

# 南海海底天然地震台阵观测实验及其数据质量分析

刘晨光<sup>①④</sup>, 华清峰<sup>①</sup>, 裴彦良<sup>①④</sup>, 杨挺<sup>②\*</sup>, 夏少红<sup>③</sup>, 薛梅<sup>②</sup>, 黎伯孟<sup>②</sup>, 霍达<sup>②</sup>, 刘芳<sup>②</sup>, 黄海波<sup>③</sup>

① 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;

② 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

③ 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301;

④ 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

\* 联系人, E-mail: tyang@tongji.edu.cn

2013-11-11 收稿, 2014-03-07 接受, 2014-04-04 网络版发表

国家自然科学基金(91128209, 40176019)和海洋地质国家重点实验室自主课题(MG20130306)资助

**摘要** 长期的海底天然地震观测由于技术上的困难而极富挑战性. 为了在这一领域积累经验, 同时揭示南海中央海盆残留洋脊下的岩石圈结构, 在南海深海区进行了一次较大规模的被动源海底地震仪(OBS)台阵观测实验. 本文简述了此次实验的仪器、OBS的布放和回收状况, 着重从多个角度分析了所收集的海底地震记录的数据质量. 地震波形分析表明回收的OBS记录质量良好, 来自远震、区域性地震和马尼拉俯冲带内的小震的主要震相都清晰可辨. 海底背景噪音频谱分析显示OBS记录的噪音水平要高于全球平均噪音模型, 且水平和垂直分量的数据质量存在差异, 反映了洋流对于OBS各分量的不同影响及各分量与海底的耦合状况; 在5~10 s周期范围内, 多个OBS台站存在着一个噪音低值区, 且水平分量和垂直分量在此频段噪音水平很接近. 这一特征与开放大洋的噪音特征不同, 说明南海这一边缘海的双频微噪音(double frequency microseism, DFM)的能量来源并不是远源. 还利用瑞雷面波的偏振方向规律确定了OBS台站水平分量的方位, 并对典型地震的瑞雷面波进行了频散分析. 此外, 还总结了这一实验对于在南海进行长期的海底天然地震观测的经验和教训.

## 关键词

海底地震仪  
海底天然  
地震观测  
南海  
海底地震  
背景噪音  
瑞雷面波  
频散分析

占地球表面积2/3的海洋是天然地震观测的空白区<sup>[1-5]</sup>, 这与海底地震观测的重要性形成鲜明对比: 海洋与大陆交界处的俯冲带是全球地震活动最活跃的区域; 洋底的许多地质现象和动力学过程, 如洋中脊的岩浆活动、转换断层的错动和热液活动等都伴随着地震的发生; 海底资源探测、海洋岩石圈和深部地幔的结构反演也依赖于海底地震记录. 因此, 海洋天然地震观测的缺失不仅在很大程度上制约了我们对于地震本身的理解, 也给依靠地震波的传播来揭示地球内部结构和过程的各项工作中带来极大困难<sup>[5]</sup>. 由于巨大的投入以及多个技术上的难点, 例如, 难以实现地震仪与海底地层的有效耦合、时钟漂移、回收系

统的不稳定以及较高的背景噪音等, 海底被动源台阵观测目前尚处在实验阶段, 而全球性的、海底地震观测网络短期内还是难以实现<sup>[3]</sup>. 近年来, 我国在这一领域进行过几次小范围的、短期布放的实验<sup>[6-10]</sup>, 但总体来说, 这一领域在我国尚处于起步阶段.

在国家自然科学基金重大研究计划“南海深海过程演变”的支持下, 我们开展了一次较大规模的被动源深海海底地震仪(OBS)台阵观测实验. 这一实验的主要科学目标是研究南海中央海盆残留洋脊的岩石圈结构和岩浆活动机制. 因为中央海盆中的黄岩-珍珠海山链是在洋中脊停止扩张(15.5 Ma)之后所形成<sup>[11-14]</sup>, 而全球其他多个停止扩张的洋中脊也呈现

**引用格式:** 刘晨光, 华清峰, 裴彦良, 等. 南海海底天然地震台阵观测实验及其数据质量分析. 科学通报, 2014, 59: 1542-1552

**英文版见:** 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. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0369-4

出类似现象<sup>[15-18]</sup>,即在洋脊扩张停止后,岩浆活动仍然长时间地持续并形成海山.对于这种特殊的、闭合洋中脊的岩浆活动机制及岩石圈结构,缺少来自地球物理尤其是地震学方面的认识.本实验通过在黄岩-珍珠海山链的两侧布设一个被动源 OBS 观测台阵,记录全球、区域和当地的天然地震信号,利用天然地震学研究手段,来揭示其岩石圈结构特征并探讨洋脊闭合后的岩浆活动特征和海山的形成机制.另一方面,因为缺少海盆内的天然地震资料,南海岩石圈结构长期以来都处于未知状态和争论之中<sup>[19,20]</sup>,这一实验所获得的地震资料将与后续的更大范围的观测实验一起为整个南海的深部结构反演提供数据基础.除此以外,作为我国首次进行的较大规模被动源、长期的海底地震观测实验,本次实验也承担着积累海底天然地震观测的经验和对比检验国内外相关仪器等重要任务.

### 1 实验基本状况

2012年4月,利用国家自然科学基金“船时共享”计划,由“东方红2号”科学考察船在南海中央海盆的

黄岩-珍珠海山链的两侧布放了18台被动源海底地震仪(OBS)(图1).站位的空间分布主要是从有利于地震面波对岩石圈成像的角度而设计,绝大部分站位(16台)的水深都超过了4000 m.18台OBS中包括了两种类型的仪器,15台为英国Guralp CMG-40T OBS,3台为国产I-4C型仪器.其中CMG-40T OBS是由Guralp公司与法国的Azur地学研究所合作开发的一款海底地震仪<sup>[21]</sup>,而I-4C是中国科学院地质与地球物理研究所自主研发<sup>[7,22]</sup>.这两种仪器的主要技术指标类似,例如,频带宽度均为50 Hz-60 s,布放时长均为6~7个月,最大布设水深均为6000 m,以及数据记录和释放装置的供电系统分离等等.但是这两种仪器的设计却有着很大的差别(图2):CMG-40T是双球结构且地震计外置以实现地震计与海底的直接耦合,两个密封球内分别放置锂电池和数据采集系统;而I-4C是单球系统,无论是数据采集系统、锂电池、地震计还是水听器都置于同一个密封球内,由沉耦架来实现地震计和海底的耦合.在此次实验中,为了保证I-4C OBS的顺利回收,我们还对其增加了一个iXSea Oceano 2500 释放器,因此需要另外配置一个

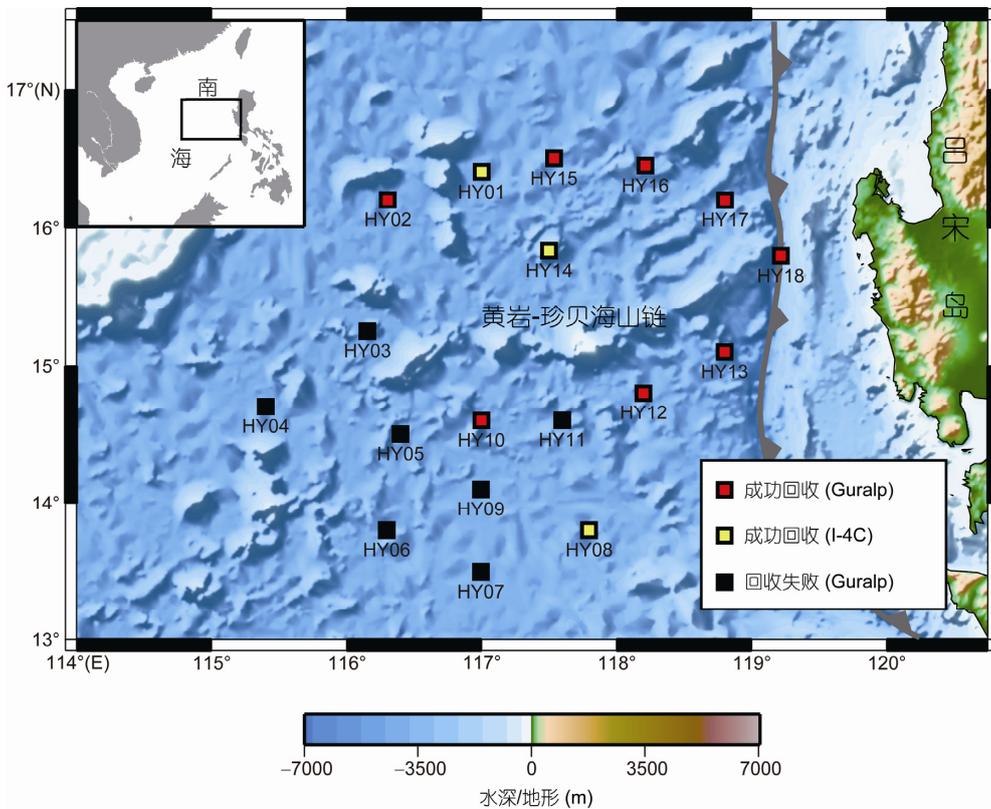


图1 南海中央海盆被动源 OBS 台阵观测实验的布放和回收站位

空密封球来保证其布放时的姿态以及在回收过程中为其提供浮力(图 2).

由于这两种仪器的设计布放时长均为 6~7 个月, 2012 年 10 月曾组织航次(广东海洋大学“天龙”号)尝试回收仪器. 然而, 当时南海连续遭遇台风“格美”、“派比安”和“山神”, 使得其海况异常恶劣, 虽然我们进行过数次尝试, 但都无法抵达仪器布放海域. 因为南海在冬季更不适合海上工作, 同时考虑到两种仪器在布放时间超过设计时长时, 释放单元的供电系统不受影响, 到 2013 年 4 月, 即仪器布放 1 年后, 才进行了这些仪器的回收工作. 回收航次所使用的科学考察船依然是广东海洋大学的“天龙”号, 工作时间为 2013 年 4 月 18 日到 5 月 3 日. 图 1 给出了这一海底台阵的回收仪器的状况. 回收了 18 台仪器中的 11 台, 其中, 带有释放器的 3 台 I-4C 都成功回收, 而未回收的 7 台均为 Guralp 的 CMG-40T OBS. 回收失败的原因难以断定, 其中有 2 台对于声信号的呼叫毫无反应; 另外 5 台对声信号有回应, 测距数据表明它们也都成功上浮, 但是上浮速度极其缓慢(约为正常速度的 1/5), 在耗时 8~10 h 后完全失去联系. 试图在其布放海域的较大范围内巡航寻找, 最终都没有在海面发现. 推断可能是仪器的一个密封球漏水, 致使其浮力和上浮速度显著降低. 当其缓慢上升到密度跃层(pycnocline)后, 因海水密度降低浮力可能变为 0, 从而停留在那个深度, 不再上浮.

需要说明的是, 回收系统的不稳定是被动源 OBS 长期海底观测普遍存在的一个问题, 近些年美国进行的多个试验, 如 MARIANA<sup>[23]</sup>, GLIMPSE<sup>[24]</sup>, No-Melt<sup>[25]</sup>等都存在 10%~40% 的仪器丢失或故障率. 尽管如此, 这次实验表明, 除了布放的时间超过设计时

长这一客观因素之外, Guralp CMG-40T OBS 存在着较为严重的回收系统不稳定的问题.

除了回收率不理想以外, 与所有海底地震观测实验一样, 这一实验还存在其他的数据质量问题, 例如, 由于与海底的耦合不好, 有 2 台 CMG-40T(HY12 和 HY13)及 1 台 I-4C(HY14)记录质量不高; 另有 1 台 I-4C(HY01)因为包括多个数据卡, 而记录数据时, 不同卡之间的衔接问题导致了好几个月的数据缺失; 此外, 还有 2 台 CMG-40T(HY02 和 HY10)存在着非常明显的时钟错误(图 3 和 4).

## 2 基本数据质量分析: 地震波形

回收的 OBS 台站记录了超过 7 个月的连续地震波形. 通过基本的地震波形分析技术(带通滤波和信噪比分析), 对所记录的地震图进行了挑选. 图 3 给出了挑选后的不同震级和震中距的地震震中分布和典型地震波形实例, 从中可以看出, 大部分回收 OBS 的数据质量良好. 11 台回收的仪器中, 7~8 台 OBS 记录到了 67 个震级大于 6.0、数据质量良好、在原始记录上或经简单滤波就能清楚分辨各震相的全球中强震(图 3(a)), 以及震级 5.0~5.9, 主要震相可识别的区域性地震(震中距小于 30°)108 个(图 3(b)). 这两种地震中, 大部分的(震中距大于 20°)瑞雷面波震相经滤波后都清晰可辨, 它们可以用于反演岩石圈结构. 此外, 这一 OBS 台阵接收到了震级小于 5.0 的本地地震(震中距小于 10°)187 个(图 3(c)), 因为靠近马尼拉俯冲带, 很多震级小于 4.0 的深部小震有着很高信噪比的三分量记录(图 3(c)). 值得一提的是, 一般来说, 自由投放式 OBS 由于难以实现与海底地层的有效耦合, 水平分量的质量较垂直分量要差<sup>[26~28]</sup>.

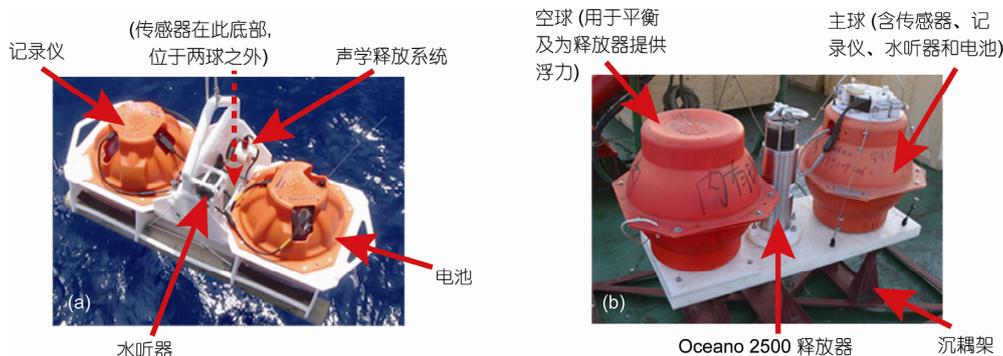


图 2 台阵实验所用的两种被动源 OBS 仪器的主要结构  
(a) Guralp 的 CMG-40T OBS; (b) 中国科学院地质与地球物理研究所的 I-4C OBS

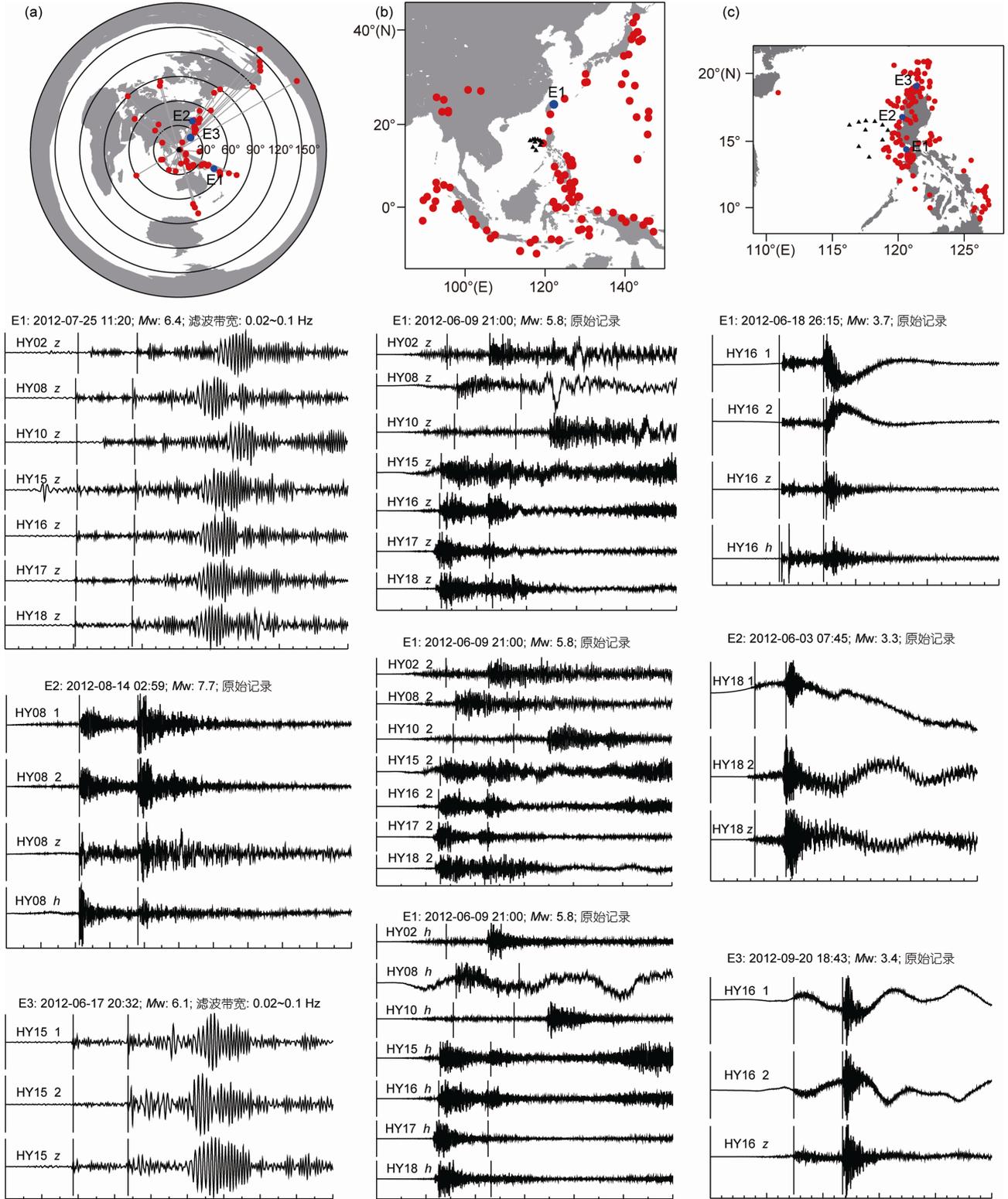


图3 挑选后的不同震级和震中距的地震分布图及典型的地震波形

(a) 全球大震( $M_w > 6.0$ ); (b) 区域性地震( $5.0 < M_w < 6.0$ , 震中距 $< 30^\circ$ ); (c) 本地地震( $M_w < 5.0$ ). 其中所示波形所对应的地震震中由带序号的蓝点表示; 黑色三角为 OBS 站位; 除特别注明外, 波形均为原始记录; 1, 2, z 和 h 分别表示 2 个水平分量、垂直分量及水听器记录; 每个波形上 2 个垂直的短线分别表示基于 IASP91 地球模型的理论 P 波和 S 波到时

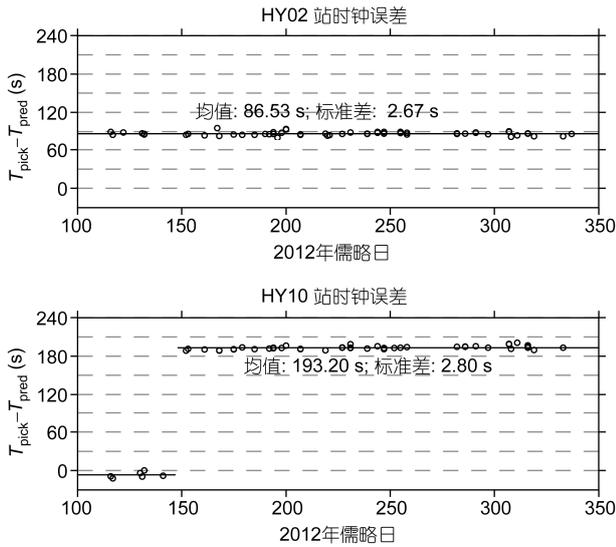


图4 OBS 站 HY02 和 HY10 的时钟错误随布放时间的变化

横轴为地震发生时的儒略日 (Julian day), 纵轴为实际拾取的初至 P 波到时 ( $T_{pick}$ ) 与基于地震目录和 IASP91 模型的理论预测走时 ( $T_{pred}$ ) 之间的时差

从这次实验大部分 OBS 的记录及分析来看, 在特定周期范围内 (小于 15 s) 水平分量和垂直分量的记录质量非常接近 (图 3(b)), 只是在长周期范围内 (大于 20 s), 由于受到底流及长重力波的影响<sup>[27]</sup>, 水平分量呈现出较大振幅的波动 (图 3(c)). 大部分水听器的记录在周期小于 20 s 范围内也显示出与地震仪的垂直分量相当的记录质量 (图 3(b)).

如图 3(a) 和 (b) 所示, HY02 和 HY10 有着明显的时钟错误 (其偏差远大于传统意义上的钟漂), 它们应该是由仪器的时钟性能不稳定而又缺少 GPS 时钟校正所致. 挑选了 55 个高质量的地震记录, 拾取了其初至 P 波的走时对此进行了分析. 图 4 所示是拾取的地震图上的实际 P 波到时 ( $T_{pick}$ ) 与基于地震目录和 IASP91 地球模型所得到的理论预测走时 ( $T_{pred}$ ) 之间的时差随布放时间的变化规律. 可以看出, 这 2 个站的时钟错误似乎是稳定的, 其变化幅度 (标准差 < 3.0 s) 可以由地球结构的速度异常和地震目录的误差来解释. HY10 是在记录约 1 个月之后, 才发生了这一错误. 这种时钟错误无疑会影响依赖于地震波走时的层析成像工作, 但是如果它们在布放期间是稳定的 (图 4), 可以将其做平均值的校正后, 在层析中加入台站项 (station term) 从而在一定程度上消除其影响<sup>[29]</sup>. 这种时钟错误并不影响噪音分析、各向异性

和接收函数等对时间不敏感的其他研究方法.

### 3 海底地震背景噪音分析

除了技术上的困难, 海洋中洋流的活动所导致的不同频率成分的背景噪音也是影响海底天然地震记录质量的一个重要因素<sup>[27,30]</sup>. 因此, 分析 OBS 连续记录中的背景噪音特征是认识其记录质量的重要手段. 此外, 地震背景噪音的特征也可以用来揭示洋流活动规律<sup>[31]</sup>.

应用概率密度函数 (PDF) 的分析方法<sup>[32]</sup> 对此次实验的 OBS 台站的三分量记录进行了噪音频谱分析. 与传统方法不同<sup>[33,34]</sup>, PDF 方法是将连续记录分段, 将大量短记录的能谱密度 (PSD) 表示为随频率变化的概率密度函数. 这样的处理方法具有以下优点: 首先, 一些瞬态信号 (如地震、数据跳跃、探头对中等) 是低概率的事件, 它们不会影响到长期存在的、高概率的背景噪音谱的分布规律, 因此无需费力地将这类信号剔除; 其次, 台站的 PDF 谱实际上是由大量 PSD 曲线组成, 因此能从中提取其统计学特征, 如均值曲线或众数曲线等, 来描述其噪音水平随频率的变化.

图 5 是以 HY02 为例给出了本次实验的三分量记录的 PDF 频谱分析图. 可以看出, 与全球平均地震背景噪音模型 NLNM 和 NHNM<sup>[33]</sup> (由陆上地震台站记录所得) 相比, OBS 台站有着较高的噪音水平, 在低频频段, 噪音水平更是明显高于 NHNM. 这反映出海洋活动所导致的微噪音 (Microseism) 和长重力波 (infragravity waves) 的能量对海底 OBS 的直接影响<sup>[30]</sup>. 在双频微噪音 (DFM: 2~10 s, 峰值在 7 s)<sup>[31,35]</sup> 频段, 各分量略高于或接近于 NHNM; 但是在单频微噪音 (single frequency microseism, SFM: 12~15 s, 峰值在 14 s) 频段, HY02 要远低于 NHNM, 且没有明显峰值. 这是因为 SFM 是由海浪与浅水海岸的相互作用而产生<sup>[31,35]</sup>, 而这些 OBS 都位于水深约 4000 m 的深海中, 这一影响相比于能量更强的 DFM 要微弱得多. 比较 HY02 各个分量的噪音谱, 可以看出 2 个水平分量的噪音水平要明显高于垂直分量, 尤其对于周期大于 15 s 的低频频段, 这表明 OBS 的不同分量与海底地层的耦合程度存在差异: 自由投放式的 OBS 的水平分量因为受洋流影响而难以达到与垂直分量相同的耦合效果<sup>[27,28]</sup>.

为了进一步认识南海海底与其他观测环境下的地震背景噪音的不同, 我们将 HY02 的各分量与另一

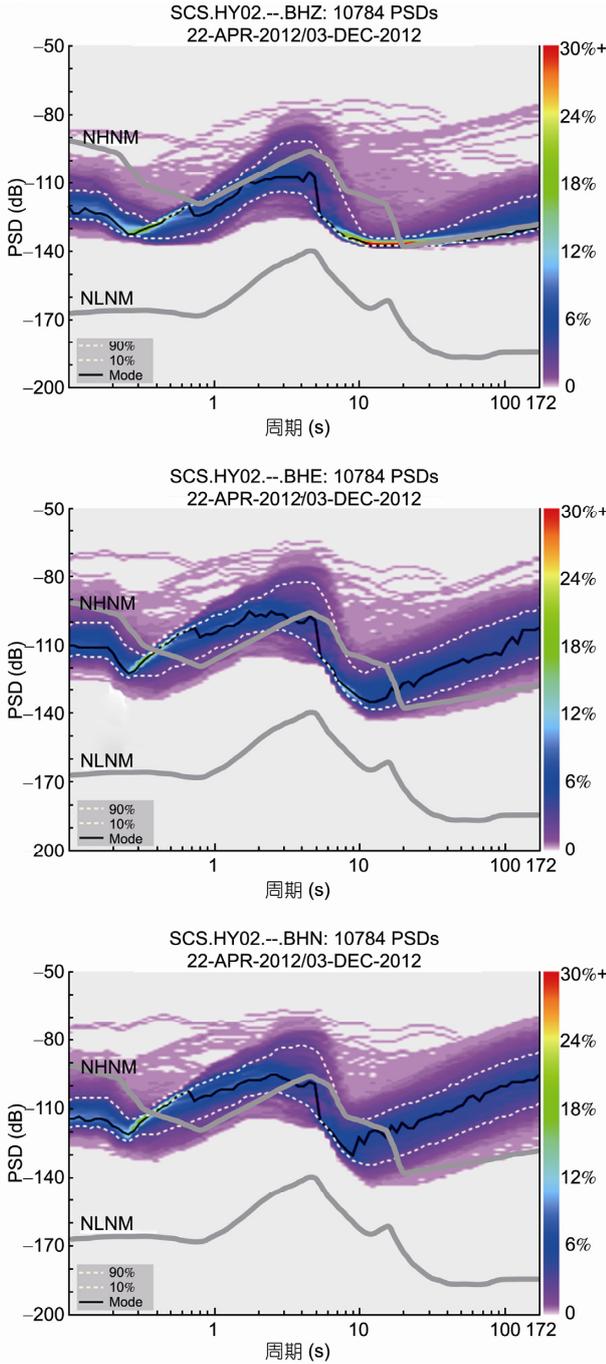


图 5 南海 OBS 台阵中的 HY02 台站的三分量记录的噪音 PDF 频谱  
 黑色实线为噪音谱的众数(mode)曲线, 80%的 PSD 位于两条白色虚线之间, 灰色实线表示全球地震噪音模型的高值(NHNM)和低值(NLNM)

个深海 OBS 台站(太平洋: H2O)、海岛台(海南: QIZ)和内陆台(昆明: KMI)的垂直分量的噪音特征<sup>[31]</sup>进行了对比. 图 6 所示为这些不同环境下的噪音水平 PDF

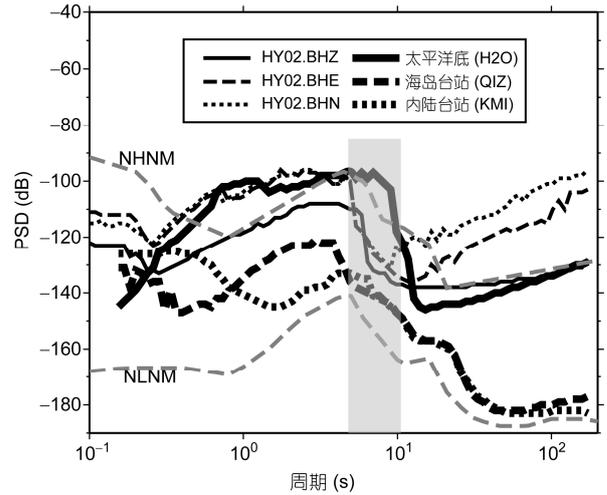


图 6 HY02 与不同环境下台站的噪音谱众数曲线之间的比较

NLNM 和 NHNM(灰色虚线)为全球地震噪音模型的低值和高值; 在阴影区所示周期范围内, HY02 的噪音水平明显低于 H2O, 且 HY02 的水平分量与垂直分量的噪音水平接近

谱的众数(Mode)曲线. 可以看出, 海底 OBS(HY02 和 H2O)的噪音在整个周期范围内都要显著地高于海岛及内陆上的台站, 反映了海洋活动对不同环境下地震记录的影响程度差异. 与同样是深海海底的 H2O 站相比, HY02 在 DFM 频段表现出不同的特征: 在部分 DFM 频段上(5~10 s)HY02 要明显低于 H2O. 这实际上反映了不同海洋环境下微噪音的产生机制的差别. 过去的研究表明<sup>[3,36]</sup>, 对于太平洋的海底台站, DFM 有 2 个峰值: 2~5 和 5~10 s, 分别对应于不同的能量来源: 本地源和远源. 南海的 DFM 在 5 s 后迅速减低表明南海这一边缘海和开放大洋不同, 远源 DFM 的影响很小, 南海自身的环流特征是产生其 DFM 的主要原因. 这与利用南海周边陆上台站进行的其 DFM 时变和空间变化所得到的结果一致<sup>[31]</sup>. 此外, 在这一周期范围内(5~10 s), HY02 及其他多个台站的水平分量与垂直分量有着相近的噪音水平, 而且是噪音水平的低值区, 说明洋流在这一周期范围内对水平分量的影响较小, 这也与上述波形分析的结果相符合.

#### 4 确定 OBS 水平分量的方位角

接收函数和各向异性等天然地震学研究手段都需要三分量的地震动记录, 而自由投放式 OBS 的一个重要问题是其 2 个水平分量在海底实际方位是不

确定的. 解决这一问题的常用方法是利用气枪激发已知偏振方向的信号来确定 OBS 的方位角<sup>[37,38]</sup>. 因为需要气枪作为主动震源, 这一方法并不总是很容易实现. 例如, 此次实验中, 布放航次的科考船“东方红 2 号”并不是一个地球物理考察船, 没有配备气枪; 而回收时, 仪器记录系统的电源已经耗尽. 因此需要利用 OBS 记录到的地震信号的本身特征来确定其方位. 根据 OBS 记录到的地震面波(瑞雷波)的质点运动方向特征, 利用已知地震位置, 并结合统计分析来确定这次试验所布放的 OBS 水平分量的方位<sup>[39]</sup>. 因为无需进行正演模拟, 这种方法相对于其他方法更简单; 对于陆上台站的测试以及应用于 OBS<sup>[39]</sup>均表明其结果可靠较高. 此外, 这种分析除了能够确定 OBS 水平分量的方位以外, 也是检验仪器稳定性和记录质量的一个重要手段.

图 7 所示为利用一个地震对 HY08 站的方位角确

定过程. 根据瑞雷面波的质点偏振特征: 径向与垂直分量存在 90°的相位差, 所以垂直分量的希尔伯特变换应与径向存在线性关系, 通过改变反方位角得到不同的径向分量与垂直分量的希尔伯特做互相关, 最大相关系数所对应的反方位角就是真正的水平分量方位.

对于同一 OBS 台站所接收的大量地震瑞雷面波进行如图 7 所示的处理过程, 再进行统计分析就可以得到最优的水平分量的方位. 图 8 所示为台站 HY08 和 HY16, 分别利用 36 个和 65 个地震的瑞雷面波的水平方位的确定结果. 应用这种方法成功确定了这一 OBS 台阵中 7 个台站的水平方位, 另有 4 个台站因为数据质量不高, 不同地震得到的方位角误差较大.

### 5 瑞雷面波的频散特征

由于海底台站稀疏, 且地震信号的信噪较低, 海

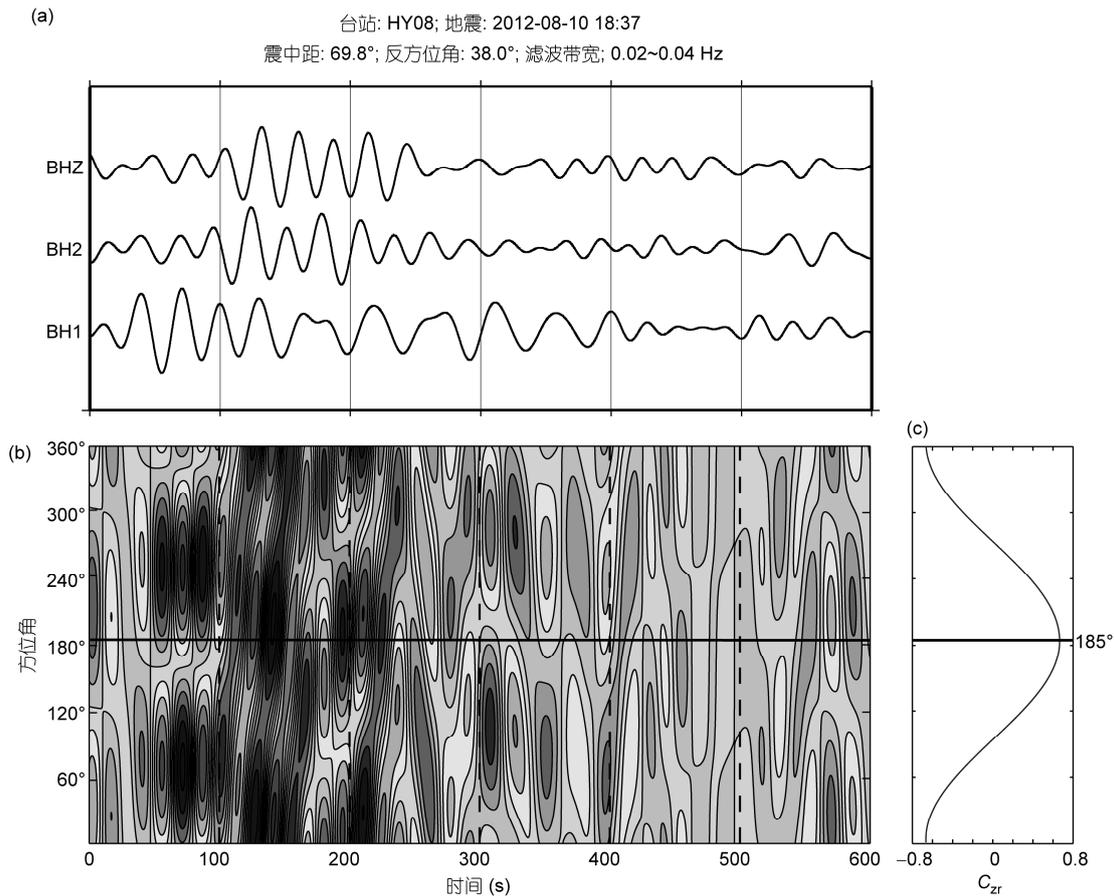


图 7 应用一个地震的瑞雷面波质点偏振方向确定 HY08 台站的水平分量方位角

(a) 滤波(0.02~0.04 Hz)后一个地震的瑞雷面波时窗内的三分量记录; (b) 经不同反方位角计算所得到的径向分量的地震波形的包络图<sup>[39]</sup>; (c) 垂直分量的希尔伯特变换与不同的径向分量的互相关系数( $C_{zr}$ )随不同反方位角的变化, 最大相关系数所对应的 OBS 的方位角为 185°

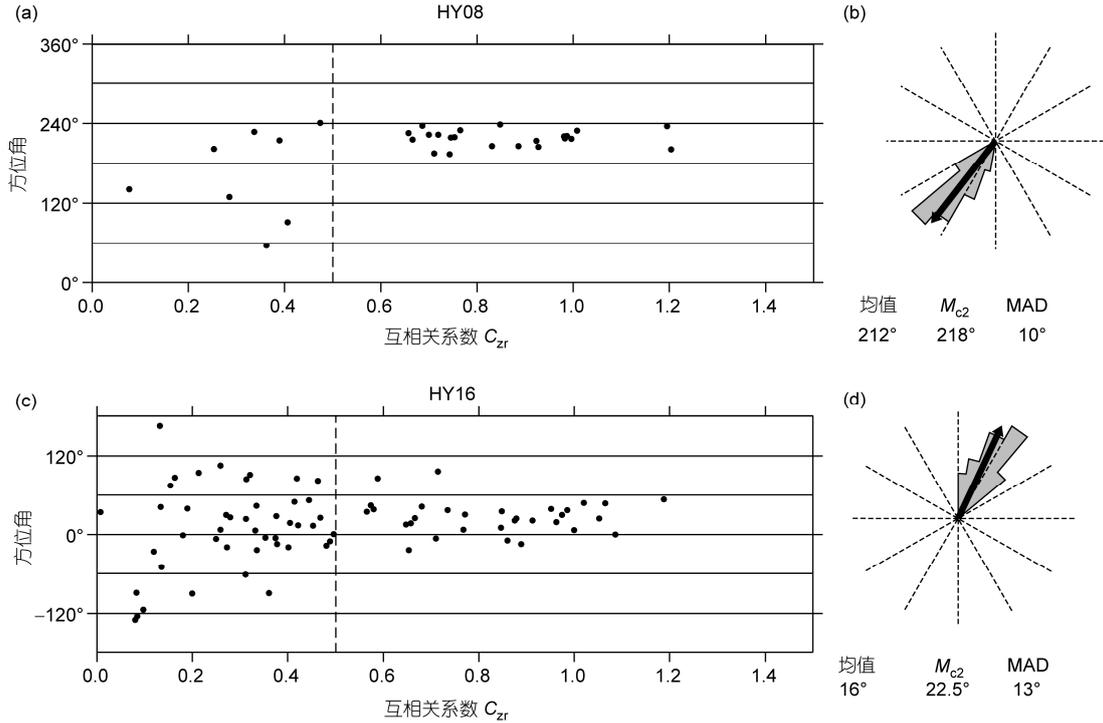


图 8 分别由 37 和 65 个地震面波确定的台站 HY08 和 HY16 的方位角

(a)和(c) 不同地震所确定的方位角随其最大相关系数的变化, 当  $C_{zr} > 0.5$  后, 方位角趋于集中; (b)和(d) 所有地震所确定的方位角的统计分析. 其中,  $M_{c2}$  表示  $C_{zr} > 0.5$  的均值, MAD 表示均值的绝对偏差<sup>[39]</sup>

洋岩石圈的结构成像一般难以像大陆岩石圈那样由体层析来实现, 更有效的方法是利用面波的频散特性, 通过对其群速度或相速度的反演, 来得到海洋岩石圈的横波速度结构<sup>[24,40,41]</sup>. 为了检验此次海底地震观测记录中面波的频散特征, 对部分地震进行了群速度的频率-时间分析(FTAN)<sup>[42]</sup>.

图 9 所示为台站 HY16 所接收到的跨过南海海盆(反方位角为  $238^\circ$ )的一个地震记录的垂直分量的频散特征. 可以看出, 在 18~100 s 的周期范围内, 瑞雷面波震相非常清晰, 其群速度呈现出明显的频率相关性. 在这一周期范围内, 瑞雷面波群速度(及相速度)取决于从岩石圈到上地幔约 200 km 深度范围内的速度结构. 如图 3 所示, 具有清晰的瑞雷面波的远震和部分区域性地震在方位分布上较为均匀, 提取这些地震的瑞雷面波在 18~100 s 周期范围内的频散特征, 就可以反演中央海盆残留洋脊的岩石圈结构.

## 6 讨论和结论

此次实验是在我国海域进行的较大规模的被动源海底观测实验, 无论是仪器数目、布放时间, 还是

记录数据长度都是最长的, 尽管仪器的回收率不甚理想, 但在很大程度上对海底天然地震观测提高了认识, 积累了一些经验和教训, 也比较和认识到了国内外两种仪器的性能差别. 对于成功回收的仪器, 记录的地震数据质量较好, 其接收的远震和区域性地震的面波信号将可以应用于南海岩石圈的结构反演, 而本地小震可以应用于马尼拉俯冲带结构的研究. 背景噪音的频谱分析表明了 OBS 不同分量受洋流影响的差别而表现出不同的噪音水平, 以及南海这一边缘海与其他观测环境下地震背景噪音之间的差别. 利用瑞雷面波的 OBS 水平分量的方位确定和典型的地震面波频散 FTAN 分析也表明了此次实验成功回收仪器的记录质量良好.

基于本次实验的状况和数据的初步分析, 对于在南海进行被动源 OBS 观测给出以下的经验和教训.

首先, 长期布放、自由投放式 OBS 的可靠回收依然具有很大挑战性. 除了提高仪器性能, 尤其是回收系统的可靠性以外, 在南海进行被动源实验还要掌握布放时长(也就是记录的数据量)与提高回收率

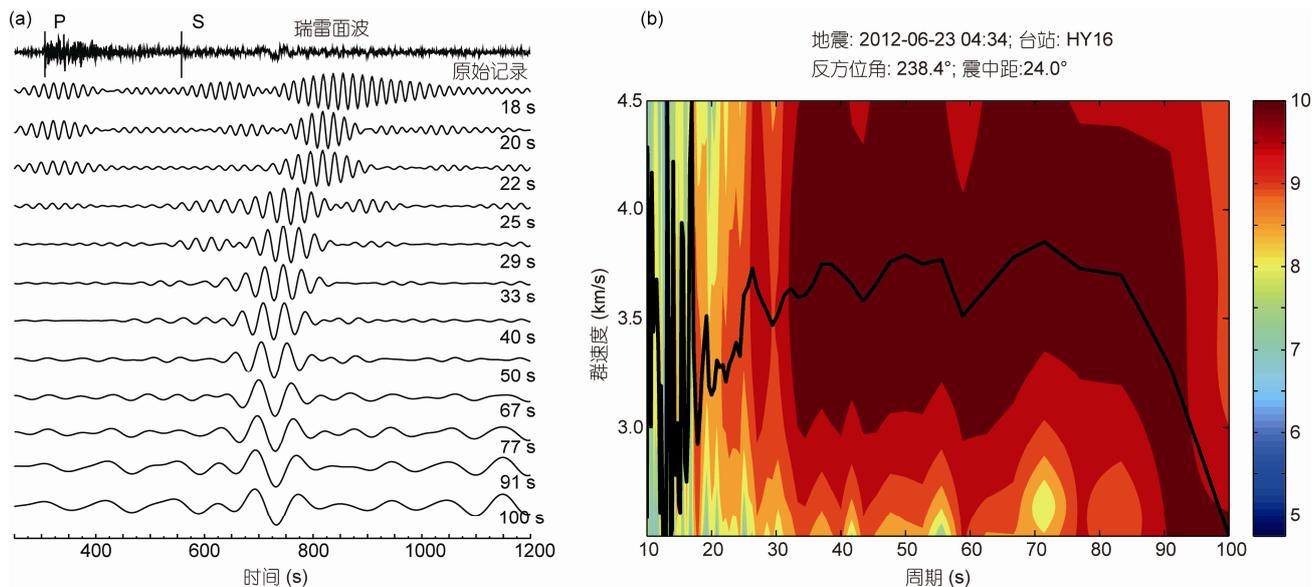


图9 南海 OBS 台站 HY16 所接收的一个瑞雷面波的频散特征

(a) 原始地震波形(垂直分量)以及经从 18~100 s 的不同窄带滤波器滤波后的波形; (b) 对于(a)图所示的瑞雷面波进行 FTAN 所得到的群速度频散曲线

之间的平衡. 因为南海是边缘海, 航次成本相对较低, 可以通过多次布放, 以及缩短布放时间来获取研究所需的数据量. 当然, 最理想的方案是由 ROV 或深潜器来布设更长期的海底地震仪, 或者建设海底观测网通过电缆来实现对 OBS 长期的供电、计时和实时数据回传.

其次, 无论是布放和回收过程中, 应该利用气枪激发人工信号, 这对于 OBS 的时钟错误或者钟漂的校正、OBS 方位的确定, 都是极有价值的. 因为钟漂的非线性, 仅仅在布放和回收时校正常常难以达到目的. 对于南海来说, 可以利用其频繁进行的主动源

地震勘探, 在 OBS 的布放期间, 用气枪在布放站点周边激发的人工信号从而更好地约束钟漂.

最后, 南海气候特征决定了其较好海况的时间窗口是每年的 3 月底到夏末, 而一年中的大部分时段都受到台风影响而海况不确定或者恶劣. 进行 OBS 实验时, 所选择的布放时间窗口非常重要. 根据我们的经验, 对于半年到 8 个月布放时长的 OBS, 最好选择 9 月份投放, 第二年的 4 月份回收. 更好的方案是使用一年期的 OBS, 在每年的 4 月份投放, 第二年的 4 月份回收, 不但能够积累足够的数据量, 有利于各项研究, 同时较好的海况也会有利于提高仪器的回收.

**致谢** 海上科研工作异常困难, 本次实验的实施得到了多家单位和个人的大力支持和帮助. 感谢为本项目提供仪器的国家海洋局第一海洋研究所和中国科学院地质与地球物理研究所, 国家自然科学基金委员会组织的“共享航次”计划, 中国海洋大学“东方红 2 号”和广东海洋大学“天龙”号全体船员在布放航次和两次回收航次中给予的帮助以及审稿者所提供的建设性的修改意见.

## 参考文献

- 1 Favali P, Beranzoli L. Seafloor observatory science: A review. *Ann Geophys*, 2006, 49: 515–567
- 2 Suyehiro K, Montagner J P, Stephen R A, et al. Ocean seismic observatories. *Oceanography*, 2006, 19: 144–149
- 3 Stephen R A, Spiess F N, Collins J A, et al. Ocean seismic network pilot experiment. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4, doi: 10.1029/2002GC000485
- 4 Romanowicz B, McGill P, Neuhauser D, et al. Acquiring real time data from the broadband ocean bottom seismic observatory at Monterey Bay (MOBB). *Seismol Res Lett*, 2009, 80: 197–202

- 5 Lay T. Seismological Grand Challenges in Understanding Earth's Dynamic Systems. Report to the National Science Foundation, IRIS Consortium, 2009. 76
- 6 阮爱国, 李家彪, 李昭兴, 等. 南海西南次海盆海底地震仪天然地震观测及 ScS 波分裂. 科学通报, 2012, 57: 1147–1156
- 7 阮爱国, 李家彪, 陈永顺, 等. 国产 I-4C 型 OBS 在西南印度洋中脊的试验. 地球物理学报, 2010, 53: 1015–1018
- 8 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. 地球物理学报, 2011, 54: 3117–3128
- 9 刘丽华, 吕川川, 郝天珧, 等. 海底地震仪数据处理方法及其在海洋油气资源探测中的发展趋势. 地球物理学进展, 2012, 27: 2673–2684
- 10 Kudrass H R, Wiedicke M, Cepek P, et al. Mesozoic and Cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions. *Mar Petrol Geol*, 1986, 3: 19–30
- 11 王贤觉, 吴明清, 梁德华, 等. 南海玄武岩的某些地球化学特征. 地球化学, 1984, 4: 332–340
- 12 鄯全树, 石学法, 王昆山, 等. 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 56–71
- 13 杨蜀颖, 方念乔, 杨胜雄, 等. 关于南海中央次海盆海山火山岩形成背景与构造约束的再认识. 地球科学, 2011, 36: 454–470
- 14 徐学刚, 魏静娴, 邱华宁, 等. 用火山岩制约南海的形成演化: 初步认识与研究设想. 科学通报, 2011, 57: 1863–1878
- 15 Clague D A, Paduan J B, Duncan R A, et al. Five million years of episodic alkalic volcanism built Davidson Seamount atop an abandoned spreading center. *Geochem Geophys Geosyst*, 2009, doi: 10.1029/2009/GC002665
- 16 Castillo P R, Clague D A, Davis A S, et al. Petrogenesis of Davidson Seamount lavas and its implications for fossil spreading center and intraplate magmatism in the eastern Pacific. *Geochem Geophys Geosyst*, 2000, 11: Q02005, doi: 10.1029/2009GC002992
- 17 Haase K M, Beier C, Fretzdorff S, et al. Magmatic evolution of a dying spreading axis: Evidence for the interaction of tectonics and mantle heterogeneity from the fossil Phoenix Ridge, Drake Passage. *Chem Geol*, 2011, 280: 115–125
- 18 Haase K M, Regelous M, Duncan R A, et al. Insights into mantle composition and mantle melting beneath mid-ocean ridges from postspreading volcanism on the fossil Galapagos Rise. *Geochem Geophys Geosyst*, 2011, 12: Q0AC11, doi: 10.1029/2010GC003482
- 19 黄忠贤, 胥颐. 南海及邻近地区面波层析成像和 S 波速度结构. 地球物理学报, 2011, 54: 3089–3097
- 20 Tang Q, Zheng C. Crust and upper mantle structure and its tectonic implications in the South China Sea and adjacent regions. *J Asian Earth Sci*, 2013, 62: 510–525
- 21 Guralp Systems. Portable sub-Sea Broadband Seismic Instrumentation, Specification for a Portable sub-sea Science instrumentation package including Broadband seismometer. Technique Proposal, Part No TEC-PRO-OBS\_40T. 2008
- 22 游庆瑜, 刘福田, 冉崇荣, 等. 高频低功耗海底地震仪研制. 地球物理学进展, 2003, 18: 173–176
- 23 Pozgay S H, Wiens D A, Conder J A, et al. Complex mantle flow in the Mariana subduction system: Evidence from shear wave splitting. *Geophys J Int*, 2007, 170: 371–386
- 24 Weeraratne D S, Forsyth D W, Yang Y, et al. Rayleigh wave tomography beneath intraplate volcanic ridges in the South Pacific. *J Geophys Res*, 2007, 112: B06303, doi: 10.1029/2006JB004403
- 25 Gaherty J, Lin P Y. Lithospheric structure of the central Pacific: Early returns from the NoMelt experiment. OBSIP 2013 workshop, Redondo Beach, CA, USA, 2013
- 26 Collins J, Vernon F, Orcutt J, et al. Broadband seismology in the oceans: Lessons from the Ocean Seismic Network Pilot Experiment. *J Geophys Res*, 2001, 28: 49–52
- 27 Crawford W, Webb S. Identifying and removing tilt noise from low-frequency (<0.1 Hz) seafloor vertical seismic data. *Bull Seismol Soc Amer*, 2000, 90: 952–963
- 28 Dahm T, Tilmann F, Morgan J P. Seismic broadband ocean-bottom data and noise observed with free-fall stations: Experiences from long-term deployments in the North Atlantic and the Tyrrhenian Sea. *Bull Seismol Soc Amer*, 2006, 96: 647–664
- 29 Yang T, Shen Y. Frequency-dependent crustal correction for finite-frequency seismic tomography. *Bull Seismol Soc Am*, 2006, 96: 2441–2448
- 30 Webb S C. Broadband seismology and noise under the ocean. *Rev Geophys*, 1998, 36: 105–142
- 31 Huo D, Yang T. Seismic ambient noise around the South China Sea: Seasonal and spatial variations, and implications for its climate and surface circulation. *Mar Geophys Res*, 2013, 34: 449–459
- 32 McNamara D, Buland R P. Ambient noise levels in the continental United States. *Bull Seismol Soc Amer*, 2004, 94: 1517–1527
- 33 Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise. US Geological Survey Open File Report, Albuquerque, 1993. 93–322
- 34 Stutzmann E, Roullet G, Astiz L. Geoscope station noise level. *Bull Seismol Soc Amer*, 2000, 90: 690–701
- 35 Bromirski P D. Earth vibrations. *Science*, 2009, 324: 1026
- 36 Bromirski P D, Duennbier F K, Stephen R A. Mid-ocean microseisms. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: Q04009, doi: 10.1029/2004GC000768

- 37 Anderson P, Duennebieer F, Cessaro R. Ocean borehole horizontal seismic sensor orientation determined from explosive charges. *J Geophys Res*, 1987, 92: 3573–3579
- 38 Duennebieer F, Anderson P, Fryer G. Azimuth determination of and from horizontal ocean bottom seismic sensors. *J Geophys Res*, 1987, 92: 3567–3572
- 39 Stachnik J C, Sheehan A F, Zietlow D W, et al. Determination of New Zealand ocean bottom seismometer orientation via Rayleigh-Wave polarization. *Seismol Res Lett*, 2012, 83: 704–713
- 40 Forsyth D W, Webb S C, Dorman L M, et al. Phase velocities of Rayleigh waves in the MELT experiment on the East Pacific Rise. *Science*, 1998, 280: 1235–1238
- 41 Harmon N, Forsyth D W, Weeraratne D S. Thickening of young pacific lithosphere from high-resolution Rayleigh wave tomography: A test of the conductive cooling model. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 278: 96–106
- 42 Keilis-Borok V I. Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth. In: *Modern Approaches in Geophysics Vol. 9*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1989. 153–163