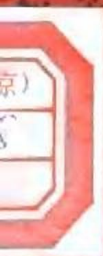


中国大陆 地震活动性力学研究

傅征祥 编著

地震出版社



中 国 大 陆 地震活动性力学研究

傅 征 祥 编著

地 震 出 版 社

内 容 提 要

地震活动性力学研究是地震力学的重要内容之一,它侧重研究成组地震活动的特征及其力学机制。本书讨论了中国大陆地震在全球地震活动中的地位以及大陆地震活动孕育的一般力学条件之后,着重研究了中国大陆地震活动的空间、时间和强度分布的不均匀性及其可能的力学机制问题。本书可供正在就读和从事地震学、地震力学、地震构造和地震预测等学科领域的大学生、研究生和研究人员阅读参考。

中国大陆地震活动性力学研究

傅征祥 编著

责任编辑:吴冰 商宏宽

责任校对:李 珩

*

地 震 出 版 社出版发行

北京民族学院南路9号 邮码:100081

中国地质大学轻印刷厂印刷

*

787×1092 1/16 18.875印张 484千字

1997年7月第一版 1997年7月第一次印刷

印数:001~900

ISBN 7-5028-1457-4/P·900

(1881) 定价:28.00元

前 言

在近代，具有深刻影响的地震力学理论是“弹性回跳理论”，它是美国科学家 Reid (1910) 在本世纪初提出的，目的是解释 1906 年美国旧金山大地震的力学机制。该理论的重要物理依据是确认地震（特别是浅源地震）是地球内部断层的破裂运动。之后，随着地震观测技术、观测范围、实验室技术和数值计算技术等不断进步，地震力学理论也日趋完善。目前的地震力学理论不仅建立在传统的连续介质力学基础之上，而且可以基于新的非线性科学之上；并且探索建立在传统连续介质力学和新的非线性科学相结合的基础上。

众所周知，中国大陆是全球最重要的大陆地震活动区之一。其特征是震源浅、分布广和强度大。因此，研究中国大陆地震孕育、发生和发展的过程，地震活动的时间、空间和强度分布的不均匀特性及其力学机制，是中国地震学、地球动力学和地震预报等研究领域中的重要课题。特别是 1966 年 3 月 8 日和 22 日河北省邢台地区发生 6.8 级和 7.2 级大地震之后，在中国大陆地区出现了地震活动的高潮。为了监测地震活动和最大限度地减轻地震灾害损失，在广大的地震活动区（带）上布设大量的地震台站，取得了前所未有的丰富的地震活动及其过程的观测资料，为地震力学的理论和实验研究提供了十分重要的依据。

自 80 年代末以来，著者在中国科学院研究生院地球科学部开设的“地震预报”课程中，讲授“地震活动性及其力学机制”的内容，它相当于地震力学理论中的一个分支内容（见本书第一章绪论）。为了准备授课，陆续收集和整理了有关的国内外研究成果，结合本人的研究工作，逐步形成本书。由于本人在该领域的研究还不深不广，书中必然存在种种不足之处，敬请读者指正。

本书共分六章。第一章概述地震活动性力学研究的一般问题和概念；第二章和第三章讨论全球（包括中国）大陆地震活动的一般特征及其发生的力学条件和构造背景；第四、五、六章分别研究中国大陆地震活动空间、时间和强度分布的不均匀性及其可能的力学机制。

最后，著者非常感谢两位同事——张立人和陈荣华，他们分别在著者编写第二章和第五章时给予大力协助。

目 录

第一章 绪论	(1)
第一节 地震力学研究的两个分支	(1)
1. 地震震源力学研究	(1)
2. 地震活动性力学研究	(3)
第二节 地震活动性研究的基础资料——地震目录	(4)
1. 地震的运动学参数	(5)
2. 地震目录完全性和均匀性分析	(9)
第三节 地震活动性力学研究方法概要	(15)
1. 地震活动性和岩石层复杂块体层次结构	(15)
2. 地震活动性力学研究的基本方法	(16)
参考文献	(18)
第二章 全球大陆地震活动及其构造背景概述	(23)
第一节 Gutenberg-Richter (G-R) 的全球地震震中分布图	(23)
1. G-R 的全球地震带(区)划分	(23)
2. G-R 的全球地震活动和构造背景	(27)
第二节 全球地震活动和板块构造学说	(28)
1. 全球板块构造学说要点	(28)
2. 全球地震活动和板块构造	(31)
3. 板间地震和板内地震	(34)
第三节 全球大陆地震活动及其构造背景	(35)
1. 全球大陆与大洋岩石层地质和地球物理特征对比	(35)
2. 全球大陆地震活动分布的一般特征	(38)
3. 中国大陆地震活动的构造背景	(40)
第四节 小结	(59)
参考文献	(59)
第三章 大陆地震活动的基本力学条件	(61)
第一节 构造地震力源分析	(61)
1. 重力	(61)
2. 地球自转不均匀性产生的力	(66)
3. 潮汐力	(70)
4. 板块边界上的大尺度构造力	(73)

5. 局部构造力	(82)
6. 构造地震力源性质比较	(87)
第二节 岩石脆性破裂和摩擦	(89)
1. 岩石脆性破裂	(89)
2. 岩石摩擦	(98)
第三节 小结	(110)
参考文献	(110)
第四章 中国大陆及邻区地震活动空间分布不均匀性及其力学机制	(113)
第一节 大尺度地震活动空间分布不均匀性及其力学机制	(115)
1. 大尺度地震活动空间分布不均匀性	(115)
2. 中国大陆东部和西部岩石层构造背景分析	(118)
3. 中国大陆及其邻区板间力学耦合强度差异	(126)
第二节 中尺度地震活动空间分布不均匀性及其力学机制	(127)
1. 中尺度地震活动空间分布不均匀性	(129)
2. 岩石层弱化带再活动	(132)
3. 岩石层共轭脆性破裂	(138)
4. 岩石层塑性滑移线场	(140)
第三节 小尺度地震活动空间分布不均匀性及其力学机制	(144)
1. 小尺度地震活动空间分布不均匀性	(145)
2. 地震构造类型对断层破裂的影响	(159)
3. 地震构造类型对应力降的影响	(160)
4. 地壳低速-高导层对应力集中的影响	(160)
5. 地震断层破裂的应力-应变场分析	(162)
6. 岩石层流变学对破裂深度的影响	(165)
7. 地震摩擦裂隙动力扩展深度	(167)
8. Coulomb 破裂函数	(170)
第四节 小结	(171)
参考文献	(171)
第五章 中国大陆地震活动时间分布不均匀性及其力学机制	(175)
第一节 长期地震活动时间分布不均匀性及其力学机制	(175)
1. 长期地震活动时间分布不均匀性	(175)
2. 弹簧-滑块模型	(189)
3. 流体运动断层阀模型	(195)
4. 流变学模型	(198)
5. 区域动力作用模型	(206)
第二节 大地震前兆地震活动性图像变化及其力学机制	(208)
1. 大地震前兆地震活动性图像	(208)

2. 微凸体模型	(222)
3. 扩容模型	(230)
4. 扩容-蠕动模型	(232)
5. 包体模型	(233)
6. 成核模型	(235)
第三节 大地震后余震活动时间分布不均匀性及其力学机制	(238)
1. 余震活动时间分布不均匀性	(239)
2. 流变学模型	(247)
3. 粘弹摩擦模型	(249)
4. 不均匀应力速率模型	(253)
5. 断层滑动诱发孔隙流体扩散模型	(257)
6. 断裂扩展模型	(260)
第四节 小结	(261)
参考文献	(262)
第六章 中国大陆地震强度分布不均匀性及其力学机制	(268)
第一节 地震强度分布概述	(268)
1. 地震强度分布	(268)
2. 地震震级-频度关系适用条件讨论	(270)
第二节 中国大陆地震强度分布不均匀性及其力学机制	(272)
1. 中国大陆地震活动 b 值的时空变化	(272)
2. b 值的岩石实验观测	(278)
3. 弹簧-滑块链模型	(281)
4. 自组织临界模型	(282)
5. 层次模型	(285)
6. 断裂力学模型	(287)
7. 统计热力学模型	(289)
第三节 小结	(292)
参考文献	(292)

第一章 绪 论

地震是地球内部构造运动的重要表现形式之一。随着近代物理、数学和技术科学的发展，在固体地球物理学中形成了地震学这一学科。近代地震学包括三方面主要内容 (Kasahara, 1981) (图 1.1):

- (1) 地震事件的科学。主要研究地震事件在地球内部孕育、发生和发展的条件和过程；地震波的产生和传播；地震活动的时间、空间和强度的分布特征等；以及地震事件之间相互作用和对构造环境依赖等有关的力学机制。
- (2) 地球内部物理学。主要利用地震波在地球内部传播的特征，研究地球内部结构和物理状态。
- (3) 应用地震学。主要包括地震勘探、核爆炸地震学和地震预报等。

上述近代地震学研究的主要内容，都是在观测、实验室和理论等方面的工作和研究基础上不断深入的。第一方面关于地震事件本身及其力学的研究，简称为地震力学 (Kasahara, 1981)。它是整个地震学中最根本和最基础的部分。

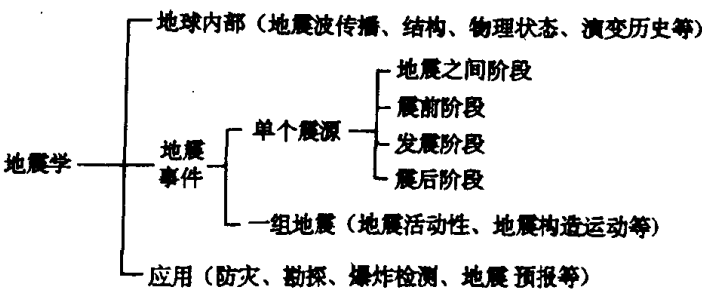


图 1.1 地震学的主要研究内容

第一节 地震力学研究的两个分支

地震力学研究可分为两个分支。第一个分支是研究单个地震震源，给出地震现象总的全面的图像；第二个分支是研究一组地震的活动特征。为了区分起见，在本书中分别称之为地震震源力学和地震活动性力学研究。

1. 地震震源力学研究

对于单个地震而言，假定在同一震源区内的地震是会重复发生的，那么，需要研究地震重复发生的周期中，地震孕育、发生和发展过程中，各个不同阶段（地震之间阶段、地震发生前阶段、地震发生时阶段和地震发生后阶段）（图 1.1），震源区物质性质和应力-应变状态的变化。

表 1.1 列出地震周期各个阶段的力学特征及有关的研究问题 (Kasahara, 1981)。

表 1.1 地震周期中的阶段及有关研究的问题

地震周期中的阶段	地震之间	震 前	发 震	震 后
力学特征	积累势能	临界应力状态下介质的非弹性性质	势能转化为动能	向新平衡态过渡
有 关 的 研 究 问 题	1. 能源	1. 识别地震前兆及其发生机制	1. 触发机制，以前该处的地震	1. 余震及其他震后现象的机制
	2. 积累机制、积累速率、空间分布	2. 破裂失稳准则	2. 破裂机制：类型、几何特征、破裂发展（破裂速度）、地震波辐射、停止机制	2. 改变了的状态和物性的恢复
	3. 物理状态的有关变化		3. 震源区状态和性质的变化	3. 滞后作用
	能量分配（效率、损耗、相邻区域的相互作用）			
	构造运动历史			

地震之间阶段是指重复发生的两次地震之间的时段。该阶段的主要特征是震源区积累势能。对此，必须研究能量来源、能量积累机制（包括积累的速率和空间分布）以及物理状态的变化。

震前阶段是指即将发生的下一次地震之前的时段，其特征是震源区处于临界应力-应变状态。需要研究在该状态下震源区物质性质变化（如非弹性以及前兆性变化）及破裂失稳准则。

发震阶段，或者称为主破裂阶段，其特征是震源区积累的势能转变为动能。有关的研究问题主要有：触发机制、破裂机制（破裂类型、几何特征、破裂发展、破裂速度），地震波辐射以及破裂停止、物质状态和性质的变化。

最后是震后阶段，其特征是向新的平衡态过渡。这里的主要研究问题是余震活动等的机制以及震源区物理状态、物质性质的恢复和断层愈合等。至此，一个地震重复发生的周期结束，同时，也是下一个地震周期的开始。

Kasahara（1981）还指出，上述地震周期中各个阶段共有的最基本的震源物理或震源力学问题，都是能量的分配与平衡问题，包括能量转换效率、损耗以及震源区与邻近区域的相互作用。

Kasahara（1981）著的《地震力学》一书是侧重研究地震震源力学的专著，从对震源的初步研究出发，讨论了诸如震源静力学、动力学、物理学和构造学等方面的问题，以及震源在地球内部所处的环境。该著作系统地反映了自 Reid（1910, 1911）对美国 1906 年旧金山大地震孕育和发生过程的研究后，建立地震发生的弹性回跳理论为标志的现代地震力学以来，特别是 60 年代至 70 年代该领域的进展。之后，1985 年 5 月在纽约举行的第五届 M. Ewing 讨论会上有关“地震震源力学”专题讨论的论文集（Das et al., 1986），亦是地震力学新进展的书籍。当然，还有许多论文散见在杂志上。另外，地震震源力学研究中，关于单个地震发生时地震波传播的理论研究，较新和系统的著作是 Aki 和 Richards（1980）的《定量地震学——理论和方法》。

2. 地震活动性力学研究

区别于对单个地震震源过程的研究，侧重研究成组地震活动总体的时间、空间和强度分布的特征，通常被称之为地震活动性（seismicity）研究（图 1.1）。它包括不同时间、空间、强度尺度下地震活动之间相互作用、相互联系以及地震活动性对构造环境的依赖性等。

地球物理、地质构造和地球动力学等的研究表明，地球岩石层内部是包含着不同尺度和不同物性构造断裂的开放系统。在纵向和横向上都可能存在显著的温度、压强和物性的差异，在地球内部动力作用和过程中，各个系统内部不同断裂及周围介质的应力-应变状态的差异变化，形成一种复杂的相互作用和影响的能量交换、积累和损耗的过程，它决定着构造地震活动的时间、空间和强度分布的不均匀性和复杂性（表 1.2）。

表 1.2 地震活动性力学研究的主要内容

空 间	时 间	强 度
不同空间尺度的地震活动不均匀空间分布及其力学机制	不同时间尺度地震活动随时间不均匀变化过程的特征及其力学机制	不同空间和时间尺度下，地震强度大小的分布特征及其力学机制
问题：不同尺度岩石层构造运动的力源、地球物理场、断裂系统几何学和力学性质等对应力场空间分布的约束	问题：岩石层断裂系统中，不同空间尺度的应力场和物质性质的时间变化过程机制；断裂系统中断裂相互作用，物质运动过程中能量交换、调整的非线性力学机制；恒（行）星-地球系统相互作用机制；地震断裂失稳准则和机制	问题：岩石层断块复杂层次结构中，能量不均匀积累、分配、相互作用和自相似等机制

地震活动的空间分布，在不同的空间研究尺度下，可能显示着相异的不均匀特征及力学机制。研究的空间尺度粗略地可以划分为全球尺度（ $>10^4$ km）、全球构造分区尺度（ $10^3 \sim 10^4$ km）、地震断裂带和震源区尺度（ $10^1 \sim 10^3$ km）等。需要研究不同空间尺度岩石层构造运动方式、历史、力源、地球物理场以及断裂系统几何学和力学性质等的差异，以及对不同尺度应力场空间分布特征约束的机制。

地震活动的时间分布，对上述任一个空间尺度下，都可能显示着不同的不均匀特征及力学机制。地震活动的历史，可能与地球形成之日同时开始，然而，地震活动记录历史将大致与人类的文明史相应。至今为止，整理的地震活动记录大约只有几千年。因此，可能加以研究的地震活动时间尺度，粗略地有千年、百年、十年、年、月和日等，甚至更短。不同时间尺度的地震活动不均匀性，将受到岩石层中不同空间尺度下应力场和物质性质随时间变化过程以及断裂系统相互作用和物质（固、液、气相）运动过程中，能量交换、传递和调整的非线性特性的制约。同时，地球与运动着星球（恒星、行星）之间存在力学相互作用，不同运动周期的相互作用过程影响着地球内部的应力-应变场的变化。研究区域中震源体内外应力-应变场随时间的变化，最终遵从怎样的破裂准则而发生失稳运动，也是特别需要探索的重要问题。

地震活动强度分布不均匀性及其力学机制，牵涉到复杂岩石层层次结构体中，能量的

不均匀积累和结构的自相似等问题。

近代,地震活动性及其力学机制的研究十分广泛。50年代美国地震学家 Gutenberg 等(1954)著的《全球地震活动性和相关现象》一书,占有重要的历史地位。该书对全球各个重要地震区(带)的地震活动性特点以及它们与区域地质背景、构造运动历史的关系作了系统的分析研究。而在地震活动性的多样化研究(特别是时空变化图像的研究)方面,日本地震学家 Mogi 取得很大的成就,其成果集中反映在他的著作《地震预报》中(Mogi, 1985)。在我国,这方面的综合研究见马宗晋等(1982)和梅世蓉等(1993)的著作。另外,根据岩石力学、经典或非线性力学理论,研究地震活动性的力学机制的重要综合性成果,除了上述 Mogi(1985)的著作外,还有 Scholz(1990)的著作《地震和断层力学》,其中对地震活动时、空、强不均匀性造成影响的地壳岩石物性、力学环境、地质构造和断层运动等条件,作了十分系统的论述。

上面,把地震力学研究划分为地震震源力学和地震活动性力学两个分支,强调了它们各自研究的主要对象(单个地震和成组地震)和内容。但是,它们两者的研究并非互相绝对独立。例如,在对单个地震的孕育、发生和发展过程的地震震源力学研究中,仍然有对一次较大地震发生前后,在震源区及其邻近出现的成组地震(前震和余震)加以讨论的。然而,对单个地震发生时,地震破裂类型、几何特征、速度和停止的机制,以及地震波辐射传播等问题,是地震震源力学研究的独特方面。而在地震活动性力学研究中,却着重研究成组地震与构造和地球物理场背景,复杂断裂系统相互作用和历史过程以及地震断裂失稳条件等的联系和机制。总之,地震力学两个研究分支的研究内容只是相对独立的。

地震活动性力学研究在地球构造、地球动力学和地震预测的研究中,占有重要的地位。其原因是:

- (1) 地震活动可直接反映地壳深部应力-应变状态随时间变化的信息;
- (2) 地震活动可以在远距离上被感知,即可以用相对少的仪器去监测相对大地域内的地震活动;
- (3) 迄今为止,全世界的所有地震活跃区内都记录到大量的地震活动资料。特别是近代仪器地震学的发展,获得质量相当高的资料。这个巨大和丰富的数据库,是其他地球物理和地质学观测所不及的。

早期的地震活动资料精度较差,或只有较大地震的记录,其地震活动性的研究多应用在地震与构造运动关系的讨论中,或在解释地球动力学的过程时,作为一种重要的线索。最近的几十年中,特别是对中小地震的精确和完整的观测,前兆地震活动性图像被广泛应用在地震预测的研究中,并成为不可缺少的重要方面。

第二节 地震活动性研究的基础资料——地震目录

地震活动性研究的基础资料是全球和区域的地震目录。通常,地震目录可分成两大部分,一部分来自近代地震观测仪器发明和应用之前,人类对地震振动的直接感受和对其破坏的观察等记录的文字史料,主要记录了比较强的有感 and 破坏性事件,俗称为历史地震目录。另一部分是基于近代地震仪器的记录。显然,后者的资料完整程度、信息量和精确度都远远超过前者。例如,在我国记录到的最早一次地震,发生在约公元前 23 世纪(帝舜

三十五年, 山西永济) (国家地震局震害防御司, 1995)。在前苏联的版图上, 历史上最早的地震史料是公元前 2000 年的土库曼西部地震 (Kondorshaya and Shebalin, 1977)。在 19 世纪中叶, 人类在直接观测地震的基础上, 英国人 Mallet 于 1860 年左右绘制过一张全球地震分布图, 也许这是全球尺度地震活动性研究的最初成果。但是, 在某种程度上, 这种地震活动分布图受到人口分布不均匀性的强烈影响 (Båth, 1973)。

我国是世界上最早用仪器观测地震的国家。东汉张衡于公元 132 年制成候风地动仪, 装置在洛阳, 曾记录到洛阳以西远处发生的地震, 为数日后传来的报告所证实。当然, 这种仪器不能满足实用的要求。

随着近代数学、物理学和技术科学的进步, 大约在 1880~1890 年间, 在欧洲诞生了实用的地震仪器, 并在欧洲和日本架设和运行。1892 年, 首次在德国的波茨坦记录到发生在日本的远震 (Båth, 1973)。之后, 地震仪器研制和实用化进展很快。在本世纪初前后, 我国在东部 (包括台湾省) 也建立了地震台 (国家地震局科技监测司编, 1987)。

随着仪器观测的地震资料日益丰富, 促成了地震资料的交流和汇编的国际合作。英国在 1923 年开始出版《国际地震汇编 (ISS)》, 至 1964 年起由《国际地震中心 (ISC) 月报》代替。ISC 每月从世界范围的 1200 个左右的台站上收到 8 万左右的地震数据和地震的初定位置, 集中综合分析和编辑成《地震区域目录》。与此同时, 在美国和前苏联等都有服务于全球的地震情报中心, 出版初定的地震目录。

另外, 1959 年以统一全球地震台的仪器型号和频率响应为手段, 使地震观测进一步精确化的全球标准地震台网 (WWSSN) 建设开始实施; 到 80 年代, 全球标准地震台网开始使用数字化装备, 其中一些台站构成了新的全球数字地震台网 (GDSN)。这些先进的地震观测台网的建立和资料的取得, 不断地推动着地震学的发展, 包括地震活动性研究的进步 (Bullen and Bolt, 1985)。同时, 全世界大多数国家都有设备良好的区域或地方地震台网, 为各国的地震学和地震活动性的研究发展, 提供可靠的观测基础。

至 80 年代止, 我国大陆已架设了约 80 个基准台以及一批地方台站和区域台网 (国家地震局科技监测司编, 1987)。根据近代仪器观测的地震资料和历史上的地震史料, 我国各省 (市) 和自治区地震局, 都编辑了不同时期的地震目录。就全国尺度而言, 下列地震目录对地震活动性的研究起着重要的作用, 它包括《中国地震资料年表》(上、下册) (中国科学院地震工作委员会, 1956); 《中国地震目录》(李善邦, 1960); 《中国地震仪器观测报告》(国家地震局地球物理研究所, 1994, 1995, 1996); 《中国地震目录》($M \geq 4\frac{3}{4}$, 公元前 1831~1969; 1970~1979) (顾功叙, 1983 a, 1983 b); 《中国东部地震目录》(1970~1979, $M_L > 1.0$) (国家地震局分析预报中心, 1980); 《中国西部地震目录》(1970~1979, $M_L > 1.0$) (国家地震局分析预报中心, 1989); 《中国历史强震目录》(公元前 23 世纪~公元 1911 年) (国家地震局震害防御司编, 1995) 等。

1. 地震的运动学参数

通常, 地震目录只给出每一次地震发生的运动学参数: 发震时间, 震中经、纬度, 震源深度和震级。如前所述, 这是地震活动性研究所依赖的基本参数。

1) 地震发生的时间和震源位置

我们把地震看作是地球内部弹性介质的破裂和能量释放的过程。在测震学中便是利用地震台站记录到初至和后至地震波性质以及波动几何学的知识, 确定与地震有关的断层开

始破裂的地点和时间。破裂点在地面上投影，即是震中位置（经、纬度）；破裂点至震中的距离，即震源深度。

2) 地震震级和能量

(1) 地震震级。地震震级是量度地震大小的标度，它基本上是一种相对的标度，所以，需要定义一个标准地震。在同样的观测条件下，将其他地震的最大振幅和标准地震相比，从而确定其他地震的相对大小。

美国地震学家 Richter (1935) 建立了一种地震的“震级标度” (M)，去量度地震的大小。对于浅源地震：

$$M = \lg A(\Delta) - \lg A_0(\Delta) \quad (1.1)$$

式中， $A(\Delta)$ 是震中距为 Δ 处记录的地方震地震波动的最大振幅； $A_0(\Delta)$ 是指定的地震仪在 Δ 处记录标准地震地震波动的最大振幅。在式 (1.1) 中，标准地震是指 $M=0$ 的地震，它在 $\Delta=100$ km 处，用伍德-安德森 (Wood-Anderson) 式地震仪，记录的最大地动振幅 a 为 $1 \mu\text{m}$ 。若用地动振幅 a 代替记录的振幅 A (即 $A = \bar{A}a$, $\bar{A}$ 为放大倍数)，对于美国加州的地方震，伍德-安德森地震仪的 $\bar{A}=2800$ ，Richter 获得：

$$M = \lg a + 3 \lg \Delta - 2.92 \quad (1.2)$$

上式中 Richter 应用了震中距 600 km 以内的地震图记录。由于 Richter 的原始震级标度仅限于在美国加州记录的相对小的和浅源的地震，需要扩展到全球各处用不同仪器记录的较大地震，包括中深源地震。则其一般形式为：

$$M = \lg A + f(\Delta, h) + C_s + C_R \quad (1.3)$$

式中， A 是仪器测量的地震波振幅； $f(\Delta, h)$ 是震中距和震源深度的函数； C_s 和 C_R 分别是台站和区域校正，用于估计地方和区域条件的影响。

当 $\Delta > 600$ km 时，浅源地震在地震图上占主导的周期约为 20 s 的面波，则定义面波震级为：

$$M_s = \lg a + \alpha \lg \Delta + \beta \quad (1.4)$$

式中， a 是代表 20 s 左右周期面波的水平地面位移最大振幅。对于 Rayleigh 波水平分量， α 和 β 有代表性的值分别为 1.66 和 1.82。

对于深震，定义有体波震级：

$$m_b = \lg \left(\frac{a}{T} \right) + Q(\Delta, h) \quad (1.5)$$

式中， T 是所测量的体波周期 (s)； a 是地动位移振幅； $Q(\Delta, h)$ 是震源深度和震中距 Δ 的经验函数。

对于浅源地震、体波 (P 波) 的震级 m_b 和面波震级 M_s 存在下述近似关系：

$$m_b = 2.5 + 0.63 M_s \quad (1.6)$$

上述震级标度强烈地依赖于波动的周期，特别对于特别大的地震，发育较长周期的面

波，20 s 周期的面波变得次要了。这样，上述面波震级的定义就不适合特大地震大小的标度，出现所谓面波“震级饱和”现象。当然， M_s 的定义可以扩展到较长的周期（例如 100 s）。然而，为解决“震级饱和”问题，Kanamori (1977) 提出一个新的更均匀的震级标度，矩震级 M_w ：

$$M_w = (\lg M_0 - 16.05) / 1.5 \tag{1.7}$$

式中， M_0 是地震矩，它是地震震源的形变状态，简单定义为：

$$M_0 = \mu A D \tag{1.8}$$

式中， μ 是介质的刚性模量； A 是断层破裂面积； D 是断层两盘之间的平均位错或相对滑动量。 M_0 的单位是 $\text{dyne} \cdot \text{cm}$ 。在地震学中，需要在震中距比地震断层破裂线度 l 大得多的地方，以及在那里应用的地震波长比 l 大得多的长周期波资料，或其波谱的长周期（低频）端去测量地震矩。地震矩比用体波或面波振幅测定震级，具有更明确的物理意义，因为地震矩直接与描述地震震源大小的量联系起来，并且可与野外测量的描述震源形变的量联系起来。

(2) 地震能量。在地震矩震级提出之前，地震学家已经意识到震级标度没有给出有关震源的物理信息，只是一种地震相对大小的量级。为了深入讨论震源，需要把震级标度与能量这样一个基本的物理参数联系起来。Gutenberg 和 Richter (1956) 根据对地震波从震源到达台站传播过程能量 E (J) 的简化研究，得到：

$$\lg E = 4.8 + 1.5 M_s \tag{1.9}$$

该式表明，震级每增加一级，能量增加 $10^{1.5}$ 倍（32 倍）。

表 1.3 给出了震级和地震能量的关系。表 1.3 表明，即使是一个较小的地震，也释放相当多的能量，使震中区的居民感受到振动。如果地震较大，则震源释放的能量相当可观。假如如前所述，假设震源是一个点，就不能解释一个点会积累和储藏如此巨大的能量，并在瞬间释放。所以，假设震源是一个体积更为合理。而在测震学上把震源看作点源，这可以理解为地震破裂从这点开始，之后破裂扩展到一个体积。所以，在地震目录中记录地震的位置（点），只是储藏地震释放能量的震源体中的一个点。

表 1.3 地震震级、能量、余震区面积和等效半径的关系

M_s	E / J	A / km^2	r / km	M_s	E / J	A / km^2	r / km
8.5	3.6×10^{17}	3.2×10^4	101	6.0	6.3×10^{13}	1.4×10^2	7
8.0	6.3×10^{16}	1.1×10^4	59	5.5	1.1×10^{13}	2.1×10^1	2.6
7.5	1.1×10^{16}	3.7×10^3	34	5.0	2.0×10^{12}	1.7×10^1	2.3
7.0	2.0×10^{15}	1.3×10^3	20	4.5	3.6×10^{11}	5.6×10^0	1.3
6.5	3.6×10^{14}	4.3×10^2	17	4.0	6.3×10^{10}	1.9×10^0	0.8

通常，一次较大地震发生之后，有许多大大小小的余震发生，这些余震分布在主震震源体之中。余震位置在地面上的投影，构成的余震震中区面积往往随主震震级 M 增加而增大，表明主震的震级越大，其震源体越大。

式 (1.10) 和 (1.11) 分别是我国 1966~1982 年间 27 个 5 级以上地震的震级 (M_S) 与其余震区长度 L (km) 和面积 A (km^2) 之间的统计关系 (吴开统等, 1990); 相应的关系曲线见图 1.2。

$$\lg L = 0.51 M_S - 1.78 \tag{1.10}$$

$$\lg A = 0.94 M_S - 3.48 \tag{1.11}$$

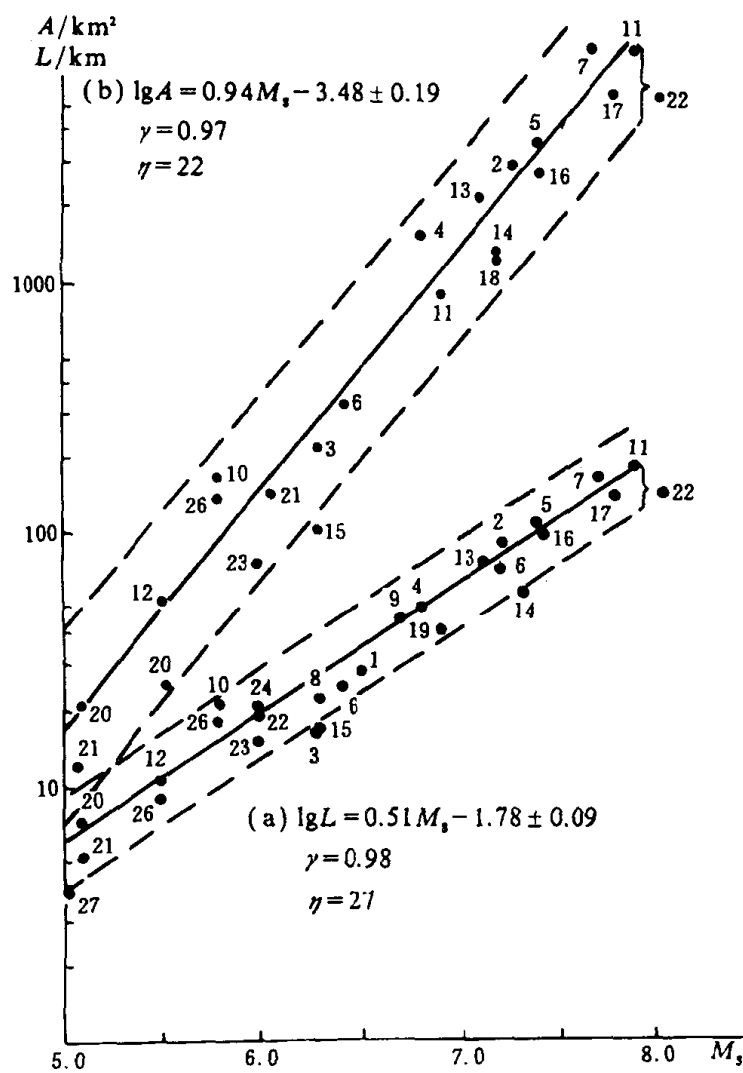


图 1.2 我国大陆地震主震震级 M_S 与余震区大小的关系
(a) M_S - L 关系; (b) M_S - A 关系

把由式 (1.11) 得到的余震区面积 A 以及等效半径 $r = \sqrt{A/\pi}$ 列在表 1.3 中。
假如余震区面积是主震破裂尺度的一个指示, 那么, 式 (1.11) 给出的 M_S - A 统计关系, 为震源是一个体积的假设的有利证据。类似的统计关系, 在其他国家地震区都存在 (Kasahara, 1981)。

日本的 Tsuboi (1956) 在分析了伴随几次日本大地震时出现的地壳形变, 估计极限

地壳应变 ε 为 $1 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-4}$ 。在最简单的情况下, 应变场由单一的剪切分量 e 来表示, 这时, 单位体积介质的应变能为:

$$e = \frac{1}{2} \mu \varepsilon^2 \quad (1.12)$$

式中, 介质刚度 $\mu = 5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$, 若 $\varepsilon = 1 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-4}$, 则 $e = 2.5 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-3} \text{ J/cm}^3$ 。

对于日本地区, Utsu 和 Seki (1955) 获得余震区面积 $A (\text{cm}^2)$ 和震级 M 的关系为:

$$\lg A = 1.02 M + 6.0 \quad (1.13)$$

以及震级 M 与地震伴生的形变区等效半径 $r (\text{cm})$ 的关系 (Dambara, 1966):

$$\lg r = 0.51 M + 2.73 \quad (1.14)$$

根据式 (1.9)、(1.14) 和 $V = \frac{4}{3} \pi r^3$, 可得到 $E/V = 10^{-4} \text{ J/cm}^3$ (V 为震源体体积)。注意到 Tsuboi 给出的能量密度 e 与 Dambara 给出的是同数量级的。这就从实测的资料支持了地震震源体积的概念 (Tsuboi, 1956):

① 地壳中积累的应变能可能是地震释放的能量的来源;

② 震源释放能量的能量密度基本上不依赖于震级, 它相当均一, 约为 10^{-4} J/cm^3 , 与岩石极限应变状态的能量密度相似;

③ 因此, 应变释放区的体积决定了地震释放能量的多少和地震震级的大小。

2. 地震目录完全性和均匀性分析

1) 独立地震和相关地震

对一个地震区 (带) 或一个地震震源区而言, 地震活动的时空分布, 往往显示出强烈的群集性质, 主要表现为震群和余震活动。它们被认为是非“独立”孕育的事件, 是由于较大地震发生之后, 在其震源区及其附近应力调整而产生的“相关”事件。为了分别研究一般背景性、区域性的地震活动和余震 (及震群) 的特征, 需要从地震目录中将它们区分开来, 将它们分别称为独立地震和相关地震。

通常, 可以采用人工识别和计算机识别方法去完成区分独立地震和相关地震。1976 年 McNally 曾提出一种辨别和删除余震和震群的方法。其算法中假设地震活动的时间序列中包括随机和非独立分量。发生在一个给定时间内的相关事件被认为是非独立的, 相关的时间认为是震群 (或余震) 的时间长度。删除相关地震后便组成独立的地震序列。1985 年 Reasenber 用五维 (震源位置、震级和时间) 空间中的点过程去模拟地震孕育过程的地震相互作用物理模型, 提出一种辨别余震和震群的算法。

2) 天然和人为地震活动

为了客观地认识岩石层的地震活动及其所反映的地球内部构造运动过程中应力-应变状态变化, 需要从观测和分析中获得连续、完整和精确的地震活动性资料。

如前所述, 例如近代的地震活动资料来自一份似乎是非常简单明了的仪器观测地震事件目录。实际上, 它是一份比较复杂的资料文件。对于一个地区而言, 由于地震观测台站的建立、撤消和调整, 造成地震活动监测能力随时间而变化; 观测仪器性能

不能严格地随时间保持一致；观测人员的管理水平和分析能力差异以及测定地震参数算法变化和改进等人为因素的介入，都是不足为奇的。然而，却使得来自地震监测部门的地震目录是不均匀和相当复杂的，它本身并不完全真实地反映客观地震活动的状况，需要分析人为影响并加以消除。对于在仪器地震学诞生之前，历史上由人类直接感知和观察整理记录的地震史料，由于不同人对地震反应感知的灵敏程度和对地震破坏描述能力的差异等，必然有人为因素带入对地震事件的判别结果中，亦造成历史地震目录存在不均匀性和复杂性。

这样，一份地震目录通常都是天然地震活动和人为地震活动变化的组合。研究地震活动性的重要前提之一，是尽可能识别并剔除人为地震活动性（Man-made seismicity）的影响。不加分析地使用地震目录去进行地震活动性研究，特别是应用在地震预报研究中，可能是十分不恰当的。

人为地震活动性变化和原因可划分为三类（Habermann, 1983, 1987；傅征祥，1990）：

- (1) 监视变化（Detection Change）：指与地震台网的监视能力变化有关；
- (2) 报告变化（Reporting Change）：专指已监测到的某地震事件，但地震报告中没有给出震级大小；
- (3) 震级漂移（Magnitude Shift）：主要是由于确定震级的台站分布以及震级算法的变化，造成不同时期内对震级测定的系统影响。

前两类变化主要影响目录中小震级事件的完整程度。

3) 最小完全性震级和最小均匀性震级

识别人为的监测变化和报告变化的目的，最终是要确定一个震级阈值，使得大于该震级阈值的事件，在不同时期之间，它们是完整或均匀的，即要确定：

(1) 最小完全性震级（Minimum magnitude of completeness —— $M_{\min c}$ ）。表示被研究的不同时期中，地震台网对大于 $M_{\min c}$ 的所有地震都能被监测到。

(2) 最小均匀性震级（Minimum magnitude of homogeneous reporting —— $M_{\min h}$ ）。Habermann（1983）指出，对于仅仅研究地震活动性速率变化，并不一定需要上述完全的地震资料组。因为，研究速率时只是考察不同时期速率的相对变化，要求地震报告随时间的变化是均匀的。 $M_{\min h}$ 表示一种震级水平，大于该水平的事件组成一个均匀资料组，在整个研究时期的不同时段中被报道的不同震级带的地震活动速率差别保持不变，表示在整个研究期间中，监测能力没有变化。

通常，最小均匀性震级小于最小完全性震级。图 1.3 试图表示这两种震级阈值概念的区别。在图 1.3 中给出两个时期 Δt_1 和 Δt_2 中累计频度 N 随震级 M 变化的曲线，曲线的斜率（ b ）不是恒定的。假如对于一个地震记录完全的资料组， $\lg N$ 和 M 的关系是线性的，那么，由图 1.3 可以确定在 Δt_1 和 Δt_2 时期中，它们的最小完全性震级 $M_{\min c}$ 是相同的，即对于 $M > M_{\min c}$ 的震级范围内的地震事件；并且 $b_1 = b_2$ 。对于 $M < M_{\min c}$ 的所有事件记录都是不完全的。但是，在某个震级范围内（ $M_{\min h} < M < M_{\min c}$ ），两个不同时期内的震级频度关系曲线的斜率仍保持相同（与 $M > M_{\min c}$ 范围的斜率不同），可能说明这两个时期中该震级范围中的地震记录不完全性是相同的，即被相对均匀地报告了。