

利用初至压缩波对 2004 年苏门答腊-安达曼地震破裂直接成像

刘宁 陈棋福 钮凤林 陈颢

(中国地震局地震预测研究所, 北京 100036; Rice University, Houston TX 77005, USA. E-mail: ningliu_CEA@hotmail.com)

摘要 2004 年 12 月 26 日在印度尼西亚苏门答腊岛西侧海域发生的 Mw9.3 级地震, 是现代数字地震和 GPS 观测台网布设以来记录到的最大地震. 高质量的地震和形变测量资料, 为准确估计引发巨大海啸的地震破裂特征提供了难得的可相互验证的资料. 利用中国国家数字地震台网(CNDSN)记录到的初至压缩波反演这次地震破裂过程, 并通过方法的改进, 克服了 CNDSN 稀疏的台站分布带来的影响. 所获得的地震破裂过程与全球和区域地震台网及大地测量得到的结果较为一致, 即这次地震起始于苏门达腊西北海岸并以(2.7±0.2) km/s 的破裂速度向北北西方向单侧破裂, 破裂持续时间达 420 s 或更长, 破裂沿着安达曼海槽延伸 1200~1300 km, 并且出现两次强能量脉冲.

关键词 地震破裂成像 苏门答腊-安达曼地震 中国地震台网

2004 年 12 月 26 日的苏门答腊-安达曼 Mw9.3 级地震 [1,2] 是数字地震台网和 GPS 观测台网开始布设以来所记录到的最大事件 [2,3], 高质量的宽频带地震波形记录为研究此次地震的破裂尺度、强度和传播过程等提供了丰富的资料. 已发表的大多数研究都是基于全球地震台网的数据 [1,2,4-7], 仅 Ishii 等人 [8] 和 Krüger 等人 [9] 应用日本 Hi-Net 短周期台网和德国的宽频带区域台网 GRSN 资料研究分析了苏门答腊-安达曼的震源破裂过程, 展示了区域地震台网在地震破裂分析和预警中的重要应用价值. 对于 1998 年建网的中国数字地震台网(CNDSN)所记录到的苏门答腊-安达曼地震, 利用初始的体波波形进行其破裂过程的追踪是本文讨论的问题.

1 地震台网资料和分析方法

中国国家数字地震台网由 48 个实时传输的宽频带地震台站组成(图 1), 相互间距约 500~600 km, 分别架设 STS-2, JCZ-1 和 CTS-1 地震计, 观测频带范围分别为 120 s~40 Hz, 360 s~50 Hz 和 120 s~50 Hz. 就苏门答腊-安达曼地震而言, CNDSN 跨越的距离为 20°~55°, 方位角为 -25°~43°, 较 Hi-Net 和 GRSN 有着更好的方位角覆盖, 但明显偏大的台间距. 为了避免上地幔间断面造成的初始震相复杂, 我们只选用震中距 30°~54° 的范围内 29 个台站的地震波形(图 2),

反演这次地震的震源破裂过程. 各台站记录波形在初始约 60 s 呈高度的相似性(图 2).

与 Ishii 等人 [8] 一样, 我们采用反向投影法, 即将震源区域(1°~16°N, 91°~99°E)以 0.2° 为间隔进行网格划分, 以苏门答腊-安达曼地震深度 30 km, 针对每一个可能的震源网格来叠加地震波形计算震源辐射能量而进行震源的直接成像 [10]. 它是波场逆时位移方法的简化, 属于反射地震学中用于成像的一种手段, 其基本原理是如果来自同一个地震事件的不同地震台站的记录在时间上反向传播, 则地震波能量将会在震源处聚焦.

对第 j 个震源位置而言, 计算在连续时间窗 ($t_n - T_0/2$ 至 $t_n + T_0/2$) 内辐射能量的线性叠加 s_j :

$$s_j(t_n) = \sum_{t=t_n-T_0/2}^{t_n+T_0/2} \left(\sum_{k=1}^M U_k(t-t_{jk}^p + \Delta t_k) / A_k \right)^2, \quad (1)$$

但进一步计算地震图的相似度(semblance) S_j :

$$S_j(t_n) = \frac{\sum_{t=t_n-T_0/2}^{t_n+T_0/2} \left(\sum_{k=1}^M U_k(t-t_{jk}^p + \Delta t_k) / A_k \right)^2}{M \sum_{t=t_n-T_0/2}^{t_n+T_0/2} \sum_{k=1}^M U_k^2(t-t_{jk}^p + \Delta t_k) / A_k^2}. \quad (2)$$

式中 $U_k(t)$ 是第 k 个台站垂直道记录的地震波形, M 为台站数. t_{jk}^p 是 P 波从第 j 个震源位置到第 k 个台

2007-02-08 收稿, 2007-04-30 接受
国家社会公益研究专项(编号: 2005DIA3J117)资助

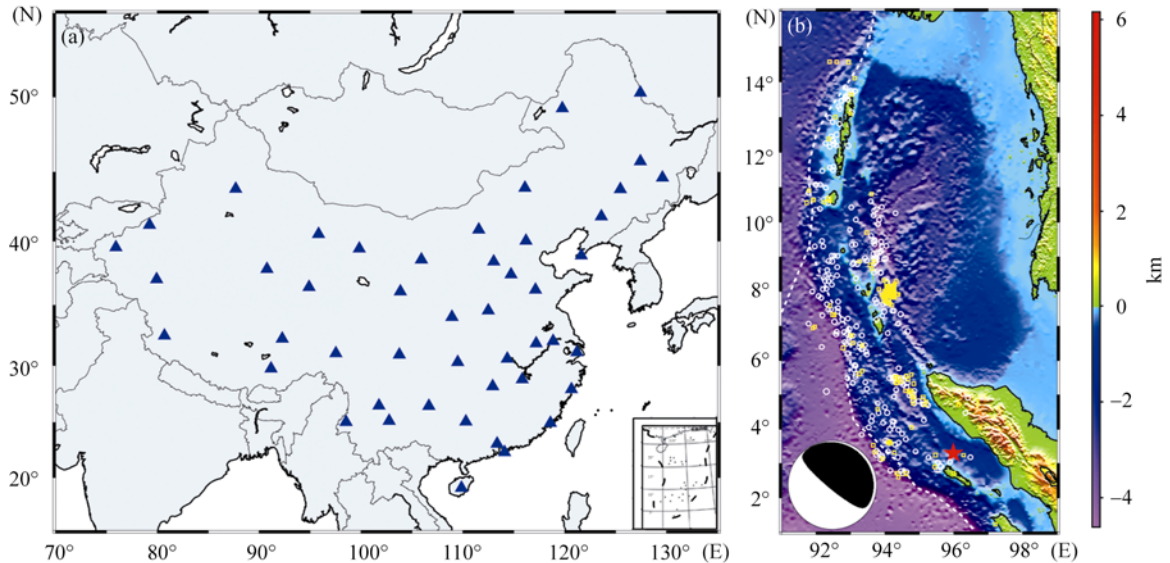


图 1

(a) 中国国家数字地震台网分布图; (b) 苏门答腊-安达曼地震的震源位置和 Harvard CMT 解. 白色小圆为发生在 2004-12-26 至 2005-01-31 期间的震级在 5.0 以上的余震. 白色虚线为 NUVEL1 板块分界线.

站的理论走时, 本研究采用 iasp91 模型 [11] 来计算理论走时. Δt_k 表示由初始的 P 波的相关得出的台站修正. 该修正充分考虑了路径差异的影响以增强地震波形的一致性. A_k 是初至压缩波的最大振幅. (2) 式中的相似度 S_j 和 (1) 式中的线性叠加 s_j 可看作特定点作为瞬时震源的概率和在该点辐射的能量. 图 2 中显示了各个连续时窗内以不同网格为震源计算得到的地震图的最大相似度曲线(实线), 同时也给出了由破裂起始点计算得到的地震图的相似度曲线(虚线). 我们发现以 S_j 为权重的 s_j 叠加 $E_j(t_n) = s_j(t_n) \cdot S_j(t_n)$ 能更有效地成像(图 2(c)).

2 破裂过程分析

在 CNDSN 所处的震中距范围内, S 波大约于 P 波后 400 s 左右到达台站, 因此只对初动后 7 min 成像(图 3). 在数据预处理阶段, 对速度记录去除仪器响应之后将其转为位移记录, 但未经过任何滤波处理. 因此 3 种不同仪器的幅频响应都已考虑在数据处理过程中, 对本文的最终成像结果并不产生影响. 图 3 给出的每 1 min 内能量辐射的范围相对较广, 且大多有北东向展布的迹象. 这与 Ishii 等人 [8] 展示的辐射能量相对集中明显不同, 但与 Krüger 等人 [9] 给出的 $20^\circ \times 20^\circ$ 大范围分布明显缩小. 如此结果可能是地震破裂的真实反映, 也可能与台网分布的间距过大和台网分布在震源的北东向有关, Krüger 等人 [9] 使用的

GRSN 台网在苏门答腊-安达曼地震的北西向, 且台间距为 500~700 km, 故出现与图 3 类似的大范围偏向北西的能量辐射图像. CNDSN 和 GRSN 比 Hi-Net 的 20 km 台间距大了许多, 发自同一震源的直达 P 波到不同台站间的射线路径的差异, 致使采用同样的地震波振幅叠加处理带来了更大的不确定性. 我们采用的以地震波形相似度为权重的叠加方法较为有效的缩小了辐射能量发散的现象, 但可能仍存在一定的影响.

从图 3(a) 和 (b) 中看出, 0~60 和 30~90 s 的辐射能量显得较为集中, 且最大能量辐射位置变化不大, 清晰的展示出 Ammon 等人 [5] 指出的苏门答腊-安达曼地震起始破裂的前 40~60 s 十分缓慢的图像. 而后续的图像能量位置就显示出相对大的位置变化, 显示出地震大约以 (2.7 ± 0.2) km/s 的破裂速度向北北西方向破裂(图 4(a)), 总破裂持续时间约 420 s 甚至更长.

辐射能量强度的变化也比较大. 在地震破裂起始后 120~180 以及 240~300 s 所释放的能量较弱, 但在 30~90 和 300~360 s 间出现 2 次很强的能量脉冲. 这与 Ammon 等人 [5] 得到的至少 3 次(50~150, 280~340, 450~500 s) 强脉冲存在异同, 但和 Ishii 等人 [8] 和 Krüger 等人 [9] 辨识出的 2 次大脉冲(80 和 330 s) 比较一致. 第 2 次的强能量脉冲的位置大约在 9.3°N , 92.7°E (图 4(b)), 也和上述的研究结果相当一致.

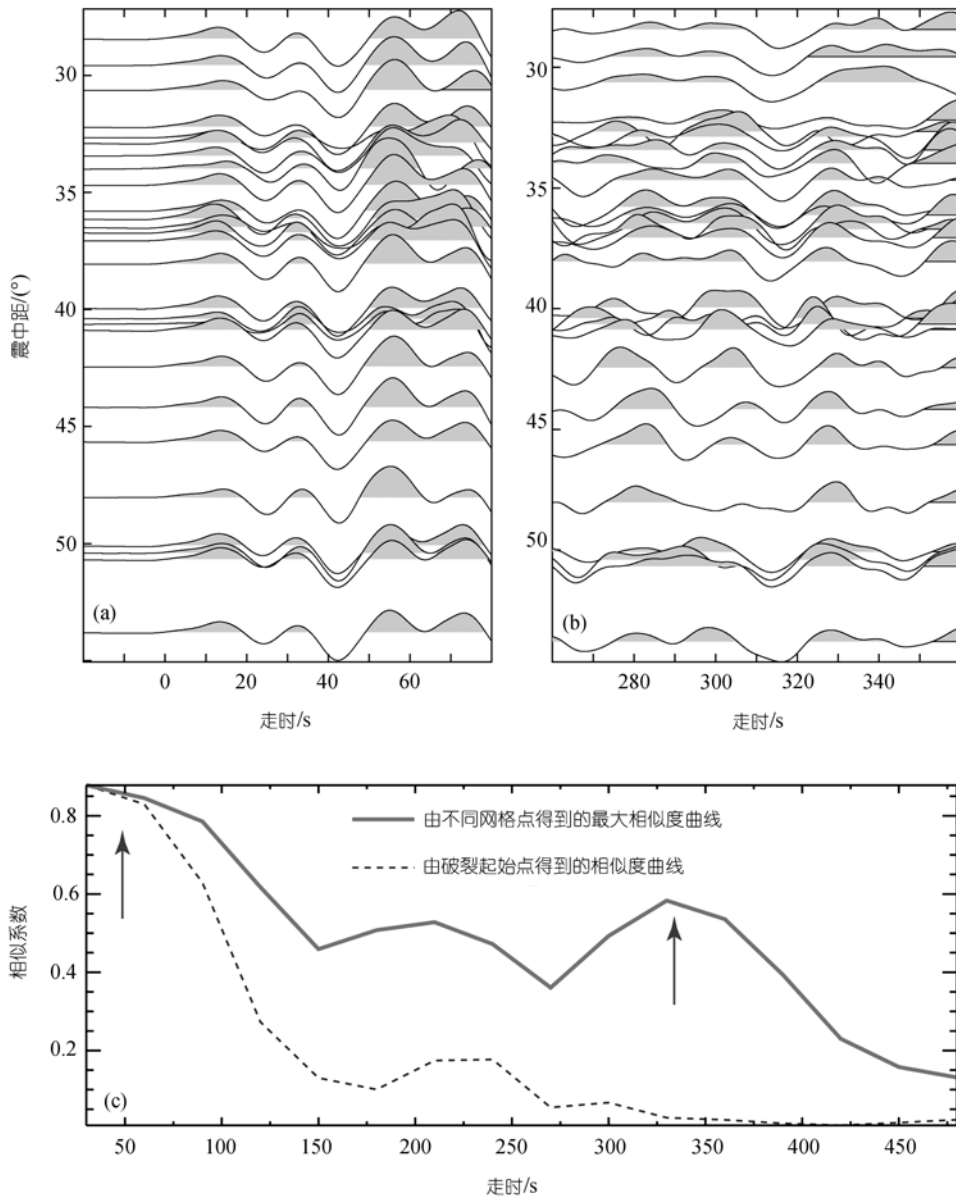


图 2

一部分选用的地震记录, 第一脉冲(a)和第二脉冲(b)所对应的波形(经过 10~100 s 的二阶 Butterworth 滤波)。以相似度峰值处为瞬时震源重新排列的地震波形经过滤波后, 各个台站的波形显示出很高的相似性。(c)各个连续时间窗以不同网格为震源计算得到的地震图的最大相似度曲线(实线)和由破裂起始点计算得到的地震图的相似度(虚线)的比较。箭头代表第一和第二脉冲对应的波形相似度的峰值

2004 年 12 月 26 日的苏门答腊-安达曼地震发生在印度洋-澳大利亚板块与缅甸微板块(南亚板块中的微板块)的边界, 它是由于印度洋-澳大利亚板块沿着巽他海沟向缅甸微板块底下斜向俯冲 [12-14]过程中积累的应变能突然释放, 且同时触发的海底快速隆起所造成的。与以往特大地震的构造环境相比, 这次特大地震的显著特征是苏门答腊和安达曼群岛之间消减带的倾角、年龄、板块运动的倾斜度都是从破裂

的南段(苏门答腊)向北(安达曼)递增 [2], 这种构造特征也许会导致板块之间的力学耦合力由南向北降低。破裂结果表明, 在耦合较好的南部破裂速度较慢(图 3(a)~(c)); 在耦合略小的中部破裂传播较快但能量可能主要消耗在突破障碍上而在地震波形上无明显显示(图 3(d)~(f)); 而在耦合减弱的北部能量显得强且破裂速度快(图 3(g), (h))。图 3 给出的苏门答腊-安达曼地震破裂持续时间大于 420 s, 与其他文献 [4,8,9]给

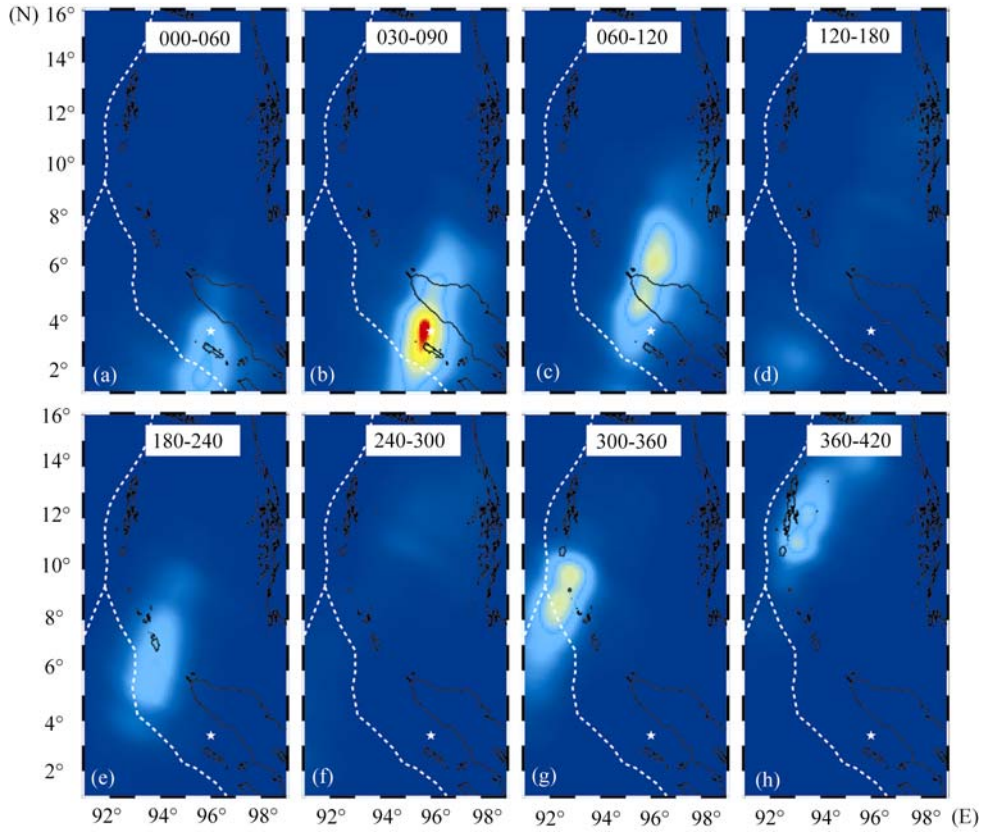


图 3 破裂过程中能量辐射分布图

时间窗 60 s. 白五角星代表 NEIC 给出的苏门答腊-安达曼地震震源

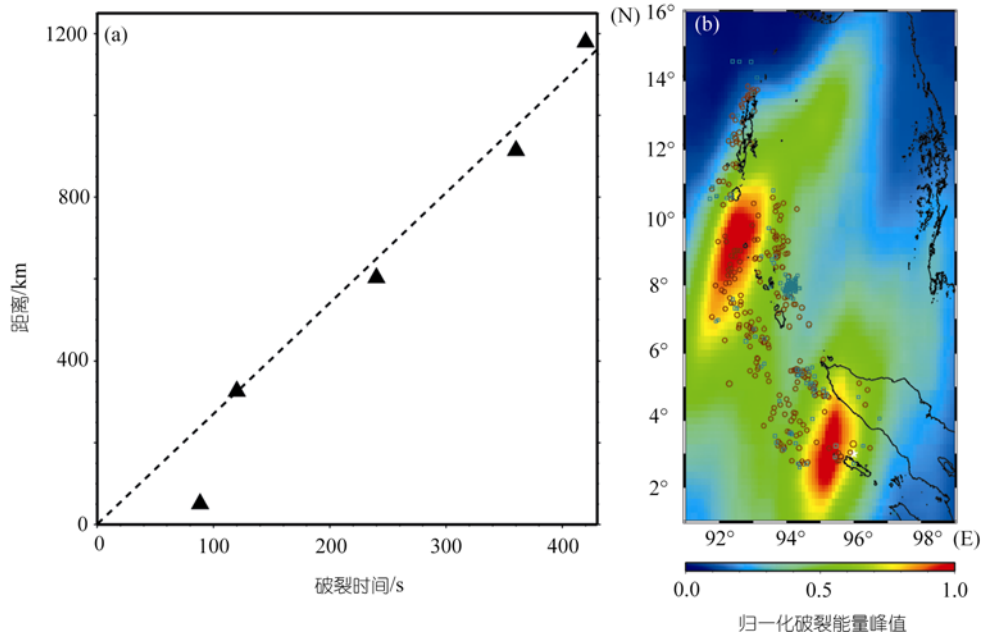


图 4

(a)为地震破裂能量峰值位置随破裂时间的变化关系;(b)为 2004-12-26 至 2005-01-31 期间 5.0 级以上余震分布和破裂累积能量图. 实三角是由图 3 中的时间窗 30 ~ 90, 60 ~ 120, 180 ~ 240, 300 ~ 360 和 360 ~ 420 s 的辐射能量峰值位置而算得. 后四个实三角拟合线给出了苏门达腊-安达曼地震的平均破裂速度为 2.7 km/s. 注意图中第一个实三角位于拟合线下部, 表明这次地震破裂起始破裂速度很低

出的基本一致,是有地震观测记录以来记录到持续时间最长的地震^[8].从图4(b)得到的地震破裂长度估计与普遍估计^[1,2,4,5,7,8]的破裂长度为1200~1300 km相一致,且这个长度与地震之后一个月内发生的余震的分布范围保持一致.图4(b)展示的破裂累积能量图像与Subarya等人^[15]利用近场GPS观测、实地和遥感获取的珊瑚礁石的抬升与沉降等资料,反演获得断层的同震和震后滑动分布切合的相当好,包括 $12^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 的向NE偏转,这可能是对巨大地震破裂所导致的震后滑动的揭示,当然也可能是前面所说的台网分布原因所致.

3 结论

通过利用中国国家数字地震台网对2004年苏门答腊-安达曼地震的破裂成像分析,可以获得以下几点结论:

() 中国国家数字地震台网(CNDSN)提供的高精度地震数据能够满足我们利用直达P波反演震源破裂过程的要求,得到的结果也与全球和区域地震台网及形变测量的结果较为一致.

() 改进的以地震波形的相似性进行加权叠加的直达P波进行地震破裂成像,可有效克服台站间距过大的问题,对于苏门答腊-安达曼地震给出了较详细的破裂方向、时间和长度的成像结果.

() 这种方法仅基于观测到的地震P波列信息,而不需知道地震断层几何形状和尺度等详细信息,就可以能够快速精确地确定大地震的持续时间、破裂方向和长度,这对于快速评估地震灾害及其引发的海啸灾害预警等具有重要意义.

致谢 感谢中国地震台网中心提供地震波形资料.

参 考 文 献

- 1 Stein S, Okal E. Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, 2005, 434: 581—582 [\[DOI\]](#)

- 2 Lay T, Kanamori H, Ammon C, et al. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 2005, 308: 1127—1133 [\[DOI\]](#)
- 3 王敏, 张培震, 沈正康, 等. 全球定位系统(GPS)测定的印尼苏门答腊巨震的远场同震地表位移. *科学通报*, 2006, 51(3): 365—368
- 4 Ni S, Kanamori H, Helmberger D. Seismology-Energy radiation from the Sumatra earthquake. *Nature*, 2005, 434: 582—582 [\[DOI\]](#)
- 5 Ammon C, Ji C, Thio H, et al. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 2005, 308: 1133—1139 [\[DOI\]](#)
- 6 Park J, Song T, Tromp J, et al. Earth's free oscillations excited by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 2005, 308: 1139—1144 [\[DOI\]](#)
- 7 Tsai V C, Nettles M, Ekström G, et al. Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake. *Geophys Res Lett*, 2005, 32, L17304, doi:10.1029/2005GL023813
- 8 Ishii M, Shearer P M, Houston H, et al. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. *Nature*, 2005, 435: 933—936
- 9 Krüger F, Ohrnberger M. Tracking the rupture of the $M_w = 9.3$ Sumatra earthquake over 1150 km at teleseismic distance. *Nature*, 2005, 435: 937—939
- 10 Spudich P, Cranswick E. Direct observation of rupture propagation during the Imperial Valley earthquake using a short baseline accelerometer array. *Bull Seismol Soc Am*, 1984, 74: 2083—2114
- 11 Kennett B L N, Engdahl E R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, 1991, 105: 429—465 [\[DOI\]](#)
- 12 Fitch T J. Plate Convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *J Geophys Res*, 1972, 77(23): 4432—4460
- 13 Sieh K, Natawidjaja D H. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *J Geophys Res*, 2000, 105(28): 295—326
- 14 Sieh K, Natawidjaja D H, Chlieh M, et al. The giant subduction earthquakes of 1797 and 1833, West Sumatra: Characteristic couplets, uncharacteristic slip. *Eos Trans AGU*, 2004, 85(47, Fall Meet Suppl), Abstract: T12B-04 [\[DOI\]](#)
- 15 Subarya C, Chlieh M, Prawirodirdjo L, et al. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature*, 2006, 440: 46—51 [\[DOI\]](#)