

《地震相分析》讲座 (五)^{*}

王英民

(成都地质学院)

五、利用速度资料进行岩性预测

根据各地层单元中的岩性分布规律帮助开展沉积相解释是地下相分析中的一种十分有效的基本方法。尤其是当地震反射构造和外形等标志不发育、钻井又少,从而难以识别出沉积体的性质和分布特征时,这一方法就更显得重要。几十年来,地球物理学家对利用地震资料预测岩性方面开展了深入研究,现已形成“地震岩性学”这样一门分支学科。地震岩性预测的方法很多,从开展区域性的地震相研究而言,最有用的方法是利用速度谱资料通过求取地层速度而进行岩性或岩地比预测。速度谱资料与地震剖面一样分布广泛,易于获取,而这种预测方法又比较简单易行,故从事地震相研究的人员均应掌握这一方法。本文首先简要介绍与之有关的基本概念和原理,最后给出实际操作步骤和方法。

1. 有关速度的若干基本概念

(1) 岩石速度

地震波在岩石之中传播时的实际速度称为岩石速度,它与岩石的岩性(包括岩石的组份和结构)、成岩程度、物性(包括孔隙度和渗透率)、流体(包括孔隙中流体的性质和饱和度等)以及所处的温度、压力等条件均有密切关系。

岩石速度可通过对岩样的室内测试求取,但更常用的则是利用声波测井资料求取。

(2) 层速度

在地震勘探中,为便于理论分析把地下地层近似地简化为层状介质,其中每一层都具有相同的声学物理性质,称之为速度层。而速度层所具有岩石速度则称之为层速度。

在沉积盆地中的各类岩层基本上都是层状的,其中每一岩层在横向上的速度变化比起不同岩层间的速度差异一般要小得多,因此采用层状介质的假设在地质上是可以接受的,并可近似地把岩层看作速度层。

(3) 射线平均速度

地震波在层状介质中传播时,遇到波阻抗界面则将按一定的反射角和透射角反射和透射。在激发点和接收点之间,地震波按由折线构成的射线传播。沿射线的总距离与总传播时间之比称为地层的射线平均速度。若地层为均匀介质(即只有一个速度层),则射线平均速度与入射角的大小无关。而当地层为层状介质时,则射线平均速度随入射角的增大而增加,并趋近于各速度层最高的一层速度。图 27 中给出了射线平均速度随入射角增大而增加的趋势。

(4) 平均速度

垂直入射时的射线平均速度特称为平均速度,令地层中第 i 个速度层的厚度、单程传播时间和层速度分别为 h_i 、 t_i 和 v_i ,并令 H 为地层的总厚度,则地层的平均速度为:

$$V = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (1)$$

平均速度一般是采用地震测井的方法

求取,即在井口放炮、井下接收,根据各接收点的井深和相应的地震波旅行时间即可算出不同的深度以上地层的平均速度。亦可用声波测井资料换算出平均速度。

(5) 均方根速度

均方根速度是进行岩性预测的最重要的基础,同时它又是一个较难理解的概念。其定义是:把水平层状介质情况下的反射波时距曲线近似当作双曲线而求出的波速就是这一水平层状介质的均方根速度,其公式为:

$$V = \left[\frac{\sum_{i=1}^n t_i v_i^2}{\sum_{i=1}^n t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

定义这样一种特殊的速度完全是为了满足地震勘探技术的需要。在地震勘探中采用的是共中心点多次覆盖的观测方法,如图 28 所示。对地下地层的任一点都要用不同的炮检距(炮点至检波点之间的距离)进行多次观测,由多个检波点所得到的某一共同点的反射波记录称为该共中心点的反射波时距曲线。它在水平层状介质条件下是一条数学表达式十分复杂的曲线,与双曲线较为接近。为了研究方便起见,将其用幂级数展开后舍去高阶项,则得到一个简单的双曲线方程:

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_k^2} \quad (3)$$

式中 x 为炮检距, t_0 为炮检距为 0 时的地震波双程旅行时间, t_x 则为炮检距为 x 时的地震波双程旅行时间,而 v_k 就是所谓的均方根速度。它完全是为了得到一个形如 (3) 式的简单的数学方程式而“凑”出来的一个参数。但从 (2) 式可以看出它是具有明确的物理意义和地质意义的。它是对层状介质中各速度层的速度加权平均后所得出的一个综合性的参数。从图 27 可以看出它介于平均速度与射线平均速度之间,相当于以某一入射角入射时的射

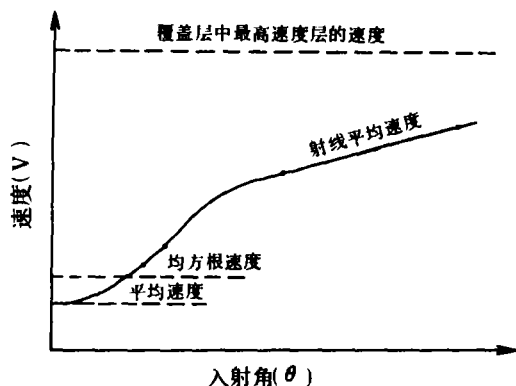


图 27 射线平均速度、平均速度和均方根速度的关系示意图

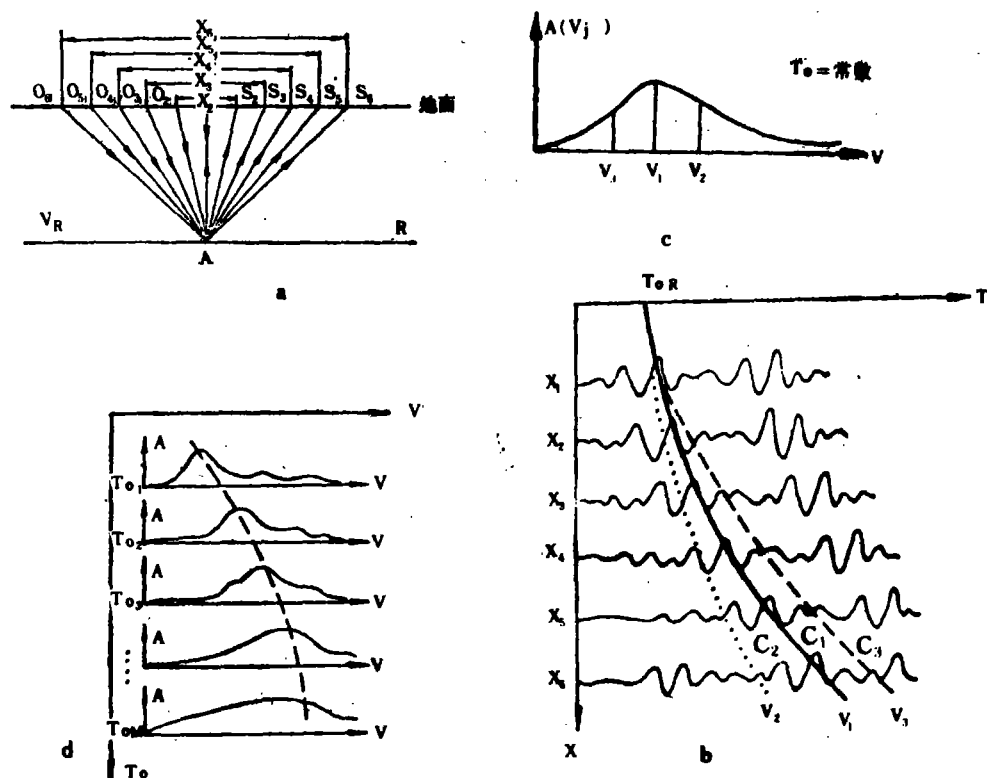


图 28 共中心点多次覆盖观测方法及叠加速度谱原理图

线平均速度。换言之，在一定的入射角附近，均方根速度与地震勘探时地震波实际具有的射线平均速度相近，而这一入射角在一般常用的多次覆盖观测系统中是最常见的，故在绝大多数情况下都可用均方根速度近似代替射线平均速度。

均方根速度是地震勘探理论中的一个重要基础概念，也是常规地震勘探中所提取的最常见最普遍的一个参数。下面将介绍如何用地震资料提取均方根速度。

2. 均方根速度的求取方法

(1) 速度分析和速度谱

为了求取均方根速度，需对野外观测到的共中心点地震记录道集进行速度分析，制做该道集的速度谱。所谓速度分析，就是根据共中心点道集的反射同相轴的双曲线形态及推出其均方根速度。

从(3)式可以看出，如果其它条件不变，则对应于一个 V_R 值就可得出一条特定的双曲线。反之，对应于一条特定的双曲线，就应能求出一个 V_R 值。由已知曲线求相应的 V_R 值的方法有两种：一种是人为给出一系列速度值代入(3)式从而求出一系列形态不同的双曲线，将其与已知曲线相对比，最相似者的速度就是待求的 V_R 值。这种方法容易理解，但操作时必须用人工来判断，效率很低，故实际上很少采用；另一种方法基本思想与之相同，也是用一系列的速度值求出一系列的双曲线，不同之处在于它不是根据曲线形态的相似性去判断速度值正确与否，而是将每一条双曲线上在各检波点上所对应的振幅值叠加起来，求取其叠加能量值，由于只有当试算出的双曲线与实际记录的双曲线完全一致时，各检波点记录相互叠加时才能做到同相叠加，从而叠加能量最强，因此把叠加能量最强时所对应的速

度作为待求的均方根速度 (参见图 28)。这一方法判据合理, 便于计算机实现, 是当前速度分析中采用的主要方法。

采用上述方法进行速度分析的结果称为速度谱 (图 29)。其横座标为叠加速度 (因这一速度是用来进行各记录道叠加用的, 故称之为叠加速度), 纵座标为地震波的垂直双程旅行时间, 相当于 (3) 式中的 t_0 , 一般间隔为 25ms 左右。在纵横座标的交点上, 用等值线或灰阶、波形、数字表示对应于该 t_0 时间和叠加速度的叠加能量大小。通过对速度谱的解释, 可以确定出对应于每一 t_0 时间处的正确叠加速度。当地下地层为水平时, 这一正确的叠加速度就相当于地层的均方根速度。而当地层倾斜具有倾角 φ 时, 则需将叠加速度乘以 $\cos\varphi$ 才等于均方根速度。

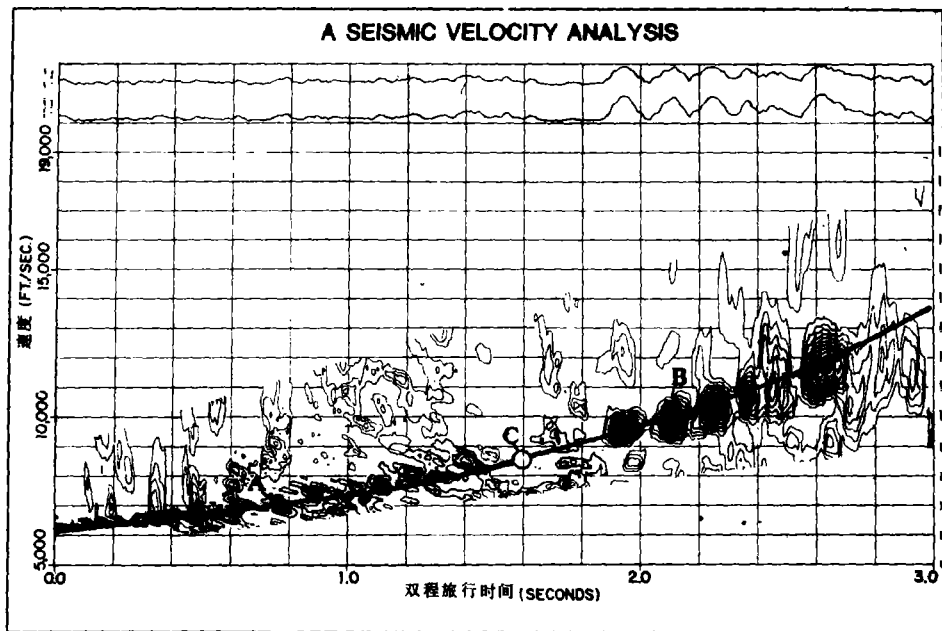


图 29 速度谱

在一条地震测线上, 一般每隔 25m 或 12.5m 就记录有一个共中心点道集, 每个道集都可制作一个速度谱。但在实际生产中考虑到速度的横向变化相对比较缓慢, 为节省处理费用, 一般在间隔几百米或上千米处才做一个速度谱。

(2) 速度谱的解释方法

一般说来, 在速度谱上叠加能量越强时所对应的叠加速度越准确, 但由于在地震记录中有各种干扰波的存在, 故并非所有叠加能量最强处对应的叠加速度都正确。速度谱解释的任务就是排除干扰和假象, 确定正确的叠加速度值。其一般原则是: (a) 在与地震时间剖面上各地层单元强反射界面对应的 t_0 时间上, 速度谱上的最强叠加能量所对应的叠加速度值一般是可靠的, 可先确定下来; (b) 正确的叠加速度一般是随深度增大而增加, 一般表现为一条较规则的递增曲线。可以由强反射界面确定出的正确叠加速度点为基准点, 连成一条平滑曲线, 从而在干扰波能量较强、有效波能量不集中的层段中, 可从此曲线所对应的速度值读取数据, 作为其叠加速度值; (c) 干扰波形成的叠加能量有时也可以很强, 但一

般与上述的速度曲线有较大偏差,其中多次波的叠加速度一般偏低,而绕射波的叠加速度一般偏高。

速度谱解释的关键在于首先找出若干可靠的强反射界面,由此确定出若干叠加速度点并形成速度随时间(深度)变化的曲线。

例如在图 29 上,在 t_0 为 0.78s 处(A 点)叠加速度为 7000FT/S,在 t_0 为 2.1s 处(B 点)的叠加速度为 10000FT/S,而其间有效波能量不强,由两点间的曲线可读出对应于 t_0 为 1.6s (C 点)处的叠加速度应为 8800FT/S。

3. 由均方根速度求取层速度和地层速度

由(2)式可知均方根速度包含有从地表至该地层界面以上所有速度层的共同影响,无法直接利用它进行岩性解释,因此需要对它进一步处理,由此提取能更直接地反映出岩层的岩石速度的信息。

(1) 由均方根速度求取层速度

Dix (1955) 曾推导出一个著名的公式,当已知第 n 个和第 $n-1$ 个界面的均方根速度 $V_{R,n}$ 和 $V_{R,n-1}$,以及相应的双程反射时间 $t_{0,n}$ 和 $t_{0,n-1}$ 时,则可计算出第 n 个速度层的层速度 $V_{D,n}$:

$$V_{D,n} = \left[\frac{t_{0,n} V_{R,n}^2 - t_{0,n-1} V_{R,n-1}^2}{t_{0,n} - t_{0,n-1}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

在 Dix 公式中隐含着这样一个前提,即在公式中所使用的两个均方根速度必须分别与一个速度层的顶面和底面对应。反之,如果与两个均方根速度相对应的界面之间并非只有单独一个速度层,而是多个速度层存在,则用 Dix 公式所求取的就不是某一速度层的层速度,而是与其间多个速度层均有关的一种综合性的速度,我们可称其为地层速度。

(2) 由均方根速度求取地层速度

在地震相研究中,人们一般都是以准层序组甚至层序为基本地层单位开展研究的。相应地在速度谱解释时,也只读取与这一级地层单位界面相对应的叠加速度。这些地层单位的厚度一般都在 100m 以上,甚至可达数百米,除巨厚的碳酸岩或泥质岩外,一般岩层仅几米至几十米厚,故在一套地层中大多数都是由许多岩层或速度层所组成的。设一套地层中有 j 个速度层,则其地层速度的计算公多为:

$$V_s = \left[\frac{t_{0,n} v_{R,n}^2 - t_{0,n-j} v_{R,n-j}^2}{t_{0,n} - t_{0,n-j}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

进一步可推导出地层速度与其间各速度层的关系为:

$$V_s = \left[\frac{\sum_{i=n-j+1}^n t_i v_i^2}{\sum_{i=n-j+1}^n t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

与(2)式相比较,不难看出这是一种均方根速度的关系。

将(6)式与(5)式相比较,当 $j=1$ 时则(6)式就转化成为(5)式,而(7)式中的地层速度就恰好等于第 n 层的层速度,这表明地层速度这一概念包含了层速度这一概念,而层速度只不过是地层速度的一个特例。因此我们可以将(5)式与(6)式用一个统一的更具一般意义的公式表示:

$$V_s = \left[\frac{t_{0,i} V_{R,i}^2 - t_{0,s}^2 v_{R,s}^2}{t_{0,i} - t_{0,s}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

式中 $t_{0,i}$ 和 $v_{R,i}$ 分别为研究目的层下界面的 t_0 值和 V_R 值, $t_{0,s}$ 和 $V_{R,s}$ 则为上界面的 t_0 值和 V_R 值。这一公式不管地层中有多少个速度层均可适用。

4. 岩性预测的原理和方法

当我们利用速度谱资料经过上述方法求得地层速度后,则需要考虑最重要的实质问题,即如何由此进行岩性预测。为便于理解,我们首先考虑在最简单的情况下,即地层速度就是层速度时的岩性预测方法,然后再进一步讨论如何更一般地由地层速度进行岩性预测的方法。

(1) 由层速度进行岩性预测的方法

前面已指出层速度就是速度层的岩石速度,而岩石速度的大小除与岩石的岩性有关外,还要受到岩石的成岩程度、物性、流体性质以及所处的温度、压力条件等因素的影响,可表示为:

$$V = f(\text{岩性、成岩程度、物性、流体性、温度、无力}) \quad (9)$$

从 (9) 式可以看出,如果仅知岩石速度而想求出岩性是不可能的,这相当于试图用一个方程解出多个未知数。要想唯一地确定出岩石速度与岩性之间的关系就必须排除其它因素的影响。

首先排除流体的影响,由于岩层中含油、含气的情况比较少,故从开展区域性岩性预测的需要出发,可近似地将流体性质和饱和度变化的影响忽略不计,由此带来的误差在地质上是可以接受的。

对于物性的变化,考虑到同一岩层中物性的横向变化率较之其垂向变化率要小得多,故可近似地把岩石物性的横向变化忽略不计,而只考虑由于埋深不同所造成的垂向变化,由此可将物性近似地看做为深度 H 的函数,即: 物性 = $f_1(H)$

相应地,成岩强度、温度、压力都可近似地表现为埋深的函数,即:

成岩强度 = $f_2(H)$; 温度 = $f_3(H)$; 压力 = $f_4(H)$

据此可将 (9) 式简化为: $V = f(\text{岩性、埋深})$ (10)

现在只需进一步排除埋深对岩石速度的影响,就可建立起速度与岩性之间的对应关系。

目前普遍采用的方法是利用大量的录井资料和声波测井资料,编制出各类岩性的深度-速度分布图 (图 30)。这样利用速度谱资料求得岩层的层速度,同时利用地震时间剖面求得岩层的埋深,则可投影在图 30 上,由此确定出岩层的岩性。

(2) 由地层速度预测岩性的方法

当所研究的层段是由多个速度层 (例如砂泥岩互层) 所组成时,显然不能采用上面所介绍的方法,而必须另辟它径。

首先考虑当地层是由两个速度层所组成的情况,设这两个速度层各自的层速度和单程旅行时间分别为 V_1, t_1 ; v_2, t_2 , 则 (7) 式可简化为:

$$V_s^2 = \frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2}{t_1 + t_2} \quad (11)$$

经进一步推导,可将此式表现为其中某一速度层与该套地层的厚度比 R 的函数。例如

当考虑 V_1 速度层与地层的厚度比 R_1 时, 有:

$$V_2^2 = \frac{V_1 V_2 [V_2 (1-R_1) + V_1 R_1]}{V_1 (1-R_1) + V_2 R_1} \quad (12)$$

而当 V_1 、 V_2 和 V_s 均已知的情况下, 可求出 R_1 和 R_2 :

$$R_1^2 = \frac{V_1 (V_1^2 - V_s^2)}{V_1 (V_1^2 - V_s^2) + V_2 (V_2^2 - V_s^2)} \quad (13)$$

$$R_2 = 1 - R_1 \quad (14)$$

根据 (13)、(14) 式可计算出各岩层在所研究层段中的厚度比。

在大多数砂泥岩地层中, 每个岩层的厚度都较薄, 从而在所研究的层段中可能有数十个砂泥岩层互层, 但我们可把所有的砂质岩层归结为一层, 所有的泥质岩层归结为另一层, 从而等效地仍将其按只有两个速度的情况来处理。

对于复杂岩性地层, 例如在碎屑岩之外还有较多火山岩或碳酸岩时, 由于等效归并后的岩层个数多于两个, 故不能用 (13)、(14) 式进行各类岩层厚度比的计算。

需要指出的是, 在利用地层速度进行各类岩性厚度比的计算时, 上一节中关于排除成岩程度、物性、流体性、温度和压力等影响因素的思想方法仍然是有用的和必要的。在实际应用中, 较流行的方法是制作岩性-深度-速度量板, 由此求取砂岩层的厚度比 (百分含量)。

图 31 为一个典型的量板, 其制作方法是利用录井资料和声波测井资料先分别求取砂岩和泥岩的深度-速度曲线, 它们分别相当于砂岩厚度比为 100% 和 0% 时的情况, 其间再线性内插出 10—90% 的曲线。这样在利用速度谱资料求出地层速度, 并利用地震时间剖面求出地层的深度后, 投影到量板上, 即可求出该地层中的砂岩厚度比。

5. 实际研究步骤

利用速度资料进行岩性预测是地震相分析中的一个重要环节, 一般在工区内地震时间剖面的层序划分对比结束后即可进行, 具体步骤如下:

(1) 准备速度谱

速度谱是地震资料常规处理中的一个必备副产品, 一般沿地震测线每隔数百米至上千米有一个速度谱, 根据地震岩性预测的需要亦可要求加密制作速度谱, 一般以每 100m 至 200m 左右有一个速度谱为好。每张速度谱的头上标有地震测线号和所处的桩号, 它反映地震测线上该桩号处地下岩层的速度特征。

在地震测线位置图上, 将每个速度谱

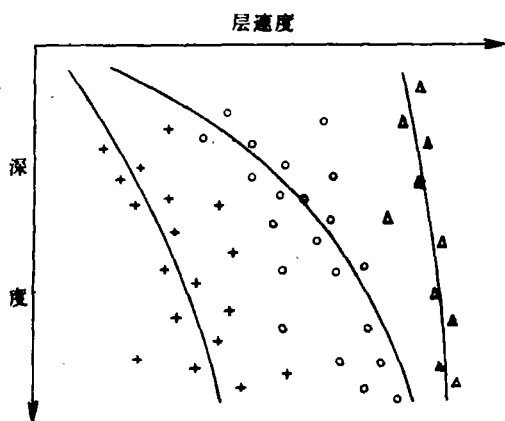


图 30 各类岩性的深度-速度分布示意图
+ 泥岩; O 砂岩; Δ 灰岩

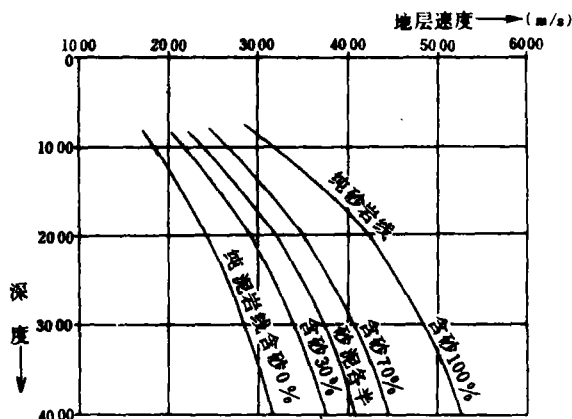


图 31 由地层速度计算砂岩含量的量板

的位置做一个示记,以便往上标数据。

(2) 解释速度谱

按本文中第 2 节中所介绍的方法对每个速度谱进行解释,画出叠加速度随深度(时间)变化的曲线。有时由于野外观测记录质量太差,或处理方法不当,从而速度谱质量很差,叠加能量很弱且很分散,这时应将其剔除,剔除后的速度谱资料点可由相邻点内插补充。

(3) 计算均方根速度

从与速度谱位置相对应的地震时间剖面上读取研究层段顶、底界面的 t_0 时间,在解释好的速度谱上将其投影到速度-深度(时间)曲线上,找出对应的叠加速度值。

从相应地层界面的构造图上读取速度谱所在位置处的地层倾角,如果倾角大于 10° ,则应将叠加速度值与 $\cos\varphi$ 相乘,求得均方根速度。当地层倾角小于 10° 时,因误差不大,可直接将叠加速度看作为均方根速度。

(4) 计算地层速度

将每个速度谱上的地层顶、底面的均方根速度和双程旅行时间代入(8)式中,则可计算出相应的地层速度。

(5) 编制地层速度等值线图

将各速度谱点处的地层速度值投到地震测线平面位置图上后,勾绘出等值线平面图。勾图时要注意将一些速度异常点剔除,它们一般是由于在速度谱上取值不当所造成的假象。在有计算机的条件下,最好采用面积平滑法对数据进行平滑处理,以使用统计方法消除随机误差,最后再合理地勾绘出地层速度等值线图。

(6) 编制岩性-深度-速度量板

在工区内各探井所研究的层段中,首先从岩性柱状图上读取不同岩性岩层的深度,然后在声波测井曲线上读取相应深度段上的声波时差值(Δt),根据

$$V = 1/\Delta t \text{ (us)} \times 10^6 \quad (15)$$

可求出其岩石速度值,将其投影到以深度为纵坐标,岩石速度为横坐标的图上,并用不同的符号将各种岩性区分开,就得到一个全区所研究层段的岩性-深度-速度散点图。以此为基础通过对不同岩性进行曲线拟合,可分别得出砂岩和泥岩的速度-深度曲线,以此作为砂岩含量 100% 和 0% 的曲线,在各深度段上以 10% 为间隔内插出 20% 至 90% 的点,则可连结而形成砂岩含量 20% 至 90% 的曲线,这就是所谓的岩性-深度-速度量板。

显然,探井在平面上分布得越广泛、越均匀、数量越多,则这一量板越有代表性。同时在读取声波时差值时,应注意排除测井质量差所造成的假象。

(7) 砂岩百分含量的求取及编图。

在地层速度等值线图的各速度谱点位置处读取地层速度值,并从构造图上读取相应位置处的地层中点深度 H_m :

$$H_m = (\text{顶深} + \text{底深}) / 2 \quad (16)$$

将 V 和 H_m 投影到岩性-深度-速度量板上,则可得出相对应的砂岩百分含量值。最后可据此编制出工区内所研究层段的砂岩百分含量图。

图 32 为固安地区沙三上区亚层序的砂岩百分比图,从图上可以看出有多个个大型的砂岩体发育,与地震相标志结合分析,可知它们分别与陡岸扇三角洲、近岸水下扇等沉积

体相对应。

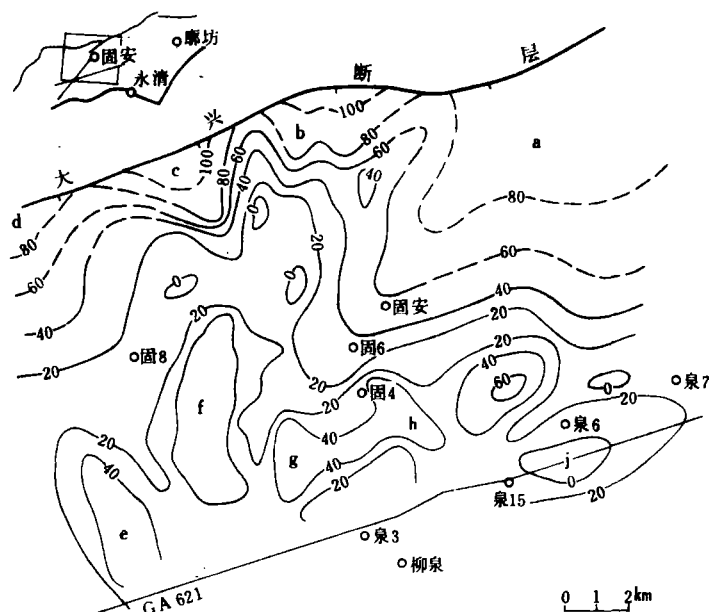


图 32 固安地区沙三上亚层序砂岩百分比图 (据张万选等, 1988)

a-陡岸扇三角洲; b、c、d-近岸水下扇; e、f、g、h、i、j-缓坡扇三角洲叶状体

六、非骨架相的解释

非骨架相的地震相标志主要是地震反射结构。在第一章中已指出, 每种地震反射结构往往可能与多种沉积相相对应。为了排除这种多解性, 主要应从以下三个方面入手:

1. 沉积相模式类比

沉积相单元的平面组合是有规律的, 当搞清盆地中各骨架相, 即沉积体的分布特征后, 可根据沉积相模式按照非骨架相与骨架相之间的组合关系进行非骨架相的解释。

2. 盆地沉积模式类比

沉积相在盆地的不同发育阶段以及盆地的不同部位上的发育也是有规律的, 表现为不同沉积体系统的充填序列的变化。因此, 结合盆地发育阶段分析和盆地构造部位分析也可帮助进行非骨架相的解释。

3. 钻井、露头资料控制

最有效的方法莫过于利用钻井、露头资料进行控制。这样用少量的井即可控制住较大地区的非骨架相的解释。

总之, 非骨架相解释是地震相分析中最为困难的一个环节, 必须充分利用各种资料, 从不同角度开展综合分析, 才能得到较正确的解释。

以上简要介绍了地震相分析的原理和方法, 不足之处敬希读者批评指正。

(完)