

2018 年日本北海道胆振东部 M_w 6.6地震运动学震源模型

吴双兰^{1,2}, 李涵¹, 崔臻³, 野津厚⁴, 庄海洋^{1,5}, 赵凯¹, 陈国兴^{1*}

1. 南京工业大学 岩土工程研究所, 江苏南京 211816

2. 东南大学南通海洋高等研究院, 江苏南通 226010

3. 中国科学院武汉岩土力学研究所, 湖北武汉 430071

4. 港湾空港技术研究所, 日本神奈川 2390826

5. 华东交通大学 土木建筑学院, 江西南昌 330013

摘要: 通过观测的地表波形反演震源机制以理解地震震源破裂过程是研究强震动特征非常有效的途径之一. 本研究主要针对强震动的产生机制, 采用中小震作为经验格林函数, 选取 0.2~2.0 Hz 频段的强震动速度波形进行波形反演 2018 年日本北海道 M_w 6.6地震的破裂过程, 提出了该地震的震源模型. 结果表明: 该地震的主要最大滑移量区域集中在沿断层面西南部~东北部 6 km 范围、距离震源~12.0 km 的浅层区域内, 该区域内最大滑动力约 3.5 m; 识别出两个最大滑移速度分布区, 分别位于断层西南 6.0 km、东北 4.0 km, 距离震源~15.0 km 的浅层区域内, 最大滑动速度约 2.0 m/s, 破裂速度为 2.0 km/s, 该震源模型对应地震震级 M_w 7.0. 此外, 本研究通过多种组合的中小震记录作为经验的格林函数及近断层强震观测台站探讨了该震源模型的鲁棒性, 进一步通过合成未参与反演的台站强震动波形, 结果显示合成波形与观测波形的匹配度较高, 表明模型的时空特征描述合理; 最后, 通过与其他公开已发表的震源模型的综合对比发现最大滑移分布相似, 该系列对比充分验证了该震源模型是稳定可靠的, 可为未来强震动模拟提供重要参考.

关键词: 2018 年日本北海道胆振东部地震; 运动学震源模型; 波形反演; 经验的格林函数; 强震动波形

中图分类号: P315 收稿日期: 2025-05-27

Kinematic source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi M_w 6.6 Japan Earthquake

WU Shuanglan^{1,2}, LI Han¹, CUI Zhen³, NOZU Atsushi⁴, ZHUANG Haiyang^{1,5},
ZHAO Kai¹, CHEN Guoxing^{1*}

1. Institute of Geotechnical Engineering, Nanjing Tech University, Nanjing 210009, China

2. Advanced Ocean Institute of Southeast University Nantong, Nantong 226010, China

3. Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan, Hubei 430071, China

4. Port and Airport Research Institute, Kanagawa 2390826, Japan

5. School of Civil Engineering and Architecture, East China Jiaotong University, Nanchang 330013, China

基金项目: 江苏省“双创博士”计划项目 (JSSCBS20230124); 中国地震局工程力学研究所基本科研业务费专项资助项目 (2023D10); 国家自然科学基金 (52278503, 52378397, 52379112); 国家重点研发计划项目 (2023YFB2390400) 联合资助.

作者简介: 吴双兰, 女, 1987 年生, 2018 年毕业于日本京都大学, 副教授, 主要从事运动学的震源机制反演、强震动场模拟、岩土地震工程等方面研究. E-mail: wushuang7850@163.com.

通讯作者: 陈国兴, 男, 1963 年生, 1993 年毕业于中国地震局工程力学研究所, 教授, 主要从事强震动场模拟、岩土地震工程、土动力学等方面研究. E-mail: gxc6307@163.com.

Abstract: Conducting waveform inversions to estimate the rupture process of media to large size of earthquakes is one of the effective methods to better understand the characteristics of strong ground motions. Aimed at investigating the generation mechanism of strong ground motions, this study evaluated the rupture process of the 2018 Hokkaido, Japan, earthquake through waveform inversion based on the corrected empirical Green's functions. It illustrated that, large slip regions are concentrated along the shallow southwestern- to northeastern-section of the fault around 6.0 km. Within this region, the maximum final slip approximated to 3.5 m; two peak slip velocity regions were identified, the primary one was located 6.0 km southwestern, and the secondary one was located 4.0 km northeastern, and both are 15.0 km shallower of the hypocenter. The maximum peak slip velocity is about 2.0 m/s. A rupture velocity of 2.0 km/s was identified, and the inverted source model corresponded to a magnitude $M_w 7.0$. Furthermore, another 3 waveform inversions using different combination of empirical Green's functions and additional 7 different combinations of near-fault strong motion stations were operated to investigate the robustness and reliability of the source model. Based on the evaluated source model, additional strong motions at stations, which were not used in the waveform inversion, were synthesized and the synthesized and observed velocities could consist well. Similarities of the final slip distribution among different source models also could be obtained. All these results demonstrated that, the major spatiotemporal characteristics of slip is robust and reliable, which could offer useful information for future strong motion simulation and analysis.

Keywords: 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake; kinematic source model, waveform inversion, empirical Green's functions, strong-ground motion waveform

0 引言

基于可靠的地震观测资料开展(快速)震源机制反演和地震分析,深入分析地震的震源破裂过程,不仅可了解地震动的传播,为地震后震灾防灾提供可靠参考,而且可为未来强震动预测和结构抗震设计提供基础,是强震动研究非常有效的手段之一(Yao et al., 2019; Wang et al., 2017).在震源机制反演中,采用中小震记录作为经验的格林函数(empirical Green's function, 以下简称“EGF”) 在强震动分析中具有显著的优势,合适的中小震记录与大地震有共同的传播路径和场地效应,不仅可降低由简化的层状地下速度结构所带来的不确定性,避免格林函数繁重的计算任务(Dreger, 1994; 许力生和陈运泰, 1996, 2002; Chen and Xu, 2000; Wang and Mori, 2012; 张旭和许力生, 2015),而且还可以充分分析较高频段(可高达 2.0 Hz)的强震动,研究该频段的强震动对工程结构抗震分析具有非常重要的意义.

由日本气象厅(以下简称“JMA”, 2018a, b)发布,日本北海道东部胆振地区于 2018

年 9 月 6 日凌晨 03:07:59.33(JST)发生了 $M_j 6.7$ 地震.地震后凌晨时分,发生了超过 6000 次山体滑坡(Yamagishi and Yamazaki, 2018).不幸的是,超过 40 人因此丧生,另有 700 余人不同程度受伤(截至 2018 年 10 月 29 日,日本内阁府, 2018),并带来了严重的次生灾害,如山体滑坡、液化引起房屋和交通工具下沉等.在该次地震中,有记录到了非常强烈的地面运动,如日本防灾科学技术研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 此处及后文简称“NIED”)强震观测网(K-NET, KiK-net)台站 KiK-net Atsuma(IBUH0 和 K-NET Mukawa(HKD126)记录到的地震动,峰值速度达 150 cm/s,且卓越频率成分为 1 ~ 3 Hz 的地震动占主导地位,这对于工程结构(构造)物极其重要.通常,强烈的板块构造地震震源深度在 5 – 20 km,如 2016 年日本熊本地震主震($M_w 7.1$, 震源深度 12 km)、1995 年日本神户地震($M_w 6.9$, 震源深度 16 km)、1989 年美国 Loma Prieta 地震($M_w 6.9$, 震源深度 19 km)和 1994 年美国 Northridge 地震($M_w 6.7$, 震源深度 18.2 km).然而,2018 年北海道东部胆振地震与通常情况相反,其震

级为 $M_j 6.7$,震源深度达 37 km,但仍然引起了强烈的地震动.该地震发生后,多名学者及研究组开展了快速和较为深入分析,如 Hua 等(2019)、Gou 等(2019)、Iwasaki 等(2019),主要分析了引起本次地震的复杂地震地质背景和孕震环境;在震源机制反演方面,Kobayashi 等(2019)、Asano 和 Iwata(2019)、Kubo 等(2019)、NIED(2019)、JMA(2019)纷纷基于强震动波形,提出了该地震的运动学震源模型;Hisakawa 等(2019)、谢张迪等(2024)则开展了基于动力学的本次地震震源机制分析;Guo 等(2019)基于 Satellite Radar 和 GPS 数据、Ren 等(2021)主要基于强震东数据和 InSAR 数据,开展联合反演获得本次地震震源机制;Zang 等(2019)则开展了点源震源机制反演,并基于此进一步分析了本地地震的方向性效应;针对本次地震带来的严重的滑坡灾害,Zhang 等(2019)、Osanai 等(2019)、Zhou 等(2020)等则基于详尽的现场严重滑坡等次生调查,分析了其主要原因.在强震动特性和模拟方面,Dhakal 等(2019)主要分析了本次地震的峰值地震动分布情况以及本次地震中发生非线性反应的场地,佐藤智美(2019)基于 JMA 震源模型,开展了强震动模拟,友澤裕介等(2019)通过中小震记录开展广义反演,分离出该区域的震源、传播路径及场地特性,为本次地震强震动的模拟提供了较好的参考,这些研究都能为震后复原和救灾提供很好的参考.需要提及的是,在已经发表的震源模型中,已有研究主要基于低频段地震动(0.05 – 0.5 Hz),且基本假定水平成层地下速度结构下计算理论格林函数(Bouchon, 1981),可能会影响反演获得的结果.该地震事件产生的大振幅地面运动的特殊性、其对生命线工程和建(构)筑物的影响及其引起的严重地质灾害,促使我们迫切研究其破裂特征,特别是强烈地震动(如大脉冲速度)的形成机制. NIED K-NET, KiK-net 详细记录到了此次地震事件及大量中小震记录,获得较为翔实的数据库,为开展该地震运动学破裂过程的震源机制反演提供了宝贵的基础资料.

故本研究基于中小震强震速度记录,通过波形反演获得本次地震的震源破裂过程,

提出该地震主震的运动学震源模型,其中采用经验格林函数,避免了由地下速度结构假设可能带来的结果不确定性,并考虑了速度波形频率范围为 0.2 ~ 2.0 Hz 的宽频带强地面运动.进一步地,本文还开展了系列验证分析,如基于不同组合的中小震地震记录进行波形反演,同时还基于提出的震源模型开展未应用于震源机制反演的观测台站的强震动模拟,并与其他学者提出的本次地震事件的震源模型进行全面比较,充分验证本研究提出的震源模型稳健性和可靠性.

1 震源机制反演方法

本研究的震源机制反演方法主要采用修正的经验格林函数(即中小震地震记录),该方法基于多时窗法(Hartzell and Heaton, 1983),采用改良的适用于 EGF 法的波形反演(野津厚, 2005),将主震断层上每个子断层的震源时间函数表示为中小地震地震矩速率函数与脉冲函数的卷积.这种卷积操作允许子断层的震源时间函数更好地模拟实际的地震破裂过程.具体来说,在本研究的震源机制反演计算中,假定日本气象厅发布的震源位置为破裂起始点,破裂前沿(即第一个时窗的地震触发前沿)从该点开始以同心圆方式传播.通过非负线性最小二乘法(Lawson and Hanson, 1974)对强震动波形进行反演,可以确定脉冲的高度作为未知量,这种方法保证了反演结果的物理合理性,即地震矩率值始终为正值.

该波形反演方法具有以下几个显著的优势,主要体现在:(1)物理意义明确:非负线性最小二乘法确保了反演结果的地震矩率值为正值,保证了反演结果的物理合理性,符合实际地震破裂过程.(2)复杂破裂过程简化:通过多时窗法,将复杂的地震破裂过程分解为多个时间窗口,每个时间窗口代表震源破裂过程中的一个阶段,使得反演计算更加简便和清晰.(3)适用于实际震源:该方法利用实际的中小地震记录作为经验格林函数,避免了假定简单层状地下速度结构可能带来的不确定性,提高了反演结果的可靠性.(4)减少计算复杂度:通过使用经验格林

函数,减少了格林函数的计算任务,避免了繁重的计算过程,提高了计算效率。(5)高频段强震动的考虑:该方法能够考虑较高频段(可达 2.0 Hz)的强震动,对工程结构的抗震分析提供了更为准确的高频强震动数据支持。

开展震源机制反演时,主要有以下分析步骤:(1)数据准备:首先收集主震及中小地震物理参数,包括震源位置、发震时间和震级等信息。根据日本气象厅发布的震源位置,确定破裂起始点。(2)多时窗分解:将复杂的地震波形分解为多个时间窗口,每个时间窗代表一个子断层的破裂阶段。这一步骤可以通过设定时间窗口的长度和数量来实现,使得每个时间窗口内的地震动变化相对较小。(3)进行卷积计算:对每个子断层的地震矩速率进行卷积操作,将其表示为中小地震的地震矩速率函数与脉冲函数的卷积。通过卷积操作,可以更准确地模拟每个子断层的破裂过程。(4)反演计算:使用非负线性最小二乘法对每个时间窗口的强震动波形进行反演,确定每个脉冲的高度。非负线性最小二乘法确保了反演结果的物理合理性,避免了负值的出现。(5)结果验证:将反演得到的地震矩速率与实际观测的强震动波形进行对比分析,验证反演结果的准确性和有效性。对比分析可以通过计算反演结果与观测波形之间的误差来进行,确保反演结果的可靠性。(6)高频段强震动分析:对反演得到的高频段强震动数据进行分析,评估其对工程结构抗震设计的影响,为抗震设计提供可靠的数据支持。通过以上步骤,可以有效地利用中小地震记录作为经验格林函数,进行强震动波形的反演分析,为地震灾害防御和工程结构抗震设计提供重要的基础数据支持。笔者前期工作(野津厚, 2005; Nozu and Irikura, 2008; Nozu and Nagasaka, 2017)详细论述了其他相关数理表达及地震学理论背景,此处不再赘述。

2 强震数据与震源参数选取

2.1 强震数据选取与处理

本研究中,综合考虑尽可能全面覆盖地

震方位角并有效利用现有的强震动记录,选择了 NIED K-NET, KiK-net 强震观测网中丰富的主震及余震记录,特别挑选了位于近断层区的 7 个强震动观测台站(具体位置详见下图 1 中蓝色三角形)开展波形反演分析。选择这些特定的台站可以确保我们获得尽可能多的关于地震波在各种地质介质中传播的信息,主要因为近断层区域的台站在地震发生时能提供关于断层破裂过程和地震波传播路径的关键信息。波形反演是一种通过观测到的地震波形数据来推断地震源参数和地下结构的技术,这些台站的数据选择基于它们能够记录所需的中小震数据,更详细的选择依据可参考第 2.2 节,其中详细描述了 EGF(中小震)选取方法。除 K-NET 台站 HKD126,其他台站均属于 KiK-net 观测网,这些台站提供了地表及地下的强震动记录,为了减小主震时土体可能出现非线性效应,本研究仅采用了这些台站的地下记录。此外,为了进一步验证研究结果泛化性和适用性,依据相同的选取原则,增选了 5 个 NIED 强震观测台站(其位置标记为图 1 中的黑色三角形)。该 5 个台站数据未用于波形反演分析,主要用于评估本研究提出的震源模型可靠性,具体而言,通过比较基于震源模型合成这些台站的强震动波形与实际观测波形来进行验证,结果详见 4.2 节。

本文主要针对选取的强震动记录的两水平成分,即南北(north and south, NS)和东西成分(east and west, EW),首先在 0.2~2.0 Hz 宽频带范围滤波,在频域内积分获得速度波形后,以 0.02s 为时间增量重新采样。对主震记录 and 所有用于反演分析的中小震强震动记录均按该流程进行数据处理,而波形反演中主要采用了覆盖 S 波的 10s 时段波形。该 10s 的时间窗强震动记录,主要考虑到该时间窗能有效捕捉中小地震和主震的 S 波特征,同时也考虑平衡了信噪比和计算复杂性,并尽量减少场地效应和复杂波形的干扰,从而保证反演的稳定性和可靠性。

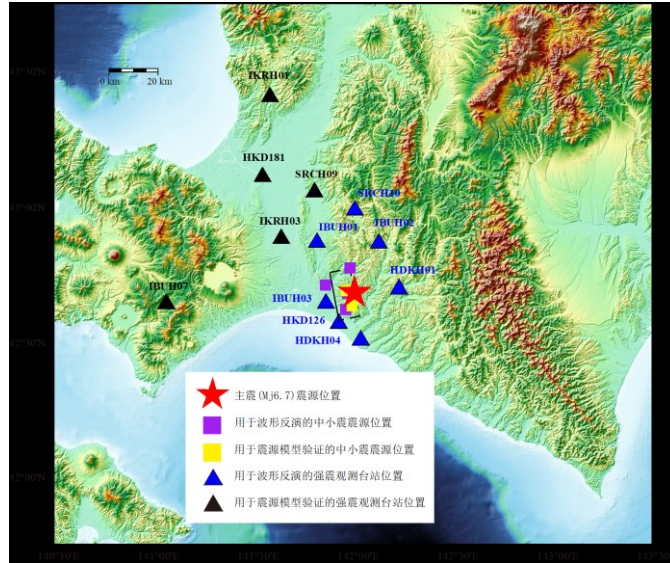


图 1 2018 年日本北海道 $M_j 6.7$ 地震及波形反演中选用的中小震震中位置、基于 NIED F-net 发布的地震矩张量解、发震断层和所选取的强震观测台站

Fig. 1 Location of hypocenters of the 2018 Hokkaido earthquake and the small events used in the inversion analysis, and the earthquake mechanisms based on the NIED broadband seismograph network (F-net). The fault plane and selected strong motion stations are also illustrated

2.2 中小震记录的选取与处理

在地震学和地震工程学中, 构建精确的震源模型依赖于可靠的格林函数, 本研究中涉及对中小震记录的筛选. 确保这些记录能反映相似的地震波传播路径和地表反应至关重要. 在本研究中, 首先采用的策略是划分主震断层为多个分区, 为各个分区匹配配置不同的 EGF, 这有助于捕捉不同分区的地震波传播特性和断层破裂行为(野津厚, 2005; Nozu and Irikura, 2008; Nozu and Nagasaka, 2018; Wu 等, 2021). 其次, 具体选取中小震的准则包括: (1)选取的中小震应位于与主震断层相近的空间位置, 确保两者在地质构造上的一致性; (2)挑选震源机制与主震相似的事件, 尤其是那些具有相近走向和倾角的逆滑断层事件, 以保证震源动力学过程的相似性; (3)选取的地震事件应当具有适中的震级, 一般在 4.0~5.5 范围内, 以避免信噪比过低或高震级地震破裂特征对格林函数的影响; (4)必须确保所有选定的观测台站记录到所需的中小震强震动数据; (5)中小震的傅里叶相位特性, 尤其是群延迟时间(group time delay), 若与主震相似, 则说明其传播路径和场地效应与主震一致或相似

(野津厚, 2005; Nozu and Irikura, 2008; Nozu and Nagasaka, 2018; Wu 等, 2021), 这类地震事件应被优先选用作为 EGF. 这种精细化的选取方法不仅增强了模型的地震响应预测能力, 也可为解析地震波在复杂地质结构中的传播机制提供了更为深入的视角, 从而为地震工程的抗震设计提供重要的理论支持和实践依据.

严格遵循以上选取原则的基础上, 通过多次尝试不同的中小震记录组合进行波形反演计算, 最终主要选取了 7 个 M_w 为 4.0~5.0 的经验格林函数中小震并分别配置到断层面的对应位置, 其震中位置如图 1 所示, 表 1 罗列了震源机制解. 除个别 EGF 未严格符合(2), 这些中小震事件基本满足了以上选取标准, 且在 7 个代表性强震观测台站均记录到了清晰的波形数据. 进一步地, 研究还着重分析了这些中小震与主震记录在傅里叶相位特征上的相似性. 由于篇幅限制, 文章只详细列出了部分数据, 例如 IBUH03 和 KHD126 台站, 主震与 EGF1 和 EGF3 的相位特性的对比情况如图 2 所示, 更多类似的对比和分析可参考笔者的先行研究(野津厚, 2005; Nozu and Irikura, 2008; Nozu and

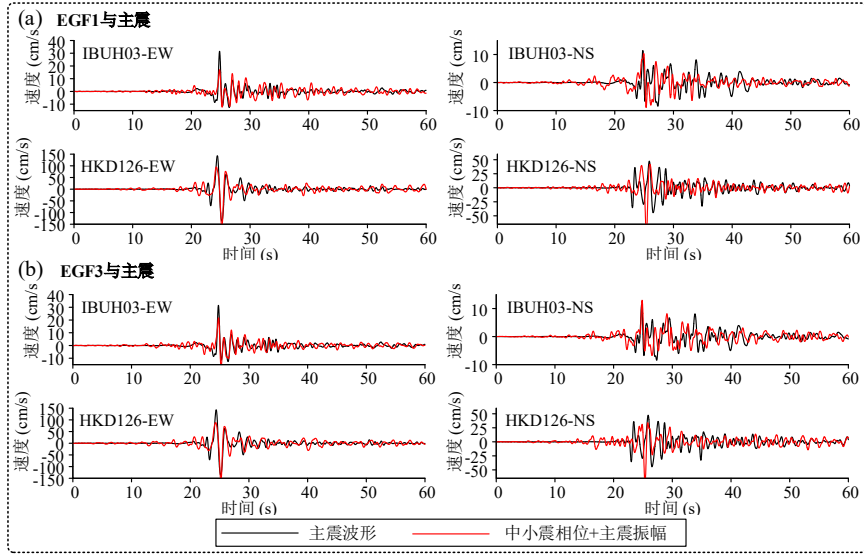


图2 所选取的典型台站的中小震记录与主震速度波形的相位特性相关性比较示例（每个子图中黑色实线为主震波形，红色实线为中小震相位+主震振幅）

Fig. 2 Phase characteristics among mainshock and the selected small events for typical strong-motion stations (in each panel, black line is the waveform of mainshock, and the red line is the waveform with phase of small event and magnitude of mainshock)

表1 主震及选取的中小震发震时刻、震源位置及震源机制解参数

Table 1 Focal mechanics of the mainshock and EGF events adopted in this calculation

地震	发震时间(JST) ^a 年-月-日 时:分:秒	震源位置 ^a			M_j^a	震源机制 ^b			M_o^b (N·m)
		经度 (°)	纬度 (°)	深度 (km)		走向 (°)	倾角 (°)	滑移角 (°)	
主震	2018-09-06 03:07:59.33	142.0067 E	42.6908 N	37.04	6.7	349	65	107	1.00×10^{19}
EGF1	2018-09-06 16:53:24.31	141.9728 E	42.6878 N	34.78	4.4	179	79	-169	2.76×10^{15}
EGF2	2018-09-08 18:21:07.13	141.9685 E	42.6960 N	33.78	4.2	215	78	-146	1.45×10^{15}
EGF3	2018-09-09 22:55:13.75	141.9837 E	42.7812 N	34.87	4.9	341	70	100	2.66×10^{16}
EGF4	2018-09-17 02:51:31.63	141.8628 E	42.7180 N	27.59	4.6	357	39	-155	7.43×10^{15}
EGF5	2018-09-21 07:56:08.20	141.9948 E	42.6413 N	36.55	4.2	133	74	50	1.25×10^{15}
EGF6	2018-10-08 21:53:58.77	141.9632 E	42.6278 N	31.79	4.3	21	72	110	3.46×10^{15}
EGF7	2018-11-14 19:07:30.10	141.9653 E	42.6980 N	31.50	4.7	305	51	70	1.44×10^{15}

注: ^a据 JMA, ^b据 NIED F-net (福山英一等, 1996)

Nagasaka, 2018; Wu 等, 2021). 表1中详细列出了主震和所选取的中小震震源参数. 通过试错分析, 利用不同的 EGF 开展波形反演, 确定了一组最佳的组合, 这些 EGF 在断层的西南至东北走向上的分布为 EGF6、EGF1、EGF4 和 EGF3, 具体结果将在后续 3.1~3.2 及 4.1 节中进一步展开.

基于笔者前期对中小震拐角频率的评

价方法(Nozu and Nagasaka, 2018; Wu 等, 2021), 该 7 个中小震拐角频率位于 1.60 ~ 3.05 Hz 之间, 故对拐角频率小于 2.0 Hz 的中小震记录, 我们基于 ω^{-2} 震源模型(Aki, 1967)进行了适当修正, 但需要提及的是, 该修正对反演结果的影响不显著.

2.3 震源参数的确定

基于 NIED F-net 发布的矩张量解数据

及日本气象厅测定的震源信息,并结合余震的空间分布,本研究假定断层面尺寸为 $20\text{ km} \times 20\text{ km}$ 。为了更详细地模拟破裂过程,将断层面划分为 20×20 的子断层。断层的走向设定为 349° , 倾角为 65° , 其投影位置如图 1 所示, 表 1 列出了具体的矩张量解参数。为了更准确地模拟震源破裂, 研究使用了多组中小震事件记录并将其分配到相应的子断层。基于笔者前期的研究工作(野津厚, 2005; Wu et al., 2021; 吴双兰等, 2021)并开展多次波形反演后发现, 仅使用单一的中小震事件无法充分反映整个断层的破裂贡献, 因此采取了将主震断层面划分为多个区域的方式, 同时应用了多个不同的 EGF 组合进行反演计算, 即在反演过程中, 采用了不同的中小震组合策略, 以充分分析断层破裂的最佳滑动模式。例如, 选择了 4 个中小震事件的组合, 在模拟断层西南至东北方向破裂时, 组合 1 由 EGF6、EGF1、EGF4 和 EGF3 构成, 而其他组合依据断层分区及中小震在断面上的投影位置依次替换。通过对比分析结果, 研究发现以上组合 1 获得最佳的波形匹配效果。因此, 最终基于组合 1 进行详细的波形反演分析。而其他组合的反演结果将在 4.1 节中详细阐述。

在模拟断层破裂的过程中, 假设震源破裂开始时, 破裂前锋以恒定的速度向外径向传播。在这一过程中, 反复测试了不同的破裂速度, 范围设置为 1.3 km/s 至 3.1 km/s , 每次以 0.1 km/s 为增量进行波形反演。通过一系列试算, 确定当破裂速度为 2.0 km/s 时, 反演的合成波与观测波之间的平均方差减小系数(Variance Reduction, 简称“VR”值)达到最大值, 显示出该速度条件下的波形拟合效果最佳。VR 值是反演模型拟合优劣的重要指标, 其计算方式参考了 Nozu 和 Nagasaka(2018)所提出的公式(8), 在此不再赘述。

本研究的波形反演方法采用了中小震的地震矩率函数与脉冲序列卷积的方式来模拟大地震的震源时间函数。每个脉冲的高度与子断层在特定时间段内释放的地震矩相对于中小震的地震矩比值相对应。为确保充分覆盖每个子断层的上升时间, 本研究设

置了一个持续 3.0 秒的脉冲序列, 由 12 个脉冲组成, 脉冲之间的时间间隔为 0.25 秒, 主要用于构建震源时间函数(Source Time Function), 描述断层面网格破裂时序。每个网格 STF 通过优化脉冲振幅和时滞, 结合 EGF 合成大震波形。这一设计不仅考虑了最大频率为 2.0 Hz 的分析需求, 也确保了滑动过程的细节得以反映。值得提及的是, 计算中也采用了其他值, 但影响不显著。为进一步获得断层面上最终滑动量的分布, 本文波形反演中取该地震震源区域的 S 波速度为 4.46 km/s (福山英一等, 1998)。

3 震源机制反演结果

3.1 震源模型

图 3 给出了基于优选的 EGF 组合 1(工况 1)反演获得的 2018 年北海道地震震源模型, 即本研究建立的震源模型, 为获得这些分布的绝对值, 使用了 EGF 事件的地震矩张量, 并基于 NIED F-net 发布的水平成层速度结构, 设定震源区域剪切波速和密度分别为 4.46 km/s 和 3.2 g/cm^3 (福山英一等, 1998)。主要采用地震矩、断层面所在地层的剪切波速、密度等物理量之间的理论关系, 基于反演获得的未知量(即脉冲的高度), 进一步计算该地震破裂时序的滑动量的累加, 获得整个断层面上最终滑动量分布。其中, 最终滑动量分布图 3(a)表明, 该 $M_w 7.0$ 地震的破裂主要分布在距离震源 $\sim 12\text{ km}$ 以浅的区域内, 沿断层西南扩展 $\sim 6.0\text{ km}$ 至断层较浅层、沿断层东北扩展 $\sim 6.0\text{ km}$ 至断层较深层, 在该区域, 主要滑动量集中区域的最大滑动量约 3.5 m ; 图 3(b)所示的峰值滑动速率分布, 识别出两个最大滑动速度的集中分布区域, 主要分布在距离震源 $\sim 15\text{ km}$ 以浅的区域内, 主要集中区域位于西南、距离震源 $\sim 6.0\text{ km}$ 处, 并发现在主要滑动集中区域最大滑动速度达约 2.0 m/s ; 次要集中区域位于震源上方东北 $\sim 4.0\text{ km}$ 处, 深度均较两个峰值滑动速率分布区域的相对位置与最终滑动量分布相对位置虽有差别, 但两者深度有较好的一致性。

3.2 震源时间破裂过程

通过滑动量随时间和空间的变化规律,可进一步确定地震的震级和能量释放情况,更深入理解断层破裂的复杂性,这不仅为对于本次地震带来的震害分析、震后救灾复原

和灾害防治具有重要意义,也能为抗震设计提供了实际的参考;滑动量的分析结果有助于优化建筑结构的抗震性能。

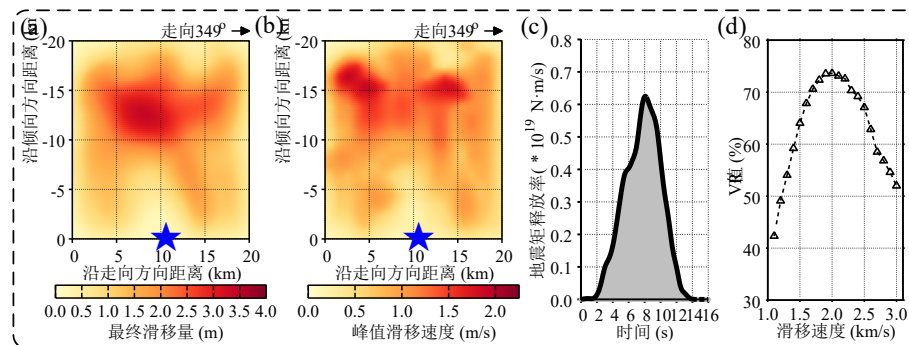


图3 反演的震源模型: (a) 最终滑移分布; (b) 峰值滑移速度分布; (c) 基于反演获得的整个地震震源时间函数; 和(d) VR 随地震波破裂速度(V_r)的敏感性分析

Fig. 3 inverted source models: (a) final slip distributions, (b) peak slip velocity; (c) overall moment rate function, and (d) the sensitivity of rupture velocity (V_r) to the VR

图4展示了通过波形反演计算得到的运动学震源模型在地震破裂过程中的滑动量变化情况,快照的时间间隔为 1.5 s.分析显示,该次地震的主要滑动集中在 6.0 s 至 9.0 s 的时间段内,此时能量释放最为剧烈.至 12.0 s 时,破裂过程几乎完全停止,表明滑动量大幅减少,地震能量的释放基本结束.

根据地震学理论,断层上的滑动量反映了应力积累和释放的动态过程.破裂过程中的滑动量集中释放表明,在 6.0 s 至 9.0 s 内,断层上应力较高的区域发生了较大幅度的滑动,导致地震的能量迅速释放.波形反演的时空结果揭示了滑动量在这一时间段的快速增长,反映了破裂活动的剧烈程度.通过这种滑动量的时间变化,研究者可进一步推断出震源的动力学特性.此外,地震工程学中非常关注破裂传播的速度和路径,因为其于地震动强度、地表破坏直接相关.通过分析滑动量在不同时间段的空间分布,可以推断破裂从震源向外传播的方向和速度.例如,如果某区域在 6.0 s 时开始滑动,并在 9.0 s 时达到最大滑动量,这意味着破裂从震源传播至该区域的时间约为 3 s,由此可以估算出破裂传播的速度.这对于预测地震破裂的动态过程以及预估地震波对地表影响

的时空特征具有重要意义. 12.0 s 后,滑动量显著减少,表明破裂衰减特征和能量释放的完成度.地震破裂模式可能是从震源向四周扩散,若某方向上的滑动量变化显著大于其他方向,说明破裂传播具有方向性.主要破裂过程结束后可能存在次生破裂事件,这些次生破裂可能由于主震后的应力调整引起.如果滑动量在短时间内有较大波动,说明震源具有复杂的结构,存在多个断层面或破裂面相互作用.滑动量越大,地震释放的能量越多,震级越高.

3.3 速度波形比较

科学评估震源模型的可靠性,关键在于其对强震观测记录的重现能力,尤其在时域和频域内的表现.基于工况 1 获得的震源模型合成速度波形与观测速度波形分别在时域(图 5(a))和频域内(图 5(b))(0.2 ~ 2.0 Hz)的对比如下图所示,优选组合的 VR 最大值,见图 5(a) 各子图左上角数值.本节主要分析该组合获得的波形反演结果,基于其他中小震组合获得的震源模型在 4.2 节与提出的震源模型进行对比.通过图 5 对比分析 7 个台站在 0.2 ~ 2.0 Hz 频段下的观测波形与合成波形,结果显示大多数台站的波形匹配度较高,特别是 IBUH03 和 HKH126 台站,

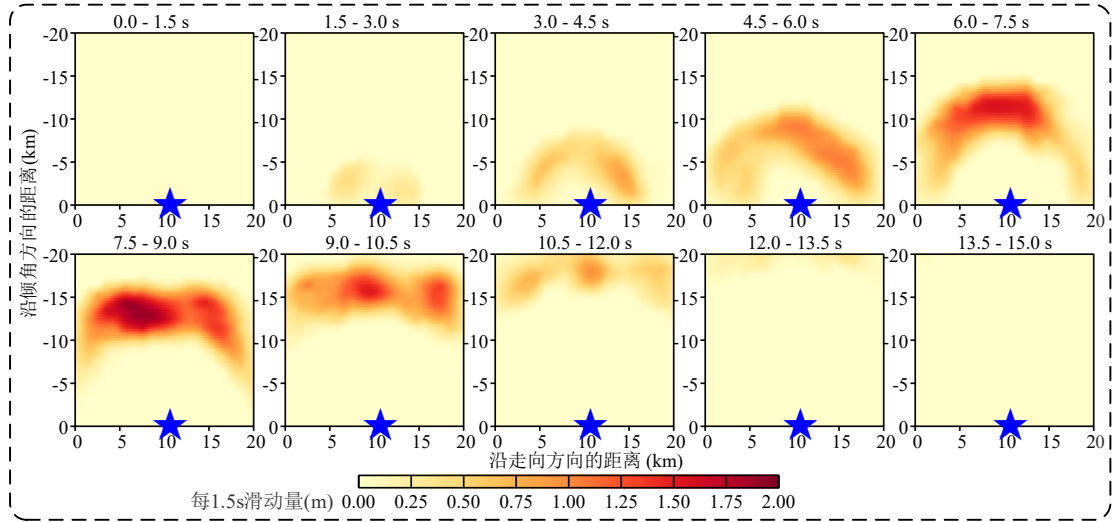


图 4 断层面上滑动量分布的时间增量为 1.5 s 的快照，图中五角星为 JMA 发布的破裂起始点

Fig. 4 Snapshot of the rupture slip values for the preferred earthquake source model in every 1.5 sec, the star is the JMA rupture start point

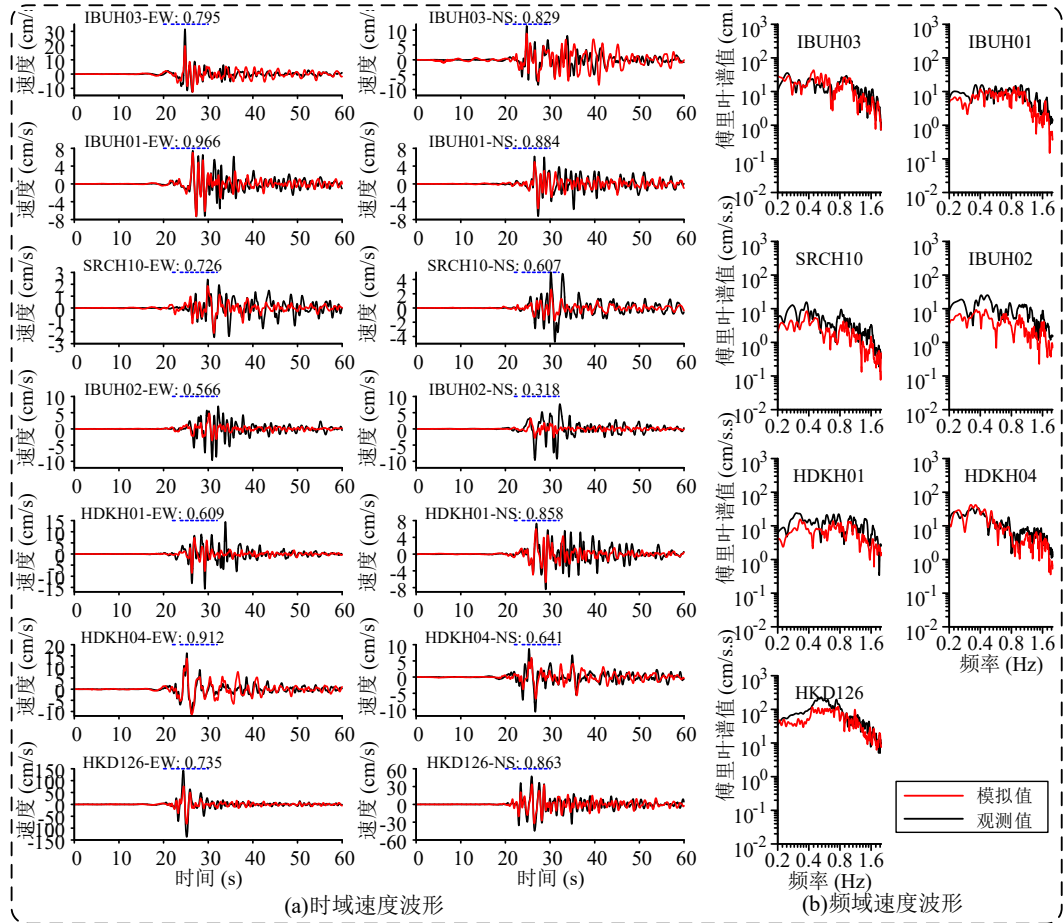


图 5 基于反演的震源模型模拟的强震动速度波形与观测速度波形的比较：

(a) 时域(蓝色虚线段 10s 为应用于波形反演的波形数据)；和 (b) 频域，频率范围为 0.2 ~ 2.0 Hz.

Fig. 5 Comparisons between the simulated strong ground motion based on the preferred source model and the observed velocity waveforms: (a) time domain (the waveform of 10 s under the dashed blue line are adopted in the waveform inversion) (b) frequency domain , the frequency range is 0.2 ~ 2.0 Hz

在时频域内的波形一致性尤为显著.然而, IBUH01、SRCH10 和 HDKH04 台站,可能由于其复杂的地层结构,观测波形出现了丰富的后续相位,这反映出局部断层复杂性的影响.尽管如此,反演的运动学震源模型依然能够较好地再现这些台站的波形特征,表明其在应对复杂地质环境时具备较强的适应性和稳定性.该 14 组波形分量的平均 VR 值为 73.6%,这一 VR 值表明反演效果较为理想,验证了模型的精度与可靠性.该结果不仅体现了震源模型在不同地质条件下的有效性,同时也为地震灾害评估与抗震设计提供了数据支撑,具有重要的工程应用价值.

4 震源模型可靠性验证与讨论

为进一步全面验证本文提出的 2018 年北海道胆振东部 $M_j6.7$ 地震运动学震源模型具有足够的稳健性和可靠性,为地震科学研究提供了有力支撑,开展了以下三个方面严格验证:(1)通过采用不同的中小地震事件组合替代原有的 EGF 开展波形反演,目的是评估这种变化是否会对震源模型的主要特征产生影响,特别是最大滑移区的准确定位.这种不同数据源的验证可以测试模型在多种情况下的适应性;(2)基于构建的震源模型,模拟未参与波形反演的观测台站的强震反应,并将结果与实际观测波形进行对比,检验模型的预测精度是否足够高;(3)将本文的运动学震源模型与其他已公开发表的模型进行全面对比分析,深入探讨它们在地震破裂过程中的异同.

4.1 基于不同的 EGF 组合反演的运动学震源模型

在地震学中,利用 EGF 进行波形反演时,结果可能会受到所选择的中小震事件的影响,特别是,对于最大滑移区域和峰值滑移速率峰值区域的位置等关键参数,不同的 EGF 选择可能会导致差异.因此,研究不同 EGF 组合对反演结果的影响,尤其是这些关键区域的变化,具有重要的科学意义.

本研究优选的组合 1 包括 4 个中小震事件,分别为 EGF6、EGF1、EGF4 和 EGF3,它们分布在断层的西南至东北方向.基于本

文提出的震源模型,EGF6、EGF1 和 EGF4 主要决定了最大滑移量的分布位置以及识别出的两个峰值滑移速率峰值区域.然而,由于在该区域内可供选择的中小震记录有限,因此进一步测试了不同组合对反演结果的影响.具体来说,EGF5 替代 EGF6,EGF7 替代 EGF1,EGF2 替代 EGF4,形成了组合 2(工况 2)、组合 3(工况 3)和组合 4(工况 4).这些替代的中小震事件的震源位置和震源机制解具有一定程度的相似性(详见图 1),确保了模型的可比性.波形反演在采用不变的破裂速度 2.0 km/s 的条件下进行,以保证不同组合下的反演结果具有可比性.

为了评估不同 EGF 组合对反演结果的影响,本文给出了 4 个工况反演的震源模型如图 6 所示,并比较了 4 个工况的反演结果,包括 7 个强震观测台站的 14 组水平分量的合成与观测速度波形的 VR 值、地震矩(M_0)、最大滑移量以及峰值滑移速度等四类关键震源参数(详见图 7).研究结果显示,不同组合下获得的 VR 值只有细微变化,所有观测台站和分量的最大 VR 平均值从工况 1 的 73.6%略微下降至工况 2 的 71.8%,这一变化幅度可忽略不计.

该结果表明,无论选择哪种 EGF 组合,所获得的合成波形与观测波形的匹配度都较为一致,震源模型具有较强的稳健性.进一步的分析显示,基于工况 1 和工况 2 反演所得的震源模型(详见图 6(b)~(d),图 6(f)~(h))表明,不同组合的 EGF 对最大滑移区域和峰值滑移速率区域的分布影响较小.

这些震源模型对应的地震矩介于 $3.27 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m} \sim 3.75 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ 之间,进一步证明了滑移区域的稳定性.尽管不同的 EGF 组合在细微之处可能存在一定的差异,但它们所识别出的滑移速率峰值区域和最大滑移区域在空间上表现出较强的一致性.

综上所述,本文的研究表明,不同中小震 EGF 组合对震源模型的关键特征影响较小,特别是最大滑移区域和滑移速率峰值区域在不同组合下表现出较好的稳定性.值得提及的是,同时也开展了其他不同中小震组合(工况 2~4)的破裂速度的参数敏感性分析,均获得了一致的结论,即取 V_f 为 2.0

km/s 时,观测波形和模拟波形相似程度最高 (即 VR 值最大),而最终滑动量分布和峰值滑移速度分布均比较稳定,也进一步说明

本震源模型的稳定性和可靠性.这一结论对于验证所提出的震源模型的稳健性

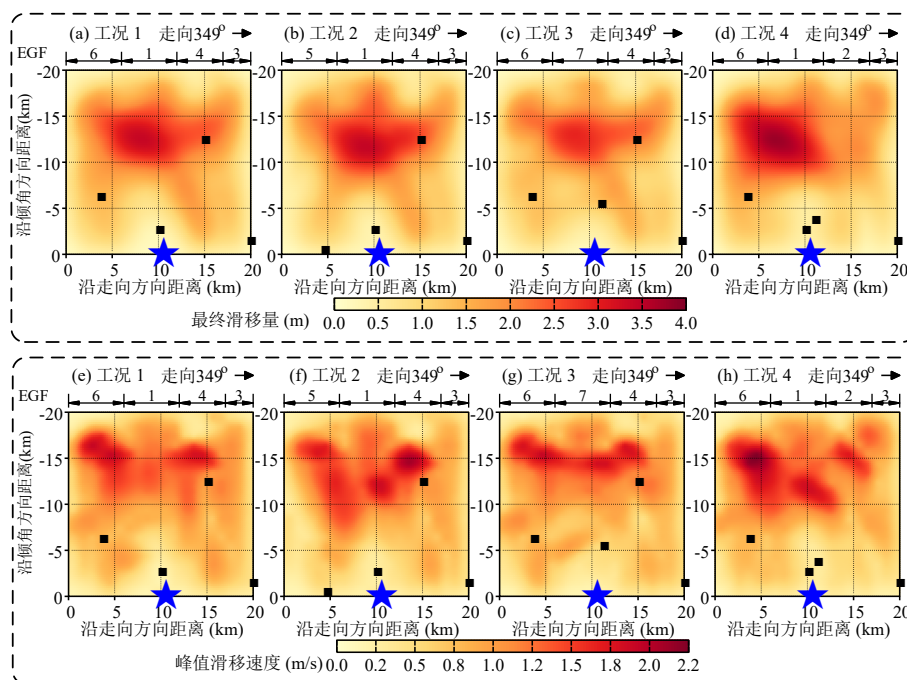


图 6 基于不同 EGF 组合反演获得的震源模型: (a~d)最终滑移分布, (e~h)峰值滑移速率分布

Fig. 6 Inverted source models based on different combinations of EGF events: (a~d) final slip distributions and (e~h) peak slip velocity distributions

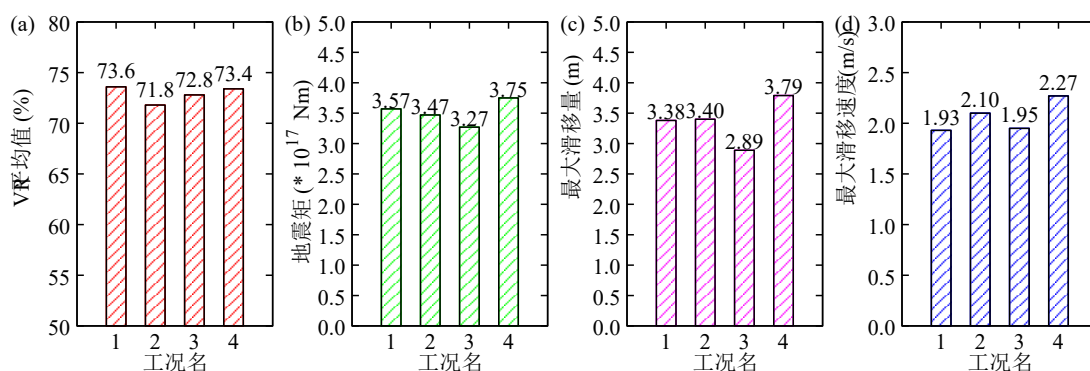


图 7 基于 4 组不同中小震组合(工况 1 ~ 工况 4)反演获得的: (a)VR 值、(b) M_0 、(c)最大滑移量及(d)峰值滑移速度的比较

Fig. 7 Comparisons of (a) VR values, (b) M_0 , (c) maximum slip value and (d) maximum peak slip velocity through different waveform inversion on different combinations of EGF events (case 1 ~ case 4)

具有重要意义,并为将来进一步研究地震破裂过程提供了重要的理论依据.

4.2 强震动模拟

通过利用未参与初始波形反演的观测台站数据进行模拟,这一分析方法可有效避免可能出现的过拟合问题,同时对模型的普适性进行验证,主要由于这些台站的数据未

被用于最初的模型构建,模拟结果展现出模型的稳健性,并表明其能够在不同数据集下保持良好的表现.故为进一步评估所建立的震源模型的可靠性,本小节通过模拟未用于初始反演的 5 个强震观测台站的地震动速度波形,对模型进行了独立验证.这些台站的具体位置如图 2 中的黑色三角形所示.由于所

展示的 5 个台站均未用于波形反演分析, 观测波形与模拟波形的在时域和频域的比较, 将采用所展示的全波形时域 $0 \sim 60.0$ s 和 $0.2 \sim 2.0$ Hz 频域的误差计算, 误差计算分别采用以下公式 (野津厚, 2012):

$$error_{vel-time} = \frac{\int_{t_1}^{t_2} (v_{syn}(t) - v_{obs}(t))^2 dt}{\int_{t_1}^{t_2} v_{obs}^2(t) dt} \quad (1)$$

$$error_{vel-FS} = \int_{f_1}^{f_2} \left(\log_{10} FS_{syn}(f) - \log_{10} FS_{obs}(f) \right)^2 d(\log_{10} f) \quad (2)$$

其中, $error_{vel-time}$ 为时域中的速度误差, $t_1 \sim t_2$ 为所考虑的时间段, 本研究中 $t_1 = 0.0$ s, $t_2 = 60.0$ s, $v_{syn}(t)$ 和 $v_{obs}(t)$ 分别为 t 时刻速度波形模拟值和观测值; $error_{vel-FS}$ 为频域中的误差, $FS_{syn}(f)$ 和 $FS_{obs}(f)$ 分别为频率 f 时速度的振幅值,

$f_1 \sim f_2$ 为所考虑的宽频带, 频域中最终给出两个分量的均值, 本研究中 $f_1 = 0.2$ Hz, $f_2 = 2.0$ Hz。

时域和频域(频带为 0.2 至 2.0 Hz)对比模拟结果与观测波形如图 8 所示. 各台站误差值已标注在图 8 中, 误差范围为 $0.793 \sim 1.739$, 其中误差最小值为 IKRH01-NS 分量, 为 0.793 , 表明拟合程度高; 速度波形频域的观测和模拟误差为 $0.228 \sim 0.470$, 相对而言, 仍可表明一致性高. 从时域对比来看(如图 8(a)所示), 模拟波形与观测波形在主要波段内的匹配度较高, 尤其是到时和振幅特征. 该一致性说明震源模型能够精确模拟震源破裂的时空演化, 特别是在主要滑移区域的时间分布和空间位置方面, 确保了模型在反映地震物理过程中的有效性.

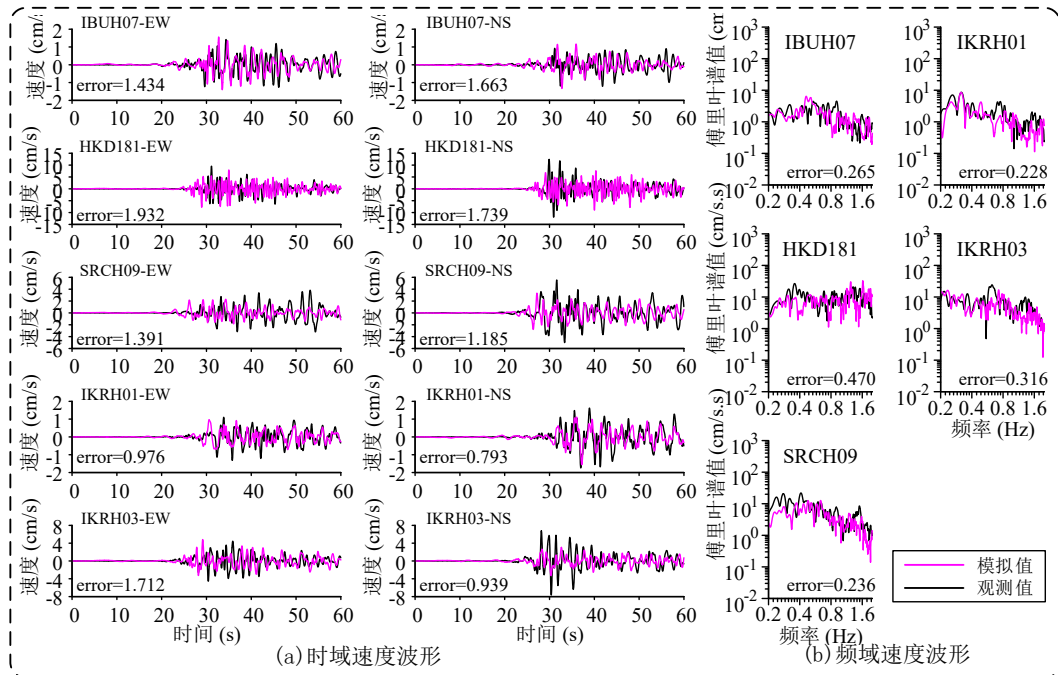


图 8 基于提出的震源模型合成的未参与反演的强震动台站速度波形与观测速度波形(频率范围 $0.2 \sim 2.0$ Hz)的比较: (a) 时域和 (b) 频域

Fig. 8 Comparisons of velocity waveforms (target frequency range: $0.2 \sim 2.0$ Hz) between the simulated strong ground motions based on kinematic source for the sites which are not adopted in the inversion and the observed ones in: (a) time domain and (b) frequency domain

此外, 采用宽频带($0.2 \sim 2.0$ Hz)的模拟分析, 能够更加全面地评估模型在不同频率范围内的表现, 进一步提升对模型可靠性的验证. 频域结果如图 8(b)所示, 结果显示两者亦表现出较高的匹配, 该震源模型不仅能够

较好地再现低频分量的特征, 还能很好地模拟高频分量的细节. 低频成分的良好再现表明模型能够准确模拟地震破裂过程中较大尺度的滑动现象, 而高频成分的匹配则意味着模型能够有效捕捉较小尺度的破裂复杂

性.这表明模型不仅可以描述较为平缓的破裂过程,还可以解释破裂过程中涉及的局部震源机制的复杂细节.高频成分的准确模拟对于评估地震对近场强震动的影响尤为重要,因为它们与断层局部的不规则性以及破裂过程中的瞬态特征密切相关.这一结果表明,该震源模型不仅在较大尺度的滑动过程中具有较强的解释能力,还能反映更小尺度上的复杂破裂过程.

若在某些台站的模拟结果与观测数据出现较大偏差,这可能指向震源模型在该区域的参数设置需要进一步调整.导致这种差异的潜在原因可能包括局部介质特性的变化、断层几何复杂性、或震源机制的局部变异等.局部介质的特性可能对地震波传播路径产生显著影响,尤其是在高频成分中,介质的不均匀性和地表效应可能引起波形的显著变化.因此,针对这些潜在偏差的进一步分析,可以为模型的改进提供重要依据,进而提升其对未来地震事件的预测精度和可靠性.而总体上,本研究模拟结果在时域和频域上均表现出良好的匹配度,表明震源模型能够准确反映地震的时空演化,捕捉破裂过程中的主要滑移位置和滑移速率的变化.这些结果验证了模型的核心参数设置合理,并具备在不同尺度上解释地震破裂机制的能力.

4.3 与其他运动学震源模型比较

本小节将本文建立的震源模型(图 9(a-1)~(a-2)所示)与其他学者提出的该地震震源模型进行比较,如图 9(b)所示的 Kobayashi 等提出的震源模型(Kobayashi et al., 2019,以下简称“Kobayashi 组模型”)、图 9(c)所示 Kubo 等提出的震源模型(NIED, 2019,以下简称“NIED 模型”)、图 9(d)所示 Asano 和 Iwata 提出的震源模型(Asano and Iwata, 2019,以下简称“Asano and Iwata 模型”).本文使用的波形反演方法依赖于 0.2 ~ 2.0 Hz 频段的强震动速度波形数据,所构建的运动学震源模型能够有效捕捉并再现最高可达 2.0 Hz 的频率成分.这与其他研究所采用的模型有所不同,后者通常集中在较低的频率范围内进行分析,主要针对 0.04 ~ 0.5 Hz 频段.由于震源破裂过程对不同频率的敏

感度不同,低频和高频波形所反映的震源特征存在显著差异,这可能是导致模型构建和部分反演结果参数不同的原因之一.

从地震学的理论角度来看,低频波形往往对应于大规模的破裂现象,而高频波形则能捕捉破裂过程中的精细局部特征,因此频率范围的差异可能对最终的模型及其反演结果产生了重要影响.由图 9 可知,4 个震源模型的最大滑移分布显示,不管反演时假定的是曲线型断层(NIED 模型),还是分多条断层模型(Kobayashi 组模型和 Asano and Iwata 模型),均识别出一个最大滑移量分布区,主要集中在沿断层距离震源 10.0~15.0km 以浅区域,其中最大滑移量稍有区别,本文的最大滑移量约 3.5m,与 NIED 模型的 3.8m 最为接近, Kobayashi 组模型的最大滑移量约 2.9m, Asano and Iwata 模型的最大滑移量约 1.7m.差别略显较大.对于波形反演使用的破裂速度而言,基于试错法,几组震源模型略显有差异,本文获得最大 VR 的破裂速度为 2.0 km/s, Kobayashi 组模型的 2.8 km/s、NIED 模型的 1.4 km/s、Asano and Iwata 模型的 1.8 km/s(第一个破裂前沿).对于反演所获得的地震矩,本文模型、Kobayashi 组模型、NIED 模型及 Asano and Iwata 模型获得的结果分别为 $3.57 \times 10^{19} \text{Nm}$ (相当于 $M_W 6.97$)、 $1.1 \times 10^{19} \text{Nm}$ (相当于 $M_W 6.6$)、 $2.15 \times 10^{19} \text{Nm}$ (相当于 $M_W 6.9$)、 $1.99 \times 10^{19} \text{Nm}$ (相当于 $M_W 6.97$).4 组震源模型均提及,该地震的破裂基本集中在 4.0~6.0s, 15.0s 左右破裂基本停止.

基于以上与已有学者的反演结果进行了对比,发现结果间存在一定差异.进一步存在这些差异的潜在原因,能让我们更全面地理解震源机制反演的不确定性来源.震源机制反演结果的差异可能源于多方面不确定性:首先,数据选择与处理(如波形截取、滤波参数)的差异可能导致结果偏差.其次,模型假设(如地壳结构、速度模型)的不一致会显著影响反演结果.此外,反演方法(如矩张量反演或断层参数优化)及算法实现的不同也可能引入不确定性.对于本研究中 2018 年北海道地震,地壳复杂性和台站分布的局限性可能会进一步强化这些影响.因此,

与其他学者的结果对比具有参考价值,但差异可能反映数据、模型或方法的限制,并非单一结果的稳固性问题。未来将进一步通过多方法联合反演和数据共享减小不确定性。简而言之,虽然本研究建立的震源模型与其他3组震源模型某些具体震源参数略有差别,但是识别出的最大滑移量分布从某种意义上来说基本一致。

5 结论

在地震工程学领域,准确解析大地震的破裂过程对于理解地震灾害的发生机制及改进抗震设计具有重要意义。本文基于经验格林函数方法,重建了2018年日本北海道胆振东部 $M_j 6.7$ 地震的运动学破裂过程。经验格林函数法因其可以避免地下速度结构不确定性带来的误差,并且能够处理频率较高的强震动(可达2.0 Hz),在揭示震源破裂特征方面展现出独特的优势。这对于地震工程中的抗震性能评估与设计优化,尤其在强震环境下,具有重要的实际应用价值。针对该次地震的分析得到以下关键结论:

(1)本研究揭示的震源破裂模式与震源特性表明:该次地震的破裂主要集中在震源

附近~12 km的浅部区域,破裂沿断层走向从西南方向向东北方向扩展~6.0 km;此外,模型中清晰识别出两个主要峰值滑移速率较大的区域,分别位于距震源约6 km和4 km的西南侧。结合地震工程理论,这种破裂模式表明震源机制对震区地表破坏有显著贡献,尤其是在破裂集中区域。本文建立的震源模型对应的矩震级为 $M_j 7.0$,破裂速度为2.0 km/s,与大地震破裂传播的典型特征略有差别。

(2)在模型稳健性和可靠性质验证方面,本文通过不同经验格林函数组合的波形反演,验证了震源模型的稳定性。尽管选择了不同的中小震组合,模型的主要破裂特征区域并未发生显著变化,合成波形与观测波形表现出也有较好的一致性,表明该震源模型时空特征的合理性。

(3)本文建立的震源模型(基于宽频带0.2~2.0 Hz)与其他学者发布震源模型(基本基于低频段0.05~0.5 Hz)在破裂速度、地震矩等具体震源参数等方面存在一定差异,但在最大滑移量分布、峰值滑移速率较大区域的分布上基本保持一致。

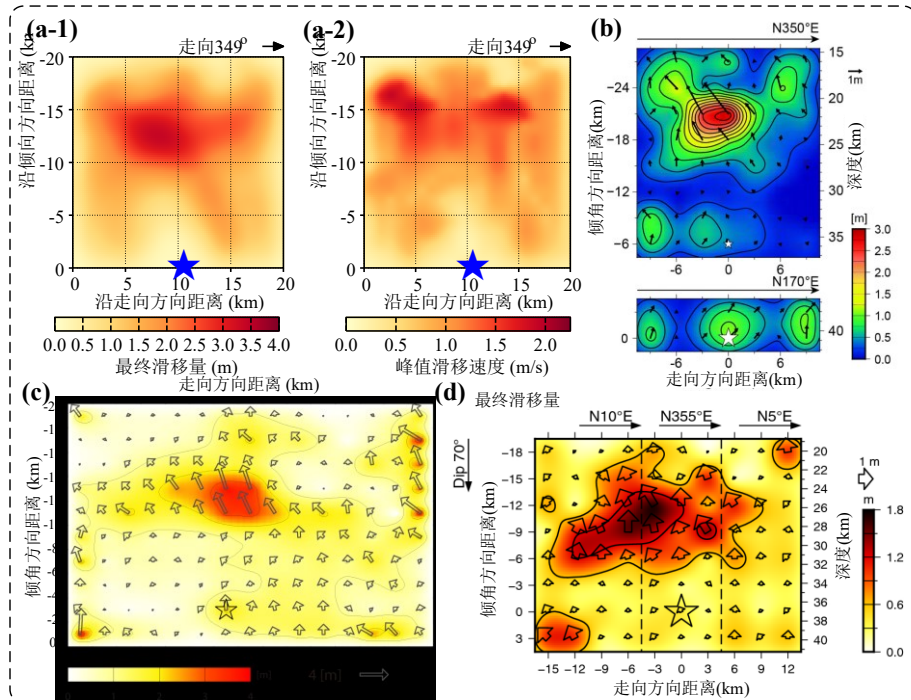


图9 基于不同频率范围进行反演所提出的不同运动学震源模型间的比较:

(a) 本文提出的震源模型, (b) Kobayashi 组模型 (Kobayashi 等, 2019), (c) NIED 模型 (NIED, 2019),

(d) Asano and Iwata 模型 (Asano and Iwata, 2019)

Fig. 9 Comparisons among different source models (which are focused on different frequency ranges proposed from different researchers): (a) preferred source model in this study, (b) Kobayashi model (Kobayashi et al., 2019), (c) NIED model (NIED, 2019), and (d) Asano and Iwata model (Asano and Iwata, 2019)-

这种一致性表明, 该次地震的破裂过程在不同频率范围内具有相似的空间特征, 进一步支持了震动频率对震源参数影响是有限的. 对于抗震设计而言, 这种频率依赖性的弱化有助于提高对高频地震波动的预测准确性.

本文提出的2018年日本北海道 $M_j 6.7$ 地震震源模型及开展的系列震源模型稳健性和可靠性验证, 充分说明了其可信赖性与合理性, 可为未来强震动预测分析提供参考.

致谢

日本防灾科学技术研究所强震观测网(K-NET, KiK-net)为本研究提供了强震波形数据, 广带域地震观测网(F-net)提供了震源机制和水平成层速度结构物性参数, 地震发生时刻由日本气象厅提供, 图1采用GMT(Wessel et al., 2013)绘制, 该区域高程数据来自Satellite Geodesy(Tozer et al., 2019), 日本小堀鐸二研究所(Kobori Research Complex Inc.)小林广明(Kobayashi Hiroaki)博士、日本防灾科学技术研究所久保久彦(Kobo Hisahiko)研究员、京都大学浅野公之(Asano Kimiyuki)教授和岩田知孝(Iwata Tomotaka)教授等提供了运动学震源模型及相关解答与建议, 2名匿名审稿专家及编辑组给出的宝贵意见, 显著提升了本文质量, 在此一并表示衷心感谢.

References

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72(4), 1217-1231, doi.org/10.1029/JZ072i004p01217.
- Asano K, Iwata T. 2019. Source rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake deduced from strong-motion data considering seismic wave propagation in three-dimensional velocity structure. *Earth Planets Space*, 71(1): 101, doi: 10.1186/s40623-019-1080-0.
- Bouchon M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71(4): 959-971, doi: 10.1785/BSSA0710040959.
- Chen Y T, Xu L S. 2000. A time-domain inversion technique for the tempo-spatial distribution of slip on a finite fault plane with applications to recent large earthquakes in the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.*, 143(2): 407-416, doi: 10.1046/j.1365-246X.2000.01263.x.
- Dhakal Y P, Kunugi T, Kimura T, et al. 2019. Peak ground motions and characteristics of nonlinear site response during the 2018 Mw 6.6 Hokkaido eastern Iburi earthquake. *Earth Planets Space*, 71: 1-26, doi: 10.1186/s40623-019-1038-2.
- Dreger D S. 1994. Empirical Green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 21(24): 2633-2636, doi: 10.1029/94GL02661.
- Gou T, Huang Z, Zhao D, et al. 2019. Structural heterogeneity and anisotropy in the source zone of the 2018 Eastern Iburi earthquake in Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 124: 7052-7066, doi: 10.1029/2019JB017388.
- Guo Z, Wen Y, Xu G, et al. 2019. Fault Slip Model of the 2018 Mw 6.6 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, Earthquake Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements. *Remote Sens.*, 11: 1667, doi: 10.3390/rs11141667.
- Hartzell S H, Heaton T H. 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(6A): 1553-1583, doi: 10.1785/BSSA07306A1553.
- Hisakawa T, Ando R, Yano T E, et al. 2020. Dynamic rupture simulation of 2018, Hokkaido Eastern Iburi earthquake: role of non-planar geometry. *Earth Planets Space*, 72: 1-14, doi: 10.1186/s40623-020-01160-y.
- Hua Y, Zhao D, Xu Y, et al. 2019. Arc-arc collision caused the 2018 Eastern Iburi earthquake (M 6.7) in Hokkaido, Japan. *Sci. Rep.*, 9(1): 13914, doi: 10.1038/s41598-019-50305-x.
- Iwasaki T, Tsumura N, Ito T, et al. 2019. Structural heterogeneity in and around the fold-and-thrust belt of the Hidaka Collision zone, Hokkaido, Japan and its relationship to the aftershock activity of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake. *Earth Planets Space*, 71: 103, doi: 10.1186/s40623-019-1081-z.
- Kobayashi H, Koketsu K, Miyake H. 2019. Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake derived from strong motion and geodetic data. *Earth Planets S*

- pace, 71(1): 63, doi: 10.1186/s40623-019-1041-7.
- Kubo H, Iwaki A, Suzuki W, et al. 2020. RETRACTED ARTICLE: Estimation of the source process and forward simulation of long-period ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, 71(1): 98, doi: 10.1186/s40623-020-1146-z.
- Lawson C L, Hanson R J. 1974. *Solving Least Squares Problems*. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED): Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake derived from strong-motion data. https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Iwate_20180906/inversion_en/ [2024-7-30].
- Nozu A, Irikura K. 2008. Strong-Motion Generation Areas of a Great Subduction-Zone Earthquake: Waveform Inversion with Empirical Green's Functions for the 2003 Tokachi-oki Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98(1): 180-197, doi: 10.1785/0120060183.
- Nozu A, Nagasaka Y. 2017. Rupture process of the main shock of the 2016 Kumamoto earthquake with special reference to damaging ground motions: waveform inversion with empirical Green's functions. *Earth Planets Space*, 69: 1-18, doi: 10.1186/s40623-017-0609-3.
- Osanai N, Yamada T, Hayashi S, et al. 2019. Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake. *Landslides*, 16: 1517-1528, doi: 10.1007/s10346-019-01206-7.
- Ren C M, Yue H, Wang T, et al. 2021. Source rupture model of the 2018 MW6.7 Iwate, Hokkaido earthquake from joint inversion of strong motion and InSAR observations. *Earthq. Sci.*, 34(1): 88-101, doi: 10.29382/eqs-2020-0065.
- Tozer B, Sandwell D T, Smith W H F, et al. 2019. Global bathymetry and topography at 15 arc seconds: SRTM15+. *Earth Space Sci.*, 6(10): 1847-1864.
- Wang D, Mori J. 2012. The 2010 Qinghai, China, Earthquake: A Moderate Earthquake with Supershear Rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1): 301-308, doi: 10.1785/0120110034.
- Wang D, Kawakatsu H, et al. 2017. Automated determination of magnitude and source length of large earthquakes using backprojection and P wave amplitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5447-5456.
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, et al. 2013. Generic Mapping Tools: improved version released. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 94(45): 409-410, doi: 10.1002/2013EO450001.
- Wu S L, Nozu A, Nagasaka Y. 2021. Rupture Process of the Mainshock of the 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence from Waveform Inversion with Empirical Green's Functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 111(2): 1014-1031, doi: 10.1785/0120200266.
- Yamagishi H, Yamazaki F. 2018. Landslides by the 2018 Hokkaido Iwate-Tobu Earthquake on September 6. *Landslides*, 15: 2521-2524, doi: 10.1007/s10346-018-1092-z.
- Yao Q, Wang D, Fang L, 2019, Mori J. Rapid Estimation of Magnitudes of Large Damaging Earthquakes in and around Japan Using Dense Seismic Stations in China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(6): 2545-2555.
- Zang C, Ni S D, Shen Z C. 2019. Rupture Directivity Analysis of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake and Its Seismotectonic Implication. *Seismol. Res. Lett.*, 90(6): 2121-2131, doi: 10.1785/0220190131.
- Zhang S, Li R, Wang F, et al. 2019. Characteristics of landslides triggered by the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake, Northern Japan. *Landslides*, 16: 1691-1708, doi: 10.1007/s10346-019-01207-6.
- Zhou H, Che A, Wang L, et al. 2020. Investigation and mechanism analysis of disasters under Hokkaido Eastern Iwate earthquake. *Geomatics Nat. Hazards Risk*, 12(1): 1-28, doi: 10.1080/19475705.2020.1856201.

中文及日文参考文献

- 吴双兰, 野津厚, 长坂阳介. 2021. 2021 年日本福岛县冲地震的震源破裂过程分析基于采用经验格林函数方法的波形反演. *世界地震工程*, (2): 1-12.
- 谢张迪, 于湘伟, 章文波. 2024. 2018 年日本北海道 MW6.6 地震震源动力学破裂过程. *地球物理学报*, 67(8): 2972-2989, doi: 10.6038/cjg2023Q0942.
- 许力生, 陈运泰. 1996. 用经验格林函数方法从长周期数字波形资料中提取共地地震的震源时间函数. *地震学报*, 18(2): 156-196.
- 许力生, 陈运泰. 2002. 震源时间函数与震源破裂过程. *地震地磁观测与研究*, 23(06): 2-8, doi: 10.3969/j.issn.1003-3246.2004.06.001.
- 张旭, 许力生, 2015. 利用视震源时间函数反演尼泊尔 $M_{\text{S}}8.1$ 地震破裂过程. *地球物理学报*, 58(6): 1881-1890, doi: 10.6038/cjg20150604.
- 福山英一, 石田瑞穗, 堀真喜, 関口涉次, 綿田辰悟. 1996. Freesia Project による広帯域地震観測. *防災科学技術研究所報告*, 57, 23-31.
- 福山英一, 石田瑞穗, D. S. Dreger, 川井啓兼. 1998. オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定. *地震*, 51, 149-156.
- 野津厚. 2007. 2005 年福岡県西方沖の地震の震源モデル—経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン—. *地震* 第 2 輯, 59(3): 253-270, doi: 10.4294/zisin.59.253.

- 野津厚. 2012. 強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試み—疑似点震源モデルによる 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション—, 地震第 2 輯, 65(1): 45-67.
- 日本気象庁. 2018a 2018 年 09 月 06 日 03 時 07 分 胆振地方中東部 M 6.7. <https://www.data.jma.go.jp/eqdev/data/mech/cmt/fig/cmt20180906030759.html>[2024-07-30].
- 日本気象庁. 2018b 2018 年 09 月 06 日 胆振地方中東部の地震—近地強震波形による震源過程解析(暫定)—. <https://www.data.jma.go.jp/eqdev/data/sourceprocess/event/2018090603075933near.pdf> [2024-07-30].
- 日本内閣府. 平成 30 年北海道胆振 いぶり 東部地震に係る被害状況等について. https://www.bousai.go.jp/updates/h30jishin_hokkaido/pdf/301030_jishin_hokkaido.pdf[2024-07-30].
- 友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一郎. 2019. スペクトルインバージョン解析に基づく平成 30 年北海道胆振東部地震の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性の推定. 日本地震工学会論文集, 19(4): 4_170-4_174, doi: [10.5610/jace.19.4_170](https://doi.org/10.5610/jace.19.4_170).
- 佐藤智美. 2019. 2018 年北海道胆振東部地震の広帯域震源モデルと強震動特性. 日本建築学会構造系論文集, 84(763): 1175-1185, doi: [10.3130/aijs.84.1175](https://doi.org/10.3130/aijs.84.1175).