

磁带地震资料解释

③

燃化部六四六厂磁训班 编
华东石油学院勘探系

磁带地震资料解释



燃化部六四六厂磁训班
华东石油学院勘探系

编

前 言

在毛主席的无产阶级革命路线指引下，为适应石油工业迅速发展的需要，燃化部委託华东石油学院和六四六厂共同举办了磁带地震勘探训练班，并编写了这本讲义。

遵照毛主席关于“为工农兵服务”、“向工农兵普及”的教导，这本讲义适用于具有初中以上文化程度的工人学习，主要供工人短训班使用，并供厂矿有关人员及有关院校师生参考。本讲义共分十三章。第一、二、三章讲述了地震波的激发、传播和接收基的本原理和野外工作方法。第四、五章介绍了磁带仪器的因素选择和室内回放处理方法，对磁带仪器有关部分的线路原理也作了适当的分析。第六～十一章着重叙述磁带地震资料（包括时间剖面 and 波形记录）从对比解释直到构造图的分析等整个解释过程及其解释方法。第十二章阐述了磁带地震勘探中的新方法～多次复盖的基本原理、野外工作方法和资料解释方法。第十三章对当前地震勘探发展的新方向～数字地震勘探也做了简要的介绍。最后附录有地质基础、常用数学公式及计算用表。

本讲义在编写过程中，受到有关石油厂矿和地质物探大队的大力帮助，在此特致以深切的谢意。

由于我们学习毛主席著作不够，水平不高，讲义中一定存在着不少缺点和错误，希望读者提出批评指正，以便进一步修改，使之更加充实和完善。

燃化部六四六厂磁训班
华东石油学院勘探系

一九七二年三月

目 录

前 言

第一章 地震波的激发	(1)
第一节 地震波及其形成	(1)
第二节 地震波的激发	(7)
第二章 地震波的传播	(15)
第一节 地震波在均匀介质中的传播规律	(15)
第二节 地震波在介质分界面上的传播规律	(16)
第三节 地震波在连续介质中的传播规律	(21)
第四节 反射波的时距曲线	(23)
第三章 地震波的接收	(32)
第一节 地震测线的布置	(32)
第二节 反射波法观测系统	(35)
第三节 干扰波的分析	(38)
第四节 组合法的原理及应用	(43)
第五节 接收条件的选择	(52)
第四章 磁带仪器因素的选择	(55)
第一节 增益控制的选择	(55)
第二节 调制度的选择	(65)
第五章 室内回放处理方法	(70)
第一节 滤波	(70)
第二节 动静校正	(80)
第三节 组合	(86)
第六章 磁带地震记录的解释	(96)
第一节 对比的原则和方法	(97)
第二节 干涉带中波的对比	(103)
第三节 时间剖面的地质解释	(112)
第四节 断层的解释	(115)
第五节 不整合及超复的解释	(129)
第七章 特殊波	(136)
第一节 多次反射波	(136)
第二节 绕射波	(143)
第三节 迴转波	(149)
第四节 断面反射波	(154)

第八章 速度的测定	(157)
第一节 速度的测定	(157)
第二节 速度资料的综合	(164)
第三节 应用超声波测井测定速度	(169)
第九章 低降速带的测定及其校正	(173)
第一节 低速带测定的基本原理	(174)
第二节 低(降)速带测定的方法	(177)
第三节 低(降)速带校正的实例	(184)
第十章 地震剖面图的绘制	(189)
第一节 复盖介质为均匀介质时反射界面的绘制	(190)
第二节 复盖介质为连续介质时反射界面的绘制——曲射线法	(195)
第十一章 构造图的绘制	(202)
第一节 构造图的绘制	(202)
第二节 时间剖面的校正	(214)
第三节 怎样看构造图	(221)
第十二章 多次复盖	(226)
第一节 多次复盖的原理	(226)
第二节 多次复盖的观测系统	(231)
第三节 多次复盖参数的选择	(233)
第四节 多次复盖资料的解释	(240)
第五节 多次复盖的应用及实例	(242)
第六节 影响多次复盖效果的因素及改进的方法——偏移复盖	(243)
第十三章 地震数字技术简介	(248)
第一节 数字技术是地震勘探发展的方向	(248)
第二节 野外数字地震仪简介	(249)
第三节 地震资料数字处理过程简介	(250)
第四节 提高讯噪比的方法	(252)
第五节 各种校正方法	(270)
第六节 其他	(271)

附录一 地质基础

第一章 储藏油、气的岩石	(275)
第一节 组成地壳的岩石	(275)
第二节 主要的生油、气岩石	(277)
第三节 主要的储油、气岩石	(278)
第四节 沉积岩的空间分布	(278)

第一章 地震波的激发

目前在地震勘探中，通常采用炸药爆炸或其他方法激发地震波。每一种地震勘探方法都应用一定类型的地震波，反射波法是应用反射纵波来研究地下地质构造的。我们把它用来了解地下地质构造的那种波，叫做有效波。我们总是希望有效波在地震记录上能量比较强，比较突出，但是，正如毛主席所教导的：“世界上的事情是复杂的，是由各方面的因素决定的。”事实上，我们每放一炮，不但产生所需要的有效波，还会产生其它各种类型的波（如声波、面波、不规则干扰波、多次波等），仪器同时把这些波记录下来，使地震记录变得复杂起来，这些波妨碍我们在地震记录上识别和追踪有效波，因而，我们把有效波以外的各种波统称为干扰波。由此可以看出，有效波与干扰波是互相对立而又共存的，有效波是在干扰背景之上记录下来的。因此，在地震勘探的野外工作中，我们要充分利用一切手段与干扰波作斗争。换句话说，要得到高质量的地震记录，必须抓好激发和接收这两个基本环节。有了良好的激发条件，有利于激发有效波，才能提供可靠的根据，这是接收地震波的基础。因此，因地制宜地正确地选择激发方式和激发条件是多快好省地完成地震勘探任务的关键。

第一节 地震波及其形成

一、什么是地震波

毛主席教导我们：“对于物质的每一种运动形式，必须注意它和其他各种运动形式的共同点。但是，尤其重要的，成为我们认识事物的基础的东西，则是必须注意它的特殊点，就是说，注意它和其他运动形式的质的区别。”

地震勘探中所利用的地震波是由人工方法在岩层中激发，使岩石发生振动并向四周传播的一种运动形式，它和我们日常遇到的其它各种波，如声波、水面波等运动形式有共同点，当我们认识到这种共同点之后，进而去分析地震波的特殊点，就可以使我们深刻地认识地震波的本质。

例如，往比较平静的水池里投一石子，就会在水面上以投石点为中心形成圆环状的波纹，并且逐渐向四周传播出去，这就是常见的水面波。

如果在水面上漂浮着树叶或草棍，我们看到树叶、草棍并不跟着水波漂向远处，只是在它原来的位置附近摇荡。

通过这个实例，我们认识到，当水的某部分受到外力作用（如投石子），使之沿着自己的平衡位置振动，而水面上各部分之间存在着一定的联系，因此某部分受到外力作用发生振动后，又使其相邻部分开始振动，这样依次将振动传播出去，形成了水面波。

在地震勘探中，用炸药爆炸或其他方法，使震源附近岩石的质点发生振动，并从震

源由近及远地向四周传播出去，就形成了地震波。

由此我们认识到，不论那种由机械力所形成的波，都是质点的振动在介质中的传播过程。而质点振动的传播，只是把振动的运动形式传播给它们相邻的质点，它们本身只在原来的位置附近振动，并不随着波的传播方向前进。这是所有机械波的共同点。但是，不同的波又各有其特殊点，这就是各种波所以有千差万别的根本原因。

那末，地震波的特殊点又是什么呢？

地震波的实质是在地下岩层中传播的弹性波。因此，要了解地震波的性质，就必须搞清楚弹性形变这个概念。

任何物体，在一定条件之下，都表现为一定的性质。用手把皮球捏扁，手一松皮球又恢复原状；用力把弹簧拉长，力一去掉，弹簧又缩回去。象皮球、弹簧这类物体，在外力作用下，物体的体积或形状发生变化，在外力去掉后，又恢复其原状。这种特性叫做弹性。它在外力作用下所发生的体积和形状的变化，叫做弹性形变。又如粘胶泥之类的物体，由于在外力作用下所发生的体积或形状的变化，在外力去掉后并不恢复其原状，仍保持受力后所发生的体积或形状的变化，这种特性叫做塑性。它所发生的形状变化，叫做塑性形变。

毛主席教导说：“一切矛盾着的东西，互相联系着，不但在一定条件之下共处于一个统一体中，而且在一定条件之下互相转化”。弹性和塑性是物体的两种互相对立的特性，然而物体却具有这两种特性。在外力作用下，一个物体表现为弹性形变还是塑性形变，取决于一定的条件。这就是说，要遵照毛主席关于“看问题要从各方面去看，不能只从单方面看”的教导，既要看到物体本身的物理性质，又要看到作用力的大小和特点（延续时间的长短、变化的快慢等）以及它所处的外界环境（温度、压力等）。在外力很大且作用时间很长的条件下，大部分物体都表现出塑性体的性质。反之，在外力很小且作用时间很短的条件下，大部分物体都具有弹性体的性质。从这个意义出发，岩石在离开震源相当远的地方，由于外力较小，作用时间较短，因而主要表现为弹性。

那末，地震波的形成和岩石的弹性形变有什么关系呢？为了解决这个问题，我们还需要先搞清楚弹性形变和应力的关系。

岩石由震源引起弹性形变，虽然是多种多样的，但是我们可归结为体积形变（简称体变）和形状形变（又叫切变）两种基本形式，对于形变的各种复杂情况，可以看作是这两种基本形变复合的结果。

为了讨论具体起见，我们假定在弹性形变区域中取出岩石的一个立方体的小单元（图1—1），所谓体积形变，是指在外力作用下，只使立方体的体积发生变化，而形状（各边夹角）保持不变；所谓形状形变，是指在外力作用下，保持立方体的体积不变，而只改变它的形状（各边夹角）。

我们考虑一下，既然外力引起立方体的形变，那末，为什么在形变之后立方体不是无限制地变形呢？在形变之后，立方体又为什么能够恢复原状呢？

从图1—1看出，体积形变（膨胀或压缩）是与垂直作用于立方体各个面上的外力有关；而形状形变则是由平行于立方体各个面的外力所引起的。同时，在立方体内部也表

现出与加在单位面积上的外力相对立的等作用力叫做应力。立方体由形变引起应力。在外力作用时，立方体内的应力，对形变起到对抗的作用，所以立方体不会无限地变形下去；当外力去掉后，应力就使立方体立即恢复原状。实践证明，在一定范围内，应力与形变成正比。这个范围叫做弹性限度。

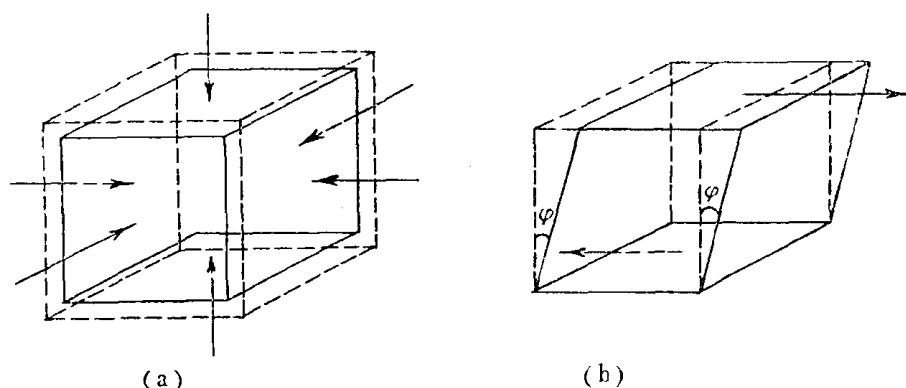


图 1—1 弹性形变

弹性体在外力作用下产生形变，同时也就产生应力。应力是与形变相互依赖而存在，又相互斗争的。由于应力的作用，使形变取消，但是，由于惯性作用，弹性体进而向相反方向产生形变，同时又产生与形变相对抗的应力。这种运动形式，就是形变与应力这一对矛盾相互依赖又相互斗争的过程，形成了岩石在它的平衡位置附近的振动过程。

我们还要指出，一个物体受到由小向大继续增大的外力作用时，大体上先后经历三种状态。开始外力很小，在弹性限度以内，外力去掉后，物体立即恢复原状（弹性形变）；当外力增大，超过了弹性限度，外力去掉后，物体就不能恢复原状，还保留了在外力作用下所产生的形变（塑性形变）；当外力继续增大，大大地超过了物体的弹性限度，此时物体受到强大外力的作用将被拉断或压碎，遭受破坏。

我们有了以上的基本概念，再来讨论地震波是怎样形成的。

假设地下岩石是均匀介质，它的各部分之间有着弹性联系。当炸药爆炸时它所产生的高温高压气体对震源周围的岩石产生巨大的压力，靠近震源附近的岩石，由于压力大大超过了岩石的抗压强度而被压碎，形成一个破坏圈，炸成空洞。爆炸的部分能量在压碎岩石和发热过程中消耗掉。随着离开震源中心距离的增大（图1—2），爆炸能量将传给越来越多的单元，因而单位体积的能量大为降低，以致岩石上所受到的压力小于岩石的抗压强度。此时岩石虽不再受破坏，但压力还是超过岩石的弹性限度

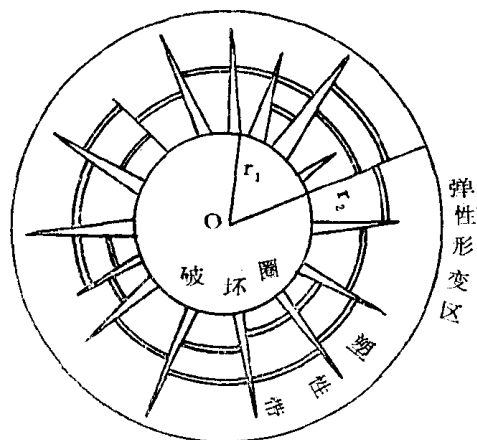


图 1—2 爆炸对岩石的影响

，因此，就出现由药包向四周扩张的辐射状的裂隙。同时，在辐射状裂隙的区域中也可能出现环状的裂隙，这个区间叫做塑性带。在塑性带以外，随着离开震源距离的继续增大，压力降低到岩石弹性限度以内，形变和应力都很小，作用时间又很短，受到压力后，引起弹性形变，同时也就发生与之对抗的应力，使这一部分岩石在原来的位置附近形成振动。振动若干次后就停止了。因为岩石各部分之间有着弹性联系，所以岩石这一部分的形变又引起了它周围各部分岩石的形变（例如某一部分岩石的膨胀，就影响它周围各部分岩石的压缩），于是周围各部分岩石形变和应力的相互斗争，又形成了周围各部分岩石的振动。这样振动过程将由近及远地依次传播出去，就形成了在岩石中传播的弹性波，这种在岩石中传播的弹性波就是地震波。

二、地震波的种类

按照岩石中质点振动的不同形式，我们把岩石中传播的地震波分为两类。一类是振动方向和波的传播方向平行，叫做纵波；另一类振动方向和波的传播方向垂直，叫做横波。由于纵波和横波能够沿着离开震源的各个方向上的很大距离内传播，也就是说，它们能够在岩层的整个体积内传播，因而这两种波又统称为体波。所谓面波，就是说只能够沿着岩层分界面传播，并且只在分界面附近存在，它的强度随着离开分界面的距离的增大而迅速衰减。所以，在地面上一般不容易接收到几十米深处分界面上的面波。在地震记录上出现的面波，主要是沿着地面传播的面波。这种面波传播时，地面质点在通过波传播方向的铅直面内沿椭圆轨道运动，椭圆轨道的长轴是铅垂的，约为水平轴的一倍半。

各种地震波传播速度也是不同的，纵波的速度 $V_{\parallel}$ 约为同一介质中横波速度 $V_{\perp}$ 的1.73倍，即 $V_{\parallel} \approx 1.73V_{\perp}$ 。而面波的速度 V_m 则比同一介质中传播的体波的速度都要低，它大约为横波速度的0.9倍，而约为纵波速度的一半，即

$$V_m \approx 0.9V_{\perp} \approx 0.5V_{\parallel}$$

在同一次爆炸所激发的地震波中，一般纵波的强度要比横波的强度强得多，而且在同一岩层里，纵波的速度也远大于横波的速度，所以，目前，在地震勘探中主要是利用纵波。

三、地震波的图形

1. 振动图

当我们在地表附近岩层中某点爆炸时，地震波就从爆炸时刻开始以爆炸点为中心向各个方向传播。我们用检波器和磁带地震仪记录由于地震波的到达而引起的地面质点的振动情况，就得到地震记录，其中每条曲线叫做一个地震道或振动图。

为了清楚起见，只注意地面某一质点在它振动过程中位移（离开平衡位置的距离）与时间的关系，并用直角坐标系表示，如图1—3所示。

图1—3(a)表示某一质点从 t_1 时刻开始振动，即波刚刚到达该质点的时刻，叫做波的初至。经过一个短暂时间 Δt 振动后，就逐渐停止了。振动时，质点离开它的平衡位置的最大位移（图中 A_1 、 A_2 、 A_3 ，）叫做振动的视振幅，用 A 表示，以“毫米”为单位。振动的能量是和视振幅的平方成正比，所以可定性地判断，视振幅值 A 越大，反映振动的能量越强。

两个相邻极大点或极小点（即质点向正方向或负方向的最大位移）之间的时间间隔，叫做振动的视周期，用 T 表示，以“秒”为单位。从 T 值的大小，可知振动的快慢，还可以用视频率 f 来表示。所谓视频率，就是在一秒钟内振动的次数，以“赫芝” (Hz) 或“周/秒”为单位。如某质点振动的视频率是40赫芝，就是说每秒钟内振动40次，那末，振动一次所需的时间，即 $T = 1/40 = 0.025$ 秒。由此可知，视周期 T 和视频率 f 是互为倒数关系，即

$$T = \frac{1}{f}.$$

对于同一个波来说，彼此相距不远的两个质点的振动图是相似的，只是由于距离震源远近不同，初至有迟早的差别，如图 1—3(a)和 (b) 所示。这种事实，对于地震勘探有很大实际意义。因为根据这一特征，可以通过比较地面上相邻各点的振动图，如图1—3(c)，来研究地震波在地下岩层中的传播规律。

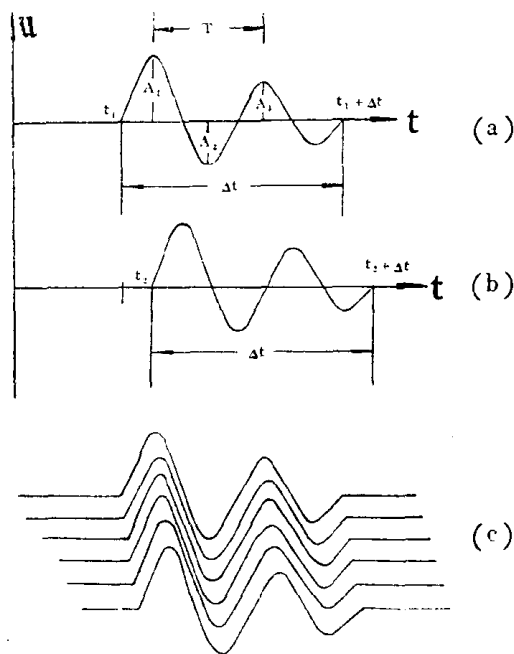


图 1—3 振动图

2. 波剖面

上面讨论了振动图，它反映了地震波在传播过程中，某一质点随时间的振动特点。现再进一步讨论波在传播过程中在某一时刻整个介质振动分布的情况。

假设地下是均匀介质（地震波的传播速度到处相等，即 $v = \text{常数}$ ），在 O 点爆炸后（图1—4），地震波就从这一时刻开始自震源 O 点向各个方向传播。如果把某一时刻 t_K 所有刚刚开始振动的点连成曲面，这曲面叫做此时刻 t_K 的波前；而由在 t_K 时刻所有逐渐停止振动的各点连成的曲面，叫做 t_K 的波尾（或波后）。

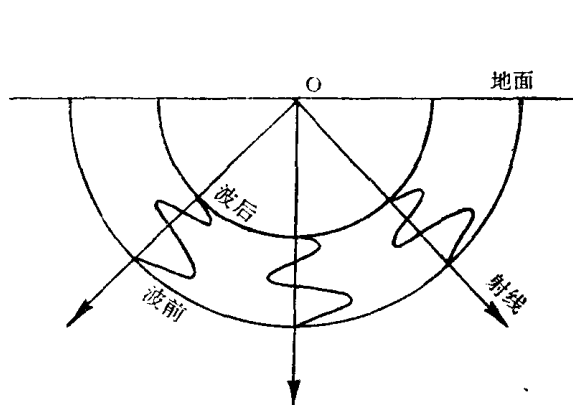


图 1—4

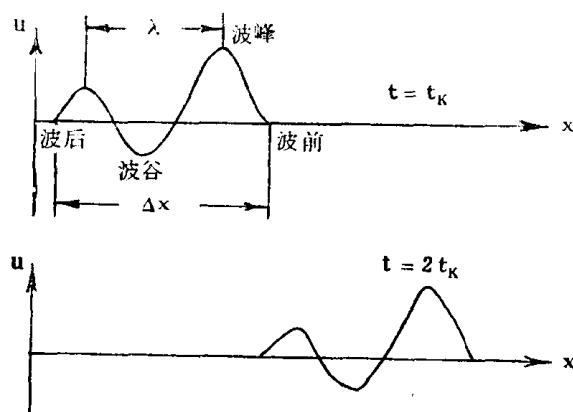


图 1—5 波剖面

波前表示某一时刻地震波传播的最前位置。在波前以外的质点，在该时刻波还没有到

来。在波尾以内的各质点，都经过短暂的振动之后而逐渐恢复相对静止的状态，即波已传播过去了。而在波前和波尾之间的质点正在振动。这个区间叫做振动带。因为我们假设地下是均匀介质，所以波前和波尾都是以震源O为中心的同心半球面。

根据波前的形状，可以把波区分为球面波和平面波等。

为了把在某一时刻 t_K 波在整个介质中的振动分布情况表示出来，我们用横坐标 x 表示通过震源O的直线上各个质点的平衡位置，纵坐标 u 表示在 t_K 时刻各个质点的位移。将各质点位移连成曲线，所得到的图形，叫做波剖面，如图1—5所示。

在波剖面中，最大的正位移的点叫做波峰，最大的负位移的点叫做波谷。两个相邻波峰或波谷之间的距离叫做视波长，以 λ 表示（即在一个视周期内波前进的距离）。波前和波尾以速度 v 向外扩大，在一个视周期内，波沿 x 方向传播的距离是一个视波长，所以

$$\lambda = vT = \frac{v}{f} \quad (1-1)$$

如果，由爆炸激发的地震波，最强的频率在40赫芝左右，在岩层中波的传播速度 $v = 2000$ 米/秒，那末，地震波的波长是

$$\lambda = \frac{v}{f} = 50 \text{米}。$$

四、地震波的频谱

上面谈到质点的振动，只经过一个短暂时间 Δt 振动之后就逐渐停止下来，回到它原来的平衡位置。这种现象表明，由爆炸所引起的质点振动，并不是象正弦（谐和）振动那样简单的周期性振动，而是一种非周期性的瞬时振动即脉冲振动。根据振动的数学理论得知，非周期性瞬时振动，可以看作是无限多个频率和振幅连续变化的正弦振动之和。

根据这种分析，质点的振动，可以绘成所谓的振幅频率谱或简称频谱，即以频率 f 为横坐标，以振幅 A 为纵坐标，如图1—6(a)所示。这就好象是普通的日光，经过棱镜或雨滴可以分解成为红、橙、黄、绿、兰、靛、紫的连续光谱一样。频谱也是一条连续曲线，表示在这条曲线所画出的范围内脉冲包含着所有频率的正弦振动。从大量的实际观测资料得知，反射波的能量主要分布在30—60赫芝的频带内，面波一般在低频范围内（10—20赫芝）较强，而微震则具有包括整个地震波频率范围的宽谱。频谱中振幅极大值使

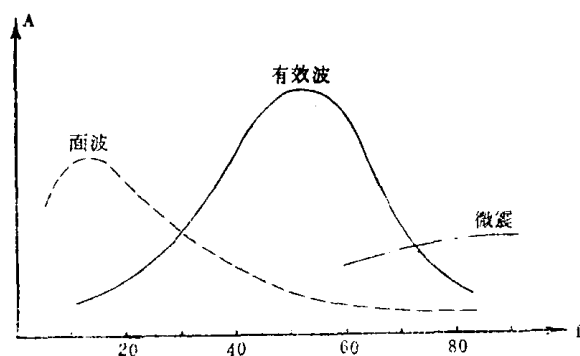


图 1—6 (a)

质点振动以该频率为主频的振动形式表现出来。这种概念,在图1—6(b)中用振动图和频谱两者对比起来分析,就更明显了。对于周期 T_2 较大的振动,在频谱曲线中相应的较低

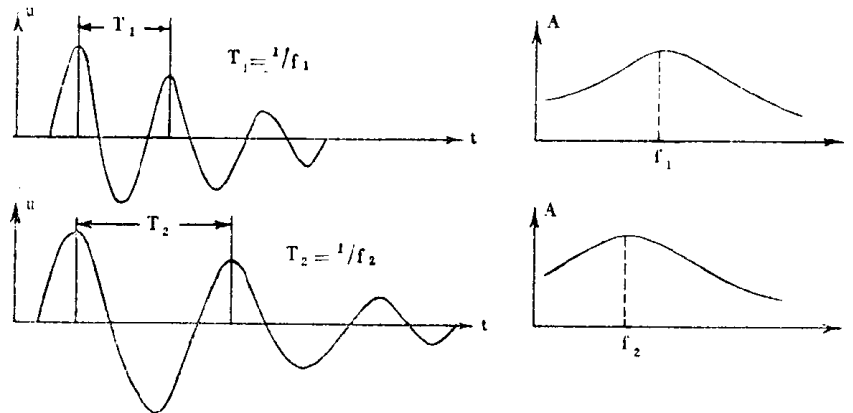


图 1—6 (b)

频率 $f_2 = \frac{1}{T_2}$ 处有极大振幅,而对于周期 T_1 较小的振动,则在相应的较高频率 $f_1 = \frac{1}{T_1}$ 处有极大振幅。图1—7是在某地用试验方法得到的反射波的频谱。曲线①、②分别相应于0.5秒和1.5秒的反射波频谱曲线。由此可见,随着界面埋藏深度的增大,在波传播的过程中,由于地层的吸收作用,高频成份比低频成份更容易被吸收,使反射波频谱的极大值向左移动而变低。

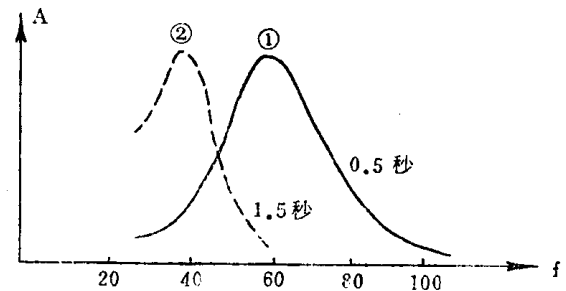


图 1—7 反射波的频谱

由以上所述,可知不同的波,它们的波形和频谱也是不同的;这与波在实际岩层中的激发条件和传播条件有着密切的关系。

由于岩石质点的振动是脉冲性质的,因而在地震勘探中把描述周期性振动的振幅、频率、周期、波长等名称之前都加上一个“视”字,以示区别。

第二节 地震波的激发

一、地震波激发的要求

所谓激发,就是由炸药作为震源进行了爆炸,打破了地层的相对静止状态,产生了地震波。以炸药爆炸作为激发力的震源,能否激起为磁带地震仪器所接收的地震波,它决定于:

- (1) 震源必须具有足够的能量;
- (2) 转化为弹性波振动的震源与周围介质的耦合关系。

我们知道影响爆炸能量除了炸药量多少在一定程度上起决定作用外,还决定于炸药

的物理化学性质，如炸药的密度。常用的硝铵炸药的密度为 $1.25-1.35$ 克/厘米³，它直接影响爆炸的速度，对于地震勘探应用的炸药，爆炸速度为 $4-6$ 公里/秒。除此还与炸药包的几何形状有关。要想得到较大的向下传的有效能量，球形药包较长柱状的为好。为了产生强的弹性波能量，地震勘探中使用高爆炸力的炸药是有利的。

但是，要把爆炸能量尽多地转化为弹性振动，炸药包放置的周围介质起主要作用。实践证明：爆炸时能激起弹性波的最良好介质是具有含水的可塑性岩石，如潮湿的胶泥、粘土等。这是因为岩层孔隙中充满了不可压缩的液体，因此在爆炸区域内形成了介质的瞬时的振动，在这种条件下所形成的地震波具有显著的振动特性，所以它是最有利于地震波的激发。而在坚硬的岩石中爆炸，介质将被粉碎，它对地震波的激发是不利的。

那么激发条件的基本要求是什么呢？

- (1) 激发的有效波具有相当强的能量(保证获得需要的深层反射)。
- (2) 使有效波频谱适中，有效波与干扰波有较大的差别，适于地震仪器记录。
- (3) 最大限度的压制干扰波，增强有效波(波形、波组要突出)，并能有较高的分辨能力。

二、激发条件的选择

激发条件的选择最常用的是井中爆炸，此外还有水中、坑中等激发方式。

1. 井中爆炸

井中爆炸是地震勘探中应用最为普遍的一种激发方式。在反射波法中，为了使激发的反射波能量强、频率适中、并能压制由爆炸所产生的各种干扰波，通常在低速带以下注满泥浆或水的井中爆炸。在井中注满泥浆和水的作用是促使爆炸能量向下传播，以形成较强的反射波，同时又可以防止爆炸能量上传产生较强的面波、声波等干扰；此外，还可以保护井壁，免遭爆炸的破坏。当在浅井中进行大炸药量的爆炸时，由于井内水柱压力过小，可采用“闷炮”的方法，以增强下传能量。

究竟在什么岩性里激发反射波能量最强、频率最为适中及干扰波最少呢？实践经验证明，在不同的岩性中爆炸所激发的反射波的频率、强度及干扰程度是不一样的。在松散的岩性例如淤泥中爆炸频率较低，而且爆炸能量大部分被疏松的岩层所吸收，转化为有效波的弹性能量不大；而在坚硬的岩石例如石灰岩中爆炸，产生的反射波的频率较高，由于爆炸所产生的能量大部分消耗于破坏井壁周围的岩石，转换为弹性能量不大，因而所激发的反射波能量不强。因此，在这些岩层中激发都不能达到上述要求。大量实践证明，激发岩性最好选择在潜水面以下 $3-5$ 米的粘土层或泥岩中爆炸，在这种岩性中爆炸，激发的反射波的频谱适中；激发的能量较强，由于激发离上面的潜水面不远，潜水面又是一个强反射界面，爆炸所激发的能量由于潜水面的强烈反射作用而大部分往下传播，从而增强了有效波的能量减少了干扰波的能量。图1—8就是某地区分别在潜水面以上与潜水面以下爆炸所得到的两张记录。比较这两张记录，可以明显地看出，在潜水面以上爆炸，其记录干扰背景强，反射同相轴不能追踪，而在潜水面以下爆炸，其记录干扰背景小，反射波突出，反射同相轴清晰。

激发深度应与潜水面深度和激发岩性结合起来加以选择。如果深度选择不合适，将

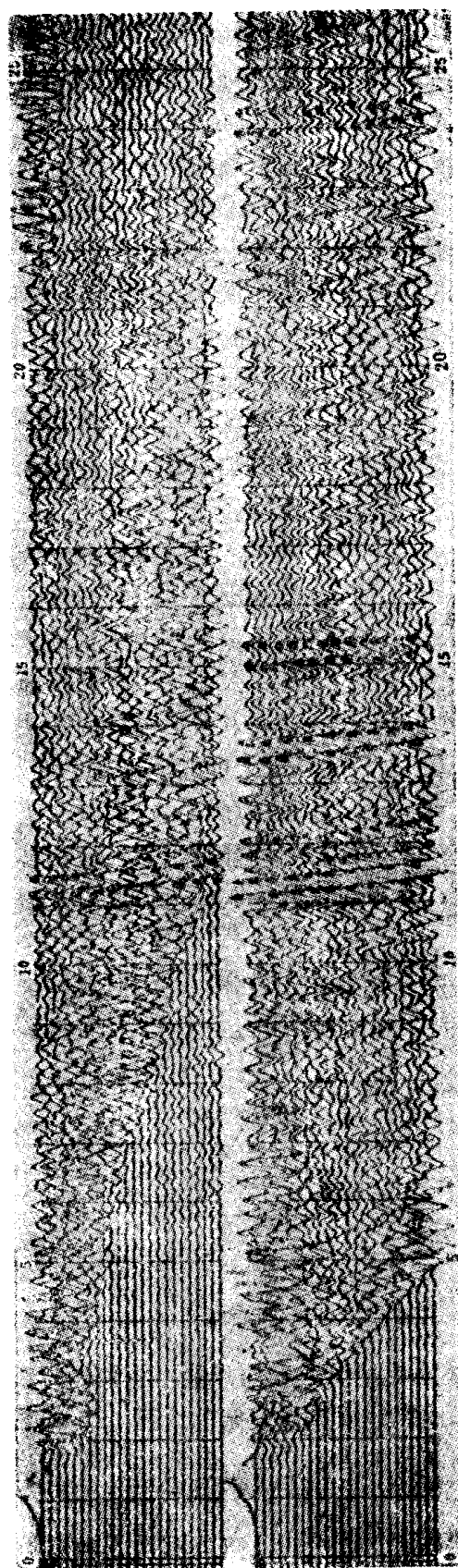


图 1—8 潜水面与激发条件的关系

上——潜水面以上，下——潜水面以下

出现面波、声波等干扰，因此，必须严格地选择深度。通过调查民用水井、从钻井中捞取岩样分析岩性、电测井、微地震测井、浅层折射求低速带等各种方法来选择最佳激发深度。

关于炸药量的选择，应保证深层反射有足够的能量，使有效波振幅与干扰波振幅的比值足够大。一般选择炸药量要考虑几个方面因素：炸药包周围的岩性，勘探深度和爆炸点与接收点之间的距离，仪器的灵敏度。在上述因素都不变的情况下，适当增加炸药量，可以提高有效波的振幅。但是，有效波的振幅随炸药量的增加是有限度的（见图1—9）。当炸药量较小时，有效波的振幅随炸药量的增加而增大，当炸药量达到某一定值 Q_1 ，

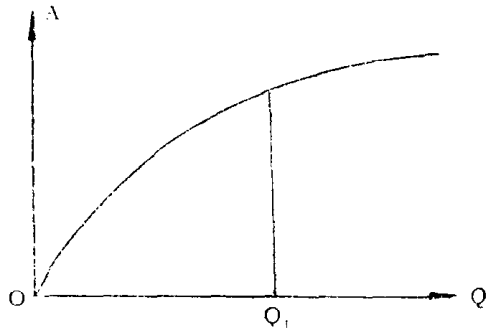


图 1—9

（极限炸药量，不同地区 Q_1 值也不同）以后，再继续增加，有效波的振幅增加缓慢，相反地会增加干扰背景。因为炸药量越大，对炸药包周围岩石产生的压力越大，超过了岩石的弹性限度，以致爆炸能量大部消耗在岩石的压紧和破坏上。所以炸药量过大会加大破坏圈和塑性带的范围，很少有利于提高反射波的弹性能量。因此，不加分析地，盲目地增加炸药量来提高有效波能量的做法是不对的。

当炸药量已达到极限炸药量 Q_1 ，并且最大可能地提高了仪器的灵敏度，仍然不能获得足够的深层反射能量时，可采用多井组合爆炸。这样减少了每个爆炸点的药量，增大了爆炸范围的面积，相对减少了破坏岩石的能量消耗，使更多的能量转化为弹性波能量，提高反射波的能量。同时，由于组合效应其结果使反射波得到加强，干扰波相对削弱。

组合爆炸是把一个爆炸点的药量分在几口井中，同时爆炸来激发反射波的一种激发方法。组合方式有直线组合（图1—10a）和面积组合（图1—10b、c）两种。组合点数和组合

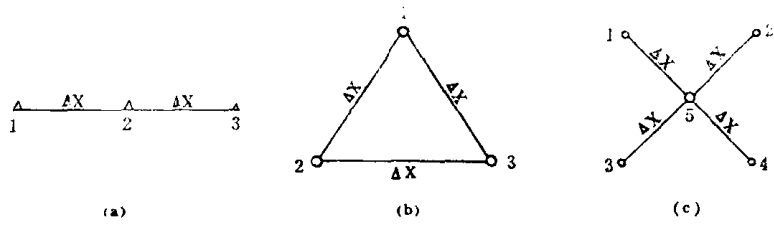


图 1—10 组合爆炸

距(Δx)根据试验决定。但过多地使用组合爆炸点数，将使野外工作复杂化，降低了工作效率。这种方法主要应用于地震地质条件复杂的地区。组合爆炸的原理与组合检波的原理是一致的，将在第三章第四节来讲。

2. 水中爆炸

在海洋、湖泊或河流中进行地震勘探时，可以利用水中爆炸的激发方式。在水网地区或其它有条件的地区，也可因地制宜地采用水中爆炸。在某些地区，水中爆炸可以得

到质量接近于井中爆炸的反射记录。但在浅水中爆炸，要注意炸药包接触的岩性，要避免在淤泥中激发，而在泥岩中爆炸较为有利。

在深水池中爆炸，要正确地选择沉放深度。当沉放深度过大时，由于气泡惯性胀缩而造成重复冲击，使记录受到严重干扰，消除重复冲击的方法是加大炸药量或将沉放深度变浅，使爆炸后气泡迅速冲破水面接触空气而破裂。据某地试验结果表明，最佳沉放深度与炸药量的关系：6公斤为1米，9公斤为1.5米，15公斤为2米。

3. 土坑爆炸

在某些地区，由于潜水面很深(如砾石复盖区)，或不便于使用钻机的地区(如沙漠、黄土沟等)，在这些地区进行地震工作时，根据工区的具体情况，采用土坑组合爆炸，获得了良好的地震记录。

在潜水面很深的砾石区，为了解决激发问题，采用深坑大炸药量组合爆炸，如坑深挖至5米左右，坑数10—20个，炸药量从几十公斤至二百多公斤。如果坑深过浅，爆炸时会使炮坑炸翻，减少了下传的爆炸能量，所以加大坑深，增加坑数，减少每坑的炸药量，将炸药放置在坑底的斜洞内(图1—11)，可以增加爆炸能量的下传。图1—13为某地采用坑中面积组合爆炸，获得了可以对比的反射同相轴，十三坑面积组合记录比六坑面积组合记录有了明显的改进。

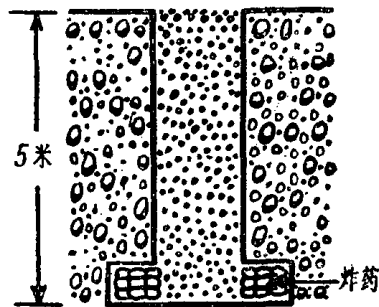


图 1—11 安放炸药情况

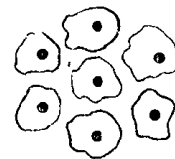


图 1—12

在黄土沟中如支沟、小沟地段，进行土坑组合爆炸，除了坑数和坑深外，岩性选择起主要作用。炸药包放置在潮湿或含水的黄土层中爆炸较为有利，通常坑数为8—15个，坑深为3—5米，药量由试验而定。

坑距的要求以爆炸后各点岩石的破坏圈不相切为适宜(如图1—12)，一般在10—20米左右。

在地形复杂的支沟、小沟工作，由于沟窄坡陡，无法挖坑，可采用地形炮。利用地形条件，炮坑挖在陡立的具有潮湿的地层中，背向测线沿沟底水平挖洞进行爆炸，也可获得良好记录。

这里要指出，采用土坑爆炸，必须尽量增加向下传播的有效能量，同时尽量防止声波和炮点喷出物溅落的干扰。因此，一定要将炮坑堵死埋实，否则，不能达到预期的效果。

除了上面讲过的各种激发方式外，还有其它的一些激发方式如空中组合爆炸等，但

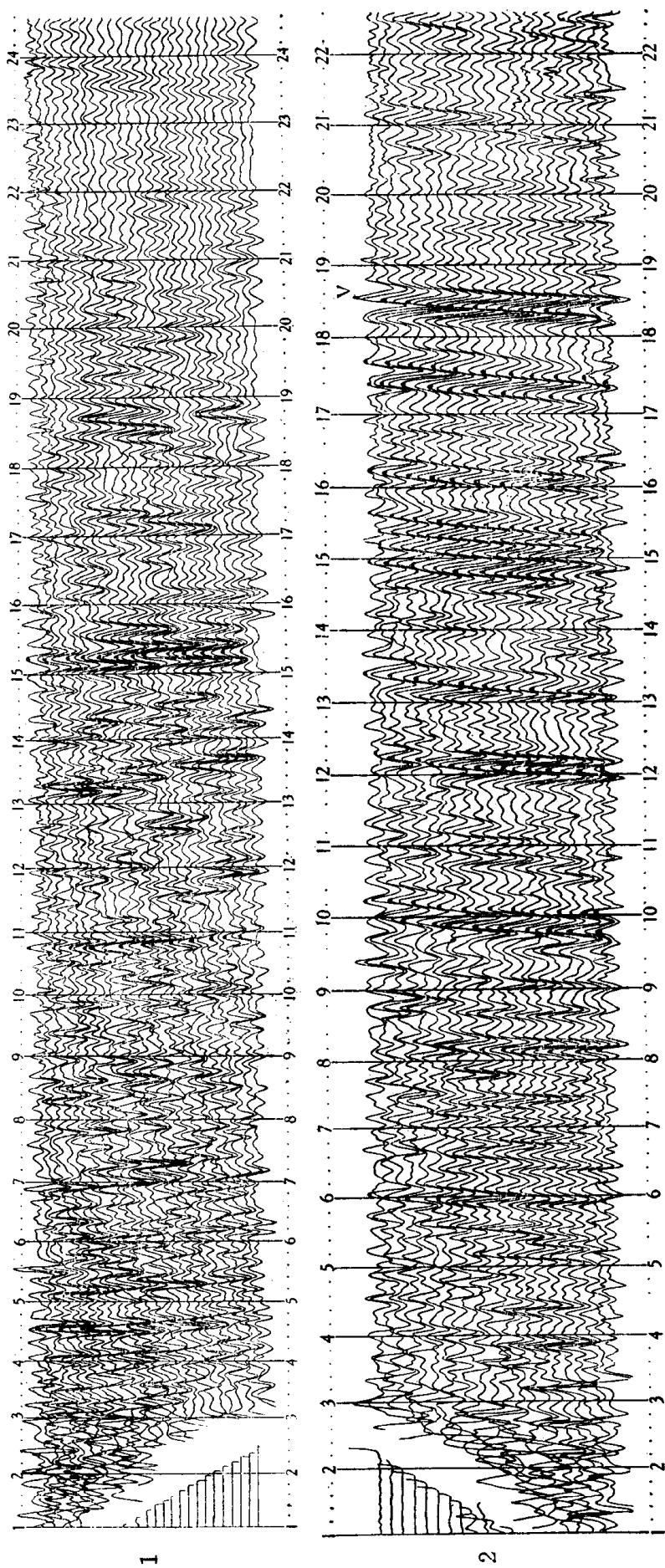


图 1—13 不同组合爆炸坑数获得的记录对比
1. 六坑面积组合爆炸记录; 2. 十三坑面积组合爆炸记录