

康清清, 缪发军, 刘红桂等. 2015. 利用矩张量反演法研究江苏高邮—宝应 $M_s4.9$ 级地震震源机制解和震源深度. 地球物理学报, 58(1):204-215, doi:10.6038/cjg20150118.

Kang Q Q, Miao F J, Liu H G, et al. 2015. Focal mechanism and focal depth of the Gaoyou-Baoying, Jiangsu, China $M_s4.9$ earthquake on 20 July 2012 derived from moment tensor inversion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(1):204-215, doi:10.6038/cjg20150118.

利用矩张量反演法研究江苏高邮—宝应 $M_s4.9$ 级地震震源机制解和震源深度

康清清¹, 缪发军¹, 刘红桂^{1,2,3}, 徐戈¹, 李峰¹

1 江苏省地震局, 南京 210014

2 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

3 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

摘要 基于江苏、安徽、山东和浙江等省区域台网共 19 个宽频带数字台站的地震波形, 采用 HypoDD 双差定位方法确定了 2012 年 7 月 20 日江苏高邮—宝应 $M_s4.9$ 级地震震中位置, 再利用时间域矩张量反演法 TDMT_INV 获得了其震源机制解和震源深度. 反演结果显示: 最佳双力偶解为节面 I 走向 290° , 倾角 88° , 滑动角 -21° ; 节面 II 走向 21° , 倾角 69° , 滑动角 -177° , 地震矩震级为 $M_w4.95$, 震源深度约为 $7\sim9$ km. 利用滑动时窗相关法提取 sPn 震相测定震源深度为 8.95 km, 两者一致性较好. 随后不同地壳模型和不同震中定位误差对反演结果的影响试验揭示了反演结果具有稳定性. 通过以下几种分析: ①与利用 CAP(Cut and Paste)矩张量反演法得到的结果进行对比; ②P 波初动投影; ③正反演试验探求反演结果不稳定的影响因素等方法, 验证了反演结果的可靠性. 综合本文研究成果、震后科学考察结果(包括重力测量和地震烈度分布图)及现有的地质构造资料, 推测此次地震的发震构造为杨汉仓—桑树头断裂, 节面 II 为断层面, 是一个右旋走滑兼有少量正断层性质的错动.

关键词 高邮—宝应地震; 双差定位; 矩张量反演; 震源机制解; sPn 震相

doi:10.6038/cjg20150118

中图分类号 P315

收稿日期 2014-02-02, 2014-11-05 收修定稿

Focal mechanism and focal depth of the Gaoyou-Baoying, Jiangsu, China $M_s4.9$ earthquake on 20 July 2012 derived from moment tensor inversion

KANG Qing-Qing¹, MIAO Fa-Jun¹, LIU Hong-Gui^{1,2,3}, XU Ge¹, LI Feng¹

1 Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, China

2 Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

3 Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract An $M_s4.9$ earthquake occurred in Gaoyou-Baoying, Jiangsu on 20 July 2012. This work determined its focal mechanism and depth through Time Domain Moment Tensor Inversion (TDMT-INV), and analyzed the stability and reliability of the results.

Based on the 19 regional broadband seismometers' waveforms from Jiangsu, Anhui, Shandong and Zhejiang seismic networks, we accurately determined the location of the earthquake by the

基金项目 中国地震局监测预报司测震台网青年骨干培养专项(20130206)、地震科技星火计划项目(XH13007)和江苏省地震局青年基金项目(201405)联合资助.

作者简介 康清清, 女, 1983 年生, 工程师, 硕士. 2009 年毕业于成都理工大学, 主要从事数字地震资料处理和震源机制研究工作.
E-mail: kqq8310@126.com

HypoDD first, and then calculated its focal mechanism and depth through TDMT_INV. And we compared this depth that obtained from picking up the sPn phase by patterning correlation coefficients in sliding windows. We tested the results through the following several procedures: ① Experiments by different crustal models and different epicenter location errors; ② Comparing with the result from the CAP method; ③ P-wave first motions are projected onto the focal sphere; ④ Forward modeling and inversion to research the factors of inversion instability.

The nodal plane parameters of the best double-couple focal mechanism are as follows: strike 290° , dip 88° and rake -21° ; or strike 21° , dip 69° and rake -177° , $M_w4.95$ and focal depth is $7\sim 9$ km. We calculated the focal depth by picking up sPn phase and got the 8.95 km result. The results include: ① All angles match well except one dip with 20° variation when we used the Crust2.0 model instead of the IASP91 and hold the Q value unchanged. The results are nearly invariable if Q value changes by 100 and holding velocity and density constant. The maximum misalignment of the result is 6° when the epicenter varies within 5 km. The result will deviate from the best solution while the epicenter varies by 10 km. ② The predominant focal depth is $8\sim 10$ km by the CAP method. The results for 8 km-focal depth are: strike 19° , dip 65° and rake -180° . ③ There are 41 P-wave first motions projected onto the focal sphere, the ratio of inconsistent polarity is 7.3%, and all the contradictions are distributed around the nodal plane. ④ By forward modeling and inversion, while using the TDMT_INV method to invert the nearly pure strike-slip fault, we proved that the sign of slip will probably reverse if the station distribution concentrates on both ends of the field angle, the inversion results can properly return the forward model while the stations are distributed uniformly. In this case, it is hard to determine the accurate result through the evaluation parameters variance reduction (VR) and the variance divided by the percent double-couple (RES/Pdc).

The TDMT_INV method is less dependent on the crustal model. The inversion results do not change much if the epicenter error is within 5 km. The method has stability, but stations should surround the epicenter and are distributed uniformly as much as possible while inverting the near pure strike-slip fault.

By comparing our results with field investigations after the earthquake (gravity measurement and seismic intensity distribution) and existing data of geological structure, we infer that the seismogenic structure for this event is the Yangchacang-Sangshutou fault, which is of right-lateral strike slip with a small normal component.

Keywords Gaoyou-Baoying earthquake; Doubles difference relocation method; Moment tensor inversion; Focal mechanism; sPn phase

1 引言

北京时间 2012 年 7 月 20 日 20 时 11 分,在江苏省高邮市与宝应县交界发生了 $M_s4.9$ 级地震,这是继 1990 年江苏省常熟市 $M_s4.9$ 级地震以来在江苏省境内发生的又一次破坏性地震,造成 1 人死亡 3 人受伤,长三角地区大面积有感.由于震级未达到 $M_s5.0$,国内外权威机构未发布震源机制结果,仅有少量科研工作者进行了探讨与分析.洪德全等

(2013)利用 CAP 矩张量反演法对其震源机制解进行了研究,认为这次地震的运动学特征为右旋走滑兼少量逆断层性质.而据江苏省地震局对该地震做出的灾害评估报告显示¹⁾,利用 CAP 方法计算出该地震震源机制解为具有少量正断层性质的右旋走向滑动.两者采用同样的矩张量反演方法及滤波范围,

1) 江苏省地震局. 2012. 2012 年 7 月 20 日江苏高邮、宝应交界 $M4.9$ 地震灾害评估报告.

虽然波形拟合评价参数均显示出较高的拟合程度,但反演结果差异较为明显,如表 1 所示:滑动角绝对值相近但符号相反.由此可见,对于走滑成分较高的震源机制解,仅从波形拟合评价参数的好坏来评估矩张量反演结果正确与否存在弊端.准确的震源机制解是分析发震应力场及推断震情发展趋势的重要途径,为了提高对上述重要问题的认识,本文利用时间域矩张量反演法对该地震的震源机制解进行了分析研究.

表 1 不同研究者利用 CAP 矩张量法给出的震源机制解

Table 1 Focal mechanism solutions obtained using the CAP method offered by different researchers

不同研究者	走向/(°)	倾角/(°)	滑动角/(°)	震源深度/km
①洪德全等	17	72	175	10
②江苏局灾害评估报告	22	74	-164	10

中小地震震源机制求解方法主要有 P 波初动法、振幅比法及矩张量反演法等.矩张量反演方法相比于其他方法具有一定的优势:①对台站布局要求较 P 波初动法低;②只需数字波形资料,无需进行震相分析,避免了人工量取震相误差带来的不确定性;③反演结果反映的是整个破裂过程的信息,而不仅仅是初始破裂信息.求解地震矩张量的方法有很多种,国内外研究者都进行了大量的研究. Patton 和 Zandt (1991)首先将远震矩张量反演算法做了修改进行区域地震矩张量反演. Dreger 和 Helmberger 于 1993 年提出了在时间域利用区域 Pnl 波列进行地震矩张量反演 (Time-Domain Moment Tensor INVersion, 简称 TDMT_INV) 的方法 (Dreger and Helmberger, 1993; Dreger, 1994, 1997; Dreger et al., 1995, 1998; Pasyanos et al., 1996; Tajima et al., 2002; Minson and Dreger, 2008), 并于 2002 年加入 Saikia (1994) 改进的离散波数积分计算理论地震图的方法. Zhao 和 Helmberger (1994) 在 TDMT_INV 方法基础上发展了 CAP 方法, 其将宽频带地震记录分成 Pnl 波和面波 (或 P 波和 S 波) 两个部分进行反演, 两部分波列在适当的时间变化范围内相对浮动, 并可根据经验分别赋予不同权重, 搜索出合成地震图和观测地震图全局差异最小的震源机制解. 改进后的方法使反演结果对速度模型和地壳横向变化的依赖性更小. 为了避免因经验不同而引起反演结果的差异, 本文采用 TDMT_INV 时间域矩张量反演方法进行研究. 目前该方法在国际上已经得到广泛应用 (Herrmann et al., 2011; Brandt

and Saunders, 2011; Huang et al., 2013). 国内随着宽频带数字台网的建立, 多位研究人员也利用该方法反演震源机制解: 赵翠萍等 (2008), 唐兰兰等 (2012), 屠泓为等 (2008) 将此方法应用于伽师震源区; 王勤彩等 (2009) 反演了汶川大地震余震序列 88 个地震的矩张量解.

本文利用宽频带数字地震台的波形记录, 在 HypoDD 双差定位法精确定位震中位置的基础上, 采用上述矩张量反演方法获得了高邮—宝应 $M_s 4.9$ 级地震震源机制解及震源深度. 通过利用多种方法、多角度探讨其稳定性和可靠性, 进一步明确了利用该方法获得准确震源机制解的限度, 对于检验走滑成分较高的震源机制结果的可靠性有了深入认识. 研究结果将有助于利用矩张量反演方法得到中等强度地震可靠的震源机制解, 为深入了解少震地区的发震构造提供有价值的参考信息.

2 研究方法

2.1 精定位方法

矩张量反演法需要用到各台站的理论格林函数, 这就必须首先确定震源位置. 因此地震定位结果准确与否直接影响反演结果的好坏. 目前全国统一编目和美国地质调查局 (USGS) 给出的主震震中位置分别为 $33.040^{\circ}\text{N}, 119.570^{\circ}\text{E}$ 和 $32.987^{\circ}\text{N}, 119.593^{\circ}\text{E}$, 震源深度分别为 15 km 和 10 km, 两个结果的偏差较大. 鉴于此, 本文采用 HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) 双差定位算法对高邮—宝应地震进行精定位, 为后期矩张量反演提供保障. 该方法使用地震对的走时差进行定位, 最大限度地减小了速度模型对定位结果的影响.

2.2 矩张量反演方法

在双力偶点源的假设条件下, 矩张量反演方法可表示为 (Jost and Herrmann, 1989; Kawakatsu, 1998; Tajima et al., 2002):

$$\sum_i G_i^*(t) m_i^s = d^k(t), \quad (1)$$

式中 s 表示震源, k 表示台站, $G_i^*(t)$ 和 $d^k(t)$ 分别表示震源 s 至台站 k 的理论格林函数和台站 k 的实际观测记录, 这里上标 k 表示台站的所有三个分量, m_i^s 表示矩张量的第 i 个分量. 若已知地壳速度模型, 格林函数可通过 Saikia 改进的离散波数积分法计算得到. 一旦获得观测数据, 利用最小二乘法进行反演, 便可得到矩张量解 \hat{m} , 进而求得震源机制解. 反

演结果通过以下两个参数来确定(Dreger, 2003):

①理论波形与观测波形之间的残差 RES 与双力偶分量含量 Pdc 的比值:

$$\text{RES}/\text{Pdc} = \frac{\sum_i \sqrt{(d^k(t) - G^{sk}(t)\hat{m})^2}}{\text{Pdc}} \quad (2)$$

②方差减小 VR 值,被用来评价观测波形和理论波形的拟合程度:

$$\text{VR} = \left[1 - \frac{\sum_i \sqrt{(d^k(t) - G^{sk}(t)\hat{m})^2}}{\sum_i \sqrt{d^k(t)^2}} \right] \times 100\% \quad (3)$$

这里不但考虑了波形的相似性,还考虑了绝对振幅的大小.由式(2)、(3)可见,VR 值越大、RES/Pdc 值越小震源机制结果越好,在不同的震源深度上搜索以上两个评价参数的最佳组合,其对应的震源深度即为最佳深度.

3 资料选取与处理

3.1 数据选取与处理

选取江苏、安徽、山东、浙江等省 19 个宽频带数字地震台站的波形记录参与反演,台站分布如图 1 所示,张角达 222° ,震中距在 $100 \sim 300$ km 范围内,且波形记录信噪比较高.所使用的地震仪器型号包括 CMG-3ESPC-120、CMG-3ESPC-60、CTS-1、BBVS-60 和 BBVS-120 等 5 种,所有参与反演台站的宽频记录在 $50 \text{ s} \sim 20 \text{ Hz}$ 范围内系统的幅频响应平坦.高信噪比的数字地震资料为本研究的开展奠定了好的基础.

对观测的速度波形记录处理过程如下:1) 去均值及消除仪器响应;2) 将两水平分量分别旋转到

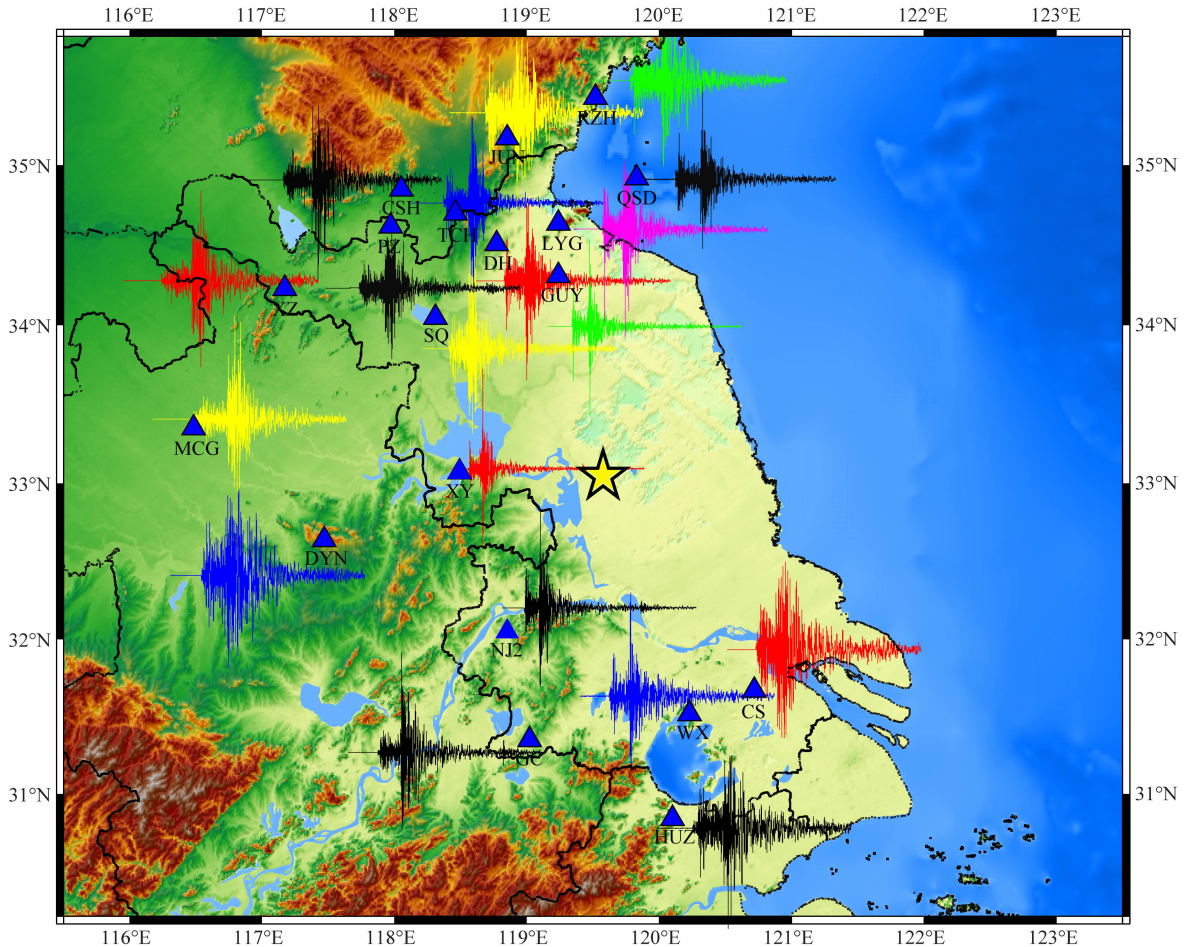


图 1 震中位置及参与反演的台站分布图

黄色五角星代表震中,蓝色三角代表台站,彩色地震波形为对应台站地震记录的垂向分量.

Fig. 1 Map showing epicenter location and the station distribution used in the inversion

Yellow star denotes epicenter. Blue triangles indicate stations. Color seismograms

are vertical displacement components of relevant stations.

R-T 分量;3) 积分为位移;4) 滤波;5) 重采样为 1 s 的采样率,与格林函数保持一致.根据前人的测试成果及实践经验(Kao et al., 1998; Braunmiller and Nábělek, 2002; Ratchkovski and Hansen, 2002; Ristau et al., 2007; Herrmann et al., 2011),为突出有效信号、减小地壳精细结构带来的影响,对 $M_s 4.9$ 级地震选取二阶 Butterworth 滤波器进行滤波,带通范围为 0.02~0.05 Hz.

3.2 模型选取

由于江苏省测震台网中心自数字化改造以来一直应用展平的 IASP91 数据模型(Kennett and Engdahl, 1991)(表 2)进行地震速报及编目,且定位结果残差较为合理.因此本文参考 IASP91 模型进行格林函数的计算.虽然 TDMT_INV 方法对模型的依赖程度不高,但模型若偏离真实地壳模型较大,反演结果也将不可信.由此作者也参考 Crust2.0 模型(Bassin et al., 2000)(表 3)进行反演,并对两个结果进行了对比.基于上述地壳速度模型,采用 Saikia 改进的频率-波数方法,计算了不同深度、不同震中距的理论格林函数,并与观测波形滤波范围保持一致.

表 2 IASP91 速度模型

Table 2 IASP91 velocity model

层厚 (km)	V_P ($\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)	V_S ($\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)	密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Q_α	Q_β
20	5.80	3.36	2.90	600	300
20	6.50	3.75	2.92	600	300
35	8.04	4.47	3.38	600	300

表 3 震中区的 Crust2.0 速度模型

Table 3 Crust2.0 velocity model of the earthquake epicentral region

层厚 (km)	V_P ($\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)	V_S ($\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)	密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Q_α	Q_β
0.5	2.50	1.20	2.10	600	300
10	6.10	3.50	2.75	600	300
10	6.30	3.60	2.80	600	300
10.5	6.60	3.60	2.90	600	300
400	8.00	4.60	3.30	600	300

4 结果分析

4.1 精定位结果

利用 HypoDD 方法进行精定位,得到主震震中位置为:33.047°N, 119.571°E,震源深度 12 km.为后期反演奠定了基础.震中定位结果与全国统一编目结果接近,但震源深度具有一定差异,需进一步展

开研究.余震序列精定位结果标示在图 7 中.

4.2 震源机制结果

根据比较两个评价参数方差减小 VR 值和 RES/Pdc 值随不同深度变化的情况,搜索出观测地震图与理论地震图拟合最好、双力偶成分相对较高的解即为最佳震源机制解.反演得到最佳震源机制解的理论波形与观测波形的拟合情况如图 2 所示,震源机制结果为节面 I 走向 290°,倾角 88°,滑动角 -21°;节面 II 走向 21°,倾角 69°,滑动角 -177°,P、T、N 三轴的插入角分别为 16.1°、13.2°和 68.9°;倾角分别为 243.4°、337.3°和 104.8°.反演还得到这次地震的地震矩为 3.09×10^{23} ,矩震级为 4.95,图 2 中四舍五入显示为 5.0.

19 个台站中方差减小 VR 值大于 80% 的有 17 个,综合 VR 值为 90.0%,RES/Pdc 为 1.12×10^{-10} ,双力偶分量占 91%.反映出理论地震图与观测地震图拟合程度较高,震源机制解符合双力偶点源这一假设条件.

4.3 震源深度的确定

最佳震源机制解对应的深度即为最佳震源深度.如图 3a 所示,根据 VR 值越大,RES/Pdc 值越小解越好的原则判断最佳震源深度 7~9 km.震源球上方标示出对应的深度.从图中可以看出,反演得到的震源机制解较为稳定,均以走滑分量为主,根据评价参数综合判断震源深度为 8 km 左右较为合理.4.2 节所示震源机制结果即为 8 km 处的反演结果.

利用深度震相 sPn 获得震源深度的方法简捷准确,可以有效提高震源深度的精度(Kind, 1979; 房明山等,1995).但由于 sPn 震相易受噪声和尾波的影响,且江苏中部及沿海地区受厚覆盖层影响,台基条件较差,更加不易识别 sPn 震相,单台挑选的可靠性不高,因此利用滑动时窗相关法(Laurent and Davidowitz, 1994; Laurent et al., 1996)提取 sPn 震相对震源深度进行了重新测定.截取信噪比较高的 45 个台站 135 条记录的 P 波到达后 20 s 数据进行波形互相关,提取结果如图 3b 所示,相关系数最大的分别为 Pn 波和 sPn 波,测定其到时差为 3.52 s,根据 IASP91 模型得到震源深度为 8.95 km,与本文震源深度 7~9 km 的结果吻合.

4.4 误差分析和可靠性评价

为验证反演结果的准确性、了解本次地震根据拟合评价参数判定反演结果存在的弊端及解决办法,本文做了以下研究:

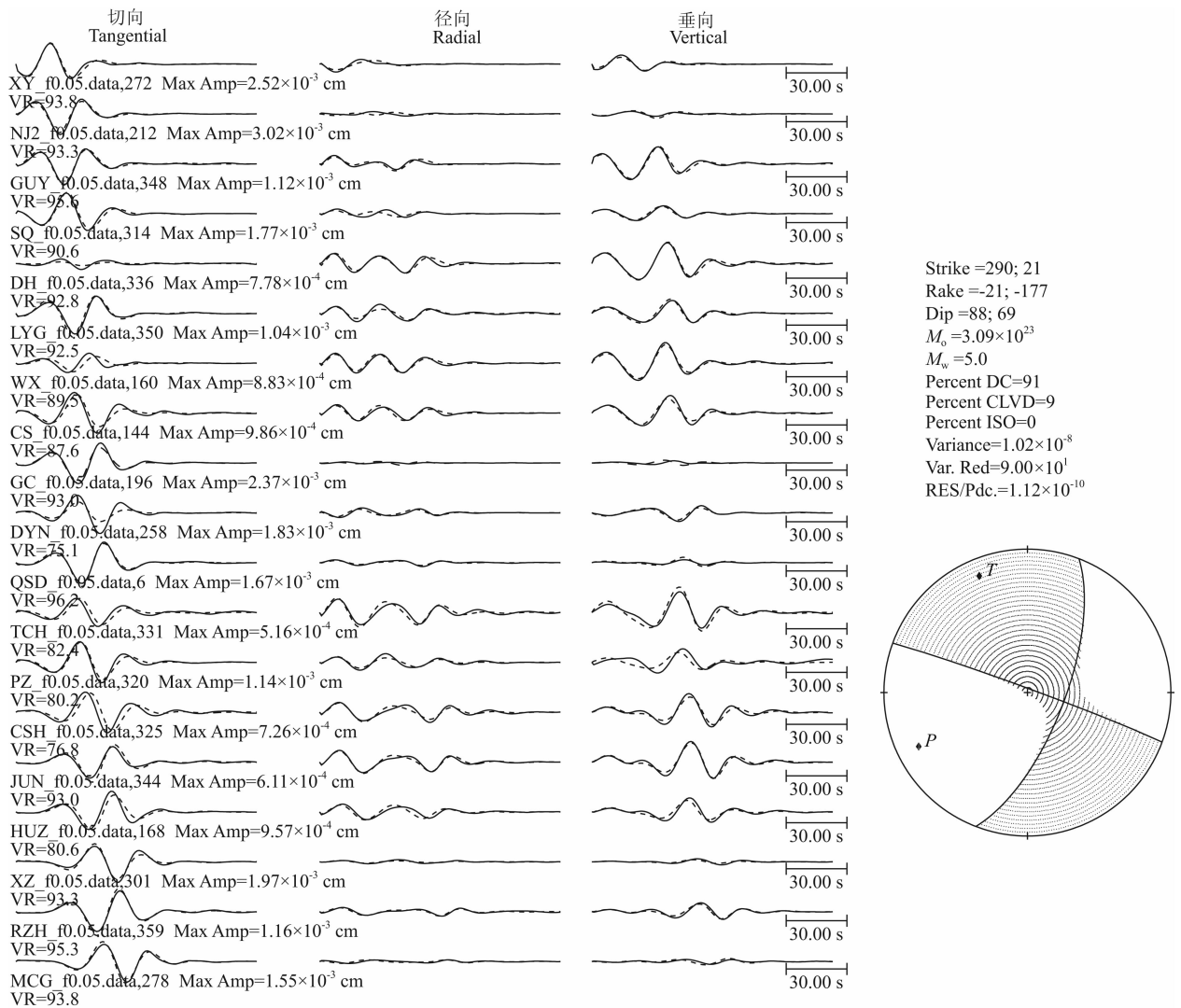


图2 2012年7月20日江苏高邮—宝应 $M_s 4.9$ 级地震理论波形与观测波形拟合情况及反演结果

左侧:观测地震图(实线)与理论地震图(虚线)的拟合情况,滤波范围为 $0.02 \sim 0.05$ Hz,

波形下方标示每个台站的方位角、最大振幅值和 VR 值;右侧:震源机制解及相关参数。

Fig. 2 Inversion results in comparison with synthetic waveforms and observed waveforms of the Jiangsu Gaoyou-Baoying $M_s 4.9$ earthquake on 20 July 2012

Left: comparison between observed (solid line) and synthetics (dashed line) seismograms. Filtering range is $0.02 \sim 0.05$ Hz frequency. The labels under seismograms are the azimuth, maximum amplitude and VR values of each station. Right: focal mechanism and relevant parameters.

(1) 在台站资料选取质量较高的情况下,影响震源机制反演结果的误差除了上面讨论的震源深度外,还包括:地壳模型和震中位置.现分别讨论其对反演结果的影响。

1) IASP91 模型中的速度、密度值替换为 Crust2.0 模型(Q 值保持不变)和 Q 值增减 100 (IASP91 模型速度、密度值保持不变)两种情况下分别重新计算格林函数进行反演. Crust2.0 是目前较新的全球地壳模型,它给出了全球 $2^\circ \times 2^\circ$ 地壳速度和密度.反演结果如图 4a 所示,与 IASP91 模型反演的最佳结果相比节面 I 滑动角偏差 20° ,节面

II 倾角偏差 20° ,其余角度基本一致,断层性质不变;另外将 Q 值增减 100 时分别进行反演,如图 4b、4c 所示震源机制解基本没有变化.说明反演结果对地壳模型不敏感,本文选择的品质因子是可接受的。

2) 震中位置误差分别为 5 km 和 10 km 时对反演结果的影响.震中位置分别向北、向东偏移 5 km,反演结果如图 4d、4e 所示,与图 2 结果比较可知,除向东偏移 5 km 时节面 I 的滑动角偏差 6° ,节面 II 倾角偏差 6° 外,其他角度均保持一致,方差减小分别为 87.7% 和 89.5%,拟合程度仍然很高,反演得到的最佳深度仍为 $7 \sim 9$ km.说明震中位置误差

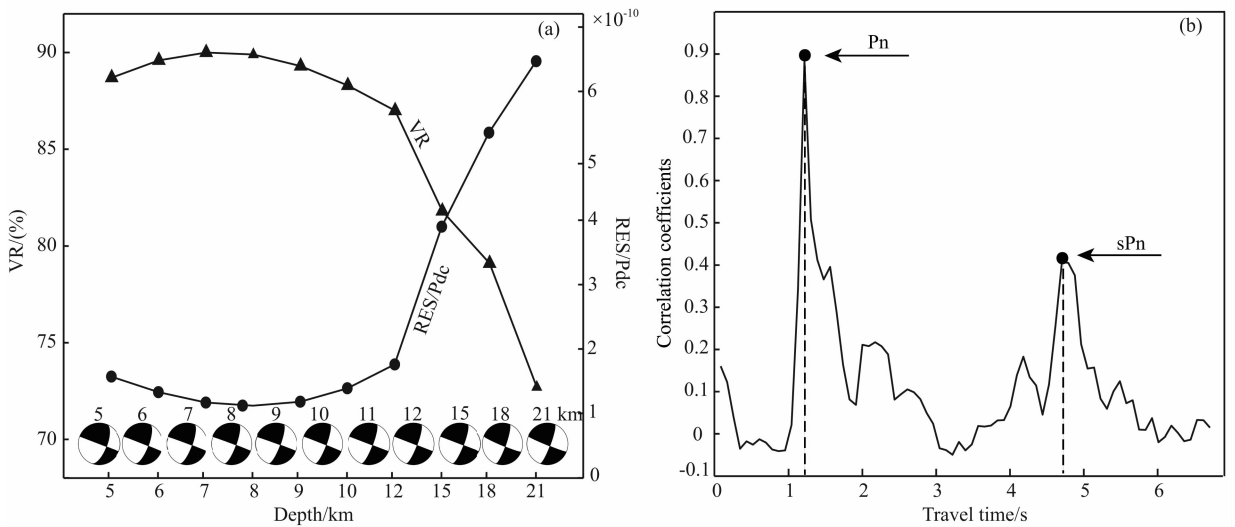


图 3 两种不同方法确定的震源深度

(a) 反演结果的两个评价参数方差减小 VR 值和 RES/Pdc 值随深度的变化, 给出不同深度下对应的震源机制解. (b) 利用滑动时窗相关法进行波形拟合并叠加得到 sPn 和 Pn 震相到时差为 3.52 s, 根据 IASP91 模型求出震源深度为 8.95 km.

Fig. 3 Focal depths determined by two methods

(a) Two evaluation parameters VR and RES/Pdc for source depth determination and focal solutions for different depths. (b) Time difference 3.52 s between sPn and Pn phase by patterning correlation coefficients in sliding windows. According to the model of IASP91, calculated focal depth is 8.95 km.

Strike=21; 291	Strike=290; 21	Strike=290; 21	Strike=290; 21	Strike=289; 20	Strike=290; 20	Strike=110; 19
Rake=-177; -1	Rake=-21; -178	Rake=-22; -177	Rake=-23; -177	Rake=-15; -176	Rake=-15; -180	Rake=18; 178
Dip=89; 87	Dip=88; 69	Dip=88; 68	Dip=87; 67	Dip=86; 75	Dip=90; 75	Dip=88; 72
$M_0=3.07 \times 10^{23}$	$M_0=3.09 \times 10^{23}$	$M_0=3.11 \times 10^{23}$	$M_0=3.08 \times 10^{23}$	$M_0=3.04 \times 10^{23}$	$M_0=3.05 \times 10^{23}$	$M_0=3.00 \times 10^{23}$
$M_w=5.0$	$M_w=5.0$	$M_w=5.0$	$M_w=5.0$	$M_w=5.0$	$M_w=5.0$	$M_w=5.0$
Percent DC=92	Percent DC=92	Percent DC=91	Percent DC=92	Percent DC=90	Percent DC=93	Percent DC=96
Percent CLVD=8	Percent CLVD=8	Percent CLVD=9	Percent CLVD=8	Percent CLVD=10	Percent CLVD=7	Percent CLVD=4
Percent ISO=0	Percent ISO=0	Percent ISO=0	Percent ISO=0	Percent ISO=0	Percent ISO=0	Percent ISO=0
Variance= 1.56×10^{-8}	Variance= 1.02×10^{-8}	Variance= 1.03×10^{-8}	Variance= 1.24×10^{-8}	Variance= 1.07×10^{-8}	Variance= 1.10×10^{-8}	Variance= 1.17×10^{-8}
Var. Red= 8.63×10^1	Var. Red= 8.99×10^1	Var. Red= 8.98×10^1	Var. Red= 8.77×10^1	Var. Red= 8.95×10^1	Var. Red= 8.95×10^1	Var. Red= 8.84×10^1
RES/Pdc= 1.69×10^{-10}	RES/Pdc= 1.11×10^{-10}	RES/Pdc= 1.14×10^{-10}	RES/Pdc= 1.35×10^{-10}	RES/Pdc= 1.19×10^{-10}	RES/Pdc= 1.18×10^{-10}	RES/Pdc= 1.23×10^{-10}

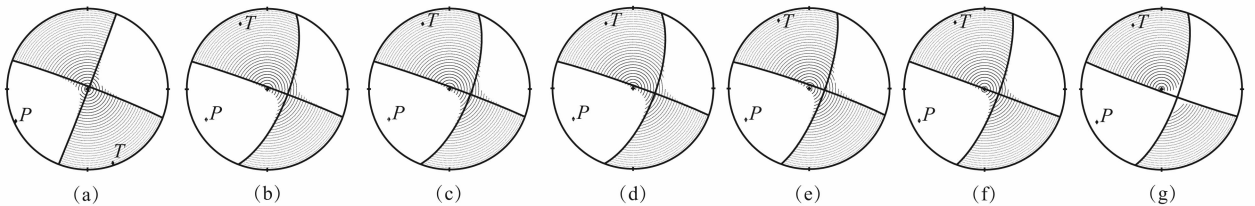


图 4 改变地壳模型和震中位置时的反演结果

(a) 利用 Crust2.0 模型计算格林函数时; (b) Q_0 值增加 100 时; (c) Q_0 值减小 100 时; (d) 震中位置向北偏移 5 km 时; (e) 震中位置向东偏移 5 km 时; (f) 震中位置向东偏移 10 km 时; (g) 震中位置向北偏移 10 km 时.

Fig. 4 Inversion results by altering crustal model and altering the location of the epicenter

(a) Altering the crustal model to Crust2.0; (b) Q_0 is increased by 100; (c) Q_0 is decreased by 100; (d) Epicenter is shifted 5 km to north; (e) Epicenter is shifted 5 km to east; (f) Epicenter is shifted 10 km to east; (g) Epicenter is shifted 10 km to north. All other input parameters are the same as Fig. 2.

5 km 以内对震源机制解的影响不大. 震中位置向东偏差 10 km 时反演结果如图 4f 所示, 结果较稳定. 向北偏差 10 km 时, 反演结果如图 4g 所示, 节面 I 的走向偏差 189° , 且滑动角由负变正, 断层性质发

生改变, 可见若震中位置偏差大于 10 km, 虽然方差减小仍在 85% 以上, 且 RES/Pdc 值很小, 但反演结果已开始偏离最佳解. 目前全国测震台网应用较成熟的定位方法有单纯型法、hyposat 和 hyp2000 等,

1 类精度定位结果误差都在 5 km 之内, HypoDD 双差定位算法更是能显著减小误差. 因此表明目前定位水平 1 类精度的定位结果, 其误差对反演结果影响不大.

(2) 选用上述参与反演的 19 个台站的观测波形资料和 Crust2.0 模型, 利用 CAP 方法重新进行反演并与本文结果进行对比. 滤波范围为: P 波 0.05~0.2 Hz, S 波 0.05~0.1 Hz. 如图 5 所示. 图 5a 显示了 CAP 反演结果和拟合误差随震源深度的变化情况, 可见在震源深度 8~10 km 处, 拟合残差较小, 反演结果稳定. 图 5b 为震源深度 8 km 处的反演结果: 节面走向 19° , 倾角 65° , 滑动角 -180° , 与本文

TDMT_INV 方法反演获得的结果节面走向 21° , 倾角 69° , 滑动角 -177° 基本一致. 说明两种反演方法一脉相承, 反演结果稳定.

(3) 将记录清晰的 41 个 P 波 (Pn, Pg) 初动投影至震源球. P 波初动符号物理图像明确, 是稳定的地震波信息, 也是最早被用来确定震源机制的地震资料, 其在确定震源机制解方面有独特的优势. 如图 6 所示有 3 个矛盾符号, 矛盾比为 7.3%. 且 3 个矛盾符号分布在节面附近, 由于节面附近 P 波振幅最小, 其可信度相对较低. 因此认为初动方向与反演结果的膨胀、压缩区是基本一致的, 进一步验证了结果的可靠性.

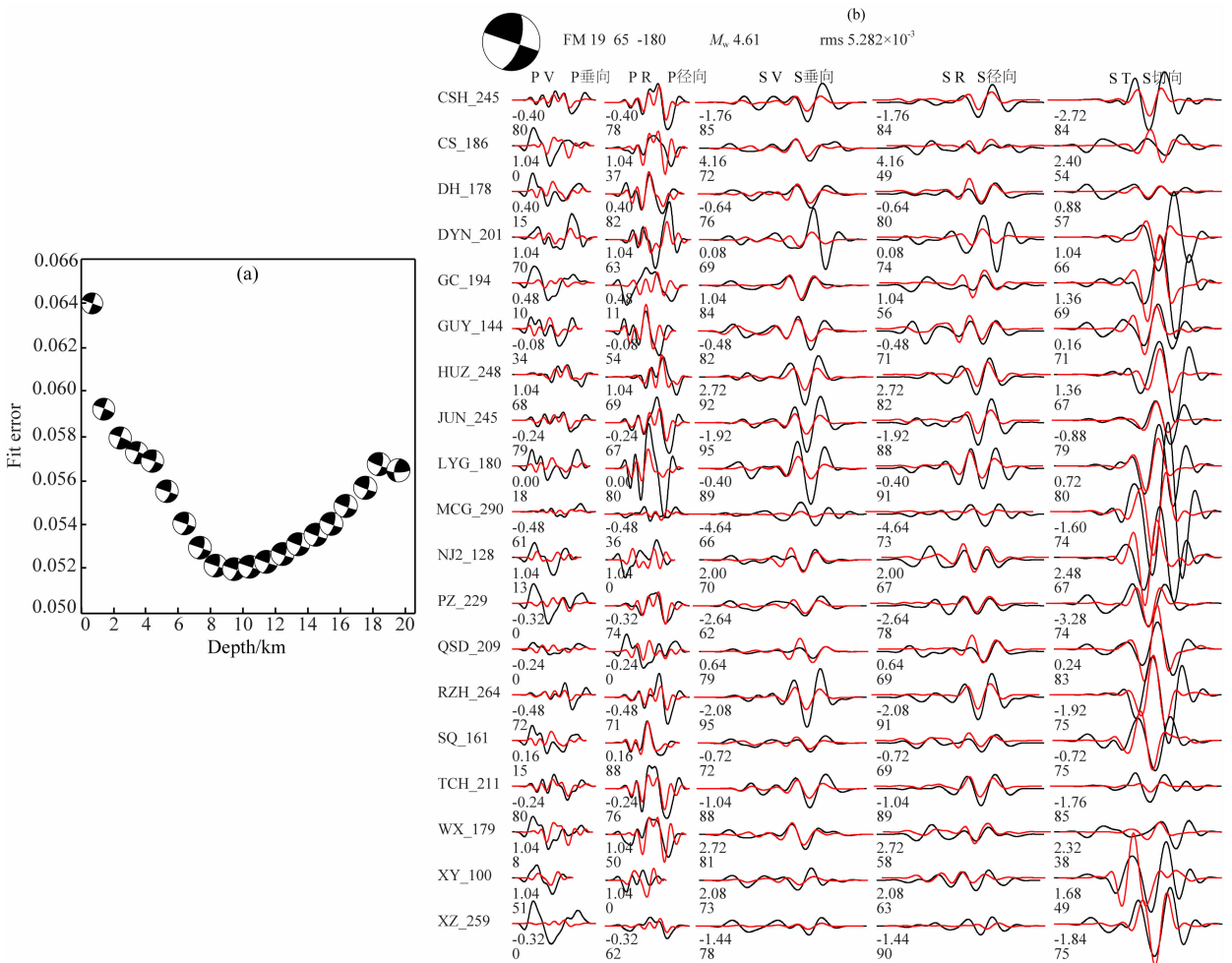


图 5 选用相同台站观测波形数据和 Crust2.0 模型利用 CAP 方法反演的结果

(a) 拟合误差和震源机制解随震源深度的变化. (b) 震源深度为 8 km 时的反演结果. 最上面一行显示了震源球、一节点值、矩震级大小和拟合误差. 波形左侧为台站代码和方位角, 下方数字依次为理论地震图相对观测地震图的移动时间, 单位 s, 以及理论地震图与观测地震图的相关系数, 用百分比表示. 黑线表示观测波形, 红线表示理论波形. 滤波范围为: P 波 0.05~0.2 Hz, S 波 0.05~0.1 Hz.

Fig. 5 Inversion results using the CAP method with the observation data of same stations and Crust2.0 model (a) Variations of errors and focal mechanism solutions with depth. (b) Inversion result when the focal depth is 8 km. The top line shows the source ball, one nodal plane, the moment magnitude and the fit error. The left shows the station-codes and their azimuths. Numbers below waveforms are the time shift (upper) and correlation efficient (lower). The black lines denote the observed waveforms, and the red denote the synthetic seismograms. The frequency band of P waveform is 0.05~0.2 Hz and the S waveform is 0.05~0.1 Hz.

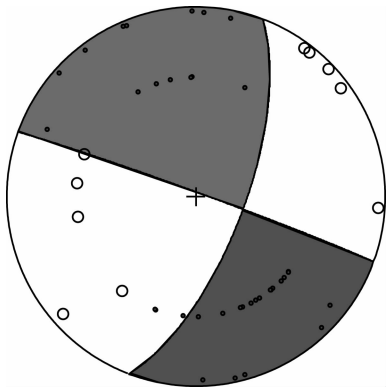


图 6 P 波初动符号在震源球上的投影

实心圆点表示 P 波初动向上, 空心圆点表示 P 波初动向下。

Fig. 6 Projection of P wave first-motion on the source ball
Solid circle denotes positive first motion, hollow circle means negative one.

(4) 为探求之前所述不同研究者利用 CAP 矩张量反演方法得到的结果存在差异的可能性因素, 作者以本文的震源机制结果(节面走向 21° , 倾角 69° , 滑动角 -177°)和 IASP91 模型为正演参数计算了震中距 200 km、震源深度 8 km 时方位角分别为 $0^\circ, 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 90^\circ, 120^\circ, 150^\circ, 180^\circ, 210^\circ, 240^\circ, 270^\circ, 300^\circ$ 和 330° 时的理论观测地震图, 测试了在无噪声和加入 10% 随机噪声情况下, 不同方位覆盖及台站数目利用 TDMT_INV 方法反演震源机制的返回情况. 试验结果显示: ①在无噪声情况下, 该矩张量反演方法仅使用单台三分向的记录便可完全返回正演震源机制模型; ②加入 10% 随机噪声后单台反演结果便不可信, 至少应使用三个台站以上数据、张角大于 45° 才能返回可靠结果. 表 4 列出张角大于等于 45° 时部分试验结果, 可以看出不同方位分布的反演结果走向和倾角相差不大, 但滑动角出现与正演震源机制结果符号相反的情况, 单从拟合评价参数 VR 值和 RES/Pdc 无法判断出正确结果. 从表 4 中不难发现, 滑动角反向时的情况: 台站方位分布集中在张角两端, 中间缺少台站, 而台站分布较为均匀时反演结果均能正确返回. 由此可见, 选取台站时应避免台站分布在张角两端、中间空隙角太大的情况出现. 尽可能均匀覆盖震中的各个方位, 矩张量反演结果才更接近实际. 本文参与反演的台站张角达 222° , 且覆盖张角的各个方位, 不存在空隙角较大的情况, 因此更进一步证明了反演结果的可靠性.

5 发震构造背景分析

本次地震及余震序列分布在苏北盆地东台拗陷

表 4 不同方位覆盖和台站数目对矩张量反演结果的影响
Table 4 Influence of different azimuth coverage and the number of stations on moment tensor inversion results

台站张角 分布/ $^\circ$	反演结果			评价参数	
	走向/ $^\circ$	滑动角/ $^\circ$	倾角/ $^\circ$	VR/(%)	RES/Pdc
0,15,45	19	158	77	72.5	4.82×10^{-10}
0,30,45	21	-177	66	73.2	3.39×10^{-10}
0,15,60	20	177	69	71.3	3.20×10^{-10}
0,30,60	23	-168	65	73.0	3.09×10^{-10}
0,15,90	24	178	69	66.6	4.53×10^{-10}
0,15,120	22	172	76	76.0	4.24×10^{-10}
0,15,180	21	174	70	70.3	4.28×10^{-10}
0,30,180	23	-152	68	72.2	6.80×10^{-10}
0,15,150,180	19	175	70	69.9	3.35×10^{-10}
0,15,30,180	19	-175	64	70.7	4.41×10^{-10}
0,150,210	20	-176	74	74.2	2.91×10^{-10}
0,30,60,90, 120,150,180	24	-174	64	72.1	3.19×10^{-10}
0,30,60,90, 120,150,180, 210,240,270, 300,330	21	-178	68	73.0	2.79×10^{-10}

的高邮凹陷内. 苏北盆地自晚白垩纪以来一直处在印度板块和太平洋—库拉板块非匀速推进而出现的二元交变动力环境中, 两种力源时空交替形成完整的“拗断—断拗—断陷—拗陷”沉积—抬升构造旋回, 形成了一个以箕状断陷为特点的断—拗复合型盆地(陈安定, 2001). 高邮凹陷为苏北盆地内典型的裂陷盆地之一, 不同构造部位沉降量不同致使凹陷内形成凹凸相间的格局及边界断裂(张克鑫等, 2008; 能源等, 2009; 吴向阳等, 2009). 主震震中位于其东北端柳堡凸起与临泽凹陷的分界断裂杨汉苍—桑树头断裂上(刘建达等, 2012), 该断裂属正断层性质, 走向 $NE30^\circ-35^\circ$, 倾向 $SE75^\circ-80^\circ$, 这些特征与震源机制解节面 II 特征及余震分布图像空间展布特征相近. 如图 7 所示, 本次地震的烈度分布特征显示极震区长轴方向为北北东向, 与断层方向平行, 主要分布在杨汉苍—桑树头断裂南东侧的临泽凹陷内, 北西侧衰减很快, 这反映出断层上盘活动较下盘强烈. 由震区流动重力联测结果显示: 震中及以北地区重力段差和点值均无变化, 震中以南地区有 $+20 \mu\text{Gal}$ 的变化, 表明震后震中以南地区介质密度可能发生了变化, 推测是由于断层上盘下沉的缘故. 这与反演震源机制结果为正断层性质及烈度的分布特征相吻合. 综上所述, 推断此次地震具有在杨汉苍—桑树头

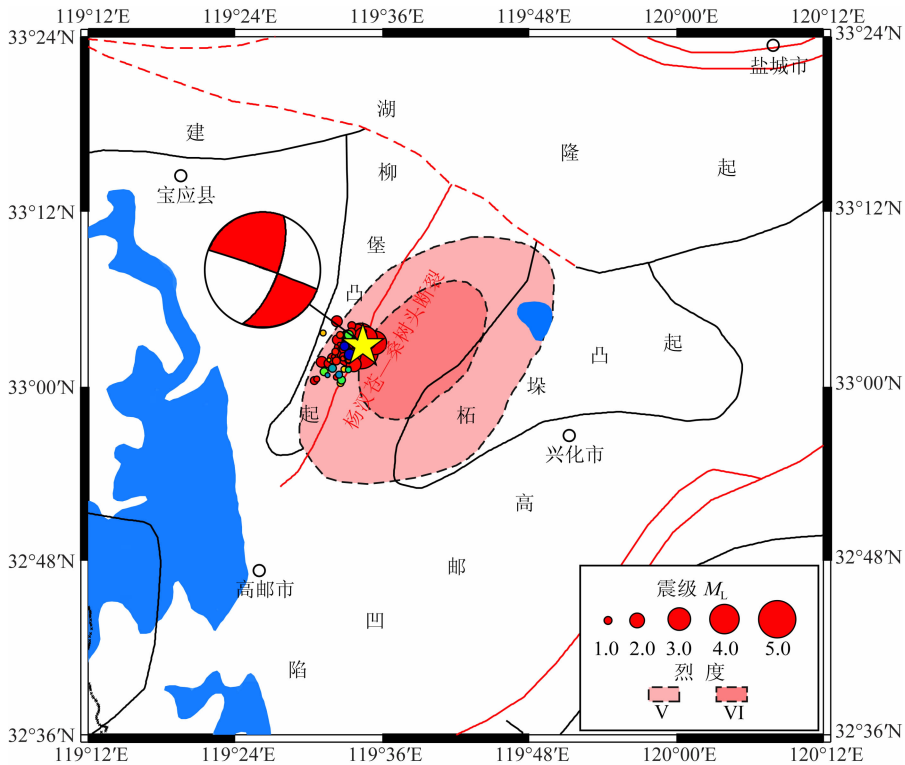


图 7 高邮—宝应 $M_s 4.9$ 级地震的震源机制解、精确定位后的地震震中分布、地震烈度分布和地震区附近的构造背景
 Fig. 7 Focal mechanism solutions, distributions of the seismic epicenters after precise relocation, seismic intensity distribution and tectonic background of the Gaoyou-Baoying $M_s 4.9$ earthquake

断裂上发震的可能。

6 结论与讨论

本文利用 TDMT_INV 时间域矩张量反演法得到了 2012 年 7 月 20 日江苏高邮—宝应 $M_s 4.9$ 级地震震源机制解: 节面 I 走向 290° , 倾角 88° , 滑动角 -21° ; 节面 II 走向 21° , 倾角 69° , 滑动角 -177° , 矩震级 $M_w 4.95$, 震源深度为 $7\sim 9$ km. 为了验证反演方法的稳定性, 分别将改变速度模型和改变震中位置后的反演结果与原始结果进行对比, 结果表明, TDMT_INV 时间域矩张量反演法对速度模型的依赖性较小, 震中位置误差 5 km 以内, 对反演结果影响不大. 通过与采用相同台站利用 CAP 方法反演的结果进行比较, 及 P 波初动投影等方法, 表明了反演结果稳定、可信。

通过正反演试验证明了走滑成分较高的断层滑动角符号为正或负, 对该方法的评价参数 VR 值和 RES/Pdc 值影响不大, 这时仅根据两个评价参数较难判断出准确结果. 这种情况下可根据台站分布情况选取最优解: 所选台站要尽可能包围震中且均匀分布, 张角越大, 台站越多, 反演结果越接近实际; 若

台站集中在张角两端、中间空隙角太大, 可能会偏离正解. 结合震后科学考察结果及地质构造资料有助于对震源机制结果做出更合理的判断. 此次地震的发震构造可能为杨汉苍—桑树头断裂, 节面 II 为震源破裂面, 是一次右旋走滑兼有少量正断层性质的倾滑错动. 但也不排除震中附近还存在其他断裂的可能性。

致谢 研究中使用的矩张量反演软件来源于美国伯克利地震实验室, 文中多数图件利用 GMT 生成. 感谢周云好研究员对软件稳定性测试的悉心指导. 感谢江苏省地震局监测中心流动测量室刘书生、张辉、宋浩、吴晓峰等四位同志常年野外辛苦的工作换来的宝贵资料. 感谢两位审稿专家提出的中肯意见及建议, 使本文有了很大的提高。

References

- Bassin C, Laske G, Masters G. 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans AGU*, 81, F897.
- Brandt M B C, Saunders I. 2011. New regional moment tensors in South Africa. *Seismological Research Letters*, 82(1): 69-80.
- Braunmiller J, Nábelek J. 2002. Seismotectonics of the explorer region. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10): ETG1-1-

- ETG1-25.
- Chen A D. 2001. Dynamic mechanism of formation of dustpan subsidence, Northern Jiangsu. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 7(4): 408-418.
- Dreger D S, Helmlinger D V. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse net work data. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B5): 8107-8125.
- Dreger D S. 1994. Empirical Green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake. *Geophysical Research Letters*, 21(24): 2633-2636.
- Dreger D S, Ritsema J, Pasyanos M. 1995. Broadband analysis of the 21 September, 1993 Klamath Falls earthquake sequence. *Geophysical Research Letters*, 22(8): 997-1000.
- Dreger D S. 1997. The large aftershocks of the Northridge earthquake and their relationship to mainshock slip and fault-zone complexity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(5): 1259-1266.
- Dreger D, Uhrhammer R, Pasyanos M, et al. 1998. Regional and far-regional earthquake locations and source parameters using sparse broadband networks; A test on the Ridgecrest sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (6): 1353-1362.
- Dreger D S. 2003. Time-domain moment tensor inverse code (TDMT-INVC) Release 1.1. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Vol. B: 1627.
- Fang M S, Du A L, Dong X P, et al. 1995. Determination of focal depth with the sPn phase. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research* (in Chinese), 16(5): 13-18.
- Herrmann R B, Benz H, Ammon C J. 2011. Monitoring the Earthquake Source Process in North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6): 2609-2625.
- Hong D Q, Wang X Z, Ni H Y, et al. 2013. Focal mechanism and focal depth of July 20, 2012 Jiangsu Gaoyou M_s 4.9 earthquake. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 28(4): 1757-1765, doi: 10.6038/pg20130416.
- Huang M H, Dreger D, Bürgmann R, et al. 2013. Joint inversion of seismic and geodetic data for the source of the 2010 March 4, M_w 6.3 Jia-Shian, SW Taiwan, earthquake. *Geophys. J. Int.*, 193(3): 1608-1626.
- Jost M L, Herrmann R B. 1989. A student's guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Lett.*, 60(2): 37-57.
- Kao H, Jian P R, Ma K F, et al. 1998. Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision. *Geophysical Research Letters*, 25(19): 3619-3622.
- Kawakatsu H. 1998. On the realtime monitoring of the long-period seismic wavefield. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 73: 267-274.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105(2): 429-465.
- Kind R. 1979. Observation of sPn from Swabian Alb earthquake at the GRF array. *Journal of Geophysics*, 45: 337-340.
- Laurent S, Davidowitz H. 1994. Encoding of olfactory information with oscillating neural assemblies. *Science*, 265(5180): 1872-1875.
- Laurent S, Wehr M, Davidowitz H. 1996. Temporal representations of odors in an olfactory network. *The Journal of Neuroscience*, 16 (12): 3837-3847.
- Liu J D, Yang W L, Li L M, et al. 2012. Damage survey and analysis on earthquake ($M_s=4.9$) at the boundary zone of Gaoyou and Baoying, Jiangsu Province. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 28(4): 402-414.
- Minson S E, Dreger D S. 2008. Stable inversions for complete moment tensors. *Geophys. J. Int.*, 174(2): 585-592.
- Neng Y, Yang Q, Zhang K X, et al. 2009. Tectonic subsidence and evolution of the Gaoyou depression in northern Jiangsu Basin during the Late Cretaceous to the Cenozoic. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology* (in Chinese), 29(2): 25-32.
- Pasyanos M E, Dreger D S, Romanowicz B. 1996. Toward real-time estimation of regional moment tensors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5): 1255-1269.
- Patton H J, Zandt G. 1991. Seismic moment tensors of western U. S. earthquakes and implications for the tectonic stress field. *Journal of Geophysical Research*, 96(B11): 18245-18259.
- Ratchkovski N A, Hansen R A. 2002. New constraints on tectonics of interior Alaska: Earthquake locations, source mechanisms, and stress regime. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(3): 998-1014.
- Ristau J, Rogers G C, Cassidy J F. 2007. Stress in western Canada from regional moment tensor analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(2): 127-148.
- Saikia C K. 1994. Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modelling of Lg waves in eastern North America. *Geophys. J. Int.*, 118(1): 142-158.
- Tajima F, Megnin C, Dreger D S, et al. 2002. Feasibility of real-time broadband waveform inversion for simultaneous moment tensor and centroid location determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2): 739-750.
- Tang L L, Zhao C P, Wang H T. 2012. Study on the source characteristics of the 2008 M_s 6.8 Wuqia, Xinjiang earthquake sequence and the stress field on the northeastern boundary of Pamir. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(4): 1228-1239, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.04.018.
- Tu H W, Wang H T, Zhao C P, et al. 2008. Using long period body wave to inverse moment tensors of Xinjiang Jiashi $M_6.8$ earthquake in 2003 and mid-small earthquake before and after the earthquake. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 31(1): 7-13.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm; Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6): 1353-1368.

- Wang Q C, Chen Z L, Zheng S H. 2009. Spatial segmentation characteristic of focal mechanism of aftershock sequence of Wenchuan Earthquake. *Chinese Sci. Bull.*, 54(16): 2263-2270.
- Wu X Y, Xia L J, Chen J. 2009. Further cognition of the Gaoyou sag in the Subei basin and its significance on oil and gas exploration. *Petroleum Geology & Experiment* (in Chinese), 31(6): 571-575.
- Zhang K X, Qi J F, Ren H M, et al. 2008. Study on faults evolution in Gaoyou Fault Depression of Subei Basin. *Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing* (in Chinese), 27(2): 21-24.
- Zhao C P, Chen Z L, Zheng S H, et al. 2008. Moment inversion of moderate earthquakes and the locally perturbed stress field in the Jiashi source region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 51(3): 782-792.
- Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1): 91-104.
- 房明山, 杜安陆, 董孝平等. 1995. 用 sPn 震相测定近震震源深度. *地震地磁观测与研究*, 16(5): 13-18.
- 洪德全, 王行舟, 倪红玉等. 2013. 多种方法研究 2012 年 7 月 20 日江苏高邮 $M_s 4.9$ 级地震震源机制解和震源深度. *地球物理学进展*, 28(4): 1757-1765, doi: 10.6038/pg20130416.
- 刘建达, 杨伟林, 李丽梅等. 2012. 江苏高邮—宝应交界 4.9 级地震震害分析. *中国地震*, 28(4): 402-414.
- 能源, 杨桥, 张克鑫等. 2009. 苏北盆地高邮凹陷晚白垩世—新生代构造沉降史分析与构造演化. *沉积与特提斯地质*, 29(2): 25-32.
- 唐兰兰, 赵翠萍, 王海涛. 2012. 2008 年新疆乌恰 6.8 级地震序列震源特征及帕米尔东北缘应力场研究. *地球物理学报*, 55(4): 1228-1239, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.04.018.
- 屠泓为, 王海涛, 赵翠萍等. 2008. 利用长周期体波反演 2003 年伽师 6.8 级地震及其前后中小地震矩张量. *地震研究*, 31(1): 7-13.
- 王勤彩, 陈章立, 郑斯华. 2009. 汶川大地震余震序列震源机制的空间分段特征. *科学通报*, 54(16): 2348-2354.
- 吴向阳, 夏连军, 陈晶. 2009. 苏北盆地高邮凹陷构造再认识及对油气勘探的意义. *石油实验地质*, 31(6): 571-575.
- 张克鑫, 漆家福, 任红民等. 2008. 苏北盆地高邮凹陷断层演化规律研究. *大庆石油地质与开发*, 27(2): 21-24.
- 赵翠萍, 陈章立, 郑斯华等. 2008. 伽师震源区中等强度地震矩张量反演及其应力场特征. *地球物理学报*, 51(3): 782-792.

(本文编辑 何燕)

附中文参考文献

- 陈安定. 2001. 苏北箕状断陷形成的动力学机制. *高校地质学报*, 7(4): 408-418.