

56.259
03580

地震危险性的评定与减缓

〔苏〕耶·弗·萨瓦连斯基 等著



地震出版社

地震危险性的评定与减缓

〔苏〕耶.弗.萨瓦连斯基等著

王碧泉 等译 李华英 许忠淮 等校

地 震 出 版 社

1 9 8 2

地震危险性的评定与减缓

〔苏〕耶·弗·萨瓦连斯基等著
王碧泉等译 李华英 许忠准等校

*

地震出版社出版

北京复兴路63号

北京丰台岳各庄印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

*

787×1092 $\frac{1}{16}$ 10 $\frac{1}{4}$ 印张272千字

1982年7月第一版 1982年7月第一次印刷

印数：1—3,000册

统一书号：13180·167 定价：1.10元

前 言

1976年2月，在联合国教科文总部举行了关于评定和减缓地震危险性的政府间会议。会议邀请地震学、地震工程学和地震危险性的社会和经济方面的许多权威人士，对与会议每一项议事日程有关的课题准备了讨论文章。本书的各章节就是这些文章在会后经作者修改补充写成的论文。这些论文和会议的正式报告（本书第IV部分），构成了有关地震、它的社会、经济效果以及减缓地震损失的各项措施等现有认识的一个概要。

我们希望本书不仅对本领域的专家有用，而且对那些为减轻这个最大自然灾害造成生命财产损伤的有关各界人士都有用。

教科文组织对热心写出本书各章节的作者表示感谢。论文的内容应理解为仅反映作者个人的观点，而并非一定是他们所在机构的观点。

目 录

I. 地震危险性的评定

1. 地震区域划分..... Vit karnik, S.T.Algermissen (3)
2. 地震小区划及其有关问题..... Jakim T.Petrovski (28)
3. 地震预报..... E.F.Savarenskij, I.L.Nersesov (41)
4. 诱发地震活动性..... D.I.Gough (57)
5. 海啸 S.L.Soloviev (77)
6. 地震的野外考察..... N.N.Ambraseys (95)

II. 减小损失的设计措施

7. 建筑物: 规范、材料和设计..... S.Sachanski (107)
8. 公用设施的抗震性能和设计..... 久保庆三郎, 片山恒雄 (116)
9. 目前大坝抗震设计的动向..... 岡本舜三 (125)
10. 核电厂的抗震设计..... Nathan M.Newmark, William J.Hall (134)
11. 遭受地震破坏的建筑物的加固 T.Whitley Moran (149)

III. 地震危险性的影响 (略)

IV. 关于评定和减缓地震危险性的政府间 会议的最终报告 (略)

I.地震危险性的评定

1. 地震区域划分

Vit Karnik S.T. Algermissen

1.1 引言

在地震区内，为城市和地区作规划，或为抗震设计做任何决定都必须具备有关未来可能发生地震特性的资料。这种资料通常由所谓“地震区划”这一程序来提供。首先必须说明，这一术语既不包括局部土壤条件的影响，因为那属于小区划的范围；也不包括土壤与结构相互作用等工程问题。原则上，地震区划的主要成果是地震区划图。图上要表示出场地附近未来地震可能引起的预期震动烈度和频度有关的值。

地震效应可分成三类 (Algermissen et al., 1975)；

- (a) 由于震动的一定幅度、频率与持续时间所产生的效应；
- (b) 在震中区由断裂产生的效应；
- (c) 由于海啸的发生而产生的效应。

伴随地震而产生的地质现象如滑坡、地陷或液化，是由于物质的某些特性或特殊土壤条件而引起的，但它们都通过地面震动而触发。震动和地质效应的关系非常复杂，单一参数不能很好地估计全部地质上的灾害。海啸的危险性是某些沿海地区的特殊问题。

“地震区划”这一术语的含意已经有过某些改变，因此，各种地震区划图的内容是有差别的。目前有些区划图只是简单地概括过去观测到的地震效应，并认为未来地震的活动图象依然如故；另一些区划图则根据过去的地震区域进一步外推到潜在的地震震源区。第一种类型的图仍被广泛地使用着，这种图完全忽略了观测期内地震活动处于平静的某些地区可能存在有地震源。使用这种图件，有时能引起具有严重经济后果的“地震学上的意外”。编制第二种类型区划图比较困难，存在的问题将在后面讨论。

编制区划图的另一问题是作图参数的选择。编制这些图主要是为了实际应用，其内容按照需要和每个地区可用资料的情况而定。现在附在正式建筑规范内的区划图，通常只把地区划分为二至三个区域，其分类或是根据宏观烈度分成Ⅶ、Ⅷ、Ⅸ度区；或简单地分成与规范内列出的地震系数相对应的A，B，C区。然而，对于与抗震设计直接有关的量，例如峰值加速度或峰值质点速度、震动的卓越周期、频谱密度以及它们发生的几率等也很需要。这些参量对某些类型结构的设计都是需要的。最终的目的是根据周围所有震源区内的地震给出各个场地的设计谱（加速度图）及确定其发生的几率。然而我们离这个目标还很远，而较好地描述强地面运动参量的知识，或许就是已经取得的一种成就。

最后，必须对与作图参量有关的参考场地条件给以定义。专家们对所谓“岩石”的理解并不相同，使用时必须加以说明。有些烈度图则是参照诸如固结土壤、粘土等“平均场地条件”编制的。

编制区划图应该以有明确定义的有关变量为基础。使用的资料可分成四类（见图1.1）：

- A. 各种地震参数。
- B. 作为距离、震源深度和震级函数的地震波动力学参数。
- C. 宏观地震观测资料。

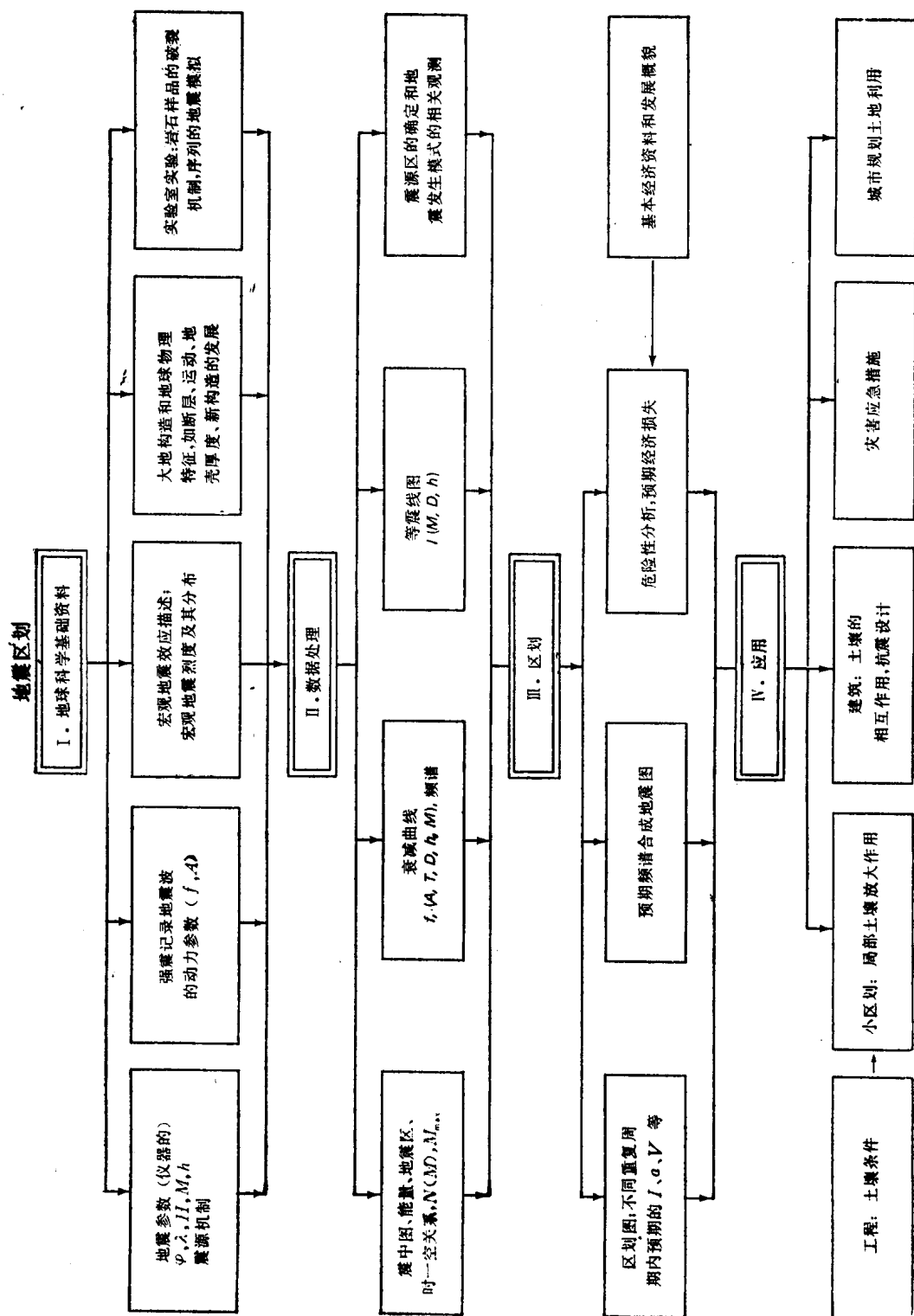


图1.1 地震区划方框图

D. 大地构造和地球物理特征。

必须注意，B类资料只与弹性振动有关。强震时产生永久形变，而预测永久形变是很复杂的。在已知地质条件的有限区域内，可以粗略地估计永久形变。

编制区划图以前，必须对基础资料加以处理和分析，对经济和人的影响的估计，需要补充其他资料。然而，这些考虑超出了地震区划的范围，而与地震危险性分析有较密切的关系。

原始数据的处理包括统计分析、表示地震和大地构造特征的各种图件、衰减曲线、时-空关系、相关性和统计预测模式（图1.1）。然后，把资料处理结果用于地震区划和危险性分析，并应用到抗震设计和城市规划中。

1.2 地球科学基础资料

1.2.1 地震观测：震源参数

大多数地震的震源集中分布在岩石圈板块或地块相接触的十分狭窄的地带。大部分地震发生在地壳内。然而在太平洋地震带，震源深度达700公里；在地中海—亚洲地震带，震源深达300公里（极少数更深的地震例外）。全球地震活动性图象，在小比例尺图上显得过于简单，这对于以区划为目的的地震活动性的确定和描述产生一定困难。

通常在编制一个地区的区划图时，需要规定一个“地震发生模式”。这个模式应该能预测这一地区未来可能的地震序列。每个地震序列至少要用未来地震的时间、位置和震级来描述。建立地震发生时间和空间模式的第一步，是积累过去的地震资料。地震学的基础资料，可以从一定震级水平（例如 $M=4$ ）以上的地震记录或目录中得到。地震的基本参数是发震日期和时刻、震源坐标、震级和震中烈度；其他一些有用的参数是断层尺度、应力降、地震矩和断层面解。也需要地震破坏的详细报告和等震线图。在所有场合，重要的是知道被测定参数的精度。

有几个复杂情况和问题需要说明一下。给出的震中坐标的精度变化范围从几公里到100公里（现在最一般的值是 $\pm 10-20$ 公里）。二十世纪的一些地震和所有早期地震的震中都确定在震动最严重地区的中心，即最大烈度（ I_{max} ）地区。

所测定的震源深度的精度比震中坐标的精度低。一般，深度大于70—80公里时，其精度为 $\pm 10-20$ 公里。对于深度较浅的地震（1—70公里），只有密集的地方台网才能使测定震源深度的精度达到 $\pm 5-10$ 公里。一般将震源当作点源，但这种假设不完全正确，因为地震能量是从断层释放出来的，而断层有可能（特别是大地震）水平地（及垂直地）延伸相当大的距离。对于 $M=8$ 的地震，断层延伸距离可达200公里或更大。因此震源位置仅仅对应于断层上某个点，到达各台站的第一个P波即由该点产生。

对很有条理地收集到宏观资料的地区，震源深度可用烈度、震中距和震源深度有关的经验公式或曲线来估计。可以认为，根据三条或更多的等震线半径确定的震源深度，要比根据较差的仪器数据确定的深度更可靠些。

对地震“大小”的分类可用不同的参量，主要是震中的宏观烈度（ I_0 ）和震级（ M ）。烈度 I_0 是一种非仪器测量的量，它是根据观测到的地质效应、建筑物的损坏及个人对振动的感觉来确定的，并按烈度表以度表示。按12度烈度表估计烈度一般可准到半度。震级 M 基于记录到的各种波的最大振幅，它是仪器测量的量，不受人为判断的影响。实际上，有很多依据不同类型波度量的震级标度。通常不同的震级标度只是在特定的点上才有相同的震级值。最

初的震级标度是根据距离震中100公里处,在具有标准常数的Wood-Anderson扭摆地震仪上记录到的最大振幅来度量的(Richter, 1935)。震级测定的标准误差一般为 ± 0.3 级。

有些研究人员将地震按其释放的能量(E)进行分级,说得更确切些,即按定义 $K = \log_{10} E$ (E 按焦耳计)来分级。这主要在苏联的目录中使用。另外还有些物理量,如应力降和地震矩。地震矩 M_0 定义为:

$$M_0 = \mu LS, \quad (1.1)$$

其中 L 是地震时断层的平均位错; μ 是刚度; S 是断层面面积。应力降 $\Delta\sigma$ 是破裂前后断层面剪切应力的差值,

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2. \quad (1.2)$$

然而,对大部分地震还没有测出这些量。

根据简化的力学模型,如作用在震源的单力偶或双力偶,可以导出断层面解,这是有关震源的另一项重要资料。

断层面及其方位一般根据对初动(压缩或膨胀)分布的分析来确定。但这种方法不能区别断层面与垂直的辅助面。通过 S 波(剪切波)振幅的辐射图象或用实地考察的办法可求得断层面解。解的精度据Ritsema (1974)分析估计如下:对巴尔干地区,12%的解属于A类(即主轴的可能变化小于 10°),24%属B类(其中一个轴的变化小于 10°)等等。对于 $M > 6$ 的地震,断层面解一般是可用的。然而在主要的地震研究中心它尚未成为常规工作。

1.2.2 近震中距的地震波

为了确定某一地方的地震效应,我们必须知道地震波的发生及其在传播过程中的衰减。“衰减”描述的是选择作为震中距、震源深度、震级和震源机制等函数的参量的性能。任何适合设计的参量都可使用,理想情况应该是与参考地面有关的一整套变量(距离、震源深度、震级、地区)的一组纪录。但目前还不可能实现。实际上是用单一参数或几个参数来表示地面运动的,例如峰值位移、峰值加速度及其相应波的周期、超过一定振幅的运动持续时间、谱强度等。由于缺乏这类经验数据,因此,区划图的一些作者就用宏观烈度推导衰减曲线。对参数 X 的简化的衰减曲线,可用下面的公式来表达:

$$X = a_1 \exp a_2 M D^{-a_3}. \quad (1.3)$$

其中 a_1, a_2, a_3 是常数; M 是震级; D 是震源距离。

现在的主要问题是积累对区划具有重要意义的,即震中距小于300公里的经验数据。遗憾的是,这个范围的数据恰恰很不足,因为很多地震仪没有足够的动态范围能同时记录强地面运动和来自小地震或远地震的波。为此,十年来已装置了2000多个强震仪(主要是加速度仪)以扩展地震记录的动态范围。

1972年8月14—18日在墨西哥城召开的强运动国际讨论会,评述了强地震运动学问题(详细情况见SC/WS/535报告, UNESCO, 1973 5.11)。现在,强运动资料有三个来源:

- (a) 强运动记录(多数是加速度数据)和相应的加速度—震级—距离函数关系(例如图1.2a, b, c);
- (b) 作为震级标定曲线的振幅—距离函数(来自弱震或中等地震的位移或质点速度);
- (c) 宏观烈度—距离—深度关系。

第一组可提供最可靠的资料,因为仪器的设计是专门用来记录强地面运动的。然而必须注意,加速仪主要对高频地震波灵敏,而不能提供长周期波的信息(例如SMA-1型加速度仪,固

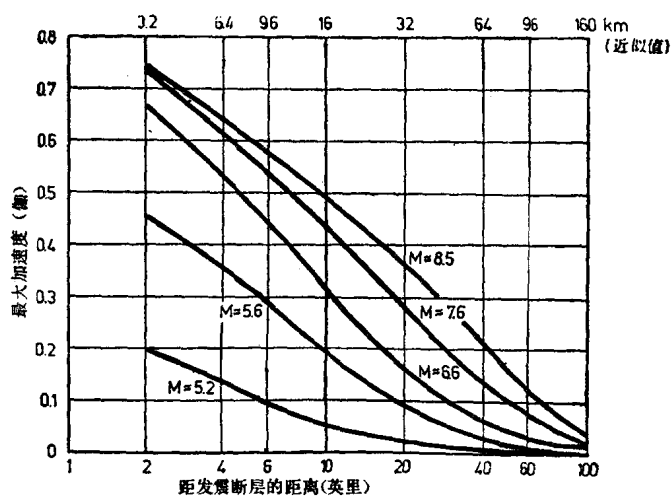


图1.2a 加速度随距离的衰减曲线 (Schnabel and Seed, 1972)

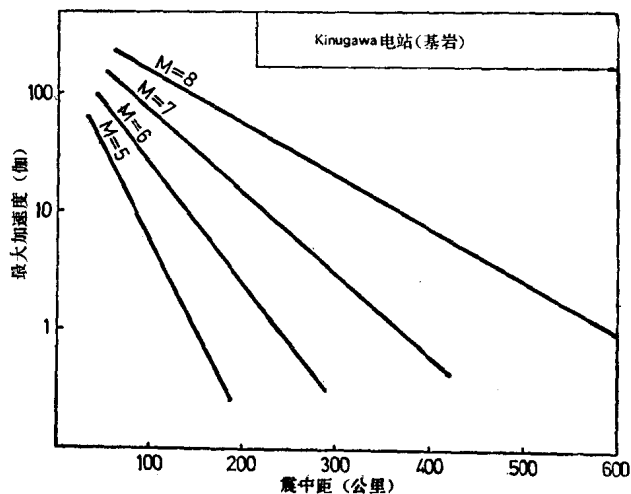


图1.2b 加速度随距离的衰减曲线 (Okamoto, 1973)

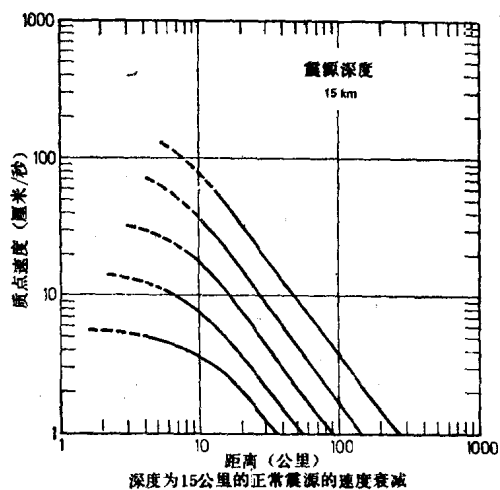


图1.2c 速度随距离的衰减曲线 (Algermissen et al., 1975)

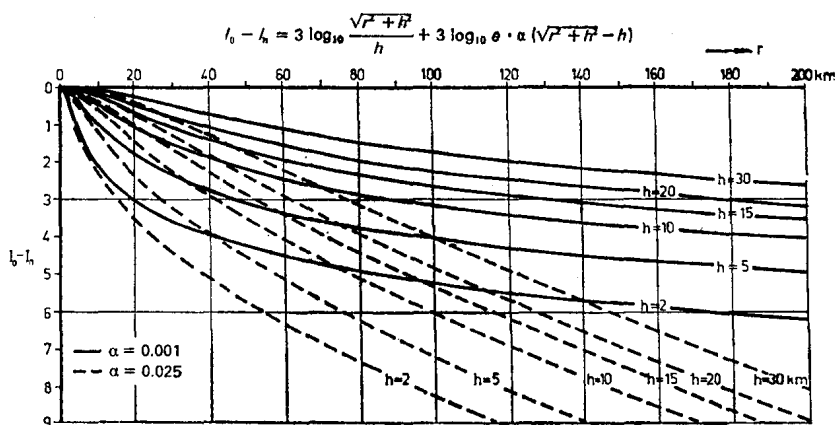


图1.2d 烈度随震中距和震源深度的衰减曲线 (Sponheuer, 1960)

有频率接近25赫兹)。目前的衰减曲线主要是根据美国1971年圣费尔南多地震和其他一些新近地震的加速度记录图编制的。

各个结果显示出很大的分散性，这可能反映局部辐射和地质条件的不同，也可能是由于震源资料的不同来源引起的。大部分结果以作为距离函数的加速度给出，有些则给出质点速度。有关位移的数据很少，虽然有些数据可由震级标定曲线给出，标定曲线表示 S_g , LR , P , S 等一定周期范围不同类型波的平均振幅—距离函数。例如坪井 (Okamoto, 1973) 给出的震级标定曲线可用在工程实践中，以计算给定场地的预期最大位移：

$$\log_{10} A_m = M - 1.73 \log_{10} D - 3.17. \quad (1.4)$$

其中 A_m 是最大地面位移，以厘米计； D 是震源距离，以公里计 ($D \leq 500$ 公里有效)。在工程中应用这些曲线存在一定问题。首先，它们是以 $D > 100$ 公里的距离导出的，第二，它们主要依据只有几毫微米到几十微米的小地面运动观测值。标定规则非常简单，一个震级单位相当于一个振幅量级。如果振幅谱的形状在一定周期范围内对于各种震级都相同的话，上述标定规则是有效的。但如果我们考虑的周期和震级范围较宽，上述假设就不正确了，因为 (a) 谱的拐角频率随震级而改变；(b) 对一些波周期谱曲线不平行；(c) 谱的强度不随周期线性增长。因此可以认为标定规则是变化的，我们不能简单地将弱震动的振幅数据外推到大震级的数据。

地震波衰减资料的第三个来源是等震线图 and 相应的烈度—距离曲线。应该根据近代地震的烈度资料和仪器衰减曲线的关系选用烈度与其他参数 (如加速度) 的某种换算公式。

多数烈度—距离—深度曲线相当好地符合 Kővsligethy 公式：

$$I_0 - I_n = 3 \log_{10} (D_n / h) + 3 \alpha \log_{10} (D_n - h), \quad (1.5)$$

但与 Blake 的简化公式

$$I_0 - I_n = \text{Const.} \log (D_n / h), \quad D_n = (r^2 + h^2)^{1/2} \quad (1.6)$$

符合得并不理想。按公式 (1.5) 对 $\alpha = 0.001$ 和 $\alpha = 0.025$ 计算的两组曲线见图 1.2d。修正的麦卡利烈度 I 与质点速度 v (厘米/秒) 之间的关系，由 Newmark 和 Rosenblueth (1971) 给出，其形式为：

$$I = \log_{10} 14v / \log_{10} 2. \quad (1.7)$$

* 这篇文章写于1975年，此后作者又发表了一些关于强震振幅与谱，以及宏观烈度方面的新的经验公式。

Algermissen等(1975)给出一类似公式:

$$I = \log_{10} 14v / \log_{10} 2.11, \quad (1.8)$$

使用的速度值是由加速度图积分得到的。另一个近似公式由 Tvifunac 和 Brady (1975) 给出:

$$I(\text{MM}) = 4 \log_{10} v + 1.92 \quad (\text{对 } I = \text{IV} - \text{X 有效}), \quad (1.9)$$

Donovan (1973) 和 Ambraseys (1973) 已经把加速度、距离和震级关系的经验公式编制成表。

经验结果所对应的参考场地的类型一般不很确定。某些研究者所使用的“坚硬岩石”的定义存在某些问题。地震学家认为岩石介质的剪切波速度为 3.0—3.5 公里/秒, 但为了区划的目的, 这个速度范围必须展宽。因此, “坚硬岩石”也包括硬化程度较高的沉积岩, 其剪切波速度的下限约为 1.5—1.8 公里/秒。参考场地是一项重要资料, 因为在地震小区划中使用的场地放大因子, 就是由该地覆盖在坚硬岩石上的物质表层引起的放大。一般比例尺的区划图 (1:100万—300万) 不可能考虑局部场地条件。

支持确定地面加速度和速度的理由, 是由于利用这两个参量有可能按 Newmark 和 Rosenblueth (1971) 叙述的程序建立加速度反应谱的包络。

衰减曲线表示最大振幅作为距离和震级的函数的简单经验关系。一般不常提及地震波的确切类型 (P , S 或 L), 因为工程师并不像地震学家那样对记录波型的解释感兴趣。靠近发震断层 (震源), 即距离约小于 150 公里时, 在记录图象上占优势的是直达、折射和临界反射的 P , S 波, 距离增大, 表面波就成为主要的了。

当地震的震源比正常地震深时, 地震波的图象又不一样了; 在记录图上体波 P 和 S 形成截然不同的两组, 并且表面波振幅随震源深度的增加按指数减小。

峰值加速度经验曲线的例子示于图 1.3。观测数据的离散很大, 导致曲线拟合的不定性, 也意味着精度低。在很近的距离 ($D < 50$ 公里) 内, 也就是说, 在不能设想为完全弹性过程的大地震震源区内, 是问题最多的地方。

在工程设计中考虑强震动的持续时间是重要的。从记录图上可以看得很清楚, 有时峰值加速度只表现出一个摆动 (一个周期), 而另一些场合持续时间则较长。这自然会影响建筑物的反应。持续时间的资料很少, 且只在确定持续时间的振幅阈值被明确地说明时才适用 (例如, 见 Bolt, 1974 和 Kobayashi, 1974)。

1.2.3 宏观地震烈度

宏观地震烈度表示地震对人、建筑物及地表的效应, 用数字表示。各种效应已在关于烈度标度的定义中叙述过。

烈度是根据宏观效应, 用定性的判据得到的非仪器参量, 它不可避免受人判断以及其他方面的影响。因此, 当综合大面积的烈度资料时就会出现矛盾。有人曾试图建立某些用仪器测定的量与烈度的关系, 但是企图建立加速度值与烈度标度简单关系的多次试验都失败了。

目前通用的三个烈度表如下:

(a) MM, 修正的麦卡利 12 度烈度表, 1956 年版本;

(b) MCS, (麦卡利-肯肯尼-西贝尔格) 或 MSK (麦德维捷夫-斯蓬豪尔-卡尔列克烈度表) 1964 年版本, 均为 12 度烈度表, 与 MM-1956 和 GOST (苏联) 烈度表很相似;

(c) JMA, 日本气象厅 0—7 度烈度表。

为在特定地区应用，对MM和MSK做了修改。尽管仪器地震学有了进展，烈度表仍然继续发挥重要作用。1900年以前的所有地震及1900年以来相当数量的地震，只能用烈度来分类。在强震仪台网不足的地区，宏观地震观测仍然是确定地震效应表面分布的最简易途径。然而必须强调，在实际应用中，烈度是一个描述性的量，它的应用是有局限的。企图用烈度来替代仪器数据，或把烈度作为物理量，往往使人误入歧途，因为这大大超过了烈度表的可能性。

若需要用简单参量来代表一段叙述或注释，烈度一般可以用来近似地表示某一特定地方的地震强度。对于编图和表示地震能量辐射的区域异常及宏观场的大小，它是有用的，并且还可用来校核震源深度的量级。

在有完整宏观资料和仪器资料的地方，可以推导出经验换算公式，但它仅适用于与此有关的地区，并只能作为一种估计。图1.3是一个例子。

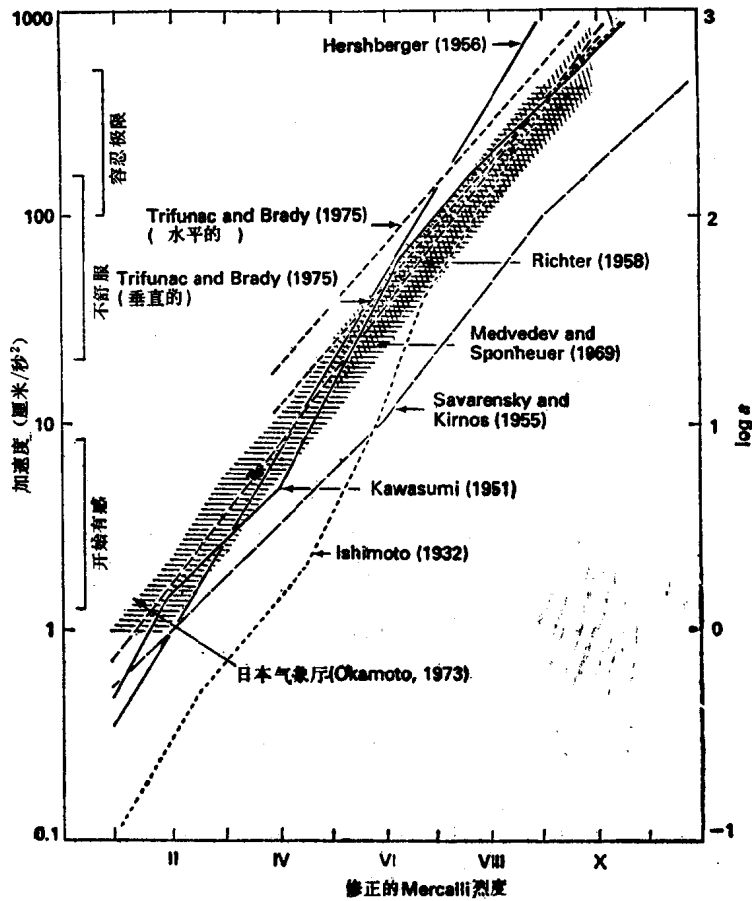


图1.3 不同作者给出的加速度与烈度的关系图
(Trifunac和Brady, 1975)

烈度所以值得我们关注，还因为它仍然是建筑规范中区划图的参量。

1.2.4 大地构造和地球物理特征

地震危险性的估计不能只依据地震学方面的资料，这些资料包括的时间太短，不能揭示

地震活动的趋势或查明潜在的发震区。

只有补充其他方面的证据,才能确定地震活动的空间与时间上的恰当模式。即使如此,所给出的地震危险性也仅是一种概率性的估计。

对地质和地球物理资料的分析,必须考虑局部情况,以及该地区的一般构造和演变。现列出以下几种有用的资料:

- (a) 均衡异常及其梯度;
- (b) 地壳结构;
- (c) 活动断层;
- (d) 区域构造;
- (e) 近代地壳运动;
- (f) 现代的运动(大地测量资料)。

应该把这些资料与地震数据对比,以便建立勾划发震区的判据(见*Методические Рекомендации*, 1974; 及本文1.3.2节,或Gorshkov, et al., 1974)。

1.2.5 实验室实验

实验室的实验可以补充地震学和地质学方面目前可得到的观测数据,并且在发展及检验地震发生的各种模式方面特别有用。

当前实验室研究的目标是:

- (a) 发现和研究在地壳中可能引起地震的力学不稳定性的类型;
- (b) 岩石受力及加压达到不稳定程度时,研究其性质的变化;
- (c) 研究岩石中突然产生应力降的过程,特别是脆性破裂、摩擦粘滑和破坏前的微破

裂分布图象;

- (d) 探索在断层系统中从粘滑过渡到稳滑的可能性;
- (e) 研究在改变应力及某些相变时, P , S 波的速度、电阻率、磁感率的变化;
- (f) 寻求地震能量、材料的弹性特点和应力变化率的关系;
- (g) 阐述模拟构造过程的相似关系。

这些结果有助于阐明震源机制,解释地震序列的类型和岩石特性、应力变化率与地震震级间的关系。

1.3 数据处理

1.3.1 编制各种地震参数图

地震区划在各个阶段的工作,包括准备震中图,最大观测震级,震源深度,断层面解以及相应占优势的膨胀或压缩区,不同震级的重复周期,单位时、空释放的能量,地震数等方面的资料。

1.3.2 当前地震区的确定

不同的地区可以看作一些单元,每个单元组成一个发震区,而这个发震区被假定为受控于相同的地震生成过程。这种边界的勾划对进一步统计处理是很重要的。没有一种标准的勾划地震区的方法,通常是将一簇震源或断层作为一个震源区。如何划边界的问题,很大程度上决定于人为的判断。不恰当地把地震动态不同的两个或多个地区归并在一起是危险的,因为统计结果可能产生某种并不存在的平均。

1.3.3 宏观地震资料和仪器资料的关系

用标准方法来处理这些资料：编制等震线图和制作烈度—距离图。利用一组等震线图来绘制最大观测烈度图。有时，当仪器资料缺乏时，可以根据烈度分布，用简单的经验公式计算震源深度或震级。其公式为：

$$I_0 - I_n = a_1 + b_1 \log D + c_1 D \quad (1.10)$$

或
$$I_0 - I_n = a_2 + b_2 \log D, \quad (1.11)$$

$$M = a_3 + b_3 \log h + c_3 I_0, \quad (1.12)$$

$$M = a_4 + b_4 \log h + c_4 h, \quad (1.13)$$

$$M = a_4 + c_4 I_0. \quad (1.14)$$

其中 I_0 为震中烈度； M 为震级； D 为震源距离； h 为震源深度； D^2 为 $r^2 + h^2$ ； r 为震中距离， a_n ， b_n ， c_n 是常数。

在确定了地震影响区域内各个地区的烈度值后，第一步是画等震线图。各国的处理方法稍有不同，有些地震学家绘制的等震线非常接近于观测烈度值的包线，而另一些人则用较为概括，或非常概括的等震线。

等震线图应包含作为画等震线基础的全部烈度值。通常，等震线用其所包围的烈度值来表示，例如 $I = \text{VII}$ 的等震线。可是恰当的标记应该是 $I = \text{VI} - \text{VII}$ ，因为该等震线分隔了 VI 和 VII 烈度区。使用这种图以前，应核对标记。比较好的标记方式是在两条等震线之间的带上写上烈度值（即 $I = \text{VII}$ ）。

等震线图是编制综合等震线图的主要来源，在综合图上要表示最大观测烈度。如果假定未来地震的烈度分布与过去一致，其综合等震线图常作为区划图。然而这种假定可能导致严重的错误。

通常把等震线的平均半径作为震中距，用经验数据确定公式（1.10）—（1.14）中的常数。

为了使地震目录取得一致性，有时用公式（1.12）和（1.14）将 I_0 换算成 M 。应该明白，这种震级的精度比用仪器测定的震级精度低。

比较按公式（1.10）对不同深度和吸收系数计算的理论曲线和观测的烈度—距离图，可以估计震源深度，用公式（1.11）得出的值可靠性较低。

1.3.4 时—空关系

地震不是独立事件，而在空间和时间上趋向成丛。这首先在于前震、主震和余震之间有成因上的联系。可以观测到各种类型的地震序列，即多次震、余震、震群等。有些地区具有一定类型地震序列的特点，反映了力学性质和应力变化率的影响。有些地区可以观测到垂直的和水平的震源迁移，通常为由深处往上向表面迁移的趋势。也有在“空区”内发生地震的倾向，即沿地震带在以前没有观测到强地震的一些地方发生地震。

对时间和空间上的这些倾向的认识，有助于确定未来地震的震源区。

1.3.5 震级—频度关系

Gutenberg 和 Richter (1949) 首先发现，在一定震级范围内，大多数震级—频度的分布，在半对数坐标纸上大体呈一条直线，其关系可写为：

$$\log N(M) dM = (a - bM) dM \text{ 或 } N(M) dM = 10^{a-bM} dM, \quad (1.15)$$

其中 N 是相当于一定震级的地震数； a 和 b 是常数。 a 与地震数（面积大小、时间长短）有关，而分布斜率 b 则受介质的物理性质和它本身产生过程的影响。 $N(M)$ 的分布并不都是