

# 大地震观测和应急处置中的几个“费米式”半定量方法及其物理意义<sup>\*</sup>

马腾飞 吴忠良<sup>†</sup>

(中国地震局地球物理研究所 北京 100081)

**摘要** 在大地震的观测和应急处置中,“费米式”半定量方法发挥着重要作用.文章简要介绍了相关领域中几个有重要应用潜力的半定量方法,包括地震烈度分布的 KF 模型、用高频能量包络确定大地震的震源时间函数、粗略描述大地震破裂过程的偏振分析方法、地震早期预警中的震级估计,并讨论了这些方法的物理意义和相关的物理问题.

**关键词** 地震,烈度,震源时间函数,偏振分析,早期预警

## Semi-quantitative “Fermian approaches” in the emergency response to large earthquakes: a few examples with their physical significance

MA Teng-Fei WU Zhong-Liang<sup>†</sup>

(Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China)

**Abstract** In the emergency response to large earthquakes, semi-quantitative estimates play a very important role. This article introduces a few examples of such “Fermian approaches” with their physical significance and underlying physical problems, including the kinematic function (KF) of intensity distribution, the estimate of source time function (STF) of large earthquakes using the high-frequency energy envelope of teleseismic seismograms, polarization analysis for the fast retrieval of the rupture process of large earthquakes, and the magnitude estimate for earthquake early warning (EEW).

**Keywords** earthquake, intensity, source time function, polarization, early warning

### 1 引言

1945年7月第一颗原子弹爆炸试验时,在现场指挥部的恩里科·费米从笔记本里撕下一页纸,扯成碎片,在冲击波到达时抛撒出去,并根据纸屑落地的距离,估计爆炸当量为万吨 TNT,这一估计与仪器测量结果基本相符.这一故事已成为物理学史中的一段佳话.

在地震观测中,有时也面临着类似的问题:如何在地震发生后很快得到地震的一些重要性质,以服务于应急响应、减轻灾害损失,是现代地震观测中的一项挑战性工作.在这一工作中,“费米式”方法具有重要的应用价值.

### 2 地震的几个基本现象

地震发生时,对于地震周围的任一个地方,通常是比较小一些的纵波(或“压缩波”)先到达;因为先到达,所以早期也称为初至波(primary wave),并约定俗成,缩写为“P波”;比较大的(造成破坏的)横波(或“剪切波”)后到达,所以早期也叫续至波(secondary wave),并缩写为“S波”.地震造成多大的破坏一般用“烈度”(intensity,海峡对岸的专家称为“震度”)来描述.烈度大小取决于地震辐射出的S波

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金(批准号:40674018)资助项目  
2012-02-07 收到初稿,2012-05-18 收到修改稿

<sup>†</sup> 通讯联系人. Email: wuzhl@gucas.ac.cn

的情况. S波和P波到达的时间差,对于离地震很近的地方,一般可用与地震之间的距离除以一个约为8km/s的“视速度”来估计,也就是说,对于80km之外的地震,我们有大约10s的“反应时间”可用.

地震并不是一个“点”,地震发生的时间过程也不是一个简单的脉冲.地震越大,这一特征越明显.在地震的震源处,地震的发生过程是一个以有限速度(数量级与S波速相当)传播的破裂过程.这个过程可以用“震源时间函数”(source time function, STF)来描述.一次7级地震,一般需要10s左右甚至更长的时间才能“完成”它的全部破裂过程,破裂的尺度一般是几十公里到100公里的数量级;一次8级地震则需要更长的时间,震源的空间尺度也更大.因此由STF的持续时间,或者由此大致得到的地震震源的空间尺度,可以得到地震造成的直接灾害和次生灾害的空间分布,这对救灾部署常常是至关重要的信息.发生在海洋中震源深度较浅,同时伴随着很大垂直位移的地震,其STF持续时间是判断能否产生海啸的一个重要依据.2004年苏门答腊特大地震,持续时间长达500s,因此引发了强烈的海啸.海啸的传播速度大致上是飞机的飞行速度,而地震波传播的速度是固体中的声波速度(其速度为飞机飞行速度的数十倍),因此有效地利用这一“时间差”来进行海啸预警,对减轻海啸灾害非常有意义.

### 3 地震烈度分布的KF模型

烈度或者地震破坏程度的分布取决于多种复杂的因素.但作为一个粗略估计,可以用一个经验性的“运动学函数(KF)”来给出烈度空间分布的一级近似图像<sup>[1]</sup>.KF把地震震源简化为一个沿着断层的展布方向延伸的“线状源”,在均匀弹性半空间中,这一震源在任意场点产生的地面运动的幅值,可以解析地表示为S波辐射的“方向性因子”(即任一点上“接收”到的S波幅值与地震断层的几何参数之间的关系)、震源到场点的距离、地震破裂的传播速度和传播方向等几个主要参数的函数(因此称为“运动学函数”KF).由此计算得到的断层上所有点产生的地面运动的最大值,再通过一个经验关系转换成“伪烈度”(pseudo intensity).由此计算得到的“伪烈度”即可解释很多地震的烈度分布的概貌.

“Pseudo intensity”这个词目前似乎还没有一个标准的汉语翻译.之所以称为“伪烈度”,也许是因为它是经过“换算”得到的(潜在的)破坏程度,而现

实中的地震破坏的程度(即实际的“烈度”)与描述地面运动的物理量之间常常并不存在一个“好的”对应关系.

KF方法最初提出的目的,是为了从历史地震的烈度资料中得到关于震源的信息.最近,KF方法也开始在烈度分布的快速估计(就是网上说得很多的Shakemap)中发挥作用<sup>[2]</sup>.基本思路是,地震发生后,只要有了关于地震断层的大致的信息(比如,汶川地震是沿龙门山断裂中北段的一段大约200—300km长的断层引发的,这个信息是极其粗略的,而且是非常不完整的!),就可通过KF方法粗估出地震破坏程度的分布情况.这个估计,虽然只是“大概”的,但对于“时间就是生命”的救灾部署,却无疑是非常有用的.

费米当年只对第一颗原子弹的爆炸当量作出“费米式”的快速估计.而现在,地震之后的“费米式”烈度快速估计,却有望成为地震观测机构面向社会的重要的信息服务内容.

### 4 用高频能量包络确定大地震的震源时间函数

前面说过,震源时间函数(STF)是一个非常重要的震源参数.“仔细地”测量地震的震源时间函数,已提出很多方法,但都比较“费事”,因为要知道震源处的运动,必须首先了解地震波在地球内部是如何传播的.这项工作,有点像天文学中“看”一些遥远的天体.要“看”清楚这些天体,首先得“扣除”光波从天体传播到地球的路径上的所有“干扰”,比如“引力透镜”效应,或光在星际物质中的折射,等等.

对于大地震,费米的思路也可以用在震源时间函数的粗略估计上:直接使用远震P波的宽频带地震记录,对其进行高通滤波,再计算高通滤波后的能量时程的包络<sup>[3,4]</sup>,这个包络的形状,大体上就是地震的震源时间函数的形状.

这个方法看上去简单,但却抓住了问题的要害.对于大地震,即使在很远的地震台站上,也可以有清楚的记录;对于远震,P波的传播路径比较简单.重要的是,现在已经知道,一次地震的破裂面虽大,但实际上地震破裂面上能够辐射强烈高频地震波的“凹凸体”(asperity)相对较小,且近乎分立.因此,对大地震,用远震P波(因为可以使地震波传播路径比较简单),做高通滤波(因此“突出”了辐射强

KF 方法——内容与限度

看一看 KF 的表达式<sup>[1, 2]</sup>, 即可看出它要说明的是什么问题:

$$KF(P, Q) = \frac{R}{D(1 - (V_R/V_S)\cos\theta)}$$

式中  $D$  是断层上的一点  $P$  到所考虑的地面上的场点  $Q$  之间的距离,  $V_R$  是地震破裂传播速度,  $V_S$  是  $S$  波传播速度,  $(V_R/V_S)$  这一项也可称为地震破裂的“马赫数”,  $(1 - (V_R/V_S)\cos\theta)$  所表示的则是地震破裂传播的“多普勒效应”(其中  $\theta$  是离源地震射线与断层走向之间的夹角),  $R$  是由地震断层参数和所考虑的场点与地震之间的相对位置所决定的“方向性因子”. 对任一场点  $Q$ , 计算“伪烈度”时, 对所有的  $P$  点, 取  $KF(P, Q)$  的最大值.

因此, 即使不“抠”细节也不难看出, KF 方法的实质是, 在决定烈度分布的诸多因素中, 震源的几个主要性质(如地震断层的几何参数、地震破裂的性质等)发挥着最重要的作用. 因此, KF 方法可以比较好地解释很多地震的烈度分布. 但也同样因为如此, 它的适用范围是有限的. KF 方法比较适用于解释中等地震(5—7 级地震)的中等烈度(VI—VIII 度)的分布图像. 对于太高的烈度和太低的烈度, KF 方法的效果不是很好. 从物理上看, 这是可以理解的: 对于一次 6 级地震, 烈度比较小的场点相对于震源已经很远, 这时的地震波辐射图像已经不再能很好地简化成均匀弹性“半空间”中的“直达波”辐射(这个时候, 需要考虑地壳中更复杂的地震波传播); 而对烈度非常大的情况, 或者所考虑的场点  $Q$  差不多位于地震的“正上方”的情况, 地球介质的“均匀”弹性半空间的假设也不再成立, 这时地表以下的介质结构以及这种结构所造成的地震波的“干涉”, 开始有重要的影响.

同样, 对于大地震, KF 方法也不再适用. 原因是, 一个大地震的地震断层, 不是一个简单的“平面”, “仔细地”看, 它的形态, 是像地形那样有很大起伏的、近乎“分形”的形态, 这时的地震断层参数只是一个“总体的”或者“低频的”描述. 对于中等地震, 这个问题也是存在的, 但地震波的特征频率决定了此时地震断层仍可近似成一个“断层面”, 但对大地震, 这种近似不再成立. 这样, 对于一次大地震, 与地震断层有关的“方向性因子”, 由于各种可能取向的断层的“组合”, 而不再成为决定烈度空间分布的主要因素. 同时, 地震断层的展布和地震破裂的传播开始成为决定烈度分布的主要因素. 因此对于大地震, 一般所见的烈度分布并不是 KF 方法所预测的蝴蝶形分布, 而仍是不对称椭圆形的分布, 长轴沿着断层.

烈高频地震波的“凹凸体”), 取能量时程的包络(相当于对震源过程做一个“粗线条”的描述), 由这三个步骤, 即可“抓住”地震的持续时间和主要过程. 根据地震破裂传播的“多普勒效应”, 还能通过不同方位上得到的“视震源时间函数”的时长, 来确定地震破裂传播的方向和传播速度.

## 5 估计大地震的破裂过程的偏振分析方法

地震波具有偏振特性, 需要用向量描述. “纵波”的意思就是振动方向与波传播方向一致; “横波”的意思是振动方向与波传播方向垂直. 对于具有一定的空间尺度的大地震的震源(例如苏门答腊特大地震的震源, 有 1500km 左右的空间尺度), 可以想见的是, 当我们在一个台站上观测从震源辐射出的

P 波时, 从震源的不同“部位”辐射出的地震波, 会像“探照灯”一样“扫过”台站. 这样, 分析接收到的地震 P 波的偏振特性随时间的变化, 即, 看看“地震 P 波束”是从哪个方向传来的, 它传来的方向随时间是怎么变化的, 就能在很短的时间内得到关于破裂过程的粗略的但却是快速的估计<sup>[5]</sup>.

这个方法的背后有一个技术问题和一个理论问题. 技术问题是, 一定要有三分向(例如南北、东西、上下)的地震记录, 并且三个分向的记录应有一致的仪器响应特性, 才能进行可靠的偏振分析. 这一问题, 在 20 世纪 90 年代已经基本解决.

还有一个有趣的物理问题是: 地震的破裂过程, 通常不是整个破裂面“……三、二、一、零、发射!”式地同步行动的. 相反, 发生破裂的区域, 往往比破裂面小得多, 并且以一定的速度传播. 在汶川地震中, 发生破裂的区域, 先是汶川, 然后是北川, 由西南向

东北方向,依次传播过去.至于为什么会有这种性质,物理上提出过很多解释(例如,是否可以看成是一种类似于“孤立子”的情况).关于这个问题,目前并没有最后的结论.但理论解释上的不完善,并不影响对这一现象的实际应用.

## 6 地震早期预警中的震级估计

现代地震观测还在不断地挑战科技极限.一个具有实际意义的问题是,能否利用最初的(例如地震动到达后前 3s)的 P 波,得到地震的“最终”大小的估计<sup>[6]</sup>.目前广泛采用的有两种方法<sup>[6,7]</sup>:一是与周期相关的方法( $\tau_c$  方法),基本考虑是,大地震包含较多的低频成分,而小地震包含较多的高频成分,因此前 3s P 波的卓越周期( $\tau_c$ )可以反映地震的大小;二是与幅值相关的方法(Pd 方法),基本考虑是,在距离相近的条件下,P 波到达后 3s 内的最大地表位移,与地震的大小正相关.

图 1 为典型强震记录与预警原理示意图.图中横坐标表示时间,纵坐标表示地面运动加速度.从图 1 可以看出,P 波首先到达,而造成强烈震动和破坏的 S 波晚于 P 波到达.地震早期预警系统试图充分利用这一时间差,以达到最大限度减轻地震灾害的目的.地震检波器检测到 P 波信号(或 P 波的初始几秒信号)后立即传给预警系统,即刻估算出震级、烈度等参数,当强度达到阈值时,即发出地震警报信息,从而针对例如高速铁路、核电站等重要工程,启动必要的应急响应措施.根据震中距离的不同,可在强 S 波到达前几秒至几十秒,抢先发出地震预警信息.关于各类预警的物理问题,可参见本刊介绍过的文章<sup>[8]</sup>.对于大地震,由于地震破裂和地震波都是以有限的速度传播的,因而甚至可以对位于地震断层带上的目标做出有效的预警.

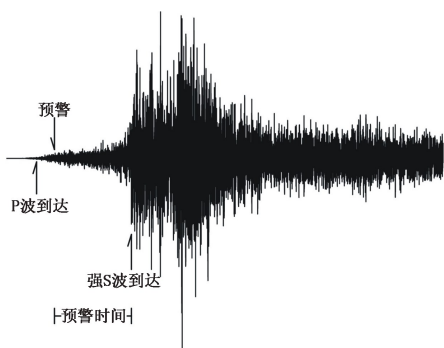


图 1 典型强震记录与预警原理示意图

### 一些地区的 $\tau_c$ 参数与震级 $M$ 的关系式<sup>[7,9]</sup>

$$\text{南加州: } \log \tau_c = 0.237M - 1.462 \pm 0.091$$

$$\text{日本: } \log \tau_c = 0.236M - 1.270$$

$$\text{台湾: } \log \tau_c = 0.324M - 1.716$$

$$\text{四川: } \log \tau_c = 0.291M - 1.506 \pm 0.011$$

还有其他的一些方法,但所面对的物理问题是一样的:前 3s 的 P 波里,是否含有足以判断出地震“最终将有多大”的信息?我们说这是在“挑战科技极限”,是因为在接收到地震动的前 3s 信息时,一个 7 级地震还在“进行之中”,因此地震早期预警的问题有些像打仗:对方刚刚开始进攻,就要判断出对方最后将投入多少兵力,或者至少将投入多少兵力.

物理上,关于“地震破裂是否具有确定性”(deterministic nature),现在并不是一个已有一致意见的问题<sup>[10,11]</sup>.就是说,物理上并不清楚,究竟是一个地震开始发生的时候就“知道”自己的大小,还是它只能以一种“级联式”的方式“走一步算一步”地决定自己的大小.因此,用于地震早期预警的  $\tau_c$  参数与震级的关系和 Pd 参数与震级的关系,一方面在应用中具有重要意义,另一方面也是解决“地震破裂是否具有确定性”这一物理问题的一个重要的研究线索.不难看出,这一问题,与地震预测这个科学难题也有密切的关系(但这个问题涉及范围更大,已经远远超出我们这篇文章的主题了).

## 7 结论与讨论

尽管早在 20 世纪 80 年代初就已经有了“定量地震学”(quantitative seismology)<sup>[12]</sup>,但由于地震现象的复杂性和地震应急处置的时间性要求,类似于定性半定量物理<sup>[13]</sup>的概念和方法,一直在地震观测中发挥着重要作用.这些“费米式”方法试图在复杂的现象中抓住最重要的东西,从而得出对实际应用具有直接意义的科学结论.其中一些方法颇有“神来之笔”的“美感”,但也有的在相当意义上属于“没有办法的办法”.正因为如此,尽管与这些方法相关的工作屡见于物理类和地震类的专业刊物中和国际会议上,但在“正规的”教科书中,这类“生动”而又有些“粗糙”的方法却少有系统介绍.

本文讨论了其中的 4 例目前有很大应用潜力的方法.这些方法一方面在实际工作中具有不可忽视的应用价值,另一方面也为进一步的理论探讨提供了很大的发展空间.也许还应该再明确一下各类方

法所涉及的特征时间:(1)KF方法:一般在地震后的小于1小时的时间之内即可做出估计;(2)STF函数估计的高频包络方法:使用远震资料,全部P波到达台站后可以做出估计;由于地震波在地球内部的传播也是需要时间的,所以如果台站的震中距选为 $30^{\circ}$ — $90^{\circ}$ <sup>1)</sup>,则地震P波到达台站,还需要有约10分钟的时间;(3)用偏振性质估计地震破裂过程的方法:使用远震资料,P波到达台站后即可动态地做出估计,因此该方法比前面的高频包络法要更快一点;(4)预警震级:使用距地震比较近的(几十千米甚至更近的)台站的记录,P波到达后的几秒时间可以做出估计.这是一个“与地震抢时间”的过程.

刚刚开始科学研究的(中国)学生,往往不大了解这类多少有些“粗糙”的半定量方法.的确,思路的“出其不意”、操作的简洁、“大致正确”的结果,是“费米式”方法的主要特点,这些特点也使得这类方法不大容易理解.不过,“费米式”方法的核心,不在操作简洁、不在“大致正确”,甚至不在思路的“出其不意”,而在于从实际出发,透过纷繁复杂的现象,“抓住”所研究的物理问题的实质.从一定意义上说,这有点像中国画中的“大写意”<sup>2)</sup>,看似简单,但没有足够的“功底”,还真是很难“玩”得好的.

### 参考文献

- [1] Sirovich L. Bull. Seismol. Soc. Amer., 1996, 86: 1019
- [2] Pettenati F, Sirovich L, Sandron D. Seismol. Res. Lett., 2011, 82: 420
- [3] Lomax A. Geophys. Res. Lett., 2005, 32: L10314
- [4] Ammon C J, Ji C, Thio H K *et al.* Science, 2005, 308: 1133
- [5] Bayer B, Kind R, Hoffmann M *et al.* Geophys. J. Int., 2012, 188: 1141
- [6] Kanamori H. Annu. Rev. Earth. Planet. Sci., 2005, 33: 195
- [7] Wu Y M, Yen H Y, Zhao L *et al.* Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L05306
- [8] 吴忠良, 蒋长胜. 物理, 2007, 36: 472 [Wu Z L, Jiang C S. Wuli (Physics), 2007, 36: 472 (in Chinese)]
- [9] Wang W, Ni S, Chen Y *et al.* Geophys. Res. Lett., 2009, 36: L16305
- [10] Olson E L, Allen R M. Nature, 2005, 438: 212
- [11] Rydelek P, Horiuchi S. Nature, 2006, 442: E5
- [12] Aki K, Richards P G. Quantitative Seismology. San Francisco: Freeman, 1980
- [13] 赵凯华. 定性与半定量物理学(第二版). 北京: 高等教育出版社, 2008

1) 在地球上,用大圆弧来度量距离是一种方便的表示, $1^{\circ}$ 约等于111.1km

2) “大写意”的概念可参阅 <http://baike.baidu.com/view/418517.htm> 的相关介绍