

刘阿成, 张杰, 唐建忠. 闽江口外海域全新统地震地层学特征和沉积作用[J]. 海洋学报, 2020, 42(11): 49–61, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.11.006

Liu Acheng, Zhang Jie, Tang Jianzhong. Characteristics of seismic stratigraphy and sedimentation of the Holocene off the Minjiang River Estuary, Southeast China[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(11): 49–61, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.11.006

闽江口外海域全新统地震地层学特征和沉积作用

刘阿成^{1,2,3}, 张杰^{1,2}, 唐建忠^{1,2}

(1. 上海东海海洋工程勘察设计研究院, 上海 200137; 2. 国家海洋局东海海洋环境调查勘察中心, 上海 200137; 3. 国家海洋局东海信息中心, 上海 200136)

摘要: 本文采用高分辨率单道浅地震剖面资料研究闽江口外海域的全新统沉积作用。研究区的全新统底面为 MIS 2 期侵蚀面, 局部为古河道, 深度一般在现海面下约 30~60 m, 最深约 65 m; 近岸浅, 外海深, 局部受古河道的下切影响呈条带状负地形。全新统由早全新世晚期以来的海相沉积层 (U1) 和早全新世河流湖沼相沉积层 (U2) 组成, 前者包括滨浅海平行地震相和河口滨岸前积地震相, 根据其反射波向陆上超和向海下超底界面, 结合沉积物厚度分布特征, 可以判断主要的沉积物来源和运移趋势。全新统沉积层厚度一般为 10~20 m, 最厚约 38 m, 位于古河道区, 但是在马祖列岛和白犬列岛之间海区缺失。海相全新统沉积层的厚度为数米至 20 m, 最厚约 25 m, 位于研究区东南部 (海坛岛东侧)。自全新世海侵以来, 沉积物主要来源于 3 部分: 台湾海峡来沙为研究区南部海区提供了沉积物; 闽江悬沙扩散沉积物覆盖研究区北部海区, 主要沿 NE 方向至外海, 在河口向南呈舌状, 现代沉积中心位于河口北部, 厚度大于 15 m; 浙闽沿岸流来沙对研究区东北部海区的沉积物有影响。沉积环境划分为台湾海峡源沉积区、闽江源沉积区、东北部混合沉积区和马祖-白犬沉积缺失区, 平均沉积速率分别约为 0.8 mm/a、1.0 mm/a、1.1 mm/a 和 0 mm/a。马祖-白犬沉积缺失区主要因为沉积物受沿岛环流的控制。

关键词: 地震地层学; 沉积作用; 全新统; 闽江口外; 台湾海峡

中图分类号: P539.1

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2020)11-0049-13

1 引言

本文的研究区位于闽江口外, 西面有闽江水下三角洲和长乐海岸平原, 北面为黄岐半岛丘陵, 山高可达 500~600 m, 南面有海坛岛和海坛海峡, 面向东海 (台湾海峡北口), 形成耳廓形开敞海湾, 南北长约 90 km, 东西宽约 20~30 km, 北部和中部分布有马祖列岛和白犬列岛等岛礁, 加之其周围调查空白区, 将研究区分隔得比较零散复杂 (图 1)。台湾海峡北界为黄岐半岛岬角与台湾岛富贵角的连线^[1], 研究区正好处于台湾海峡西部北口内, 为闽江口与东海 (台湾

海峡) 的过渡海域。有关闽江口和台湾海峡全新统的研究文章较多, 早年主要关注闽江水下三角洲的沉积地貌和河口地层发育^[2-10], 近年对周边海域进行了比较多的研究, 以研究海底地形地貌^[11-12] 和表层沉积物^[13-16] 为主。闽江入海泥沙主要沉积在范围较小的水下三角洲内, 对细颗粒物向海悬浮扩散运移的特征还了解不多^[7-9, 17], 一般认为研究区及其附近海域的沉积物主要来源于闽江输沙^[2-3, 8-11, 16], 也受浙闽沿岸流带来的长江泥沙影响^[13-14, 16], 对于台湾海峡沉积物的迁移影响还少见报道^[18]。Liu 等^[19] 采用高分辨率地震剖面和柱状样相结合, 研究了约 7 000 a 以来长江泥沙向南

收稿日期: 2019-11-25; 修订日期: 2020-02-07。

基金项目: 我国近海浅地层剖面和侧扫声纳调查研究项目 (908-01-QC20)。

作者简介: 刘阿成 (1950—), 男, 浙江省岱山县人, 博士, 教授级高级工程师, 主要从事海洋地质地球物理研究和海洋工程勘测研究。E-mail: lac2004@163.com

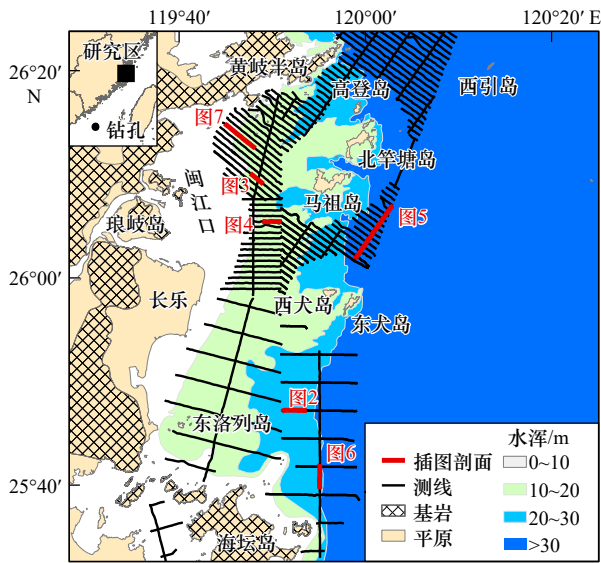


图1 研究区和测线位置

Fig. 1 Location of the study area and survey lines

扩散沉积物的地震地层学和厚度分布特征,在台湾海峡西北部最大沉积厚度超过 20 m。许江等^[20]进行了平潭海域的地震层序划分,把晚更新统和全新统划为第 1 层序。王利波等^[21]在台湾浅滩西部开展了晚更新世地震地层学和钻孔调查,进行了综合研究,包括地震地层与沉积地层、测年、岩性和沉积环境等。周功佳等^[22]在台湾海峡开展了晚更新统高分辨率地震地层学研究,进行了地震地层和地震相分析,描述了全新统 3 个地层单元的特征,并结合海平面变化将地层演化与体系域相结合。徐承芬等^[23]简要地分析了福建北部海域晚更新世以来的地震层序,推断了各层序的发育时代。刘阿成等^[24]划分了研究区晚第四纪地震层序,进而研究了在 MIS 2 和 MIS 4 时期闽江古河道的发育和分布演变等。综上,迄今的研究集中在晚更新世以来的地震层序和沉积环境,以及海底表部(表层沉积物和地形地貌),对于研究区的全新统还缺少了解,本文应用高分辨率地震地层学方法,聚焦于全新世沉积作用,尤其是海侵以来的沉积物来源和运移趋势等,这对于认识闽江与台湾海峡和东海陆架之间的相互作用也是有意义的。

笔者在文献^[24]中已有关于研究区的区域背景介绍,本文不再赘述。

2 资料和方法

2.1 数据采集

海上调查于 2005 年 5-7 月和 2008 年 10 月至 2009 年 3 月期间进行,调查仪器采用 GeoAcoustic Geopulse Boomer 高分辨率单道浅地震勘探系统,主要包括

Boomer 震源(拖筏)、水听器电缆(20 个水听器单元)、接收机、GeoPro4 工作站、高压电源等,地层分辨率为 0.2~0.5 m,滤波器频率为 500~3 000 Hz,记录量程为 120 ms,发射能量为 350 J,接收到的地震反射波自动存入工作站硬盘,并同步在其显示器上显示便于监控, DGPS 导航定位信息存入导航计算机,精度为 3 m,定位间距为 250 m,航速约 2.5 m/s(约 5 节)。主测线间距在研究区北部海区为 1 km,南部为 5 km,联络测线若干条,垂直于主测线,测线总长度为 1 435 km。

2.2 数据处理

资料处理采用仪器系统配套的 GeoPro4 工作站,在其显示器上回放,通过手动鼠标调节自动增益(TVG)曲线,以获得尽量清晰的剖面图像,移动鼠标能自动显示剖面上任一点的位置、时间和深度等信息。深度有距离和双程反射时间两种模式,为减少工作量和人为误差,本文选择距离模式。读取相关反射界面,主要涉及海底面、末次低海面(MIS 2)侵蚀面(古地面,局部为古河道)和古河道顶面(海侵面)的深度,计算地层厚度等。由于海平面上升较快,又缺少沉积物来源,全新世海侵面实际上与 MIS 2 古侵蚀面相同,但是局部顶超古河道充填层,解译时命名为 T1 界面,古河道为 T2 界面。T1 界面与海底面(T0)的深度差即为海相全新统(U1)的厚度,同理计算出古河道充填层(U2)的厚度等,海相全新统(U1)与下伏古河道充填层(U2)的厚度之和就是(全部)全新统厚度。深度为地震剖面记录的实时值,也就是现场实时海面至目标界面的深度,未作潮位订正。根据读取(计算)点的时间,内插展布在计算机航迹图上(定位点间距 250 m),人工勾绘界面地形图(等深线图)和地层等厚图。数据解译的精度控制采用两种方法,一是相交测线目标界面的闭合性;二是进行上述两种深度模式的数值对比,当声波平均速度取 1 550 m/s 时,由双程反射时间计算得到的深度与软件显示的深度之间,误差小于 1 m,其中也包含了两次读数的鼠标位置误差,表明工作站上读取的距离深度值是可靠的。

3 结果

3.1 全新统地震层序划分

为了准确划分全新统的地震层序,其起始(底界面)年龄相当重要,通常有 10 ka BP 和 12 ka BP 划分法。杨建明^[5]、曾从盛^[6]和王雨灼^[25]在研究闽江口沉积和海平面变化时,将全新世的起始年龄定为 12 ka BP;王律江等^[26]在研究南海第四纪古海洋学时,将 MIS 1 与 MIS 2 期的交界时间定为约 12 ka BP。因此本文

将 12 ka BP 作为全新世的起始年龄。同时,闽江口的钻孔研究^[4,8]显示,全新统的分布深度可以达到现海面下约 60 m。

地震层序是在地震剖面上识别的沉积层序,是指相对整合且在成因上有关联的一组地层单元,上下界面为不整合面或者相对整合面。具体而言,下界面由反射波终端的上超和下超关系确定,上界面则为顶超和削截关系^[27-28]。

晚更新世末次低海面(MIS 2)以来海平面变化趋势的认识是比较一致的,约 20 ka BP 时海平面处于最

低,低于现今海平面约 110~130 m^[21,29],尔后快速上升,约 7 ka BP 时达到现今高度^[6,21-22,29]。低海面时期古闽江向外延伸,在陆架上形成古河道,切入(切穿) MIS 3 期地层(U3 层),海面上升后河流发生溯源淤积,形成河道充填相 U2 层,属于陆相,随着海平面的持续上升,进而沉积了海相层(U1 层),将 U2 层覆盖在下面。U1 层的底界面 T1 反射波振幅强,连续性好,向海平缓倾斜,有起伏,一般削截下伏地层,局部顶超河道充填相 U2 层(图 2 至图 4), U2 层缺失时侵蚀削截 U3 层(图 5,图 6)。在北部近岸区可见 T1 界

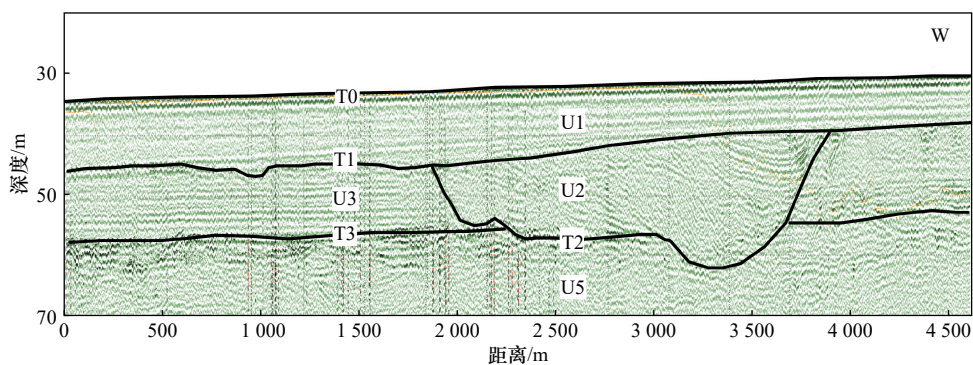


图 2 南部外海区的地震剖面(剖面位置见图 1)

Fig. 2 Seismic profile in the outer southern sea area (see the profile location in Fig.1)

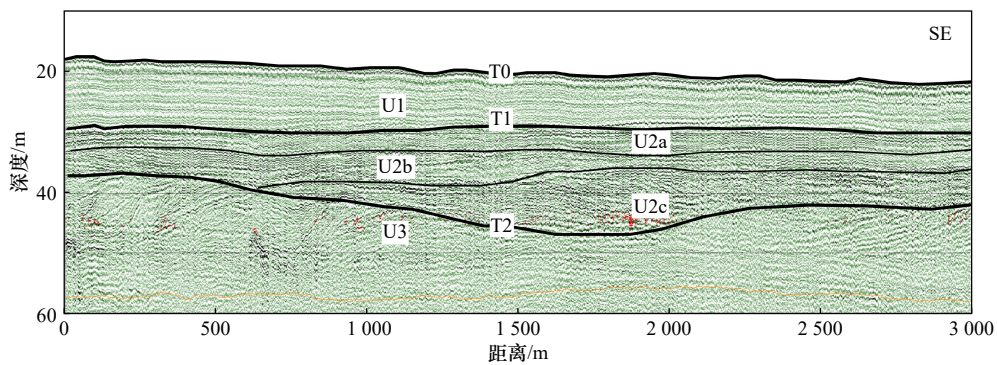


图 3 北部海区的地震剖面(剖面位置见图 1)

Fig. 3 Seismic profile in the northern sea area (see the profile location in Fig.1)

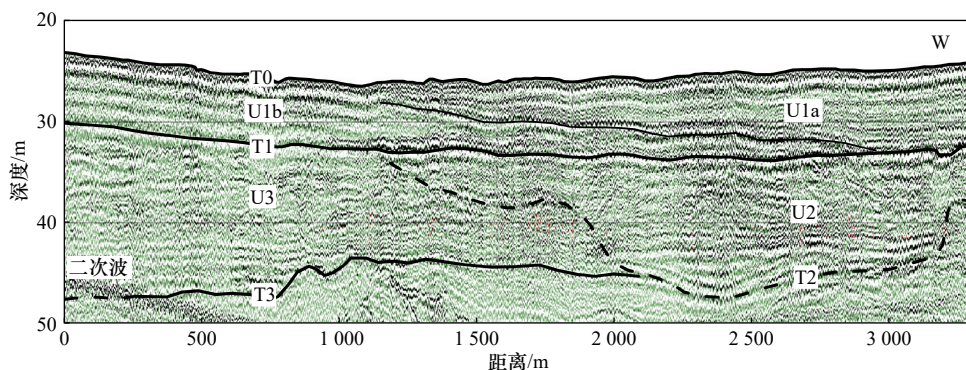


图 4 闽江口南部附近的地震剖面(剖面位置见图 1)

Fig. 4 Seismic profile near the southern Minjiang River Estuary (see the profile location in Fig.1)

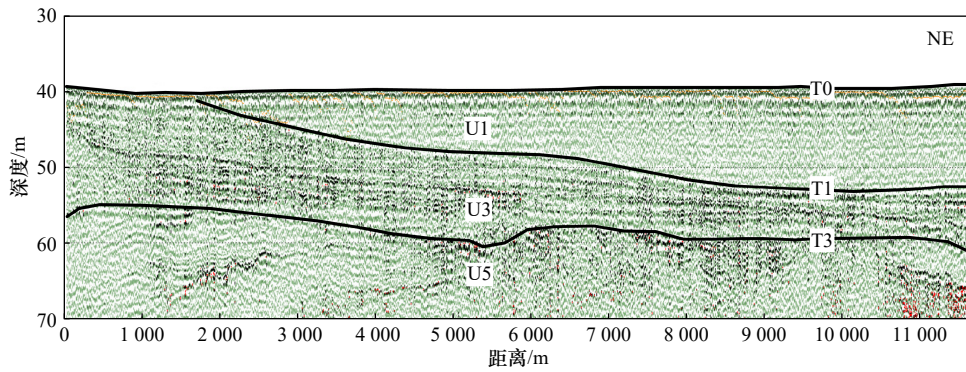


图5 马祖岛东南面的地震剖面(剖面位置见图1)

Fig. 5 Seismic profile in southeast of the Mazu Island (see the profile location in Fig.1)

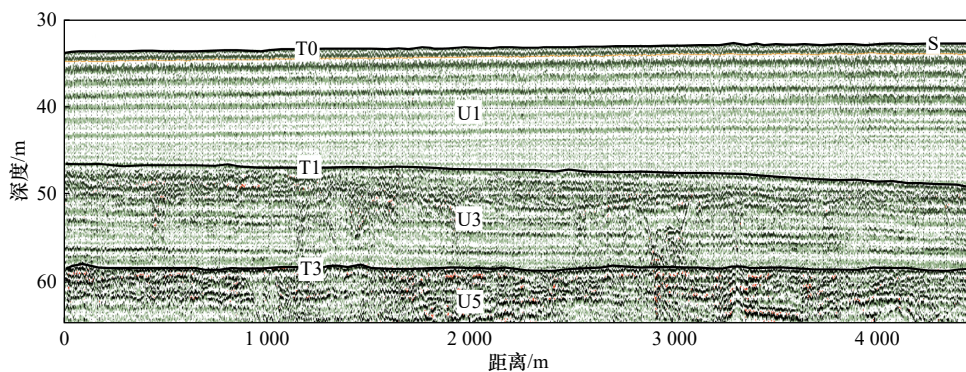


图6 南部海区南北向地震剖面(剖面位置见图1)

Fig. 6 Seismic profile in southern sea area trending in N-S (see the profile location in Fig.1)

面被 U1 层下超(图 7), 在外海区则被其上超(图 5, 图 6), 原因和意义在后文讨论。U2 层的底界面 T2 为 MIS 2 期形成的古河道, 容易识别, 下伏一般为 U3 层(图 2 至图 4)。U3 层主要为滨浅海-河口相^[24]。根据海平面变化曲线计算得出 12 ka BP 时海平面上升到约 65 m 深度, 相当于研究区东南部古闽江南河道深度, 河口区开始发生淤积, 至约 9.2 ka BP 时海平面上升到约 30 m 深度, 全部古河流淹没于海面之下^[24], 所以 U2 层的发育年代约为 12~9 ka BP。

理论上, U1 层从上到下可以分为 U1a、U1b 和 U1c

亚层, 但底层 U1c 分布在特殊地貌部位十分有限, 实际上只涉及 U1a 和 U1b(图 4), 分别属于 I 型层序的高水位体系域和海侵体系域, 之间为最大海泛面, 较明显或不明显的均有, 一般不划分亚层, 统称为 U1 层。U2 层相当于 I 型层序低水位体系域的河道充填相(陆相), 但从地理位置和古地势看, 当时已处于全新世海侵盛期, 所以该层可以看作低水位体系域向海侵体系域转换期间的沉积体, 由上到下可以分为 U2a、U2b 和 U2c 等亚层(图 3), 一般也不划分亚层, 统称为 U2 层。

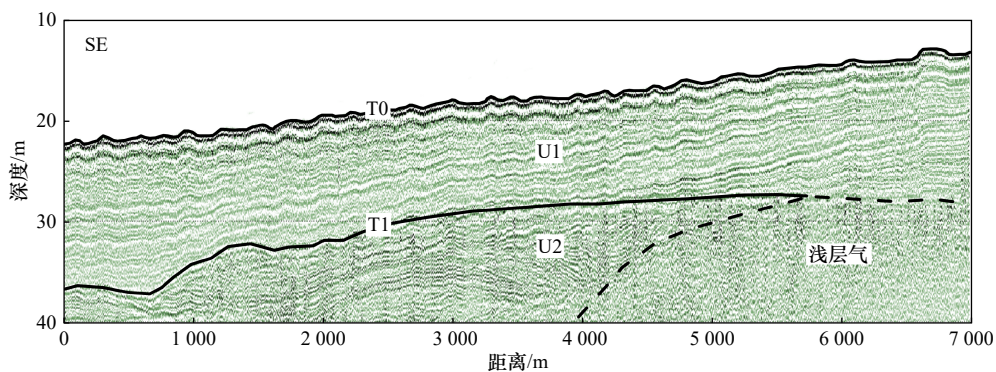


图7 北部海区西段近岸地震剖面(剖面位置见图1)

Fig. 7 Seismic profile in the western inshore of the northern sea area (see the profile location in Fig.1)

研究区缺少钻孔,全新统地震层序与附近 TWS1208 孔^[21]的对比见图 8。该孔位于台湾浅滩西部,位置见图 1 左上角的“钻孔”,钻孔点水深 32.5 m,岩芯长度 40 m,海底发育大型沙波。从图 8 可见,该孔上部 4 个沉积单元 DU1–DU4 为海相、陆相和海相,与本文 U1–U3 层的岩相基本相当,但年代细节上有所差异。DU1、DU2 均为海相砂砾,时代各为 MIS 1、MIS 1~2(9~15 ka BP),DU3 为 MIS 2 期陆相砂,DU4 为 MIS 3 期的海相层(图 8)。DU1 和 DU2 大体相当于高水位体系域和海侵体系域,为连续沉积。所以从沉积环境上来说,DU1 和 DU2 与 U1 层,DU3 与 U2 层,DU4 与 U3 层相对应。由于研究区靠近海岸,古地势较高,全新世的 U2 层发育年代相应较晚,时间也短些,与 U3 层之间的沉积间断时间相对较长,如该孔在 15 ka BP 开始形成 DU2 海侵砂砾时,研究区还处于陆相环境,这种发育年代上的差异表现在 U2 层的底部,约为 12 ka BP,而不是简单地与 DU3 划齐。另外,从海平面的上升过程可以推知,U1 层的发育应稍晚于 U2 层,而且由海向陆两者的发育年代是变化的,所以用虚线表示两者之间的这种特点。

3.2 全新统地震地层学特征

3.2.1 反射波结构特征和地震相划分

研究区的全新统地震波有 3 种主要的反射结构:平行、充填和倾斜前积反射结构。结合地震单元的外部特征和海区位置等划分出 3 种地震相:滨浅海平行地震相、河流湖沼充填地震相和河口滨岸前积地震相,分别代表滨浅海、河流湖沼和海陆过渡为主的

沉积环境。

(1) 滨浅海平行地震相:反射波频率较高–中等,连续性好–较好,振幅强–较强,水平至亚水平平行反射结构(图 2 至图 6),底部可见上超 T1 界面(图 5,图 6);是 U1 层的主要反射结构形式,呈席状覆盖在海底上,广泛分布,一般厚约 10 m;是在中、晚全新世滨海–浅海环境下形成的,环境能量较低。

(2) 河流湖沼充填地震相:因为河流的冲刷作用,河道断面呈不规则“U”型或“V”型,沉积物的充填倾角和形态变化较大,以较高倾角侧向下超河道充填居多,反映水流较强劲,其次为上超充填,大体呈同心弧形向两侧上超古河道淤浅(典型剖面如文献[24]之图 4),水流相对较弱;沉积体外形呈透镜体状,为 U2 层的单元外部特征,最大厚度约 20 m;形成于早全新世。该类地震相又可以分为单一的河流充填相(图 2,图 4)和由河流过渡至湖沼充填的地震相(图 3)。前者主要发育于南部海区,与古地形比较开阔、坡度较大,河流能够大幅度摆动有关;后者主要发育于北部海区,古河流囿于丘陵峡谷,随着海平面的上升,河流淤积变浅,水面变宽,水流趋缓,充填沉积层理也由陡变缓,再至基本水平,直至溢出覆盖峡谷(图 3)。

(3) 河口滨岸前积地震相:反射波频率高,连续性好,振幅强,以低倾角由陆向海前积,倾角约 1%~7%,一般由下向上,由岸向海,倾角趋小,下超下伏界面(图 7)。该地震相与水下三角洲前缘的扩散沉积有关,发育的海区位置和时代变化均较大,包括海侵体系域和高水位体系域。在黄岐半岛西段(黄岐湾

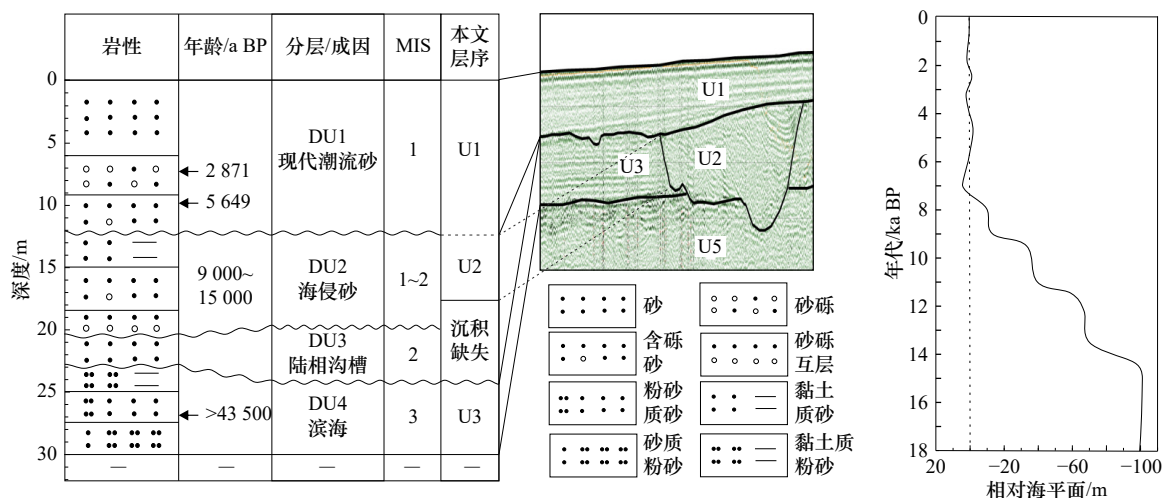


图 8 全新统地震层序与 TWS1208 孔和海平面变化曲线对比

Fig. 8 Comparison between Holocene seismic sequences and borehole TWS1208 and sea-level change curve

钻孔据文献[21],海平面曲线据文献[22],地震剖面位置基本同图 2

Borehole from reference [21], sea-level curve from reference [22], and location of the seismic profile basically as Fig. 2

以西)滨岸海区,发育由NW向SE的倾斜前积地震相,倾角为约2‰~3‰,向海过渡为平行反射结构(图7),造成由黄岐半岛向海堆积的错觉(原因在后文讨论);延伸约10 km以上,面积约75 km²,在现海面下约30~15 m(海底面),相当于约9.3 ka BP延续至今,主要属于高水位体系域。在黄岐半岛中段(黄岐湾)外侧海区的剖面中,发现U1b层的小型三角洲沉积,面积约25 km²,后来遭受过破坏,向SE凸出,前缘距离黄岐湾口约5 km。典型剖面显示三角洲前部深度约为38(底面)~32 m(顶面),向岸缓慢抬升,相当于约10.9~9.4 ka BP时期(早全新世早期-中期末)的海平面高度,为相对稳定阶段(图8);厚度约6 m,其中顶积层(三角洲平原相)厚约1~2 m,前积层理倾角约为4‰~7‰;前沿为古闽江北河道^[24]边坡,阻止了其向海进一步扩展;其成因显然与黄岐湾古溪流泥沙有关,当时溪流河口就在附近,前积倾角较大与距离河口较近和前缘受阻有关;上覆厚约8~10 m的U1a亚层,为滨浅海平行地震相。在南部海区局部可见倾斜前积地震相,东南部典型剖面的前积倾角约为1‰~5‰,深度约为58~35 m,相当于约11.5~9.7 ka BP时期(早全新世初-中期末)的海平面高度,与古闽江南河道口^[24]水下三角洲沉积有关,上覆厚约6~8 m的U1a亚层滨浅海平行地震相。

河口滨岸前积地震相与河流湖沼充填地震相相比较,前者层理倾角较缓,连续性好,延伸较远,比较稳定,底界面比较宽缓(图7),而后者倾角较陡,变化较大,一般可见被下超的河道界面等(图2至图4),因此两者不难区分。

3.3 全新统底界面的地形地貌特征

图9是研究区的全新统底界面地形图,深度一般在现海面下约30~60 m之间,最深约65 m,在闽江口南侧的长乐平原海岸附近深度约为20 m。底界面的等深线在南部海区为近S-N走向,北部为NE-SW向,均与相邻陆地海岸的走向相近,显示了海岸对研究区古地形的影响。总体上,底界面近岸浅,外海深。在南部海区,底界面在闽江口附近浅于30 m,到东南部外海区为深于60 m,同时古地形明显受到了T2古河道(MIS 2期)^[24]的切割影响,在近岸区和外海区发育了近NNW向的条带状负地形,长度各约20 km和30 km,宽各约1.5~2.0 km,最深处各约为50 m和60 m,在东南部最深,约65 m。在北部海区,古地面为南北两侧高,中间低;黄岐半岛一侧浅于30 m,马祖列岛一侧浅于40 m,之间分布多支条带状弯曲负地形,以北侧的一条最显著,与古闽江北河道^[24]主体基

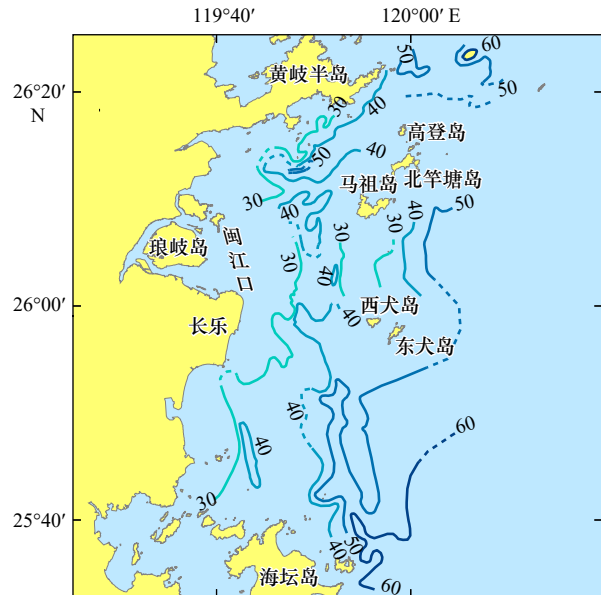


图9 全新统底界面地形

Fig. 9 Topography of the Holocene base surface

等值线表示现海面以下深度,单位:m

The contour lines indicate the depth below present sea level in meter

本重合;最深为约50~60 m。在东北部海区,也就是黄岐半岛和马祖列岛以东,全新统底界面的深度一般为约45~55 m,在半岛北缘,形成不规则的负地形,最深约60~65 m,与半岛头部岛礁区潮流冲刷槽有关;该部分海区由于浅层气等原因,部分记录不够清晰,对研究有所影响。

3.4 全新统地层厚度的分布和构成

图10a是研究区的全新统地层厚度分布,包含了海相U1层和河流湖沼相U2层,主要等厚线的形态特征与底界面地形(图9)相似,体现了古地形对地层厚度分布的影响。全新统地层厚度一般约10~20 m,但是在马祖岛与白犬列岛之间海区缺失;最大厚度北部约35 m,南部约38 m,均位于T2古河道区。图10b是全新统海相层(U1层)的厚度分布。比较图10a和图10b可以发现,两幅图的主要等厚线的分布态势是相似的,说明沉积物分布主要受海侵以来的水沙环境控制。

在南部海区,全新统地层等厚线大体为近S-N向,厚度有从闽江口向东南部增加的趋势:在闽江口南部,厚度约5~6 m,向外增加到10 m以上,在东南部海区达到20 m以上;在这种厚度背景趋势上叠加了两个近S-N向的大厚度条带区,各位于岸边和外海区,厚度大于20 m(图10a),最厚各约38 m和35 m,与T2古河道充填相U2层有关;在大厚度条带区,上部为滨浅海平行地震相,下部为河流湖沼充填地震

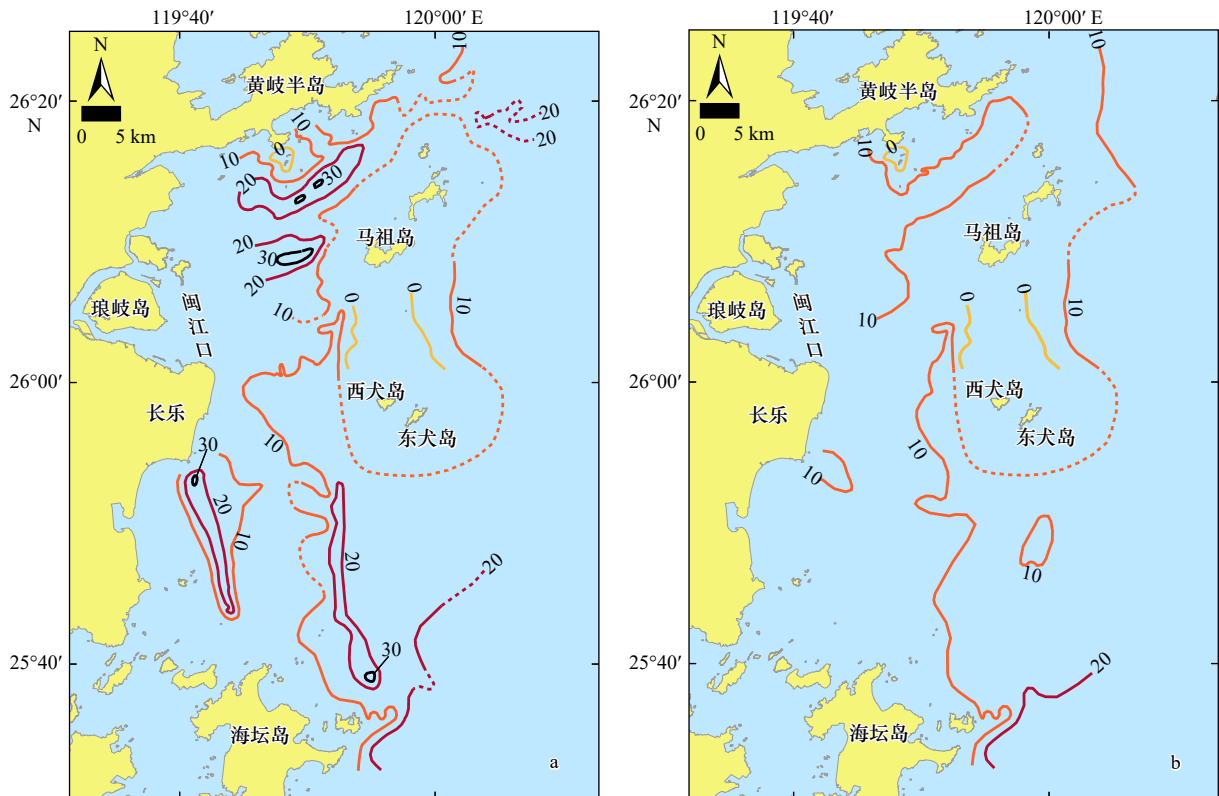


图 10 全新统地层厚度分布

Fig. 10 Distribution of the Holocene strata thickness

a. 全部全新统, b. 海相全新统, 等值线表示地层厚度, 单位: m

a. All Holocene, b. marine Holocene, the contour lines represent strata thickness in meter

相;其余海区一般为滨浅海平行地震相,局部下部为早全新世河口滨岸前积地震相。U1海相层的分布比较简单,在近岸海区厚度一般为数米,向外增加到10 m以上,到东南部(海坛岛以东)厚于20 m(图10b),最厚约25 m。

在北部海区,全新统等厚线为近NE向,厚度一般约10~20 m,最厚约35 m(图10a),大体上为南北两翼,即黄岐半岛沿岸和马祖列岛一侧较薄,厚度小于10 m,两者之间为多个厚度大于20 m,局部约30 m的弯曲条带区,与T2古河道充填相U2层有关,其中最北面的一条长约18 km,宽约1~2 km,形态最为显著,也是古闽江北河道^[24]的主体位置。一般以滨浅海平行地震相为主,下部多为早全新世的河流湖沼充填地震相U2层(图3,图4,图7),但是在黄岐半岛中段(黄岐湾)附近海区,局部下伏为前述的早全新世小型水下三角洲;在黄岐半岛西段滨岸海区,上部以河口滨岸前积地震相为主,向海方向过渡为滨浅海平行地震相,下部为早全新世的河流湖沼充填地震相(图7)。在研究区的东北部海区,全新统厚度在约0~25 m,半岛附近较薄,外海较厚。U1层海相沉积物的厚度

一般约10 m(图10b),但变化较大,主要的分布特征与上述全新统的相似,厚度大于10 m的条带区与古闽江北河道有关,这是因为U2层将古河道基本填满后,在地形上仍为相对低洼区;最大厚度约23 m,位于古河道凹坑区;黄岐半岛头部至高登岛附近为S-N向厚度小于10 m区,与半岛挑流引起的强潮流有关,这种强潮流的影响在海底地形上为局部较大的水深(图1),向外海厚度增大,最厚约17 m。

在闽江口南支(梅花)水道以东海区,全新统地层厚度的分布和构成比较特殊。马祖岛和白犬列岛之间为全新统缺失区,南北长10 km以上(两头已进入调查空白区),东西宽约7.5~12 km,南宽北窄,面积超过64 km²(图10),MIS 3期的U3层出露海底,由此分隔出东面的外海区和西面的闽江口区。在外海区,全新统地层厚度约0~16 m,最大厚度位于马祖岛以东略偏南;为滨浅海平行地震相,连续性较好,振幅较强-中等,向西上超U3层,厚度逐渐变薄,直至尖灭(图5)。在闽江口区,全新统地层厚度约0~18 m,一般不足10 m,以滨浅海平行地震相为主,U1a和U1b两个亚层间可见较强反射界面(图4)。据此将闽江

口区进一步划分为东、西两个小区。西小区的全新统地层为 U1a 亚层, 反射波频率高, 连续性好, 振幅强, 一般厚度约 5~6 m, 下伏为 U3 层或 U2 层, 向东上超 U1b 亚层并尖灭(图 4)。东小区发育 U1b 亚层, 反射波频率中等, 连续性较好-中等, 振幅中等-较弱(图 4); 向东上超并尖灭于 U3 层之上, 过渡为全新统缺失区(图 10); 厚度一般小于 10 m, 下伏一般为 U3 层, 但局部下伏一条近 S-N 向的 T2 古河道, 河底深度约 40 m, 宽约 1~1.5 km, 河深 5~8 m^[24], 发育了 U2 层河流充填相, 时代为早全新世, 从而形成全新统厚度大于 10 m 的窄条区(图 10a, 西犬岛西北侧狭长不规则倒“V”形), 最厚约 18 m, U2 充填后仍为低洼地, 使得海相全新统的厚度局部也较大(图 10b)。图 4 剖面切入了闽江三角洲外侧的悬浮泥沙沉积区^[7-8]和潮流沙脊群^[11-12]北部, 底质类型各为黏土质粉砂^[8, 12]或粉砂质黏土^[10](均属泥质沉积物)和中砂、粗砂^[8, 12]。因此, 西小区的 U1a 亚层为泥质沉积物, 与闽江(水下三角洲)的悬沙扩散沉积有关, 属于高水位体系域, 东小区的 U1b 亚层为中砂、粗砂, 以海侵体系域为主, 两者之间较强的反射界面和反射结构差异表明存在过沉积间断, 时间长度在 2 ka 以上。

4 讨论

4.1 沉积物来源和运移趋势

4.1.1 闽江来沙

研究区的闽江来沙可以分为两个时期: 陆相(河流湖沼相)和海相。第一个时期为早全新世初期至晚期初, 为海侵引起的河流湖沼相(U2 层)发育期。在早全新世初期, 海平面上升到约 65 m 深度, 海侵到达研究区东南部, 古闽江南河道开始发生淤积, 至约 9.2 ka BP 时(早全新世晚期初)海平面上升到约 30 m 深度, 全部古河流淹没于海面之下^[24], 该时期研究区的沉积物主要为闽江河道溯源堆积, 分布于古河道区, 范围较小, 如图 10a 的条带状大厚度区。第二个时期为自早全新世晚期初以来, 为海相(U1 层)发育期, 是闽江(水下三角洲)的悬沙扩散沉积阶段, 主要覆盖北部海区。闽江为山溪性河流, 年均输沙量为 715.5×10^4 t, 洪季输沙量占全年的 84%, 枯季占 4%, 推移质输沙量是悬移质的 10 倍^[10]。闽江三角洲属于中小型强潮河口三角洲, 以琅岐岛西部附近为起点, 终止于 $119^{\circ}49'E$ 附近^[7], 成扇形向东凸出, 至琅岐岛以东约 15~20 km^[7-8, 11-12]。在闽江三角洲的地貌划分上, 有通常的三分法: 水下三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲^[2, 7-8, 12], 也有划分为三角洲前缘、前缘斜坡

和前三角洲^[10], 或者水下三角洲平原与三角洲前缘斜坡^[11]; 三角洲的外侧毗邻研究区, 为浅海水下岸坡区^[7-8], 或水下堆积岸坡^[11]、浅海陆架堆积平原^[12]; 这种地貌分类上的分歧与该海区的复杂性有关。对于闽江水下三角洲的底质类型分布规律, 认识比较一致, 有自西向东由砂质变细为泥质沉积物的趋势^[8, 10, 12], 砂质沉积区为主体, 分布于三角洲平原和三角洲前缘^[10], 前三角洲是以泥质沉积为主的窄带区, 向外过渡为悬浮泥沙沉积区^[8]。其中泥质沉积区主体向河口外北部延伸, 向南为窄舌状^[8, 10, 12]。窦亚伟和林敏基^[17]通过悬浮泥沙的遥感分析, 指出闽江口内河道、三角洲平原与三角洲前缘、前三角洲和浅海区大体对应于悬沙输移区、悬沙扩散冲淤区、悬沙扩散沉降区和悬沙漂移区; 在浅海区(悬沙漂移区), 悬沙浮于外海水之上, 随流漂移。马晓红等^[16]根据表层沉积物的重矿物分布特征, 认为闽江口外 50 m 等深线以内的近岸黏土质区主要受闽江扩散物质的影响, 而其外侧的粉砂质混合区则主要受浙闽沿岸流物质的影响。

前已述及, 在闽江口区的西小区, 海底覆盖 U1a 亚层, 为泥质沉积物, 是闽江(水下三角洲)的悬沙扩散沉积物, 反射波的基本特征是频率高, 连续性好, 振幅强(图 4), 覆盖于 U1b 海侵砂、U2 河流湖沼充填相或更老的 U3 层之上。根据其反射波特征, 计算绘制了闽江悬沙扩散沉积物厚度图(图 11)。由图 11 可见, 闽江悬沙扩散沉积物的主体, 即 10 m 等厚线, 从河口北部沿黄岐半岛通往外海, 在口门向南分叉呈舌状, 逐渐减薄, 至口门南侧约 10 km 尖灭。这与上述三角洲前部泥质沉积物的分布特征^[8, 10, 12]是相似的。存在两个厚度大于 15 m 的小区域, 其中东北侧的呈椭圆形, 位于古河道凹坑区, 导致早期沉积厚度较大, 后期与附近海区相似, 而西南侧的厚度大于 15 m 区(半圆形)位于闽江口北部, 全新世底界面深度小于 30 m, 呈高地凸起状(图 9), 显示为现代闽江悬沙扩散沉积中心。这就表明闽江悬沙向外扩散的沉积中心位于闽江口北部, 主要沿 NE 向朝外海扩散, 而不是顺着主要水道(南部的梅花水道和川石水道)的走向朝东扩散沉积。这与 U1 层由黄岐半岛西段向海倾斜前积(图 7)的反射波特征是吻合的。其原因主要有二, 首先与潮流动力有关, 潮流数值模拟^[12]显示, 落潮时, 潮流被马祖(列)岛分为南北两支, 北支以 NE 向流入北部海区, 将整个闽江三角洲的落潮流挤向黄岐半岛, 一起转为 NE 向流往外海。其次是海岸地貌的影响, 黄岐湾的西侧岬角向海凸出约 4 km, 加之前方散布的岛屿, 连绵总长达 7~8 km, 其阻挡作



图 11 闽江悬沙扩散沉积物厚度

Fig. 11 Deposit thickness of Minjiang River-delivered suspended sediments

等值线表示沉积物厚度, 单位: m

The contour lines indicate sediment thickness in meter

用引起闽江落潮流的壅水效应, 加之海岸的摩擦作用, 流速下降, 挟沙能力减弱, 促使悬沙由黄岐半岛向海沉积, 形成向海倾斜的前积沉积构造, 因此闽江悬沙扩散沉积中心位于河口北部也就不足为奇了。涨潮时流向相反, 悬沙主要漂向闽江三角洲, 部分流向河口外南侧^[12, 17], 推测其中的极少数在憩流时落淤, 但大多又被落潮流掀起带走, 如此反复, 实际沉积下来的自然很少。所以, 闽江悬沙扩散沉积舌向河口南侧延伸不远, 与涨潮历时较短和流速较小有关系。另外, 无论该沉积舌的底面还是顶面(海底面), 在地形上相对于两侧的砂体—西侧的闽江三角洲砂区^[8, 10, 12]和东侧的闽江口外潮流沙脊区^[11-12], 都呈顺岸洼槽, 也起了一定的约束引导作用。卢惠泉等^[12]认为闽江口外潮流沙脊与现代闽江口水下三角洲的砂质沉积体被泥质区隔开, 推测其不属于水下三角洲范畴, 为陆架残留砂。本文的研究支持其部分观点, 即沙脊区不属于闽江三角洲, 但是时代晚于 U2 层, 为全新世海侵体系域。在早全新世晚期初(约 9 ka BP), 海平面已上升到约 10 m 的深度, 动力环境与现今相差不大, 因此, 闽江悬沙的这种运移沉积特征大约自早全新世晚期初就已存在。闽江悬沙的扩散运移趋势见图 12。

4.1.2 台湾海峡来沙

从图 10b 可以看出, 研究区东南部(海坛岛以东)为全新世海相沉积物厚度最大的海区, 达到 20 m 以上, 最厚约 25 m, 向陆(西至西北)方向厚度减小, 其次是马祖岛的东南侧至白犬列岛东北侧一带, 厚度大于 10 m, 最厚约 15 m, 向陆(西)方向减薄, 直至尖灭, 均显示了由海向陆的沉积过程, 物源位于南面, 说明有沉积物从台湾海峡向研究区运移(图 12), 向北影响到马祖列岛以东, 向西到闽江口南部附近。图 5 和图 6 的地震剖面分别显示海相 U1 层由东向西和从南向北上超 T1 界面, 厚度逐渐减小(尖灭)的特征, 也直观地表明沉积物来源于南面, 是随着海平面上升逐渐向陆沉积增厚的海侵层。图 2、图 5 和图 6 均显示 U1 层为滨浅海平行地震相, 反射波的频率中等, 连续性较好, 振幅较强—中等, 推断为砂质沉积物, 而台湾海峡除西北部外, 底质基本上都为砂^[14], 可以为研究区提供沙源, 其来沙可能以细砂和粉砂为主。蔡爱智等^[18]研究了海坛岛北部芦洋平原的钻孔岩芯, 揭示该地原来为向东北敞开的海湾, 水深 25~30 m, 随着全新世海平面上升, 来自台湾海峡的海沙将其填平, 形成了现今的海岸平原, 其沉积物来源与本文的结果是吻合的, 而且其位置毗邻研究区南部。台湾海峡来沙的动力因素主要是台湾海峡底层流, 由南向东北流动, 在海坛岛和闽江口向岸(西)流动^[60]。这种底层流实际上是台湾暖流底层水, 随着海峡西部海底地形向北抬升形成上升流。表层沉积物中底栖有孔虫的分布特征也证明其对海坛岛东北部海区有影响^[15]。台湾海峡来沙的运移趋势见图 12。

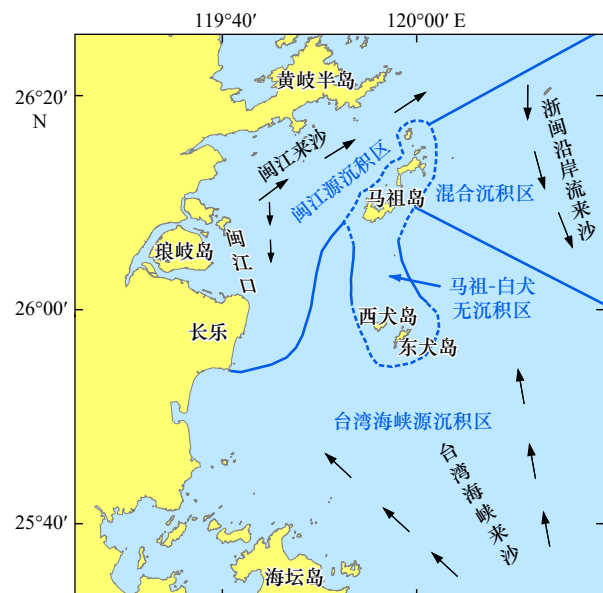


图 12 沉积物运移趋势和沉积分区

Fig. 12 Sediment transport tendency and sedimentary zones

那么,为什么台湾海峡来沙可以向北运移沉积,直至马祖列岛以东,在大陆海岸附近也有数米的厚度,而唯独在马祖岛-白犬列岛海区缺失全新世海相沉积呢?原因有三:一是沉积物沿岛屿环流输送的影响。刘升发等^[13]采用“粒度趋势分析”方法研究东海内陆架表层沉积物运移模式时指出,马祖、白犬等岛屿周围存在沉积物环流。从其趋势图可以看出,岛屿北侧环流呈顺时针,由西向东;南侧为逆时针,约为东南至南向;所以两(列)岛之间的环流总体上是由西向东(或东南),不利于台湾海峡来沙的进入。二是地理环境和地形的影响。马祖岛-白犬列岛海区比较狭窄(南北约17 km),中间还有岛礁,基本处于沉积物岛屿环流的控制下,又受白犬列岛向东凸出的阻挡(图1,图9),海峡来沙难以进入;海底地形较高(水深约20~35 m,向东倾斜)可能也有一定影响。三是闽江来沙的缺失。尽管闽江口近在咫尺,但是闽江来沙(悬沙)主要向NE运移沉积,未能向东朝该区提供沉积物。以上三点导致该区全新世海相沉积(U1层)缺失。此外,在MIS 2期低海面时期,研究区发育了古闽江南河道和北河道,但是受闽江口外埋藏古丘陵的阻挡,未曾发育向东流经该区的古河道^[24],也就没有了发育河流充填相U2层的古地形地貌基础,最终造成了该全新统缺失区。

4.1.3 浙闽沿岸流来沙

浙闽沿岸流带来了以长江泥沙为主的悬沙,形成了浙闽近岸黏土质粉砂底质类型区,从长江口沿海岸向南延伸,在浙闽交界海域一带最宽达到约130 km,进入台湾海峡北口后转向东南,呈条带状直抵台湾岛台中海岸附近^[14],这种底质类型的分布趋势在20世纪80年代初就有揭示^[1]。地震剖面和沉积物柱状样的研究^[9]显示相似的分布范围,7 000 a来,其在台湾海峡西北部的厚度最大逾20 m。表层沉积物的片状矿物高值区显示浙闽沿岸流物质进入海峡后沉积在海坛岛以东至台湾中部海岸附近^[31],其结果与底质类型分布特点相似。近年站位密度更高的表层沉积物重矿物研究表明,闽江口外50 m等深线以内的底质主要受闽江输沙的影响,浙闽沿岸流居次,但其外侧主要受浙闽沿岸流的影响^[6]。该沿岸流来沙影响到研究区的东北部海区,与闽江来沙均为细粒物质,形成泥质沉积物,在地震剖面记录上难以辨别各自的贡献率。浙闽沿岸流来沙的运移趋势见图12。

4.2 沉积分区和沉积速率

根据U1层海相沉积的震地地层学特征,结合沉积物来源和运移趋势等,自全新世海侵以来,研究区

的沉积环境可以划分为台湾海峡源沉积区、闽江源沉积区、东北部混合沉积区和马祖-白犬沉积缺失区(图12),前者面积是第二位的近3倍。自早全新世初至晚期,随着海平面升高,研究区主要由东南向西北逐渐被海水淹没,海侵到达的时间先后相差约2.5 ka。根据海平面变化曲线(图8)和T1界面(海侵面)的深度计算出全新统海侵到达时间、海相沉积物厚度(U1层)和平均沉积速率。值得一提的是,图12的分区分界线并非在全新世海侵期间都是固定不变的,而是动态变化的。总体趋势是闽江源沉积区向北退缩,台湾海峡源的相应推进,如前述在东南部海区可见U1层下部为古闽江扩散沉积的倾斜前积地震相。在白犬列岛以南,U1层下部向南下超T1界面可达该岛以南约15 km,与古闽江扩散泥沙有关,上部则演变为滨浅海平行地震相,向北上超U1层下部,来源于台湾海峡,属于高海面体系域。所以,图12可以看作是约9 ka BP以来的沉积分区。

(1)台湾海峡源沉积区:分布于南部海区,近岸区北到闽江口门南侧,外海区北到马祖岛以东,包括闽江口外沙脊区,是范围最大的沉积区。反射波频率中等,连续性中等-较低,振幅中等(图2,图5,图6)。底质以砂质(细砂)为主或含有较多的细砂,但闽江口外潮流沙脊区^[11-12]还受到老地层改造和岛屿风化产物的影响,底质更粗。全新统(海相,下同)平均沉积速率约0.8 mm/a,其中西部近岸区约0.6 mm/a,马祖岛东南侧约0.7 mm/a,南部外海区约1.2 mm/a,最大沉积速率约2.1 mm/a,位于海坛岛以东,与沉积物来源于台湾海峡,距离物源较近是一致的,也与古地势较低有关。

(2)闽江源沉积区:分布于北部海区,整体呈NE-SW向,从闽江口到黄岐半岛以东外海,向南分叉到闽江口南侧附近。反射波频率高,连续性好,振幅强-较强(图3,图4,图7)。属于泥质沉积区,但研究区以西的水下三角洲为砂质沉积区^[8,10,12],受浅层气影响,两者的边界不详,沉积速率平均约1.0 mm/a,其中闽江口门南侧约0.6 mm/a,其余海区约1.0~1.2 mm/a,闽江口北部(现代沉积中心)最大沉积速率接近2 mm/a,在古河道凹坑区厚度较大,沉积速率可达约2 mm/a,岛礁区和黄岐半岛头部附近的沉积速率较低,且变化较大,局部缺失U1层,在半岛头部东侧约10 km以远,沉积速率约为1~1.5 mm/a,平均约1.2 mm/a。沉积物来源于闽江悬沙,外海部分也受到浙闽沿岸流来沙的影响。

(3)东北部混合沉积区:分布于马祖列岛以东,台湾海峡源沉积区和闽江源沉积区之间。反射波特征

介于上述两个典型沉积区之间,但较接近于海峡源沉积区的记录特征。这与台湾海峡底层流向岸(西)流动,闽江冲淡水流向东北,浙闽沿岸流进入台湾海峡后偏向东南有关。物质来源可能较杂,包括台湾海峡源、闽江源、浙闽沿岸流源、岛礁风化和潮流冲刷槽产物等。沉积速率约为0.8~1.3 mm/a,平均约1.1 mm/a,与毗邻的闽江源沉积区的外海区相近。

(4)马祖-白犬沉积缺失区:全新世沉积缺失,海底出露 MIS 3 期的 U3 层(图 5)。地震剖面显示,该海区 U3 层反射波变化较大,频率中等至较低,振幅较强至中等,短波状为主,略显杂乱,间有连续性好、近水平的亚层界面,向东趋向平行-亚平行状反射波结构,推断主要为滨岸沉积环境,西部可能为陆相环境。在现代海洋动力环境的影响下,底质以砂为主。

5 结论

(1)高分辨浅地震剖面研究表明,闽江口外海域的全新世底界面为末次低海面(MIS 2)侵蚀面(局部为古河道),一般在现海面下的深度为约30~60 m,最深约65 m。总体上,在近岸海区较浅,外海较深,局部因为闽江古河道而有起伏。全新统地层厚度一般约10~20 m,最厚约38 m,海相全新统地层约数米至25 m。

(2)全新统地层由早全新世晚期以来的海相沉积

层(U1)和早全新世河流湖沼充填相层(U2)构成,前者包括滨浅海平行地震相和河口滨岸前积地震相,其反射波各向陆上超和向海下超底界面,结合厚度分布特征,可以判断主要的沉积物来源和运移趋势。

(3)全新世沉积物的来源和运移沉积方式分为两个时期:陆相和海相。第一个时期为早全新世初期至晚期初:以闽江溯源淤积为主,发育了河流湖沼充填相 U2 层。第二个时期为自早全新世晚期初以来:为海相 U1 层发育阶段,分布广泛。沉积物主要来源于 3 部分:一是台湾海峡来沙,为南部海区提供了沉积物;二是闽江扩散悬沙,主要朝 NE 方向扩散沉积,向南呈舌状,现代沉积中心位于河口北部,泥质沉积物厚度大于 15 m;三是浙闽沿岸流来沙,对东北部海区有影响。

(4)全新世海侵以来的沉积环境可以划分为 4 个沉积区:台湾海峡源沉积区、闽江源沉积区、东北部混合沉积区和马祖-白犬沉积缺失区;平均沉积速率分别为:约 0.8 mm/a、1.0 mm/a、1.1 mm/a 和 0 mm/a。后者的沉积缺失主要与岛屿环流有关。

致谢:上海东海海洋工程勘察设计院勘察室承担了海上调查和资料处理,宁楠和周勳佳协助本文图件的清绘编制,审稿专家提出了宝贵的意见,编辑同志付出了辛勤的劳动,在此表示衷心的感谢。

参考文献:

- [1] 曾成开,朱永其,王秀昌.台湾海峡的底质类型与沉积分区[J].台湾海峡,1982,1(1):54-61.
Zeng Chengkai, Zhu Yongqi, Wang Xiuchang. Bottom material types and sedimentation districts in Taiwan Strait[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1982, 1(1): 54-61.
- [2] 祝永康,郭玉华.闽江口外海滨段三角洲的沉积特征[J].东海海洋,1985,3(2):8-14.
Zhu Yongkang, Guo Yuhua. Deposition characteristics of the delta (in the seashore stretch) off the Minjiang River estuary[J]. Donghai Marine Science, 1985, 3(2): 8-14.
- [3] 吴立成.闽江河口第四纪沉积特征及演变历史[J].东海海洋,1990,8(3):26-34.
Wu Licheng. Quaternary sedimentary characteristics and evolution of the estuary of Minjiang River[J]. Donghai Marine Science, 1990, 8(3): 26-34.
- [4] 王珏.闽江河口区晚更新世以来的自然环境变化[J].台湾海峡,1990,9(1):22-28.
Wang Jue. Environmental change in Minjiang estuary since late Pleistocene[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1990, 9(1): 22-28.
- [5] 杨建明.闽江口晚第四纪海侵地层的沉积研究[J].福建师范大学学报:自然科学版,1993,9(1):86-90.
Yang Jianming. Study on the late Quaternary transgressive formations in Minjiang estuary[J]. Journal of Fujian Normal University: Natural Science, 1993, 9(1): 86-90.
- [6] 曾从盛.闽东北沿海晚第四纪海侵与海面变动[J].福建师范大学学报:自然科学版,1997,13(4):94-101.
Zeng Congsheng. Transgressions and sea level changes along the northeast coast of Fujian during the late Quaternary[J]. Journal of Fujian Normal University: Natural Science, 1997, 13(4): 94-101.
- [7] 陈峰,王海鹏,郑志凤,等.闽江口水下三角洲的形成与演变I.水下三角洲形成的环境因子与地貌发育[J].台湾海峡,1998,17(4):396-401.
Chen Feng, Wang Haipeng, Zheng Zhifeng, et al. Formation and evolution of underwater delta in Minjiang estuary I. Formative environment factors of underwater delta and its geomorphological development[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1998, 17(4): 396-401.

- [8] 王海鹏, 张培辉, 陈峰, 等. 闽江口水下三角洲沉积特征及沉积环境 I. 现代沉积特征及沉积环境[J]. 台湾海峡, 2000, 19(1): 113-118.
Wang Haipeng, Zhang Peihui, Chen Feng, et al. Sedimentary characteristics and environment of underwater delta in Minjiang estuary I. Modern sedimentary characteristics and environment[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 2000, 19(1): 113-118.
- [9] 王海鹏, 张培辉, 陈峰, 等. 闽江口水下三角洲沉积特征及沉积环境 II. 晚更新世-全新世沉积特征和沉积环境[J]. 台湾海峡, 2000, 19(2): 132-140.
Wang Haipeng, Zhang Peihui, Chen Feng, et al. Sedimentary characteristics and environment of underwater delta in Minjiang estuary II. Sedimentary characteristics and environment since late Pleistocene[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 2000, 19(2): 132-140.
- [10] 刘苍宇, 贾海林, 陈祥锋. 闽江河口沉积结构与沉积作用[J]. 海洋与湖沼, 2001, 32(2): 177-184.
Liu Cangzi, Jia Hailin, Chen Xiangfeng. Sedimentary texture and sedimentation in the Minjiang River estuary[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2001, 32(2): 177-184.
- [11] 蔡锋, 曹超, 周兴华, 等. 中国近海海洋: 海底地形地貌[M]. 北京: 海洋出版社, 2013: 177-180.
Cai Feng, Cao Chao, Zhou Xinghua, et al. China Offshore Oceanography: Topography and Geomorphology[M]. Beijing: China Ocean Press, 2013: 177-180.
- [12] 卢惠泉, 吴承强, 许艳. 闽江口外潮流沙脊群特征与成因[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2014, 34(2): 27-36.
Lu Huiquan, Wu Chengqiang, Xu Yan. Characteristics and origin of the tidal sand ridges off the Minjiang River estuary, southeastern China[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2014, 34(2): 27-36.
- [13] 刘升发, 刘焱光, 朱爱美, 等. 东海内陆架表层沉积物粒度及其净输运模式[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29(1): 1-6.
Liu Shengfa, Liu Yangang, Zhu Aimei, et al. Grain size trends and net transport patterns of surface sediments in the East China Sea inner continental shelf[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2009, 29(1): 1-6.
- [14] 石学法. 中国近海海洋: 海洋底质[M]. 北京: 海洋出版社, 2012: 247-250.
Shi Xuefa. China Offshore Oceanography: Sea Bottom Sediments[M]. Beijing: China Ocean Press, 2012: 247-250.
- [15] 周洋, 陈芳, 孙桂华, 等. 台湾海峡西北部表层沉积物中有孔虫分布对沿岸上升流存在的响应[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2015, 35(1): 111-119.
Zhou Yang, Chen Fang, Sun Guihua, et al. Foraminiferal distribution in surface sediments of the northwestern Taiwan Strait and its response to the coastal upwelling current[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2015, 35(1): 111-119.
- [16] 马晓红, 韩宗珠, 毕世普, 等. 闽江河口表层沉积物重矿物特征与物源示踪[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2018, 38(1): 87-95.
Ma Xiaohong, Han Zongzhu, Bi Shipu, et al. Heavy mineral composition in surface sediments of the Minjiang River estuary and its implications for provenance[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2018, 38(1): 87-95.
- [17] 窦亚伟, 林敏基. 闽江口悬浮泥沙动态分区的遥感分析[J]. 台湾海峡, 1991, 10(2): 150-155.
Dou Yawei, Lin Minji. Division on dynamic areas of suspended silt in Minjiang River mouth by remote sensing analysis[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1991, 10(2): 150-155.
- [18] 蔡爱智, 龚金美, 蔡月娥. 海坛岛芦洋浦平原的海进沙与风沙层序[J]. 台湾海峡, 1992, 11(2): 112-117.
Cai Aizhi, Gong Jinmei, Cai Yue'e. Transgression and eolian sand sequence in Luyangpu Plain, Haitan Island, Fujian[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1992, 11(2): 112-117.
- [19] 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.
- [20] 许江, 朱嘉, 张昇彪, 等. 平潭海域地震层序及地层层序特征[J]. 地球物理学进展, 2010, 25(2): 396-402.
Xu Jiang, Zhu Jia, Zhang Yibiao, et al. Characteristics of seismic sequence and stratigraphic sequence in the Pingtan sea area[J]. *Progress in Geophysics*, 2010, 25(2): 396-402.
- [21] 王利波, 李军, 陈正新, 等. 晚更新世以来台湾浅滩西部地层结构与古环境演化[J]. 沉积学报, 2014, 32(6): 1089-1099.
Wang Libo, Li Jun, Chen Zhengxin, et al. Late Pleistocene and Holocene Stratigraphy and paleo-environmental evolution in the western Taiwan Shoal[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2014, 32(6): 1089-1099.
- [22] 周勳佳, 吴自银, 马胜中, 等. 台湾海峡晚更新世以来高分辨率地震地层学研究[J]. 海洋学报, 2016, 38(9): 76-88.
Zhou Mengjia, Wu Ziyin, Ma Shengzhong, et al. High resolution seismic stratigraphy research in the Taiwan Strait since late Pleistocene[J]. *Haiyang Xuebao*, 2016, 38(9): 76-88.
- [23] 徐承芬, 杨源, 王蛟, 等. 福建北部近岸海域晚更新世以来典型地震剖面声学反射特征[J]. 海洋地质前沿, 2017, 33(2): 1-6.
Xu Chengfen, Yang Yuan, Wang Jiao, et al. Typical acoustic reflections of seismic profiles for sediments since late Pleistocene in the north sea area of Fujian[J]. Marine Geology Frontiers, 2017, 33(2): 1-6.
- [24] 刘阿成, 唐建忠, 吴巍, 等. 闽江口外海域晚第四纪地震层序和古河道演变[J]. 海洋与湖沼, 2019, 50(1): 61-73.
Liu Acheng, Tang Jianzhong, Wu Wei, et al. Seismic sequences and evolution of paleo-river channels of late Quaternary off Minjiang River estuary, southeast China[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2019, 50(1): 61-73.
- [25] 王雨灼. 福建省第四纪地层的划分[J]. 福建地质, 1990, 9(4): 289-306.
Wang Yuzhuo. The classification of Quaternary strata in Fujian Province[J]. Geology of Fujian, 1990, 9(4): 289-306.
- [26] 王律江, 鲁一江, 钱建兴, 等. 南海北部晚第四纪同位素地层学及历史[M]//业治铮, 汪品先. 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992: 11-22.
Wang Lvjiang, Lu Yijiang, Qian Jianxing, et al. Late Quaternary oxygen isotope stratigraphy and sedimentation history of the northern

- South China Sea[M]//Ye Zhizheng, Wang Pinxian. Contributions to Late Uaternary Paleoceanography of the South China Sea. Qingdao: Qingdao Ocean University Press, 1992: 11–22.
- [27] Mitchum Jr R M, Vail P R, Thompson III S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis[C]//Payton C E. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1977, 26: 53–62.
- [28] Mitchum Jr R M, Vail P R, Sangree J B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences[C]//Payton C E. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1977, 26: 117–133.
- [29] 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(1/3): 295–305.
- [30] 张以垦, 翁学传, 张启龙, 等. 台湾海峡的底层流[J]. 海洋与湖沼, 1991, 22(2): 124–131.
Zhang Yiken, Weng Xuechuan, Zhang Qilong, et al. Bottom current in Taiwan Strait[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1991, 22(2): 124–131.
- [31] 陈华胄. 台湾海峡表层沉积物中重矿物特征及其物质来源[J]. 台湾海峡, 1993, 12(2): 136–144.
Chen Huazhou. Characteristics and sources of heavy minerals in surface sediment of Taiwan Strait[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1993, 12(2): 136–144.

Characteristics of seismic stratigraphy and sedimentation of the Holocene off the Minjiang River Estuary, Southeast China

Liu Acheng^{1,2,3}, Zhang Jie^{1,2}, Tang Jianzhong^{1,2}

(1. Shanghai East Sea Marine Engineering Survey and Design Institute, Shanghai 200137, China; 2. East Sea Marine Environment Survey and Prospect Center, State Oceanic Administration, Shanghai 200137, China; 3. East Sea Information Center, State Oceanic Administration, Shanghai 200136, China)

Abstract: High-resolution single channel shallow-seismic profiles were used to analyze the Holocene sedimentation off the Minjiang River Estuary. The base surface of the Holocene is an erosional surface of MIS 2, locally paleo-river channels. Its depth is usually between 30 m and 60 m with the maximum of 65 m below present sea level. Generally, the surface is shallower near the shore and deeper toward the open sea, locally showing strips of negative topography due to paleo-river channels. The Holocene consists of marine depositional unit (U1) formed after late Early Holocene and fluvial-lacustrine-swamp depositional unit (U2) of early Holocene. The former unit is in turn composed of offshore-shallow sea parallel seismic facies and estuary-inshore clinofom seismic facies. Their landward onlap and seaward downlap against base surfaces are indicative, combined with distribution characteristics of sediment thickness, of major sediment sources and their transport tendency. The thickness of the all Holocene sediment is usually between 10 m and 20 m, with the maximum of 38 m in paleo-river channel areas, but absent in the area between Mazu Archipalegos and Baiquan Archipalegos. The marine Holocene is a few meters to 20 m, with the maximum of some 25 m in the southeastern area (east of the Haitan Island). Since the Holocene transgressive, there were three main sediment sources. Sediments from the Taiwan Strait in south covered the southern part of the study area. Minjiang River-delivered suspended sediments deposited in the northern area, mainly toward NE to the open sea with a southerly tongue-branch near the mouth. Its modern depocenter located in the northern estuary, indicated by a thickness of more than 15 m of mud. The northeastern part of the area was affected by suspended sediments from Zhejiang-Fujian Coastal Current. Four sedimentary zones are distinguished. They are sedimentary zone of Taiwan Strait source, sedimentary zone of Minjiang River source, northeastern mixture zone and non-sedimentation zone between Mazu Archipalegos and Baiquan Archipalegos. Their average sedimentary rates are about 0.8 mm/a, 1.0 mm/a, 1.1 mm/a and 0 mm/a, respectively. The non-sedimentation zone between Mazu Archipalegos and Baiquan Archipalegos was mainly controlled by a flowing of island-circling sediment.

Key words: seismic stratigraphy; sedimentation; Holocene; off Minjiang River Estuary; Taiwan Strait