

讲座连载

《地震相分析》讲座 (四)^①

王 英 民

(成都地质学院)

四 典型沉积体的识别

当物源性质不同时,沉积体的类型亦有很大不同。在陆源碎屑沉积环境中,沉积体的类型最为丰富,其中规模较大从而易于在地震剖面上识别出来的有冲积扇、近岸水下扇、三角洲、扇三角洲、陆坡和深海浊积扇等。在碳酸岩沉积环境中,由于陆源物质极少,故沉积体的类型亦十分贫乏,大型的沉积体主要为碳酸岩岩隆和台地边缘斜坡。此外在火山活动强烈地区还发育有各种火山喷发岩体。下面分别介绍各主要沉积体的地震识别标志。

1. 冲积扇

冲积扇发育在盆地边缘的陆上沉积环境中,多由阵发性泥石流携带的碎屑物堆积而成,在某些地区亦发育有以辫状河沉积物为主的冲积扇。它们都为近物源沉积体,对于指示盆地边缘以及物源区水流体系具有重要意义。其他地震识别标志主要是:

(1) 均发育在盆缘边界大断层之下,垂直断层走向发育。

(2) 在横剖面上沉积体为丘状,在纵剖面上为楔状,向盆地内部厚度减薄,总体上表现为明显的锥状外形。其规模一般较小,长、宽在数公里的范围之内。但横向上多个冲积扇往往沿着断层边界呈串珠状排列,形成冲积扇裙。

(3) 多数冲积扇都具有前积构造,在纵剖面上以杂乱前积构造最为常见,亦有下超型前积构造和斜交型前积构造。在横剖面上则可发育双向前积反射构造。其前积构造的共同特点是底积层很不发育,前积层与下伏地层呈下超接触。这是由于在冲积扇上所沉积的碎屑物质粒度很粗,在山口处的局部沉积速率特别高所造成的。在辫状河发育的冲积扇上,由于河流在扇体上的侵蚀和搬运作用强烈,使得扇体坡度减小、长度增加,侧向加积速率减低,从而前积构造不发育,而是表现为波状构造,相应地其地震相单元外形也由锥状外形转变为扇状外形。

(4) 其反射结构主要为杂乱反射结构或无反射结构,前者常出现在以泥石流为主的冲积扇上,后者则以在辫状河发育的冲积扇上为常见。一般说来从扇根向扇端方向振幅有所增强、连续性有所变好。

图 14 为河套盆地呼和拗陷白垩系地层中的一个典型的冲积扇体。在该纵剖面上,扇体明显地呈楔状,并具有杂乱前积反射构造,经钻井证实,这是一个以泥石流沉积为主的冲积扇。

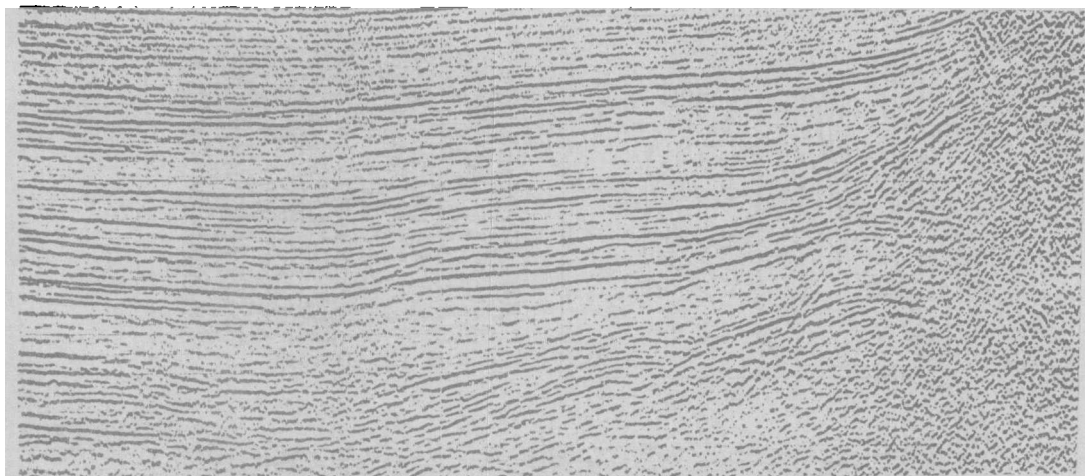


图 14 冲积扇的地震相特征 (据中国典型地震剖面图集, 1987)

2. 近岸水下扇

近岸水下扇发育在盆缘边界大断层之下, 是一种以浊流流动体制占主导地位的浊积扇体。断层强烈活动所造成水深坡陡的地形特征是产生近岸水下扇的重要条件。由于此类扇体直接进入深湖区中, 距油源岩近, 易于形成油气藏, 因此在油气勘探中具有特别重要的意义。

近岸水下扇在地震相单元外形、地震反射构造和地震反射结构上与冲积扇很相似, 发育的构造背景也很相似, 易于从地震剖面上识别并与其它沉积体区分开。但在地震剖面上直接将近岸水下扇与冲积扇分开则十分困难。我们只能根据它们各自的伴生相带不同而间接地加以区分。冲积扇发育于陆上, 与冲积平原相或沼泽相相伴生; 而近岸水下扇则是发育于水下, 与深湖相相伴生, 这是二者之间的重大差别。据此, 我们可先对伴生相带进行地震相分析。

(1) 冲积平原相的地震相特征变化较大, 但总的看来振幅不是很强, 连续性不是很好, 比较常见的是波状构造中振幅中连续性结构。而含煤沼泽相和浊积砂岩较发育的深湖相一般振幅很强、连续性很好, 以平行构造三高结构为特征。因此当扇体前方不具三高结构而是振幅、连续性较低时, 可以有较大把握将其解释为冲积扇体。

(2) 当扇体前方具三高结构时, 若无钻孔资料控制, 则可在层序地层学研究和盆地构造演化阶段分析的基础上, 根据一般性的盆地沉积模式加以推断。从我国东部中生代断陷盆地的盆地沉积模式来看, 冲积扇主要发育在断陷早期阶段, 而近岸水下扇则主要发育在断陷中期 (最大水进期)。

图 15 为冀中拗陷饶阳凹陷第三系地层中一个典型的近岸水下扇体。图 15A 为扇体的地层等厚图, 明显地具锥状外形。图 15B 为扇体的横剖面图, 扇体呈丘状, 具双向型前积反射构造。图 15C 为扇体的纵剖面图, 具杂乱前积构造, 与图 14 上的冲积扇特征比较相似。但在扇体前方为平行构造三高结构, 且发育在盆地演化的中期阶段, 故解释为浊积砂岩发育的深湖相。而在图 14 中扇体前方为波状构造中振幅中连续性结构, 且发育在盆地演化的初期阶段, 故解释为冲积平原相。相应地图 14 为冲积扇, 而图 15 为近岸水下扇。经钻井证实图 15 中的扇体确实为以浊积砂岩为主的近岸水下扇。

3. 海盆河控三角洲

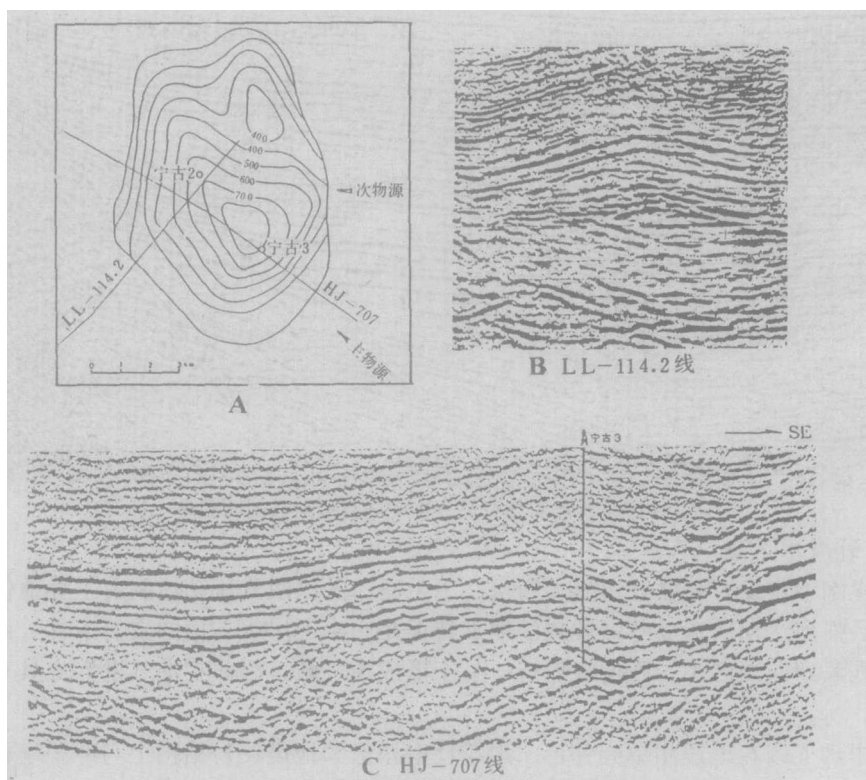


图 15 近岸水下扇的地震相特征 (据中国典型地震剖面图集, 1987)

三角洲是最重要的一种沉积体, 它是在较平缓的地形背景下 (通常在盆地的内部并且不受盆缘边界断层控制), 由河流流入水体 (海盆或湖盆) 后在河水和海 (湖) 水的共同作用下所形成的复合沉积体。由于海盆中的可容空间大, 沉积过程持久稳定, 故三角洲的侧向加积作用明显, 沉积体规模大, 地震相标志明显, 易于识别。其中又以河控三角洲为高建设性三角洲, 受改造破坏的影响小, 三角洲的特征更为突出, 故在此首先讨论海盆河控三角洲, 其基本特征是:

(1) 离盆地边界较远, 不受盆缘边界断层活动的控制。

(2) 地震相单元具锥状外形。由于其规模一般较大, 长、宽可在数十公里甚至上百公里, 因此受视野的限制, 其外形特征在地震剖面上可能不很明显, 这时应注意从沉积体的等厚图上分析其外形特征。

(3) 其最重要的标志是发育有各种前积构造, 其中以 S 型、顶超型和复合型前积构造最为普遍。它们的共同特征是底积层较发育, 反映陆源物质较细、泥质沉积物十分丰富, 这与前述的冲积扇和近岸水下扇形成显著差别。

(4) 在三角洲的不同部位上具有不同的地震反射结构。一般在顶积层部位 (大体相当于三角洲平原相) 主要为中振幅中连续性结构; 在前积层部位 (大体相当于三角洲前缘相) 由于砂泥比减小, 泥岩厚度增大, 使砂、泥岩之间的波阻抗差增大, 故振幅和连续性有所增强; 至底积层部位 (大体相当于前三三角洲相) 有两种情况: 一种是三角洲侧向加积速率高, 从而三角洲前缘斜坡的坡度较陡, 这时容易诱发浊流, 形成三角洲前缘浊积扇, 以三高结构为特征; 另一种是三角洲侧向加积速率较低, 从而三角洲前缘斜坡的坡度较缓, 浊流不发育, 这时在前三三角洲主要发育稳定的巨厚的泥岩, 以弱振幅甚至无反射结构为特征。

一般说来以前一种情况为多。

从振幅在三角洲层序中的垂向变化上看, 在前缘浊积扇发育的三角洲中一般表现为向上减弱反射结构; 而在前三三角洲为稳定泥岩的沉积体中则一般表现为向上增强反射结构。

图 16 为珠江口盆地第三系地层中的一个典型的海盆河控三角洲。它以发育由 S 型前积构造和下超型前积构造交替出现所组成的复合前积构造为特征, 可划分出多个推进期。其前积层坡度较陡, 在底积层部分表现出三高结构的特点, 推测应为前缘浊积扇较发育的三角洲。

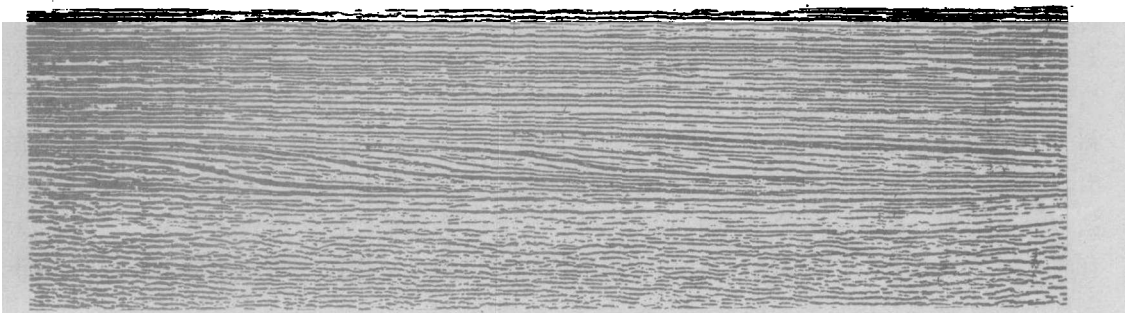


图 16 海盆河控三角洲的地震相特征

4. 海盆浪控三角洲

当波浪和沿岸流的能量很强, 将河口处的沉积物再搬运至河口两侧沉积时, 则形成浪控三角洲。这种强烈改造破坏的结构是使三角洲的长度减小, 宽度增大, 进而使三角洲的向前推进作用大大减弱。因此在浪控三角洲上一般找不出较大规模的前积构造, 而是以叠瓦状前积构造为基本特征。同时三角洲的平面形态也不再是一伸长的朵状体, 而是成为宽度远大于长度的裙边状。

图 17 为国外某浪控三角洲的纵剖面, 其三角洲层序很薄, 前积构造为倾角十分低缓的叠瓦状前积构造。

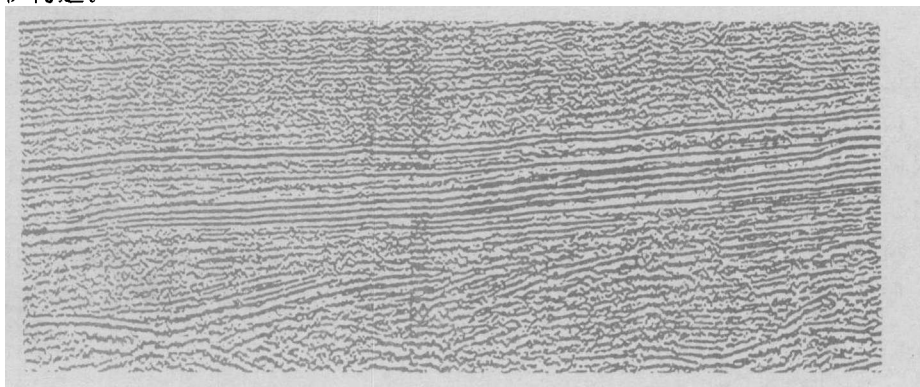


图 17 海盆浪控三角洲的地震相特征 (据 Berg, 1982)

5. 湖盆三角洲

在湖盆中, 波浪、沿岸流以及潮汐的作用都比海盆微弱得多, 因此所形成的三角洲基本上都属于建设性的河控三角洲。

但是湖盆与海盆在形状、水深、坡度和容纳沉积物的能力上有着很大差别, 从而所形成的河控三角洲亦很不相同。

海盆是开敞性的很深的盆地,在侧向上相对于注入的河流而言几乎具有无限的容纳能力,从而可以保证三角洲的前积斜坡长期稳定推进而不至于因为前方被沉积物所填满从而前积斜坡的坡度变平。此外在海盆中海平面相对变化的速率和频率要比陆盆中慢得多,因此三角洲往往能持续性地向盆地内推进,形成规模巨大的沉积体,发育各种大型的前积构造,从而易于在地震剖面上识别出来。

湖盆则基本上是封闭的盆地(即使有泄水水系但从沉积上看也是微不足道的),其水深亦比较浅,容纳沉积物的能力有限。因此当河流携带的粗碎屑沉积物在河口卸载时,往往同时有大量的泥质沉积物在湖盆中间沉积下来,从而使河口部位与湖盆中间部位的沉积速率相差不很大,三角洲的侧向加积速率减小,不利于前积构造的发育。此外湖盆的水平面相对升降变化要比海盆中强烈得多,岸线的频繁进退使得三角洲的位置经常改变,同样不利于前积构造的发育。因此除了断陷盆地在盆地处于强烈欠外偿状态的断陷中期阶段可能出现具较大规模前积构造的三角洲外(如济阳拗陷东营凹陷中的牛庄三角洲,见图18)、湖盆中的三角洲一般都不发育大型的前积构造,而是以叠瓦状前积构造较为常见,甚至于没有前积构造。在进行三角洲解释时,不应机械照搬国外海盆河控三角洲的地震相模式,而应从实际资料出发总结适当的地震相模式。

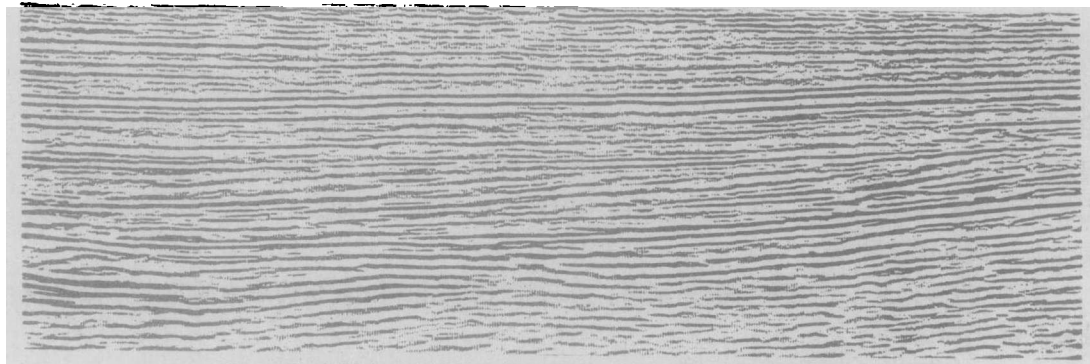


图18 断陷湖盆三角洲的地震相特征(据中国典型地震剖面图集)

通过对松辽盆地白垩系中的大型拗陷湖盆三角洲的研究,总结出如下地震识别标志。

(1) 古地形特征

根据地层等厚图,并结合地层接触关系分析,可对古地形特征做出推断。一般说来,大型湖盆三角洲往往沿着盆地拗陷长轴发育,尤其是常与拗陷轴分叉的部位相对应,在那里由盆地倾没区过渡成为多个盆地凹陷区,水体突然开阔,从而使沉积物迅速卸载而形成三角洲。垂直盆地长轴亦可发育一些小型三角洲,表现出地层厚度在局部地区增大,如英台三角洲。

(2) 岩性展布特征

三角洲是一个粗碎屑物质格外发育的沉积体,与大型的砂岩体具有良好的对应关系,可利用地震速度资料进行砂地比计算(具体方法将在下一期中介绍),由此勾绘出砂岩体的空间分布特征,为识别三角洲提供有力的佐证。

(3) 地震反射结构特征

在三角洲上,沿着纵剖面可以看到地震反射结构发生显著的有规律的变化。在三角洲平原上,尤其是在主河道继承性发育的部位,由于砂岩特别发育,一般形成低振幅、低连

续性结构 (图 19A)。在三角洲前缘, 由于砂岩层逐渐减薄, 泥岩层逐渐增多增厚, 从而使波阻抗差增大, 振幅和连续性逐渐增强, 可形成中—强振幅、中—高连续性反射结构 (当侧向加积作用强烈时, 可形成叠瓦状前积构造) (图 19B)。在前三角洲部位, 一般为巨厚的稳定泥岩, 波阻抗差减小, 形成低振幅、高连续性反射结构 (图 19C)。但当水进水退频繁从而形成前缘砂与深湖泥互层时, 亦可形成高振幅、高连续性、低频结构。根据地震反射结构编制出地震相平面图, 则可圈定出三角洲的空间展布。

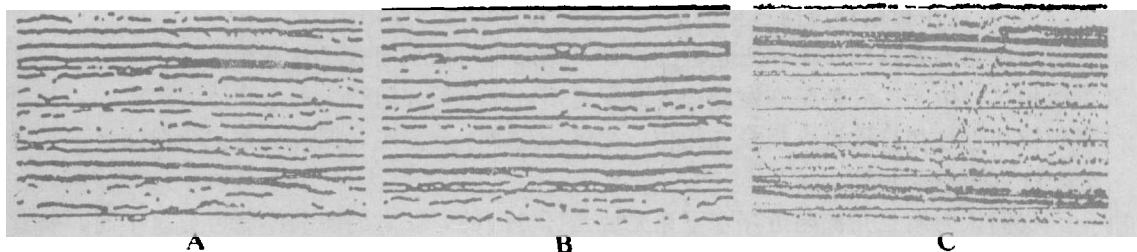


图 19 渤海湾盆地三角洲的地震相特征

A-三角洲平原; B-三角洲前缘; C-前三角洲

由于地震反射结构受非地质干扰因素的影响很大, 故所勾绘的地震相图中难免有许多是虚假的, 这时应结合古地形分析和砂体展布特征分析进行综合解释, 以得到一个更合理更逼真的解释结果。

6. 扇三角洲

扇三角洲是由河流在盆缘大断层之下形成冲积扇后很快就转入水下形成三角洲而产生的一种冲积扇与三角洲的复合体。其中缺失在正常情况下冲积扇与之三角洲之间应当发育的冲积平原相带。因此扇三角洲兼有冲积扇和三角洲的地震相特征 (图 20)。

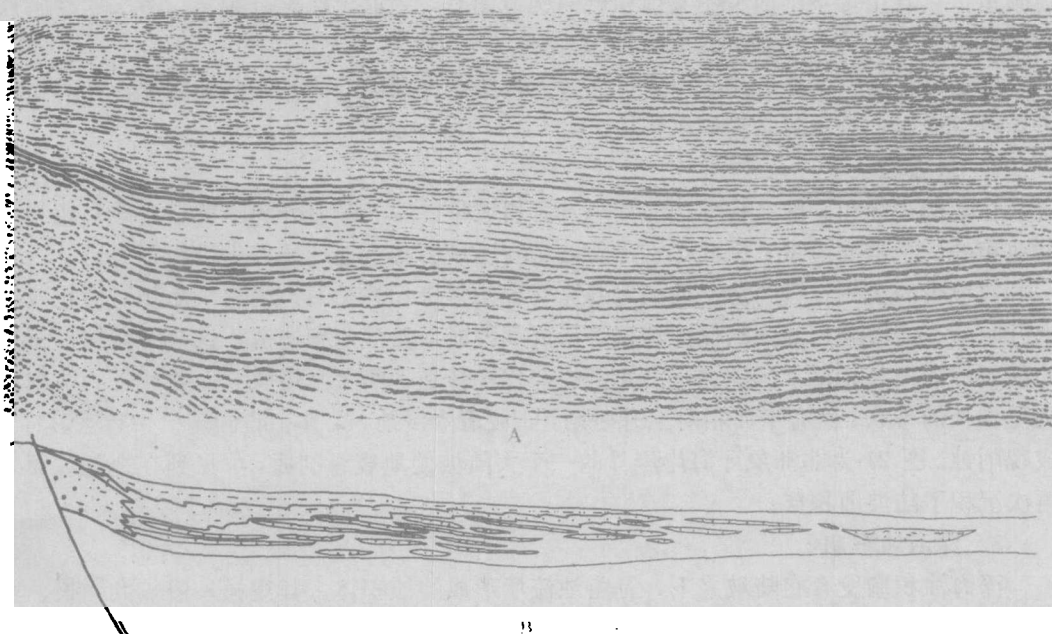


图 20 渤海湾盆地地下第三系地层中扇三角洲的地震相特征 (据姜锡江, 1987)

A-地震反射剖面; B-解释出的地质剖面

(1) 发育在盆缘边界大断层之下。

(2) 具锥状外形, 规模一般比冲积扇大, 长度可达几公里至几十公里。

(3) 在纵剖面上, 地震反射构造在沉积体的前半部与后半部有显著差别。在后半部(相当于冲积扇部位, 一般较短)主要表现为杂乱前积构造或波状构造; 而在前半部(相当于三角洲前缘及前三角洲部位, 一般较长)则各种前积构造均可能出现, 尤其以下超型前积构造和斜交型前积构造较为常见。在横剖面上可出现双向型前积构造或波状构造。

(4) 从冲积扇部位向三角洲部位, 振幅和连续性逐渐增强。

扇三角洲兼具冲积扇和三角洲的特征, 据此可与冲积扇或三角洲相区分。而与近岸水下扇相比, 由于二者都是在盆缘边界断层之下, 由陆源碎屑很快进入水体而形成的, 其地震相特征也往往较接近, 规模亦相仿, 故区分起来十分困难。据此有人主张对二者不加区分, 统称为扇三角洲。

我们认为扇三角洲与近岸水下扇是应当区分开的, 二者的流动体制有显著不同: 前者以牵引流为主; 后者则以重力流为主。所形成的砂体特征有显著不同, 在油气勘探和开发中应区别对待。二者也是可以区分开的, 在钻孔中, 前者具冲积扇和三角洲的相标志; 后者则具浊积扇的相标志, 区别是很显著的。问题在于没有钻井时如何从地震剖面上将二者区分开。

由于二者的本质区别在于流动体制不同, 而控制重力流所起作用大小的关键在于坡度, 因此我们可以从反映古沉积表面的前积层的坡度入手进行分析。一般说来, 扇三角洲上前积层的坡度比较平缓, 而近岸水下扇上前积层的坡度比较陡。据此可粗略地对两种沉积体加以区分。这里需要注意的是, 在地震剖面上垂向座标为时间, 横向座标为距离, 二者量纲不同, 需将前积层经过时深转换后才能求取其倾角。并且地震剖面上求取的倾角一般为视倾角, 只有用多条剖面编制某前积层的构造图后, 才能求取其真倾角。有关时深转换和编构造图的方法可参考有关的地震勘探教材。

由于扇三角洲不象近岸水下扇那样必须具备水深坡陡的条件, 故在盆地发育的不同阶段均可以产生, 是更为常见的沉积体。

7. 斜坡带

在陆棚边缘和碳酸盐台地边缘均可发育斜坡带。斜坡带是分隔陆棚(台地)相与远洋盆地相的一个重要地带, 因此识别出斜坡带在区域岩相古地理研究中极为重要。

斜坡带的沉积过程与海平面相对变化有着非常密切的关系。当海平面相对静止或缓慢上升时期, 陆坡表现为强烈侧向加积, 形成S型或顶超型前积构造, 这与海相河控三角洲的剖面特征极为相似, 区别在于三角洲的前积相带在平面上呈扇状, 而斜坡带的前积相带则呈伸长的带状; 当海平面相对上升时期, 陆坡遭受侵蚀, 尤其在陆棚转折带首当其冲, 形成视削蚀。图21为非洲象牙海岸岸外的一个大陆坡的地震纵剖面, 可见到在视削蚀面之上再次沉积了陆坡前积层。

8. 深海浊积扇

深海浊积扇发育在陆坡之下, 是由浊流所形成的浊积体。其规模一般较大, 长、宽可达数十至数百公里。Mitchum (1985) 从地震可识别的角度出发, 提出了一种深海浊积扇的模式(图22)。

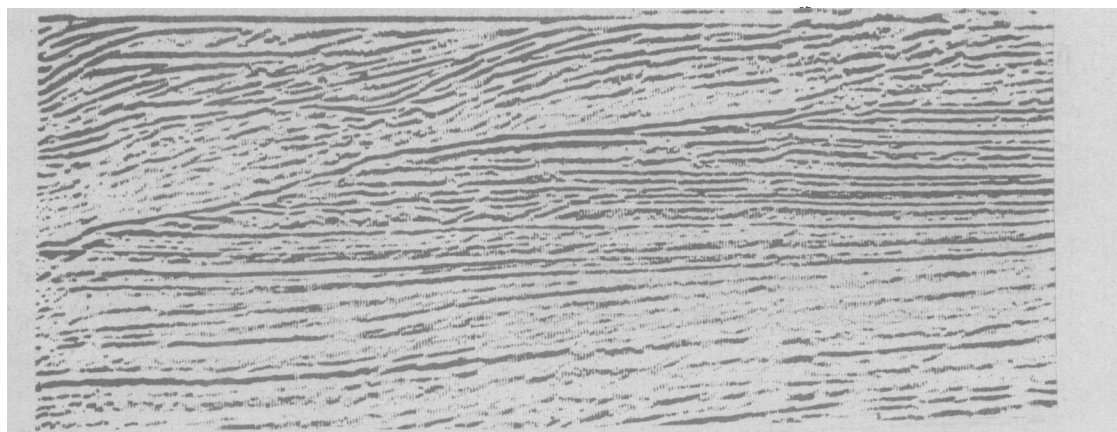


图 21 斜坡带的地震相特征 (据 Mitchum, 1985)

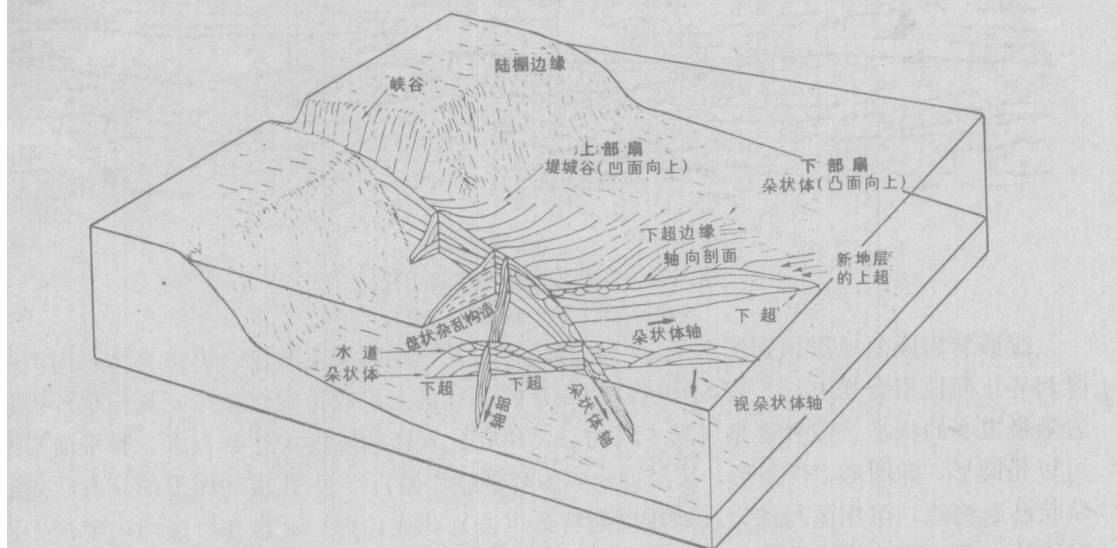


图 22 深海浊积扇的地震相模式图 (据 Mitchum)

根据这一模式, 深海浊积扇由峡谷充填、上部扇和下部扇三部分所组成。

(1) 峡谷充填发育在陆坡处, 其顶界面在横剖面上为平的或凹面向上的, 底界面为 V 型或 U 型, 具侵蚀充填构造, 有时在纵剖面上可表现为杂乱前积构造或斜交前积构造。一般为低振幅中连续性结构 (图 23A)。

(2) 上部扇主要由堤成谷构成, 其顶界面在水道处位置最高, 而在天然堤处向两翼下倾, 凹面向上, 倾角逐渐减小。堤成谷复合体在总体上为一不规则的丘状, 底界面在中部下凹, 向两翼抬起, 在横剖面上具双向前积构造, 振幅通常较低且变化较大, 连续性在总体上较差, 在天然堤部位变好 (图 23B)。

(3) 下部扇主要由朵状体构成, 其顶界面一般为高振幅高连续性反射, 总体上为丘状, 没有明显的天然堤, 其上覆地层对着它为上超或下超。朵状体一般充填在由更老的朵状体所构成的沉积洼地之上, 具眼球状构造或双向前积构造。振幅一般较高, 连续性一般较差, 向下连续性变好 (图 23C)。

9. 碳酸岩岩隆

碳酸岩岩隆是由生物作用而形成的凸起于同期地层之上的沉积体,包括生物礁和生物丘。岩隆的识别不论在沉积相研究上还是在油气勘探上都具有重要意义。

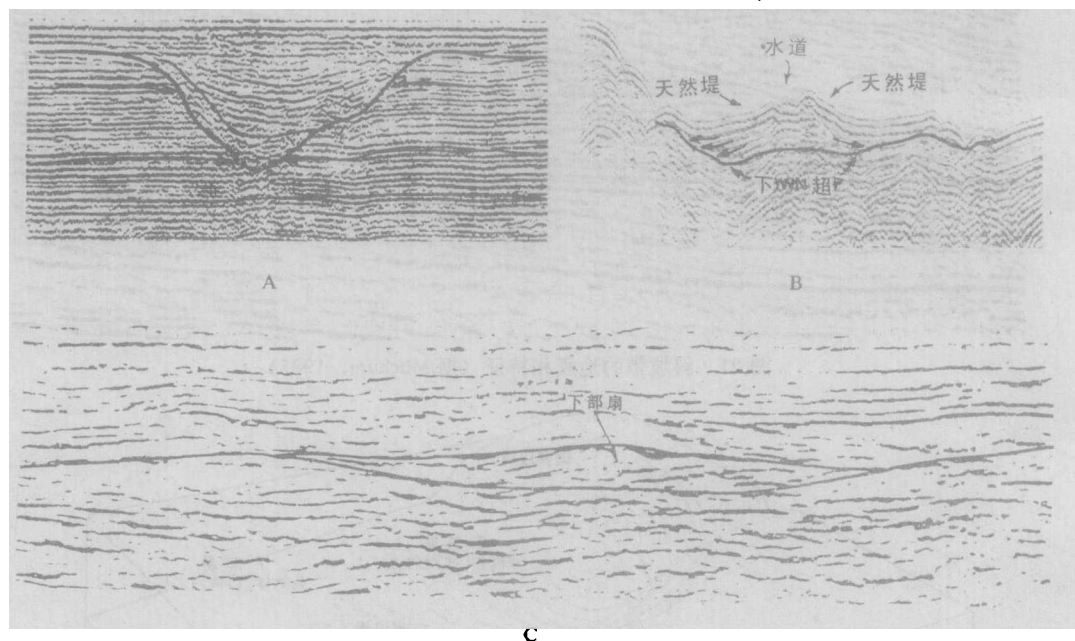


图 23 深海浊积扇的地震相特征

A-峡谷充填; B-上部扇; C-下部扇

碳酸岩岩隆的地震识别标志是: (1) 岩隆往往发育在断层上升盘、火山岩体、同沉积隆起等正向地形背景上,尤其在区域性断裂带的上升盘上可成带发育; (2) 具丘状外形是岩隆最根本的特征,或者说是岩隆一词的意义所在。岩隆的幅度可达数百米,其平面形态可以是圆形、椭圆形、长条形,甚至可以成为环形(环礁); (3) 在横剖面上均具有明显的块状凸起构造,沉积体与围岩在地震反射特征上差别明显; (4) 通常在岩隆内表现为无反射结构,但当礁体为多期生长时,亦可能出现较强的反射界面; (5) 岩隆中的速度通常比围岩高,但当岩隆中含气时亦可表现为低速; (6) 岩隆的外侧常可发育超覆现象,其顶部可形成披盖构造。在岩隆边缘处往往绕射波比较发育; (7) 在一些发育较充分、规模较大的岩隆上,可划分出礁前和礁后。礁前处岩隆边缘倾角较陡,其下发育礁前塌积相,以杂乱前积反射构造为特征;礁后处岩隆边缘倾角较缓,其外侧地层的振幅和连续性一般较强。当地层埋藏较深时,受分辨率限制,一般不容易区分礁前和礁后。

图 24 为莺歌海地区第三系地层中的一个典型的碳酸岩岩隆,因埋藏深,地震分辨率低,故岩隆显得较小,但上述特征很明显

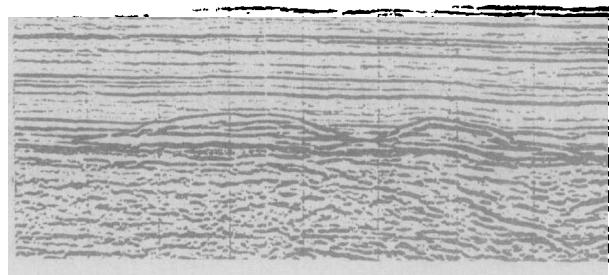


图 24 碳酸岩隆的地震相特征

图 25 为东沙地区一个现代生物礁的地震剖面, 上述特征均十分明显, 并可明显地区分出礁前与礁后。岩隆内具有多个强反射界面, 反映礁体曾有过多次发育期。

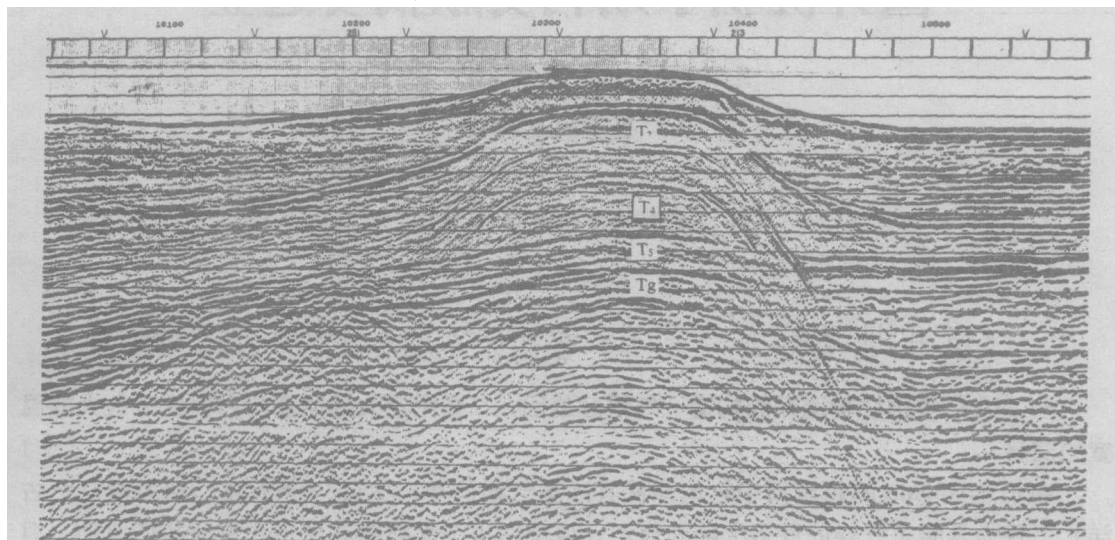


图 25 现代生物礁的地震相特征

10 火山喷发岩体

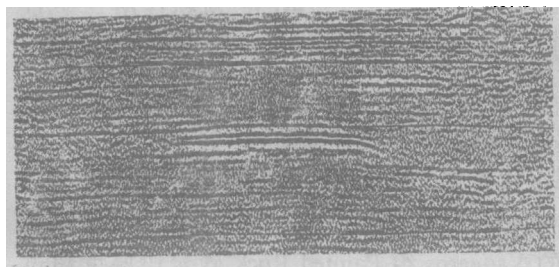
在我国中生代断陷盆地中往往伴随有火山活动, 从而在沉积岩系中夹有火山岩系, 在地震剖面上识别各种火山喷发岩体具有重要意义。

图 26 为我国东部某断陷盆地中的火山喷发岩体的地震相特征。

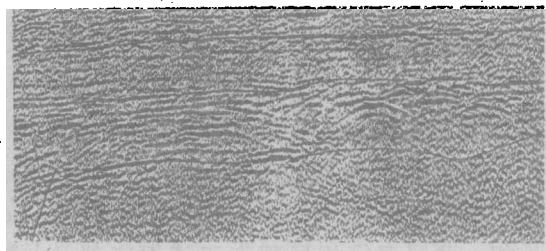
从地震剖面上可识别出两类最主要的喷发岩体: 一种是层状火山岩体; 另一种为丘状火山岩体。

(1) 层状火山岩体一般为基性岩, 如玄武岩, 因其流动性强, 往往可以覆盖较大区域, 成层状展布。因火山岩与沉积岩之间有很强的波阻抗差, 故形成连续性很强的强反射同相轴, 如图 26A 所示。

(2) 丘状火山岩体一般为中、酸性岩, 如流纹岩等, 因其流动性差, 常呈爆炸式喷发。火山物质一般围绕着火山口在一个不太大的范围内堆积成丘状 (常在盆缘边界大断裂附近发育), 并以强振幅低连续性为特征, 如图 26B 所示。



A



B

图 26 火山喷发岩体的地震相特征 (据王槐基, 1981)

A-层状火山岩体 B-丘状火山岩体