

马晓静, 吕作勇, 姜喜姣. 多种方法测定广东阳西 3.7 级地震震源深度[J]. 华南地震, 2019, 39 (2): 19–25. [MA Xiaojing, LYU Zuoyong, JIANG Xijiao. Focal Depth Determination of the Yangxi M3.7 Earthquake in Guangdong by Multiple Methods[J]. South China journal of seismology, 2019, 39(2): 19–25]

## 多种方法测定广东阳西 3.7 级地震震源深度

马晓静<sup>1,2,3</sup>, 吕作勇<sup>1,2,3</sup>, 姜喜姣<sup>1,2,3</sup>

(1. 广东省地震局, 广州 510070; 2. 中国地震局地震监测与减灾技术重点实验室, 广州 510070;  
3. 广东省地震预警与重大工程安全诊断重点实验室(筹), 广州 510070)

**摘要:** 应用 CAP 和深度震相方法, 对 2018 年 3 月 20 日发生在广东阳西的  $M$  3.7 级地震震源深度进行了测定。首先通过 CAP 方法反演获得震源机制解, 拟合最佳震源深度为 12 km。然后在震中距 100 km 以内的近台识别出清晰的 sPL 和 PmP、sPmP 震相, 利用频率-波数 (F-K) 方法, 计算出深度震相在不同深度下的理论地震图, 与实际观测波形对比测定震源深度为 12 km。再利用 250~400 km 震中距范围内台站上识别出的 sPn 与 Pn 震相的走时差, 测得震源深度 12.6 km。多种方法的研究结果一致, 表明该地震震源深度为 12 km 比较可靠。

**关键词:** 震源深度; 震源机制; CAP; sPL; sPn; sPmP; 深度震相

中图分类号: TU43

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662(2019)02-0019-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2019.02.004

## Focal Depth Determination of the Yangxi M3.7 Earthquake in Guangdong by Multiple Methods

MA Xiaojing<sup>1,2,3</sup>, LYU Zuoyong<sup>1,2,3</sup>, JIANG Xijiao<sup>1,2,3</sup>

(1. Guangdong Earthquake Agency, Guangzhou 510070, China; 2. Key Laboratory of Earthquake Monitoring and Disaster Mitigation Technology, China Earthquake Administration, Guangzhou 510070, China; 3. Key Laboratory of Earthquake Early Warning and Safety Diagnosis of Major Project, Guangzhou 510070, China)

**Abstract:** By using CAP and depth phase method, the focal depth of the  $M$  3.7 earthquake happened on March 20<sup>th</sup>, 2018 in Yangxi of Guangdong Province was determined. Firstly, the focal mechanism solution is inverted by CAP, and the optimal focal depth is got as 12 km. Then the sPL, PmP and sPmP phases are identified clearly at near stations of epicenter distance within 100 km. By using frequency-wavenumber (F-K) method, theoretical seismograms of deep phases at different depths are calculated, and the focal depth is determined as 12 km after compared with the actual observed waveforms. Meanwhile, according to the travel time difference between sPn and Pn phases identified on the stations within the epicenter distance of 250–400 km, the focal

收稿日期: 2018-05-30

基金项目: 中国地震局监测、预报、科研三结合课题(172005)

作者简介: 马晓静(1987-), 女, 硕士, 工程师, 主要从事地震监测工作。

E-mail: 531680042@qq.com.

depth is measured as 12.6 km. The consistency of the results obtained from several methods indicates that the focal depth of 12 km for this earthquake is a reliable result.

**Keywords:** Focal depth; Focal mechanism; CAP; sPL; sPn; sPmP; Depth phase

## 0 引言

地震震源深度是地震灾害评估的重要参数,一般浅源地震会造成更严重的破坏;确定震源深度对于了解孕震深部环境、破裂区发展趋势、以及大地震的震源过程等都有非常重要的意义。可靠的震源深度也有助于更好的约束地震事件的水平位置和起始时间<sup>[1-3]</sup>。

目前地震深度定位方法总体可分为走时测深法和波形反演法两类。

走时测深方法一般指日常地震分析使用的地震定位方法,主要是基于盖格定位法及其后期发展的一些走时反演方法。这些方法操作方便简单,但对台站分布密度、地壳模型精度和震相拾取精度等要求较高。因为在垂直位置上,震源相对于台站总是偏向一边,震相到时对震源深度的约束较弱,因此一般震源深度误差相对水平位置误差较大。

波形反演法则通过充分利用地震波形中包含的丰富信息来提高震源深度识别精度,常用的有深度震相法、偏振法、振幅信息及全波形反演法等<sup>[5-6]</sup>。对于中小地震比较常用的一些方法是利用从震源上行的 S 震相在地表转换形成的 sPg、sPmP、sPn 以及 sPL 震相,在各自适用的震中距范围内比较容易观测到,它们与参考震相 Pg、PmP 和 Pn 的到时差随震源深度变化比较敏感。另外还有利用宽频带地震波形的震源机制反演方法,如 CAP(Cut and Paste)方法,通过拟合理论地震图和区域地震波形可以同时反演震源机制解和震源深度。

本文试用上述几种适用的方法对发生于广东省内的一个中小地震的震源深度进行分析探讨。

## 1 研究区域与数据选取

2018 年初在广东阳西发生一系列震群活动,持续时间约两个月,记录到  $M_L$  0 级以上地震数百次,其中最大的为 3 月 20 日的  $M$  3.7 地震,震中区域位于阳江新湖水库。广东省数字测震台网使用 hyposat 走时定位方法对该地震的震源深度计算结果为 16.4 km。本文以该地震为研究对象,应用

多种方法对其震源深度进行测定分析。地震事件所在位置如图 1a 所示。

使用准确的速度模型对确定地震的深度起着重要的作用。本文采用的是珠江口人工结构探测实验获取的介质一维速度模型<sup>[7-8]</sup>。该模型认为莫霍面深度为 30 km,并将地壳分为上、中、下三层,地表覆盖有 2.5 km 厚的沉积层(图 3)。根据魏柏林等的研究调查显示,除沿河谷、海湾地区外,阳江地区出露的岩层主要是寒武系变质岩以及印支、燕山期的花岗岩,厚度约 3 km<sup>[9]</sup>。考虑到人工地震测深的精度较高,且与地质调查结果相近,因此认为该速度模型比较可靠。

本文将首先采用 CAP 方法反演震源机制解和深度,然后根据震源机制结果计算理论地震图,通过与观测波形拟合来辅助识别深度震相,获得并探讨震源深度结果。

## 2 数据处理与结果分析

### 2.1 CAP 震源机制解及深度

CAP 方法将宽频带数字波形分为体波和面波部分,假设地震为双力偶源,通过对相关参数进行网格搜索使观测波形与理论地震波形的误差目标函数值最小,反演得到震源机制解、矩心深度和矩震级<sup>[10-11]</sup>。在与理论波形拟合时,CAP 允许体波和面波部分在一定时间范围内相对移动,因此对速度模型的依赖较小<sup>[12]</sup>。

取震中距在 250 km 内的宽频带记录台站,筛选出波形记录清晰、信噪比较高且分布均匀的 14 个台站,分布如图 1a 黑色三角所示,包括广东省地震台网和广西、湖南台网的共享台站。

对体波和面波分别作 0.05~0.3 Hz 和 0.05~0.1 Hz 带通滤波,体波与面波权重比设为 2:1,反演得到震源机制解。理论波形与观测波形拟合良好(图 2),台站初动方向的分布也与震源机制解基本吻合(图 1b),说明反演结果比较可靠。反演得到节面 I 走向 319°,倾角 68°,滑动角-70°,节面 II 走向 94.8°,倾角 29.4°,滑动角-130.2°,与其他研究结果基本一致。由图 1c 中的震源深度搜索拟

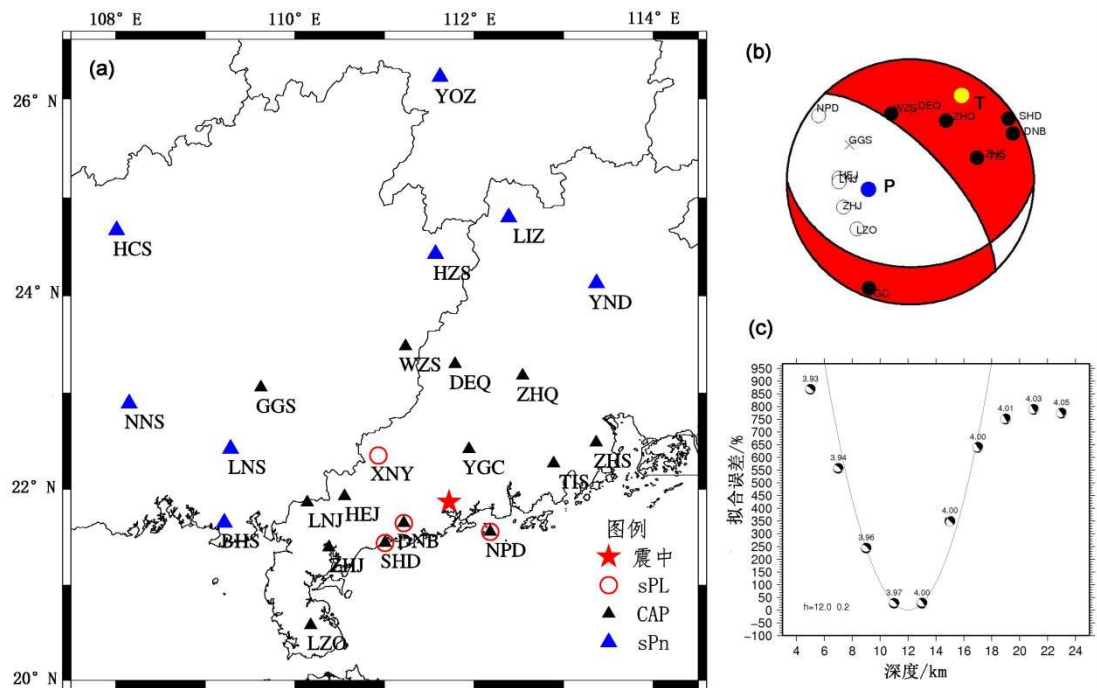


图 1 (a)阳西地震震中与本文所用台站分布图,其中黑色三角为 CAP 所用台站,蓝色三角为 sPn 所用台站,红色圆圈为 sPL 所用台站。(b)CAP 反演震源机制解,实心点、空心点分别表示初动向上、向下的台站的投影,“x”表示初动方向不清的台站投影;红色和白色区域分别表示压缩和拉张象限,蓝点代表压缩轴(P 轴),黄点代表拉张轴(T 轴)。(c)震源深度搜索拟合曲线。

Fig. 1 (a)Distribution of the epicenter of Yangxi earthquake and stations used in this paper. Black, blue triangles and red circles indicate stations used for CAP, sPn and sPL respectively. (b)Focal mechanism from CAP method. The solid and empty dots and ‘x’ indicate projection of stations with a up-going, down-going and vague initial motion, respectively. The blue dot represents the pressure axis(P axis), and the yellow dot represents the tension axis(T axis).(c)Variation of the fit-error vs focal depth.

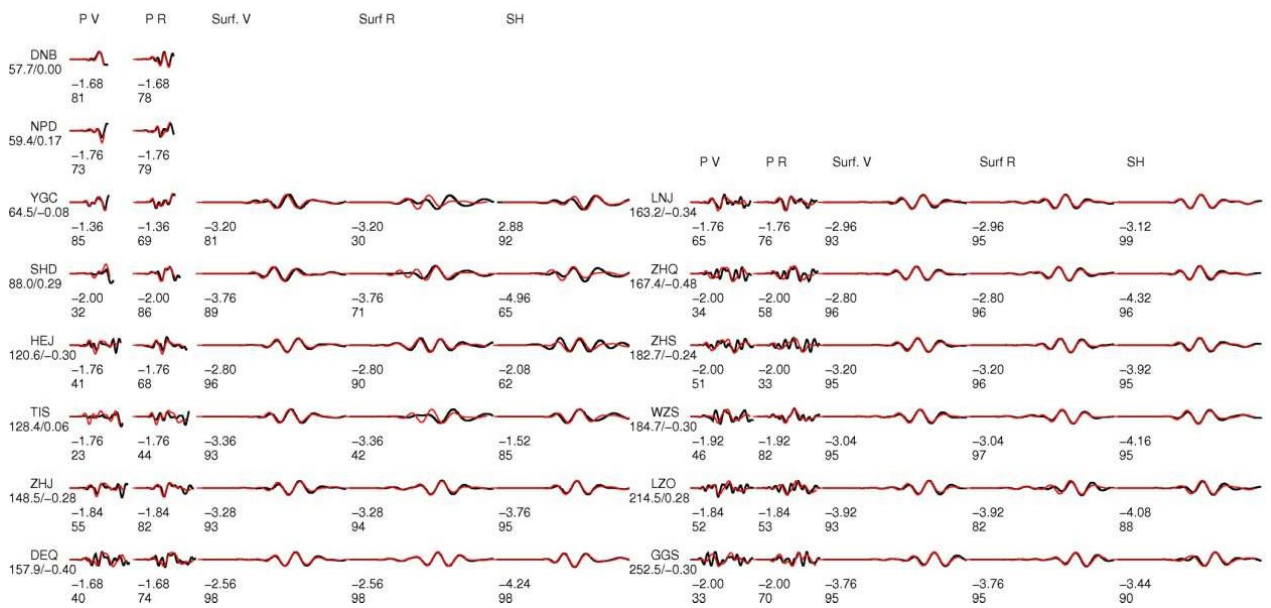


图 2 震源深度 12 km 时,  $f_k$  理论波形与观测波形的拟合图。黑线为观测波形, 红线为理论波形, 每段波形下标示有理论波形相对观测波形的时移(s)及拟合相关系数(%)。

Fig. 2 Fitting diagram of the synthetic(black lines)and observed(red lines)seismograms at a depth of 12 km. The shift time and correlation coefficients are marked under each waveform.

合曲线可见,深度为 12.0 km 时拟合误差最小,所以由波形反演获得的震源深度为 12 km。

## 2.2 深度震相方法

由于该地震震级较小,可利用的深度震相有上行 S 波在地表转换生成的 sPmP、sPn 以及 sPL 震相,它们与参考震相 PmP 和 Pn 的射线传播路径图如下所示。

### 2.2.1 sPL 与 sPmP 震相

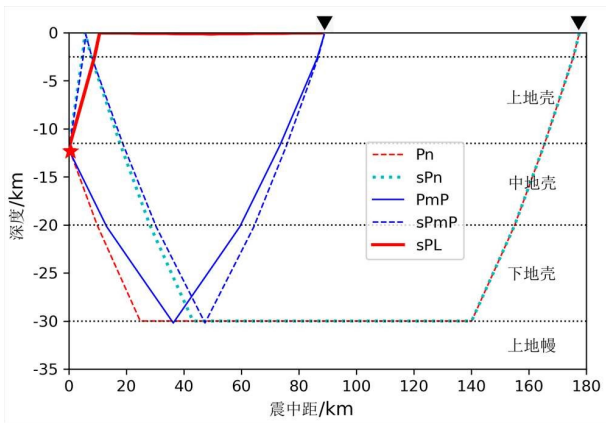


图3 几种深度震相的射线路径图和本文使用的一维速度分层模型

Fig. 3 Ray paths of several depth phases and the 1D velocity model used in this paper.

S 波以临界角入射到自由表面下方时,转换为 P 波并沿地表传播, Aki 称此波为“Surface P-wave”<sup>[13]</sup>。在实际地壳情况中,地表 P 波包含了临界距离附近 P 波在浅层的一系列多次反射或转换震相,崇加军等将“Surface P-wave”和这些多次反射折射震相形成的波列定义为 sPL<sup>[14]</sup>。sPL 与直达 P 波的到时差对震中距离不敏感,而随着震源深度的增加几乎呈线性增加,因此可以很好的约束震源深度。其能量主要集中在径向分量,垂向分量振幅相对较小,切向分量振幅很弱,所含高频成分相对较少。

经过仔细辨认,挑选出了四个记录到清晰 sPL 震相的台站,台站分布由图 1a 红色圆圈指示。预处理后将水平分量旋转到径向和切向, 0.05–1 Hz 带通滤波并积分到位移。

根据 CAP 震源机制解,对每一台站,运用频率-波数(F-K)方法计算该震中距处、不同深度模型下的理论地震图<sup>[15]</sup>。通过理论地震图与真实波形中 sPL、Pg 的相对到时及波形相关度进行比较,确定最佳震源深度。

由图 4 可见,四个台站的 sPL 波特征十分清

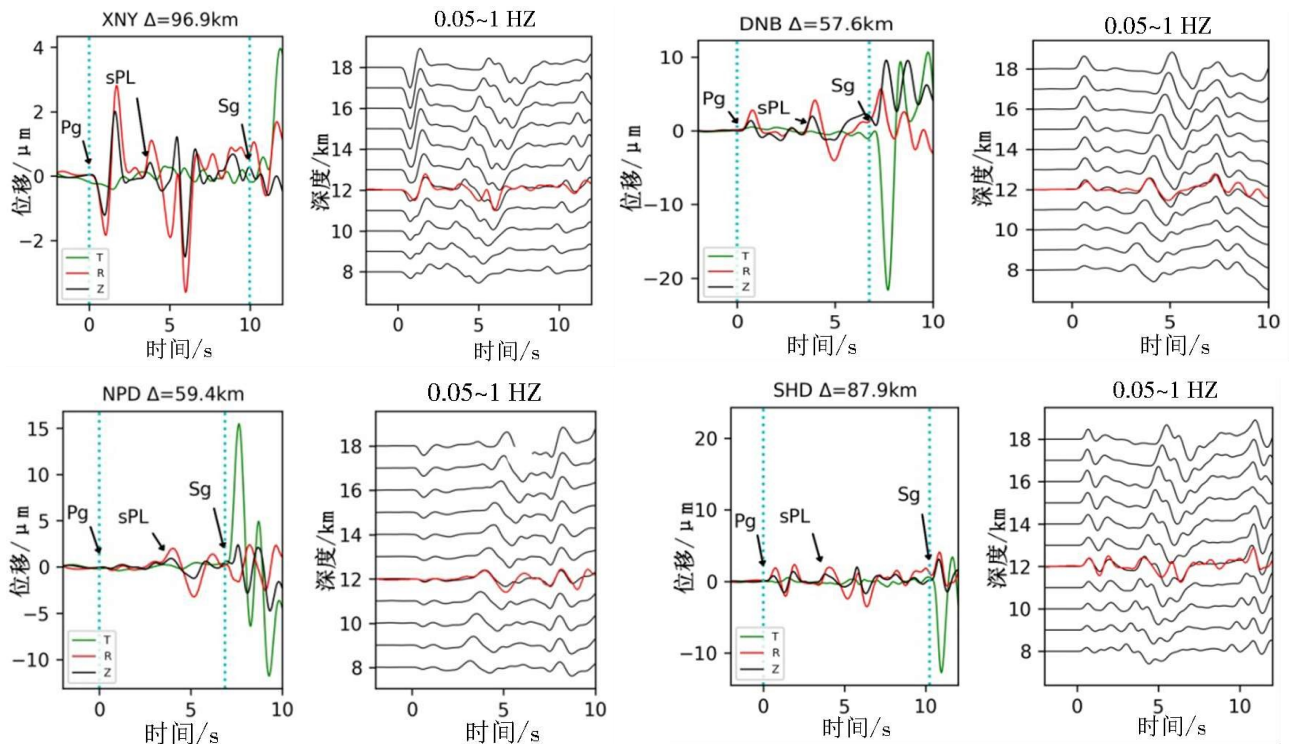


图4 DNB、NPD、SHD 和 XNY 台的三分量波形记录(T:切向,R:径向,Z:垂向),以及 F-K 理论波形(黑线)与实际观测波形(红线)在径向分量的对比图。所有波形都经过 0.05~1 Hz 带通滤波。

Fig. 4 Three component waveforms recorded at DNB, NPD, SHD and XNY station (T: tangential, R: radial, Z: vertical) and comparison between the synthetic (black) and observed (red) waveforms. The frequency range is 0.05–1 Hz.



晰, 径向分量能量明显强于垂向分量, 切向分量振幅很小, 且整体呈低频特征。径向分量与理论地震图的对比显示, 震源深度为 12 km 时, Pg、sPL 和 Sg 的震相到时和波形形态都得到很好的吻合, 表明 sPL 方法测定的震源深度为 12 km。

观测图 4 的 SHD 和 XNY 台, 还能看到在 sPL 震相之后有一频带较高的震相, 对波形作 0.5~2 Hz 滤波, 在图 5 中能观测到清晰的 PmP 和 sPmP

波(青色斜点线表示)。sPmP 震相是上行 S 波在地表反射转换为 P 波、继而在莫霍面反射传播的 P 波, 其与 PmP 的走时差随震源深度变化敏感。由于此时 P 波在莫霍面发生全反射, 所以 PmP 和 sPmP 能量很强, 垂直分量波形振幅较大。当震源深度为 12 km 时, PmP 和 sPmP 的理论地震图和观测波形吻合最好。

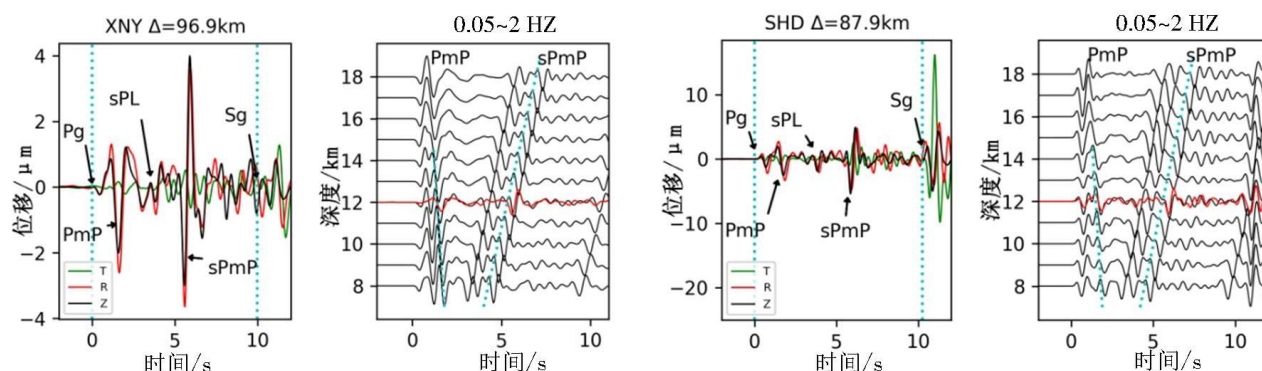


图 5 SHD、XNY 台的三分量波形记录, 及 F-K 理论波形(黑线)与实际观测波形(红线)在径向分量的对比图。波形经过 0.5~2 Hz 带通滤波。

Fig. 5 Three component waveforms recorded at SHD and XNY station and comparison between the synthetic(black)and observed (red)waveforms. The frequency range is 0.5~2 Hz.

### 2.2.2 sPn 震相

sPn 震相是上行 S 波在地表反射转换为 P、继而沿莫霍面顶部传播的首波。sPn 与 Pn 的走时差也与震中距无关, 主要由震源深度和震源上方区域的介质速度决定。同一地震的在不同台站记录的 sPn-Pn 走时差是一常量, 只随着不同方位传播路径上速度模型的差异而有微小变动。由于自由地表 S-P 的转换效率较高, sPn 又具有原生 S 波的性质, 振幅和周期通常较 Pn 更大, 容易辨认; 但 sPn 也具有首波初动振幅微弱、人工识别误差较大的特点, 增加了准确拾取到时的难度。

研究表明利用波形互相关技术可以提高震相拾取的精度<sup>[16-17]</sup>。经过检查, 发现在 8 个台站记录到了比较清晰的 Pn 和 sPn 震相, 台站分布见图 1a, 由蓝色三角表示。对波形作预处理和去除仪器响应, 并进行 0.5~3 Hz 的带通滤波。取其垂直分量波形, 按照 Pn 初动的方向, 将 8 个台站记录分为初动向上和向下两组。在人工拾取的 Pn 震相基础上, 根据波形互相关结果将 Pn 初动对齐(图 6), 发现与人工拾取的最大时间偏差约为 0.15 s, 这主要是在波形分析时采用的频带不同导致的。

由于对同一地震, sPn 与 Pn 的到时差是固定

的, 将每组初动相同的台站波形进行叠加, 可以降低干扰, 使 Pn 和 sPn 震相更加清晰。初动向下和向上两组记录的 sPn-Pn 到时差分别为 4.75 s 和 4.85 s, 取平均值为 4.80 s。根据珠江口人工探测速度模型得到走时差  $T(sPn-Pn)$  与震源深度的关系图(图 7), 得到对应的震源深度为 12.6 km。

## 3 结果对比分析

综合上述全波形反演和深度震相方法的测定结果, 得到的震源深度十分一致, 利用 CAP、sPL 和 sPmP 等波形反演的方法得到的深度都是 12 km, 利用 sPn 方法得到的深度是 12.6 km。

其中 CAP 方法通过给体波部分更大的权重来更好地约束震源深度的反演<sup>[18]</sup>。sPL 处于 Pg、Sg 之间, 低频特征明显, 容易识别, 但频带较低, 精确拾取到时难度较大, 通过与理论波形的对比分析有利于得到更准确的震源深度。sPmP 和 PmP 震相在约 70~110 km 震中距内在莫霍面发生全反射, 能量较强, 而且高频成分较多, 容易识别。sPn 震相初动较缓, 不易准确拾取到时, 但能在多台同时观测到, 可以通过取平均值、波形相关等

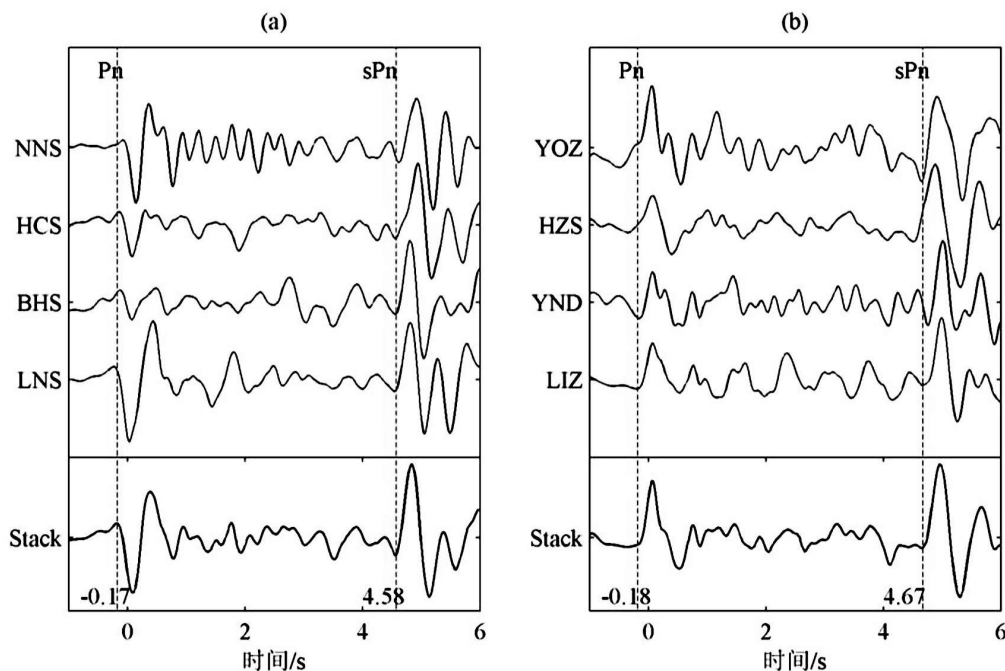


图6 初动向下(a)、初动向上(b)的两组波形记录。每组都包含4个台站垂直向的Pn、sPn震相和波形叠加结果。虚线表示根据波形叠加结果识别的Pn、sPn震相到时。

Fig. 6 Two groups of seismograms with a initial motion of down-going(a) and up-going(b). Each group consists of four vertical Pn and sPn seismic phases and waveform superposition results. The dashed lines indicate arrival time of Pn and sPn recognized according to the stacked waveform.

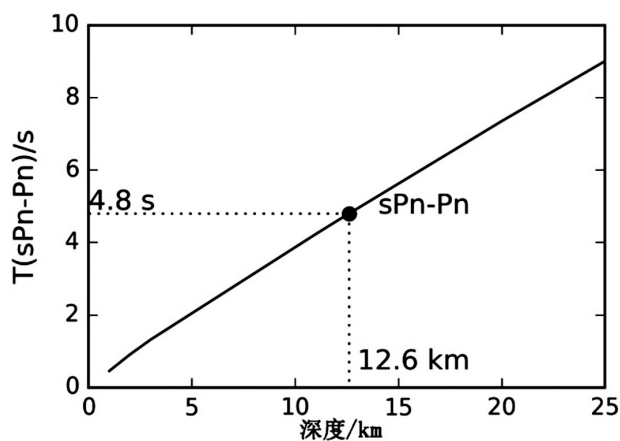


图7 sPn与Pn的到时差(纵轴)随震源深度的变化图。当sPn-Pn走时差为4.8 s时,对应的深度为12.6 km。

Fig. 7 Differential time of sPn and Pn changes with the focal depth. The corresponding depth with a dt of 4.8 seconds is 12.6 km.

方法减小到时误差。综合分析,认为阳西地震的震源深度为12 km左右。

另一方面,在SHD和XNY台的Pg、PmP、sPL和sPmP观测波形能同时在12 km深度时与理论波形拟合,也从侧面说明了珠江口人工探测结果比较符合阳西地震震中下方较浅部地壳的实际速度结构。

## 4 结语

本文采用CAP和几种深度震相方法对2018年3月20日阳西 $M$ 3.7地震的震源深度进行了分析,多种方法测深结果比较一致,对震源有较好的约束。综合这几种方法的研究结果,我们认为该地震的震源深度为12 km左右。在实际应用中,需要根据地震大小、台站分布、速度模型精度、震相清晰度等多方面因素合理选择适当的测深方法。

## 参考文献:

- [1] Saikia C K, Woods B B, Thio H K. Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling [J]. Pure and Appl. Geophy s., 2001, 158(7): 1301-1338.
- [2] Wu C, Takeo M. An intermediate deep earthquake rupturing on a dip-bending fault: Waveform analysis of the 2003 Miyagi-ken Oki earthquake [J]. Geophys. Res. Lett., 2004, 31, L24619.
- [3] Satyabala S P. Coseismic ground deformation due to an intraplate earthquake using synthetic aperture radar interferometry: The Mw6.1 Killari, India, earthquake of 29 September 1993 [J]. J. Geophys. Res., 2006, 111, B02302.

- [4] Geiger L. Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only [J]. Bull. St. Louis. Univ., 1912, 8: 60–71.
- [5] 罗艳, 曾祥方, 倪四道. 震源深度测定方法研究进展[J]. 地球物理学进展, 2013, 28(5): 2309–2321.
- [6] 郑勇, 谢祖军. 地震震源深度定位研究的现状与展望[J]. 地震研究, 2017, 40(2): 167–175+333.
- [7] Zhang X, Ye X, Lv J, et al. Crustal structure revealed by a deep seismic sounding profile of Baijing–Gaoming–Jinwan in the Pearl River Delta[J]. J. Ocean Univ. China, 2018, 17(1): 186–194.
- [8] 王力伟, 王小娜, 吴国瑞等. 2018年3月20日阳江新湖水库  $M_L4.2$  级震群发震机理分析[J]. 华南地震, 2018, 38(S1): 1–8.
- [9] 魏柏林, 薛佳谋, 秦乃岗等. 阳江地区的震源机制解、发震构造与应力场[J]. 华南地震, 1988, 8(1): 1–11.
- [10] Zhao L S, Helmberger D V. Source estimation from broadband regional seismograms [J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1994, 84: 91–104.
- [11] Zhu L P, Helmberger D V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms [J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1996, 86(5): 1634–1641.
- [12] 郑勇, 马宏生, 吕坚等. 汶川地震强余震( $M_s \geq 5.6$ )的震源机制解及其与发震构造的关系[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39(4): 413–426.
- [13] Aki K, Richards P G. Quantitative seismology (second edition) [M]. Sausalito, CA: University Science Books, 2002.
- [14] 崇加军, 倪四道, 曾祥方. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, 2010, 53(11): 2620–2630.
- [15] Zhu L, Rivera L A. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media [J]. Geophys. J. Int., 2002, 148(3): 619–627.
- [16] Waldhauser F, Ellsworth W L. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California [J]. Bull. Seism. Soc. Am., 2000, 90(6): 1353–1368.
- [17] 孙苗, 吴建平, 房立华等. 利用 sPn 震相测定芦山  $M_s7.0$  级地震余震的震源深度[J]. 地球物理学报, 2014, 57(2): 430–440.
- [18] 杨凯, 倪四道, 何晓慧, 等. 中强地震震源机制解目录发展综述[J]. 地球物理学进展, 2018. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.2982.P.20180122.1443.158.html>.