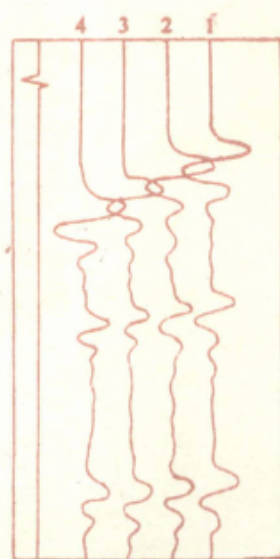
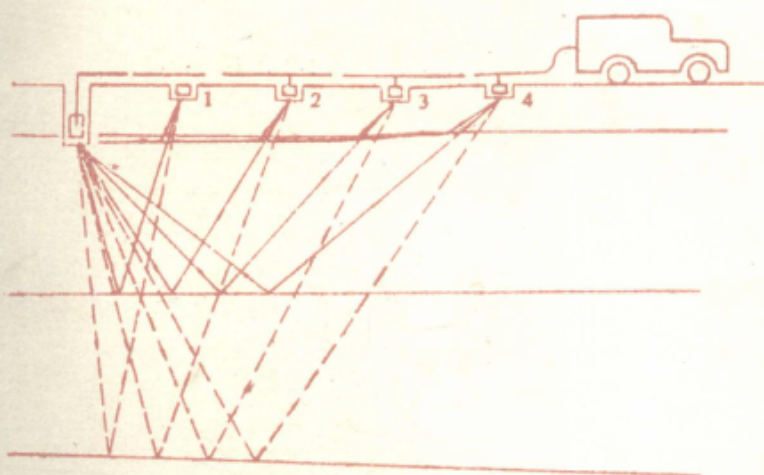


高等学校教材

地震勘探

(第二版)

钱绍瑚 编



中国地质大学出版社

ISBN 7-5625-0883-6/P·303

封面设计: 王涛 定价: 6.25 元

高等学校教材

地震勘探

(第二版)

钱绍瑚 编

中国地质大学出版社

· (鄂)新登字第 12 号 ·

内 容 提 要

本书系统地阐述了地震勘探的基本原理、方法、资料的处理和解释。为适应改革和拓宽专业面的需要,简要地介绍了高分辨率地震勘探、横波勘探、三维地震、垂直地震剖面等新技术和工程物探中浅层折射与反射、面波勘探、地质雷达、管道测量、桩基检测等内容。

本教材是在 1989 年出版的《地震勘探》基础上经修编而成的,在内容上作了精减与调整,使其更加系统完整,更加结合生产实际。该书可作为地质类专业学生学习地震勘探的教材,也可供石油物探专业学生和从事石油、煤田、工程勘探的技术人员参考。

高 等 学 校 教 材

◎ 地 震 勘 探

(第二版)

钱绍瑚 编

出 版 中国地质大学出版社(武汉市·喻家山·邮政编码 430074)

责任编辑 刘先洲 责任校对 熊华珍

印 刷 湖北人民大垸印刷厂

发 行 湖北省新华书店经销

开本 787×1092 1/16 印张 13 字数 330 千字

1993 年 6 月第 2 版 1993 年 6 月第 2 次印刷 印数 2001—4000 册

ISBN 7-5625-0883-6/P·303 定价 6.25 元

前 言

本教材是在1989年出版的《地震勘探》的基础上,根据四年来的教学实践和当前地震勘探在找油、找煤、城市物探等领域中的进展情况而修编的,对内容作了精选,保留了地震勘探中的经典内容,而删去了不切合实际纯理论的部分内容,编写中做到了内容连贯,一气呵成,提高了教材的科学性和教学适应性。为使新教材更符合学生学习、理解和掌握知识的规律性,书中各主要章节都遵循引言、主要内容、小结、习题的编写方法,以利于培养学生独立分析与解决问题的能力。

为了拓宽知识面,增强毕业生就业的适应性,新教材中除充实了近年来地震勘探的新技术外,还增加了工程物探的一些内容,使教材更具活力和时代性,也有利于培养学生追踪新技术的能力。

针对教学对象的特点,教材中突出了物理概念的论述,避免了繁琐的数学推导,还例举了一些生产实例。在教材编写中力求做到深入浅出、通俗易懂、形象生动,概念明确、重点突出。

讲授本教材需40—60学时,考虑到不同专业的教学要求,书中加“*”号的章节,可供选用。

教材中的图件由中国地质大学(武汉)绘图室潘利小姐清绘,仅表谢意。

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

1993年6月

目 录

绪论	(1)
第一章 地震波动	(3)
第一节 理想弹性介质与粘弹性介质	(3)
第二节 应力与应变	(4)
第三节 波动方程	(5)
第四节 地震波的基本类型	(8)
小结	(10)
思考题	(11)
第二章 地震波在弹性介质中传播的运动学和动力学特点	(12)
第一节 运动学的几个基本概念	(12)
第二节 动力学的几个基本概念	(18)
小结	(26)
思考题	(26)
第三章 地震勘探的地质基础	(28)
第一节 影响地震波在岩层中传播速度的地质因素	(28)
第二节 地震介质的划分	(31)
第三节 地震地质条件	(32)
小结	(34)
思考题	(34)
第四章 地震波时距曲线	(35)
第一节 反射波时距曲线	(36)
第二节 多次反射波的时距曲线	(46)
第三节 绕射波的时距曲线	(48)
第四节 折射波时距曲线	(49)
第五节 τ - P 域内各种波的运动学特点	(53)
第六节 有效波和干扰波	(54)
小结	(55)
思考题	(56)
第五章 地震信息的采集	(57)
第一节 地震测线的布置和试验工作	(57)
第二节 地震信息的激发	(58)
第三节 地震信息的采集系统——地震仪器	(62)
第四节 地震信息的接收	(67)
第五节 速度信息的采集	(83)
第六节 低速带资料的采集	(85)

第七节 海上地震信息的采集	(87)
小结	(87)
思考题	(88)
第六章 地震信息的数字处理	(89)
第一节 处理流程及预处理	(89)
第二节 水平叠加处理流程	(90)
第三节 数字滤波	(91)
第四节 反滤波	(92)
第五节 静校正	(93)
第六节 动校正	(102)
第七节 速度信息的提取——叠加速度谱	(103)
第八节 水平叠加处理与剖面的显示	(105)
第九节 叠加偏移处理	(107)
第十节 修饰性处理	(109)
第十一节 其他常用的一些处理方法	(110)
小结	(114)
思考题	(115)
第七章 地震资料解释	(116)
第一节 地震反射信息及其地质解释	(116)
第二节 地震剖面与地质剖面的关系	(118)
第三节 速度参数的分析及其应用	(120)
第四节 地震反射信息的构造解释	(124)
第五节 地震反射信息的地震地层解释	(150)
第六节 地震信息的岩性解释与烃类检测技术	(158)
第七节 地震折射信息的解释	(164)
小结	(168)
思考题	(169)
第八章 地震勘探新技术新方法简介	(170)
第一节 三维地震勘探	(170)
第二节 三维地震资料的人机联作解释系统	(174)
第三节 垂直地震剖面技术 (VSP)	(175)
第四节 横波勘探	(181)
第九章 工程地震 (工程物探) 简介	(185)
第一节 浅层折射波法	(185)
第二节 浅层反射波法	(187)
第三节 瑞雷波勘探	(188)
第四节 地震波桩基检测技术	(190)
第五节 脉冲时间域探地雷达	(192)
第六节 地下管线探测仪	(199)
参考文献	(201)

绪 论

在油气勘探工作中，地球物理勘探已成为一种很重要的方法，因为它不仅可以提供沉积覆盖地区有关地下地质构造、地层、岩性等方面的信息，而且工作效率高。如果采用钻井的方法来直接寻找油气田，则成本太高，且效率也很低。所以在近代的油气田勘探工作中，都遵循先物探后钻井的生产流程，即通过物探工作，提出钻探井位，然后才进行钻探工作，这种物探方法和钻井直接找油法相结合，方能使地质工作者更好更准确地找到油气田。

物探方法包括重力、磁力、电法、地震勘探等。前三种方法，主要是用来研究大地构造和区域构造，划分出沉积盆地以及盆地中的次级构造单元，指出有利的含油气区。接着，就在该区开展地震勘探工作，查明各类储油构造。在油气勘探工作中，特别是在详查阶段，地震勘探是起主导作用的。在我国如大庆油田首先是用地震方法发现了构造而找到的。接着胜利、大港、任丘等重要的大油田也都是这样。据统计，自大庆油田发现以来，95%的新油田都是用地震勘探提供构造位置而找到的；世界上，如墨西哥湾油田、中东油田、里海油田等许多大中型油田的发现也都是如此。多年以来，西方世界在物探方面的投资中有百分之九十几用于地震勘探，可见，地震勘探方法在油气田勘探工作中所占的地位是相当重要的。

物探方法都是以研究岩石的某种物理性质为基础的，地震勘探所依据的是岩石的弹性。其基本的工作方法是在地表某测线上，在浅井中用炸药震源或非炸药震源人工激发地震波，地震波向下传播，当遇到弹性不同的分界面时，就发生反射或折射。我们可以在测线的一些点上用专门的仪器记录地震波，得到地震记录。由于接收的地震波受到了地下地层介质的改造，就带有与地质构造、地层岩性等有关的各种信息，诸如时间、能量、速度、频率等。从地震记录中提取这些信息，就有可能推断解释地质构造的形态、含油气地层的分布等。

图1，表明了地震勘探野外工作及所得到的地震记录。

我国是世界上最早观测地震波和制造地震仪器的国家。早在公元132年，东汉时期杰出的自然科学家张衡就创造了世界上第一台观测地震的仪器——候风地动仪。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。到了19世纪，随着西方国家的大工业和科学技术的向前发展，到1927年地震勘探才得到工业上的应用。50年代以来，由于各国对油气需求量的增加，地震勘探发展的速度是惊人的。以记录仪器的发展为标志，60年来，地震勘探的发展可分为三个阶段。

第一阶段为“光点”记录阶段（1927年至1952年），使用的仪器为光点地震仪，它采用电子管元件，把接收的地震波变成光点的摆动，记录在照像纸上，这样得到的地震记录质量差，资料全部需人工整理解释，效率低，精度差，还不便保存。

第二阶段为“模拟磁带”记录阶段（1953年至1963年），这时把磁带录音技术用于地震勘探，采用了模拟磁带地震仪，它由晶体管元件组装而成，把接收的地震波录制在磁带上，在室内可以用模拟电子计算机（基地回收仪），对资料进行处理，得到地震时间剖面，使资料整理工作实现了半自动化，工作效率和精度也得到了提高，资料也便于保存。

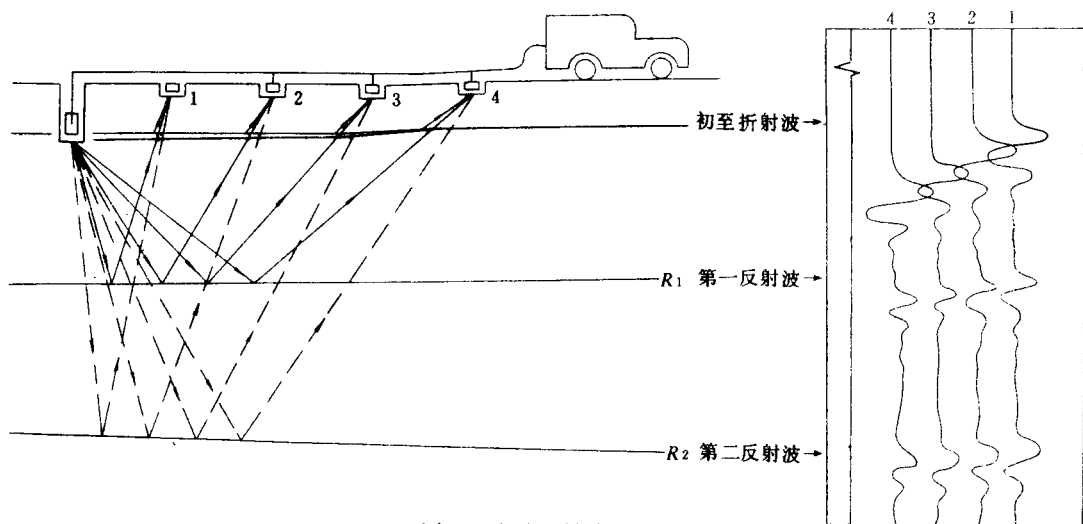


图 1 地震反射波法示意图

第三阶段为“数字磁带”记录阶段（1964 年至现在），使用了数字地震仪，它采用了电子集成电路技术，把地震波以数字的形式记录在磁带上，然后直接输入电子计算机进行各种处理，这样使资料的整理工作实现了自动化，工作效率和精度得到了空前提高。

新中国成立以来，我国的地震勘探工作也得到了很快的发展，于 1951 年成立了第一个地震队。紧接着在不到 10 年的时间内发展近百个地震队，它们为找到大庆油田作出了重要的贡献；70 年代初，我国设计制造了第一台百万次电子计算机，把它应用于地震资料的处理，使我国地震勘探的水平大大提高了一步，近年来，随着我国科学技术的发展及引进国外先进技术，地震勘探正在进一步向高信噪比、高分辨率、高保真度、高清晰度、高精度的方向发展，现在我们不仅可以从接收的地震信号中提取构造信息，而且还可以提取与地层岩性、油气等有关的多种信息，使以往以找构造为主的构造地震向地震地层和岩性地震发展，进而可以对沉积盆地的发展演化、沉积环境、生储油条件等进行评价，有利于更准确地寻找构造和地层岩性油气藏。可以这么说，石油地质理论及有关的地质资料与地震勘探理论及地震资料的结合，是当今勘探油气田最主要的工作方法和必然趋势。

地震勘探也广泛地用于煤田勘探中，因为煤层与围岩存在着较大的弹性差异，这就决定可用地震勘探方法寻找埋藏较浅的煤田。目前国内外对煤田地震勘探的研究和应用已得到了很快的发展。

在寻找地热资源及水文工程、城市建设、地壳测深等工作中，地震勘探也得到了广泛的应用。

第一章 地震波动

波动是振动在介质（空气、水、岩层等）中的传播过程，而振动则是产生波动的波源。地震波动是靠炸药、机械振动等震源作用于地下岩层介质（可看作弹性介质），使介质质点发生振动，并由近及远向各个方向传播出去，形成弹性波动，在地震勘探中也称为地震波动，研究其不同类型地震波的形成机制及传播特点等是本章的基本内容。

第一节 理想弹性介质与粘弹性介质

一、理想弹性介质

任何一种固体在外力作用下，都会发生体积大小和形状的变化，这种变化统称为物体的形变，当外力去掉后，由于阻止其大小和形状变化的内力的作用，使固体恢复到原来的状态，这就是所谓的弹性。这种物体称为理想弹性体（介质）或完全弹性体，如橡皮、弹簧等。反之，若外力去掉后，固体仍保持其受外力作用时的状态，不能恢复原状，这种固体称为塑性体，如胶泥等。

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。重要的条件是决定于物体的物理性质以及外力的大小和作用时间的长短，当外力很小且作用时间很短时，大部分物体都可以近似地看成为完全弹性体。在地震勘探中，目前在陆地上通常是利用浅井中爆炸的力作用于地下岩层，这种外力（震源）相对于深达几公里的勘探目的层来说，可以看成是点震源，岩层所受的外力很小且时间极短，因此绝大多数岩石都可以近似看成完全弹性体。

在弹性力学中，把固体的性质分为各向同性和各向异性两种，凡弹性性质与空间方向无关的固体，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，大部分工作是在沉积比较稳定的沉积岩地区进行的，沉积岩大都由均匀分布的矿物质点的集合体所组成，如砂岩、页岩、灰岩等，很少表现出岩石各向异性的性质。

正因为在地震勘探中可以把岩层视为理想的各向同性的弹性介质，因此可以把弹性力学中的许多基本理论引用到地震勘探的领域中来。

二、粘弹性体

在实际的地震勘探中，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”，振幅也要变小，这是由于岩层对于在其中传播的波有吸收作用，吸收了激发信号中的某些高频成分，并使其能量发生损耗，岩层的这种性质叫做粘性，即表现出象粘性流体所特有一种性质，可以把岩层叫粘弹性体。

第二节 应力与应变

在震源力的作用下，岩层这种弹性体会发生形变，要描述作用力与形变之间的关系，则需引用弹性力学中有关应力和应变的概念，它是研究弹性波形成机制的基础。

一、应力

设有一直杆，长度为 L ，直径为 d ，横截面面积为 S ，如图 1-1 (a) 所示。该直杆受到一个不大的外加拉力 F 时，将被拉长，并在杆内产生一个对抗外力使物体恢复原状的内力，该内力垂直于直杆的横截面，它的大小等于外力，单位面积上的法向内力称为法向（正）应力，用 σ 表示。

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad (1-1)$$

弹性体在外力作用下，形状发生变化，叫剪切应变，如图 1-1 (c)；在弹性力学中把相切于单位面积上的内力，叫剪切应力。

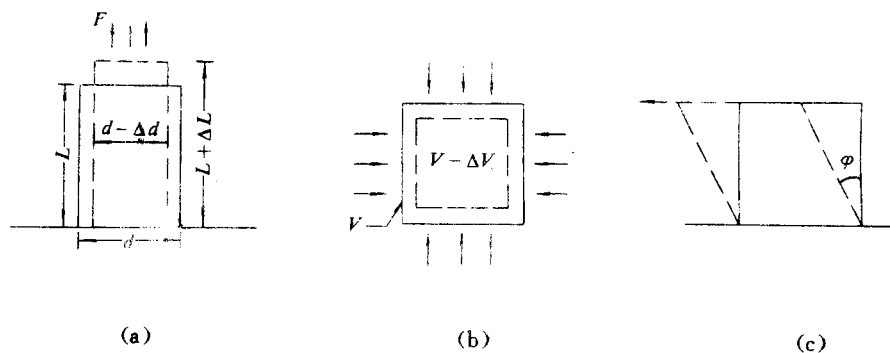


图 1-1

(a) 拉力 (b) 体积压缩 (c) 剪切应变

二、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。

弹性介质在正应力的作用下，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 1-1 (b)。

$$\theta = \frac{\Delta V}{V} \quad (1-2)$$

体应变是由线应变组成的，线应变是单位长度的伸长量，一般用 e 来表示，写为

$$e = \frac{\Delta L}{L} \quad (1-3)$$

剪切应变一般用 e_s 来表示，当切应力较小时，可用直角的改变量 φ (也叫偏转角) 来度量，写为

$$e_r = \varphi$$

(1-4)

在地震勘探中，岩石质点在震源力的作用下发生两种应变，使得质点在原来的平衡位置附近产生弹性振动，振动由近及远向各个方向传播，形成了地层中弹性波的传播——地震波。一般来说如果震源力强，岩层的应力也较强，相应的应变也较大，应力与应变之间存在着一定的定量关系。

三、弹性常数

应力与应变之间的定量关系是根据虎克定律通过弹性常数，把两者联系起来。虎克定律指出弹性体在弹性限度内，应力与应变成正比，比例常数就是弹性常数，常用的常数有：

1. 泊松比 (ν)：表示受单向拉伸力时，物体的侧向应变（横向相对压缩）和线应变（纵向相对伸长）之比，写为

$$\nu = - \frac{\Delta d/d}{\Delta L/L} \quad (1-5)$$

负号表示横向与纵向应变方向相反。

2. 杨氏模量 (E)：表示物体单向拉伸时，应力与应变之比，即

$$E = \frac{F/S}{\Delta L/L} = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad (1-6)$$

3. 体变模量 (K)：表示在各向均匀压缩的情况下，所加压力 P 与体积相对变化之比

$$K = \frac{-P}{\theta} \quad (1-7)$$

4. 切变模量 (μ)：表示物体切应力与切应变之比

$$\mu = \frac{\tau}{\varphi} \quad (1-8)$$

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 $\mu=0$ ，即不产生切变，液体只有体积变化。

5. λ 系数：这一系数只是为了简化数学运算而引入的，其定义为：

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (1-9)$$

这五个参量，由弹性理论的研究证明，对于均匀的各向同性的介质，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，我们只写出其中的一组。

$$\left. \begin{aligned} E &= \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \\ \nu &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \\ K &= \lambda + \frac{2}{3}\mu \end{aligned} \right\} \quad (1-10)$$

其中 λ 、 μ 合称拉梅系数。

不同的岩性有其不同的弹性常数，如果能从地震资料中提取有关的弹性参数，则就可以用地震勘探的方法来进行岩性勘探。

第三节 波动方程

为了研究弹性波形成的物理机制和它的传播规律，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空间位置和时间变化规律。

为了使讨论问题比较简单, 先讨论体积元受单向正应力时所产生的纵波的波动方程, 我们来讨论弹性波在均匀细长杆中传播的情况, 即只研究波沿 y 方向传播的规律。可先取长杆中一小段 dy 来分析应力与应变的情形, 然后根据虎克定律和牛顿第二定律建立起一维波动方程。

如图 1-2 (a) 所示, 设 A 、 B 为 y 轴上两相邻质点的平衡位置, A 点与原点的距离为 y ,

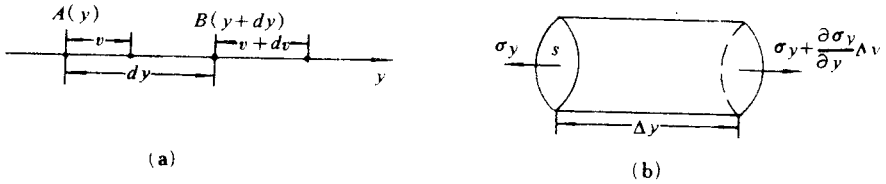


图 1-2 沿直杆传播的纵波示意图

B 点与原点的距离为 $y + dy$, 两质点是无限靠近的, 它相当于细长杆中的一段介质元 AB 。当长杆一端受力后, 就会使端面上的质点受力后产生振动, 振动的传播就形成了波。设在某时刻 t , 质点 A 在 y 轴上的位移为 v , 质点 B 的位移为 $v + dv$, 这时介质元 AB 的线应变为

$$e_y = \frac{dv}{dy} \quad (1-11)$$

因为位移不但随位置变化, 而且还随时间而变化, 即位移是距离和时间的二元函数, 所以上式应写成偏微商的形式。

$$e_y = \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1-12)$$

如果细长杆的正应力用 σ_y 来表示, 当应力小于弹性极限时, 根据虎克定律, 可得应力与应变的关系式

$$\sigma_y = E e_y = E \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1-13)$$

式中 E 为杨氏模量。

现在我们来研究长度为 Δy 的一部分介质在波传播时的受力情况, 如图 1-2 (b) 所示, 在左截面上的应力为 σ_y , 面力为 $-\sigma_y S$, 右截面上的面力为 $(\sigma_y + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} \Delta y) S$, 这时介质所受的合力是:

$$F_y = (\sigma_y + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} \Delta y) S - \sigma_y S \quad (1-14)$$

式中 S 为杆的截面积, F_y 为合力。

根据牛顿定律, 质量为 m 的质点在某时刻在 y 轴方向上的合力为

$$F_y = m a_y \quad (1-15)$$

式中 a_y 为加速度, 写为

$$a_y = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-16)$$

质点 m 为

$$m = \rho S \Delta y \quad (1-17)$$

式中 ρ 为介质的密度, $S \Delta y$ 为介质元的体积。

把式 (1-16)、(1-17) 代入 (1-15), 得

$$F_y = ma_y = \rho S \Delta y \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-18)$$

使式 (1-14) 与 (1-18) 相等, 并化简, 可得

$$\frac{\partial \sigma_y}{\partial y} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-19)$$

将式 (1-13) 代入上式, 得

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(E \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1-20)$$

$$E \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad \text{或} \quad \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{E}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (1-21)$$

上式是位移 v 的一个波动方程, 一般又写为以下形式

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = V_p^2 \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (1-22)$$

式中 V_p 是纵波沿直杆传播的速度, 写为

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad (1-23)$$

上面我们讨论了细长杆在受到正应力情况下的波动方程的建立过程, 这时只有纵波, 并且只沿一个方向传播, 所以称为一维波动方程, 求解这个偏微分方程, 就可以研究波在传播中随 y 、 t 变化的波动函数, 即可知道杆中任一点在任一时刻的位移, 也就知道了波沿直杆传播的全部情况。

如果介质中的体积元受单向切应力的作用, 用同样的方法可以得到沿 y 轴方向传播的横波波动方程。

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = V_s^2 \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \quad \text{及} \quad \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = V_s^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (1-24)$$

式中 u 、 w 为质点在 x 、 z 轴上的位移, V_s 是横波的传播速度, 写为

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1-25)$$

式中 μ 为切变模量。

在常规的地震勘探中, 我们沿某一测线布置激发点和接收点, 即沿一个方向 (设为 x 轴), 波在地下传播, 即沿 z 方向, 这样由炸药震源等胀缩力所形成的纵波在 x 、 z 平面内传播, 是二维问题, 可写出二维波动方程

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = V_p^2 \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \quad (1-26)$$

式中 θ 为体应变。

在近几年, 随着技术的发展, 可以在一个点激发地震波, 它向下传播, 遇到界面返回到地表, 在地面把接收点布置为一个面积, 即在 x 、 y 平面内布置检波点, 这样就成了一个三维问题, 在这种情况下, 要建立三维波动方程就比较复杂, 但其研究方法与建立一维波动方程是相似的, 我们只写出纵波与横波的三维波动方程。

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} &= \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \\ &= V_p^2 \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (1-27)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} \right) \\ &= V_s^2 \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} \right)\end{aligned}\quad (1-26)$$

式中 φ 为切应变。

地下岩层在震源力的作用下，会发生体应变和切应变，相应地形成纵波、横波等波动。

第四节 地震波的基本类型

一、地震波的类型

地震波分为体波和面波两大类，体波在整个弹性体内传播，它又有纵波（ P 波）和横波（ S 波）之分。面波只存在于岩层分界面的附近，并沿着介质的自由面或界面传播，它包括瑞雷面波（Rayleigh）简称 R 波和勒夫面波（Love）简称 L 波等。

二、纵波

弹性介质受到正应力发生体应变所产生的波动称为纵波，当介质体积压缩时质点彼此靠近，形成压缩带或叫密集带，体积膨胀时质点彼此疏远，形成膨胀带或叫稀疏带，波的传播就是由一系列交替的压缩带和膨胀带的序列所组成，因此纵波又称为疏密波或压缩带，从式（1-22）可知，纵波的传播方向和介质质点的振动方向是一致的，都沿 y 轴，即把质点振动和波传播方向相同的波，叫做纵波，如图 1-3（a），图中实线和虚线是间隔为半个波长的纵波波前，介质质点沿传播方向绕平衡位置振动。声波就是一种纵波。

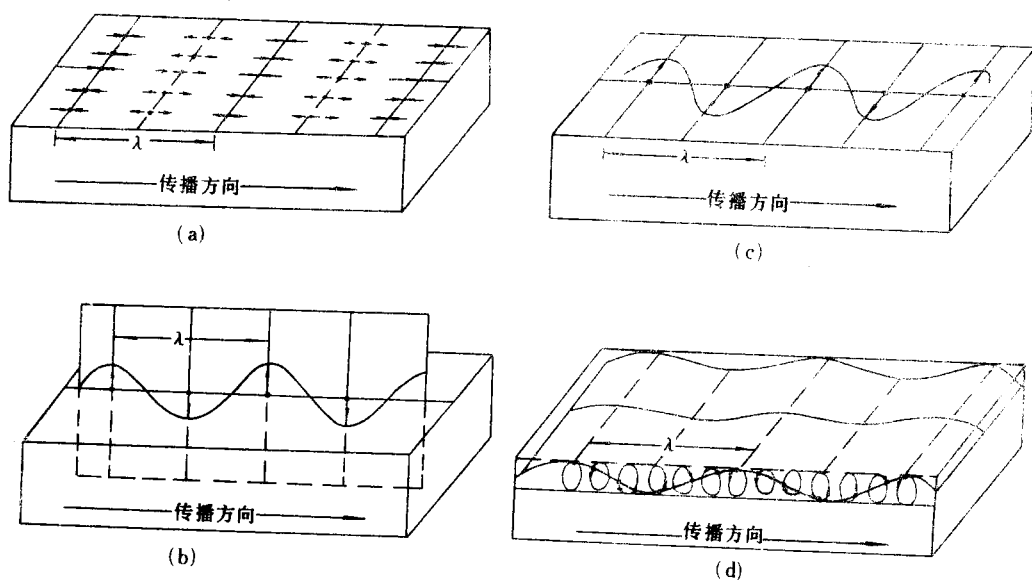


图 1-3 （传播方向向右）

(a) 纵波的传播 (b) SV 波的传播 (c) SH 波的传播 (d) 瑞雷面波的传播

三、横波

弹性介质受到切应力发生切应变所产生的波动就是横波，它的特点之一是质点振动与波传播方向互相垂直，即质点相对波的传播方向发生横向位移，故称这类波为横波。当波传播方向一定时，实际上质点振动可以有无穷多个方向，但总可以把它们分解为两个分量，一个是质点振动在波传播方向的铅垂面内，这种横波称为 SV 波，也叫垂直偏振横波，即质点振动所在的平面是垂直的；另一个是质点振动在波传播方向的水平面内，这种横波称为 SH 波，如图 1-3 (b)、(c) 所示，式 (1-24)，表明沿 y 轴传播的横波，其质点位移在 x 和 z 轴的方向。物理学中所说的绳波就是一种横波。横波只在弹性固体中传播，液体中因为切变模量为零，没有横波。

四、面波

1. 瑞雷面波

在下半空间介质自由表面上所产生的一种沿自由界面传播的波，称为瑞雷面波，英国学者瑞雷于 1887 年从理论上证明了在弹性介质的自由界面附近存在着这种波动，后被地震勘探的资料所证实。面波的能量集中分布在分界面附近，随着离开界面深度的增加能量呈指数规律迅速衰减，面波的波长越短衰减越快，穿透能力越低，反之波长越长衰减越慢，穿透深度越大。

从理论上可以证明^[1]，瑞雷面波在传播过程中，介质质点在平行于波传播方向的垂直平面内作椭圆轨迹的逆时针运动，椭圆的短轴（平行于传播方向）与长轴（垂直于传播方向）的比值约为 $2/3$ ，在椭圆上部，质点向后运动（与传播方向相反），在椭圆下部，质点向前运动（与传播方向一致），质点的运动是由相位差 90° 的纵向与横向两个运动分量组成的，如图 1-3 (d)。

2. 勒夫面波

勒夫面波是另一种类型的面波，这种波分布于低速层覆盖在速度较高的半无限弹性介质的分界面上（相当于低速带的底面），它实际上是一种 SH 波，如图 1-4 所示，所以也称为横面波。

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雷面波，在地震中凡无特别说明的面波，多指的是瑞雷面波。

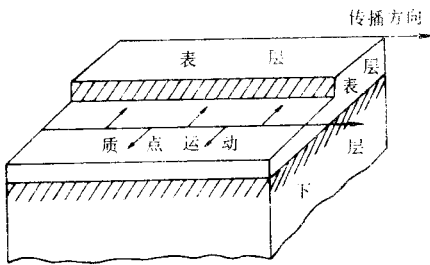


图 1-4 勒夫波的传播

五、波的速度

这里所指的波的速度，是针对上述不同类型地震波所说的。对于同一岩层，纵波、横波和面波的传播速度是不同的，据式 (1-27)、(1-28) 可知

纵波和横波的速度分别为

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1 - \nu)}{\rho(1 + \nu)(1 - 2\nu)}} \quad (1-29)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1 + \nu)}} \quad (1-30)$$

纵、横波速度之比为

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \tag{1-31}$$

对于大多数岩石来说，泊松比 $\nu \approx 0.25$ ，将此值代入上式，可得 $V_P = 1.73V_S$ ，即纵波的速度比横波大 1.73 倍，故在远离震源的地方，总是纵波先到。

从理论上可以证明，面波传播的速度约等于横波在同一介质中传播速度的 0.9 倍 ($V_R \approx 0.9V_S$)，而约为纵波传播速度值的一半 ($V_R \approx 0.5V_P$)，因此面波的传播速度低于同一介质中传播的其他地震波的速度。

从式 (1-31) 可知，如果已知泊松比的值，可以确定速度比。泊松比最大的介质为液体，其值为 $\nu = 0.5$ 。对于多数岩石，泊松比的变化范围从 0.2 到 0.3，岩石越坚硬 ν 越小，反之 ν 越大，最小值为 0。当 ν 值从 0.5 变化到 0，相应速度的比从 ∞ 到 $\sqrt{2}$ ，具体数据见表 1.1，从表可见，横波最小速度为 0，最大速度为纵波的 70%。

表 1.1 V_P/V_S 值与介质泊松比的关系

ν	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	∞

若已知纵、横波速度，利用式 (1-31) 可计算介质的泊松比，即计算公式为

$$\nu = \frac{(\frac{V_P}{V_S})^2 - 2}{2[(\frac{V_P}{V_S})^2 - 1]} \tag{1-32}$$

泊松比是研究岩性和预测油气藏的一个重要参数，对各种岩石物理性质的研究业已证明，含油气砂岩，其体积模量会明显地降低，使得纵波速度变小，而切变模量对岩石孔隙中的油气作用不灵敏，横波速度不变，这样就使得泊松比显著变小，它是判别含油气地层存在的一种重要标志，这正是近年来发展横波勘探的重要原因之一。

小 结

在近地表震源力的作用下，形成在地下岩层中传播的地震波。假设地层近似为水平，地震波垂直地层向下传播，遇弹性分界面又垂向返回地表，则岩层主要受到胀缩力，介质质点也近似作垂向振动，地震波动主要是纵波，在当前的地震勘探中，主要就是利用纵波信息来查明地质构造的。

要激发横波，需使介质受到切应力，以前由于受到技术及设备等条件的限制，横波勘探很难开展，近几年随着科学技术的发展，横波勘探得到了很快的发展，我国在油气田、煤田、工程的勘探中都积极开展横波试验工作，并收到了一定的成效。纵、横波联合勘探是地震勘探的重要发展方向之一。

面波也是地震勘探中的一种主要波动，由于它沿地表传播，不能提供有关地下地质构造或岩性的信息，因此说是无用的，相反它会干扰纵波信息，所以在地震勘探中称它为干扰波。勒夫面波对纵波勘探影响不大，但对横波勘探来说可能是一种干扰。