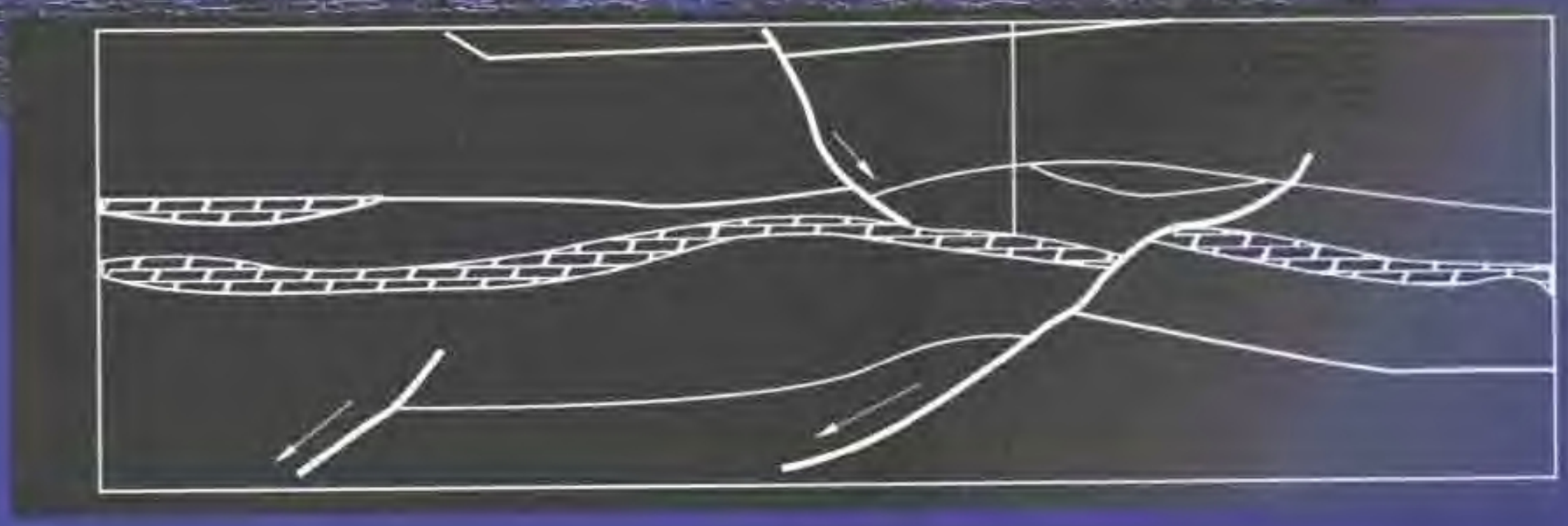
● 高等院校教材用书

浅层地震勘探

倒崇温　方仰显　编著



地震出版社

● 高等院校教材用书

内 容 提 要

本书共分八章，系统地叙述了浅层地震勘探的基本理论、野外工作方法与技术以及浅层折射法和浅层反射法资料的数据处理，并列举了一些在工程勘察方面的应用实例。书中还以相当篇幅介绍了80年代中期以来发展迅速的一些浅层地震勘探新方法和新技术，如横波勘探、面波勘探、地震层析技术、常时微动技术和声波探测技术等。

该书可作为高等院校勘察技术与工程物探专业方向的教材，也可作为从事工程物探工作的技术人员的参考书。

ISBN 7-5028-2010-8
9 787502 820107 >
ISBN 7-5028-2010-8

浅层地震勘探

熊章强　方根显　编著

地震出版社

图书在版编目（CIP）数据

浅层地震勘探/熊章强，方根显编著 .—北京：地震出版社，2002.4

ISBN 7-5028-2010-8

Ⅰ.浅 …　Ⅱ.①熊 …②方 …　Ⅲ.地震勘探　Ⅳ.P631.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2001）第 091157 号

内 容 提 要

本书共分八章，系统地叙述了浅层地震勘探的基本理论、野外工作方法与技术以及浅层折射法和浅层反射法资料的数据处理，并列举了一些在工程勘察方面的应用实例。书中还以相当篇幅介绍了 80 年代中期以来发展迅速的一些浅层地震勘探新方法和新技术，如横波勘探、面波勘探、地震层析技术、常时微动技术和声波探测技术等。

该书可作为高等院校勘察技术与工程物探专业方向的教材，也可作为从事工程物探工作的技术人员的参考书。

浅层地震勘探

熊章强　方根显　编著

责任编辑：李和文

责任校对：孙铁磊

出版发行：地 震 出 版 社

北京民族学院南路 9 号　　邮编：100081

发行部：68423031　68467993　　传真：68423031

门市部：68467991　　传真：68467972

总编室：68462709　68423029　　传真：68467972

E-mail：seis@ht.rol.cn.net

经销：全国各地新华书店

印刷：北京地大彩印厂

版（印）次：2002 年 4 月第一版　2002 年 4 月第一次印刷

开本：787×1092　1/16

字数：400 千字

印张：15.75

印数：001～600

书号：ISBN 7-5028-2010-8/P·1108（2561）

定价：25.00 元

版权所有　翻印必究

前　言

近年来，随着我国能源、交通以及旧城改造与扩建的巨资投入，各类工程勘察项目日益增多，促使工程物探成为当今地质行业中的热门。其中浅层地震勘探，由于其解决问题的直观性和有效性而成为工程物探中的主要方法和手段。

一般应用地球物理专业的地震勘探教材，主要是介绍石油、煤田等的中深部地震勘探方法。而针对较浅部(数百米范围内)的水文、工程、环境地质的浅层地震勘探，无论是地震原始数据的采集还是资料的数据处理和解释，都与中深部地震勘探有很大不同。因此，对高校工程物探专业方向来说，编一本适合以上地质工作的浅层地震勘探教材是很有必要的。

本书于1996年作为校内自编教材出版，经过几年来对地震勘探课程教学经验的总结，以及近年来浅层地震勘探方法技术的发展，在原教材的基础上经过修改和补充编写了本教材。

本书一个突出的特点是在叙述一般的地震勘探理论、原理的基础上，重点讨论了浅层地震勘探野外工作方法、技术及资料的数据处理，并充实了近年来发展迅速的一些新方法和新技术，还列举了一些生产应用实例。在教材编写中力求做到通俗易懂、深入浅出、概念明确、重点突出。

本书由熊章强主编，其中第一、二、三、五章及第八章第三、四、五节以及绪论由熊章强编写，第四章由熊章强和方根显共同编写，其余章节由方根显编写，全书由熊章强负责统稿。

本书由华东地质学院教材建设基金资助出版。在编写过程中，得到了教研室老师们的大力支持和帮助，在此深表谢意。同时，书中选用了许多同志辛勤工作的成果，作者借此向他们深表谢意。本书初稿

由中国地质大学周鸿秋教授、刘江平教授审阅，并提出了许多宝贵意见，特向他们表示衷心感谢。

由于编者水平所限，书中错误或不妥之处，恳请读者批评指正。

编　者

2001 年 12 月

目　　录

前言……(6)

绪论……(1)

第一节　地震勘探方法简介及在地质勘探中的应用……(1)

一、反射波法……(1)

二、折射波法……(2)

三、透射波法……(2)

第二节　浅层地震勘探的发展与展望……(2)

一、浅层地震勘探的特点及应用范围……(2)

二、浅层地震勘探的发展与展望……(3)

第一章　地震勘探的理论基础……(6)

第一节　弹性理论概述……(6)

一、弹性介质与粘弹性介质……(6)

二、应力和应变……(7)

三、弹性模量……(8)

四、波动方程……(10)

第二节　地震波的基本类型……(12)

一、地震波动的形成……(12)

二、纵、横波的形成及其特点……(12)

三、面波……(14)

第三节　地震波场的基本知识……(15)

一、运动学的基本知识……(15)

二、动力学的基本知识……(17)

第四节　地震波的传播……(20)

一、地震波的反射和透射……(21)

二、折射波的形成……(22)

三、在弹性分界面上波的转换和能量分配……(23)

四、地震波的衰减……(26)

五、地震波的频谱……(30)

第五节　地震勘探的分辨率……(32)

一、纵向分辨率……(32)

二、横向分辨率……(35)
三、影响分辨率的主要因素……(36)
习题一 ……(37)
第二章　地震勘探的地质基础……(39)
第一节　岩、土介质的一般波速特征及影响因素……(39)
一、岩、土介质的一般波速特征……(39)
二、影响地震波传播速度的地质因素……(40)
第二节　地震介质的划分……(42)
一、均匀介质……(42)
二、均匀层状介质……(42)
三、连续介质……(43)
第三节　地震地质条件……(43)
一、浅层地震地质特点……(43)
二、浅层地震地质条件……(45)
习题二……(46)
第三章　地震波的时距关系……(47)
第一节　直达波及折射波的时距曲线……(48)
一、直达波的时距曲线……(48)
二、水平层状介质中折射波的时距曲线……(48)
三、隐伏层中的折射波……(51)
四、倾斜界面的折射波时距曲线……(52)
五、弯曲界面的折射波时距曲线……(54)
六、垂直构造的折射波时距曲线……(55)
第二节　反射波的时距曲线……(58)
一、水平界面的反射波时距曲线和正常时差……(58)
二、倾斜界面的反射波时距曲线……(60)
三、水平层状介质条件下反射波的时距曲线……(61)
四、复杂情况下的反射波时距曲线……(66)
第三节　连续介质中的地震波……(68)
一、连续介质中的曲射线方程……(68)
二、连续介质中的“直达波”(回折波)……(70)
三、连续介质中的折射波和反射波……(71)
第四节　特殊波的时距曲线……(71)
一、全程多次反射波的时距曲线……(72)
二、绕射波的时距曲线……(74)
第五节　τ-P 域内各种波的运动学特点……(76)
习题三……(77)

第四章　浅层地震勘探仪器简介……（79）
第一节　地震仪器的特点及其主要组成部分……（79）
一、浅层地震勘探对仪器的要求……（79）
二、地震仪的主要组成部分……（80）
第二节　数字叠加式浅层地震仪介绍……（83）
一、几个基本概念……（84）
二、仪器的工作原理及特点……（85）
三、仪器的主要部件介绍……（87）
第三节　地震数据的记录格式……（89）
习题四……（90）
第五章　野外工作方法与地震勘探技术……（91）
第一节　地震勘探测线的布置……（91）
一、测线布置原则……（91）
二、测线布置形式……（92）
第二节　地震勘探的观测系统……（92）
一、观测系统的概念……（92）
二、观测系统的图示方法……（93）
三、反射波法的观测系统……（95）
四、折射波法的观测系统……（96）
第三节　地震波的激发和接收……（97）
一、地震波的激发……（97）
二、地震波的接收……（100）
第四节　有效波和干扰波……（103）
一、有效波和干扰波的定义……（103）
二、各种干扰波的来源和特征……（104）
三、干扰波调查……（106）
第五节　抗干扰技术……（107）
一、组合检波……（107）
二、多次覆盖……（112）
三、垂直叠加……（120）
四、频率滤波……（120）
五、抗干扰与分辨率……（121）
第六节　两种有效的浅层地震反射技术……（122）
一、最佳窗口接收技术……（122）
二、最佳偏移距技术……（124）
第七节　地震波速度的野外测定……（125）
一、PS 测井……（125）

二、浅层折射法调查……（127）
习题五……（128）
第六章　数据处理……（130）
第一节　地震资料数据处理概述……（130）
一、浅层地震工作的特点及数据处理时应采取的措施……（130）
二、处理项目与流程……（131）
第二节　预处理……（131）
一、剪辑处理……（131）
二、切除……（132）
三、抽道选排……（132）
第三节　参数分析处理……（133）
一、一维频谱分析……（133）
二、二维谱分析……（135）
三、速度分析……（136）
第四节　常规处理……（141）
一、数字滤波器概述……（141）
二、频率滤波……（143）
三、二维滤波……（148）
四、反滤波……（152）
五、静校正……（157）
六、动校正（正常时差校正）……（160）
七、水平叠加……（163）
第五节　解释处理……（164）
一、偏移处理……（164）
二、修饰处理……（167）
三、时深转换……（168）
习题六……（169）
第七章　地震资料解释……（170）
第一节　反射波资料的解释……（170）
一、水平叠加时间剖面的特点……（170）
二、时间剖面中波的对比……（171）
三、基本地震波场的认识……（172）
四、时间剖面的地质解释……（175）
五、成果图的编制……（177）
六、反射波法应用解释实例……（179）
第二节　折射波资料的解释……（183）
一、折射波记录的对比……（183）

二、折射波时距曲线的绘制……（183）
三、折射界面的构制……（185）
四、t_0差数时距曲线法的自动化解释……（190）
五、折射波法应用解释实例……（193）
习题七……（196）
第八章　浅层地震勘探新方法新技术……（197）
第一节　横波勘探……（197）
一、横波勘探原理……（197）
二、横波的野外数据采集工作……（198）
三、横波的资料处理……（200）
四、横波勘探在工程勘察中的应用……（202）
第二节　瑞利波勘探……（204）
一、瑞利波的波场特征……（204）
二、瑞利波勘探原理……（208）
三、瑞利波传播速度的计算……（209）
四、资料解释……（210）
五、瑞利波勘探在工程勘察中的应用……（211）
第三节　地震层析技术……（217）
一、层析技术概述……（217）
二、层析成像的基本理论(拉冬变换)……（217）
三、地震波透射层析成像原理……（219）
四、反演计算与图像生成……（220）
五、地震层析技术在工程勘察中的应用……（223）
第四节　常时微动……（224）
一、常时微动的概念……（224）
二、常时微动的性质……（224）
三、常时微动测量方法……（226）
四、常时微动的资料处理和解释……（226）
五、常时微动在工程中的应用……（228）
第五节　声波探测……（231）
一、声波探测概述……（231）
二、声波探测原理及工作方法……（231）
三、声波探测在工程地质中的应用……（233）
习题八……（237）
参考文献……（238）

二、折射波法

折射波法是研究地震波在速度分界面（波在这个界面以下地层中的传播速度 V_2 大于波在其上面地层中的传播速度 V_1）产生滑行波引起的振动。当地震波射线以临界角 i 入射时，射线在速度分界面上会发生全反射，即透射角为 90°，射线以速度 V_2 沿界面滑行，由于上下介质的弹性联系，进而引起 V_1 介质中的质点发生振动，并以某一角度（临界角 i）返回地面，这种波称为折射波（也叫首波）。通过研究在地表接收到的折射波的时距关系，可以求得地下界面埋深等参数。

三、透射波法

透射波法和上述的反射波法、折射波法不同，它是观测和研究通过某种岩层的直达穿透波。这种波与光学中的折射波相同。工作时，振动的激发点和接收点分别位于地下弹性分界面或地质体的两侧。此法多数情况下是在钻孔或坑道中进行，根据地震波的传播时间以及激发点与接收点之间的距离，可以求得波在该层中的传播速度进而确定地质异常体的形态，并可计算出岩层或地质体的弹性模量等力学参数。

以上三种地震方法各具特点，在解决实际地质问题时要具体选择不同方法或相互配合。和其他物探方法相比，地震勘探方法的重要优点是精度高、分辨率高，能直观地表现地下地质构造形态。

此外，在地震勘探中，还可根据探测对象和应用目的不同，分为浅层地震勘探和中、深层地震勘探。研究大地构造、深部地质问题的称为地震测深，寻找石油、天然气的叫石油地震，探测煤层和煤田构造的叫煤田地震，这些地震勘探一般探测深度都比较大，从数百米至数十公里以下，我们称之为中、深层地震勘探。浅层地震勘探主要研究地表数百米范围内的地层和地质构造，主要用于解决各种工程、水文、环境等地质问题，此外，也可用于探测成层的或沉积型的金属矿床。

本书主要是针对浅层地震勘探的特点来编写的，将分别介绍浅层地震勘探的原理，工作方法、数据处理和在工程中的应用等。

第二节　浅层地震勘探的发展与展望

一、浅层地震勘探的特点及应用范围

浅层地震勘探具有工作面积小，勘探深度浅，探测对象规模小及浅部各种干扰因素复杂等特点。因此，就仪器装备、工作方法及资料处理解释等方面都提出了相应的要求。比如，对工作的精度、分辨率和抗干扰能力及仪器装备轻便化等要求更高了，而浅层地震勘探也正是根据这些要求克服了各种困难发展起来的。例如：设计出带有微机的各种类型的信号增强型的地震仪，使用方向性明显的小能量非炸药震源，纵、横波和面波的综合利用，选择最佳窗口和最佳偏移距测量，以及多次覆盖等工作方法的使用和岩土力学参数的测定等，都是根

据浅层地震勘探的特点和工程地质勘察中的一些特殊应用提出来的。以上种种构成了浅层地震勘探有着不同于中、深层地震勘探的特点。

浅层地震勘探的应用范围很广，它主要应用于水、工、环地质调查，此外还可用于岩土力学参数原位测试、工程检测、人文调查以及工业找矿等。有关应用范围可用图 1 简要说明。

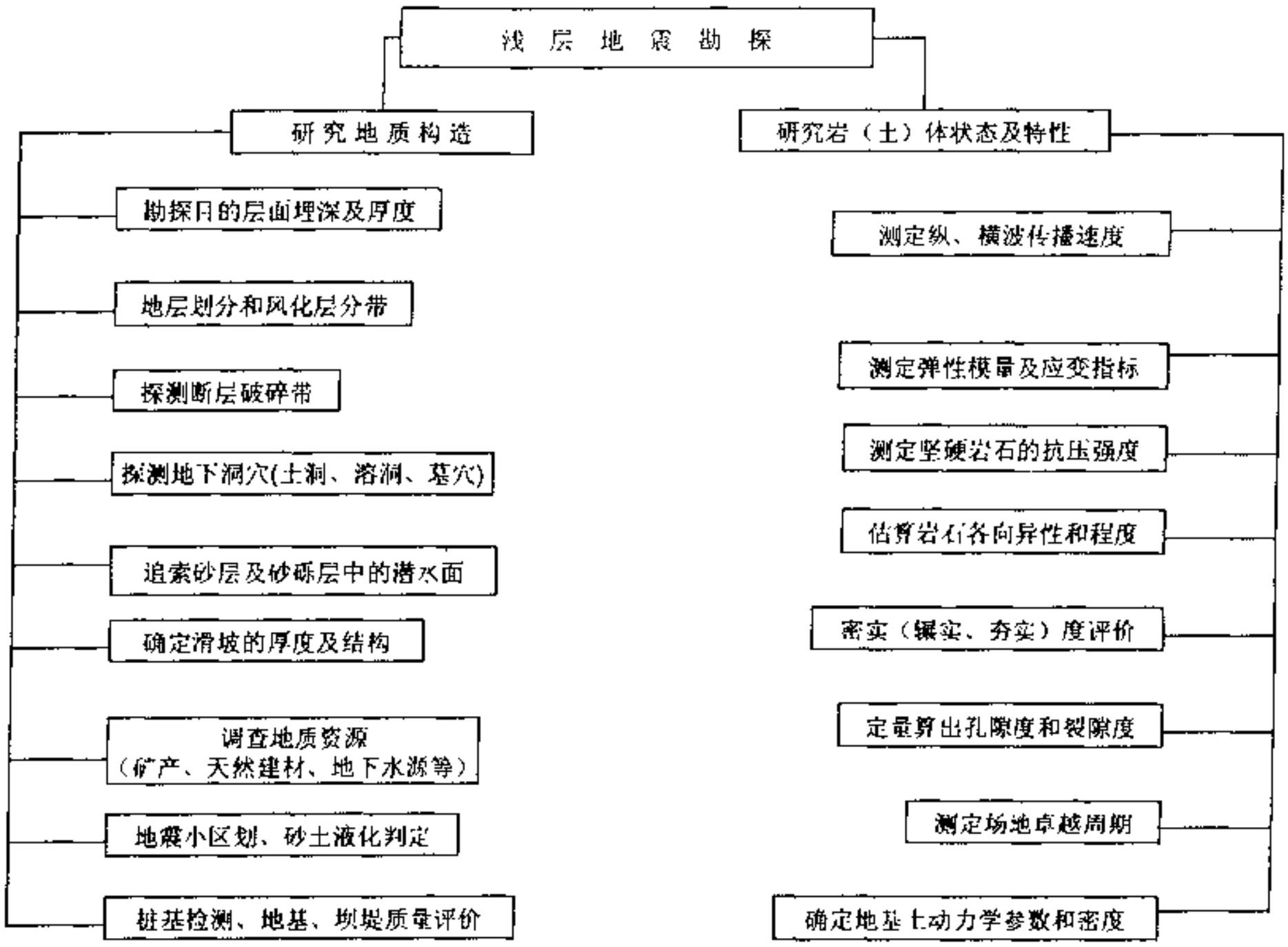


图 1　浅层地震勘探应用范围

二、浅层地震勘探的发展与展望

浅层地震勘探与地震学有着密切的关系。我国是世界上地震学发展最早的国家。早在公元 132 年，东汉时期杰出的自然科学家张衡就设计成功了世界上第一台观测地震的仪器——候风地动仪。当时在首都洛阳已经能记录到远在千里之外的甘肃的地震，还能够测定发生地震的方向。但由于漫长的封建社会历史条件的限制，妨碍了科学的进一步向前发展。

直到 19 世纪初，随着西方国家的大工业以及数学、力学和弹性力学的发展，科学家才从理论上证明了纵、横波的存在。在第一次世界大战期间，德国和同盟国双方都做过试验，试图利用 3 个或更多的机械式地震仪来定位对方的炮兵阵地。战后，地震波应用于工业就逐步发展起来，在 20 世纪 20 年代，利用初至折射波法曾找到了大量浅的盐丘；从 30 年代开始，折射波法和反射波法才开始应用于找煤和寻找石油、天然气；第二次世界大战后，随着工程建设项目的大量兴起，地震勘

探才在土木工程、矿山工程、交通工程以及其他工程地质中得到应用与发展；直到 70 年代后期，浅层地震勘探已广泛应用于水利工程建设、工业建设、道路建设和民用建设等各个部门。

我国的地震勘探工作是随着新中国的成立而发展起来的，而浅层地震勘探的发展，可从以下几个方面来进行说明。

1. 成效显著的浅层折射法

我国从 1957 年开始试用浅层地震勘探，当时主要使用折射波法测定岩土介质的弹性波速度。从 1969 年开始我国已能生产多道光点式轻便地震仪，并从国外引进了部分轻便地震仪器设备。浅层地震在我国许多部门相继开展，当时使用的是爆炸震源、光点示波记录，解释方法是在示波图上读取波的初至时间（“光点”记录阶段），手工作图进行地震资料解释。

80 年代使用了信号增强型浅层地震仪，进一步促进了折射波法的发展。通过信号增强，提高了抗干扰能力、观测精度和分辨率，仪器轻便、工作效率高、成本低，扩大了折射波法的应用范围。采集数据记录在磁带上，通过计算机进行处理，进一步提高了资料解释的精度和效率，使那些手工难以解释的时间场法，t_0、差数时距曲线法等很容易实现计算机自动成图。

折射波法在工程勘察中的应用已十分普遍，它可用来测定覆盖层的厚度、基岩的起伏情况，测定隐伏断层、破碎带的位置及产状以及评价岩体质量和工程地质围岩分类等，古老的折射波法至今仍是工程地震勘探中的重要方法手段。

2. 发展迅速的浅层反射波法

由于折射波法应具备一定的物理前提，要求被探测地层的波速大于上覆地层波速，并且观测折射波必须在盲区以外，激发点到接收点之间通常有较大的距离，因而在许多情况下它的应用受到限制。为了补充折射波法的不足，长期以来工程地震一直在发展浅层反射波技术。

我国从 50 年代后期至 70 年代后期，浅层反射方法一直处于试验研究阶段，由于仪器设备性能及方法技术不能适应浅层反射波技术的要求，所以试验研究没有取得多少进展。

80 年代初，信号增强型工程地震仪为浅层反射波试验与应用提供了条件。它有较宽的工作频率、较高的采样率，能将单次激发较弱的反射信号进行叠加增强，并有多组前置模拟滤波器和自动增益控制器，数字记录可在计算机上进行处理。80 年代中期，地矿、铁道、水电、核工业等有关部门都广泛开展了浅层反射方法研究，其中包括多种浅层地震震源的方法试验及震源研制、数据采集方法研究、资料电算处理方法研究以及处理软件的研制等。经过地震工作者的不懈努力，浅层反射技术已取得了突出的成果，在我国许多重大工程项目中广泛得到应用。目前采用的工作方法有：浅层纵波反射法，浅层横波反射法，反射-折射法联合应用等。观测系统也比较灵活，有共深度点水平叠加、共炮点接收、最佳窗口技术及最佳偏移距技术等。

由于反射波法不受地层速度逆转的影响，受施工场地影响也较小，适应性较强，获得的地质信息比较丰富，剖面图像直观而深受工程技术人员的欢迎。浅层反射波法在松散沉积地层中，对地层层序的划分有很好的效果，对地基勘察和新构造运动迹象的调查都具有明显的成效。在我国大型坝址勘测、核电站选址、城市建筑工程勘察、地震小区划及场地稳定性评价、工程病害地质调查、人文地质调查中都得到了广泛采用。

我国浅层反射波技术已能适应在繁华城市、工厂、矿山以及浅海、江河水域中工作，能够解决较复杂的地质问题。无论是仪器设备、方法技术以及资料处理等都已接近发达国家的水平，并且还在以较快的速度向前发展。

3. 用途广泛的透射波法

透射波法一般是在钻孔或坑道中进行，它可直接测定震源激发的地震波在介质中的传播时间和能量衰减规律，主要用于原位测定地层速度（纵波和横波速度）和圈定地层介质速度或能量异常带。由跨孔进行速度测量能较精确地获得各地层纵、横波速度，获得地层岩石的体积压缩模量、动弹性模量、动泊松化等弹性力学参数。另外，利用超声波透视可以探查地下溶洞，进行工程地基检测，在室内对岩石标本进行速度测定等。此外，透射波层折（CT）技术的应用为一些重大工程地质和某些固体矿产的详查发挥着独特的作用，并且它的应用前景非常广阔。

4. 发展中的工程地震方法

随着对工程勘察要求的不断提高，对工程地震也提出了更多更高的要求。如需要了解地基及建筑物的振动特性，为抗震防震提供重要参数的常时微动测量方法，它是利用常时微动测量求振动的卓越周期，其方法简单而有效。常时微动测量虽然在 90 年代初才开始试验，但它已开始应用于我国核电站工程选址、高层建筑地基勘察和场地稳定性评价。

面波勘探是一种在地面进行垂直地震横波速度测量的方法，广泛用于地基结构的调查，探测地下空洞、探测地下管道以及检测建筑地基密实程度等。我国在 80 年代中期开始进行面波勘探的应用研究，已取得了较满意的成果。

我国浅层地震勘探虽然起步较晚，但发展速度很快，可以预见，随着我国现代化建设的发展和浅层地震勘探技术的不断提高，作为工程物探主要方法之一的浅层地震勘探将会得到愈来愈广泛的应用。

第一章　地震勘探的理论基础

浅层地震勘探是根据人工激发的地震波在岩土介质中的传播规律，来研究浅部地质构造的地球物理方法。因此，应首先对有关地震波的基本理论有所了解。地震波的基本理论分为弹性理论、地震波的运动学、动力学和地震勘探的分辨率 4 大部分，本章将分别对这些理论予以介绍。

第一节　弹性理论概述

一、弹性介质与粘弹性介质

1. 弹性介质

在外力作用下，物体（介质）的体积或形状会发生相应的变化，这种变化称为物体的形变，当外力去掉后，物体又恢复到原来的状态，这种特性称为弹性。具有这种特性的物体叫做完全弹性体或理想弹性体（介质），其形变称为弹性形变，如弹簧、橡皮等。反之，若外力去掉后，物体不能恢复原状，而是保持受外力作用时的状态，这种特性称为塑性，具有这种特性的物体称为塑性体，其形变称为塑性形变，如橡皮泥等。

在外力作用下，一个物体（某种介质）产生弹性形变还是塑性形变，取决于一定的条件：即是否在弹性限度之内。这同物体所受外力的大小、作用时间的长短及物体本身的性质有关。一般说来，如果作用力不大，作用时间又很短暂，则大部分物体产生的是弹性形变；反之，若作用力很大，或作用时间很长，则大部分物体表现为塑性形变。

自然界中绝大部分物体，在外力作用下，既可以显示出弹性，也可以显示出塑性。在地震勘探中，人工激发的震源是脉冲式的，作用时间很短（持续十几至几十 ms），一般接收点离开震源有一定距离，该处的岩石、土壤受到的作用力很小，因此，可以把岩、土介质看作弹性介质，用弹性波理论来研究地震波。

在研究弹性理论时，可将岩、土的性质分为各向同性和各向异性。凡弹性性质与空间方向无关的介质称为各向同性介质；反之，则称为各向异性介质。在地震勘探中，只要岩土性质差异不大，都可以将岩土作为各向同性介质来研究，这样可使很多弹性理论问题的讨论大为简化。

2. 粘弹性体（介质）

物体（介质）在小外力、长时间作用下会出现不能恢复原状的形变，这种外力撤消后形变

仍然存在的性质与粘滞性的液体性质十分相似，称这种性质为粘滞性。运动（或者波动）在粘滞性的介质中传播时，介质中会产生一种阻碍这种运动的应力，这种力称为粘滞力或者内摩擦力。我们称既有弹性、又有粘滞性的性质为粘弹性，称具有这种性质的物体为粘弹性体。

在实际的浅层地震勘探中，人们发现在地面接收到的地震波不同于激发时的信号，它的波形要变“胖”，振幅也变小，这是由于岩土地层对其中传播的地震波有吸收作用，吸收了激发信号中的某些高频成分，使其能量发生损耗，并使地震波形发生改变。显然，岩土层这种既有弹性、又有粘滞性的性质就是粘弹性，岩土层就可以称为粘弹性体（介质）。

二、应力和应变

既然在地震勘探中，地震波所传播的实际岩层可以抽象地作为理想弹性介质来研究。因此，在震源（外力）作用下，弹性体就会发生形变，可以用应力和应变的概念来描述这种作用力和形变之间的关系。

1. 应力

设有一圆柱状直杆，长度为 L，直径为 d，横截面积为 S，如图 1.1 所示。该直杆受到一个不大的外加拉力 F 时产生形变，长度变为 $L'=L+\Delta L$，直径变为 $d'=d-\Delta d$。同时，直杆内部质点之间会产生一个对抗外力使物体恢复原状的内力。显然，该内力垂直于直杆的横截面，它的大小应和外力相等，但方向相反。

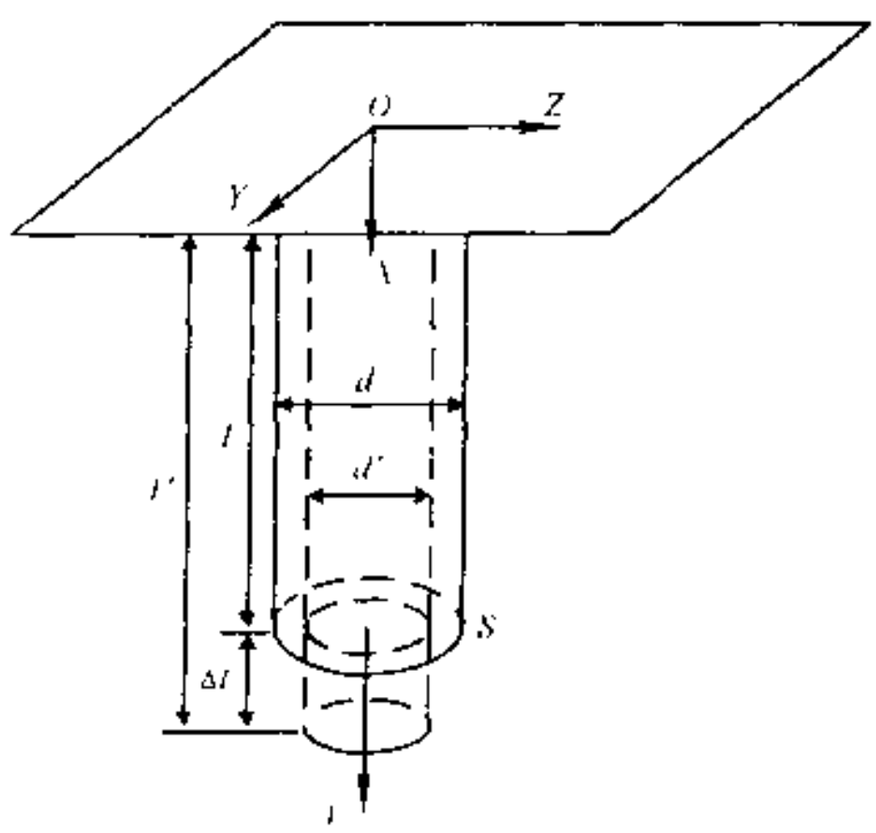


图 1.1　直杆拉伸试验中的应力与应变

在弹性理论中，将单位面积上所产生的内力称为（正）应力，用 T 表示；而把相切于单位面积上的内力叫做剪切应力，一般用 τ 来表示。

$$T=\frac{F}{S} \tag{1.1}$$

2. 应变

弹性介质在应力作用下产生的形状和体积的变化叫做应变。

弹性介质在正应力作用下，体积发生变化（膨胀或压缩），体积的相对变化就是体应变，通常用 θ 表示。如图1.2（a）。

$$\theta=\frac{\Delta V}{V} \tag{1.2}$$

体应变是由线应变组成的，线应变是单位长度的伸长（或缩短）量，一般用e来表示

$$e=\frac{\Delta L}{L} \tag{1.3}$$

(3) 体变模量（K）

图 1.2（a）表示一个体积为 V 的立方体，在流体静压力 P 的挤压下所发生的体积形变。即每个正截面的压应力为 P 时，体积缩小了 ΔV。我们把所加压力 P 与体积相对变化之比叫体变模量（压缩模量）。

$$K = -\frac{P}{\theta} \tag{1.7}$$

(4) 切变模量（μ）

图 1.2（b）表示底面积为 S 的立方体，由于受到平行于上、下两底面的剪切力 F 的作用而发生形状形变（亦称剪切形变）。前后两侧面扭动了一个角度 φ，即切应变的数值为 φ。那么，切变模量（刚性模量）就表示了物体切应力与切应变之比。

$$\mu = \frac{\tau}{\varphi} \tag{1.8}$$

上式说明：μ 越大，切应变越小，μ 是阻止切应变的一个量度。对于液体 $\mu = 0$，即不产生切应变，液体只有体积变化。

(5) 拉梅常数（λ、μ）

在弹性力学中，通常将受力物体内任意点所受的力沿坐标轴分为 3 个分力，每个分力都会引起纵向和横向沿 3 个轴的应力与应变。按照广义虎克定律，应力与应变之间存在线性关系，于是应有 36 个弹性系数。但对于各向同性的均匀介质来说，这些系数大都对应相等，可归结为应力与应变方向一致和互相垂直的两个系数 λ 和 μ，合称拉梅系数，其中的 μ 就是切变模量。

以上 5 个弹性参量，由弹性理论的研究证明，对于均匀的各向同性介质，其中任意一个参量，都可以用任意两个其他的参量表示出来，这样就会得到许多关系式，而且每一个关系式都附带着自己的适用条件，我们只写出其中一组：

$$\left.\begin{aligned} E &= \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \\ \sigma &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \\ K &= \lambda + \frac{2}{3}\mu \end{aligned}\right\} \tag{1.9}$$

从以上讨论的各参数中可知，弹性参数是应力与应变的比例常数，表示介质抵抗形变的能力，其数值愈大，表示该介质愈难以产生形变。根据试验和理论推导，E、σ、μ 都大于零，泊松比（σ）在 0～0.5 之间变化。一般岩石的 σ 值在 0.25 左右，极坚硬岩石的 σ 值仅为 0.05，流体的 σ 值为 0.5，而软的、没有很好胶结七的 σ 值可达 0.45。表 1.1 中列举出一些岩石和介质的弹性参数。

2. 动弹模和静弹模的关系

对于同一岩、土介质，弹模数值除了与岩性有关外，还与测试的方法不同而异。用静力测试的方法所得弹模为静弹模，用 E_s 表示；而用弹性波（地震或声波测试）测试的方法称为动力法，所得弹模为动弹模，用 E_d 表示。一般动弹模数值要比静弹模大。

表 1.1　介质的弹性参数

参数 / 介质	杨氏模量 E	体变模量 K	切变模量 μ	拉梅系数 λ	泊松比 σ	密度 ρ
	（$\times 10^6$ N/cm^2）					（g/cm^3）
钢	20	17	8	11	0.30	7.70
铝	7	7.5	2.5	5.5	0.35	2.70
玻璃	7	5	3	3	0.25	~2.55
花岗岩	7	3	2	2.5	0.25	~2.67
石灰岩	5.5	3.5	2	3.5	0.20~0.32	~2.65
砂岩	4.5	3	1.5	2.5	0.20~0.28	~2.45
页岩	3	2	1	1	0.22~0.40	~2.35

上述两种测试方法各具优缺点。静力法测得的静弹模值与地基受力条件相似，但现场测试设备笨重，测试时间长、费用高，因此只能选择有代表性的少数测点进行测试，而少数测点难以对整个场地岩、土介质的力学性质做出总体评价。动力法是用地震或声波仪进行测试，具有简便、快速、经济等优点，而且近代的许多高大建筑物设计，都要考虑地基的动力响应特点，因此动力法得到了广泛的应用。但是目前工程设计人员一般还是要求给出与地基受力条件近似的静弹模数值，因此往往要把地震或声波测得的动弹模值换算成静弹模值。

动、静弹模之间定量关系的换算公式，因岩性、结构等不同而异，国内外有不少研究机构做过许多工作，得出了一些经验关系式。如中国科学院地质研究所采用的经验公式是：

$$\left.\begin{aligned} E_S &= 0.25E_d^{1.3} \quad \text{(适合完整的岩石或岩体)} \\ E_S &= 0.25E_d^{1.7} \quad \text{(适合裂隙发育和破碎岩体)} \\ E_S &= 0.25E_d^{2.0} \quad \text{(适合破碎充水的岩体)} \end{aligned}\right\} \tag{1.10}$$

上述经验公式，一般来说对在一定范围内性质相似的岩体可借鉴使用，但不宜在大范围内推广使用。因为这类公式都有一定的局限性，应用时有一定的误差，甚至可能出现较大的误差。因此，在一个新工作区进行实际工作时，最好通过试验工作，在测区进行一定数量的动、静弹模对比测试，然后利用统计学的方法进行对比分析，建立起适用于该区动、静弹模之间的换算关系式。

至于各种动弹性模量与纵、横波速度及泊松比之间的计算关系式，我们将在第八章详细讨论。

四、波动方程

若应力体内两相邻质点的应力相同，则它们之间就没有相对运动，这就是前面所讨论的弹性介质处于静止平衡状态的情况。若二者之间有应力差，则会产生波动。为了研究弹性波动形成的物理机制和在介质中的传播规律，必须建立波的运动方程（波动方程）。所谓波动方

程，是用数学函数形式描述在介质中传播的波动，研究介质中质点位移随时间和空间的变化规律。

在弹性理论中，对于均匀、各向同性、理想弹性介质中的三维波动方程式为

$$\left.\begin{aligned}(\lambda+\mu)\frac{\partial\theta}{\partial x}+\mu\nabla^2 u-\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=0\\(\lambda+\mu)\frac{\partial\theta}{\partial y}+\mu\nabla^2 v-\rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}=0\\(\lambda+\mu)\frac{\partial\theta}{\partial z}+\mu\nabla^2 w-\rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}=0\end{aligned}\right\}\tag{1.11}$$

式中，u,v,w 分别为 x,y,z 方向上的位移，λ,μ 为拉梅常数，ρ 为介质的密度。

$$\theta=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}$$

为体积应变。

$$\nabla^2=\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}+\frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

为拉普拉斯算子。

若波动引起介质的形变，只有体积上的变化而无旋转时，那么方程式变为

$$\left.\begin{aligned}(\lambda+2\mu)\nabla^2 u-\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=0\\(\lambda+2\mu)\nabla^2 v-\rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}=0\\(\lambda+2\mu)\nabla^2 w-\rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}=0\end{aligned}\right\}\tag{1.12}$$

此方程代表的波称为疏密波，或压缩波。

若波动引起介质的形变，只有剪切变形和转动而无体积变化时，则方程变为

$$\left.\begin{aligned}\mu\nabla^2 u-\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=0\\\mu\nabla^2 v-\rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}=0\\\mu\nabla^2 w-\rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}=0\end{aligned}\right\}\tag{1.13}$$

此方程代表的波称为剪切波，或等容波。

疏密波与剪切波的波动方程可以写成如下简单的形式：

$$\left.\begin{aligned}\frac{\partial^2\theta}{\partial t^2}=V_{\mathrm{P}}\nabla^2\theta\\\frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2}=V_{\mathrm{S}}\nabla^2\varphi\end{aligned}\right\}\tag{1.14}$$

V_S表示。

横波在介质中传播时，波的传播方向与质点的振动方向相垂直。质点振动在水平平面中的横波分量称为 SH 波，在垂直平面中的横波分量称为 SV 波，见图 1.4（b）、（c）。横波只在弹性固体介质中传播，液体和气体中不存在横波。

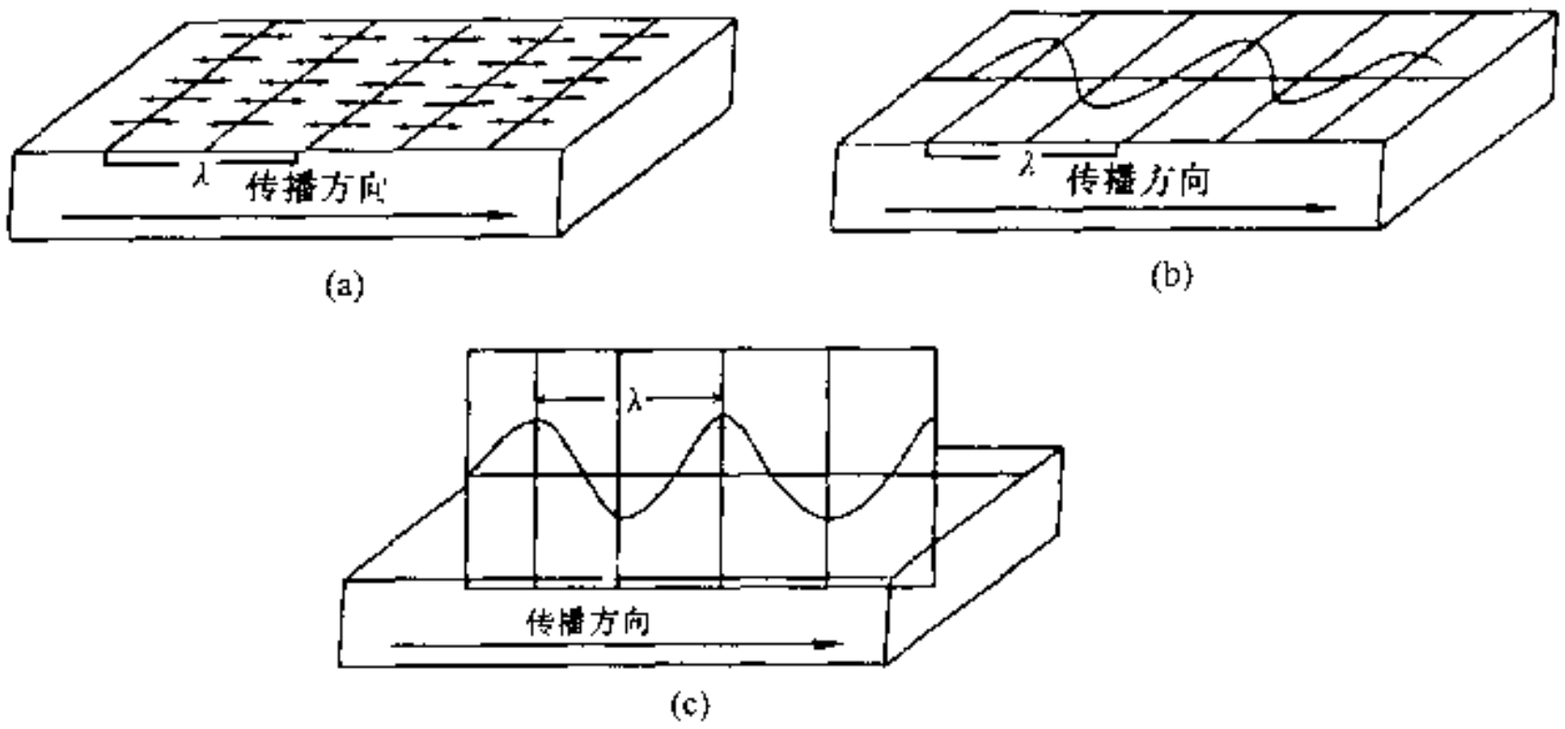


图 1.4　纵、横波的传播

（a）纵波的传播；（b）SV 波的传播；（c）SH 波的传播

从波动方程中我们知道，纵波和横波在均匀无限介质中传播的速度分别为

$$\left.\begin{aligned} V_P &= \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}} \\ &= \sqrt{\frac{E}{\rho}\frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \\ V_S &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho}\frac{1}{(1+\sigma)}} \end{aligned}\right\} \tag{1.15}$$

那么，纵、横波速度之比为

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \tag{1.16}$$

从上式可见，两波速度之比可以确定泊松比的值。反之，已知泊松比的值也可以确定速度比。V_P/V_S比值与介质泊松比的关系如表 1.2 所示。

表 1.2　V_P/V_S值与介质泊松比的关系

σ	0	0.1	0.2	0.25	0.3	0.4	0.5
V_P/V_S	1.41	1.50	1.63	1.73	1.87	2.45	∞

从表 1.2 可见，当 σ 值从 0.5 变化到 0，相应速度的比从∞到$\sqrt{2}$，由于一般岩石的泊松

比为 0.25 左右，因此纵横波速度比 $V_P/V_S=\sqrt{3}$。从表中还可看出，横波最小速度为零，最大速度为纵波的 70%，这分别对应液体和极坚硬的介质。

由于横波速度比纵波低，对于厚度较小的同一岩层，横波传播所用的时间比纵波长，因此，横波分辨薄层的能力比纵波强。

纵波勘探是地震勘探中的一种常规方法。对于横波来说，其激发、接收和识别的技术比纵波困难得多，以至横波勘探较难开展。但是，对于要求高分辨率的浅层地震勘探，横波勘探有非常重要的意义，特别是在解决某些特殊问题，如探测充满液体的洞穴（如溶洞）、地基的液化以及测定岩、土介质的物理力学参数，进行工程岩体分类，横波的测定都有其特有的意义。近年来随着科学技术的发展，浅层横波勘探得到了较快的发展（用地震面波也可测定岩土介质中的横波），它是工程地震勘探中的重要发展方向之一。

三、面　　波

在弹性介质内传播的纵波和横波，由于它存在于整个弹性空间，因而这些波统称为体波。相对于体波而言，在弹性分界面附近还存在着另一类波动，从能量来说它们只分布在弹性分界面附近，故称为面波。面波又分为瑞利面波和勒夫面波。

瑞利面波也叫作地滚波，简称 R 波，它是英国学者瑞利（Rayleigh）于 1887 年首先在理论上确定后被证实的一种面波。瑞利面波只分布在自由界面（地面）附近并沿自由界面传播，它的强度随深度呈指数衰减（传播深度若为一个波长），但在水平方向衰减很慢。

瑞利面波传播时，质点是在通过传播方向的铅垂面内沿椭圆轨迹逆转运动，椭圆的短轴（平行于传播方向）与长轴（垂直于传播方向）的比值为 2/3，其振动轨迹与前进中的车轮转动方向相反（图 1.5a）。当质点振动在垂直方向时，恰好与纵波质点运动方向一致，因此在

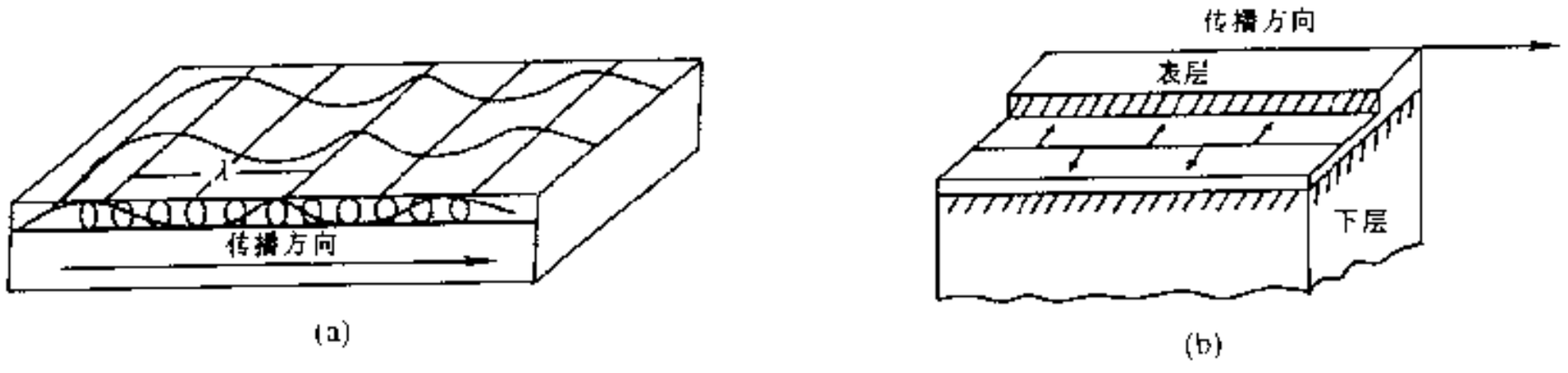


图 1.5

（a）瑞利面波的传播；（b）勒夫面波的传播

纵波勘探中面波是一种干扰波，它具有低频、低速（瑞利面波的传播速度 V_R 大约是横波速度的 0.95 倍）、强振幅的特点。在天然地震中，瑞利波是一种对建筑物危害极大的波。

还有一种面波叫勒夫（Love，1911）面波。当存在一速度低于下层介质的表层介质时，在低速带顶、底界面之间产生一种平行于界面的波动，其质点振动方向垂直于波的传播方向，

这种波就叫勒夫面波，它实际上也是一种 SH 波，如图 1.5（b）所示，它对纵波勘探影响不大，但对横波勘探来说是一种严重的干扰波。

在地震勘探中，在震源力的作用下，在自由界面往往形成较强的瑞利面波，在地震中凡无特别说明的面波，都指瑞利面波。

第三节　地震波场的基本知识

为了解地震勘探的基本原理，首先要了解地震波场的基本特征及其描述方法。地震波场的基本理论包括波的运动学和动力学两部分。研究地震波在传播中的空间位置与传播时间（称为旅行时）的关系，称为地震波的运动学（或几何地震学）；研究地震波在地层中传播时的波形、振幅、频率、相位等与空间位置的关系，称为地震波的动力学。地震波场特征是地下地质体岩性与构造等的动力响应。本节介绍的运动学和动力学的基本知识，是我们以后学习有关章节内容的重要基础。

一、运动学的基本知识

1. 惠更斯-菲涅尔原理

如图 1.6 所示，在地面 O 点爆炸后，地震波从 O 点震源出发，同时向各个方向传播。把某一时刻 t 时介质中刚开始振动的点连接起来成一曲面，该曲面叫做 t 时刻的波前；而把在同一时刻刚停止振动的点连接成的曲面叫波后。在波前面以外的质点，由于波尚未到达而没有振动，而波后以内的点均已停止振动，两者之间的区间各点均在振动，称为振动带。波前面的形状与介质的波速有关，介质波速结构的变化，波前面形状也会产生变化。在均匀介质中，波前是以震源 O 为中心的一簇同心球（半球）面，称球面波（当球面波半径很大时，称平面波）；而对于非均匀介质，波前面为曲面。

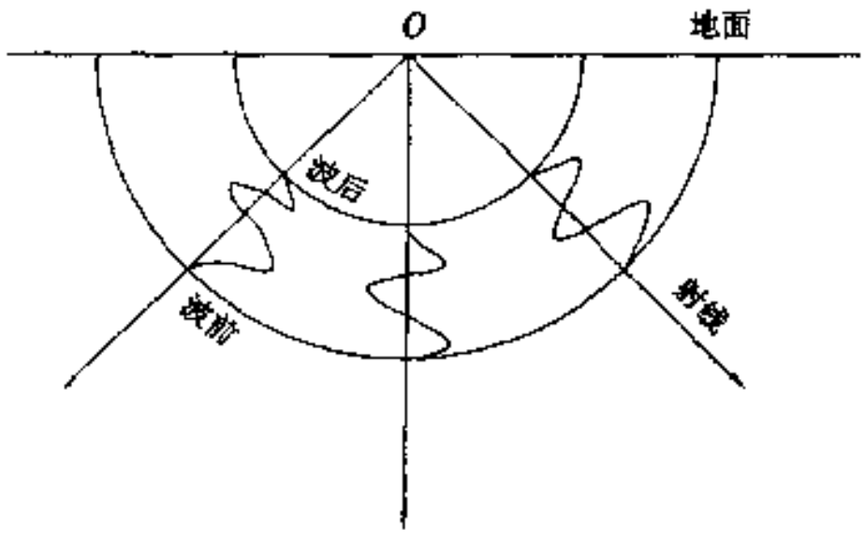


图 1.6　波前、波后和射线

惠更斯原理是说明波前向前传播的规律：在弹性介质中，已知 t 时刻的同一波前面上的各点，可以把这些点看作从该时刻产生子波的新的点振源，经过Δt 时刻后，这些子波的包络面就是 $t+\Delta t$ 时刻新的波前面。

根据惠更斯原理可以从已知波前面的位置求出以后各时刻波前面的位置。但是，惠更斯原理只给出了波传播的空间几何位置，而没有描述波到达该位置时的物理状态。

菲涅尔补充了惠更斯原理，他指出，由波前面的各点所产生的子波，在观测点上相互干涉叠加，其叠加结果就是我们在该点观测到的总振动。这就使得惠更斯原理具有更明确的物理意义。

惠更斯-菲涅尔原理（又称波前原理）既可用于均匀介质，也可用于非均匀介质，利用这个原理可以构制反射界面、折射界面等。

2. 费马原理与时间场

费马原理可以这样来描述，地震波沿射线传播的旅行时和沿其他任何路径传播的旅行时相比为最小，也就是说，波沿旅行时最小的路径传播，这一最小路径称作射线。在均匀介质中，两点间传播时间最短的路径是连接这两点的直线。因此，从震源发出的弹性波可用震源为中心的一簇辐射直线来描述，而平面波射线是垂直于波前面的平行直线。对于非均匀介质，这种最佳路径不再是直线，而成为曲线，但射线与波前面总是垂直的。

根据费马原理，弹性波在弹性介质中传播时，波前的传播时间可以表示成空间位置的函数，即：

$$t = t(x, y, z) \tag{1.17}$$

如果能确定上述函数关系，则可确定不同时间波前的空间分布，我们把式（1.17）所确定的时空关系定义为时间场。

时间场是标量场，同所有标量场相仿，时间场可以用它的等值面来表示，称为等时面。等时面的方程为

$$t(x, y, z) = t_i \tag{1.18}$$

显然，t_i时刻的波前面与 t_i时刻的等时面重合。

在点震源作用下，均匀无限弹性介质中的等时面是以震源为中心的同心球簇。非均匀介质中的等时面则为曲面簇。由于射线垂直于波前面，而在时间场中各时刻波前面的位置是同等时面重合的，因而在时间场中射线亦垂直于等时面，且构成一组射线簇，等时面族同射线簇成正交关系，如图 1.6 所示。

在浅层折射波法勘探资料解释中，有一种精度较高的解释方法称时间场法，它就是应用时间场的基本知识来绘制时间场的等时线，进而作出定量解释的。

3. 视速度定理

由费马原理可知，地震波的传播是沿波射线方向进行的。波沿射线方向传播的速度称为射线速度，是波的真速度。因此，要测得波的真速度 V，观测方向必须和波射线的方向一致。但是，实际观测方向往往和波射线方向不一致，而是在地面上沿观测方向测得的波的速度值，这样测得的速度值不是波的真速度，称之为视速度，用 V_a 表示。

图 1.7 中 S_1、S_2 为两个检波点，道间距为ΔX，设一来自地下平面波沿射线 1 到达 S_1 点的时间为 t，沿射线 2 到达 S_2 点的时间为 $t+\Delta t$，于是在地面上测得的视速度为

$$V_a = \frac{\Delta X}{\Delta t}$$

而此时 S_1、S_2 两点平面波波前传播的距离为ΔS,于是真速度为

$$V = \frac{\Delta S}{\Delta t}$$

从图 1.7 可看出，$\Delta S=\Delta X \cdot \sin\alpha$，那么

$$\begin{aligned} V &= \frac{\Delta S}{\Delta t} \\ &= \frac{\Delta X}{\Delta t} \cdot \sin\alpha \\ &= V_a \sin\alpha \end{aligned}$$

即：

$$V_a = \frac{V}{\sin\alpha} \qquad (1.19)$$

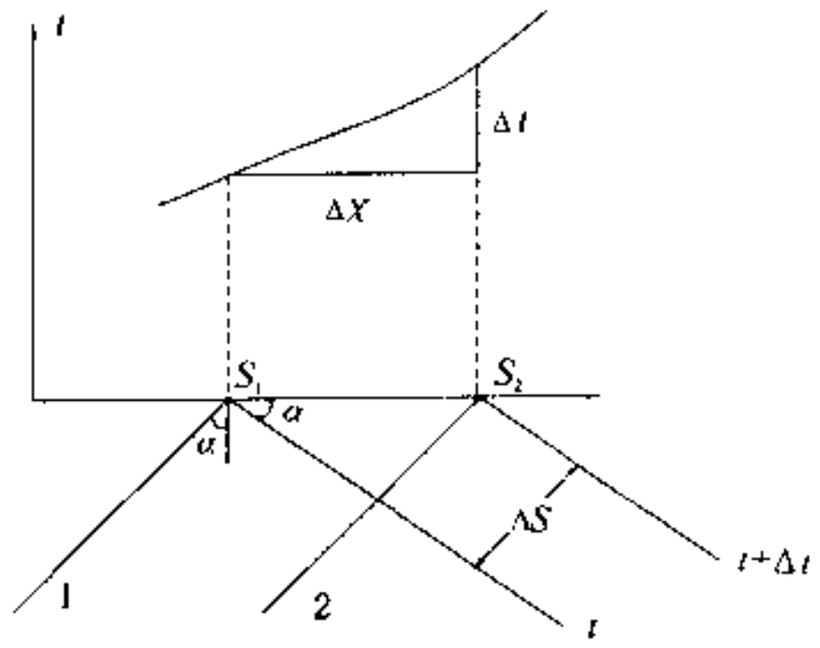


图 1.7　视速度原理示意图

式中，α为平面波波前与地面的夹角（或称波射线与地面法线的夹角），式（1.19）称为视速度定理，它表示了视速度与真速度的关系。从视速度定理可得出如下结论：

（1）当α=90° 时，即波沿测线方向入射到观测点，有 V_a=V。此时波的传播方向与测线方向一致，视速度等于真速度。

（2）当α=0° 时，即波垂直测线方向传播，有 $V_a \to \infty$。此时波前同时到达地面各点，各点没有时间差，这好象有一波动以无穷大的速度沿测线传播一样。

（3）一般情况下，α 总在 0° ～90° 间变化，因此视速度总是大于真速度，即 $V_a > V$。在浅层地震勘探中，近炮点记录道接收到的反射波视速度高，相邻记录道之间反射波的时差小，远炮点记录道接收到的反射波视速度低，相邻记录道接收到的反射波时差大。

二、动力学的基本知识

1. 振动图与波剖面

地震波在传播过程中使介质中很多质点都在振动，为了具体地描述这种振动的状态，为此设想了与介质质点振动有关的图形。由于波在岩层中传播时，质点振动的位移随不同的时间和位置是不相同的，当我们沿测线（设为 X 轴）进行地震工作时，质点的位移 u 是时间 t 和测点 X 的二元函数，写为 $u=u(x,t)$，于是可以分别从二个坐标系统来观察波动。

(1) 振动图

当 X 为某一特定值（$X=X_1$）时，二元函数 $u=u(x,t)$就变为 t 的一元函数 $u=u(t)$。也就是说在某一确定的距离观察该处质点位移随时间变化的图形，称之为振动图。振动图表示地震波随时间的变化规律。如图 1.8（a）所示，图中 t_1 表示质点刚开始振动，称为波的初至，Δt 表示质点从起振到停振的时间间隔，称为振动的延续时间，Δt 的大小直接影响地震勘探的分辨率。

鉴于地震勘探中激发的都是脉冲波形，没有“单色”的频率和波长，它的特点基本上由其主要频率和主要波长来体现，为了有别于此，故在频率、波长等术语前加一“视”字。凡以后不加专门说明的，都是指视频率、视波长……等。

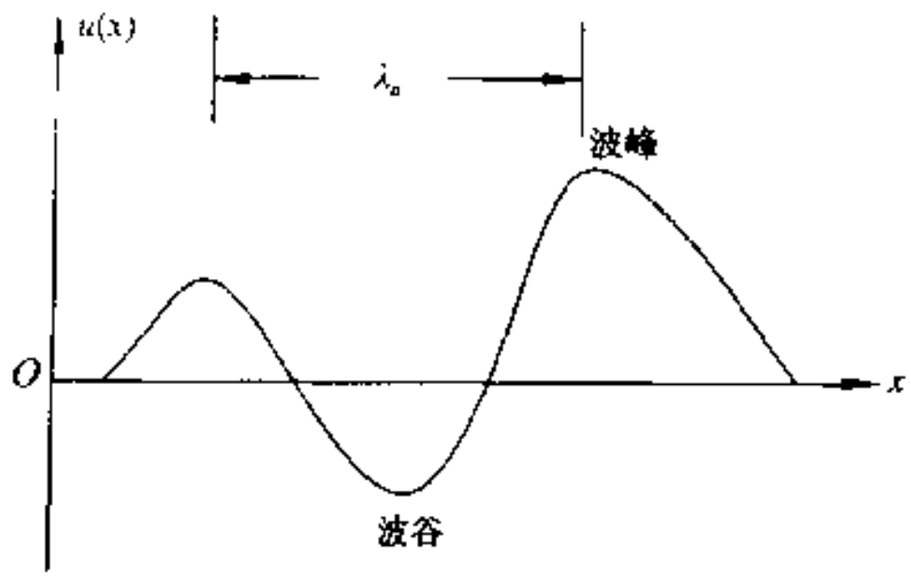


图 1.9　波剖面

2. 频谱理论

运动学只局限于波动与时间及空间的关系，它仅仅是认识波动的一个方面，我们可以从另一个角度即频率的角度来进一步认识弹性波动的性质。从后面各章的学习中我们将会发现，频谱分析是地震勘探中一个非常重要的概念，频谱理论是地震数据的采集和处理中一个十分有用的工具。

(1) 时间域和频率域

把一个信号表示为振幅随时间变化的函数称为信号在时间域的表示形式，如波的振动图，地震记录 $X(t)$所表示的时空区域就叫时间域。把信号表示为振幅和相位随频率变化的函数，称为信号在频率域的表示形式，用 $X(f)$来表示，它包括振幅谱和相位谱。频谱分析就是信号在频率域内表示的一种方式。

信号在频率域或在时间域的表示中二者是等价的。这种关系可用富氏变换表示出来，时间域信号变换为频率域信号，叫做富氏正变换。即如果已知信号的时间函数，就可以通过正变换求取信号的频率函数，反之把在频率域信号变换为时间域信号，叫做富氏反变换，它们的数学表示式为

$$\left.\begin{aligned} X(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}2\pi ft}\mathrm{d}t \\ x(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} X(f)\mathrm{e}^{\mathrm{i}2\pi ft}\mathrm{d}f \end{aligned}\right\} \tag{1.21}$$

(2) 复杂周期振动的频谱

众所周知，简谐振动是物体最简单的振动形式，一个简谐振动的特征可以用振幅、频率和初相 3 个参数来表示。而自然界中我们所观察到的是更复杂的周期振动，这种复杂的周期振动是由许多（有限数目）不同频率的简谐振动合成的复合振动，叫做振动的合成。反之，一个复杂的周期振动可利用富氏级数展开为许多简谐振动之和，叫做振动的分解，其数学式为

$$x(t) = A_0 + A_1\cos(\omega_0 t + \varphi_1) + A_2\cos(2\omega_0 t + \varphi_2) + \cdots + A_n\cos(n\omega_0 t + \varphi_n) \tag{1.22}$$

式中，ω_0叫基频（$\omega_0=2\pi f_0$），$n\omega_0$叫倍频，式中各项为不同振幅、不同频率、不同相位的简谐振动。

研究结果表明：只要简谐分量足够多而它们的参数又选得合适，就几乎能够合成任意所需要的振动。图 1.10（a）和（b）分别表示为两个简谐振动合成复杂的振动和许多简谐信号合成一个复杂的脉冲信号。

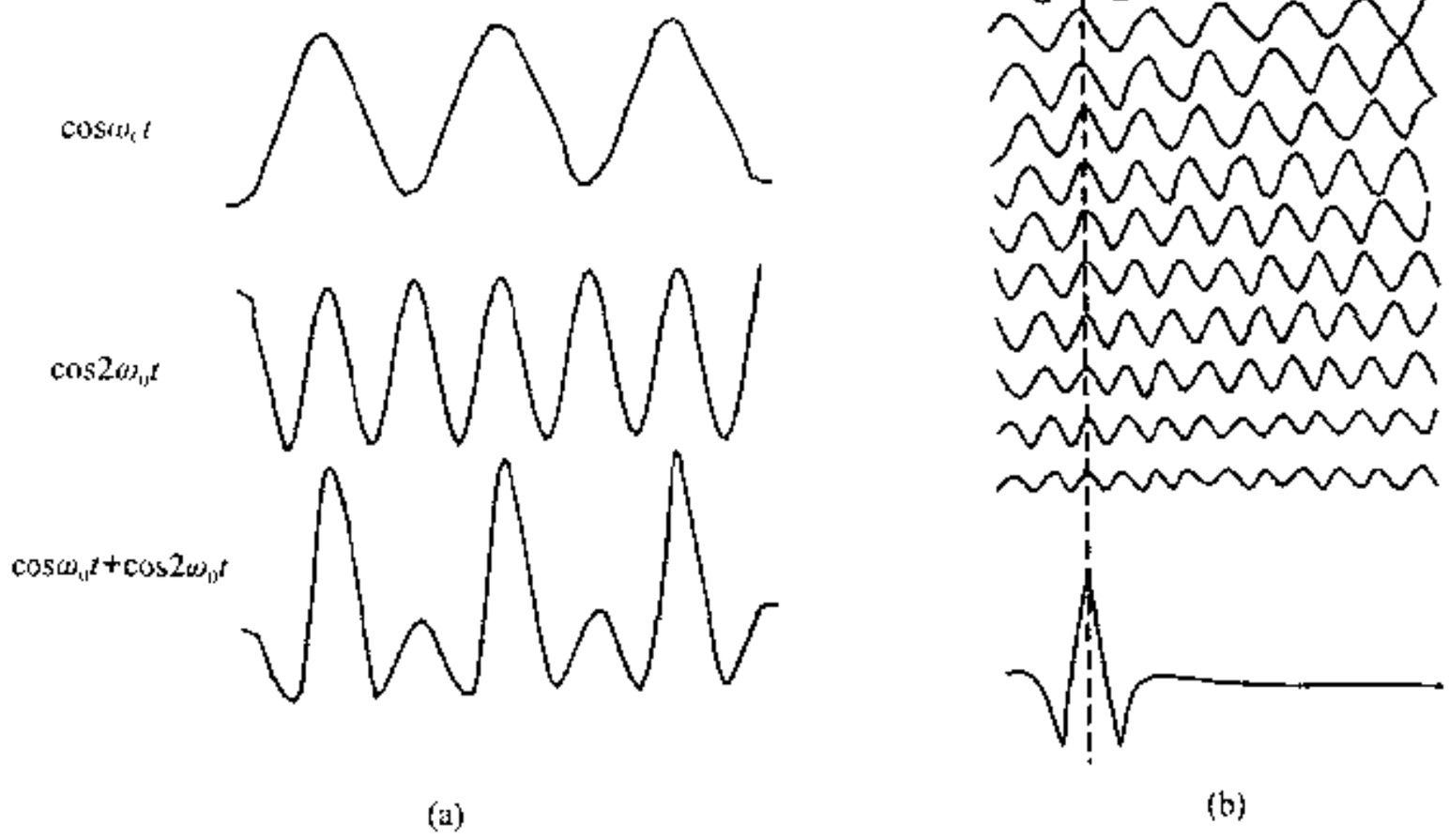


图 1.10

（a）两个简谐振动合成复杂的振动；（b）许多简谐信号合成一个复杂的脉冲信号

如果把各个分振动的振幅 A 和相位 φ 与圆频率 ω 的关系表示在 $A-\omega$ 和 $\varphi-\omega$ 的坐标平面内，所得的图像就叫振幅谱或相位谱，图 1.11 就是图 1.10（b）中脉冲信号的振幅谱和相位谱。图中各分频率与振幅和相位的关系为一条条平行于振幅轴和相位轴的直线，称为谱线，这些谱线分别是圆频率为 ω_0,2 ω_0…，$n\,\omega_0$ 的简谐振动。因此，周期振动的振幅谱和相位谱为离散谱。

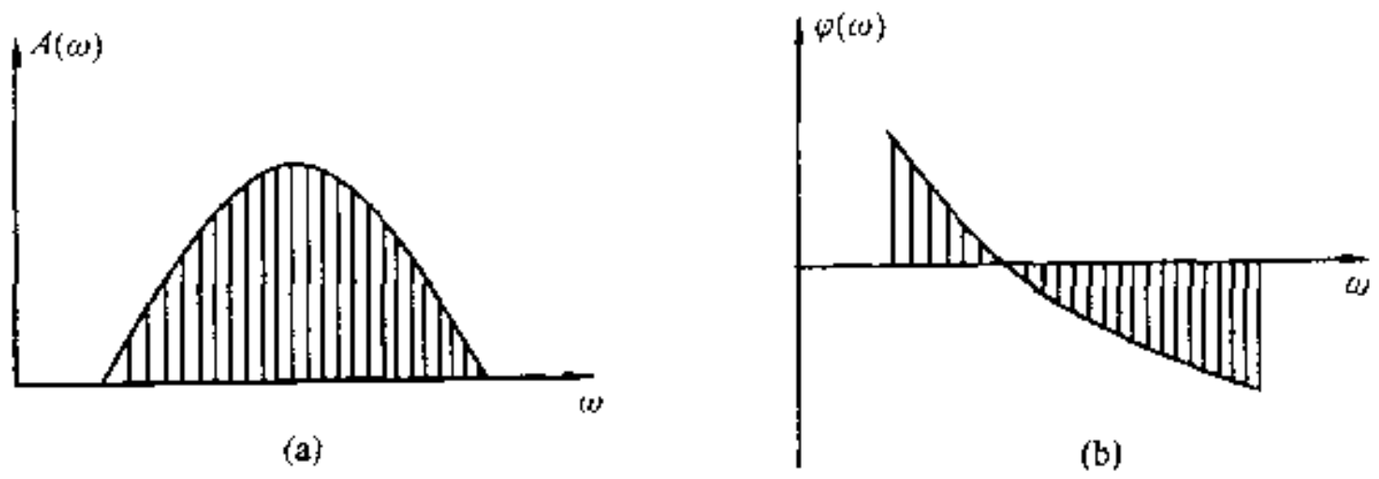


图 1.11　图 1.10（b）　中信号的频谱

（a）振幅谱；（b）相位谱

第四节　地震波的传播

从前面讨论中我们知道，地震波在地层介质中传播时，一个是表现它的运动学特征，另一个是表现它的动力学特征。在这一节中，我们将讨论地震波在层状介质中传播时的传播路

径、波形、能量以及频率的变化特点。

一、地震波的反射和透射

反射和透射是波动在介质分界面上的一种现象，无论是光波、声波或地震波，在分界面上发生反射、透射是波动的共性，因此本节中的一些名词、定律与光学中相同。然而地震波传播的媒介是地层介质，地层介质形成的弹性波有自己的特性，因此有些名词和传播规律与其他波动则不尽相同，例如地震波的折射与折射波的传播特点等。

如图 1.12 所示，假设界面 R 将弹性空间分为上、下两部分 W_1 和 W_2，上半空间纵波的传播速度为 V_1，下半空间为 V_2。平面波波前 AB 以入射角 α 投射至界面，当地震波（平面波）波前上的 A 点到达界面 R 上 A' 点时，此时平面波前为 $A'B'$。根据惠更斯原理，可以将界面上 A' 点看成一个新震源，由该点产生一个新扰动向介质四周传播，当波前上 B' 点经过Δt 时间传播到界面 R 上的 Q 点时，由 A' 点新震源发出的扰动在 W_1 介质中亦以速度 V_1 传播了Δt 时间，且在 W_2 介质中按速度 V_2 传播了Δt 时间。在 W_1 和 W_2 介质中，均以 A' 点为圆心，并分别以 $V_1\Delta t$ 和 $V_2\Delta t$ 为半径画弧，以 Q 点分别画这两圆弧的切线，切点为 S 点和 T 点（见图 1.12）。

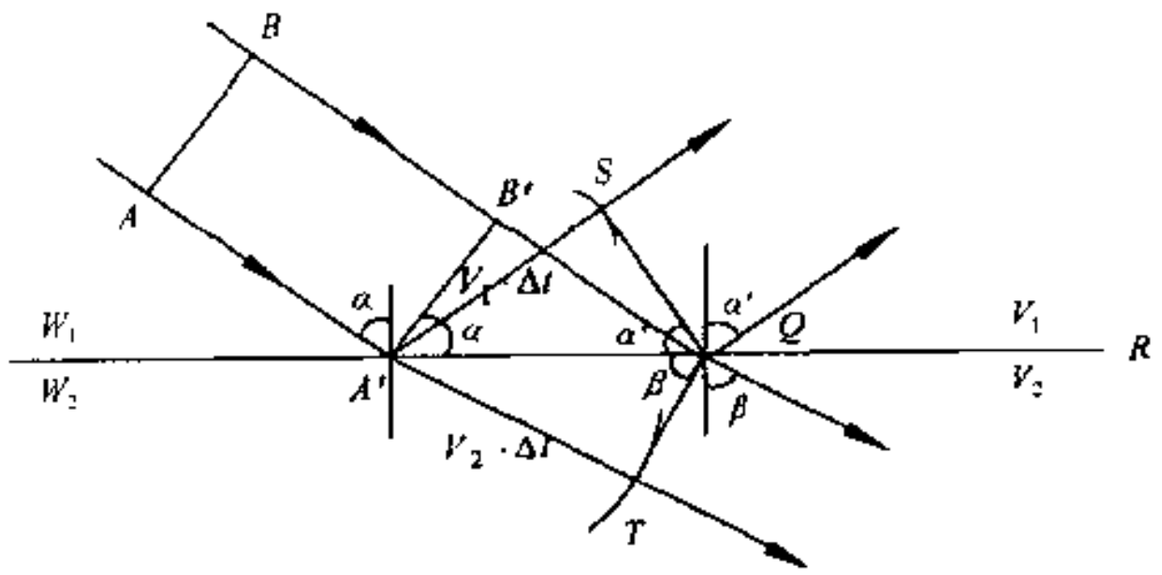


图 1.12　地震波的反射和透射

从图中可以看出，在 W_1 介质中产生的新波前为 QS，它同入射波波前 $A'B'$ 在同一介质内，称为反射波；在 W_2 介质中产生新波前为 QT，称为透射波。如果设入射波波前面 $A'B'$、反射波波前面 QS、透射波波前面 QT 同界面 R 的夹角分别为α、α'、β，则从图上简单的三角关系可以得到

$$\frac{\sin\alpha}{V_1}=\frac{\sin\alpha'}{V_1}=\frac{\sin\beta}{V_2}=P \tag{1.23}$$

该式反映了弹性分界面上入射波、反射波和透射波的关系。如果定义α为入射角、α'为反射角，β为透射角，式（1.23）说明反射角等于入射角，而透射角则决定于上下介质的速度比值；且在一个界面上对入射、反射和透射波来说都具有相同的射线参量 $P=\sin\alpha_i/V_i$。这个定

律就是著名的斯奈尔定律，亦称反射-透射定律。

由于射线垂直于波前，因此在弹性分界面上亦可用射线来表示入射、反射和透射三者之间的关系，它们亦应满足斯奈尔定律，不过此时入射角α、反射角α' 和透射角β分别表示入射线、反射线和透射线同界面 R 的法线之间的夹角，如图 1.13 所示。

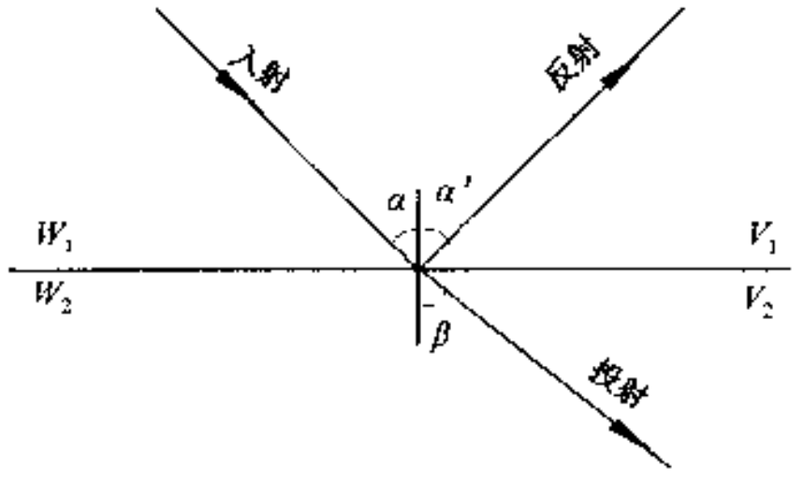


图 1.13　入射、反射和透射之间的关系

二、折射波的形成

假设地下有一个水平的速度分界面，下层介质的波速 V_2 大于上层介质的波速 V_1。从震源发出的地震波以不同的入射角（这实际上是一种球面波，而平面波只是一种近似，是一种数学概念的抽象）投射到界面上，根据透射定律可知，由于入射角α 的增大，透射角β 也随着增大，透射波射线偏离法线向界面靠拢，当α 增大到某一角度时，可使β =90°，这时透射波就以 V_2的速度沿界面滑行，形成滑行波，如图 1.14 所示。并称这时的入射角为临界角 i，写为

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2} \qquad i = \arcsin(\frac{V_1}{V_2}) \tag{1.24}$$

如果已知 V_1、V_2，就可由上式求出临界角。

根据波前原理，高速滑行波所经过的界面上的任何一点，都可看作从该时刻产生子波的新震源，由于界面两侧的弹性介质是连续的，那么质点的运动也应是连续的。因此，下面介质质点的振动必然要引起上覆介质质点的振动，这样在上层介质中就形成了一种新的波动，这在地震勘探中称之为折射波，由于它是高速滑行波的超前运动所引起的，因此又称为首波。

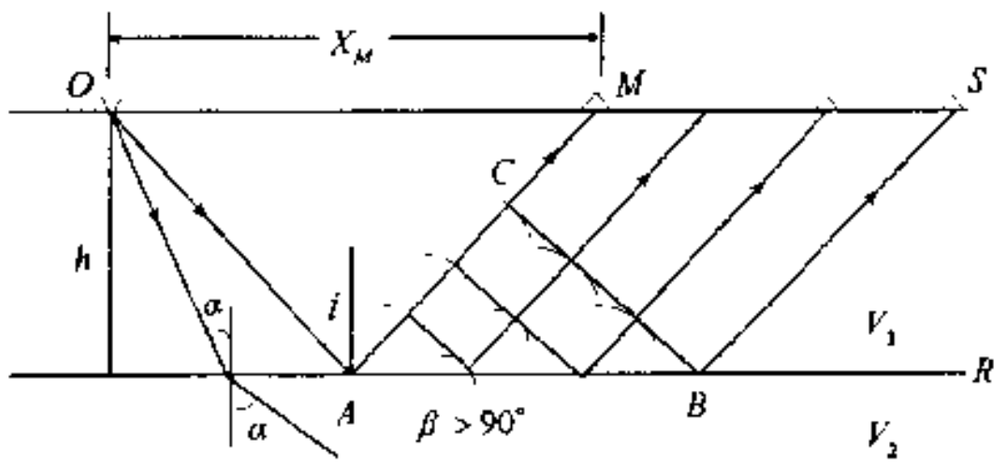


图 1.14　折射波的形成

折射波的波前是界面上各点源产生的新振动向上面介质中发出的半圆形子波的包线，从图 1.14 可见，滑行波自 A 点以 V_2速度向前滑行了一段时间Δt，波前到达 B 点，则 $AB = V_2\Delta t$，

$$\frac{\sin\alpha}{V_{P1}}=\frac{\sin\alpha_1}{V_{P1}}=\frac{\sin\beta_1}{V_{S1}}=\frac{\sin\alpha_2}{V_{P2}}=\frac{\sin\beta_2}{V_{S2}}=P \tag{1.27}$$

上式中，α_1、β_1分别为纵波及横波的反射角；α_2、β_2分别为纵波及横波的透射角。

式（1.27）说明当纵波 P 入射到界面 R 上的 A 点，那么在 A 点处分裂为二个反射波及二个透射波，也就是说，包括入射纵波在内，在界面上的 A 点处共有 5 个波动。其中两个波动是同入射纵波的波型相同，即反射纵波 R_P 和透射纵波 T_P，称之为同类波；而另两个波动同入射纵波的波型不相同，即反射横波 R_S 和透射横波 T_S，称之为转换波。

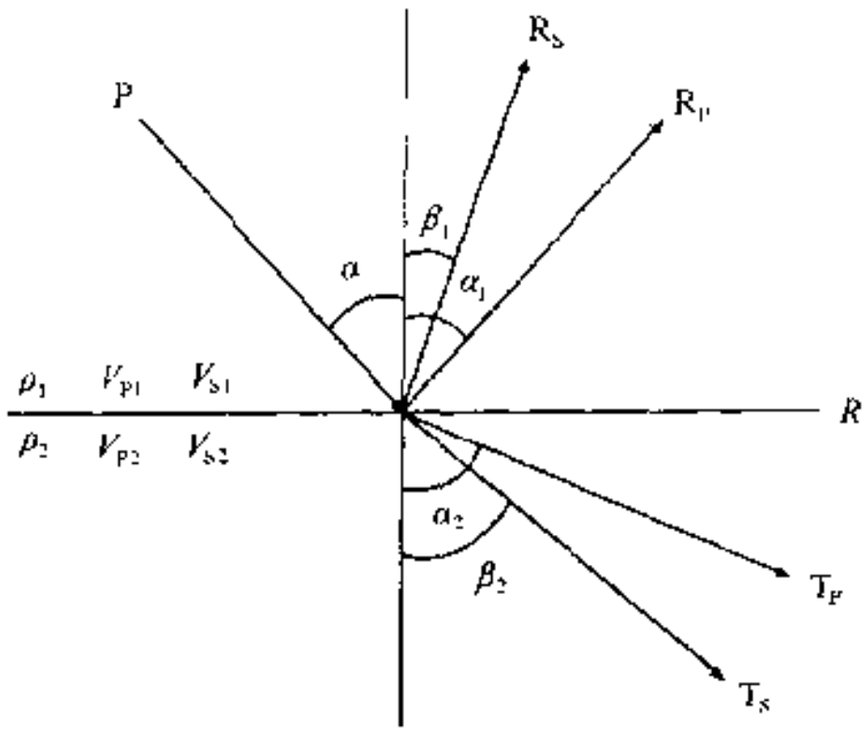


图 1.15　纵波入射时波的分裂与转换

2. 弹性分界面上波的能量分配

若设反射纵波 R_P、反射横波 R_S 与入射纵波的振幅比分别为 R_{PP}、R_{PS}，透射纵波 T_P、透射横波 T_S 与入射纵波的振幅比分别为 T_{PP}、T_{PS}，则根据斯奈尔定律和边界条件（即界面上应力的连续性和位移的连续性），可推导出描述上述各波的线性代数方程组，即佐普里茨（Zoeppritz）方程，其矩阵形式如下

$$\begin{bmatrix} \sin a_1 & \cos\beta_1 & -\sin a_2 & -\cos\beta_2 \\ \cos a_1 & -\sin\beta_1 & \cos a_2 & \sin\beta_2 \\ \sin 2a_1 & \dfrac{V_{P_1}}{V_{S_1}}\cos 2\beta_1 & \dfrac{\rho_2 V_{S_2}{}^2 V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}{}^2 V_{P_2}}\sin 2a_2 & \dfrac{\rho_2 V_{S_2} V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}{}^2}\cos 2\beta_2 \\ \cos 2\beta_1 & -\dfrac{V_{S_1}}{V_{P1}}\sin 2\beta_1 & -\dfrac{\rho_2 V_{P_2}}{\rho_1 V_{P1}}\cos 2\beta_2 & \dfrac{\rho_2 V_{S_2}}{\rho_1 V_{S_1}}\sin 2\beta_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin a_1 \\ \cos a_1 \\ \sin 2a_1 \\ -\cos 2\beta_1 \end{bmatrix} \tag{1.28}$$

如果已知入射波的入射角α和介质参数ρ_1、ρ_2、V_{P1}、V_{P2}、V_{S1}、V_{S2}（分别表示上、下介质的密度和纵、横波速度），则首先可以根据斯奈尔定律式（1.27）求出α_1, α_2, β_1, β_2诸角，然后求解方程组式（1.28），便可求得 R_{PP}、R_{PS}、T_{PP}、T_{PS} 各量，因此也就确定了它们之间的能量分配关系。

鉴于方程组（1.28）确定的反射系数和透射系数各量除了同入射角α有关系外，还同很多参量有关，例如ρ_2/ρ_1、V_{P2}/V_{P1}、V_{S2}/V_{S1}…等等。改变这些参量的比值，就会引起反射系数的透射系数的变化，也就是说改变了能量的分配关系。因此，欲直观地从方程组一目了然地看出它们之间的关系是很困难的。为此，我们先来研究法线入射这样一种特殊情况，然后再来讨论一般入射情况。

(1) 法线入射

法线入射即入射角$\alpha=0°$，这种情况对浅层地震勘探和岩、上力学参数测定以及工程地基检测等都具有重要意义。由于这些方法在野外的接收点在很多情况下都是近震源布置，因此震源至接收点之间的距离相对震源至较深的地下弹性界面来说，可认为很小。这样，从震

源投射到弹性分界面再返回至地面，接收到的反射波是近法线入射。因此研究法线入射对工程地震勘探具有现实的意义。

由于法线入射，因此入射角$\alpha=0$，按斯奈尔定律有$\alpha_P=\alpha_S=\beta_P=\beta_S=0$，于是佐普里茨方程组变成如下简单形式

$$\left.\begin{aligned} &R_{PS}-T_{PS}=0\\ &R_{PP}-T_{PP}=1\\ &R_{PS}+T_{PS}\frac{\rho_2V_{S_2}}{\rho_1V_{S_1}}=0\\ &R_{PP}-T_{PP}\frac{\rho_2V_{P_2}}{\rho_1V_{P_1}}=-1 \end{aligned}\right\} \tag{1.29}$$

从上式可以解出

$$\left.\begin{aligned} &R_{PS}=T_{PS}=0\\ &R_{PP}=\frac{\rho_2V_{P_2}-\rho_1V_{P_1}}{\rho_1V_{P_1}+\rho_2V_{P_2}}\\ &T_{PP}=\frac{2\rho_1V_{P_1}}{\rho_1V_{P_1}+\rho_2V_{P_2}} \end{aligned}\right\} \tag{1.30}$$

根据式（1.30）可以得出如下结论：在纵波法线入射的情况下，不存在转换波，只有反射纵波和透射纵波，而且可以看到只要

$$\rho_2V_{P_2}\neq\rho_1V_{P_1} \tag{1.31}$$

则反射系数R_{PP}总不会为零，总会存在反射波。

于是式（1.31）是反射法存在的物理条件。式中密度ρ和速度V_P的乘积ρV_P，称之为波阻抗。由于反射波产生于波阻抗的分界面上，所以称波阻抗面为反射界面。

另外，从式

$$R_{PP}=\frac{\rho_2V_{P1}-\rho_1V_{P1}}{\rho_1V_{P2}+\rho_2V_{P2}}$$

可以看出，当$\rho_2V_{P2}>\rho_1V_{P1}$时，$R_{PP}$为正，说明反射波的相位与入射波的相位一致；反之，当$\rho_2V_{P2}<\rho_1V_{P1}$时，$R_{PP}$为负，说明反射波和入射波的相位相反，即相位相差$\pi$，这种现象在物理上称为半波损失。

从式（1.30）中第三个方程可以看出，透射系数T_{PP}永远为正，故透射波的相位同入射波总是同相的。

从式（1.30）中还可看出，反射系数和透射系数的关系为

$$T_{PP}=1-R_{PP} \tag{1.32}$$

即反射系数和透射系数之和等于1。

(2) 倾斜入射

当$\alpha\neq0°$，即倾斜入射时，波动之间的能量分配关系要比法线入射时复杂得多，下面分两种较常见的情况进行讨论。

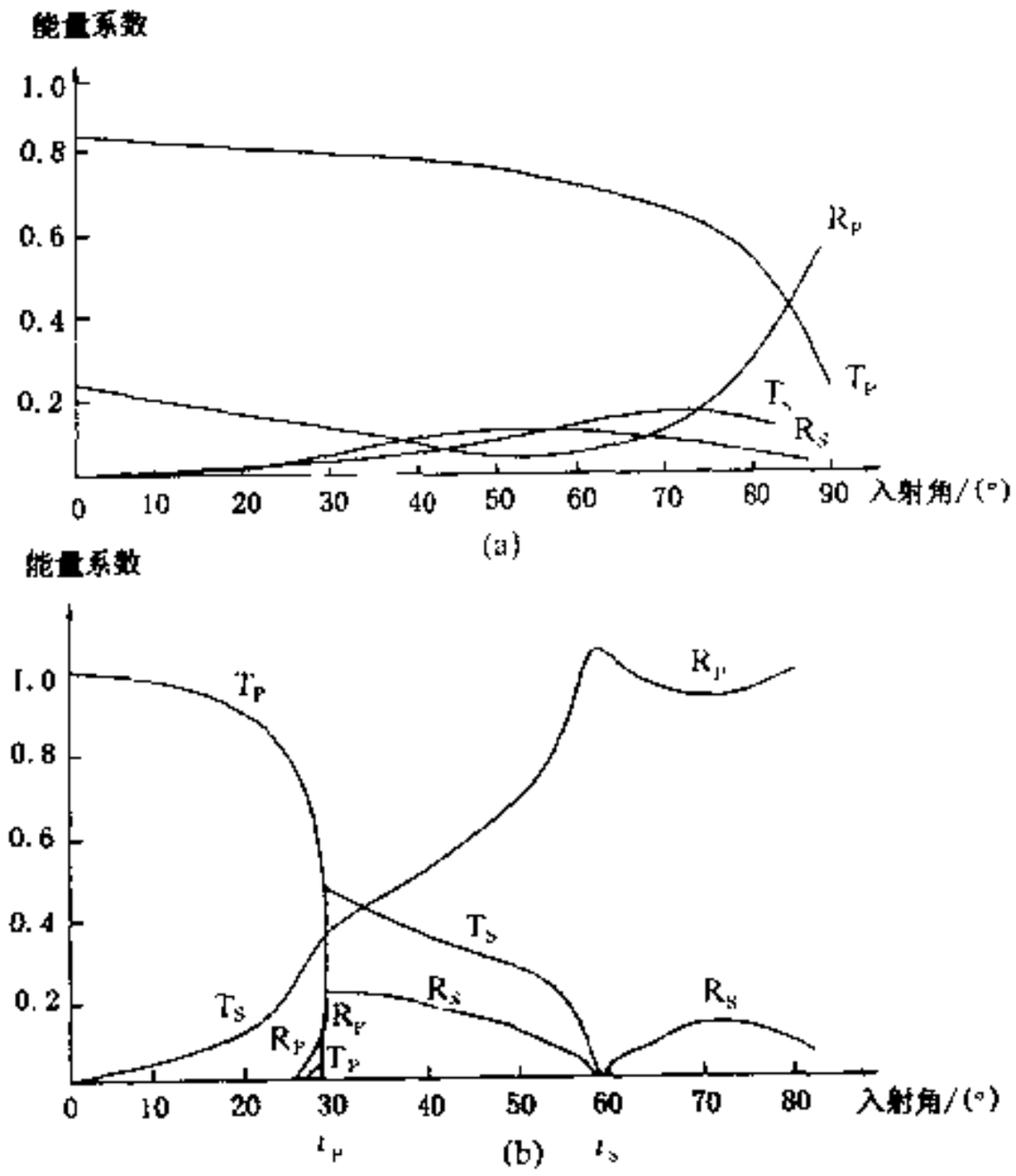


图 1.16 P 波入射下同类波与转换波的能量分配关系图

图 1.16（a）表示 P 波由高速介质入射到低速介质中的情形。条件为：$V_{P2}/V_{P1}=0.5$；$\rho_2/\rho_1=0.8$；$\sigma_1=0.30$，$\sigma_2=0.25$。

从图中可见：当入射角$\alpha<20°$时，除反射纵波 R_P 外，能量主要分布在透射纵波 T_P 上，横波能量很小（极限情况，$\alpha\to0°$时：$R_S\to0$，$T_S\to0$，此时不产生横波），这同上述法向入射的情况是相符的；随入射角增大，纵波的某些能量转化为横波 R_S 和 T_S，但主要能量还是集中在 R_P 和 T_P 上。但值得注意的是，在 $\alpha\approx40°\sim60°$ 时，横波 R_S 和 T_S 的强度可以超过纵波 R_P 的强度，这说明在远离震源接收或大倾角入射时，容易接收到反射的转换横波。但当入射角$\alpha\to90°$时，入射波近似与界面平行，横波消失，全部能量集中于反射纵波。

图 1.16（b） 表示相反的情况，即 P 波由低速介质入射到高速介质中的情形。条件为：$V_{P2}/V_{P1}=2.0$；$\rho_2/\rho_1=0.5$；$\sigma_1=0.30$，$\sigma_2=0.25$。显然，$V_{P2}\rho_2=V_{P1}\rho_1$，即上下介质的波阻抗相等。此外，第一临界角 $i_P=\arcsin V_{P1}/V_{P2}$，第二临界角 $i_S=\arcsin V_{S1}/V_{S2}$。

当入射角$\alpha<<i_P$时，相当于近法线入射的情形，此时纵波 $R_P\to0$ 及横波 $R_S\to0$ 和 $T_S\to0$，这说明在法线入射时无反射纵波，也不产生横波。当入射角$\alpha\to i_P$时，纵波沿界面滑行，$T_P\to0$，纵波 R_P 及横波 R_S 和 T_S 都急剧增大。这种强度的急剧变化，反映了波的能量转换。我们在前面折射波的形成中已经讨论过，在临界角附近将产生一种新的波动，即产生折射波。当入射角$\alpha>i_P$时，横波 R_S 和 T_S 分别减弱，而纵波 R_P 继续增大。在入射角$\alpha=i_S$时，横波 $R_S\to0$ 和 $T_S\to0$，而纵波 R_P 达到最大值。

从以上讨论中可知，在第一临界角附近反射纵波和反射横波的强度都很强。在那里的反射称为广角反射，人们期望在这一带范围内追踪广角反射，以便在波阻抗较小的弱反射界面上得到更强的振幅。在浅层地震勘探中，人们通常使用“最佳偏移距技术”和“最佳窗口技术”来进行浅层反射勘探，就是广角反射原理的具体应用。

四、地震波的衰减

地震波从激发、传播到接收过程中，它的振幅和波形都要发生变化，能量不断地衰减，

其影响因素是很多的，但归纳起来主要有三类：第一类是激发条件的影响，它包括激发方式、激发强度、震源与地面的耦合状态等；第二类是地震波在传播过程中受到的影响，包括波前扩散、地层吸收、反射、透射、波形转换等造成的衰减；第三类是接收条件的影响，包括检波器、放大器及记录仪的频率特性对波形的改造、检波器与地面的耦合状况等。下面我们主要讨论与地层岩性直接有关的第二类因素，有关波形转换造成的衰减已在上一节讨论。

1. 波前扩散

地震波由震源向周围介质传播，波前面越来越大，就是说越来越远地离开震源，地震波的振幅也越来越小。这种现象是由地震波的波前扩散（球面扩散）所引起，因为由震源形成的能量散布在面积不断增加的波前面上，单位面积上的能量随着传播距离 r 的增加而减小。

设均匀介质中某一时刻球面波的波前面为 S，总能量为 E，单位面积上的能量为 ε，则有

$$\varepsilon = \frac{E}{S} = \frac{E}{4\pi r^2} \tag{1.33}$$

式中，r 为球面的半径。

因为能量 E 与振幅 A 的平方成正比，得

$$A^2 \propto \frac{1}{4\pi r^2} \tag{1.34}$$

因而可得

$$A = C \cdot \frac{1}{r} \tag{1.35}$$

式中，C 为与能量 E 有关的常数。

由上式可知，在均匀介质中，反射波的振幅与传播距离成反比，按照 $1/r$ 的规律衰减。在层状介质中，深处的速度大于浅处，波的射线为折射线，波前面比均匀介质时大，故因波前扩散而衰减的速率比均匀介质中快，图 1.17 中示意画出了波在均匀介质和层状介质中波前扩散的情况。

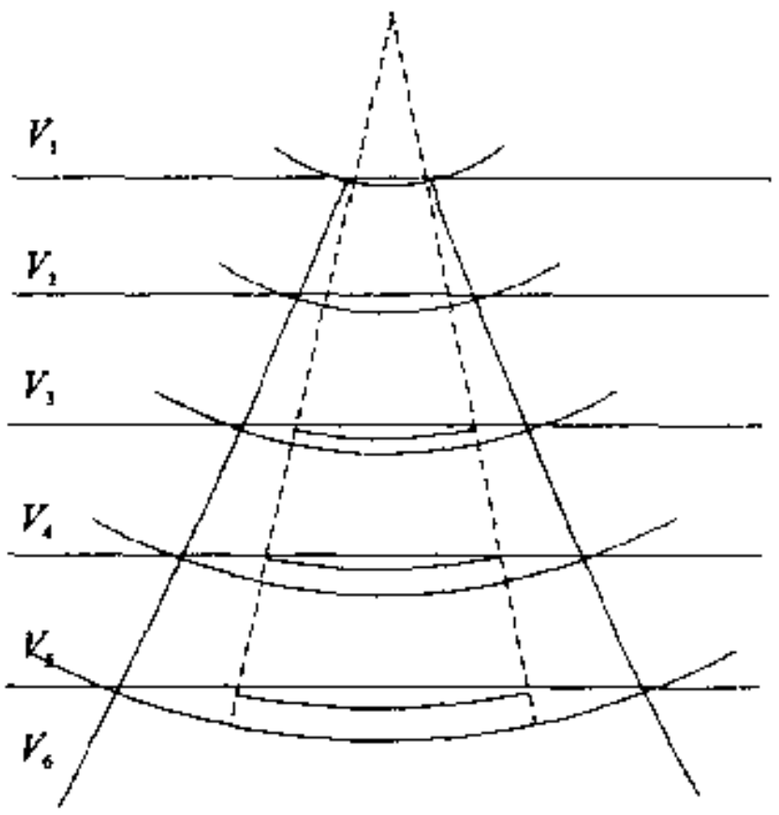


图 1.17　波在均匀介质与层状介质中的扩散

式（1.35）仅适应于反射波和直达波，对于折射波其振幅与距离的关系为

$$A = \frac{C}{\sqrt{r(r-r_0)^3}} \tag{1.36}$$

式中，r 是震源至观测点的距离，r_0 为临界距离，即由震源到地面上开始观测到折射波的距离。当观测距离很大时，即 $r \gg r_0$，上式可简化为

$$A = C \cdot \frac{1}{r^2} \tag{1.37}$$

法线入射到 R_1 界面时，产生透射波，透射系数为 $T_1=1-R_1$，波投射到 R_2 界面后，发生反射，并由下向上第二次透射 R_1 界面，这时 R_1 变为负值，透射系数为 $T_1'=1+R_1$，波两次透过这个界面，我们把 T_1 与 T_1' 的乘积叫双程透射系数 T_d，写为

$$T_d = T_1 T_1' = (1-R_1)(1+R_1) = 1-R_1^2 \qquad (1.40)$$

显然，双程透射系数总小于 1，这表示反射波的振幅总因透射损失而减弱。当波在 R_2 界面反射并两次透过 R_1 界面时，反射波的振幅为

$$A_2 = A_0(1-R_1^2)R_2$$

同理，当存在三个水平界面时，反射系数分别为 R_1、R_2 和 R_3，当波分别两次透过 R_1、R_2 界面时，反射波的振幅为

$$A_3 = A_0(1-R_1^2)(1-R_2^2)R_3$$

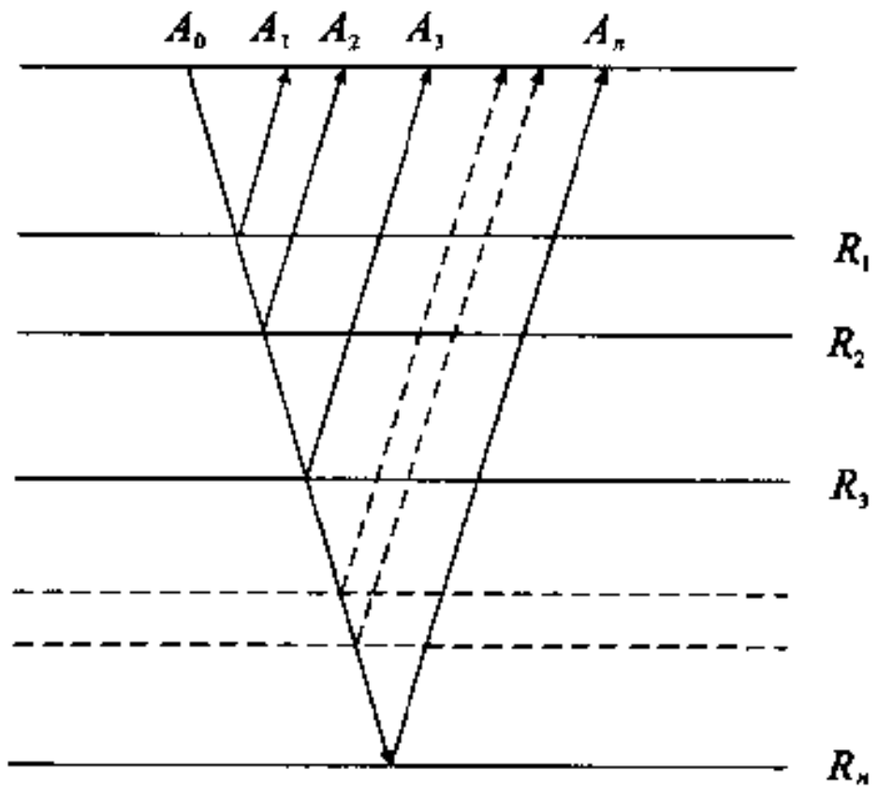


图 1.18　地震波的透射损失

其中（$1-R_2^2$）为 R_2 界面的双程透射系数。依此类推，对于来自第 n 个界面上的反射波振幅为

$$A_n = A_0\prod_{i=1}^{n-1}(1-R_i^2)R_n = A_0R_nT \qquad (1.41)$$

式中，$T=\prod_{i=1}^{n-1}(1-R_i^2)$ 称为双程透射损失因子，其值为第 n 个反射界面以上的各反射面双程透射系数的连乘。

从上式可知，多层介质中的反射波振幅 A_n 与各个中间层面的反射系数 R_i 平方成反比，因此，如果中间层面的反射系数大，透射损失也大，这种情况对勘探其下部地层是不利的。此外，由该式还可以看出，界面越多透射损失也越大，因而透射损失会使深层反射波的能量比浅层反射波的能量小，加上波的传播路径深层比浅层长，导致大地吸收与波前扩散引起波能量的衰减也比浅层的大，因此，在地面上接收到的深层反射波信号要比浅层的小得多。

综合波前扩散、吸收衰减和透射损失，地震波的振幅与距离的关系可写成

$$A = \frac{A_0}{r}e^{-\alpha r}\left[\prod_{i=1}^{n-1}(1-R_i^2)\right]R_n \qquad (1.42)$$

总之，随着传播距离（或深度）的增大，频谱中的高频成分被大地吸收，能量变小，导致地震波的波形也随之改变（振动图的频率变低，振幅变小，时间延续度变大），使地震勘探的分辨率降低、勘探深度降低。因此，在中深层地震勘探中要用能量较强的震源，而浅层地

震勘探有时用锤击震源即可，而在地震资料的采集和处理过程中，都有一个提高地震记录分辨率的问题。

五、地震波的频谱

1. 主频及频带宽度

地震波是非周期的脉冲振动，可用富氏积分展开为无限多个频率和相位连续变化的简谐振动，如图 1.10（b）所示，即为

$$X(t)=\int_{-\infty}^{\infty} A_n \cos(2\pi f_n t+\varphi_n)\mathrm{d}f \tag{1.43}$$

式中：$f_n=\omega_n/2\pi$，为振动的频率。

这时所得的振幅谱是连续谱。为了描述一个振幅谱的特征，要引用主频和频带宽度两个参数。图 1.19 表示了一个波形频谱的典型例子。f_0 是频谱的主频，即频谱曲线极大值所对应的频率，信号的大部分能量都集中在主频附近的简谐分量中。若以 $|A(f)|$ 的值为 1，可找出对应于 $|A(f)|=0.707$ 的两上频率值 f_1 和 f_2，并且把 $\Delta f=f_2-f_1$ 叫做频谱（带）的宽度，f_1、f_2 的大小反映了脉冲信号的绝大部分能量在哪个频率范围之内，Δf 的大小给出了这个范围的宽窄。

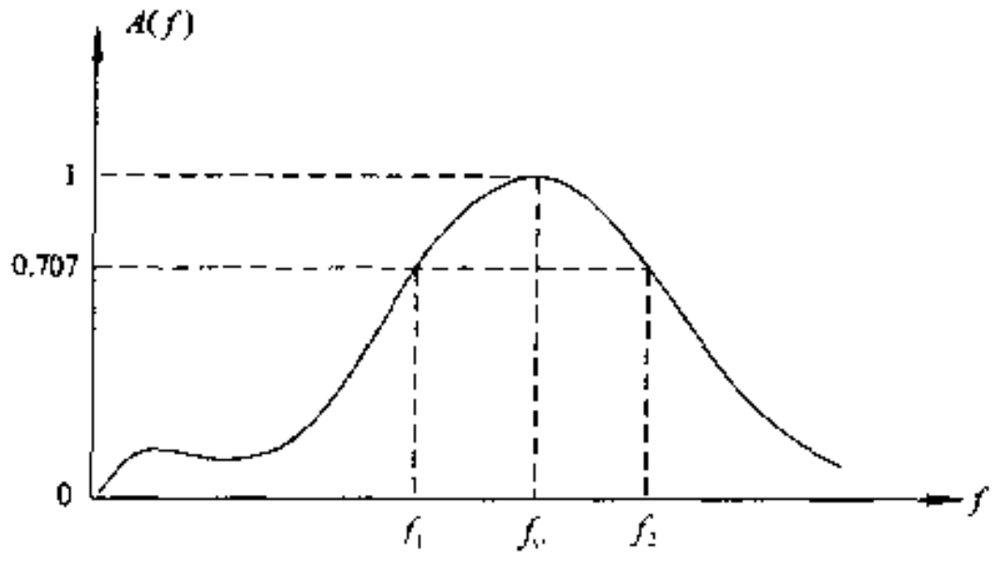


图 1.19　频谱的主要参数

2. 频谱特征

人们在大量的生产实践中已积累了在各种激发和接收条件以及各种地质条件下的地震波（及有关波动）频谱资料，如图 1.20 所示。总的来说，反射波的能量主要分布在 30～70Hz 的频带内；折射波的能量主要在 30～45Hz 的频带内；而面波的主要能量分布在 10～30Hz 的频带内，具有低频的特点；风吹草动等微震的频谱则在高频方面，且频带较宽；声波的频率较高，在 100Hz 以上；工业交流电干扰主频是 50Hz，频带很窄。

在实际的地震勘探工作中，浅层反射波的频率较高，而较深层的反射波的频率较低，如图 1.21（a）为反射波旅行时间为 100ms 和 300ms 的振动图，从图中可以看出，浅层的信号延续时间短，深层的信号延续时间长，相应的振幅谱如图 1.21（b）所示，曲线（1）、（2）分

别对应于 100ms 和 300ms 的反射波振幅谱。从图上可见，浅层时间短的信号的主频要比深层时间长的信号的主频要高；而且浅层时间短的信号的频带比深层时间长的频带要宽，即信号的时间长度与频带宽度成反比，这就是频谱分析中的时标变换定理。

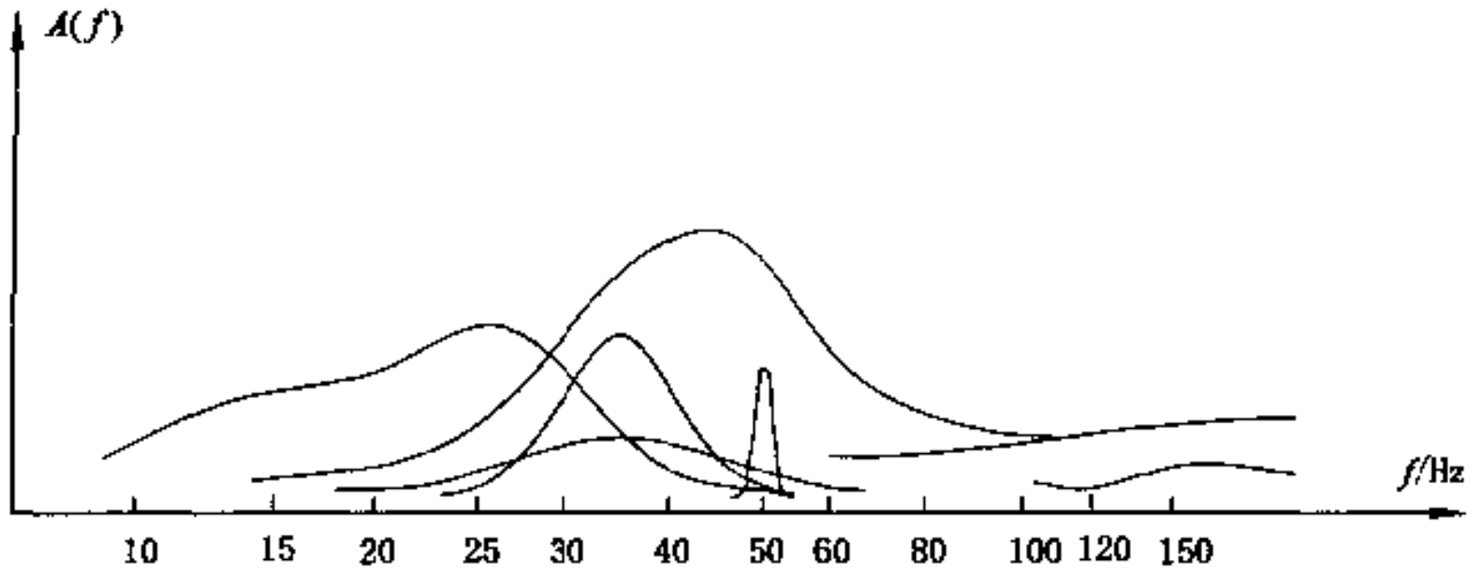


图 1.20　地震波与有关波动的频谱

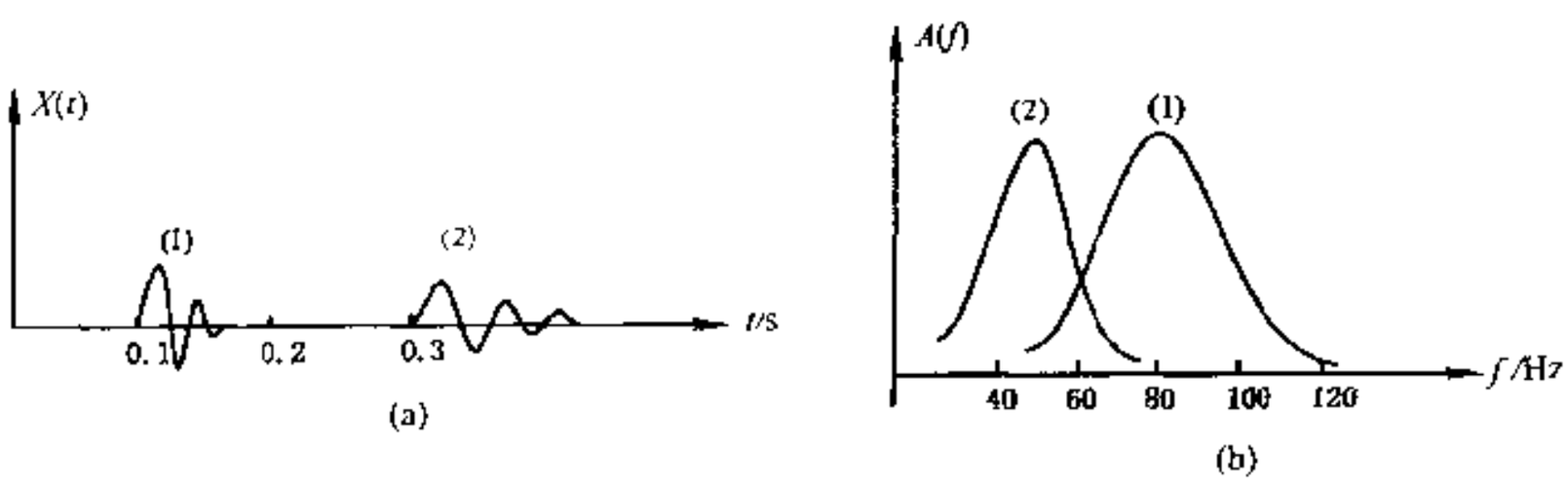


图 1.21

（a）反射波波形；（b）相应的振幅谱

定理表述为若信号时间延长 a 倍，则频带会变窄 a 倍。这个定理表明，脉冲信号越窄，它的频谱就越宽。一种极限情况叫做 δ 脉冲（叫单位脉冲或尖脉冲），它是一个振幅无限大、延续时间无限小、并趋于零的脉冲信号，其定义是

$$\delta(t)=\begin{cases}\infty, & \text{当}t=0\text{时}\\ 0, & \text{当}t\neq 0\text{时}\end{cases} \tag{1.44}$$

如果用频率域来表示，其振幅谱是高度为 1 的一条水平线，即频率从负无穷大到无穷大的各个分量都有相同的振幅，有最宽的频谱，如图 1.22 所示。在地震勘探中，往往把炸药激发一瞬间的信号近似看作单位脉冲。

对于不同类型的地震波，其频谱也有差别，同一界面的反射横波比反射纵波频谱低、频带窄，见图 1.23（a）。其次，不同类型的震源激发方式其地震波频谱也有差别，图 1.23（b）表示锤击、炸药爆炸和高频震源枪激发时的地震波振幅谱，从图中可以看出，锤击频带较窄，频率较低，高频震源枪频带较宽，频率较高。

1. 波的时差法

如图1.24（a）所示，一水平薄层的顶、底界面分别为R_1、R_2，厚度为Δh，层速度为V_n，R_1界面的自激自收地震波为$b_1(t)$（为讨论方便，图中把波的射线拉开了），R_2界面的波为$b_2(t)$，并假设两个波具有相同的极性、视周期和延续时间。我们用$\Delta\tau$表示薄层顶、底两个反射波的时差，用Δt 表示地震波的延续时间。在传统的地震勘探中，常用$\Delta\tau$与Δt 的比值大小来定义纵向分辨率，其比值大于1时，两个波能分开，就说明有较高的分辨率；当比值小于1时，两波不能分开，就说明是低分辨率的。随着薄层厚度的变化，$\Delta\tau$与Δt 的相对关系会出现下面两种情况。

第一种情况，当Δh 较大时，可使$\Delta\tau \geqslant \Delta t$ ，则$\Delta\tau/\Delta t \geqslant 1$，这时接收点所收到的薄层顶、底的两个波能分开，如图1.24（b）所示。

第二种情况，当Δh 较小时，会出现$\Delta\tau < \Delta t$（$\Delta\tau/\Delta t < 1$）的情况，这时薄层顶、底的波发生干涉，成为复波，已无法从地震记录上来分辨地下的薄层。

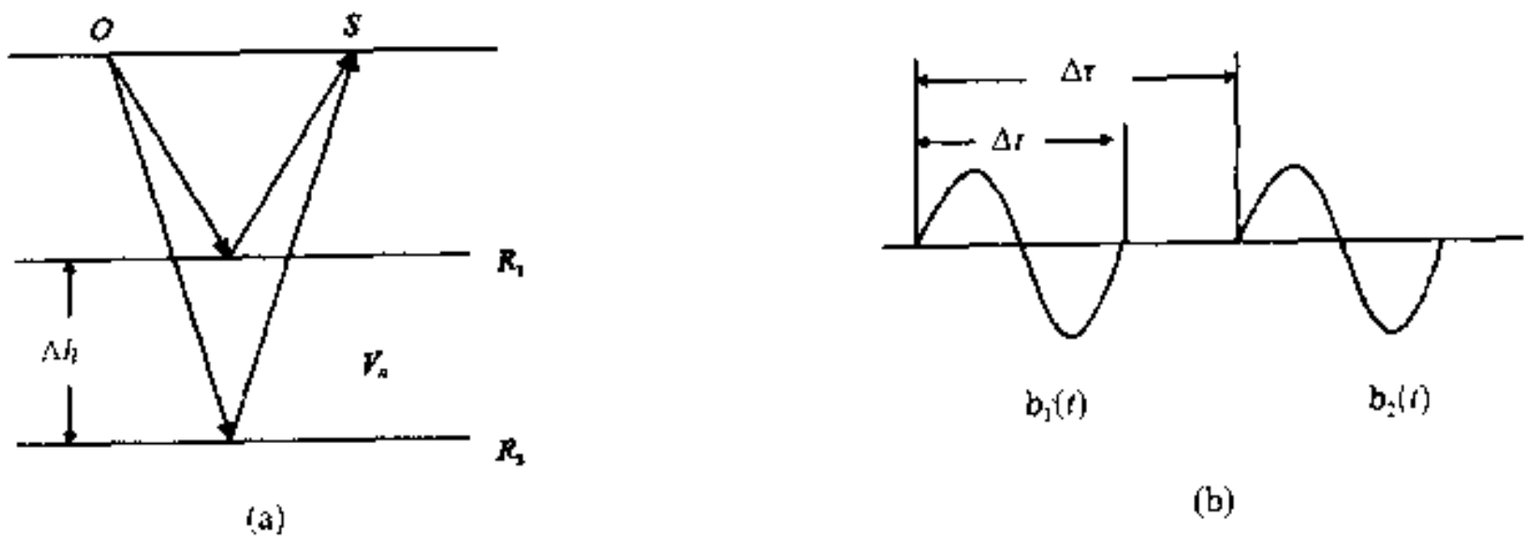


图1.24　对地震记录用波的时差法分辨薄层

（a）水平薄层模型；（b）薄层较厚时两波能分开

从上述两种情况的讨论，可知纵向分辨率主要与$\Delta\tau$、Δt 的大小有关，假设$\Delta\tau$一定，可以通过缩短地震波的延续时间，达到$\Delta\tau \geqslant \Delta t$ 的目的，即所谓改造纵波的办法，这是当前高分辨率浅层地震勘探中的一种基本思路和采用的主要办法。

在上述假设条件下，可以定量来讨论纵向分辨率，有以下关系式：

$$\Delta\tau = \frac{2\Delta h}{V_n} \tag{1.45}$$

设$\Delta\tau \geqslant \Delta t$ ，可得

$$\frac{2\Delta h}{V_n} \geqslant \Delta t \tag{1.46}$$

地震波延续时间的长短与延续时间内所包含的相位数有关，设延续时间等于n个视周期T_a，即

就越短，波长越小，分辨率越高。

在实际的地震勘探中，由于大地对地震波频率的吸收和衰减作用，在地层的不同深处，其分辨率是不一样的。对浅层来说，由于对波的高频成分吸收较小，因此分辨率较高；而对于深层，由于大地对波的高频成分吸收较大，其分辨率较低。

此外，在讨论纵向分辨率时，有时对薄层是否存在更感兴趣。比如，地面数百米或上千米以下是否存在1m 左右的煤层，混凝土坝体中是否存在厘米级的软泥层（或夹砂层），冲击桩是否出现裂缝，等等。

二、横向分辨率

横向分辨率也叫水平分辨率或空间分辨率，它是指地震记录沿水平方向能够分辨的最小地质体的宽度。

根据惠更斯原理，地面检波点接收到的反射波不只是反射界面上一个点的反射，而是一小段界面上（一个面）所有二次点震源发出的扰动叠加的结果。如图1.26所示，地震波从O点以球面波的形式向速度为 V 的介质中传播，在某时刻波前面的半径为h，它与界面交于O_1点，这时O点只接收到一个点的反射，波继续向前传播1/4个周期，与界面相交于C和C_1点，波前面的半径变成OC。根据波的叠加原理，波前面时差为1/4个周期内的CC_1界面上各点的波都被检波点接收，由于全部能量的到达时差都在半个周期范围内，因而产生相长干涉；而CC_1外边界上的点到达O点检波器的能量，由于其双程旅行时间比垂直入射到界面的反射波的双程旅行时间晚半个周期以上，因而产生相消干涉。我们把CC_1区域定义为产生反射波相长干涉的有效界面，称为第一菲涅尔带。

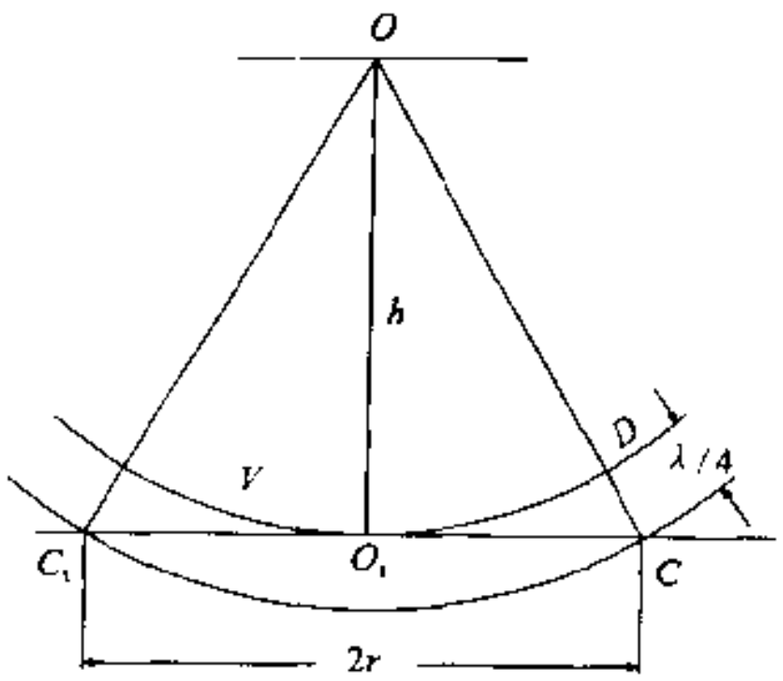


图 1.26　第一菲涅尔带

如果令第一菲涅尔带的半径为r，t_0为射线OO_1双程旅行时，则根据图中简单的三角关系可得

$$r=\sqrt{OC^2-OO_1^2}=\sqrt{(h+\frac{\lambda}{4})^2-h^2} \tag{1.50}$$

$$=\sqrt{\frac{h\lambda}{2}+\frac{\lambda^2}{16}}$$

当$h>>\lambda$时，忽略上式根号中的第二项，得

$$r=\sqrt{\frac{\lambda h}{2}}=\sqrt{\frac{Vh}{2f}}=\frac{V}{2}\sqrt{\frac{t_0}{f}} \tag{1.51}$$

在地震资料的地质解释中，一般把第一菲涅尔带的半径 r 作为地震记录的横向分辨率。若地下地质体的宽度大于或等于第一菲涅尔带，才能够在水平叠加时间剖面上分辨该地质体的存在，反之，则不能。从式（1.51）可知，菲涅尔带的半径随频率 f 的增高而减小，随探测深度的增加而变大。因此，要提高地震记录的横向分辨率，主要在于提高所激发的地震波的频率。由于横向分辨率随着深度的增加而减小，因此一个深部的地质体必须有较大的延伸面积才能与浅层较小的地质体产生同样的地震效应。

三、影响分辨率的主要因素

影响地震记录分辨率的主要因素有以下几个方面：反射波的主频和频带宽度，子波形态，信噪比，地震波的穿透深度及时间和空间采样率等。其中地震波的穿透深度对分辨率的影响已在上一节中讨论过，而信噪比我们将在第五章抗干扰技术一节中详细讨论，在本节我们主要讨论主频和频带宽度以及时间和空间采样率对分辨率的影响。

1. 主频和频带宽度

主频和频带宽度是影响高分辨率地震勘探的关键因素。图1.27表示了不同频带对应的脉冲响应。

从图中可以看出，当频带较窄、中心频率较低时，对应的脉冲响应主瓣较宽，旁瓣振幅较大，见图1.27（a）；当频带宽度不变，中心频率较高时，对应的脉冲响应主瓣较窄，旁瓣振幅比1.27（a）所示的情况还大，且尾部振幅衰减慢，见图1.27（b）。显然，以上两种情况的频率响应不利于提高地震记录分辨率。图1.27（c）表示的是中心频率 f_L 保持不变，频带宽度加大一倍时所对应的脉冲响应。这种情况下主瓣较窄，旁瓣振幅值小，且尾部振幅衰减快，具有较高的分辨率。

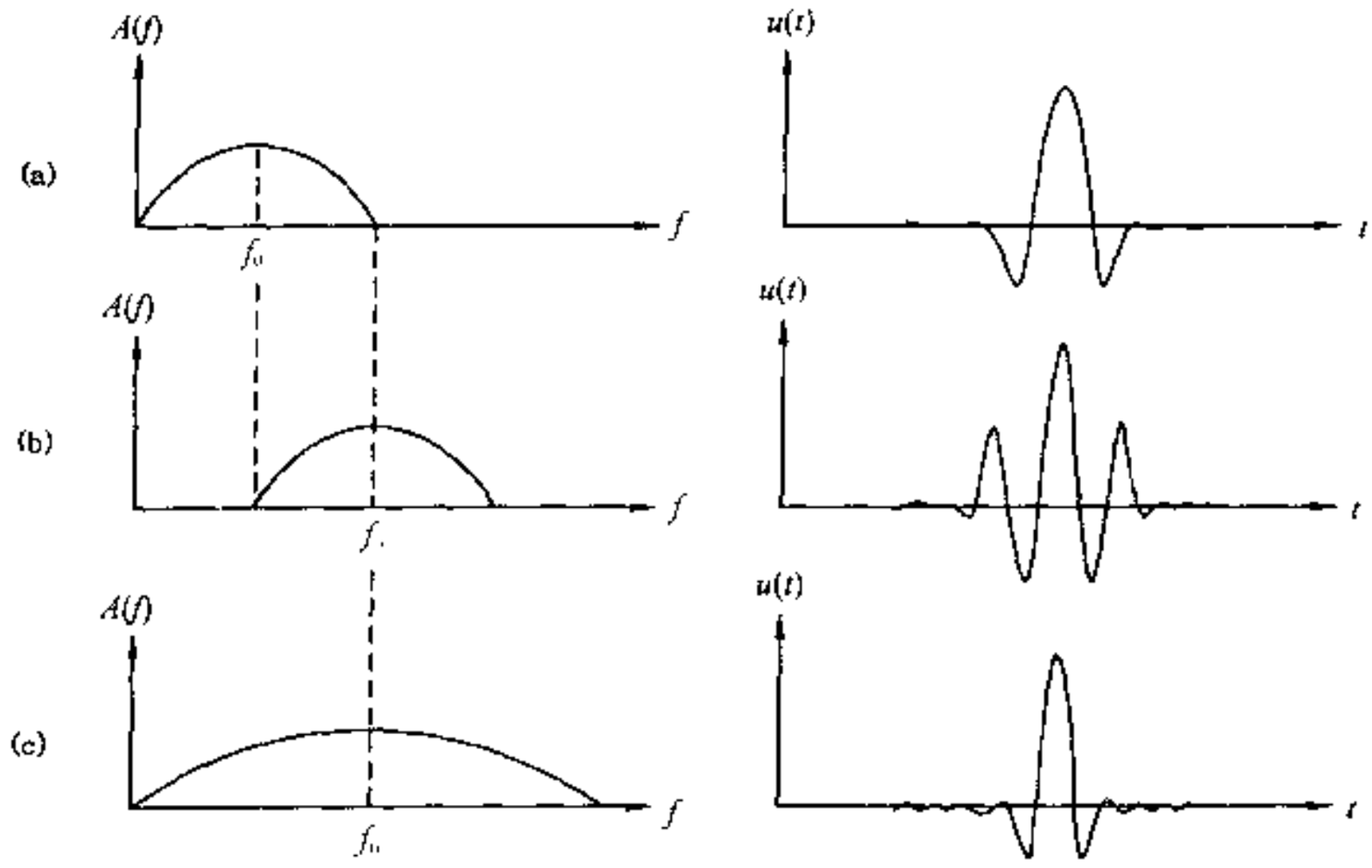


图1.27　不同频率响应和对应的脉冲响应

以上讨论说明：仅仅提高地震子波的主频，而其频带宽度较窄，依然不能提高地震记录的分辨率；只有在提高地震子波主频的同时，采取宽频带记录，方能取得较高的分辨率。因此可以认为，宽、高频的地震波具有较高的分辨率。从物理意义上说，宽、高频信号更接近$\delta(t)$脉冲，而$\delta(t)$脉冲具有理想的分辨率，能够分辨任意薄的地层。

而事实上，任何地震记录的信号频带总是有限的。在数据采集和资料处理中，影响地震波的主频和频带宽度的因素很多，其主要有：震源频谱，大地滤波作用，检波器的固有频率，水平及垂直叠加次数，记录仪器的通频带以及数据处理方法等，这些问题将在以后章节分别进行讨论。

2. 采样率

采样率包括时间采样率和空间采样率，无论是在时间域进行采样，还是在空间域进行采样，采样间隔均应满足采样定理，才能不出现假频（有关采样定理和假频的概念将在第四章中讨论）。下面分别对这两种采样率进行讨论。

(1) 时间采样率

设时间采样间隔为Δt，则能够记录到的不出现假频的最高频率（即尼奎斯特频率）为$1/(2\Delta t)$。显然，如果有效波的频率上限较高，如350Hz，而采用的采样率较低，如2ms，则高于250Hz的高频有效信号在记录过程中将被抑制，这种情况下，时间分辨率将降低；如采用的采样率较高，如0.5ms，则尼奎斯将频率为1000Hz，显然，有效波信号中不存在这么高的频率，谱上部的高频部分将是空缺的，这样势必造成一种浪费。因此，任意信号的采样率只要高得足以限定最高频率存在就可以了。

(2) 空间采样率

空间采样率一般指道间距ΔX，地震记录的横向分辨率决定于采样的道间距。道间距越小，横向分辨率就越高。

在水平叠加时间剖面上，地震记录的横向分辨率依赖于第一菲涅尔带的大小。为了对反射层更好地进行采样，ΔX应小于第一菲涅尔带的半径，一般情况下，在一个第一菲涅尔带内至少应包含4个共反射点。

习　题　一

1.试给出弹性形变、塑性形变、体积形变、剪切形变、粘弹性体以及各种弹性模量的定义。

2.解释名词：

（1）波前和波后；（2）波剖面；（3）振动图；（4）波前扩散；（5）吸收系数；（6）半波损失；（7）转换波；（8）瑞利面波；（9）勒夫面波；（10）斯奈尔定理；（11）纵向分辨率；（12）横向分辨率；（13）第一菲涅尔带；（14）动弹模和静弹模。

3.简述惠更斯-菲涅尔原理。

4.写出视速度定理的函数表达式，并说明影响视速度的因素。

5.什么叫反射系数、透射系数？形成反射波、透射波和折射波的条件是什么？

6.何谓近法线入射（或反射）的物理模型，它对入射角及炮检距有什么要求？这种模型对地震勘探有什么实用意义？

7.试绘出 P 波、SH 波、SV 波在介质中传播时的振动方向示意图，并作简要说明。

8.什么是地震信号的频谱？有何特征？何谓频谱分析？

9.界面两侧介质的纵波传播速度 V_1=2000m/s，V_2=3000m/s；泊松比 σ_1=0.3，σ_2=0.25。当入射纵波以入射角 20°从 V_1 介质中射向界面时，计算反射横波 R_S、透射纵波 T_P 和透射横波 T_S 的传播方向。

10.设有三层水平界面，反射系数分别为 R_1、R_2、R_3，各层厚度为 h_1、h_2、h_3，吸收系数为 α_1、α_2、α_3，如果法向入射波的振幅为 A_0，试写出在地表所接收的第三个界面上反射波振幅（A_3）的表达式。

11.水平层状介质层面序号为 R_1、R_2、…、R_5，各层参数如下表所示：

序号	岩性	层厚度 h/m	纵波速度 V_P/(m/s)	密度 ρ/(g/cm^3)
1	湿砂	10	800	2.00
2	含水砂砾岩	10	1800	2.10
3	砂岩	40	3600	2.30
4	粘土岩	10	2800	2.55
5	泥灰岩	100	3000	2.38
6	石灰岩	∞	4500	2.60

指出该剖面中的反射界面和折射界面，对于反射界面计算出反射系数，对于折射界面计算出盲区半径。

第二章　地震勘探的地质基础

自然界中，不同类型的岩石往往具有不同的物质成分和结构，表现出不同的弹性性质，而对于同一类型的岩石，存在环境条件的不同亦会出现不同的弹性特征。地震勘探正是利用这种弹性性质的差别来解决地质问题的。一个地区地震勘探工作效果的好坏，除采用先进的技术装备和正确的工作方法外，还取决于工区具体的地质和地球物理条件是否满足地震勘探的前提。因此可以说，弹性波理论和岩石的弹性差异分别是地震勘探的物理基础和地质基础，是地震勘探工作的依据。

第一节　岩、土介质的一般波速特征及影响因素

一、岩、土介质的一般波速特征

不同的岩、土介质由于其弹性性质的差异而具有不同的传播速度和波阻抗，一般说来，火成岩和变质岩比沉积岩的波速大，沉积岩的波速较低而变化范围较大。这是因为沉积岩的结构比较复杂、波速受到岩石的致密程度和含水性的影响所致。波速最低的是未成岩的第四系地层，对于现代的沉积、堆积层，当它们十分干燥时，波速甚至比声波速度还低。表 2.1 列出了部分常见岩土介质的波速和波阻抗。

表 2.1　部分岩土介质的纵波速度和波阻抗

岩　石	速度 V_P/(m/s)	波阻抗/(10^4g/cm^{2}s)	岩　石	速度 V_P/(m/s)	波阻抗/(10^4g/cm^{2}s)
风化带	100～150	1.2～9	泥质片岩	2700～4800	65～135
干砂、砾石	100～600	2.8～14	灰岩、白云岩	2000～6250	35～180
泥	500～1900	3.8～30	硬石膏、岩盐	4500～6500	110～140
湿砂、砾石	200～2000	3～40	煤	1600～1900	20～35
粘土	1200～2800	15～65	空气	310～360	0.004
疏松砂岩	1500～2500	27～60	石油	1300～1400	12～15
泥灰岩	2000～4700	20～120	水	1430～1590	14～16
致密砂岩	1800～4300	40～116	冰	3100～4200	30～45

从上表可见，不同岩石或地层之间，存在着波速和波阻抗的差异，因而不同岩性的分界面，往往就是地震波的反射或折射界面，这是开展浅层地震勘探工作的基础。

二、影响地震波传播速度的地质因素

在地震勘探中，影响地震波传播速度的地质因素是很多的（这里只讨论纵波的传播速度），除具有不同岩石成分和结构的岩性外，主要还与岩石的密度、孔隙度、孔隙充填物、地质年代、埋藏深度等因素有关。

1. 密度

大量实践数据表明，在沉积岩中地震波速度与岩石密度相关，两者的关系基本上是线性的，如下式所示。

$$\rho = 1.75 + 0.266V - 0.015V^2 \tag{2.1}$$

式中 ρ 为密度（g/cm^3），V 为速度（m/s）。

如果岩石密度处于 $1.9g/cm^3$ 与 $2.7g/cm^3$ 之间，则 V 与 ρ 间存在着线性关系，其表达式为

$$\rho = 1.899 + 0.174V \tag{2.2}$$

由于自然界大多数岩、矿石的密度处于 $1.9\sim2.7g/cm^3$ 之间，因此式（2.2）更具有实用价值。图 2.1 表示了不同岩石的密度与速度的关系。

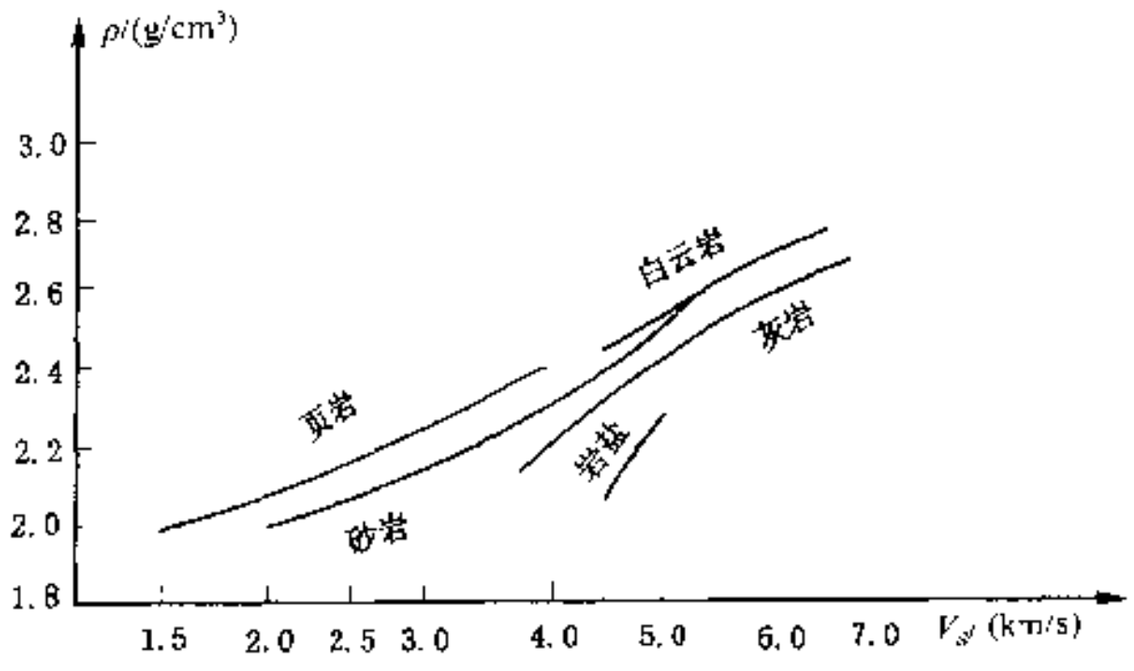


图 2.1　不同岩石的密度与速度的关系曲线

2. 孔隙度

对于一块岩石，从结构上来说，它基本上由二部分组成。一部分是矿物颗粒本身，称为岩石的骨架（基质），另一部分是由各种气体或液体充填的孔隙。岩石实际上是双相介质，地震波就在这种双相介质中传播。1956 年威利（Wyllie）等人提出了一个较简便计算波速和孔隙度之关系的公式，称为时间平均方程，即

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-\theta)}{V_m} + \frac{\theta}{V_f} \tag{2.3}$$

式中 θ 为岩石的孔隙度；V 为岩石中波传播的速度；V_m 为岩石骨架中波传播的速度；V_f

为孔隙中充填介质波传播的速度。

这个方程说明波在岩石中传播的时间，是岩石骨架中和充填介质中波传播所用时间的总和。根据该公式，所作出的理论曲线，示于图 2.2。根据统计研究表明，当孔隙度由 3% 增加到 30% 时，速度变化可达 60%，随着孔隙度的增加，速度反比例减小；反之，孔隙度变小时，速度增大，可见孔隙度是影响速度的重要因素。

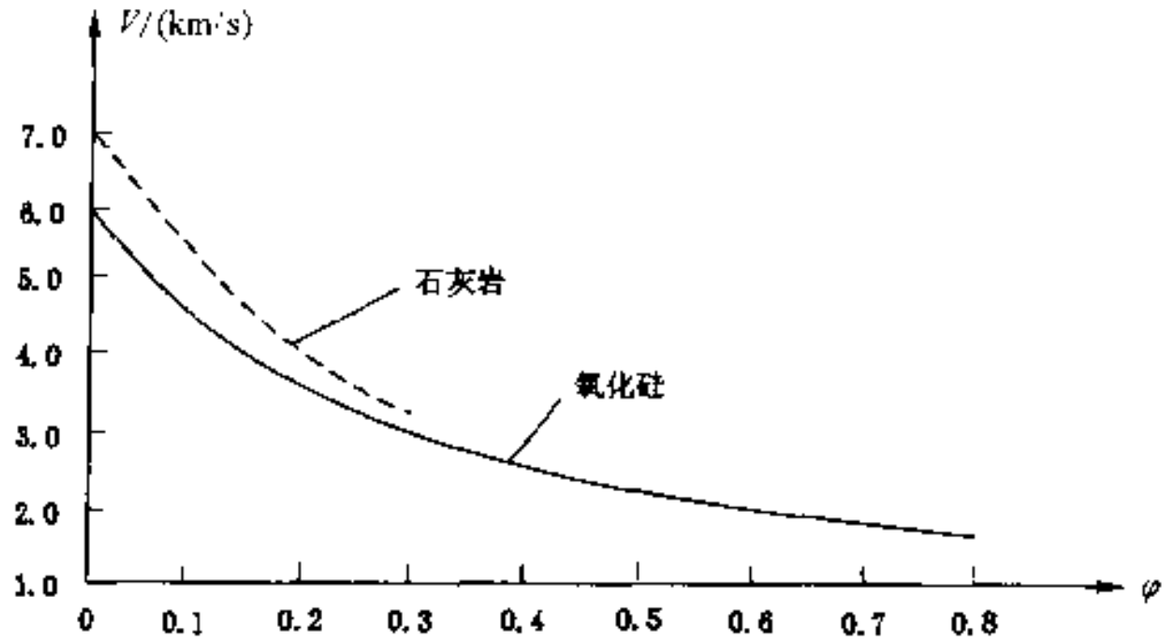


图 2.2　孔隙度和速度的关系曲线

孔隙度的变化也会影响岩石密度的变化，密度和孔隙度之间成反比关系，孔隙度增大，岩石密度相对变小，反之则变大。

3. 孔隙充填物

岩石或土层中孔隙的空间不是被水就是被气体所充填，当地震波在这些充填物中传播时，速度都会降低，其中气体中波传播的速度最低，水中波速相对较高。当砂岩孔隙中或第四系覆盖层中含气或水时，两者之间及它们与顶、底围岩之间会形成良好的波阻抗界面，产生较强的反射波。

4. 风化程度

风化作用使岩体矿物变异、原生结构破坏，导致质点间弹性联系减弱，因而岩体波速随风化程度增加而减小。表 2.2 给出了长江三峡坝区结晶岩（闪长花岗岩）中不同风化带的波速。

表 2.2　长江三峡坝区结晶岩中风化带的波速

风化带	全风化带	强风化带	中风化带	弱风化带	微风化带 与新鲜岩体
波速 V_S/(km/s)	0.5～1.5	1.5～3.0	2.5～5.0	4.5～5.5	5.0～5.85

从表 2.2 可见，全、强风化带其波速要比新鲜岩体小得多，而微风化带与新鲜岩体几乎波速不可分。波速因岩体受风化而减小的特征是浅层地震勘探划分风化带的重要依据。

5. 其他因素

许多实际资料表明，岩体形成的地质年代，埋藏深度以及所受的压力都会影响其波速。一般说来，年代越久和埋藏越深的岩层，承受上覆地层压力的时间越长和强度越大，致使孔隙度变小，密度增大。但也有少数反常的情况，速度倒转就是一例，速度倒转（$V_{上} > V_{下}$）往往是由于岩性不同，上部地层坚硬、密度大而引起的结果。

第二节　地震介质的划分

根据地震波在岩层中传播速度与深度的关系，把实际的岩层假设为均匀介质、均匀层状介质和连续介质。几种类型之所以作这种假设，是为了使我们对某些问题的研究，可先从理想简单的情况入手，然后再去讨论实际的复杂的情况。这种由简单到复杂、由已知到未知、由理想条件到实际条件的研究问题的方法是科学研究中经常采用的。

一、均匀介质

在这种介质中，波传播的速度不随深度和距离的变化而变化，波速与深度的关系在 V-Z 坐标中为一条平行于深度轴的直线，如图 2.3（a）所示，这是对实际介质的一种理想的假设，它使研究讨论问题大为简单。

二、均匀层状介质

在均匀层状介质中，速度随深度成层分布，在每一个地层中，速度是不变的，在 V-Z 坐标中的图象是阶梯状的，最简单的层状介质如图 2.3（b）所示，称为水平层状介质。

层状介质模型是地震勘探中最常用的物理模型，因为在沉积岩地区岩层有很好的成层性，各岩层可由不同弹性性质的岩石组成，因此岩层的岩性分界面有时就是弹性分界面，把实际地层理想化成层状介质更具有其实际意义。

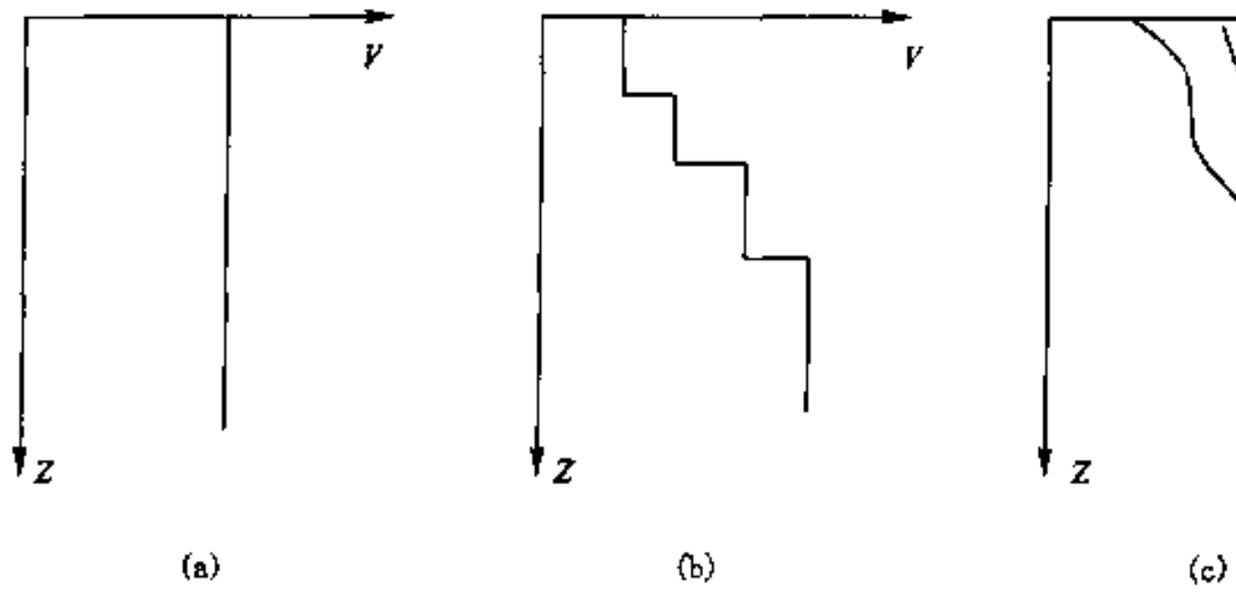


图 2.3

（a）均匀介质；（b）层状介质；（c）连续介质

三、连续介质

在连续介质中，速度随岩层埋藏深度的增加而连续缓慢地增加，在 V-Z 坐标中的图像是一条平滑的曲线或一条斜的直线，如图 2.3（c）。这种变化是一种连续性的渐变过程，没有明显的速度界面，这种介质称为连续介质。实际地层中的第四系覆盖层和风化壳等，由于其湿度或风化程度随深度不同而变化，因此其速度就随深度而有所不同。对于连续介质的地层，通过大量的观测数据统计，可近似地认为速度随深度连续变化的规律可表示为：

$$V(z) = V_0(1 + \beta Z)^{1/n} \tag{2.4}$$

式中 V_0 表示 Z=0 时的初始速度，即地表的速度，β 为速度增长系数，n 为等于或大于 1 的整数。当 n=1 时，速度随深度呈线性增加，这种介质称为线性连续介质，β 为一个常数值；当 $n>1$ 时，称非线性连续介质。

一般情况下，连续介质都是指线性连续介质，地震勘探中常把非线性连续介质简化为线性连续介质，因为其数学表达式比较简单，便于一些问题的讨论。

第三节　地震地质条件

一、浅层地震地质特点

浅层地震勘探一般都在近地表进行，地表附近的地貌和地质特征，往往会影响地震波的激发、传播和接收，因此有必要首先对浅层地震地质特点进行简单讨论。

1. 覆盖层

覆盖层是指第四系各种不同成因类型沉积或堆积的松散地层。一般来说，覆盖层的结构比较松散，透水性较强，其中粘土层常为相对隔水层，而砂层和砂砾石层则为透水层。

覆盖层的波速通常比基岩波速低，在覆盖层中，地下水面以上的波速又比地下水面以下的波速低，因此，地下水面（潜水面）通常是一个良好的速度界面。基岩顶板一般为良好的折射界面和反射界面。土层或砂层与砾石层之间，冲积、洪积层与冰积层之间亦可能形成折射界面和反射界面。

浅层地震方法探测覆盖层通常包括以下工作内容：覆盖层厚度探测，覆盖层分层和覆盖层弹性力学参数的测定。

2. 基岩风化带

根据基岩风化程度的不同，一般可将风化带分为全风化、强风化、中风化、弱风化和微风化（或未风化）5 层。各风化层间，下层的波速、密度一般都大于上层。多数情况下基岩风化层存在着 3～4 个速度或波阻抗界面。这些界面常与全风化、强风化、中风化、弱风化和微风化界面相一致或相接近。通常情况下，全风化层和其上第四系覆盖层在波速上差异甚小，容易造成两者混淆。

在坝址区、主要建筑物区和隧道等工程地质勘察中，用浅层地震方法可以查明基岩风化程度和风化厚度，在波速差异明显时，还可进行风化带分层。

3. 隐伏构造破碎带

隐伏构造破碎带是指覆盖层以下的断层破碎带。按断层两盘岩性划分，通常有以下3种情况：上、下盘为同一岩性的断层破碎带；上、下盘为相同岩性，但基岩面有一定高差的断层破碎带；上、下盘为不同岩性的断层破碎带。

各种构造破碎带中大都有断层泥、糜棱岩和破碎、充水等特征，因此地震波在破碎带中传播时高频成分易被吸收，且波速较低。此外，当断层面比较光滑且其两侧岩石的波阻抗有明显差异时，断层面本身就是一个反射界面。

4. 岩溶地质

在我国南方，尤其在沿海省份的硫酸盐岩和碳酸盐岩地区广泛存在着岩溶，要在这些岩溶分布区修建大坝、桥梁、铁路、机场等重要基础设施，必须对岩溶的分布范围、形状、规模、位置及发育程度探查清楚，以便进行合理的施工设计。

岩溶的形成与发育，主要与地层岩性、地质构造和地下水的活动等因素有关。岩溶经常形成于厚块状可溶性的纯灰岩地层，多沿岩层层面或断层破碎带发育成溶洞或溶蚀裂隙，地表水和地下水活动愈剧烈，水量愈大时，岩溶发育就愈强烈。

岩溶洞穴与其围岩之间，一般存在着明显的密度、波速和波阻抗差异，因此，可用地震方法来探明岩溶地区溶洞的分布和发育情况。

5. 滑坡

在铁路、高速公路、大型水库等的施工或使用过程中，都可能遇到滑波这样的地质灾害现象。工程地质上依据滑坡体组成物质的不同，一般将滑坡分为上体滑坡和岩石滑坡两大类。

滑坡体在滑动过程中常使其岩土结构受到不同程度的破坏，产生大小不等的裂隙，从而使滑坡体的波速降低，滑坡体的波速一般都比滑动面以下的岩（土）体低，通常以基岩面为滑动面的上层滑坡体和以断层面（或风化界面）为滑动面的岩石滑坡体与滑坡床之间形成明显的速度界面。因此，可以用浅层地震方法来探测滑坡体的分布范围和厚度。如图 2.4 所示为

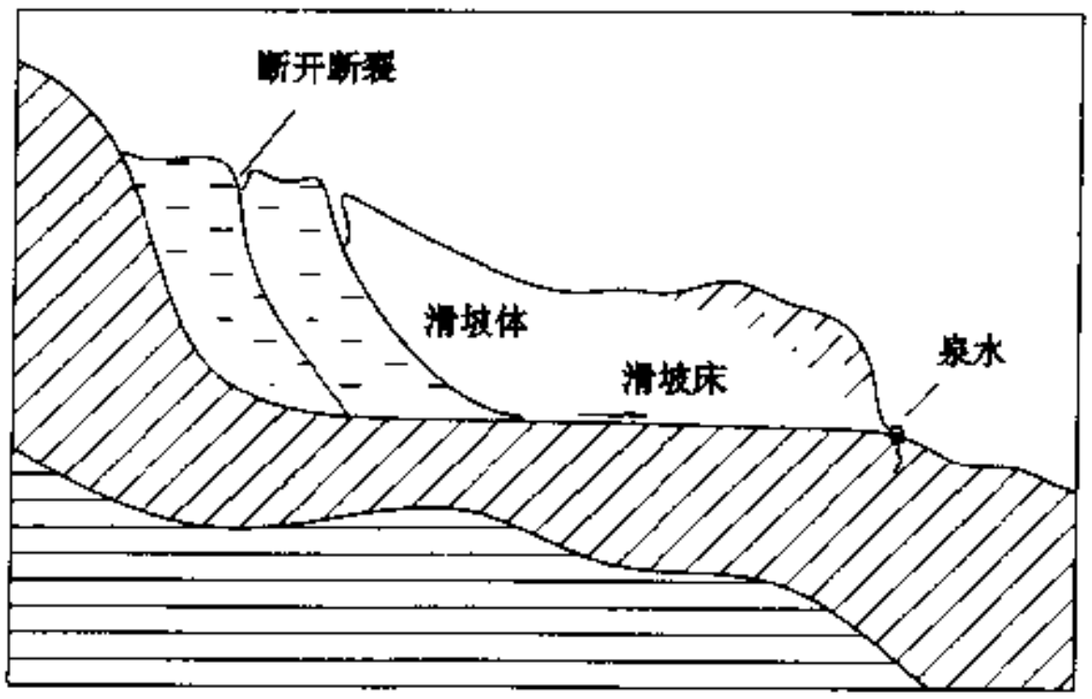


图 2.4　滑波地貌特征示意图

(2) 潜水面

潜水面常常就是低速带的底部，所以低速带一般是指不含水的风化带。表层介质中的含水率对波速影响很大，实践证明，在水中激发时，即使震源强度不是太大，亦能激发较强的地震波，而且频谱十分丰富，因此潜水面高是工作的有利条件。由于潜水面上、下界面的波速差异明显，因此，地震上追踪的第一个界面往往就是潜水面。

(3) 高速夹层

当地质层位中存在着高速夹层（厚层）时，它与顶、底板的岩层形成很强的反射界面，使下传的地震波遇此界面能量大部分被反射回地表，透射波能量很小，限制了地震波的穿透能力。此外，也不能用折射法研究更深处的速度相对低的地层，从而影响对下部地层的勘探。地震勘探把此现象称作“高速层的屏蔽”。

(4) 地形、地貌和植被

测区地形平坦、地貌简单、植被和建筑物稀少，不仅施工方便，而且人文引起的微震干扰也少，否则的话，不仅施工困难，而且影响记录质量。

2. 深部地震地质条件

深部地震地质条件同地下地质构造的复杂程度有关，它关系到地震勘探的可行性和解决地质问题的程度。好的深部地震地质条件一般是：

(1) 地震界面质量好

存在形成反射波的波阻抗界面或形成折射波的速度分界面；界面连续，其上、下地层波速稳定，且界面倾角一般应小于 30° ～40° ，否则将不能有效地接收来自该界面的地震波（见对图 3.8 倾斜界面情况的讨论）；地震界面与地质界面吻合或二者相关性好，有规律可循。否则将不能有效地接收来自该界面的地震波。

(2) 具有地震标准层

有效波能量强、波形稳定且在全工作区能被连续追踪的地震层位称之为地震标准层。地震标准层和地质标准层一样，具有重要意义，它是层位对比、连接以及控制构造的重要依据。所以当工作区存在一个或多个标准层时，对工作十分有利。

绝对理想的地震地质条件几乎是不存在的，但只要存在勘探对象与围岩有弹性差异，那么其他不利条件，随着仪器设备和勘探技术的不断改进，都能得到克服。例如，70 年代以前，用反射波法还无法对第四系地层进行划分，而到 80 年代以后，由于解决了浅层反射的技术难题，困难已被克服，这当中浅层地震仪器的更新换代和应用水平叠加技术起着决定性的作用。

习　题　二

1.什么叫双相介质？地震波在双相介质中传播有什么特点？

2.影响地震波在岩层中传播速度的地质因素有哪些？研究这些地质因素有什么意义？

3.地层介质近似划分的地质基础是什么？有什么实际意义？

4.为什么能用浅层地震法来探测溶洞、隐伏构造、滑坡，探测覆盖层厚度，划分基岩风化带？它的地质依据是什么？

5.低速带对地震勘探工作有什么影响？怎样来消除这些影响？

6.进行浅层地震勘探的良好地震地质条件是什么？

第三章　地震波的时距关系

在野外地震工作中，每激发一次地震波，都要在测线上不同的检波点位置接收地震信号。激发点（也称炮点）到任意检波点的距离称为炮检距，用 X 表示；相邻两检波点之间的距离 ΔX 称为道间距。地震波激发的一瞬间作为计时零点。各种类型的地震波经不同的传播路径先后到达各检波点，形成一张横坐标表示各检波点的距离（m）、纵坐标表示记录时间（ms）的地震记录，如图 3.1 所示。每个检波器得到的一条波动曲线就是一道地震记录，它反映出一个检波点的振动过程。通常浅层地震勘探仪器的记录道数为 12 道、24 道和 48 道。

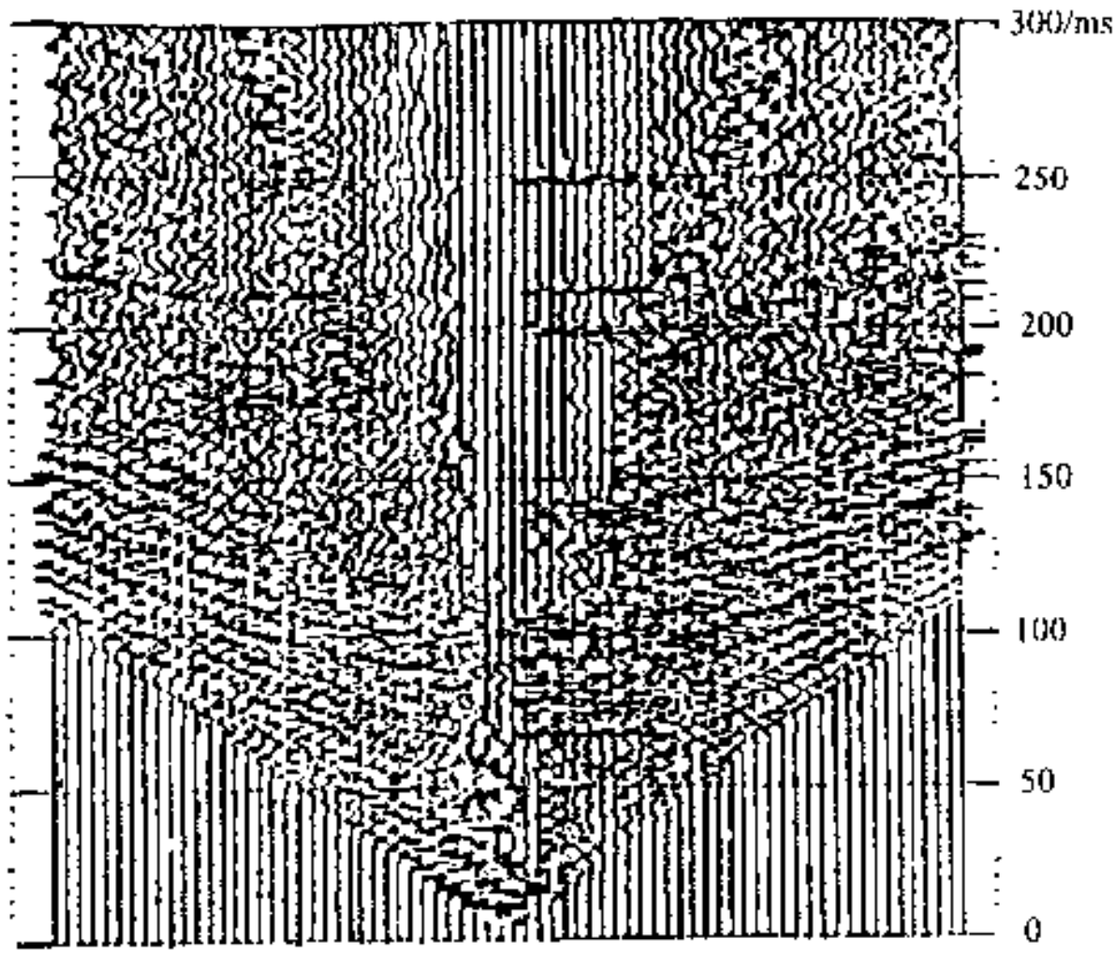


图 3.1　一段地震记录示意图

记录中各条波形曲线上波峰的规则排列，称为同相轴。读取该同相轴上各道的时间 t 与其对应的炮检距 X，就可以在 t-X 坐标中得到相应的图像，此图像就是时距曲线。它表示地震波传播时间与测线上接收点位置的函数关系，即 $t=t(X)$，这实际上是波的运动学问题。

不同类型的地震波，如直达波、折射波、反射波等，其时距曲线特点各不相同。每一类特定的时距曲线，都与地震界面（折射界面或反射界面）的埋藏深度、起伏形态等直接有关。因此，分析并掌握各种类型地震波时距曲线的特点，对于指导野外施工及进行地震资料的处理与解释，都很重要。

第一节　直达波及折射波的时距曲线

一、直达波的时距曲线

直达波是一种从震源出发不经过反射、折射而直接到达地面各接收点的地震波。这是地震波传播的最简单情况。假设地表为均匀介质，波在其中的传播速度为 V，X 为震源 O 点到测线上各观测点的距离，t 为直达波到达各观测点的旅行时间，那么，直达波时距曲线方程为

$$t=\frac{X}{V} \tag{3.1}$$

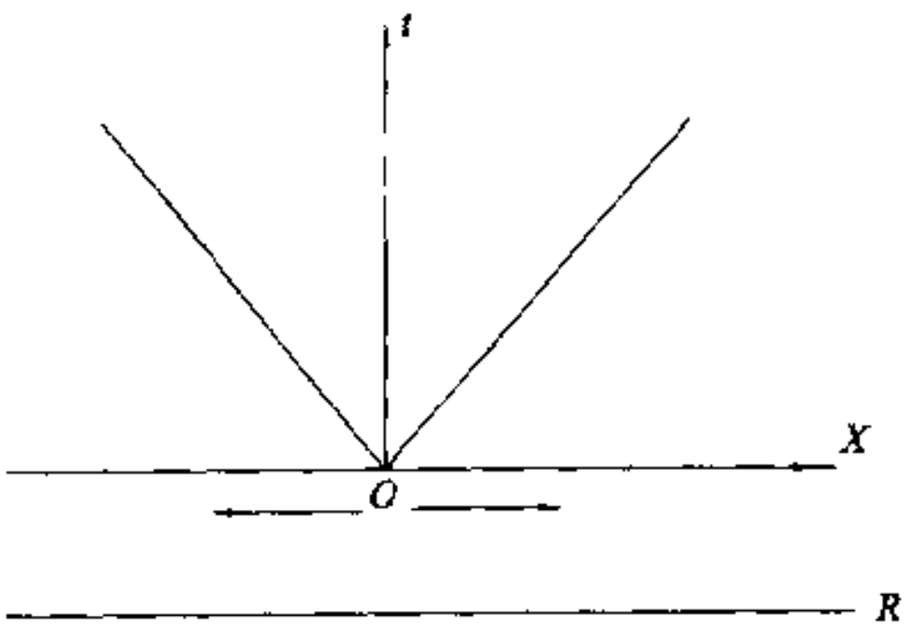


图 3.2　直达波时距曲线

该方程对应的时距曲线如图 3.2 所示，即以震源 O 为坐标原点，以观测点 S_1、S_2…至 O 点的距离 X 为横坐标，以地震记录中读到的各道直达波时间 t 为纵坐标所绘制的时距曲线。显然，这是两支通过原点且对称于 t 轴的直线，该直线的斜率为

$$m=\frac{1}{V} \tag{3.2}$$

求该斜率的倒数就可以得出地表覆盖层的波速。此外，声波、面波等也符合这种直线传播规律，只是它们时距曲线的斜率不同而已。

由于直达波方程只与观测点的坐标和波速有关，而与地下弹性分界面的空间位置无关，所以无法给出地层分界面或构造的产状数据。

二、水平层状介质中折射波的时距曲线

从第一章中讨论可知，当某一地震界面下方介质的传播速度大于上覆介质的传播速度时，则由地表震源发出的地震波，总可以有某个临界角在该界面上滑行而产生折射波，并在盲区以外的接收点上可记录到。

1. 二层介质

假设在地面下深度 h 处，有一水平分界面 R，其上、下两层介质的波速分别为 V_1 和 V_2，且 $V_2>V_1$，如图 3.3 所示。从震源点 O 至地面某一接收点 S 的距离为 X。波由震源出发，以临界角 i 投射到界面上的 A 点，在界面 R 上滑行一段距离 AB 后，在 B 点再以 i 角出射到地面上的 S 点，这时折射波的旅行路程为 OA、AB、BS 之和，它的旅行时间 t 为

$$t = \frac{OA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BS}{V_1} = \frac{AB}{V_2} + 2\frac{OA}{V_1} \tag{3.3}$$

从图中简单的几何关系可见

$$AB = X - 2h\mathrm{tg}i$$

$$OA = \frac{h}{\cos i}$$

所以

$$t = \frac{X - 2h\mathrm{tg}i}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos i} = \frac{X}{V_2} - \frac{2h\sin i}{V_2 \cos i} + \frac{2h}{V_1 \cos i}$$

由于

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i}$$

因此

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2h\cos i}{V_1} \tag{3.4}$$

这就是二层介质的时距方程。可见它的时距曲线也是一条直线，如图 3.3 所示。直线的斜率是 $1/V_2$，将折射波时距曲线延长到时间轴，其截距为 t_0，那么，这个截距时间为

$$t_0 = \frac{2h\cos i}{V_1} \tag{3.5}$$

则

$$h = \frac{t_0}{2} \cdot \frac{V_1}{\cos i} \tag{3.6}$$

由此可见，我们可利用直达波和折射波时距曲线得出 V_1、V_2 和截距时间 t_0，按式（3.6）计算出震源点下界面的埋藏深度 h。此外，根据图 3.3 我们还可求出折射波的盲区 x_M 为

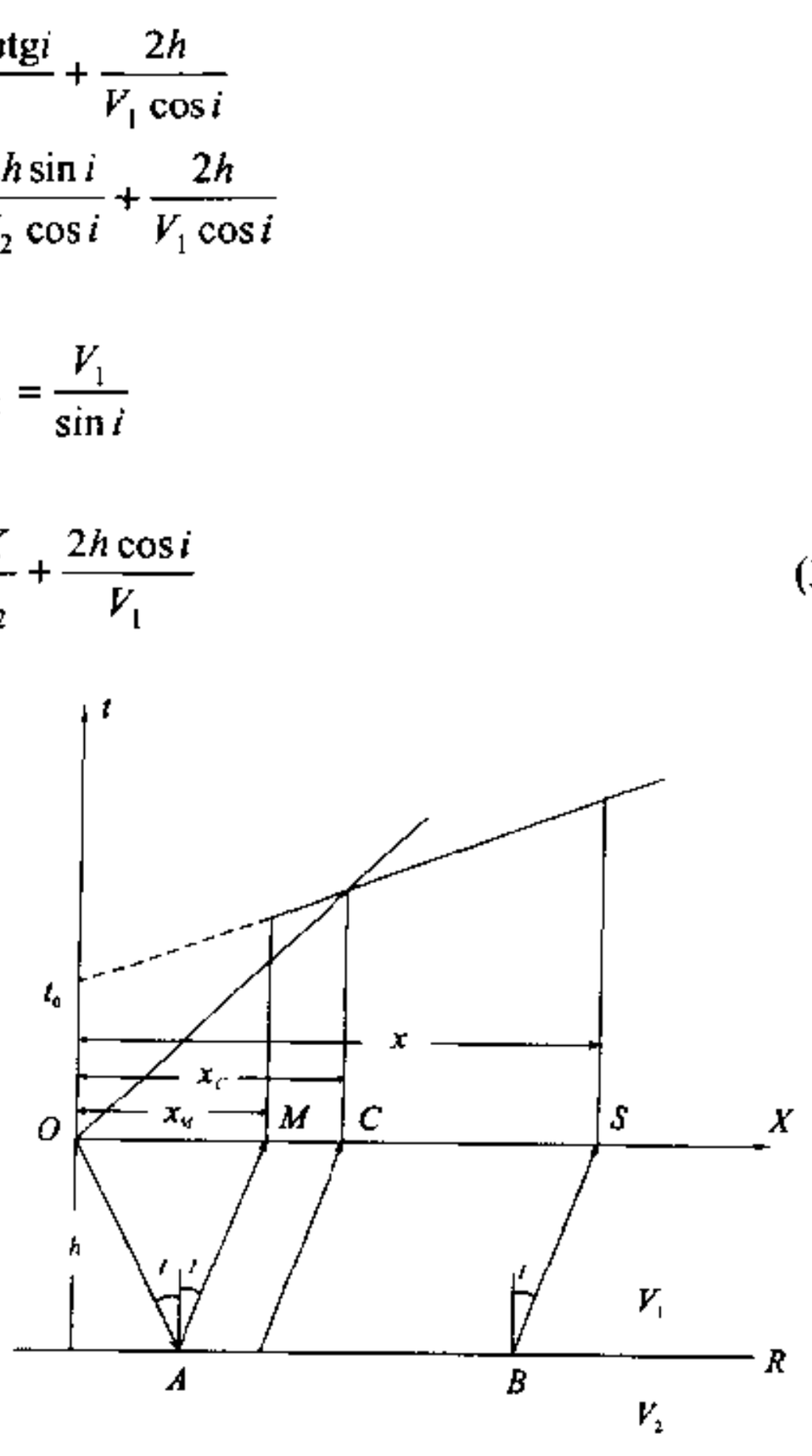


图 3.3　水平二层介质的折射波时距曲线

$$x_M = 2h\mathrm{tg}i \tag{3.7}$$

2. 多层介质

多个水平层折射波模型由图 3.4 表示，图中给出了三个速度层，有两个水平折射界面 R_1

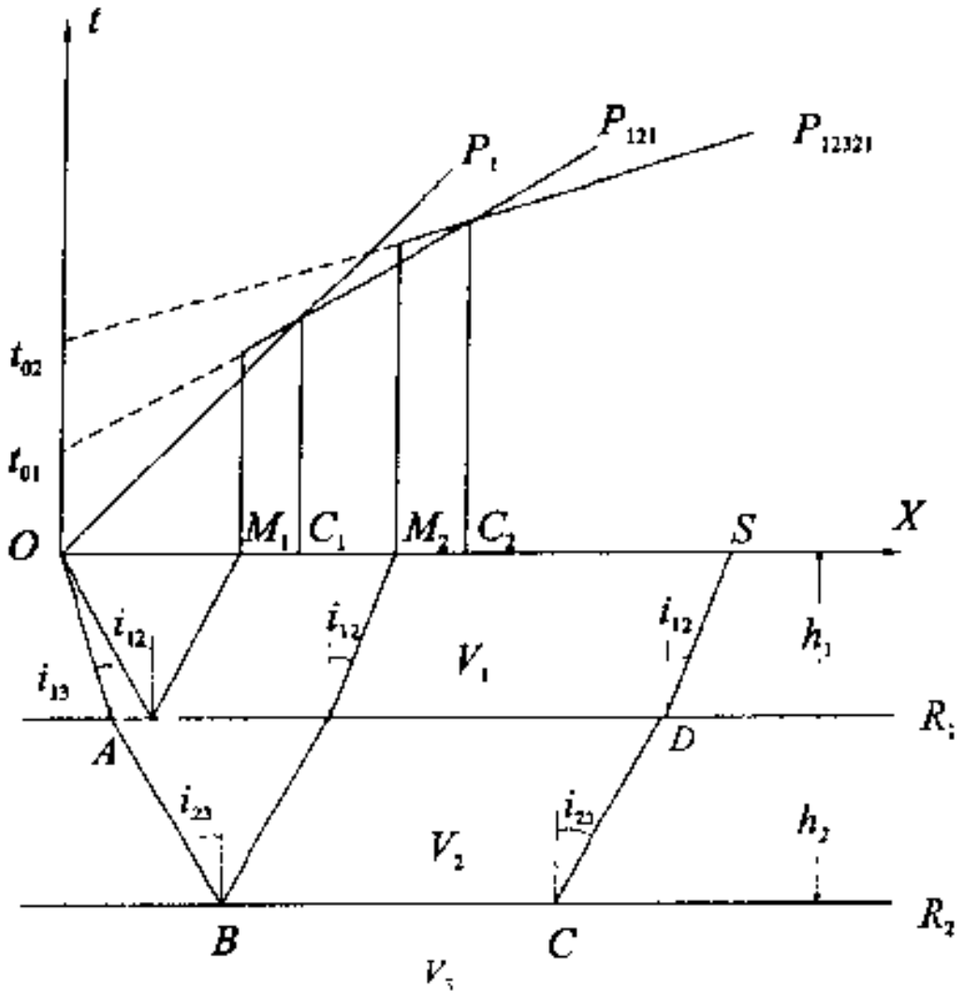


图 3.4　水平多层介质的折射波时距曲线

和 R_2，且 $V_3>V_2>V_1$。图中，$OABCDS$ 是在界面 R_2 上产生折射波的射线路程。在 B 点形成折射波，则入射角必须满足界面 R_2 的临界角，根据斯奈尔定律得

$$\frac{\sin i_{13}}{V_1}=\frac{\sin i_{23}}{V_2}=\frac{1}{V_3}$$

那么，折射波路径 $OABCDS$ 的传播时间为

$$\begin{aligned} t&=\frac{OA+DS}{V_1}+\frac{AB+CD}{V_2}+\frac{BC}{V_3}\\ &=\frac{X}{V_3}+\frac{2h_2\cos i_{23}}{V_2}+\frac{2h_1\cos i_{13}}{V_1} \end{aligned} \tag{3.8}$$

式中 h_1、h_2 分别为二个折射层的厚度。

我们把式（3.8）推广到 n 层（$V_n>V_{n-1}\cdots V_2>V_1$），则

$$t=\frac{X}{V_n}+\sum_{k=1}^{n-1}\frac{2h_k\cos i_{kn}}{V_k} \tag{3.9}$$

那么，截距时间 t_{0k} 为

$$t_{0k}=\sum_{k=1}^{n-1}\frac{2h_k\cos i_{kn}}{V_k} \tag{3.10}$$

由以上可见，在多层介质情况下，折射波时距曲线是一条直线，它的斜率是该折射层波速的倒数 $1/V_n$。

由于各层的速度 V_n 是不同的，因此各层时距曲线的斜率也不同，于是多个水平层状介质的时距曲线是互相交叉的直线，形成时距曲线的相互干涉，致使折射波时距曲线系即使在最简单的水平层情况下，也是比较复杂的。为此，我们引入几个名词术语。我们把最先到达接收点的波称为初至波；在某区段内，某一界面的折射波总是以初至波的形式最先到达，将此段称为该折射波的初至区（如图 3.4 中的 C_1C_2 段）；并将 OC 这段距离称为折射波的临界距离。在初至波到达之后，陆续到达接收点的波称为续至波，其相应的波段称为该波的续至区。

由于地震记录上只有初至波是在平静的背景上出现的，为了能在记录上准确地判断波的初至时刻，在进行浅层折射波法工作时，检波器应埋置在与勘探目的层相对应的初至区内，以利提高工作质量。因此，在布置工作时，应先对工作区做一些试验工作，以确定勘探目的层的最佳接收地段，以便把检波器埋置在它的初至区内。

图 3.4 中 C 点的距离 X_c 可通过式（3.1）和式（3.4）联立求解得出

$$X_c=2h\sqrt{\frac{V_2+V_1}{V_2-V_1}} \tag{3.11}$$

在实际工作中，通过实测的时距曲线有时能比较清楚地判定临界距离 X_c 的大小，则震源

处界面深度 h 也可用下式求得

$$h=\frac{X_c}{2}\sqrt{\frac{V_2-V_1}{V_2+V_1}} \tag{3.12}$$

至于多层介质的情况，我们可以用交点法将问题简化，逐层进行计算。

三、隐伏层中的折射波

所谓隐伏层，就是指初至折射波法中不能探测到的地层。根据其产生的原因不同可分为两类：一类是层状介质中的低速夹层，由于 $V_上>V_下$，因而在低速夹层的上界面不能产生折射波而成为隐伏层；另一类是，虽然波速逐层递增，但其中某层的厚度很小，所形成的折射波不能出现在初至区，而是隐藏在续至区中难以识别，这种“薄层”也称为隐伏层。现分别讨论如下：

1. 层状介质中的低速夹层

为方便起见，以水平三层介质为例进行讨论。如图 3.5 所示，各层速度值的关系为：$V_1>V_2<V_3$（且 $V_1<V_3$），根据斯奈尔定律可知，在 V_1、V_2 的界面上不能产生折射波，也就是说，从折射波地震记录上不能发现 V_2 层的存在，只能得到相当于两层介质的时距曲线。

因此，在有低速夹层存在的地区开展折射波法工作时，应该有钻孔资料或其他物探资料配合解释，才能得出正确的结果，否则，会带来很大的误差。

2. 正常速度下的隐伏“薄层”

所谓“薄层”，是指各层速度的分布满足 $V_1<V_2<V_3<\cdots<V_n$ 的关系，但其中某层的厚度较小，使得该层下界面所产生的折射波不能在初至区出现。仍以三层介质为例进行讨论。

设有三层介质模型参数为：$V_1=800$m/s，$V_2=1600$m/s，$V_3=3200$m/s，$h_1=10$m，而对 h_2 分别用 1，2，5，7.5，10，20m 的不同厚度计算其理论时距曲线，结果如图 3.6 所示。

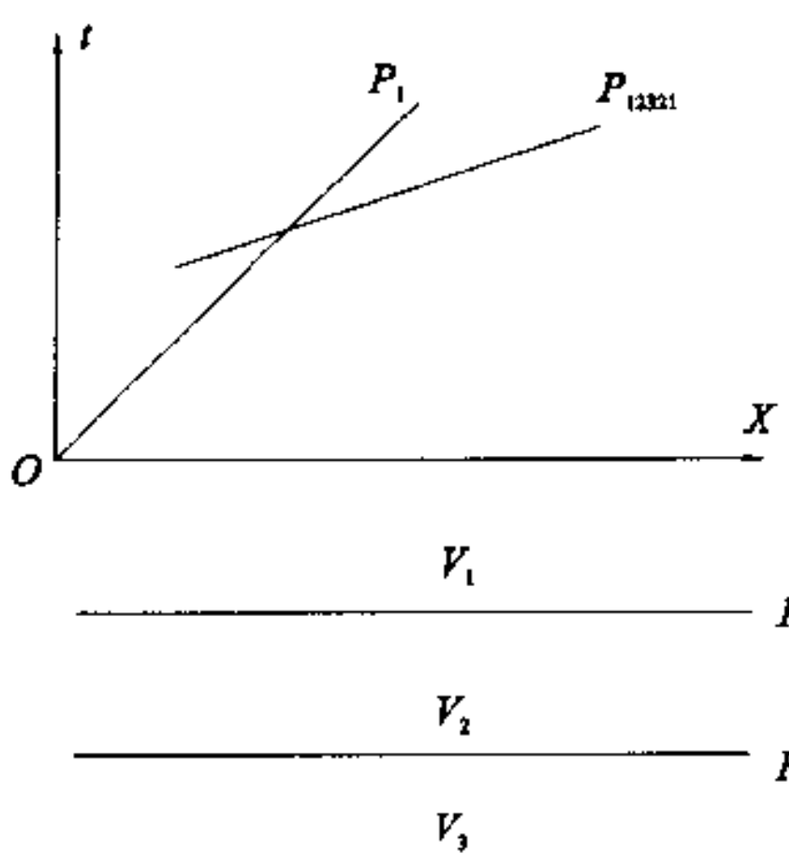


图 3.5　含低速夹层的隐伏层

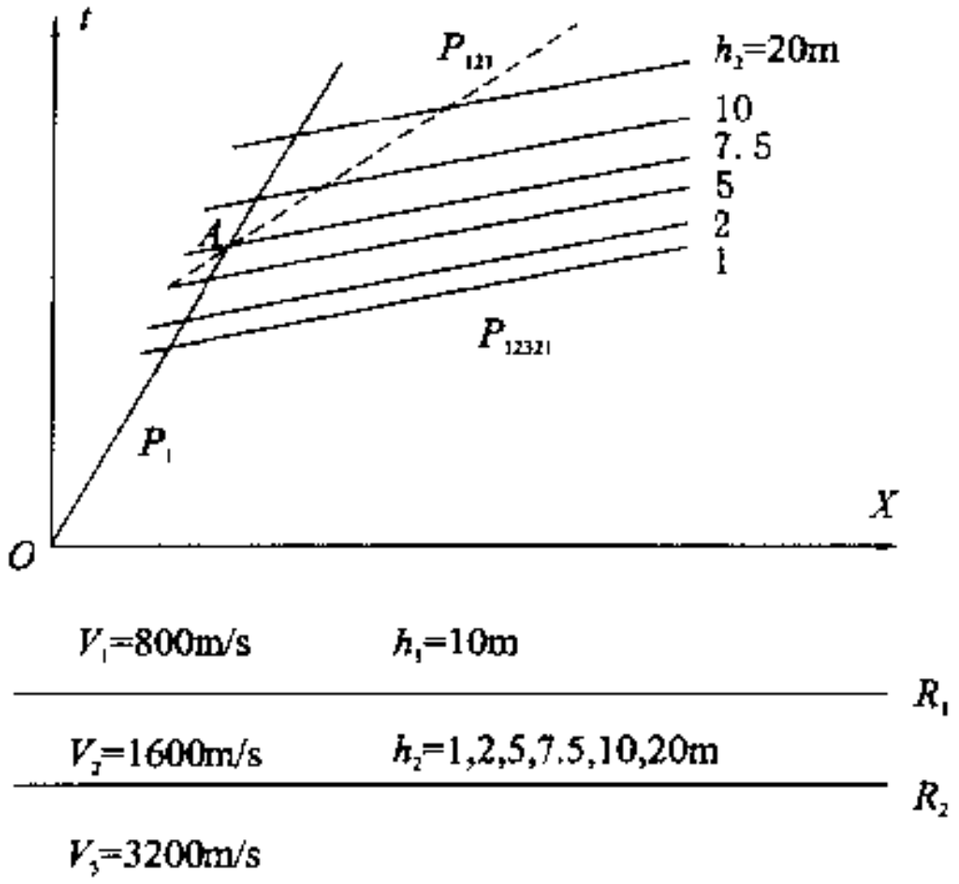


图 3.6　正常速度下的隐伏薄层

从图中可以看出，尽管各层的速度满足了 $V_1 < V_2 < V_3$ 的正常条件，但当第二层的厚度 h_2 逐渐减小时，界面 R_2 的 P_{12321} 曲线往下平移，导致中间层 P_{121} 的初至区逐渐减小，当 $h_2 = 7.5\text{m}$ 时，P_1、P_{121}、P_{12321} 三条曲线交于 A 点，过 A 点后（$h_2 \leqslant 7.5\text{m}$），由 V_1、V_2 界面产生的折射波 P_{121} 再不能以初至波的形式在地震记录上出现，而只能在续至波中存在，即中间层由初至层蜕变为隐伏层。因而从初至波时距曲线看，也只是假两层的情况。和低速夹层的影响相似，同样不可能进行正确的解释。

四、倾斜界面的折射波时距曲线

讨论倾斜界面情况下折射波的时距关系更具实际意义。下面仅讨论一个倾斜界面的情况。

1. 时距方程

如图 3.7 所示，设 $V_2 > V_1$，界面 R 的倾角为 φ，在 O_1 点激发，在测线下倾方向距离为 X 处的 O_2 点接收，O_1 和 O_2 处界面的法线深度分别为 h_1 和 h_2。显然，在下倾方向接收时的折射波旅行时为

$$t_{\text{下}} = \frac{O_1A + O_2B}{V_1} + \frac{AB}{V_2}$$

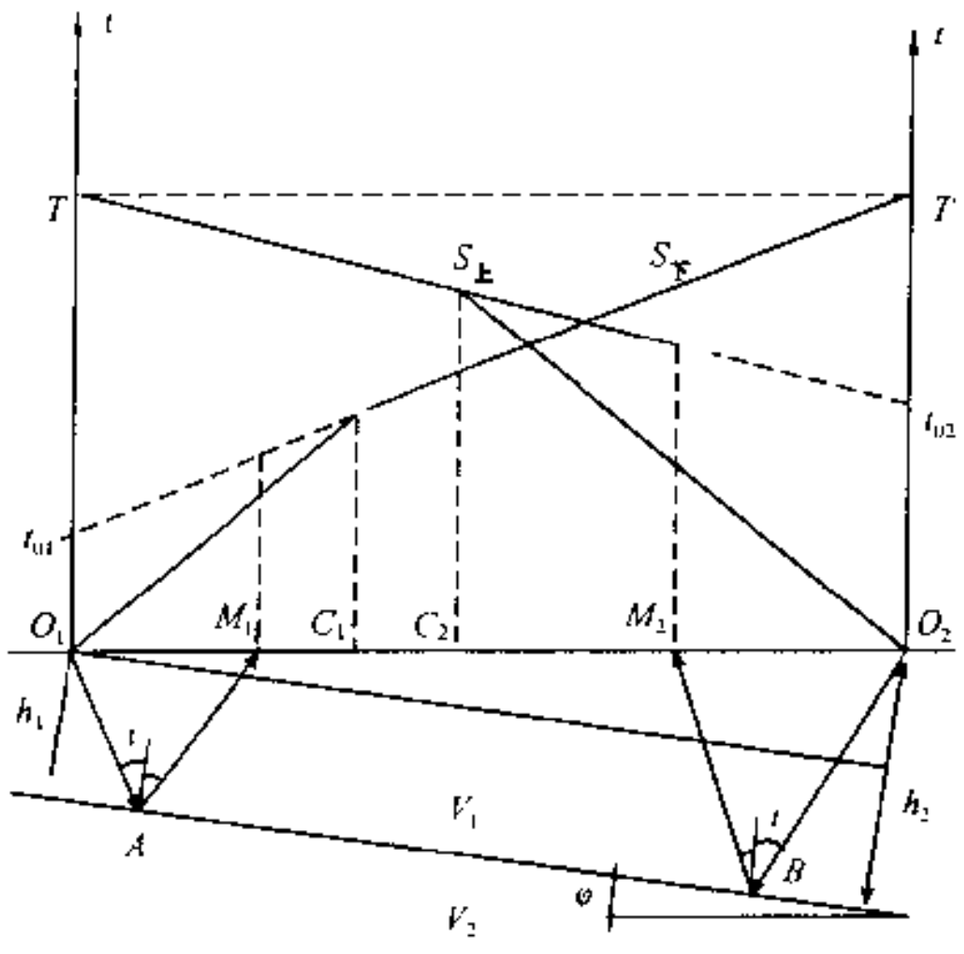


图 3.7　倾斜界面上折射波相遇时距曲线

由图可见

$$AB = X\cos\varphi - (h_2 + h_1)\text{tg}i$$

$$O_1A = \frac{h_1}{\cos i}$$

$$O_2B = \frac{h_2}{\cos i}$$

那么

$$t_{下} = \frac{h_1 + h_2}{V_1 \cos i} + \frac{X\cos\varphi - (h_1 + h_2)\mathrm{tg}i}{V_2} = \frac{X\sin(i+\varphi)}{V_1} + \frac{2h_1\cos i}{V_1} \tag{3.13}$$

同样，在 O_2 点激发，在上倾方向 O_1 点接收，此时波的旅行时间为

$$t_{上} = \frac{X\sin(i-\varphi)}{V_1} + \frac{2h_2\cos i}{V_1} \tag{3.14}$$

2. 时距曲线的特点

从式（3.13）、（3.14）和图 3.7 可以看出：

(1) 时距曲线的形状

在倾斜平界面情况下，时距曲线仍为直线，其斜率或视速度的倒数分别为

$$\left.\begin{aligned} \frac{1}{V_{a下}} &= \frac{\sin(i+\varphi)}{V_1} \\ \frac{1}{V_{a上}} &= \frac{\sin(i-\varphi)}{V_1} \end{aligned}\right\} \tag{3.15}$$

从上式可知，下倾方向接收的折射波，它的时距曲线斜率大，视速度小，曲线陡；上倾方向接收的折射波，它的斜率小，视速度大，曲线缓。

(2) 特征点的距离

在界面上升端激发，下倾方向接收时折射波的临界距离 O_1C_1 或盲区 O_1M_1 较小些，时距曲线的截距时间 $t_{01}(t_{01}=2h_1\cos i / V_1)$也较小，反之则临界距离 O_2C_2 或盲区 O_2M_2 就大些，截距时间 $t_{02}(t_{02}=2h_2\cos i/V_1)$也较大，这可以帮助我们判别界面的倾向。

(3) 界面倾角的计算

由式（3.15）可得

$$(i+\varphi) = \arcsin\frac{V_1}{V_{a下}}$$

$$(i-\varphi) = \arcsin\frac{V_1}{V_{a上}}$$

易得

$$\left.\begin{aligned} i &= \frac{1}{2}\left(\arcsin\frac{V_1}{V_{a下}} + \arcsin\frac{V_1}{V_{a上}}\right) \\ \varphi &= \frac{1}{2}\left(\arcsin\frac{V_1}{V_{a下}} - \arcsin\frac{V_1}{V_{a上}}\right) \end{aligned}\right\} \tag{3.16}$$

如果已知 V_1 值，并由折射波时距曲线分别求得两支曲线的视速度，利用上式就可以求出临界角 i 和界面倾角 φ。

(4) 互换时间

从图 3.7 可以看出，在 O_1 点激发，下倾方向 O_2 点接收，同 O_2 点激发，上倾方向 O_1 点接收，它们所经过的射线路径都是 O_1ABO_2，路径是完全一样的，因此这两个特定点处折射波的旅行时间完全相等，这就是所谓的互换原理。这两点的时间用 T 表示，称为互换时间。此外，在上、下倾方向分别激发和接收的这种观测方式，通常称为相遇观测，得到的这二支时距曲线称为相遇时距曲线。

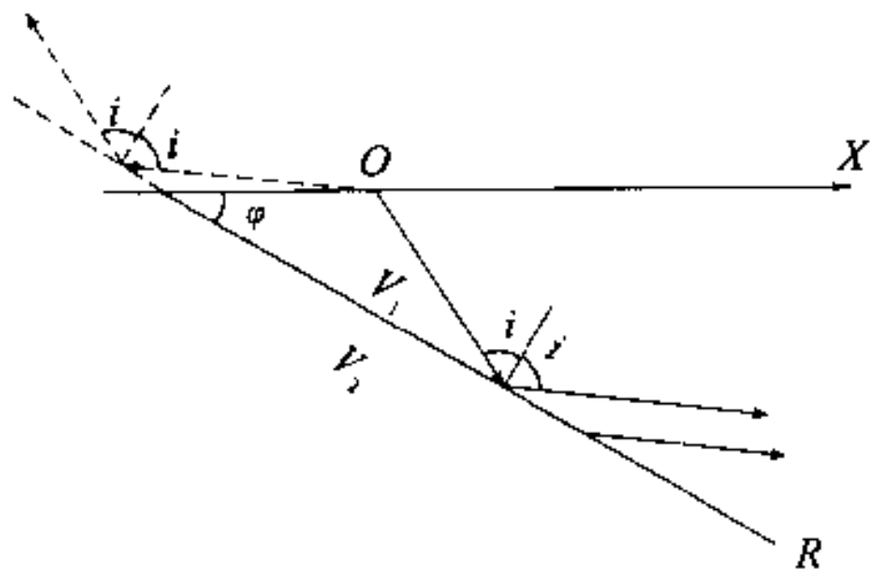


图 3.8　$i+\varphi \geqslant 90°$ 时接收不到折射波

（5） 界面倾角的影响

在倾斜界面情况下，并非在任何条件下都能接收到折射波，在条件 $i+\varphi \geqslant 90°$ 时，若在下倾方向接收，折射波射线将无法返回地面，因为此时盲区为无限大，如图 3.8 所示。而在上倾方向接收，入射角总是小于临界角，无法产生折射波。因此，在大倾角地区进行折射法工作时要特别注意这一点，应把测线布置得同地层倾角斜交，使视倾角变小，以满足 $i+\varphi < 90°$ 的条件。

上面讨论了一个倾斜界面折射波的时距方程和时距曲线的特点，多个倾斜界面折射波的时距关系要复杂得多，但原则上可以按一个界面情况来处理，将多层介质简化为用均方根速度或平均速度替代的均匀介质。

五、弯曲界面的折射波时距曲线

如果折射界面是弯曲的，它的时距曲线也是弯曲的。如图 3.9（a）所示，对凹型界面，随着炮检距的增大，折射波在地面的出射角由大变小，使视速度从小变大，斜率由大变小，因

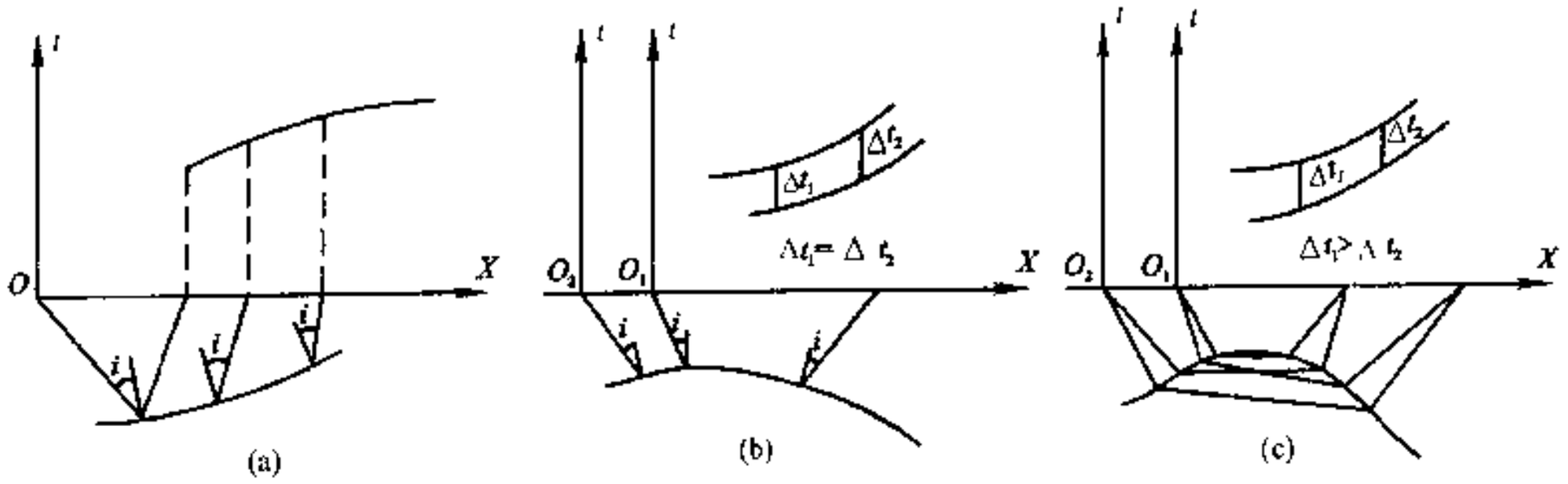


图 3.9　弯曲界面的折射波时距曲线

此时距曲线是呈凸状的。同理对于凸界面，时距曲线是凹状的，如图 3.9（b）。因此，曲界面折射波时距曲线的斜率是可变的，时距曲线与界面的弯曲形状成镜像关系（不是镜像对称）。

应特别指出的是，折射界面为曲率很大的凸界面时，会发生波的穿透现象。如图 3.9（c）所示，其时距曲线也是凹状的，与图 3.9（b）所示的凸界面折射波时距曲线相似，这干扰了折射波的辨认。为了识别穿透现象，可以采取追逐观测的方式，即在激发点同侧的不同位置上（图中 O_2 处）再进行一次激发，在同一地段重复观测，这样可以得到二支时距曲线。对折射波来说，如果没有穿透，追逐时距曲线应是互相平行的（$\Delta t_1 = \Delta t_2$），如图 3.9（b）所示；而存在穿透现象时追逐时距曲线不平行，如图 3.9（c）所示。

六、垂直构造的折射波时距曲线

1. 单个直立界面

如图 3.10 所示，一直立分界面 W 分隔速度为 V_2 和 V_3 的介质，上面为波速为 V_1 的水平覆盖层，其厚度为 h，$V_1<V_2<V_3$。

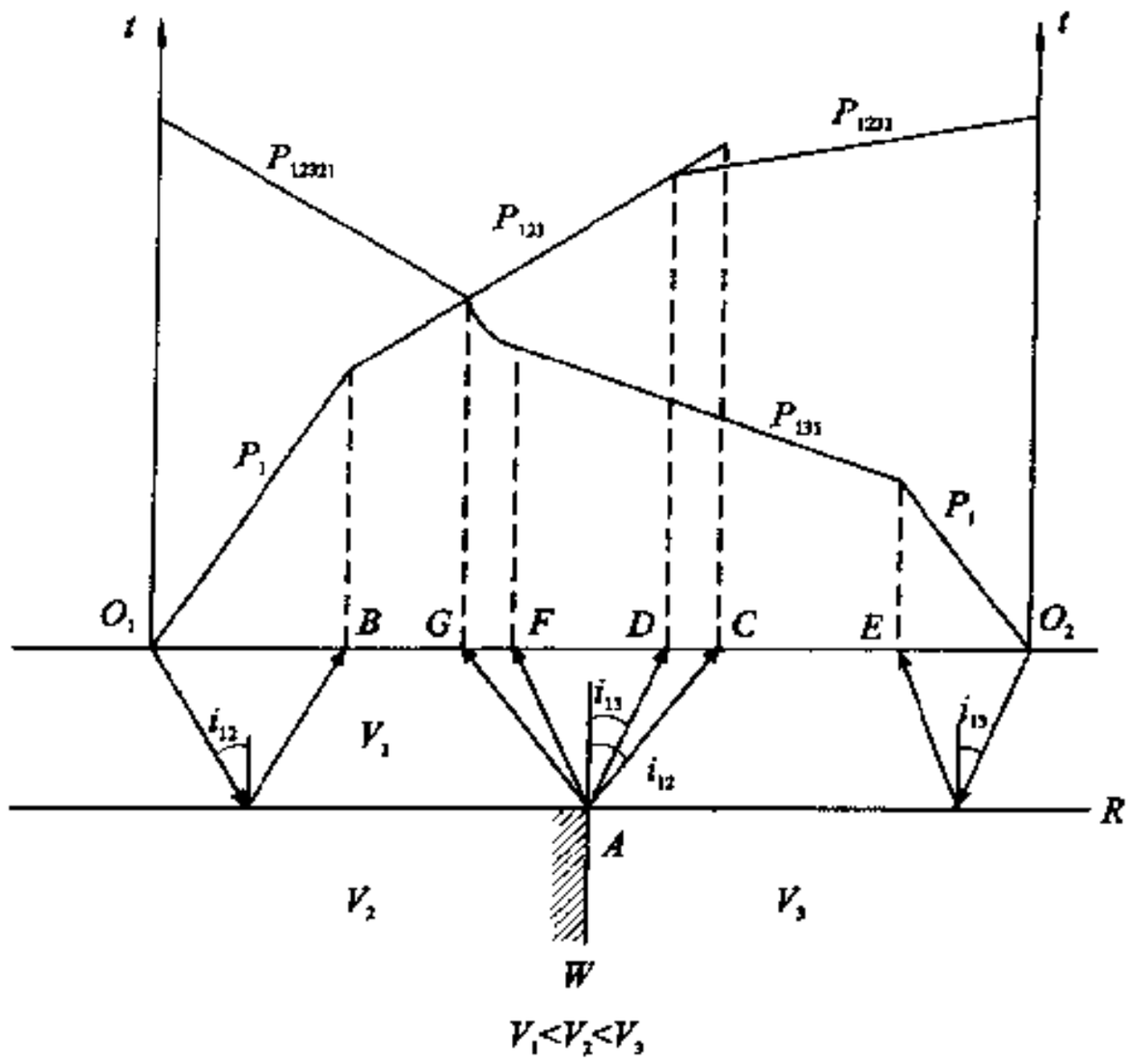


图 3.10　直立界面的折射波时距曲线

当激发点 O_1 位于 V_2 一则时，波从 O_1 点出发，入射到 V_1、V_2 之间的水平界面 R 时，必定会产生沿界面滑行的折射波，其出射角为 $i_{12}=\arcsin V_1/V_2$，即沿测线观测到的 P_{121}（符号 P_{121} 表示纵波 P 从激发点经过波速为 V_1 的介质再以 V_2 速度在界面上滑行，最后又出射回 V_1 介质。下见涵义类同。），接收段在 BC 之间，时距曲线 P_{121} 的斜率为 $m_{12}=1/V_2$；当波射线沿界面滑行至 A 点，过 A 点以后，在界面 R 上又转换成新的折射波，其出射角 $i_{13}=\arcsin V_1/V_3$，时距曲线为 P_{1231}，接收段在 D 点以远，P_{1231} 的斜率为 $m_{13}=1/V_3$。P_{121} 和 P_{1231} 在 CD 段相互垂叠交

射波曲线，该曲线与 P_{12I} 相切，切点 b_1 正好对应于测线上的 E 点。同理，当激发点 O_2 位于右侧断层下降盘一侧时，可以得到另外一支反向的相遇时距曲线。根据两支相遇时距曲线上 P_{12I} 各自与绕射波的切点所对应的横坐标 E 和 G 的中点，即可确定断层台阶在地面投影点的位置。

第二节　反射波的时距曲线

一、水平界面的反射波时距曲线和正常时差

1. 反射波时距曲线

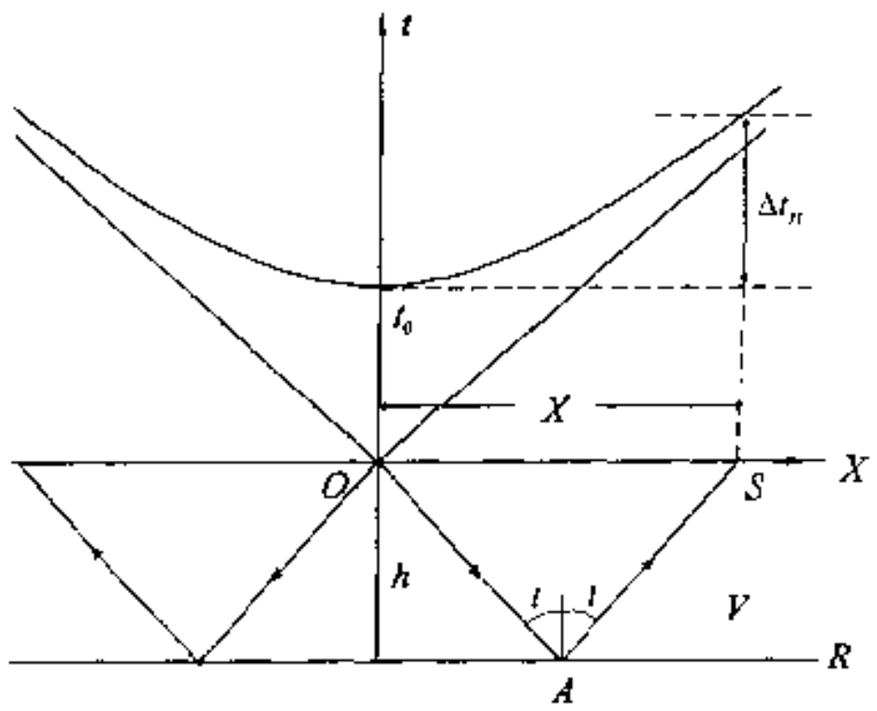


图 3.13　水平界面的反射波时距曲线

从第一章中讨论可知，当地下介质中存在波阻抗界面时，入射到界面的地震波会发生反射。设地下介质结构如图 3.13 所示，有一水平反射界面 R，埋深为 h，界面以上为均匀介质，波速为 V，震源 O 点与接收点 S 之间的距离为 X，波由 O 点激发经界面上 A 点反射到 S 点的时间为 t，那么它们的时距关系为

$$t = \frac{OA + AS}{V}$$

$$= \frac{2}{V}\sqrt{h^2 + (X/2)^2} \tag{3.19}$$

$$= \frac{1}{V}\sqrt{4h^2 + X^2}$$

上式就是水平界面的反射波时距方程，显然这是一个关于 X 的二次方程，经化简可得标准的二次曲线方程

$$\frac{t^2}{(2h/V)^2} - \frac{X^2}{(2h)^2} = 1 \tag{3.20}$$

上式为双曲线方程，可见反射波的时距曲线为双曲线，对称于 t 轴，曲线的顶点坐标为 $(2h/V,\ 0)$，渐近线的斜率为

$$m = \frac{2h/V}{2h} = \frac{1}{V} \tag{3.21}$$

这个斜率实质上是前面所讨论的直达波的斜率，也就是说，当接收点远离震源时，即 X 很大的情形，反射波时距曲线与直达波时距曲线重合，所以直达波的时距曲线是反射波时距曲线的渐近线。

2. 正常时差

时距曲线在 t 轴上的截距，在地震勘探中叫做 t_0 时间，即：

$$t_0 = \frac{2h}{V} \tag{3.22}$$

它表示波沿界面法线传播的双程旅行时间，有时也叫回声时间或自激自收时间。此时式（3.19）可写成如下形式

$$\begin{aligned} t &= \sqrt{\frac{X^2}{V^2} + (\frac{2h}{V})^2} \\ &= \sqrt{\frac{X^2}{V^2} + {t_0}^2} \\ &= t_0\sqrt{1 + \frac{X^2}{{t_0}^2V^2}} \end{aligned} \tag{3.23}$$

把任一接收点的反射波旅行时间 t_X 和同一反射界面的双程垂直时间 t_0 的差，定义为正常时差，用 Δt_n 表示，那么

$$\begin{aligned} \Delta t_n &= t_X - t_0 \\ &= t_0\sqrt{1 + \frac{X^2}{{t_0}^2V^2}} - t_0 \end{aligned} \tag{3.24}$$

当 ${t_0}^2V^2 >> X^2$ 时，即 $2h >> X$ 时，也就是说炮检距与其勘探目的层深度相比很小时，式(3.24)可用二项式定理展开，略去高次项

$$\begin{aligned} \Delta t_n &= t_0\left[1 + \frac{1}{2}(\frac{X^2}{{t_0}^2V^2}) - \frac{1}{8}(\frac{X^2}{{t_0}^2V^2})^2 + \cdots\right] - t_0 \\ &\approx \frac{X^2}{2{t_0}^2V^2} \end{aligned} \tag{3.25}$$

此式表明，正常时差可用抛物线函数来逼近。如果把各接收点的时间减去相应的正常时差，则各点都变成了 t_0 时间，即

$$t_X - \Delta t_n = t_0 \tag{3.26}$$

我们把这种时间上的校正，叫正常时差校正，校正后原来的双曲线拉直为与界面相平行，也就是说，此时的时距曲线的几何形态与地下反射界面的起伏形态有了直接的联系。此外，正常时差校正（动校正）还可用来判断地震记录上的同相轴是否为正常的反射波同相轴。这些在以后地震资料的处理和解释时还将详细讨论。

3．时距曲线的弯曲情况

在第一章我们介绍了视速度定理，知视速度 V_a 与真速度 V 之间的关系为

$$V_a = \frac{V}{\sin\alpha}$$

式中 α 为平面波波前与地面的夹角。

我们可以用视速度定理来讨论时距曲线的弯曲情况。

对于某一反射界面的一条曲线来说，随着炮检距 X 的增大，α 角也增大（$\alpha_1 > \alpha_2$），从而使 V_a 变小，斜率变大，曲线越来越弯曲；当 X 足够大时，$\alpha \to 90°$，$V_a \approx V$，曲线趋近于渐近线；相反，当波近法线入射时，$\alpha \to 0°$，$V_a \to \infty$，曲线变得平缓。

而对于埋藏深度不同的反射界面的二条时距曲线来说，因为深层反射波返回地表的 α 角比浅层的要小（$\alpha_2 > \alpha_1$），V_a 相对变大，斜率变小，曲线变缓，则深层的时距曲线比浅层平缓。图 3.14 表明了上面两种情况。

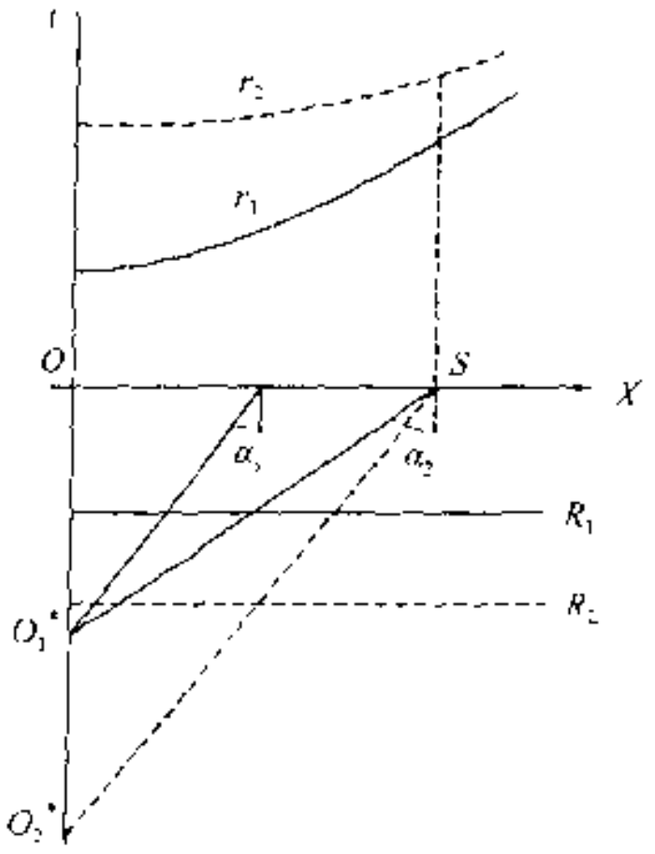


图 3.14　时距曲线的弯曲情况

此外，根据视速度的定义，由反射波时距方程式（3.19）可求得水平界面时沿测线变化的视速度

$$V_a = \frac{dX}{dt} = V\sqrt{1+(\frac{2h}{X})^2} \tag{3.27}$$

由该式同样可以讨论时距曲线的弯曲情况。

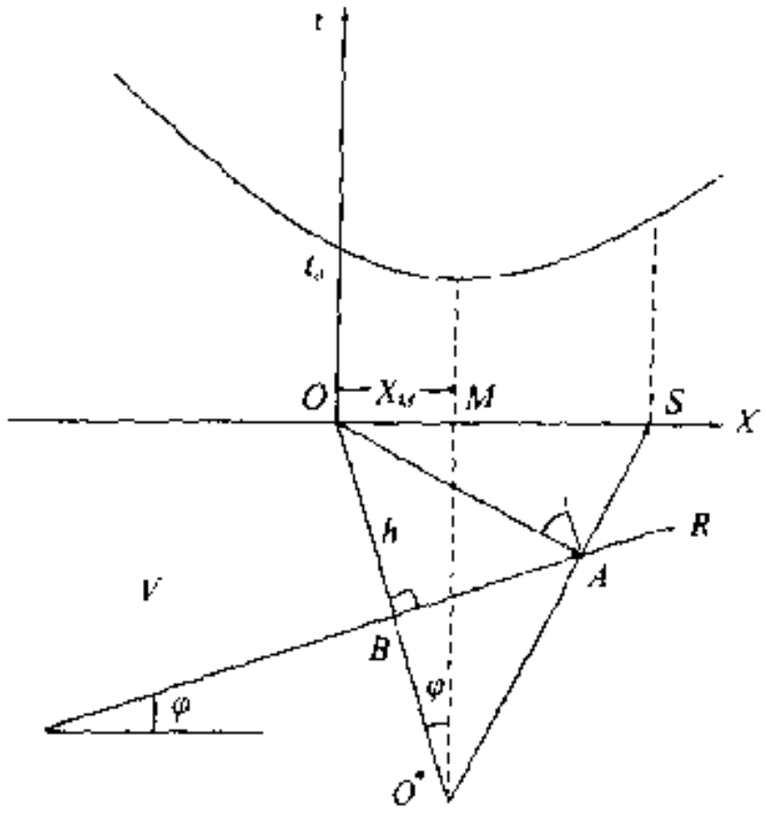


图 3.15　倾斜平界面的反射波时距曲线

二、倾斜界面的反射波时距曲线

1. 反射波时距方程

设地下有一倾斜反射平界面 R，倾角为 φ，界面以上为均匀介质，波速为 V。在 O 点激发，沿测线 X 进行观测，如图 3.15 所示。

我们先求取时距方程，即求出波由震源经 A 点反射回接收点的时间。为使讨论问题简便，采用镜像法。自 O 点作界面 R 的垂线，垂向深度为 h，向下延长一倍得虚震源 O^*，通过简单的三角关系可证明：$OA=O^*A$，$OB=O^*B$，O^*、A、S 三点在一条直线上。这样我们就可以把由震源 O 点出发，经 A 点反射到 S 点的路径，看作地下是均匀介质，由虚震源 O^* 点出发经 A 点直接到 S 点的波，那么，波的旅行时间为

$$
\begin{aligned}
t &= \frac{O^*S}{V} \\
&= \frac{1}{V}\sqrt{MS^2 + O^*M^2} \\
&= \frac{1}{V}\sqrt{(X - 2h\sin\varphi)^2 + (2h\cos\varphi)^2} \\
&= \frac{1}{V}\sqrt{4h^2 + X^2 - 4hX\sin\varphi}
\end{aligned}
\tag{3.28}
$$

经简单变换可写成

$$
\frac{t^2}{(2h\cos\varphi/V)^2} - \frac{(X - 2h\sin\varphi)^2}{(2h\cos\varphi)^2} = 1 \tag{3.29}
$$

上式就是倾斜单界面的反射波时距曲线方程，时距曲线也为双曲线。

2. 时距曲线的特点

(1) 极小点

从虚震源出发到地面有多条射线，其中有一条最短，它就是从虚震源到地面所作的垂线 O^*M，波沿此射线传播的时间为最小，称为极小点，其坐标为

$$
\left.
\begin{aligned}
X_m &= 2h\sin\varphi \\
t_m &= \frac{2h\cos\varphi}{V}
\end{aligned}
\right\} \tag{3.30}
$$

显然，极小点向界面的上升端偏移了 X_m，此时反射波时距曲线对称于通过极小点的纵轴。公式中的 φ 可正可负，由选测线的坐标方向与界面倾斜情况的相对关系来确定，当 X 轴指向反射界面的上升方向取正号，反之取负号。

(2) t_0 时间

当 X=0，可得波返回震源的回声旅行时，在时距曲线上就是反射波时距曲线与时间轴的交点 t_0，那么，t_0 时间的坐标为

$$
\left.
\begin{aligned}
X &= 0 \\
t_0 &= \frac{2h}{V}
\end{aligned}
\right\} \tag{3.31}
$$

t_0 时间可以从实测的反射波时距曲线上求得，于是可求得自震源到反射界面的法向深度为

$$
h = \frac{1}{2}Vt_0 \tag{3.32}
$$

当反射界面水平时，极小点就在 t_0 点。

三、水平层状介质条件下反射波的时距曲线

在两层介质条件下，波只在一个界面上产生反射，此时所建立的时距方程及相应时距曲

对上式的根号部分用二项式展开，并令 $t_i=h_i/V_i$ 为波在各分层的单程垂直传播时间，考虑到近震源接收，α_i 较小，因此 $\sin\alpha_i = PV_i$ 的高次项可略去，于是可得

$$\begin{aligned} t &= 2\sum_{i=1}^{n} t_i\left(1+\frac{1}{2}P^2V_i^2+\frac{1}{2}\cdot\frac{3}{4}P^4V_i^4+\cdots\right) \\ &\approx 2\sum_{i=1}^{n} t_i\left(1+\frac{1}{2}P^2V_i^2\right) \\ &= 2\sum_{i=1}^{n} t_i+\sum_{i=1}^{n} t_iP^2V_i^2 \end{aligned} \tag{3.36}$$

而双程垂直时间为

$$t_0 = 2\sum_{i=1}^{n} t_i$$

从而可得

$$t = t_0+\sum_{i=1}^{n} t_iP^2V_i^2 \tag{3.37}$$

由图 3.16 可见，S 点的横坐标 X（炮检距）为

$$\begin{aligned} X &= 2\sum_{i=1}^{n} X_i \\ &= 2\sum_{i=1}^{n} h_i\operatorname{tg}\alpha_i \\ &= 2\sum_{i=1}^{n}\frac{h_iPV_i}{\sqrt{1-P^2V_i^2}} \end{aligned} \tag{3.38}$$

式中 X_i 表示 l_i 在 X 轴上的投影。

同样进行二项式展开，略去 PV_i 的高次项得

$$X = 2\sum PV_i^2t_i \tag{3.39}$$

式（3.37）和式（3.39）组成一个以 P 为参数的方程组

$$\left.\begin{aligned} t &= t_0+\sum_{i=1}^{n} t_iP^2V_i^2 \\ X &= 2\sum_{i=1}^{n} t_iP^2V_i^2 \end{aligned}\right\} \tag{3.40}$$

略高次项得

$$\left.\begin{aligned} t^2 &= t_0^2 + 2t_0 P^2 \sum_{i=1}^{n} t_i V_i^2 \\ X^2 &= 4P^2 (\sum t_i V_i^2)^2 \end{aligned}\right\} \tag{3.41}$$

消去方程组中的参数 P，并进行化简得

$$t^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V_R^2} \tag{3.42}$$

式中

$$V_R = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n} t_i V_i^2}{\sum_{i=1}^{n} t_i} \right]^{1/2} \tag{3.43}$$

V_R称为均方根速度，它是用各分层的层速度加权再取均方根值得到的。

把式（3.42）与式（3.23）比较可以看出，两式形式上完全相似，时距曲线都为双曲线。这意味着在多层介质情况下，当入射角 α_i 较小时，亦即当炮检距较小时，可用均方根速度 V_R 代替反射界面以上多层介质的速度值，把介质假想成为具有均方根速度的均匀介质。

通过以上讨论，可以给均方根速度下这样的定义：把水平层状介质情况下的反射波时距曲线近似当作双曲线时，求出的波速就是这一水平层状介质的均方根速度。引入均方根速度的概念，使多层水平层状介质的时距曲线理论可以用 V_R 表示的均匀介质来等效非均匀介质，从而使问题的讨论得以简化。若要研究多层介质中某一个反射界面的时距曲线，则可以将该面以上的非均匀介质覆盖层用速度为 V_R 的层来代替，这样前面讨论过的一个分界面情况下的时距曲线理论都可加以应用。从这个角度出发，可见在多个水平反射界面情况下为一簇时距曲线，如图 3.16（b）所示，它们是一簇以激发点 O 为对称的双曲线。

2. 射线速度和平均速度

事实上，在 n 层水平多层介质模型中（如图 3.17），每一条射线的传播速度是不一致的，我们定义波沿射线传播的速度为射线速度 V_r。从图很容易得出射线速度值应为

$$V_r = \frac{\cos\alpha_1 \quad \cos\alpha_2 \quad \cos\alpha_n}{\frac{h_1/\cos\alpha_1}{V_1} + \frac{h_2/\cos\alpha_2}{V_2} + \cdots + \frac{h_n/\cos\alpha_n}{V_n}} \tag{3.44}$$

当波沿界面法向入射时，$\alpha_1 = \alpha_2 = \cdots = \alpha_n = 0$，式（3.44）中射线速度 V_r 值变成

$$\overline{V}=\frac{h_1+h_2+\cdots+h_n}{\frac{h_1}{V_1}+\frac{h_2}{V_2}+\cdots+\frac{h_n}{V_n}}=\frac{\sum_{i=1}^{n}h_i}{\sum_{i=1}^{n}t_i} \tag{3.45}$$

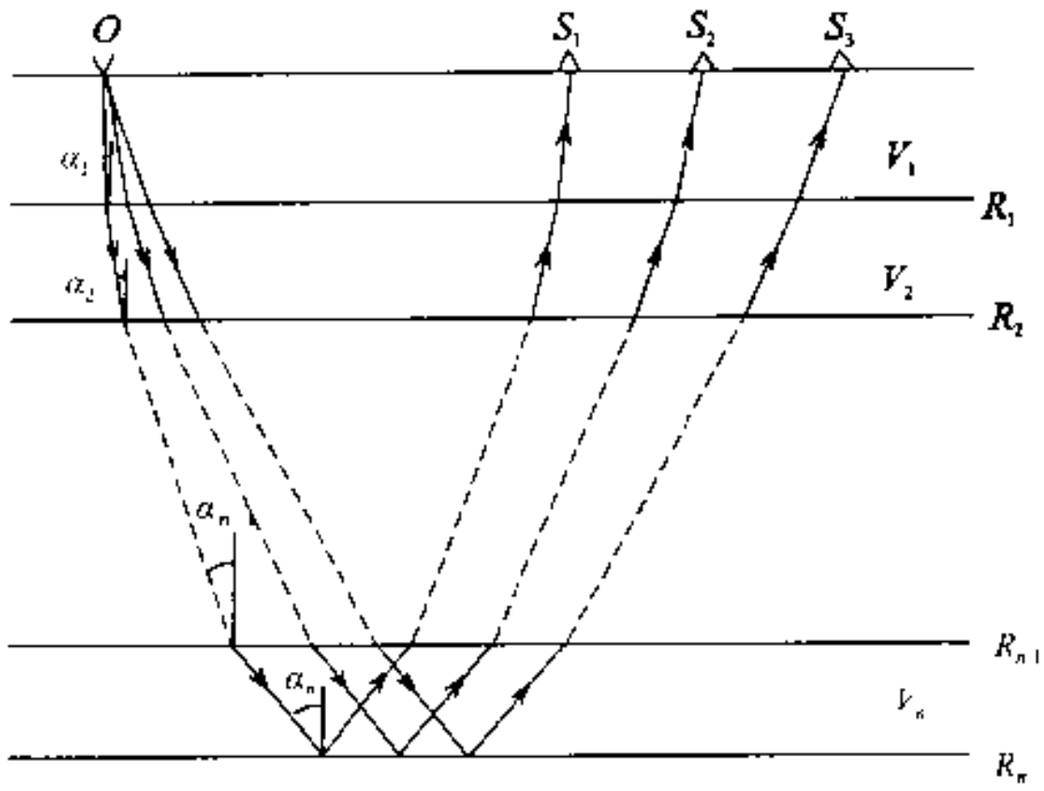


图 3.17　水平层状介质模型与射线路径

我们定义在这种特殊情况下的射线速度为平均速度，并用符号 $\overline{V}$ 表示。也就是说，平均速度就是地震波垂直穿过地层的总厚度与单程传播所需的总时间之比。此外，在水平层状介质中，若把地震波当作直线传播的话，那么沿任意直线传播的速度在数值上也为平均速度。

由以上讨论可知，射线速度主要与射线的出射角有关，不同的炮检距有不同的出射角，也就有不同的射线路径。射线速度比较真实地反映了波在层状介质中传播的规律，是波传播的真实速度（真速度），理论上是准确的，但由于波传播时 α 角很难确定。因此，目前在地震勘探的实际工作中还不能直接求得射线速度，但可以用地震资料中提供的层厚和层速的资料，假定不同的 α 角，计算射线速度的理论值。射线速度的用途是当我们分析均方根速度、平均速度的精确度时，用它作为一个比较的标准。

3. 平均速度、均方根速度、射线速度三者的关系

图 3.18 定性地显示了层状介质中 $\overline{V}$ 、V_R 和 V_r 与炮检距 X 的关系曲线。从图中可看出射线速度随 X 的变化：当 X=0 时，$V_r=\overline{V}$ ，而 $V_r<V_R$，可见此时平均速度为精确速度；随着 X 的增加，V_r 将大于 $\overline{V}$ ，而趋近 V_R，当 X 为某一个值时，$V_r=V_R$，此时，均方根速度成了较准确的速度；X 值再增加，V_r 随之增大，并趋近于介质中速度的最高层速度，而这时均方根速度的误差也随之增大。

综上所述，均方根速度 V_R 介于平均速度 $\overline{V}$ 和最高层速度 V_i 之间。用均方根速度作为等效层速度时，当炮检距较大时，误差较大；当炮检距较小时，误差较小；而当处于一个最佳接收地段（最佳窗口）时，误差最小。根据浅层地震反射波法的特点，用均方根速度作为等效层速度是比较合适的。

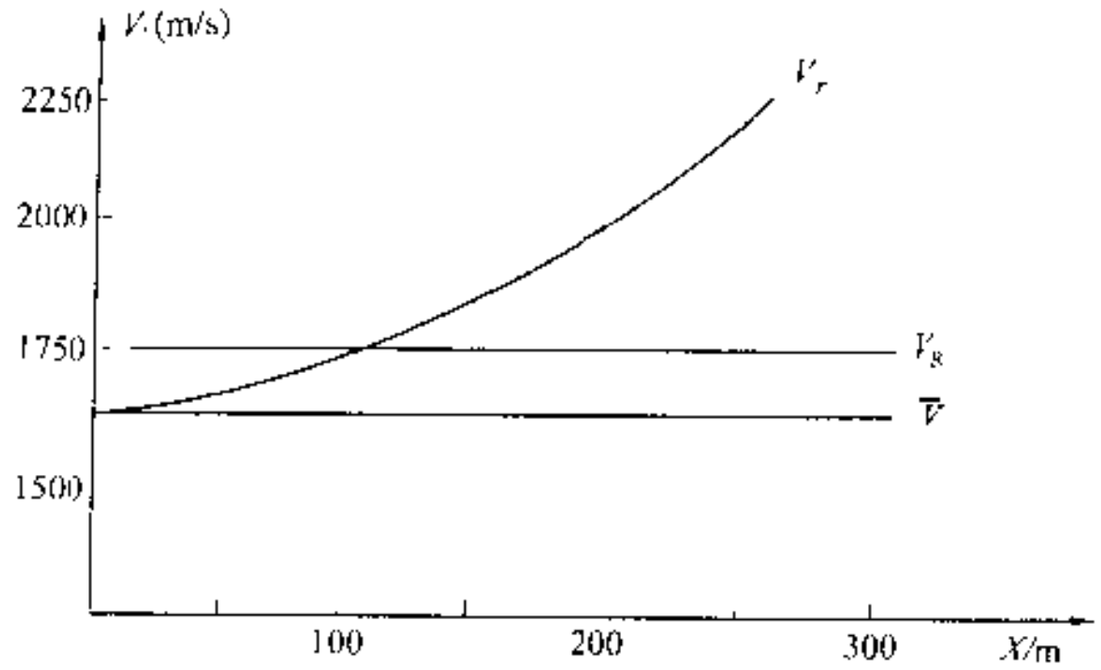


图 3.18　$\overline{V}$、V_R、V_r与 X 的关系曲线

四、复杂情况下的反射波时距曲线

1. 倾斜层状介质

实际地层并非都是水平层状介质，几套地层之间往往存在角度不整合，因此有必要讨论倾斜层状介质的复杂情况。对于任意倾斜的多层介质地层，要严格推导其时距关系是困难的。我们仅利用前面讨论的一个倾斜层的时距曲线理论以及假想均匀层和虚震源的概念简要地勾绘出它们的反射波时距曲线形状。图 3.19 为具有相同倾角的多层介质情况及其时距曲线簇，图 3.20 为倾角不相同的多层介质情况及其时距曲线族。

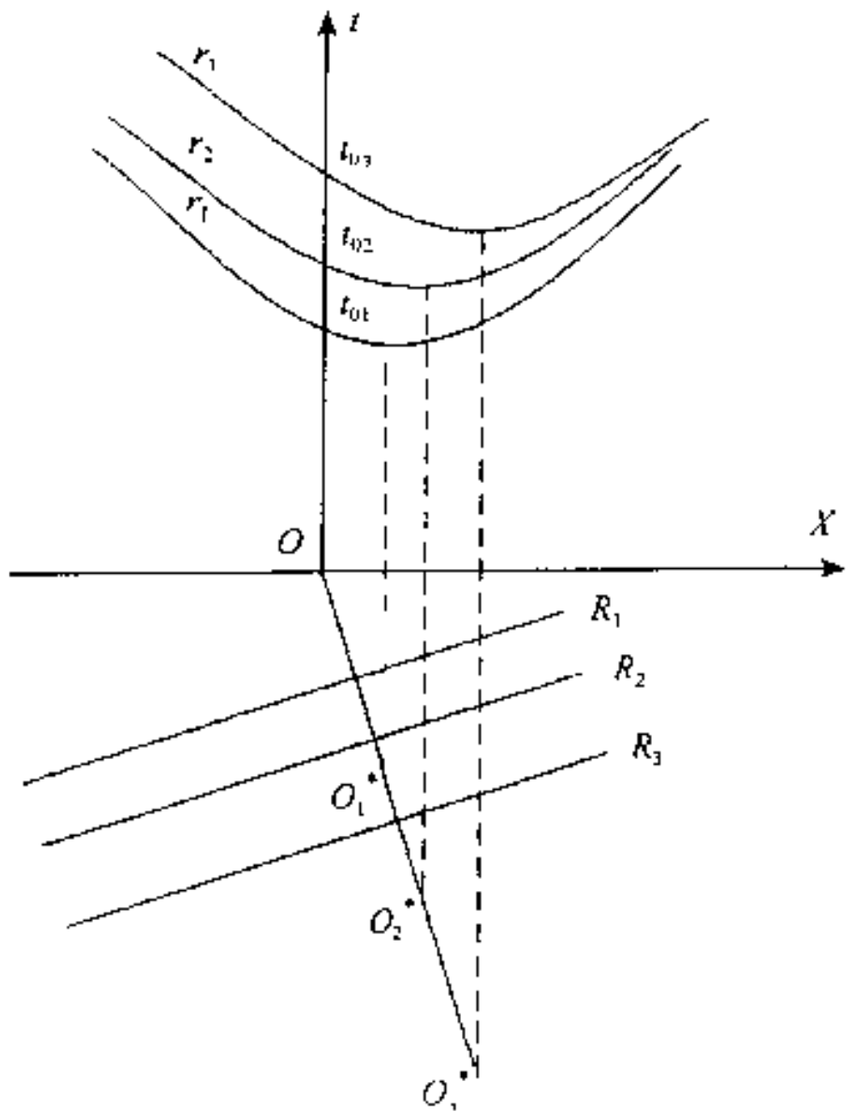


图 3.19　倾角相同多层介质的反射波时距曲线

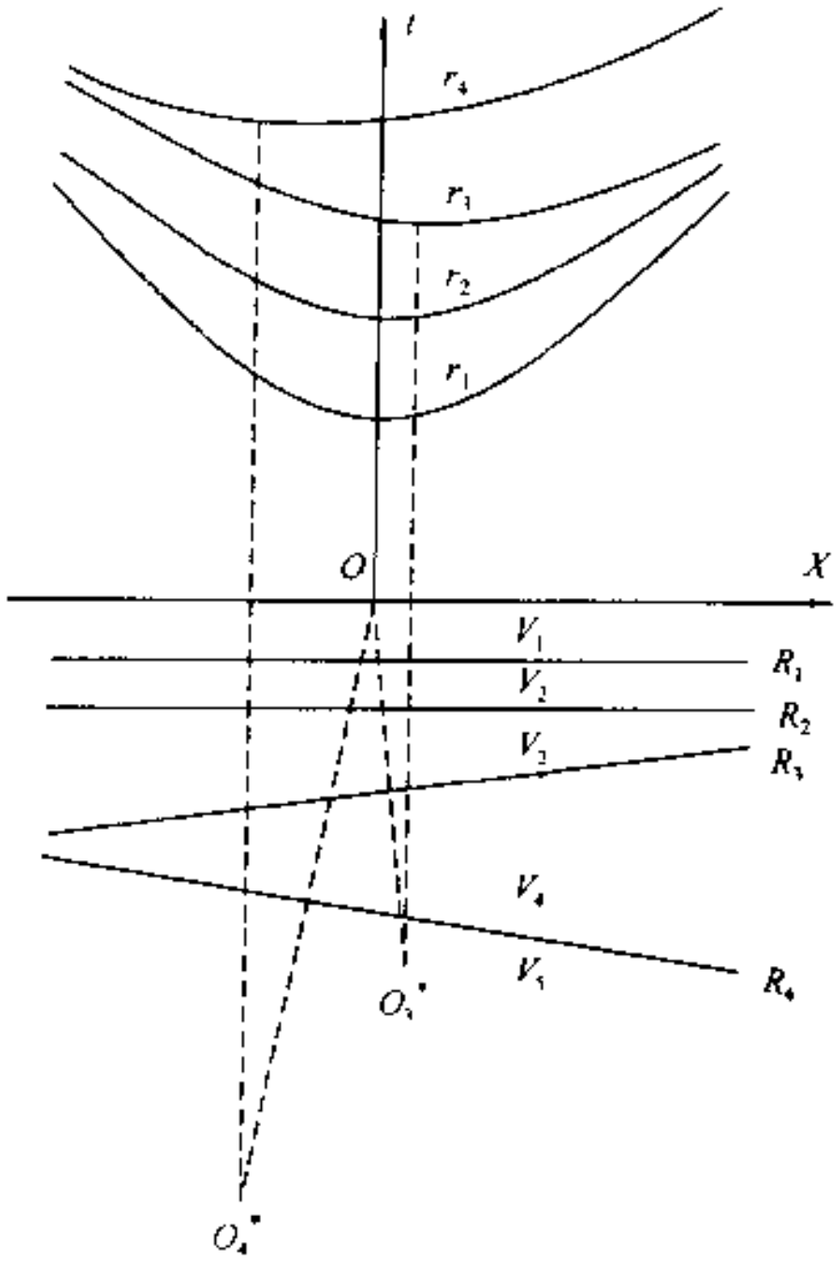


图 3.20　倾角不同多层介质的反射波时距曲线

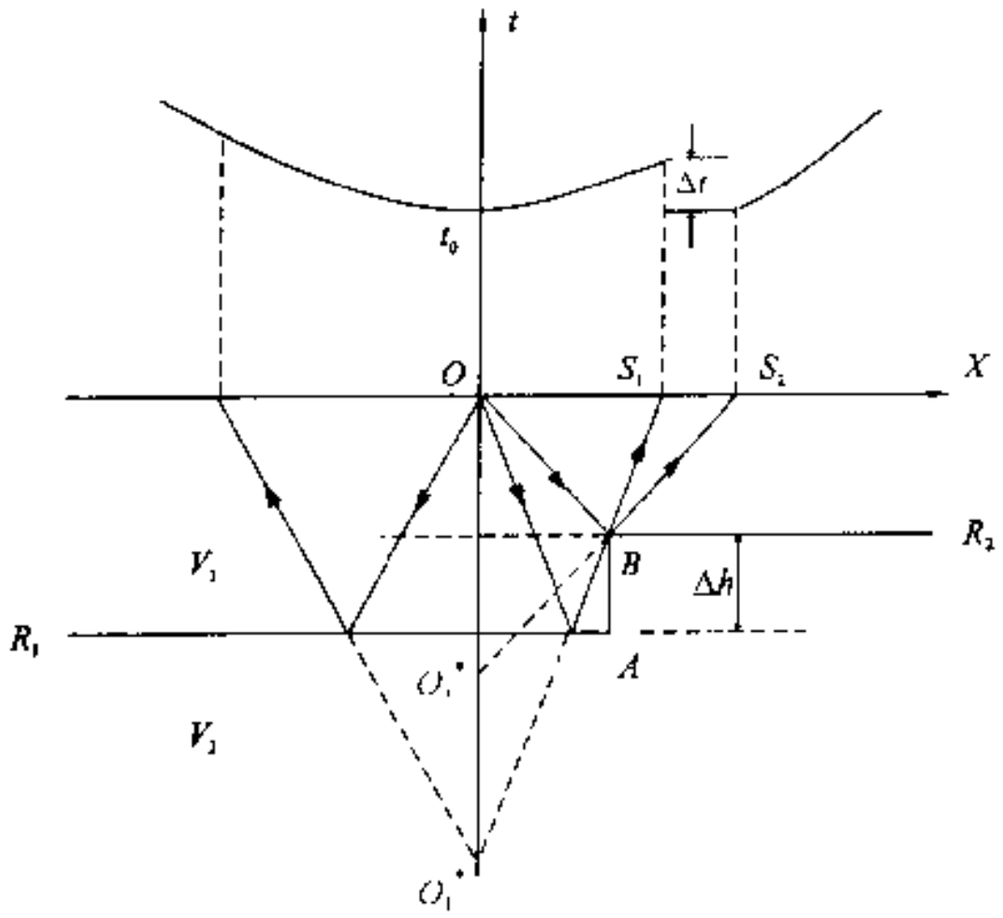


图 3.23　断层情况下的反射波时距曲线

3. 断层

设断层两侧的界面是水平的，震源 O 在下降盘的一侧，如图 3.23 所示。作下降盘界面的虚震源 O_1^*，因界面在 A 点错开，所以下降盘的反射波只能在 S_1 的左方接收到。同样，可作上升盘界面的虚震源 O_2^*，显然在 S_2 点左边无上盘的反射波。在地震记录上可以看到，反射波同相轴在 S_1 和 S_2 两点之间中断，出现反射空白带(所谓反射空白带，实际上往往是存在各种特殊波的的复杂带)，并且其同相轴错开一段时差 Δt

$$\Delta t = \frac{O_1^*S_1 - O_2^*S_2}{V_1} \qquad (3.46)$$

显然，时差 Δt 的大小与断距 Δh 有关。

第三节　连续介质中的地震波

一、连续介质中的曲射线方程

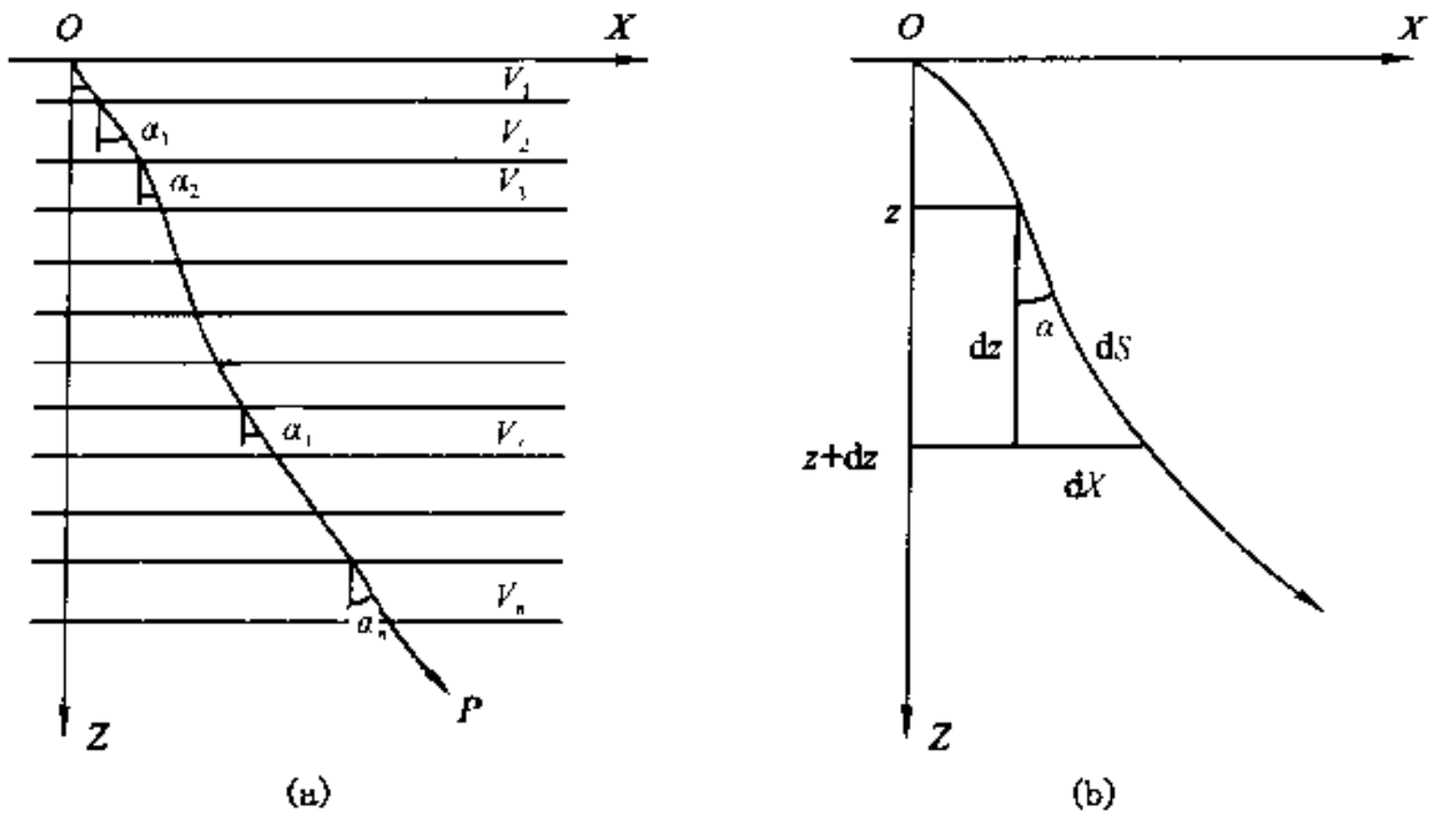
1. 曲射线及参数方程

在连续介质中，由于波速是空间的连续函数。因此，可以把这种连续介质看成是无限个厚度为 ΔZ 的薄层所组成，如图 3.24（a）所示，而每层的波速是逐渐递增的，构成一个递增的波速序列 V_0、V_1、$V_2\cdots V_Z$，而波的入射角 α_Z 也随深度而变化。如果将层数无限地增加，而厚度无限地减小，则这种层状介质就变成了连续介质，波射线的轨迹也由折射线变为圆滑的曲线了。

为了研究问题的方便，可取曲射线中任意一段很小的单元，把它近似为直线，如图 3.24（b）所示，这种情况与层状介质相比，相当于把层厚 ΔZ 用 dZ 来表示，把折射段 l_Z 用 dS 来表示，把炮检距 X 用 dX 来表示。这时可把连续介质中的参数方程写成积分的形式

$$X = \int_0^z \mathrm{tg}\alpha_z \mathrm{d}Z = \int_0^z \frac{V_{(z)}P\mathrm{d}^2Z}{\sqrt{1-V_{(z)}^2P^2}}\mathrm{d}Z \qquad (3.47)$$

$$t = \int_0^z \frac{\mathrm{d}Z}{V_{(z)}\cos\alpha_z} = \int_0^z \frac{\mathrm{d}Z}{V_{(z)}\sqrt{1-P^2V_{(z)}^2}} \qquad (3.48)$$



(a) (b)

图 3.24 连续介质中的射线

（a）连续介质的近似表示；（b）射线方程的推导

将式 $V(Z)=V_0(1+\beta Z)$代入上式得

$$\left.\begin{aligned} X &= \int_0^z \frac{PV_0(1+\beta Z)}{\sqrt{1-P^2V_0^2(1+\beta Z)^2}}\mathrm{d}Z \\ t &= \int_0^z \frac{1}{V_0(1+\beta Z)\sqrt{1-P^2V_0^2(1+\beta Z)^2}}\mathrm{d}Z \end{aligned}\right\} \tag{3.49}$$

2. 射线方程及几何形状

对式（3.49）中的第一式进行积分运算得

$$X=\frac{1}{PV_0\beta}\int_0^z \frac{PV_0(1+\beta Z)\mathrm{d}[PV_0(1+\beta Z)]}{\sqrt{1-P^2V_0^2(1+\beta Z)^2}}$$

$$=\frac{1}{PV_0\beta}\left[\sqrt{1-P^2V_0^2}-\sqrt{1-P^2V_0^2(1+\beta Z)^2}\right] \tag{3.50}$$

上式就是连续介质中地震波射线方程。为了能清楚地看出它的几何形状，进行适当的变换，使它变成标准形式的曲线方程，式中 PV_0用 $\sin\alpha_0$取代，变换后的结果为

$$\left(X-\frac{1}{\beta\,\mathrm{tg}\alpha_0}\right)^2+\left[Z-\left(-\frac{1}{\beta}\right)\right]^2=\left(\frac{1}{\beta\sin\alpha_0}\right)^2 \tag{3.51}$$

这是一个圆的方程式，其圆心坐标为

$$\left.\begin{aligned} X &= \frac{1}{\beta\,\mathrm{tg}\alpha_0} \\ Z &= -\frac{1}{\beta} \end{aligned}\right\} \tag{3.52}$$

半径为

$$R=\frac{1}{\beta\sin\alpha_0} \tag{3.53}$$

实际上为了能在 X-Z 坐标中画出射线，可在 Z 轴的负方向作一条与 X 轴平行，并相距为 $1/\beta$ 的直线，在直线上取任一点 X_1 为圆心，以 $X_1O=r_1$ 为半径作一圆弧，就得到一条射线，用同样的方法，以 X_2、X_3…为圆心，可以作出一系列圆弧状的射线，见图 3.25。

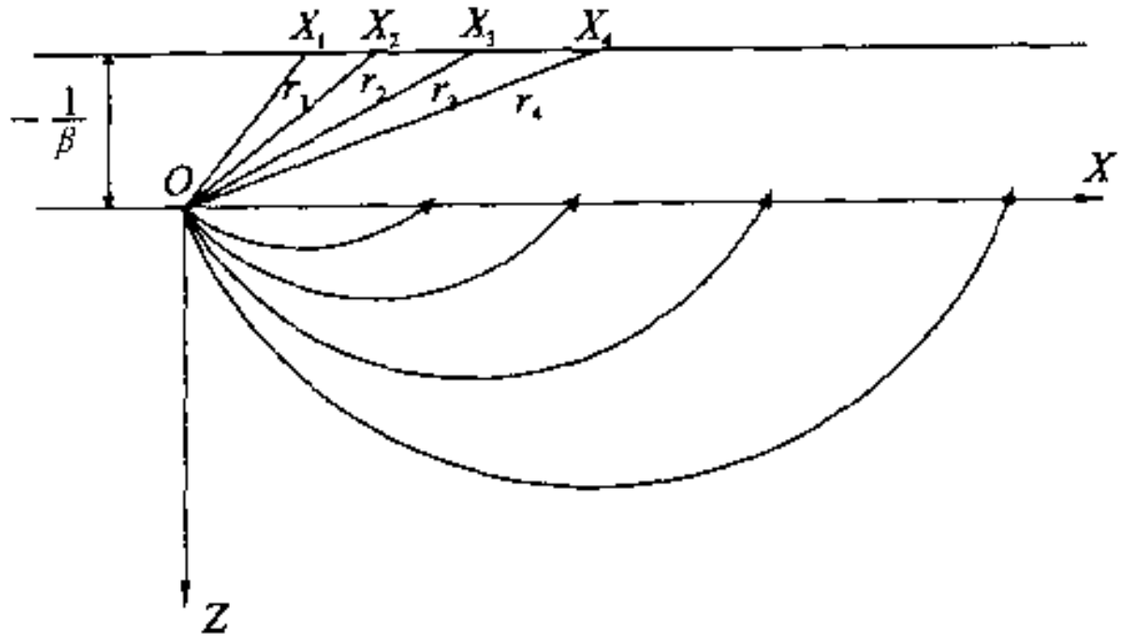


图 3.25　线性连续介质中的波

二、连续介质中的“直达波”（回折波）

以上讨论可知，线性连续介质中的波射线为圆弧。如果在地面上观测，可接收到与均匀介质中直达波相似的另外一种波：波自震源出发，在介质中沿曲射线传播、没有遇到界面就直接观测到的波。这种波也是一种直达波，但它区别于均匀介质中沿地表直线传播的直达波，通常称其为回折波。

由式（3.49）可导出，回折波时距方程为

$$t=\frac{1}{V_0\beta}\operatorname{arcch}\left[\frac{\beta^2(X^2+Z^2)}{2(1+\beta Z)}+1\right] \tag{3.54}$$

由于在地面上观测，Z=0，式（3.54）变为

$$t=\frac{1}{V_0\beta}\operatorname{arcch}\left(\frac{\beta^2X^2}{2}+1\right) \tag{3.55}$$

这是一条反双曲余弦函数的曲线，因此说明在速度随深度呈线性变化的连续介质中，回折波的时距曲线是一条曲线，而不是一条直线，如图 3.26 所示。

从图中可以看出，对于线性连续介质，即使下面没有岩性分界面，也可以得到一条“类似”两层介质的折射波时距曲线，如果我们对连续介质中波的特点认识不足，把它作为两层时距曲线来解释，必然会得出错误结果。事实上，在浅层地震勘探中，由于表层大多为近似线性变化的覆盖层或风化层，直达波时距曲线多为回折波曲线，因此，在进行资料处理时应特别注意。

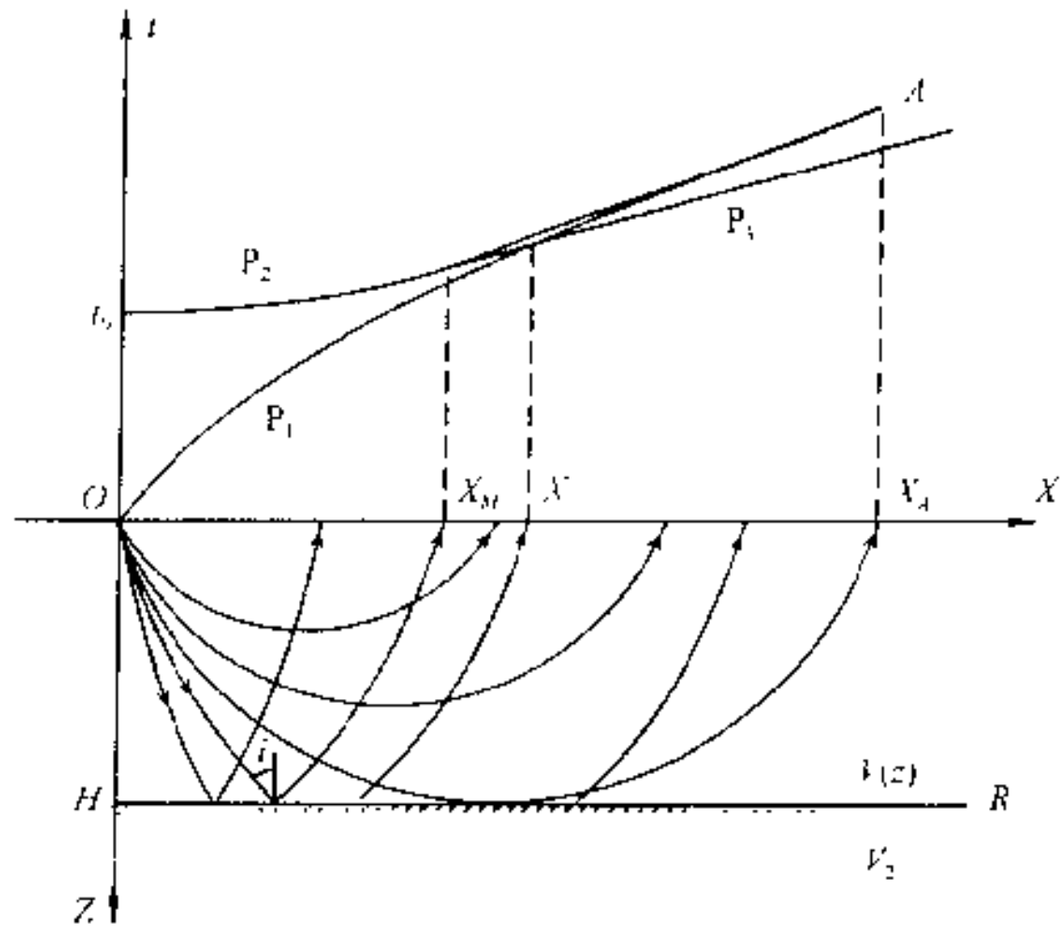


图 3.26　连续介质中的回折波、折射波及反射波时距曲线

P_1—回折波；P_2—反射波；P_3--折射波

三、连续介质中的折射波和反射波

如图 3.26 所示，上覆介质为连续介质，下部为速度 V_2 的均匀介质，并且 $V_2>V(Z)$，则深度 H 处的界面 R 既为折射界面又为反射界面。这时在时距曲线图上可以见到反映覆盖层的回折波时距曲线和反映 V_2 介质界面的折射波及反射波时距曲线。

由图 3.26 可见，由于有界面 R 的存在，产生回折波的最大回折深度为 $Z=H$。当 $Z>H$ 时回折波在尚未回折前即遇界面 R 而产生反射，因此，$Z=H$ 的那条回折射线在地面的出射点 A 限制了回折波和反射波的可接收范围，显然只有在 OA 段才能观测到这两种波。但是，由于在临界角入射以后，界面 R 上会产生滑行波，因此，在盲区以外都可以观测到折射波。

第四节　特殊波的时距曲线

地震勘探中的所谓特殊波，种类繁多，例如：因断层面两侧介质的岩性、波阻抗不同而产生的断面反射波，断层面切割反射界面时在界面接触处发生的绕射波，强反射界面之间的多次反射波，凹形界面的回转波以及连续介质中的回折波等等。其中断层反射波及回转波、回折波在前一节中已作介绍，本节着重讨论其他两种特殊波的时距曲线特征。

一、全程多次反射波的时距曲线

前面我们讨论的都是一次反射波，它是反射波法勘探的有效波。当地下存在强波阻抗界面（如低速带底界面、不整合面和基岩面等）时，往往产生多次反射，形成多次反射波。多次反射波与一次反射波并存，形成一次反射波的假象或相互干涉，它是地震勘探中的一种干扰波。多次反射波分为全程多次波和层间多次波等，其中全程多次波规律性强，容易识别，并且具有代表性。

为了讨论问题的方便，我们讨论一个倾斜平界面的情况。

假设地下有一倾斜的平界面 R，倾角为 φ，界面以上介质的波速为 V，激发点 O 至界面的法线深度 h，如图 3.27 所示。从 O 点激发的地震波，经过二次全程反射，按 $OABCS$ 的路径到达炮检距为 X 的 S 点。由图可见，将 AB 与 BC 以界面 R 为对称界面翻转 180°，得到与 B 点对称的 B' 点。显然，路径 $OAB'CS$ 与波实际的传播路线完全一致，且 OAB' 和 $B'CS$ 为两条直线。连结 $O'B'$ 作为假想的反射界面 R'，则 R' 界面的倾角应为 R 界面倾角的两倍，设它的法线深度为 h'，这时 R 界面上的二次反射波相当于倾角为 2φ 的假想界面上的一次反射波，它的时距方程可写成

$$t' = \frac{1}{V}\sqrt{X^2 + 4h'^2 + 4h'X\sin 2\varphi} \tag{3.56}$$

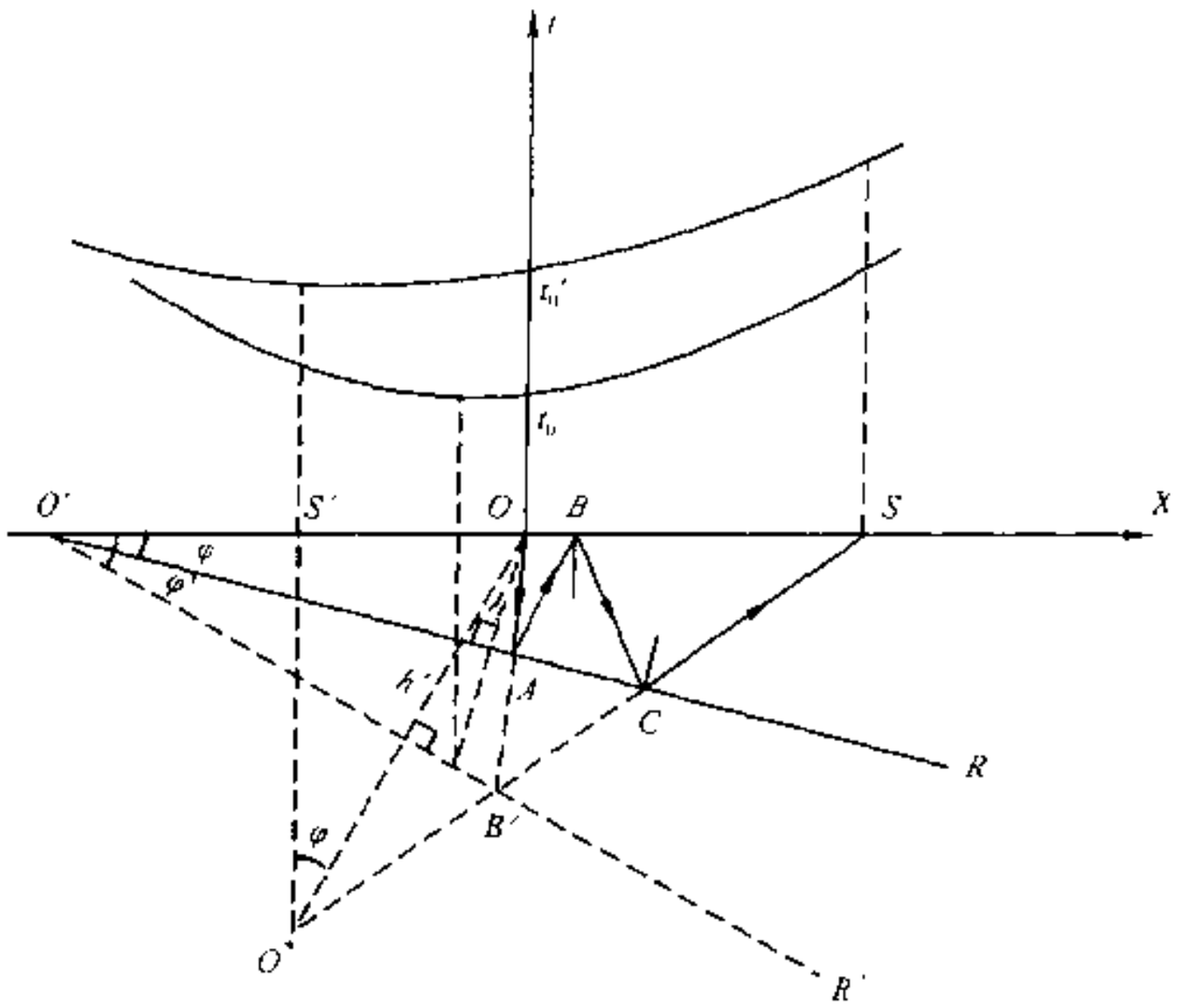


图 3.27　二次反射波时距曲线

式中 h' 可由下式得出

$$OO' = \frac{h}{\sin\varphi} = \frac{h'}{\sin 2\varphi}$$

故有

$$h' = h\frac{\sin 2\varphi}{\sin\varphi} \tag{3.57}$$

把此式代入式（3.56），得到二次波时距方程

$$t' = \frac{1}{V}\sqrt{X^2 + 4\frac{\sin^2(2\varphi)}{\sin^2\varphi}h^2 + 4\frac{\sin^2(2\varphi)}{\sin\varphi}hX} \tag{3.58}$$

推广到 n 次全程多次波，时距方程为

$$t'_n = \frac{1}{V}\sqrt{X^2 + 4\frac{\sin^2(n\varphi)}{\sin^2\varphi}h^2 + 4\frac{\sin^2(n\varphi)}{\sin^2\varphi}hX} \tag{3.59}$$

显然，多次波的时距曲线仍为双曲线。

分析上面的时距方程和时距曲线，可得出全程多次波与一次波的两个重要关系。

1. 多次波与一次波的 t_0 时间成倍数关系

多次波的 t_0 时间为

$$t'_0 = \frac{2h'}{V} = \frac{2h\sin 2\varphi}{V\sin\varphi} = t_0\frac{\sin 2\varphi}{\sin\varphi} = 2t_0\cos\varphi \tag{3.60}$$

当界面倾角很小时，$\cos\varphi \approx 1$，则 $t'_0 = 2t_0$，也就是说二次波的 t_0 时间相当于一次波 t_0 时间的二倍。

对 n 次反射，就有 $t_0^{(n)} = nt_0$

2. 时距曲线极小点位置不同

一次波与二次波极小点的位置分别为

$$\left.\begin{aligned} X_m &= 2h\sin\varphi \\ X'_m &= \frac{\sin^2(2\varphi)}{\sin^2\varphi}X_m \\ &= 2h\frac{\sin^2(2\varphi)}{\sin\varphi} \end{aligned}\right\} \tag{3.61}$$

从上式可得

$$X'_m = \frac{\sin^2(2\varphi)}{\sin^2\varphi} X_m$$
$$= 4X_m \cos^2\varphi$$

在小倾角情况下有 $\cos^2\varphi \approx 1$，因此：$X'_m = 4X_m$。这就是说二次波极小点的横坐标近似等于一次波极小点横坐标的 4 倍。

由于一次反射波随 t_0 增加（或随深度增加）其速度值增大，在相同 t_0 情况下，多次波显然是比一次波深度浅得多的界面上的反射，因此速度值比一次波小得多，故多次波的正常时差比一次波的正常时差大，也就是说多次波双曲线比一次波陡，这是以后要讨论的共深度点叠加技术中压制多次波的基础。

二、绕射波的时距曲线

在实际的地层介质中，断层棱角处，地层尖灭点以及不整合接触面上的起伏点等物性突变的地方，将以这些“棱角”点作为一个新震源产生振动，并向周围介质传播，形成绕射波。现以一个断棱的反射为例，分析绕射波时距曲线的特征。

如图 3.28 所示，设绕射点源 D 的埋藏深度为 h，在地面测线上的投影点为 M，震源 O_1 到 M 点的距离为 d，到任意接收点 S 的距离为 X，则在 O_1 点激发，D 点产生的绕射波旅行时间 t_0 的表达式为

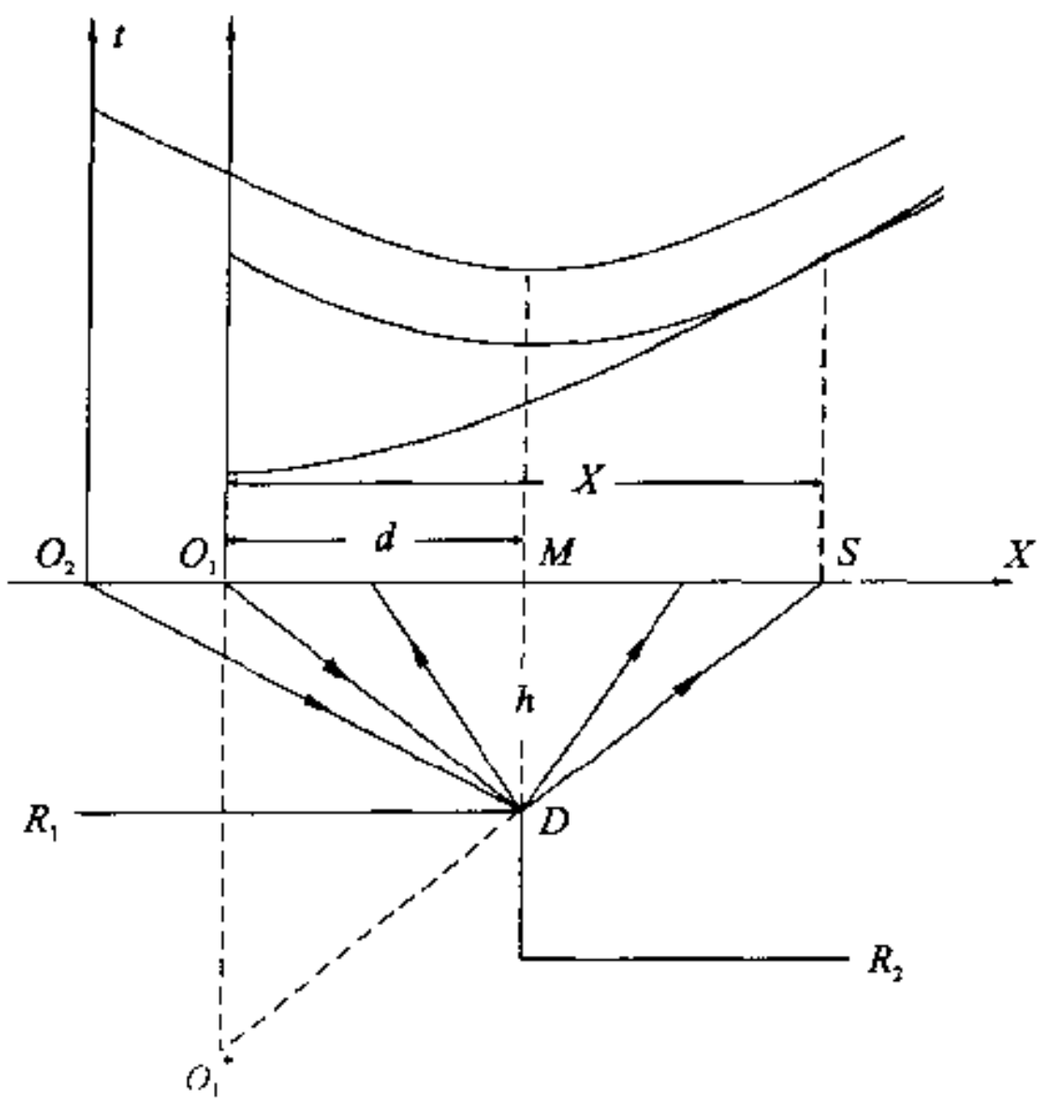


图 3.28　绕射波的时距曲线

$$t_D = \frac{O_1D + DS}{V} = \frac{1}{V}\left[\sqrt{h^2 + d^2} + \sqrt{h^2 + (X-d)^2}\right] \tag{3.62}$$

由上式可知，方程式中第一个根式为常数，第二根式是 X 的函数，它的形式与水平界面时的反射波时距方程一样，时距曲线也为双曲线，它有如下特点：

1．极小点的位置

极小点在绕射点的正上方，它的坐标为

$$\left.\begin{aligned} X_m &= d \\ t_m &= \frac{1}{V}(\sqrt{h^2 + d^2} + h) \end{aligned}\right\} \tag{3.63}$$

当激发点的位置沿测线移动时，只改变 d 值，而绕射波时距曲线的形状和极小点的位置不变，因此在测线上不同点激发时，所得的时距曲线互相平行。据极小点的位置可确定断点的位置，这是绕射波在地震资料解释中的重要作用之一。

2．绕射波和反射波的关系

为了便于比较，我们把反射波和绕射波的时距方程写在一起

$$\left.\begin{aligned} t_{反} &= \frac{1}{V}\sqrt{4h^2 + X^2} \\ t_{绕} &= \frac{1}{V}(\sqrt{h^2 + d^2} + \sqrt{h^2 + (X-d)^2} \end{aligned}\right\} \tag{3.64}$$

式中，当 $X=2d$ 时

$$t_{反} = t_{绕} = \frac{2}{V}\sqrt{h^2 + d^2} \tag{3.65}$$

其斜率为

$$\frac{\mathrm{d}t_{反}}{\mathrm{d}x} = \frac{\mathrm{d}t_{绕}}{\mathrm{d}x} = \frac{d}{V\sqrt{d^2 + h^2}} \tag{3.66}$$

上两式表示，当 $X=2d$ 时，绕射波和反射波有相同的传播路径，两波时距曲线相切，在切点处两波斜率相同。

式（3.64）中，当 $X \neq 2d$ 时，$t_{绕} > t_{反}$。这就是说，除切点外，绕射波的传播时间总大于反射波的传播时间，这表明绕射波时距曲线总在反射波时距曲线的上方，如图 3.28 所示。

第五节　τ-P域内各种波的运动学特点

前面我们所讨论的各种波的时距关系都是在时空域（t X 域）内进行的。在 t-X 域内，各种波的时距曲线（直线和双曲线）同时出现在一个平面内，它们之间相互重叠、交叉干涉，这给单独利用各种波的特点进行资料解释造成困难。如图 3.29 所示，在 t-X 坐标内有反射波、折射波、直达波和面波，假如要压制面波干扰，通常的做法是切除或者滤波，当这样做的时候，势必会损害部分反射波。于是有人设想，是否可以根据这些波 t_0 时间和斜率 P 的不同，把它们分离开来。回答是肯定的：在 t X 域内各种波的交叉干涉，到了 τ-P 域内各自分离，波的相互关系变得十分简明。

由 t-X 域变换到 τ-P 域，从数学上来说相当于做了一次坐标变换，变换关系式为

$$t = \tau + PX$$

或

$$\tau = t - PX \tag{3.67}$$

对水平层反射波来说，它的时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{V}\sqrt{X^2 + 4h^2} \tag{3.68}$$

则

$$\begin{aligned} P &= \frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}X} \\ &= \frac{X}{V\sqrt{X^2 + 4h^2}} \end{aligned} \tag{3.69}$$

所以

$$X = \frac{2hPV}{\sqrt{1 - P^2V^2}} \tag{3.70}$$

因此，根据式（3.67）可得

$$\begin{aligned} \tau &= t - PX \\ &= \frac{1}{V}\sqrt{X^2 + 4h^2} - P\frac{2hPV}{\sqrt{1 - P^2V^2}} \end{aligned} \tag{3.71}$$

将式（3.70）代入上式，化简得

$$\tau^2 = t_0{}^2(1 - P^2V^2) \tag{3.72}$$

把上式变为标准的二次曲线方程，得

第四章　浅层地震勘探仪器简介

地震勘探仪器是接收记录地震波必不可少的勘探工具，地震仪的技术性能，直接影响到地震记录的质量。仪器接收记录地震波是一个复杂的过程，地震仪就是为了接收和记录地震波专门设计的一种集精密传感器技术、近代电子技术、计算机技术为一体的组合装置。地震勘探技术的发展是和地震勘探仪器的不断完善和发展紧密联系在一起的。从石油地震勘探仪器的记录内容和方式来看，其发展大致可分为三代。第一代：模拟光点记录地震仪；第二代：模拟磁带记录地震仪；第三代：数字磁带记录地震仪。

浅层地震仪又称为工程地震仪，它是相对于石油勘探等所用的探测深部构造的大型地震仪而言的。由于浅层地震勘探范围较小、探测深度较浅、探测对象规模较小等特点，因此，浅层地震仪除体积小、重量轻外，还有着与石油地震仪诸多不同的特点。本章除介绍地震勘探仪器的一般工作原理之外，重点介绍浅层地震仪的组成和特点。

第一节　地震仪器的特点及其主要组成部分

一、浅层地震勘探对仪器的要求

1. 对仪器的基本要求

根据地震勘探的需要，对所设计和生产的浅层地震仪器应有如下基本要求：

(1) 地震仪应具有高放大倍数的性能。地震波通过反射或折射返回地表时，引起地表质点的振动是相当微弱的，仅仅只有几微米，这种信号是很难用一般的仪器记录下来的，必须要有高放大倍数（通常为几十万倍以上）的放大器。

(2) 地震仪应具有把能量相差悬殊的浅、中、深层的反射波不失真记录下来的性能。实际资料表明，来自浅层的强反射波和来自深层的弱反射波能量相差最大可达 100 万倍，相当于 120dB 左右，为了能使强弱信号都能被记录下来，这就要求地震仪器的放大倍数随着信号能量的变化而迅速变化。即信号强的地震波到来时，仪器的放大倍数小一些，信号弱的地震波到来时，仪器的放大倍数大一些。

(3) 地震仪应具有合适的通频带。在地震勘探中，浅层和深层反射波频率成分是不相同的，浅层信号有时高端频率可达 300Hz，而深层反射波有时低端频率可低至 30Hz 以下。为了同时接收浅、深层反射波，地震仪应具有较宽的通频范围。

2. 对仪器的特殊要求

浅层地震勘探的深度一般是近地表的几米到数百米之间，所探测的构造规模和范围一般都不大。在这样的深度和范围内各种干扰因素比较复杂，严重地影响有效波的接收和识别。这就决定了浅层地震勘探和石油等深部地震勘探对仪器有不同的要求。

(1) 地震仪应具有较高的分辨率。由于要探测较小的地质体和较详细的分层，这就要求地震仪有较高的分辨率。也就是说仪器的工作频率应适当高一些，计时的精确度也要求高一些。

(2) 地震仪应具有较高的信噪比。由于浅层地震勘探一般是在人口居住比较密集、交通运输比较繁忙的地区进行，外界干扰往往较严重；再说，浅层地震勘探由于勘探深度浅，采用的偏移距和排列长度较短，受震源干扰波影响严重。因此，要求地震仪有较高的信噪比，以压制干扰波的影响。

(3) 地震仪应具有信号增强的功能。在一些工程施工的地区往往不能用炸药震源来激发地震波，而要用锤击、电火花等非炸药震源来激发地震波。由于非炸药震源的能量往往达不到足够的强度，这就要求地震仪应具有信号增强功能，用多次激发叠加的方式来增强有效波、压制干扰波。

(4) 地震仪应具有轻便、工作效率高的特点。由于浅层地震勘探主要用于工程勘察，工作范围小、周期短、流动性大，因此要求仪器轻便、易于携带以及资料处理方便迅速等特点。

二、地震仪的主要组成部分

浅层地震仪是用来探测近地表的地质构造和岩土力学性质的仪器。尽管浅层地震仪的种类和型号繁多，其结构和记录方式也各不相同，但主要组成部分是很相似的。一般来说，各种不同的浅层地震仪都包括以下四个主要组成部分：检波器、放大器、震源同步系统和记录显示装置。一个检波器、一个放大器（包括滤波器等电路）和一个记录器组合在一起称之为一个地震道。一台地震仪可以有多个地震道同时进行工作，一般说来，浅层地震仪的道数为12道、24道或48道。

1. 检波器

检波器有时称作探测器或地震波接收器，其作用是把地震波到达地表接收点处所引起的微弱机械振动转换为电磁振动的一种机电转换装置。为了适应地震勘探的各种要求，检波器的类型和性能是多种多样的。按接收波型的不同，可分为纵波检波器、横波检波器和井中检波器（三分量检波器）；按其使用地区的不同，可分为陆上检波器和海上检波器；按检波器的电压输出与地表质点运动的速度关系，又可分为速度检波器和加速度检波器。下面介绍速度检波器和加速度两种类型的检波器。

(1) 速度检波器

其电压输出与地表质点运动速度成正比的检波器称为速度检波器。

如图 4.1 所示为陆上接收纵波用的一种电磁式（动圈式）速度检波器。它主要由外壳、

圆柱形磁钢、环形弹簧片和线圈等组成。磁钢被垂直地固定在外壳中央，它产生一个强磁场。线圈绕在圆筒形的线圈架上（惯性体），它通过上下两个弹簧片与外壳作软连接，使它置于磁钢和外壳之间的环形磁通间隙中并能上下移动。当地震波引起地表介质振动时，检波器外壳连同磁钢随介质质点一起振动，而线圈由于惯性不随外壳同时运动，于是使产生了线圈与磁钢的相对运动，线圈切割磁力线便产生了感应电流，这说明检波器相当于一个小小的“发电机”。感应电流的大小与地面振动力的方向和速度有关。显然只有在外振动力的方向与线圈轴线方向一致时，检波器才能产生最大的输出电压，也就是说它具有最大的灵敏度，这也叫检波器的方向特性。电磁式检波器的灵敏度取决于磁钢的磁场强度、线圈的圈数以及磁力线与线圈相互作用的几何位置。

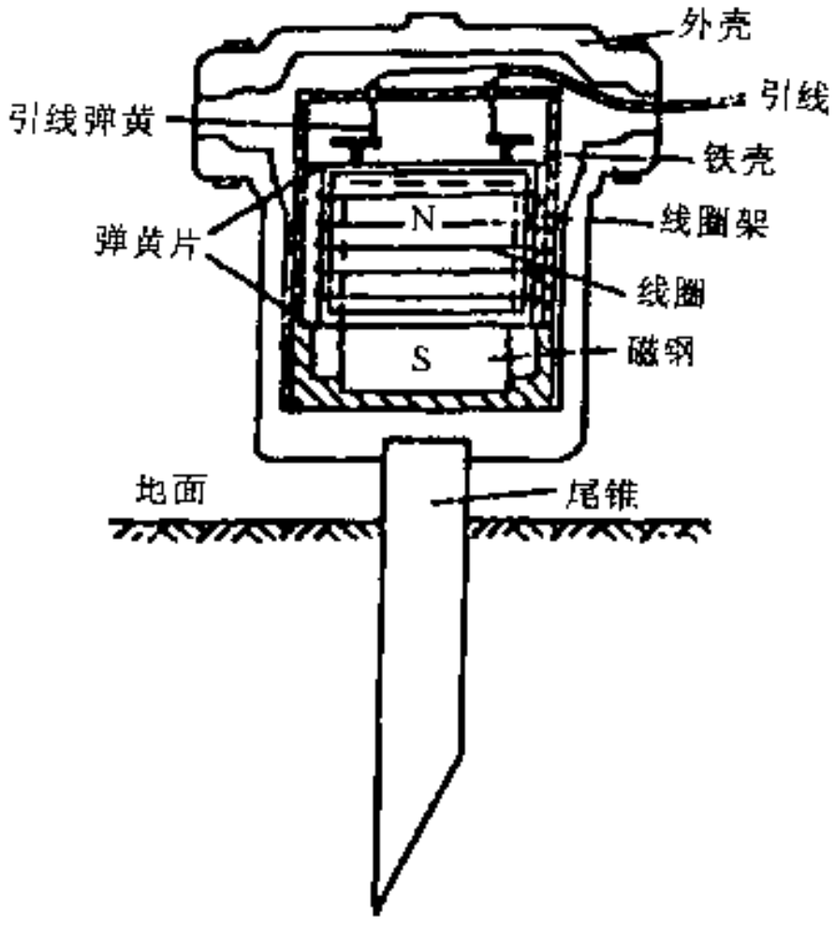


图 4.1　电动式检波器结构示意图

不同的速度检波器对地震波有频率选择作用，即有其对应的频率特性。如果按检波器固有频率高低来分：固有频率为 10Hz 以下的为低频检波器；固有频率为 10～33Hz 的为中频检波器；固有频率为 33～100Hz 的为高频检波器。如图 4.2 所示为 SSJ-100 型高频检波器的频率特性曲线。从曲线可看出，它由三部分线段组成，第一段为线性段，在频率较低时，输出随频率的升高而增大，当频率为某值时输出最大，频率再升高，输出逐渐变小，并趋于一个极限值。整个频率曲线表现出一种高通滤波的性能，它可适当地压制低频面波等干扰，而相对地提高高频成分的能量。

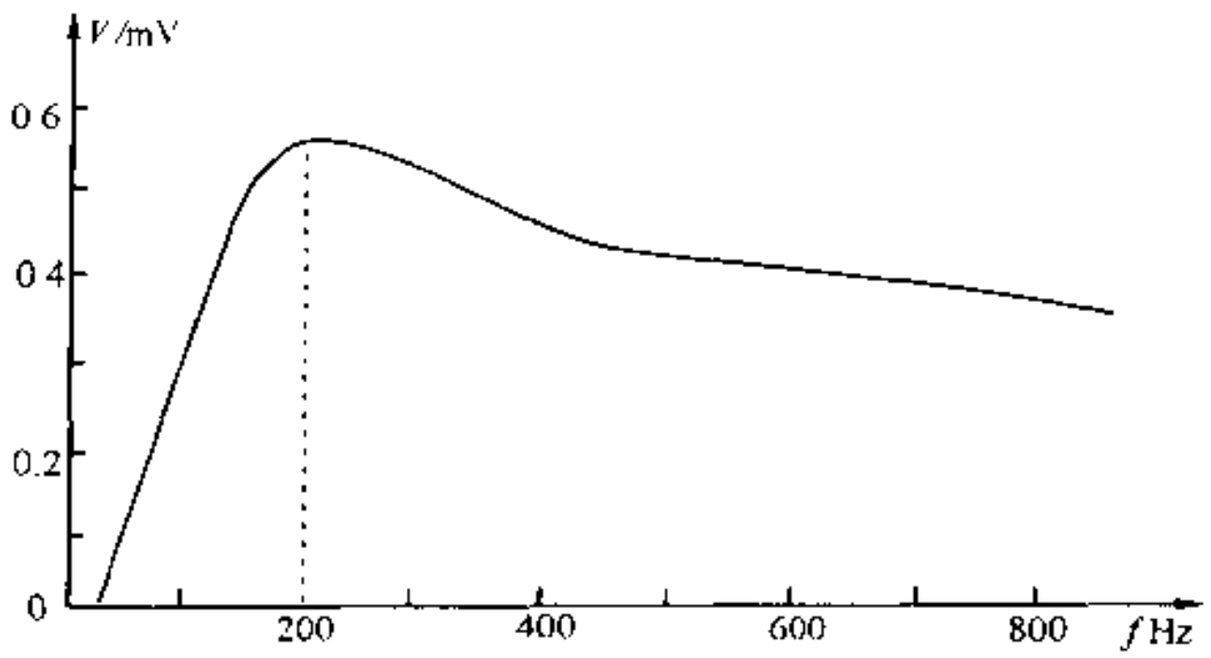


图 4.2　SSJ-100 型检波器频率特性

在中、深层地震勘探中，多采用低频或中频的检波器；在浅层工程地震勘探中，多采用高频检波器。

（2） 加速度检波器

其电压输出与地表质点运动的加速度成正比的检波器称为加速度检波器，也叫涡流检波器。如图 4.3 可知，涡流检波器是将一个非磁性的铜质圆筒作为惯性体，圆筒通过弹簧片与外壳

连接，然后通过导线与检波器接线柱连接。当外壳运动时，圆筒对外壳及磁钢作相对运动而切割磁力线，根据电磁感应原理，在圆筒导体中将产生感应电动势。此时，感应电动势的方向与磁场方向垂直，这种电流即为涡流。

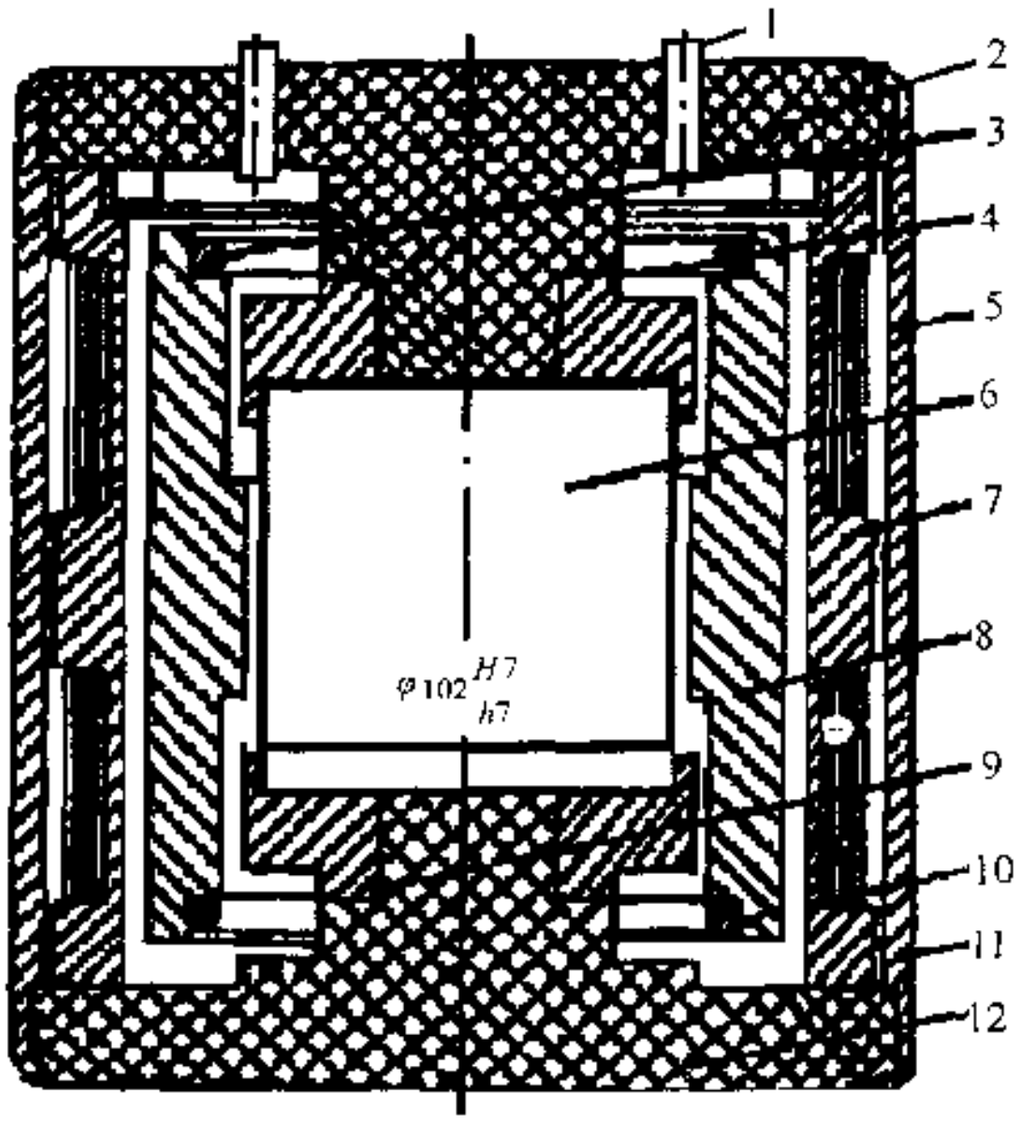


图 4.3　加速度检波器结构示意图

1. 接线柱；2. 上顶盖；3. 卡簧；4. 上弹簧片；5. 线圈；6. 磁钢；7. 线架；8. 紫铜片
9. 下弹簧片；10. 卡簧；11. 外壳；12. 下底盖

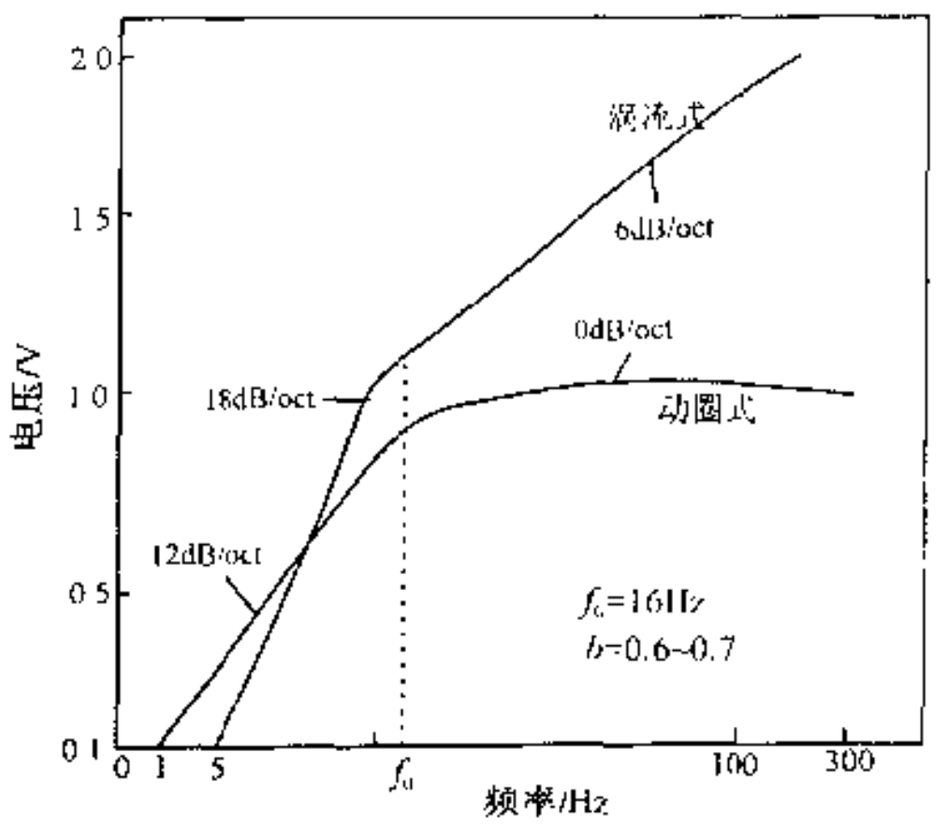


图 4.4　涡流检波器的频率特性

涡流检波器的频率响应曲线与常规的速度检波器的频率响应曲线是不同的，如图 4.4 所示。图中所示的两条曲线，它们的自然频率为 f_0，阻尼系数为 0.6～0.7。由图可知，涡流检波器的电压输出灵敏度是随着激振频率的增高而线性增加的。频率响应曲线在自然频率 f_0 处形成拐点。在拐点左边以 18dB/oct. 的陡度下降，对低频干扰的抑制能力比常规的动圈式检波器增强 50%。在拐点右边以 6dB/oct. 的陡度上升，高频信号的电压灵敏度随着激振频率的升高呈线性上升的特性。这一优点对大地衰减吸收的高频信号是一个很重要的补偿。该种检波器对低频干扰和面波等有较强的压制能力。它主要用于高分辨率浅层地震勘探，但其灵敏度低于常用的动圈式速度检波器，对深层反射波的接受不利。

2. 放大器

由检波器接收到的微弱地震信号，输送到放大器进行放大（放大倍数可达几十万倍以上）。为了更好地记录有效波、压制干扰波，在放大器中装有专门的滤波器，这主要是利用干扰波和有效波在频率方面的差异，在一定程度上滤除干扰波，突出有效波。为了把浅、中、深层能量相差悬殊的地震反射信号同时出现在波形记录上，放大器中还设置有自动增益控制电路（简称 AGC），使得放大器的放大倍数能随反射信号能量的强弱而自动调节。当浅层的能量很强的反射信号输入到放大器时，自动增益控制电路就使放大器的放大倍数减小；当深层的能量很弱的反射信号输入到放大器时，则使放大器的放大倍数加大。这样就使得不同深度的能量相差悬殊的地震反射信号的振幅调整在同一个范围内，使它们能出现在同一张地震记录上。

3. 记录显示装置

不同类型的地震仪在记录显示的方式上有所不同。但无论是模拟记录系统还是数字记录系统都是把放大输出的信号记录在磁盘上，所记录的地震信号可以从放大器直接输出进行直接显示，亦可对磁盘上的记录进行回放显示。显示信号的形式主要有波形显示及波形加变面积显示两种。

4. 震源同步系统

震源同步系统一是用以激发地震波，二是与激发的时间同步产生触发信号，经电缆使主机开始记时。用锤击作为震源时，一般用两个弹簧片与导线连接作为触发器，当锤击产生振动时，弹簧片接触产生一个触发信号；而用炸药作震源时，用爆炸机控制雷管使炸药爆炸，爆炸使捆在炸药包上的导线炸断，从而产生触发信号。

5. 电缆

检波器输出的电信号是通过电缆传输给地震仪的输入端的。一般说来，进行反射法勘探和进行折射法勘探所用电缆是不相同的。在反射法勘探中，每个检波器上连接一根电缆，然后将连接所有检波器的电缆与连接仪器的大线电缆相连，这种电缆在反射法中用起来很方便，也叫多次覆盖电缆；而在折射法勘探中，一般是直接将检波器与连接仪器的大线电缆相连。考虑到轻便、增加道数、增强抗干扰能力和衰减率低的需要，电缆已由传输模拟信号的多芯分段电缆发展为传输数字信号的数字传输电缆、光缆等。

第二节　数字叠加式浅层地震仪介绍

浅层地震仪的种类很多，按其叠加方式可分为两类。一类是模拟叠加增强式浅层地震仪，另一类是数字叠加增强式浅层地震仪。在野外生产中，模拟叠加式地震仪使用已越来越少，下面仅对数字叠加式地震仪作一简单介绍。

一、几个基本概念

1. 分贝

仪器的放大倍数是指输出信号振幅 m_1 与输入信号振幅 m_2 的比值，常用 M 表示，它没有单位。

$$M = \frac{m_1}{m_2}$$

把输出与输入相除的形式表示成对数相减的形式，则用分贝（dB）表示其值大小。对于上述比值 M 用分贝表示时，则定义为

$$[M]_{\mathrm{dB}} = 20\lg M \tag{4.1}$$

结合上式可知，100dB 的意思是指：若有 5μV 的输入振幅，则输出端可得到 0.5V（即 $0.5\times10^6\mu$V）的输出。

2. 动态范围

对于给定的系统来说，测量信号振幅极大值（即在无畸变或容许畸变范围内的信号极大值）与噪音水平的比值定义为系统的动态范围，并用分贝表示，其数学表示式为

$$[\text{动态范围}] = [\frac{A}{a}]\ \mathrm{dB} \tag{4.2}$$

式中 A 为信号振幅的极大值，a 为系统噪音水平。

3. 假频

由于计算机只能对离散的数据进行运算操作，因此，对随时间连续变化的地震波形信号必须进行离散取样。离散取样时按一定的时间间隔对地震波形信号顺序取若干瞬时值，瞬时值称为子样，这种离散的过程称为采样或抽样，相邻子样的时间间隔称为采样间隔，用 Δt 表示。Δt 越小，则所得的一组离散值越能代表原波形信号（模拟信号）的形状，Δt 的大小由数字信号处理中的采样定理来确定，即

$$\Delta t \le \frac{1}{2f_{\max}} \tag{4.3}$$

式中 $f_{\max}$ 为信号中的最高频率成分。

取一个采样系统的采样，时间间隔为 $\Delta t = 4\mathrm{ms}$，那么它的采样频率为 $\Delta f_{取} = 250\mathrm{Hz}$，如图 4.5 所示。图 4.5（a）表示对 25Hz 的连续信号进行采样，则输出频率亦为 25Hz；图 4.5（b）表示对 100Hz 的连续信号进行采样，则输出频率亦为 100Hz；图 4.5（c）表示对 125Hz 的连续信号进行采样，则输出频率亦为 125Hz；可见在对小于 125Hz 的连续信号进行 $\Delta f_{取} = 250\mathrm{Hz}$ 的采样时，在连续信号的每个周期内都可以取到多于两个的离散值。如果把离散取样值恢复成连续信号，则它的频率与取样前的频率相同。图 4.5（d）表示对 200Hz 的连续信号进行采样，

震信号通过地层反射（或折射）到达地面，由检波器接收并转换成电模拟信号，然后被送到前置放大器（包括滤波器）进行固定增益放大和各种模拟滤波（高通、陷波、高切、低切、假频滤波等）；再经过多路转换开关，将多路并行的模拟信号进行逐次采样离散变为一路串行的离散模拟脉冲信号（即了样），此脉冲信号输入到增益可以瞬时调节的浮点放大器（简称主放）放大，以使信号达到模数转换器要求的幅度范围内；再送至模数转换器（简称 A/D）进行量化，转换为相应的数字信号，这些信号按照规定的格式记录在计算机磁盘上，同时计算机可进行波形的监视。

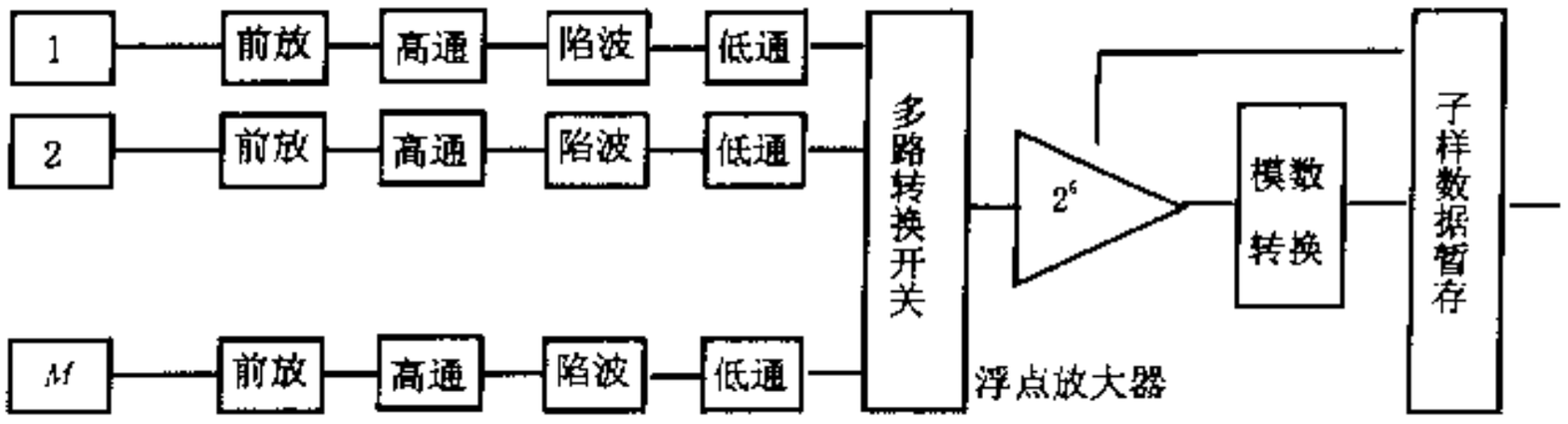


图 4.6　数字叠加式浅层地震仪工作原理图

2. 数字叠加原理

为了突出重点，也为方便讨论，将该类型地震仪的数字叠加原理及流程单独示于图 4.7。数字叠加原理如下：来自放大器的模拟信号经 A/D 转换后的数字信号和存储器已有（前一次）的数字信号相加，再送回存储器，等待与再次激发产生的数据信号相加。若使每次激发产生的地震信号依次进行相加，就可得到多次叠加后的增强地震数据。该地震数据不但比单次激发得到的地震数据能量大，而且对无规则干扰信号有一定的压制能力，从而可以提高地震数据的信噪比。

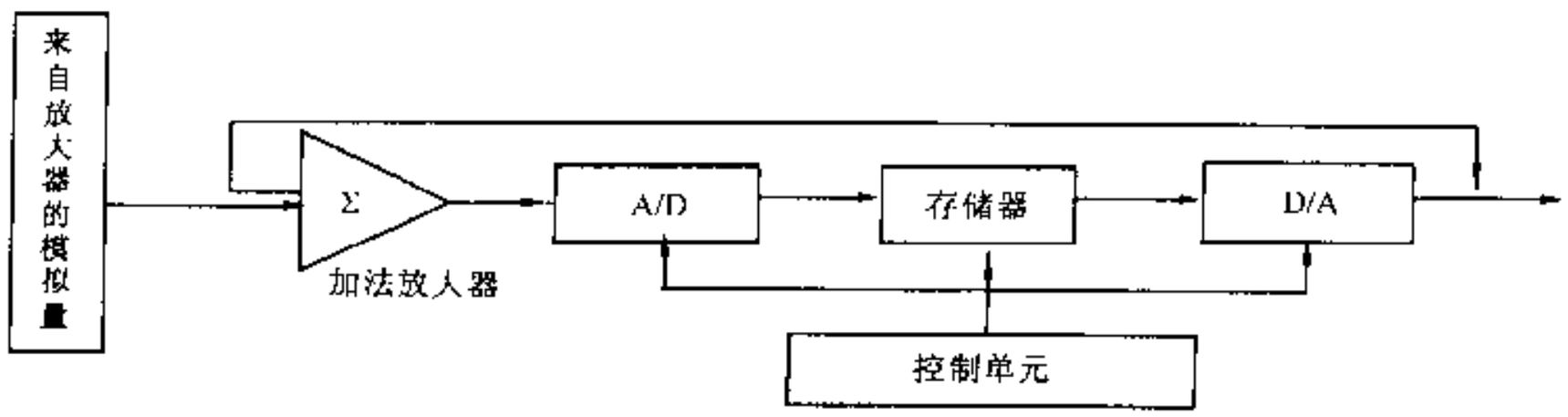


图 4.7　数字叠加原理及流程图

3. 数字地震仪的特点

(1) 全数字化

一般的数字叠加式浅层地震仪基本上都实现了全数字化。全数字化就是利用微机控制仪器来完成数据采集和信息处理。在这类仪器中微机处理是中心，而地震信号采集系统则属于外围设备。通过对计算机的操作就可实现对地震仪的操作，这样可以大量减少地震仪的参数

选择旋钮和开关，也使地震仪的稳定性和可靠性大大提高。同时由于实现了全数字化，仪器具有操作简单、重量轻、体积小的优点。

(2) 动态范围大

由于一般数字式地震仪采用了浮点放大，仪器的动态范围加大，可达到 130dB 左右，这样大的动态范围几乎可以把全部能量范围的地震信号记录下来。而模拟叠加式地震仪动态范围只有 40～50dB 左右。

(3) 频带宽

数字叠加式地震仪的频带一般从 20～300Hz，而模拟叠加式地震仪的带宽只有 20～120Hz。因此，数字叠加式地震仪比模拟叠加式地震仪的分辨率大大提高。

三、仪器的主要部件介绍

常规数字叠加增强式浅层地震仪数据采集系统的基本构成是相同的。下面对其主要部件进行简单介绍。

1. 前置放大器

(1) 前放的作用

由于地震检波器接收到的信号中既含有有效波成分又含有面波、声波、微震及工业电干扰等干扰波成分，为了使地震记录突出有效波，抑制干扰波，在前放中设置一些滤波器，用来消除上述干扰。为了把经过检波器拾取的微弱地震信号放大到多路转换开关能够采样的电平水平，以及它与浮点增益放大器配合能将地震信号放大到 A/D 转换器的测量范围，提高信噪比，要求前放有一定增益的放大。为使地震信号经过大线与仪器相匹配，最大限度地减小能量损耗，前放的输入端必须与不同长度大线的阻抗相适应，并具有较强的共模抑制能力。因此，它必须具有以下 3 个功能。

① 对输入信号进行可选择的具有一定增益的线性放大。

② 尽可能滤除检波器、大线来的各种干扰，以及避免可能产生的假频信号。

③ 对输入、输出进行必要的阻抗匹配。

(2)前放的各部分主要功能

前放的原理框图如图 4.8 所示，它的各部分包括大线滤波器、可选增益放大器、陷波器、低截滤波器、高截滤波器及输出匹配级等，各部分功能如下。

① 大线滤波器。大线滤波器是为了有效地传输信号，提高整个仪器的输入阻抗，抑制共模干扰。

② 可选增益放大。低噪声放大器对输入信号进行可选增益放大，为全机噪声指标关键，其等效输入噪声为 0.1～0.5μV。

③ 陷波器。陷波器是为了消除 50Hz 工业交流电或其它特定频率的干扰。

④ 低截止滤波器。低截止滤波器是为了消除低频干扰，其截止频率一般在 3～20Hz。

⑤ 高截止滤波器。高截止滤波器用于滤除经多路转换开关可能产生假频的那些高频干扰，其截止频率为多路转换开关采样频率的 1/4。

⑥ 输出匹配级。输出匹配级也称稳定放大器，它与多路转换开关匹配，电压增益为 1。

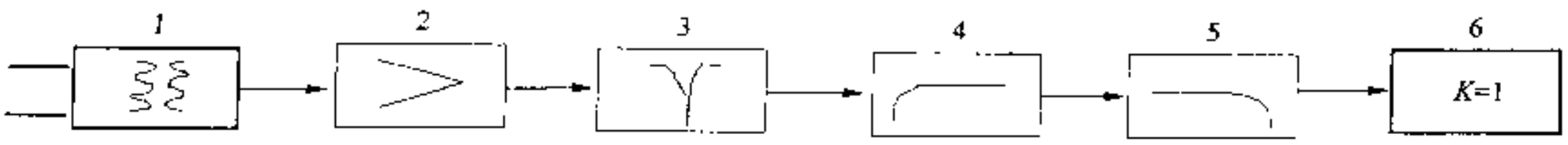


图 4.8　前放的各部分功能示意图

2. 多路转换开关

（1） 多路开关对模拟信号的离散作用

多路转换开关简称多路开关，是地震仪采集-记录系统中的一个重要组成部分。由于前置放大器输出的是模拟信号，对这种信号计算机是无法处理的，计算机只能对有限个离散数据进行计算。多路开关的作用就是对模拟信号进行离散，即按一定时间间隔对模拟信号顺序取若干个瞬时值（即子样）。从前面一节的讨论中可知，相邻子样的时间间隔（即采样间隔）Δt 必须满足采样定理，以防出现假频现象。

（2） 多路开关的“多路合一”作用

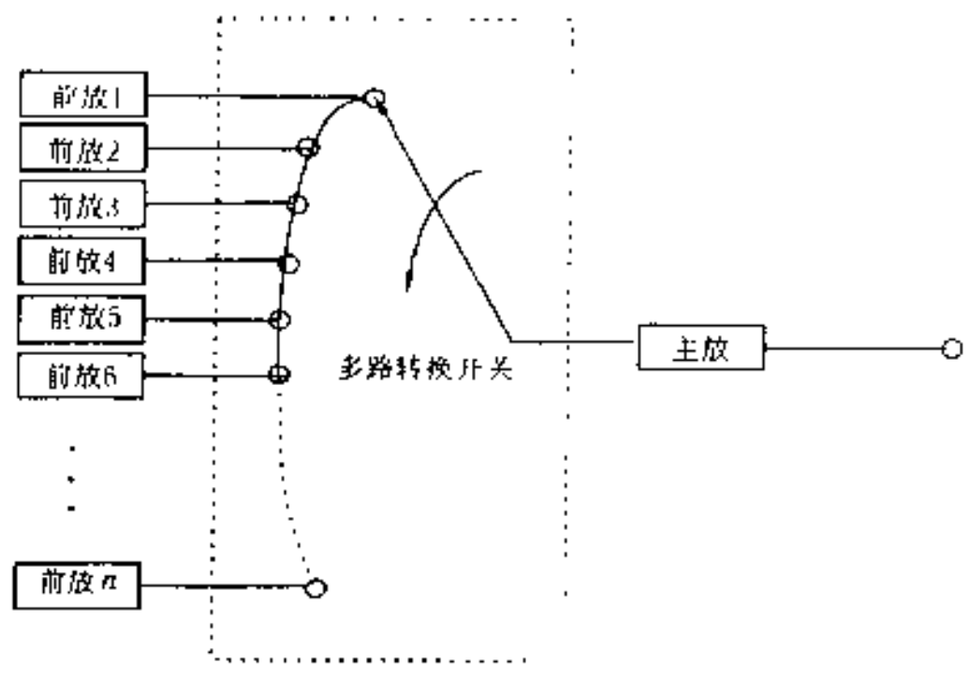


图 4.9　多路转换开关的类比

多路开关的另一个作用是把“多路并行”的数据传输方式变为“单路串行”的方式。老式地震仪，如模拟磁带地震仪，一道检波器对应有一个放大器、一个记录器，组成一个地震记录道。测线上有多道检波器，仪器相应有多个放大器和记录器，在这种情况下，数据的传输方式叫“多路并行”。现在的地震仪中只有一个放大器（主放），它为各地震道所共用，这样做可使仪器体积大为缩小，但在离散数据到达放大器之前，要加一个多路转换开关。多路开关的作用可用一个单刀多掷开关来比喻，如图 4.9 所示。把所有地震道前放的输出信号加到各档上，当单刀开关以一定速度转动时，输出端就相继出现各道信号的瞬时值，完成了采样和按时序编排的工作。单刀开关每旋转一周，相当对所有各道采一个子样，连续旋转就使采样过程不断重复下去，从而使各道信号的子样按时间顺序合为一路送至主放，即完成了“多路合一”的任务。显然，这种转换是相当慢的，实际工作中是采用一系列电子开关来实现多路转换。

3. 瞬时浮点放大器

瞬时浮点放大器又简称为主放大器或主放，用 IFP 表示。地震信号子样的放大主要由它来完成，它是一种增益瞬时可变的高增益放大器。

(1) 主放的作用及特点

地震信号经前放和多路开关、多路合一为一系列离散子样信号，它的动态范围达 100dB 以上。主放的作用是不但能不畸变地精确地放大如此大动态范围的地震信号，而且还能高速

第五章　野外工作方法与地震勘探技术

野外工作是整个地震勘探中重要的基础性工作，它的基本任务是进行地震数据的采集。原始地震数据采集质量的好坏，决定了室内数据处理和资料解释成果的质量，它除了与测区的地震地质条件有关外，还与所采用的野外工作方法技术和地震仪器设备有关。

野外工作主要包括地震测线的布置，观测系统的设计，激发接收条件的选择，各种技术的使用，试验工作等等。测网的地形测量工作，虽然也属于地震勘探外业工作的一部分，但它与地形测量方法相同，故本书不予介绍。

第一节　地震勘探测线的布置

地震勘探一般分为普查、详查、细测等不同的阶段，但浅层地震勘探一般只分为工程可行性勘探与详勘两个阶段。尤其是小面积的工程物探，一般并不严格划分不同的勘探阶段。浅层地震勘探的测线布置，取决于工作任务的要求、探测对象的大小、地质构造的复杂程度、测区地形、地貌及地震地质条件。尽可能多地收集有关地质、地球物理勘探资料，尤其是收集有关钻井及测井资料是十分重要的。在正确分析评价前期工作的基础上，设计地震测线。

一、测线布置原则

(1) 测线最好为直线。这时垂直切面为一平面，所反映的构造形态比较真实。相反，如果测线为弯线，则在资料处理中往往把一个共反射面元内反射的地震记录道进行叠加处理，尤其当地下界面倾斜或地质构造比较复杂时，这种叠加处理不利于提高记录的分辨率。

(2) 主测线应尽量垂直岩层或构造的走向。这样做的目的是最大限度地控制构造形态，利于地震资料的分析与解释。

(3) 测线应尽可能与其他物探测线或钻探勘探线相一致。这样便于综合分析解释物探资料和地质资料。若测区有已知钻孔，测线应尽可能通过已知钻孔。

(4) 测线的疏密程度应根据地质任务的要求、探测对象的大小及复杂程度等因素来确定。

除此之外，地震测线的布置还应考虑地形、地物等因素，对于各种复杂的地表地形条件，也可以采用弯曲测线或分段观测的方式，力求以最少的工作量来解决地质问题。

二、测线布置形式

根据激发点与接收点相对位置的不同，测线分为纵测线和非纵测线两种，如图 5.1 所示。

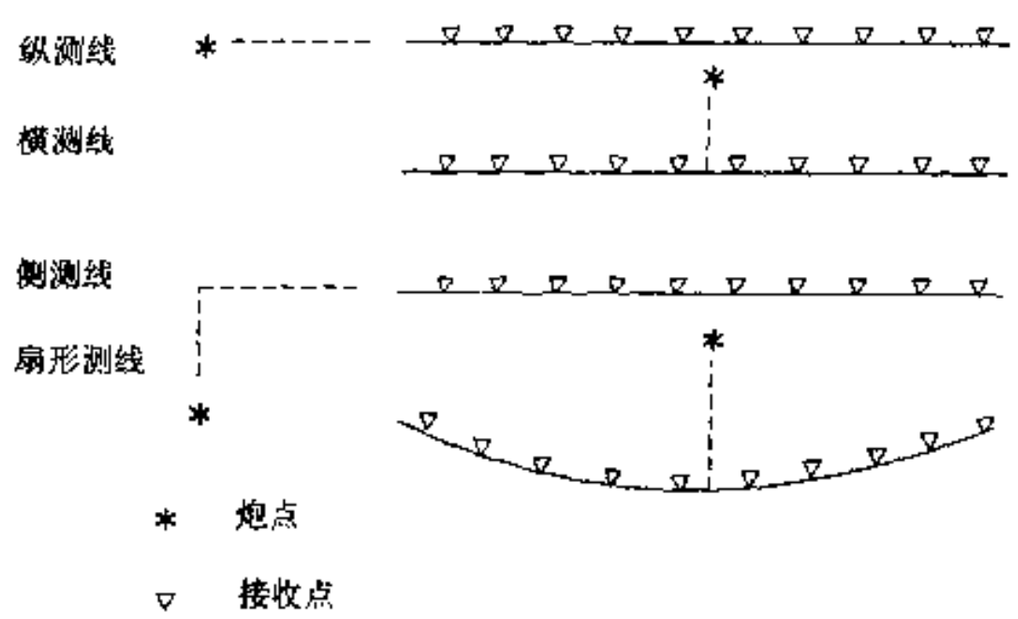


图 5.1　几种测线形式

1. 纵测线

当接收点与激发点在同一条直线上时，称为纵测线。在浅层地震勘探中主要使用纵测线，因为纵测线观测所得到的地震记录处理起来比较方便，也便于资料的综合分析和解释。

2. 非纵测线

当接收点和激发点不在同一条测线上时，称为非纵测线。非纵测线又分为横测线、侧测线及扇形测线等几种形式。非纵测线在实际工作中一般只作为辅助测线来布置，它可在某些特定条件下解决一些特殊的地质问题（如探测洞穴、古墓、古河床等），以弥补纵测线的不足。

第二节　地震勘探的观测系统

一、观测系统的概念

地震勘探中把激发点和接收地段的相对位置关系叫做观测系统，一般以纵测线观测为主。为了能较清楚地讲述观测系统，先来介绍一些与观测系统有关的专业术语。

1. 道间距

相邻两道检波器的间距叫做道间距，一般用 ΔX 表示。在浅层地震勘探中，调查目的不同，道间距亦不一样。一般说来，道间距小，测量精度高，但若兼顾工作效率，道间距不宜

太小，并且还应根据目的层或新鲜基岩的深度来综合确定。目前在工程地质调查中，浅层折射波法的道间距一般采用 5m 或 10m，浅层反射波法一般采用 2～5m。有时为了求准表层速度而加密震源附近的检波点，缩短这些检波点之间的道距构成不等间距排列。

2. 排列长度

一般把第一道到最后一道检波器的距离叫做排列长度，用 L 表示。如果工作中确定了某种型号地震仪的接收道数 N 以后，那么排列长度为

$$L = (N-1)\Delta X \tag{5.1}$$

显然，道间距愈大，排列长度也愈大，工作效率也就愈高。但如果排列长度太大，各相邻记录道之间同一个波的相位追踪和对比会发生困难，不利于分辨有效波，并且离震源较远处的有效波会由于波的能量的衰减而被干扰波所淹没。

3. 偏移距

炮点离最近一个检波器之间的距离叫做偏移距，一般用 X_1 表示。如果端点放炮时，则端点既是炮点又是检波点。在实际地震工作中，由于炮点井口喷出物及面波对炮点附近（锤击也一样）的几道检波器都会产生严重的干扰，因此一般情况下端点不设置检波器，即紧挨震源的检波器离开震源一定距离，这个距离就称为偏移距。一般说来，偏移距的长度不应小于最浅的目的层深度，一般为道间距的整数倍。

4. 最大炮检距

炮点与检波点的间距叫做炮检距。离开炮点最远的检波点与炮点的距离叫做最大炮检距，一般用 X_{max} 表示。最大炮检距与探测深度有密切关系，并受地形、地质及地层波速的影响。对于折射波法，最大炮检距至少要为目的层或新鲜基岩深度的 5～7 倍以上，如果长度不够便不能掌握深部基岩状况，甚至导致错误的解释推断；对于反射波法，最大炮检距经验上取与目的层深度相近，取值范围一般在深度的 0.7～1.5 倍之间。

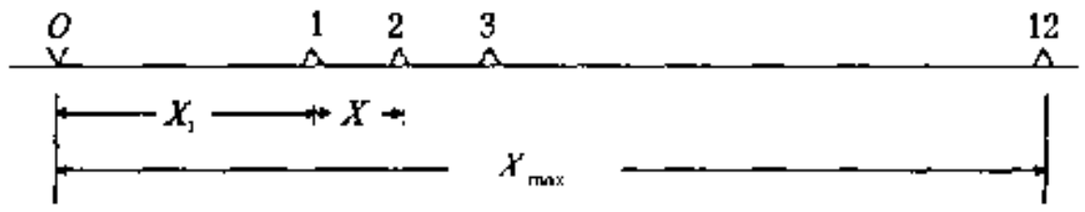


图 5.2　端点放炮排列

在实际工作中常采用偏移距、最大炮检距来表示炮点与接收点的相对关系。如图 5.2 所示的端点放炮排列，可表示为 O—X_1—X_{max}，其中 O 为炮点，设 N=12，ΔX=5m，X_1=2ΔX=10m，则上面的关系式可具体写为 O—10—65。

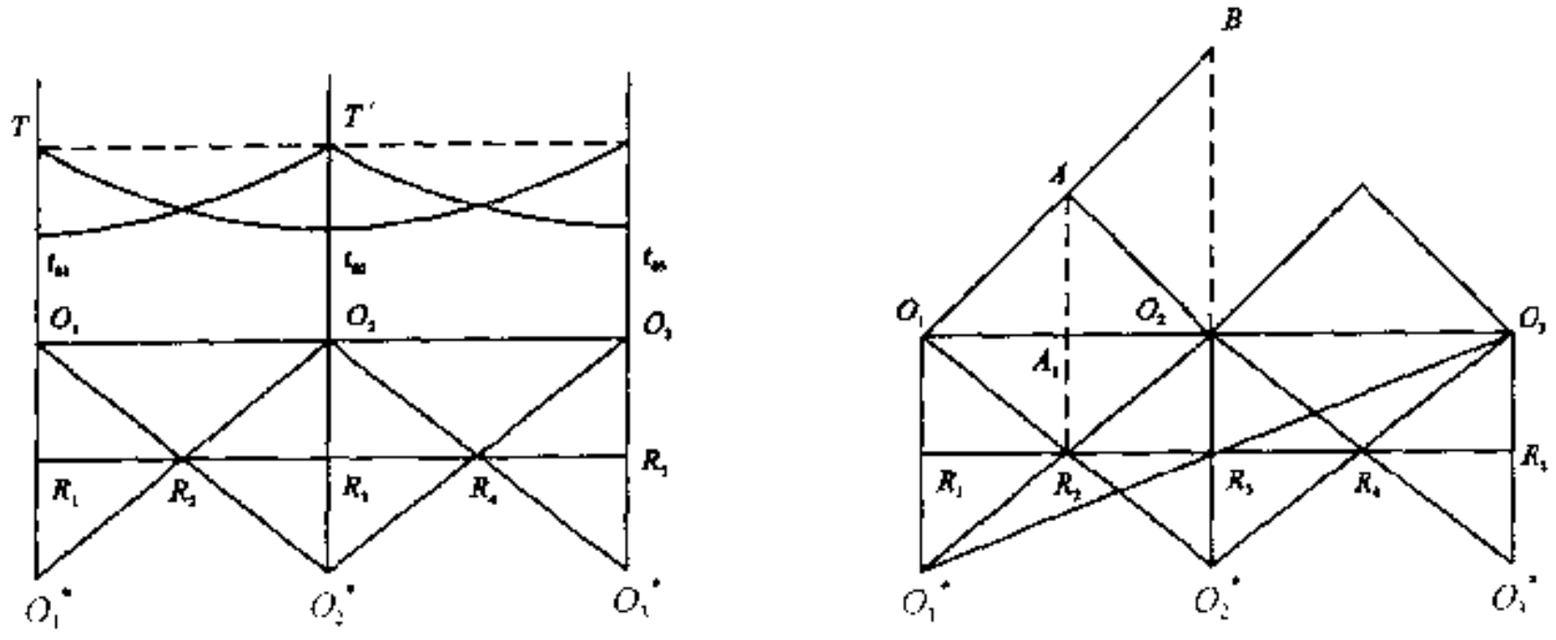
二、观测系统的图示方法

观测系统一般可用时距平面图和综合平面图两种方法来表示，下面我们以反射波法观测

系统为例来加以说明。

1. 时距平面图

时距平面图是用时距曲线的方式来表示不同的激发点与其对应的地段之间的相互关系。表示方法如图 5.3（a）所示，把测线上的爆炸点 O_1、O_2、O_3…按一定比例尺标在水平直线上，然后在水平线下方画出反射界面 R，以激发点为坐标原点向上作代表时间 t 的纵轴，构成时距平面（X-t）。在 O_1 点激发，O_1O_2 地段接收，其时距曲线用 $t_{01}T'$ 表示，对应的反射界面为 R_1R_2。在 O_2 点激发，同在 O_1O_2 地段接收，其时距曲线用 $t_{02}T$ 表示，对应的反射界面为 R_2R_3。通过两次激发，可得连续的反射界面段 R_1R_3，把激发点和排列向一个方向移动，重复以上的工作，就可以得到一个连续的长反射界面。图中，互换时间 T=T'。



(a)　　(b)

图 5.3　观测系统图示

2. 综合平面图

如图 5.3（b）所示，把激发点 O_1、O_2、O_3…标在水平直线上，然后从激发点向两侧作与测线成 45° 角的斜线，组成坐标网。当在测线上某点激发而在某一地段接收时，则可将该接收段投影到通过激发点的 45° 的斜线上，用此投影线段来表示接收地段。例如在 O_1 点激发，在 O_1O_2 地段接收，可用斜线段 O_1A 来表示，O_1A 在测线上的垂直投影 O_1A_1 就是所反映的反射界面 R_1R_2 的长度；同理在 O_2 点激发，同一地段接收，可用斜线段 O_2A 来表示，相应的反射界面为 R_2R_3。这样也同样可以得到连续的反射界面。

在综合平面图上，每两支观测线段的交点（如 A 点）称为互换点，即它们是两次观测中激发与接收的位置互换的点。

在反射波法工作中，使用的观测系统多用综合平面图来表示，它由水平线以上的许多等腰三角形组成。它的形式很简单，又很直观地表示了炮点和排列之间的关系。

三、反射波法的观测系统

1. 单次覆盖简单连续观测系统

图 5.4（a）是一张描述单次覆盖简单连续观测系统的综合平面图，O_1、O_2…O_5是激发点，A、B、C、D 表示互换点，实线段 O_1A、AO_2、O_2B…等在水平直线上的投影正好连续单次地覆盖了整条测线。这种观测系统，可连续勘探整条测线以下反射界面，所得地震剖面为单次剖面。由于这种观测系统在排列两端分别激发，所以又称为双边激发（双边放炮）观测系统。图 5.3 表示的也是这种观测系统。

如果震源固定在排列的一端激发，每激发一次，排列沿测线方向移动一次（半个排列长度），那么这种观测系统叫做单边激发（单边放炮）观测系统，如图 5.4（b）所示。

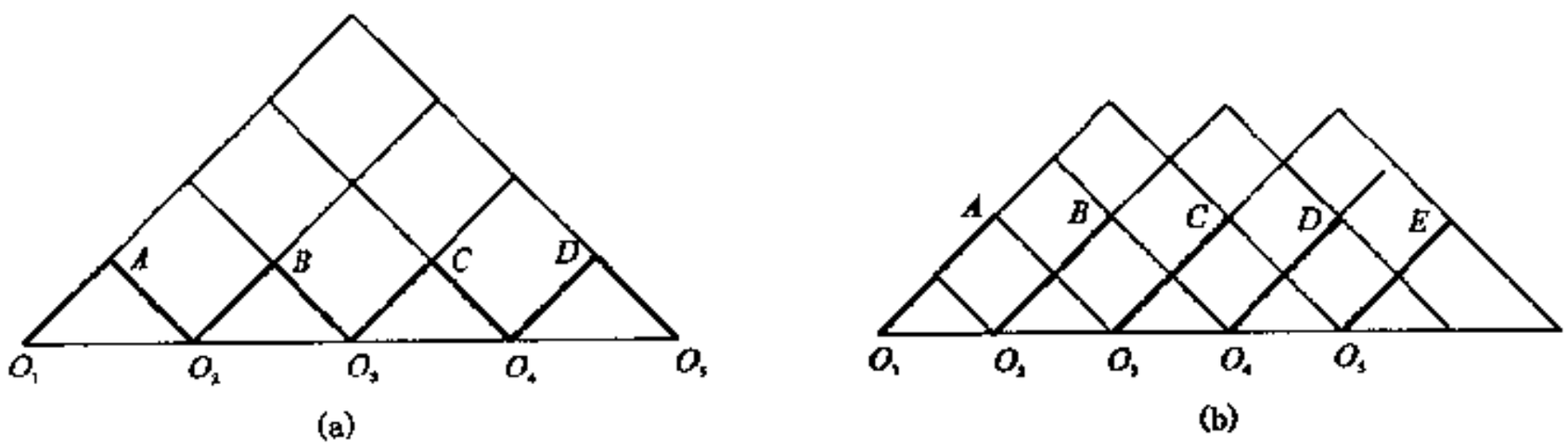


图 5.4　简单连续观测系统

（a）双边激发；　（b）单边激发

2. 单次覆盖间隔连续观测系统

为了避开激发点附近面波和声波的强干扰，接收排列的第一道检波器与激发点间隔一定距离，这种观测系统称为间隔连续观测系统，又称偏移观测系统，如图 5.5 所示。

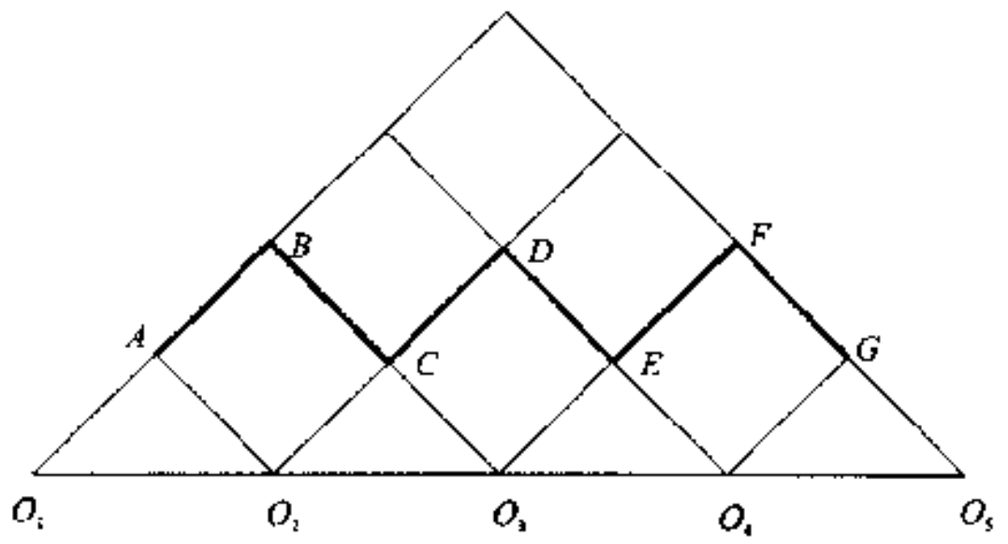


图 5.5　间隔连续观测系统

3. 多次覆盖观测系统

如图 5.3（b），在 O_2 点激发，在 O_1O_2 地段接收反射波，对反射界面 R_2R_3 进行了一次观测，这叫单次覆盖。如果我们又在 O_1 点激发，在 O_2O_3 段接收，可用斜线段 AB 表示该接收地段，这时对反射界面 R_2R_3 又进行了一次观测，即重复观测了两次，叫二次覆盖。同理可对 R_2R_3 段进行更多次的覆盖，这样对整条反射界面进行多次覆盖的系统叫做多次覆盖观测系统。

多次覆盖技术的应用是为了压制多次反射波之类的特殊干扰波，以提高地震记录的信噪

比。在抗干扰技术中我们还将对它作更详细的介绍。

四、折射波法的观测系统

折射波法观测系统也可用时距平面图和综合平面图来表示。在野外施工中常采用以下几种观测系统。

1. 单边观测系统

如图 5.6（a）所示，在 O_1 点激发，在激发点右方（或左方）接收的一种观测系统叫单边观测系统。上方的是用综合平面图表示的观测系统，下方的是用时距平面图表示的观测系统。这种观测系统适应于折射界面较浅的条件。

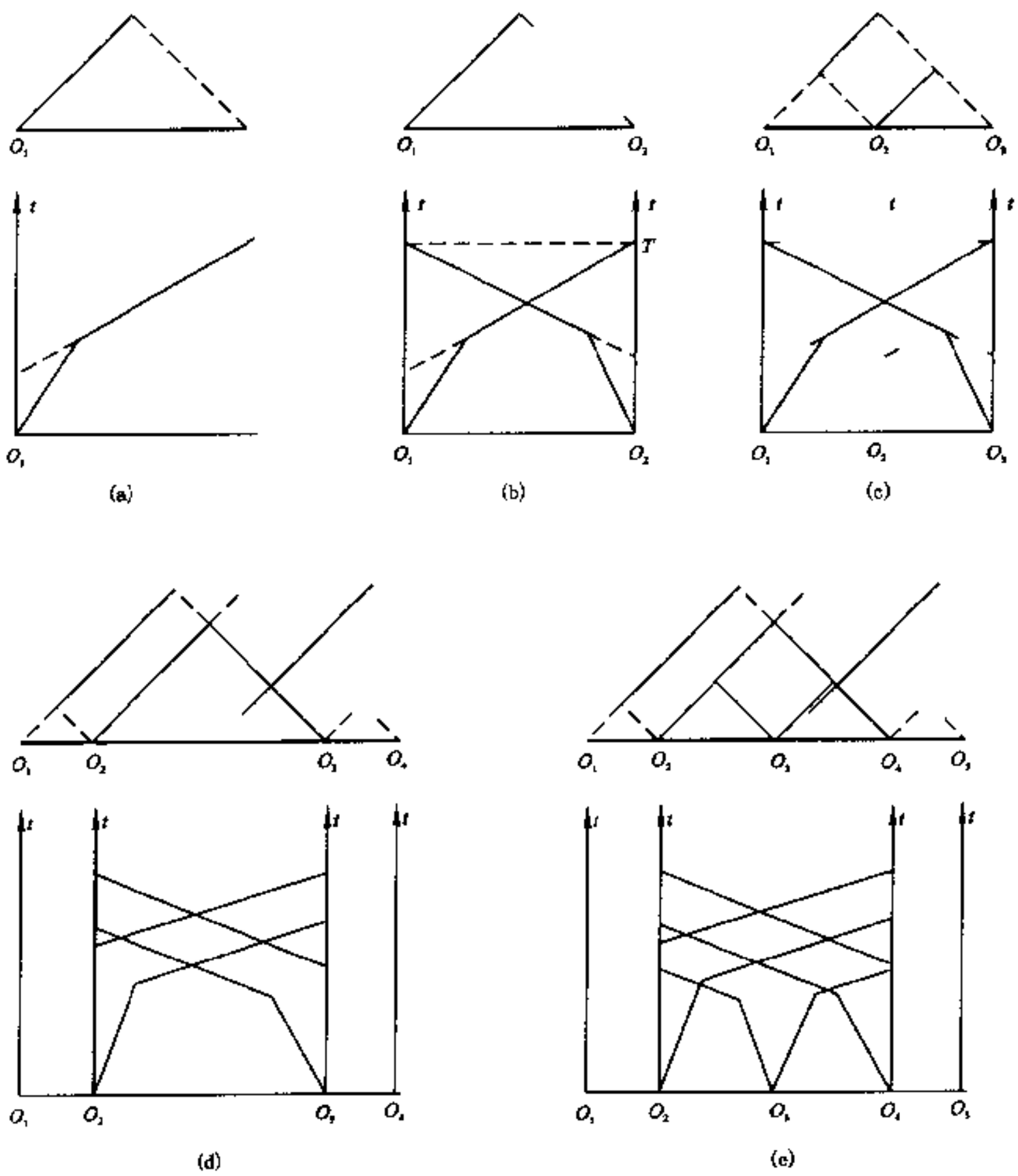


图 5.6　折射波法观测系统

（a）单边观测系统；（b）相遇系统；（c）追逐系统；（d）相遇追逐系统；（e）双重相遇追逐系统

2. 相遇观测系统

如图 5.6（b）所示，在 O_1 点激发，O_1O_2 地段接收，可得一支时距曲线，然后在 O_2 点激发，在同一地段接收，又得一支时距曲线，这一对时距曲线称为相遇曲线，并存在互换关系。它实际上是由两个单边时距曲线组成的，与此对应的观测系统就叫相遇观测系统。这在讨论倾斜界面折射波时距曲线时已提及过。

3. 追逐观测系统

如图 5.6（c）所示，这种观测系统在讨论曲界面折射波时距曲线时，已详细介绍过。它的主要作用是在界面弯曲情况下，判断波有无穿透现象。此外，在存在断层情况下，判断是否产生绕射现象。

4. 相遇追逐观测系统

如图 5.6（d）所示，这种观测系统的优点是可利用追逐时距曲线的平行性来延长解释区间，判定有无穿透现象，并比较准确地确定求时深转换波速 V_e（有效速度）的交点。

5. 双重相遇追逐观测系统

如图 5.6（e）所示，这种观测系统的优点是既可利用 O_3 两侧交点求出的二个 V_e 值来控制 V_e 的横向变化，又可利用大、小排列的二组 t_0 值相互对比提高解释精度，并且具备（d）种观测系统的优点。在浅层地震折射波法工作中，经常采用这种形式的观测系统。

第三节　地震波的激发和接收

地震记录质量的好坏，在很大程度上取决于地震波的激发和接收条件，这是关系到第一手资料质量好坏的问题。在浅层地震勘探中，在不同的地表地质条件下，如何激发和有效地接收地震波？这些人工激发的地震波有些什么特点？我们将在本节详细讨论。

一、地震波的激发

1. 地震勘探对激发条件的基本要求

激发条件是影响地震记录好坏的第一个因素，它是得到好的有效波的基础条件，如果激发条件很差，再如何改进接收条件也是徒劳的，浅层地震勘探对激发条件一般有以下几个基本要求：

(1) 激发的地震波要有一定的能量，以保证获得勘探目的层的反射；

(2) 要使激发的地震有效波能量较强，而干扰波相对微弱，有较高的信噪比；

(3) 要使激发的地震波频带较宽，使激发的波尽可能接近 δ 脉冲（尖脉冲），以利提高地震勘探的分辨率；

(2) 非炸药震源

由于浅层地震勘探往往在工业区和人口稠密的城市进行，使用炸药震源很不安全。因此很有必要研究和使用非炸药震源。目前用于浅层地震勘探中的非炸药震源主要有锤击震源、高频震源枪、电火花及空气枪震源等。下面分别予以介绍。

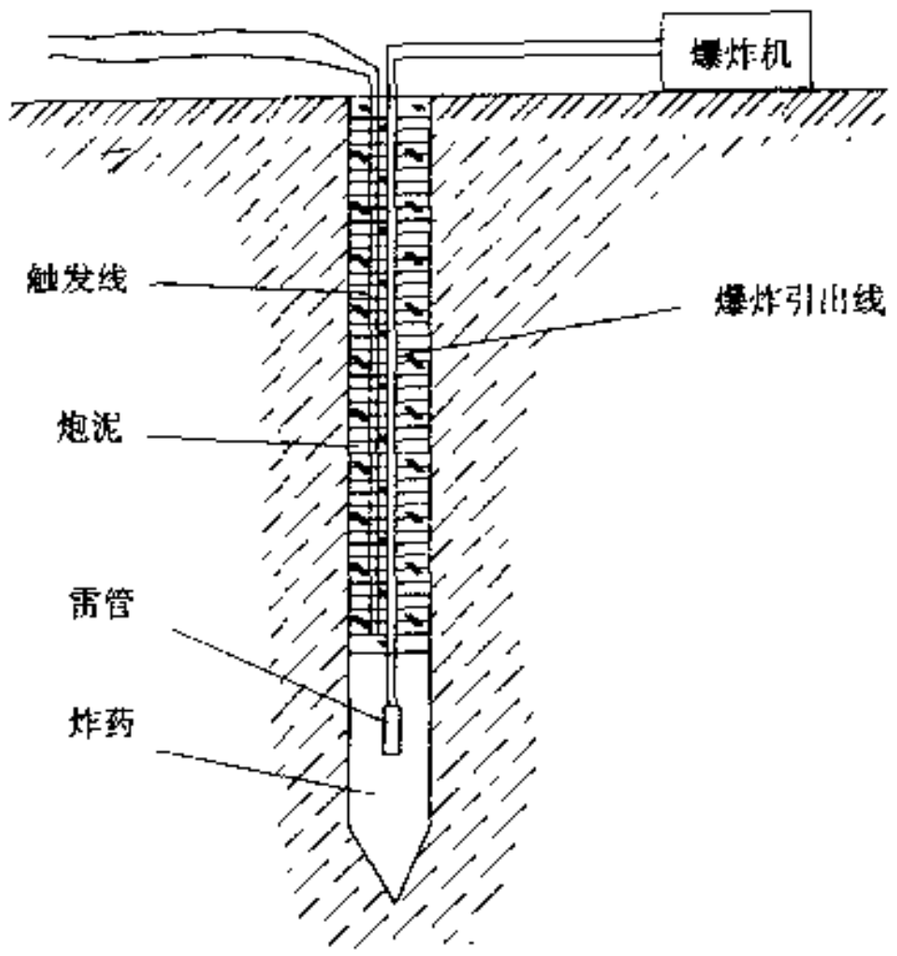


图 5.8　爆炸震源的炮眼及药包装填方式

①锤击震源。

锤击是目前浅层地震勘探中采用最为广泛的一种简便激发方式，它特别适合于在建筑物比较密集的地区开展工作。通常采用大锤锤击置于地面的钢板和铝合金板，大锤一般是 18 磅或 24 磅的铁锤。

测区地表结构对锤击震源的激发效果影响很大，如在干燥松软的地面锤击效果较差，而在潮湿密实的地面锤击效果较好。实践表明，只要锤击员每次都以相同的方式锤击金属板，锤击震源具有较好的重复性。而目前用于浅层地震勘探的地震仪一般都是信号增强型地震仪，因此采用多次锤击叠加的办法可以获得能量较强、分辨率较高的地震波频谱。此外，为保证多次激发时波的重复性较好，应保持金属垫板与地面的耦合状态良好，一般对于较疏松的覆盖层应把较疏松的部分刨去。

②高频震源枪。

高频震源枪是进入 90 年代才开始投入浅层地震勘探实际应用的。它是使用震源枪把震源弹射入浅孔（充水的或潮湿的孔），利用震源弹爆炸而激发地震波。由于震源枪是垂直向下把子弹射入孔中的，可起到定向发射的作用，有利于激发能量向下传播。

高频震源枪激发所得的反射波高频成分比较丰富，高频能量衰减缓慢，有利于开展浅层高分辨率地震反射勘探。

③电火花和空气枪震源。

电火花和空气枪震源多用于水上地震勘探。电火花震源是利用电容器储存高压电能，在一瞬间通过水介质释放出来，在水中产生压力波再作用于大地而形成地震波。空气枪震源是将压缩空气在短暂瞬间释放于水中，从而产生地震波。

电火花震源和空气枪震源相对炸药而言安全可靠，对附近的建筑物和工程设施无破坏作用，无环境污染，激发震源的频带较宽，高频成分丰富，且重复性好，能量可以调节，操作方便。它们也是浅层地震勘探的一种较理想的震源。

以上就浅层地震勘探中常用的几种震源作了简要介绍。浅层地震勘探所需要的震源能量不仅与地表地质条件、地下岩性、检波器频率特性和灵敏度有关，而且还与目的层深度有关。实践表明：目的层深度浅于 50m 时使用锤击、击管、高频震源枪等效果较好；目的层深度为 50～800m 时，可使用电火花、高能炸药等震源。

3. 震源特性和激发条件对分辨率的影响

在浅层地震勘探中，人们总是希望获得频带较宽、波形较尖锐的地震波形。而如果激发的地震波本身频带较窄，缺少高频成分，则在数据采集和处理中，无论花费多大的功夫也不能获得有效的高分辨率地震反射资料。因此，激发的脉冲形状如何是浅层高分辨率地震勘探的基本问题。因而，在实际生产中，应尽量采用频带宽、高频成分丰富的震源。

震源激发产生的地震波高频成分除与震源本身所具有的频谱特征有关外，还与激发介质的条件有关。选取良好的激发条件对获取高频地震波也是十分重要的。若采用炸药做震源，最好把炸药放在潜水面以下激发，这样可避开地表低速风化带对高频成分的严重吸收衰减作用。此外，炸药震源上部覆盖物的压力也影响地震波的能量，压力越大，向下传递的地震波能量就越强。在钾盐、煤田、沉积型铀矿的地震勘探中，由于勘探目的层较深，常使用炸药震源。在工程水文地质调查中，由于目的层较浅，大多采用非炸药震源，如锤击、高频震源枪、电火花等。这些震源大都在地表激发，为获得较高的激发频率，应尽量选择在含有粘土的地表介质激发，潮湿、坚实的介质有利于激发高频成分，而疏松干燥的厚砂层和淤泥对高频地震波吸收衰减严重，应避免在此介质中激发地震波。

二、地震波的接收

1. 地震勘探对接收条件的基本要求

地震记录是研究地质现象的原始资料，因此在选择最佳激发条件以确保有效地激发地震波的同时，亦应选择良好的接收条件，从而保证地震记录具有如下特点：

(1) 接收的地震记录有效波突出，并有明显的特征；

(2) 与各地震界面相应的有效波层次分明，波间关系清楚，尤其是目的层反射应明显；

(3) 干扰波少，强度弱，并易于分辨。

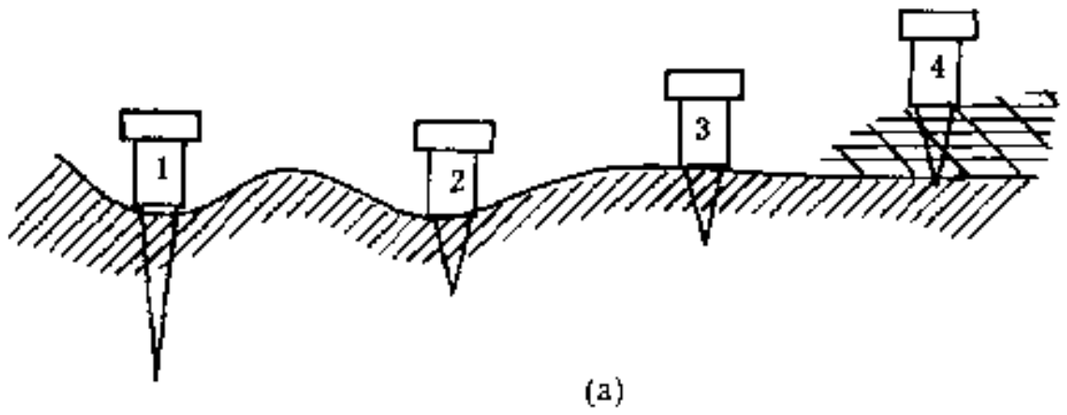
选择良好的接收条件，主要从检波器的性能、检波器与大地的耦合状况以及检波器间距的选择等方面来考虑。

2. 检波器的频率特性

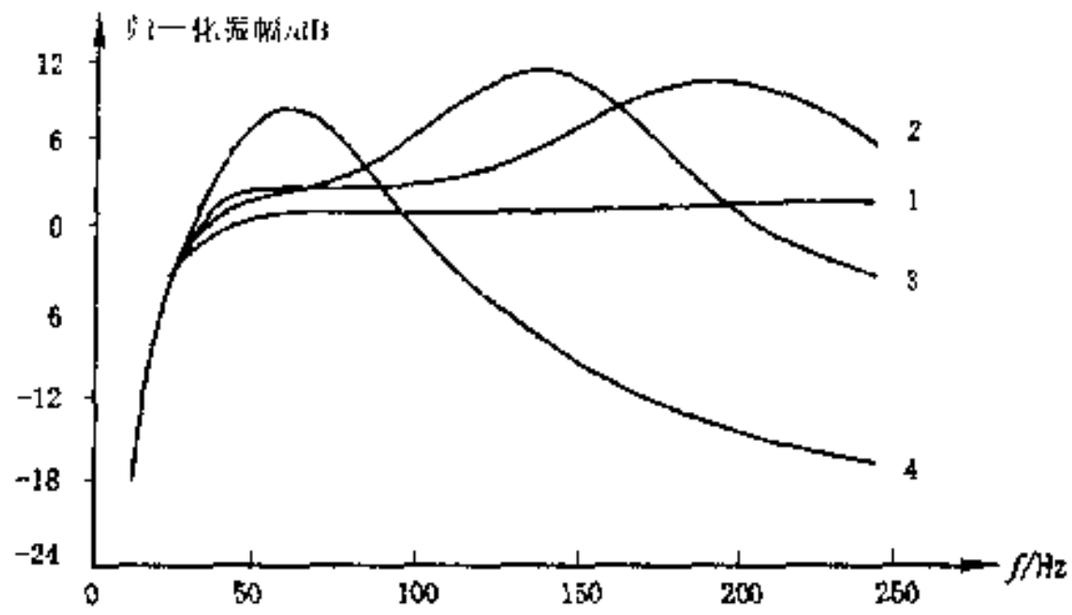
在高分辨率浅层地震勘探中，我们总是希望尽可能获得宽高频地震信号，这就需要采用自然频率高的检波器进行接收。高频检波器的高频响应好，低频响应差。因此，可以利用高频检波器频率响应曲线的左半支对低频压制强烈，利用检波器响应曲线非线性部分相对补偿由大地滤波作用而造成的高频信号衰减严重和低频信号振幅相对强等特点，使检波器对高、低频信号的输出基本均一，如图 5.9 所示。由于高频检波器对低频强振幅信号进行了衰减，从而避免了地震勘探仪器前置放大器处于饱和状态。

3. 检波器的方向特性

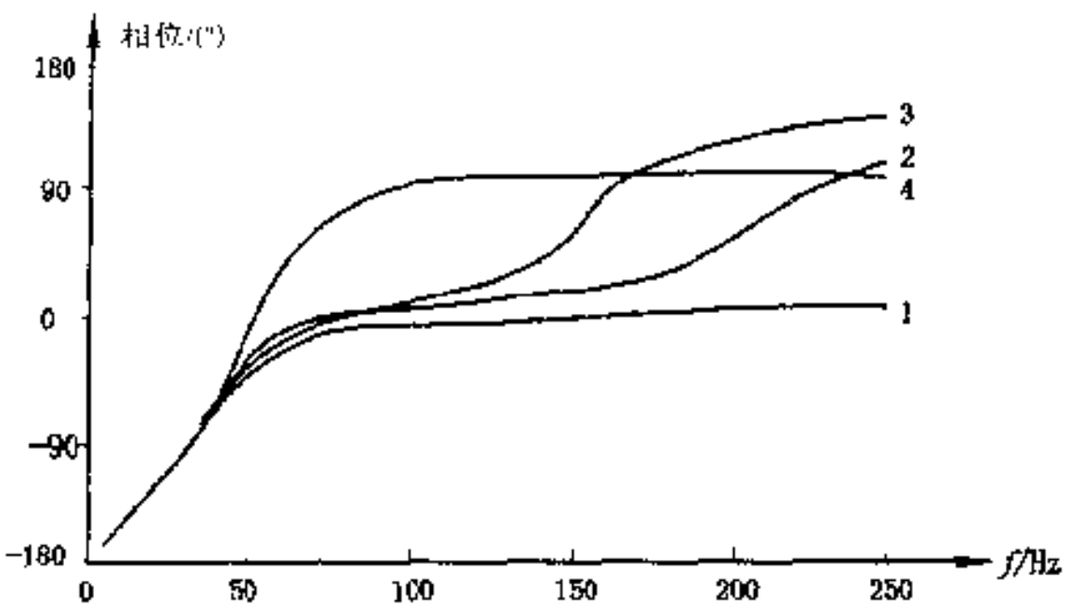
我们知道每种检波器都有响应最灵敏的方向，而地震波在传播过程中亦有一定的振动方



(a)



(b)



(c)

图5.10

（a）检波器和不同的大地耦合条件；（b）不同耦合条件下的检波器频率响应；（c）不同耦合条件下的检波器频率与相位关系

（1）最好耦合，14cm长的尾锥埋置在挖过的地表里；（2）好的耦合，3cm长的尾锥埋置在挖过的地表里；（3）较好的耦合，3cm长的尾锥埋置在粗打过的地表里；（4）差的耦合，3cm长的尾锥埋置在没做任何处理的地表里

5. 道间距 ΔX 的选择

前面在介绍观测系统时已谈到过道间距 ΔX 选择的问题，为了保证可靠地追踪和对比各地震道记录的有效波，必须合理地选择 ΔX 的大小。

道间距的选择原则是：要求各道间相位关系清楚，同相轴明显。能否可靠辨认同一相位，主要决定于地震有效波（反射波或折射波）到达相邻检波器的时间 Δt，所记录有效波的视周期及其他波对有效波的干扰程度。如果有效波在地震记录上的视周期为 T_a，那么道

间距 ΔX 选择的基本原则是使时间 Δt 小于视周期 T_a 的一半，即 $\Delta t \leqslant T_a/2$，如图 5.11（a）所示，这样便能可靠地辨认有效波的相同相位。反之，若 $\Delta t > T_a/2$，如图 5.11（b）所示，则有可能造成相位对比错误，即有可能把不同的相位错认了。再考虑到地震有效波的视速度，通常把道间距的最大限度定为

$$\Delta X_{\max} = \frac{1}{2} V_a T_a \tag{5.3}$$

式中，V_a 为有效波的视速度；并且 $\Delta t = \dfrac{\Delta X}{V_a}$。

为了能同时可靠地追踪对比深层和浅层反射波，ΔX 应以浅层反射波（它的视速度小）的 V_a、T_a 作为标准来选择。对于勘探目的层较深的情况：对反射波来说，地震记录的相邻道时间差小，视速度较大，视周期也较大，因此 ΔX 可以选择大一些；而对折射波来说，它的视速度小于反射波的视速度，因此，折射波勘探的 ΔX 应小于反射波的 ΔX。而在大多数浅层或者超浅层的工程地震勘探中，反射波的视速度甚至小于折射波的视速度，因此，在很多情况下，反射波法的道间距应小于折射波法的道间距，对于要探测地下精细构造的情况时尤其如此。

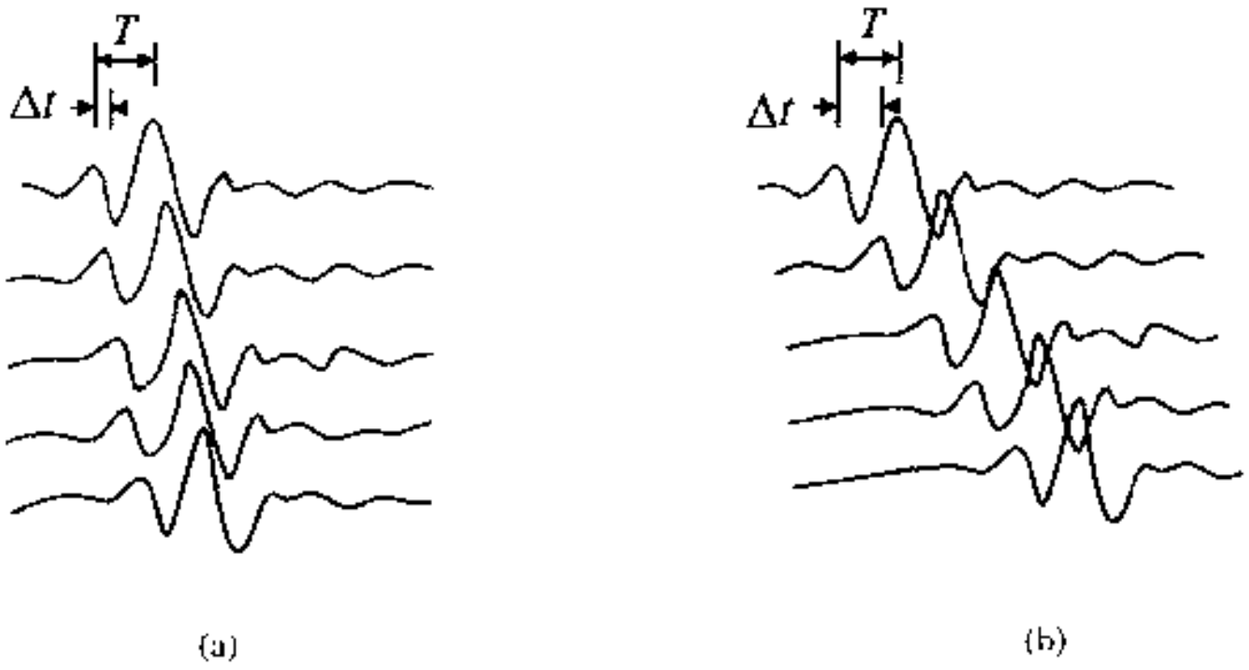


图 5.11　道间距 ΔX 的选择

第四节　有效波和干扰波

一、有效波和干扰波的定义

在采集地震数据时，实际接收到的地震波中，除反射波之外，还会接收到折射波、面波、多次波以及环境噪音等，按这些波所能提供的信息，可分成有效波和干扰波两大类。在地震勘探中我们把能用来解决地质任务的波统称为有效波，而把对有效波起干扰和破坏作用的波叫干扰波。但是有效波和干扰波是一种相对的概念，对反射纵波勘探来说，它能提供地下地质构造、岩性等的信息，是有效波，而其他类型的波就成为干扰波。对折射波

法勘探来说，折射波是有效波，而反射波成了干扰波。对面波勘探来说，反射波和折射波都成了干扰波。

根据浅层地震勘探的特点，把干扰波分为震源干扰波和外界干扰波。在浅层地震反射勘探中，干扰背景往往较严重，这主要是因为浅层地震勘探大都是探测几百米深度范围内的地质构造，采用的偏移距和排列长度较短，因此浅层地震勘探受震源干扰波影响严重；且在解决工程、水文等地质问题时大多在工业区或人口密集的城市进行，工业噪声、交通运输等外界干扰相当严重。

为了利用有效波来解决地质任务，就必须想方设法来突出有效波，躲开、压制和消除干扰波，提高信噪比。所谓信噪比，在地震勘探中是指有效波与干扰波强度之比，如果用 S 表示有效波（有效信号）的强度，用 n 表示干扰波（噪声）的强度，则信噪比为 S/n。在浅层地震勘探的野外数据采集、资料的数字处理和解释的全过程中，都有一个如何来提高信噪比的问题。只有高信噪比的资料，才有可能较准确地进行地震地质解释。

二、各种干扰波的来源和特征

1. 震源干扰波

震源干扰波指的是在地震震源激发后，震源本身产生的非有效波，它主要包括声波、面波和多次反射波等几种类型。

(1) 声波

在以爆炸或锤击作为震源时，在地震记录上往往能发现声波的记录。声波实质上是在空气中传播的弹性波，其特点是传播速度较稳定（约 340m/s），频率较高（一般在 100Hz 以上），延续时间较短，且在地震记录上，一般为 1～3 个波峰的窄条带直线同相轴，如图 5.12 所示。

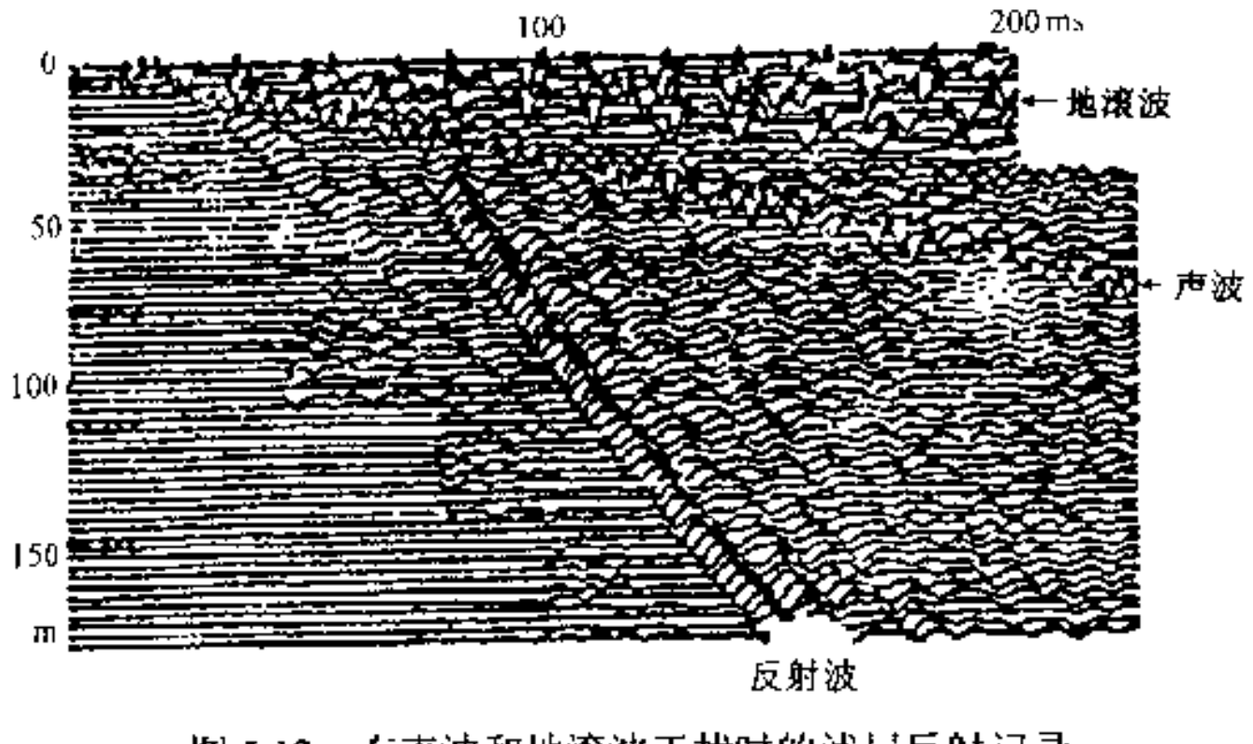


图 5.12　有声波和地滚波干扰时的浅层反射记录

在浅层地震勘探中，一般所采用的偏移距较小，排列长度较短，因此声波干扰比较严重，对地面敲击震源更是如此。若在数据采集中，采用炸药震源，把炸药放在一定深度的井中激发，可减弱声波干扰。

(2) 面波

面波几乎出现在所有的地震记录上，是浅层地震勘探中的一种主要干扰波。面波的视速度小（100～500m/s），频率低（10～30Hz）、能量强、衰减慢，如图 5.12 所示。面波沿地表传播，由于地表介质不是均匀不变，在水平方向尤其是垂直方向速度变化很大。因此，面波传播时，随着传播距离的增大，振动延续时间的增长，显示出明显的频散特点，在地震记录上形成“扫帚状”。这种发生频散，形成“扫帚状”的面波通常称之为地滚波。

地滚波能量的强弱与激发岩性、激发深度以及表层地震地质条件有关。在淤泥质和原砂上地区，由于这些地层对有效波的能量强烈吸收，有效波能量减弱，面波能量相对增强；在疏松的低速岩层中激发或所用炸药量过大，都会造成激发频率降低，使地滚波能量相对加强；爆炸井较深时面波减弱，井浅时面波增强。在浅层工程地震勘探中，一般采用地面激发和接收的工作方法，因此面波能量相对较强。选取较好的激发介质和采用小能量激发，有助于减弱地滚波的干扰。

(3) 多次反射

多次反射在第二章中已详细讨论过，当地下存在强波阻抗界面时会产生多次反射波。其特点与一般反射波相似，但视速度稍低，主要通过时差分析来识别。对于简单的多次波，其旅行时间与对应的一次反射波近似成倍数关系；对于层间多次波，其旅行时间为层下界面的一次反射时间的二倍与层上界面的一次反射时间之差。此外，如果记录上为真振幅，还可以通过振幅对比来推断多次反射波的存在。

2. 外界干扰波

(1) 随机干扰

随机干扰指无一定规律、无一定频率及视速度、杂乱无章的振动，它包括人走、车行、风吹草动等引起的微震干扰，以及井中喷出物溅落等引起震源附近记录道上的杂乱干扰。随机干扰的频谱很宽，因而不能利用它和有效波之间在频谱上的差异或视速度的差异来压制随机干扰。在浅层地震勘探中，随机干扰的来源大致可分为三类：第一类是地面的微震和其他外界干扰，如风吹草动和一些人为因素引起的无规则的振动，这类噪声在地震震源激发前就存在，它的特点是频带宽（从 1～200Hz），强度取决于气象、时间、交通、工业、地质、地理等条件而不同；第二类是仪器在接收时或处理过程中的噪音；第三类是地震震源激发后产生的不规则干扰。在这三类随机干扰中，第一类对地震记录的信噪比影响最严重。

随机干扰表面上看起来是不规则的，但实际上仍有规律可循，它遵循统计规律。在抗干扰浅层地震反射勘探技术中，利用其统计规律，采用组合检波、多次水平叠加和垂直叠加的方法技术来压制随机干扰波。

(2) 相干干扰

相干干扰指外界产生的具有一定规律性的干扰，相干干扰在地震记录上表现为有规律的振动，具有一定的频率和视速度，如同面波、声波等干扰波在记录上具有一定的频率和视速度一样。

在城市工程地震勘探中，尤其是在大型厂矿附近，相干干扰波相当严重，如厂矿企业内机器有规律地连续振动，江、河、海波浪冲击岸坡等产生的相干干扰波。在整个记录过程中，相干干扰波自始至终对记录都有很大影响，图 5.13 表示了地震记录上的相干干扰波，从图中

可以看出，许多波组几乎都有相同的视速度，且出现的间隔也很有规律性，因为它是由测线附近的机器振动所引起的。

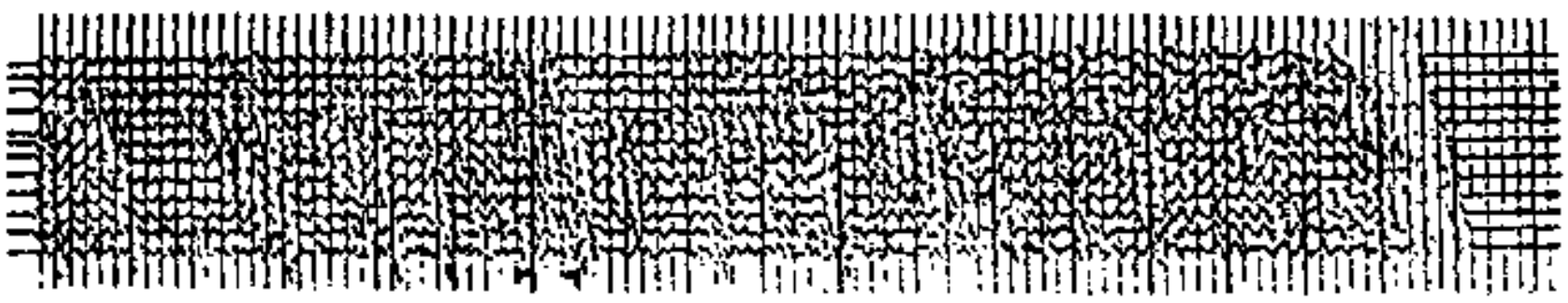


图 5.13　相干干扰波记录

(3) 工业电干扰

在城市开展浅层地震工作时，工业电干扰比较严重，特别是当地震测线通过输电线路时，检波器电缆会感应 50Hz 的电压，形成工业电干扰。

工业电干扰的特点是在整张地震记录上或其中某几道的记录上出现 50Hz 的正弦波，其振幅大小受输电的电压、输电线的粗细、输电线与检波器电缆的距离等具体条件制约，有时其强度可超过地震有效波的许多倍。

三、干扰波调查

为了了解各种干扰波的分布特征，以便采取一系列压制干扰波的方法技术，在野外地震数据采集之前，必须首先进行干扰波调查。

1. 震源干扰波调查

通过干扰波调查可确定反射波和干扰波的分布特征，并可对震源和检波器接收排列的有效性作出评价，进而确定有效的观测系统。在进行干扰波调查时，通常以小道间距埋置检波器。在零偏移距（或很小的偏移距）处激发，随后或是移动检波器排列或是移动激发震源（一般是移动激发震源，这样可提高工作效率），每次移动的距离应等于一个检波器的排列长度，以保持干扰波同相轴的连续性。干扰波调查采用的最大炮检距应等于或大于生产时接收排列的长度。

图 5.14（a）是震源干扰波调查的一个实例。采用的震源为 30.06 型的来复枪，检波器为单个的 100Hz 检波器，道间距为 2ft（1ft=0.3048m），最小偏移距为 4ft，近炮点的 12 道是用 220Hz 的低切滤波器进行记录的，其余各道采用了 110Hz 滤波器。图中约 80ms 处出现的是基岩反射波。图上地滚波、初至折射波、直达波和反射波都很明显。

右图（b）是左图（a）的解释结果，经解释得知有直达波、两个初至折射波，波速分别为 550ft/s，1140ft/s 和 2600ft/s 以及多组反射波和地滚波。

2. 外界干扰波调查

外界干扰波调查的目的在于了解非地震勘探震源干扰波的特征。通常采用的方法是在地

（直线或面积）安置在排列上，把检波器同极性的输出端用导线连接在一起，作为某一道的地震信号送到地震仪器中去。为了讨论问题的方便，下面以两个检波器的线性组合为例，来说明组合检波的基本原理和组合特性。

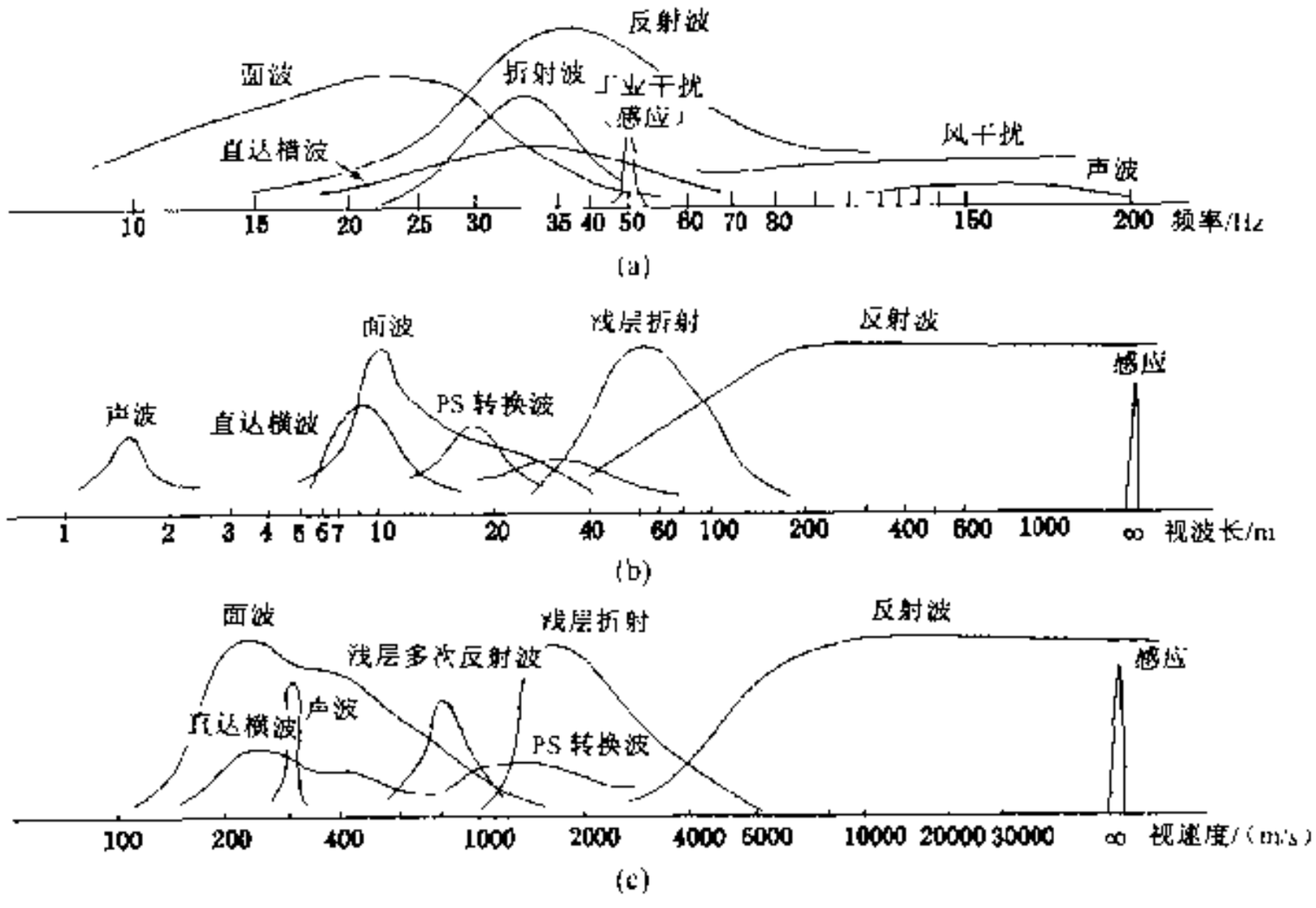


图 5.15

（a）地震波的频谱；（b）视波长谱；（c）视速度谱

如图 5.16 所示，设 S_1 和 S_2 两点分别安置灵敏度完全一样的检波器，一速度为 V 的平面波以 α 角投射到地面上，它们到达 S_1、S_2 两个检波器的时间分别为 t 和 $t+\Delta t$，从图 5.16 可知

$$\begin{aligned}\Delta t &= \frac{\Delta S \sin\alpha}{V} \\ &= \frac{\Delta S}{V_a}\end{aligned} \tag{5.4}$$

式中 $V_a=V/\sin\alpha$ 为视速度，ΔS 为 S_1、S_2 两检波器的距离，称组合基距。

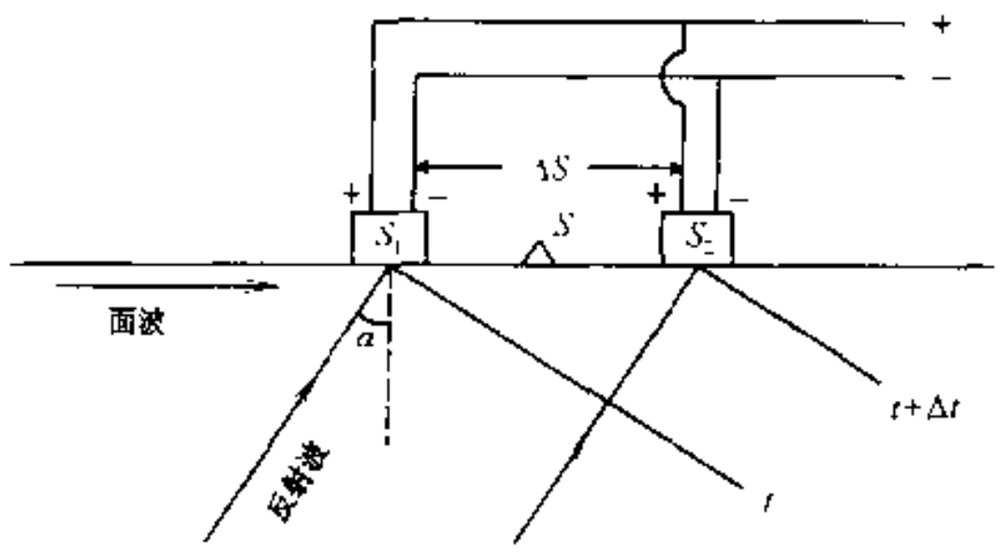


图 5.16　组合检波示意图

为了便于定量讨论，用余弦波（或正弦波）代替地震波形，这样做不会影响所得结论的普遍性。令 u_1、u_2 分别表示 S_1、S_2 两点的波动位移值，其表达式为

$$\left.\begin{aligned} u_1 &= A\cos 2\pi ft \\ u_2 &= A\cos 2\pi f(t+\Delta t) \end{aligned}\right\} \tag{5.5}$$

因为两个检波器组合后共同输出的信号，应当是各道信号的叠加，因此其合振动为

$$\begin{aligned} u_\Sigma &= u_1 + u_2 \\ &= A[\cos 2\pi ft + \cos 2\pi f(t+\Delta t)] \end{aligned} \tag{5.6}$$

根据三角函数的和差化积公式，可将此式化为

$$\begin{aligned} u_\Sigma &= 2A\cos\pi f\Delta t\cos 2\pi f\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right) \\ &= A_\Sigma\cos 2\pi f\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right) \end{aligned} \tag{5.7}$$

式中，$A_\Sigma = 2A\cos\pi f\Delta t = 2A\cos\pi\Delta t/T$ 为合成振动的总振幅，显然它既与各个分振动的振幅有关，同时还与时差有关。

设 Δt=0、T/4、T/2 时，则 A_Σ=2A、1.4A、0。这种振动的叠加也可以用图解的方法绘出合成振动图形，如图 5.17 所示，图中粗实线表示合成振动图形，而未叠加时各个分振动的图形分别用细实线和细虚线表示。由此我们得到启示：由于在激发点附近，反射波与面波、声波等干扰波相比，其视速度大得多，因而 Δt 就很小，组合检波对突出反射波有利；而对于面波、声波等干扰波，调整组合基距 ΔS，使它到达两检波器的时差为半个视周期，则组合后干扰波振幅几乎为零。如图 5.18 所示为组合对面波的压制效果。

在组合法中，定义组合后振动的振幅和组合前振幅的比值，叫做检波器的组合灵敏度，用 φ_n' 表示，n 表示组合的检波器个数，当 n=2 时 φ_n' 为

$$\begin{aligned} \varphi_2' &= \frac{A_\Sigma}{A} \\ &= \frac{2A\cos\pi f\Delta t}{A} \\ &= 2\cos\pi f\Delta t \end{aligned} \tag{5.8}$$

根据三角公式 $\sin 2\alpha = 2\sin\alpha\cos\alpha$，上式变为

$$\varphi_2' = \frac{\sin 2\pi f\Delta t}{\sin\pi f\Delta t} \tag{5.9}$$

上式为两个检波器的组合灵敏度，当 n 个检波器组合时，其组合灵敏度为

$$\varphi_n' = \frac{\sin n\pi f\Delta t}{\sin\pi f\Delta t} \tag{5.10}$$

为了对不同组合个数的灵敏度特性进行比较，对上式进行归一化得

$$\varphi_n = \frac{1}{n}\frac{\sin n\pi f\Delta t}{\sin\pi f\Delta t} \tag{5.11}$$

φ_n 称为相对灵敏度。

从式（5.11）可以看出，φ_n 既是 f 的函数，也是 Δt 的函数，写成 $\varphi_n(f,\ \Delta t)$。若固定 $f=f_i$，即只研究某一频率 f_i 的简谐波的组合效果，这时 $\varphi_n(f,\ \Delta t)$ 就是方向特性，即组合的速度滤波特性。若固定 $\Delta t=\Delta t_i$，即只研究来自某一方向的不同频率的组合效果，这时 $\varphi_n(f,\ \Delta t)$ 就是频率特性。

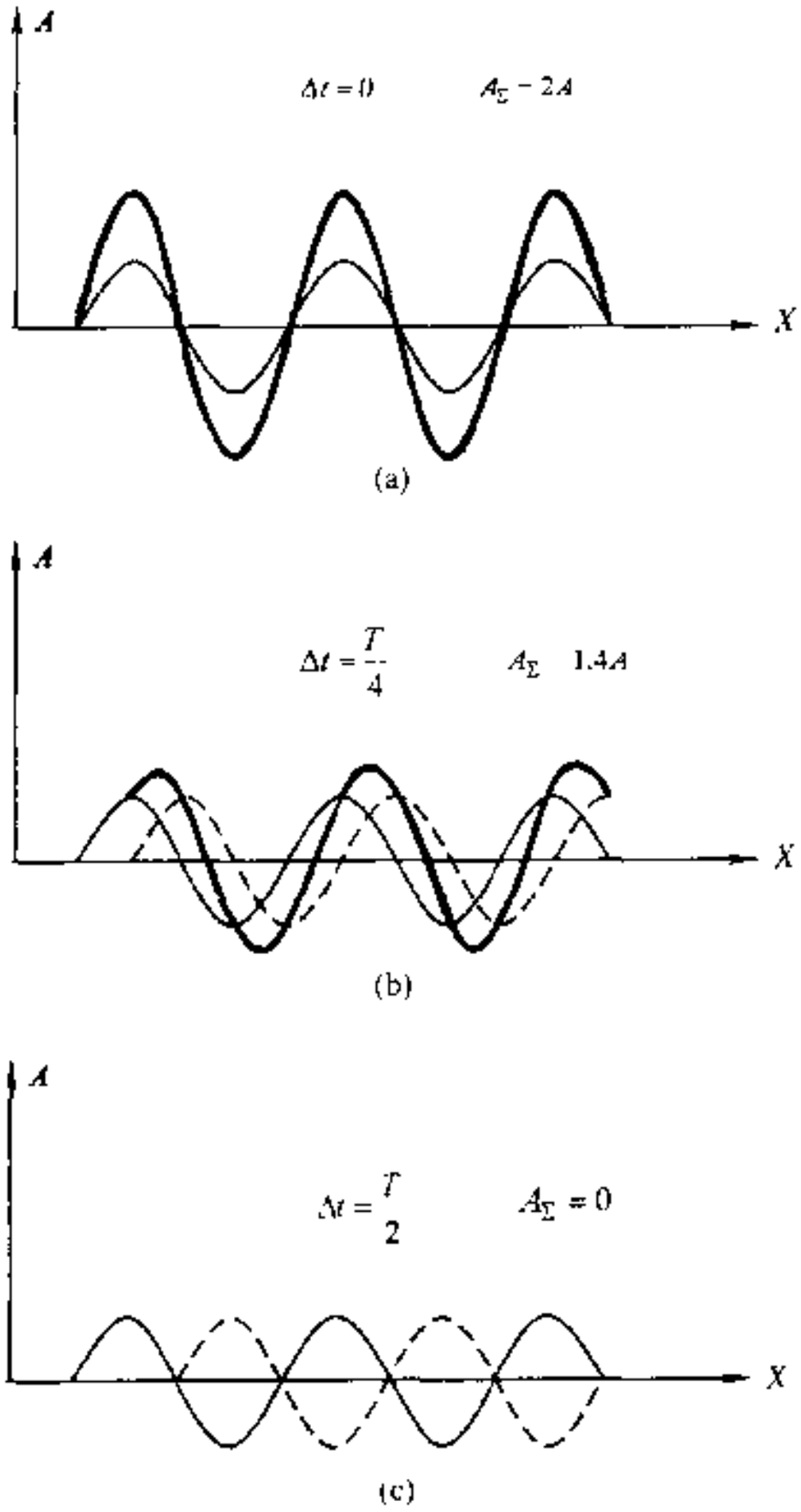


图 5.17　振动叠加图解法

1. 组合的速度滤波特性

由式（5.11）可知组合的速度滤波特性为

$$\varphi_n(V_n)=\frac{1}{n}\frac{\sin n\pi f\Delta X/V_a}{\sin \pi f\Delta X/V_a} \tag{5.12}$$

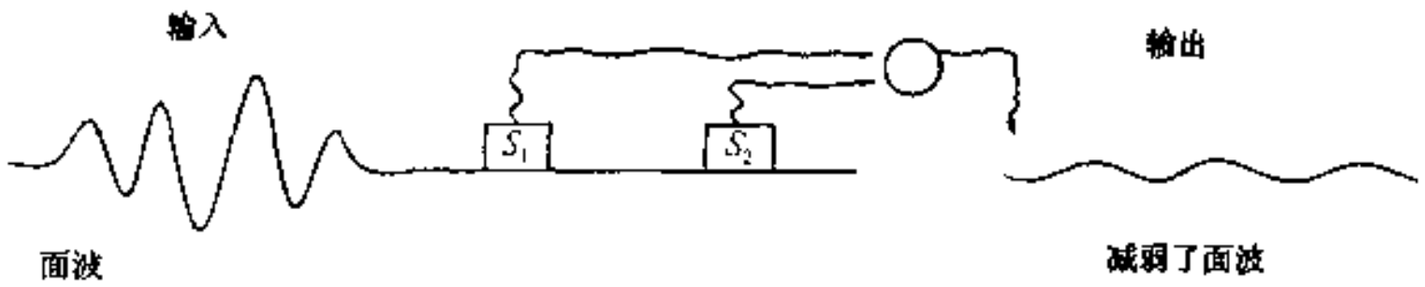


图 5.18　组合对面波的压制

对于不同的视速度，图 5.19 给出了组合基距为 5m，12 个检波器元素组成的组合排列的速度滤波特性曲线。从这些曲线可以看出，组合接收对不同的视速度具有不同的响应，从这个意义上说组合相当于一个视速度滤波器。

由于声波、面波等干扰波都沿测线方向传播，视速度较低，组合内相邻检波器之间的时差较大，组合对该低视速度干扰波的高频成分压制严重，经组合接收后声波和面波等低速干扰波的能量主要集中在 40Hz 以下，配合使用高频检波器接收和有效的低切滤波器，就能够压制低视速度的干扰波。

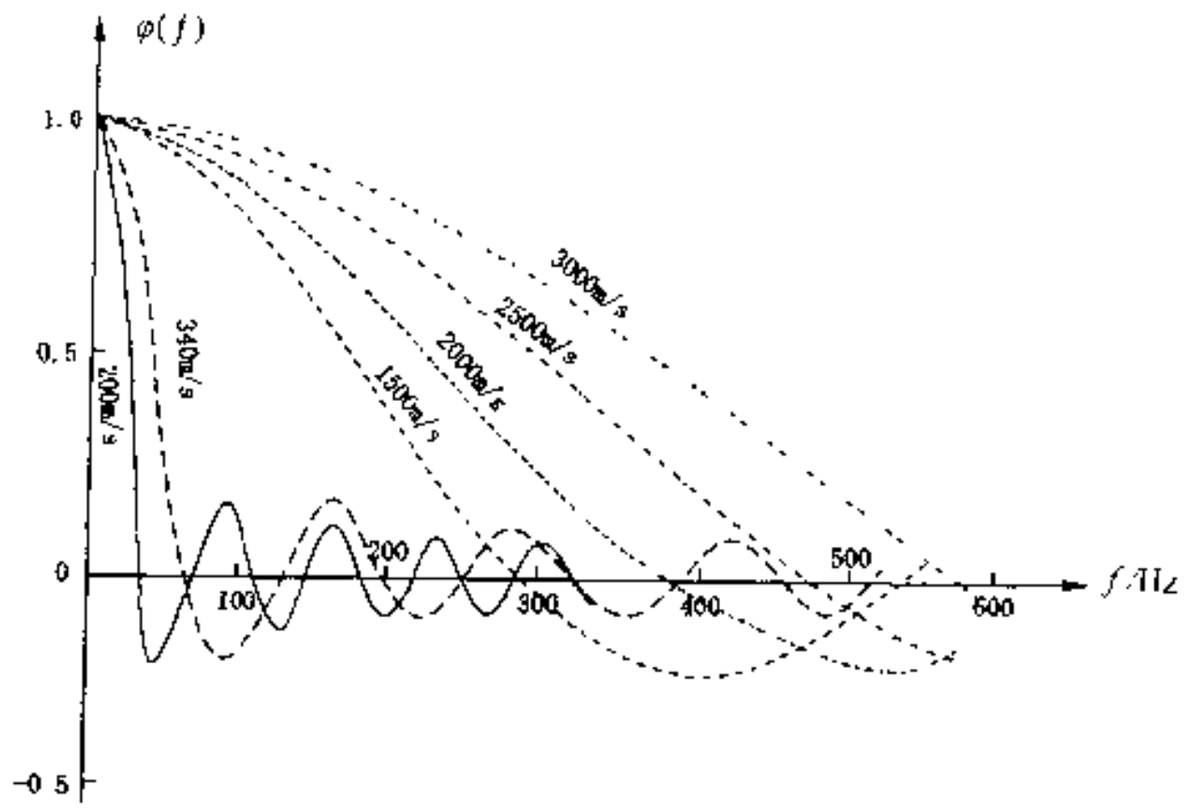


图 5.19　组合的速度滤波特性

相对于低视速度的干扰波而言，有效波的视速度较高，经组合接收后有效波得到了增强。从图 5.19 可以看出，有效波的视速度越高，组合接收对高频成分的抑制作用就越小。因此，在原始资料的数据采集时，我们应尽可能地提高有效波的视速度。提高有效波的视速度可从近炮点接收和从上倾方向接收两方面来考虑。

2. 组合的频率特性

上面讨论的速度滤波特性（组合的方向特性）是基于固定频率的波（即平面简谐波），而实际的地震波为脉冲波，包含有许多频率成分。频率不同，$f\Delta t$ 出不同，组合后波形就要发生畸变。把式（5.11）灵敏度特性的公式中 Δt 固定，取频率 f 为自变量，就可得到频率特性公式

如图 5.21（a）所示，在测线上不同位置的 O_1、O_2、O_3…等点激发，可以在以 M 点为对称的相应的 S_1、S_2、S_3…等点接收来自地下水平界面 R 上同一点 A 的反射波。A 点称为共反射点或共深度点。M 点是 A 点在地面的投影点，也是接收距的中心点，称为共中心点或共地面点。S_1、S_2、S_3…等处接收到的地震记录道称为共反射点（或共深度点）叠加道，把共反射点叠加道的集合称为共反射点或共深度点（CDP）道集。

如果以炮检距 X 为横坐标，以反射波到达各叠加道的时间 t 为纵坐标，就可以绘出对应 A 点的半支时距曲线，将炮点和接收点互换，得到另一侧半支时距曲线，如图 5.21（b）所示。整支时距曲线称为共反射点时距曲线。该曲线的时距方程为

$$t=\frac{1}{V}\sqrt{4h^2+X_i^2} \tag{5.14}$$

式中 X_i 为共反射点道集中各道的炮检距，h 为 M 点处的界面法线深度，V 为地震波速。

上式与水平界面的共炮点反射波时距曲线方程式（3.19）在形式上是完全一样的，但两者的物理含义不同。其一，共炮点反射波时距曲线反映的是地下反射界面的一个区段，而共反射点时距曲线仅仅反映界面上的一个点；其二，共炮点时距曲线上的 t_0 时间是表示炮点的回声时间，而共反射点时距曲线上的 t_0 时间是表示共反射点 A 的垂直反射时间，也就是共中心点 M 的回声时间，当 X_i=0 时，t_0=2h/V。

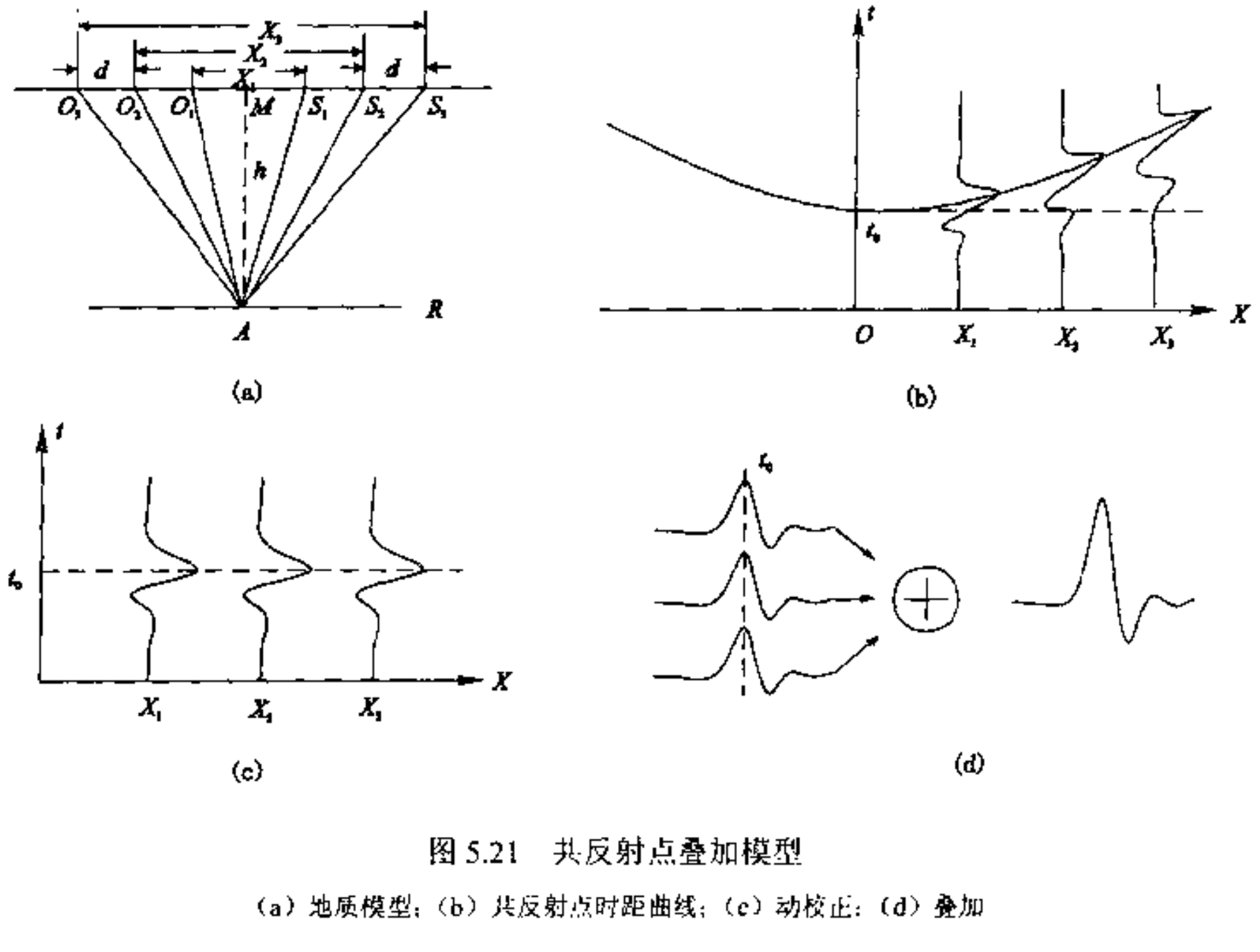


图 5.21　共反射点叠加模型

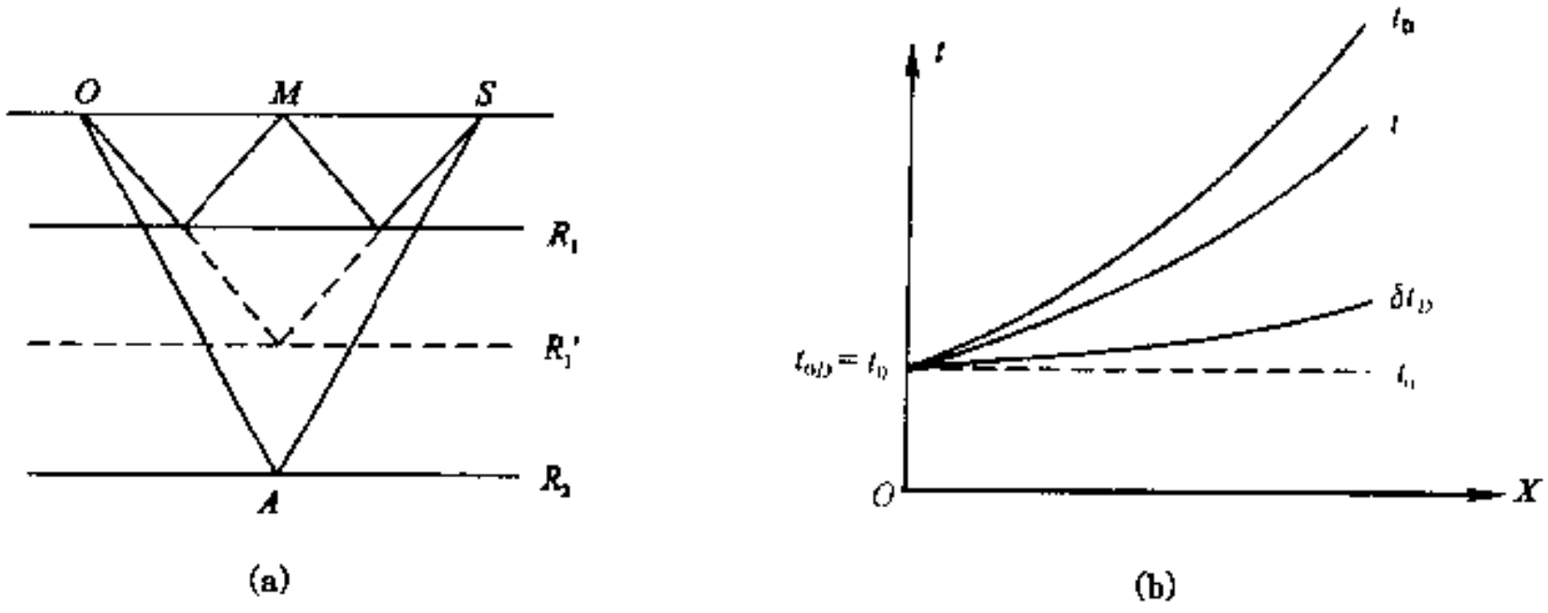
（a）地质模型；（b）共反射点时距曲线；（c）动校正；（d）叠加

对共反射点时距曲线进行动校正就是把各叠加道的时间都校正到 M 点的回声时间，或者把呈双曲线的共反射点时距曲线拉平，如图 5.21（c）所示。在这里应当引起我们注意的是，这里所说的动校正是共反射点各叠加道相对于共中心点 M 而言的。经动校正后，共反射点道集中各反射波不仅波形相似，且相位相同，此时进行叠加，必然是同相叠加，叠加后振幅成

倍增加。因此，把叠加后的总振动作为共中心点 M 一个点的自激自收时间，就实现了共反射点多次叠加的输出，如图 5.21（d）所示。

2. 共反射点多次波的叠加效应

如图 5.22 所示，在水平界面 R_1 上产生二次全程反射，在 R_2 界面上产生一次反射，假设一次波的 t_0 时间等于二次波的 t_0 时间 t_{0D}。用视速度定理很容易证明具有相同 t_0 时间的二次波时距曲线比一次波时距曲线曲率大，一次波时距曲线相对平缓。



(a)　　(b)

图 5.22　剩余时差曲线

对上述两条时距曲线按一次波的速度进行动校正，一次波的时距曲线被拉平，而多次波的时距曲线不能拉平，出现校正量不足，校正后的时距曲线仍是向上弯曲的，该曲线叫剩余时差曲线。也就是说对多次波的共反射点时距曲线按一次波进行动校正后，各叠加道的时间不能变为共中心点 M 的 t_0 时间，而出现一个时差，称该时差为剩余时差，用 δ_{tD} 表示，它的数值为

$$\begin{aligned}\delta_{tD} &= (t_D - \Delta t) - t_0 \\ &= t_{0D} + \frac{X^2}{2t_0V_D^2} - \frac{X^2}{2t_0V^2} - t_0 \\ &= \frac{X^2}{2t_0}\left(\frac{1}{V_D^2} - \frac{1}{V^2}\right) \\ &= qX^2\end{aligned} \tag{5.15}$$

式中 Δt 为动校正量，q 为多次波剩余时差系数，它为

$$q = \frac{1}{2t_0}\left(\frac{1}{V_D^2} - \frac{1}{V^2}\right) \tag{5.16}$$

由式（5.15）可见，多次波剩余时差与炮检距平方成正比。由于各叠加道的剩余时差不同，它们叠加时不是同相叠加，因此，叠加后多次波会被削弱，从而达到压制多次波的目的，如图 5.23 所示。分析式（5.15）可知，多次波的剩余时差 δ_{tD} 随着炮检距 X 的平方增大。为了更好地采用水平叠加法压制多次波，就需要采用较大的炮检距，以获得更大的多次波剩余时差。而实际上，在浅层地震勘探工作中，排列长度短，炮检距是有限的，因此，采用水平叠加法压制多次波的效果是有限的。这就提出了在资料处理中进一步压制多次波和解释中识别多次波的问题。

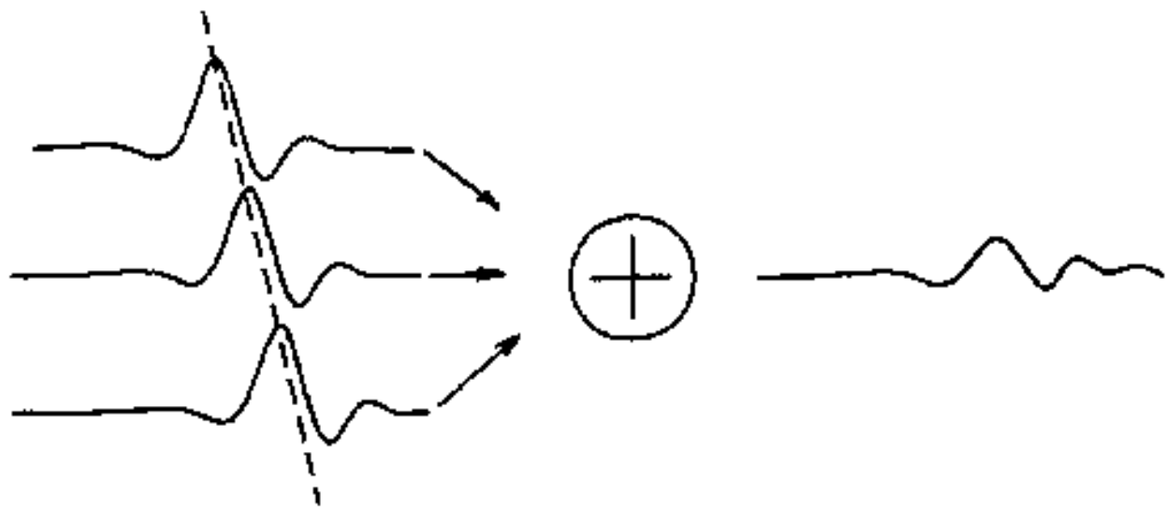


图 5.23　多次波的叠加效应

对于其他的规则干扰波，若它们与一次波的剩余时差较大，采用水平多次叠加法也能够起到较好的压制作用，从而提高记录的信噪比。

3. 多次覆盖观测系统

在讲反射波法观测系统时，我们已经提到对整条反射界面进行多次覆盖的系观叫多次覆盖观测系统。它主要有端点（单边）和中间放炮两种形式，下面以比较简单常用的单边放炮 6 次覆盖的观测系统为例来进行讨论。

如图 5.24 所示，炮点位于排列的端点，每放完一炮，炮点和接收点一起向前移动两个道间距，这样便组成了一个 6 次覆盖的观测系统。从图可见，每放一炮可得地下 24 个反射点，放完 6 炮，可得相应的 6 个反射界面段，其中反射点 A 至 D 的界面段，每次放炮都对它进行了观测，即进行了 6 次观测。这可形象地看作好像盖被子一样，重复了 6 次，所以也叫做多次覆盖。其中第 1 炮的第 21 道，第 2 炮的第 17 道，第 3 炮的第 13 道，第 4 炮的第 9 道，第 5 炮的第 5 道，第 6 炮的第 1 道接收的都是来自 A 点的反射，因此在这 6 张记录上依次选出的第 21 道、17 道、13 道、9 道、5 道、1 道就是共反射点 A 的叠加道集，对其他的共反射点，也可以找到相应的共反射点道集。当放完 8 炮后，可得到 12 个共反射点的连续的 6 次覆盖剖面，其相应的叠加道如表 5.1 所示。

从图 5.24 和表 5.1 中可知，单边放炮无偏移距 6 次覆盖，在完成第 6 次激发后才会有 6 次叠加反射剖面，它由 4 个共反射点（一个小叠加段）组成。当依次放完 11 炮时，才能得到一张 24 个共反射点的 6 次叠加记录。

根据上述特点，可得出炮点距与覆盖次数的关系，设炮点每次移动的道数为 v，覆盖次数 n，仪器的道数为 N，则有

$$v=\frac{S\cdot N}{2n} \tag{5.17}$$

式中 S 是一个系数，单边放炮时 $S=1$，双边放炮时 $S=2$。如果采用单边放炮形式，并且接收道为 24 道，上式变为

$$v=\frac{N}{2n}=\frac{12}{n} \tag{5.18}$$

当采用 6 次覆盖时，$v=2$，即每移动两道放一炮；当 $n=12$，则 $v=1$。为了施工方便及便于计算机对资料进行处理，v 应取正整数。显然，对于单边放炮的 24 道地震仪，覆盖次数 n 只能

取 12、6、4、3、2 等 5 种形式。

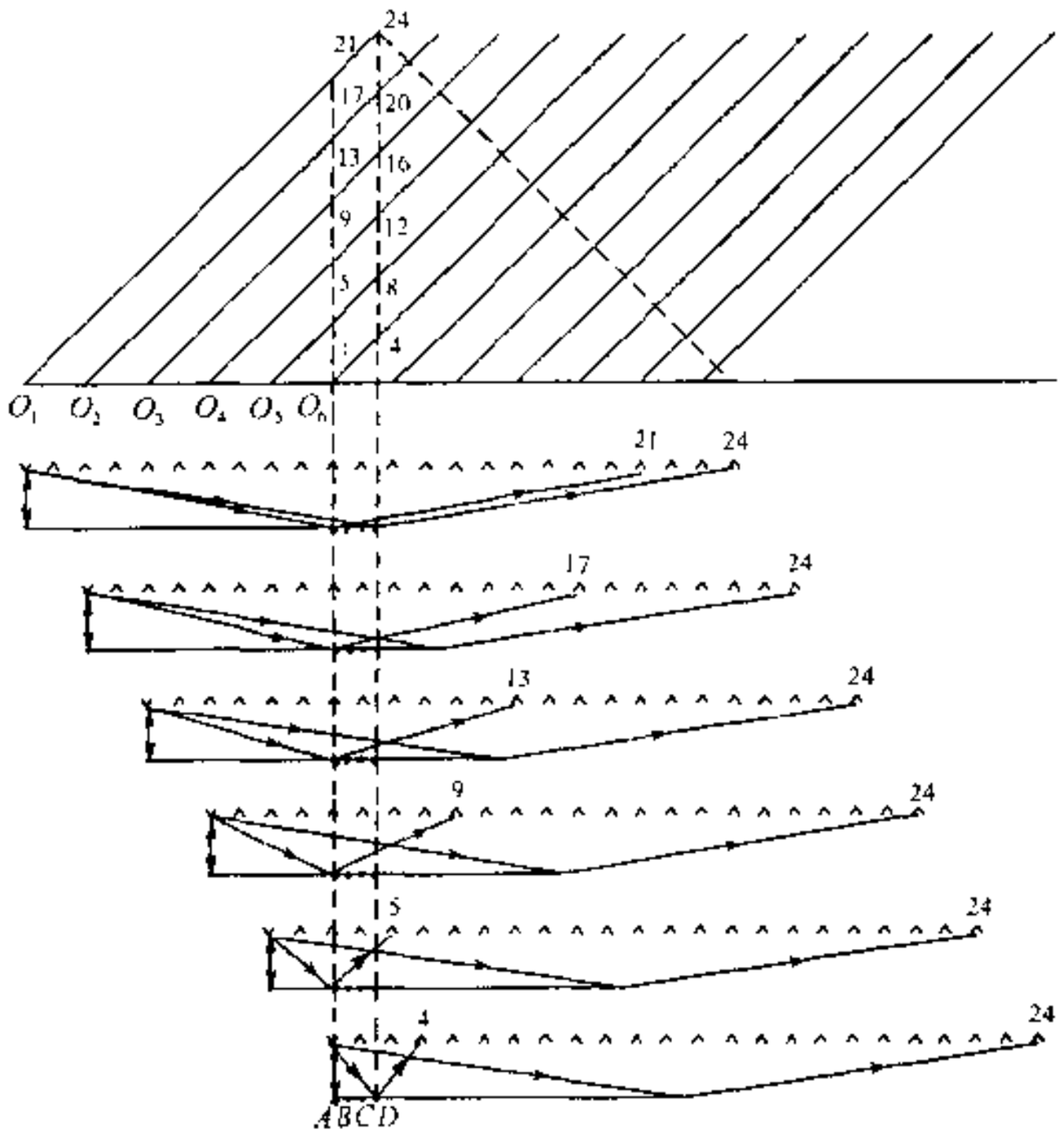


图 5.24　单边放炮 6 次覆盖观测系统平面图

表 5.1　6 次覆盖观测系统表

炮次 \ 叠加道号 \ 共反射点序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
1	2.	22	23	24																												
2	17	18	19	20	21	22	23	24																								
3	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24																				
4	9	10	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24																	
5	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24												
6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24								
7					1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24				
8									1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

4. 影响共反射点叠加效果的因素

以上讨论中，是在假定反射界面为水平的情况下进行的，并且同时认为动校正速度选取正确，满足这两个条件，就能实现真正的共反射点叠加。事实上，在实际工作中，这两个条件不可能完全满足。往往是：动校正速度选择得不完全正确，反射界面不是水平的，而是有一定倾角等等。下面我们就来分析这些因素对多次叠加造成的影响。

(1) 动校正速度的精度

从前面讨论可知：对于有效反射波，如果动校正量准确，那么动校正后叠加道集的各道信号校正为 t_0 的直线，波经同相叠加后有效波能量大大加强，叠加效果好，否则叠加效果差。动校正量正确与否取决于动校正速度（叠加速度）。设地层的真速度为 V，采用的叠加速度为 V_{NMO}，则由速度误差引起的剩余时差为

$$\delta_{tD}=\frac{X^2}{2t_0}\left(\frac{1}{V^2}-\frac{1}{V_{NMO}{}^2}\right) \tag{5.19}$$

当叠加速度 V_{NMO} 小于地层速度 V，这时 $\delta_{tD}<0$，表明动校正量过大；当叠加速度大于地层速度，这时 $\delta_{tD}>0$，表明动核正量过小。这两种情况下，有效反射波都不是同相叠加，叠加效果是不会好的。若选择的叠加速度恰好等于多次波速度时，那么叠加后非但没有压制多次波，反而使之增强，削弱了有效波。因此，叠加速度选取得是否合适，直接关系到叠加剖面的质量。

(2) 地层倾斜

当地下反射界面为倾斜界面时，按照水平多次覆盖观测系统进行观测，会出现非共反射点叠加问题，如图 5.25 所示。在数据处理时，若仍按共反射点道集规律抽道，此时所抽的道集已不是共反射点道集了。因此，动校正后的叠加已类似于组合的情况，这必然影响叠加的实际效果。

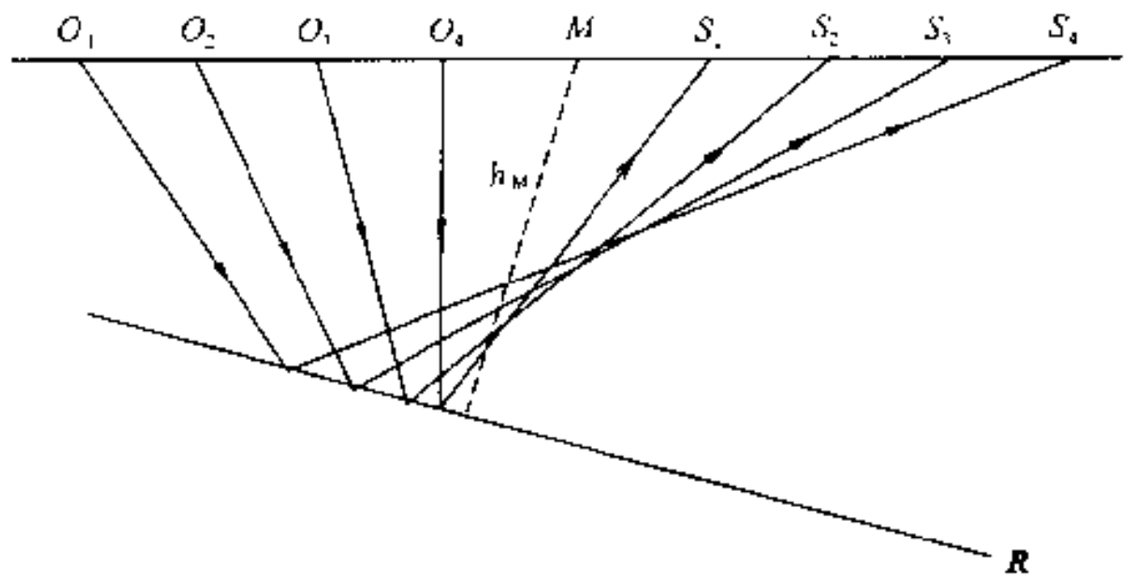


图 5.25　倾斜界面时共反射点的分散

对倾斜界面这种情况，在进行资料处理时，可以从叠加道资料中提取相应的参数，用其等效速度作为叠加速度进行动校正，则可使剩余时差为零，从而取得同相叠加的效果。

5. 多次覆盖技术的参数设计

前面我们讨论了共反射点多次叠加原理，下面针对浅层高分辨率地震反射勘探的特点，

来讨论实际工作中多次叠加技术参数的选择。

(1) 小道间距、小偏移距、短排列接收

仿照组合检波的讨论方式，可得共反射点多次水平叠加的频率特性公式为

$$P(f)=\frac{1}{n}\sqrt{\{\sum_{i=1}^{n}\cos 2\pi[\mu+(i-1)2v]^2\cdot q\Delta x^2 f\}^2+\{\sum_{i=1}^{n}\sin 2\pi[\mu+(i-1)2v]^2\cdot q\Delta x^2 f\}^2} \tag{5.20}$$

式中，$\mu=X_1/\Delta X$ 为偏移距道数，$v=d/\Delta X$ 为炮间距道数，n 表示叠加次数，q 为多次波剩余时差系数。

设 n=6，v=2，$q=15.6\times10^{9}$，ΔX=10m 时，则根据式（5.20）分别计算的 μ=0 和 μ=12 的叠加频率特性曲线如图 5.26 所示。当 μ=0 时，通放带的边界频率 f_1=592Hz，当 μ=12 时，f_1=272Hz。可见，偏移距的大小对叠加频率特性曲线的通放带的边界频率有较大的影响，通放带的边界频率随着偏移距的增大而减小。若仅考虑到记录的分辨率，保护记录中的高频有效反射波，我们应使用零偏移距记录。另一方面，偏移距小还有一个好处，即可获得更浅的地层反射信号。然而，零偏移距记录常受到震源干扰波的严重干扰。

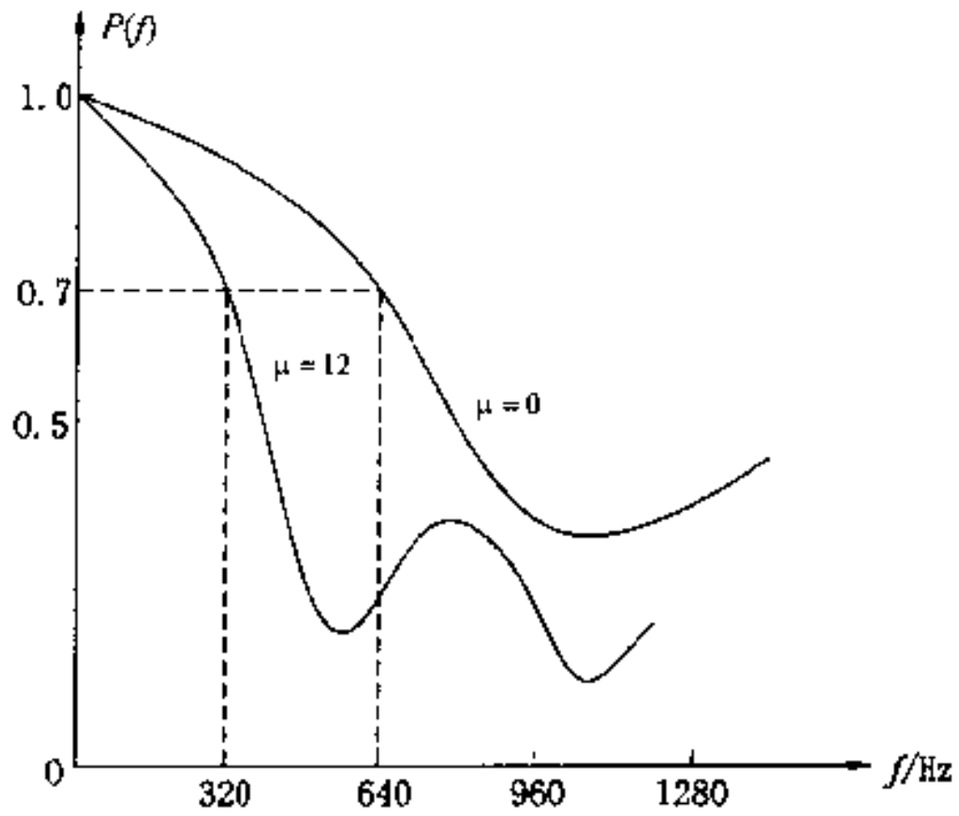


图 5.26　偏移距对叠加频率特性的影响

图 5.27 表示了不同道间距 ΔX 对水平多次叠加频率特性的影响。分析图中频率特性曲线可知，道间距越小，通放带的边界频率就越高。一般情况下，当采用 5～10m 的道间距时，水平多次叠加的频率特性对地震记录中的高频成分影响不大。

此外，小道间距、小偏移距和短排列接收还有助于提高地震记录的分辨率，有助于分辨较薄的地层。

在一般情况下，采用的最大炮检距应约等于主要目的层的深度，其目的是为了使动校正拉伸畸变小于 15%。由式（2.26）可知，动校正拉伸畸变随着炮检距的增加而增大。图 5.28 表示的是主频为 60Hz，速度为 1500m/s，t_0 时间为 500ms，采用 5m 道间距，24 道接收的地震反射波动校正理论模型分析结果。从图中可以看出，动校正拉伸结果使原来记录到的原始波形变宽，严重影响了地震记录的分辨率（关于动校正的拉伸畸变及其处理在数据处理一章中还将作详细讨论）。

n=12 的频率特性。从图中可以看出，覆盖次数从 6 提高到 12，通放带的边界频率变化不大，叠加频率特性曲线很接近。与 n=6 的叠加频率特性曲线相比，n=12 的频率特性曲线通放带的边界频率稍低一点。由于提高覆盖次数能够有效地提高记录的信噪比，提高对多次波等规则干扰波，高覆盖次数水平叠加技术是必要的。但是，当地层倾角较大或界面起伏较严重时，应慎重选用覆盖次数，一般应选得较低一些。

覆盖次数虽对频率特性影响不大，但对勘探成本影响很大。因此，在原始资料的数据采集中应全面考虑记录的信噪比和勘探费用，在满足具有较高记录信噪比的前提下，应尽可能采用较低的覆盖次数。

三、垂直叠加

垂直叠加是在地面同一点上重复激发，在同一排列上重复接收，利用浅层地震仪具有的垂直叠加处理功能，把同一点上重复激发、同一排列上重复接收到的信号依次叠加在一起，达到增强有效波的目的。

若在 t_1、t_2 时刻激发后，检波器接收到的波形的相似程度用相关系数 $R(L\Delta t)$ 表示，其中 L 为以 Δt 为单位的时间距离系数。当 L=0 时，$R(0)$表示自相关，为 R 的最大值，则

$$\rho(L\Delta t)=\frac{R(L\Delta t)}{R(0)} \tag{5.21}$$

表示标准化的相关系数，当 $\rho(L\Delta t)$ 接近于零时，称为两者统计独立。若在 t_1、t_2 时刻激发后，接收到的波全部为干扰噪声，当 $\rho(L\Delta t)\to 0$ 时，称干扰噪声为随机干扰噪声。

在浅层地震勘探中，经 m 次激发后，接收到的归一化地震波振幅为

$$A=\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}S_i+\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}n_i \tag{5.22}$$

式中 S_i 和 n_i 分别为第 i 次激发后有效波和干扰波的振幅。

因有效反射波是有规律的，经相邻两次激发后，产生的反射波波形相似程度高，相关系数 $\rho(L\Delta t)\to 1$，经 m 次叠加后，有效波的振幅增加了 m 倍；而对于随机干扰波，经相邻两次激发后记录到的干扰噪声是不相似的，经 m 次叠加后，随机干扰波的振幅增强了 $\sqrt{m}$ 倍。因此，垂直叠加随机干扰振幅对有效波振幅相对地缩小了 $m/\sqrt{m}=\sqrt{m}$ 倍，可表示为

$$G_{\max}=\sqrt{m} \tag{5.23}$$

式中 $G_{\max}$ 称为垂直叠加统计效应的最大值，m 为垂直叠加次数。

四、频率滤波

在浅层地震勘探中，频率滤波是压制干扰波的一种有效方法。从图 5.15 中可知，地震有效波和干扰波的频谱是不一样的，一般干扰波的频谱成分以低频为主，可采用高频检波器接收和选取较高低切频的低切滤波器压制干扰波。试验表明，外界随机干扰波的频谱成分往往

以中、低频为主（100Hz 以下），这就给采用高频检波器接收和选取较高低切频的低切滤波器压制背景随机干扰提供了条件。

此外，对于高频干扰波，还可以在地震仪上使用高切滤波器；而对于某一特定频率的干扰波，比如说 50Hz 工业交流电干扰，可以在浅层地震仪器上设计陷波功能，以陷切这种特定频率的干扰波。

由于有效波和干扰波的频谱特征不同，在对地震记录进行数据处理时可用频率滤波的方法压制干扰波，提高资料的信噪比，这在数据处理中还将作详细讨论。

五、抗干扰与分辨率

1. 抗干扰与分辨率的关系

前面讨论可知，抗干扰浅层地震勘探技术提高了记录的信噪比，压制了干扰波。另一方面，采用的组合检波、水平多次叠加和垂直叠加等抗干扰技术都具有低通滤波特性，采用的频率滤波（包括高切、低切、陷切滤波）和高频检波器接收，缩小了地震信号的频带宽度，所有这些方法都降低了地震勘探的分辨率。因此可以说，在强干扰背景条件下，提高地震记录的信噪比是以降低记录的分辨率为代价的，分辨率和信噪比似乎是“矛盾”的。

经研究可知，地震记录的信噪比与分辨率之间有如下的关系

$$P_n = \frac{1}{1+\frac{1}{r^2}} P_a \tag{5.24}$$

式中：r 为信噪比；P_n 为噪声干扰时的分辨率；P_a 为无噪声时的分辨率；$q=1/(1+1/r^2)$ 为信号纯洁度，反映噪声对信号的破坏程度。

当信噪比 $r\to 0$ 时，即无信号时，信号纯洁度为 0，$P_n\to 0$；当无噪声时，$r\to\infty$，信号纯洁度为 1，就是无噪声时的分辨率。显然，地震记录的分辨率随着信噪比的降低而降低。根据信号纯洁度 q 和信噪比 r 之间的关系，可得出不同信噪比 r 对应的 q 值，见表 5.2。

表 5.2 信噪比 r 与信号纯洁度 q 的关系

r	0	1/8	1/4	1/2	1	2	4	8	16	∞
q	0	0.0154	0.0588	0.2	0.5	0.8	0.9412	0.9846	0.9661	1

分析表 5.2 和式（5.24）可知，实际地震记录的分辨率随着信噪比的提高而得到改善，随着记录信噪比的降低而恶化。因此，只有在地震记录具有一定的信噪比（从表中可见，保持 r 在 2~4 之间比较合适）的前提下才能谈提高地震记录的分辨率。

以上讨论可知，在较强干扰背景条件下，如果不采取相应的技术措施，压制地震噪声和背景噪声，获取较高信噪比的地震记录，而只注重强调获取高、宽频反射波，其结果是获取的反射波频率最高，频带最宽也是没有用的，因为我们不能在强干扰背景中提取很弱幅度的有效信息，因此也就不能利用地震资料解决地质问题。在强干扰条件下，只有采用相应的方法技术，获取较高信噪比的地震记录，才能获得可供地质解释的地震资料。当然，

在保证地震记录具有一定信噪比的条件下，尽可能获得宽、高频的地震反射信号是我们所期望的。

2. 振幅分辨率与时间分辨率

地震记录信噪比对时间分辨率的影响也可用时间分辨率与振幅分辨率之间的关系来描述。所谓振幅分辨率，就是有效波振幅超过干扰水平的程度，在地震记录上发现信号的可能性决定于记录的振幅分辨率。为了能在记录上可靠地识别地震脉冲信号，它的振幅至少要超过干扰波均方差的 1.5～2 倍。

在大多数情况下有效波和干扰波的频谱是重叠的，经频率滤波后，信号的主要能量集中在原始信噪比最有利的频率范围内，但在滤除干扰波的过程中，有效波的频带宽度也相应变窄，使得有效波的延续时间增长，导致时间分辨率降低。但是，为了提高时间分辨率，必须缩短有效波脉冲的宽度，亦即扩展它的频谱，在扩展有效波频谱的同时，也带来了强大的干扰噪声，因此降低了振幅分辨率。显然，如果有效波振幅没有充分超过干扰背景，记录的时间分辨率也就失去了意义。

在抗干扰条件下开展浅层地震勘探，首要的问题就是如何正确、合理地解决振幅分辨率与时间分辨率之间的矛盾，解决的办法通常采用折衷的办法，即在保证充分的振幅分辨率条件下，达到记录的最大时间分辨率。

针对不同的干扰背景和测区的地震地质条件，解决振幅分辨率和时间分辨率之间的矛盾，可分为以下 3 种情况：

(1) 信号比干扰弱得多

在这种不利的条件下，为了在记录上发现有效波，要力求记录有较大的振幅分辨率。在数据采集和处理中，应以提高地震记录的信噪比为主攻方向，允许适当降低记录的时间分辨率。在强干扰条件下开展浅层地震勘探就属于这种情况。

(2) 信号与干扰相当

在这种条件下，不仅能发现有效波，而且可估计有效波的振幅。这时，应在不严重降低时间分辨率的前提下，提高记录的振幅分辨率。在一般干扰水平条件下，开展浅层地震勘探当属此种情况。

(3) 信号比干扰强得多

在这种条件下，比较容易发现有效信号，甚至于不用担心记录的振幅分辨率。这时，应以提高记录的时间分辨率为目的，即设法提高记录的频带宽度与上限频率。在外界干扰背景很小，地震地质条件很好的条件下，开展浅层地震勘探属于此种情况。

第六节　两种有效的浅层地震反射技术

一、最佳窗口接收技术

在浅层反射波法勘探中，一种观测方式是选择最佳窗口法，它的目的是为了选择最佳接

幅为一弱振幅条带，在第二临界角以外反射纵波又呈现强振幅变化。图中标出了反射波振幅相对平稳地段为最佳窗口地段。

图 5.31（b）是根据图 5.30 模型计算出的反射波相位曲线，显然，该曲线与振幅曲线有关。在近震源法线入射时，没有相位变化，而在第一临界角附近，反射波振幅出现极大值的地方有一小的相位变化，在第二临界角附近，反射波出现强振幅的地方相位变化很大，可从-180° 转到+180° 。在这个相位变化无常的区段内，识别反射波显然是非常不利的，图中标出了相位相对变化平稳的地段为最佳窗口。

由上面讨论可知，最佳窗口两边的选择，近震源一边受地滚波的限制，远震源一边受波的振幅和相位变化的控制。如果界面两侧介质的波速相差比较大，反射波又是宽角反射（在临界角附近的反射）的情况，根据经验，最大炮检距的距离不得大于界面埋深的 1.5 倍；反之，如果速度差较小，这个经验法则可适当放宽。

图 5.12 是同一激发点不同接收地段的多张 12 道地震记录拼成的浅层反射记录。反射目的层是古生代的灰岩，上部是冰碛物覆盖层，采用 ΔX=3m，X_1=3m 和 100Hz 的高频检波器接收。从图中可见，目的层反射波在近炮点受到强大的地滚波和高频声波的干扰，远炮点目的层反射波相位发生了变化。显然，最佳时窗的近炮点为 30～35m，远炮点为 70～100m 为宜。

值得指出的是，最佳窗口接收技术在探测比较单一的目的层时效果较好，若要求探测的目的层是深浅相差较大的多层介质，就很难选择最佳窗口，尤其当地质条件较复杂，或外界干扰背景较大，或要求探测的浅、深层范围较大时，必须采用水平多次叠加技术。

二、最佳偏移距技术

所谓最佳偏移距技术，就是在最佳窗口内选择一个公共偏移距，然后如图 5.32 所示那样，移动震源，保持所选定的偏移距。每激发一次只用一道接收，用 12 道（或 24 道）地震仪在每个观测点上激发接收，最后得到一张多道记录，各道具有相同的偏移距。另一种方法是采用计算机对共炮点记录进行自动选排，也可以获得各种偏移距的共偏移距剖面。由于是在最佳窗口内选择的公共偏移距，因此不受振幅和相位变化的影响。利用这种共偏移距地震剖面，容易正确识别同相轴，由于偏移距相同，不需作动校正。在进行其他数据处理之前，常用来了解反射波同相轴的大致位置。

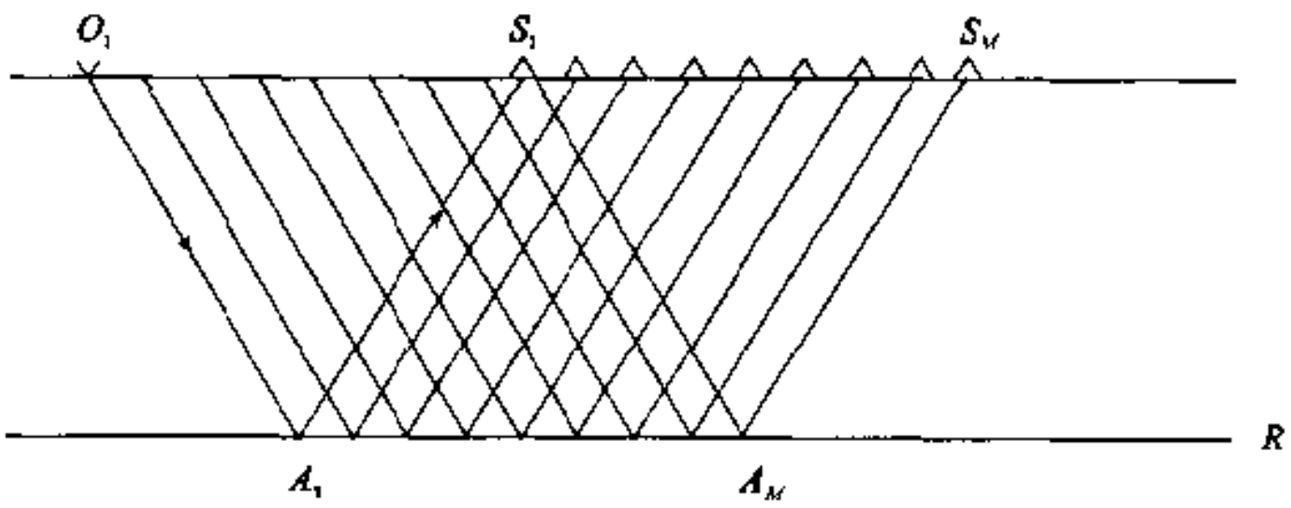


图 5.32　最佳偏移距技术的观测方法和反射波射线路径

囊中的气或水，将井中检波器提升到下一个测点，如此测定全井。

在测量时不一定要等间距测量，但要根据钻孔地质资料保证每个层位2～4个测点，以保证测量精度。

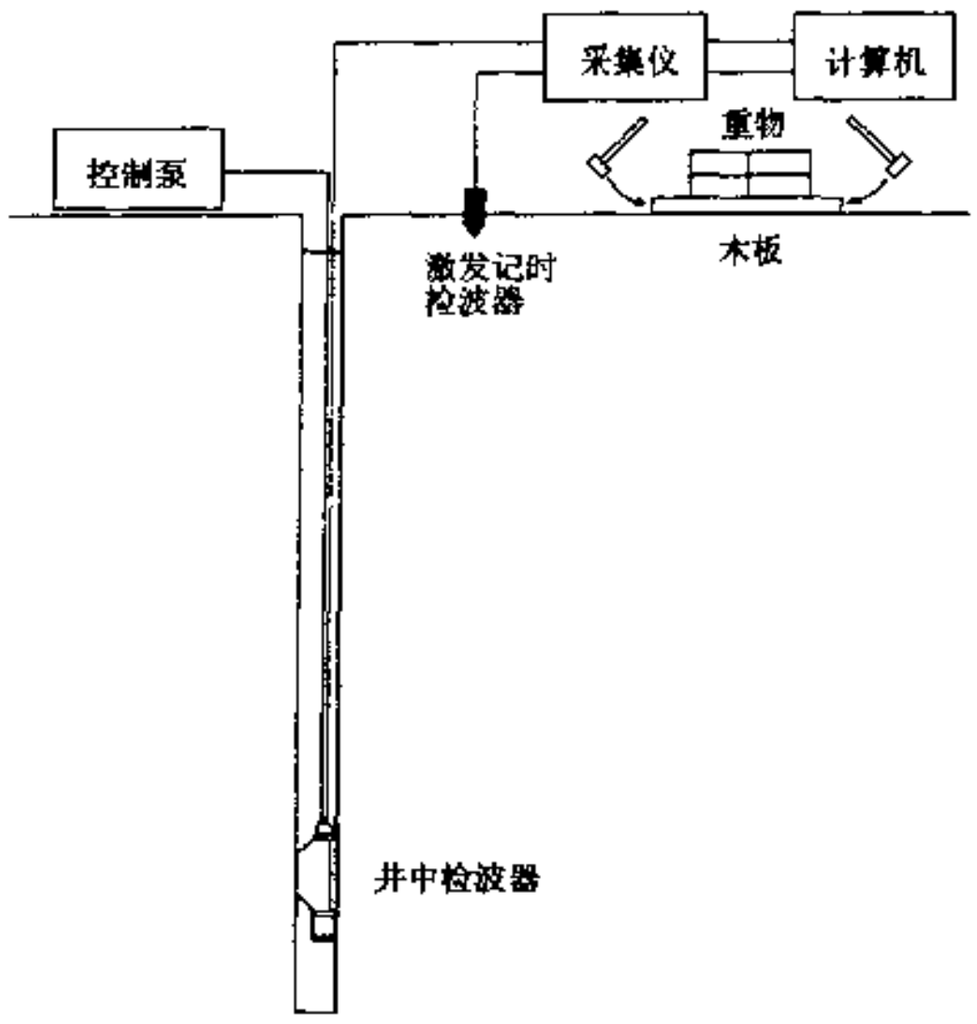


图 5.33　PS 测井野外施工示意图

3. 资料处理和解释

(1) 绘制垂直时距曲线

对于测井的原始记录波形，首先应确认P波和S波的初至（对于S波，可以根据波形相位有无反转来进行识别），接着绘制时距曲线。由于在测井记录中只能得到透过波沿射线传播的旅行时间，并不能得到沿钻井壁（即垂直于地层）传播所用的时间，为了计算平均速度，必须把记录时间换算成井口到达检波器的垂直入射的时间。如图5.34所示，假定地震波是沿直线传播到井中接收点的，并设 Z_1 与 Z_2 之间的波速为 V，弹性波以这个速度从 Z_1 沿井壁传播到 Z_2 所需的时间为 Δt_1，则 Δt_1 与在 Z_1 与 Z_2 深度处所实测得到的记录初至时间 T_1、T_2 的关系式为

$$V=\frac{Z_2-Z_1}{\Delta t_1}=\frac{L_2-L_1}{T_2-T_1} \tag{5.25}$$

那么

$$\Delta t_1=\frac{Z_2-Z_1}{L_2-L_1}(T_2-T_1) \tag{5.26}$$

式中

$$\left.\begin{aligned} L_1 &= \sqrt{Z_1^2 + L^2} \\ L_2 &= \sqrt{Z_2^2 + L^2} \end{aligned}\right\} \tag{5.27}$$

将所有时间加起来，即对 Δt_i 求和，则 $\Sigma \Delta t_i$ 就是波从井口传到深度为 Z_{i+1} 处所用的时间。对时间 $\Sigma \Delta t_i$ 用 t_i 来表示，则将深度 Z_i 和垂直时间 t_i 在坐标纸上点图，便得到 t-Z 直角坐标系中用曲线表示的垂直时距曲线。如图 5.35 所示。

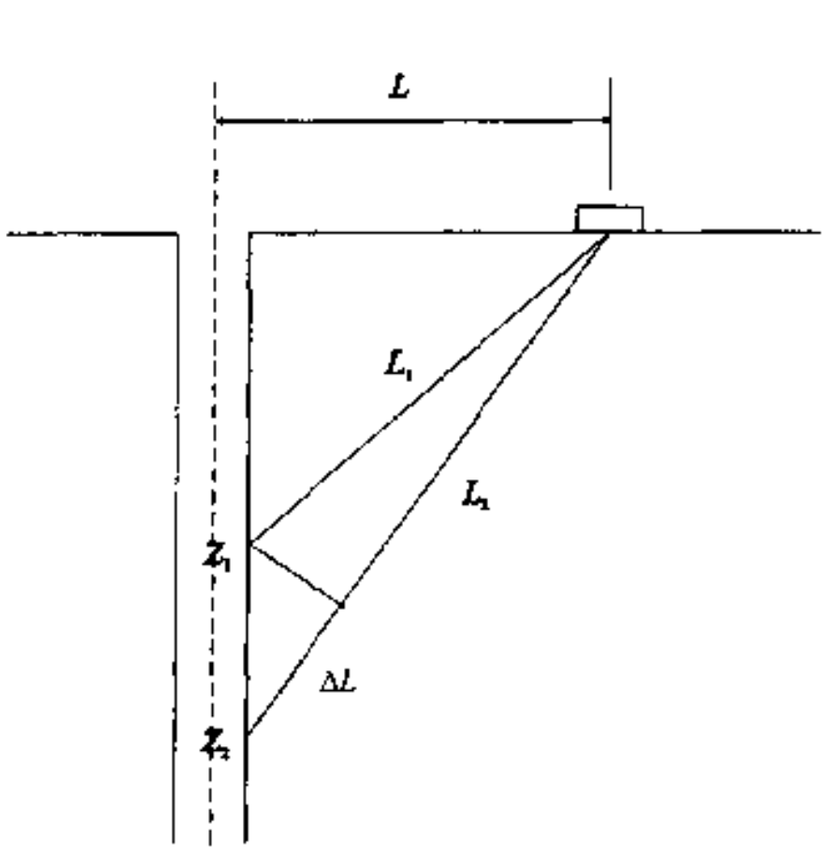


图 5.34　PS 测井原理示意图

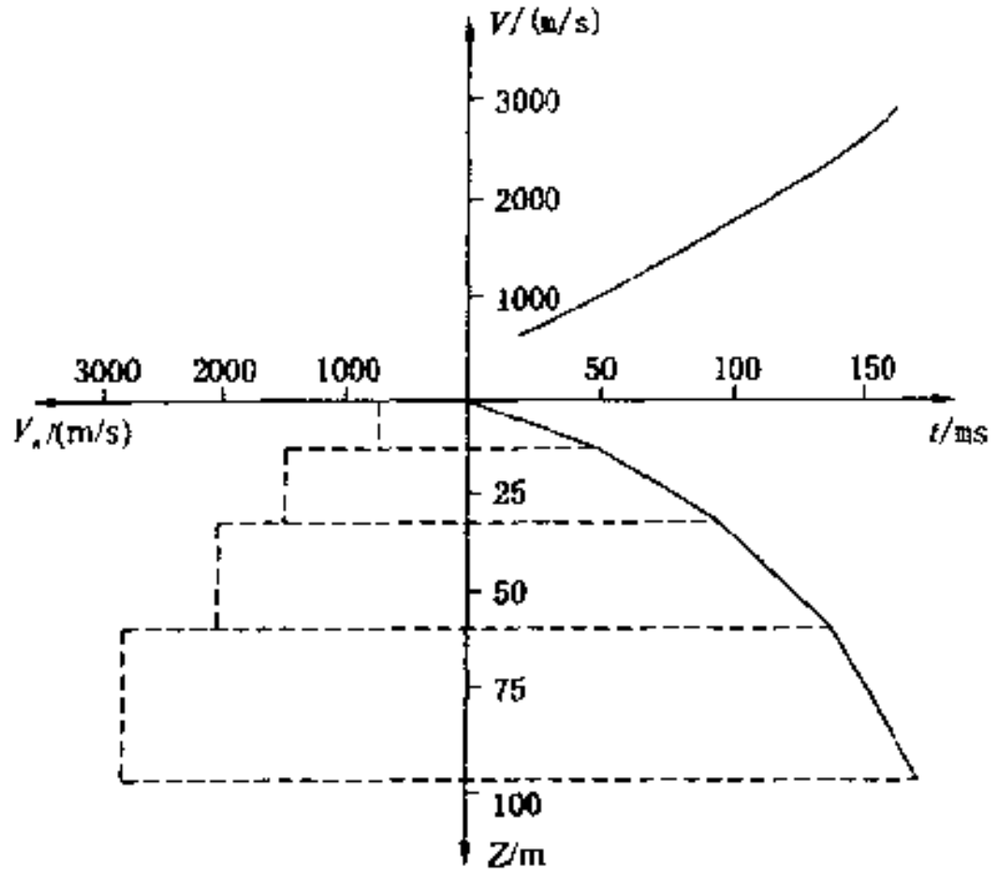


图 5.35　PS 测井综合速度图

(2) 计算平均速度

岩层中某一深度 Z_i 处的平均速度由公式

$$\overline{V} = \frac{Z_i}{t_i} \tag{5.28}$$

计算，根据计算结果可以绘制平均速度与深度 V-t 的关系曲线，如图 5.35 上方曲线所示。

(3) 计算层速度

当地层剖面的速度分层明显时，在垂直时距曲线上表现为由许多斜率不同的折线段所组成，每一段折线反映了一种层速度的地层，折线段的斜率就是这一地层的层速度 V_n，即

$$V_n = \frac{\Delta Z}{\Delta t} \tag{5.29}$$

图 5.35 左下方表示的是 V_n-Z 的层速度曲线。

二、浅层折射法调查

在测区有钻孔的情况下，可以采用测井方法求取地层速度，而在实际工作中，有很多地区没有钻孔。在这种情况下，可采用浅层折射法调查求取地层速度——主要是浅层低速带的速度。在进行浅层折射的速度资料调查时，一般应做好以下几个方面的工作。

1. 工作参数的选择

排列长度和检波器间距的大小应确保能稳定正确地追踪低速层或高速层。

排列形式一般有两种：一种是排列中的道距两头小、中间大，之所以这样布设是因为在炮点附近直达波视速度很低，用较小的道距才能清楚地反映直达波时距曲线的形状，便于波的对比识别。而对于低速带底界面的高速层折射波，因其视速度大，用较大的道距才能满足精度的要求。这种做法的优点是可以两边放炮，获得相遇的折射波时距曲线，而缺点是近炮点处的道距太密，排列长度受到限制。第二种是排列中的道距采用一头小、一头大，即近炮点处道间距小，远炮点处道间距大。这种做法的优点是可以增大排列长度，有利于记录和追踪高速层，充分利用每个接收道，而缺点是采用单边放炮，资料解释精度不高。

激发形式一般可以采用锤击和放炮两种形式。对于在 30~40m 以内的超浅层折射调查，可采用锤击，超过这个范围，也可采用放炮形式。

2. 资料处理和解释

有了折射记录，就可以进行资料解释，点出如图 5.36 的相遇时距曲线，由各条时距曲线的斜率分别可以求出 O_1、O_2 点处第一层和第二层的层速度，由交叉时 t_{01}、t_{02} 分别可以求出 O_1、O_2 点处下方低速层的埋深。

$$h=\frac{V_1 t_0}{2\cos i}=\frac{V_1 t_0}{2\sqrt{1-(V_1/V_2)^2}} \tag{5.31}$$

式中，V_1 为直达波的速度，V_2 为折射层的速度，h 为低速层的厚度。

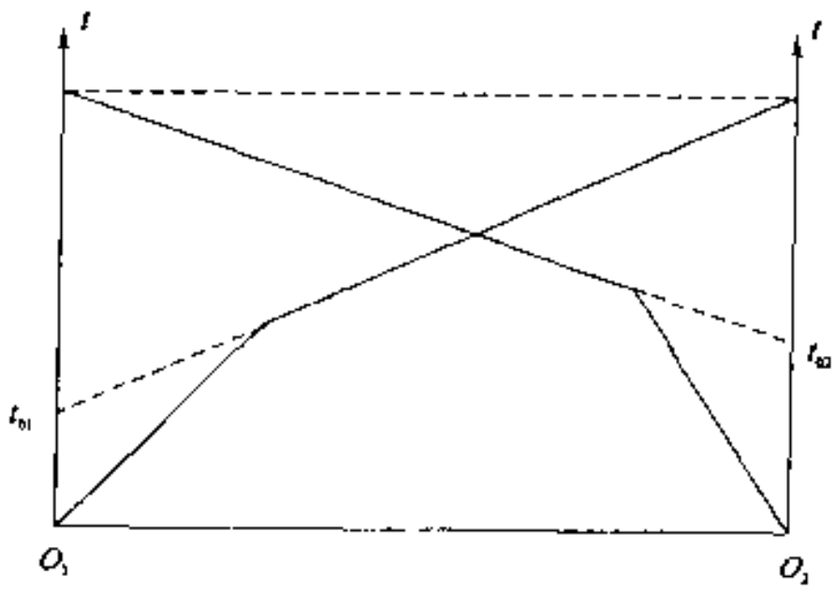


图 5.36　相遇时距曲线

习　题　五

1. 何谓观测系统？有哪几种表示方法？常见的反射波法和折射波法观测系统有哪些？怎样来表示它们？

2. 浅层地震勘探中有几种震源类型？各种震源的特点、作用和应用条件是什么？

3. 何谓检波器的频率特性和方向特性？为什么强调检波器与大地的耦合？怎样埋置检波器？

4. 解释名词：

(1) 时间采样率；（2）空间采样率；（3）有效波和干扰波；（4）水平叠加；（5）垂直叠加；（6）覆盖次数；（7）动校正拉伸畸变；（8）最佳偏移距技术。

5. 试绘出单边放炮的 3 次覆盖观测系统图示，并标出前 3 个满 3 次叠加的共反射点叠加道集（设 N=12，$X_1=2\Delta X$）。

6. 在水平界面情况下，共反射点与共炮点的时距曲线有何异同？

7. 简述多次覆盖技术是如何实现增强一次反射、压制多次反射及随机干扰的？

8. 什么叫最佳窗口？该窗口用什么方法获得？获取最佳窗口有何用处？

9. 水平叠加与垂直叠加有何区别？实施这两种叠加的目的何在？

10. 假设有 3 个不同的工区，其地质任务分别为以提高信噪比为主、以提高分辨率为主，要同时兼顾信噪比和分辨率，在采集工作中应如何有针对性地选取相应的工作方法？

11. 何谓组合检波？何谓组合的速度滤波特性和频率特性？

12. 简述组合与多次覆盖技术中的参数选取原则。

13. 简述 PS 测井原理。

14. 反射波时距曲线为什么是双曲线而折射波却是直线？请用视速度定理进行说明。

15. 设计题：已知：施工排列道数 24 道，道间距为 5m，偏移距道数 v=6，单边 4 次覆盖观测，试问：

①偏移距是多少？排列长度是多少？

②每放一炮排列前移多少距离？

③共反射点道集中各道之间距离是多少？

④满 4 次覆盖的第 2，第 5 个共反射点道集分别由哪些原共炮点道集中各道中的道组成？（要求列表）

⑤每炮记录长度 1s，采样间隔 0.5ms，一炮共记录多少个离散振幅值？

⑥计算第一炮到满 4 次覆盖炮点之间的距离？（即前附加段长度）

⑦若偏移距道数 v=0，上述答案有否变化？

第六章　数据处理

第一节　地震资料数据处理概述

地震勘探工作总的来说可以分为野外数据采集、室内数据处理和室内资料解释 3 个阶段，这 3 个阶段是紧密相关的。只有较高质量的原始资料才能为数据处理工作提供好的物质基础，如果原始采集的数据资料质量很差，那么无论采取何种先进的处理技术也不可能处理出好的可供解释的时间剖面。从另一个角度看，对于同样的原始资料，若采取的处理方法不同，得出的处理结果也可能差别很大。所以可以说，在地震工作中，野外数据采集是基础，室内数据处理工作是关键。

一、浅层地震工作的特点及数据处理时应采取的措施

在前几章，我们对浅层地震反射波法勘探的特点进行了讨论，归纳起来，大致有如下几点。

(1) 浅层地震勘探大多在地表激发和接收，为保护记录中的高频成分和接收浅层反射波，常采用单个检波器和较小偏移距接收的工作方法。因此，记录中有严重的震源干扰波，且高频信号衰减严重。

(2) 浅层地震勘探大都在干扰背景比较严重的地区开展工作，记录中的外界背景干扰严重。

(3) 探测的地层大多为第四纪疏松地层，由于这些地层未胶结成岩，层与层之间的波阻抗差异较小。波阻抗差异较小的界面产生弱反射，其反射信号易被强背景噪声掩盖，因此获取的记录信噪比往往较低。

(4) 探测的目的层深度浅，探测的地质异常体尺度小，要求划分的地层详细。第四纪地层在沉积过程中，沉积条件复杂，薄层、夹层和互层等地质现象很多，各个不同地层界面产生的反射波相互干涉叠加形成复合波。

为了探测较小的地质体和划分较薄的地层要求地震记录具有较高的分辨率和信噪比。

针对浅层高分辨率反射地震勘探的上述特点，在数据处理中，应采用有利于提高记录信噪比和分辨率的数据处理技术，选择合理的处理参数，尽可能保护和恢复记录中的高频成分，最大限度地获得高分辨率地震反射时间剖面。

二、处理项目与流程

一般说来，地震反射资料的数据处理大致可分为预处理、参数分析处理、常规处理和解释处理等 4 个阶段，其处理项目与流程如图 6.1 所示。

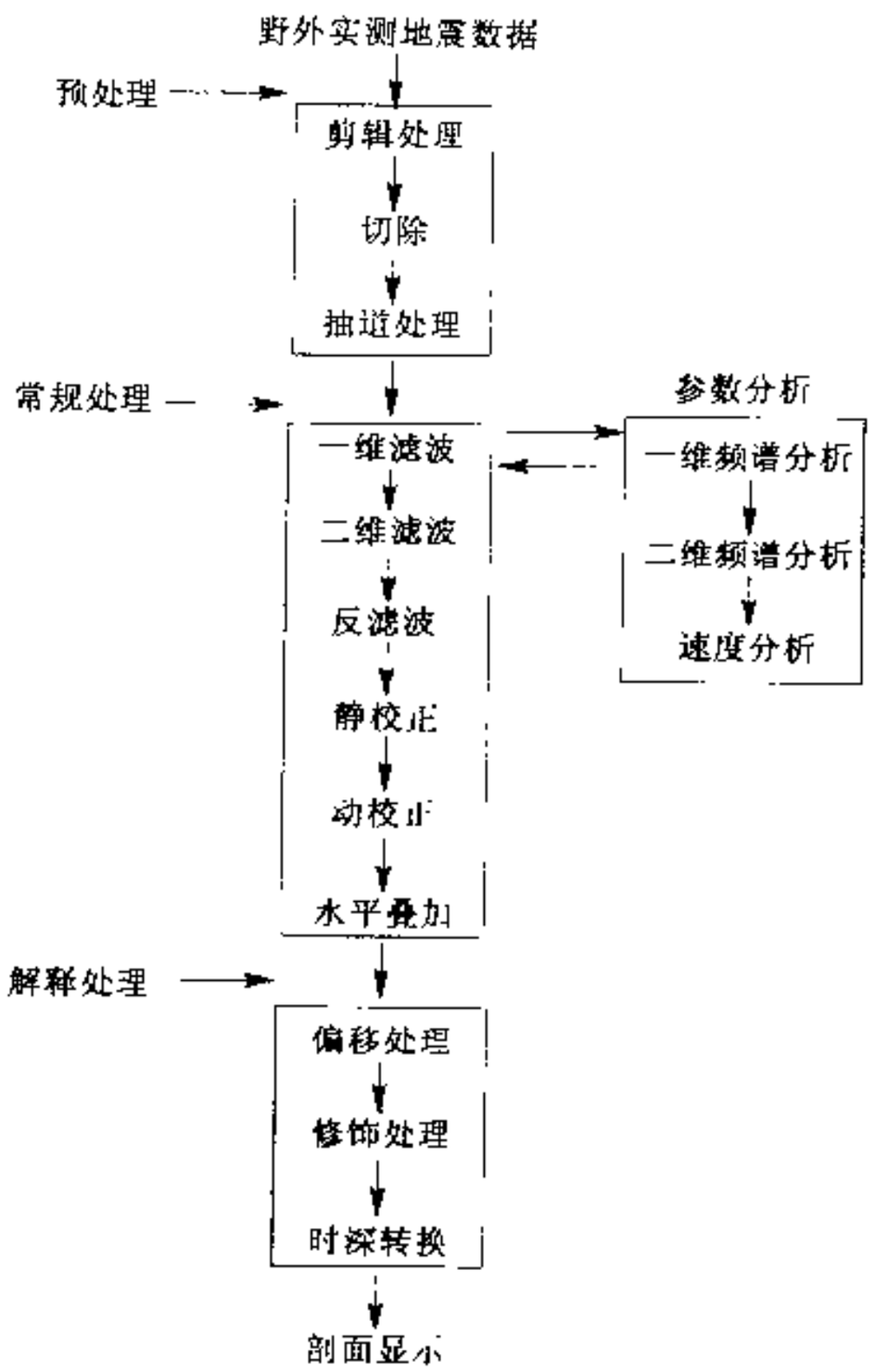


图 6.1　数据处理流程图

第二节　预处理

预处理是原始记录数据处理之前所必须完成的工作。预处理的目的是把原始数据进行初步加工，使之满足处理方法技术的要求。在浅层反射资料的数据处理中，预处理通常包括以下几个方面的内容 。

一、剪辑处理

剪辑包括显示各道的数据，发现不正常工作的道和不正常的共炮点记录，这些道或记录

的信噪比往往很低，如果它们参与叠加处理将严重影响叠加的效果。因此，在正式数据处理之前，应先把这些不正常的共炮点记录或记录道进行剪辑处理。所谓剪辑，就是对那些不好的原始数据改正或切除。

不正常的记录道包括工作不正常道、死道。工作不正常的道可能使记录的波形严重畸变，表现为振幅过大或过小，需将它们充零（切除）；死道是由于检波器埋置不好或检波器、仪器、大缆线等的故障造成的，也应充零。

不正常的共炮点记录可能是由于外界干扰背景严重而引起的噪声记录，应将整张记录充零。

二、切　　除

切除包括以下几个方面：

(1) 切除强振幅的初至波，这些初至波一般是直达波和浅层反射波等干扰波；

(2) 切除发生相位畸变的浅层宽角反射波；

(3) 切除震源干扰波，以防止强振幅的相干干扰波参与水平叠加处理。

如图 6.2 所示，图 6.2（a）为原始地震记录，其中第 11 道为坏道，明显的干扰波有直达波和面波。图 6.2（b）为经过剪辑处理及切除处理过的地震记录。

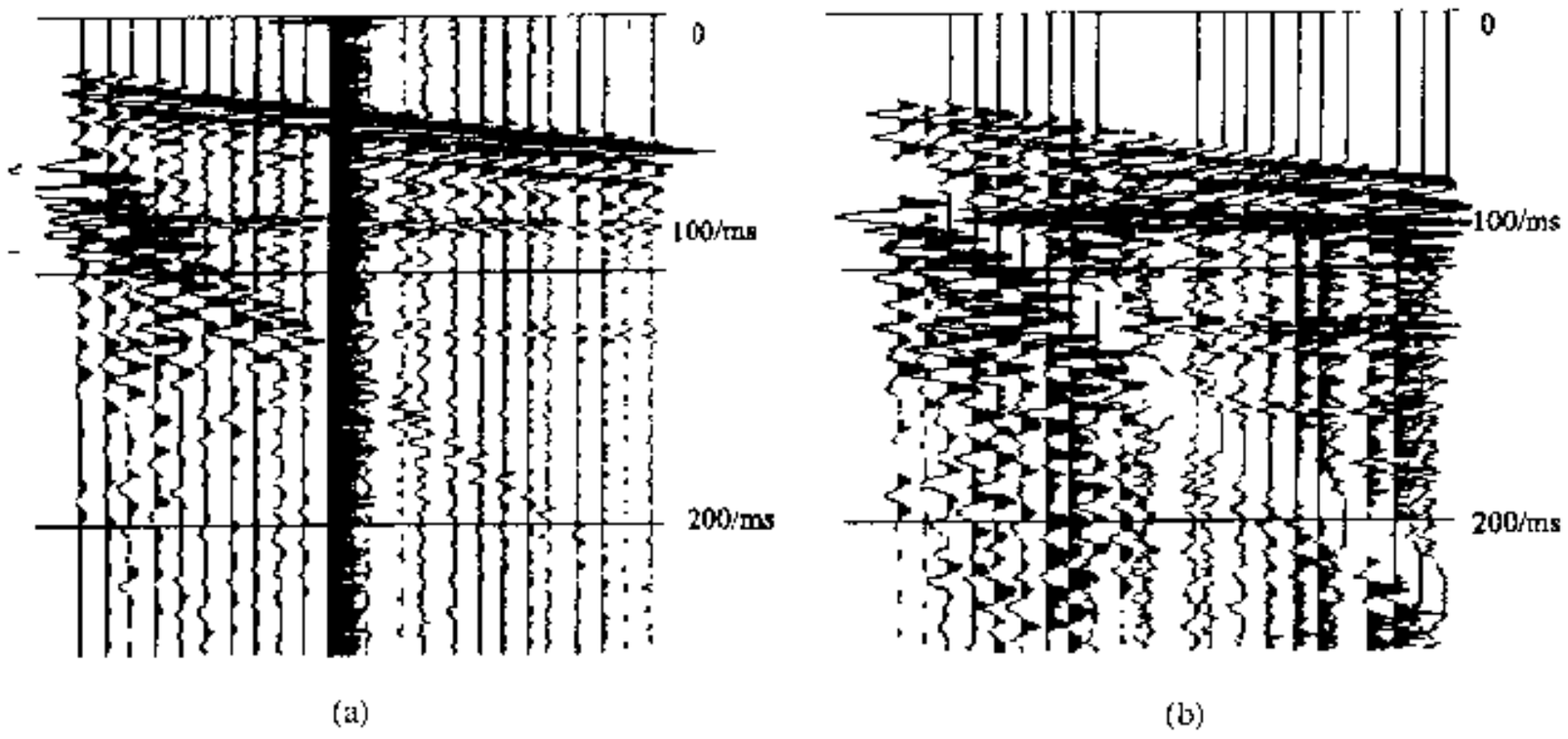


图 6.2　原始地震记录与预处理后记录的对比

三、抽道选排

抽道选排也叫抽道集，它是将属于同一共反射点的记录道选出，按共反射点号次序排在一起，这实际上是一种数据的重排，进行抽道选排的目的是为了进行水平叠加和计算速度谱的方便。单边放炮多次覆盖共反射点的抽道公式为

$$P=\left(N-\frac{N}{n}+j\right)-(i-m)\frac{N}{n} \tag{6.1}$$

式中 P 为满覆盖次数的选道号，N 为仪器检波器道数，n 为覆盖次数，i 为炮点序号，j

为小叠加段内的共反射点序号（从 1 开始，最大为 N/n，N/n 个叠加道组成一个小叠加段），m 是小叠加段序号。

第三节　参数分析处理

为寻找在常规处理或其他处理中采用的最佳处理参数，应做好参数分析处理。参数分析处理包括一维频谱分析，二维谱分析以及速度分析等，下面分别进行论述。

一、一维频谱分析

1. 频谱分析公式

频谱分析的目的在于了解有效波和干扰波的频谱分布范围，以便选取合适的频率滤波器，压制干扰波，突出有效波，提高记录的信噪比。

在第一章地震波的频谱讨论中可知，地震信号通过富里叶变换，既可在时间域中表示，也可在频率域中表示，其表达式为

$$\left.\begin{aligned} X(f) &= \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}2\pi ft}\,\mathrm{d}t \\ x(t) &= \int_{-\infty}^{+\infty} X(f)\mathrm{e}^{\mathrm{i}2\pi ft}\,\mathrm{d}f \end{aligned}\right\} \tag{6.2}$$

在地震数据处理中，为了使用上的方便，通常采用离散富氏变换，首先对 $x(t)$ 按 Δt 时间间隔采样，共有 N 个离散值；再对 $X(f)$ 按 Δf 频率间隔采样，共有 M 个离散值。则式（6.2）可改写为

$$\left.\begin{aligned} X(m\Delta f) &= \Delta t\sum_{n=0}^{N-1} x(n\Delta t)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}2\pi\, m\Delta f\cdot n\Delta t} \\ x(n\Delta t) &= \Delta f\sum_{m=0}^{M-1} X(n\Delta f)\mathrm{e}^{\mathrm{i}2\pi\, m\Delta f\cdot n\Delta t} \end{aligned}\right\} \tag{6.3}$$

式中：m、n 均为整数。$m=0,1,\cdots M-1$；$n=0,1,\cdots N-1$。$N\Delta t=T$ 为频谱分析的时窗长度。

式（6.3）组成了离散富氏变换对，从式（6.3）可知 $X(m\Delta f)$ 的实部 $\mathrm{Re}\,[X(m\Delta f)]$ 和虚部 $\mathrm{Im}\,[X(m\Delta f)]$ 分别为

$$\mathrm{Re}\left[X(m\Delta f)\right]=\sum_{n=0}^{N-1} x(n\Delta t)\cos 2\pi\, m\Delta f\cdot n\Delta t \tag{6.4}$$

$$\mathrm{Im}\left[X(m\Delta f)\right]=\sum_{n=0}^{N-1} x(n\Delta t)\sin 2\pi\, m\Delta f\cdot n\Delta t \tag{6.5}$$

二、二维谱分析

在有效波与干扰波频谱重叠部分较宽的情况下，频率滤波是无法压制干扰波的，此时常采用二维滤波技术。二维谱分析的目的在于了解有效波和干扰波的频率——波数（单位长度上波长的个数）谱范围，以便选取合适的二维滤波器的最佳处理参数，进行二维滤波达到压制干扰波、提高信噪比的目的。

1. 二维谱分析公式

对于二维函数 $f(t,x)$，其对应的二维富里叶变换为

$$F(f,k)=\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}f(t,x)\mathrm{e}^{-i2\pi(ft+kx)}\mathrm{d}t\mathrm{d}x \tag{6.10}$$

其反变换为

$$f(t,x)=\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}F(f,k)\mathrm{e}^{i2\pi(ft+kx)}\mathrm{d}f\mathrm{d}k \tag{6.11}$$

其中 $k=\dfrac{1}{\lambda}=\dfrac{f}{V}$ 为波数。式（6.10）和式（6.11）构成了二维富氏变换对。

对于离散的地震信号 $f(m\Delta t, n\Delta x)$ 相应的二维离散富氏变换为

$$\left.\begin{aligned}F(j\Delta f,l\Delta k)&=\sum_{m=0}^{M-1}\sum_{n=0}^{N-1}f(m\Delta t,n\Delta x)\mathrm{e}^{-i2\pi\left(\frac{mj}{M}+\frac{nl}{N}\right)}\\ f(m\Delta t,n\Delta x)&=\frac{1}{MN}\sum_{j=0}^{M-1}\sum_{l=0}^{N-1}f(j\Delta f,l\Delta k)\mathrm{e}^{i2\pi\left(\frac{mj}{M}+\frac{nl}{N}\right)}\end{aligned}\right\} \tag{6.12}$$

式中 $m,j=0,1,\cdots M-1$；$n,l=0,1,\cdots N-1$；Δt 和 Δx 分别为时间采样间隔和空间采样间隔；Δf 和 Δk 分别表示频率采样间隔和波数采样间隔。

2. 地震波的二维谱特征

由于频率 f、波数 k 与地震波视速度 V_a 有如下关系

$$k=\frac{f}{V_a} \tag{6.13}$$

因此，地震波的二维谱特征通常以频率和视速度特征表现出来。

图 6.3 表示了共炮点记录 $f(t,x)$ 和对应的二维谱分析结果。由图 6.3（a）所示的共炮点记录上可以看出两组同相轴的斜率即视速度的差异较大而频率相近的波动，而它们在图 6.3（b）所示的 f-k 平面上表现了两类波的能量团分布在不同的区域。通常地震波的二维谱有以下特征：

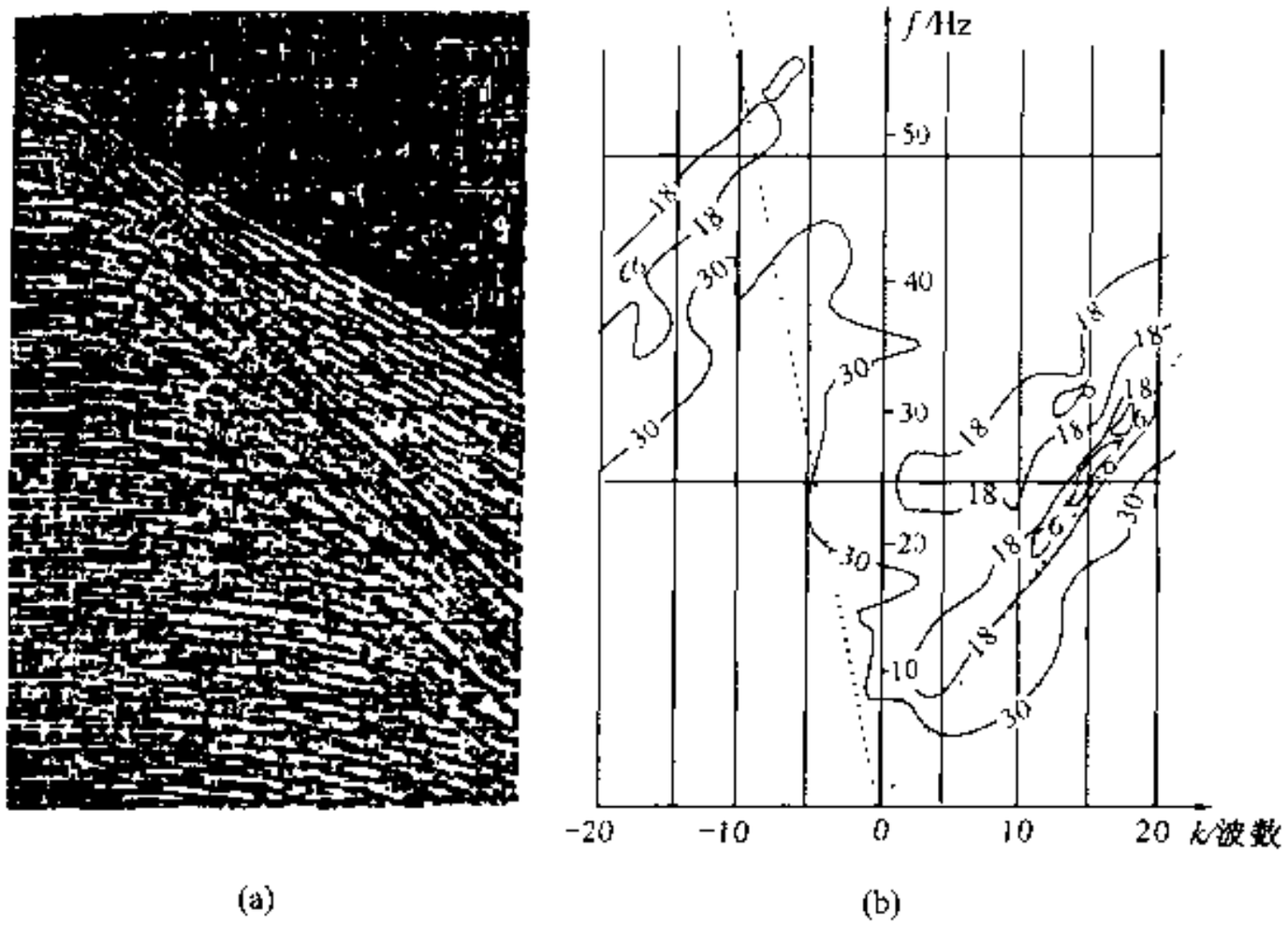
(1) 面波的频率较低，视速度较低，在 f k 平面上，分布在通过原点斜率为 V 的直线与 k

轴组成的平面内。

(2) 相同 t_0 时间的多次波的视速度比一次反射波的视速度低。

(3) 直达波、浅层折射波的视速度小得多。

(4) 声波与一次反射波的频率有较大重叠，但声波的视速度（约 340m/s）比一次反射波的视速度小得多。



(a) (b)

图 6.3

(a) 共炮点记录；(b) 二维谱

三、速度分析

速度参数在浅层地震反射资料的数据处理和解释中至关重要。叠加速度质量的好坏直接影响了地震时间剖面的质量，也影响层速度及平均速度的计算精度，最终影响到地质解释的精度。速度分析的目的之一是为水平叠加、偏移等提供处理的速度参数，同时为时深转换提供平均速度。在地震资料速度分析中，普遍采用速度谱分析法和速度扫描法。

1. 叠加速度谱

对某一给定的回声时间 t_0，按一定的速度步长计算反射波时距曲线（双曲线），据此双曲线在共炮点道集或共反射点道集各道上取振幅值并叠加，计算叠加振幅。若某个速度所对应的双曲线正好与该 t_0 时刻的反射波同相轴一致，则造成同相叠加，叠加振幅值必为极大。因此，通过检索所有以不同速度计算出的叠加振幅中的最大值，其所对应的速度即为此 t_0 时刻最佳的叠加速度。

以共反射点道集为例，设有 M 个记录道，炮检距分别为 X_1，X_2，…，X_M 图 6.3（a），共中心点与反射界面 R 所对应的反射回声时间为 t_{0R}，速度为 $V_a=V_{t0R}$ ，各道反射波到达时为

式中：$X_i(t)$为第 i 道 t 时刻样值，k 为时窗大小，A_1 和 A_2 分别为平均振幅和平均振幅能量。

此时，若在试验速度中有一个恰好等于真实速度 $V(t_{0R})$，则由它确定的 t_1、t_2、…、t_N 所连成的曲线与实际反射波双曲线同相轴一致，能保证同相叠加，叠加值 A_1 或 A_2 获得最大，而用其他试验速度算出的叠加值都比较小。这种改变试验速度，计算反射波到达时，取值叠加的过程相当于改变双曲线形状，按不同双曲线拾取信号叠加图 6.4（b）的过程。只要在速度谱上找出最大值，即可确定 t_{0R} 时刻的速度。以上是对一个固定的 t_0 值而言，改变 t_0 值，重复上述计算，直至所有 t_0 计算完为止，就可以把整张记录上所有实际存在的同相轴（即速度谱线上极大值）所对应的速度全部找出来，从而确定出速度随 t_0 时间的变化曲线图 6.4（d），它反映了某个共反射点从浅至深的纵向变化。沿测线一定间隔做一个速度谱，就可以研究速度的横向变化。

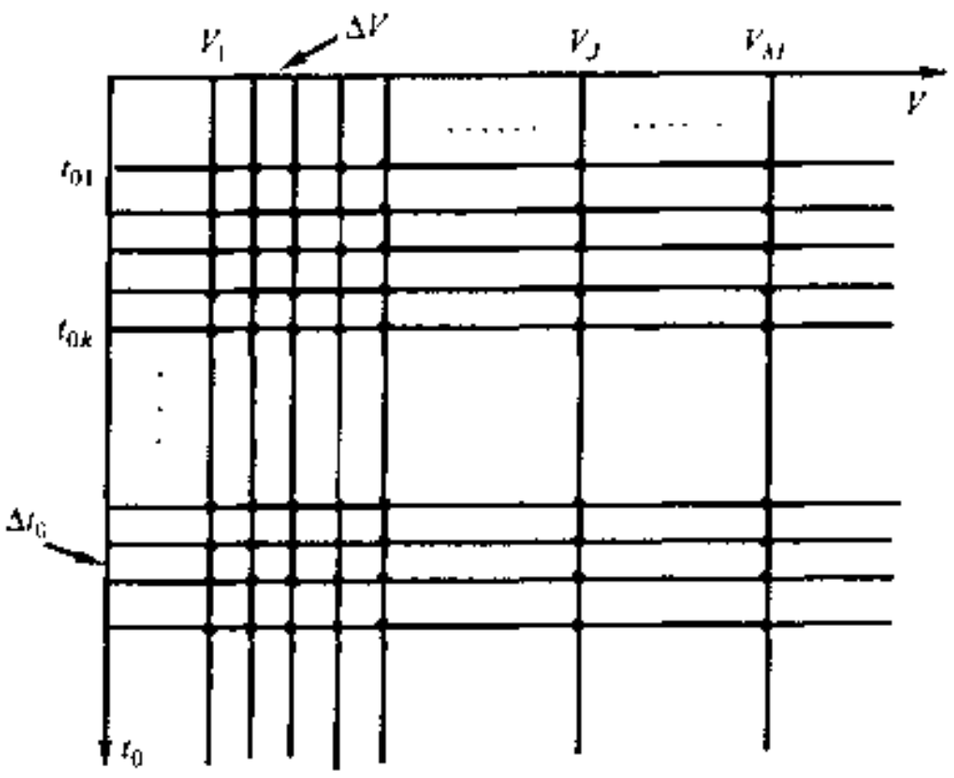


图 6.5　计算叠加速度谱的网格

速度谱的制作要经过二次扫描，即 t_0 时间扫描和速度 V 扫描，实际上相当于计算所有网格点（图 6.5 所示）上的 A 值（A_1 或 A_2）。

2. 速度扫描

速度扫描是确定叠加速度最简单直观的方法。其方法是用一组试验速度对 CDP 道集记录（或共炮点记录）进行速度扫描，即用同一个试验速度对整张记录上的所有波组进行恒速动校正。当给定的试验速度对某一波组合适时，反射波同相轴变成平直；当给定的试验速度过低时，经校正后的反射波同相轴向上弯曲，即校正过量；当试验速度过高时，校正后的反射波同相轴向下弯曲，即校正不足，如图 6.6 所示。根据速度扫描后反射波同相轴是否被拉平求取不同 t_0 时间处反射波的叠加速度。

另一种速度扫描方法是用一组试验速度对一组共反射点记录进行扫描叠加，即对共反射点记录进行恒速动校正叠加。选取叠加能量最强、连续性较好的反射波组所对应的扫描速度作为要求的叠加速度，如图 6.7 所示。

速度扫描法由于直接从动校正记录或叠加道上提取速度，得到的速度比较可靠，一定是叠加效果最好的速度。此方法适用于地震地质条件比较复杂，得不到好速度谱的地区，在工程地震勘探中常被采用。但是，此处理方法很费时间，成本较高，在地震地质条件比较好的地方，采用制作速度谱的方法更经济。

3. 影响速度分析精度的因素

在浅层地震反射勘探中，影响速度分析精度的因素主要有以下几点。

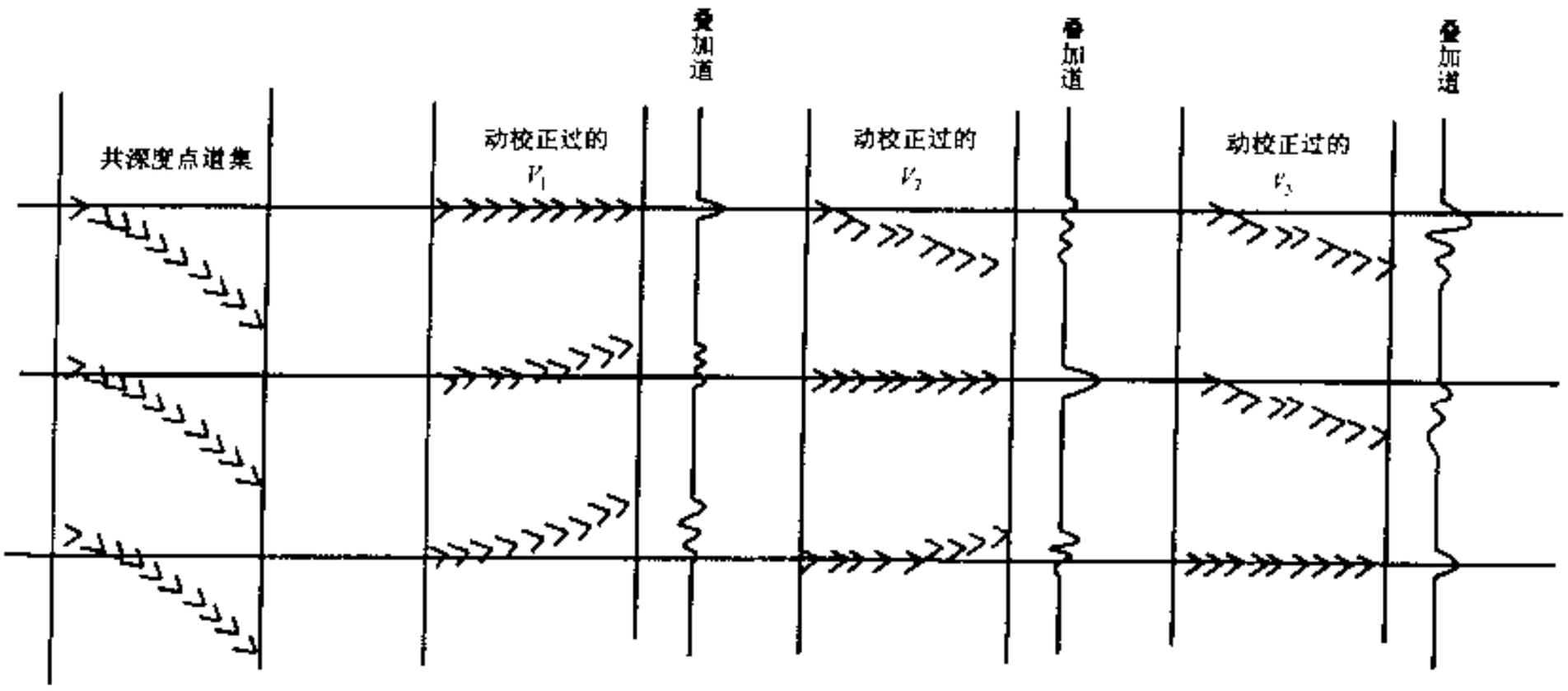


图 6.6　速度扫描原理

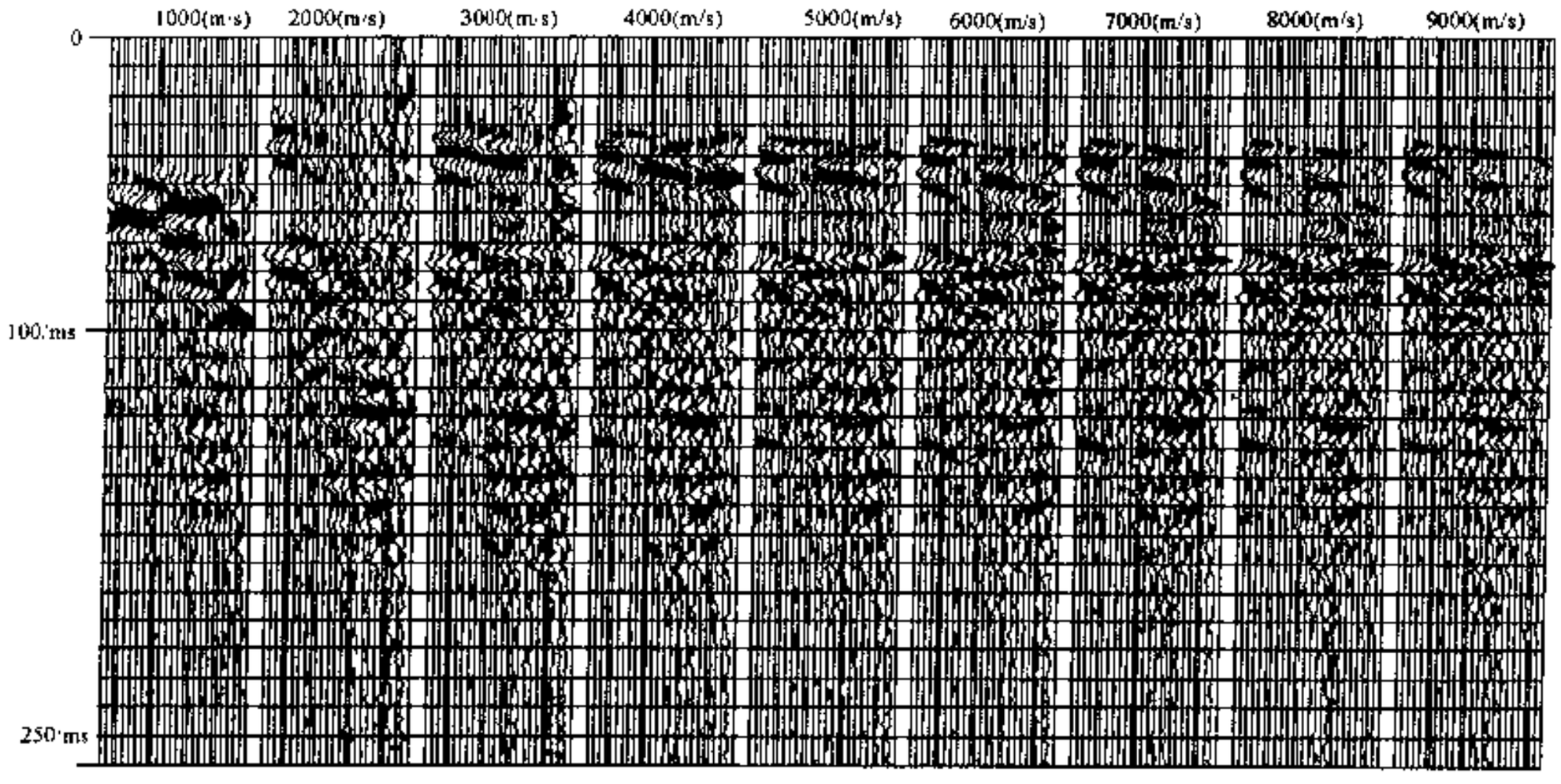


图 6.7　恒速动校正叠加

(1) 最大炮检距

从第二章反射波时距方程的讨论可知，当最大炮距 $X_{max}<<t_0V$ 时，动校正量（即正常时差）Δt_n 与炮检距 X，双程垂直反射时间 t_0 和均方根速度 V_R 之间的关系由下式给出，即

$$\Delta t_n = \frac{X^2}{2t_0V_R^2}$$

若采用的动校正速度 V_a 不合适，存在有速度误差 ΔV，即 $V_a=V_R+\Delta V$，则这种情况下的动校正量为

$$\Delta t_{ns} = \frac{X^2}{2t_0 V_a^2}$$

经动校正后，剩余动校正量 Δ 为

$$\begin{aligned}\Delta &= \Delta t_n - \Delta t_{ns} \\ &\approx \frac{X^2 \Delta V}{t_0 V_R^3}\end{aligned}$$

那么

$$\frac{\Delta V}{V_R} = \frac{t_0}{X^2} \cdot \Delta \cdot V_R^2 \tag{6.17}$$

上式说明，速度误差 $\frac{\Delta V}{V_R}$ 与最大炮检距 X 的平方成反比。由于浅层地震勘探采用的最大炮检距较小，因此，求取的速度误差较大，这是在浅层地震勘探中不易准确求取地震波叠加速度的重要原因。

(2) 较低的信噪比记录

浅层地震勘探人都是在外界干扰背景较严重的地区开展工作，在获得的原始记录中，背景干扰比较严重。较低信噪比的记录给准确求取地震波的速度带来了困难。

(3) 表层不均匀性

在野外地震数据采集中，表层不均匀体横向上的变化会引起反射波到达时间的超前或滞后，这势必影响反射波的同相叠加，从而影响求取地震波速度的精度。

4. 提高速度分析精度的措施

针对以上讨论，采用下述方法有助于提高速度分析的精度。

(1) 在速度分析前，提高记录的信噪比

在速度分析前，应采用频率滤波和二维视速度滤波压制干扰波，采用静校正处理消除表层不均匀体的影响；

(2) 采用较小的速度和时间扫描增量

由于浅层地震反射记录的时间较短，反映的地下界面埋深也较浅，速度由浅至深的变化梯度不很明显，因此，必须采用较小的速度扫描增量；同时，当地下两个界面埋深靠得较近时有可能产生相互干涉的复合波，为求出复合波的速度谱，必须采用较小的时间扫描增量。

5. 速度谱的应用

(1) 提供动校正计算所用的速度

对速度谱解释得到的随 t_0 变化的叠加速度曲线 $V_a(t_0)$，可作为该速度点附近动校正的依据。

(2) 识别多次波

在速度谱上连出 $V_a(t_0)$ 曲线后，在该线左侧有时会发现一些低速的能量团，而其 t_0 时间

又与速度相近的浅层反射波的 t_0 时间成倍数关系时，这往往是多次波的反映。

(3) 计算层速度和平均速度

从速度谱中可以检测出所有有效反射波的双程旅行时间 $t_{0,i}$ 和对应的最佳叠加速度 $V_{a,i}$，对于水平层状介质有 $V_R=V_a$，从而利用 *DIX* 公式计算出层速度

$$V_i=\left[\frac{V_{R,i}^2t_{0,i}-V_{R,i-1}^2t_{0,i-1}}{t_{0,i}-t_{0,i-1}}\right]^{1/2} \tag{6.18}$$

式中，V_i 为第 i 层的层速度，$V_{R,i-1}$ 和 $V_{R,i}$ 分别为该层顶、底界面上的均方根速度，$t_{0,i-1}$ 和 $t_{0,i}$ 分别为该层顶、底界面上的双程旅行时间。

平均速度 $\overline{V}$ 为

$$\overline{V}=\frac{\sum_{i=1}^{n}V_i(t_{0,i}-t_{0,i-1})}{t_{0,n}} \tag{6.19}$$

将式（6.18）代入式（6.19）得到用于时深转换的平均速度计算公式为

$$\overline{V}=\frac{\sum_{i=1}^{n}\left[(V_{R,i}^2t_{0,i}-V_{R,i-1}^2t_{0,i-1})(t_{0,i}-t_{0,i-1})\right]^{1/2}}{t_{0,n}} \tag{6.20}$$

对于倾斜地层，叠加速度就是等效速度 V_φ（$V_\varphi=V_R/\cos\varphi$，$\varphi$ 为地层倾角）。

第四节　常规处理

在地震资料数据处理中，对资料进行最常用的处理通常称为常规处理，它是整个数据处理工作的中心环节。在该处理阶段，通过选择合理的处理方法技术及处理流程，把在参数分析处理阶段确定出来的最佳处理参数，用于地震资料的处理，以提高地震记录的信噪比和分辨率。

一、数字滤波器概述

1. 滤波器的概念

一个原始信号通过某一装置后，变为一个新信号的过程称为滤波。原始信号称为输入，新信号称为输出，该装置就叫做滤波器。根据滤波器的定义，我们很容易理解大地就相当于一个滤波器，它吸收了信号中的高频成分，只让信号中的低频成分通过，对波形进行了改造，这个过程就是滤波。就大地滤波的过程来说，激发的地震波可看作输入信号，用 $X(f)$ 表示，大地就是滤波器，用 $H(f)$ 表示，经界面反射后返回地表的波动可看作输出信号，用 $\hat{X}(f)$ 表

示。同理，我们以地震原始资料作为输入信号 $X(f)$，以所采用的处理技术作为滤波器 $H(f)$，那么最终的处理结果就是输出 $\hat{X}(f)$，这个过程就是数字滤波。

2. 滤波器的响应特性

不考虑滤波器的内部结构，只从其输入、输出间关系定义出的滤波器特性称为响应特性或响应函数。我们把滤波器对信号频率的影响叫做滤波器的频率响应，用 $H(f)$ 表示，$H(f)$ 也叫做频率函数或传递函数，这是滤波器特性在频率域中的一种表示方法。滤波器的特性也可用时间域来表示，它说明滤波器对波形的影响，我们把这种影响叫做滤波器的脉冲响应，用 $h(t)$ 表示，$h(t)$ 也叫做时间函数或滤波因子。如何求取这两个响应呢？做法是让一个在时间域或频率域表示的单位脉冲输入滤波器，其输出就是脉冲响应和频率响应，可表示为

$$\text{输入为单位脉冲 } \delta(t) \rightarrow \boxed{\text{滤波器}} \rightarrow h(t)$$

$$\text{输入为 } X(f) = 1 \rightarrow \boxed{\text{滤波器}} \rightarrow H(f)$$

3. 滤波机理

数字滤波器在时间域中滤波作用的实现可用输入信号 $x(t)$ 与滤波器的脉冲响应 $h(t)$ 的褶积运算来表示

$$\hat{x}(t) = x(t) * h(t) \tag{6.21}$$

而在频率域中表示为输入信号的频谱 $X(f)$ 与滤波器的频率响应函数 $H(f)$ 的乘积

$$\hat{X}(f) = X(f) \cdot H(f) \tag{6.22}$$

我们知道，时间函数经富里叶变换可得到其频谱，因此，频率域运算和时间域运算是完全等价的。在两个域中表示的滤波机理可归结如下

$$\text{时间域：} \quad x(t) \rightarrow \boxed{h(t)} \rightarrow \hat{x}(t) = x(t) * h(t)$$

$$\text{频率域：} \quad X(f) \rightarrow \boxed{H(f)} \rightarrow \hat{X}(f) = X(f) \cdot H(f)$$

当用计算机来处理地震资料时，对连续信号要离散取样，对连续信号的滤波处理也可以通过对离散信号的滤波来实现。设地震信号、滤波因子、输出信号的离散时间序列分别为 $x(n\Delta t)$、$h(n\Delta t)$、$\hat{x}(n\Delta t)$，相应频谱为 $X\Delta(f)$、$H\Delta(f)$、$\hat{X}\Delta(f)$。从连续信号的滤波方程式，就可得到离散时的滤波方程式，写为

$$\left.\begin{aligned} \hat{x}(n\Delta t) &= x(n\Delta t) * h(n\Delta t) \\ \hat{X}\Delta(f) &= X\Delta(f) \cdot H\Delta(f) \end{aligned}\right\} \tag{6.23}$$

二、频率滤波

根据有效波和干扰波在频率上的差异来压制干扰波、突出有效波的方法就叫做频率滤波。由于其信号以及滤波因子都是单变量的函数，因此频率滤波又称一维滤波。

1. 滤波器的设计及常用方法

滤波器的基本思想是在地震有效波频带范围内滤波因子的振幅谱为 1，其余部分为零，相位谱为零，滤波时有效波可通过，干扰波将受到压制，且滤波后有效波不发生时移，从而达到一维滤波的目的。在浅层地震勘探中，获取的反射波频率成分往往较高，干扰波的频率成分一般较低，常采用高通滤波或带通滤波处理方法。

(1) 理想低通滤波器

在一些地区，高频干扰严重。此时若记录频谱中的低频有效波与高频干扰波的频谱能够相互分离时，常采用低通滤波器压制干扰波。理想低通滤波器的频率响应如图 6.8（a）所示。

理想低通滤波器的频率响应为

$$H_1(f)=\begin{cases}1 & f\le|f_1|\\ 0 & \text{其他}\end{cases} \tag{6.24}$$

利用付氏反变换可求得相应的滤波因子为

$$\begin{aligned}h_1(t)&=\int_{-\infty}^{+\infty}H_1(f)\mathrm{e}^{\mathrm{i}2\pi ft}\mathrm{d}f\\&=\int_{-f_1}^{f_1}\mathrm{e}^{\mathrm{i}2\pi ft}\mathrm{d}f=\frac{\sin 2\pi f_1 t}{\pi t}\end{aligned} \tag{6.25}$$

(2) 理想带通滤波器

若地震记录中的干扰波分别出现在频谱的两端，而有效波的能量位于频谱中间时，可采用带通滤波器压制干扰波。理想带通滤波器的频率响应如图 6.8（b）所示。

$$H_2(f)=\begin{cases}1 & |f_1|<f<|f_2|\\ 0 & \text{其他}\end{cases} \tag{6.26}$$

通过二个截止频率不同的低通滤波器的频率响应之差，可求得带通滤波器的脉冲响应 $h_3(t)$为

$$h_2(t)=\frac{\sin 2\pi f_2 t}{\pi t} \tag{6.27}$$

$$h_1(t)=\frac{\sin 2\pi f_1 t}{\pi t} \tag{6.28}$$

$$
\begin{aligned}
h_3(t) &= h_2(t) - h_1(t) \\
&= \frac{\sin 2\pi f_2 t}{\pi t} - \frac{\sin 2\pi f_1 t}{\pi t} \\
&= \frac{2}{\pi t}\cos 2\pi f_0 t \cdot \sin 2\pi \Delta f t
\end{aligned} \tag{6.29}
$$

式中 $f_0 = \frac{1}{2}(f_1 + f_2)$ 为通频带的中心频率，$\Delta f = \frac{1}{2}(f_2 - f_1)$，为半带宽。

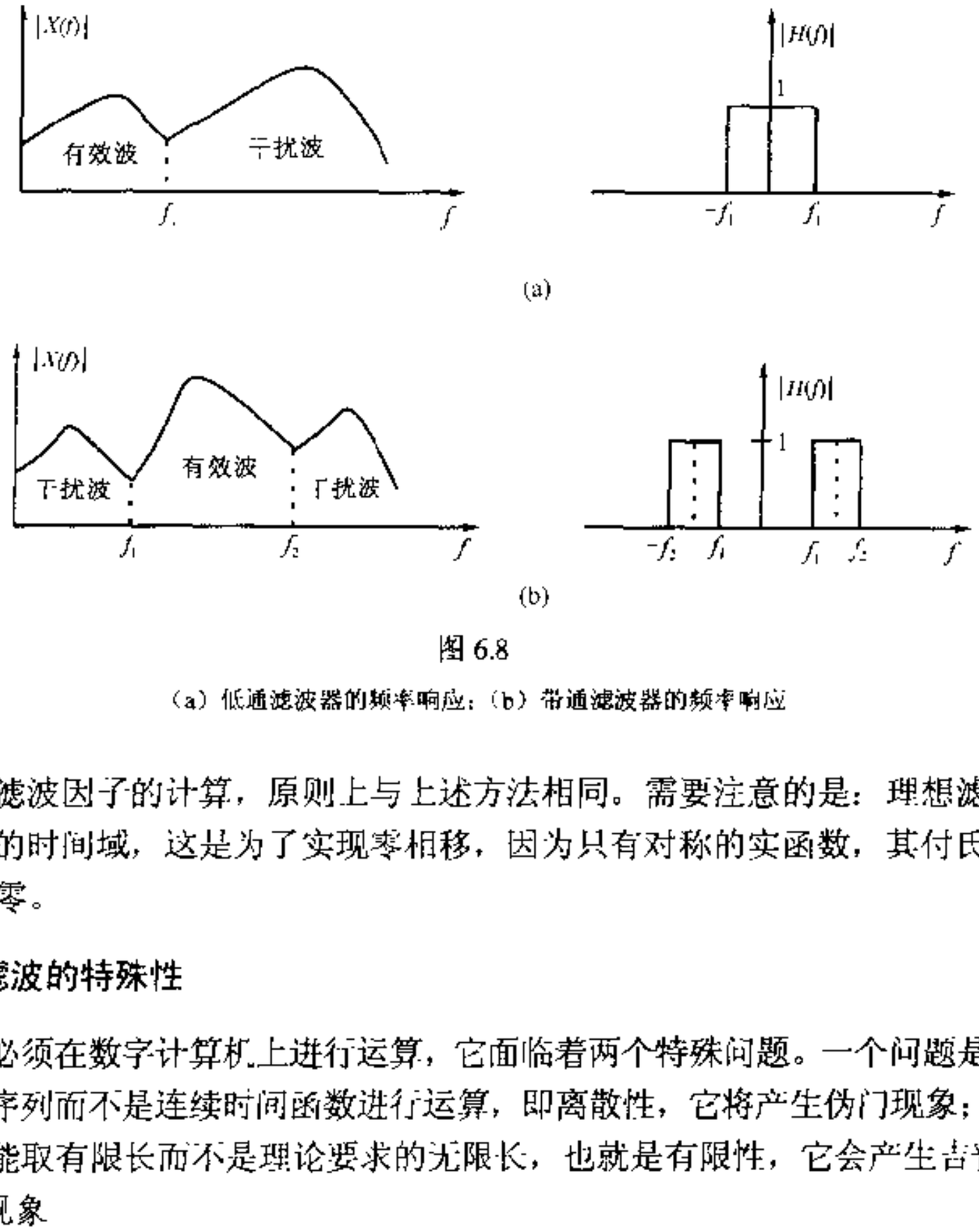


图 6.8

（a）低通滤波器的频率响应；（b）带通滤波器的频率响应

对于其他滤波因子的计算，原则上与上述方法相同。需要注意的是：理想滤波器包括负的频率域和负的时间域，这是为了实现零相移，因为只有对称的实函数，其付氏变换才是实函数，虚部为零。

2. 数字滤波的特殊性

数字滤波必须在数字计算机上进行运算，它面临着两个特殊问题。一个问题是数字滤波只能对离散时间序列而不是连续时间函数进行运算，即离散性，它将产生伪门现象；另一个问题是脉冲响应只能取有限长而不是理论要求的无限长，也就是有限性，它会产生吉普斯现象。

(1) 伪门现象

如果脉冲响应函数 $h(t)$ 按采样间隔 Δt 进行离散采样，则可以证明，采样后得到的脉冲响应时间序列 $h(n\Delta t)$ 的频率响应 $H_n(f)$ 是一个以 $\frac{1}{\Delta t}$ 为周期的周期函数，即

$$
H_n\left(f + \frac{1}{\Delta t}\right) = H_n(f) \tag{6.30}
$$

$$H(f)=\begin{cases}1 & f_2\le|f|\le f_3\\ \dfrac{1}{2}\left(1+\cos\dfrac{|f|-f_2}{f_1-f_2}\pi\right) & f_1\le|f|\le f_2\\ \dfrac{1}{2}\left(1+\cos\dfrac{|f|-f_3}{f_4-f_3}\pi\right) & f_3\le|f|\le f_4\\ 0 & \text{其他}\end{cases} \tag{6.33}$$

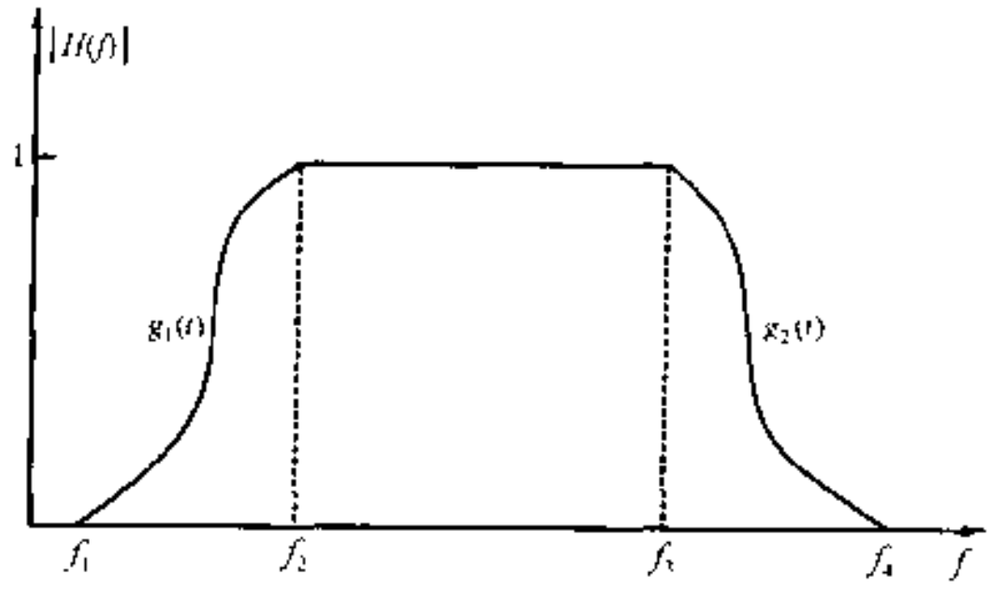


图 6.10　镶边带通滤波器的频率响应

3. 频率滤波的实现

对一个信号而言进行频率滤波可在时间域进行，也可在频率域进行。在对实际的浅层地震资料进行频率滤波时，一般应按以下几个步骤进行。

(1) 确定有效波和干扰波的频谱范围

对地震记录 $x(n\Delta t)$进行富氏变换，求出地震记录的频谱 $X\Delta(f)$，确定有效波和干扰波的频谱 $S\Delta(f)$和 $N\Delta(f)$范围，

$$x(t)\xrightarrow{\text{FFT}}X(\omega)$$

$$X(\omega)=\left|X(\omega)\right|e^{i\varphi_x(\omega)}$$

$$X\Delta(f)=S\Delta(f)+N\Delta(f) \tag{6.34}$$

(2) 设计频率滤波器

根据 $S\Delta(f)$和 $N\Delta(f)$的特点设计频率滤波器的频率响应，根据有效波与干扰波的频谱差异设计滤波器的频率响应函数。

$$H(\omega)=\left|H(\omega)\right|e^{i\varphi_H(\omega)}$$

为了使滤波后输出信号不发生相位畸变，要求

$$\varphi_H(\omega)=0$$

故

$$H(\omega)=|H(\omega)|=\begin{cases}1 & \omega\le|\omega_c|\\ 0 & \omega>|\omega_c|\end{cases}$$

(3) 进行滤波计算

对地震记录道 $x(n\Delta t)$进行滤波，相当于令 $x(n\Delta t)$的谱 $X\Delta(f)$同滤波器的频率函数相乘，相乘后可得到期望的输出信号 $\hat{X}\Delta(f)$

$$\hat{X}\Delta(f)=X\Delta(f)\cdot H\Delta(f)=[S\Delta(f)+N\Delta(f)]\cdot H\Delta(f) \tag{6.35}$$

显然，经过相乘运算后，得到的输出信号压制了高、低频的干扰。

(4) 输出滤波后的地震记录

对输出信号的频谱 $\hat{X}\Delta(f)$ 进行富氏反变换，便得到滤波后的输出地震记录 $\hat{x}\Delta(t)$。

$$\hat{X}(\omega)\xrightarrow{\text{FFT}^{-1}}x(t)$$

频率滤波的整个过程可以归结为下面的数学运算

$$x(t)\xrightarrow{\text{富氏变换}}X(f)\rightarrow\frac{\text{滤波器}H(f)}{X(f)\cdot H(f)}\rightarrow\hat{X}(f)\xrightarrow{\text{富氏反变换}}\hat{x}(t)$$

这样的滤波，在数学上实现起来计算比较慢。目前较多采用时间域褶积法，其方法步骤为

①对地震信号 $x(t)$ 进行频谱分析，选取滤波因子的最佳频率参数 f_1 或 f_0 和 Δf。

②由最佳频率参数 f_1 或 f_0 和 Δf 计算出滤波因子 $h(t)$。

③褶积滤波

$$\hat{X}_m=\sum_{n=-N}^{N}h_n\cdot X_{m-n}$$

式中 h_n 为离散的滤波因子采样值，$X_{m\,n}$ 为离散的地震信号采样值，$\hat{X}_m$ 为滤波后输出值。其中 $2N+1$ 为滤波因子采样总点数。

4. 频率滤波的应用

频率滤波是一种线性运算，可用于处理过程中的每一作业中，如在共炮点记录或共反射点道集记录、叠加前后或偏移前后的 CDP 剖面等。如图 6.11 通频范围为 80～200Hz 的镶边带通滤波器的滤波结果。从图可见，记录上高频和低频干扰波明显被压制掉，信噪比有所提高，但必须注意到记录上声波和面波仍存在，因此，必须采用二维视速度滤波。

所表示的两个域中滤波机理可归结如下：

时间空间域：$X(t,x)\rightarrow\boxed{h(t,x)}\rightarrow\hat{X}(t,x)=h(t,x)*X(t,x)$

频率波数域：$X(f,k)\rightarrow\boxed{H(f,k)}\rightarrow\hat{X}(f,k)=H(f,k)\cdot X(f,k)$

由于计算机所处理的都是离散取样的数据，对式（6.36）进行离散化后的二维数字滤波公式为

$$\hat{X}(n\Delta t,m\Delta x)=\Delta\tau\Delta\xi\sum_{i=-N}^{N-1}\sum_{j=-M}^{M-1}h(i\Delta\tau,j\Delta\xi)X(n\Delta t-i\Delta\tau,m\Delta x-j\Delta\xi)\tag{6.39}$$

式中 Δt、Δx 分别表示时间和空间的采样间隔，$\Delta\tau$、$\Delta\xi$ 分别表示滤波因子在时间和空间的采样间隔。在实际处理中，采样间隔事先已确定，它是已知常数，因此式（6.39）可简化表示为

$$\hat{X}(n,m)=\Delta\tau\Delta\xi\sum_{i=-N}^{N-1}\sum_{j=-M}^{M-1}h(i,j)X(n-i,m-j)\tag{6.40}$$

由上式可见，二维褶积可归结为对一维褶积的结果再求和，故测线上任一点处二维滤波的结果可由 $2M+1$ 个地震道的一维滤波结果相加得到，而每一道用各自的滤波器处理。

2. 二维滤波器的设计

(1) 设计二维滤波器的基本原则

在地震有效信号 $X(t,x)$的频波谱范围内，二维滤波因子的振幅谱$|H(f,k)|=1$，其他为零；滤波器的相位谱 $\varphi(f,k)=0$；滤波因子应是有限离散的。

(2) 二维滤波器的选择

如图 6.12 所示，一般在有效波视速度很高，干扰波的视速度较低时，可以选 6.12（a）图的形状，即所谓的扇形滤波器；若地震有效波的视速度中等，可选 6.12（b）图的形状，即所谓切饼式滤波器；当地震有效波与干扰波除了存在视速度差异外，还存在频率的差异，此时可选 6.12（c） 或 6.12（d）图的形状，前者为带通扇形滤波器，后者称谓带通切饼式滤波器。当确定了滤波响应后，就可以根据给定的 f, v 算出频波响应函数 $H(f,k)$，对 $H(f,k)$作一维富氏反变换，就可以求出时间响应函数 $h(x,t)$。

(3) 二维滤波器数学模型

在二维滤波中，通常用扇形滤波或带通扇形滤波压制干扰波、提高信噪比。

①扇形滤波。对于视速度较低、频率较高的声波、多次波等干扰波，可采用扇形滤波，其频率波数响应为

$$H(f,k)=\begin{cases}1 & |f/k|\geq V_1,|f|<f_1\\ 0 & \text{其他}\end{cases}\tag{6.41}$$

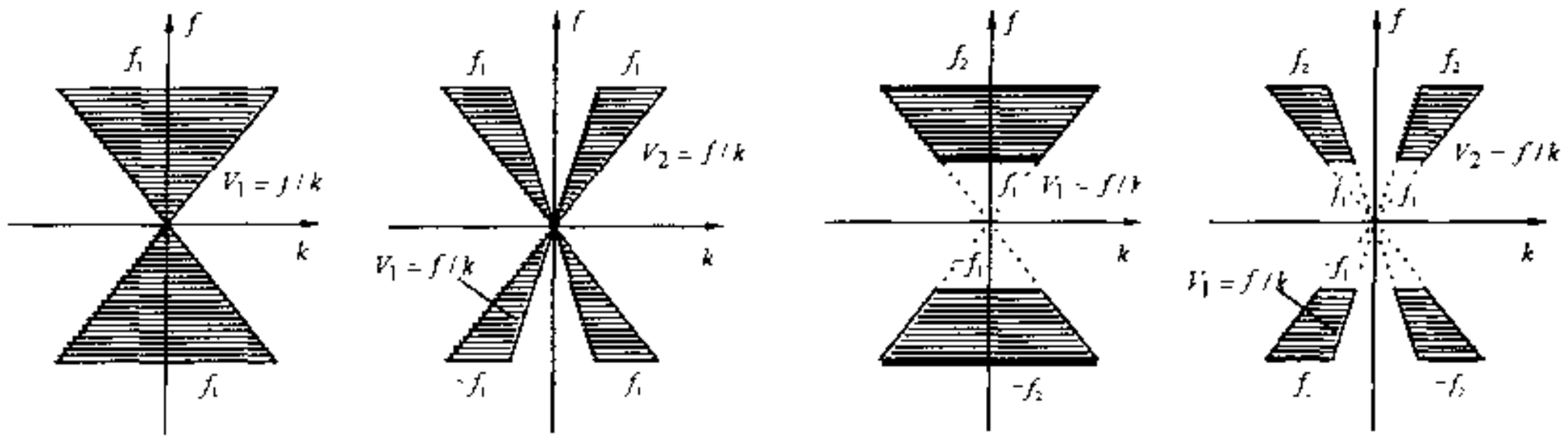


图 6.12　几种二维滤波器响应图

（a）扇形滤波器；（b）切饼式滤波器；（c）带通扇形滤波器；（d）带通切饼式滤波器

通放带在 f-k 平面上构成由坐标原点出发，以 f 轴和 k 轴为对称的扇形区域，如图 6.12（a）所示。利用富氏反变换可求出其滤波因子为

$$h(t,x)=\int_{-f_1}^{f}\int_{-|f_1|/V_1}^{|f_1|/V_1} e^{i2\pi(ft+kx)}\mathrm{d}f\mathrm{d}k$$

$$=\frac{1}{2\pi^2 x}\left[\frac{1-\cos 2\pi f_1(t+\frac{x}{V_1})}{t+\frac{x}{V_1}}+\frac{1-\cos 2\pi f_1(t-\frac{x}{V_1})}{t-\frac{x}{V_1}}\right] \tag{6.42}$$

②带通扇形滤波。对于视速度较低、频率也较低的面波等干扰波，可采用带通扇形滤波，如图 6.12（c）所示，其频波响应为

$$H(f,k)=\begin{cases}1 & |f/k|\geq V_1, f_1\leq|f|<f_2\\ 0 & \text{其他}\end{cases} \tag{6.43}$$

相应的滤波因子为

$$h(t,x)=\frac{1}{2\pi^2 x}\left[\frac{\cos 2\pi f_1(t+\frac{x}{V_1})-\cos 2\pi f_2(t+\frac{x}{V_1})}{t+\frac{x}{V_1}}+\frac{\cos 2\pi f_1(t-\frac{x}{V_1})-\cos 2\pi f_2(t-\frac{x}{V_1})}{t-\frac{x}{V_1}}\right] \tag{6.44}$$

与一维频率滤波一样，二维视速度滤波同样存在伪门现象和吉普斯现象，也可以采用镶边滤波器法来解决，但因是二维函数，情况复杂得多，通常只采用减小采样间隔（包括时间采样间隔 Δt 和空间采样间隔 Δx）和增大计算点数（包括时间、空间两个方向上的点数 N 和 M）的方法。

波的同相轴没被拉平，其视速度仍是有限的。显然，经动校正处理后，可以根据多次波和有效波在视速度上的差异设计滤波器，进行二维视速度滤波。图 6.14（b）为二维滤波后的记录，从图中可见，多次波得到了有效的压制。

四、反滤波

反滤波也叫反褶积，是滤波的一种逆过程，其主要作用是通过压缩地震反射脉冲的长度，提高反射地震记录的分辨能力，并估计地下反射界面的反射系数。

1. 反射波地震记录的形成

震源脉冲输入地下，在传播过程中受到大地吸收和反射系数的影响（也可以说是滤波），构成了我们接收到的反射信号，下面我们来分析这两个因素对震源脉冲到底施加了什么样的影响。

(1) 地震子波

大地对震源脉冲有吸收作用，它相当于一个低通滤波器，使尖脉冲变成了具有一定延续时间的波形，称此为地震子波 $b(t)$，它可以看成是地层吸收滤波器的脉冲响应，如图 6.15 所示。实际的地震子波一般情况下为 1～2 个周期，延续时间为 20～40ms。

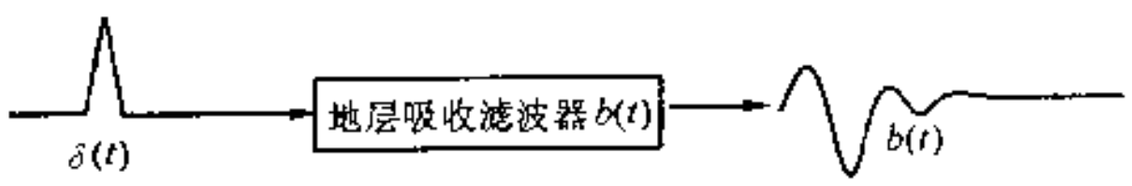


图 6.15　地震子波的形成

(2) 理想地震记录

设震源为 $\delta(t)$脉冲，它在地层中传播只受到反射界面的影响，不考虑地层的吸收，这实际上也是一种滤波过程，可表示为

$$\delta(t) \rightarrow \text{反射滤波器} R(t) \rightarrow \hat{R}(t)$$

滤波器的滤波因子为 $R(t)$，输出仍为强弱不等的尖脉冲。如图 6.16 所示的地质模型，假设地下有 N 个反射界面，反射系数依次为 R_1、R_2、$\cdots R_N$，这时在地面某点接收的地震记录为

$$\begin{aligned}\hat{R}(t) &= R_1\delta_{t-1} + R_2\delta_{t-2} + \cdots + R_N\delta_{t-N} \\ &= \sum_{\tau=1}^{N} R_\tau \delta_{t-\tau}\end{aligned} \tag{6.45}$$

上式中每一项都为一个单位脉冲，脉冲的大小和极性反映了界面反射系数的大小和极性，脉冲的个数反映了地下反射界面的个数，不同脉冲之间的时差反映了地层的厚度，我们把这种从地面上观测到的由一系列反射系数尖脉冲序列所组成的地震记录称为理想地震记录。

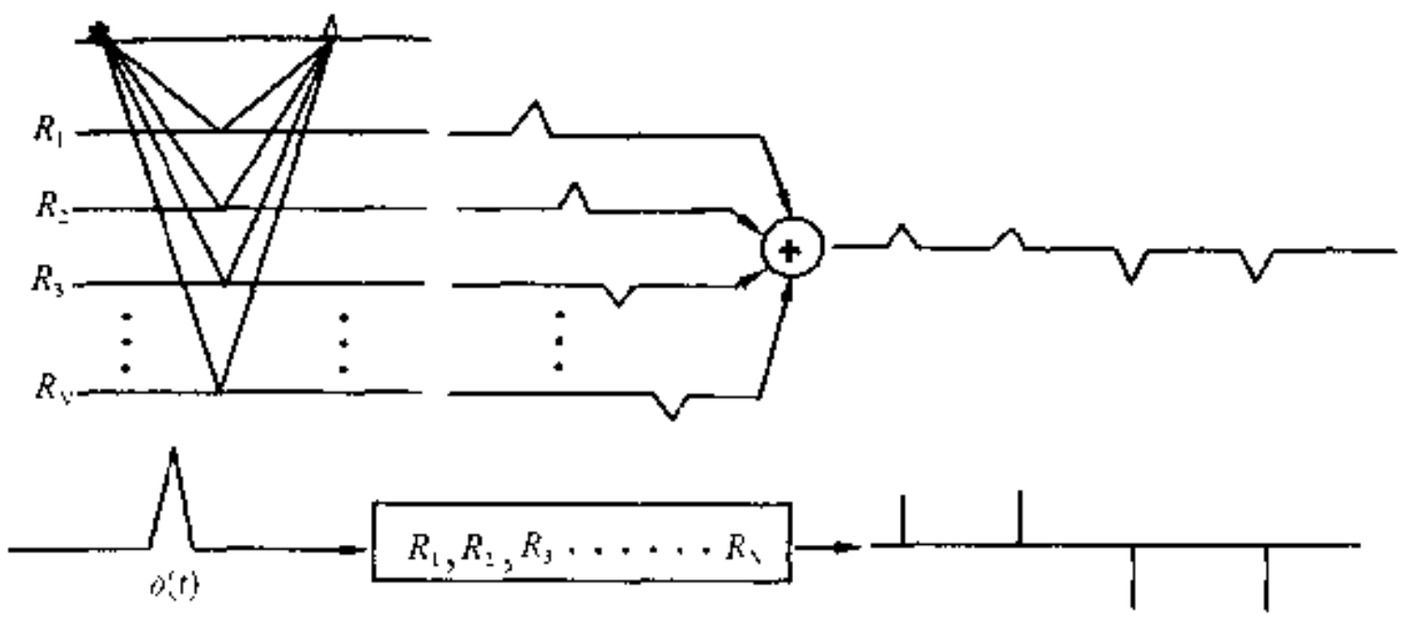


图 6.16　理想的地震记录

(3) 实际的地震记录

实际上，震源产生的尖脉冲经过爆炸点周围介质时就会被介质吸收变成具有一定振动延续时间的波形，即地震子波。地震子波在传播中遇到某一反射界面将发生反射，在地面可接收到也有一定时间长度的反射波，这样使来自相距较近的相邻反射界面的地震波到达地面同一个接收点时将不能分开，相互叠加，形成复波，如图 6.17 所示。这种记录称为实际的反射地震记录。

由图 6.17 可知，地面某点接收的地震记录为

$$\hat{R}(t) = R_1 b_{t-1} + R_2 b_{t-2} + \cdots + R_N b_{t-N} = \sum_{\tau=1}^{N} R_\tau b_{t-\tau} \tag{6.46}$$

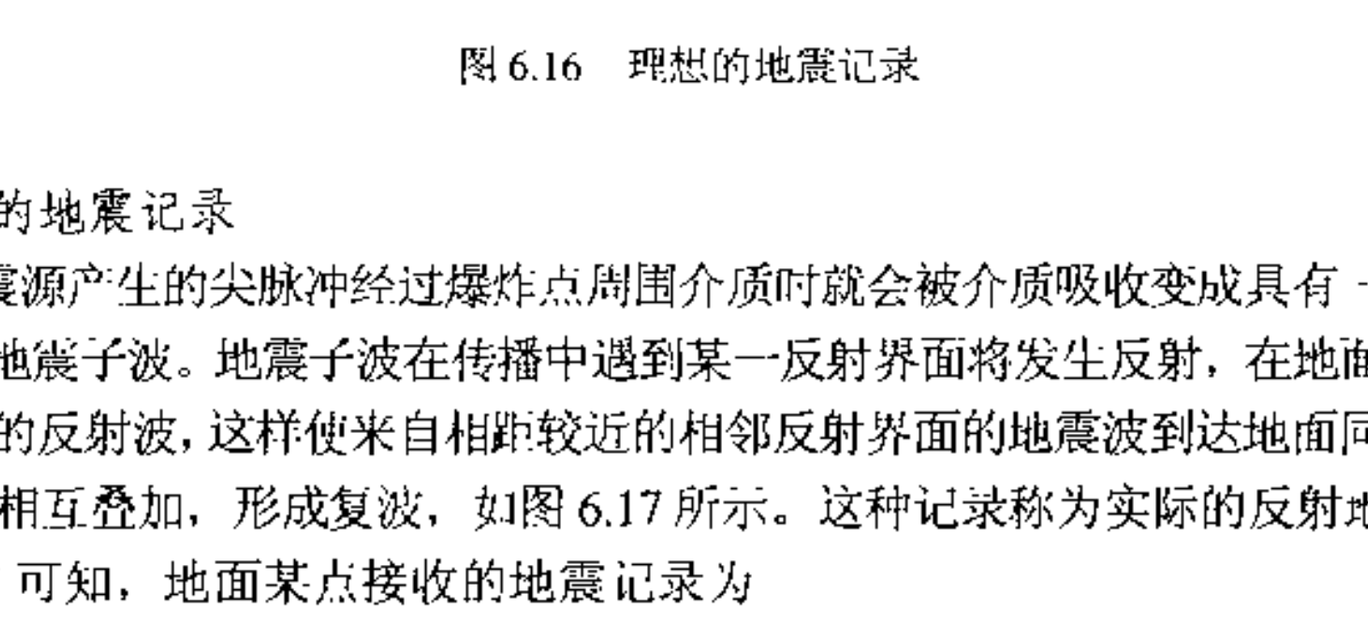


图 6.17　实际的地震记录

写成褶积形式为

$$X(t) = \delta(t) * [R(t) * b(t)] = R(t) * b(t) \tag{6.47}$$

从上式可知，实际震记录是反射系数与地震子波的褶积，这是一个滤波过程，滤波器的输入为 $R(t)$，滤波因子为 $b(t)$，滤波器的输出为 $X(t)$。

2. 反滤波的实现

从实际所得的反射地震记录中去掉大地滤波器的作用，使之变为理想的地震记录，这种

过程叫反滤波。反滤波的物理实质是对震源脉冲由于大地滤波作用而损失了的高频成分恢复过来，使它纯粹变成只有地下反射界面影响的尖脉冲地震记录，其关键是要设计一个反滤波因子 $a(t)$和确定地震子波 $b(t)$。反滤波过程可用图 6.18 来表示。

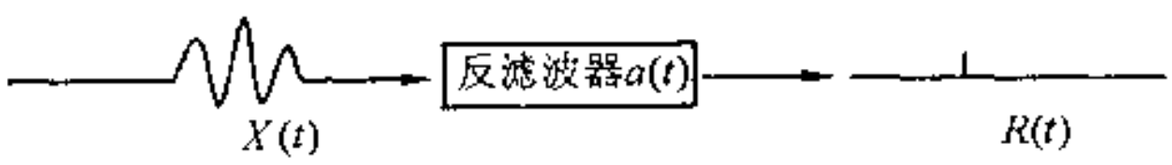


图 6.18　反滤波过程

反滤波的数学表达式为

$$X(t) * a(t) = R(t) * b(t) * a(t) = R(t) \tag{6.48}$$

上式中 $b(t) * a(t) = \delta(t)$，$X(t)$为实际的反射地震记录。

如何具体地求取 $a(t)$和 $b(t)$，涉及的问题很多，下面我们仅作简单介绍：

(1) 反滤波因子的求取——最小平方反滤波

严格地说，反滤波因子是无限长的，但计算机中运算只能取有限项。假设待求的反滤波因子 $a(t)$的起始时间为 0，延续长度为 m，即

$$a(t) = [a(0), a(1), a(2), \ldots, a(m)]$$

地震子波 $b(t)$为

$$b(t) = [b(0), b(1), b(2), \ldots, b(n)]$$

为提高地震记录的分辨率，消除地震子波对记录的影响，就要设计一个反滤波器 $a(t)$，使地震子波 $b(t)$变成尖脉冲 $\delta(t)$，$\delta(t) = [1,0,0,\ldots,0]$。假设反滤波因子 $a(t)$与地震子波 $b(t)$褶积后的输出 $y(t)$为

$$\begin{aligned} y(t) &= b(t) * a(t) \\ &= \sum_{\tau=0}^{M} a(\tau) b(t-\tau) \end{aligned} \tag{6.49}$$

而期望输出的一系列尖脉冲 $Z(t)$ 为

$$\begin{aligned} Z(t) &= \delta(t) * R(t) \\ &= \sum_{k=0}^{m} \delta(k) R(t-k) \end{aligned}$$

实际输出与期望输出的误差平方和为

$$Q=\sum_{t=0}^{m+n}\left[y(t)-Z(t)\right]^2$$
$$=\sum_{t=0}^{m+n}\left[\sum_{\tau=0}^{m}a(\tau)b(t-\tau)-Z(t)\right]^2 \tag{6.50}$$

要使 Q 为最小，数学上就是求 Q 的极值问题，即求满足

$$\frac{\partial Q}{\partial a(l)}=0 \qquad (l=0,1,2,\ldots m)$$

的滤波因子 $a(t)$。

$$\frac{\partial Q}{\partial a(l)}=\sum_{t=0}^{m+n}\frac{\partial}{\partial a(l)}\left[\sum_{\tau=0}^{m}a(\tau)b(t-\tau)-Z(t)\right]^2$$

$$=2\sum_{t=0}^{m+n}\left[\sum_{\tau=0}^{m}a(\tau)b(t-\tau)-Z(t)\right]b(t-l)$$

$$=2\sum_{t=0}^{m}a(\tau)\sum_{t=0}^{m+n}b(t-\tau)b(t-l)-2\sum_{t=0}^{m+n}Z(t)b(t-l)\ =0 \tag{6.51}$$

式中

$$\sum_{t=0}^{m+n}b(t-\tau)b(t-l)=\gamma_{bb}(\tau-l) \tag{6.52}$$

为时间延迟 $\tau-l$ 的地震子波自相关，而

$$\sum_{t=0}^{m+n}Z(t)b(t-l)=\gamma_{Zb}(l) \tag{6.53}$$

为时间延迟为 l 的地震子波与期望输出的互相关，故式（6.51）可写为

$$\sum_{t=0}^{m+n}a(\tau)\gamma_{bb}(\tau-l)=\gamma_{Zb}(l) \tag{6.54}$$

这是一个方程组，写成矩阵形式为

$$\begin{bmatrix}\gamma_{bb}(0) & \gamma_{bb}(1) & \cdots & \gamma_{bb}(m)\\ \gamma_{bb}(1) & \gamma_{bb}(0) & \cdots & \gamma_{bb}(m-1)\\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots\\ \gamma_{bb}(m) & \gamma_{bb}(m-1) & \cdots & \gamma_{bb}(0)\end{bmatrix}\begin{bmatrix}a(0)\\ a(1)\\ \cdots\\ a(m)\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}b_{Zb}(0)\\ b_{Zb}(1)\\ \cdots\\ b_{Zb}(m)\end{bmatrix} \tag{6.55}$$

方程式（6.55）就是著名的托布里兹矩阵方程，称为最小平方反滤波的基本方程，利用该方程可求出任意形状的期望输出的反滤波因子 $a(t)$。

若期望输出是 $\delta(t)$脉冲，则式（6.53）的互相关为

3. 提高纵向分辨率与提高信噪比的关系

一般来说，反滤波在提高纵向分辨率的同时，往往会降低记录的信噪比。理想反滤波的输入为地震记录，输出为白噪反射系数序列。从频率域上说就是将地震记录的谱变为幅值近似相等的白噪的谱。这样，如果记录上的干扰没有消除干净，则残留的干扰会同时得到放大，于是降低了信噪比。因此，在进行反滤波之前应当经过较为彻底的滤波处理以最大限度地压制干扰，在反滤波之后还需进行宽档滤波以提高信噪比。由于分辨率和信噪比有一定矛盾，因此选用反滤波时应注意地震资料的质量以及所要解决地质问题的精细程度。如果地震资料的信噪比高，要求精细研究地质构造的情况，可选用反滤波处理手段，以提高地震资料的分辨率；有时地震资料信噪比很低，这时应主要采用提高信噪比的处理手段，反滤波处理是次要的，甚至不用这种处理手段。

五、静校正

地震勘探的基本理论均以地面为水平面、近地表介质均匀为假设前提的，而在野外实际工作时，情况并非如此。由于地形起伏不平、低速带的厚度和横向速度也是经常变化的，这些因素都会直接引起反射波到达时间的改变，从而影响地震叠加剖面的质量。在浅层地震勘探中，由于获取的反射波频率高、周期短，这些表层因素的不均匀性对反射波的同相叠加影响更大。因此要进行表层因素的校正，即静校正。静校正又可分为野外（一次）静校正和剩余静校正两个方面。

1. 野外（一次）静校正

利用野外实测的表层资料直接进行的静校正称为野外（一次）静校正，又称为基准面校正。其方法是人为选定一个静校正基准面，利用野外实测得到的各点高程、低速带厚度、速度或井口时间等资料，将所有的炮点和检波点都校正到该基准面上，用低速带层以下的地层速度代替低速带的速度，从而去掉表层因素的影响，以满足地表水平、表层介质均匀的假设条件。它包括井深校正、地形校正和低速带校正等内容。

(1) 井深校正

井深校正用 $\Delta\tau_j$ 表示，是将井中炮点 O 的位置校正到地面 O_j 点，见图 6.19。用已知的表层参数井深数据，按下式计算井深校正量

$$\Delta\tau_j = -\frac{1}{V_0}(h_0 + h_j)$$

式中 V_0 是低速带的速度，$h_0 + h_j$ 为炮井中低速带厚度。因为井深校正总是向时间增大的方向校正，故此式前面取负号。

(2) 地形校正

地形校正是将测线上的炮点和检波点校正到基准面上，如图 6.19 所示，炮点地形校正量为

$$\Delta\tau_0 = \frac{1}{V_0}h_0 \tag{6.60}$$

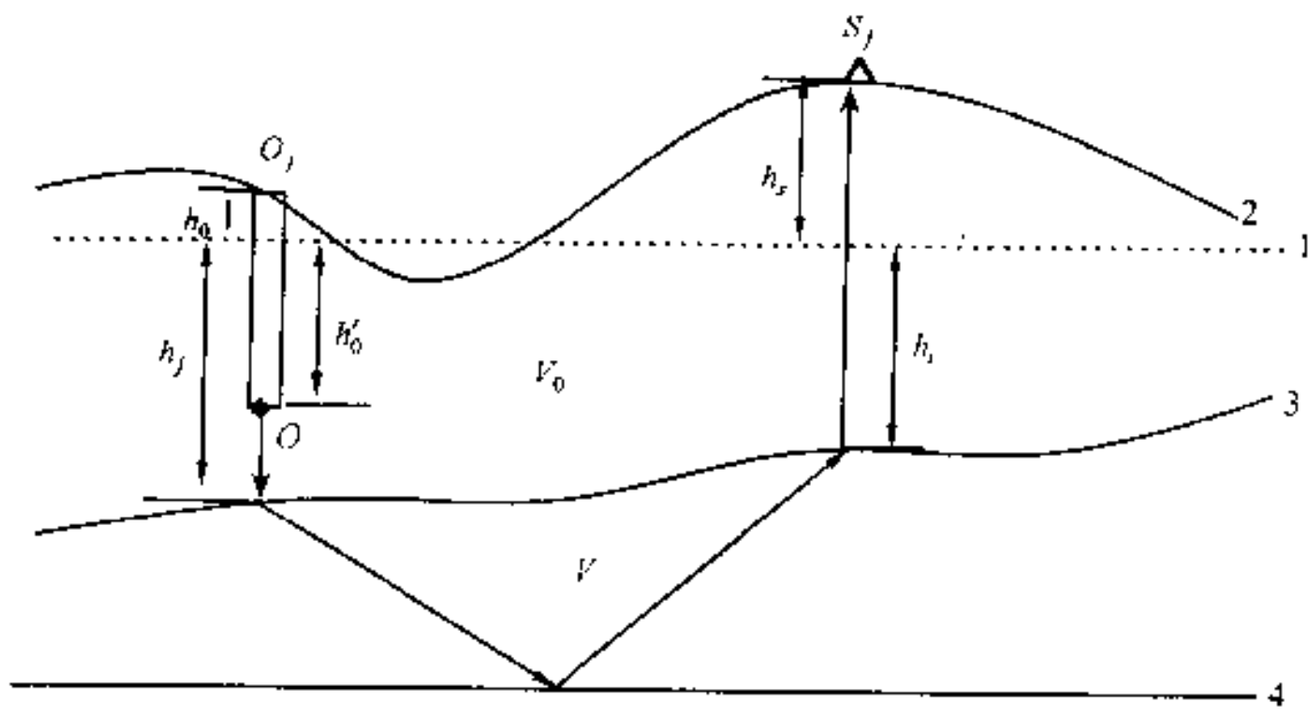


图 6.19　野外（　次）静校正量计算示意图

1.基准面；2.地形线；3.基岩顶面；4.反射界面；O—炮点；S_j—接收点

而检波点的地形校正量为

$$\Delta \tau_s = \frac{1}{V_0} h_s \tag{6.61}$$

h_s为接收点到基准面的垂直距离。故此道（第 j 炮第 i 道）总的地形校正量为

$$\Delta \tau_{ji} = \Delta \tau_0 + \Delta \tau_s = \frac{1}{V_0}(h_0 + h_s) \tag{6.62}$$

地形校正有正有负，通过 h_0、h_s的正负体现出来。通常规定当测点高于基准面时为正，低于基准面时为负。

(3) 低速带校正

此校正是将基准面下的低速层速度用基岩速度代替，以消除由于低速带的存在使地震波传播时间延迟的影响。求取低速带校正量的公式在炮点处为

$$\Delta \tau'_j = h_j(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V}) \tag{6.63}$$

在检波点处为

$$\Delta \tau'_i = h_i(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V}) \tag{6.64}$$

故此道总的低速带校正量为

$$\Delta \tau'_{ji} = (h_j + h_i)(\frac{1}{V_0} + \frac{1}{V}) \tag{6.65}$$

因为基岩速度总大于低速带速度，故低速带校正量总是正的。而接收点 S 总的静校正量为

$$\begin{aligned}\Delta \tau_{静} &= \Delta \tau_j + \Delta \tau_{ji} + \Delta \tau'_{ji} \\ &= -\frac{1}{V_0}(h_0 + h'_0) + \frac{1}{V_0}(h_0 + h_s) + (\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V})(h_j + h_i) \\ &= \frac{1}{V_0}(h_j + h_s - h'_0 - h_i) - \frac{1}{V}(h_j + h_i)\end{aligned} \tag{6.66}$$

对于非爆炸地面震源，炮点深度等于零。浅层地震勘探大都采用地面激发震源，这时静校正只有地形校正和低速带校正两项，其接收点的静校正量为

$$\begin{aligned}\Delta\tau_{静} &= \Delta\tau_{ji} + \Delta\tau'_{ji} \\ &= \frac{1}{V_0}(h_0 + h_i) + (\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V})(h_j + h_i)\end{aligned} \tag{6.67}$$

用计算机进行野外静校正处理，只需将各炮点和检波点的高程、低速带厚度、速度等资料送入内存，程序按公式自动计算出相应的静校正量，然后按校正量的大小和正负将整道向前或向后“搬家”即可。

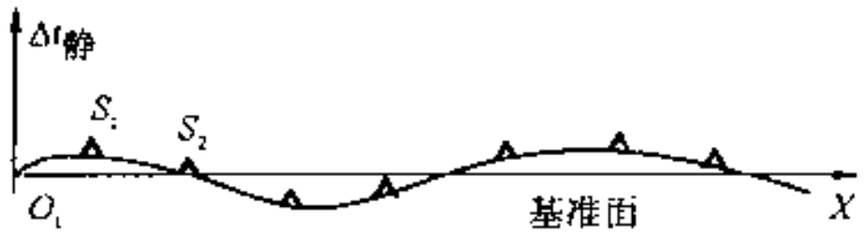


图 6.20　静校正随机分布示意图

2. 剩余静校正

野外一次静校正是否精确主要决定于低速带测定所得资料的精度，在实际工作中由于测定低速带方法（技术和某些人为因素）等原因，尤其是在低速带横向变化较大时，测得的有关参数往往不很准确，致使野外（一次）静校正之后仍残存着剩余的静校正量。提取表层影响的剩余静校正量并加以校正的过程称为剩余静校正。剩余静校正量不能由野外实测资料求得，只能直接利用地震记录提取。实践中通常利用统计的方法自动地计算剩余静校正量，故也称之为自动统计静校正。以共炮点道集为例，简单介绍这种校正的基本做法。

如图 6.20 所示，假设在一个排列上，一点激发，24 道接收，在做了基准面校正后，还有剩余的静校正量，我们可以写出各接收道的剩余静校正量。O_1 炮第一道 S_1 的静校正量为

$$\Delta t_{S1静} = \Delta t_{01炮} + \Delta t_{S1检}$$

上式中 $\Delta t_{S1静}$ 表示接收点 S_1 的总静校正量，$\Delta t_{01炮}$ 炮表示炮点的校正量，$\Delta t_{S1检}$ 表示 S_1 点的检波点校正量。同理可写出同一炮其他接收道的静校正量为

$$\Delta t_{S2静} = \Delta t_{01炮} + \Delta t_{S2检}$$

$$\cdots \qquad \cdots \qquad \cdots$$

$$\Delta t_{S24静} = \Delta t_{01炮} + \Delta t_{S24检}$$

如果将以上 24 道的总静校正量相加再平均，可得

$$\frac{1}{24}\sum_{i=1}^{24}\Delta t_{Si静} = \frac{1}{24}\sum_{i=1}^{24}\Delta t_{01炮} + \frac{1}{24}\sum_{i=1}^{24}\Delta t_{Si检} \tag{6.68}$$

等式左边为各接收道剩余静校正量的平均值，等式右边第一项实际上就是炮点的剩余静校正量。而第二项的平均值应趋于零，因为假设剩余静校正量与波的传播方向、路径无关（地表一致性条件），即对同一地面点来说它的取值不变，而对不同的地面点来说它的

取值具有随机性，是一种随机量剩余静校正量在有的接收点上是正的，有的是负的，统计平均后趋于零值。这样将属于同一炮的各道剩余静校正量相加平均后就得到了该炮点的剩余静校正量，同理可得测线上所有炮点的剩余静校正量。用类似的方法可求出各检波点的剩余静校正量。

六、动校正（正常时差校正）

1. 动校正概述

由几何地震学可知：当地面水平，反射界面为平面，界面内介质均匀的情况下，反射时距曲线为一条双曲线（见图 6.21（a）），它不能直接反映地下界面的起伏情况，尽管当地下界面为水平时，法线深度与真深度一致，也只有在激发点处接收的 t_0 时间，方能直观地反映界面的真深度，其他各点接受到的反射波旅行时间，除了与界面真深度有关外，还包括由炮检距不同引起的正常时差，如果能除掉每个观测时间中的正常时差，则剩下的只是与界面真深度有关的部分了，这时每个接受点就好象是自激自收点了。用上述方法校正后的时距曲线可变成处处都是 t_0 的直线，既与界面产状完全一致了（见图 6.21（b））。

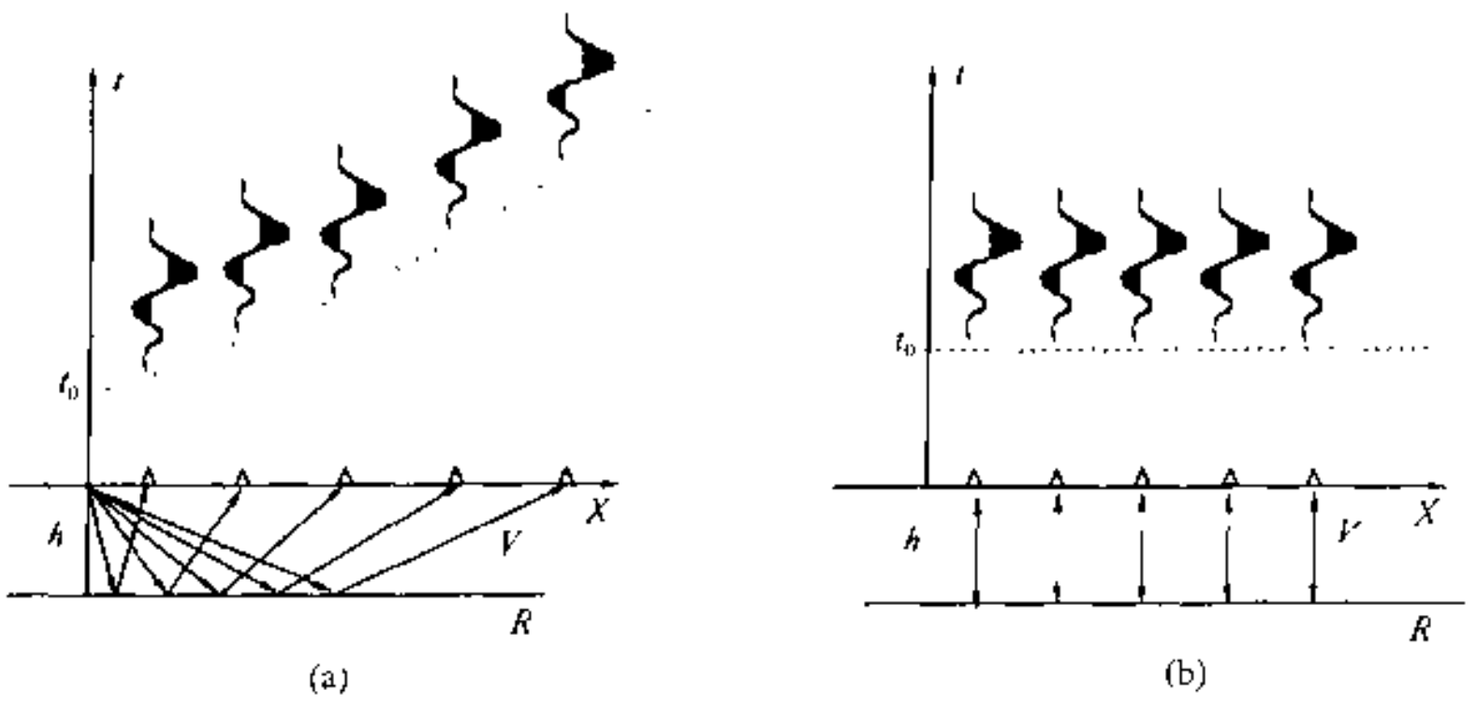


图 6.21　动校正前后反射时距曲线

（a）反射时距曲线为一条双曲线；（b）时距曲线与 t_0 的直线一致

当界面为倾斜时，反射时距曲线为一条极小点向上倾方向偏移了的双曲线，与界面水平情况类似，经正常时差校正后的时距曲线也是一条直线，但不是水平线，而是一条类似与地下界面成镜像的倾斜直线（见图 6.22），尽管此时它反映的只是界面的法线深度而不是真深度，但仍然可以反映地下界面的起伏形态。

纵上所述，人们为了进行水平叠加，提高地震记录的信噪比，用反射同相轴直观地反映地下的构造形态，便于波的对比解析，故要对双曲线形的反射波时距曲线进行正常时差校正，动校正处理是针对共反射点道集的。它把炮检距不同的各道上来自同一界面同一点的反射波到达时间经正常时差校正后，校正为中心点的回声时间，以保证在叠加时它们能实现同相叠加，形成反射波能量突出的叠加道（相当于自激自收的记录道）。动校正的实现分两步进行：一是计算动校正量，二是实现动校正。

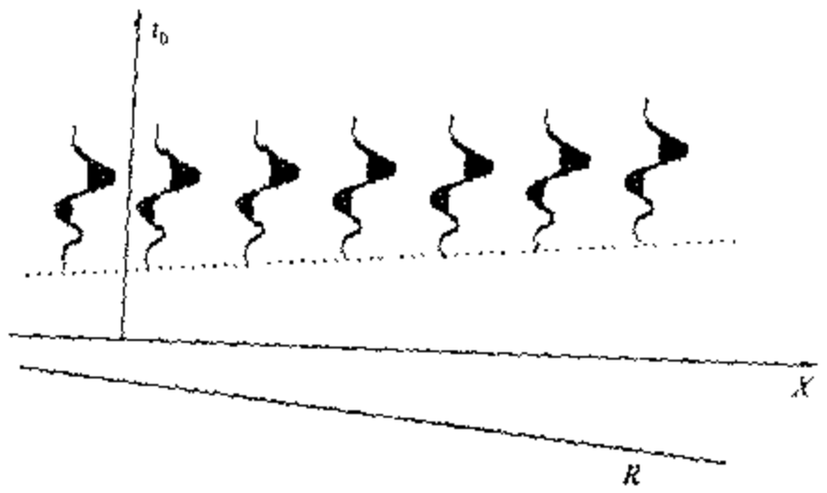


图 6.22　倾斜界面动校正后的反射时距曲线

2．动校正量的计算

反射波时距曲线各记录道的动校正量为

$$\begin{aligned}\Delta t &= t - t_0 \\ &= \sqrt{t^2_0 + \left[\frac{x}{V(t_0)}\right]^2} - t_0\end{aligned} \tag{6.69}$$

式中的 $V(t_0)$通常是已知的，直接利用此式计算各道不同时刻的动校正量时，会发现有大量的重复运算，改写成各样点的动校正量的计算公式为

$$\begin{aligned}\Delta t &= t_0\sqrt{1 + \left[\frac{x}{V(t_0)t_0}\right]^2} - t_0 \\ &= t_0(\sqrt{1 + K^2} - 1)\end{aligned} \tag{6.70}$$

其中 $K=\dfrac{x}{V(t_0)t_0}$，令 $B=\sqrt{1+K^2}-1$，则 $\Delta t = t_0 B(K)$。根据此式事先造一个 $B(K)$表存入内存，在计算动校正时只需按记录道的 x、t_0、$V(t_0)$参数代入上式计算出 K 值，利用内存中的 $B(K)$表查出 K 值对应的 $B(K)$值，最后按（6.70）式求得动校正量 Δt。

3．动校正的实现

动校正处理就是把非零炮检距的记录 t 时刻的反射振幅校正到零炮检距情况下的 t_0 时刻处，所校正的时间就是动校正量，在计算机上实现时是将动校正量换成单元个数，以采样间隔为单位采用"搬家"处理的办法来实现。所谓"搬家"就是将欲校正的时间为 t 的内存单元中的振幅值搬到时间为 t_0 的内存单元中。

实际生产中，动校正是逐炮、逐道进行的。在每一道中的校正，常采用"成组搬家法"，既把一道地震记录中，具有相同动校正量的离散振幅值分作一组，总共可分为 L 组，组的顺序号为 J=1，2，…，L。从图 6.23 中可以看出，J=1 组的第一个采样值的序号（K=4）与最大动校正量 M_j=4 相同。图中 K=0 为经"初至切除"后记录起始点顺序号。"搬家"时是从 J=1 组开始，即将 J=1 组的第一个采样值 $a_{i,4}$ 向 K 减小的方向搬 4 个单元，（因 M_j=4）送入 $a_{i,0}$，同

理将 $a_{i,5}$ 送入 $a_{i,1}$：第一组搬完后，再搬 J=2 组，因第二组的动校正量等于 3，固将第二组的各个样值均向 K 减小的方向搬三个单元，即将 $a_{i,6}$ 送入 $a_{i,3}$，将 $a_{i,7}$ 送入 $a_{i,4}$，将 $a_{i,8}$ 送入 $a_{i,5}$，以此类推，直到把 L 组搬完，就完成了一道动校正。

从图 6.23 中可以看出：没有任何样值送入 $a_{i,2}$ 和 $a_{i,6}$。这是因为第一组搬完四个单元，第二组只搬三个单元，而第三组又比第二组少搬一个单元，因动校正后使相邻两组之间出现一个空白单元。为填补此空白可用下述方法。

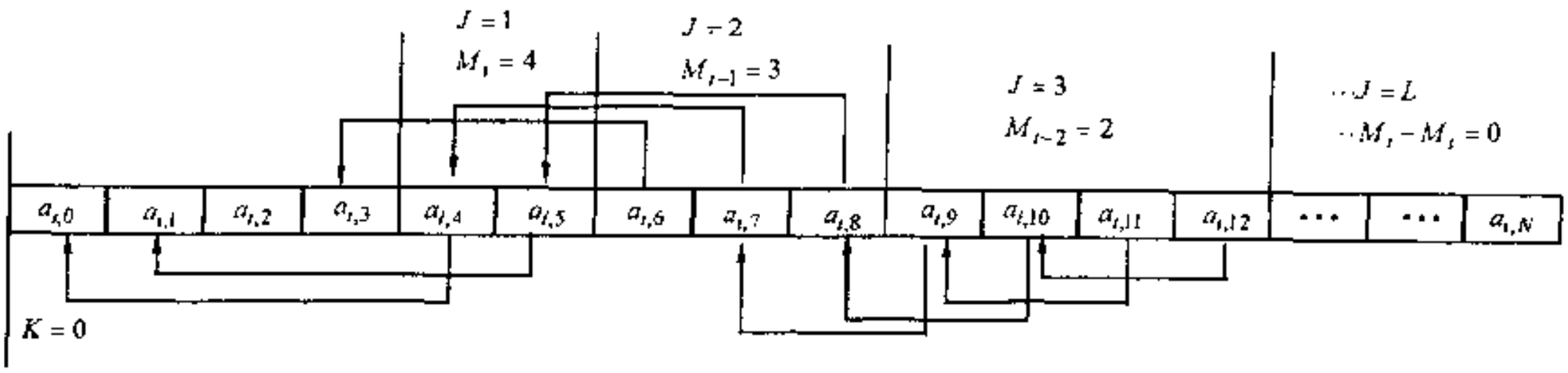


图 6.23　成组搬家法示意图

①用相邻组中前一组的最后一个样值与后一组第一个样值的平均值送入空白单元。

②用相邻组中前一组的最后一个样值或用后一组的第一个样值的送入空白单元。

4. 动校正的波形畸变

一般情况下，由于深层的速度大于浅层的速度，因此对于同一记录道而言，浅层波组的动校正量总是大于深层波组的动校正量。图 6.24 中的 $A(t)$表示某记录道动校正前的记录，$A'(t)$

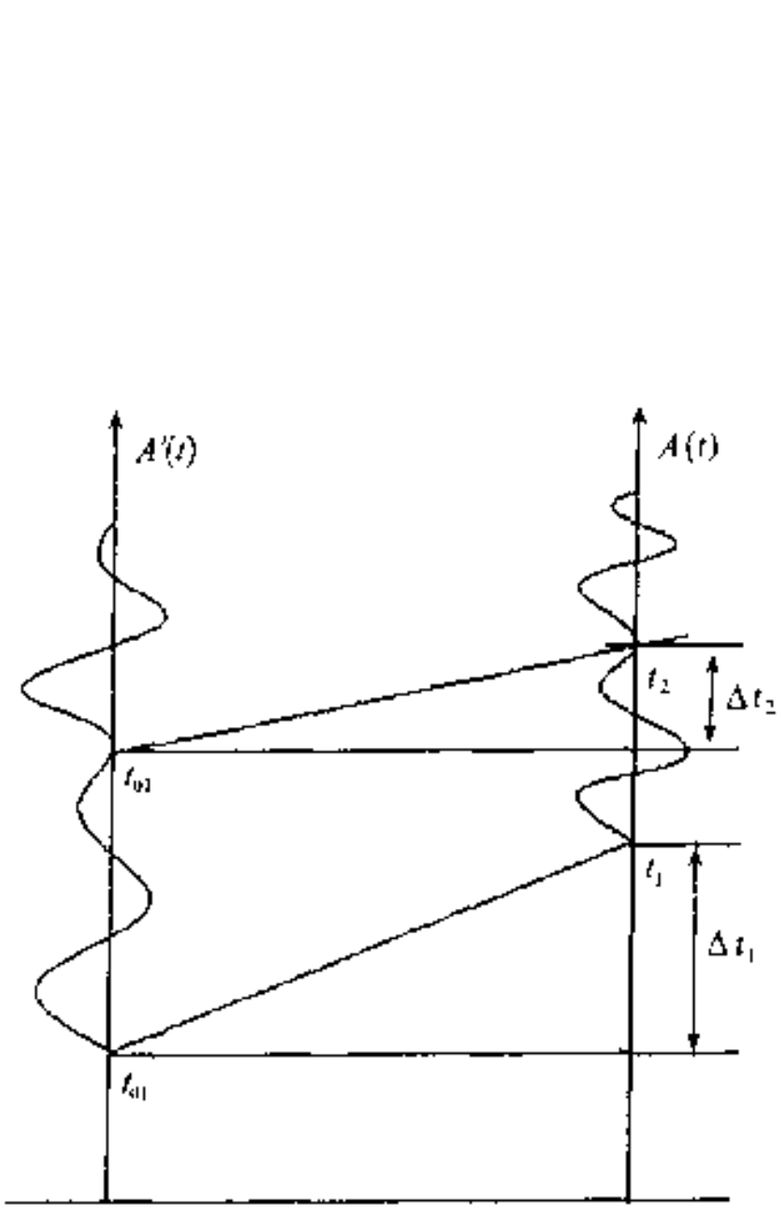


图 6.24　波形拉伸畸变示意图

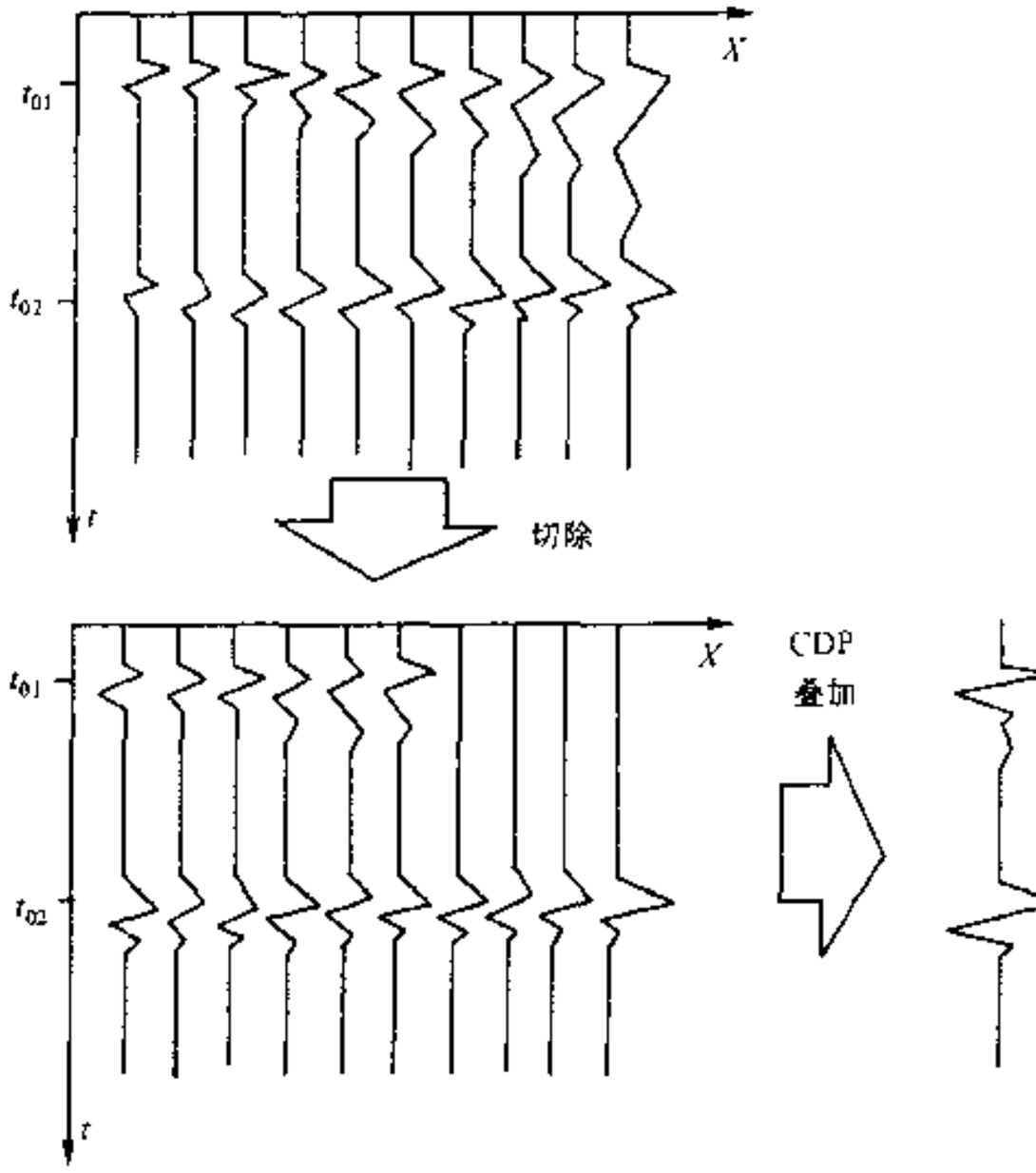


图 6.25　对浅层畸变大的波形切除示意图

为动校正后的记录。对于在 t_1 和 t_2 时刻到达的两个反射波，应分别向前挪动 Δt_1 和 Δt_2，校正到回声时间 t_{01} 和 t_{02} 的位置。从图中可以看出 t_{01} 与 t_{02} 的间隔比 t_1 与 t_2 的间隔大，故动校正总是将反射波波形拉伸，从而使反射波的视周期增大、视频率降低。这种情况称为动校正的波形拉伸畸变，或叫波形畸变。在浅层地震勘探中，由动校正引起的波形拉伸畸变比较严重，尤其是在大炮检距的接收点上。因此，在动校正后应进行浅层切除，将波形畸变严重的部分充零，以免这些波形参与叠加，影响时间剖面的质量。图 6.25 便为动校正浅层切除的记录示意图。

七、水平叠加

对多次覆盖野外资料进行水平叠加处理，是多次覆盖技术中的主要内容之一。它是共深度点对应点相加的一种处理方法。水平叠加（或称为共反射点多次叠加）技术是目前浅层地震反射波勘探中最常用的方法，它涉及数据采集、资料处理和解释的全过程。水平叠加资料处理的核心是静校正、动校正和叠加。通过动、静校正和叠加，野外观测记录转换为供解释使用的水平叠加时间剖面。

1. 水平叠加的实现

设有 n 个属于同一共反射点道集中的记录道 X_j，经动、静校正后的水平叠加记录道 $X(i)$为

$$X(i)=\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}X_{i,j} \tag{6.71}$$

式中，i 表示共反射点序号（采样点序号），j 表示 CDP 道集内记录道的序号，X_{ij} 表示水平叠加输入道集中第 j 道第 i 个采样值，n 是 CDP 道集的记录道数，也即覆盖次数。每个共反射点道集输出一个叠加道，一条测线上所有叠加道的集合组成直观反映地下构造形态、可供解释使用的常规水平叠加时间剖面。

2. 水平叠加时间剖面的显示

时间剖面显示一般有三种形式。

(1) 波形剖面

计算机输出的振动图形为波形记录，这种剖面的优点是能观察到波形变化的细节。

(2) 变面积剖面

所谓变面积剖面，即是将地震波的波形斩头去尾，保留中间主要的一段，地震波振幅的强弱，以梯形黑斑面积的大小和边线的陡度来表示，振幅越强面积越大，反之振幅弱面积小。这种剖面的优点是反射层次较清晰。如果地下有一反射界面，相应在时间剖面上有各道黑疙瘩相连的一条横向“粗黑线”，即同相轴。

(3) 波形变面积剖面

这是时间剖面显示中最常用的形式，在剖面上同时显示波形和变面积，它兼有上述两种显示形式的共同优点。

(4) 时间剖面的格式时间剖面的格式由图头和记录剖面两部分组成

图头一般在剖面的左边，它用以说明工区、测线号、施工时间及单位，还注明该剖面的采集及处理参数。时间剖面的横轴方向，表示各个共中心点的位置（简称 CDP 点），相邻 CDP 点的简隔为半个道距。时间剖面的纵轴方向朝下，表示反射波的回声时间 t_0。

第五节　解释处理

所谓解释处理就是为了消除水平叠加时间剖面上的某些模糊特征和进行正确地质解释而做的一些数据处理，包括偏移处理、修饰处理和时深转换等。

一、 偏移处理

1. 偏移问题的提出

当反射界面倾斜时，由于水平叠加时间剖面的显示特点，使地质剖面上真实反射界面的位置与时间剖面上的反射面的空间位置不一致，这时水平时间剖面就不能直观地真实反映地下的地质构造形态。如图 6.26 所示，设有一倾斜界面，地面接收点为 S_1 和 S_2，界面上反射点位置为 A 与 B，在水平时间剖面上反射点被显示在 S_1 与 S_2 点的正下方 A' 与 B' 点。由图可见，在时间剖面上倾斜界面 $A'B'$ 的位置与实际的界面 AB 相比，是向下倾方向偏移了，并且长度变长了，倾角变小了。这种现象叫水平叠加时间剖面的偏移现象。当界面水平时，水平时间剖面上界面的位置就是真实界面的位置，不存在偏移。所谓偏移处理（也可叫偏移归位处理或波场延拓处理），就是把水平叠加时间剖面上偏移的同相轴反射层归位到真实的空间位置上，这样会使剖面面貌变得清晰，从而提高地震记录的分辨率。由于偏移处理一般在水平叠加处理之后进行，故又称叠加偏移，处理后得到一种偏移时间剖面。

2. 偏移处理方法

(1) 射线偏移法

在图 6.26 中 $A'B'$ 就是水平时间剖面上的一个反射同相轴，如果以 S_1 点为圆心，以 S_1A' 的长度为半径作圆弧，再以 S_2 点为圆心，以 S_2B' 的长度为半径作圆弧，由波前原理，作圆弧的包络线就是反射界面的真实位置，这是用一种几何作图的方法来达到偏移归位的目的。这实际上是水平时间剖面形成的逆过程。基于这种想法，在计算机上进行偏移处理，叫射线偏移法。射线偏移法只考虑界面的空间几何位置（如位置、时间等），是运动学问题，没有考虑波的动力学问题（如振幅、波形、相位等），这是该方法的最大缺陷。

(2) 波动方程偏移

波动方程偏移是建立在波动方程的理论基础上的，它考虑了地震波在地下岩层中传播时波形和振幅是可变的情况，因此作这种处理后的剖面，既包含了地震波的运动学特点，也包含了地震波的动力学特点，它比射线偏移具有明显的优越性。

①基本思想。

水平叠加时间剖面可以看成是在地面上自激自收记录。如果把由激发点 S（图 6.27（a））传播至反射点 R 的下行波和由反射点 R 返回至地面 S 点处的上行波分开，则在地面某个震源 S 点于零时刻激发产生的波经反射界面上 R 点的反射，并以速度 V 传播返回至 S 处的反射波的传播路径和时间，与假设震源位于反射点 R、在零时刻激发，以速度 $V/2$ 直接发出的波上行至 S 点处（图 6.27（b））的传播路径和时间是相同的，从而在将介质中的速度 V 以 $V/2$ 代替后，将水平叠加剖面上的波场以逆时间向下反推（延拓）至零时刻激发源上对应的深度处，各深度点上这样的波场的叠加就是我们所期望的偏移剖面。

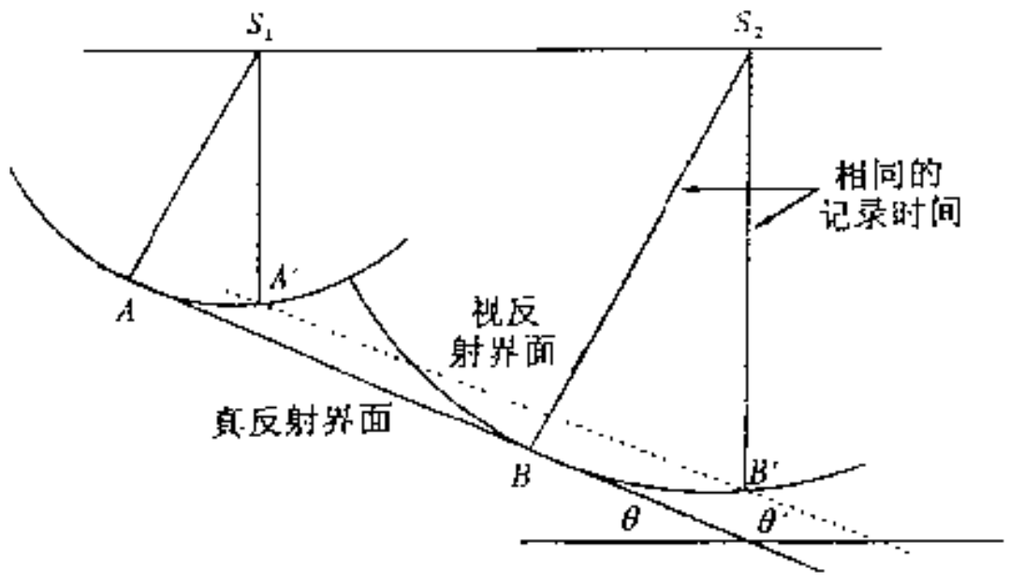


图 6.26　时间剖面的偏移

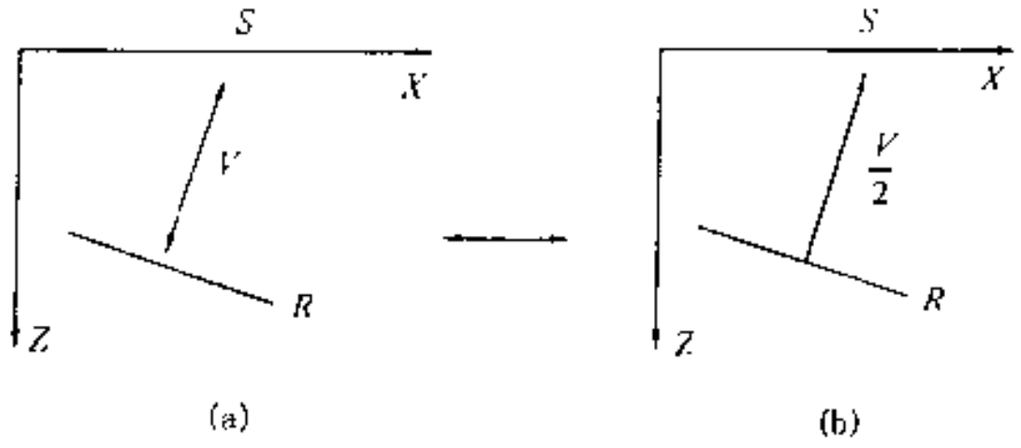


图 6.27　爆炸反射面的模型

波动方程偏移也可以这样来理解，相当于把各个叠加道反向地从各个位于每一检波器的位置上的一个点源又重新辐射到地下，当波到达它们地下的开始位置时，所得到的像表示所有散射和反射界面的真实位置的结构。

由于信息采集时，一般用二维观测方法，则偏移也在二维坐标内进行，称二维波动方程偏移。二维波动方程偏移又可以根据在 t-x 域和 f-k_a 域的不同分为两种形式。

②有限差分波动方程偏移。

在 t-x 域的二维波动方程为

$$\frac{\partial^2 \mu}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2}=\frac{1}{V^2}\frac{\partial^2 \mu}{\partial t^2} \tag{6.72}$$

由于水平叠加剖面上的时间为双程旅行时，而波动方程是按单程时间计算的，进行半速代换后，式（6.72）变为

$$\frac{\partial^2 \mu}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2}-\frac{4}{V^2}\frac{\partial^2 \mu}{\partial t^2}=0 \tag{6.73}$$

此方程有二个解，分别对应于上行波和下行波。但地震记录是上行波记录，故不能用此方程进行延拓，必须将它化为单纯的上行波方程才能利用。在一定的条件下，采用坐标变换法可把式（6.73）简化为仅适合上行波的形式

$$\begin{cases} x'=x \\ \tau=\dfrac{Z}{V/2} \\ t'=t+\tau \end{cases} \tag{6.74}$$

这里第二式是把方程中的深度坐标变换为时间坐标，第三式就是上行波的坐标变换，它表示不是用统一的时针来计时，而是以速度 $V/2$ 传播的波到达深度为 Z 处时才开始记时。因坐标变换不改变实际波场，故原坐标系中波场 $u(x,z,t)$ 与新坐标系中的波场 $\hat{u}(x',\tau,t')$ 一样，即

$$u(x,z,t)=\hat{u}(x',\tau,t')$$

由复合函数微分法可求得与式（6.73）相对应的变换后的上行波波动方程为

$$\frac{\partial^2 \hat{\mu}}{\partial x'^2}+\frac{4}{V^2}\frac{\partial^2 \hat{\mu}}{\partial \tau^2}+\frac{8}{V^2}\frac{\partial^2 \hat{\mu}}{\partial \tau \partial t'}=0 \tag{6.75}$$

为书写方便，以 u、x、t 分别代替 $\hat{u}$ 、x' 、t'，则式（6.72）可简写为

$$\frac{V^2}{8}\mu_{xx}+\frac{1}{2}\mu_{\tau\tau}+\mu_{t}=0 \tag{6.76}$$

式中 u_{xx}、$u_{\tau\tau}$、u_{tt} 分别表示 u 的二阶导数。可以证明，当上行波的传播方向与垂直方向之间的夹角较小时即地层倾角较小时，（小于 15°），$u_{\tau\tau}$ 可以忽略，因此，可得上行波的近似方程为

$$\frac{V^2}{8}\mu_{xx}+\mu_{t}=0 \tag{6.77}$$

为求解此方程还必须给出定解条件。由于震源强度有限，可给出如下定解条件：

I.记录最大时间以外的波场为零，即

$$u(x,\tau,t)=0 \qquad (t>t_{\max},t\le 0)$$

II.测线两端外侧的波场为零，即

$$u(x,\tau,t)=0 \qquad (x>x_{\max},x<x_{\min})$$

III.地面观测到的水平叠加剖面记录是给定的边界条件，即 $\tau=0$ 时的波场值 $u(x,0,t)$ 为已知。

根据给定的定解条件，采用有限差分法，求解式（6.77），就可求得时间 $t=\tau$ 时刻的波场值 $u(x,\tau,t)$ 组成的偏移后的输出剖面，这就实现了时间空间域波动方程的偏移处理。有限差分法波动方程偏移是求解波动方程的一种近似数值解法，影响偏移效果的主要因素有偏移速度和延拓步长。由于浅层反射波频率高、周期短，一般应采用较短的步长；偏移速度应尽可能接近地层的真速度。只有这样，才能得到较高质量的偏移剖面。有限差分法波动方程偏移

习 题 六

1. 试述地震资料数据常规处理流程及流程中各部分的功能?

2. 进行频谱分析和二维谱分析的目的何在？地震波的频谱特征和二维谱特征是什么？

3. 解释名词：

(1) 剪辑处理；（2）抽道选排；（3）滤波器；（4）伪门现象；（5）吉普斯现象；（6）扇形滤波；（7）横向混波；（8）地震子波；（9）剩余静校正；（10）道间均衡。

4. 已知面波的f_1=10Hz，f_2=20Hz，有效波的f_3=25Hz，f_4=70Hz，试在频率域设计一维滤波器的滤波因子（频率函数）以压制面波，并定性绘图说明滤波过程。

5. 什么叫反滤波？其物理意义是什么？

6. 静校正对地震勘探有什么意义如何进行静校正？

7. 试述用叠加速度谱和速度扫描求取叠加速度参数的原理。它们分别在什么条件下使用更好?

8. 试绘图说明水平叠加时间剖面取得的物理过程。

9. 何谓偏移？何谓偏移归位？为什么要进行叠加偏移处理？

10. 何谓动校正？怎样进行动校正？

11. 试述在地震资料数据处理中提高分辨率与提高信噪比的关系。在何种情况下偏重于前者或者后者?

12. 共反射点多次叠加为什么能够提高信噪比?

13. 何为大地滤波？地震资料数据处理为什么要进行反褶积滤波？

第七章　地震资料解释

浅层地震勘探的最终目的就是根据资料采集、数据处理中得到的各种地震信息来解决矿产地质、工程地质和水文地质等具体的地质问题。如果说在地震工作中野外资料采集是基础，处理工作是关键，那么地震资料的解释就是整个地震工作的中枢。利用反射波勘探和折射波勘探资料可以分别进行反射波资料的解释和折射波资料的解释，下面分别予以介绍。

第一节　反射波资料的解释

地震剖面是地质剖面对地震波的响应，在地震剖面中蕴藏着极丰富的地质信息，就地震剖面中所含的信息来说可分为两大类：一类是反映地震波运动学特点的，主要是反射波的时间信息，利用该信息可以研究地质构造和地层的几何形态、空间位置等；另一类是反映地震波动力学特点的，主要是反射波的振幅、频率和相位等信息，用它可以研究地层的岩性。在这里我们只研究与地层、构造有关的时间信息，即地震时间剖面。

一、水平叠加时间剖面的特点

目前在地震资料解释中，使用最多的是水平叠加时间剖面。经过水平叠加后的时间剖面，已相当于在地面各点自激自收的剖面，一般在地层倾角小，构造简单的情况下，能够较直观地反映地下的地质构造特征，同时也保留了各种地震波的现象和特点，为我们进行地质解释提供了直观的丰富的资料。表现为：反射界面总有一定的延续范围，且界面两侧的地层岩性一般相对稳定，所以来自同一界面的反射波形也相对稳定，且能在时间剖面中延续一定的长度，形成醒目的同相轴。又因界面深度为 $h=\bar{V}t_0/2$，故同相轴的起伏能定性地反映出反射界面的起伏变化情况。因此，从时间剖面所反映的同相轴变化景观中，我们可以定性地了解沿测线的地质构造概貌，例如背斜、向斜、断层、角度不整合等地质现象。

但我们必须十分清楚地认识到，时间剖面并不是沿测线铅垂向下的地质剖面，它们之间有许多重要的差别。主要区别如下：

(1) 在测线上同一点，根据钻井资料得到的地质剖面上的地层分界面，与时间剖面上的反射波同相轴在数量上、出现的位置上，常常不是一一对应的。

(2) 时间剖面上的纵坐标是 t_0，不是深度，而地震波的传播速度一般是随深度而变化的；另外对于非水平层状介质和构造复杂的地震时间剖面，它存在偏移现象，造成各种假想，如绕射波、回转波等。所以时间剖面上的反射波同相轴反映的界面形态，界面之间的距离，都

是有假象的。

(3) 时间剖面中显示不出波阻抗为零的地质界面信息，因此地质界面有可能多于地震反射界面。

(4) 对同一岩性的地层来说有可能存在不同的物性界面（如水层与气层的分界面，油层与水层的分界面），因此地质界面又有可能少于地震反射界面。

以上说明要把时间剖面变为地质剖面，必须掌握时间剖面的解释方法。

二、时间剖面中波的对比

在时间剖面上，反射层位表现为同相轴的形式。在地震记录上，相同相位（主要指波峰和波谷）的连线叫做同相轴，所以在地震时间剖面上反射波的追踪实际上就变为同相轴的对比。根据反射波的一些特征来识别和追踪同一反射界面反射波的工作，就叫做波的对比。

1. 反射波识别对比的 3 个标志

(1) 振幅标志

由于在野外采集和室内数据处理中已采取了许多增强信噪比的措施，所以在地震时间剖面图上，反射有效波的能量一般都大于干扰背景的能量。所以来自反射界面的反射波一般能以较强的振幅出现在干扰背景上。这种振幅显著增强的标志表现在变面积显示的时间剖面上，使小梯形面积变大，两侧边线变陡。并且水平叠加次数多，使这种特征表现的越明显，如图 7.1 所示。其中 T_1，T_2，T_3 就是同相轴。

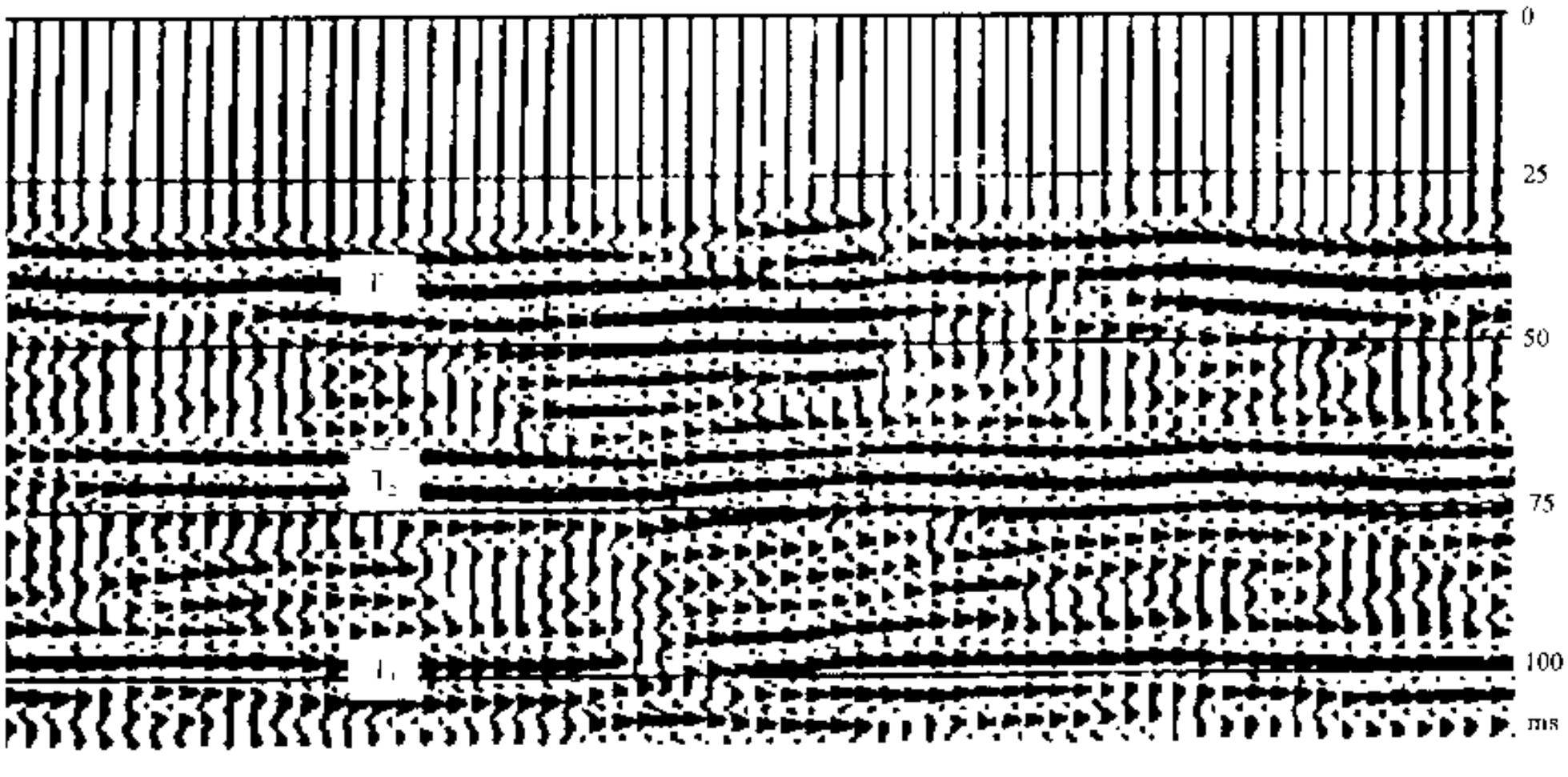


图 7.1　时间剖面中波的对比标志

(2) 波形标志

由于震源所激发的地震子波基本相同，同一界面的反射波传播路径相近，传播过程中所

经受的地层吸收等因素的影响也相近，所以同一反射界面在相邻地震道上的波形特征是相似的，其中包括视周期、相位个数、各极值间振幅比等，如图 7.1 所示。

(3) 相位标志

来自同一界面的反射波到达相邻检波点的射线路径是相近的，因而地震波相同相位所对应的记录时间也十分接近，反射波同相轴应是一条圆滑的曲（直）线，同一反射波不同相位的同相轴应彼此平行，如图 7.1 所示。

2. 实际对比方法

除了上述关于波的对比原则外，具体对比时，还需注意：

(1) 从主测线开始对比

所谓主测线是指垂直构造走向、信噪比高、同相轴连续性好的测线。对于一个工区的多条地震剖面，应先从主测线（经过钻孔更好）开始对比，然后从主测线的反射层引伸到其相交的其他测线上。

(2) 重点对比标准层

对某条测线而言，可能有几个反射层，应重点对比标准层。所谓标准层是指具有较强振幅、同相轴连续性好、可在整个工区内连续追踪的目标反射层。在浅层地震勘探中，它往往是强风化层与基岩的分界面。

(3) 沿测线闭合圈对比（剖面的闭合）

沿测线闭合圈对比追踪反射波是保证对比质量的可靠方法。在水平叠加时间剖面上，沿测线闭合圈追踪对比同一界面的反射波，在测线交点处 t_0 时间应相等。

(4) 利用偏移剖面进行对比

剖面对比工作一般是使用水平叠加时间剖面，但它存在偏移问题，当构造较复杂时，剖面上常会出现波与波之间相切斜交等现象。为了弄清产生这种现象的地质原因，应参考偏移剖面来帮助进行对比。但作剖面间的闭合只能用于水平时间剖面，不能用于偏移剖面。

三、基本地震波场的认识

地质上的向斜、背斜、断裂等特殊构造在水平叠加时间剖面上会形成特有的回转波、发散波、绕射波和断面波等（也常称为特殊波），这些特殊波在时间剖面上的空间分布，它们回声时间的大小、振幅的强弱、同相轴的连续性构成了特殊地震波场，可以说地震波场是地下地质体上总的地震响应。对地震波场的认识，是地震资料解释的重要理论基础。

1. 回转波

当地质上凹界面（小凹子）的曲率半径小于它的埋藏深度时，在水平叠加时间剖面上会形成反射点位置和接收点位置相互倒置的回转波场。图 7.2（a）是两个小凹子的回转波场记录，图 7.2（b）是经偏移归位后的剖面，回转波已归位，恢复了小凹子的几何形态。

分析回转波有如下特点：

(1) 回转波呈“蝴蝶结”的几何形态，它的回转范围与界面的埋深及弯曲程度有关，界

3. 绕射波

地震波在传播过程中若遇到一些地层岩性的突变点（如断层的断棱，地层的尖灭点、不整合面的突起，侵蚀面上的棱角点等），这些突变点就会成为新的震源，再次发出球面波，向四周传播。这种波动在地震勘探中称为绕射波。图 7.4 是一个断层棱角点的绕射波在时间剖面中的理论曲线，它有如下特点：

(1) 在时间剖面中，绕射波的同相轴形态为双曲线，看起来像个小“背斜”构造的信息，“背斜”的顶点即是绕射点的位置。

(2) 绕射波在绕射点能量较强，然后向两侧变弱。图 7.5 是侵蚀面上所产生的绕射波。

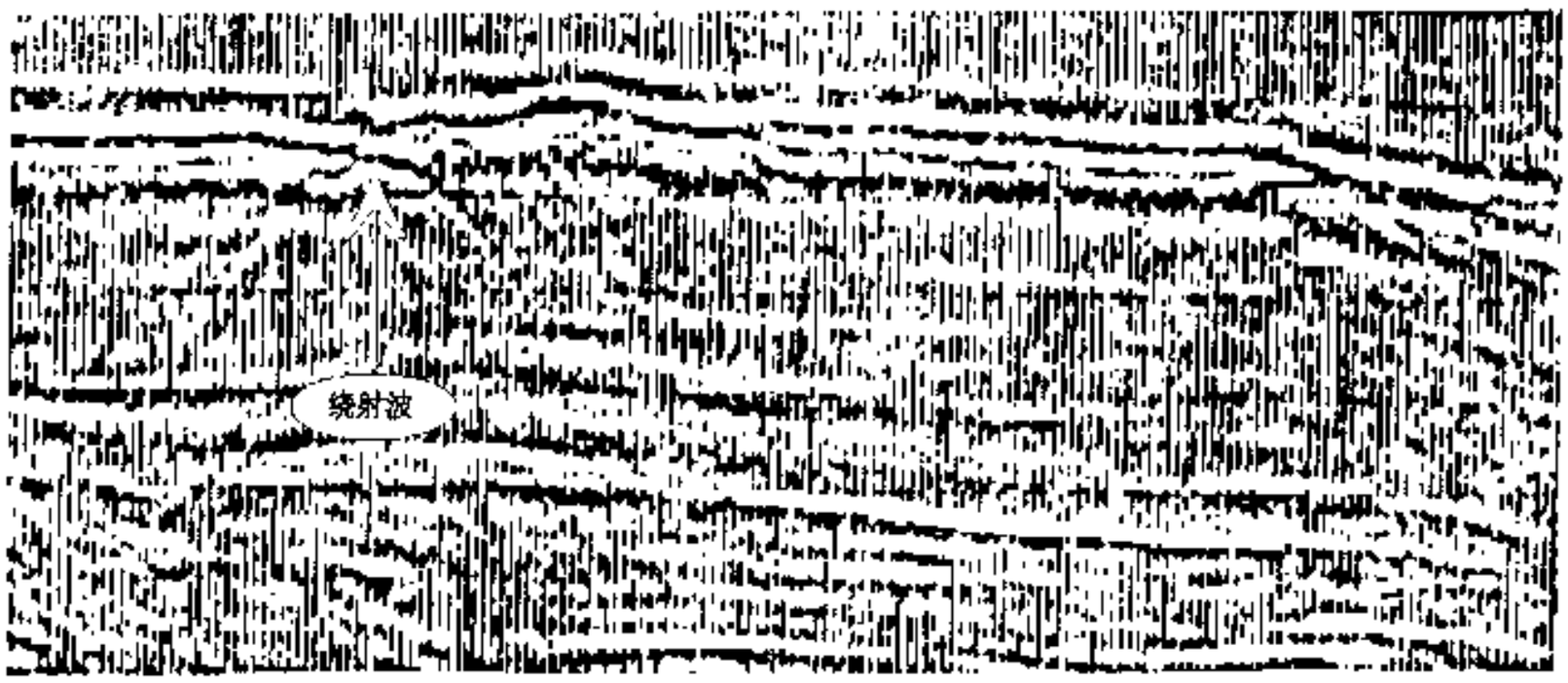


图 7.5　侵蚀面上的绕射波

4. 断面波

当断层的断距较大，断层面两侧的岩石波阻抗有着明显的差别，且断面比较光滑时，断层面本身就是一个反射界面，在此界面上产生的波动就叫做断面波，如图 7.6 所示。

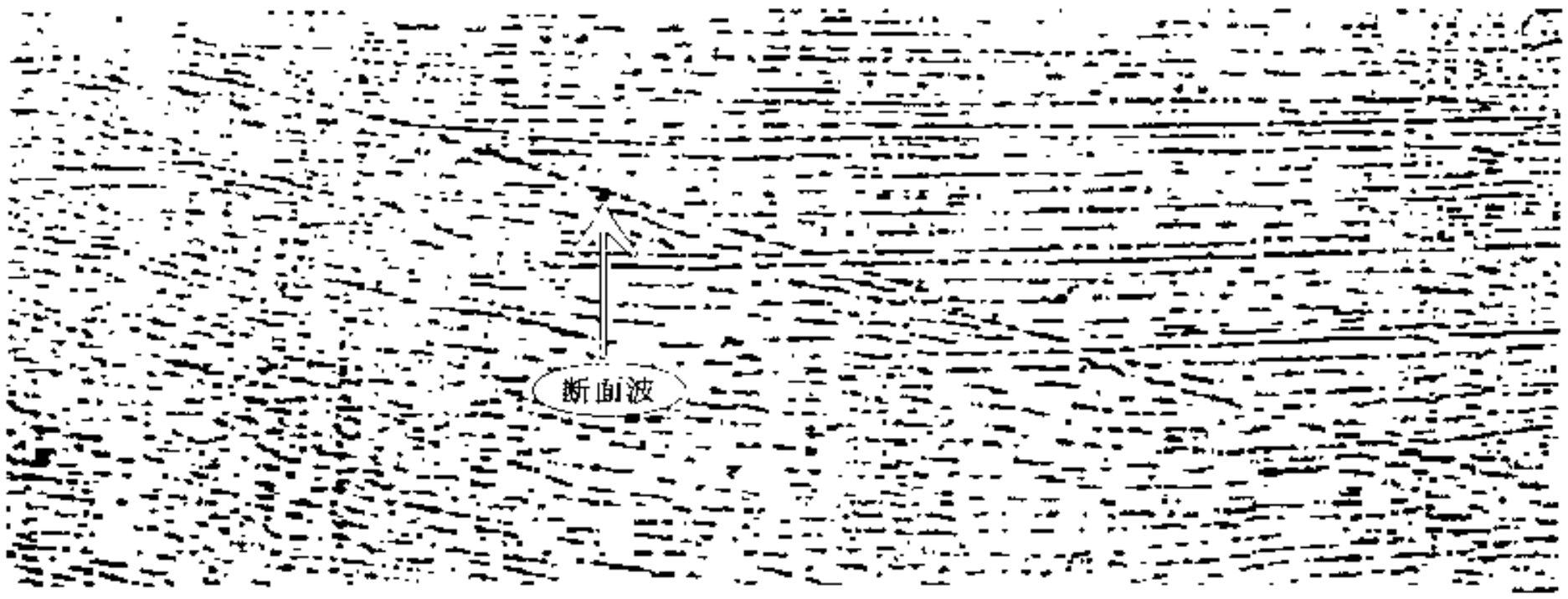


图 7.6　断面反射波图

图 7.7 是一个正断层的自激自收 t_0 时间剖面示意图。由图可见，上下两盘的反射波 P_1、P_2，断面波 P_{12}，上下棱的绕射波 P_{1R}、P_{2R}。其特点是：上升盘反射波 P_1 在 A 点中断，AC 为上棱绕射波上半支并在 C 点与断面波 P_{12} 相连，断面反射波 P_{12} 常与下盘反射波 P_2 相交，且长度变长、倾角变缓，下降盘在 B 点中断。总体上构成了反射连绕射，绕射连断面波，断面波又连绕射的波动现象。

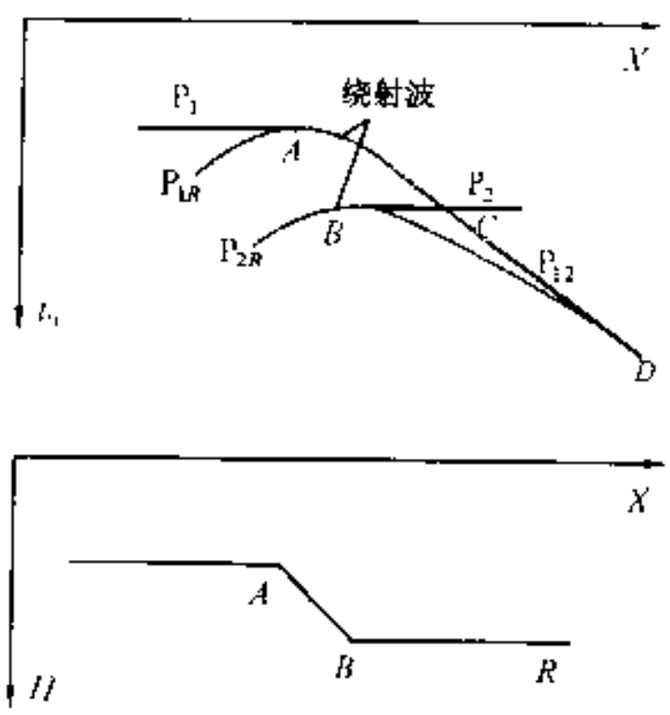


图 7.7　正断层的自激自收 t_0 时间剖面

四、时间剖面的地质解释

时间剖面地质解释的任务是：确定反射层的地质属性，了解地层厚度的变化及接触关系；对断层等地质构造作出解释；绘制地震地质解释剖面图。

1. 原则与方法

(1) 掌握地质资料、通观全局，研究剖面结构

解释之前，要充分掌握工区和邻区的地质和地球物理资料，在此基础上，充分利用时间剖面的直观性和范围大的特点，通观整条测线，研究几个主要波组的特征及相互关系，掌握剖面的结构，研究规律性的地质构造特征。利用地质规律来指导解释。

(2) 重点研究标准层的反射同相轴

具有强振幅和较稳定的反射波叫做标准层，它们是工区主要的岩性分界面，特征明显而又易于研究剖面的主要构造特点。

(3) 相位对比

由于地震记录上记录到的反射波，往往是续至波，初至难以辨认。因此，具体工作中采用相位对比。进行相位对比有下列几种做法：一种是强相位对比，当反射界面连续性好，岩性稳定，因而波的特征明显，可以在较大范围内连续追踪时，可选择最强最稳定的相位进行波的对比追踪。但须注意剖面上所对比的相位应一致。另一种是多相位对比。对比波的二个或二个以上的相位。

(4) 波组对比

所谓波组对比，是指比较靠近的若干个反射界面产生的反射波的组合，一般是由某一标准波及临近的几个反射波组成，能连续追踪，具有较稳定的波形特征，各波的出现次序和时间间隔都有一定的规律。

(5) 研究异常波

常见的异常波有三种，即与岩性突变点有关的绕射波；断层面产生的断面波和两界面产生的回转波。它们是研究断面、尖灭和绕曲等现象的有效异常波。

2. 反射层地质层位的确定（标定）

形成地震反射的物性界面（波阻抗界面），主要是具有明确地质年代的地层层面和不整合

面。如果能确定反射界面的地质年代，就可以把地震剖面变成地质剖面。在这种变换中，其中一项很重要的工作，就是要对反射层进行地质层位的标定。在常规的地震资料解释中，是用井孔的资料来标定过井地震剖面上的反射层位的，可以将钻井地质分层深度转换成相应的时间标定到地震剖面上。随着地震资料处理技术的发展，现在可以根据声波速度测井资料以及垂直地震剖面资料来进行标定。

3. 断层的解释

要对断层作出地质解释，首先要在地震剖面上把它识别出来。

(1) 断层在水平时间剖面上的识别标志

①反射波同相轴错断。

②反射波同相轴产状突变，反射零乱或出现空白带。这是由于断层错动，引起两侧地层产状突变，以及由于断层的屏蔽作用，引起断面下反射波射线畸变等原因造成的。

③反射波同相轴的数目突然增减或消失，波组间隔突然变化。这是由于断层上升盘沉积地层少，甚至未接受沉积，而在下降盘往往形成沉降中心，沉积了较厚、较全的地层造成的。

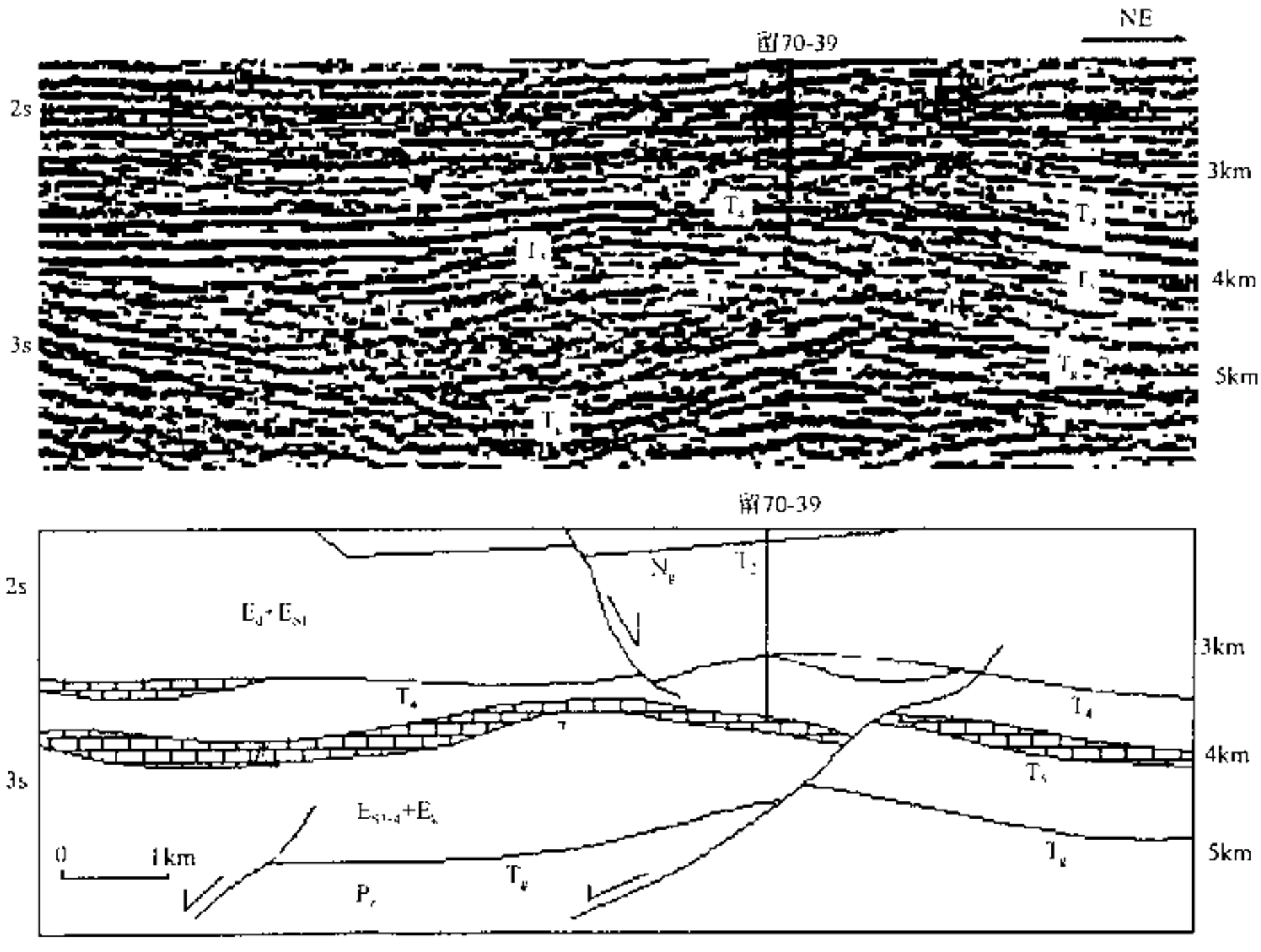


图 7.8　LL-906 测线的偏移剖面和地震地质解释剖面

④特殊波的出现是识别断层的重要标志，在反射层的错断处，往往伴随出现断面波、绕射波等。

(2) 断层要素的确定

①断层面确定。一个断层面的合理确定，最理想的情况是浅、中、深层都有断点控制，

这些点的连线就是断面。有时可以利用特殊波来确定断面，当浅、中、深层都有绕射波出现时，各层绕射波极小点的连线就是断面。

②断层升降盘及落差的确定。根据反射层位在断层两盘的升降点来确定升降盘，两盘的垂直深度差就是断层的落差。

③断层宽度的确定。根据时间剖面上反射波同相轴的水平宽度可确定断层的宽度。

④断层倾角的确定。当测线与断层走向垂直时，地震剖面上断层的倾角为真倾角；当测线与断层面斜交时，可得断层面的视倾角。

4. 绘制地震地质解释剖面

通常把在地震剖面上所作的解释方案，叫做地震解释剖面，把它变成深度剖面，并作出相应的地质解释，即得地震地质解释剖面。在解释剖面上必须把对比的反射层代号（用 T_i 表示）标注上地质年代，剖面上如果有断层，要作出断层线。图 7.8 是我国冀中拗陷大王庄碳酸盐岩地区的偏移剖面与地质解释剖面。

五、成果图的编制

反射信息成图是一项实践性很强的工作，有关成图的一些具体方法可以通过实践性教学环节来掌握，这里只简单介绍与成图有关的一些基本原理。

1. 剖面图的绘制

在浅层反射波法中，深度剖面绘制大多采用 t_0 法。

(1) 均匀介质中的 t_0 法

如图 7.9 所示，首先从 7.9(a)图时间剖面中读取 S_1、S_2、S_3 各测点的 t_0 时间，并用 $h=\overline{V}t_0/2$ 式进行时深转换，然后如图 7.9（b）所示，分别以测点 S_1、S_2、S_3、h_1、h_2、h_3 为半径作圆弧，圆弧的包络即为待求反射面。

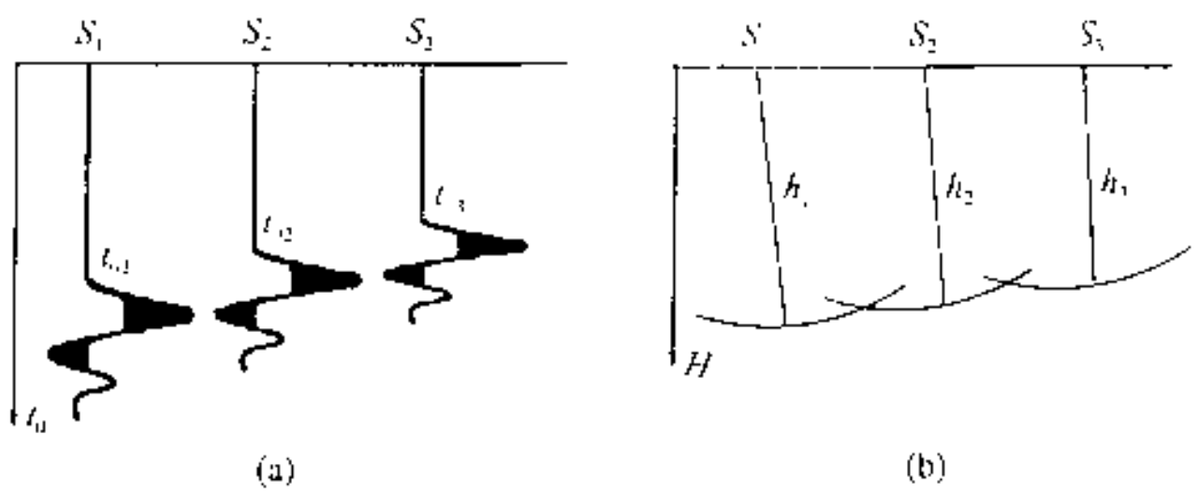


图 7.9　t_0 法绘制深度剖面示意图

(2) 连续介质中的 t_0 法

在连续介质中，绘制深度剖面采用曲射线 t_0 法。连续介质条件下的等时线方程为

式中 ψ为地倾角。

从以上公式可知，当界面水平时，射线平面是铅直的，3 个深度相等；当测线沿地层倾向时，α=0°，$\varphi=\psi$，$h_a=h_g$；当测线平行地层走向时，α=90°，φ=0°，$h_a=h$；当测线沿任意方向时，α 由 0° 变到 90°，有关系式 $h_g>h_a>h$。

(2) 深度平面图的绘制

深度平面图在中、深层油气田地震勘探中称为构造图，而在浅层地震勘探中则往往根据测区的地质任务取名，例如：基岩面（或某一持力层）的埋深图、基岩或持力层顶板高程图（用测点标高减去该点真深度作出的图件）、地下水顶板（或底板）埋深图、覆盖层等厚度图等等。浅层的这些图件要求绘出真深度平面图，而时深转换定量解释得到的深度只是视深度 h_a或者法线深度 h，因而还需利用式（7.3）进行换算。一般是通过先作法线深度平面图的途径再作出真深度平面图，即先作出法线深度平面图，然后在该图中沿界面的倾向画出虚测线，这时式（7.3）中 α=0°，进而利用这些虚测线与法线深度平面图中等值线的交点，读出每一个交点的法线深度，然后逐条在虚测线中以交点为圆心，法线深度为半径作圆弧，显然这时每条虚线中圆弧的包络就是铅垂面中目的层界面的空间位置，各交点正下方的铅垂深度就是真深度 h_g，最后利用各交点的坐标和真深度，最后作出真深度平面图。绘制真深度平面图的另一种方法是以时间剖面中各测点 t_0 值为依据，先绘制 t_0 平面等值线图，然后进行空间校正归位以后，绘出真深度平面图。绘制真深度平面图是一项比较繁锁的工作，在工程地震勘探中，由于勘探深度浅，地层较平缓，视深度与真深度的差值一般不大，因此往往利用剖面成果图中的视深度值来绘制各种平面成果图。

六、反射波法应用解释实例

1. 第四系内部分层

图 7.12 为某测区第四系分层反射时间剖面。测区第四系沉积较厚，层位较多，从该区钻井资料表明，覆盖层可分为 6 层，自上而下各层岩性、波速分别为（厚度如图所示）：表层耕植土（V_1=350m/s），粘土及粉砂质粘土（V_2=1000m/s）；疏散的砂砾石（V_3=2000m/s）；结构密实的砂砾石（V_4=2100m/s）；结构较为密实的砂砾石（V_5=2200m/s）；粉砂质粘土质砂岩（V_6=1900m/s）；基岩（V_7=4000m/s）。图中左端为 O 桩号处钻孔柱状图，把钻孔柱状图与地层剖面对比可见，同相轴连续性好，与钻孔的地质界面基本对应。

2. 风化层划分

图 7.13 为厦门某地花岗岩地区反射时间剖面。该区上覆地层为第四系沉积物，其下为风化层。据钻孔资料所知，在 10m 深处为浅黄色砂土和砂质粘土的分界面；在 22m 深处为砂质粘土和强风化花岗岩的分界面；在 28m 深处为强风化花岗岩和中风化花岗岩的分界面；40m 深处为未风化（微风化）的花岗岩基底。在反射时间剖面上，可见 3 个明显的反射界面同相轴，即回声时间 T_1、T_2、T_3。根据 PS 测井资料得到的速度值进行时深转换，T_1、T_2、T_3 3 个反射界面的深度与钻孔资料分界面的深度基本一致。在 ZK33 处反射波同相轴发生错动，反射信号较微弱且零乱，推断为 F_1、F_2、F_3 构造所引起，后经钻孔资料证实，此处确有破碎带存在。

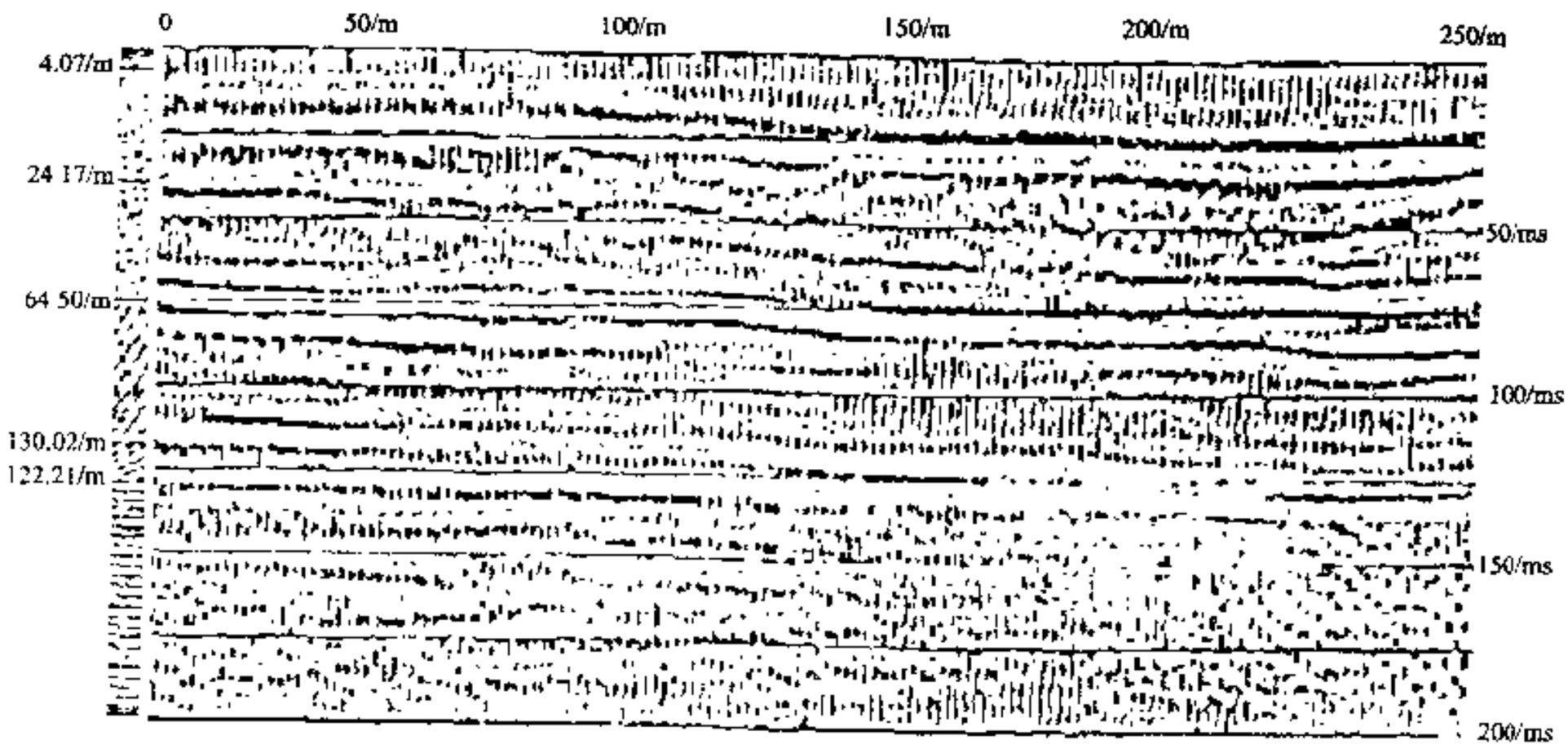


图 7.12　某测区二次覆盖反射时间剖面

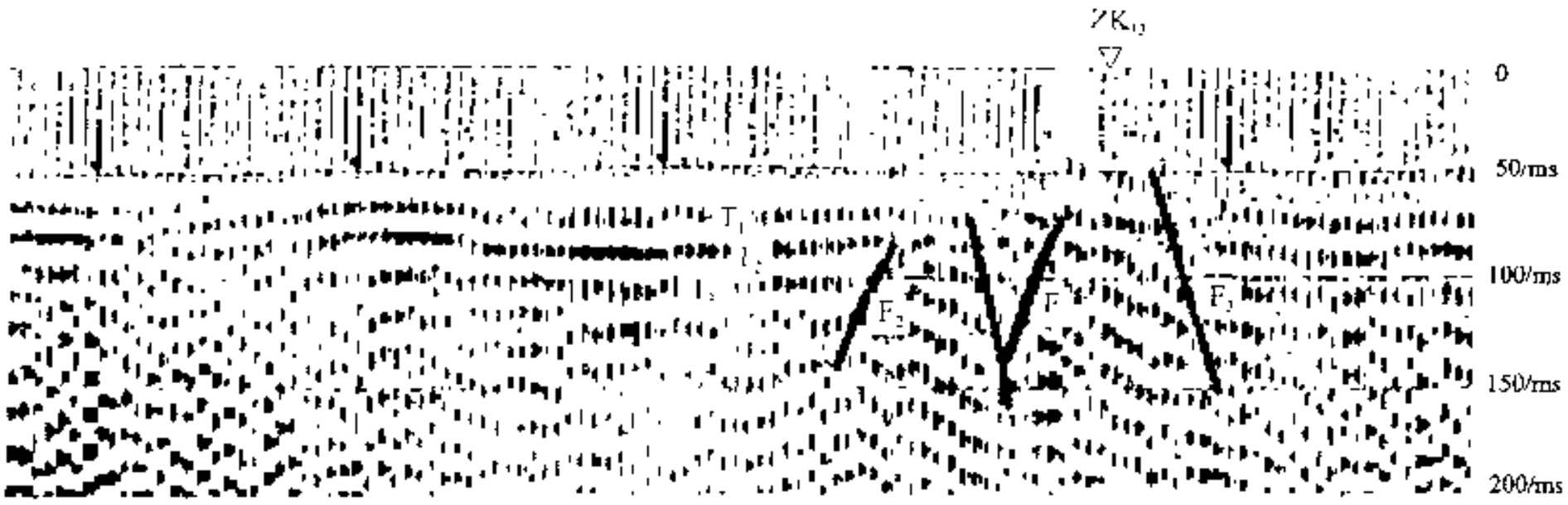


图 7.13　某区风化层反射时间剖面

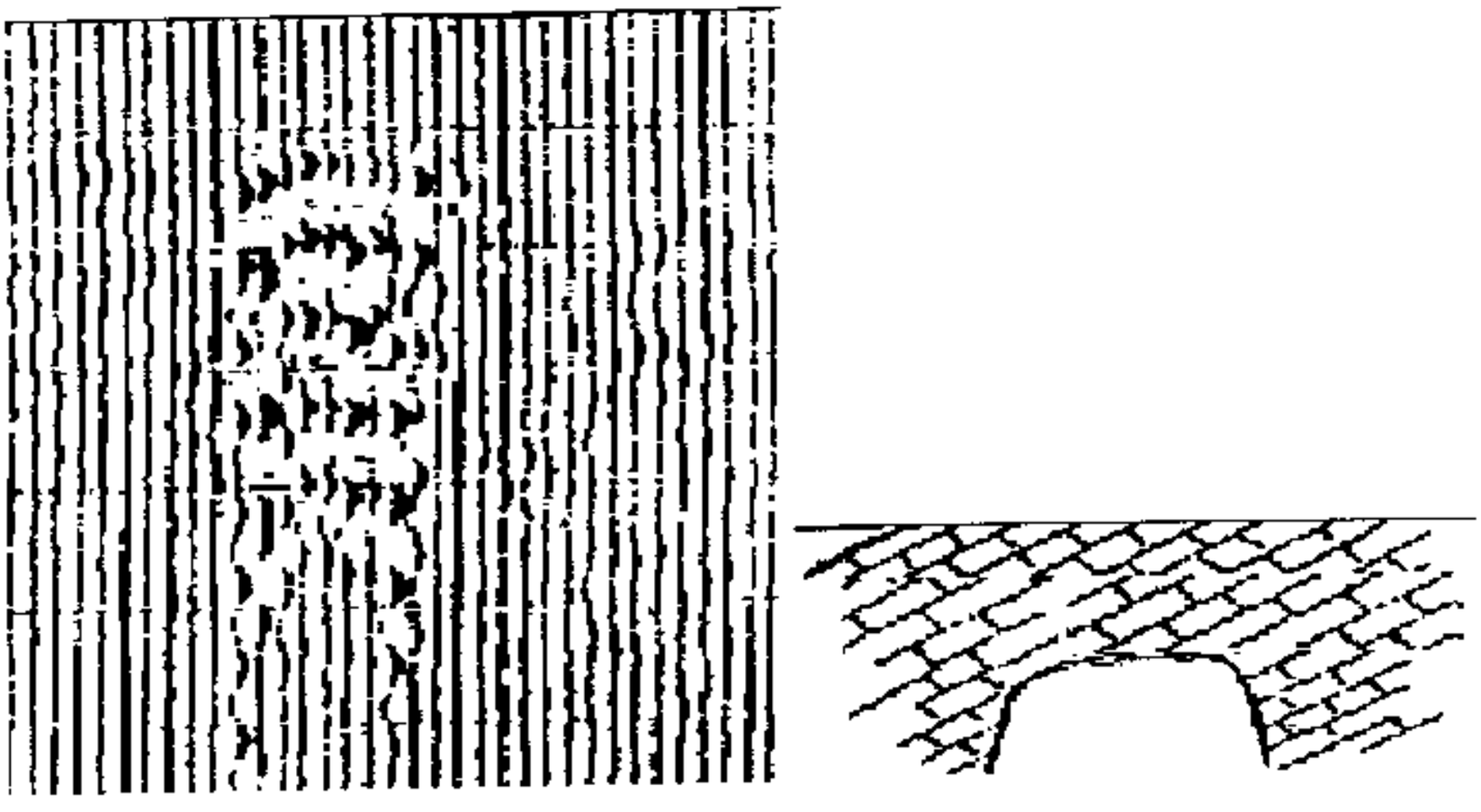
3. 地下洞穴的探测

洞穴包括第四系覆盖层中的土洞和基岩内的溶洞，它们与其围岩相比，洞穴的密度小、波速低，洞穴与围岩的分界面波阻抗差异大，能形成很好的反射界面，因而地面上可接收到来自洞穴的反射波信号。图 7.14 为某已知岩溶上采用浅层地震反射波勘探所记录的剖面。对应岩溶地段，反射波同相轴呈“拱形”，其振幅较强，并且，在“拱形”区段以下，出现反射波“续到振荡”现象。图 7.14（a）为地震时间剖面图，7.14（b）为地震地质解释图。

4. 水文地质调查

图 7.15 为上海某地水文地质调查浅层反射时间剖面，图 7.16 为其地质柱状图。根据测区水文地质情况，时间剖面结合地质柱状图进行对比解释后，可知时间剖面上反映出了 4 个承压含水层反

射波。T_2 为第一承压含水层顶板形成的反射波，顶板埋深 51m，厚 15m，为灰色粉砂地层，与顶底灰色粘土可形成很好的反射界面；T_3 为第二承压含水层底板形成的反射波，该层为灰白色粗中砂地层，底板埋深 93m，含水层厚 22m，地层含水量高，与下伏灰色粘土隔水层能形成很好的反射界面；T_4 为第三承压含水层底板形成的反射波，该层为灰色细中砂和灰白细砂地层组成，底板埋深 152m，含水层厚 50m；T_4 左半部同相轴横向连续性好，右半部能量变弱，反映该层岩性在横向上的不均匀性；T_6 为第四承压含水层，该层为古河道含水层，由灰色白色中砂组成，顶板埋深 186m，厚 27m，从 T_6 反射波组特征看，由于受古河道多次冲积的影响，该含水层具有明显的横向不均匀性。



(a)　　(b)

图 7.14　岩溶的地震勘探应用实例

(a) 岩溶地质素描图；(b) 岩溶的地震反射时间剖面

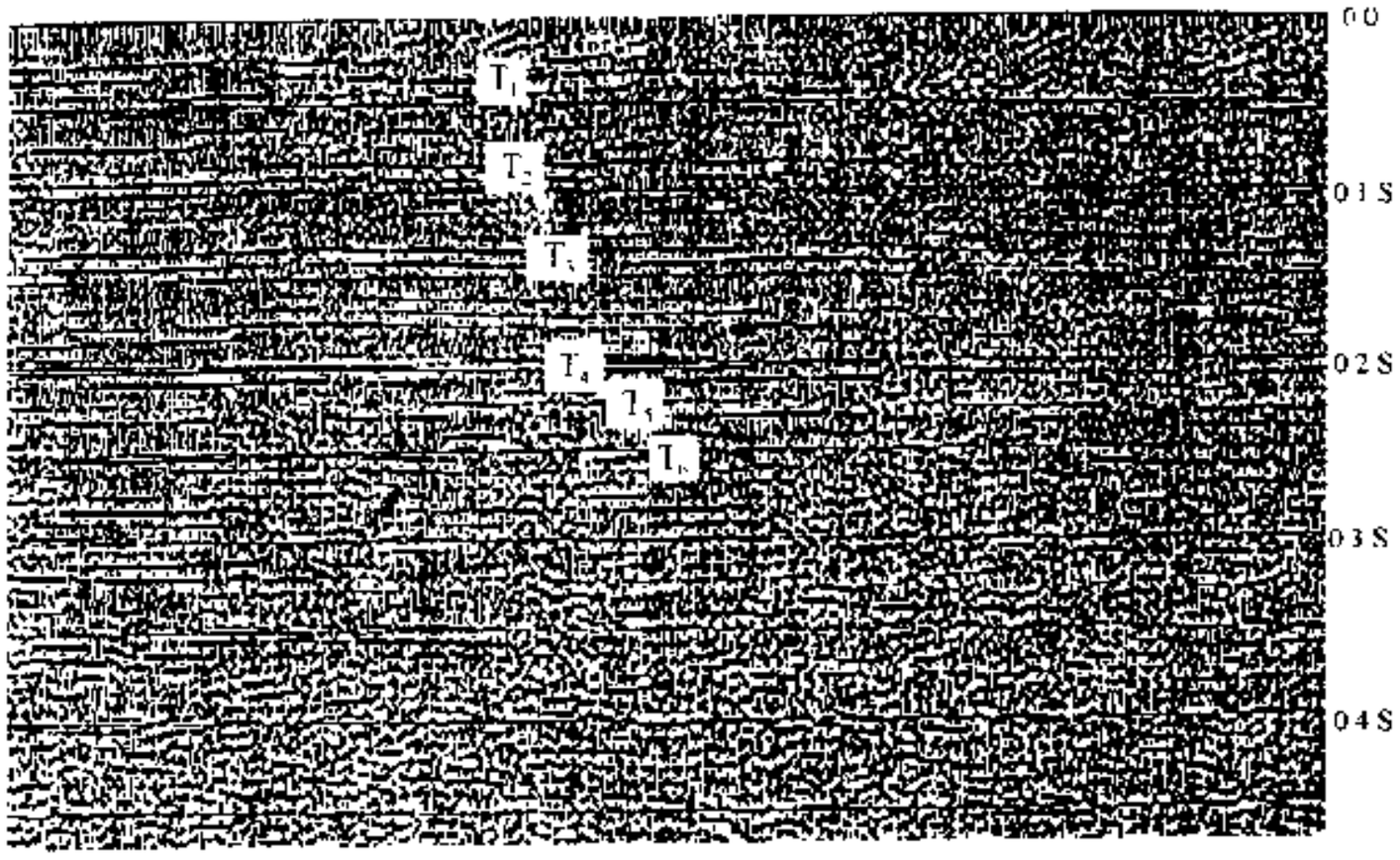


图 7.15　地震时间剖面

5. 探测古河道

图 7.17 是一横切古河道的地震剖面图。由图可见在 530ms 处，反射波在剖面中部缺失，而浅部和深部的反射波连续性都很好。这是古河道的特征，缺失部分即为古河道。

序号	土层名称	分层深度/m	地层厚度/m	柱状图
1	种植土	3	3	
2	灰色压砂土	42	39	
3	灰色粘土	51	9	
4	灰色粉砂	66	15	
5	灰色粘土	71	5	
6	灰白色细砂	93	22	
7	灰色粘土	102	9	
8	灰白色中砂	131	29	
9	灰白色细砂	152	21	
10	黄色粘土	171	19	
11	灰色粘土夹灰石	186	15	
12	灰白色中砂	213	27	

图 7.16　地质柱状图

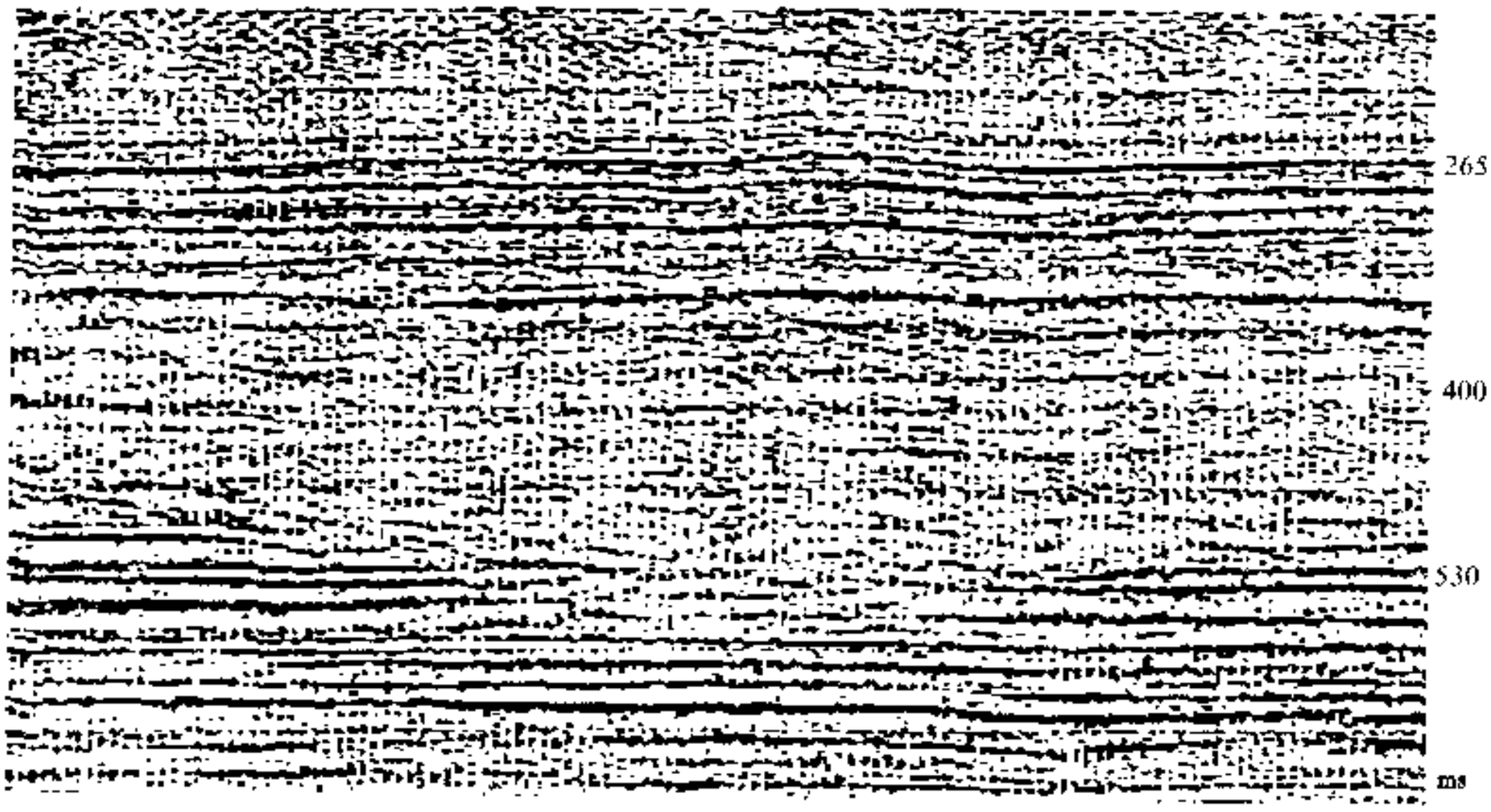


图 7.17　古河道上高分辨率地震剖面

第二节　折射波资料的解释

浅层折射波资料的解释工作步骤与反射波大体相似，它包括折射波记录的对比、折射波时距曲线的绘制与折射界面的构组等。

一、折射波记录的对比

反射波的对比工作是在水平叠加时间剖面上进行的，折射波的对比是在原始的波形记录上进行的。它也有 3 个对比标志：

1. 强度标志

折射波在波形记录上能量较强，振幅随炮检距的增大而有规律地衰减。

2. 波形标志

由于相邻道折射波的传播路径相近，相邻道的波形相似。

3. 相位标志

折射波同相轴是平滑的直线段或曲线段（折射界面为曲面时）。并总是出现在波形记录上的初至区。由于界面的复杂性，在进行相位对比时，折射波的同相轴会出现波的干涉现象，干涉带一般是由于下伏的折射界面或者上覆的折射界面的同相轴的“超前”而形成的。如图 7.18 所示为同相轴列的变化情况，图 7.18（a）表示折射界面的弯曲，图 7.18（b）表示由于具有较高频率的同相轴的到达而出现波的干涉。

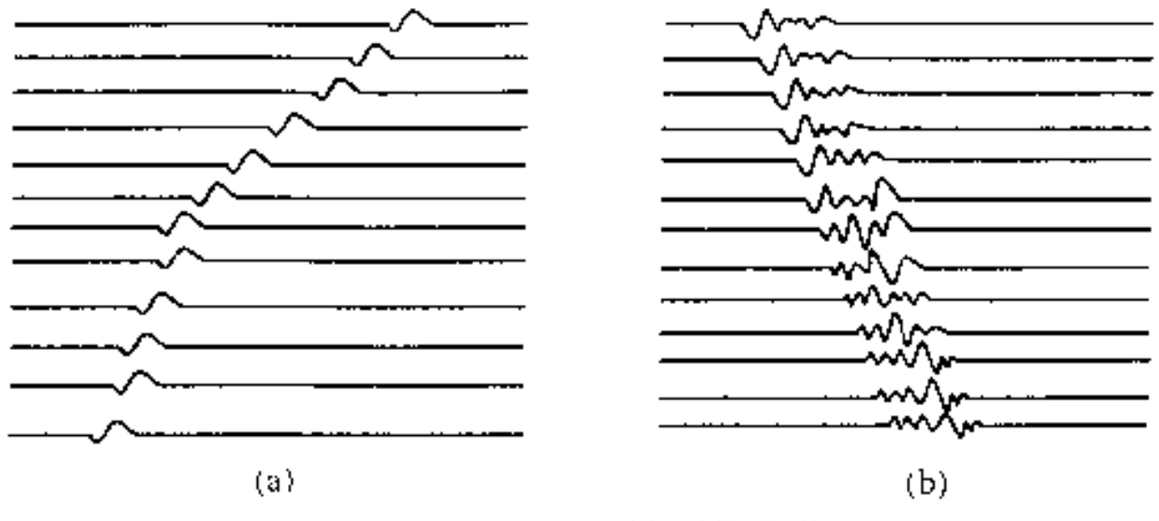


图 7.18　同相轴列的变化

二、折射波时距曲线的绘制

用对比后的折射记录，可以绘制折射波时距曲线，它是进行定量解释的基础资料。时距曲线绘制中，当存在着许多不同深度的折射界面时，应把各个属于被测定的波的时距曲线分支划分出来，并应确定这些产生于不同爆炸点的曲线中哪些需连在一起，并且将时距曲线配

属给各个折射界面。

1. 时距曲线的检查

(1) 互换时间的相等性

如图 7.19（a）所示，由于在 O_1 点爆灶 O_2 点接收和在 O_2 点爆炸 O_1 点接收，折射波的旅行路径完全相同，O_1 和 O_2 点为互换点，因此互换时间必定相等。

(2) 时距曲线的平行性

在相同的剖面段上，同一边不同的爆炸点 O_1 和 O_2 能得到同一折射界面的同相轴，因此它们的时距曲线必然是平行的（发生波穿透现象的曲率很大的凸界面除外），它们的时差 Δt 处处相等，如图 7.19（b）所示。

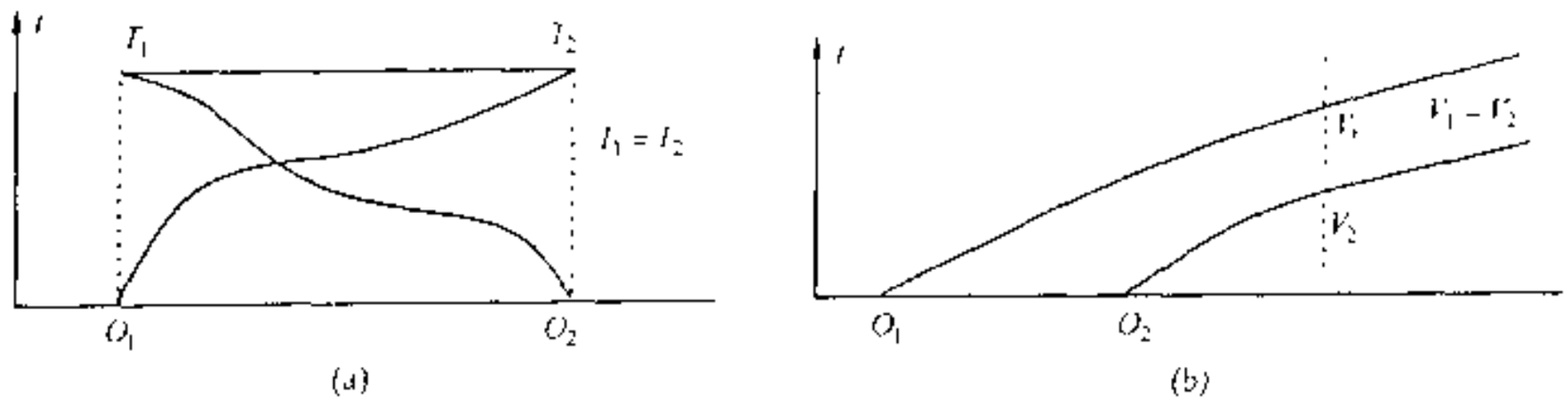


图 7.19　时距曲线的检查

(3) 动力学标志

这是解释工作的一项非常重要的任务，是识别波的置换，也就是说在哪个地方一个波与另一个波分开，完成这一个任务往往根据动力学标志，即振幅、频率及波形等。这类标志的迅速变化就是一个新波到达的重要判据。对动力学标志的检测，一般均依赖目测，因此容易受到解释者主观因素的影响，随着浅层地震勘探软件的发展，目前许多解释者都利用计算机进行频谱分析。

2. 时距曲线的综合

根据以上讨论的准则，就可对具有许多爆炸点的、经过检查的可靠的时距曲线进行整理综合。一般情况下，如果剖面不太长，对多个爆炸点的时距曲线综合成两条相遇时距曲线。图 7.20 为由 6 个爆炸点综合而成的相遇时距曲线 O_1O_6 和 O_6O_1。

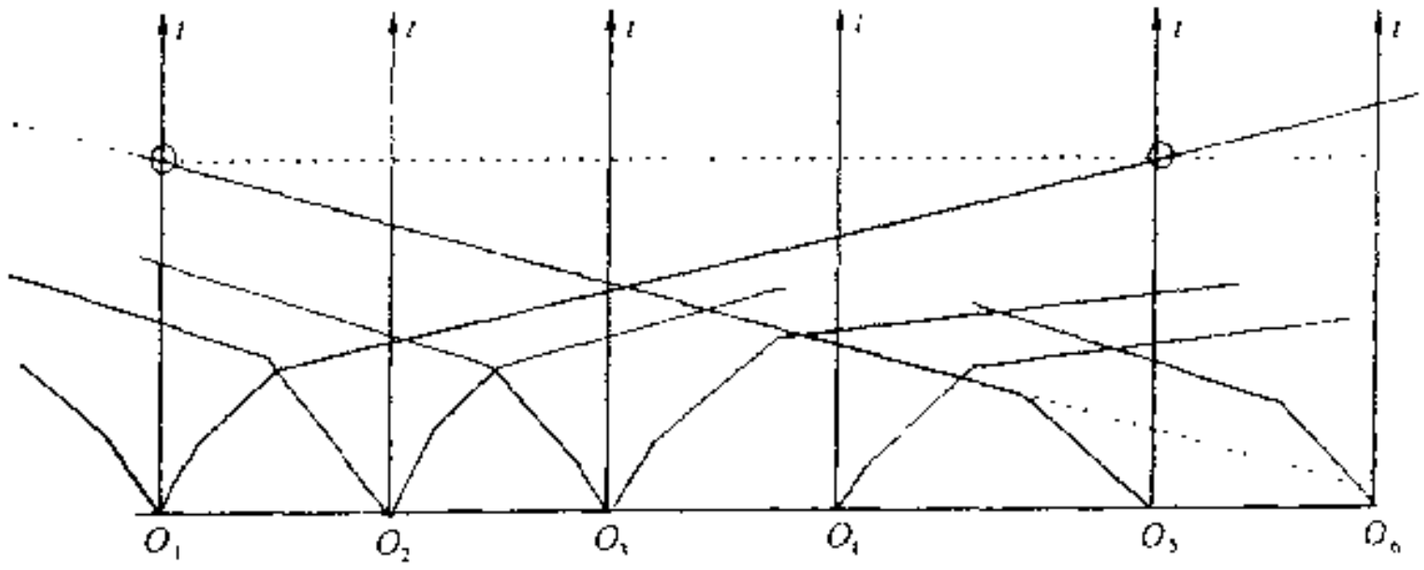


图 7.20　综合时距曲线的绘制

行时没有穿透现象，速度沿界面变化不大。另外要求已知波在界面以上介质的速度。该方法实际上包括两方面的内容，即用差数时距曲线求界面速度，用 t_0 法构纫折射界面。

如图 7.22（a）所示，设由爆炸点 O_1 和 O_2 激发，得到两条相遇折射波时距曲线 S_1 和 S_2，取测线上任一点 S，则对应于 S 点可得到折射波旅行时间 t_1 和 t_2。

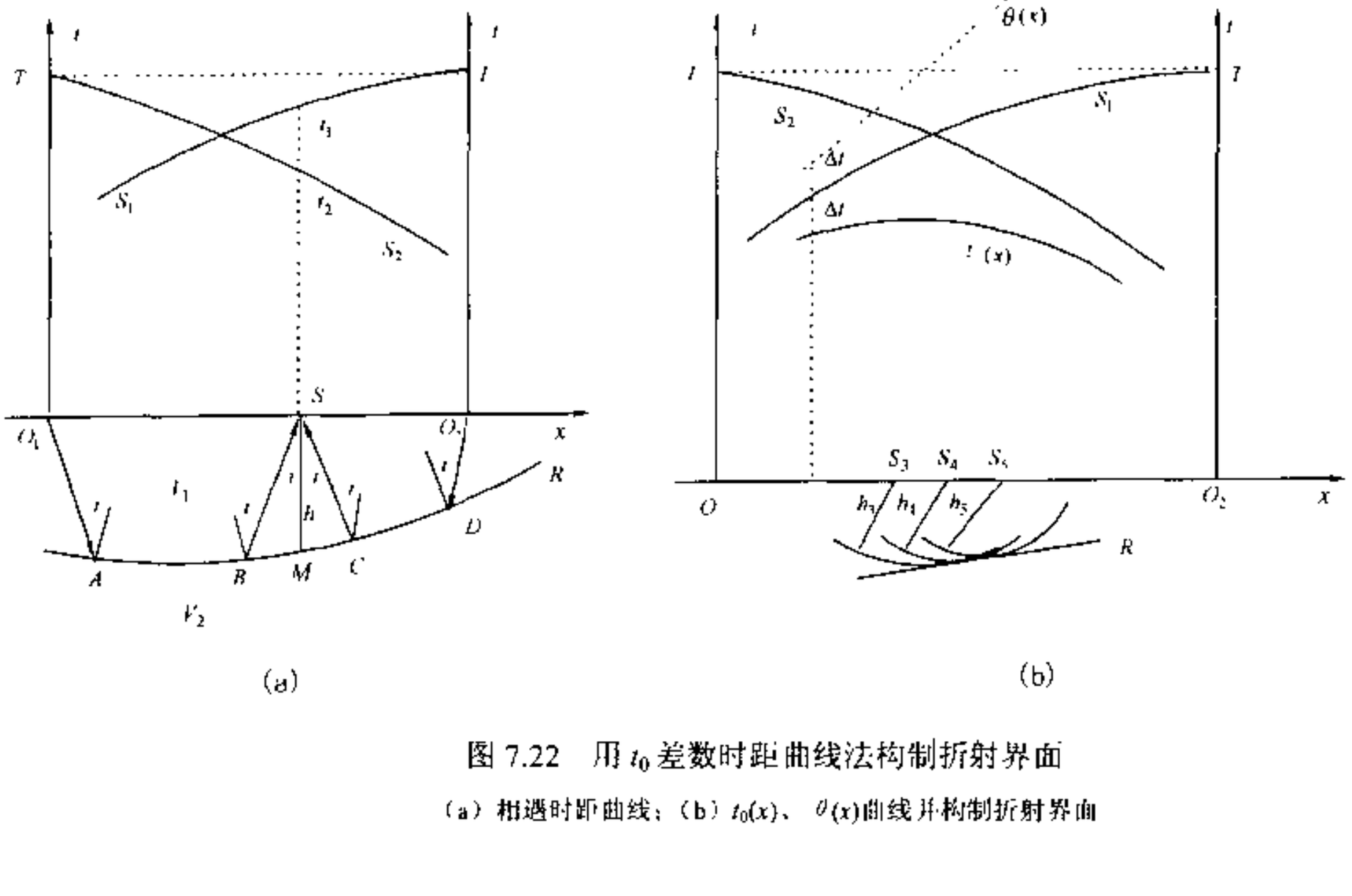


图 7.22　用 t_0 差数时距曲线法构制折射界面

（a）相遇时距曲线；（b）$t_0(x)$、$\theta(x)$曲线并构制折射界面

$$\left.\begin{aligned} t_1 &= t_{O_1ABS} \\ t_2 &= t_{O_2CDS} \end{aligned}\right\} \tag{7.5}$$

折射波的互换时可为 T

$$T = t_{O_1AB} + t_{BC} + t_{CDO_2} \tag{7.6}$$

当折射界面 R 的曲率半径比埋深大很多时，可以把△SBC 近似地看成是等腰三角形，自 S 点作 BC 的垂直平分线 SM，则 SM 等于 S 点下方折射界面的法线深度 h，其值可用 t_0 法求得。由图 7.22（a）可看出

$$t_{BS} = t_{CS} = \frac{h}{V_i \cos i} \tag{7.7}$$

$$t_{BC} = 2t_{BM} = \frac{2h\mathrm{tg}i}{V_2} = \frac{2h\sin^2 i}{V_1 \cos i} \tag{7.8}$$

由（7.5），（7.6），（7.7）三式可得：

$$
\begin{aligned}
t_1 + t_2 - T &= t_{BS} + t_{CS} - t_{BC} \\
&= 2(t_{BS} - t_{BM}) \\
&= \frac{2h(1-\sin^2 i)}{V_1 \cos i} \\
&= \frac{2h\cos i}{V_1}
\end{aligned} \tag{7.9}
$$

令 $t_0 = t_1 + t_2 - T$ 可得

$$
h = \frac{t_0 V_1}{2\cos i} = kt_0 \tag{7.10}
$$

$$
k = \frac{V_1}{2\cos i} = \frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \tag{7.11}
$$

从式（7.10）可知，要求取测线上任一点的折射界面的法线深度 h，需有 t_0 与 k 两个参数。

(2) 求 t_0 值

t_0 值可根据式（7.6）求得。在具体解释时，为方便起见，可作出 $t_0(x)$ 曲线，作法如下：

在式（7.6）中，令 $\Delta t = T - t_2$

则

$$
\begin{aligned}
t_0 &= t_1 + t_2 - T \\
&= t_1 - \Delta t
\end{aligned} \tag{7.12}
$$

根据此式，可利用卡规在时距曲线 S_2 上量出 Δt 线段的长度，然后从另一条曲线 S_1 的 t_1 中减去 Δt 长度，即可确定出对应于 S 点的 t_0 值，对于测线上的其他点，同理可定出 t_0 值，连接这些点，可得 $t_0(x)$ 曲线，如图 7.22(b)所示。

(3) 求 k 值

为了求取 k 值，还必须求出 V_2，为此可类似于求 $t_0(x)$ 的方法，作出差数时距曲线 $\theta(x)$，令

$$
\begin{aligned}
\theta(x) &= t_1 - t_2 + T \\
&= t_1 + \Delta t
\end{aligned} \tag{7.13}
$$

从上式可知，因为 T 为常量，$\theta(x)$ 只与 t_1、t_2 有关，也就是说 $\theta(x)$ 曲线只与 t_1 与 t_2 的时差有关，所以称 $\theta(x)$ 为差数时距曲线，它为一条斜直线，如图 7.22（b）中所示。由式（7.13）可求出差数时距曲线的斜率为

$$
\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{\Delta t_1}{\Delta x} - \frac{\Delta t_2}{\Delta x} \tag{7.14}
$$

因为

$$\left.\begin{aligned}\frac{\Delta t_1}{\Delta x}&=\frac{\mathrm{d}t_1(x)}{\mathrm{d}x}=\frac{1}{V_{a上}}\\ \frac{\Delta t_2}{\Delta x}&=\frac{\mathrm{d}t_2(x)}{\mathrm{d}x}=-\frac{1}{V_{a下}}\end{aligned}\right\}\tag{7.15}$$

由于 S_2 是反向接收的时距曲线，Δx 值为负，所以上式中 $V_{a上}$ 为负值。把上式代入式（7.14），得

$$\begin{aligned}\frac{\Delta\theta}{\Delta x}&=\frac{\Delta t_1}{\Delta x}-\frac{\Delta t_2}{\Delta x}\\ &=\frac{1}{V_{a上}}+\frac{1}{V_{a下}}\end{aligned}\tag{7.16}$$

据倾斜界面速度与视速度的关系，可写出

$$\begin{aligned}\frac{1}{V_{a上}}+\frac{1}{V_{a上}}&=\frac{\sin(i-\varphi)}{V_1}+\frac{\sin(i+\varphi)}{V_1}\\ &=\frac{2\sin i\cos\varphi}{V_1}\\ &=\frac{2\cos\varphi}{V_2}\end{aligned}\tag{7.17}$$

将上式代入式（7.16），可得

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x}=\frac{2\cos\varphi}{V_2}\tag{7.18}$$

最后可得计算界面速度 V_2 的公式

$$V_2=2\cos\varphi\frac{\Delta x}{\Delta\theta}\tag{7.19}$$

当折射界面倾角不大时($\varphi<15^\circ$)，$\cos\varphi\approx1$，这时界面速度为

$$V_2=2\frac{\Delta x}{\Delta\theta}\tag{7.20}$$

由上式可知，折射界面速度 V_2 是由差数时距曲线的斜率 $\frac{\Delta\theta}{\Delta x}$ 决定的。因此可利用 $\theta(x)$曲线斜率的变化求出各测点的 V_2 值，在 V_1 为已知的情况下进而可求得 k 值。

(4) 折射界面的绘制

对测线上任意一点 S，有了 t_0 和 k 值，即可求得 h 值，然后以 S 点为圆心，以 h 为半径作圆弧，对多个观测点作一系列圆弧，它们的公切线就是待求折射界面的位置，见图 7.22（b）的下方。对于二层以上的 n 层结构，为求等 n 层的波速 V_n 与埋深 h，可用速度为 $\overline{V}$（平均速度）或 V_e（有效速度），厚度 $H=h_1+h_2+\cdots+h_{n-1}$ 的代替层，与第一至第 $n-1$ 层的介质作等效置换，使它变为二层结构。其余的步骤与二层结构完全相同。

3. 时间场法(波前法)

当界面起伏较大，或界面岩性变化较大时，用时间场法追踪折射界面较好，它的理论基础

及相应的 V_e 值进行插值拟合（线性插值或抛物线插值），从而绘出 $V_e(x)$ 曲线。

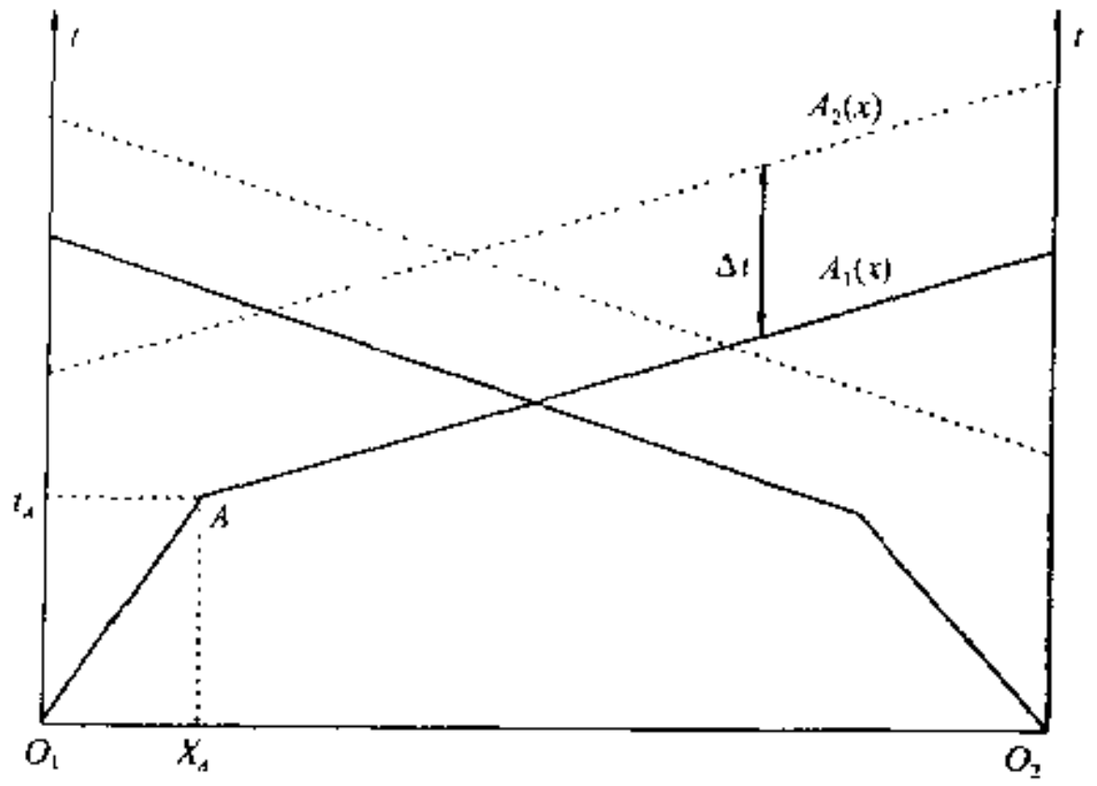


图 7.25　交点示意图

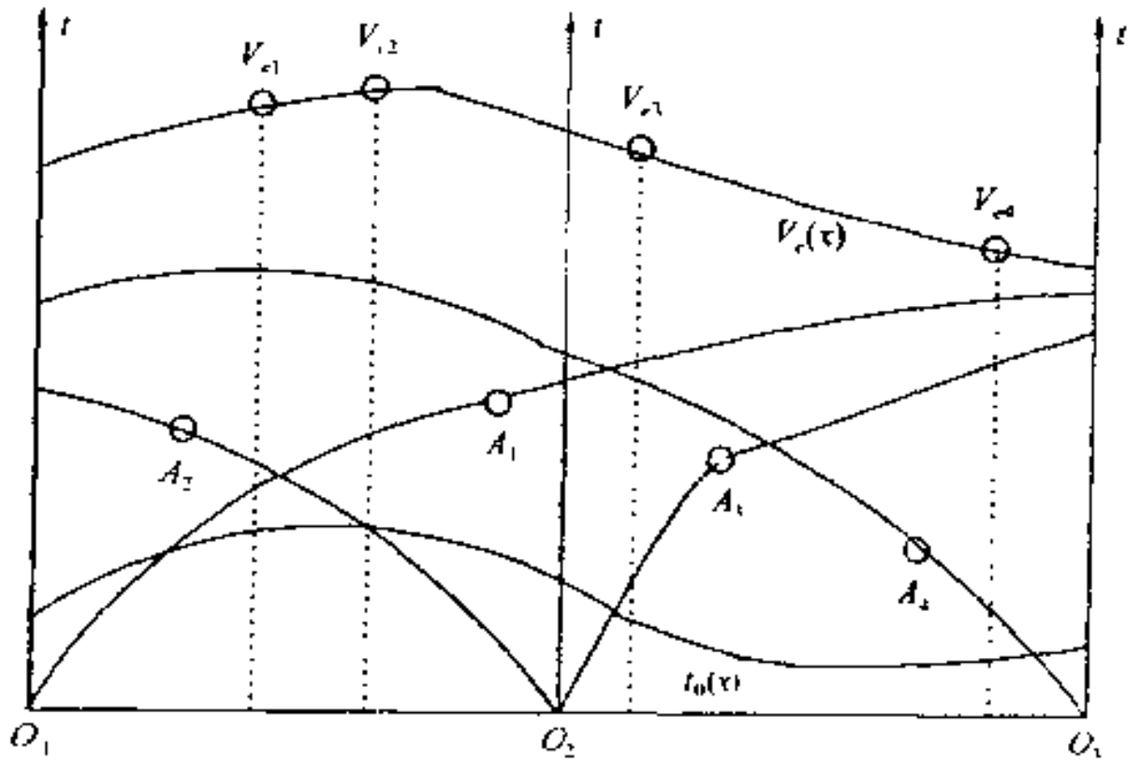


图 7.26　$V_e(x)$ 曲线

4.　t_0 值的计算及 $t_0(x)$ 曲线的绘制

按下式计算 t_0 值，进而绘制 $t_0(x)$ 曲线

$$t_0(x) = t_1(x) + t_2(x) - \frac{T_1 + T_2}{2} \tag{7.24}$$

式中 T_1、T_2 分别为正、反二支时距曲线的互换时间。

5.　差数时距曲线 $\theta(x)$ 的拟合和折射层速度 V_n 的计算

差数时距曲线 $\theta(x)$ 可用下式计算

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + \frac{T_1 + T_2}{2} \tag{7.25}$$

在折射层波速稳定的条件下，$\theta(x)$ 是由离散点组成的斜直线，用最小二乘法可对离散点

进行拟合，其拟合式为

$$\theta(x) = aX + b$$

如果 $\theta(x)$的离散点与线性方程 $aX+b$ 直线达到最佳拟合时，则

$$I = \sum_{i=1}^{N} \left[\theta(x_i) - (aX_i + b)\right]^2 = \min \tag{7.26}$$

式中 i 为离散点（即检波点序号），解以上方程即可求得 a 和 b。据式（7.20），界面速度 V_R 是 $\theta(x) = aX + b$ 直线斜率倒数的两倍，则

$$V_R = 2\frac{\Delta X}{\Delta \theta} \tag{7.27}$$

6. 法线深度 $h(X)$ 的计算与折射面的绘制

据式（7.10）和式（7.11）可知

$$h(X_i) = \frac{V_R V_e(X_i)}{2\sqrt{V_R^2 - V_e^2(X_i)}} t_0(X_i) \tag{7.28}$$

以检波点 X_i 为圆心，$h(X_i)$为半径画弧，其包络就是折射界面，如图 7.27 所示。

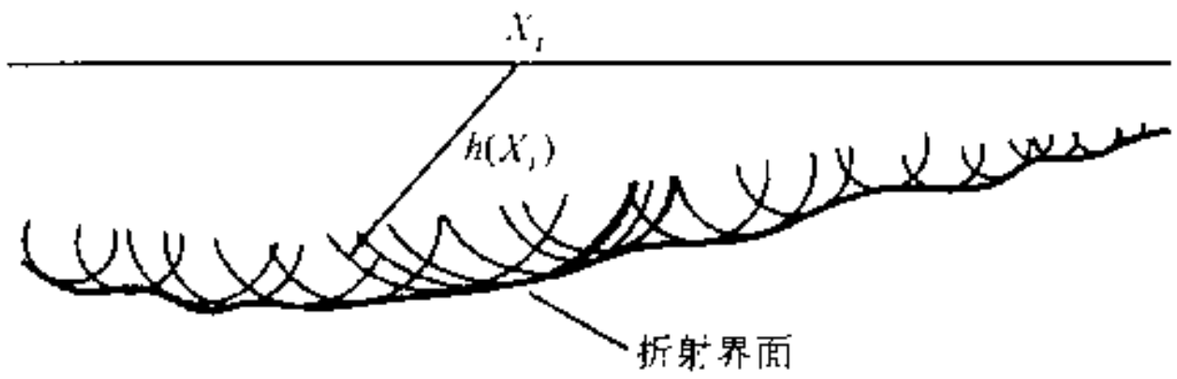


图 7.27　折射界面的绘制

7. 折射界面埋深 H 的计算

用式（7.28）计算 h 值只是折射面的法线深度，并非折射面的埋深。如图 7.28 所示，假设 H_i 和 h_i 分别为 X_i 检波点下部折射面的埋深与法线深度，则据图中几何关系得

$$H_i = \frac{h_i}{\cos\varphi} = \frac{h_i}{\sqrt{1 - \sin^2\varphi}} \tag{7.29}$$

显然

$$H_i = \frac{h_i}{\sqrt{1 - \left(\dfrac{h_i - h_{i+1}}{X_{i+1} - X_i}\right)^2}} \tag{7.30}$$

最后微机自动打印出上式计算出的折射界面的埋深。用微机还可以对时间场法、哈列斯法、共扼点法等进行自动化解释，原理及过程大体相似，在此不赘述。

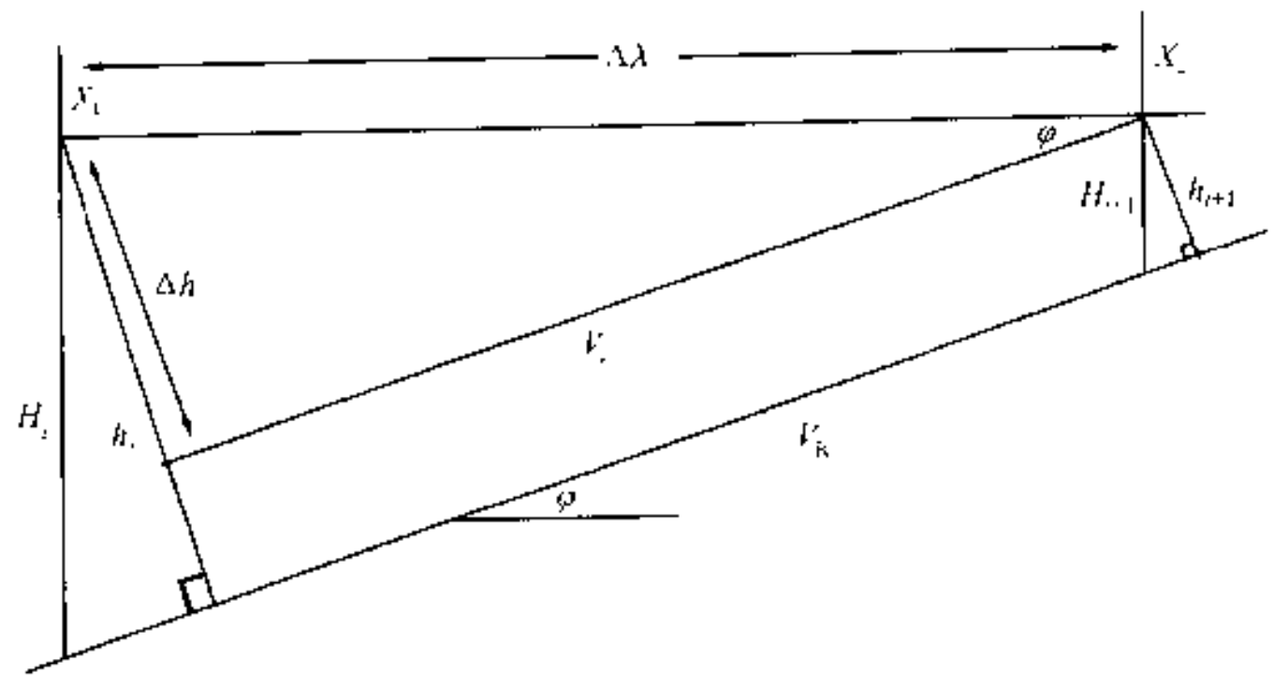


图 7.28　H 与 h 关系

五、折射波法应用解释实例

1. 探测风化层厚度及隐伏地质构造

图 7.29 为福建省福宁高速公路某隧道折射波法地震剖面解释图。该工区地表为凝灰岩强风化或全风化产物，波速 $V\leqslant 3000$m/s；基岩为凝灰岩，波速 $V\geqslant 3800$m/s。风化层与基岩之间存在着较大的波速差异，其界面是一个良好的折射面，有利于折射波法工作的开展。我们采用追逐相遇观测系统施工，道间距 ΔX=2m，偏移距 X_{min}=46m，排列长度 L=46m；定量解释采用 t_0 差数时距曲线法，有效速度 V_e 用交点法求得。从解释图上可以看出，采用折射波法能较好地解决隧道风化层厚度及隐伏地质构造探测等地质问题，为设计与施工提供重要的地质信息。

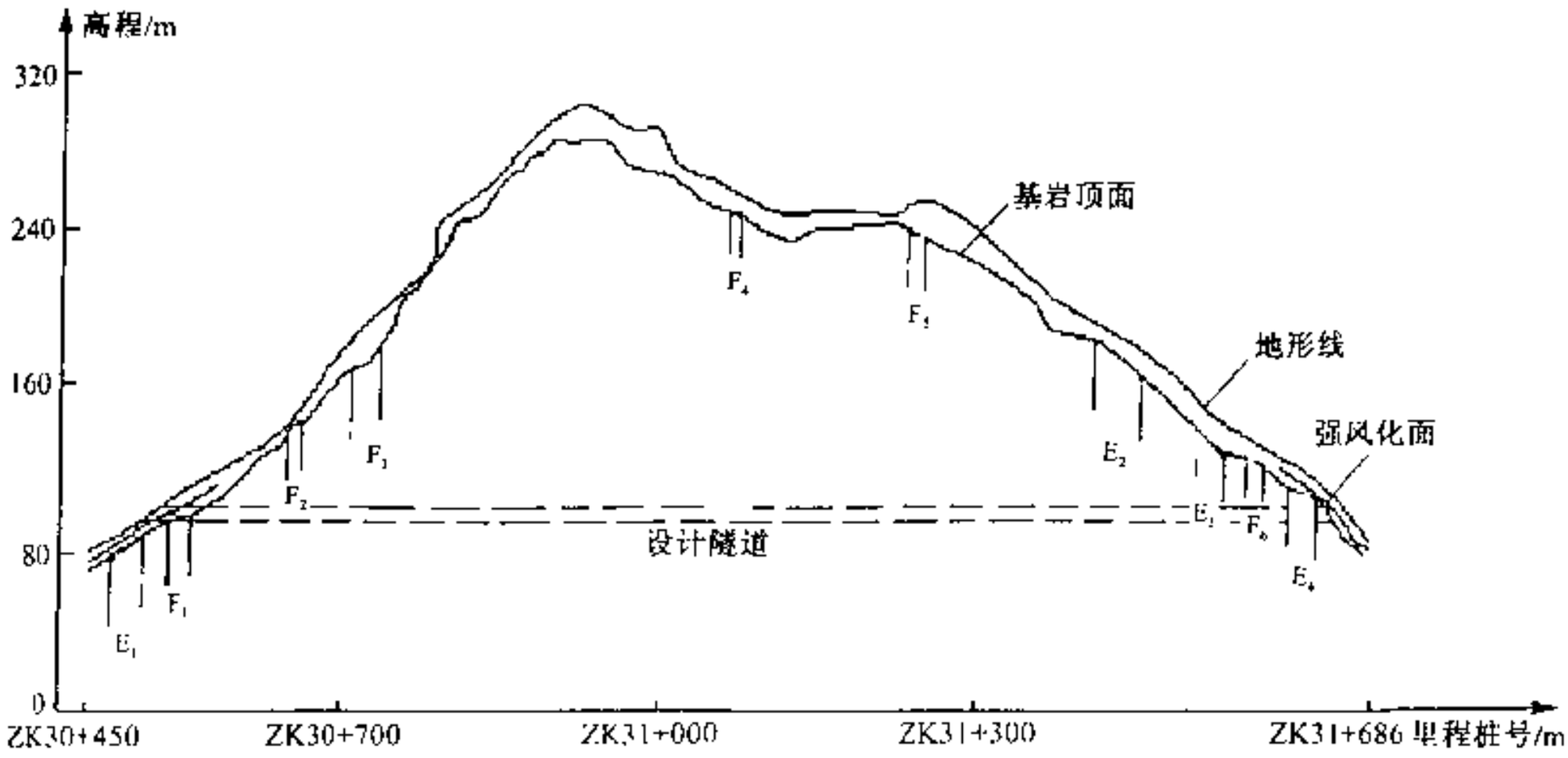


图 7.29　纵测线折射波法地震剖面解释图

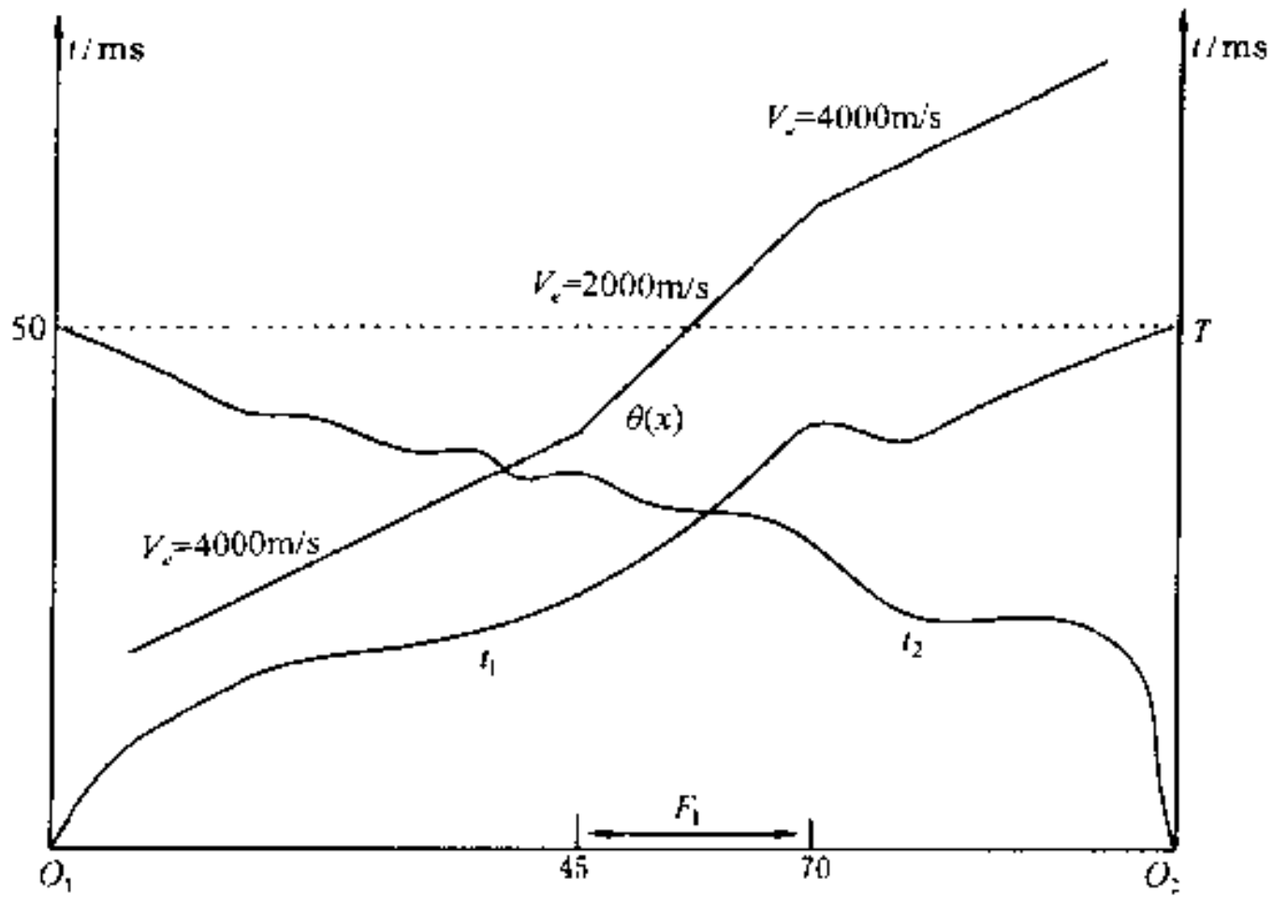


图 7.31　通过 F_1 断层的时距曲线

折射界面。当含水层波速足够大时，该层有初至区，用初至折射波法勘探可取得较好的地质效果。现以陕西无定河某水库为例。该区高程 1060m 以上为黄上，无定河江底基岩高程为994～997m。南岸基岩岩性为侏罗纪砂岩和泥质页岩，透水性弱；北岸为晚更新统河湖相沉积的砂上、细砂、粘性土互层，这套地层称为萨拉乌苏层，最厚达 80 余米，上覆为风积砂丘，未见基岩出露。据该区地质情况，建坝蓄水后北岸是否会产生沿库岸大量向库外漏水是建坝的关键。因此要求折射波法在探测北岸基岩埋深的同时，查明地下水位及其与河水的相互关系。实测结果萨拉乌苏层的水位面是一个折射面，其上、下层的波速分别为 V_1=400～600（m/s），V_2=1700～2000（m/s），厚度为 20m 左右。

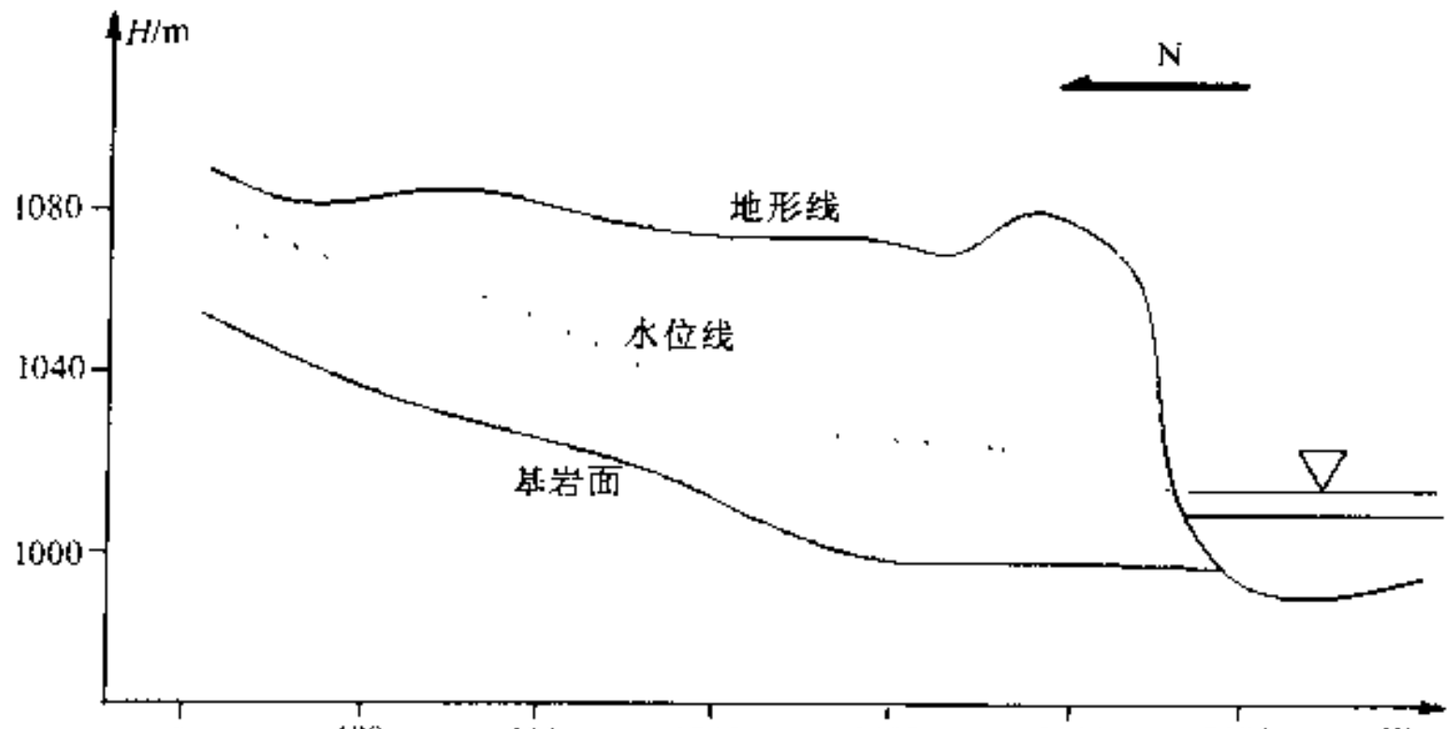


图 7.32　地震勘探解释剖面

图 7.32 是利用北岸资料进行定量解释后作出的图件。从这个图可见：地下水位高程为1079～1014m，由南向北逐渐升高，与基岩面高程变化基本相同，说明地下水流向从北向南

补给无定河。

习 题 七

1. 时间剖面有何特点？怎样进行时间剖面的对比？
2. 何谓法向深度、视深度、真深度？它们之间有何关系？
3. 何谓回转波、发散波、断面波？它们的波场特征是什么？
4. 试述 t_0 差数时距曲线法和时间场法的基本原理和各自的应用条件？
5. 根据地震资料，如何确定古河道、岩溶的分布以及如何确定含水层位和构造破碎带？
6. 求证 t_0 差数时距曲线法的 $h=Vt_0/2\cos i$。

第八章　浅层地震勘探新方法新技术

80 年代以来，我国民用建筑事业得到了飞速发展。高层建筑、高速公路、地下铁道以及桥梁、机场、水坝、核电站等种类繁多的高标准工程建设项目日益增多。这些大型工程设施的建设对工程勘察提出了更多更高的要求，相应地对工程地震勘探也提出了更多和更高的要求。正是由于工程建设的需要，近 10 多年来，浅层地震方法技术得到了迅速发展。首先，勘探方式的变化导出了一些新的勘探方法，由单纯接收纵波扩展为接收横波和面波，形成了横波勘探和面波勘探；其次，由于不断地从其他学科吸收最新的技术、方法充实和革新自己，从而使勘查技术发生了巨大的变化，其中在反演中借鉴医学 CT 技术出现的地震层析技术最具代表性；此外，根据工程建设的特殊需要发展了一些相应的新方法技术，比如欲了解地基及建筑物的振动特性，为抗震防震提供重要参数的常时微动技术等等。

本章将对上述若干新方法技术逐一加以介绍。

第一节　横波勘探

地震波作为一种弹性波，包括纵波和横波．完整的地震勘探应当是包括纵波和横波的多波勘探。一般地震勘探中所利用的主要是纵波，对横波的利用比较少，这是因为横波的激发、接收和识别在技术上要复杂得多，利用比较困难所致。但在工程地质勘察中，横波勘探可以对第四系覆盖层进行更详细的分层，利用横波速度可以划分岩体并对岩体进行稳定性评价，以及测定岩土力学参数。因此，横波勘探的研究和应用有重要的意义。

一、横波勘探原理

1. 横波的特点

从弹性波理论的讨论中可知，横波是一种剪切波，其质点振动方向与波的传播方向垂直，而横波质点的振动又可分解为在两个相互垂直方向上的振动，即垂直面内极化的 SV 波和水平面内极化的 SH 波。两种横波对应两种勘探方法，即 SV 波勘探和 SH 波勘探。

由于 SH 波在弹性分界面上不发生波形转换，且射线路径是对称的（如图 8.1 所示），情况比较简单，所以通常所说的横波勘探都是指 SH 波勘探，本节所讨论的也是指 SH 波勘探。而 SV 波入射到界面上将发生波形转换，既反射、透射有 P 波出现。另外除 SH、SV 两种横波，还有另两种横波：入射为 P 波、反射为 SV 波的 P-SV 波及 SH 型面波—勒夫波。在 SH 勘探中勒夫波是一种干扰波。

2. 反射横波的时距关系

由于 SH 波的反射原理和 P 波的反射原理在形式上是完全相似的，因此 SH 反射波时距方程与 P 波反射时距方程也是相似的，可以很容易地得到反射横波的时距关系为

$$t^2 = t_{0S}^2 + \frac{x^2}{V_S^2} \tag{8.1}$$

式中，t_{0S} 为 SH 波双程垂直旅行时，x 为炮检距，V_S 为横波速度。显然，横波的时距曲线仍是一条双曲线。

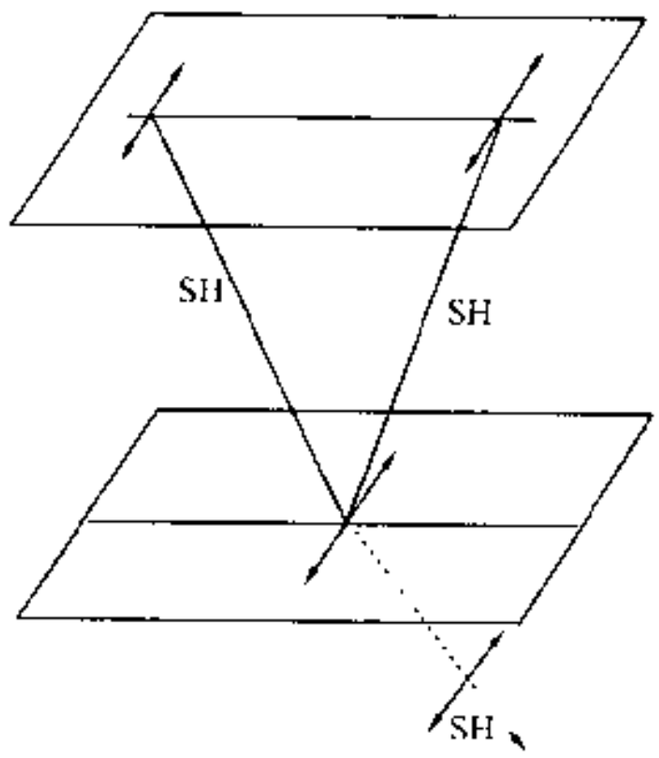


图 8.1　SH 波的反射和透射

3. 横波的分辨率

横波在传播过程中能量的衰减高于纵波。根据前苏联的研究，纵波和横波的吸收系数有如下关系：

$$\alpha_S = \frac{3}{4} \cdot \frac{\lambda_P^2}{\lambda_S^2} \cdot \frac{V_P}{V_S} \cdot \alpha_P \tag{8.2}$$

式中，α_S 和 α_P 分别为横波和纵波的吸收系数，λ_S 和 λ_P 分别为横波和纵波的波长。当波长相等时，横波的吸收作用总是大于纵波。实验测定表明，坚硬岩石（$\frac{V_P}{V_S}=1.67$）的 $\frac{\alpha_S}{\alpha_P}$ 约为 1.25，塑性粘土（$\frac{V_P}{V_S}=0.5$）的 $\frac{\alpha_S}{\alpha_P}$ 高达 3.75，可见低速层对横波的吸收作用更大。

吸收系数是频率的函数，吸收所造成的能量损失主要表现在高频成份的衰减。实测表明，纵波的主频高于 SH 波 1.5～2 倍。当然，频谱还和震源类型、激发接收条件等因素有关。

从前面分辨率的讨论中我们知道，分辨率由波长 $\lambda = V / f$ 决定。地震波传播的速度低、频率高都可以提高分辨率。由于横波的速度低，频率也低，因此有人对横波勘探分辨率高有不同的看法，认为速度低被频率低抵消了。但实际工作表明，横波的分辨率比纵波要高。目前在工程地质勘察中，用 SH 波勘探是提高地震分辨率的一条重要途径。

二、横波的野外数据采集工作

1. 观测系统

当前对横波勘探的观测采用与纵波相似的方式：水平叠加多次覆盖观测系统。鉴于横波的频率低、速度低等特点，常采用低频检波器、大偏移距和小道距接受的野外数据采集方式。

2. 横波的激发

由于横波的振动方向与波的传播方向是垂直的，因此，激发和接收方式的选择就显得非常重要。为了突出横波，必须使检波器最大灵敏方向和波的振动方向相一致。由于横波的速度总是小于纵波，所以横波总是在纵波到达之后到达。为了便于接收和识别横波，横波震源的振动必须具有明显的方向性，并在记录中应尽量使纵波和其他干扰波的能量减少，而使横波的能量增强。目前在地面或钻孔中进行横波观测时，一般可分为炸药震源及非炸药震源。下面介绍三种非炸药震源激发横波的方式。

(1) 敲板法

如图 8.2 所示，在地面上放一块长条木板，木板的底部带有锯齿（这是为了和地面紧密耦合），木板上部用金属或石块等重物压住，在板两端用重锤垂直测线沿水平方向敲击，产生质点的正、反两个方向的水平位移，而检波器的最大灵敏方向也应和测线 X 方向相垂直，以保证最有效地接收 SH 横波。当增加激振木板上的负荷时，其波的振幅将随负荷的增加而增大，但负荷增加到一定值之后，其振幅就不再增大了。另外，激发的效果还和敲击力的大小，激振木板的面积长度，重荷物及木板与地面的摩擦系数大小等因素有关。这种方法的优点是装置简单、工作方便，其弱点是激发能量小，传播距离短，其探测深度、范围都不大。一般说来，在 50m 左右深度范围内进行横波地震勘探或者进行横波速度测井用敲板法即可。

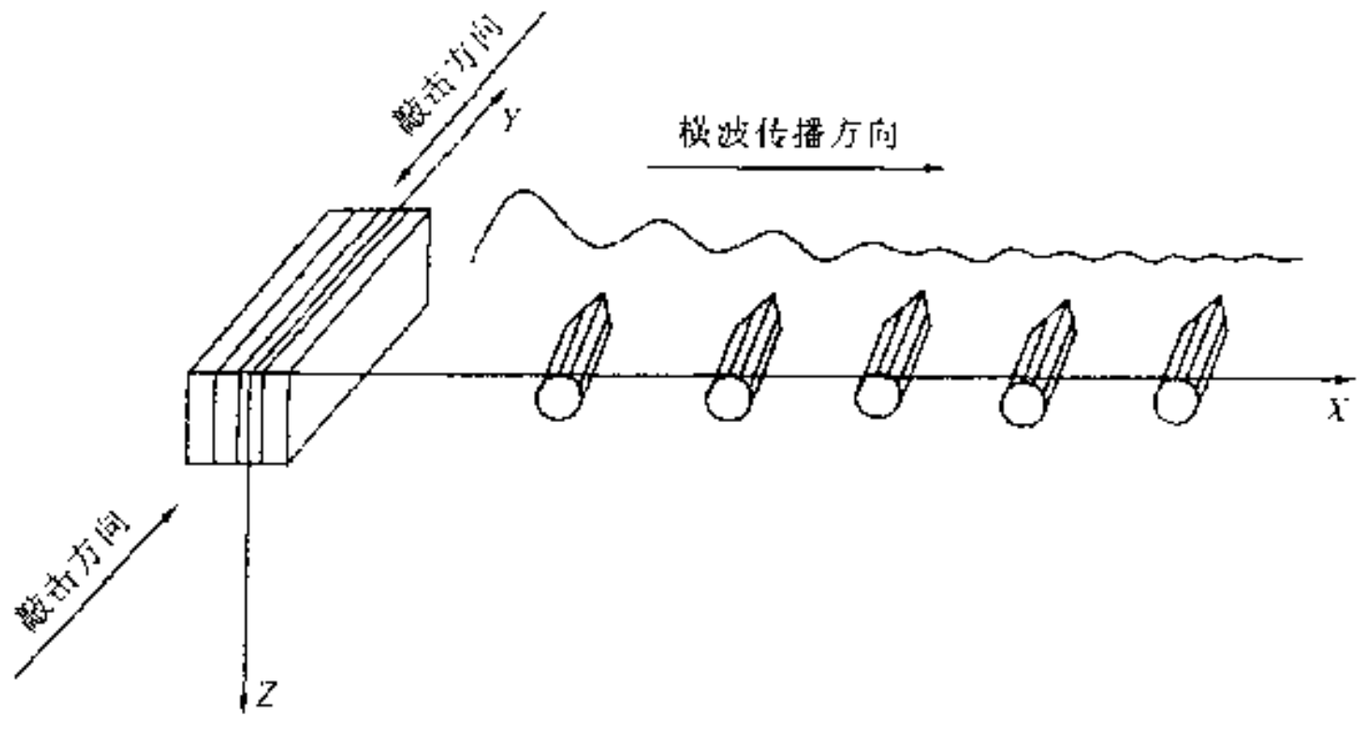


图 8.2　敲板法激发横波示意图

(2) 弹簧激振法

这是一种用人力或简单的机械拉闸弹簧到一定的距离，在弹簧上安装一个小球，当放开弹簧时，弹簧的恢复力就带动滚动的铁球冲击木板，以此作为震源。这种方法的冲击力可达敲板法的 10 倍，而且波形记录的重现性比较好，探测深度和范围比敲板法大。

(3) 跨孔锤法

这是在钻孔内进行横波激发的一种方式。其原理是将一种特殊的机械震源装置——跨孔锤置入钻孔之后，再用液压的办法使其中的液压紧锁板伸向井壁，将跨孔锤固定在钻孔的某一深度上，再用小绞车把锤拉起或下落，从而产生锤击激发的效果。锤击的方向可以向上或向下，以产生两个相位相反的横波，以便于识别。

另外，在跨孔测量中，除使用跨孔锤作震源之外，还可用空气枪、电火花等震源。

3．横波的接收

横波测量分地表和钻孔中两种方式。检波器最灵敏的方向应与测线方向垂直，与敲击方向一致，钻孔中测量横波可分为单孔法和跨孔法两类，关于这方面的内容我们在弹性波 PS 测井中已作了介绍，在此不赘述。

4．横波的识别

在横波勘探中，尽管采用了横波激发震源，但地震记录中不可避免地还存在着纵波和其它干扰波，怎样从横波地震记录中识别横波或者说怎样从中区分出纵波和横波，一般可从以下几个特征来进行识别。

(1) 由于横波速度总是小于纵波速度，因此在地震记录上，纵波是初至波，横波是续至波；另外，由于横波速度慢，随着接收距离的增大，各道时差较明显，而纵波的时差则难以区别。

(2) 当对木板进行正反两端敲击时，分别记录其纵、横波，横波将呈现相位倒转的特点，而纵波的相位一般是不变的，从而可以将纵波和横波区分开来。如图 8.3 所示。

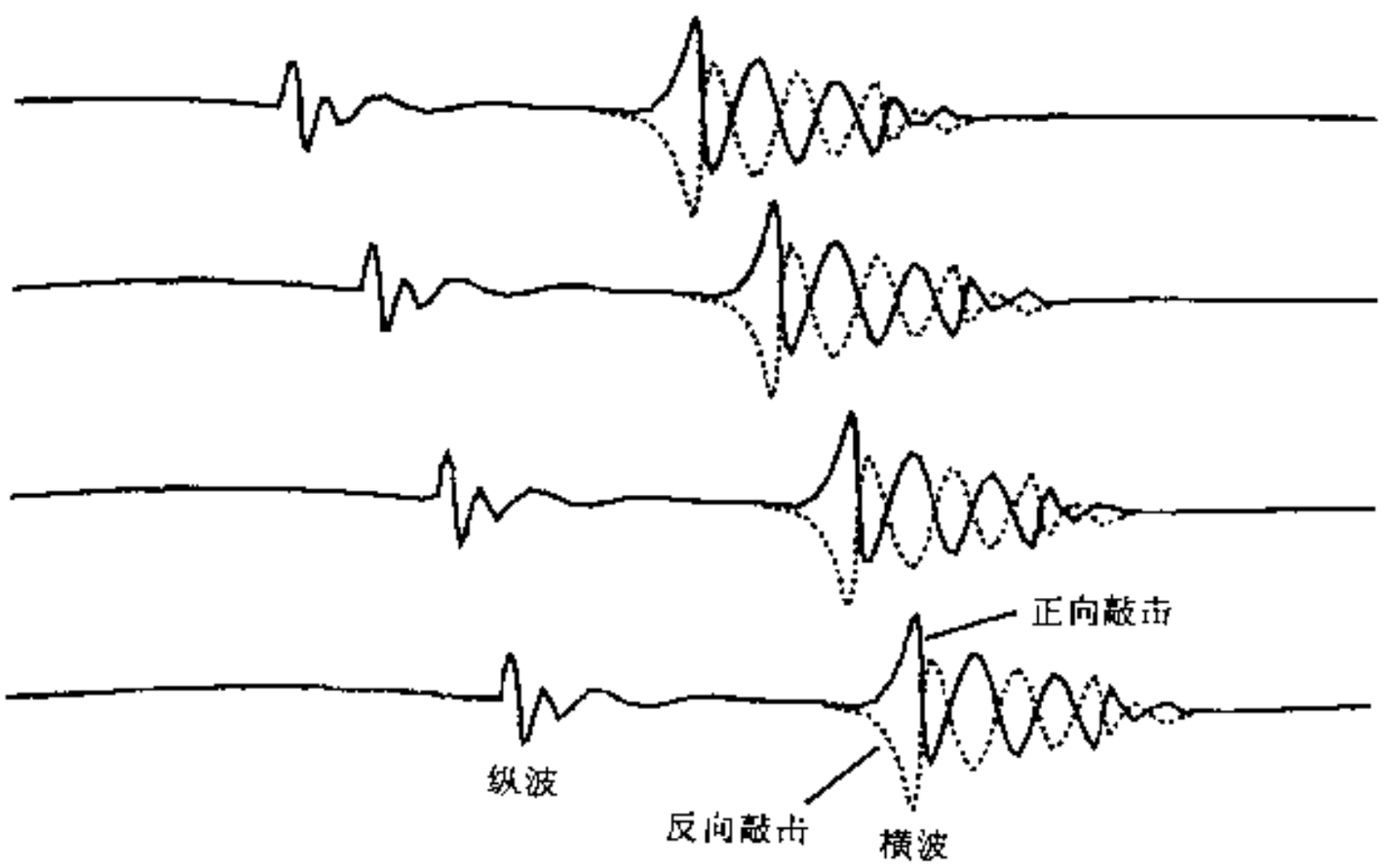


图 8.3　正反敲击横波相位倒转示意图

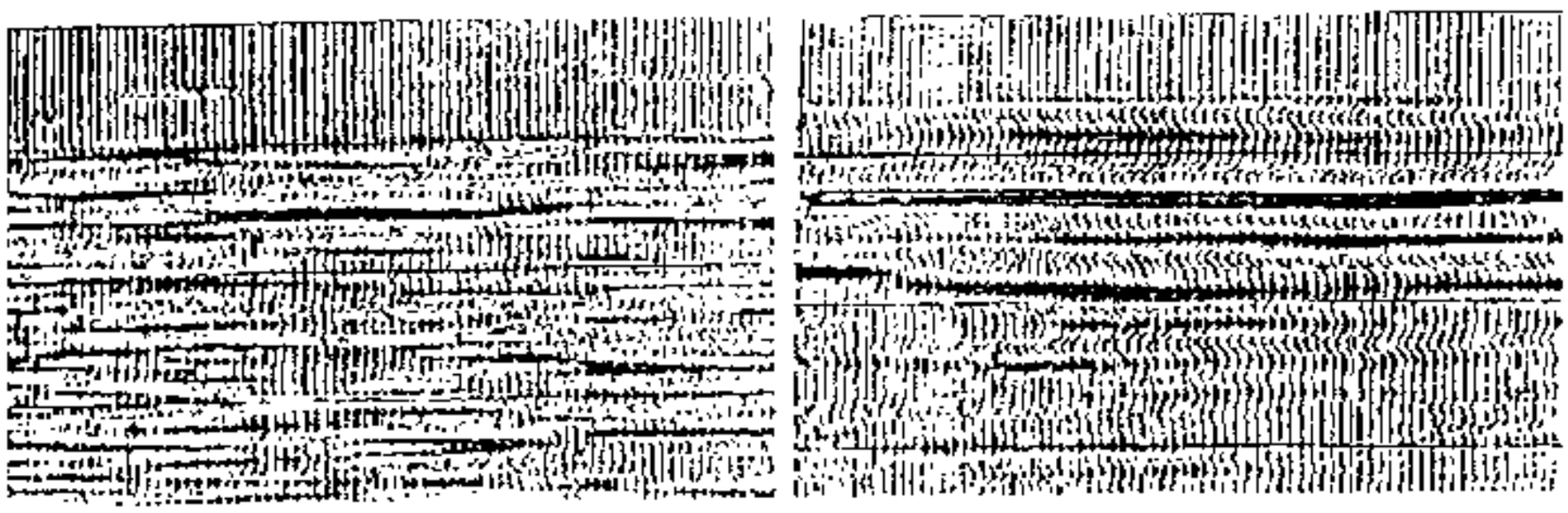
三、横波的资料处理

SH 波的射线路径对称，其处理流程和前面所讨论的 P 波反射资料处理的一般方法相似，只须改变一些处理参数。处理中较突出的问题是速度参数的提取。图 8.4 表示了一般 SH 波的数据处理流程。用于 P 波处理的一些标准处理程序也同样适应于 SH 波。在处理 SH 波地震反射资料时，需注意以下几个问题。

四、横波勘探在工程勘察中的应用

1. 详细划分地层

图 8.5(a)为湖北省汉江岳口大桥陆地勘探 I 线横波勘探的时间剖面图，该区同时作了纵波反射勘探，其时间剖面为 8.5(b)所示。野外工作时，道间距为 2m，偏移距分别为 48m 和 60m，采用 6 次覆盖，纵波检波器频率为 100Hz，横波检波器频率为 28Hz。比较两条剖面可知，两条剖面上的同相轴对应比较好，但横波时间剖面的分辨率明显比纵波时间剖面的分辨率高，可见横波更能详细地划分地层。



(a)　　(b)

图 8.5　地震反射时间剖面

(a) 横波时间剖面；(b) 纵波时间剖面

2. 用纵、横波速度测定岩(土)体弹性力学参数

根据纵、横波速度和密度测井（或根据该区岩石标本密度测试资料），按以下公式计算泊松比 σ、动弹性模量 E_d 和动剪切模量 μ_d。

(1) 泊松比

$$\sigma = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \tag{8.4}$$

(2) 动弹性模量

$$E_d = 2V_S^2 \rho(1+\sigma) \tag{8.5}$$

(3) 动剪切模量

$$\mu_d = V_S^2 \rho \tag{8.6}$$

3. 用纵、横波速度划分岩土的性质

根据有关资料，可用纵、横波速度比$\frac{V_P}{V_S}$来粗略地划分岩土性质，如图 8.6 所示。

(1) 当$\frac{V_P}{V_S}\approx\sqrt{3}$，而纵波速度 V_P 值高时，对应于未风化的基岩；

(2) 当$\frac{V_P}{V_S}\approx\sqrt{3}$，而纵波速度 V_P 值低时，主要表示砂或砾石；

(3) 当 V_P 值低，而$\frac{V_P}{V_S}$值高时，表示经常在水位以上的粘性土壤；

(4) 当 V_P 接近于水的速度（1500m/s 左右），而$\frac{V_P}{V_S}$值高时，表示经常在水位以下的软粘土。

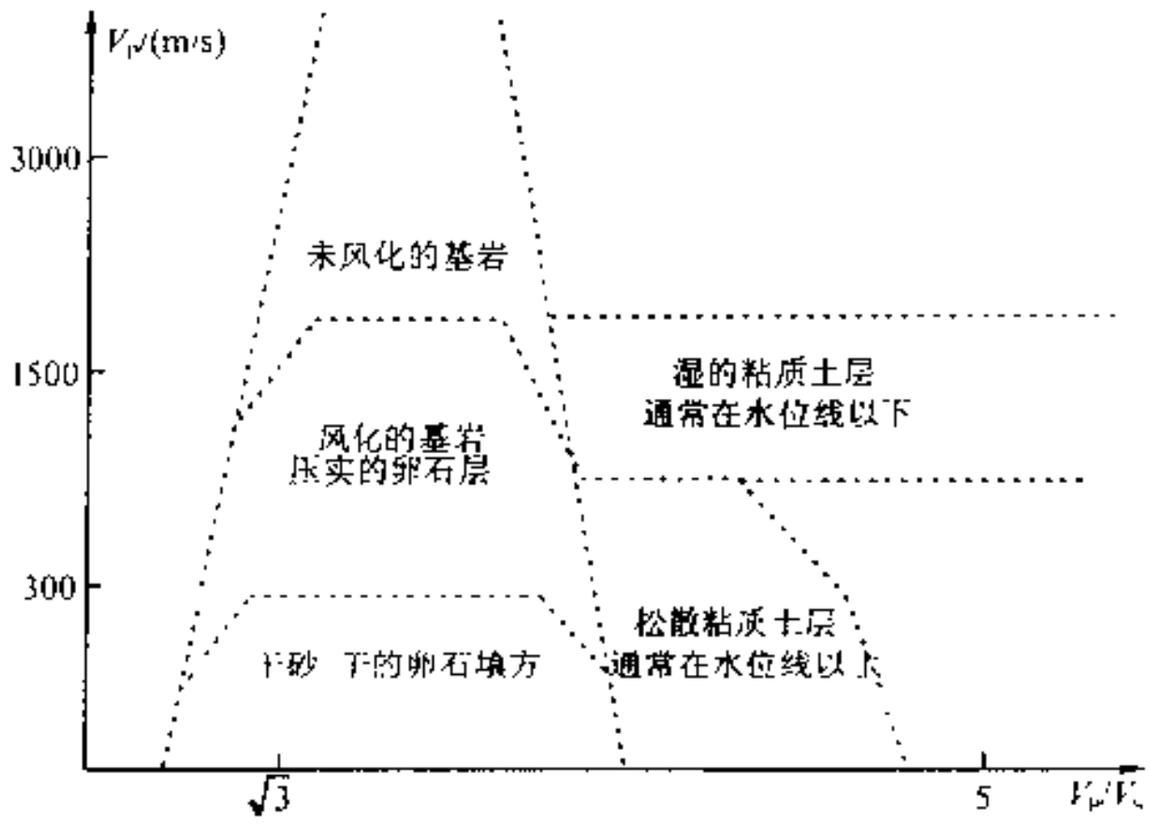


图 8.6　V_P/V_S 和 V_P 与土质的关系

横波速度一般和物质的刚度有关，对粘质土层由于饱和水的不可压缩性使其纵波速度值较高，而横波速度降低。

4. 判定饱和砂土液化的可能性

当受到振动力（地震）作用时，饱和砂土因全部被孔隙水充填，导致孔隙水压力上升，短时间内突然上升的孔隙水压力来不及消散，砂粒之间接触点上的有效应力减小。一旦出现有效应力完全消失，砂层将完全失去抗剪强度和承载力，砂土颗粒处于悬浮状态，这种现象称为砂土液化。砂土液化导致的危害是显而易见的，但并非所有饱和砂土遇到震动时都会液化，因此在进行工程建筑以前，要查明地基受震时会不会液化。

饱和砂土是否液化，一方面取决于砂土本身的抗液化性能（如砂土颗粒大小、级配、密度、上覆地层压力及地下水埋深等），另一方面取决于震动的强弱，延续时间与频度。因此，判定砂土液化无论是土工试验还是用动力法判定，都应从两方面入手。即同时考虑砂土与外力建立判定液化的相关公式，并找出液化的临界值，进而对地基的砂土是否液化进行判定。目前国内外判定砂土液化的方法有多种，例如临界标贯值法、波速法等。其中波速法就是利

用横波速度 V_S 进行测定，下面引用国家地震局工程力学所的判别式

$$V_{S0} = K_r \left\{ \left[1 + 0.125(d_s - 3)d_s^{-0.125} - 0.05(d_w - 2) \right] \sqrt{\frac{3}{P_e}} \right\}^{0.2} \tag{8.7}$$

式中：d_s 为饱和砂土所处的深度；d_w 为地下水深度；P_e 为砂土的粘粒含量，小于 3 时取 3；K_r 为地震系数，烈度为 7、8、9 时分别取 145、160、175。V_{S0} 为临界值，当实测值 $V_S > V_{S0}$ 时，砂土不会液化，反之会液化。除此之外，横波速度还能用于地震小区域的划分，由于地震小区划的原理及具体作法比较繁锁，因篇幅关系这里不作介绍，有兴趣的读者可参阅有关参考文献。

第二节　瑞利波勘探

过去，在地震勘探中面波一直被看作是一种干扰波，80 年代以来，日本研究者首先开发利用了面波勘探技术，取得了良好效果。目前，面波（实质是指瑞利面波）勘探在我国已成为城市工程物探的重要手段。

一、瑞利波的波场特征

和折射波法、反射波法一样，面波勘探也是利用弹性波场特征进行勘探，只不过面波波场特征与体波有较大区别而已，因此首先要介绍面波波场的特性，它是了解面波勘探原理的基础。

1. 波速

均匀介质中的瑞利波方程为

$$\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^6 - 8\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^4 + \left(24 - 16\frac{V_S^2}{V_P^2}\right)\cdot\frac{V_R^2}{V_S^2} - 16\left(1 - \frac{V_S^2}{V_R^2}\right) = 0 \tag{8.8}$$

式中 V_P、V_S、V_R 分别为纵波、横波、瑞利波波速。将式（1.16）中 $V_P = V_S\sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$ 代入式（8.8）即可得 V_R 和 V_S 与泊松比 σ 之间的关系：

$$\frac{1}{8}\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^6 - \left(\frac{V_R}{V_S}\right)^4 + \frac{2-\sigma}{1-\sigma}\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2 - \frac{1}{1-\sigma} = 0 \tag{8.9}$$

使方程式（8.9）有解，可令

$$V_R = K_1 \cdot V_S \tag{8.10}$$

式（8.10）表示了瑞利波速度 V_R 与横波速度 V_S 的关系，K_1 称之为校正系数，它依赖于泊松比 σ。当 σ 分别为 0.25，0.33，0.40，0.50 时，K_1 值分别为 0.92，0.933，0.943，0.956。图 8.7 表示了 P 波、S 波和 R 波与泊松比 σ 的关系，从中可看出瑞利面波波速的 3 个特点：

(1) 在柜同介质中，纵波波速最快，横波次之，瑞利波最慢。

(2) V_R 与 V_S 呈近线性关系，并且当 σ 较大时，$V_R \approx V_S$。在一般情况下，岩石的泊松比为 0.25 左右，土的泊松比为 0.45～0.49 之间。因此对于土质地基，可以认为瑞利波波速与横波波速近似相等，求横波波速 V_S 可用求瑞利波波速 V_R 来代替。

(3) V_R 与频率 f 无关，表明在均匀介质中面波无频散现象。

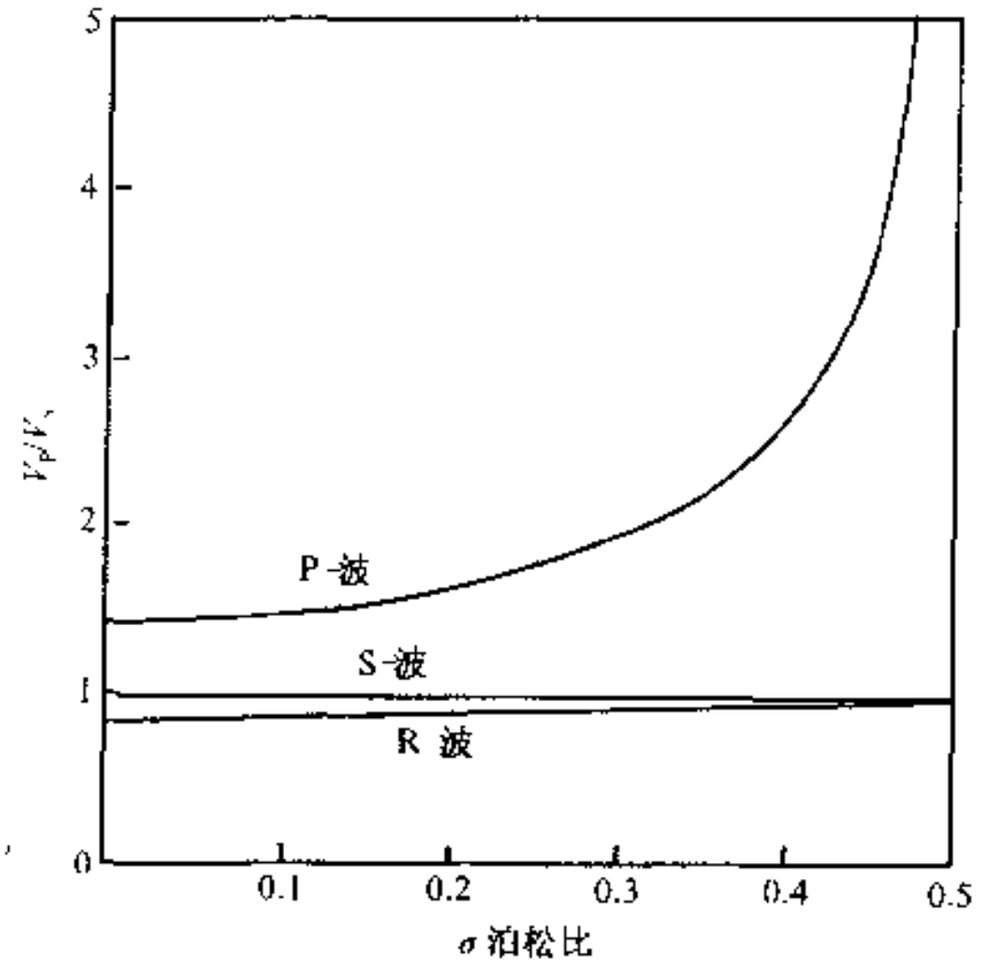


图 8.7　三种不同波速的区别

2. 瑞利波质点的振动

瑞利波传播时，介质质点的位移可分解为水平位移 u_X 与垂直位移 u_Z 两个分量，它们的位移方程为

$$u_X = A_0\left(e^{-\frac{K_1}{\lambda_R}Z} - \frac{\varepsilon_1 C}{\pi}e^{-\frac{\varepsilon_1}{\lambda_R}Z}\right)\cdot\sin 2\pi f\left(t-\frac{x}{V_k}\right) \tag{8.11}$$

$$u_Z = A_0\left(2C\,e^{-\frac{\varepsilon_1}{\lambda_R}Z} - \frac{k_1}{2\pi}e^{-\frac{K_1}{\lambda_R}Z}\right)\cdot\cos 2\pi f\left(t-\frac{x}{V_R}\right) \tag{8.12}$$

$$\begin{cases} k_1 = k\lambda_R = 2\pi\sqrt{1-\dfrac{m^2}{n^2}} \\ \varepsilon_1 = \varepsilon\lambda_R = 2\pi\sqrt{1-m^2} \\ C = \dfrac{\sqrt{\dfrac{1}{m^2}-\dfrac{1}{n^2}}}{\dfrac{2}{m}-m} \qquad \left(n=\dfrac{V_P}{V_S}, m=\dfrac{V_R}{V_S}\right) \end{cases} \tag{8.13}$$

以上各式中：ε、k 为瑞利波衰减系数，λ_R 和 f 分别为瑞利波波长与频率，A_0 为任意常数。

式（8.11）和式（8.12）就是瑞利波质点振动的位移表达式。从方程式可见，当 $Z\to\infty$ 时，

$u_X \to 0$，$u_Z \to 0$，即在 X 和 Z 方向的位移都为零，说明瑞利波的传播深度是有限的；另外还可看出，在 X 方向上的位移 u_X 和 Z 方向上的位移 u_Z 在相位上相差 $\frac{\pi}{2}$，其位移振幅也是不同的。由此得出结论：将 u_X、u_Z 二个分量合成后瑞利波使介质质点沿椭圆轨迹运动，并且其传播深度有限，如图 8.8 所示。

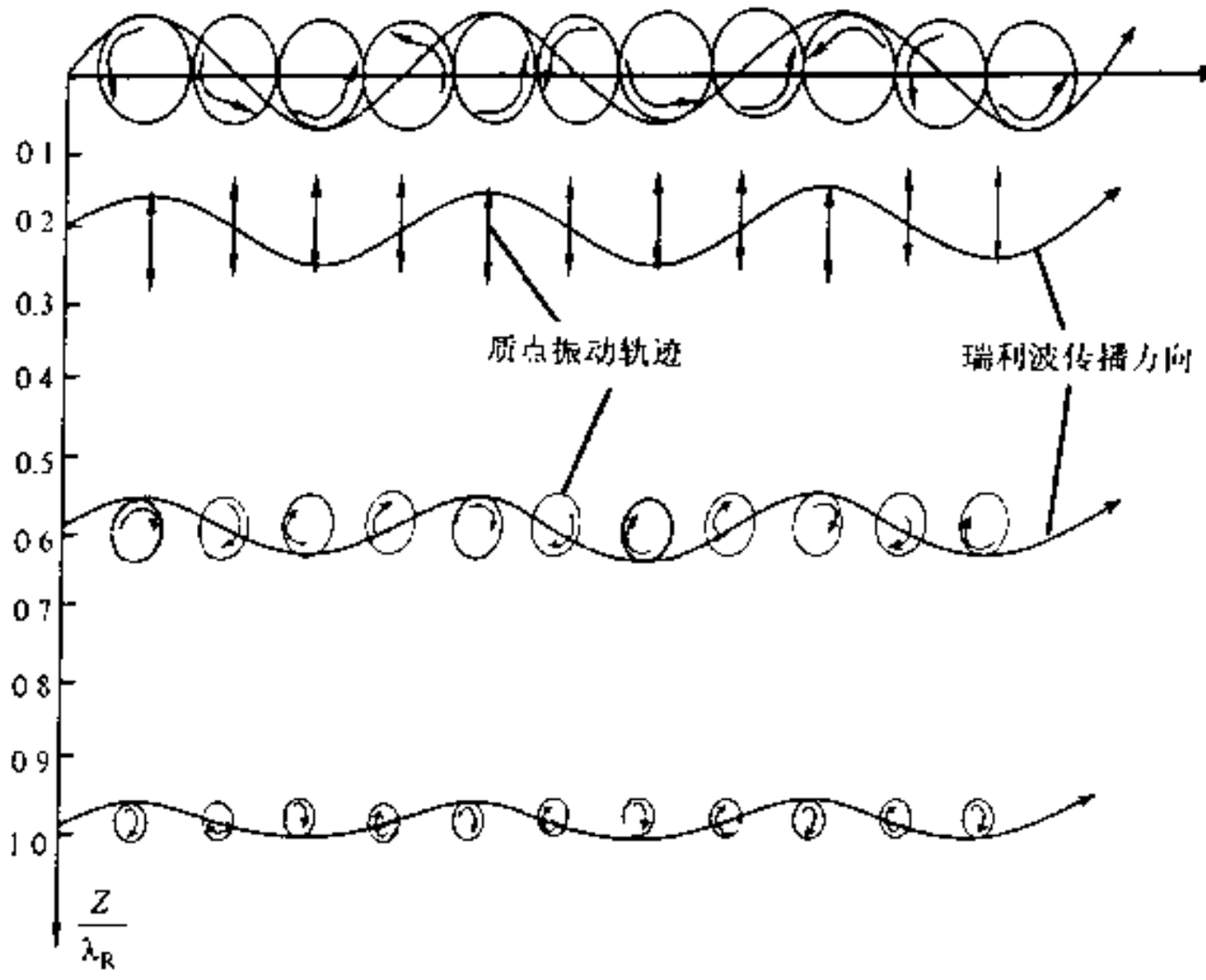


图 8.8　瑞利波质点振动图

为了使问题的讨论有数量的概念，我们取岩石的泊松比为 0.25，则 $V_P=\sqrt{3}\ V_S$，$V_R=0.92V_S$，将其代入式（8.11）和（8.12）中可算出。

$$k_1=5.53 \qquad \varepsilon_1=2.48 \qquad C=0.73$$

于是式（8.11）和（8.12）变为

$$u_X = A_0\left(e^{-\frac{5.33}{\lambda_R}Z} - 0.58e^{-\frac{2.48}{\lambda_R}Z}\right)\cdot\sin 2\pi f\left(t-\frac{x}{V_k}\right) \tag{8.14}$$

$$u_Z = A_0\left(-0.85e^{-\frac{5.33}{\lambda_R}Z} + 1.47e^{-\frac{2.48}{\lambda_R}Z}\right)\cdot\cos 2\pi f\left(t-\frac{x}{V_R}\right) \tag{8.15}$$

分析上式可知，介质质点的振幅随深度 Z 迅速衰减，且衰减系数与波长 λ_R 成反比。因此，面波波长越大，波随离开自由界面的深度衰减越慢，即波长大的面波在介质中穿透越深。以 λ_R 为参数，给定不同的泊松比，按式（8.11）和（8.12）计算位移分量 u_X、u_Z，其位移随深度的变化曲线如图 8.9。从图中可以看出对于不同的介质，瑞利波水平和垂直位移的主要能量均大部分集中在 $\frac{Z}{\lambda_R}<1$ 的深度内，即认为瑞利波的穿透深度为一个波长。

质的物质成分、结构、密度、孔隙度等因素有关。实际上，由于瑞利波的穿透深度约为一个波长，因此，在地表测得的瑞利波波速被认为反映小于一个波长的某一深度范围内介质的平均弹性性质。不同的频率有不同的波长，V_R的变化反映了不同深度内介质平均性质的改变，也就是说非均匀介质中面波的频散特性决定了进行面波勘探的可行性。

二、瑞利波勘探原理

瑞利波勘探是按照测网的布置，在测点上逐点进行观测，每一个测点根据地质任务和勘探深度的要求，测得一条频散曲线。根据震源信号的特点不同，瑞利波勘探分为稳态法和瞬态法两种。

1. 稳态法

稳态法原理如图 8.10 所示。当激振器在地面上施加一频率为 f_i 的简谐竖向激振时，频率为 f_i 的瑞利波以稳态的形式沿地表传播，利用地面上的检波器（道间距为 ΔX）可测量出相邻道瑞利波的同相位时差 Δt，可算出 f_i 的瑞利波传播速度 V_{Ri}。改变激振器的振动频率 f_i，就可以测得当前频率下的 V_R 值。所以，当激振器的频率从高向低变化时，就可以测得一条 V_R-f（或 V_R-λ_R）曲线。当速度变化不大时，改变频率就可以改变勘探深度，频率越高，波长越小，勘探深度越小，反之，勘探深度越大。应当注意，检波器间距 ΔX 应满足下式：

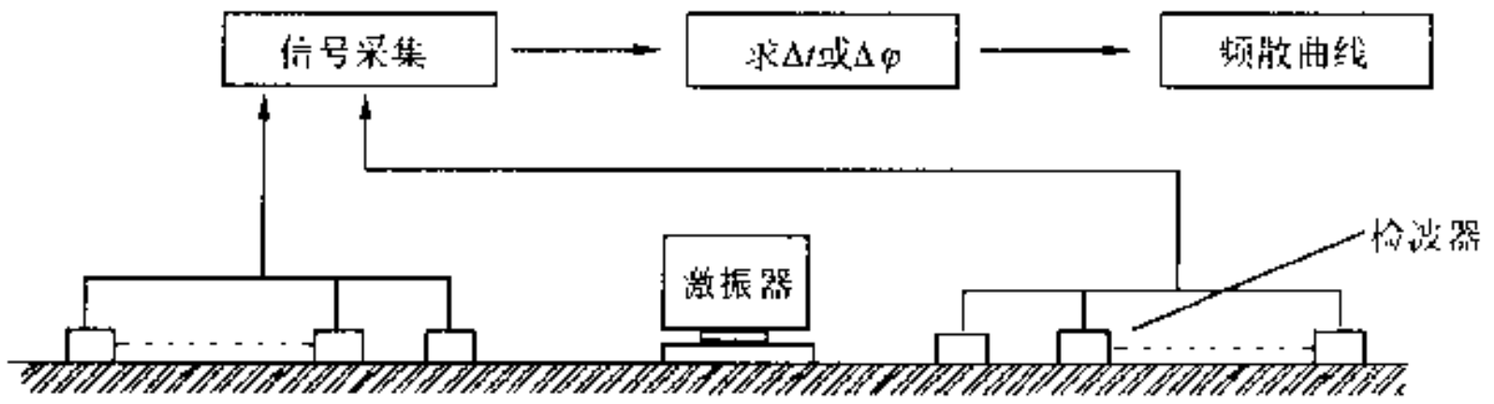


图 8.10　稳态法原理示意图

$$\Delta X \leq \lambda_R = \frac{V_R}{f} \tag{8.17}$$

2. 瞬态法

瞬态法原理如图 8.11 所示。瞬态法采用锤击作震源，比稳态法要简单轻便。锤击时激发一瞬时冲击力，产生一定频率范围的瑞利波，不同频率的瑞利波叠加在一起，以脉冲的形式向前传播，因而瞬态法记录的信号要经过频谱分析、相位谱分析，把各个频率的瑞利波分离开来，从而得到一条 V_R-f（或 V_R-λ_R）曲线。为了使得两检波器接收的信号有足够的相位差，ΔX 应满足下式：

$$\frac{\lambda_R}{3} < \Delta X < \lambda_R \tag{8.18}$$

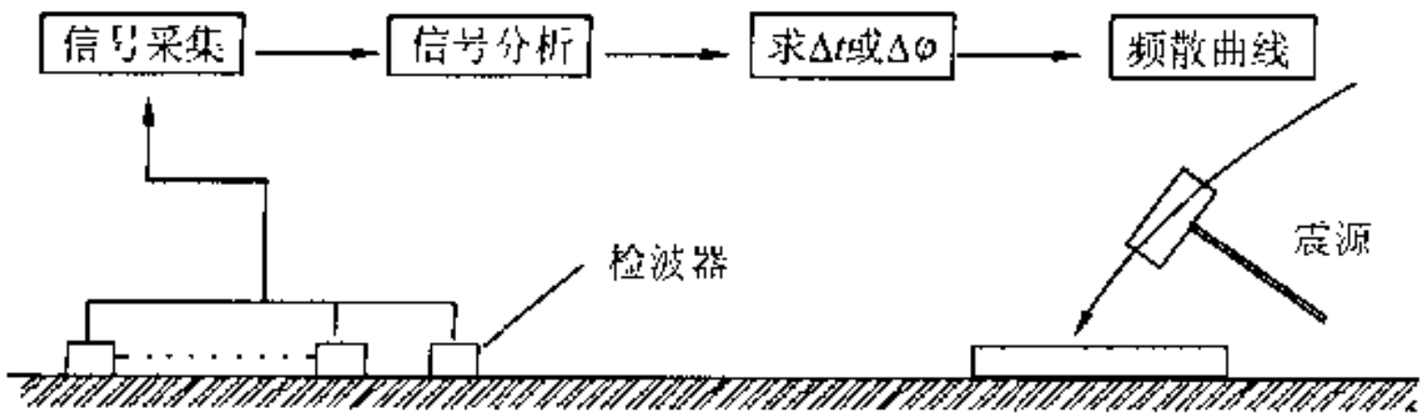


图 8.11　瞬态法原理示意图

三、瑞利波传播速度的计算

瑞利波勘探的第一手资料是各频率的传播速度，因此速度计算是资料处理的关键。速度计算同样分为稳态法和瞬态法。

1. 稳态法

(1) 时间差法

设地面上两检波器间的距离为 ΔX，且 $\Delta X<\lambda_R$，两检波器接收的瑞利波的同相位时间差为 Δt，则瑞利波的传播速度为

$$V_R=\frac{\Delta X}{\Delta t} \tag{8.19}$$

(2) 互相关分析法

这种方法实际上也是时间差法，只不过上面所说的时差法是通过某一特征相位来确定时间差的，而互相关法是通过整个波形曲线进行对比，因此该方法精度较高。设地面上两点 X_1，X_2 处的采样数均为 N，$X_2-X_1\leqslant\lambda_R$，采样时间间隔为 Δ，则根据互相关理论，X_1，X_2 两点的波形互相关函数为

$$\gamma_{X_1X_2}=\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}X_1(n)X_2(n+\tau) \tag{8.20}$$

式中 τ 为时间移量，$X_1(n)$为 X_1 点波形离散值，$X_2(n+\tau)$为 X_2 点波形移动 τ 值后的离散值。通过互相关分析，可求得最大相关函数所对应的 τ 值，则 X_1、X_2 两点间同相位时间差为 $\Delta t=\tau\cdot\Delta$，所以

$$V_R=\frac{\Delta X}{\Delta t}=\frac{X_2-X_1}{\tau\cdot\Delta} \tag{8.21}$$

2. 瞬态法

当在地面上施加一瞬间冲击力后，在地面表层就有瑞利波的传播，这种方法产生的瑞利波是由许多简谐波叠加而成的。每一简谐波都以一定的相速度 V_R 传播，V_R 是 f 的函数。每一简谐波波动垂直位移方程可写为

$$u_Z = A\cos\left(\omega t - \frac{2\pi fX}{V_R}\right) \tag{8.22}$$

式中 $\frac{2\pi fX}{V_R}$ 为 X 处振动的相位角，所以在波的传播方向上，X_1，X_2 两点间的相位差为

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi f\Delta X}{V_R} \tag{8.23}$$

于是相速度 V_R 的计算式为

$$V_R = \frac{2\pi f\Delta X}{\Delta\varphi} \tag{8.24}$$

为了利用上式求不同 f 时的 V_R，假设两个检波点 X_1、X_2 处的信号分别为 $X_1(t)$和 $X_2(t)$，则它们的互相关函数为

$$\gamma_{X_1X_2}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} X_1(t)X_2(t+\tau)\mathrm{d}t \tag{8.25}$$

对以上互相关函数作富氏变换，则其频谱为

$$\begin{aligned} R_{X_1X_2}(f) &= \int_{-\infty}^{+\infty}\gamma_{X_1X_2}(\tau)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}2\pi f}\mathrm{d}\tau \\ &= X_1(f)\cdot X_2^*(f) \\ &= |X_1(f)|\cdot|X_2(f)|\mathrm{e}^{\mathrm{i}(\varphi_2-\varphi_1)} \\ &= |R_{X_1X_2}(f)|\mathrm{e}^{\mathrm{i}\Delta\varphi(f)} \end{aligned} \tag{8.26}$$

式中 $X_1(f)$、$X_2(f)$是 $X_1(t)$和 $X_2(t)$的线性谱，$X_2^*(f)$是 $X_2(f)$的共轭谱。可见互相关谱 $R_{X_1X_2}(f)$ 的相位就是 X_1、X_2 两点的相位差 $\Delta\varphi$，把不同频率的 $\Delta\varphi(f)$代入式（8.24），就可以计算出不同频率谐波的瑞利波传播速度 V_R。

四、资料解释

1. 深度换算

在瑞利波勘探中，波长 λ_R 的变化对应着深度 H 的变化，而深度值并不就等于波长值，之间有一个换算系数 β，即：

$$H = \beta\frac{V_R}{f} \tag{8.27A}$$

换算系数 β 是一个随介质的泊松比 σ 不同而变化的常数，其值小于 1。不同介质瑞利波的 β 值与泊松比的关系见表 8.1。

表 8.1　波长深度换算系数 β 与泊松比 σ 的关系

σ	0.1	0.15	0.2	0.25	0.3	0.35	0.4	0.45	0.48
β	0.55	0.575	0.525	0.65	0.7	0.75	0.79	0.84	0.875

从表中可见：对于一般岩石，σ=0.25，β=0.65；对于土体而言，σ=0.4～0.45，β=0.79～0.84。

2. 频散曲线的绘制

在以土体为勘探对象的工作中，以实测 V_R 为横坐标，以 $H=0.8\lambda_R$ 为纵坐标（淤泥质粘土以 $0.85\lambda_R$，岩石以 $0.65\lambda_R$ 为纵坐标）绘制 V_R-$0.8\lambda_R$ 曲线，这样绘制的频散曲线，纵坐标可近似代表勘探深度。因实测的 V_R 值中包含有各种干扰引起的误差，使得频散曲线不圆滑，在解释前，应根据频散曲线的一般变化规律进行圆滑。

3. 层速度的计算

为了与层速度 V_{RI} 区分，把前面所描述的速度 V_R 记为 $\overline{V}_R$，这样就可以由实测的 $\overline{V}_R$ -H 曲线计算层速度 V_{RI}，计算公式如下：

当速度 $\overline{V}_R$ 随深度加大而增大时

$$V_{Ri}=\frac{\overline{V}_{Rn}\cdot H_n-\overline{V}_{R(n-1)}\cdot H_{(n-1)}}{H_n-H_{n-1}} \tag{8.27B}$$

当速度 $\overline{V}_R$ 随深度加大而减小时

$$V_{Ri}=\frac{H_n-H_{n-1}}{\frac{H_n}{\overline{V}_{Rn}}-\frac{H_{(n-1)}}{\overline{V}_{R(n-1)}}} \tag{8.28}$$

式中 $\overline{V}_{Rn}$ 和 $\overline{V}_{R(n-1)}$ 分别为地面至第 n 层和第 n-1 层深度内的平均速度，H_n 和 H_{n-1} 分别为第 n 层和第 n-1 层的深度；V_{Ri} 为第 i 层的波速。

五、瑞利波勘探在工程勘察中的应用

瑞利波勘探在工程勘察中的应用很广，可用于第四系地层的划分，地基处理效果评价，地震小区域划分，地基填筑土的调查，探测建筑桩基根部埋深，高速公路无损检测，探测地下空洞，探测地下埋设物，评价饱和砂土的液化，计算各种弹性动力学参数，评价地基的承载力等等，下面仅举几例来说明瑞利波勘探的探测效果。

1. 工程地质勘察

(1) 地基调查

将震源和两个检波器安置在测点上，改变激发频率可测得不同深度的瑞雷波平均速度 $\overline{V}_R$，可由 $\overline{V}_R$ 算出 V_S 的层速度及相应的标贯值 N。

图 8.12 是采用瑞利波频率测深进行地基调查的测量方法和解释结果示意图。图 8.12 （a）

度值突然下降时，表明测点下方深约 5m 的地方有一空洞存在。

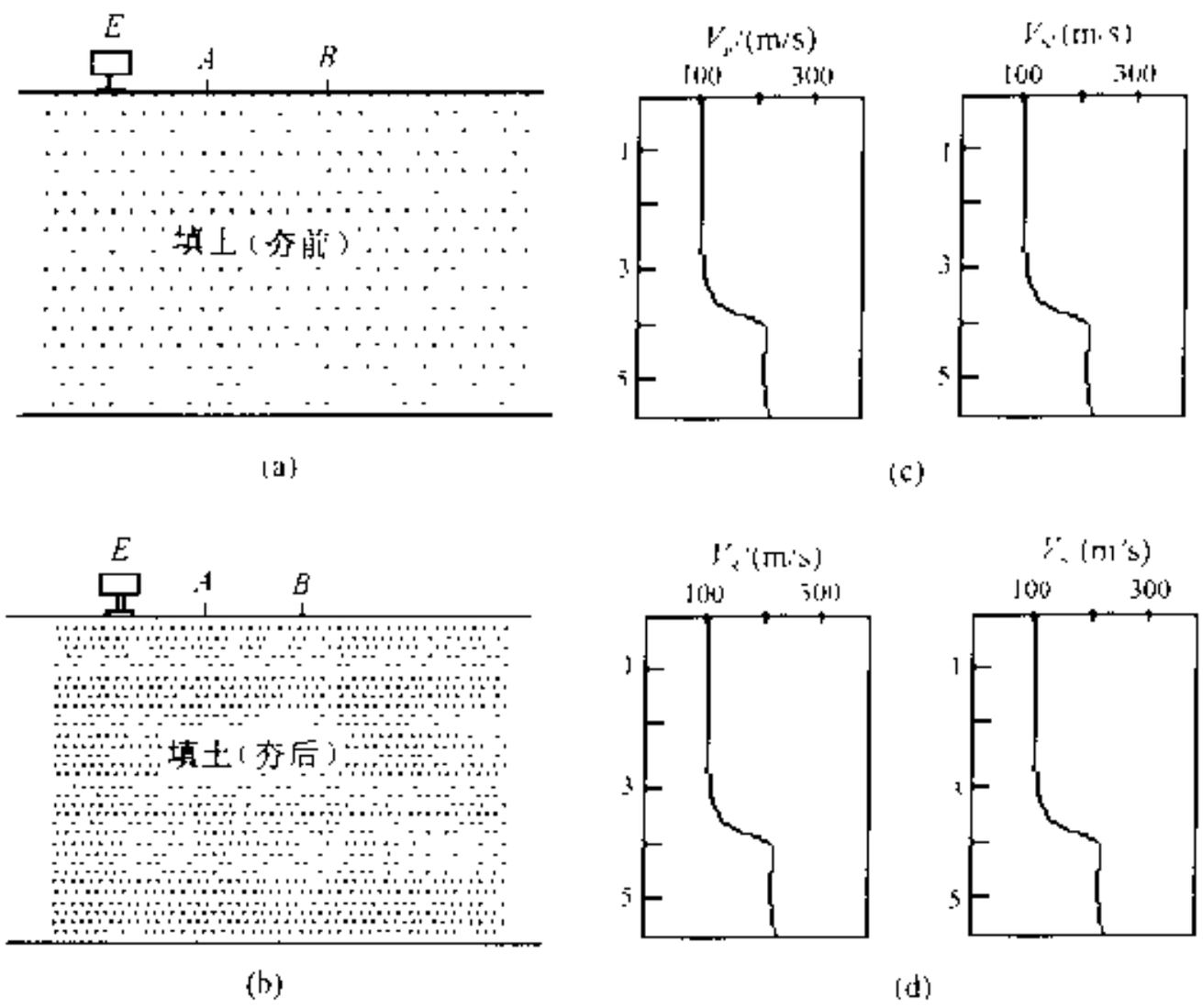


图 8.13　检查填土夯实情况

（a），（b）分别为夯实前后的填筑土；（c），（d）分别夯实前后的实测 $\overline{V}_R$ 和 V_S 曲线

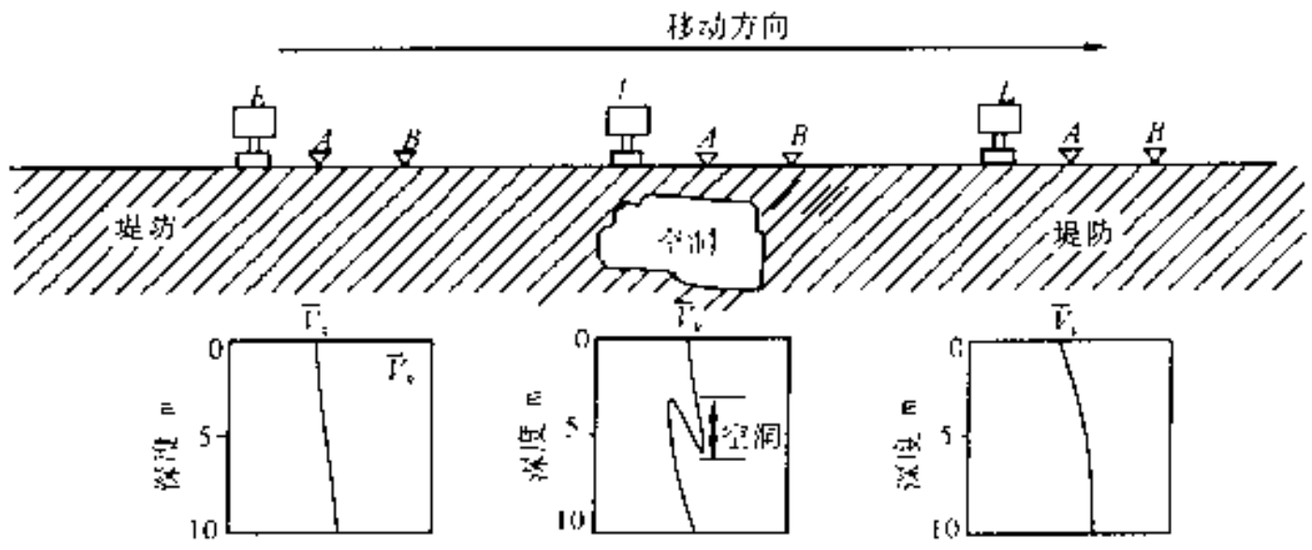


图 8.14　空洞位置未知时的测量方式

另一种测量方式是在已大致了解空洞位置，但要求精确确定其中心位置和深度时，采用的一种测量方式。具体做法是固定震源和一个检波器，以一定的间距移动另一个检波器进行测量。因为这种测量方式检波器间距是改变的，所以又称变距测量方式，第一种测量方式则相应称作定距测量方式。图 8.15 是变距测量方式及其解释成果示意图。一般说来，只要目标物附近干扰因素不严重，可大致确定空洞的中心位置和顶、底面埋深。

2. 岩土力学参数原位测试

目前，各种岩土力学参数与弹性波速度之间的关系被表示为纵波速度 V_P 和横波速度 V_S 的函数，但由于横波速度的测定较为复杂，常需要钻孔和安置井中检波器接受来测定。鉴于面波速度 V_R 与横波速度 V_S 近似相等，因此，随着面波测试技术的普及，由各岩土层的瑞利波速 V_R 换算为横波速度 V_S（表 8.2），再利用如下公式即可获得各种岩土力学参数。

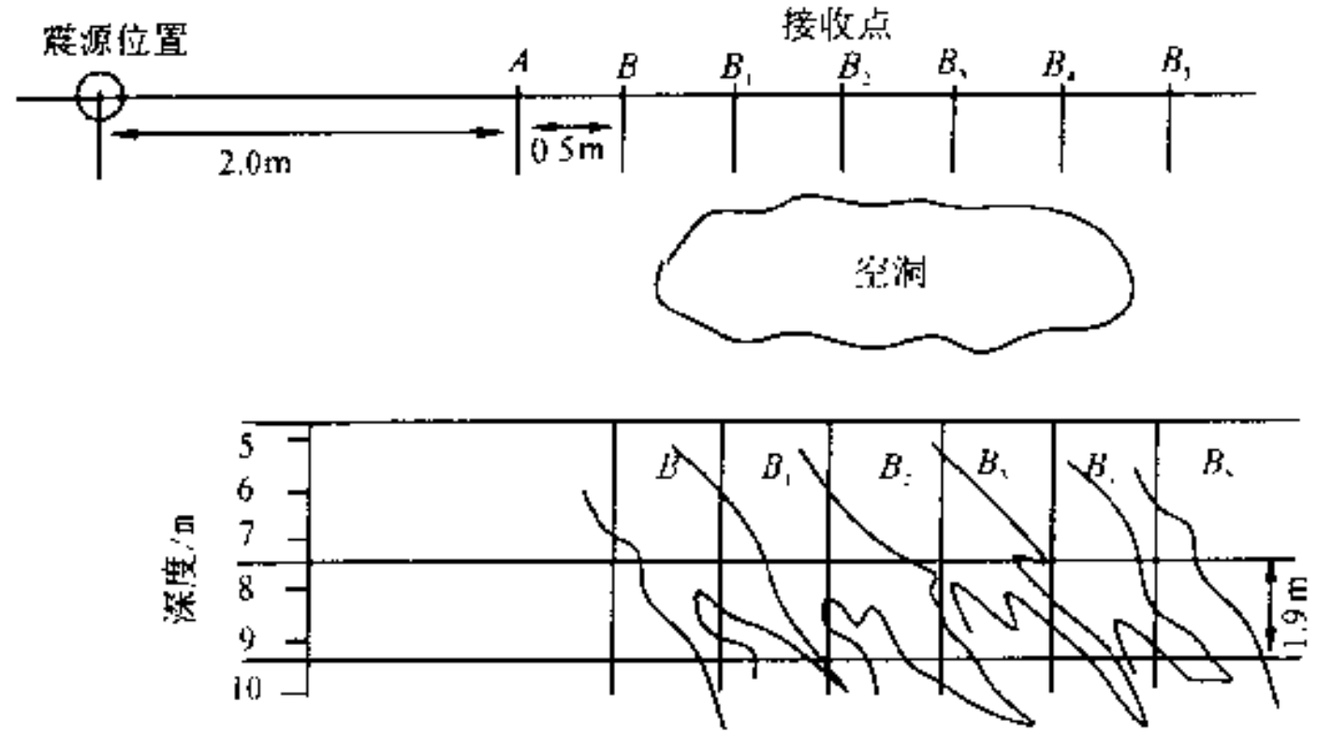


图 8.15　空洞位置大致了解时的测量方式

$$E_d = \frac{\rho V_S^2 (3V_P^2 - 4V_S^2)}{V_P^2 - V_S^2} \tag{8.29}$$

$$K_d = \rho(V_P^2 - \frac{3}{4}V_S^2) \tag{8.30}$$

$$\sigma_d = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \tag{8.31}$$

$$\mu_d = \rho V_S^2 \tag{8.32}$$

$$\lambda_d = \rho(V_P^2 - 2V_S^2) \tag{8.33}$$

$$N_{63.5} = 10\left(\frac{\lg V_S - 1.959}{0.337}\right) \tag{8.34}$$

式中：E_d 为动杨氏模量；K_d 为动体变模量；σ_d 为动泊松比；μ_d 为动剪切模量；λ_d 为动拉梅常数；ρ 为岩土的密度；V_P 为岩土中实测的纵波速度；V_S 为岩土的横波速度；$N_{63.5}$ 为标准贯入击数（该公式为北京市砂类土统计关系式。对不同地区、不同岩土类型公式中的常数是有变化的）。

表 8.2　瑞利波速度与泊松比关系表

泊松比	V_S/V_R	泊松比	V_S/V_R	泊松比	V_S/V_R	泊松比	V_S/V_R
0.00	0.874032	0.21	0.912707	0.32	0.930502	0.43	0.946303
0.02	0.877924	0.22	0.914404	0.33	0.932022	0.44	0.947640
0.04	0.881780	0.23	0.916085	0.34	0.938526	0.45	0.948959
0.06	0.885598	0.24	0.917751	0.35	0.935018	0.46	0.950262
0.08	0.889374	0.25	0.919402	0.36	0.936433	0.47	0.951549
0.10	0.893106	0.26	0.912036	0.37	0.937936	0.48	0.952820
0.12	0.896789	0.27	0.922654	0.38	0.939372	0.49	0.954074
0.14	0.900422	0.28	0.924256	0.39	0.949792	0.50	0.955313
0.16	0.904003	0.29	0.925842	0.40	0.942195		
0.18	0.907528	0.30	0.927413	0.41	0.943581		
0.20	0.910995	0.31	0.928965	0.42	0.944951		

3. 地基评价

(1) 场地土类型的划分

根据 1989 年中华人民共和国国家标准《建筑抗震设计规范》，用横波速度 V_S 可对建筑场地土进行分类，如表 8.3 所示。

表 8.3　场地土的类型划分

场地土类型	土层剪切波速度/(m/s)	备　　注
坚硬场地土	$V_S>500$	V_S 为土层剪切波速度； V_{Sm} 为地面以下 15m 深度内各土层的加权平均波速
中硬场地土	$250<V_{Sm}\leqslant 500$	
中软场地土	$140<V_{Sm}\leqslant 250$	
软弱场地土	$V_{Sm}\leqslant 140$	

表中的 V_{Sm} 按式

$$V_{Sm}=\frac{\sum V_{Si}H_i}{\sum H_i} \tag{8.35}$$

计算。其中 V_{Si} 为第 i 层的横波速度，H_i 为第 i 层的厚度。

(2) 地基平均剪切模量的计算

地基平均剪切模量 μ (kPa)可按下式计算。

$$\mu=\frac{\sum_{i=1}^{n}H_i\rho_i V_{Si}^2}{\sum_{i=1}^{n}H_i} \tag{8.36}$$

式中 n 为覆盖层的分层层数；V_{Si} 为第 i 层土的横波速度（m/s）；H_i 为第 i 层的厚度（m）；ρ_i 为第 i 层土的密度（t/m^3）。

(3) 软弱地基加固后地基承载力的测定

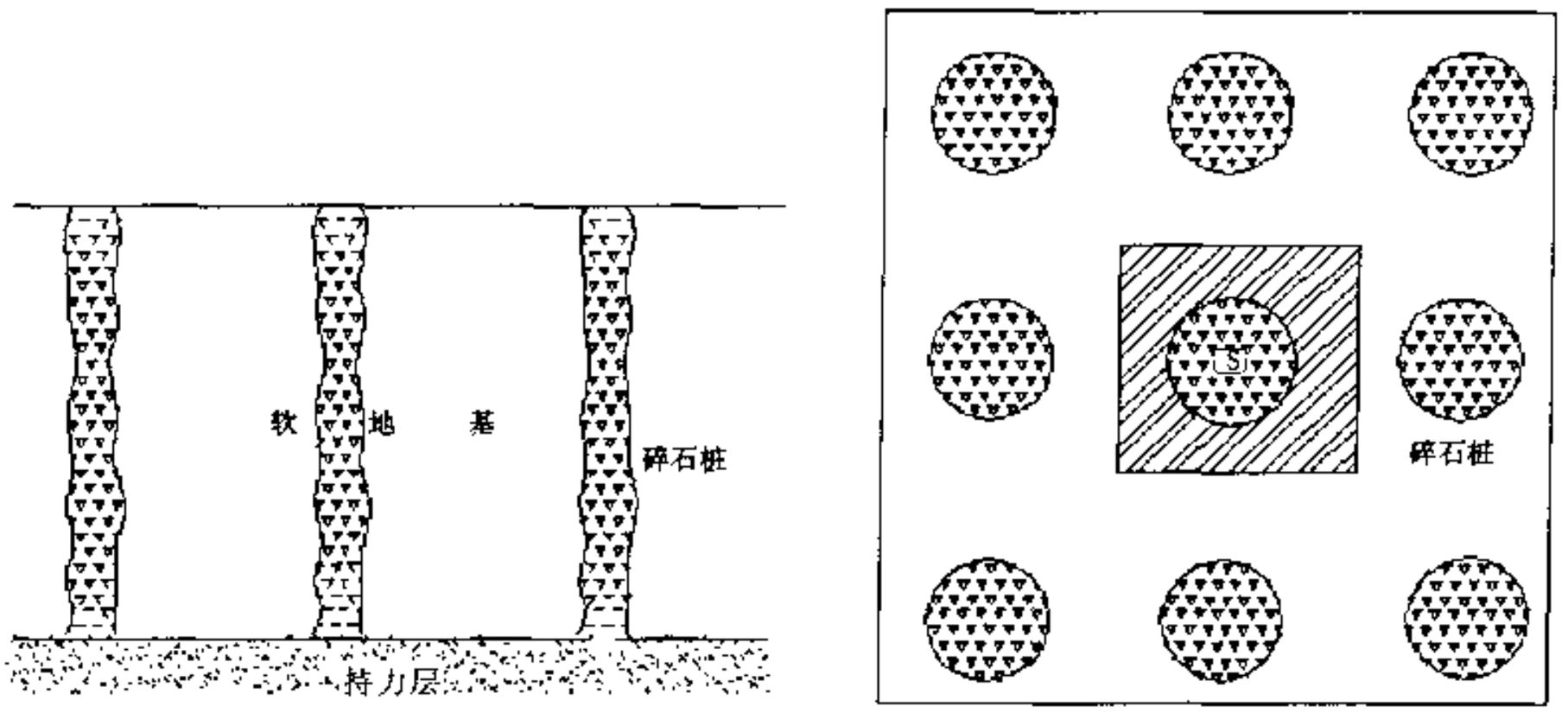
软土、淤泥等软弱地基需要进行加固处理，夯实、挤密、土石置换、复合地基或桩基建造等。如图 8.16 为软地基中进行碎石桩加固法示意图，图 8.16（a）为地基加固断面图，8.16（b）为地基加固平面图。加固处理后必然导致地基的物理力学性质的变化，波速值的改变。因此在加固前后必须对地基作出评价，目前常采用面波探测法对地基的加固处理效果进行评价。该方法是利用 V_R 值按相关的规范规定给出地基的承载能力（表 8.4 是冶金部沈阳勘察研究院得出的统计结果）；在测量现场可分别实测出碎石桩及桩间土的 V_R 值，从而给出桩和土的容许承载力 $R_{桩}$ 和 $R_{土}$，则复合地基的容许承载力为

$$R_{复} = (R_{桩} - R_{土})m + R_{土} \tag{8.37}$$

式中的 $m = \dfrac{\text{碎石桩截面积}}{\text{平均单桩所占面积}}$。

表 8.4　V_R 与 $[R]$ 的关系表

粘性土	V_R/(m/s)	100～125	125～150	150～175	175～200	200～225	225～250
	$[R]$/(kPa)	70～105	105～135	135～170	170～206	206～245	245～288
砂土	V_R/(m/s)	100～125	125～150	150～175	175～200	200～250	250～300
	$[R]$/(kPa)	70～95	95～115	115～145	145～170	170～245	245～330



(a)　(b)

图 8.16　碎石桩复合地基示意图

第三节　地震层析技术

一、层析技术概述

地震层析技术是在80年代兴起，在近几年得到迅速发展的一种地球物理反演解释方法。这种技术借鉴了医学上CT技术X射线断面扫描诊断的基本原理，利用大量的地震波信息进行特殊的反演计算，从而得到被测区内岩体地震波速度分布规律。与常规的地震穿透波速测定相比，地震层析成像技术具有较高的分辨率，更有助于全面细致地对岩体进行质量评价，圈定地质异常体的空间位置及分析岩体风化程度等。

众所周知，医学CT技术，又称为计算机辅助层析成像技术（Computer Tomography），是获得巨大成功的一种反演技术，二次获得诺贝尔奖。它的基本思想是从曲线积分中求取物性参数的空间分布，从而得到探测对象的精确图像。

地震层析成像是用层析成像的方法对地震数据进行处理，来重建地质体内速度分布的图像。但是，地震勘探的对象是地球，在CT技术的应用上与医学有很大差异。

第一：X射线在人体中可视为直线传播，而地震波射线在地层中传播并非直线，而是曲线或折线，这就使地震层析成像变为非线性问题。

第二：正常的人体构造是已知的，而实际的地质体构造是复杂的、未知的，因而地震勘探中资料采集方式受到很大限制，总存在不完全投影（即某些区域数据缺乏）问题，无法直接借用医学CT的精确计算方法。

第三：CT可以在人体周围扫描，而地震波的激发接收要受到空间的限制。

基于上述差异，可知地震层析技术比医学CT技术要困难得多。目前，地震层析技术中的许多技术性问题还正在摸索和研究之中，在地质条件有利的情况下，已有了一些成功的实例。可以预见，地震层析成像技术在工程勘探中会有广泛的应用前景，这项技术也将会有重大进展。

二、层析成像的基本理论（拉冬变换）

拉冬（Rodon）变换是医学CT技术、地震层析技术等的数学理论基础。

1．投影—拉冬正变换

设二维域中存在一未知的连续函数 $f(x、y)$，令 Oxy 坐标系逆时针旋转 θ 角，形成 Ovu 坐标系，如图8.17所示。将 $f(x,y)$ 沿平行于 u 轴方向的射线 L_1 做线积分，设为 $P_\theta(t_1)$

$$P_\theta(t_1)=\int_{L_1} f(x,y)\,\mathrm{d}s \tag{8.38}$$

为讨论方便，用 δ 函数来表示 t_1 与向径 r 之间的关系

2. 反投影成像——拉冬逆变换

反投影成像即由投影来重建图像，这一过程叫做拉冬逆变换。将式（8.42）中一系列$P_\theta(t)$作反投影，得目标函数

$$f(x,y)=\int_0^{\pi}P_\theta(x\cos\theta+y\sin\theta)\mathrm{d}\theta \tag{8.43}$$

式（8.43）就称为拉冬逆变换

反投影成像时，为消除“月晕效应”，需做适当的滤波，滤波反投影形成的拉冬逆变换为

$$f(x,y)=\int_{\pi/2}^{\pi/2}\left[\int_{-\infty}^{\infty}(-\frac{1}{2\pi^2S^2})P(x\cos\theta+y\sin\theta-s,\theta)\mathrm{d}s\right]\mathrm{d}\theta \tag{8.44}$$

实际应用时，需将式（8.44）离散化、有限化。

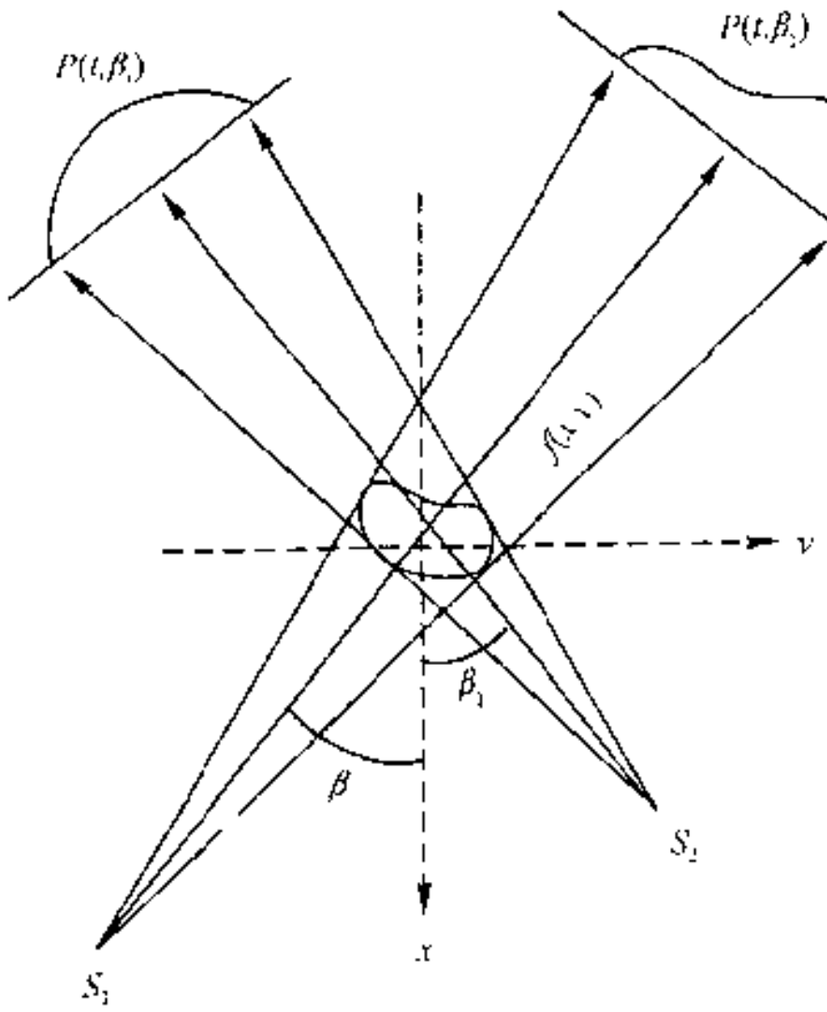


图 8.19　扇形射线投影

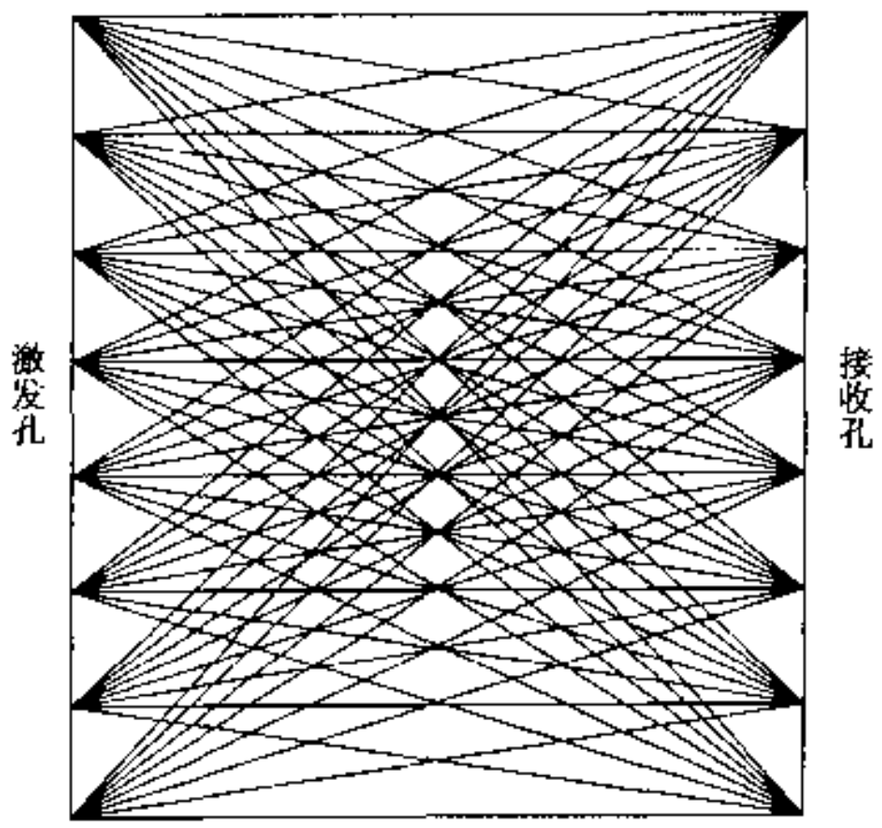


图 8.20　观测系统示意图

三、地震波透射层析成像原理

地震层析一般可分为反射层析、折射层析和透射层析三种。由于反射层析和折射层析受地质体空间的影响因素太多，在生产中还很少得到实际的应用；而透射层析是在钻孔中进行，影响因素相对较少，技术的发展比较快，在生产中已有很多成功的应用实例。因此本书只对透射层析进行讨论。

1. 观测系统

为了探明工程岩体的内部结构及性质，通常在岩体两钻孔之间以及地面与钻孔之间采用

一发多收的扇形透射观测系统，组成致密交叉的射线网络。图 8.20 为两钻孔之间的扇形透射观测系统示意图。

2. 透射层析成像原理

地震波透射层析成像是利用地震波对于地质体的透射投影（即地震记录），通过拉冬逆变换来重新构成地震波速度场的分布形态，根据地震波速度与地质体的对应关系，进行岩体的分类和评价。

地震波速度和岩体特性一般都具有较好的对应关系，致密完整的岩体地震波速度较高，而疏松破碎的岩体地震波速度较低。对于整个围岩而言，当其是均匀介质时（没有异常体），地震波的穿透速度是单一的，当有低速介质或高速介质存在时（视为异常体），地震波穿透这些低速或高速介质时则产生时间差（旅行时增加或减少）。根据一条射线所产生的时间差来判别异常体的具体位置是困难的，因为它的位置可能在整个射线的任何一处，这时如果再有另一条（或多条）射线在同一低速或高速介质中穿透，则这一低速或高速介质就具有一定的限定。采用相互交叉的致密射线穿透网络，对异常体在空间上就会具有较强的限定，层析成像就是运用适当的反演计算方法构制速度图像，从而获得地质体的速度场分布。

四、反演计算与图像生成

用不同方向上的大量地震波信息（地震记录）去得到被测区域内岩体波速的分布规律叫做图像重建或叫反演。地震层析技术中，反演大致分为变换法和迭代法两大类。变换法用富立叶变换和褶积反投影实现拉冬逆变换，达到图像重建的目的，这种方法目前在地震层析技术中应用不多，本节主要介绍迭代法。

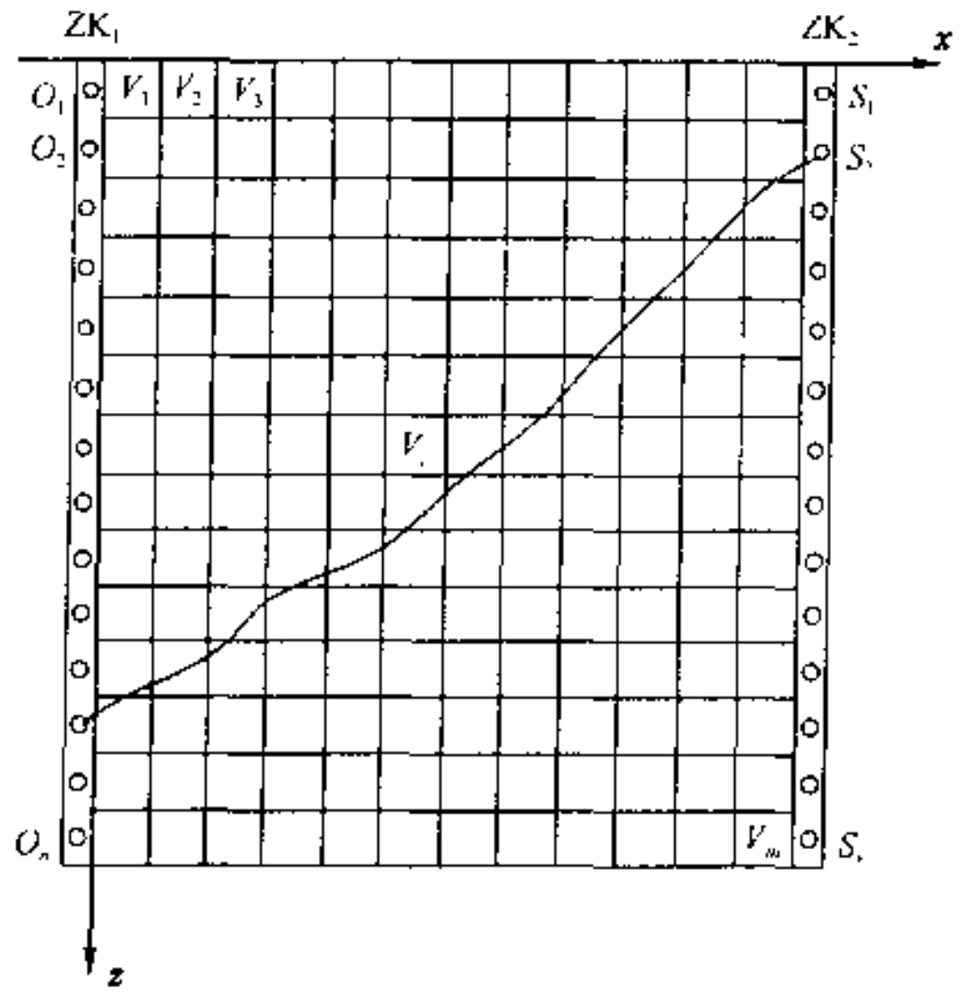


图 8.21　井间层析格网示意图

1. 矩阵求逆法

如图 8.21 所示，首先把两钻孔之间的断面划分成许多等面积的小方格（成像单元），其目的是实现地震波透射空间的离散化。假设 V_j 为第 j 个成像单元的地震波速度值，那么对于每条地震波射线的旅行时方程可表示为

$$T_i = \int_{l_ij} \frac{1}{V_j(x,z)} \mathrm{d}l \qquad (8.45)$$

$$= \int_{l_ij} S_j(x,z)\mathrm{d}l$$

式中：i=1，2，3，…，n；j=1，2，3，…，m；n——射线总条数；m——成像单元

的个数；T_i——第 i 条射线的总旅行时；$V_j(x, z)$）第 j 个成像单元的速度值；$S_j(x, z)$——第 j 个成像单元的慢度值（即速度的倒数）；l_{ij}——第 i 条射线通过第 j 个成像单元内的长度；$V_j(x, z)=1/S_i(x, z)$。

将每个成像单元的 $V_j(x, z)$、$S_j(x, z)$视为常数；则可将式（8.36）写成级数求和的形式。

$$T_i = \sum_{j=1}^{n} l_{ij} S_j(x, z) \tag{8.46}$$

从数学角度看，式（8.46）实际上是一个线性方程组：

$$\left.\begin{aligned} T_1 &= l_{11}S_1 + l_{12}S_2 + \cdots + l_{1m}S_m \\ T_2 &= l_{21}S_1 + l_{22}S_2 + \cdots + l_{2m}S_m \\ &\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ T_n &= l_{n1}S_1 + l_{n2}S_2 + \cdots + l_{nm}S_m \end{aligned}\right\} \tag{8.47}$$

它的矩阵表示形式为

$$[T]_{n\times 1} = [L]_{n\times m} \cdot [S]_{m\times 1} \tag{8.48}$$

式中：$[L]$ 为一个（$i_{max} \cdot j_{max}$）的系数矩阵，其中 i_{max} 为穿过要讨论的区域的全部射线数，j_{max} 为要讨论的区域的全部成像单元数。$[L]$ 是一个相对松散的矩阵，因为任何一条射线通常只会穿过研究区中部分单元。

由式（8.48）可知，只要矩阵$[L]$建立了，求它的逆$[L]^{-1}$，则矩阵$[S]$就可以很容易地求得，因而各成像单元的速度可以求得。只要将单元划分得足够精细，求出的速度值可以逼近任何形式的速度函数。这就是矩阵求逆法的基本原理。

地震勘探中，只要介质速度有变化，射线就不是直线。这使问题变得相当复杂，因为要知道射线路径，首先必须知道地下介质速度的分布。也就是说，要建立矩阵$[L]$求矩阵$[S]$，首先必须知道$[S]$，即“对问题求解需要事先知道解”。对这种解奇异和病态方程组，通常采用迭代方法求解。

首先给出一个初始假设模型，此模型越接近于真实模型越好。在此模型中进行射线追踪，求出射线，建立矩阵$[L]$。将计算出来和第 i 根射线旅行时 T_i' 与观测到的该射线旅行时 T_i 相减，得到对初始模型运行时的扰动值为

$$\begin{aligned} \Delta T_i &= T_i - T_i' \\ &= \sum_{j-1}^{m} l_{ij} S_j(x, z) \end{aligned} \tag{8.49}$$

式中，ΔT_i 为对初始模型的慢度扰动值。上式同样可以写成矩阵方程形式

$$[\Delta T] = [L] \cdot [\Delta S] \tag{8.50}$$

于是，由$[L]$的逆$[L]^{-1}$可以求出$[\Delta S]$，然后再对初始模型各成像单元中的慢度进行修正。

$$[S_{新}] = [S_{旧}] + [\Delta S] \tag{8.51}$$

得到一个修改过的新模型。再追踪射线，建立新的矩阵，求逆，又可得到新的修正值，……此过程可以反复迭代多次，直到达到事先给定的精度为止。

地震层析的对像是地下介质，目标很大。只要网格划分稍微精细一点，i_{max} 和 j_{max} 就相当大。因此，矩阵求逆法的计算量十分大，为减少占用计算机内存和提高计算速度发展了代数重建法。

2. 代数重建法

代数重建法（又称 ART 法）既保留了矩阵求逆法中对射线的考虑比较灵活、不限于直射线的优点，又克服了矩阵求逆法中计算速度慢，占用计算机内存多的缺点，是目前应用较广的一种方法。

与矩阵求逆法相似，代数重建法的基本思想是先给出每个单元内的初始模型（初始值 V_j 或 S_j），然后将所得到的投影值残差（慢度扰动值）一个一个沿其射线方向均匀地反投影回去，不断地修改 V_j 或 S_j 值，直到达到规定的精度为止。

以上过程用数学表达式表示：

$$S_j^{(0)} = \text{初始值}$$

$$S_j^{(k+1)} = S_j^{(k+1)} + \frac{T_i - \sum_{j=1}^{m} l_{ij} S_j^{(k+1)}}{\sum_{j=1}^{m} l_{ij}^{\ 2}} \cdot l_{ij} \tag{8.52}$$

式中：$S_j^{(k+1)}$ 为第 j 个单元内第 $k+1$ 次迭代的慢度值；$S_j^{(k)}$ 为第 j 个单元内第 k 次迭代的慢度值。式（8.52）即为一般的 ART 计算式。

从数学上讲，式（8.52）就是在逐次计算中产生一系列 $S_j^{(1)}$，$S_j^{(2)}$，$S_j^{(3)}$ …，使得当 k 足够大时，这个序列收敛于所要求的估计值 S。对于不同的实际问题，发展了一系列 ART 算法，但用得最普遍的是阻尼 ART 算法。

$$S_j^{(0)} = \text{初始值}$$

$$S_j^{(k+1)} = S_j^{(k)} + \lambda \frac{T_i - \sum_{j=1}^{m} l_{ij} S_j^{(k)}}{\sum_{j=1}^{m} l_{ij}^{\ 2}} \cdot l_{ij} \tag{8.53}$$

式中的 λ 为阻尼因子。当 $0 < \lambda < 2$ 时，式（8.53）是收敛的。从表面上看，式（8.53）只比式（8.52）多了一个阻尼因子，但这个阻尼因子为加快收敛速度，提高计算精度和压制噪声起着非常重要的作用。

完成上述迭代运算后，便可将反映地质异常体的速度等值线绘制出来，这样就完成了根据地震记录进行反演的图像重建。

$$m_x(t) = \lim_{n\to\infty} \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n} x_k(t) \tag{8.54}$$

$$R_x(t, t+\tau) = \lim_{n\to\infty} \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n} x_k(t) x_k(t+\tau) \tag{8.55}$$

式中 $m_x(t)$为这一随机过程的均值，$R_x(t, t+\tau)$为自相关函数，τ 为时间位移。

(2) 具有各态历经性质

即在某观测点上某次波形的某段观测曲线的概率特征值就能代表其总体平均值，即

$$R_x(\tau, k) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{T} \int_0^T x_k(t) x_k(t+\tau) \mathrm{d}t \tag{8.56}$$

(3) 微动源为白噪声

即波形 $X(t)$由无数多个频率分量，由强度相等的正弦波叠加而成。

由于微动的复杂性，一些学者认为这一随机过程不一定具有各态历经性质，即在某观测点上某次波形的某段观测曲线的概率特征值不能代表总体平均性质。当振源密度函数（振源数/面积）随时间变化时，必将引起增益特性和周期特性的差异。为了使常时微动资料能反映出某观测点上真正的地基振动特性，只有采用多次重复观测的办法。有人统计用 20 次以上观测结果的平均频谱所得到的卓越周期才是稳定的。

2. 常时微动的时间性

研究表明，在不同的时间测量，常时微动的卓越周期变化不大，比较稳定，如图 8.23(a)所示。而振幅随时间有较大变化，如图 8.23(b)所示。在一天里，白天振幅较大，功率谱的形状亦较复杂。夜间，特别是午夜，功率谱的形状几乎没有什么变化，比较稳定。

另外，常时微动与气象变化也有一定关系，如风速超过 5m/s 时，长周期波将占优势；降水量超过 30～40mm 时，中长周期波占优势；地表冻结时，短周期波占优势。因此，为了得到地基振动的可靠信息，常时微动的测量应选择在夜间及风力较弱时进行，在观测地点上应注意避开特定的振动源，并选择平坦的地方安置检波器(用于天然地震观测时称为“拾震器”)。

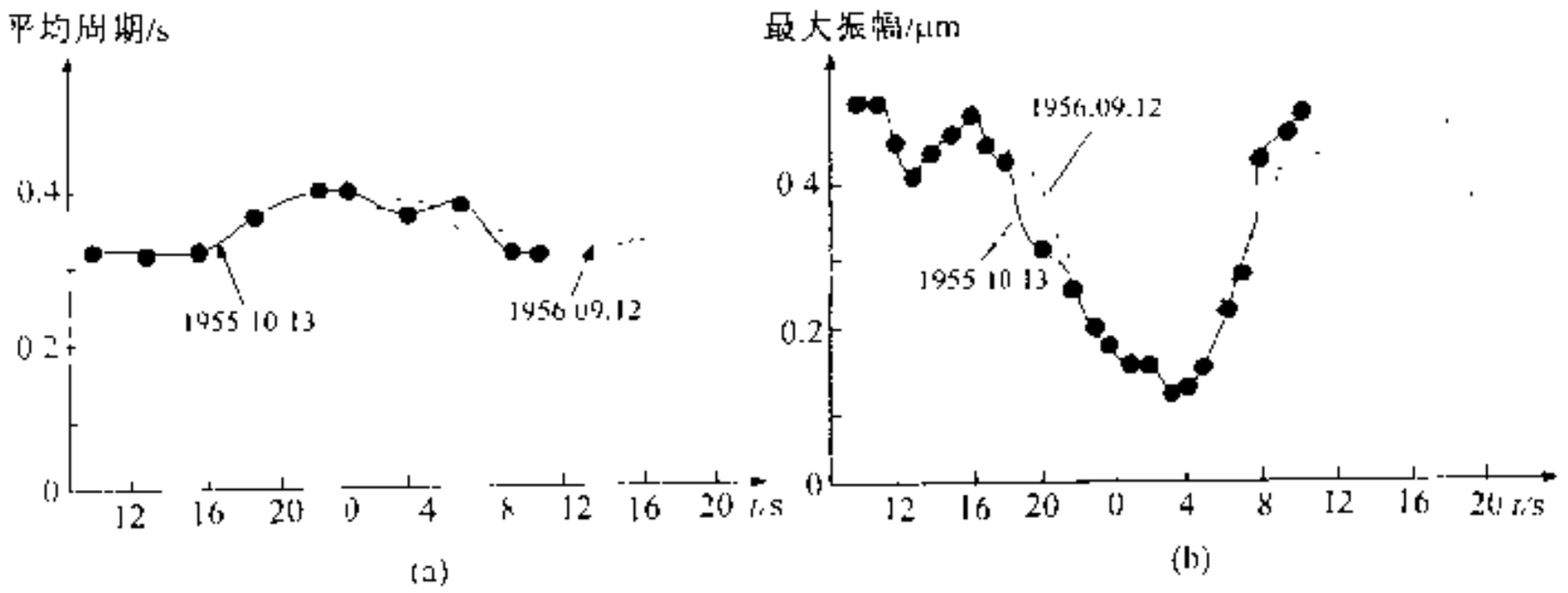


图 8.23　常时微动的时间特性

(a) 卓越周期随时间的变化；(b) 最大振幅随时间的变化

三、常时微动测量方法

常时微动测量，一般分为地下、地表和建筑物中三种方式，图 8.24 为测量系统示意图。

在地表或建筑物中测量时，应选择没有工业交通和其他噪声震源时进行，测点应平坦，以便于安置和调整（调平和对准方向）拾震器。在建筑物上测量时，测点应选在主轴上。地下测量多在钻孔中进行，测量深度根据目的而定，放在基岩面上或建筑物的持力层上。

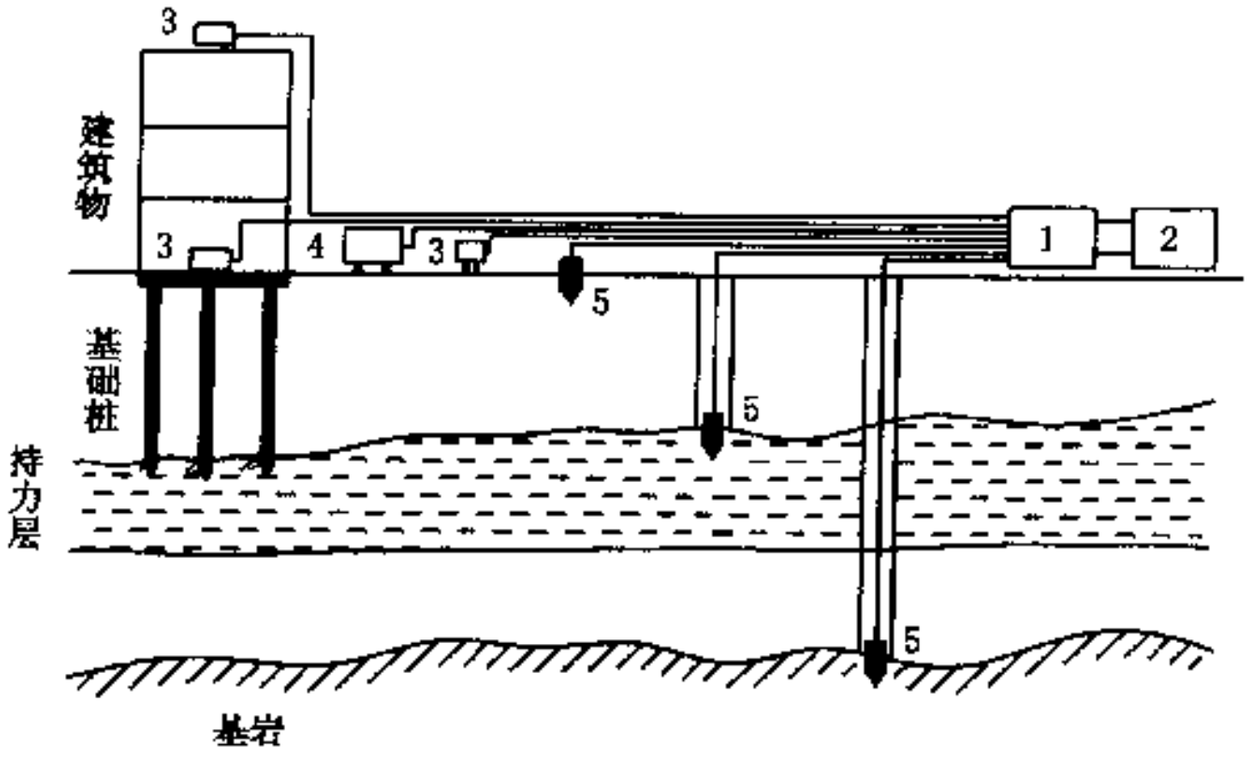


图 8.24　常时微动测量系统示意图

1. 采集仪；2. 计算机；3. 短周期检波器；4. 长周期检波器；5. 井中检波器

拾震器一般采用固有周期为 1s 的速度型电磁式拾震器，其输出电压与地基振动速度成比例。这类拾震器的体积较通常地震勘探用的检波器体积大，有的为长方体，有的为圆柱体，重量从几公斤到十几公斤不等。地面测量时可测两个水平分量（北、东）或 4 个水平分量（北、东、北东、南东）；井中拾震器采用带有三分量（两个相互垂直的水平分量、一个垂直分量）换能器的圆筒式拾震器；在高层建筑物中测量时，需采用周期大于 1s 的长周期拾震器。记录仪器可采用武汉岩土所产的 RSM 采集仪，配合笔记本式计算机进行波形的监视和记录。整个采集系统的工作原理与地震仪的工作原理相似。

四、常时微动的资料处理和解释

常时微动测量主要是求得微动的振幅与周期，它们是说明地基振动特性的物理量，通常是计算出它的周期频度谱和富氏谱曲线来求得地基评价所需的参数。由于常时微动是一个随机过程，还可以用相关函数、功率谱等数据处理方法来对它的振幅特性进行分析。因此，常时微动的资料处理一般可用周期频度分析和频谱分析两种方法。

1. 周期频度分析

周期频度分析是研究振动周期出现的频度的一种数据处理方法，是一种简易分析方法。

具体做法是：在连续记录数分钟的常时微动记录中，选择一段质量良好的记录，对记录段中所含的周期进行频度分析，作出周期频度曲线（如图 8.25 所示），其中出现次数最多的周期就是卓越周期（曲线上最大峰值点所对应的周期，也称优势周期），记录中周期最长的称最大周期，用出现于记录波形上的波数除以记录时间长度所得的周期称平均周期。

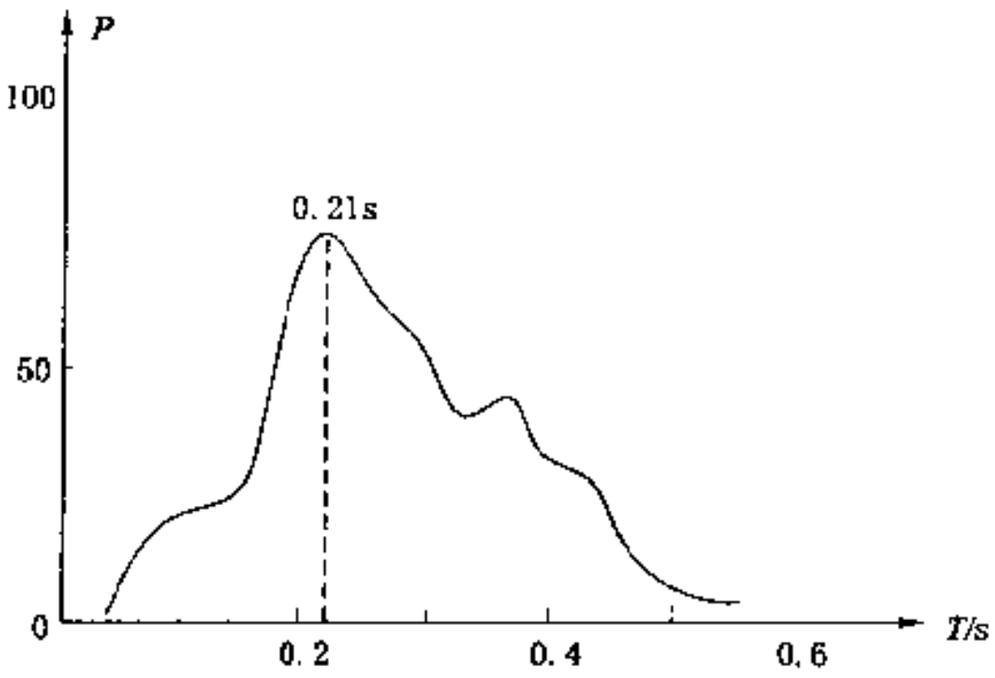


图 8.25　周期频度曲线

这种方法只是一种近似方法，早期多以手工进行，后来用频度分析仪进行，其分析结果可近似代替频谱分析。但目前由于计算机的普及，频谱分析已成为波形频率特性分析的主要方法。

2. 频谱分析

对常时微动这样一种随时间作不规则振动的量，通常采用功率谱分析法。设常时微动时间域函数为 $X(t)$，则将它变换到频率城的富氏积分为

$$X(\omega)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}X(t)\mathrm{e}^{-i\omega t}\mathrm{d}t \tag{8.57}$$

具体处理时，将记录时间分成若干段，对每个时间段分别进行富氏积分

$$X(\omega)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}}X(t)\mathrm{e}^{-i\omega t}\mathrm{d}t \tag{8.58}$$

功率谱 $P(\omega)$用 $X(\omega)$和它的共轭复数 $X(\omega)$表示，则

$$P(\omega)=\frac{1}{T}X(\omega)\cdot X^{*}(\omega) \tag{8.59}$$

在实际解释中，将明显混入噪音的时间段剔除不用，用各时间段波形的功率谱 $P_n(\omega)$的算术平均值即可求得平均功率谱。

$$\overline{P}(\omega)=\frac{\sum_{n=1}^{N}P_n(\omega)}{N} \tag{8.60}$$

式中 N 为所取时间段的个数。

一般取 3～10s 为一个时间段，这样大约做 5～10 个时间段的功率谱取平均值，就能得到该观测点的稳定的功率谱。

以信号波形的平均功率谱为纵坐标，以频率为横坐标，就得到一条常时微动波形记录的功率谱曲线。我们把平均功率谱（即幅度值）出现最大值时的频率称为卓越频率，卓越频率的倒数即为卓越周期。图 8.26 为常时微动的波形记录经频谱分析后的功率谱曲线，从功率谱曲线中可求得地基的常时微动的卓越周期。

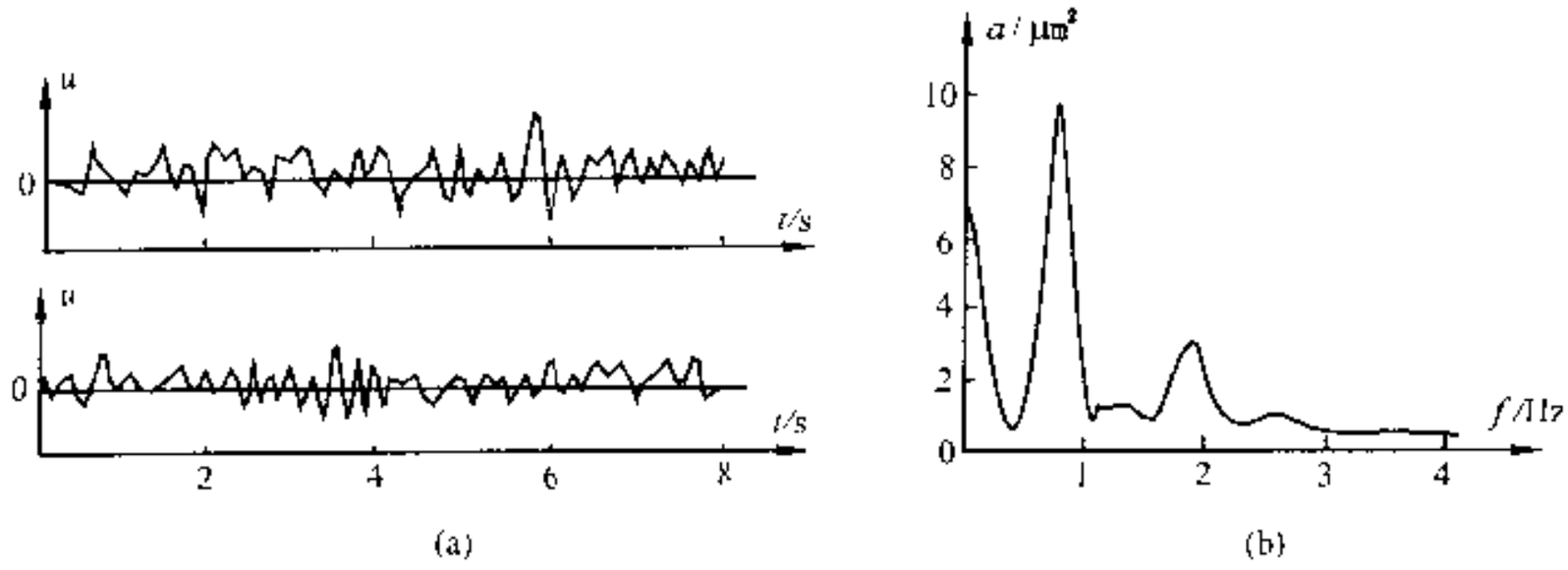


图 8.26

（a）原始波形记录；（b）功率谱

五、常时微动在工程中的应用

常时微动是研究地基土动力特性的方法之一。根据常时微动的测量就可知道地震时地基的振动特性，从而对场地土进行类别划分，了解场地土的动态变化与建筑物固有周期的关系，为工程抗震设计提供依据。

1. 划分场地土类别

常时微动的振动特性与地基的构造和振动特性有关。大量实际资料表明，就功率谱而言，较坚硬密实的砂类土的优势频率（卓越频率）较高，较软弱疏松的砂性或粘性土的优势频率较低，呈现地基越软弱、优势频率越低（即卓越周期越高）的倾向。因此可按常时微动的卓越周期来进行地基分类。

我国在 1964 年地震区建筑设计规范中，曾把常时微动的卓越周期规定为划分场地类别的一个定量指标，如表 8.5 所示。

2. 地基参数的推算

(1) 推算平均横波速度

日本学者田中爱一郎（1988）在常时微动和场地分类关系的研究中提出用常时微动观测结果推算地下 30m 内各类土层的平均 S 波速度的经验公式

$$V_S(\mathrm{m/s}) = \alpha \cdot 160[T_m(\mathrm{s})]^{0.668} + \beta \cdot 200[A_m(\mu\mathrm{m})]^{0.348} \tag{8.61}$$

其中 V_S 是地表 30m 厚土层的平均横波速度；α、β分别为考虑场地周期和振幅影响的权系数；T_m 为常时微动的平均周期；A 是常时微动的最大振幅。

表 8.5　场地类别的划分

地基分类	地层岩性	卓越周期/s
I	基岩	0.1～0.2
II	洪积层（硬、厚状砂砾层、含砂硬粘土）	0.2～0.4
III	冲积层（软、厚状粉细砂、亚粘土）	0.4～0.5
IV	淤泥及人工土	0.6～0.8

在长春市地震小区划中，研究人员曾用此公式推算了各类地基类别与平均横波速度的关系。I 类地基为 600m/s，II 类地基为 400m/s，III类地基为 250m/s。

(2) 推算地基特性值

根据常时微动的观测结果，可以得到卓越周期。如果土层的 S 波速度已知，就可按下式近似确定地层的厚度（或地基持力层的埋深）。

$$T = 4\sum \frac{H_i}{V_{Si}} \tag{8.62}$$

式中 H_i 为地层的厚度（m），V_{Si} 为地层的 S 波速度(m/s)，T 为基于 1/4 波长法则的地基固有周期（s），与常时微动的卓越周期相当。

上式中，如果已知地层的 S 波速度和卓越周期，则可反演出地层的埋深；如果已知地层的埋深和卓越周期，则可反演出地层的 S 波速度。

在厦门市美景花园工地常时微动测量中，研究人员根据地基分类方案得出该地基为三类地基，并统计出该地基卓越周期 T_m=0.256ms，卓越周期所对应的振幅 A_m =2.5 μ m，那么根据式（8.61）可推算出地基表层的平均 S 波速度 V_S=271m/s。因此，据式（8.62）可推算出地基软弱层的厚度为 H=17.3m，这与钻探结果软弱层平均厚度 18.7m 误差仅为 7.5%。

3. 进行地震小区划

(1) 常时微动与震害

建筑物整体有自己振动的固有周期，它在外力作用下也将随之振动。当作用力很小时，建筑物并无受振感觉，当作用力很大时（如地震），建筑物在强大的地震波（主要是 R、S 波）的作用下将随之振动。当地震波的优势周期与建筑物的固有周期一致时，将出现共振现象，这样会大大增加建筑物的振动幅度，使之承受过大的荷载而遭破坏。

实测表明，常时微动测定的地基卓越周期与地震优势周期有明显的对应关系。因此，卓越周期对建筑物的抗震设计有着重要的现实意义。若地基卓越周期与建筑物固有周期一致，在地震发生时将出现共振。其规律为：在地基厚度相同时，地基越硬，卓越周期越短，短周期刚性建筑易损坏；地基越软，卓越周期越长，长周期柔性建筑易破坏。

1966 年河北邢台地震，在某个烈度异常区观测了地面的常时微动，发现常时微动与震害

有明显的关系。表层黄土较薄（小于 10m）、卓越周期小于 0.1s 的地区，房屋破坏很轻；表层黄土较厚（20～30m）、卓越周期稍长（0.17～0.23s）的地区，房屋破坏严重；表层黄土很厚（大于 30m）、卓越周期大于 0.23s 的地区，房屋破坏反而减轻。结果表明震害与卓越周期存在着一定的关系。

(2) 常时微动与建筑物抗震设计

以上讨论表明，在进行建筑物抗震设计时，要使建筑物自振周期远离场地的卓越周期，以免地震时发生共振，从而达到抗震防灾的目的。一般情况下，可选择适当的地层做持力层，加大建筑物的基础及埋深，或者增加建筑物的整体刚度。这样，就会增加建筑物埋置部分的阻尼。而阻尼越大，结构物振动的振幅就越小，受震害也就越小，另外，增加建筑物的整体刚度，可提高其自振频率，降低固有周期，使之避开场地的卓越周期。

(3) 常时微动与地震小区划

从以上讨论可知，地基的振动特性，可用常时微动的卓越周期来表征。如果在某地区不同地点做了大量的常时微动观测，获得了不同地点的振动特性数据，就能依据振动特性的不同，划分不同的地基。许多城市的地震小区划都把常时微动的测量作为场地土动力特性调查的一个手段，将常时微动的分析结果作为场地分区和表征场地动力特性的参考指标。

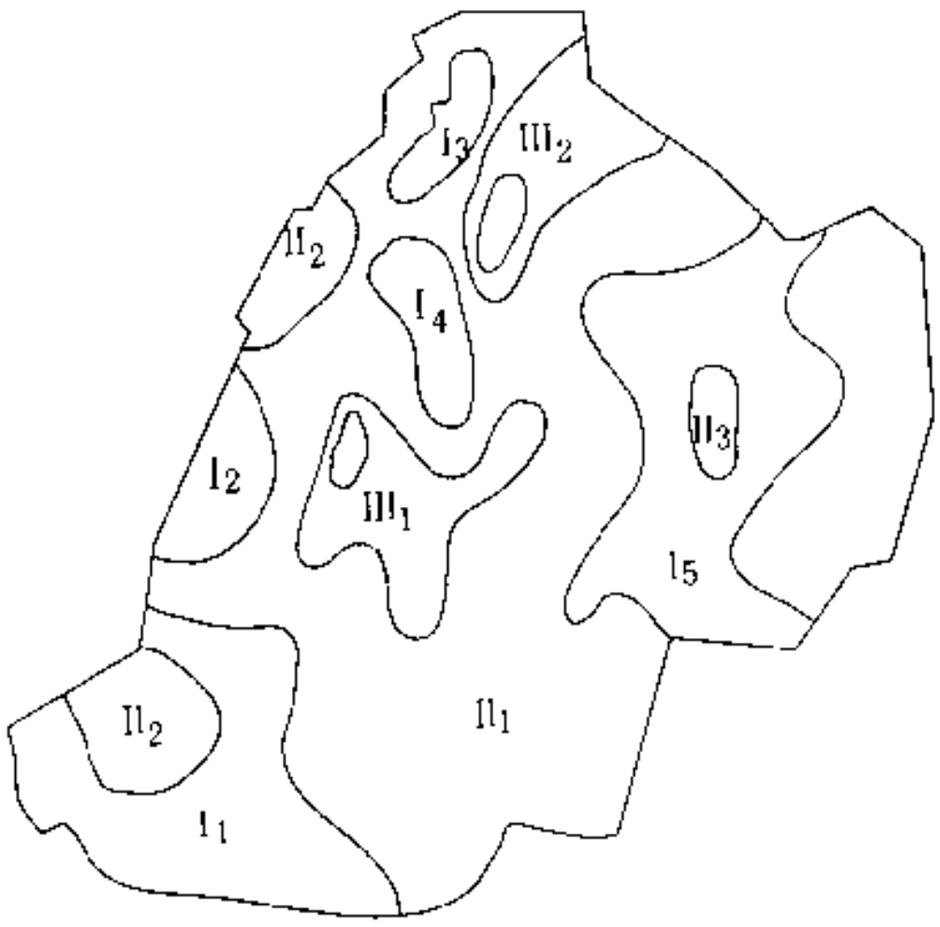


图 8.27　长春市常时微动地震小区划分区图

首先，按一定比例尺的测网进行常时微动测量，通过频谱分析，求出各点的卓越周期；然后依据工程地质资料，制定地基分类的判定准则；最后绘出工程地质小区划图。

如图 8.27 所示为长春市由常时微动观测结果所作的地震小区划分区图，分区的主要依据为功率谱的卓越周期。卓越周期 T_P<0.125s 为主构成的为 I 类场地，其中包括 I_1～I_5，场地整体刚度较大，表现为硬土类特征；卓越周期 T_P=0.3～0.7s 为主构成的为III类场地，其中包括III_1～III_3，III类场地为第四系沉积物较厚、场地整体刚度较小的软土地基；介于两者之间的是卓越周期 T_P=0.25s 的 II 类场地。

上面我们对常时微动的研究和应用作了一个十分简要的介绍。这种方法实际是被动式地震法的一种，其精度不很高，不能推断解释地基的详细构造，只能从整体上给出地基的动态特性。与其他物探方法相比，可以说是一条缺点。但从地震工程学的角度来看，这一条反倒成为这种方法的独到之处，因为地震工程学正是这样来考察地基特性的。

第五节　声波探测

一、声波探测概述

声波探测是通过探测声波或超声波在岩体内的传播特征来研究岩体性质和完整性的一种物探方法。由于它和地震勘探相类似，也是以弹性波理论为基础，因此放在浅层地震勘探新方法技术一章中一起进行讨论。

两者主要的区别在于工作频率的不同。声波探测所采用的信号频率要大大高于地震波的频率（通常可达 $n\times10^3\sim n\times10^6$ Hz），因此有较高的分辨率。但在另一方面，由于声源激发一般能量不大，且由于频率高、波长短，岩石对其吸收作用大，因此传播距离较小，一般只适用于在小范围内对岩体等地质对象进行较细致的研究。因为它具有简便、快速、便于重复测试和对岩石无破坏作用等优点，目前已成为工程地质勘查中重要的手段之一。

岩体声波探测可分为主动式和被动式两种工作方法。主动式测试的声波是由声波仪的发射系统或锤击等声源激发的；而被动式的声波是由于岩体遭受到或其他作用力时，在形变或破坏过程中由它自身产生的，因此两种探测的应用范围也不相同。

目前声波探测主要应用于下列几个方面：

(1) 据波速等声学参数变化规律进行工程岩体的地质分类；

(2) 根据波速随岩体裂隙发育而降低的规律，圈定开挖造成的围岩松弛带，为确定合理的衬砌厚度和锚杆长度提供依据；

(3) 测定岩体或岩石试样的力学参数；

(4) 利用声速及声幅在岩体内的变化规律进行工程岩体边坡和地下硐室围岩稳定性的评价；

(5) 探测断层、裂隙的延伸方向及长度等；

(6) 研究岩体风化壳的分布；

(7) 工程灌浆后的质量检测。

研究和解决上述问题，为工程项目及时而准确地提供设计和施工所需要的资料，对于缩短工期、降低造价、提高安全度等都有重要的意义。

二、声波探测原理及工作方法

1. 声波仪

声波仪主要由发射系统和接受系统两部分组成。发射系统包括发射机和发射换能器，接收系统由接收机、接收换能器和用于数据记录和处理用的计算机组成，如图 8.28 所示。

发射机是一种声源讯号发生器。其主要部件为振荡器，由它产生一定频率的电脉冲波，经放大后由发射换能器转换成声波，并向岩体辐射。

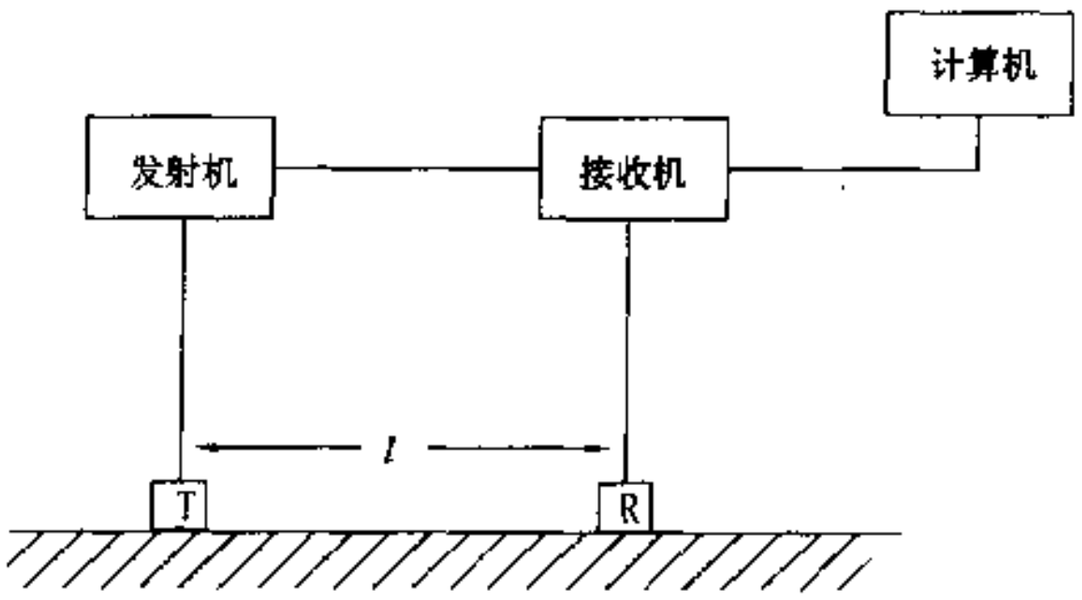


图 8.28　声波探测示意图

T—发射换能器；R—接收换能器

电声换能器是一种实现声能和电能相互转换的装置。其主要元件是压电晶体，一种天然的（或人工制造的）晶体或陶瓷。压电晶体具有独特的压电效应，将一定频率的电脉冲加到发射换能器的压电晶片时，晶片就会在其法向或径向产生机械振动，从而产生声波，并向介质中传播。晶片的机械振动与电脉冲是可逆的。接收换能器接收岩体中传来的声波，使压电晶体发生振动，则在其表面产生一定频率的电脉冲，并送到接收机内。

接收机是将接收换能器接收到的电脉冲进行放大，并将声波波形显示在荧光屏上，通过调整游标电位器，可在数码显示器上显示波至时间，若将接收机与计算机连接，则可对声波信号进行数字处理，如频谱分析、滤波、初至切除、计算功率谱等。并可通过打印机输出原始记录和成果图件。

2. 声波探测原理

声波在不同类型的介质中具有不同的传播特征。当岩土介质的成分、结构和密度等因素发生变化时，声波的传播速度、能量衰减及频谱成分等亦将发生相应变化，在弹性性质不同的介质分界面上还会发生波的折射和反射。因此，用声波仪器探测声波在岩土介质中的传播速度、振幅及频谱特征等，便可推断被测岩上介质的结构和致密完整程度，从而对其作出评价。

例如，当对某岩体（或硐）进行声波探测时，只要将发射点和接收点分别置于该岩体（或硐）的不同地段，根据发射点和接收点之间的距离l（图 8.28），以及声波在岩体中传播的时间t，即可由下式算出被测岩体的波速V：

$$V = \frac{l}{t} \tag{8.63}$$

此外，根据声波振幅的变化和对声波信号的频谱分析，还可了解岩体对声波能量的吸收特性等，从而对岩体作出评价。

3. 声波探测的工作方法

岩体声波探测的现场工作，应根据测试的目的和要求，合理地布置测网、确定装置距离、选择测试的参数和工作方法。

测网的布置应选择有代表性的地段，力求以最少的工作量解决较多的地质问题。测点或观测孔一般应布置在岩性均匀、表面光洁、无局部节理、裂隙的地方，以避免介质不均匀对声波的干扰。装置的距离要根据介质的情况、仪器的性能以及接收的波型特点等条件而定。

由于纵波较易识读，因此当前主要是利用纵波进行波速的测定。在测试中，最常用的是直达波法（直透法）和单孔初至折射波法，如图 8.29 所示。反射波法目前仅用于井中的超声电视测井和水上的水声勘探。陆地上的反射波法还处于试验阶段。

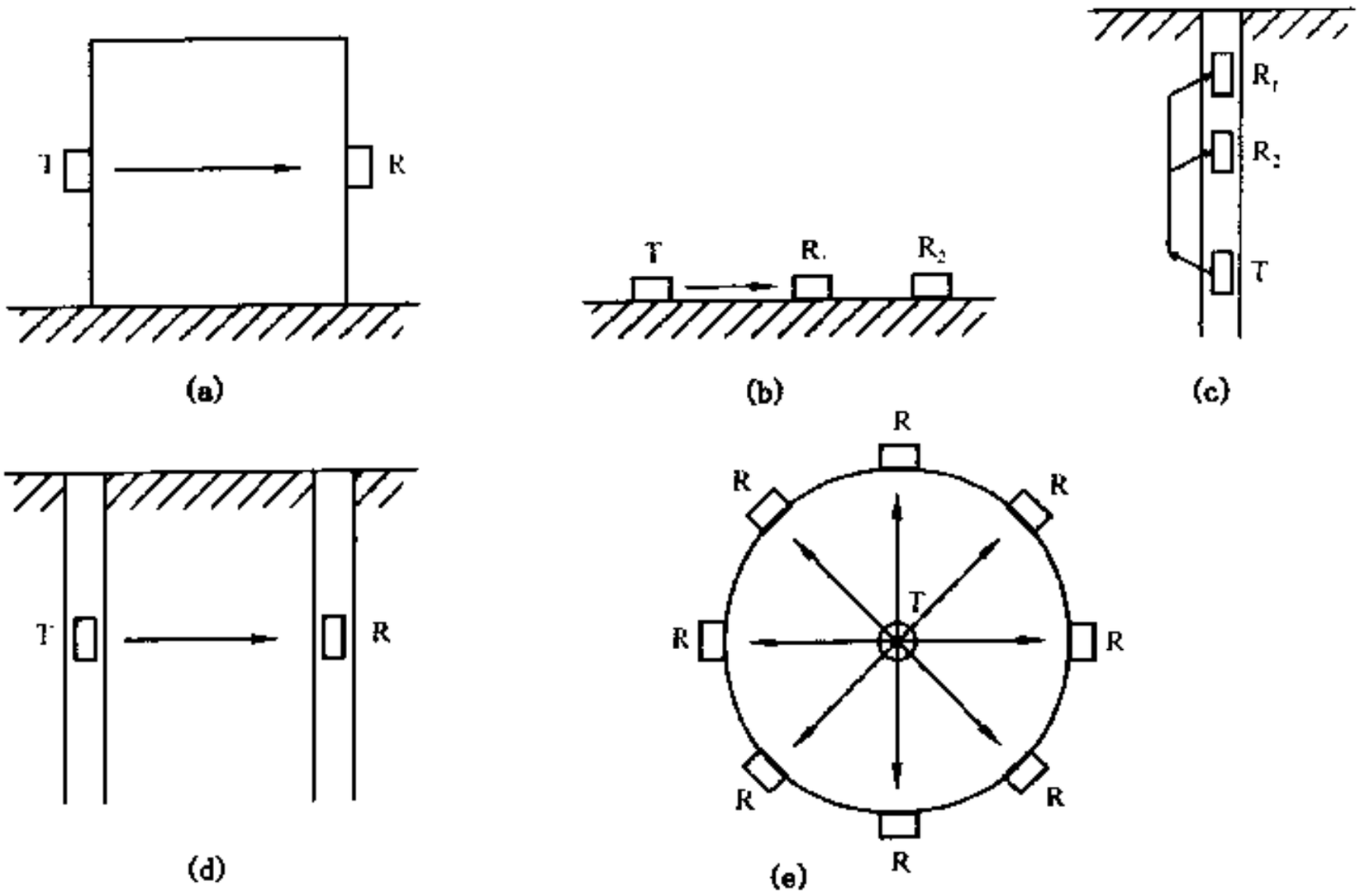


图 8.29　常用的几种现场工作示意图

（a）对穿直透法；（b）同侧直达波法；（c）单孔一发二收法；（d）双孔直透法；（e）单孔直透法

三、声波探测在工程地质中的应用

1. 岩体的工程地质分类

为了评价岩体质量，了解硐室及巷道围岩的稳定性，合理选择地下硐室或巷道的开挖方案，设计合理的支撑方案，都必须对岩体进行工程地质分类。

大量岩体力学实验表明，岩体的纵、横波速度与其抗压强度（R_c）成近似正比的关系。因此，强度高（或弹性模量大）的岩体具有较高的声速。另一方面，岩体的成因、类型、结构面特征、风化程度等地质因素，直接影响着岩体的力学性质，而岩体的力学性质又与声波在岩体中的传播规律有着密切的关系，这就是岩体声波探测之所以能作为岩体分类的主要手段的物理前提。

目前对岩体进行工程地质分类的声学参数主要是纵波速度 V_P，此外还有扬氏弹性模量 E、

（见表 8.7）。

表 8.7　岩体风化程度分级

风化等级	风化程度	岩体状态描述	风化系数
0	未分化（新鲜）	保持原有组织结构，除原生裂隙外见不到其他裂隙	<0.1
I	微风化	组织结构未变，沿节理面稍有风化现象，在临近部分的矿物变色，有水锈	0.1～0.25
II	弱风化	岩体结构部分或全部被破坏，节理面风化，夹层呈块状球状结构	0.25～0.50
III	强风化	岩体组织结构大部分或全部被破坏、矿物变质、松散、完整性差，用手可压碎	>0.50

(4) 衰减系数

声波在岩体中传播时，除波速发生变化外，振幅也要发生变化。试验表明，声波在不连续面上的能量衰减比较明显，因此，衰减系数 α 可以反映岩体的节理裂隙发育程度。可表示为

$$\alpha = \frac{1}{\Delta x} \ln \frac{A_m}{A_i} \tag{8.67}$$

式中 A_i 为固定增益时，参与比较的各测试段的实测振幅值，A_m 为其中的最大振幅值，单位为 mm；ΔX 为发射换能器至接收换能器的距离，即测试段的长度（单位为 cm）；α 表示参与比较的各测试段介质的振幅相对衰减系数（单位为 cm^{-1}）。

由（8.67）式可见，当 $A_i = A_m$ 时，相对衰减系数 α 为 0，表明该段岩体在参与比较的各测试段中质量最好；A_i 越小，α 就越大，表明该段岩体质量最差。因此，衰减系数不仅可用作岩体分类的指标，而且还可用于圈定工程爆破引起的周围岩体破裂影响范围等方面。

2. 滑坡、塌陷等灾害监测

滑坡、塌陷等灾害的监测是采用被动式的声波探测技术，及利用岩体受力变形或断裂时产生的声发射。岩体受力而发生变形或断裂时，以弹性波形式释放应变能的现象称为声发射。如果释放的应变能足够大，就会产生听得见的声音。在滑坡、塌陷等灾害发生前夕，由于微裂隙的产生而释放出应变能，这种应变能随裂隙的增多而扩张和增大，利用地音仪对岩体进行监测，就能预报滑坡、塌陷等灾害。

声发射现象的研究包括两方面内容：一是研究岩体声发射信号的时间序列和声发射源的空间分布，即声波的运动学特征；二是研究声发射信号的频谱与岩体变形及破坏特征的关系，即声波的动力学特征。

利用声发射研究岩体的稳定性，一般是利用地音仪记录发射的频度等参数作为岩体失稳的判断指标。所谓频度是表示单位时间内所记录的能量超过一定阈值（背景噪音）的声发射

次数，以 N 表示。

3. 声波测井

声波测井是利用声波在钻井中传播的各种规律来研究钻井剖面。由于声波测井仪发射的声波频率一般都大于音频，故又称之为超声测井。

声波测井的方法较多，在工程地质勘查中应用最多的是声速测井。声速测井的仪器目前有单发射双接收式（“一发二收”式）和井眼补偿时（“二发四收”式）两种，我们以前一种为例说明声速测井的原理。

如图 8.30 所示，声波测井仪的井中部分由超声波发射器 T 和接受器 R_1、R_2 组成。T 与地面上的脉冲信号源相连，R_1、R_2 则与电子线路构成的记录装置相连。

由 T 发射的声脉冲经泥浆传到井壁时，即沿井壁滑行且产生通过泥浆传到接收器的折射波。只要声波发生器与接受器之间的距离超过折射波的盲区范围，就能由记录装置将初至折射波旅行时记录出。令声波到达 R_1 和 R_2 两个接受器的旅行时分别为 t_1 和 t_2，则有

$$t_1 = \frac{AB}{V_{泥}} + \frac{BC}{V_{岩}} + \frac{CD}{V_{泥}} \tag{8.68}$$

$$t_2 = \frac{AB}{V_{泥}} + \frac{BE}{V_{岩}} + \frac{EF}{V_{泥}} \tag{8.69}$$

因为 R_1 和 R_2 之间的距离 ΔL 一般约在 0.5m，在此范围井内可以认为是不变的，于是 $CD=EF$，$\Delta L=DF=BE-BC$，可得

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{BE - BC}{V_{岩}} = \frac{\Delta L}{V_{岩}} \tag{8.70}$$

式中 ΔL 是到达两个接收器的初至折射波的时间差，记录点为 R_1 与 R_2 之间的中点，所得的测井曲线为连续的时差曲线，如图 8.31 所示。曲线上的 Δt 越小，所对应的岩层的声速 $V_{岩}$ 就越大。规定 ΔL 以 m 为单位，由（8.70）式可以算出：

$$V_{岩} = \frac{\Delta L}{\Delta t} \times 10^6 (\mathrm{m/s}) \tag{8.71}$$

声波测井的方法除声速测井方法外，还有声幅测井和超声电视测井方法。声幅测井是测量声波振幅，并根据其衰减特性来研究岩石结构及孔隙中液体性质的方法。超声电视测井是一种能直接观察井壁情况的方法。其换能器能随着深度的变化向井壁作螺旋状的连续声波扫描，即不停地向井壁发射脉冲声波，并不断接收由井壁反射回来的反射波。从而可得到反映整个井身面貌的图像记录，利用这种方法对测定井中的裂隙和破碎带等有较好的效果。

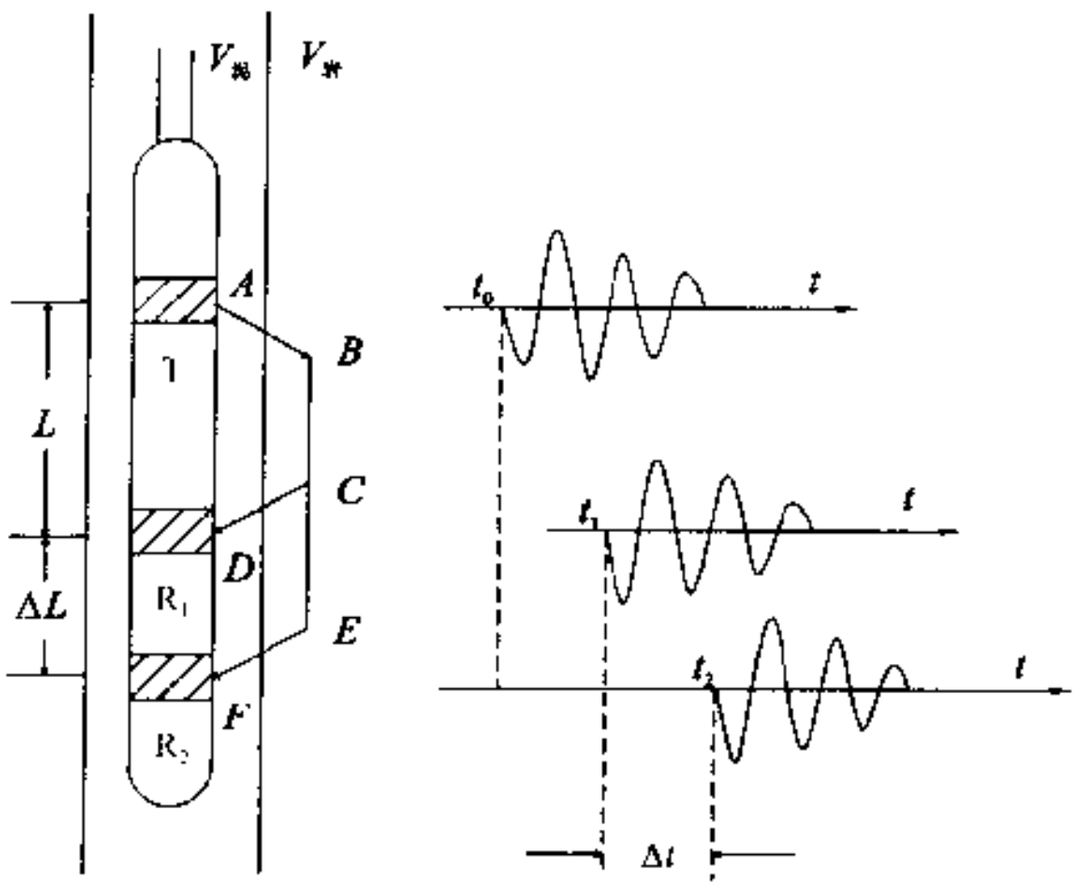


图 8.30　一发二收式声速测井原理图

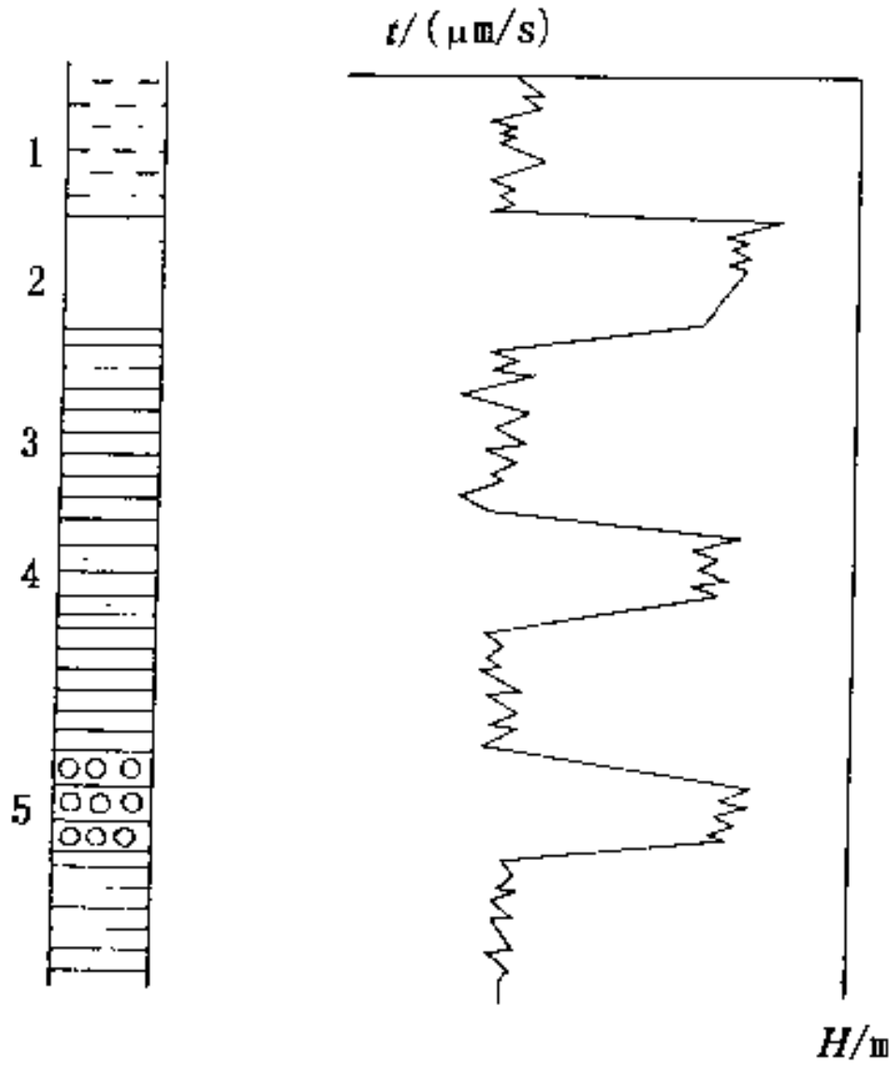


图 8.31　声速测井的声波时差曲线

1—粘土；2—砂；3—泥岩；4—砂岩；5—泥岩

习　题　八

1. 在利用 P 波反射资料处理的标准处理程序对 SH 波资料进行处理时，需注意哪几个问题？修改一些什么参数？

2. 稳态与瞬态瑞利波法之间有哪些共同点与不同点、优点与缺点？

3. 试述瑞利波场的主要特点和瑞利波法的应用范围？

4. 简述地震波层析技术的方法原理、应用条件和主要优缺点？

5. 试述地震波透射层析成像原理及矩阵求逆法重建图像的基本思路？

6. 在常时微动资料数据处理中：何谓周期频度法？何谓频谱分析法？各有什么作用？

7. 地基和建筑物常时微动的机因有哪些？观察常时微动的目的和意义是什么？

8. 工程岩体声波探测与浅层地震波速测试相比，有哪些共同点和不同点？它们各自的优缺点是什么？

9. 分别简述声波仪和声速测井工作原理？

10. 解释名词：

(1) 饱和砂土液化；（2）频散；（3）波长深度转换系数；（4）阻尼因子；（5）卓越周期；（6）拾震器；（7）电声换能器。

[38] 杨文采，地震层析成像在工程勘测中的应用，物探与化探，1993，No.3。

[39] 杨文采、李幼铭 等编著，应用地震层析成像，北京：地质出版社，1993。

[40] 周鸿秋等，折射波法反演 t_0 差数时距曲线法的自动化解释，物探与化探，1987，No.3。

[41] 张世洪，工程地震勘探的科技进展，物探与化探，1989，No.5.

[42] 赵鸿儒、郭铁栓等著，工程多波地震勘探，北京：地震出版社，1996。

[43] E.L.Majer，T.VmcEvilly，F.S. Eastwood and L.R.Myer，Fracture detection using P-ware and S-ware virtual seismic Profiling at the Geysers, Geophysics, Vol.53. No.7,1988.

[44] Ralph.W.Knapp and Don.W Steeples, High-resolution Common-depth-point reflection profiling: Field acquisition parameter design, Geophysics, Vol.51, No.2,1986.

[45] Ruhi Saatcilar and Nezihi Canitez, A method of ground-roll climination, Geophysics, Vol.53, No.7,1988.

[46] Tatham,R.H., and McCormack,M.D, Multicomponent seismology in petroleum exploration, Society of Exploration Geophysicists, U.S.A, 1991.

[47] Smartseis S12 exploration seismograph Operator's manual, U.S.A,1993

[Ｇｅｎｅｒａｌ　Ｉｎｆｏｒｍａｔｉｏｎ]
书名＝浅层地震勘探
作者＝
页数＝２３９
ＳＳ号＝１０５０１６３９
出版日期＝

封面
书名
版权
前言
目录
正文