

矩震级及其计算

陈运泰 刘瑞丰

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 简要叙述地震震级概念的提出及其历史发展。文中指出, 矩震级 M_w 是目前量度地震大小最理想的物理量。与传统上使用的其他震级标度相比, 矩震级不会饱和, 对于所有地震, 无论大小、深浅, 无论使用远场、近场地震波资料, 大地测量和地质资料中的何种资料, 均可测量矩震级, 并能与熟知的震级标度如面波震级 M_S 相衔接。矩震级是一个均匀的震级标度, 适于震级范围很宽的统计。矩震级是国际地震学界选定的首选震级, 负责向公众发布地震信息的部门优先采用的发布的震级。文中介绍了计算矩震级所用的公式, 详细解说了具体的计算步骤, 分析了由于采用的计算矩震级公式的不同, 采取的具体的数值计算步骤的不同引起的问题以及解决这些问题的相关规定。

关键词 地震震级; 地方性震级 M_L ; 面波震级 M_S ; 体波震级 m_b ; 震级饱和; 矩震级 M_w ; 能量震级 M_e

0 引言

从20世纪20年代末至30年代初地震震级概念提出以来震级标度经历了从地方性震级到面波震级、体波震级直至矩震级乃至能量震级的发展。矩震级是一个绝对的力学标度, 不存在饱和问题。无论是对大震还是对小震、微震甚至极微震, 无论是对浅震还是对深震, 无论是使用远场、近场地震波资料、大地测量和地质资料中的任何资料, 均可测量矩震级, 并能与熟知的震级标度如面波震级 M_S 相衔接。矩震级是一个均匀的震级标度, 适于震级范围很宽的统计。由于矩震级具有以上优点, 所以矩震级已成为国际地震学界选定的首选震级, 负责向公众发布地震信息的部门优先发布的震级。矩震级测定已成为地震观测实践的常规工作之一。本文将简要叙述地震震级概念的提出及其历史发展, 介绍矩震级的引进, 分析矩震级的优点, 讲解矩震级的计算方法及介绍矩震级具体计算过程中会遇到的问题及解决办法。

1 从地方性震级到矩震级

地震的震级 (earthquake magnitude), 简称震级 (magnitude), 是衡量地震本身大小、即与观测地点无关的一个量 (Richter, 1935, 1958)。在地震学家知道如何对地震定位之

作者简介: 陈运泰 (1940—), 男, 地球物理学家, 中国科学院院士, 第三世界科学院院士, 主要从事地震学和地球物理学研究

基金项目: 中国地震局监测预报司监测业务 (2018): 新的震级国家标准实施技术支持与效果分析

本文收到日期:

后，紧接着研究的问题就是如何衡量地震的大小。无论是从科学的角度，还是从社会需求的角度，衡量地震的大小都是一件意义重大的基础性工作（傅承义等，1985；陈运泰，刘瑞丰，2004；刘瑞丰等，2015）。

衡量一个地震的大小最好的办法是确定其地震矩及震源谱的总体特征。但是，为测定地震矩和震源谱，需要对地震体波或面波的波形作模拟或反演。从实用的角度看，需要有一种测定地震大小的简便易行的方法，例如用某个震相如体波（P波或S波）的振幅来测定地震的大小。可是，用体波的振幅和波形的特征来衡量地震的大小是有缺点的，因为远场体波的波形与地震矩随时间的变化率即地震矩率（seismic moment rate）成正比（Aki and Richards, 1980），所以，即使是地震矩相同的地震，如果其断层错动的时间历程（time history）即震源时间函数（source time function）不同，所产生的远场体波的波形、振幅也会很不相同。并且，不同型号的地震仪，其频带各不相同，它们记录下来的同一震相的波形、振幅也各不相同。尽管如此，迄今仍然普遍采用通过对振幅的测量来确定地震的大小——震级，这是因为：①测定震级的方法简便易行；②震级是在比较狭窄的、频率较高的频段测定地震的大小，例如下面将提及的地方性震级是在1 Hz（赫兹）左右的频段测定地震的大小，而这个频段正好常是（虽然不一定总是）大多数建筑物与结构物遭受地震破坏的频段。

震级是通过测量地震波中的某个震相的振幅来衡量地震相对大小的一个量，它是美国里克特（Charles Francis Richter, 1900—1985）在美国古登堡（Beno Gutenberg, 1889—1960）的建议下，在30年代初提出与发展起来的（Richter, 1935）。在里克特之前，在20世纪20年代末至30年代初，只有过日本和达清夫（Kiyoo Wadati, 1902—1995）用类似的方法确定日本地震大小的工作（Wadati, 1928, 1931；Richter, 1935）。震级（magnitude）这个术语，则是美国伍德（Harry Oscar Wood, 1879—1958）建议里克特（Richter, 1935）采用的，以区别于烈度（intensity）这一表示地震在不同地点的影响或破坏大小的量。在地震学中，在不致引起混淆时，标量地震矩（scalar seismic moment）简称地震矩（seismic moment）。标量地震矩有别于地震矩张量（seismic moment tensor），它是由地震断层的面积、断层的平均滑动量（平均错距）与断层面附近介质的剪切模量三者的乘积定义的、衡量地震大小的物理量。地震矩这一术语是日本安芸敬一（Ketti Aki, 1930—2005）基于他对1964年日本新潟（Niigata）地震的研究，于1966年首次提出的（Aki, 1966）。地震矩既可以通过波长远大于震源尺度的地震波远场位移谱测定，也可以用近场地震波、地质与大地测量等资料测定。安芸敬一（Aki, 1966）用各种不同资料测定新潟地震的地震矩，结果非常一致。安芸的这一结果对于地震起源于断层的学说（“断层说”）是一个相当有力的、定量的支持。从1935年里克特第一次测定震级发展到1966年安芸敬一提出并测定地震矩，其间经历了30余年。矩震级（moment magnitude）则是美国金森博雄（Hiroo Kanamori, 1936—）、德国普尔卡鲁（George Purcaru, 1939—2016）和贝克海默（Hans Berckehemer, 1926—2014），以及美国汉克斯（Thomas C Hanks）和金森博雄于1977—1982年间提出的（Kanamori, 1977；Purcaru and Berckehemer, 1978, 1982；Hanks and Kanamori, 1979）。从1966年地震矩概念的提出与实测到1977—1979年矩震级标度的提出，其间又过了10余年。

2 震级饱和

利用观测到的地震波振幅确定震级（如地方性震级 M_L ，体波震级 m_b ，长周期体波震级

m_B , 面波震级 M_S 等)时, 由于不同震级标度测定的是特定频段的地震波振幅, 当震级大到一定的级别时, 测量的最大振幅不再增加, 致使测得的地震震级不再随地震的增大而增大的现象, 称为震级饱和 (magnitude saturation)。震级饱和现象是由于典型的地震信号的位移谱是由拐角频率 (corner frequency) 表征的, 当频率高于拐角频率时, 位移振幅谱迅速减小。当地震越大时, 拐角频率向低频方向移动。于是, 当以某一震级标度测定某一地震的震级时, 若该震级标度用于测定震级的频率高于拐角频率时, 该震级标度便出现饱和。基于短周期地震仪记录的地震图测定震级的标度, 其周期愈小, 相应的饱和震级愈小。例如, 当矩震级 M_w 分别大于6.0, 6.5, 7.0和8.0时, 体波震级 m_b , 地方性震级 M_L , 长周期体波震级 m_B 和面波震级 M_S 分别开始饱和; 它们分别于6.5, 7.0, 7.5和8.5达到完全饱和。实际观测结果表明, $m_b > 6.5$, $M_L > 7.0$, $m_B > 7.5$ 和 $M_S > 8.5$ 的情形十分罕见。

震级饱和现象是震级标度与频率有关的反映。为了客观地衡量地震的大小, 需要有一种震级标度, 它不会像上述的 m_b , M_L , m_B 和 M_S 那样出现饱和的情况。

矩震级就是不会饱和的震级标度。

3 地震波能量与地震能矩比

为叙述方便, 在引入矩震级之前本节先对地震波能量、地震能矩比等相关的术语及其物理概念作一介绍。

地震时, 由于断层滑动, 以地震波形式向外传播的能量称为地震波能量 (seismic wave energy), 地震辐射能 (seismic radiated energy), 辐射地震能 (radiated seismic energy), 辐射能 (radiated energy, radiation energy), 简称地震能 (seismic energy)。设 E_p 为地震前后整个地球介质系统所释放的全部应变能 (主要包括弹性应变能和重力势能), 它等于地震前后整个地球介质系统对外界所做的功 W

$$E_p = W = \frac{1}{2}(\sigma^0 + \sigma^1)DA \quad (1)$$

式中, σ^0 与 σ^1 分别称为初始应力 (initial stress) 与最终应力 (final stress), 后者又称为残余应力 (residual stress); A 为断层面的面积; D 为断层的平均滑动量 (average slip)。我们称

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{2}(\sigma^0 + \sigma^1) \quad (2)$$

为平均应力 (average stress), 所以地震前后整个地球介质系统所释放的全部应变能 E_p 为

$$E_p = \bar{\sigma}DA \quad (3)$$

在地震断层从滑动到停止的过程中, 地球介质系统要克服断层面间的摩擦做功。地球介质系统克服摩擦所做的功 E_f 称为摩擦能 (friction energy)。若以 σ_f 表示动摩擦应力 (dynamic friction stress), 则摩擦能 E_f (Kanamori, 1994) 为

$$E_f = \sigma_f DA \quad (4)$$

地震破裂过程中产生新的断层面所消耗的能量 E_c 称为破裂能 (rupture energy), 又称表面能 (surface energy)。迄今为止, 对破裂能的估计仍十分粗略, 因此在许多研究工作中都暂时忽略不计破裂能。但是, 在一些情况下, 破裂能可能变得十分重要以至不能予以忽略

(Kanamori and Rivera, 2006)。

由能量守恒定律可得地震波能量 E_S

$$E_S = E_P - E_F - E_G \quad (5)$$

若暂不考虑破裂能 E_G ，则由式 (1) 至式 (5) 可得地震波能量

$$E_S = E_P - E_F = (\bar{\sigma} - \sigma_f)DA = \frac{(\sigma^0 + \sigma^1 - 2\sigma_f)}{2}DA \quad (6)$$

地震辐射能 E_S 只是地震时释放的总位能 E_P 的一部分，通常把 E_S 与 E_P 通过下式联系

$$E_S = \eta E_P \quad (7)$$

式中， η 称为地震效率 (seismic efficiency)，又称地震效率系数 (seismic efficiency coefficient)。

按照定义， $\eta \leq 1$ 。将式 (3) 和式 (6) 代入式 (7)，可以求得在不考虑破裂能情况下的地震效率

$$\eta = \frac{\sigma^0 + \sigma^1 - 2\sigma_f}{\sigma^0 + \sigma^1} = 1 - \frac{\sigma_f}{\bar{\sigma}} \quad (8)$$

由式 (8) 可见，地震效率与动摩擦应力 σ_f 和平均应力 $\bar{\sigma}$ 有关。由于 σ_f 和 $\bar{\sigma}$ 都是不易测量的物理量，因此地震效率也是一个不易测量的物理量。

将式 (3) 代入式 (7) 即得

$$\eta \bar{\sigma} = \frac{\mu E_S}{M_0} \quad (9)$$

式中， M_0 是标量地震矩 (scalar seismic moment)，简称地震矩 (seismic moment)

$$M_0 = \mu DA \quad (10)$$

μ 是介质的刚性系数 (rigidity)。定义

$$\sigma_a = \eta \bar{\sigma} \quad (11)$$

σ_a 称为视应力 (apparent stress)。由式 (11) 与式 (9) 可得视应力 (Wyss and Brune, 1968, 1971)

$$\sigma_a = \frac{\mu E_S}{M_0} \quad (12)$$

由式 (11) 可知，既然 $\eta \leq 1$ ，所以视应力是平均应力的下限

$$\sigma_a \leq \bar{\sigma} \quad (13)$$

由式 (8) 可得

$$\sigma_a = \bar{\sigma} - \sigma_f \quad (14)$$

如果动摩擦应力 σ_f 等于最终应力 σ^1 ，即 $\sigma_f = \sigma^1$ ，则

$$\sigma_a = \frac{\Delta\sigma}{2} \quad (15)$$

式中， $\Delta\sigma$ 为伴随着地震断层的形成而发生的应力变化、即地震时断层面上所释放的应力—应力降(stress drop)

$$\Delta\sigma = \sigma^0 - \sigma^1 \quad (16)$$

从而与式 (12) 相应的公式是

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu E_s}{M_0} \quad (17)$$

以上分析表明，尽管平均应力 $\bar{\sigma}$ 是一个不易测量的物理量，但是，作为平均应力下限的视应力 σ_a ，可以通过 μ ， E_s 和 M_0 的测量求得，而 μ ， E_s 和 M_0 都是可以通过适当的方法测量得到的物理量。虽然由式 (12) 测得的不是平均应力，但能够通过测量得到作为平均应力下限的视应力仍然是很有参考价值的。此外，如果动摩擦应力等于最终应力，那么，视应力等于应力降的 1/2。

视应力具有“应力”的量纲，常常容易与其他应力相混淆。为了避免混淆，可以定义一个无量纲的参数 \tilde{e}

$$\tilde{e} = \frac{\sigma_a}{\mu} = \frac{E_s}{M_0} \quad (18)$$

式(18)为地震波能量 E_s 与地震矩 M_0 之比，称为地震能矩比 (seismic energy-moment ratio)，亦称为标度能 (scaled energy)，折合能 (reduced energy)。地震能矩比具有应变的量纲，是一个无量纲量，它表示单位地震矩辐射的地震波能量 (Kanamori and Heaton, 2000; Kanamori and Rivera, 2006)。地震能矩比 (标度能、折合能) 乘以震源区介质的刚性系数 μ 即为视应力。

根据金森博雄和安德逊 (Kanamori and Anderson, 1975) 以及阿部胜征 (Abe, 1975) 的研究，在地壳与地幔中，应力降 $\Delta\sigma \approx (2-6) \text{MPa}$ ， $\mu \approx (3-6) \times 10^4 \text{Mpa}$ ；若取 $\Delta\sigma = 5 \text{MPa}$ ， $\mu = 5 \times 10^4 \text{MPa}$ ，即得

$$\frac{\Delta\sigma}{2\mu} = 5 \times 10^{-5} \quad (19)$$

将式 (19) 代入式 (17)，即得 (Stein and Wyssession, 2003, p.273)

$$\frac{E_s}{M_0} \approx 5 \times 10^{-5} \quad (20)$$

或

$$\lg E_s = \lg M_0 - 4.3 \quad (21)$$

式 (20) 或与其等价的式 (21) 称为金森[博雄]条件 (Kanamori's condition)。金森条件表示的是地震波能与地震时所释放的地震矩之比值约为 5×10^{-5} 。从式 (20) 可以看出，地震矩的量纲与地震波能量的量纲相同，若是用国际单位制 (Système International d'Unitès, SI)， $[E_s] \sim \text{J}$ ， $[M_0] \sim \text{N m}$ ，因为 $1\text{J} = 1\text{N m}$ ，所以 $[E_s/M_0] \sim 1$ 。若是用厘米·克·秒单位制 (CGS 制)，

则 $[E_S] \sim \text{erg}$, $[M_0] \sim 1 \text{ dyn cm}$, 因为 $1 \text{ erg} = 1 \text{ dyn cm}$, 所以 $[E_S/M_0] \sim 1$ 。虽然 E_S 与 M_0 的量纲相同, 但其物理意义不同, 并且在数值上, 地震波能仅为地震时所释放的地震矩的 $5 \times 10^{-5} = 0.00005$ 。这并不奇怪, 因为地震时释放的地震矩并非是地震时所辐射的地震波能量, 它本质上是全部震源区体积(单位: m^3)内的应力变化(单位: N/m^2)的积分[单位: $(\text{N/m}^2) \times \text{m}^3$ 即 $\text{N} \cdot \text{m}$]。虽然这两个单位是相等的, 但为了明确地表示地震矩与地震波能量是性质不同的两个物理量, 我们始终用 $\text{N} \cdot \text{m}$ (或 dyn cm) 表示地震矩, 而用 J (或 erg) 表示地震波能量。所以 M_0/μ 是全部震源区体积内的应变的积分, 将 M_0/μ 乘以地震过程中作用于断层面上平均应力 $\Delta\sigma/2$ 便得到地震时辐射的地震波能量。

4 矩震级

地震波能量 E_S 与面波震级 M_S 有如下半经验关系, 古登堡—里克特地震波能量—震级关系 (Kanamori, 1977; Purcaru and Berckhemer, 1978, 1982)

$$\lg E_S = 1.5M_S + 4.8 \quad (22)$$

式中, E_S 以 $\text{N} \cdot \text{m}$ 为单位。将式 (20) 或式 (21) 代入式 (22), 即得地震矩 M_0 与面波震级 M_S 的关系式

$$\lg M_0 = 1.5M_S + 9.1 \quad (23)$$

或面波震级与地震矩的关系式

$$M_S = (\lg M_0 - 9.1)/1.5 = (2/3)(\lg M_0 - 9.1) \quad (24)$$

将式 (24) 中的 M_S 换成 M_W , 即得新的震级标度 M_W 的定义式 (Kanamori, 1977; Purcaru and Berckhemer, 1978, 1982; Hanks and Kanamori, 1979)

$$M_W = (\lg M_0 - 9.1)/1.5 = (2/3)(\lg M_0 - 9.1) \quad (25)$$

新的震级标度 M_W 称为矩震级 (moment magnitude), 它是一个在面波震级 M_S 不饱和的震级范围内与面波震级 M_S 一致、而当地震的大小规模超过这个范围也不会饱和的震级。矩震级不会饱和, 因为它是由地震矩 M_0 通过上式计算出来的。

理论上讲, 震级值没有上、下限。但是, 作为发生于有限的、非均匀的岩石层板块内部的脆性破裂, 构造地震的最大尺度自然应当小于岩石层板块的尺度。实际上, 迄今没有记录到超过 $M_W 9.5$ 的地震, 仪器记录到的最大地震当推 1960 年 5 月 22 日智利 $M_W = 9.5$ 地震; 最小地震当推奎亚特克等人 (Kwiatak et al, 2010) 在南非 Mponeng 金矿地下 3 500 m 深的井下记录到的 $M_W = -4.4$ 地震。

5 矩震级的数值计算

矩震级的定义式 (25) 的写法是 IASPEI (2005, 2013) 正式通过采纳的标准形式 (Bormann, 2015)。若采用厘米·克·秒制 (CGS 制), 相应的矩震级定义的写法 (Hanks and Kanamori, 1979) 为

$$M_W = (\lg M_0 - 16.1)/1.5 = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 16.1) \quad (26)$$

式中, M_0 以 dyn cm 为单位, $1 \text{ dyn cm} = 10^{-7} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。

式 (25) 右边的第一式与第二式是等价的。第一式是在除以 1.5 之前先进行圆括号所示因子 $(\lg M_0 - 9.1)$ 的计算; 第二式是先将 $(2/3)$ 分别乘以圆括号内的 $\lg M_0$ 与 9.1, 再相减;

最后按精度要求(通常是精确到0.1)4舍5入(通常即对小数点以下第2位四舍五入)。式(26)本质上是与式(25)是等价的,只是所采用的单位不同。无论是运用(25)还是式(26),无论是因子 $\lg M_0$ 与常量因子16.1先减后除以1.5,还是分别乘以(2/3)再相减,结果都一样。

式(26)是Kanamori(1977)引进矩震级时用的定义式,也是他和一些作者在其他文章中使用的公式。但是在另外一些地方,一些作者也使用Hanks和Kanamori(1979)定义的另一公式

$$M_w = (\lg M_0)/1.5 - 10.7 \quad (27)$$

初看起来,式(26)与式(27)是等价的,使用这两个公式应当得到相同的结果,其实不尽然。由于式(26)等价于下式

$$\begin{aligned} M_w &= \frac{2}{3} \lg M_0 - 10.7\dot{3} \\ M_w &= \frac{2}{3} \lg M_0 - 10.7333\cdots \end{aligned} \quad (28)$$

我们可以看出,式(27)是对式(26)的右边第二项(常数项) $16.1/1.5 = 10.7\dot{3} = 10.7333\cdots$,先按精确到0.1,对小数点以下第2位作4舍5入运算后得到的。所以如果同样是精确到0.1,那么由式(28)计算得到的 M_w (记为 M_w^{HK})为

$$M_w^{\text{HK}} = M_w + 0.0333\cdots \quad (29)$$

若将 M_w 的计算结果表示为

$$M_w = x_1 x_2 \cdot x_3 x_4 \cdots \quad x_i = 0, 1, 2, 3, \dots, 9, \quad i = 1, 2, 3, 4 \quad (30)$$

那么

$$M_w^{\text{HK}} = x_1 x_2 \cdot x_3 x_4 \cdots + 0.0333\cdots \quad (31)$$

对于式(30)的小数点以下第2位四舍五入,可得:

$$\begin{cases} M_w = x_1 x_2 \cdot x_3 & x_4 \leq 4 \\ M_w^{\text{HK}} = x_1 x_2 \cdot (x_3 + 1) & x_4 \geq 5 \end{cases} \quad (32)$$

若是对于式(31)的小数点以下的第2位四舍五入,可得:

$$\begin{cases} M_w^{\text{HK}} = x_1 x_2 \cdot x_3 & x_4 \leq 1 \\ M_w^{\text{HK}} = x_1 x_2 \cdot (x_3 + 1) & x_4 \geq 2 \end{cases} \quad (33)$$

也就是

$$\begin{cases} M_w^{\text{HK}} = M_w = x_1 x_2 \cdot x_3 & x_4 \leq 1 \\ M_w^{\text{HK}} = x_1 x_2 \cdot (x_3 + 1), M_w = x_1 x_2 \cdot x_3, & 2 \leq x_4 \leq 4 \\ M_w^{\text{HK}} = M_w = x_1 x_2 \cdot (x_3 + 1) & x_4 \geq 5 \end{cases} \quad (34)$$

当小数点以下第2位 x_4 为 $2 \leq x_4 \leq 4$ 时,用式(26)计算得到的 M_w 要比用式(27)计算得到的多0.1。如在前面已看到的,这是由于式(27)先对右边常数项做计算并四舍五入,然后

从 $(\lg M_0)/1.5$ 减去引起的。

6 结束语

2017年5月12日, 国家质量监督检验检疫总局、国家标准化管理委员会发布“中华人民共和国国家标准公告2017年第11号”, 正式发布了新的震级国家标准《地震震级的规定》(GB17740—2017)。新标准充分体现了震级的多样性和复杂性, 规定了地方性震级 M_L 、短周期体波震级 m_b 、宽频带体波震级 $m_{B(BB)}$ 、面波震级 M_S 、宽频带面波震级 $M_{S(BB)}$ 和矩震级 M_W 等6种震级的测定方法, 初步建立了中国震级测定体系, 使震级的测定方法更科学。

新标准规定, 将矩震级 M_W 作为地震台网重点测定的首选震级, 并作为向公众发布地震信息的首选震级。在新标准中, 矩震级 M_W 的计算公式就是矩震级的定义式(25), 与IASPEI(2005, 2013)正式通过采纳的标准形式相同。《地震震级的规定》(GB17740—2017)实施以后, 将使我国地震震级的测定和发布同国际接轨。

参考文献

- 傅承义, 陈运泰, 祁贵仲. 地球物理学基础[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 1-447.
- 陈运泰, 刘瑞丰. 地震的震级[J]. 地震地磁观测与研究, 2004, 25(6): 1-11.
- 刘瑞丰, 陈运泰, 任泉, 徐志国, 王晓欣, 邹立晔, 张立文. 震级的测定[M]. 北京: 地震出版社, 2015: 1-154.
- Aki K and Richards P G. Quantitative Seismology: Theory and Methods. 1 & 2[M]. San Francisco: W H Freeman, 1980: 1-932. 安芸敬一, P G 理查兹. 定量地震学. 第1, 2卷[M]. 李钦祖, 邹其嘉, 等译. 北京: 地震出版社, 1986: 1-406.
- Aki K. Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake movement, released energy and stress-strain drop from G wave spectrum[J]. Bull Earthq Res Inst, Tokyo Univ, 1966, 44: 73-88.
- Abe K. Magnitudes and moments of earthquakes. In: Ahrens T J (ed) [M]. Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants. Washington, DC: AGU, 1995: 206-213.
- Bormann P. Are new data suggesting a revision of the current M_w and M_e scaling formulas? [J]. J Seismol, 2015, 19: 989-1002.
- Hanks T C and Kanamori H. A moment magnitude scale[J]. J Geophys Res, 1979, 84(B5): 2 348-2 350.
- IASPEI. Summary of Magnitude Working Group Recommendations on Standard Procedures for Determining Earthquake Magnitudes from Digital Data, Preliminary Version October 2005[EB]. [2018-03-09]. <http://iaspei.org/commissions/commission-on-seismological-observation-and-interpretation#04, 2005>.
- IASPEI. Summary of Magnitude Working Group Recommendations on Standard Procedures for Determining Earthquake magnitudes from Digital Data, Updated Version 27 March 2013[EB]. [2018-03-09]. <http://iaspei.org/commissions/commission-on-seismological-observation-and-interpretation#04, 2013>.
- Kanamori H and Anderson D L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology[J]. Bull Seismol Soc Am, 1975, 65: 1 073-1 095.
- Kanamori H and Heaton T H. Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. In: Rundle J B, Turcotte D L and Klein W (eds.) [M]. GeoComplexity and the Physics of Earthquakes. AGU Monograph 120, Washington, DC: AGU, 2000: 147-163.
- Kanamori H and Rivera L. Energy partitioning during an earthquake. In: Abercrombie R, McGarr A, Toro G D and Kanamori H (eds.), Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting[M]. AGU Geophysical Monograph 170, Washington, DC: AGU, 2006: 3-13.
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes[J]. J Geophys Res, 1977, 82: 2 981-2 987.
- Kanamori H. Mechanics of earthquakes[J]. Ann Rev Earth Planet Sci, 1994, 22: 207-237.
- Kwiatek G, Plenkers K, Naketani M, Yabe Y, Dresen G and JAGUARS-group. Frequency-magnitude characteristics down to magnitude 4.4 for included seismicity recorded at Mponeng gold mine South Africa[J]. Bull Seism Soc Am, 2010, 100(3): 1 165-1 172.
- Purcaru G and Berckheimer H. A magnitude scale for very large earthquakes[J]. Tectonophysics, 1978, 49: 189-198.
- Purcaru G and Berckheimer H. Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes. In: Duda, S J and Aki K eds[M]. Quantification of Earthquakes, Tectonophysics, 1982, 84: 57-128.
- Richter C F. An instrumental earthquake magnitude scale[J]. Bull Seismol Soc Am, 1935, 25: 1-32.
- Richter C F. Elementary Seismology[M]. San Francisco: W H Freeman, 1958: 1-768.

- Stein S and Wysession M. An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure[M]. Malden: Blackwell Publishing, 2003: 1-498.
- Udias A. Principles of Seismology[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1999, 1-475.
- Wadati K. Shallow and deep earthquakes[M]. Geophysical Magazine (Tokyo), 1928, 1:162-202.
- Wadati K. Shallow and deep earthquakes (3rd paper) [M]. Geophysical Magazine (Tokyo), 1931, 4: 231-283.
- Wyss M and Brune J N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region[J]. J Geophys Res, 1968, 73: 4 681-4 694.
- Wyss M and Brune J N. Regional variations of source properties in Southern California estimated from the ratio of short-to long-period amplitudes[J]. Bull Seismol Soc Am, 1971, 61: 1 153-1 167.

Moment magnitude and its calculation

Chen Yun-tai and Liu Rui-feng

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

Abstract

In this paper, we give a brief introduction on the putting forward and development history of earthquake magnitude concept. Moment magnitude M_W is the best physical quantity for measuring earthquake. Comparing with other magnitude scales, it is not saturated and can be measured for all earthquakes, not only big and small earthquakes, deep and shallow earthquakes, but also using far field and near field seismic wave data, geodesy data and geology data, and can connect with known magnitude scales for example surface wave magnitude. Moment magnitude is a uniform magnitude, applies to broad magnitude statistics. It is a preferred magnitude for international seismology, and a preferred magnitude for the responsible agency for providing information about earthquakes to the public. We introduced all formulas used in calculating moment magnitude, and calculation steps in detail. We also analysed some problems and rules to solve these problems for using different formulas and numerical value calculation steps.

Key words: earthquake magnitude, local magnitude M_L , surface wave magnitude M_S , body wave magnitude m_b , magnitude saturation, moment magnitude M_W , energy magnitude M_e