

松辽湖盆白垩纪沉积相模式

王衡鉴 曹文富

(大庆石油管理局科学研究设计院)

松辽盆地面积约26万平方公里,是白垩纪亚洲古陆上最大湖盆之一。盆地基底由古生代和前古生代变质岩及岩浆岩组成。三叠纪处于剥蚀夷平状态,没有沉积。侏罗纪形成许多分隔的断陷盆地,充填了火山岩及含煤建造。白垩纪早中期,盆地由断陷逐渐转变成坳陷,沉积物厚达4000—5000米(表1)。白垩纪晚期至新生代盆地逐渐萎缩,形成今日之平原地貌。

表1 松辽盆地白垩系地層簡表

阶	組	段	建造	盆地发展分期
达宁阶 奥语阶	明水组		红色河湖建造	上升期
	嫩江组		含有机岩河湖 建造	坳陷期
	姚家组	二、三段 一段		
	青山口组	二、三段 一段		
	泉头组		红色河湖建造	断陷期
尼克陶阶	登娄库组*			

* 只相当本阶上部

本文据坳陷期地质资料总结松辽湖盆相模式。按地貌观点,据水深与骨架砂体特征,松辽湖盆沉积可分为洪积相、泛滥平原相、分流平原相、三角洲前缘相、滨浅湖相、较深—深湖相、平原淤积相(图1)。

一 洪积相

岩性以砂砾岩、含砾砂岩及砂岩为主,大小混杂,分选和磨圆度极差,砂泥质胶结。砂砾成分复杂,无明显层理构造,一般不含生物化石,或少见植物残体。主要分布于盆地边缘,是近物源区的沉积物,为暴雨洪积产物。

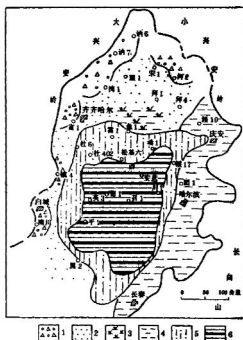


图1 松辽盆地岩相分布图(青山口期)

1.洪积相 2.泛滥平原相与三角洲分流平原相 3.沼泽 4.平缓洪积相
5.三角洲前缘相或洪积扇相 6.微席—深积相

二 泛滥平原相

泛滥平原沉积物是由河流加积作用形成的。它由灰色砂质岩、红绿块状泥岩及其间的过渡岩性¹⁾组成。层序上具明显正向小旋回，旋回底部一般具冲刷面，冲刷面之上为含钙砾泥砾与少量火成岩砾石的砂岩。向上粒径渐细，为砂岩或过渡岩，旋回顶部为块状绿色、红色泥岩。泛滥平原河流沉积，在潮湿与干旱气候条件下，形成的岩石序列无甚差别，但层理序列有较大差异。潮湿气候条件下曲流沉积的层理序列自下而上为：底床滞留沉积的含砾砂岩或砾石层不显层理，河床砂岩以板状或楔状交错层理为主，视倾角 $15-30^{\circ}$ 左右，局部可见水平层理段；河漫部位的过渡岩性夹薄砂层沉积中以波状交错、微细交错层理为主，视倾角 $10-15^{\circ}$ 左右，具斑状、虫孔、重力滑动构造；最顶部为块状泥岩，常见钙结核与古土壤层。干燥气候条件河流底床沉积的含砾砂岩或砾石层不显层理，河床砂岩的底部常呈板状或楔状交错层理，其上的大段砂岩以平行层理为主。

1) 过渡岩性，微细质粉砂岩与粉砂质泥岩，后同。

或层理不明显。河漫部位沉积层理与潮湿气候河流相似,只是很少见到古土壤层(图2)。上述河流砂的层理差异,反映着流态不同:潮湿气候条件下河流一般窄深,弗劳德数¹⁾较小,多发育沙纹、沙浪、沙垅,呈现各种交错层理;干燥气候条件下河流一般宽浅,加之洪水流速较大,弗劳德数经常大于临界值,出现平行层理。河流沉积在横向上岩性呈突变关系,邻井对比砂泥岩交替出现。

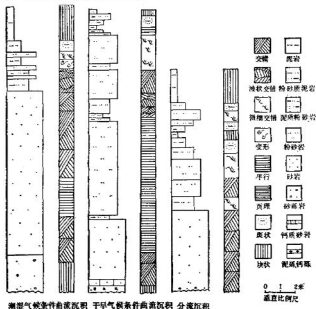


图2 河流沉积的岩性发展模式

泛滥平原属氧化环境,泥质岩以红色色调为主,其颜色受制于环境的变化程度,反映在铁离子的含量上:红色泥岩三价铁含量占总铁20-70%,菱铁矿型二价铁占20-80%,硫化铁型二价铁占0-10%;灰绿色泥岩以上三者含量分别为0-30%、70-80%、0-10%;灰色泥岩为0-20%、70-95%、0-30%;黑色泥岩为0-10%、30-70%、20-60%。在特定气候、物源条件下,不同相区泥岩颜色不一。所以,铁离子含量可以作为定相的参考依据之一。与上述相应,泛滥平原有机碳和还原硫低,分别为小于0.2%和0.052-0.14%。此外利用微量元素也可鉴别河流冲积物。

泛滥平原相包括如下几个亚相:

1. 河床亚相 以中细砂为主。砂体断面呈透镜状,平面成条带状(图3)。单砂层较厚,数米至数十米不等,是由于河流继承性好,或河流在平原上频繁改道多层薄砂迭加

1) 弗劳德数 $F = \sqrt{\frac{Vh}{gK}}$ V : 水流速度 h : 水深 g : 重力加速度。

的结果。砂岩粒度中值(ϕ_{50})为2.0-3.0 ϕ , 平均粒径(M_z)为2.5-3.0 ϕ , 反映沉积介质能量较大。标准偏差(σ_1)为1.5-2.0, 与其它相比较数值最小。偏态(Sk_1)为0.7-0.8。松辽盆地粒度均为双峰型正偏态, 偏态值从河流向滨湖降低, 反映介质能量逐渐减弱。因泥质含量较低, 峰态(K_g)值高, 为2.5-7.0。概率曲线由跳跃、悬浮组组成, 普遍缺少滚动组分。跳跃组分占80-85%, 斜度为70-80°, 悬浮组分占15-20%, 斜度为8-10°。

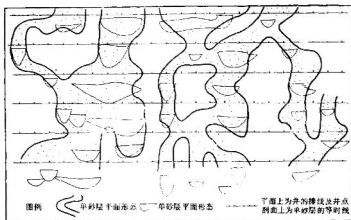


图3 泛滥平原河床砂体形态图(南谡甸油田二、三段)

2. 天然堤、决口扇亚相 这些亚相均以粉砂岩为主, 层序上是以粉砂岩与薄层粉砂质泥岩互层。概率曲线跳跃组分显著比河床亚相低, 为10-30%, 而且分选差, 斜度只有60-65°, 悬浮组分高, 为70-90%, 斜度15-30°。由于沉积速率大, 层理不明显, 多为块状, 有时见微细斜层理或流水波痕。在平面上它们位于河床沉积物两侧, 而且向远离河床的方向减薄以致尖灭。在垂向上它们位于河床砂层之上。决口扇沉积物比天然堤稍粗, 但区分它们最可靠的方法是进行砂体几何形态解剖。

3. 泛滥淤积亚相 泛滥淤积物主要是以粒细而均匀的悬移质为主, 并以红、绿色泥质岩为其特征。其中绿色泥岩是受有机质与地下水作用还原成绿色, 红色泥岩因处于氧化环境而保持红色, 其间的红绿斑状泥岩是因处于氧化还原过渡带所致。

泛滥平原沉积中一般缺少生物化石。在绿色泥岩中有时可见少量植物残体与根系。此外泛滥淤积物中常常含有大量钙结核, 标志着沉积间断。

4. 河间洼地沼泽亚相 在相邻河道间或天然堤外侧, 常有季节性小湖, 后经沼泽化沉积了深色泥质、少量粉砂与植物碎片混杂的沉积物。在泛滥平原相层序上部有时可见到这种亚相沉积。

三 分流平原相

三角洲分流平原是指分流点至滨岸, 河载泥砂的加积平原。由于地势十分平坦以及

河口坝的分流作用, 在此平原上所发育的水系呈扇状分布。分流平原岩性特征为灰绿色、灰色、少量紫红色、红绿斑状、块状泥岩和灰色、灰绿色过渡岩以及粉细砂岩不等厚互层, 呈正向小旋回。沉积物平面展布状况与垂向层序一致, 从河床向两侧依次为河床沉积, 天然堤决口扇沉积与分流间洼地沉积。分流沉积的发育程度受滨岸坡降与湖泊水文状况影响, 在缓坡与快速湖退期, 分流沉积最为发育。

分流平原毗连湖泊, 地势低平。在潮湿气候条件下, 汛期河间洼地甚至河漫滩都没于水下, 呈还原环境, 汛后又出露水面, 故有机碳、还原硫含量均较泛溢平原高, 平均为0.20%、0.16%, 相应泥岩颜色也较深。

由于滨临湖区, 又是岸线最曲折的地段, 有时难于与滨浅湖沉积相区分。在划相时, 除应用岩性组合、层理构造、生物特征、砂体形态这些主要标志外, 还得使用多种方法进行综合判断。其中, 微量元素分布特征也可作为旁证之一。

在沉积物中, 元素的分布特征与迁移性相关, 迁移性受制于原子价、离子半径、极化度、化学键类型等。元素迁移性强易流失, 在河流沉积中含量低, 在湖泊沉积中聚集。据A. И. 彼列尔曼^[2]计算, 在温带硅酸盐风化壳中, B、Ca、Mg、Sr等为移动元素, 其中钙在河流泥岩中迁出作用与在湖区沉积作用最明显。K、Ba、Rb、Ni、Si等为弱移动元素, Al、Ti、Cr、Ga等在多数环境中为惰性元素。Fe、Mn在潜育环境中移动, 在氧化环境中呈惰性。因为锰离子半径比较大, 离子势和能量系数较低, 在地表条件下比铁更易于进入溶液。表2是据松辽盆地分析资料归纳而成^[1], 可以作为划分河湖沉积的参考依据。

表2 元素划相指标表

指标	B (ppm)	Sr (ppm)	CaO (%)	MgO (%)	MnO ₂ (%)	Sr Ba	B Ga	MnO ₂ Fe ₂ O ₃	CaO MgO	Sr Ca
河流 沉积	<60-75	<250-280	<1.5	<2.5	<0.05	<0.25-0.32	<2-2.5	<0.01	<0.8	>0.03
湖泊 沉积	>60-75	>250-280	>1.5	>2.5	>0.05	>0.25-0.32	>2-2.5	>0.01	>0.8	<0.03

在运用微量元素识别河湖沉积及相带时, 要注意岩性差别、生物作用、成岩作用等影响。同一环境不同岩石, 所含元素差别较大。松辽盆地砂岩中Si、Ba、Ga值较高, 灰岩中能中和钙形成类质同象的Mg、Mn、Sr值高。泥岩含钙高时, 锶/钡、锰/铁比值升高; 如泥岩中含少量粉砂, 可使锶/钡、锶/钡/锰/铁比值略低。生物化学的迁移和聚集作用也是不可忽视的, 生物特别富集P、S、Cl也大量吸收Ca、K、Mg、Na、Sr、B。沉积物形成后在成岩后生作用及风化作用影响下, 也将改变元素的分配状况。

分流平原相又可分为下列几个亚相:

1. 分流河床亚相 以细砂和粉砂为主, 粒度中值(ϕ_{50})为2.5-4.0 ϕ , M_z 为3.5-5.0, σ_1 为2.0-2.5, Sk_1 为0.10-0.85, Kg 为1.0-2.5。与泛溢平原河床砂相比, 跳跃组分降

1) 王衡鉴、刘平珍, 1979, 松辽盆地白垩系元素分布特征与古环境古盐度的关系, 未刊。

低,占50—70%,斜度65—80°,悬浮组分增高,占25—50%,斜度10—20°。

分流河床砂岩,一般下粗上细,旋回底部为冲刷面,滞留沉积中常含下伏岩层的泥砾和团块,偶见火成岩砾石与炭化树干。砂岩以小规模交错层理为主,视倾角小于15°,向上渐变为具波状交错、微细交错层理的过渡岩与块状泥质岩。分流河床形成与废弃均较快,所以其层序与泛溢平原河床层序的主要区别在于前者常只发育一个冲刷面与河床砂为单一砂层,后者常有多个冲刷面,河床砂为多层叠积而成。

分流河床砂平面形态呈条带状,剖面形态是两侧对称的透镜状,而泛溢平原的河道砂岩一般不对称。不同时期分流砂体发育状况不完全一样。湖侵期分流密度大,分流砂直而多,单个砂体两侧对称性也最好。湖退期河流稳定,河道弯曲,砂体较宽,单个砂体两侧对称性较差。图4是姚家期晚时一层分流砂形态;河道砂宽250—1000米,厚2—4米,在分流河床两侧有许多决口扇,其终止端指向下游方向。这条分流在大庆油田南部入湖,形成一片席状砂。

2. 分流决口扇、天然堤亚相 岩性以粉砂与泥质粉砂为主,粒度中值(ϕ_{50})为4.0—7.0 ϕ , M_z 为5.0—7.0, δ_1 为2.5—3.0, SK_1 为0.20—0.50, K_g 为0.5—1.3。除局部可见到微细水平层理、干裂、水流搅动和生物扰动构造外,有时与河床相很难区分。但通过对密井同区单砂体几何形态分析,可以鉴别出决口扇沉积。可是要勾绘天然堤的范围与形态是困难的。

3. 分流间洼地沉积亚相 分流间沉积物特征主要决定于分流间的水文状况与地形条件,据姚家组一些层段分析,分流间沉积物具有下面几种类型:当分流间环境为湖湾时,沉积物为黑色泥岩与灰白色粉质泥岩互层,夹介形虫层,层面具虫孔、波痕、干裂等;当分流间为沼泽环境时,沉积物为含大量植物茎叶碎片与根系的灰黑色粉砂质泥岩;当分流间为加积平原时,沉积物为绿色块状泥岩,伴有成土过程中发育的钙结核与古土壤菌丝体等。

四 三角洲前缘相

松辽盆地三角洲前缘相是由河口坝砂、三角洲前缘席状砂、水下河道砂组成,砂体间为过渡岩与泥质岩所充填。

河口坝层序具典型复合小旋回特征,自下而上为泥质岩、过渡岩、砂岩、过渡岩、泥质岩。泥质岩具水平层理、断续水平层理,过渡岩具透镜状、波状、压扁状层理,砂岩以波状交错层理为主,少见低角度交错层理。整个三角洲前缘沉积还常伴生滑动变形层理、差异负荷构造、生物扰动构造(图5)。复合小旋回形成过程可分为二个阶段,初期三角洲前缘形成从细至粗、自泥面砂的下部层序。由于滨岸地形平缓,加积作用极易导致水流偏转。随着水流强度减弱,沉积物又相应变细,形成复合小旋回上部层序。河口坝砂体呈透镜状,其长轴方向与河流流向一致。碎屑物粒径多数比分流稍细,分选稍差,局部由于筛选作用可以比分流稍粗。砂岩胶结物以泥质为主,但含钙比分流河床沉积高,达1—2.5%。

水下河道是陆上分流的前延部分,碎屑结构、沉积层序与分流相似。位于水下,侧

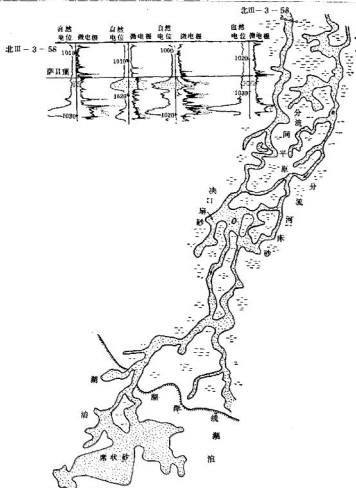


图4 分流平原河流单砂体形态图(镜泉渐晚时)

向伴生沉积为透镜状前缘砂,而非分流间泥岩,水下河道通常发育于近岸处,洪水期也可前展较远。

无论分布在内边缘或外边缘的席状砂均称为前缘席状砂。平面形态不十分规则,砂体长轴与沉积倾向无明显相关关系。沉积层序与层理构造多数与河口坝砂相似,少数为反向小旋回,砂岩粒度比河口坝细,在 3ϕ 以下,分选差,胶结物钙质含量高,可达3~15%。

湖泊三角洲在入湖迳流能量大于蓄水体能量的条件下形成,所以河口坝层序具复合小旋回特征。从河口坝沿倾向向湖心,河流能量逐渐减弱,湖泊能量增强,沉积层序也

从复合小旋回渐变为浅湖相反向小旋回。反向小旋回出现的位置与发育程度取决于湖泊条件,湖泊收缩河流能量增强时,反向小旋回发育区远离河口,甚至消失。湖泊扩大湖能增强时,反向小旋回出现的位置向岸移动。当湖能增大到一定程度,波浪动力可以阻止复合小旋回的上部层序发育,使河口坝也具有反旋回特征,像嫩江组那样。

三角洲位于河流入湖处,由于大量泥砂注入,不适于生物生存繁殖,故化石较少,只有少量介形虫、叶肢介及鱼、蟹碎片,还有一些从陆上带入湖中分解程度不等的植物残体。有机碳、还原硫均较浅湖低,分别为0.24—0.30%, 0.50—0.70%, Sr/Ba 为0.25—0.32, B/Ga 小于3, CaO/MgO 为0.8—1.3, Sr/Ca 小于0.03, B/V 小于0.7,可据此与浅湖及其它地貌单元相区别。此外,三角洲前缘相粘土矿物特征也与其它相区不一样。松辽湖盆粘土矿物分布特点是,水云母从盆地边缘向湖盆中心增高,蒙脱石从盆地边缘向湖盆中心降低,高岭石与混合层矿物在三角洲与浅湖区含量较高¹⁾。

松辽盆地有二种三角洲体系,即叶状三角洲复合体与扇三角洲复合体。

顺盆地长轴坡降平缓,集水面积大,河流发育源远流长,湖泊接纳迳流量与载荷重大,形成叶状三角洲复合体,松辽盆地北部三角洲属于此种类型(图6、7)。北部三角洲是在向南倾斜的古地形上发育起来的,从青山口期早时湖进开始,到嫩江期早时湖进结束,构成一完整复合三角洲旋回。主要物源来自盆地东北部拜泉一带,在黑鱼泡南部开始形成三角洲,前缘一直伸展到三肇、葡萄花地区。所形成的三角洲体系厚500—600米,面积近2万平方公里。

叶状三角洲复合体是由许多个三角洲参差交错迭互而成,例如在姚家组沉积初期,北部三角洲复合体由六个三角洲组成,图8是其中五个三角洲的平面形态。由于北部坡降小,湖面扩张与收缩频繁,在纵向上形成许多三角洲旋回,从青山口期早时至姚家期晚时共有30—40个三角洲旋回。依此估计,北部叶状三角洲复合体大约由200个三角洲组成,每个三角洲面积为100—500平方公里,厚度为15—30米不等。

扇三角洲复合体与叶状三角洲复合体不同,它顺盆地短轴发育,松辽盆地英台三角

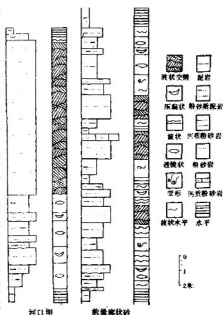


图5 河口坝及前缘席状砂岩性及其层理模式图

1) 王行信, 1977, 松辽盆地北部中部含油组合粘土矿物地层对比和沉积环境的研究, 未刊。

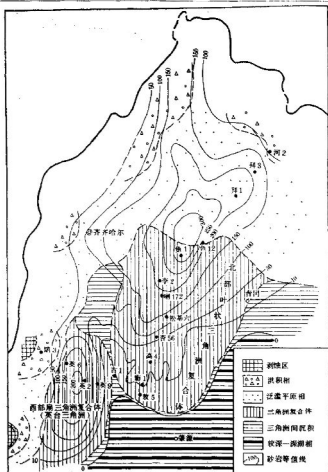


图6 北部叶状三角洲复合体与西部扇三角洲(英台三角洲)复合体平面图

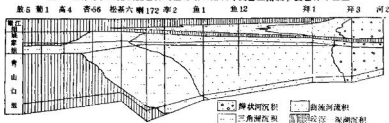


图7 叶状三角洲复合体相剖面图

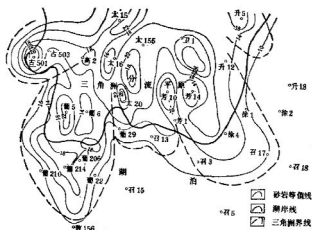


图8 姚家组一段北部叶状三角洲复合体的五个单三角洲平面图

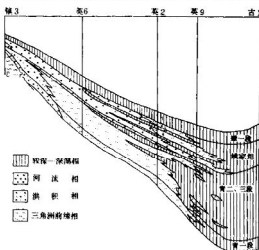


图9 单三角洲复合体相剖面图

洲属此类型(图6、9)。英台三角洲位于盆地西侧,从西向东伸入湖中。由于古地形坡度较大,湖滨接近物源,又滨临深坳陷深水區,洪积扇直接伸入湖滨,在湖滨形成洪积—湖相交替的特殊岩石组合。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、单砂层厚度大、存在浊积物、缺少前缘席状砂等特点与叶状三角洲复合体相区别(表3)。此外,扇三角洲前缘沉积物比叶状三角洲前缘沉积物粒较粗,可以差一个粒级,如三角洲水下部位最发育时期青山口组中上部,英台三角洲前缘砂主要由细砂组

成, 平均中值2.9 ϕ , 北部三角洲前缘砂主要由粉砂组成, 中值为3.5-4 ϕ 。

表3 叶状三角洲复合体与扇三角洲复合体特征比较表

名 称	规模 (公里)	形 状	相带展布	三 角 洲 前 缘 砂		伸展方向
				类 型	单层厚度 (米)	砂 泥 比
叶状三角 洲复合体 (北部)	长180 宽120	叶 状	相带宽, 尤其是河流侧带发育, 宽度可大于100公里	河口前缘席状砂	一般 <10米	<0.7
扇三角洲 复合体 (南部)	长130 宽60	扇 状	相带窄, 10-40公里, 河流相带极窄或缺失	河口坝、水下砂洲、前缘砂	一般 >10米	>1

在叶状三角洲复合体中, 由于沉积特点不同, 单个三角洲又可进一步分为: 叶状三角洲; 鸟足状三角洲; 席状三角洲。

叶状三角洲的基本模式与一般建设型三角洲一样, 三层结构比较完整, 分流以弯曲型侧积为主, 河道比较稳定, 故砂体层次少, 平面展布较宽。三角洲内前缘由河口坝、水下河道及前缘席状砂组成, 它们互相连接, 平面形态复杂, 剖面上呈厚薄不一的透镜状。外前缘由大小不等、薄而稳定的席状砂组成, 反映湖泊的改造能力强于内前缘带。叶状三角洲是在缓慢湖退的总背景下形成的, 河流流量和碎屑物的供给稳定, 淤线逐步向湖心推进, 所以河口坝在总的沉积砂体中占有较大数量。

鸟足状三角洲是在河流能量占绝对主导地位、湖能较小的条件下形成的。前缘相以河口坝和水下河道砂为主, 席状砂很少, 分流河道砂可以向湖加积很远的距离。它形成于湖退最剧烈时期, 由于湖退幅度与速度大, 有时在近岸一侧三角洲前缘相来不及形成, 前三角洲泥可与分流河道沉积直接接触。与叶状三角洲相比, 分流河床更加稳定, 砂体层次少, 以侧积型为主。

席状三角洲是在湖泊能量较大的条件下形成, 它的基本模式是分流河道砂以顺直型为主, 水下河道砂与河口坝砂很少发育。从沉积砂体总量上来看, 分流河道砂远较前缘砂重要, 它是在总的水进背景下形成的。水进与水退一样, 也是呈脉动状发展, 水进背景上的短暂水退, 形成席状三角洲。

从湖盆沉降开始至湖盆充填结束, 可以形成许多三角洲体, 它们在纵向上是按一定次序演化的。湖退时期以叶状三角洲为主, 湖退急剧时期则发育鸟足状三角洲, 湖进期以席状三角洲为代表, 构成一个完整的旋回。由于湖盆沉积一般由急速湖进和缓慢湖退组成, 所以三角洲复合体中以叶状三角洲占的比例最大, 故将其命名为叶状三角洲复合体。

在比较系统地研究了松辽湖盆入湖三角洲以后, 可以对湖相与海相三角洲差别进行一些探讨。

决定入湖三角洲特点的主要因素是河湖能量之比以及湖水涨缩的速度与频率。湖泊

没有潮汐作用,波浪作用也较弱,入湖河流能量往往大于湖泊能量,三角洲呈建设型。此外,湖水水面不仅受构造运动控制,也受气候条件影响,加之湖底坡降平缓,因此湖水进退幅度大,频繁,可以十分迅速,致使入湖三角洲自成一格,与入海三角洲比较,存在如下差异:

(1)由于海水能量较强,海相三角洲前缘相呈反向小旋回,而湖水能量较弱,三角洲前缘相一般为复合小旋回。当湖盆很大时,部分为反向小旋回。

(2)由于河流能量大于湖泊能量,入湖三角洲均属建设型三角洲。在大庆油田,湖进有利于三角洲掩埋保存,未见到对先期砂体的明显改造作用。

(3)在海相三角洲层序中,沉积过程连续,相序亦连续。由于湖水快速大幅度进退,湖泊三角洲分流沉积与前三角洲泥可直接接触,局部缺失前积层,造成连续沉积中的相序不连续性。由于相序不连续,在一定层段和局部地区,沉积层在时间与空间上可以没有相关关系。

(4)海相三角洲与湖泊三角洲的同生构造不同。海盆属沉积贫乏盆地,巨厚三角洲沉积体面对着矿深的大洋,易于发生重力滑动形成复杂的同生断层与滚动背斜,为良好的油气圈闭条件。湖盆是沉积富足盆地,在三角洲形成的同时,湖心地区沉积了巨厚的泥层,因而不易发生大规模重力滑动,这里与沉积有关的主要构造是差异压实作用所造成的低幅度背斜与鼻状隆起,它们为湖泊三角洲提供了初始的油气储集空间。

五 滨浅湖相

滨湖位于洪水岸线与枯水岸线之间,是湖泊内环境变化最大的地区。沉积物类型多,受气候、物源、地形影响十分明显。浅湖位于枯水岸线与浪基面之间,一般长年没于水下,但可有短暂出露造成沉积间断。此区环境变化比深水区大,也是湖区沉积类型比较复杂的地区之一。但在地层中滨湖相与浅湖相难于区别,统称为滨浅湖相,这里专指三角洲间沉积。

滨浅湖相由薄层泥岩、生物碎屑岩、鲕粒灰岩、过渡岩、钙质粉砂岩与粉砂岩组成,在局部地区,有少量迭层石与白云岩。其中以过渡岩占优势,粒度中值(ϕ_{50})为3.5-6.0 ϕ , M_z 为4.0-6.0, σ_1 为1.5-2.5, Sk_1 为0.4-0.5, K_g 为0.8-2.5。滨湖沉积概率曲线跳跃组分为一个或二个,浅湖沉积跳跃组一般是一个,占沉积物20-80%,斜度为50-57°。悬浮组分与河床、河口坝相比显著增加,亦为20-80%,斜度10-35°。

在这套薄互层沉积中,常见水平层理、不规则层理、波状层理、压扁状层理、重力滑动层理,还有斑状、干裂构造及虫孔、虫迹等。含成层的介形类、叶肢介、瓣鳃类,较多的腹足类、鱼、蟹,少量蠕、植物化石及极少昆虫化石,是生物化石最丰富的相区(表4)。地化指标标志着还原环境,有机碳为0.30-1.70%,还原硫为0.5-0.7%。由于有机质为陆源与湖生混合型,正烷烃主峰碳数、饱和烃与芳烃比值均介于深湖与沼泽沉积物之间,干酪根氢碳比值较高¹⁾(表5)。所含元素以B为60-75ppm, Sr/Ba为

1) 李永康等, 1980, 松辽盆地陆相生油特征, 未刊。

0.25—0.5, Sr/Ca 为 0.01—0.02, B/Ga 为 3—5, 可与三角洲前缘相、较深—深湖相相区别。

表4 不同相区化石分布状况表

化石类型	介形类	叶肢介	瓣鳃类	腹足类	蟹	鲎	鱼	植物	昆虫
沉积相									
近海平原相	很少	很少	很少	无	无	无	无	少	无
三角洲前缘平原相	少	少	少	少	无	无	无	多	无
三角洲前缘相	少	少	很少	无	少	无	少	少	无
湖浅湖相	多	多	多	较多	较多	少	多	少	很少
较深—深湖相	较多	较多	少	较多	无	无	较多	少	很少

表5 不同沉积相有机地化指标数据表

沉积相	正烷烃 主峰碳数	OEP	$\frac{nC_{21}+nC_{22}}{nC_{23}+nC_{24}}$	饱和烃 芳烃	姥敦烷 植烷	干酪根 H/C	δC_{13} (‰)
较深—深湖相	19—23	< 1.20	> 2	> 2	1.2—1.8	> 1.5	-26.0
湖浅湖相	23	1.20	2 ±	2 ±	2.27	1.3—1.5	
沼泽相	25—27	> 1.20	< 2	< 2	1.16	< 1	-27.1—-27.6

当湖浅湖处于湖湾条件时, 发育一种比较特殊的自生矿物—海绿石。近几年对泰康湖湾海绿石做了一些工作¹⁾, 这种海绿石属无序非膨胀性的云母型品格海绿石、具高铝、低钾、低铁特点, 分子式为 $(Ca_{0.42}Na_{0.52}K_{0.02})(Al_{1.02}Fe_{0.11}Fe_{0.11}^{3+}Mg_{0.44}^{2+})(Si_{2.44}Al_{0.54})O_{10}(OH)_2$, 是介于典型海绿石与伊利石之间的过渡类型。其产状呈球粒状、胶结物状, 分布在亮晶介形虫灰岩、介屑灰岩、表鲕灰岩中。其发现为湖盆可以形成海绿石提供了又一证据。

湖浅湖相又可以进一步细分为如下亚相:

1. 水下砂洲亚相 是发育于湖边或湖中凸起部位的离岸砂体, 面积可以从几十到几百平方公里, 是湖水动力作用下的沉积体。

伴随碎屑物加积, 波浪作用增强, 所以水下砂洲层序具反向小旋回。自下而上为: ①水平层理的黑色泥岩, 有时夹介形虫层; ②具透镜状层理的粉砂质泥岩; ③具波状、压扁状层理的泥质粉砂岩; ④具波状交错层理的粉细砂岩, 砂岩中含有数量不等的生物碎屑, 顺层理排列; ⑤介屑灰岩或鲕粒灰岩, 多数为表鲕。一般把泥质砂岩到生物灰岩这部分称为水下砂洲。

2. 浅湖席状砂亚相 在浅湖近湖心一侧, 于中等能量的波浪和潮流作用下所形成的大面积席状粉砂岩体。岩层序列为简单小旋回, 即由黑色泥岩与粉砂岩间互成层组成, 是浅湖反向小旋回逐步简化的产物。单层砂岩厚度一般在一米以下, 多具水平波状层理, 钙质胶结, 含较多介壳化石碎屑。

1) 王衡鉴等, 1980, 泰康湖湾海绿石矿物学特征及其形成条件的探讨, 未刊。

浅湖席状砂与水下砂洲发育状况, 具相互制约关系。湖侵时, 碎屑物供给减少, 席状砂发育。湖退时, 水下砂洲发育 (图10)。

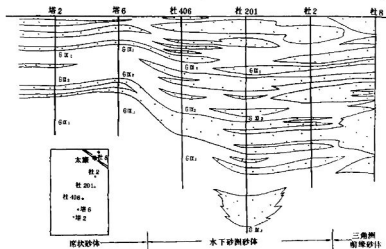


图10 水下砂洲与席状砂剖面图

3. 介形虫滩或鲕滩亚相 由于湖侵或河口变迁造成局部地区陆源碎屑供给中断, 致使底栖动物繁育, 可以形成生物滩。松辽盆地生物滩主要由介形虫或鲕粒组成。介形虫滩是在低能条件下形成的席状介壳灰岩层, 夹在黑色泥岩之中。鲕滩形成于高能环境, 由真鲕、表鲕构成。多数鲕滩位于水下砂洲中上部与砂质岩间互成层, 少数鲕滩夹在黑色泥岩之中。

4. 泥坪亚相 受气候、河流供水等影响, 浅湖区水深、浪基面深度及水下边界条件经常处于变化之中, 沉积物粒径也随之变化。在静水条件下, 可以形成泥坪沉积。泥坪主要由灰、黑色泥岩组成, 少量为灰绿甚至红色泥岩。泥岩中含介形虫、叶肢介、鱼碎片, 多具水平或页状层理。

六 较深—深湖相

由黑色页岩、油页岩、泥灰岩组成, 是在浪基面以下深水水域所形成的粘土、胶体及化学沉淀的沉积物。沉积物表面受不到波浪影响, 水体几乎处于停滞状态, 属还原环境。在这种环境下, 底栖生物无法生存, 而以浮游生物为主, 有完整的鱼化石。泥岩均具水平层理与季节纹层, 在层面上往往分布许多粉末状自生黄铁矿。岩层还原硫含量达 0.86—0.94%, 有机碳含量达 1.74—2.25%, 均高于其它相区, 所含元素 B 大于 70ppm,

Sr/Ba 大于 0.5, Sr/Ca 小于 0.01, B/Ga 大于 5。

七 平原淤积相

在松辽盆地东部与东南部,青山口期中晚时至姚家期,普遍发育一套厚度较大的红色岩层,对其成因目前还不十分清楚,暂称为平原淤积相。

平原淤积相主要由块状或具似角砾状构造的红色泥岩组成,夹灰绿色泥岩透镜体及极少量薄层、分布不稳定的粉砂岩。灰绿色泥岩中有时含有介形虫化石,在有些地区可见到厚0.2—1厘米的石膏层,沿泥岩层面分布或与层面斜交。

从平原淤积相向西,在滨岸地区,红色泥岩减少,灰、灰绿色泥岩增加,过渡为淤积成因的滨浅湖沉积。受湖面波动影响,这些沉积往往由红、灰绿、灰色泥岩的韵律层组成。灰色泥岩具水平层理,红绿色泥岩常常为新续水平层理与块状层间互。灰、灰绿泥岩中含介形虫、叶肢介、鱼、蚌化石,甚至夹有鲕粒灰岩。红色泥岩中化石较少,也常有似角砾状构造。

从上述相带平面序列分析,形成平原淤积相的地貌单元相当于泛滥平原和分流平原,但因缺少砂质岩,与一般冲积物有明显区别,对其成因推测如下。

据盆地中不同颜色泥岩呈环状分布推断,红泥应来自盆地边缘红色风化壳。红色风化壳一般发育于温热丘陵区,坡度过大或地势平坦均不利于发育。松辽盆地东部分水岭为张广财岭,在张广财岭与依兰—伊通地堑间为广阔丘陵地,是松辽湖盆地红色风化壳最发育的地区。红泥通过河流搬运到盆地中。一般大型河流上游既有面蚀也有沟蚀,可以切穿风化壳的红土层,致使砂泥俱下,在平原上形成砂泥间互沉积。在没有大河发育的丘陵区,主要以面蚀为主,所搬运的红土在平原地区沉积,形成淤积相。平原淤积相属氧化环境之产物,有机碳小于0.25%,还原硫含量也很低。在干湿交替及地形差异影响下,红色泥岩易破裂成碎块,再沉积后形成似角砾状构造。在淤积平原上还可以形成小片积水洼地,具介形虫等生物,积水蒸发,可沉积薄层石膏层。

总之,松辽盆地拗陷期是湖泊的主要发育时期,在这时期湖盆地沉积由上述七种岩相组成。湖水从四面八方汇集,在平面上构成多物源、多沉积体系、相带呈环状展布的特点。这也是湖盆沉积的共同特点之一。

(收稿日期 1989年11月13日)

参 考 文 献

- [1] A.H.彼列尔曼,1965,后生地球化学,袁子同、徐琪等译,科学出版社,1975。

A MODEL OF CRETACEOUS SEDIMENTARY FACIES IN SONGLIAO BASIN

Wang Hengjian Chao Wenfu

(Institute of Planning and Scientific Research, Daqing Oilfield)

Abstract

The Cretaceous system in Songliao Basin is composed of fluviolacustrine deposits. Based on hydrodynamic conditions and characteristics of framework sand body, it is appropriate to divide the sediments of the lake basin into several major facies, i.e. diluvial, flood plain, distributary plain, delta front, near-shore shallow lake, moderately deep-deep lake and alluvial plain facies. Major target formations for oil and gas exploration are located in the distributary plain, delta front and near-shore shallow lake facies.

The distributary plain facies may be subdivided into distributary river bed, crevasse fan, natural levee, and interdistributary depression subfacies. Their lithologic assemblage, oryctocoenose, stratification and the shape of sand body are different. The delta front facies is composed of river mouth bar, front sheet and subfluvial channel sands as a framework. According to the relation between the delta extension and the basin axis, the delta facies may be classified into lobate delta complex and fan delta complex. The former has a wide zone of fluvatile facies, and the latter has diluvial material flowed directly into the lake. Individual deltas in the lobate delta complex have the following three types: the lobate, the bird-foot and the sheet. They represent respectively the moderate lake regression, maximum lake regression and lake transgression periods. They developed in succession on profile and formed a complete delta cycle. After a systematic study of the delta in Songliao Basin, we have pointed out the difference between the sea-ward delta and the lake-ward delta. A near-shore shallow water facies among deltas may be subdivided into underwater sand bar, shallow lake sand sheet, ostracoda or oolitic beach and mudflat subfacies. This is the facies zone where biogenic and chemical deposits are most developed in the lake basin, a particular authigenic mineral—glauconite—is formed.