

周立,林强,范涛.基于三维应变格林函数反演中小震震源机制[J].地震工程学报,2019,41(6):1553-1559.doi:10.3969/j.issn.1000-0844.2019.06.1553  
ZHOU Li, LIN Qiang, FAN Tao. Inversion of Focal Mechanisms of Small and Moderate Earthquakes Based on a Three-dimensional Strain Green Tensor Database[J]. China Earthquake Engineering Journal, 2019, 41(6): 1553-1559. doi: 10.3969/j.issn.1000-0844.2019.06.1553

## 基于三维应变格林函数反演中小震震源机制

周立<sup>1,2,3</sup>, 林强<sup>1,2,3</sup>, 范涛<sup>1,2,3</sup>

- (1. 中国地震局地震研究所 地震预警湖北省重点实验室, 湖北 武汉 430071;
2. 武汉地震科学仪器研究院有限公司, 湖北 武汉 430071;
3. 湖北省重大工程地震监测与预警处置工程技术研究中心, 湖北 武汉 430071)

**摘要:** 随着复杂速度结构反演的发展和高性能计算能力的提升,基于高精度3D介质模型计算格林函数反演震源机制更具可行性。中小地震因具有更好的覆盖和近似点源效应,在区域结构成像中有着广泛的应用。基于波形类的反演方法如波动方程层析成像、全波形反演都需要震源机制解,而传统的震源机制反演方法不能很好地应用于中小地震。采用有限差分法构建应变格林张量(Strain Green Tensor,SGT)数据库,将合成波形和实际波形按震相截窗并滤波到不同的频带范围,先通过最小化互相关走时差来进行震源重定位,再通过最小化波形残差反演震源机制。通过合成数据测试验证方法的正确性,随后将该方法应用于青藏高原东部边缘龙门山地区,反演一系列 $M_w$ 3.4~5.7的中小地震震源机制。由于应变格林张量数据库可预先构建,该方法可以应用于(近)实时震源机制解反演。

**关键词:** 震源机制反演; 应变格林函数; 青藏高原; 有限差分法; 波形反演

中图分类号: P315

文献标志码: A

文章编号: 1000-0844(2019)06-1553-07

DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2019.06.1553

## Inversion of Focal Mechanisms of Small and Moderate Earthquakes Based on a Three-dimensional Strain Green Tensor Database

ZHOU Li<sup>1,2,3</sup>, LIN Qiang<sup>1,2,3</sup>, FAN Tao<sup>1,2,3</sup>

- (1. Hubei Key Laboratory of Earthquake Early Warning, Institute of Seismology, China Earthquake Agency, Wuhan 430071, Hubei, China;
2. Wuhan Institute of Seismologic Instrument Co., Ltd, Wuhan 430071, Hubei, China;
3. Engineering Technology Research Center for Earthquake Monitoring and Early Warning Disposal of Major Projects in Hubei Province, Wuhan 430071, Hubei, China)

**Abstract:** With the development of complex velocity structure inversion and improvements in

收稿日期: 2019-03-06

基金项目: 国家重点研发计划项目(2017YFC1500804); 中国地震局地震研究所基本科研业务费专项资助项目; 中国地震局地壳应力研究所基本科研业务费专项资助项目(项目批准号: IS201726160)

第一作者简介: 周立(1990-), 硕士, 工程师, 主要研究方向为地震工程与地震预警、震源参数反演与地震层析成像。

E-mail: zhouli157@126.com.

通信作者: 林强(1986-), 工程师, 主要研究方向为地震工程与地震预警, 地球物理观测仪器研制与应用。

E-mail: linqiang\_2012@126.com.

high-performance computational power, it has become possible to calculate accurate 3D strain Green tensors (SGT) by means of high-resolution 3D earth models. Due to more uniform distribution and better point source effects, small-to-moderate earthquakes are widely used in local-scale waveform-based tomography. As it is known, waveform-based tomography methods like wave-equation tomography and full waveform inversion (FWI) require focal mechanism solutions during the whole inversion procedure. However, traditional focal mechanism inversion methods are not very suitable to small-to-moderate earthquakes. In this study, we first used the finite differential method to construct a strain Green tensor (SGT) database and filtered the synthetic and actual waveforms in different frequency band ranges. We then relocated the earthquakes by minimizing the cross-correlation travel time differences, and, next, inverted the focal mechanism by minimizing the waveform residuals. Finally, we used this SGT database method to inverse the focal mechanisms of a series of  $M_w$  3.4–5.7 earthquakes in the Longmenshan fault zone, between the eastern margin of the Tibetan plateau and the western part of Sichuan basin. The results indicated that the proposed method can be applied in (near) real-time inversions of focal mechanism solutions since the database can be pre-constructed.

**Keywords:** focal mechanism inversion; strain green function; Tibet plateau; finite differential method; waveform inversion

## 0 引言

震源机制解的精确反演不仅对灾害响应、核爆监测、理解构造运动等有很大帮助,而且也是提高波形类地球结构成像精度的重要保障。在早期研究中,断层面解可通过P波初动分布或者P波初动结合最大P波振幅和最大S波振幅比的方法来确定<sup>[1-3]</sup>。随着数字地震台站的发展,数据数量和质量得到了显著提高,基于最小化各震相波观测波形和合成波形残差类的方法随之发展起来<sup>[4-5]</sup>。

在地震成像中,为了事件覆盖均匀和近似点源,就需要用到中小地震事件。如果使用传统的震源机制解反演方法,采用远震记录反演震源机制,其信噪比低;采用近震记录,因震源和速度结构(通常采用1D速度模型)的耦合效应会导致震源机制解产生偏差。所以传统的震源参数确定方法不能很好地应用于中小地震事件。而且当成像的区域尺度较小时,定位误差导致的结果偏差可能比震源机制解的影响更大,所以有必要找到一种能同时提供事件准确位置和机制解的震源反演方法。

随着地震资料的积累和质量的提高以及层析成像技术的发展,可以获得分辨率越来越高的3D参考模型;计算能力的提升使得计算3D应变格林张量(SGT)的成本可以接受。Liu等<sup>[6]</sup>基于谱元法合成波形并通过求解含震源参数(震源经度、纬度、深度,6个矩张量元素和参考震源位置)目标函数Fréchet导数获得震源机制解,并将该方法应用于南

加州地区。该方法的缺陷是当参考震源位置与实际震源位置相差较大时,最终的定位结果可能不会收敛到真实位置,从而影响了机制解的准确性。Zhao等<sup>[7]</sup>提出了基于互易定理用有限差分方法计算并存储了3D SGT来反演震源机制的方法,该方法运用了广义地震数据泛函[Generalized Seismological Data Functionals (GSDF)]<sup>[8]</sup>的思想(通过调整频率依赖的走时和振幅异常,来匹配合成和观测波形)来构建目标函数。从台站处三分量的单力源可计算得到台站全空间的格林函数,故有限差分正演计算SGT的次数三倍于台站个数,由于计算和存储量大,因此该方法在区域内事件较多时效率更高。以上两种方法都需要提供初始震源位置和震源机制解,Shen等<sup>[9]</sup>进一步发展了Zhao等<sup>[7]</sup>的方法,对于一个给定的震源位置,合成波形是矩张量元素关于SGT的线性函数,这样就可以通过线性反演直接求解震源机制解,考虑到震源定位的误差,可以在参考震源位置的邻近区域内用网格搜寻的方法逐点反演震源机制解。但由于该方法为了降低因3D参考模型不够准确对震源机制解反演的影响,借鉴了Zhu等<sup>[5]</sup>“cut-and-paste”的思想,即在拟合波形前允许各震相时移,这样处理会导致震源位置无法从参考位置得到准确的更新,从而增加了定位误差。当成像的区域尺度较小时,定位误差导致的结果偏差可能比震源机制解的影响更大。本文在Shen等<sup>[9]</sup>的基础上,在震源机制反演之前,首先从参考震源位置

网格搜寻各震相的互相关走时差极小值对震源进行重定位,这一过程因本文选取的参考模型优于用于参考震源位置定位的速度模型(通常参考位置由各地震目录提供如中国台网地震目录和 GCMT 等提供,它们一般选取 1D 速度模型用于定位),会得到一个更准确的震源位置,考虑到参考模型的误差以及震源机制解对水平方向位置变化的不敏感,本文会在定位结果垂向方向的一定范围内各网格点反演震源机制解并允许各震相一定量的时移,波形残差最小的位置和该位置的震源机制解为最终震源反演结果。

## 1 方法原理

### 1.1 应变格林函数

由于 3D 模型正演计算量庞大,本文需要一个高效的方式计算任意假定位置及假定震源机制在台站处的合成波形。显然使用数值计算方法(有限差分、谱元法、边界元法等)来直接计算是需要耗费巨大计算代价的。通过震源和台站间的格林函数互易定理,只需要计算各台站在 3D 空间中的格林函数就可以运用互易定理计算空间中任意位置、任意震源机制在台站处的合成波形。二阶对称的应变张量可以定义为位移向量的空间梯度:

$$\boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{r}, t) = \frac{1}{2} \{ [\nabla \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)] + [\nabla \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)]^T \} \quad (1)$$

应变格林函数可以类似的定义为二阶格林张量的空间梯度:

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) = \frac{1}{2} \{ [\nabla \mathbf{G}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s)] + [\nabla \mathbf{G}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s)]^{213} \} \quad (2)$$

式中:  $\mathbf{G}$  为  $\mathbf{r}_s$  处震源激发在接收点  $\mathbf{r}$  处的格林函数,  $[\ ]^{213}$  代表张量转置,表示 1 和 2 索引值交换。式(2)的分量形式可以写为:

$$H_{ijn}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) = \frac{1}{2} [\partial_i G_{jn}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) + \partial_j G_{in}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s)] \quad (3)$$

由表示定理<sup>[10]</sup>。点源双力偶震源的位移场可以写为:

$$\mathbf{u}_n(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) = \partial_i^S G_{nj}(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) \mathbf{M}_{ji} \quad (4)$$

式中:  $\mathbf{M}$  为矩张量;上标 S 表示偏导的计算是以源点坐标进行的。利用矩张量的对称性以及格林函数的互易定理,式(4)可以表述为:

$$\mathbf{u}_n(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) = \frac{1}{2} [\partial_i^S G_{jn}(\mathbf{r}_s, t, \mathbf{r}) + \partial_i^S G_{in}(\mathbf{r}_s, t, \mathbf{r})] \mathbf{M}_{ji} \quad (5)$$

至此推导出 SGT 和震源参数(位置和矩张量)之间的关系:

$$\mathbf{u}_n(\mathbf{r}, t, \mathbf{r}_s) = H_{ijn}(\mathbf{r}_s, t, \mathbf{r}) \mathbf{M}_{ji} \quad (6)$$

### 1.2 矩张量反演方法

根据 Kikuchi 和 Kanamori<sup>[11]</sup> 的表述,点源的震源机制可以表示为 6 个基本矩张量的线性求和:

$$\mathbf{M} = \sum_{m=1}^6 \alpha_m \mathbf{M}_m \quad (7)$$

式中:  $\alpha_m$  为系数。6 个基本矩张量为:

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; & \mathbf{M}_2 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; \\ \mathbf{M}_3 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}; & \mathbf{M}_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}; \\ \mathbf{M}_5 &= \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}; & \mathbf{M}_6 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (8)$$

震源机制解可用系数  $\alpha_m$  表示为:

$$\mathbf{M}_{ij} = \begin{bmatrix} \alpha_2 - \alpha_5 + \alpha_6 & \alpha_1 & \alpha_4 \\ \alpha_1 & -\alpha_2 + \alpha_6 & \alpha_3 \\ \alpha_4 & \alpha_3 & \alpha_5 + \alpha_6 \end{bmatrix} \quad (9)$$

震源基本矩张量可以有多种线性组合方式,不同的组合物理意义也不同,例如当  $\mathbf{M}_{ij}$  退化为零迹矩阵时,此时的矩张量解为纯偏矩张量解(pure-deviatoric moment tensor)只需要  $\mathbf{M}_1, \mathbf{M}_2, \dots, \mathbf{M}_5$  的线性组合;当  $[\mathbf{M}_{ij}]$  的行列式值为零时,此时的矩张量解是纯剪切的双力偶(double-couple)矩张量解。

根据式(6),位于  $\mathbf{r}_s$  处且以基本矩张量  $\mathbf{M}_m$  为地震矩的震源在台站  $j$  处  $n$  分量的位移  $b_{nm}^j(t, \mathbf{r}_s)$  可表示为:

$$b_{nm}^j(t, \mathbf{r}_s) = \sum_{i,k=1}^3 [G_{in,k}(\mathbf{r}_s, t; j) \mathbf{M}_m^{ik}] * S(t, \mathbf{r}_s) \quad (10)$$

式中:  $\mathbf{M}_m^{ik}$  表示基本矩张量  $\mathbf{M}_m$  的  $ik$  分量。  $S(t, \mathbf{r}_s)$  为震源时间函数,本文采用的震源时间函数是由宽频带 moment-rate 函数推导出的经验式<sup>[12]</sup>。

则任意地震矩在台站处的位移  $S_n$  可表示为基位移  $b_{nm}^j$  的线性组合:

$$S_n^j(t, \mathbf{r}_s) = \sum_{m=1}^{N_b} \alpha_m b_{nm}^j(t, \mathbf{r}_s) \quad (11)$$

式中:  $N_b$  是基本矩张量的个数,最大值为 6。为了简便起见,反演的目标函数定义如下:

$$\chi(\mathbf{m}, \mathbf{r}_s) =$$

$$\frac{1}{N_r} \sum_{i=1}^N w_i \int_{t_1}^{t_2} \left[ d_i(t - \delta t) - \sum_{m=1}^{N_b} \alpha_m b_{im}(t, \mathbf{r}_s) \right]^2 dt \quad (12)$$

式中： $N$  表示用于反演的总记录个数； $w_i$  是根据数据质量、方位角覆盖以及振幅计算得到的权重系数； $t_1$  和  $t_2$  分别为波形时窗的起止时刻； $d_i(t)$  是第  $i$  个波形记录； $\mathbf{m} = [\alpha_1, \dots, \alpha_{N_b}]$  是待求的各基本矩张量的系数； $N_r = \sum_{i=1}^N w_i$  是目标函数的归一化参数； $\delta t$  是合成波形和观测波形之间由于速度模型误差和发震时刻误差无法校正造成的剩余时移量。通过奇异值分解可求得反演参数  $\mathbf{m} = [\alpha_1, \dots, \alpha_{N_b}]$ ，再由式(7)可最终得到矩张量解。

## 2 震源反演

### 2.1 参考模型选取和 SGT 数据库构建

去除仪器响应后的波形包含了震源和路径两部分效应，为了准确反演震源机制解，需要挑选一个精确的 3D 参考模型减小路径上因结构误差带来的影响。龙门山地区因其独特的地质构造且区内地震频发，固定台站分布密集数据丰富，吸引了众多学者<sup>[13-14]</sup>开展了一系列的速度结构成像工作。本文通过基于不同模型正演的合成波形和观测波形的匹配程度，最终选择 Liu 等<sup>[14]</sup>的基于密集台阵背景噪声和接收函数联合反演的结果作为本文的介质模型。

龙门山地区地表起伏剧烈，为了构建龙门山地区的 SGT 数据库，本文采用了 Zhang 等<sup>[15]</sup> DRP/opt MacCormack 格式的可变网格同位网格有限差分法，该方法比传统的有限差分方法更好地适用于含地表起伏的情形，且在相同精度下由于采用了可变网格和并行计算具有更高的计算效率。本文选择了如图 1 的区域构建 SGT 数据库，区域内含有 21 个固定台站。SGT 存储三方向的网格间距都设置约为 1 km(由于本文采用的是可变网格的贴体网格有限差分，故空间网格间距不是固定的常数，在下文所采用的事件的位置范围内，网格间距基本约为 1 km)，时间步长为 0.389 s，记录时长 150 s，最后构建的 SGT 数据库占磁盘空间约为 8 T。

### 2.2 模拟测试

本文采用两个不同的震源机制解，基于 Liu 等<sup>[13]</sup>的模型合成数据，验证测试方法的正确性以及龙门山地区存在强烈地表起伏时的适用性。

表 1 中给出了 2 个事件的位置和震源矩张量，

图 2 给出了用于反演的台站位置信息。由于震源定位需要一个参考位置，本文给两个事件设定了相同的参考位置(195, 242, -25) km。将合成数据根据滤波到两个频带(10~50 s; 5~16.67 s)，并截取 P 波和面波两个时间窗。通过 1.2 节的介绍，波形和矩张量之间是线性的关系，而震源位置变化导致波形改变成非线性的，对用波形进行震源定位这种非线性问题本文采用网格搜索这种全局反演方法，即从参考位置向外扩展 8 个网格点(由于网格间距为 1 km，相当于考虑参考位置的定位误差为 8 km，一般通常认为震源目录提供的定位误差小于 5 km，但在龙门山地区由于地形和结构复杂，故将搜索半径定为 8 个网格点)，通过最小化互相关走时差搜索震源位置。从表 1 的反演结果以及图 2 的沙滩球样式对比来看，地震矩张量的反演都能收敛到真解。

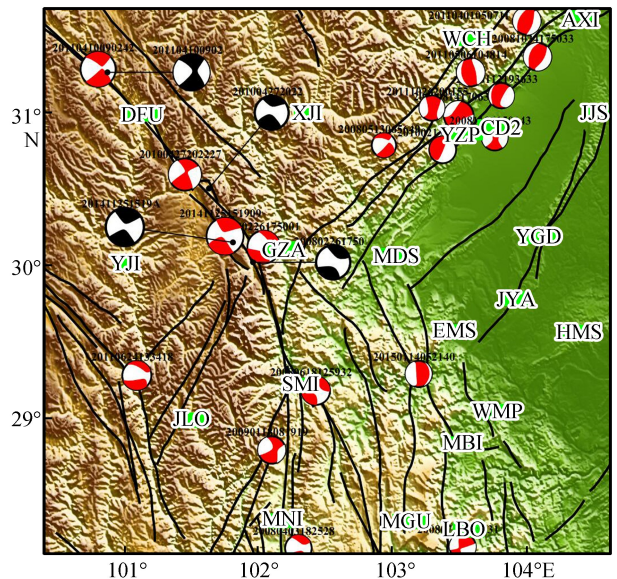


图 1 龙门山地区 19 个中小震震源机制解反演结果(红-白沙滩球)以及其中 GCMT 提供震源机制解(黑-白沙滩球)的 4 个事件的震源位置和沙滩球样式对比

Fig.1 Inversion results of focal mechanism solutions of 19 small-to-moderate earthquakes (white-red beach balls) in Longmenshan area, and the epicenter location and style contrast of 4 events with focal mechanism solution provided by GCMT

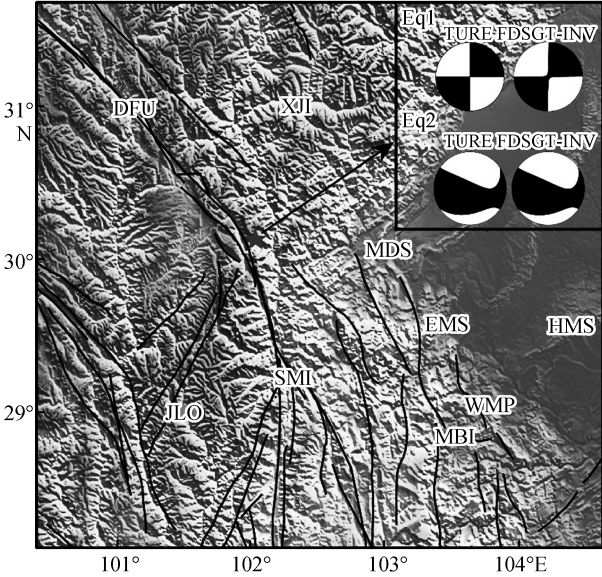
### 2.3 反演实例

龙门山地区地处欧亚地震带，是欧亚板块和印度板块碰撞的边缘，区内分布着正、逆、走滑断层引起的不同类型的地震，震源机制解多样。本文依据国家地震科学数据共享中心[China Earthquake Data

表 1 数值实验中的震源真解和反演结果

Table 1 True solution and inversion result of synthetic test

事件	类别	X/km	Y/km	Z/km	M <sub>w</sub>	M <sub>xx</sub>	M <sub>yy</sub>	M <sub>zz</sub>	M <sub>xy</sub>	M <sub>xz</sub>	M <sub>yz</sub>
Eq1	真解/True	190	240	-28.51	5.1	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
	FDSGT-INV	190	240	-28.79	4.8	0.00	-0.01	0.01	1.05	0.00	0.00
Eq2	真解/True	190	240	-28.51	5.1	1.00	-2.00	1.00	0.00	1.00	1.50
	FDSGT-INV	190	240	-29.16	4.9	1.04	-2.08	1.04	0.03	1.08	1.62



(矩形中字母表示台站名,震源位置(图中五角星),右上角小图是用沙滩球表示的震源机制解, True 表示真实解, FDSGT-INV 是反演结果,黑色实线表示断层)

图 2 用于数值实验反演的台站分布

Fig.2 Distribution of the seismic stations used in numerical test

表 2 龙门山地区本文震源反演结果同 GCMT 震源解的比较

Table 2 The comparison between FDSGT source solution and GCMT source solution in LMSF zone

事件	类别	纬度/(°)	经度/(°)	深度/km	M <sub>w</sub>	M <sub>rr</sub>	M <sub>tt</sub>	M <sub>pp</sub>	M <sub>rt</sub>	M <sub>rp</sub>	M <sub>tp</sub>
200802261750	GCMT	30.03	101.96	29.2	5.1	-1.34	4.17	-2.83	-0.795	-0.601	-4.22
	FDSGT-INV	30.15	102	18.8	4.7	-1.26	1.69	-0.43	-0.93	-0.34	-2.32
	CEDC	30.13	102.04	22	4.8						
201004272022	GCMT	30.51	101.63	25.4	5.1	-0.5	4.99	-4.49	-1	0.59	-2.08
	FDSGT-INV	30.56	101.48	4.5	4.8	0.172	1.696	-1.867	-0.55	-0.01	-1.03
	CEDC	30.6	101.45	8	4.8						
201104100902	GCMT	31.26	100.87	25	5.4	-0.027	1.5	-1.48	-0.136	-0.428	0.049
	FDSGT-INV	31.26	100.77	7.54	5.2	-0.817	8.67	-7.85	-1.096	-2.668	0.322
	CEDC	31.28	100.8	10	5.2						
201411251519	GCMT	30.16	101.81	26.1	5.7	-0.238	4.67	-4.44	-0.13	0.05	-2.18
	FDSGT-INV	30.22	101.78	10.9	5.5	-1.93	20.96	-19.03	-0.59	5.04	-14.39
	CEDC	30.2	101.75	20	5.4						

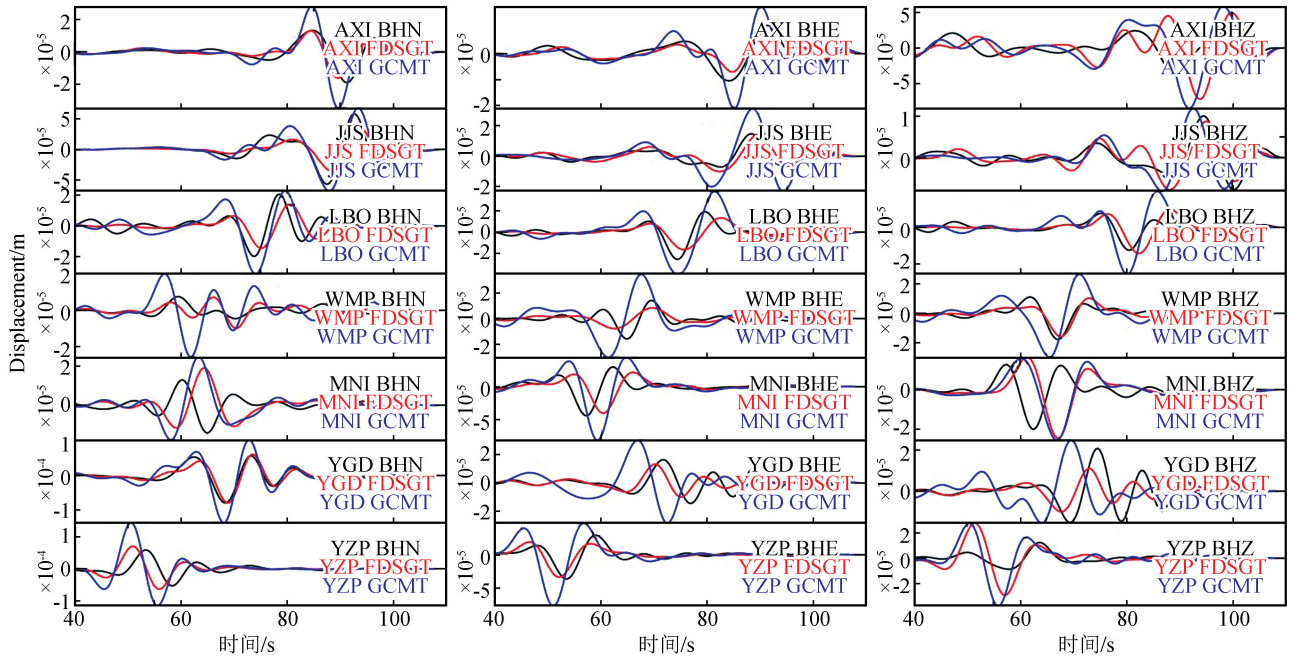
的误差,本文震源深度普遍小于两个地震目录提供的结果,和 CEDC 的结果比较接近,这与本文使用的速度结构模型相比,两个地震目录采用的速度结构模型在浅层值偏大有关。

Center (CEDC)]提供的中国台网统一地震目录,从四川省地震局 2008—2015 年的宽频带固定台连续数据中挑选了 19 个 M<sub>w</sub>3.4~5.7 事件进行了震源机制解反演。本文挑选信噪比(SNR)大于 3 的台站观测记录用于反演,并根据数据的 SNR 和振幅(amplitude)、台站的方位覆盖(azimuth),计算式(12)中的权重,即  $w_i = w^a w^d w^s$ 。参与每个事件反演的台站个数都不小于 7 个。

如表 2,反演的 19 各个事件中有 4 个事件能够在 GCMT 中获得震源机制解信息。本文比较了这 4 个事件的反演结果,从图 1 中可以看出震源球的断层面,辅助面的形式基本一致,即使对于 20110410090242 这样台站方位覆盖很差的事件,本文的反演结果依然稳健,详细的数值(见表 2)有差别。从图 3 中未用于震源机制解反演的台站的波形匹配情况来看,基于本文震源解的正演波形比基于 GCMT 提供的震源解的合成波形更加拟合观测波形。而且 CEDC 和 GCMT 给出的震源位置也有较大的差别,在深度上的差异达到了 11.4 km,可见基于 1D 速度结构在复杂地区震源定位的结果有较大

### 3 结论和讨论

本文通过数值实验以及使用 21 个固定台站的数据,基于 Liu 等<sup>[15]</sup>的速度模型计算 3D 有限差分



(黑色线为观测波形,红色线为本文方法反演的震源解正演得到的波形,绿色线为 GCMT 提供的震源解正演得到的波形。

图中台站都没有参与该事件的震源反演)

图3 事件 200802261750 采用低通 0.4 Hz 滤波的波形匹配结果

Fig.3 Waveform matching results of event 200802261750 with low pass filtering of 0.4 Hz

应变格林函数数据库(FD SGT database),反演了龙门山地区 2008—2015 年的 19 的中小震事件。数值实验的结果波形匹配良好,实际反演结果同 GCMT 有较好的一致性,表明该方法可以在龙门山断层区这样速度结构复杂、地形起伏剧烈的地区应用。

采用 3D 有限差分应变格林函数数据库用局部尺度(local scale)的数据来反演中小震震源机制,可有效地解决 GCMT 在反演中小震源机制因地震能量太小无法激发长周期的地震波而在较远震中距时缺乏反演数据的问题。另外,尽管构建 3D 有限差分应变格林函数数据库比较耗时,但由于可以预先构建,所以该方法还可以应用于(近)实时震源机制解反演。

该方法可以解决波形类反演方法反演中小地震震源机制的问题,尤其适合散射积分类<sup>[7]</sup>层析反演时也需要构建应变格林函数数据库的成像方法。

速度结构和震源反演是一个相互耦合的问题,彼此的发展会相互起促进作用,随着波形类反演方法的逐渐应用以及高性能计算机计算能力的增强,该方法的精度会不断提高。

## 参考文献(References)

- [1] CARL Kisslinger. Evaluation of S to P Amplitude Ratios for Determining Focal Mechanisms from Regional Network Observations[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1980, 70(4): 999-1014.
- [2] HARDEBECK J L. A New Method for Determining First-Motion Focal Mechanisms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, 92(6): 2264-2276.
- [3] HARDEBECK J L. Using S/P Amplitude Ratios to Constrain the Focal Mechanisms of Small Earthquakes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2003, 93(6): 2434-2444.
- [4] DZIEWONSKI A M, CHOU T A, WOODHOUSE J H. Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1981, 86(B4): 2825-2852.
- [5] ZHU L, HELMBERGER D V. Advancement in Source Estimation Techniques Using Broadband Regional Seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1996, 86(5): 1634-1641.
- [6] LIU Q. Spectral-Element Moment Tensor Inversions for Earthquakes in Southern California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2004, 94(5): 1748-1761.
- [7] ZHAO L, CHEN P, JORDAN T H. Strain Green's Tensors, Reciprocity, and Their Applications to Seismic Source and Structure Studies[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2006, 96(5): 1753-1763.
- [8] GEE L S, JORDAN T H. Generalized Seismological Data Func-

- tionals[J]. *Geophysical Journal International*, 1992, 111(2): 363-390.
- [9] SHEN Y, ZHANG Z, ZHANG W. Moment Inversions of Earthquakes in the Southeast Tibetan Plateau Using Finite-difference Strain Green Tensor Database[J]. Submitted to *Geophys J Int*, 2015.
- [10] AKI K, RICHARDS P G. *Quantitative Seismology*[M]. 2002
- [11] KIKUCHI M, KANAMORI H. Inversion of Complex Body waves-III[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1991, 81(6), 2335-2350
- [12] Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. The global CMT project 004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2012, 200: 1-9
- [13] PEI S P, SU J R, ZHANG H J, et al. Three-Dimensional Seismic Velocity Structure across the 2008 Wenchuan  $M_s 8.0$  Earthquake, Sichuan, China[J]. *Tectonophysics*, 2010, 491(1-4): 211-217.
- [14] YANG Y J, RITZWOLLER M H, ZHENG Y, et al. A Synoptic View of the Distribution and Connectivity of the Mid-Crustal Low Velocity Zone beneath Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, 117(B4): 398-399.
- [15] LIU Q Y, VAN DER HILST R D, LI Y, et al. Eastward Expansion of the Tibetan Plateau by Crustal Flow and Strain Partitioning across Faults[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(5): 361-365.
- [16] 张伟. 含起伏地形的三维非均匀介质中地震波传播的有限差分算法及其在强地面震动模拟中的应用[D]. 北京: 北京大学, 2006.
- ZHANG Wei. *Finite Difference Seismic Wave Modelling in 3D Heterogeneous Media with Surface Topography and its Implementation in Strong Ground Motion Study*[D]. Beijing: Peking University, 2006.