

文章编号: 0253-3782(2007)05-0467-10

# 中国地震台网震级的对比<sup>\*</sup>

刘瑞丰<sup>1, 2), \*</sup> 陈运泰<sup>2)</sup> 任 峯<sup>1)</sup> 徐志国<sup>1)</sup>  
孙 丽<sup>2)</sup> 杨 辉<sup>1)</sup> 梁建宏<sup>1)</sup> 任克新<sup>1)</sup>

1) 中国北京 100045 中国地震台网中心

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

**摘要** 采用线性回归和正交回归方法, 利用中国地震台网 1983—2004 年的观测资料, 对中国地震局地球物理研究所测定的地方性震级  $M_L$ 、面波震级  $M_S$  与  $M_{S_7}$ 、长周期体波震级  $m_B$ 、短周期体波震级  $m_b$  进行对比, 给出了它们之间的经验关系式。研究结果表明: ① 由于不同的震级标度反映了地震波在不同周期范围内辐射地震波能量的大小, 因此对于不同大小的地震, 使用不同的震级标度更能客观地描述地震的大小。当震中距小于 1 000 km 时, 用地方性震级  $M_L$  可以较好地测定近震的震级。当地震的震级  $M < 4.5$  时, 各种震级标度之间相差不大。当  $4.5 < M < 6.0$  时,  $m_B > M_S$ ,  $M_S$  标度低估了较小地震的震级, 因此用  $m_B$  可以较好地测定较小地震的震级。当  $M > 6.0$  时,  $M_S > m_B > m_b$ ,  $m_B$  与  $m_b$  标度均低估了较大地震的震级, 用  $M_S$  可以较好地测定出较大地震 ( $6.0 < M < 8.5$ ) 的震级。当  $M > 8.5$  时,  $M_S$  出现饱和现象, 不能正确地反映大地震的大小; ② 在我国境内, 当震中距  $< 1 000$  km 时,  $M_L$  与区域面波震级  $M_S$  基本一致, 在实际应用中无需对它们进行震级的换算; ③ 虽然  $M_S$  与  $M_{S_7}$  同为面波震级, 但由于所使用的仪器和计算公式不同,  $M_S$  比  $M_{S_7}$  系统地偏高 0.2~0.3 级; ④ 对于长周期体波震级  $m_B$  和短周期体波震级  $m_b$ , 虽然使用的计算公式相同, 但由于使用的地震波周期不同, 对于  $m_B = 4.0$  左右的地震,  $m_B$  与  $m_b$  几乎相等, 而对于  $m_B \geq 4.5$  的地震, 则  $m_B > m_b$ 。

**关键词** 地方性震级 面波震级 体波震级

**中图分类号:** P315.3      **文献标识码:** A

## 引言

震级是表征地震大小的量, 是地震的基本参数之一, 在地震预报和其它有关地震的研究中是一个重要的参数(陈运泰等, 2000; 陈运泰, 刘瑞丰, 2004)。

1935 年, 里克特(Richter, 1935)在研究美国南加州的地震时引入了地方性震级  $M_L$ , 现称作里克特震级或简称为里氏震级。尽管里氏震级完全是经验性的, 物理意义不清楚, 但却很方便, 更重要的是它为震级的发展奠定了基础; 虽然地方性震级  $M_L$  很有用, 但受到所采用的地震仪的类型及所适用的震中距范围的限制, 无法用它来测定全球范围远震的震级。1945 年, 古登堡(Gutenberg, 1945a)将测定地方性震级  $M_L$  的方法推广到远震。在浅源远震的记录图上, 面波的振幅最大; 对于震中距  $\Delta > 2000$  km 的地震, 面波水平振幅

\* 科技部地震行业专项资助。

2007-04-28 收到初稿, 2007-07-12 决定采用修改稿。

† 通讯作者。e-mail: liurf@seis.ac.cn

最大值的周期一般为 20 s 左右；周期在 20 s 左右的面波相应于面波波列的频散曲线上的艾里(Airy)震相，古登堡提出了面波震级标度(Gutenberg, 1945a)。对于深源地震，面波不发育，但在远震距离上，P 波是清晰的震相，所以古登堡和里克特(Gutenberg, 1945b,c; Gutenberg, Richter, 1942, 1944, 1956a, b)采用体波(P, PP, S)来确定震级，称作体波震级。

对于同一次地震，在可以同时测定其地方性震级、面波震级和体波震级时，其结果理当一致。然而在一般情况下这些震级值的测定结果却常常不同。长期以来，不同震级标度的测定值之间的关系一直是地震学家关注的一个重要研究课题。1945 年，古登堡(Gutenberg, 1945a, b, c)将  $M_L$ 、 $M_S$  和  $m_B$  简单地用  $M$  表示，因为他当时认为这 3 种震级标度是等价的。但是，很快地他便发现事实并非如此。经过对许多资料的分析对比，古登堡和里克特给出了各种震级标度之间的经验关系(Gutenberg, Richter, 1956b)。Kanamori(1983)对各种震级标度之间的关系做了总结，并给出了由于观测误差以及由于应力降、断层的几何形状、震源深度等震源性质的复杂性所产生的震级变化范围。后来世界各地的许多作者利用不同的观测资料分别得到了全球、欧洲、日本、前苏联等地区不同震级标度之间的经验关系(Utsu, 1982, 2002; Ambrasseys, 1990; Bormann, Khalturin, 1975)。我国郭履灿通过研究华北地区的地方性震级  $M_L$  和面波震级  $M_S$ ，得到了华北地区  $M_L$  与  $M_S$  的经验公式<sup>①</sup>。

在我国地震台网日常资料分析处理中常用的震级有 3 种，即地方性震级  $M_L$ ，面波震级  $M_S$  和  $M_{S_7}$ ，体波震级  $m_B$  和  $m_b$ 。考虑到不同震级测量的方法不同，使用的仪器也不同，因此在地震台网的震级测定中，不同的震级之间一律不进行换算(刘瑞丰等, 2006)。但是在地震活动性分析，特别是在地震预测研究中，通常使用经验公式将不同的震级换算成统一的一种震级。然而，不同的研究者使用的经验公式常不相同，给分析和研究工作带来许多问题。为了得出我国地震台网测定的  $M_L$ 、 $M_S$ 、 $M_{S_7}$ 、 $m_B$  和  $m_b$  之间比较可靠的经验关系式，本文利用线性回归方法和正交回归方法，计算了中国地震台网不同震级之间的关系式。

## 1 我国使用的震级公式

我国地震学的先驱李善邦(1902—1980)先生根据里克特地方性震级的定义和公式，结合我国地震台网短周期地震仪和中长周期地震仪的仪器特性，建立了适合我国的量规函数。但该项研究结果在他生前一直没有正式发表，在他去世后出版的专著《中国地震》中对这方面的工作做了描述(李善邦, 1981)。其计算公式如下：

$$M_L = \lg A_\mu + R(\Delta) + S(\Delta) \quad (1)$$

式中， $A_\mu$  是以  $\mu\text{m}$  为单位的地动位移，是两水平向最大地动位移的算术平均值； $\Delta$  是震中距，以  $\text{km}$  为单位； $R(\Delta)$  是量归函数，它的物理意义是补偿地震波随距离的衰减； $S(\Delta)$  为台站校正值，对于不同的台站和不同的仪器，其值不同，规定以北京白家疃地震台的基式地震仪器记录为计算  $M_L$  的标准，即  $S = 0$ ，对于其它地震台站和仪器要另求  $S$  值。

1956 年以前，我国的地震报告都不测定震级。自 1957—1965 年年底我国的地震报告

<sup>①</sup> 郭履灿. 1971. 华北地区的地方性震级  $M_L$  和面波震级  $M_S$  经验关系. 全国地震工作会议资料. 1-10.

采用前苏联索罗维耶夫(S L Solovyev)和谢巴林(N V Shebalin)提出的面波震级计算公式测定震级(陈培善, 1989). 1966年1月以后, 中国的地震报告采用了郭履灿和庞明虎(1981)提出的以北京白家疃地震台为基准的面波震级公式:

$$M_s = \lg \left( \frac{A}{T} \right)_{\max} + \sigma(\Delta) \quad 1^\circ < \Delta < 130^\circ \quad (2)$$

式中,  $\sigma(\Delta)$ 是量规函数

$$\sigma(\Delta) = 1.66 \lg \Delta + 3.5 \quad (3)$$

$A$ 是两水平分向面波地动位移的矢量和,  $A = (A_E^2 + A_N^2)^{1/2}$ , 以  $\mu\text{m}$ 为单位;  $T$ 是相应的周期, 以  $\text{s}$ 为单位, 震中距在  $1^\circ < \Delta < 130^\circ$ 内, 使用地震面波周期值在  $3 \text{ s} \leq T \leq 25 \text{ s}$ 内(许绍燮等, 1994);  $\Delta$ 是震中距, 以度为单位. 公式(2)一直沿用至今.

1985年以后, 我国763型长周期地震台网建成并投入使用, 并选用垂直向瑞雷面波的最大振幅和周期测定面波震级  $M_{S_7}$ (陈培善等, 1988)

$$M_{S_7} = \lg \left( \frac{A}{T} \right)_{\max} + \sigma(\Delta)_{763} \quad 3^\circ < \Delta < 177^\circ \quad (4)$$

在体波震级计算上, 我国采用P或PP波垂直向质点运动最大速度来计算  $m_b$  和  $m_B$ , 计算公式使用的都是Gutenberg(1945b)提出的体波震级计算公式

$$m_b \text{ 或 } m_B = \lg \left( \frac{A}{T} \right)_{\max} + Q(\Delta, h) + C \quad (5)$$

式中,  $A$ 是体波质点运动最大速度所对应的地动位移振幅, 单位为  $\mu\text{m}$ ;  $T$ 为相应的周期;  $Q(\Delta, h)$ 是量规函数, 它是震中距和震源深度的函数. 测定  $m_b$  使用的是短周期DD-1仪器记录; 测定  $m_B$  使用的是中长周期基式(SK)或DK-1仪器记录(刘瑞丰等, 2006).

## 2 回归方法

本文采用线性回归方法和正交回归方法, 对我国地震台网测定的不同震级之间的关系进行全面的分析.

### 2.1 线性回归方法

对于两个或多个存在着统计相关的随机变量, 可以根据大量的观测数据来确定它们之间统计的定量关系, 即求出一定的数学公式来表达这些关系, 这种公式称作回归方程. 考虑将  $N$ 个数据点  $(x_i, y_i)$ ,  $i=1, 2, 3, \dots, N$ , 拟合成如下直线模型的问题:

$$Y = AX + B \quad (6)$$

通常利用线性最小二乘回归(SR)方法就可以确定系数  $A$  和  $B$ . 吉登堡和里克特(Gutenberg, Richter, 1956a, b)采用SR方法给出了  $m_B$ 、 $M_s$  和  $M_L$  之间的关系式.

SR回归方法适用于一个变量产生的偏差比另一个变量产生的偏差大的情况. 确定系数  $A$  和  $B$  拟合线性公式(6)有以下两种可能(Draper, Smith, 1998):

第一种可能的情况是

$$\text{SR}_1 \quad Y \leftarrow A_1 X + B_1 \quad (7)$$

适用的条件是  $\sigma_{xx}^2 \rightarrow 0$  和  $\sigma_{yy}^2 > 0$ , 其中  $\sigma_{xx}^2$  和  $\sigma_{yy}^2$  分别是  $X$  和  $Y$  的方差.

第二种可能的情况是

$$\text{SR}_2 \quad Y \rightarrow A_2 X + B_2 \quad (8)$$

这种情况又称为反标准回归(Carroll, Ruppert, 1996), 它适用的条件是  $\sigma_{xx}^2 > 0$  和  $\sigma_{yy}^2 \rightarrow 0$ .

线性回归方法只考虑一个变量产生的偏差比另一个变量产生的偏差大，因此对于线性回归关系不能使用等号，这就是为什么我们在公式(7)和公式(8)中不使用等号而使用箭头符号的道理。

## 2.2 正交回归方法

如果两个变量都有可能发生较大的变化，通常采用正交回归的方法拟合公式(6)，今以 OR 表示正交回归方法

$$\text{OR} \quad Y = A_3 X + B_3 \quad (9)$$

对于正交回归通常采用 Hesse 表示方法(Carroll, Ruppert, 1996)，即把两个变量都放在等号的右边，表示右边的两个变量都在变化，即

$$p = n_x X + n_y Y \quad (10)$$

式中， $p=B_3/q$ ,  $n_x=-A_3/q$ ,  $n_y=1/q$ ,  $q=(1+A_3^2)^{1/2}$ ,  $-n_x/n_y=A_3$ .

如果把上述关系应用于震级标度  $M_x$  和  $M_y$ ，则 SR<sub>1</sub> 适用于在  $M_x$  测量偏差较大的情况下对  $M_y$  产生的影响，而 SR<sub>2</sub> 适用于在  $M_y$  测量偏差较大的情况下对  $M_x$  产生的影响。然而，我们知道所有的震级在测量时都有可能存在一定的误差，无论是 SR<sub>1</sub> 还是 SR<sub>2</sub> 都与实际的震级测定情况有一定的差别，因此从理论上讲用正交回归方法研究各种震级标度之间的关系应当更能接近实际的震级测定(Madansky, 1959; Fuller, 1987; Carroll, Ruppert, 1996)。作为比较，本文分别给出了用 SR<sub>1</sub>、SR<sub>2</sub> 和 OR 方法得到的不同震级标度之间的关系式，但在对结果的分析和结论中则主要依据用 OR 方法得出的拟合关系式。

## 3 不同震级之间的对比

作者搜集了 1983—2004 年中国地震台网测定的地方性震级  $M_L$ ，面波震级  $M_S$  和  $M_{S_7}$ ，体波震级  $m_B$  和  $m_b$  的观测资料，并用一般线性回归方法(SR<sub>1</sub> 和 SR<sub>2</sub>)和正交回归方法(OR)分别对不同震级之间的关系进行了回归分析与对比，所得到的回归关系式如表 1

表 1 不同震级之间的关系式

震级	地震数量	震级范围	回归方法	回归直线的编号	关系式	RMS
$M_L-m_b$	7 024	$3.0 \leq M_L \leq 7.0$	SR <sub>1</sub>	1	$m_b \leftarrow -0.45M_L + 2.47$	$\pm 0.31$
			SR <sub>2</sub>	2	$M_L \leftarrow -0.90m_b + 0.35$	$\pm 0.43$
			OR	3	$1.60 = 0.86m_b - 0.51M_L$	$\pm 0.27$
$M_S-M_L$	7 851	$2.5 \leq M_S \leq 7.5$	SR <sub>1</sub>	1	$M_L \leftarrow -0.79M_S + 0.95$	$\pm 0.35$
			SR <sub>2</sub>	2	$M_S \leftarrow -0.80M_L + 0.83$	$\pm 0.36$
			OR	3	$0.05 = 0.71M_L - 0.70M_S$	$\pm 0.27$
$m_B-m_b$	20 701	$3.2 \leq m_B \leq 7.7$	SR <sub>1</sub>	1	$m_b \leftarrow -0.72m_B + 1.23$	$\pm 0.24$
			SR <sub>2</sub>	2	$m_B \leftarrow -1.02m_b + 0.16$	$\pm 0.28$
			OR	3	$0.55 = 0.77m_b - 0.63m_B$	$\pm 0.19$
$M_S-M_{S_7}$	25 002	$3.0 \leq M_S \leq 8.5$	SR <sub>1</sub>	1	$M_{S_7} \leftarrow -0.94M_S + 0.06$	$\pm 0.18$
			SR <sub>2</sub>	2	$M_S = 0.98M_{S_7} + 0.28$	$\pm 0.19$
			OR	3	$-0.08 = -0.70M_S + 0.71M_{S_7}$	$\pm 0.13$
$M_S-m_B$	19 187	$3.3 \leq M_S \leq 8.9$	SR <sub>1</sub>	1	$m_B \leftarrow -0.67M_S + 1.98$	$\pm 0.30$
			SR <sub>2</sub>	2	$M_S \leftarrow -1.07m_B - 0.63$	$\pm 0.38$
			OR	3	$1.21 = 0.80m_B - 0.60M_S$	$\pm 0.25$

所示。表 1 中 RMS 表示均方根，相应的回归直线如图 1 所示。文中还给出了不同震级之间

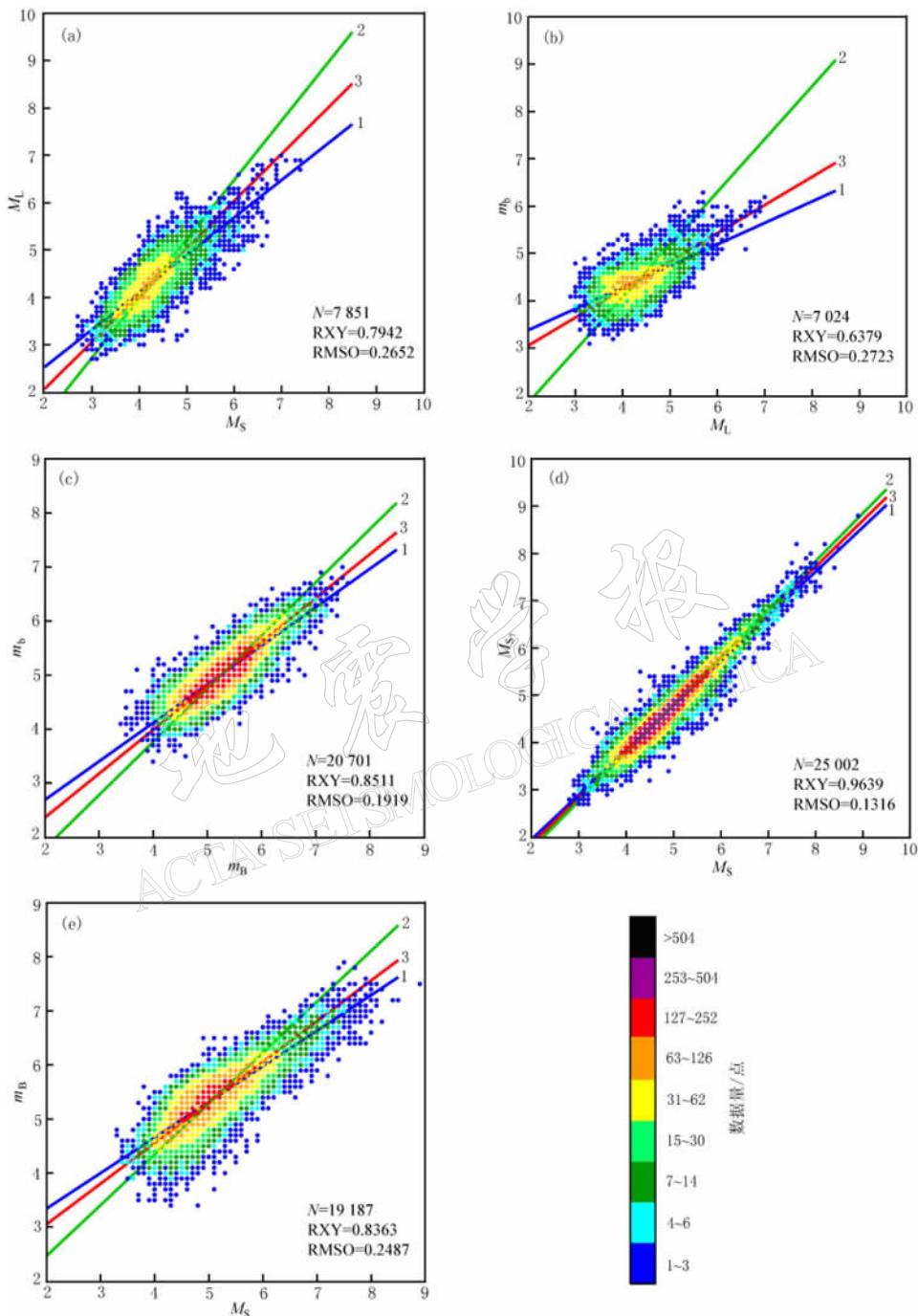
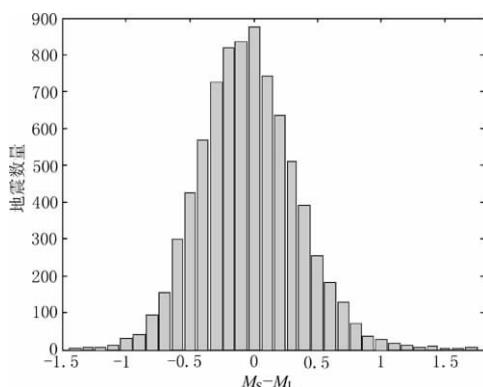


图 1 不同震级之间的关系

(a)  $M_S - M_L$ ; (b)  $M_L - m_b$ ; (c)  $m_b - m_b$ ; (d)  $M_S - M_{S_7}$ ; (e)  $M_S - m_b$ . 图中直线 1 表示 SR<sub>1</sub> 线性回归结果，直线 2 表示 SR<sub>2</sub> 线性回归结果，直线 3 表示 OR 正交回归结果；N 是所用的地震数，RXY 是正交回归的相关系数，RMSO 是正交回归的均方根

图 2  $M_s$  与  $M_l$  差值分布图

实际测量结果的差值分布图(图 2~6)和用正交回归方法得到的不同震级之间的对照表(表 2~6).

### 3.1 地方性震级 $M_l$ 与面波震级 $M_s$ 的对比

用以回归分析的资料是 1983—2004 年的 7 851 次地震, 其震中距的范围是 1 000 km 以内, 震级范围是  $2.5 \leq M_s \leq 7.5$ .  $M_s$  与  $M_l$  差值分布见图 2. 由图 2 可以看出, 绝大多数地震的  $M_s$  与  $M_l$  差值在  $-0.5 \sim 0.5$  级之间, 以差值在 0.0 的地震数量居最多. 从图 1 可以看出, 由正交回归(OR)得到的  $M_l$  与  $M_s$

关系直线 3 的斜率几乎等于 1, 并且在线性回归( $SR_1$  和  $SR_2$ )得到的直线 1 和直线 2 中间.

由正交回归方法(OR)得到的结果为

$$M_s = 1.01M_l - 0.07 \quad (11)$$

从式(11)得到的结果见表 2. 可以看出对于  $M_l > 2.5$  以上的地震,  $M_l$  和  $M_s$  基本一致, 说明在实际应用中无需对它们进行震级的换算. 这是因为在 1 000 km 以内  $Lg$  波的周期在 2 s 左右, 而区域面波的周期也很短, 大约在 3~10 s 之间(许绍燮等, 1994),  $Lg$  波和区域面波都在上地壳中传播. Kárník 等(1962)通过对大量的地震观测资料的分析对比发现, 如果测定面波的震中距降低到  $2^\circ$ , 面波的周期大约就在 3 s 左右.

表 2 地方性震级  $M_l$  与面波震级  $M_s$  对照表

$M_l$	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
$M_s$	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
$M_l - M_s$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

郭履灿通过研究华北地区的地方性震级  $M_l$  和面波震级  $M_s$ , 得到了  $M_l$  和  $M_s$  的经验公式<sup>①</sup>

$$M_l = 0.88M_s + 0.96 \quad (12)$$

该结果于 1971 年在河北三河召开的全国地震工作会议上通过审定, 会议决定该经验公式可以在华北地区使用. 但由于当时特定的历史条件, 该项研究成果始终未能正式发表. 直至 1990 年, 在该年出版的《地震工作手册》中才收录了这一结果(时振梁等, 1990). 本文用一般线性回归方法  $SR_1$  得到的结果为

$$M_l \leftarrow 0.79M_s + 0.95 \quad (13)$$

这个结果与郭履灿得到结果<sup>②</sup>基本一致.

### 3.2 地方性震级 $M_l$ 与体波震级 $m_b$ 的对比

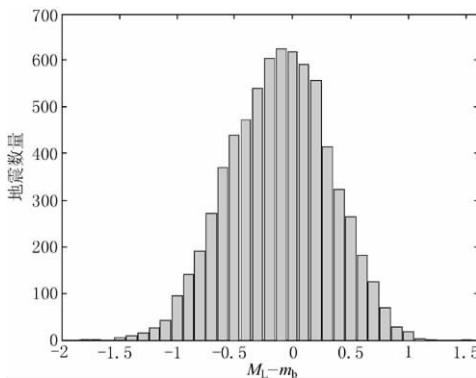
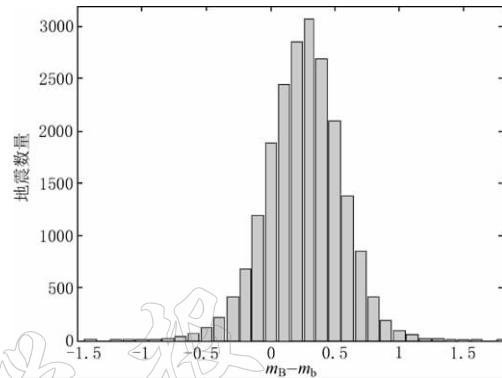
我国测定  $M_l$  震中距的范围是 1 000 km 以内, 测定  $m_b$  震中距的范围是  $5^\circ \sim 105^\circ$ . 本文用以进行回归分析的资料是 1988—2004 年的 7 024 次地震, 其震中距的范围是  $5^\circ < \Delta < 10^\circ$ , 震级的范围是  $3.0 \leq M_l \leq 7.0$ . 从图 1 可以看出,  $M_l$  与  $m_b$  之间的离散度较大. 这是

①, ② 郭履灿. 1971. 华北地区的地方性震级  $M_l$  和面波震级  $M_s$  经验关系. 全国地震工作会议资料. 1-10.

由于上地幔低速层和地壳的横向不均匀性的影响，致使在震中距小于 $20^\circ$ 时体波震级的量规函数 $Q(\Delta, h)$ 的不确定性较大。因为这个原因，美国 NEIC 测定体波震级的震中距范围是 $16^\circ \sim 100^\circ$ ，而不使用区域地震的资料测定体波震级。

表 3 地方性震级  $M_L$  与面波震级  $m_b$  对照表

$M_L$	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0
$m_b$	3.7	4	4.3	4.5	4.8	5.1	5.5	5.7	6
$M_L - m_b$	-0.7	-0.5	-0.3	0	0.2	0.4	0.5	0.8	1.0

图 3  $M_L$  与  $m_b$  差值分布图图 4  $m_B$  与  $m_b$  差值分布图

### 3.3 中长周期体波震级 $m_B$ 与短周期体波震级 $m_b$ 的对比

用以回归分析的资料是 1988—2004 年的 20 701 次地震。 $m_B$  与  $m_b$  差值分布见图 4。由图 4 可以看出，大多数地震的  $m_B$  与  $m_b$  差值在 0.0~0.6 级之间，以差值在 0.3 的地震数量居多。从表 4 可以看出，由于使用的地震波的周期不同和测量方法上的差异，对于不同大小的地震中长周期体波震级  $m_B$  与短周期体波震级  $m_b$  的值是不一样的。对于  $m_B$  4.0 左右的地震， $m_B$  与  $m_b$  几乎相等；对于  $m_B$  4.5 以上的地震， $m_B$  大于  $m_b$ ；而对于  $m_B$  4.5 以上的地震，则  $m_B$  小于  $m_b$ 。这是因为对于 4.0 级以下地震，震源的破裂时间一般都小于 5 s，而对于地动位移的最大值 DD-1 和 SK 两种仪器响应的拐角频率都在 1 Hz 左右。

表 4 长周期体波震级  $m_B$  与短周期体波震级  $m_b$  对照表

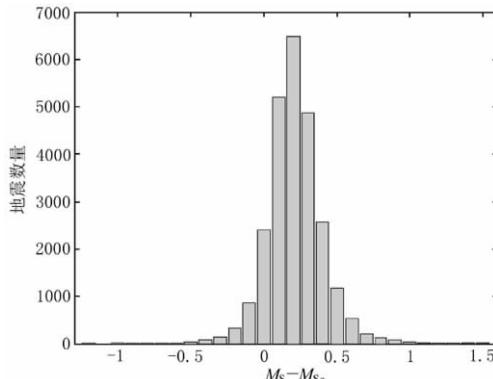
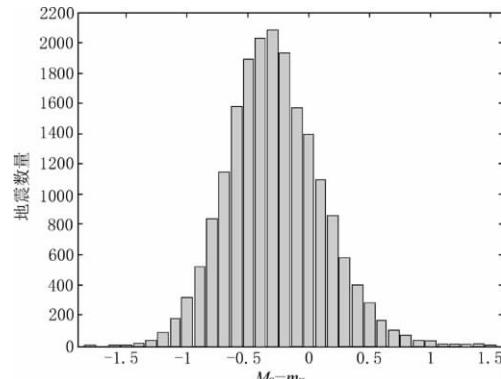
$m_b$	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0
$m_B$	2.8	3.4	4	4.6	5.3	5.9	6.5	7.1	7.7
$m_B - m_b$	-0.2	-0.1	0	0.1	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7

### 3.4 面波震级 $M_s$ 与 $M_{s_7}$ 的对比

用以回归分析的资料是 1989—2004 年的 25 002 次地震，其震中距的范围是 $3^\circ < \Delta < 130^\circ$ ，震级的范围是 $3.0 \leq M_s \leq 8.5$ 。 $M_s$  与  $M_{s_7}$  差值分布见图 5。由图 5 可以看出，用 OR 方法得到的拟合相关系数高达 0.963 9，两者的均方根为 0.131 6，回归的离散性非常小，并且用 SR<sub>1</sub>，SR<sub>2</sub> 和 OR 三种方法得到的结果之间的差别在 0.1 以内。从 OR 回归的结果看，大多数地震的  $M_s$  与  $M_{s_7}$  差值在 0.1~0.3 级之间，以差值在 0.2 的地震数量居多。这说明  $M_s$  与  $M_{s_7}$  均存在一定的系统偏差，差值在 0.2 左右。对于  $M_s$  6.5 以下的地震， $M_s$  比  $M_{s_7}$  偏大 0.2；而对于  $M_s$  6.5 以上的地震，则  $M_s$  比  $M_{s_7}$  偏高 0.3(表 5)。

表 5 面波震级  $M_S$  与  $M_{S_7}$  对照表

$M_S$	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5
$M_{S_7}$	2.8	3.3	3.8	4.3	4.8	5.3	5.8	6.3	6.7	7.2	7.7	8.2
$M_S - M_{S_7}$	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3

图 5  $M_S$  与  $M_{S_7}$  差值分布图图 6  $M_S$  与  $m_B$  差值分布图

### 3.5 面波震级 $M_S$ 与中长周期体波震级 $m_B$ 的对比

用以回归分析的资料是 1979—2004 年的 19 187 次地震，震级的范围是  $3.3 \leq M_S \leq 8.9$ 。用 OR 回归得到的  $M_S$  与  $m_B$  差值分布见图 6，二者之间的关系见表 6。虽然  $M_S$  与  $m_B$  都是用基式地震仪(SK)记录测定的，但由于使用的地震波周期不同，对于同一地震  $M_S$  与  $m_B$  测定结果是不一样的。当  $M_S$  和  $m_B$  在  $M$  大约等于 6.0 时才是一致的；当  $M < 6.0$  时  $m_B > M_S$ ，这说明用  $m_B$  可以较好地测定较小地震的震级；当  $M > 6.0$  时  $M_S > m_B$ ，这说明用  $M_S$  可以较好地测定较大地震的震级。

表 6 面波震级  $M_S$  与  $m_B$  对照表

$m_B$	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0
$M_S$	2.6	3.3	3.9	4.6	5.3	6.0	6.6	7.2	7.9	8.6
$M_S - m_B$	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.4	0.6

## 4 讨论和结论

本文搜集了 1983—2004 年中国地震台网测定的地方性震级  $M_L$ ，面波震级  $M_S$  和  $M_{S_7}$ ，体波震级  $m_B$  和  $m_b$  的观测资料，并分别用一般线性回归( $SR_1$  和  $SR_2$ )和正交回归(OR)三种方法对不同震级之间的关系进行了对比回归分析，得到了不同震级之间关系的经验公式。这些公式是对大量实际观测资料的线性回归结果，对某些个别地震可能差别较大。通过对正交回归结果的分析，得出了以下结论：

1) 当  $M < 4.5$  时各种震级标度之间相差不大；当  $4.5 < M < 6.0$  时， $m_B > M_S$ ，这说明  $M_S$  标度低估了较小地震的震级，因此用  $m_B$  可以较好地测定较小地震的震级；当  $M > 6.0$  时， $M_S > m_B > m_b$ ，这说明  $m_B$  与  $m_b$  标度低估了较大地震的震级，因此用  $M_S$  可以较好地测定出较大地震( $6.0 < M < 8.5$ )的震级；当  $M > 8.5$  时， $M_S$  出现饱和现象， $M_S$  不能正确地反映大地震的大小。

2) 在全国范围内，如果震中距在 1 000 km 以内，地方性震级  $M_L$  和区域面波震级  $M_S$

无系统偏差，在实际应用中无需对  $M_L$  和  $M_s$  进行换算。

3) 虽然计算长周期体波震级  $m_B$  和短周期体波震级  $m_b$  所使用的公式相同，但由于所使用地震波周期不同，对于  $m_B$  4.0 左右的地震， $m_B$  与  $m_b$  几乎相等；而对于  $m_B$  4.5 以上的地震，则  $m_B$  大于  $m_b$ 。

4) 对于面波震级  $M_s$  和  $M_{S_7}$ ，由于测量的地震波周期、计算公式和量归函数不同， $M_s$  比  $M_{S_7}$  系统偏高 0.2~0.3。

5) 地方性震级  $M_L$ 、面波震级  $M_s$  和  $M_{S_7}$ 、体波震级  $m_B$  和  $m_b$  均存在震级饱和现象。 $m_b$  的饱和震级在 6.5 级左右， $M_L$  的饱和震级在 7.0 级左右， $m_B$  的饱和震级在 8.0 级左右， $M_s$  和  $M_{S_7}$  的饱和震级在 8.5 级左右。这一结果与 Kanamori(1983) 得到的结果相当一致。

衷心感谢德国地学研究中心的 Peter Bormann 教授和德国地球科学与自然资源研究院 Diethelm Kaiser 博士为本研究提供方法、程序等方面指导和帮助。

## 参 考 文 献

- 陈培善, 左兆荣, 肖洪才. 1988. 用 763 长周期地震仪台网测定面波震级[J]. 地震学报, **10**(1): 11-24.
- 陈培善. 1989. 面波震级测定的发展过程概述[J]. 地震地磁观测与研究, **10**(6): 1-9.
- 陈运泰, 刘瑞丰. 2004. 地震的震级[J]. 地震地磁观测与研究, **25**(6): 1-12.
- 陈运泰, 吴忠良, 王培德, 等. 2000. 数字地震学[M]. 北京: 地震出版社: 1-30.
- 国家地震局. 1978. 地震台站观测规范[M]. 北京: 地震出版社: 1-12.
- 郭履灿, 庞明虎. 1981. 面波震级和它的台基校正值[J]. 地震学报, **3**(3): 312-320.
- 李善邦. 1981. 中国地震[M]. 北京: 地震出版社: 1-30.
- 刘瑞丰, 陈运泰, Peter Bormann, 等. 2006. 中国地震台网与美国地震台网测定震级的对比: II. 面波震级[J]. 地震学报, **28**(1): 1-7.
- 时振梁, 张少泉, 赵荣国, 等. 1990. 地震工作手册[M]. 北京: 地震出版社: 123-132.
- 许绍燮, 陆远忠, 郭履灿, 等. 1994. 地震震级的规定(GB17740-1999)[M]. 北京: 中国标准出版社: 1-7.
- Ambrasseys N N. 1990. Uniform magnitude re-evaluation of European earthquakes associated with strong-motion records [J]. *Earthq Engin Structl Dyn*, **19**: 1-20.
- Bormann P, Khalturin V I. 1975. Relations between different kinds of magnitude determinations and their regional variations[C]// Proc XIVth General Assembly of the European Seismological Commission, Trieste, 16-22 September 1974. Berlin: Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik, AdW der DDR: 27-39.
- Carroll R I, Ruppert D. 1996. The use and misuse of orthogonal regression in linear errors-in-variables models[J]. *The American Statistician*, **50**(1): 1-6.
- Draper N R, Smith H. 1998. *Applied Regression Analysis*[M]. New York: John Wiley & Sons: 100-125.
- Fuller W A. 1987. *Measurement Error Models*[M]. New York: John Wiley & Sons: 20-30.
- Gutenberg B. 1945a. Amplitude of surface waves and magnitude of shallow earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **35**: 3-12.
- Gutenberg B. 1945b. Amplitudes of P, PP, and S and magnitude of shallow earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **35**: 57-69.
- Gutenberg B. 1945c. Magnitude determination for deep-focus earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **35**: 117-130.
- Gutenberg B, Richter C F. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **32**: 163-191.
- Gutenberg B, Richter C F. 1944. Frequency of earthquakes in California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **34**: 185-188.
- Gutenberg B, Richter C F. 1956a. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **46**: 105-145.
- Gutenberg B, Richter C F. 1956b. Magnitude and energy of earthquakes[J]. *Annali di Geofisica*, **91**: 1-15.

- Kanamori H. 1983. Magnitude scale and quantification of earthquakes[J]. *Tectonophysics*, **93**: 185-200.
- Kárník V, Kondorskaya N V, Riznichenko Y V, et al. 1962. Standardisation of the earthquake magnitude scale[J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **6**(1): 41-48.
- Madansky A. 1959. The fitting of straight lines when both variables are subject to error[J]. *J Amer Statist Assoc*, **54**: 173-205.
- Richter C F. 1935. An instrumental earthquake magnitude scale[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **25**: 1-32.
- Utsu T. 1982. Relationships between magnitude scales[J]. *Bull Earthq Res Inst, Tokyo Univ*, **57**: 465-497.
- Utsu T. 2002. Relationships between magnitude scales[M]// Lee W H K, Kanamori H, Jennings P C, et al eds. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Part A, San Diego: Academic Press: 733-746.

## COMPARISON BETWEEN DIFFERENT EARTHQUAKE MAGNITUDES DETERMINED BY CHINA SEISMOGRAPH NETWORK

Liu Rui Feng<sup>1, 2)</sup> Chen Yuntai<sup>2)</sup> Ren Xiao<sup>1)</sup> Xu Zhiguo<sup>1)</sup>  
Sun Li<sup>2)</sup> Yang Hui<sup>1)</sup> Liang Jianhong<sup>1)</sup> Ren Kexin<sup>1)</sup>

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

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

**Abstract:** By linear regression and orthogonal regression methods, comparisons are made between different magnitudes (local magnitude  $M_L$ , surface wave magnitudes  $M_S$  and  $M_{S_7}$ , long-period body wave magnitude  $m_B$  and short-period body wave magnitude  $m_b$ ) determined by Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, on the basis of observation data collected by China Seismograph Network between 1983 and 2004. Empirical relations between different magnitudes have been obtained. The result shows that: ① as different magnitude scales reflect radiated energy by seismic waves within different periods, earthquake magnitudes can be described more objectively by using different scales for earthquakes of different magnitudes. When the epicentral distance is less than 1 000 km, local magnitude  $M_L$  can be a preferable scale; In case  $M < 4.5$ , there is little difference between the magnitude scales; In case  $4.5 < M < 6.0$ ,  $m_B > M_S$ , i.e.  $M_S$  underestimates magnitudes of such events, therefore,  $m_B$  can be a better choice; In case  $M > 6.0$ ,  $M_S > m_B > m_b$ , both  $m_B$  and  $m_b$  underestimate the magnitudes, so  $M_S$  is a preferable scale for determining magnitudes of such events ( $6.0 < M < 8.5$ ); In case  $M > 8.5$ , a saturation phenomenon appears in  $M_S$ , which cannot give an accurate reflection of the magnitudes of such large events; ② In China, when the epicentral distance is less than 1 000 km, there is almost no difference between  $M_L$  and  $M_S$ , and thus there is no need to convert between the two magnitudes in practice; ③ Although  $M_S$  and  $M_{S_7}$  are both surface wave magnitudes,  $M_S$  is in general greater than  $M_{S_7}$  by  $0.2 \sim 0.3$  magnitude, because different instruments and calculation formulae are used; ④  $m_B$  is almost equal to  $m_b$  for earthquakes around  $m_B 4.0$ , but  $m_B$  is larger than  $m_b$  for those of  $m_B \geq 4.5$ , because the periods of seismic waves used for measuring  $m_B$  and  $m_b$  are different though the calculation formulae are the same.

**Key words:** local earthquake magnitude; surface wave magnitude; body wave magnitude