

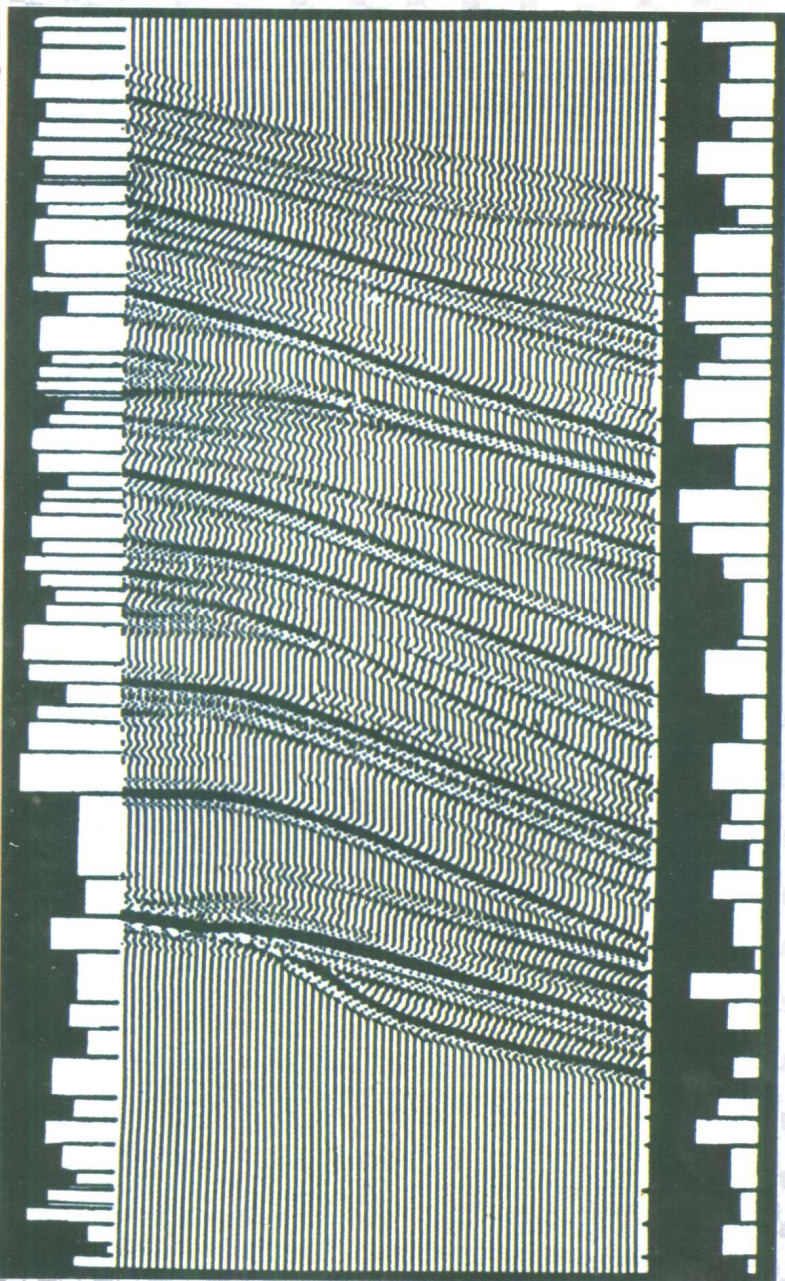
下册

地震勘探原理

高等教育用书 DIZHENKANTANYUANLI

陆基孟 主编

石油大学出版社



地震勘探原理

(下 册)

陆基孟 主编

石油大学出版社

地震勘探原理

(下册)

陆基孟 主编

*

石油大学出版社出版发行

(山东省东营市)

新华书店经销

滨州激光照排印刷厂排版

泰安开发区成大印刷厂印刷

*

开本 787×1092 1/16 25.5 印张 618 千字
1993 年 8 月第 1 版 2001 年 4 月第 3 次印刷

印数 6001—9000 册

ISBN 7-5636-0315-8/TE·68

定价:29.80 元

目 录

第七章 地震勘探资料解释的理论基础	(1)
§ 7—1 地震剖面的特点	(1)
一、一道地震记录面貌的形成	(1)
二、在地震剖面上识别各种波的标志	(3)
三、水平叠加时间剖面的特点	(6)
§ 7—2 地震绕射波和物理地震学	(8)
一、绕射波的产生	(8)
二、断棱绕射波的主要特点	(8)
三、水平叠加剖面上绕射波的叠加效果	(10)
四、物理地震学的基本概念和广义绕射	(13)
五、点绕射的时距方程在各种情况下的公式和特点	(18)
六、地震绕射波的识别和利用	(22)
§ 7—3 地震勘探的分辨能力	(23)
一、分辨能力及其意义	(23)
二、垂向分辨能力	(23)
三、水平方向的分辨能力	(24)
四、地震子波与分辨能力的关系	(29)
五、分辨能力与最高信号频率的关系	(32)
§ 7—4 反射界面真正空间位置的确定	(33)
一、地震剖面存在的问题及其解决途径	(33)
二、真倾角、视倾角、测线方向之间的关系；真深度，法线深度， 视铅直深度之间的关系	(34)
三、时间剖面的偏移校正	(37)
§ 7—5 地震剖面的偏移	(40)
一、水平叠加剖面存在的问题	(40)
二、倾斜界面偏移归位的基本原理	(40)
三、偏移叠加原理	(43)
四、波动方程偏移原理简介	(48)
五、偏移叠加和叠加偏移，叠前部分偏移	(52)
六、二维偏移和三维偏移	(55)
七、时间偏移和深度偏移	(61)
§ 7—6 弯曲界面反射波的特点	(67)
一、凸界面的反射波	(67)

二、凹界面的反射波	(7 0)
三、弯曲界面反射波的特点	(7 2)
第八章 地震资料的构造解释	(7 4)
§ 8—1 地震资料构造解释工作概述	(7 4)
§ 8—2 地震剖面的对比解释	(7 5)
一、地震剖面的对比原则和方法	(7 5)
二、复杂情况下时间剖面的解释方法	(7 7)
三、剖面的地质解释	(8 0)
§ 8—3 断层在地震剖面上的反映及其解释	(8 2)
一、断层在时间剖面上的主要特征	(8 2)
二、断面反射波	(8 2)
三、几种断层模型的理论地震剖面	(8 4)
四、断层面的屏蔽作用	(8 6)
五、同一断层在不同方向测线上会有不同的反映	(8 7)
六、断层要素的确定	(8 8)
§ 8—4 特殊地质现象的解释	(9 0)
一、不整合面	(9 1)
二、超复、退复和尖灭	(9 1)
三、逆牵引现象	(9 1)
四、古潜山	(9 1)
五、复杂构造、断层、断块解释	(9 3)
§ 8—5 地震构造图的绘制	(9 7)
一、地震构造图的基本概念	(9 7)
二、构造图的绘制	(9 9)
三、由等 t_0 图进行空间校正绘制真深度构造图 ^[93]	(108)
四、用二维偏移剖面绘制构造图	(112)
§ 8—6 水平切片的解释	(114)
一、水平切片的基本概念	(114)
二、断层在水平切片上的反映	(115)
三、用水平切片绘制等 t_0 构造图	(119)
四、一些特殊地质现象在水平切片上的反映	(122)
第九章 地震波动力学	(123)
§ 9—1 弹性波的波动方程	(123)
一、均匀各向同性完全弹性介质中的弹性波波动方程	(123)
二、弹性纵波和弹性横波	(124)
三、位移矢量场的标位和矢位	(126)
四、弹性波的传播速度	(127)
§ 9—2 均匀各向同性无限大弹性介质中的平面波	(128)
一、引言	(128)

二、一维平面波	(129)
三、沿任意方向传播的平面波	(132)
四、平面简谐波	(133)
§ 9—3 均匀各向同性无限大弹性介质中的球面波	(134)
一、球坐标系下的波动方程及其通解	(134)
二、空腔震源问题	(135)
三、关于波动的某些基本问题和概念	(139)
§ 9—4 波动方程的积分解	(144)
一、问题的提法	(144)
二、克希霍夫积分	(145)
三、克希霍夫衍射公式	(148)
四、绕射波	(150)
§ 9—5 弹性波在自由表面上的反射	(155)
一、小引	(155)
二、P 波在自由表面上的反射	(157)
三、位移反射系数和位移位反射系数的关系	(160)
四、SV 波在自由表面上的反射	(161)
五、SH 波在自由表面上的反射	(162)
§ 9—6 弹性纵波在介质分界面上的反射和透射	(163)
一、波函数	(163)
二、边界条件	(164)
三、反射系数和透射系数	(164)
四、垂直入射情况	(167)
五、临界点外的波	(170)
六、能量分配	(172)
§ 9—7 面波	(173)
一、概述	(173)
二、瑞雷波	(174)
三、疏松覆盖层的影响	(178)
四、频散、相速度和群速度	(179)
§ 9—8 实际介质中的地震波	(181)
一、非完全弹性介质中的地震波	(181)
二、各向异性介质中的地震波	(185)
三、非均匀介质中的波动方程	(188)
§ 9—9 波动地震学与几何地震学的关系	(190)
一、几何地震学的基本方程——时间特征方程	(190)
二、从波动方程向时间特征方程的过渡	(191)
第十章 地震资料的地层岩性解释	(194)
§ 10—1 地震资料的地层岩性解释概述 ^{[124][125][126]}	(194)

一、地震资料的地层岩性解释的发展概况	(194)
二、地震资料的地层岩性解释的内容	(195)
三、开展地层岩性解释工作对地震解释人员提出了更高的要求	(195)
§ 10—2 地震资料的地层岩相分析	(196)
一、概述	(196)
二、地震层序分析	(199)
三、地震相分析	(205)
四、地震相模式	(214)
§ 10—3 地震波速度资料的地层岩性解释	(242)
一、地震波速度信息用于地层岩性解释的基础	(242)
二、用速度资料划分岩性	(244)
三、应用纵、横波速度比划分岩性和检测油气简介 ^{[146][147][148][149]}	(246)
四、利用地震速度资料预测地层压力	(252)
五、利用地震速度资料计算 TTI 的原理	(254)
六、用速度资料估算砂泥岩百分比	(254)
§ 10—4 厚层反射波振幅信息的利用	(261)
一、地震波振幅信息在岩性解释和油气检测中的重要性	(261)
二、影响反射波振幅的因素	(262)
三、亮点、暗点和平点	(265)
四、反射系数图板的制作及应用 ^{[166][167]}	(271)
五、AVO 技术	(274)
§ 10—5 薄层反射振幅的利用	(291)
一、薄层的定义,研究薄层反射的意义和方法	(291)
二、薄层反射的频率特性	(292)
三、利用薄层反射的振幅估算薄层厚度	(297)
四、利用地震模型计算技术,用振幅信息估算地层岩性的变化——地震岩性 模拟的一种做法	(303)
五、薄互层反射波的振幅特征	(307)
§ 10—6 地震波波形和频谱的利用	(312)
一、概述	(312)
二、地震波的波形特征及其利用	(312)
三、地震波频谱特征及其利用	(328)
§ 10—7 地震模型技术	(340)
一、地震模型技术的一般概念	(340)
二、地震数学模型技术概述	(341)
三、一维模型的计算(人工合成地震记录)	(342)
四、反射系数和反射率函数两个概念的关系	(350)
五、二维模型的计算	(352)
六、地震物理模型技术概述	(356)

七、地震物理模型技术的几个主要问题	(357)
§ 10—8 人机联作解释技术	(361)
一、人机联作解释及其特点	(361)
二、人机联作解释的基本设备	(362)
三、人机联作解释工作流程	(365)
§ 10—9 地球物理资料的统计分析与综合解释	(367)
一、综合研究的必要性	(367)
二、地球物理方法的综合应用 ^[209]	(368)
三、地球物理数据的统计处理方法	(371)
四、地质、测井和物探资料的综合研究	(374)
参考文献	(381)
习 题	(389)

第七章 地震勘探资料解释的理论基础

在前六章讨论了地震波的运动学,野外数据采集的一些理论和方法,以及地震波速度的概念。地震勘探原理课的一个重要内容是地震资料的解释,为了初学者的方便和考虑教学安排上的更合理,我们把解释工作分为构造解释和岩性解释两部分分别介绍。在具体介绍构造解释的方法步骤之前,在第七章先集中讨论几个与解释关系比较密切的基本概念和理论问题。为下一步学习解释方法打好基础。

§ 7—1 地震剖面的特点

一、一道地震记录面貌的形成

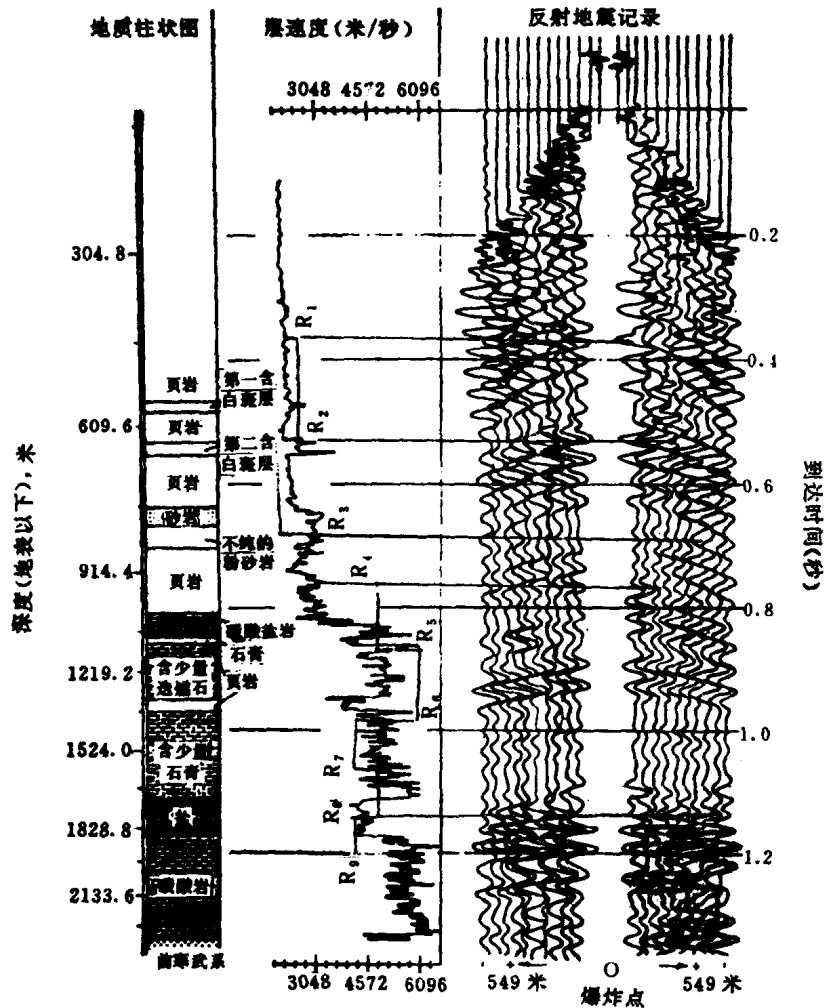


图 7-1-1 同一地点得到的地质柱状图、速度测井曲线和地震记录

图 7-1-1 是在同一地点得到的地质柱状图,连续速度测井曲线和地震记录。其中,地质柱状图和连续速度测井曲线的纵坐标已经根据速度资料进行了变换,即按照与野外地震记录一样的时间坐标,而不是按深度的线性坐标画出的。图中野外地震记录上只有几组明显的反射,而地质柱状图上的不同岩性地层的分界面有二十多个,在连续速度测井曲线上划分得更细致,可以看到整个剖面是由数目很多的(比 20 层还要多)速度不同的薄层组成的。也就是说,可能存在很多的波阻抗界面。这表明,并不是地层柱状图上的每一个地层分界面都在地震记录上对应有一个反射波。在地震记录上看到只有 0.6 秒、0.9 秒、1.2 秒处有较明显的反射,如果同柱状图和连续速度测井曲线比较,就会发现,这三个反射波并不严格地对应着三个速度界面或三个地层界面。再进一步分析,又会发现:柱状图上的第二含白斑层,以及相应的速度曲线上的 R_2 附近速度的明显变化,同地震记录上的 0.6 秒的反射波是有密切联系的,0.9 秒的反射波同柱状图上的含少量迭燧石石灰岩和速度曲线上的 $R_5 \sim R_6$ 段有密切联系;1.2 秒的反射波同柱状图上的盐层和速度曲线上的 $R_8 \sim R_9$ 段有密切联系。

现在回过来谈谈地震记录的面貌是怎样形成的。在 § 1-1 已介绍过,爆炸时产生的尖脉冲,在爆炸点附近的介质中以冲击波的形式传播,当传播到一定距离时,波形逐渐稳定,我们称这时的地震波为地震子波。地震子波在继续传播过程中,其振幅会因各种原因而衰减,但波形的变化却可以认为是很小的,在一定条件下可以看成不变。

地震子波在向下传播过程中,遇到波阻抗分界面就会发生反射和透过。最后,地震子波从地下各个反射界面反射回来,这些反射回来的地震子波在波形上严格讲是有差别的,近似地可以认为一样,并且这些反射子波在振幅上有大有小(主要决定于反射界面的反射系数的绝对值),极性有正有负(决定于反射系数是正或负),到达时间有先有后(决定于反射界面的深度和波速)。

此外,地下地层的厚薄对于记录面貌的形成也有影响。假设地震子波的延续时间为 Δt ,而穿越岩层的往返时间为 $\Delta \tau$,此时:

1) 当岩层较厚,也就是 $\Delta \tau > \Delta t$ 时,如图 7-1-2 所示,同一接收点收到的来自界面 R_1 和 R_2 的两个反射波可以分开,而形成两个单波,保留着各自的波形特征。这种情况,一般较少。

2) 当岩层较薄时,地震子波的延续时间大于穿越岩层的往返时间,即 $\Delta t > \Delta \tau$,此时来自相距很近的各反射界面的地震反射子波,到达地面一个接收点时互相叠加,形成了复波。如图 7-1-3 就是在 S 点上收到的来自 R_1 、 R_2 、 R_3 界面的地震子波,其相互叠加的结果如图

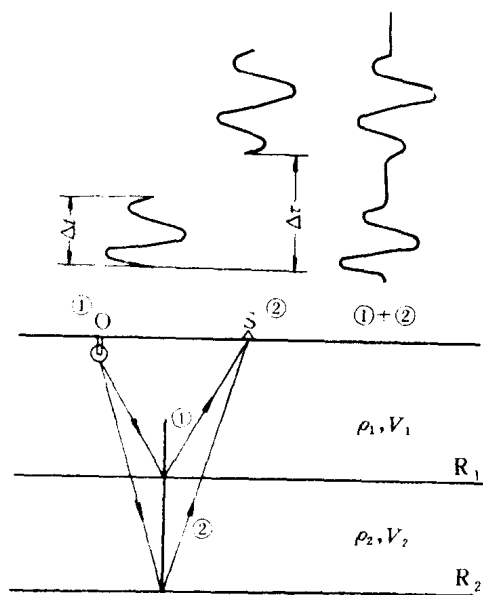


图 7-1-2 岩层较厚,两个反射波可以分开

7-1-3 上①+②+③的复波,它已经不可能分出哪是 R_1 的波形,哪是 R_2 的波形,哪是 R_3 的波形了。这就告诉我们,地震记录上看到一个反射波组,并不是简单地等于一个反射波。尤其重要的是,它表明一个波组并不是来自一个界面的一个反射波,而是来自一组靠得很近的界面的许多地震反射子波叠加的结果。因此,地震记录上的一个反射波组也就并不严格地对应于地层柱状图上的一个地层分界面了。当然在这样一组靠得很近的界面中,必有起着主要作用的界面。那么,以某一个界面为主的一组靠得很近的界面,只要这些薄层的厚度和岩性在一定的地段或地区相对是稳定的,则来自这组界面的许多地震反射子波的相互关系(振幅的差别,到达时间的差别等),也应当是相对稳定的,因而,它们叠加的结果——地震记录上的反射波组,其波组特征(如相位个数,哪个相位最强等)也一定具有某些相对稳定的性质,这就是地震记录面貌形成的过程。同时也说明了地震记录上的波组与地下岩层界面之间既有联系又有差别的关系。

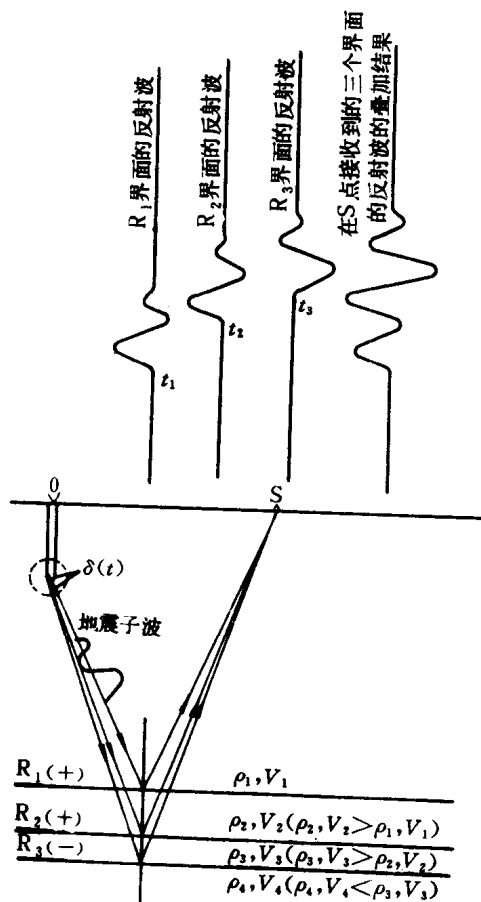


图 7-1-3 岩层较薄,三个反射波叠加在一起不能分辨

上述地震记录面貌形成的物理过程,可以概括成如下的数学公式:

设地震子波是 $s(t)$, 各个地层界面的反射系数随界面双程垂直反射时间 t 的变化用 $R(t)$ 表示, 那么在一定假设条件下可得出反射地震记录 $x(t)$ 与 $s(t)$ 和 $R(t)$ 的关系是

$$x(t) = s(t) * R(t) \quad (7-1-1)$$

“*”表示对 $s(t)$ 和 $R(t)$ 作褶积运算。根据已知的 $s(t)$ 和 $R(t)$ 计算 $x(t)$, 就是所谓人工合成地震记录。对这个问题将在 § 10-7 详细介绍。

大量事实表明,利用从声波测井资料和其它资料换算出的 $R(t)$, 并选用合适的地震子波 $s(t)$, 计算出的人工合成地震记录与在同一地点得到的野外地震记录大都符合较好。由此可见,这一套地震记录形成的理论(也称地震记录的褶积模型理论^[77])是基本上符合客观实际的、正确的。见图 7-1-4。

二、在地震剖面上识别各种波的标志

上面谈的是一道地震记录面貌形成的机理。在实际生产工作中用于解释的是一张由许多地震道依次排列起来的地震剖面。可以想到,各种不同类型和传播特点的波的同相轴,在地震剖面上会表现出不同的特点。这些特点就是我们进行解释时,在地震剖面上识别各种波

的依据。(在地震资料解释中,在地震剖面上识别出各种波的工作叫做“波的对比”)。所以在谈了一道地震记录面貌形成的机理后,再小结一下各种波在地震剖面上的特点。

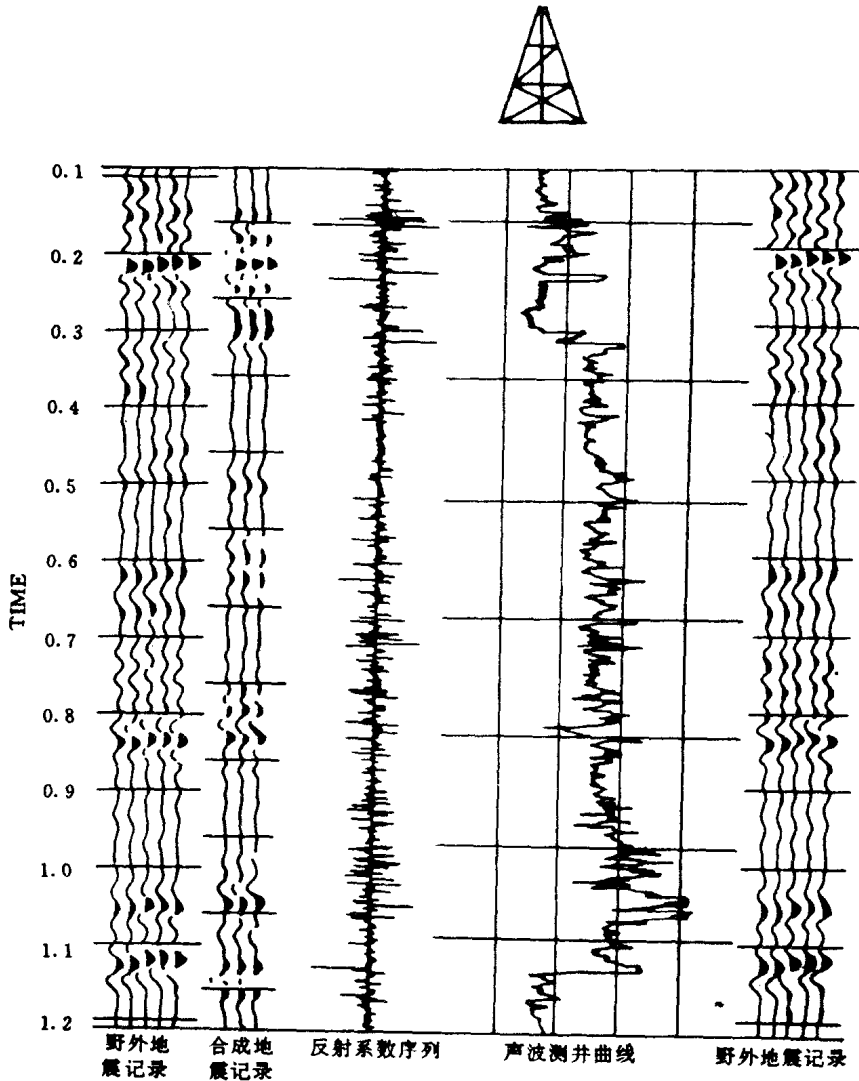


图 7-1-4 野外地震记录与合成地震记录比较

为了在地震剖面上识别出一个波,可以考虑下述四个特征:

1. 同相性 如果有一个波传播到测线上,它的视速度不变,或者只是沿测线有缓慢的变化,而沿测线布置的观测点是相距不远的,因此同一个反射波的不同相位在相邻地震道上的到达时间也是相近的,每道记录下来的振动图是相似的,并且会一个个套起来,形成一条平滑的有一定长度的同相轴,这个特点也叫相干性。

2. 振幅显著增强 由于在野外采集和室内处理中已采取了许多增强信噪比的措施,所以在地震剖面上,反射有效波的能量一般都大于干扰背景的能量。所以反射波一般能以较强

的振幅出现在干扰背景上。这种振幅显著增强的标志表现在变面积时间剖面上,是小梯形面积增大,两侧边线变陡。更细致地考虑,一个反射波振幅的强弱,还与界面的反射系数(界面两边岩性的差异),和界面形状等因素有关,如果沿界面无构造或岩性的突变,则波的振幅沿测线也应当是渐变的。

3. 波形特征 这是反射波的主要动力学特点,由于震源所激发的地震子波基本相同,同一界面反射波传播的路程相近,传播过程中所经受的地层吸收等因素的影响也相近,所以同一反射波在相邻地震道上的波形特征(包括主周期,相位数,振幅包络形状等)是相似的。见图 7-1-5。

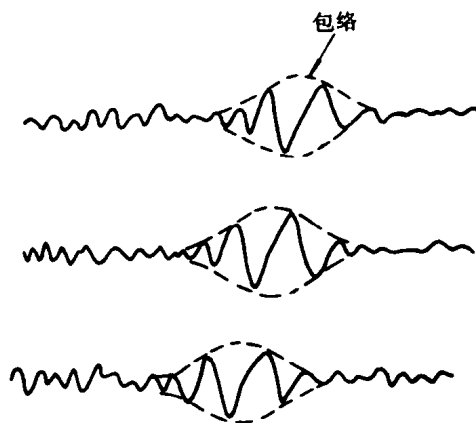


图 7-1-5 在地震记录上一个波在相邻道上的波形特征相似

4. 时差变化规律 在前几章讨论了几种波的时距曲线在共炮点记录上的特点,也讨论了反射波的正常时差和倾角时差的概念。地震剖

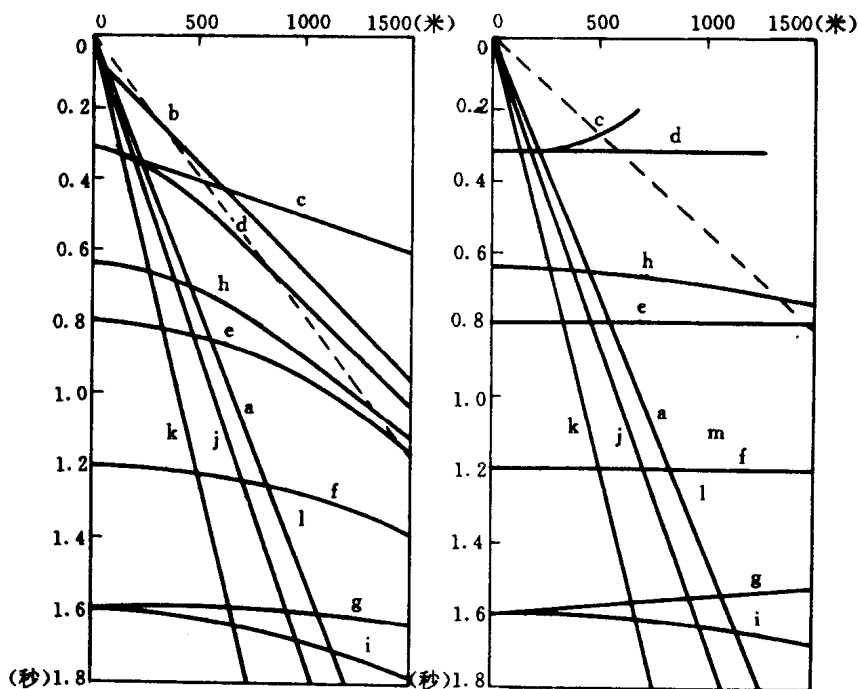


图 7-1-6

面已经过了动校正和水平叠加,可以看作自激自收记录。在地震剖面上一次反射波同相轴是直线;绕射波和多次波同相轴仍是弯曲的;而折射波,直达波等其它原来在共炮点记录上是直线型的同相轴,动校正后就变成了曲线,这是在地震剖面上识别波的类型的重要依据。图

7-1-6 给出一个例子,(a)图中 a 是直达波, $V=650$ 米/秒;b 是风化层底面的折射波 $V_n=1640$ 米/秒;c 是来自一个水平界面的折射波 $V_R=4920$ 米/秒;d 是折射界面 c 的反射波 $V_m=1640$ 米/秒;e 是一个水平反射界面的反射波 $V_m=1970$ 米/秒;f 是一个水平反射界面的反射波, $V_m=2300$ 米/秒;g 是倾斜反射界面的反射波, $V_m=2630$ 米/秒;h 是 d 的多次波;i 是 e 的多次波;j 是面波 $V=575$ 米/秒;k 是声波 $V=330$ 米/秒。(b)图是经过正常时差校正后的情况,一次反射波同相轴变为直线,在处理中还要进行“初至切除”,所以图中虚线的左上角部分没有把校正后的直达波 a 和折射波 b 显示出来,a、j、k 三条同相轴没作校正保持了原样。

上述四个标志中,1、2 两点是用来识别在地震剖面上是否有一个波出现;3、4 两点可以帮助我们进一步识别波的类型、特征以及对产生这个波的界面的特点作出推断。在第八章将讨论到的波的对比问题就是以这四个标志作为理论基础。

三、水平叠加时间剖面的特点

目前在地震资料解释中使用最多的最基本的仍然是水平叠加时间剖面(在三维地震资料解释中可以利用经过三维偏移的三维数据体的情况除外)。在前面各章我们已从不同的方面指出了水平叠加时间剖面的一些特点,这里再把这些特点小结一下,理解并熟记这些概念和结论,对地震资料解释是十分重要的。

经过水平叠加后得到的时间剖面,已相当于在地面各点自激自收的剖面。一般在地层倾角小,构造简单的情况下,能较直观地反映地下地质构造特征,同时也保留了各种地震波的现象和特点,为我们进行地质解释提供了直观的丰富的资料。

但是我们又必须十分清楚地认识到时间剖面并不是沿测线铅垂向下的地质剖面,它们之间是有许多重要的差别的。

①在测线上同一点,根据钻井资料得到的地质剖面上的地层分界面,与时间剖面上的反射波同相轴在数量上、出现位置上,常常不是一一对应的。其道理前面已经谈过。

还有,时间剖面的纵坐标是 t_0 ,不是深度,而地震波传播速度一般随深度变化(常常是随深度而增加)。所以时间剖面上反射波同相轴反映的界面形态,界面之间的距离,都是有假象的。要引入速度函数,把 t_0 变换为深度后才能更好地与钻井剖面或测井曲线对比(也可以把钻井剖面或测井曲线的深度换算成 t_0)。

②时间剖面上的反射波同相轴及波形本身都包含了地下地层的构造和岩性的信息,但是反射波同相轴是与地下的界面对应的,一个界面的反射特性又与界面两边的地层岩性有关。也就是说一个反射波的特点并不是与一个层简单对应,而是与两个层有关。必须经过一些特殊处理(如声阻抗技术等)才能把反射波包含的“界面”的信息转换成为与“层”有关的信息,这时才能与地质和钻井资料更直接地对比。

③地质剖面反映沿测线铅垂剖面上的地质情况(深度、分层、岩性等),而时间剖面得到的是来自三维空间的地震反射层的法线反射时间,并显示在记录点的正下方。图 7-1-7(a)是一个深度剖面,有三个水平界面和两个倾斜界面,各层的速度、倾角、厚度已标明在图上。在地面自激自收得到的时间剖面见图 7-1-7(b),其中在地面 O 点自激自收的记录道上有 5 个反射,在时间剖面上,把这五个反射都显示在 O 点的正下方。但是,实际上从图(a)可看出,只有反射波 C'、D' 是来自 O 点正下方的 C 点、D 点,而 A'、B' 两个反射波对应的反射点都不在 O 点正下方,而沿界面上倾方向偏移了一段不少的距离。反射波 E' 虽然来自一个水

平界面,但它上覆地层是倾斜的,所以反射波 E' 也不是来自 O 点正下方,对应的反射点 E 也发生了偏移。这个例子还是一种较简单的情况:各界面的走向是一致的(垂直于纸面),即测线与各界面走向垂直。

实际的地质构造更复杂,因为都是三维的,地下各层的倾向、倾角都可能不同,时间剖面上的资料并不是来自同一个射线平面,而是把来自几个不同射线平面的资料硬压缩在同一个平面上。

图 7-1-8 从另一方面说明反射点偏移的情况,图是一个顶部埋深 1900 米的穹窿,用 10 条测线组成测网对它进行观测。其中沿 2N 和 2E 两条测线得到的反射,实际上并不来自测线正下方,这些反射点在地面的投影是一条弯向穹窿顶部的曲线。显然,如果我们简单地认为 2E、

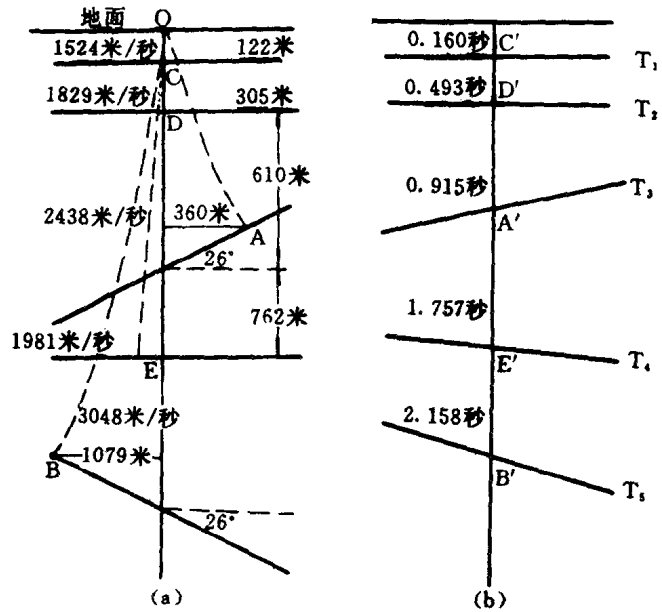


图 7-1-7 水平叠加剖面上反射点的偏移

2N 测线上同相轴的形态反映了地下构造的真实形态,那就有误差了。

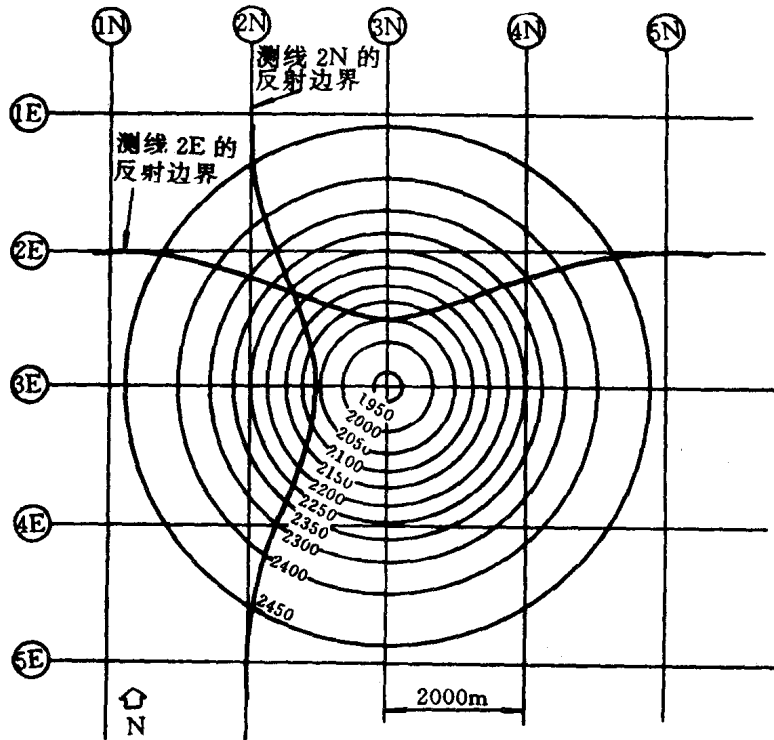


图 7-1-8 埋藏深度为 1000 米的圆丘构造图,两条曲线是 2N 和 2E 测线的法线反射点的平面位置

④在构造复杂地区,在时间剖面上还会出现各种异常波,如绕射波和凹界面的回转波,它们的同相轴的形态与地质剖面完全不同,也不能直接用来作地质解释。这些问题将在本章各节分别详细讨论。

§ 7—2 地震绕射波和物理地震学

在第一章对层状介质、反射界面为平面的情况,讨论了反射波的传播规律。但是,把地下的地层分界面看成是一些延伸很长的平滑的平面,只是对地下实际情况的一种很粗略的简化。实际上,地下的地层构造往往是很复杂的。由于构造运动的结果,会产生断层、不整合、地层的挠曲褶皱等等。由于存在这些比较复杂的构造,地下的地层界面就可能发生中断、弯曲或变得起伏不平。这时,除了产生一次反射波外,还会出现一些与复杂构造有关的地震波,如断面反射波,绕射波和回转波等。现在习惯把它们称为异常波(或特殊波)。

这些异常波的存在,一方面会与一次反射波发生干涉,使地震剖面的面貌复杂化,给波的对比和资料解释带来困难。但是另一方面,这些异常波既然是地下复杂的地质构造引起的,那么它们也就必然同地下复杂地质构造有着某些联系,因而也就提供了利用它们来了解地下复杂构造的特点的可能性。由此可见,异常波既有起干扰作用,使剖面面貌复杂化,造成假象的为害一面,又存在能被利用来帮助我们认识地下复杂构造的特点的有利一面,无论是从剖面上把异常波造成的假象识别出来,以便去伪存真,还是进一步对它加以利用,都必须对它们产生的原因,传播的规律以及在剖面上出现的特点进行研究。关于回转波和断面波将分别在 § 7—6 和 § 8—3 讨论。本节讨论地震绕射波,并介绍物理地震学的概念,它是地震资料解释的重要理论基础。

一、绕射波的产生

几何地震学的观点认为,地震波在传播过程中,如果遇到一些地层岩性的突变点(如断层的断棱,地层尖灭点,不整合面的突起点等),这些突变点就会成为新震源,再次发出球面波,向四周传播。这种波动在地震勘探中称为绕射波,最常见的是断棱绕射和不整合面上的突起点的绕射。下面以断棱绕射为例进行讨论。

二、断棱绕射波的主要特点

在讨论断棱绕射波的特点时,我们着重讨论测线与断棱正交这种比较简单情况。测线与断棱斜交情况下绕射波时距曲线不作详细讨论。

在图 7-2-1 上,测线 OX 垂直断棱。在 O 点激发的地震波入射到绕射点 R,然后以 R 点为新震源产生绕射波,传播到地面测线上各点。下面推导绕射波时距曲线的方程。

绕射波的整个传播时间可分为两部分:一部分为入射波从 O 点传播到绕射点 R 所需的时间 t_1

$$t_1 = \frac{OR}{V} = \frac{\sqrt{L^2 + h^2}}{V} \quad (7-2-1)$$

式中 V 是界面以上的均匀介质的波速, h 是绕射点 R 的埋藏深度, L 是 O 点到绕射点在测线上的投影 R' 点的距离。另一部分是从绕射点产生的绕射波传到测线上各点所需时间 t_2 ,以测线上任一点 M 为例,有:

$$t_2 = \frac{RM}{V} = \frac{1}{V} \sqrt{(x-L)^2 + h^2} \quad (7-2-2)$$

式中 x —O 点到 M 点的距离。

所以,绕射波的整个传播时间是

$$t_R = t_1 + t_2 = \frac{1}{V} (\sqrt{L^2 + h^2} + \sqrt{(x-L)^2 + h^2}) \quad (7-2-3)$$

在图 7-2-1 中也画出了在 O 点激发时界面 RS 的反射波的时距曲线。根据对绕射波形成过程和它的时距曲线方程的分析,以及图 7-2-1 所表示的绕射波时距曲线和反射波时距曲线之间的关系,可以看出绕射波时距曲线的主要特点如下:

①在 R 点产生的绕射波时距曲线,与在 R' 点激发,深度为 $\frac{h}{2}$ 的水平界面的反射波时距曲线,在形状上是一样的(此时,绕射点 R 相当于这个水平界面在 R' 激发时的虚震源)。可见绕射波时距曲线也是双曲线。从绕射波时距曲线方程 (7-2-3) 也可以得出这个结论。

②绕射波时距曲线的极小点在绕射点正上方。它的 x 坐标和极小时间是:

$$\begin{cases} x_{\text{极小}} = L \\ t_{\text{极小}} = \frac{1}{V} (\sqrt{L^2 + h^2} + h) \end{cases} \quad (7-2-4)$$

应当注意,当激发点移动时,绕射波时距曲线极小点在测线上的位置不变,仍位于绕射点在测线上的投影 R' 点。但此时整条绕射波时距曲线将沿 t 轴平移,而绕射波时距曲线的形状仍保持不变。这些特点从 (7-2-1) 和 (7-2-2) 式可以看出:绕射波的整个时间 $t_R = t_1 + t_2$, 其中 t_1 与观测点的 x 坐标无关,而与激发点的位置有关; t_2 却与激发点位置无关,但与观测点的 x 坐标有关,它决定了绕射波时距曲线的形状。

当然,如果介质结构发生变化,绕射点的深度 h 或介质的波速发生变化时,绕射波时距曲线的形状是要发生变化的。

③我们利用图 7-2-1 所示的情况,来讨论绕射波与反射波的关系。在 O 点激发,界面 RS 的反射波时距曲线的极小点在 O 点正上方。反射波的接收范围到 M 点为止(RM 是入射线 OR 的反射线)。并且, RM 是反射波的最后一条射线,又是在 M 点接收到的一条绕射波射线。可见在 M 点,界面 RS 的反射波和 R 点的绕射波是同时到达的。并且可以证明这两条时距曲线在 M 点是相切的。为了证明这个关系,可以计算两条曲线在 M 点的斜率。

M 点的 x 坐标等于 $2L$ 。绕射波时距曲线的斜率可由 (7-2-3) 式对 x 微分,并把 $x=2L$ 代入求得

$$\left(\frac{dt_R}{dx} \right)_M = \frac{1}{V} \frac{L}{\sqrt{L^2 + h^2}} \quad (7-2-5)$$

反射波时距曲线方程是

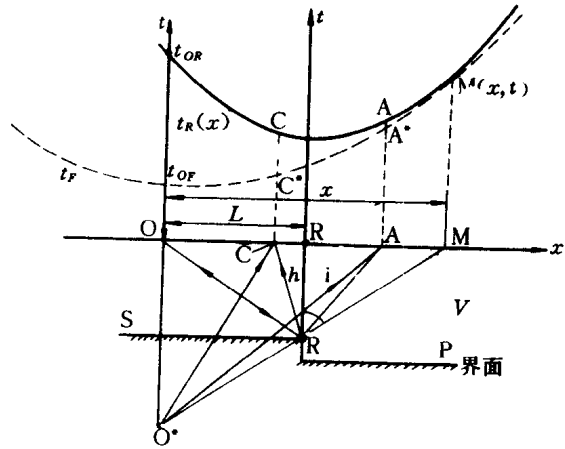


图 7-2-1 测线垂直断棱情况下的绕射波和反射波时距曲线关系示意图