

柴达木盆地油砂山湖盆网状河 三角洲沉积模式

雷 卞军

林克湘 张昌民 刘怀波

(地质矿产部宜昌地质矿产研究所, 湖北宜昌 443003) (江汉石油学院, 湖北荆州 434102)

柴达木盆地油砂山地区上新统底部湖盆网状河三角洲沉积, 主要受盆地长轴控制, 砂砾岩占近30%, 成分和结构成熟度均较低。垂向层序表现为不规则的正旋回、反旋回的频繁交替, 与湖盆半干旱气候下间歇性涨缩密切相关。三角洲平原亚相最为发育, 由网状河道砂体、河道间洪泛及天然堤、决口扇组成。河道砂体呈低弯度窄条带状相互网结, 以砂砾比例高、砂体规模和宽厚比小为特点。三角洲前缘亚相规模不大, 水下分流河道向湖延伸不远, 河口坝砂体规模较小, 前缘席状砂则在湖水作用下分布较广, 可建立枯水期、洪水初期、洪水中晚期及最大湖涨期4种沉积模式。

关键词 油砂山 网状河 三角洲 湖盆 沉积特征 沉积模式

第一作者简介 雷 卞军 男 42岁 副教授 沉积学

1 沉积背景

柴达木盆地基底为古生代及前古生代地层, 盖层主要为中生代特别是新生代的砂、泥建造。盆地周边与老山边界地质体呈断层接触。三组边框断裂体系(昆仑山北缘、祁连山南缘、阿尔金山南缘)控制着第三纪的内陆山间湖盆高钙多盐碎屑岩沉积^[1]。

1.1 湖盆水域间歇性涨缩

孢粉研究表明第三纪属半干旱-干旱气候^[2], 下油砂山组泥岩的粘土矿物定量分析和元素分析说明沉积水体为半咸水^[3]。由于蒸发量大、降水量不均和盆地封闭等因素, 湖盆水域范围发生不断地收缩扩张变化。

1.2 湖盆长轴坡降和沉积速率

柴达木盆地长轴方向约为 $290^{\circ}\sim 110^{\circ}$; 油砂山地区正处在湖盆长轴线附近。下油砂山组下部沉积时盆地西缘由西向东坡降较小, 证据有三: (1) 地面油砂山研究层段厚度的比较说明东西方向地层厚度变化小^{*}; (2) 湖涨高峰期形成的灰色泥灰岩或杂色钙质泥岩的分布面积相当广, 可作为本区地层对比的标准层; (3) 据油砂山油田钻井资料估算, 盆地长轴方向坡降为 $0.5\sim 0.74\text{ m/km}$ 。这在河流三角洲地带是属较小的^[4]。下油砂山组厚度 $700\sim 2\,000\text{ m}$, 沉积速率平均 $0.74\sim 2.1\text{ cm/ha}$, 其沉积速率在三角洲地区也是较低的。

* 青海石油局研究队. 油砂山构造油砂沟高点细测工作总结. 1972

收稿日期: 1995 01 12 改回日期: 1995 09 19

1.3 沉积体系受盆地长轴控制

露头砂体三维形态和古流向测量显示,下油砂山组的物源方向和沉积体系方向是由西向东展布的。碎屑岩砾石和砂的成分、重矿物组合及含量变化表明,沉积物是近物源和多物源的³,即来自昆仑山脉祁漫塔格山的花岗岩、碳酸盐岩、碎屑岩和阿尔金山西段变质岩、花岗岩等^{*}。27 个实测砂体的统计表明砂体展布方向主要为 SEE,另两个次要方向是 NE 和 SE,主要展布方向与盆地长轴一致。

2 沉积特征

油砂山位于柴达木盆地西缘(图 1),本文所研究的 $K_{1-4}-K_{1-3}$ 标准层之间(即 9~107 层^{**}) 122.9 m 地层,属油砂山组下部,其垂向层序反映了三角洲各相带的标志和水进、水退的沉积旋回(图 2)。

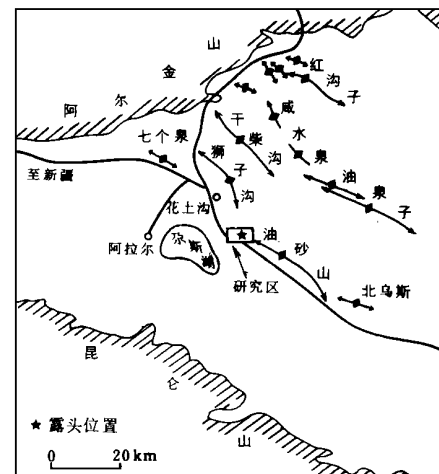


图 1 研究区构造位置图

2.1 层序特征

从图 2 可以看出,油砂山地区上新统三角洲沉积不具有陆源碎屑控制的三角洲向上变粗反旋回层序,也不是以水进河床充填砂体为特征的水进型三角洲沉积⁵,整个层序表现出间歇性涨缩湖盆三角洲的特征。如 9~30 层的浅湖—三角洲前缘—三角洲平原的反旋回中夹了几个次一级的小

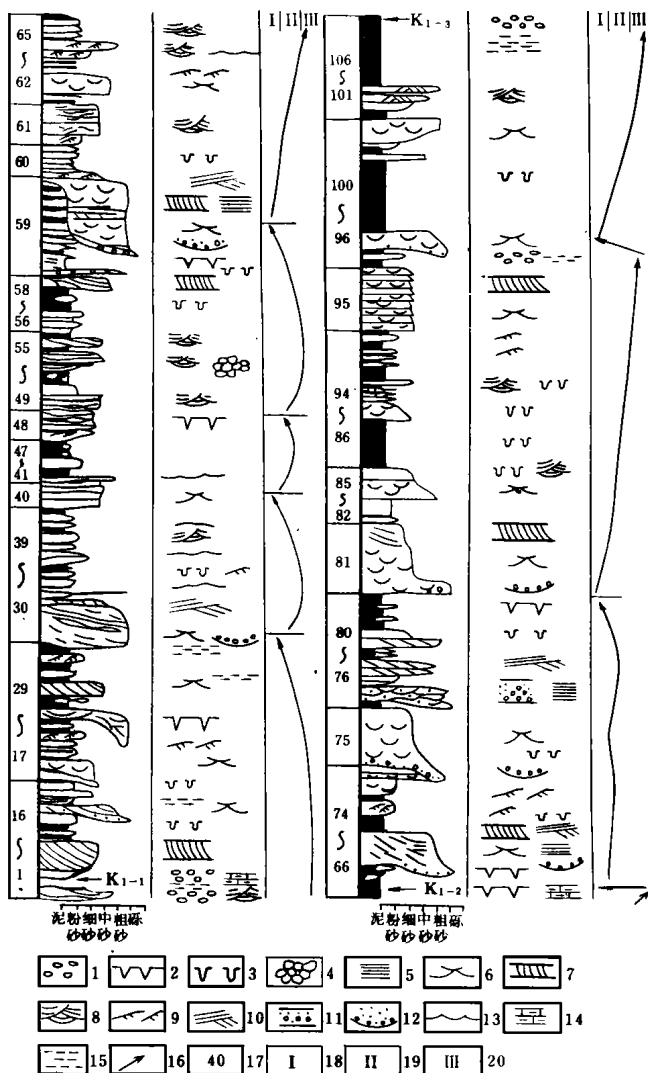


图 2 $K_{1-4}-K_{1-3}$ 层段岩性、沉积构造和沉积旋回图

1—介形虫; 2—泥裂; 3—虫孔; 4—网状虫迹; 5—平行层理; 6—槽状交错层理; 7—板状交错层理; 8—浪成交错层理; 9—沙纹层理; 10—低角度交错层理; 11—粒序层理; 12—冲刷充填构造; 13—浪成波痕; 14—泥灰岩; 15—灰绿色泥岩; 16—沉积旋回; 17—层号; 18—三角洲平原; 19—三角洲前缘; 20—前三角洲或浅湖

* 唐修鑫. 柴达木盆地第三系重矿物组合及物源方向研究. 1987

** 分层沿用“1972 年青海油田油砂山构造细测报告”资料

旋回,正常的三角洲进积过程受湖水进退或物源供应量的干扰明显。56~66层的三角洲平原—三角洲前缘—浅湖沉积则是大的湖涨过程形成的向上变细的水进三角洲沉积。垂向层序中湖涨、缩沉积标志明显。最大湖涨期沉积了区域上可作对比的标准层——浅湖相灰色泥灰岩或杂色泥岩,其中富含介形虫。最大湖缩期形成大面积的大型干裂。棕红色泥岩和砂岩中见多种形态的水平、倾斜和垂直虫孔;河道砂岩中常见一种密集的粗虫孔和生物扰动。灰绿色泥岩层面上见代表安静水体的网状虫迹。在 K_{1-1} — K_{1-3} 层段有两个大的沉积旋回,其中又包括若干次一级的小旋回(图2),小的沉积旋回主要受气候因素影响,大的沉积旋回与湖盆构造活动有关。

2.2 亚相特征

2.2.1 三角洲平原亚相

主要由网状河道砂体和河道间洪泛沉积组成,还包括不发育的天然堤和决口扇沉积。河道砂体总的特征是呈低弯度的窄条带状相互网结,砂砾质比例较高。河道砂体规模较小,宽厚比小。据测量统计,宽度 $< 10\text{ m}$, $10\sim 60\text{ m}$, $60\sim 130\text{ m}$ 的分别为7%, 73%, 20%;厚度 $< 2\text{ m}$, $2\sim 4\text{ m}$, $4\sim 6\text{ m}$, $> 6\text{ m}$ 的分别为18.75%, 50%, 25%, 25%,砂体宽厚比 $5\sim 40$ 的占93.3%; $40\sim 65$ 的占6.7%。宽深型河道砂体横断面常呈箱状,宽浅型河道砂体横断面局部呈阶状下切,窄深型河道砂体具有U字形横断面,小型的河道砂体横断面呈下凸透镜体状。

网状河道砂体以粗颗粒碎屑垂向加积为特征,侧积体仅在河道弯曲部分可见。宽深型河道砂体从下往上岩石相通常为河床滞留砾岩相、大型倾斜非均质层理砾岩相、大型槽状层理砾岩相、大型槽状层理含砾粗砂岩相、平行层理含砾砂岩相、生物扰动砂岩相、浅槽状层理砂岩相,砂体顶部两侧有沙纹层理粉砂岩相。宽浅型和中型河道砂体岩石相组成相似,从下往上为河床滞留砾岩相、大型槽状层理砾岩相、生物扰动砂岩相、大-中型槽状层理砂岩相、平行层理砂岩相、低角度层理砂岩相、沙纹层理粉砂岩相。窄深型河道砂体从下往上为河床滞留砾岩相、低角度层理砾岩相、平行层理含砾砂岩相、板状层理砂岩相、低角度层理砂岩相。小型河道砂体主要是大-中型槽状层理砂岩相。

河道间洪泛沉积以棕红色泥岩为主,常常夹粉-细砂岩甚至细砾岩扁豆荚体,未见泥炭沉积。宽深比较大的河道砂体两侧发育一些天然堤粉砂和泥互层沉积,窄深型河道砂体两侧没有天然堤,主要由洪水下切先前的泥、砂沉积形成河道。决口扇沉积不发育,仅见于第58层(图3),由分选较好的粉细砂岩组成,单斜交错层理发育。

2.2.2 三角洲前缘亚相

规模不大,可分出水下分流河道、河口坝和前缘席状砂3个微相。

水下分流河道向湖延伸距离不远,水下天然堤沉积较发育,砂体内泥质夹层多,分层现象明显,并且粒度较细,分选较好。

河口坝砂体平面上呈扇形或椭圆形,断面呈上凸下平透镜体状,一般宽度小于 60 m ,最大厚度 3.4 m 。砂体与周围浅湖相地层界线清楚。有时两个河口坝砂体垂向上叠置,有时几个河口坝横向上连接和部分并重。以细至粗粉砂岩为主,少量中砂岩,分选好。砂体内从下往上粒度逐渐变粗,内部一般不分层,发育大型低角度单斜层理,其前积层为凹形曲线,表明沉积时悬浮物质较多^[6]。有时河口坝砂体不显层理为块状,砂体顶部因受湖浪作用常发育小型浪成交错层理。

前缘席状砂在河口坝周围和前方分布较广,由粉砂、细砂和少量中砂岩组成。一个前缘席

状砂基本沉积层序可达 1 m, 砂岩向上有变厚变粗的趋势。其单层席状砂厚度 10~40 cm, 其间夹 1~6 cm 深红色和灰绿色泥岩薄层。沙纹层理和虫孔发育。

2.2.3 前三角洲亚相

泥质沉积, 前缘席状砂的泥质夹层即属于前三角洲亚相, 估计主要分布在油砂山以东湖区。

2.3 第 13 层辫状河三角洲沉积特征

第 13 层的沉积与其余层段不同, 是一层厚板状的横向上厚度和组构均有变化的复合砂岩体。砂体在山崖上的断面与古湖岸线呈 30° 交角^[3], 所以从南往北出露的沉积相是渐变的, 南端为大型河口坝, 中段为河口坝和水下河道, 北端为水下河道。复合砂体厚度平均 2 m 左右, 宽 500 m 以上, 宽厚比大。砂体底部下蚀不明显, 粒度均匀, 分选较好, 河口坝砂体规模大, 粒度也较粗, 且发育单层系大型高角度单斜层理, 总体上具有游荡型河流三角洲沉积特征。根据砂体和古流向详测结果, 可断定第 13 层是由西向东的辫状河道向湖推进形成的辫状三角洲沉积。

第 13 层辫状河三角洲沉积与上覆层段的网状河三角洲沉积是连续的, 大量粗碎屑的输入与气候短时期相对湿润和降雨量增加, 则是造成两者之间的转化的主要因素。

2.4 K₁₋₁—K₁₋₂ 层段砂体骨架和沉积相特征

将 K₁₋₁—K₁₋₂ 60 余米地层划分为 14 个小层, 进行了砂体骨架模型和沉积相研究, 归纳特征如下: (1) 垂向剖面上, 三角洲平原、三角洲前缘、滨浅湖沉积交替; (2) 三角洲平原河道砂体呈网状展布, 河道间为洪泛沉积; (3) 每小层的网状河道发育是断续的, 平面样式都不相同; (4) 在 K₁₋₁ 和 K₁₋₂ 这两层大的湖涨期沉积之间有次一级涨缩事件; (5) 油田主力储层是平原网状河道砂体, 其次是河口坝和席状砂。

3 沉积模式

3.1 网状河三角洲发育的有利条件

(1) 处于活跃的山间盆地的稳定沉降期^[2], 属于有利于网状河道发育的构造位置^[7]。

(2) 盆地长轴方向三角洲地带坡降小, 使水系过剩的能量小, 适宜于网状河道发育^[7]。

(3) 在枯水期水量和砂量少, 河道不易淤积而向深窄蠕动型发展; 洪水期水、砂量大, 易发生河岸冲裂, 形成新河道和滩淤能力强; 冰冻寒冷期, 岸冰起着护岸作用, 冰盖使近底流速增大, 泥砂沉速较小。

(4) 湖盆的间歇性涨缩也为本区发育网状三角洲创造了独特的条件。

3.2 模式建立

应用成因地层和垂向层序分析, 考虑构造、地理和气候条件, 建立起油砂山地区上新统底部间歇性涨缩湖盆网状河三角洲沉积模式(图 3)。

枯水期, 扩张湖区完全暴露于大气, 形成大面积的干裂。三角洲平原地带沉积少, 稀疏的网状河道中有细流进入湖区, 河口坝砂体规模小, 前缘席状砂特别薄(图 3-A)。

洪水初期, 湖泊仍处于低水位, 河流携带大量泥砂进入三角洲地带, 下切或冲开湖泛沉积未固结的细粒物质, 形成深窄型河道, 河道又靠冲裂发生新河道, 河道相互呈网状交织, 一般呈顺直或低弯状。这个时期网状三角洲平原和前缘地带均有沉积(图 3-B)。

洪水中晚期, 湖泊处在一般高水位期, “河进”紧跟着“湖进”, 湖水顶托作用增加使砾、砂等粗粒物质卸载于河道中, 网状河道平原范围逐渐缩小, 上游河道易诱发进一步的冲裂分汊。这

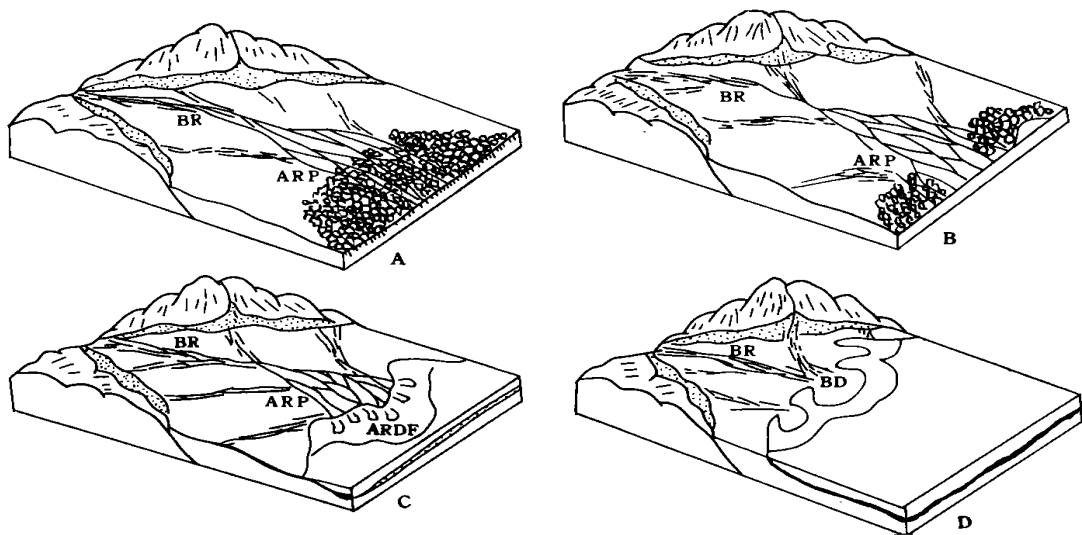


图 3 湖盆网状河三角洲沉积模式

A—最低水位(枯水期); B—一般低水位(洪水初期); C—一般高水位(洪水中晚期); D—最高水位(最大湖涨期);

BR—辫状河; ARP—网状河平原; BD—辫状三角洲; ARDF—网状三角洲前缘

个时期网状河三角洲平原沉积量大, 砂砾等粗粒物质主要集中在网状河道和水下河道中, 河道间的宽阔地带以泥和粉砂沉积为主, 三角洲前缘河口坝和席状砂的规模也相应较大(图 3-C)。

最大湖涨期, 整个网状河三角洲平原被淹没, 主要接受正常浅湖相泥灰岩和钙质泥岩沉积, 以及少量三角洲前缘的锋端席状砂(图 3-D)。

从露头范围内垂向层序和井下地质情况综合分析, 可知油砂山地区三角洲沉积主要为沉积模式 B 和 C 状态下的网状河三角洲沉积, 沉积模式 D 和 A 所占比例很小。

网状河三角洲中的条带状砂体, 应是勘探的主要目标, 由于其宽厚比较小, 连通性差, 应在顺河道方向拉大井距, 垂直河道方向缩小井距, 这样才能钻遇更多的河道砂体。

致谢: 青海石油管理局范连顺、屈平彦、石惠诚、张景元、马文雄和江汉石油学院高振中、李桂森、李维峰等同志给予的大力支持表示感谢。

参 考 文 献

- 1 青海油气区石油地质志编写组. 中国石油地质志. 卷十四. 北京: 石油工业出版社, 1990. 38~104
- 2 石惠诚. 柴达木盆地. 见: 吴崇筠, 薛叔浩编著. 中国含油气盆地沉积学. 北京: 石油工业出版社, 1992. 360~381
- 3 刘怀波, 林克湘, 张昌民等. 柴达木盆地西缘油砂山剖面上新统底部储层沉积相的初步研究. 见: 中国石油天然气总公司科技发展局编. 中国油气储层研究论文集. 北京: 石油工业出版社, 1993. 77~87
- 4 裴亦楠, 肖敬修, 薛培华. 湖盆三角洲分类的探讨. 石油勘探与开发, 1982, 9(1): 1~11
- 5 罗启后. 水进河床充填砂体在古代沉积中的发现——四川盆地中西部上三叠统某些成因探讨并试论水进三角洲. 沉积学报, 1983, 1(3): 59~68
- 6 刘宝珺主编. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1980. 325~327
- 7 史密斯 D G. 网状河流沉积: 加拿大西部现代实例. 见: 柯林森 J D, 卢恩 J 编. 现代和古代河流沉积体系. 裴亦楠, 甘克文等译. 北京: 石油工业出版社, 1991. 81~94

SEDIMENTARY MODELS OF ANASTOMOSED DELTA AT YOUSHASHAN, CHAIDAM BASIN

Lei Bianjun

(Yichang Institute of Mineral Geology, MGMR, Yichang, Hubei)

Lin Kexiang Zhang Changmin Liu Huaibo

(Jianguan Petroleum Institute, Jingzhou, Hubei)

Abstract

The anastomosed deltaic deposits at the bottom of the Pliocene in Youshashan, Chaidam Basin are controlled mainly by the macro-axis of a lake basin. The contents of sandstone and conglomerate is about 30%. The lower maturity of composition and texture of the sandstone and conglomerate reflect quick deposition and near provenance. The vertical sequences of irregularly alternate normal and reversal cycles are related to intermittent expanding and shrinking of the lake water-level. The anastomosed deltaic plain subfacies developed well, consisting of braided channel sandbodies, interchannel proluvials, dams and splays. Deltaic front subfacies is not big, river mouth bars are small, deltaic front sheet sands distribute widely. According to the above mentioned characters, four sedimentary models such as low water, the early stage and the mid-late stage of flood and flush sedimentary models could be established.