

沈琳, 赵连锋, 谢小碧, 何熹, 王卫民, 姚振兴. 2023. 利用 Lg 波计算地震应力降的方法及在青藏高原东缘典型震例中的应用. 地球与行星物理论评 (中英文), 54(5): 512-531. doi: 10.19975/j.dqyxx.2022-038.

Shen L, Zhao L F, Xie X B, He X, Wang W M, Yao Z X. 2023. Stress drops calculated from seismic Lg-waves and their applications for investigating the typical earthquake sequences in the eastern margin of the Tibetan Plateau. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 54(5): 512-531 (in Chinese). doi:10.19975/j.dqyxx.2022-038.

利用 Lg 波计算地震应力降的方法及 在青藏高原东缘典型震例中的应用

沈琳^{1,2}, 赵连锋^{1,3*}, 谢小碧⁴, 何熹¹, 王卫民⁵, 姚振兴¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所 地球与行星物理重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院地质与地球物理研究所 黑龙江漠河地球物理国家野外科学观测研究站, 北京 100029

4 美国加州大学圣克鲁兹分校 地球物理与行星物理研究所, 美国圣克鲁兹, CA 95064

5 中国科学院青藏高原研究所 大陆碰撞与高原隆升研究中心, 北京 100101

摘要: 地震应力降标志震源破裂过程中作用在断层系统上的应力释放水平, 是刻画震源物理过程和预测震源辐射特性的重要参数. 地震应力降主要受控于构造环境、震源机制和地震类型等. 观测得到的应力降还受到观测频带的影响, 所以它的绝对值难以准确测定. 采用体波、面波以及零频观测 (大地测量、GPS、InSAR) 等不同类型的观测数据获得的应力降也存在差异. 对于地震波数据, 通常采用间接方法去除传播路径中的衰减效应并获得震源激发谱, 进而估计应力降. 随着宽频带地壳 Lg 波衰减模型的建立, 可以构建直接校正路径衰减的方法, 从而获得对 Lg 波震源激发函数的准确估计. 进而通过对观测和理论震源谱的拟合获得整个地震序列中各个地震的标量地震矩、拐角频率和低频下降率等震源参数, 再根据断层模型计算应力降. 本文分别以青藏高原东缘典型的构造地震 2017 年 Ms7.0 九寨沟地震和潜在的工业注水诱发地震 2019 年 Ms6.0 长宁地震为例, 计算两个地震序列应力降的时-空变化过程, 探索构造地震与诱发地震之间的潜在的物理差异. 2017 年九寨沟地震的主震应力降为 27 MPa, 余震震级和应力降均呈快速下降趋势. 2019 年长宁地震的主震应力降为 32 MPa, 余震序列的应力降以起伏形式缓慢下降, 并曾出现过与主震应力降数值相当的余震. 这一现象主要来源于长宁地区长期的工业注水干扰了区域应力场, 提升了断层内的流体静压力并降低了断层滑动的驱动应力. 这一过程需经过震后较长的时间才能恢复. 上述两个地震序列具有相似的主震应力降但属于完全不同的类型, 说明在该区域无法通过单独观测主震应力降来区分构造与诱发地震, 而通过研究整个序列中应力降的时-空发展过程则有可能揭示出与此有关的进一步信息.

关键词: Lg 波震源谱; 路径衰减; 应力降; 2017 年九寨沟地震; 2019 年长宁地震

doi: 10.19975/j.dqyxx.2022-038

中图分类号: P315

文献标识码: A

Stress drops calculated from seismic Lg-waves and their applications for investigating the typical earthquake sequences in the eastern margin of the Tibetan Plateau

Shen Lin^{1,2}, Zhao Lianfeng^{1,3*}, Xie Xiaobi⁴, He Xi¹, Wang Weimin⁵, Yao Zhenxing¹

1 Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

收稿日期: 2022-04-24; 录用日期: 2022-10-09

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (U2139206, 42104055, 41974061, 41974054); 中国地震科学实验场资助项目 (2019CSES0103)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. U2139206, 42104055, 41974061, 41974054), and the China Seismic Experimental Site (Grant No. 2019CSES0103)

第一作者: 沈琳, 女, 博士研究生, 主要从事地震学研究, E-mail: shenlin@mail.iggcas.ac.cn

*通信作者: 赵连锋, 男, 研究员, 主要从事地震学研究, Email: zhaolf@mail.iggcas.ac.cn



2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 Heilongjiang Mohe Observatory of Geophysics, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

4 Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Santa Cruz, CA 95064, USA

5 Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research,
Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Abstract: Stress drop measures the stress release level over a fault during an earthquake rupture. As one of the important parameters for characterizing source mechanisms and predicting strong ground motions, the stress drop is controlled by the tectonic environment, focal mechanism, and type of earthquake sequence. The stress drop measurements from the seismic data also depend on the observation frequency band. Therefore, the values obtained from various seismic phases, such as body and surface waves, may be different. Previous studies have often used indirect methods to remove the attenuation effects along the propagation path to obtain the source spectra and then estimate the stress drops. Using a broadband high-resolution Lg-wave attenuation model, the attenuation effect can be directly corrected to obtain the Lg-wave source excitation spectra. By fitting the observed spectra to the theoretical source model, we can calculate the seismic moments and corner frequencies from which the stress drops can be calculated. Taking a typical tectonic earthquake and a potentially induced earthquake, that is, the 2017 M_S 7.0 Jiuzhaigou earthquake sequence and the 2019 M_S 6.0 Changning earthquake sequence, in the eastern margin of the Tibetan Plateau as examples, we explored the potential physical differences between tectonic and induced earthquakes. The stress drop in the 2017 Jiuzhaigou mainshock was approximately 27 MPa. The stress drops, and the magnitude of its aftershocks rapidly decay. However, for the 2019 Changning earthquake sequence, the temporal variation of stress drops declined slowly, with two aftershocks having stress drops comparable to the main shock. For an area with long-term water injection, it takes a long time to recover to its equilibrium status once a large earthquake disturbs the regional stress field. Given that no apparent difference in the absolute level of stress drops can be observed between the two types of earthquake sequences, the stress drops alone cannot be used to distinguish between induced and tectonic earthquakes in this area. The increasingly accumulated underground water may have created pathways linking multiple fault systems in the changing salt mining. Thus, the possibility of future induced earthquakes cannot be ruled out.

Keywords: Lg-wave source spectra; path attenuation; stress drop; 2017 Jiuzhaigou earthquake sequence; 2019 Changning earthquake sequence

0 引 言

应力降是地震前后作用在断层面上平均应力差, 反映震源区附近构造应力的释放水平, 是最基本的震源参数之一 (Abercrombie, 1995; Mayeda and Walter, 1996; Shearer et al., 2006; Stein and Wysession, 2003). 地震断层的位错、破裂面尺度、地震矩和应力释放量等都与地震应力降密切相关 (Abercrombie, 1995; Ide and Beroza, 2001). 应力降越高, 地震辐射的高频能量越多, 由此导致的地面振动越强烈, 因此应力降也是评估地震危险性的一个重要指标 (Baltay et al., 2013; Gallovič and Valentová, 2020; Goebel et al., 2015). 通过计算地震序列中各个地震的震源参数, 获得应力降的时空

演化规律, 能够约束地壳介质的物理力学性质和应力状态演变, 从而对了解地震孕育、发生和预测区域地震危险性具有重要意义 (Abercrombie et al., 2020; Chen and Abercrombie, 2020; Ruhl et al., 2017; 周少辉等, 2018). 例如, Allmann 和 Shearer (2007) 发现 2004 年 Parkfield 6.0 级地震发生前后圣安德烈斯断层上的高低应力降区域没有发生明显变化, 认为这次主震可能只释放了断层上一小部分应力. Wu 等 (2020) 通过计算 2008 年汶川 M_S 8.0 地震至 2013 年芦山 M_S 7.0 地震之间 8 年内所有 1.7~5.0 级地震的应力降, 发现应力降的大小在空间上强烈依赖于复杂的构造环境, 而随时间的变化可能指示了地震前后应力的积累或转移. Wu 等 (2018) 研究了俄克拉何马 4 个地震序列后发现, 应力降随

时间变化趋势存在较大差异, 说明该区域发震断层的应力背景具有高度复杂性. 震源机制和周围构造环境也会影响对应力降的观测 (Kemna et al., 2021; 赵翠萍等, 2011). 理论上对于正断层、走滑断层和逆断层来说, 上覆地层分别提供最大、中等和最小应力, 因此断层面上剪应力从正断层、走滑断层再到逆断层逐渐增加 (如, Hardebeck and Aron, 2009). 许多研究学者观测到逆断层应具有较高应力降, 正断层的应力降相对较低 (McGarr, 1984; Sibson, 1974, 1982). 然而, 断层类型对应力降的影响存在不同的认识 (Goebel et al., 2015; Oth, 2013). 在美国南加州的部分地区, 正断层应力降高于区域平均值, 但逆断层应力降低于平均值 (Shearer et al., 2006). 全球尺度的应力降研究表明, 俯冲带附近的逆冲型地震要比板块内的正断层地震和走滑断层具有更低的应力降 (Allmann and Shearer, 2009). 板内地震的应力降平均值显著高于板间地震的应力降 (Allmann and Shearer, 2009; Kanamori and Anderson, 1975; Scholz et al., 1986). 利用数值模拟方法, Kato (2009) 认为板内和板间地震应力降的差异可能主要来源于断面上的平均应力差, 而非断层强度或是摩擦特征. 通过计算日本地区大量地震事件的应力降, Oth (2013) 发现应力降与大地热流之间存在强烈的相关性, 因此得出应力降可能受控于温度的结论. 应力降能够用于区分潜在的诱发地震与构造地震 (Clerc et al., 2016; Dahm et al., 2013; Lengline et al., 2014). 地热开采、水力压裂和注水采盐等工业活动增加了地下岩层的孔隙压力, 改变了地下断层的应力加载状态从而诱发地震 (Ellsworth, 2013). 注水活动能够降低断面上的正应力, 因此诱发地震应力降远远低于邻近区域的构造地震的应力降 (Dahm et al., 2013; Ellsworth, 2013; Hough, 2014; Sumy et al., 2017). 然而, 也有一些研究结果表明诱发地震与构造地震的应力降基本相当, 两者均受到构造应力的驱动, 只是诱发地震会因流体注入而提前发生 (Huang et al., 2017; Jeong et al., 2021; van der Elst et al., 2016; Wang B et al., 2020).

应力降可以分为静态应力降与动态应力降. 静态应力降是根据地震矩与断层参数, 包括破裂长度、宽度和面积等计算得到的, 是断层因滑动导致断层面上剪切应力的净减少量; 动态应力降是通过地震辐射能量计算所得, 是断层面上总体应力的卸载量 (Brown et al., 2015; Kanamori and Rivera, 2004;

Stein and Wysession, 2003). 然而, 绝大多数地震断层的破裂发生在地下深部, 无法对应力释放和断层破裂尺度进行直接和准确的测量. 由于应力降的绝对数值强烈依赖于计算方法和理论震源模型的选择, 不同研究获得的应力降通常分布在 0.1~100 MPa 之间, 但往往存在较大系统偏差 (Abercrombie, 1995; Allmann and Shearer, 2009; Fischer and Hainzl, 2017; Goebel et al., 2015). 即使采用相同的计算方法, 断层参数选择也会导致应力降的值出现差别 (Brune, 1970; Madariaga, 1976; Sato and Hirasawa, 1973; Shearer et al., 2006). 由此造成相互之间比较的困难, 并导致对应力降与震级、震源深度、震源机制、地震序列类型之间关系的认知不一致 (Folesky et al., 2021; Kaneko and Shearer, 2014; Shearer et al., 2006). 例如, 一些研究认为震源深度增加导致上伏断层静压力增加, 因此深震比浅震应力降大 (Boyd et al., 2017; Hardebeck and Aron, 2009; Trugman, 2020); 但也有的研究观测到应力降的大小与震源深度无关 (Allmann and Shearer, 2007; Shearer et al., 2006; Wu et al., 2018).

利用震源辐射地震波的特性计算应力降主要通过理论震源谱和观测震源谱之间的拟合来获得标量地震矩和拐角频率, 从而估计应力降. 从波形数据中准确地分离震源谱, 需要去掉传播路径上的振幅衰减、几何扩散和台站下方的场地效应 (Allmann and Shearer, 2007; Drouet et al., 2005; Hough, 1997; 刘杰等, 2003). 因此, 应力降计算大多采用间接方法校正传播路径上的衰减效应 (Abercrombie, 2015; Shearer et al., 2006; Warren and Shearer, 2000). 例如, 谱比法将目标地震与邻近小震作比较, 消除衰减和场地效应的影响 (Abercrombie, 2014, 2015; Holmgren et al., 2019; Hough, 1997). 然而, 小震通常具有较多高频成分, 大地震往往高频成分相对较弱, 因此很难对路径上频率相关的衰减效应进行有效校正 (Allmann and Shearer, 2007; Anderson, 1986). 反之, 利用区域宽频带的衰减模型可以直接去除传播路径上的衰减效应, 获得高精度的震源激发函数, 该方法也常常被用于对爆炸当量的估计 (Nuttli, 1973, 1986; Zhao et al., 2008, 2012, 2017).

Lg 波是大陆路径上观测到的最显著的区域震相之一, 可以理解为 S 波在地壳内经多次超临界反射形成的导波或者高阶面波的叠加 (如, Campillo et al., 1985; Kennett, 1989; Phillips et al., 2000; Press

and Ewing, 1952). Lg 波对震源辐射花样不敏感, 通常可用于震级测量、核爆监测和震源函数估计 (如, Furumura and Kennett, 1997; Gallegos and Xie, 2020; He et al., 2020; Ottemöller et al., 2002; Zhao et al., 2008, 2017). 因此, 利用之前已经建立的青藏高原东缘地区宽频带高分辨率的 Lg 波衰减模型 (图 1), 能够合理校正地震波传播路径上的衰减效应 (Zhao et al., 2013a). 通过选取青藏高原东缘的两个典型地震序列, 即作为构造地震的 2017 年九寨沟地震序列 (图 2b) 和作为注水诱发地震的 2019 年长宁地震序列 (图 2c), 采用 Lg 波方法研究震源参数并计算应力降 (He et al., 2020; Shen et al., 2022). 这样, 通过相同的模型选择和计算方法, 获得两类地震序列的震源参数, 探讨其应力降对构造地震和诱发地震的约束能力.

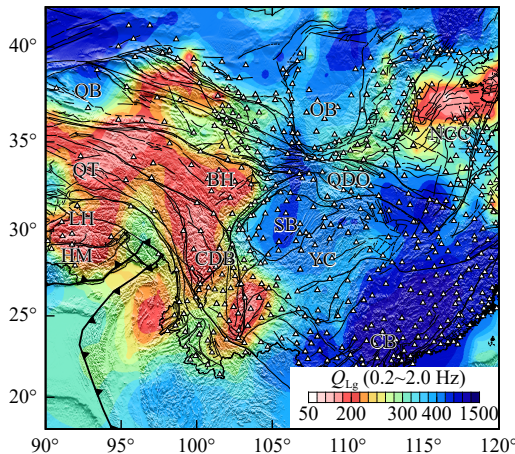


图 1 宽频带 Lg 波 Q 值及台站分布图 (Zhao et al., 2013a, 2013b). 其中三角形为地震台站, 黑色线段为板块边界和断层线. BH: 巴颜喀拉块体; CB: 华夏块体; CDB: 川滇块体; HM: 喜马拉雅块体; ICP: 印支块体; LH: 拉萨块体; NCC: 华北克拉通; OB: 鄂尔多斯盆地; QB: 柴达木盆地; QDO: 秦岭大别造山带; QM: 祁连山脉; QT: 羌唐块体; SB: 四川盆地; YC: 扬子克拉通

Fig. 1 Map showing a broadband regional Lg-wave Q distribution, overlapped by faults (thin black lines), geological sutures (thick black lines), and seismic stations (triangles) (Zhao et al., 2013a, 2013b). Abbreviations: BH, Bayan Har Block; CB, Cathaysia Block; CDB, Chuan-dian Block; HM, Himalaya Block; ICP, Indo-China Plate; LH, Lhasa Block; NCC, North China Craton; OB, Ordos Basin; QB, Qaidam Basin; QDO, Qinling-Dabie Orogen; QM, Qilian Mountain; QT, Qiangtang Block; SB, Sichuan Basin; YC, Yangtze Craton

1 应力降计算方法

常用的应力降计算方法包括谱比法和反褶积法,

其相似之处是利用经验格林函数来获取震源激发函数 (Abercrombie, 2015; Chen and Abercrombie, 2020). 谱比法需要对每一个目标事件选取周边一个或多个小震作为经验格林函数校正路径衰减, 而反褶积法通过计算一个统一的全局经验格林函数对得到的震源谱进行衰减校正, 从而获得震源参数 (Abercrombie, 2014; Shearer et al., 2019; Trugman and Shearer, 2017; Uchide et al., 2014).

1.1 谱比法

谱比法是近些年估计应力降较为经典的方法之一, 该方法通过计算目标事件与小震级事件观测振幅谱的比值来消除传播路径上的衰减和台基项从而获取目标事件的震源谱函数. 该方法不需要对衰减的频率依赖性和场地效应进行假设. 在选取小震作为经验格林函数时, 要求这些小震有足够小的震级 (至少比目标地震小一个震级单位), 以免目标地震的拐角频率受到经验格林函数的影响. 同时还需要它们与目标事件足够近且具有类似的震源机制. 然后对目标事件和经验格林函数进行波形互相关, 并设定互相关系数阈值对经验格林函数进行筛选. 将满足上述要求的经验格林函数假设为一个与目标事件有相同路径和场地效应的脉冲响应函数, 用其对目标地震事件进行反褶积, 去除传播路径和场地效应, 进而得到目标地震事件的震源函数信息.

对于给定的地震台站, 可以计算目标事件与经验格林函数事件之间的振幅谱比:

$$\frac{u_1(f)}{u_2(f)} = \frac{M_{01}}{M_{02}} \left[\frac{1 + (f/f_{c2})^m}{1 + (f/f_{c1})^m} \right]^{\frac{1}{\gamma}} \quad (1)$$

其中角标 1、2 分别表示目标事件与经验格林函数事件, f 为频率, f_c 为拐角频率, M_0 为地震矩, n 为高频下降率, γ 为控制拐角尖锐程度的参数. 通常设置高频下降率 $n = 2$, 对于控制拐角形状的参数 γ , Brune (1970) 选取 $\gamma = 1$, 而 Boatwright (1980) 选取更为尖锐的 $\gamma = 2$. 在实际应用中, 可对上述参数进行拟合测试, 将整体拟合残差最小的参数用于最终选取的模型 (Abercrombie, 2014; Allmann and Shearer, 2009). 根据公式 (1) 将每个事件对的比值进行拟合, 获得目标事件与经验格林函数事件的地震矩 M_0 和拐角频率 f_c , 进而计算应力降.

1.2 反褶积法

当每个地震由多个台站记录, 并且每个台站记录了多个地震时, 可以将观测到的振幅谱分解为震

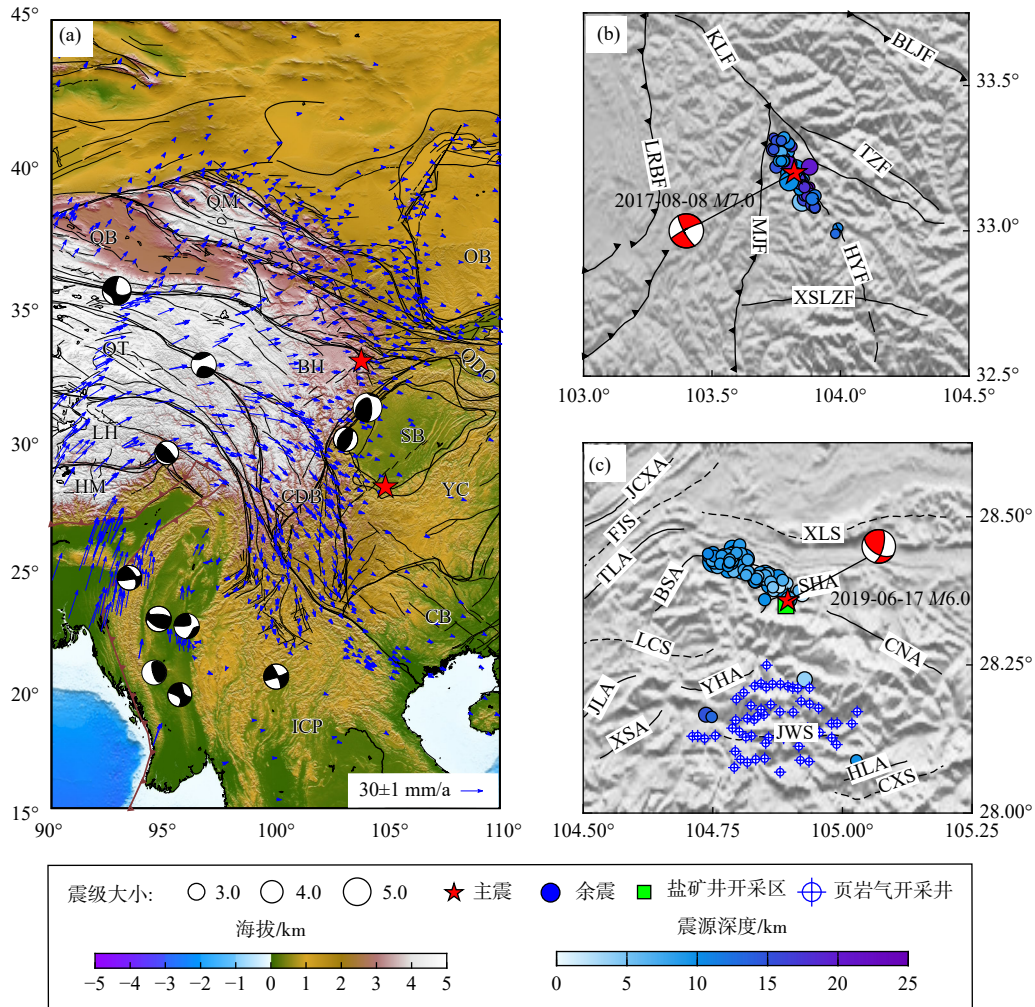


图 2 青藏高原东缘地表地形和 2017 年九寨沟和 2019 年长宁地震序列分布图。(a) 青藏高原东缘地表地形图和主要的板块边界 (黑色粗线)、断层 (黑色细线) 和俯冲带 (带三角的线段)。图中给出震级大于 6.5 地震的震源机制解 (黑白震源球)、以欧亚大陆为参考的 GPS 速率 (蓝色箭头) (修改自 Kreemer et al., 2014) 和 2017 年九寨沟和 2019 年长宁主震的位置 (红色五角星); (b) 2017 年九寨沟地震序列分布图, 其中主震位置用五角星表示, 余震分布用蓝色圆圈表示; (c) 2019 年长宁地震序列分布图, 图中叠加了震源区域内的背斜 (黑色实线) 和向斜 (虚线)、盐矿开采井 (绿色方块) 和页岩气开采井的位置 (蓝色圆圈加十字)。2019 年长宁地震序列重定位和震源机制的部分结果来自 Lei 等 (2019)。图中的缩写分别为, BH: 巴颜喀拉块体; BSA: 白象岩—狮子滩背斜; CB: 华夏块体; CDB: 川滇块体; CNA: 长宁背斜; CXS: 长官—叙永向斜; FJS: 符江向斜; HLA: 花香—梁子背斜; HM: 喜马拉雅块体; HYF: 虎牙断层; ICP: 印支块体; JCXA: 贾村溪背斜; JLA: 筠连背斜; JWS: 建武向斜; KLF: 昆仑断层; LCS: 罗场向斜; LH: 拉萨块体; LRBF: 龙日坝断层; MJF: 岷江断层; NCC: 华北克拉通; OB: 鄂尔多斯盆地; QB: 柴达木盆地; QDO: 秦岭大别造山带; QM: 祁连山脉; QT: 羌唐块体; SB: 四川盆地; SHA: 双河背斜; TLA: 腾龙背斜; TZF: 塔藏断层; XLS: 相岭向斜; XSA: 巡司场背斜; XSLZF: 雪山梁子断层; YC: 扬子克拉通; YHA: 玉和背斜

Fig. 2 Topographic maps showing the eastern margin of the Tibetan Plateau overlapped by both the locations of the 2017 Jiuzhaigou and 2019 Changning earthquakes and their aftershock sequence. (a) Map showing the eastern margin of the Tibetan Plateau overlaid with major block boundaries (thick black lines), fault system (thin black lines), and subduction zone (line with triangles). The black beach balls denote focal mechanisms of nearby earthquakes larger than the local magnitude of 6.5. The blue arrows represent the GPS velocities concerning the Eurasia block (modified from Kreemer et al., 2014). The red stars show the location of the 2017 Jiuzhaigou and 2019 Changning earthquakes. (b) Map showing the location of the 2017 Jiuzhaigou earthquake (red star) with its aftershock sequence (blue circles). (c) Map showing the location of the 2019 Changning earthquake sequence overlain by anticline (black lines), syncline (black dashed lines), salt mine area (green square), and shale gas well (blue cross-circles). The relocation data and focal mechanism for the 2019 Changning earthquake sequence are retrieved from Lei et al. (2019). Abbreviations: BH, Bayan Har Block; BSA, Baixiangyan-Shizitan anticline; CB, Cathaysia Block; CDB, Chuandian Block; CNA, Changning anticline; CXS, Changguan-Xuyong syncline; FJS, Fujiang syncline; HLA, Huaxiang-Liangzi anticline; HM, Himalaya Block; HYF, Huya fault; ICP, Indo-China Plate; JCXA, Jiacunxi anticline; JLA, Junlian anticline; JWS, Jianwu syncline; KLF, Kunlun fault; LCS, Luochang syncline; LH, Lhasa Block; LRBF, Longriba fault; MJF, Minjiang fault; NCC, North China Craton; OB: Ordos Basin; QB: Qaidam Basin; QDO, Qinling-Dabie Orogen; QM, Qilian Mountain; QT, Qiangtang Block; SB, Sichuan Basin; SHA, Shuanghe anticline; TLA, Tenglong anticline; TZF, Tazang fault; XLS, Xiangling syncline; XSA, Xunsichang anticline; XSLZF, Xueshanliangzi fault; YC, Yangtze Craton; YHA, Yuhe anticline

源、台基和与传播过程有关的因子, 在对数域可用下述线性方程来表示 (Allmann and Shearer, 2007, 2009; Drouet et al., 2005):

$$d_{ij} = e_i + s_j + t_{k(i,j)} + r_{ij} \quad (2)$$

其中由震源 i 到接收点 j 的振幅谱记为 d_{ij} , 震源项为 e_i (包括震源和近源衰减), 接收项为 s_j (包括场地响应和近接收点衰减), t_k 为与传播过程有关的项 (包括几何扩散项和传播路径上的衰减), r_{ij} 是传播路径 ij 上的残差. 由于每个地震台接收到来自大量地震的信号, 而每个地震又被大量台站接收到, 因此 (2) 式可以转化为一个关于震源项的超定联立方程组用于反演 (Shearer et al., 2006). 使用最小二乘迭代法求解方程 (2), 并依次单独求解 t_k 、 s_j 和 e_i 项, 在每个阶段保持其他项固定. 然后通过将 L1 范数权重分配给大于 0 的失配残差来抑制异常值. 在实际计算过程中, 该方法经过几次迭代后可以迅速收敛到稳定解. 在求解上述方程过程中, 辐射花样并未包括在其中, 而是以平均效应分散到了各个项内. 根据该方程求解得到的震源项 e_i 只是不同事件之间震源谱相对形状的差异, 并不是绝对震源函数.

地震矩 M_0 是根据震源谱的低频渐近得到的, 在估计其绝对值时需要利用地方性震级 M_L 与矩震级 M_W 之间的关系进行绝对数值校准. 获取地震矩之后, 为了得到每个地震事件的拐角频率, 需要利用全局经验格林函数对得到的相对震源谱进行校正. 以 0.2 地方性震级为间隔将震源谱函数放入每个堆栈中进行叠加, 将假设的理论震源模型对每个堆栈内叠加的震源谱进行拟合. 全局经验格林函数由各频率下所有实际观测与理论源谱函数在对数域中差值的平均值计算得到. 最后将所有地震震源谱函数与全局经验格林函数进行反褶积, 并进行震源模型拟合获取拐角频率, 利用圆盘断层模型计算应力降数值.

估计全局经验格林函数需要对理论震源谱的形状进行假设, 其中包括高频下降率, 地震自相似性或非自相似性等, 不同的震源模型假设将会产生不同的结果 (Prieto et al., 2004; Shearer et al., 2019). 该方法的优点是能可靠地获取同一个区域内不同地震事件之间的相对震源参数差异, 但由于不同地区获取的全局经验格林函数不尽相同, 其绝对值存在一定的不确定性 (Trugman and Shearer, 2017).

得益于中国大陆地区宽频带高分辨率的区域 Lg 波衰减模型的发展 (Zhao et al., 2010, 2013a, 2013b), 我们可以将地震波传播路径中的衰减效应进行直接去除. 在本研究中, 我们截取区域震相 Lg 波, 提取单台和双台数据约束每个地震的震源项, 利用 Brune 模型对每个频率上的震源项进行拟合获取震源参数地震矩 M_0 和拐角频率 f_c . 最后利用断层圆盘模型计算地震应力降.

2 应力降计算的 Lg 波方法

2.1 数据收集和预处理

对于 2017 年九寨沟地震序列, 我们收集了 2017 年 8 月 8 日至 2018 年 1 月 30 日期间、由 166 个宽频带地震台站记录到的地方性震级范围在 2.5~7.0 之间包括主震在内的 80 个地震事件 (刘瑞丰等, 2018). 对于 2019 年长宁地震序列, 我们收集了 2019 年 6 月 17 日至 9 月 30 日期间、由 567 个宽频带地震台站记录到的 95 个地方性震级在 2.8~6.0 之间包括主震在内的地震事件. 为了获取有效的区域 Lg 波震相, 对于一个地震事件我们选取 200~2000 km 震中距范围内的垂直分量记录, 我们要求每条波形的平均信噪比高于 1.0, 每个频率信号的信噪比要大于 2.0 (Zhao et al., 2010). 我们同时要求每个地震事件至少由三个不同台站且同一个台站至少接收到三条满足该信噪比的波形记录 (Zhao and Xie, 2016). 如不满足上述条件, 则该地震事件将会被去掉不予计算. 由于震级大小不同每个地震所接收到的有效台站不同, 但只要满足上述条件, 我们尽可能使用更多的波形记录来进行震源和台基项的反演. 原始波形数据从中国地震学数据中心和国家测震台网数据备份中心收集, 图 1 中的白色三角列出了本研究使用到的地震台站位置分布. 根据 Zhao 等 (2013a), 首先对地震记录进行预处理. 通过去除仪器响应获得地动速度; 利用 3.6~3.0 km/s 的群速度窗口截取 Lg 波, 同时利用与 Lg 波等长的时间窗截取 P 波初动前噪声序列. 在 Lg 波和噪声序列两端各增加时窗长度的 10% 用于余弦镶边消减. 对信号和噪声分别进行傅里叶变换, 得到 Lg 波和噪声的振幅谱. 假设地震记录是有效信号和噪声的叠加, 且噪声在一定时段内是与信号不相关的平稳随机过程, 我们对 Lg 波信号进行去噪处理, 并选取信噪比 2.0 作为门限值来筛选高

质量的 Lg 波数据, 得到 Lg 波振幅谱数据集 (Ringdal et al., 1992; Schlittenhardt, 2001)。

2.2 震源激发函数

在给定频率下, 由台站 j 记录到的事件 k 的振幅可表示为 (Xie and Mitchell, 1990):

$$A_{kj} = S_k G_{kj} \Gamma_{kj} P_j r_{kj} \quad (3)$$

其中 S_k 是震源频谱, G_{kj} 是几何扩散因子可表示为 $G_{kj} = (\Delta_0 \Delta_{kj})^{-1/2}$, Δ_0 是参考震中距, 通常设定为 100 km, Δ_{kj} 是事件 k 与台站 j 之间的距离 (Street et al., 1975); P_j 是场地效应, r_{kj} 是 Lg 波传播过程中的随机效应, 通常可忽略, 即 $r_{kj} = 1$. Γ_{kj} 是事件 k 到台站 j 传播路径上的衰减因子, 可从已建立的高分辨率宽带 Lg 波 Q 模型获得. 在已知该区域地壳衰减模型和几何扩散情况下, 地震事件到台站之间的传播效应可以直接得到并从观测中去除. 为提高可用数据量, 我们对提取地震事件的单台和双台数据, 利用单台-双台联合反演求解震源项 (Zhao et al., 2010, 2013a, 2013b):

$$\begin{bmatrix} H_s \\ H_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_s \\ A_t \end{bmatrix} \cdot \delta Q + \begin{bmatrix} E \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \cdot \delta S + \begin{bmatrix} F_s \\ F_t \end{bmatrix} \cdot \delta P \quad (4)$$

其中矩阵 A 和 E 分别建立了衰减扰动量 δQ 和震源扰动量 δS 与振幅残差 H 之间的关系, 下角标 s 和 t 分别代表单台和双台数据. 在反演过程中, 我们对场地效应项进行约束, 即 $\sum \delta P = 0$, $\sum |\delta P| < \varepsilon$, 其中 ε 为场地效应正则化的经验数值 (如, Ottemöller et al., 2002; Zhao and Mousavi, 2018). 利用已有的宽频带高分辨率地壳 Lg 波 Q 值模型能够消除传播路径上的衰减效应, 但是大量的振幅数据允许对衰减模型作进一步修正. 虽然与双台数据相关的矩阵项为零, 但双台数据能够较为准确地约束 Q 值, 为我们进一步优化现有衰减模型提供约束 (如, Fan and Lay, 2002; Xie et al., 2004). 在反演过程中, 我们允许 Q 值在区域衰减模型上下浮动 10% 进行模型更新, 以适应局部衰减起伏对结果的影响和地震事件的潜在不确定性, 进而减小反演残差. 采用最小二乘 (LSQR) 方法求解线性方程 (Paige and Saunders, 1982), 其中包括数据规格化、阻尼和平滑约束, 得到更新的 Q 值, 震源函数和台基响应的扰动量, 将扰动量代入线性方程组重复迭代更新结果. 迭代次数设置为 250 次, 选取振幅残差二范数最小时的震源函数、 Q 值和场地效应作为结果进行收录.

2.3 震源参数拟合和应力降数值计算

为了获取标量地震矩 M_0 和拐角频率 f_c , 我们使用下述震源模型来拟合 Lg 波震源谱:

$$S(f) = \frac{M_0}{4\pi\rho v^3 \{1 + [1 + (f/f_c)]^n\}} \quad (5)$$

其中, ρ 和 v 分别是震源区的介质密度和横波速度, n 为高频下降率, 也称高频衰减常数 (Abercrombie, 1995; Boatwright, 1980; 吴忠良等, 1999). 对于方程 (5), 当 $n=2$ 时为最常用的 ω^{-2} 震源模型 (Brune, 1970). 由于高频下降率通常与破裂过程各向异性和近源效应有关, 其数值通常介于 1.5~4 之间 (Abercrombie, 1995; Boatwright, 1980; Dahlen, 1974; Madariaga, 1976; Prieto et al., 2004). 因此, 我们允许高频下降率 n 值随地震矩 M_0 和角频率 f_c 变化, 从而获取最佳的震源拟合参数.

震群型地震序列通常较主震-余震型地震序列更为密集, 观测到的 Lg 波也更易受到低频噪声的影响. 这些噪声主要来自随机噪声、前驱震相、高频面波或者前一个地震的尾波. 避免这些低频噪声通常有两种方法, 一是通过提高信噪比门限值去除低信噪比数据 (Abercrombie, 2014; Boyd et al., 2017; Drouot et al., 2005); 二是设置一个低频截止频率直接去除受低频噪声严重影响的极低频频谱 (Abercrombie, 1995; Allmann and Shearer, 2007; Ottemöller and Havskov, 2003). 我们尝试提高信噪比方法来去除这些低频噪声, 将信噪比阈值分别提升至 3.0、4.0、5.0 和 10.0, 利用不同信噪比筛选得到的振幅谱反演震源激发函数. 结果显示, 提高信噪比无法对低频噪声进行彻底去除, 同时还导致部分地震高频信号大量缺失, 无法获得足够的数据来约束震源函数高频部分, 对拟合拐角频率造成较大误差. 因此, 盲目提高信噪比并不是解决此问题的最佳手段. 在实际数据预处理过程中通常利用事件前噪声或震相前噪声评估噪声水平和计算信噪比. 由于噪声源的复杂性, 这些噪声不一定完全反映在事件前和震相前噪声中. 例如, Rayleigh 面波有时会从 Lg 波群速度窗尾部混入 (Ma et al., 2012; Wald and Heaton, 1991), 使得基于事件前噪声或震相前噪声的信噪比不是判断这些低频数据的有效指标. 较大震级地震的震源谱往往具有较高的绝对振幅和丰富的低频成分, 因此受低频噪声的影响较小. 相反, 较小的地震具有较低的绝对振幅和丰富的高频成分. 这些小震震源谱的低频部分很容易落

入低频噪声中. 但是, 较小地震往往具有相对较高的拐角频率. 拟合这些小震的地震矩和拐角频率, 不需要极低的频率成分. 因此, 我们在数据处理中结合了这两种方法. 首先使用信噪比 $SNR=2.0$ 的阈值来获得 $0.05\sim 10.0$ Hz 之间整个频带上的震源激发函数; 然后检查 Lg 波震源谱, 确定一个合理的截断频率. 对于震级小于 3.5 的地震, 其频谱大多会出现较大而明显的“低频台阶”. 因此对震级大于或等于 3.5 的地震采用 $0.05\sim 10.0$ Hz 的震源函数拟合标量地震矩和拐角频率; 而对于震级小于 3.5 的事件, 通过检查其震源函数来设置低频截止频率, 以消除混入的低频成分. 对较小地震选择截断频率时, 既希望去除受干扰的低频成分, 又希望保有足够的低频平坦部分来估计标量地震矩. 快速模拟退火方法是一种非穷举全局优化算法 (Kirkpatrick et al., 1983), 它通过最小化观测和合成 Lg 震源谱之间误差的 L2 范数来估计地震矩 M_0 、拐角频率 f_c 和高频下降率 n . 进一步利用 Bootstrap 方法估计地震矩 M_0 、拐角频率 f_c 和高频下降率 n 的误差 (Efron, 1983).

为了进一步验证设置截止频率对结果稳定性的影响, 我们比较了利用不同信噪比阈值 $SNR=3.0$ 、 4.0 、 5.0 和 10.0 并结合选定的截止频率共同拟合得到的震源参数, 如图 3 所示. 从中可以看到, 设置低频截止频率的方法随信噪比增长展现出较为稳定的趋势. 为平衡数据质量和可用数据量之间的取舍, 我们最终选取信噪比阈值为 2.0 , 并结合对小震设置低频截止频率的方法估计震源参数.

标量地震矩 M_0 可用来估计矩震级 M_w (Hanks and Kanamori, 1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.03 \quad (6)$$

基于圆盘断层模型假设 (Brune, 1970; Eshelby, 1957), 将地震断层与一个半径为 R 的圆盘等效, 假设剪切应力同时作用于整个断层面, 应力降表达式为:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16} \left(\frac{1}{R} \right)^3 \quad (7)$$

其中圆盘断层半径 R 为:

$$R = \frac{kv}{f_c} \quad (8)$$

其中 k 是一个依赖于理论震源模型的常数, f_c 为拐角频率. 目前最广泛使用的结果来自 Madariaga

(1976), 他使用有限差分法对圆盘断层模型进行了动力学计算, 假设破裂速度为剪切波速度的 90%, 获得了 P 波和 S 波的 k 值分别为 0.32 和 0.21. 因此, 应力降可以基于地震矩 M_0 和拐角频率 f_c 计算得到, 即:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16} \left(\frac{f_c}{0.21v} \right)^3 \quad (9)$$

3 2017 年九寨沟地震和 2019 年长宁地震序列震源参数

3.1 区域构造背景

受青藏高原东向构造挤出逃逸的影响, 四川盆地西北部的巴颜喀拉块体具有强烈的地壳变形、复杂的断层结构和较高的地震活动性 (Bai et al., 2010; Royden et al., 2008). 速度和衰减层析成像结果表明, 巴颜喀拉块体下方存在广泛的低速和强衰减区域, 显示深部存在强烈变形和部分熔融 (Bao et al., 2015; Zhao et al., 2013a). 作为巴颜喀拉块体与四川盆地的分界, 龙门山断裂带长期受东南方向构造挤压的作用, 强震发育. 例如, 2008 年汶川 $M_w 7.9$ 地震和 2013 年芦山 $M_w 6.6$ 地震就发生在龙门山断裂带上 (Hao et al., 2013; Shen et al., 2009). 2017 年九寨沟 $M_s 7.0$ 地震发生在巴颜喀拉块体东缘昆仑断裂带东端塔藏断裂、岷江断裂和虎牙断裂交汇的历史地震破裂空区 (徐锡伟等, 2017). 作为青藏高原中北部一条巨大的左旋走滑断层, 东昆仑断裂带的滑移速率可达 12 mm/a. 其东部受到部分断层变形吸收的影响, 滑移速率逐渐减小 (Eric et al., 2007).

四川盆地位于扬子克拉通西北部, 自古生代以来具有稳定的沉积环境 (Wang et al., 2014). 四川盆地主要以褶皱和结晶盖层为特征, 内部几乎不存在变形, 整体呈现刚性特征 (He et al., 2019; Wang et al., 2001). 四川盆地内部和周边蕴藏着丰富的盐矿、石油和天然气资源 (He et al., 2019). 近年来, 四川盆地内部的地震活动性有所加强, 可能与盐矿开采和页岩气开采等工业活动伴随的注水有关. 例如, 四川盆地南缘的长宁地区, 盐矿和页岩气开采均已持续十年以上. 这些工业生产活动造成大量流体的注入, 导致诱发地震风险加剧 (Jia et al., 2020; Lei et al., 2017, 2020). 长宁南部的高洛地区页岩气

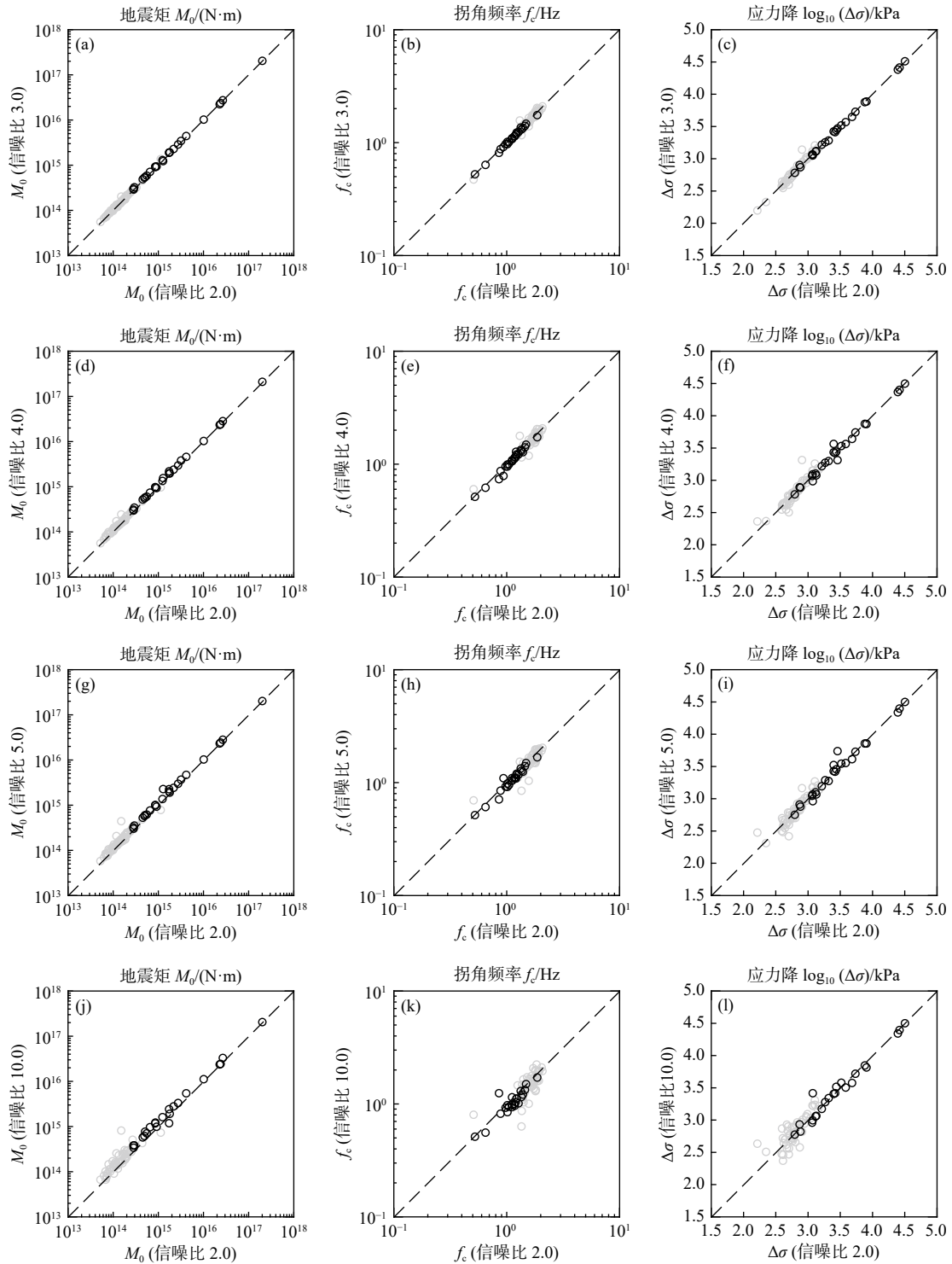


图 3 不同信噪比阈值下所得震源参数之间的对比, 其中最左列为标量地震矩 M_0 , 中间一列为拐角频率, 最右列为应力降. 每张子图分别显示了不同信噪比阈值 (y 轴) 相对于信噪比阈值 2.0 (x 轴) 所得震源参数之间的对比. (a-c)、(d-f)、(g-i) 和 (j-l) 分别表示信噪比阈值为 3.0、4.0、5.0 和 10.0 下的震源参数结果. 黑色和灰色的圆圈分别为 $M_L \geq 3.5$ 和 $M_L < 3.5$ 地震的结果

Fig. 3 Comparison of source moments M_0 (left column), corner frequency (middle column), and stress drop (right column) obtained using visually determined truncation and different SNR thresholds of 3.0 (a-c), 4.0 (d-f), 5.0 (g-i), and 10.0 (j-l). Shown in each panel are parameters obtained using different thresholds (vertical coordinate) versus those using threshold 2.0 (horizontal coordinate). The black and grey circles are for earthquakes with $M_L \geq 3.5$ and $M_L < 3.5$, respectively

区块龙马溪组下部发育多个气藏. 自 2008 年开展垂直井钻探, 2011 年进行水平井开采, 2014 年开始

利用水平井水力压裂开采页岩气, 同期伴随的地震活动性急剧增加 (Chen et al., 2014; Lei et al.,

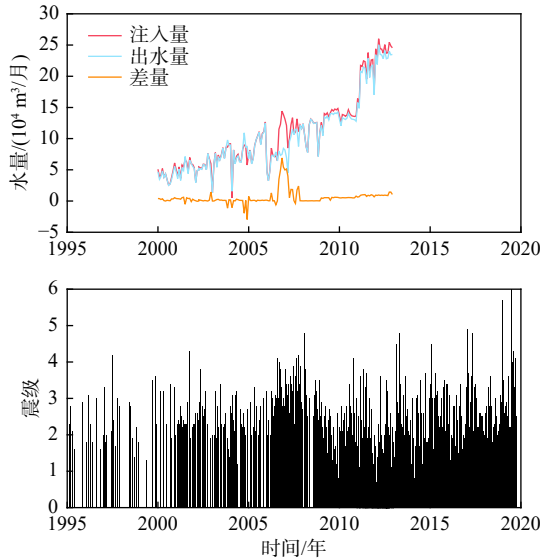


图 4 (a) 长宁地区盐矿注入、泵出水量以及二者之差随时间的变化曲线 (修改自 Shen et al., 2022; Sun et al., 2017); (b) 长宁地区地震活动分布图

Fig. 4 (a) Water injection, pumping, and water loss rates for the Changning salt mine (modified from Shen et al., 2022; Sun et al., 2017) and (b) seismicity in the Changning and its surrounding area

2017) . 长宁北部的双河盐矿位于震旦系灯影组深度约 2.7~3.0 km, 自 1990 年开始单井注水采盐, 2004 年开始通过水平井进行盐矿开采, 近些年工业注水采盐活动规模不断扩大 (Ruan et al., 2008) . 在盐矿开采过程中, 从注水井注入流体, 溶解地下盐分, 然后再从地下泵出卤水回收盐. 然而, 注入地下的水会发生扩散, 导致无法完全抽出而累积在地下. 如图 4 所示, 双河盐矿的地震活动性与净注入量 (注入量减去泵出量) 密切相关. 尽管 2013 年后无法获得注入和泵出数据, 但该地区的地震活动性仍然很高, 直至 2019 年发生长宁地震, 可能说明该地区的净注入量仍然在增加. 2019 年长宁 $M_S6.0$ 地震位于长宁地区北部双河地区的长宁背斜之上, 是一个大型基底断层弯曲褶皱不对称背斜, 包含许多高角度逆冲断层和复杂的背向斜构造, 地下微裂系统较为发育 (He et al., 2019; Sun et al., 2017; Wang et al., 2013) . 因此, 2019 年长宁地震序列可能与长期的注水采盐活动有关.

3.2 结果

利用地震 Lg 波方法, 进行路径 Q 值校正, 获得了 2017 年九寨沟和 2019 年长宁地震序列中各个地震的 Lg 波震源谱函数. 通过与理论震源谱拟合得到它们的标量地震矩和拐角频率, 进而计算了各个地震的应力降. 震源谱函数是在每个频率下单独反

演得到的, 其中没有使用与频率相关的任何假设. 图 5 为拟合震源谱函数的几个实例. 2017 年 8 月 8 日 $M_S7.0$ 九寨沟地震序列的主震地震为 $6.67 \times 10^{17} \text{N} \cdot \text{m}$, 拐角频率为 0.34 Hz, 高频下降率为 2.88, 应力降为 27 MPa, 整个地震序列应力降的中值为 0.63 MPa. 2019 年 6 月 17 日 $M_S6.0$ 长宁地震的主震地震矩为 $2.14 \times 10^{17} \text{N} \cdot \text{m}$, 拐角频率为 0.51 Hz, 高频下降率为 3.47, 应力降值为 32 MPa, 整个地震序列应力降的中值为 0.78 MPa. 图 6a 绘制了两个地震序列地震矩与拐角频率之间的关系. 结果显示地震矩分布范围为 $10^{14} \sim 10^{17}$, 拐角频率分布在 0.3~2.4 Hz. 图 6b 为利用公式 (4) 得到的矩震级 M_W 与 CENC 所给出的地方性震级 M_L 之间的关系. 通过线性回归可得这两个地震序列矩震级与地方性震级的关系分别为 $M_L \sim 1.45 M_W$ (长宁地震序列), 以及 $M_L \sim 1.42 M_W$ (九寨沟地震序列). 此前已有许多关于矩震级与地方性震级之间关系的研究 (Goertz-Allmann et al., 2011a; Munafò et al., 2016), 例如, Bethmann 等 (2011) 认为震级在 3.0~5.0 之间 M_L 与 M_W 基本一致, 而对于一些小震来说 $M_L \sim 1.5 M_W$. 地方性震级与矩震级之间的差异可能源于这两个震级标度基于震源谱的不同频段, 可能也受传播路径上与频率相关的衰减和散射的影响 (Munafò et al., 2016) .

2017 年九寨沟地震序列主震震级与最大余震相差较大. 相对于主震震中, 余震主要沿西北和东南方向发育. 如图 7a 和 7b 所示, 以主震为中心, 其西北段余震比东南段余震数量少, 而西南段分布 4.0 级以上的余震, 且具有相对高的应力降数值. 2017 年九寨沟地震无明显地表破裂, 大地测量数据和震源破裂过程反演结果显示断层面上同震形变存在非对称分布特征, 且主要集中在约 4~16 km 的深度. 产生最大滑动区域与主震附近的高应力降结果相对应 (季灵运等, 2017; 王卫民等, 2017; 王悦兵等, 2018) . 2019 年长宁地震序列主要集中在双河地区, 暗示着此次地震序列与注水活动密切相关 (图 7c) . 主震距离盐矿开采区非常近, 20 多年来, 长宁盐矿向地下 3 km 处注入了大量水 (Lei et al., 2019) . 为了研究双河背斜沿线应力降的空间变化, 我们将所有地震投影到 300° 走向的垂直剖面上. 在大约 20 km 的距离上, 应力降显示出很大的变化, 这可能反映了断层强度的空间变化和均匀的应力分布 (图 7d) . 同震破裂区边缘的两次余震具有接近主震的应力降数值, 这可能是主震破裂在余

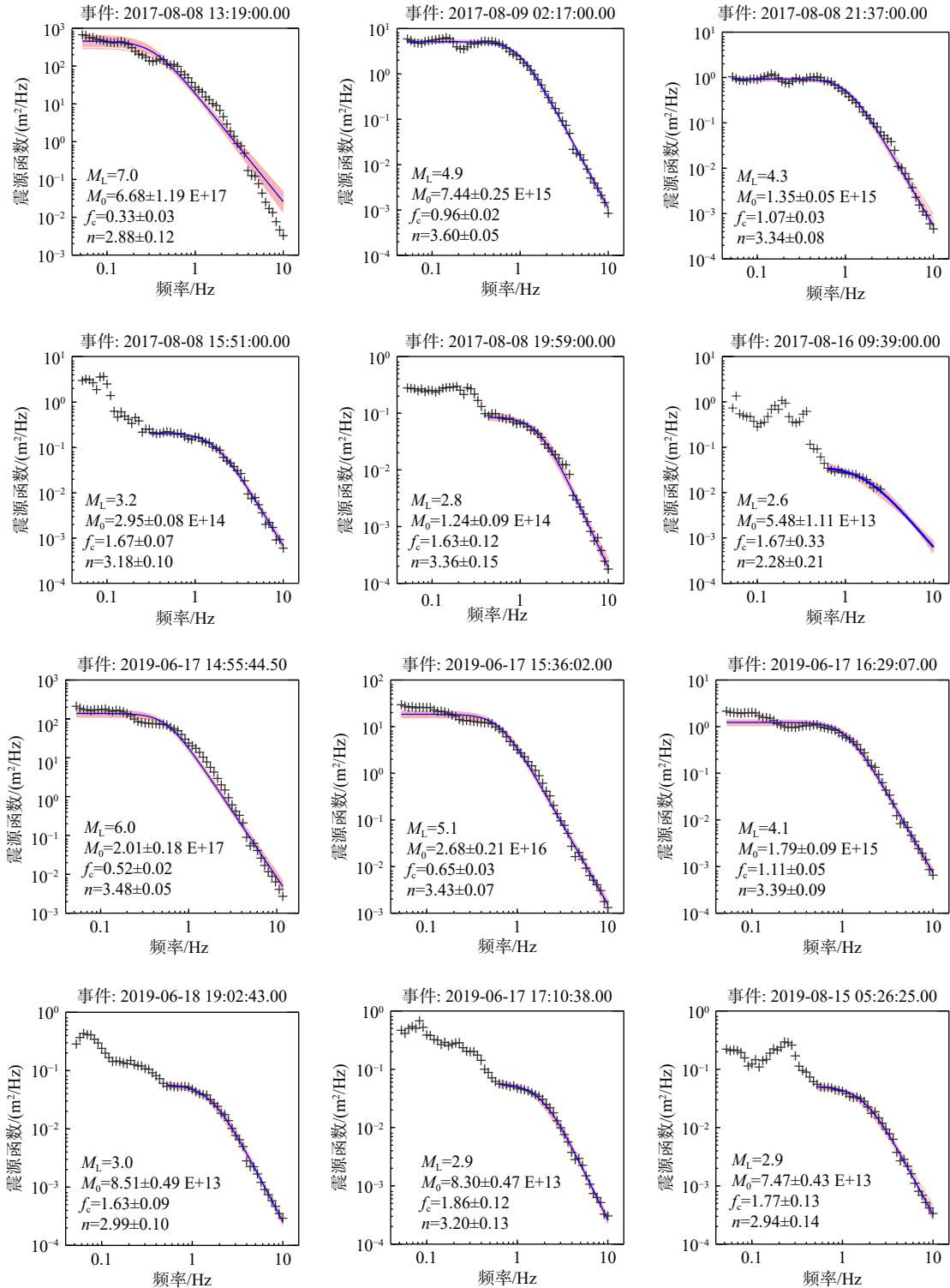


图 5 Lg 波震源激发函数及震源参数拟合结果示例. 其中黑色十字表示反演得到的 Lg 波震源项, 实线是拟合得到的最佳震源模型, 粉色区域为拟合的标准差. 每幅图顶部给出了各个地震事件的发震时刻, 左下角给出了地方性震级 M_L 、拟合得到的地震矩 M_0 、拐角频率 f_c 和高频下降率 n

Fig. 5 Lg-wave source excitation spectra for 12 selected events from the Jiuzhaigou and Changning earthquake sequence. The origin time of each event is on the top of each panel. The black crosses are source spectra inverted from the observed Lg-wave spectra. Solid lines are the best-fit source models, and pink shades are their standard deviations. All the fitting frequency bands for smaller earthquakes ($M_L < 3.5$) are visually selected. The local magnitude M_L , moment magnitude M_W , seismic moment M_0 , corner frequency f_c , and high-frequency falloff rate n along with their standard deviations, are labeled in each panel

震过程中进一步向外扩展造成的 (Das and Henry, 2003; 谷继成等, 1982). 高应力降地震的位置与

InSAR 同震形变反演得到的两个高滑移区相对应, 分别位于主震附近和余震区的西北部 (Li et al.,

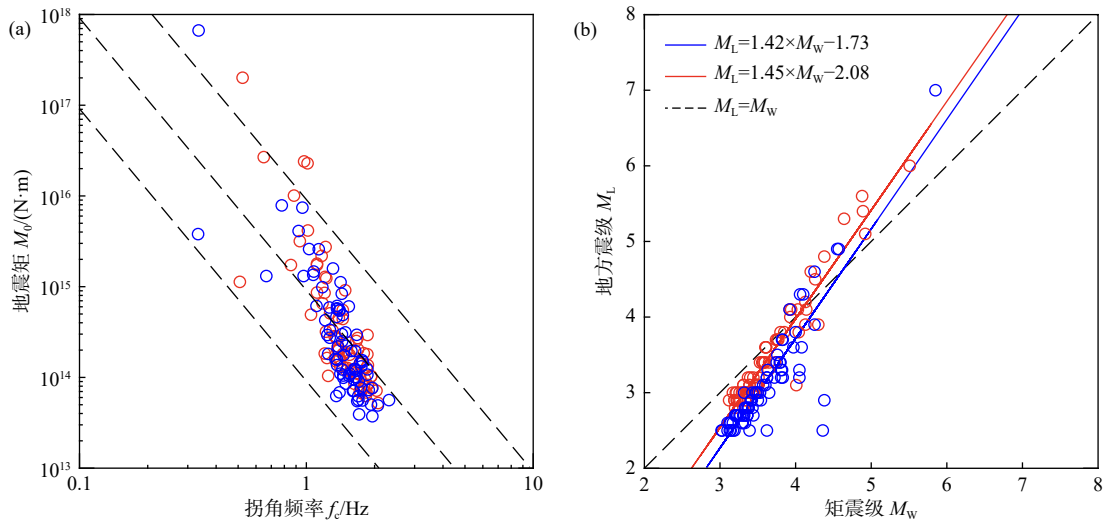


图 6 (a) 标量地震矩 M_0 与拐角频率 f_c 之间的关系. (b) 地方性震级 M_L 与根据地震矩 M_0 得到的矩震级 M_W 之间的关系图. 蓝色代表 2017 年九寨沟地震序列的结果, 红色代表 2019 年长宁地震序列的结果

Fig. 6 (a) Seismic moment versus corner frequency for the 2017 Jiuzhaigou earthquake sequence (green dots) and 2019 Changning earthquake sequence (red dots) in this study. The dashed lines mark constant stress drops for 0.1, 1.0, and 10 MPa. (b) The local magnitude M_L measured by CENC versus moment magnitude M_W derived from the seismic moment M_0 . The dashed line represents the relation of $M_L = M_W$. The red and green solid lines represent the best fit relation between M_L and M_W for the 2017 Jiuzhaigou and 2019 Changning earthquake sequence, respectively

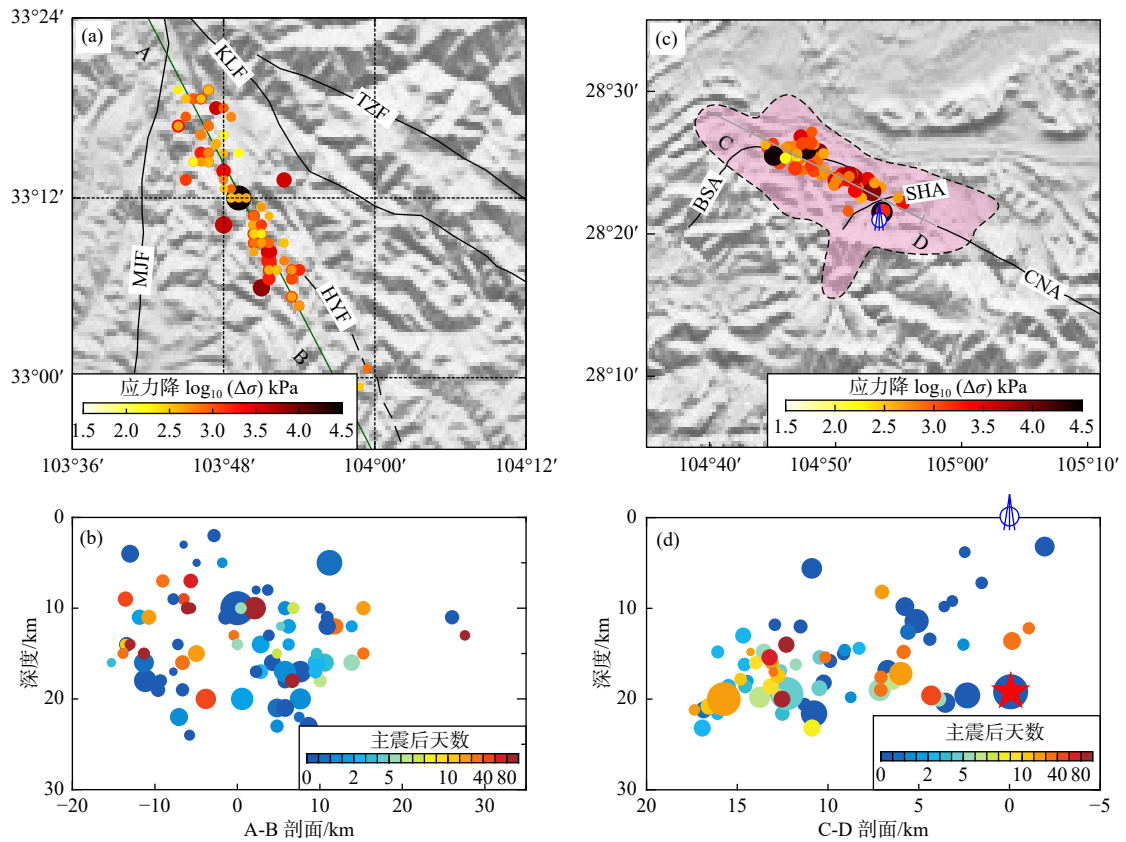


图 7 2017 年九寨沟 (a, b) 和 2019 年长宁地震序列 (c, d) 应力降的空间分布图. 其中图 (a, c) 中圆圈内的颜色表示应力降数值大小, 图 (b, d) 中圆圈尺寸表示应力降大小, 颜色表示余震发生时间

Fig. 7 The spatial distribution for the 2017 Jiuzhaigou (a, b) and 2019 Changning (c, d) earthquake sequence. The filled color in (a) and (c) represents the stress drop value. The size of the circle and its filled color denote the time after the mainshock (in days) and stress drop value, respectively

2021; Wang S et al., 2020; Yang et al., 2021)。

如图 8 所示, 我们进一步统计了两个地震序列应力降与震源深度和震级之间的关系, 发现两个地震序列应力降与深度之间的关系相对较为分散。尽管 2019 长宁地震应力降有随深度增加的趋势, 但相关性较低。这与 Abercrombie 等 (2021) 的观测一致, 他们在计算过程中引入了一个依赖于深度的衰减校正项, 发现应力降大小与深度不存在明显关系。我们发现这两个地震序列应力降数值随着地方性震级 M_L 的增大而呈现增大趋势。这一趋势不符合地震自相似假定, 即大小地震的物理性质基本相似, 应力降不随震级变化 (Aki, 1967)。考虑到目前无法为地震自相似性提供可靠的物理机制解释, 应力降标度自相似可能强烈依赖于震源模型的选择 (Cocco et al., 2016)。假如这种趋势存在, 则暗示大地震需要更大的动量去打破更强的断层, 从而导致更大的应力降 (Boyd et al., 2017)。同时也有许多研究观测到了应力降随震级的增大而增大的趋势 (Trugman, 2020; Wu and Chapman, 2017; Wu et al., 2018)。

3.3 讨论

由于不同计算方法、参数和震源模型的选择导致应力降的绝对值大小存在较大的系统性偏差, 全球和区域应力降研究结果表明其数值主要分布在 0.1~100 MPa (如, Abercrombie, 1995; Kaneko and Shearer, 2014)。实验室利用岩石摩擦系数估计的应力降数值约为 50~150 MPa (Byerlee, 1978)。我们利用 Lg 波计算得到的 2017 年九寨沟和 2019 年长宁主震的应力降值分别为 27 MPa 和 32 MPa。王宏伟等 (2017) 利用近震 S 波信号拟合震源参数进而计算得到了 2017 年九寨沟地震的应力降数值为 3.85 MPa。Li 等 (2020) 利用反演得到的断层破裂长度和宽度计算 2019 年长宁地震应力降约为 0.58~1.79 MPa。这些绝对数值上的较大差异均是由不同计算方法、参数和震源模型选择不同所导致的。但是对于同种计算方法, 分析其之间的相对变化趋势是可靠的 (如, Goebel et al., 2015; Shearer et al., 2006)。

通常, 随着余震序列持续时间的增长, 断层附近累积的局部应力会被释放, 断层面也会逐渐愈合, 造成余震应力降随时间变化, 这一特征可能反映主震之后区域应力场的变化趋势 (Hauksson, 2014)。如图 9a 所示, 2017 年九寨沟地震发生后, 应力降

呈持续衰减趋势, 同时伴随该区地震活动强度的降低, 表明积累的能量大部分被主震释放 (王悦兵等, 2018)。相似的趋势也可见于 2008 年汶川余震序列。华卫等 (2009) 分析了 M_L 3.0 地震应力降的时空演变过程, 表明汶川主震后余震区应力降呈现逐渐衰减的趋势。然而, 2019 年长宁地震应力降随时间的变化趋势较为复杂。尽管主震发生后余震应力降在短时间有所降低, 但在主震后的第 5 天和第 17 天分别发生了应力降约为 25 MPa 的 M_L 5.4 和 5.6 级余震, 与主震应力降 32 MPa 接近 (图 9b)。长宁地震序列应力降随时间的变化模式与典型的构造地震序列应力降快速下降形成对比。这种差异可能与长宁盐矿长期注水、增加了地下微裂隙的孔隙水压力有关。一旦在该地区经历较大的地震后, 可能需要更长的时间才能恢复到地震发生前的应力平衡状态。

值得注意的是 2017 年九寨沟和 2019 年长宁地震序列应力降数值与震级之间有着明显的线性依赖关系 (图 8b 和 8d), 这一观测偏离了 Aki (1967) 提出的地震自相似性, 即应力降数值基本不随震级和地震矩大小发生变化。然而近些年来许多研究发现并不是所有地震都遵循这一理论, 应力降与震级关系偏离自相似性是一种真实的现象还是一种由计算所导致的非真实现象仍存在争议 (如, Cocco et al., 2016; Folesky et al., 2021)。例如, Yoo 等 (2010) 利用两种不同的基于尾波的计算方法获取了 2005 年福冈地震序列应力降分布, 主震显示出比余震更高的应力降, 这意味着大地震和小地震的破裂动力学是不同的。Trugman 和 Shearer (2017) 在不固定高频下降率 n 值情况下拟合震源参数, 并计算了南加州五个地震序列应力降数值, 结果显示较大的地震有着更高的应力降数值。前人研究青藏高原东缘大量地震序列应力降结果同样也显示了与震级之间良好的线性关系 (华卫等, 2009; 吴微微等, 2017; Wu et al., 2020)。这说明在青藏高原东部地区, 大地震可能并不完全是小地震的简单放大, 较大地震的高频能量可能比预期的丰富。

诱发地震和构造地震的震源特性存在差异。虽然二者均由累积应变超过断层所能承受的临界强度所驱动, 对于诱发地震来说, 工业注水活动增加了地下岩层内的孔隙压力, 降低了断面上的正压力, 从而使断层面摩擦力降低因而更易发生滑动 (Shapiro et al., 2011)。Sumy 等 (2017) 研究了俄克拉何马州布拉格地区诱发地震的应力降, 发现其

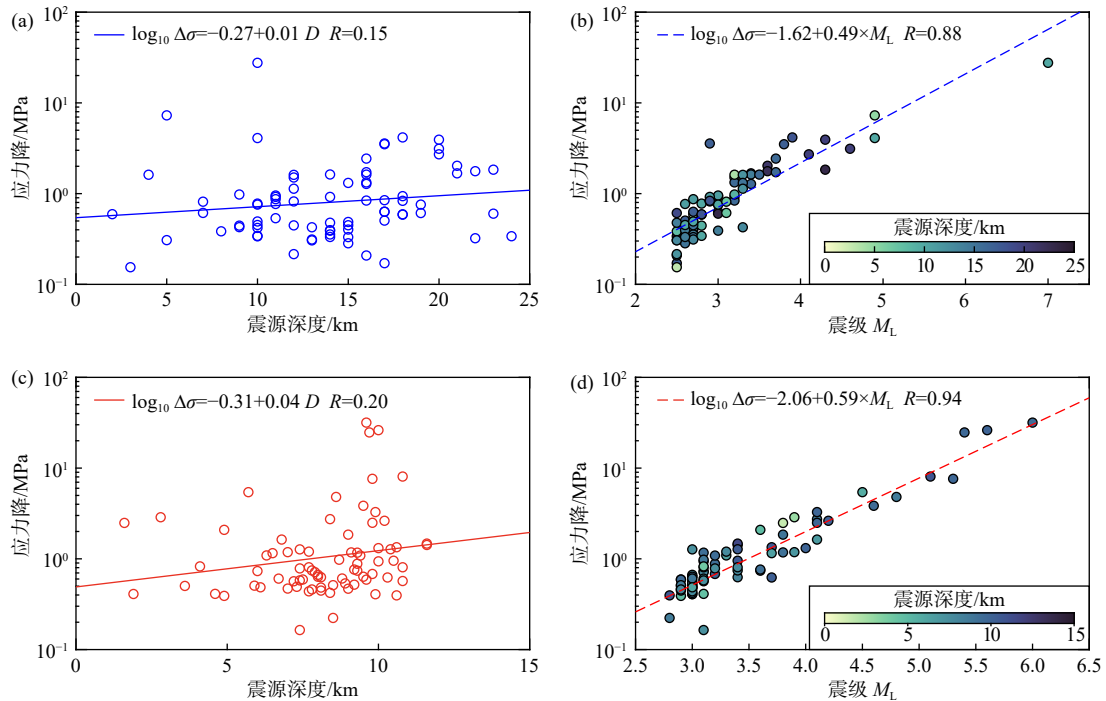


图 8 (a, c) 2017 年九寨沟和 2019 年长宁地震序列应力降随震源深度的关系, 实线是拟合得到的二者之间的线性关系。(b, d) 两个地震序列应力降与震级 M_L 的关系, 虚线表示回归得到的线性关系, 颜色标明震源深度

Fig. 8 The stress drops from the 2017 Jiuzhaigou and 2019 Changning earthquake sequence versus the focal depth and local magnitude, respectively. The circles represent the stress drop value, the solid and dashed lines denote the linear relationship for the stress drop with focal depth and local magnitude, respectively. The filled color in (b) and (d) represent the focal depth

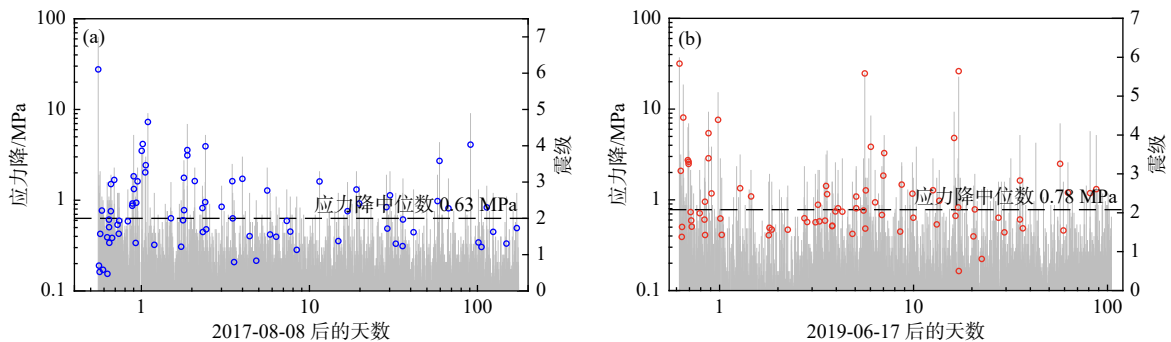


图 9 2017 年九寨沟 (a) 和 2019 年长宁地震序列 (b) 的应力降 (圆圈) 和地方性震级 (灰色竖线高度) 随时间的变化趋势. 黑色虚线为整个地震序列的应力降中值. 注意时间为对数尺度

Fig. 9 The temporal distribution of stress drop and local magnitude for 2017 Jiuzhaigou (a) and 2019 Changning earthquake sequence (b). The vertical gray lines represent the seismicity with their heights denoting the magnitudes. The horizontal black dashed lines mark the median stress drop of the whole earthquake sequence. Note that the time axis is on a logarithmic scale

明显低于美国东部典型构造地震的应力降, 并认为可能与流体注入有关. 许多研究者在其它地区也观测到了相似的趋势 (Boyd et al., 2017; Chen and Shearer, 2011; Hough, 2014). 然而, 也有许多研究结果认为诱发地震有着与构造地震相近的应力降值和破坏程度 (Clerc et al., 2016; Huang et al., 2016, 2017; van der Elst et al., 2016). 利用 Lg 波方法获得的 2017 年九寨沟与 2019 年长宁地震及其余震序列的应力降在数值上没有明显差别, 这可能说明四川

盆地边缘诱发地震与构造地震的潜在破坏性相当. 如图 7a 所示, 黑色虚线表示不同数值应力降等值线, 蓝色和红色分别表示 2017 年九寨沟和 2019 年长宁地震序列应力降, 但是这两个地震序列混杂在一起, 没有明显的大小区分. 在青藏高原东部地区构造与诱发地震的应力降大小并无明显区别. 我们这一观测结果也暗示了诱发地震与构造地震类似, 均由构造应力驱动, 不同的是工业活动可能会使得该区域地震提前发生 (Huang et al., 2017).

Goertz-Allmann 等 (2011b) 观测到应力降有随着与注水点距离的增加而增大的趋势, 因而应力降与注水引起的孔隙压力扰动相关. 这一观测得到了关于流体扩散的地质力学数值模拟的支持, 注水点附近的高孔隙压力能够有效地降低断层面上的有效应力水平, 所以应力降与注水点距离正相关 (Goertz-Allmann and Wiemer, 2013). 由于长宁多井采盐范围相较余震区尺度可忽略不计, 所以可以将采盐区域简化为一个点, 计算得到地震距离注水点的距离与应力降的关系. 如图 10 所示, 长宁地震序列应力降随注水点距离变化较为复杂, 但未发现二者之间存在系统相关趋势. Lei 等 (2019) 沿二维破裂面的流体压力扩散的数值模拟结果显示, 经过长时间的注水活动后, 地下高孔隙压力区可扩散至距离注水点很远的距离, 形成一个高孔隙压力“平台”. 注水采盐活动已经持续了 30 余年. 截止到 2013 年底, 累计造成 85 万立方米的失水量 (Sun et al., 2017). 这可能说明整个余震区地下岩层中的孔隙压力已经达到一种平衡状态, 因而应力降与距注入中心的距离之间没有明显的相关性.

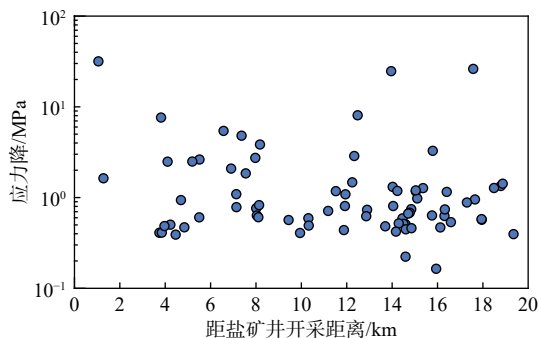


图 10 2019 年长宁地震序列应力降与注水井距离之间的关系

Fig. 10 Stress drop of the 2019 Changning earthquake sequence versus distance away from the injection well

长宁地震序列的应力降在时间和空间上均呈现出较大起伏. 几次强余震的应力降几乎与主震相当, 而小余震的应力降则系统性地偏低. 在注水采盐过程中, 流体不仅扩散到岩石孔隙内改变孔隙压力, 而且会直接溶解固体盐造成双河背斜断层强度降低, 使断层更容易滑动. 余震区西北段发生的两次高应力降事件可能是由于主震触发了白象岩—狮子滩背斜的断裂活动造成的 (易桂喜等, 2019). 该区域复杂的局部结构结合长期大量的注水活动造成余震序列应力降较大的起伏.

工业活动诱发地震受到广泛的社会关注, 其中一个最重要的问题是在给定区域内, 诱发地震的最大震级能达到多少 (Ellsworth, 2013; Ellsworth et

al., 2019). van der Elst 等 (2016) 认为诱发地震的最大震级与所处区域的构造条件和流体注入量有关. 对于四川盆地来说, 其浅部发育大量不同尺度的断层和破裂, 而地表约 10 km 厚的沉积层具有较强的地震放大效应, 二者结合会大大增强诱发地震的破坏作用. 另外, 持续注水有可能导致越来越多不同产状的断层达到临界状态, 它们之间的贯通可能会导致更大破坏性地震的发生. 因此, 有必要对诱发地震展开密切监测, 评估诱发地震的潜在风险, 提高对诱发地震活动的认识, 降低和平衡工业生产与地震风险之间的矛盾.

4 结 论

本文通过对地震应力降计算方法的系统回顾, 阐明了利用区域震相 Lg 波研究中小地震应力降的优势. 在反演震源谱过程中, 利用已有地壳 Lg 波衰减模型直接消除路径衰减; 通过对观测震源谱和理论震源谱的拟合得到标量地震矩、拐角频率和高频下降率; 并由此计算地震序列中各个地震的应力降. 利用上述方法, 调查了 2017 年九寨沟地震序列和 2019 年长宁地震序列应力降的时空分布. 对构造地震和诱发地震所表现出来的应力降之间的差异以及造成差异的震源物理因素进行了探讨. 2017 年九寨沟地震序列的应力降在主震之后迅速衰减, 而 2019 年长宁地震序列在主震之后的短时间内出现与主震应力降相当的余震. 这一现象表明, 对涉及工业注水活动的区域, 地震发生后需要较长时间才能恢复应力平衡状态. 这两个地震序列虽然类型不同, 但具有相似的应力降水平, 说明在青藏高原东缘地区无法通过应力降高低来区分诱发地震和构造地震, 也暗示着该区域诱发地震与构造地震可能均受控于构造应力水平.

致谢

感谢三位审稿人宝贵的修改意见. 感谢国家自然科学基金 (U2139206, 42104055, 41974061, 41974054) 和中国地震科学实验场 (2019CSES0103) 提供资助. 地震波形资料来自于中国地震台网中心 (CENC)、中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心 (郑秀芬等, 2009; Zheng et al., 2009). 长宁盐矿井注水数据由国家自然灾害防治研究院孙小龙研究员提供 (Sun et al., 2017). 2019 年 6 月 17 日长宁地震及其余震序列的重定位结果由日本产业技术综合研究所雷兴林研究员提供 (Lei et al., 2019). 图件绘制采用 GMT 软件 (www.soest.hawaii.edu/gmt) (Wessel and Smith, 1998).

References

- Abercrombie R E. 1995. Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100: 24015-24036.
- Abercrombie R E. 2014. Stress drops of repeating earthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield[J]. *Geophysical Research Letters*, 41: 8784-8791.
- Abercrombie R E. 2015. Investigating uncertainties in empirical Green's function analysis of earthquake source parameters[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120: 4263-4277.
- Abercrombie R E, Chen X, Zhang J. 2020. Repeating earthquakes with remarkably repeatable ruptures on the San Andreas Fault at Parkfield[J]. *Geophysical Research Letters*, 47: e2020GL089820.
- Abercrombie R E, Trugman D T, Shearer P M, et al. 2021. Does earthquake stress drop increase with depth in the crust?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126: e2021JB022314.
- Aki K. 1967. Scaling law of seismic spectrum[J]. *Journal of Geophysical Research*, 72: 1217-1231.
- Allmann B P, Shearer P M. 2007. Spatial and temporal stress drop variations in small earthquakes near Parkfield, California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112: B04305.
- Allmann B P, Shearer P M. 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114: B01310.
- Anderson J. 1986. Implication of attenuation for studies of the earthquake source[J]. *American Geophysical Union*, 37: 311-318.
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging[J]. *Nature Geoscience*, 3: 358-362.
- Baltay A S, Hanks T C, Beroza G C. 2013. Stable stress-drop measurements and their variability: Implications for ground-motion prediction[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103: 211-222.
- Bao X W, Song X D, Li J T. 2015. High-resolution lithospheric structure beneath Mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 417: 132-141.
- Bethmann F, Deichmann N, Mai P M. 2011. Scaling relations of local magnitude versus moment magnitude for sequences of similar earthquakes in Switzerland[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101: 515-534.
- Boatwright J. 1980. A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70: 1-27.
- Boyd O S, McNamara D E, Hartzell S, et al. 2017. Influence of lithostatic stress on earthquake stress drops in North America[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107: 856-868.
- Brown L, Wang K, Sun T. 2015. Static stress drop in the M_w 9 Tohoku-oki earthquake: Heterogeneous distribution and low average value[J]. *Geophysical Research Letters*, 42: 10595-10600.
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 75: 4997-5009.
- Byerlee J. 1978. Friction of rocks[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- Campillo M, Plantet J-L, Bouchon M. 1985. Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: Data analysis and numerical modeling[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75: 1395-1411.
- Chen S, Zhu Y, Qin Y, et al. 2014. Reservoir evaluation of the lower Silurian Longmaxi formation shale gas in the southern Sichuan basin of China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 619-630.
- Chen X, Shearer P M. 2011. Comprehensive analysis of earthquake source spectra and swarms in the Salton Trough, California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116: B09309.
- Chen X, Abercrombie R E. 2020. Improved approach for stress drop estimation and its application to an induced earthquake sequence in Oklahoma[J]. *Geophysical Journal International*, 223: 233-253.
- Clerc F, Harrington R M, Liu Y, et al. 2016. Stress drop estimates and hypocenter relocations of induced seismicity near Crooked Lake, Alberta[J]. *Geophysical Research Letters*, 43: 6942-6951.
- Cocco M, Tinti E, Cirella A. 2016. On the scale dependence of earthquake stress drop[J]. *Journal of Seismology*, 20: 1151-1170.
- Dahlen F A. 1974. On the ratio of P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64: 1159-1180.
- Dahm T, Becker D, Bischoff M, et al. 2013. Recommendation for the discrimination of human-related and natural seismicity[J]. *Journal of Seismology*, 17: 197-202.
- Das S, Henry C. 2003. Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution[J]. *Reviews of Geophysics*, 41: 1013.
- Drouet S, Souriau A, Cotton F. 2005. Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events: Application to the Pyrenees[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95: 1731-1748.
- Efron B. 1983. Estimating the error rate of a prediction rule: improvement on cross-validation[J]. *Publications of the American Statistical Association*, 78: 316-331.
- Ellsworth W L. 2013. Injection-induced earthquakes[J]. *Science*, 341: 142.
- Ellsworth W L, Giardini D, Townend J, et al. 2019. Triggering of the Pohang, Korea, earthquake (M_w 5.5) by enhanced geothermal system stimulation[J]. *Seismological Research Letters*, 90: 1844-1858.
- Eric K, Harkins N, Wang E, et al. 2007. Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault[J]. *Tectonics*, 26: TC2010.
- Eshelby J D. 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems[J]. *Proceedings of the Royal Society of London*, 241: 376-396.
- Fan G, Lay T. 2002. Characteristics of Lg attenuation in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107: 2256.
- Fischer T, Hainzl S. 2017. Effective stress drop of earthquake clusters[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107: 2247-2257.
- Folesky J, Kummerow J, Shapiro S A. 2021. Stress drop variations in

- the region of the 2014 M_w 8.1 Iquique earthquake, Northern Chile[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126: e2020JB020112.
- Furumura T, Kennett B L N. 1997. On the nature of regional seismic phases—II. On the influence of structural barriers[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 129: 221-234.
- Gallegos A, Xie J. 2020. A multichannel deconvolution method to retrieve source-time functions: Application to the regional Lg wave[J]. *Geophysical Journal International*, 223: 323-347.
- Gallovič F, Valentová L. 2020. Earthquake stress drops from dynamic rupture simulations constrained by observed ground motions[J]. *Geophysical Research Letters*, 47: e2019GL085880.
- Goebel T H W, Hauksson E, Shearer P M, et al. 2015. Stress-drop heterogeneity within tectonically complex regions: A case study of San Geronio Pass, southern California[J]. *Geophysical Journal International*, 202: 514-528.
- Goertz-Allmann B P, Edwards B, Bethmann F, et al. 2011a. A new empirical magnitude scaling relation for Switzerland[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101: 3088-3095.
- Goertz-Allmann B P, Goertz A, Wiemer S. 2011b. Stress drop variations of induced earthquakes at the Basel geothermal site[J]. *Geophysical Research Letters*, 38: L09308.
- Goertz-Allmann B P, Wiemer S. 2013. Geomechanical modeling of induced seismicity source parameters and implications for seismic hazard assessment[J]. *Geophysics*, 78: KS25-KS39.
- Gu J C, Xie X B, Zhao L. 1982. On spatial distribution of large aftershocks of the sequence of a major earthquake and preliminary theoretical explanation[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 4(4): 380-388 (in Chinese).
- Hanks T C, Kanamori H. 1979. A moment magnitude scale[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84: 2348-2350.
- Hao J, Ji C, Wang W, et al. 2013. Rupture history of the 2013 M_w 6.6 Lushan earthquake constrained with local strong motion and teleseismic body and surface waves[J]. *Geophysical Research Letters*, 40: 5371-5376.
- Hardebeck J L, Aron A. 2009. Earthquake stress drops and inferred fault strength on the Hayward Fault, East San Francisco Bay, California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99: 1801-1814.
- Hauksson E. 2014. Average stress drops of southern California earthquakes in the context of crustal geophysics: Implications for fault zone healing[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 172(5): 1359-1370.
- He D F, Lu R Q, Huang H Y, et al. 2019. Tectonic and geological setting of the earthquake hazards in the Changning shale gas development zone, Sichuan Basin, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 46: 1051-1064.
- He X, Zhao L F, Xie X B, et al. 2020. Stress drop assessment of the August 8, 2017, Jiuzhaigou earthquake sequence and its tectonic implications[J]. *Earthquake Science*, 33: 1-16.
- Holmgren J M, Atkinson G M, Ghofrani H. 2019. Stress drops and directivity of induced earthquakes in the western Canada Sedimentary Basin[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109: 1635-1652.
- Hough S E. 1997. Empirical Green's function analysis: Taking the next step[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102: 5369-5384.
- Hough S E. 2014. Shaking from injection-induced earthquakes in the central and eastern United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104: 2619-2626.
- Hua W, Chen Z L, Zheng S H. 2009. A study on segmentation characteristics of aftershocks source parameters of Wenchuan $M_8.0$ earthquake in 2008[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(2): 365-371 (in Chinese).
- Huang Y, Beroza G C, Ellsworth W L. 2016. Stress drop estimates of potentially induced earthquakes in the Guy-Greenbrier sequence[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121: 6597-6607.
- Huang Y, Ellsworth W L, Beroza G C. 2017. Stress drops of induced and tectonic earthquakes in the central United States are indistinguishable[J]. *Science Advances*, 3: e1700772.
- Ide S, Beroza G C. 2001. Does apparent stress vary with earthquake size?[J]. *Geophysical Research Letters*, 28: 3349-3352.
- Jeong S J, Stump B W, DeShon H R, et al. 2021. Stress-drop estimates for induced seismic events in the Fort Worth Basin, Texas[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111: 1405-1421.
- Ji L Y, Liu C J, Xu J, et al. 2017. InSAR observation and inversion of the seismogenic fault for the 2017 Jiuzhaigou M_s 7.0 earthquake in China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(10): 4069-4082 (in Chinese).
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, et al. 2020. Nonstationary background seismicity rate and evolution of stress changes in the Changning salt mining and shale-gas hydraulic fracturing region, Sichuan Basin, China[J]. *Seismological Research Letters*, 91: 2170-2181.
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65: 1073-1095.
- Kanamori H, Rivera L. 2004. Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94: 314-319.
- Kaneko Y, Shearer P M. 2014. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture[J]. *Geophysical Journal International*, 197: 1002-1015.
- Kato N. 2009. A possible explanation for difference in stress drop between intraplate and interplate earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 36: L23311.
- Kemna K B, Verdecchia A, Harrington R M. 2021. Spatio-temporal evolution of earthquake static stress drop values in the 2016–2017 central Italy seismic sequence[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126: e2021JB022566.
- Kennett B L N. 1989. On the nature of regional seismic phases-I. Phase representations for Pn, Pg, Sn, Lg[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 98: 447-456.
- Kirkpatrick S, Gelatt C D, Vecchi M P. 1983. Optimization by simulated annealing[J]. *Science*, 220: 671-680.
- Kreemer C, Blewitt G, Klein E C. 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15: 3849-3889.
- Lei X L, Huang D J, Su J R, et al. 2017. Fault reactivation and earth-

- quakes with magnitudes of up to M_w 4.7 induced by shale-gas hydraulic fracturing in Sichuan Basin, China[J]. *Scientific Reports*, 7: 7971.
- Lei X L, Wang Z W, Su J R. 2019. Possible link between long-term and short-term water injections and earthquakes in salt mine and shale gas site in Changning, south Sichuan Basin, China[J]. *Earth and Planetary Physics*, 3(6): 510-525.
- Lei X L, Su J, Wang Z. 2020. Growing seismicity in the Sichuan Basin and its association with industrial activities[J]. *Science China Earth Sciences*, 63: 1633-1660.
- Lengline O, Lamourette L, Vivin L, et al. 2014. Fluid-induced earthquakes with variable stress drop[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119: 8900-8913.
- Li T, Sun J, Bao Y, et al. 2021. The 2019 M_w 5.8 Changning, China earthquake: A cascade rupture of fold-accommodation faults induced by fluid injection[J]. *Tectonophysics*, 801: 228721.
- Liu W, Ni S D, Zang C, et al. 2020. Rupture directivity of the 2019 M_w 5.8 Changning, Sichuan, China, earthquake and implication for induced seismicity[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110: 2138-2153.
- Liu J, Zheng S H, Huang Y L. 2003. The inversion of non-elasticity coefficient, source parameters, site response using genetic algorithms[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 25(2): 211-218 (in Chinese).
- Liu R F, Chen Y-T, Wang L Y. 2018. The technical key points and main features of the new national standard of magnitude[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 39(1): 1-11 (in Chinese).
- Ma S, Motazedian D, Corchete V. 2012. Shear wave velocity models retrieved using Rg wave dispersion data in shallow crust in some regions of southern Ontario, Canada[J]. *Journal of Seismology*, 17: 683-705.
- Madariaga R. 1976. Dynamics of an expanding circular fault[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66: 639-666.
- Mayeda K, Walter W R. 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101: 11195.
- McGarr, A. 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth[J]. *Journal of Geophysical Research*, 89: 6969.
- Munafò I, Malagnini L, Chiaraluce L. 2016. On the relationship between M_w and M_L for small earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106: 2402-2408.
- Nuttli O W. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America[J]. *Journal of Geophysical Research*, 78: 876-885.
- Nuttli O W. 1986. Yield estimates of Nevada test site explosions obtained from seismic Lg waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91: 2137-2151.
- Oth A. 2013. On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 377-378: 132-141.
- Ottmøller L, Shapiro N M, Singh S K, et al. 2002. Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1): 2008.
- Ottmøller L, Havskov J. 2003. Moment magnitude determination for local and regional earthquakes based on source spectra[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93: 203-214.
- Paige C C, Saunders M A. 1982. LSQR an algorithm for sparse linear equations and sparse least-squares[J]. *Acm Transactions on Mathematical Software*, 8: 43-71.
- Phillips W S, Hartse H E, Taylor S R, et al. 2000. 1 Hz Lg Q tomography in central Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 27: 3425-3428.
- Press F, Ewing M. 1952. Two slow surface waves across North America[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 42: 219-228.
- Prieto G A, Shearer P M, Vernon F L, et al. 2004. Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking P and S spectra[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: B08310.
- Ringdal F, Marshall P D, Alewine R W. 1992. Seismic yield determination of Soviet underground nuclear-explosions at the Shagan river test site[J]. *Geophysical Journal International*, 109: 65-77.
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Science*, 321: 1054-1058.
- Ruan X, Cheng W, Zhang Y, et al. 2008. Research of the activity of earthquakes induced by water injection of salt mining in Changning county, Sichuan province[J]. *Earthquake Research in China*, 24: 226-234.
- Ruhl C J, Abercrombie R E, Smith K D. 2017. Spatiotemporal variation of stress drop during the 2008 Mogul, Nevada, earthquake swarm[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122: 8163-8180.
- Sato T, Hirasawa T. 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks[J]. *Journal of Physics of the Earth*, 21: 415-431.
- Schlittenhardt J. 2001. Teleseismic Lg of Semipalatinsk and Novaya Zemlya nuclear explosions recorded by the GRF (Grafenberg) array: Comparison with regional Lg (BRV) and their potential for accurate yield estimation[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 158: 2253-2274.
- Scholz C H, Aviles C A, Wesnousky S G. 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76: 65-70.
- Shapiro S A, Krüger O S, Dinske C, et al. 2011. Magnitudes of induced earthquakes and geometric scales of fluid-stimulated rock volumes[J]. *Geophysics*, 76: WC55-WC63.
- Shearer P M, Prieto G A, Hauksson E. 2006. Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B06303.
- Shearer P M, Abercrombie R E, Trugman D T, et al. 2019. Comparing EGF methods for estimating corner frequency and stress drop from P wave spectra[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124: 3966-3986.
- Shen L, Zhao L F, Xie X B, et al. 2022. Stress drop variations of the 2019 M_L 6.0 Changning earthquake and its aftershock sequence in the southern Sichuan Basin, China[J]. *Geophysical Journal International* (under revision)
- Shen Z-K, Sun J, Zhang P, et al. 2009. Slip maxima at fault junctions

- and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake[J]. *Nature Geoscience*, 2: 718-724.
- Sibson R H. 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults[J]. *Nature*, 249: 542-544.
- Sibson R H. 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72: 151-163.
- Stein S, Wysession M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*[M]. Blackwell Publishing Ltd.
- Street R L, Herrmann R B, Nuttli O W. 1975. Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes[J]. *Geophysical Journal International*, 41: 51-63.
- Sumy D F, Neighbors C J, Cochran E S, et al. 2017. Low stress drops observed for aftershocks of the 2011 M_w 5.7 Prague, Oklahoma, earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122: 3813-3834.
- Sun X L, Yang P T, Zhang Z W. 2017. A study of earthquakes induced by water injection in the Changning salt mine area, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 136: 102-109.
- Trugman D T, Shearer P M. 2017. Application of an improved spectral decomposition method to examine earthquake source scaling in southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122: 2890-2910.
- Trugman D T. 2020. Stress-drop and source scaling of the 2019 Ridgecrest, California, earthquake sequence[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110: 1859-1871.
- Uchide T, Shearer P M, Imanishi K. 2014. Stress drop variations among small earthquakes before the 2011 Tohoku-oki, Japan, earthquake and implications for the main shock[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119: 7164-7174.
- van der Elst N J, Page M T, Weiser D A, et al. 2016. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121: 4575-4590.
- Wald L A, Heaton T H. 1991. Lg and Rg waves on the California regional networks from the December 23, 1985 Nahanni earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research*, 96: 12099.
- Wang B, Harrington R M, Liu Y, et al. 2020. A study on the largest hydraulic-fracturing-induced earthquake in Canada: Observations and static stress-drop estimation[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111: 1392-1404.
- Wang E, Meng K, Su Z, et al. 2014. Block rotation: Tectonic response of the Sichuan basin to the southeastward growth of the Tibetan Plateau along the Xianshuihe-Xiaojiang fault[J]. *Tectonics*, 33: 686-718.
- Wang H W, Ren Y F, Wen R Z. 2017. Source spectra of the 8 August 2017 Jiuzhaigou M_s 7.0 earthquake and the quality factor of the epicenter area[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(10): 4117-4123 (in Chinese).
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements[J]. *Science*, 294: 574-577.
- Wang S, Jiang G, Weingarten M, et al. 2020. InSAR evidence indicates a link between fluid injection for salt mining and the 2019 Changning (China) earthquake sequence[J]. *Geophysical Research Letters*, 47: e2020GL087603.
- Wang S Z, Li Z Q, Guo M, et al. 2013. Developmental characteristics of longmaxi formation shaly fissure in Changning of south of Sichuan area[J]. *Science Technology & Engineering*, 13: 1671-1815.
- Wang W M, He J K, Hao J L, et al. 2017. Preliminary result for rupture process of Aug. 8, 2017, $M7.0$ earthquake, Jiuzhaigou, Sichuan, China [EB/OL]. http://www.itpcas.ac.cn/xwzx/zhxw/201708/t20170809_4840737.html (in Chinese).
- Wang Y B, Gan W J, Chen W T, et al. 2018. Coseismic displacement of the 2017 Jiuzhaigou $M7.0$ earthquake observed by GNSS: Preliminary results[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(1): 161-170 (in Chinese).
- Warren L M, Shearer P M. 2000. Investigating the frequency dependence of mantle Q by stacking P and PP spectra[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105: 25391-25402.
- Wessel P, Smith W. 1998. New, improved version of generic mapping tools released[J]. *Eos Transactions*, 79: 579-579.
- Wu Q, Chapman M. 2017. Stress-drop estimates and source scaling of the 2011 Mineral, Virginia, mainshock and aftershocks[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107: 2703-2720.
- Wu Q, Chapman M, Chen X. 2018. Stress-drop variations of induced earthquakes in Oklahoma[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108: 1107-1123.
- Wu W W, Wu P, Wei Y L, et al. 2017. Regional characteristics of stress state of main seismic active faults in mid-northern part of Sichuan-Yunnan block[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(5): 1735-1745 (in Chinese).
- Wu W W, Long F, Liang M, et al. 2020. Spatial and temporal variations in earthquake stress drops between the 2008 Wenchuan and 2013 Lushan earthquakes[J]. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 94: 1635-1650.
- Wu Z L, Chen Y-T, Mozaffari P. 1999. Scaling property of stress drop and high-frequency attenuation constant of source spectrum[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 21(5): 462-468 (in Chinese).
- Xie J, Mitchell B J. 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the basin and range province, part I: Lg and Lg coda[J]. *Geophysical Journal International*, 102: 121-137.
- Xie J, Gok R, Ni J, et al. 2004. Lateral variations of crustal seismic attenuation along the INDEPTH profiles in Tibet from Lg Q inversion[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: B10308.
- Xu X W, Chen G H, Wang Q X, et al. 2017. Discussion on seismogenic structure of Jiuzhaigou earthquake and its implication for current strain state in the southeastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(10): 4018-4026 (in Chinese).
- Yang Y-H, Hu J-C, Chen Q, et al. 2021. Shallow slip of blind fault associated with the 2019 M_s 6.0 Changning earthquake in fold-and-thrust belt in salt mines of southeast Sichuan, China[J]. *Geophysical Journal International*, 224: 909-922.
- Yi G X, Long F, Liang M J, et al. 2019. Focal mechanism solutions and seismogenic structure of the 17 June 2019 M_s 6.0 Sichuan Changning earthquake sequence[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 62(9): 3432-3447 (in Chinese).
- Yoo S-H, Rhie J, Choi H, et al. 2010. Evidence for non-self-similarity

- and transitional increment of scaled energy in the 2005 west off Fukuoka seismic sequence[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115: B08308.
- Zhao C P, Chen Z L, Hua W, et al. 2011. Study on source parameters of small to moderate earthquakes in the main seismic active regions, China mainland[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(6): 1478-1489 (in Chinese).
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2008. Regional seismic characteristics of the 9 October 2006 North Korean nuclear test[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98: 2571-2589.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2010. Seismic Lg-wave Q tomography in and around Northeast China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115: B08307.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2012. Yield estimation of the 25 May 2009 North Korean nuclear explosion[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102: 467-478.
- Zhao L F, Xie X B, He J K, et al. 2013a. Crustal flow pattern beneath the Tibetan Plateau constrained by regional Lg-wave Q tomography[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 383: 113-122.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2013b. Crustal Lg attenuation within the North China Craton and its surrounding regions[J]. *Geophysical Journal International*, 195: 513-531.
- Zhao L F, Xie X B. 2016. Strong Lg-wave attenuation in the Middle East continental collision orogenic belt[J]. *Tectonophysics*, 674: 135-146.
- Zhao L F, Xie X B, Wang W M, et al. 2017. The 9 September 2016 North Korean underground nuclear test[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107: 3044-3051.
- Zhao L F, Mousavi S M. 2018. Lateral variation of crustal Lg attenuation in eastern North America[J]. *Scientific Reports*, 8: 7285.
- Zheng X-F, Ouyang B, Zhang D-N, et al. 2009. Technical system construction of Data Backup Centre for China Seismograph Network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake[J]. *Chinese Journal Geophysics*, 52(5): 1412-1417 (in Chinese).
- Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, et al. 2009. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China National Seismic Network in Wenchuan earthquake disaster relief and researches[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100: 2866-2872.
- Zhou S H, Jiang H K, Qu J H, et al. 2018. A review on research of foreshocks[J]. *Earthquake Research in China*, 34(4): 591-605 (in Chinese).
- 谷继成, 谢小碧, 赵莉. 1982. 强余震的空间分布特征及其理论解释[J]. *地震学报*, 4(4): 380-388.
- 华卫, 陈章立, 郑斯华. 2009. 2008年汶川8.0级地震序列震源参数分段特征的研究[J]. *地球物理学报*, 52(2): 365-371.
- 季灵运, 刘传金, 徐晶, 等. 2017. 九寨沟 $M_S7.0$ 地震的 InSAR 观测及发震构造分析 [J]. *地球物理学报*, 60 (10): 4069-4082.
- 刘杰, 郑斯华, 黄玉龙. 2003. 利用遗传算法反演非弹性衰减系数、震源参数和场地响应[J]. *地震学报*, 25(2): 211-218.
- 刘瑞丰, 陈运泰, 王丽艳. 2018. 新的震级国家标准的技术要点与主要特点[J]. *地震地磁观测与研究*, 39(1): 1-11.
- 王宏伟, 任叶飞, 温瑞智. 2017. 2017年8月8日九寨沟 $M_S7.0$ 地震震源谱及震中区域品质因子[J]. *地球物理学报*, 60(10): 4117-4123.
- 王卫民, 何建坤, 郝金来, 等. 2017. 2017年8月8日四川九寨沟7.0级地震震源破裂过程反演初步结果 [EB/OL]. http://www.itpcas.ac.cn/xwzx/zhxw/201708/t20170809_4840737.html.
- 王悦兵, 甘卫军, 陈为涛, 等. 2018. GNSS 观测的九寨沟7.0级地震同震位移初步结果[J]. *地球物理学报*, 61(1): 161-170.
- 吴微微, 吴朋, 魏娅玲, 等. 2017. 川滇活动块体中-北部主要活动断裂带现今应力状态的分区特征[J]. *地球物理学报*, 60(5): 1735-1745.
- 吴忠良, 陈运泰, Mozaffari P. 1999. 应力降的标度性质与震源谱高频衰减常数[J]. *地震学报*, 21(5): 462-468.
- 徐锡伟, 陈桂华, 王启欣, 等. 2017. 九寨沟地震发震断层属性及青藏高原东南缘现今应变状态讨论[J]. *地球物理学报*, 60(10): 4018-4026.
- 易桂喜, 龙锋, 梁明剑, 等. 2019. 2019年6月17日四川长宁 $M_S6.0$ 地震序列震源机制解与发震构造分析 [J]. *地球物理学报*, 62 (9): 3432-3447.
- 赵翠萍, 陈章立, 华卫, 等. 2011. 中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究[J]. *地球物理学报*, 54(6): 1478-1489.
- 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁, 等. 2009. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑[J]. *地球物理学报*, 52(5): 1412-1417.
- 周少辉, 蒋海昆, 曲均浩, 等. 2018. 应力降研究进展综述[J]. *中国地震*, 34(4): 591-605.