

# 地震参数

——数字地震学在地震预测中的应用

中国地震局监测预报司

地震出版社

# 编 委 会

主 编：陈运泰

编委会：（按姓氏笔画排列）

车 时 许力生 许忠淮 刘桂萍 刘瑞丰

陈运泰 吴忠良 杨智娴 张天中 郑斯华

高 原 魏东平

# 目 录

绪 言	(1)
第一章 震级	(7)
第二章 震源机制	(16)
第三章 地震矩张量与矩心矩张量反演	(26)
第四章 震源时间函数与震源破裂过程	(44)
第五章 地震能量和地震效率	(51)
第六章 地震辐射能量和震源谱	(73)
第七章 地壳介质各向异性与剪切波分裂	(82)
第八章 尾波 $Q$ 值	(107)
第九章 地震定位	(120)
第十章 数字信号处理基础和常用软件简介	(141)
后 记	(162)

# 绪 言

吴忠良 张天中

## 1. 地震目录的“进化”

地震目录是地震学进步的一个最为明显的外在标志，是地震观测工作与其他方面的地震学研究与应用之间的一个“接口”，是地震学与其他学科之间的一个“接口”。历史上，地震目录的产生和使用地震目录开展的研究，曾经得到很多具有世界意义的成果：全球地震分布图像在板块构造学说的建立过程中发挥了决定性的作用；岛弧地区的地震随深度分布的图像，导致俯冲带概念的提出；震级-频度关系[古登堡（Gutenberg）-里克特（Richter）定律及其各种修正形式]是目前地震的物理学研究中一个普遍关注的问题；余震的衰减规律（大森定律及其各种修正形式）是地震的孕育和发生过程的物理模型的一个重要的约束；各种地震参数之间的关系对于揭示地震的物理性质具有重要的意义；从地震目录中辨认地震活动的规律性，是目前地震预测研究中使用最多的和效果最好的方法之一。如果说对单个地震的观测与研究程度可以作为地震学发展的最高水平的一个标志，那么地震目录的编辑和研究则可以作为地震学发展的整体水平的一个标志。

早期的地震目录中，只有关于地震发生的时间、地点和破坏情况的不完整的、粗略的和定性的记载。20世纪30年代提出震级的概念，使对地震大小的描述向着定量化的方向迈进了一大步。随着地震学的发展，大约在20世纪50年代以后，包括时间、地点（经纬度和深度）、震级等“三要素”的、比较完整的地震目录开始在地震学研究、构造地质学研究和地震预测研究中发挥作用。20世纪80年代以来，宽频带数字地震学发展很快（陈运泰等，2000）。与此同时，地震目录也开始在数量上和质量上出现前所未有的变化（吴忠良、牟其铎，1994a, b, c）。

在以往的地震前兆检验中，常常对地震不加分类，这种做法限制了地震前兆分析的视野，并且导致了很为极端的和不合理的结论（吴忠良，1999）。对地震不加分类的原因之一，是以模拟记录为基础的地震监测，无法给出更多的地震参数和更详细的震源性质。利用数字地震学在震源研究方面的优势，对地震前兆进行分类研究，是数字地震学应用于地震预测研究的一个重要方面。近年来，越来越多的证据表明，很多地震前兆（例如前震）或触发效应（例如潮汐触发效应）是依赖于地震的类型的（例如，Tsuruoka et al., 1995; Reasenber, 1999）。利用宽频带数字地震观测给出的地震分类，对地震前兆进行分类检验，研究地震前

兆适用的地震类型，为地震前兆的机理研究、地震前兆在地震预报和警报中的实际应用，以及地震前兆的效能评价提供科学依据，并将有关结果应用于地震监测预报的实际工作，是一个有意义的尝试。“新参数地震目录”则是这一尝试的一个基础。

从地震目录出发，定义一些地震活动性参数，通过这些参数的变化寻找可能的地震前兆，是目前地震预测研究中一个普遍采用的方法。这种方法的问题之一是，以往的地震目录的“自由度”有限（其独立变量数仅限于发震时间、地震经纬度、震级和深度，其中深度由于地震观测的原因一般难于测准），因此由传统的地震目录所定义的描述地震活动性的各种参数，存在相互不能独立的问题。数字地震学的发展，使更多的独立的震源参数的测定和更高“自由度”的地震目录的构造成为可能，从而可以对具有更高“自由度”的地震时间序列进行预测试验。利用数字地震学提供的新的地震参数，构造独立变量数较高的地震目录，对这些地震目录进行分析和预测研究，以探索地震动力系统的性质，尽管不能保证一定会比原来的工作具有更好的预测效能，却无论如何是一项有意义的探索。

## 2. “新参数地震目录”

近年来，随着宽频带数字地震学的发展，“新参数地震目录”的产生、校订和应用方面的工作发展很快。哈佛大学从 20 世纪 70 年代末开始发表全球约 5.5 级以上地震的矩心矩张量（CMT）目录（<http://www.seismology.harvard.edu>）。美国国家地震信息中心（NEIC）从 20 世纪 80 年代开始进行宽频带地震辐射能量的测定。在日本，目前已经可以用区域和地方台网资料测定中小地震的地震矩张量，所得结果以地震矩张量目录的形式进行国际交换（<http://argent.geo.bosai.go.jp>）。至于在一些特殊的具有地震预测试验性质的地区，例如土耳其北安纳托利亚断层附近、美国加州帕克菲尔德附近、俄罗斯堪察加附近等，类似的工作进行得更多、更细。

尽管哈佛 CMT 本身还存在种种问题（例如，Patton, 1998），利用这一全球性的“新参数地震目录”，迄今已进行了很多有意义的研究工作。基于 CMT 结果的地震矩-频度关系，相当于传统的震级-频度关系的一个推广（例如 Frohlich and Davis, 1993; Sornette et al., 1996; Kagan, 1997）。使用 CMT 目录进行的应力状态和地质构造的研究，相当于传统的使用 P 波初动解进行的应力状态和地质构造研究的一个发展（例如曾融生、孙为国, 1992; 李鸿吉、秦建业, 1994; 徐纪人、尾池和夫, 1995; Frohlich et al., 1997; McCaffrey, 1997; Montone et al., 1999）。利用 CMT 资料研究非双力偶源的全球分布的工作（Kawakatsu, 1991），利用 CMT 资料研究“地震丛集性”和检验“地震空区”假说的工作（Kagan and Jackson, 1994, 1995），根据 CMT 资料进行地震分类以检验“前震”的频度的研究（Reasenber, 1999），利用 CMT 目录研究“地壳势能变化”的探索（Tanimoto and Okamoto, 2000），以及对 CMT 目录中“地震对”的研究（Kagan and Jackson, 1999）和震源机制的“时间相关性”的研究（Kagan, 2000），等等，在地震学、地震预测研究和地球动力学研究中都颇有新意。

相对说来，美国国家地震信息中心的宽频带辐射能量目录的应用范围目前还不像 CMT 目录那样广泛。但使用地震辐射能量目录，也得到一些有意义的结果。通过能量目录和地震矩目录的比较，Choy 和 Boatwright（1995）发现视应力的大小与地震的震源机制有关，逆冲

型地震的视应力较小。Wu (2000, 2001) 注意到全球地震的能量-频度分布与地震矩-频度分布不同。Kanamori 和 Heaton (2000) 根据地震能量和视应力的计算以及地震效率的估计, 讨论了地震破裂过程中发生摩擦熔融 (Kanamori et al., 1998) 的可能性。吴忠良 (2001) 通过“折合能量”的标度关系指出, 即使在一维的地震统计力学模型中, 选择摩擦函数时也应该考虑所模拟的地震的震源机制。

长期以来, 国内的研究单位分别针对不同的地区, 利用不同的观测手段和数据处理方法, 测定了一些地震 (或地震序列) 的震源参数。以近震源强地面运动观测为基础, 测定了一些地震的余震活动的地震参数。尽管目前还远不能形成系统的结果, 有关结果在测量方法、反演技术、物理思路等方面还存在种种差异, 这些工作却在基础资料、数据处理方法等方面, 为进一步的工作奠定了基础。从这个意义上说, “新参数地震目录”的研究和应用, 与其说是在未开垦的地带进行新的探索, 不如说是在已经具备多方面的条件的基础上, 通过“新参数地震目录”这一概念, 对有关的工作进行系统的改进和整合, 从而在整体上和宏观上形成一个新的研究领域。

### 3. 地震参数的测定: 基础研究与常规工作

“九五”期间, 在全国和地方范围内, 建设了多种层次的数字宽频带地震观测系统。这一观测系统的建立, 被认为是中国地震观测工作和防震减灾事业的一次革命。这项工作得到国际同行的瞩目。而尤其值得一提的是, 目前越来越多的专家和领导清醒地认识到, 这一现代化的地震观测系统的作用, 绝不仅仅是为地震速报提供方便。

早在我国数字地震台网建设的初期, 数字地震资料在地震学基础研究和地震预测研究中的应用潜力就已引起重视。但另一方面, 这些见解被认同的范围, 与历史赋予新世纪的中国地震工作者的使命相比, 还远远不相适应。在国内很多的地震学和地震预测研究中, 一般仍认为, 与地震定位和震相识别一样, 地震参数的测定和地震目录的编辑及校订, 属于积累性的基础工作; 对于这些工作的意义的强调, 主要是从保证基础资料的质量, 以及保持基础观测的连续性的角度进行的, 即使是在提供新发现 (例如发现新的震相) 的机会的意义上, 这些工作也只是作为一种背景被强调; 在思想认识上, 人们常常不把这些工作与科技创新直接联系在一起。与此相应, 相对于地震观测设施的建设和基础研究项目而言, 地震参数的测定和地震目录的编辑及校订工作, 通常得不到关注和必要的支持。在一些研究者的科研工作中, 则往往自觉或不自觉地“绕过”这些工作, 而匆忙进入“新的”地震活动性参数的定义和“新的”地震预测方法的引入。这种认识, 其实是一个很大的误区。

事实上, 在目前的地震学和地震预测研究中, 地震参数的测定和地震目录的编辑及校订, 不但是进行科技创新的基础, 而且与科技创新直接联系在一起。对地震的精确定位和地震震源机制的测定, 可以得出关于地震孕育和发生的许多有用的信息。例如, 关于地震的“应力触发” (stress triggering) 的研究, 便直接与中长期地震预测有关 (Harris, 1998; Stein, 1999)。对于其中的很多问题, 目前仍不十分清楚, 而这就提供了基础研究和科技创新的用武之地。再如, 在地震学与物理学的“交叉学科”问题中, 定标律 (scaling law) 占有重要的位置。在标度律的研究中, 地震参数的测定发挥着重要作用。而目前的一些新的研究结果, 例如前

述关于地震断层上的摩擦熔融问题的研究，正是基于对新的地震参数（例如地震能量、地震矩等）的系统测定进行的。

#### 4. 新的课题、新的尝试

与传统意义不同的地震目录的想法，早在 20 世纪 90 年代初就已提出（吴忠良、牟其铎，1994a, b, c）。在 1995 年开始编写和使用、2000 年正式出版的《数字地震学》教材的不同的版本中，也收录了“现代地震目录”的想法。但“现代地震目录”的提法容易与历史地震研究中的“现代地震目录”混为一谈。2000 年，张国民等（2000）提出“新参数地震目录”的项目建议。这一建议得到时任中国地震局局长的陈章立研究员的支持。在 2001 年开始的国家科技部“十五”攻关项目中，“新参数地震目录”的产生和应用被列为研究专题之一。

“新参数地震目录”的想法也征求了国际同行的意见。在 2001 年河内国际地磁学与高空物理学协会（IAGA）-国际地震学与地球内部物理学协会（IASPEI）学术大会上，亚洲地震委员会（ASC）执行局召开工作会议，讨论“亚洲地震数据中心”的建设问题。会上在吴忠良代表中国国家地震台网分中心所作的发言中，使用了“新参数地震目录”和“虚拟地震中心”的概念，这些想法得到与会专家的认同，并写入工作会议的决议。在 2001 年北京中国-东盟双边地震研讨会上，由朱传镇等（Zhu et al., 2002）起草的题为《关于亚洲地震数据中心的设想》的报告中，再次提到这一想法。2002 年在尼泊尔召开的亚洲地震委员会（ASC）第四次学术大会上，吴忠良作了题为《数字时代的地震目录：现状及其发展趋势》的大会特邀报告。

目前，在中国地震局有关部门和领导的支持下，中国地震局分析预报中心数字地震学实验室、中国地震局地球物理研究所地震预测研究推进组、中国科学院研究生院地球系统科学中心等单位，都在“新参数地震目录”方面开展了各具特色的工作，其中地球物理研究所将主要精力放在格林函数的计算、标定和地震参数反演算法的研究上，为“新参数地震目录”的工作准备了坚实的基础；分析预报中心更多地强调新参数在地震预测中的应用，在地震预测研究与实践中发挥着积极的作用；地球系统科学中心则更强调使用“新参数地震目录”进行地震前兆和地震预测方法的分类检验，并使用“新参数地震目录”研究和解决地震的非线性物理学中的一些问题。这三个研究方向各具特色，互为补充，并不断地取得新的进展。

不同时代有不同时代的地图，一个时代的地图反映了这一时代的地理学和大地测量学的发展水平。同样，不同时代有不同时代的地震目录，一个时代的地震目录反映了这一时代的地震学的发展水平。在地震的物理学、地质学、地震工程和社会学研究中，地震目录是地震学家和其他领域的专家进行沟通的一个重要的桥梁。从中国宋代的“地震目录”到现代意义上的基于仪器观测的地震目录，已有近千年的时间。从最初的基于仪器记录的地震目录到基于宽频带数字化地震观测系统的观测记录的“新参数地震目录”，也已经历了半个多世纪的时间。在此期间，人类对地震的认识取得多方面的进展，同时也留下很多重要的科学问题有待研究和解决。就科学发展的一般规律而言，一个观测学科的发展趋势，取决于两个同等重要的因素，一是这门学科所面对的悬而未解的科学问题，二是该学科为解决这些问题所能提供的观测资料。此外，社会需求也是一门应用学科发展的必要的动力。从地震观测的角度来看，

新一代地震学家做出科学发现并贡献于社会的黄金时代,可以说才刚刚开始,而“新参数地震目录”的产生、编辑、校订和应用,不过是这一发展趋势在地震观测与解释工作这一“分量”上的一个“投影”。

### 参 考 文 献

- 陈运泰, 吴忠良, 王培德, 许力生, 李鸿吉, 牟其铎, 2000. 数字地震学. 北京: 地震出版社.
- 李鸿吉, 秦建业, 1994. 缅甸及其周围地区的震源机制和现代应力场. 地震学报, 16 (4): 463~471.
- 吴忠良, 牟其铎, 1994a. 现代地震目录. 国际地震动态, 第四期, 1~4.
- 吴忠良, 牟其铎, 1994b. 现代地震观测技术. 国际地震动态, 第九期, 1~3.
- 吴忠良, 牟其铎, 1994c. 现代地震记录. 国际地震动态, 第十期, 1~5.
- 吴忠良, 1999. 地震预测统计检验的地震学问题: 对目前地震预测问题争论的评述 (之二). 中国地震, 15 (1): 14~22.
- 吴忠良, 2001. 由宽频带辐射能量目录和地震矩目录给出的视应力及其地震学意义. 中国地震, 17 (1): 8~15.
- 徐纪人, 尾池和夫, 1995. 青藏高原东缘南段应力场特征及其与板块运动的关系. 地震学报, 17 (1): 31~40.
- 曾融生, 孙为国, 1992. 青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论. 地震学报, 14 (增刊): 534~563.
- 张国民, 张东宁, 吴忠良, 2000. 新参数地震目录: 产生、编辑、校订、应用尝试. <http://www.eq-igp.ac.cn/>.
- Choy, G. L. and Boatwright, J. L., 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *J. Geophys. Res.*, 100: 18205~18228.
- Frohlich, C., Coffin, M. F., Massell, C., Mann, P., Schuur, C. L., Davis, S. D., Jones, T. and Karner, G., 1997. Constraints on Macquarie Ridge tectonics provided by Harvard focal mechanisms and teleseismic earthquake locations. *J. Geophys. Res.*, 102: 5029~5041.
- Frohlich, C. and Davis, S. D., 1993. Teleseismic *b* values: or, much ado about 1.0. *J. Geophys. Res.*, 98: 631~644.
- Harris, R. A., 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, 103: 24347~24358.
- Kagan, Y. Y., 1997. Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison. *J. Geophys. Res.*, 102: 2835~2852.
- Kagan, Y. Y., 2000. Temporal correlations of earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 143: 881~897.
- Kagan, Y. Y. and Jackson, D. D., 1994. Long-term probabilistic forecasting of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 99: 13685~13700.
- Kagan, Y. Y. and Jackson, D. D., 1995. New seismic gap hypothesis: Five years after. *J. Geophys. Res.*, 100: 3943~3959.
- Kagan, Y. Y. and Jackson, D. D., 1999. Worldwide doublets of large shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 89: 1147~1155.
- Kanamori, H., Anderson, D. L. and Heaton, T. H., 1998. Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, 279: 839~842.



- Kanamori, H. and Heaton, T. H., 2000. Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. In: Rundle, J. B., Turcotte, D. L. and Klein, W. (eds.), *GeoComplexity and the Physics of Earthquakes*. Washington, D. C.: AGU, 147~163.
- Kawakatsu, H., 1991. Enigma of earthquakes at ridge-transform-fault plate boundaries-distribution of non-double couple parameter of Harvard CMT solutions. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 1103~1106.
- McCaffrey, R., 1997. Influences of recurrence times and fault zone temperatures on the age-rate dependence of subduction zone seismicity. *J. Geophys. Res.*, 102: 22839~22854.
- Montone, P., Amato, A. and Pondrelli, S., 1999. Active stress map of Italy. *J. Geophys. Res.*, 104: 25595~25610.
- Patton, H. J., 1998. Bias in the centroid moment tensor for central Asian earthquakes: Evidence from regional surface wave data. *J. Geophys. Res.*, 103: 26963~26974.
- Reasenberg, P. A., 1999. Foreshock occurrence before large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 104: 4755~4768.
- Sornette, D., Knopoff, L., Kagan, Y. Y. and Vanneste, C., 1996. Rank-ordering statistics of extreme events: Application to the distribution of large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 101: 13883~13893.
- Stein, R. S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402: 605~609.
- Tanimoto, T. and Okamoto, T., 2000. Change of crustal potential energy by earthquakes: an indicator for extensional and compressional tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2313~2316.
- Tsuruoka, H., Ohtake, M. and Sato, H., 1995. Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect. *Geophys. J. Int.*, 122: 183~194.
- Wu, Z. L., 2000. Frequency-size distribution of global seismicity seen from broadband radiated energy. *Geophys. J. Int.*, 142: 59~66.
- Wu, Z. L., 2001. Earthquake scaling paradox. *Chin. Phys.*, 10: 395~397.
- Zhu, C. Z., Chen, Y. T., Liu, R. F., Xu, L. S. and Wu, Z. L., 2002. Towards a virtual Asian-Pacific seismological network. *Earthquake Research in China*, 16: 298~303.

# 第一章 震 级

刘 瑞 丰

## 1.1 概述

震级是表征地震强弱的量度，它是地震的基本参数之一，是地震预报和其它有关地震学研究中的一个重要的参数（张少泉等，1998；陈运泰等，2000）。

常用震级有三种标度，一是近震震级标度  $M_L$ ，二是面波震级标度  $M_S$ ，三是体波震级标度  $m_B$  或  $m_b$ 。以上三种标度实质上都属于里克特（Richter）-古登堡（Gutenberg）震级系统，也就是人们常说的里氏震级系统（中国地震局，2001；时振梁等，1990）。其它的震级标度都是以此为基础发展起来的。目前已知的最大地震  $M_S$  还没有超过 8.9 级的，而最小的地震则已可以用高灵敏度的微震仪器观测到 -3 级。

1935 年，Richter（1935）在研究美国南加州的地震时引入了地方震震级标度  $M_L$ ，尽管这种定义的任意性较大，但却很方便，更重要的是它为其后的发展提供了一个基础。1945 年，Gutenberg 提出了面波震级标度（Gutenberg, 1945），它根据震中距为  $15^\circ \sim 30^\circ$  的浅源地震的 20s 周期的面波，振幅-震中距的对应关系是由理论与经验相结合得到的，其中考虑了几何扩散、介质吸收和频散的影响。1945 年，古登堡根据浅源地震的 P、PP、S 波又引进体波震级  $m_b$ 。各国和国际地震机构，根据他自己的研究成果和观测数据，建立了适合不同区域的经验公式。多年来计算震级的方法不断改进，在演变过程中，各国情况差别很大。对于一个 6 级以上的地震，几乎全球所有的地震台站都可以记录到并能测定其震级，所以震级标度统一的问题引起了各国地震学家的的高度重视。

1964 年以后，美国开始在全球逐步建立世界标准台网（WWSSN），由于它覆盖的地域广阔，地震仪的一致性很好，美国地震信息中心（NEIC）所测定震级的准确性和权威性自然就很高。另外，在联合国教科文组织（UNESCO）的主持下，1964 年在英国成立了国际地震中心（ISC），这是第一个收集全世界范围地震观测资料的组织（其前身由 J. Milne 在英国建立，已有半个世纪的历史），在地震资料中，WWSSN 的资料占有很大的比重。从此以后，NEIC 和 ISC 测定的震级得到了各国地震学家的普遍采用。

1967 年，在苏黎世举行的国际地震学和地球内部物理学（IASPEI）大会，向全世界推荐了体波震级和面波震级的测定公式，后来许多国家和国际上的地震机构都采用了所推荐的公

式, 结果使各国测定的震级相互之间比较一致(陈培善, 1982)。1979年, IASPEI 正式出版了地震观测手册, 详细介绍了台站建设、资料分析处理、震级计算的方法。由于历史的原因, 我国到现在也没有采用 IASPEI 推荐的测定  $M_S$  的震级公式, 致使我国测定的  $M_S$  震级比国际上的地震机构测定的震级系统偏高 0.2 级。

实际观测资料表明, 当面波震级达到 8.5 级时, 会出现“震级饱和现象”, 1979年, Hanks 和 Kanamori 提出了矩震级标度 (Hanks and Kanamori, 1979), 这是一个绝对的力学标度, 它是地震定量的又一个突破性的进展。

从 20 世纪 70 年代开始, 随着微电子技术的发展, 在地震观测系统中出现了数字地震仪。数字记录地震仪具有记录频带宽、分辨率高、动态范围大并且便于计算机进行资料处理等特点。从它诞生的那天起就具有强大的生命力。世界各国相继建立了高质量的数字化地震台站、数字化台网和数字化台阵, 从而为近代地震学的研究注入了新的活力(陈运泰, 2000)。由于宽频带数字地震仪器一般都采用速度平坦型设计, 根据震级的定义, 不同的震级反映的是地震波在不同周期范围内的能量, 所以利用宽频带数字地震资料计算震级时, 都要进行仿真或滤波处理。根据数字地震观测的特点, 从 1999 年开始, IASPEI 请全球著名的地震专家编写《新地震观测手册》(*New Manual of Seismological Observatory Practice*) (Bormann, 2003), 2001 年在越南河内召开的第 22 届 IASPEI 大会上展示了各部分的内容, 并成立了“震级测定工作组”, 该手册于 2002 年上半年编写完成, 2003 年在日本札幌召开的 IUGG 大会上正式提供给各个国家使用。

由于震级是地震的基本参数之一, 震级标度的应用范围扩展到许多方面。在《新地震观测手册》中明确规定: 无论是模拟记录, 还是数字地震记录, 震级的定义和震级测定的公式都是一样的, 要保证震级标度的连续性。利用数字地震资料测定震级时, 要把宽频带数字地震资料仿真成传统的模拟记录(伍德-安德森、WWSSN 短周期、WWSSN 长周期等), 然后测定不同的震级 (Bormann, 2003)。

“九五”期间, 我国进行了“中国数字地震观测系统”建设, 47 个国家数字地震台站、28 个区域有人值守数字地震台站和 20 个区域遥测数字地震台网已于 2001 年投入正式运行。为了适应我国数字地震观测的实际需要, 由中国地震局监测预报司组织地震学科技协调组编写了《地震及前兆数字观测技术规范》, 其中地震观测分册已于 2001 年 8 月正式出版。在规范中, 震级的测定与国际上《新地震观测手册》的要求完全一致。

## 1.2 近震震级

### 1.2.1 计算公式

Richter (1935) 通过美国南加利福尼亚地区地震的研究发现, 对于同一地点的 2 次大小不同的地震, 用伍德-安德森标准地震仪进行记录, 其周期 0.8s, 阻尼 0.8, 放大倍数为 2800 倍, 在不同地点的各个台记录到这两次地震的两水平向最大振幅的算术平均值之比为一常数, 且这一比值与震中距无关。于是提出了计算震级的公式为

$$M_L = \lg A_{\max} - \lg A_0 \quad (1.1)$$

式中,  $A_{\max}$  为待定地震两水平分向最大振幅的算术平均值;  $A_0$  为标准地震在同一震中距上两

水平分向最大振幅的算术平均值。如果  $A_{\max} = A_0$ ，则  $M = 0$ 。 $\lg A_0$  是震中距的函数，是零级地震在不同震中距的振幅对数值，称作起算函数、标定函数或量规函数。

## 1.2.2 零级地震的规定

伍德-安德森标准地震仪在震中距等于 100km 处，如果记录的两水平分向最大振幅的算术平均值是  $1\mu\text{m}$ ，那么此次地震的震级为零级。

## 1.2.3 我国使用的公式

最初近震震级计算公式只适用美国加利福尼亚地区，并且使用的仪器是伍德-安德森短周期地震仪，显然存在一定的局限性。我国地震学家李善邦（1981）将式（1.1）写成一般形式，并结合我国地震台网短周期地震仪和中长周期地震仪，建立了适合我国的起算函数（陈培善等，1983；时振梁等，1990）。计算公式如下：

$$M_L = \lg A_\mu + R(\Delta) + S(\Delta) \quad (1.2)$$

式中， $A_\mu$  是以  $\mu\text{m}$  为单位的震动位移，是两水平向最大震动位移的算术平均值； $R(\Delta)$  是量规函数，它的物理意义是补偿地震波随距离的衰减，相当于式(1.1)中的  $-\lg A_0$ ，也是震中距的函数，使用的仪器不同， $R(\Delta)$  也不同，在《地震台站观测规范》中，基式仪的量规函数为  $R1(\Delta)$ ，64 型、62 型地震仪的量规函数为  $R2(\Delta)$ ； $S(\Delta)$  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记录为  $M_L$  的标准，即  $S = 0$ ，其它地震台站和仪器要另求  $S$  值。实际上，由于如何求得准确的  $S(\Delta)$  值并不明确，物理意义也不清楚，按照不同的方法求得的  $S(\Delta)$  值又不同，所以，为了避免混乱（即加还是不加，加多少，都不一致），故在地震报告中，均取  $S(\Delta) = 0$ 。

由于地震辐射源是各向异性源，所以处于不同方位的地震台站测得的震级有差别是很自然的。要消除这种差别，最理想的办法就是准确测定每个地震的震源机制，然后算出它的辐射图型。再根据辐射图型做方位振幅校正。但是，由于获取每个地震准确的震源机制有困难，而且获得的震源机制有误差，所以这种校正实际上很难实现。

## 1.3 面波震级

### 1.3.1 古登堡公式

1945 年，Gutenberg 提出的面波震级标度  $M_S$  为（Gutenberg, 1945）

$$M_S = \lg A_{H\max} + 1.656 \lg \Delta + 1.818 \quad 15^\circ < \Delta < 130^\circ \quad (1.3)$$

其中， $A_{H\max}$  是面波水平向最大位移，单位为  $\mu\text{m}$ ； $\Delta$  是震中距，单位是 ( $^\circ$ )，当时记录的面波周期  $T = (20 \pm 2) \text{ s}$ ，即所谓的 20s 面波震级公式。

后来各国根据本国的地震仪记录，发展了各自的面波公式，由于各国测定面波震级的量规函数的差异和地震仪频带的不同，使得同一地震各国测定的  $M_S$  都不一样。

### 1.3.2 IASPEI 推荐的公式

Karnik (1972) 研究了 14 个不同作者的量规函数, 对它们加权平均, 提出了一个测定  $M_S$  的公式:

$$M_S = \lg(A/T) + 1.66 \lg \Delta + 3.3 \quad 20^\circ < \Delta < 160^\circ \quad (1.4)$$

这就是所谓的莫斯科-布拉格公式。这个公式在 1967 年苏黎世召开的 IASPEI 大会上被推荐给世界各国使用(郭履灿, 庞明虎, 1981; 陈培善, 1989)。

式(1.4)已经为许多国家采用, ISC 和 NEIC 利用式(1.4)测定震源深度  $h < 60\text{km}$  浅源地震的面波震级。ISC 认为在  $5^\circ \sim 160^\circ$  震中距范围内, 垂直向和水平向面波的周期为  $10 \sim 60\text{s}$ , 但他们只计算震中距在  $20^\circ \sim 160^\circ$  范围内的面波震级。而 NEIC 只计算垂直向震中距在  $20^\circ \sim 160^\circ$  范围内、周期在  $18 \sim 22\text{s}$  之间的面波震级  $M_{S2}$ 。

### 1.3.3 我国的公式

1956 年以前, 中国的地震报告都不测定震级, 1957~1965 年底的地震报告采用前苏联 Solov'ev (1955) 和 Shebalin (1957) 提出的计算公式(陈培善, 1989)。

1966 年 1 月以后, 中国的地震报告采用郭履灿等(1981)提出的以北京白家疃地震台为基准的面波震级公式:

$$M_S = \lg(A/T) + \delta_{\text{PEK}}(\Delta) + C(\Delta) + D \quad (1.5)$$
$$\delta_{\text{PEK}}(\Delta) = 1.66 \lg \Delta + 3.5 \quad 1^\circ < \Delta < 130^\circ$$

其中,  $C(\Delta)$  是台站基校正;  $D$  是震源校正;  $\delta_{\text{PEK}}(\Delta)$  是北京白家疃地震台采用的震级校正。这个公式一直沿用到现在。而实际工作中均令  $C(\Delta)$  和  $D$  为 0。

由于式(1.5)与(1.4)不一样, 故我国测定的  $M_S$  与 ISC 测定的  $M_S$  有高 0.2 级的系统差(陈培善, 叶文华, 1987; 陈培善, 1990), 而在  $1^\circ \sim 20^\circ$  的范围内却又偏小(陈培善等, 1984)。

1985 年以后, 我国 763 长周期地震台网建成并投入使用, 由于该仪器的仪器参数与美国的 WWSSN 长周期完全一样, 所以震级的测定方法也和 NEIC 使用的方法以及计算公式一致, 即选用垂直向瑞利面波的最大振幅和周期测定  $M_{S7}$ , 所以  $M_{S7}$  与 NEIC 测定的  $M_{S2}$  一致, 没有系统差。为便于比较, 在地震观测报告中除了给出  $M_S$  以外, 也给出  $M_{S7}$ 。

使用数字地震仪以后, 刘瑞丰等人提出直接用速度平坦型数字地震仪的最大振幅求取震级, 使测定过程更简单, 而精度提高(刘瑞丰等, 1996)。

面波震级也存在方位校正的问题, 其做法与  $M_L$  类似, 即准确测定面波的辐射图型, 再据此进行校正。曾有人对几个地震做过这种校正, 校正的结果是: 各台测定的  $M_S$  的差异减小。但由于实际操作困难, 在常规测定  $M_S$  的工作中, 不做方位校正。而震级值的多台平均也能起到方位校正的作用。

## 1.4 体波震级

用体波 P、S、PP、PKP 等最大振幅测定的震级称作体波震级, 体波震级分为由短周

期地震仪测定的体波震级  $m_b$  和由中长周期地震仪测定的体波震级  $m_B$ 。  $m_b$  是用 1s 左右的地震体波振幅来量度地震的大小，而  $m_B$  是用 5s 左右的地震体波振幅来量度地震的大小，但两者的计算公式都用古登堡（1956）提出的体波震级计算公式：

$$m_B = \lg (A/T)_{\max} + Q(\Delta, h) + C \quad (1.6)$$

式中， $A$  是体波的最大振幅，单位是  $\mu\text{m}$ ， $A = (A_E^2 + A_N^2)^{1/2}$ ， $A_E$  和  $A_N$  分别是两水平向的最大振幅， $A$  也可以是垂直向的最大振幅； $Q(\Delta, h)$  是量规函数，它是震中距和震源深度的函数； $C$  为台站校正。

1967 年，式(1.6)被 IASPEI 推荐给各国使用，NEIC 和 ISC 一律采用 WWSSN 台网短周期地震仪垂直向 P 波测定  $m_b$ 。我国也采用上述公式，用 P 波（有少数地震台还用垂直向 PP 波）测定体波震级。用 DD-1 短周期地震仪垂直向测定  $m_b$ ，用基式仪垂直向测定  $m_B$ 。

ISC 和 NEIC 只利用周期  $T \leq 3\text{s}$  的垂直向 P 波测定  $m_b$ ，而不利用 PP 和 S 波测定体波震级。

## 1.5 矩震级

矩震级实质上就是用地震矩来描述地震的大小。地震矩是震源的等效双力偶中的一个力偶的力偶矩，是继地震能量后的第二个关于震源定量的特征量，一个描述地震大小的绝对力学量，单位为  $\text{N} \cdot \text{m}$ （牛·米）。其表达式为

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (1.7)$$

其中， $\mu$  是介质的剪切模量； $\bar{D}$  是破裂的平均位错量； $A$  是破裂面的面积。地震矩是反映震源区不可恢复的非弹性形变的量度。

由此可见，地震矩是对断层滑动引起的地震强度的直接测量。所以， $M_0$  由地震波振幅的低频成分的大小决定，它反映了震源处破裂的大小，断层面积越大，激发的长周期地震波的能量越大，周期越长。

矩震级标度的定义为

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.033 \quad (1.8)$$

从式(1.8)可以看出，如果能够得到地震矩  $M_0$ ，就可以计算矩震级  $M_w$ 。现在越来越多的数字地震记录台网中心利用宽频带数字地震观测资料测定地震矩和矩震级。数字记录不但可以测定强震和远震的矩震级，也可以测定小震和区域地方震的矩震级。

矩震级标度有以下优点：

- (1) 它反映了形变规模的大小，是目前量度地震大小最好的物理量。
- (2) 它是一个绝对力学标度，不产生饱和问题。对大震、小震、微震甚至极微震、深震均可测量。
- (3) 能够与我们熟悉的震级标度衔接起来，对于破坏性地震， $M_w \approx M_S$ 。
- (4) 它是一个均匀震级标度，适于震级尺度范围很宽的统计。

## 1.6 持续时间震级

模拟笔绘记录和照相光记录的动态范围只有 40dB 左右,磁带记录的动态范围约为 60dB,早期的数字地震记录一般采用 12 位或 16 位 A-D 转换,动态范围大约分别是 66 dB 或 90dB。所以,用这些仪器记录地方强震时,经常会出现限幅现象,这样就无法测定震级。在实际观测中发现这样一个现象:同一个地震,当各台站的放大倍数比较一致时,各台记录的振动持续时间也比较一致。一般说来,地震越大,振动持续的时间越长;振动越小,振动持续时间越短,振动的持续时间在一定距离内几乎和震中距无关。这样,既然振动的持续时间与地震的强弱有这样的依赖关系,就可以用振动的持续时间作为一个新的标度去测定地震震级(秦嘉政,陈培善,1984)。目前建设的数字地震台站采用 24 位 A-D 数据转换,动态范围 120~140dB,对强震的限幅现象已不是主要问题。

对于地方震,地震信号的持续时间主要由尾波的长度决定,尾波持续时间是从 P 波开始,到振动衰减到与干扰背景相当为止之间的时间长度。

1975 年, Herrmann (1975) 提出的持续时间震级的计算公式为

$$M_D = a_0 + a_1 \lg D + a_2 \Delta \quad (1.9)$$

其中,  $D$  是持续时间,单位是 s;  $\Delta$  是震中距,单位是 km;  $a_0$ 、 $a_1$  和  $a_2$  在一定范围内 ( $M_L < 4.5$ ) 是常数,  $a_0$  与地震仪器的放大倍数或灵敏度有关,一般在 0.5~1.0 之间;  $a_1$  与地震仪器的频带宽度有关,约等于 2.0,一般在 1.7~2.6 之间;  $a_2$  很小,当  $\Delta < 200\text{km}$  时可以忽略不计。

可以通过线性拟合得到  $a_0$  和  $a_1$ 。需要指出的是,各个地区不同仪器的  $a_0$  和  $a_1$  数值不同,不能套用。

## 1.7 其它震级标度

还有一些其它的震级标度,目前这些震级标度还没有形成国际标准,只在某些地震机构得到应用。例如 Lg 波震级  $m_{BLg}$ , 利用海啸强度估计的震级  $M_t$ , 用地震波能量估计的震级  $M_e$  等。

## 1.8 震级饱和现象

20 世纪 70 年代中期, Chinnery 和 North (1975) 在研究全球地震的年频度与  $M_S$  关系曲线时,发现缺少  $M_S > 8.6$  的地震,但用地震矩  $M_0$  求年频度关系时,竟有  $M_S$  大于 8.6 和 9 级以上的地震,于是便提出  $M_S$  震级饱和问题。

Kanamori (1983) 对各种震级标度之间的关系进行了总结,并给出了由于观测误差和应力降、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。不同的震级标度,震级饱和情况也不一样,最早出现震级饱和的是短周期体波震级  $m_b$ , 其次是近震震级  $M_L$ 、中长周期体波震级  $m_B$ , 最后是面波震级  $M_S$ , 而矩震级无饱和现象。各种震级的周期变化范围和饱和震级的大小见表 1.1, 各种震级之间的关系见图 1.1。

表 1.1 各种震级的饱和震级

震级名称	周期变化范围 / s	饱和震级
$m_b$	~1	6.5
$M_L$	0.1~3	7.0
$m_B$	0.5~15	8.0
$M_S$	~20	8.5
$M_w$	10 → ∞	无

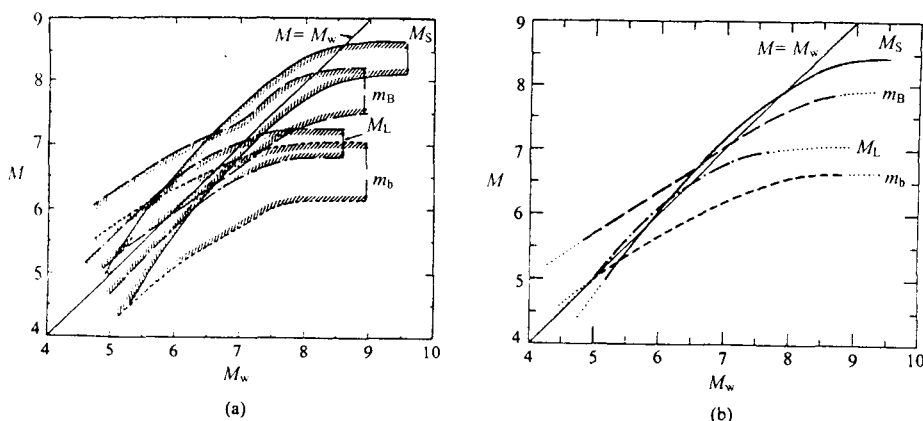


图 1.1 各种震级之间的关系

产生震级饱和的主要原因如下: 由于里克特-古登堡震级系统建立在单一频率地震波振幅测定震级的基础上, 从某个角度讲, 振幅的大小表现了震源所释放能量的大小, 地震越大, 断层越长, 激发的面波的波长越大, 周期越大, 携带的能量越丰富。对于近震和小震, 我们通常使用的各种地震仪器能对地震体波和 20s 周期以内的面波记录较好, 测出的震级也比较客观地反映了震源所释放的能量。但对于大地震或特大地震, 地下岩石破裂的长度达数百公里, 激发了更长周期的面波, 并且携带更多的能量, 而通常的中长周期地震仪受频带的限制, 对周期为 20s 以上的面波记录到的振幅却不再增加, 故产生了震级饱和现象。

矩震级是一个绝对的力学标度, 没有饱和现象。如果使用矩震级, 历史上曾发生的一些巨大地震的震级都发生了变化。如: 1906 年美国旧金山 8.3 级地震,  $M_w=9.7$ ; 1960 年智利 8.3 级地震,  $M_w=9.5$ ; 1964 年阿拉斯加 8.4 级地震,  $M_w=9.2$ 。更多的资料表明, 震源破裂长度在 100km 左右的大地震的  $M_S$  和  $M_w$  几乎相近, 但当破裂长度更长时它们的差别才明显起来, 所以可以认为  $M_w$  标度是  $M_S$  标度对破坏性地震震级的自然延续。

## 1.9 应用震级须注意的问题

震级的优点主要有以下两点, 一是在任何给定的情况下, 只要有合理的公式, 就能很容易地测定震级; 二是根据震级可以近似地了解其它震源参数, 如地震波能量、标量地震矩、断层长度等。然而在使用震级进行地震预报和科学研究时应注意以下几方面的问题。



### 1.9.1 系统偏差

在里克特-古登堡震级系列的基础上,各国根据本国的地震仪记录,发展了各自的震级计算公式,由于各国测定震级的量规函数的差异和地震仪频带的不同,使得同一地震各国测定的震级存在一定的差别。

由于 NEIC 和 ISC 都采用 IASPEI 推荐的震级公式,所使用的资料中 WWSSN 的资料占有一定的比重,故他们两家测定的  $M_S$  基本一致,没有系统差。我国至今没有采用 IASPEI 推荐的震级公式,测定的  $M_S$  与 ISC 和 NEIC 相比,平均偏高 0.2 级,并且大陆地区地震比西太平洋地震带地震的测定结果偏高更多。这种区域性的差异在其它地震机构之间也同样存在。

### 1.9.2 单色性

震级缺乏物理量纲,并且任何震级都只涉及一个单一的周期,也就是说它是“单色的”,单用一个数字来描写地震的复杂现象确实太简单。为了尽可能地反映频谱,对于一个地震,就要采用不同的波、不同的周期,得到一系列震级值,而用多震级值来描述一个地震是不利的,也很难用它们来计算其它震源参数。

### 1.9.3 震级饱和现象

大地震存在震级饱和现象,这对于研究地震活动性不利。有人建议用地震矩代替震级(注意:不是矩震级),因地震矩有清楚的物理量纲,定义明确,与震源机制的关系明显,也不受频谱饱和的影响。地震矩虽然有能量的量纲,但它却并不等于波动的能量,也不像震级那么好用,特别是在评定历史地震的时候。

## 参 考 文 献

- 陈培善, 1982. 地震震级的综合评述. 地震地磁观测与研究, 3 (3):14~19.
- 陈培善, 1989. 面波震级测定的发展过程概述. 地震地磁观测与研究, 10 (6):1~9.
- 陈培善, 1990. 地震定量的国际现状. 地震地磁观测与研究, 11 (3):33~38.
- 陈培善, 胡瑞华, 周坤根, 李文香, 1984. 面波震级的量规函数和台基校正. 地震学报, 6 (增刊):510~524.
- 陈培善, 秦嘉政, 1983. 量规函数、台站方位、台基及不同测量方法对近震震级  $M$  的影响. 地震学报, 5 (1):87~98.
- 陈培善, 叶文华, 1987. 论中国地震台网测得的面波震级. 地球物理学报, 30 (1):39~51.
- 陈运泰, 吴忠良, 王培德等, 2000. 数字地震学. 北京: 地震出版社.
- 郭履灿, 庞明虎, 1981. 面波震级和它的台基校正. 地震学报, 3 (3):312~320.
- 李善邦, 1981. 中国地震局. 北京: 地震出版社.
- 刘瑞丰, 党京平, 陈培善, 1996. 利用速度型数字地震仪记录测定面波震级. 地震地磁观测与研究, 17 (2):1~4.
- 秦嘉政, 陈培善, 1984. 用地震波的持续时间测定川滇地区的近震震级. 地震学报, 6 (1):58~65.
- 时振梁等编著, 1990. 地震工作手册. 北京: 地震出版社.
- 张少泉等编著, 1998. 地震波分析与应用. 北京: 地震出版社.
- 中国地震局编, 2001. 地震及前兆数字观测规范(地震观测). 北京: 地震出版社.
- Gutenberg, B., 1945. Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 35: 57~69.