

湖盆砂体类型

吴崇筠

(石油部石油勘探开发科学研究院)

一、概 述

我国中生代时期,随着陆地的扩大,湖泊十分发育。其中相当多的湖泊是长期继承性发育的大型构造湖泊,面积大,沉陷深,深湖区持续时间长,沉积了巨厚的富含有机质的暗色泥(页)岩,形成良好的生油层。与生油层邻近的有孔隙的各种岩体,都可以成为油气储集的场所,尤其是砂岩体。目前我国发现的多数油气田的储层,是湖盆中沉积的砂岩体。

湖盆四周紧靠陆源碎屑的物源区,因此砂体是十分发育的,湖泊地层中砂岩(包括砾岩)占的比例远较海相地层的高。湖盆中砂体的分布和特征受到湖盆的构造活动、地形、物源和气候等条件的明显控制。湖盆发育的不同阶段,同一阶段的不同位置上,砂体的成因和特征不同,生储盖的配置和含油性也不一样,因而鉴别湖盆中不同成因类型的砂(岩)体,研究它们的分布规律,不仅对探索湖盆发育史、区域古构造、古地貌和古气候有理论意义,而且对油气勘探和开发有实际价值。

湖盆砂(岩)体成因类型的划分,我主张和湖盆整个沉积的相带划分联系起来。笔者曾按洪水面、枯水面和浪基面把湖泊相划分为滨湖相、浅湖相、半深湖相、深湖相和湖湾相等五个亚相〔1〕,这种划分不但反映水体深浅,也反映所处位置,间接说明水体运动状况、有机质类型、保存和转化情况、因而也说明不同的生储盖条件、砂体的含油性好坏。

划分湖泊亚相,泥岩的标志很重要。因为泥岩的岩性、地化和生物特征对沉积环境如水体深浅、水动力状况、氧化还原及其它物化性质等条件的反映很灵敏,因此本文强调判断砂体的成因类型时,不能单凭砂体本身的沉积特征,还要研究砂体周围围岩的特征。在观察剖面时要首先注意砂层顶底的泥岩性质。这样,把砂体所在的大沉积环境定下来,砂体本身的成因类型便好确定了。

砂体的发育与否、它的形态、大小和岩性直接受湖盆及四周陆地上的地形和物源控制。湖盆地形都是不对称的,不同位置上地形不一样,如湖岸距山麓的远近和坡度,湖底陡缓和水深等。湖盆中地形差异,主要受湖盆的构造控制,如盆地边缘的基底断裂的活动强度和产状,对湖底地形影响很大,断陷湖盆的深湖区多偏向有边界大断层的一侧。断层的上下盘,水体深度有突然变化,水下隆起使湖底地形复杂化。这些都影响不同成因类型砂体的分布。另外,要注意河流入口位置,在正对河口与远离河口处的碎屑物质

供应情况和水动力情况不一样。同时联系气候和陆上地形,判断有无河流入湖及河流的类型。再者,注意物源区的岩性,是能提供大量碎屑物质的花岗岩、片麻岩等结晶岩和砂泥岩呢,还是提供碎屑物质少而溶解物质多的碳酸盐岩类呢?

以下,笔者把湖盆砂体划分为浊积砂体、三角洲砂体、扇三角洲砂体、水下冲积扇砂体和滩坝砂体五种类型。

二、浊积砂体

1. 鉴别标志

浊积砂体是指浊流携带的碎屑沉积物进入深水区堆积下来的砂(砾)体。浊流是一种水和大量砂砾泥物质混合而成的密度流,因密度比周围水体大而下沉水底,沿斜坡或沟谷向下运动,一直搬运到浪基面以下的深水区才沉积,其中的碎屑物质呈悬浮状态搬运,以湍流等机制支撑。因此浊积岩主要有下述鉴定标志:

(1) 浊积砂体围岩是深水沉积物

浊流沉积是深水沉积,因为只有浪基面以下的深水环境才能形成并保留浊流沉积的特点。我国东部地区中新世深湖相的主要特点是有厚层暗色(深灰、灰黑、深褐灰色)质纯的泥、页岩,有时含厚层质量好的油页岩,有些地区含泥灰岩、白云岩和膏盐夹层,常含分散状自生黄铁矿晶粒,生物化石种类少,体小壳薄,有些特殊的深水生物种属,如辽河拗陷地区发现纺锤玻璃介,粒皱锥藻是深湖相化石(孙镇诚,赵鸥,1979)。干酪根类型多属腐泥型,有较高的生油指标和相应的生物标志化合物(吴崇筠,1985)。

(2) 浊积砂层本身的沉积特征

浊积砂层的岩石类型很多,从很粗的砾岩到很细的粉砂岩均有,基质支撑和颗粒支撑均有,粗碎屑浊积岩不具有细粒的经典浊积岩所具有的鲍马层序。砂岩的颗粒成分较复杂,多属长石质或岩屑质硬砂岩类型,若为滑塌再搬运的沉积物,常含较多的泥岩撕裂片和粉砂(或砂)质内碎屑颗粒。粒级范围广,分选和圆度均差。粒度分析资料(如概率图、CM图)均显示以浊流的悬浮搬运为主,但是也有河流牵引搬运作用及两者过渡型的特征,这是湖相浊积岩的特点之一。

浊积岩的层理构造中最特征的是粗尾正递变层理,这是浊流中碎屑沉积物呈悬浮状态整体搬运和沉积时所显示的最基本特点。在近源部分还经常有泥石流沉积的具混杂构造的基质支撑的含砾泥岩或砂泥砾混杂岩。此外,还经常出现快速堆积形成的块状构造,悬浮沉积分凝作用形成的粗糙平行层理,反和复合递变层理^[3]、1)。在粉砂质浊积砂层中,经常见小型波状交错层理、爬升层理、变形层理。在砂岩和砂砾岩中,有时见大一中型斜层理(单向倾斜,倾角不大,20°左右,斜层显示不大清晰)。此外还常见负荷构造,底痕和泄水构造。层理构造类型与浊积岩的粒度和所处的位置有密切关系。浊积岩中应无浅水标志或暴露标志。

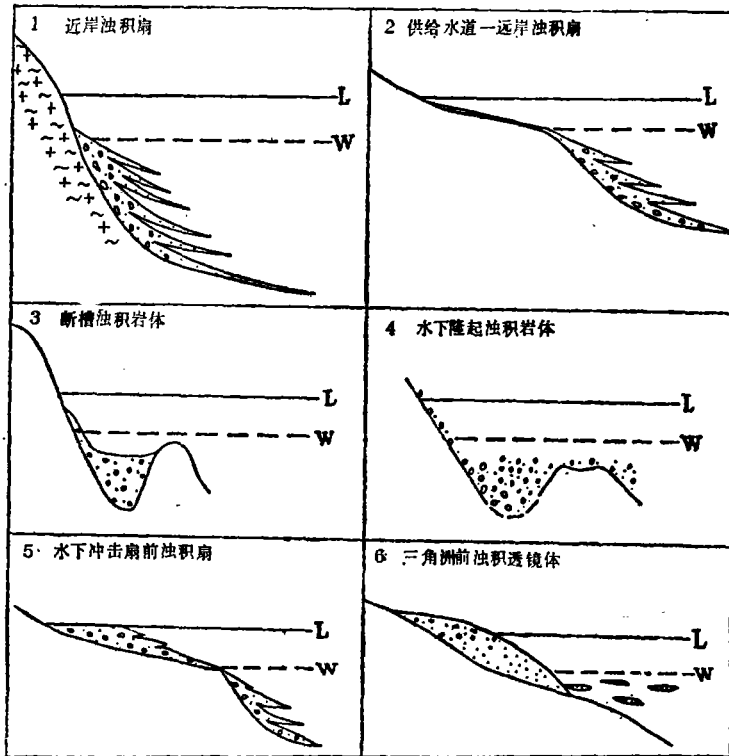
一个浊积岩体往往是多次浊流形成物的叠加。在浊积岩体发育过程中,或是逐渐向

1) 吴崇筠, 1985, 断陷湖盆中的浊积岩鉴定标志和岩体分布类型, 第二届碎屑岩沉积相会议论文001号。

盆地推进或是向岸后退，因而在垂向层序上总体显示反旋回或正旋回，但每个单砂层总是呈正递变（正粒序）。所以浊积岩的最基本鉴定特征可简单概括为夹于深水泥岩中的正递变砂层。

2. 浊积砂体的类型

浊积砂体的类型，划分方式很多，过去许多人按浊流成因分为滑塌型和洪水型。海相中以前者为主，湖泊中以后者为主。但湖相浊流中往往兼含两者物质，因而不好严格区分。故笔者主张从浊积砂体在湖盆中分布的位置和形态来区分，这样便于预测古代浊积砂体的分布和岩性、含油性特征，据此分为下列类型（图1）。



L、湖面 W、浪基面

图1 浊积岩体分布类型示意图（吴崇筠，1985）

Fig. 1 Distributional types of turbidite in down faulted lake basins

(1) 湖盆陡岸的近岸浊积扇（图1-1）

分布于湖盆陡岸边界大断层的下降盘，为山地洪流直接倾泻到断层脚下深水区堆积而成的。浊积岩体平面呈扇形，纵剖面呈楔形，紧贴断层面，岩性粗，常伴有泥石流沉积。扇体面积大，可细分为内扇、中扇和外扇三个相带，以中扇的水道沉积和叠合砂岩最为特征，岩性较粗，物性较好，靠盆地边缘，埋深相对较浅，是浊积砂体中含油气最丰富，勘探也较容易的类型。如河南泌阳凹陷双河镇油田就位于盆地南面边缘核桃园三段（渐新统）的近岸浊积扇体上，扇体面积70—120km²，地层总厚 达1000余米，如图2、3所示。三个相带岩性如表1所示。中扇水道部位储油物性最好。

另一个近岸浊积扇是山东沾化凹陷五号桩浊积扇，它位于沾化凹陷东面五号桩古潜山西界大断层的下降盘。层位属沙河街组（渐新统）三段中下部，面积约60km²，岩性和三个相带的划分与双河砂体有类似之处，见图4、5和表1。泥质含量也很少，

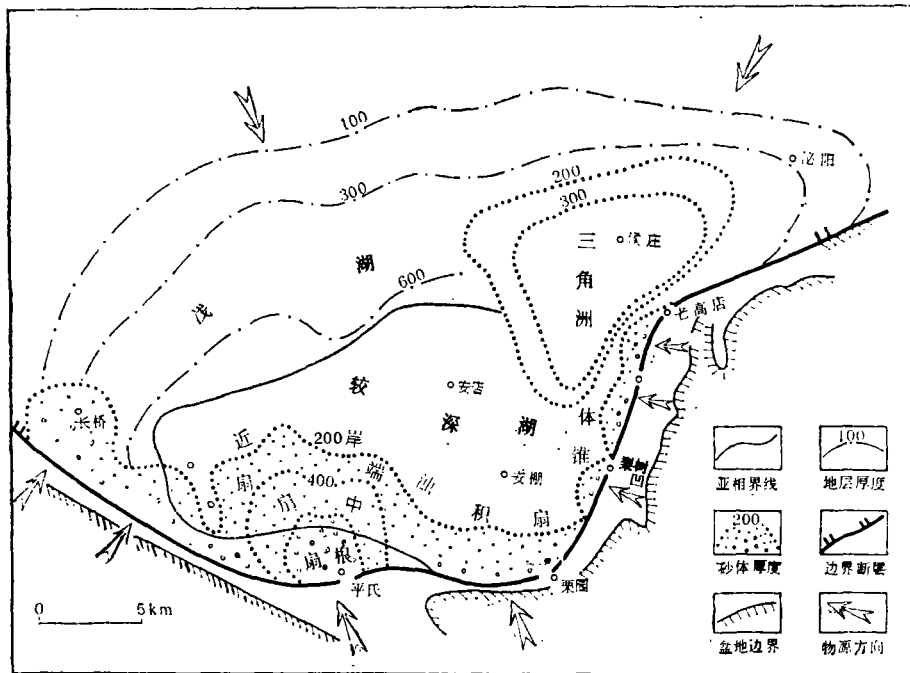


图2 泌阳凹陷核三上段沉积相 (李纯菊, 1980, 略有修改)

Fig. 2 Sedimentary facies of Hetaoyuan Formation III, Oligocene, Biyang Depression, Henan Province (Li Chunju, 1984)

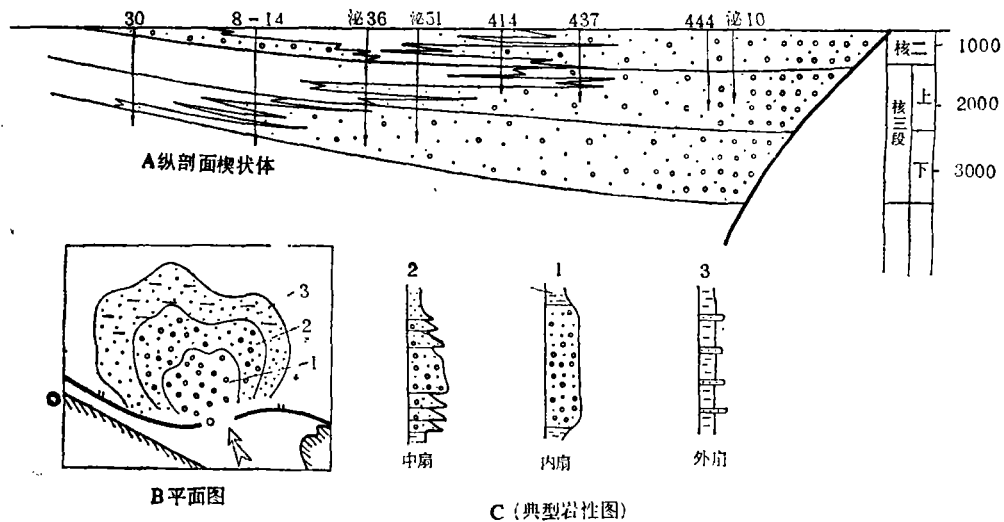


图3 双河镇近岸浊积扇几何形态和剖面岩性示意图 (李纯菊, 1980, 有修改)

Fig. 3 Shuanghe nearshore turbidity fan, Biyang Depression (Modified after Li Chunju, 1980). A. longitudinal section; B, sketch of fan; C. typical lithological sketch of fan

表 1 双河近岸浊积扇和五号桩近岸浊积扇的各微相岩性特征

Table 1 lithologic characters of the Shuanghe nearshore turbidity fan and No. 5 nearshore turbidity fan

微相 浊积扇	内 扇	中 扇	外 扇
泌阳凹陷双河镇近岸浊积扇	颗粒支撑的砾岩和砂砾岩, 基质支撑的混杂砾岩。具正递变层理和混杂构造。砾石排列杂乱, 甚至直立, 有的略显叠瓦状排列。SP曲线呈低幅度的不规则锯齿状或桶状, 顶底夹层泥岩颜色有深灰、暗灰绿至灰绿色, 粒度资料显示浊流特点。	辫状水道: 呈正递变, 块状或粗糙平行层理的砂砾岩、含砾砂岩和砂岩, 具冲刷面, 无或少泥质夹层, 常呈叠合砂岩, 偶见大型交错层理, SP曲线为大幅度的箱状或钟状。 水道间: 粒度较水道细, 层较薄, 泥质夹层增多, 正和反递变层理均有, SP曲线呈裂指状弓形, 粒度资料显示浊流特点。 前端平坦区: 中厚层砂岩与深灰色泥岩的互层, 正递变层理, 小型交错层理, 变形层理, 负荷构造, 泥岩撕裂片, 水平虫孔发育, 可能出现较完整的经典浊积岩鲍马层序。粒度资料显示浊流-河流过渡型。	深灰色泥岩夹中-薄层细砂岩或粉细砂。正递变或层序不清。水平层理, 变形层理小型交错层理和负荷构造常见。可呈鲍马层序CDE组合, SP曲线为近零值的平直线或夹小锯齿。
沾化凹陷五号桩近岸浊积扇	厚层块状的含砾砂岩, 递变层理的含砾砂岩和砂岩, 泥质夹层很少。	辫状水道: 含砾砂岩为主, 次为块状砂岩, 少量砂砾岩、砾岩和粉细砂岩。粗糙平行层理, 块状和正递变层理为主。个别大型交错层理、反递变, 双向递变和牵引毯层。常呈叠合砂岩。 前端平坦区: 经典浊积岩ABC、BC、BCDE组合。完整的较少, D(E)段为深灰褐或灰色质纯泥岩或粉砂质泥岩。	深灰色泥岩夹薄层粉砂岩, 呈鲍马层序组合, 小型交错层理, 变形层理, 负荷构造, 小错断构造很多。

2.5%左右。物性好, 砂层平均渗透率达500md, 单井产量高, 初产有达4,000吨的。

(2) 湖盆缓岸的带供水道的远岸浊积扇 (图1-2)

湖盆缓岸有较宽的浅水缓坡平台, 岸上洪水携带的含大量泥砂的密度流通过其上的沟谷输送到前端坡度转折处的深水区堆积成扇体。供水道的位置往往是早先的河道, 与垂直岸线的断层有关。扇体堆积处往往有平行岸线方向的同生断层, 使湖底坡度突然变陡, 扇体位于断层下降盘深水区。例如东营凹陷南斜坡(缓坡)沙三段早中期梁家楼-牛庄-六户三个并列的扇体群, 见图4。梁家楼扇体伸入西北部长期继承性的利津深洼陷, 牛庄和六户扇体伸入牛庄洼陷。扇体距岸约25km。梁家楼扇的供应水道宽约1—2km, 岩性为厚层块状的砾状砂岩和砂质砾岩, 无泥岩夹层。扇体面积约100km², 主要特征的岩性为含砾砂岩, 少量砂质砾岩, 多呈巨厚块状或叠合砂岩, 正递变层理和块状构造为主, 为内扇和外扇的水道沉积。这带扇体产油情况也很好, 它们处于构造上的向斜部位, 打开了在向斜部位找油的领域。

辽河西部凹陷西斜坡(相对较缓)沙三段从北面曙光开始南至欢喜岭, 有6个带供水道的远岸浊积扇, 这些供水道大多数是继承沙四时期的水下河道, 扇体发育处也

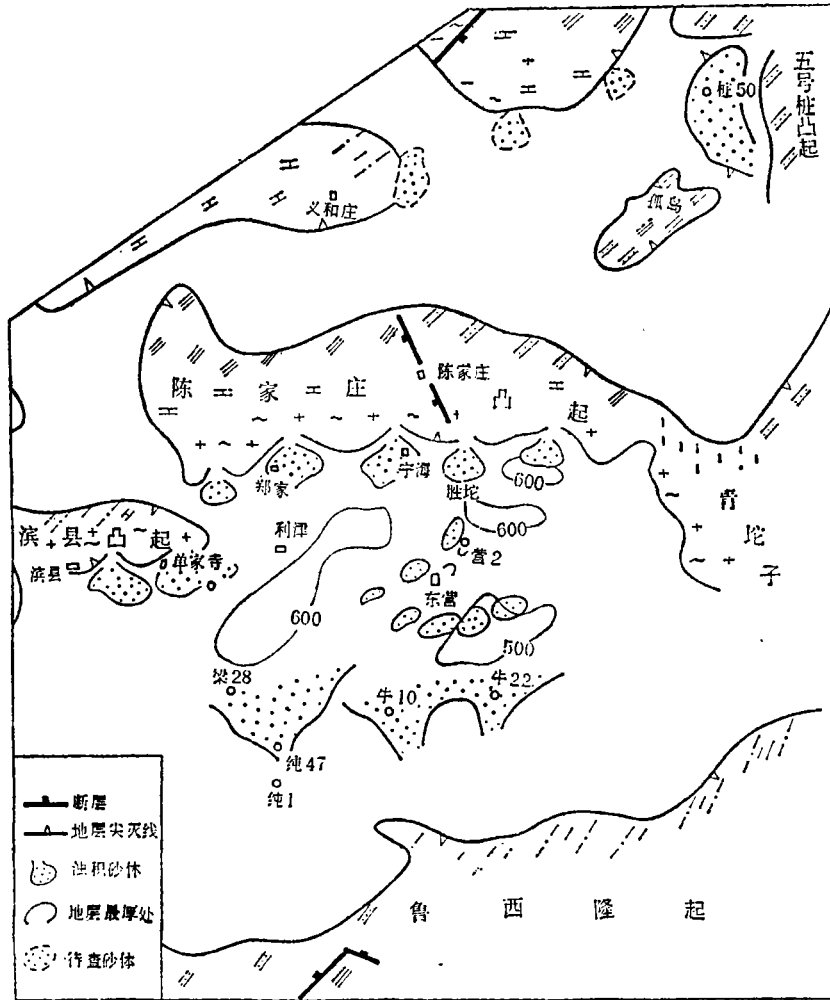


图4 沾化凹陷和东营凹陷沙三段浊积岩体分布预测图

(刘守义、刘国华, 1984, 略修改)

Fig. 4 Turbidites distributed in Shahejie Formation III, Oligocene, Dongying Depression and Zhanhua Depression, Shandong Province (Liu Shouyi and Liu Guohua, 1984)

有同生断层控制。如锦欢地区大凌河油层第二砂层组的浊积扇体, 如图6、7所示。水道长约11km, 宽3.7km, 坡度 $6^{\circ}18'$, 主要岩性为泥质砾岩。扇体面积 280km^2 , 平均坡度 $1^{\circ}24'$, 周围全是深湖相泥岩, 明显地划分为内扇、中扇和外扇三带。内扇水道沉积以混杂粗砾岩为特征, 天然堤沉积呈鲍马层序AE、AB、BC、CD等组合。内扇地带坡度达 $1^{\circ}54'$ 。中扇区辫状水道地带发育典型的叠合砂岩, 正递变层理为主。中扇前端平坦区的岩性为砂岩和泥岩的互层, 呈鲍马层序AD(E)、BC、CD等组合。外扇岩性更细, 多为CDE组合, 为薄层粉细砂岩与深灰色泥岩的互层。

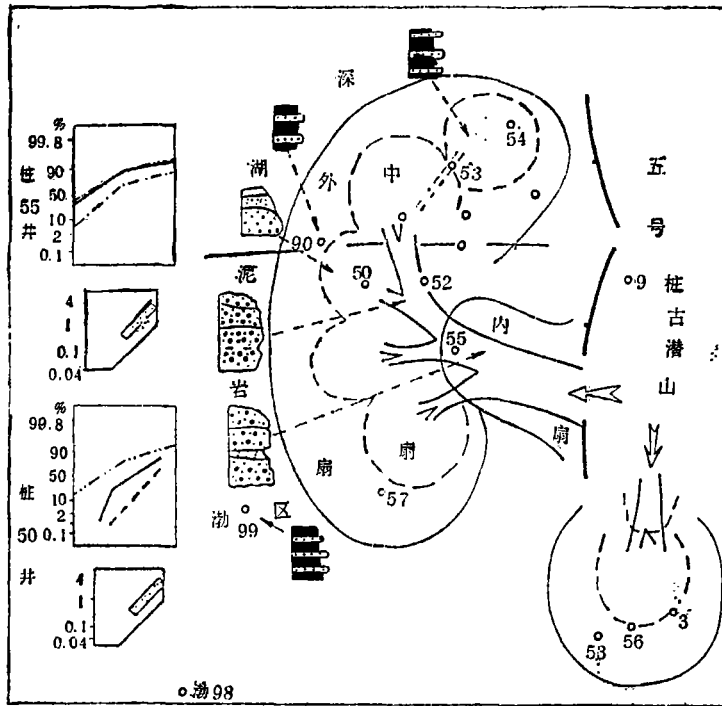
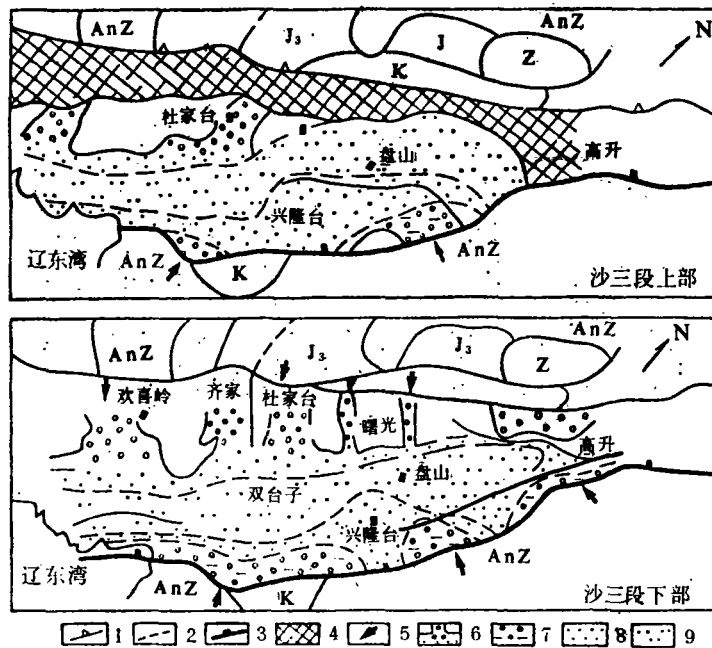


图5 五号桩近岸浊积扇体平面图 (刘守义、刘国华, 1984, 略修改)
 Fig. 5 Nearshore turbidity fan of zhuangxi No. 5, Zhanhua Depression (Liu Shouyi and Liu Guohua, 1984)



1.剥蚀线 2.相界线 3.断层 4.剥蚀区 5.油流入口 6.水道-浊流扇 7.断槽浊积岩 8.近源浊积岩 9.浊积席状砂

图6 辽河西部凹陷沙三段浊积岩相带分布图 (阎火, 1983, 对浊积岩体名称略有修改)

Fig. 6 Turbidite distributed in Shahejie Formation III, Oligocene, Western Liaohé Depression, Liaoning Province (Modified after Yanhuo, 1983)

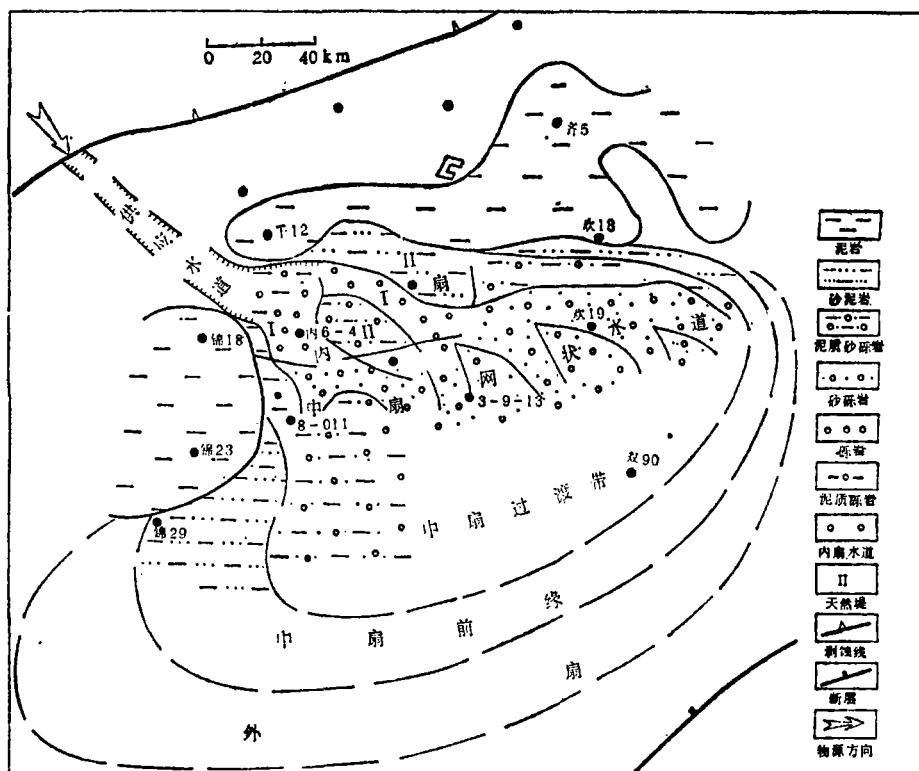


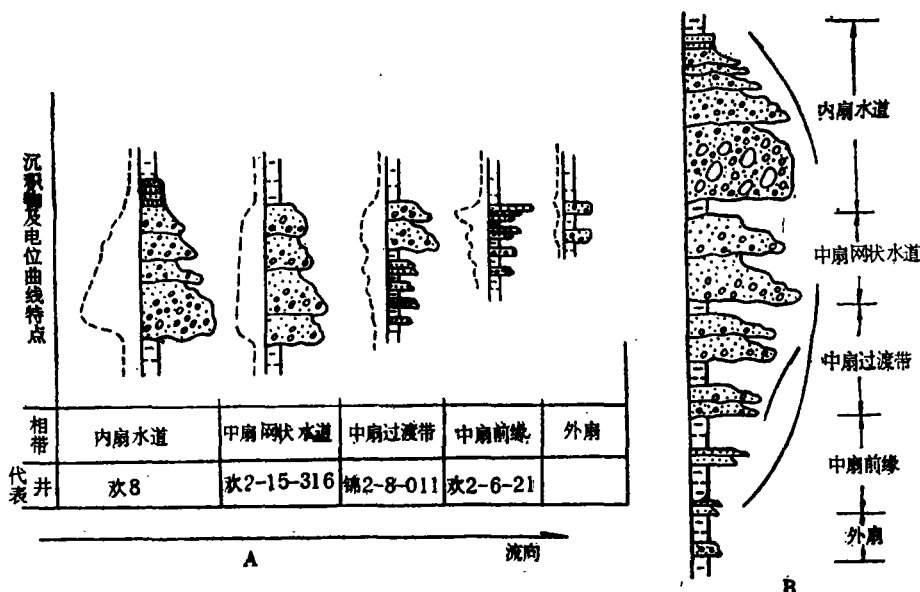
图7 辽河西部凹陷锦欢地区大凌河油层第二砂层组水下扇微相图
(高延新研究生论文, 1982)

Fig. 7 Sedimentary facies of the offshore turbidity fan with feeder channel, shahejie Formation III. Western slope of Western Liaohé Depression (Gao Yanxin, 1982)

以上三个微相的岩性变化和垂向层序(图8)都与R. G. Walker (1978)总结的海底扇相似, 也与O. R. Lowe (1982)总结的由砾质和砂质高密度浊流到低密度浊流连续沉积层序相似。

(3) 近岸浅水砂体前方的浊积岩体(图1-5、6)

湖盆边缘浅水地带的水下冲积扇、扇三角洲、三角洲、甚至滩坝砂体, 由于厚度大, 形成一定坡度, 处于不稳定状态, 若是再有外界震动, 很容易产生滑塌再搬运, 形成浊流、液化流和颗粒流, 到前方深湖区再堆积下来形成浊积岩体。岩性特征是有大量的内碎屑, 如泥岩撕裂片、泥砾、粉砂或细砂质砂屑砾屑、倒转变形构造、同生小错断、液化和泄水构造等比较普遍。这类浊积岩体的个体常较前述二者为小, 但成群出现, 它们的形态(扇形、透镜体、席状等)、大小和岩性除受到局部构造、地形影响外, 与后方近岸砂体有密切关系。如东营凹陷西北角滨县凸起南坡在沙三段时, 距岸1km处有一平行岸线的同生断层(南界断层), 断层上升盘的滨浅水地带为水下冲积扇砂砾岩体, 断层下降盘深水区为浊积扇, 已产油, 见图9。东辛大三角洲的前方也围绕



A. 从内扇到外扇的沉积层序变化； B. 水下扇完整的理想垂向层序

图 8 辽河西部凹陷锦欢地区大凌河油层水下扇垂向层序 (高延新, 1982)

Fig. 8 Lithologic variation of Liaohe offshore turbidity fan on the western slope of Western Liaohe Depression.

A. Lithologic variation from feeder channel to outer fan;

B. Vertical depositional sequences (Gao Yanxin, 1982)

着许多小的浊积透镜体，见图 4，单井产量往往也很高，营 2 井曾经日产 555 吨，因为这些透镜砂体被包裹于厚度巨大的生油层中，形成高压油层。

这种砂体的发现，扩大了勘探领域，说明在近岸砂体的前方还有含油砂体。

(4) 陡岸断槽浊积岩体 (图 1-3)

这类浊积岩体的一个例子是辽河西部凹陷东斜坡，在边界大断层 (西倾) 之西不远有一条与之平行但倾向相对的另一条断层，两者形成狭长的断槽，岸上洪流到此不能向西扩张，主要是顺断槽南北流动，成狭长条带状沿边界断层分布，岩性杂乱，泥砂砾混合。断崖上面可能有多个浊流供给点，因而断槽中任一点上的剖面都可能是多物源浊流沉积物的随机叠加，致使垂向层序和顺长轴的岩性与厚度变化规律都不大明显。这类浊积岩体的物性和封闭条件不太好，但向盆地一侧的边缘，有可能改善。在断槽北部的高升地区已发现稠油 (图 6)。

(5) 水下隆起处的浊积岩体 (图 1-4)

深湖区中若有低于浪基面以下的局部隆起，又对着浊流来的路上，那么浊流便受阻在此堆积下来。形态随隆起地形而异，往往是边厚顶薄，正对来源侧的岩性较粗，厚度较大。辽河西部凹陷靠东侧兴隆台地区沙三段的油层，属于这种浊积岩类型，见图 6。

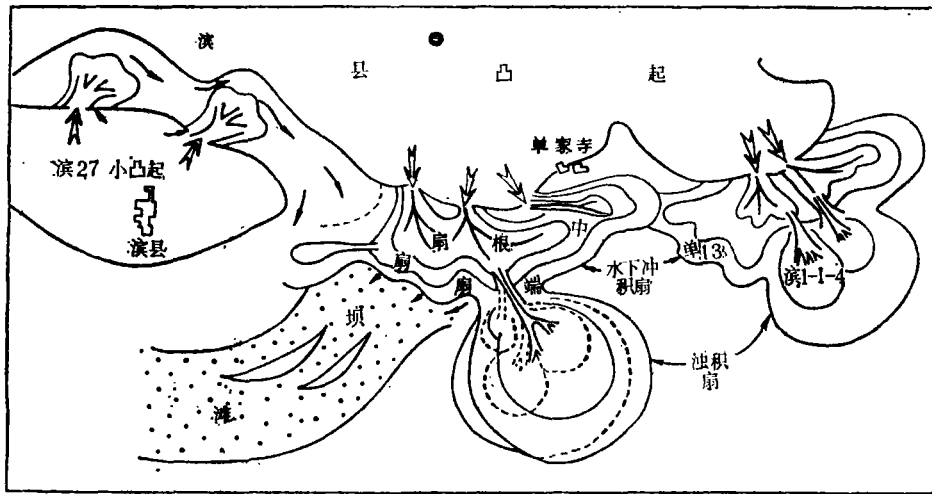


图9 滨县凸起南坡沙三段的沉积图, 注意南和东南部分的水下冲积扇-浊积扇体系
(曲政研究生论文, 1985)

Fig. 9 Sedimentary facies of the southern slope of the Bingxian uplift, Shahejie Formation III, Oligocene, Dongying Depression, showing the distribution of subaqueous alluvial fan-turbidity fan system and beach-bar.

(6) 湖底平原的席状浊积砂层

在岸陆底平的湖盆中, 浊流物质除在湖底坡折处边缘堆积外, 有相当部分的细粒物质会继续向中央平原搬运, 形成分布面积很广但层薄粒细的席状砂层; 夹于较厚的暗色深湖相泥岩之中, 如辽河西部凹陷中央(阎火, 1983), 见图6所示。这类浊积砂层面积虽大, 但层薄, 物性较差, 埋深较大, 要找局部加厚和有构造配合地区, 油气才能富集。

最后, 对湖盆浊积砂体可概括为几点:

1. 位于浪基面以下的深水环境, 砂体顶底和夹层泥岩为深湖至半深湖相泥页岩。但需说明的是, 由于湖盆与海盆相比, 小得多也浅得多, 因此在深水区(时期)充填了几十或几百米的浊积砂层之后; 即使湖盆并未因剧烈构造活动而抬升, 也会使这里的湖底沉积物顶面上升, 湖水变浅, 因此在渤海湾地区普遍见到浊积岩体顶部泥岩的颜色变浅和含砂, 并向上过渡为浅水沉积的三角洲砂体或滩坝砂体。尤其是边缘的近岸浊积砂体, 这种水变浅现象更为明显, 如双河砂体。另外, 近岸浊积扇体由于靠湖盆边缘, 内扇(扇根)部分可能有部分位于浅水区, 但扇体大部分(中扇、外扇)应该是处于深水区, 这是近岸浊积扇与扇三角洲的主要鉴别特征之一。

2. 浊积岩体不管在其发育过程中是向湖推进或向岸后退, 使得垂向上总的层序有反旋回或正旋回的不同特点, 单砂层总是呈正韵律, 尽管其内部结构中可能有呈反粒序(反递变)部分。

3. 浊积岩体中以扇体的规模最大, 鉴定扇体的标志是它有辫状水道沉积。

4. 湖盆深陷扩张期, 浊积岩体的类型最全, 从岸边到湖心都有。其它时期只要有深湖区存在, 也会有些小的浊积砂体, 多属于近岸浅水砂体(水下冲积扇、三角洲、扇三角洲等)前方滑塌再搬运形成的, 位于湖中央地带, 无近岸的或其它的较大的浊积岩体。

5. 从浊扇体大小和钻探方便来看, 以近岸浊积扇, 带供给水道的远岸浊积扇体最为优越, 产储量也较大。

三、三角洲砂体

1. 三角洲的概念和相带划分

这里所说的三角洲是指由平原区较长的曲流河入湖形成的三角洲, 有时又叫长河流三角洲, 正常(河流)三角洲, 或河流三角洲, 以区别于下节的扇三角洲。

三角洲是指河流入湖(海)地区滨浅水处大量泥砂堆积形成的似三角形的沉积体。因此三角洲分布的位置正对着较大河流入口处, 背靠着陆上宽缓的河流冲积平原, 离物源山区有较远的距离, 碎屑风化产物经过长距离的搬运, 到三角洲处的沉积物以砂泥为主。湖盆中形成的三角洲, 河流作用表现得特别强烈, 岸上的分流河道很发育, 并可向水下延伸, 三角洲的前端可以一直伸到半深湖区, 但三角洲的主体前缘部分是位于滨浅水地带, 还会受到波浪岸流的适当改造, 故三角洲兼有河流作用、河湖共同作用和湖泊作用三个沉积相带, 三带的沉积环境和岩性各具特色。

关于三角洲沉积相带的划分, 有不同方案, 有人用顶积层、前积层和底积层的分法, 笔者主张采用如下划分。

(1) 前三角洲泥带

为河流携带入湖的沉积物中的泥质和细粉砂等细粒部分, 在河口处水动力强不能沉积下来, 继续呈悬浮状态向前搬运到较深湖地区较安静环境才沉积下来, 表现为灰色泥页岩夹粉砂薄层。与深湖相和半深湖相逐渐过渡, 不好严格划分, 计算砂体范围时, 通常不包括这带。

(2) 三角洲前缘带

这是三角洲中砂层集中发育带, 是三角洲最主要的骨架部分, 处于河口以下的滨浅水缓坡带, 是河湖共同作用地带。从河口往湖方向可分为水下河道、河口砂坝和席状砂三带。其中以河口砂坝最为特征。

(a) 水下分流河道 是三角洲平原上分流河道向水下的继续延伸, 河流作用愈强水下河道愈长, 呈条带状垂直岸线分布。周围泥岩为浅灰、灰绿至暗紫色的滨浅湖泥岩, 泥岩含砂, 含浅湖相生物化石, 以此区别于岸上分流河道。

(b) 河口沙坝 最特征的河口沙坝是分布于三角洲平原上的分流河道入湖的河口处, 其特点为具有相当厚的呈反粒序的纯净砂层。是三角洲前缘的重要标志砂层。

当水下分流河流延伸较长时, 其前端的河口沙坝往往受河道冲蚀, 致厚度减薄, 形态不突出, 但反韵律层序和漏斗形自然电位曲线仍然存在。

(c) 席状砂 在河口沙坝周围和前方呈大范围分布的薄细(粉细砂)砂层, 与浅

湖相泥岩呈互层。砂层的粒序多不清楚。

(3)三角洲平原带

顶端从河流第一分流点开始,前缘到湖岸,形状略似三角形,以分流河道砂质沉积和河漫砂泥和泥炭沼泽沉积为特征。有许多分流河道,但河床稳定,与曲流河(mandering river)和网状河(anastomosed river)的特征有些相似。三角洲平原是三角洲的岸上部分,水退型湖泊三角洲中这部分很发育。

无论三角洲是形成于水进期或水退期,也不论它呈现为水进或水退层序,在平面分布上,这三带的排列由岸上到湖心都是由三角洲平原—三角洲前缘—前三角洲泥这样顺序。

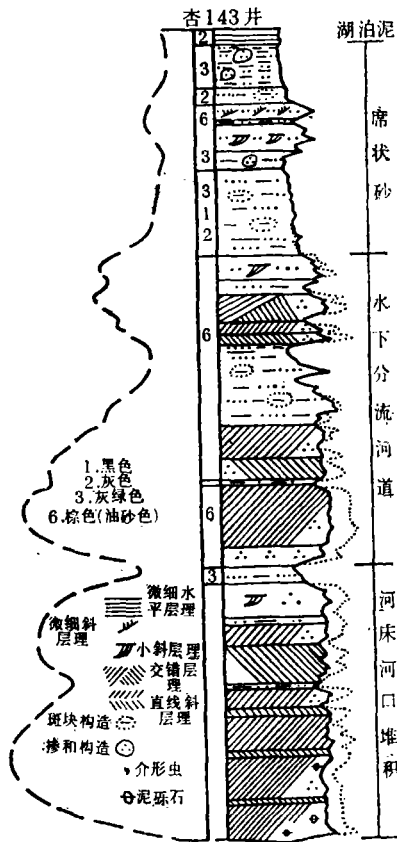
2.三角洲的垂向层序和水进与水退三角洲问题

由河流位置基本稳定的某一地质时期所形成的三角洲,叫叶体,具有上述三带结构。三带之间有不同程度的叠加部分,叶体的纵剖面呈扁长的透镜体。由底向上呈反旋回特点。在一个较长地质时期内,由于河道位置迁移,在另外地方形成三角洲叶体,废弃的老三角洲叶体地区下沉,被湖水淹没。过一段时期,河流可能又改道回来,形成更新的三角洲叶体。这样,由于河道的前后左右迁移,形成多个三角洲叶体的彼此连结重叠,形成一个大的三角洲复合体,简称三角洲。在叶体重叠部分的垂向剖面上,会呈现不同叶体所属的不同或相同沉积相带的叠加。在三角洲叶体不断向湖心推进的情况下,层位高的叶体的较粗相带盖在层位低的叶体的较细相带之上,垂向上表现为向上变粗的层序,或称水退层序或反旋回。相反,三角洲叶体向岸退缩,形成向上变细的层序,或称水进层序或正旋回(图10和11)。

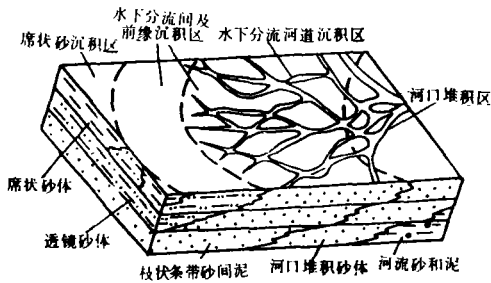
三角洲形成过程中,叶体是不断向湖心推进还是向岸后退,除与盆地水面涨缩有关外,更重要的是陆源碎屑物质供给和堆积速度与盆地下沉速度(或水面上升速度)的对比关系。若前者大于后者,三角洲节节向前推进,垂向剖面呈反旋回特点;反之,三角洲向岸后退,垂向剖面呈正旋回特点。另外,水进或水退过程都不是连续的直线式进行的,而是间歇的,有相对稳定时期,甚至有次一级的反向的水退或水进。因此不论是盆地的水进期或水退期都有可能出现两种型式,但从湖盆总的情况看,水进期湖盆水体面积扩大,岸线后退,三角洲随之向岸后退,故以正旋回层序为主,反之,水退期盆地水体面积不断缩小,陆地扩大,碎屑物质供应充足,三角洲不断向前推进,以形成反旋回层序的三角洲最为典型。如松辽盆地白垩纪青山口组至姚山组时期大庆长垣三角洲便具有先水退后水进的特点。但地质时期中保留下来的大多数三角洲是具水退层序反旋回特点的,水进层序是比较短暂的。一个钻井剖面很难钻过同一叶体的各相带,而是钻过不同叶体的叠加部分。

湖盆发育过程中,三角洲的形成机会很多,从开始到末期都有,但形成较大的三角洲是在湖盆发育中期以后,即湖盆经过深陷期回返之后,这时盆地地形渐趋平缓,河流流域扩大,水体变浅,适于三角洲发育。从盆地的构造性质来说,拗陷期盆地长轴方向,最有利于大三角洲发育。

湖相三角洲的末期,按湖盆构造活动趋势的不同,可向两个方向发展,一是盆地继续抬升,陆源碎屑物质继续大量供应,三角洲不断向湖推进,湖泊面积日益缩小淤浅,



A

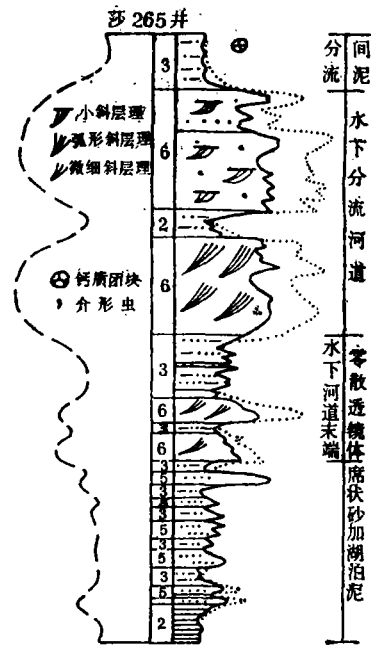


B

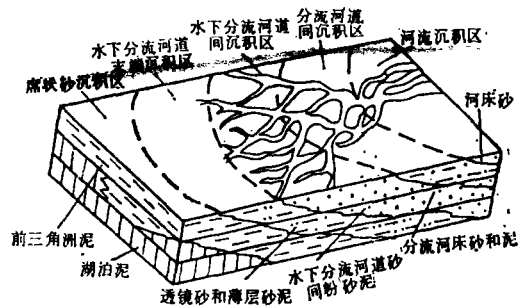
A. 水进型正向层序三角洲复合体垂向剖面图
B. 水进型正向层序三角洲理想结构模式图

图10 大庆长垣三角洲葡I¹⁻²段水进型正向层序三角洲⁽⁴⁾

Fig. 10 Daqing delta of Putaohua Formation I¹⁻², Cretaceous, Songliao basin showing the normal sequence of transgressive type of delta (Ling Yuxiu, 1983) A. vertical sedimentary sequence; B. ideal model



A



B

A. 水进反向层序三角洲复合单体垂向剖面图
B. 水进反向层序三角洲理想结构模式图⁽⁴⁾

图11 大庆长垣三角洲萨I₈段水进型反向层序三角洲

Fig. 11 Daqing delta of Saertu Formation II₈, Cretaceous, Songliao Basin, showing the reversal sequence of regressive type of delta (Ling Yuxiu, 1983) A. vertical sedimentary sequence; B. ideal model

最后广大地区为河流沉积覆盖。另一种情况是盆地再次沉降扩张,或湖侵继续加深,河口处碎屑物质堆积速度小于湖面上升(或湖底下降)的速度,三角洲停止发育,原来三角洲将受到湖浪破坏改造,形成薄的席状砂层,进一步被湖泥覆盖。

从含油性来说,夹于两次大水进阶段的大水退阶段形成的三角洲,生储盖组合最好,如上述的松辽盆地的夹于青一段(最大深陷期)和嫩一段(第二次扩张期)之间的青二、三段至姚家组时期的大庆长垣三角洲,渤海湾地区的沙三下段和沙一段之间的沙三上和沙二段的三角洲,是主要的油气聚集地带。含油相带主要是前缘砂带和三角洲平原上的分流河道砂体。

四、扇三角洲砂体

1. 国外关于扇三角洲的报道

扇三角洲(fan-delta或fan delta)这个词是近廿年才开始出现。最早是A. Holmes (1965)提出的,把它定义为从邻近高地进入稳定水体(海、湖)中去的冲积扇,认为发育扇三角洲的基本条件是高地势,高坡降和辫状河流。因此它是一个成因类型名词,而不是指形状似扇形的三角洲(fan-like delta)。

国外关于扇三角洲的报道,近年日益增多,其中较著名的是牙买加东南海岸的亚拉黑斯(Yallahs)扇三角洲和阿拉斯加的铜河扇三角洲(W. E. Galloway, 1976)。W. A. Wescott和F. G. Ethridge (1980)按扇三角洲所处的大地构造背景分为岛弧和大陆碰撞海岸扇三角洲,拖曳-边缘海岸扇三角洲。把亚拉黑斯扇三角洲作为推进到较陡的岛棚边缘陆坡头部的类型,阿拉斯加扇三角洲作为推进到较宽缓陆棚的类型。

(S. P. Dutton 1982)研究德克萨斯州莫比蒂油田宾夕法尼亚纪的扇三角洲,它是推进到碳酸盐浅陆棚上的,后面与山麓冲积扇相邻。此外,还有Amihai Sheh (1979)关于死海裂谷湖相扇三角洲的报道。它们的相带特征、层序特征、以及所处的沉积环境的构造背景,如表2所示。

从表上看出,扇三角洲与正常河流三角洲有类似之处:都有水上和水下部分,即都有三角洲平原,三角洲前缘和前三角洲泥这样的三带或三层结构;三角洲前缘带处于滨浅水地区;多数扇三角洲的层序呈反旋回,表现为扇体不断向水体推进,垂向上呈向上变粗的层序,个别的报道如死海扇三角洲为正旋回(Amihai Sheh, 1979);层理构造表现为牵引流作用。故扇三角洲属于三角洲范畴。

但是扇三角洲与正常河流三角洲也有不同之处,主要有三点:

(1) **三角洲平原相带** 河流三角洲的三角洲平原相带的沉积以砂质曲流河或网状河,以砂泥为主。扇三角洲的三角洲平原带的沉积为辫状河沉积的特点,或者就是冲积扇,沉积物粒度较粗,砂砾含量高。

(2) **向陆方向相邻的相** 河流三角洲的后方与曲流河泛滥平原相邻,从山麓到海(湖)岸,有长的平缓斜坡,相带齐全,入海(湖)的河流已是曲流河。扇三角洲后方相邻的相,不同作者的报道不尽相同, Holmes谈的是冲积扇直接入海(湖),那么三角洲平原就是冲积扇,后面紧贴老山;有的是紧靠冲积扇(莫比蒂扇三角洲),或者

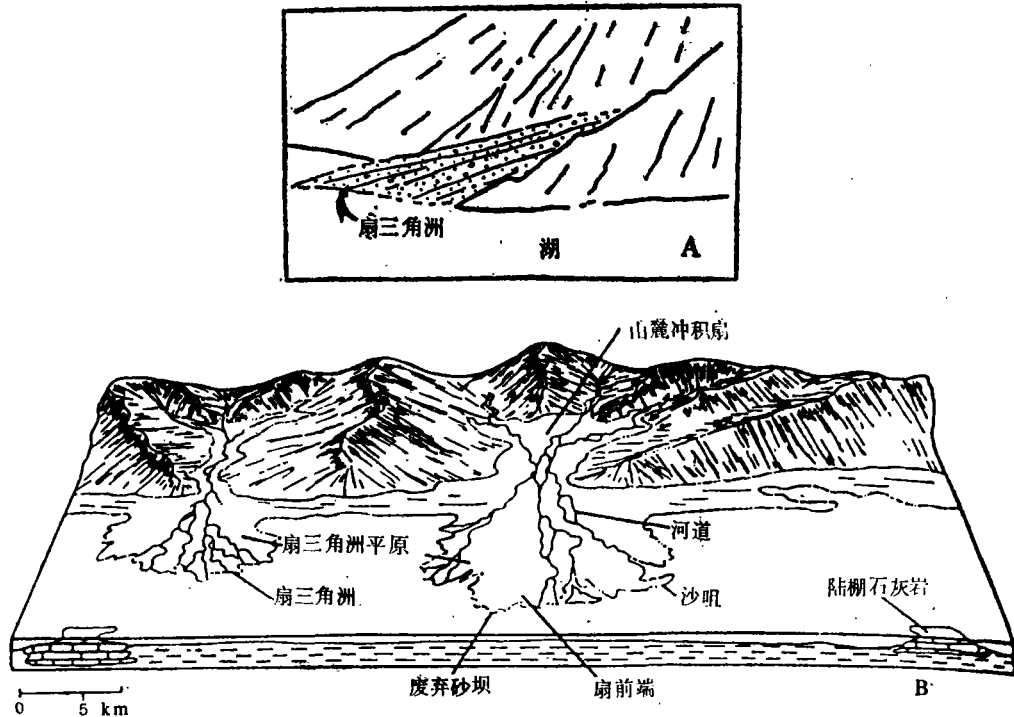
表 2 几个扇三角洲的沉积特征
Table 2 Sedimentary characters of several fan-deltas

名称	特征	三角洲平原	三角洲前缘	前三角洲	层序	陆上相邻的相	古构造和古地貌背景
阿拉斯加纳河扇三角洲(现代) (W. E. Galloway, 1976)	辫状分流河道, 粗至细砂沉积, 发育大型交错层理。还有沼泽有机质泥	辫状分流河道, 粗至细砂沉积, 发育大型交错层理。还有沼泽有机质泥	湖间一湖下浅水带, 湖沙泻湖: 砂坪, 泥坪, 湖沟, 为富砂带。 湖下浅水(湖滨)堤岛, 海滩, 砂坝; 细砂和极细砂沉积, 分选好, 反粒序	前三角洲泥过渡为湖陆泥	向上变粗	山前辫状河, 冰水扇	大陆碰撞海岸, 宽浅陆棚
牙买加亚拉黑斯扇三角洲(现代) (W. E. Wescott, E. G. Ethridge)	辫状河道, 砂和砾石沉积。还有废弃河, 泛滥平原、盐水池、草沼	辫状河道, 砂和砾石沉积。还有废弃河, 泛滥平原、盐水池、草沼	过渡带: 砂质、砂砾质和砾质海滩。此外是较陡的岛棚沉积和点礁	伸入陆坡上部到海底峡谷顶部, 水深 1110 米, 有重力流发育	向上变粗	山前辫状河	岛弧碰撞海岸, 窄陡陆棚
得克萨斯莫比蒂扇三角洲(莫夕法尼亚纪) (S. P. Dutton, 1982)	辫状河道纵向砂坝, 侵蚀槽槽砂质沉积, 显槽状层理。 沼泽: 细砂和粉砂沉积	辫状河道纵向砂坝, 侵蚀槽槽砂质沉积, 显槽状层理。 沼泽: 细砂和粉砂沉积	砂坝、沙嘴、滨外砂坝; 具交错层理和平行层理的砂岩, 可能含生物屑和扁砾。	盆地泥质沉积或陆棚碳酸盐沉积	向上变粗	冲积扇	克拉通内部盆地, 浅水陆棚碳酸盐沉积与扇三角洲沉积交互
利比亚西部扇三角洲(奥陶纪) (R. G. Vos, 1982)	上部三角洲平原, 多为河道砂质沉积, 显中一大型交错层理。 下部三角洲平原, 辫状河道, 含大量泥砾的中细砂沉积	上部三角洲平原, 多为河道砂质沉积, 显中一大型交错层理。 下部三角洲平原, 辫状河道, 含大量泥砾的中细砂沉积	水下分流河道: 中、细砂岩, 偶见粉砂岩, 页岩, 显中一小型交错层理。分流河口浅滩和冲流渠; 分选好的细砂岩。偶夹粉砂岩厚层和页岩, 垂直虫孔发育。有砂纹层理, 包卷层理, 滑塌构造。	含云母粉砂质页岩与薄的粉砂质透髓体	向上变粗	冲积平原	下伏基底为大背斜
死海裂谷扇三角洲(更新世) (Aminahai Sheh)	扇根, 砾岩砂岩显中一大型交错层理	扇根, 砾岩砂岩显中一大型交错层理	扇前缘: 具波状交错层理的砂岩与钙质泥岩的互层, 也有文石纹层与砂泥岩的互层。砂岩中含扁砾	白色和灰色的白垩纹层交互, 还有石膏、粘土、粉砂薄层	向上变细	冲积扇	裂谷拗盆, 拗面上升阶段
挪威赫尔乃伦盆地扇三角洲(中泥盆世) (J. E. Pollard, et al., 1982)	近源冲积相	近源冲积相	过渡相	末端湖相	向上变粗		断陷拗盆

是辫状河泛滥平原(阿拉斯加铜河扇三角洲),但都有一个共同点,入海(湖)的是辫状河,从山麓到岸线坡窄且陡(图12和表2)。

(3)砂体形态和粒度 河流三角洲在纵剖面上呈较长的透镜体,砂层向前延伸较长。扇三角洲在纵剖面上呈楔状体,背后靠老山或断层处厚度很大,但向前尖灭快,砂层延伸不太远,岩性粗,变化也快,这反映近物源和陡坡度的特点。

扇三角洲这名称,在国际沉积学界还有不同看法,有人认为三角洲前缘带发育不好,不能算作三角洲范畴。有人称之为沿岸冲积扇(A.D.Miall, 1983)。



A. 阿拉斯加Peters湖全新世扇三角洲,冲积扇直接入湖(T.H.Nilsen, 1981, 据照片改画)

B. 莫比蒂扇三角洲,进入浅水碳酸盐陆棚,后方与冲积扇相邻(S.P.Dutton, 1982)

图12 扇三角洲分布处地貌图

Fig. 12 Sedimentary environment of fan delta. A. Holocene fan delta, Lake Peters, Northeastern Brooks Range, Alaska, (Modified after H. Nilsen, 1982); B. Mobeetial fan delta, Pennsylvania, Panhandle, Texas, showing the fan delta entering into the shallow carbonate shelf and associated backward with alluvial fan (S. P. Dutton, 1982)

2. 我国东部地区第三纪的扇三角洲

我国东部第三纪断陷盆地中,也常发现扇三角洲,在层位上多见于湖盆深陷后回返初期,如渤海湾盆地的沙三上至沙二下,在湖盆坡度仍然较陡的一侧边缘。例如辽河西部凹陷的东西斜坡上在沙二下段时都发育扇三角洲,其中以西斜坡齐欢双地区的扇三角洲

为例, 有如下特征: 在扇三角洲之下为沙三段的浊积岩体, 两者间呈逐渐过渡关系; 扇三角洲的纵剖面呈底凹顶平的透镜体, 最厚处厚200m。平面呈扇形, 面积约250km², 如图13、14。此外, 扇三角洲可分为三个相带:

(1) 扇三角洲平原

主要为混杂砾岩、砂砾岩夹红色、黄色、灰绿和灰色泥岩。SP曲线为低幅度带小锯齿的箱形, 底顶突变, 为陆上辫状河沉积特点。

(2) 扇三角洲前缘带

为扇三角洲发育得最好的部分。主要为砾岩和砂岩, 夹灰绿、灰和深灰色泥岩与少量油页岩。岩性变化大, 可进一步分为二区:

(a) 水下分流河道区 扇三角洲中水下分流河道区所占的面积和厚度都是最大的。靠陆部位的岩性为砾状砂岩、砂砾岩合砾岩, 向前端为砂岩和含砾砂岩。其中水下分流河道多为多层楼式的正韵律的砾-砂岩组成的叠合砂岩, 冲刷频繁, 似辫状河沉积。出现块状、大型交错层理、平行层理。粒度概率曲线为洪水急流型-正常水流型, 转化快, 说明水流能量大, 衰减也快。SP示顶底突变的块状或箱状曲线的多层叠加。河道砂厚者达100m, 长者可达7km。

分流间岩性为细砂岩, 少量含碳屑粉砂岩与灰色泥岩及少量油页岩和钙片页岩呈薄互层。

(b) 水下分流河口砂坝及席状砂区 岩性为分选较好的砂岩、粉砂岩, 少量含砾砂岩, 与灰和灰绿色泥岩互层, 夹少量油页岩和钙片页岩。垂向剖面上呈反韵律层和砂泥互层。SP为前积式指状或低齿状。本带的面积和厚度都不及水下分流河道带。河口沙坝的形状有时不太明显, 与席状砂不好分。

前缘带中见海绿石, 表鲕、螺、介形虫、鱼等化石碎屑。结合上述岩性, 为浅水沉积。

(3) 前扇三角洲泥带

深灰、灰色块状泥岩夹少量粉砂岩、绿灰色泥岩、钙片页岩和油页岩, 含较多的介形虫和黄铁矿, SP为低平直线, 为半深-深湖沉积。

图14剖面有4个旋回, 其中下面三个旋回表明由下向上逐渐向湖心推进, 上面一个旋回则向岸退缩, 沙二上时, 逐渐向正常河流三角洲转化。剖面底部有少量递变层理, 滑塌揉皱构造等出现, 说明浊流与扇三角洲之间的过渡段。

砂层的储油物性以水下分流河道砂体的前端和河口砂坝处较好, 孔隙面孔率20%左右, 渗透率几百毫达西, 最大者达2万毫达西, 这里生油和盖层条件都好。为本区主要储层之一。

扇三角洲与近岸浊积扇容易混淆, 因为都分布于湖盆陡侧边缘, 都呈扇形, 岩性都粗, 推进式的浊积扇也呈向上变粗层序, 下部自然电位曲线也呈漏斗形, 水下河道沉积也很相似, 多为叠合砂岩。但是两者有下列不同:

1. 扇三角洲有水上三角洲平原带, 水下部分主要位于浅水区。近岸浊积扇全没于水下, 而且绝大部分位于深水区。

2. 扇三角洲的河口坝和席状砂, 呈明显的反粒序, 而近岸浊积扇的单砂层总呈正粒

序。

3.近岸浊积扇只发育在湖盆最大深陷期，扇三角洲发育时，湖盆已处于回返的初期阶段，两者可呈逐渐过渡关系。两者虽然都位于湖盆陡岸一侧，但经过近岸浊积砂砾岩体的堆积，到扇三角洲发育时，湖底实际上已淤缓变浅了。湖盆发育初期，地形不平但湖小水浅时，也有小型扇三角洲发育。

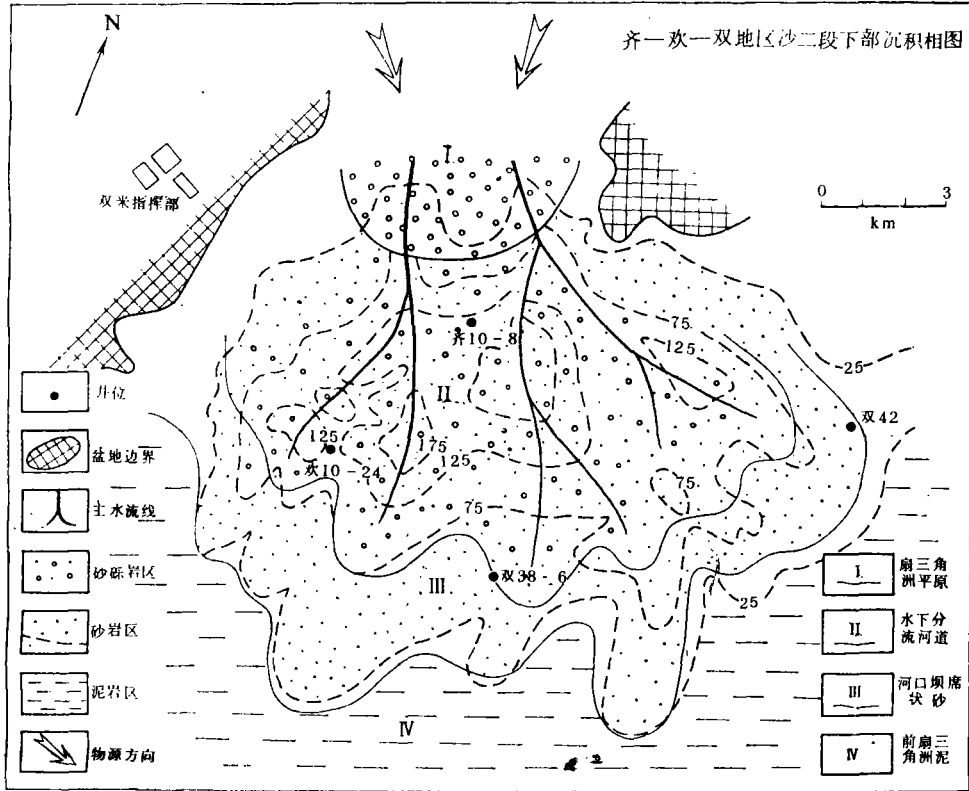


图13 齐-欢-双地区沙二段下部沉积相图

(陈志勇研究生论文, 1982)

Fig. 13 Sedimentary facies of the Liaohe fan delta on the western slope, Shahejie Formation II, Oligocene, Western Liaohe Depression, Liaoning Province (Cheng Zhiyong, 1982)

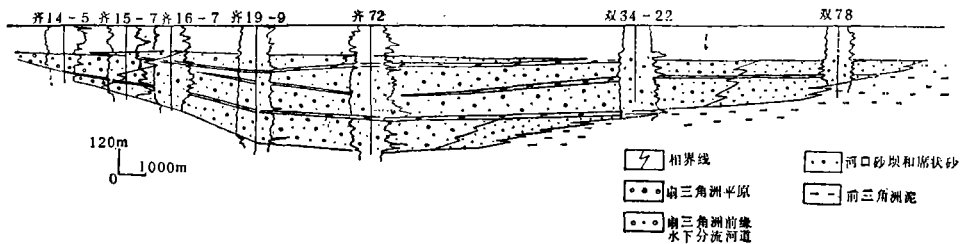


图14 齐-欢-双扇三角洲纵剖面图 (陈志勇, 1982)

Fig. 14 Longitudinal section of the Liaohe fan delta in Fig. 13 (Chen Zhiyong, 1982)

五、水下冲积扇

水下冲积扇是山地河流出口后就直接进入湖盆滨浅水区堆积，形成全部没于水下的扇形砂砾岩体。岩性、形态和分带都像山麓冲积扇，以辫状河道沉积为主，但是由于没于水下，周围泥岩为灰绿、浅灰色，含浅水生物化石，说明是滨浅湖环境，无或很少岸上暴露标志（扇根的顶端可能有），故命名为水下冲积扇，其含义与过去的不同（参看孙永传，1980）。

水下冲积扇可以分为扇根、扇中和扇端三带，以东营凹陷西北角滨县凸起南坡沙一段的水下冲积扇为例说明（图15、16）。

1. 扇根

扇根位于扇体的顶端，正对凸起的沟口，向下呈喇叭形展开，主要位于滨湖-浅湖地带，横剖面呈上下均微凸的透镜体，底紧贴基岩，坡度约13—25°，正中部位常是凸起上沟谷的向下延伸，两侧为山梁所限，因此只有一条主水道，岩性粗，砂砾岩占80%以上，其中砾岩占1/3以上，单层厚度大，最大达60多米，泥岩夹层少且薄，为灰绿或紫红色。从顶向下，岩石类型变化是基质支撑砾岩—过渡型支撑砂砾岩—颗粒支撑砂砾岩，后者出现最多。

层理构造不太明显，岩性粗，分选极差、大小混杂，最大砾石达十数厘米，见块状、粗糙平行层理，隐约的大型槽状交错层理，砂砾层底面常为冲刷面或岩性突变，向上略显正韵律或厚层块状，粒度概率曲线为三段式或多段式，粒级广，斜率低，截点不明显，反映极强水流快速堆积特点。SP为幅度不明显或中低幅的齿状，电阻为高电阻。本带极少见化石。

2. 扇中

扇中相带是水下冲积扇的主体，是厚度最大的部位，在扇根前方呈半圆形分布，范围较大，约占整个扇体的65—70%。此相带砂岩最发育，含量大于25%，最大厚度可达40多米。砾岩明显减少，泥岩夹层增多，以浅灰、灰和灰绿色泥岩为主，少量深灰色，含介形虫化石，说明处于浅湖环境。从上游往下游，泥岩厚度增大，色变深。细分可再分为三个微相。

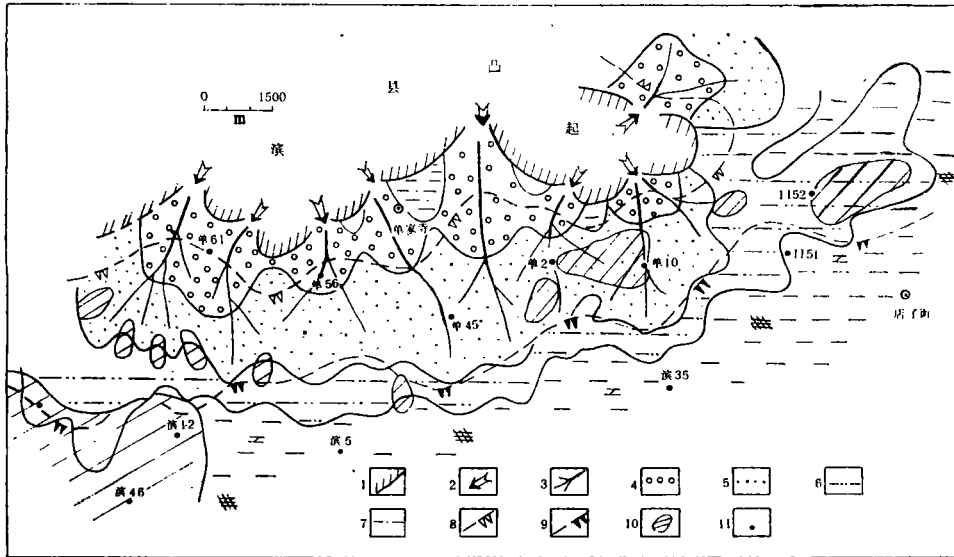
(1) 扇中辫状水道微相

由一系列分流辫状水道组成，接扇根主水道。主要岩性为砾状砂岩至中细砂岩，其中可含灰质内碎屑和泥砾，多时达40%。常见平行层理，中—小型交错层理和少量大型交错层理及块状层理，冲刷面发育。垂向层序呈明显的正韵律性，与一般水下河道沉积类似，构成叠合砂岩，厚几十厘米到几十米。横剖面呈底凸顶平的透镜体。SP呈微齿箱状或漏斗-箱状组合。粒度概率曲线有二段式的和三段式的急流河道型。

(2) 扇中前缘微相

为水道数量明显减少至基本消失区，扇面坡度更变缓，水加深。岩性主要为中细砂岩、粉砂岩、泥岩及少量生物灰岩。泥岩以浅灰、灰及褐灰色为主，灰绿色者较少，含较多介形虫。常见中小型交错层理、平行层理、波状交错层理、波状层理和水平层理，

局部有泥砾富集成层，底冲刷不如水道区发育。砂层呈正韵律，厚度变薄。粒度概率曲线为二段式或三段式，为中等能量河道砂的曲线。SP曲线为钟形，或齿化漏斗-钟形或不对称齿形。反映水道冲刷作用减弱，并有弱波浪的改造作用。



1.沉积边界 2.物源方向 3.主流线 4.扇根 5.扇中 6.扇端
7.扇间 8.滨、浅潮界线 9.浅、半深潮界线 10.生物细砾 11.井号
图15 滨县凸起南坡地区沙一段水下冲积扇沉积相图(蔡进查, 1984)

Fig. 15 Sedimentary facies of subaqueous alluvial fans on the southern slope of the Bingxian uplift, Shahejie Formation I, Dongying Depression (Cai Jinkui, 1984)

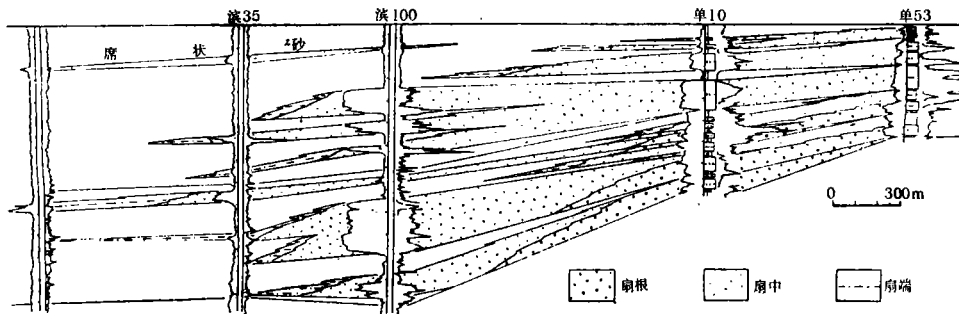


图16 滨县凸起南坡沙一段水下冲积扇纵剖面图(蔡进查, 1984)

Fig. 16 Longitudinal section of subaqueous alluvial fan showed in Fig. 15. (Cai Jinkui, 1984)

(3) 扇中水道间微相

扇中水道间沉积主要为砂泥互层。泥岩以灰、浅灰、灰绿色为主，有时出现黄绿色和杂色，常含一些砂或细砾。砂岩的含量、粒度和单层厚度都从扇中上游向下游逐渐变少、变细和变薄。韵律性不太明显，有时略呈正韵律。扇中水道间有时出现受波浪改造

形成的局部的砂质浅滩或生物滩、鲕滩。鲕粒多为负鲕。生物主要为螺、介形虫、瓣鳃、藻屑及少量脊椎动物骨片，也参有砂质，常形成砂-鲕或砂-生物混合滩。SP为对称齿状或指状，或齿化钟形。

3. 扇端席状砂相带

沉积物以泥岩为主，砂岩含量小于25%。泥岩以灰、褐灰和深灰色为主，少量浅灰色，偶见绿灰色，质较纯，显水平层理。砂岩为粉细砂，偶见中细砂薄层，韵律性不明显，可见波状、波状交错及水平层理，含较多介形虫。有时有白云岩和油页岩薄层。向盆地方向砂岩与褐灰、深灰色泥岩呈指状交互而逐渐消失。以上说明扇端处于浅湖-半深湖环境。SP呈指状或齿状，偶见反旋回曲线。

扇端以外，砂岩含量小于5%。湖水已深。

总之，扇根部分以混杂块状砾岩为主，中扇区以叠合砂岩的辫状河道沉积最为典型，扇端为泥岩夹薄砂层。砂层均显正粒序或块状，未见厚层的反粒序的河口砂坝似的砂层。中扇水道沉积是最主要部分。砂体全部没于滨浅湖中，无明显的暴露水上部分。垂向上为正旋回向上变细的水进层序，发育于湖盆水体不断地向凸起进侵阶段。这是水下冲积扇所处的沉积环境和沉积特点，并以此区别于扇三角洲和近岸浊积扇。

滨县凸起南坡沙三段，也有两个水下冲积扇砂体，如图9所示。可见水下冲积扇可以在湖盆边缘多期发育，它紧靠物源老山，但并不需要很陡的地形，如近岸浊积扇那样。

水下冲积扇发育于湖盆水进期，距生油区（层）不太远，但由于邻近凸起，若无后来较大水侵的泥岩覆盖，封闭条件不太好，尤其是扇根部分。储油物性以扇中辫状水道的叠合砂岩和中扇前端砂岩的较好。滨县凸起南坡沙一的水下冲积扇在这带泥质含量少，小于7%，渗透率一般几百md，高者达几千md，厚度和面积都大，油气主要储于此带，为稠油带，其次是水道间的鲕滩，生物滩。

六、滩坝砂体

滩坝砂体分布于湖盆边缘或湖中水下局部隆起的缓坡滨和顶部的浅水带，远离大河入口处。砂质物质主要来自附近其它大砂体，经湖浪岸流搬运至此。淘洗干净，故岩性是成熟度高的砂岩和灰绿、浅灰色泥岩的互层。砂岩多为中细砂和粉砂，往往含鲕粒、生物化石碎片和自生矿物与重矿物。钙质胶结。常见波状和波状交错层理、多向倾斜的交错层理。

若细分，可分为湖滩砂和坝砂两类。滩砂的特点是砂层多而薄，与泥岩呈频繁的互层（大互层中又套微细互层），分布面积较广，呈较宽的条带（或席状），大致与岸线平行，砂层粒序不明显。

坝砂砂体包括水下沙坝和沙嘴，若露出水面，称为堤岛。它们常呈长条形，与岸平行，之间有湖湾相隔。它的岩性为厚层的砂层与厚层泥岩的互层。与滩砂相比，砂层层数减少，但单层厚度增大，一般几米，甚至更厚，与之成互层的泥岩也较厚。坝砂可形成于水退或水进阶段，但岩性的垂向变化不同。能保存下来的古代坝砂多属水退型，垂

向剖面上由底向上是开阔深湖至浅湖湖泥—坝砂—湖湾沼泽泥，呈反旋回，坝砂的单砂层呈反粒序，横剖面呈底平顶凸的透镜体。若是水进阶段形成的坝砂，垂向上的总层序和单砂层的粒序与上正相反。坝砂往往沿湖岸呈多排分布。

坝和滩砂与三角洲前缘的河口沙坝及席状砂的岩性有相似之处。主要鉴别是滩坝砂不正对大河入口，没有三角洲平原相带与之配套。

滩坝砂体最发育的阶段是湖盆回返后的微陷扩张期，这时湖泊面积大但湖底地形平缓，有大面积的浅水区，如渤海湾的沙一段和松辽盆地的嫩一、二段。在其它时期也有

表3 湖盆中几类砂体的鉴别

Table 3 Distinction of lacustrine sandbodies according to their sedimentary environments and facies.

特征	砂体类型	浊积砂体	河流三角洲砂体
沉积环境		深湖-半深湖	湖盆缓坡，长河流入湖处。岸上-滨浅湖-(半深湖)
泥岩特征		暗色深湖相质纯泥岩	红黄—浅灰，灰绿—灰色不纯泥岩
沉积作用		浊流(和其它水下沉积物重力流)	河流-河湖交互-湖沉积作用
砂体特征	岩石类型、层理构造	暗色深湖泥岩中央正递变砂层(砂砾层)。粗砂砾浊积岩—细粒浊积岩。正递变层理为主，也有反递变层理，平行层理，小型交错层理，偶见大型交错层理、底痕和泄水构造，单砂层为正粒序。	砂泥岩。三层(带)结构 1.三角洲平原：水上分流河道沉积和漫滩沼泽沉积，似曲流河。 2.三角洲前缘： a.水下分流河道—正韵律厚砂层。 b.河口砂坝—反韵律厚砂层。 c.席状砂。 3.前三三角洲泥-半深湖砂泥薄互层。
	砂体形态	扇形，透镜、条带、席状(平面)	透镜体(纵剖面)，鸟足状、舌状、扇形等(平面)
	分布位置和类型	六种：陡岸的近岸(洪水)积浊扇，缓岸的带供水道的远岸浊积扇，近岸砂体前方的浊积扇或透镜体，陡岸断槽浊积体，中央席状浊积砂，水下局部隆起的浊积体	长轴缓坡大三角洲：大、长、厚、多旋回。短轴缓坡三角洲：大、薄。 水退型：层序为反旋回。 水进型：层序为正旋回
主要发育阶段		湖盆最大深陷期	湖盆深陷后的回返期及其它时期
相邻的相或砂体		向岸：近岸浅水砂体或断岸湖岸	向岸：曲流河泛滥平原。 向湖：浊积透镜体。 向侧：滩坝。
与相似砂体的区别		近岸浊积扇与扇三角洲易混淆，区别是： (1)两者所处环境不同—为深水区—为滨浅水区。 (2)近岸浊积扇无三角洲的三层结构，无呈反韵律的厚层河口砂坝砂， (3)浊积岩砂层呈正粒序，夹暗色泥岩。	与扇三角洲区别是： (1)河流三角洲的三角洲平原相似曲流河特点，不是冲积扇或辫状河沉积。 (2)分布于缓坡，不是陡坡。

扇三角洲砂体	水下冲积扇砂体	滩坝砂体
湖盆陡坡, 冲积扇或辫状短河流入湖处, 岸上-滨浅湖-(半深湖)	凸起边缘滨浅湖	滨浅湖地区
红黄-浅灰、灰绿-灰色, 不纯泥岩。	灰绿, 浅灰色不纯泥岩为主	浅灰、灰绿色不纯泥岩
河流-河湖-湖沉积	水下水道沉积为主	湖浪、岸流
砂砾岩夹泥岩三层(带)结构 1. 三角洲平原: 水上辫状河沉积或冲积扇沉积。 2. 三角洲前缘: 水下河道(辫状河)叠合砂岩发育, 河口坝较差。 3. 前三角洲泥。	砂砾岩夹泥岩, 无三层结构。主要为水下河道沉积的叠合砂岩。 1. 扇根: 巨厚砂砾岩。 2. 扇中: 辫状水道叠合砂岩。 3. 扇端: 灰色泥岩夹薄砂层。	砂岩和粉砂岩与泥岩频繁互层 1. 滩: 层薄, 频繁互层。 2. 坝: 层厚, 互层减少。
楔状体、透镜体(纵剖面)	楔状或透镜体(纵剖面)	滩-席状, 坝-条带, 圆形
湖盆短轴陡岸。水退型, 反旋回, 主要类型。水进型: 正旋回。	凸起边缘坡度中等的滨浅湖地带。	湖盆边缘或水下局部隆起边缘缓坡滨浅水带, 远离大河入口。 水退型: 向上变粗层序(反旋回)水进型: 向上变细层序(反旋回)
湖盆深陷后回返初期	湖盆水进阶段	湖盆扩张微陷期, 湖面积大, 水浅, 底平缓。
向岸: 老山、冲积扇、辫状河。 向湖: 浊积岩体。	向岸: 凸起老山。 向湖: 浊积岩体。 向侧: 湖滩。	向侧: 三角洲等近岸砂体 向湖: 浊流砂体(较少见) 向岸: 湖湾沼泽, 沿岸沉积。
与水下冲积扇区别是有三角洲平原相的水上沉积部分和 水下三角洲前缘带的多种特征砂体。	见左, 无水上沉积部分, 砂层均呈向上变细层序。	与三角洲前缘的砂泥互层易混淆, 区别是远离大河入口, 无三角洲平原相配套。

分布, 位于湖盆的宽缓水下斜坡上, 近岸大砂体之间。

从含油性看, 滩坝砂体一侧面临深水生油区, 离油源不远, 砂体本身含泥少, 粒度适中, 分选好, 孔隙度和渗透率较高, 也有盖层, 故往往成为很好的油藏, 如前述滨县凸起南坡沙三段沉积中, 以西南面的滩坝砂含油最丰富(图9)。

上述几类湖相砂体的沉积特征和彼此鉴别, 总结为表3。从其中也可以看出它们在平面和剖面上的共生组合关系。以渤海湾盆地第三系的演化来看, 各阶段的主要砂体发育类型与湖泊亚相的配合关系很清楚, 如表4所示。

表4 渤海湾盆地第三系沉积演化简表
Table 4 Evolution history of Bohai Bay Basin and its sandbodies in Tertiary.

地 层		发 育 阶 级	主 重 的 湖 泊 亚 相	主 要 砂 体 类 型	旋 回
上三 第系	明 化 镇 组 馆 陶 组	湖盆收缩衰亡期	小的间歇湖	河流泛滥平原, 小三角洲	
下 第 三 系	东 营 组	第二次湖盆收缩期	滨 浅 湖	河流, 三角洲	2
	沙 河 街 组	一 段	第二次扩张与微陷期	滨 浅 湖	
		二 段 三 段上	第一次回返与收缩期	滨 浅 湖 半 深 湖	三角洲、扇三角洲, 小型浊积岩体
		三 段中 下	第一次扩张与深陷期	深 湖	浊积岩体
	四 段 孔 店 组	断陷拉张裂谷充填期	小的浅湖	坡积, 洪积, 短河流, 小型扇三角洲	1

收稿日期 1986年1月2日

参 考 文 献

- [1] 吴崇筠, 1981, 湖泊沉积相的划分, 石油勘探与开发, 2期。
- [2] 吴崇筠, 1983, 构造湖盆三角洲与油气分布, 沉积学报, 1卷1期。
- [3] 吴崇筠, 1985, 对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的评述, “浊流沉积和扇三角洲”译文专集, 石油工业出版社。
- [4] 蔺毓秀, 1983, 试论松辽大型陆相湖盆水进三角洲沉积相, 石油实验地质, 4期。

SANDBODIES IN LAKE BASIN

Wu Chongyun

(Scientific Research Institute of Petroleum
Exploration and Development, Beijing)

Abstract

Lakes developed well in China as the continent expanded in the Mesozoic and Cenozoic eras. Quite many lakes were large structural lakes with long developing history. Thick dark-colored mudstones (or shales) rich in organic matter were deposited in deep water area and formed good source rocks. Various porous rocks neighbouring to them could form oil-gas reservoirs, in which sandbodies in lake basins were most advantageous to the oil-gas accumulation as found so far in China.

All around lake basins, the source of terrigenous clastic materials was abundant and in close vicinity, so that sandbodies in lake basins developed well and were of much higher percentage than those in marine depositional strata.

As the formation of sandbodies was under the control of the topography, material source, regional tectonic movement and climate factors which were variable at different place and time, the distribution regularity, sedimentary features and oil-bearing properties were different in different sandbodies formed in different evolution stage or different location in the same stage. Therefore, identifying different types of sandbodies in lake basins and studying their distribution regularity are not only of theoretical significance in researching the evolution history of the lake basin and the regional geology, but also of practical importance in oil-gas exploration.

To differentiate lacustrine sandbodies, my suggestion is to connect sandbodies with lacustrine subfacies. According to water level in flood and dry stages and the wave base level, we have classified the lacustrine facies into five subfacies, i. e. shore subfacies, shallow lacustrine subfacies, semi-deep lacustrine subfacies, deep lacustrine subfacies and lacustrine bay subfacies. Such classification reflects not only the depth of water but also the location and hydrodynamic conditions. Therefore, it indirectly demonstrates the type, deposition and transformation of organic matter as well as the accumulation conditions of oil reservoirs.

Identification of mudstones is very important in classifying the lacustrine subfacies and sandbodies, because the lithological, geochemical and biological properties of mudstones are very sensitive to sedimentary environment, such as the depth of water,

hydrodynamic, oxidation-reduction and other physical-chemical conditions. This paper emphasizes that to determine types of sandbodies, one can't only rely on sedimentary properties of sandbodies, the properties of surrounding rocks (mudstones and other rocks) must also be investigated. After the sedimentary environment of surrounding rocks has been known, the types of sandbodies themselves can be better determined.

According to their origins, lacustrine sandbodies can be classified into five types: turbidite, delta, fan delta, subaqueous alluvial fan and beach bar.

1. Turbidity Sandbody

Turbidity sandbodies were formed by the sediment-gravity flow in which the turbidity current was the most important one. The main characteristics of turbidity sandbodies were the normal grading sandbodies reflecting the suspension regime in transportation and deposition, and they were interbedded with dark-colored pure mudstones of deep or semi-deep lacustrine subfacies.

According to the distribution and geometry, turbidity sandbodies can be further classified into six subtypes: (1) nearshore turbidity fan on the steep shore formed by the steep marginal fault, (2) offshore turbidity fan with feeder channel on the gentle slope side, (3) fault trough turbidites on the steep side with the steep marginal fault and another fault parallel and dip toward each other, (4) turbidity fan or lens in front of nearshore shallow water sandbodies, (5) turbidites at the local subaqueous lift, (6) turbidity sheet sand at the central floor.

Turbidity sandbodies developed mainly in the most depressive and expansive stage of lake evolution history, especially types (1) and (3) stated above. In other stages, turbidites could occur but in small scales when the deep water area presented.

Turbidity sandbodies are favorable oil-gas reservoirs as they are located within the source-rock area.

2. Delta Sandbody

A lacustrine delta was a thick sedimentary complex of sand and mud projecting into the lake in rough triangular shape and lay in the marginal shallow gentle slope area where a long meander river ran into.

Main characteristics of delta are: (1) three zone or layer structure (delta plain, delta front, prodelta), (2) reverse cycle, (3) thick mouth bar sandstone with a coarsening-upward sequence, (4) tractive current property, (5) subaqueous distributary channels developed well in lacustrine delta.

Delta sandbodies could develop in many stages in lake evolution history, but deltas developing in the regressive stage between two transgressive stages in the middle early stage of lake evolution were most favorable to oil-gas accumulation.

3. Fan Delta Sandbody

Fan delta was the alluvial fan entering into the lake directly from the nearby mountains, or the sandbodies formed as the braided river ran into the lake.

Fan delta was similar to deltas in respect of three zone structure and other

sedimentary characters, but different from the later in respect of coarse sediments, i. e. the sediments of delta plain were like the braided river or alluvial fan sediments, close to source area, located on the rather steep-slope side of lake, well-developed just after depression, usually underlain by nearshore turbidity fan.

4. Subaqueous alluvial fan was the alluvial fan immersed wholly under the water surface of the lake. It developed on the marginal shallow water area close to the uplift during the transgressive stage. Its main characteristics were the subaqueous channel deposits with fining-upward sequence, different from the fan delta because of lacking delta plain and thick mouth bar sandstones.

5. Beach-Bar Sandbodies

Beach and bar sandbodies were located on the marginal shallow gentleslope area, close to the lakeshore or around the local lift in the lake, far away from the entrance of river. The wave and longshore current were the main agents for transportation and sedimentation. These sandbodies were characterized by mature sandstones interbedded with light-grey or greyish-green mudstones of shallow lacustrine subfacies. The geometry of beach sandbodies were broad thin sand sheets while bars were thick and long sand belts parallel to the bank line of the lake.

Beach and bar sandbodies were differentiated from the delta-front sandbody because of lacking associated delta plain and were located far away from the river entrance.

The characteristics of the lacustrine sandbodies in Lower Tertiary of Bohai Bay Basin in the eastern China are given in this paper as examples to illustrate the sedimentary characters and distributional regularities of different types of sandbodies in lake basins.