

坳陷型盆地中三角洲沉积特别发育，相带呈环状分布。属于坳陷型的松辽盆地面积26万平方公里，基底和盖层构造都比较简单，总的轮廓是：北部、东北部、东南部和西南部为隆起区，西部为平缓斜坡区，中间是大面积坳陷区。沉积相带围绕湖盆中心呈环

状分布(图3)。在沉积、构造方面表现为从形成、发展到衰减的完整发展旋回。其中

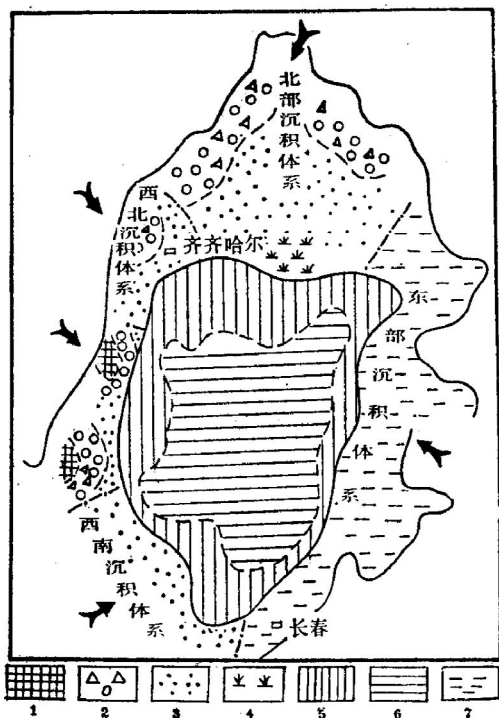


图3 松辽盆地白垩系青山口组晚期相带分布图 (据袁亦楠等, 1980) [1]

1—剥蚀区, 2—洪积相, 3—泛滥平原与分流平原相; 4—沼泽, 5—三角洲前缘或滨湖浅水相, 6—半深湖深湖相, 7—淤积相

大庆三角洲体系, 砂质岩总厚达200米以上。

此类三角洲的三角洲平原带发育完整, 分流河道砂体发育, 在剖面上呈顶凸底平两侧对称的半透镜体。岩性以细砂岩和粉砂岩为主, 砂层单层厚度一般4—8米, 最厚10米, 具向上变细的层序。三角洲前缘相由河口砂坝、三角洲前缘席状砂、水下河道砂组成。河口砂坝主要为粉细砂岩组成, 具向上变粗的层序。砂层一般厚5—10米, 最大厚度20米, 岩性均匀。席状砂粒度更细, 层薄。水下分流河道砂呈向上变细的层序, 常与河口砂、坝砂叠合组成细到粗再到细的复合韵律。

侏罗系—登娄库组由两个次一级沉积旋回组成, 属于盆地发育的早期, 具充填式沉积特点, 构造运动具断拗性质。盆地最主要的发育期, 是下白垩统泉头组至嫩江组沉积时期, 也是大型拗陷形成和发展的全盛时期, 也由两个次一级沉积旋回组成。这个时期的特点是沉积物分布面积最大, 沉降速度最快, 拗陷最深, 整个拗陷期厚度可达4000米以上, 发育了盆地内主要生储油层。晚白垩世以后为盆地萎缩褶皱上升时期, 形成一系列背斜构造和断层。

在盆地发展的拗陷期, 地形平坦, 湖面广阔, 沉积了大面积深湖—较深湖相的黑色泥岩和页岩, 形成青一段和嫩一段生油层。此期, 发育了大型三角洲沉积体系, 其中最重要的是沿盆地长轴发育的大型叶状三角洲复合体, 其次是垂直或斜交盆地长轴方向伸展发育的小型三角洲(图3)。

沿盆地长轴伸展发育的北部大庆三角洲坡降较小, 是发育面积大、延伸长、厚度大、相带齐全的大型三角洲的基础。由泛滥平原和分流河道砂、三角洲前缘砂等相互重叠形成的大

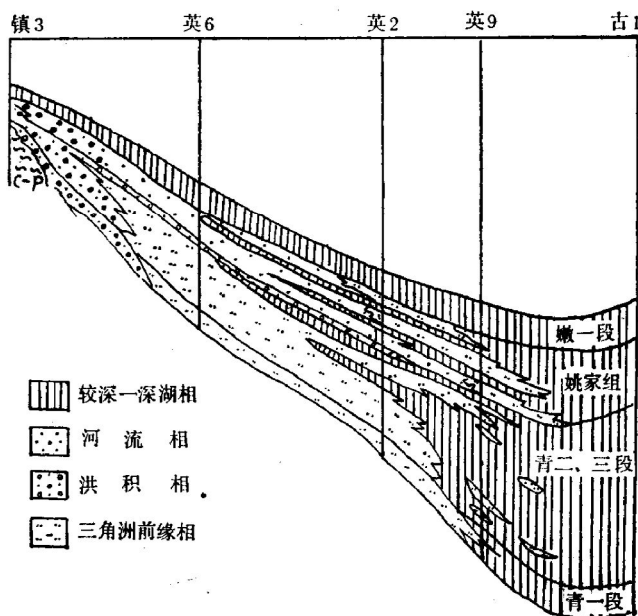


图4 英台砂岩体剖面图 (据王衡鉴等, 1981年)

沿盆地短轴发育的小型三角洲(图4),由于坡度较陡,接近物源,洪积扇直接入湖,在短距离内沉积了很厚的砂质岩。在湖滨形成洪积-湖相交替的特殊岩性组合。以规模小,相带狭窄,河流相带不发育,三角洲前缘相砂岩比例大,前缘存在浊积岩,缺少前缘席状砂等特点与叶状三角洲复合体相区别。

二、断陷型盆地

东部地区大部分盆地都是在多期块断运动控制下,形成的断陷型盆地。此类盆地共同的特征是盆内断裂发育,沿湖盆边界至少有一条或几条基岩大断裂。这些断裂控制了凹陷的形成,控制了沉积,也是油气分布和油气藏形成的主要控制因素。沉积相带的基本特征是相带窄,呈条带状分布。

就东部整体来说,由于块断运动形成了多隆、多坳、多凸、多凹、凸凹相间排列的特点;就单个断陷湖盆来说,由于断陷湖盆内次一级断块体的相对活动,又形成靠近断裂端倾没,离开断裂端翘起,倾没部分形成凹陷,上翘部分成为凸起或块断山,构成具明显不对称性的箕状断陷。这种特征决定了断陷湖盆内储集体的沉积具多物源、多方向、多中心的特点。形成众多的储集体,这些储集体往往直接插入生油岩中,构成极有利的生储盖组合,形成各种类型油藏。

我国东部断陷盆地的发展历史,从发生到衰亡经历了整个第三纪时期,为一完整地由水进到水退旋回的发育过程。湖盆发育初期(始新世时期),由于块断活动强烈,形成规模较小、分割性强的断陷湖盆。表现为大量的充填性沉积,多为河流、冲积扇、盐湖相等环境类型。湖盆发育中期(主要是沙三、二段),水域扩大,是沉积历史中全盛时期。气候湿润、雨量充沛,长年性河流水系比较发育,沉积储集体类型十分丰富。后期(东营组),盆地开始收缩,河流相沉积十分广泛,大部分地区为河流-三角洲类型。晚第三纪基本上已经结束了湖盆发育史,沉积了河流泛滥平原相沉积。

根据控制湖盆边界大断裂的展布方式,断陷型盆地就其平面形态,又可分为环状断陷及狭长状断陷湖盆两类。

(一) 环状断陷湖盆

1. 湖盆陡翼

大部分断陷湖盆属于环状,特点是面积较大,湖盆开阔。除湖盆边缘发育大断裂外,湖盆内部往往有凸起将湖盆分成若干个凹陷,凸起本身成为湖盆内部沉积物的重要物源区。凹陷沿断裂活动强烈,下降最深,背离断裂翘起,形成一翼陡,一翼缓的不对称凹陷,相对于狭长状断陷,此类凹陷的斜坡一般较为开阔,坡度较小。这种不对称的箕状结构,决定了凹陷陡缓两侧发育了不同成因的砂体。从图5可以看出,沿凹陷的陡翼发育水下冲积扇,而凹陷的缓翼以发育三角洲、洪积扇为特征,并伴随沿岸砂坝等沉积。

据东营凹陷、黄骅坳陷等地区实际资料计算,沙河街组沉积时期,陡岸翼前沙河街组基岩面的坡度一般在 10° — 25° 之间。较陡的地形坡度,加上凸起本身也起伏不平,河流或洪水携带的大量风化剥蚀及垮塌碎屑物质,一出沟口就直接入湖,成扇形堆积下

来,直接与湖相暗色泥岩接触,既具有牵引流的性质,又具水下重力流沉积特征,是我国陆相断陷湖盆特有的沉积类型。根据物探及部分钻井资料证实,水下冲积扇所对应的隆起或凸起上方,都对应有古水道或沟口。这些水道一般都近于垂直湖盆岸线,当扇体由于水道摆动而侧向迁移,或者当湖盆陡翼凸起上山头多,冲沟发育时,形成冲积扇的连接、复合、叠置,从而形成规模较大的扇群,呈裙边状沿湖盆陡翼分布(图5)。水

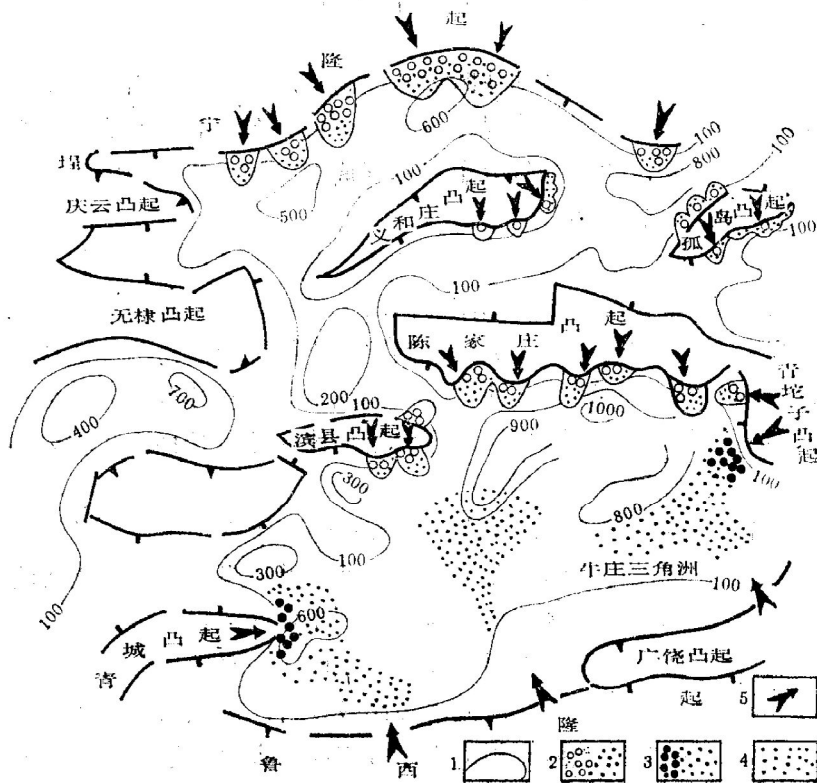


图5 济阳坳陷沙三段沉积体系分布图

1—地层等厚线, 2—水下冲积扇, 3—三角洲, 4—浊积岩深水扇, 5—物源方向

下冲积扇的岩性及物性受物源区母岩岩性的控制,差异很大,但总的特征是以分选差的砾岩、砾状砂岩、含砾砂岩及砂岩为主,部分夹泥岩层。目前发现的冲积扇面积,一般在几十到一百平方公里左右,以指状伸入湖盆中心。扇根有一部分在陆上,一部分在水下,是搬运沉积物的主河道,以混合砾岩为主,层理不清;扇中是水下网状河道发育区,岩性相对变细,河道沉积主要是含砾砂岩、块状砂岩,网状河道间为漫岸相的砂岩、粉砂岩为特征的细粒沉积;扇端部分是粉砂岩、泥质粉砂岩及泥岩互层。

水下冲积扇的地震剖面形态,及反射波的最明显特征是楔状或丘状外形,并向湖盆中心迅速变薄尖灭。已发现的扇体,都未发现具明显的前积反射结构。根据冲积扇在地震剖面上的外形结构及其反射波特征^[2],大致可以分成陡崖丘状型、陡崖楔状型及平行陡崖型三种类型(图6)。

当湖盆长轴方向上的一端或两端有物源(即有隆起或凸起)时,在湖盆端部,沿湖盆(凹陷)长轴方向可能发育三角洲沉积。一般以河流作用为主,顶积层、前积层和底

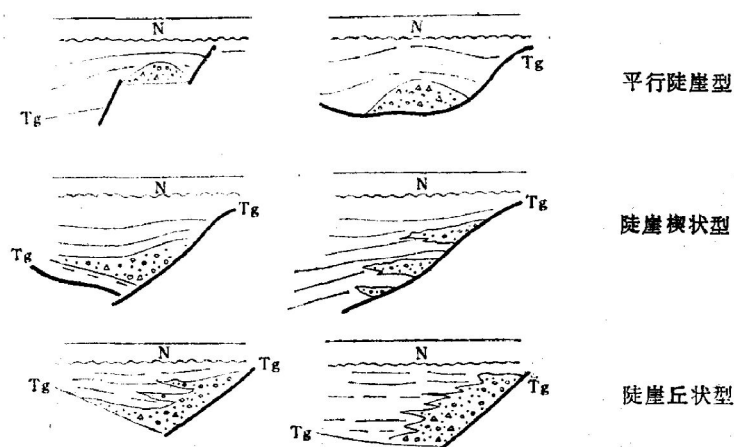


图6 水下冲积扇沉积模式图

积层发育良好。较典型的是冀中坳陷的武强三角洲(图7)。

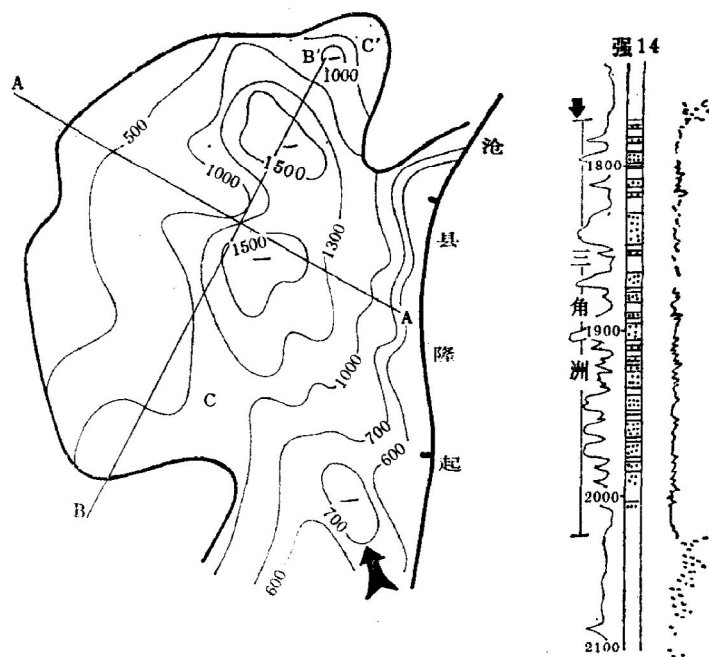


图7 武强三角洲厚度图

(据石油部物探局内部资料)

武强三角洲发育在冀中坳陷饶阳凹陷东南翼边界大断裂下降盘,其东翼是沧县隆起,南侧的衡水隆起是物源区。该三角洲大致呈北西-南东方向,平行边界大断裂顺凹陷长轴方向延伸,三角洲面积约400平方公里,最大厚度达1500米。A—A'剖面是一条和水流方向平行的地震剖面(图8),可清楚地看到S形高角度斜交地震相,这是典型的三角洲反射特征。顶超底超界面十分清楚,内部前积层反射频率较高,连续性一般。从厚度图长轴延伸方向及形态可以看出,古水流方向来自南部,而且初始河流只有一条,伸入凹陷后则至少存在两条分流河道。

根据十多口井揭露的资料,地层垂向序列呈反旋回。三角洲含砂量大于百分之三十

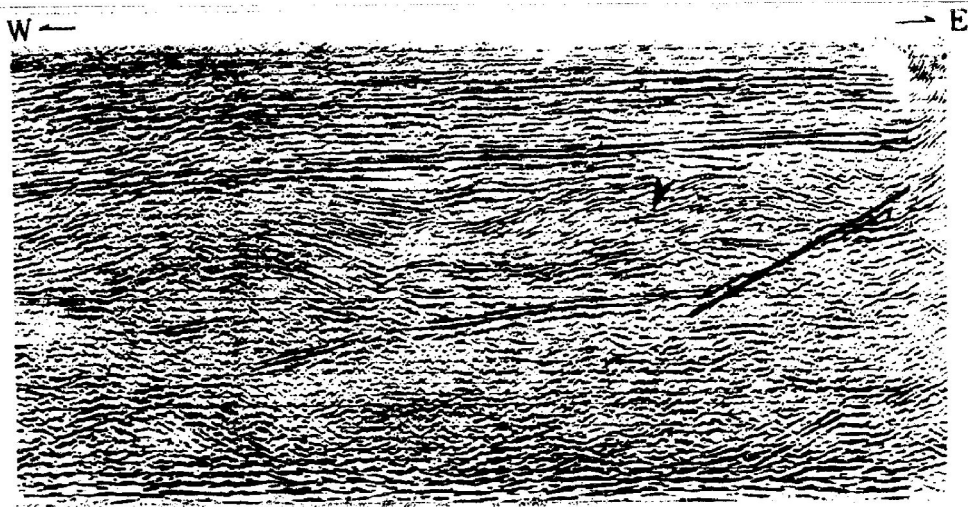
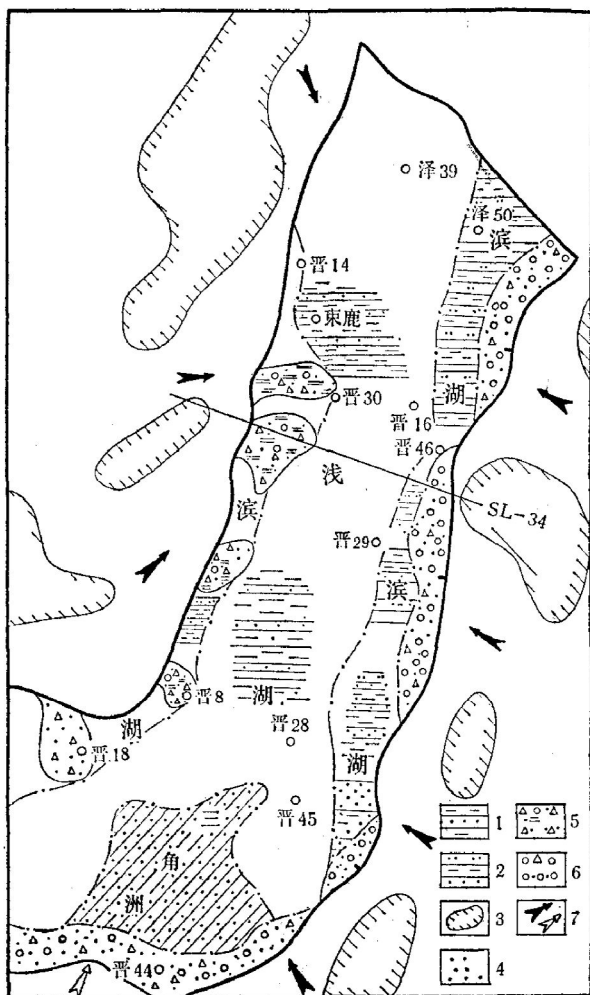


图8 A—A'测线的叠偏剖面

图9 东鹿凹陷沙二、三早期沉积体系分布图
(据石油部物探局研究院资料)

1—浅湖相, 2—滨湖相, 3—据重力高推测老山头,
4—未证实三角洲相, 5—洪积扇砾石层, 6—冲积扇
(锥), 7—主要及次要水流方向

五, 比宽阔缓坡发育的三角洲相要高。三角洲根部钻的14号井钻穿三角洲沉积层, 相应层段的电位曲线多为桶状或箱状, 反映了河道沉积特征; 8号井位于三角洲核部, 含砂量达40%, 砂岩层自然电位曲线以指状为特点, 不含砾石; 17号井位于三角洲前缘部位, 含砂量亦较高, 但泥岩夹层明显增厚增多。这种砂岩组的变化规律, 反映了三角洲河水由高能到低能的变化趋势。

2. 湖盆缓翼

环状断陷湖盆中的缓坡带, 面积可以占整个凹陷面积的二分之一左右。缓坡带一般都发育一组较老的和区域倾向相反的反向“基底”正断层, 而在新生代又往往形成一组与反向正断层倾向相反的盆倾正断层。由于斜坡宽缓, 形成的三角洲的特点是面积大、砂层薄、粒度细, 三带齐全, 含砂量较低。

东营凹陷的南翼缓坡与凹陷深部位的过渡带上, 发现的下第三系渐新统沙河街组三段中的牛庄三角洲较为典型(图5)。面积大于600平方公里, 目前已发现八个叶状体, 从西向东呈叠瓦式排列, 叶状体最大的125平方公里, 最小的11平方公里。根据六口井资料, 砂

岩厚度一般为60—100米，东边岩性较粗，砂岩厚度较大，越向西岩性较细，砂岩厚度减小。牛庄三角洲泥多砂少，含砂量小于百分之三十，加之前积层低角度的“S”形结构，说明属于低能量的三角洲类型。前积层中的砂层，一般呈透镜状延伸，因而形成大量小规模岩性油藏。

此外在斜坡带浅水环境下，由于湖水波浪作用常形成一系列沿岸砂洲、砂坝等砂体，平面上砂体延伸大致呈条带状，横向上常急剧突变尖灭，砂体厚度一般约几米到几十米。

当环状断陷湖盆（坳陷），由于凸起所隔形成较小的长条状凹陷时，陡翼仍是发育水下冲积扇沉积，但箕状凹陷的缓坡由于变得短窄坡度较陡，就发育了近物源，强迳流，就地堆积性质的洪积扇沉积。束鹿凹陷形成于始新世—渐新世沙四—孔店时期，呈北东向展布，沙二、三时期是凹陷的主要发育期，以一套深灰色泥岩、页岩夹细砂岩沉积为特征。在凹陷西部斜坡上由南向北分布着晋8井、刘家庄、晋30井南、晋30井西等四个砾岩沉积体（图9）。经钻井揭露岩性为厚层状灰褐色角砾岩夹深灰—绿灰色—红色砂泥岩，物源来自西侧的凸起，系就地堆积的坡积—洪积物。图10是反映砾岩沉积体

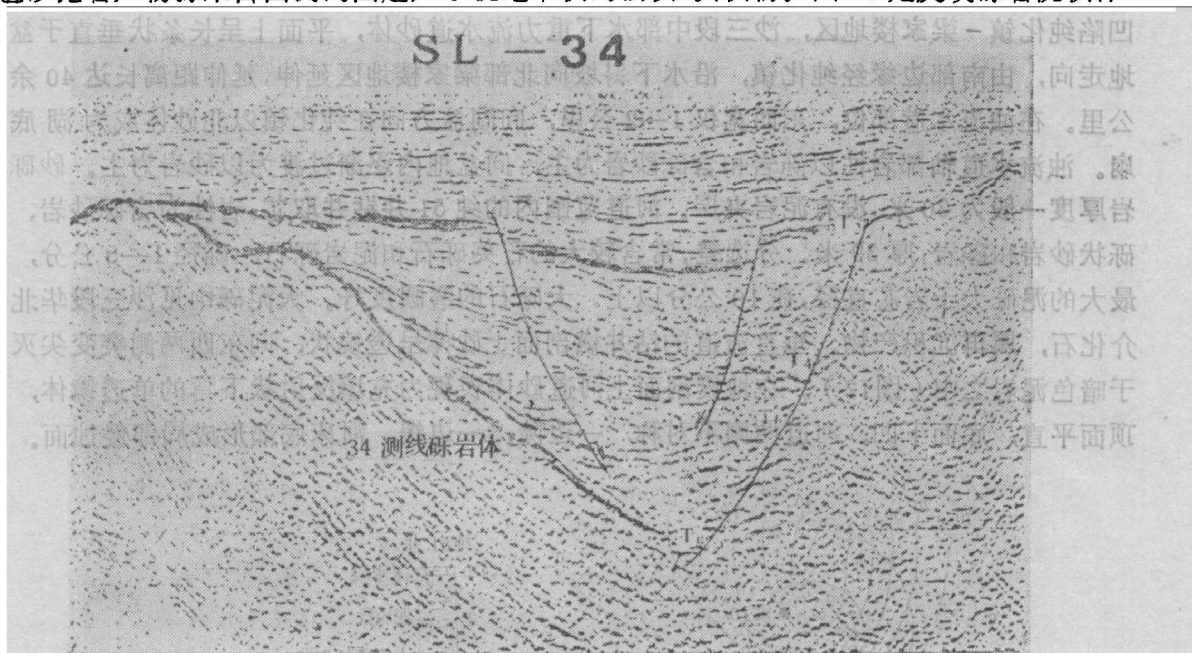


图10 束鹿凹陷西斜坡洪积相砾岩体地震剖面

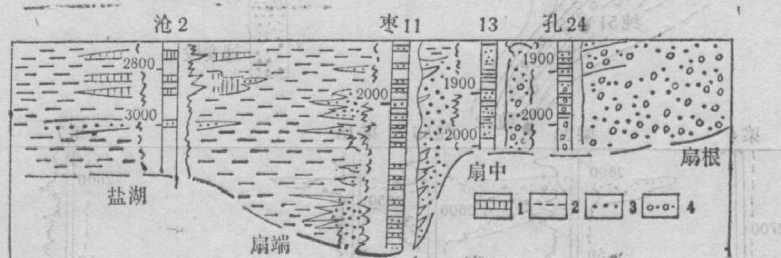


图11 黄骅坳陷孔店南洪积扇剖面

（据张服民等，1981年）^{〔3〕}

（注：图中砾岩体分布与图9一致，1—膏泥，2—泥岩，3—砂岩，4—砂砾岩）

的地震剖面, 可以看出角砾岩层呈强振幅强反射, 连续性较短但较好, 频率较低的特性从下至上变化不大, 反映了坡积-洪积物长期发育。

盆地发育早期, 由于水域分布局限, 水体较浅, 在湖盆缓翼也往往形成洪积扇沉积, 这种洪积扇以“红”“粗”“厚”为特征。黄骅坳陷孔店以南, 发现始新世晚期洪积扇与膏盐湖伴生的沉积环境(图11)。此区西与沧县隆起以大断裂接触, 是孔店组沉积沉降中心, 向东成斜坡和埕宁隆起相接。碎屑来自东部的埕宁隆起, 自东向西顺坡而下向盐湖成勺状撒开形成洪积扇沉积^[3]。

3. 深水浊积砂岩体沉积

在断陷湖盆中已发现许多深湖浊积砂岩体, 普遍与水下冲积扇及三角洲前缘砂体有密切关系。

(1) 水下重力流水道砂体

水下重力流水道砂体, 包括水下冲积扇上网状河道砂体及三角洲水下分流河道砂体, 一般在地震剖面上难以分辨, 但当河道发育在大套湖相泥岩中时特征较明显。东营凹陷纯化镇-梁家楼地区, 沙三段中部水下重力流水道砂体, 平面上呈长条状垂直于盆地走向, 由南部边缘经纯化镇, 沿水下斜坡向北部梁家楼地区延伸, 延伸距离长达40余公里。在浊流水道部位, 东西宽仅1—2公里, 向湖盆方向在纯化镇以北砂体成为湖底扇。浊流水道轴部岩性以砾岩和含砾砂岩为主, 向盆地内逐渐过渡为以砂岩为主。砂砾岩厚度一般为30米, 没有泥岩夹层。河道范围内的纯51井钻井取芯, 岩性为含砾砂岩、砾状砂岩和砾岩, 厚39米。分选差, 常含较大的石英砾石和泥岩砾石, 砾径1—5公分, 最大的泥砾大于岩芯直径, 在10公分以上。大砾石的磨圆度好。大泥砾中见沙三段华北介化石, 属再沉积产物。垂直流道的钻井横剖面上砂体呈透镜状, 向东西两侧突变尖灭于暗色泥岩之中(图12)。在地震剖面上河道砂体表现为充填反射状下弯的单透镜体, 顶面平直, 底面下凹, 河道两侧不对称, 一边陡, 一边缓, 河床底部形成局部侵蚀面。

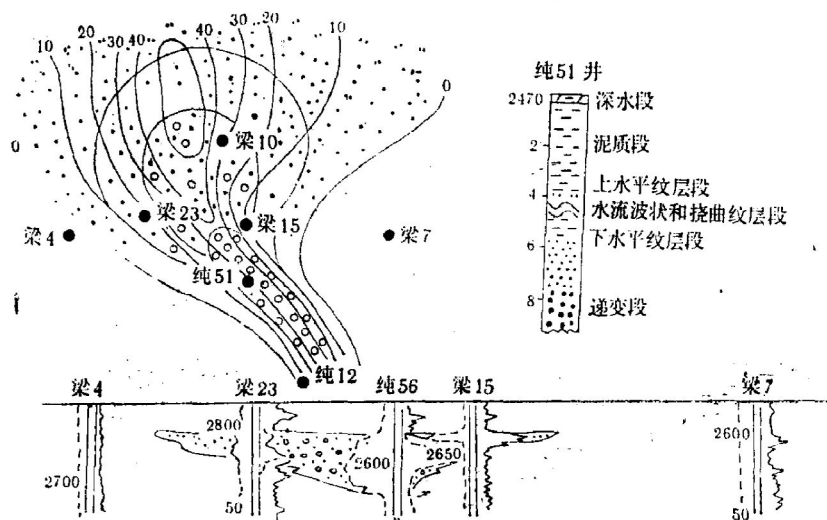


图12 东营凹陷梁家楼深水浊积扇沉积特征图 (据胜利油田资料)

碎屑岩粒级自下而上成韵律性由粗变细, 垂向序列变化与包马浊积相模式相似(图12)。

从位于水道中的纯51井粒度分析资料来看，概率图中一般具有一条明显地代表悬浮组分的曲线，间或有短的跳跃组分线段；C-M图上具有明显的平行于 $C=M$ 基线的图形（图13）。

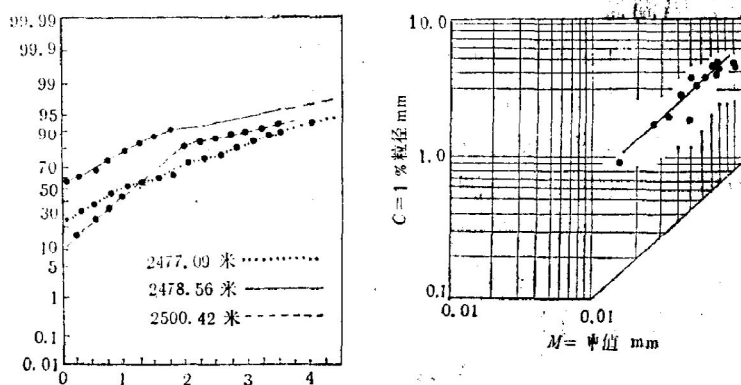


图13 水下重力流水道概率图和C-M图 (据胜利油田资料编)

(2) 湖底深水扇沉积

基本特征是陆源碎屑物经过一段水下河道或峡谷，以重力流特征进入湖盆深处。规模与凹陷的大小及古地形有关，当凹陷大，湖底平坦，碎屑物多时，砂层呈席状分布，规模可达上千平方公里。当凹陷较小或是狭长状凹陷时，规模较小。

如前所述，东营凹陷梁家楼水下河道沉积向北伸入湖盆深处，在纯化镇以北砂体成扇状向北散开，宽度由河道1—2公里宽变成15公里宽以上，岩性由水下浊流河道的砾岩、含砾砂岩为主逐渐过渡为以砂岩为主，成为深水浊积扇沉积（图12，5）。

(3) 深湖透镜状浊积砂体

在东部断陷盆地的深湖中，除发育深湖扇沉积砂体外，普遍发现众多的浊流性质的透镜状砂岩体。这些砂体主要出现在湖盆发育的鼎盛时期，即湖水最大最深时期，它的四周被泥岩所包围，短距离内急剧尖灭，纵向上砂岩透镜体成组出现。如东营凹陷沙三段中下部砂岩透镜体分布广泛，数量众多，目前钻井揭露的达一百五十余个，面积一般在6—10平方公里，厚度2—10米，最大厚度40米左右。物源不是来自盆地以外的剥蚀区，而是来自同时代的湖盆古地形部位较高的尚未成岩的砂岩发育区。据东营凹陷地震及钻井实际资料对比，这些透镜状砂体主要成因为两种。一种是如前所述的三角洲前积

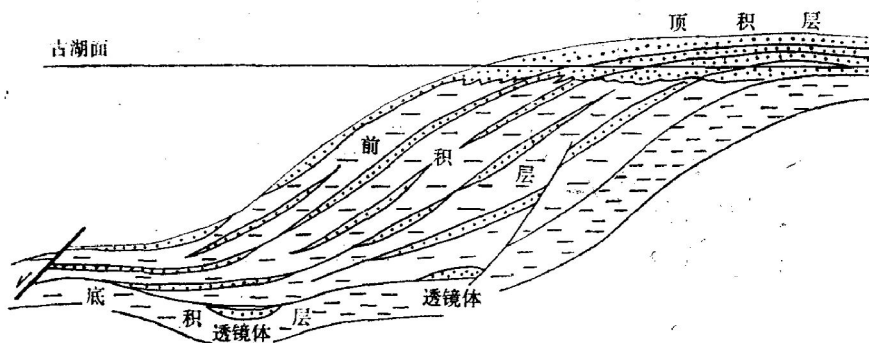


图14 湖泊三角洲体系沉积模式图

层的透镜状砂体；另一种是由水下冲积扇或三角洲前积层中砂体，在洪水或垮塌作用启动下，经重力作用顺斜坡从高向低成浊流状态搬运，在负向古地形部位沉积下来，形成浊流透镜状砂体（图14），这种透镜状砂体一般分布在湖底低洼处或同生断裂下降盘。

（二）狭长状断陷湖盆

总的特征是箕状凹陷的缓翼斜坡面积较窄，坡度相对较陡，整个湖盆平面上呈狭长状展布。湖盆短轴两侧的剥蚀区是物源区。当碎屑物沿短轴从湖盆两侧注入湖盆后，即迅速进入深水区。沉积体系的分布与发育同环状断陷湖盆相类似，在箕状凹陷陡翼断崖下发育水下冲积扇体，缓翼发育三角洲沉积；不同之处是此类湖盆中浊积岩较发育。

较典型的是辽河西部凹陷及东濮凹陷。辽河西部凹陷沙三段时期湖盆急剧下降，周边剥蚀区猛烈抬升，大量碎屑物经短促的山间河流搬运，迅速入湖。东侧为台安—大洼断裂所控制，整个凹陷呈西缓东陡的箕状形态。同时，西侧斜坡上由于沙四时期发育的一系列走向同生断层而形成的古河道，延续下来进一步受到侵蚀加深加宽，而发展成为水下峡谷。碎屑物沿水下峡谷泻入湖盆中心，形成深湖浊积岩。由北而南发现了曙2、曙22、杜13、锦欢等四条峡谷（图15），峡谷宽3.5—10公里，顺谷砂砾岩厚度变化不

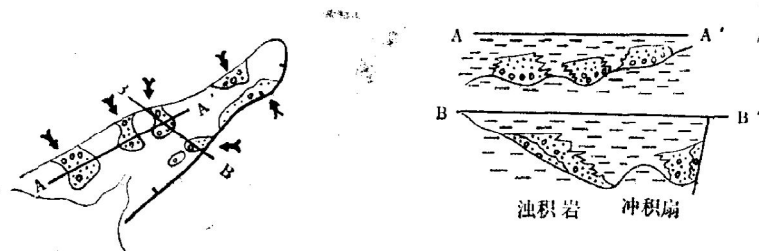


图15 辽河西部凹陷沙三段沉积体系示意图（据辽河油田资料编）

大，一般厚约268—518米，砂体向两侧迅速变薄尖灭。反映在钻井剖面上是沙三段一套暗色泥岩中夹一系列岩性混杂、成熟度很低的块状砂砾岩。成分复杂，以石英、中酸性喷出岩、花岗岩、片麻岩块为主，分选差，泥质胶结。沉积序列与包马序列相似，每个序列的厚度最小0.08米，最大6.65米，平均1米左右。在整个序列中A段递变层理最为明显，在递变层段底部常见砂砾岩与下伏暗色泥岩直接侵蚀接触，砂岩底面见槽模或重荷模。笔者认为，辽河油田将这种经短促途径，受古地形严格控制的高密度流沉积划分为水下峡谷滑坡相浊积岩是合适的^[4]。

沙二段沉积时期，凹陷处于收缩期，湖盆水体变浅，为水退型沉积，入湖分支河道建设能力较强，发育了分支流河道和河口砂坝为主的河流三角洲体系（图16）。凹陷西

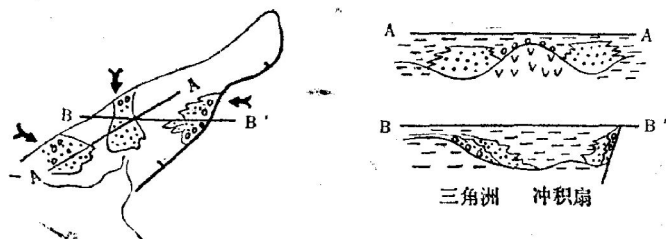


图16 辽河西部凹陷沙二段沉积体系示意图（据辽河油田资料）

部缓坡上发育了西八干、齐家、曙光等三角洲砂体。这些三角洲缺少三角洲平原相,或者三角洲平原范围极小。砂体主要为砂岩、砾岩等粗粒碎屑岩,间夹灰绿、深灰色泥岩,钙质页岩及少量紫红色、杂色泥岩。在粉砂岩、泥质粉砂岩中具波状层理,且普遍含有鲕粒和生物碎屑。古生物化石为浅、淡水生物群,表明沉积属滨湖浅水环境。粒度特征在概率曲线和C-M图上,主要表现为河道沉积或与河道有关的沉积特点。

凹陷陡翼发育了水下冲积扇,沉积物堆积在崖下,由于受凹陷向南倾斜及重力垮塌等影响,沉积物向南流动而形成条状浊流分布于深凹中,受古地形局部控制,也有向北流动的小股浊流。

综上所述,中国东部近海陆相湖盆中,坳陷型湖盆以发育大型三角洲沉积体系为特征,相带环绕湖盆中心呈环状分布。断陷型湖盆箕状凹陷的陡翼主要发育水下冲积扇沉积,在陡翼下侧顺凹陷长轴延伸方向的端部有时发育三角洲沉积,深水发育深水扇以及和三角洲及水下冲积扇有关的浊积砂体;缓翼发育的砂体分两种情况,当凹陷开阔、缓坡面积大、坡度小时,发育中型泥质岩为主的三角洲沉积,当凹陷狭窄,缓坡面积较小,坡度较大时,大多数情况下发育洪积扇沉积,特殊时发育象辽河西斜坡那样的水下峡谷滑坡相浊积岩或小型含砂量高的三角洲沉积。箕状断陷湖盆沉积体系分布发育的理想模式如图17、图18。

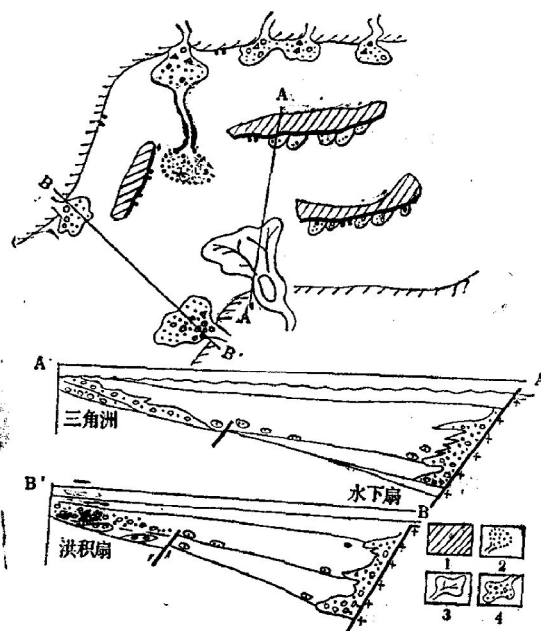


图17 环状断陷湖盆沉积体系模式图
1—凸起, 2—深水扇, 3—三角洲, 4—洪积扇

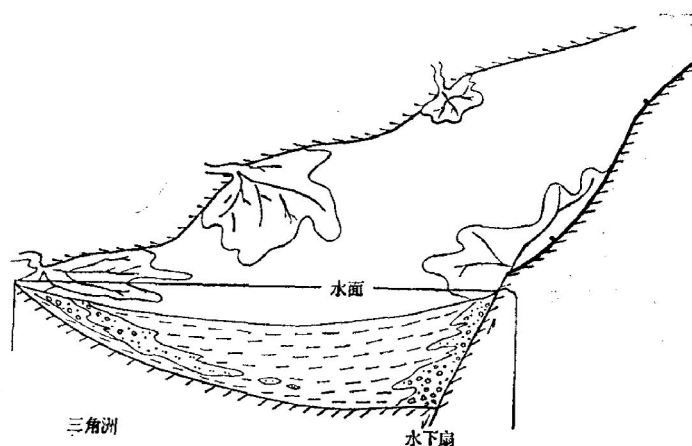


图18 狭长状断陷湖盆沉积体系模式图

本文在研究过程中曾参阅了大量未发表的内部资料,在此特向有关单位及同志表示

感谢。

(收稿日期 1984年4月9日)

参 考 文 献

- [1] 裘亦楠等, 1980年, 松辽陆相湖盆河流、三角洲各种沉积砂体的油水运动特点。石油学报, 增刊。
- [2] 瞿杰, 1984年, 冲积扇的地震反射特征及沉积模式。石油地球物理勘探, 第3期。
- [3] 张服民等, 1981年, 黄骅盆地早第三纪沉积史与环境特征。石油与天然气地质, 第2期。
- [4] 阎火, 1983年, 辽河裂谷西部凹陷下第三系沙河街组三段浊积岩相及其分布。石油勘探与开发, 第3期。

THE DISTRIBUTION AND DEVELOPMENT CHARACTERISTICS OF SEDIMENTAL SYSTEM IN PARALIC LACUSTRINE BASINS IN EASTERN CHINA

Qu Jie

(Bureau of Exploration Geophysics, Ministry of Petroleum Industry)

Abstract

Paralic lacustrine basins in eastern China generally can be divided into two kinds, i.e., depression basins and fault-block basins. Most of the mare fault-block basins. The distinct feature of the former is that giant sedimental systems of deltas are well developed within the basins, and sedimental facies zones distribute circularly around the centre of a basin. The fault-block basins can also be subdivided further into circular and elongated ones. Generally speaking, subaqueous fans are formed near the steep side of a halfgraben, and deltas are usually developed along the terminal of a fault-block basin's long axes; deep water fans and turbidity sandbodies are developed in places where the water is deep. It is often the case that big- or medium-sized deltas with low content of sands are generally deposited on the gentle slope of a broad depression where the slope area is larger and the dip is lower; whereas diluvial fans are usually developed on that of a narrow depression where the slope area is smaller and the dip is steeper; turbidities formed by subaqueous landslide or small deltas with high content of sands occur on gentle slope only on exceptional cases.