

陈泓君, 姜涛, 李顺, 等. 南海西北部莺歌海盆地陆架晚更新世三角洲及其控制因素[J]. 海洋地质前沿, 2023, 39(9): 1-15.

CHEN Hongjun, JIANG Tao, LI Shun, et al. Late Pleistocene delta and its controlling factors on the shelf of Yinggehai Basin in the northwestern South China Sea[J]. Marine Geology Frontiers, 2023, 39(9): 1-15.

南海西北部莺歌海盆地陆架晚更新世 三角洲及其控制因素

陈泓君^{1,2}, 姜涛^{2,3}, 李顺^{1,2}, 冯英辞⁴, 全长亮⁵, 贺超⁵, 黄文凯^{1,2}, 杜文波^{1,2}, 钟和贤^{1,2}

(1 中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广州 511458; 2 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广州 511458;

3 中国地质大学(武汉)海洋学院, 武汉 430074; 4 中国科学院南海海洋研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510301;

5 海南省海洋地质调查研究院, 海口 570206)

摘要:莺歌海盆地陆架区作为南海北部的一个重要地质构造单元, 记录了第四纪以来沉积和海平面变化的丰富信息。通过对研究区高分辨率单道地震剖面的解释, 结合深水区钻孔资料, 分析了该地区晚第四纪地层的沉积特征, 研究区浅部地层划分出层 A 和层 B 2 套地层单元, 并进一步对研究区三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲 3 种沉积亚相的地震特征进行了解释分析。钻孔 AMS¹⁴C 与光释光测年结果表明, 三角洲形成于晚更新世 65~56 ka, 即 MIS4 晚期—MIS3 早期。结合钻孔岩性和有孔虫分布特征以及区域地质、沉积背景等资料, 开展了三角洲形成的控制因素分析, 认为莺歌海盆地的构造和古地貌、海南岛隆升、物源供给、海平面变化、古季风对三角洲的形成发育具有重要的控制作用。

关键词:莺歌海盆地; 晚更新世; 陆架; 三角洲; 南海

中图分类号:P736.2

文献标识码:A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2022.144

0 前言

第四纪全球海平面变化存在多个旋回, 末次盛冰期以来的海平面快速上升 100 多米至现今位置, 南海西北部海域更是经历了一个从陆地到海洋的演变过程^[1-4]。第四纪以来南海西北部和北部主要发育有珠江三角洲、红河三角洲等大型三角洲, 以及海南岛周边发育的三角洲^[5-7]。三角洲的发育与第四纪以来的新构造运动密切相关, 例如红河断裂系统控制了红河的排放区域及三角洲发育走向^[8]。珠江三角洲地区的新构造运动以断裂活动和断块差异升降运动为主要特征, 新构造运动既控制河道的变迁又影响三角洲的沉积, 在珠江三角洲的演化

过程中起着非常重要的作用^[9-11]。海平面的相对稳定或略微下降和大量的河流沉积物输入促进了三角洲的进积。三角洲是大陆边缘向近海持续供给陆源沉积物的重要方式, 其沉积序列记录了重要的古环境信息。因此, 陆架(边缘)三角洲的发育受到构造活动、海平面升降、物源供给、水动力条件和气候变化等诸多因素的影响^[12-14], 研究三角洲沉积结构可以了解当时的海平面变化、构造和古海洋环境^[15-16]。

研究区位于南海西北部陆架海南岛西南海域(图 1)。海南岛入海河流众多, 部分入海河流虽然短小, 但其坡降较大, 热带雨季产生的山溪性陆源细颗粒泥沙能在水动力较弱的陆架区产生相当有效的沉积^[17]。有学者利用钻孔和地震资料发现, 琼西南海域发育一套晚更新世埋藏三角洲, 面积约 2.5 万 km²^[18-20](图 1), 并对三角洲的地震反射特征和物源开展了初步研究, 但因缺少钻穿三角洲地层的钻孔, 目前对该三角洲准确的形成时间, 沉积速率以及新构造对三角洲的控制因素缺乏详细的研

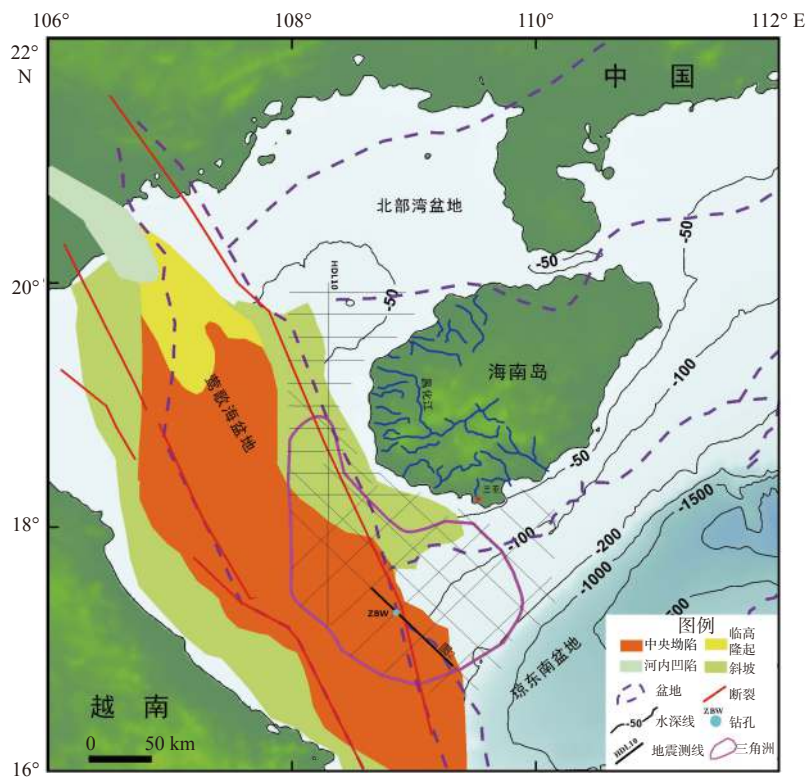
收稿日期: 2022-05-06

资助项目: 中国地质调查局项目(1212010611302, GZH201500207, DD20190627, DD20160138, DD20160146, DD20221712, DD20221719)

作者简介: 陈泓君(1973—), 男, 博士, 正高级工程师, 主要从事海洋地质与第四纪地质方面的研究工作。E-mail: 243494863@qq.com

究。本文主要利用地震剖面,结合获取的研究区钻孔资料,对南海西北陆架浅地层沉积特征,包括地层单元的识别,埋藏古三角洲沉积特征及其年代进

行研究,探讨三角洲形成的控制因素,有助于深入理解南海西北部和其他大陆边缘的第四纪沉积演化及新构造运动的沉积响应。



据文献 [21-22] 修改

图 1 区域地质构造、地震测线及钻孔位置

Fig.1 Regional tectonic and location of the seismic profiles and ZBW core in the study area

1 地质概况

南海西北部海域莺歌海盆地陆架区海底地形平缓,水深变化在 0~200 m 左右。水深等值线在海南岛西部为 SN 向,向东北部逐渐转为 NE 向。南海西北部海域呈半封闭形态,西、北、东三面环陆,面积接近 13 万 km²,东临中国的雷州半岛和海南岛,北临中国广西壮族自治区,西临越南,南与南海相通(图 1)。

莺歌海盆地是一个新生代大型走滑-伸展盆地,面积约 11.3×10⁴ km²,包括莺东斜坡、临高隆起、中央坳陷和莺西斜坡 4 个一级构造单元(图 1)。莺歌海盆地中央坳陷最大沉积厚度超过 17 km^[23-24]。钻探资料表明,莺歌海-琼东南盆地(莺-琼盆地)崖 13-1-1 井,乐东 30-1-1 井第四系有 1000 多米厚,莺-琼盆地第四系乐东组最厚达 2000 余米^[25]。该区第四纪沉积速率高达 1 m/ka,巨厚的第四系分布在强烈沉降区,由构造抬升区迅速的剥蚀作用提供物源^[26]。

莺歌海盆地主要发育了 NW、NNW 和近 SN

走向的基底断裂,而在盆地北部还形成了 NE 向基底断裂,断裂以正断层为主,是红河断裂带向海的延伸^[21-22, 27-29]。盆地的东侧存在一号断裂带、西北侧有红河断裂带的分支断裂(如红河断裂、泸江断裂和黑水河断裂等)以及盆地西侧发育有长山断裂等^[21]。红河断裂带自中新世以来逐渐由左旋运动转变为上新世的右旋运动^[30-34]。上新世以来莺歌海盆地中红河断裂带未表现出明显的构造变形^[35]。在上新世晚期(2.0~2.6 Ma),由于大量的欠压实沉积物供给,莺歌海盆地形成较大规模的泥底辟构造,而现今泥底辟活动性较弱^[36]。莺歌海盆地新构造运动活跃,主要表现包括中新统末、上新统与第四系之间及层系内部的不整合,盆地的沉降,沉积中心的迁移,断裂活动,底辟带的发育与分布,泥火山和地震等。新构造运动不但控制了盆地的形成演化、沉降-沉积中心的迁移和底辟构造带发育及其雁行排列特征,同时还控制了盆地油气的成藏和分布^[37]。

2 材料与方法

研究区单道地震数据采集数字单道记录系统为 Exsea Delph Seismic, EPC-1086 记录仪、SureShot 气枪控制器。激发采用 G.I. 枪震源, 工作压力 2000 psi, 容量 210 in³, 沉放深度 2.5~3 m, 激发间隔为 6~7 s, 记录长度为 1 500~2 000 ms。地震资料开展了多次波压制、涌浪静校正、气泡效应、随机噪声等处理, 获得了浅部地层清晰的地质记录^[18-19]。

研究区 ZBW 钻孔 (17°10.43'N, 109°1.67'E, 水深 100 m), 岩芯进尺 101 m, 实际取芯 100.65 m, 取芯率为 99.65%。钻探设备为南海 503 船工程地质调查 MZ-32 型海洋钻机。海上钻孔每回次进尺 <2 m, 取样后用塑料管密封保存, 在管上标注管号、进尺、回次、日期及顶底等并低温保存。

光释光测年由 中国地质大学(武汉)构造与油气资源教育部重点实验室中心完成, 测试采用石英颗粒的单片再生法进行年代测定, 样品处理参照 MURRY 和 OLLEY^[38] 的选取标准和原则, 在实验室暗室中削去装样管两头表层样品, 保留中心部位样品, 以保证光释光测量样品在采取过程中从来没有曝露在日光下。在实验室用 H₂O₂ 和 HCl 分别去除样品中的有机质和碳酸盐类物质; 根据 Stokes 沉降定律提取 4~11 μm 粒径的石英做等效剂量测试, 并用 H₂SiF₆ 去除其中的长石成分; 完成前处理的样品保存在丙酮中。样品的石英纯度用红外光检测, 将提纯的石英颗粒沉降在直径约 1 cm 的圆铝片上供测量。等效剂量测量在热释光/光释光定年系统

(Risø-TL/OSL-Reader Model DA 20) 上进行。测量仪器上附带放射性 β 源 90Sr/90Y, 所有人工放射性辐照都在该仪器上进行^[39-40]。

AMS¹⁴C 样品选取完整的贝壳并送往美国 BETA 实验室进行测试, 并利用 CALIB 7.1 程序对 AMS¹⁴C 年龄数据进行了校正。文中所用的¹⁴C 日历年龄都是从公元 1950 年向前起算的, 以“cal aBP”表示, 或用“ka”来代替“cal kaBP”。

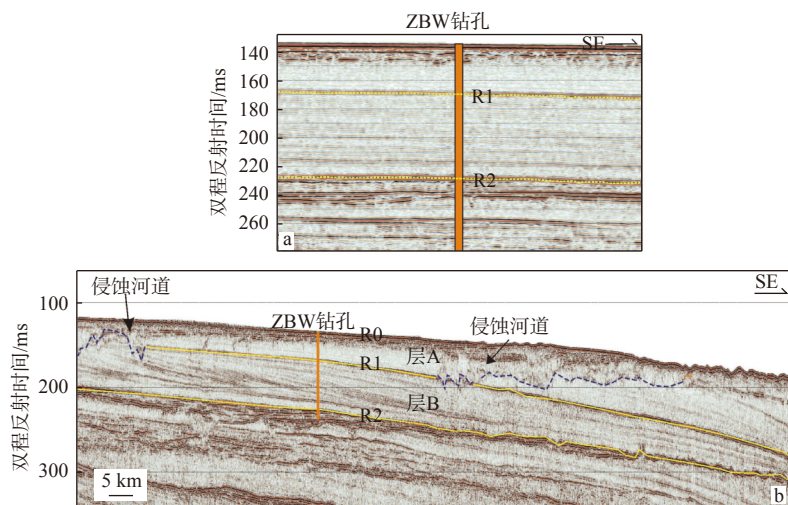
3 浅地层地震反射特征

3.1 主要地震反射界面及地层单元划分

根据地震反射特征, 研究区浅部地层主要由 R0、R1 和 R2 3 个界面控制^[18-19,39], 其中, R0 为海底, R1 和 R2 这 2 个主要地震反射界面可在全区连续追踪, 其主要特征如下(图 2、3):

R1 界面位于研究区海平面下约 60~130 ms 处, 由东向西、由北向南呈缓慢倾斜, 埋藏深度逐渐加大(图 2)。该界面东西方向上一般比较平整, 部分区段出现起伏。南北方向上, 北部较为起伏, 往南相对平整, 局部有起伏。该界面为高频、中振幅、高连续, 存在明显的下切谷现象, 总体上近岸地区振幅较弱、连续性变差, 该界面对下伏地层削截作用明显。

R2 界面位于研究区海平面下约 70~200 ms 处, 由东向西、由北向南呈缓慢倾斜, 埋藏深度逐渐加大(图 2)。该界面东西方向上一般比较平整, 部分区段略有起伏。南北方向上, 北部靠近海南岛位置



剖面位置见图 1

图 2 过 ZBW 钻孔局部放大 (a) 和整体 (b) 地震剖面及地震单元划分

Fig.2 The partial enlarge section (a) and overall (b) seismic profile across ZBW core and seismic units

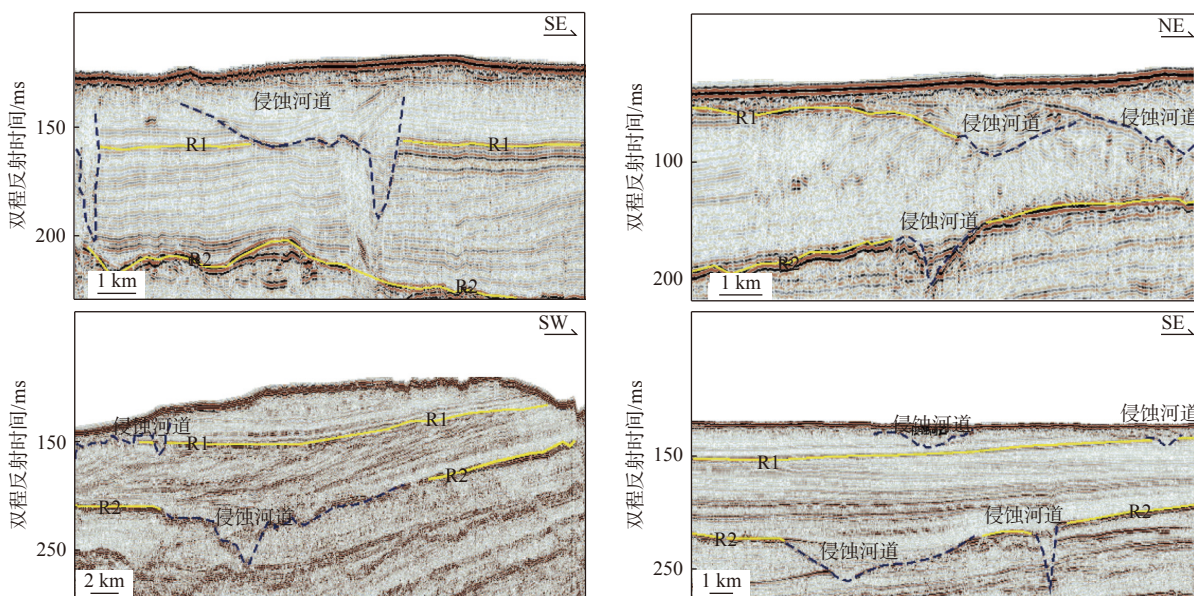


图3 研究区典型古河道地震反射特征

Fig.3 The seismic characteristics of paleo-channel in the study area

发生尖灭,往南相对平整,局部有起伏。该界面为高频、强振幅、高连续,有下切谷现象。

根据单道地震反射界面及层序内部特征,研究区浅部地层自上而下相应地划分出层 A 和层 B 2 套地层单元(图 2)。

(1) 层 A (R0—R1)

层 A 顶界为 R0 海底,底界为 R1 界面,为一套较稳定、高频、中—弱振幅、中—高连续的反射层组。该层在研究区北部为平行或亚平行结构,席状披盖外形,向南部陆坡深水方向层组厚度逐渐变厚,基本上呈发散和前积结构,楔状外形。南部深水区局部呈波状起伏,反映了层序发育过程中受到局部构造活动的影响。层 A 局部地区下切谷发育,呈谷状外形和内部杂乱反射结构(图 2—5)。

层 A 中古河道主要发育在海南岛西南部海域(图 4),古河道规模较大,宽度约 2~3 km,长度约 20~30 km,河道充填物的厚度一般为 15~30 m。河道平面上外形呈分叉状、NW—SE 走向分布(图 4)。古河道剖面呈“V”型或“U”型特征,河道底界面反射呈强振幅,连续性好;河道内部充填呈中—强振幅,连续性好的反射特征;河道顶部呈中振幅,连续性好的反射特征,推断为成分较细的沉积。河道侧向迁移现象清晰,发育反复冲刷充填沉积。河道宽泛,河床边界凹岸陡峭,凸岸稍缓(图 3)。层 A 古河道是末次盛冰期之后海平面大幅度上升前的产物。主要集中分布于 100 m 水深的陆架区,向 200 m 水深以远的外陆架亦有延展。该期古河道是晚更新

世末—全新世初的低海平面时期的古河流体系,表明当时在-120 m 水深以上的古陆架暴露于海平面之上。

(2) 层 B (R1—R2)

该层为三角洲沉积,顶界以削截为主,局部显示为整—接触,底界主要为上超接触,表现为高频、中—弱振幅、高连续的反射层组,局部地区为弱振幅、中连续。该层序在陆架区下切谷发育,规模大小不一,显示出明显的河道特征。在坡折带和陆坡

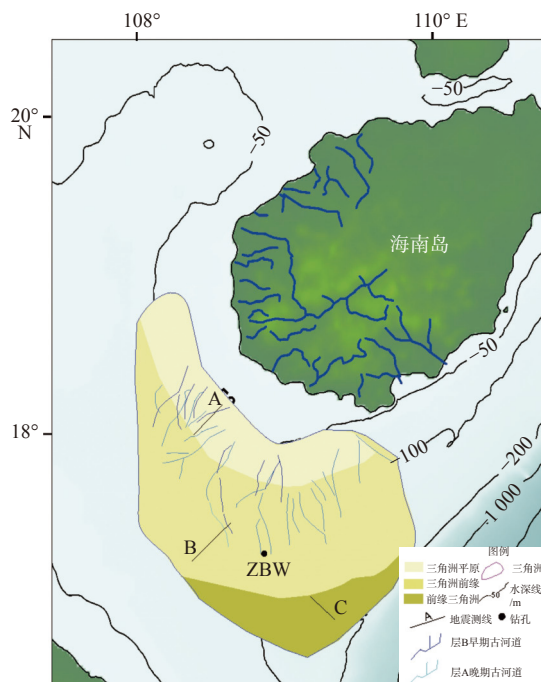


图4 研究区三角洲沉积亚相及古河道分布

Fig.4 Distribution of delta sedimentary subfacies and paleo-channels in the study area

区以发散和平行结构为主,同相轴的连续性非常好。层组整体外形从陆架到陆坡变化较大,陆架区以条带、透镜和充填外形为主,在坡折带主要为楔状-席状披覆外形,由于水深、地形和物源远近的变化,沉积特征也明显不同。在三角洲发育的大部分区域,层 B 表现出近平行和连续的进积地层结构,而在靠近海南岛近岸浅水区域,则表现出杂乱反射的特征。内部反射逐渐由水浅的杂乱和波状反射逐渐转变为深水区与近平行斜坡沉积反射特征(图 2、3)。

层 B 中同样发育埋藏古河道,主要分布在海南岛西南海域(图 4)。该时期古河道长度约 5~7 km,下切深度约 5~20 m,宽度约 1~2 km,河道延伸长度短,总体上其发育数量、规模较层 A 中的河道规模小。河道横剖面呈“V”型特征,其底界面为强振幅、连续性好,内部充填弱-强振幅的反射特征,断续扭曲的不规则杂乱反射,反映了底冲刷和杂乱充填,主要是高能河流切割和快速充填堆积。河道侧翼有连续的地震相,具有明显侵蚀下切和垂向叠加的特征,向上地震相出现水平层状反射或小型前积反射,往往对应了河流的上超充填和侧向加积充填沉积结构,而侧向加积充填是河道中最常见的沉积,反映了沉积时期水动力强、碎屑物填充稳定。

3.2 地层厚度

通过读取研究区地震剖面 R1 和 R2 地震反射界面的时间深度,地层速度数据按平均 1 600 m/s 进行时深转换^[19-20,41],计算出层 A 和层 B 厚度(图 5)。

层 A 平均沉积厚度约 30 m,海南岛西南浅水区厚度较小,厚度基本在 0~15 m 内,往南厚度逐渐增大,厚度变化介于 20~30 m,由浅水区向深水区厚度逐渐增大,最大厚度位于陆架坡折处,最大

沉积厚度达 70 m。

层 B 平均沉积厚度约 45 m,最大沉积厚度达 80 m。层 B 主要围绕莺东斜坡呈弧形分布,内部有 2 个主要的沉积中心,分别位于海南岛西南侧和南侧(图 5b)。2 个沉积中心分布形态不一,沉积中心 1 位于三角洲的西侧,呈“U”形,长轴呈 NW—SE 向展布,中间薄(约 40~50 m),两侧厚(约 50~80 m)。沉积中心 2 位于三角洲的东侧,呈椭圆形,长轴呈 NE—SW 向展布,厚度 50~65 m。

3.3 三角洲沉积特征和沉积相

根据地震反射特征,三角洲可划分为三角洲平原,三角洲前缘和前缘三角洲 3 种亚相(图 4)。

三角洲平原亚相发育在三角洲北部 50~100 m 水深近岸浅水区域(图 4)。三角洲平原地震反射特征为高频、中-强振幅、中连续,席状披盖外形,平行前积结构,下切水道发育,反映水动力强,为近源三角洲环境。三角洲平原内部发育有下切谷填充结构,表明三角洲北部边缘经历了河道下切、侵蚀和填充等复杂的过程(图 5)。

三角洲前缘亚相位于三角洲中部 100~150 m 水深范围内(图 5)。地震反射特征为高频、中振幅、高连续,局部中-弱振幅高角度前积反射,外部形态为席状披盖。内部结构东北方向为接近铲状的加积结构,西南部为“S”型斜交型高角度前积结构。该前积结构为陡倾前积,局部发育下切水道,反映水动力较强,三角洲前缘沉积环境物源供应较充足。三角洲前缘逐渐靠近莺西斜坡处,古地势向西南逐渐升高,沉积层则逐渐减薄,沿斜坡形成超覆填充结构。该区域水深较大,基本在 150 m 以深,地层结构保存完好,说明沉积环境较稳定且未受到后期

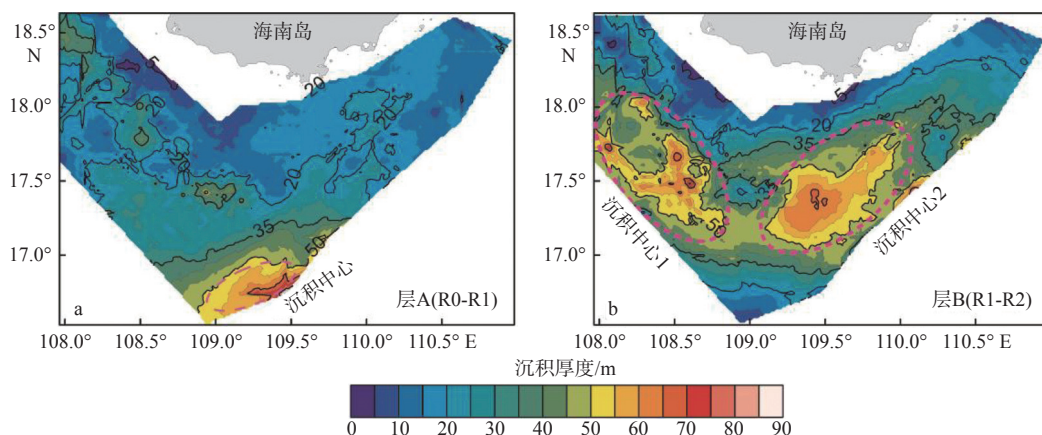


图 5 研究区层 A (a) 和层 B (b) 沉积等厚度图

Fig.5 Sedimentary thickness of the unit A (a) and unit B (b) in the study area

侵蚀破坏(图6)。

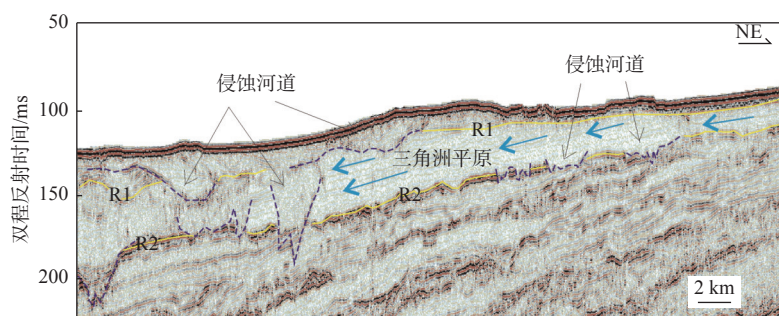
前缘三角洲亚相主要位于三角洲南部的150~200 m 深水(图6)。地震反射特征为高频、中—强振幅、高连续,席状外形,内部结构为平行斜交型前积结构。前积层为缓倾前积,未见下切水道,反映水动力较弱,为远源的三角洲环境(图7)。前缘三角洲沉积厚度在陆架坡折处减薄,并且因陆架坡折处坡度较陡,大量泥砂为主的松散沉积物在自身重力的作用下容易形成重力流或浊流沉积(图8)。

4 三角洲沉积年龄

为确定研究区三角洲地层的时代属性,对

ZBW 孔岩芯样品进行了 AMS ^{14}C 和光释光测年,其中,AMS ^{14}C 测年的样品共 10 个(表1),光释光测年的样品共 38 个(表2)。采集 30 m 以浅沉积层中完整的贝壳用于 AMS ^{14}C 测试,由于 AMS ^{14}C 测年上限制约,无法精确给出 >43 ka 地层的年代,因此,将 5 m 以浅 AMS ^{14}C 年龄 >40 ka 测试结果剔除。

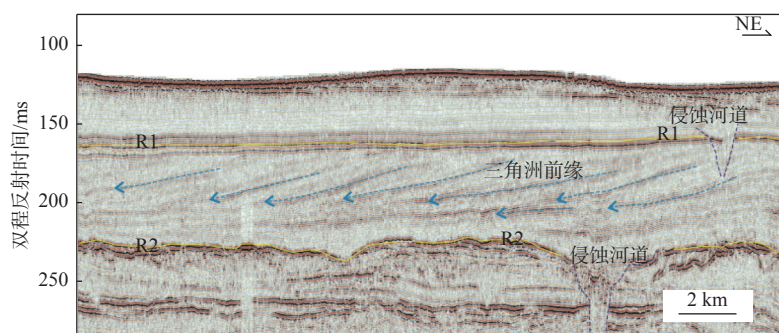
ZBW 钻孔光释光年龄数据随深度依次增大,在埋深 62 m 处的 ZBWO-23 和埋深 89 m 处的 ZBWO-36 光释光测试年龄明显偏小,但对比岩性和地震相资料,未发现沉积事件的记录,可能是样品采集过程中发生了曝光事件,或者是在样品的前处理过程中曝光所导致年龄明显偏小。因此,可以将 62 和 89 m 处这 2 个测试数据剔除,不参与年代学



位置见图4地震测线 A

图6 三角洲平原亚相地震反射特征

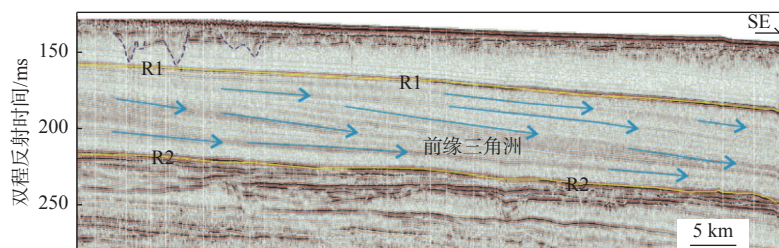
Fig.6 The delta plain subfacies seismic reflection characteristics



位置见图4地震测线 B

图7 三角洲前缘亚相地震反射特征

Fig.7 The delta front subfacies seismic reflection characteristics



位置见图4地震测线 C

图8 前缘三角洲亚相地震反射特征

Fig.8 The front delta subfacies seismic reflection characteristics

表 1 ZBW 钻孔 AMS¹⁴C 年代测试结果
Table 1 AMS ¹⁴C dating results of ZBW core

野外编号	深度/m	测试物	¹⁴ C 年龄/aBP	校正年龄/cal aBP	实验室编号
ZBW-5	0.3	贝壳	190±30	610±30	Beta-451891
ZBW-6	0.8	贝壳	3 850±30	4 260±30	Beta-451892
ZBW-7	1.08	贝壳	8 340±30	8 750 ±30	Beta-451893
ZBW-8	1.23	贝壳	9 440±30	9 860±30	Beta-451894
ZBW-9	1.26	贝壳	9 850±30	10 260±30	Beta-451895
ZBW-11	1.65	贝壳	10 190±30	10 550±30	Beta-451897
ZBW-12	3.51	贝壳	11 790±40	12 230±40	Beta-451898
ZBW-4	3.88	贝壳	37 770±180	38 170 ±180	Beta-451890
ZBW-14	6.50	贝壳		>43 500	Beta-451900
ZBW-15	10.60	贝壳		>43 500	Beta-451901
ZBW-16	28.90	贝壳		>43 500	Beta-451902

表 2 ZBW 孔 OSL 年代测试结果
Table 2 OSL dating results of ZBW core

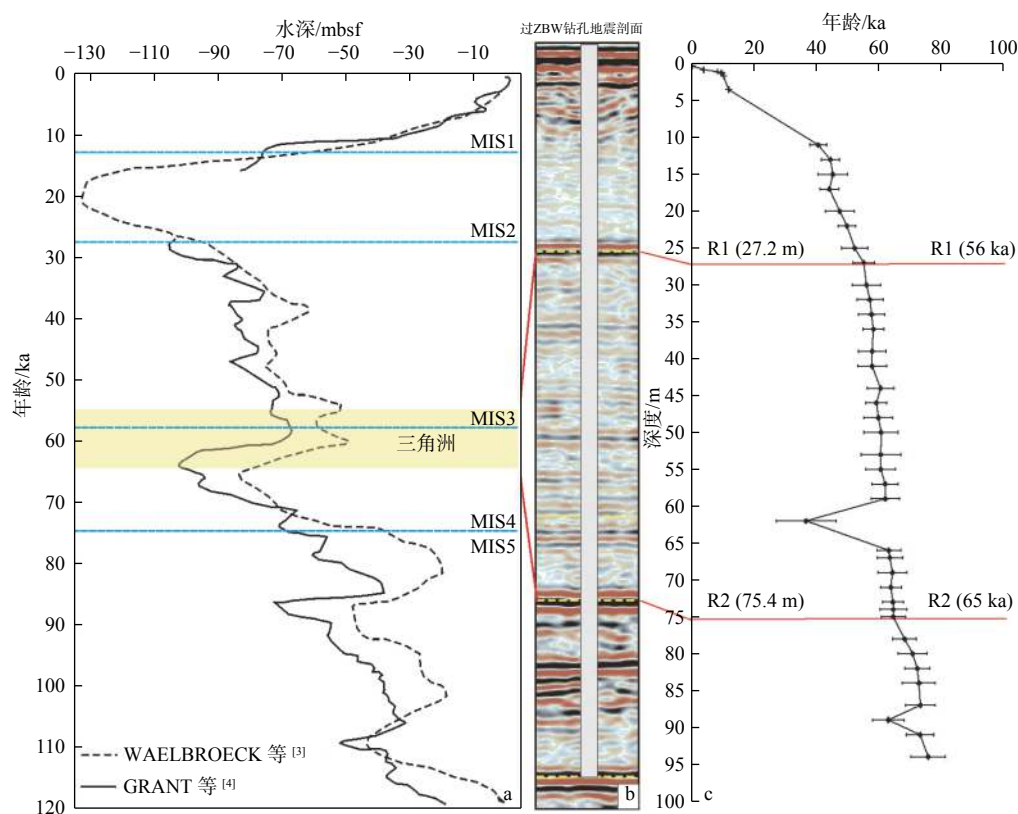
样品编号	深度/m	OSL 年龄/ka	误差/ka	样品编号	深度/m	OSL 年龄/ka	误差/ka
ZBWO-1	11.1	41.04	±2.69	ZBWO-20	55.1	61.14	±4.73
ZBWO-2	13	44.88	±2.84	ZBWO-21	57.1	62.49	±4.12
ZBWO-3	15.1	45.73	±4.69	ZBWO-22	59	62.53	±4.46
ZBWO-4	17	44.56	±3.00	ZBWO-23	62	37.14	±9.43
ZBWO-5	20.1	47.85	±4.60	ZBWO-24	65.6	63.65	±3.74
ZBWO-6	22.1	50.16	±2.67	ZBWO-25	67	64.05	±4.04
ZBWO-7	25.1	52.7	±4.23	ZBWO-26	69	64.76	±4.61
ZBWO-8	27.1	55.62	±3.25	ZBWO-27	71	64.28	±3.34
ZBWO-9	30.1	56.52	±4.44	ZBWO-28	73	64.99	±3.30
ZBWO-10	32	57.6	±4.14	ZBWO-29	74	65.05	±4.15
ZBWO-11	34	58.06	±4.24	ZBWO-30	75	65.11	±3.83
ZBWO-12	36	58.67	±3.27	ZBWO-31	78	68.74	±3.79
ZBWO-13	39	58.27	±4.27	ZBWO-32	80	71.34	±4.62
ZBWO-14	41	58.33	±4.57	ZBWO-33	82	72.84	±3.96
ZBWO-15	44	61.01	±4.21	ZBWO-34	84	73.26	±5.15
ZBWO-16	46.1	59.7	±3.33	ZBWO-35	87	73.83	±4.70
ZBWO-17	48.1	60.28	±4.54	ZBWO-36	89	63.47	±5.01
ZBWO-18	50.1	61.22	±5.38	ZBWO-37	91	73.65	±4.35
ZBWO-19	53.1	61.1	±6.23	ZBWO-38	94.1	76.27	±5.43

格架的建立。综合以上 2 种测年结果,拟合出 ZBW 孔的时间-深度关系曲线(图 9)。

过井地震剖面显示 ZBW 钻孔分别钻遇 R1、R2 2 个地震反射界面(图 2、9)。根据 AMS¹⁴C 年代深度曲线及钻孔岩性变化特征,钻孔 2.8 m 位置附近岩性变化较大,其上为细粒的黏土质粉砂,之下为较粗的含砾砂质粉砂沉积(图 10),再根据 3.51 m 处年龄为 1.2 ka,推测 2.8 m 处为全新统底界。地震反射界面 R1 对应钻孔 27.2 m 处为砂质粉砂,年

龄为 56 ka。地震反射界面 R2 对应钻孔 75.4 m 处为泥质砂质砾,年龄为 65 ka(图 9、10)。年代测试结果表明三角洲主要发育时间为距今 65~56 ka。钻孔下部岩芯 94.1m 层位为粉砂沉积,年龄为 76.27±5.43 ka(图 9)。

将 ZBW 钻孔年代深度拟合结果与全球海平面升降曲线进行对比,65 ka(MIS4 晚期)时海平面下降幅度为 80~100 m,至 56 ka(MIS3 早期),海平面逐渐上升了 30 m 左右,三角洲正是海平面相对上



海平面变化曲线据文献 [3-4] 修改

图9 (a) 全球海平面升降曲线、(b) 过 ZBW 钻孔地震剖面以及 (c) 钻孔时深曲线对比

Fig.9 The correlation of global sea level change curve(a), seismic profile(b) and depth-age model (c) of ZBW core

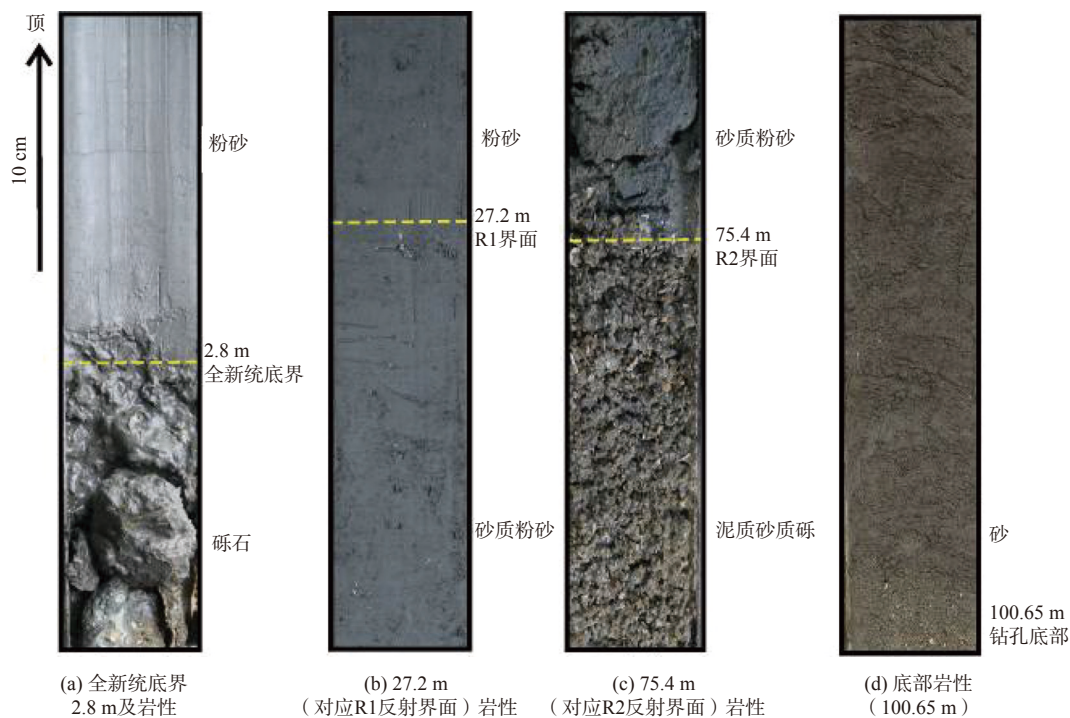


图10 ZBW 钻孔主要界面及岩性变化

Fig.10 Variation in lithology at main boundaries of ZBW core

升阶段形成(图9)。65 ka 之前, ZBW 钻孔 94.1 m 至 75.4 m 层段沉积速率约 1.71 m/ka, 据此推断, 钻

孔底部 100.65 m 处年龄约为 81.9 ka。65~56 ka, 即 75.4~27.2 m 为三角洲发育时期, 沉积速率明显

增大, 此阶段沉积速率为 5.2 m/ka。56 ka 之后, 钻孔 10~27.2 m 层段沉积速率明显减小, 沉积速率约为 1.1 m/ka, 速率稳定, 没有地层年代异常现象。全新世以来沉积速率进一步下降, 仅为 0.28 m/ka。

5 钻孔岩性特征

ZBW 钻孔岩性颜色以灰色为主, 少数层段橄榄灰色、深灰色、黄灰色, 沉积物类型以粉砂为主, 其次为砂质粉砂, 局部夹薄层粉砂质砂、泥、泥质砂质砾、砂、含砾泥、砾质泥质砂、泥质砾、含砾泥质砂和砾质泥等。根据钻孔岩性和粒度的垂向变化特征自上而下可分为 ZBW1—ZBW7 共 7 层(图 11)。

ZBW1(0~650 cm)以灰色砂质粉砂为主, 夹薄层粉砂质砂和粉砂, 多处可见完整贝壳或碎片, 与下层界线不甚明显。粉砂含量为 24.49%~78.13%, 平均 51.03%; 其次为砂, 含量为 3.30%~71.61%, 平均 35.87%; 黏土含量较低, 为 3.90%~22.93%, 平均 13.10%。平均粒径为 3.56Φ ~ 6.69Φ , 标准偏差为 1.40~2.37, 分选差; 偏态为 -0.06~0.55, 大部分正偏, 少数正态分布; 峰态为 0.70~1.40, 大多数宽峰态, 其次中等峰态, 少数窄峰态。

ZBW2(650~1 190 cm)以灰色粉砂为主, 局部夹薄层砂质粉砂, 与下层界线不甚明显。粉砂含量为 62.96%~81.58%, 平均 73.59%; 黏土为 6.13%~21.68%, 平均 15.27%; 砂含量为 2.07%~23.25%, 平

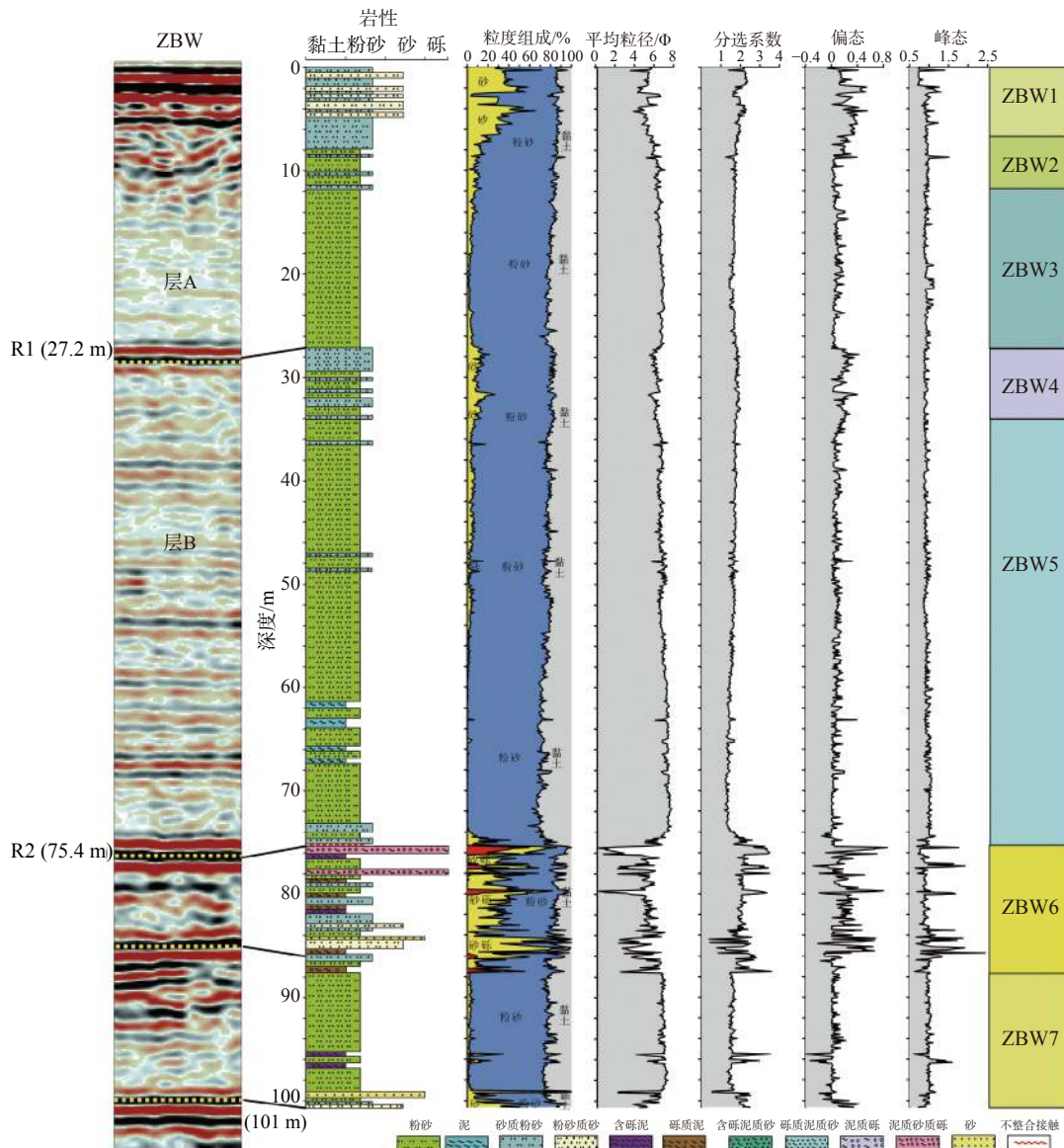


图 11 ZBW 钻孔地震剖面、岩性及粒度特征对比

Fig.11 The correlation with seismic profile, lithology and grain size of ZBW core

均 11.15%。平均粒径为 $5.20\Phi\sim 7.11\Phi$, 标准偏差为 1.24~1.92, 分选差; 偏态为 0.00~0.39, 多数正态分布, 少数正偏; 峰态为 0.87~1.51, 大多数中等峰态, 极少数宽峰态和窄峰态。

ZBW3(1 190~2 710 cm) 以灰色粉砂为主, 与下层界线不明显。粉砂含量为 65.16%~81.46%, 平均 75.64%; 其次为黏土, 含量为 13.40%~30.29%, 平均 20.59%; 砂含量仅为 0.55%~9.91%, 平均 3.77%。平均粒径为 $6.07\Phi\sim 7.09\Phi$, 标准偏差为 1.40~1.79, 分选差; 偏态为 0~0.25, 多数正态分布, 少数正偏; 峰态为 0.84~1.13, 大多数中等峰态, 极少数宽峰态和窄峰态。

ZBW4(2 710~3 400 cm) 以灰色砂质粉砂为主, 与下层界线不明显。粉砂含量为 58.43%~77.28%, 平均 71.87%; 黏土含量为 14.15%~23.62%, 平均 18.24%; 砂含量为 5.31%~26.63%, 平均 11.85%。平均粒径为 $5.42\Phi\sim 6.85\Phi$, 标准偏差为 1.68~2.00, 分选差; 偏态为 0~0.42, 多数正态分布, 少数正偏; 峰态为 0.86~1.00, 大多数中等峰态, 极少数宽峰态。

ZBW5(3 400~7 540 cm) 颜色以灰色为主, 局部黄灰色, 与下层界线明显。沉积物以粉砂为主, 粉砂含量为 40.21%~80.88%, 平均 71.90%; 其次为黏土, 含量为 13.07%~41.44%, 平均 25.19%; 砂含量普遍较低, 局部较高, 为 0.02%~41.44%, 平均 3.36%。平均粒径为 $5.06\Phi\sim 7.79\Phi$, 标准偏差为 1.79~2.37, 大部分分选很差; 偏态为 -0.15~0.39, 大多数正态分布, 少数正偏和负偏; 峰态为 0.70~1.16, 大多数中等峰态, 少数宽峰态和窄峰态。

ZBW6(7 540~8 759 cm) 颜色为灰色、深灰色, 该层见有大量的砾石, 颗粒普遍较粗, 粗细层多次交错出现。沉积物以粉砂质砂为主, 与下层界线明显。粉砂含量为 5.68%~75.08%, 平均 47.92%; 其次为砂, 含量为 1.77%~100%, 平均 34.56%; 黏土含量为 0.67%~27.16%, 平均 13.92%; 局部层段有较多砾石, 含量 0~63.42%, 平均为 4.82%。平均粒径为 $0.27\Phi\sim 7.09\Phi$, 标准偏差为 0.40~3.58, 大部分分选很差和极差, 少数分选差, 极少数分选良好; 偏态为 -0.28~0.86, 多数正偏, 少数正态分布, 极少数负偏; 峰态为 0.63~2.44, 大多数宽峰态, 少数中等峰态, 极少数窄峰态。

ZBW7(8 759~10 065 m) 以灰色粉砂为主, 含量为 55.13%~83.70%, 平均 58.53%; 其次为黏土, 含量为 9.88%~29.80%, 平均 23.01%; 砂较少, 含量为 0.63%~28.25%, 平均 3.12%; 局部含少量砾石,

含量为 0~6.99%, 平均 0.15%; 黏土粉砂比值为 0.12~0.44。平均粒径为 $4.13\Phi\sim 7.42\Phi$, 标准偏差为 1.31~54, 大部分分选很差和极差, 少数分选差; 偏态为 -0.40~0.22, 多数正态分布, 少数正偏, 极少数负偏; 峰态为 0.60~1.59, 大多数宽峰态, 少数中等峰态, 极少数窄峰态。

通过钻孔岩性特征和地震剖面对比, 地震层序 A 主要对应钻孔 ZBW1—ZBW3 层 (0~27.2 m)。地震层序 A 反射特征为上部为强振幅, 中连续反射特征, 下部为中—弱振幅, 中连续地震反射特征。钻孔 0~27.2 m 岩性粒度由上往下逐渐变细, 由砂质粉砂、粉砂质砂互层变为粉砂, 在 27.2 m 界面处岩性由粉砂变为砂质粉砂, 地震反射特征为一个较强的连续界面。

地震层序 B 总体以中—弱振幅, 中连续地震相为主, 对应钻孔 ZBW4—ZBW5 层 (27.2~75.4 m)。该套三角洲地层岩性较细, 主要为粉砂为主, 夹有砂质粉砂和泥。在 75.4 m 处岩性有明显变化 (图 10c), 对应的地震反射特征发育强振幅的 R2 反射界面 (图 11)。

钻孔 ZBW6—ZBW7 层 (75.4~101 m) 岩性总体较粗, 上部以泥质砾质砂、含砾泥、粉砂、砂质粉砂、砾质泥等为主, 呈互层出现。下部较细, 以粉砂为主, 夹砾质泥、含砾泥砂和粉砂质砂等夹层。钻孔底部岩性较粗, 为粉砂质砂和砂。该套地层对应的地震反射特征为中强振幅、中—低连续反射特征, 在底部有一强反射界面 (图 11)。

总体来说, 地震发射特征与钻孔地层岩性特征具有较好的对应关系。

6 三角洲形成控制因素

6.1 盆地构造及古地貌

新构造运动控制了莺歌海盆地的形成演化、沉降-沉积中心的迁移。莺歌海盆地的沉降, 沉积中心的迁移又对盆地的沉积起到了明显的控制作用。莺歌海盆地经历过 3 期裂陷, 其中, 晚上新世到第四纪以后又有一个热事件造成快速沉降, 即第三裂陷期^[42-45]。莺歌海盆地巨厚第四纪沉积与构造密切相关, 盆地中央凹陷基底强烈的岩石圈减薄作用为盆地内巨厚裂后沉积物堆积提供了有利条件^[46]。受到红河断裂带的影响, 莺歌海盆地自始新世、渐新世、中新世至第四纪, 沉积中心由北西沿盆地长

轴方向往东南方向依次迁移, 沉积中心迁移距离达 320 km^[37]。5 Ma 时莺歌海盆地内沉降中心再发生向盆地东侧的跃迁^[30,45]。中新世莺歌海盆地中央拗陷的沉降速率远大于盆地边缘的, 形成下断上坳的牛头状盆地结构, 导致盆地边缘总体表现为斜坡形的古沉积地貌特征。莺歌海盆地莺东斜坡呈现陡倾特征, 莺西斜坡呈现阶梯状^[43], 为三角洲沉积等在中央拗陷内发育提供有利的场所。

陈泓君等^[41]依据全球海平面变化曲线和地层厚度, 对海南岛西南海域晚第四纪以来的古水深和海岸线进行反演, 认为 100.1 ka 时期研究区地貌为陆坡区, 水深较大, 最大水深超过 550 m, 陆架较窄, 地形较陡。古地形地貌的变化有利于三角洲的发育, 河流入海口向陆架区延伸, 陆源物质搬运至沉积地的距离缩短, 从而有利于大量陆源物质搬运至沉积地点。

莺歌海盆地第四纪以来的沉积充填过程, 也继承性地受到盆地演化的控制。三角洲发育受到盆地古地貌和构造的控制, 地震资料显示 65~56 ka 期间, 三角洲内存在 2 个沉积中心, 均分布在莺东斜坡带的西侧。56 ka 之后, 研究区层 A 沉积中心往南迁移至深水区, 表明莺歌海盆地构造运动对三角洲的沉积具有一定的控制作用。

6.2 物源供给

研究表明, 莺歌海盆地沉积物自晚渐新世以来主要来自红河、海南岛和越南西部沿岸, 其中, 红河流域供给了莺歌海盆地 80% 的沉积物^[47]。自中新世以来, 越南西部沿岸和海南岛周缘沉积物主要影响各自邻近区域, 而红河沉积物主要供给莺歌海盆地中央凹陷区^[48-50]。中中新世时期, Song Lo River 可能从东北向研究区供给大量沉积物, 此时的海南岛和越南沿岸主要影响附近区域。晚中新世, Song Lo River 被珠江流域袭夺^[51], 此时红河流域物源供给范围减小, 海南岛和越南沿岸影响范围变大。上新世以来, 红河流域和海南岛物源供给范围有所扩大。

YAN 等^[47]通过钻井沉积物的地球化学分析表明, 30 Ma 以来莺歌海盆地的沉积物中约 20% 来自于海南岛和越南东部。而晚更新世以来的物质来源主要以海南岛供给为主。晚更新世越南西部沿岸物源主要影响莺西斜坡, 对中央凹陷区域影响较小^[48-50, 52]。研究区三角洲主要分布于莺东斜坡和中央凹陷区域, 三角洲沉积物超覆于古莺西斜坡, 说

明三角洲沉积物向西到达了古莺西斜坡。研究区地震剖面显示沉积物主要向西南或向南供给, 从而形成向西南或向南倾斜的前积结构。三角洲沉积呈弧形围绕莺东斜坡分布, 以及地震剖面揭示的古河道分布特征, 均说明该三角洲的形成与海南岛的沉积物供给有关^[18,20]。

对海南岛周边海域表层沉积物环境磁学研究结果表明, 海南岛以西海域, 沉积物受来自海南岛西南侧河流输入、沿岸侵蚀物和由南向北的洋流所携带的沉积物的共同影响^[53]。三角洲发育初期为低海平面时期, 海南岛陆域面积明显增加, 有利于红河流域和海南岛河流汇集于琼西南古海岸。古地貌和现今河流分布可以看出, 海南岛西部广泛发育河流。当海平面下降时, 出露的区域发育大量河流为三角洲提供大量的物源供给。

6.3 海南岛隆升

随着印支运动的开始, 由于大规模的岩浆岩人侵, 整个地壳上升, 后又经燕山运动、喜山运动等多期次构造运动的影响和改造, 成为现今海南岛地貌骨架。新构造运动基本上继承了前期构造运动的活动方式, 具有间歇活动和缓慢上升的性质, 尤其是更新世—全新世, 海南岛大部分地区处于隆升状态, 形成了三级剥夷面以及多级河流阶地^[54-55]。海南岛西部发育四级海成阶地和四级河流阶地。海成阶地: 一级阶地形成于晚更新世—全新世; 二级阶地形成于晚更新世晚期; 三级阶地形成于 121.8 ka; 四级阶地形成于中更新世晚期。河流阶地: 一级阶地形成于 11.4 ka; 二级阶地形成于 47.2 ka; 三级阶地形成于晚更新世早期; 四级阶地形成于中更新世晚期。这些阶地中均以二级最为发育。阶地的存在表明海南岛西部晚更新世以来全区处于整体加速抬升的状态^[56]。加速抬升则加强了河流的下切侵蚀作用, 为研究区三角洲的物源提供了保证。海南岛西北部沿岸有更新世晚期及全新世中期 2 期火山活动, 共喷发 5 次。火山活动具继承性多发性, 从第 1 次喷发至第 5 次喷发具有从陆地向海, 由东向西转移的特点, 规模也渐减小, 表明晚更新世以来海南岛西部构造活动强烈, 表现出明显的构造抬升, 整体处于剥蚀区^[57]。1970—1990 年的全球导航卫星系统和水准观测资料显示, 海南岛整体处于上升阶段, 但上升幅度不同, 呈现为西南点位相对北东点位的上升, 与地形基本一致, 地壳以继承性运动为主^[58]。

6.4 海平面变化

研究区三角洲主要形成于 65~56 ka, 即 MIS4 晚期—MIS3 期早期。全球海平面变化曲线显示该时期海平面上升, 为研究区三角洲的发育提供了充足的容纳空间。三角洲开始发育从低水位体系域开始, 在随后的快速海退体系域, 主要由于快速沉积速率的进积进而表现为强制海退。三角洲内部沉积单元与相对海平面曲线具有较好的对应关系, 充分体现三角洲发育期间海平面波动对其发育的影响^[20]。

陈泓君等^[41]对海南岛西南海域晚第四纪以来的古水深和海岸线进行反演, 反演结果表明, 78.1~40.7 ka, 海南岛西部陆域面积进一步扩大, 海底地形平坦, 水深变浅, 地形以陆架区浅水区为主, 海岸线向海迁移, 尤其是 MIS4—MIS3 期古海岸线靠近三角洲平原位置^[41], 海平面的变化为研究区的古三角洲发育提供了大量的物源供应。

晚更新世末次盛冰期以来, 随着海平面从-100 多米变化到现今位置, 全球海岸线发生了巨大的变迁, 南海西北部水深较浅的越南东北沿海、北部湾和华南沿海等海域更是经历了一个从陆地到海洋的演变过程^[9]。在末次盛冰期, 三角洲地区长期暴露地表, 出现较大跨度的地层缺失。随着冰期的结束, 20~15 kaBP 期间海平面缓慢上升, 此后转为快速上升, 全新统地层不整合覆盖在晚更新统之上。

6.5 古季风影响

南海周边陆地及岛屿是全球表层风化剥蚀作用最强、剥蚀速率最大的地区。由于强烈的季风降雨, 以及发育的河流系统, 每年向南海输入约 1 600 Mt 的陆源悬移物质, 约占世界总量 8.4%, 使得南海成为世界上接受陆源物质最多的海盆^[59-60]。

喜马拉雅-西藏造山带在 1.3、0.9 和 0.6 Ma 的 3 次构造抬升, 阻挡了温暖潮湿的南亚气团, 东亚季风得以加强, 使研究区处于更加干冷的环境^[61]。季风的周期性变化会导致研究区降水与洋流体系的变化, 特别是洋流方向性和强度的根本性变化, 而这些变化在南海沉积物记录中均得到良好的响应^[62-65]。东亚古季风的研究显示, 亚洲季风要远复杂于世界上其他地区的季风, 具有独特的周期性。亚洲季风的周期性同时受到青藏高原隆升、西伯利亚低气压团、太平洋厄尔尼诺和澳洲季风的影响。南海作为

东亚最重要的深水盆地, 汇聚着来自各方的沉积物, 可以很好地记录东亚季风的演化^[66]。自第四纪以来, 特别是在末次冰期时, 南海区域季风表现为冬季风较强, 夏季风相对较弱的特征^[67-72]。

65~56 ka 为冰期相对低海平面时期, 南海北部氧同位素 3—4 期总体特征显示海水表层温度比 MIS1 和 MIS5 低, 表现为冰期特征, 冬季风比较强^[73], 此时期强烈的冬季风驱动的洋流占主导地位^[74-75]。冬季风驱动向南流动的表层洋流和相对较低海平面有利于沉积物向三角洲发育区域搬运。此阶段全球处于冰期, 气温较低, 海南岛植被稀疏, 冬季风占主导作用, 海南岛风化剥蚀作用强, 河流搬运沉积物增多, 物源供给充足, 导致三角洲形成期间沉积速率突然增大。

7 结论

通过分析南海西北部莺歌海盆地陆架区高分辨率单道地震和钻孔资料, 对研究区浅部地层及沉积特征进行了分析, 结论如下:

(1) 研究区浅部地层主要由 R0、R1 和 R2 3 个地震反射界面所控制, 并划分为层 A 和层 B 2 套地层单元。2 套地层内部均发育有河道沉积。层 A 沉积厚度较薄, 平均厚度为 23 m, 由浅水区向深水区厚度逐渐增厚, 最大厚度位于研究区南部深水区, 沉积中心处最厚为 70 m。层 B 为三角洲沉积, 发育 2 个沉积中心, 平均沉积厚度约 45 m, 最大沉积厚度达 80 m。

(2) 三角洲可划分为三角洲平原、三角洲前缘和前缘三角洲 3 种亚相。三角洲平原亚相地震反射特征为高频、中—强振幅、中连续, 席状披盖外形, 平行前积结构, 为近源三角洲环境。三角洲前缘亚相地震反射特征为高频、中振幅、高连续, 局部中—弱振幅, 发育前积反射, S 型斜交型高角度前积结构。前缘三角洲亚相地震反射特征为高频、中—强振幅、高连续, 席状外形, 内部结构为平行斜交型前积结构。前积层为缓倾前积, 为远源的三角洲环境。

(3) 钻孔的 AMS¹⁴C 和光释光测年结果表明, 三角洲主要发育在距今 65~56 ka 时期, 即 MIS4 晚期—MIS3 早期。三角洲形成于海平面相对上升阶段。根据沉积速率计算得出钻孔底部年龄为 81.9 ka。ZBW 孔岩芯岩性总体变化自下而上逐渐变细, 由河流等陆相环境变化到滨海—浅海相沉积环境, 反映了研究区晚第四纪以来海平面由低到高变化

趋势。

(4)结合区域地质、构造和沉积背景,综合分析表明,三角洲的形成发展受多种因素控制,其中包括盆地构造、古地貌、物源供给、海南岛隆升、海平面变化和古季风等。

参考文献:

- [1] 汪品先. 冰期时的中国海: 研究现状与问题[J]. 第四纪研究, 1990, 10(2): 111-124.
- [2] YAO Y, HARFF J, MEYER M, et al. Reconstruction of paleo-coastlines for the northwestern South China Sea since the Last Glacial Maximum[J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 2009, 52: 1127-1136.
- [3] WAELBROECK C, LABEYRIE L, MICHEL E, et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21: 295-305.
- [4] GRANT K M, ROHLING E J, BAR-MATTHEWS M, et al. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150 000 years[J]. *Nature*, 2012, 495: 744-747.
- [5] 罗宪林, 李春初, 罗章仁. 海南岛南渡江三角洲的废弃与侵蚀[J]. *海洋学报(中文版)*, 2000, 22(3): 55-60.
- [6] 陈泓君, 黄文凯, 吴蛟蛟. 南海西北部晚第四纪典型地震相-沉积相特征[J]. *海洋地质前沿*, 2013, 29(11): 1-7.
- [7] 陈泓君, 彭学超, 朱本铎, 等. 南海1: 100万海南岛幅海洋区域地质调查与编图成果综述[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2014, 34(6): 95-107.
- [8] 时培兵, 褚庆忠, 陈小哲, 等. 红河三角洲沉积相及其形成模式研究[J]. *重庆科技学院学报(自然科学版)*, 2016, 18(2): 18-21.
- [9] 姚衍桃, 詹文欢, 刘再峰, 等. 珠江三角洲的新构造运动及其与三角洲演化的关系[J]. *华南地震*, 2008, 28(1): 29-40.
- [10] 韦成龙, 张珂, 余章馨, 等. 珠江口外海域与珠江三角洲晚更新世以来的地层层序对比[J]. *沉积学报*, 2015, 33(4): 713-723.
- [11] 宗永强, 黄光庆, 熊海仙, 等. 珠江三角洲晚第四纪地层、海平面变化与构造运动的关系[J]. *热带地理*, 2016, 36(3): 326-333.
- [12] PORBSKI S J, STEEL R J. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands[J]. *Earth-Science Reviews*, 2003, 62(3/4): 283-326.
- [13] UROZA C A, STEEL R J. A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway[J]. *Sedimentary Geology*, 2008, 203(3/4): 229-245.
- [14] GONG C L, WANG Y M, PYLES D R, et al. Shelf-edge trajectories and stratal stacking patterns: their sequence-stratigraphic significance and relation to styles of deep-water sedimentation and amount of deep-water sandstone[J]. *AAPG Bulletin*, 2015, 99(7): 1211-1243.
- [15] CATTANEO A, CORREGGIARI A, LANGONE L, et al. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations[J]. *Marine Geology*, 2003, 193: 61-91.
- [16] CATTANEO A, TRINCARDI F, ASIOLI A, et al. The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottom set[J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27: 506-525.
- [17] 许冬, 龙江平, 钱江初, 等. 海南岛近海海域7个沉积岩芯的现代沉积速率及其分布特征[J]. *海洋学研究*, 2008, 26(3): 9-17.
- [18] 黄文凯, 陈泓君, 邱燕. 南海西北部莺歌海盆地晚更新世三角洲地震地层反射特征[J]. *海洋地质前沿*, 2015, 31(8): 10-15.
- [19] CHEN H J, HARFF J, QIU Y, et al. Last Glacial Cycle and seismic stratigraphic sequences offshore western Hainan Island, NW South China Sea[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 2016, 429(1): 99-121.
- [20] FENG Y, ZHAN W, CHEN H, et al. Seismic characteristics and sedimentary record of the late Pleistocene delta offshore southwestern Hainan Island, northwestern South China Sea[J]. *Interpretation*, 2018, 6(4): 31-43.
- [21] 孙珍, 钟志洪, 周蓓. 莺歌海盆地构造演化与强烈沉降机制的分析和模拟[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2007, 32(3): 347-356.
- [22] ZHU M, GRAHAM S, MCHARGUE T. The Red River Fault zone in the Yinggehai Basin, South China Sea[J]. *Tectonophysics*, 2009, 476: 397-417.
- [23] 郝芳, 李思田, 龚再升, 等. 莺歌海盆地底辟发育机理与流体幕式充注[J]. *中国科学(D辑)*, 2001, 31(6): 471-476.
- [24] 谢玉洪, 范彩伟. 莺歌海盆地东方区黄流组储层成因新认识[J]. *中国海上油气*, 2010, 22(6): 354-386.
- [25] 夏伦煜, 麦文, 赖霞红, 等. 莺歌海-琼东南盆地第四系初步研究[J]. *中国海上油气(地质)*, 1989, 3(3): 21-28.
- [26] 李纯泉. 莺歌海盆地流体底辟构造及其对天然气成藏的贡献[J]. *中国海上油气(地质)*, 2000, 14(4): 253-257.
- [27] 朱俊江, 詹文欢, 唐诚, 等. 红河断裂带活动性研究[J]. *华南地震*, 2003, 23(2): 13-19.
- [28] 刘宝明, 夏斌, 李绪宣, 等. 红河断裂带东南的延伸及其构造演化意义[J]. *中国科学(D辑)*, 2006(10): 914-924.
- [29] 杨鹏, 夏斌, 蔡周荣, 等. 南海北部莺歌海盆地成因机制: 与渭河盆地构造对比分析的启示[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 37(6): 65-75.
- [30] ALLEN C R, GILLESPIE A R, YUAN H, et al. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1984, 95(6): 85-94.
- [31] LELOUP P H, LACASSIN R, TAPPONNIER P, et al. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251: 3-84.
- [32] LELOUP P H, ARNAUD N, LACASSIN R, et al. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2001, 106: 6683-6732.
- [33] 宋维宇. 莺歌海盆地反转构造变形特征及其动力学演化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2012, 32(2): 77-83.
- [34] 范彩伟. 莺歌海大型走滑盆地构造变形特征及其地质意义[J]. *石油勘探与开发*, 2018, 42(5): 190-199.

- [35] RANGIN C, KLEIN M, ROQUES D, et al. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam [J]. *Tectonophysics*, 1995, 243: 209-222.
- [36] CLIFT P D, SUN Z. The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong basin and the southern Hainan margin, South China Sea; implications for Tibetan uplift and monsoon intensification[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 2006, 111(6): 232-241.
- [37] 徐辉龙, 丘学林, 孙金龙. 莺歌海盆地新构造运动与超压体系喷溢油气成藏作用[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(3): 93-100.
- [38] MURRAY A S, OLLEY J M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz[J]. *Geochronometria*, 2002, 21: 1-16.
- [39] FENG Y, ZHAN W, CHEN H, et al. Seismic characteristics and sedimentary record of the late Pleistocene delta offshore southwestern Hainan Island, northwestern South China Sea[J]. *Interpretation*, 2018, 6: 31-43.
- [40] ZHANG J, TOMCZAK M, LI C, et al. Paleo-ecological changes and sedimentary evolution of the Hainan Delta, NW South China Sea[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2021, 209: 104-685.
- [41] 陈泓君, 黄文凯, 邱燕. 海南岛西南海域晚第四纪古水深反演[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 36(6): 128-139.
- [42] 邱中建, 龚再升. 中国油气勘探(第四卷): 近海油气区[M]. 北京: 石油工业出版社/地质出版社, 1999: 911-963.
- [43] 詹文欢, 朱俊江, 孙宗勋 等. 南海西北部壳体新构造运动及其演化模式[J]. *大地构造与成矿学*, 2001, 25(4): 353-360.
- [44] 崔涛, 解习农, 任建业, 等. 莺歌海盆地异常裂后沉降的动力学机制[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 33(3): 349-356.
- [45] 孙珍, 钟志洪, 周蒂, 等. 红河断裂带的新生代变形机制及莺歌海盆地的实验证据[J]. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 1-9.
- [46] 裴健翔, 陈杨, 郝德峰, 等. 莺歌海盆地中央坳陷中新世海底扇识别及其形成控制因素[J]. *东北石油大学学报*, 2016, 40(5): 45-54.
- [47] YAN Q, METCALFE I, SHI X. U-Pb isotope geochronology and geochemistry of granites from Hainan Island (northern South China Sea margin): constraints on late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution[J]. *Gondwana Research*, 2017, 49: 333-349.
- [48] TAN M T, DUNG L V, BACH L D, et al. Pliocene-Quaternary evolution of the continental shelf of central Vietnam based on high resolution seismic data[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 79: 529-539.
- [49] JIANG T, CAO L, XIE X, et al. Sun H Insights from heavy minerals and zircon U-Pb ages into the middle Miocene-Pliocene provenance evolution of the Yinggehai Basin, northwestern South China Sea[J]. *Sedimentary Geology*, 2015, 327: 32-42.
- [50] LEI C, REN J, STERNAI P, et al. Structure and sediment budget of Yinggehai-Song Hong Basin, South China Sea; implications for Cenozoic tectonics and river basin reorganization in Southeast Asia[J]. *Tectonophysics*, 2015, 655: 177-190.
- [51] 龚再升, 李思田, 谢泰俊, 等. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 1-510.
- [52] YAN Y, CARTER A, PALK C, et al. Understanding sedimentation in the Song Hong-Yinggehai Basin, South China Sea[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12: 1-15.
- [53] 田成静, 欧阳婷萍, 朱照宇, 等. 海南岛周边海域表层沉积物磁化率空间分布特征及其物源指示意义[J]. *热带地理*, 2013, 33(6): 666-673.
- [54] 丁国瑜. 海南岛第四纪地质的几个问题[C]//刘东生, 刘敏厚, 吴子荣, 等. 第四纪地质问题. 北京: 科学出版社, 1964: 207-233.
- [55] 刘瑞华, 张仲英. 海南岛的新构造运动特征[J]. *热带地理*, 1989, 9(2): 174-182.
- [56] 张军龙, 田勤俭, 李峰, 等. 海南岛西北部新构造特征及其演化研究[J]. *地震*, 2008, 28(3): 85-94.
- [57] 王颖, 周旅复. 海南岛西北部火山海岸的研究[J]. *地理学报*, 1990, 45(3): 321-330.
- [58] 胡亚轩, 郝明, 秦姗兰, 等. 海南岛现今三维地壳运动与断裂活动性研究[J]. *地球物理学报*, 2018, 61(6): 2310-2321.
- [59] MILLIMAN J, FARNSWORTH K. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2011:298-301.
- [60] LIU Z, ZHAO Y, COLIN C, et al. Source-to sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea[J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 153: 238-273.
- [61] ZHUO H, WANG Y, SHI H, et al. Contrasting fluvial styles across the mid-Pleistocene climate transition in the northern shelf of the South China Sea; evidence from 3D seismic data[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 129: 128-146.
- [62] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会帮, 等. 东亚季风[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 28-101.
- [63] 汪品先. 十五万年来的南海[M]. 上海: 同济大学出版社, 1995: 96-107.
- [64] CHEN M H, TU X, ZHENG F, et al. Relations between sedimentary sequence and paleo climate changes during last 200 ka in the southern South China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45: 1334-1340.
- [65] 徐建, 汪品先, 黄宝琦, 等. 南海南部普林虫与“中更新世革命”[J]. *地球科学*, 2004, 29(1): 7-14.
- [66] 刘志飞, COLIN C, 黄维, 等. 珠江流域盆地表层沉积物的黏土矿物及其对南海沉积物的贡献[J]. *科学通报*, 2007, 52(4): 448-456.
- [67] WANG L, WANG P X. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5(1): 77-90.
- [68] WANG L, SARNTHEIN M, ERLLENKEUSER H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 245-284.
- [69] WANG P, TIAN J, CHENG X. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China

- Sea[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2001, 44(10): 926-933.
- [70] SUN X, LUO Y, HUANG F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon[J]. *Marine Geology*, 2003, 201: 97-118.
- [71] 汪品先, 翦知湣, 赵泉鸿, 等. 南海演变与季风历史的深海证据[J]. 科学通报, 2003, 48(21): 2228-2239.
- [72] 刘志飞, COLIN C, TRENTESAUX A, 等. 南海南部晚第四纪东亚季风演化的黏土矿物记录[J]. 中国科学(D辑), 2004, 34(3): 272-279.
- [73] 郑洪波, 杨文光, 贺娟, 等. 南海的氧同位素3期[J]. 第四纪研究, 2008, 28(1): 68-78.
- [74] WANG P, WANG L, BIAN Y, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles[J]. *Marine Geology*, 1995, 127: 145-165.
- [75] TAMBURINI F, ADATTE T, FÖLLMI K, et al. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0~140 000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. [J]. *Marine Geology*, 2003, 201: 147-168.

Late Pleistocene delta and its controlling factors on the shelf of Yinggehai Basin in the northwestern South China Sea

CHEN Hongjun^{1,2}, JIANG Tao^{2,3}, LI Shun^{1,2}, FENG Yingci⁴, TONG Changliang⁵, HE Chao⁵,
HUANG Wenkai^{1,2}, DU Wenbo^{1,2}, ZHONG Hexian^{1,2}

(1 Guangzhou Marine Geological Survey, China Geological Survey, Guangzhou 511458, China; 2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China; 3 College of Marine Science and Technology, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China; 4 Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China; 5 Marine Geological Survey and Research Institute of Hainan Province, Haikou 570206, China)

Abstract: The continental shelf area of the Yinggehai Basin in the northwestern of the South China Sea is an important tectonic unit bearing rich information on sedimentation and sea level changes since the Quaternary. Based on the interpretation of the high-resolution single-channel seismic profiling in this area, combined with the drilling data in the deep water area, the sedimentary characteristics of the Late Quaternary strata in the area were analyzed. The shallow stratum of the study area could be divided into two stratigraphic units: unit A and unit B. The seismic characteristics of the delta plain, delta front, and front delta in the study area were recognized and analyzed. The age-dating results using accelerator mass spectrometry ¹⁴C and optically stimulated luminescence indicate that the delta formed during 65~56 kaBP of the Late Pleistocene. Combined with regional geology and sedimentary background, the control factors of delta formation were analyzed. It is believed that the structure and paleo-geomorphology of the Yinggehai Basin, the uplift of Hainan Island, the supply of provenance, and sea level change are important factors controlling the formation of delta.

Key words: Yinggehai Basin; Late Pleistocene; continental shelf; delta; South China Sea