



南海北部神狐海域SH37岩芯浊流沉积及其物源分析

肖倩文, 冯秀丽, 苗晓明

Turbidity deposits and their provenance: evidence from core SH37 in Shenhu area of the South China Sea

XIAO Qianwen, FENG Xiuli, and MIAO Xiaoming

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021011901>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

[北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示](#)

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021011901

南海北部神狐海域 SH37 岩芯浊流沉积及其物源分析

肖倩文^{1,2}, 冯秀丽^{1,2}, 苗晓明^{1,2}

1. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

2. 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100

摘要: 为了分析南海北部神狐海域的浊流沉积, 对 SH37 岩心进行了沉积物粒度测试、AMS¹⁴C 测年和地球化学元素测试等工作。根据粒度特征和 C-M 图等分析认为, 200~300 cm 层位属于浊流沉积, 该层沉积物粒度较粗, 分选较差, 敏感粒级端元 EM3 与 Zr/Rb 元素比值在该层均含量较高, 且有地层年龄倒转现象。推测浊流成因为海平面的变化或重力作用引起的陆坡滑坡。稀土元素含量与 (La/Sm)_{UCC}-(Gd/Yb)_{UCC}、(Gd/Yb)_{UCC}-(Gd/Lu)_{UCC} 散点图结果显示, SH37 岩心沉积物来源较为一致, 主要来自于珠江和台湾岛内河流。

关键词: 浊流沉积; 地层倒转; 滑坡; 物源; 神狐海域

中图分类号: P736.21

文献标识码: A

Turbidity deposits and their provenance: evidence from core SH37 in Shenhu area of the South China Sea

XIAO Qianwen^{1,2}, FENG Xiuli^{1,2}, MIAO Xiaoming^{1,2}

1. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

2. Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting, Qingdao 266100, China

Abstract: In order to seek for the origin of the turbidite deposits in the Shenhu area of the northern South China Sea, grain size analysis, AMS¹⁴C dating and element geochemical analysis have been carried out for the core of SH37. Grain size distribution and C-M pattern suggest that the core deposits between the interval of 200~300 cm belong to turbidite deposits. The interval is composed of relatively coarse sediments with bad sorting, as EM3 and the ratio of Zr/Rb are rather high. A phenomenon of age reversal is observed. It is speculated that the turbidity current is probably triggered by sea level change or gravity. Rare earth elements and scatter plots of (La/Sm)_{UCC}-(Gd/Yb)_{UCC} and (Gd/Yb)_{UCC}-(Gd/Lu)_{UCC} suggest that the turbidite sediments are mainly sourced from the Pearl River system and the rivers on the Taiwan Island.

Key words: turbidity deposit; strata inversion; landslide; provenance; Shenhu area

浊流是具备牛顿流变性质和紊流状态的一种特殊模式的重力流^[1], 在海底十分常见并具有极大的破坏性^[2]。海底的浊流沉积层对于海底扇、深海峡谷等海底地貌的形成^[3-4], 以及古气候和古环境变化的记录^[5-6]都具有重要的指示意义。

南海是西太平洋最大的新生代边缘海, 物源丰富, 沉积速率高, 且构造运动活跃, 是浊流沉积有利的发育场所^[7]。国内许多学者已经在南海北部陆坡、深海盆地、西部深海平原、东部陆坡、南部巽他陆坡底部等地发现了浊流沉积的存在^[2, 8-10]。根据前人的研究, 南海地区浊流的发生大多与地形地貌、海平面波动、海底火山活动引发的地震以及一些阵

发性事件如坍塌、滑坡等有关^[8]。

珠江口盆地的浊流沉积比较发育^[11], 但是目前对于神狐海域的浊流沉积研究多与该区域的天然气水合物相关。神狐海域是我国海底矿产资源和天然气水合物勘探的重要区域, 已有的研究表明该地区天然气水合物的产生通常与深水浊流沉积体密切相关^[12]。此外, 神狐海域发育了多期海底滑坡, 钻井资料显示海底滑坡与水合物密切相关。

前人对于神狐海域地区浊流沉积的研究大多从地球物理以及水合物试采区的含水合物样品着手, 而缺乏对神狐海域陆坡浊流沉积的基本沉积特征、成因以及物源等的综合研究。因此本文将对采

资助项目: 国家重点研发计划项目“ROV 精准取样技术应用与南海北部深海沉积过程研究”(2017YFC0306703)

作者简介: 肖倩文(1997—), 女, 硕士研究生, 主要从事海洋沉积研究, E-mail: xiaoqianwen0215@163.com

通讯作者: 冯秀丽(1962—), 女, 教授, 主要从事海洋沉积和工程环境研究, E-mail: fengxiuli@ouc.edu.cn

收稿日期: 2021-01-19; 改回日期: 2021-03-02。 文凤英编辑

自南海北部神狐海域陆坡的SH37岩心进行综合分析,探讨神狐海域浊流沉积的沉积特征、浊流成因及物质来源。这不仅能够更好地掌握神狐海域浊流沉积的特征,深化对浊流沉积的研究,对神狐海域浊流沉积的沉积特征、成因及物源做出补充分析,还对深海油气藏的形成、浊流沉积背景下的水合物赋存机制以及古气候的变化记录研究有重要意义。

1 区域地质背景

南海是西太平洋最大的边缘海,周边被众多大陆和岛屿环绕,东临台湾、菲律宾岛,西达中南半岛,北依华南大陆,南至加里曼丹岛,经纬跨度约为 $3^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ 、 $99^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$,面积约为 $350\times 10^4\text{km}^2$,平均水深1800 m^[13]。

SH37岩心所在的神狐海域位于南海北部陆坡的中部位置,属于南海北部陆坡和中央海盆的过渡地带,介于西沙海槽和东沙群岛之间^[14]。其北部为珠江水下三角洲和珠江水系,南部为珠江口外海底峡谷和西北次海盆,水深范围为200~1700 m^[15]。总体来看,海底地形呈东北高、西南低的形态,整个陆坡坡度大致为 $2^{\circ}\sim 5^{\circ}$,表现为NE-SW的延伸方向^[16]。海底地形地貌非常复杂,除陆坡斜坡外,还发育有多种次级地貌形态,主要发育滑坡、滑塌、海山、断层崖、海底丘陵、海底峡谷等^[17]。从构造上看,神狐海域位于珠江口盆地珠Ⅱ坳陷的白云凹

陷北侧(图1),受台湾和东沙等构造运动的影响,中新世以来,构造沉降速率在神狐海域表现为异常高值^[18]。白云凹陷是南海北部陆坡最大的一个深水盆地,发育了大量重力流沉积体系,是最具代表性的深水陆坡沉积区^[13],沉积类型是以海相沉积地层为主的巨厚层新生代沉积,有机碳含量高,沉积物组分总体上以细粒沉积为主,主要为泥质粉砂、含泥质粉砂和粉砂等。

2 材料与方法

2.1 研究材料

本文研究材料为2015年取自南海北部陆坡神狐海域的SH37岩心,采样方式为重力柱状样,岩芯位置为 19.84°N 、 114.81°E (图1),岩心总长度4.37 m,取样站位水深1080 m。对SH37岩心进行了AMS¹⁴C测年、粒度测试以及常微量、稀土元素测试。

2.2 分析方法

2.2.1 粒度测试

本文共对437个样品进行了粒度测试,取样间隔1 cm。测试在中国海洋大学实验室利用Mastersizer 2000激光粒度测试仪完成。具体操作步骤如下:

取黄豆粒大小的样品于50 mL烧杯中,加入适量浓度为1:5的 H_2O_2 去除有机质;待样品与 H_2O_2 反应完全后,加入适量浓度为10%的盐酸溶液去除

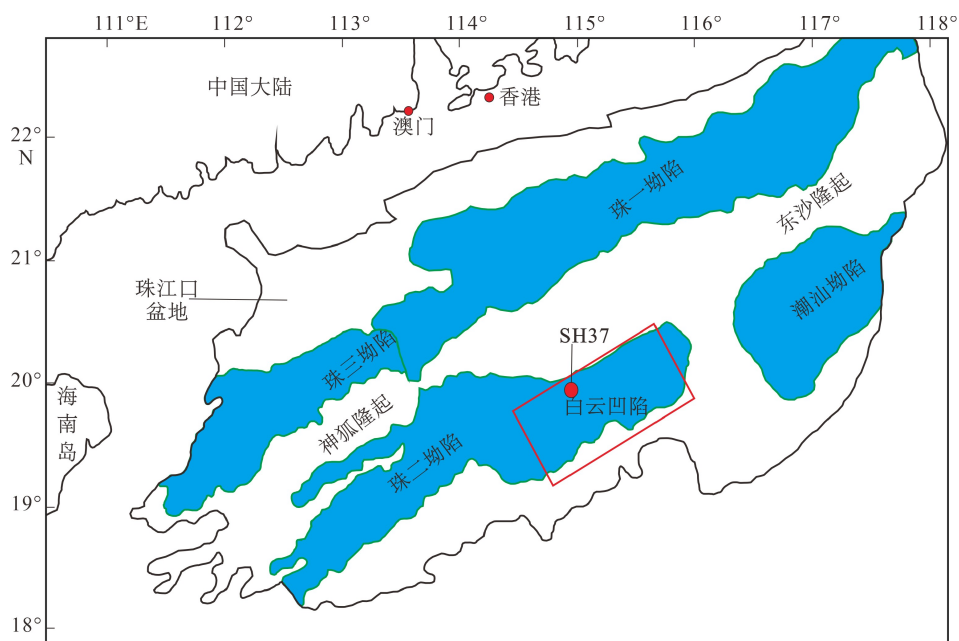


图1 神狐海域构造图^[17]

Fig.1 Tectonic map of Shenhu sea area^[17]

碳酸盐;以上反应全部结束后,加入适量六偏磷酸钠溶液,并将样品放入超声机中进行加热分散,分散时间不少于 5 min;样品充分分散后即可上机进行测试,每个样品至少进行两组测试,两组结果误差不超过 0.5 μm 。

样品测试完成后,根据 Shepard 三角图解法进行分类命名,并采用 Folk-Ward 粒度参数计算公式进行参数计算。

2.2.2 常微量与稀土元素测试

本文共选取了 110 个样品进行元素测试,平均间隔约 4 cm 进行取样。主微量元素和稀土元素统一采用电感耦合等离子体质谱仪分析法(ICP-MS)和电感耦合等离子体原子发射光谱分析法(ICP-AES)联合测定。采用四酸消解,取低温烘干后的样品 50 mg 于 Bomb 溶样器中,加入 1:1 的 HNO_3 溶液 1 mL,使其充分反应后加入纯的 HF 3 mL,置于 160~180 $^{\circ}\text{C}$ 的自动控温电板上加热 48 h,将液体蒸至近干;然后加入纯化过的 HClO_4 溶液 1 mL,蒸干至白烟冒尽;待其冷却后加入 2 mL HCl 溶液,同样蒸至近干;然后加入 2 mL 1:1 的 HNO_3 溶液,蒸至近干后加入 1.5 mL 1:1 的 HNO_3 溶液,放于电热板上加热溶解 12 h;冷却至室温后加入 0.5 mL 铯内标溶液,放于电热板上保温 12 h;最后等其冷却至室温后,用 1:1 的 HNO_3 溶液转移至 50 mL 的容量瓶中,稀释至其刻度,摇匀后进行测试。本文样品的元素测试在澳实分析检测(广州)有限公司实验室利用电感耦合等离子体质谱仪 XSERIESII 测定。其中主量元素(Si 除外)用 ICP-AES 测定,微量元素与稀土元素用 ICP-MS 测定。地球化学元素分析误差控制在 5% 以内。

2.2.3 AMS¹⁴C 测年

本文只选取了 11~12、133~134、218~219、265~266 和 426~429 cm 内的 5 个样品进行测试。首先对样品进行前处理,加入适量浓度为 1:3 的 H_2O_2 溶液去除有机质,待其反应完全后,过 0.063 mm

的水筛进行冲样,然后留下大于 0.063 mm 的样品进行烘干,烘干温度为 50 $^{\circ}\text{C}$ 。样品完全烘干后挑出所需有孔虫,每个样品挑出的有孔虫质量为 4~10 mg。其中 11~12、133~134 和 218~219 cm 挑出的有孔虫为单一种 *Globorotalia inflata*, 265~266 和 426~429 cm 内的样品为混合种,具体是 *Globorotalia inflata* 和 *Globorotalia menardii*。测年实验在美国迈阿密 Beta 实验室进行。

3 实验结果

3.1 年代框架

根据 AMS¹⁴C 测定结果,依据 CALIB 校正程序,使用 Marine13 校准数据库^[9],取 Delta-R 值为 $18\pm 37\text{a}$,对 ¹⁴C 年龄进行校正,并转换为日历年龄。

结果显示 SH37 岩心的沉积年龄大约为 0~16 kaBP,其中 218~219 和 265~266 cm 两个层位处发生地层倒转。0~100 cm(0~11.6 kaBP)为全新世沉积,100~437 cm 为末次冰期沉积(表 1)。

3.2 粒度特征

进行粒度特征的分析时,选取了与元素测试相同的层位进行同步分析。

根据 Shepard 命名法,研究区内沉积物主要为黏土质粉砂,其次为粉砂。沉积物主要由粉砂组成,平均含量为 73.30%,其次为黏土,平均含量为 25.37%,砂含量很少或没有,平均含量仅为 1.33%。平均粒径的变化范围为 6.76~10.14 μm ,平均值为 7.95 μm ;中值粒径变化范围为 7.70~11.41 μm ,平均值为 9.14 μm ;分选系数平均为 1.59,分选差;偏态平均值为 0.22,表现为正偏态,粒度集中分布于细粒部分;峰态平均值为 1.03,表现为中等峰态(表 2)。

根据沉积物组成与粒度参数的垂向变化(图 2),大致将沉积物分成 3 个层位。

表 1 AMS¹⁴C 测年结果
Table 1 Results of AMS¹⁴C dating

取样深度/cm	样品种类	AMS ¹⁴ C 年龄/aBP	校正后日历年龄/cal.aBP
11~12	<i>Globorotalia inflata</i>	680±30	440~225
133~134	<i>Globorotalia inflata</i>	11 020±30	12 671~12 442
218~219	<i>Globorotalia inflata</i>	13 120±30	15 298~14 895
265~266	混合种	12 590±40	14 206~13 889
426~430	混合种	13 940±40	16 511~16 076

表2 研究区样品各沉积组分含量与粒度参数
Table 2 Contents and grain size parameters of the sediments

粒度参数/组分	砂/%	粉砂/%	黏土/%	平均粒径/ μm	中值粒径/ μm	分选系数	偏态	峰态
最大值	4.19	78.24	29.24	10.14	11.41	1.76	0.29	1.14
最小值	0.00	69.32	19.65	6.76	7.70	1.48	0.12	0.97
平均值	1.33	73.30	25.37	7.95	9.14	1.59	0.22	1.03

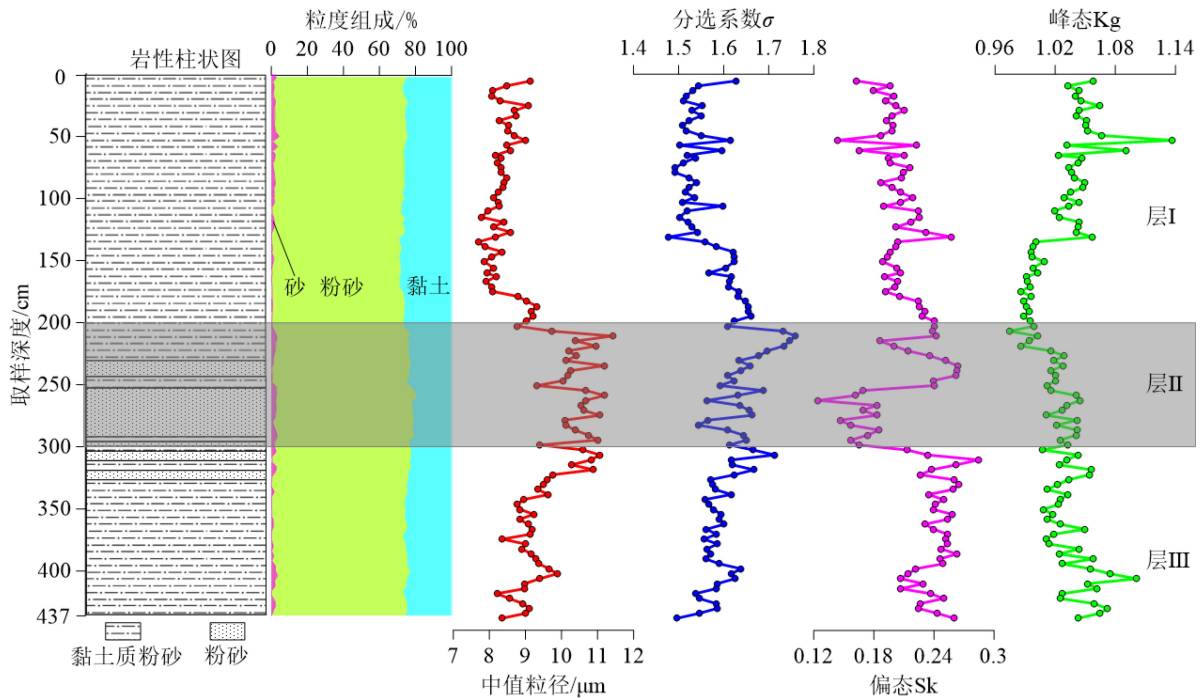


图2 粒度组成及参数垂向变化图

Fig.2 Vertical variation of grain size composition and parameters

层 I : 0~200 cm, 该层沉积物类型均为黏土质粉砂, 各粒级组分含量变化不大, 砂、粉砂、黏土的含量分别占 1.27%、71.90% 和 26.83%, 中值粒径为 7.70~9.33 μm , 平均值为 8.40 μm ; 分选系数为 1.56, 分选差; 偏态 0.20, 为正偏态; 峰态 1.03, 峰态中等。

层 II : 200~300 cm, 该层沉积物类型为黏土质粉砂和粉砂, 粉砂类型较多; 砂、粉砂、黏土含量分别占 1.81%、75.19% 和 23.01%; 中值粒径为 8.77~11.41 μm , 平均值为 10.39 μm ; 分选系数为 1.65, 分选差; 偏态为 0.20, 为正偏态; 峰态为 1.02, 中等峰态。

层 III : 300~437 cm, 该层沉积物主要为黏土质粉砂和少量的粉砂; 砂、粉砂、黏土的含量分别为 1.05%、73.91% 和 25.04%; 中值粒径变化范围为 8.21~11.07 μm , 平均值为 9.30 μm ; 分选系数为 1.59, 分选差; 偏态为 0.24, 为正偏态; 峰态为 1.04, 中等峰态。

3.3 稀土元素含量

SH37 岩心稀土总量(ΣREE)变化范围为 128.97~

183.02 $\mu\text{g/g}$, 平均含量为 152.55 $\mu\text{g/g}$; 轻稀土含量(ΣLREE)为 118.92~169.14 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 141.08 $\mu\text{g/g}$; 重稀土含量(ΣHREE)为 11.18~13.88 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 11.48 $\mu\text{g/g}$; 轻重稀土比值(LREE/HREE)变化范围为 11.18~13.90, 平均值为 12.32, ΣLREE 明显高于 ΣHREE 。 δEu 值为 0.57~0.68, 平均值为 0.62, 具有较明显的 δEu 负异常; δCe 为 0.92~1.01, 平均值为 0.97, 无明显 δCe 异常。各个稀土元素的含量见表 3。

4 讨论

4.1 浊积层识别

浊流沉积的理想沉积序列为 Bouma^[23] 在 1962 年提出的“鲍马序列”, 但在实际沉积过程中, 鲍马序列很难完整保存下来, 并且鲍马序列的部分片断存在很大的多解性, 在实际应用过程中很难用

表 3 稀土元素及参数含量
Table 3 Contents of rare earth elements and parameters

元素	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
样品最大值	39.10	79.90	9.38	33.20	6.47	1.10	4.58	0.65	4.12	0.70	1.95	0.33	1.99	0.31
样品最小值	27.60	54.90	6.45	23.70	4.50	0.86	3.20	0.45	2.49	0.49	1.32	0.20	1.23	0.20
样品平均值	32.79	66.20	7.75	27.98	5.39	0.97	3.78	0.54	2.98	0.57	1.58	0.24	1.54	0.24
珠江 ^[20]	53.82	103.97	13.08	47.98	9.23	1.92	7.91	1.25	6.53	1.33	3.55	0.62	3.66	0.56
台湾 ^[21]	41.89	82.78	9.35	34.97	6.32	1.34	6.11	0.89	5.09	0.96	2.87	0.43	2.85	0.43
吕宋岛北部 ^[22]	33.34	61.51	6.91	25.11	4.36	1.15	3.61	0.52	3.07	0.68	2.00	/	1.91	0.31

元素参数	∑REE	∑LREE	∑HREE	∑REE/HREE	δEu	δCe	(La/Sm) _{ucc}	(Gd/Lu) _{ucc}	(Gd/Yb) _{ucc}
样品最大值	183.02	169.14	13.88	13.90	0.67	1.03	1.03	1.45	1.92
样品最小值	128.97	118.92	9.69	11.18	0.56	0.93	0.83	1.06	1.31
样品平均值	152.55	141.08	11.48	12.32	0.61	0.98	0.92	1.32	1.57
珠江 ^[20]	255.40	229.99	25.41	8.98	0.66	0.92	0.88	1.18	1.48
台湾 ^[21]	196.29	176.66	19.63	8.94	0.64	0.98	0.99	1.21	1.08
吕宋岛北部 ^[22]	/	132.38	/	/	0.88	0.92	0.71	0.97	1.07

注: 元素含量单位为 μg/g。

其来判别浊流沉积。因此, Shanmugam^[24] 在对世界各海区长达 6000 多米的岩芯进行了观察和描述后, 认为可以将向上变细的正粒序层及其下伏的冲刷构造作为判别浊流的标志。

南海北部陆坡浊积层的厚度普遍较小, 无法发育完整的鲍马序列, 因此本文依据 Shanmugam 判别浊流的标准, 并结合 AMS¹⁴C 测年、沉积物粒度特征、特征元素比值以及 C-M 图的分析结果, 识别出了一层特征较明显的浊流沉积, 即层 II (200~300 cm)。

4.1.1 粒度特征与元素比值

浊流沉积最显著的特征是沉积物粒度的突然变化^[25]。根据粒度参数的垂向变化(图 3), 中值粒径和分选系数均在层 II 处出现峰值, 与其上下地层相比, 层 II 的主要组分为粉砂质沉积, 砂含量增多, 黏土含量降低, 粒度明显变粗, 分选变差。说明沉积物粒径大小在该层底部迅速上升然后逐渐降低至正常深海沉积物水平, 表现出一个向上逐渐变细的正粒序, 与 Shanmugam 总结的海洋浊流层的沉

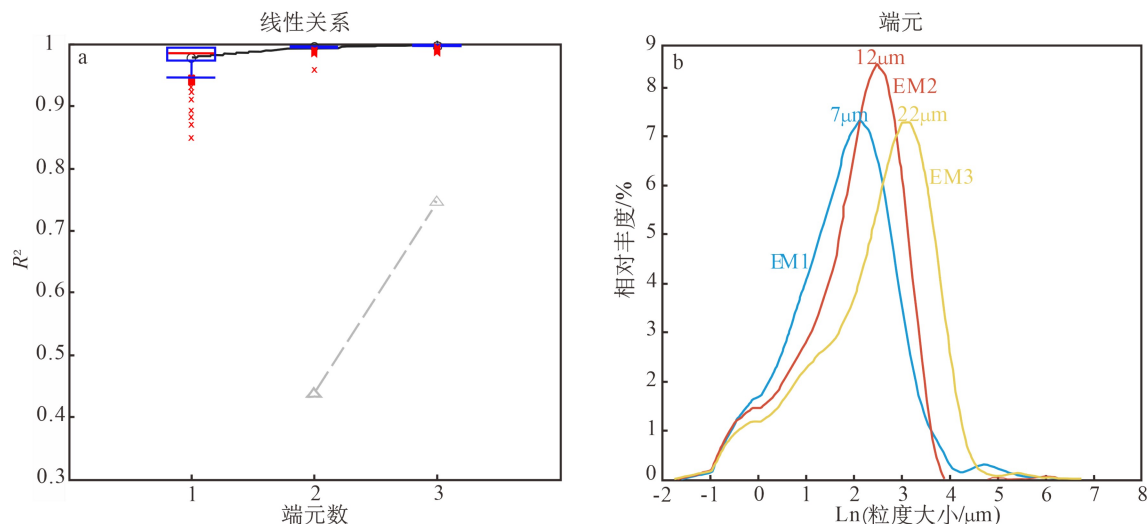


图 3 粒度端元提取结果

Fig.3 The extraction results from granularity end-members

积特征基本一致。因此初步认为层Ⅱ(200~300 cm)为可能的浊积层。在南海西北部莺歌陆坡 ZK3 岩心^[26]、末次冰期南海南部巽他陆坡底部 MD05-2895 岩心^[2]以及南海西部深海平原 SA14-34 岩心^[10]中发育的浊流沉积中也都出现了类似的正粒序变化,与本文的 SH37 岩心粒度变化趋势类似。

为了更好地证明层Ⅱ属于浊流沉积,本文还提取了特征粒级端元组分,提取结果显示前3个粒级端元组分即可解释整个数据变化量的99.9%(图3a),几乎可以涵盖整个孔位数据,因此,我们选择三端元解释数据变化。3个端元粒度的分布模式基本类似,EM1 峰值约为7 μm,EM2 峰值约为12 μm,EM3 峰值约为22 μm(图3b)。可以认为EM1和EM2分别代表正常水动力条件下的较细和较粗组分,EM3代表粒度最粗组分,反映了较复杂的水动力环境。因此我们认为EM3与浊流沉积有一定的关系,可以将EM3端元作为确定浊流沉积的特征端元。从图4b可以看出,EM3含量在层Ⅱ底部开始显著升高,并在整个层Ⅱ的含量都明显高于其上下两层,证明该层存在浊流沉积。

此外,根据前人的研究,浊流发生时会有大量的粗碎屑物质输入^[2],因此具有较高的Si/Al、Si/Fe

和Zr/Rb比值。然而由于本文缺少Si元素的数据,在此仅用Zr/Rb比值进行说明。从图4c与图4d中可以看出,砂含量及Zr/Rb比值在层Ⅱ内整体较高,并出现峰值,说明该层相对来说有较多的粗碎屑物质未经改造加入到沉积环境当中,进一步说明了浊流沉积的存在。

4.1.2 C-M图解

C-M图是识别浊流沉积常用且有效的手段之一。为进一步确认上述数据识别浊流层的可靠性,我们将识别出的浊流层沉积物与其他正常层位的沉积物进行了C-M图投点(图5),结果发现,正常层位内的样品较分散,变化趋势线斜率非常陡,而200~300 cm层位内大部分样品的变化趋势与C=M线大致呈平行关系,其C值与M值成比例增加,这是比较典型的浊流沉积的特征。因此可以判断200~300 cm层位为浊流沉积。

综合粒度特征、浊流环境判别指标、特征元素比值及C-M图等各方面数据,可以认为层Ⅱ即200~300 cm层位是浊流沉积层。

4.2 浊流形成机制探讨

浊流形成所需的必要条件通常有4个,分别为

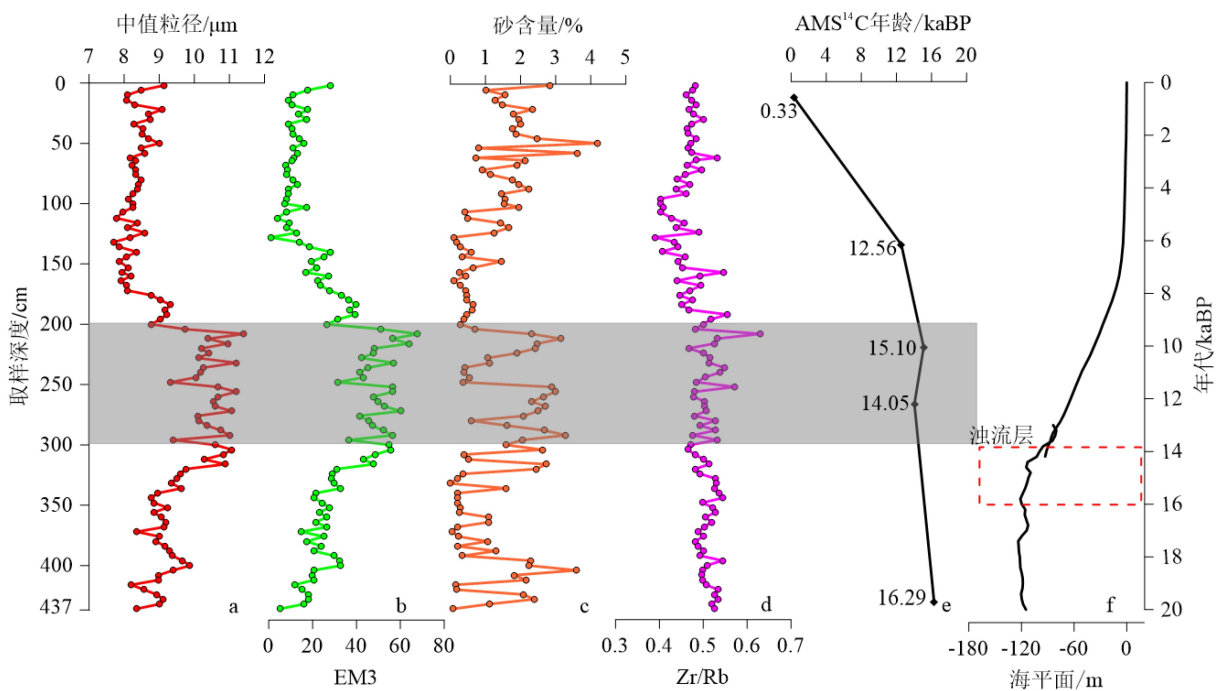


图4 SH37岩芯粒度、地球化学元素比值及¹⁴C年龄随深度的变化

a.中值粒径/μm, b.特征粒级端元EM3, c.砂含量%, d.Zr/Rb比值, e.岩芯¹⁴C测年结果, f.20 kaBP以来南海海平面变化^[27-28]。

Fig.4 Variation of grain size, geochemical element ratios and ¹⁴C age of SH37 core with depth

a. median diameter/μm, b.Characteristic granulosity end-members EM3, c.Sand content, d.Zr/Rb, e.Dating results of the core, f. Sea level changes in the South China Sea since 20 kaBP^[27-28].

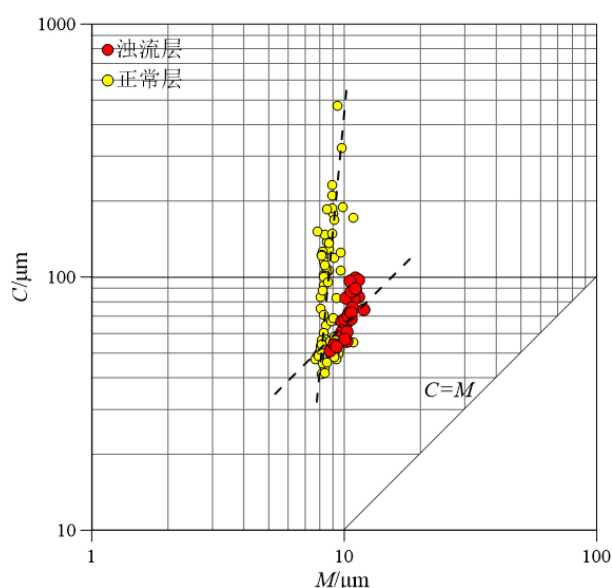


图 5 C-M 图解
Fig.5 C-M diagram

足够的水深、充足的物源、必要的坡度和触发机制。现有的研究表明, 浊流的触发机制主要有海平面的波动、季节性洪水、火山活动、地震、海啸、底辟活动和天然气水合物泄露等^[26]。

SH37 钻孔位于南海北部白云凹陷的珠江海谷陆坡段(图 6)约 1000 m 的水深处。在该区域内发现了 15 条近似梳状的海底峡谷, 坡度较陡^[29-30], 是浊流发育的有利地形, 加上受北部珠江水系和珠江三角洲沉积物供给与天然气水合物分解的影响, 极易发生沉积物滑塌现象。

根据 20 kaBP 以来南海的海平面变化曲线(图 4f), SH37 岩芯的浊流层形成时间恰好处在末次冰期低海平面时期^[31], 此时南海的海平面低于现代海平面约 120 m, 南海北部陆架大面积出露, 珠江口向陆架区延伸^[32], 陆源物质的搬运距离大大缩短, 珠江水系向陆坡输送了大量的沉积物。这一时期陆源物质供应充足, 沉积速率与堆积速率均处于一个较高水平。陆源沉积物快速大量的堆积, 导致其固结程度很低, 为浊流沉积的形成提供了必要的物质基础。进入末次冰消期后海平面快速上升, 松散堆积的沉积物极易受到海平面的波动或重力作用的影响发生滑塌, 从而形成浊流。对比同一时期南海西北部莺歌陆坡 ZK3 岩芯^[26]、南海南部巽他陆坡底部 MD05-2895 岩芯^[2]、西菲律宾海 MD06-3052 岩芯^[33]以及南海中央海盆 U1433 岩芯^[34]的沉积特征, 它们均在末次冰期低海平面时期发育了较强的浊流堆积事件, 且这一时期浊流沉积事件发生的主要诱因均被认为是低海平面时期的海平面波动造成陆架上的沉积物不稳定, 同时较陡的陆坡为浊流沉积提供了有利地形。

另外, 有研究表明, 神狐海域发育了大量的海底滑坡, 且主要发育在水深 800~1200 m^[35]。因此, 推测 SH37 岩芯内的浊流沉积与海底滑坡相关。其 AMS¹⁴C 测年结果显示在 200~300 cm 年龄上老下新, 出现地层倒转现象, 进一步证实了研究区内曾经发生过海底滑坡, 这是导致浊流沉积的重要原因。

综合上述因素, 我们认为 SH37 岩芯浊流沉积

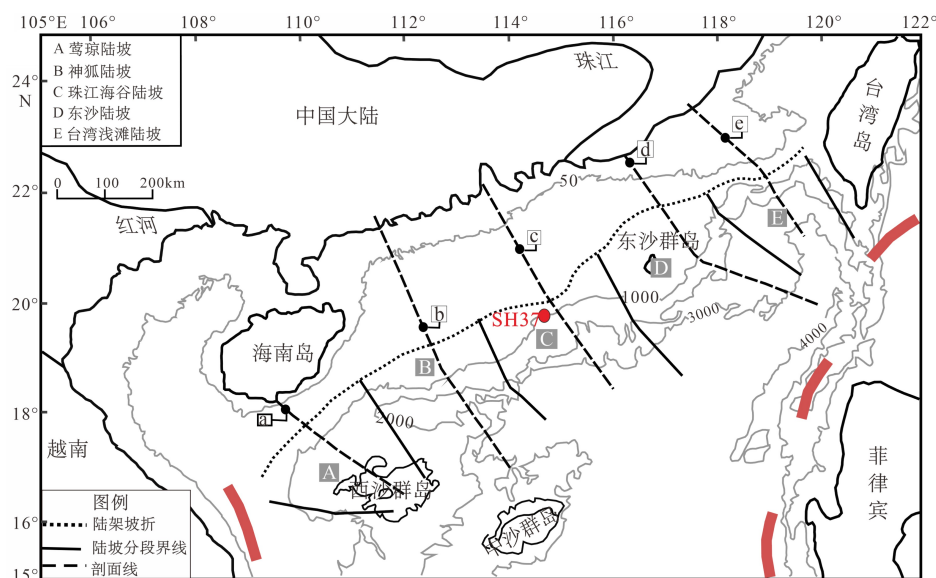


图 6 南海北部陆坡分段^[30]

Fig.6 Segmentation of the northern slope of the South China Sea^[30]

的主要触发因素为末次冰期低海平面时期海平面的变化导致陆坡沉积物失稳发生滑坡,进而形成浊流。

4.3 沉积物物源分析

综合前人研究,南海地区沉积物来源较为复杂,存在多个物质来源,而南海北部陆坡神狐海域的物质主要来源于珠江和台湾岛内河流^[36]。珠江虽然是注入南海北部最大的河流,但其每年的输沙量约为 82.87×10^6 t,属于少沙型河流,且主要向西运输,而台湾西南部的高屏溪和曾文溪,虽然流域面积加起来还不及珠江的百分之一,但每年搬运的沉积物却达 67×10^6 t,接近珠江的输沙量^[37-38]。因此台湾岛河流对南海北部沉积物供给的影响不容小觑。

稀土元素具有稳定的化学性质,海洋沉积物中稀土元素的含量主要受控于物源和矿物学特征^[39],受化学风化剥蚀、搬运、水动力、沉积、成岩及变质作用的影响较小,其含量和分布特征是判断沉积物来源的有效方法^[40],因此常用稀土元素来示踪沉积物物源。

研究区内沉积物的 Σ REE平均值为 $152.55 \mu\text{g/g}$,与上陆壳值($148 \mu\text{g/g}$)^[41]很接近,相对接近中国黄土($171 \mu\text{g/g}$)^[42]和珠江沉积物($255 \mu\text{g/g}$),而与深海黏土^[43]($411 \mu\text{g/g}$)^[21]和大洋中脊玄武岩($36.14 \mu\text{g/g}$)^[44]

相差较大,表现出明显的“亲陆性”,其较高的LREE/HREE也表明其陆源碎屑含量高,这说明SH37岩芯沉积物应该主要来自陆源,即主要通过沿岸河流输入沉积物。

首先对岩芯不同层位的沉积物进行球粒陨石标准化,不同深度的样品均具有相似的稀土元素配分模式,均表现为轻稀土相对富集、重稀土相对亏损,具有Eu负异常、无明显Ce异常的特点(图7)。说明沉积物的物质来源基本一致。

将研究区样品的稀土球粒陨石标准化曲线与珠江、台湾岛内河流以及吕宋岛北部火山岩的球粒陨石标准化曲线进行对比,发现其与珠江和台湾河流沉积物具有基本一致的配分模式(图7a),而与吕宋岛北部的稀土元素分布模式有较大差异,说明研究区内沉积物物源可能为既来源于珠江又来源于台湾岛的混合物源。

为了进一步确认研究区沉积物的来源,我们选取了 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{UCC}}$ 、 $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{UCC}}$ 以及 $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{UCC}}$ 等稀土元素参数进行计算并投点。结果显示,在 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{UCC}}-(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{UCC}}$ 散点图(图8a)和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{UCC}}-(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{UCC}}$ 散点图(图8b)中,SH37岩芯沉积物主要散落在珠江和台湾河流的范围内,仅有个别情况落在吕宋岛范围内,且浊流层和正常层位的分布特征并无明显差异。结合稀土元素球粒陨石标准化

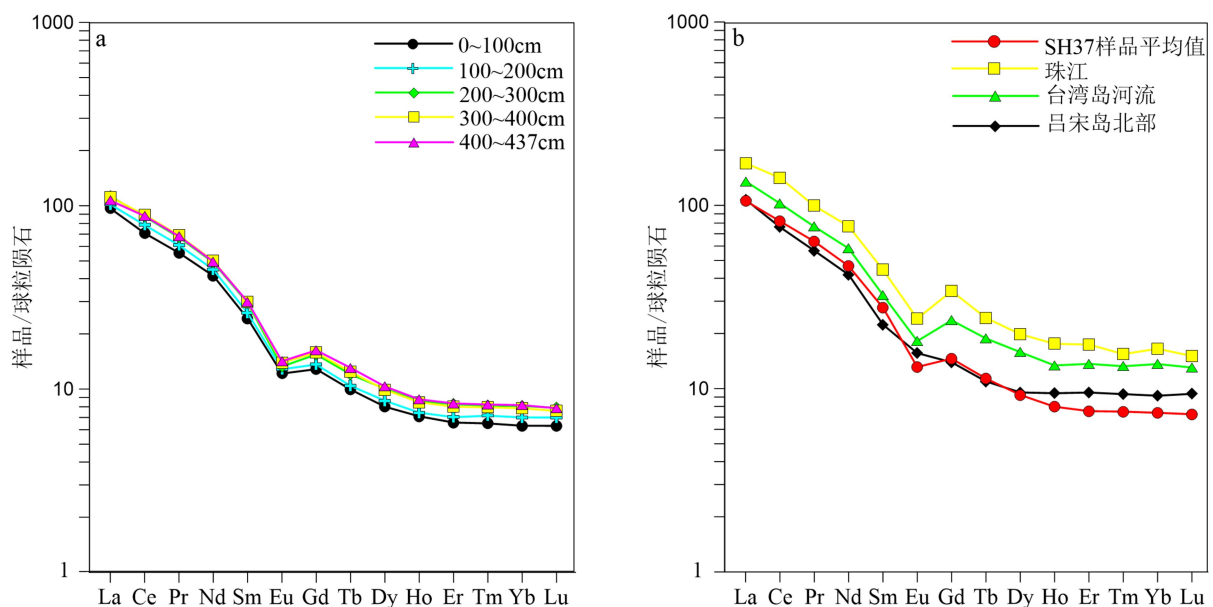


图7 SH37岩芯稀土元素球粒陨石标准化曲线

a.SH37岩芯不同层位沉积物稀土元素球粒陨石标准化曲线,b.SH37岩芯与珠江、台湾岛以及吕宋岛北部稀土元素球粒陨石标准化曲线对比图。

Fig.7 Chondrite-normalized REE distribution patterns of the sediments from core SH37

a. Chondrite-normalized REE distribution patterns of sediments from different layers of SH37 core, b. Chondrite-normalized REE distribution patterns of sediments from SH37 core, Pearl River, Taiwan River and the north of Luzon.

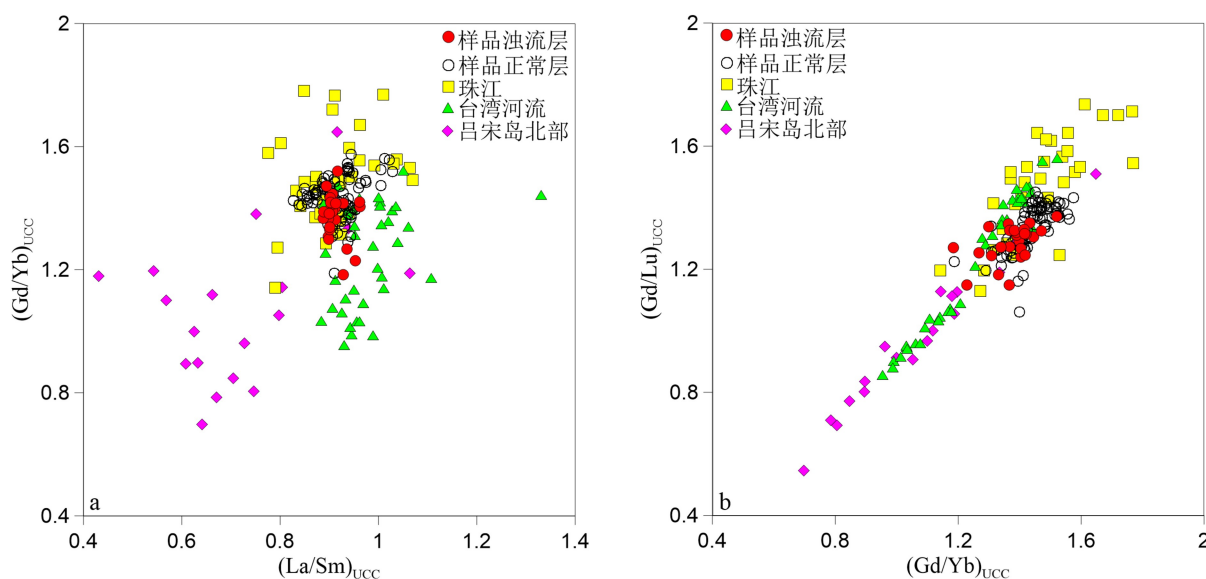


图8 物源判别散点图

Fig.8 Scatter diagrams for provenance discrimination

曲线,认为SH37岩芯沉积物来源基本一致,一部分来自于珠江,一部分来自于台湾河流。

5 结论

(1)南海北部神狐海域SH37岩芯沉积物类型主要为黏土质粉砂和粉砂,粒度整体较细,分选差,正偏态,峰态中等。根据AMS¹⁴C测年、粒度特征、特征元素比值以及C-M图等综合分析,在200~300 cm层位内发现浊流沉积。

(2)浊流沉积层粒度较粗,砂组分含量明显较高,分选更差,EM3端元和Zr/Rb比值在该层相对更高。测年结果显示浊流层内出现地层倒转现象。浊流沉积的成因推测为海平面波动或重力作用引起的海底滑坡。

(3)SH37岩芯沉积物物质来源基本一致,一部分来自珠江,一部分来自台湾河流。

参考文献 (References)

- [1] 高红灿, 郑荣才, 魏钦廉, 等. 碎屑流与浊流的流体性质及沉积特征研究进展[J]. 地球科学进展, 2012, 27(8): 815-827. [GAO Hongcan, ZHENG Rongcai, WEI Qinlian, et al. Reviews on fluid properties and sedimentary characteristics of debris flows and turbidity currents [J]. Advances in Earth Sciences, 2012, 27(8): 815-827.]
- [2] 赵玉龙, 刘志飞, Colin C, 等. 南海南部末次冰期浊流沉积的高分辨率沉积学和地球化学研究[J]. 科学通报, 2011, 56(33): 3558-3565. [ZHAO Yulong, LIU Zhifei, Colin C, et al. Turbidite deposition in the southern South China Sea during the last glacial: evidence from grain-
- [3] Shanmugam G, Muiola R J. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential [J]. Earth-Science Reviews, 1988, 24(6): 383-428.
- [4] 王存武, 陈红汉, 陈长民, 等. 珠江口盆地深水扇识别和油气成藏关键要素[J]. 西南石油大学学报, 2007, 29(3): 12-26. [WANG Cunwu, CHEN Honghan, CHEN Changmin, et al. The identification of the Baiyun deep-water fan and the key factors of petroleum accumulation in Pearl river mouth basin [J]. Journal of Southwest Petroleum University, 2007, 29(3): 12-26.]
- [5] Weber M E, Wiedicke-Hombach M, Kudrass H R, et al. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties [J]. Sedimentary Geology, 2003, 155(3-4): 361-381.
- [6] Prins M A, Postama G. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian sea [J]. Geology, 2000, 28(4): 375-378.
- [7] 苏晶, 钟广法. 南海IODP U1499和U1500站位浊积岩的沉积特征及岩石物理响应[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(3): 13-24. [SU Jing, ZHONG Guangfa. Sedimentary and petrophysical characteristics of various turbidites at IODP Sites U1499 and U1500 in the northern South China Sea [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2020, 40(3): 13-24.]
- [8] 周杨锐, 朱友生, 周松望, 等. 南海北部东沙隆起西侧陆坡坡折处浊流沉积[J]. 海洋科学, 2018, 42(2): 23-33. [ZHOU Yangrui, ZHU Yousheng, ZHOU Songwang, et al. Turbidites at the continental slope on the west side of Dongsha uplift in the northern South China Sea [J]. Marine Sciences, 2018, 42(2): 23-33.]
- [9] 章伟艳, 张富元, 张霄宇. 南海东部海域柱样沉积物浊流沉积探讨[J]. 热带海洋学报, 2003, 22(3): 36-43. [ZHANG Weiyan, ZHANG Fuyuan, ZHANG Xiaoyu. Characteristics of turbidity deposits from

size and major elements records [J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(33): 3558-3565.]

- sediment cores in eastern South China Sea [J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2003, 22(3): 36-43.]
- [10] 陈芳, 李学杰, 刘坚, 等. 南海西部深海平原SA14-34岩心浊流沉积特征[J]. 南海地质研究, 2007(1): 31-39. [CHEN Fang, LI Xuejie, LIU Jian, et al. Characteristics of turbidity current deposits of core SA14-34 in deep Sea Basin of the western South China Sea [J]. *Research of Ecological South China Sea*, 2007(1): 31-39.]
- [11] 袁圣强, 吴时国, 赵宗举, 等. 南海北部陆坡深水区沉积物输送模式探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(4): 39-48. [YUAN Shengqiang, WU Shiguo, ZHAO Zongju, et al. Deepwater sediment transportation models for northern South China Sea slopes [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2010, 30(4): 39-48.]
- [12] 姜衡, 苏明, 雷新华, 等. 神狐海域海底峡谷群脊部细粒浊积体分布范围及意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2018, 38(5): 52-62. [JIANG Heng, SU Ming, LEI Xinhua, et al. Distribution of fine-grained turbidites on canyon ridges in the Shenhu area of northern South China sea and its implications [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2018, 38(5): 52-62.]
- [13] 周航. 南海北部陆坡DLW3101孔沉积物特征及古环境意义[D]. 国家海洋局第一海洋研究所硕士学位论文, 2016. [ZHOU Hang. Sediment characteristics and paleoenvironmental significance of core DLW3101 from northern slope of South China Sea[D]. Master Dissertation of the First Institute of Oceanography, MNR, 2016.]
- [14] 姜衡, 苏明, 鄢黛黛, 等. 南海北部陆坡神狐海域GMGS01区块细粒浊积体的识别特征及意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(5): 131-140. [JIANG Heng, SU Ming, WU Daidai, et al. Fine-grained turbidites in GMGS01 of the Shenhu area, northern South China Sea and its significance [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2017, 37(5): 131-140.]
- [15] 王一凡, 苏正, 苏明, 等. 南海北部陆坡神狐海域沉积物失稳类型探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(5): 184-194. [WANG Yifan, SU Zheng, SU Ming, et al. Sediment failures in the Shenhu area, northern continental slope of the South China Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2017, 37(5): 184-194.]
- [16] Qiao S H, Su M, Kuang Z G, et al. Canyon-related undulation structures in the Shenhu area, northern South China Sea [J]. *Marine Geophysical Research*, 2015, 36(2-3): 243-252.
- [17] 姜衡. 神狐海域含水合物浊流沉积体差异性对比研究[D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 2018. [JIANG Heng. Comparative study on the difference of hydrate-bearing turbidites in the Shenhu Sea Area[D]. Master Dissertation of China University of Geosciences (Beijing), 2018.]
- [18] 陆敬安, 杨胜雄, 吴能友, 等. 南海神狐海域天然气水合物地球物理测井评价[J]. 现代地质, 2008, 22(3): 447-451. [LU Jing'an, YANG Shengxiong, WU Nengyou, et al. Well logging evaluation of gas hydrates in Shenhu area, South China Sea [J]. *Geoscience*, 2008, 22(3): 447-451.]
- [19] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP [J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [20] Xu Z F, Han G L. Rare earth elements (REE) of dissolved and suspended loads in the Xijiang River, South China [J]. *Applied Geochemistry*, 2009, 24(9): 1803-1816.
- [21] Li C S, Shi X F, Kao S J, et al. Rare earth elements in fine-grained sediments of major rivers from the high-standing island of Taiwan [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 69: 39-47.
- [22] Marini J C, Chauvel C, Maury R C. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, 149(2): 216-232.
- [23] Bouma A H. Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation[M]. New York: Elsevier, 1962.
- [24] Shanmugam G. The Bouma Sequence and the turbidite mind set [J]. *Earth-Science Reviews*, 1997, 42(4): 201-229.
- [25] 袁迎如. 冲绳海槽沉积物的粒度[J]. 东海海洋, 1986, 4(3): 42-49. [YUAN Yingru. Grain size of the sediments in Okymawa trough [J]. *Donghai Marine Science*, 1986, 4(3): 42-49.]
- [26] 许莎莎, 冯秀丽, 冯利, 等. 南海西北部莺琼陆坡36.6 ka以来的浊流沉积[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(5): 15-24. [XU Shasha, FENG Xiuli, FENG Li, et al. Turbidite records since 36.6 Ka at the Yingqiong continental slope in the northwest of South China Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2020, 40(5): 15-24.]
- [27] Stager J C, Ryves D B, Chase B M, et al. Catastrophic drought in the Afro-Asian monsoon region during heinrich event [J]. *Science*, 2011, 331(6022): 1299-1302.
- [28] Arz H W, Lamy F, Ganopolski A, et al. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26(3-4): 312-321.
- [29] 张宝方. 南海北部陆坡区更新世以来沉积物粒度特征及沉积环境演化[D]. 中国海洋大学硕士学位论文, 2015. [ZHANG Baofang. Grain size distribution and sedimentary environment evolution in northern South China Sea slope since Pleistocene[D]. Master Dissertation of Ocean University of China, 2015.]
- [30] 王海荣, 王英民, 邱燕, 等. 南海北部陆坡的地貌形态及其控制因素[J]. 海洋学报, 2008, 30(2): 70-79. [WANG Hairong, WANG Yingmin, QIU Yan, et al. Geomorphology and its control of deep-water slope of the margin of the South China Sea [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2008, 30(2): 70-79.]
- [31] 雷艳, 胡建芳, 向荣, 等. 末次盛冰期以来南海北部神狐海域沉积有机质的组成特征及其古气候/环境意义[J]. 海洋学报, 2017, 39(11): 75-84. [LEI Yan, HU Jianfang, XIANG Rong, et al. Composition of sedimentary organic matter in Shenhu, northern South China Sea since the Last Glacial Maximum and its implication for paleoclimate [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2017, 39(11): 75-84.]
- [32] 黄杰, 李安春, 万世明, 等. 末次盛冰期末期以来南海北部陆坡的陆源物质输入及其控制因素[J]. 海洋与湖沼, 2013, 44(4): 882-889. [HUANG Jie, LI Anchun, WAN Shiming, et al. Terrigenous input to the northern slope of the South China Sea and its controlling factor since the last phase of the last glacial maximum [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2013, 44(4): 882-889.]
- [33] 仇晓华, 李铁刚, 常凤鸣, 等. 西菲律宾海15万年以来的浊流沉积及其成因[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32(4): 157-163. [QIU Xiaohua, LI Tiegang, CHANG Fengming, et al. Turbidite deposition record and its mechanism since 150 KaBP in Western Philippine

- Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2012, 32(4): 157-163.]
- [34] 陈井双, 李前裕. 南海中央海盆更新世以来浊流沉积层的有孔虫记录及古环境意义[J]. *微体古生物学报*, 2018, 35(4): 348-358. [CHEN Jingshuang, LI Qianyu. Foraminiferal paleoceanography of Pleistocene turbidite deposits from the central basin of the South China Sea [J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2018, 35(4): 348-358.]
- [35] 秦轲, 孙运宝, 赵铁虎, 等. 南海北部陆坡神狐海域海底滑坡地球物理响应特征及其与流体活动相关性[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2015, 35(5): 69-76. [QIN Ke, SUN Yunbao, ZHAO Tiehu, et al. Seismic response and genetic mechanism of the submarine landslides in Shenhu area, South China Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35(5): 69-76.]
- [36] 邵磊, 李献华, 韦刚健, 等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源[J]. *中国科学(D辑)*, 2001, 31(10): 828-833. [SHAO Lei, LI Xianhua, WEI Gangjian, et al. Material sources of high-speed accumulations on the continental slope of the South China Sea [J]. *Science China (Series D: Earth Science)*, 2001, 31(10): 828-833.]
- [37] Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of river sediment to the oceans [J]. *The Journal of Geology*, 1983, 91(1): 1-21.
- [38] 汪品先. 十五万年来的南海[M]. 上海: 同济大学出版社, 1995: 10-14. [WANG Pinxian. South China Sea for 150000a[M]. Shanghai: Tongji University Press, 1995: 10-14.]
- [39] McLennan S M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes[M]//Lipin B R, McKay G A. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. San Francisco, California: AGU, 1989: 169-200.
- [40] 杨文光, 谢昕, 郑洪波, 等. 南海北部陆坡高速堆积体沉积物稀土元素特征及其物源意义[J]. *矿物岩石*, 2012, 32(1): 74-81. [YANG Wenguang, XIE Xin, ZHENG Hongbo, et al. Rare earth elements characteristics of sediments from high-deposition-rate sediment in the north slope of South China Sea and its provenance significance [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2012, 32(1): 74-81.]
- [41] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(2): 241-265.
- [42] Liu C Q, Masuda A, Okada A, et al. A geochemical study of loess and desert sand in northern China: Implications for continental crust weathering and composition [J]. *Chemical Geology*, 1993, 106(3-4): 359-374.
- [43] 沈华梯. 深海沉积物中的稀土元素[J]. *地球化学*, 1990(4): 340-348. [SHEN Huati. Rare earth elements in deep-sea sediments [J]. *Geochimica*, 1990(4): 340-348.]
- [44] Sun W, McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[M]//Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.