

# 沉积作用对南澳大利亚地拉瓦拉油田 网状三角洲砂岩油藏性质的控制

H. Scott Hamlin, Shirley P. Dutton, Robert

J. Seggie 和 Noel Tyler 著

陈文龙 译 周景田 校

**摘要** 在南澳大利亚的库伯盆地中,地拉瓦拉油田的地拉瓦拉砂岩含有一亿四千六百万桶原油。我们用岩心数据、测井曲线数据和石油物理数据建立一个以沉积相为基础的流动单元油藏模型,这个模型是用来在三维空间内描述岩石性质和油气饱和度的。通过用此模型对原始和剩余原油的数量及滞留时间的计算,我们鉴别出另外三千六百万桶现有地下原油,从而提高了我们对过去生产方式的认识。

地拉瓦拉砂岩油藏沉积在一个石炭纪—二叠纪冰前克拉通内环境中,它由湖相和河流相复合体组成。这些非海相地层构架由特殊的叠加方式和侵蚀不整合面划定界限。泥岩控制着类似于油藏界限的最大海侵带。泥岩的底部是一个被不整合面所截断的进积湖成三角洲体系,这个体系由被包在泥岩中的透镜状富含泥屑砂岩组成。这些下部三角洲相砂岩由于塑性颗粒的机械压实而损失大部分孔隙。在这个不整合面的上面,一个网状三角洲体系构成油藏的核心部分,这一体系由加积的底荷河道沉积砂岩控制。因河道迁移和局部海滨带作用而再生的沉积物产生了富含石英的横向重叠砂岩,这种砂岩所保有的孔隙度和渗透率是所有储集相中最高的,它含有大部分原始原油。网状三角洲因受侵蚀而被截断,它由一个更近源的网状平原体系所上覆,而网状河道砂岩又由透镜状弯曲河道砂岩所上覆,这种弯曲河道砂岩向上又分级到广布的泥岩和煤中。因此,油藏的最上部显示出一种退积叠加型式和油藏性质的上递减。

根据地层构架中相的系统排列以及相关相在成分和结构方面的差别,我们来鉴别有着石油物理特性的油藏流动单元。结果表明,沉积变化是控制地拉瓦拉砂岩油藏性质和产能的主要因素。

**主题词:** 沉积作用,油藏性质,沉积相,成岩作用

## 前言

底荷控制的河流和河流——三角洲沉积体系含有产量丰富的油气藏。可把许多粗粒河流——三角洲体系划归为网状三角洲类,这类三角洲产生在网状河流进积到湖成盆地或海盆的地方(Mcpherson 等,1987)。网状三角洲通常与细粒海洋沉积物或湖泊沉积物间层,它主要由横向聚集的河流砂和滨面砂及砾石组成。虽然较好的分选和较大的面积延伸使得网状三角洲成为比扇形三角洲更有利的油气勘探目标(Mcpherson 等,1987),但是以往的文献对三角洲油藏都没有进行详细地描述。本文描述了一个重要网状三角洲油

藏的地质特征和产量控制因素。

地拉瓦拉油田位于南澳大利亚库伯盆地的西南部，它是澳大利亚最大的陆上油田(图1)。地拉瓦拉油田发现于1970年((Skilbeck等,1991),目前这个油田有49口井完全处于地拉瓦拉砂岩中,这是一个低渗透油藏,油藏中的大量石油资源仍未开发出来(表1)。1993年进行了一项油藏特征研究,准备了一个描述岩石性质和油气饱和度的三维流动单元模型作为油藏模拟的依据(Hamlin等,1994)。用一个地层解释站来增加地质限定条件范围内的井间油藏性质,建立这种描述模型(Hamlin等,1995)。虽然地拉瓦拉油藏研究包括地质分析、地球物理分析、石油物理分析和采油工程分析(Tyler等,1993;Seggie等,1994);但是本文却集中编制控制油藏性质的地层和岩石文件。

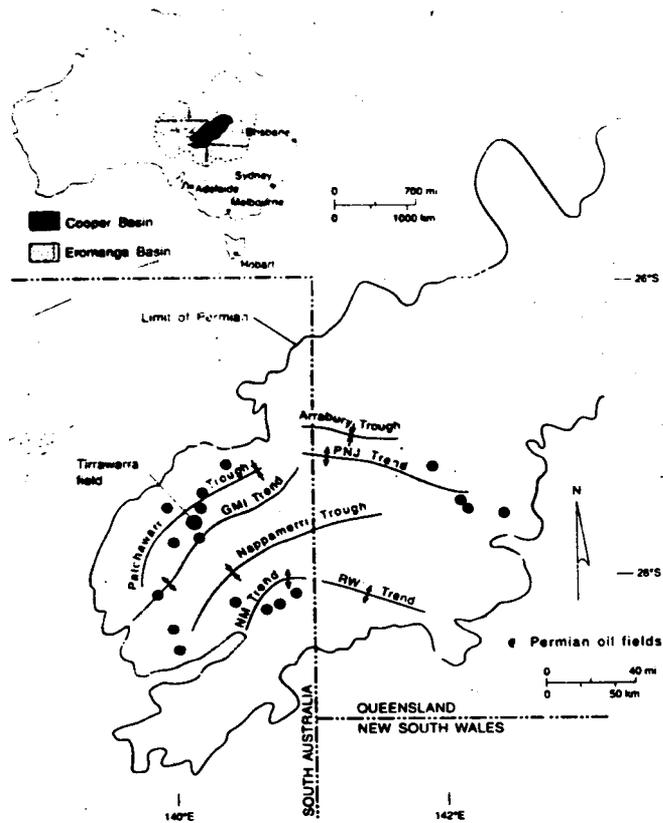


图1 澳大利亚中—东部的库伯盆地和地拉瓦拉油田的方位图

表 1 地拉瓦拉砂岩油藏,地拉瓦拉油田,油藏性质

原始原油地质储量	163.2 百万桶油
累积产量(到 1992 年)	17.4 百万桶油
纯产层(平均数)	18 米
面积	4860 公顷
孔隙度(平均值)	10%
渗透率(平均值)	1 毫达西
初始原油饱和度	70%
原油比重	50—52°精确位置显示器
溶解气油比	76 米 <sup>3</sup> /桶
初始压力	29,370 千帕
温度	140 C

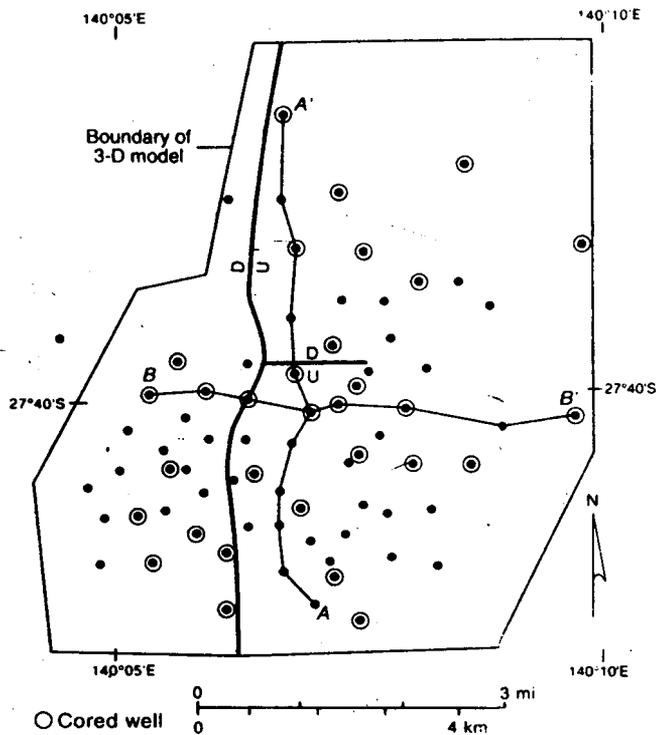


图 2 地拉瓦拉油田图 图中显示出井位横剖面线和有地拉瓦拉砂岩岩芯的井三维模型的界面限近似油水界面

在地拉瓦拉油田开发早期就开始实行了一个提高原油采收率(EOR)方案。这个方案包括几个七点井网法和一种注混相气(主要是乙烷)法。虽然旧井网中有些井没有产生气窜,但是大多数井网中已产生气窜,而且以前的油藏模拟在预测气窜方面成功的机会很少。增量钻井的结果也是无法预测的;常常会遇到油藏性质较差和高含水饱和度的地层。因为对油藏内地质非均质性和间隔化了解得少可能会引起开发问题,所以才进行油藏特征研究。

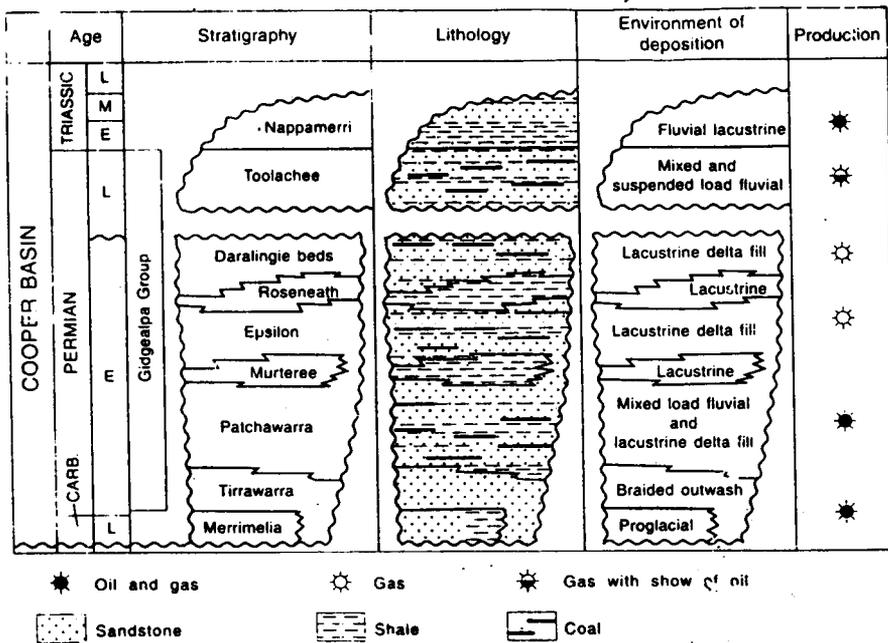


图3 库伯盆地的石炭纪一、三叠纪地层

### 研究方法

拥有综合数据库的地拉瓦拉油田是检验集地质和工程油藏特征研究为一体方法的一个理想天然实验室。可用于分析地拉瓦拉砂岩油藏的数据包括73组测井曲线和31口井的1000米全岩心(图2)。

沉积体系及其组成相构成油藏的主要结构单元,并对油藏性质、油藏动态和采收率施加一种基本的控制。这些相为绘制油藏流动单元图提供了范围。这些单元更精确地描述了控制流体流动的岩性变化。把岩心观察与测井特性曲线结合起来来鉴别地拉瓦拉相。按照层位和石油物理性质把每个相内都划分出一个或更多的流动单元。用岩心描述、井间对比、等高线图和地层横剖面来记录每个流动单元的大小、方向和内部非均质性。从而建立一个详细的油藏体系结构,为绘制产油层的分布图、计算原始原油地质储量、评价油藏动态和为提高总开采量的发展策略提供了构架。

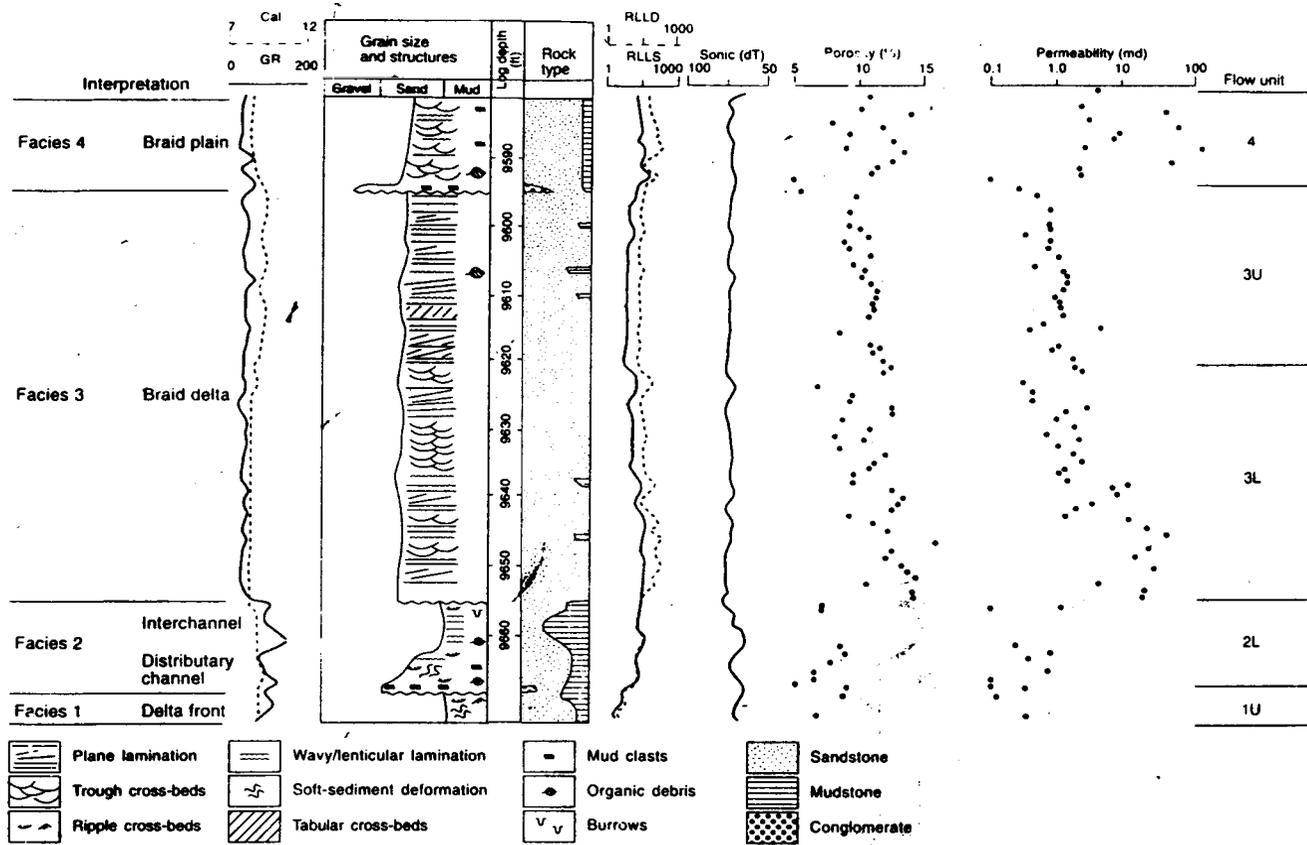


图4 地拉瓦拉砂岩的岩芯描述,测井响应曲线,石油物理性质解释的沉积

环境和油藏流动单元相3和4底部的不整合面把垂直层序分成进积,加积和退积的叠加型式。

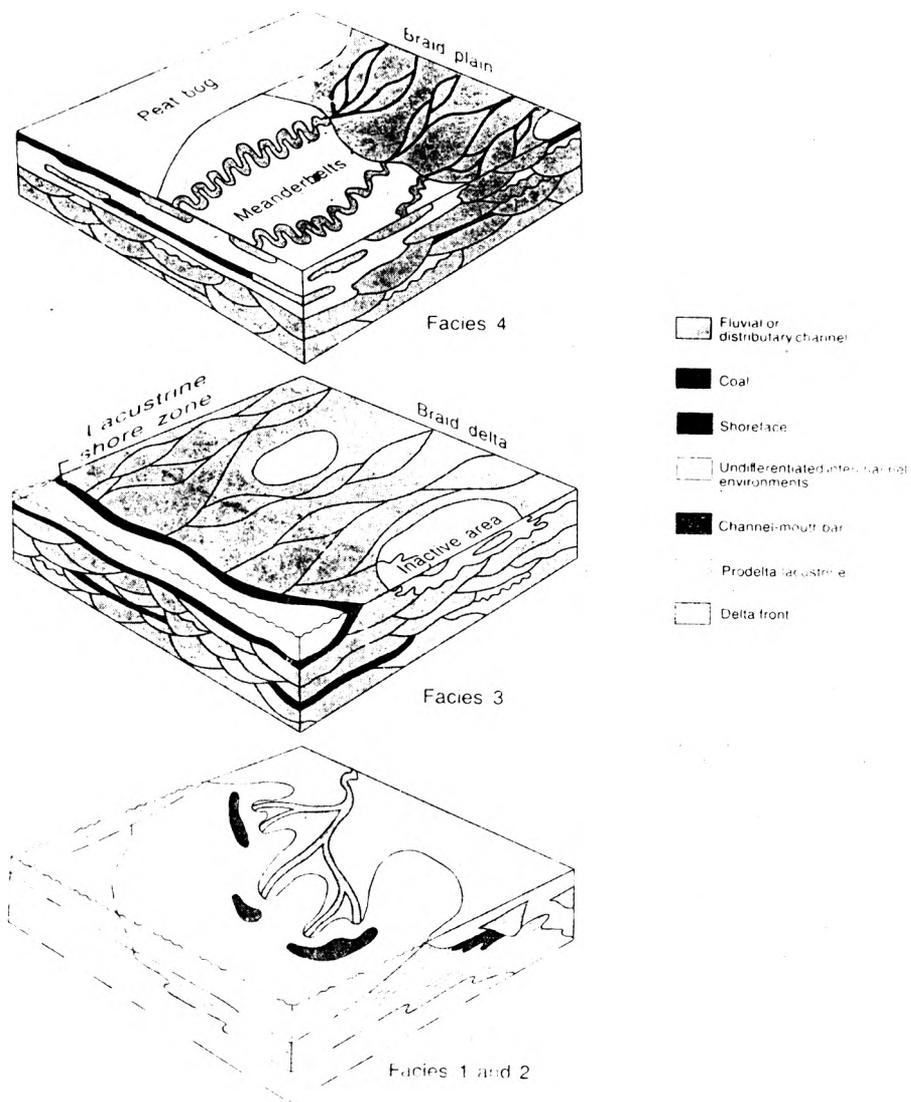


图5 地拉瓦拉砂岩相的沉积模型

我们所使用方法的关键所在是在地层构架范围内进行岩相分析。靠用不同流动单元的典型样品所制成的81个薄片来确定砂岩成分。然后,我们可以确定每个流动单元的粒度,分选情况、碎屑矿物、自生胶结物和孔隙度等岩性的数量。下部基质(纯)砂岩被优先取样,因为大部分地拉瓦拉产油层都处在纯砂岩中。要把用来制作薄片的样品立刻取到接近岩心分析塞处,以便可以把岩石参数与测出的孔隙度和渗透率相比较。

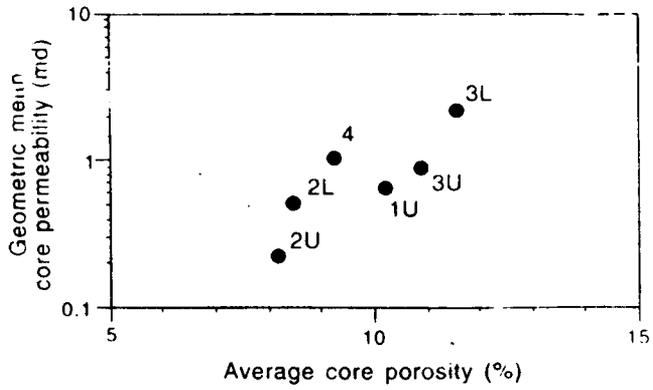


图6 每个地拉瓦拉流动单元的平均孔隙度(算术平均数)与平均渗透率相比图。数据来自岩芯测量。

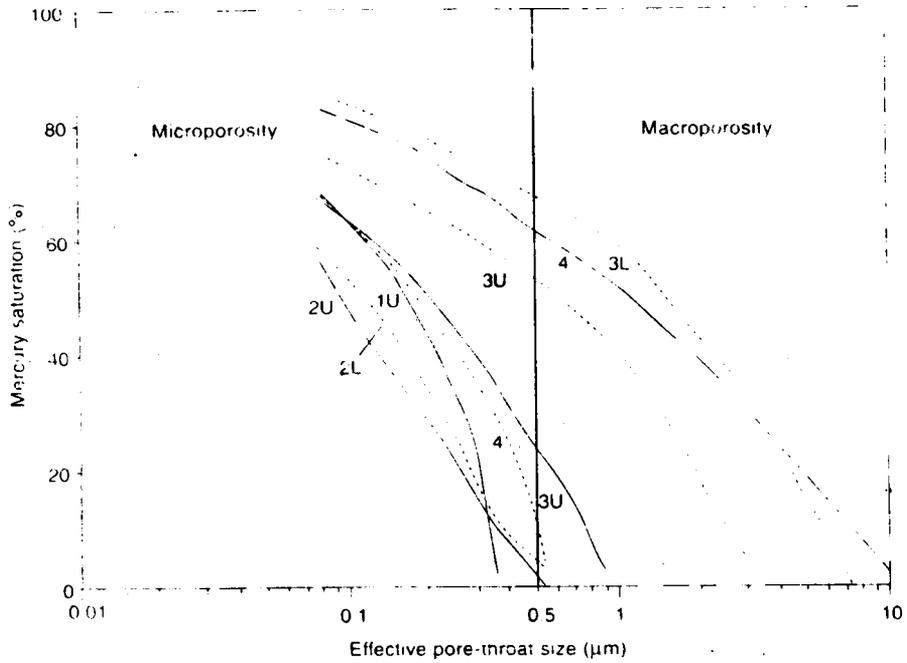


图7 由毛细管压力数据转换而来的每个流动单元的典型孔喉大小分布曲线

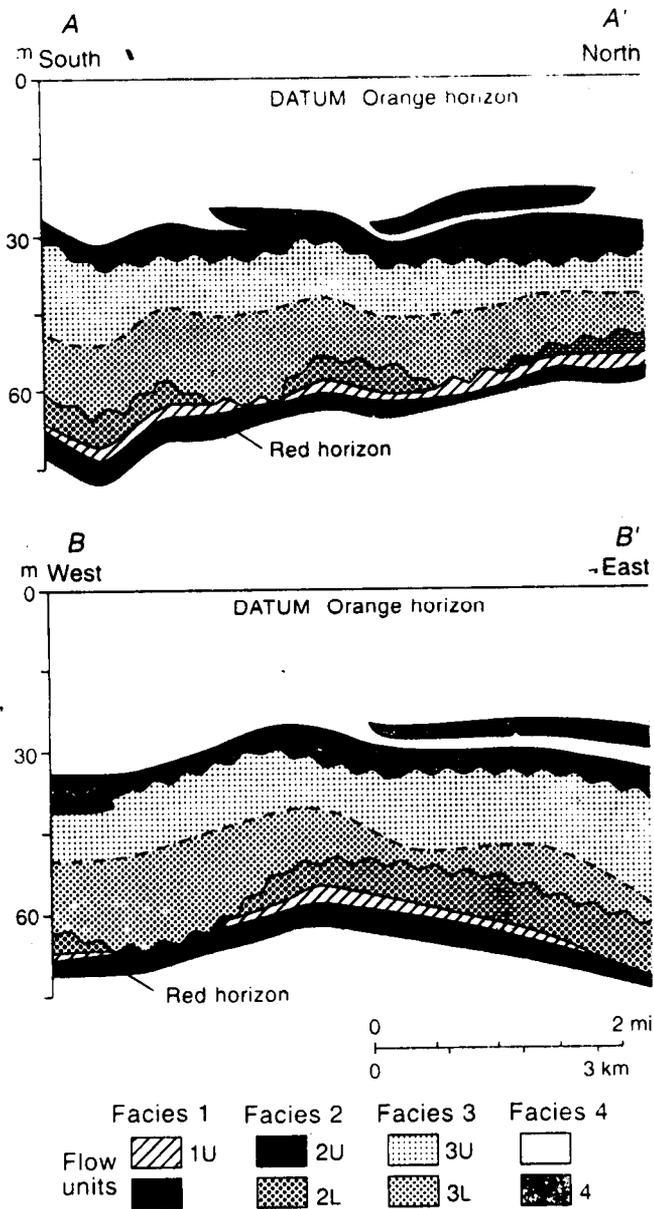


图 8 简化的地拉瓦拉流单元横剖面。

相 3 和 4 的底部记录了侵蚀削平作用,红层位是相 3 的底部连续的湖成泥岩,而桔色层位是相 4 上面的第一个连续的煤层,这些相关层位类似于海相岩石中的海侵面,图 2 显示了剖面线。

## 地质环境

地拉瓦拉砂岩是晚石炭纪——三叠纪期间所沉积下来的非海相碎屑岩的库伯盆地克拉通内层序的一部分(图3)。库伯盆层不整合地上覆于寒武纪——奥陶纪和元古代基底(Heath, 1989)。分布更广的Eromanga盆地(图1),不整合地上覆于库伯盆层,这个盆地是一个含油的侏罗纪——白垩纪碎屑岩层序(Moore, 1986)。Merrimelia层由冰成河流砂岩和砾岩、混积岩和湖成泥岩组成,这个层充填了库伯盆地的最下部,并且局部厚达300米(Williams和Wild, 1984)。(图3)。地拉瓦拉砂岩主要由进积到Merrimelia湖成盆地中的一个底荷河流体系来沉积(Thornton, 1979; Williams和Wild, 1984)。根据报告, Merrimelia层和上覆的地拉瓦拉砂岩局部是整合的和过渡性的(Williams和Wild, 1984)。地拉瓦拉砂岩的上部局部与上覆的Patchawarra层相互穿插, Patchawarra层是一个厚的(厚达600米)河成三角洲砂岩和湖成砂岩、泥岩及煤层序(Heath, 1989)(图3)。Patchawarra层是地拉瓦拉原油最可能的来源(Skilbeck等, 1991)。

## 沉积相

在地拉瓦拉砂岩中,沉积相和层面的系统排列影响油藏的形状和内部性质。地拉瓦拉油田中的地拉瓦拉砂岩厚30—50米,包括四个组合(这里称作相1—4)和两个不整合面。底部的细粒湖成相逐级由一个向上变粗的进积层序(相1和2)所上覆,这个进积层序又被一个不整合面所覆盖。虽然我们研究的油田规模不包括确定它们的区域范围,但是地拉瓦拉不整合面却标志着相和叠加型式的明显垂直变化。大块横向伸展的进积砂岩(相3)覆盖下部不整合面。上部不整合面把相3截断。在上部不整合面之上,含砾砂岩构成一个向上变细的退积层序的底部(相4),在这个退积层序中,砂岩的颗粒变得越来越细,越来越成为透镜状,并且向上分级到覆盖油藏的泥岩和煤当中。

在层序地层范围内,地拉瓦拉相的排列可能是由于起居间的增大然后又减小的两个旋回过程所造成的,这个起居间与变化的粗屑供应相互配合。叠加型式表明,起居间首先向上减小,变成沉降区(下部不整合面),然后以等于沉积物供应的速度向上增大。在一种突变减小之后(上部不整合面),起居间向上增大,超过沉积物的供应速度。在内陆湖成盆地中,如库伯盆地,对这些变化的主要控制因素可能是气候和区域构造(Shanley和McCabe, 1994)。

## 相描述

相1由泥岩向上变粗到楞粒砂岩(表2)。相1的下部含有薄的(毫米)纹状纹理,而上部较纯的粉砂岩和砂岩则厚达5米(图4)。

相2由砂岩、泥岩和少量砾岩所组成的非均质组构成,厚达12米(图4,表2)。泥质砂岩体积较大,普遍含有泥屑和有机岩屑。泥岩局部厚达3—6米,而底层纯砂岩的厚度还不到1米。

相2砂岩的特点在于沉积构造的范围不同,小型槽状交错层理和波状/透镜状纹理最多。由滞留泥屑和砾石所上覆的侵蚀面产生在相2的底部和内部。不同厚度的向上变细层序位于这些侵蚀面之上。

表 2:地拉瓦拉砂岩沉积相的特性

	相 1	相 2	相 3	相 4
岩性	粉砂岩和颗粒非常细的砂岩,泥岩	细至粗粒碳质砂岩,泥岩,少量砾岩	细至粗粒砂岩,少量泥岩	细至粗粒砂岩,局部碳质砂岩,泥岩,砾岩,煤
沉积构造	纹状纹理,波状纹理,振荡及水流波痕,软沉积物变形	槽状交错层理,波痕,波状/透镜状及水平纹理,软沉积物变形	低倾角平面纹理,槽状和板状交错层理,软沉积物变形	槽状和板状交错层理,波痕,波状/透镜状及水平纹理,软沉积物变形
生物结构	孤立潜穴,层面觅食遗迹,生物扰动	根部斑块,孤立潜穴	孤立潜穴	根部斑块,孤立潜穴
垂直走向带和横向几何形态	向上变粗,渐变界面,截断舌体,厚 3—5 米,长 2—3 千米,宽 0.5—2 千米	多重向上变细,底部和内部侵蚀面,蜿蜒的东南走向带,厚 3—9 米,宽 1—3 千米	稍微向上变细,底部侵蚀面,横向连续的多向厚度走向带,厚 12—30 米	向上变细,底部和内部侵蚀面,东南—西南走向带,厚 9—18 米,宽 1—3 千米
油藏性质	单井中的边缘孤立孔隙度和渗透率	内部非均质性,与厚度走向带一致的孔隙度,不连续的渗透率	广泛的孔隙度,大体连通的渗透率,局部控制流动的较薄高渗透率带	等厚走向带中的孔隙度和渗透率最高部分到完全孤立的渗透率间
解释	进积到湖成盆地中的三角洲前缘	分流河道,河口沙坝,及相关的河间环境	由广阔的浅河道组成的网状三角洲平原,孤立的湖成海滨带沉积	发展成曲流河体系的网状平原,这一体系是带有相关稠密植被的河间环境

相 3 主要由纯砂岩组成,厚 12—30 米(图 4,表 2),砾石和泥屑的体积较小。纯砂岩层组(没有泥质纹理)普遍厚 1—3 米,几个岩心中还出现了 6 米厚的纯砂岩组。虽然也出现了由带有泥质透镜体和纹理的细粒砂岩所组成的较厚层(厚达 1 米),但是富泥层的厚度普遍小于 5 厘米。

虽然槽状和板状交错层理也很常见,但相 3 砂岩中的主要沉积构造还是由水平到逐渐倾斜的平面纹理。交错层组的厚度范围是 5—60 厘米。颗粒较细的砂岩和泥质岩显示出波痕槽状交错纹理、波状/透镜状纹理和局部的潜穴构造。内冲刷面很常见,但滞留的砾

石或泥屑很少见。相 3 的底部突然转向侵蚀面。大范围的垂直走向带既不明显又有点向上变细。

相 4 厚 3—18 米,包括砂岩、砾岩、泥岩和煤(图 4,表 1)。有机屑和泥屑到处可见。砾石和厚达 1 米的细粒砾岩在相 4 中很普遍。纯砂岩的厚度范围为几厘米到大约 3 米,并且在厚达 30 厘米的层组中显示出槽状和板状交错层理。薄的泥岩层和薄纹理也很常见,并且一些岩心中较厚的富含有机质泥岩的厚度达 6—9 米。煤出现在厚达 1 米的层中。

相 4 的下部接触面是侵蚀面,而且内侵蚀面也很常见。砾石和泥屑滞留物及薄的(不到 3 米)向上变细层序位于大部分侵蚀面之上。相 4 中范围较大的向上变细走向带包括较薄且较厚的砂岩和较厚且较多的泥岩和煤。

### 解释

相 1 展示的特征与一个冰湖成盆地中的三角洲沉积一致。薄交替纹层状泥岩和粉砂岩可能是季候性韵律层——冰川纹泥(Ashley, 1975),它是在湖面的高水位期所形成的。在相 1 的上部,爬升波痕纹理和向上变粗的趋势表明了一种进积三角洲前缘环境中的沉积作用(Gustavson 等, 1975)。

相 2 的沉积作用记录了穿过三角洲前缘的三角洲分流河道的进积作用(图 5)。颗粒较粗的砂岩沉积在分流河道和近源河口沙坝处,而颗粒较细的砂岩则沉积在河道和沙坝的侧翼环境中。石炭纪泥岩沉积在废弃河道和泛滥平原地区,而生物扰动泥岩则可能沉积在分流河道间的沼泽和河湾地区。

相 3 是在一个大的网状三角洲填积湖盆时形成的(图 5)。底部不整合面和砂控成分表明了为平衡与下伏相有关的起居间和沉积物供应之间的关系所产生的一种大的位移。稀疏孢粉资料表明,相 3 的沉积作用可能跨越了 1—3 百万年(Seggie 等, 1994)。垂直均质性表明了加积沉积作用。

大部分相 3 砂岩沉积在广阔而较浅的横向聚合河道中。大量由平缓倾斜到水平的平面纹理表明,渠化较差的漫流是一种重要的沉积机理(McCfowen, 1970; Miall, 1981)。漫流与冰蚀平原(冰水沉积平原)上变化较大的河流排放一致(Church 和 Gilbert, 1975)。在河流排泻较缓期间,下部三角洲平原可能局部受湖成海滨带作用(主要是风暴浪)而被改造。较薄的生物扰动泥质砂岩可能起源于河间、废弃河道或海侵湖边环境。

相 4 代表一个底荷控制的河流体系,这个体系发展成一个更多混合负荷的河流体系(图 5)。在相 4 的下部,粗粒径和沉积构造与一个网状平原环境一致,这反映了相 3 从网状三角洲环境向盆地的位移。底部不整合面也指示了基准面的降低。在相 4 的上部,石炭纪泥岩和煤记录了河间植被泛滥平原地区的持续增加。通过各时代,横向河道迁移变得有限,直到网状河道体系发展成一个弯曲河道体系。位于相 4 上面广布的煤表明了基准面的迅速上升,因此,这个面可能类似于海相中的最大海侵带。

### 油藏流动单元。

在岩心样品中所测出的石油物理数据为确定相关相油藏性质的变化以鉴别流动单元提供了基础。一个流动单元就是一个分离的油藏带,这个油藏带有着地质和石油物理性质的特性范围(Hearn 等, 1984)。每个地拉瓦拉相基本上都可以被看成一个流动单元。然而,在本研究期间,根据石油物理性质和地层位置的差别,把几个相分成两个流动单元(图

4)。

虽然岩心数据显示出大量的可变性及孔隙度和渗透率分布的重叠,但是明显的统计分布却维持了流动单元的轮廓(图 6,表 3)。一般来说,含有大量泥屑和有机屑的流动单元比只含有少量这些成分的流动单元的孔隙要少,颗粒较粗的单元比颗粒较细的单元所拥有的平均渗透率要高。石油物理性质的可变性反映了流动单元内部的非均质性和多项控制作用。岩心数据也含有取芯和取样过程所造成的偏差,还包括某些单元的极少数据。

流动单元 3L 始终是油藏孔隙最多渗透性能最好的单元(图 6,表 3)。虽然流动单元 3U 沉积在一个与单元 3L 的环境相似的环境里,但是相比之下,单元 3U 的平均孔隙度和渗透率较低。岩心和测井曲线分析表明,单元 3U 中的泥质砂岩层比它们在 3L 中的数量更多。此外,单元 3U 中的纯砂岩所含有的塑性颗粒比单元 3L 中纯砂岩的塑性颗粒多。显然,沉积环境在搬运细粒径物质和机械不稳定碎屑方面不太有效。

流动单元 4 的特点在于岩心的平均孔隙度较低,平均渗透率较高,而且具有大量可变性(图 6,表 3)。相对可渗透储集岩产生在单元 4 底部的一个近源网状平原环境里,而渗透性较差的储集岩主要位于上部的混合负荷河相中。

表 3、根据岩心所测出的地拉瓦拉流动单元的石油物理性质:

流动单元	平均数 ( $\Phi$ )	标准偏差 ( $\Phi$ ) *	平均数 (R) * *	标准偏差 (R)	n +
4	9.3	2.7	1.02	8.1	203
3U	10.9	1.9	0.88	2.9	598
3L	11.6	2.4	2.19	4.0	621
2U	8.1	1.6	0.22	2.1	37
2L	8.5	2.5	0.51	4.1	99
1U	10.2	1.5	0.65	3.3	11

\* 算术平均数 \* \* 几何平均数 + 数据点数

岩心数据没有很好地代表流动单元 1U、2L 和 2U,因此,由这些数据所得出的统计资料和关系式没有多大意义。然而,岩心数据为确定这些流动单元含有地拉瓦拉砂岩油藏中最差的岩石性质提供了相特性和测井曲线分析(图 6,表 3)。

毛细管压力数据可提供关于储集岩中孔隙大小分布的资料。因为压汞毛细管压力与孔喉半径成正比(Vavra 等,1992),所以可把地拉瓦拉毛细管压力数据转为显示每个流动单元孔喉大小的分布(图 7)。小于 0.5 微米的孔喉被定义为微孔隙度(Pittman,1979),它对渗透率不会产生太大的影响。流动单元 1U、2L 和 2U 中的绝大多数孔隙度都是微孔隙度。虽然大部分单元 2U 和 4 及大部分单元 3L 由可渗透的大孔隙度控制,但是部分流动单元 3U 和 4 受微孔隙度控制。

### 油藏结构

在一个成因地层范围内,沉积结构包括相和层面的三维空间关系(Galloway 和 Hobday,1983)。在地拉瓦拉砂岩中,等厚线和有效多孔砂岩显示出板状、透镜状和舌状几何形状,它们分别起因于网状平原、分流河道、和河口沙坝环境中的沉积作用(和后来的侵蚀)

(表 2)。一种大致东南—西北的伸展划出了进积作用的方向。这个方向中的透镜状砂岩和渗透层可能被拉长。横剖面图显示出流动单元的垂直和横向分布(图 8)。

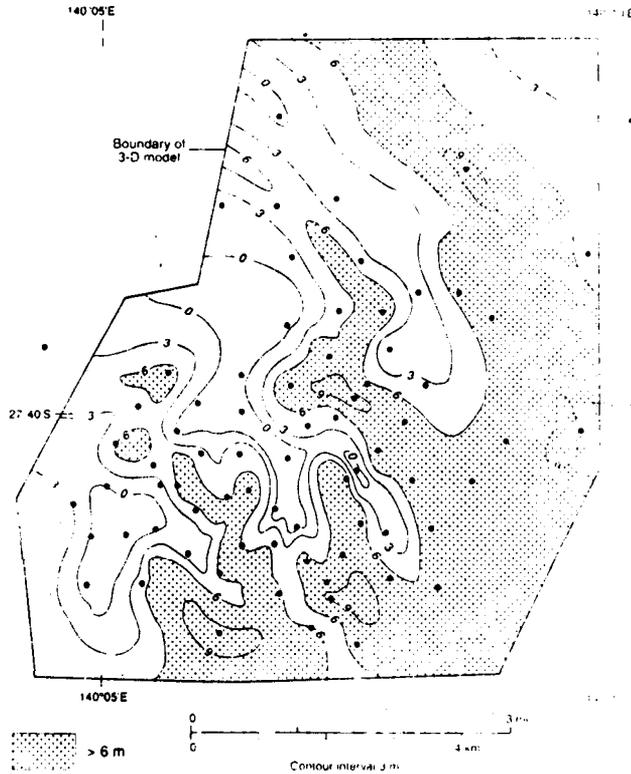


图 9 地拉瓦拉流单元 2L 的等厚图

在流动单元 2L 中,砂岩的几个弯曲带从油田伸展而过,在东南部合并成广阔的舌体(图 9),为解释分流河道和河口沙坝提供了依据(图 5)。然而,由于侵蚀削平作用,现存流动单元 2L 的几何形状只有一部分是由沉积作用造成的(图 8)。

相 3 中的厚度变化是由沉积作用和侵蚀作用所造成的。虽然大致的东南走向主要是沉积作用造成的(图 10),但是侵蚀削平作用是造成朝北和东北方向变薄的主要原因。广阔的多向走向带(图 10)是底荷河道体系的典型几何形状,这一体系形成横向连续的板状体,这些板状体的内部由透镜状夹层砂岩和残留泥岩组成(图 5)。大多数透镜体较厚并且边缘是可渗透的(分别为 1—6 米和 0.5—3 毫达西),但是相 3 中却存在着为数众多的薄层(<1 米),这些薄层或者是不渗透的(<0.5 毫达西),或者是相对渗透的(>10 毫达西)。测井曲线对比表明,相 3 中的单个薄层的伸展一般不超过 0.5 千米,因此,以目前的井距来绘图是不容易的。

虽然流动单元 4 在穿过油田时是连续的,但其厚度和油藏性质却发生了很大变化。流动单元 4 在东南—西北走向带中是最厚的(图 11),这个带划出了河道砂岩垂直叠加的地区。由于流动单元 4 顶部被定义的最上部砂岩的顶部,所以垂直叠加对等厚线产生了强

烈影响。在单元 4 的等厚线大于 9 米的地区(图 11),透镜状河曲带砂岩叠置在横向连续的网状河道砂岩之上。

流动单元 4 的上下部河道砂岩的内部是非均质的。岩心数据表明,单元 4 中的可渗透带较薄并与较厚的非渗透带夹层,这与单元 3L 和 3U 类似。

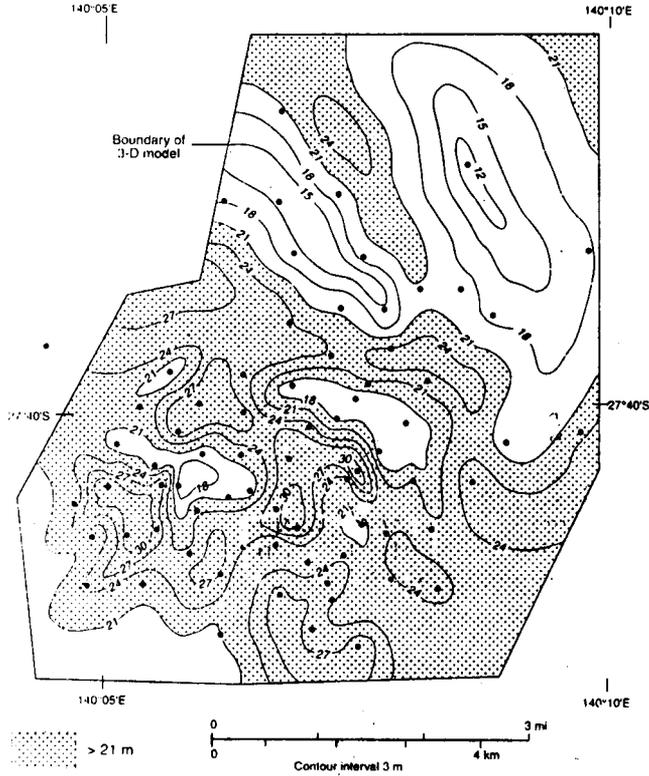


图 10 地拉瓦拉相 3 的等厚图 相 3 包括流动单元 3L 和 3u。

### 砂岩成分

我们所用的大多数地拉瓦拉砂岩样品都是中至细粒的。按照 FOLK(1974)的分类方法,把它们精选和适当分选。在粒度和分选方面几个流动单元之间存在着重要差别(表 4)。流动单元 1U 的样品颗粒最细,流动单元 2 的样品颗粒最粗。流动单元 3L 的砂岩分选得最好。(表 4)。

大部分地拉瓦拉砂岩是亚岩屑砂岩(图 12),其平均成分是  $Q_{84}F_0R_{16}$ 。碎屑石英占整个岩石体积的 65%,占主要成分的 59—93%。长石极少见;只能看到少数严重蚀变颗粒。几乎完全没有长石蚀变成高岭石所引起的一种成岩变化。因为沉积物源区含有酸性火成岩(Williams 和 Wild,1984;Williams 等,1985),所以可能沉积长石。长石的广泛溶解和自生高岭石的沉淀可能是在这些非海相沉积物在由浅至中的埋藏期间由雨水的流入所引起的。雨水也可能在早第三纪的上升和侵蚀期间冲刷地拉瓦拉(Skilbeck 等,1991)。虽然这种长石的广泛损失是不寻常的,但这可能是由于与来自雨水的流体而非来自海水的流体

的长期接触所造成的(Biorlykke 和 Aagaard,1992)。

岩屑占主要构架颗粒的 2—40%。变质岩和沉积岩岩屑是最常见的岩屑颗粒。大多数岩屑是塑性的并在压实作用期间变形。塑性颗粒的变形(一种机械压实作用)是孔隙度损失的一个重要原因。其它构架颗粒包括少量黑云母和白云母。虽然在沉积作用期间云母可能更常见,但是它们已被蚀变成伊利石和高岭石。

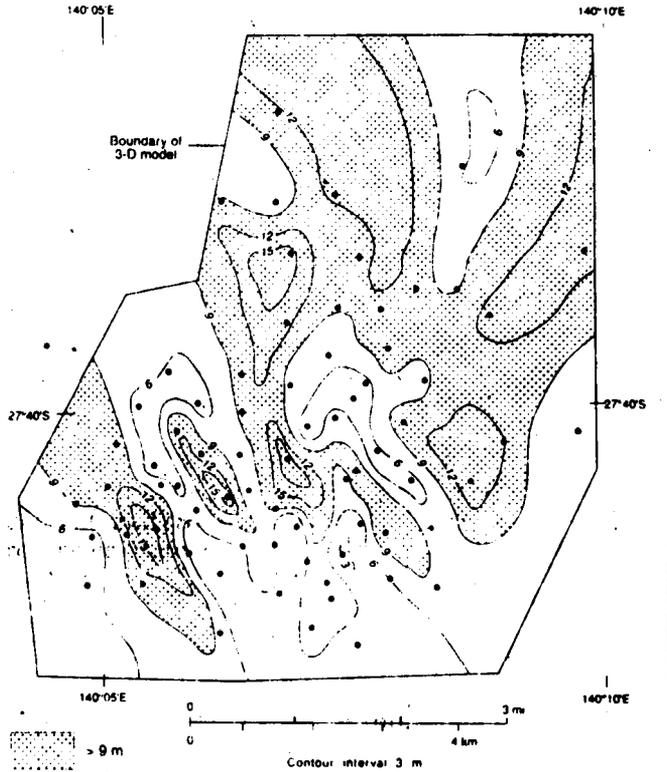


图 11 地拉瓦拉流动单元 4 的等厚图

流动单元之间的构架颗粒不同,流动单元 3L 中富含石英的样品最多,而流动单元 1U、4 和 3U 则含有中间构架颗粒成分,流动单元 2L 和 2U 所含岩屑的体积最大(图 12,表 4)。含岩屑比率较高的砂岩由于机械压实作用一般要比那些富含石英的砂岩更易于损失孔隙度。

在我们的样品中,碎屑粘土基质所占比率不到砂岩体积的 4%。但是,所用样品组偏向于纯砂岩。由于通常很难区分碎屑粘土和自生粘土,所以,有些被报告为自生的粘土实际上可能是碎屑粘土。对基质所做的 X-射线衍射分析表明,伊利石和高岭石(多样性地开石)是地拉瓦拉砂岩中最丰富的粘土(K. R. Martin,1981,个人交流)。

表 4 流动单元的岩性比较

	1U	2L	3L	3U	4
碎屑成分	Q <sub>85</sub> F <sub>0</sub> R <sub>15</sub>	Q <sub>79</sub> F <sub>0</sub> R <sub>21</sub>	Q <sub>87</sub> F <sub>0</sub> R <sub>13</sub>	Q <sub>83</sub> F <sub>0</sub> R <sub>17</sub>	Q <sub>85</sub> F <sub>0</sub> R <sub>15</sub>
塑性颗粒(%)	11.6	14.7	8.7	11.7	11.1
石英胶结物(%)	7.7	5.2	9.7	8.8	9.9
高岭石(%)	3.7	8.2	6.3	5.3	3.9
伊利石(%)	4.7	1.9	2.6	2.8	2.9
菱铁矿(%)	1.3	4.7	0.4	0.4	0.4
所有胶结物(%)	17.3	20	19.1	17.4	17.2
所有原生孔隙 充填胶结物(%)	11.8	7.7	11.6	10.8	12.1
原生孔隙度(%)	0.5	0.7	2.1	1.1	1.6
次生孔隙度(%)	1.1	2.4	3.8	3.5	2.7
无胶结孔隙度	12.3	8.4	13.7	11.9	13.7
粒径(毫米)	0.074	0.222	0.212	0.214	0.208
分选(粒级标准 偏差)	0.9	0.8	0.5	0.7	0.8
孔隙度仪孔 隙度	11.0	9.2	12.5	11.4	11.3
渗透率(毫达西) (几何平均数)	0.5	0.5	5.2	2	3.4
样品数	3	13	27	19	17

### 成岩作用

胶结物和交代矿物占砂岩体积的 0—44%，纯砂岩中这些物质最丰富。流动单元 2L 中胶结物的平均体积最大(表 4)，其中一个样品中含有大量菱铁矿胶结物(41%)。除去这个样品，流动单元 2L 中所有胶结物的平均体积是 18%，并且所有流动单元的胶结物体积几乎是相等的。在长石和云母受淋滤和蚀变所形成的次生孔隙中，整个胶结体积大约有 1/3 是高岭石。有些高岭石伸入原生、粒间孔隙中，从而使渗透率减小。石英是最丰富的原生孔隙充填胶结物，它的平均体积为 9%。地拉瓦拉砂岩最大埋藏深度为 3 千米，温度为 130 C，其镜质体反射值等于 1.2%，已达到热成熟标准(SKilbeck 等,1991)。所观测出的石英胶结物体系对于有着这种埋藏史的砂岩来说是不寻常的(例如:Dutton 和 Hamlin 1992;Dutton,1995)。

根据岩石显示,地拉瓦拉砂岩成岩史中主要成岩事件产生的顺序为:(1)由颗粒的重新排列和塑性颗粒的变形所产生的机械压实作用;(2)伊利石环的形成;(3)石英次生加大的沉淀;(4)由长石和岩屑的溶解所产生的次生孔隙;(5)次生孔隙中高岭石和伊利石的沉积;(6)菱铁矿的沉淀;(7)由粒间压力溶解和缝合作用所产生的化学压实作用和第二代石英胶结物的沉淀;(8)油气移入油藏。其中许多事件是重叠的。

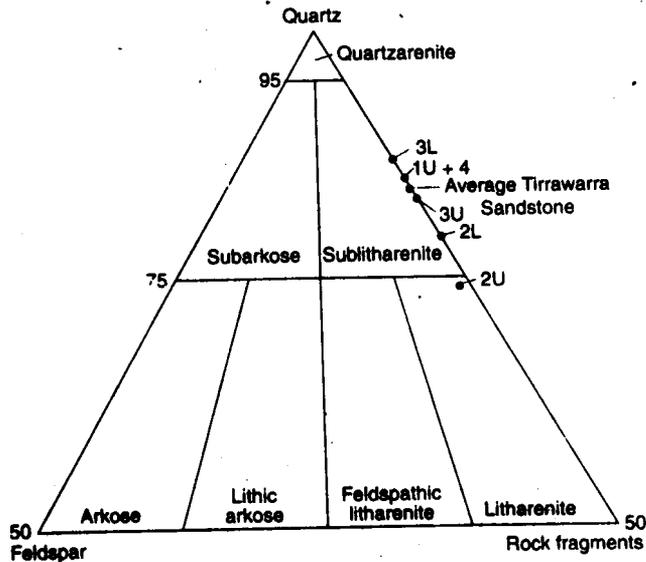


图 12 根据流动单元所划分的地拉瓦拉砂岩成分。

注意:此图只显示了 Folk(1974)砂岩分类三角形的上半部,其石英含量为 50—100%。

除了产生次生孔隙度之外,所有成岩反应都降低了油藏性质。低渗透率可能是由下列因素的合力影响而造成的:(1)由塑性颗粒变形所造成的孔隙重大损失;(2)大量石英胶结物的沉淀;(3)长石和云母广泛蚀变成高岭石;(4)粒间压力溶解。

### 孔隙度

在薄片中所观测出的孔隙度范围是 0—12%;用孔隙度仪所测出的同一样品的孔隙度范围是 3.3—18.6%。与平均值为 4.5%的薄片孔隙度相比,用孔隙度仪所测出的岩样孔隙度的平均值为 11.2%。一般说来,由于要精确地鉴别薄片中微孔隙度的体积很困难,所以薄片孔隙度要比用孔隙度仪所测出的孔隙度低。薄片孔隙度被分成:(1)原生、粒间孔隙度;(2)构架颗粒或胶结物的溶解所产生的次生孔隙。平均原生孔隙度为 1.4%,平均次生孔隙度为 3.1%。

微孔隙度的定义是孔隙开口半径小于 0.5 微米的孔隙(Pittman, 1979),它是很丰富的(图 7)。可以取用孔隙度仪所测出的孔隙度和薄片孔隙度之差来估算微孔隙度的体积。这种方法的前提是把薄片中不能辩别的孔隙当作微孔隙。用这种方法所算出的微孔隙度

的体积是 6.7%。可用原生孔隙度,次生孔隙度和微孔隙度的相对比率来区别流动单元(图 13)。岩相分析为确定微孔隙度分布提供了毛细管压力数据(图 7)。

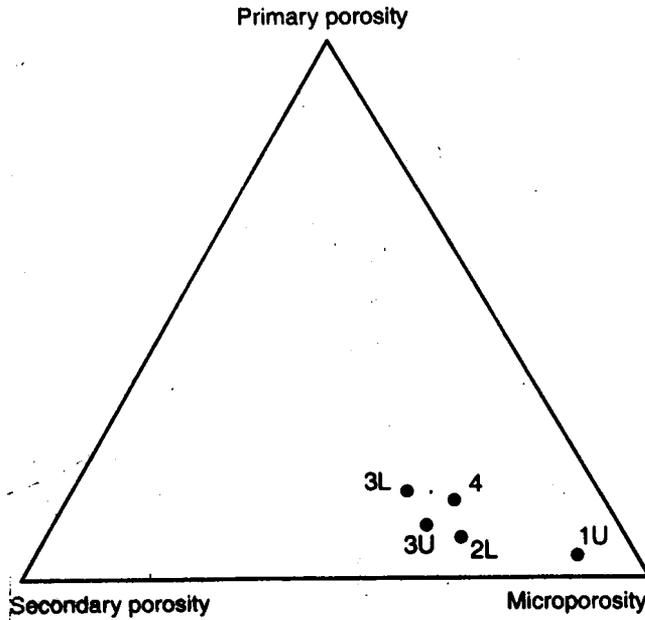


图 13 流动单元的原生和次生孔隙度与微孔隙度的相对比率。

大部分原生孔隙因机械压实作用和化学压实作用而减少。粒间压力溶解和缝合作用是由 Houseknecht(1987)所定义的化学压实作用的代表。许多岩屑和石英颗粒都经历过粒间压力溶解,岩心中的缝合构造也很普遍。粒间压力溶解可能优先产生在伊利石环把颗粒分开的地方,这表明伊利石加强了压力溶解作用(例如:Houseknecht,1988)。缝合构造常常沿薄粘土盖层而产生,这也可能是同一种原因。塑性沉积岩屑和变质岩屑在机械压实作用期间已变形,从而减少原生孔隙。无胶结孔隙度平均只占 12%,它是用来测量压实后所剩孔隙度的数量。沉积作用期间,分选较好的地拉瓦拉砂岩可能含有大约 40%的孔隙度(Pryor,1973;AtKins 和 McBride,1992)。因此,大约有 28%的孔隙度(原生孔隙度的 70%)因压实作用而损失。大部分剩余的粒间孔隙度因平均 11%的原生孔隙充填胶结物的沉积而滞留。

#### 岩石对油藏性质的控制

把薄片计点数据与岩心分析相比较,我们可以评价岩石参数对油藏性质的影响。两种参数成为控制孔隙度和渗透率的主要因素:粒度和延性颗粒的体积。虽然粒度范围不大,但却有一种渗透率随粒度增大而增加的明显趋势(图 14a)。然而,这种关系中存在着大量的扩散,以致单独粒度是一种较差的渗透率预测值。大部分数据扩散是由几个不同组所造成的,这几个组代表不同的流动单元,这些单元合并在一个图上。

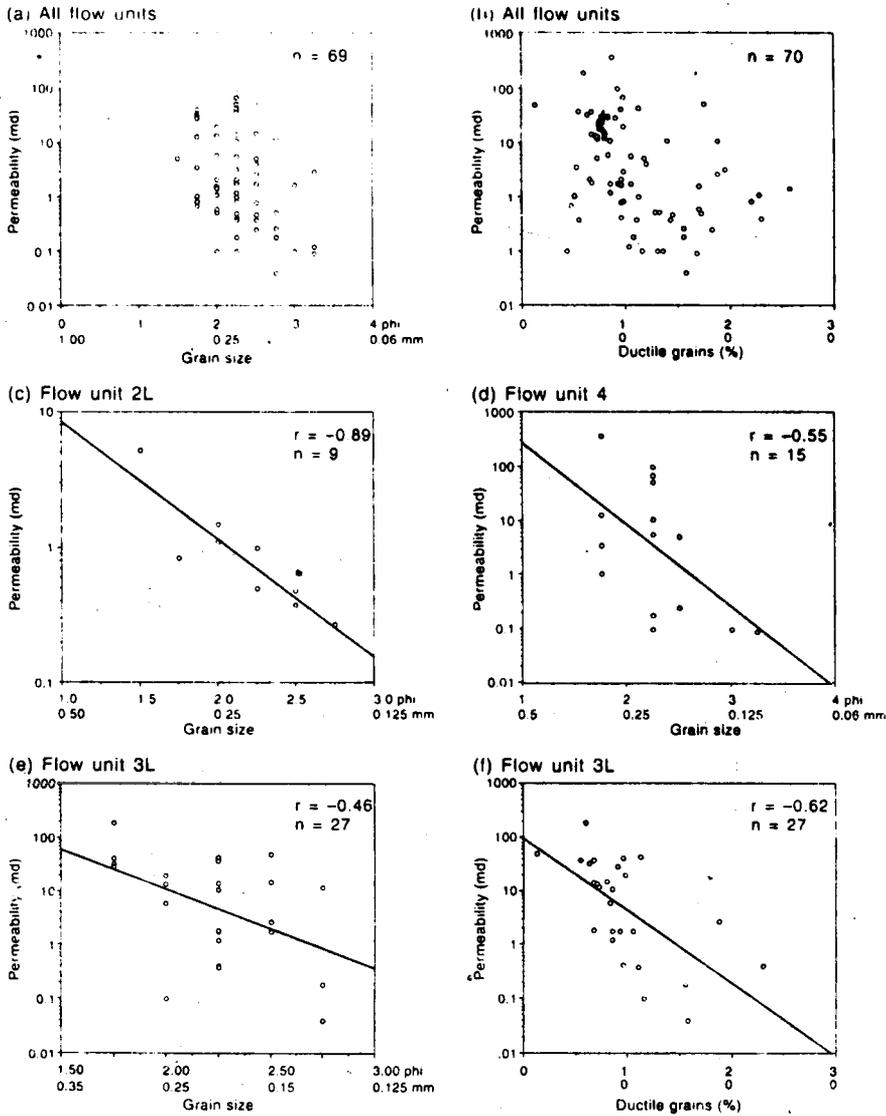


图 14 显示渗透率和粒度或岩屑体积之间关系图

在整体组地拉瓦拉砂岩岩样中渗透率：(a)随粒度增加而增大  
(b)随岩屑颗粒体积的增大而减小，在流动单元 2L 和 4 中  
(c, d)，渗透率和粒度是密切相关的。在流动单元 3L 中，粒度  
(e)和延性颗粒的体积(f)都显示出与渗透率有重要关系相关  
相油藏性质的总结。

塑性颗粒体积的定义是变质岩和沉积岩岩屑和云母。所有这些颗粒在埋藏期间都容易变形,导致因机械压实作用而损失孔隙度。因此,随延性颗粒体积的增大,渗透率增加(图 14b),但是这种关系中的某些扩散又是复合组所引起的。

原生和次生孔隙度都与渗透率有重要关系,但是原生孔隙度的  $r^2$  值较高, $r^2$  为确定系数(0.31:0.18),并因此成为大部分渗透率变化的原因。岩石观察结果表明,原生孔隙度比次生孔隙度连通得更好,从而导致较大范围的渗透率分布。

假定陆源区无变化,那么粒度和塑性颗粒的体积都是沉积环境能量作用的结果。因此,我们得出结论:原始沉积环境是控制地拉瓦拉油藏孔隙度和渗透率的主要因素。孔隙度和渗透率因成岩作用加大而减小,但是沉积在能量最高环境中的砂岩仍然保持着最好的油藏性质。当根据流动单元来划分整个岩石数据库时就可以更清楚地看到这些关系。

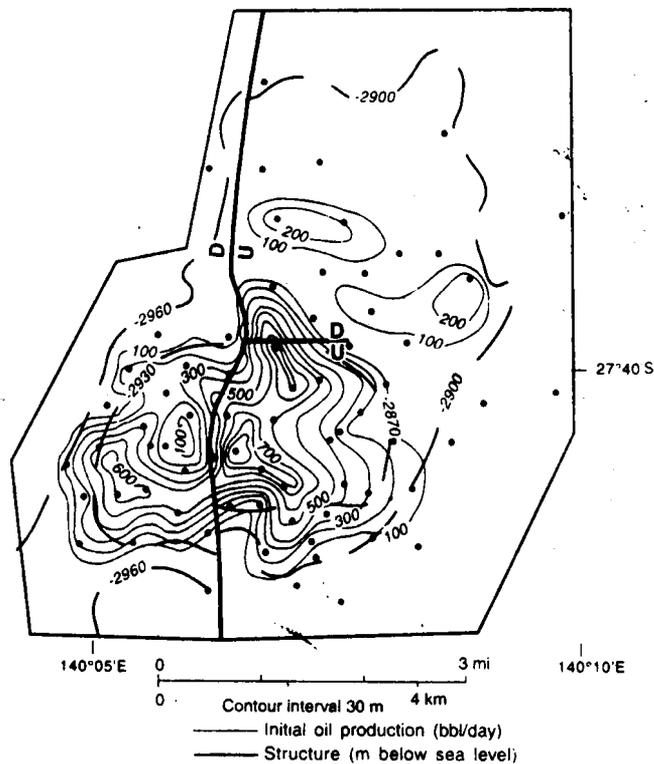


图 15 地拉瓦拉油井 初始原油生产率等高线图。

图中还显示了所选择的构造等高线。

在岩石数据库中,流动单元 1U 是颗粒最细的流动单元,并有一些最低的渗透率(表 4)。由于单元 1U 的样品通常是由交错纹理的细砂岩和非常细的砂岩或粉砂岩所组成的。所以整体分选较差。伊利石和高岭石胶结物很丰富。

单元 2L 的样品所含有的塑性颗粒比其它任何流动单元的塑性颗粒都丰富,而且因机械压实作用而损失的粒间孔隙度也最多。岩样中无胶结孔隙度平均为 8%,几何平均渗

透率只有 0.5 毫达西(表 4)。然而,渗透率受粒度的强烈控制(图 14C)。

流动单元 3L 砂岩所含石英最丰富,并且所保留的原生孔隙度和渗透率最高(表 4)。虽然流动单元 3L 砂岩有发育良好的石英次生物,但是石英胶结作用不广泛,它封闭了所有的原始孔隙,而且石英胶结物的体积与渗透率无关。然而,粒度和大量的塑性颗粒都表现了与渗透率的关系(图 14e,f)。然而流动单元 3U 样品与 3L 的样品相似,但所含塑性颗粒更多,而且分选较差,从而降低了原生和次生孔隙度及渗透率(表 4)。

流动单元 4 中砂岩的孔隙度和渗透率是可变的。把渗透率大于 0.5 毫达西的样品相比较可以看出,渗透性能较好的砂岩是那些颗粒较粗且塑性颗粒较少的砂岩。在流动单元 4 的样品中,与渗透率有重要关系的唯一岩石参数是粒度(图 14d)。

可以很容易地把地拉瓦拉砂岩油藏分成三个由不整合面所分开的主要单元(图 8),不同的相和叠加型式是它的内部特性。我们根据结构、成分和石油物理性质方面的较小差别把这个油藏进一步划分。然而,这些较小的差别对产能却有较大的影响。

在一个网状三角洲环境中(相 3),一个由底荷控制的河流体系构成油藏的核心部分。虽然相 3(流动单元 3L 和 3U)以不整合面与其它相为界,但它主要由加积河道沉积物组成。由河道迁移和海滨带作用所造成的沉积物再生和重新分配最终形成了一种横向广阔的砂岩,这种砂岩的内部由河道充填沉积物,河间沉积物和海滨带沉积物的不连续侵蚀残骸组成。厚砂岩层的主导地位和细粒岩层的不连续性表明,相 3 的整体渗透率结构是连通的。

相 3 位于一个富含泥岩的进积湖成三角洲体系的上部,这个三角洲体系包括一个细粒三角洲前缘砂岩/粉砂岩相(相 1)和一个非均质分流河道和河口沙坝复合体(相 2)。在油田的西南部,相 3 的上部还横向分级到相 2 型岩石中。相 1 和相 2 包含三个有边缘油藏性质的流动单元(1U、2L 和 2U)。

相 4 构成油藏的上部(流动单元 4)并由退积河相组成。虽然相 4 的下部包含颗粒比任何下伏相的颗粒都粗的砂岩和砾岩,但相 4 却更广泛地保存了低渗透率河间沉积物和废弃河道沉积物,尤其是在上部,结果使相 4 的间隔化比相 3 更强烈。相 4 中的多孔砂岩在透镜状河曲带砂岩垂直叠加在更连续的网状河道砂岩之上的地方发育得最好。

控制地拉瓦拉砂岩油藏渗透率的主要因素是粒度和塑性颗粒的体积,这两者都是原始沉积环境作用的结果。塑性颗粒的机械压实作用和由粒间压力溶解及缝合作用所造成的化学压实作用是孔隙度损失的主要原因。胶结物的体积不是控制孔隙度和渗透率变化的主要因素。

虽然每个相都有不同的岩性,而且成岩作用的结果使孔隙度和渗透率降低,但是每个相又都有测定损失大小的沉积结构和成分。流动单元 3L 和 4 的砂岩的孔隙度和渗透率最高。因为这两个单元砂岩的颗粒较粗,含有相对富含石英的碎屑矿物成分且原生孔隙度值较高。虽然从粒度和胶结物的类型和体积来看,流动单元 3L 和 3U 很相似,但是单元 3L 样品的岩屑较少且分选较好。流动单元 3L 中的原生孔隙度更丰富,从而使得它的平均渗透率比流动单元 3U 高。流动单元 1U、2L 和 2U 由微孔隙度控制且只含有孤立的储集性岩石带。

#### 沉积作用对生产的控制

由测井曲线和岩心分析所得出的石油物理参数表明,地拉瓦拉流动单元具有不同的油藏性质,因此,为了计算净产油层、原始原油地质储量和产能,应把它们分别对待(Hamlin 等,1995)。我们用一套把产层和非产层分开的界限值来测定纯产层性质岩石和原始原油地质储量,这套界限值就是每个流动单元的测井导出孔隙度、含水饱和度和粘土体积的界限值。通过用相来指导产层测定的方法,我们证明了整个产层性质岩石大量增加。流动单元 3U 和 4 中的产层增加最多。从而实现了原始原油地质储量比原来估计数总共增加 36000000 桶(Tyler 等,1993;Seggie 等;1994)。

地拉瓦拉油田的生产数据表明,井产能与构造位置和沉积相有很大关系。处于构造较高位置的井要比翼部上的井产量丰富(图 15)。较厚的油—水过渡带是构造外低产的主要原因,因为那里的渗透率较低。然而,在中部和西部的构造顶部区,在几个垂直叠加的流动单元中有效孔隙性砂岩较多和渗透率—厚度值较高的地方产生了最高初始生产率。在几个流动单元中,叠加的发育良好的河道砂岩控制着某些井的高产能,但是,在许多其它构造顶部井中,流动单元独自控制高产能。初始产量大于 400 桶/天的地区(图 15)与流动单元 3L 中有效多孔砂岩超过 9 米厚的地区一致。因此,砂岩走向带的垂直叠加和主要流动单元(单元 3L)中的油藏性质都强烈地影响着地拉瓦拉油田中心的井产能。

现存 EOR 井网的性能表明,混相驱动集中在油藏性质最好的带,即流动单元 3L。单元 3L 控制油藏内部的流动,因为它比较宽阔,几何形状为片状,渗透率普遍较高且没有连续的内部阻挡层。在一个天然含水系中(前—EOR),长期流动被从低渗透率带集中到邻近的高渗透率带,如单元 3L。然而,这种 EOR 水驱速度太快,不能保持这种平衡关系,从而绕过大部分低渗透率带。

地拉瓦拉砂岩油藏中大约还剩一亿四千六百万桶原油,其中大部分滞留在流动单元 3L 和 3U。累计产量的三分之二来自流动单元 3L。由于所保存的细粒河间沉积物稍微多一些并且在结构和碎屑成分方面存在着较小差别,使得流动单元 3U 的产量比单元 3L 的产量少许多。流动单元 4 较薄,横向更不连续,并且内部非均质性程度比单元 3L 和 3U 更强,单元 4 的历史产量一直很低。然而,流动单元 4 还有待开发,它还含有 22000000 桶原油。

### 增量开发的机遇

大量石油资源滞留在地拉瓦拉油田中。目前的采收率只有原始原油地质储量的 11%。虽然开发重点集中在东部和西部的构造顶部区,但是剩余资源却分布在整个油田内。本文所描述的油藏模型为数值模拟和勘探、开发剩余资源提供了三维地质输入。优化采收率的策略包括新 EOR 井网的推广应用、现存 EOR 井网的改进、加密钻井和现有井的重新完井。

地拉瓦拉油田的构造较低且至今仍被忽略的部分可能含有更多的原油。可把新的 EOR 井网设计成适应高含水饱和度来接近北部油田地区中的未开发油藏带。所推荐的新 EOR 井网将使北部一半油田的产量增加大约 345 百万桶(Hamlin 等,1995)。

加密钻井、重新完井和某些情况下新的注入方法都将是提高现存 EOR 井网采收率所必须的。每个井网的总开采量不但受油藏结构和潜在流径的控制(这可由地质模型得出),而且受注入流体和地下流体的物理性质和化学性质控制(这一点还不太清楚)。流动

单元模型构架内的油藏模拟分析将被用于研究有关流体性质和相互作用的问题。

译自《AAPG》96年2期