

东海陆架深地震震相与地壳结构特征*

赵俐红^{1,4}, 李一泉¹, 刘欣悦¹, 郑彦鹏^{2,4}, 赵强³, 刘凯³, 支鹏遥¹

1. 山东科技大学地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590
2. 海洋地质资源湖北省重点实验室 / 中国地质大学(武汉)海洋学院, 湖北 武汉 430074
3. 自然资源部第一海洋研究所, 山东 青岛 266061
4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 山东 青岛 266237

摘要: 东海因其特殊的构造位置而成为海洋科学研究的焦点, 是海陆地质对比和深部地壳结构研究的理想场所。为此, 本文基于在东海陆架地区布设的NW-SE向主动源广角深地震剖面, 通过 13 个站位的震相分析, 识别出丰富的Ps、PsP、Pg、PcP和PmP震相。利用射线追踪和走时拟合得到P波速度结构模型。模型表明, 中、新生代沉积层埋深东高西低, 测线西侧隆起处埋深约 1.5~3.5 km, 速度 1.7~3.6 km/s; 测线东侧凹陷处埋深约 3.5~9.0 km, 速度 1.7~5.4 km/s; 深部地壳分为上、下 2 层, 其中上地壳底界面埋深 13.0~14.5 km, 界面起伏不明显, 速度 5.6~6.2 km/s, 下地壳速度 6.3~6.9 km/s, 底部无明显速度扰动, 推测未发育大规模的岩浆底侵及地幔上涌活动; 莫霍面埋深 26.5~28.5 km, 具有凸-凹-凸的起伏形态; 地壳厚度 17.5~27.0 km, 为有所减薄的陆壳, 具有西厚东薄的特征, 其中西侧隆起处拉张因子 1.2, 东侧凹陷处拉张因子 1.3~1.8, 表明东海陆架东部较西部经历了更加强烈的地壳拉伸减薄活动。

关键词: 东海陆架; OBS探测; 地震震相; 地壳结构

中图分类号: P716; P738 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137 (2022) 01-0084-10

Deep seismic phases and crustal structure in the East China Sea shelf

ZHAO Lihong^{1,4}, LI Yiquan¹, LIU Xinyue¹, ZHENG Yanpeng^{2,4}, ZHAO Qiang³, LIU Kai³, ZHI Pengyao¹

1. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China
2. Hubei Provincial Key Laboratory of Marine Geological Resources / College of Marine Science and Technology, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China
3. The First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China
4. Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China

Abstract: The East China Sea (ECS) is becoming attractive for marine scientific research owing to its special tectonic location, being recognized as an ideal site for sea-land geological comparison and deep crustal structure research. A deep seismic survey line has been deployed along the NW-SE direction in the ECS shelf to study the deep crustal structure. Abundant seismic phases, such as Ps, PsP, Pg, PcP, and PmP, are identified by analyzing the obtained 13 stations based on wide-angle reflection and refraction theory. The model shows that the burial depth of the Mesozoic and Cenozoic sedimentary is deeper in the east than in the west: in the west segment, it is about 1.5~3.5 km, with the velocity of

* 收稿日期: 2021-07-23

录用日期: 2021-09-19

网络首发日期: 2021-12-12

基金项目: 国家自然科学基金 (41676039); 国家自然科学基金委员会-山东省人民政府海洋科学研究中心联合资助项目 (U1606401)

作者简介: 赵俐红(1976年生),女;研究方向:岩石圈动力学、海洋地球物理和构造地质;E-mail:skd992826@sdust.edu.cn

通信作者: 支鹏遥(1982年生),男;研究方向:海洋地球物理;E-mail:zpy8474376@126.com

1.7–3.6 km/s, while in the east segment, it is about 3.5–9.0 km with the velocity of 1.7–5.4 km/s. The crust is divided into two layers: the upper crust, which has the velocity of 5.6–6.2 km/s, the bottom boundary in the depth of 13.0–14.5 km with a little undulation, and the lower crust, which has the velocity of 6.3–6.9 km/s, the bottom boundary in the depth of 26.5–28.5 km with some undulation. The bottom of the lower crust has no obvious velocity disturbance, implying that there are no large-scale magma activities or mantle upwelling. The crustal thickness is 17.5–27.0 km, presenting a thinned continental crust, and more thinning in the east. The stretching factor is estimated to be 1.2 for the west segment and 1.3–1.8 for the east segment, indicating that the east part of the ECS shelf has experienced more intense crustal stretching and thinning activities than the west part.

Key words: East China Sea shelf; ocean bottom seismometer(OBS); seismic phase; crustal structure

从全球的板块构造格局分析, 东海位于欧亚板块和菲律宾海板块相互作用的交汇地带, 具有宽陆架、窄陆坡、深海沟特征的沟-弧-盆构造体系, 是大陆地壳和大洋地壳的过渡地带, 也是板块碰撞挤压的活跃地区^[1]。自中生代以来, 受太平洋板块的长期俯冲, 以及菲律宾海板块形成与扩张等活动影响^[2-5], 在弧后地区形成了浙闽隆起、东海陆架盆地、冲绳海槽盆地、钓鱼岛隆褶带和琉球岛弧等地貌-构造单元。其中, 东海陆架盆地经历了区域裂隙、断陷、拗陷、挤压褶皱、沉降等演化阶段, 表现出NE向隆-拗相间的构造形态, 自西向东依次为西部拗陷、中部隆起和东部拗陷^[6]。位于东部拗陷的西湖凹陷盆地覆盖有巨厚的中、新生代沉积层, 已发现众多含油气构造和油气田, 体现出其巨大的油气潜力^[7-8]。然而对盆地的原型、形成、演化缺少足够的了解, 影响了对含油气盆地的进一步勘探和油气成藏规律的认识^[9-10]。因此, 在东海海域开展深部结构探测对研究区域地质构造特征和探明油气储量意义重大。

东海地区目前已开展了大量的深部地球物理研究工作, 且多数依靠重磁^[11-14]、多道地震^[15-16]和天然地震^[17-19]方法。其中, 何慧优等^[13]利用重力数据反演得到东海陆架盆地莫霍面埋深26.0~28.5 km, 中部低, 北东和西南方向偏高, 为典型的减薄陆壳; 张训华等^[20]利用磁异常数据计算得到东海磁性基底埋深4~12 km, 且广泛存在中生界地层; 高德章等^[21]利用自东海陆架至菲律宾海的重磁震联合测线, 建立了反映沉积盆地、地壳宏观结构、岩石圈厚度展布及火成岩分布等地质特征的综合地质地球物理模型。李文兰等^[22]基于天然地震波形拟合得到了东海410 km深度界面的速度结构, 认为该界面之上存在低速异常, 之下存在与太平洋板块滞留有关的高速异常。胥颐等^[23]基于天然地震P波层析成像认为东海陆架下方上地

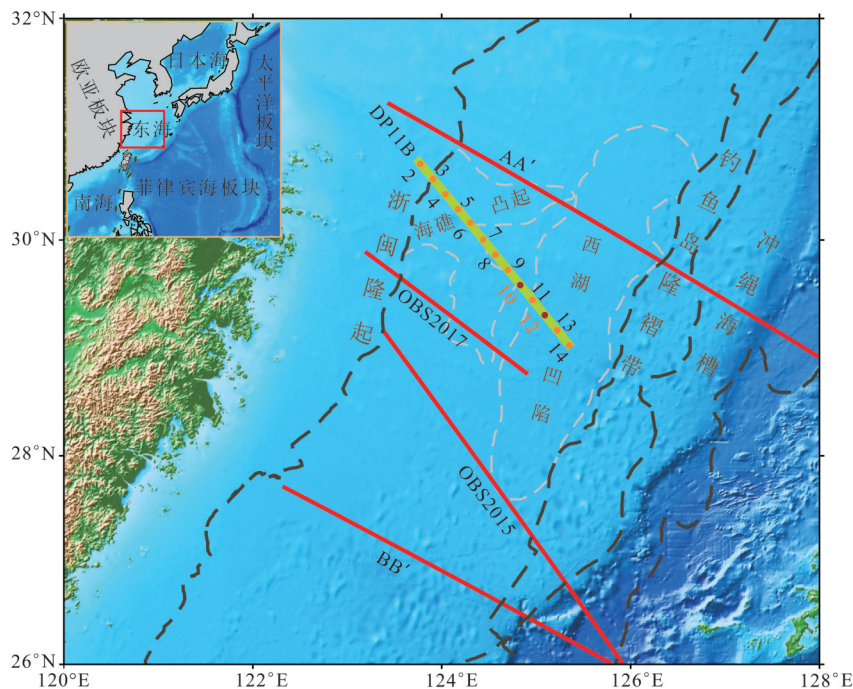
幔低速异常的分布与张裂盆地形成时期的地幔活动有关。前人的研究结果在一定程度上揭示了东海地区的整体地壳结构特征, 但并未精确获悉地壳结构的分层和深部构造信息, 且存在探测数据覆盖区域不均一、局部探测深度较浅的现象, 因此针对深部地壳结构的精细化研究仍缺少大量的深部地球物理资料。

OBS(ocean bottom seismometer)探测是一种获取地壳上地幔广角反射/折射数据的深地震探测技术, 相比多道地震该方法探测深度大, 相比天然地震层析成像该方法可获得精确的地壳结构信息, 是目前有效认识海洋深部地壳结构的方法之一。我国在渤海^[24-27]、黄海^[28-30]、台湾海峡^[31-33]、南海^[34-36]等海域已成功开展了大量的OBS深地震探测工作, 而东海地区OBS探测主要集中在冲绳海槽及附近海域^[37-40]。目前陆架盆地地区有限的OBS数据, 尚无法帮助我们充分了解其深部构造特征。虽然, 2015年祁江豪等^[41-42]在东海地区布设了一条OBS测线, 获取了东海陆架至琉球岛弧不同构造单元的深部结构特征, 认为自新生代以来由于太平洋板块俯冲后撤导致东海弧后盆地呈构造迁移特征; 2017年陈赞等^[43]在东海及邻域开展了一条海陆联测地震探测剖面, 但仍存在许多覆盖空白区域。为更好地厘清东海陆架地区详细的地壳结构, 阐明东海陆架地区不同构造单元的地壳伸展差异, 本文拟通过对东海陆架地区最新开展的DP11B测线的OBS站位来自不同深度、不同属性的地震波组进行相关对比分析, 结合已有探测成果根据其运动学和动力学特征, 识别其主要震相, 进而开展射线追踪和走时拟合, 获取其P波速度结构模型, 最终得到沿测线方向东海陆架区的地壳速度结构, 从而为区域地质深部构造特征提供有益的数据补充。

1 OBS 探测与数据处理

2019年7月,自然资源部第一海洋研究所的“向阳红01”号科学考察船,在东海陆架区域成功完成DP11B广角反射/折射深地震测线(图1),旨在获得深部地壳速度结构。该测线呈NW-SE向,自西向东跨越浙闽隆起和东海陆架盆地次级构造,沿测线布放13台德国GeoPro公司生产的SEDIS V型短周期OBS,站位间隔20 km, OBS采样率为

250 Hz,工作水深50~100 m,现场顺利回收13台,回收率100%,站位数据记录完整率100%,大部分站位记录数据质量良好,信噪比较高,深部结构信息丰富。人工震源采用4支Bolt 1500 LL型气枪组成的平面枪阵,总容量6 000 cu. in,沉放深度8 m,工作压力2 000 PSI,放炮间隔采用200 m定距触发方式,工作船速5节左右,共激发有效炮1 428炮,炮线总长约250 km。



黄绿色实线为OBS放炮测线,橘黄色圆代表OBS站位,红色圆代表文中走时拟合站位,红色实线为已有地球物理勘测线^[21, 42-43],底图据文献[9]修改。

图1 东海地区深地震测线分布图

Fig. 1 Distribution map of deep seismic lines in the East China Sea

根据主动源OBS数据处理流程,针对实测数据特点对原始数据处理如下:①炮点位置校正:气枪阵列工作过程中的精确放炮时间由精密枪控触发并记录,而炮点位置为船载GPS的位置,因此需将船载GPS位置校正到气枪阵列的中心位置(两者相距40 m);②OBS站位内部时钟漂移计算:OBS投放海底后,其内部石英晶振受到工作环境中温度和盐度等因素影响会发生时间漂移,根据13台OBS工作期内时钟漂移统计情况,进行线性校正处理;③数据解编与截裁:以校正后炮点时间和位置文件为约束,将OBS站位所有记录的原始数据截裁为SEG Y格式的共接收点道集CRG(common receiver gather)数据文件,截裁过程中考虑OBS内部时钟漂移量;④数据频谱分

析:针对各站位的CRG数据进行频谱分析,确定深部地壳震相的优势频带在3~12 Hz之间;⑤折合剖面显示:基于频谱分析结果,对CRG数据进行带通滤波、增益(时窗设为1 s)等去噪处理,并进行可视化显示,获得单站位优良信噪比折合剖面,进一步进行深部震相识别和分析。

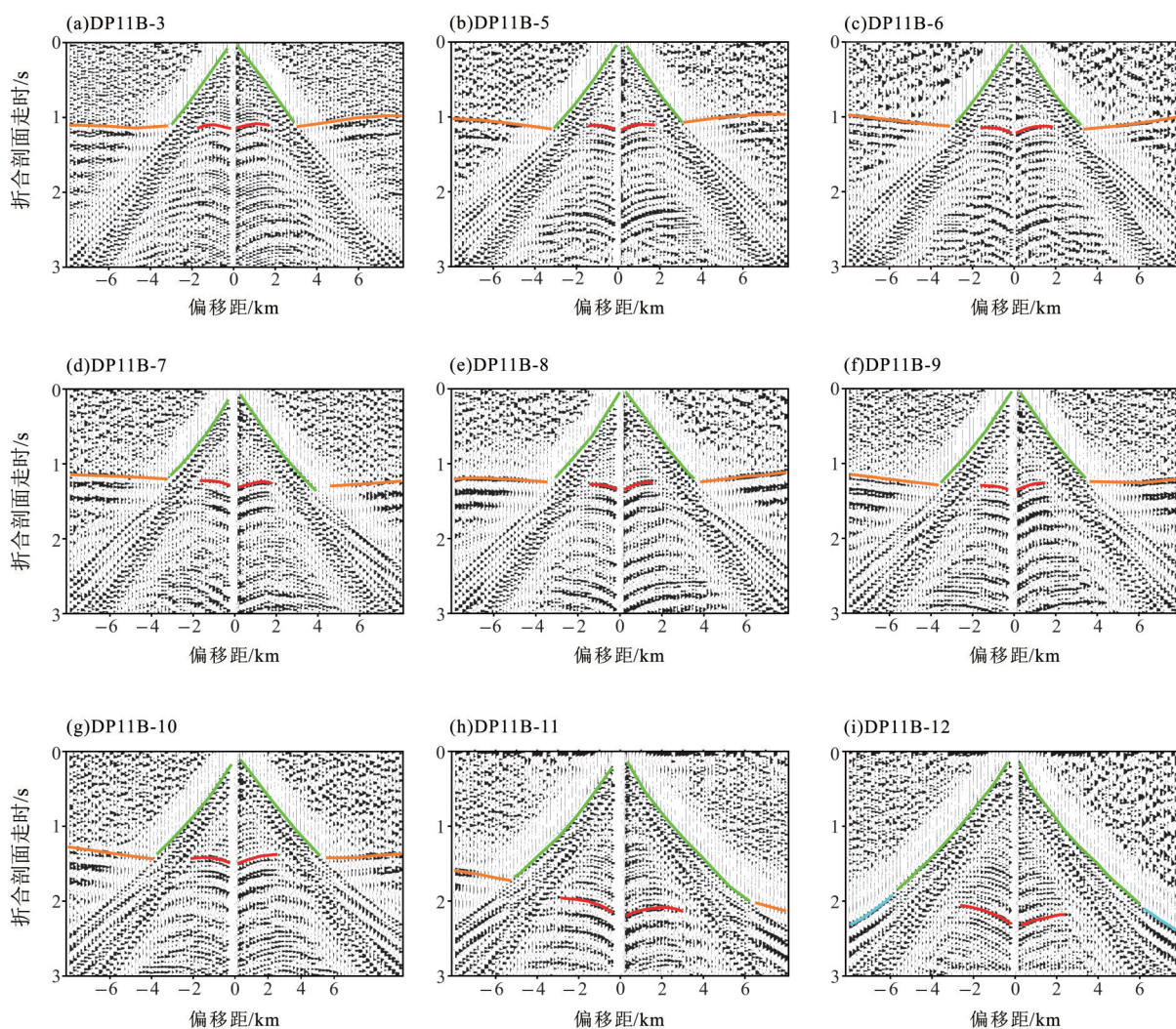
2 OBS 震相特征

借鉴东海已有OBS深地震测深剖面^[41-42]和相邻陆域人工地震测深成果^[44],通过对相邻OBS站位不同偏移距处地震波组进行比对分析,并根据其运动学和动力学特征识别到的主要震相包括:Ps、PsP、Pg、PcP和PmP。

Ps为沉积层内回折震相,以初至呈现在站位

两侧近偏移距内, 能量强, 视速度低。沿测线向海方向将各站位近偏移距折合走时剖面(折合速度 4.5 km/s) 顺序排列如图2所示, 可知测线西侧浙闽隆起和海礁凸起内各站位 Ps 震相特征相似, 均对称分布在站位两侧 4 km 偏移距内, 视速度 1.7~3.4 km/s, 折合走时 0~1.4 s 内, 同时在折合走时 1.1~1.6 s 范围内可识别到与 Ps 震相呈相切趋势的沉积层底界面反射震相 PsP, 且表现为显著双曲对称特点的优势续至波组, 两组震相的走时形态清晰地展示了东海陆架盆地中部隆起区沉积构造特征, 说明测线西侧沉积层厚度相对均一。不同于测线西侧各 OBS 站位, 测线东侧站位的 Ps 震相表现为明显的非对称性, 以位于海礁凸起东侧

向西湖凹陷转换处的 DP11B-11 (图2h) 站位为例, 站位西支 Ps 震相折合走时 0~1.7 s, 东支折合走时 0~2.1 s, 且与之相切的 PsP 震相也表现为明显的非对称双曲线特征, 由此说明沉积层厚度沿测线向海方向逐渐增大, 这种特征在测线东侧 DP11B-12 站位 (图3) 尤为明显, 同时基于视速度变化梯度可将 Ps 震相细分为 Ps₁、Ps₂, 其中 Ps₁ 视速度 1.7~3.4 km/s, Ps₂ 视速度 3.6~5.4 km/s, 说明测线东侧西湖凹陷内沉积层明显增厚。测线东西两侧各站位 Ps 震相的走时形态和视速度的差异性, 说明沿测线方向沉积层厚度西薄东厚, 进一步表明东海陆架盆地内不同构造区域的沉积构造差异。



折合速度为 4.5 km/s, 绿色、蓝色、红色、橙色分别代表 Ps₁、Ps₂、Ps₁P、Pg 震相。

图2 DP11B 测线 OBS 站位水听器分量折合剖面

Fig. 2 Seismic record section of hydrophone components of DP11B OBS stations

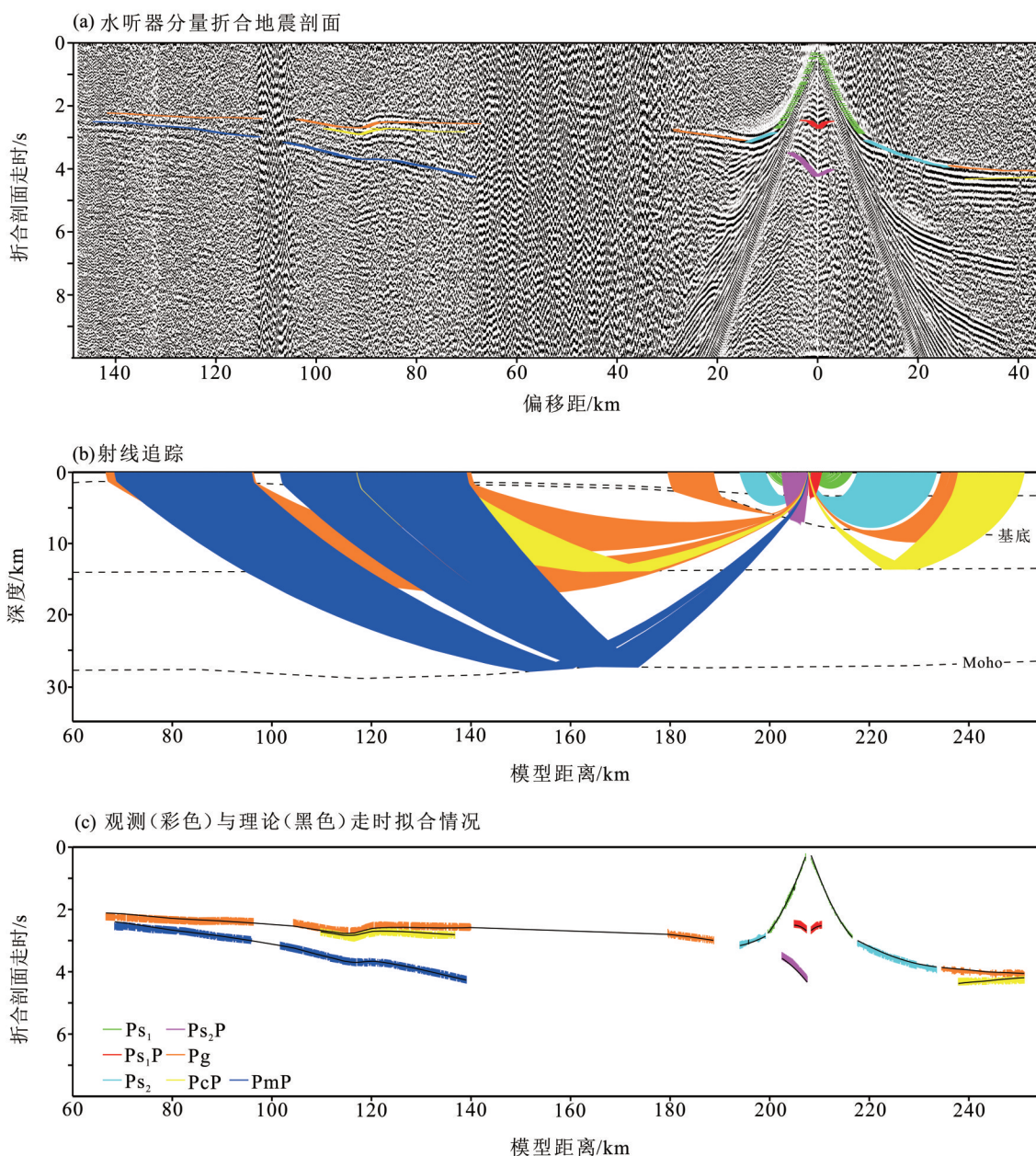


图3 DP11B-12 站位射线追踪与走时模拟

Fig. 3 Ray tracing and travel time fitting of DP11B-12 station

Pg 为地壳内的回折震相, 紧随 Ps 震相以初至出现, 能量较强。海礁凸起处各站位 Pg 震相特征类似, 以 DP11B-10 (图 4) 站位西支为例, 其在 5~105 km 范围内可连续识别追踪, 视速度 5.8~6.2 km/s, 折合走时 1.5~2.1 s, 其与 Ps 震相视速度的突变衔接关系表明海礁凸起处存在明显的隆升和沉积间断, 而走时曲线形态基本上反映了海礁凸起处结晶基底起伏变化平缓特征, 同时站位西支 50 km 处存在缓台阶状曲线变化, 该现象在相邻站位均有体现, 推测为次级构造单元的分界位置。站位东支可连续识别至 83 km 处, 视速度 5.6~6.2

km/s, 折合走时 1.6~3.2 s, 说明沿测线向海结晶基底逐渐加深, 站位两侧 Pg 震相的显著非对称性很好地体现了不同构造区域的横向非均匀结构。

PcP 为上、下地壳界面反射震相, 能量较强, 表现出与 Pg 震相呈相切趋势的续至震相, 在测线东侧站位可有效识别。由图 4 可知, 该震相在站位西支出现在 70~95 km 范围内, 折合走时 2.7~2.9 s, 在站位东支 30~45 km 范围内可连续追踪, 折合走时 4.2~4.4 s, 两支折合走时差异较大, 推测是站位东、西构造差异所导致的走时超前和滞后现象。

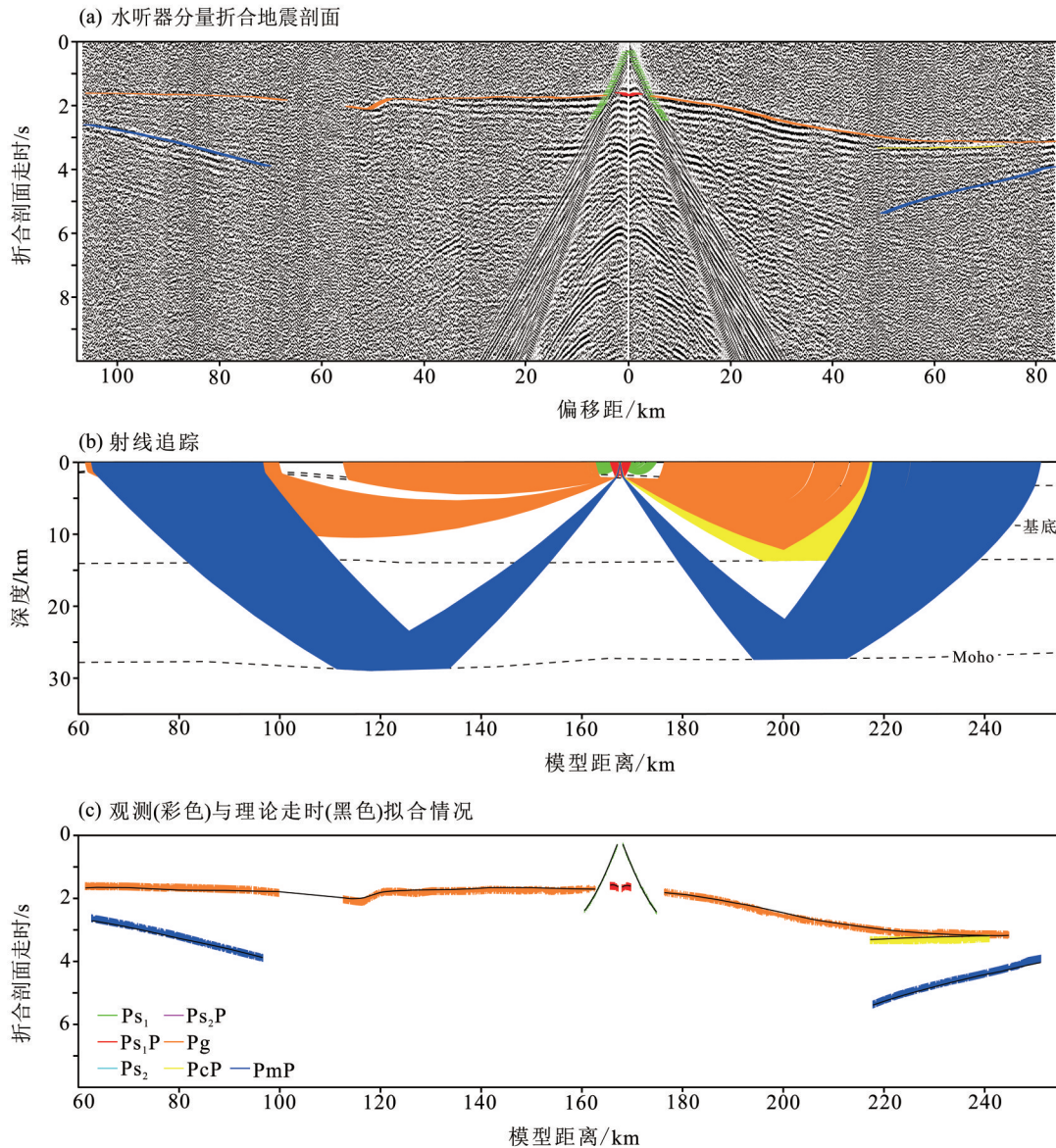


图 4 DP11B-10 站位射线追踪与走时模拟

Fig. 4 Ray tracing and travel time fitting of DP11B-12 station

PmP 为壳幔边界莫霍面 (Moho) 的反射震相, 表现为振幅能量强、走时连续、易于识别的优势波组特征。由 DP11B-12 (图 4) 可知, 该震相在站位西支 70~145 km 范围内以强振幅续至震相出现, 折合走时 2.5~4.2 s, 视速度 8.0 km/s, 且与 Pg 震相呈相切趋势, 反映了海礁凸起处壳幔边界结构。同时震相在站位两支往往表现为走时形态非对称特征, 说明沿测线方向站位两侧地壳厚度存在显著差异, 深部地壳结构存在明显的横向非均匀性。

根据站位所处构造单元和震相特征 (表 1) 可将该条测线站位分为两类: 一类 (DP11B-10 至 DP11B-14) 位于陆架盆地东部凹陷内, 站位处水

深较深, 深浅部震相丰富, 地壳结构的不均匀性致使各站位震相东支较西支滞后; 另一类站位 (DP11B-2 至 DP11B-9) 位于浙闽隆起和陆架盆地中部隆起内, 站位处水深较浅, 浅部震相特征相似, 深部震相单一, 连续性相对前者较差。

3 射线追踪与走时拟合

在震相识别和相关性分析的基础上, 参考同步采集的多道地震剖面、区域内综合地球物理资料和已有 OBS 剖面成果构建初始模型, 并利用 RayInvr 软件包^[45] 进行射线追踪和理论走时正演计算, 根据观测走时与理论走时的拟合程度调整初始模型, 并遵循从单台到多台、先浅层后深层、

表1 OBS折合剖面震相识别表
Table 1 Seismic phase identification of the OBS reducing time profile

站位编号	所属构造域	水深/m	北侧最远震/km	北侧最深震相	南侧最远震相/km	南侧最深震相
DP11B-2	浙闽隆起	53	4	PsP	4	Ps
DP11B-3	浙闽隆起	52	26	Pg	33	Pg
DP11B-4	海礁凸起	52	4	Ps	5	Ps
DP11B-5	海礁凸起	53	33	Pg	113	PmP
DP11B-6	海礁凸起	52	87	PmP	109	Pg
DP11B-7	海礁凸起	65	107	PmP	23	Pg
DP11B-8	海礁凸起	62	127	PmP	124	PmP
DP11B-9	海礁凸起	72	142	PmP	104	PmP
DP11B-10	海礁凸起	80	106	PmP	85	PmP
DP11B-11	西湖凹陷	89	122	PmP	63	PmP
DP11B-12	西湖凹陷	83	144	PmP	45	PcP
DP11B-13	西湖凹陷	82	114	PmP	24	PsP
DP11B-14	西湖凹陷	90	133	PmP	3	PsP

由简单到复杂的基本原则, 最终获取测线下方拟合程度最佳的二维速度结构模型。

通过正演拟合得到的地壳结构模型 (图 5a) 可以分为 5 层: 第 1 层为速度 1.5 km/s 的海水层, 厚度很薄; 第 2 层为上沉积层, 沿测线向海方向逐渐增厚, 纵向上速度随深度增加由 1.7 km/s 增加到 2.3~3.4 km/s, 横向上速度相对稳定; 第 3 层为下沉积层, 该速度层主要分布在测线东侧西湖凹陷内, 速度由顶部的 3.6 km/s 向下增加到底部的 5.4 km/s, 而测线西侧为 3.4~3.6 km/s 的沉积薄层甚至缺失; 第 4 层为上地壳层, 速度在 5.6~6.2 km/s 之间变化; 第 5 层为下地壳层, 速度为 6.3~6.9 km/s。由于沿测线水深太浅且变化不大, 因此在模拟过程中假定海底面恒定且未考虑直达水波; 沉积基底面形态起伏变化主要参考多道地震剖面, 鉴于多道剖面双程走时时深转换的误差和多解性, 在拟合过程中, 依据站位近偏距处 Pg 震相的到时及 Pg 震相与 Ps 震相的转换关系, 对该界面的深度进行了局部调整; 上下地壳分界面, 是一个较弱的速度间断面, 界面上下速度差仅为 0.1 km/s, 在模型中部和东侧局部地段出现且由 PcP 震相确定; 下地壳底界面为莫霍面, 其深度和形态主要基于 PmP 震相约束。

走时拟合过程中共拾取震相 11 778 个, 参与拟合 11 421 个, 最终模型走时拟合的均方根残差为 0.063 s, 单站位以 DP11B-10 和 DP11B-12 (图 3~图 4) 为例, 可以看出大部分震相走时吻合很

好。从图 5(b) 的射线密度分布图可以看出, 地震射线基本覆盖整个模型, 且模型东侧射线密度高于西侧, 地壳上部优于地壳下部; 总体而言, 大部分区域有 9~46 次射线覆盖, 部分区域射线覆盖次数超过 65 次, 因此模型结果具有较好的分辨率, 可以有效约束深浅部结构, 结果可靠。

4 结果与讨论

模型顶部为中、新生代沉积层, 沉积层厚度由浙闽隆起向南东至西湖凹陷增厚, 沉积基底埋深总体表现为东南深西北浅, 西湖凹陷埋深最大为 9.0 km。据沉积层回折震相速度变化特征可将沉积层分为两层, 其中上沉积层为新生代沉积, 厚度在浙闽隆起处最薄约 1.5 km, 沿测线向海呈逐渐加厚趋势, 尤以进入西湖凹陷, 增厚趋势明显, 最厚处可达 3.5 km; 下沉积层在东海陆架盆地西湖凹陷处最厚, 约 5.5 km, 向海礁凸起处减薄甚至消失, 其形态类似于箕状构造, 推测与东海陆架区广泛发育的箕状断陷盆地有关。该沉积层在海礁凸起西侧和浙闽隆起处明显变薄甚至缺失。同时在模型 55 km 和 110 km 处沉积基底存在明显下凹趋势, 推测为东海陆架次级构造单元边界的特征表现。从沉积基底起伏可知东海陆架盆地存在明显的“东西分带”差异特征, 而沉积层厚度和速度在纵向和横向上均表现为明显的非均匀性, 说明沉积基底界面埋深和结构性质与中生代沉积和构造活动密切相关。

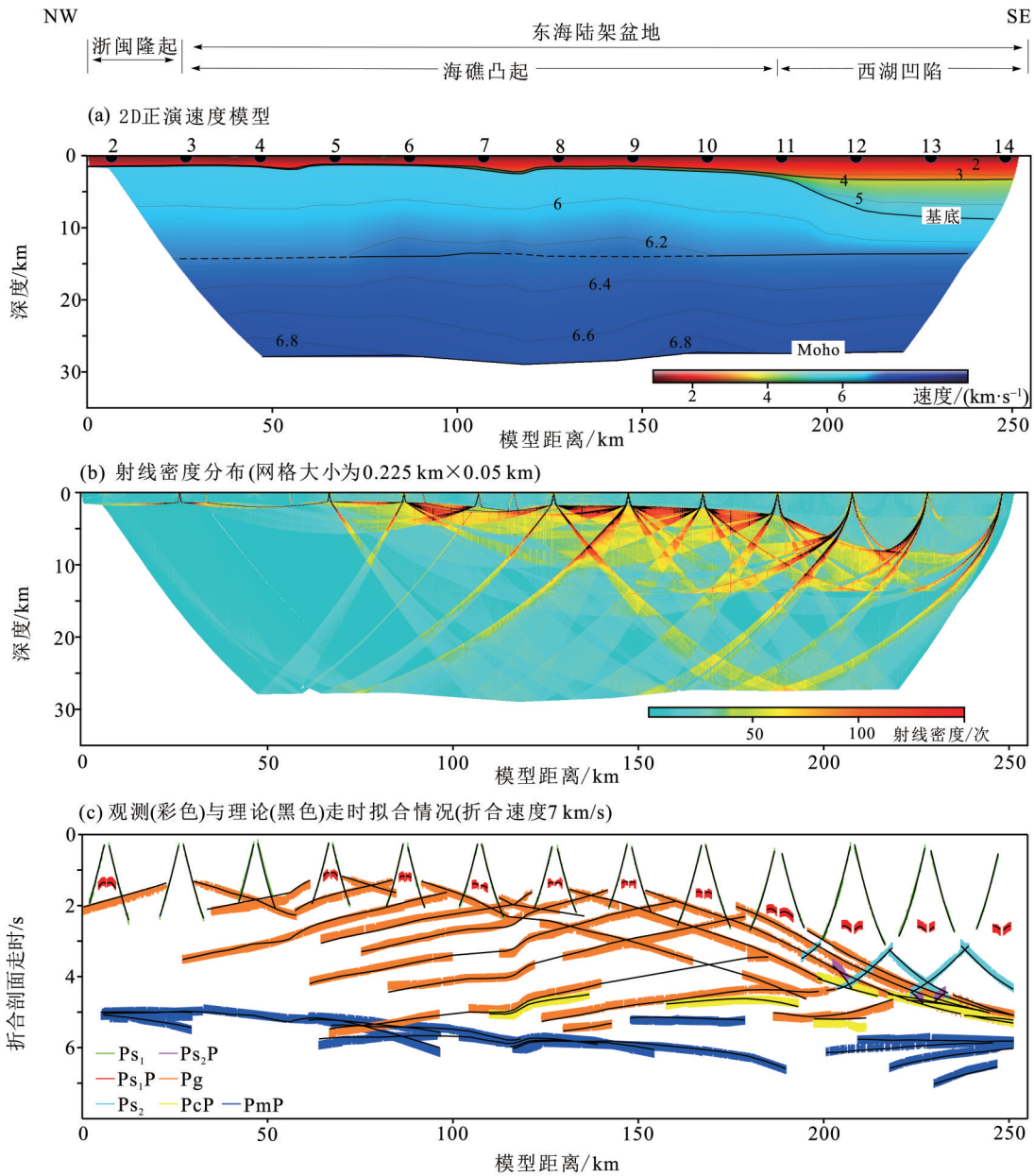


图 5 DP11B 测线正演结果

Fig. 5 Result of the DP11B travel time forward using the code RayInvr

模型下部为深部地壳层, 其中上地壳层对应第四速度层, 厚度由北西向南东整体明显减薄, 最薄处位于西湖凹陷内, 约 5.0 km, 整体埋深约 13~14.5 km, 沿测线方向呈缓慢抬升的趋势, 界面起伏变化较沉积基底明显变缓; 下地壳层由上地壳底界面和莫霍界面组成, 厚度约为 13~14 km, 莫霍面在浙闽隆起处埋深为 28.5 km, 沿测线方向缓慢抬升至 27.5 km, 至海礁凸起处加深至 28.5 km, 之后向西湖凹陷处抬升至约 27.0 km, 莫霍面起伏呈缓慢变化的凸-凹-凸的特征, 与沉积基底面总体呈似镜像关系。何慧优^[46]利用重力数据反演获得中国东海陆架盆地莫霍面深度范围为

28.5~26.0 km, 与本模型结果基本一致。测线下方下地壳层速度为 6.3~6.8 km/s, 局部地区 6.9 km/s, 未见明显的下地壳高速异常体, 推测 DP11B 测线下方并无大规模的岩浆底侵和地幔上涌活动。

用莫霍面深度减去水深和沉积层厚度, 即可求出全地壳厚度。结果显示沿测线向海方向, 全地壳厚度整体由北西向南东减薄, 局部存在增厚趋势, 其中浙闽隆起全地壳厚度约 27.0 km; 海礁凸起内全地壳厚度约 26.0~27.0 km, 存在先减薄后增厚的趋势; 西湖凹陷内全地壳厚度由凹陷西北侧与海礁凸起交界处的约 24.5 km 减薄至 17.5

km。假设东海地区初始地壳厚度为 32.0 km, 基于拉张因子计算公式 $\beta = t_0/t_{wc}$, 其中 t_0 为初始地壳厚度, t_{wc} 为现今地壳厚度^[47], 计算得出浙闽隆起处 β 为 1.2, 东海陆架盆地西部 β 在 1.2 左右平缓变化, 西湖凹陷 β 由 1.3 向东南方向急剧增大至 1.8, 可见 β 沿测线方向有逐渐增大的趋势, 且与沉积厚度分布呈反镜像关系。周志远等^[48] 利用地震资料揭示的莫霍面深度值来约束重力数据反演成像得到东海陆架盆地莫霍面深度在 25~28 km 间平缓变化, 全地壳厚度为 14.0~26.0 km, 东海地区拉张因子在 1~3 间变化。与本文模型结果相比, 莫霍面埋深和全地壳厚度相差均小于 1.0 km, 结果较为一致。本模型表明东海陆架盆地 DP11B 测线下莫霍面埋深 27.0~28.5 km, 拉张因子在 1.2~1.8 之间变化, 为有所减薄的陆壳性质, 且东海陆架区东部较西部经历了更加强烈的地壳拉伸减薄。

5 结 论

本文通过对东海陆架地区最新开展的 DP11B

测线的 13 台 OBS 深地震数据的地震波组分析、震相识别和正演建模, 获得了沿测线方向东海陆架区的地壳速度结构模型, 结合前人研究成果, 进行对比分析, 得到以下 3 点结论。

1) 东海陆架区沉积基底埋深为 1.5~9.0 km, 总体表现为东深西浅; 上地壳厚度由北西向南东明显减薄, 界面埋深为 13.0~14.5 km; 下地壳厚度较稳定, 为 13.0~14.0 km; 莫霍面埋深为 27.0~28.5 km, 界面起伏呈缓慢变化的凸-凹-凸特征, 并与沉积基底面呈似镜像关系。

2) 东海陆架区上、下地壳均为正的速度梯度带, 地壳底部未发现大规模横向高速速度扰动, 岩浆底侵和地幔上涌活动不发育。

3) 东海陆架区 DP11B 测线下方全地壳厚度约 17.5~27.0 km, 与沉积基底面呈反镜像关系, 地壳拉张因子介于 1.2~1.8 之间, 其中西湖凹陷处最大, 说明东海陆架区为减薄的陆壳, 且东部地壳拉伸减薄程度较西部剧烈。

参考文献:

- [1] 李家彪. 东海区域地质[M]. 北京: 海洋出版社, 2008.
- [2] 郑求根, 周祖翼, 蔡立国, 等. 东海陆架盆地中生代构造背景及演化[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 197-201.
- [3] 索艳慧, 李三忠, 戴黎明, 等. 东亚及其大陆边缘新生代构造迁移与盆地演化[J]. 岩石学报, 2012, 28(8): 2602-2618.
- [4] 李三忠, 余珊, 赵淑娟, 等. 东亚大陆边缘的板块重建与构造转换[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(3): 65-94.
- [5] 李家彪, 丁巍伟, 吴自银. 东海的来历[J]. 中国科学(地球科学), 2017, 47(4): 406-411.
- [6] 索艳慧, 李三忠, 戴黎明, 等. 东海陆架盆地构造单元划分与特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(6): 49-58.
- [7] 朱立新, 宋在超. 东海西湖凹陷原型盆地构造格架与演化分析[J]. 海洋石油, 2016, 36(1): 1-6.
- [8] 陈建文, 梁杰, 张银国, 等. 中国海域油气资源潜力分析与黄东海海域油气资源调查进展[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2019, 39(6): 1-29.
- [9] 钟锴, 朱伟林, 高顺莉, 等. 东海陆架盆地形成演化及油气成藏关键地质问题[J]. 地球科学, 2018, 43(10): 3485-3497.
- [10] 周心怀, 蒋一鸣, 唐贤君. 西湖凹陷成盆背景、原型盆地演化及勘探启示[J]. 中国海上油气, 2019, 31(3): 1-10.
- [11] 吴招才, 高金耀, 沈中延, 等. 中国东部及近海磁异常特征及大地构造意义[J]. 地学前缘, 2018, 25(1): 210-217.
- [12] 韩波, 张训华, 孟祥君. 东海磁场及磁性基底特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(1): 71-76.
- [13] 何慧优, 方剑, 陈铭, 等. 利用重力数据反演中国东海海域莫霍面深度[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2019, 44(5): 682-689.
- [14] 吴健生, 王家林, 陈冰, 等. 中国东部海区岩石层结构的区域综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, 2014, 57(12): 3884-3895.
- [15] SHANG L N, ZHANG X H, JIA Y G, et al. Late Cenozoic evolution of the East China continental margin insights from seismic, gravity, and magnetic analyses[J]. Tectonophysics, 2017, 698: 1-15.
- [16] CUKUR D, HOROZAL S, KIM D C, et al. Seismic stratigraphy and structural analysis of the northern East China Sea Shelf Basin interpreted from multi-channel seismic reflection data and cross-section restoration[J]. Marine and Petroleum Geology, 2011, 28(5): 1003-1022.
- [17] 郝天珧, 刘建华, 黄忠贤, 等. 边缘海岩石层结构研究[J]. 地球物理学进展, 2004, 19(3): 583-589.
- [18] 刘建华, 胥颐, 郝天珧, 等. 中国边缘海及邻区地壳和上地幔速度结构特征[J]. 地球物理学进展, 2005, 20(3): 594-599.
- [19] 郝天珧, 亚徐, 顾胥, 等. 对黄海—东海研究区深部结构的一些新认识[J]. 地球物理学报, 2006, 49(2): 458-468.
- [20] 张训华, 韩波, 孟祥君, 等. 东海地区重磁场特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 2013, 32(4): 844-854.

- [21] 高德章,赵金海,薄玉玲,等. 东海及邻近地区岩石圈三维结构研究[J]. 地质科学, 2006, 41(1): 10-26.
- [22] 李文兰,魏荣强,崔清辉,等. 基于波形拟合的中国东海地区410 km间断面附近速度结构研究[J]. 地球物理学报, 2018, 61(1): 150-160.
- [23] 胥颐,郝天珧,李志伟,等. 中国边缘海域及其邻区的岩石层结构与构造分析[J]. 地学前缘, 2008, 15(3): 55-63.
- [24] 支鹏遥,刘保华,华清峰,等. 渤海海底地震仪探测试验及初步成果[J]. 地球科学进展, 2012, 27(7): 769-777.
- [25] 李祖辉,郑彦鹏,支鹏遥,等. 渤海东南部深地震探测与地壳结构研究新进展——OBS2013剖面数据处理分析[J]. 地球物理学进展, 2015, 30(3): 1402-1409.
- [26] HAO T Y, YOU Q Y, LIU L H, et al. Joint land-sea seismic survey and research on the deep structures of the Bohai Sea areas [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2013, 32(12): 13-24.
- [27] LIU L H, HAO T Y, LÜ C C, et al. Crustal structure of Bohai Sea and adjacent area (North China) from two onshore-offshore wide-angle seismic survey lines [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 98: 457-469.
- [28] ZOU Z H, LIU K, ZHAO W N, et al. Upper crustal structure beneath the northern South Yellow Sea revealed by wide-angle seismic tomography and joint interpretation of geophysical data [J]. *Geological Journal*, 2016, 51: 108-122.
- [29] ZHAO W N, WANG H G, SHI H V, et al. Crustal structure from onshore-offshore wide-angle seismic data: Application to Northern Sulu Orogen and its adjacent area [J]. *Tectonophysics*, 2019, 770: 1-12.
- [30] KIM H J, KIM C H, HAO T Y, et al. Crustal structure of the Gunsan Basin in the SE Yellow Sea from ocean bottom seismometer (OBS) data and its linkage to the South China Block [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 180: 1-11.
- [31] KUO Y W, WANG C Y, HAO K C, et al. Crustal structures from the Wuyi-Yunkai orogen to the Taiwan orogen: The onshore-offshore wide-angle seismic experiments of the TAIGER and ATSEE projects [J]. *Tectonophysics*, 2016, 692(Part B): 164-180.
- [32] YAN P, ZHANG Y F, LI P C, et al. Deep seismic exploration in the Taiwan straits: the hx9 survey line experiment and preliminary results [J]. *Earthquake Research in China*, 2015, 29(4): 459-469.
- [33] WANG T K, DENG J M, WANG J, et al. P-wave velocity structures of the crust across the southern Taiwan strait imaged by using air-gun data recorded from ocean-bottom seismometers [J]. *Marine Geophysical Research*, 2020, 41(12): 2-17.
- [34] 丘学林,赵明辉,徐辉龙,等. 南海深地震探测的重要科学进程:回顾和展望[J]. 热带海洋学报, 2012, 31(3): 1-9.
- [35] XIA S H, ZHAO F, ZHAO D P, et al. Crustal plumbing system of post-rift magmatism in the northern margin of South China Sea: New insights from integrated seismology [J]. *Tectonophysics*, 2018, 744(2): 227-238.
- [36] LIU S Q, ZHAO M H, SIBUET J C, et al. Geophysical constraints on the lithospheric structure in the northeastern South China Sea and its implications for the South China Sea geodynamics [J]. *Tectonophysics*, 2018, 742/743: 101-119.
- [37] NAKAMURA M, KATAO H. Microearthquakes and faulting in the southern Okinawa Trough [J]. *Tectonophysics*, 2003, 372(3): 167-177.
- [38] WANG T K, LIN S F, LIU C S, et al. Crustal structure of the southernmost Ryukyu subduction zone: OBS, MCS and gravity modelling [J]. *Geophysical Journal International*, 2004, 157(1): 147-163.
- [39] LIN J Y, SIBUET J C, LEE C S, et al. Microseismicity and faulting in the southwestern Okinawa Trough [J]. *Tectonophysics*, 2009, 466(3/4): 268-280.
- [40] KLINGELHOEFER F, LEE C S, LIN J Y, et al. Structure of the southernmost Okinawa Trough from reflection and wide-angle seismic data [J]. *Tectonophysics*, 2009, 466(3/4): 281-288.
- [41] 祁江豪,吴志强,张训华,等. 西太平洋弧后地区新生代构造迁移的深部地震证据[J]. 地球科学, 2020, 45(7): 2495-2507.
- [42] QI J H, ZHANG X H, WU Z Q, et al. Characteristics of crustal variation and extensional break-up in the Western Pacific back-arc region based on a wide-angle seismic profile [J/OL]. *Geoscience Frontiers*, 2021, 12(3) [2021-10-08]. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987120302140>. DOI:10.1016/j.gsf.2020.09.011.
- [43] CHEN Y, CUI T, DING W W, et al. New progress on the onshore-offshore seismic survey in east China continental margin [J]. *Solid Earth Sciences*, 2019, 4(3): 85-91.
- [44] 杨福平,余刚群,侯林锋,等. 浙江省台州-昌化深部构造特征探测[J]. 大地测量与地球动力学, 2019, 39(2): 142-147.
- [45] ZELT C A, SMITH R B. Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure [J]. *Geophysical Journal International*, 1992, 108(1): 16-34.
- [46] 何慧优. 中国东海卫星重力异常与深部岩石圈结构的对应分析[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2011.
- [47] 张云帆,孙珍,周蒂,等. 南海北部陆缘新生代地壳减薄特征及其动力学意义[J]. 中国科学:地球科学, 2007, 37(12): 1609-1616.
- [48] 周志远,高金耀,吴招才,等. 东海莫霍面起伏与地壳减薄特征初步分析[J]. 海洋学研究, 2013, 31(1): 16-25.