

李赞, 刘瑞丰, 孔韩东, 王子博, 袁乃荣. 2019. 中强地震能量震级测定. 地震学报, 41(3): 289–301. doi: 10.11939/jass.20180139.

Li Z, Liu R F, Kong H D, Wang Z B, Yuan N R. 2019. Energy magnitude determination of moderate-strong earthquakes. *Acta Seismologica Sinica*, 41(3): 289–301. doi: 10.11939/jass.20180139.

中强地震能量震级测定^{*}

李 赞¹⁾ 刘瑞丰^{1), †} 孔韩东¹⁾ 王子博¹⁾ 袁乃荣²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国石家庄 050024 河北师范大学物理科学与信息工程学院

摘要 本文根据地震波衰减特性, 开展了利用宽频带地震波形数据测定地震波能量 E_S 和能量震级 M_e 的方法研究. 利用震中距处于 20° — 98° 范围内的宽频带远震 P 波波形数据, 测定了 4 次国外和 4 次国内中强震的能量震级 M_e , 并对其面波震级 M_S 、矩震级 M_W 及能量震级 M_e 进行了分析对比. 结果表明: 面波震级 M_S 表示的是地震在某一固定频率所辐射的地震波能量大小; 矩震级 M_W 与地震所产生的断层长度、断层宽度、震源破裂的平均位错量等静态构造效应密切相关; 而能量震级 M_e 反映的是震源动态特征, 与地震震源的动力学特性密切相关. 由于地震是以地震波形式辐射, 能量主要集中在震源谱的拐角频率附近, 因此能量震级 M_e 更适合描述地震的破坏性. 由此可见, 联合测定面波震级 M_S 、矩震级 M_W 和能量震级 M_e 对于地震定量研究以及地震灾害与风险评估具有重要作用.

关键词 地震波能量 能量震级 宽频带远震 P 波波形数据 震源动态特征 震源谱

doi: 10.11939/jass.20180139 中图分类号: P315.3⁺2 文献标识码: A

Energy magnitude determination of moderate-strong earthquakes

Li Zan¹⁾ Liu Ruifeng^{1), †} Kong Handong¹⁾ Wang Zibo¹⁾ Yuan Nairong²⁾

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

2) *Institute of Physical Science and Information Engineering, Hebei Normal University, Shijiazhuang 050024, China*

Abstract: This paper, based on the seismic wave attenuation characteristics, explores a method for utilizing broadband seismic waveform data to measure seismic energy E_S and energy magnitude M_e . The energy magnitudes M_e of four overseas and four domestic moderate-strong earthquakes are measured by using broadband teleseismic P wave waveform data with epicentral distance in the range of 20° – 98° . The comparison of surface wave magnitude M_S , moment magnitude M_W and energy magnitude M_e of several earthquakes shows that: surface wave magnitude M_S represents the magnitude of the energy of seismic wave radiating at a fixed frequency; the moment magnitude M_W is closely related to the static structural effects such as the length of fault, the width of fault and the average dislocation amount of the source rupture produced by the earthquake; the energy magnitude M_e reflects source dynamic characteristics and is closely related to the dynamic characteristics of the seismic source. The energy radiated by

^{*} 基金项目 中国地震局地球物理研究所基本科研业务费专项(DQJB18B04)资助.

收稿日期 2018–12–18 收到初稿, 2019–02–15 决定采用修改稿.

[†] 通信作者 e-mail: liurf@cea-igp.ac.cn



the earthquake in the form of seismic waves is mainly concentrated near the corner frequency of the source spectrum, so the energy magnitude M_e is more suitable to describe the destructiveness of the earthquake. Therefore, joint determination of surface wave magnitude M_S , moment magnitude M_W and energy magnitude M_e are of great significance for quantifying and evaluating the disasters caused by earthquakes or tsunamis.

Key words: seismic radiative energy; energy magnitude; broadband teleseismic P waveform data; source dynamic characteristics; source spectrum

引言

自 1935 年里克特提出震级的概念(Richter, 1935)以来,地震辐射能量一直是地震科学家很重视却不能精确测定的参数.传统的地震学研究中,通常是依据一定的理论或经验模式,通过地震震级来估计地震能量. Gutenberg 和 Richter (1954)得到了面波震级 M_S 与地震能量 E_S 之间的关系为

$$\lg E_S = 1.5M_S + 4.8, \quad (1)$$

这就是著名的古登堡-里克特震级-能量关系式,式中 E_S 的单位是 J. 值得注意的是,利用震级与地震能量之间的经验关系来估计地震能量具有一定的局限性,仅仅是对地震能量的粗略估计.震级是针对较窄频段的地震波的测定结果,例如:测定短周期体波震级一般使用周期为 1 s 左右的地震体波信号,测定面波震级一般是使用 20 s 左右周期的面波信号,而地震能量的测定则应考虑所有频段的地震波能量.因此,从频率域来看,用震级来推算地震能量,结果并不十分严谨、准确.数字地震学的发展使得我们可以直接使用数字地震观测资料来测定地震能量 E_S 和能量震级 M_e ,这样得到的结果也更加可靠(Kanamori *et al.*, 1993; Choy, Boatwright, 1995).

从 1986 年起,美国地质调查局(United States Geological Survey, 简称为 USGS)国家地震信息中心(National Earthquake Information Center, 简称为 NEIC)采用 Boatwright 和 Choy (1986)的方法测定全球范围内 $M_W > 5.5$ 中强震的辐射能量,进而得到能量震级 M_e ,测定结果在 NEIC 常规产出的《震中初步报告》中列出. NEIC 将其测定结果在美国地震学研究联合会(Incorporated Research Institutions for Seismology, 简称为 IRIS)的地震能量查询网站 <http://www.iris.edu/spud/eqenergy> 发布,供全球查询使用.德国国家地球科学研究中心(Helmholtz-Zentrum Potsdam-Deutsches Geo Forschungs Zentrum, 简称为 GFZ)也在积极研究地震能量和能量震级, Di Giacomo 等(2008)提出浅源强震至浅源特大地震的能量震级 M_e 的测定方法,利用 20° — 98° 距离范围之内的宽频带远震 P 波信号,测定了浅源地震的辐射能量 E_S 和能量震级 M_e ,并通过 61 次浅源地震进行了验证.

近 20 年来,我国数字地震台网建设得到了迅速的发展,通过“中国数字地震监测系统”、“中国数字地震观测网络”和“中国地震背景场探测”等 3 个项目的实施,已经建成了由国家地震台网、区域地震台网和流动地震台网构成的数字地震观测系统.截至 2014 年 12 月,我国正式运行的数字地震台站已逾千个.我国数字地震台网的建设为快速测定地震能量 E_S 和能量震级 M_e 提供了丰富可靠的数据基础.

本文将利用参考地球模型 AK135Q (Kennett *et al.*, 1995)和 QSSP 软件包 (Wang, 1999)来计算球形地球的格林函数,采用 GFZ 的能量震级测定方法(Di Giacomo *et al.*, 2008)重新设计

地震波能量 E_S 和能量震级 M_e 的测定软件, 并利用国家地震台网和全球地震台网(global seismic network, 简称为 GSN)地震台站的宽频带地震波形数据, 测定 4 次国外和 4 次国内中强震的地震波能量 E_S 和能量震级 M_e , 在此基础上进一步优化软件结构, 利用震中距处于 20° — 98° 范围内的宽频带远震 P 波波形数据快速测定 $M6.0$ 以上地震的地震波能量 E_S 和能量震级 M_e , 以期为我国地震台网日常产出地震波能量 E_S 和能量震级 M_e .

1 能量震级测定方法

1.1 地震波能量 E_S

如何度量一次地震的大小, 经历了一个较长的发展过程(陈培善, 1990). 对于构造地震而言, 岩层在大地构造应力的作用下产生应变, 并不断积累应变能, 应力一旦超过了岩石所能承受的极限, 岩石即会突然破裂, 或沿原破裂面滑动, 释放大能量, 这就是地震成因的断层假说. 地震发生时所释放的能量, 大部分以机械能(岩石破裂和位移)和转换为热能的形式存在于震源区, 一部分以地震波的形式向四面八方传播. 以地震波形式传播的能量称为地震波辐射能量, 也就是由地震波携带出来的那一部分能量, 简称地震辐射能或地震波能量. 地震时释放的能量不能直接测量, 与地震波能量相比, 二者并不相等, 地震波能量仅占地震时所释放能量的很小一部分. 然而, 地震波能量却是唯一能用地震学方法测量的物理量, 因此提到地震能量时, 一般是指地震波能量.

地震波能量 E_S 是震源的重要物理参数. 根据 Rudnicki 和 Freund (1981) 的研究, E_S 取决于断裂过程中应力条件的变化:

$$E_S = \int_{-\infty}^{\infty} \int_S (-\sigma_{ij} \gamma_j \dot{u}_i) dS dt, \quad (2)$$

式中, $\dot{u}_i$ 为质点速度, σ_{ij} 为与断层位移 u_i 有关的应力变化, γ_j 为垂直于表面 S 的单位向量, 方向由震源内指向震源外, t 为时间. 这一定义适用于远场, 即地球半径比震源尺寸大得多的情形. Rudnicki 和 Freund (1981) 已经证明了式(2)等同于另一个在地震学中经常使用的公式, 即 Haskell (1964) 提出的

$$E_S = \int_{-\infty}^{\infty} \int_S \rho (\alpha \dot{u}_\alpha^2 + \beta \dot{u}_\beta^2) dS dt, \quad (3)$$

式中, ρ 为密度, α 和 β 分别为介质中 P 波和 S 波的速度, $\dot{u}_\alpha$ 和 $\dot{u}_\beta$ 分别为远场记录中 P 波和 S 波的速度. 使用这些记录之前, 必须修正其中 P 波和 S 波从震源到接收器处由于几何扩展和非弹性衰减所造成的能量损失. 远场中的 E_S 与矩率函数的时间导数 $\dot{M}(t)$ 成正比. 距离震源 r 处的地面位移 $u_\alpha(t)$ 和 $u_\beta(t)$ 取决于矩率函数 $\dot{M}(t)$ (Aki, Richards, 1980), 即

$$u_\alpha(t) = \frac{R_\alpha(\theta, \phi)}{4\pi r \alpha^3} \dot{M}(t), \quad u_\beta(t) = \frac{R_\beta(\theta, \phi)}{4\pi r \beta^3} \dot{M}(t), \quad (4)$$

式中, $R_\alpha(\theta, \phi)$ 和 $R_\beta(\theta, \phi)$ 分别为 P 波和 S 波的辐射场型, 利用帕什瓦(Parseval)恒等式可以更容易地对频率域中的传播效应进行修正, 最终可将 E_S 的方程写成

$$E_S = \left(\frac{1}{15\pi\rho\alpha^5} + \frac{1}{10\pi\rho\beta^5} \right) \int_{-\infty}^{\infty} \left| \dot{M}(f) \right|^2 df = \left(\frac{2}{15\pi\rho\alpha^5} + \frac{1}{5\pi\rho\beta^5} \right) \int_0^{\infty} \left| \hat{M}(f) \right|^2 df \approx \left(\frac{2}{15\pi\rho\alpha^5} + \frac{1}{5\pi\rho\beta^5} \right) \int_{f_1}^{f_2} \left| \hat{M}(f) \right|^2 df, \quad (5)$$

式中, f 为频率, f_1 和 f_2 为积分的上限和下限. 理论上计算 E_S 需要积分的上下限为 0 和 ∞ , 但

是这在实际中是做不到的, 下一小节中我们将讨论积分上下限的影响. 式(5)中点源尺度远小于波长, 那么方向性的影响可以忽略(Venkataraman, Kanamori, 2004). 在这种情况下, 通常只分析远震范围内记录到的地震波 P 波, 因为相比于 S 波, P 波有以下两大优势: 其一, P 波传播速度更快, 会更早到达地震台, 这对于快速测定地震震级至关重要; 其二, P 波会比 S 波更少受到传播中能量衰减的影响.

1.2 确定频率域积分上下限

式(4)中的积分上下限 f_1 和 f_2 会影响地震波能量 E_S 和能量震级 M_e 的计算. 前人们已经对频率域计算能量震级的影响进行了深入研究(Di Bona, Rovelli, 1988; Singh, Ordaz, 1994; Ide, Beroza, 2001), 特别是, Ide 和 Beroza (2001)指出在 ω^{-2} 模型中, 地震波携带的 80% 地震能量均存在于高于拐角频率的高频部分.

理论上, 积分的上下限应该涵盖全频段, 然而, 实际中要考虑地震波的频率范围, 尤其要考虑高频成分. 一般来说, P 波时间窗 t_p 限制频率域的下限 f_1 , 即 $f_1 \geq 1/t_p$. 时间窗的长度应包括地震破裂的整个持续时间(震源动态破裂的时间), 以避免时间窗饱和效应(Bormann *et al.*, 2007). 本文使用 Bormann 和 Saul (2008, 2009a, b)的技术估算持续时间, 这种技术与 Lomax 等(2007)相似. 该技术可以获得的持续时间是实际破裂持续时间的粗略估计(通常较大). Di Giacomo 等(2008)曾讨论过使用完整的 S-P 时间窗口是不实用的, 这是因为使用如此长时间的窗口会包含后面的相位(比如 PP 和 PPP), 会导致能量震级结果偏高一点, 偏高值不超过 0.2 (Choy, Boatwright, 2007). 另一方面, AK135Q 模型中的 Q 结构是从最小周期为 1 s 的数据中得到(Montagner, Kennett, 1996), 那么高频极限 $f_2 = 1$ Hz 就确定了.

本文中积分上下限为 $f_1 = 12$ mHz, $f_2 = 1$ Hz. 尽管有上述的带宽限制, 但是中强地震的拐角频率通常位于使用的频带内, 那么源谱中不计算在内的部分($f < f_1$ 或 $f > f_2$)不会显著地影响能量震级 M_e 的计算结果(最大误差不超过 0.2). 不同研究人员采用不同的积分上下限 f_1 和 f_2 . 例如, Choy 和 Boatwright (1995)使用的频段为 10 mHz—5 Hz, Newman 和 Okal (1998)使用的频段为 14 mHz—2 Hz. 鉴于不同研究人员所研究的震级范围不同, 其所选择的地震波频段也不相同.

1.3 对传播影响的修正

地震波能量 E_S 的计算需要对观测到的频谱进行校正, 使其在一个较宽的频率范围内进行几何扩展, 此处还要考虑地震波从震源到接收器传播过程中所经历的频率衰减. 这些波的传播现象决定了要恢复多少能量损失才能还原发震地点的状况. 校正传播效应是地震学实践中最具挑战性的任务之一, 这是由于与测定地震矩相比, 还须考虑高频部分. 此外, > 1 Hz 的修正频率要求对地球的精细结构和衰减特性有详细的认知. 因此, 通常对震级 $M > 5.0$ 且震中距大于 20° 的地震使用远震记录计算地震应力. 通过建立一个均匀的一维层状结构来模拟大地滤波器的效果十分精确. Duda 和 Yanovskaya (1993)指出: 由于地震波衰减与频率密切相关, 要实现快速校正波的传播效应, 必须计算出不同频率的振幅衰减谱函数. 此外, 对波的传播效应进行的校正必须适用于整个地球. 为了满足这些要求, 利用参考地球模型 AK135Q (Kennett *et al.*, 1995; Montagner, Kennett, 1996)和 QSSP 软件包(Wang, 1999)来计算球形地球的格林函数.

与传统方法相比, 采用数值模拟的优点在于, 从已知的点源函数出发, 可以考虑不同频率下的传播效应. 计算震中距处于 20° — 35° 之间的远震 P 波理论地震图时以 1° 为间隔, 震中

距为 35°以上时以 2.5°为间隔，这样区分是因为震中距介于 20°—35°这个范围内时 P 波会受到上地幔和转换断层衰减的强烈影响。

1.4 能量震级 M_e

为了快速测定能量震级 M_e ，对于震源深度 $h < 70\text{ km}$ 的全球地震，仅考虑 AK135Q 模型的垂直异质性。为便于使用，以 18 km 深度为界限，将地震分为两组，并使用相应的 α 、 β 和 ρ 值给出均匀的一维 AK135Q 结构模型。对于震源深度在 18 km 以下的地震，取 $\alpha = 6.8\text{ km/s}$ ， $\beta = 3.9\text{ km/s}$ ， $\rho = 2.92\text{ g/cm}^3$ ；对于震源深度在 18 km 以上的地震，取 $\alpha = 8.035\text{ km/s}$ ， $\beta = 4.483\text{ km/s}$ ， $\rho = 3.641\text{ g/cm}^3$ 。而对于震源深度为 18 km 的处于边界上的地震，两套数据所测量的能量震级差别很小。对于 $h < 10\text{ km}$ 的浅源地震，使用 AK135Q 模型计算能量震级得到的结果可能会偏大(不超过 0.6 震级单位)。将以上条件带入式(5)即可计算地震波能量 E_s 。

Choy 和 Boatwright (1995)使用 400 多次地震的资料，导出了新的 E_s 与 M_e 的经验关系式：

$$\lg E_s = 1.5M_e + 4.4, \tag{6}$$

并在测定地震波能量的基础上，建立了能量震级 M_e 的定义式：

$$M_e = \frac{2}{3}(\lg E_s - 4.4). \tag{7}$$

这样在使用式(5)计算地震波能量 E_s 之后，使用式(7)即可快速得到能量震级 M_e 的值。

2 实际震例

本文根据上述方法自行设计了相关软件，下面将利用宽频带数字地震资料，测定 $M > 6.0$ 地震的地震波能量 E_s 和能量震级 M_e 。

2.1 2017 年 8 月 8 日 $M_s7.0$ 九寨沟地震

据我国地震台网测定，北京时间 2017 年 8 月 8 日 21 时 19 分，四川省阿坝州九寨沟县发生 $M_s7.0$ 地震，震中位于(103.82°E, 33.20°N)，震源深度为 9 km。

从 IRIS 网站上下载了全球地震台网(GSN)68 个地震台站的宽频带波形数据，并使用国家地震台网 10 个地震台站的宽频带波形数据，地震台的震中距处于 20°—98°范围内，图 1 为地震台站分布图。利用参考地球模型 AK135Q (Kennett et al, 1995)和 QSSP 软件包(Wang,

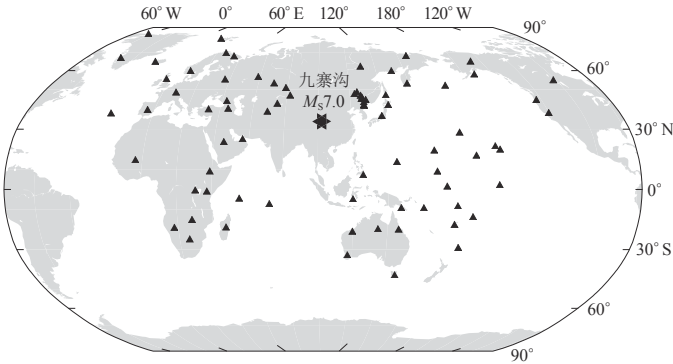


图 1 计算九寨沟地震能量震级所用台站分布图

Fig. 1 Distribution of the stations used for calculation of energy magnitude of Jiuzhaigou earthquake

1999) 来计算球形地球的格林函数, 用上述方法最终得到 78 个台站的能量震级详见表 1, 可见台站最大的能量震级为 7.07, 最小能量震级为 5.89, 平均能量震级 M_e 为 6.3, 地震破裂持续时间为 43 s. 单台能量震级与平均能量震级之间的偏差见图 2, 可以看出单台能量震级与平均能量震级之间的偏差在 $-0.5 \sim 0.7$ 之间. 10 个国家地震台站的能量震级在 6.14—6.44 之间, 平均值为 6.36.

表 1 计算九寨沟地震能量震级 M_e 的单台数据

Table 1 Single station data for calculating energy magnitude M_e of Jiuzhaigou earthquake								
台站名	震中距/°	M_e	台站名	震中距/°	M_e	台站名	震中距/°	M_e
IU.MAKZ	21.46	7.02	IU.MBWA	56.42	6.22	IU.PAB	81.55	6.18
BK.CMB	97.75	6.66	IU.WAKE	57.19	6.47	IU.FUNA	82.63	6.21
II.AAK	24.86	6.70	IU.KBS	57.87	6.24	IU.KIP	84.85	6.31
II.KURK	25.44	6.45	IU.ADK	58.32	6.46	II.TAU	85.86	6.34
IU.MAJO	28.23	6.36	IU.PMG	59.25	6.16	IU.LSZ	86.81	6.12
II.SIMI	28.57	6.50	II.MSEY	59.38	6.17	II.MSVF	87.12	6.66
II.BRVK	31.06	6.19	II.WRAB	60.58	6.06	IU.POHA	87.71	6.53
II.ERM	32.05	6.08	II.KWAJ	63.29	6.58	II.FFC	89.31	6.47
IU.YSS	32.37	6.12	IU.KONO	63.83	6.15	IU.COR	91.20	6.34
IU.DAV	32.98	6.76	II.ALE	64.10	6.08	IU.AFI	92.97	6.75
IU.YAK	33.20	6.30	IU.FURI	64.42	6.24	GT.LBTB	94.43	6.58
II.ARU	38.59	6.09	IU.MIDW	66.27	6.45	II.CMLA	94.85	6.48
IU.MA2	40.40	6.09	IU.CTAO	66.90	6.05	IU.XMAS	96.14	6.28
II.KAPI	41.07	6.31	IU.NWAO	67.31	6.56	IU.KOWA	96.41	6.95
IU.GUMO	42.06	6.53	IU.COLA	67.41	6.12	IU.RAO	96.80	6.22
II.UOSS	42.10	6.25	IU.HNR	68.24	6.57	IU.TSUM	97.39	7.07
IU.PET	43.32	5.89	II.KDAK	68.99	6.36	碾子山	20.30	6.63
IU.GNI	47.05	6.22	II.BFO	69.18	5.94	五常	21.50	6.55
II.KIV	47.89	6.29	IU.KMBO	71.25	5.92	讷河	21.77	6.01
IU.BILL	49.33	6.47	IU.TARA	71.83	6.85	宾县	21.97	6.35
II.DGAR	50.38	6.52	II.ESK	71.91	6.02	宝清	21.98	6.47
II.OBN	50.66	6.18	II.BORG	73.18	6.28	靖宇	21.06	6.14
II.RAYN	51.60	6.23	II.ABPO	75.12	6.18	柳河	20.95	6.21
II.LVZ	51.76	6.03	II.MBAR	76.27	6.63	丰满	21.55	6.42
IU.KEV	54.58	5.97	IU.SFJD	77.95	6.41	抚松	20.65	6.31
IU.ANTO	55.99	6.19	IU.JOHN	78.17	6.01	牡丹江	22.91	6.55
平均能量震级		6.3						

注: 表中10个中国台站的地震引自国家测震台网数据备份中心(2007)和郑秀芬等(2009).

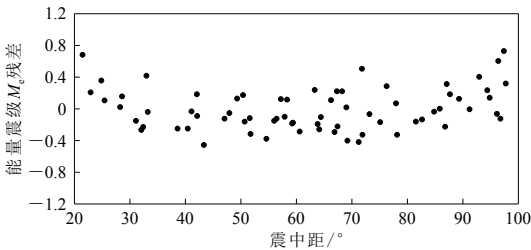


图 2 九寨沟地震能量震级 M_e 残差分布
Fig. 2 Distribution of the residuals for energy magnitude M_e of the Jiuzhaigou earthquake

从图 2 还可以看出, 不同台站的能量震级的测定基本与台站位置无关, 每个台站的能量震级稳定地集中于 5.9—7.1 之间.

2.2 2013 年 4 月 20 日 $M_s7.0$ 芦山地震

据我国地震台网测定, 北京时间 2013 年 4 月 20 日 8 时 2 分四川省雅安市芦山县 (30.3°N , 103.0°E) 发生 $M_s7.0$ 地震, 震源深度为 12.2 km.

我们从 IRIS 网站上下载全球地震台网

的 68 个地震台站记录到的芦山地震宽频带波形数据, 并使用国家地震台网的 5 个地震台站的宽频带波形数据, 地震台的震中距处于 20° — 98° 范围内, 图 3 为计算芦山地震能量震级所用地震台站的分布图. 基于 QSSP 软件包计算格林函数, 用上述方法得到 73 个台站的能量震级, 台站最大的能量震级为 7.25, 最小能量震级为 5.39, 平均能量震级 M_e 为 6.61, 地震破裂持续时间为 39 s. 基于 5 个国家地震台站数据获取的能量震级在 6.08—7.04 之间, 平均值为 6.64. 单台能量震级与平均能量震级之间的偏差见图 4, 可以看出偏差处于 -1.2 — 0.6 之间.

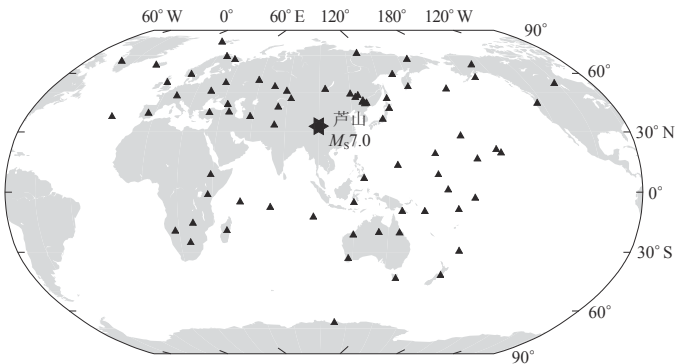


图 3 计算芦山地震能量震级所用台站分布图

Fig. 3 Distribution of the stations used for calculation of energy magnitude of Lushan earthquake

2.3 其它震例

本文也测定了国外 4 次和国内 4 次中强震的能量震级 M_e , 同时还收集了中国地震台网中心 (China Earthquake Networks Center, 简称为 CENC) 发布的这些地震的面波震级 M_S 、美国哈佛大学和哥伦比亚大学拉蒙特-多赫蒂地球观象台全球矩心矩张量项目 (GCMT) 测定的矩震级 M_W 以及美国地震学研究联合会 (IRIS) 发布的能量震级 M_e . 表 2 为 4 次国内地震和 4 次国外地震的

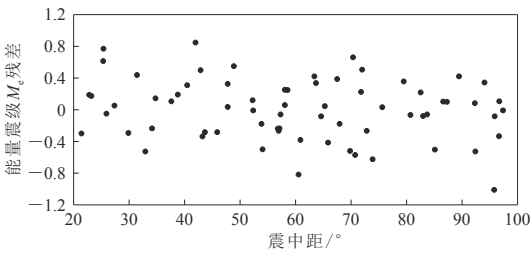


图 4 芦山地震能量震级 M_e 残差分布

Fig. 4 Distribution of the residuals for energy magnitude M_e of the Lushan earthquake

表 2 不同机构测定的 4 次国外和 4 次国内地震的各类震级

Table 2 Various magnitudes measured by different institutes for four overseas and four domestic earthquakes								
发震时间	发震地点	震源深度 /km	震源破裂 时间/s	震源机制 类型	M_S (CENC)	M_W (GCMT)	M_e (IRIS)	M_e (本文)
1991-04-22	哥斯达黎加	10.0	81	T	8.1	7.6	7.4	7.4
1992-09-02	尼加拉瓜	15.0	172	T	7.7	7.6	6.7	6.6
2006-11-15	昆士兰	39.0	133	T	8.0	8.3	7.7	7.7
2007-01-13	昆士兰	10.0	101	N	7.9	8.1	8.6	8.1
2008-05-12	四川汶川	12.8	126	TS	8.0	7.9	8.1	8.0
2013-04-20	四川芦山	12.2	39	T	7.0	6.6	6.7	6.6
2014-08-03	云南鲁甸	10.0	46	S	6.5	6.2	6.4	6.4
2017-08-08	四川九寨沟	9.0	43	S	7.0	6.5	6.4	6.3

注: T 为逆断层, N 为正断层, S 为走滑断层, TS 为包含走滑成分的逆断层.

各项震级数据.

3 震例分析

3.1 芦山地震和九寨沟地震

2013年4月20日芦山地震与2017年8月8日九寨沟地震的震源仅相隔335 km,面波震级 M_S 均为7.0,矩震级 M_W 分别为6.6和6.5,基本相近,但实际上这两次地震的震感和所产生的破坏有显著区别.据李志强等(2013)统计,芦山地震造成196人死亡,21人失踪,13 884人受伤,而九寨沟地震造成25人死亡,525人受伤.中国地震局(2013, 2017)通过灾区震害调查、强震动观测记录分析、遥感航空影像震害解译等确定了这两次地震的烈度分布:芦山地震的最高烈度为IX度,IX度烈度区的长半轴为11.5 km,短半轴为5.5 km,面积为208 km²,VI度及以上烈度区的总面积为18 682 km²;而九寨沟地震IX度烈度区涉及四川省九寨沟县漳扎镇,面积达139 km²,VI度及以上烈度区的总面积为14 006 km².无论是IX度烈度区面积,还是VI度及以上烈度区的总面积,芦山地震都要比九寨沟地震的面积要大,IX度烈度区的面积比九寨沟地震大69 km²,VI度及以上烈度区的总面积比九寨沟地震大4 676 km²,所造成的地震灾害要严重.

从本文测定的能量震级 M_e 来看,芦山地震的 M_e 为6.6,九寨沟地震的 M_e 为6.3,相差0.3;而从震源破裂时间来看,九寨沟地震的震源破裂时间为43 s,稍长于芦山地震的震源破裂时间39 s.这说明芦山地震所释放的能量要大于九寨沟地震,而芦山地震的震源破裂时间短,是造成芦山地震灾害比较严重的因素之一.

地震波能量 E_S 反映震源动态特征,与地震震源的动力学特性(如地震波频率、地震波速度等)密切相关.地震以地震波形式辐射的能量主要集中在震源谱的拐角频率附近,因此能量震级 M_e 更适合描述地震的潜在破坏性.对于地震灾害与风险评估,人们更关注的是地震辐射能量 E_S 的大小,特别是其高频成分的地震辐射能量.

3.2 芦山地震和鲁甸地震

2014年8月3日云南鲁甸 M_S 6.5地震灾区的最高烈度为IX度,等震线长轴总体呈北北西走向,VI度及以上烈度区的总面积为10 350 km²,造成云南省、四川省、贵州省共10个县(区)受灾.截至2014年8月8日15时,该地震共造成617人死亡、112人失踪、3 143人受伤、22.97万人紧急转移安置.鲁甸地震产生了令人意想不到的破坏力,造成了巨大的经济损失和人员伤亡.地球物理学家们从地质构造、建筑物抗震性能及人口密度等方面均进行了分析,然而却无法解释鲁甸 M_S 6.5地震的震中烈度已经与 M_S 7.0的芦山地震一样达到了IX度.接下来本文将从地震波能量释放的角度上对比芦山地震与鲁甸地震.

Convers 和 Newman (2011)对全球大地震的地震波能量与震源机制关系进行了统计分析,结果表明,对于走滑型、正断层型和逆冲型震源机制,其地震波能量与地震矩的比值分别为 3.63×10^{-5} , 3.09×10^{-5} , 1.82×10^{-5} .走滑型地震更容易促进地震能量释放,正断层型次之,逆冲型地震的能量释放效果更差.由表2可知,云南鲁甸地震是走滑型地震,芦山地震是逆冲型地震,两次地震的面波震级相差0.5,矩震级相差0.4,由于走滑型地震的能量释放能力远超逆冲型地震,因此本文计算所得的两次地震的能量震级仅相差0.2.从面波震级和矩震级可以推算两次地震的地震波能量应该相差4—5.6倍,然而从两次地震的实际受灾情况分析可知,两次地震的破坏力相差并没有那么大.从能量震级的角度分析,芦山地震的地震波能

量大致为鲁甸地震的两倍,这样的结果更加符合实际情况.总之,在地震监测的过程中,发震之后尽快估算出地震的能量震级和地震波能量,进而快速地确定应急响应级别并采取相应的救灾措施(赵仲和, 2014).

3.3 哥斯达黎加地震和尼加拉瓜地震

1991—1992 年美洲中部发生两次地震,一次是 1991 年 4 月 22 日的哥斯达黎加(Costa Rica)地震,另一次是 1992 年 9 月 2 日尼加拉瓜(Nicaragua)地震,这两次地震相距大约 500 km,图 5 为测定这两次地震能量震级所用台站的分布图. NEIC (1991, 1992)测定的这两次地震的震源机制均为逆断层,矩震级 M_w 均为 7.6,即具有相同的地震矩 M_0 . 对于远场而言,可以认为两次地震的震中位置比较接近,地震波的传播路径也比较接近.

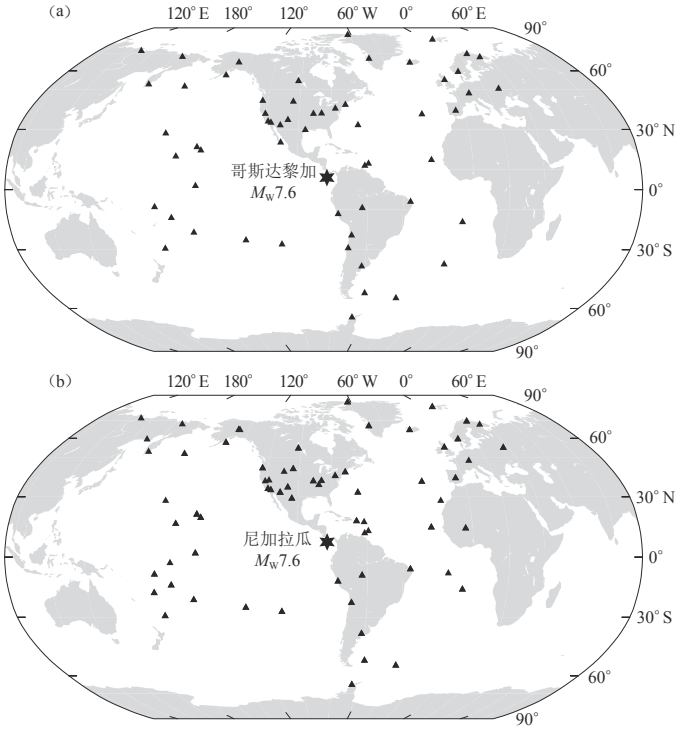


图 5 计算哥斯达黎加地震(a)和尼加拉瓜地震(b)能量震级所用台站分布图
Fig. 5 Distribution of the stations used for calculation of energy magnitude of Costa Rica earthquake (a) and Nicaragua earthquake (b)

从本文的测定结果来看:哥斯达黎加地震的能量震级 M_e 为 7.4,震源破裂时间为 81 s;尼加拉瓜地震的能量震级 M_e 为 6.6,震源破裂时间为 172 s. 前者的地震辐射能量 E_s 明显大于后者,前者的震源破裂时间明显小于后者,这说明前者的辐射能量较大,震源破裂速度很快,而后者的辐射能量较小,震源破裂速度很慢.此外,本文还截取了我国牡丹江地震台记录到的这两次地震的波形记录,如图 6 所示,其中上图为哥斯达黎加地震波形(震中距为 118.45°,方位角为 334.0°),下图为尼加拉瓜地震(震中距为 114.68°,方位角为 331.0°),两图的比例完全一样.通过对比可以得知,虽然这两次地震的位置相距并不远,但牡丹江地震台记录到的这两次地震的波形特征却有明显的差别:哥斯达黎加地震的 P 波和面波幅值较大,

地震波衰减得却很快(图 6a), 而尼加拉瓜地震的 P 波和面波幅值较小, 地震波衰减得却很慢(图 6b).

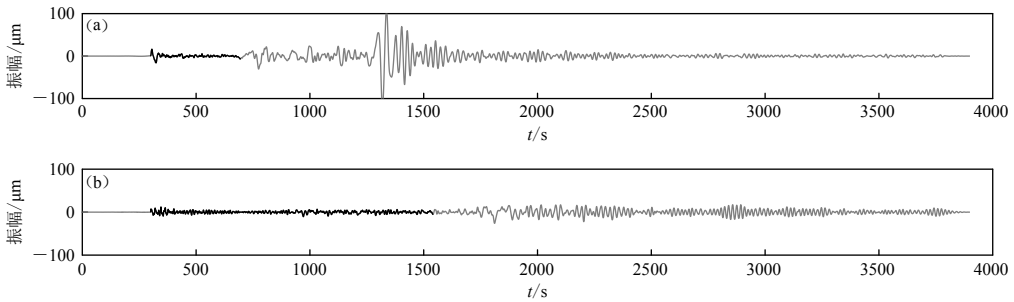


图 6 牡丹江地震台记录到的哥斯达黎加地震(a)和尼加拉瓜地震(b)的波形记录图

Fig. 6 Comparison of P-waveforms from Costa Rica earthquake (a) and Nicaragua earthquake (b) recorded by the station MDJ

从这两次地震造成的灾害来看, 尼加拉瓜地震产生了海啸, 海浪高达 8 m, 而哥斯达黎加地震则产生了非常强烈的地面震动, 震中烈度达到 X 度, 产生了严重的破坏. 这说明单独依靠地震矩 M_0 (或矩震级 M_W) 并不能准确地反映地震的潜在破坏程度. Di Giacomo (2010) 使用 Bormann 和 Saul (2008) 的方法对比了两次地震的 S-P 时窗和高频包络线, 并对包含破裂持续时间的时窗的 S 变换进行了时频分析 (Stockwell *et al.*, 1996; Parolai, 2009), 其时频分析结果表明, 哥斯达黎加地震的地震能量主要分布于两个不同的能量脉冲, 分别在 0.1 Hz 处和 0.04—0.05 Hz 左右达到峰值, 二者之间相隔几秒钟. 这两个脉冲可能与所确定的两个主要破裂有关 (Goes *et al.*, 1993), 然而, 根据 S 变换图, 能量释放集中的频段主要分布于高于 0.1 Hz 的频率. 因此, 哥斯达黎加地震的例子说明了时频分析在量化有关震源破裂过程的重要细节方面的实用性, 单从时域分析不那么明显. 尼加拉瓜地震是缓慢地震引发大海啸的最佳震例之一 (例如, Kanamori, Kikuchi, 1993), 与哥斯达黎加地震相比该地震的高频成分明显减少, 能量主要分布于 0.1 Hz 以下, 并在更长的破裂时间内扩散. 但是, 两次地震的低频 S 变换振幅相差无几, 这是我们通过其相近的矩震级很容易预想到的. 两次地震不同的高频成分导致了能量震级的差异.

对于地震灾害与风险评估, 更令人关注的是地震辐射能量 E_S 的大小, 特别是其高频成分的地震辐射能量. 从断裂动力学和运动学以及地震所造成的破坏的角度来说, E_S 与应力降和震源破裂速度密切相关, 因此, 联合测定 M_W 和 E_S 对于量化和评估地震或海啸造成的灾害评估十分有效 (Choy, Boatwright, 2007).

与尼加拉瓜地震和哥斯达黎加地震类似的, 还有 2006 年 11 月 15 日和 2007 年 1 月 13 日的昆士兰地震. 这两次大地震的发震时间、地点均很近, 时间相差 59 天, 震中仅相距 102 km, 地震矩也相差无几, 短周期体波振幅却呈显著差异 (Ammon *et al.*, 2008). 2006 年、2007 年昆士兰地震的 M_W 分别为 8.3 和 8.1, 相差不大. 在能量震级测定方面, 本文测定的结果为 7.66 和 8.10, 这表明 2007 年昆士兰地震的能量释放要明显高于 2006 年的. 根据 NEIC (2006, 2007) 对这两次地震的震感报告, 2006 年昆士兰地震只有俄罗斯和日本的少部分地区有轻微震感, 而 2007 年地震的烈度在俄罗斯的部分地区甚至达到了 VI; 另一方面 2006 年地震引发了 176 cm 高的大海啸, 而 2007 年地震仅引发轻微海啸. GFZ 的能量震级结果为 7.76 和 8.57

(Di Giacomo, 2010), USGS 的结果为 7.73 和 8.15.

4 讨论与结论

本文使用了全球地震台网和国家地震台网的宽频带地震数据,利用汪荣江教授的 QSSP 软件包计算格林函数,开展了地震波能量 E_S 和能量震级 M_e 的测定方法研究.利用震中距在 20° — 98° 范围内的宽频带远震 P 波波形数据,测定了 4 次国外和 4 次国内中强震的能量震级 M_e ,并将该结果与中国地震台网中心测定的面波震级 M_S 、GCMT 测定的矩震级 M_W 进行了分析对比,主要结论如下:

1) 本文对 2013 年 4 月 20 日芦山地震、2014 年 8 月 3 日云南鲁甸地震与 2017 年 8 月 8 日九寨沟地震这三个震例进行了相互对比,结果表明:地震造成的地震灾害直接与地震释放的地震波能量 E_S 相关.地震灾害是地震波对传播路径区域造成的破坏,因此地震波能量是一个至关重要的参数.

地震波能量的测定对海啸的预警也有实际意义,通过 1991 年 4 月 22 日哥斯达黎加地震与 1992 年 9 月 2 日尼加拉瓜地震的对比,我们可以得到结论:对于相同地震矩的逆冲断层型地震,能量震级越大,破裂持续时间越短,震感越强烈;反之,能量震级越小,破裂持续时间越长,易引发海啸.

因此,地震发生后,尽快测定地震波能量 E_S 和能量震级 M_e ,对于及时量化和评估地震灾害、确定大地震应急响应级别以及采取相应救灾措施具有重要意义.

2) 本文测定地震波能量目前有两大局限:一是受仪器和地球模型的限制,只能得到大约 1—70 s 范围内的宽频带结果而不是全频段结果;二是由于使用的是远震数据,因此只能测定 $M > 5.0$ 地震,对于小地震,由于波形信噪比的问题,无法给出准确的测量结果.

3) 目前全世界只有 IRIS 可以日常产出地震波能量 E_S 和能量震级 M_e ,本文根据文献中的理论知识,自行设计了测定能量震级的程序,并对震例的各项参数进行了对比.此外,本文在测定能量震级的过程中首次使用了中国台站的数据.

今后需要在以下两方面展开研究:一是大批量地测定能量震级,丰富震例,进行更深层次的研究,例如,海啸地震的特征和震源机制对地震能量释放的影响等;二是对程序进一步自动化,以期能够像 IRIS 一样日常产出地震波能量 E_S 和能量震级 M_e .

全球地震台网(GSN)与国家地震台网提供了宽频带波形数据,德国地球科学中心的汪荣江教授提供了 QSSP 软件包,作者在此一并表示诚挚的感谢.

参 考 文 献

- 陈培善. 1990. 地震定量的国际现状[J]. 地震地磁观测与研究, 11(3): 33–39.
- Chen P S. 1990. The international status of earthquake quantification[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 11(3): 33–39 (in Chinese).
- 国家测震台网数据备份中心. 2007. 国家测震台网地震波形数据[DB/OL]. 中国地震局地球物理研究所. <http://www.seisdmc.ac.cn>. doi: 10.11998/SeisDmc/SN.
- Data Management Centre of China National Seismic Network. 2007. Waveform data of china national seismic network[DB/OL]. Institute of Geophysics, China Earthquake Administration. <http://www.seisdmc.ac.cn>. doi: 10.11998/SeisDmc/SN (in Chinese).
- 李志强, 侯建盛, 李洋, 苏桂武, 姜立新, 孙柏涛, 袁一凡, 林均岐. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M_S 7.0$ 地震灾害特点

- 分析[J]. *地震地质*, **35**(2): 398–410.
- Li Z Q, Hou J S, Li Y, Su G W, Jiang L X, Sun B T, Yuan Y F, Lin J Q. 2013. Analysis on the characteristics of the $M_s 7.0$ Lushan, Sichuan Province, earthquake hazard on April 20, 2013[J]. *Seismology and Geology*, **35**(2): 398–410 (in Chinese).
- 赵仲和. 2014. 2014年8月3日云南鲁甸 $M6.5$ 地震的地震波能量[J]. *国际地震动态*, (9): 24–28.
- Zhao Z H. 2014. Seismic energy of Ludian $M6.5$ earthquake, August 3, 2014[J]. *Recent Developments in World Seismology*, (9): 24–28 (in Chinese).
- 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁, 姚志祥, 梁建宏, 郑洁. 2009. “国家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.
- Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, Yao Z X, Liang J H, Zheng J. 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 of Geophysics*, **52**(5): 1412–1417 (in Chinese).
- 中国地震局. 2013. 中国地震局发布四川省芦山“4·20”7.0级强烈地震烈度图[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://www.cea.gov.cn/cea/xwzx/fzjzyw/5195229/index.html>.
- China Earthquake Administration. 2013. China Earthquake Administration release the seismic intensity map of Lushan Sichuan $M7.0$ strong earthquake on April 20, 2017[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://www.cea.gov.cn/cea/xwzx/fzjzyw/5195229/index.html> (in Chinese).
- 中国地震局. 2017. 中国地震局发布四川九寨沟7.0级地震烈度图[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://www.cea.gov.cn/cea/xwzx/fzjzyw/5206273/index.html>.
- China Earthquake Administration. 2017. China Earthquake Administration release the seismic intensity map of Jiuzhaigou Sichuan $M7.0$ earthquake[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://www.cea.gov.cn/cea/xwzx/fzjzyw/5206273/index.html> (in Chinese).
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*[M]. San Francisco: W. H. Freeman: 932.
- Ammon C J, Kanamori H, Lay T. 2008. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands[J]. *Nature*, **451**(7178): 561–565.
- Boatwright J, Choy G L. 1986. Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **91**(B2): 2095–2112.
- Bormann P, Liu R F, Ren X, Gutdeutsch R, Kaiser D, Castellaro S. 2007. Chinese national network magnitudes, their relation to NEIC magnitudes, and recommendations for new IASPEI magnitude standards[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **97**(1B): 114–127.
- Bormann P, Saul J. 2008. The new IASPEI standard broadband magnitude m_B [J]. *Seismol Res Lett*, **79**(5): 698–705.
- Bormann P, Saul J. 2009a. Earthquake magnitude[G]//*Encyclopedia of Complexity and Systems Science*. Heidelberg: Springer: 2473–2496.
- Bormann P, Saul J. 2009b. A fast, non-saturating magnitude estimator for great earthquakes[J]. *Seism Res Lett*, **80**(5): 808–816.
- Choy G L, Boatwright J L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress[J]. *J Geophys Res*, **100**(B9): 18205–18228.
- Choy G L, Boatwright J. 2007. The energy radiated by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake estimated from 10-minute P-wave windows[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **97**(1A): S18–S24.
- Convers J A, Newman A V. 2011. Global evaluation of large earthquake energy from 1997 through mid-2010[J]. *J Geophys Res*, **116**(B8): B08304.
- Di Bona M, Rovelli A. 1988. Effects of bandwidth limitation on stress drop estimated from integrals of the ground motion[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **78**: 1818–1825.
- Di Giacomo D, Grosser H, Parolai S, Bormann P, Wang R J. 2008. Rapid determination of M_c for strong to great shallow earthquakes[J]. *Geophys Res Lett*, **35**(10): L10308.
- Di Giacomo D. 2010. *Determination of the Energy Magnitude M_E : Application to Rapid Response Purposes and Insights to Regional/Local Variabilities*[D]. Potsdam: Universität Potsdam: 49–57.
- Duda S J, Yanovskaya T B. 1993. Spectral amplitude-distance curves for P-waves: Effects of velocity and Q -distribution[J]. *Tec-*

- tonophysics*, **217**(3/4): 255–265.
- Goes S D B, Velasco A A, Schwartz S Y, Lay T. 1993. The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica ($M_W=7.7$) earthquake and its tectonic implications: A broadband seismic study[J]. *J Geophys Res*, **98**(B5): 8127–8142.
- Gutenberg B, Richter C F. 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*[M]. 2nd ed. Princeton: Princeton University Press: 1–15.
- Haskell N A. 1964. Total energy spectra density of elastic waves for propagating faults[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **54**(6): 1811–1841.
- Ide S, Beroza G C. 2001. Does apparent stress vary with earthquake size?[J]. *Geophys Res Lett*, **28**(17): 3349–3352.
- Kanamori H, Mori J, Hauksson E, Heaton T H, Hutton L K, Jones L M. 1993. Determination of earthquake energy-release and M_L using TERRAScope[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **83**(2): 330–346.
- Kanamori H, Kikuchi M. 1993. The 1992 Nicaragua earthquake: A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments[J]. *Nature*, **361**(6414): 714–716.
- Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. *Geophys J Int*, **122**(1): 108–124.
- Lomax A, Michelini A, Piatanesi A. 2007. An energy-duration procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential[J]. *Geophys J Int*, **170**(3): 1195–1209.
- Montagner J P, Kennett B L N. 1996. How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models[J]. *Geophys J Int*, **125**(1): 229–248.
- NEIC. 1991. Today in earthquake history[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://earthquake.usgs.gov/learn/today/index.php?month=4&day=22>.
- NEIC. 1992. $M7.7$ -near the coast of Nicaragua[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0005ddn/executive>.
- NEIC. 2006. $M8.3$ -Kuril Islands[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000exfn/executive>.
- NEIC. 2007. $M8.1$ -east of the Kuril Islands[EB/OL]. [2018–11–15]. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000f2ab/executive>.
- Newman A V, Okal E A. 1998. Teleseismic estimates of radiated seismic energy: the E/M_0 discriminant for tsunami earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **103**(B11): 26885–26898.
- Parolai S. 2009. Denoising of seismograms using the S transform[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **99**(1): 226–234.
- Richter C F. 1935. An instrumental earthquake magnitude scale[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **25**(1): 1–32.
- Rudnicki J W, Freund L B. 1981. On energy radiation from seismic sources[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **71**(3): 583–595.
- Singh S K, Ordaz M. 1994. Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **84**(5): 1533–1550.
- Stockwell R G, Mansinha L, Lowe R P. 1996. Localization of the complex spectrum: The S transform[J]. *IEEE Trans Signal Process*, **44**(4): 998–1001.
- Venkataraman A, Kanamori H. 2004. Effect of directivity on estimates of radiated seismic energy[J]. *J Geophys Res*, **109**(B4): B04301.
- Wang R J. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **89**(3): 733–741.