

1 地震资料解释基础

1.1 地震波特征

1.1.1 地震波类型

按照传播过程中质点的振动方向来区分，波可以分为纵波和横波：介质中质点的振动方向与波的传播方向平行的，称为纵波，又称为胀缩波；介质中质点的振动方向与波的传播方向垂直的，称为横波，又称为切变波或剪切波。在同一种固体介质中，纵波的速度比横波的速度高，横波波速最小为 0，最大仅达纵波波速的大约 70%。在流体（气体和液体）介质中，只能传播纵波，不能传播横波。通常，对于生产中常用的炸药或气枪震源，同一次爆炸产生的纵波比横波强得多。目前地震勘探中利用纵波较多；但如果能同时利用纵波和横波信息，可取得关于介质的更多信息，如多波多分量地震勘探。

按照波所能传播的空间范围来区分，地震波又可分为体波和面波。纵波和横波可以在介质的整个立体空间中传播，所以把它们合称为体波。在地下存在许多不同岩层的分界面，这时，除了纵波与横波外，还会产生一些与自由表面或岩层分界面有关的特殊类型的地震波。这种类型地震波只在自由表面或不同弹性的介质分界面附近才能观测到，其强度随离开界面的距离加大而迅速衰减，这类波称为面波。

按照波在传播过程中传播路径的特点，地震波又可分为入射波、反射波、直达波、透射波、折射波、滑行波等几种（图 1-1）。

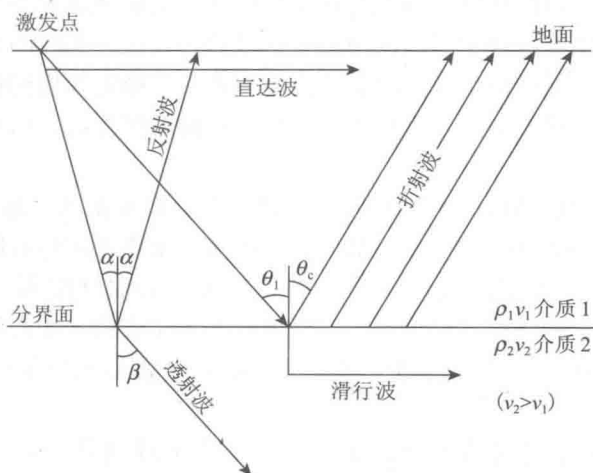


图 1-1 与地震勘探有关的各种地震波

由震源出发向外传播,未遇到分界面而直接到达接收点的波称为直达波。由图 1-1 可知,入射到地层分界面处的地震波,当入射角 (θ_1) 正好等于临界角 ($\theta_c = \arcsin \frac{v_1}{v_2}$), 且 $v_2 > v_1$ 时,透射角为 90° ,即透射波变成沿界面以 v_2 速度传播的滑行波。由于两种介质是互相密接的,滑行波在传播过程形成次级震源,并以 90° 入射到第 1 种介质中,从而在第 1 种介质中激发产生新的地震波。这种由滑行波引起的地震波在地震勘探中又称为折射波。

一般来说,当地震波入射到反射界面时,还会发生波场类型的转换,既产生反射纵波和反射横波,又产生透射纵波和透射横波。与入射波类型相同的反射波和透射波称为同类波;改变了类型的反射波和透射波称为转换波。入射角不大时,转换波的强度很小;垂直入射时,不产生转换波。

按照各种波在地震勘探中所处的地位来区分,地震波还可分为有效波、干扰波和特殊波等。在进行反射波法地震勘探时,目前主要利用反射纵波,习惯上称为有效波。相对于这种有效波而言,对有效波造成干扰的其他波都称为干扰波。例如,面波、爆炸后在空气中传播的声波、各种风吹草动等自然因素以及人和车马的走动等人为因素引起的不规则振动都是干扰波。直达波、折射波等有时也是干扰波。在地震勘探中,一项十分重要的工作就是如何压制干扰波,以便更清晰地识别和解释有效波,即提高地震资料的信噪比。此外,由于地下地质现象引起的波动在地震剖面上都会出现,如:绕射波、断面反射波、回转波等,它们既有可利用的一面,又有干涉有效波的一面,习惯上称为特殊波。

1.1.2 地震波振动曲线特征

地震勘探时,在地层介质中用爆炸的方法给岩石以巨大的冲击力,在爆炸点附近,岩石因遭受爆炸力的破坏而形成一个破坏区,远离爆炸的范围,岩石因受力较小,可视为弹性介质,产生弹性振动,从而激发地震波。由爆炸所激发的地震波不同于一般的简谐波,是非周期性的,没有固定的频率、稳定的振幅和连续的振动。首先,由爆炸产生的振动具非周期性的脉冲性质,即振动只在一短暂时间内延续,地震波震源不足以补偿质点振动因阻尼而耗损的能量,因而岩石中质点振动是不稳定的;其次,实际的地层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不能形成稳定的周期性振动。在实际地震勘探中遇到的地震波,可近似看作是在地下岩层中传播的弹性波,因而遵循波的一般运动规律。

在波动这种复杂的运动过程中,介质中无数个质点都在振动,地震波在传播过程中,介质中各质点之间的振动具有相位差,某一时刻各质点偏离平衡位置的位移是不同的,即产生位移 $u=f(x)$ 。同一时刻各振动质点位移连接而成的曲线图形,称为波剖面或波形图。为了形象地描述脉冲波的具体形态,用横坐标表示质点的平衡位置,纵坐标表示给定时刻振动质点的位移量,则各点位移分布所构成的曲线就是该时刻的波形曲线或波剖面(图 1-2)。

必须指出,这样的波形曲线只反映了波在一个特定时刻沿着一个特定方向的瞬时状态,不是波在时间和空间中的全面反映。换一时刻,就得到另一波形曲线。在波剖面中,最大正位移称为波峰,最大负位移称为波谷。两个相邻波峰或波谷的距离称为视波长;视

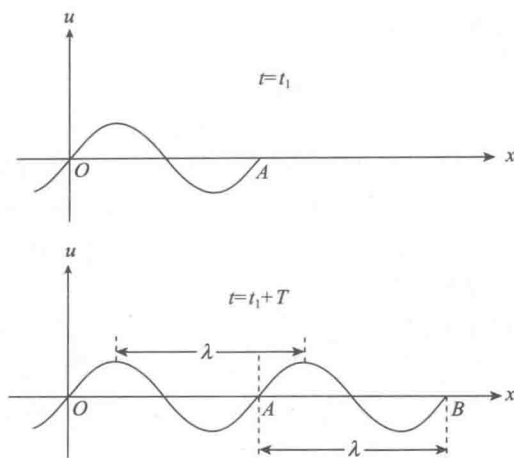


图 1-2 波剖面表示波长的示意图

波长是波在一个周期里传播的距离。

通常我们谈到波速和波长时，是沿着波的传播方向来考虑问题的。如果不是沿着波的传播方向而是沿着别的方向来分析波速和波长，得到的结果就不是波速和波长的真实值，通常称为视速度和视波长，用 v_a 和 λ_a 来表示。

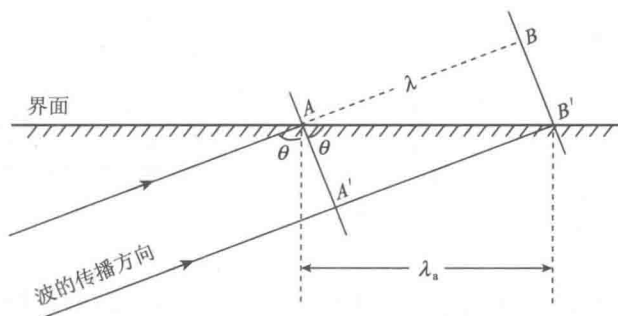


图 1-3 视波长 (λ_a) 和真波长 (λ) 的关系

在图 1-3 中，一列平面正弦波以入射角 θ 入射到水平界面上。图中 AA' 和 BB' ，代表两个想象的波前平面，两者之间的垂直距离等于真波长 λ ；也就是说，波从 AA' 传到 BB' ，所需时间就是一个周期 T 。但是，当波前传到 AA' 时，水平面上 A 点开始振动；一个周期之后，波前传到了 BB' ，这时水平面上的 A 点已经完成了一次振动，而水平面上的 B' 点则刚刚开始振动。因此，如果沿着水平直线（例如地震测线） AB' 来看，波长似乎不等于 $\overline{AB}$ ，而是等于 $\overline{AB'}$ 。线段 $\overline{AB'}$ 就是沿 AB' 方向的视波长，则有： $\overline{AB} = \lambda$ ， $\overline{AB'} = \lambda_a$ ，由图可见：

$$\overline{AB} = \overline{AB'} \sin \theta \quad (1-1)$$

同理，沿着直线 AB' 的方向来看，似乎波在 T 时间内从 A 点传到 B' 点。因此波的传播速度似乎是 $\overline{AB}/T = \lambda_a/T$ ，这就是波在观测方向上的视速度 v_a 。因为 $\sin \theta \leq 1$ ，所以 v_a 和 λ_a 不小于它们的真实值 v 和 λ 。

1.1.3 波阻抗与波的极性

1.1.3.1 波阻抗

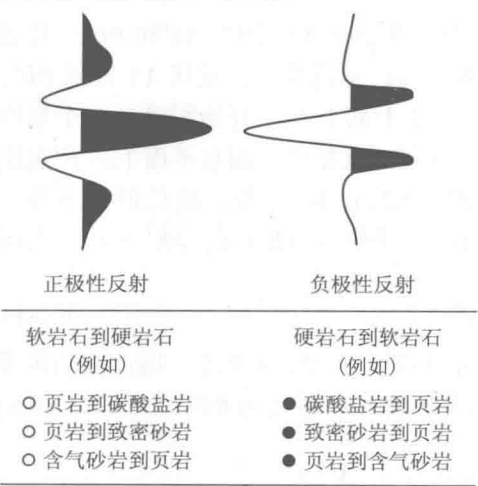
当波到达两种介质的分界面时，通常会分成两部分，一部分能量回到第1种介质中，就是所谓的反射波；另一部分能量透入第2种介质中，这在地震学中称为透射波。反射波和透射波的情况如图1-1所示，图中有一个分界面，上面为第1种介质，下面为第2种介质。 ρ_1 和 ρ_2 分别是上、下介质的密度， v_1 和 v_2 分别是波在上、下介质中的传播速度。在声学中，把密度和波速的乘积称为声阻抗。在地震学中，则习惯于把这种乘积称为波阻抗。就是说，上、下两种介质的波阻抗分别为 $Z_1 = \rho_1 v_1$ 和 $Z_2 = \rho_2 v_2$ 。只有在 $Z_1 \neq Z_2$ 的条件下，弹性波（地震波）才会发生反射； Z_1 和 Z_2 的差越大，反射波越强。在表1-1中列举了一些常见地层介质的波阻抗数据。

表 1-1 几种常见地层介质的波阻抗

地层介质	$v/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	$\rho/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	$Z/(10^4 \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2})$
土壤	200 ~ 800	1.1 ~ 2.0	2.2 ~ 16.0
砂层	300 ~ 1300	1.4 ~ 2.0	4.2 ~ 26.0
黏土	1800 ~ 2400	1.5 ~ 2.2	27.0 ~ 52.8
砂岩	2000 ~ 4000	2.1 ~ 2.8	42.0 ~ 112.0
石灰岩	3200 ~ 5500	2.3 ~ 3.0	73.6 ~ 165.0
盐岩	4500 ~ 5500	2.0 ~ 2.2	90.0 ~ 121.0
结晶岩石	4500 ~ 6000	2.4 ~ 3.4	108.0 ~ 204.0

1.1.3.2 极性

当地震波垂直入射到分界面时，反射波的振幅 A_r 和入射波的振幅 A_i 同分界面两边介质的波阻抗有如下关系：



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

比值 A_r/A_i 叫作波从介质入射到分界面时界面的反射系数，记作 R ：

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (1-3)$$

当反射界面下介质波阻抗(Z_2)大于入射介质波阻抗(Z_1)时， $R > 0$ ，反射波与入射波的相位相同，称为正极性反射；当 $Z_2 < Z_1$ 时， $R < 0$ ，反射波与入射波的相位相反，相位差 180° ，称为负极性反射。利用反射波极性的变化，可判断地下岩层性质（图1-4）。

图 1-4 地震波极性显示

1.1.4 子波

在地震勘探中,当爆炸激发地震波时,爆炸往往在几百微秒之内便完成了。爆炸前沿的压强非常大,促使岩石破碎,产生永久形变。接近爆炸点的压强如图 1-5a 所示,它是一个延续时间很短(几毫秒)的尖脉冲。爆炸脉冲向外传播 10m 左右后,压强逐渐减小,地层开始产生弹性形变,形成地震波。此时的振动图如图 1-5b 所示。再向外传播,由于介质对高频成分的吸收,振动图还要发生明显变化,直到传播到更远距离(100m 到几百米)后,振动图的形状逐渐稳定,成为具有多个相位、延续 60~100ms 的地震波,如图 1-5c 所示,称为地震子波。在继续传播过程中,严格来说,它的幅度和形状都会发生变化,但在许多情况下可以粗略地认为地震子波形状基本不变,只是幅度会因种种原因而衰减,如图 1-5d 所示。在地震勘探中,把地震子波看作组成一道地震记录的基本元素。地震勘探的原理也可以理解为,利用地震子波从地下地层界面反射回地面时带回的旅行时间和形状变化的信息来推断地下的地层构造和岩性。

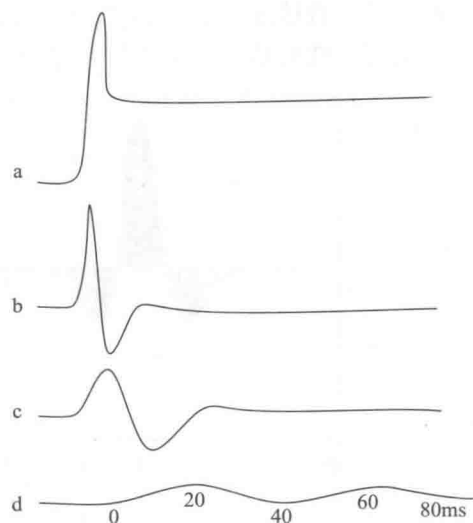


图 1-5 爆炸脉冲的变化示意图

如果把某个反射界面以上的地层介质视为一个滤波器,该滤波器的输入就是激发脉冲,其输出则为激发的单位脉冲通过该滤波器的时间响应。从这个意义上来说,地震子波就是地震能量由震源通过复杂的地下路径传播到接收器所记录下来的质点运动速度(陆上检波器)或压力(海上检波器)的远场时间域响应。

实际工作中根据子波能量分布状况分为最小相位子波、最大相位子波、零相位子波等(图 1-6)。最小相位子波,有时称为前载子波,能量集中在前端,由于大多数脉冲地震震源产生的原始脉冲是接近最小相位的,因此,地震子波一般是最小相位(最小延迟)子波;最大相位的子波能量集中在尾部;零相位子波能量集中在中间,且波形对称。

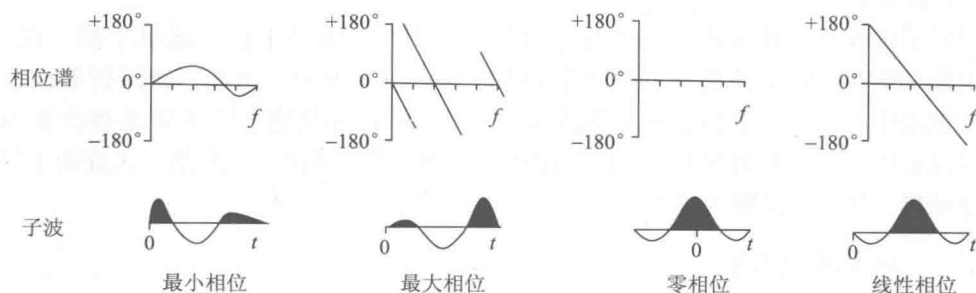


图 1-6 几种子波能量分布、波形和相位的关系

由于子波在反褶积、反滤波、正反演模型计算中直接影响到地震勘探的分辨率和地层结构解释的正确性,因此,正确地求取子波是十分关键性的工作。求取子波的方法很多,概括起来有:用声波测井资料求取地震子波;用地震记录的振幅谱求取最小相位子波;从

地震记录上直接选择地震子波；或者选用某个频率的理论子波，如雷克子波。

雷克子波的基本图形如图 1-7 所示。雷克子波是零相位子波，其相位谱恒为 0。

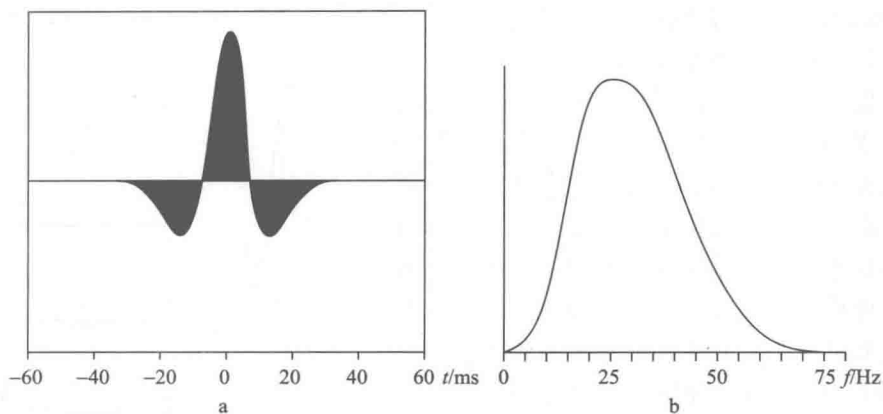


图 1-7 雷克子波 (a) 及其振幅谱 (b)

1.2 地震资料来源与剖面形式

1.2.1 地震资料采集

地震记录的品质直接影响着地震勘探的精度，因此，分析和提取影响采集质量的主要因素是提高地震勘探解决地质问题能力的关键。地震资料野外采集的基本工作主要包括：干扰波分析、地震测线布置、观测系统和地震波的激发与接收等。

1.2.1.1 干扰波分析

为了压制干扰波，突出有效波，提高地震资料的品质，必须调查与分析各种干扰波的特点，这是保证各种野外工作方法和技術能使用得当、效果显著的重要条件。在实践中，通常采用小排列、直角排列、三分量检波器等观测法，以及环境噪声调查来了解干扰波的类型、性质和特点。

根据干扰波的出现规律，干扰可分为规则干扰和无规则干扰（随机干扰）两大类。规则干扰是指有一定主频和一定视速度的干扰波，例如面波、声波、浅层折射波、侧面波、工业电干扰、虚反射和多次反射波等（图 1-8）。无规则干扰主要是指没有固定频率，也没有固定传播方向的波，它们在记录上形成杂乱无章的干扰背景。无规则干扰主要有地面微震、低频和低频干扰等。

1.2.1.2 地震测线布置

地震测线是指沿着地面或海平面进行地震勘探野外工作的路线，其布置方式对了解地下地质构造至关重要。地震测线的布设必须考虑地质任务、干扰波与有效波特点、地表施工条件等诸多因素。具体来讲，有两个基本要求：一是测线应为直线，保证所反映的构造形态比较真实；二是测线应该垂直构造走向，其目的是更加真实地反映构造形态。

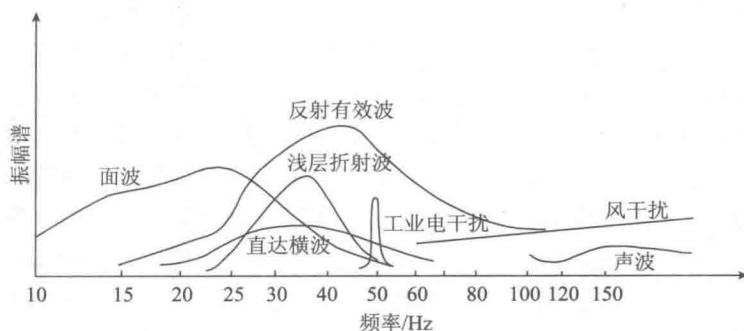


图 1-8 各种地震波的频谱特征

1.2.1.3 观测系统

为了更详细地了解地下构造形态,需要连续地追踪地下各界面的反射波。为此,就必须沿测线在许多炮点上分别激发地震波,并进行多次观测。每次观测时,爆炸点和接收点的相对位置要保持一定的关系。这种炮点和接收点的关系,称为观测系统。习惯上,把每次激发时接收地震波的那一段测线称为“接收段”。接收段上布设的所有检波器与接收电缆,俗称“排列”。按炮点与接收点的相对位置关系,测线分为纵测线和非纵测线。炮点与接收点在同一条直线上的称为纵测线,不在同一条直线上的称为非纵测线。

三维地震数据采集有路线型和面积型两类。前者包括弯曲测线多次覆盖和宽线剖面法。通常说的三维地震是指面积型三维地震勘探。

1.2.1.4 地震波的激发与接收

地震勘探中,地震波是人工激发产生的,称为人工震源。人工震源包括炸药震源与非炸药震源两大类。非炸药震源主要包括气动震源、重锤以及可控震源等。

地震波的激发是指在震源激发力的作用下,震源周围介质的相对静止状态被打破,在岩层中产生了地震波。激发因素包括激发岩性、激发能量、激发方式等,不同岩性激发波的频率、强度及干扰波强度是不同的。例如,中国西部勘探实践表明,最佳激发岩性应为潜水面以下 3~5m 的黏土层或泥岩。因为潜水面是一个较强的反射界面,为了避开潜水面,应选择在潜水面以下或降速层内。爆炸因素选择应与岩性、潜水面结合考虑。激发能量的选择应保证深层有足够能量,有较高信噪比。药量的考虑因素为岩性、井深、炮检距以及仪器灵敏度等。在不变因素下适当增加药量,可提高信噪比。但增加幅度有限,当药量已达到极限值,提高仪器灵敏度仍无法改善时,可采用多井组合爆炸。

震源激发后,产生的地震波下行,经界面反射与折射后,生成反射波与折射波等各种波。上行返回到地表,由布置在地面或海水下的地震检波器接收并由地震仪记录下来。地震信号以数字形式记录在磁带或磁盘上,在计算机上进行处理,然后在地震解释工作站上进行解释或手工解释。

1.2.2 地震资料处理的目与任务

地震数据处理的主要目的是利用计算机对野外采集的地震资料进行一系列的加工处

理, 提高地震数据的信噪比、分辨率, 最终利用来自地下反射界面的一次反射波信号对地下岩层界面进行成像, 获得以地震图像形式反映的地下岩层构造形态及其他特征的地震偏移剖面, 进而分析地下岩层的各类构造现象、地层沉积现象及含油气特征。

在实际野外勘探中, 无论采用何种观测方式, 地震野外测量数据都是在观测面上记录到的炮点震源激发后所产生的地震波场。因此, 在地震资料处理前, 研究人员拥有的是以炮集形式记录的一个个单炮记录 (图 1-9)。在炮记录上, 除了有效的一次反射波外, 还同时记录面波、折射波、多次反射波、转换波等各类规则干扰波及高频噪声、鸣振、风吹草动等不规则干扰, 这些干扰波的强弱同地表结构、施工方式等多种因素有关。而在实际的反射波法地震勘探中, 一次反射波信号是用于了解和认识地下地质规律的主要信息, 除此之外的其他各类波场都认为是干扰波。在单炮记录上, 来自地下地层分界面的反射能量一般沿着近似的双曲线轨迹分布, 而且一个炮记录只是对地下一个很小范围内地层段的一次观测。现在野外施工过程中普遍采用多次覆盖观测方式, 因此所能观测的地下地层段随着炮点沿着测线的向前推进而随之向前移动, 而且两个连续炮记录之间的地下重复观测段有一部分是彼此重叠的。由于采集来的地震资料存在着多种干扰波能量, 且单炮记录的观测范围有限且很不直观, 无法建立地震炮记录与地下地质构造形态间的对应关系。通过解释叠前单炮记录, 很难直接了解地下岩层的构造形态, 认识其他的地质规律更是不易。因此需要对原始的单炮地震记录进行一系列的数字处理, 最终形成地震剖面。

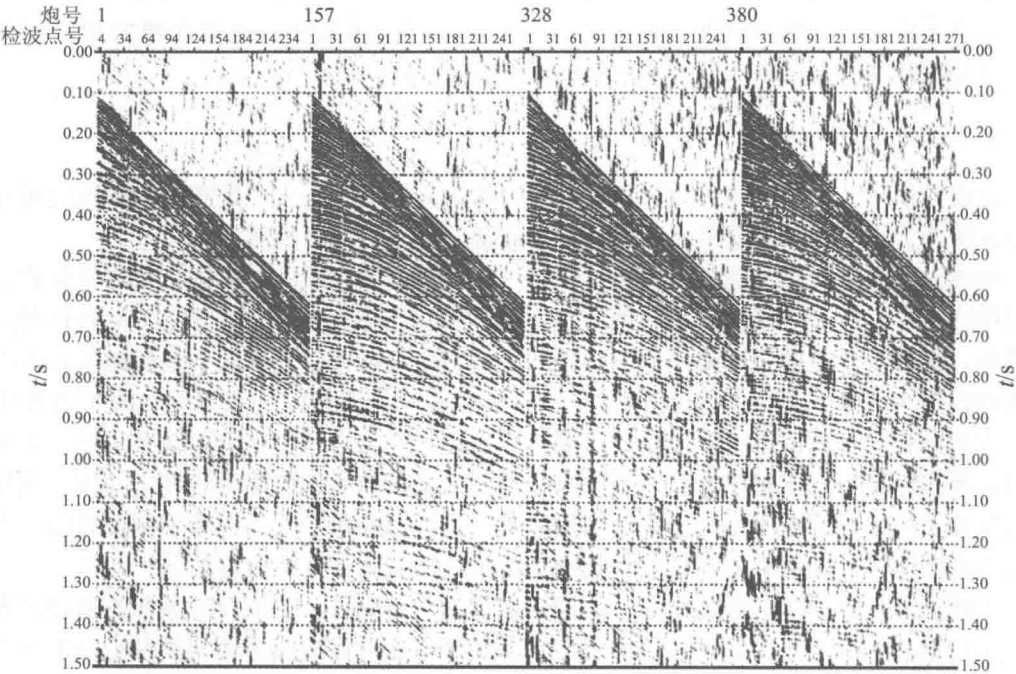


图 1-9 共炮点地震记录

在地震勘探工作中, 每激发一次人工地震, 都要在多个检波点接收地震信号。炮点和检波点都沿一条直线布置, 炮点到任意检波点的距离称炮检距 (x), 相邻检波点的距离称道间距 (Δx)。来自同一界面的地震波沿不同路径先后到达各检波点, 从而形成如图 1-10 所示的地震记录。图中纵坐标表示地震波旅行时间 (t), 横坐标表示炮检距 (x),

每一条波动曲线是一道地震记录，它反映出一个检波点的振动过程。来自同一界面的反射波（或折射波）以一定的视速度规律依次到达各个检波点，在地震记录中表现为振动极值的规则排列，各道地震记录波按一定规则排列，形成同相轴（它是相同相位点的连线形成的图形）。

同相轴反映出地震波的旅行时间（ t ）与炮检距（ x ）的函数关系。将它表示在 $t-x$ 直角坐标系中，此曲线称为地震波的时距曲线。不同种类的地震波，其时距曲线的形状不同。每一类特定的时距曲线，其曲线参数与地下介质的纵波速度及地震界面的产状有着直接的关系。另外，还有一些环境噪声、随机干扰等会影响地震资料质量，因此常规的地震资料处理的基本任务就是利用有效波和干扰波的差异，消除干扰波；利用有效波的传播规律和野外特定的观测方式，精细确定地震波传播速度；通过地震资料处理的基本方法，获得高质量的成像剖面。

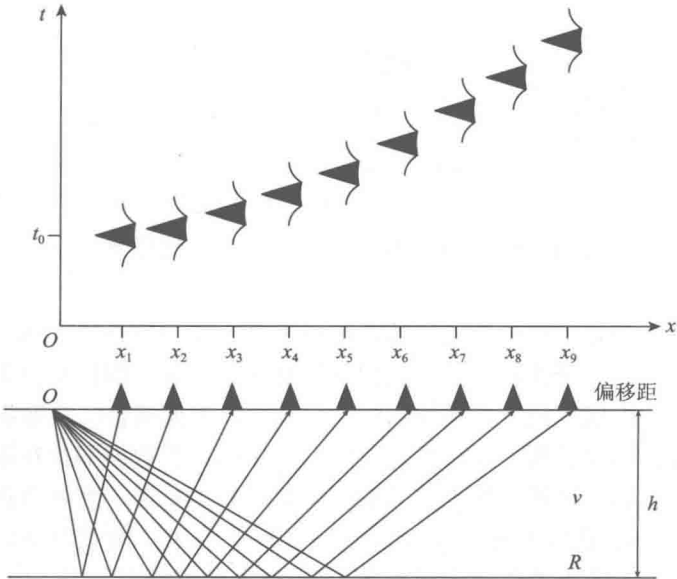


图 1-10 地震波的旅行时间（ t ）与炮检距（ x ）的函数关系示意图
 v —波速度； R —反射系数

1.2.3 地震资料处理流程与关键环节

地震资料数据处理从野外数据的输入，到最终提供给解释人员的处理成果，是通过一系列的处理步骤完成的，所有处理过程组合起来，就形成一个处理流程（图 1-11）。一般来说，地震数据处理过程分三个阶段，即预处理、处理参数提取和分析、地震资料批量处理。不同地区、不同类型的资料，处理流程是有所差异的，即使流程相同，有些处理参数也是不同的。因此，如何有针对性地制定处理流程和选择处理参数，是地震资料处理中的核心任务。

1.2.3.1 预处理

预处理是指地震数据处理前的准备工作，即对原始数据进行初步加工，以满足计算机

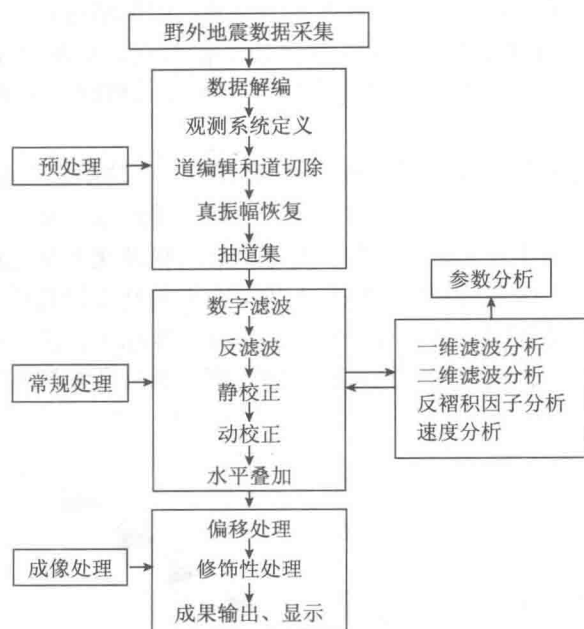


图 1-11 地震资料处理基本流程

及操作系统中各处理方法的要求。预处理包括以下几个主要步骤。

(1) 数据解编

在实际工作中，野外采集中使用的地震数据记录方式、记录格式和室内地震资料处理系统所使用的完全不同。野外磁带记录数据是按时序排列的，即依次记下每道的第一个采样值，各道记完后，再依次记下各道的第二个采样值，依此类推。在数据处理中，时序排列的形式很不方便，必须转换为道序排列，即第一道的所有数据都排在第二道之前，使同一道数据都排放在一起，这种预处理称为数据解编或数据重排。野外数据的记录格式和地震处理系统中使用的记录格式也有较大的差异，野外记录一般使用 SEG - A、SEG - B、SEG - D 等格式。地震数据处理中大多数软件初次输入数据时，基本用 SEG - Y 格式数据，这些数据格式都是美国勘探地球物理家协会（SEG）推荐的，目前被地球物理行业作为数据交换和存储的标准。

(2) 道编辑和道切除

在地震数据采集过程中，由于施工现场复杂、外界干扰大，难免出现一些不正常道的共炮点记录，这些记录信噪比低，如果参与叠加处理会严重影响处理效果。不正常道通常指工作不正常道、死道、极性反转道。不正常记录通常指外界干扰背景严重而引起的噪声记录。在正式处理之前，需要对这些不正常的记录进行编辑处理。例如，对信噪比很低的不正常道进行充零处理，发现极性反转的工作道对它们进行改正等。在道编辑中，还有一种称为尖脉冲的干扰（俗称野值），一般都是能量很强、视频率较高的偶发性噪声。这种野值如果不及时剔除，在后续的偏移处理中就会造成严重的大面积“画弧”现象，引起偏移噪声。剔除工作一般在交互处理系统上进行。通过灵活多样的实时屏幕显示方式，很容易用肉眼识别废炮、废道和野值干扰。废炮、废道剔除的方法有将相应的地震炮、道数据充零值和舍弃整个地震炮、道记录两种方式。

道切除是为了消除包括噪声记录开始部分所存在的高振幅，这样可有效避免后续处理时出现的叠加噪声。道切除的方法就是用零乘以需要切除的记录段。

(3) 真振幅恢复

地表地震记录的振幅不仅反映了地层界面的反射系数，而且还与地震波的激发条件、接收条件、仪器因素、波前扩散、吸收衰减与散射透射损失等因素有关。浅层反射波能量较强，深层反射波能量较弱。真振幅恢复的目的是尽量对地震波能量的衰减和畸变进行有效补偿和校正。

(4) 抽道集

抽道集是指按一定的规律选取某些特定记录道的过程，这实际上是一种数据的重排。抽取的道集通常有四种类型：第一种是共炮点道集，野外实际采集的地震数据通常是共炮集形式存放的，因此共炮点道集是不需要进行抽道集处理的，主要用于地表一致性处理、静校正处理、叠前偏移输入等；第二种是共接收点道集，主要用于地表一致性处理、静校正处理等；第三种是共中心点道集，即将属于同一共反射点（中心点）的记录道选出，按共反射点号次序排在一起，其目的是进行水平叠加和速度谱计算时使用；第四种是共偏移距道集，主要用于记录质量检查，进行垂直叠加、叠前偏移数据等。

1.2.3.2 数字滤波

由于野外数据采集过程中不可避免地存在许多干扰，而地震有效信息却被干扰所覆盖，因此必须对资料进行提高信噪比的数字滤波处理。数字滤波是一项广泛采用的信号处理技术，其目的是突出有效波、压制干扰波。由于频率滤波只需要对单道数据进行运算，故称为一维频率滤波。根据视速度差异设计的频波域滤波需同时处理多道数据，故又称为二维视速度滤波。

数字滤波其实就是一个原始信号通过某一装置后变为一个新信号的过程。据滤波器定义，大地就相当于一个滤波器，它吸收了信号中的高频成分，只让低频成分通过，对波形进行改造，这个过程就是滤波。

1.2.3.3 反滤波

反滤波是指从实际反射记录中去掉大地滤波器的作用，使之变为理想的地震记录过程。其目的是压缩地震子波的延续时间长度，提高分辨率。如果设计一个滤波器，滤波因子具有与子波恰恰相反的性质，即当输入为地震记录道时，其输出为地层的反射系数序列，这个过程称为反褶积。反褶积是相对于褶积而言的，二者都是数学上的一种运算关系。褶积运算是滤波处理的基础，时间域滤波实际上就是褶积运算。反滤波的关键是设计反滤波因子，确定地震子波。

1.2.3.4 静校正

在观测面是一个平面，激发点和接收点在一条直线上且地下介质均匀的假设条件下，才可把反射波时距曲线视为一条光滑的双曲线。但是，在野外实际观测时，观测面往往起伏不平，这在山区、沙漠、丘陵、黄土高原等地区尤为突出。此外，地下介质也是不均匀的。这时观测到的时距曲线不是一条双曲线，而是一条畸变了的曲线，这就不能准确地反

映地下的构造形态。

静校正就是研究地形、地表结构对地震波传播时间的影响,把由于激发和接收时地表条件变化所引起的时差求取出来,再对其进行校正,使畸变了的时距曲线恢复成双曲线,以便对地下构造做出准确解释的过程。

静校正一般分为基准面静校正和折射波静校正。基准面静校正也称为野外静校正,基本思想是人为选定一个静校正基准面(一般在地表与低速带底界面的中部),将所有炮点和检波点都校正到该基准面上,用低速带层以下的速度代替低速带的速度,其目的是将由地形、低速带和爆炸深度等因素对地震波传播时间的影响加以消除,校正到一个统一的基准面上,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。基准面静校正通常包括井深校正、地形校正、低速带校正。这种校正不随时间而变化,只与炮点和检波点的位置有关,因此也称之为静校正。

基准面静校正需有风化层速度和厚度的信息,但是野外测量工作有时不能准确地提供这些信息。由于风化层的速度低于下伏地层的速度,因此地震记录上能够记录来自风化层底界的折射波。一般情况下,折射波先于地下反射波到达地表,研究人员能够比较容易地从地震记录中识别折射波,进而拾取到折射波的初至时间。而折射波初至时间中包含风化层厚度和速度的信息,利用这些信息进行静校正,这一过程通常称为折射波静校正。

1.2.3.5 动校正

在地面水平、反射界面为平面、界面内介质均匀的情况下,反射波时距曲线为一条双曲线,如图 1-12a 所示。它不能直接反映地下界面的起伏情况,只有在激发点处接收的 t 时间,才能直观地反映界面的真深度。其他各点接收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。如能除掉正常时差,则每个接收点就好像是自激自收点了。时距曲线可变成处处都是 t 的直线,即与界面产状完全一致,如图 1-12b 所示。

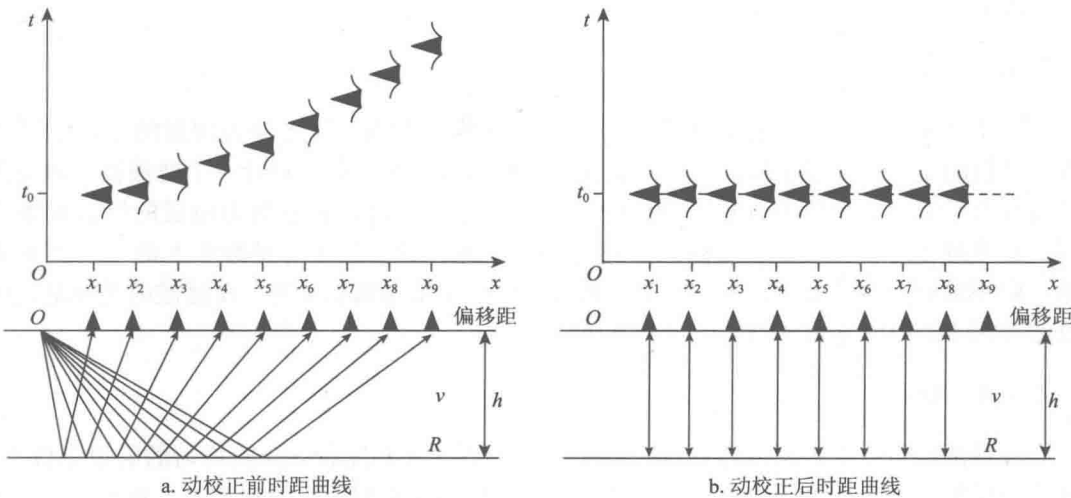


图 1-12 动校正前后时距曲线的变化

动校正就是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,校正为

共中心点处的回声时间。动校正其实就是正常时差校正，且在一定条件下将非零炮检距记录校正为近似的零炮检距记录。

对于任一道记录来说，深浅层反射波的动力校正量不同，浅层波组的动力校正量大于深层波组的动力校正量，这就是动校正中“动”的含义。合适的动力校正量取决于动力校正速度函数，当动力校正量合适时，能够把共反射点道集内反射波旅行时间校正为双程垂直旅行时间，实现同相位叠加。

1.2.3.6 共反射点叠加

在野外采用多次覆盖的观测方法，而在室内处理中采用水平叠加技术，最终得到水平叠加剖面，这一整套工作称为共反射点叠加法。现在多次覆盖已成为最基本的野外工作方法，这是地震勘探野外工作的一个重大改进。多次覆盖资料不仅可以经过处理得出水平叠加剖面，还可以用于计算速度谱、计算自动静校正、求取各种地震参数等。

水平叠加是将不同接收点收到的来自地下同一反射点的不同激发点的信号，经动校正后叠加起来，这种方法能提高信噪比，改善地震记录质量，特别是能较好地压制某些规则干扰波（如多次波）。它所利用的不是频率滤波的频谱差异，也不是组合的方向性差异，而是利用动校正后有效波与干扰波之间剩余时差的差异。并且，水平叠加在压制随机干扰方面比组合效果更好。

常规叠加是将道集中经动校正、静校正处理后的各道上序号相同的采样值取算术平均值组成叠加输出道，每个共中心点道集组成一个叠加输出道，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、可供解释用的水平叠加时间剖面。

叠加技术的基本原理是用非零炮检距共中心点道集，按一次反射波速度动校正后的算术平均值作为共中心点的零炮检距记录道。它假定动校正后地震反射振幅、波形不随炮检距变化。实际上，来自同一反射点的地震反射振幅在不同炮检距上是不相同的，并且反射波形也是会随炮检距的不同而发生改变。这种地震反射振幅、波形特征随炮检距变化的关系十分复杂，并且还于地层的结构、弹性性质以及地层岩性组合等许多方面都有关系。

1.2.3.7 地震偏移成像

水平叠加剖面是地质解释的基础资料。一般来说，这一剖面可以大致反映地下构造形态，但是水平叠加剖面也存在许多问题：①在界面倾斜情况下，按共中心点关系进行抽道集、动校正、水平叠加，实际上是共中心点叠加而不是真正的共反射点叠加，这会降低横向分辨率。同时，水平叠加剖面上也存在绕射波没有收敛、干涉波没有分解、回转波没有归位的问题。②水平叠加剖面总是把界面上反射点的位置显示在地面共中心点下方的铅垂线上。当地层水平时，这种显示方式与实际情况是符合的，但当地层倾斜时，反射点位置会偏离共中心点下方的铅垂线。这是因为在地表沿测线接收地震波时，波的射线是在界面法线平面内传播的。当界面倾斜时，界面法线平面与铅垂面并不重合。地层倾角越大，两者的差别越大。时间剖面上记录点位置与反射点的位置不相符合，记录点的显示位置总是相对于反射点向界面的下倾方向移动。这种现象使水平叠加剖面出现某些假象，是不利于地震资料地质解释的。

要解决上述问题，目前主要采用偏移归位的方法。

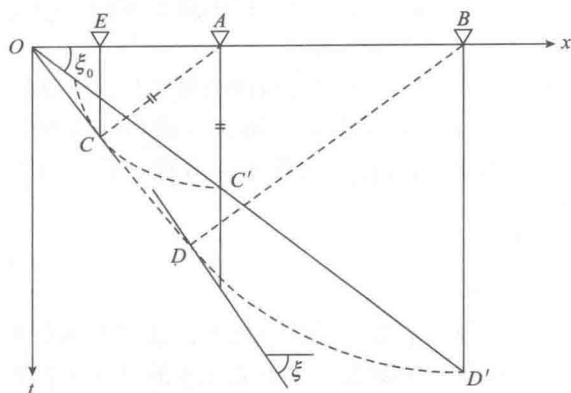


图 1-13 偏移归位原理示意图

显示在 C' 点； D 点的反射波是在 B 点观测到的，将其显示在 D' 点。很显然，这种显示方式对于水平反射界面来说，地质界面上的反射点位置与水平叠加时间剖面上显示的反射点位置都在接收点的正下方，两者位置没有发生偏移。但当界面倾斜时，由于地质剖面上的反射点位置并不在接收点正下方，空间位置发生了偏移。真正的反射点在其视位置的上倾界面方向，在图 1-13 中，反射层的视位置是 $C'D'$ ，真实位置在 CD 。从图 1-13 可以看出，接收点离反射点越远，在水平叠加剖面上反射点偏离真实位置越远， A 、 B 两个观测点相比， B 点距离反射点较远，在叠加剖面上偏离真实反射点距离也较大。在 O 点，接收点和反射点在同一点，则不存在反射点偏离真实位置的现象。在实际偏移处理中，也是基于这样一种思想，尽量让观测点接近反射点。目前通常的做法是利用数学算法，把地面接收到的地震波场向地下真实反射点延拓达到偏移的目的，而将水平叠加剖面上各反射点移到其本来位置，这种处理方式称为偏移处理。

偏移处理方法，按地震波的传播理论，可分为基于几何地震学的射线理论偏移方法和基于波动理论的波动方程偏移方法；按观测系统，可分为二维和三维偏移；按数据的类型，分为叠后偏移和叠前偏移；还可按偏移过程中速度函数定义的形式，分为时间偏移和深度偏移。表 1-2 列出了这些分类方式之间的相互关系。二维偏移仅处理剖面内的同相轴，而三维偏移在三维空间内对同相轴重新定位。所以，二维偏移没有考虑侧面波和其他三维影响，只适合构造变化比较平坦的地区。叠后偏移是在叠加剖面上进行的，当地下复杂构造使反射同相轴不满足双曲线假设时，叠加处理不理想，就需要叠前偏移。叠前偏移直接对未叠加的数据进行处理，回避了常规叠加处理过程，因此更适合解决复杂构造问题。时间偏移相对深度偏移而言，是一种简单的、便利的偏移，它输出的剖面是时间剖面，而深度偏移输出的是深度剖面。深度偏移能使复杂构造成像更精确，空间位置更准确。

表 1-2 主要偏移成像类型

类型	论述
叠加 + 法向射线深度转换	解释中常需要的剖面，严格用于没有构造倾斜的地层和速度只是随深度变化的构造情况
时间偏移	适用于叠加剖面上有绕射波或构造有倾斜，能用于速度有垂向变化的情况。速度的变化横向变化不大时也适用

类型	论述
深度偏移	叠加剖面上有构造倾斜, 速度横向变化剧烈时适用
叠前部分偏移	叠前部分偏移是先进行倾角 (DMO) 校正, 再进行其中心点叠加, 最后做叠后偏移。通过偏移后的叠加得到更好的叠加, 只解决具有不同叠加速度的相冲倾斜地层的问题
叠前全时间偏移	输出偏移剖面, 不产生未经偏移的中间叠加剖面, 所以不太受欢迎, 因为解释人员偏爱既有叠加剖面又有偏移剖面, 但这是解决相冲倾斜地层问题最严密的方法, 叠前部分偏移是这种处理方法的一种简化
叠前深度偏移	用于存在严重横向不均匀的情况, 这时已无法做合适的叠加处理
三维叠后时间偏移	叠加剖面上出现来自射线平面以外的倾斜同相轴, 这是叠后最常用的一种三维偏移形式
三维叠后深度偏移	用来解决三维复杂构造面和强烈横向变化问题
三维叠前时间偏移	在叠前部分偏移不能解决问题时以及在叠加剖面中包含旁侧倾斜地层反射时使用
三维叠前深度偏移	只要计算机时允许, 并且又能精确知道三维速度模型时就能应用

1.2.4 地震剖面常见类型

1.2.4.1 地震剖面的种类

野外地震资料经过数字处理后, 可以得到多种地震信息, 这些地震信息主要以时间剖面的形式显示出来。目前使用最广泛的时间剖面有两种: 一是水平叠加时间剖面, 简称水平剖面; 二是叠加偏移时间剖面, 简称偏移剖面。这两种剖面是地震地质解释的基础。一般情况下, 在进行构造解释时, 偏移剖面识别地下构造形态比较直观清晰, 但在速度资料较差的地区, 水平剖面可能比偏移剖面质量更好一些。对于复杂构造地区, 整个解释工作期间要有效地利用这两种剖面。层序地层和岩性解释中使用较多的是偏移剖面。

此外, 随着地震岩性勘探和烃类检测技术的发展, 还发展出多种剖面, 如速度剖面 (叠加速度剖面、均方根速度剖面、速度剖面等)、三瞬剖面 (瞬时振幅、瞬时频率和瞬时相位剖面)、保持相对振幅剖面 (亮点剖面)、反射系数剖面、波阻抗剖面 and 合成速度剖面等。这些资料主要用于岩性预测和烃类解释。

1.2.4.2 时间剖面的显示

目前主要有三种基本显示形式, 即: 波形显示、变面积显示和变密度显示 (图 1-14), 以及波形加变面积显示和彩色显示。

(1) 波形显示: 用振动图形表示地震记录的波形。这种显示形式能比较全面地反映地震波的动力学特征细节 (如振幅、频率和波形等), 但是反映界面起伏的直观性较差。

(2) 变面积显示: 用梯形面积的大小和边缘的陡缓表示地震波能量的强弱。这种显示能够反映界面的形态, 直观性强, 外形与地质剖面接近, 但是地震波的动力学特征细节不清。

(3) 变密度显示: 用密度值大小表示地震波能量的强弱。振幅强则光线密度大; 色调深; 振幅弱则光线密度稀, 色调变灰。变密度显示不如变面积显示的剖面反射层次清晰。

(4) 波形加变面积显示: 是一种最常用的剖面显示形式, 结合了两者的优点, 克服了各自的缺点。变面积剖面将地震波的波峰部分填黑, 突出反射层次; 在波谷部分留出空

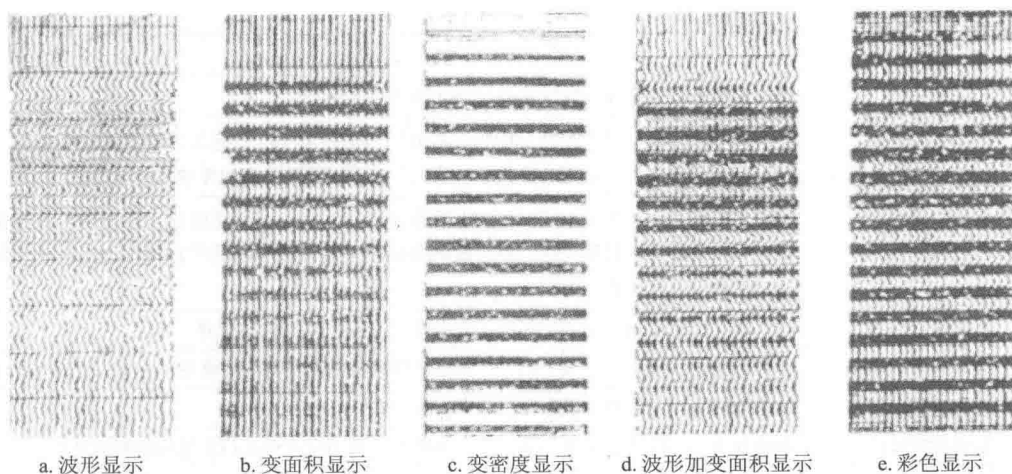


图 1-14 时间剖面显示的几种形式

白，便于波形分析和对比。

(5) 彩色显示：时间剖面也可以用彩色显示。彩色时间剖面色彩鲜艳，层次分明，特征突出，表示地震信息的动态范围更大，利于对比。现有工作站解释系统多采用彩色显示，或双极性显示，可更利于对比解释。

1.2.4.3 时间剖面的特点

时间剖面由图头和记录两部分组成。

(1) 图头部分：位于剖面图的起始部位，用以说明剖面的工区、测线号、起止桩号、剖面性质、野外施工参数和处理方法与流程，其显示内容由处理人员提出。

(2) 记录部分：是时间剖面的主要部分。横坐标代表共中心点叠加道的位置，一般用 CDP 点号和相应的测线桩号表示。纵坐标垂直向下，代表反射时间 (t ，单位为 s)。记录波形的最大振幅一般控制在 10mm。

时间剖面是经过动校正和水平叠加后得到的。由于共中心点的炮检距为零，所以水平时间剖面相当于每点自激自收的反射剖面。由于时间剖面消除了接收距离变化对记录时间的影响，与深度剖面相似。一般在地层倾角小、构造简单的情况下能直观地反映地下界面形态特征，同时也保留了各种地震波的现象和特点。但是，时间剖面不是深度剖面，更不是沿测线铅垂向下的地质剖面。时间剖面与地质剖面有以下三点不同：①时间剖面上的反射层与测线上根据钻井资料得到的地层分层界面常常不能一一对应。②在构造复杂或地层倾角较大时，由于偏移，反射点位置与记录点位置相差很远。③复杂地区时间剖面具有丰富的异常波等特点。

1.3 地震资料的分辨能力

1.3.1 地震子波与分辨能力的关系

地震子波的分辨能力主要取决于地震子波的频带宽度。当子波的相位数一定时，则频

率越高,子波的延续时间越短,分辨能力越高。应当明确,脉冲的尖锐程度,主要取决于频带宽度,而不只取决于频率成分的高低。如图1-15所示,图1-15a是一个宽频带的零相位子波及其频谱示意图,其延续时间比较短。图1-15b、c是一个低频、窄频带的零相位子波,主频与图1-15a相同,但频带窄,延续时间比图1-15a长。比较图1-15b、c两个子波的频谱可以看出,虽然它们频带宽度一样,图1-15c的子波主频较高,两者的延续时间是一样的。图1-15c的子波主频虽然比图1-15a的子波高,但因图1-15c子波的频带比图1-15a的窄,其子波的延续时间比图1-15a的长。

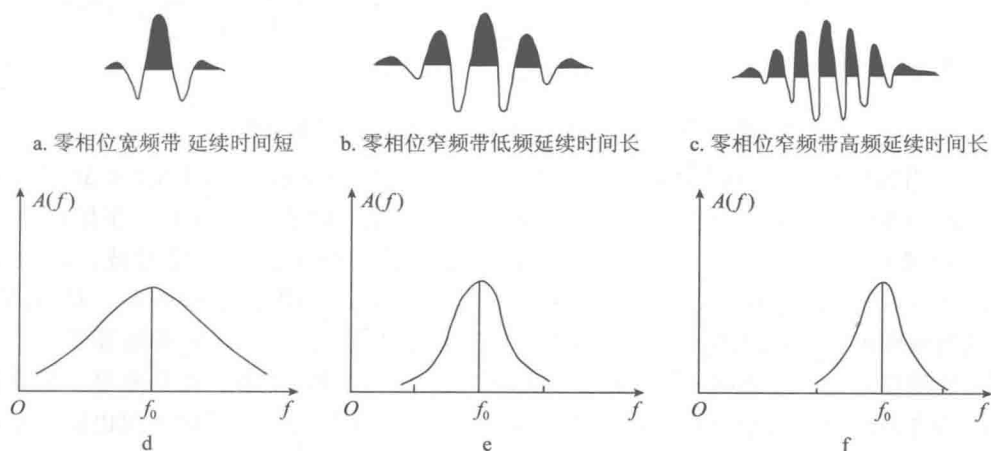


图1-15 子波主频、频带宽度与延续时间的关系

在地震资料的处理解释实践中,常用零相位子波。它的优点主要表现在:

- (1) 在相同带宽条件下,零相位子波的旁瓣比最小相位子波的小,能量集中在较窄的时间范围内,分辨率高。
- (2) 零相位子波的脉冲反射时间出现在零相位子波峰值处,最小相位子波的脉冲反射时间出现在子波起跳处,后者的计时不准确;在实际地震记录时,由于存在干扰背景,不可能准确读出初至时间。
- (3) 试验分析表明,零相位子波比最小相位子波更具有分开薄层的能力,并且零相位子波在鉴别反射极性方面也更优越。

1.3.2 分辨率

分辨率分为垂直分辨率和水平分辨率:垂直分辨率指在纵向上能分辨岩层的最小厚度,水平分辨率指在横向上确定地质体(如断层点、尖灭点)位置和边界的精确程度。

1.3.2.1 垂直分辨率

通常考查地层厚度与地震子波之间的关系,即比较地震子波的延续时间与通过地层双程旅行的间隔时间来表示地震波的垂直分辨率。

从时间上考虑,假定地震脉冲或地震子波的延续时间为 Δt ,通过地层顶、底界面的双程旅行间隔时间为 $\Delta \tau$ ($\Delta \tau = 2\Delta h/v$),此时地面接收的反射波出现两种情况:

- (1) 当岩层较厚、地震子波的延续时小于穿越岩层的往返时,即 $\Delta \tau > \Delta t$ 时,同一