

# 地震散射波成像 方法与amp;技术

Seismic Scattering Wave Imaging  
Methods and Technology

---

沈鸿雁◎著



科学出版社

# 地震散射波成像方法与技术

Seismic Scattering Wave Imaging Methods and Technology

沈鸿雁 著

科学出版社

北京

## 内 容 简 介

地震散射波是当前地震勘探研究的热点之一,而散射波成像更是散射地震勘探的核心内容。本书系统阐述了近年来地震散射波成像方法与技术。全书共6章,在地震波动理论的基础上,总结地震散射波正演模拟方法与技术,并结合多套典型模型的正演模拟结果,深入分析地震散射波波动特征;在总结地震散射波运动学的基础上,深入分析地震散射波运动学规律;详细介绍基于等效偏移距地震散射波成像(EOM)技术和基于点散射地震-地质模型的地震散射波成像技术,深入分析散射波成像处理流程,并结合大量模型和勘探实例介绍其应用效果。本书注重理论与实践相结合,具有较高的理论价值和实用价值。

本书可作为从事地球物理研究的技术人员和高等院校相关专业师生学习和研究的参考书。

### 图书在版编目(CIP)数据

地震散射波成像方法与技术/沈鸿雁著. —北京:科学出版社,2014.4  
ISBN 978-7-03-040275-2

I. ①地… II. ①沈… III. ①地震波-地震层析成像-研究  
IV. ①P631.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 053411 号

责任编辑:甄文全 李 萍 / 责任校对:邹慧卿  
责任印制:肖 兴 / 封面设计:范璧合

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号  
邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

骏杰印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

\*

2014年4月第 一 版 开本:B5(720×1000)

2014年4月第一次印刷 印张:12 1/4

字数:235 000

定价:65.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

## 前 言

20 世纪 60 年代,多次覆盖反射地震勘探技术出现并被广泛应用,其解决了不计其数的地质问题,尤其在石油、天然气、煤田等矿产资源勘探与开发和近地表工程与环境勘查中,为人类带来了不可估量的经济效益。众所周知,在各层均匀、各向同性条件下(理论推导),同炮激发、直测线接收同一水平界面的反射波,其波时距满足双曲线特征;多炮激发、多排列接收来自同一点的反射波,其所携带的信息基本相同。而在噪声干扰严重的情况下,如果将经过同一点的地震信号进行叠加,就会提高反射点的能量,抑制干扰噪声,从而提高信噪比。多次覆盖反射地震勘探的基本原理就是基于水平地震-地质模型,通过观测系统对多次经过同一点的地震反射波进行数据观测,然后经过共中心点(CMP)道集抽取进行速度分析和正常时差校正(NMO),最后通过水平叠加,进而实现地质信息提取的目的。由于经过同一点的反射波性质基本相同,经 NMO 处理后,水平相干性非常好,故水平叠加能很好地加强有效信号的能量;而干扰噪声(如随机噪声、多次波等)不满足正常反射波时距双曲线规律,经 NMO 处理后,水平相干性不可能好,再进行水平叠加,其能量就被削弱了。因此,多次覆盖反射地震勘探技术能较好地提高地震资料的信噪比。

但是,随着亟待解决的地质问题的复杂程度和精细程度的进一步提高,多次覆盖反射地震勘探技术暴露出的弊端和问题也越来越多。当勘探的目标地质体构造复杂、断层发育、地层倾角较陡或岩性横向突变、不同尺度的非均匀地质体共生时,会形成极为复杂的、多种波组相互干涉的地震波场,在这种情况下地表接收到的反射信号较弱、信噪比较低,甚至接收不到反射波,这些低信噪比数据直接影响对地下复杂地质体的精确成像,从而影响地下地质信息的获取。为此,陆续发展出一系列的弥补技术以克服该技术的弊端和缺陷,如叠后偏移成像技术、叠前部分偏移成像技术(DMO)和完全叠前偏移成像技术。虽然这些弥补技术能进一步提高多次覆盖反射地震勘探技术的应用潜力,改善成像精度和提高地质信息的获取能力,但反射地震勘探技术的理论基础限制了其对地质信息完整、准确提取的能力,原因如下:

(1) 传统多次覆盖反射地震勘探技术是以地层沉积模式为理论基础发展起来的一种勘探技术,其基本模型是水平层状地震-地质模型,出发点是面。然而,水平层状模型是一个理想模型,现实中几乎找不到契合的地质情况,逆冲构造、断陷构造、岩性突变、局部小构造、不整合等是很常见的地质构造特征,加之地层的非均匀性,因此反射勘探理论在一定程度上模糊了实际的地质构造特征,带来的直接成像

效果就是丢失了部分有意义的局部地质信息,其结果类似于信号处理的低通滤波效应,从而降低了分辨能力。

(2) 地震波的类型非常丰富,不同类型的地震波均包含(或携带)了地下的地质信息。单一类型地震波(如反射波、折射波、面波等)只携带了一小部分或某一方面的地质信息,是不完整的,如果只单纯地取出某一类地震波来反演地质属性特征,得到的地震信息是不完整的,甚至是错误的,就好比一个完整的通频信号,如果仅提取某一频率成分信息表征其特征,效果就是管窥一斑,甚至面目全非。反射地震勘探提取的信息只是众多地震波所包含信息中的一部分,因此并不能完整表征地下地质信息的特征。

(3) 在众多地震波类型中,不同类型地震波的时距曲线是不同的,容易出现波场分离不彻底,在此情况下基于传统反射勘探理论进行速度分析和成像就会得到错误的结果。举个例子,在地质构造复杂的情况下,很容易获得传统意义上的绕射波,虽然它们的时距曲线不一样,但绕射波和反射波都满足双曲线规律,如果两者都用反射波时距曲线公式进行速度分析,势必出现绕射波的速度比反射波的速度大(实际上,绕射波和反射波的速度是相等的,只不过两者的时距公式不同;不同类型的地震波用同一种时距曲线求取,必然出现错误),如果在绕射点下方还有一速度比该绕射波速度低的水平层,按速度随深度增加的常规,势必在叠加过程中会把该水平层的有效信息当成多次波而滤除掉,从而在 NMO 过程中把干扰的绕射波校平了并参与水平叠加,而把有效反射波当成干扰波(多次波)没有被校平,在水平叠加过程中被抑制掉,换句话说,就是成像结果中保留了非反射的干扰波,丢掉了有效信息。

(4) 从散射波场几何关系分析可知,获得的所谓反射波其实不是真正意义上的反射波,而是散射波场相互干涉和叠加的综合结果,即使是在非常特殊的水平层状模型条件下,也是一个“视”的概念,即视反射波,因此用传统反射理论指导处理这类所谓的反射波,必然出现问题,所获得的结果必然与实际存在偏差。

(5) 速度是地震波传播的基础,是成像的关键因素之一。速度获取的准确与否,直接关系到地震波成像精确程度。传统地震波成像技术中速度获取的出发点均源于 CMP 道集速度分析,这也是传统地震波成像技术弊端的根源,因为有效地震波传播的时距规律不只是反射波的时距双曲线。虽然通过偏移成像技术可以修正速度模型,从而弱化基于 CMP 道集处理获取初始速度模型的缺陷,但是如何修正速度模型才能正确成像的问题又摆在眼前,因为地下未知的地质情况正是想要通过处理地震数据获取的,也就是速度模型预先不知道,速度模型修正准确与否直接关系到地震波成像效果的好坏。所以,基于传统反射理论的成像技术还是跳进了一个如何修正速度模型与地震波精确成像矛盾的怪圈。

近年来,油气勘探难度的不断加大促使人们开发新的地球物理方法技术。人

们认识到横波带来的优点与油气勘探中很多亟需解决的地质问题存在某些联系,能解决单一纵波勘探所不能解决的问题,横波勘探很可能成为油气勘探又一个新的突破口。然而,横波反射勘探的方法技术要比纵波反射勘探方法技术复杂得多,实际并不经济实用,因此人们把目光投向了转换波勘探。实践也证明,用转换波来研究横波性质是一条比较经济合算的捷径,通过横波性质和岩石类型及饱和度联系,转换波地震勘探能对地下界面提供较好的成像,这一技术已经在地下目标体探测方面得到持续应用,并逐年加大投资力度。但是,转换波技术数据处理很难,其原因是反射转换波时距曲线对共转换点来说,既不是对称的,也不是双曲线,传统双曲线近似对转换波来说根本不适用。有学者曾试图用高次泰勒级数展开逼近反射转换波旅行时,但高次泰勒级数展开招致了复杂的数学换算,同时因偏移距的增加其结果也变得不精确,尤其在浅层、大偏移距情况下,这种弊端更为突出。

传统的纵波速度分析技术是在均匀、水平层状介质中,基于共中心点道集选排和反射波旅行时满足双曲线时距方程,得到纵波叠加速度。而转换波的上行波、下行波不对称性,使得常规的基于共中心点道集的速度分析不能适用于转换波,主要问题来自于共转换点(CCP)道集的分选和转换波时距关系的固有特性:①即使是均匀介质的水平反射层,转换波的转换反射点的水平位置随着炮检距、反射层深度以及纵横波速比的变化而变化。②反射转换波的时距曲线不是双曲线,若用双曲线的时距关系进行速度分析,不会得到正确的横波速度值,特别是对中、浅层及大炮检距会有较大误差。在多波数据处理中,纵波速度分析已基本成熟,而对于转换波还有很多问题。现在转换波时距曲线方程可以通过两种途径获得:一种是采用泰勒级数展开逼近非双曲线得到转换波时距关系;另一种是双平方根公式法,李录明和罗省贤(1997)采用双平方根方程的方法对非双曲线时距曲线逼近。上述研究工作对转换波处理上,虽然已取得很大成效,但还没有实现真正的共转换点道集选排和速度分析以及叠加成像,只是目的层共转换点选排处理,因此最终获取的速度参数和成像效果都存在很大误差。

其实,地震波包含的信息是非常丰富的,用来解决地质问题的地震信息也不只局限于反射波这一单一类型的地震波。从某种角度来说,反射波勘探是基于水平层状地质模型提出来的勘探理论,它只体现(包含)了地质信息的一小部分属性或特征,要想用它精细解决类似于山前断裂、盆地边缘破碎带等复杂地带的地质问题,就力不从心了。因此,要想精确获取地下的地质信息,急需寻求含义更为广泛的地震波勘探新理论与技术,从所获得的地震波场中提取完整的信息弥补或解决目前已有技术存在的缺陷或面临的问题。

研究表明,散射波是一个更为广泛的地震波范畴,任何由地球三维非均匀引起的地震波变化都可以称为地震散射。散射波符合惠更斯-菲涅尔原理,即某一时刻的地震波前形成一个向四周发射波的新的点震源,因此散射波的信息是非常丰富

的。在地震波传播过程中,某一时刻的地震波前就代表一个新的向四周发射波的新震源,这个向四周发射出的地震波的成分包括所有类型的地震波,直达波、反射波、折射波、绕射波、回转波、断面波和多次波等都属其范畴。地震波散射所涉及的领域非常广泛,而且具有十分广阔的应用前景,因为地球被证明具有多级次的、多尺度的横向非均匀性。非均匀性往往意味着更多的地质构造运动或矿产资源的存 在;不同尺度、不同组成的非均匀性会引起不同形式的地震波散射。反过来就可以根据散射现象推断非均匀性的分布和性质,同时散射波也存在转换特性。因此,地震波散射是探测三维非均匀性的有力工具,发展散射勘探技术理论,挖掘散射勘探潜力,将有助于解决复杂地质条件下的精细勘探难题。

随着人类社会的快速发展,能源的全球供求矛盾呈现日益突出的态势,尤其是作为人类能源消费重要组成部分的石油、天然气资源。随着国民经济的快速发展,我国已成为世界第二石油、天然气消费大国。如何保障我国石油、天然气安全和有效供给,已成为我们面临的巨大挑战。长期以来,地震勘探在解决复杂构造、深层构造、地层岩性圈闭问题上扮演着举足轻重的角色,为人们解决了不少重大难题。但是,中国属陆相沉积环境,地下构造复杂,小断块、破碎带发育,尤其是西部的许多大型含油气盆地周边,不仅有复杂的地表地质条件,而且地下经常伴有逆冲构造、翻转构造,造就了深层地震地质条件的复杂性;我国东部的一些含油气盆地,虽然地表为平原,但地下深部却断层发育,地质构造破碎,此类地区也属于深层地震地质条件复杂区域;另外,有些地区岩相变化大、油层埋藏深,厚度小的储积体用常规基于反射理论的勘探、处理方法分辨非常困难。但这些地区不仅是我国未来油气资源主要的接替地区,而且是勘探技术难度极大的地区,其中许多勘探领域在当前国际上尚无成功经验。

对煤田勘探来说,虽然煤系地层中,煤及各类岩石的弹性波传播速度具有明显差异,相对工程与环境地震勘探来说,层位规整、均匀性良好,但解决煤层的赋存环境、状态、结构、厚度及其变化、联系性等问题也不容易。煤质变化、煤层变薄或消失均会引起地震波变差或消失。煤层埋藏有一定深度,但其厚度有限,隐伏在其内的地质问题尺度相对较小,精细探测煤层内的构造内幕特征,尤其是小断层、陷落柱等地质问题,对传统反射勘探处理技术来说是一种挑战。但这些问题能否精细解决,对煤田储量计算和开采设计均有直接的影响。

长期以来,金属矿勘探主要靠电法、重力、磁法等传统的物探方法,由于方法的局限,一般勘探深度较浅( $<1000\text{m}$ )。随着地表矿产资源勘查难度的提高,发现新矿床的概率越来越小,然而矿产资源需求日渐增大,向深部寻求资源逐渐成为实现资源可持续发展的重要途径。金属矿地震勘探有其自身的技术困难,地质构造复杂,金属矿区往往经过强烈的构造变动和岩浆活动,成矿成层性差,一般不满足基于层状介质建立起来的反射波地震勘探方法和原理;另外,地形条件复杂,金属矿

多产于地形条件复杂的造山带,野外施工非常复杂;同时,探测目标小,金属矿体在空间规模上远远小于油气藏,很多矿体甚至小于一个地震波波长。因此,基于传统的地震勘探方法,理论上不可能有效。

对于近地表工程与环境勘探,浅层地质构造尺度较小、风化很严重、各向异性极为发育,致使地震记录复杂化。频带较宽、高频有效信息十分突出、噪声较为严重、反射能量非常微弱、非反射成分散射波特别发育,严重妨碍识别和追踪有效反射波,从而严重影响地质信息提取。在这种情况下,基于传统水平层状模型建立的多次覆盖水平叠加反射波勘探与处理技术已不能适用。

散射波理论研究开展得比较早,一直都是一个非常活跃的研究领域,其主要围绕地球深部问题的探索和研究。随着复杂地质问题的不断涌现,散射勘探涉及的问题也越来越全面,主要体现在散射能量衰减原因、非均匀介质弹性散射波特征、多重散射、尾波效应、近地表地震散射、深部非均匀引起的散射等方面的研究。有关地震散射波场的观测和研究始于 20 世纪 60 年代末,Aki(1969)提出尾波是岩石层非均匀性引起的背向散射波;将微扰对入射波的响应当成二次信号源的激发,可将散射问题转化为辐射问题,Miles(1960)将问题公式化为体积分方程,并用 Born 近似对 Rayleigh 散射求出显示表达式;Herrera 和 Mal(1965)考虑了非均匀介质交界面的不连续性,并将该方法用于强反差的薄包体(如透镜体、裂缝等)散射;1972 年,Haddon 提出 PKIKP 波(穿过地幔及地核的波)的前驱波 PKP 波(穿过地幔的波),它是核幔边界附近非均匀性引起的散射波;Haddon 和 Cleary(1974)将这一方法用于靠近核幔边界的纵波散射;Hudson(1977,1968)将其用于颗粒状介质的散射和纵尾波中的散射波,1977 年他还就几个散射问题(强非均匀介质、薄片包体和稍微粗糙的表面)给出统一的一阶近似表达式;Gubernatis 等(1977)也将均匀包体的散射问题表述成积分方程,并在全频范围获得 Born 近似解;Aki(1980)讨论了由于速度扰动产生的散射现象;Sato(1984)、Wu 和 Aki(1985a)将这一方法用于解释尾波产生和地震图包络问题;Wu 和 Aki(1985b)用微扰法研究了弹性波在弹性非均匀体的散射特征,用不同点力和力矩的等效点源表述 Rayleigh 散射,将一般的弹性波散射划分为“速度型”和“阻抗型”,并指出其不同的散射特征;Sato(1984)用密度、纵波速度、横波速度给出 Born 近似的结果,Sato(1984)、Wu 和 Aki(1985a)也对弹性随机介质情况得到具有不同相关函数介质的散射系数;1988~1990 年,吴如山和安艺敬一系统地收集并总结了国际上研究地震散射波的成果,共同编写 *Scattering and Attenuation of Seismic Wave* 文集,该文辑详细总结了已有散射波的基本理论方法以及现状评述,并用 3 个无量纲数表示波传播态式的特征,根据传播态式将地震波散射分为准均匀散射、Rayleigh 散射、广角散射、小角散射等四种类型。

在波场正演方面,Wu 和 Huang(1992)用相位屏算子计算二维垂直变背景情



况下的散射场;Wu利用Dewolf近似和相位屏算子计算三维常背景情况下的背向散射场;David(2000)采用Born及射线理论近似计算背景场和格林函数的三维弹性波弱散射场,并讨论Born近似的有效性和影响散射场的因素;符力耘等(1998)将非均匀介质视为某一均匀背景介质的扰动,建立用均匀背景介质格林函数做基本解的体积分,给出配置法求解体积分方程的数值法,得到观测面上各接收点的散射波场,与边界元法和Born近似法计算结果相比较,该方法具有很高的精度,可得到穿过非均匀介质传播的波场,包括所有的透射波、反射波、衍射波、首波和多重散射波;黄雪继(2003)采用相移法波动方程正演模拟散射地震波场;从地震散射波传播的角度,针对实际地质问题,Korn(1993)、Kneib等(1995)、Shapiro等(1996)和奚先等(2005,2004)提出随机介质模型,取得了预期的效果。散射波反演方面多用Born或Rytov近似,Born近似是利用波场的振幅,而Rytov近似利用波场的相位,Wu(1991)提出均匀背景多频背向散射层析成像方法,具有多频反演方法的优点;后来杨文采等(1993)提出可以得到较为准确背景速度分布的高分辨率地震层析成像方法的级联法,黄联捷等(1993)进行广义全息术和垂向非均匀背景多频散射层析成像方法研究,均取得了一定的效果。

在散射波成像方面,Bancroft(2001,1998,1996)提出基于等效偏移距(EOM)概念的共散射点道集成像方法理论,根据地震旅行时的双平方根方程,采用叠前Kirchhoff积分偏移原理,将地震道按产生的散射点,在给定的偏移距范围内映射出共散射点道集,随后基于共散射点道集进行速度分析、NMO、水平叠加等处理。王勇等(2000)、王伟等(2007)也在这方面做了一些工作,取得了预期的成像效果,尤其是针对低信噪比数据。

虽然散射波研究已有很长的历史,也积淀了相当的理论基础,但真正用散射理论指导油气、煤炭、金属矿、近地表工程与环境勘探等勘探技术还只是一个开始。由于散射理论的完善程度所限,借助散射理论解决实际问题相对较晚,但人们已经意识到其诱人的前景,其应用主要体现在地壳深部特征研究、油气勘探、金属矿勘探等方面。刁顺等(1994)对裂缝、裂纹的非均匀介质或复杂地质构造所产生的散射场,运用弹性动力学得到了解析数值结果,其远场特性的研究在油气勘探中对预测裂隙位置、方向及大小具有理论意义和实用价值;Ernst等(1999)提出了一种基于全波理论消除地震资料中近地表散射影响的方法,其基本原理是先估算近地表散射波的分布,随后从地震资料中消除散射波,该方法与 $f-k$ 滤波共同使用效果更好;孙明等(2001)依据微扰理论,进行了金属矿地震散射波场的数值模拟研究,实验结果表明,可通过地震波散射响应的强弱推断矿体,散射波相干性的好坏与杂乱散射体的不均匀性有关,不均匀性越强,产生的散射相干性越好;杨旭明等(2002)基于地震波散射理论的近地表地震散射模型,提出了近地表散射噪声的正反演方法,并用来衰减近地表地震散射噪声,提高叠前地震资料信噪比;郭向宇等(2002)

提出了基于波动方程理论抑制近地表散射噪声的方法,其利用散射波的波动特性,在叠后通过波场延拓使其聚焦成像,然后通过抑制噪声的手段将其衰减;尹军杰(2005)借助不同模型的散射波正演模拟,详细分析了散射波场的特征,并用基于反射理论的处理方法对散射波场进行偏移成像。

因此,针对地下复杂条件下传统地震勘探技术遇到的难题,利用散射波携带信息丰富的优势,开展基于散射波理论的地震精细勘探技术研究,用其解决山前断裂带、盆地边缘破碎带、识别复杂传播介质区域的大倾角构造、盐下成像、小尺度岩性变化带、近地表不均匀性等问题,对我国油气、煤炭、金属矿等资源可持续开发利用,精细解决近地表工程与环境问题具有现实意义和实用价值,同时更具有重要的学术价值和意义。

本书是在完成国家“863”计划课题“金属矿多波多分量地震处理解释新技术、新方法”(No. 2007AA06Z103)、交通部科技项目“西部地区公路下伏地质缺陷的精细探测与高精度解释技术研究”(No. 200731881262)、陕西省自然科学基金研究计划项目“油气地震散射波成像方法研究”(No. 2011JQ5006)和陕西省教育厅专项科研项目“油气地震勘探成像新方法、新技术研究”(No. 11JK0738)等多个科研项目的基础上编写而成,是作者长期科研工作的结晶。在相关内容研究过程中,得到了李庆春教授的悉心指导,提供了一些宝贵的意见和建议,作者在此表示最诚挚的感谢!为了使内容更完整,书中吸收了 Bancroft 研究小组的基于等效偏移距散射波成像(EOM)研究成果;还吸收了马婷等研究生的论文成果,引用了勾丽敏博士发表的论文成果;在项目研究过程中,邵广周、马见青、周学明、景月红、叶佩、邓乐祥、李永博参与了数据采集实验;此外,周学明提供了多套正演模拟数据,张保卫工程师提供了一套三分量实际资料,在此一并表示衷心的感谢!本书亦获得西安石油大学优秀学术著作基金资助,在此表示感谢!

本书在梳理前人研究成果的基础上总结近年来的研究成果编写而成,希望对我国地震勘探技术的进一步发展和精细解决实际地质问题起到一定的推动作用。鉴于地震散射波勘探是一个较新的研究领域,散射波成像方法和技术还在不断深化和完善中,同时由于作者水平有限,书中难免有不妥之处,恳请读者批评指正!

作 者

2013年6月

# 目 录

## 前言

<b>1 地震散射波正演模拟理论与波动特征分析</b> .....	1
1.1 非均匀性地震波散射 .....	1
1.2 地震波基本理论 .....	3
1.2.1 各向同性介质中的弹性波方程 .....	3
1.2.2 黏弹性介质中的黏弹性波方程 .....	5
1.2.3 各向同性双相介质中的弹性波方程 .....	9
1.2.4 各向异性介质中的弹性波方程 .....	12
1.3 地震波正演模拟 .....	22
1.3.1 有限差分法 .....	23
1.3.2 有限元法 .....	26
1.3.3 相位移法 .....	26
1.3.4 Kirchhoff 积分法 .....	31
1.3.5 傅里叶法 .....	33
1.4 地震散射波场正演模拟与波动特征分析 .....	34
1.4.1 溶洞物理模型 .....	34
1.4.2 水平层状均匀介质模型 .....	35
1.4.3 板状模型 .....	36
1.4.4 球体模型 .....	38
1.4.5 断层模型 .....	38
1.4.6 金属矿脉模型 .....	41
1.4.7 穹隆模型 .....	42
1.4.8 复杂沉积模型 .....	46
1.4.9 盐丘模型 .....	49
<b>2 地震散射波运动学特征分析</b> .....	53
2.1 地震散射波勘探地震-地质模型 .....	53
2.1.1 水平层状介质模型 .....	53
2.1.2 块状介质模型 .....	54
2.1.3 点状散射介质模型 .....	55
2.2 地震散射波的产生及其时距关系 .....	56
2.2.1 散射波的定义 .....	56

2.2.2	地震散射波时距方程与时距曲线 .....	58
2.3	散射波与反射波的联系和区别 .....	60
2.3.1	射线旅行时、均方根假设、双平方根公式 .....	60
2.3.2	倾斜层动校正 .....	61
2.3.3	二维叠前数据体 $P(x, h, t)$ .....	63
2.3.4	叠前数据体中的水平、倾斜反射层的反射能量 .....	64
2.3.5	叠前数据体中的散射点反射 .....	65
2.3.6	Cheops 金字塔模型 .....	67
2.3.7	一个炮集上的散射 .....	68
2.3.8	共偏移距剖面绕射 .....	69
2.3.9	一个三维观测散射波模型例子 .....	69
2.3.10	反射波处理技术的缺陷与散射波成像的提出 .....	71
3	基于等效偏移距的地震散射波成像 .....	73
3.1	Kirchhoff 偏移概念 .....	73
3.1.1	Kirchhoff 叠前时间偏移 .....	73
3.1.2	Cheops 金字塔和共散射点道集 .....	74
3.2	等效偏移距成像(EOM) .....	75
3.2.1	CMP 道集 .....	75
3.2.2	CSP 道集 .....	76
3.2.3	等效偏移距 CSP 道集 .....	76
3.2.4	CSP 道集成像处理 .....	86
3.2.5	EMO 成像处理的优势 .....	90
3.3	EMO 成像处理与分析 .....	92
3.3.1	海洋数据例子 .....	92
3.3.2	侵入岩体模型 .....	93
3.3.3	复杂沉积模型 .....	94
3.3.4	二维陆地侵蚀沟数据处理 .....	95
3.3.5	破碎地层发育区资料处理 .....	97
3.3.6	P-S 转换波数值模型 .....	98
3.3.7	多分量数据处理 .....	101
4	基于点散射地震-地质模型的地震散射波成像 .....	104
4.1	点散射地震散射波成像速度分析 .....	104
4.1.1	地震散射波时距曲线方程和速度信息 .....	104
4.1.2	速度获取 .....	106
4.1.3	速度分析的判别准则 .....	106

---

4.1.4	速度谱 .....	108
4.2	点散射地震散射波成像 .....	109
4.2.1	点散射地震散射波成像原理 .....	110
4.2.2	地震散射波多次叠加统计效应 .....	114
4.3	地震散射波成像模型处理与分析 .....	114
4.3.1	水平层状模型 .....	115
4.3.2	断层模型 .....	117
4.3.3	薄互层模型 .....	121
4.3.4	凹陷模型 .....	123
4.3.5	倾斜层模型(多分量) .....	123
<b>5</b>	<b>地震波成像处理技术对比与分析 .....</b>	<b>128</b>
5.1	地震反射波成像技术 .....	128
5.1.1	水平叠加成像技术 .....	129
5.1.2	偏移成像的基本概念 .....	130
5.1.3	叠后偏移成像技术 .....	134
5.1.4	叠前部分偏移+叠后偏移成像技术 .....	134
5.1.5	叠前偏移技术 .....	134
5.1.6	传统地震反射波成像技术处理流程 .....	135
5.2	地震散射波成像技术 .....	136
5.2.1	等效偏移距地震散射波成像技术(EOM) .....	137
5.2.2	点散射地震散射波成像技术 .....	141
<b>6</b>	<b>地震散射波成像应用 .....</b>	<b>143</b>
6.1	近地表工程与环境地震探测资料处理与分析 .....	143
6.1.1	黄土基岩混合型滑坡地震探测 .....	143
6.1.2	高速远程气垫式基岩(高速盖层)滑坡地震探测 .....	149
6.2	城市活断层地震探测资料处理与分析 .....	152
6.3	煤田地震勘探资料处理与分析 .....	160
6.4	油气地震勘探资料处理与分析 .....	164
	结束语 .....	170
	参考文献 .....	172

# 1 地震散射波正演模拟理论与波动特征分析

经典球对称(或层状结构)地球模型正面临着一场挑战,从地球地壳、地幔到地核,到处都存在横向非均匀性,而这种非均匀性的尺度范围小至岩石的粒径、大到地球球谐函数的最低阶。这些不同量级的非均匀性对地震波有不同的影响,速度和密度的非均匀性可引起波形变化、相位(或走时)和振幅的起伏以及直达波的视衰减,当非均匀性与各向异性和非线性相互影响时,情况会变得更加错综复杂。这种由三维非均匀性引起的地震波变化,均被广义地称为地震波散射。

## 1.1 非均匀性地震波散射

为了从极其复杂的散射现象中获得某些认识,吴如山和安艺敬一(1993)采用类似于物理学及其他分支学科对波的分类办法,用传播模态对地震散射进行分类。为了讨论区域和局部的非均匀性对地震波的影响,即在不同传播态式内的不同散射现象,假设非均匀性的尺度为  $a$ ,强度(微扰指数)为  $\bar{v}$ ,这时可以用 3 个无量纲数表示波传播态的特征,即  $ka=2\pi a/\lambda$ 、 $L/a$  和  $\bar{v}$ ,其中  $k$  为波数, $\lambda$  为波长, $L$  为传播长度或非均匀区域范围,则  $ka$  为归一化的波数或归一化波长的倒数, $L/a$  为归一化的传播长度。

准均匀:当  $ka < 0.01$  时,因非均匀性程度太低,以致无法用波进行鉴别,则可近似看做均匀介质。

Rayleigh 散射:当  $ka \ll 1$ (如  $ka < 0.1$ )时,散射能量与  $k^4$  成正比。

广角散射:当  $ka \approx 1$ (如  $0.1 < ka < 10$ )时,即非均匀性的尺度与波长差不多,散射效应最为明显,入射能量向各方向散射,并与入射方向成大角,亦称为“共振散射”或“米散射”。

小角散射或向前散射:当  $ka \gg 1$  时,绝大部分散射能量集中在靠近入射波传播的方向,在这种情况下由于背向散射波很弱所以可以忽略不计,可对全波方程采用抛物近似描述单一方向(前向)波的传播。

对小角度散射而言,散射成了聚焦、衍射和干涉的问题。依据两个参数可把它进一步分成三个亚态(Aki,1980;Flatte et al.,1979),这两个参数为

$$A = \frac{L_F^2}{a^2} = \frac{L}{ka^2} = \frac{L/a}{ka} \quad (1.1)$$

$$\varphi = \sqrt{\bar{v}^2 k^2 L a_L} = \bar{v} \xi(ka) \sqrt{L/a} \quad (1.2)$$

式中, $A$  为衍射参数,它是无量纲平方的菲涅耳半径; $L_F = \sqrt{L/k}$  是沿传播路径  $L$

的平均菲涅耳半径; $k$  为波数; $a$  为非均匀性的尺度; $L$  为传播长度; $\varphi$  为散射强度参数,近似等于在通过距离  $L$  时的均方根相位起伏; $a_L$  为沿传播方向的尺度; $\xi=a_L/a$  为非均匀性的各向异性比; $\bar{v}$  为强度。三个亚态具体解释如图 1.1 所示。

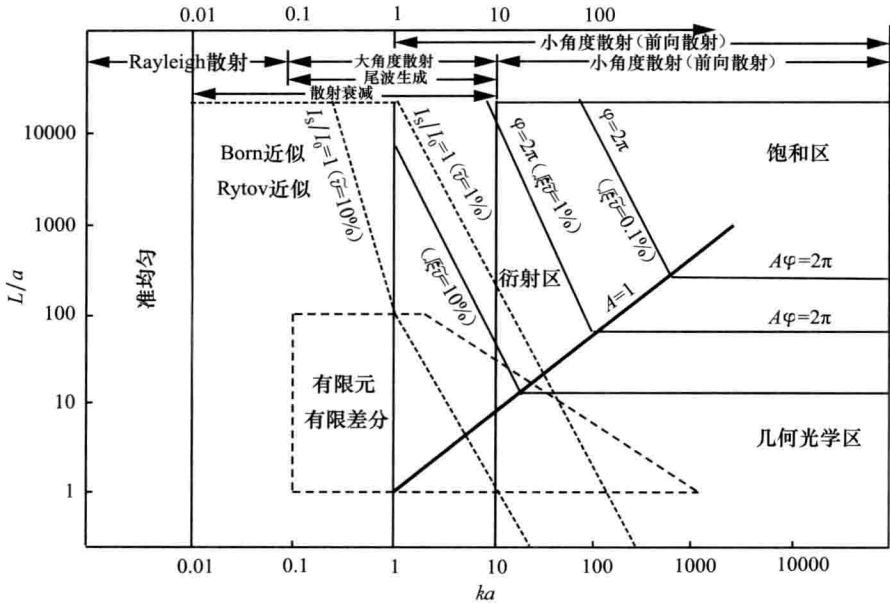


图 1.1 传播模式的划分和各种近似解析方法的适用区域(吴如山等,1993)

$a$  为非均匀性尺度, $L$  为波传播长度, $ka$  为归一化的波数

(1) 几何光学态:被三条线限定,即  $ka > 1$ 、 $A < 1$  和  $A\varphi < 2\pi$ 。在这个态内,  $A < 1$ ,沿路径的平均菲涅耳半径小于非均匀性横向尺度,所以衍射可以被忽略。由式(1.1)和式(1.2)可知,  $A\varphi = \sqrt{\xi\bar{v}} (L/a)^{\frac{2}{3}}$ ,因此射线理论的有效性受到传播长度与扰动强度两者的共同限制。为了利用射线理论(几何光学近似法)必须满足  $A\varphi < 2\pi$ ;当  $A\varphi > 2\pi$  时,射线将分裂成许多微射线(Flatte,1979),而且这些微射线彼此发生干涉致使问题变得更加复杂。

(2) 衍射态:被三条线限定,即  $ka > 1$ 、 $A > 1$  和  $A\varphi < 2\pi$ 。在这个态内,  $A > 1$ ,必须考虑衍射的影响。此外,  $\varphi < 2\pi$  的条件也把该态限定于不饱和振幅起伏的情况。

在衍射态和几何光学态内,都采用 Rytov 近似法(或微扰近似法)。

(3) 饱和态:被两条线限定,即  $\varphi > 2\pi$  和  $A\varphi > 2\pi$ 。在这个态内,振幅起伏被饱和,射线分裂成许多微射线并且彼此发生干涉。现在还没有合适的确定性解析方法可以处理这类问题,只有路径积分和矩阵方程法可推导波在饱和态内传播的统计特性。

对于广角散射和 Rayleigh 散射而言,由于散射场比入射场弱得多,属于弱散射情况,可用 Born 近似法。图 1.1 给出了  $\bar{v}=1\%$  和  $\bar{v}=10\%$  时 Born 近似法的限定线。在线上,散射能量与入射能量之比  $I_s/I_0 \approx 1$ 。当散射较弱时, Rytov 近似法可简化为 Born 近似法。因此,对弱散射情况来说,两种近似法的使用区域相同。

从上述讨论可以看出,散射现象的内容是非常丰富的。散射波的态式宽广,涉及的应用领域广阔。因为地球已被证明具有多级次的、多尺度的纵向、横向非均匀性,故从小尺度的无损检测、中等尺度的能源矿藏探测到大尺度的地球核幔研究,散射波都有广泛的应用前景。不同尺度的非均匀体对地震波的影响,可以借助不同传播态式进行讨论;不同传播态式的地震波散射问题,可用不同的近似解析方法进行解决。

对于勘探而言,非均匀性往往意味着更多的地质构造运动、矿产资源的存在,不同尺度、不同组成的非均匀性会引起不同形式的地震波散射;反过来也可以根据散射现象推断非均匀性的分布和性质,因此地震波散射是探测三维非均匀性的有力工具。

## 1.2 地震波基本理论

在地震勘探中,地震波传播的实际介质是非常复杂的,但是为了便于在实际中应用,通常将其简化为各向同性完全弹性介质。随着地震勘探的目标越来越复杂,传统的基于均匀的各向同性完全弹性介质的地震波理论已不能很好地解决实际中遇到的问题。地震勘探成效在很大程度上取决于实际介质特征模型的方法理论研究。为此,研究更加符合实际介质传播的地震波传播理论显得尤为重要。

这里讨论的实际介质特征,主要集中在介质的不均匀性、非完全弹性、非单相性及各向异性。介质的不均匀性是指介质的弹性参数和密度参数是位置坐标的函数。介质的非完全弹性主要指基于线性弹性模型的黏弹介质。介质的非单相性则以 Biot 双相介质理论为基础。介质的各向异性是指介质的弹性参数随着波的传播方向而改变。由于下面所讨论的弹性波方程中弹性参数和密度参数都是空间位置的函数,因此其不均匀性都是可以得到满足的。

### 1.2.1 各向同性介质中的弹性波方程

各向同性介质是一种最基本的介质模型,目前地震勘探中大多数应用都是基于这种介质模型。根据弹性介质中位移、应力和应变的关系推导出各向同性介质中的弹性波方程。

#### 1) 位移与应力关系

根据弹性理论,介质位移与应力的关系可表示为如下运动平衡微分方程:



$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + \rho F_x &= \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \\
 \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + \rho F_y &= \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} \\
 \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \rho F_z &= \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2}
 \end{aligned} \quad (1.3)$$

式中,  $\sigma_{ij}$  ( $i=x, y, z; j=x, y, z$ ) 表示应力;  $\rho$  表示介质密度;  $F_i$  ( $i=x, y, z$ ) 表示外力;  $u_i$  ( $i=x, y, z$ ) 表示位移;  $t$  表示旅行时。在外力停止以后或没有外力作用的介质部分, 可以表示为

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \\
 \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} \\
 \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2}
 \end{aligned} \quad (1.4)$$

## 2) 应变与位移关系

应变与位移的关系为几何方程, 也叫柯西方程。

$$\begin{aligned}
 \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad \epsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}, \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}, \\
 \epsilon_{yz} &= \frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z}, \quad \epsilon_{zx} = \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x}, \quad \epsilon_{xy} = \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y}
 \end{aligned} \quad (1.5)$$

式中,  $\epsilon_{ij}$  ( $i=x, y, z; j=x, y, z$ ) 表示应变;  $u_i$  ( $i=x, y, z$ ) 表示位移。

## 3) 应力与应变关系

弹性理论的一个基本点是假定应力与应变间存在单值的线性关系, 称为广义胡克定律。

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \\ \sigma_{xy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{yy} \\ \epsilon_{zz} \\ \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} \\ \epsilon_{xy} \end{bmatrix} \quad (1.6)$$

式中,  $C_{ij}$  ( $i=1, 2, \dots, 6; j=1, 2, \dots, 6$ ) 表示弹性系数, 共 36 个, 表示各点弹性体的性质;  $\sigma_{ij}$  表示应力;  $\epsilon_{ij}$  表示应变。

由于弹性能量是应变的单值函数, 所以  $C_{ij}$  必须等于  $C_{ji}$ 。因此, 为描述一个复