

庄杰 朱宏庆
(中国科学院海洋研究所)

七十年代,世界上不少国家的海洋科学调查船都装备了剖面仪系统。我们研制的中深层剖面仪样机,1978年6月经海上试验,获得一千多公尺深的地层记录,效果是好的,为样机进一步完善迈出了可喜的一步。

中深层剖面仪是单道地震测量系统,与海上多道地震测量系统比较,具有设备轻便、结构简单、不占用大面积的船甲板、操作方便和所需工作人员少等优点。在地质结构较简单的地区,可以获得满意的地质效果。

一、中深层剖面仪的基本原理

仪器由震源、接收水听器、放大器、滤波器、功率放大器和记录器组成(图1)。

剖面仪安装在调查船上。船舶以每小时6—7节(11—13公里)的速度航行,记录器上的记录笔不

参加样机试制的还有道克敏、马秉琨、朱鉴平、阎伯增、黄宝艇、王绍智、李福进等同志。承蒙道克敏、喻普之、唐宝珏及二室绘图组的大力协助,特此致谢。

断在记录纸上扫描,每次扫描开始,触发器使震源发射一次低频大功率声脉冲。记录笔不断扫描,震源发射的声脉冲(人工地震波)不断向海底地层传播,遇到地层界面,产生反射波、透

射波和沿界面滑行的滑行波(折射波)。接收水听器接收到的反射讯号,经预放大、滤波、前放、功放后,由记录器记录在电敏纸上。图2是剖面仪工作原理示意图。

声脉冲在地层中传播的速度,随地层的物质成份不同而不同。一般说来,致密地层声速大;疏松地层声速小;相同成份的地层,声速随地层的深度而增大。对沉积岩而言,密度为每立方厘米2.3克的砂岩,速度约为每秒3,000公尺;密

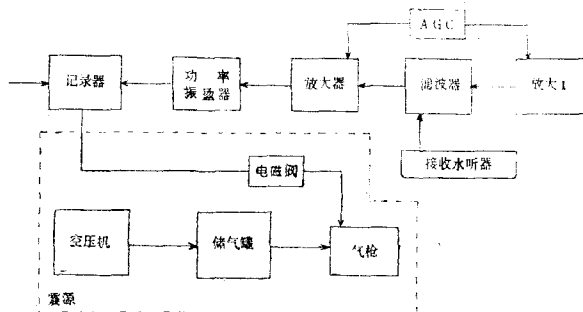


图1 中深层剖面仪框图

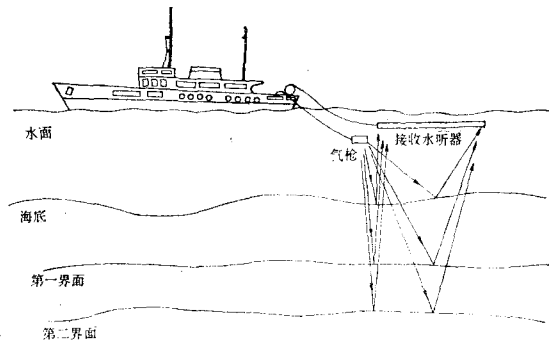


图2 中深层剖面仪工作原理图

度为每立方厘米2.6克的灰岩,速度可达每秒5,000公尺。声脉冲在层状地层中传播,有一部分被反射,另一部分被透射(图3)。我们用反射系数(A)和透射系数(B)来描述声脉冲被反射和透射的程度。对于垂直入射的声脉冲,可表示为下式:

$$A = \frac{\rho_3 V_3 - \rho_2 V_2}{\rho_3 V_3 + \rho_2 V_2}$$

$$B = \frac{2\rho_2 V_2}{\rho_3 V_3 + \rho_2 V_2}$$

式中: A 为声脉冲的反射系数。

B 为声脉冲的透射系数。

ρ_2 为海底下某一地层界面以上地层的密度。

V_2 为声脉冲在界面以上地层中的传播速度。

ρ_3 为海底下某一地层界面以下地层的密度。

V_3 为声脉冲在界面以下地层中的传播速度。

声速和密度的乘积称波阻抗,

不同岩性的地层分界面称波阻抗界面。由上式可见，界面上下岩层的波阻抗差值决定能否得到清晰的地层记录。当地震波射向这个界面时，若波阻抗差值很小或近于零，则大部分或全部能量被透射过去，因而很难接收到该界面的反射脉冲讯号；当界面两边地层的波阻抗差值大，则记录到该界面的反射脉冲讯号就较有把握。

记录器记录着由震源发射声脉冲及脉冲被地层界面反射后，由接收水听器所接收的时间为测线的时间剖面记录图，图8b为参考渤海及邻近地区的速度资料换算的反射界面埋藏深度示意图。

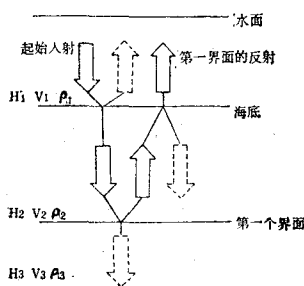


图3 海底下第一个界面的反射

二、中深层剖面仪各部件的作用

1. **震源**：震源是产生声脉冲的装置，其系统由柴油机、空气压缩机、储气罐、气枪、电磁阀和高压橡皮管组成。空气压缩机由柴油机拖动，产生150公斤/厘米²的高压气体，储存在容积为800升的储气罐中，耐高压的橡皮管使气枪的供气口与储气罐相联。气枪由上气室、储气室、工字形活塞、辅助气室、排气口和电磁阀等部件组成（图4）。高压空气通过供气口进入上气室，这时，工字形活塞开始往下移动，同时，高压空气通过工字形活塞的中导孔向储气室充气。由于上活塞的受力面积大于下活塞

的受力面积，高压空气对上活塞盖的作用力 F_1 大于对下活塞盖的作用力 F_2 ，储气室被下活塞盖密闭。

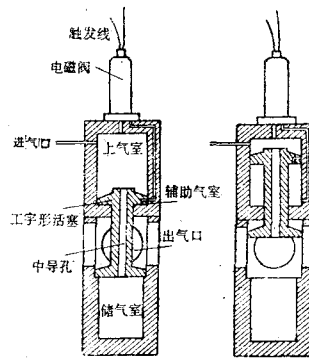


图4 气枪结构示意图

电磁阀被记录器的触发装置触发而打开，高压空气通过电磁阀进入辅助气室，这时，在上活塞的下部，有一个向上的作用力 F_3 ，当 $F_1 - F_3 < F_2$ 的瞬间，下活塞受 $F_2 - (F_1 - F_3)$ 的力的作用，往上运动，储气室被打开，释放高压空气。压力突然变化产生一个低频大功率的声脉冲。这就是气枪震源的简单原理。

国内外普遍认为：探测数公尺（或数十公尺）至数百公尺厚的地层，采用数千周至数百周的震源；探测数百公尺至数千公尺厚的地层，采用数百周至数十周甚至数周的震源。本样机探测深度定为一千公尺左右，采用0.4升和0.6升的高压空气枪作震源，已经得到较好的地质效果。这两种容积的气枪频谱，主频在30—40周之间。

2. **接收水听器**：接收水听器拖曳在离艏部差 Δt 。设海底深度为 H_1 ，声脉冲在海水中传播的平均速度为 V_1 ，海底下第一个界面的埋藏深度为 H_2 ，声脉冲在该地层中传播的平均速度为 V_2 ，则在垂直入射或近于垂直入射的情况下，记录器记录到海底讯号的反射时间

$$\Delta t_1 = \frac{2H_1}{V_1}; \text{海底至第一个界面的}$$

往返传播时间 $\Delta t_2 = \frac{2H_2}{V_2}$ 。所以，

海底下第一个反射界面的反射时间 Δt 应为：

$$\begin{aligned} \Delta t &= \Delta t_1 + \Delta t_2 \\ &= 2 \left(\frac{H_1}{V_1} + \frac{H_2}{V_2} \right) \end{aligned}$$

记录上反映出的反射界面起伏，实际上是声脉冲旅行时间的变化，所以记录图实际上是所谓的时间剖面图。上式可改写成：

$$H = H_1 + H_2 = \frac{1}{2} (V_1 \cdot \Delta t_1 + V_2 \cdot \Delta t_2)$$

海底下界面的埋藏深度，等于速度和时间乘积的一半。对于多个界面，上面的关系式同样是合理的，第 n 个地层界面的深度 H 为：

$$\begin{aligned} H &= \sum_i^n H_i \\ &= \frac{1}{2} \sum_i^n V_i \cdot \Delta t_i \end{aligned}$$

可见，如果有了测区的速度资料（直接获得的或间接获得的参考速度），根据时间剖面进行换算，即可作出测线的界面埋藏深度图。图8a 100至150公尺的地方，接收从地层界面反射回来的微弱讯号，并把它转换成电讯号，输至放大器。

航行中进行测量，各种干扰必然会严重地影响有效讯号的识别。接收水听器接收到的讯号，实际上是有效讯号与干扰讯号的总和。干扰讯号包括：船舶各种机器运动引起船体震动；螺旋桨推动船舶航行引起的强劲水流的冲击；海流、风、浪引起水体的运动；气枪震源爆炸产生的气泡以及气泡不断聚合和破裂；声脉冲在海底与水面间多次反射与转换；电子仪器本身的噪音等。干扰讯号的幅度有时比有效讯号的幅度要大很多倍，尤其深层

反射回来的极微弱讯号，更容易被淹没在各种干扰之中。但干扰讯号的频谱与有效讯号的频谱是不一样的。利用频谱上的差异，采用组合接收和频率滤波，能有效地压制干扰波，突出有效波。

剖面仪的接收水听器，实际上是等间距、等灵敏度的组合接收水听器线阵。由 48 个 PZT 压电晶体元件，分成三组（每组 16 个），装在充满轻腊油的塑料软管里，每个元件间距一公尺，电容量约 12,000 至 13,000 微微法，16 个并联后再串联，接于 10:1 的匹配降压变压器输送至放大器（图 5），以降低传输时的电干扰。匹配变压器的初级电感约 10,000 亨利。并联的电阻，可使整个谐振回路的频率响应比较平坦。

组合接收的理论告诉我们，等灵敏度等间距的水听器线阵，其方向特性为：

$$P(\lambda, \beta) = \frac{\sin n \left[\frac{\pi d}{\lambda} \sin \beta \right]}{n \cdot \sin \left[\frac{\pi d}{\lambda} \sin \beta \right]}$$

式中：P(λ, β) 为接收水听器阵方向特性。

d 为相邻压电元件之间距。

λ 为接收到的振动的波长。

n 为组成线阵的压电元件数。

β 为波的入射方向与水听器阵法线的夹角。

图 6 是根据公式算出的方向特性图。从图中我们可以认为：对垂直或近于垂直入射的波，水听器阵的灵敏度最高；沿水听器阵方向的灵敏度最小；此水听器线阵对 30 周

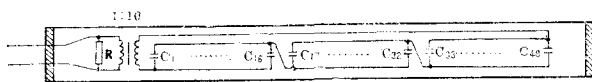


图 5 接收水听器阵电原理图

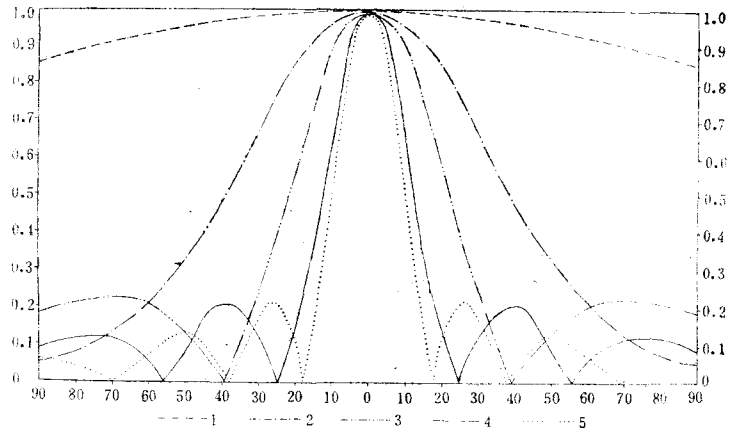


图 6 接收水听器阵方向特性

以上的振动具有明显的方向性。因此，水听器阵主要用来压制沿船舶前进方向来的 30 周以上的各种干扰。较低频的干扰，还得依赖放大器中的滤波器进行频率滤波。

3. 滤波器与记录显示：不同海区有不同的地震地质条件，干扰波的频谱与有效波的频谱也因地区而异。最佳滤波器的选择要先在测区进行试验，然后正式测量（如采用磁带记录，选择最佳滤波器的试验可在室内进行）。

水听器接收到的微弱讯号，经预放大后进入滤波器进行频率滤波，再经前置放大，用来调制功率振荡器，经地震讯号调制的振荡电压送到记录笔针上。每当接收到一个讯号，记录笔就在记录纸上打出一个黑点，记录笔针不停地扫描，记录纸也不断地移动，地层界面上反射回来的脉冲讯号在记录纸上对应的一系列黑点就被联成随地层界面起伏的时间变化曲线，即时间剖面图。这种记录和剖面显示方法，既简单又形象地反映地层变化。

频率选择采用有源高低通电子

滤波器，高通截止频率为 15、22、30、40、66 周五档；低通截止频率为 30、46、66、100、150 周五档。高低通滤波器组合后，可得到十多个有效滤波档，尚能满足探测数百公尺至上千公尺厚地层的需要。

进行滤波器组合时，要注意滤波器通频带的宽度。只有通频带的宽度适宜，才不会使记录上的延续相位太多。图 7 a，图 7 b 为同一测线不同滤波档的记录图，图 7 b 的记录最清晰，记录到 1.3 秒（约 1,400 公尺深）的反射界面。

三、中深层剖面仪的地质效果

剖面仪试验测量的海区，必须有一定的地球物理资料供参考，以便对比其地质效果。我们试验海区位于胶东半岛、辽东半岛和朝鲜半岛之间，这个海区我们已经掌握了有关资料。三个半岛的基底一般都是前寒武纪的一套中至深度变质的变质岩系。古生代以来，它们都处于隆起剥蚀状态，直至中生代才有断陷型沉积。这三个半岛的地壳活动从侏罗纪起加强，除断裂活动外，还伴有岩浆侵入与火山活动。辽东半岛的一些中、晚侏罗纪断陷

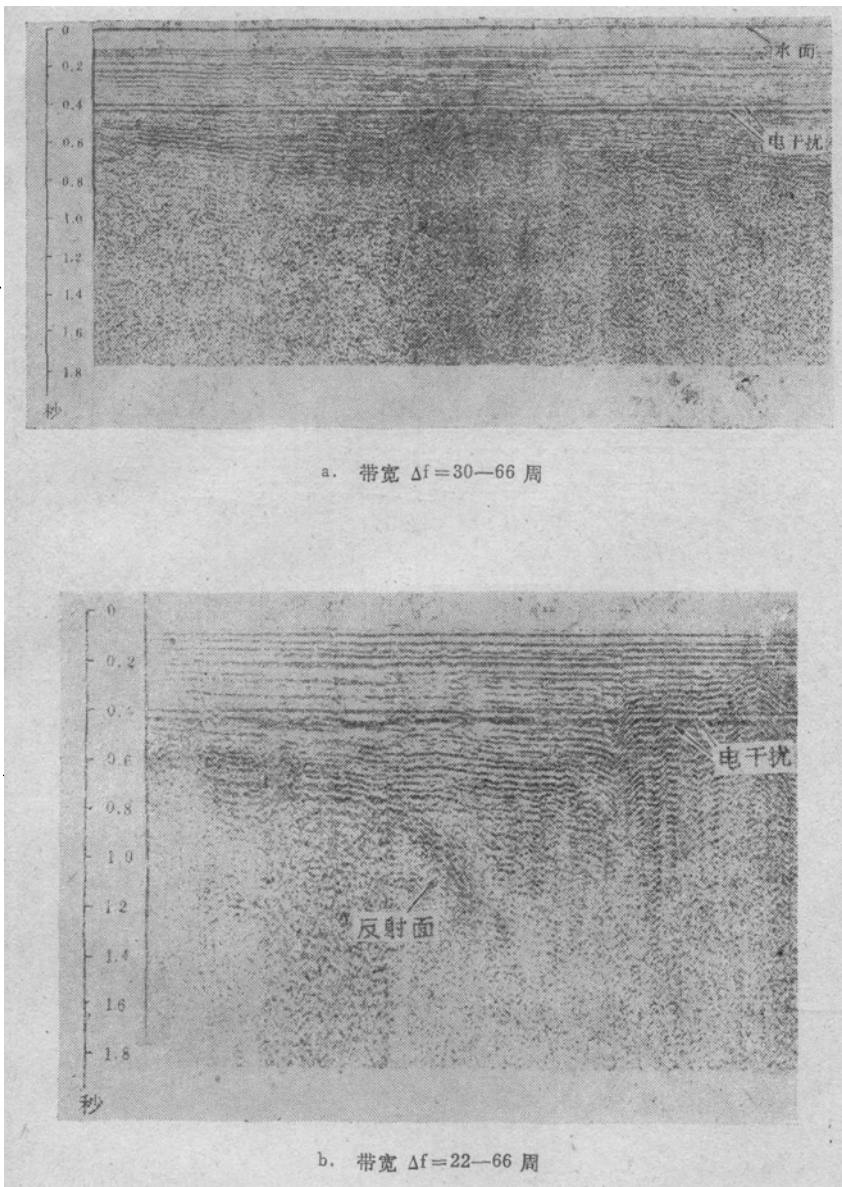


图7 不同滤波档的记录

盆地，岩性为砂页岩含煤建造和火山岩建造；上侏罗纪以后，断裂和火山活动转到胶东半岛，堆积了上侏罗至下白垩的巨厚陆源碎屑和火山岩系。朝鲜北部中生代地层均可与胶辽两地对比。新生代第三系地层，除朝鲜清川江下游有始新统至渐新统的沙泥岩夹多层煤外，胶辽两地一直处于隆起状态。

鉴于对上述周围地质情况的了

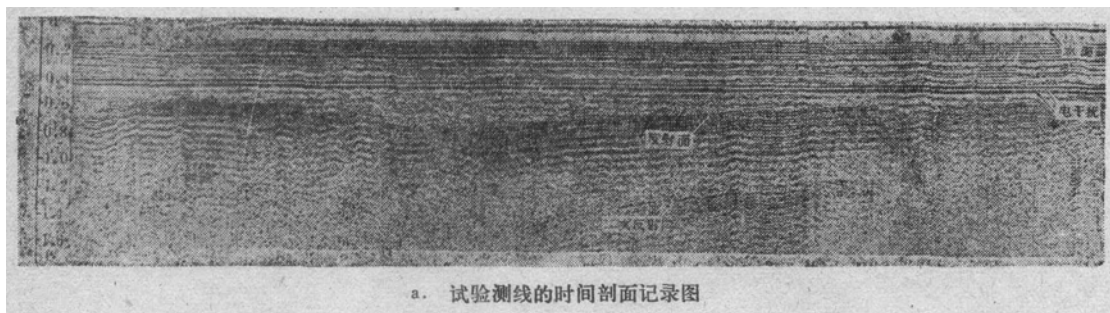
解，我们在威海北部海域的一条测线上进行了多次重复观测，所得记录的形态基本上是一致的。图8a为威海以东的一条100公里长的东西向试验测线时间剖面图，图8b为该测线的地质解释示意图。记录上可以分出三个波组。第一波组是最先到达的，其特点是延续性好，产状水平，可以连续追踪，反射时间0.2秒左右；第二波组的延续性

不如第一波组，与上覆波组呈小的角度不整合，倾角不大，底界的反射时间在0.5—0.9秒间；第三波组是一组很强的反射，可以得到该反射界面的第二次反射。第三波组细致地反映该界面的产状变化（褶皱、断裂），与上覆波组呈明显的角度不整合。

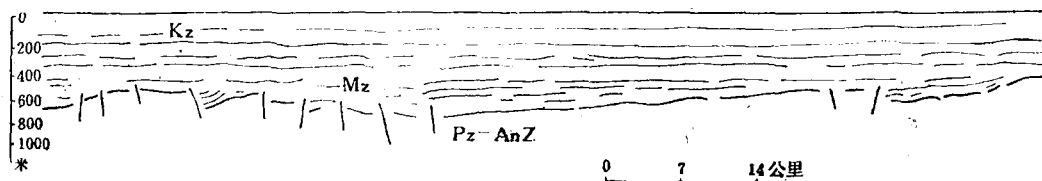
与本测线近于平行，相差60海里左右的一条地磁场总量剩余异常曲线—— γ 曲线(图9)，反映该地区的地磁场变化特点。 γ 曲线的幅度变化较大，在+350 γ 至-400 γ 之间，磁场梯度变化快，呈犬牙状。这些特点，说明测区的磁性体埋藏不深。中至深度变质的变质岩系，其磁性大于沉积岩系。分析 γ 曲线可以认为沉积岩系的厚度不大，才使变质岩系的磁性被突出出来。

结合剖面仪记录的特点和该测区地磁场变化的特点进行分析，可以认为：第三波组可能反映前寒武纪变质岩系的上界面，因为变质岩系的密度较大，声波的传播速度也较大，与上覆岩系存在较大的波阻抗差值，才能出现该界面相当强的第二次反射。第二波组可能为中生代岩层，在长期的地质变动过程中，基底经受断裂、褶皱、隆起与下沉，破坏比较厉害，在此基础上，接受中生代的沉积。中生代的沉积覆盖在基底之上，成明显的角度不整合。向东基底抬升，中生代岩层明显减薄并有尖灭的趋势。第一波组可能是新生代沉积，厚度没有明显的变化，这反映了黄海断陷生成于中生代。测线东端，已快接近断陷盆地的东界了。

根据其他地球物理资料，有人把测线所处的海区划为胶辽-北黄海隆起带，我们试验测线记录到700多公尺深的基底界面埋藏深度，结果证明两者基本上是一致的。



a. 试验测线的时间剖面记录图



b. 试验测线反射界面埋藏深度与地质解释示意图

图8 试验测线时间剖面图及其地质解释示意图

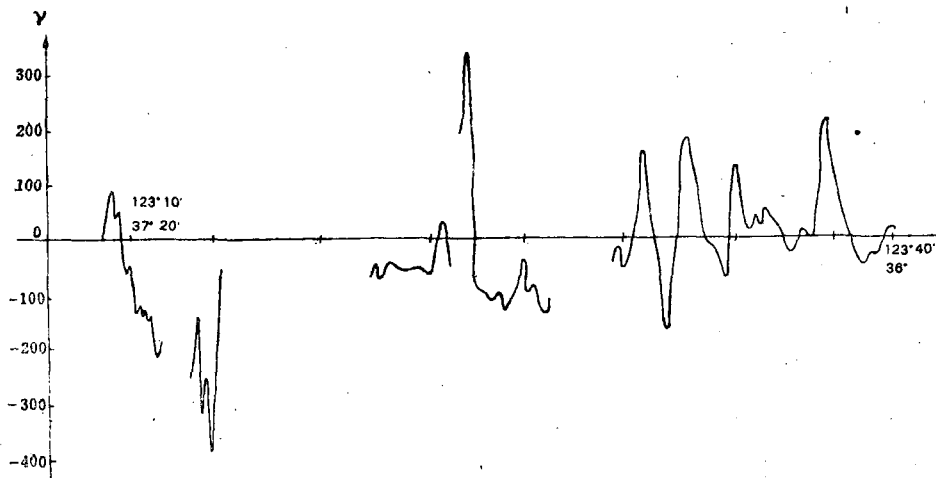


图9 测区地磁场总量剩余异常图

通过这次海上试验，我们认为中深层剖面仪样机的地质效果是明显的，今后有广泛的应用前景。记录器如采用步进电机驱动，使记录

器能完成自动触发声脉冲发射和由外来声脉冲启动记录器笔针扫描，并加宽记录纸的幅度，这种单道地震剖面系统还可作为多道地震系统

的监视装置，并记录数百公尺至上千公尺内的地层结构，以弥补多道地震系统在资料数字处理时，因“去初至”而“丢失”浅层记录的不足。