

论余震震级与震中烈度的关系

阎志德 郭履灿

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

对于震级和烈度的关系,人们通常采用李善邦提出的公式 $M = 0.58I_0 + 1.5$ 以及付承义和刘正荣提出的公式 $M = 0.68I_0 + 1.39\log h - 1.40$ 。这两个经验关系式在中国地区一般是适合的。

可是,在实践中不断发现,对于一次大地震之后的余震包括晚期余震,这个关系又有可以察觉到的系统的差别。本文研究了近十年来中国华北地区几次大地震的余震资料,提出了余震震级与震中烈度之间新的关系式,并给出了初步的理论解释。

一、引言

地震震级、震中烈度、震源深度是三个表示地震活动性的重要参数。震级和烈度都可以描述地震的强度。震级是地震本身大小的定量标志,以仪器观测记录来测定;烈度是地震影响的一种量度,以宏观现象而评定。

许多人的研究表明,震级与烈度及震源深度之间的关系是确立的。最早Gutenberg和Richter^[1]就指出了这种关系的存在,地震学家们根据震中烈度来评定地震的强弱,人们在研究历史地震时一直还依据震中烈度来估定地震的大小。震中烈度受到许多条件的影响,特别是震源深度和土质条件等的影响。此外,Н.В.Шебакин又指出低速层的影响,而且在上地幔低速层上下的影响不完全一样,他分别给出了低速层上下震级、烈度和震源深度之间的关系公式。对于一个指定地震来说,假定震中烈度和震源深度的对数与震级的关系是一个线性函数,作为第一级近似,可以用如下公式来描述

$$M = aI_0 + b\log h + C, \quad (1)$$

a 、 b 、 c 是三个待定常数, M 是震级, I_0 是震中烈度, h 是震源深度。这也是Gutenberg和Richter首先指出,嗣后一些学者研究概括的函数形式,为一个经验公式。

在中国地震的研究中,李善邦^[2]利用1906至1955年间的33个地震,根据有仪器记录测定的震级和有宏观资料可以鉴定的震中烈度,统计给出震级与震中烈度的关系式

$$M = 0.58I_0 + 1.5, \quad (2)$$

考虑到震源深度的影响,付承义和刘正荣^[3]又利用1913至1959年期间,已知 M 和 I_0 及可求出震源深度 h 的28个地震,用最小二乘法拟合关系式

$$M = (0.68 \pm 0.03) I_0 + (1.39 \pm 0.17) \log h - (1.40 \pm 0.29), \quad (3)$$

1975年陈培善等^[4]又统计我国近期61个浅源地震的资料,改进计算方法取逐步回归得出震级与震中烈度和极震区面积的关系式

$$M = 3.53 + 0.039I_0^2 + 0.0178 (\log A_0)^2, \quad (4)$$

这些经验关系式在中国地区一般是适合的。

可是，每每在大地震发生之后，一系列余震的考察中，常常是余震的震中烈度与震级的关系和上述的经验关系式不尽一致，于是有了争论；或者认为余震的破坏影响受到主震效应的淹没，余震的震中烈度评定的偏低所解释^[6]。随着众多大地震及其余震观测资料的丰富，不难发现，对于一次大地震之后的余震包括晚期余震，震级与烈度的关系式有着可以察觉到的系统的差别。本文着重研究了近十年来，中国华北地区的几次大地震后的余震资料，提出了余震震级与震中烈度新的关系式。利用这个关系式，在地震考察的实践中，用以估定余震震级和震中烈度及其震源深度，因此有其现实意义。

二、余震的观测资料

当年，在文献〔2〕〔3〕中统计和计算这个关系式时，对于震级系采用Gutenberg—Richter的Pasadena震级系统，随着中国地震观测台网观测精度的改进和提高，从1966年起中国地震台网对于震级的测定，启用郭凤灿等提出的以北京台为基准的面波震级系统^[6]，提高了震级测定的一致性。我们选取1966年邢台地震至1976年唐山地震，发生在华北地区的几次大地震的余震资料，这些地震的震级测定比较一致，震中烈度经过详细的宏观调查而评定，都有等震线图，同时，震源深度通过仪器和宏观可以给出。表1列出华北地区几次大地震余震资料的M、I₀、h数据。

表1、华北地区几次大地震余震的M、I₀、h

主震参数和地区	编号	余震时间	φ (N)	λ (E)	M	I ₀	h	资料来源
1966.3.22邢台 37°32'N, 115°03' E M=7.2	1	1966.3.26	37°36'	115°16'	6.2	7*	15	中国地震台网观测报告和邢台地震目录，地震出版社。所有地震的I ₀ 均取自中国地震等烈度线图集和中国地震目录。国际地震动态，1982.9
	2	1967.12.8	37°43'	115°17'	5.7	7	25	
	8	1972.9.7	37°17.5'	114°49'	4.6	5*	19	
	4	1974.6.6	37°36'	115°7.5'	4.9	6	24	
	5	1981.11.9	37°24'	114°58'	5.8	6	20	
1975.2.4海城40°39' N, 122°48' E, 7.3	6	1978.5.18	40°42.5'	122°36'	5.9	7*	13	深度取自中国地震目录
1967.3.27河间38.5 N, 116.5 E, 6.3	7	1973.12.31	38.4	116.8	4.9*	6	19	中国地震台网观测报告
1976.7.28唐山39°28' N, 118°12.5' E M=7.8	8	1976.7.28	39.7	118.7	7.1	9	16	深度取自国家地震局编目录，1977。
	9	1976.11.15	39.17'	117°50'	6.9	8	17	
	10	1977.5.12	39°17'	117°46'	6.2	7	19	中国地震台网观测报告
	11	1982.10.19	39.9	118.6	4.9	6	10	

*原中国地震台网观测报告是5.3级有误，应是4.9级。

三、M、I₀、和h关系的计算结果

华北地区11次余震的M、I₀和h关系，利用方程式(1)的形式，分别计算了考虑震源深度和不考虑震源深度的两种情况。如果认定这些地震的深度均为震源的正常地震，则通过最小二乘法计算得

$$M = (0.69 \pm 0.09) I_0 + (1.00 \pm 0.64), \quad (5)$$

该式的相关系数 $r = 0.93$ ，残差标准差 $S = 0.33$ 。观测数据与拟合直线见图1。如果考虑震源深度的影响，采用二元线性回归求解得

$$M = (0.72 \pm 0.09) I_0 + (1.03 \pm 0.93)$$

$$\log h = (0.45 \pm 1.45), \quad (6)$$

在统计计算上由于数据偏少，震源深度误差较大，相对方程(1)中的C项偏离较大，这个关系的方程式残差的标准差 $S = 0.32$ ，但复相关系数 $r = 0.93$ 还是比较大的。通过F检验法 ($F_{f_1, f_2}^\alpha = F_{2, 8}^{0.01} = 8.65$) $29.46 > 8.65$ ，则说明相关系数和回归结果在0.01的水平上还是显著的。

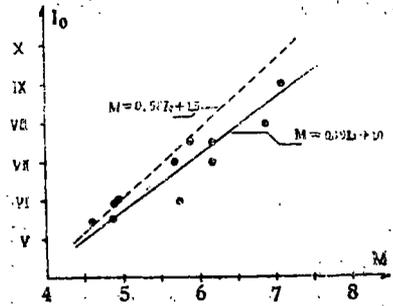


图1 余震震级与烈度的关系。图中虚线表示李善邦给出一般地震的关系。

四、结果讨论

研究余震震级与震中烈度及其震源深度的关系，用最小二乘法 and 二元线性回归计算给出

$$M = 0.69I_0 + 1.00$$

和

$$M = 0.72I_0 + 1.03 \log h - 0.45,$$

对比人们通常采用的李善邦给出公式 $M = 0.58I_0 + 1.5$ ，和考虑了震源深度后付承义、刘正荣给出公式 $M = 0.68I_0 + 1.39 \log h - 1.40$ ，从图可见，显然余震有其本身的震级与烈度的关系，和一般地震的这个关系不尽相同，即在震级相同的情况下，余震震中烈度偏低约半度。

目前，尽管地震学家们对震源的大小或震源体积各有不同的解释和含义，但是都普遍认为，由于地球内部构造力的作用，地壳岩石应力积累超过破裂强度时岩石破裂，造成地震；随之应力调整，在弹性后效的作用下，地壳形变继续进行，累积应变到了不能承受时，岩层产生破裂，或沿旧破裂面滑动，形成余震。由此，余震发生在破裂区，其应力状态回然不同，一般处于低应力状态，所以地震波的低频成分就多一些，地震波记录周期较长；同时，根据余震的活动和分布特征，余震往往是沿着主震的破裂面，加大了震源的线性大小，如果发生相同大小能量的地震，一般地震波周期偏大。由地震勘探的实践也可知^[7]，在岩石中第一次爆炸时所激发的地震波具有较高的频率成分，在原地再进行爆炸时，所激发的地震波频率就减小了，也就是周期加大了，这是因为第一次爆炸时已把震源介质破碎的缘故，推知当震源地方介质比较破碎时，其地震波周期较长。

根据霍尔登 (E.S.Holden) 利用最大振幅A和相应周期T，按波动正弦公式计算地震震动加速度的公式

$$a = \frac{4\pi^2}{T^2} A,$$

和振幅与烈度的关系式^[9]

$$\log A = CI_0,$$

以及坎坎尼和古登堡、里克特等计算烈度表时共同采用的通用公式^[3]

$$I_0 = P \log a + Q,$$

不难看出，周期和加速度，振幅和烈度，及加速度和烈度的关系，周期大加速度小，振幅和加速度小从而震中烈度偏低。这可能就是余震震级与震中烈度关系和一般地震这个关系不尽相同的原因。

其次，余震区近台观测常常震级测定的偏小，可能原因就是由于地震破碎区，高频部分吸收，周期变大而又地震波记录振幅偏小的原因。从震级测定公式

$$M = \log \left(\frac{A}{T} \right) + R(\Delta),$$

也不难理解。而远台测定不受影响,是由于地震波射线传播路径不通过或较少通过破碎区的原因。

参考文献

- [1] Gutenberg, B. & Richter, Bull. Seism. Soc. Amer, 32, 163—191.
- [2] 李善邦, 地球物理学报, 7 (1958), 2: 98—102.
- [3] 付承义、刘正荣, 科学记录 4 (1960), 5: 350—354.
- [4] 陈培善等, 地球物理学报, 18 (1975), 8: 138—195.
- [5] 阎志德、郭履灿, 科学通报, 27 (1982), 13: 801—804.
- [6] 郭履灿等, 地震学报, 3 (1981), 3: 312—319.
- [7] 郭增建、秦保燕, 震源物理, 地震出版社, 1979, 224—225.
- [8] 李善邦, 中国地震, 地震出版社, 1981, 24—25.
- [9] 萨瓦林斯基、梅世蓉, 地球物理学报, 8 (1959), 1: 2—6.