

郭衍龙, 胡 昊, 阮爱国, 等. 海底地震仪(OBS)被动源接收函数的意义和方法[J]. 华南地震, 2016, 36(4): 20–26. [GUO Yanlong, HU Hao, RUAN Aiguo, et al. The Significance and Methods of OBS Receiver Function[J]. South china journal of seismology, 2016, 36(4): 20–26.]

海底地震仪(OBS)被动源接收函数的意义和方法

郭衍龙, 胡 昊, 阮爱国, 卫小冬

(国家海洋局第二海洋研究所 海底科学重点实验室, 杭州 310012)

摘要: 大洋中脊和边缘海扩张脊岩石圈结构或更深的地幔间断面由于深度大且存在部分熔融现象, 人工源地震方法难以获取来自这种深度的地震信号, 洋盆/海盆中又没有地震台, 而利用天然地震面波精度比较低。为此, 在海底地震仪(OBS)天然地震观测进行分析的基础上, 提出了用 OBS 被动源接收函数研究洋中脊/扩张脊岩石圈深部结构和地幔过渡带(MTZ)的建议, 并对 OBS 被动源接收函数有关问题、方法和技术路线进行了梳理描述。最后简要介绍了拟定的西南印度洋超慢速扩张脊周边开展 OBS 被动源观测的计划。

关键词: 海底地震仪; 被动源; 接收函数; 岩石圈结构; 地幔过渡带

中图分类号: P631.43

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662 (2016) 04-0020-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2016.04.004

The Significance and Methods of OBS Receiver Function

GUO Yanlong, HU Hao, RUAN Aiguo, WEI Xiaodong

(The Second Institute of Oceanography SOA, Key Laboratory of Submarine Geosciences,
Hangzhou 310012, China)

Abstract: For the deep depth and partial melting phenomenon of lithosphere structure or deeper mantle discontinuity of mid-ocean ridge and marginal sea spreading ridge, it's difficult to obtain seismic signal with active source seismic method. Meanwhile, there are no permanent seismic stations in the sea basin, and there is a low precision when using the natural seismic surface wave to study. This paper puts forward the suggestion that study lithosphere structure and Mantle Transition Zone (MTZ) of mid-ocean ridge or spreading ridge with the Ocean Bottom Seismometer(OBS) passive source receive function, which is based on the analysis of OBS natural earthquake observation. The relevant issues, methods and technology route about the OBS passive source receiver function are well described. Finally, the paper introduces an experiment plan of OBS passive source observation at ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge.

Key words: Ocean bottom seismometer; Passive seismic; Receiver functions; Lithospheric structure; Mantle transition zone

收稿日期: 2015-10-06

基金项目: 国家自然科学基金 (91228205, 41576037) 资助

作者简介: 郭衍龙(1990-), 男, 在读硕士, 主要从事海洋地球物理研究. **E-mail:** guolong896@163.com.

通信作者: 胡 昊(1990-), 男, 在读硕士, 主要从事海洋地质科学研究. **E-mail:** 641803911@qq.com.

0 引言

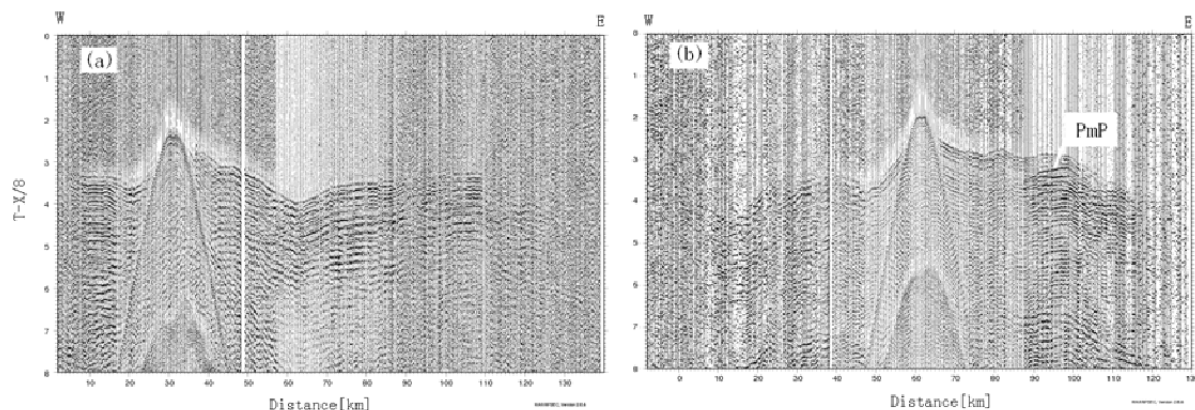
边缘海残留扩张脊、大洋中脊是研究海底扩张和洋壳形成动力学机制的关键所在。对它们的洋壳深部结构和岩石圈或地幔间断面进行探查与研究的主要地球物理方法是重力和地震,虽然两者都具有多解性,但后者更为精细可靠。就地震方法而言,主要是天然地震的层析成像和人工源反射/折射探测。由于海盆中没有固定地震台站,天然地震层析成像主要依赖于面波^[1-2],因而精度和分辨率较低,对于局部关键点的精细结构难以作为。海底地震仪(OBS)的人工源广角地震测线或3D台阵层析成像相对于拖曳方式的海洋多道地震其探测深度已大大提高,相对于重力方法其精度和可靠性也大大提高,但由于震源能量的限制,对莫霍面以下则难以作为,而且探查费用也极为昂贵,这使得我们对洋中脊/海盆扩张脊许多问题的解答还存在局限性。因为洋中脊不同于一般的海盆或断层,其深部热力学结构比较特殊。例如2010年我们在超慢速扩张的西南印度洋中脊(49–50°E)开展的OBS 3D台阵人工源探测^[3-5]获得的数据表明,在最感兴趣的热液活动喷口区域的地震记录剖面上莫霍面反射震相PmP不够清晰^[4,6],而相邻区域则有十分清晰的PmP(图1)。导致的问题是只能以7.0 km/s的速度等值线作为莫霍面顶界面^[9],从而根据其下凹形态推测热液活动的模式是熔融岩浆在拆离断层的帮助下上涌,从而排除了前人推测的由于洋中脊周边热点作用形成的熔融岩浆的侧向运动^[7-8]。也就是说,我们虽然对这个重要科学问题给出了比较好的解答,但其依据还存在瑕疵(不清楚地幔顶界和更深构造)。又例如,在南海海盆的人工源OBS地震记录剖面上PmP十分清晰,可以明确地得到莫霍面的埋深和地壳厚度,而在残留扩张脊(长龙-中南海山)同样的震源条件下却没有获得PmP震相(图2),这说明扩张脊具有不同于海盆的特征,然而对于我们理解其动力学机制和岩浆活动却十分重要,但其特征又难以从OBS人工源地震记录剖面上获取,这导致对南海海盆形成的机制模式中地幔部分熔融作用缺乏理解。总之,对洋中脊/残留扩张脊下面的岩石圈和地壳精细结构的研究还需进一步深入。

另一方面,将一定量的宽频带OBS投放到海底进行连续观测在我国近年来的海洋调查中取得了一些进展^[9-10]。OBS被动源观测,一方面可以用

于3D层析成像,并为后续更大范围的层析成像积累数据^[11],另一方面也可以直接利用单台的远震记录,这种方法特别适合大洋局部关键点岩石圈结构。常用的有S波分裂技术反演岩石圈各向异性,以及接收函数方法反演岩石圈速度结构。我们在南海西南次海盆曾用OBS记录开展过各向异性研究并取得了很好的效果^[9]。接收函数是一种反演台站下方地壳-上地幔S波或P波的速度结构的方法^[12-13],并已得到较大的改进和完善^[14-15]。我国的喜马拉雅-青藏高原地壳结构的研究中得到了大量的应用^[16-20],在海岛上也有应用^[21-23]。其原理就是把远震径向分量和切向分量用垂直分量进行反褶积处理,根据等效震源方法^[12],将远震记录的垂直分量近似为仪器脉冲响应与有效震源时间函数的褶积,用其对径向分量和切向分量进行反褶积计算,从而消除震源和传播路径的影响,所得到的径向接收函数和切向接收函数仅与台站下方的介质结构有关。将这种方法用于宽频带OBS就能有效求取台站下方的S波或P波速度结构,非常适合洋中脊局部关键点的岩石圈结构或更深的地幔地震间断面的反演。

1 OBS接收函数存在的问题

近年我国在边缘海海盆、西南印度洋中脊、南极和北极海域,先后投放了多批次宽频OBS进行天然地震观测,但目前为止,国内还没有OBS被动源接收函数研究的成果或论文发表,国际上也不多。就是说,从OBS的实践和洋中脊深部结构及科学问题两个方面看,开展OBS被动源接收函数的研究是有重要意义的。用OBS远震记录接收函数反演岩石圈结构是可行的,但在实际工作中仍存在一些困难,可能导致结果产生一定的误差^[24],原因是多方面的。一是由于OBS是自由下沉着底,站基条件没有陆上台站好,其地质条件和周边环境(海底软泥、海底洋流等)会影响地震数据质量,特别是低频信号。二是接收函数、S波分裂、面波分析等研究^[9,11,25,26]要用到水平分量,使得方位角成为很重要的参数,而OBS上配备的磁罗盘可能会受到仪器自身磁场影响,记录的方位角存在一定误差。三是实际观测时间不够长,往往只有数个月,获得的高质量远震记录数较少。针对这些问题,我们拟将以下方法应用于OBS接收函数的研究,并拟定了实际观测方案。

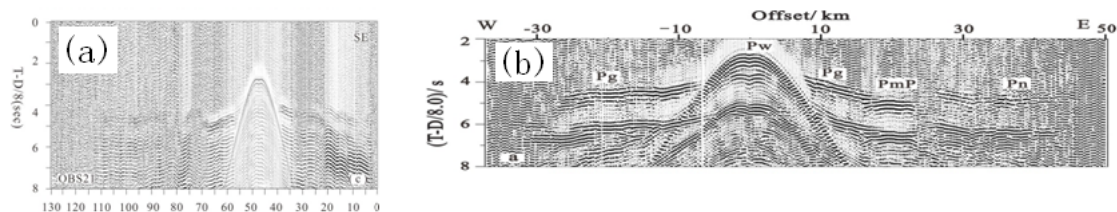


(a) 位于热液活动喷口区附近的 OBS 站位, 没有明显的莫霍面反射震相 PmP;

(b) 位于火山隆起区的 OBS 站位, 记录了清晰的 PmP 震相。

图 1 西南印度洋中脊 (49°~50°E) 2 个 OBS 站位沿中轴的地震记录剖面 (折合速度 8.0km/s)

Fig.1 Two seismic profiles cross the axis of mid-ocean ridge (49°~50°E) in Southwest Indian Ocean (reduction velocity is 8.0km/s)



(a) 横跨西南次海盆中脊的 OBS 站位, 没有明显的莫霍面反射震相 PmP;

(b) 位于海盆中央 (14.5°N) 的 OBS 站位, 记录了清晰的 PmP 震相。

图 2 南海海盆的 2 个 OBS 站位的地震记录剖面 (折合速度 8.0km/s)

Fig.2 Two seismic profiles of OBS stations in South China Sea basin (reduction velocity is 8.0km/s)

2 洋壳和岩石圈结构的反演方法

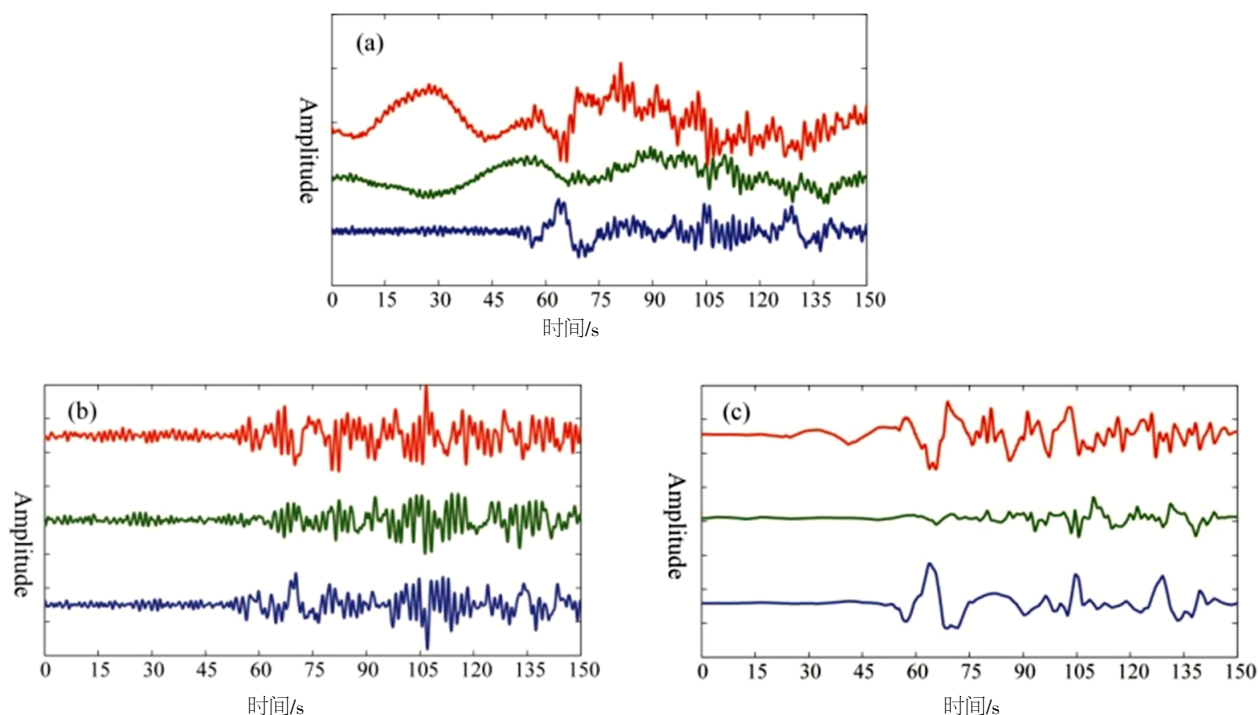
首先是对 OBS 外在结构和观测系统进行分析, 通过数值模拟(1D 正演)总结和发现 OBS 观测对于接收函数反演的要求和改进办法, 特别是水柱的影响。然后根据实测数据, 对记录中的干扰信号进行分析, 找出平稳信号、无规律非平稳信号的区分和压制办法, 目前已经取得了一些认识^[27]。我们发现经过常规的去均值、去线性趋势、波形尖灭和高、低通傅里叶变换滤波处理后, OBS 数据的信噪比还不够理想。通过傅里叶变换分别做高/低通滤波和带通滤波以压制各种平稳干扰, 然后再利用小波变换的时频分析特性^[28], 在小波域做阈值滤波以压制非平稳干扰。获得了信噪比较高、震相清晰的地震记录(图 3)^[27]。

采用 Zhu 和 Kanamori^[29]提出的接收函数提取方法来求取接收函数。这里面有一个关键点是水准量的控制;

$$r(t)=(1+c) \int \frac{R(\omega) S^*(\omega)}{|S(\omega)|^2+c \sigma_0^2} e^{-\frac{\omega^2}{4a}} e^{-i \omega t} d \omega \quad (1)$$

其中, $R(\omega)$ 为水平分量的频谱; $S(\omega)$ 为等效震源的频谱, 用垂直分量的频谱表示; $S^*(\omega)$ 为垂直分量的复共轭谱; $e^{-\frac{\omega^2}{4a}}$ 为高斯低通滤波器; $c \sigma_0^2$ 为水准量; $(1+c)$ 是补偿水准量引起的振幅损失, 其目的是保证接收函数计算的稳定。

为了能够克服线性反演的不足, 拟采用非线性反演的方法。具体来说是用 Sambridge^[30-33]提出的反演方法。这是蒙特卡罗算法的一种, 称为相邻算法。该方法其特点是优先选取数据拟合较好的区域内采样, 得到一个模型集合, 相对于一般的随机取样获得单一的最优模型, 能够提高反演速度和精度。采用的接收函数的反演软件为 NA-Sampler, 其中的正演微分理论地震图是基于 Kennett^[34]提出的广义反射透射矩阵理论。为了验证



(红线为径向分量, 绿线为切向分量, 蓝线为垂向分量)。

(a) 原始 ZRT 三分量地震记录; (b) 傅里叶变换滤波后的结果; (c) 傅里叶变换滤波联合小波变换处理的结果。

图3 傅里叶变换滤波和小波变换滤波对比

Fig.3 Comparison of Fourier transform filtering and wavelet transform filtering (Red line is R component, green line is T component and blue line is Z component)

反演结果, 我们还将采用 $H-k$ 叠加方法^[29], 计算 Moho 面埋深和波速比(V_p/V_s), 作为对反演结果的检验。

3 地幔过渡带(MTZ)的研究方法

地幔中平均深度分别为 410 km 和 660 km 地震间断面(分别简称为 410 界面和 660 界面)的形态可以为地球热力学和岩石成份结构提供有价值的资料, 因为这两个间断面分别被解释为 410 面由相橄榄石转变为相尖晶石引起, 其相变克拉伯龙斜率为正, 所以当温度升高(降低), 其埋深加深(变浅), 660 面则是由于相尖晶石相变为钙钛矿和方镁铁矿所引起, 其相变克拉伯龙斜率为负, 因此 660 面埋深随温度变化与 410 面相反^[35-36]。410 与 660 界面之间的区域被定义为地幔过渡带(MTZ)。在低温环境下, 410 界面上升, 660 界面下降, 反之, 温度的增加会导致 MTZ 变薄。因此, 通过确定某个地方的 MTZ 厚度, 就可以反推下面的热力学状态。其研究方法多样, 但从精度上讲被动源接收函数方法较好, 对于没有固定台站的大洋中脊, 可以通过宽频带 OBS 来进行, 并在菲

律宾海盆取得了成果^[37-39], 具体做法如下。

(1) 为降低 P 和 Ps 在接收函数上的差异性衰减, 可以从标准模型(如 PREM 模型^[40])中取得 Q_p 和 Q_s 值, 分别对垂直分量 $v(t)$ 和径向分量的 $r(t)$ 进行振幅补偿滤波。

(2) 用某种反褶积方法(频率域反褶积或者时间域反褶积方法)求得单台站单事件接收函数, 如上述(1)式。

(3) 做动校正。在叠加前将不同射线参数的接收函数中转换波的到时校正到同一起点。由于走时是断面深度和速度的函数, 不能简单求取。除了使用层状介质公式外, 可以在深度范围内(如 0~800 km), 取一定网格间距(如 1 km)及对 S 波速度相对参考模型(如 Iasp91 模型^[41])取一个扰动范围(-2.5%~+2.5%)和间距(0.1%), 计算出射线参数对应的各个深度界面的转换波到时, 其中, 根据 P 波速度可由其与 S 波速度的比值变化来确定^[42]。

(4) 在叠加前, 用自助抽样法^[43]随机求接收函数(如 1 000 次), 确定间断面的深度置信水平。并由 M 次抽样的 D_i 求平均值得到 \bar{D} , 则该深度均方

差可表示:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{M-1} \sum_{i=1}^M (D_i - \bar{D})^2} \quad (2)$$

(5) 对单台挑选出质量好的实测接收函数做速度谱叠加^[44-45], 在“速度-深度”平面上作接收函数叠加振幅的等值线图^[46]。由于实际噪声的影响、反褶积算法的不稳定性或者台站下方复杂的结构, 转换波并不一定能在每条接收函数中凸显出来。从统计的角度看, 通过叠加大量接收函数可以增强转换波信号的信噪比并同时压制一些随机的、不连续的能量。

在上述方法中还需要处理两个问题: ① 对水层、沉积层引起振荡的理论模拟; ② 关于深度和速度扰动的不能独立求取的权宜问题, 这里不再赘述。

4 实际观测计划

2010 年大洋 21 航次在西南印度洋中脊(49°~50°E)曾成功实施了海底地震仪(OBS)的三维地震

探测, 取得了重要成果^[4-5, 47]。一是发现了与热液活动有关的核杂岩(OCC)、折离断层; 二是发现了巨厚地壳的存在(10.5 km); 三是发现了岩浆房存在的可能性。但还有一个重要问题亟待解决, 即西南印度洋中脊合同区的热液活动和硫化物矿产潜力与周边的热点活动有什么关系? 这个问题十分重要, 如果洋中脊热液活动受热点区岩浆运移的影响, 那么合同区的矿产潜力及其可持续性就大大增强。现实的困难有二, 一是关于热点对热液活动的影响距离学术界有不同的看法; 二是原来的 OBS 试验区集中于洋中脊中轴, 范围很小(150 km), 很难将其地震层析成像结果与热点相联系。

因此, 我们拟在大洋 40 航次调查中(2016 年), 采用宽频带 OBS 开展被动源观测(图 4)。拟通过天然地震的远震记录, 研究地幔深部的温度结构特征所反映的热点影响。具体来说, 是对 OBS 地震记录进行接收函数反褶积处理, 识别出地幔过渡带(410 间断面与 660 间断面)之间的厚度与全球平均厚度的差异, 如果明显减薄, 说明观测点下方温度较高。拟在热点与热液活动区之间

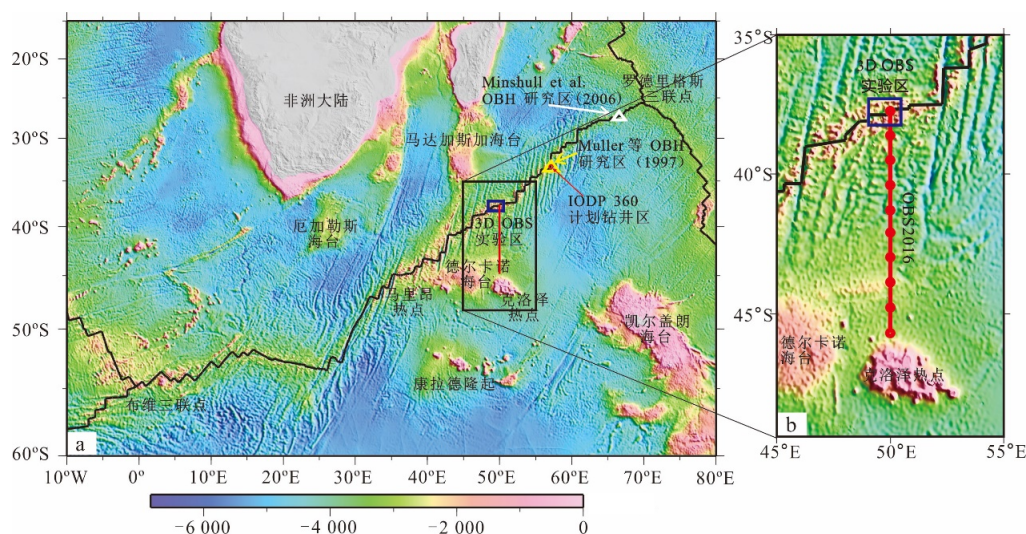


图 4 拟定的大洋 40 航次 OBS 被动源观测示意图。

Fig.4 The proposed plan of OBS passive source observation during the DY135-40 cruise

布设多台宽频 OBS 而形成一条测线, 就可以得到中脊与热点之间地幔过渡带热结构的分布规律(随距离的变化), 也就可以回答热点对洋中脊热液活动是否有影响这个重要的问题。

参考文献:

- [1] Debayle E, Kennett B, Priestley K. Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia[J]. Nature, 2005 (433): 509-512.
- [2] 郝天珧, 黄松, 徐亚, 等. 南海东北部及邻区深部结构的综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, 2008, 51 (6): 1785-1796.

- [3] Li J.B., Chen Y.J. First Chinese OBS experiment at Southwest Indian Ridge[J]. InterRidge Newsletter, 2010 (19): 16–28.
- [4] Niu X.W., Ruan A.G., Li J.B., et al. Along-axis variation in crustal thickness at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (50° E) from a wide-angle seismic experiment [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2015 (16): 468–485.
- [5] Zhao M.H., Qiu X.L., Li J.B., et al. Three-dimensional seismic structure of the Dragon Flag oceanic core complex at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (49° 39'E) [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2013 (14): 4 544–4 563.
- [6] Zhang J.Z., Zhao M.H., Qiu X.L., et al. Seismic Phases from Moho and its Implication at the Ultraslow Spreading Ridge[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2013, 32 (12): 75–86.
- [7] Sauter D., Patriat P., Rommevaux-Jestin C., et al. The Southwest Indian Ridge between 49° 15'E and 57° E: Focused accretion and magma redistribution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001 (192): 303–317.
- [8] Sauter D., Carton H., Mendel V., et al. Ridge segmentation and the magnetic structure of the Southwest Indian Ridge (at 50°30'E, 55°30'E and 66° 20'E) Implications for magmatic processes at ultraslow-spreading centers [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2004, 5 (5): 374–378.
- [9] Ruan A.G., Li J.B., Lee C.S., et al. Passive seismic experiment and ScS wave splitting in the southwestern subbasin of South China Sea[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57 (25): 3 381–3 390.
- [10] Liu C.G., Hua Q.F., Pei Y.L., et al. Passive-source ocean bottom seismograph (OBS) array experiment in South China Sea and data quality analyses[J]. Chinese Science Bulletin, 2014, 59 (33): 4 524–4 535.
- [11] 杨挺. 南海海盆岩石圈结构研究[A]. “南海深海过程演变” 重大研究计划 2016 年度学术研讨会[S]. 同济大学, 2016.
- [12] Langston C.A. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1977 (67): 1 029–1 050.
- [13] Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1977 (15): 39–45.
- [14] Ammon C., Randall G., Zandt G. On the nonuniqueness of receiver function inversions[J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95 (B10): 15 303–15 318.
- [15] 吴庆举, 田小波, 张乃铃, 等. 用小波变换方法反演接收函数[J]. 地震学报, 2003, 25 (6): 601–607.
- [16] 吴庆举, 曾融生, 赵文津. 喜马拉雅-青藏高原的上地幔倾斜构造与陆-陆碰撞过程[J]. 中国科学 (D 辑), 2004, 34 (10): 919–925.
- [17] 李永华, 吴庆举, 田小波, 等. 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 2009, 52 (1): 67–80.
- [18] 王椿镛, 楼海, 吕智勇, 等. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构-下地壳流的深部环境[J]. 中国科学 (D 辑), 2008, 38 (1): 22–32.
- [19] 楼海, 王椿镛, 吕智勇, 等. 2008 年汶川 MS 8.0 级地震的深部构造环境-远震 P 波接收函数和布格重力异常的联合解释[J]. 中国科学 (D 辑), 2008, 38 (10): 1 207–1 220.
- [20] Shen X.Z., Zhou Y.Z., Zhang Y.S., et al. Receiver function structures beneath the deep large faults in the northeastern margin of the Tibetan Plateau [J]. Tectonophysics, 2014 (610): 63–73.
- [21] 阮爱国, 李家彪, 郝天姚, 等. 石岛地震台远震记录反演研究[J]. 海洋学报, 2006, 28 (2): 85–91.
- [22] 丘学林, 曾钢平, 胥颐, 等. 南海西沙石岛地震台下的地壳结构研究[J]. 地球物理学报, 2006, 49 (6): 1 720–1 729.
- [23] 黄海波, 夏少红, 丘学林, 等. 南海西沙地块岛屿地震观测与海陆地震联测初步结果[J]. 地球物理学报, 2011, 54 (12): 3 161–3 170.
- [24] Menke W., Levin V., Webb S. Receiver Function Analysis of OBS data: possibilities and drawbacks[C]//AGU Fall Meeting Abstracts, AGU, 2005.
- [25] 陈爱华, 许鹤华. 马尼拉俯冲带热结构数值模拟与地震意义[J]. 华南地震, 2014, 34 (2): 34–44.
- [26] 张莉, 赵明辉, 丘学林, 等. 南沙地块海底地震仪转换横波震相识别最新进展[J]. 热带海洋学报, 2016, 35 (1): 61–71.
- [27] 胡昊, 阮爱国, 游庆瑜, 等. 海底地震仪远震记录接收函数反演-以南海西南次海盆为例[J]. 地球物理学报, 2016, 待刊.
- [28] Donoho D.L. De-noising by soft-thresholding. Information Theory, IEEE Transactions on[J]. 1995, 41 (3): 613–627.
- [29] Zhu L., Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105 (B2): 2 969–2 980.
- [30] Sambridge M. Geophysical inversion with a neighborhood algorithm-I. Searching a parameter space[J]. Geophysical Journal International, 1999, 138 (2): 479–494.
- [31] Sambridge M. Geophysical inversion with a neighborhood algorithm-II. Appraising the ensemble [J]. Geophysical

- Journal International, 1999, 138 (3): 727–746.
- [32] Sambridge M. Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm [J]. Inverse Problems, 2001, 17 (3): 387–403.
- [33] Sambridge M, Mosegaard K. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems[J]. Reviews of Geophysics, 2002, 40 (3): 3–1–3–29.
- [34] Kennett B.L.N. Theoretical reflection seismograms for elastic media. Geophysical Prospecting [J], 1979, 27 (2): 301–321.
- [35] Katsura T, Ito E. The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--Fe}_2\text{SiO}_4$ at high pressures and temperatures: precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel [J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94 (B11): 15 663–15 670.
- [36] Ito E, Takahashi E. Post-spinel transformations in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--Fe}_2\text{SiO}_4$ and some geophysical implications [J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94 (B8): 10 637–10 646.
- [37] Suetsugu D, Saita T, Takenaka H, et al. Thickness of the mantle transition zone beneath the South Pacific as inferred from analyses of ScS reverberated and Ps converted waves[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, 146 (1): 35–46.
- [38] Suetsugu D, Shinohara M, Araki E, et al. Mantle Discontinuity Depths Beneath the West Philippine Basin from Receiver Function Analysis of Deep-Sea Borehole and Seafloor Broadband Waveforms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2005, 95 (5): 1 947–1 956.
- [39] Suetsugu D, Shiobara H, Sugioka H, et al. Topography of the mantle discontinuities beneath the South Pacific superswell as inferred from broadband waveforms on seafloor[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2007, 160 (3): 310–318.
- [40] Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1981, 25 (4): 297–356.
- [41] Kennett B.L.N, Engdahl E.R. Travel times for global earthquake location and phase identification [J]. Geophysical Journal International, 1991, 105 (2): 429–465.
- [42] Zhou H.W., Clayton R.W. P and S wave travel-time inversions for subducting slab under the island arcs of the Northwest Pacific [J]. Journal of Geophysical Research, 1990 (95): 6 829–6 851.
- [43] Efron B, Tibshirani R. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy[J]. Statistical Science, 1986, 1 (1): 54–75.
- [44] Gurrola H, Minster J B, Owens T. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities [J]. Geophysical Journal International, 1994, 117 (2): 427–440.
- [45] Saita T, Suetsugu D, Ohtaki T, et al. Transition zone thickness beneath Indonesia as inferred using the receiver function method for data from the JSNET regional broadband seismic network [J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29 (7): 1115.
- [46] Sheriff R.E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics[M]. Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists. 1982.
- [47] Li J.B., Jian H.C., Chen Y.J., et al. Seismic observation of an extremely magmatic accretion at the ultraslow spreading Southwest Indian [J]. Geophysical Research Letter, 2015 (42): 2 656–2 666.