

● 普通高等教育资源勘查类规划教材



KANTAN DIQIU  
KWULI JIAOCHENG

# 勘探地球物理教程

孟令顺 杜晓娟 傅维洲 编著

地质出版社

● 普通高等教育资源勘查类规划教材

# 勘探地球物理教程

孟令顺 杜晓娟 傅维洲 编著

地质出版社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

本书较全面地介绍了目前我国在金属与非金属矿产、石油与天然气、地下水与地热、工程勘察等领域所应用的各种地球物理勘探方法,分别介绍了各种方法的基本理论、勘探技术、成果解释和应用实例。全书共分六章,分别是地震勘探、重力勘探、磁法勘探、电法勘探、放射性勘探及地热勘探。

本书作者积累了多年教学、科研经验,并参考国内外相关教材,从基础知识着手,理论与实践相结合,深入浅出,在传统知识的基础上,又介绍了近年来在各领域出现的新方法及取得的新成果。

本书可供高等院校勘查技术专业及有关工程专业学生使用,也可供从事各类资源勘探的工程技术人员参考。

## 图书在版编目(CIP)数据

勘探地球物理教程 / 孟令顺等编著. —北京:地质出版社, 2012.8 (2016.7重印)

ISBN 978-7-116-07569-6

I. ①勘… II. ①孟… III. ①地球物理勘探—高等学校—教材 IV. ①P631

中国版本图书馆CIP数据核字(2012)第085007号

KanTan Diqiu Wuli Jiaocheng

---

责任编辑:王春庆

责任校对:王素荣

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路31号,100083

电 话:(010) 66554578(编辑部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

传 真:(010) 66554582

印 刷:北京纪元彩艺印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm 1/16

印 张:17.75

字 数:450千字

印 数:2001—5000册

版 次:2012年8月北京第1版

印 次:2016年7月北京第2次印刷

审 图 号:GS(2011)1927号

定 价:30.00元

书 号:ISBN 978-7-116-07569-6

---

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

# 前 言

本教材是教育部高等学校地矿学科教学指导委员会确定编写的“十一五”规划教材，面向非地球物理专业学生教学使用。教材力求简明扼要，阐述各种地球物理方法的基本原理、数据采集方法和数据处理及资料解释方法，辅以大量应用实例帮助学生了解和掌握各种地球物理方法的应用。

教材共分六章。第一章地震勘探，系统介绍了地震勘探的理论基础，基本方法，地震勘探数据野外采集技术，地震勘探共反射点水平叠加技术，地震勘探资料处理以及资料解释等。第二章重力勘探，系统介绍了重力勘探的理论基础，重力测量与资料整理，重力异常的划分，规则几何形体重力异常及地质体参数的计算，均衡理论与均衡异常以及重力勘探的应用；其中第二节中重力梯度测量主要引自《重力场与重力勘探》（曾华霖，2005）。第三章磁法勘探，系统介绍了磁学的基础知识，岩石的磁性，地球的磁场，磁测工作方法以及观测数据的整理，磁性体磁场磁异常的数据处理、解释以及磁法勘探的应用；其中第四节中的磁梯度测量和微磁测量直接引用了《地磁场与磁力勘探》（管志宁，2005）中的内容。第四章电法勘探，系统介绍了地球介质的电学性质，地球中的电磁场，利用人工直流电场的电阻率法、自然电场法、充电法、激发极化法，利用天然电磁场的大地电磁测深，利用人工场源的电磁法以及瞬变电磁法；其中第三节中的高密度电阻率法主要引自《地电场与电法勘探》（李金铭，2005）。第五章放射性勘探，简要介绍了放射性勘探的基础知识，放射性勘探的测量方法和放射性勘探的应用；其中利用放射性测量方法测定地质年代主要引自《考古地球物理学》（蒋宏耀等，2000）。第六章地热勘探，简要介绍了热传递的基本概念及岩、矿石的热物理性质，地球内部热源，地热测量和地热勘探的应用。

教材第一章由傅维洲、杜江执笔，第三章由杜晓娟执笔，其余章节均由孟令顺执笔并统编全稿。

教材编写过程中，作者参阅了大量国内、外出版的教材和相关论著、论

文，有些经典部分被直接引用。

吉林大学地探学院、应用地球物理国家实验中心的领导对本教材的编写给予了多方面的支持和帮助。在教材审查、编辑、出版过程中，地质出版社相关领导和责任编辑付出了心血和劳动。白兰图文工作室的有关同志清绘了部分附图。在此，作者一并致谢！

作者虽竭尽所能，力求完美，但限于能力和水平，疏漏与不当在所难免，敬请读者及同行指正，以利作者修订时完善。

编 者

2012年3月5日

# 目 录

## 前 言

第一章 地震勘探	(1)
第一节 地震勘探的理论基础	(1)
一、地震波的基本知识	(1)
二、地震波的传播	(5)
三、地震波的频谱	(10)
第二节 地震波的时距关系	(12)
一、直达波的时距曲线	(13)
二、反射波的时距曲线	(13)
三、折射波的时距曲线	(19)
第三节 地震勘探数据的野外采集技术	(23)
一、地震勘探的地质条件	(23)
二、地震测线与观测系统	(24)
三、地震波的激发与接收	(29)
第四节 共反射点水平叠加技术	(30)
一、水平叠加原理	(31)
二、水平叠加效应	(33)
第五节 地震勘探资料处理方法	(36)
一、资料处理概述	(36)
二、数字滤波原理简介	(41)
三、地震波的速度	(42)
第六节 地震勘探资料解释	(45)
一、反射波资料的解释	(45)
二、折射波资料的解释	(52)
第二章 重力勘探	(57)
第一节 重力勘探的理论基础	(57)
一、地球重力	(57)
二、地球重力场	(58)
三、重力位	(58)

四、地球椭球体与正常重力公式 .....	(60)
五、岩、矿石密度 .....	(61)
第二节 重力测量与资料整理 .....	(63)
一、重力测量 .....	(63)
二、重力测量的形式 .....	(65)
三、重力仪 .....	(66)
四、重力梯度测量 .....	(67)
五、重力资料整理 .....	(69)
六、布格重力异常与自由空气异常 .....	(71)
第三节 重力异常的划分 .....	(72)
一、引起重力异常的主要地质因素 .....	(72)
二、重力异常的多解性 .....	(74)
三、重力异常的划分 .....	(75)
第四节 地质体参数的计算 .....	(78)
一、简单规则几何形体参数的计算 .....	(78)
二、任意形体参数的计算 .....	(81)
三、地质体深度与质量的估算 .....	(82)
四、单一密度分界面深度的计算—— $u$ 函数法 .....	(83)
第五节 均衡理论与均衡异常 .....	(87)
一、均衡理论 .....	(87)
二、均衡改正 .....	(88)
三、均衡异常 .....	(89)
四、自然界的地壳均衡 .....	(90)
第六节 重力勘探的应用 .....	(92)
一、研究深部地壳构造, 计算莫霍界面深度 .....	(92)
二、研究区域地质构造, 预测油气远景区 .....	(92)
三、金属矿勘探 .....	(95)
四、工程勘察 .....	(97)
五、其他方面的应用 .....	(99)
第三章 磁法勘探 .....	(102)
第一节 磁学的基础知识 .....	(103)
一、磁场 .....	(103)
二、磁化强度与磁感应强度 .....	(104)
三、磁偶极子场 .....	(105)
四、物质的磁性 .....	(106)
五、铁磁性物质的磁滞现象 .....	(107)
第二节 地球的磁场 .....	(108)
一、基本磁场 .....	(108)
二、外源磁场 .....	(111)

三、磁异常	(112)
四、地磁场的起源	(112)
第三节 岩石的磁性	(113)
一、岩石的感应磁化强度	(113)
二、岩石的剩余磁化强度	(114)
第四节 磁测工作方法 with 观测数据的整理	(116)
一、磁力仪	(116)
二、地面磁测	(119)
三、梯度测量	(120)
四、微磁测量	(121)
五、观测数据的整理	(121)
第五节 磁性体磁场的计算	(124)
一、柱体磁场的计算	(124)
二、球体磁场的计算	(126)
三、板状体磁场的计算	(126)
四、水平圆柱体磁场的计算	(128)
第六节 磁异常的处理	(129)
一、实测曲线的圆滑	(129)
二、化向磁极	(130)
三、水平方向导数	(131)
第七节 磁异常的解释	(131)
一、磁异常的定性解释	(132)
二、磁异常的定量解释	(133)
第八节 磁法勘探的应用	(135)
一、大陆与海洋的磁性特征	(135)
二、磁异常与构造填图	(136)
三、在固体矿产勘查中的应用	(137)
四、在其他方面的应用	(140)
第九节 古地磁学及其应用	(142)
一、古地磁场的特征和研究方法	(143)
二、地磁场的倒转	(146)
三、极移与大陆漂移	(148)
四、海底扩张的古地磁证据	(149)
五、应用地磁场确定地质年代	(151)
六、应用古地磁研究地质构造及矿产预测	(152)
第四章 电法勘探	(154)
第一节 地球介质的电学性质	(155)
一、地球表层岩、矿石的电阻率	(155)
二、地球深部岩石的电阻率	(156)



第二节	地球中的电磁场	(158)
一、	地下均匀半空间中的人工直流电场	(158)
二、	天然电磁场	(160)
第三节	利用人工直流电场的电阻率法	(162)
一、	电阻率测深法	(162)
二、	电阻率剖面法	(173)
三、	高密度电阻率法	(181)
第四节	自然电场法与充电法	(188)
一、	自然电场法	(188)
二、	充电法	(195)
第五节	激发极化法	(203)
一、	岩、矿石激发极化成因	(204)
二、	岩、矿石激发极化的特征	(206)
三、	激发极化法测量的参数	(208)
四、	激发极化法装置类型的选择	(209)
五、	激发极化的野外工作及应用实例	(211)
第六节	利用天然电磁场的大地电磁测深	(212)
一、	波阻抗与视电阻率	(213)
二、	大地电磁测深法仪器及野外工作	(215)
三、	大地电磁资料的处理和解释	(216)
第七节	利用人工场源的频率测深	(218)
一、	人工电磁场的建立与特点	(218)
二、	频率测深曲线	(219)
三、	频率测深曲线的解释和实例	(220)
第八节	瞬变电磁法	(222)
一、	瞬变电磁法的基本原理	(222)
二、	瞬变电磁法常用装置及其特点	(223)
三、	水平层状介质瞬变电磁法视电阻率公式	(224)
四、	各种回线组合的剖面曲线特征	(225)
五、	瞬变电磁法的野外工作方法	(226)
六、	瞬变电磁法的资料解释及应用实例	(229)
第五章	放射性勘探	(233)
第一节	放射性勘探的基础知识	(233)
一、	放射性元素及其衰变规律	(233)
二、	天然放射性系列及放射平衡	(234)
三、	放射性勘探的常用单位和标准源	(236)
四、	岩石及土壤中天然放射性元素的分布	(239)
第二节	放射性勘探的测量方法	(240)
一、	$\gamma$ 测量和 $\gamma$ 能谱测量	(240)

二、 $\alpha$ 法	(245)
第三节 放射性勘探的应用	(248)
一、寻找高放射性矿体的应用	(248)
二、在油气普查中的应用	(251)
三、寻找地下水的应用	(254)
四、测定地质年代	(256)
第六章 地热勘探	(261)
第一节 热传递的基本概念及岩、矿物的热物理性质	(261)
一、温度与温度场	(261)
二、描写地温场的几个物理量	(261)
三、岩、矿物的热物理性质	(262)
第二节 地球内部热源	(264)
一、放射性热源	(264)
二、重力分异热	(265)
三、其他热源	(265)
第三节 地热测量	(265)
一、地热异常	(265)
二、地热测量方法	(266)
第四节 地热勘探应用实例	(270)
一、浅层测温在漳州寻找地下热水	(270)
二、热测井在天津市寻找地下热水	(270)
参考文献	(272)

地震勘探是地球物理勘探的一种重要方法,是利用地下介质弹性和密度差异,通过研究人工激发的地震波在地下传播后带到地面的信息,查明地下地质情况,为达到某种勘测目的而服务的一种方法。

地震勘探的物理基础是地下介质的弹性差异。地震波的传播规律同几何光学类似。

实际工作中,依据所用地震波的类型不同,分为纵波勘探、横波勘探与面波勘探;根据采用的方法不同,分为反射波法勘探、折射波法勘探和透射波法勘探。其中应用最广、最成熟和最重要的方法是纵波反射法勘探,简称反射波法。

总的来说,地震勘探工作可分为地震勘探数据的野外采集、地震勘探资料数据处理和地震勘探资料解释三个基本环节。

地震勘探方法同其他物探方法相比,具有分辨率高、精度高和探测深度大等优点。从物理和地质结合的角度,地震方法对有弹性差异的成层性好的地质体特别有效,因此广泛用于寻找油气田、煤田、岩盐和铝土等矿床。此外,在水文、工程、环境、考古勘测以及地壳与上地幔结构探测等方面也起着重要作用。

由于金属矿体和围岩之间界面的不规则性,地震方法很少直接用于金属矿勘探,但对个别成层的或沉积型的金属矿床也有一定效果。

地震勘探是在天然地震学的基础上发展起来的,产生于 20 世纪 20 年代初。几十年来,随着科学技术的不断进步,地震勘探得到了迅猛发展,解决各种复杂地质问题的能力显著增强,可应用的领域不断扩大。

### 第一节 地震勘探的理论基础

#### 一、地震波的基本知识

##### (一) 地震波的形成

弹性体在外力的作用下,内部质点会离开平衡位置发生位移而产生形变,外力解除以后,产生位移的质点在应力的作用下都有一个恢复到原来平衡位置的过程;但由于惯性力的作用,运动的质点不可能立即停止下来,而是向平衡位置的另一方向运动,于是又产生新的应力,使质点再向原始的平衡位置运动。这样,由于受应力和惯性力的不断作用,使

质点围绕平衡位置发生振动。另外，在振动过程中，质点与其相邻质点间的应力作用，必然会引起相邻质点的振动。这种振动在弹性介质中不断地向周围传播和扩大，便形成了以激发点为中心，以一定速度传播的弹性波。

弹性波形成需有两个条件，一是要有一种能传播振动的介质，二是要在该介质中激发振动。那么，坚硬的岩石是否具有弹性呢？弹性理论表明，自然界中的大部分物体在外力作用下，既可表现为弹性，亦可显示为塑性。其究竟表现为何种性质，主要取决于物体本身的物理性质、外力的大小和作用时间的长短。当外力很小且作用时间极短时，大部分物体表现为弹性性质。反之，显示为塑性，甚至发生破碎。此外，温度、压力等外界因素也有一定影响。

在陆地上进行地震勘探时，多以炸药震源激发地震波。激发时，震源附近的介质因受到瞬间巨大压力作用而破碎，形成一空穴。

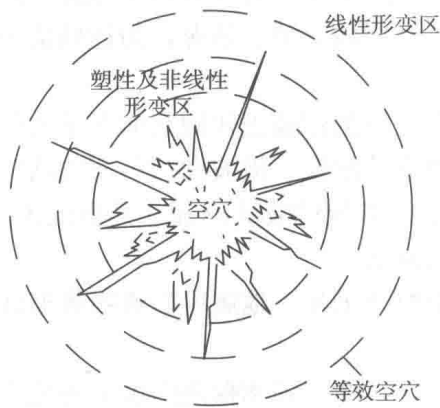


图 1-1 爆炸震源周围介质形变分区示意图

其外围附近，压力虽有减小，但仍超过介质的弹性极限，介质发生塑性形变，形成一放射状或环状裂隙的形变带（图 1-1）。再向外，介质因受力较小（位移小于  $1\mu\text{m}$ ），且作用时间极短（小于  $100\text{ms}$ ），发生弹性形变。在弹性形变区，介质质点将产生围绕其平衡位置的振动，该振动向周围空间传播出去便形成了地震波。由上述可以看出，地震波是在地球介质中传播的弹性波。

地震波虽然是一种弹性波，但它不像简谐波那样具有固定的周期、频率、振幅，以及在时间上无休止的振动。地震波是一个具有确定起始时间和有限能量的脉冲振动。在应用信号分析领域中，称该振动为地震子波。地震子波的一个基本属性是振动的非周期性，其原因在于：

首先，就激发振动的波源而言，爆炸时作用于岩石的外力是非周期性的，不足以补偿质点振动因阻尼等而耗损的能量，因而质点的振动是不稳定的。由于震源激发的振动具有脉冲性质，只在短时间内延续，所以地震波具有非周期脉冲性质。

其次，从传播振动的介质看，实际的地质介质与理想的弹性介质不同，岩石中的质点由于摩擦阻尼的作用，使部分振动能量转变为热能。因此，在地质介质中传播的振动不能形成稳定的周期性振动。

地震波正是由于具有上述非周期脉冲性质，地震勘探工作才有可能利用其从地下带到地面的信息，划分地层、查明构造及推断岩性等。

## （二）地震波的类型

地震波主要分为两大类：体波和面波。在介质内部传播的波称为体波，沿弹性介质分界面传播的波称为面波。

### 1. 纵波与横波

根据弹性理论，弹性波的传播，实际上是弹性介质中质点间应变的传递，并且任何复杂

的弹性应变均可分解成两种基本的应变——体应变和切应变。它们分别与两种弹性波相对应：与体应变相对应的称纵波（又称为P波）；与切应变相对应的称横波（又称为S波）。

纵波传播时，质点振动方向与波的传播方向一致，并在所经过的扰动带内，交替出现压缩带和膨胀带（图1-2），因此，纵波亦称胀缩波或疏密波。

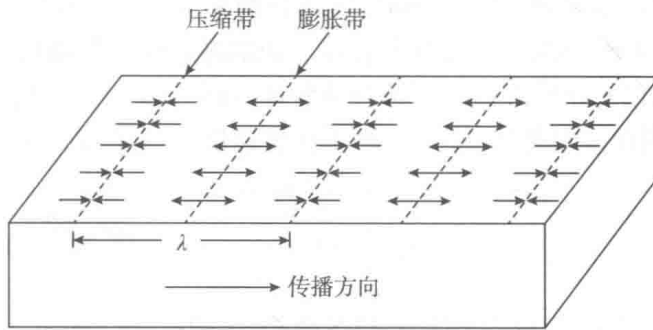


图1-2 地震纵波传播示意图

横波传播时，质点振动方向与波的传播方向相垂直。在横波经过的区域内，质点相对传播方向产生横向位移，即剪切形变在介质中的传播，因此横波又称剪切波。

根据横波传播的特点，在其传播方向上，质点有无限多个横向振动方向。但在研究中，通常关注两个方向的振动：一个是质点振动在垂直平面内的横波分量（图1-3(a)），亦称SV波；另一个是质点振动在水平面上的横波分量（图1-3(b)），亦称SH波。

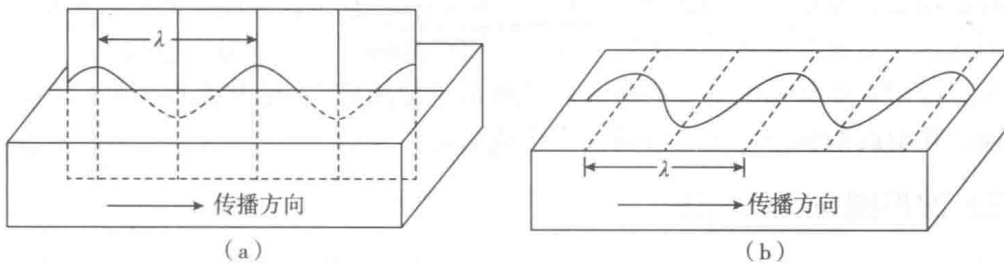


图1-3 地震横波传播示意图

(a) SV波；(b) SH波

在完全弹性和各向同性的均匀介质中，地震纵波与横波的传播速度分别由下式给出：

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1-1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1-2)$$

式中： $v_p$  和  $v_s$  分别为地震纵波与横波速度； $\lambda$  和  $\mu$  为拉梅常数； $\rho$  为介质密度。

由纵波与横波速度的表达式，有

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (1-3)$$

式中： $\sigma$  表示介质的泊松比，在0~0.5之间变化，大多数弹性介质为0.25左右，故纵波速度约是横波速度的1.73倍。由于纵波传播速度快，所以总是最先被记录到。

## 2. 面波

在无限均匀的介质中，只产生纵波和横波；但在自由表面或介质分界面上可以产生面波。面波是体波传播遇到界面时产生的复杂情况，一般可以说是体波经地层界面多次反射叠加生成的次生波。

面波有两种类型，即瑞利（Rayleigh）面波和勒夫（Love）面波。

瑞利面波是沿半无限弹性空间的自由表面（如地球表面）传播的，质点运动轨迹为逆进椭圆。椭圆长轴垂直于介质表面，短轴与波传播方向一致，长、短轴比值大致为 3:2，如图 1-4 所示。瑞利面波的传播速度  $v_R$  小于横波速度，当  $\sigma \approx 0.25$  时， $v_R \approx 0.92v_S$ 。

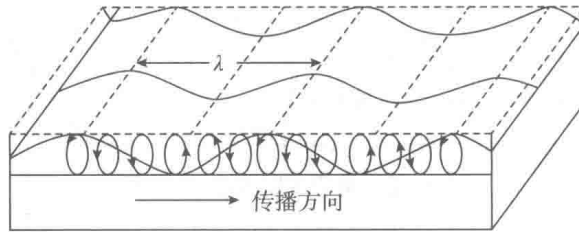


图 1-4 瑞利面波传播示意图

勒夫面波是在横波速度较高的半无限弹性空间之上存在低速层时产生并传播的。质点振动方向平行于界面，垂直于波的传播方向，可看做是 SH 波的一种特殊形式，类似于图 1-3 (b) 上覆一低速层的情况。

面波是地震波能量的主要携带者。面波的振幅在垂直于界面的方向上，随距离的增加呈指数形式迅速衰减；但在沿界面的方向上，随距离的增加衰减得比体波慢。

人工地震记录中常见的是瑞利面波，即所谓“地滚波”，通常表现为低频率、大振幅和低波速。在地震勘探中面波通常被视为干扰波。

### (三) 波形图与波剖面图

如图 1-5 (a) 所示，设在  $O$  点激发地震波，考察测线上某处质点位移随时间变化的图形，称为该点的波形图（或振动图）。图中横坐标  $t$  表示时间，纵坐标  $u$  表示质点位移。

波在传播中，质点只是围绕平衡位置振动。质点振动的极值（最大位移）在波形上的显示，称波的相位（向上的极值称正相位，向下的极值称负相位），极值的大小称波的振幅（用  $A$  表示），两相邻正相位或两相邻负相位的时间间隔称为波的视周期（ $T^*$ ），视周

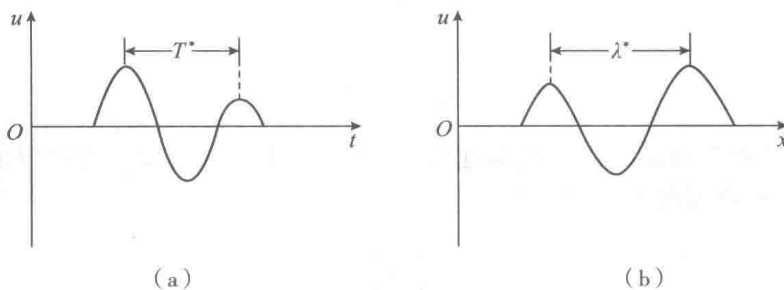


图 1-5 波形图和波剖面图

(a) 波形图；(b) 波剖面图

期的倒数称为波的视频率 ( $f^*$ )。

沿测线各点的振动是有相位差的。若让时间“固定”，考察该时刻沿测线各质点位移随距离分布的图形，称为波剖面图，如图 1-5 (b) 所示。图中横坐标  $x$  表示距离，纵坐标  $u$  仍表示质点位移。

在波剖面图上，具有正向极大位移的点称为波峰，具有负向极大位移的点称为波谷，相邻两波峰（谷）之间的距离称为视波长 ( $\lambda^*$ )；视波长的倒数称为视波数 ( $k^*$ )，即单位距离内波的数目。

由上述可知，波形图是在时间域里描述地震波，波剖面则是在空间域内描述地震波。两者间的参数有相互对应的关系，且可用波速将其联系起来。

## 二、地震波的传播

地震波的传播是用射线描述的。射线恒与波阵面垂直，平面波的射线是垂直于波阵面的平行线，均匀介质中球面波的射线是以波源为中心的径向直线。

一般情况下，地层是以介质的物理性质（密度、弹性常数以及速度等）不同而划分的。地震波从震源向外传播过程中受到多种因素影响，其从一层介质进入另一层介质时，波速、传播方向、频谱成分和能量等都要发生变化，并在分界面产生新的扰动。下面讨论波通过不同介质时的一些主要变化。

### (一) 地震波的反射、透射和折射

地震波在层状介质中传播，遇到弹性性质突变的分界面时，会发生反射、透射和折射等现象，并遵循斯奈尔定律。

#### 1. 地震波的反射和透射

对于反射波，入射线、反射线与界面法线在同一平面内，且反射角  $\alpha'$  等于入射角  $\alpha$ ，如图 1-6 所示。

地震勘探中用透射波描述透过界面的波。对于透射波，透射线和入射线分居界面两侧，亦与界面法线在同一平面内（图 1-6），并满足关系式

$$\frac{\sin\alpha}{v_1} = \frac{\sin\beta}{v_2} \quad (1-4)$$

式中： $\beta$  是透射角。

入射波、反射波和透射波的关系用一个式子表示，即

$$\frac{\sin\alpha}{v_1} = \frac{\sin\alpha'}{v_1} = \frac{\sin\beta}{v_2} = p \quad (1-5)$$

式中： $p$  称射线参数。

至于反射波与透射波的强度，分别由反射系数  $R$  和透射系数  $T$  体现。根据弹性物理学中的证明，当波垂直入射到界面时（即入射角等于零），入射波的振幅  $A_i$ 、反射波的振幅  $A_r$  和透射波的振幅  $A_t$  具有如下关系：

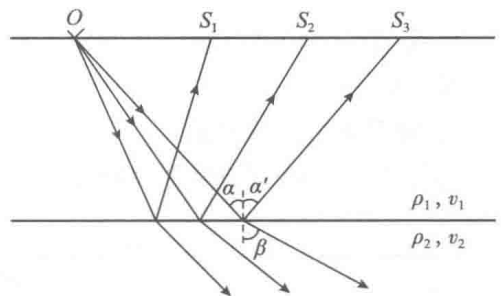


图 1-6 波的反射和透射

$$A_r = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} A_i \quad (1-6)$$

$$A_t = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} A_i \quad (1-7)$$

或写成

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (1-8)$$

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (1-9)$$

上两式中： $\rho_1$  和  $v_1$  表示入射介质的密度和速度； $\rho_2$  和  $v_2$  表示界面另一侧介质的密度和速度； $Z_1 = \rho_1 v_1$ ，是密度与速度的乘积，称为介质的波阻抗； $R$  称反射系数； $T$  称透射系数。

公式 (1-8) 表明，反射系数  $R$  (或反射波强度) 不为零的条件是

$$\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1 \neq 0 \quad \text{或} \quad \rho_2 v_2 \neq \rho_1 v_1 \quad (1-10)$$

这意味着波阻抗不相等的界面构成反射界面。于是式 (1-10) 可以说是地震反射波形成的必要条件。显然，不论是  $\rho_2 v_2 > \rho_1 v_1$ ，还是  $\rho_2 v_2 < \rho_1 v_1$ ，均满足不等式 (1-10)。 $\rho_1 v_1$  与  $\rho_2 v_2$  之差越大， $R$  越大，反射波越强。也应看到，反射波的强度不仅随波阻抗之差 ( $Z_2 - Z_1$ ) 增大而增加，还随波阻抗之和 ( $Z_2 + Z_1$ ) 增大而减少，情况比较复杂。

由式 (1-8) 可看出， $\rho_2 v_2 > \rho_1 v_1$  时， $R$  为正，表示反射波与入射波的相位相同；即如果入射纵波波前以压缩带抵界面，反射纵波波前也是压缩带，涨、缩关系一致。反之， $\rho_2 v_2 < \rho_1 v_1$  时， $R$  为负，两者相位相反，即相位差  $180^\circ$ 。这种现象称为“半波损失”。

联合式 (1-8) 和式 (1-9)，有

$$R + T = 1$$

由式 (1-9) 可以看出，透射系数  $T$  总是正的。这就是说，透射波与入射波的相位永远是一致的。

## 2. 地震折射波的形成

在图 1-7 中，若波从一种介质 ( $v_1$ ) 进入速度较高一侧的介质 ( $v_2$ ) 中时，透射角  $\beta$

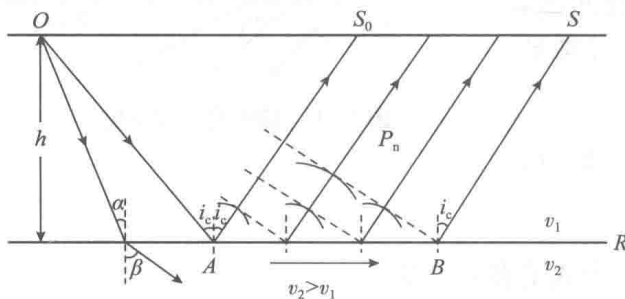


图 1-7 地震折射波的形成

大于入射角  $\alpha$ 。随着入射角的增大，透射角也随之增大。当波以临界角  $i_c$  入射到分界面时，透射角  $\beta$  达到  $90^\circ$ ，根据式 (1-4)，有

$$\frac{\sin i_c}{v_1} = \frac{\sin 90^\circ}{v_2}$$

即

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (1-11)$$

此时透射波沿界面以  $v_2$  速度滑行，这种特殊的透射波称之为滑行波，滑行波的传播速度  $v_2$  称界面速度。

根据惠更斯原理，可以把滑行波经过的各点看做是新的振动源。由于界面上、下层介质间存在着弹性联系，透射波沿界面滑行时必然引起上层介质质点的振动，于是，在上层



介质中就产生一种新波。这种新波在地震勘探中称为折射波，也称首波。折射波射线均以临界角  $i_c$  从界面射出，且彼此平行，然后又以  $i_c$  入射到地面，如图 1-7 中的  $P_0$  所示。由于在临界点以内不产生折射波，故地面的  $OS_0$  区间观测不到折射波，这个区间称为折射波的盲区。

可见，利用折射波进行勘探必须满足其形成的基本物理条件：界面下方介质的波速大于上覆介质的波速。在多层介质中，欲在任一介质层顶面形成折射波，必须是该层波速大于上覆所有各层的波速。如果上覆介质有一层的波速大于其下伏所有各层的波速，则在这些下伏层中都不能产生折射波。与反射波的形成条件相比，在同一剖面中，折射界面的数目总是少于反射界面。因而，用折射波划分地质剖面要比用反射波划分地质剖面的能力差。

## (二) 地震波的转换

当波倾斜入射到界面上时，除同类反射波和透射波外，还会产生与入射波类型不同的波，这称为波的转换。

如图 1-8 所示，当一 P 波以角  $\alpha$  入射到界面上时，在界面法线方向和切线方向均有相应的位移分量。法向位移引起介质压缩形变产生反射纵波 RP 和透射纵波 TP。切向位移则引起剪切形变而产生反射横波 RS（确切说是 SV 波，下同）和透射横波 TS。反射角 ( $\alpha_p$ ,  $\alpha_s$ )、透射角 ( $\beta_p$ ,  $\beta_s$ ) 与入射角  $\alpha$  满足关系式

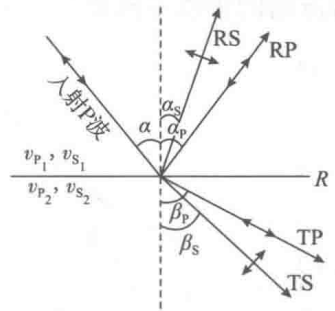


图 1-8 波的转换

$$\frac{\sin\alpha}{v_{p1}} = \frac{\sin\alpha_p}{v_{p1}} = \frac{\sin\alpha_s}{v_{s1}} = \frac{\sin\beta_p}{v_{p2}} = \frac{\sin\beta_s}{v_{s2}} = p \quad (1-12)$$

在同一介质中，由于 P 波速度大于 S 波速度，因而始终有

$$\alpha_p > \alpha_s, \quad \beta_p > \beta_s$$

横波 SV 入射与 P 波入射情况类似，SH 波入射时只有反射 SH 波和透射 SH 波产生，而无转换波。

不论是 P 波入射，还是 S 波入射，通常把反射和透射后产生的与入射波性质相同的波称为同类波，与入射波性质不同的波（如 P 波产生的 S 波，或 S 波产生的 P 波）称为转换波。

在弹性分界面上，这四种波的能量分配，不仅与入射角有关，还与界面上下介质中 P 波、S 波的速度及密度等参数有关，情况比较复杂。

不仅如此，地震波在地层介质中传播遇到强反射界面时，除产生一次反射波外，还会产生各种类型的多次反射波（图 1-9），以及反射—折射波和折射—反射波等。因其多次往返于界面间，传播路径长，能量弱，所以有时记录清楚有时不清楚。

在地震勘探中，多次波对一次反射波或折射波是严重的干扰。同时，如果将记录到的多次波误认为一次波，则会导致解释界面深度的错误。因此在实际工作中，总是设法消除之。