Doi:10.11840/j.issn.1001-6392.2022.01.006

山东半岛北岸跨锋面物质输运对辽东半岛东岸沉积有机质含量及来源的影响

舒卓[1,2]，高建华[1,2]，石勇[1,2]，徐笑梅[1,2]

（1. 南京大学 地理与海洋科学学院，江苏 南京 210023；
2. 南京大学 海岸与海岛开发教育部重点实验室，江苏 南京 210023）

摘 要： 深入理解气候变化影响下海洋动力过程变化及其多重环境效应，是了解海岸海洋系统未来演化趋势的重要途径。因此，本文在辽东半岛东岸泥质区取柱状样一根，通过沉积物粒度、TOC/TN 含量、$\delta^{13}C$ 以及 $\delta^{15}N$ 等指标，分析气候变化下山东半岛北岸跨锋面物质输运强度变化，及其对辽东半岛东岸泥质区沉积有机质含量和来源的影响。结果表明，高海面时期以来，山东半岛北岸跨锋面物质输运可分为两个变化阶段：6.5~2.9 cal ka BP，其强度随冬季风和黄海暖流的不断减弱而减弱；2.9 cal ka BP 至今，由于冬季风较弱而黄海暖流总体强盛，其强度随黄海暖流的波动而呈现 4 段式的复杂变化。此外，辽东半岛东岸泥质区陆源和海源有机质含量与其强度呈正相关，相应于跨锋面物质输运强度的变化，6.5~2.9 cal ka BP 期间，陆源和海源有机质含量持续减少，而 2.9 cal ka BP 至今则呈现复杂的 4 段式变化。总体上看，自 6.5 cal ka BP 以来，陆源有机质贡献率不断下降而海源有机质贡献率逐渐上升。

关键词： 跨锋面物质输运；东亚冬季风；黄海暖流；沉积有机质；山东半岛北岸；辽东半岛东岸

中图分类号： P736.2 **文献标识码：** A **文章编号：** 1001-6932(2022)01-0050-11

The influence of cross-front sediment transport in north coast of Shandong Peninsula on the content and origin of sedimentary organic matter in east coast of Liaodong Peninsula

SHU Zhuo[1,2], GAO Jianhua[1,2], SHI Yong[1,2], XU Xiaomei[1,2]

(1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China;
2. Key Laboratory of Coast and Island Development of the Ministry of Education, Nanjing University, Nanjing 210023, China)

Abstract: An in-depth understanding of variations in ocean dynamics induced by climate change and its multiple effects on the environment is an important approach to gain insights into the future evolution trend of coastal ocean system. In order to study the fluctuation of cross-front sediment transport intensity in north coast of Shandong Peninsula under climate change and its influence on content and origin of sedimentary organic matter in Liaonan Coastal Mud, a sediment core in Liaonan Coastal Mud was collected and then analyzed with proxies including sediment grain size, TOC and TN content, $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$. The results indicate that cross-front sediment transport in north coast of Shandong Peninsula could be divided into 2 changing stages since the sea level reaching its maximum. From 6.5~2.9 cal ka BP, its intensity decreased continuously with the gradual weakening of winter monsoon and Huanghai Sea Warm Current. Since 2.9 cal ka BP, due to the weaker winter monsoon and the overall stronger Huanghai Sea Warm Current, its intensity fluctuated for 4 different sub-stages along with the fluctuation of Huanghai Sea Warm Current. Besides, the content of terrigenous and marine organic matter in Liaonan Coastal

收稿日期：2021-07-18；修订日期：2021-09-04
基金项目：国家自然科学基金（41576043）
作者简介：舒卓（1997—），硕士研究生，主要从事海洋沉积学研究。电子邮箱：15927055936@163.com
通讯作者：高建华，教授。电子邮箱：jhgao@nju.edu.cn

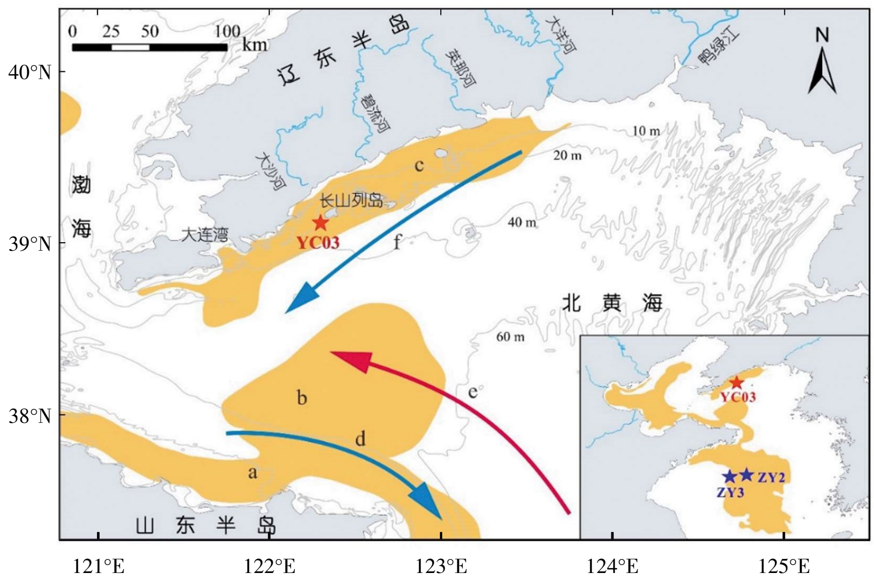
Mud showed a positive correlation with cross-front sediment transport intensity. Corresponding to its changes, the content of terrigenous and marine organic matter decreased persistently during the period of 6.5~2.9 cal ka BP, and then exhibited 4 complicated changing sub-stages from 2.9 cal ka BP to present. In general, the proportion of terrigenous organic matter in total organic matter has been declining while the marine organic matter´s proportion has been rising since 6.5 cal ka BP.

Key words: cross-front sediment transport; East Asian Winter Monsoon; Huanghai Sea Warm Current; sedimentary organic matter; north coast of Shandong Peninsula; east coast of Liaodong Peninsula

海岸海洋是人类社会的聚居区和经济重地，对社会发展起着重要支撑作用，同时也是国际地学前沿研究的关键区域。全球气候变化作为当今人类社会面临的最大挑战，其影响下的海岸海洋系统未来演化趋势是人们普遍关注的重要问题。而深入理解气候变化下的海洋动力过程变化，以及由此带来的海洋沉积、生态和环境多重效应变化，则是了解气候变化对海岸海洋系统影响的重要途径。

跨锋面物质输运是近岸沉积物、污染物和营养盐向外输运并参与深海物质循环的关键物理过程[1–2]，具有显著的沉积、生态和环境效应[3–4]。作为我国冬春季节最为频发的极端气候事件，冬季风暴对中国东部陆架区“夏储冬输”的物质输运格局[5–6]、沿岸流的形成[7–8]以及陆架环流的变化[9–10]起着重要作用，同时也是跨锋面物质输运的关键驱动因素[11]。随着全球气候的变暖，我国东部沿海地区冬季风暴的强度和频率呈下降趋势[12–15]，这有可能会改变跨锋面物质输运强度，进而对我国近岸地区的沉积体系发育、生态以及环境演化产生重要影响。因此，深入了解冬季风暴变化下的跨锋面物质输运强度变化及其对海洋生态环境的影响，有助于系统认识全球变化下的海岸海洋演化趋势。北黄海是我国东部沿海受冬季风暴影响最为强烈的区域，同时也是黄海暖流北侵的末端。最新的研究表明，在冬季风暴和黄海暖流的共同作用下，山东半岛北岸的细颗粒物质能跨锋面输运到辽东半岛东岸[11]。从长时间尺度来看，冬季风暴主要受到高纬气候变化的驱动[16]，黄海暖流作为黑潮的分支流，则更多地反映了赤道等低纬地区的气候变化[17–19]，二者的强度和变化趋势并不总是一致。因此，山东半岛北岸跨锋面物质输运强度变化实际上是高低纬气候变化耦合作用下的结果，对二者不同耦合模式下跨锋面物质输运强度变化的揭示，有利于多角度认识气候变化影响下海洋关键动力过程变化及其对海岸海洋系统的影响。

陆架泥区的沉积物通常记录了沉积物来源、海



(a)山东半岛沿岸泥质区；(b)北黄海西部泥质区；(c)辽东半岛东岸泥质区；(d)鲁北沿岸流；(e)黄海暖流；(f)辽南沿岸流

图 1　研究区位图

平面、陆架环流、冬季风以及海域生态环境的演化历史[20-24]。作为典型的沿岸型泥质区，辽东半岛东岸泥质区沉积记录中可能蕴藏了跨锋面物质输运及沉积环境效应的变化信息。因此，本文拟通过辽东半岛东岸泥质区柱状样沉积物粒度以及有机碳氮和稳定同位素等指标，分析气候变化下的山东半岛北岸跨锋面物质输运强度变化，并在此基础上，揭示跨锋面物质输运对于辽东半岛东岸泥质区沉积有机质变化的影响。

1　区域背景

黄河入海物质在沿山东半岛输运过程中，沿程堆积形成了山东半岛沿岸泥质区，其在山东半岛北部呈楔形[21]，绕过成山头后，逐渐演变为脱离岸线的“Ω”形态，最大厚度超过40 m[25]。北黄海西部泥质区在空间上与山东半岛沿岸泥质区连接为一体，无明显分界[21]，向北逐渐变薄[25]，由山东半岛北岸的黄河来源物质向外扩散堆积而成[26]。辽东半岛东岸泥质区是沿辽东半岛呈东北-西南分布的条带状泥质沉积体，北起大洋河口，南至辽东半岛最南端[27]。其沉积中心厚度达14 m，在向岸和向海两个方向上，递减至2 m以下，且在垂直海岸方向上呈“Ω”状[28]。以往研究认为其是由以鸭绿江为主的辽东半岛东岸河流入海物质沿岸搬运堆积而成[28-30]，但近期研究发现，黄河来源物质对其也有贡献，且长山列岛以西主要受黄河来源物质的影响，以东则以鸭绿江来源物质为主[31-32]。

冬季，在冬季风强烈的垂向混合作用下，大量的底部细颗粒物质被起动而再悬浮，形成近岸的高悬沙浓度水体[33-34]。此时，黄海暖流和鲁北沿岸流正处于强盛期，二者间温度的水平梯度显著增大，存在着明显的温度锋面，限制着沉积物的向外扩散[33-37]。冬季风暴的阵发性使得鲁北沿岸流和黄海暖流先后出现相应的间断性强弱变化[7,10]，而二者之间的锋面强度也随之出现快速的强弱变化，进而导致锋面波的形成及破碎，引起锋面内侧的悬浮物向外扩散[11]。扩散出的悬浮物一部分于锋面外侧逐渐沉积，形成了北黄海西部泥质区，另一部分则继续被黄海暖流以上升流的形式携带至辽东半岛东岸，成为其主要物源之一[26]。

2　材料与方法

2.1　样品采集与测试

2016年6月，于长山列岛附近水深20 m处利用重力式采样器获取柱状样YC03（39.12° N，122.30°E），柱长5.57 m，而后在实验室内分层取样测试。由于沉积物中有孔虫及贝壳等生物碎屑缺乏，选取了4个层位的沉积有机碳进行AMS^{14}C测年，实验于美国Beta实验室完成。所得原始数据经软件Calib v7.0.4 （http：//www.calib.org/）转换为日历年龄，转换时采用Mixed Marine Nohem曲线[38]，局地碳库效应取-139±59年[39]。以2 cm为间隔取样278个进行粒度测试，先由0.05 mol/L六偏磷酸钠溶液浸泡24 h，经超声振荡后用Mastersizer 2000进行测试，每个样品测量两次，重复测量的误差<3%，粒度参数采用矩法[40]计算。根据AMS^{14}C测年结果，选取108个样品进行筛分，对小于63 μm的组分进行有机碳氮及其稳定同位素测试。测试前，先用10%的HCl去除无机碳。TOC和TN利用Flash 2000 HT元素分析仪测定，样品有机碳、氮含量以及C/N相对标准偏差为3%；$\delta^{13}C$和$\delta^{15}N$利用美国Thermo公司生产的MAT253质谱仪测定，用L-GLU、UREA21以及NUEA2进行同位素校正，碳氮同位素的精度分别为±0.02%和±0.04%。

2.2　沉积有机质来源计算方法

C/N和$\delta^{13}C$示踪是判别沉积物有机质来源行之有效的两种方法。海洋藻类的C/N为3~8，而陆生植物的C/N可达20或者更高[41]。一般认为，C/N小于8是典型的海源有机质[42]，大于12则代表着陆源有机质[43]。此外，海洋藻类的$\delta^{13}C$值为-22‰ ~ -19‰[44]；陆地植物则有C_3植物和C_4植物之分，其中，C_3植物的$\delta^{13}C$偏负，在-28‰ ~ -26‰之间[45]，C_4植物的$\delta^{13}C$则偏正，平均值为-14‰[46]，据此也可对沉积物中有机质的来源进行区分。与C/N相比，$\delta^{13}C$更为稳定，不易受到粒度[47]和生物活动[48]的影响，更能指示沉积物中有机质的来源。因此，本文通过C/N和$\delta^{13}C$两个指标来区分陆源和海源有机质，同时利用$\delta^{13}C$二端元混合分析模型来定量估算陆源和海源有机质在沉积有机质中所占比例[49]，并由此计算陆源和海源有机质在沉积物中的含量，计算公式如下：

$$\delta^{13}C = Q_T\delta^{13}C_T + Q_M\delta^{13}C_M \quad (1)$$

$$Q_T + Q_M = 1 \quad (2)$$

$$P_T = P \cdot Q_T \quad (3)$$

$$P_M = P \cdot Q_M \quad (4)$$

式中：$\delta^{13}C$、$\delta^{13}C_T$ 以及 $\delta^{13}C_M$ 分别是沉积有机质、陆源有机质和海源有机质的 $\delta^{13}C$ 值，Q_T 和 Q_M 分别代表沉积有机质中陆源和海源有机质的占比，P、P_T 和 P_M 则分别代表沉积物中总有机质、陆源有机质和海源有机质的含量。根据本区已有的研究，本文将 $\delta^{13}C_T$ 和 $\delta^{13}C_M$ 分别取值为–26‰和–20‰[24]。

3　结果

3.1　AMS14C 测年及沉积速率

根据 AMS14C 测年结果计算了 YC03 柱状样的沉积速率（图 2）。结果显示，海平面上升期，沉积速率较高，为 98 cm/ka 和 75 cm/ka 的高值；最大海平面之后，迅速降低为 24cm/ka；约 3 cal ka BP 左右，又升为 65 cm/ka。

3.2　沉积物粒度

从图 3 可以看出，总体而言，柱状样 YC03 的沉积物组成以粉砂为主，黏土含量垂向变化不大，砂含量与粉砂含量呈现此消彼长的变化趋势。根据沉积物各组分含量、平均粒径以及粒径频率分布曲线的变化，可以将沉积物粒度细分为三个变化阶段，即海平面上升期的 S1（10~6.5 cal ka BP）、高海面以来的 S2（6.5~2.9 cal ka BP）和 S3（2.9~0 cal ka BP）。S1 阶段，各组分含量及平均粒径基本稳定，平均粒径平均值为 6.52 Φ；粒径分布频率曲线呈稳定的单峰分布，峰值约为 6.5 Φ。S2 阶

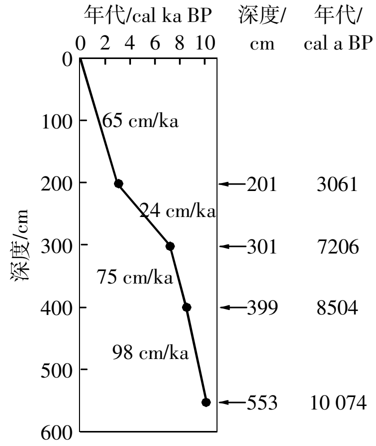


图 2　YC03 柱状样 AMS14C 测年结果及沉积速率

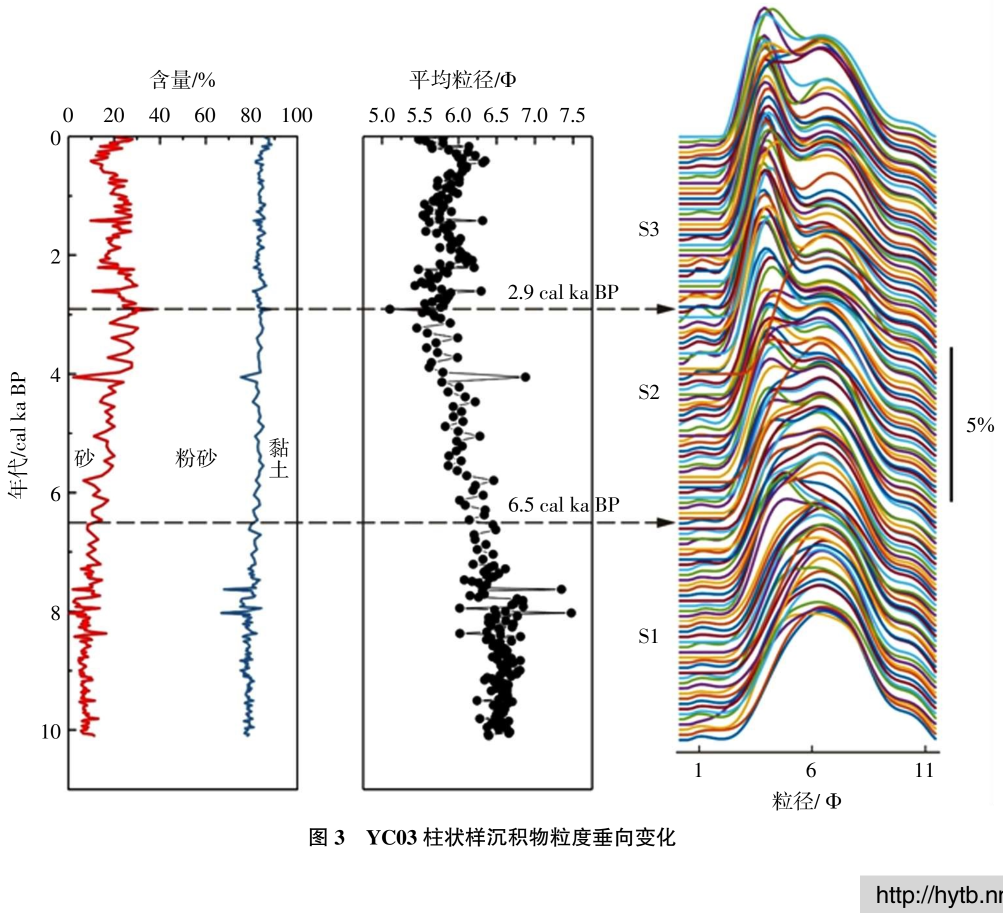


图 3　YC03 柱状样沉积物粒度垂向变化

段，伴随着砂含量的增加以及粉砂含量的减少，平均粒径逐渐增大，平均值为 5.96 Φ；粒径分布频率曲线由单峰向双峰转变，可能指示着沉积物来源及其输运和沉积模式发生了改变。S3 阶段，砂和粉砂含量的波动变化也引起了平均粒径的波动变化，其平均值为 5.85 Φ；粒径频率分布曲线呈现双峰分布，细峰峰值略有增大，约为 7 Φ，粗峰峰值约为 4 Φ，且含量出现逐渐增高的趋势。

3.3 有机碳氮含量及其稳定同位素

柱状样 YC03 有机碳氮含量及其稳定同位素的垂向变化如图 4 所示。可以看出：（1）TOC 和 TN 含量的变化趋势基本一致。S1 阶段， TOC 及 TN 含量微弱减少，平均值分别为 0.59%和0.062%。S2 阶段，TN 含量依旧呈略减的变化趋势，而 TOC 含量的减幅有所增大，平均值分别为 0.60% 和 0.057%。S3 阶段，二者出现了趋势相同的大幅度波动变化，平均值分别为 0.66% 和 0.065%。（2）C/N 和 $\delta^{13}C$ 大体呈反相变化。S1 阶段，C/N 先减小后增大，平均值为 9.46，而 $\delta^{13}C$ 值先增大后减小，平均值为−23.50‰。S2 阶段，C/N 不断减小，$\delta^{13}C$ 逐渐增大，平均值分别为 10.69 和−23.28‰。S3 阶段，C/N 和 $\delta^{13}C$ 呈趋势相反的波动变化，平均值分别为 10.30 和−22.73‰。（3）$\delta^{15}N$ 在 S1 阶段不断增大，平均值为 6.37；S2 阶段，整体逐渐减小，平均值为 6.66；S3 阶段，则大体经历了先减小后增大的变化过程，平均值为 6.10。

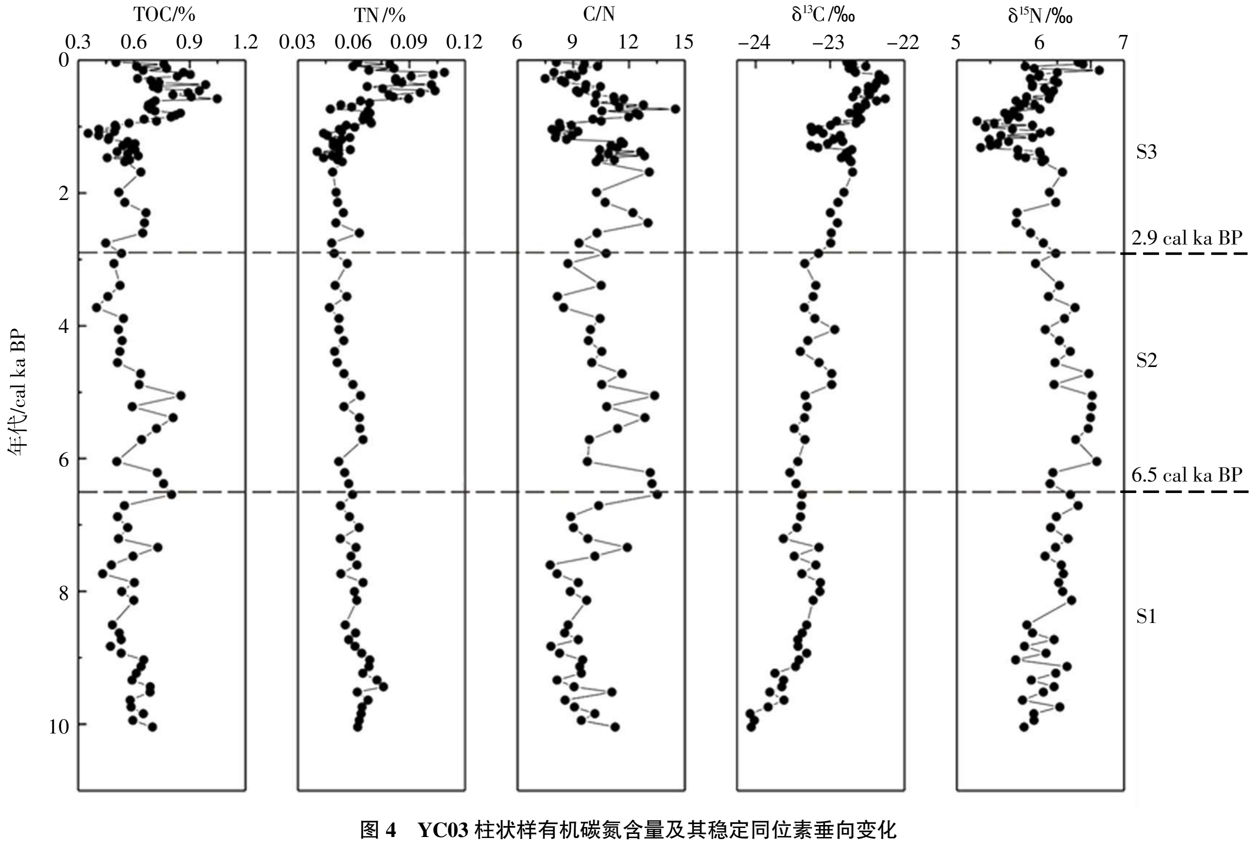
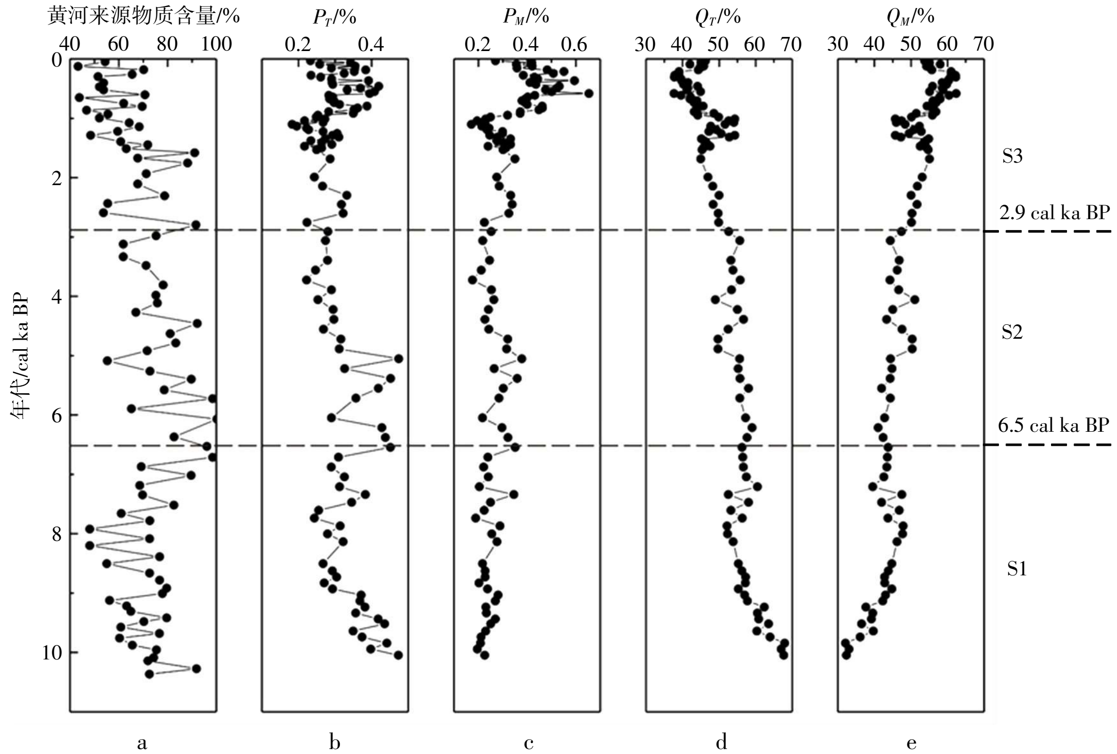


图 4 YC03 柱状样有机碳氮含量及其稳定同位素垂向变化

3.4 陆源和海源有机质

陆源和海源有机质也呈现明显的 3 阶段变化(图 5)。S1 阶段，陆源有机质含量先减少后增加，海源有机质含量基本稳定，平均值分别为 0.35%和 0.24%；陆源和海源有机质贡献率则分别呈现先减小后增大以及先增大后减小的变化，平均值分别为 58.41%和 41.59%。S2 阶段，陆源和海源有机质含量均逐渐减少，平均值分别为 0.33%和 0.27%；陆源有机质贡献率逐渐减小而海源有机质贡献率不断增大，平均值分别为 54.64%和 45.36%。S3 阶段，陆源和海源有机质含量均出现了复杂的波动变化，海源有机质含量的变幅更大，但二者变化趋势相近，平均值分别为 0.30%和 0.36%；陆源和海源有机质贡献率随之亦有多次波动，平均值分别为 45.54%和 54.46%。



（a）黄河来源物质含量垂向变化[26]；（b）陆源有机含量垂向变化；（c）海源有机质含量垂向变化；

（d）陆源有机质贡献率垂向变化；（e）海源有机质贡献率垂向变化

图 5　YC03 柱状样黄河来源物质含量及陆海源有机质含量垂向变化

4　讨论

4.1　黄河来源物质含量的变化

石勇根据黄河来源物质与鸭绿江来源物质稀土元素上的分异性，定量计算出 YC03 柱状样中黄河来源物质含量约在 50%~90%之间波动变化，平均值约为 70%（图 5a），表明 YC03 柱状样基本以黄河来源物质为主[26]。从图 5 中还可以看出，陆源有机质含量与黄河来源物质含量的整体变化趋势非常一致，仅在约 2 cal ka BP 之后略有差别，陆源有机质含量呈现减–增–减的波动变化过程，而黄河来源物质含量则持续减少。可见，辽东半岛东岸陆源有机质含量与黄河来源物质含量大体呈正相关，而作为控制辽东半岛东岸黄河来源物质输入通量的跨锋面物质输运，其强度变化必然对该区域沉积有机质的变化起着重要影响，这一影响机制将在后文中加以论述。

4.2　海平面上升期沉积有机质的变化及影响因素

全新世早期，研究区是古黄河和古鸭绿江的入海通道[32,50]，堆积了大量沉积物。在随后的海平面上升过程中，渤海及北黄海北部主要受到往复潮流的控制，由于水深较浅，潮流场较强[51]，其成了这一时期沉积物搬运的主控因素[52]。在潮流的作用之下，陆架区早先沉积的黄河和鸭绿江物质被重新搬运至辽东半岛东岸。随着水深的增加，潮流场逐渐减弱[22]，其对沉积物的侵蚀和搬运能力也逐步减弱，黄河物质输运通量和沉积速率也随之降低。不过，黄河来源物质含量约以 8.5 cal ka BP 为界，呈现先减少后增加的变化，这可能是黄河改道所引起的。9.6 cal ka BP 之后，黄河由南黄海入海，而 8.5 cal ka BP 之后又重新经渤海入海[53–55]，这可能会引起辽东半岛东岸黄河来源物质输入量先减小后增大的变化，进而也会导致陆源有机质含量的先减少后增加。但总的来说，这一期间沉积物以细颗粒的黄河来源物质为主，且水动力混合作用较强，故而沉积物组成稳定且在粒径分布频率曲线上呈现稳定的单峰分布。在 8 cal ka BP 附近出现的沉积物粒径的突变及异常值，则可能是由于“8.2 ka”事件期间（8.2~8.4 cal ka BP）海平面迅速上升并快速向岸推进[56]，沉积物的堆积并不连续，这一现象在北黄海 NYS–102 柱状样中亦有存在[22]。

在整个海平面上升期，海源有机质由海水携带着不断向岸堆积，其来源和输入稳定，并且由于水深过浅，水动力作用过于强烈，海洋初级生产力受到较大限制，自生海源有机质量少且变化不大[57-58]，因此海源有机质含量大体稳定。而陆源有机质含量的先减后增，则会引起陆源和海源有机质贡献率分别呈现先减后增和先增后减的变化。可见，海平面上升期，辽东半岛东岸泥质区沉积有机质的变化主要受到潮流场强度及黄河入海路径变化的影响。

4.3 跨锋面物质输运的强度变化

6.5 cal ka BP 之后，海平面达到最大，现代黄海暖流形成，北黄海现有的陆架环流格局得以确立[22,59-60]。从沉积物粒径频率分布曲线、有机质以及黄河来源物质含量变化也可看出，从这一时期开始，辽东半岛东岸泥质区的沉积物来源及其输运和沉积模式发生了变化，而山东半岛北岸的跨锋面物质输运可能主导了这一变化过程。其强度主要受到冬季风暴和黄海暖流的影响，冬季风暴是沉积物再悬浮以及锋面波的形成与破碎的驱动因子，黄海暖流的增强则会导致锋面的增强，而锋面越强越不稳定，越有利于物质的跨锋面输运。因此，冬季风暴和黄海暖流的增强均有利于跨锋面物质输运的发生[11,26]。

山东半岛北岸跨锋面物质输运强度的变化会引起辽东半岛东岸黄河来源细颗粒物质输入通量的变化，对以黄河来源物质为主的长山列岛以西区域而言，其黄河来源物质含量和沉积物粒度也会随之变化。在此基础上，YC03 柱状样中黄河来源物质含量的变化以及沉积物平均粒径的变化可用以指示跨锋面物质输运强度的变化。胡邦琦等利用柱状样 ZY2 和 ZY3 中沉积物敏感粒级反演了近 7200 年的东亚冬季风变化[61]，王利波等则利用 ZY2 中的 $U_{37}^{k'}$ 反演了近 6200 年黄海暖流的变化[62]，两根柱状样的采样位置如图 1 所示。从图 6 中可以看出，高海面时期以来，东亚冬季风和黄海暖流的变化趋势并非总是一致，因而在二者不同的组合模式下跨锋面物质输运强度也发生了相应的变化。

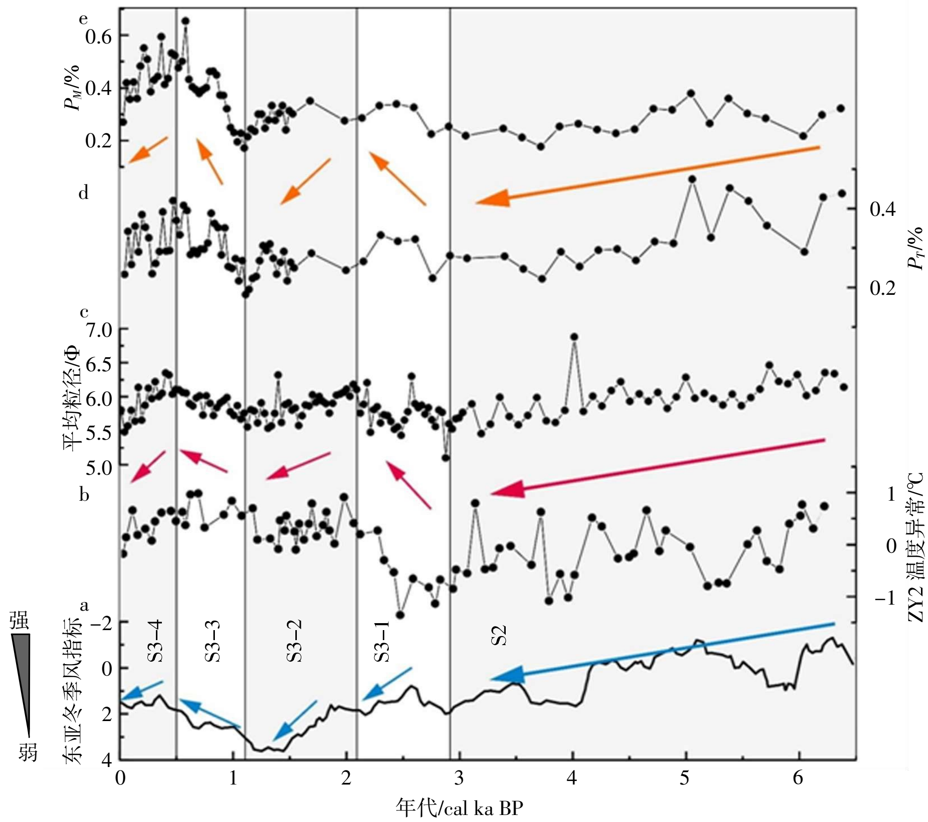
S2 阶段，冬季风和黄海暖流强度总体不断减弱，而沉积物平均粒径逐渐增大，黄河来源物质含量也呈明显下降趋势（图 5a），二者都指示着跨锋面物质输运强度的减弱。这表明，在冬季风和黄海暖流共同减弱的组合模式下，跨锋面物质输运强度也不断减弱。而跨锋面物质输运强度的减弱，则会直接导致辽东半岛东岸黄河来源细颗粒物质输入的减少，引起沉积速率的降低；此外，随着细颗粒物质输入的减少，辽南沿岸流输运而来的相对较粗的物质在沉积物中的占比逐渐增加，沉积物不断变粗，约由 6.5 Φ 增大到 5.5 Φ，粒径分布频率曲线上也由单峰向双峰转变，粗颗粒物质峰开始出现。

S3 阶段，东亚冬季风和黄海暖流的变化更为复杂，这也导致这一时期的沉积物跨锋面输运强度发生了多阶段变化（表 1）。在此期间，冬季风整体较弱，而黄海暖流总体强盛，二者的变化趋势共有三种组合模式，即 S3-1 阶段的反相变化，S3-2 和 S3-4 阶段的共同减弱以及 S3-3 阶段的共同增强。依据沉积物平均粒径变化并结合黄河来源物质含量变化（图 5a），可以看出跨锋面物质输运强度在这三种组合模式下的变化分别为增强、减弱以及增强。这进一步表明，在冬季风和黄海暖流共同增强的耦合作用之下，跨锋面物质输运强度是逐渐增加的。而跨锋面物质输运强度在 S3-1 阶段的增强，则表明在此一阶段，黄海暖流增强的促进作用要大于冬季风减弱的抑制作用。

在 2.1 cal ka BP 之后，沉积物平均粒径指示的跨锋面物质输运强度经历了减-增-减的变化，但黄河来源物质含量并未出现类似的波动变化，而是持续下降。导致这一现象的原因可能是，在增强的黄海暖流的限制之下，辽南沿岸流携带的相对较粗的鸭绿江来源物质在此的沉积逐渐增加，黄河来源物质含量也因此相对持续下降，未能展现出与跨锋面物质输运强度一致的增减波动变化。这一点在粒径频率分布曲线上的表现则是，鸭绿江来源的粗颗粒物质峰已明显可见，峰值约为 4 Φ，且由下往上，该峰占比越来越高，显示出其含量的逐渐增加。与此同时，鸭绿江来源物质输入的增加也引起了 S3 阶段沉积速率的提高。

4.4 跨锋面物质输运强度变化下沉积有机质的变化

跨锋面物质输运强度的增加会增大辽东半岛东岸黄河来源物质的输入量，进而直接引起陆源有机质含量的增加，同理，其强度的减弱也会引起陆源有机质含量的减少。所以，对应于跨锋面物质输运强度的变化，陆源有机质含量在 S2/S3-2/S3-4 和 S3-1/S3-3 阶段分别呈现逐渐减少和逐渐增加的变



（a）南黄海中部泥质区 ZY2 和 ZY3 柱状样记录的东亚冬季风变化[61]；（b）南黄海中部泥质区 ZY2 柱状样记录的黄海暖流变化[62]；（c）YC03 柱状样的平均粒径变化；（d）YC03 柱状样陆源有机质含量变化；（e）YC03 柱状样海源有机质含量变化

图 6 6.5 cal ka BP 以来研究区跨锋面物质输运强度变化

表 1 6.5 cal ka BP 以来研究区跨锋面物质输运强度变化

	年代	冬季风	黄海暖流	平均粒径	陆源有机质含量	海源有机质含量
S2	6.5~2.9 cal ka BP	减弱	减弱	增大	减少	减少
S3−1	2.9~2.1 cal ka BP	减弱	增强	减小	增加	增加
S3−2	2.1~1.1 cal ka BP	减弱	减弱	增大	减少	减少
S3−3	1.1~0.5 cal ka BP	增强	增强	减小	增加	增加
S3−4	0.5~0 cal ka BP	减弱	减弱	增大	减少	减少

化。海源有机质含量主要随海洋初级生产力的提高而增加，其变化机制则较为复杂。一方面，跨锋面物质输运的增强能为海区带去更多的营养盐，进而引起海洋初级生产力的提高；另一方面，就控制跨锋面物质输运强度变化的两个因素而言，冬季风增强导致的水体垂向混合有利于底部营养盐的向上输运，而黄海暖流的增强则会引起水体温度和盐度的增加，这些都有利于海洋初级生产力的提高[57,63−66]。S3−3 阶段，冬季风、黄海暖流以及跨锋面物质输运强度都不断增加，三者的变化都有助于海洋初级生产力的提高，进而引起海源有机质含量的逐渐增加。S2/S3−2/S3−4 这三个阶段，三者的变化趋势与 S3−3 阶段正好相反，故而海源有机质含量的变化也相反，逐渐减少。S3−1 阶段，海源有机质含量的增加则表明黄海暖流和跨锋面物质输运强度增加对海洋初级生产力的促进作用要大于冬季风减弱的抑制作用。

从上述分析可以看出，跨锋面物质输运强度的增加会引起陆源和海源有机质含量的增加。不过，不同于陆源有机质含量的是，海源有机质还受到冬季风和黄海暖流本身的影响，变化更为复杂。从S2 到 S3，沉积物粒径由 5.96 Φ 增大到 5.85 Φ，黄河

来源物质含量由77.92%减少到63.18%，陆源有机质含量平均值也由0.33%降至0.30%，减少了9.09%，这都表明S3阶段的跨锋面物质输运整体强度不如S2。而由于黄海暖流的显著增强，海源有机质含量在S3阶段并未减少，而是大幅增加，平均值由S2阶段的0.27%增大到0.36%，增幅达33.33%。这一现象在南黄海中部泥质区柱状样ZY1、ZY2以及YE-2中也有记录[67-68]。整体来看（图5d、图5e），随着跨锋面物质输运整体强度的逐渐减弱以及黄海暖流在S3阶段的显著增强，自6.5 cal ka BP以来，陆源有机质贡献率不断下降而海源有机质贡献率逐渐上升。

5 结论

海平面上升期，辽东半岛东岸泥质区沉积有机质的变化主要受到潮流场及黄河入海路径变化的影响。而高海面以来，其主要受到山东半岛北岸跨锋面物质输运的控制，陆源和海源有机质含量与跨锋面物质输运强度呈正相关。6.5~2.9 cal ka BP，跨锋面物质输运强度随东亚冬季风和黄海暖流的不断减弱而减弱，陆源和海源有机质含量也不断减少；而在2.9~0 cal ka BP，冬季风较弱，黄海暖流总体强盛，跨锋面物质输运强度随黄海暖流的波动发生了4阶段变化，相应地，陆源和海源有机质含量也发生了4阶段变化。总体上看，自6.5 cal ka BP以来，陆源有机质贡献率不断下降而海源有机质贡献率逐渐上升。

致谢：南京大学地理与海洋科学学院盛辉、艾乔以及刘强参与了野外采样和室内分析工作，曲玉冰在绘图方面提供了帮助，在此一并致谢。

参 考 文 献

[1] GAO J,JIA J,SHENG H,et al. Variations in the transport,distribution,and budget of ^{210}Pb in sediment over the estuarine and inner shelf areas of the East China Sea due to Changjiang catchment changes[J]. Journal of Geophysical Research:Earth Surface,2017,122(1):235-247.

[2] WU H. Cross-shelf penetrating fronts:A response of buoyant coastal water to ambient pycnocline undulation[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans,2015,120:5101-5119.

[3] LI Q,ZHANG Q,LI G,et al. A new perspective for the sediment provenance evolution of the middle Okinawa Trough since the last deglaciation based on integrated methods[J]. Earth and Planetary Science Letters,2019,528(115839):1-14.

[4] MORALES C E,ANABALÓN V,BENTO J P,et al. Front-eddy influence on water column properties,phytoplankton community structure,and cross-shelf exchange of diatom taxa in the shelf-slope area off concepción (36-37°S)[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans,2017,122(11):8944-8965.

[5] 杨作升,郭志刚,王兆祥,等. 黄东海陆架悬浮体向其东部深海区输送的宏观格局[J]. 海洋学报,1992,14(2):81-90.

[6] HUANG D,ZHANG T,ZHOU F. Sea-surface temperature fronts in the Yellow and East China Seas from TRMM microwave imager data[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ:Topical Studies in Oceanography,2010,57:1017-1024.

[7] QIAO L,ZHONG Y,WANG N,et al. Seasonal transportation and deposition of the suspended sediments in the Bohai Sea and Yellow Sea and the related mechanisms[J]. Ocean Dynamics,2016,66:751-766.

[8] 马伟伟,万修全,万凯. 渤海冬季风生环流的年际变化特征及机制分析[J]. 海洋与湖沼,2016,47(2):295-302.

[9] TEAGUE W,JACOBS G. Current observations on the development of the Yellow Sea warm current[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans,2000,105:3401-3411.

[10] LIN X,YANG J,GUO J,et al. An asymmetric upwind flow,Yellow Sea warm current:1. New observations in the western Yellow Sea[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans,2011,116:1-13.

[11] SHI Y,GAO J,SHENG H,et al. Cross-front sediment transport induced by quick oscillation of the Yellow Sea warm current:evidence from the sedimentary record[J]. Geophysical Research Letters,2019,46:226-234.

[12] 蔡榕硕,陈际龙,黄荣辉. 我国近海和邻近海的海洋环境对最近全球气候变化的响应[J]. 大气科学,2006,30(5):1019-1033.

[13] 王遵娅,丁一汇. 近53年中国寒潮的变化特征及其可能原因[J]. 大气科学,2006,30(6):1068-1076.

[14] 钱维宏，张玮玮. 我国近46年来的寒潮时空变化与冬季增暖[J]. 大气科学,2007,31(6):1266-1278.

[15] 康志明,金荣花,鲍媛媛. 1951—2006年期间我国寒潮活动特征分析[J]. 高原气象,2010,29(2):420-428.

[16] 汪品先. 全球季风的地质演变[J]. 科学通报,2009,54(5):535-556.

[17] XU L,WU D,LIN X,et al. The study of the Yellow Sea warm current and its seasonal variability[J]. Journal of Hydrodynamics,2009,21:159-165.

[18] SONG D,BAO X,WANG X,et al. The inter-annual variability of the Yellow Sea Warm Current surface axis and its influencing factors[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology,2009,27 (3):607-613.

[19] 胡邦琦. 中国东部陆架海泥质沉积区的物源识别及其环境记录[D]. 青岛:中国海洋大学,2010.

[20] XIAO S,LI A,LIU J,et al. Coherence between solar activity and the East Asian winter monsoon variability in the past 8000 years from

Yangtze River-derived mud in the East China Sea[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 237: 293-304.

[21] LIU J, MILLIMAN J D, GAO S, et al. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea[J]. Marine Geology, 2004, 209: 45-67.

[22] LIU J, SAITO Y, WANG H, et al. Sedimentary evolution of the Holocene subaqueous clinoform off the Shandong Peninsula in the Yellow Sea[J]. Marine Geology, 2007, 236: 165-187.

[23] LIU J, SAITO Y, KONG X, et al. Geochemical characteristics of sediment as indicators of post-glacial environmental changes off the Shandong Peninsula in the Yellow Sea[J]. Continental Shelf Research, 2009, 29: 846-855.

[24] NAN Q, LI T, CHEN J, et al. Holocene paleoenvironment changes in the northern Yellow Sea: evidence from alkenone-derived sea surface temperature[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2017, 483: 83-93.

[25] YANG Z, LIU J. A unique Yellow River-derived distal subaqueous delta in the Yellow Sea[J]. Marine Geology, 2007, 240: 169-176.

[26] 石勇. 北黄海西部细颗粒物质的跨锋面输运及其沉积环境效应[D]. 南京：南京大学, 2020.

[27] 李广雪, 杨子赓, 刘勇. 中国东部海域海底沉积环境成因研究[M]. 北京：科学出版社, 2005.

[28] CHEN X, LI T, ZHANG X, et al. A Holocene Yalu River-derived fine-grained deposit in the southeast coastal area of the Liaodong Peninsula[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2013, 31: 636-647.

[29] 符文侠, 贾锡钧, 魏成凯, 等. 河流泥沙对辽东半岛海岸的填充作用[J]. 黄渤海海洋, 1984(2): 49-55.

[30] 李光天, 符文侠, 贾锡钧. 辽东潮间浅滩的综合特征[J]. 地理学报, 1986(3): 262-273.

[31] 李艳. 北黄海末次冰消期以来沉积特征及物源环境指示[D]. 青岛：中国科学院海洋研究所, 2011.

[32] 石勇, 高建华, 刘强, 等. 陆架环流作用下的北黄海中北部细颗粒物质输运[J]. 海洋学报, 2019, 41(4): 53-63.

[33] 王勇智, 乔璐璐, 杨作升, 等. 近岸强海流切变锋作用下悬浮沉积物的输送和沉积—以山东半岛东端外海为例[J]. 沉积学报, 2013, 31(3): 486-496.

[34] 王勇智, 张永强, 孙惠凤. 山东半岛东部海域悬浮体分布季节变化及其冬季输送通量研究[J]. 沉积学报, 2019, 37(3): 541-549.

[35] 袁萍, 王厚杰, 毕乃双, 等. 中国东部陆架海锋面的时空变化及其对细颗粒沉积物输运和沉积的影响[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(3): 25-42.

[36] 藏政晨, 王厚杰, 薛佐, 等. 黄海近岸锋面的时空变化及其对沉积物输运和沉积的影响[J]. 海洋地质前沿, 2015, 31(7): 1-10.

[37] 鲍献文, 李娜, 姚志刚, 等. 北黄海温盐分布季节变化特征分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2009, 39(4): 553-562.

[38] REIMER P J, BAILLIE M G, BARD E, et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP[J]. Radiocarbon, 2009, 51(4): 1111-1150.

[39] LIU J, LI A, CHEN M. Environmental evolution and impact of the Yellow River sediments on deposition in the Bohai Sea during the last deglaciation[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2010, 38: 26-33.

[40] MCMANUS J. Grain size determination and interpretation[J]. Techniques, in sedimentology, 1988: 63-85.

[41] STEIN R. Accumulation of organic carbon in marine sediments[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1991: 217-320.

[42] BORDOVSKIY O K. Sources of organic matter in marine basins[J]. Marine Geology, 1965, 3(1/2): 5-31.

[43] PRAHL F G, ERTEL J R, GONI M A, et al. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(14): 3035-3048.

[44] FONTUGNE M R, JOUANNEAU J M. Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary: Evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1987, 24(3): 377-387.

[45] EMERSON S, HEDGES J I. Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments[J]. Paleoceanography, 1988, 3(5): 621-634.

[46] O'Leary M H. Carbon isotopes in photosynthesis[J]. Bioscience, 1988, 38(5): 328-336.

[47] MEYERS P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processe[J]. Org Geochem, 1997, 27(5/6): 213-250.

[48] 许斐, 杨守业, 展望, 等. 三峡水库建设对长江下游颗粒有机碳通量及碳同位素组成的影响[J]. 地球化学, 2011, 40(2): 199-208.

[49] WU J, CALVERT S, WONG C. Carbon and nitrogen isotope ratios in sedimenting particulate organic matter at an upwelling site off Vancouver Island[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1999, 48: 193-203.

[50] YOO D G, LEE G S, KIM G Y, et al. Seismic stratigraphy and depositional history of late Quaternary deposits in a tide-dominated setting: An example from the eastern Yellow Sea[J]. Marine and Petroleum Geology, 2016, 73: 212-227.

[51] UEHARA K, SAITO Y, HORI K. Paleotidal regime in the Changjiang (Yangtze) Estuary, the East China Sea, and the Yellow Sea at 6 ka and 10 ka estimated from a numerical model[J]. Marine Geology, 2002, 183: 179-192.

[52] YOO D G, CHANG T S, LEE G S, et al. Late Quaternary seismic stratigraphy in response to postglacial sea-level rise at the mid-eastern Yellow Sea[J]. Quaternary International, 2016, 392: 125-136.

[53] YANG D, YU G, XIE Y, et al. Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China[J]. Geomorphology, 2000, 33: 73-88.

[54] 薛春汀, 周永青, 朱雄华. 晚更新世末至公元前 7 世纪的黄河流向和黄河三角洲[J]. 海洋学报, 2004, 26(1): 48-61.

[55] LIU J P, MILLIMAN J D, GAO S. The Shandong mud wedge and post-glacial sediment accumulation in the Yellow Sea[J]. Geo-Marine Letters, 2001, 21: 212-218.

[56] YIM W S, HUANG G, FONTUGNE M, et al. Postglacial sea-level changes in the northern South China Sea continental shelf: evidence for a post-8200 calendar yr BP meltwater pulse[J]. Quaternary International, 2006, 145: 55-67.

[57] 赵晓晨. 黄海全新世浮游植物生产力和群落结构变化规律及控制机制[D]. 青岛:中国海洋大学, 2013.

[58] 吴鹏, 肖晓彤, 陶舒琴, 等. 运用生物标志物研究全新世南黄海泥质区陆源有机质输入的变化[J]. 中国科学:地球科学, 2016, 46(6): 799-808.

[59] 李铁刚, 江波, 孙荣涛, 等. 末次冰消期以来东黄海暖流系统的演化[J]. 第四纪研究, 2007, 27(6): 945-954.

[60] 王利波, 杨作升, 赵晓辉, 等. 南黄海中部泥质区 YE-2 孔 8.4 kaBP 来的沉积特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29(5): 1-11.

[61] 胡邦琦, 杨作升, 赵美训, 等. 南黄海中部泥质区 7200 年以来东亚冬季风变化的沉积记录[J]. 中国科学:地球科学, 2012, 42(10): 1568-1581.

[62] 王利波, 杨作升, 张荣平, 等. 南黄海中部泥质区 ZY2 孔 6200 年以来的海表温度记录及黄海暖流变化的影响[J]. 科学通报, 2011, 56(15): 1213-1220.

[63] 邢磊, 赵美训, 张海龙, 等. 二百年来黄海浮游植物群落结构变化的生物标志物记录[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2009, 39(2): 317-322.

[64] LIU S, ZHANG J, CHEN S Z, et al. Inventory of nutrient compounds in the Yellow Sea[J]. Continental Shelf Research, 2003, 23: 1161-1174.

[65] 王星辰, 邢磊, 张海龙, 等. 北黄海-渤海表层沉积物中浮游植物生物标志物的分布特征及指示意义[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2014, 44(5): 69-73.

[66] 蔡德陵, 孙耀, 张小勇, 等. 由东海、黄海沉积物中有机碳含量及稳定同位素组成重建 200 a 以来初级生产力历史记录[J]. 海洋学报, 2014, 36(2): 40-50.

[67] ZHAO X, TAO S, ZHANG R, et al. Biomarker records of phytoplankton productivity and community structure changes in the Central Yellow Sea mud area during the Mid-late Holocene[J]. Journal of Ocean University of China, 2013, 12: 639-646.

[68] XING L, ZHAO M, ZHANG H, et al. Biomarker evidence for paleoenvironmental changes in the southern Yellow Sea over the last 8200 years[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2012, 30: 1-11.

(本文编辑:崔尚公)

(上接第 49 页)

[60] 刘子琳, 潘建明, 陈忠元. 南大洋浮游植物现存量对颗粒有机碳的贡献[J]. 海洋科学, 2004, 28(5): 44-49.

[61] SUN C C, WANG Y S, LI Q P, et al. Distribution characteristics of transparent exopolymer particles in the Pearl River estuary, China [J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2012, 117: G00N17.

[62] BEAUVAIS S, PEDROTTI M L, VILLA E, et al. Transparent exopolymer particle (TEP) dynamics in relation to trophic and hydrological conditions in the NW Mediterranean Sea[J]. Marine Ecology Progress Series, 2003, 262: 97-109.

[63] ENGEL A. Distribution of transparent exopolymer particles (TEP) in the northeast Atlantic Ocean and their potential significance for aggregation processes[J]. Deep Sea Research Part Ⅰ: Oceanographic Research Papers, 2004, 51(1): 83-92.

[64] PENNA A, BERLUTI S, PENNA N, et al. Influence of nutrient ratios on the in vitro extracellular polysaccharide production by marine diatoms from the Adriatic Sea[J]. Journal of Plankton Research, 1999, 21(9): 1681-1690.

[65] 严宏强, 余克服, 谭烨辉. 夏季南海北部水体中颗粒有机碳的分布特征[J]. 热带地理, 2011(2): 133-137.

(本文编辑:杨瑞)