

东海陆架中北部沉积物粒度特征 及其沉积环境*

王中波^{1,2} 杨守业² 张志珣¹ 李日辉¹ 王 红¹ 蓝先洪¹

(1. 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室 青岛海洋地质研究所 青岛 266071;

2. 同济大学海洋地质国家重点实验室 上海 200092)

提要 通过对东海陆架表层沉积物粒级组成、粒度参数、¹⁴C 年龄和微体古生物组合的综合分析,绘制了东海陆架的沉积物类型分布图;运用 Folk 等(1970)沉积物分类方法将东海表层沉积物分成砂、粉砂、粉砂质砂、砂质粉砂、砂质泥 5 种类型,其中粉砂质砂分布最广,砂质泥分布最少;沉积物由陆向海粒度变粗,反映沉积过程中的物源和沉积动力控制作用。根据沉积环境及成因分析,可将东海陆架沉积分为 3 类:分别是长江口外席状砂沉积区、现代泥质沉积区和陆架中部砂质沉积区。长江口外砂质沉积是全新世冰消期晚期潮流作用及风暴潮流共同作用的产物,是高海平面以来太平洋潮波系统作用下的潮流沙沉积,沙波地貌仍在发生变化。现代泥质沉积区包括长江前三角洲沉积、浙闽沿岸流沉积和济州岛西南泥质沉积三个区域,不同沉积区的成因机制不同。陆架中部砂质沉积是末次冰盛期之后海侵作用下发育的砂质沉积物,在海侵的不同阶段中沉积物被冲刷改造,具有不等时性特征,沉积环境与现代陆架海洋环流的动力特征不一致,现代沉积作用较弱,仅接受悬浮体细粒沉积。

关键词 东海陆架 表层沉积物 粒级组成 沉积环境

中图分类号 P731

粒度分析是一种常规的沉积学研究方法,在沉积环境和沉积过程的研究中被广泛应用,依据沉积物的粒级组成、粒度参数及各种图解可以解释沉积环境特征和沉积物输运过程(Russell *et al*, 1939; Doeglas, 1946; Visher, 1969; Gao *et al*, 1994; 石学法等 2002)。沉积物的粒级组成主要是受到母岩、源区风化作用、搬运过程中的机械磨蚀、水动力分选和沉积后化学溶蚀等因素制约。

东海是西太平洋典型的开放型边缘海,是世界上最宽阔、最平缓的陆架海之一,陆架每年接纳长江和黄河携带的大量陆源碎屑物质,使其成为我国东部大陆边缘主要的陆源沉积汇。第四纪冰期和间冰期旋回中季风气候、海平面变化和海洋环流控制陆源沉

积物的入海通量和陆架沉积体系的发育过程。尤其是在末次冰盛期,东海陆架大部分暴露成陆,在随后海侵中,在太平洋潮流的强烈作用下,沉积物被多次改造,形成目前广泛分布的砂质沉积和泥质沉积,是特征的海侵体系域和高位体系域地层(Chen *et al*, 1995)。因此,东海陆架沉积记录了丰富的地质和古环境信息,是研究晚第四纪海平面变化、海陆相互作用和沉积环境演化的理想区域。

近年来东海陆架地区陆续开展了沉积物的粒度、地球化学、微体古生物、碎屑矿物组合等研究(Chen *et al*, 2000; 庄丽华等, 2004; Ijiri *et al*, 2005; 肖尚斌等, 2005; Xiao *et al*, 2006; 赵家成等, 2007; 陈丽蓉, 2008; 王可等, 2008; 徐方建等, 2009; 赵泉鸿等, 2009; 李

* 国家自然科学基金项目: 41040041 号、41206053 号、41076018 号; 中国地质调查局国土资源大调查项目: GZH200800501 和 1212010611301 号; 中国地质调查局海洋地质调查专项工作项目: GHZ201100203 号。王中波, 助理研究员, E-mail: my_zhongbo@163.com

收稿日期: 2011-12-15, 收修改稿日期: 2012-06-10

云海等, 2010; 徐方建等, 2011), 取得了丰富的研究成果。但这些研究多集中在东海内陆架浙闽沿岸流泥质沉积区, 取样多集中在某一区域或局部钻孔(肖尚斌等, 2005; 赵泉鸿等, 2009), 缺乏对整个陆架沉积物类型的系统认识。本文对“国土资源大调查”项目2007年获取的东海陆架表层沉积物样品, 进行统一的粒度测试, 研究粒级组成特征, 对比研究区微体古生物组合、海洋环流分析以及沉积物的 ^{14}C 年龄分析, 讨论陆架沉积物的成因及其沉积环境, 以期进一步获得对东海外陆架表层沉积物的物源分布及其沉积特征的认识。

1 样品来源及分析方法

样品来自青岛海洋地质研究所“国土资源大调查”项目2007年在东海陆架采用箱式取样器方法获取的表层沉积物样品, 共360个, 取样位置详见图1。对样品进行粒度分析, 同时挑选富含黑色有机质泥质沉积物和贝壳样品开展 ^{14}C 年龄测试。粒度分析时, 取10g干样, 分别加10%的 H_2O_2 和0.1mol/L的盐酸浸泡, 以消除有机质和自生碳酸盐的影响, 利用英国MALVERN公司产的Mastersizer2000型激光粒度仪进行测试, 粒度参数计算采用Folk和Ward粒度计算

公式(1957)。粒度参数分别是平均粒径(Mz)、标准偏差(σ_1)、偏度(SK_1)和峰度(K_G)。

部分粗粒样品($>2\text{ mm}$), 采用筛析法进行分析。 ^{14}C 年龄测试主要采用稀释法和常规法, 测试仪器为芬兰产1220型超低本底液闪谱仪。

此外, 本文还对其中187个样品进行微体古生物分析。微体古生物鉴定以15g干样作为定量统计单位, 样品经过充分浸泡后利用250目(0.063mm)的标准筛冲洗并烘干, 然后用四氯化碳进行浮选, 以富集样品中的微体生物化石, 将分离好的样品在双目显微镜下进行鉴定, 原则上鉴定数量不低于300枚, 统计特征有孔虫的数量和分布。

沉积物粒度测试、微体古生物鉴定和 ^{14}C 测年均在青岛海洋地质研究所国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室进行。

2 陆架沉积物类型及粒度组成特征

2.1 沉积物类型

东海陆架表层沉积物粒级组成如表1所示。根据Folk等(1970)沉积物命名原则, 表层沉积物分成5类, 分别是砂、粉砂、粉砂质砂、砂质粉砂、砂质泥(表1, 图2)。其特征描述如下:

粉砂质砂: 主要分布在研究区的中部和东南部, 分布面积较广, 呈北西向分布(图2)。在所有样品中所占比例最高, 为45.4%, 以砂含量最高, 平均含量可达62.4%, 砂、粘土和粉砂在不同样品中的含量变化较大, 平均粒径为 3.9Φ , 标准偏差、偏度和峰度的平均值分别是 2.38Φ 、0.36和0.91, 变化范围较大, 而且变化趋势不同。

砂质粉砂: 主要分布在长江口、 123°E 南北向区域和东北部(图2)。在样品中所占比例达到40.7%, 粒径平均值是 5.4Φ , 粒度的标准偏差、偏度及峰度的平均值分别是 2.4Φ 、-0.01和0.80, 粒度参数变化范围较大, 多数沉积物分选很差, 为对称偏度, 峰度中等尖锐。

砂: 主要分布在 123°E 与 124°E 之间, 以及 31°N 以北区域, 其他地区有零星分布(图2)。在所有样品中的比例是4.1%。砂含量占有绝对比例, 最高含量可达100%, 平均粒径是 2.07Φ , 主要在 $1.8\text{--}2.7\Phi$ 之间变化; 标准偏差、偏度和峰度平均值分别是 0.62Φ 、0.07和1.38, 沉积物分选较好、很正偏、峰度尖锐, 偏度和峰度的数值变化较大, 标准偏差变化较小。

粉砂: 主要分布在 123°E 以西舟山群岛周围和浙

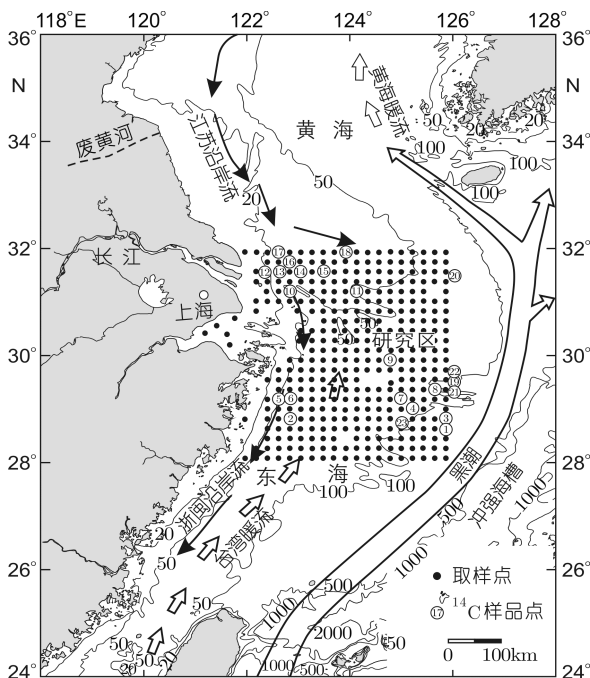


图1 东海陆架表层沉积物样品分布和海域流系图

Fig.1 The sampling locations of the surface sediments on the continental shelf of the East China Sea and the oceanic circulations pattern

表 1 沉积物粒度参数表
Tab.1 The grain size compositions of the surface sediments

沉积物命名及比例		粘土(%)	粉砂(%)	砂(%)	$Mz(\Phi)$	$\sigma_1(\Phi)$	SK_1	K_G
砂(4.1%)	最大值	1.0	6.4	100.0	2.7	0.88	0.19	2.26
	最小值	0.0	0.0	93.1	1.8	0.46	0.00	0.94
	平均值	0.3	3.2	96.5	2.1	0.62	0.07	1.38
粉砂(9.2%)	最大值	31.4	78.2	9.7	7.3	1.92	0.05	1.23
	最小值	16.1	65.4	0.4	6.4	1.47	-0.02	0.94
	平均值	22.9	72.2	4.9	6.8	1.69	0.01	1.07
砂质粉砂(40.7%)	最大值	29.1	69.8	49.8	6.9	2.82	0.24	1.36
	最小值	6.7	35.7	10.1	4.5	1.62	-0.24	0.61
	平均值	16.3	50.0	33.6	5.4	2.44	-0.01	0.80
粉砂质砂(45.4%)	最大值	15.5	43.2	89.8	4.8	2.81	0.53	3.71
	最小值	1.3	8.4	49.5	1.9	0.96	0.09	0.61
	平均值	9.4	28.2	62.4	3.9	2.38	0.36	0.91
砂质泥(0.6%)	最大值	29.6	57.6	40.7	6.7	2.81	-0.63	1.01
	最小值	20.3	39.1	13.1	5.3	2.11	-0.64	0.65
	平均值	24.9	48.4	26.9	6.0	2.46	-0.64	0.83

江沿海区域, 陆架东北角也有分布(图 2)。在沉积物样品中占有量约为 9.2%, 以粉砂含量为主, 为 72.20%, 平均粒径是 6.8Φ , 变化范围不大, 标准偏差、偏度和峰度的平均值分别是 1.69Φ 、 0.01 和 1.07 , 变化范围较大, 分选较差、近于对称偏度和峰度中等尖锐。

砂质泥: 主要分布在研究区中南部, 呈零星分布(图 2)。样品占有量很低, 为 0.6%, 平均粒径是 6.03Φ , 变化范围较大, 标准偏差、偏度和峰度平均值分别是 2.46Φ 、 -0.64 和 0.83 , 很负偏, 表明沉积物中细颗粒物为主, 分选很差。

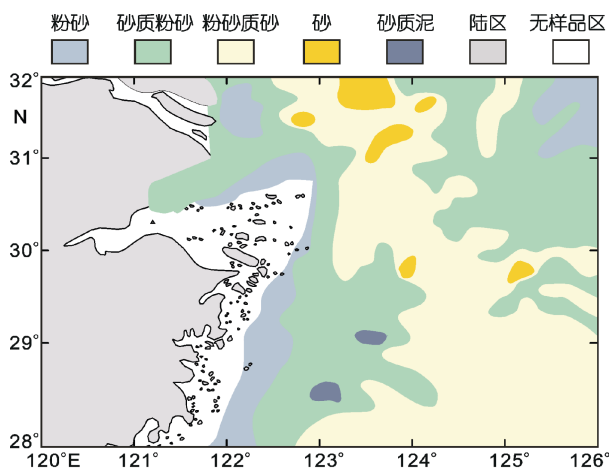


图 2 东海陆架表层沉积物类型图

Fig.2 The surface sediment types on the continental shelf of the East China Sea

根据研究区沉积物的粒度及其参数组成特征(表 1)将该区分为三个主要沉积区: 近岸的泥质沉积, 陆架中部纵贯南北的砂质沉积和远岸的泥质沉积(图 2)。

2.2 粒度参数分区特征

2.2.1 不同粒级组分区特征 东海表层沉积物的砂粒级组($-1-4\Phi$)含量变化很大, 分布在 40%—80%之间, 高值区主要分布在中北部以及东南部, 低值区位于西北部长江口、东北部的泥质区以及西部浙闽沿岸流经的近岸浅水地区。黏土粒级(大于 8Φ)含量变化集中在 0%—32%之间, 与砂组分的分布趋势大致相反, 高值区分布在浙闽沿岸流区域和济州岛西南部小环流区, 黏土含量多高于 18%; 低值区位于陆架的中北部, 黏土组分低于 12%(图 3)。

2.2.2 沉积物粒度参数变化趋势 研究区沉积物平均粒径多分布在 $2-6\Phi$, 粗粒径分布在北部的扬子浅滩地区, 粒径为 $2-3\Phi$, 说明该区水动力较强; 细粒径分布在近岸和陆架东北角地区, 应属弱动力沉积环境(图 3)。

东海陆架黏土粒级相对富集的区域, 标准偏差值较低($<2\Phi$); 而标准偏差最小的区域($<1\Phi$), 集中在砂组分最高的陆架中部(图 3)。但是陆架中部大部分区域标准偏差分布在 $2-3\Phi$ 之间, 表明该研究区所处的现代沉积环境与沉积物粒度指示并不一致。结合该区海洋环流和物质输入的特点, 沉积物粒度明显受到这两个因素控制, 近岸的沉积物由于受到南下的浙闽沿岸流携带的大量长江细颗粒物影响, 主

要由黏土组分组成，而陆架的中部粒度特征则与现代的水动力不一致，由砂质沉积物组成。

偏度分布区间主要是在 0—0.4 之间。对称偏度(0 值附近)主要分布在长江口外东南及陆架西部近岸区域，及陆架东北角，该区沉积物粒度频率曲线应呈正态对称分布，说明沉积环境稳定；而高值极正偏偏度的样品位于长江口外东北及陆架东南部，最高值可达 0.53，粒度频率曲线主峰偏向较粗粒级，表明沉积

过程中发生多次动力环境变化或有异源沉积物加入；区内几乎没有极负偏度的沉积物(表 1，图 3)。

峰度变化不大，基本都集中在 0.8—1 之间，接近常态曲线($K_G=1$)，说明研究区沉积物大多具有平坦的峰度，单峰或较为均匀的多峰分布，细尾现象较少。

3 东海陆架沉积环境

东海陆架具有特征环流系统(图 1)，黑潮、长

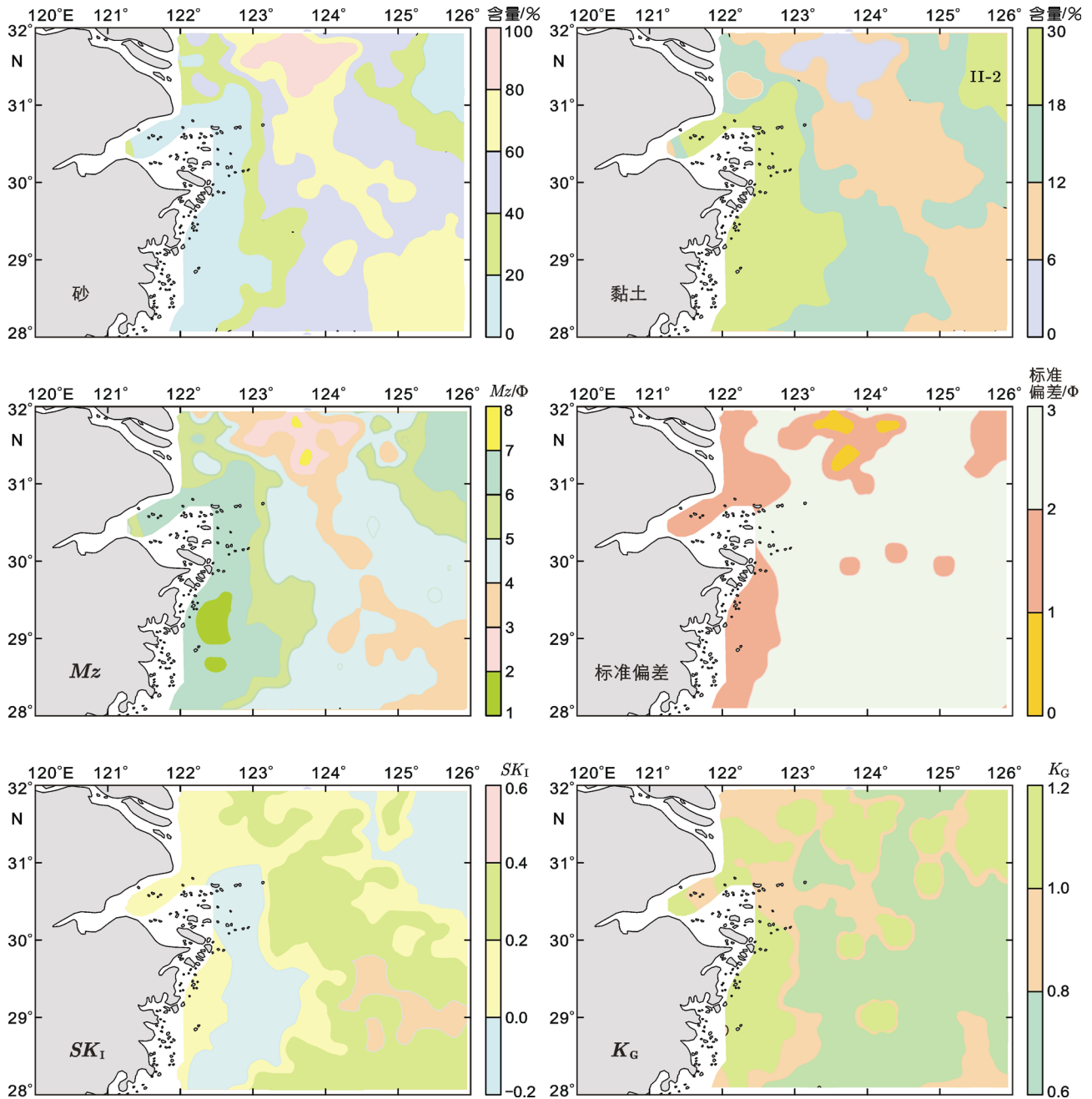


图 3 东海表层沉积物的粒级组分含量及粒度参数分布图

Fig.3 The distribution of the grain size parameters of the surface sediments in the East China Sea

江冲淡水和东亚季风是东海环流形成的主要因素(Liu *et al.*, 2003, 刘兴泉等, 2008), 而浙闽沿岸流、台湾暖流、江苏沿岸流、黑潮及其支流控制现代沉积物的分布。其中浙闽沿岸流和台湾暖流是东海东南部陆架的主要环流系统, 浙闽沿岸流是典型的季节性环流, 而由于陆架地形影响, 台湾暖流终年具有东、北两个支流(鲍献文等, 2005)。

根据沉积物分布特征及东海环流动力组成(图 1—图 3), 综合该区沉积物的 ^{14}C 年龄(表 2)以及各区特征有孔虫组合分布, 将东海陆架沉积环境分成三个区: 长江口外席状砂沉积区(I 区)和现代泥沉积区(II 区)和陆架中部砂沉积区(III 区)(图 4)。

3.1 长江口外席状砂沉积区

该区主要分布在长江口外 31°N 以北 123°E 与 124°E 之间, 即扬子浅滩南部区域(图 4), 沉积物类型主要是砂, 平均粒径最粗, 砂组分含量多超过 80%, 标准偏差小于 2Φ , 具有突出的特定粒级区间 $2-3\Phi$, 沉积物中微体古生物生物壳体破碎。水深在 25—55 m 之间, 海底平坦开阔, 海底发育大面积的大型波痕和斑块状分布的沙波地貌(叶银灿等, 2004)。区内水动力环境复杂, 各种流系同时作用, 且均较强烈。潮汐为规则的半日潮, 一般大潮底流速度可达 40 cm/s, 而最大涨落潮流速可达 55—71 cm/s(叶银灿等, 2002, 2004), 此外, 还有沿岸流和台湾暖流、热带风暴等共同影响, 其中冬季沿岸流一般 20—30 cm/s, 台湾暖流为 30—40 cm/s, 然而热带风暴可形成 100 cm/s 的底流流速。因此, 该区沉积粒级组成与水动力环境基本一致, 属于现代沉积(最高海平面以来的沉积)或主要为现代沉积, 与已有研究结果一致(刘振夏等, 1996; 叶银灿等, 2004)。

但扬子浅滩砂体沉积的成因有不同认识。刘振夏(1996)通过对该区的潮流作用、微地貌形态、物质成分以及全新世的沉积厚度综合分析, 认为其是典型的现代潮流砂席沉积(Liu *et al.*, 1998), 并非古长江水下三角洲(李全兴, 1990; 金翔龙, 1992)或陆架残留沉积(Emery, 1968; 刘锡清, 1987)以及冰后期古滨岸砂沉积(陈中原等, 1986), 与西北部的江苏滨外苏北浅滩的潮流沙脊共同组成了长江口外现代潮流体系。高分辨率的地球物理、沉积学研究则揭示出扬子浅滩发育大量的沙波地貌, 发现除较强的潮流之外, 夏、冬季的风暴浪流也是沙波地貌发育的有利环境条件之一; 且认为扬子浅滩沉积及其沙波地貌形成于冰消期晚期的全新世初期(11—10 ka B.P.), 由于平坦开阔

的地形、丰富的砂质物源和较强的潮流和风暴潮, 广泛发育沙波地貌, 在全新世中、晚期继续接受砂质沉积认为该沙波地貌与现代动力环境相符, 且仍处于发育和运移状态(叶银灿等, 2004)。微体古生物鉴定表明, 该区浮游有孔虫含量不超过 35%, 其中以滨岸浅水、广盐性有孔虫为主, 沉积物中多数有孔虫壳体破碎明显, 优势种主要是 *Ammonia tepida*、*Elphidium advenum*、*Florilus decorus* 等, 也验证了该区变余沉积的强水动力沉积作用的存在。

同时, 本文 ^{14}C 测年(表 2)显示该区沉积物年龄主要集中在 6—4 ka B.P. 和 3—2 ka B.P. 两个时间阶段, 与前人研究的潮流沉积发育的三个阶段一致, 即 12—9 ka B.P., 6.3—4 ka B.P. 和 2 ka B.P.(杨子赓等, 2001), 但由于季节性长江冲淡水及苏北沿岸流南下携带物质以及太平洋潮波系统的影响, 该沉积区沙波形态仍在不断发生变化。

该区典型样品的粒度概率累积曲线呈明显的三段式, 粗截点是 0Φ 左右(图 4, 图 5), 推移质组分含量较少, 细截点大部分在 $3-4\Phi$ 之间, 跃移质粒径约为 $-2-4\Phi$, 占 40%—70%, 悬浮质占 30%—60%, 个别样品悬浮质最大粒径达到 2Φ 左右, 说明在底流强烈涡动的时候, 可以启动较粗粒径沉积物再悬浮。跃移组分概率累积曲线均存在一个中间截点(R), 在 $1-1.5\Phi$ 左右, 表明粒径分布存在两个正态分布部分, 存在双向水流, 使跃移沉积物分成两部分, 一部分前进水流沉积, 另一部分反冲水流沉积, 这也是潮流沉积物的重要特征。频率曲线表现为明显的主峰突出峰和微弱的多峰特征, 表现出强动力沉积环境之外, 但不同流系动力叠加的效果(图 5)。

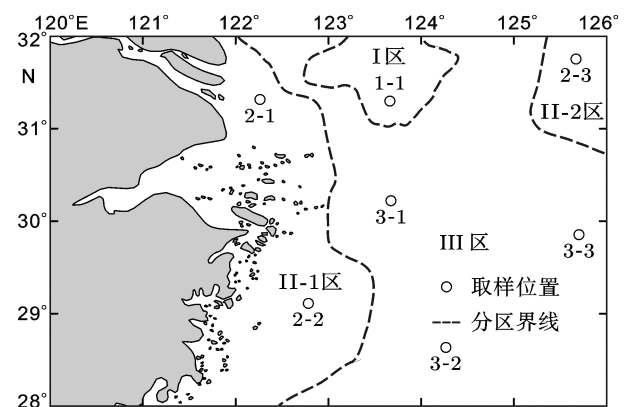


图 4 东海陆架表层沉积物成因分区图

Fig.4 The depositional zones of the surface sediments on the shelf of the East China Sea

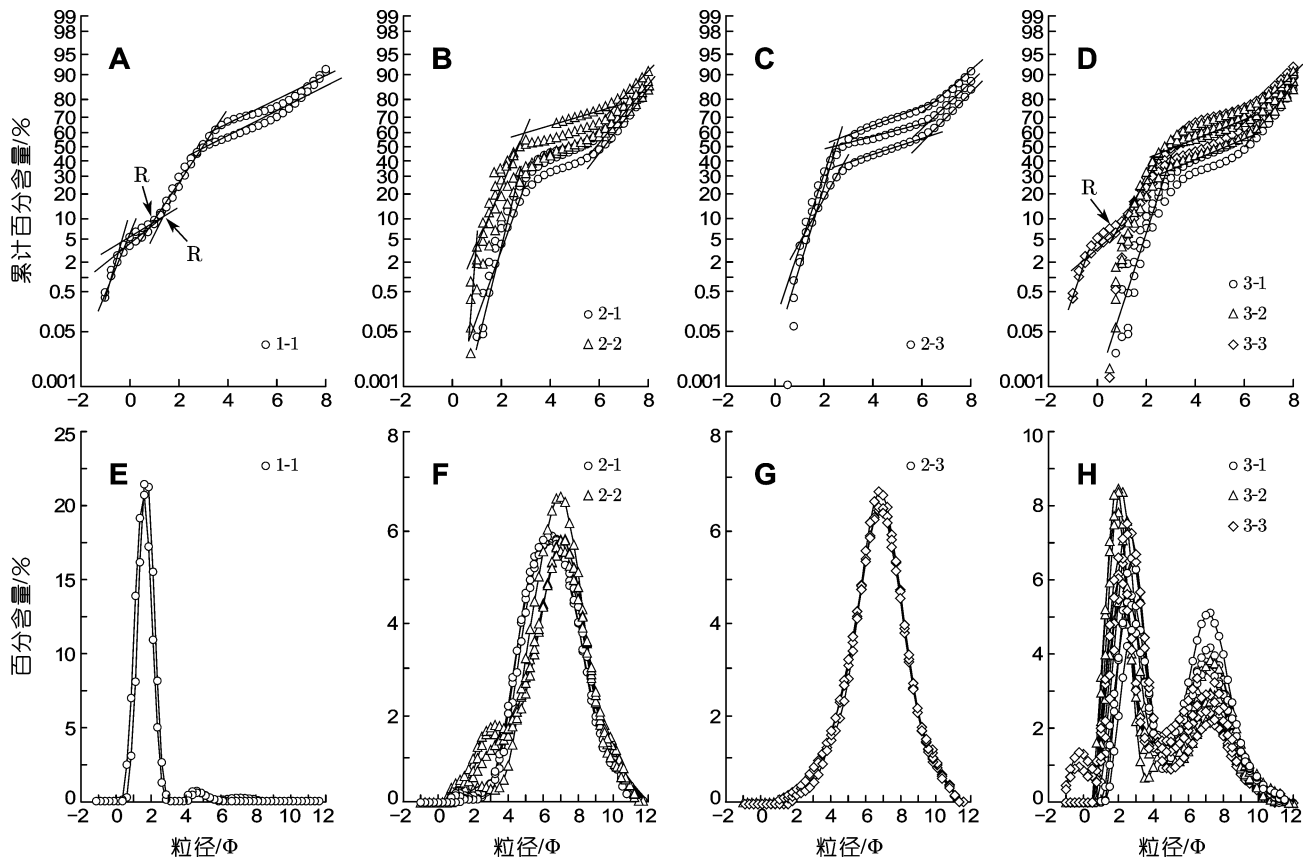


图5 东海陆架表层沉积物典型样品粒度概率累积和频率曲线分布图(样品位置如图4所示)

Fig.5 The grain size frequency curves of the typical sediment samples on the shelf of the East China Sea

3.2 现代泥质沉积区

东海陆架现代泥质沉积区主要包括近岸的长江水下三角洲沉积区和浙闽沿岸流泥质沉积区(II-1区),以及陆架东北角的济州岛西南泥质沉积区(II-2区)(图4),其主要特点是沉积物类型多为粉砂,平均粒径在 6ϕ 以上,砂组分含量几乎全区最低,少于20%,而黏土含量则多高于18%,粒度标准偏差小于 2ϕ ,说明以粉砂为主要粒级,且含量高,呈正态单峰分布,分选性较好(图2,图3)。

长江是我国第一大河,入海悬浮泥沙输送量巨大,多年平均数为 $4.175 \times 10^8 \text{t}$ (王亚平等,2006)。长江水下三角洲和浙闽沿岸流泥质区的沉积物主要是现代长江携带入海的泥沙(郭志刚等,2001;沈焕庭等,2001)。长江水下三角洲由长江入海物质直接控制,大量的入海泥沙在河口由于絮凝作用直接沉降,细颗粒物在此形成长江水下前三角洲泥质沉积(胡敦欣等,2001;于培松等,2011),沉积物粒度较细,平均粒径介于 $4-6\phi$ 之间,沉积速率较高,约是 $5-20 \text{mm/a}$ (Zhu et al, 2008)。邻近区的沉积物 ^{14}C 测年普遍

年轻,贝壳的年龄均集中 $400-700 \text{a}$ (表2),表现出现代长江物质在河口地区的影响范围。该区有孔虫优势种主要是 *Epistominella naraensis*、*Ammonia beccarii* vars.、*Ammonia convexidorsa* 等,其中 *Epistominella naraensis* 含量超过20%,为研究区最高,主要集中在研究区西北角的长江口附近,这种 *Epistominella naraensis* - *Ammonia beccarii* var. 组合所对应的是受到长江冲淡水强烈作用的陆架浅水环境。

长江河口泥质区典型样品的粒度频率累积曲线为正态分布的单峰,说明该区物源比较单一,主要由长江物质控制,概率累积曲线是典型的两段式,无粗截点,缺少推移质组分,跃移粒径介于 $2-3\phi$ 之间,悬浮组分明显由两部分构成,包括递变悬浮和均匀悬浮,虽然处于河口外缘河水与海水交汇带,偶尔也会受到太平洋潮波系统的影响,但概率累积曲线并未出现具有双向水流属性的中间截点(反冲点R),表明该区沉积物由于长江物源供应的单一性和主导性,沉积物粒度的各种属性比较一致(图5)。

浙闽沿岸流泥质区则由于距离长江河口较远,

表 2 东海陆架表层沉积物 ^{14}C 年龄(未校正)Tab.2 The ^{14}C age data of the surface sediments on the shelf of the East China Sea (uncorrected)

分区	编号	实验室编号	纬度	经度	样品	测试方法	结果(a B.P.)
I 区	11	2007Y441	31.20	124.12	贝壳	常规法	4180±80
	14	2007Y444	31.57	123.03	贝壳	常规法	4918±89
	15	2007Y445	31.57	123.47	贝壳	常规法	5291±76
	16	2007Y446	31.75	122.82	粘土	稀释法	2102±110
	17	2007Y447	31.93	122.60	贝壳	常规法	3487±71
	18	2007Y448	31.93	123.90	贝壳	常规法	3148±77
II-1 区	10	2007Y440	31.20	122.82	贝壳	常规法	465±69
	12	2007Y442	31.57	122.38	贝壳	常规法	770±65
II-2 区	13	2007Y443	31.57	122.60	贝壳	常规法	540±65
	2	2007Y432	28.82	122.82	粘土	稀释法	2828±102
	5	2007Y435	29.18	122.60	粘土	稀释法	2372±98
	6	2007Y436	29.18	122.82	粘土	稀释法	2915±90
III 区	1	2007Y431	28.63	125.85	贝壳	常规法	14897±145
	3	2007Y433	28.82	125.85	贝壳	常规法	8788±89
	4	2007Y434	29.00	125.20	贝壳	常规法	3952±70
	7	2007Y437	29.18	124.98	贝壳	常规法	1790±70
	8	2007Y438	29.37	125.63	贝壳	常规法	2143±96
	9	2007Y439	29.92	124.77	贝壳	常规法	4678±70
	19		29.50	126.00	贝壳	常规法	10270±500
	20		31.50	126.00	贝壳	常规法	14500±1000
	21		29.40	126.00	贝壳	常规法	8800±500
	22		29.60	126.00	贝壳	常规法	8420±250
	23		28.75	125.00	贝壳	常规法	6690±200

注: 除编号 19—23 数据来自文献(王张华等, 2002)外, 其他数据均为本文测试

沿岸流作用携带的物质在搬运过程中, 由于粒度重力分异作用, 较粗粒级的沉积物先沉积, 因此在长江口东南部分存在一个砂含量超过 40% 的沉积区, 而由河口随沿岸流南下的沉积物粒度相对较细, 平均粒径在 6Φ 以上, 且南部变细, 达到 7Φ 。该区样品的粒度概率累积曲线基本与长江口沉积物的特征基本一致, 虽呈现微弱的三段式特征, 出现粗截点(1.5Φ), 但滚动组分含量较低($<5\%$); 粒度频率曲线则与长江口泥质沉积物频率曲线比较表现出不同的物源属性, 呈不明显的双峰形态, 主峰突出, 副峰微弱, 说明该区由于近源物质的输入, 虽在相同的沉积环境下(浙闽沿岸流), 但沉积物表现出不同的粒级特征, 这种特征表明该区沉积物应同时受到长江南下的细粒物质和近源物质的影响, 但以前者为主(图 5)。高分辨率地震剖面分析揭示出该泥层沉积呈透镜体状分布, 随沿岸流的影响强度不同分布形成中间厚边缘薄构造(Liu *et al.*, 2007)。此外, 本文 ^{14}C 测年结果

显示该区东部边缘的样品出现 2.3—3.0 ka B.P. 之间沉积, 与前人研究认为沿岸流在 4.9—3.2 ka B.P. 时期最为强盛、泥质沉积区的范围最广的结果基本一致(赵泉鸿等, 2009), 但此区域只有在浙闽沿岸流强盛的时期才能影响到, 从而很好的控制了 II-2 泥质区沉积边界的范围(表 2)。泥质区有孔虫的优势属种主要包括 *Cribronion vitreum*、*Ammonia beccarii* vars.、*Florilus atlanticus* 等, 分布的高值区主要是从长江口以南经过杭州湾直到浙江沿岸的河口及内陆架浅水区, 底栖有孔虫主要是钙质的平旋壳和螺旋壳属种, 这种 *Cribronion vitreum* - *Ammonia beccarii* vars. 组合明显对应浙闽沿岸流的影响范围。

济州岛西南的泥质沉积区(II-3 区)沉积物为性质均一的青灰色粉砂, 平均粒径大于 6Φ , 黏土含量超过 18%, 沉积物粒度的偏度分析表明, 频率曲线为对称的单峰分布, 峰度显示为常态曲线, 曲线平坦, 粒度标准偏差较低, 且粉砂和黏土组分含量突出, 反映

出比较稳定的动力环境。微体古生物鉴定显示, 该区为 *Bolivina robusta* 高值区, 此种是研究区内数量最为丰富的优势种之一, 可见于整个陆架地区, 为中陆架浅海水团代表(汪品先, 1988; 庄丽华等, 2004), 泥质区中 *Bolivina robusta* 个体相对丰富, 壳体完整, 最高超过 60%, 该属种峰值的出现可能是受到黄海环流的影响。已有研究显示, 济州岛西南泥质区是东海细颗粒物质的“沉积汇”(Yang *et al.*, 1994; Saito *et al.*, 1994; 郭志刚等, 1995), 主要物质来源于黄河扩散系统物质(Demaster *et al.*, 1985; Milliman *et al.*, 1985), 通过黄海环流中的江苏沿岸流南下, 在黄海环流作用下进行搬运。由于黄东海陆架区受季风的影响, 呈明显的“冬储夏输”特征(杨作升等, 1992; 郭志刚等, 1999; 孙效功等, 2000), 在冬季风作用下, 黄海沿岸流向东扩散作用增强; 同时, 在强烈的西北季风影响下, 废黄河水下三角洲物质也会发生侵蚀再悬浮(秦蕴珊等, 1989), 也通过黄河沿岸流向东输送, 直至济州岛西南海域(杨作升等, 1992; 孙效功等, 2000)。沉积物的粒度频率曲线也是典型的两段式, 细截点分布在 2.5Φ 左右, 跃移组分含量相对较低, 不超过 50%, 悬移组分的含量较高, 包括递变悬浮和均匀悬浮; 频率曲线呈正态分布, 主峰峰值分布在 7Φ 左右, 两边都具有明显的细尾现象。说明沉积环境稳定且水动力极弱。因而供应充足的悬浮泥沙在环流-涡旋动力捕获作用机制下沉降, 发育形成泥质区(郭志刚等, 1999)。

3.3 陆架中部砂质沉积区

陆架中部砂质沉积区(III 区)是研究区内面积最大的沉积区, 包括了 50—120 m 等深线之间的大部分陆架地区(图 4), 区内海流系统主要由黑潮的西部边缘部分、北上的台湾暖流以及太平洋潮波系统控制。该区沉积物组成比较复杂, 富含贝壳碎片, 呈灰黑色-灰色, 平均粒径在 $4-5 \Phi$ 之间, 呈东南-西北向条带状分布, 其中东南部粒径粗于 4Φ , 砂组分含量普遍在 60% 以上, 黏土含量低于 12%(图 3)。沉积物粒度偏度分布都在 0.2 以上, 但不超过 1, 峰度多介于 0.6—0.8 之间, 因此频率曲线平坦, 沉积物粒度几乎全部偏向粗粒级(图 3)。区域上, 沉积物粒度由海向陆变细(图 2, 图 3), 反映沉积物发育过程中, 沉积物的物源应该是陆架源, 陆架原有沉积物在水动力作用下向陆地方向搬运, 而非传统的由陆向海输送的陆源模式。该区典型样品的概率累积曲线并不一致, 有明显的两段式, 也出现三段式, 但不明显, 推移组分

含量低于 5%, 说明不同区内不同位置(图 4), 沉积物的动力环境并不一致, 或物源不同。三段式的样品出现明显的反冲点 *R*, 证实该区域复杂水系流场的存在。频率曲线呈双峰和微弱的多峰组成, 说明沉积物的组成比较复杂, 或该区域沉积物经历了多变的冲积改造旋回(图 5)。粒度标准偏差介于 $2-3 \Phi$ 之间, 说明主要粒级并不突出, 粒级分布范围大, 分选差, 然而沉积物中砂含量多大于 60%, 因此 III 区沉积物粒度揭示的沉积环境与现在较为稳定的海流流场特点并不一致。

已有研究揭示陆架中部砂质区是东海陆架的“残留沉积区”, 沉积特征与现代水动力不一致, 全新世沉积速率最低, 因此认为是“残留沉积”(Emery, 1968; 刘锡清, 1987)。也有学者认为是潮流沉积, 为末次冰盛期以来的海侵作用(15—6 ka B.P.), 在太平洋潮波作用下, 将低海平面时期的滨岸沉积进行冲刷改造形成潮流沙脊, 但现在处于消亡状态(刘振夏, 2004), 其主要依据为目前海区的潮流流速较小, 且多以旋转波为主, 其次是现存沙脊的表面并未发现明显活动的沙波等微地貌(Liu *et al.*, 1998; Berné *et al.*, 2002; 刘振夏等, 2005; 吴自银等, 2010)。也有不同的认识, 杨文达通过东海陆架的地震剖面和钻孔分析, 认为陆架砂体是末次冰期海退期的三角洲体系, 后被冰后期海侵形成的席状砂体所覆盖, 并非潮流成因, 也未发现沙脊迁移的迹象(杨文达, 2002)。除此之外, 也有的学者认为是早全新世海侵对冰消期海侵砂体的改造沉积(沈华梯等, 1984; 王张华等, 2002)。但本文该沉积区粒度分析揭示沉积物分选较差, 存在较为广泛的粒级分布($-1-12\Phi$)(图 5), 并非分选性好、粒级突出的沉积物(Berné *et al.*, 2002; 刘振夏和夏东兴, 2004), 因此其沉积环境具有复杂多变特征。

该区有孔虫优势属种主要包括 *Cassidulina laevitata*、*Uvigerina canariensis*、*Bolivina robusta* 等, 其分布趋势与调查区内的等深线分布基本一致, 主要集中在水深超过 80m 的中外陆架, 有孔虫的丰度较高, 壳体保存比较完整, 说明有孔虫所需的温、盐环境与现代水深、海洋环流特征一致。虽然该区沉积物的多数 ^{14}C 年龄分布在 15—7 ka B.P. 之间(表 2), 说明该砂质区沉积物是冰消期晚期与全新世早期高海平面之前的海侵产物, 沉积物的粒度特征说明其经历了复杂多变且较强的沉积动力改造, 与现在的沉积环境并不一致。但对表层以及钻孔沉积物样品观察发现, 陆架表层沉积物粉砂-黏土组分含量相对较高,

顶部上覆盖富含现代有孔虫壳体细粒薄泥层(厚 10 cm 左右), 反映高海平面后该区也接受海流携带的悬浮陆源碎屑物质形成的现代沉积, AMS¹⁴C 有孔虫年龄测试为 4125±30 a B.P.(东海外陆架钻孔 SFK-1 孔数据, 未发表)。此外, 该区部分贝壳 ¹⁴C 年龄也表明有高海平面之后该区存在沉积作用(表 2)。

4 结论

运用 Folk 等(1970)沉积物分类方法对东海陆架中北部表层沉积物进行分类, 由砂、粉砂、粉砂质砂、砂质粉砂、砂质泥五种沉积物类型组成, 其中粉砂质砂分布最广, 砂质泥分布最少。由于物源供应和海洋环流影响, 研究区沉积物由陆向海粒度变粗, 水动力环境和地形决定沉积物粒度的分布形态。

根据沉积物粒度特征、实测 ¹⁴C 年龄分布、微体古生物组成以及东海环流组成分析, 东海陆架表层沉积物的分布划归为 3 类沉积区: 长江口外席状砂沉积区和现代泥沉积区和陆架中部砂沉积区。现代泥质沉积区主要是指全新世高海平面以来的沉积, 在现代水动力条件下发育, 包括长江水下前三角洲沉积、浙闽沿岸流沉积和济州岛西南泥质沉积三个区域, 但不同沉积区的成因机制不同。

陆架中部砂沉积, 即中外陆架冰消期及冰后期海侵发育的砂质沉积, 受太平洋潮波系统的控制, 在海侵的不同阶段中沉积物接受冲刷改造, 形成具有不等时性特征的沉积物; 该区沉积物粒度分析揭示的沉积环境与现代陆架海洋环流的沉积动力特征明显不一致, 现代沉积作用较弱, 仅接受悬浮体细粒沉积。

长江口外砂沉积, 即扬子浅滩砂沉积, 是全新世早期冰消期晚期的潮流作用及风暴潮流共同作用的产物, 为潮流沉积, 发育沙波地貌, 其形态仍在发生变化, 并受季节性的长江冲淡水影响。

参 考 文 献

于培松, 薛 斌, 潘建明等, 2011. 长江口和东海海域沉积物粒径对有机质分布的影响. 海洋学研究, 29(3): 202—208
 王可, 郑洪波, Maarten P 等, 2008. 东海内陆架泥质沉积反映的古环境演化. 海洋地质与第四纪地质, 28(4): 1—10
 王张华, 过仲阳, 陈中原, 2002. 东海陆架平北地区残留沉积特征及古环境意义. 华东师范大学学报(自然科学版), 1: 81—86
 石学法, 陈春峰, 刘焱光等, 2002. 南黄海中部沉积物粒度趋势分析及搬运作用. 科学通报, 47(6): 452—456
 叶银灿, 庄振业, 刘杜鹃等, 2002. 东海全新世沉积强度分区. 中国青岛海洋大学学报, 32(6): 941—948

叶银灿, 庄振业, 来向华等, 2004. 东海扬子浅滩砂质底形研究. 中国海洋大学学报, 34(6): 1057—1062
 庄丽华, 李铁刚, 常凤鸣等, 2004. 东海中陆架晚第四纪底栖有孔虫定量分析. 海洋地质与第四纪地质, 24(1): 43—50
 刘兴泉, 尹宝树, 侯一筠, 2008. 长江口及其邻近海区环流和温、盐结构动力学研究 II: 环流的基本特征. 海洋与湖沼, 39(4): 312—320
 刘振夏, 1996. 对东海扬子浅滩成因的再认识. 海洋学报, 18(2): 85—92
 刘振夏, 余 华, 熊应乾等, 2005. 东海和凯尔特潮流沙脊的对比研究. 海洋科学进展, 23(1): 35—42
 刘振夏, 夏东兴, 2004. 中国近海潮流沉积砂体. 北京: 海洋出版社, 116—120
 刘锡清, 1987. 中国陆架的残留沉积. 海洋地质与第四纪地质, 7(1): 1—14
 孙效功, 方 明, 黄 伟, 2000. 黄东海陆架区悬浮体输送的时空变化规律. 海洋与湖沼, 31(6): 581—587
 李云海, 陈 坚, 黄财宾等, 2010. 浙闽沿岸南部泥质沉积中心表层沉积物粒度特征及其季节性差异. 沉积学报, 150—157
 李全兴, 1990. 渤海黄海东海地质地球物理图集. 北京: 海洋出版社, 1—4
 杨子庚, 王圣洁, 张广威等, 2001. 冰消期海侵过程中南黄海潮流沙脊的演化模式. 海洋地质与第四纪地质, 21(3): 1—10
 杨文达, 2002. 东海海底沙脊的结构及沉积环境. 海洋地质与第四纪地质, 22(2): 9—20
 杨作升, 郭志刚, 王兆祥等, 1992. 黄东海陆架悬浮体向东部深海区输送的宏观格局. 海洋学报, 14: 81—90
 肖尚斌, 李安春, 蒋富清等, 2005. 近 2 ka 闽浙沿岸泥质沉积物物源分析. 科学通报, 23(2): 268—274
 吴自银, 金翔龙, 曹振铎等, 2010. 东海陆架沙脊分布及其形成演化. 中国科学(D 辑), 40(2): 188—198
 汪亚平, 潘少明, Wang H V 等, 2006. 长江口水沙入海通量的观测与分析. 地理学报, 61(1): 35—46
 汪品先, 章纪军, 赵泉鸿等, 1988. 东海底质中的有孔虫和介形虫. 北京: 海洋出版社, 10—307
 沈华梯, 梁居廷, 王秀昌, 1984. 东海陆架残留沉积物的改造. 海洋地质与第四纪地质, 4(2): 67—76
 沈焕庭, 潘定安, 2001. 长江河口最大浑浊带. 北京: 海洋出版社, 15—38
 陈中原, 周长振, 杨文达等, 1986. 长江口外现代水下地貌与沉积. 东海海洋, 4(2): 28—37
 陈丽蓉, 2008. 中国海沉积矿物学. 北京: 海洋出版社, 122—137
 金翔龙, 1992. 东海海洋地质. 北京: 海洋出版社, 127—143
 赵泉鸿, 翦知潜, 张在秀等, 2009. 东海陆架泥质沉积区全新世有孔虫和介形虫及其古环境应用. 微体古生物学报, 26(2): 117—128
 赵家成, 肖尚斌, 张国栋等, 2007. 闽浙沿岸泥质沉积物的稀土地球化学特征. 地球科技情报, 26(2): 7—12
 胡敦欣, 杨作升, 2001. 东海海洋通量关键过程. 北京: 海洋

- 出版社, 25—30
- 秦蕴珊, 李凡, 徐善民等, 1989. 南黄海海水中悬浮体的研究. *海洋与湖沼*, 20(2): 101—111
- 徐方建, 李安春, 李铁刚等, 2011. 中全新世以来东海内陆架泥质沉积物来源. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 35(1): 1—12
- 郭志刚, 杨作升, 王兆祥, 1995. 黄东海海域水团发育对底质沉积物分布的影响. *青岛海洋大学学报*, 25(1): 75—83
- 郭志刚, 杨作升, 陈致林等, 2001. 东海陆架泥质区沉积有机物的物源分析. *地球化学*, 30(5):416—424
- 郭志刚, 杨作升, 雷坤等, 1999. 东海陆架北部泥质区沉积动力过程的季节性变化. *青岛海洋大学学报*, 29(3): 507—513
- 鲍献文, 林霄沛, 吴德星等, 2005. 东海陆架环流季节变化的模拟与分析. *中国海洋大学学报*, 35(3): 349—356
- Berné S, Vagner P, Guichard F *et al*, 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188: 293—315
- Chen Z Y, Stanley D J, 1995. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze delta plain, Eastern China. *Journal Coastal Research*, 11:927—945
- Chen Z, Song B, Wang Z *et al*, 2000. Late Quaternary evolution of the sub-aqueous Yangtze delta, China: sedimentation, stratigraphy, palynology, and deformation. *Marine Geology*, 162(2—4): 432—441
- Demaster D J, Mckee B A, Nitrouer C A *et al*, 1985. Rates of sediments accumulation and particles reworking based on radiochemical measurements from shelf deposits in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 4: 143—158
- Doeglas D J, 1946. Interpretation of the result of mechanical analysis. *Journal of sedimentary Petrology*, 16: 19—40
- Emery K O, 1968. Relict sediment on continental shelves of the world. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52: 445—464
- Folk R L, Ward W C, 1957. Barazos River bar: A study in the significance for grain parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514—519
- Folk R. L, Andrews P. B, Lewis D, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4): 937—968
- Gao S, Collins M, 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coastal Research*, 10(1):70—78
- Ijiri A, Wang L, Oba T *et al*, 2005. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 40 000 years. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219:239—261
- Liu J P, Xu K H, Li A C *et al*, 2007. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. *Geomorphology*, 85: 208—224
- Liu K K, Peng T H, Shaw P T *et al*, 2003. Circulation and biogeochemical processes in the East China Sea and the vicinity of Taiwan: an overview and a brief synthesis. *Deep Sea Research Part II: Topcial Studies in Oceanography*, 50(6—7):1055—1064
- Liu Z X, Xia D X, Berné S *et al*, 1998. Tidal deposition systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, 145(3):225—253
- Milliman J D, Bestdsley K C, Yang Z S *et al*, 1985. Model Huanghe derived on the outer shelf of the East China Sea: identification and potential mud-transport mechanisms. *Continental Shelf Research*, 4:175—188
- Russell R D, 1939. Effects of transportation of sedimentary particles. In: Trask P D ed. *Recent marine sediments*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa (Oklahoma), 32—47
- Saito Y, Katayama H, Ikehara K *et al*, 1998. Transgressive and highstand systems tracts and post-glacial transgression, the East China Sea. *Sedimentary Geology*, 122:217—232
- Visher G S, 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1074—1106
- Xiao S B, Li A C, Liu J P *et al*, 2006. Coherence between solar activity and the East Asian winter monsoon variability in the past 8 000 years from Yangtze River- derived mud in the East China Sea. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237(2):293—304
- Yang Z S, Saito Y, Guo Z G *et al*, 1994. Distal mud areas as a material sink in the East China Sea. *Proceedings of international symposium on global fluxes of carbon and its related substances in the costal sea-ocean atmosphere system*. Sapporo: Hokkido University, 1—6
- Ye Yincan, Jin Changmao, Lei Zhiyan, 1983. Bedform morphologies of the Continental Shelf off Changjiang River mouth and their environmental conditions. *Proceeding of SSCS, Beijing: China Ocean Press*, 762—774
- Zhu C, Xue B, Pan J M, 2008. The dispersal of sedimentary terrestrial organic matter in the East China Sea (ECS) as revealed by biomarkers and hydro-chemical characteristics. *Organic Geochemistry*, 39:952—957

THE GRAIN SIZE COMPOSITIONS OF THE SURFACE SEDIMENTS IN THE EAST CHINA SEA: INDICATION FOR SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

WANG Zhong-Bo^{1,2}, YANG Shou-Ye², ZHANG Zhi-Xun¹, LI Ri-Hui¹,
WANG Hong¹, LAN Xian-Hong¹

(1. *The Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao, 266071*; 2. *State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, 200092*)

Abstract The surface sediments on the continental shelf of the East China Sea were analyzed for the grain size composition, ¹⁴C ages and foraminifera assemblages. The results showed that the shelf sediments consisted of sand, silt, silty sand, sandy silt and sandy mud, according to the nomenclature of Folk (1970), with silty sand dominant. The mean grain sizes of the surface sediments overall became coarser from land to sea, which indicated the controls of sediment sources and hydrodynamic sorting on the grain size. Three depositional zones can be identified by synthesizing the depositional environments and formation processes, including sandy sheet depositional area off the Yangtze River, modern muddy deposition area, and central sandy deposition area. The sandy sheet off the Yangtze River was primarily controlled by the Pacific tidal currents and the storm surges during late deglacial to early Holocene period, and the shapes of sand waves are still changing now. Modern muddy depositional areas are composed of prodelta mud off the Yangtze estuary, Zhemin Coastal mud belt on the inner shelf and southwest mud patch around Cheju Island. These muddy systems have different sediment sources and formation mechanisms. The central sandy sediments had been eroded and re-deposited in transgression process since the Last Glacial Maximum, which determines that their sedimentary environments were not in accordance with present oceanic circulations of the East China Sea. Despite this, a little of fine suspended matter can still deposit in the modern weak hydrodynamic environment.

Key words East China Sea shelf, Surface sediments, Grain size, Depositional environment