



基于重处理数据的南海西北次海盆地壳速度结构

王强^{1,2,4,5}, 赵明辉^{1,2,3,4*}, 张浩宇^{1,2,4}, 张佳政^{1,2,3}, 贺恩远^{1,2,3}, 袁野^{1,2,4}, 丘学林^{1,2,3,4}

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 511458;

2. 中国科学院南海生态环境工程创新研究院, 广州 511458;

3. 南方海洋科学与工程广东省实验室, 广州 511458;

4. 中国科学院大学, 北京 100049;

5. 龙岩学院资源工程学院, 龙岩 364000

* 通讯作者, E-mail: mhzhao@scsio.ac.cn

收稿日期: 2020-02-26; 收修改稿日期: 2020-06-09; 接受日期: 2020-06-29; 网络发表日期: 2020-09-08

国家自然科学基金项目(批准号: 41730532、91958212、91858212、41606064)、南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项项目(编号: GML2019ZD0204)和广东省基金团队项目(编号: 2017A030312002)资助

摘要 南海西北次海盆的深部地壳结构特征对于理解西北次海盆洋陆转换带属性及岩浆活动过程至关重要。OBS 2006-2是一条平行于西北次海盆残余扩张脊的广角反射/折射地震测线, 文章在原来数据基础上, 增加了该测线上重新解编的2台OBS数据, 展开了震相重新追踪与走时成像, 获得了该测线下方地壳速度结构。分析结果表明: (1) 重新处理后的深部结构模型更加可靠; (2) 沿NEE测线方向沉积基底变化较大可能与扩张后期较强的岩浆活动有关, Moho面埋深变化剧烈(23.5~11.8km), 地壳厚度(20.5~6.5km)表现了由陆壳(西沙地块)到洋壳(西北次海盆)的变化; (3) 模型中洋陆转换带宽度为~20km, Moho面埋深由15.0km剧烈抬升变浅到11.0km, 地壳底部发育有~2km厚的高速层(7.2~7.4km s⁻¹), 地壳厚度(6~10km)在COT区间减薄~4km, 表现为陆壳与洋壳的迅速转变。双峰海山的样品定年数据认为其形成于~23Ma, 属于海盆停止扩张后的岩浆活动, 具有9km厚的洋壳, 其形成机制推测为在浮力驱动减压熔融作用下岩浆沿着先存的构造薄弱带上涌形成。

关键词 西北次海盆, 海底地震仪, 速度结构, 双峰海山, 洋陆转换带

1 引言

南海地处欧亚板块、印-澳板块和太平洋板块相互作用的交汇区, 是太平洋构造域和特提斯构造域的结合带。南海扩张演化史及其动力学机制一直以来是地学研究的热点, 是中国由浅海走向深海研究的重要跳板和突破口(汪品先, 2009, 2018)。

随着国际大洋钻探及深地震探测的发展, 在南海形成演化理论方面取得了突破性认识(如郝天桃等, 2008; 赵明辉等, 2018; Zhao等, 2010, 2018; Li等, 2014, 2015a, 2015b; Sibuet等, 2016; Ding等, 2018, 2019; Larsen等, 2018; Sun等, 2019), 明确了南海可以分为3期的海底扩张, 海盆内分布的海山大多为扩张期后的岩浆活动形成的(Li等, 2014; Sibuet等, 2016; Zhao等,

中文引用格式: 王强, 赵明辉, 张浩宇, 张佳政, 贺恩远, 袁野, 丘学林. 2020. 基于重处理数据的南海西北次海盆地壳速度结构. 中国科学: 地球科学, 50(11): 1553–1568, doi: [10.1360/SSTe-2020-0043](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0043)

英文引用格式: Wang Q, Zhao M, Zhang H, Zhang J, He E, Yuan Y, Qiu X. 2020. Crustal velocity structure of the Northwest Sub-basin of the South China Sea based on seismic data reprocessing. Science China Earth Sciences, 63(11): 1791–1806, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9654-4>

2018); 基于地形地貌及磁异常特征可分为西北次海盆、西南次海盆和东部次海盆(刘光鼎和王学言, 1990; 姚伯初, 1996; Sun等, 2019). 由于西北次海盆扩张期较短(~7Myr)(Briaies等, 1993; 丁巍伟等, 2009; Ding等, 2011), 海盆范围有限, 且分布有双峰海山, 造成磁异常识别存在多解性, 为认识其地壳结构及划分洋陆转换带(continent-ocean transition, COT)带来挑战. 2006年, 自然资源部第二海洋研究所与中国科学院南海海洋研究所合作, 在垂直与平行于西北次海盆残余扩张脊方向上部署了2条二维深测线OBS2006-1和OBS2006-2(图1). 垂直于扩张脊方向测线研究结果认为西北次海盆与东部次海盆速度结构相类似, 均为层2较薄、层3较厚的洋壳, 且无下地壳高速层, 属于非火山型(贫岩浆型)大陆边缘(Clift和Lin, 2001; Wang等, 2006; 吴振利等, 2011; Ding等, 2012; Zhu等, 2012, 2018; 欧阳青等, 2017); 沿着残余扩张脊方向测线

OBS2006-2, 敖威等(2012)曾利用9台OBS数据获得了西北次海盆平行残余扩张脊地壳速度结构. 然而, OBS2006-2测线在海上数据采集过程中, 由于遭遇台风, 实施了两次投放回收与气枪放炮作业; 第1次投放12台, 敖威等(2012)在速度模拟时仅利用了测线右侧3台数据(OBS10, 11, 12)(图1); 第2次作业投放8台(测线左侧OBS01~08), 其中OBS03和OBS06台站记录出现异常, 最初没有成功解编, 敖威等(2012)在速度结构计算模拟中没有利用这2个台站数据(王强等, 2016). 由于有效数据的缺失, 一定程度上为速度结构带来了多解性与不确定性(王强等, 2016). 比如双峰海山下方的Pn震相拟合不好, 理论计算走时与实际走时相差高达0.5s, 速度模型Pn震相的 χ^2 值达到3.075, 远超出 χ^2 接近于1的理想状态; 检测板检验恢复程度不理想, 模型分辨率较低(敖威等, 2012; 王强等, 2016)等.

本文在前期工作的基础上, 对OBS03和OBS06两

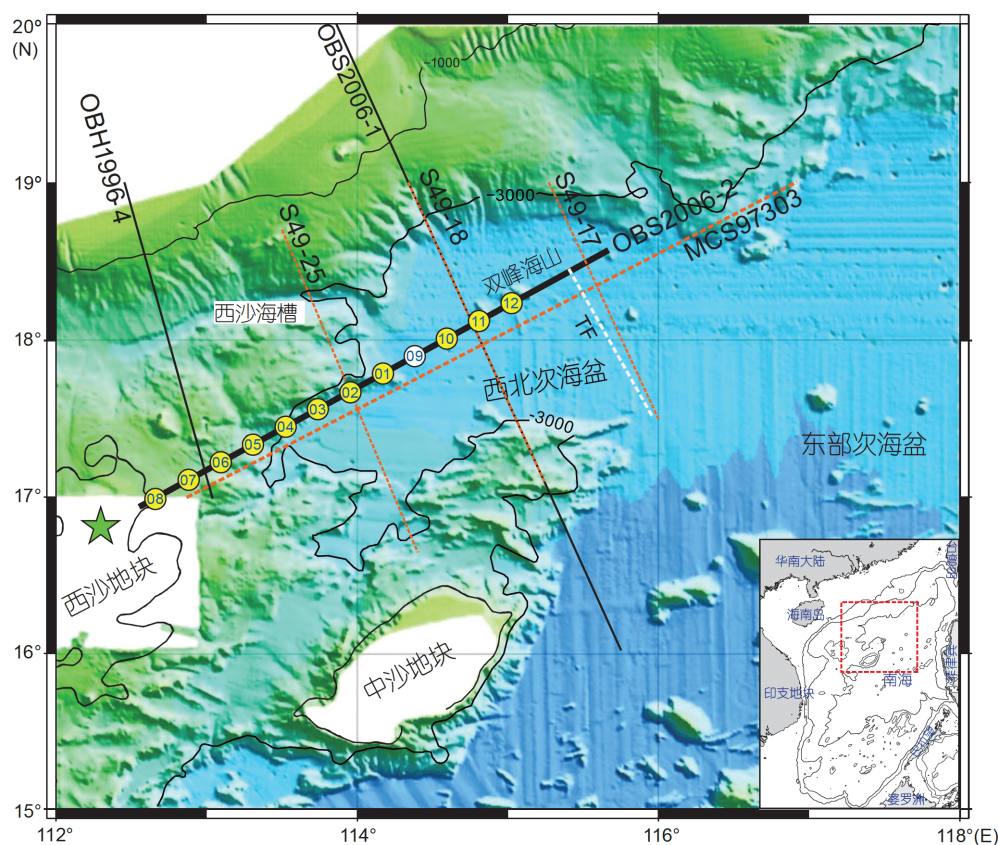


图1 南海西北次海盆水深及地震测线分布图

黑色实线为海底地震仪测线, 橘色虚线为多道地震测线, 黄色圆为成功回收OBS台站, 白色圆为OBS09台站丢失, 圈内数字代表OBS台站编号, 绿色五角星代表“永成一井”(张明书, 1991), 白色虚线TF代表转换断层(Larsen等, 2018; Sun等, 2018), 底图据Ding et al. (2018)

个数据异常台站进行重新处理解编, 并补充利用了第一次作业的放炮走时信息, 重新开展了正/反演走时模拟, 精雕细琢OBS2006-2测线下方速度结构及构造单元特征, 并利用分辨率测试对正/反演结果进行检验, 结合工区其他测线资料(OBS1996-4、OBS2006-1), 探讨了西北次海盆的岩浆活动及双峰海山的形成机制。

2 数据重处理与震相识别

2.1 数据重处理

OBS2006-2测线数据采集的炮点整理、位置校正等参考了敖威等(2012)的结果。常规的OBS实验数据处理方法及步骤已有很多的论述与应用实例(赵明辉等, 2004; 吴振利等, 2008; 敖威等, 2012; 王强等, 2016), 这里不再叙述, 最后得到了以OBS08台站为代表的共9台OBS综合地震记录剖面(图2a)。

下面以OBS03台站为例说明异常数据处理方法。

OBS数据异常的原因无非是记录格式或记录时间出现问题(王强等, 2016)。首先检查记录格式, 发现头段大小、采样点数、通道数、采样间隔等都无异常, 数据记录格式无误; 然后检查记录时间, 将原始数据转换成SAC(Seismic Analysis Code)格式, 展现了连续的波形记录及有规律的放炮信号; 但炮间距的时间间隔与UKOOA(United Kingdom Offshore Operators Association)文件中炮点时间间隔不对应, 导致在数据转换过程中得到的SEG-Y(SEG-Y, Society of Exploration Geophysicists)格式数据找不到任何震相, 因此怀疑是时间记录存在异常。由于OBS03台站起始时间记录存在偏差, 在炮点时间附近找不到放炮信号, 经过全局搜索后, 在预计炮点时间之后~13564s处才找到相应的放炮信号, 记录存在严重延时, 去掉延时误差后, 对比相邻正常OBS04台站数据记录, 发现OBS03台站中每一炮的到时延迟和炮点距变大, 推测OBS03台站的计时器时钟晶振频率较正常要快, 导致其采样间隔小于预设

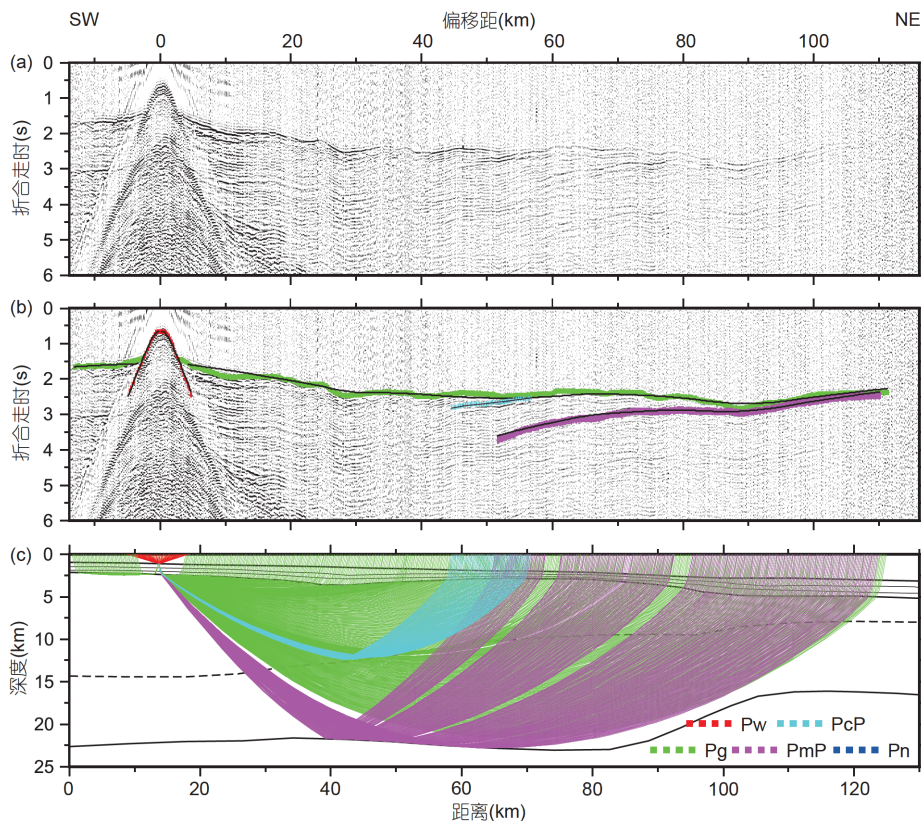


图2 OBS08台站射线追踪与走时模拟

(a) OBS08台站综合地震记录剖面, 折合速度为 6.0 km s^{-1} , 折合走时 $=T-\text{偏移距}/6$; (b) 实测走时(彩色线)和理论走时(黑色线)对比; (c) 射线追踪与走时模拟

的4ms. 将两个台站OBS03与OBS04的开始和结束的放炮信号基本对齐, 不断调整采样间隔, 确认OBS03的实际采样间隔为3.65770ms. 为了解决OBS数据内部文件时间漂移造成的非整数采样率问题(王强等, 2016), 张浩宇等(2019)对原有处理程序进行了修改, 该新版本转换程序方便快速地实现了数据裁截, 获得了异常OBS03台站的综合地震记录剖面(图3a).

2.2 震相重新拾取

OBS2006-2测线经过异常数据校正与处理后, 结合两次作业的所有数据, 加入了第1次投入的部分台站记录的炮点数据, 共得到11个台站的宝贵数据, 可以看到丰富的深部信息. 其中包括: 直达水波震相(Pw)、沉积基底反射震相(PsP)、地壳内折射震相(Pg)、康拉德面反射震相(PcP)、莫霍面反射震相(PmP)和上地幔首波震相(Pn). OBS08台站地震剖面图中, Pg震相清晰可见, 最远可以追踪到120km(图2), PmP震相可追踪至~120km左右, 在偏移距为45~55km

还识别出了上地壳底界面(康拉德面)的反射震相PcP(图2). 重新解编的OBS03台站(图3)的Pg震相清晰连续, 最远可追踪至~70km处; 台站左右两侧均有视速度较大且呈双曲线形态的PmP震相, 右半支偏移距为25~70km, 左侧半支偏移距为-70~-20km; Pn震相只存在左半支, 紧随PmP出现于-85~-65km(图3). 位于深海盆中OBS10站位同样可见清晰连续的Pw、Pg、Pn震相(图4), Pg震相受沉积基底面影响, 起伏较大; 深海盆中Pn震相较为发育, 右半支可连续追踪长达~80km(偏移距45~125km). 通过数据重处理后的震相拾取, 增加了9552个走时数据(表1), 为精雕细琢OBS2006-2测线的速度结构打下了坚实基础.

3 速度结构模拟与结果

在前面数据重处理及震相识别的基础上, 我们采用二维射线追踪程序RayInvr(Zelt和Smith, 1992)与走时层析成像方法Tomo2D(Korenaga等, 2000)获取

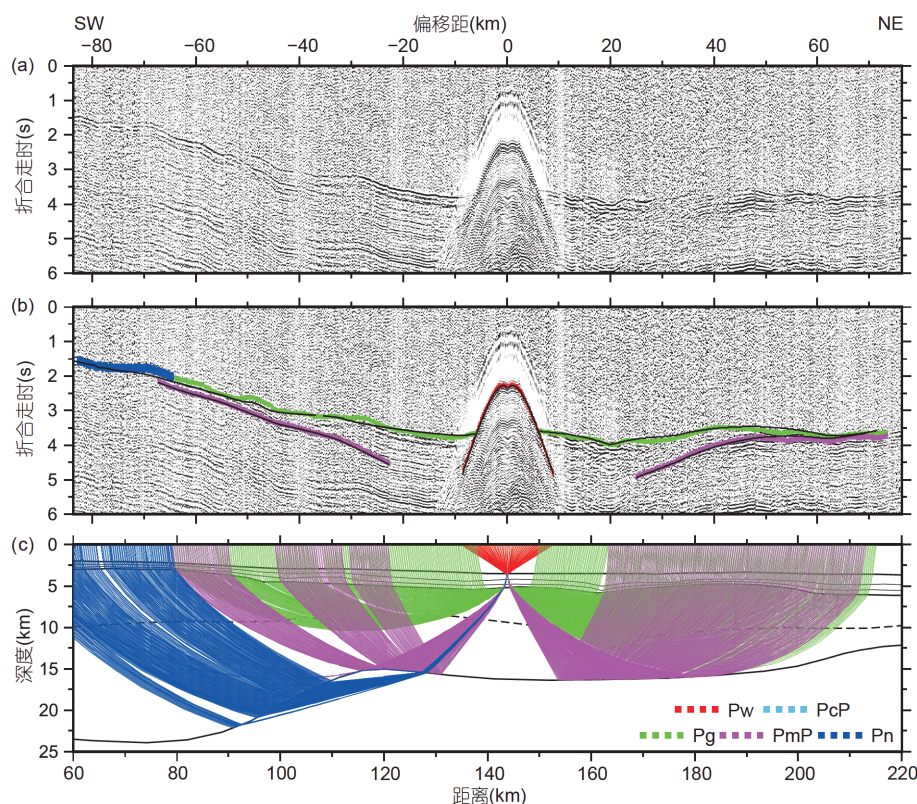


图3 OBS03台站射线追踪与走时模拟

其他说明同图2

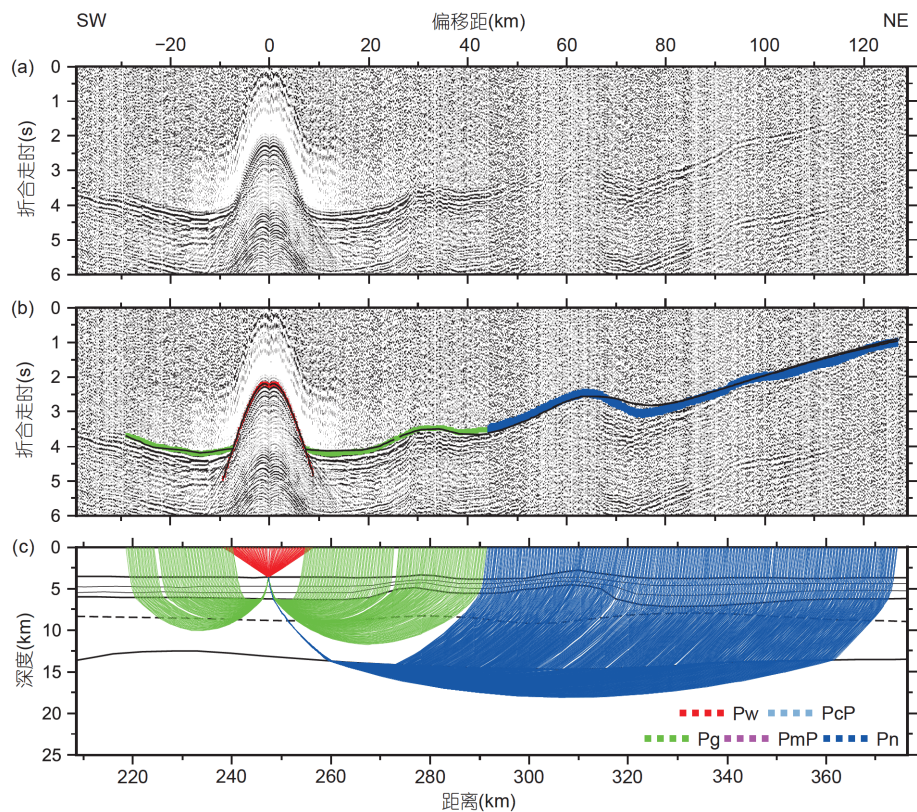


图 4 OBS10 台站射线追踪与走时模拟
其他说明同图2

表 1 正演模型参数对比

震相	拾取震相数		RMS(ms)		正则化 χ^2	
	本文	敖威等(2012)	本文	敖威等(2012)	本文	敖威等(2012)
Pw	896	344	32	46	0.405	0.862
Pg	6013	929	76	87	1.605	3.044
PcP	57	×	46	×	0.605	×
PmP	2887	337	88	77	1.215	2.633
Pn	1495	187	121	96	1.754	3.075
合计	11348	1796	86	79	1.432	2.529

OBS2006-2测线下方的速度结构.

3.1 正演射线追踪与走时模拟

OBS2006-2测线的采集过程中并未同步采集单道数据,但多道数据MCS97303(Li等, 2008)与OBS2006-2测线近乎平行(图1),相距~10km(敖威等, 2012),因此,在建立初始模型时,参考了MCS97303多道数据(图5),同时也参考工区其他多道数据和OBS速度结构(刘建

华, 2000; Li等, 2008; 丁巍伟等, 2009; 吴振利等, 2011; Ding等, 2012; Cameselle等, 2017; 欧阳青等, 2017),初始速度模型主要分为海水层、沉积层、上地壳、下地壳和上地幔共5层,对应的速度分别为1.5、1.7~4.6、4.5~6.4、6.4~7.2和7.8~8.2km s⁻¹(图5).

利用正演射线追踪程序RayInvr(Zelt和Smith, 1992)通过试错法反复调试模型中各个界面节点速度和深度,使计算走时逐步逼近实测走时,最终获得测线

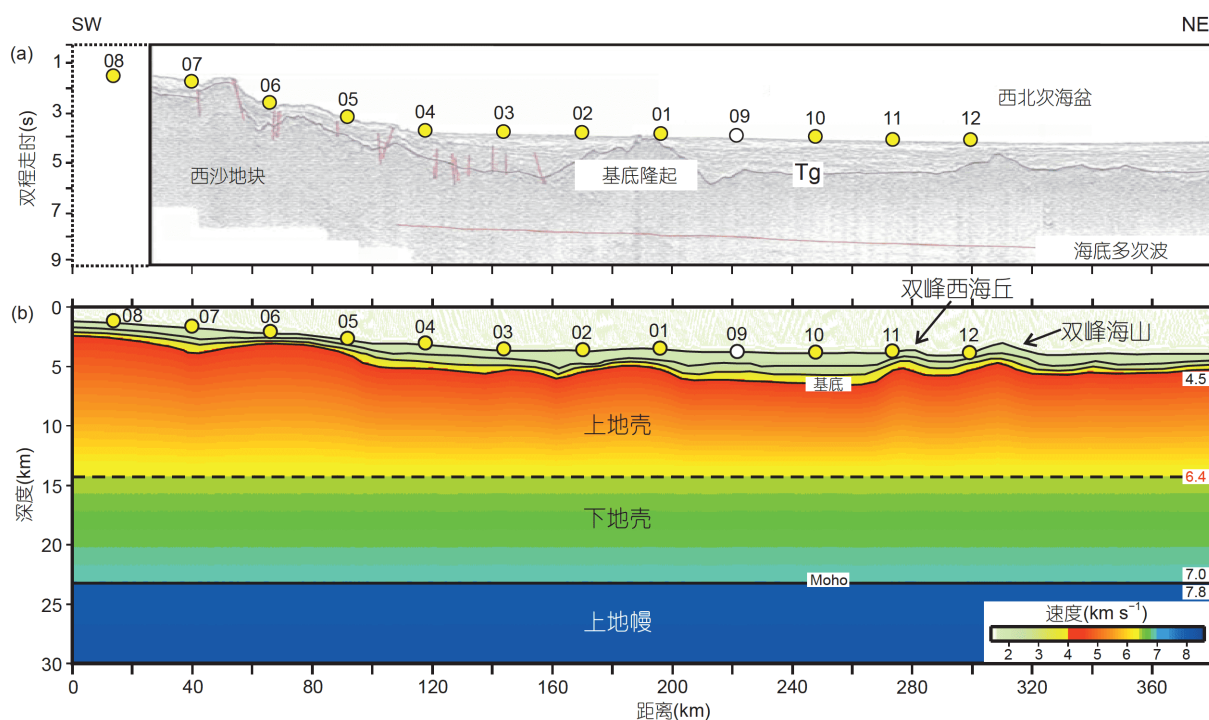


图5 基于多道反射地震剖面MCS97303的RayInvr初始速度模型

(a) 多道地震剖面MCS97303, 修改自Li等(2008); (b) RayInvr初始深度转换模型, 分为海水层、沉积层(1、2、3)、上地壳、下地壳和上地幔

下方速度结构(图6a). 依据参数化准则(Zelt和Forsyth, 1994), 震相拾取误差设置为50~100ms. 最终模型的走时均方根残差(root mean square, RMS)为86ms, χ^2 值为1.432(表1), 说明最终模型与真实模型接近(Zelt和Smith, 1992), 结果比较合理. 大部分模型中的射线覆盖次数达到了60~120次, 说明模型结果可靠(图6b). 除了模型两端缺少射线覆盖、OBS09台站丢失之外, 反射震相PmP沿着Moho面可以连续追踪, Moho面结构得到很好的控制(图6b). 将本文结果与前人结果(敖威等, 2012)对比发现, 射线覆盖程度较以前有了极大的提高, OBS10台站的异常Pn震相也得到较好的拟合(图4), 消除了Pn震相给速度模型带来的不确定性. 对比结果详见表1.

3.2 走时反演速度结构模拟

模型反演使用了2D反射/折射联合走时反演方法Tomo2D(Korenaga等, 2000), 其需要较少的先验信息, 反演结果可以正演模型对比. 初始模型的沉积层信息参考了多道反射剖面MCS973-03(图5a), 基底之下为从4.5km s⁻¹向下等梯度递增. 初始浮动反射Moho面深

度设置为15km深的平滑界面, PmP震相将在反演中约束Moho面深度与趋势(Korenaga等, 2000). 反演网格大小为0.5×0.25km, 水平和垂直相关长度分别为2~15km和2~4km, 反射界面的相关长度为7km(表2). 经过7次迭代反演后, 模型的RMS走时残差由524.31ms降低到83.10ms, χ^2 值由49.91降低到1.23(表2).

3.3 正、反演速度结构对比

对比图6a和图7a可以发现, 除了在射线覆盖比较稀疏的地方之外, 最终的RayInvr和Tomo2D模型结果主体特征是一致的. Moho面形态基本一致, 埋深从陆缘的~24km到海盆中的~12km, 地壳厚度也从陆缘的~21km逐渐减薄到海盆的~6km(图6a和7a), 此外, 模型40~100、210~245km范围内下地壳底部还存在速度分别为7.0~7.4和7.0~7.6km s⁻¹, 厚度分别为0~4和0~3km的孤立下地壳高速体(图6a和7a). 由于正反演方法的差别, 最终的正反演速度结构模型必然存在一定的差异. 在模型最左侧, 射线覆盖程度低, 两种方法得到的Moho面差别较大(图7a). 总的来说, 反演Moho面形态较正演更为平滑(图7a). 模型210~230km, 正演模型拉

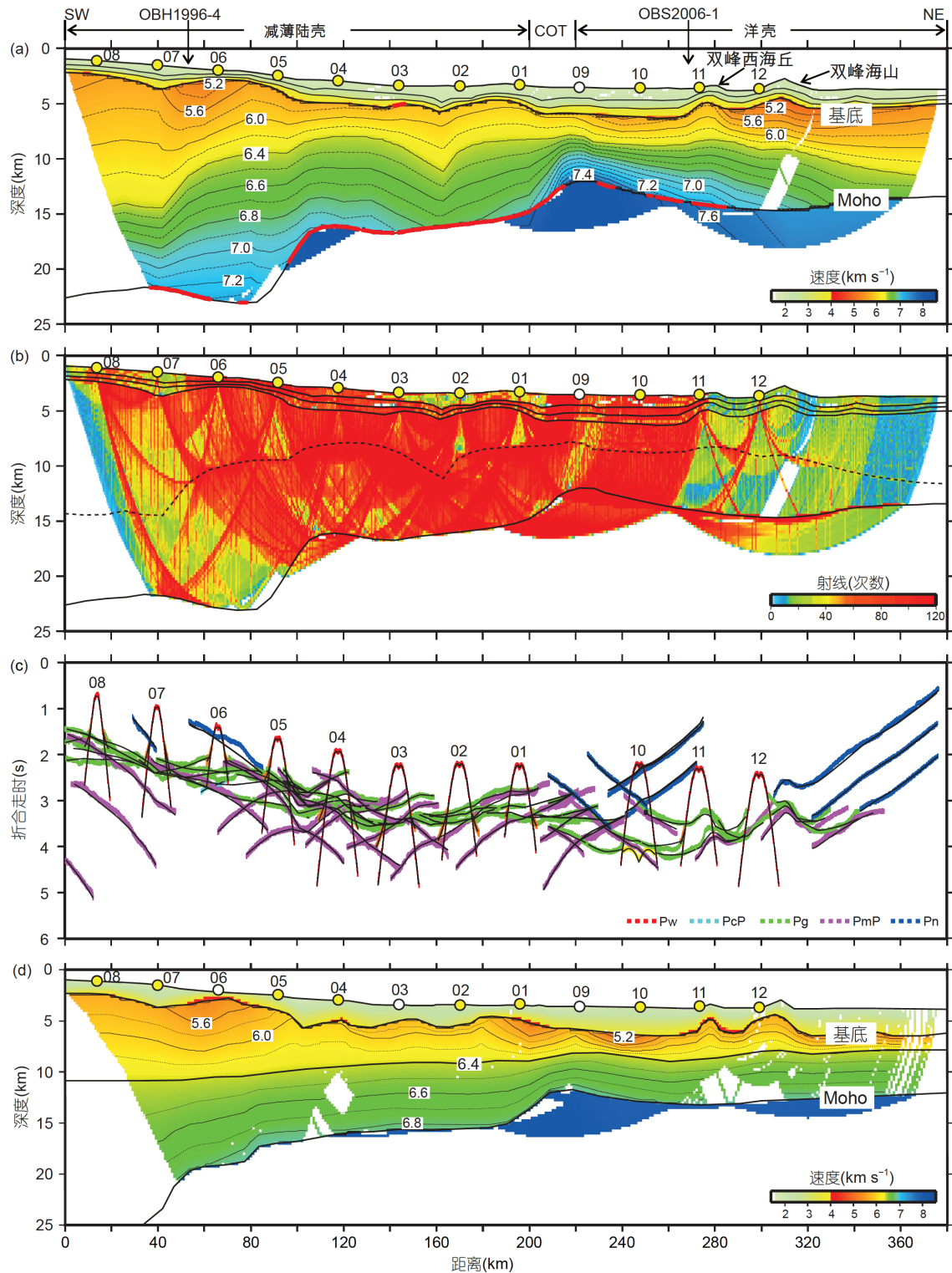


图 6 OBS2006-2测线正演速度模型

(a) 利用*RayInvr*软件获得的正演速度模型, 红色粗线的部分代表有PmP震相控制的Moho面; (b) 射线覆盖程度, 网格大小为 $0.5\text{km} \times 0.25\text{km}$; (c) 实测走时(彩色)和理论计算走时(黑色)的拟合情况; (d) 重处理前敖威等(2012)速度结构模型

表 2 速度模型反演参数

参数类型		数值
平滑权重(%)	速度	100
	深度	20
阻尼系数(%)	速度	20
	深度	20
相关长度(km)	水平	2~15
	垂直	2~4
χ^2	初始	49.91
	最终	1.23
RMS(ms)	初始	524.31
	最终	83.1

张减薄程度更为剧烈(图6a和7a)。在射线覆盖程度上,正演模型总体上高于反演结果(图6b和7b),正演模型双峰海山下方的下地壳存在宽度为~10km的射线覆盖空白带(图6b),而反演模型则不存在(图7b),同样表明正反演方法的差别。Tomo2d反演过程中的反射界面是独立于初始速度模型存在的一个浮动界面,在折射震相的基础上利用反射震相(PmP)走时来调整其深度,从而得到Moho面形态(Korenaga等, 2000),因此反演模型中Moho面上下不存在速度间断,而是连续的速度值(图7a)。

OBS2006-2测线在OBS07台站处与OBH1996-4测线(Qiu等, 2001)相交(图1),两测线在交点处的地壳结构特征基本一致。同时在双峰海山附近(OBS11台站)与OBS2006-1测线(吴振利等, 2011; Ding等, 2012; 欧阳青等, 2017)相交(图1),其交点下方地壳厚度~7km,与我们OBS2006-2模型结果一致(图6和7)。

3.4 模型不确定性和分辨率测试

反演模型的射线覆盖程度可以用导数权重总和(derivative weight sum, DWS)来定量描述(Toomey和Foulger, 1989; Korenaga等, 2000)。从图7b中可以看出,模型总体射线覆盖程度较高,模型两侧由于缺少台站射线覆盖程度较低。此外,速度的不确定性对于地壳组分的解释具有重要作用(Korenaga等, 2000)。为了验证模型中(图7a)速度和Moho深度不确定性,进行了非线性的蒙特卡罗测试(Tarantola, 1987; Korenaga等, 2000)。首先,随机生成100个一维初始速度模型,基底顶部的速度扰动范围为4.5~5.5km s⁻¹,模型最底部30km处的速度扰动范围为7.8~8.5km s⁻¹,Moho面的深

度在原来11km的深度上增加±3km的随机扰动;然后,分别对100个随机一维模型使用表2中的反演参数进行反演,可以得到100个反演速度模型及相应的参数结果;最后,以这100个反演结果模型及参数作为统计量进行不确定性分析,进而求取标准方差和Moho反射界面的不确定性。蒙特卡罗测试结果(图7c)表明:速度不确定性通常小于0.05km s⁻¹,OBS09和10台站下方速度不确定性为0.1km s⁻¹,较其他台站附近的要稍大;模型大于330km的范围由于射线覆盖程度较小,速度不确定性达到约0.25~0.35km s⁻¹(图7c)。Moho面的深度不确定性大小即白色误差棒的长度,通常小于0.2km,而在大于300km的范围内,Moho面深度不确定性增大到~3km(图7c)。

检测板检验(checkerboard test)是为了检验最终速度模型对异常体的空间分辨率。模型的恢复程度取决于OBS台站的布设间隔,当半波长大小接近台站间隔时就可以得到很好的恢复程度(Liu等, 2018)。三组检测板检验(图8),尺寸分别为40km×8km、27km×8km和27km×6km,对网格节点加入±5%的速度扰动。第一组测试中(图8a),速度结构模型(图7a)范围内基本上恢复很好,表明具有分辨40km×8km地质体的能力,分辨深度为15km;第二组测试中(图8b),在有效分辨深度12km范围内,具有良好的恢复能力,大于12km基本上不能恢复27km×8km地质体;第三组测试中(图8c),有效分辨深度仅为8km,恢复效果不理想。综合三组测试结果,OBS2006-2速度模型中的分辨率临界值是27km×8km(图8b),为后面的地质解释提供参考。

4 讨论

4.1 数据重新处理前后的地壳结构对比

相比敖威等(2012)的正演模拟结果(图6d),数据重新处理解释之后,由于数据量的增加,数据重处理后正演模型中(图6a)整体的射线覆盖程度得到极大的提高(表1)。OBS10台站的Pn震相得到了很好的拟合(图4),PmP覆盖程度得到改善,有效控制了Moho界面的深度与形态,同时改善了分辨率测试结果(图8)。

数据重处理前后的新旧模型中,在沉积层速度与基底形态基本保持一致(图6a和6d),主要差别体现在地壳结构中。在模型左端0~200km范围内,重处理前(图6d),Moho面在0~50km范围内发生剧烈抬升,

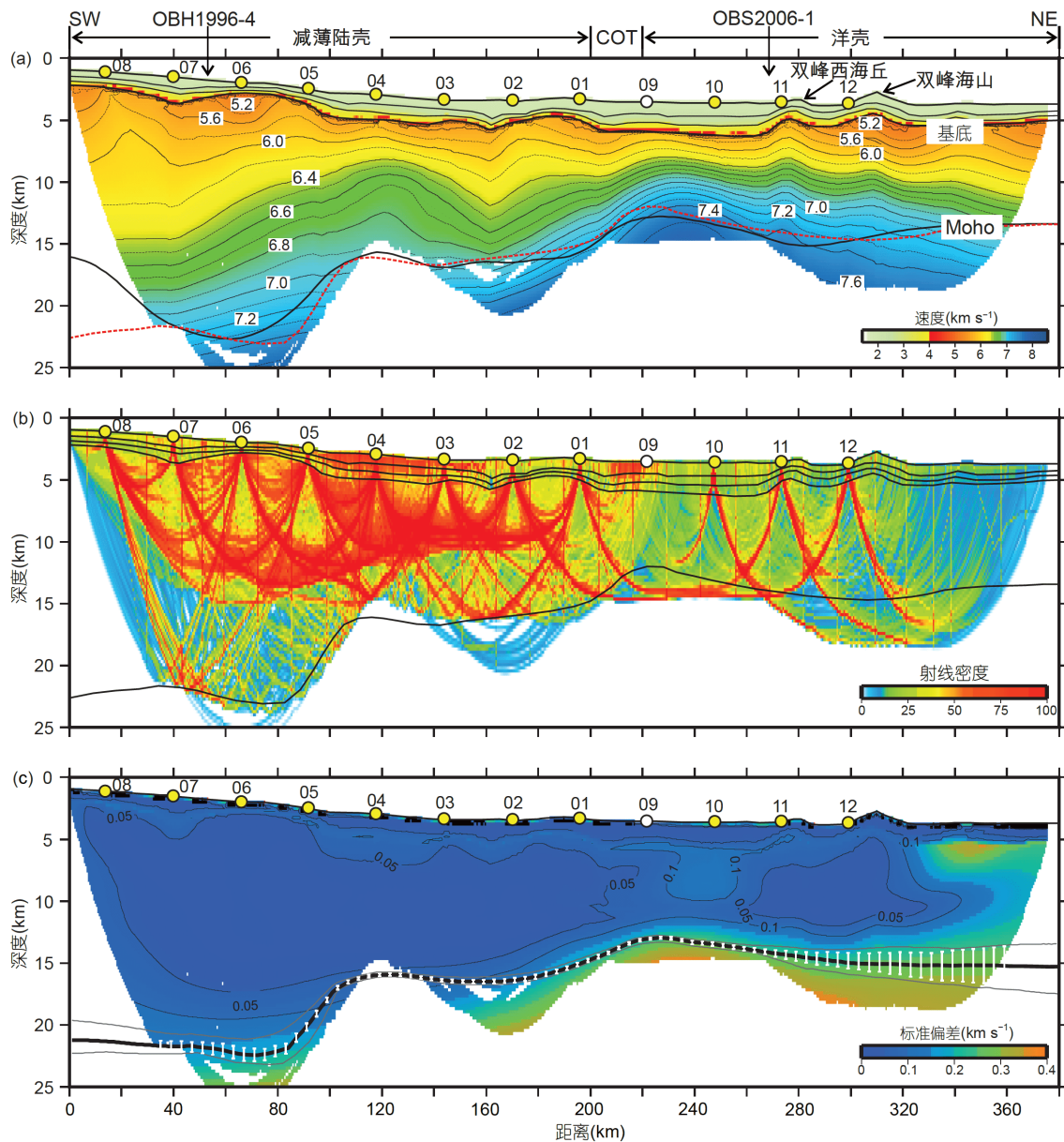


图 7 OBS2006-2测线反演速度模型

(a) 利用Tomo2d软件获得的反演速度模型, 红色虚线代表图6a中的Moho面; (b) 反演模型射线覆盖程度, 网格大小为 $0.5\text{km} \times 0.25\text{km}$; (c) 反演模型速度不确定性

50~200km范围内基本保持稳定, 下地壳底部的速度值无论是西沙地块的减薄陆壳还是西北次海盆中的洋壳都保持在约 $6.4\sim 6.9\text{km s}^{-1}$, 与典型洋壳层3的速度值并不一致(White等, 1992). 重处理后(图6a), Moho面在0~80km范围内基本保持埋深不变, 与西沙地块的区域地壳结构(郭晓然等, 2016)过渡更为合理; Moho面剧烈抬升则发生在80~110km范围内, 0~100km范围内下

地壳底部速度约为 $7.0\sim 7.3\text{km s}^{-1}$, 较正常陆壳速度值高(Christensen和Mooney, 1995). 在模型右端210~280km范围内, 重处理前后模型中(图6a和6d), Moho界面深度变化不大, 但 6.4km s^{-1} 速度等值线的差别较大, 说明上、下地壳在厚度上出现较大差别, 尤其是在模型最右端330~380km范围内, 下地壳厚度变薄(图6a), 但此处射线覆盖情况较差(图7b)、模型分辨率

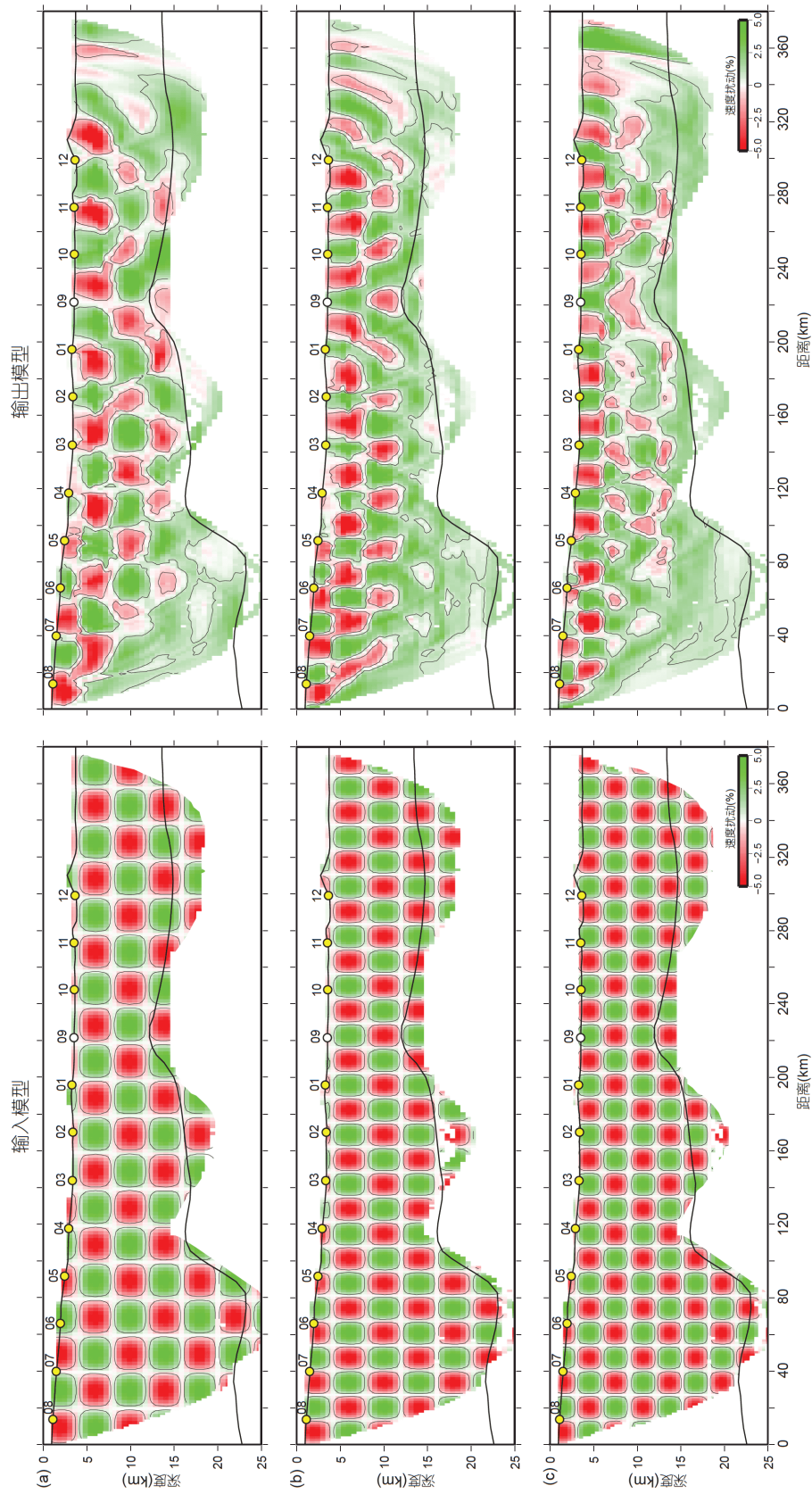


图 8 Tomo2D反演模型检测板检验结果

速度扰动为 $\pm 5\%$ (绿色为正, 红色为负). (a)~(c)共三组测试, 检测板尺寸为 $40\text{km} \times 8\text{km}$ 、 $27\text{km} \times 8\text{km}$ 和 $27\text{km} \times 6\text{km}$

不高(图7c和8), 因此这里不再进行过多讨论。

由于陆壳内缺少上地幔折射震相Pn(图3和6c), 因此模型0~200km范围内Moho面之下几乎没有射线覆盖(图6b和7b); 而在洋壳范围内, Pn震相较为丰富(图5、6b和7b)。数据重处理之前上地幔顶部速度为正常的约7.8~8.0 km s⁻¹(图6d), 但OBS10台的Pn震相没有拟合, 推测Moho面下方可能存在低速体(敖威等, 2012)。重处理后发现, 所有Pn震相可以很好地拟合, 双峰海山处的上地幔速度仅约为7.3~7.4 km s⁻¹(图6a), 小于正常洋壳上地幔速度(约7.8~8.0 km s⁻¹)(White等, 1992), 证实了上地幔低速的存在。由于双峰海山处Moho界面上下速度差较小(约0.2~0.3 km s⁻¹), 波阻抗较小, 这也许是缺失Moho面反射震相PmP的原因。因此, 重处理后的速度结构特征更为真实地反映了走时数据, 为西北次海盆的形成演化提供了更加可靠的科学依据。

4.2 沿剖面OBS2006-2的地壳属性

OBS2006-2测线正演与反演模型均表现出较大的速度横向变化(图6a和7a)。提取一维速度模型结果并与0~127 Ma的大西洋洋壳(White等, 1992)、拉张陆壳

(Christensen和Mooney, 1995)以及南海减薄陆壳(Nissen等, 1995; Qiu等, 2001; Yan等, 2001; Wang等, 2006; Liu等, 2018)进行对比(图9)。

模型西段(0~200 km)为减薄陆壳。无论是正演还是反演结果, OBS08~OBS01的一维速度模型均落在了减薄陆壳的范围内(图9a和9b), Moho面深度从~23 km向洋方向下降到~15 km, 剧烈抬升发生在模型80~120 km范围内(图6a和7a), 这之前结果是一致的(Qiu等, 2001; 郭晓然等, 2016)。位于西沙地块的“西永一井”(图1a)钻探结果表明其结晶基底为元古代的花岗片麻岩(张明书, 1991), 姚伯初等(1994)认为是从印支地块裂离出的微陆块。综合我们最新速度结构进一步证明, 西沙地块伴随着南海北部陆缘裂离及西北次海盆的扩张而向南运移到现今的位置。

台站OBS09和OBS10下方的一维速度模型落在了正常洋壳的范围内, 地壳厚度~6 km; 从磁异常条带(Li等, 2014)和OBS2006-1(吴振利等, 2011; Ding等, 2012; 欧阳青等, 2017)结果可知, 双峰海山处地壳属于洋壳; 图9中位于双峰海山处的OBS11和OBS12台站一维速度模型虽然均落在了减薄陆壳的范围内, 那是由于后

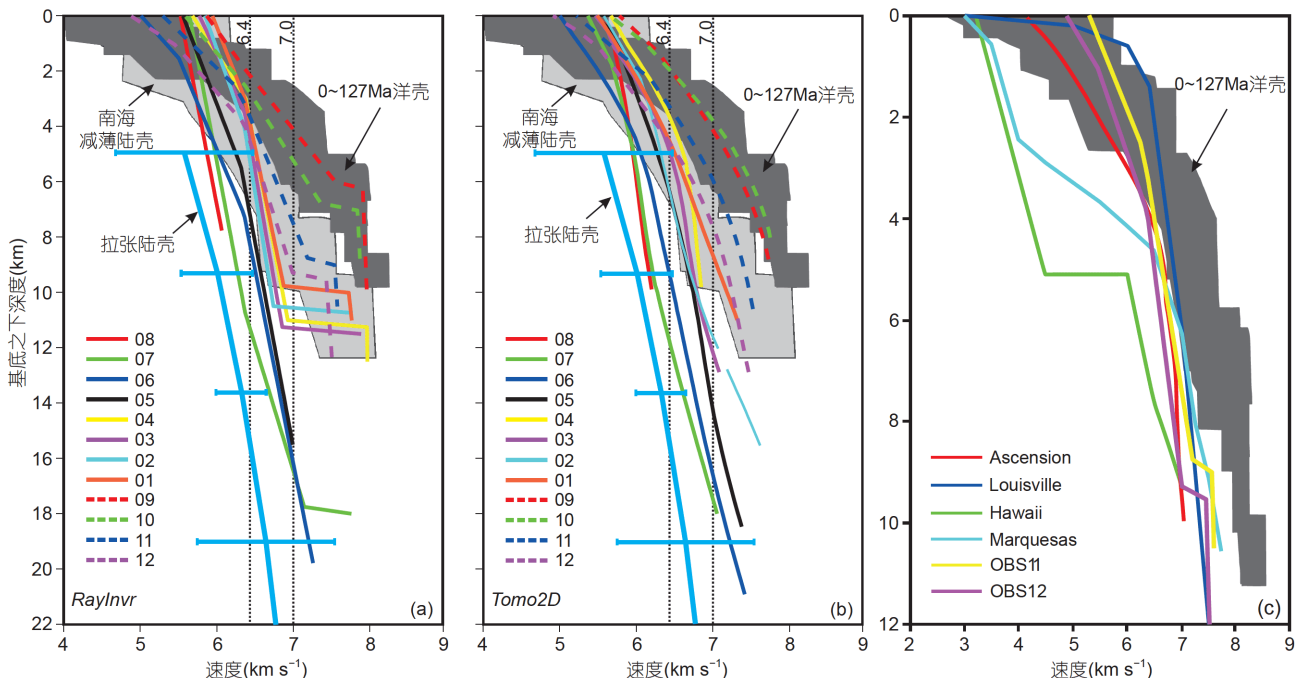


图9 各台站下方一维速度模型((a)和(b))及双峰海山与全球典型海山速度模型对比(c)

(a)和(b)分别是利用RayInvr和Tomo2D方法获取的结果。深灰色区域表示0~127 Ma的典型洋壳范围(White等, 1992), 浅灰色区域代表南海减薄陆壳范围(Nissen等, 1995; Qiu等, 2001; Yan等, 2001; Wang等, 2006; Liu等, 2018), 蓝色带误差棒的线表示拉张陆壳(Christensen和Mooney, 1995)。

期岩浆活动造成双峰海山的地壳加厚, 达到了~9km (图6a、7a、9a和9b), 但其洋壳属性不变. 因此, 模型东段(220~380km)为洋壳范畴.

模型中200~220km为洋陆转换带范围, 宽度为~20km, 地壳厚度为6~10km, Moho面埋深11~15km(图6a和7a). 分辨率测试结果(图8)表明当前的射线覆盖程度是有能力区分出该20km宽的洋陆转换带构造单元(Korenaga等, 2000). 前人对中德合作的多道数据(SO49-25、SO49-18和SO49-17)(图1a)的研究(Cameselle等, 2017)认为, 陆壳表现为由厚的同张裂沉积所覆盖的掀斜断块以及连续的Moho面反射, 洋壳特点为强反射基底、断层作用弱、无同张裂沉积、地壳厚度稳定. 而在此处的COT表现为陆壳与洋壳的迅速转变, Moho界面剧烈抬升变浅, 地壳厚度在20km范围内减薄~4km(图6a和7a), 表现出较为强烈的陆缘构造拉伸作用. 在COT地壳底部发育有~2km厚的高速层($7.2\sim 7.4\text{ km s}^{-1}$)(图6a和7a), 这是一个非常重要的构造现象. 据磁异常推演结果认为, 此高速层可能与原地幔顶部的蛇纹岩化有关(Li等, 2010; Li和Song, 2012); 也可能是COT处突然增多的岩浆, 底侵到地壳底部, 造成陆壳破裂, 海底扩张开始(Huismans和Beaumont, 2011); 这需要今后开展纵/横波联合反演进行深入研究.

4.3 双峰海山成因机制探讨

对比全球的板内海山, 其形成方式与其下覆的岩石圈年龄有关. 第一类海山以Marquesas海山为代表, 其下覆岩石圈年龄较老, 为~40Ma(Richards等, 2013); 发育有2~8km厚的地壳底侵高速层($7.3\sim 7.75\text{ km s}^{-1}$), 岩性以超铁镁质为主, 底侵物质是喷出物质的1.9倍, 6.4 km s^{-1} 等值线下凹, 表现为底侵方式为主(Caress等, 1995); 类似的还有Hawaii海山(Watts等, 1985). 第二类海山以Louisville海山为代表, 其下覆岩石圈年龄较轻, 为~12Ma; 发育有以岩墙形式展布的~2km厚的下地壳高速层($7.2\sim 7.6\text{ km s}^{-1}$), 6.4 km s^{-1} 等值线向上凸起, 岩性以辉长岩为主, 侵入物质与喷出物质比例达到4.5倍, 表现为壳内侵入方式为主(Contreras-Reyes等, 2010).

双峰海山, 作为西北次海盆重要的区域构造(姚伯初, 1999), 其成因对于理解南海的扩张演化有着重要的意义. 西北次海盆扩张过程较短(约32~25Ma), 仅持

续~7Myr, 在南海扩张初期就停止了(丁巍伟等, 2009; Ding等, 2011; Li等, 2014), 随后进入稳定的裂后区域热沉降阶段(魏喜等, 2012). 根据磁异常条带可知, 双峰海山的下覆岩石圈年龄居于上述两类海山的中间, 为~25Ma(C10磁条带), 属于相对较老的大洋岩石圈; 将双峰海山处OBS11和OBS12下方的一维速度结构, 与全球典型海山的一维速度结构进行了对比(图9c), 发现双峰海山下方的一维速度结构与Ascension岛、Louisville海山以及珍珠-黄岩海山链相似, 以壳内侵入为主, 而明显不同于Hawaii和Marquesas海山(Watts等, 1985; Caress等, 1995). 双峰海山下方(OBS11、OBS12)的一维速度模型结果显示其地壳厚度达到了~9km, 比正常洋壳厚(图9), 从正反演速度结果中(图6a和7a)均可以看出双峰海山下方的 6.4 km s^{-1} 速度等值线略向上凸起, 表明双峰海山主要由侵入岩组成, 以喷出岩为辅.

关于岩浆侵入的时间可以从岩石样品中推断出来. 从双峰海山拖网采集到的两块粗面岩样品, 其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年结果分别为(23.80 ± 0.18)和(23.29 ± 0.22) Ma(Li等, 2015), 表明是双峰海山是在西北次海盆扩张停止~2Myr后岩浆侵入活动形成(Li等, 2015). 海山顶部速度值较低(图6a、7a和9), 可能海山顶部存在有喷出岩浆形成的高孔隙度火山碎屑(鄢全树和石学法, 2009; Wang等, 2016; Zhang等, 2016). 这种扩张后期岩浆活动导致西北次海盆较高的海底热流值(张健和汪集旻, 2000).

在速度结构模拟发现, OBS10台站Pn震相存在走时偏低异常, 推测在双峰海山下方可能存在地幔熔融低速体或者是残余岩浆(敖威等, 2012); 通过对OBS2006-2数据的重处理, 对该走时异常的Pn震相进行了正反演拟合, 结果显示双峰海山下方确实存在上地幔低速异常(图6a和7a). 在模型350km处存在转换断层(图1)(Larsen等, 2018; Sun等, 2018), 上地幔部分熔融通常发生在具有构造薄弱带的扩张脊附近(Karato和Jung, 1998), 会造成速度降低(Carlson和Miller, 2003; Dannowski等, 2010), 因此推测该上地幔低速可能是由于上地幔部分熔融的结果.

关于岩浆熔融体是怎么产生的, 前人已有过许多研究与讨论. 有人认为, 南海北部陆缘以及洋盆内海山多表现出OIB型地球化学特征(王叶剑等, 2009; 徐义刚等, 2012; Huang等, 2013; Li等, 2015; Zhang等,

2017), 且这些海山岩石样品测年小于17Ma(Lee等, 1998; Wang等, 2013; An等, 2017), 推测南海海山形成可能受到海南地幔柱影响, 海南地幔柱的活动时间可能是在~17Ma以前(鄢全树等, 2008; Lei等, 2009; Huang, 2014; Xia等, 2016, 2018; Fan等, 2019; Yu等, 2018). 然而, 并非所有的OIB型特点都与地幔柱相关(Hawkesworth和Scherstén, 2007), 比如东太平洋洋隆附近的海山(Niu等, 1999), 以及美国盆岭省火山(Bradshaw等, 1993). 地球化学研究发现, 南海海盆中海山下方地幔具有各向异性(Tu等, 1992; 王叶剑等, 2009; Zhao等, 2018); 考虑到地球物理与地球化学资料, 南海主要是由于地幔的各向异性, 形成浮力减压熔融驱动而形成上涌(Castillo等, 2010; Wang等, 2016; Zhao等, 2018), 地幔物质持续减压产生低程度部分熔融, 熔融岩浆在结晶分异作用的影响下向上运移并侵入地壳底部.

基于以上讨论, 推断双峰海山形成机制为: 由于地幔的各向异性造成低程度的浮力减压熔融上涌(Castillo等, 2010; Zhao等, 2018), 岩浆加载机制最后表现为壳内侵入为主, 熔融岩浆在结晶分异作用的最后阶段, 沿先存构造薄弱带作为通道喷出至海底, 形成双峰海山. 最新南海扩张期后岩浆活动统计结果表明, 岩浆活动一般与洋中脊、转换断层等扩张构造相关(Zhao等, 2020). 根据研究区磁异常条带数据(Li等, 2014)发现, 双峰海山刚好位于残留洋中脊处, 并且在C10磁条带转向的地方, 此处可能发育转换断层. 因此推断, 此处构造薄弱带或是由于残留洋中脊造成的, 或是海底扩张时的转换断层造成的.

5 结论

通过对深地震测线OBS2006-2的异常台站(OBS03、06)数据再处理、所有台站的震相重新识别与拾取、以及射线追踪与走时正/反演, 获取了测线下方的速度结构. 综合速度模型结果和区域地质资料分析, 本文得出以下主要结论:

(1) OBS2006-2测线速度结构较原来的速度模型更加可靠. 模型中0~200km为减薄陆壳, 220~380km为洋壳, 200~220km为洋陆转换带; Moho界面埋深从西沙地块的23.5km沿NEE向逐步抬升到模型200km处15km, 以及西北次海盆的13.5km; 在COT处Moho面抬

升最为剧烈达11.8km. 地壳厚度由西沙地块陆壳的20.5km减薄至西北次海盆的6.5~10km.

(2) 西北次海盆近似平行扩张脊方向上的洋陆转换带表现为减薄陆壳与洋壳的迅速转换, 宽度约20km, 地壳厚度为8~10km, 下地壳流动变薄, Moho界面剧烈抬升, 上地幔隆起, 表现较为强烈的构造拉伸作用.

(3) 双峰海山速度结构表现为增厚洋壳, 其Moho界面下方存在上地幔低速异常, 反映地幔熔融低速体或者是残余岩浆的存在. 由双峰海山的岩石样品定年推测, 在西北次海盆停止扩张~2Myr后, 岩浆由于软流圈上涌浮力减压熔融, 上升到上地幔顶部, 导致区域热流值升高, 进而侵入到地壳内部, 然后沿着先存构造薄弱带喷出, 形成双峰海山.

致谢 上海海洋石油局“奋斗七号”全体船员协助采集了OBS2006-2测线数据, 自然资源部第二海洋研究所的阮爱国教授提供了OBS2006-2测线原始班报资料; 敖威、王建、庞新明、李子正、杨富东、刘思青在数据处理过程中给予了支持与帮助, 部分图件绘制使用了GMT软件(Wessel和Smith, 1998). 三位匿名评审专家和责任编委陈凌研究员的建设性意见, 大大提升了文章学术水平. 在此一并致谢.

参考文献

- 敖威, 赵明辉, 丘学林, 阮爱国, 李家彪. 2012. 南海西北次海盆及其邻区地壳结构和构造意义. 地球科学——中国地质大学学报, 37: 779–790
- 丁巍伟, 黎明碧, 赵俐红, 阮爱国, 吴振利. 2009. 南海西北次海盆新生代构造-沉积特征及伸展模式探讨. 地学前缘, 16: 147–156
- 郭晓然, 赵明辉, 黄海波, 丘学林, 王建, 贺恩远, 张佳政. 2016. 西沙地块地壳结构及其构造属性. 地球物理学报, 59: 260–271
- 郝天珧, 黄松, 徐亚, 李志伟, 胥颐, 雷受旻, 杨金玉. 2008. 南海东北部及邻区深部结构的综合地球物理研究. 地球物理学报, 51: 1785–1796
- 刘光鼎, 王学言. 1990. 中国海区及邻域地质地球物理系列图. 海洋地质与第四纪地质, 10: 93–97
- 刘建华. 2000. 南海中部地震反射波特征及其地质解释. 海洋学报, 22: 73–80
- 欧阳青, 吴振利, 卫小冬, 牛雄伟, 阮爱国, 于志腾. 2017. 南海海盆残留扩张中心地壳速度结构对比及构造意义. 科学通报, 62: 74–85
- 汪品先. 2009. 南海——我国深海研究的突破口. 热带海洋学报, 28: 1–4

- 汪品先. 2018. 大洋钻探五十年: 回顾与前瞻. 科学通报, 63: 3868–3876
- 王强, 丘学林, 赵明辉, 黄海波, 敖威. 2016. 南海海底地震仪异常数据的分析和处理. 地球物理学报, 59: 1102–1112
- 王叶剑, 韩喜球, 罗照华, 邱中炎, 丁巍伟, 李家彪, 高水土, 陈荣华. 2009. 晚中新世南海珍珠-黄岩海山岩浆活动及其演化: 岩石地球化学和年代学证据. 海洋学报, 31: 93–102
- 魏喜, 祝永军, 陈亦寒, 胡礼国, 武金云, 姜建群, 李振远. 2012. 南海西北次海扩张时代和洋壳性质: 沉积地层及重磁依据. 地质学报, 86: 383–388
- 吴振利, 李家彪, 阮爱国, 楼海, 丁巍伟, 牛雄伟, 李细兵. 2011. 南海西北次海盆地壳结构: 海底广角地震实验结果. 中国科学: 地球科学, 41: 1463–1476
- 吴振利, 阮爱国, 李家彪, 丁巍伟, 李湘云, 丘学林, 赵明辉, 郭兴伟. 2008. 南海中北部地壳深部结构探测新进展. 华南地震, 28: 21–28
- 徐义刚, 魏静娴, 邱华宁, 张辉煌, 黄小龙. 2012. 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, 57: 1863–1878
- 鄢全树, 石学法, 王昆山, 卜文瑞, 肖龙. 2008. 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, 38: 56–71
- 鄢全树, 石学法. 2009. 南海盆海山火山碎屑岩的发现及其地质意义. 岩石学报, 25: 3327–3334
- 姚伯初, 曾维军, 陈艺中, 张锡林. 1994. 南海西沙海槽, 一条古缝合线. 海洋地质与第四纪地质, 14: 1–10
- 姚伯初. 1996. 南海海盆新生代的构造演化史. 海洋地质与第四纪地质, (2): 1–13
- 姚伯初. 1999. 南海西北海盆的构造特征及南海新生代的海底扩张. 热带海洋, (1): 7–15
- 张浩宇, 丘学林, 张佳政, 贺恩远, 游庆瑜. 2019. 国产海底地震仪的时间记录与原始数据精细校正. 地球物理学报, 62: 178–188
- 张健, 汪集旸. 2000. 南海北部大陆边缘深部地热特征. 科学通报, 45: 1095–1100
- 张明书. 1991. 西沙珊瑚礁区的第四纪事件. 第四纪研究, (2): 165–177
- 赵明辉, 杜峰, 王强, 丘学林, 韩冰, 孙龙涛, 张洁, 夏少红, 范朝焰. 2018. 南海海底地震仪三维深地震探测的进展及挑战. 地球科学, 43: 3749–3761
- 赵明辉, 丘学林, 夏戡原, 谢剑波, 叶春明. 2004. 南海东北部海陆联测地震数据处理及初步结果. 热带海洋学报, 23: 58–63
- An A R, Choi S H, Yu Y, Lee D C. 2017. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam. *Lithos*, 272–273: 192–204
- Bradshaw T K, Hawkesworth C J, Gallagher K. 1993. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: No role for a mantle plume. *Earth Planet Sci Lett*, 116: 45–62
- Briaes A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the tertiary tectonics of Southeast Asia. *J Geophys Res*, 98: 6299–6328
- Cameselle A L, Ranero C R, Franke D, Barckhausen U. 2017. The continent-ocean transition on the northwestern South China Sea. *Basin Res*, 29: 73–95
- Caress D W, McNutt M K, Detrick R S, Mutter J C. 1995. Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373: 600–603
- Carlson R L, Miller D J. 2003. Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophys Res Lett*, 30: 1250
- Castillo P R, Clague D A, Davis A S, Lonsdale P F. 2010. Petrogenesis of Davidson Seamount lavas and its implications for fossil spreading center and intraplate magmatism in the eastern Pacific. *Geochem Geophys Geosyst*, 11: 481–492
- Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 100: 9761–9788
- Clift P D, Lin J, ODP Leg 184 Scientific Party. 2001. Patterns of extension and magmatism along the continent-ocean boundary, South China margin. In: Wilson R C L, Beslier M O, Whitmarsh R B, Froitzheim N, Taylor B, eds. Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea. Spec Publ Geol Soc London, 187: 489–510
- Contreras-Reyes E, Grevenmeyer I, Watts A B, Planert L, Flueh E R, Peirce C. 2010. Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track. *Earth Planet Sci Lett*, 289: 323–333
- Dannowski A, Grevenmeyer I, Ranero C R, Ceuleneer G, Maia M, Morgan J P, Gente P. 2010. Seismic structure of an oceanic core complex at the Mid-Atlantic Ridge, 22°19'N. *J Geophys Res*, 115: B07106
- Ding W W, Li M B, Zhao L, Ruan A, Wu Z. 2011. Cenozoic tectono-sedimentary characteristics and extension model of the Northwest Sub-basin, South China Sea. *Geosci Front*, 2: 509–517
- Ding W W, Schnabel M, Franke D, Ruan A G, Wu Z L. 2012. Crustal structure across the Northwestern margin of South China Sea: Evidence for magma-poor rifting from a wide-angle seismic profile. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 86: 854–866
- Ding W, Sun Z, Dadd K, Fang Y, Li J. 2018. Structures within the oceanic crust of the central South China Sea basin and their implications for oceanic accretionary processes. *Earth Planet Sci Lett*, 488: 115–125
- Ding W, Sun Z, Mohn G, Nirrengarten M, Tugend J, Manatschal G, Li J. 2020. Lateral evolution of the rift-to-drift transition in the South China Sea: Evidence from multi-channel seismic data and IODP Expeditions 367&368 drilling results. *Earth Planet Sci Lett*, 531:

115932

- Fan C, Xia S, Cao J, Zhao F, Sun J, Wan K, Xu H. 2019. Lateral crustal variation and post-rift magmatism in the northeastern South China Sea determined by wide-angle seismic data. *Mar Geol*, 410: 70–87
- Hawkesworth C, Scherstén A. 2007. Mantle plumes and geochemistry. *Chem Geol*, 241: 319–331
- Huang J. 2014. P- and S-wave tomography of the Hainan and surrounding regions: Insight into the Hainan plume. *Tectonophysics*, 633: 176–192
- Huang X L, Niu Y, Xu Y G, Ma J L, Qiu H N, Zhong J W. 2013. Geochronology and geochemistry of Cenozoic basalts from eastern Guangdong, SE China: Constraints on the lithosphere evolution beneath the northern margin of the South China Sea. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 437–455
- Huisman R, Beaumont C. 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473: 74–78
- Karato S, Jung H. 1998. Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 157: 193–207
- Korenaga J, Holbrook W S, Kent G M, Kelemen P B, Detrick R S, Larsen H C, Hopper J R, Dahl-Jensen T. 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *J Geophys Res*, 105: 21591–21614
- Larsen H C, Mohn G, Nirrengarten M, Sun Z, Stock J, Jian Z, Klaus A, Alvarez-Zarikian C A, Boaga J, Bowden S A, Briais A, Chen Y, Cukur D, Dadd K, Ding W, Dorais M, Ferré E C, Ferreira F, Furusawa A, Gewecke A, Hinojosa J, Höfig T W, Hsiung K H, Huang B, Huang E, Huang X L, Jiang S, Jin H, Johnson B G, Kurzwski R M, Lei C, Li B, Li L, Li Y, Lin J, Liu C, Liu C, Liu Z, Luna A J, Lupi C, McCarthy A, Ningthoujam L, Osono N, Peate D W, Persaud P, Qiu N, Robinson C, Satolli S, Sauermilch I, Schindlbeck J C, Skinner S, Straub S, Su X, Su C, Tian L, van der Zwan F M, Wan S, Wu H, Xiang R, Yadav R, Yi L, Yu P S, Zhang C, Zhang J, Zhang Y, Zhao N, Zhong G, Zhong L. 2018. Rapid transition from continental breakup to igneous oceanic crust in the South China Sea. *Nat Geosci*, 11: 782–789
- Lee T Y, Lo C H, Chung S L, Chen C Y, Wang P L, Lin W P, Hoang N, Chi C T, Yem N T. 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating result of Neogene basalts in Vietnam and its tectonic implication. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Washington D C: American Geophysical Union
- Lei J, Zhao D, Steinberger B, Wu B, Shen F, Li Z. 2009. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 33–50
- Li C F, Li J, Ding W, Franke D, Yao Y, Shi H, Pang X, Cao Y, Lin J, Kulhanek D K, Williams T, Bao R, Briais A, Brown E A, Chen Y, Clift P D, Colwell F S, Dadd K A, Hernández-Almeida I, Huang X L, Hyun S, Jiang T, Koppers A A P, Li Q, Liu C, Liu Q, Liu Z, Nagai R H, Peleo-Alampay A, Su X, Sun Z, Tejada M L G, Trinh H S, Yeh Y C, Zhang C, Zhang F, Zhang G L, Zhao X. 2015a. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 1377–1399
- Li C F, Lin J, Kulhanek D K, the Expedition 349 Scientists. 2015b. Proceedings of the International Ocean Discovery Program. South China Sea Tectonics. vol. 349. College Station (International Ocean Discovery Program), TX
- Li C F, Shi X, Zhou Z, Li J, Geng J, Chen B. 2010. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. *Geophys J Int*, 182: 1229–1247
- Li C F, Song T R. 2012. Magnetic recording of the Cenozoic oceanic crustal accretion and evolution of the South China Sea basin. *Chin Sci Bull*, 57: 3165–3181
- Li C F, Xu X, Lin J, Sun Z, Zhu J, Yao Y, Zhao X, Liu Q, Kulhanek D K, Wang J, Song T, Zhao J, Qiu N, Guan Y, Zhou Z, Williams T, Bao R, Briais A, Brown E A, Chen Y, Clift P D, Colwell F S, Dadd K A, Ding W, Almeida I H, Huang X L, Hyun S, Jiang T, Koppers A A P, Li Q, Liu C, Liu Z, Nagai R H, Peleo-Alampay A, Su X, Tejada M L G, Trinh H S, Yeh Y C, Zhang C, Zhang F, Zhang G L. 2014. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 4958–4983
- Li C F, Zhou Z, Li J, Chen B, Geng J. 2008. Magnetic zoning and seismic structure of the South China Sea ocean basin. *Mar Geophys Res*, 29: 223–238
- Li X, Li J, Yu X, Wang C, Jourdan F. 2015. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of seamount trachytes from the South China Sea and implications for the evolution of the northwestern sub-basin. *Geosci Front*, 6: 571–577
- Liu S, Zhao M, Sibuet J C, Qiu X, Wu J, Zhang J, Chen C, Xu Y, Sun L. 2018. Geophysical constraints on the lithospheric structure in the northeastern South China Sea and its implications for the South China Sea geodynamics. *Tectonophysics*, 742–743: 101–119
- Nissen S S, Hayes D E, Bochu Y, Zeng W, Chen Y, Nu X. 1995. Gravity, heat flow, and seismic constraints on the processes of crustal extension: Northern margin of the South China Sea. *J Geophys Res*, 100: 22447–22483
- Niu Y, Collerson K D, Batiza R, Wendt J I, Regelous M. 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *J Geophys Res*, 104: 7067–7087
- Qiu X, Ye S, Wu S, Shi X, Zhou D, Xia K, Flueh E R. 2001. Crustal structure across the Xisha trough, northwestern South China Sea.

- Tectonophysics*, 341: 179–193
- Richards M, Contreras-Reyes E, Lithgow-Bertelloni C, Ghiorso M, Stixrude L. 2013. Petrological interpretation of deep crustal intrusive bodies beneath oceanic hotspot provinces. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 604–619
- Sibuet J C, Yeh Y C, Lee C S. 2016. Geodynamics of the South China Sea. *Tectonophysics*, 692: 98–119
- Sun Z, Ding W, Zhao X, Qiu N, Lin J, Li C. 2019. The latest spreading periods of the South China Sea: New constraints from macro-structure analysis of IODP Expedition 349 cores and geophysical data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 9980–9998
- Sun Z, Jian Z, Stock J M, Larsen H C, Klaus A, Alvarez Zarikian C A, and the Expedition 367/368 Scientists. 2018. South China Sea Rifted Margin. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 367/368: College Station, TX (International Ocean Discovery Program)
- Tarantola A. 1987. Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. New York: Elsevier Sci. 613
- Toomey D R, Foulger G R. 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland. *J Geophys Res*, 94: 17497–17510
- Tu K, Flower M F J, Carlson R W, Xie G, Chen C Y, Zhang M. 1992. Magmatism in the South China Basin. *Chem Geol*, 97: 47–63
- Wang J, Zhao M, Qiu X, Sibuet J C, He E, Zhang J, Tao C. 2016. 3D seismic structure of the Zhenbei-Huangyan seamounts chain in the East Sub-basin of the South China Sea and its mechanism of formation. *Geol J*, 51: 448–463
- Wang T K, Chen M K, Lee C S, Xia K. 2006. Seismic imaging of the transitional crust across the northeastern margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 412: 237–254
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Xu Y G, Li X H. 2013. Identification of an ancient mantle reservoir and young recycled materials in the source region of a young mantle plume: Implications for potential linkages between plume and plate tectonics. *Earth Planet Sci Lett*, 377–378: 248–259
- Watts A B, ten Brink U S, Buhl P, Brocher T M. 1985. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature*, 315: 105–111
- Wessel P, Smith W H F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans AGU*, 79: 579
- White R S, McKenzie D, O’Nions R K. 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J Geophys Res*, 97: 19683
- Xia S, Zhao D, Sun J, Huang H. 2016. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: New insights into the Hainan plume. *Gondwana Res*, 36: 46–56
- Xia S, Zhao F, Zhao D, Fan C, Wu S, Mi L, Sun J, Cao J, Wan K. 2018. Crustal plumbing system of post-rift magmatism in the northern margin of South China Sea: New insights from integrated seismology. *Tectonophysics*, 744: 227–238
- Yan P, Zhou D, Liu Z. 2001. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 338: 1–21
- Yu M, Yan Y, Huang C Y, Zhang X, Tian Z, Chen W H, Santosh M. 2018. Opening of the South China Sea and upwelling of the Hainan plume. *Geophys Res Lett*, 45: 2600–2609
- Zelt C A, Forsyth D A. 1994. Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: Southeastern Grenville province. *J Geophys Res*, 99: 11687–11704
- Zelt C A, Smith R B. 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys J Int*, 108: 16–34
- Zhang G L, Chen L H, Jackson M G, Hofmann A W. 2017. Evolution of carbonated melt to alkali basalt in the South China Sea. *Nat Geosci*, 10: 229–235
- Zhang J, Li J, Ruan A, Wu Z, Yu Z, Niu X, Ding W. 2016. The velocity structure of a fossil spreading centre in the Southwest Sub-basin, South China Sea. *Geol J*, 51: 548–561
- Zhao M, He E, Sibuet J C, Sun L, Qiu X, Tan P, Wang J. 2018. Postseafloor spreading volcanism in the central east South China Sea and its formation through an extremely thin oceanic crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 19: 621–641
- Zhao M, Qiu X, Xia S, Xu H, Wang P, Wang T K, Lee C S, Xia K. 2010. Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and V_p/V_s ratios derived from three-component OBS data. *Tectonophysics*, 480: 183–197
- Zhao Y, Ding W, Yin S, Li J, Zhang J, Ding H. 2020. Asymmetric post-spreading magmatism in the South China Sea: Based on the quantification of the volume and its spatiotemporal distribution of the seamounts. *Int Geol Rev*, 62: 955–969
- Zhu J, Qiu X, Kopp H, Xu H, Sun Z, Ruan A, Sun J, Wei X. 2012. Shallow anatomy of a continent-ocean transition zone in the northern South China Sea from multichannel seismic data. *Tectonophysics*, 554–557: 18–29
- Zhu J J, Xu H L, Qiu X L, Ye C, Li S. 2018. Crustal structure and rifting of the northern South China Sea margin: Evidence from shoreline-crossing seismic investigations. *Geol J*, 53: 2065–2083

(责任编辑: 陈凌)