

叶庆东、王生文、余大新等,2017,龙门山断裂带科学钻探3号井孔附近微震近震震级与矩震级的关系及意义,中国地震,33(3),385~395。

龙门山断裂带科学钻探3号井孔附近 微震近震震级与矩震级的关系及意义

叶庆东¹⁾ 王生文¹⁾ 余大新¹⁾ 丁志峰^{2,3)}

1) 中国地震局第一监测中心,天津市河东区一号桥耐火路7号 300180

2) 中国地震局地球物理研究所,北京 100081

3) 中国地震局地震观测和地球物理成像实验室,北京 100081

摘要 通过震源谱拟合得到龙门山断裂带科学钻探3号井孔附近218个微震的矩震级,并分别基于《地震台站监测规范》的量规函数(量规函数 GF)和李学政等(2003)的量规函数(量规函数 LXZ)计算了这些微震的两种近震震级。基于回归分析得到了两种近震震级与矩震级的关系,并讨论了此关系可能隐含的意义。近震震级与矩震级拟合关系 $M_w = a + bM_L$ 中系数 b 的取值与应力降 $\Delta\sigma$ 和地震矩 M_0 的关系相关, $b = 1/(1 + \gamma)$ 等价于 $\Delta\sigma \propto M_0^\gamma$,本文对应于 $\gamma = 1$ 的情形。由于动态应力降在数值上与静态应力降差别不大,这种关系同样适用于折合能量和视应力,因此仅根据拟合关系 $M_w = a + bM_L$ 中 b 的大小就可以判断地震矩与应力降、折合能量及视应力的关系。基于量规函数 LXZ 得到的近震震级与能量震级更为接近,且两者在与矩震级的拟合关系 $M_w = a + bM_L$ 中有相同的 b ,接近于0.5,这既印证了从 b 的大小来判断应力降与地震矩关系的论断,也说明从能量的角度来看量规函数 LXZ 优于量规函数 GF 。

关键词: 矩震级 近震震级 量规函数 应力降 折合能量

[文章编号] 1001-4683(2017)03-0385-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

震级作为地震大小的度量,是地震学研究中最重要基础问题之一(陈运泰等,2004;陈章立等,2014;刘瑞丰等,2015)。随着观测技术的进步和新观测仪器的使用,基于最初的里氏震级(Richter,1935)的思想衍生出体波震级、面波震级等多种震级。对于大地震,不同震级之间的关系(Gutenberg et al,1956;Thatcher et al,1973;Kanamori,1977;Purcaru et al,1978;Hanks et al,1979)已经得到公认,并在各种文献中使用。微小地震通常仅能被震中附近的台站记录到,常使用的震级主要是近震震级和矩震级,前者使用起来极其方便,仅需测量波形记录的最大振幅而不用关心波的类型及最大振幅处的周期(陈运泰等,2004);后者则物理意

[收稿日期] 2016-08-10; [修定日期] 2017-09-03

[项目类别] 中国地震局第一监测中心创新主任基金(FMC2016013)、国家自然科学基金(41504073)共同资助

[作者简介] 叶庆东,男,1984年生,工程师,博士,研究方向为微震震源参数确定与背景噪声成像。

E-mail: yeqingdongg@126.com

义明确。关于这些微小地震特别是 1.0 级以下的微震近震震级与矩震级关系如何,由于受台站监测能力与监测环境的限制,其研究成果并不多见,且多数研究基于的样本量都很少。汶川地震后,中国地震局地球物理研究所在四川省绵竹市大天池乡内布设了 15 个微震台站(图 1),用来监测汶川地震断裂带科学钻探 3 号井孔(WFSD-3)附近的微震活动。本文收集了 2012 年该微震台阵记录到的 218 个微震,计算了其矩震级和近震震级,并结合前人的结果讨论近震震级与矩震级间关系以及它们之间关系蕴含的物理意义。

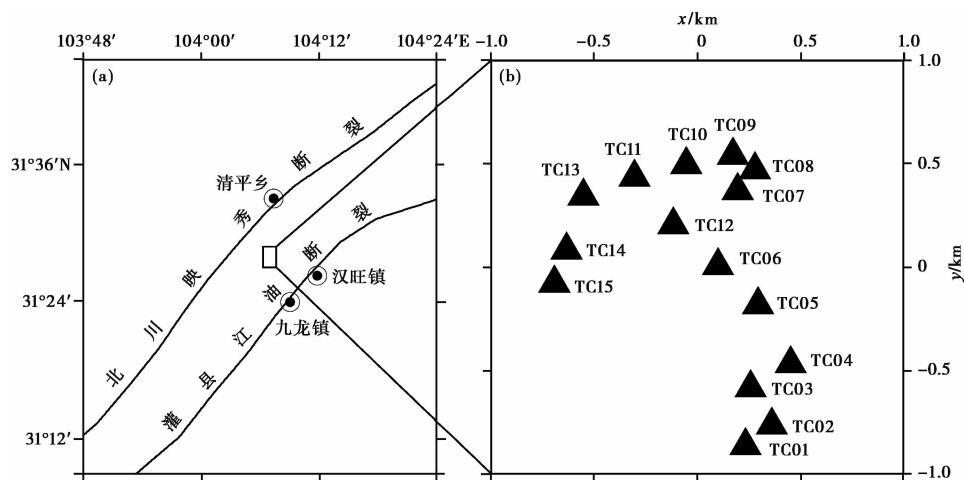


图 1 台阵位置(a)及台站分布(b)
微震台布设于图 1(a)的矩形框内;图 1(b)为图 1(a)矩形框放大

1 数据资料

天池微震台阵原计划布设在四川省绵竹市九龍鎮汶川地震科学钻探 3 号井(WFSD-3)周围,但考虑到布设条件、人为干扰等因素,改为布设在 WFSD-3 西北侧的天池乡大天池村(图 1)。大天池村位于龙门山断裂带的灌县-江油断裂与北川-映秀断裂带之间,东南面为灌县-安县断裂带上的汉旺镇和九龍鎮,北面为映秀-北川断裂上的清平乡,在汶川地震中受灾严重,震后大部分住户均搬迁,人为干扰小,适宜布设微震台阵。微震观测仪器采用南非矿山地震研究所(IMS)生产的矿山地震仪,记录类型为速度记录,频带 14~2000Hz,最低可用频率为 8Hz,设定采样率为 1500sps。相关文献(叶庆东,2014;叶庆东等,2014)详细讨论了数据采集、格式转化和数据预处理的问题。鉴于仪器的频带,我们仅选择 S 波与 P 波到时差小于 1s 的事件。图 2 给出了事件 201203040137 时频分析,由图可以看出,P 波段频率在 10~20Hz 范围内,S 波段频率在 8~15Hz 范围。该事件 P、S 波到时差接近 1s,S 段的频率接近于仪器可用频率下限。到时差的限制实际是震源距的限制,而地震波高频部分随震源距增加而衰减加剧,较大的震中距会使 S 波段频率降到 8Hz 以下而失真,影响地震矩测量,因此挑选 P、S 波到时差小于 1s 的事件是为了保证波形记录的 S 波段没有畸变或者畸变较小。2012 年 6~11 月,微震台阵因为供电问题大面积瘫痪,几乎无可用资料,最后仅筛选出 218 个微震。图 3 给出了这 218 个微震的水平位置、定位后的 P、S 波残差分布、深度-频度分布及

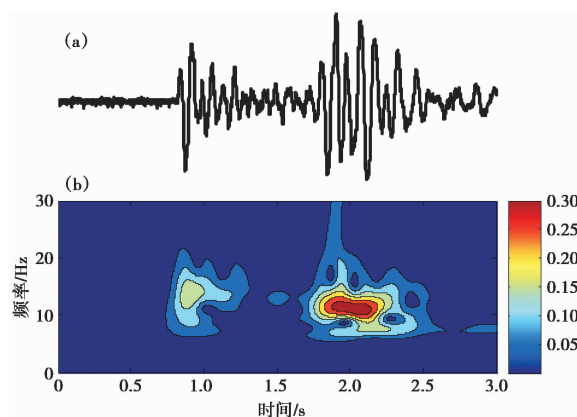


图 2 微震事件 201203040137 垂直向记录 (a) 及其时频分析 (b)

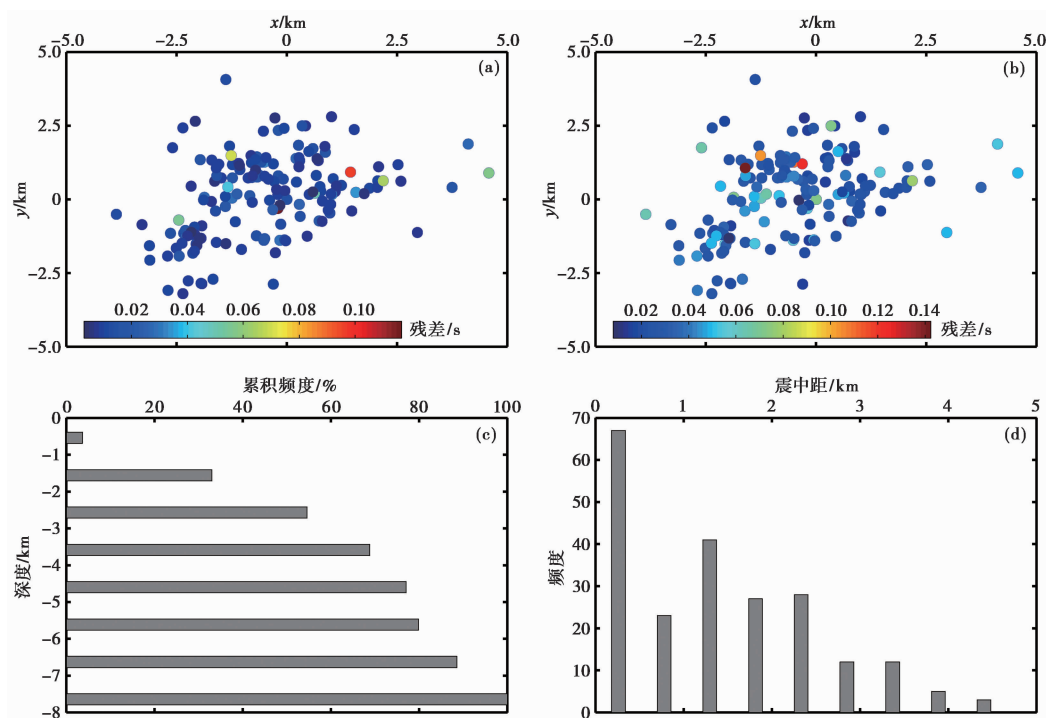


图 3 微震事件的位置分布及其走时残差

(a) 水平位置及 P 波走时残差; (b) 水平位置及 S 波走时残差; (c) 深度频度分布;
(d) 微震震中相对于图 1(b) 中 (0,0) 点的距离分布

震中距分布。

2 震级确定

2.1 矩震级确定

通过震源谱拟合确定地震矩、进而确定其矩震级被认为是较科学的确定微震震级的方法 (Abercrombie, 1995; Kwiatak et al, 2010)。将震源、路径效应、观测仪器等视为一个线性系

统,则在频率域中地震记录可以表示为

$$U(f) = \Omega(f) G(r) C(r, f) R_{\theta\phi} S(f) I(f) \quad (1)$$

式中, f 为频率, r 为震中距, $U(f)$ 为观测位移谱, $\Omega(f)$ 为震源位移谱, $G(r)$ 为几何扩散, $C(r, f)$ 为非弹性衰减, $R_{\theta\phi}$ 为辐射因子, 与方位角 θ 和离源角 ϕ 有关, $S(f)$ 为场地响应, $I(f)$ 为仪器响应。由于微震震中距较小, 我们采用球面几何扩散模型, 即 $G(r) = 1/r$; 非弹性衰减表示为 $C(r, f) = \exp[-\pi t f / Q(f)]$, 通常, 由于波形记录中 S 波能量占主要部分, 本文仅考虑 S 波部分, 则 t 为 S 波走时, $Q(f) = Q_0 f^\eta$, Q_0 和 η 为常数, 本文中参照陈丽娟等(2015)的结果, 取 $Q_0 = 300$, $\eta = 0.9$; $R_{\theta\phi}$ 取 S 波辐射因子平均值 0.63 (Aki et al, 1980)。仪器响应在数据预处理时已经去掉, 且井下地震仪可以忽略掉场地响应的影响 (杨志高等, 2010), 因此利用式(1)只需要做简单的除法就可以得到观测的震源位移谱。已知震源谱具有式(2)的解析形式 Abercrombie (1995)

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{[1 + (f/f_c)^\gamma]^{1/\gamma}} \quad (2)$$

式中, Ω_0 为震源谱的零频极限值, f_c 为拐角频率, n 为高频衰减率, γ 为可选常数。当 $n = 2$ 且 $\gamma = 1$ 时, 则震源谱为 Brune 震源谱衰减模型 (Brune, 1970); 当 $n = 2$ 且 $\gamma = 2$ 时, 则为 Boatwright 震源谱衰减模型 (Boatwright, 1978), 相对于 Brune 模型, 该模型有较快的高频衰减。利用式(2)对观测震源谱进行拟合, 便可得到零频极限 Ω_0 和拐角频率 f_c 。得到零频极限后, 地震矩通过 $M_0 = 4\pi\rho\beta^3\Omega_0/R_{\theta\phi}$ 计算得到, 其中 ρ 为密度, 取 2700kg/m^3 ; β 为 S 波平均速度, 取 3100m/s ; 矩震级表达式为 (Kanamori, 1977; Hanks et al, 1979)

$$M_w = \frac{2}{3} \lg(M_0 - 9.1) \quad (3)$$

尽管在由地震矩推导矩震级的公式时做了一些假设, 但更多地情况下我们把式(3)看成是矩震级的定义而忽略这些假设。图 4 以 TC15 记录到的事件 20120223204147 为例, 给出了震源谱拟合的例子。由图 4 可以看出, 在低频段, 基于 2 种不同衰减模型的拟合几乎重合, 表明零频极限对所选用的震源谱衰减模型几乎没有依赖性, 因此矩震级对模型没有依赖性。图 5(a) 给出了矩震级的震级频度分布, 可以看出, 这 218 个微震都分布在 M_w 为 $-0.5 \sim 1.3$ 范围内, 其中 0.5 级以下占 83%。

2.2 近震震级的确定

这些微震的震中距很小, 属于近震的范畴, 理论上可以由近震震级来度量, 但是由于微震监测所使用的矿山地震仪的量规函数未知, 其频带也不包含《地震台站观测规范》(国家地震局, 1990) (以下简称《规范》) 中规定的 DD-1 型地震仪的频带范围 (为 $1 \sim 20\text{Hz}$), 无法仿真成 DD-1 型地震仪记录的地震图, 但考虑到最大振幅所在的 S 波段频率在 $8 \sim 15\text{Hz}$ (图 2), 这也在 DD-1 型地震仪器的通带范围内, 因此我们仍使用《规范》中的量规函数 (量规函数 GF)。李学政等 (2003) 等通过对爆破余震的研究发现, 《规范》将 5km 范围内的量规函数规定为常数 1.8, 可能使某些微震的震级偏大了, 并以 0.5km 一个档给出了一套新的 $0 \sim 5\text{km}$ 范围内的量规函数 (量规函数 LXZ)。图 5(b) 和 5(c) 分别给出了基于量规函数 GF 得到的近震震级 M_{L1} 、基于量规函数 LXZ 得到的近震震级 M_{L2} 与累积频度的关系, 震级间隔为 0.1, 可以看出, 由于量规函数 LXZ 更为细化, 因此震级的“档”更多; 由于量规函数的差别,

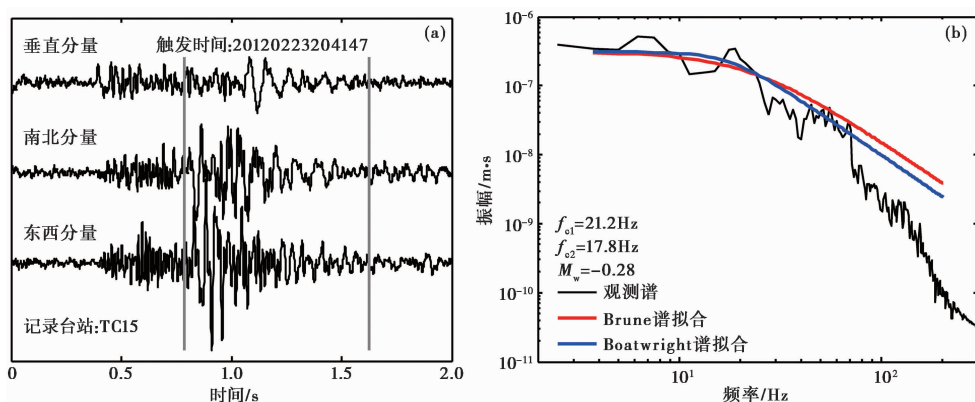


图 4 震源谱拟合的例子

图(a)为波形,灰色线之间的波形为选用的S波窗口;图(b)为震源谱拟合

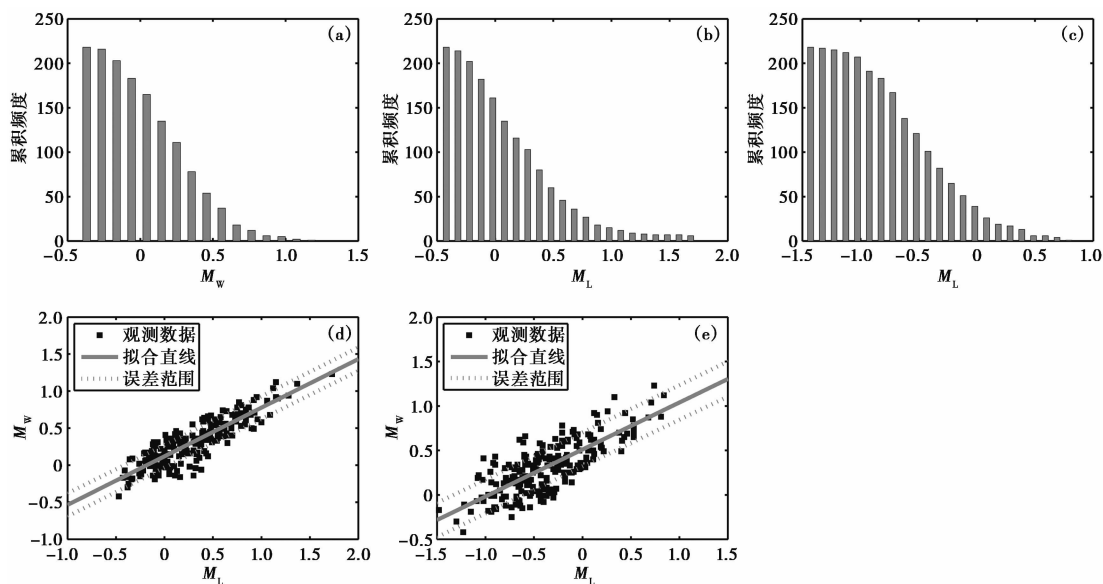


图 5 震级-频度关系及近震震级-矩震级关系

(a)矩震级与频度的关系;(b)近震震级与频度的关系,近震震级计算基于量规函数 GF ;(c)近震震级与频度的关系,近震震级计算基于量规函数 LXZ ;(d)近震震级与矩震级的关系,近震震级计算采用量规函数 GF ;(e)近震震级与矩震级的关系,近震震级计算采用量规函数 LXZ

M_{L2} 相比于 M_{L1} 系统地偏小,在震级小的一端两者之差可达到 1.0 左右。

图 5(d)和 5(e)给出了 2 种量规函数下近震震级与矩震级的关系,对于量规函数 GF 有

$$M_w = (0.66 \pm 0.03)M_{L1} + (0.12 \pm 0.01) \quad (4a)$$

相关系数 0.86,拟合优度 0.74;对于量规函数 LXZ ,有

$$M_w = (0.53 \pm 0.03)M_{L2} + (0.51 \pm 0.02) \quad (4b)$$

相关系数 0.77,拟合优度 0.60。较高的相关系数与拟合优度表明,无论采用哪种量规函数,近震震级与矩震级都呈现出较好的线性关系,其中基于量规函数 GF 得到的 M_L - M_w 线性关

系更强一些。

3 讨论

图 6 分别给出了本文基于量规函数 GF 、 LXZ 得到的近震震级与矩震级关系的结果以及 Bakun (1984)、Abercrombie (1995)、Jost 等 (1998)、Hainzl 等 (2002) 的结果, 为了便于比较, 我们将部分结果外推到 $-2.0 \leq M_L \leq 2.5$ 的范围内。尽管不同研究者的结果差异比较明显, 但都有一个共同的特征, 即对所有 $M_w = a + bM_L$ 关系, 系数 $b < 1$, 当震级向小的一端延伸时, 总会出现 $M_L < M_w$ 。矩震级实际是面波震级在 $6.4 < M_s \leq 7.8$ 范围内, 向低震级和高震级两个方向的延伸 (Kanamori, 1977; Hanks et al, 1979; 陈培善等, 1991)。已有的研究 (Thatcher et al, 1973; 陈培善等, 1991; 汪素云等, 2009) 表明, 在近震震级大于 3 的很宽泛的范围内, 矩震级、面波震级、近震震级比较一致, 拟合系数 b 接近于 1。尽管近震震级因为应用地区不同存在固有差异, 但为何震级向小的一端延伸时会出现近震震级小于矩震级的情形? 为什么在矩震级与近震震级关系 $M_w = a + bM_L$ 中总有 $b < 1$? 这仅仅是数学上的统计结果还是有其它的物理意义?

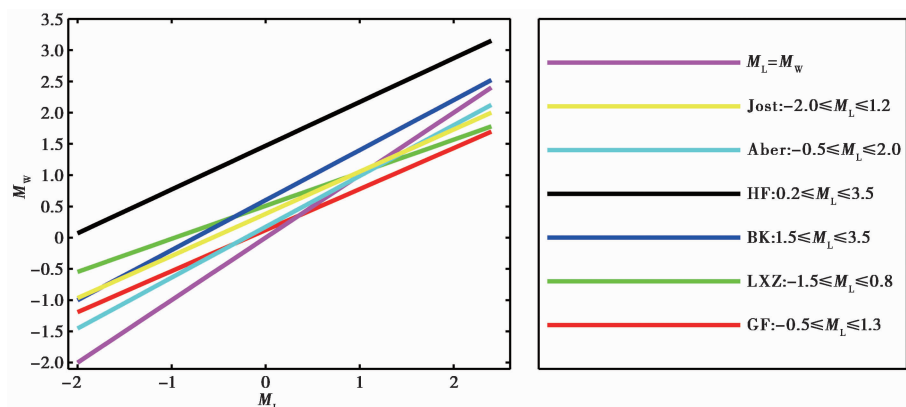


图 6 本文及他人给出的近震震级与矩震级的关系

直线 Jost、Aber、HF、BK 分别为 Jost 等 (1998)、Abercrombie (1995)、Hainzl 等 (2002) 以及 Bakun 等 (1984) 的结果

首先, 式 (3) 的成立需要 3 个条件, 条件 1 是震源破裂过程的动力学模式为 Orowan (1960) 模式, 即动态应力降等于静态应力降; 条件 2 是震级和地震波辐射的能量满足 Gutenberg 等 (1956) 给出的震级能量公式

$$\lg E_R = 1.5M_s + 4.8 \quad (5)$$

在条件 1、2 的基础上得到面波震级与地震矩、应力降的关系为

$$M_s = \frac{2}{3} \left(\lg \frac{\Delta\sigma M_0}{2\mu} - 4.8 \right) \quad (6)$$

式 (6) 中 μ 为剪切模量, $\Delta\sigma$ 为应力降。由于上式是完全从能量角度考虑的, 因此式 (6) 得到的震级也称为能量震级 M_E (Purcaru et al, 1978)。式 (3) 成立的条件 3 是应力降与剪切模量的比值为常数 10^{-4} (Kanamori, 1977; Hanks et al, 1979), 该条件与式 (5)、(6) 相结合等价于折合能量 $e_R = E_R/M_0$ 为常数。在以上 3 个条件的基础上, 用矩震级 M_w 代替面波震级 M_s (或能

量震级 M_E 便得到式(3)。由式(5)、(6)及(3)可以看出, 尽管矩震级的推导是从震级能量关系式出发的, 但是由于使用了条件 3, 使得最终确定的矩震级表达式与能量无关。地震发生的脆性带内剪切模量大约为 $3 \sim 5 (\times 10^4)$ MPa, 因此式(6)中震级主要由应力降大小来决定, 对大地震的统计表明, 大地震基本满足应力降为常量 (Aki, 1972; Thatcher et al, 1973; Purcaru et al, 1978; Hanks et al, 1979), 代表能量关系的式(6)与代表地震矩关系的式(3)两者基本一致。但是, 对于微小地震, 很多研究者 (Archuleta et al, 1982; Mayeda et al, 1996; Hardebeck et al, 1997; 陈运泰等, 2000) 认为应力降为常数的结论不再成立, 且随地震矩增减而增减。近震震级由地震图上最大振幅决定, 可认为是表征了地震波周期为 1s 时的能量 (陈章立等, 2014), 尽管“周期为 1s”常常得不到满足, 但是通过量规函数来补偿, 仍使其具有表征地震波辐射能量的特性, 可近似认为 $M_L \approx M_E$ 。当地震矩在某一值 M_{0c} 以下时, 应力降随着地震矩减小而减小, 则有

$$M_L \approx \frac{2}{3} \left(\lg \frac{\Delta\sigma M_0}{2\mu} - 4.8 \right) < \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.07 = M_W \quad (M_0 < M_{0c}) \quad (7)$$

对于 $\Delta\sigma \propto M_0$ 情况, 设 $\Delta\sigma = kM_0$, 其中 $k < 1$, 则由式(6)可得

$$M_L \approx \frac{2}{3} \left(\lg \frac{kM_0^2}{2\mu} - 4.8 \right) = 2 \left(\frac{2}{3} \lg M_0 - 6.07 \right) + \frac{2}{3} \left(\lg \frac{k}{2\mu} \right) + 8.94 = 2M_W + \text{const} \quad (8)$$

在 $M_W = a + bM_L$ 中拟合系数 b 为 0.5, 同理可得对 Mayeda 等 (1996) 观测到的 $\Delta\sigma \propto M_0^{0.25}$ 的情况 b 为 0.8。更一般地, 对 $\Delta\sigma \propto M_0^\gamma$ 的情形, $b = 1/(1 + \gamma)$ 。考虑到近震震级的定义并非完全基于地震波辐射能量及测量的误差, 对于微小地震, 拟合关系 $M_W = a + bM_L$ 中系数 b 值总会比理论上的 0.5 或者 0.8 偏离, 但可以得到以下 2 个结论:

(1) 由于应力降随地震矩减小而减小, 因此近震震级小于矩震级;

(2) 拟合关系 $M_W = a + bM_L$ 中 b 值的大小暗示着应力降与地震矩的关系, b 值在 0.5 左右说明 $\Delta\sigma \propto M_0$, 在 0.8 左右则说明 $\Delta\sigma \propto M_0^{0.25}$ 。式(4)给出的矩震级与近震震级的关系表明, 我们的结果蕴含着 $\Delta\sigma \propto M_0$ 。

根据 Brune (1970), 应力降可由式(9)求得

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r_c^3} \quad (9)$$

其中, $r_c = 2.34\beta/2\pi f_c$ 为破裂半径。图 7(a) 给出了基于拟合观测谱较好的 Boatwright 衰减模型得到的应力降与地震矩的关系, 即接近于 $\Delta\sigma \propto M_0$; 图 7(b) 给出了基于式(6)得到的震级与矩震级的关系、基于量规函数 GF 、 LXZ 得到的近震震级与矩震级的关系。由图 7 可以看出, 基于式(6)得到的能量震级比后两者偏小, 但与基于量规函数 LXZ 的结果要接近一些。这主要是因为量规函数 LXZ 是李学政等 (2003) 基于爆破资料得到的, 对于爆破, 人们主要关注的是当量, 而当量直接与能量相关, 因此可以认为李学政等 (2003) 的工作使近震震级在 0~5km 范围内保留了更多的能量的特性。能量震级与李学政等 (2003) 得到的近震震级与矩震级关系的斜率均为 0.53, 接近于 0.5。根据对式(8)的分析可知, 两者斜率接近于 0.5 蕴含了 $\Delta\sigma \propto M_0$, 这被图 7(a) 给出的应力降与地震矩的关系所证实, 说明了量规函数 LXZ 与能量震级具有一致性, 因而基于量规函数 LXZ 得到的近震震级具有更多的“能量的属性”。反之, 基于量规函数 GF 的近震震级与矩震级关系的斜率为 0.66, 处于 0.5~0.8 之间, 说明了

基于量规函数 GF 给出的近震震级反映地震波辐射能量的能力较弱。以上 2 个方面说明,从能量的角度考虑,李学政等 (2003) $0 \sim 5\text{km}$ 范围内的量规函数相对于《规范》表现的更为合理。此外,由图 7(b) 还可以看出,随着震级的增大,三者差异呈现减小的趋势,可能暗示着地震矩达到某一值时,三者趋于一致。

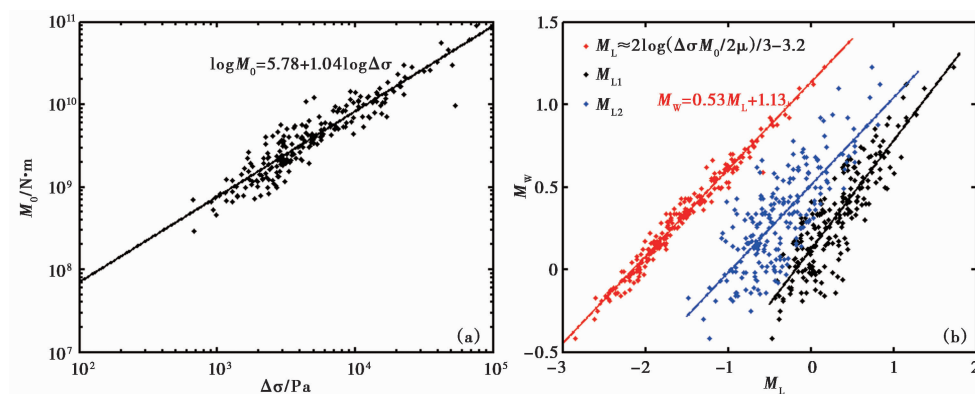


图 7 本文中应力降与地震矩的关系(a)及近震震级与矩震级的关系(b)

在矩震级与近震震级关系 $M_w = a + bM_L$ 中, $b \neq 1$ 本身意味着近震震级相对于矩震级“档”存在着拉伸或者压缩,这个结论还可以从微震的震源动力学参数折合能量 $e_R = E_R/M_0$ 来考查。近震震级具有反映地震波辐射能量的特点,由地面运动速度决定;矩震级完全由地震矩决定,取决于震源位移。在位移一定的情况下地面运动速度可以有不同的大小(Kanamori et al, 2004),这样就使得一个矩震级可能对应不同的包括近震震级在内的基于能量的震级。对于大地震,Kanamori 等 (1975) 认为折合能量 $e_R = E_R/M_0$ 为常数,意味着地震矩和地震波辐射能量是一一对应的关系,因此矩震级与其它基于能量的震级也是一一对应的;但更多的研究者 (Thatcher et al, 1973; Kanamori et al, 1993; Abercrombie, 1995; Izutani et al, 2001; Prejean et al, 2001; Kanamori et al, 2004) 认为,折合能量随地震矩增减而增减,即 $E_R \propto M_0^2$, 本文的结果也支持这一观点(图 8)。假设地震矩有一个微小的扰动 δM_0 , 则矩震级和基于能量的震级扰动分别为

$$\begin{aligned} \delta M_w &\propto \lg \left(1 + \frac{\delta M_0}{M_0} \right) \\ \delta M_L &\propto 2 \lg \left(1 + \frac{\delta M_0}{M_0} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

上式说明近震震级的不确定性为矩震级的 2 倍,近震震级较大的不确定性使得其“档”多于矩震级。式 (10) 与式 (8) 完全一致,但值得注意的是,在式 (8) 的推导过程中我们假定了动态应力降等于静态应力降,但在考虑折合能量的时候则并不需要这个条件,因此式 (10) 更为严谨一些。由于动态应力降与静态应力降在数值上接近 (Kanamori, 1994),使应力降、折合能量(或视应力 $\sigma_{app} = \mu e_R$) 与地震矩呈相近的关系,因而无论是从应力降还是折合能量来分析,结果都是一致的。

图 5 中 3 种震级-频度关系都与理论上的 G - R 公式存在出入,这一方面说明我们使用的地

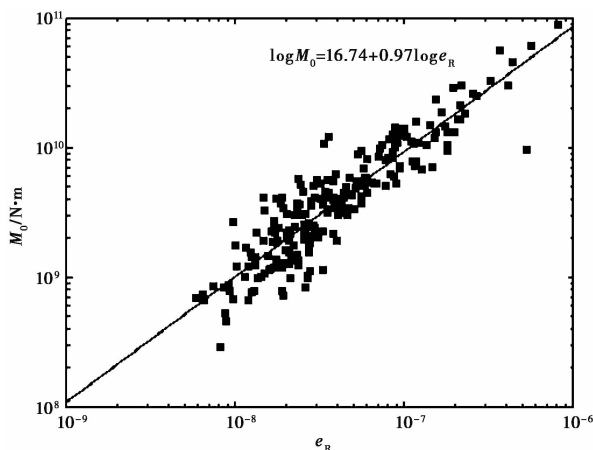


图 8 本文中折合能量与地震矩的关系

震目录是不完整的,另外也与使用的方法和参数有关。这种差别会影响地震活动性参数的分析,最明显的是对 b 值的影响。例如基于矩震级得到的 b 值因为其“档”较少而值较大,而基于量规函数 LXZ 得到的 b 值相对较小。汪素云等(2009)发现,因为震级测量方法不同,基于不同震级转换关系得到的 b 值在华北地区差异达 0.2 以上。

4 结论

本文利用震源谱拟计算了龙门山断裂带科学钻探 3 号井孔附近 218 个微震的矩震级,并同时采用了量规函数 GF 和 LXZ 两种近震震级的量规函数得到这些微震两种不同的近震震级。从近震震级和矩震级原始定义出发,分析了矩震级与两种近震震级的关系可能蕴含的意义。其主要结论如下:

(1) 微震近震震级小于矩震级可能与微震的应力降随震级减小相关。从矩震级的来源看,Gutenberg 等(1956)的震级能量关系是成立的重要条件之一,但是由于使用了基于大地震资料得来的应力降与剪切模量比值为常数的假定,使得矩震级仅依赖于地震矩;近震震级依赖于地震波记录的最大振幅,具有能量的属性,与基于震级能量关系但未使用应力降与剪切模量比值为常数时的矩震级(能量震级 M_E)等价。当地震矩在某一临界值 M_{0c} 以上且应力降几乎为常数时,近震震级与矩震级几乎相等;而低于该临界地震矩 M_{0c} 时,应力降随地震矩降低而降低,近震震级低于矩震级。

(2) 微震近震震级与矩震级的关系 $M_w = a + bM_L$ 系数 b 反映了微震的震源力学参数的定标关系,从 b 值的大小可以判断地震矩与应力降、视应力等力学参数的关系以及认识微小地震的震源力学过程。一般地,对于 $\Delta\sigma \propto M_0^\gamma$ 的情形,近震震级与矩震级拟合关系 $M_w = a + bM_L$ 中系数 b 等价于 $1/(1 + \gamma)$,当 $\gamma = 1$ 时, $b = 0.5$, 对应于本文的情形; $\gamma = 0.25$, $b = 0.8$, 对应于 Mayeda 等(1996)观测到的情况。

(3) 对比基于量规函数 GF 、 LXZ 得到的近震震级以及能量震级与矩震级的关系发现,基于量规函数 LXZ 的近震震级接近于能量震级,很好地契合了李学政等(2003)基于爆破当量测定近震震级这一事实;另外,基于量规函数 LXZ 得到的近震震级、能量震级与矩震级的回

归关系中系数 b 均为 0.53, 接近于 0.5, 与本文中应力降与地震矩的关系 $\Delta\sigma \propto M_0$ 相互印证, 而基于量规函数 GF 的近震震级与矩震级的回归系数 0.66, 偏离 0.5 较多。以上从两个方面证明, 从能量的角度来看, 《规范》将 0~5km 内的量规函数视为常数会使测量的近震震级偏大, 量规函数 LXZ 优于量规函数 GF 。

参考文献

- 陈丽娟、陈学忠、李艳娥等, 2015, 利用纵、横波的拐角频率比值和位移谱零频极限比值计算波速比——以芦山 $M_s 7.0$ 地震序列为例, 地震, **35**(2), 11~25。
- 陈培善、白彤霞, 1991, 震源参数之间的定量关系, 地震学报, **13**(4), 401~411。
- 陈运泰、吴忠良、王培德等, 2000, 数字地震学, 1~172, 北京: 地震出版社。
- 陈运泰、刘瑞丰, 2004, 地震的震级, 地震地磁观测与研究, **25**(6), 1~12。
- 陈章立、陈翰林、赵翠萍等, 2014, 地震大小的度量, 地震, **34**(1), 1~12。
- 国家地震局, 1990, 地震台站观测规范, 128~129, 北京: 地震出版社。
- 李学政、王海军、雷军, 2003, 近场震级起算函数确定与爆炸余震震级计算, 中国地震, **19**(2), 117~124。
- 刘瑞丰、陈运泰、任泉等, 2015, 震级的测定, 18~21, 北京: 地震出版社。
- 汪素云、俞言祥, 2009, 震级转换关系及其对地震活动性参数的影响研究, 震害防御技术, **4**(2), 141~149。
- 杨志高、张晓东, 2010, 紫平铺水库地区蓄水前后视应力标度率变化研究, 地球物理学报, **53**(12), 2861~2868。
- 叶庆东, 2014, 大别苏鲁地区背景噪声成像与汶川地震科学钻探井孔附近微震定位, 博士论文, 北京: 中国地震局地球物理研究所。
- 叶庆东、周晓峰、丁志峰等, 2014, 汶川地震断裂带科学钻探井孔附近微震观测问题及微震数据转换, 地震地磁观测与研究, **35**(5/6), 218~223。
- Abercrombie R E, 1995, Earthquake source scaling relationships from -1 to $5 M_L$ using seismograms recorded at 2.5km depth, J Geophys Res, **100**(B12), 24015~24036。
- Aki k, 1972, Earthquake mechanism, Tectonophysics, **13**, 423~446。
- Aki k, Richards P G, 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. San Francisco, California: Freeman and Company, 932。
- Archuleta R J, Cranswick E, Mueller C, et al, 1982, Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California earthquake sequence, J Geophys Res, **87**(B6), 4595~4607。
- Bakun W H, 1984, Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California, Bull Seism Soc Am, **74**(2), 439~458。
- Boatwright J, 1978, Detailed spectral analysis of two small New York state earthquakes, Bull Seism Soc Am, **68**(4), 1117~1131。
- Brune J N, 1970, Tectonic stress and the spectral of seismic shear waves from earthquakes, J Geophys Res, **75**(26), 4997~5009。
- Gutenberg B, Richter C F, 1956, Magnitude and energy of earthquakes, Annals of Geophysics, **9**(1), 1~15。
- Hainzl S, Fiecher T, 2002, Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia, J Geophys Res, **107**(B12), ESE 5-1~ESE 5-9。
- Hanks T C, Kanamori H, 1979, A moment magnitude scale. J Geophys Res, **84**(B5), 2348~2350。
- Hardebeck J L, Hauksson E, 1997, Static stress drop in the 1994 Northridge, California, aftershock sequence, Bull Seism Soc Am, **87**(6), 1495~1501。
- Jost M L, Büßelberg T, Jost ö, et al, 1998, Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9km depth at the KBT deep drilling site, Germany, Bull Seism Soc Am, **88**(3), 815~832。
- Izutani Y, Kanamori H, 2001, Scale-dependence of seismic energy-to-moment ration for strike-slip earthquake in Japan, Geophys Res Lett, **28**(20), 400~4010。
- Kanamori H, Anderson D L, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull Seism Soc Am, **65**(5), 1073~1095。
- Kanamori H, 1977, The energy release in great earthquakes, J Geophys Res, **82**(20), 298~2987。
- Kanamori H, Mori J, Hauksson E, et al, 1993, Determination of earthquake energy release and M_L using Terrascope, Bull Seim Soc Am, **83**(2), 330~346。
- Kanamori H, 1994, Mechanics of earthquakes, Annu Rev Earth Planet Sci, **22**, 207~237。
- Kanamori H, Rivera L, 2004, Static and dynamic scaling relations for earthquake and their implications for rupture speed and stress

- drop, Bull Seism Soc Am, **94**(1), 314~319.
- Kwiatak G, Plenkers K, Nakatani M, et al, 2010, Frequency-magnitude characteristics down to magnitude -4.4 for induced seismicity recorded at Mponeng Gold mine, South Africa, Bull Seism Soc Am, **100**(3), 1165~1173.
- Mayeda K, Walter W, 1996, Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from coda envelopes, J Geophys Res, **101**(B5), 11195~1208.
- Orowan E, 1960, Mechanism of seismic faulting, Geol Soc Amer Mem, **79**, 323~346.
- Prejean S G, Ellsworth W L, 2001, Observations of earthquake source parameters at 2km depth in the long valley caldera, eastern California, Bull Seism Soc Am, **91**(2), 165~177.
- Purcaru G, Berckhemer H, 1978, A magnitude scale for very larger earthquakes, Tectonophysics, **49**(3/4), 189~198.
- Richter C F, 1935, An instrumental earthquake magnitude scale, Bull Seism Soc Am, **25**, 1~32.
- Thatcher W, Hanks T C, 1973, Source parameters of southern California earthquakes, J Geophys Res, **78**(35), 8547~8576.

The relationship between local magnitude and moment magnitude of microearthquakes near the third bore hole of the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling(WFSD-3) and its implications

Ye Qingdong¹⁾ Wang Shengwen¹⁾ Yu Daxin¹⁾ Ding Zhifeng^{2,3)}

1) The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Tianjin 300180, China

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

3) Seismic Observation and Geophysical Imaging Laboratory, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract We obtained the moment magnitude of 218 microearthquakes recorded by a microseismic network deployed near the third bore hole of Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling(WFSD-3) by fitting the displacement spectra. Meanwhile, we derived the local magnitude of these microearthquakes based on the calibration function of the Specifications of Earthquake Observatories (Calibration function GF) and the calibration function of Li Xuezheng et al (Calibration function LXZ , 2003), respectively. Then, we extracted the relationship between the two types of local magnitude and moment magnitude of microearthquakes with linear regression, and discussed its implications. The b -value in the relation $M_w = a + bM_L$ reflects the relation between the stress drop $\Delta\sigma$ and the seismic moment M_0 of microearthquakes, that is, $b = 1/(1 + \gamma)$ equivalent to the relationship between the static stress drop $\Delta\sigma$ and the seismic moment M_0 is $\Delta\sigma \propto M_0^\gamma$. The result in this study is corresponding to $b=1$. Due to the differences between the static and the dynamic stress drop are not too large, we can also deduce the same relationship between the seismic moment and the reduced energy, apparent stress as that between the seismic moment and the stress drop. Therefore, we are able to infer the relation between the seismic moment and the stress drop, reduced energy, as well as apparent stress from the value of b in the formula $M_w = a + bM_L$. The local magnitude based on the calibration function LXZ is more close to the energy magnitude, and all of the two in the fitting relation $M_w = a + bM_L$ have the same value of b , almost equal to 0.5, which is not only corresponding to the relationship between the stress drop and the seismic moment, but also suggests that the calibration function LXZ is superior to the calibration function GF from the viewpoint of energy.

Key words: Moment magnitude; Local magnitude; Calibration function; Stress drop; Reduced energy