

805285

35222

0779

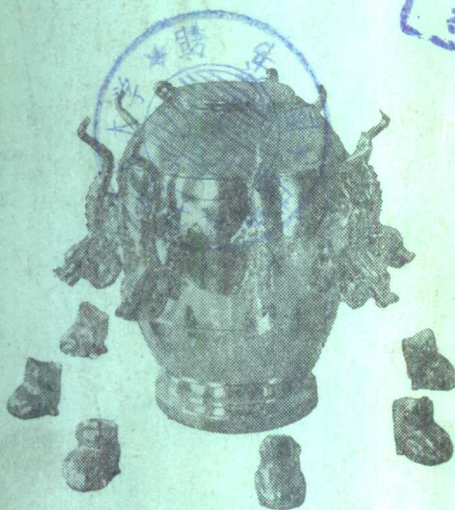
11

地震地磁观测与研究丛书

震级与震源参数测定

郭履灿 赵凤竹 等编译

金 严 郭履灿 校



中国科学院
基本丛书

22
9

中国科学技术出版社

地震地磁观测与研究丛书
(六)

震级与震源参数测定

郭履灿	赵凤竹	编译
赵其玲	席云藻	
金 严	郭履灿	校

中国科学技术出版社

内 容 提 要

震级与震源参数(包括地震破裂的几何产状、地震矩、矩张量、应力降、持续时间与频谱等)是认识地震性质的客观而定量的研究项目,书中介绍了当前在这方面的研究内容以及世界近期的发展情况,叙述了多种震级标度的产生、发展,及其相互关系,并从而揭示地震与板块构造的关系等。本书可供广大地震工作者、构造物理学家、地质学家、建筑工程师以及有关大专院校师生参考使用。

地震地磁观测与研究丛书(六)

震 级 与 震 源 参 数 测 定

郭履灿 赵凤竹 编译

赵其玲 席云藻

金 严 郭履灿 校

责任编辑 苏公望 周兆龙

中国科学技术出版社(北京海淀区魏公村白石桥路32号)

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

北京百善印刷厂印刷

开本: 787×1092毫米1/16 印张: 16 字数: 370千字

1986年4月第一版 1986年4月第一次印刷

印数: 1—2,000册 定价: 3.75元

统一书号: 13252·1492 本社书号: 1141

序

以前，地震观测是靠一些分散的单台，各台自行其是地进行观测，然后把测得的数据印成地震目录或报告，互相交换以共同研究。随着电子学和计算技术的进步，全球性的标准地震仪台网和区域性的遥测地震台网已逐步建立起来，观测数据所用的格式和方法正在逐步统一之中，并以电讯、磁带、磁盘拷贝、缩微片或印刷品等方式进行资料交换供研究之用，资料的保存和使用方法也在不断改进，数据库相继建立起来。计算机的广泛使用，提高了地震数据的处理能力，并给地震研究带来极大的方便：在震相、震源机制、地球内部结构……等方面正展开更深入的研究。这反过来又对观测工作提出了更多的要求，使地震观测向大动态、宽频带、数字化等方面迈进。

地震学与测震学的发展都要求地震观测水平能有个较大的提高，以适应地震研究工作的需要，并使地震研究工作能更好地为四化服务。为此需要了解国内的台站现状与国外的最新研究成果，找出差距，以促使我们的工作很快地赶上去。

《地震地磁观测与研究》编辑部组编出版的“地震地磁观测与研究丛书”，分别介绍了世界上在地震观测和研究各个方面的最新成就和动向，并结合我国的实际情况，对今后工作提出了许多有益的看法。这次参加丛书编译工作的人员，大都是工作在第一线的同志，他们有着丰富的实际工作经验，又有一定的理论水平，这套丛书的出版想必会对我国地震界的同行们有一定的参考价值，对他们的工作和思路有所裨益，对我国地震学和地震预报的研究也会有很大的帮助。

中国科学院学部委员
国际地震中心 理事

秦馨菱

总 前 言

自从传统的单台地震观测转入地震实验场和全球性联合地震观测以来,地震观测数据成百倍地增长,地震资料日益丰富,特别是在地震研究中广泛采用了数字技术和电子计算机之后,地震仪器设备、观测方法、资料数据的规格化、标准化、数字化和现代化,以及地震数据的科学保存与管理已成为地震研究的迫切要求。

目前计算机的应用已进入人类社会的许多领域。各种功能优越的计算机语言和软件系统,竞相问世,极大地提高了科技开发的效益,在我国地震研究中正在广泛使用。但是一些已经服务于国民经济、国防建设和直接与人民生活有重大关系的科研项目,还远未能满足要求;已经取得的大量地震资料还有待进一步开发,为地震学研究提供更精确更可靠的数据,使得地震定位、震级和震源参数的精确测定、地球内部结构等许多与国民经济和人民生活紧密相关的基础研究项目,能在较短时间里取得更大的进展。否则,地震研究将难以适应社会发展的需要,同时也会限制学科本身的发展。

为了尽早地把我国地震数据库建立起来,更有效地开展地震信息服务工作,促进基础地震学和应用地震学中 with 国民经济有重大关系的一些研究工作的开展,《地震地磁观测与研究》编辑部决定成立“地震地磁观测与研究丛书”编委会,不定期地出版“地震地磁观测与研究丛书”,介绍国内外的最新成果。第一期拟出版六个分册:

- (一) 现代地震台网观测技术
- (二) 计算机高级语言——在地震学中的应用
- (三) 缩微技术及其在地震学中的应用
- (四) 地震学中的射线方法
- (五) 震相与地球内部结构
- (六) 震级与震源参数测定

前三册主要是介绍现代地震观测中的新技术,新设备、新方法,计算机在地震资料处理和数据管理中的应用,以及国际权威组织正在使用和推荐使用的通用标准和格式。后三册主要是介绍与地震观测有关的基础研究和应用研究成果。由于观测资料的丰富与解释方法的改进,对于地球内部细结构有了更为丰富的认识,并为精确测定多种地震参数提供了一些较新的定量化方法。

丛书内容在选材上,既注意到了反映地震观测中最新科技成果和与之相应的研究领域,同时也适当地介绍了我国地震观测中使用的部分专用设备,资料格式和常用的分析方法,以及我国台网的现状和发展前景。这对于提高我国地震科研队伍的素质、培养科研预备队伍也是十分有益的。

我们期望本丛书的出版发行、能得到各方面的支持和批评指正,从而不断改进丛书的编辑工作,以更好地满足广大读者的需要。

前 言

自1975年国际地震学与地球内部物理学协会(IASPEI)成立震级分委员会(Subcommission)和附设五个震级专题组以来,震级的研究已成为近十年来地震学界的热门课题,平均每周就有一篇研究论文发表,这样的进展影响着地震学的许多方面。震级与震源的多种几何的与物理的参数进一步定量化与精确化,有可能将他们与其他有关的地震前兆参量进行对比,从中找出客观的和定量的相互关系,这已逐步成为促进地震预报研究所必须的重要环节。本书前半部分的重点是叙述从1967年苏黎世震级会议以来的重要进展,能使读者获得较系统的了解。

从1966年至1975年当中,地震学界逐渐对于地震矩 M_0 重视起来,在M.A.Chinnery等“论特大地震的频度”一文中,分别用面波震级 M_s 和地震矩的常用对数 $\log M_0$ 与全球6级以上地震的年频度 N (次/年)的对数作关系图,发现在 M_s 与年频度图上对于6—7.5级为线性关系,而到 $M_s=8.6$ 级关系线与纵坐标垂直(详见本书第三章3.7的附图),即在 $M_s>8$ 级出现震级饱和的现象;但 $\log M_0$ 与 $\log N$ 的关系图则在上述震级区间都接近于线性关系,未看出有类似的饱和现象。因此对于特大地震,用地震矩来研究地震频度比用面波震级更好一些。1977年—1978年,金森博雄(H.Kanamori)和G.Purcaru等人相继提出基于地震矩 M_0 折算的矩震级 M_w ,可以免除震级饱和的现象。

在近震震级研究方面,北美R.H.Herrmann和H.S.Hasagawa以及O.W.Nuttli等将地震波的空间衰减系数 γ 与品质因数 Q 联系起来,研究近震最大振幅的衰减规律;使用加拿大遥测台网等的磁带地震记录作频谱分析和滤波,求得在指定频带和指定震中距离上的折合振幅,增强了近震震级的物理含义。

近几年来,由于电子计算机和计算技术的发展和普及,在地震数据处理方面有了明显的改进。地震学界开辟了地震算法(Earthquake Algorithms)的新领域,使得描述震源参数的方法日趋多样化与定量化。除在常规的地震服务工作中测定震源位置、震级与断层面之外还可计算地震矩和矩张量。Dziewonski等已发展有快速的方法从数字化地震记录磁带上求得对震源的动力学和静力学的描述。从1982年起,国际地震中心报告(BISC)刊登了美国哈佛大学Dziewonski对多数6级以上地震提供的震源机制解、主应力轴、矩张量及地震矩 M_0 等震源参数。但是当前测定地震矩 M_0 等震源参数尚不足以给出测定值的标准误差。

一批东欧地震学者如Vanek, Christoskov等用十多年的时间,研究出了比较完善的、内符合较好的均匀震级系统(HMS)。对于苏联与东欧的32个震级参考地震台,计算了震级的台站校正与地区校正值,用迭代法逐次改进震级起算函数和台站校正值,使得测定体波震级 m_b 的标准偏差降至 ± 0.04 — 0.045 级(对于中等周期的 P_z 和 P_n 波),和 ± 0.055 — 0.06 级(对于短周期的 P_z' 波)。他们用苏联Obninsk地震台作为震级基准台,将其他地震台经台站校正之后,使得与Obninsk地震台保持一致。

为了使得不同频带上的地震仪观测得到一致性较好的震级,联邦德国杜达(Duda)提出并发展了谱震级系统,该系统在五个频段上(按两个倍频程划分一道)分别给出P波和S波的五个震级值。其中第三频段(周期在2—8秒)所定出的震级与传统的古登堡体波震级比较

接近,由此作归算,可以与传统的体波震级相衔接。杜达等提出的谱震级系统与天文学上划分星体亮度的“UBV测光系统”的光电星等甚为相似,看来也是改进震级标度的重要方向。

苏联Kondorskaya和Kedrov讨论了震源的参数化方法论和苏联地震观测统一系统(简称USSO)的震级测定和其他特点。他们强调了体波动力学参数的自动辨认和测量,以及对震源参数(如震源深度和断层面解等)估算工作的改进。值得注意的是,苏联在1981年已拥有250个使用标准程序工作的地震台,以构成苏联统一的地震观测系统。这种联合处理大量资料的工作方式,对于震源参数的测定已收到了一定的改进效果。

美国Kisslinger提出了一种根据短距离高增益短周期地震仪记录的SV/P振幅比,以确定小震震源机制的方案。Wallace和Helmberger的文章提出了一种用区域体波波形资料反演那些远台记录不到的小震的断层走向、倾角和倾伏的新技术,这种反演程序还可用以估计无向量矩。并且仅需要小量的资料组就可以求出结果,这对于测定4—5级地震的震源参数是有益的,从而大大地增加了测量震源参数的地震数目。Langston等引述了近期运用长周期远震体波波形资料的多种反演方法,并将由矩张量表示法的运动点源模式应用于确定震源延伸方向、深度、随时间的变化和尺度大小的工作。金森博雄(Kanamori)和Given根据国际加速仪应用(IDA)台网记录的瑞雷波,描述了一种快速检索地震震源参数的反演方法。把这种方法应用于1980年发生的28个大的浅源地震($M_s \geq 6.5$),可对地震机制解提供一级近似的结果,对于已有磁带记录的多数地震,可在十分钟左右求出结果。

联邦德国普喀鲁(G. Purcaru)和伯克赫莫(H. Berckhemer)在1982年综合分析了300余篇有关240个地震($M \geq 5$ 级)的研究文献之后,讨论了震源参数(地震矩 M_0 、断层面面积 S 、断层长度 L 和宽度 W 、应力降 $\Delta\sigma$ 、时间延续特征和震级)与断层错动类型(走滑型SS及倾滑型DS)之间的关系,提出“地震震源性质的基本分类方案”,他们把地震的破裂方式 i ,震源复杂性 j ,震源形状 k ,地震应力降 l ,地震波频率 m 以及持续时间 n 等特征,定量表示为0—5按整数表示的六维向量,用以表征震源复杂性的各类特征。这套方案有赖于地震观测系统的数字化与数据处理的现代化。本书还介绍了利用数字化记录可作的频谱分析技术。

地震是地球构造运动当中的一种突发性现象,本书对于全球大地构造学和地球动力学的研究意义表现在,美国圣路易大学Nuttli研究了在板块中部、板块边缘所发生地震的地震矩 M_0 分别与体波震级 m_b 或面波震级 M_s 的相关关系,说明当地震发生在板块的不同部位上, M_0 与 m_b ; M_0 与 M_s 的换算关系是不一样的。同时,在板块中部或板块边缘部位所发生的地震,其 m_b 与 M_s 的关系也是不相同的。由此可见,精确测定 M_0 、 m_b 与 M_s 还有助于鉴别地震的不同类型,这对于判定地震危险性也是有益的。H. S. Hasegawa利用加拿大东部遥测台网记录地方性地震的Lg波频谱定标关系,得到加拿大东部地质构造区所发生的地震,其地震矩、拐角周期和应力降之间,对于不同震级区间的地震具有特殊的关系。因而本书对于大地构造与地质力学的研究,也将有所裨益。

本书可供地震台站工作人员,地震与地球物理学科科研人员,抗震专业的工程技术人员,以及高等院校地质学和地球科学有关专业的师生参考使用。

本书由郭履灿、席云藻、赵凤竹、赵其玲等人翻译;由郭履灿、赵凤竹负责编撰;金严、郭履灿校。参加本书部分工作的还有:周兆龙、马淑田、刘希玲、姚国干、王广福、张天润、刘启宗、赵卫明等同志,在此表示感谢。

地震地磁观测与研究丛书编委会名单

主 编：曲克信

副主编：席云藻 詹贤鋈

委 员：牟其铎 周公威 郭履灿 周兆龙

刘福田 宋臣田 王广福 左兆荣

程天正

目 录

前言

第一章 震级概论

- 1.1 巴特论述震级的研究概况及当前的发展趋势..... (1)
- 1.2 震级标度与地震的定量化..... (17)
- 1.3 震源参数的定量关系与地震分类..... (25)
- 1.4 面波振幅与浅震的震级..... (35)
- 1.5 地震的震级和能量..... (39)

第二章 区域性和近震震级

- 2.1 震级 M_L 和 m_{bLg} 的关系..... (47)
- 2.2 美国中部 L_g 波的空间衰减与 m_{bLg} 震级..... (52)
- 2.3 加拿大东部遥测台网记录地方性地震的 L_g 波频谱及其频谱定标关系..... (63)
- 2.4 新西兰地震震级: 用不同方法测定震级的比较..... (79)
- 2.5 新西兰地震的近震震级标度..... (81)

第三章 震级标度及其相互关系与均匀震级系统

- 3.1 地震震级 m_b 与 M_s 的关系及震源的多重性..... (89)
- 3.2 用全球台网测量体波震级 m_b (98)
- 3.3 运用短周期PKP波读数测定震级的起算函数..... (100)
- 3.4 论震级标度连续性的重要性..... (103)
- 3.5 对美国地质调查局近期报出体波震级的讨论..... (109)
- 3.6 本世纪初特大地震震级的重新评价..... (113)
- 3.7 特大地震的频度与震级饱和..... (123)
- 3.8 由一组参考地震台的均匀系统测定可靠的震级..... (126)

第四章 地震记录的频谱特征与震级的关系

- 4.1 远震体波的振幅一周期带关系图和振幅谱..... (129)
- 4.2 瑞典中一南部地震序列的频谱..... (137)
- 4.3 板块中部地震与板缘地震的经验震级与频谱的定标关系..... (145)
- 4.4 欧洲地震参数之间的关系..... (153)
- 4.5 谱震级和地震按“颜色”分类的方法..... (156)

第五章 地震矩和矩张量的测定

- 5.1 地震震源谱和矩张量..... (158)
- 5.2 利用长周期面波快速测定矩张量等参数..... (170)
- 5.3 根据宽频带记录测定震源矩和辐射的地震波能量..... (178)

第六章 地震断层面求解方法及其几何参数的计算

- 6.1 由区域波形测定中等地震的震源参数..... (183)
- 6.2 由近距离SV/P振幅比测定震源机制..... (193)
- 6.3 断层面参数的联合统计测定..... (196)
- 6.4 用波形数据反演来估算震源参数..... (202)

第七章 震源参数的测定及其应用

- 7.1 根据苏联标准台网观测资料估算震源参数..... (220)
- 7.2 地震参数的最佳估算..... (228)
- 7.3 喜马拉雅山东部和缅甸北部震源机制解和地震的动力学参数..... (241)

第一章 震级概论

本章介绍震级研究的主要内容及其研究方向。在众多的震级标度当中，初步理出了它们产生与发展的来龙去脉。

自1967年以后，几乎平均每周就有一篇关于震级的论文发表，这使得震级问题成了地震学研究得最多的一个地震参数。新的仪器设备和通过计算机提供的更为精确的方法和解释技术，使这方面早期的成就不断得到改善。震级标度的应用范围扩展到许多方面，例如，由面波震级 M_s 和体波震级 m_b 的关系以鉴别核爆炸；由 M_s 、 m_b 和地震矩的相互关系划分板块中部地震、板缘地震的类型；由地震的频谱成分以改进抗震工程设计等。不论在观测方法或理论研究方面都取得了巨大的进步。这些研究有着广阔的应用前景，作为估计未来的最大震级值，就是地震预报和抗震设计的重要内容；震级又有助于了解其它震源参数，诸如地震波的能量、断层长度和地震矩等。由不同类型的震级之间的差异和相互关系还有助于认识震源的性质。在七十年代后期所发展的数字化地震台网，又为改进震级标度和提高测定震级的一致性开辟广阔的前景。

1.1 巴特论述震级的研究概况及当前的发展趋势*

对一个地震的“大小”和“强度”的测量应当力求可靠，力求标准化，显然这不仅为了划分等级，而是为了在构造物理学和工程力学方面的广泛应用。然而，从早期的地震仪器装置起来之后，过了半个世纪，才出现较为普遍适用的震级标度，这在地震学史上，是一个引人注目的事实。

1. 1935年里克特在研究南加州地震时引入了地方震震级标度 M_L 。它是按照伍德-安德森式标准扭力地震仪的记录来定义的。尽管这种定义的任意性相当大，但它却很方便，更重要的是它为其后的发展提供了一个基础。

2. 1945年，古登堡发展起一种震级 M_s ，它根据震中距为 15° — 30° 的浅源地震的20秒周期的面波。它的振幅-震中距对应关系是由理论与经验相结合求得的，其中考虑到了几何扩散，吸收和频散的影响。为使它的标度水平与 M_L 的震级能够一致，最后的公式为：

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta^\circ + 1.818 \quad (1)$$

在这个阶段，人们还相信 M_L 、 M_s 两套标准是可以做到完全对应符合的。

3. 1945年，古登堡根据浅源地震的P、PP、S波又引入了体波震级 m_b ，为了与上面所述的 M_s 校准，它的公式为：

$$m_b = \log(A/T) + q(\Delta) + 0.1(m_b - 7) + C_r \quad (2)$$

它的振幅-震中距改正项 $q(\Delta)$ 是理论与观测结合推算的，包括了几何扩散与非弹性吸收的影响。它与PH、PZ、PPH、PPZ、SH的关系都列出了表。 C_r 是台站校正值。为使 m_b 和 M_s 一致，必须在公式(2)中加上校正项 $0.1(m_b - 7)$ ，对于纵波甚至是 $0.2(m_b - 7)$ 。这

*本文摘自Bath M., Earthquake magnitude—recent research and current trends, *Earth science Rev.*, vol. 17, p. 315—398, 1981.

是我们第一次碰到这个事实,即如果不加校正项,面波和体波震级就不能取得一致。

4. 1945年,古登堡还发展了上段提到的工作。为了把任何深度的地震都包括进去,震级的定义被扩充了。他认为,如果不同震源深度的两个地震的地震波能量相等的话,那么它们的震级应该一样。因而,地震能量就成了最有意义的参数。他用图表形式绘出了PH、PZ、PPH、PPZ、SH各自的起算函数 $q(\Delta, h)$ 。“一个地震一个震级”显然是定义震级的重要原则。它的意义就是,不管用 m_b 、 M_s 还是 M_L ,代表一个地震的只能有一个震级数值。

5. 1956年,古登堡和里克特对PH、PZ、PPH、PPZ、SH,提出了经过改进的起算函数 $q(\Delta, h)$ 的值,而在计算 m_b 的公式(2)里略去了校正项 $0.1(m_b - 7)$ 。这里包括一个最重要的事实,即已经清楚地认识到,体波震级与面波震级是不一致的,就是说,不可能使它们在其整个数值范围内对应吻合起来。于是,另给了 M_s 和 m_b 之间的换算关系:

$$m_b = 0.63M_s + 2.5 \quad (3)$$

虽然他们认识到 m_b 和 M_s 是不同的震级标度,但他们仍力图贯彻“一个地震一个震级”的原则。两位作者进一步表示,“如果愿意的话”, m_b 的正式定义可以概括为:

对于浅源地震的PZ波, $\Delta = 90^\circ$

$$m_b - 7 = \log(A/T) \quad (5)$$

可是,考虑到当时的发展水平,这种“定义”尚不完善。

6. 1958年,里克特修改了统一震级的概念,把它以面波为基础来定义(Geller和Kanamori, 1977):

对于 $h < 40$ 公里,

$$M_s(\text{统一}) = (1/4) \cdot M_s + (3/4) \cdot (1.59m_b - 3.97) \quad (6)$$

对于 $h = 40 - 60$ 公里

$$M_s(\text{统一}) = 1.59m_b - 3.97$$

7. 表面上看来,在1945年,至迟在1956年,似乎震级问题就全部解决了。在五十年代和六十年代,古登堡-里克特公式日益被世界各台站、台网和机构所采用。为了与古登堡-里克特公式符合得更好,各台站常常发展自己的公式。常常有大批规定得很差的标度投入使用。这样定出的震级往往难以使人信赖,它造成的偏差远大于观测的误差。在IASPEI 1967年的苏黎世大会上,第一次收集了各台站和机构的震级计算方法,并第一次推荐标准的计算方法。这项工作在当时是必须做的(Bath, 1969)

8. 苏黎世推荐的标准只涉及远震($\Delta \geq 20^\circ$)震级的测定。面波震级 M_s 和体波震级 m_b 按下式计算,算出后分别报出:

$$\left. \begin{aligned} M_s &= \log(A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \\ m_b &= \log(A/T)_{\max} + q(\Delta, h) \\ m_b &= 0.56M_s + 2.9 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

M_s ; $(A/T)_{\max}$ 指瑞雷面波的水平分量,周期 $T = 20 \pm 3$ 秒,只适用于浅源地震($h \leq 50$ 公里), $\Delta = 20 - 160^\circ$ 。在公式(7.1)*中,数值1.66和3.3是对各种起算函数统计平均的结果。观测表明,用公式(7.1)算出的 M_s 和用公式(6.1)算出的 $M_s(\text{统一})$ 很一致。

*在本节中,凡带有小数点的公式,其含义为:小数点左边的数目字为按本节公式的序号的编号;而小数点右边的数字为该公式中的几个分公式的序号。

$m_b: (A/T)_{\max}$ 是对所有适用于起算函数的波 (PZ, PH, PPZ, PPH, SH) 测定的。起算函数 $q(\Delta, h)$ 按照古登堡和里克特1956年的公式得出。

要求台站把所用的振幅和周期, 与算出的震级一起公布, 鼓励台站确定台站和震中的震级校正值。推荐标准的一个重要方面是, 承认 M_s 和 m_b 代表两套不同的标度, 它们应被分别报出, 而不是合成一个统一的震级。这个标准得到国际上的广泛采用, 包括世界资料中心 (ISC)、美国地震情报服务处 (NEIS) 许多国家台网和台站。实行标准化被证明是大有益处的。

上述回顾的重点是与苏黎世会议以后的发展有关的方面。这里存在两个特殊意义的问题, 一个是从1935年开始逐渐完善起来的震级定义; 另一个是要使用几种波。后一问题的引入起初是为了包括所有深度的地震, 后来是为了包括较广的震源波谱。

要想把震级研究的纪录写完全, 那就等于编一本地震学教科书, 因为事实上地震学的每一部分都与震级计算有关。由于有关的文献极其浩瀚, 我们的回顾不能不受某些限制, 只包括直接涉及震级问题的论文。除了很少例外, 论及的时期只限于1967—1980年。

近期震级发展的一般情况

在苏黎世会议以后的时期, 测震仪器和数据处理方法的显著发展给了震级研究以重大的促进。

在古登堡发展远震震级标度时, 占优势的设备是中长周期地震仪, 它反映的P波周期为5秒的量级, S波周期为10秒的量级。1960年以来, 世界范围内的地震仪都有了明显的改进和标准化, 特别是WWSSN的建立起了很大作用。频谱覆盖显著加宽, 朝短周期和长周期两个方向都有扩展。这种扩展对于震级概念的发展和了解频谱的构成十分重要。

1. 适用于周期1秒左右的P波短周期仪器对于监测弱震是必不可少的。用短周期记录算出的 m_b 与古登堡用中长周期算出的 m_b 有一固定的差值。其优点是能测小震, 但同时却又使震级测定的均一化遇到了更多的困难。

2. 长周期和超长周期地震仪是记录特大地震最有用的仪器, 因为大地震的能量有相当大一部分是由几百秒周期面波传出的。这方面的发展也要求震级标度作更进一步的扩充。

频 谱

加强频谱研究有效地促进了对震级问题的理解和进一步的发展 (详见Båth, 1974)。图1.1.1表示地震的远场频谱, 它由低频部分 (水平线) 和低频部分 (斜线, 通常认为它按 f^{-2} 或 f^{-3} 衰减)。两部分相交之处定义为拐角频率 f_0 (Corner frequency) 远场频谱与震源特征之间存在着简单的关系。

作为例证, 我们从汉克斯和撒切尔 (Hanks and Thatcher, 1972, 1973) 所作的有益的汇集中选择几个公式。低频的振幅频谱水平 Ω 决定地震矩 M_0 :

$$\left. \begin{aligned} M_0 &= 4 \pi \rho \beta^3 \Omega_0 \Delta / 0.85 \\ \rho &= \text{密度}, \quad \beta = \text{S波速度}. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

拐角频率 f_0 与震源尺寸 r 有关。 $r = L/2 =$ 断层面半径。

$$r = 2.34 \beta / 2 \pi f_0. \quad (9)$$

M_0 和 r 共同决定应力降 $\delta \sigma$:

$$\delta q = (7/16) \cdot M_0 / r^3 \quad (10)$$

虽然这些关系式仅从南加州地震的S波谱求得，但还是有普遍意义。

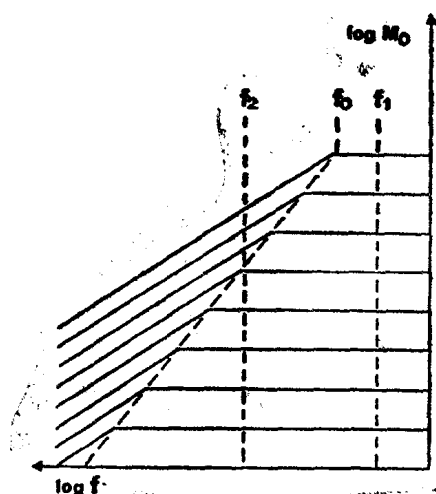


图1.1.1 震源的远场频谱示意图
(Bath, 197, p.369).

因为 $\log M_0$ 与任何震级线性相关，至少是近似地线性相关，所以图1.1.1的纵座标就大致对应一个线性震级标度。我们可以看出，不同频率（或周期）之间有重要差别。如果根据长周期资料定义一个震级（图1.1.1的 f_1 ），那么只要我们保证只碰到频谱的水平线部分，就得到了一个线性震级标度。另一方面，如果根据短周期资料定义一个震级（图1.1.1的 f_2 ），那我们就可能在较低震级碰到水平线部分，而在较高震级遇上斜线部分。后一种情况将造成缩小，并导致震级标度的饱和，这就相当于短周期体波震级标度 m_b 。正是出于这种考虑，苏黎世会议才要求把 m_b 和 M_s 分别报出，而不合成任何统一震级。地震矩 M_0 的优点就在于它不会碰上饱和，因为它只与频谱的水平部分有关。

图1.1.1自然是把真实的频谱大大概括和简化了。按照这个图所示，我们可以设想几组不同的反映震级信息的参量，用它们就完全可以描述一个地震的大小。

(1)假如已知拐角频率 f_0 和高频部分的斜率，就可以给出水平线区的震级（ M_s 或与之相应最大地震的量）或者地震矩 M_0 。

(2)如果已知高频部分的斜率，那么再知道一个水平区的震级和一个斜线区的震级(m_b)，就能把整个频谱确定下来了。

(3)如果既不知高频斜率，又不知拐角频率，那么有一个水平区的震级和两个斜线区的震级（用不同频率定的）也能确定整个频谱。

(4)最后，如果我们抛开图1.1.1的简单频谱，那就需要整整一系列用不同频率测得的震级才能完整描述频谱（Duda, 1978）。

从震源机制的物理本质来看，震级饱和问题可这样来理解：对于较大的地震来说，其能量的释放在空间上和时间上都取决于一个发展的断裂。短周期P波是一系列瞬时微破裂的结果，P波波群表示一系列破裂，每一个单个波的初至就对应于一个破裂（参看 Nagamune, 1972）。另一方面，周期更长的面波则因为分子震源的运动，代表总现象的综合效果。周期 20 ± 3 秒的面波相当于有50—80公里的波长。如果断层的长度大大超过此限，这种面波便不能综合沿着断层运动，而主要的波列移到长得多的波长范围。这就是说，当断层长度超过50—80公里时，就会发生 M_s 震级饱和现象。

根据全部频谱，把震级分为长周期的，中周期的，短周期的，而不问波的类型，这样做显然比分成体波震级和面波震级要好，但后一种方法仍是当前通常使用的（Nuttli, 1973）。

震级问题

震级公式的发展基本上是一个理论与观测相调和的过程。就是说，尽可能按照理论，又要符合观测。如果能发展出一个“精确的”震级公式，那么其中的独立变量决不止 A/T 、 Δ 和 h 而已，还要包括： h = 震源性质（震源机制和频谱）， P = 传播路径性质（吸收、几何扩

散)和 R =接收器性质(地质背景、仪器设备)等。参看Båth的公式(1974, p.273)为:

$$M = M(A/T, \Delta, h, k, F, R) \quad (11)$$

企图把(11)式用更一般的条件来表述的努力从未间断过(Purcaru和Zorilescu, 1970)。其中 A/T 、 Δ 和 h 经过检验是可以较容易而可靠地测量的,而变量 K 、 P 和 R 在个别情况下可能是不可克服的困难。作为一种摆脱困境的实用方法,我们把(11)式简化为:

$$M = M(A/T, \Delta, h) + C_s + C_r \quad (12)$$

式中 C_s 和 C_r 分别代表震源校正和接收器校正(参见Marshall等1979)。对于给定的震源地区和台站来说,它们是常数。它们常常是未知的,于是就得忽略掉它们,取近似:

$$\left. \begin{aligned} M &\cong M(A/T, \Delta, h) && \text{震源深度不限} \\ M &\cong M(A/T, \Delta) && \text{适用于浅震, } h \leq 50 \text{ 公里} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

对单个震级的估算常常十分分散,这不是怪,因为除了不可避免的观测误差外,我们还使用了近似关系式来作计算。

地震学家们常必须确定自己的震级公式,有时是为某个台站,更经常的是为一定的台网。为了使搞出来的公式适用,它必须满足以下两个条件。

(1) 对于任何地震,算出的震级应与震中距无关;

(2) 算出的震级应当对应于某些建立得很好的震级标度。

为达此目的,根据观测资料不同,可以采用不同的方法:

(1) 对于远震($\Delta > 20^\circ$),可采用国际通用的公式[公式(7)],来确定台站和地区校正值。这样通常已够精确。对于在适用范围内的震级,校正值已作出。

(2) 对地区性地震和近区域地震($\Delta \leq 20^\circ$)一般需要建立专用的公式,因为各地区的衰减作用不同。这种情况的地震常是小震,而远震震级可能被遗漏,因此在校正时,必须使用震级定义。

(3) 震级联测(简称JMD)的方法有利于联合测定对有限组的震中和台站的震级公式和台站的校正值。原则上,该方法可以用下面的一般震级公式来解释:

$$M_i = \log(A/T)_{ij} + a \log \Delta_{ij} + b + C_j + C_k \quad (14)$$

i 指地震序号, j 指台站序号, k 指震源区序号。假定 M_i 、 $(A/T)_{ij}$ 和 Δ_{ij} 已知,其余是未知量。这就是说,未知数有 $j+k+2$ 个。方程数有 $i \cdot j$ 个。方程的最小二乘解的起码条件显然是:

$$i \cdot j > j + k + 2 \quad (15)$$

这个条件易于满足。用 $q(\Delta_{ij})$ 代替 $a \log \Delta_{ij} + b$,引入步长函数(n 步), (15)式的条件变为

$$i \cdot j > j + k + n \quad (16)$$

(参看Bolt和Freedman, 1968; Von Seggern, 1973; Christokov等, 1977, 1979)。

(4) 在为早年的旧地震仪制定公式时要特别小心,因为对仪器常数往往了解得不够。(参看Casa 1977; Kanamori和Abe 1979)。

震源, 传播路径和接收器的影响

震源辐射和传播路径的影响已在若干研究中提到。有从观测出发的(Wu, 1968; Wi-

llis等1972; Kurochikina 1977; Noguchi和Abe 1977; Ringdal 1977), 有从理论出发的 (Von Seggern 1970; Calcagnile 和 Panza, 1973)。除非利用相当完备的台网的震源机制解, 否则从观测上可能很难分辨出源和路径的影响。对于不同的波的类型和不同的震级区间, 震源辐射的影响是不相同的。对于震源机制与震级的关系, M_s 要比 m_b 显示得更清楚 (Ritsema, 1977)。而一个由P波初动计算出来的 m_b 在显示与震源辐射的关系方面, 又比波群最大值相对应的 m_b 要密切一些。为了在计算震级时消除那些不需要的影响, 已发展起了几种方法:

(1) 用一个球对称的源代替实际震源, 用该假想源的振幅来估算震级。确定对称性的震源的振幅已有多种方法, 例如使 A 在震源球上均一化或以 A^2 来补偿地球表面使之相等, 即:

$$\pi A^2 = (1/2) \cdot \int_0^{2\pi} A^2(\theta) d\theta \quad (17)$$

θ 是震中—台站方位角。或者也可使辐射能量 E 在包围震源之球面均一化 (Chandra, 1970)。要是能给每一个震区都定上某种平均震源机制, 那么任何方法都可以常规使用。Chandra 的方法从物理上看来更正确, 但其结果的准确性却几乎难以改进。

(2) 因为用于计算震级的参数 (A/T) 受震源辐射的影响, 有人建议用另外的参数来代替它。这种参数要能说明震源的大小, 都不随方位角而变化。这类参数有好几个, 其中最重要的就是地震矩。Ben-Menahem (1977) 提出了这个建议并得出了若干个有关的 M_s 公式 (在面波震级中讨论)。其它同类公式将在最后一节给出。

(3) 除了震源的机制外, 还有近源区的构造条件的影响, 特别是在俯冲消减带内的构造条件。两个相距 1° — 2° 的台站在定一个远震的面波震级时, 可因此造成明显的歧异 (Ploverova 和 Babuška 1979)。同样须用校正的方法。

(4) 在计算 M_s 时传播路径的性质有很大影响。McGarr (1969) 证明, 用聚焦或不聚焦的“透镜”的相速度的横向变化, 可造成振幅的变化。在一个地震的不同传播路径之间, 振幅不同可达10倍, M_s 震级相差可达1.0级。这个结果是针对20秒瑞雷面波的垂直分量的, 而长周期P波的相应变化约只有它的1/4。这部分也请参看面波震级一节。

(5) 以上方法和讨论的基础是现象的物理机制, 但另外还可以有一些方法, 是依靠统计作基础的。譬如说, 若有了一个遍及世界的, 分布合理的台网, 它可以提供平均的震级, 这种震级可以预计它是独立于震源、路径影响之外的。其次, 若仅有有限数量的台站可用, 也可引入校正值来帮助计算震级。无论以上的哪一种方法都可使我们有可能尝试着去接近详细的物理过程, 而且经验的方法似乎不仅简单而且更准更有效。

在一些调查中, 台站校正 C_r 可用它与震中距、方位角和震级的关系来检验。若 C_r 随震中距、方位角而变, 这说明可能 C_r 里包含有震源校正 C_x 。 C_x 是因地区而不同的, 它同时考虑了震源辐射和路径性质的因素。若 C_r 始终随震中距变化, 说明距离校正不合适; 若 C_r 始终随震级变化, 那说明在周期随震级而增加时, C_r 有不适当的增减。地震文献中有许多这类公式和被一个或多个组台站采用的校正。

一批东欧地震学家 (Vanek 和 Tskhakaya, 1967; Christoskov 等 1974, 1977, 1978, 1979) 搞出了一个可能是现有的最完善的震级校正体系, 他们为此花了十年以上的时间。许多欧洲的台站紧密配合计算台站校正与地区校正。他们利用一切可能得到的台站间

差值，用迭代法进行计算。由于把有效的校正值与路径基本均匀的假设相结合，他们把单个 m_b 的标准偏差已降至0.04—0.045（对PZ、PH波）和0.055—0.60（对PZ'波）。用于震级计算建立一个世界性均匀系统是一项重要的成果，它无疑是在正确方向上迈出的一步。由一个基准台（Obninsk）提供方便的、规定合理的参考系。然而，对一个基准台来说，如何适当地减少观测量还是需要解决的问题。无论一个台站装备多好，灵敏度多高，地质背景多么均匀，震源、路径影响总是无法避免的。因此，必须认真考虑建立某种规定合理的平均震级，用于代替一个特殊台的 M ，它将更少偏差，更有代表性。或许，这个任务能在世界性震级系统的发展中得以完成。

震级概念的状况

震级的优点有二：一是在任何给定的情况下，只要有合理的公式可用，就能够容易地确定它；一是根据它至少可以近似地了解其它震源参数，如地震波能量、地震矩、断层长度等。然而震级的概念遭到了批评，特别是在下列一些方面：

（1）震级缺乏物理量纲，定义粗糙，与震源所发生现象的关系模糊，另外，对于大地震还有震级饱和现象。如果用地震释放的波动能量来代替震级，那这些反对意见便可以平息了。但不幸得很，使用能量即不容易，也不可靠。经过选择，有人建议用地震矩代替震级（Berckhemer和Jacob，等人1970）。地震矩 M_0 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。但是，地震矩虽有能量的量纲，它却并不等于波动能量（Ohnaka，1978）。此外， M_0 不像震级那么好用，特别是在评定历史地震的时候。

（2）任何震级都只涉及一个单一周期 T （除非综合震级，见下文），也就是说，它是“单色的”（Adams，1977，Duda 1977）。单用这一个数字来描述地震的复杂现象实在太简单，太不够了。震级与能量或其它震源性质的普遍有效的关系未被接受。为了尽可能地反映频谱，对于一个地震，我们就得采用许多不同的波，不同的周期，得到整整一系列震级的值。可是用这么多震级值来代表一个地震，对分类是不利的，也很难用它们来算出其它的震源参数。按标准程序对每个地震只上报一两个震级，是因为相信不同地震的频谱有某种相似性的假设。如果既否认这种相似性又否认震级与其它震源参数的关系。那实际上就等于否认了震级本身。

一般来说，面对着对震级的批评，我们心里要明白，提出震级来是干什么用的。譬如说，用来对地震作简单的分类，这时对震级的要求就不象用它计算其它参数时那么严格。但所有发表出来的批评都极其有益，它不仅能促进我们对震级问题的理解，而且促进对整个地震现象的理解。

面波震级

这一段的出发点是IASPEI推荐的面波公式即（7.1）式。在苏黎世会议以后的时期里，观测资料更趋丰富和准确了，使我们不但能检验这个公式，而且靠适当的修正，扩大了该公式对于震中矩、震源深度、波的周期和类型的适用范围。

量取记录

在应用IASPEI公式（7.1）式时，我们需要知道地面质点的最大速度，或者是周期