华思博, 徐晨雨, 周江诚等. 2024. 2023 年甘肃积石山 M_W6.0 地震震源特征与灾害机理. 地球物理学报, 67(7): 2625-2636, doi: 10.6038/cjg2024S0089.

Hua S B, Xu C Y, Zhou J C, et al. 2024. Source characteristics and disaster mechanisms of the 2023 Gansu Jishishan M_W6.0 Earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 67(7): 2625-2636, doi: 10.6038/cjg2024S0089.

2023 年甘肃积石山 M_W6.0 地震震源特征与灾害机理

华思博[1], 徐晨雨[1], 周江诚[1], 徐贝贝[1], 冯万鹏[2,3], 张勇[1*], 房立华[4]

1 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871
2 广东省地球动力作用与地质灾害重点实验室, 中山大学地球科学与工程学院, 广东珠海 519000
3 南方海洋科学与工程广东省实验室 (珠海) , 广东珠海 519000
4 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

摘 要 2023 年 12 月 18 日发生的甘肃积石山 M_S6.2(M_W6.0)地震是一次导致较大伤亡的小规模逆冲型强震($M\geqslant6$)事件. 我们在破裂过程快速反演后, 开展了地震矩张量和破裂过程联合反演, 比较分析了此次地震的发震断层参数; 在此基础上, 测定了地震的辐射能, 确定了较宽频带范围内的震源特征, 据此讨论了与震源过程相关的灾害机理. 结果显示, 本次地震断层东倾的可能性更大, 主要破裂区域位于积石山县与大河家镇之间, 空间上与烈度分布显示的极震区位置较为一致. 地震的上盘效应, 破裂朝西北及浅处扩展的多普勒效应, 以及容易在浅土层中放大的高频地震波辐射, 可能是此次地震震害严重的主要震源因素.

关键词 2023 年甘肃积石山 M_W6.0 地震; 断层参数; 破裂过程; 辐射能; 灾害机理
doi: 10.6038/cjg2024S0089 **中图分类号** P315 **收稿日期** 2024-02-06, 2024-05-10 收修定稿

Source characteristics and disaster mechanisms of the 2023 Gansu Jishishan M_W6.0 Earthquake

HUA SiBo[1], XU ChenYu[1], ZHOU JiangCheng[1], XU BeiBei[1], FENG WanPeng[2,3], ZHANG Yong[1*], FANG LiHua[4]

1 *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China*
2 *Guangdong Provincial Key Laboratory of Geodynamics and Geohazards, School of Earth Science and Engineering, Sun Yat sen University, Zhuhai Guangdong* 519000, *China*
3 *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai Guangdong* 519000, *China*
4 *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing* 100081, *China*

Abstract The Jishishan M_S6.2(M_W6.0) Earthquake occurred on December 18th, 2023 in Gansu province was a small-scale thrust strong event ($M\geqslant6$) that caused significant casualties. After rapid inversion of rupture process, we performed joint inversions of seismic moment tensor and rupture process, and then compared and analyzed the fault parameters of this earthquake. On this basis, we discussed the disaster mechanisms related to the source process by determining the radiated seismic energy, and obtained the source characteristics within a broad frequency band. The results show that the earthquake fault is more likely to dip to the east. The major rupture

基金项目 国家重点研发专项(2022YFF0800603)和国家自然科学基金(42074058)资助.

第一作者简介 华思博, 男, 北京大学博士研究生, 主要从事震源反演相关研究. E-mail: huasibo@pku.edu.cn
* **通讯作者** 张勇, 男, 北京大学研究员, 主要从事震源反演相关研究. E-mail: zhang-yong@pku.edu.cn

area is located between Jishishan County and Dahejia Town, spatially consistent with the meizoseismal area indicated by the intensity distributions. The hanging wall effect, the Doppler effect of the rupture extending towards the northwest and shallower areas, and the amplification of high-frequency waves in shallow soil layers are likely the main source factors for the severe earthquake damage.

Keywords 2023 Gansu Jishishan M_W6.0 Earthquake; Fault parameters; Rupture process; Radiated energy; Disaster mechanism

0 引言

据中国地震台网中心（China Earthquake Network Center, CENC）正式测定结果，2023 年 12 月 18 日 23 时 59 分 30 秒，甘肃省临夏州积石山县发生 M_S6.2 地震，震中位于 35.70°N, 102.79°E，震源深度约 10 km. 截至 2023 年 12 月 31 日，此次地震已造成 151 人遇难，979 人受伤. 积石山地震发生于拉脊山断裂带东段，其地震活动性并不十分强烈，附近区域上一次发生的显著强震为 1936 年 2 月 7 日的甘肃康乐西南 $6^3/_4$ 地震，距离此次震中约 64 km. 拉脊山断裂西北侧与日月山右旋走滑断裂相连，东南侧与西秦岭北缘左旋走滑断裂相接（图 1），是位于两条走滑断裂带间的一个挤压构造区和构造转换带（张波, 2012）. 拉脊山断裂由两条向北东方向凸出的弧形挤压逆冲断裂带构成，即拉脊山北缘断裂与拉脊山南缘断裂（李智敏等, 2009），其中北缘断裂倾向西南，南缘断裂倾向东北，表现为逆冲型共轭断层特征. 本次积石山地震震中位于拉脊山北缘和南缘断裂之间，虽然距拉脊山北缘断裂的地表迹线更近，但由于深度的不确定，较难判定真实的发震断层.

震源机制和破裂过程对于地震应急响应具有重要价值（Zhang et al., 2012a; 刘成利等, 2013; Xu et al., 2023a），也可用作库仑应力和强地面运动计算的基础数据（单斌等, 2009; 陈立春等, 2010; 张振国等, 2014）. 积石山地震发生后，我们利用破裂过程自动反演方法，分别给出了此次地震两个断层节面的破裂过程结果. 本研究将在破裂过程快速反演的基础上，精细确定地震的震源机制、发震断层参数和破裂过程，并结合地震波辐射能结果，分析地震成灾过程中的主要震源因素.

1 破裂过程快速反演

地震发生后，我们从 CENC 获取了震中距 100 km 以内的强震数据，基于台网中心发布的定位结果，

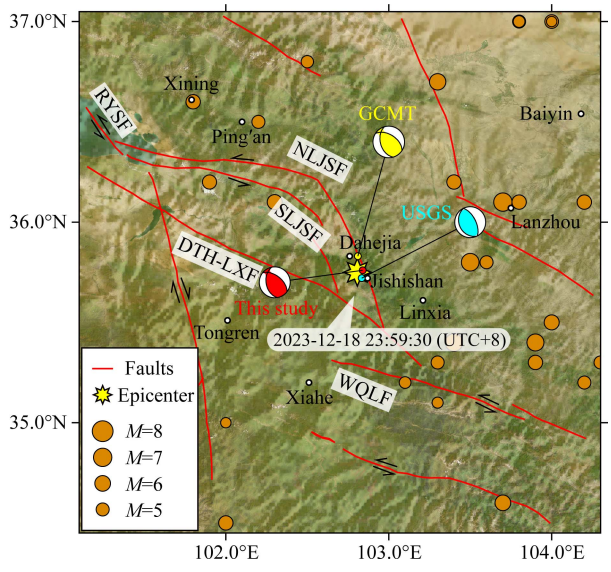

图 1 积石山地震的区域背景

八角星表示震中，橙色圆圈为历史地震，红色线条表示活动断层. 震源机制球为不同机构给出的地震矩张量反演结果，包括 Global Centroid Moment Tensor（GCMT）（Ekström et al., 2012），United States Geographical Survey（USGS），以及本研究结果. NLJSF: 拉脊山北缘断裂; SLJSF: 拉脊山南缘断裂; DTH-LXF: 倒淌河—临夏断裂; WQLF: 西秦岭断裂; RYSF: 日月山断裂.

Fig. 1 The regional background of the Jishishan Earthquake

The star denotes epicenter, the orange circles are history earthquakes, and the red lines represent active faults. Beachballs are moment tensor solutions determined by the Global Centroid Moment Tensor (GCMT) group (Ekström et al., 2012), the United States Geographical Survey (USGS), and this study. NLJSF: Northern Lajishan Fault; SLJSF: Southern Lajishan Fault; DTH-LXF: Daotanghe-Linxia Fault; WQLF: Western Qinling Fault. RYSF: Riyueshan Fault.

以及GCMT（https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html）给出的矩张量解（Ekström et al., 2012），采用迭代反褶积叠加（Iterative Deconvolution Stacking, IDS）方法确定了此次地震的破裂过程（Zhang et al., 2014; Zheng et al., 2020）（https://pku-geophysics-source.group/）. 由于当时不能唯一确定真实发震断层，我们对两个节面都进行了反演（图 2）. 结果显示，两个模型的主要破裂区域在地表的投影高度相似，都位于震中北北西方向，破裂主要持续时间为 8～10 s. 此外，相较于东倾节面，西倾节面反演得到的最大滑动量更大、

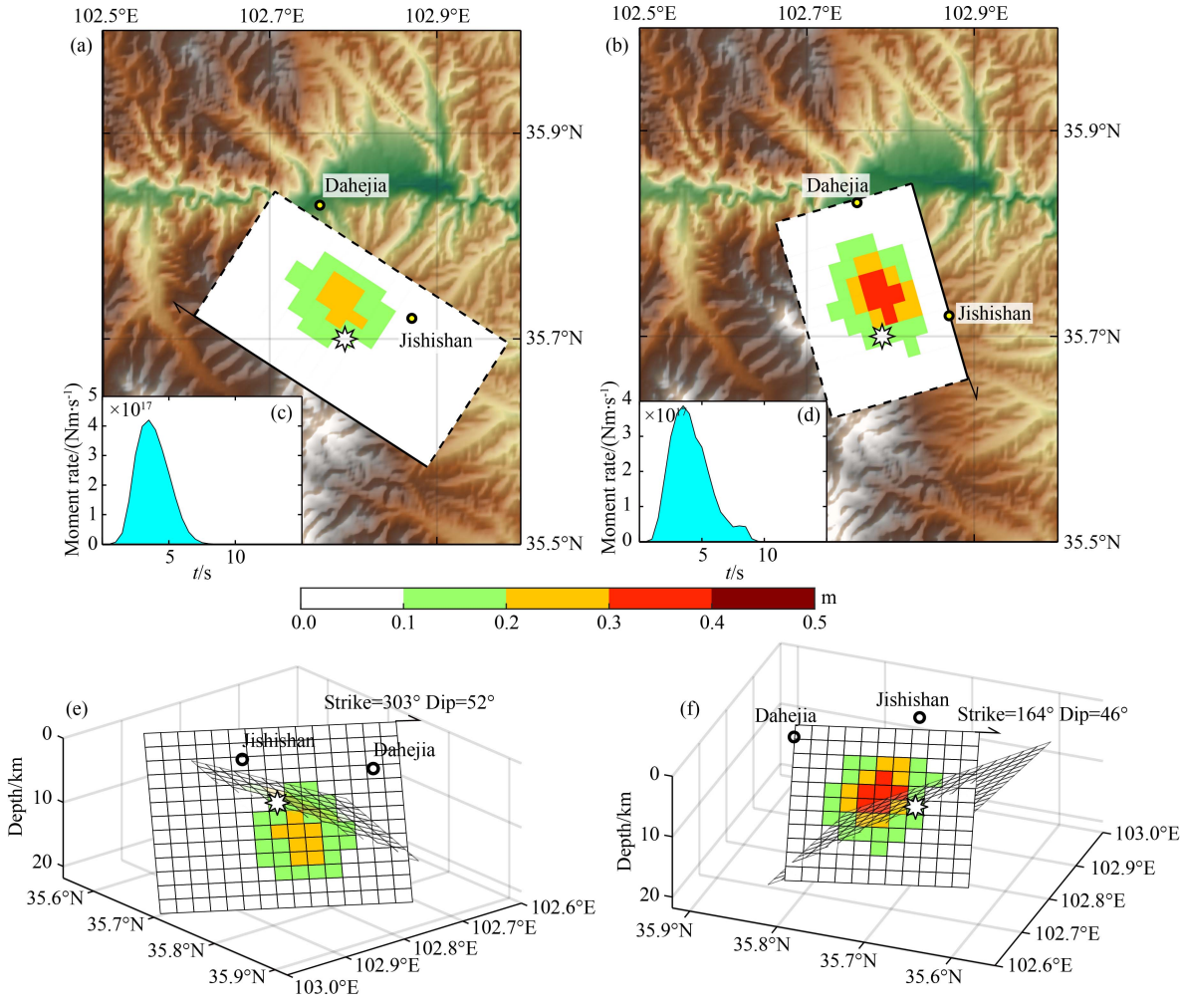

图 2　用 IDS 方法得到的破裂过程快速反演的结果

(a)(c)(e)采用节面走向 303°/倾角 52°/滑动角 62°反演得到的结果；(b)(d)(f)采用节面走向 164°/倾角 46°/滑动角 122°反演得到的结果. (a)和(b)为断层滑动分布在地表的投影，(c)和(d)为震源时间函数，(e)和(f)为断层面上的滑动分布，及其共轭节面位置. 八角星在(a)和(b)中表示震中，在(e)和(f)中表示震源位置.

Fig. 2　Fast inversion results of rupture process obtained with the IDS method

(a)(c)(e) Inversion results with the nodal plane of strike 303°/ dip 52°/ rake 62°; (b)(d)(f) Inversion results with the nodal plane of strike 164°/ dip 46°/ rake 122°. (a) and (b) are surface projections of fault slip distributions, (c) and (d) are source time functions, (e) and (f) are fault slip distributions and the position of the conjugated nodal planes. The stars denote the epicenter in (a) and (b), and the hypocentral location in (e) and (f).

破裂区域更浅，波形拟合平均残差相对较小（表 1 Ⅶ、Ⅷ，电子附图 1—3）. 然而，根据对日本区域 34 次地震的研究对比结果，强震反演残差并不足以完全确定真实发震断层，尤其对于倾滑断层更是如此（Zheng et al., 2020）. 其原因可能是地震定位结果存在不确定性，导致分别利用两个节面构建的断层位置误差不同，给利用残差确定真实发震断层造成了干扰.

2　地震矩张量联合反演

为更可靠地确定积石山地震的震源机制和矩心位置，我们采用远震 P 波与 W 震相联合反演方法（Xu and Zhang, 2023）确定此次地震的矩心矩张量解. 该方法为在传统 W 震相矩张量反演的基础上融合了 P 波的方向性反演（Huang et al., 2017），由于采用更宽频带的资料，有助于在准确确定地震矩张量的同时，约束地震的时空矩心. 我们从震中距 40°～90°范围内的宽频带和长周期垂直向记录中选取 P 波数据，将其滤波至 0.0125～0.1 Hz，并从 12°～90°范围内的长周期三分量记录中挑选 W 震相数据，将其滤波至 0.0067～0.0125 Hz. 基于 CENC 正式发布的震源位置得到的反演结果显示，此次地震的矩震级为 M_W5.94，空间矩心位于 35.78°N，102.80°E，深

表 1 采用不同断层参数进行破裂过程反演得到的残差

Table 1 Misfits of rupture process inversions based on different fault parameters

No.	Strike/Dip/Rake	Joint-Tele	Joint-SM	Joint-InSAR	InSAR-only	SM-only
Ⅰ	168°/42°/122°	0.217	0.460	0.073	0.060	0.442
Ⅱ	308°/56°/65°	0.218	0.523	0.230	0.184	0.485
Ⅲ	309°/55°/62°	0.218	0.485	0.157	0.134	0.467
Ⅳ	171°/44°/123°	0.312	0.575	0.348	0.289	0.535
Ⅴ	169°/37°/122°	0.245	0.466	0.070	0.058	0.446
Ⅵ	309°/52°/62°	0.181	0.430	0.067	0.060	0.422
Ⅶ	164°/46°/122°	–	–	–	–	0.368
Ⅷ	303°/52°/62°	–	–	–	–	0.406

度 14 km, 矩心偏移时间为 3.9 s, 平均破裂速度为 2.3 km·s^{-1}, 方向为北偏东 6°. 两个最佳双力偶节面分别为走向 168°/倾角 42°/滑动角 122°和走向 308°/倾角 56°/滑动角 65°. 波形拟合的方差降为 79.8%(详见电子附图 4—6).

地震发生后, 王世广等(2024)利用区域速度和加速度地震波形的到时数据, 将震源位置更新为 35.748°N, 102.812°E, 震源深度 16.4 km. 基于这一震源位置, 再次联合反演远震 P 波和 W 震相得到的矩震级为 M_W5.94, 矩心位置位于 35.82°N, 102.86°E, 深度 14 km, 矩心偏移时间为 3.6 s, 平均破裂速度 2.5 km·s^{-1}, 方向为北偏东约 28°. 两个最佳双力偶节面分别为走向 171°/倾角 44°/滑动角 123°和走向 309°/倾角 55°/滑动角 62°. 波形拟合的方差缩减为 79.5%(详见电子附图 7—9). 可见在先后两个发震位置得到的矩心位置及破裂方向虽然有一定差异, 但矩张量结果和断层面参数基本一致, 差异较小.

3 发震断层的确定和破裂过程联合反演

我们采用 Zhang 等(2012b)提出的联合反演方法, 选取震中距在 30°～90°之间的 19 个宽频带垂直分量记录(BHZ)的远震直达 P 波(电子附图 10a)、24 个强震台站的三分量记录(电子附图 11—12)及近场 InSAR(Interferometric Synthetic Aperture Radar)形变数据(图 3a、b), 进行联合反演. 在反演前, 远震 P 波和强震数据均被积分为位移波形并进行滤波处理. 其中, 远震 P 波的滤波频带为 0.01～0.5 Hz, 而对于强震数据, 为避免基线漂移导致的不利影响, 选择了 0.03～0.5 Hz 的滤波频带. InSAR 数据方面, 我们首先采用基于 GMTSAR 开源软件的 pSAR 环境处理获取了 InSAR 同震形变场(Sandwell et al., 2011; Feng et al., 2016). 处理中, 选择了地震前后 Sentinel-1 雷达数据, 同时考虑了距离发震时刻一年前附近的数据, 用以获得同季节像对, 来减少潜在大气干扰. 采用了 30 m 分辨率的 Copernicus DEM 用于地形相位去除, 沿距离向(range)和方位向(azimuth)分别使用了 8:2 视数进行多视处理. 经比较, 分别选择了来自 T128 和 T135 轨道的 20221231-20231226 和 20231120-20231226 两个像对用于地震反演. 为减小反演计算量, 我们使用了 PSOKINV 软件中的四叉树降采样技术(Feng et al., 2013)最终分别获得了 4826 和 5268 个采样点.

在破裂过程反演中, 需要设定最大破裂速度和单个子断层的最长破裂持续时间, 以此确定每个子断层的破裂时间窗, 反演得到该时间窗内的滑动速率. 每个子断层的滑动角可以在给定的滑动角±45°范围内自由变化. 为使反演结果在物理上更具合理性, 我们在反演中加入了时空光滑约束, 并将除断层上边界外的其他三个边界的滑动量置零, 以控制合理的破裂范围. 地震波格林函数的计算采用了 QSSP(Wang et al., 2017)程序, 基于 AK135 全球地幔模型(Kennett et al., 1995; Montagner and Kennett, 1996)和 CRUST1.0 地壳模型(Laske et al., 2012)计算得到. 反演中地表形变的计算采用 Okada(1985)的方法, 基于半无限空间模型计算得到. 这主要是因为基于半无限空间的形变格林函数计算是解析的, 计算效率高, 适用于对断层面位置搜索的大规模计算, 另外地表形变对应地震破裂的零频信息, 对速度结构不甚敏感, 采用半无限空间模型和分层介质模型计算和反演的差异极小, 不影响对地震主要震源特征的确定和判断.

首先利用 CENC 发布的定位结果, 结合基于此定位结果反演得到的矩张量解构建断层面, 分别尝

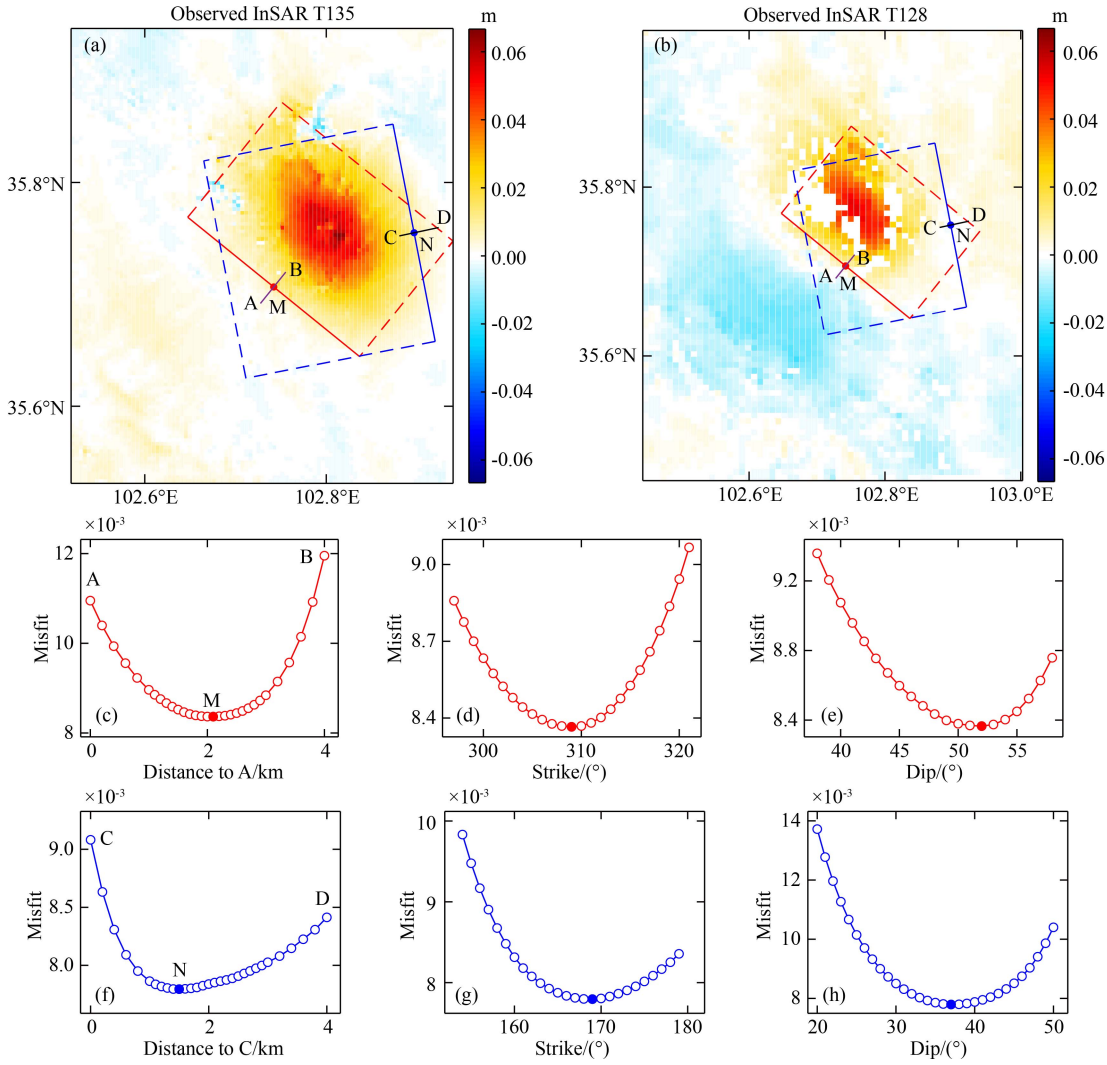

图 3　(a)InSAR T135 视线向位移及搜索得到的东倾(红色方框)、西倾(蓝色方框)断层位置，A-B 与 C-D 分别为东倾和西倾断层位置搜索范围；(b)与(a)类似，但展示了 InSAR T128 视线向位移；(c—e)东倾断层位置、走向和倾角搜索的残差曲线；(f—h)西倾断层位置、走向和倾角搜索的残差曲线

Fig. 3　(a) Line-of-sight displacement of InSAR T135 and the locations of the searched east-dipping (red rectangle) and west-dipping (blue rectangle) faults. A-B and C-D are the searched ranges for the east-dipping and west-dipping fault positions, respectively; (b) Similar to (a), but it shows the Line-of-sight displacement of InSAR T128; (c—e) The searched misfit curves for the location, strike, and dip of the east-dipping fault, respectively; (d—f) The searched misfit curves for the location, strike, and dip of the west-dipping fault, respectively

试了东倾和西倾两个断层面的情况，反演波形拟合残差及 InSAR 拟合残差结果见表 1 Ⅰ、Ⅱ，其中残差 Misfit 的计算公式为

$$\text{Misfit} = \frac{\sum(\text{obs}-\text{syn})^2}{\sum \text{obs}^2}, \tag{1}$$

式中 obs 为反演所用的观测数据，包括地震波形数据和 InSAR 形变数据，syn 为反演得到的相应合成数据.

基于 CENC 定位结果的反演显示，西倾断层的拟合残差明显小于东倾断层，与前文快速反演的残差差异相似. 基于王世广等(2024)更新的定位结果，我们再次进行了破裂过程联合反演，采用前文在此震源位置反演得到的断层机制，亦分别尝试东倾、西倾两个断层面. 反演波形拟合残差及 InSAR 拟合残差结果见表 1 Ⅲ、Ⅳ，从中可以看出，东倾断层(表 1 Ⅲ)的拟合残差明显小于西倾断层(表 1 Ⅳ)，与基于 CENC 定位反演的结果相反. 因此，仅从这四个断层面的反演残差并不能有效判断断层的倾向. 特别地，当断层位置存在误差时，即使倾向正确，反演残差也可能较大. 为此，我们单独采用 InSAR 资料对断层垂直于走向方向的位置、走向和倾角进行搜索. 由于此次地震 InSAR 形变较小，误差干扰较大，为

减小相对误差较大的远场形变对搜索的不利影响，我们对InSAR资料进行了线性加权，即权重与观测视线向位移的大小成正比. 断层面长度和宽度分别设定为22 km和24 km，子断层的长度和宽度均为2 km，断层上边界均位于地表. 我们在不同位置、走向和倾角进行反演确定其静态滑动分布，以此搜索InSAR资料拟合残差最小的断层位置及参数组合. 搜索残差结果见图3，得到最佳西倾断层位置（表1Ⅴ，图3a、b蓝色断层面）和最佳东倾断层位置（表1Ⅵ，图3a、b红色断层面）.

随后利用上述最佳西倾、东倾断层进行破裂过程联合反演. 联合反演中，波形资料和静态InSAR形变资料被赋予相同权重，每条地震波形记录的权重相同. 由于反演由多种资料共同约束，InSAR形变资料内部不再线性加权. 基于搜索得到的最佳西倾和东倾断层反演得到的残差列于表1Ⅴ、Ⅵ，两种情况下远震的波形拟合对比见电子附图10b，强震波形拟合对比见电子附图13，InSAR拟合见电子附图14—15. 地震波低频波形拟合较好，但高频波形拟合略差，这可能是因为格林函数计算未考虑复杂结构和地形效应. 可以看出，最佳东倾断层（表1Ⅵ）联合反演结果的远震平均拟合残差（Joint-Tele）、强震平均拟合残差（Joint-SM）和InSAR拟合残差（Joint-InSAR）均小于最佳西倾断层（表1Ⅴ），也均小于初始的西倾断层（表1Ⅰ），东倾断层对各种数据具有较好的一致性. 不仅如此，强震数据单独反演（SM-only）也显示，最佳东倾断层的残差更小（表1Ⅰ—Ⅵ）. 相比而言，InSAR单独反演（InSAR-only）得到的两个节面残差几乎相当，最佳东倾断层仅略大一点，由于InSAR残差差异太小，而地震波形残差相差较大，可据此认为断层东倾可能性更高，更有可能是真实的发震断层. 这一认识与杨九元等（2024）和刘振江等（2024）的研究结果一致，也与余震精定位（王世广等，2024）取得的认识相吻合.

基于东倾断层面得到的破裂过程反演结果见图4，地震的矩震级为M_W6.02. 从滑动分布（图4a）看，主要破裂区域尺度约为10 km×7 km，分布在比震源略浅、深度在7～12 km之间的区域，未明显抵达近地表处. 最大滑动量约为0.46 m，主要破裂区域的滑动角与矩张量反演的滑动角基本一致，未呈现出明显的空间变化. 震源时间函数及滑动分布快照（图4b、c）显示，地震矩释放主要集中在前7.5 s内，峰值出现在3.5 s处，与IDS方法得到的结果相似. 基于西倾断层面得到的破裂过程反演结果见电子附图16，东倾、西倾结果在地表的投影及在三维空间中的相对位置见电子附图17. 整体而言，二者在地表投影的位置基本一致，但由于两个断层面使用的震源位置不同（西倾断层面为CENC初步定位结果，东倾断层面为王世广等（2024）的定位结果），其相对震源的破裂方向有所差异.

4 辐射能和能量谱密度

地震矩张量解和破裂过程模型主要反映地震震源的低频特征，缺失较高频段的震源信息. 辐射能量作为震源的重要宏观物理参量，可反映震源在较宽频带范围内的破裂特性，对于理解震源物理过程有重要作用（Kanamori, 1977）. 由于综合了更宽频带的震源信息，辐射能或能量震级相比于只反映零频信息的地震矩或矩震级更适合作为评估地震破坏性的指标（Bormann and Di Giacomo, 2011）. 需要说明的是，可能由于近场数据存在较强的难以去除的场地效应，且存在多震相混叠的干扰，使用近场数据测得的辐射能往往是远场数据测定结果的2～15倍（Boatwright et al., 2002），因此我们倾向于采用远震数据进行辐射能量的测定. 选取了30°～90°震中距范围内的，共29个宽频带台站Z分量（BHZ）P波数据，采用Convers和Newman（2011）提出的时窗确定方法（电子附图18），选用P波到时前10 s至P波到时后46 s的波形信息，在0.01～2.0 Hz的频带范围内，采用速度积分方法测定了此次积石山地震的地震波辐射能量（Choy and Boatwright, 1981, 1995; Boatwright and Choy, 1986; Newman and Okal, 1998; Convers and Newman, 2011），测定结果如表2所示. 其中地震矩、矩震级、持续时间结果源自前文所述的最佳东倾断层的破裂过程反演，方向性校正因子由破裂过程结果按Venkataraman和Kanamori（2004）所述方法进行计算. 拐角频率和谱衰减指数按照幂次衰减的震源谱模型进行拟合，认为低于拐角频率时，震源谱为常数，高于拐角频率时在对数域以-n斜率线性衰减. 由于各台站测定的辐射能存在较大离散度，但在对数域中呈正态分布，因此表2中最终得到的辐射能结果为各台站结果的几何平均值. 能量震级M_e计算公式为$M_e = \frac{2}{3}E_R - 2.9$，其中$E_R$为辐射能，与USGS的计算方式相同，能矩比为辐射能与标量地震矩之比，辐射能增强因子按照Ye等（2018）中定义计算. 测得的辐射能谱密度如图5所示，可以看出在震源波形反演的高频截止频率（0.5 Hz）以上

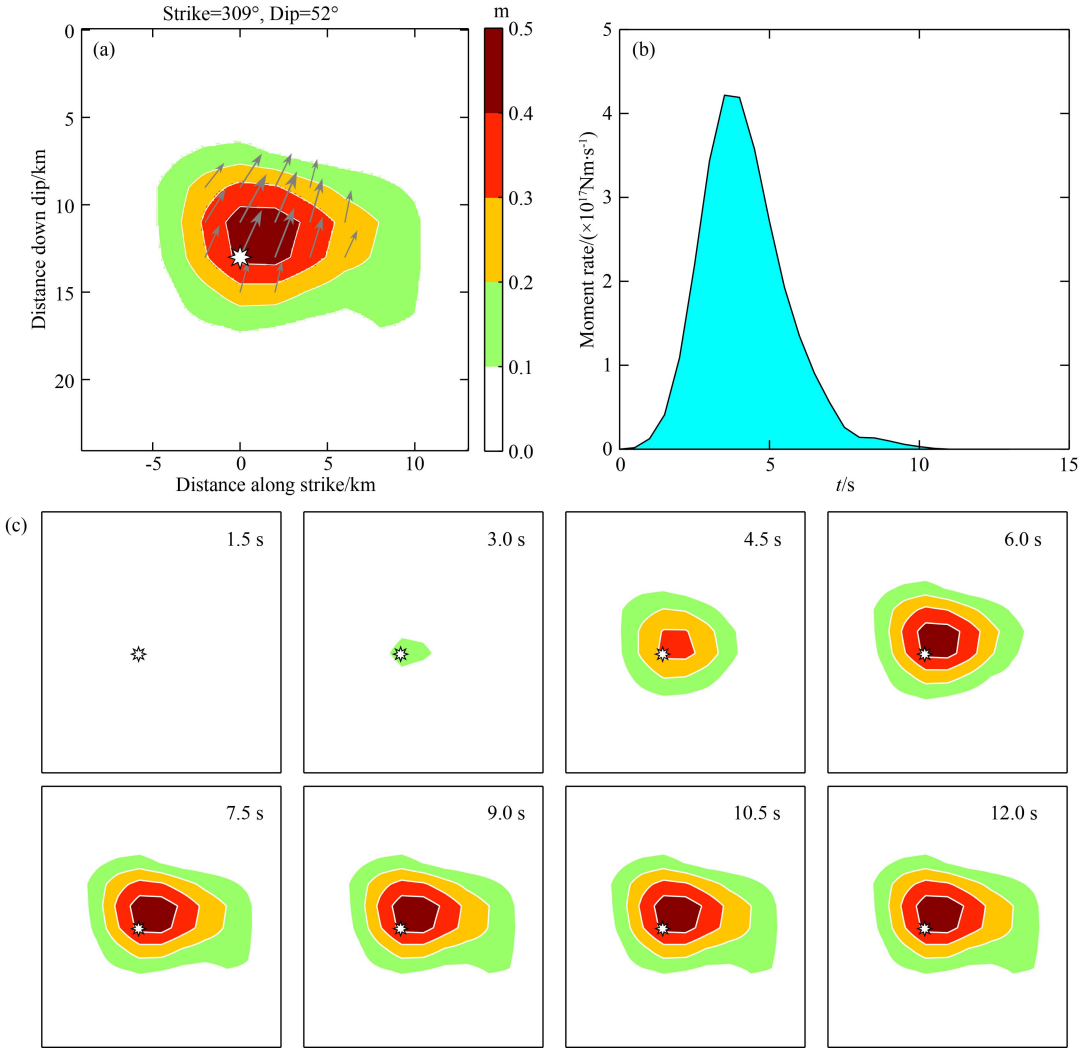

图 4　基于最佳东倾断层得到联合反演结果

(a)断层面上的滑动分布；(b)震源时间函数；(c)滑动分布快照. 八角星为震源位置，灰色箭头表示滑动方向.

Fig. 4　Joint inversion results based on the optimal east-dipping fault

(a) Slip distribution on the fault; (b) Source time function; (c) Snapshots of the slip distribution. The stars denote the hypocenter, and the gray arrows denote the slip directions.

表 2　积石山地震主要震源参数

Table 2　Major source parameters of the Jishishan Earthquake

宏观震源参数	测定值
地震矩 (M_0)	1.37×10^{18} Nm
矩震级 (M_W)	6.02
持续时间 (T)	10 s
方向性校正因子 (C_{rup})	0.82
拐角频率 (f_c)	0.15 Hz
谱衰减指数 (n)	1.45
辐射能 (E_R)	7.95×10^{12} J
能量震级 (M_e)	5.70
能矩比	7.05×10^{-6}
辐射能增强因子	17.08

仍然存在可观的地震波能量，这些高频能量可能由位于主要破裂区域边缘处的众多小尺度凹凸体破裂产生. 这些小尺度凹凸体破裂很难通过破裂过程反演予以确定，但其激发的高频地震波同样会产生较强震感，对强地面运动的贡献不可忽略，同时还可能扩大极震区和高烈度区的范围.

5　讨论和结论

5.1　破裂过程和地震烈度

我们根据《中国地震烈度表》(GB/T 17742-2020)中地面峰值加速度(Peak Ground Acceleration, PGA)、峰值速度(Peak Ground Velocity, PGV)和仪器烈度(Instrument Intensity)的定义以及数据处理的

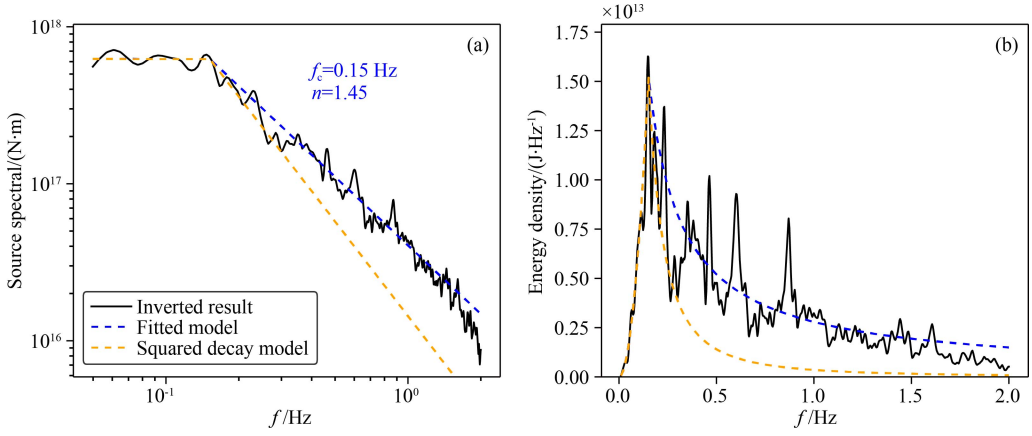

图 5 (a) 平均震源谱. 黑色实线为各台站测得的震源谱平均值，蓝色虚线为使用幂次衰减模型拟合得到的结果，其拐角频率为 0.15 Hz，拐角频率以上谱衰减幂指数为 1.45. 橙色虚线为给定与蓝色虚线相同的标量地震矩和拐角频率后，二次衰减模型的震源谱；(b) 平均能量谱密度. 曲线颜色的类型与 (a) 相同，曲线下面积为频带内辐射能量

Fig. 5 (a) Average source spectrum. The black solid line represents the average source spectrum measured at each station. The blue dashed line represents the result obtained by fitting with a power-law decay model, with a corner frequency of 0.15 Hz and a spectral decay power law of 1.45 above the corner frequency. The orange dashed line represents the source spectrum of the quadratic decay model, given the same scalar seismic moment and corner frequency as the blue dashed line; (b) Average energy spectral density. The color scheme of the curves is the same as in (a), and the area under the curve represents the radiated energy within the frequency band

规范，使用 193 个强震和烈度计（Micro-Electro-Mechanical System, MEMS）台站数据，获取了每个台站处的 PGA 以及 PGV，随后对 PGA 和 PGV 进行插值获得了图 6c、d 所示区域内 PGA 和 PGV 的分布，并根据（2）式（GB/T 17742-2020）计算得到该区域内的烈度分布（图 6b）：

$$I_A = 3.17\log_{10}\mathrm{PGA} + 6.59,$$
$$I_V = 3.00\log_{10}\mathrm{PGV} + 9.77,$$
$$I = \begin{cases} I_A & I_A \geqslant 6.0\text{且}I_V \geqslant 6.0 \\ \dfrac{I_A + I_V}{2} & I_A < 6.0\text{或}I_V < 6.0 \end{cases}. \tag{2}$$

从图中可以看到，破裂过程联合反演确定的主要破裂位于震源的西北方向积石山县和大河家镇之间的区域，与前文 IDS 方法快速得到的破裂区域结果在水平面上的投影基本一致，也是实地调查烈度和仪器烈度分布的最大烈度区域. 这说明采用强震数据，在发震后短时间内应用 IDS 方法快速得到的破裂模型具有较强的可靠性，即使在断层位置和断层参数不能很好确定的情况下，也可以较好地反映极震区位置，为地震应急提供参考和依据.

然而，除主要破裂区域外，在断层破裂方向以及滑动方向，主要是西北方向，烈度图所示的最大烈度区域范围更广. 特别地，位于破裂区域边缘的 N002B 台是此次地震中记录到最大峰值加速度的台站，约为 12.4291 m·s^{-2}，对应的仪器烈度为Ⅸ度，而周边距离破裂区域同样较近的数个台站均小于此峰值加速度值，这可能是地震波的多普勒效应所致 (Douglas et al., 1981)，从图 6 中可以看到，N002B 刚好位于本次地震破裂方向附近，这也可以解释断层附近西北方向最大烈度区域范围相对更广. 但在离断层较远的区域，不同方位角的台站的 PGA 和 PGV 未观测到明显的方向性特征，这可能是由于震源距离主要破裂区域相对较近，同时破裂尺度有限，在大的尺度上，其多普勒效应并不明显，场地效应对烈度的影响显著强于多普勒效应. 此外，此次地震也产生了较强的高频地震波能量，我们推测这些高频地震波是由位于主要滑动区域周边的小凹凸体破裂所致. 小凹凸体破裂可能是极震区比滑动区域范围更广的一个因素.

仪器烈度虽然可以直观地显示仪器所在位置的震感情况，但是由于仪器烈度分布依赖于台站密度，在台站覆盖不足时，简单地进行空间插值可能导致在一些区域产生较大的偏差. 此外，受仪器的安装条件和场地效应等因素的影响，仪器烈度与实际灾害分布也可能存在一定差别，极端情况下某些台站还可能出现严重问题，不适用于烈度估算.

破裂过程反演可以有效避免上述两个方面的影响. 根据震源破裂模型，可以正演得到任意位置的静态位移以及地面运动时程，补充台站稀疏的区域缺失的强地面运动信息. 由于反演所用频段较低，高频信息的误差对反演结果影响不大，此外，根据反演的残差，可以对台站进行筛选，排除某些受场地

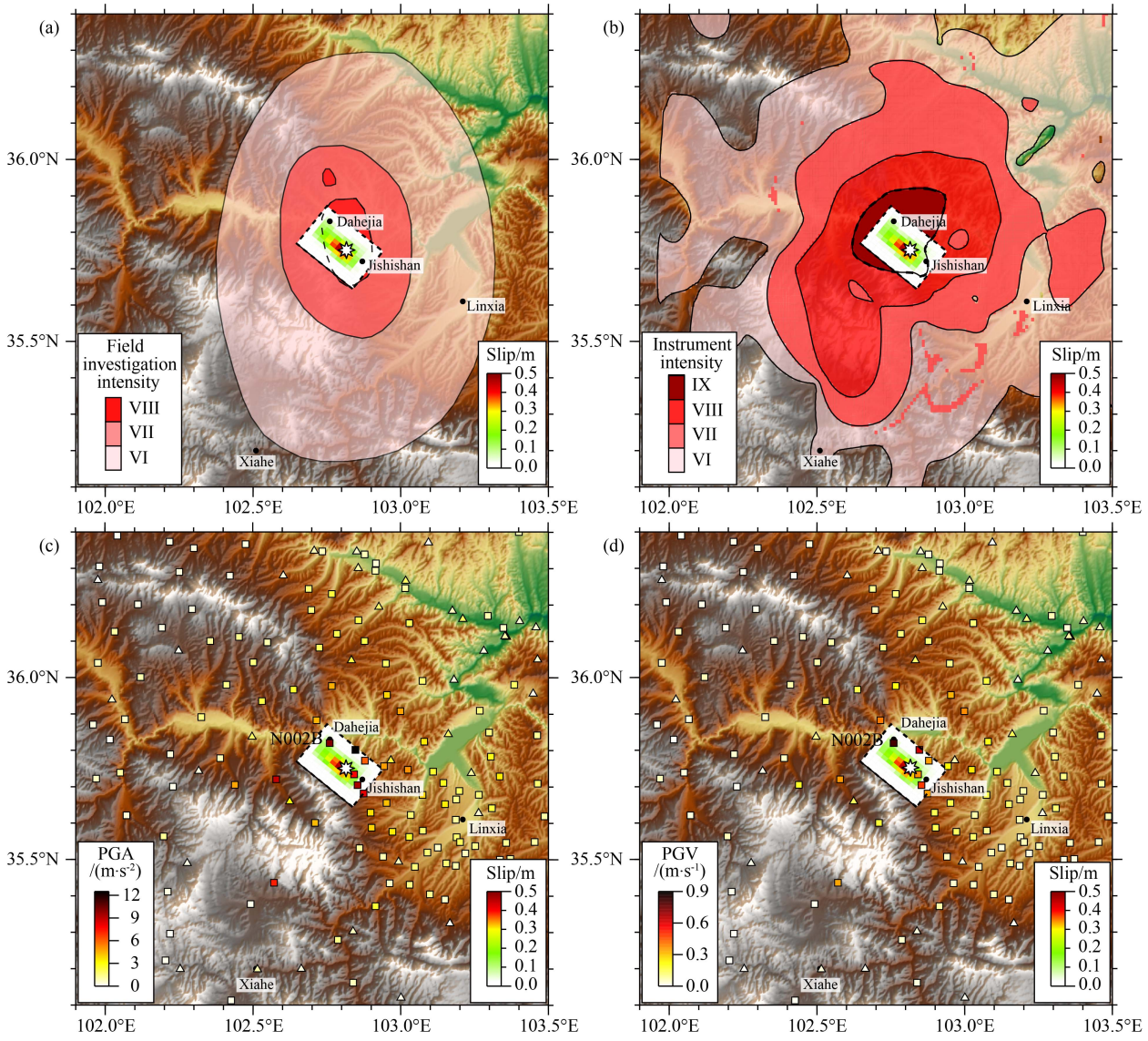

图 6　破裂过程联合反演得到的滑动分布在地表的投影与烈度图的比较

(a)实地调查烈度分布图(甘肃省地震局, https://www.gsdzj.gov.cn/info/1024/20233.htm)；(b)仪器烈度分布图；(c)台站峰值加速度(PGA)分布，其中方形为烈度计，三角形为强震台站；(d)峰值速度(PGV)分布.

Fig. 6　Comparisons between intensity maps and surface projection of fault slips obtained from joint inversion of rupture process

(a) Intensity distribution from field investigations (Gansu Earthquake Agency, https://www.gsdzj.gov.cn/info/1024/20233.htm); (b) Instrumental intensity distribution; (c) PGA distributions. Squares and triangles are MEMS and strong motion stations, respectively; (d) PGV distributions.

效应或其他环境因素影响较大的问题台站.

综上，相比于仪器烈度，震源破裂过程可以在两个方面发挥作用：(1)以现有的技术条件，可以在震后 10～20 min 确定破裂模型，快速、定量地估计灾害情况和次生灾害风险；(2)以震源破裂过程为基础可正演得到强地面运动，对烈度的估计进行补充和校正. 目前的震源破裂过程反演自动化工作正在推进中，在未来将会作为常规工作之一提供更多的震源信息，为震后应急响应提供更多支持(郑绪君等, 2018; Xu et al., 2023b).

5.2　断层参数和灾害机理

2023 年积石山地震是一次破裂未大规模出露地表的逆冲事件，由于地震规模不大，断层参数判定存在一定困难. 本文综合远震、强震和 InSAR 数据，比较、讨论和分析了此次地震的发震断层参数，认为断层发生破裂的主要滑动区域东倾的可能性更大. 然而，这一判定是基于单一断层模式进行的. 根据余震定位和余震机制结果(王世广等, 2024)，积石山地震断层虽然主要以东倾为主，但从南到北仍存在较明显的几何差异和运动学差异. 结合本文研究

结果，我们认为本次地震的主要破裂发生在以东倾为主的断层上，虽然其他断层段的地震矩规模较难分辨，但整个地震仍然存在多断层破裂的可能. 未来如能结合更高精度和覆盖更好的近断层数据，将有可能确证此次地震的多断层几何特征以及复杂破裂模型.

本次地震受灾情况较为严重存在多方面原因. 除地震发生季节和发生时间、建筑抗震性能弱、砂土液化等次生灾害显著和极震区软土层的放大作用外，震源机制和破裂过程的因素也不容忽视. 积石山地震是一次逆冲型地震，极震区主要位于断层上盘且与主要破裂区域契合，破裂的上盘效应是震感强烈的一大因素（俞言祥和高孟潭, 2001; 王海云和谢礼立, 2006）；此外，破裂主要从震源开始向西北及浅处传播，尽管破裂没有出露地表，但更浅的破裂以及由深至浅、向西北方向破裂的地震波多普勒效应，也会导致地震破坏的加剧；最后，此次地震相当一部分地震波能量以高于 0.5 Hz 的频率释放，这一频带范围的地震波容易被松软土层放大，加之其破裂源可能位于主要破裂区域边缘，容易导致更大范围和更强烈的地面运动.

致谢 本文远震数据下载自美国地震学联合会（Incorporated Research of Institutions of Seismology, IRIS），强震数据由中国地震台网中心（CENC）提供，InSAR 资料来源于哥白尼数据空间生态系统 (Copernicus Data Space Ecosystem). 作者感谢中国地震局地震预测研究所许月怡博士在研究工作中的帮助，感谢审稿人提出的宝贵意见.

References

Boatwright J, Choy G L. 1986. Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B2): 2095-2112, doi: 10.1029/JB091iB02p02095.

Boatwright J, Choy G L, Seekins L C. 2002. Regional estimates of radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4): 1241-1255, doi: 10.1785/0120000932.

Bormann P, Di Giacomo D. 2011. The moment magnitude M_w and the energy magnitude M_e: common roots and differences. *Journal of Seismology*, 15(2): 411-427, doi: 10.1007/s10950-010-9219-2.

Chen L C, Wang H, Ran Y K, et al. 2010. The M_S7.1 Yushu earthquake surface rupture and large historical earthquakes on the Garzê-Yushu Fault. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 55(31): 3504-3509, doi: 10.1007/s11434-010-4079-2.

Choy G L, Boatwright J. 1981. The rupture characteristics of two deep earthquakes inferred from broadband GDSN data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(3): 691-711, doi: 10.1785/BSSA0710030691.

Choy G L, Boatwright J L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9): 18205-18228, doi: 10.1029/95jb01969.

Convers J A, Newman A V. 2011. Global evaluation of large earthquake energy from 1997 through mid-2010. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B8): B08304, doi: 10.1029/2010jb007928.

Douglas A, Hudson J A, Marshall P D. 1981. Earthquake seismograms that show Doppler effects due to crack propagation. *Geophysical Journal International*, 64(1): 163-185, doi: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02664.x.

Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13, 017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201: 1-9, doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Feng W P, Li Z H, Elliott J R, et al. 2013. The 2011 M_W6.8 Burma earthquake: fault constraints provided by multiple SAR techniques. *Geophysical Journal International*, 195(1): 650-660, doi: 10.1093/gji/ggt254.

Feng W P, Omari K, Samsonov S V. 2016. An automated InSAR processing system: Potentials and challenges. //2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Beijing: IEEE, 3209-3210, doi: 10.1109/IGARSS.2016.7729830.

Huang H H, Aso N, Tsai V C. 2017. Toward automated directivity estimates in earthquake moment tensor inversion. *Geophysical Journal International*, 211(2): 1062-1076, doi: 10.1093/gji/ggx354.

Kanamori H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20): 2981-2987, doi: 10.1029/JB082i020p02981.

Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1): 108-124, doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.X.

Laske G, Masters G, Ma Z, et al. 2012. CRUST1.0: An updated global model of Earth's crust. //Geophysical Research Abstracts. *EGU*, 14: 743.

Li Z M, Tian Q J, Tu H W. 2009. Remote sensing characteristics of Lajishan fault. *Plateau Earthquake Research* (in Chinese), 21(1): 26-31, doi: 10.3969/j.issn.1005-586X.2009.01.004.

Liu C L, Zheng Y, Ge C, et al. 2013. Rupture process of the M_S7.0 Lushan earthquake, 2013. *Science China Earth Sciences*, 56(7): 1187-1192, doi: 10.1007/s11430-013-4639-9.

Liu Z J, Han B Q, Nai Y H, et al. 2024. Source parameters and slip distribution of the 2023 M_W6.0 Jishishan (Gansu, China) earthquake constrained by InSAR observations. *Geomatics and Information Science of Wuhan University* (in Chinese), doi: 10.13203/J.whugis20240008.

Montagner J P, Kennett B L N. 1996. How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models. *Geophysical Journal International*, 125(1): 229-248, doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x.

Newman A V, Okal E A. 1998. Teleseismic estimates of radiated seismic

energy: The E/M_0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11): 26885-26898, doi: 10.1029/98jb02236.

Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4): 1135-1154, doi: 10.1785/BSSA0750041135.

Sandwell D, Mellors R, Tong X P, et al. 2011. Open radar interferometry software for mapping surface deformation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(28): 234, doi: 10.1029/2011E0280002.

Shan B, Xiong X, Zheng Y, et al. 2009. Stress changes on major faults caused by M_w7.9 Wenchuan earthquake, May 12, 2008. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(5): 593-601, doi: 10.1007/s11430-009-0060-9.

State Administration for Market Regulation, Standardization Administration. 2020. GB/T 17742-2020 The Chinese Seismic Intensity Scale (in Chinese). Beijing: Standards Press of China.

Venkataraman A, Kanamori H. 2004. Effect of directivity on estimates of radiated seismic energy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4): B04301, doi: 10.1029/2003jb002548.

Wang H Y, Xie L L. 2006. Characteristics of near-fault strong ground motions. *Journal of Harbin Institute of Technology* (in Chinese), 38(12): 2070-2072,2076, doi: 10.3321/j.issn:0367-6234.2006.12.012.

Wang R J, Heimann S, Zhang Y, et al. 2017. Complete synthetic seismograms based on a spherical self-gravitating Earth model with an atmosphere-ocean-mantle-core structure. *Geophysical Journal International*, 210(3): 1739-1764, doi: 10.1093/gji/ggx259.

Wang S G, Xu G Y, Li S, et al. 2024. Analysis of earthquake sequence and seismogenic structure of the 2023 M_S6.2 Jishishan earthquake, Gansu Province, China. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 46, doi: 10.11939/jass.20230007.

Xu B B, Zhang Y. 2023. Joint inversion of centroid moment tensor for large earthquakes by combining teleseismic *P*-wave and *W*-phase records. *Geophysical Journal International*, 234(2): 1143-1156, doi: 10.1093/gji/ggad128.

Xu C Y, Zhang Y, Hua S B, et al. 2023a. Rapid source inversions of the 2023 SE Türkiye earthquakes with teleseismic and strong-motion data. *Earthquake Science*, 36(4): 316-327, doi: 10.1016/j.eqs.2023.05.004.

Xu C Y, Zhang Y, Wang R J, et al. 2023b. Application of MEMS data to fast inversion of rupture process: tests with recordings from the IRREEW network. *Seismological Research Letters*, 94(4): 1821-1835, doi: 10.1785/0220220369.

Yang J Y, Wen Y M, Xu C J. 2024. Seismogenic fault structure of the 2023 Jishishan (Gansu) M_S6.2 earthquake revealed by InSAR observations. *Geomatics and Information Science of Wuhan University* (in Chinese), doi: 10.13203/J.whugis20230501.

Ye L L, Kanamori H, Lay T. 2018. Global variations of large megathrust earthquake rupture characteristics. *Science Advances*, 4(3): eaao4915, doi: 10.1126/sciadv.aao4915.

Yu Y X, Gao M T. 2001. Effects of the hanging wall and footwall on peak acceleration during the Chi-Chi Earthquake, Taiwan. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 23(6): 615-621, doi: 10.3321/j.issn:0253-3782.2001.06.007.

Zhang B. 2012. The study of new activities on western segment of northern margin of Western Qinling Fault and Laji Shan Fault [Master's thesis] (in Chinese). Lanzhou: China Earthquake Administration, Lanzhou Institute of Seismology.

Zhang Y, Chen Y T, Xu L S. 2012a. Fast and robust inversion of earthquake source rupture process and its application to earthquake emergency response. *Earthquake Science*, 25(2): 121-128, doi: 10.1007/s11589-012-0838-2.

Zhang Y, Feng W P, Chen Y T, et al. 2012b. The 2009 L'Aquila M_W6.3 earthquake: A new technique to locate the hypocentre in the joint inversion of earthquake rupture process. *Geophysical Journal International*, 191(3): 1417-1426, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05694.x.

Zhang Y, Wang R J, Zschau J, et al. 2014. Automatic imaging of earthquake rupture processes by iterative deconvolution and stacking of high-rate GPS and strong motion seismograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7): 5633-5650, doi: 10.1002/2013JB010469.

Zhang Z G, Sun Y C, Xu J K, et al. 2014. Preliminary simulation of strong ground motion for Ludian, Yunnan earthquake of 3 August 2014, and hazard implication. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 57(9): 3038-3041, doi: 10.6038/cjg20140928.

Zheng X J, Zhang Y, Ma Q, et al. 2018. Fast inversion of rupture process based on strong motion data and the feasibility of its automation. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 61(10): 4021-4036, doi: 10.6038/cjg2018M0029.

Zheng X J, Zhang Y, Wang R J, et al. 2020. Automatic inversions of strong-motion records for finite-fault models of significant earthquakes in and around Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9): e2020JB019992, doi: 10.1029/2020JB019992.

附中文参考文献

陈立春, 王虎, 冉勇康等. 2010. 玉树 M_S7.1 级地震地表破裂与历史大地震. 科学通报, 55(13): 1200-1205, doi: 10.1360/csb2010-55-13-1200.

国家市场监督管理总局, 国家标准化管理委员会. 2020. GB/T 17742-2020 中国地震烈度表. 北京: 中国标准出版社.

李智敏, 田勤俭, 屠泓为. 2009. 拉脊山断裂带遥感特征研究. 高原地震, 21(1): 26-31, doi: 10.3969/j.issn.1005-586X.2009.01.004.

刘成利, 郑勇, 葛粲等. 2013. 2013 年芦山 7.0 级地震的动态破裂过程. 中国科学: 地球科学, 43(6): 1020-1026, doi: 10.1360/zd-2013-43-6-1020.

刘振江, 韩炳权, 能懿菡等. 2024. InSAR 观测约束下的 2023 年甘肃积石山地震震源参数及其滑动分布. 武汉大学学报 (信息科学版), doi: 10.13203/J.whugis20240008.

单斌, 熊熊, 郑勇等. 2009. 2008 年 5 月 12 日 M_W7.9 汶川地震导致的周边断层应力变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39(5): 537-545.

王海云, 谢礼立. 2006. 近断层强地震动的特点. 哈尔滨工业大学学报, 38(12): 2070-2072,2076, doi: 10.3321/j.issn:0367-6234.2006.12.012.

王世广, 胥广银, 李帅等. 2024. 2023 年甘肃积石山 M_S6.2 地震序列及发震构造分析. 地震学报, 46, doi: 10.11939/jass.20230007.

杨九元, 温扬茂, 许才军. 2024. InSAR 观测揭示的 2023 年甘肃积石山 M_S6.2 地震发震构造. 武汉大学学报 (信息科学版), doi: 10.13203/J.whugis20230501.

俞言祥, 高孟潭. 2001. 台湾集集地震近场地震动的上盘效应. 地震学报, 23(6): 615-621, doi: 10.3321/j.issn:0253-3782.2001.06.007.

张波. 2012. 西秦岭北缘断裂西段与拉脊山断裂新活动特征研究 [硕士论文]. 兰州: 中国地震局兰州地震研究所.

张振国, 孙耀充, 徐建宽等. 2014. 2014 年 8 月 3 日云南鲁甸地震强地面运动初步模拟及烈度预测. 地球物理学报, 57(9): 3038-3041, doi: 10.6038/cjg20140928.

郑绪君, 张勇, 马强等. 2018. 基于强震动资料的破裂过程快速反演及其自动化的可行性. 地球物理学报, 61(10): 4021-4036, doi: 10.6038/cjg2018M0029.

（本文编辑　何燕）