

运用反投影远震 P 波记录法研究实皆断裂 上中强地震震源破裂过程^{*}

李丹宁¹, 马志斌², 徐彦³

(1. 云南省地震局, 云南 昆明 650224; 2. 云南省有色地质局, 云南 昆明 650051;
3. 云南大学 资环学院地球物理系, 云南 昆明 650091)

摘要: 运用反投影远震 P 波记录法对发生于实皆断裂上的 3 个 $M \geq 6$ 地震的震源破裂过程进行了研究。运用 4 阶方根叠加法及滑动时间窗对总长 100 s (发震前 20 s 到震后 80 s 的时间段) 的波形进行反投影, 结果显示: 3 个地震的震源破裂时间总长在 15 ~ 22 s 之间, 破裂尺度在 25 ~ 50 km 之间。对于不同频率范围采用不同时间窗长进行分析, 发现其所显示的破裂细节有所区别, 体现了实皆断裂不同段上强震破裂的复杂性, 表明了反投影远震 P 波记录法在反演震源破裂过程时的灵活性和实用性, 有助于对中强地震震源破裂过程的研究。

关键词: 实皆断裂; 反投影远震 P 波; 震源破裂过程

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2016)02-0196-11

0 引言

在过去的几十年间, 实皆断裂附近 $M \geq 6$ 地震时有发生, 而该断裂将缅甸中部低地与东部高地相分隔、又邻近我国, 因此其地震破裂过程的细节是一个值得探讨的问题。对于较大地震的发生, 其震源破裂过程不仅蕴含了地震发生时能量释放的强弱, 而且能使人们更直观地理解断裂摩擦性质和地震发生的过程。而得到震源破裂模型的方法有很多, 一是通过近场 GPS 和 InSAR 观测 (Ward, 1986; 陶玮等, 2007; 许才军, 王乐洋, 2010); 二是用有限源反演远震波形 (Olson, Apsel, 1982; 姚振兴, 纪晨, 1997; 王卫民等, 2013); 三是近年来发展起来的反投影远震 P 波记录法 (Walker *et al.*, 2005; Ishii *et al.*, 2005; Kruger, Ohnberger, 2005; D'Amico *et al.*, 2010; 徐彦等, 2011; 李丹宁, 徐彦, 2012), 此法更快更直接, 因为反投影远震 P 波记录法只需要很少的信息, 即一维速度模型和震中信息。其中全球范围内一维速度模型已是现有的, 如 PREM (Dziewonski, Andeesson, 1981)、AK135 (Kennett *et al.*, 1995)、IASP91 (Kennett, Engdahl, 1991) 等。

而对于震中信息, 目前地震台网的监测能力已经能够在震后 10 min 内给出, 也就是说反投影远震 P 记录波法需要的两个条件都能在较短时间内得到满足。本文采用反投影远震 P 波记录法来对近年来发生在实皆断裂上的中强地震的震源破裂过程进行研究。

1 研究区域概况

实皆断裂是缅甸中部近南北向高角度右旋走滑断裂, 向南与西安达曼断裂相连, 它形成于古新世, 经历多期活动, 是一条至今仍在活动的走滑断裂, 沿着实皆走滑断裂最大的右行走滑位移达 450 km (谢楠等, 2010)。实皆断裂是属于板块或地体边界的走滑断层, 位于缅甸板块和欧亚板块之间, 是板块的分界。由于印度板块和缅甸板块之间的俯冲, 使得缅甸板块沿着实皆走滑断裂向北运动, 与欧亚板块分离并耦合。实皆断裂全长 1 200 km, 是欧陆印度和巽他板块之间的转换断层 (Thomas, Frederic, 2010)。最新的 GPS 测量结果揭示该断裂带的右旋走滑滑移速率大约 20 mm/a (许志琴等, 2011), 这比印度—巽他总位移速度 35 mm/a 的一半还要多。

^{*} 收稿日期: 2015-07-02.

基金项目: 测震台网青年骨干培养专项——2014 年以来云南 $M6$ 以上地震序列特征分析及震区构造活动性研究 (20150426) 资助。

2 数据选取与计算方法

2.1 数据的选取

首先参考 Christophe Vigny (2003) 对实皆断裂现今地壳运动的研究成果, 通过 IRIS 网站 (<http://www.iris.edu>) 下载了近 20 年来发生于实皆断裂附近的 $M \geq 6$ 地震的宽频带垂直向记录。所选取的这些记录的震中距范围在 $30^\circ \sim 95^\circ$ 之间, 由于此范围内的地震波主要是在介质相对均匀的下地幔中传播, 避免了地震波在上地幔和核幔边界传播时因介质的非均匀性而造成波的复杂性, 从而使得由传播路径造成的波的复杂性达到最小化。然后通过 SAC 逐条查看波形进行筛选, 留下 P 波初动清晰的波形记录用于反投影研究。受早年台站少、分布不均等因素的影响, 经过尝试计算, 对发生于实皆断裂上的 1992 年 6 月 15 日 $M_w 6.3$ (24.03°N , 95.93°E)、2000 年 6 月 7 日 $M_w 6.4$ (26.86°N , 97.24°E) 和 2003 年 9 月 21 日 $M_w 6.7$ (19.94°N , 95.72°E) 这 3 次地震进行了计算分析, 本文研究区域及 3 次 $M \geq 6.0$ 地震震源机制解如图 1 所示。

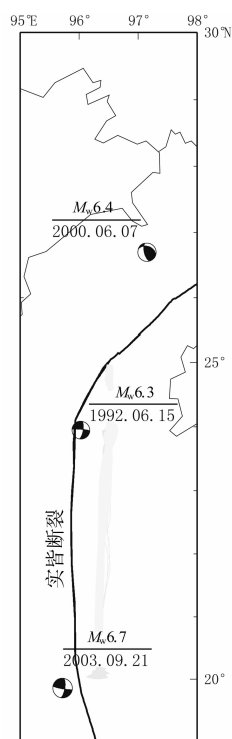


图 1 研究区域及 3 次 $M \geq 6.0$ 地震震源机制解

Fig. 1 Map of focal mechanisms of three $M \geq 6.0$ earthquakes and the studied area

2.2 计算方法

台站的分布情况对反投影结果的影响可通过台站响应函数 (ARF) (徐彦等, 2011) 来体现, ARF 能反映出由于台站分布不均而导致的慢度域上地震波能量的扩散和泄露。若台站分布是均匀的, 在发震时刻最大能量应在震中位置呈现二维 Delta 函数状分布, 也就是最大能量应位于震中位置, 并且向四周逐渐衰减。

$$ARF(\theta, \phi, h, f) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \omega_j e^{2\pi i f \Delta t(\theta, \phi, h)_j} \right|^2. \quad (1)$$

其中, $\Delta t(\theta, \phi, h)_j = t(\theta, \phi, h)_j - t(\text{hypocenter})$, θ 是经度, ϕ 是纬度, h 是深度, f 是频率, N 是台站数, $t(\theta, \phi, h)_j$ 是从震中附近一点 (θ, ϕ, h) 到第 j 个台站的传播时间。 ω_j 是最大值为 1 的正数, 代表各台站的权重。台站响应函数是一个正实数, 理论上最大值位于震中。

由于目前全球地震台网分布不均匀, 在本文所研究的 3 个地震的震中距 $30^\circ \sim 95^\circ$ 范围内大部分的地震台站集中在欧洲、北美和澳大利亚。依次选取远震 P 波的 3 个频率 (高频 1.5 Hz, 中频 1 Hz, 低频 0.5 Hz) 为中心频率, 对 3 个地震最终筛选出参与计算的台站所组成的全球台网的台站响应函数进行计算, 结果显示由于台站分布不均匀造成了能量的泄露。需要特别指出的是, 对于 1992 年 6 月 15 日发生的 $M_w 6.3$ 地震, 由于当时全球地震台网存在台站少、分布稀疏等问题, 若简单地利用经过筛选出的记录较好的全球 18 个台站同时组网后进行计算, 其结果会因台站分布局限性而受到尤为明显的影响, 如图 2c-2 所示。因此针对这种情况, 本文把全球台站分块进行计算, 即以震中为中心, 分为东、西两块分别进行计算, 东、西分别有 9 个台站参与计算, 结果如图 2a-2、b-2 所示, 然后将两块的计算结果进行叠加, 最终得到 18 个台站的叠加结果, 明显优于全球台站同时组网计算的结果, 如图 2d-2 所示。

对于 2000 年 6 月 7 日发生的 $M_w 6.4$ 地震, 利用筛选出的台站计算的 ARF 最大能量的确位于震中位置, 但在图示区域范围内还有很多局域最大值位于震中位置之外。这些局域最大值会很大程度上影响到反投影远震 P 波记录法的结果, 可称其为旁瓣效应。要减小这一效应对结果的影响, 可通过重新选取台站来实现。而台站的重新选取可通过对台站赋予不同的权重来进行, 这是为了

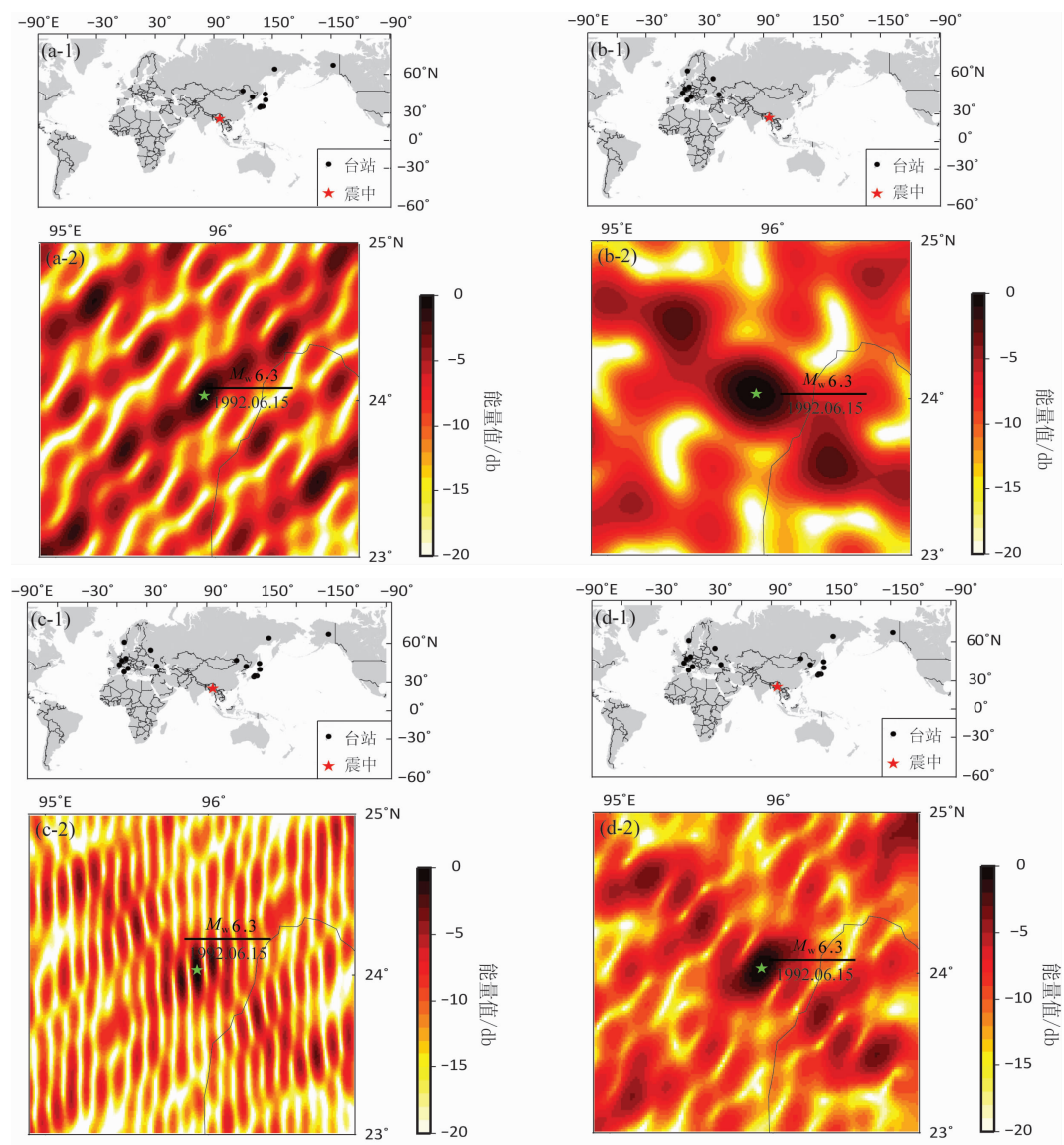


图 2 1992 年 6 月 15 日 $M_w6.3$ 地震全球子台网所选台站分布及 ARF
(a-1) 震中以东 9 个台站的分布; (a-2) 震中以东 9 个台站记录所得的 ARF;
(b-1) 震中以西 9 个台站的分布; (b-2) 震中以西 9 个台站记录所得的 ARF;
(c-1) 所选台站在全球的分布; (c-2) 18 个台站同时组网所得的 ARF;
(d-1) 所选台站在全球的分布; (d-2) 18 个台站叠加后所得的 ARF

Fig. 2 Distribution of the selected stations in global subnet and the ARF of recordings of $M_w6.3$ earthquake on Jun. 15, 1992

(a-1) distribution of 9 stations in the east of epicentre; (a-2) ARF of recordings of 9 stations in the east of epicentre;
(b-1) distribution of 9 stations in the west of epicentre; (b-2) ARF of recordings of 9 stations in the west of epicentre;
(c-1) distribution of the selected global stations; (c-2) ARF obtained by networking of 18 stations;
(d-1) distribution of the selected global stations; (d-2) ARF obtained by stacking of 18 stations

寻求可得到最近似于 Delta 函数状 ARF 的台站组合。本文采用了类似于重采样的方式来改善 ARF。经过选择,最后采用的赋值方法是把地球表面平均地分成 $800\text{ km} \times 800\text{ km}$ 的方块,从每个块中随机选取 1 个台站,把该台站的权重值赋为 1,而块

内其余台站的权重值均赋为 0。通过此方法对 165 个台站记录重新选取,最终得到 29 个台站,这 29 个台站所得到的 ARF 有了明显改善,局域最大值明显减少,旁瓣效应明显减弱,如图 3 所示。

利用相似的方法对 2003 年 9 月 21 日 $M_w6.7$

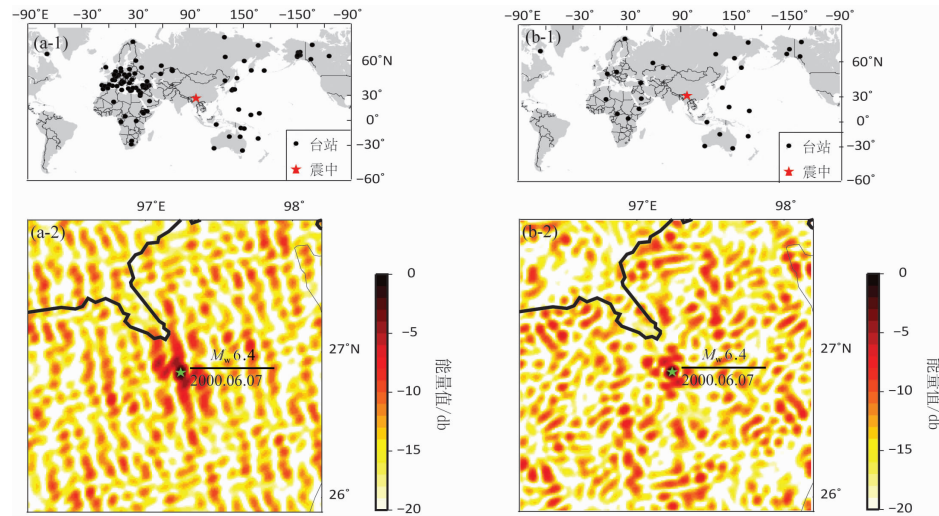


图3 2000年6月7日 $M_w 6.4$ 地震全球子台网所选台站分布及 ARF

(a-1) 所选 165 个全球子台网的台站分布；(a-2) 所选 165 个台站记录所得到的 ARF；
(b-1) 进行台站权重筛选后的 29 个全球子台网的台站分布；(b-2) 进行台站权重筛选后的 29 个台站记录所得到的 ARF

Fig. 3 Distribution of the selected stations and ARF of recordings of the $M_w 6.4$ earthquake on Jun. 7, 2000
(a-1) distribution of the selected 165 global stations; (a-2) ARF of recordings of 165 global stations; (b-1) distribution of 29 stations after station weight selection; (b-2) ARF of recordings of 29 stations after station weight selection

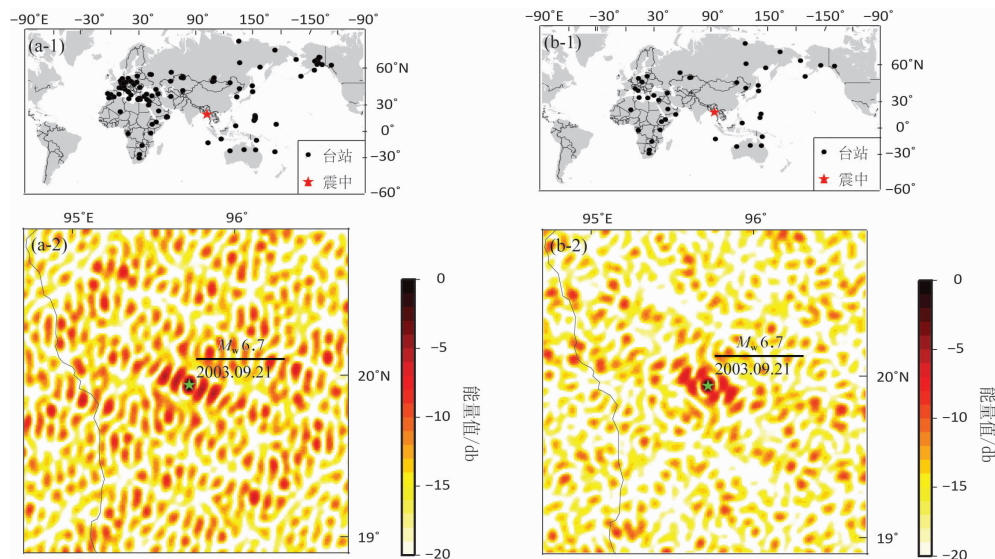


图4 2003年9月21日 $M_w 6.7$ 地震全球子台网所选台站分布及 ARF

(a-1) 所选 191 个全球子台网的台站分布；(a-2) 所选 191 个全球子台网记录所得到的 ARF；(b-1) 进行台站权重筛选后的 45 个全球子台网的台站分布；(b-2) 进行台站权重筛选后的 45 个台站记录所得到的 ARF。

Fig. 4 Distribution of the selected stations and ARF of recordings of $M_w 6.7$ earthquake on Sep. 21, 2003
(a-1) distribution of the selected 191 global stations; (a-2) ARF of recordings of 191 global stations; (b-1) distribution of 45 stations after station weight selection; (b-2) ARF of recordings of 45 stations after station weight selection

地震进行计算分析，最终从 191 条台站记录中选出 45 个台站，这 45 个台站所得到的 ARF 有了明显改善，局域最大值明显减少，旁瓣效应明显减弱，如图 4 所示。

用反投影远震 P 波记录法研究震源破裂过程是基于波形相关性的方法。本文运用波形互相关法 (Multichannel cross correlation, MCCC) (Van-De-car, Crosson, 1990) 计算了 3 个地震所选的台

站记录的 P 波波形相似度。根据 MCCC 方法，一个台站记录到的 P 波波形相似度值为该台站与其他台站形成的台站对的波形相似度的平均值。图 5~7 分别给出了 3 个地震所选台站的 P 波记录及 MCCC 波形相似度。

由图 5b、c 可看出，1992 年 $M_w6.3$ 地震震中以东的 9 个台站波形相似度很高，都在 0.7 以上，而震中以西的 9 个台站波形相似度相对偏低，在 0.3~0.8 之间，但在台站数较少的情况下，为确

保台站分布的相对均匀，最终我们将 18 个台站都纳入了计算，得到了较好的结果，如图 2d 所示。

从图 6 可以看出，2000 年 $M_w6.4$ 地震最终选用的 29 个台站 P 波相似度在 0.4 以上，图 6a 可看到这 29 个台的 P 波记录包含了相同的信息，即它们承载了相同的震源信号。

从图 7 可以看出，2003 年 $M_w6.7$ 地震最终选用的 45 个台站除 2 个台站外，其余台站的 P 波波形相似度均在 0.6 以上，这为计算结果的准确性提

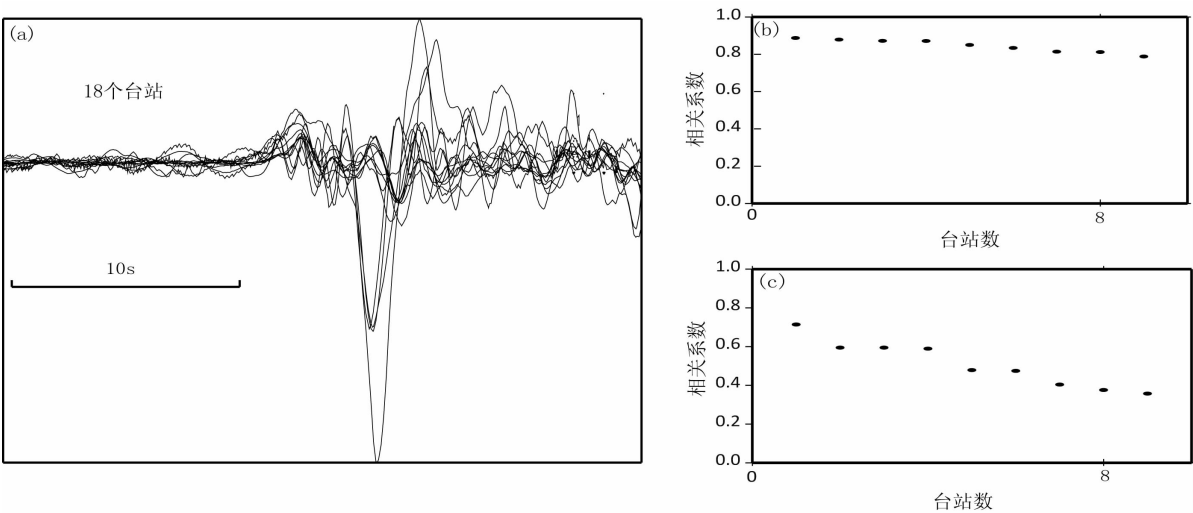


图 5 1992 年 6 月 15 日 $M_w6.3$ 地震所选台站的 P 波记录及 MCCC 波形相似度
(a) 所选用的 18 条未滤波的 P 波记录；(b) 震中以东 9 个台站的 MCCC 波形相似度；
(c) 震中以西台站的 MCCC 波形相似度

Fig. 5 P wave recordings and MCCC values of $M_w6.3$ earthquake on Jun. 15, 1992 recorded by the selected stations
(a) 18 unfiltered P wave records; (b) MCCC values of 9 stations located in the east of the epicenter;
(c) MCCC values of 9 stations located in the west of the epicenter

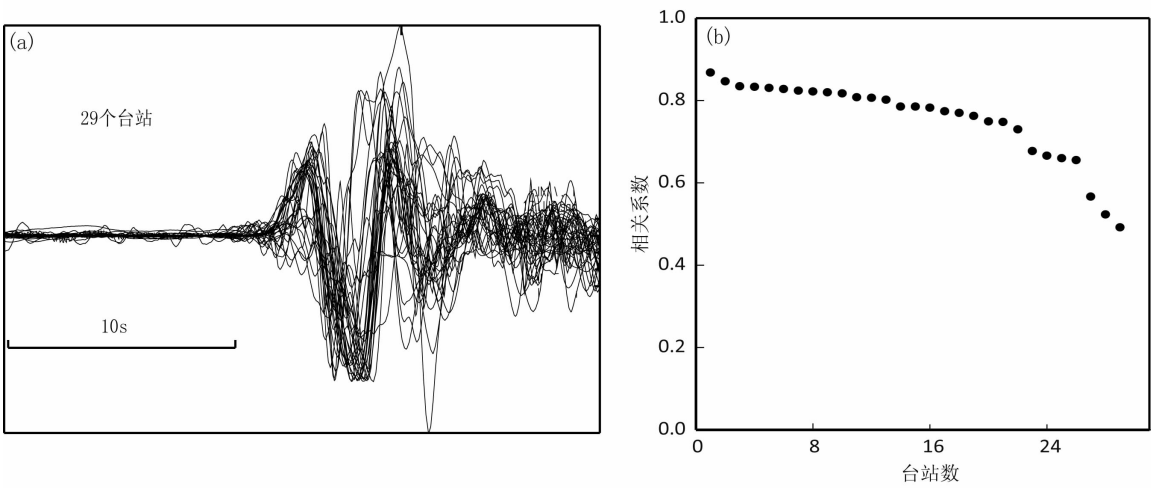


图 6 2000 年 6 月 7 日 $M_w6.4$ 地震所选用的 29 个台站记录的未滤波的 P 波记录 (a) 及 MCCC 波形相似度 (b)

Fig. 6 P wave unfiltered recordings (a) and MCCC values (b) of $M_w6.4$ earthquake on Jun. 7, 2000 recorded by the selected 29 stations

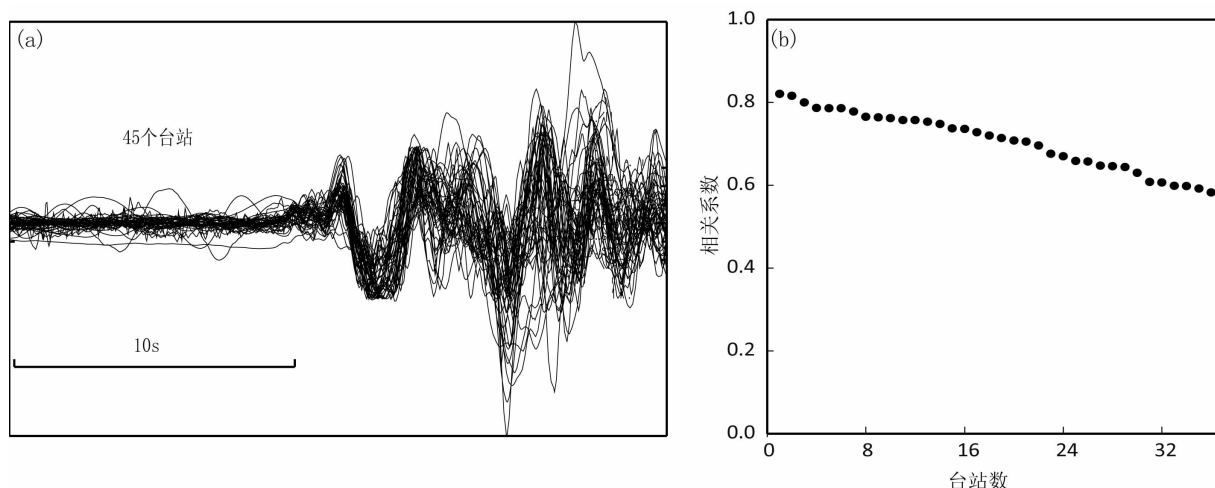


图7 2003年9月21日 $M_w 6.7$ 地震所选用的45个台站记录的未滤波的P波记录 (a) 及MCCC波形相似度 (b)
Fig. 7 P wave unfilted recordings (a) and MCCC values (b) of $M_w 6.7$ earthquake on Sep. 21, 2003 recorded by the selected 45 stations

供了有利保障。

除了台站的选取,反投影远震P波记录法还有一个重要技术点在于如何准确地得到从震中附近一点到远震距离上的地震台站的P波传播时间。径向地球速度模型会因为三维地球结构的变化造成传播时间的差异,为了减少这一差异的影响,在此对所有台站记录到的P波的前10s记录进行校准,允许每一台站的P波前后移动,从而使所有台站的P波在同一时刻到达。假设这一P波移动时间变化很小,并且这一到时校正值被用于震源区域的所有网格点。该方法还需要关注的一个参数是振幅,在测量P波到时校正值的同时,得到了P波振幅的归一化参数,这一参数可有效地去除台站场地、波的几何扩散、仪器放大值不同以及地震波辐射方向这几方面的影响。

反投影远震P波记录法是在某一特定时间,通过对与某一可能的震源位置所对应的波形进行叠加来抵消噪音和传播路径中次生波的影响,从而突出从震源传出的信号,然后把叠加所得到的能量投影到与之相对应的震源位置。在对可能震源区域所有可能位置都进行了能量反投影后,得到该时间的震源图像。之后把这一处理过程运用到从震前到震后的一个连续时间段上,从而得到该地震全时间段的震源破裂过程。在进行反投影时,考虑一个均匀的四维空间(即经度、纬度、深度、时间)围绕在震源和发震时刻周围。对于每一网格点,都计算它与每一台站相对应的理论

到时,然后对使用带宽0.5~1.5 Hz的Buterworth滤波器滤波后的波形运用4阶方根叠加算法进行叠加:

$$B'(t) = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M |b_j(t)|^{1/n} \cdot \text{sign}\{b_j(t)\}, \quad (2)$$

$$B(t) = |B'(t)|^N \text{sign}\{B'(t)\}. \quad (3)$$

其中, $B(t)$ 是最终的叠加值, $B'(t)$ 是叠加中间值, $b_j(t)$ 是第 j 条记录的振幅, M 是波形总数。当 $N=1$ 时,为线性叠加。而之所以选用 $N=4$ 时的4阶方根叠加算法是因为线性叠加虽运算速度较快,却不能很好地提高信号能量并抑制噪音的干扰,而运用高阶方根叠加则能很好地达到这个目的。分别采用10s及20s的窗长、1s的滑动窗来对总长100s的数据进行研究,叠加值的能量被反投影到与之相对应的网格点上,最大能量值所在的时间和空间区域为破裂区域。

3 讨论

分别对3个地震垂直向记录的台站响应函数(ARF)及波形相似度(MCCC)进行了计算,筛选出了P波波形相似度高且所组成的ARF旁瓣效应较少、在震中位置能量有最大体现的台站组合构成全球子台网记录。使用4阶方根叠加,分别对3个地震时间总长100s(发震时刻前20s到震后80s)的波形,以10s和20s的滑动时间窗长依次对低频(中心频率0.5 Hz)、中频(中心频率1.0 Hz)及高频(中心频率1.5 Hz)进行反投影,得

到了 3 个地震的震源破裂过程。

图 8 为 1992 年 6 月 15 日 M_w 6.4 地震能量积累图，综合地震能量随时间变化的曲线图，可以看到该曲线从发生明显变化到恢复相对平静的时

间大概持续 20 s，峰值出现在震后 8 s 左右，由此得到此次地震震源破裂时间总长度约在 18 ~ 20 s 之间，从能量积累图可看到主要的能量释放集中在近南北向的纬度跨度约 0.5° 的区域，由此得到

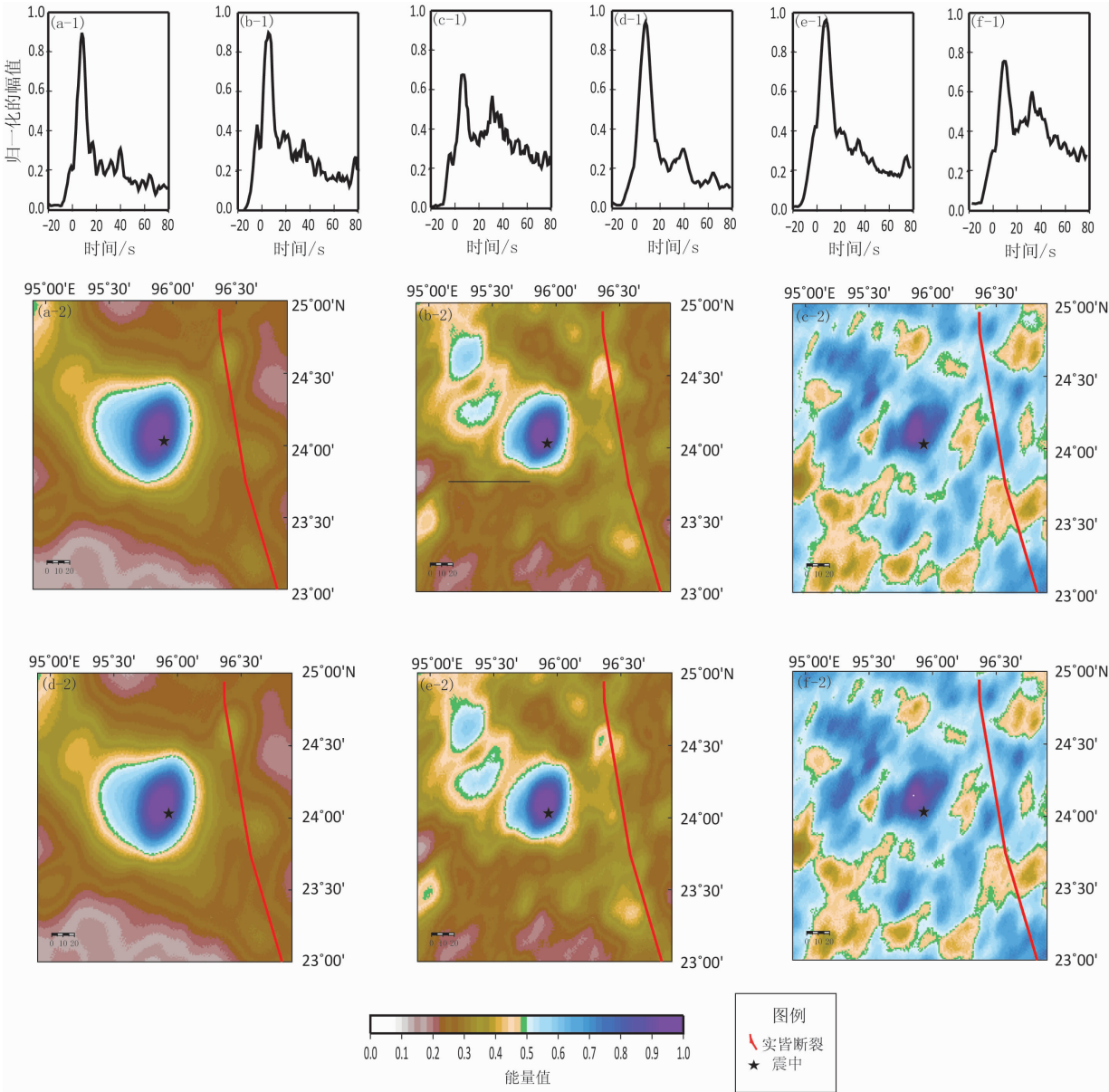


图 8 1992 年 6 月 15 日 M_w 6.3 地震能量积累图

(a-1) ~ (f-1) 为相应窗长及频率对应的地震能量值随时间变化曲线图；(a-2) 10 s 窗长、低频 (中心频率 0.5 Hz)；(b-2) 10 秒窗长、中频 (中心频率 1.0 Hz)；(c-2) 10 s 窗长，高频 (中心频率 1.5 Hz)；(d-2) 20 s 窗长、低频 (中心频率 0.5 Hz)；(e-2) 20 s 窗长、中频 (中心频率 1.0 Hz)；(f-2) 20 s 窗长，高频 (中心频率 1.5 Hz)

Fig. 8 Cumulative beam of M_w 6.3 earthquake on Jun.15, 1992

(a-1) ~ (f-1) are the curves of earthquake energy value changing with time by different window and frequency；(a-2) 10 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz)；(b-2) 10 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz)；(c-2) 10 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz)；(d-2) 20 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz)；(e-2) 20 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz)；(f-2) 20 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz)

空间破裂长度大约 50 km。其震源破裂有一个主要能量释放点，在震中位置附近，震后约 8 s 的时间。整个能量释放从空间上看与实皆断裂走向吻合。

图 9 为 2000 年 6 月 7 日 $M_w 6.4$ 地震能量积累图，由图可见，此次地震震源破裂时间总长度约

在 15 ~ 17 s 之间，空间破裂尺度大约 20 km。其震源破裂有一个主要能量释放点，位置在震中位置以南 5 km 附近，时间约为震后 8 s。由于这个地震相较另外两个地震距离实皆断裂更远，为了集中体现能量释放的情况，因此所取作图范围未包含实皆断裂，具体位置情况可参见图 1。从空间上

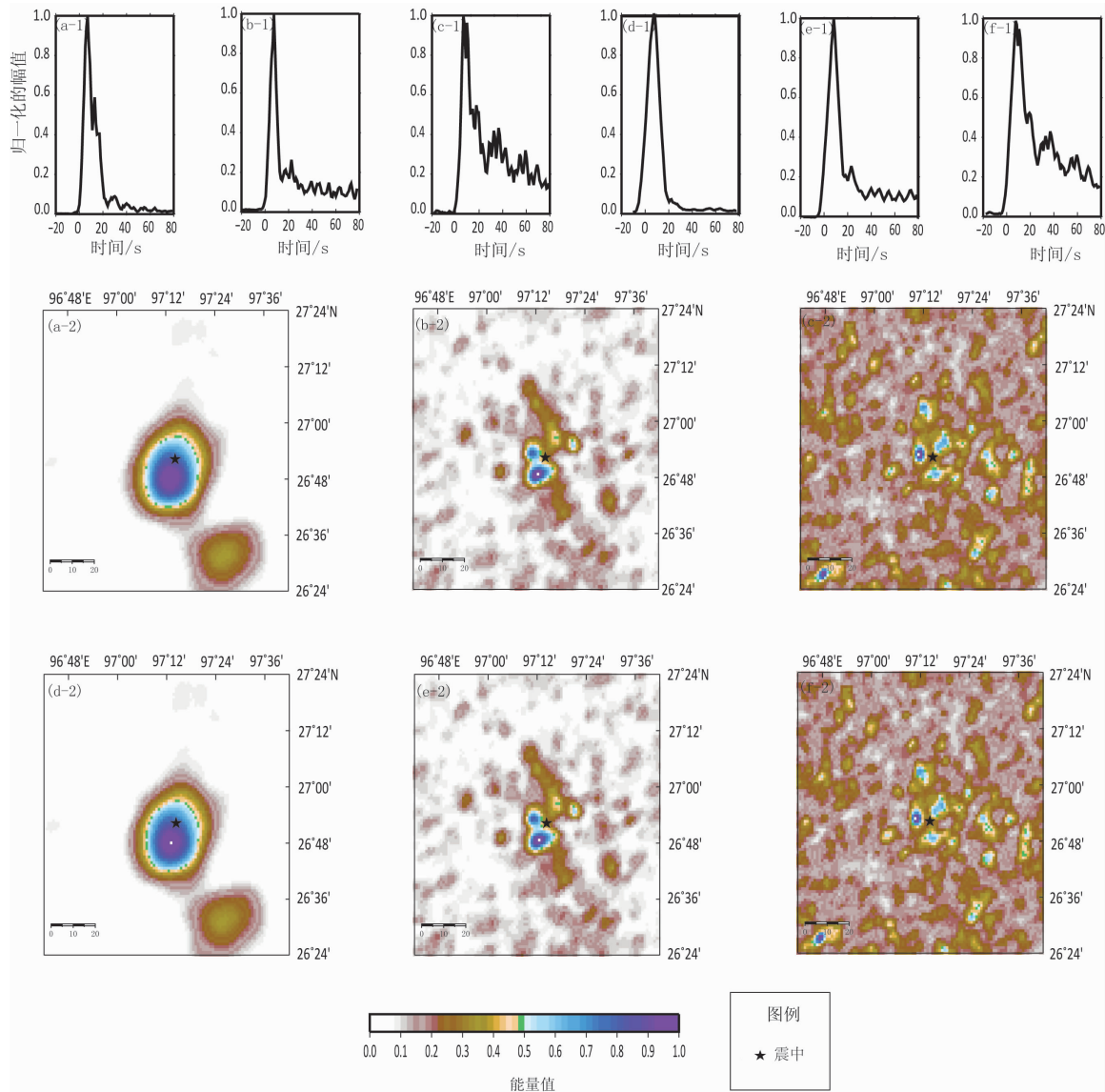


图 9 2000 年 6 月 7 日 $M_w 6.4$ 地震能量积累图

(a-1) ~ (f-1) 分别为相应窗长及频率对应的地震能量值随时间变化曲线图；(a-2) 10 s 窗长、低频（中心频率 0.5 Hz）；(b-2) 10 s 窗长、中频（中心频率 1.0 Hz）；(c-2) 10 s 窗长，高频（中心频率 1.5 Hz）；(d-2) 20 s 窗长、低频（中心频率 0.5 Hz）；(e-2) 20 s 窗长、中频（中心频率 1.0 Hz）；(f-2) 20 s 窗长，高频（中心频率 1.5 Hz）

Fig. 9 Cumulative beam of $M_w 6.4$ earthquake on Jun. 7, 2000

(a-1) ~ (f-1) are the curves of earthquake energy value changing with time by different window and frequency；(a-2) 10 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz)；(b-2) 10 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz)；(c-2) 10 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz)；(d-2) 20 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz)；(e-2) 20 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz)；(f-2) 20 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz)

看, 总体能量释放有北南向分布的特征, 而这一段的实皆断裂呈北北东走向, 表明此处可能存在隐伏的北南向的断裂。

图 10 为 2013 年 9 月 21 日 $M_w 6.7$ 地震能量积累图, 由图可见, 此次地震震源破裂时间总长度

约在 20 ~ 22 s 之间, 空间破裂尺度约 25 km。其震源破裂有两个主要能量释放点, 第一个能量释放点在震后 6 s 左右, 位于震中位置附近, 第二个能量释放点在震后 12 s 左右, 位于震中以西约 15 km 处。整个能量释放从空间上看呈东西向分布, 表

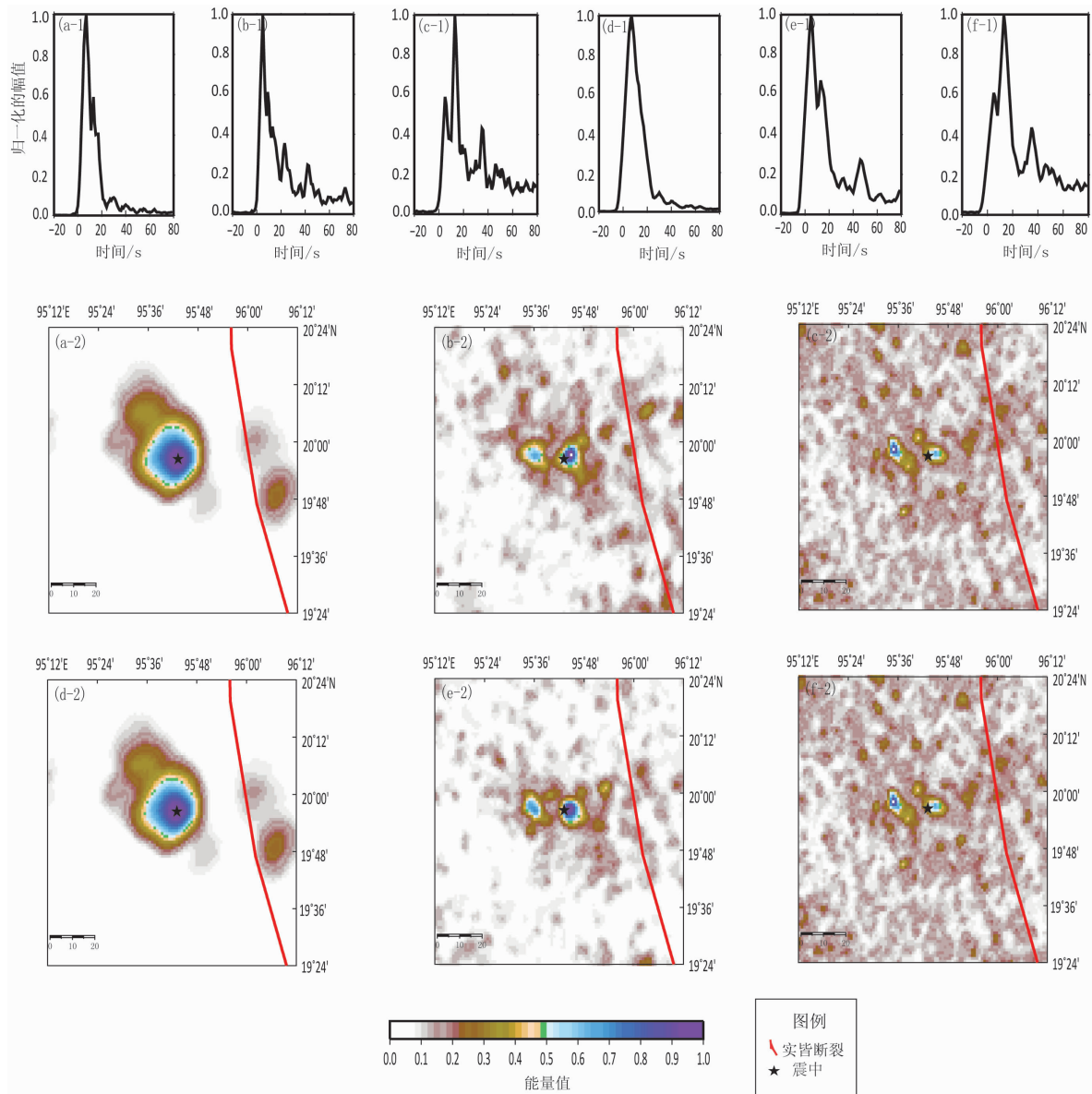


图 10 2013 年 9 月 21 日 $M_w 6.7$ 地震能量积累图

(a-1) ~ (f-1) 分别为相应窗长及频率对应的地震能量值随时间变化曲线图; (a-2) 10 s 窗长、低频 (中心频率 0.5 Hz); (b-2) 10 秒窗长、中频 (中心频率 1.0 Hz); (c-2) 10 s 窗长, 高频 (中心频率 1.5 Hz); (d-2) 20 s 窗长、低频 (中心频率 0.5 Hz); (e-2) 20 s 窗长、中频 (中心频率 1.0 Hz); (f-2) 20 s 窗长, 高频 (中心频率 1.5 Hz)

Fig. 10 Cumulative beam of $M_w 6.7$ earthquake in Sep. 21, 2013

(a-1) ~ (f-1) are the curves of earthquake energy value changing with time by different window and frequency; (a-2) 10 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz); (b-2) 10 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz); (c-2) 10 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz); (d-2) 20 s window length, low frequency (the center frequency is 0.5 Hz); (e-2) 20 s window length, middle frequency (the center frequency is 1.0 Hz); (f-2) 20 s window length, high frequency (the center frequency is 1.5 Hz)

明此处可能存在隐伏的东西向的断裂。

综合3个地震的能量积累过程,可发现一些共性:3个地震的震源破裂时间总长在15~22 s之间,分别有一个主要能量释放点,即3个地震的震源破裂主要体现为单次破裂。从不同频率的分析看,低频(中心频率0.5 Hz)的结果在能量释放后能较快恢复到脉动水平,从而能较为准确地体现地震破裂过程的总时间,但在细节上有所欠缺;高频(中心频率1.5 Hz)的结果在细节显示上更为突出,同时因其敏感度高而易受干扰,导致结果图上细节太多,无法清晰分辨破裂特征,而且在能量释放后很长时间还处于一个较高能量值,恢复时间长,综合来看,中频段既能体现时间,也能体现细节。当采用滑动时间窗为20 s的窗长时,能量值在0时也就是发震时刻之前就有逐渐向上爬升的现象,这是由于这样的窗长会使时间窗中心点在发震时刻之前的时间窗就包含有后面的能量,因而导致能量的明显上升发生在0时刻之前;而采用10 s的窗长时,能量值在0时才有逐渐爬升,并且可以明显看到窗长10 s的计算结果所显示的能量释放较窗长20 s的结果更为集中。从能量最大值随时间的变化曲线上可以看出,对于2000年和2003年两个地震采用低频计算得到的结果显示在震后30 s后能量值稳定于0.05附近波动;采用中频计算得到的结果显示在震后30 s后能量值稳定于0.15附近波动;采用高频计算得到的结果稳定性较差,在震后30 s后能量值还在0.2~0.4之间波动。而1992年的地震虽然震后30 s后的能量值水平相对较大,但总体趋势上与前两个地震是一致的。虽然这一能量波动范围高于震前的能量水平,但这一现象来自于大震后尾波能量的干扰,通常大地震后背景噪音至少需要30 min才能恢复到震前的水平(Kaema, Ringdal, 1999)。

4 结论

通过对3个地震的震源破裂过程进行计算分析发现,对于不同频率范围:高频(中心频率1.5 Hz)更能体现破裂的细节部分,但能量图上高频细节太多,能量的主次体现不是很明显,低频(中心频率0.5 Hz)相对粗略,但能很明显看到能量的变化,综合来看,中间频率(中心频率为1.0 Hz)的结果既能明显看出能量的主次,又能体现细节

上的变化;针对不同窗长:窗长较长(20 s)的情况下则会出现发震前较大时间范围内就有能量抬升;窗长较短(10 s)的情况下能量在归一化时间曲线上体现得更为集中。通过分析3个地震的震源破裂过程细节,位于北段的2000年的 M_w 6.4逆冲型地震,在中频段(中心频率1.0 Hz)表现出了两个破裂点,能量释放呈北南向分布特征;而中段和南段的两个震级同样为 M_w 6.4的走滑地震,虽然震源机制基本相同,但从破裂细节上看,1992年的 M_w 6.3地震无论哪个频段都是主要表现为一次破裂,而2003年的 M_w 6.7地震在中频段(中心频率1.0 Hz)和高频段(中心频率1.5 Hz)都明显表现为两次破裂,能量释放呈东西向分布,这些结果表现出了实皆断裂不同段的复杂性。有研究认为我国西南边陲的高黎贡山构成的三江断褶带,是协调印度和欧亚板块相互作用的重要构造带(樊春,王二七,2004),而实皆断裂是印度和欧亚板块的东边界,许多研究认为高黎贡山新生代构造是实皆断裂的一个主要分支断裂(季建清等,2000),本文对实皆断裂附近所发生的较大地震震源破裂细节的研究对进一步了解我国西部地区的构造活动特征有现实意义。

本文研究表明反投影远震P波记录法,可针对实际情况在不同频段,用不同窗长进行一系列反演,从而更全面地展现中强地震震源破裂特征,表现了反投影远震P波记录法在反演震源破裂过程时的灵活性和实用性,有利于对中强地震震源破裂过程的研究。

参考文献:

- 樊春,王二七. 2004. 滇西高黎贡山南段左行剪切构造形迹的发现及其大地构造意义[J]. 自然科学进展,14(10):1189-1193.
- 季建清,钟大赉,张连生. 2000. 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学、及对青藏高原东南部块体运动的意义[J]. 地质科学,35(3):336-349.
- 李丹宁,徐彦. 2012. 反投影远震P波记录法在研究1996年2月3日丽江7.0级地震破裂过程中的运用[J]. 地震研究,35(2):177-183.
- 陶玮,沈正康,万永革等. 2007. 根据2001年 M_w 7.8可可西里强震InSAR同震测量结果反演东昆仑断裂两侧地壳弹性介质差异[J]. 地球物理学报,50(3):744-751.
- 王卫民,郝金来,姚振兴. 2013. 2013年4月20日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果[J]. 地球物理学报,56(4):1412-1417.
- 谢楠,姜烨,朱光辉等. 2010. 缅甸Sagaing走滑断裂及对睡宝盆地构造演化的控制和影响[J]. 现代地质,24(2):268-272.
- 徐彦,苏有锦,张俊伟. 2011. 反投影全球子台网P波记录研究2010年

- 4月14日玉树地震破裂过程[J]. 地球物理学报, 54(5): 1-8.
- 许才军, 王乐洋. 2010. 大地测量和地震数据联合反演地震震源破裂过程研究进展[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 35(4): 457-462.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵等. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造[J]. 地质学报, 85(1): 1-32.
- 姚振兴, 纪晨. 1997. 时间域内有限地震断层的反演问题[J]. 地球物理学报, 40(5): 691-701.
- Vigny C, Socquet A, Rangin C, *et al.* 2003. Present-day crustal deformation around Sagaing fault, Myanmar[J]. Journal of Geophysical Research, Atmospheres, 108(B11): 117-134.
- Dziewonski A M, Andeesson D L. 1981. Preliminary reference Earth model (PREM) [J]. PhysEarth Planet Int, 25(4): 297-356.
- D'Amico S, Koper K D, Herrmann R B, *et al.* 2010. Imaging the rupture of the $M_w 6.3$ April 6, 2009 L'Aquila, Italy earthquake using back-projection of teleseismic P-waves[J]. Geophys Res Lett, 37, L03301, doi: 10. 1029/2009GL042156.
- Ishii M, Shearer P, Houston H, *et al.* 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andamann earthquake imaged by the Hi-Net array[J]. Nature, 435: 933-936.
- Kaema T, Ringdal F. 1999. Seismic threshold monitoring for continuous assessment of global detection capability[J]. BSSA, 89(4): 946-959.
- Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the earth from travel times[J]. Geophys J Int, 122(1): 108-124.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification[J]. Geophys J Int, 105(2): 429-465.
- Kruger F, Ohrnberger M. 2005. Tracking the rupture of the $M_w = 9.3$ Sumatra earthquake over 1150 km at teleseismic distance[J]. Nature, 435: 937-939.
- Olson A H, Apsel R. 1982. Finite fault and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake[J]. BSSA, 72: 1969-2001.
- Maurin T, Masson F, Rangin C, *et al.* 2010. First global positioning system results in northern Myanmar: Constant and localized slip rate along the Sagaing fault[J]. Geology, 38(7): 591-594.
- VanDecar J C, Crosson R. 1990. Determination of teleseismic relative arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares[J]. BSSA, 80(1): 150-169.
- Walker K T, Ishii M, Shearer P M. 2005. Rupture details of the 28 March 2005 Sumatra Mw8.6 earthquake imaged with teleseismic P waves [J]. Geophys Res Lett, 32, L24303, doi: 10. 1029/2005GLm24395.
- Ward S N, Barrientos S E. 1986. An inversion for slip distribution and fault shape from geodetic observations of the 1983. Borah Park, Idaho, earthquake[J]. J Geophys Res. 91(B5): 4909-4919.

Research on the Source Ruptures of Mid-strong Earthquakes in Sagaing Fault by Back-projection of Teleseismic P-waves

LI Danning¹, MA Zhibin², XU Yan³

(1. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

(2. Nonferrous Geological Bureau of Yunnan Province, Kunming 650051, Yunnan, China)

(3. School of Resource Environment and Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, Yunnan, China)

Abstract

We studied the source rupture processes of three $M \geq 6$ earthquakes (1992-06-15, $M_w 6.3$; 2000-06-07, $M_w 6.4$; 2003-09-21, $M_w 6.7$) on the sagaing fault by back projection of teleseismic P waves, and applied the 4th root stack method and moving window to do the back-projection on the 100 s waveform which started 20 s before the earthquake and ended 80 s after the earthquake. The back-projection result shows that the total source rupture time of the three earthquakes are 15 ~ 22 s and the rupture length is about 25 ~ 50 km. For analyzing the different frequency range by using different time window, we found that the rupture details shows different, which reflected that the complexity of source rupture of strong earthquake in different segment of Sagaing Fault. It also represented the flexibility and practicality of back-projection of teleseismic P-waves in the inversion of seismic source rupture process, and this method is helpful for studying the source rupture process of mid-strong earthquakes.

Key words: Sagaing Fault; back projection of teleseismic P waves; source rupture process