

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2019050501

# 长江口外扬子浅滩 YZ05 孔沉积序列及晚更新世以来的环境演化

徐岱璐<sup>1,2</sup>, 殷勇<sup>1</sup>, 时连强<sup>2</sup>, 林文荣<sup>3</sup>, 王爱华<sup>4</sup>, 郑禹君<sup>2</sup>

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

2. 自然资源部第二海洋研究所, 国家海岛开发与管理研究中心, 杭州 310012

3. 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266071

4. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016

**摘要:**2014 年在东海陆架扬子浅滩水深 41.5 m 处钻获进尺 80 m 的 YZ05 孔, 该孔沉积相方面的研究成果虽然已经发表过, 但略显简单, 结合新获得的有孔虫鉴定结果和指示海陆环境变化的 Sr/Ba 比值, 仍有必要对沉积相进行更为精细的研究。根据沉积物颜色、粒度、沉积结构和构造、接触关系和所含化石, 共识别出河道-边滩相 (F1)、河漫滩相 (F2)、泥质潮滩相 (F3)、河口湾前缘相 (F4)、潮流沙脊相 (F5)、脊间潮道相 (F6)、分流河道沙坝相 (F7)、分流河道相 (F8)、远端三角洲前缘相 (F9) 以及前三三角洲相 (F10) 十种类型。通过相组合与相序列分析, 并辅以选择性提取方法获得的可交换态 Sr/Ba 比值, 识别出退积型的河口湾序列和进积型的三角洲序列, 它们与冰后期长江三角洲具有相似的沉积层序。AMS<sup>14</sup>C 测年和光释光测年数据指示 YZ05 孔属于晚更新世以来的沉积。扬子浅滩的物质基础是晚更新世的三角洲堆积体, 在全新世早期海面快速上升背景下, 堆积成潮流沙脊, 改造后形成潮流沙席。

**关键词:**沉积相; 古三角洲; 古河口湾; Sr/Ba 比值; 扬子浅滩

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

## Sedimentary facies and environmental evolution of the Yangtze shoal, eastern China Sea shelf since Late Pleistocene: Evidence from core YZ05

XU Dailu<sup>1,2</sup>, YIN Yong<sup>1</sup>, SHI Lianqiang<sup>2</sup>, LIN Wenrong<sup>3</sup>, WANG Aihua<sup>4</sup>, ZHENG Yujun<sup>2</sup>

1. School of Geography and Oceanography Science, Nanjing University, Key Laboratory of Coast and Island Development of MOE of China, Nanjing 210023, China

2. State Research Center for Island Exploitation and Management, Second Institute of Oceanography, MNR, Hangzhou 310012, China

3. Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266071, China

4. Nanjing Geological Survey Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, China

**Abstract:** A 80 m long core, i.e. the Core YZ05, taking from the Yangtze shoal at the inner shelf of Eastern China Sea, is carefully studied by this paper. Although some preliminary results have been published before, it is still necessary to reexamine the interpretation concerning sedimentary facies and the previous models with the newly acquired information. Based on color, grain size, sedimentary texture and structure, contact relationship and fossils, the Late Pleistocene and Holocene succession of the core YZ05 can be classified into ten environmentally significant facies, which include fluvial channel-point bar (F1), overbank (F2), muddy tidal flat (F3), estuary front (F4), tidal sandy ridge (F5), inter-ridge channel (F6), distributary channel bar (F7), distributary channel (F8), distal delta front (F9) and prodelta (F10). Through the analysis of facies association and facies sequences, with the support of Sr/Ba ratios, a retrogradational estuary sequence and a progradational deltaic sequence are recognized, which are similar to the post glacial sequences in the Yangtze River delta. AMS<sup>14</sup>C and OSL dating suggest that the deposits penetrated by Hole YZ05 are younger than Late Pleistocene. Then the Yangtze Shoal is sourced from the Late Pleistocene deltaic deposits reworked by tidal current.

**Key words:** sedimentary facies; ancient delta; ancient estuary; Sr/Ba ratio; the Yangtze shoal

**资助项目:**国家自然科学基金项目“晚第四纪苏北南黄海辐射沙脊区强制海退与潮流沙脊沉积体系”(40776032); 国家科技部重大科学研究计划项目“扬子大三角洲演化与陆海交互作用过程及效应研究”(2013CB956501)

**作者简介:**徐岱璐(1992—), 女, 硕士, 从事海洋地质方面的研究, E-mail: xudailu@foxmail.com

**收稿日期:**2019-05-05; **改回日期:**2019-06-20. 周立君编辑

扬子浅滩, 又称“扬子大沙席”或“长江口大浅滩”, 是东海陆架北部著名的沉积体系, 位于现代长江口以东  $30.7^{\circ}\sim 32.6^{\circ}\text{N}$ 、 $122.5^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ , 东西宽约 270 km, 南北长约 200 km, 水深 25~55 m, 面积约  $3\times 10^4\text{ km}^2$ , 大致呈扇形分布<sup>[1]</sup>。底质由中细砂、细砂和粉砂质细砂组成, 广泛发育沙波地貌<sup>[2]</sup>。20 世纪 80 年代以来, 国内学者对扬子浅滩海底底形特征、活动性、物质组成和成因等进行了系统研究<sup>[3-6]</sup>。关于扬子浅滩的成因, 不同学者从沉积物特点、潮流作用、微地貌形态和地层结构等方面, 分别提出古长江三角洲残留<sup>[6-7]</sup>、冰后期古滨岸残留沙沉积<sup>[4]</sup>、古长江和古黄河河间地<sup>[8]</sup>和现代潮流沙席<sup>[9]</sup>等几种假说, 但结论尚未统一, 原因主要是缺少钻孔和精细的沉积相判别。

潮汐影响的三角洲由于其沉积结构和沉积相的复杂性, 以及与潮汐控制的河口湾具有相似的沉积相, 相对来讲研究难度更大。世界范围内关于潮汐影响的三角洲层序总结比较好的包括巴布亚湾的 Fly 河三角洲<sup>[10]</sup>以及长江三角洲<sup>[11-13]</sup>。冰后期长江三角洲完成了下切河谷的充填以及晚全新世三角洲的向海进积, 在河口湾的充填过程中, 泥沙最初被局限在河口湾内侧, 并没有大规模向口门外输运, 等到河口湾内侧被填满后泥沙才用来建设三角洲层序。长江三角洲河口湾向三角洲转化的时间大约在 7.0 kaBP<sup>[11]</sup>, 但三角洲前缘砂体大规模向海推进则可能在 2.0 kaBP 以后。

扬子浅滩作为东海陆架上、现代长江口外的沉积地貌单元, 在晚更新世环境演化过程中和古长江三角洲存在密切的关系, 虽然自 1980 年代以来有不少底质取样、旁侧声呐、浅层地震剖面的研究, 但是直接通过钻孔尤其是长钻孔重建研究区晚更新世以来的环境演化并不多<sup>[14]</sup>。

元素地球化学可诠释海洋微环境、区域环境变迁和全球环境变化, 是海洋沉积环境研究中不可或缺的内容之一<sup>[15]</sup>。微量元素在沉积物中有五种赋存状态, 即可交换态、碳酸盐结合态、有机结合态、铁锰氧化物结合态和残渣态, 其中能反映沉积环境变化的为可交换态和碳酸盐态<sup>[16]</sup>, 是指吸附在沉积颗粒表面, 与环境达到平衡的那部分微量元素和被生物碳酸盐所吸收的微量元素, 能够很好地反映沉积时的环境特征。传统的 Sr/Ba 比值相应的元素含量一般采用全岩样品测定, 测试结果是上述所有赋存状态微量元素的总和, 无法准确地反映海陆环境的变化, 必须要将反映沉积环境变化的那部分元素单独提取出来, 消除其他四种类型的干扰, 这就是

Sr、Ba 的选择性醋酸提取方法, 并且计算采用元素比值, 消除了沉积物粒径变化引起的干扰, 能更精确地反映海陆环境的变化。

对 YZ05 孔初步的沉积相和沉积环境研究已有相关的成果发表<sup>[17]</sup>, 但在沉积相解释方面, 尤其是三角洲相与河口湾相区别方面仍有进一步研究的必要。本文在前人研究的基础上, 补充了 14 个样品的有孔虫鉴定和生态分析数据, 并用选择性提取方法测试了微量元素铍和钡含量, 拟通过相组合与相序列的精细分析, 辅以选择性提取方法获得的 Sr/Ba 比值对环境的辅助判别, 重建古河口湾-古三角洲环境演化, 分析扬子浅滩的物质基础和成因机制, 建立扬子浅滩古三角洲沉积模式, 为在黄东海陆架区开展深入的沉积相分析提供相关实例。

## 1 研究区背景

### 1.1 东海陆架海底地形地貌和底质

东海是世界上最为宽广的陆架之一, 最宽处约 640 km, 平均坡度为 0.037%, 平均水深 72 m<sup>[18]</sup>。东海陆架海区以陆源碎屑沉积为主, 浙闽沿岸 20~60 m 水深即所谓的长江三角洲远端泥质区, 以粉砂质黏土为主, 20 m 水深以内的近岸区主要分布黏土质粉砂。外陆架大部分由细砂组成, 局部可出现中细砂。外陆架和内陆架过渡区局部出现黏土质砂, 以及砂-粉砂-黏土。向西南至台湾浅滩, 出现中粗砂, 局部还有砂砾分布<sup>[18]</sup>。

东海陆架上分布着若干个大型水下沉积体系, 自北向南依次有扬子浅滩、长江水下三角洲、东海陆架沙脊群、浙闽沿岸泥质区和台湾浅滩(图 1)。这些沉积体系或为全新世堆积或为晚更新世堆积, 在冰后期海侵过程中受到改造。

长江水下三角洲整体形态呈东南方向倾斜的扇形体(图 1), 系全新世晚期(2000~3000 aBP 以来)河海交互作用下, 陆源泥沙不断向海进积形成, 三角洲沉积层厚 10~15 m, 最大厚度 40 m。现代长江三角洲按其形态可以划分为水深小于 15 m 的浅水平台, 水深 15~30 m 的前缘斜坡以及水深 30~55 m 的前三角洲<sup>[19]</sup>。在河口地区由于潮流与径流的相互作用以及地形的展宽而变得平坦, 大量泥沙堆积形成浅滩、河口沙坝和拦门沙, 在横向上呈滩、槽相间的地貌形态。

扬子浅滩为东海陆架北部发育的大型水下沉积体系(图 1), 位于现代长江口以东, 苏岩礁、鸭礁

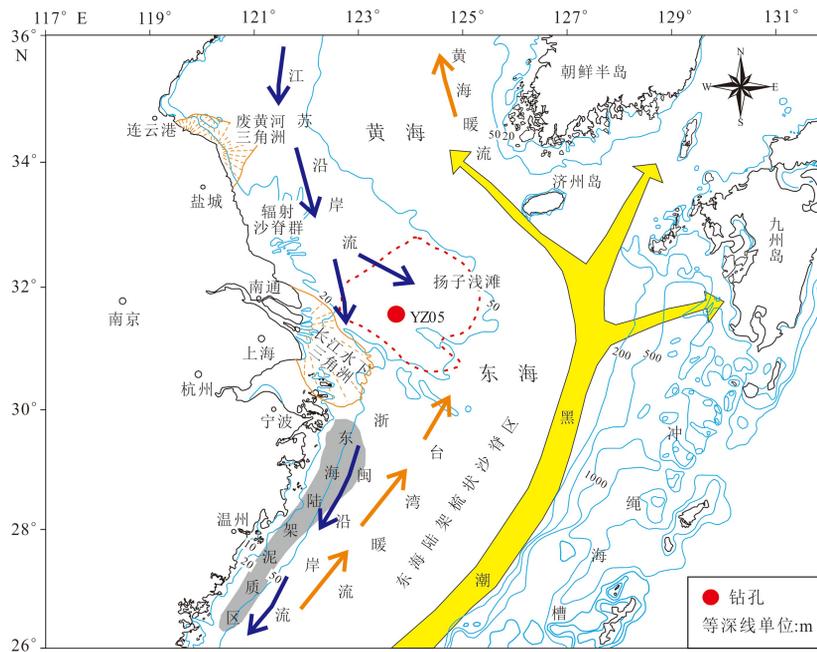


图1 黄东海地形、主要流系及钻孔位置图  
黄、东海主要流系的位置根据Liu等<sup>[23]</sup>。

Fig.1 Map showing underwater topography, regional ocean circulation patterns and core location

The path of main ocean currents is after Liu et al. <sup>[23]</sup>

和虎皮礁以西,其东缘距离现代海岸线约250~300 km,西缘以30 m等深线和古长江水下河谷(也有学者认为是现代潮流水道)与现代长江水下三角洲相隔<sup>[20]</sup>。扬子浅滩地形平坦开阔,略微向东南方倾斜,坡度为 $17''\sim 20''$ ,其上广泛发育陆架沙波地貌<sup>[6]</sup>(图1),脊线近东西走向,与现代长江三角洲潮流方向明显不一致。凹槽部位受潮流冲刷发育冲刷沟和冲刷坑<sup>[14]</sup>。浅滩表层底质以砂为主,颜色呈浅灰色至灰色,主要由中细砂、细砂、粉砂质细砂组成,含少量粗砂和砾石,其来源为当地和邻近海底的晚更新世沉积<sup>[21]</sup>,夹杂有大量现生海洋生物遗壳,测年为4~30 kaBP<sup>[5]</sup>。

东海中外陆架发育与海岸线垂直、呈NW-SE向排列的梳状潮流沙脊,主沙脊长逾200 km,宽约10~15 km,沙脊高约10~15 m。分布面积约140000 km<sup>2</sup>,位于60~150 m等深线之间<sup>[18]</sup>。目前普遍认为30 m左右的水深、0.5~1.5 m/s的潮流速度、M2分潮椭圆率小于0.4有利于潮流沙脊的形成和发育<sup>[22]</sup>。

## 1.2 东海陆架波浪和潮汐

东海陆架的波浪主要为风浪,浪向的季节性变化明显,冬季以北向浪为主;夏季以南向浪为主。冬季月平均波高为2.0~3.0 m,夏季为1.0~2.0 m。累年月最大波高北部为5.0~10.0 m,中部为5.5~

12.5 m,南部为5.0~12.0 m<sup>[18]</sup>。

东海海域的潮振动主要是由太平洋的潮波经台湾和九州之间的水道传入本海域的谐振潮,而影响本海区的潮波主要是半日潮波和全日潮波。除舟山群岛、台湾海峡南部为不正规半日潮外,其余海区基本属正规半日潮。外陆架潮差较小,一般为2~3 m,向近岸海区逐渐增大,浙闽沿岸大部分海区平均潮差在4 m以上,近河口海湾一带受河道形状及地形的影响,潮差变化较大,长江口至石浦一带,潮差一般为2.4~3.5 m。杭州湾潮差变化最大,湾口附近平均为3~4 m,至湾顶区的浙江澈浦段最大可达8.93 m<sup>[19]</sup>。东海陆架多为周期性的旋转流,流速一般变化于0.5~1.5 kn之间,最大可达2 kn。沿岸及河口地区潮流特征与外海有显著差别,多为往复流,流速增大。长江口区一般流速大于2 kn,且落潮流速大于涨潮流速。

## 1.3 东海陆架的海流

影响东海的海流主要包括黑潮和浙闽沿岸流。黑潮是北太平洋西部一支强而稳定的暖流,由北赤道暖流在菲律宾群岛东岸向北转向而成。主流沿中国台湾岛东岸、琉球群岛西侧向北流,直达日本群岛东南岸。东海黑潮主轴流速可达100~150 cm/s,最大流速180 cm/s,多年平均流量约为

$25.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。冬、春、夏三季的流量无明显的差异,但秋季的流量明显小于其他三季<sup>[18]</sup>。

浙闽沿岸流在春、夏季偏南风期间,贴岸北流,流幅较宽,流速较强,可达  $10 \sim 15 \text{ cm/s}$ ,至  $30^\circ\text{N}$  附近与长江冲淡水汇合向东和东北流去。冬、秋季偏北风期间,长江口以北南下沿岸流和长江口冲淡水汇合,形成一支较强的南向流,流速可达  $30 \text{ cm/s}$ ,并可到达福建沿岸<sup>[18]</sup>。

## 2 材料与实验方法

2014年8—9月南京大学委托自然资源部广州海洋地质调查局“奋斗五号”调查船在黄东海获取3根钻芯,其中YZ05钻孔为本文的研究对象。该孔位于扬子浅滩中心部位(坐标  $31^\circ33.7196'\text{N}$ ,  $123^\circ42.3566'\text{E}$ ),施钻点开孔水深  $42.4 \text{ m}$ ,经潮位校正为  $41.5 \text{ m}$ 。采用HDG-300型钻机进行取样,钻探深度  $80.3 \text{ m}$ ,取芯长度  $71.0 \text{ m}$ ,取芯率  $88.4\%$ 。

在室内将沉积物钻芯沿纵向剖开,进行照相、描述、记录和分样。根据沉积物颜色、粒度、分选性、沉积结构和构造、接触关系、所含生物和遗迹等开展相分析工作。共采集了678个样在南京大学粒度分析实验室用Mastersize 2000进行沉积物粒度测量,首先称取  $1 \sim 2 \text{ g}$  沉积物并加入  $0.05 \text{ mol/L}$  的六偏磷酸钠溶液,静置  $24 \text{ h}$ ,使泥沙充分分散,然后上机测量,重复测量误差要求不超过  $3\%$ 。粒径测量范围  $0.02 \sim 2000 \mu\text{m}$ ,粒径间距  $0.25\Phi$ 。用GRADISTAT软件计算平均粒径、中值粒径、分选性和峰态参数(本文仅给出平均粒径和分选系数的测量结果)。

挑选14件样品进行有孔虫鉴定,德国耶拿大学地质系Peter Frenzel博士进行有孔虫属种鉴定和生态分析。采集了18个样品进行软体动物属种鉴定,由中国科学院南京地质古生物研究所完成。对11件样品进行加速器 $^{14}\text{C}$ 测年,测年材料包括贝壳和含有机质的黏土样,测年由美国Beta实验室完成。对小于4万年的年龄采用Beta实验室的Calib Rev7.1软件进行了日历年龄校正。对底部的1个砂质样品进行了光释光测年,由中国科学院南京地理与湖泊研究所完成。生物扰动程度采用扰动指数(Bioturbation Index, BI)进行描述,分为1~5级,其中1级的扰动程度为0,2级的扰动程度为  $0 \sim 10\%$ ,3级的扰动程度为  $10\% \sim 40\%$ ,4级的扰动程度为  $40\% \sim 60\%$ ,5级的扰动程度为  $60\% \sim 100\%$ <sup>[24]</sup>。

铈钡选择性提取实验按照  $0.5 \text{ m}$  间隔取样,部分重点层段加密为  $0.2 \text{ m}$  间隔,共处理沉积物样品

282个。样品经低温冻干后用玛瑙研钵研磨至不大于100目。铈钡的选择性提取按照专利方法实施<sup>[25]</sup>,每样称取  $0.1 \text{ g} (\pm 0.001 \text{ g})$  加入离心管中,用移液枪移入  $10\%$  稀醋酸提取液  $10 \text{ mL}$ ,先连续振荡  $2 \text{ h}$  以加速溶解,振荡结束后以  $4500 \text{ 转/min}$ ,离心  $10 \text{ min}$  后取上层清液进行铈钡含量测定。分析仪器为法国JY Ultima2C电感耦合等离子体光谱仪,铈钡的仪器检出限为  $0.1 \mu\text{g/L}$ ,仪器的相对误差小于  $3\%$ 。

## 3 研究结果

### 3.1 沉积相识别和解释

根据沉积物成分、粒径、沉积结构和构造、砂泥比例、垂向序列、所含微体古生物化石和生物扰动程度,扬子浅滩YZ05孔可识别出10类主要沉积相类型(通常厚度为  $0.5 \sim 2.0 \text{ m}$ ,最厚可达  $9.6 \text{ m}$ ) (图2-5)。相的编号按照河口湾和三角洲两大体系分别进行编号,并按照从陆相到海相,从近岸到远岸顺序进行。

#### 相1(F1):河道-边滩相

F1主要位于YZ05孔底部( $80.3 \sim 75.16 \text{ m}$ 和  $73.29 \sim 72.8 \text{ m}$ )。  $80.3 \sim 75.16 \text{ m}$  段由4个相互叠置的向上变细的沉积序列组成(每个沉积序列厚  $80 \sim 210 \text{ cm}$  不等),总体呈现浅棕色与浅灰色相间的特点(图2,图3)。单个序列由下部的含细砾中、粗砂过渡为上部的细砂层,中-粗砂与细砂层的厚度比为  $1 : 0.9 \sim 1 : 1.1$ 。砂层中可见不规则形状的泥质团块和泥砾,一般长  $5 \sim 6 \text{ cm}$ ,大者超过钻孔口径。常见直径为  $1 \sim 2 \text{ mm}$  的钙质结核。局部可见单向斜层理和平行层理(图3)以及分散型的红棕色氧化斑。未见有孔虫化石以及潮汐作用形成的砂泥互层层理,也未见生物扰动构造。频繁发育的侵蚀构造、向上变细的二元结构、单向交错层理以及指示暴露环境的钙质结核与氧化斑,指示F1为河道-边滩相,含细砾中粗砂属于河道相,而细砂可能代表了河流的边滩相。 $73.29 \sim 72.8 \text{ m}$  段主要发育边滩相沉积。侵蚀面的频繁出现以及垂向上的重复叠置是由河道的迁移、冲决以及充填形成的。由于缺乏有孔虫和潮汐层理,推断该沉积相可能沉积在潮流界以外区域<sup>[13,26]</sup>。 $73.1 \text{ m}$  的一段砂质沉积里面获得一个光释光年龄为  $>95000 \text{ yr}$ (见图2)。

#### 相2(F2):河漫滩相

F2主要位于YZ05孔  $75.16 \sim 73.29 \text{ m}$  和  $72.8 \sim 62.2 \text{ m}$ ,为青灰色略带浅棕灰色黏土与青灰色黏土

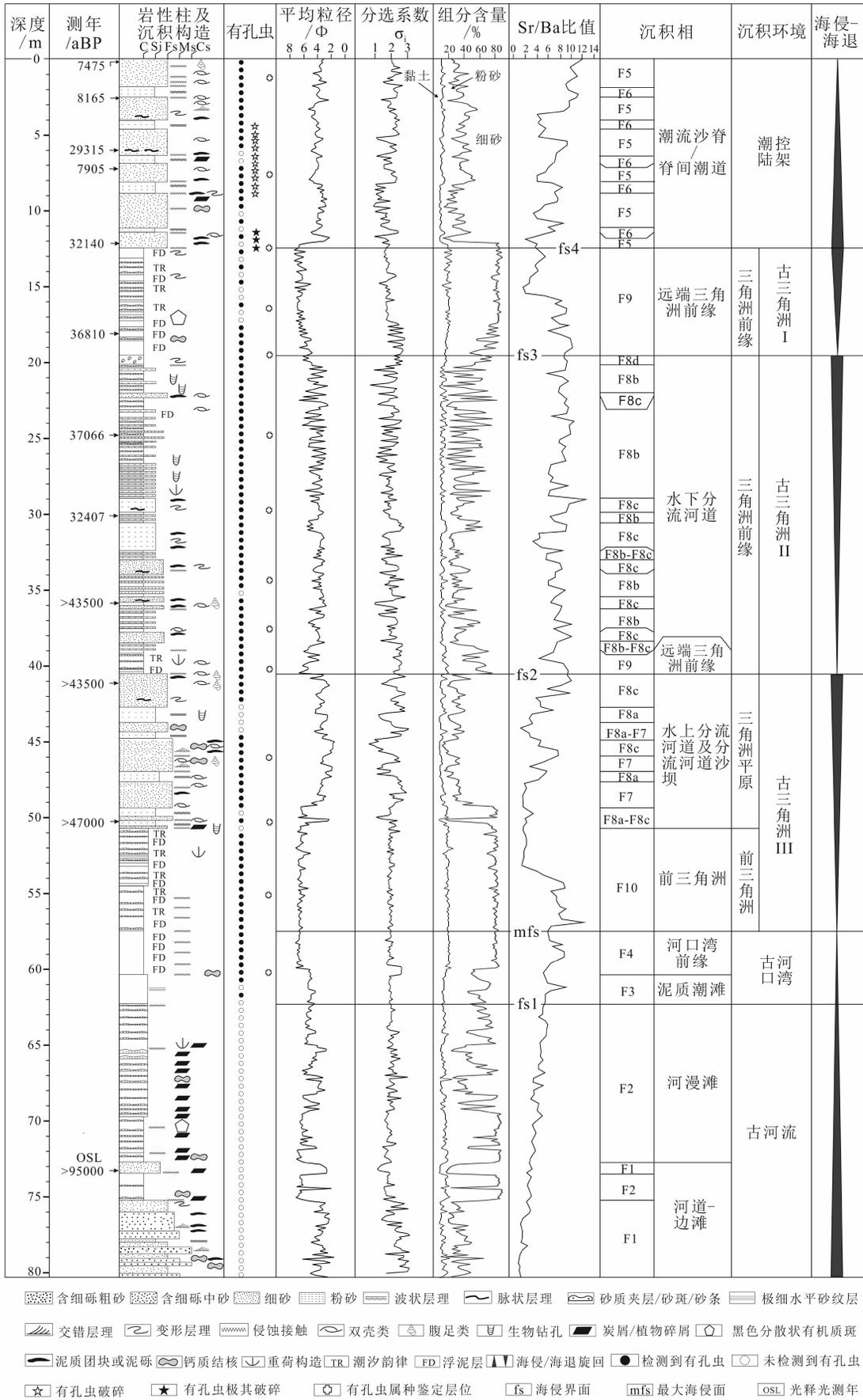


图2 YZ05 钻孔沉积物综合分析柱状图

Fig.2 Integrated stratigraphic column of the core YZ05

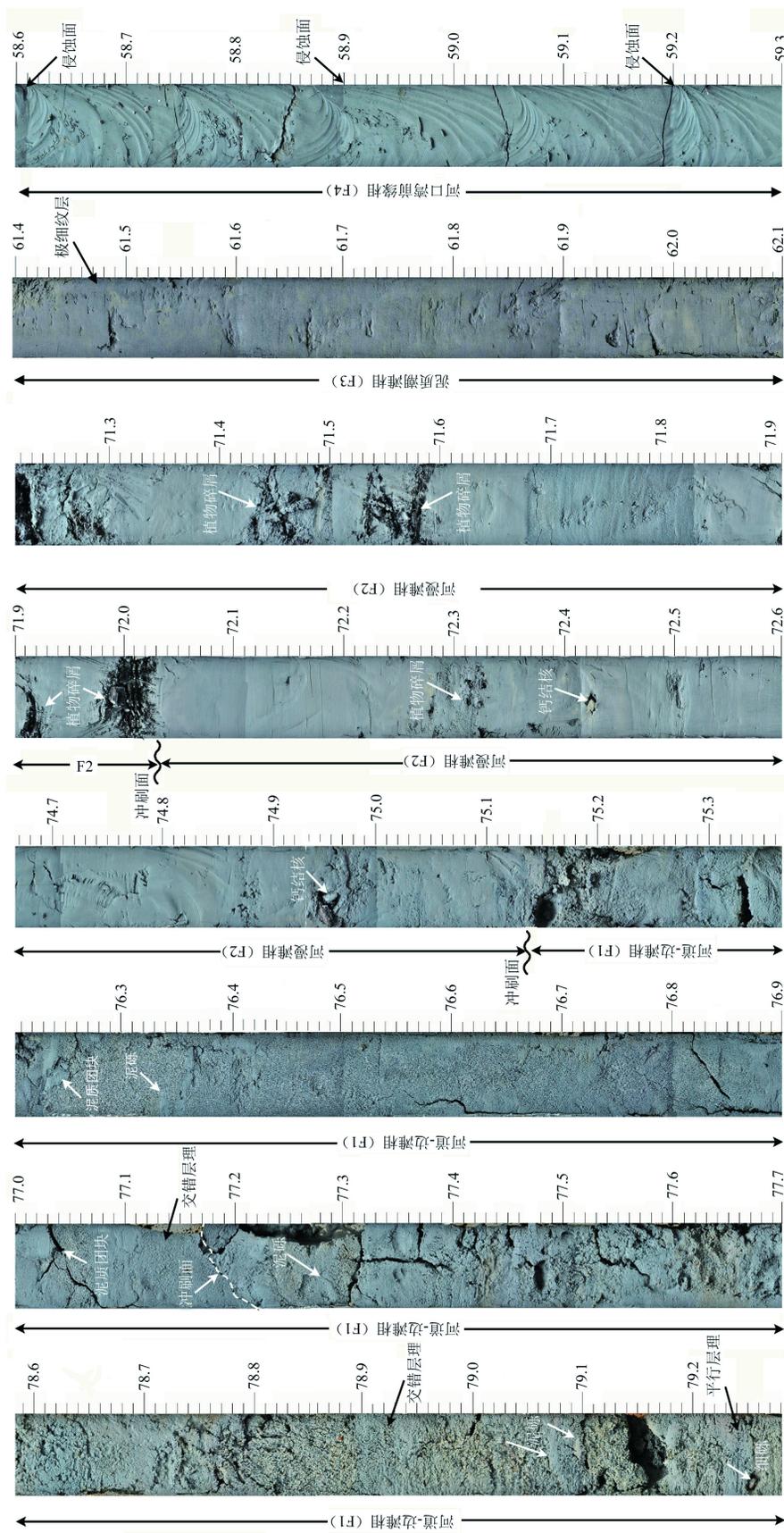


图 3 YZ05 孔下部河道-边滩相 (F1)、河漫滩相 (F2)、泥质滩滩相 (F3) 和河口湾前缘相 (F4) 照片

深度单位为 m。河道相由浅棕灰色含细砾中-粗砂构成,发育平行层理和交错层理,含泥质团块和泥砾;河漫滩相由浅灰色和浅棕灰色泥质沉积物构成,见毫米级的细纹层理,内含植物碎片和结核;河口湾前缘相由厚层的青灰色均质泥组成,单层厚 5~30 cm,可能属于浮泥沉积,是波浪搅动海底泥质快速堆积形成。最右侧泥层表面的花纹是切割钻芯时留下的。

Fig. 3 Photographs of selected samples of core YZ05 showing the sedimentary characteristics of fluvial channel-point bar (F1) and overbanking (F2), muddy intertidal flat (F3) and estuary front (F4)

Depth in meter. The fluvial channel is composed of light brown pebbly medium to coarse sands, with muddy lumps and pebbles as well as parallel bedding and cross-bedding; The point bar is composed of light grey fine sand, with muddy lumps and pebbles as well as cross-bedding. The overbanking is composed of light grey and light brown muddy deposits with laminae in mm-scale, and plant debris and calcareous concretions; The estuary front is composed of thick and homogeneous greenish grey mud, with single bedding between 5 cm and 30 cm in thickness. This facies is probably resulted from fluid mud deposition, due to resuspension of mud induced by storm waves. The inclined striations on the most right core surface are an artifact of splitting the core.

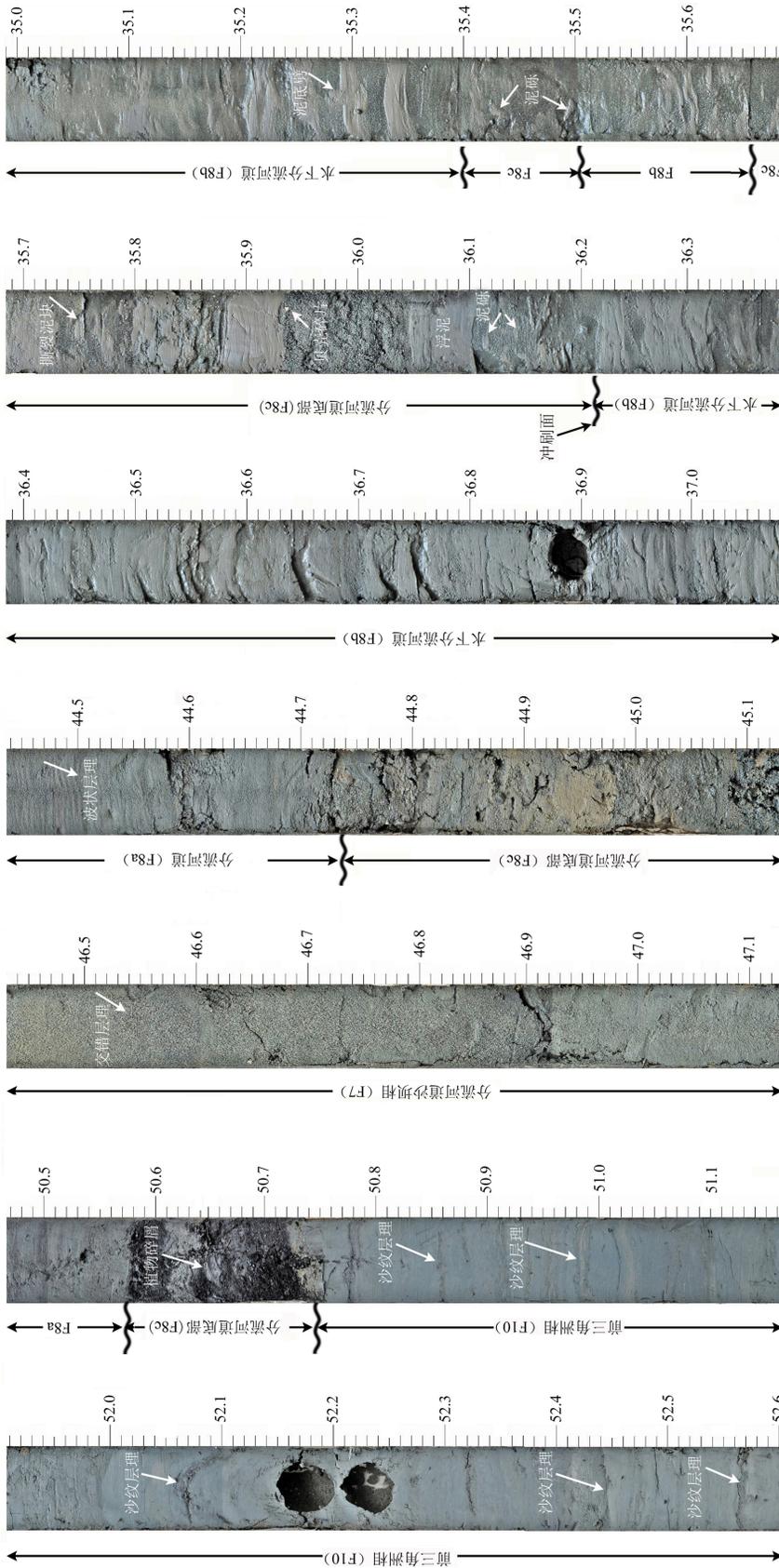


图4 YZ05孔分流河道沙坝相(F7)、水上分流河道相(F8a)、水下分流河道相(F8b)、分流河道底部相(F8c)以及前三角洲相(F10)照片  
 深度单位为m。分流河道沙坝相(F7)由浅棕灰色交错层理或块状细砂-中砂质细砂组成,是整个三角洲序列中最粗的;水上分流河道相(F8a)由浅灰色、浅棕灰色夹黏土纹层的粉砂组成;水下分流河道相(F8b)由厚层的浅灰色砂层和浅棕灰色泥层间互组成,35.28m见泥底碎屑构造;分流河道底部相(F8c)由浅灰色无结构的或含泥砾的砂质沉积物组成,常见撕裂的泥团、泥条和泥块;前三角洲相(F10)由发育砂纹层理的青灰色略带浅棕灰色的泥组成。钻芯52.15~52.26m的两个空洞为光释光测年材料取样孔。

Fig.4 Core photographs showing the sedimentary characteristics of distributary channel bar (F7), subaqueous distributary channel (F8a), subaqueous distributary channel (F8b), distributary channel bottom (F8c) and prodelta facies (F10)

Depth in meter. The distributary channel bar (F7) is composed of light brown cross-bedded or texturally homogeneous fine to medium-grained sands, which makes up the coarsest part of deltaic succession; The subaqueous distributary channel (F8a) is composed of light grey to brownish grey silt, with clayey laminae; The subaqueous distributary channel (F8b) is composed of interlayered light grey sand and brownish mud. A muddy diaper structure occurs at 35.28 m down-core depth. The distributary channel bottom (F8c) is composed of greyish massive sands or sands containing mud rip-up clasts; The prodelta facies (F10) is composed of laminated heterolithic greenish grey someplace brownish grey mud. Two holes between 52.15 m and 52.26 m were left by sampling of OSL datings.

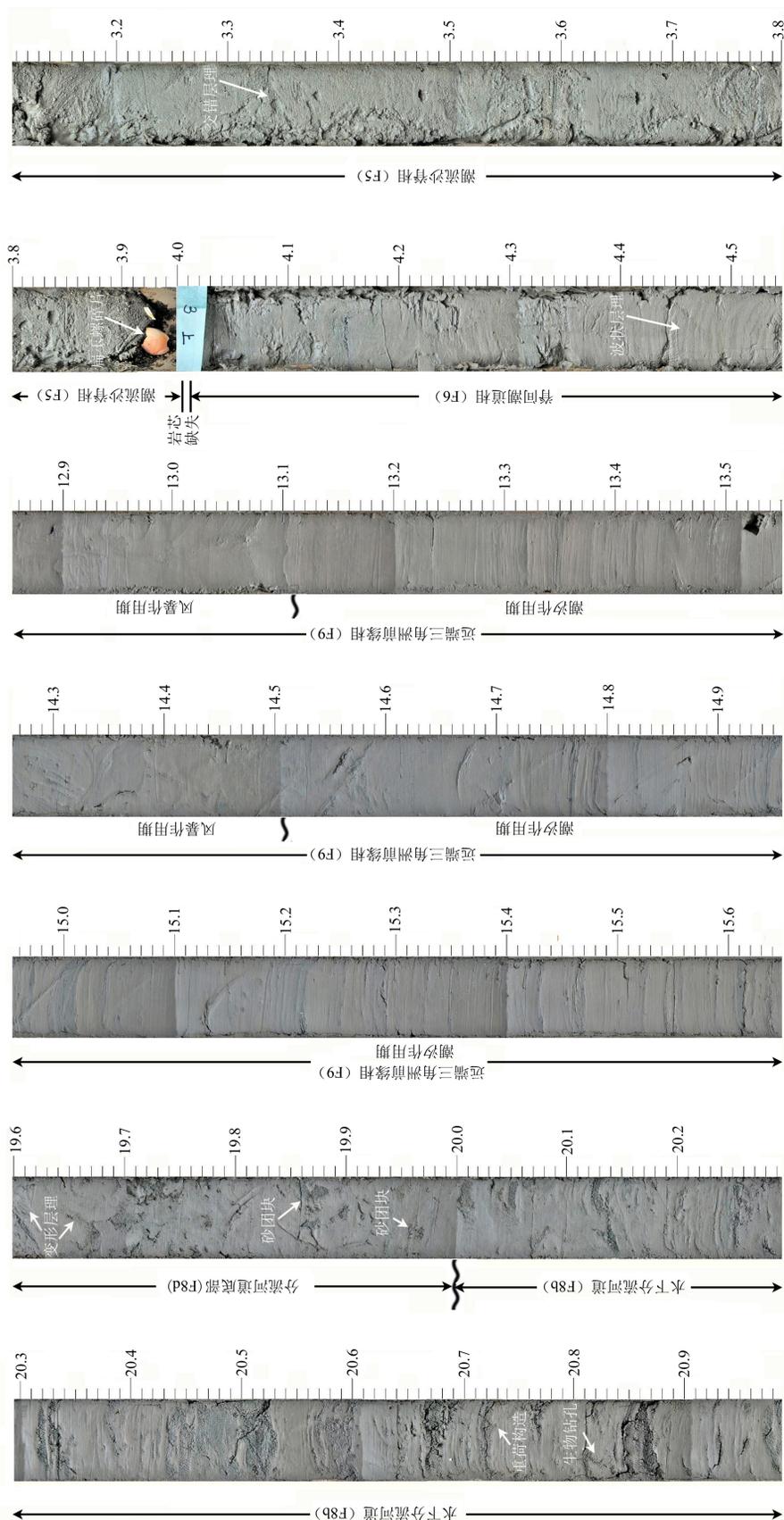


图 5 YZ05 孔水下分流河道相 (F8b)、分流河道底部相 (F8d)、远端三角洲前缘 (F9)、潮流沙脊相 (F5) 和脊间潮道相 (F6) 照片

深度单位为 m。水下分流河道相(F8b)见重荷构造,20.82 m 见生物钻孔;分流河道底部相(F8d)由浅灰色略带棕灰色黏土包裹浅灰色粉砂团块组成,发育变形层理(19.6~19.7 m),19.7~20.0 m 见粉砂团块;远端三角洲前缘相(F9)由薄的浅棕灰色砂泥互层和浮泥组成,纹层状砂泥互层代表潮汐沉积,浮泥层发育变形层理,没有生物扰动,代表风暴期沉积;潮流沙脊相(F5)由浅灰色块状或压扁层理的细砂组成,也见交错层理(3.32 m 处),砂体内部普遍发育侵蚀构造,常见贝壳碎片;脊间潮道相由浅棕灰色粉砂质黏土与浅灰色粉砂间互组成,发育水平纹层理。

Fig.5 Photographs from core YZ05 showing subaqueous distributary channel (F8b), distributary channel bottom (F8d), distal delta front (F9), tidal sandy ridge (F5) and inter-ridge tidal channel (F6) Depth in meter. See Fig.4 for the explanation of subaqueous distributary channel (F8b). A load structure occurs at 27.3 m down-core depth and a burrow is present at 20.82 m down-core depth; The distributary channel bottom (F8d) is composed of light grey clay containing silty lump (see 19.7~20.0 m) with contorted bedding (see 19.6~19.7 m); The distal delta front (F9) is composed of thin sand/mud alternations containing fluid muds. The rhythmites indicate tidal influence and the fluid mud layers which contain deformed beddings but free of bioturbation show episodic wave influence; The tidal sandy ridge (F5) is composed of light grey massive/flaser bedding fine sands as well as cross-bedded fine sands (see 3.32 m depth). Erosion surfaces and shell fragments are common; The inter-ridge tidal channel is composed of laminated brownish silty clay and light grey silt.

质粉砂或细粉砂互层,以及灰棕色黏土层夹灰色粉砂质黏土层,局部见毫米级的波状纹层和透镜状细砂斑,单层厚10~30 cm,多个叠加最大厚度可达70 cm。黏土层一般厚8~20 cm,细粉砂层一般厚10~30 cm(图2,图3)。黏土层和细粉砂层中均可见深黑色的炭化植物碎片和碎木块(共23层),但碎木块在细粉砂层中的数量要比黏土层中多,且尺寸大,最大的可超过钻心直径。细粉砂层中显示毫米级的水平纹层。偶见直径1~2 mm的钙质结核。缺乏生物扰动构造,可能与快速堆积使得潜穴生物无法生存有关。未见指示海相环境的有孔虫壳体和其他海相生物化石。根据其极细的沉积物,与河道-边滩相的空间关系,推测F2为河流的上部沉积,即河漫滩相。

### 相3(F3): 泥质潮滩相

F3位于YZ05孔62.2~60.3 m,由棕灰色粉砂质黏土-浅灰色黏土组成,未见波状或透镜状粉砂夹层(图2,图3)。沉积物表面揭开后,可见毫米级的纹层理(61.15~61.35 m最为明显)。下部有孔虫呈断续分布,往上逐渐呈连续分布,说明越往上海水影响越频繁。潮间带上部基本上以泥质沉积物为主,所以称为泥滩,沉积于平均高潮线位置。由于潮水到达此位置,受底摩擦影响流速迅速减小,因此只能沉积纹层状的泥。根据纹层状的泥以及断续的有孔虫分布,推测其为潮间带上部的泥滩相。

### 相4(F4): 河口湾前缘相

出现在YZ05孔60.3~57.4 m,由均一的青灰色厚层黏土组成,局部有机质含量升高使颜色略加深,59.65~59.6 m处见深黑色的侵染状有机质斑(图2,图3)。未见任何的层理,偶见1~2 cm厚的浅棕灰色透镜状粉砂质黏土薄层。依靠泥层之间的色差以及锯齿状的接触界线辨别出11个单层,单层厚度多数为30 cm(6层),其余厚度为12~25 cm(5层)。F4与上覆和下伏地层为侵蚀接触关系。有孔虫以浅海浮游属种*Globigerina bulloid*和内陆架底栖属种*Pseudorotalia schroeteriana*, *Pseudorotalia yabei*, *Rosalina bradyi*, *Hanzawaia convexa*, *Hanzawaia mentaensi*的混合组合为主,其中施罗德假轮虫为晚更新世特征种。

Dalrymple等认为超过1 cm厚的均质泥层,并不是由潮汐作用形成的,而是形成于泥质沉积物的再悬浮,往往与三角洲前缘-前三角洲区域形成的高浓度悬沙有关<sup>[10]</sup>。Zhang等认为形成于三角洲前缘-前三角洲区域超厚(单层厚度5~30 cm)的无层理结构的泥质沉积属于在波浪扰动下形成的浮泥

沉积(fluid mud)<sup>[27]</sup>。浮泥的鉴别标志包括:(1)均一且没有内部结构的泥质层,厚度大于1 cm<sup>[10]</sup>;(2)没有明显的生物扰动;(3)内部有随机散布的有机物质,呈现“漂浮”状;(4)底部为侵蚀接触关系。

根据高的泥质含量,厚的(12~30 cm)浮泥层以及有孔虫指示的环境等判断F4属于河口湾前缘相。Hori等在现代长江三角洲钻孔中识别出一种夹薄透镜状粉砂的泥质沉积,泥质含量超过95%,认为属于河口湾前缘相<sup>[11-12]</sup>。但从沉积结构来看,F4所示水深显然要更深一些。

### 相5(F5): 潮流沙脊相

F5位于钻孔0~12.5 m,由青灰色略带浅棕灰色细砂组成,细砂层中见泥片和泥条组成的压扁层理,也见泥质团块和泥砾,偶见交错层理和变形层理(图2,图5)。细砂中普遍发育侵蚀构造,见贝壳碎片,以及部分完整的软体动物壳体。9.8~9.9 m的细砂层中见多个钙质结核(最大者35 mm×25 mm×10 mm)。有孔虫为少量浅水浮游型*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides triloba*, 近岸底栖浅水型*Ammonia beccarii*, *Ammonia pauciloculata*, *Elphidium* sp., 底栖内陆架型*Pseudorotalia schroeteriana*, *Pseudorotalia yabei*的混合组合。有孔虫组合显示高丰度和低分异度,但壳体的破碎率高,尤其是11.0至12.5 m的碎壳率特别高,指示有孔虫受到潮流的强烈改造,可能并非原地埋藏。晚更新世特征种施罗德假轮虫可能来自于下伏沉积物的侵蚀产物。软体动物壳体包括彩榧螺(*Oliva ispidula*(Linnaeus))、套海扇(*Chlamys* sp.)、青蛤(*Cyclinasinensis*(Gmelin))、雕刻织纹螺、文蛤(*Meretrix* sp.)和牡蛎(*Cyclina* sp.),它们是浅海、近岸浅水和受淡水影响的河口环境的混合组合。根据块状细砂(偶见交错层理)、内部频繁的侵蚀构造和混杂生物组合,以及在海面上升的背景下形成(见3.3节以及讨论中相关内容),推测F5为潮流沙脊相。

### 相6(F6): 脊间潮道相(F6)

F6位于钻孔的0~12.5 m,由浅棕灰色-浅灰色粉砂组成,单层厚度为30~80 cm。粉砂中的纹层多呈水平-倾斜状,显示两个方向,但倾斜的角度不大,这种倾斜状的层理一般发育在潮流通道里面。另外,在6.22~6.25 m和8.85~8.90 m见水平分布的撕裂状的泥砾,排列于侵蚀面之上,这种结构往往是潮道底部的特征,进一步指示F6发育在潮流通道内。同时F6与潮流沙脊相伴出现,推测F6属于脊间潮道相。

### 相7(F7): 分流河道沙坝相

F7位于钻孔40.5~51.9 m,由浅灰色细砂和中砂质细砂组成,单层厚度大于20 cm,最大可达150 cm。其中细砂和中砂质细砂平均含量66.6%~68.0%,粉砂平均含量28.0%~33.4%,少量黏土。分选系数1.97,分选性较好(图2,图4)。见块状和低角度交错层理,后者可能与沙坝的侧向迁移有关<sup>[10]</sup>(图4)。常见贝壳和植物碎片以及钙质结核。偶见泥砾和撕裂的泥条,未见变形构造。有孔虫仅见内陆架底栖属种*Pseudorotalia schroeteriana*和*Pseudorotalias yabei*,指示并非原地堆积,而是异地搬运。见淡水软体动物化石丽蚌(*Lamprotula* sp., 50.3 m处),多为碎壳。丽蚌的<sup>14</sup>C定年超过47 kaBP(表1)。另外,在该相中未发现浮泥层,因此F7应发育于最大混浊带向陆一侧。根据发育块状和低角度交错层理砂,咸淡水化石混合,未发现浮泥层等特点,推测F7为三角洲平原分流河道沙坝相。

#### 相8(F8):分流河道相

分流河道相是钻孔分布最广泛的沉积相类型:有的分布在分流河道的上部;有的分布在分流河道的底部;有的位于最大混浊带向陆一侧(三角洲平原相带),可称之为水上分流河道相;有的位于最大混浊带向海一侧(三角洲前缘相带),可称之为水下分流河道相。因此,本文根据各沉积微相的差异,将分流河道相再细分成位于分流河道中上部的F8a和F8b,以及位于底部的F8c和F8d。

F8a分布于钻孔的42.8~50.8 m,由橄榄灰色粉砂夹毫米级的纹层状泥组成(图2,图4)。F8a的厚

度普遍为60~80 cm,最薄的30 cm,最厚的近100 cm,与上下地层均呈侵蚀接触。局部层位见泥砾和炭化植物碎片,偶见生物扰动构造,43.6 m见与层面斜交的虫孔,长6 cm,最宽处1.5 cm,已被粉砂充填(图2)。F8a与Hori等在长江三角洲平原钻孔中识别出的一种b类型层偶(Type b)非常相似,后者以砂为主,夹薄的波状泥质纹层<sup>[11-12]</sup>。F8a与分流河道沙坝相(F7)相伴出现,推测属于分流河道相,但F8a中未发现浮泥层,应位于最大混浊带向陆一侧,即三角洲平原的分流河道区域,可称之为水上分流河道相。由于在该沉积相中未发现滑塌构造、泥片、泥团和泥砾,以及浮泥等分流河道的底部特征,F8a应位于分流河道的中上部。50.2 m仅发现少量内陆架底栖属种的有孔虫(*Pseudorotalia schroeteriana*),其他属种均未发现,由于所发现的有孔虫属种单一,显然属于异地搬运壳体,与潮道中潮流动力较强,可将少量内陆架属种搬运到三角洲分流河道区域这一推断是吻合的。

F8b位于钻孔19.5~40.5 m,由灰色粉砂质细砂与棕色泥构成层偶,层偶呈水平到微倾斜状态,与上覆和下伏沉积物呈侵蚀接触,在垂向上呈规律性的变化,显示潮汐韵律的特点(图2,图4,图5)。粉砂质细砂的厚度介于毫米至厘米级,泥质层的厚度介于几个厘米至几十厘米之间。泥质层一般结构均一,垂向上没有粒度变化,但5 cm以上的泥质层是复合型的,内部通常包含1~2 mm间隔分布的粉砂质透镜体。在局部层位(21.2~21.8 m)有弱的生

表1 YZ05钻孔AMS <sup>14</sup>C测年数据<sup>[17]</sup>

Table 1 Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ages of organic sediments and shell samples from the core YZ05

Beta实验室编号	采样深度/m	AMS <sup>14</sup> C惯常年龄/aBP	日历年龄/cal.aBP		测年材料
			内插年龄	2σ年龄	
416391	0.14	6980±30	7475	7425~7540	贝壳
423299	2.35	7700±30	8165	8115~8210	贝壳
59493	6.0	27377	29315	29167~29462	泥质沉积物
416392	7.17	7420±30	7905	7825~7940	贝壳
59494	12.09	30035±253	32140	31918~32361	泥质沉积物
59495	18.08	34210±420	36810	36328~37292	泥质沉积物
59582	24.08	34474±482	37066	36546~37585	泥质沉积物
59496	30.11	30364±264	32407	32169~32644	泥质沉积物
416393	35.86	>43500	—	—	贝壳
416394	41.15	>43500	—	—	贝壳
59230	50.36	>47000	—	—	丽蚌碎片

物扰动,扰动指数(BI)可达1~2级。砂层通常1~2 cm厚,大于5 cm的砂层内部通常有撕裂的泥质沉积物,是由沙波在运动时的侵蚀作用造成的<sup>[10]</sup>。

F8b中双黏土层可见,说明为潮汐作用形成,砂层或泥层出现交替的变厚或变薄,与大小潮旋回以及日潮不对称造成的潮流速度变化有关。砂泥层偶的厚度以及砂泥比值出现韵律性的变化,其中砂质含量较高的韵律段可能是大潮期间沉积的,而泥质含量较高的韵律段可能是小潮期间沉积的<sup>[10-13,28]</sup>。小型重荷构造(small load structure)非常普遍,尤其是砂层上覆和下伏的泥层厚度超过5 cm,最易形成这种构造。F8b与Hori等在长江三角洲钻孔里面识别出的a类型层偶非常相似,这种类型的层理在其描述的三角洲前缘分流河道中普遍存在<sup>[29-31]</sup>。F8b也与Zhang等描述的长江三角洲分流河道相十分吻合<sup>[27]</sup>。根据沙泥层偶的分布特点,与沙坝沉积交替出现以及与前人研究的类比,推测F8b为潮控环境下的分流河道相。23.4~23.5 m之间的均一泥质层可能为浮泥沉积,指示F8b沉积于最大混浊带向海一侧,即三角洲前缘的水下分流河道区域。

有孔虫组合为浅水浮游型 *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides triloba*, *Neogloboquadrina dutertrei*, 近岸底栖型 *Ammonia beccarii*, *Elphidium decorum* (0~50 m水深), 内陆架型 *Pseudorotalia schroeteriana*, *Rosalina bradyi*, *Hanzawaia boueana*, *Hanzawaia mentaensis*, 以及一些深度变化属种 *Nonion commune*, *Nonion granosum*, *Rotalidium annectens* 的混合,与上述三角洲前缘环境的解释是吻合的。

F8c和F8d实际上是通过泥沙再悬浮、滚动等方式形成于分流河道底部的沉积相。F8c分布于钻孔22.0~50.8 m,由无结构的或含泥砾的青灰色砂质沉积物组成(图2,图4,图5),主要为细砂或粉砂(细砂平均含量为69%,粉砂平均含量为27%),并含少量黏土(平均含量为4%),单层厚度不超过2 m,与上覆和下伏沉积物为侵蚀接触,见贝壳碎片,未见生物扰动构造。撕裂的泥质条块非常普遍,并且厚度不超过1 cm,它们和砂质沉积物混合在一起,无法识别原始的沉积构造;其次是泥砾,一般直径<1 cm,近似椭圆形,磨圆中等,但也有个别大个头(直径超过8 cm)的泥砾磨圆度好,泥砾沿侵蚀面上1~2 cm内分布最多,往上数量迅速减少。Zhang等在长江三角洲冰后期沉积序列里面识别出一种无结构的细砂质潮道沉积,撕裂的泥条、泥片和泥砾集中分布于潮道底部侵蚀面之上几个厘米以内,向上数量迅速减少<sup>[27]</sup>,潮道底部的砂为潮道高部位或

者从沙坝滑落到底部,在滑动过程中裹挟泥质沉积物,撕裂成泥团、泥片,后者在滚动中形成泥砾<sup>[27]</sup>,与本钻孔所描述的情形十分相似。总体来讲,F8c底部的粗颗粒沉积物搬运距离不远,来自附近的分流河道高部位或者分流河道间的沙坝。局部发现在F8c的沉积物中混入大量的植物碎屑(50.63~50.75 m)(图4)。有孔虫均为底栖属种,包括 *Nonion glabrum*, *Nonion granosum*, *Gyroidina* sp., *Pseudorotalia schroeteriana*, *Pseudorotalia yabei*, *Hanzawaia boueana*, 缺乏浮游属种,分异度低,但丰度高,有孔虫壳体破碎度高,显然是异地搬运,非原地堆积,显示事件沉积,与分流河道底部出现滑移搬运等现象是吻合的。

F8d仅见于钻孔埋深20.0~19.4 m,由棕灰色黏土包裹粉砂团块,粉砂团块直径2~3 mm,发育变形层理(图2,图5),这些都是典型的分流河道底部沉积特征<sup>[10,27]</sup>。由于湍流扰动泥沙,随后快速堆积在潮道底部形成浮泥层,局部重力失稳形成滑塌变形构造,粉质团块是由于相邻沙坝向分流河道底部滑塌,随后被悬浮起来的黏土包裹形成。根据黏土层中包裹粉砂团块以及发育变形层理,推测F8d发育在分流河道的底部。(图6)。

#### 相9(F9):远端三角洲前缘相

F9位于钻孔40.5~38.95 m和19.4~12.5 m,由棕灰色的薄砂泥韵律层与无层理的泥间互层组成(其中黏土含量平均为11%,粉砂含量平均为72%,细砂含量平均为17%)(图2,图5,图6)。砂泥互层段由毫米级—厘米级的透镜状粉砂和黏土薄层组成,与上覆和下伏地层为侵蚀接触关系,未见生物扰动。无层理的泥层一般厚5~12 cm,最厚者约为30 cm,层内未发现肉眼可见的夹层和纹理,但发育变形层理,未见生物扰动构造,说明是快速堆积的产物,不利于软体动物的发育(图2,图5),故属于浮泥层。

钻孔埋深16.4 m和19.3 m所做的微体化石分析显示,有孔虫组合包括浅水浮游型 *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides triloba*, 近岸型(0~50 m水深) *Ammonia beccarii*, *Elphidium decorum*, 内陆架型 *Hanzawaia boueana* 以及一些深度变化型属种 *Bolivina robusta*, *Nonion commune*, *Quinqueloculina lamarckiana*, *Hanzawaia boueana*。浮游有孔虫比例上升,平均超过45%。有孔虫分异度的增加可能指示海水的加深。

F9可能形成于潮汐和波浪交替作用的环境,在风浪期间,底泥被搅动悬浮于水中,后又快速沉积

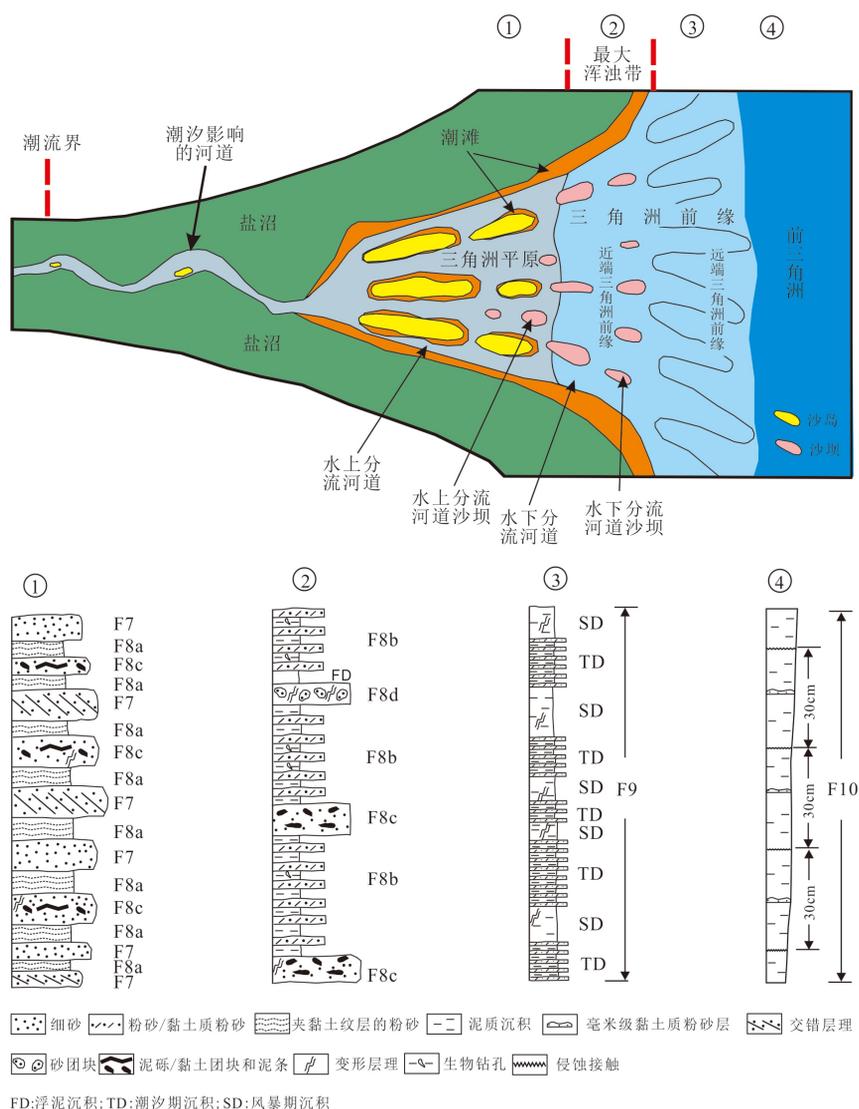


图 6 晚更新世古三角洲沉积环境示意图及不同地貌部位的沉积相组合和序列

图中①位于三角洲平原部位, 发育水上分流河道(F8a)、分流河道沙坝(F7)以及分流河道底部(F8c)沉积; ②位于三角洲前缘(近端), 发育水下分流河道(F8b), 以及分流河道底部(F8c和F8d)沉积; ③位于远端三角洲前缘, 发育薄的砂泥互层与浮泥组成的远端三角洲前缘相(F9)沉积; ④位于前三角洲区域, 发育厚层非均质泥组成的前三角洲相(F10)沉积。

Fig.6 Environmental distribution of the Late Pleistocene superimposed paleo-deltas, showing the constituent elements<sup>7</sup> facies groups and successions

① represents the typical succession in the deltaic plain, which is characterized by subaerial distributary channel deposits (F8a) and distributary channel bar (F7) as well as distributary channel floor deposits (F8c); ② represents the typical proximal deltaic succession characterized by subaqueous distributary channel deposits (F8b) and distributary channel floor (F8c and F8d); ③ represents distal deltaic front (F9), characterized by rhythmic thin sand/mud alternations deposited during tidal influenced periods and fluid muds during storm wave influenced periods; ④ represents prodeltaic area, which is characterized by thick heterolithic muddy deposits (F10).

形成所谓的无层理的浮泥层, 而在波浪的停歇期, 潮流作用为主, 形成砂泥互层的潮汐层理<sup>[26]</sup>。这种类型的沉积相通常被认为形成于现代长江三角洲的远端三角洲前缘至前三角洲环境<sup>[32]</sup>。由于 F9 的相特点介于前三角洲泥和三角洲前缘厚的砂泥韵律层之间, 故认为 F9 形成于远端三角洲前缘环境(图 6)。

### 相 10(F10): 前三角洲相

F10 位于钻孔 57.4~50.7 m 处, 由橄榄灰色粉砂质黏土组成, 单个粉砂质黏土层的厚度多数为 30 cm, 夹 12 条透镜状黏土质粉砂薄层, 厚度为 1~2 cm (图 2, 图 4), 局部见絮状的、与层面平行分布的黑色有机质斑, 未见生物扰动的痕迹。有孔虫组合为浅水浮游型属种 *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides*

*triloba*, *Turborotalita quinqueloba*, 深水浮游型属种 *Globorotalia* sp., 内陆架底栖型属种 *Rosaliana bradyi*, 以及一些深度变化型底栖属种 *Nonion commune*, *Nonion glabrum*, *Gyroidina depressant* 的混合组合。Zhang 等在长江三角洲平原钻孔里面识别出一种厚层的夹粉砂透镜体薄层的泥质沉积, 认为属于前三三角洲的细颗粒沉积, 厚度较大, 其中的厚层泥质沉积属于浮泥, 是波浪搅动引起泥沙悬浮后迅速沉积的<sup>[27]</sup>。F10 中泥质沉积的特点与 Zhang 等的非常类似, 故解释其形成于前三三角洲环境。

与河口湾前缘相(F4)相比, 虽然两者均由泥质沉积组成, 但 F10 中的黏土质粉砂夹层明显比 F4(F4 极个别出现)要多, 而且越往上夹层数越多, 显示向上物质变粗、水深变浅的特点, 而从泥质潮滩到河口湾前缘, 显示向上物质变细、水深变深的海侵特点。

### 3.2 相组合与相序列

#### 3.2.1 河流-河口湾相组合与相序列

根据沉积相分析, YZ05 钻孔的河流沉积序列始于底部的粗颗粒河道-边滩相(F1), 其上被细粒的河漫相(F2)覆盖(图 2), 由于未发现典型的潮汐层理, 应该发育于潮流界以外; 向上被细颗粒的泥质潮滩沉积覆盖, 由于两者均是泥质沉积, 海侵界面并不清楚; 再往上被河口湾前缘的泥质沉积覆盖。泥质潮滩相加上河口前缘相的总厚度不到 5 m, 远低于冰后期长江三角洲 CM97 钻孔中河口湾沉积的厚度(分流河道相+潮滩相+河口湾前缘相约 35 m)<sup>[11-12]</sup>, 估计 YZ05 钻孔位于古河口湾的边缘, 而非沉积中心位置, 因此河口湾中的分流河道和潮汐沙坝等构成河口湾主体的沉积相均没有出现。虽然存在主要沉积相的缺失, 但是根据沉积物颗粒向上变细, 有孔虫和 Sr/Ba 比值指示的海水加深, 可以判断这段沉积属于海侵序列(见图 2 的 Sr/Ba 比值曲线)。总体来讲, 河流-河口湾序列表现出向上变细、变深的特点, 与 Sr/Ba 比值持续升高是一致的。

#### 3.2.2 古三角洲沉积相组合与相序列

YZ05 孔揭示出晚更新世三个叠置的三角洲序列, 分别命名为古三角洲 I、古三角洲 II 和古三角洲 III, 厚度分别为 6.9、21.1 和 17.3 m(图 2)。现代长江三角洲崇明岛 CM97 孔三角洲相序列的厚度约为 17.5 m<sup>[11-12]</sup>, 与古三角洲 II 和古三角洲 III 的厚度是相近的, 而古三角洲 I 由于发育不完整, 厚度比较小。

古三角洲 III 序列始于前三三角洲的泥质沉积

(F10), 其上被三角洲平原的分流河道相(F8a 和 F8c 相)和分流河道沙坝相(F7 相)所覆盖, 分流河道序列的沉积厚度达到了 10 m(图 2, 图 6), 其间缺失三角洲前缘相沉积, 但垂向上粒度变粗, 构成典型的三角洲序列。前三三角洲相和三角洲平原相之间的侵蚀界面非常明显, 侵蚀面之上有 15 cm 厚的植物碎屑层, 显示在水上分流河道相(F8a)堆积之前发生过强烈的侵蚀作用。由于在分流河道沉积相序列中未发现浮泥沉积, 因此它应位于最大混浊带向陆一侧, 即三角洲平原区域(图 6 中①区位)。该相序中有些层位的有孔虫非连续分布, 并混有淡水软体动物化石(丽蚌)和植物碎片, 体现了三角洲环境中海、陆生物混合的特点; 普遍见贝壳碎片和再沉积的钙质结核, 缺乏生物扰动构造, 以及异地搬运的有孔虫壳体, 说明潮流动力较强。

古三角洲 II 序列底部没有典型泥质沉积的前三三角洲相, 取而代之的是由薄的砂泥互层夹浮泥构成的远端三角洲前缘相(F9), 其上被分流河道相(F8b 与 F8c 和 F8d 组合)所覆盖(图 2, 图 6)。由于在 F8b 中发现了浮泥层, 因此它应该发育在最大混浊带向海一侧, 即三角洲前缘部位, 属于水下分流河道(图 6 中②区位)。浮泥形成有两个重要条件, 一是要有足够的动力将泥沙搅动起来, 在近床底形成湍流, 这个动力可以是强劲的潮流和波浪; 二是要有大量的泥质沉积物供应, 三角洲前缘部位的泥沙汇聚带为浮泥的形成提供了大量的泥质沉积物。序列 II 底部与序列 III 顶部的相变界线十分清楚(40.5 m 处), 指示老的一期三角洲沉积旋回结束, 开始新的三角洲沉积旋回。

古三角洲 I 是一个很不完整的序列(图 2), 主要由薄的砂泥互层与浮泥组成远端三角洲前缘沉积(F9 相), 薄的砂泥互层代表周期性的潮汐作用, 浮泥层是在风暴期间快速沉积的, 表明这一环境周期性的潮汐作用常常被事件性的风暴所干扰(图 6)。其上缺失三角洲前缘分流河道砂体等沉积相, 可能在全新世的海侵过程中被侵蚀掉了。

#### 3.2.3 潮控陆架相组合与相序列

潮控陆架相序列位于钻孔顶部 0~12.5 m, 是全孔最简单的沉积序列, 由潮流沙脊相(F5)和脊间潮道相(F6)在垂向上叠置而成, 其中潮流沙脊相的厚度要大于脊间潮道相。潮控陆架序列的<sup>14</sup>C 年龄介于 7475 与 8 165 aBP 之间, 两个偏老的年龄可能来自于下伏被改造的三角洲砂体(见表 1, 图 2), 破碎的施罗德假轮虫壳体可能也来自于下伏地层的侵蚀。根据全新世海面变化曲线<sup>[33]</sup>推算该阶段海水

深度超过 30 m(参见后面的讨论), 研究区处于开阔陆架环境, 具备发育潮流沙脊的背景条件。潮控陆架沉积体系的水动力改造特征非常明显, 内部频繁发育侵蚀界面, 有孔虫壳体极其破碎, 显示浅陆架环境潮流动力强劲。Sr/Ba 比值曲线指示该阶段明显的海面上升趋势, 指示潮控陆架相序列形成于全新世海侵环境。

### 3.3 Sr/Ba 比值的环境指示意义

由于潮控三角洲与河口湾可以形成相似的沉积结构(如双黏土层, 鱼骨状交错层理等)和沉积相(如潮汐影响的河道、潮道和潮汐沙坝等), 需要对沉积相随海水深度、沉积作用的强度以及悬浮物的变化进行综合评价<sup>[10]</sup>, 才能将它们区分开来。Sr/Ba 比值作为一项指示古盐度和海陆相环境的指标, 可以帮助识别沉积序列所处的背景和环境变化趋势。

在不同沉积环境中, 尤其是在海陆环境中, Sr 和 Ba 表现出截然不同的化学性质。当河水与海水混合时, 淡水中的  $\text{Ba}^{2+}$  与海水中的  $\text{SO}_4^{2-}$  相遇时易形成  $\text{BaSO}_4$  沉淀, 而  $\text{SrSO}_4$  溶解度大, 得以继续向远海迁移。这使得陆相沉积物中富钡贫锶, 而海相沉积物中富锶贫钡, 自陆向海, 沉积物中的 Sr/Ba 比值逐渐增大。

传统认为, Sr/Ba 比值大于 1 为海相沉积, 小于 1 为陆相沉积<sup>[34-35]</sup>。但是全样的 Sr/Ba 比值并不具有显著的指相意义, 其指相性取决于以可交换态(或称游离态)形式存在的 Sr 和 Ba, 而以碳酸盐结合态、铁锰氧化物结合态、有机结合态(含硫化物结合态)和残渣态(主要为造岩硅酸盐矿物)存在的

Sr、Ba 对沉积环境判别并无意义<sup>[16]</sup>。因此, 本文提取了形成于沉积过程中、与周围环境达到平衡的可交换态 Sr 和 Ba 元素, 来进行沉积环境的地球化学辅助判别, 取得了较好的效果。

研究结果显示, Sr/Ba 比值与环境变化有很好的对应关系。河道-边滩相的 Sr/Ba 比值最低, 平均值约 1.7, 河漫滩相的平均值约为 3.8(图 2, 表 2), 泥质潮滩的平均值约为 5.3, 古河口湾前缘与潮流沙脊-脊间潮道相的平均值分别为 6.0 和 6.3, 三角洲前缘水下分流河道相的平均值达到 7.6, 远端三角洲前缘相-前三角洲相的平均值超过 8.2, 最高可达 8.9, 但三角洲平原分流河道的 Sr/Ba 平均比值较低, 仅为 3.7, 其原因有待进一步研究。

本文 YZ05 孔的 Sr/Ba 比值很好地反映了扬子浅滩环境演化过程, 从底部河道-边滩相→河漫滩→泥质潮滩→河口湾前缘, Sr/Ba 比值持续升高, 从最低升到最高, 很好地反映了一个持续的海侵过程, 与沉积相判定结果吻合(图 2, 表 2)。同时, Sr/Ba 比值很好地揭示了三个三角洲沉积旋回, 均是从下部的高值向上逐渐降低。0~12.5 m 层段的 Sr/Ba 比值表现出持续升高的特点, 与测年结果指示的全新世海侵过程是一致的。

## 4 讨论

### 4.1 扬子浅滩古河口湾-古三角洲序列的沉积特征

YZ05 孔中上部三个向上变粗、砂质沉积增多的序列显示进积特点, 属于典型的三角洲沉积体系(图 2)。古三角洲 III 期始于前三角洲泥, 向上变为

表 2 YZ05 钻孔不同沉积相单元中的 Sr/Ba 比值  
Table 2 Sr/Ba ratio of sedimentary facies from core YZ05

沉积环境	沉积相单元	深度范围/m	样品数	平均	最大	最小
潮控陆架	潮流沙脊与脊间潮道	0~12.5	41	6.29	11.63	1.61
古三角洲 I 期	远端三角洲前缘	12.5~19.4	13	8.68	10.24	5.55
古三角洲 II 期	水下分流河道	19.4~39.0	27	7.62	12.64	3.13
	远端三角洲前缘	39.0~40.5	60	8.86	10.10	5.77
古三角洲 III 期	水上分流河道	40.5~51.9	6	3.66	9.04	0.80
	前三角洲	51.9~57.8	53	8.24	12.82	5.84
古河口湾	河口湾前缘	57.8~60.8	9	6.01	9.80	4.90
	泥质潮滩	60.8~62.4	8	5.28	6.00	4.03
古河流	河漫滩	62.4~72.3	9	3.79	5.63	2.02
	河道-边滩	72.3~80.2	34	1.69	3.22	0.73

三角洲平原分流河道及分流河道沙坝(中间缺失了三角洲前缘相);古三角洲Ⅱ始于远端三角洲前缘的砂泥互层夹浮泥层,向上变为三角洲前缘的水下分流河道相。这一沉积序列和样式在世界各地潮控三角洲地区普遍存在,如现代长江三角洲沉积序列<sup>[11-12]</sup>和现代 Fly 河三角洲<sup>[10]</sup>,挪威侏罗纪 Tiljie 组地层中也存在这样的序列<sup>[36-37]</sup>。

YZ05 孔下部近 40 m 揭示了从古河流→古河口湾→古三角洲的退积-进积序列,与长江三角洲冰后期下切河谷充填和演化序列相似,只是厚度只有冰后期长江三角洲的 2/5 不到,原因可能与钻孔并不处在古三角洲的沉积中心,接收的沉积物较中心部位薄有关。

YZ05 孔的远端三角洲前缘相(F9)以及前三角洲相(F10)普遍存在 >1 cm 的浮泥层,这在古三角洲 I 阶段最为发育(图 2,图 6)。浮泥层常见于分流河道底部,并伴有变形层理,指示快速堆积和重力失稳条件下形成。传统观念认为在海岸带和陆架区,泥质沉积物形成于风暴浪基面以下,但实际上泥质沉积广泛形成于海岸带和浅海等环境。在潮汐影响或控制的河口湾和三角洲,浮泥通常形成于最大混浊带<sup>[38]</sup>,这里由絮凝作用产生高浓度的悬浮沉积物,同时河口的环流促进对细颗粒沉积物的捕集作用,易形成浮泥层;在波浪影响的环境,如三角洲前缘以及海岸带和浅海陆架区,风暴引起波能增加,悬浮物的浓度不断增高形成浮泥。YZ05 孔三角洲前缘相广泛存在的浮泥层与最大混浊带有关,强潮流可在近床底形成湍流造成泥沙的悬浮,并产生浮泥层。远端三角洲前缘-前三角洲的浮泥可能与波浪扰动有关,夏季台风可形成风暴浪扰动海底,国外曾有报道一次风暴浪可形成厚达 44 cm 的浮泥层,将海测仪器掩埋<sup>[39]</sup>。

扬子浅滩 YZ05 孔揭示的 80 m 厚的地层序列是由退积型的河口湾沉积体系和叠置其上的进积型三角洲沉积体系构成的,前者往往具有向上变细和泥质含量增加的沉积趋势,而后者具有向上变粗和泥质含量减少的趋势,三角洲与河口湾最重要、最显著的区分标志是沉积相的叠置形式<sup>[10,40-41]</sup>。YZ05 孔古三角洲河-潮混控以及丰富的细颗粒物质供应,广泛发育浮泥层,前三角洲区域常有波浪扰动等特点,与现代长江三角洲沉积环境非常相似。

#### 4.2 扬子浅滩的演化和成因分析

YZ05 钻孔底部的河道-边滩(F1)和河漫滩沉积(F2)可能形成于氧同位素 5 阶段最初的海侵期(钻

孔 73 m 的光释光年代 >95 000 a 可作为参考)(图 2,表 1),此阶段海面上升速率较慢,形成河流的加积作用。泥质潮滩相沉积底部的海侵面(fs1)可能与海面的快速上升有关,随后海水快速淹没潮滩,研究区从河口湾边缘相向河口湾前缘相演化。河口湾前缘相被上覆前三角洲相覆盖,两者虽然都是泥,但前三角洲相颜色较深、细粉砂夹层明显增多,它们两者之间应存在一个最大海泛面(mfs),本文将其置于相变界面处。最大海侵结束后,由于相对海面下降,容纳空间减小,发育向海进积的三角洲沉积体系(古三角洲Ⅲ)。随着海面的下降,海岸线向海退却。经历较长时段的海退后,研究区迎来了快速的海侵,海侵过程中侵蚀下伏沉积物,造成沉积相的不连续,在第二个海侵面(fs2)上发育了远端三角洲前缘的泥质沉积相(F9)。随着相对海面的再次下降,研究区环境由远端三角洲前缘向近端三角洲前缘演化,发育三角洲前缘分流河道相(F8b),它们组成古三角洲Ⅱ沉积体系。第三个海侵面(fs3)代表古三角洲Ⅰ序列的开始,这个过程与前一个古三角洲体系类似,也是从远端三角洲前缘相(F9)向三角洲前缘(分流河道相)演化,但三角洲前缘分流河道相沉积已被全新世海侵侵蚀掉,完整的演化历史有待进一步研究。

古河口湾/古三角洲沉积体系(图 2)的演化序列与晚更新世海面变化历史相吻合,古河口湾可能对应氧同位素 5 阶段的最大海侵期,该海侵不仅历时长,而且强度与全新世海侵相当,钻孔下部的河口湾相极有可能形成于该时期;三个古三角洲体系可能与氧同位素 5 阶段至 3 阶段中的海面下降阶段相对应,如 5e-5b 时段,5a-4 阶段,3-2 阶段均有明显的海面下降。另外,从沉积相反映的沉积环境演化历史来看,海面上升发生的时间要明显短于海面下降的时间,这与该阶段的海面变化曲线吻合。

fs4 界面是由全新世海侵形成的,冰后期东海陆架经历了快慢交替的海面波动上升。冰后期海面表现为脉动上升过程,10 kaBP 海面位于-40~-45 m<sup>[32,42]</sup>,至 8 kaBP 位于-20 m<sup>[33]</sup>,研究区水深应在 30 m 以上,处于潮控内陆架环境。大约 10 kaBP 开始,古长江河口湾为一向东南方向延伸的下切河谷,潮流流速可能大于现在,并更多地表现出往复流的性质,满足陆架潮流沙脊发育的条件,因此潮流扰动和改造下伏三角洲砂体,堆积形成潮流沙脊;6 kaBP 以后古长江下切河谷演变成向黄海开敞的河口湾,形成旋转潮流场<sup>[42]</sup>,改造前期形成的潮流沙脊,最终形成潮流沙席性质的现代扬子浅滩。

## 5 结论

扬子浅滩 YZ05 孔中各种类型的砂、泥以及砂泥互层组成 10 种相类型,它们在空间上有机组合、相互叠置,构成退积型的河口湾沉积体系和进积型的三角洲沉积体系,记录了研究区长时间尺度的环境演化过程。钻孔下部从古河流→古河口湾→古三角洲 III 期,组成一个完整的海侵-海退层序,与长江三角洲冰后期环境演化序列一致。河-潮混控、丰富的细颗粒物供应、广泛发育浮泥层,以及前三三角洲区域频繁的波浪扰动等特点,指示扬子浅滩晚更新世以来与现代长江三角洲具有相似的沉积背景条件。控制 YZ05 钻孔相叠置形式和沉积序列发育的主要因素为相对海面变化,河流迁移带来的泥沙输入量的变化,以及钻孔相对于三角洲沉积中心的位置。扬子浅滩的物质基础是晚更新世形成的三角洲砂体,在全新世早期快速海面上升的背景下,由潮流作用形成潮流沙脊,并改造成潮流沙席。

YZ05 孔的河道-边滩相的 Sr/Ba 比值最低,平均值仅为 1.7;河漫滩相的 Sr/Ba 平均比值为 3.8;泥质潮滩相的 Sr/Ba 平均比值上升至 5.3;古河口湾前缘和潮流沙脊(包括脊间潮道)的 Sr/Ba 平均比值分别为 6.0 和 6.3;三角洲前缘分流河道相(水下)的 Sr/Ba 平均比值升高至 7.6;远端三角洲前缘-前三三角洲相的 Sr/Ba 平均比值超过 8.2,最高可达 8.9。研究表明,用选择性提取方法提取的可交换态 Sr/Ba 比值可以作为海陆沉积相判断的辅助手段。

**致谢:** 加拿大皇后大学 Robert Dalrymple 教授指导沉积相分析,德国耶拿大学地质系 Peter Frenzel 博士进行有孔虫鉴定和生态分析,中科院南京地理与湖泊研究所高磊博士测试光释光样品,审稿人对论文提出了建设性的意见,在此一并致谢!

## 参考文献 (References)

- [1] 龙海燕,庄振业,刘开发,等. 扬子浅滩沙波底形活动性评估[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(6): 17-24. [LONG Haiyan, ZHUANG Zhenye, LIU Shengfa, et al. Activity magnitude of the small-medium subaqueous dunes in the Yangtze Shoal [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2007, 27(6): 17-24.]
- [2] 叶银灿,庄振业,来向华,等. 东海扬子浅滩砂质底形研究[J]. 中国海洋大学学报, 2004, 34(6): 1057-1062. [YE Yincan, ZHUANG Zhenye, LAI Xianghua, et al. A study of sandy bedforms on the Yangtze Shoal in the East China Sea [J]. Periodical of Ocean University of China, 2004, 34(6): 1057-1062.]
- [3] 朱永其,曾成开,金长茂. 东海陆架地貌的初步研究[C]//东海研究文集,北京:海洋出版社,1984:82-93. [ZHU Yongqi, ZENG Chengkai, JIN Changmao. Primary study on the physiognomy in East China Sea continental shelf[C]//Study Collection on the East China Sea. Beijing: China Ocean Press, 1984: 82-93.]
- [4] 陈中原,周长振,杨文达,等. 长江口外现代水下地貌与沉积[J]. 东海海洋, 1986, 4(2): 32-41. [CHEN Zhongyuan, ZHOU Changzhen, YANG Wenda, et al. The Yangtze River estuary of modern underwater landform and sediment [J]. Donghai Marine Science, 1986, 4(2): 32-41.]
- [5] 秦蕴珊. 东海地质[M]. 北京:科学出版社,1987:188-192. [QIN Yunshan. Geology of East China Sea[M]. Beijing: Science Press, 1987: 188-192.]
- [6] 金翔龙. 东海海洋地质[M]. 北京:海洋出版社,1992. [JIN Xianglong. Marine Geology of the East China Sea[M]. Beijing: Ocean Press, 1992.]
- [7] 海洋图集编委会. 渤海 黄海 东海 海洋图集 地质 地球物理图集[M]. 北京:海洋出版社,1990. [Editorial Board for Marine Atlas. Marine Atlas of Bohai Sea Yellow Sea East China Sea Geology and Geophysics[M]. Beijing: China Ocean Press, 1990.]
- [8] 刘锡清. 中国陆架的残留沉积[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(1): 3-16. [LIU Xiqing. Relict sediments in China continental shelf [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1987, 7(1): 3-16.]
- [9] 刘振夏. 对东海扬子浅滩成因的再认识[J]. 海洋学报, 1996, 18(2): 85-92. [LIU Zhenxia. Re-recognition of the cause of the Yangtze shoal in the East China Sea [J]. Acta Oceanologica Sinica, 1996, 18(2): 85-92.]
- [10] Dalrymple R W, Baker E K, Harris P T, et al. Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea)[M]//Sidi F H, Nummedal D, Imbert P, et al. Tropical Deltas of Southeast Asia: Sedimentology, Stratigraphy, and Petroleum Geology. SEPM, 2003: 147-173.
- [11] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, et al. Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression [J]. Marine Geology, 2001, 177(3-4): 331-351.
- [12] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, et al. Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China [J]. Geomorphology, 2001, 41(2-3): 233-248.
- [13] Zhang X, Lin C M, Dalrymple R W, et al. Facies architecture and depositional model of a macrotidal incised-valley succession (Qiantang River estuary, eastern China), and differences from other macrotidal systems [J]. GSA Bulletin, 2014, 126(3-4): 499-522.
- [14] 侯志民. 扬子浅滩成因探讨[D]. 青岛:中国海洋大学,2010. [HOU Zhimin. Discussion on the Genesis of the Yangtze Shoal[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2010.]
- [15] 金秉福,林振宏,季福武. 海洋沉积环境和物源的元素地球化学记录释读[J]. 海洋科学进展, 2003, 21(1): 99-106. [JIN Bingfu, LIN Zhenhong, JI Fuwu. Interpretation of element geochemical records of marine sedimentary environment and provenance [J]. Advances in Marine Science, 2003, 21(1): 99-106.]
- [16] 王爱华. 不同形态锶钡比的沉积环境判别效果比较[J]. 沉积学报, 2003, 21(1): 99-106.

- 1996, 14(4): 168-173. [WANG Aihua. Discriminant effect of sedimentary environment by the Sr/Ba ratio of different existing forms [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1996, 14(4): 168-173.]
- [17] 林文荣, 殷勇, 于革, 等. 扬子浅滩MIS6阶段以来沉积地层及环境演变[J]. *南京大学学报: 自然科学版*, 2017, 53(5): 912-925. [LIN Wenrong, YIN Yong, YU Ge, et al. Characteristics of sedimentary strata and environmental evolution of the Yangtze Shoal since Marine Isotope Stage 6 [J]. *Journal of Nanjing University: Natural Sciences*, 2017, 53(5): 912-925.]
- [18] 李家彪. 东海区域地质[M]. 北京: 海洋出版社, 2008: 27-71. [LI Jiabiao. *Regional Geology of East China Sea*[M]. Beijing: China Ocean Press, 2008: 27-71.]
- [19] 杨文达, 崔征科, 张异彪. 东海地质与矿产[M]. 北京: 海洋出版社, 2010: 65-72. [YANG Wenda, CUI Zhengke, ZHANG Yibiao. *East China Sea Geology and Mineral Resources*[M]. Beijing: China Ocean Press, 2010: 65-72.]
- [20] 邵和宾. 长江口及其邻近海域秋季悬浮体组成、分布及其影响因素研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012. [SHAO Hebin. *Research on composition, distribution and influencing factors of suspended matters in the Yangtze River estuary in fall*[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012.]
- [21] Liu Z X. Yangtze Shoal: a modern tidal sand sheet in the northwestern part of the East China Sea [J]. *Marine Geology*, 1997, 137(3-4): 321-330.
- [22] 刘振夏, 夏东兴, 王揆洋. 中国陆架潮流沉积体系和模式[J]. *海洋与湖沼*, 1998, 29(2): 141-147. [LIU Zhenxia, XIA Dongxing, WANG Kuiyang. Tidal depositional systems and patterns of China's continental shelf [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1998, 29(2): 141-147.]
- [23] Liu J P, Xu K H, Li A C, et al. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea [J]. *Geomorphology*, 2007, 85(3-4): 208-224.
- [24] Droser M L, Bottjer D J. Ichnofabric of sandstones deposited in high-energy nearshore environments: measurement and utilization [J]. *Palaos*, 1989, 4(6): 598-604.
- [25] Wang A H, Liu J K, Zhang F, et al. Selective extraction of sedimentogenic Strontium and Barium in terrigenous clastic sediments: US, 10151018B2[P]. 2018-12-11.
- [26] Pemberton S G, MacEachern J A, Frey R W. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance[M]//Walker R G, James N P. *Facies Models, Response to Sea Level Change*. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1992: 47-72.
- [27] Zhang X, Dalrymple R W, Lin C M. Facies and stratigraphic architecture of the late Pleistocene to early Holocene tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze River) delta [J]. *GSA Bulletin*, 2018, 130(3-4): 455-483.
- [28] Allen G P, Posamentier H W. Facies and stratal patterns in incised valley complexes: examples from the Recent Gironde Estuary (France) and the Cretaceous Viking Formation (Canada) (abstract) [C]//American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Dallas, Texas, 7-10 April, Abstracts with Programs, 1991: 70.
- [29] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, et al. Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(6): 884-897.
- [30] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, et al. Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China [J]. *Sedimentary Geology*, 2002, 146(3-4): 249-264.
- [31] Hori K, Saito Y, Zhao Q, et al. Control of incised-valley fill stacking patterns by accelerated and decelerated sea-level rise: the Changjiang example during the last deglaciation [J]. *Geo-Marine Letters*, 2002, 22(3): 127-132.
- [32] Wang Z H, Saito Y, Hori K, et al. Yangtze offshore, China: highly laminated sediments from the transition zone between subaqueous delta and the continental shelf [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005, 62(1-2): 161-168.
- [33] Li G X, Li P, Liu Y, et al. Sedimentary system response to the global sea level change in the East China Seas since the last glacial maximum [J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 139: 390-405.
- [34] 刘宝君. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980. [LIU Baojun. *Sedimentary Petrology*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1980.]
- [35] 刘英俊. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984. [LIU Yingjun. *Element Geochemistry*[M]. Beijing: Science Press, 1984.]
- [36] Ichaso A A, Dalrymple R W. Eustatic, tectonic and climatic controls on an early syn-rift mixed-energy delta, Tilje Formation (Early Jurassic, Smørbukk Field, offshore mid-Norway)[M]//Martinius A W, Ravnås R, Howell J A, et al. *From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin*. Chichester: Wiley Blackwell, 2014, 46: 339-388.
- [37] Ichaso A A, Dalrymple R W, Martinus A W. Basin analysis and sequence stratigraphy of the synrift Tilje Formation (Lower Jurassic), Halten terrace giant oil and gas fields, offshore mid-Norway [J]. *AAPG Bulletin*, 2016, 100(8): 1329-1375.
- [38] Wells J T. Tide-dominated estuaries and tidal rivers [J]. *Developments in Sedimentology*, 1995, 53: 179-205.
- [39] Sternberg R W, Cacchione D A, Paulso B, et al. Observations of sediment transport on the Amazon subaqueous delta [J]. *Continental Shelf Research*, 1996, 16(5-6): 697-715.
- [40] Dalrymple R W, Choi K. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation [J]. *Earth-Science Reviews*, 2007, 81(3-4): 135-174.
- [41] Feldman H, Demko T. Recognition and prediction of petroleum reservoirs in the fluvial/tidal transition [J]. *Developments in Sedimentology*, 2015, 68(14): 483-528.
- [42] 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(1-4): 179-192.