

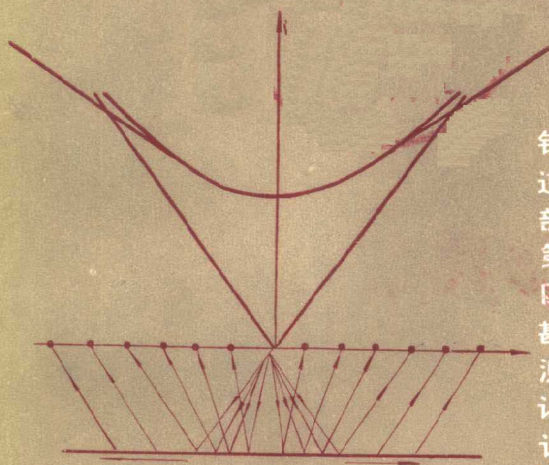
9841/22
39118

铁路勘测设计基础丛书

物理勘探基础知识

下册

铁道部第四勘测设计院编



中国铁道出版社

物理勘探基础知识

下 册

铁道部第四勘测设计院编

中 国 铁 道 出 版 社

1981年·北京

内 容 简 介

《物理勘探基础知识》分上、下两册。上册为第一篇电法勘探。本书为下册，内容包括地震勘探、磁法勘探及测井三篇。前两篇分别介绍地震勘探、磁法勘探的基本原理，仪器，野外工作方法及资料整理、解释等；后一篇对各种测井方法作了简要介绍。本书供初学物探工作和工程地质人员参考。

铁路勘测设计基础丛书

物理勘探基础知识

下 册

铁道部第四勘测设计院编

中国铁道出版社出版

责任编辑 王顺庆

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

中国铁道出版社印刷厂印

开本：787×1092 $\frac{1}{16}$ 印张：9.375 字数：206千

1981年7月第1版 1981年7月第1次印刷

印数：0001—3,700册 定价：0.75元

目 录

第二篇	地震勘探	1
第一章	地震勘探的基础知识	5
§ 1	地震波及其产生	5
§ 2	地震波的类型	9
§ 3	地震波的传播规律	11
§ 4	地震勘探的基本方法	15
§ 5	地震波的传播速度	18
§ 6	怎样研究地震波	21
第二章	折射波法	30
§ 1	直达波的时距关系	30
§ 2	水平层状均匀介质的时距关系	31
§ 3	倾斜平界面的时距关系	40
§ 4	任意形状界面上的时距关系	45
§ 5	任意形状界面上横测线的时距关系	56
§ 6	特殊地层的时距曲线	60
§ 7	野外工作方法	65
§ 8	低速带测定与震探测井	72
§ 9	资料整理	76
第三章	反射波法	82
§ 1	水平层状介质的时距关系	83
§ 2	倾斜界面上的时距关系	88
§ 3	有效速度的计算与反射界面的制作	90
§ 4	断层附近的时距曲线	95
§ 5	野外工作方法	98

§ 6	资料整理	109
第四章	震探仪器	116
§ 1	概述	116
§ 2	光点照相式震探仪	118
§ 3	适用于浅层震探的仪器	121
第五章	震探在铁路工程地质中的应用	133
§ 1	探查覆盖层厚度	134
§ 2	在评定混凝土质量方面的应用	136
§ 3	探测断层	140
§ 4	震探在工程地质中应用的一些新发展	141
第三篇	磁法勘探	153
第一章	磁学和地磁场的有关知识	154
§ 1	有关磁学的知识	154
§ 2	地磁场与磁异常	157
§ 3	岩石的磁性	161
第二章	磁法勘探的仪器	166
§ 1	概述	166
§ 2	悬丝式垂直磁力仪的结构及工作原理	167
§ 3	刃口式垂直磁力仪的结构及工作原理	172
§ 4	仪器各项常数的测定	174
§ 5	磁力仪的检验与调节	177
第三章	工作方法及资料整理	183
§ 1	磁测的精度	183
§ 2	测网及工作比例尺的选择	185
§ 3	磁基点的选择和基点网连测	186
§ 4	日变观测	187
§ 5	岩石磁性的测定	188
§ 6	野外观测及质量检查	191

§ 7	资料整理	193
第四章	磁测资料的推断解释	199
§ 1	几种简单规则磁性体的异常曲线	200
§ 2	磁测成果的定性解释	206
§ 3	磁异常的定量解释	209
第五章	微磁测量	216
§ 1	工作方法与资料整理	216
§ 2	地质效果简介	217
第四篇	测井	220
第一章	电测井	222
§ 1	电阻率法	222
§ 2	微电极系测井及微侧向测井	234
§ 3	横向测井	238
§ 4	自然电位法	239
§ 5	仪器设备及井场工作	242
§ 6	电测井效果的实例	254
第二章	放射性测井	257
§ 1	放射性测井的基本知识和方法介绍	257
§ 2	放射性测井仪	262
§ 3	放射性测井测量条件的选择	265
§ 4	放射性测井的防护知识	266
第三章	其他测井方法	267
§ 1	钻孔技术测井	267
§ 2	无线电波透视法	272
§ 3	声波测井	275
§ 4	井中电视及井中摄影	276
§ 5	井壁取芯	277
第四章	水文测井	280

§ 1	井液电阻率法	280
§ 2	渗透性地层的划分	285
§ 3	确定含水层的渗透速度	286
§ 4	光电比色法	288
§ 5	确定岩石孔隙度	290
§ 6	确定各含水层间的补给关系和补给量	292

第二篇 地震勘探

“地震”是一种自然现象，所以也叫“天然地震”。它有很大的破坏性。但事物是一分为二的，人们可以去掉其破坏性的一面，人工地制造一个微小的地震，分析地震波的传播情况，用它来查明地下地质构造，为工程建设服务，这就是地震勘探，简称“震探”。

为了说明震探的基本原理，我们先说一个日常生活中经常遇到的现象：当有人在山里高喊一声，于是声带的振动（震源）引起了声波在空气中传播，当到达我们的耳膜时，耳膜发生振动（接收），就听到声音（直达波）；当声波碰到四周的山壁（波阻抗分界面）时，一部分声波就反射回来，使我们又听到了回声（反射波）。声波在空气中传播的速度约每秒340米。那么，测定发出声音到听见声音和回声之间相隔的时间，就可以算出声源、接收者和山壁之间的距离。航海中的回声测深法，也是利用这一道理来测量海底深度的。震探就是用人工爆炸或敲击的方法产生地震波，当它向地下传播遇到了不同地层的分界面时，就发生反射、透射或折射，然后返回地面，引起地表振动，我们在地面上用仪器把它的振动情况记录下来，即得到震探记录，如图1所示。分析记录上所反映的特点（波的传播时间，振动的形式，振幅的强弱等），就能分辨出地下物理性质不同的层次以及它们各自埋藏的深度和产状。

我们知道，在铁路修建过程中，经常会遇到诸如铁路隧道围岩的坚固程度，桥梁基础，深路堑，高路堤以及路基等的稳固性问题。这就是地质人员经常要考虑的基本岩层以上

的第四系覆盖层厚度的变化及其分层，基本岩层的断裂，破碎，风化壳的厚度，地下水位的埋深，隧道围岩分类等地质问题。在目前来说，震探在铁路工程中的应用，虽然历史不长，还处于发展研究阶段，但实践证明，它与地面地质、钻探以及其他物探方法配合，则是一种有效的方法。而且它相对于其它物探方法来说，具有精度较高，效率较快的特点。但成本要高些。

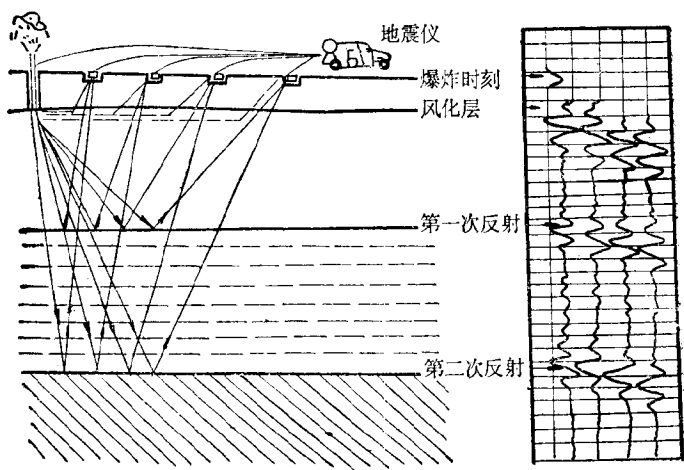


图 1 反射波法工作简图

地震勘探根据它所利用的地震波类型又分为折射波法，反射波法和透过波法三种。目前，在铁路工程中主要是用折射波法，近几年来，浅层反射波法也在迅速发展。

地震勘探源于地震学，它的发生和发展都受到地震学的巨大影响。在二十世纪初，由于工业发展的需要，才逐渐形成用以研究有用矿物和地质构造问题的地震勘探。

1914年和1919年由德国学者开始提出了折射波初至法和反射波法。但由于理论、方法和仪器的限制，直到三十年

代，经过各方面研究试验并制造出了在地面多点接收的震探仪后，这两种方法才正式在工业上获得应用。直到五十年代以前，震探只是用于研究大深度（最大可达60~80公里）和中深度（几百米至几公里）的地质情况，解决大地构造问题和查明石油与天然气的储集构造，普查和勘探煤矿和铁矿等矿产。使用的仪器也都是为这两类目的设计的光点照相式震探仪。在第二次世界大战以后，尤其是在五十年代初，由于磁带录音的飞速发展，引起了震探仪器的重大革新，出现了模拟磁带记录震探仪，并通过回放仪器可以将记录在磁带上的震探记录进行多次回放，重复利用，同时，技术处理手段也不断改进，因而震探的效果不断提高。到六十年代，由于电子计算机的广泛应用，又出现了数字磁带记录震探仪。所获得的“数字”形式的震探记录可以直接输送到“数字电子计算机”中，进行高速度高精度的技术处理，从而进一步极大地提高了震探效率。自五十年代以来，震探技术的发展是迅速的，如对比折射法、组合激发与接收、调节方向接收、速度滤波、共深度点法等和各种解释理论的不不断提高；震探辅助装置如钻机设备、通讯装置的改善；电火花震源、气枪震源、连续振动震源、震源火箭等新技术的不断涌现，等等。现在，震探工作领域已从大陆扩大到海洋，从中层和深层扩大到浅层。

浅层震探与中、深层震探不同，它主要应用于工程地质和水文地质中。浅层震探的勘探深度仅几米至几百米，这就使它本身有着一系列的特殊问题，无论是仪器和野外工作的方法与技术都要进行专门的研究。五十年代初，浅层震探才开始发展起来，借用光点照像式震探仪进行折射波初至法勘探。最早出现的专为浅层震探设计的仪器是简单道震探仪，它只能在地面上一个点接收初至折射波，地震波的波形

显示在阴极射线示波管上。最近十年来，在浅层反射方面有所突破，研制出了利用速度滤波方法或利用通讯理论进行时移叠加的方法取得浅层反射资料的多道接收震探仪。在仪器的记录方式上，也采用了数码显示，电敏纸直接记录，直接感光纸记录，数字磁带记录等新技术。资料整理方面也开始进入了计算机自动处理阶段。这些都极大地促进了浅层震探的开展和广泛使用。

我国震探工作是1951年才开展起来的。二十多年来，发展很快，在油气田的勘探中与钻探配合已成为行之有效的主要手段之一，积累了宝贵的经验。五十年代后期，我国开展了浅层震探的研究试验。铁路工程震探开始于1962年，十多年来做了不少工作，对铁路工程中的一些课题进行了试验和用之于生产，取得了初步经验。今后在实现四个现代化的过程中，将会作出更大的贡献。

第一章 地震勘探的基础知识

前面已经提到：地震勘探是用人工的方法激发地震波（弹性波），根据地震波在不同介质（地层）中传播形式和传播速度不同等特征来研究地质构造的一种方法。那么，什么是地震波，它是怎样产生的，有哪些种类，它的运动规律又是怎样，在不同地层中的传播速度如何以及我们怎样去研究它等等，这些都是我们首先应该了解的内容。

§ 1 地震波及其产生

一、什么是地震波

波是一种自然现象，生活中随时都可以遇到。它是质点在外力作用下产生的振动形式的能量传递，是一个行进的扰动。

我们在地面上布置一条测线，在某点放一炮，其爆炸给邻近的岩石一个冲击力，岩石的质点就会产生相互位置的变化，也就是说会发生体积或形状的变化。由于岩石是有弹性的，这就使岩石产生了胀缩交替变化的弹性振动，因岩石的质点间存在着紧密的弹性联系，使一个质点的振动能量传递给周围的质点，又使周围的质点也发生振动，次递传播开去。这种弹性振动的运动形式在岩层中的传播就是地震波。

必须指明，地震波是在岩层中传播的质点振动形式，是能量的传递。质点本身并不沿着波的传播方向前进，它只在自己的平衡位置附近往复振动，就如向水池中投一石子，水波就一环套一环的迅速扩大，而水面的浮萍并不扩散开去，只是在原地一上一下地次递起伏一样。

二、弹性体、弹性形变和应力

我们知道地震波是一种弹性波，为了说明它是怎样产生的，我们先要了解一些有关弹性波的基本知识。

说到弹性，大家立即会想到皮球和弹簧之类的物体。我们把皮球捏扁，但当手一松开，它马上恢复成圆球；用力把弹簧拉长，力一去掉，弹簧就又缩回原来的长度。我们把这类物体，即在一定的外力作用下，发生体积和形状的变化，但当外力消除后能很快地恢复原来的形状和大小的物体称为弹性体。相应地称这种形变为弹性形变。而粘胶泥之类的物体，受外力作用后发生了体积和形状的变化，当外力去掉后并不能恢复其原状，却保持了受外力时的体积和形状，这类物体称为塑性体。这种形变叫做塑性形变。

实际上任何一个物体它都能既表现为弹性体也可以表现为塑性体，它们是可以互相转化的，转化的条件是外力的大小和作用时间的长短。在外力很大作用时间又很长的情况下，大部分物体都表现为塑性体的性质。反之在外力小且时间又短的条件下，大部分物体都具有弹性体的性质。这是因为一切物体都是由微粒组成的，这些微粒间存在着相互作用力，外力作用于物体时，其内部微粒之间的相对位置发生了改变，产生了形变。这时内部微粒之间的相互作用力就阻止这种变化。这个阻止其形变的力叫做弹力。当外力超过了弹力，物体就由弹性体转化而表现为塑性体。我们把作用在单位面积上的弹力的大小称为应力。应力是由形变引起的，没有形变也就没有应力。而且虎克定律告诉我们：在弹性限度内，应力与形变成正比关系，即弹性体受外力作用愈大，发生的形变也愈大，而同时产生的应力也愈大，当外力去掉后，应力就使弹性体迅速恢复原状。

弹性形变不论其形变表现得如何复杂，但它只不过是体

积形变和形状形变两种基本形式的复合结果。而这两种基本类型的形变是和不同类型的外力相对应的。

体积形变（压缩或膨胀）是在外力作用下使弹性体只产生体积变化，而形状（各边夹角）保持不变。如图 1—1 a 所示，一个立方体在受垂直于各个面的外力作用下，使其体积压缩而变小，但立方体的形状（各边夹角）却未发生变化，因此称为体积形变，又称压缩形变。

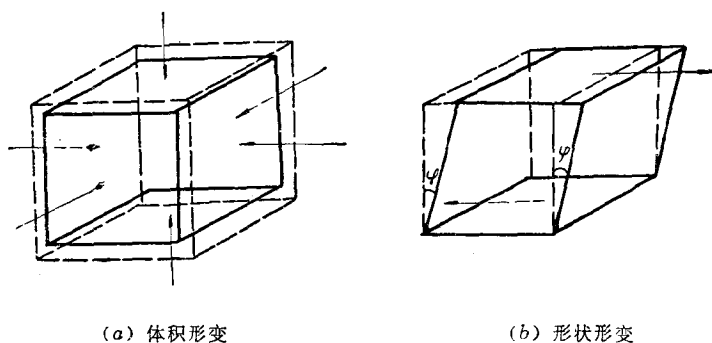


图 1—1

形状形变是在剪切外力作用下，弹性体的体积保持不变，但其各边夹角发生了变化，形状变了。如图 1—1 b 所示，一个立方体的上下两面同时受方向相反大小相等的两个外力的作用，其各边夹角发生了变化，改变了原来的形状，但体积保持不变，因此称为形状形变，又称剪切形变。

三、人工激发的地震波是怎样产生的

人工激发地震波，有传统的用炸药引起的化学爆炸震源，也有新型的非炸药震源，如振动型震源（最简单的方法一敲击），气动型震源，电能震源等。目前我国应用得最多的还是炸药爆炸和敲击两种。

现以爆炸震源来说明地震波产生的过程。

假设地下岩石是均匀介质，它的各部分之间有着弹性联系。在图 1—2 中炸药在岩层中爆炸，它在一瞬间释放出大量的高温高压气体，对震源附近的岩石来说，受到的外力远超过了岩石本身的抗压强度而破碎，它不能产生弹性振动，而形成一个破坏圈。随着离开震源距离的增大，爆炸能量向四周传递，单位体积内的能量大为减小，使岩石所受的外力小于岩石的抗压强度，这时岩石虽不再被破坏，但所受外力仍超过岩石弹性限度，岩石出现辐射状和环状的裂隙，使岩石发生塑性形变，这个区域叫做塑性区。在塑性区以外，随着离开震源距离的继续增大，外力逐渐变得很小（而且爆炸只是一个瞬时现象，作用时间很短），已减低到岩石弹性限度以内，岩石就只发生弹性形变。由于应力与外力的相互作用，使岩石的质点在它的固有位置附近产生弹性振动。因为岩石各部分之间有着弹性联系，所以岩石这一部分的振动又引起周围各部分岩石的振动，这样就形成了在岩石中传播的弹性波。

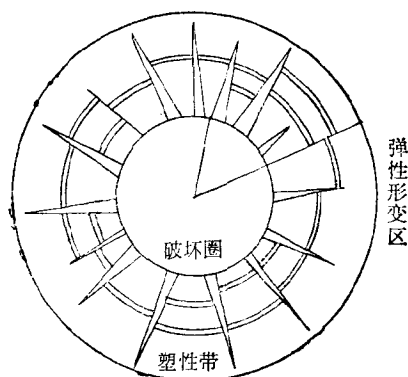


图 1—2 爆炸对岩石的影响

人工激发的地震波是在弹性介质（岩层）中引进新的能量，释放出某些力去扰动介质，并使介质产生阻止其形变的应力，外力与应力的相互作用，使介质得到一个初始扰动。它又引起其附近部分介质的质点围绕着固有位置发生扰动，并从一个质点传到下一个质点，再下一个质点，如此下去，从而引起一个波状运动在岩层中传播开来，就产生了地震波。

§ 2 地震波的类型

弹性体的形变有两种基本形态：一是压缩形变；一是剪切形变。由这两种形变相应产生两种波型，即压缩波和剪切波。这两种波可以在物体内部传播，因此称为体波。它们都被工程震探所应用。

压缩波是由体积形变引起的介质压缩或膨胀，造成介质中质点排列的压密和稀疏而传播的胀缩波。固体、气体和液体都能产生压缩或膨胀的体积形变，并具有恢复原有积体的性能，因此都能产生胀缩波。声波即为一例。胀缩波的特征是介质质点的振动方向与波的传播方向一致。如图 1—3 所示。它又称纵波，用字母 P 代表。

剪切波是由剪切形变产生的弹性波。因此只有固体才能传播剪切波，而气体和液体无所谓剪切形变，所以不能产生剪切波。弦振动的横向波即为一例。剪切波的特征是介质质点的振动方向垂直于波的传播方向。如图 1—4 所示。它又称横波，用字母 S 代表。

若介质内存在一个或一个以上的界面，界面两侧的弹性性质不同，这时将产生其他类型的波。其中有一类波它们只沿界面传播，所以称为“面波”。自然界中地球表面是固体与空气接触，这个表面的弹性性质差异最大，而且是我们观

测地震波的最主要场所，因此有必要简单地介绍一下在这个表面所产生的面波，它叫做瑞雷波。

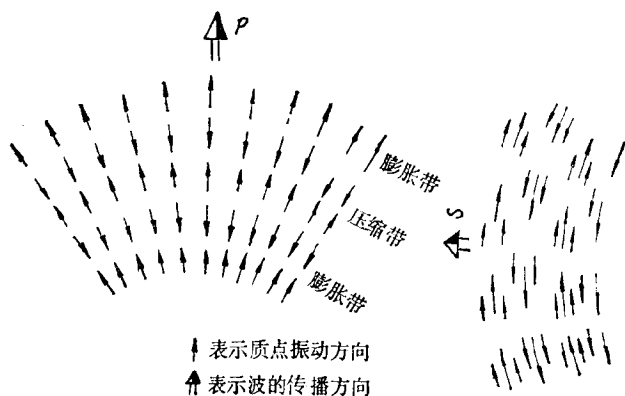


图 1—3 纵波

图 1—4 横波

瑞雷波的特征有三：（1）它只沿界面传播。质点振动的振幅随着离界面的深度增加而迅速地（按指数函数）减小；（2）质点的振动只局限在沿着波的传播方向而且与界面垂直的平面内，也就是说没有水平分量；（3）质点作椭圆的和逆进的运动。如图 1—5 所示。此外它的能量（振幅）随传播距离的衰减要比纵波慢，因此在离震源较远的地方，瑞雷面波将比纵波更强些。

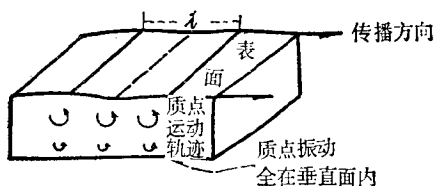


图 1—5