

包丰, 倪四道, 赵建和, 谢军, 陈伟文, 曾祥方. 2013. 时钟不准情形地震精确定位研究——以 2011 年 1 月 19 日安庆地震序列为例. 地震学报, 35(2): 160-172.

Bao Feng, Ni Sida, Zhao Jianhe, Xie Jun, Chen Weiwen, Zeng Xiangfang. 2013. Accurate earthquake location with instrumental clock error: A case study for the 19 January 2011 Anqing earthquake sequence. *Acta Seismologica Sinica*, 35(2): 160-172.

## 时钟不准情形地震精确定位研究 ——以 2011 年 1 月 19 日安庆地震序列为例<sup>\*</sup>

包 丰<sup>1,2)</sup> 倪四道<sup>2),\*</sup> 赵建和<sup>3)</sup>  
谢 军<sup>1)</sup> 陈伟文<sup>1)</sup> 曾祥方<sup>1)</sup>

1) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球和空间科学学院蒙城地球物理国家野外科学观测研究站

2) 中国武汉 430077 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室

3) 中国合肥 230031 安徽省地震局

**摘要** 通过余震序列的精确定位可以较为准确地刻画主震破裂区的时空变化规律。为了减小仪器时钟误差对地震定位精度的影响, 本文基于 2011 年 1 月 19 日安庆地震流动台站的 S-P 到时差, 通过主事件和双差地震定位法得到较为准确的主震位置和余震序列时空分布, 并评估了仪器时钟误差; 又通过对 sPL 近震深度震相的分析, 得到了余震序列较为可靠的深度分布。结果表明, 安庆地震发生在宿松—枞阳断裂带附近, 余震序列大体近水平分布在 5 km 深度, 呈长 1.5 km、宽 1 km、高 0.3 km 的薄板状展布; 从时空分布来看, 随着时间的推移余震序列似乎有往北东方向扩展的趋势。研究表明, 基于 S-P 到时差的定位方法可以有效消除时钟不准确带来的影响, 为中小地震和余震序列活动性的研究提供可靠的定位结果。

**关键词** 安庆地震 双差地震定位法 时钟误差 sPL 深度震相 S-P 到时差

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2013.02.003 中图分类号: P315.3 文献标志码: A

### Accurate earthquake location with instrumental clock error: A case study for the 19 January 2011 Anqing earthquake sequence

Bao Feng<sup>1,2)</sup> Ni Sida<sup>2),\*</sup> Zhao Jianhe<sup>3)</sup>  
Xie Jun<sup>1)</sup> Chen Weiwen<sup>1)</sup> Zeng Xiangfang<sup>1)</sup>

1) Mengcheng National Geophysical Observatory, School of Earth and Space Sciences,  
University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2) State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and  
Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

3) Earthquake Administration of Anhui Province, Hefei 230031, China

\* 基金项目 国家自然科学基金(NSFC40821160549, NSFC41074032)、中国科学院知识创新工程(KZCX2-YW-116-01)和地震行业基金(200808078)共同资助。

(C) 收稿日期 2012-02-15 收到初稿 2012-08-03 决定采用修改稿 Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

\* 通讯作者 e-mail: sdni@whigg.ac.cn

**Abstract:** Accurate locations of aftershocks are helpful for understanding rupture process of the main shock. In order to suppress the impact of instrumental clock error, the arrival-time differences between S and P by the temporary seismic array installed after the 19 January 2011 Anqing earthquake were used to reconstruct the travel-time data of P and S and more accurate locations of the main shock and aftershocks were obtained by using master event and double-difference earthquake location algorithm; an algorithm was proposed to estimate the range of clock error; more reliable depth distribution of the aftershocks was also obtained via analysing sPL, a depth phase at near epicentral distance. The result shows that the Anqing earthquake occurred near Susong-Zongyang fault zone, and the aftershocks concentrated nearly horizontally in the depth range of about 5 km, spreading in the shape of a thin slab around 1.5 km long, 1.0 km wide and 0.3 km thick; the sequence tended to spread northeastward as time went on. The study suggests that earthquake location based on S-P arrival-time difference method can effectively eliminate the influence of clock error, providing reliable results for moderate, minor earthquakes and aftershocks.

**Key words:** Anqing earthquake; double-difference earthquake location algorithm; instrumental clock error; sPL; S-P arrival time difference

## 引言

确定震中位置和发震深度是分析主震破裂物理过程以及研究区域地震活动性的基础,也是指导地震灾害救助的重要依据之一。影响定位精度的因素主要包括拾取震相到时的精度和研究区速度模型的准确度,因此,提高地震定位精度的主要努力方向是提高这两个因素的精度或者降低其误差对定位结果的影响。当前,架设密集地震台网进行近台地震定位(李文军等,2005; Bondár *et al*, 2008),InSAR技术观测震中附近地表形变并反演地震矩中心的位置(Zha *et al*, 2009),以及噪声互相关定位法(Xie *et al*, 2011; Zhan *et al*, 2011)等都有助于获取天然地震高精度的位置。在我国,不少中强地震发生在台网较为稀疏的地区,主震过后迅速架设密集流动台网能够提高绝对定位和相对定位的精度,但传统的绝对定位方法对地壳模型有苛刻的依赖,其结果的准确度受到三维速度结构的显著影响(周龙泉等,2009)。相对定位的方法虽然不能保证结果绝对位置的精准,但是却能有效降低模型误差的影响,得到事件对之间较为可靠的空间偏移,因而成为研究余震区尺度和特征的有效方法。近年来以双差法为代表的相对定位方法在国内外均得到了广泛的应用(杨智娴等,2003, 2011; Yang *et al*, 2005; 黄媛等, 2006; 吴建平等, 2009; 于湘伟等, 2010)。

用走时资料反演震源深度往往会产生较大的误差,这不仅是因为求解线性走时方程时发震时刻与震源深度不易解耦,深度定位比较依赖震源区地震波的速度结构也是一个重要原因。当台站方位角分布均匀且震中距范围小于2倍震源深度时,记录的Pg和Sg波到时才能比较好地确定震源深度,但是国内区域台网的台站大多很难满足这个要求。因此,震源定深仍然是地震工作者关注的难题。而近震深度震相(如sPL, sPg, sPmP, sPn)的研究为地震定深提供了一种新的思路,在台站分布不理想的情况下,能够比较好地确定震源的深度(Langston, 1987; Bent, Perry, 2002; 高立新等, 2007; 崇加军等, 2010; 罗艳等, 2010)。

北京时间 2011 年 1 月 19 日 12 时 7 分, 安徽省安庆市市辖区与怀宁县交界处发生了  $M_S 4.4$  地震, 震中位于  $30.66^\circ\text{N}$ 、 $117.10^\circ\text{E}$ , 震源深度 6 km(据中国地震台网中心(China Earthquake Networks Center, 简写为 CENC)正式目录<sup>①</sup>). 地震发生后, 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站的研究人员迅速架设 6 台短周期地震仪组建流动台阵进行余震监测. 从 2011 年 1 月 20 日 17 时—1 月 25 日 13 时, 该台阵一共记录到 26 次余震, 其中最大余震 2.7 级, 发震时刻 1 月 25 日 10 时 9 分.

为了得到较为准确的主震和余震序列的绝对位置, 本研究主要使用 6 个围绕主震的临时台站的数据, 从中截获 26 次余震的到时目录. 首先利用 P 和 S 震相的绝对到时获取余震序列的初始位置 (Klein, 2002; 李文军等, 2005), 接着采用双差地震定位方法 (Waldhauser, Ellsworth, 2000) 对该余震序列重新定位. 进一步研究发现, 所使用的流动地震仪存在明显的时钟误差. 本文采用基于 S-P 到时差的方法, 得到地震序列比较可靠的真实位置, 并通过 sPL 深度震相分析余震事件的深度分布特征. 在此基础上, 选取最大余震位置通过主事件定位方法 (Spence, 1980; 周仕勇等, 1999; 杨智娴等, 2002), 得到了主震较为精确的位置. 最后, 综合主震和余震序列定位结果, 讨论余震区的三维时空展布特征以及主震与余震序列的位置关系. 研究该余震序列的时空分布规律将加深对安庆主震位置和破裂特征, 特别是破裂尺度、破裂过程及破裂扩展等问题的了解, 对认识地震活动性与郯庐断裂南段区域构造背景之间的关系, 以及勾画发震断层形态均起着非常重要的作用.

## 1 台站和数据

安庆地震翌日, 研究人员在围绕震中半径约 5 km 的范围内陆续架设了 6 套短周期地震仪(台站编号 131—136, 见图 1 所示). 这些地震仪内置速度平坦型三分向检波器, 时间服务采用 GPS 授时与内部时钟相结合的方式.

这些仪器组成围绕震中区的密集台阵连续工作 90 个小时, 这段时间内国家地震数据共享中心(China Earthquake Data Center, 简称 CEDC)统一目录<sup>②</sup>共记录到该区 5 次 1.5 级以上的余震, 其中发生在 2011 年 1 月 25 日 10 时 9 分的 2.7 级余震, 是截至 2011 年 4 月安庆地震的最大余震(表 1). 从连续波形记录中共截取出 26 次至少有 3 台仪器可以清晰识别 P 波初动和 S 波震相的余震事件. 所有事件波形经去倾斜和去均值处理, 积分到位移后, 拾取 P 波初动震相, 再将两水平分量旋转至径向分量和切向分量后, 拾取 S 震相.

表 1 流动台阵记录的 1.5 级以上余震(引自 CEDC 统一目录<sup>③</sup>)

Table 1  $M \geq 1.5$  aftershocks recorded by the temporary seismic array (from uniform catalog of CEDC)

日期 年-月-日	发震时刻(BT) 时:分:秒	纬度/ $^\circ\text{N}$	经度/ $^\circ\text{E}$	深度/km	$M_L$
2011-01-21	15:45:08.7	30.63	117.19	6	1.7
2011-01-21	18:55:28.8	30.61	117.17	6	1.9
2011-01-22	20:15:23.1	30.64	117.18	4	1.9
2011-01-24	13:58:05.3	30.63	117.12	7	1.6
2011-01-25	10:09:44.9	30.64	117.08	7	2.7

<sup>①</sup> [http://www.csndmc.ac.cn/newweb/cgi-bin/csndmc/csn\\_catalog\\_p003.pl?mode=catalog&ot=20110119\\_0407433.994](http://www.csndmc.ac.cn/newweb/cgi-bin/csndmc/csn_catalog_p003.pl?mode=catalog&ot=20110119_0407433.994)-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

<sup>②, ③</sup> <http://data.earthquake.cn>.

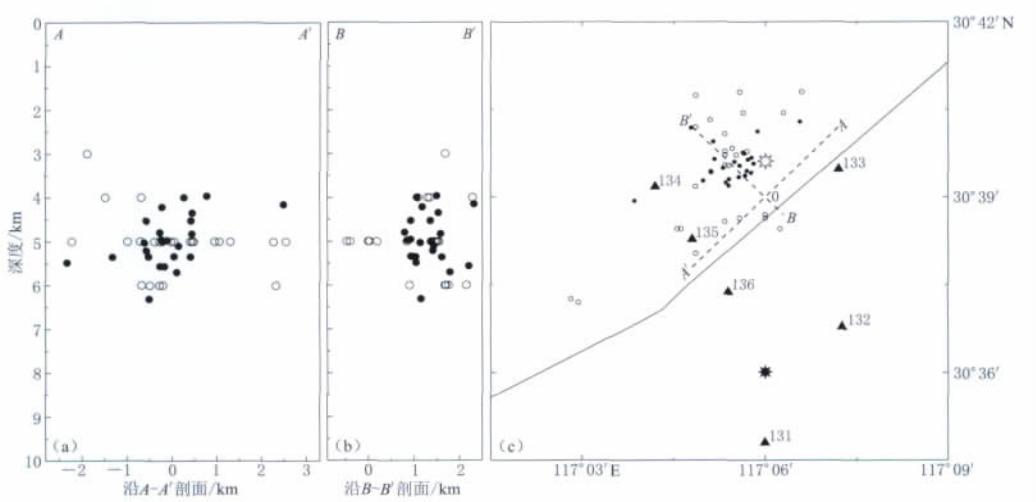


图 1 绝对到时初始定位和双差法重新定位的结果

(a) A-A'剖面深度分布图; (b) B-B'剖面深度分布图; (c) 余震序列的震中分布图.

空心圆为绝对到时初定的余震序列, 实心圆为双差法重新定位的余震序列, 实三角为流动台站的分布, 实心星号为 CENC 速报的主震位置<sup>①</sup>, 空心星号为 CENC 正式的主震位置<sup>②</sup>Fig. 1 Location by using absolute arrival time earthquake location method  
and double-difference earthquake location method

(a) Depth distribution along A-A'; (b) Depth distribution along B-B'; (c) Epicenter distribution of aftershocks. Open circles represent aftershocks located by absolute arrival time earthquake location method, solid dots indicate aftershocks relocated by double-difference earthquake location method, solid triangles denote temporary stations used, solid star shows location of the main shock preliminarily reported by CENC, and open star shows final location of the main shock by CENC

## 2 初步定位

在台站架设的过程中观察到基岩广泛出露, 考虑到研究区位于地壳拉张阶段岩浆侵入作用产生的大龙山 A 型花岗岩体附近(邢凤鸣, 徐祥, 1994), 本研究采用从 Crust 2.0 模型中剥除浅表 500 m 软沉积层( $v_p=2.5$  km/s)的速度结构(命名为 Crust 2.1), 波速比  $v_p/v_s$  设为 1.73。虽然本研究采用的模型较为简单, 但由于实际观测的台站台间距较小, 地震序列基本又被台站包围, 限制在 10 km×5 km 范围内, 且整个序列的相对位置受模型因素的影响较小, 因而能够得到比较可靠的地震位置。定位使用的一维地壳速度模型数据见表 2。

表 2 定位使用的一维地壳速度模型

Table 2 1D crustal velocity model

深度/km	0	10.5	20.5	31.5
$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	6.1	6.3	6.6	8.0

我们选取这 26 次余震, 人工截取 128 条 P 和 125 条 S 震相到时数据。首先利用这些震相绝对到时信息得到余震序列的初始位置; 然后再以该绝对定位的结果作为双差法的初始位置参数, 得到 26 次余震更为集中的位置(图 1)。由

于地震定位问题的求解是非线性的, 故首先将非线性方程线性化, 并通过线性迭代使走时

<sup>①</sup> <http://www.csndmc.ac.cn>.<sup>②</sup> <http://www.csndmc.ac.cn/newweb/csnih/csnih/csnih/Earthquake/2011/01/201101190407433.htm> <http://www.cnki.net>

残差均方根收敛，得到震源位置的最佳估计。定位时，搜索了不同试验深度走时残差均方根最小的震源位置。虽然主震和所有余震序列基本都包围在  $10 \text{ km} \times 5 \text{ km}$  的流动台阵限定范围内，但绝对定位的结果较为散乱。经双差法重新定位后余震序列聚集在较小区域。沿 N $45^{\circ}\text{E}$  走向作深度剖面，无论是绝对到时初定的结果还是双差法重新定位的结果，都表明余震序列基本集中在地下 4—6 km 的区域。

### 3 时钟误差和重新定位

大多数地震定位方法，包括本文用到的绝对定位、双差定位和主事件相对定位，都是建立在时间域内对到时残差求极值的反演算法。一般认为，这类算法定位的结果依赖于震相拾取、速度结构和台网分布，但地震数据时间标记的准确度将直接影响定位结果。当使用密集流动台阵的台站对余震序列进行相对定位以获取余震区精细结构时，事件之间的位置间隔很小，波形数据的时间标记准确与否变得尤为重要。遗憾的是，在野外架设的应急流动台一般很难满足周围环境恒温的要求，如果没有采用 GPS 及时校准时钟或者 GPS 搜星出现故障，仪器内部的晶振有可能会出现时间漂移。由于我们采用了把地震仪（地震计与数字采集器一体化设计）埋入地下的观测方式，内部时钟经一次对时后就无法再通过 GPS 更新，并且由于当时研究区下暴雪等恶劣天气原因，温差较大，因此这些仪器内部时钟可能存在较大漂移。而时间标记的误差有时会严重影响小台阵地震定位的准确性，不通过其它方式处理很难有足够的精度讨论余震区内部的精细结构（Havskov, Alguacil, 2010）。

Stehly 等(2007)利用噪声互相关的方法计算南加州 3 个宽频台站对(GSC-PAS, PAS-PFO 和 PFO-GSC)11 年间每个月的噪声互相关函数(noise cross-correlation function, 简写为 NCF)，结果显示 NCF 存在不对称的现象，揭示这些仪器存在一定的时钟误差。为了减小时钟误差的影响，通常的做法是在地震仪数字采集记录器上连接一台 GPS 授时定位仪，及时同步仪器内部时钟，但有一些强震仪(加速度计)或便携式地震仪正常工作状态需要在一次校正完时钟并移除 GPS 天线之后。仪器内部晶振的不稳定性导致地震数据时间标记存在一定的误差。为减小其对余震序列定位精度的影响，考虑到同一次近震事件 S 震相和 P 震相的时间间隔很短，如震中距 20 km 时 S—P 到时差一般为 2—4 s，极短时间内影响仪器性能的环境因素一般比较稳定，因此，可认为同一地震的 S—P 到时差主要取决于震源到台站之间的距离，而与仪器内部时钟误差或者说与事件的发震时刻的关系不大。本文基于 S—P 到时差( $T_s - T_p$ )重建 P 震相和 S 震相的走时数据  $t_p$  和  $t_s$ 。设 P 波与 S 波的波速之比为常数  $\alpha$ ，正常波速比  $v_p/v_s$  的值约为 1.73，而地壳中的一些低速层位有时会出现  $\alpha$  大于 1.8 的情况，另外，在一些弱震区或稳定块体内部， $\alpha$  也可能小于 1.7(张学民等, 2004)。这里采用  $\alpha$  值为正常波速比 1.73。 $t_p$  和  $t_s$  的计算公式如下：

$$t_p = \frac{1}{\alpha - 1}(T_s - T_p) \quad (1)$$

$$t_s = \frac{\alpha}{\alpha - 1}(T_s - T_p) \quad (2)$$

#### 3.1 时钟误差分析

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>  
若某一事件 P 到 S 时间段内晶振工作状态较为稳定，通过台阵原始记录的 S—P 到时

差重建 P 和 S 走时资料进行地震定位的方法, 能够消去各台站的发震时刻误差, 则重新构建的 P 和 S 走时数据主要受事件到各个台站距离, 地壳结构模型 ( $v_P/v_S$  波速比), 以及震相拾取精度的影响, 这样, 多台联合定位的结果将较少受各台时钟标记误差的影响。为进一步了解仪器工作过程中内部时钟的稳定性, 我们有必要研究由地震仪记录器所标记的各事件发震时刻时钟误差的变化规律。数据记录系统控制地震数据准确计时的方式主要涉及两方面内容: 一是保持内部实时时钟准时, 二是对数字化后的波形数据加上时间标记 (time stamping of data)。通常, 记录器可以通过使其内部振荡器与实时时钟保持同步, 控制对数据的采样, 从而完成对数字化后的波形数据加上时间标记的工作。假设  $t_0$  为记录器所标记的发震时刻,  $t_{\text{pick}}$  为拾取的 P 震相到时,  $t_{\text{sp}}$  为 S-P 方法构建的 P 震相到时, 另外, 在某次事件发生时, 单台仪器 P 震相的时间标记误差设为  $E_{\text{sta}}$ , 则真实的发震时间可表示为  $t_0 - E_{\text{sta}}$ , 那么

$$t_{\text{pick}} - (t_0 - E_{\text{sta}}) = t_{\text{sp}} \quad (3)$$

单台时钟误差可表示为

$$E_{\text{sta}} = t_{\text{sp}} - (t_{\text{pick}} - t_0) \quad (4)$$

这样, 当  $E_{\text{sta}}$  趋于 0 时,  $t_{\text{sp}} = t_{\text{pick}} - t_0$ 。

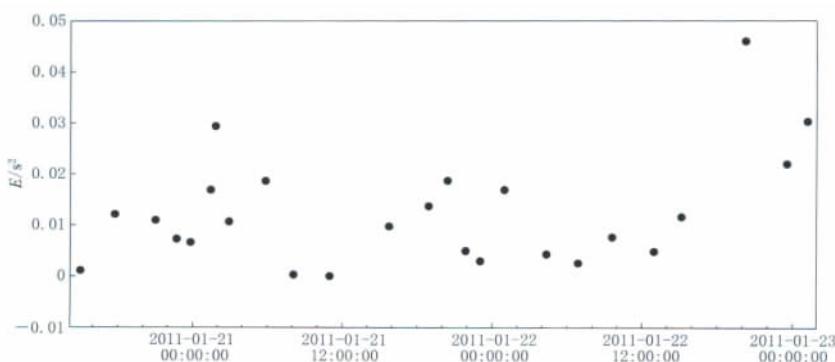
我们令每次事件  $N_{\text{sta}}$  个台站的平均发震时刻为  $\bar{t}_0$ , 则

$$\bar{t}_0 = \frac{1}{N_{\text{sta}}} \sum_{i=1}^{N_{\text{sta}}} (t_{\text{pick}} - t_{\text{sp}}) \quad (5)$$

得到每次事件最优(最接近真实值)的发震时刻, 在此基础上, 我们引入台阵整体偏差  $E$ , 并将其定义为

$$E = \frac{1}{N_{\text{sta}}} \sum_{i=1}^{N_{\text{sta}}} (t_{\text{pick}} - \bar{t}_0 - t_{\text{sp}})^2 \quad (6)$$

图 2 展示了安庆地震后架设的 6 个流动台站  $E$  随时间的演化规律: 一方面, 每日凌晨, 仪器时钟标记的误差有较为明显的波动, 这可能是受当时较低气温的影响; 另一方面, 随着仪器连续工作时间的积累, 台阵整体偏差  $E$  稍微有增长的趋势。对  $E$  求平方根, 可以粗略估计时钟的漂移程度。图 2 中显示  $E$  值约为  $0.01 \text{ s}^2$ , 则推测时钟误差约为  $0.1 \text{ s}$ , 这有可能造成几百米的定位误差。因此, 有必要采用 S-P 到时差方法对余震序列重新定位, 提高地震位置的精确度。



### 3.2 地震序列重新定位

仍然采用 Crust 2.1 模型, 联合原始记录的 128 条 P 和 125 条 S 走时, 重新构造 124 条  $t_p$  和 124 条  $t_s$  走时资料, 波速比  $v_p/v_s$  设为 1.73, 通过绝对定位方法对余震序列初步定位, 再采用双差定位方法对其重新定位, 得到时钟误差校正后的余震序列分布(图 3). 绝

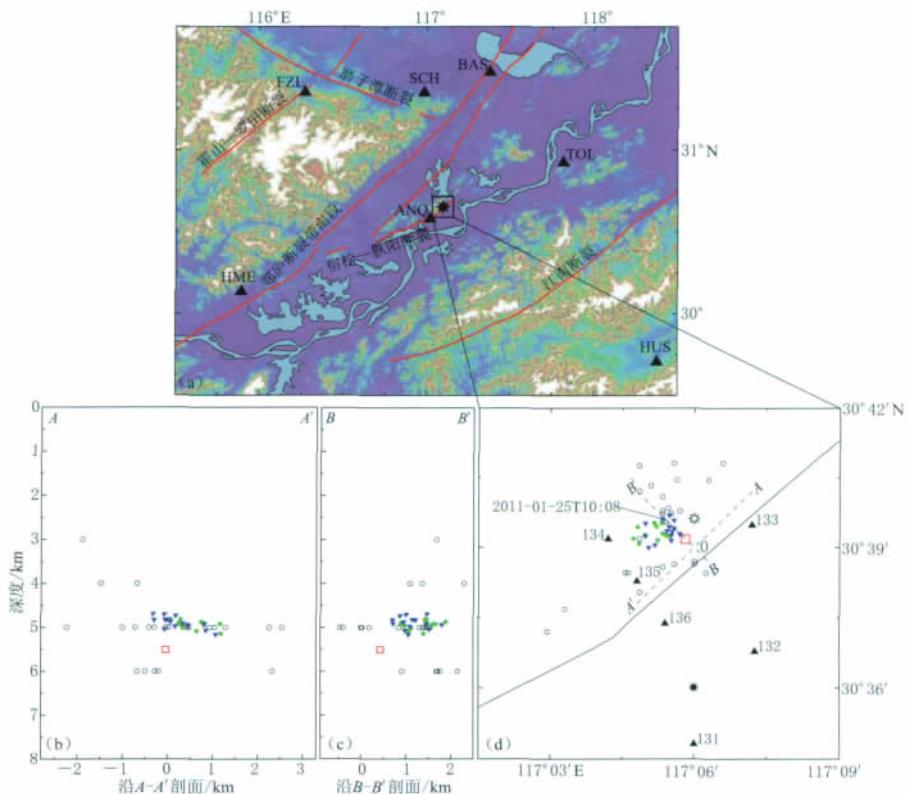


图 3 安庆地震序列重新定位结果

(a) 主事件相对定位方法对主震重新定位; (b)  $A-A'$ 剖面深度分布; (c)  $B-B'$ 剖面深度分布; (d) 安庆地震序列重新定位的震中分布. 图(a)中, 三角形为相对定位所用台站的分布, 星号为主震相对定位的最终结果; 图(b)–(d)中, 空心圆为初定的余震序列, 绿色实心圆为 2011 年 1 月 21 日 18 时之前双差重新定位的余震序列, 蓝色倒三角为 1 月 21 日 18 时—25 日双差重新定位的余震序列, 正三角为流动台分布, 实心星号为 CENC 速报的主震位置①, 空心星号为 CENC 正式的主震位置②, 红色方框为主事件相对定位后主震的位置

Fig. 3 Result of the relocated Anqing earthquake sequence

(a) Relocation of the main shock by using master event relative location method; (b) Depth distribution along  $A-A'$ ; (c) Depth distribution along  $B-B'$ ; (d) Epicenter distribution of the relocated Anqing earthquake sequence. In figure (a), triangles are permanent stations used, and star represents the main shock; In figures (b), (c) and (d), open circles represent aftershocks located primarily by using absolute arrival time earthquake location method, green solid circles represent aftershocks relocated by using double-difference earthquake location method before 18:00 on Jan. 21, 2011 blue inverted triangles are aftershocks relocated by using double-difference earthquake location method from 18:00 on Jan. 21 to Jan. 25, regular triangles denote temporary stations, solid and open stars denote the same as in Fig. 1, red square represents the main shock relocated by using master event relative location method

① <http://www.csndmc.ac.cn>.

② <http://www.csndmc.ac.cn/newweb/cgi-bin/csnmncsnPichatalog/p001/p013modelCataloge>. <http://www.cnki.net> 20110119\_0407433.

对定位的结果仍然较为分散,这可能是受到三维速度结构的影响。而双差重新定位的结果显示为一块长约1.5 km、宽约1 km的长方形区域。余震区的长度与地震标度律预测的 $M_w$ 4.3左右地震的破裂尺度接近(Somerville *et al.*, 1999)。余震序列分布大致呈N70°E的走向,与附近的宿松—枞阳断裂很靠近,两者走向上似乎也比较接近,但与震源机制解所揭示的走向有一定差别,达55°左右(洪德全等,2011;谢祖军等,2012)。导致两者差距的原因尚需更多研究。从深度剖面上看,余震序列近水平地分布在5 km附近,最深与最浅的余震相距不到0.5 km,整个余震区呈厚近0.3 km的薄板状展布。

## 4 讨论

### 4.1 地震序列的深度

流动台双差定位的结果显示,余震序列发震深度集中在5 km附近,且仅在0.5 km范围内变化,可以利用近震深度震相方法作进一步的确定。

观察区域地震台的波形资料,在一定震中距范围内经常看到一些清晰的近震深度震相(如sPL, sPg, sPmP, sPn)以及它们的参考震相Pg, PmP和Pn。研究发现,这些近震深度震相和其参考震相的到时差基本不随震中距变化而变化,但对震源深度的变化却非常敏感。因此,正确识别这些近震震相可以较好地约束震源深度,在台网稀疏的地区也同样适用。其中,sPL震相是从震源出射的SV波向上传播在地表附近发生全反射转换为P波,再继续沿地表传播被台站接收到的信号。它具有低频的特性,其能量主要集中在径向分量上,切向分量能量非常微弱(图4)。崇加军等(2010)采用F-K波形对比的方法,研究了震中距50 km内sPL震相的基本特征及其在确定震源深度方面的应用,发现在稀疏台网情况下,利用sPL震相估计中小地震的深度具有比较高的准确度。

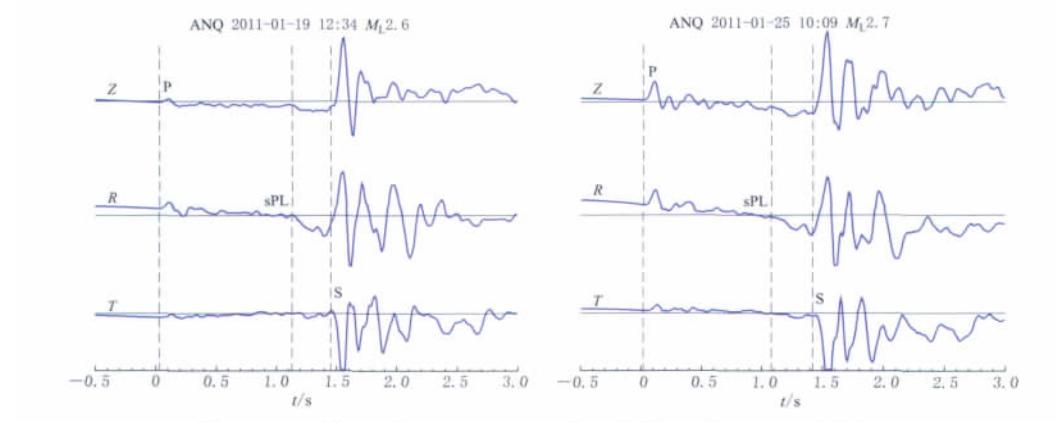


图4 sPL震相识别(以 $M_L$ 2.0以上余震为例)。图中Z为垂向分向,

R为径向分向,T为切向分向。sPL在径向上强,且比较不尖锐

Fig. 4 Identification of sPL phase, with aftershocks of  $M_L \geq 2.0$  as example. Z is vertical component, R is radial component, and T is tangential component. sPL is strong and lumpy on the radial component as compared to P or S wave

本文选取距离主震震中约11 km的安庆地震台(ANQ)的余震波形数据,截至2011年4月一共记录了15次 $M_L$ 1.0以上地震,所有数据都进行去倾斜和去均值处理,并将它们的水平分向旋转到径向和切向,积分到位移后识别出比较清晰的sPL震相。作为案例,图

4 给出了  $M_{\text{L}} 2.0$  以上余震 3 个分向的波形记录图。其中 sPL 震相的周期明显大于其它体波震相, sPL—P 到时差大约为 1.1 s。图 5a 为 15 次  $M_{\text{L}} 1.0$  以上余震的 sPL—P 到时差随发震时间的分布, 可见 sPL—P 到时差基本都集中在 1.0—1.2 s 范围内。

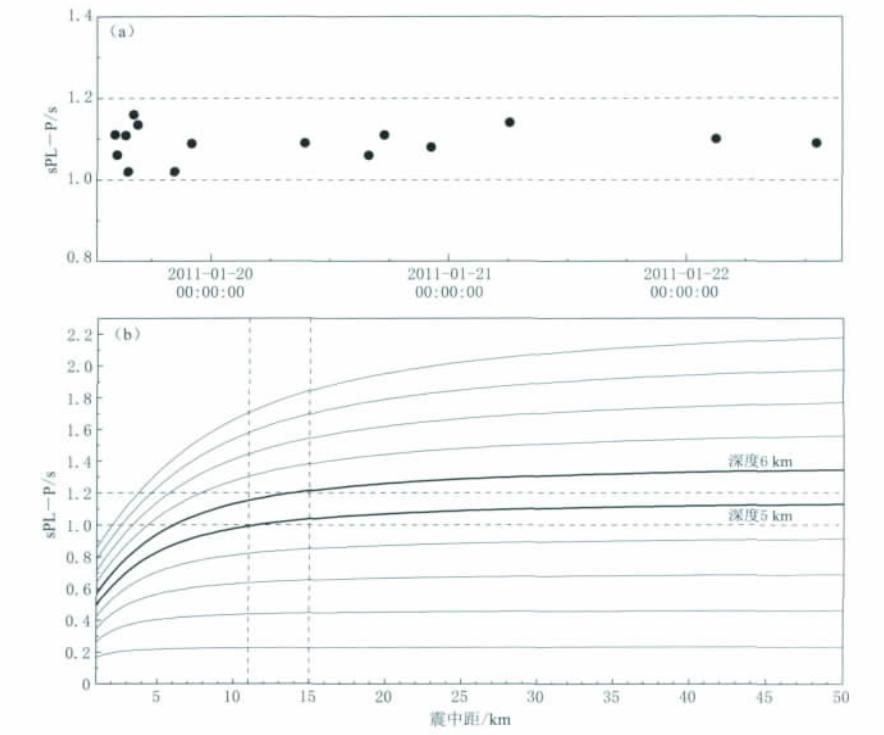


图 5 通过 sPL 震相估计地震序列的深度

(a)  $M_{\text{L}} 1.0$  以上余震的实测 sPL—P 到时差演变; (b) 不同震源深度下 sPL—P 的理论到时差与震中距的关系

Fig. 5 Determination of focal depth by using sPL

(a) Measured sPL—P arrival-time differences of  $M_{\text{L}} \geq 1.0$  aftershocks; (b) Relation between theoretical sPL—P arrival-time difference and epicentral distance at different focal depths

根据均匀半空间模型 sPL 震相产生的原理(崇加军等, 2010), 假设 P 波速度  $v_p$  已知,  $v_p/v_s$  波速比为 1.73, 震源深度为  $h$ , 则 sPL 与 P 的到时差(sPL—P)与震中距  $\Delta$  的关系可表示为

$$\text{sPL} - \text{P} = \frac{h \cdot \sqrt{\alpha^2 - 1} + \Delta - \sqrt{h^2 + \Delta^2}}{v_p} \quad (7)$$

若  $h^2$  远小于  $\Delta^2$ ,  $h^2 + \Delta^2$  的值趋于  $\Delta^2$ , 则式(7)可以近似为

$$\text{sPL} - \text{P} = \frac{\sqrt{\alpha^2 - 1}}{v_p} \cdot h \quad (8)$$

即当震中距大于  $\sqrt{10}$  倍震源深度时, sPL—P 到时差与震源深度成正比, 而与震中距关系不大。

绘制震源深度从 1 km 到 10 km 的变化曲线时, sPL—P 到时差随震中距变化的关系曲线如图 5b 所示。当震中距约为 3 倍以上的震源深度时, sPL—P 到时差才基本不随震中距

变化。本研究中安庆地震序列的震中距范围从11—15 km、sPL—P到时差1.0—1.2 s大体对应5—6 km的震源深度。

#### 4.2 主震位置及其与余震序列的关系

一般而言,余震序列的时空分布特征包含着各次余震发生过程的信息,并可以推断主震发生的物理过程(Kisslinger, 1996)。过去,对一些破裂到地表的大地震的研究发现,余震区的范围大致反映主震的破裂尺度,而主震破裂尺度又与震源区应变释放程度或主震应力降等物理过程相关(Wells, Coppersmith, 1994; Biasi, Weldon, 2006)。对于大多数中强地震或更小地震,地表破裂痕迹通常不明显,一般可以通过余震区尺度粗略地估计主震破裂区的范围。对余震序列进一步研究发现,一次地震的余震区范围并不总是固定不变,不少地震观测到余震区尺度随时间扩展的现象(Tajima, Kanamori, 1985; 吴开统等, 1990; 张四昌, 刁桂苓, 1992)。因此,由余震序列分布范围定义的破裂面积可能稍大于实际的同震破裂面积(Wells, Coppersmith, 1994),而早期余震区能够较好反映主震同震破裂区的尺度。根据主震与其余震的相对位置关系可以把余震归为3个类型(Kisslinger, Jones, 1991):其中一类是主震之后短时间内发生的“早期余震”,其特点是主要分布在主破裂面上,并且能够勾画出主破裂面的基本特征;第二类余震同样主要发生在主断裂带上,但却位于主震初始滑动段落之外,表征着早期余震区的扩展,可能反映主断裂带整体性质的空间差异及其破裂端部与障碍体之间的相互作用(Tajima, Kanamori, 1985);还有一类余震发生在比主震破裂尺度大得多的远处,可能是主震或其它余震应力触发的结果。可见,早期余震序列的位置和深度分布对发震断裂带的同震破裂区尺度有比较好的约束(Kanamori, Anderson, 1975; Dietz, Ellsworth, 1990),往往能够比较好地反映同震破裂区的三维形态展布和产状,可以与震源机制解的结果互为补充。本文重新定位结果是否正确反映了安庆地震主破裂区的尺度呢?研究这次余震序列的时空分布,发现2011年1月21日18时之前的余震主要位于余震序列的西南部,而1月18时到1月25日的余震则主要位于整个序列的东北部。随着时间的推移,余震区似乎呈现向北东方向扩展的趋势,故推测该余震区可能比主破裂区稍大。为了与初步定位结果对比,同样沿N45°E走向作深度剖面,发现26次余震基本都集中在5 km深度。随着时间推移,似乎出现从深往浅演变的趋势,但并不明显,没有超出0.3 km“薄板”限定的范围。垂直于该走向的深度剖面图上也观察到了这个现象。由于本文流动台站的台间距较小,且基本上各个方位角都有台站分布,所以经过时钟误差校正之后余震序列重新定位的结果比较可靠。

安庆地震的最大余震发生在2011年1月25日10时9分,震级2.7级。经上述双差定位后得知该余震位于整个余震序列的东北部,以其为参考地震,选取能够同时清晰记录参考地震和主震Pg震相,且方位角分布较为均匀的7个固定台站的到时资料,通过主事件相对定位方法得到较为准确的主震震中位置(图3)。从主震与余震序列的相对位置来看,安庆主震位于余震序列的中东部(图3)。由于这些地震基本都被震中区的6台密集流动台站所包围,故最终定位的结果具有较高的可信度。

## 5 结论

2011年1月19日安庆M<sub>s</sub>4.4地震是安徽省自1979年3月2日固镇M<sub>s</sub>5.0地震以来发生的最大地震。这次地震震级不大,但是由于震源较浅(约5 km),且震中离安庆市中心

较近(约 15 km), 安庆市区震感非常强烈; 合肥、南京和芜湖等地区震感明显; 连 250 km 以外的武汉和杭州也多处报道有震感。本研究主要通过双差方法定位 26 次余震的位置, 并采用基于 S—P 到时差重建 P 和 S 走时资料的方法, 基本上克服了仪器时钟误差对余震定位精度的影响, 从而得到了比较可信的余震序列空间展布。定位结果显示, 这次地震发生在大别山隆起东翼下扬子断裂坳陷带内的宿松—枞阳断裂带附近。这条断裂带自南西起, 整体往 N60°E 的走向延伸, 与附近呈 N45°E 走向的郯庐断裂南段斜交分布(姚大全等, 1997; 翟洪涛等, 2010)。自 1970 年以来, 该断裂沿线两侧 25 km 范围内共发生 3 级以上地震 11 次, 但并没有 4 级以上地震的记录(翟洪涛等, 2010)。安庆此次地震的余震区长轴方向与其走向基本一致, 呈北东向展布。

通过分析余震序列方法研究主破裂区, 具有其它方法所没有的优势。例如, 通过余震特别是早期余震的精确定位可以较为准确地划定余震区的空间范围和随时间的变化规律, 进而研究同震破裂区的精细结构, 并结合震源机制解分析主震的真实破裂面走向甚至倾向和倾角, 还可以进一步研究余震的发生与主震的位置以及因果关系等科学问题。研究发现, 安庆地震的各次余震的震源深度非常集中, 其变化范围基本限定在 0.4 km 之内, 整个余震区呈长 1.5 km、宽 1 km、高 0.3 km 的薄板状面式展布, 横卧在 5 km 的地壳深处。根据余震发生的先后顺序, 似乎可以在余震区内部划分出两块邻近的区域, 预示随着时间的推移, 这个余震序列有从南西往北东方向扩展的趋势。据此推测, 由 26 个余震序列构成的余震区可能并不完全反映主震破裂区面积, 而是稍大于主震同震破裂区。从深度方向来看, 也似乎存在向浅处扩展的趋势, 但并不明显, 没有超出 0.3 km 的限定范围。从余震序列精确定位的结果来看, 仅仅参考该余震区的分布, 很难将安庆主震的真实破裂节面从震源机制解的两个节面中区分开来。余震区呈薄板状近水平展布的地震比较少见。2008 年 7 月 29 日美国洛杉矶盆地东侧 Chino Hills 地区发生的  $M_w 5.4$  地震也观察到了类似的现象。双差定位的结果显示, 该地震的余震序列呈板状近水平地集中在 13—16 km 的深度范围内(Hauksson *et al.*, 2008)。由余震序列的分布特征推测, 这可能缘于地壳中某个近水平板状或薄板状展布的结晶块体(如岩浆侵入岩的岩被、岩床或岩席)的破碎, 表现为一条主破裂和多条微破裂羽列式排列的形式。由此可见, 即便是一次  $M_s 4.4$  中小地震, 其余震序列的分布也可能比较复杂。

此外, 这次地震的最大余震正好被流动台阵记录到, 双差定位结果显示其位于余震序列的东北角。以该余震为参考地震, 经主事件方法相对定位, 得到了较为准确的主震位置。通过观察主震与余震序列的相对位置不难发现, 主震位于余震序列的中东部, 似乎介于扩展前后余震区之间。结合余震序列的时空分布特征, 推测主震破裂区的尺度可能圈定在余震区扩展前的那部分区域之内。但由于安庆地震震级较小, 早期余震大多发生在主震之后的几个小时内, 且大多早期余震在流动台站架设之前就已释放, 因而这个余震区的空间分布规律或许并不能很好地反映主震破裂的物理过程和主破裂内部的精细结构特征。

在安徽省地震局和安庆市地震局的热心帮助下, 流动台站的架设工作才得以顺利完成, 在此一并表示诚挚的谢意。

#### 参 考 文 献

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>  
崇加军, 倪四道, 曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, 53(11): 2620-2630.

- 高立新, 刘芳, 赵蒙生, 于红梅. 2007. 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用[J]. 西北地震学报, 29(3): 213–244.
- 洪德全, 王行舟, 韩立波, 戚浩, 张炳. 2011. 用 CAP 方法研究安庆 4.8 级地震震源机制[J]. 中国地震, 27(2): 207–214.
- 黄媛, 杨建思, 张天中. 2006. 2003 年新疆巴楚—伽师地震序列的双差法重新定位研究[J]. 地球物理学报, 49(1): 162–169.
- 李文军, 王培德, 李春来, 陈棋福. 2005. 近场精确定位在卢龙  $M_{\text{L}} 6.2$  地震发震构造研究中的应用[J]. 地震学报, 27(4): 377–384.
- 罗艳, 倪四道, 曾祥方, 郑勇, 陈棋福, 陈颤. 2010. 汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究[J]. 中国科学: 地球科学, 40(6): 677–687.
- 吴建平, 黄媛, 张天中, 明跃红, 房立华. 2009. 汶川  $M_{\text{S}} 8.0$  级地震余震分布及周边区域 P 波三维速度结构研究[J]. 地球物理学报, 52(2): 320–328.
- 吴开统, 焦远碧, 吕培苓, 王志东. 1990. 地震序列概论[M]. 北京: 北京大学出版社: 138–141.
- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 熊熊, 王行舟, 张炳. 2012. 2011 年 1 月 19 日安庆  $M_{\text{L}} 4.8$  地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, 55(5): 1624–1634.
- 邢凤鸣, 徐祥. 1994. 安徽两条 A 型花岗岩带[J]. 岩石学报, 10(4): 357–369.
- 杨智娴, 陈运泰, 张宏志. 2002. 张北—尚义地震序列的重新定位和发震构造[J]. 地震学报, 24(4): 366–377.
- 杨智娴, 陈运泰, 郑月军, 于湘伟. 2003. 双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用[J]. 中国科学: 地球科学, 33(增刊): 129–134.
- 杨智娴, Brian W Stump, 陈运泰, Robert B Herrmann, Rongmao Zhou, Chris T Hayward. 2011. 1999 年海城—岫岩地震序列的精准定位[J]. 地震学报, 33(3): 271–278.
- 姚大全, 汤有标, 刘加灿, 李杰, 刘庆忠. 1997. 安徽西南宿松—枞阳断裂中段活动性的综合评价[J]. 地震地质, 19(4): 297–300.
- 于湘伟, 陈运泰, 张怀. 2010. 京津唐地区地壳三维 P 波速度结构与地震活动性分析[J]. 地球物理学报, 53(8): 1817–1828.
- 翟洪涛, 郑颖平, 李光, 孟凡月. 2010. 宿松—枞阳断裂最新活动时代及未来地震危险性研究[J]. 防灾减灾工程学报, 30(5): 567–571.
- 张四昌, 刁桂苓. 1992. 唐山地震序列的构造过程[J]. 中国地震, 8(2): 73–80.
- 张学民, 刁桂苓, 束沛镒, 刘素英. 2004. 华北地区地下介质波速比值( $v_p/v_s$ )研究[J]. 地震地质, 26(2): 305–317.
- 周龙泉, 刘杰, 马宏生, 周俊杰. 2009. 2003 年大姚 6.2 级、6.1 级地震序列震源位置及震源区速度结构的联合反演[J]. 地震, 29(2): 12–24.
- 周仕勇, 许忠淮, 韩京, 许洪新, 努尔尼沙. 1999. 主地震定位法分析以及 1997 年新疆伽师强震群高精度定位[J]. 地震学报, 21(3): 258–265.
- Bent A L, Perry H K C. 2002. Depths of eastern Canadian earthquakes from regional data[J]. Seism Res Lett, 73(2): 273–284.
- Biasi G P, Weldon R J. 2006. Estimating surface rupture length and magnitude of paleoearthquakes from point measurements of rupture displacement[J]. Bull Seism Soc Amer, 96(5): 1612–1623.
- Bondár I, Bergman E, Engdahl E R, Kohl B, Kung Y L, McLaughlin K. 2008. A hybrid multiple event location technique to obtain ground truth event locations[J]. Geophys J Int, 175(1): 185–201.
- Dietz L D, Ellsworth W L. 1990. The October 17, 1989, Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks: Geometry of the sequence from high-resolution locations[J]. Geophys Res Lett, 17(9): 1417–1420.
- Hauksson E, Felzer K, Given D. 2008. Preliminary report on the 29 July 2008  $M_{\text{w}} 5.4$  Chino Hills, eastern Los Angeles basin, California, earthquake sequence[J]. Seism Res Lett, 79(6): 855–866.
- Havskov J, Alguacil G. 2010. Instrumentation in Earthquake Seismology[M]. Dordrecht, Netherlands: Springer: 124–127.
- © 1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relation in seismology[J]. Bull Seism Soc Amer,

- 65(5): 1075–1095.
- Kisslinger C. 1996. Aftershocks and fault-zone properties[G]// *Advances in Geophysics*. San Diego: Academic Press. 38: 1–36.
- Kisslinger C, Jones L M. 1991. Properties of aftershock sequences in southern California[J]. *J Geophys Res*, 96(B7): 11947–11958.
- Klein F W. 2002. *User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a FORTRAN Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes*[R]. U S Geological Survey, Open-File Report 02-171: 1–123.
- Langston C A. 1987. Depth of faulting during the 1968 Meckering Australia earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms[J]. *J Geophys Res*, 92(B11): 561–574.
- Somerville P, Irikura K, Graves R, Sawada S, Wald D, Abrahamson N, Iwasaki Y, Kagawa T, Smith N, Kowada A. 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion[J]. *Seism Res Lett*, 70(1): 59–80.
- Spence W. 1980. Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 70(1): 171–183.
- Stehly L, Campillo M, Shapiro N M. 2007. Traveltime measurements from noise correlation: Stability and detection of instrumental time-shifts[J]. *Geophys J Int*, 171(1): 223–230.
- Tajima F, Kanamori H. 1985. Global survey of aftershock area expansion patterns[J]. *Phys Earth Planet Interi*, 40(2): 77–134.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 90(6): 1353–1368.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 84(4): 974–1002.
- Xie J, Zeng X F, Chen W W, Zhan Z W. 2011. Comparison of ground truth location of earthquake from InSAR and from ambient seismic noise: A case study of the 1998 Zhangbei earthquake[J]. *Earthq Sci*, 24(2): 239–247.
- Yang Z X, Waldhauser F, Chen Y T, Richards P G. 2005. Double-difference relocation of earthquakes in central-western China, 1992–1999[J]. *J Seism*, 9(2): 241–264.
- Zha X J, Fu R S, Dai Z Y, Jing P, Ni S D, Huang J S. 2009. Applying InSAR technique to accurately relocate the epicenter for the 1999  $M_S=5.6$  Kuqa earthquake in Xinjiang province, China[J]. *Geophys J Int*, 176(1): 107–112.
- Zhan Z W, Wei S J, Ni S D, Helmberger D V. 2011. Earthquake centroid locations using calibration from ambient seismic noise[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 101(3): 1438–1445.