

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2017.02.008

南海西南次海盆反射莫霍面成像及其地质意义

于俊辉^{1,2}, 阎贫¹, 郑红波¹, 王彦林¹, 赵旭¹

(1. 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要:深部地质结构是研究海盆动力成因的重要基础。南海西南次海盆以往多道地震资料中莫霍面的成像普遍不清, 选取 NH973-1 测线长排列多道地震数据对西南次海盆的莫霍面反射成像进行研究。该地震资料中层间多次波非常发育, 严重掩盖或干扰了莫霍面有效反射信号。针对地震资料特征, 首先采用抛物线型 Radon 变换滤波对部分层间多次波进行压制以拾取一个相对准确的初始速度, 在此基础上进一步采用速度滤波和内切除组方法对层间多次波进行压制。从资料处理效果看, 层间多次波得到有效压制, 莫霍面成像清晰, 呈现出断断续续的特征。由此解释的海盆区地壳(除沉积层外)厚度整体较薄, 约为 2.3~3.9 km, 有别于正常洋壳结构, 更接近于构造拉伸主导型的地壳。

关键词:反射莫霍面成像; 层间多次波压制; 薄地壳; 西南次海盆

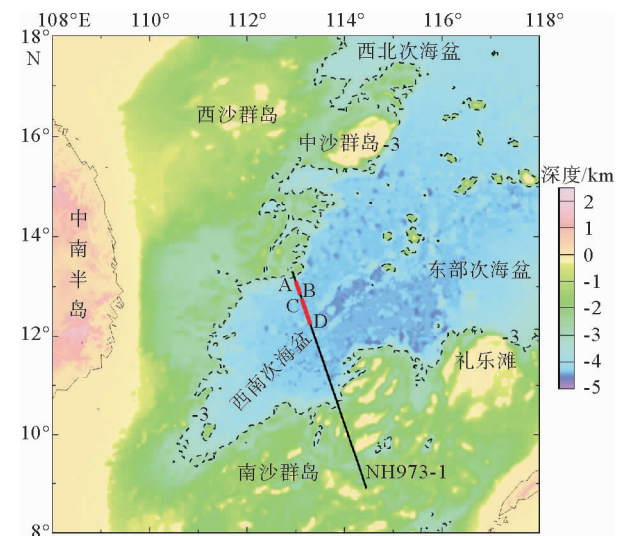
中图分类号: P736.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 0256-1492(2017)02-0075-07

深部地质结构是研究海盆动力成因的重要基础。前人对西南次海盆深部结构的研究^[1-6]主要采用海底地震仪(OBS)和长排列多道地震探测方法。虽然目前已有两条跨越西南次海盆的 OBS 地震测线揭示了西南次海盆的深部速度结构^[1,4,7], 但由于 OBS 反演的速度结构横向分辨率较低^[8], 对深地壳地质结构的成像不直观。西南次海盆已有多条跨越海盆的长排列多道地震测线(包括 NH973-1 测线), 但在以往常规处理剖面中深地壳和莫霍面的成像十分不清楚^[2,5,6], 不能有效地帮助人们对西南次海盆深部地质构造的认识。通过分析 NH973-1 长排列地震测线炮集记录, 发现海盆区基底之下可能存在被多次波干扰的有效深反射, 有可能通过改进处理获得 Moho 成像。为此, 我们对 NH973-1 测线开展重处理。

1 原始地震数据特征分析

本文使用的地震数据是 973 项目“南海大陆边缘动力学与油气资源潜力”委托国土资源部广州海洋地质调查局“探宝号”调查船于 2009 年采集的长排列多道地震 NH973-1 测线, 测线及其位置见图 1。采集参数见表 1。

该地震数据的采集具有排列长、覆盖次数高、气枪和电缆沉放深度深、气枪容量较大且穿透深度深等特点, 这为记录深反射信息奠定了良好的基础。该测线跨越西南次海盆并延伸至两侧陆缘, 海盆区海水较深, 海底较为平坦, 但基底面起伏较大、崎岖不平, 绕射波非常发育。海底面、基底面和一些沉积层界面都是强波阻抗界面, 层间多次波能量较强, 在地震记录上干扰或掩盖了基底之下的深部反射信号, 是影响深部反射成像的主要干扰波。



黑色虚线: 水深 3 km 等深线; 黑色实线: NH973-1 测线; 红色实线 AB 和 CD 表示本文展示的剖面位置, 见图 6 和 7。水深图由 GMT 软件^[9]

绘制, 水深数据来源于美国国家海洋和大气管理局(NOAA)

图 1 南海西南次海盆区域位置及 NH973-1 地震测线分布图
Fig. 1 Location of the Southwest sub-basin and the NH973-1 seismic survey line

基金项目:国家自然科学基金项目(91328205, 41376062); 729 工程项目(GZH20110205)

作者简介:于俊辉(1991—), 男, 博士研究生, 从事海洋地球物理与海洋地质研究, E-mail: jhyu@scsio.ac.cn

收稿日期: 2016-07-20; **改回日期:** 2016-09-29. 文凤英编辑

表1 NH973-1 测线地震数据的采集参数

Table 1 Acquisition parameters of the seismic data in this study

电缆道数	480	记录长度/s	12
道间距/m	12.5	采样率/ms	2
炮间距/m	37.5	气枪深度/m	8
偏移距/m	250	电缆深度/m	10
覆盖次数	80	气枪容量/L	83.3

2 莫霍面反射成像处理

中海油能源发展股份有限公司特普地球物理分公司已于2009年完成了该测线的常规处理,但基底以下缺少明显的反射。本文在其基础上对该测线海盆区的西北段数据进行目标化处理(流程见图2)。在处理过程中,本文重点尝试采用抛物线型 Radon 变换、速度滤波和内切除方法对层间多次波进行组合压制。

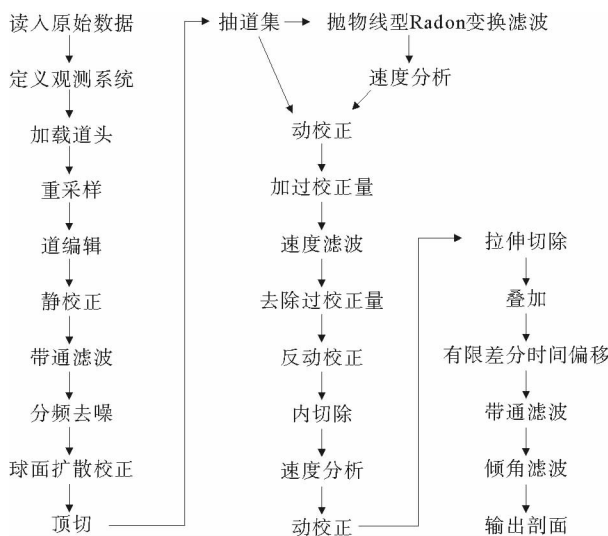


图2 莫霍面反射成像流程

Fig. 2 Flowchart of reflection Moho imaging

2.1 抛物线型 Radon 变换

Radon 变换滤波是利用多次波和一次波之间的速度或动校时差的差异来进行多次波衰减。通常情况下,抛物线型 Radon 变换是对经有效波速度动校正后的共中心点道集进行处理的,但该区地震资料受层间多次波干扰严重,无法辨别深部有效波并拾取其速度,相对来说层间多次波更易识别。因此,本文在未经动校正的原始 CDP(共深度点, Common

Depth Point)道集中识别出层间多次波并确定其动校时差范围,然后将 $t-x$ 域原始 CDP 道集经抛物线型 Radon 正变换到 $\tau-p$ 域,在 $\tau-p$ 域内对位于层间多次波动校时差范围内的信号进行压制,然后经抛物线型 Radon 反变换到 $t-x$ 域,得到层间多次波压制后的 CDP 道集,便于识别有效反射信号并进行有效波速度分析。在得到相对准确的初始速度基础上,进一步选择速度滤波和内切除方法进行组合压制层间多次波。

2.2 速度滤波

速度滤波方法是根据多次波与有效波之间的速度差异进行滤波以达到多次波压制的目的。该方法既可以在 $f-k$ 域中实现,也可在 $\tau-p$ 域实现,其具体实现思路是:在相同零偏移距双程旅行时时,多次波速度比有效波低,当用有效波速度进行动校正后,有效波被校平,而多次波欠校正。此时,将 CDP 道集中的有效波和多次波同时加上一个合适的过校正量,使得有效波过校正、多次波欠校正或被校平。然后,将 CDP 道集变换到 $f-k$ 域或 $\tau-p$ 域,有效波和多次波会被分离在不同的区间范围内。此时,选择多次波所在区间范围进行压制,再将 $f-k$ 域或 $\tau-p$ 域的 CDP 道集反变换到时空域,就得到了多次波压制后的 CDP 道集。进行速度滤波后将速度滤波过程中加入的过校正量反校正回来,并将 CDP 道集进行反动校正,便于后续内切除、速度分析等处理。

2.3 内切除

切除法通常用于 CDP 道集的动校拉伸畸变切除和海水中直达波的切除,本文采用内切除方法切除速度滤波后 CDP 道集中残留的近道多次波,在动校正后的 CDP 道集中,远道多次波欠校正量较大而近道多次波欠校正量较小,因此在进行速度滤波压制层间多次波时,在 $f-k$ 域或 $\tau-p$ 域中近道多次波很难与有效波分离开来,速度滤波后仍有部分近道多次波残留。此时,内切除方法就成为压制近道残余多次波的直接且有效的方法。由于本文的地震资料叠加次数较高(80次),选取合适的近道进行内切除,在有效压制近道残余多次波的同时对资料的信噪比影响较小。

3 处理效果分析

图3为多次波压制前 CDP5000 道集及其对应的速度谱,其中红色椭圆中一连串的能量团为层间

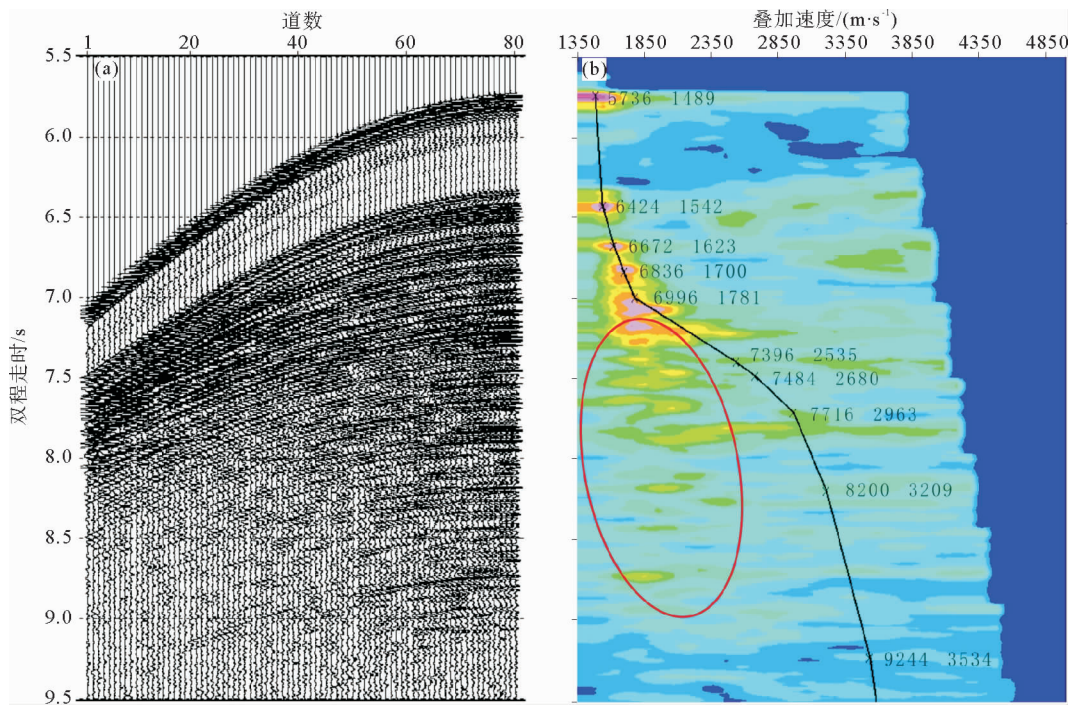
多次波在速度谱上的表现。这些层间多次波能量较强,在 CDP 道集中掩盖或干扰了有效的深反射信号。图 4 为经抛物线型 Radon 变换滤波后的 CDP5000 道集及其对应的速度谱。从图中可以看出,在压制层间多次波的同时,损失了部分有效信号,因此经抛物线型 Radon 变换滤波后的数据并不适合做后续的动校正、叠加等处理。但是,大部分层间多次波得到有效压制,有效的深反射信号得以凸显,能满足我们进行速度分析的要求,并得到一个相对准确的初始速度。根据该初始速度,本文选取速度滤波和内切除方法对层间多次波进行组合压制,经速度滤波和内切除组合压制后的 CDP5000 道集及其对应的速度谱见图 5。从 CDP 道集中可以看出在图 3 的 CDP 道集中发育的层间多次波得到很好地压制、有效波得以较好地保留,在速度谱上表现为层间多次波能量团消失、有效波能量团凸显。

与中海油能源发展股份有限公司特普地球物理分公司的处理结果进行对比(图 6 和 7)可以看出,特普公司的处理剖面(图 6a 和 7a)中基底以下深地壳和莫霍面并未得到成像,而在本文的处理剖面(图 6b 和 7b)中,莫霍面成像清晰,呈现出断断续续的特征,处理效果改进明显。

4 讨论

从本文的处理剖面(图 6b 和 7b)中可以看出,除海盆边缘地壳(不包括沉积层)厚度较厚(6.0 km 左右)外,海盆区大部分地壳的双程时间厚度都在 0.7~1.2 s 之间,厚度整体较薄,约为 2.3~3.9 km (地壳速度按 6.5 km/s 计算)。另一条跨越西南次海盆的长排列多道地震剖面 N10 在海盆西北段存在较为清晰的莫霍面反射成像^[6],结果显示地壳厚度约为 2.6~3.6 km。Braitenberg 等^[10]通过卫星重力数据反演得到了南海海盆的莫霍面埋深,本文处理剖面所在位置的莫霍面埋深约 9 km,而此处水深约为 4 300 m。假设研究区沉积层平均厚度为 1 km,可得地壳厚度约为 3.7 km。这些结果都充分说明了西南次海盆西北段地壳厚度较薄的特征。

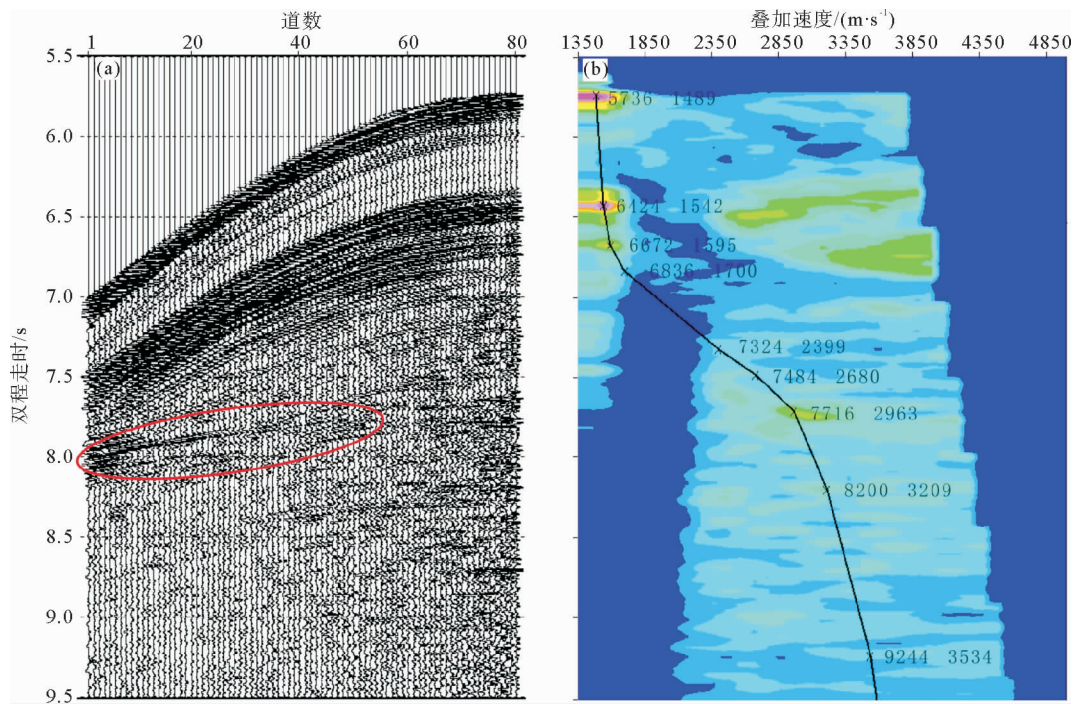
根据动力来源的不同,海底扩张可分为岩浆主导型和构造拉伸主导型。岩浆主导型海底扩张动力主要来源于扩张轴处岩浆上拱的推力,往往伴随大量的岩浆活动,形成岩浆分异层状地壳,地壳厚度大(>5 km),例如西太平洋小笠原群岛东部的 Michelson 洋脊两侧的洋壳厚度在 6 km 左右^[11];Aghaei



(b)中折线拐点(叉号)旁的每组数据对分别代表该能量团对应同相轴的双程旅行时(ms)和叠加速度($m \cdot s^{-1}$),红色椭圆标注为层间多次波的能量团

图 3 层间多次波压制前 CDP5000 道集(a)及其对应的速度谱(b)

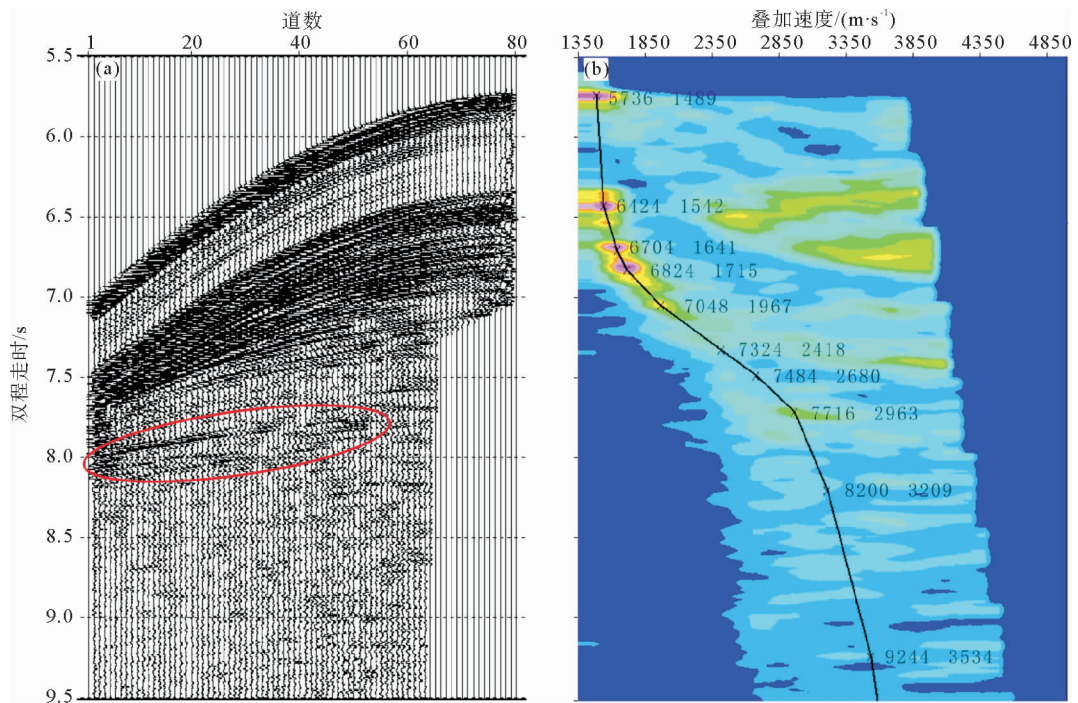
Fig. 3 CDP gather 5000 (a) and it's velocity spectrum (b) before peg-leg multiples suppression



(a)中红色椭圆内为可能的莫霍面反射信号;(b)中折线拐点(叉号)旁的每组数据对分别代表该能量团对应同相轴的双程旅行时(ms)和叠加速度($m \cdot s^{-1}$)

图4 抛物线型Radon变换滤波后的CDP5000道集(a)及其对应的速度谱(b)

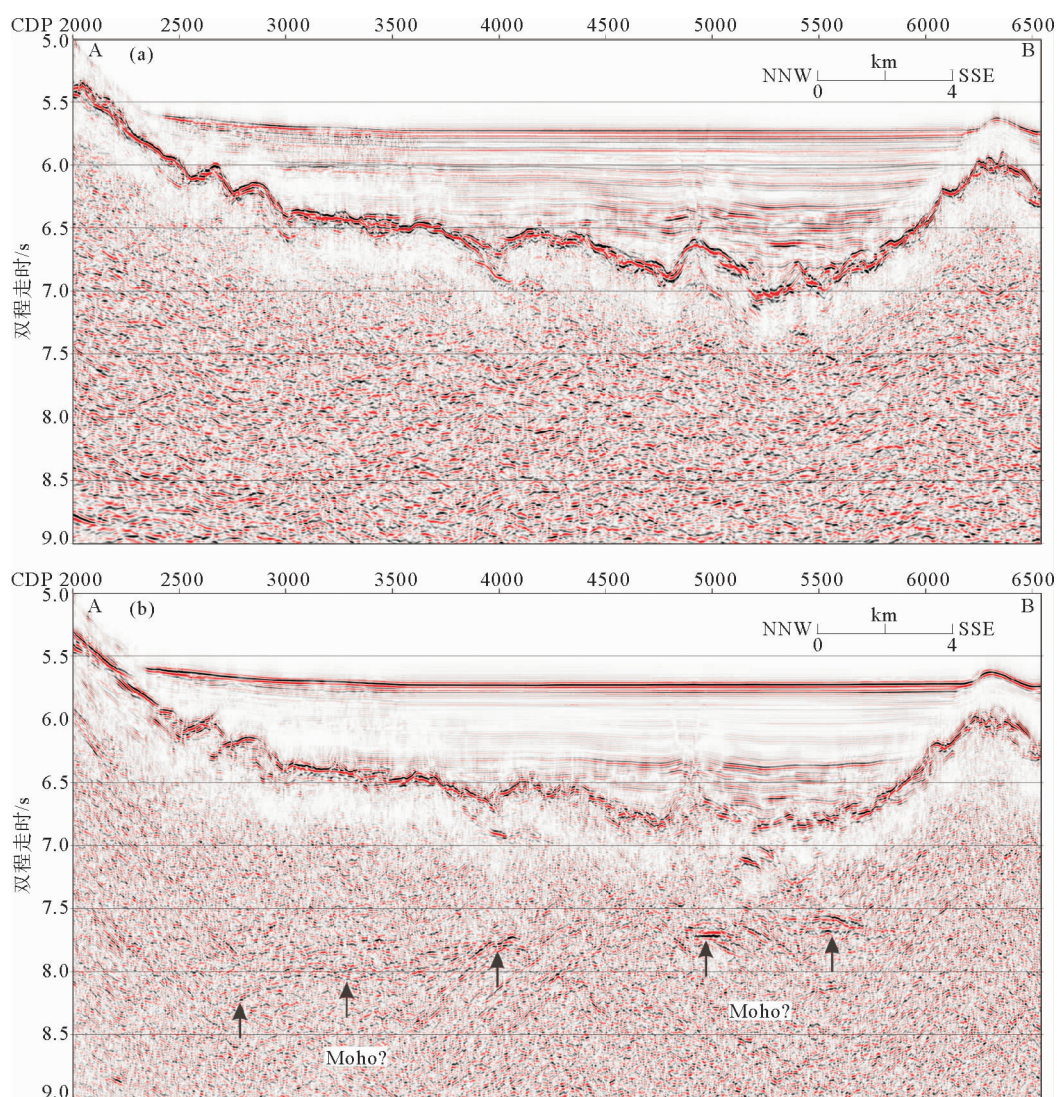
Fig. 4 CDP gather 5000 (a) and it's velocity spectrum (b) after parabolic Radon transform filtering



(a)中红色椭圆内为莫霍面反射信号;(b)中折线拐点(叉号)旁的每组数据对分别代表该能量团对应同相轴的双程旅行时(ms)和叠加速度($m \cdot s^{-1}$)

图5 速度滤波和内切除组合压制层间多次波后的CDP5000道集(a)及其对应的速度谱(b)

Fig. 5 CDP gather 5000 (a) and it's velocity spectrum (b) after velocity filtering and inner muting



(a)特普公司剖面;(b)本文剖面

图 6 NH973-1 测线 AB 段(位置见图 1)处理剖面对比图

Fig. 6 Comparison of the AB segment (see Fig. 1 for location) of line NH973-1 processed by (a) PRO-TECH, CNOOC; (b) This study

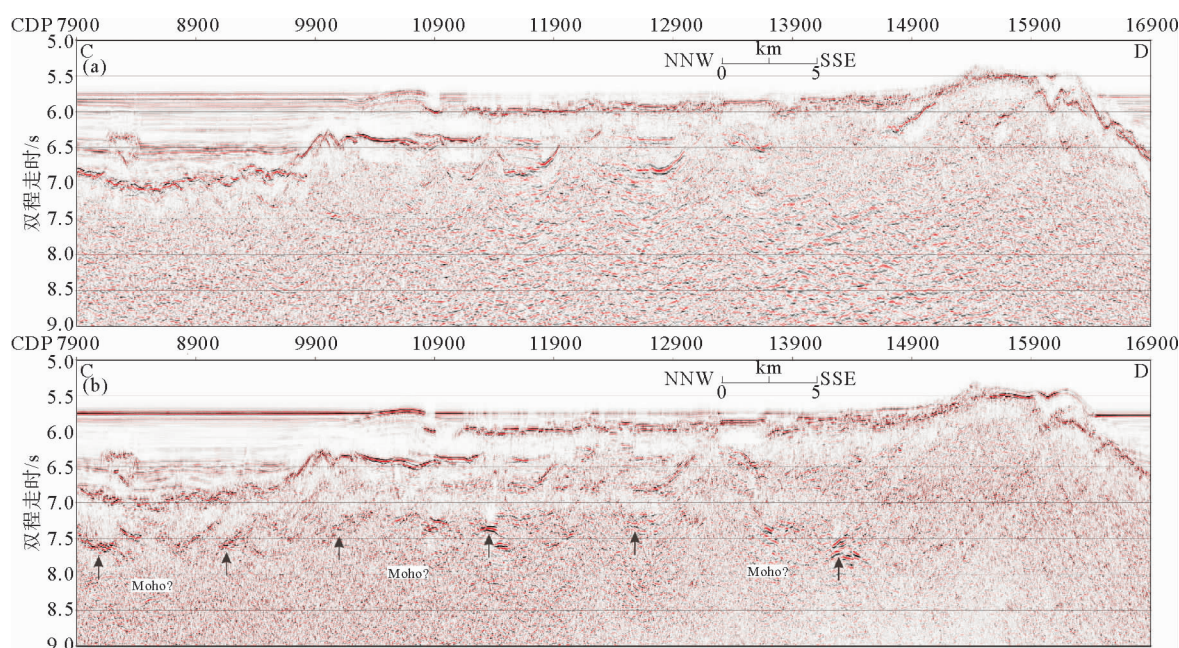
等^[12]通过三维多道地震探测,计算出 $9^{\circ}42' \sim 9^{\circ}57'$ N 东太平洋隆起区脊轴两侧,10 km 范围内洋壳平均厚度为 $5\,740 \pm 270$ m,表明快速扩张时期岩浆供应充足。而构造拉伸主导型海底扩张动力主要来源于岩石圈的拉伸,可能会导致地壳剧烈减薄(< 5 km),甚至有蛇纹岩化的上地幔出露,例如北纬 15° 大西洋洋脊^[13]和西南印度洋超慢速扩张脊^[14]。西南次海盆的薄地壳与岩浆主导型海底扩张产生的正常洋壳明显不同,反映了扩张期岩浆供应不足。

大西洋纽芬兰段的洋壳^[15]与西南次海盆的薄地壳相似。在多道地震剖面中,大西洋纽芬兰段的莫霍面反射也表现出断断续续的特征,且该段洋壳厚度仅为 $3 \sim 4$ km,并延伸约 50 km 才过渡到正常

洋壳,表明海底扩张开始时处于岩浆供应有限的慢速或超慢速扩张环境。我们据此推测南海西南次海盆的海底扩张很可能也是岩浆供应有限、构造拉伸占主导作用的慢速扩张,更接近于构造拉伸主导型海底扩张。

5 结论

通过对南海西南次海盆二维长排列多道地震资料的特征分析,发现层间多次波是影响海盆区基底以下深反射成像的主要干扰波。采用抛物线型 Radon 变换滤波、速度滤波和内切除组合方法进行压制,效果很好。对比表明,西南次海盆西北段存在清



(a)特普公司剖面;(b)本文剖面

图7 NH973-1测线CD段(位置见图1)处理剖面对比图

Fig. 7 Comparison of the CD segment (see Fig. 1 for location) of line NH973-1 processed by

(a) PRO-TECH, CNOOC; (b) This study

晰、断断续续的深反射,可能就是莫霍面。由此解释的海盆区地壳厚度整体较薄,约为2.3~3.9 km,明显区别于岩浆主导型海底扩张产生的正常洋壳,更接近于构造拉伸主导型海底扩张产生的地壳结构。

参考文献 (References)

- [1] 丘学林, 赵明辉, 敖威, 等. 南海西南次海盆与南沙地块的OBS探测和地壳结构[J]. 地球物理学报, 2011, 54(12): 3117-3128. [QIU Xuelin, ZHAO Minghui, AO Wei, et al. OBS survey and crustal structure of the Southwest Sub-basin and Nansha Block, South China Sea[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2011, 54(12): 3117-3128.]
- [2] 赵长煜, 宋海斌, 李家彪, 等. 南海西南次海盆NH973-1测线地震解释[J]. 地球物理学报, 2011, 54(12): 3258-3268. [ZHAO Changyu, SONG Haibin, LI Jiabiao, et al. Tectonic and seismic interpretation of line NH973-1 along southwest sub-basin in South China Sea[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2011, 54(12): 3258-3268.]
- [3] Li J B, Ding W W, Wu Z Y, et al. The propagation of sea-floor spreading in the SW subbasin, South China Sea[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(24): 3182-3191.
- [4] Pichot T, Delescluse M, Chamot-Rooke N, et al. Deep crustal structure of the conjugate margins of the SW South China Sea from wide-angle refraction seismic data[J]. Marine and Petroleum Geology, 2014, 58: 627-643.
- [5] Song T R, Li C F. Rifting to drifting transition of the Southwest Subbasin of the South China Sea[J]. Mar. Geophys Res., 2015, 36: 167-185.
- [6] Ding W W, Li J B, Clift D, et al. Spreading dynamics and sedimentary process of the Southwest Sub-basin, South China Sea: Constraints from multi-channel seismic data and IODP Expedition 349[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 115: 97-113.
- [7] 吕川川, 郝天珧, 丘学林, 等. 南海西南次海盆北缘海底地震仪测线深部地壳结构研究[J]. 地球物理学报, 2011, 54(12): 3129-3138. [Lü Chuanchuan, HAO Tianyao, QIU Xuelin, et al. A study on the deep structure of the northern part of Southwest sub-basin from ocean bottom seismic data, South China Sea[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2011, 54(12): 3129-3138.]
- [8] 王彦林, 阎贫. 深地震探测的分辨率分析—以南海北部OBS数据为例[J]. 地球物理学报, 2009, 52(9): 2282-2290. [WANG Yanlin, YAN Pin. Lateral resolution analysis of deep crustal sounding: A case study on the data from ocean bottom seismometers in the northern South China Sea[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2009, 52(9): 2282-2290.]
- [9] Wessel P, Smith W H F. New, improved version of generic mapping tools released[C]. EOS Transactions AGU, 1998, 79(47): 579.
- [10] Braitenberg C, Wienecke S, and Wang Y. Basement structures from satellite-derived gravity field; South China Sea ridge[J]. J. Geophys. Res., 2006, 111, B05407, doi:10.1029/2005JB003938.
- [11] Tsuji T, Nakamura Y, Tokuyama H, et al. Oceanic crust and Moho of the Pacific Plate in the eastern Ogasawara Plateau region[J]. Island Arc, 2007, 16: 361-373.
- [12] Aghaei O, Nedimovic M R, Carton H, et al. Crustal thick-

- ness and Moho character of the fast-spreading East Pacific Rise from 9°42'N to 9°57'N from poststack-migrated 3-D MCS data[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2014, 15: 634-657, doi:10.1002/2013GC005069.
- [13] Schroeder T, Cheadle M, Dick H. Nonvolcanic seafloor spreading and corner-flow rotation accommodated by extensional faulting at 15°N on the Mid-Atlantic Ridge: A structural synthesis of ODP Leg 209[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2007, 8(6): 1-16.
- [14] Cannat M, Sauter D, Mendel V, et al. Models of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge[J]. *Geology*, 2006, 34(7): 605-608.
- [15] Hopper J R, Funck T, Tucholke B E, et al. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin[J]. *Geology*, 2004, 32(1): 93-96.

IMAGING OF REFLECTION MOHO IN THE SOUTHWEST SUB-BASIN OF SOUTH CHINA SEA AND ITS GEOLOGICAL IMPLICATIONS

YU Junhui^{1,2}, YAN Pin¹, ZHENG Hongbo¹, WANG Yanlin¹, ZHAO Xu¹

(1. CAS Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Deep crust structure is important to understand the dynamic origin of a marginal sea basin. However, reflection Moho has been poorly imaged in the Southwest Sub-basin of the South China Sea so far. So we reprocessed a portion of the seismic line NH973-1, which was collected with a 6 km streamer, to improve the Moho imaging. This data is rich of peg-leg multiples, thus the Moho is masked. For this, Parabolic Radon transform filtering is firstly applied to suppress the peg-leg multiples to get a initial velocity of the deep reflections. Then, velocity filtering and inner muting are carried out to further attenuate the multiples. Consequently, peg-leg multiples are attenuated effectively, and the discontinuous strong reflections, likely Moho, appear clearly. The interpreted crust (except sediments) is about 2.3 to 3.9 km thick, which is different from the normal oceanic crust, but more like the crust created by tectonic dominated seafloor spreading.

Key words: the Southwest sub-basin of the South China Sea; reflection moho imaging; peg-leg multiple suppression; thin crust