

56.25
5795

定量地震学

理论和方法

[美]安艺敬一 P. G. 理查兹 著

第一卷



地震出版社

定量地震学

理论和方法

第 1 卷

[美] 安 艺 敬 一 著
P. G. 理 查 兹

李钦祖 邹其嘉 等译
傅承义 校

地震出版社

1986

内 容 简 介

本书是一部专著，系统地介绍了如何使用地震学的方法定量地解释实际资料。全书分为两卷。第一卷以经典地球模型中的地震波理论为基础，阐述了不同介质中的地震波传播问题，并介绍了测震学原理。

本书适合地震学专业的大学生以及研究生作为基础课的教科书，也可以供构造物理、地震、地球物理勘探等方面的科技人员参考。

K. Aki, P. G. Richards

Quantitative Seismology Theory and Methods

Vol. I

W. H. Freeman and Company, 1980

定量地震学——理论和方法

第 1 卷

【美】安艺敬一、P. G. 理查兹 著

李钦祖、邹其嘉等 译

傅承义 校

责任编辑：裴 申

地 震 出 版 社 出 版

北京复兴路63号

丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

850×1168 1/32 19.75 印张 505 千字

1986年3月第一版 1986年3月第一次印刷

印数 0001—2,100

统一书号：13180·267 定价：5.50元

序

过去十年中，由于理论和实验工作者之间广泛的相互影响，地震学已成熟为一门定量的科学。若干专门杂志以几千页的研究论文记载了这一进展，然而，这种论述无法系统地阐明这门科学的主要概念。鉴于许多研究生都需要一本这个学科的教科书，况且现在已被一些地震学家几乎作为常规来使用的地震图分析方法，还没有向在地震学外围领域工作的科学家和工程师广大读者给予适当介绍，所以，我们这里试图统一论述目前用来解释实际资料的那些地震学方法。

我们逐步发展地震波在实际地球模型中传播的理论，研究专门的破裂及破裂传播的理论作为地震的模式，并且以地震仪以及资料的分析和反演的实际描述，来补充这些理论课题。

这部书分为两卷。第一卷系统地发展了在介质的性质只随深度变化的经典地球模型中，地震波传播的理论。它以测震学的一章结束。这一卷是用来作地震学高年级学生的基础课教科书的。第二卷概述过去十年间在地震学的主要前沿领域取得的进展。它包括一系列的专门课题，涉及到资料分析和反演、在横向（以及随深度）变化的介质中波动传播定量化的成功方法、以及与发生破裂的断层面附近的运动有关的运动学和动力学问题。第二卷可用作关于构造物理学、地震力学、地球物理反演问题和地球物理资料处理的研究生课程的教科书。

许多人给了我们帮助。Armando Cisternas 为制订本书的最初计划做了工作，我们最后采纳的一系列课题中的一部分，是他建议的。Frank Press 的鼓励是使这个计划得以开始的一个主要因素。关于反演问题的第十二章，来自本书作者之一与 Theodore

R. Madden 在麻省理工学院所教的一门课程。我们感谢他同我们进行了许多有益的讨论。我们的学生们的博士论文，使我们了解了许多东西，并且任我们随意选用。我们吸取了几百人的明确想法和结果，这些人中有许多是我们的同事。我们希望他们的贡献在本书中得到正确反映。在此，我们表示衷心感谢。

我们还要感谢看过本书手稿并提出意见的诸位，我们从中得到建议、关怀和鼓励。

在准备这部书的四年中，大约十五位秘书为我们打过字。拉蒙特-多尔蒂观象台的 Linda Murphy 肩负了主要担子，帮我们在遵守期限方面保住信誉。还要感谢我们的稿件编辑 Dick Johnson 在原稿的清稿过程中表现的耐心和技巧。

我们感谢 Alfred P. Sloan 基金会和 John Simon Guggenheim 纪念基金会的支持。如果没有下列几个提供资金的单位在多年中支持我们的研究计划，这部书也写不出来。这些单位是：美国地质调查局和能源部；空军科学研究办公室监督下的高级研究计划署；国家科学基金会。

安艺敬一(K. Aki)

P. G. 理查兹(P. G. Richards)

1979 年 6 月

目 录

序

第一章 引言 (1)

建议进一步阅读的文献 (7)

第二章 动力弹性学的基本定理..... (9)

2.1 问题的建立 (11)

2.2 应力-应变关系和应变能函数 (20)

2.3 唯一性定理和互易性定理 (25)

2.4 把 Green 函数引入弹性动力学 (28)

2.5 表示定理 (30)

2.6 一般正交曲线坐标中的应变-位移关系和位移-应
力关系 (34)

建议进一步阅读的文献 (38)

问题..... (38)

第三章 震源的表示 (41)

3.1 内表面的表示定理; 等效于牵引力间断和位移间
断的体力..... (42)

3.2 隐埋断层上滑动的简单例子 (47)

3.3 内表面 Σ 上位移间断的一般分析..... (55)

3.4 体积源: 理论的轮廓和某些简单例子 (63)

建议进一步阅读的文献 (66)

问题..... (67)

第四章 点位错源产生的弹性波..... (69)

4.1 问题的提出: 势的引进 (69)

4.1.1 Lamé 定理 (75)

4.2 均匀、各向同性、无限介质中弹性动力学 Green 函数的解 (77)

4.2.1 远场 P 波的性质 (81)

4.2.2 远场 S 波的性质 (82)

4.2.3 近场项的性质 (83)

4.3 无限、均匀介质中的双力偶解 (85)

4.4 点源发出的远场 P 波和 S 波的射线理论 (93)

4.4.1 与速度场 $c(\mathbf{x})$ 相联系的走时函数 $T(\mathbf{x})$ 的性质 (100)

4.4.2 射线坐标 (104)

4.4.3 球对称介质中 P 波的几何解 (106)

4.4.4 球对称介质中 S 波的几何解 SV 和 SH 分量的引入 (109)

4.4.5 一般非均匀介质中的几何射线解 (110)

4.5 球对称介质中任意取向的点剪切位错的远场体波辐射图案 (116)

4.5.1 利用远台体波观测求地震断层面空间取向和滑动方向的方法 (118)

4.5.2 均匀介质中双力偶的任意空间取向 (123)

4.5.3 把辐射图案改写为适于球对称介质情况 (127)

建议进一步阅读文献 (131)

问题 (131)

第五章 均匀介质中的平面波及其在平界面上的反射和透射 (135)

5.1 弹性介质中平面波的基本性质 (137)

5.1.1 平面波的势 (140)

5.1.2 分离变量; 稳态平面波 (143)

5.2 反射系数、转换系数、透射系数的基本公式	(146)
5.2.1 边界条件	(146)
5.2.2 平面 P 波和 SV 波在自由面上的反射	(148)
5.2.3 SH 波的反射和透射	(157)
5.2.4 P - SV 在固体-固体分界面上的反射与透射	(158)
5.2.5 能通量	(164)
5.2.6 关于两种相似半空间之间反射和透射系数的一种 有用近似	(166)
5.2.7 平面波的反射和透射系数与频率无关	(168)
5.3 非均匀波, 相移和界面波	(169)
5.4 分析均匀介质中平面波的矩阵方法	(178)
5.5 衰减介质中的波传播: 平面波基本理论	(184)
5.5.1 衰减介质中物质频散的必然性	(187)
5.5.2 衰减介质中物质频散的某些假设值	(189)
5.6 各向异性弹性介质中的波传播: 平面波的 基本理论	(203)
建议进一步阅读的文献	(207)
问题	(208)
第六章 球面波的反射和折射; Lamb 问题	(213)
6.1 作为平面波和柱面波叠加的球面波	(214)
6.2 球面波在平界面的反射: 声波	(220)
6.3' 弹性半空间中的球面波: Rayleigh 极点	(237)
6.4 对于线源的 Cagniard-De Hoop 方法	(247)
6.5 对于点源的 Cagniard-De Hoop 方法	(267)
6.6 主要结果的概括及不同方法的比较	(279)
建议进一步阅读的文献	(283)
问题	(284)
第七章 竖向非均匀介质中的面波	(286)
7.1 面波的基本性质	(286)

7.2 位移-应力向量的本征值问题	(295)
7.2.1 数值积分	(298)
7.2.2 传播矩阵方法	(301)
7.3 Love 波和 Rayleigh 波的变分原理	(316)
7.3.1 Love 波	(316)
7.3.2 Rayleigh 波	(319)
7.3.3 Rayleigh-Ritz 法	(322)
7.3.4 面波的衰减	(323)
7.4 竖向非均匀介质中 Green 函数的面波项	(329)
7.4.1 二维情况	(329)
7.4.2 三维情况	(335)
7.5 由具有任意地震矩的点源产生的 Love 波和 Rayleigh 波	(349)
7.6 漏能振型	(354)
7.6.1 风琴管振型	(366)
7.6.2 相速度和衰减	(368)
建议进一步阅读的文献	(370)
问题	(371)

第八章 地球的自由振荡 (375)

8.1 均匀液体球的自由振荡	(376)
8.2 点源激发的自由振荡	(386)
8.3 球形地球上的面波	(396)
8.4 自重地球的自由振荡	(404)
8.5 地球自转引起简正振型的分裂	(418)
建议进一步阅读的文献	(424)
问题	(424)

第九章 在性质与深度有关的介质中的体波 (426)

9.1 多平面层介质中的 Cagniard 方法: 广义射

线的分析	(430)
9.2 多平面层介质的反射率法	(436)
9.3 地震学中经典的射线理论	(451)
9.4 有转折点且其速度剖面随深度平稳变化的介 质中波的传播	(458)
9.5 存在间断面的地球模型中的体波问题	(481)
9.6 不同方法之间的对比	(516)
建议进一步阅读的文献	(528)
问题	(529)
第十章 测震学原理	(535)
10.1 基本仪器	(535)
10.1.1 摆式地震计	(536)
10.1.2 稳定的长周期摆	(539)
10.1.3 水平加速度的测量	(542)
10.1.4 应变和转动的测量	(545)
10.2 地震信号的频率和动态范围	(548)
10.2.1 周期为20秒左右的面波	(551)
10.2.2 $5^{\circ} < \Delta < 110^{\circ}$ 的 P 波	(553)
10.2.3 面波和 P 波振幅谱密度的范围	(553)
10.2.4 短震中距的微震波	(555)
10.2.5 环境地震噪声	(556)
10.2.6 自由振荡振幅	(557)
10.2.7 地球固体潮的振幅, Chandler 晃动, 板块转动和 月震	(557)
10.2.8 震中区的地震运动	(558)
10.2.9 应变阶跃	(560)
10.3 信号检测	(560)
10.3.1 地震计摆的 Brown 运动	(561)
10.3.2 电磁速度传感器	(564)
10.3.3 标准观测站地震仪的响应特性	(568)

10.3.4 长周期的高灵敏度.....	(573)
10.3.5 地震传感器的非线性.....	(577)
建议进一步阅读的文献	(582)
问题.....	(583)
附录1 与波有关的术语.....	(585)
附录2 震级的定义	(596)
参考文献	(598)

第一章 引言

地震学是以地震图的资料为基础的一门科学。地震图是地球的机械振动的记录。这些振动可以用爆破人为地产生，也可以由地震和火山喷发等天然原因产生。地震和火山喷发这两种自然现象，若干世纪以来一直强烈吸引着人类的注意，甚至在今天仍引起恐惧和神秘的感觉以及智力上的好奇。

在过去许多年中，主要是由于取得稳步改善的资料，使地震学得到了巨大进展。这个进展过程中的主要阶段，都是由在数学物理方面受过良好基础训练的科学家们开创的。每一代地震学家都做了旨在得到定量结果的工作，计算上的障碍先是被机械的手摇计算机、而现今又被数字微处理技术的进步所克服。在过去二十年中，计算机已变得足以有效地处理地震图中包含的大部分信息。所以，现代地震学的定量图象，包括高质量数据、详细的震源机制模型以及地球内部结构模型之间深刻的相互影响。

现代地震学应用于结构工程，以帮助设计抗震建筑。还应用于矿产勘探以及探测石油和天然气。其它应用则起因于范围广泛的一些政治、经济和社会问题，这些问题同核爆炸（将它们与天然地震相区分）以及同帮助大动力装置和大坝避开不安全地点从而减少危险有关。最近，地震学的一些进展，使准确的地震预报成为可以预见的目标。地震学家们从事这方面的课题是受到很大压力的，由以下事实就可以看到：中华人民共和国有 24 万以上的人死于 1976 年 7 月 28 日的地震；1976 年 2 月 4 日危地马拉地震造成的经济损失，相当于这个国家的年国民生产总值；即便相对来说较小的 1971 年 2 月 9 日加利福尼亚圣费尔南多地震所造成的损失，估计大概也在五亿五千万美元以上。诸如这些情

形，使准确的地震预报变得如此重要，以致于地震学的主题本身，似乎要在未来的十年中发生相当大的变化和发展，正如它在本世纪六十年代为了美苏之间监督禁止核试验条约的需要而发展一样。（第一个全球标准化地震仪台网以及若干大孔径台阵，就是当初为改善使用地震学方法检测和识别地下核试验的能力而建立的。）本章末尾的阅读文献，包括现代地震技术广泛应用的书籍和论文。

地震学处于一系列地球科学的一个极端位置。首先，它只同地球的力学性质和动力学有关。其次，它提供一种手段，使对地球内部的研究能进行到最大的深度，并且具有高于任何其他地球物理分支所能达到的分辨力和精度。它所以能达到这种高分辨力和精度，是因为在穿过地球内部结构而被调制之后所能观测到的各种波中，地震波的波长最短。同其他地球物理观测量如地热流、静位移、应变、重力、或者电磁现象等等相比，地震波受到的波形畸变最小，振幅衰减也最小。

地震学的第三个独有特点是，它给予我们的只是地球内部现状的知识。由于它着重于现在的构造活动，所以，地震学相当直接地吸引着社会的关注。

象其他地球物理学方法一样，地震学方法可应用于极大的尺度范围。这些范围可以按照震源（人工的和天然的两种）大小和地震台网大小进行分类。地震研究中所用到的爆炸量，其大小的范围从小于一克到大于一百万吨（倍数为 10^{12} ）。天然地震的范围甚至更大，从最小的可检测的微震，到象 1960 年 5 月 22 日智利地震那样的大地震，用等效点源强度（地震矩）来算，它们可以相差大约 10^{18} 倍。地震台网的线度，从工程地基测量所需用的几十米，直到全球地震观测台阵所用的一万公里，相差 10^6 倍。

地震图的解释以通常的科学方式取得了进展。从一个初步猜想开始，然后用新资料检验它的推论，使这个猜想得到支持或修正。通过人为地将震源效应和介质效应分开，来简化解释地震图

问题。在历史上，对于震源的认识和对于地球介质的认识，是以反复深化的方式发展起来的。例如，在一个阶段，对震源可能比对介质了解得更多些，此时假定震源为已知，新资料就用来改进对于介质的认识。在下一个阶段，新资料又同已改进的对于介质的认识综合起来，修改我们对于震源的认识。

象在所有其它地球物理学分支中一样，地震学中的震源效应和介质效应是紧紧连结在一起的。震源中和介质中的双重谬误，可以产生一种同观测相一致的结果。这就需要深入理解物理本质，以免受表面一致的诱惑。这种双重谬误的一段趣闻，是关于鉴别 P 和 S 波的。在地震学早期，一个有争论的问题是，地方震的主要运动，究竟是由纵波还是由横波造成的。主要运动被叫做 S 震相，因为它是第二个到达波 (secondary arrival)。在它前面有个较小的 P 震相，所以叫做 P 震相，是因为它是最先的即第一个到达波 (primary arrival)。1906 年，日本的地震学创始人 大森 房吉 (F. Omori)，利用当时世界上最好的地方台网记录到的一次地震的地震图，研究了这个问题。利用他自己关于 S 和 P 的到时差同震中距离的关系式，还利用在几个台上的相对到时，他定出震中是在本州海岸以南大约 500 公里。然后他发现 S 震相的质点运动主要是在南北方向——即 S 震相显然是纵偏振。如果那时他坚持 S 震相应是剪切波，质点运动垂直于波传播方向，那么，他就能够正确地把地震的震源深度放在本州之下大约 500 公里，来消除这个矛盾。可是不然，他错误地得出结论说， S 震相不是剪切波。这个错误同当时关于震源和地震波的主导思想实际上是谐调的。那时，地壳均衡的概念已众所周知地被用来解释重力观测，没有谁去设想震源会深到当时被认为地球的柔软部分中去。关于 S 震相的这个结论，同认为震中区的主要运动由纵波所引起的所谓 Mallet 学说也是谐调的。Robert Mallet 根据对地震破坏的结构进行的最早的科学的现场研究，得出了这个学说。他在 1857 年那波利地震的震中区，考察了这些结构。他也是第一个在野外

用爆破测定地震波速度的人。

在 1906 年大家就已知道固体中存在纵波和横波。自 1660 年发现 Hooke 定律之后,弹性理论的主要进展是由 Navier 在 1821 年关于一般平衡方程和振动方程的研究、以及 Fresnel 所做的解释给出的,这个解释认为,光是由通过以太传播的横偏振波构成的。在这个解释之前,一般认为只有纵波能在无限的连续体内传播。此后取得弹性波传播理论进展的学者是 Cauchy (他在 1822 年前发展了六个独立应力分量和六个独立应变分量的概念)和 Poisson (他使用了 Newton 物体分子间作用力的概念,从而假定,一对分子间的力正比于离开它们平衡间隔的距离)。Poisson 发现了两种类型的、我们现在称之为 P 和 S 的波,并且对于他的限定模型得出结论说, P 波速率是 S 波速率的 $\sqrt{3}$ 倍。比较坚实的理论基础是 Green 奠定的。他引进一个应变能函数。对于任意非各向同性体,这个函数具有 21 个独立系数。对于各向同性体,系数减少为两个。

Love 在其经典教科书 (1892 年出版, 1944 年重印) 的引言中,极好地概述了弹性理论发展的历史。另一方面, Dewey 和 Byerly (1969) 很好地描述了观测地震学的早期历史。

在弹性体自由表面传播的 Rayleigh 波的解释 (Rayleigh, 1887), 是紧接着地震波的第一张记录而出現的。Lamb (1904) 对于掩埋在均匀半空间中的点脉冲源,做出了第一张理论地震图。在半空间表面上所得到的地震图,是由相应于 P , S 和 Rayleigh 波三个相继脉冲构成的,同观测记录相比,这是太简单了。

当十九世纪八十年代的早期记到第一张地震图时,地震学家们感到困惑的是,为什么振动持续了这么久。我们将看到, Rayleigh 波能够发生频散 (即不同频率的波,以不同的速率传播),并且这是长时间持续振动的一个原因。但是,在 P 和 S 波到达之后与面波 (例如 Rayleigh 波) 到达之前,也有振动。Jeffreys (1931) 审查并否定了许多解释之后,得出的结论是,“能存在下来的唯一

意见是，这些振动是由最初的脉冲在表面各层内的反射引起的。”当 1969 年从月球得到第一张月震图时，地震学家们再次为振动持续时间的极长所困惑。所做的解释似乎仍然是由于不均匀性造成的波的散射。

Lamb 方法对地球中实际地震和爆破的应用，一直拖延到大约 1960 年。这时，由于 Hugo Benioff, Maurice Ewing, Frank Press 和其他人的努力，高质量的长周期地震波资料已可使用。长周期波平均掉了地球的短波长非均匀性，于是，地球的表现就如同它是一个等效的均匀体。震源过程在长周期部分也比较简单。因此，Lamb 问题的极为简单的模型，在解释长周期地震图中可以具有实际用途。

本书中考虑的地球模型是非常简单的。在大多数情况下，介质是均匀的，或只在一个方向上不均匀，例如分层的半空间或球体，其中物质的性质只沿竖向或径向变化。

地震学中的模型，是一个将观测资料通过模型参数与地球内部建立关系的数学框架。例如，若将一个均匀、无限、各向同性的弹性体作为地球模型来解释地震图，那么，从这样的解释可以得到的参数，最多也不过是 Lamé 常数 λ 和 μ ，以及恒定的密度 ρ 。另一方面，当模型为竖向不均匀时，则我们可以确定作为深度函数的 $\lambda(z)$ ， $\mu(z)$ 和 $\rho(z)$ 。当然，三维非均匀的和任意各向异性的介质，是最需要的模型，但计算起来费的力气太大了，所以很不实际。此外，它含有的参数，比我们从现有的资料所能希望阐明的参数要多。迄今为止，最多见的模型是一个竖向不均匀的半空间或球体。本书的中心放在这种模型中的面波(第七章)、自由振荡(第八章)和体波(第九章)。

为了使读者对这几章有所准备，我们从基本的和有实际用途的原理[例如互易定理和表示定理(第二章)]开始，这些定理可以应用于一般的弹性动力学问题。在第三章，我们求出集中内震源的表达式，并以此为出发点，发展地球中地震运动的理论。震源

机制比较专门的方面，放在后面的第十四章和第十五章。

对于一个地震震源最有用的表示方法就是跨越一个内表面两边的位移间断，这叫做位错模式。我们还要考虑转换的应变被规定在一个体积内的体源。

在第四章给出均匀介质中点位错源引起的地震运动的完整描述。利用固定在几何射线路径上的曲线坐标，把分析扩大到平稳变化的介质。这一章提供由体波确定地震断层面解的基础，还有一些其他的内容。

平面波的性质，例如在平界面上的反射和透射、相移、非均匀的波（很快消失的）、衰减、以及物理频散，在第五章详尽地讨论。在第六章，我们要解 Lamb 问题，其中点源产生的球面波同一个平面相互作用。由于这种相互作用，产生了三种类型的波：从界面直接反射的或穿过界面的波；沿着界面从源传向接收点的波（首波）；振幅随着离分界面的距离呈指数减小的 Rayleigh 型或 Stoneley 型的波。我们利用 Cagniard 方法和 Fourier 变换方法研究这些波，以便为第七章至第九章打下基础。第七章至第九章给出计算竖向非均匀结构中地震图的实际方法。

关于竖向非均匀介质的这三章的编排顺序（面波、自由振荡、体波），反映了地震图的波动理论分析的历史发展以及分析的困难程度。基阶的 Love 波和 Rayleigh 波是最早用实际地球模型和地震的参数来定量理解其全部记录的波。体波的分析比较困难，部分原因是我们不能在波的路径上任意需要的位置上建立地震台，而只能建在其终点上。自由振荡的完全分析也比面波困难，但此时的困难是，处理包含几百个振型的长记录时，工作量很大。对于这三章中描述的一维非均匀地球模型，计算地震图的方法现已完全建立。

我们在第一卷中的最后一个问题是如何取得地震数据。在第十章，我们叙述了地震仪的原理，同时还描述了对于很大变化范围的频率、震源、震源—接收点距离的地震讯号和噪声，以便有