

臧阳, 孟令媛, 周龙泉. 2017. 2016年新西兰 $M_{S}8.0$ 地震震源及强地面运动特征分析. 地震学报, 39(1): 1-12. doi: 10.11939/jass.2017.01.001.

Zang Y, Meng L Y, Zhou L Q. 2017. Source parameters of the 2016 $M_{S}8.0$ New Zealand earthquake and characteristics of strong ground motion observations. *Acta Seismologica Sinica*, 39(1): 1-12. doi:10.11939/jass.2017.01.001.

2016年新西兰 $M_{S}8.0$ 地震震源及强地面运动特征分析^{*}

臧 阳^{1,2)} 孟令媛^{2)*} 周龙泉²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100045 中国地震台网中心

摘要 2016年11月13日新西兰发生 $M_{S}8.0$ 地震, 该地震造成2人死亡, 20多人受伤, 仅10余栋房屋严重受损, 致灾特征较轻。本文针对新西兰 $M_{S}8.0$ 地震的震源参数特征, 对该地震的震源过程进行了分析。结果表明, 该地震的地震波辐射能量和视应力均偏低, 震源破裂过程为应力上调模式, 发震断层破裂相对充分, 余震相对丰富。结合新一代衰减关系(NGA)的分析结果显示, 该地震的强地面运动峰值加速度(PGA)观测记录整体偏低, 与基于震源参数对该地震PGA的理论估算结果较为一致。进一步选取10 km范围内6个台站的强震观测记录进行比较研究, 初步认为影响该地震近断层区域PGA高值的因素主要是断层破裂面上最大滑动集中区的位置, 而非主震的初始破裂位置。综合研究表明, 新西兰 $M_{S}8.0$ 地震的强地面运动主要受到应力上调模式和最大滑动集中区位置的影响, 致灾特征较轻则可能源于峰值加速度偏低和地表破坏较大地区的人口相对稀少。

关键词 新西兰地震 地震波辐射能量 视应力 NGA 强地面运动观测数据

doi:10.11939/jass.2017.01.001 中图分类号: P315.3⁺³ 文献标志码: A

Source parameters of the 2016 $M_{S}8.0$ New Zealand earthquake and characteristics of strong ground motion observations

Zang Yang^{1,2)} Meng Lingyuan^{2)*} Zhou Longquan²⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract: The New Zealand earthquake of November 13, 2016, $M_{S}8.0$ occurred near the Kaikoura area in the South Island, New Zealand, with focal depth of 11 km. The $M_{S}8.0$ earthquake occurred on the transform boundary faults between the Pacific Plate and the Australian Plate, and the focal mechanism solution shows the earthquake is of thrust type event. Two people were killed,

* 基金项目 国家自然科学基金(41404045)、川滇国家地震监测预报实验场项目(2016CESE0101)和2017年度震情跟踪定向工作任务(2017010106)
联合资助。

收稿日期 2016-12-12 收到初稿, 2016-12-26 决定采用修改稿。

* 通讯作者 e-mail: menglingyuan@seis.ac.cn



twenty or so people were injured and more than ten buildings were destroyed during this earthquake, so the damage level is not so severe in consideration about the huge magnitude. In this study, we analyzed the dynamic source process according to the source parameters, it can be confirmed that the radiated energy and the apparent stress of the New Zealand earthquake are small and minor. The results indicate a frictional overshoot behavior in the dynamic source process of the earthquake, which is actually with sufficient rupture and more abundant moderate aftershocks. Comparison with the next generation attenuation (NGA) relationship indicates that the observed horizontal peak ground acceleration (PGA) of the strong ground motion is generally small. The ground motion observations show that the recordings of New Zealand $M_s 8.0$ earthquake are less than the New Zealand $M_w 6.1$ earthquake in 2011 with nearly 200 deaths. In addition, we studied the characteristics of the observed PGAs at the six near-fault stations, which are located in the area less than 10 km to the main fault. The relatively high ground motion of the six stations may be produced by the higher slip around the asperity area rather than the initial rupture position on the main plane. In fact, the less damage level of New Zealand $M_s 8.0$ earthquake may probably result from the smaller strong ground motion and the rare population in the near fault area, with the most severe surface destruction.

Key words: New Zealand earthquake; seismic radiated energy; apparent stress; NGA; strong ground motion observations

引言

据中国地震台网中心(China Earthquake Networks Center, 简写为 CENC, 2016)测定, 北京时间 2016 年 11 月 13 日 19 时 2 分 58 秒新西兰南岛凯库拉(Kaikoura)地区发生 $M_s 8.0$ 地震, 矩震级为 $M_w 7.8$, 震中位置为 $(173.13^\circ E, 42.78^\circ S)$, 震源深度为 11 km. 该地震震中距离凯库拉镇约 60 km, 位处新西兰第三大城市克莱斯特彻奇(Christchurch)北北东方向约 100 km 处. 该地震为一次发生在板块边界的逆冲型地震, 主发震断层破裂从震中向新西兰南岛东北角方向延伸, 破裂尺度超过 150 km. 截至 2016 年 11 月 19 日, 共记录到 $M \geq 5.0$ 地震 49 次, 其中包含 3 次 $M \geq 6.0$ 地震, 最大余震为 11 月 14 日的 $M_s 6.2$ 地震, 与主震间隔约 12.5 个小时(GNS, 2016a).

2016 年新西兰 $M_s 8.0$ 地震为 1855 年惠灵顿 $M_w 8.2$ 地震后 160 多年间新西兰发生的最大地震. 新西兰位于太平洋板块与澳大利亚板块的交汇处, 南岛北部地区处于两个板块边界之间, 是一个复杂的板块边界转换系统, 多发育近北东走向以右旋走滑为主的断裂体系(Langridge *et al*, 2003). 该地震不仅在震中附近造成了地表破坏, 在相距 200 多千米的新西兰北岛最南端也造成了高达Ⅷ度的破坏; 同时在东海岸凯库拉地区造成了波浪高达 1.5 m 的海啸, 滑坡等次生灾害也随之产生. 但截至目前该地震仅造成 2 人死亡, 20 多人受伤, 仅 10 余栋房屋严重受损, 显然该地震的致灾程度较轻, 人员伤亡较少.

本文着重研究 2016 年新西兰地震的震源参数和强地面运动特征, 讨论其主发震断层的动态破裂过程. 首先, 基于地震矩、地震波辐射能量、断层面上滑动位移给出视应力、应

力降等震源参数, 明确该地震为震源动态破裂过程中的应力上调模式; 然后, 依据震源参数估算强地面运动的理论值, 并结合新一代衰减关系(next generation attenuation, 简写为NGA)(Boore, Atkinson, 2007, 2008), 分析该地震强地面运动观测记录的特征; 最后, 进一步结合主破裂面最大滑动集中区, 比较研究6个近断层区域台站的强震观测记录, 以实现基于震源参数的地震动态破裂模式分析, 厘清震源过程对强地面运动峰值加速度的影响及可能原因。

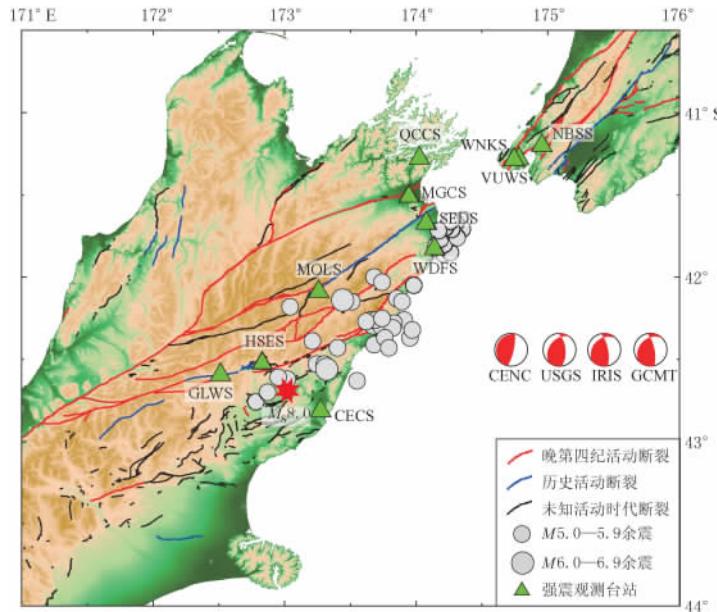


图1 新西兰地震主震、 $M \geq 5.0$ 余震、强震观测台站分布及震源机制解

Fig. 1 Distribution of mainshock (red star), $M \geq 5.0$ aftershocks (blue circles) of the 2016 $M_{\text{S}}8.0$ New Zealand earthquake, the observation stations (green triangles) and the focal mechanism solutions

1 震源参数特征

地震发生时以地震波的形式传播出去的能量称作地震波辐射能量 E_s , 为地震发生释放总能量的一部分, E_s 与地震破裂过程中产生新断层面所消耗的破裂能量 E_r 、断层从滑动到停止过程中系统克服摩擦所做的功 W_f 共同构成了地震时产生的总能量 E , 即

$$E = E_s + E_r + W_f, \quad (1)$$

地震波辐射能量与震级的关系为(Choy, Boatwright, 1995)

$$\lg E_s = 1.5M_s + 4.4, \quad (2)$$

式中 E_s 的单位为 J. 结合地震矩参数 M_0 , Wyss 和 Brune(1968)最早提出视应力 σ_a 的概念, 并结合地震波辐射能量 E_s 和地震矩 M_0 将 σ_a 定义为

$$\sigma_a = \frac{\mu E_s}{M_0}, \quad (3)$$

式中: M_0 的单位为 $\text{N} \cdot \text{m}$; μ 为介质剪切模量, 通常取值为 $\mu = 3 \times 10^4 \text{ MPa}$. σ_a 的物理意义在于单位面积发震断层上地震波平均辐射能量的大小. 尽管测得的 σ_a 不是平均应力, 但由

于地震效率 η 恒小于等于 1, 因此 σ_a 可认为是平均应力的下限. 参照表 1 中多家研究机构给出的震源参数, 结合式(3), 可计算得到新西兰地震的视应力 σ_a 约为 0.72—0.74 MPa.

表 1 2016 年新西兰 $M_{\text{S}}8.0$ 地震震源及断层参数

Table 1 Source and fault parameters of the $M_{\text{S}}8.0$ New Zealand earthquake in 2016

研究机构	震中位置		震级	深度 /km	走向 /°	倾角 /°	滑动角 /°	M_0 /(10^{20} N·m)	地震波辐射能量 /(10^{16} J)
	经度 /°E	纬度 /°S							
中国地震台网中心 (2016)	173.13	42.78	$M_{\text{S}}8.0$	11	209	14	106	—	—
中国地震局地球物理研究所 (2016)	173.13	42.78	$M_{\text{w}}7.9$	10	—	—	—	—	—
USGS(2016)	173.08	42.76	$M_{\text{w}}7.8$	15.5	219	38	128	7.04	—
IRIS(2016)	173.08	42.76	$M_{\text{w}}7.8$	23	226	33	143	—	1.7
GCM(2016)	173.98	41.93	$M_{\text{w}}7.8$	18.8	226	33	143	6.71	—
GNS(2016b)	173.02	42.69	$M_{\text{w}}7.8$	15.1	—	—	—	—	—

本文依据地震发生的动态破裂模型对新西兰地震发震断层的破裂过程进行分析. 通常在不考虑破裂能量的情况下, 可以将震源动态破裂过程分为 3 种主要的模型: 完全应力降模型、应力上调模型和应力下调模型(Brune, 1970, 1976; Savage, Wood, 1971; Smith *et al*, 1991), 其中完全应力降模型为理想情况下的模型, 实际地震发生过程中并不会参照此类动态破裂过程, 应力上调模型对应于摩擦应力大于断层面上终止剪切应力的情况, 而应力下调模型则对应于摩擦应力小于断层面上的终止剪切应力的情况, 即

$$2\sigma_a < \Delta\sigma_s \quad (\text{应力上调模型}), \quad (4)$$

$$2\sigma_a > \Delta\sigma_s \quad (\text{应力下调模型}), \quad (5)$$

式中 $\Delta\sigma_s$ 为静态应力降. 已知断层面上滑动位移(图 2), 可基于 Starr(1928) 的泊松体模型

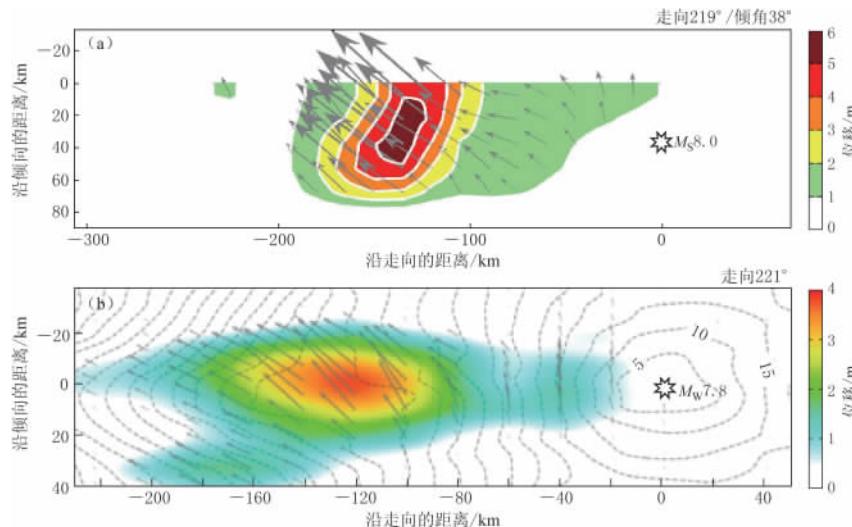


图 2 新西兰 $M_{\text{S}}8.0$ 地震主震发震断面上的滑动位移分布图

图(a)引自中国地震局地球物理研究所(2016), 图(b)引自 USGS(2016)

Fig 2 Cross-section of slip distribution on the main fault for the $M_{\text{S}}8.0$ New Zealand earthquake. Fig. (a) refers to Institute of Geophysics, China Earthquake Administration (2016), and Fig. (b) refers to USGS (2016). The strike direction is indicated above each fault plane and the hypocenter location is denoted by a star

公式计算 $\Delta\sigma_s$:

$$\Delta\sigma_s = \frac{8\mu\bar{D}}{3\pi W}, \quad (6)$$

式中, \bar{D} 为断层面上的平均滑动位移, W 为断层宽度。中国地震局地球物理研究所(2016)给出的最大滑动位移为 6 m, 断层面宽度为 60 km(图 2a), USGS(2016)给出的最大滑动位移为 4 m, 断层面宽度为 40 km(图 2b), 二者的位移与断层面宽度的比值一致, 进一步取平均滑动位移为 $\bar{D} \approx 2/3D$, 结合式(6)可计算得到新西兰地震的静态应力降 $\Delta\sigma_s$ 约为 1.7 MPa。

由式(4)和表 1 中给出的震源参数以及图 2 所示的断层面上滑动位移分布图, 可以确定新西兰地震震源的动态破裂过程为应力上调即错动过头模式(图 3), 该模式中 E_s 由三角形 $AB'D$ 的面积表示; 如果为完全应力降模式(Orowan, 1960; Brune, 1970), E_s 则由三角形 ABC 的面积表示。应力上调模式的断层破裂相较更为充分,

通常这类模式的发震断层破裂较为充分, 余震丰富。图 1 所示的 2016 年新西兰地震的断层破裂较为充分且余震丰富, $M \geq 5.0$ 余震沿北东向展布约 200 km, 与应力上调模式的一致性较好。

2 强地面运动观测数据

2.1 强地面运动理论值估算

Andrews(1986)对地震强地面运动的频谱响应进行分析时指出

$$\Delta\sigma_d = \frac{4\sigma_a}{2.34(A^{FS})^2} = 4.3\sigma_a, \quad (7)$$

式中: $\Delta\sigma_d$ 为动态应力降; A^{FS} 为 S 波辐射图型因子, 其在震源球面上的均方根为 $\sqrt{2/5}$ 。由式(7)计算得到本次新西兰地震的 σ_d 约为 3.15 MPa, 进一步采用 Brune(1970)给出的近断层强震质点运动加速度的估算方法, 即

$$\ddot{u} = \frac{2\Delta\sigma_d}{\rho\beta\Delta t \sqrt{1 - \frac{\beta^2}{v_2}}}, \quad (8)$$

式中, μ 为介质剪切模量, β 为剪切波速度, 通常取值为 3×10^3 m/s, 则有 $\ddot{u} = 2 \times 10^{-5} \Delta\sigma_d$, 计算得到 2016 年新西兰地震近断层加速度的理论估算值约为 630 cm/s^2 。

2.2 观测数据与 NGA 衰减关系对比

2016 年新西兰 M_s8.0 地震震中及发震断层周围的多处强震台站均记录到了较为完整

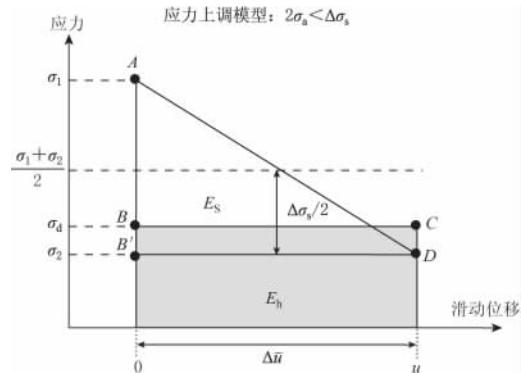


图 3 断层动态破裂过程中应力上调模式

示意图(修改自 Savage, Wood, 1971)

σ_1 和 σ_2 分别为初始应力和最终应力, σ_d 为动态应力, u 为位移, $\Delta\bar{u}$ 为断层面上平均滑动位移, E_h 为摩擦热能, 即为图中所示灰色矩形块面积

Fig. 3 Overshoot model during the dynamic

rupture process of seismogenic fault

revised from Savage and Wood (1971)

σ_1 and σ_2 are initial and final stress, respectively, σ_d is dynamic stress, u is slip displacement, and $\Delta\bar{u}$ is the mean slip on the fault plan, E_h is frictional heat energy represented as the area of the gray rectangular

的、丰富的强震观测数据。截至 2016 年 12 月 10 日工程强震数据中心(Center for Engineering Strong Motion Data, 简写为 CESMD, 2016)公布的数据中, 共有 115 个台站的水平峰值加速度达到 3 cm/s^2 , 即这些台站的两个水平向观测记录的最高值达到 3 cm/s^2 , 将其定义为 PGA-H。这 115 个 PGA-H 记录台站中, 距离发震断层小于 100 km 且 $\text{PGA-H} \geq 50 \text{ cm/s}^2$ 的台站有 55 个, $\text{PGA-H} > 500 \text{ cm/s}^2$ 的台站仅有 2 个, 分别为 WDFS 和 SEDS 台站, 其 PGA-H 分别为 1253 cm/s^2 和 744 cm/s^2 。

表 2 列出了新西兰地震 $\text{PGA-H} \geq 200 \text{ cm/s}^2$ 台站的观测记录, 结合图 1 和图 2 可见, 强震台站空间分布具有以下特征: VUWS, NBSS 和 WNKS 等 3 个台站地处新西兰北岛南端, 距离震中超过 200 km; HSES, CECS 和 GLWS 等 3 个台站相对最为靠近震中位置, 且 GLWS 台站位于余震北东向展布的反方向; 结合图 2 所示的最大滑动集中区位置可知, MOLS 台站处于震中初始破裂区至最大滑动位移区的过渡地带; WDFS, SEDS, MGCS 和 QCCS 等 4 个台站距离震中较远, 均超过 130 km, 但其中 3 个台站的断层距离小于 10 km, 且 WDFS 和 SEDS 两个台站的 PGA-H 高于 500 cm/s^2 。因此, 新西兰地震强震动观测数据较高值出现在距离震中 130 km 以远的台站, 而非震中周围的强震观测台站。

表 2 2016 年新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震的强震观测记录

Table 2 Strong motion observation of the $M_{\text{s}}8.0$ New Zealand earthquake in 2016

台站名称	台站位置	$\text{PGA-H}/(\text{cm} \cdot \text{s}^{-2})$	d_f/km	d_{epi}/km
WDFS	(174.14°E , 41.83°S)	1253	0	133
SEDS	(174.08°E , 41.67°S)	744	4.8	143
MOLS	(173.26°E , 42.09°S)	357	4.0	70
CECS	(173.28°E , 42.82°S)	282	18.5	25
MGCS	(173.94°E , 41.51°S)	264	5.4	152
HSES	(172.83°E , 42.53°S)	259	0	25
QCCS	(174.02°E , 41.28°S)	258	22.7	178
VUWS	(174.78°E , 41.28°S)	229	56.6	214
NBSS	(174.95°E , 41.20°S)	209	72.3	230
WNKS	(174.74°E , 41.29°S)	216	54.3	212

注: d_f 为台站到断层的距离(引自 CESMD, 2016), d_{epi} 为本文计算所得的台站到震中的距离。

鉴于 NGA 以全球观测数据为基础, 具有一定的普适性, 另一方面孟令媛等(2013a)已应用 NGA 针对新西兰 2010 年 $M_{\text{w}}7.0$ 地震和 2011 年克莱斯特彻奇 $M_{\text{w}}6.1$ 地震的强震观测数据进行过相关比较研究, 其结果显示 NGA 在新西兰南岛地区具有一定的适用性。为进一步分析 2016 年新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震的强震观测记录, 本文应用 Boore 和 Atkinson (2007) 以全球强震观测数据为基础, 并考虑“震级饱和”影响下给出的 NGA, 绘制 PGA 衰减关系曲线。NGA 的具体表达式为

$$\ln Y = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(v_{S30}, R_{JB}, M) + \varepsilon \sigma_T, \quad (9)$$

式中: F_M , F_D 和 F_S 分别表示震级、距离和场地本身对地震波衰减影响的函数, R_{JB} 为 Joyner-Boore 距离, v_{S30} 为地表 30 m 以上的横波速度结构(Boore, Atkinson, 2007, 2008)。

取式(9)中 R_{JB} 为 CESMD(2016)公布的台站到断层的距离 d_f , v_{S30} 为 760 m/s, 图 4 给出了 115 个 $\text{PGA-H} \geq 3 \text{ cm/s}^2$ 的台站强震观测数据与 NGA 的对应关系, 可以看出: 所有观测记录到的 PGA-H 均低于衰减关系的 95% 置信区间上限(蓝色虚线), 其中约 75% 的

PGA-H 观测记录低于衰减关系曲线(红色实线); 强震观测记录主要集中在 50—200 km 的断层距离范围内, 其中断层距离小于 50 km 的数据共 13 个, 低于衰减关系曲线的数据 10 个, 所占比例高于 75%, 2 个记录低于 95% 置信区间下限(绿色虚线), 断层距离为 1 km 的 GLWS 台站的 PGA-H 观测记录低于 200 cm/s^2 , 仅为 174 cm/s^2 (CESMD, 2016).

通过对比 2016 年新西兰 $M_s 8.0$ 地震观测数据与 NGA 的关系(图 4)可知, 新西兰地震的强地面运动实测记录具备以下特点: 其一, 强震观测记录整体偏小, 尤其是断层距离 $d_f \leq 50 \text{ km}$ 的区域; 其二, $\text{PGA-H} \geq 200 \text{ cm/s}^2$ 的台站距离震中普遍较远, 特别是仅有的两个 $\text{PGA-H} > 500 \text{ cm/s}^2$ 的实测数据, 其震中距离均超过 130 km. 此外, 由表 2 可以清楚地看到, 记录到最大 PGA-H (1253 cm/s^2) 的 WDFS 台站, 其断层距离为 0 km, 震中距离为 133 km, 而距离震中最近(25 km)的 CECS 台站的 PGA-H 仅为 282 cm/s^2 (CESMD, 2016).

2.3 近断层区域观测数据比较

为分析新西兰地震强地面运动 PGA-H 整体偏小的原因, 本文进一步选取 10 km 范围内 6 个强震台站的观测记录进行比较研究。6 个台站的断层距离均小于 10 km, 其震中距离分别为 133, 143, 70, 152, 25 和 43 km, PGA-H 值由高到低依次为 WDFS, SEDS, MOLS, MGCS, HSES 和 GLWS(图 4, 表 2)。尽管 WDFS 台站的断层距离为 0 km, 但其距离震中较远, 结合图 2 可知, 该台站 PGA-H 观测记录最大的主要原因在于其更靠近发震断层破裂面上的最大滑动集中区。此外, SEDS 和 MGCS 两个台站也具有震中距离大、断层距离小的特点, 且 SEDS 台站的 PGA-H 观测记录仅次于 WDFS 台站, 其原因同样在于二者距离断层和最大滑动集中区均相对较近。

MOLS 台站处于新西兰地震震中及主破裂面上最大滑动集中区的中间地带, 距离发震断层约 4 km, 该台站记录到的 PGA-H 值为新西兰地震强地面运动观测记录的第三高值。HSES 台站在 6 个近断层区域台站中距离震中最近, 且断层距离也为 0 km, 但其记录到的 PGA-H 值较 WDFS 台站明显偏低, 这是由于震源初始破裂时所产生的滑动位移相对较小。同样地, GLWS 台站的断层距离为 1 km, 为仅次于 WDFS 和 HSES 台站的最小断层距离, 而且震中距离也小于 50 km, 但其 PGA-H 也明显偏小, 除了距离最大滑动集中区较远以外, 另一个重要原因在于其明显位于主震破裂的相反方向(图 1), 因此, GLWS 台站成为近断层区域内唯一一个低于 95% 置信区间下限的观测记录(图 4)。

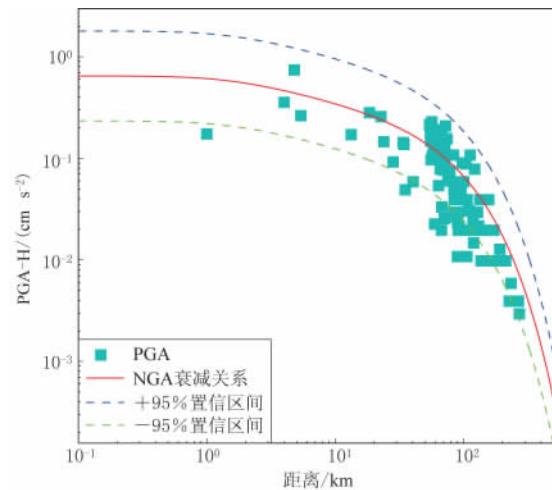


图 4 CESMD(2016)公布的新西兰地震强震观测数据与 NGA 衰减曲线对比图

Fig. 4 Comparison of the observed PGA-H (squares) of New Zealand earthquake from CESMD(2016) with the NGA Red solid line is NGA of observed PGA-H, blue and green dash lines are $\pm 95\%$ confidence interval curve of NGA, respectively

震中距离为 133 km, 而距离震中最近(25 km)的 CECS 台站的 PGA-H 仅为 282 cm/s^2

图 5 和图 6 分别给出了 6 个近断层区域台站的强地面运动时程曲线和水平向加速度的傅里叶谱分析结果, 结合台站的空间分布(图 1)可以看出: WDFS 和 SEDS 台站位于主震破裂前端方向约 150 km 处, 靠近发震断层的最大滑动集中区(图 2), 尽管二者的震中距离较大, 但其 PGA-H 值较高, 加速度时程曲线上出现了两个相对较高的峰值, 初步分析可能分别来自于震中初始破裂和最大滑动集中区的最大破裂, 并且观测记录的 PGA 均来自于第二个峰值, 即最大滑动集中区的影响; 傅里叶谱分析结果(图 6)显示, 二者水平向加速度傅里叶谱在 1—10 Hz 的高频成分均较为丰富。

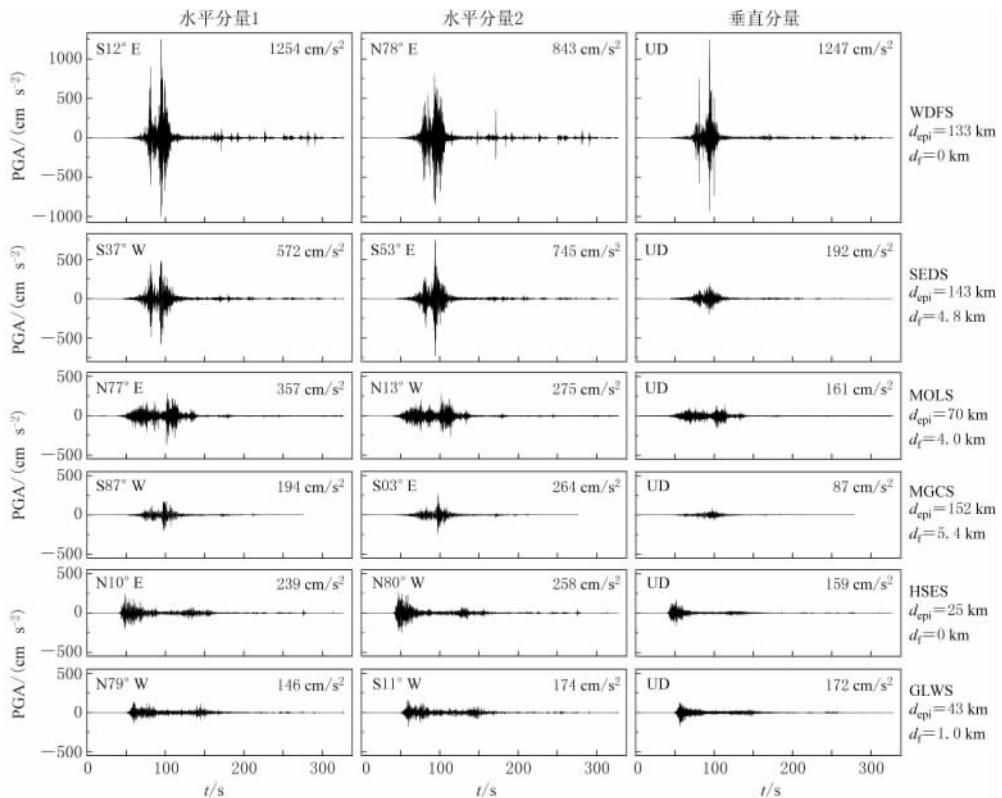


图 5 新西兰 M_8 .0 地震 6 个近断层台站的加速度实测时程曲线

Fig. 5 Observed acceleration time histories of the M_8 .0 New Zealand earthquake at six near-fault stations

MOLS 台站的加速度时程曲线中的高频成分较 WDFS 和 SEDS 两个台站明显偏少; MOLS 的加速度时程曲线图也出现了两个相对较高的峰值, 与 WDFS 和 SEDS 不同的是, 尽管 MOLS 的 PGA 也来自于第二个峰值, 但该台站两个相对较高峰值的差异明显较小, 可能是由于其恰好位于初始破裂至最大滑动集中区的过渡区域, 同时受到震源和最大滑动位移的影响, 因此出现的两个加速度峰值差异并不明显。

GLWS 和 HSES 台站则位于主震初始破裂区域附近, 二者的震中距和断层距均相对较小, 且二者波形记录较为相似, 其时程曲线仅出现一个明显的加速度峰值且量级较小, 水平向加速度的傅里叶谱在 1 Hz 左右区域内成分相对丰富, 与其它 4 个台站存在明显的差异, 分析认为这是由于其距离主发震断层最大滑动集中区相对较远, 两个台站记录到的

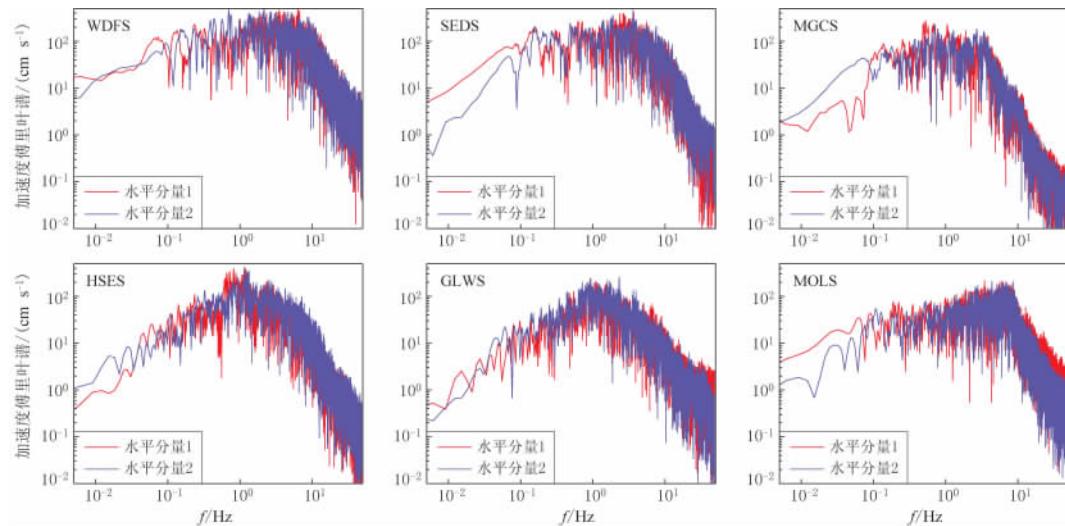


图 6 近断层区域 6 个台站水平向加速度傅里叶谱对比

Fig. 6 Fourier spectra comparison of observed horizontal accelerations at the six near-fault stations

PGA 和时程曲线中的高频成分主要受到震源初始破裂最大滑动集中区的影响.

3 讨论与结论

2016 年新西兰 $M_{\text{S}}8.0$ 地震发生后, 关于其序列的极端复杂性及显著偏小的致灾特征引起了学术界的广泛讨论(中国地震台网中心, 2016; GeoNet, 2016), 该地震仅造成 2 人死亡, 20 多人受伤, 人员伤亡情况显著少于 2011 年新西兰克莱斯特彻奇 $M_{\text{W}}6.1$ 地震. 2011 年地震给克莱斯特彻奇城造成了十分严重的建筑物损毁和人员伤亡, 近 200 人遇难, 一个重要的原因在于该地震的近断层强地面运动强且震中位处城市中心附近, 并且 2010 年新西兰 $M_{\text{W}}7.0$ 地震对克莱斯特彻奇城造成的破坏尚未完全修复, 已经不起二次打击(孟令媛, 史保平, 2012).

本研究明确 2016 年新西兰 $M_{\text{S}}8.0$ 地震的震源动态破裂过程为应力上调模式, 即主发震断层错动过头, 进一步说明该地震过程中所消耗的破裂能量和克服摩擦所做的功相对较多, 在总能量一定的前提下, 可初步认为本次新西兰地震所释放的地震波辐射能量也相对较少, 同时结合视应力的物理意义可以推测, 该地震发震断层单位面积所释放的平均地震波辐射能量明显偏小.

实际上, 分析地震震源参数特征的过程中, 视应力 σ_a 是一个相对重要的参数, 尤其在比较研究过程中, 例如 2016 年新西兰地震视应力 σ_a 为 0.72—0.74 MPa, 而 2011 年新西兰 $M_{\text{W}}6.1$ 地震的 σ_a 则约为 4.5 MPa(孟令媛, 史保平, 2012). 同样地, 汶川地震和芦山地震在视应力、动态破裂过程、主破裂面尺度等方面存在较多差异(陈运泰等, 2013; 徐锡伟等, 2013), 其主要原因之一就在于芦山地震为应力下调模式, 而汶川地震则属于应力上调模式(孟令媛等, 2013b; 赵烽帆等, 2014).

本文经过理论估算给出的新西兰地震强地面运动峰值加速度约为 630 cm/s^2 , 相较于表 2 中两个 $\text{PGA-H} > 500 \text{ cm/s}^2$ 的观测记录偏低, 参照式(8)可知理论估算过程中质点加速度主要取决于动态应力降 $\Delta\sigma_d$ 的大小. Shi 等(2010)指出, 当破裂速度 v_R 与剪切波速度

β 之比约为0.9时有 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d=1.2$, 参照本文的 $\Delta\sigma_s$ 计算结果, 进一步可得到 $\Delta\sigma_d$ 约为1.42 MPa。由式(8)可估算出质点加速度约为 284 cm/s^2 , 尽管该值相对实际观测记录也偏小, 但与大部分实测记录相对一致。因此, 本文可以初步得到这样的认识: 2016年新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震的强地面运动偏低, 但与基于震源参数给出的理论估算值相对一致, 一方面可能是由于其动态破裂过程为应力上调模式, 地震波辐射能量相对偏小; 另一方面则可能是由于其震源破裂过程中视应力 σ_a 偏低, 动态应力降 $\Delta\sigma_d$ 也不高。

通过对比NGA分析本次新西兰地震115个强地面运动观测数据的特征, 本文认为该地震的强震观测记录整体明显偏小, 尤其是断层距离 $<50 \text{ km}$ 的数据中, 10个台站的观测记录均高于 200 cm/s^2 , 仅2个记录高于 500 cm/s^2 , 这一点与2.1节中基于震源参数给出的理论值较为一致。而2011年新西兰 $M_{\text{w}}6.1$ 地震则记录到15个高于 200 cm/s^2 的强震观测记录, 其中10个记录高于 500 cm/s^2 , 且其最大峰值加速度也大于本次新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震(孟令媛等, 2013a)。此外, 新西兰 $M_{\text{w}}6.1$ 地震成为新西兰历史上伤亡最严重的地震之一, 除了由于强地面运动强以外, 还在于其震中位于城市附近, 人口密度相对较高。

在进一步分析了新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震6个近断层台站的加速度时程曲线特征后, 明确指出加速度峰值的大小受断层距离的影响要大于受震中距离的影响, 另外一个更重要的影响因素则是最大滑动集中区的位置。本次 $M_{\text{s}}8.0$ 地震的持续时间较长, 破裂速度较为缓慢, 地震波辐射能量在主震破裂后60 s左右才达到峰值, 因此其最大滑动集中区距离震中初始破裂较远, 约为150 km(图2)。同时该地震震中位于克莱斯特彻奇北北东方向100 km, 地表破裂由西南向北东方向扩展, 最大破裂位于凯库拉以西的山区, 破裂所经过区域的人口稀少, 人口集中的城镇则距离破裂带较远。

综上, 2016年新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震具有视应力和应力降较小、地震波辐射能量较少的震源特征, 且动态破裂过程为应力上调模式, 主发震断层破裂较为充分, 余震相对丰富。强地面运动观测数据相对NGA衰减曲线整体偏低, 近断层区域PGA高值主要受主震北东向约150 km处的最大滑动集中区的影响, 且最大滑动位移对应的破裂区域位处山区人口稀少。因此, 新西兰 $M_{\text{s}}8.0$ 地震致灾特征较轻可能是由于强地面运动偏低及较大地表破坏区人口偏少所致。

参 考 文 献

- 陈运泰, 杨智娴, 张勇, 刘超. 2013. 从汶川地震到芦山地震[J]. 中国科学: 地球科学, 43(6): 1064–1072.
Chen Y T, Yang Z X, Zhang Y, Liu C. 2013. From 2008 Wenchuan earthquake to 2013 Lushan earthquake[J]. *Scientia Sinica Terra*, 43(6): 1064–1072 (in Chinese).
- 孟令媛, 史保平. 2012. 2011年新西兰 $M_{\text{w}}6.1$ 地震震源过程及强地面运动特征初步分析[J]. 地球物理学报, 55(5): 1601–1612.
Meng L Y, Shi B P. 2012. Source rupture process of the February 21, 2011, $M_{\text{w}}6.1$, New Zealand earthquake and the characteristics of the near-field strong ground motion[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(5): 1601–1612 (in Chinese).
- 孟令媛, 史保平, 刘杰. 2013a. 2010年新西兰 $M_{\text{w}}7.0$ 主震与2011年 $M_{\text{w}}6.1$ 余震近场强地面运动特征比较分析[J]. 地震学报, 35(3): 351–368.
Meng L Y, Shi B P, Liu J. 2013a. Characteristics of strong ground motion from the sequence of New Zealand earthquake: 2010, $M_{\text{w}}7.0$, main shock and 2011, $M_{\text{w}}6.1$, aftershock[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 35(3): 351–368 (in Chinese).

- 孟令媛, 周龙泉, 刘杰. 2013b. 2013年芦山 $M_{S}7.0$ 地震震源参数特征及近断层强地面运动初步估计[J]. 地震学报, **35**(5): 632–641.
- Meng L Y, Zhou L Q, Liu J. 2013b. Source parameters of the 2013 Lushan $M_{S}7.0$ earthquake and the characteristics of the near-fault strong ground motion[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **35**(5): 632–641 (in Chinese).
- 徐锡伟, 闻学泽, 韩竹军, 陈桂华, 李传友, 郑文俊, 张世民, 任治坤, 许冲, 谭锡斌, 魏占玉, 王明朋, 任俊杰, 何仲, 梁明剑. 2013. 四川芦山 7.0 级强震: 一次典型的盲逆断层型地震[J]. 科学通报, **58**(20): 1887–1893.
- Xu X W, Wen X Z, Han Z J, Chen G H, Li C Y, Zheng W J, Zhang S M, Ren Z K, Xu C, Tan X B, Wei Z Y, Wang M M, Ren J J, He Z, Liang M J. 2013. Lushan $M_{S}7.0$ earthquake: A blind reserve-fault event[J]. *Chinese Science Bulletin*, **58**(28): 3437–3443.
- 赵烽帆, 史海霞, 周志华. 2014. 2008年汶川 $M_{S}8.0$ 地震和2013年芦山 $M_{S}7.0$ 地震震源特征比较分析[J]. 中国地震, **30**(4): 604–610.
- Zhao F F, Shi H X, Zhou Z H. 2014. Characteristics of the source parameters and the rupture processes for the 2 earthquakes in the Longmenshan fault zone: The 2008 $M_{S}8.0$ Wenchuan earthquake and the 2013 $M_{S}7.0$ Lushan earthquake[J]. *Earthquake Research in China*, **30**(4): 604–610 (in Chinese).
- 中国地震局地球物理研究所. 2016. 2016年11月13日新西兰 8.0 级地震震源机制解[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/275058.shtml>.
- Institute of Geophysics, China Earthquake Administration. 2016. Focal mechanism solution for New Zealand, $M_{S}8.0$, earthquake on November 13, 2016[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/275058.shtml> (in Chinese).
- 中国地震台网中心. 2016. 2016年11月13日新西兰 8.0 级地震[EB/OL]. [2016-12-11]. http://10.5.160.59/netoffice/module/info/portal/custom/dzj/dzj_news_display.jsp?GeneralID=164333.
- China Earthquake Networks Center. 2016. New Zealand, $M_{S}8.0$, earthquake on November 13, 2016[EB/OL]. [2016-12-11]. http://10.5.160.59/netoffice/module/info/portal/custom/dzj/dzj_news_display.jsp?GeneralID=164333 (in Chinese).
- Andrews D J. 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size[G]//Das S, Boatwright J, Scholz C H eds. *Earthquake Source Mechanics*. Washington DC: AGU, 259–267.
- Boore D M, Atkinson G M. 2007. *Boore-Atkinson NGA Ground Motion Relations for the Geometric Mean Horizontal Component of Peak and Spectral Ground Motion Parameters*, PEER Report 2007/01[R]. Berkeley, Calif: Pacific Earthquake Engineering Research Center, 17.
- Boore D M, Atkinson G M. 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s[J]. *Earthq Spectra*, **24**(1): 99–138.
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **75**(26): 4997–5009.
- Brune J N. 1976. The physics of earthquake strong motion[G]//Lomnitz C, Rosenbluth E eds. *Seismic Risk and Engineering Decisions*. New York: Elsevier Sci Publ Co, 141–177.
- CESMD. 2016. Observations for the New Zealand earthquake on November 14, 2016[EB/OL]. [2016-12-10]. http://www.strongmotioncenter.org/cgi-bin/CESMD/iqr_dist_DM2.pl?qrID=AmberleyNewZealand13Nov2016_us1000778_i&SFlag=0&Flag=2.
- Choy G L, Boatwright J L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress[J]. *J Geophys Res*, **100**(B9): 18205–18228.
- GCMT. 2016. Global centroid moment tensor project[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT4/form?type=ymd&yr=2016&mo=11&day=13&oyr=2016&omo=11&oday=30&jyr=1976&jday=1&ojyr=1976&ojday=1&otype=nd&niday=1&lmw=7&umw=10&lms=0&ums=10&lmb=0&umb=10&llat=-90&ulat=90&llon=-180&ulon=180&lhd=0&uhd=1000<s=-9999&uts=9999&lpe1=0&upe1=90&lpe2=0&upe2=90&list=0>.

- GeoNet. 2016. *M*7.8 Kaikoura earthquake[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://info.geonet.org.nz/display/home/2016/11/14/M7.8+Kaikoura+Earthquake%3A+Latest+updates>.
- GNS. 2016a. Aftershocks of the New Zealand earthquake[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://info.geonet.org.nz/display/appdata/Earthquake+Catalogue>.
- GNS. 2016b. New Zealand, *M*w7.8, earthquake on November 14, 2016[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://info.geonet.org.nz/display/home/2016/11/14/M7.8+Kaikoura+Earthquake%3A+Latest+updates>.
- IRIS. 2016. New Zealand, *M*w7.8, earthquake on 2016[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://ds.iris.edu/spud/eqenergy/13298836>.
- Langridge R, Campbell J, Hill N, Pere V, Pope J, Pettinga J, Estrada B, Berryman K. 2003. Paleoseismology and slip rate of the Conway segment of the Hope fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand[J]. *Ann Geophys*, **46**(5): 1119–1139.
- Orowan E. 1960. Mechanism of seismic faulting in rock deformation: A symposium[J]. *Geol Soc Am Mem*, **79**: 323–345.
- Savage J C, Wood M D. 1971. The relation between apparent stress and stress drop[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **61**(5): 1381–1388.
- Shi B P, Liu B Y, Meng L Y. 2010. Bounding of near-fault ground motion based on radiated seismic energy with a consideration of fault frictional mechanisms[J]. *Earthquake Science*, **23**(4): 357–368.
- Smith K D, Brune J N, Priestly K F. 1991. The seismic spectrum, radiated energy, and the Savage and Wood inequality for complex earthquakes[J]. *Tectonophysics*, **188**(3/4): 303–320.
- Starr A T. 1928. Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear[J]. *Math Proc Cambr Philosoph Soc*, **43**(4): 489–500.
- USGS. 2016. New Zealand, *M*w7.8, earthquake on 2016[EB/OL]. [2016-12-11]. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us1000778i#executive>.
- Wyss M, Brune J N. 1968. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region[J]. *J Geophys Res*, **73** (14): 4681–4694.

作者简介



臧 阳 中国地震台网中
心研究实习员。2014 年云
南大学固体地球物理学专
业毕业，获理学硕士学位。
曾从事第四纪活动构造方
面的研究，现主要从事地
震活动性和强地面运动方
面的研究。中国地球物理
学会和中国地震学会会员。



刘特培 广东省地震局高
级工程师。1985 年云南大
学地球物理学专业毕业，
获理学学士学位。曾从事
地震台网建设、地震监测
工作。现主要从事数字地
震学及地震预测研究工作。
中国地震学会和中国地球
物理学会会员。



孙 楠 云南省地震局研
究实习员，中国科学技术
大学地球物理学专业在职
博士研究生。2013 年云南
大学固体地球物理学专业
毕业，获理学硕士学位。从
事地震预报和相关数字地
震学方面的研究。



王立凤 中国地震局地质
研究所助理研究员。1995
年长春地质学院勘探地球
物理学专业毕业，获理学学
士学位；2001 年中国地震
局地质研究所固体地球物
理学专业毕业，获理学硕
士学位。曾从事可控源电
磁法活断层探测方面的研
究，现主要从事地震电
磁方面的研究。



丁风和 委员会委员。

丁风和 内蒙古自治区地
震局高级工程师。2005 年
中国地震局兰州地震研究
所固体地球物理学毕业，
获理学硕士学位。主要从
事地震地下流体方面的研
究。中国地震学会会员，中
国地震学会地震流体专业



王喜龙 辽宁省地震局工
程师。2011 年中国地质大
学(北京)资源勘查工程专
业毕业，获工学学士学位；
2014 年中国地质大学(北
京)岩石学、矿物学、矿床
学专业毕业，获理学硕士
学位。曾从事矿床地球化
学方面的研究，现主要从事流体地球化学方面的
研究。



刘中宪 天津城建大学土
木工程学院教授。2009 年
天津大学土木系土木工程
专业毕业，获工学博士学位。
长期从事地震波动及
动力边界元方法研究，现
主要从事快速多极子动力
边界元法及三维复杂场地
地震动模拟研究。国际岩石力学与工程学会会员。



效应等方面的研究。

姜永正 中国地震局工程
力学研究所防灾减灾与防
护工程专业硕士研究生。
2013 年中国地质大学(武
汉)工程地质专业毕业，获
工学学士学位。现主要从
事强震动记录数据处理、
地震动衰减关系、方向性

注：曾宪伟、龚绍京、张红才、朱永莉的简介分别见本刊 Vol. 30, No. 1; Vol. 23, No. 3; Vol. 36, No. 4; Vol. 37,
No. 2.