

四川盆地川西凹陷天然气成藏过程模拟

郑朝阳 郭迪孝 罗秋霞

(地质矿产部石油地质中心实验室, 无锡 214151)

川西凹陷位于四川盆地西部,系晚三叠世卡尼期发展形成的一套沉积实体。它代表被动大陆边缘(须下盆)、陆内前渊盆地(须上盆)和陆内拗陷(J~K)的演化过程,因此它的形成与发展是与古特提斯洋盆的关闭有关。作者采用数学模拟的方法对其地史期的变化规律进行模拟,进而阐明川西凹陷天然气的生成、运移和聚散过程。

关键词 数学模拟 天然气成藏过程 川西凹陷

第一作者简介 郑朝阳 男 30岁 高级工程师 石油地质

天然气的成藏过程包括了盆地形成演化、有机质的沉积埋藏和烃类的生成、运移和聚散等内容。80年代发展起来的盆地模拟技术(Welte等,1981;Ungerer等,1984)主要是针对液态烃(油)而言,这些模型能够定性或定量地描述石油的形成、运移和聚集,并在相对年轻的盆地(主要为张性盆地)中获得较为成功的应用。目前的研究表明天然气不仅是有机质生油之后热演化的产物,而且由于有机质性质的不同(类型和富集程度),在一些盆地中天然气自始至终是作为油气地质过程的主要成分。因此若把模拟石油成藏过程的模型应用到天然气上,必然存在许多失真,甚至可能得到错误认识。

天然气聚集成藏需要三个条件:(1)储集空间由储层、盖层和圈闭三个因素组成;(2)供气量必须超过散失量,包括生气量、运移量和散失量三个因素;(3)供气与储气的适时性,即它们之间在时间上的匹配关系。因此比较油的成藏过程而言,它更强调聚与散的动态平衡作用。

川西凹陷是个勘探程度相对较高的地区,演怀玉等(1988)曾对其控制气藏形成的地质因素作了定性分析。本文根据上述归纳的天然气成藏要素,应用物理化学定律和数学方程进行描述,然后结合有关川西凹陷已有的认识和资料,对其在成藏过程作出定量的动态模拟,从而在时间这一坐标上,定量地标明了各个影响天然气成藏的地质作用,最后获得有关其成藏过程的认识。

1 川西凹陷地质概况

川西凹陷位于四川盆地西部(图1),它包含了上三叠统到下白垩统的沉积。晚三叠世早期(卡尼期—诺利期),川西凹陷属于“西部海盆”东翼稳定大陆边缘的一部分,具有扬子地台北缘被动大陆边缘的构造特征,该阶段凹陷经历了浅海相(马鞍塘组)到三角洲相(小塘子组—须三段)的沉积过程,即构成了须下盆。诺利期末的“安县运动”,西部洋盆关闭形成了龙门

山构造带(具推覆体的性质),川西凹陷进入了陆内前渊盆地的演化阶段,即发育了陆相沉积的须下盆(须四段—须五段)。侏罗世后凹陷成为陆内拗陷型沉积。由此可见川西凹陷的形成与发展和西部龙门山构造带的演化是密切相关的,基本上属于挤压盆地,且经历了大陆边缘到陆内拗陷的演化过程。

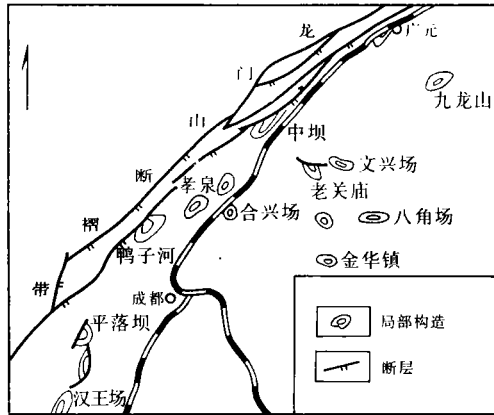


图1 四川盆地西部凹陷区位置图

根据川西凹陷的演化,地层可分为3个层序(表1)。晚三叠世期交替出现的成煤环境形成了凹陷的气源岩,即分布在表中的须下组合和须上组合。盖层研究表明须家河组的须三段和须五段,以及侏罗系的白田坝组、遂宁组是该区的主要盖层(张书麟等,1988;肖无然等,1988)。

表1 川西凹陷地层

层序	地层(组/段)	年限*(Ma)	沉积特征
红层	剑门关组(K _{1j}) 蓬莱镇组(J _{3p}) 遂宁组(J _{3s}) 上沙溪庙组(J _{3s}) 下沙溪庙组(J _{2x}) 千佛崖组(J _{1q}) 白田坝组(J _{1b})	125~213	内陆湖盆沉积,湖水浅具气化性质;遂宁组为巨厚的区域性泥岩
须上组合	须家河组第五段(T _{3x} ⁵) 须家河组第四段(T _{3x} ⁴)	214~219	内陆河、湖、沼泽沉积体系,具有磨拉石建造的特征
须下组合	须家河组第三段(T _{3x} ³) 须家河组第二段(T _{3x} ²) 小塘子组(T _{3t}) 马鞍塘组(T _{3m})	219~231	马鞍塘组为海湾相沉积,小塘子组—须三段为一大型推进式三角洲沉积体系

*根据 Harland 等(1982)的地质年代表确定

目前在川西凹陷已发现了中坝、孝泉、合兴场等气田,其中产气层位分布广且与构造裂隙发育程度密切相关,主要产层为须二段、须四段和须五段。侏罗系红层产出的天然气与须

上组合源岩具有可比性,说明期来自下覆地层。另一方面,储气层具低孔隙、低渗透、高含水饱和度和非均质等特征。

图1中的合兴场、孝泉、鸭子河和老关庙等构造选为模拟点,它们分别代表了凹陷中心、龙门山前(西侧—鸭子河)和东坡(老关庙),因此能够代表凹陷的一般面貌。

2 沉积埋藏热演化过程的模拟

2.1 模式

根据现今剖面实测的或计算的孔隙度、深度资料,确立了川西凹陷各地层为孔隙度-深度函数:

$$n = n_0 e^{-az} \quad (1)$$

式中 n 为孔隙度且为深度 z 的函数, n_0 是地表孔隙度, a 为压实系数(1/m)。由于这一函数式是根据现今资料(考虑了剥蚀厚度)确定的,因此它不仅反映了不同层位的同类岩石具有不同的压实过程,而且还反映了随埋深增加所产生的压实作用、胶结成岩作用等对孔隙度的综合效应。根据这一方程便可重建川西凹陷的沉积埋藏史,并考虑了地层逐渐变薄的过程。

地层在不同时期埋深下的温度为:

$$T_{(t)} = T_s + \int_0^z [Q_{(t)}/K_{(z)}] dz \quad (2)$$

式中 $T_{(t)}$ 为 t 时深度 z 处的温度(°C), T_s 为地表温度(°C), $Q_{(t)}$ 为热流(mW/m^2), $K_{(z)}$ 为地表至深度 z 的地层的有效热导率($mW/m^3 \cdot ^\circ C$)。

温度与镜质体反射率的关系采用 Middleton 和 Falvey(1983)的经验式:

$$(R^o)^a = b \int_0^t \exp[C \cdot T_{(t)}] \cdot dt \quad (3)$$

式中 C 为常数,取值 $0.068^\circ C^{-1}$,以便与温度每增加 $10^\circ C$,反应速度加位的概念一致, a 、 b 为待定常数,通过拟合现今实测值而定。

2.2 结果

川西凹陷自晚三叠世卡尼期(231Ma 前)到早白垩世末(125Ma 前)以稳定的沉降为主,且存在晚三叠世和晚侏罗世两个快速沉积期,前者的沉积速度大于 $150m/Ma$,后者为 $100m/Ma$;晚三叠世末的沉积间断并未剥蚀很厚的地层,合兴场构造的剥蚀厚度小于 $10m$ 。经早白垩世末的燕山运动晚幕后,盆地上升而结束了沉积,在这一期间剥蚀了近千米厚的地层。凹陷在晚侏罗末或早白垩世达到了最大埋深,此时除东坡的老关庙的地区外,大部分地区的底部埋深超过了 $6000m$,图2表示了孝泉地区的沉积埋藏史。

表2归纳了各区有机质成熟作用的主要阶段。由表可见,须下组合源岩在早侏罗世就进入了成熟门限($R^o > 0.6\%$),晚侏罗世进入热解气阶段($R^o > 1.2\%$),现今一般都处于过成熟状态($R^o > 2.3\%$);须上组合源岩则在中侏罗或晚侏罗才进入成熟门限,早白垩世晚期进入热解气阶段,现今仍处于成熟-高成熟状态。

3 油气生成模拟

3.1 生气模式

在国内发表的有关生气率模拟实验的研究文章有张惠之等(1986)、张文正等(1986)、张丽洁等(1987)、张义纲等(1988)和李生杰等(1988)。在这些文章中阐述了不同类型的有机质

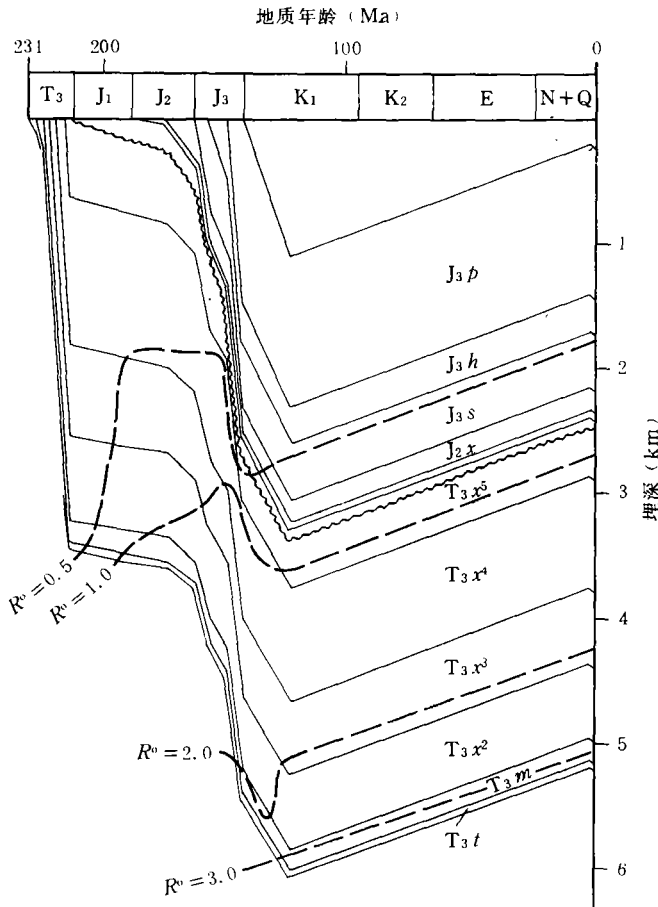


图2 孝泉构造沉积埋藏史图

表2 各区源岩的成熟阶段*

地区	成熟阶段	须下组合			须上组合	
		T _{3t} +m	T _{3x} ²	T _{3x} ³	T _{3x} ⁴	T _{3x} ⁵
合兴场	成熟门限(R ⁰ >0.6%) 生油窗下限(R ⁰ >1.2%) 现今成熟阶段(R ⁰)	3075/J _{1b} [#] 3600/J _{2x} 过成熟>3%	3075/J _{1b} [#] 4000/J _{3s} 过成熟>3%	2340/J _{1b} 3950/J _{3p} [#] 过成熟>2%	2060/J _{1x} 4100/K _{1j} 高成熟1.8%	2600/J _{3h} [#] 4100/K _{1j} 高成熟1.4%
孝泉	成熟门限(R ⁰ >0.6%) 生油窗下限(R ⁰ >1.2%) 现今成熟阶段(R ⁰)	3500/J _{1b} 3600/J _{2x} 过成熟>3%	3300/J _{1b} 3600/J _{3s} 过成熟>2%	2600/J _{1b} 3680/J _{3h} 过成熟>2%	1989/J _{2q} 4000/K _{3p} [*] 高成熟1.6%	3000/J _{3p} 成熟<1.2%
鸭子河	成熟门限(R ⁰ >0.6%) 生油窗下限(R ⁰ >1.2%) 现今成熟阶段(R ⁰)	3800/J _{1b} [#] 4000/J _{2p} 过成熟>2%	3600/J _{1b} [#] 3900/J _{2q} 过成熟>2%	3000/J _{1q} [#] 3500/J _{2x} 高成熟1.7%	2250/J _{2q} 成熟1.2%	2147/J _{3h} [#] 成熟0.7%
老关庙	成熟门限(R ⁰ >0.6%) 生油窗下限(R ⁰ >1.2%) 现今成熟阶段(R ⁰)	2300/J _{1b} 3900/J _{1h} 过成熟>2%	2100/J _{1b} 4600/J _{3p} [#] 过成熟>2%	1900/J _{2x} 4400/J _{3p} [#] 高成熟1.8%	2600/J _{2s} 4800/K _{1j} [#] 高成熟1.6%	2600/J _{3h} 4500/K _{1j} 高成熟1.4%

*分子表示深度(m);分母表示时期

的生气量随演化程度(R°)变化的关系。1990年在合肥召开的全国天然气资源会议上,推荐了庞雄奇等(1986)^①的生气率计算公式,并且经校正后作为资源量计算基础。

甲烷产率:

$$GC_1 = -2.514 + 0.564R^2 KTI - 1.78R KTI + 0.00667 (KTI)^2 + 53.71R \quad (4)$$

重质气态烃产率:

$$GC_2^+ = -10.44 - 4.46R^2 + 17.52R + 0.063KTI \quad (5)$$

那么生气率为:

$$GC = GC_1 + GC_2^+ \quad (6)$$

式中 R 为根据实测计算的镜质体反射率(R°)校正后的系数,即当 $R^\circ < 2.55$ 时, $R = 5.05 - \sqrt{25.5 - 10R^\circ}$; $R^\circ > 2.55$ 时, $R = R^\circ$;该参数反映了源岩的成熟程度。 KTI 为干酪根类型指数,计算方法见卢双航等(1986)。

3.2 生油模式

本文以三种类型干酪根(I、II、III型)作生油模拟实验结果作为计算基础,其模式如图3所示。

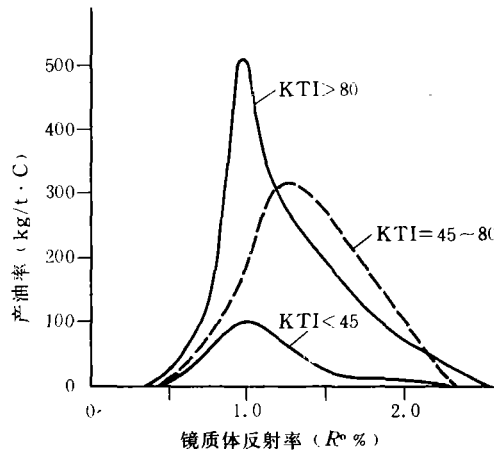


图3 三类干酪根的产油率与 R° 的关系
($KTI > 80$,为I型; $KTI = 45 \sim 80$,为II型; $KTI < 45$,为III型)

根据上述油气生成模式,川西凹陷的生烃曲线表示在图4中,单位为每平方米面积上的生烃量(油为kg,气为 m^3)。由图可见源岩生烃开始于早侏罗世,而且生烃高峰出现的时间由西往东变晚,位于龙门山前的鸭子河地区生油高峰出现在中侏罗世,生气高峰为晚侏罗世早期;凹陷中心(孝泉,合兴场)源岩的生油高峰为中侏罗,生气高峰为早白垩初;东坡(老关庙)的生油高峰为晚侏罗,生气高峰为早白垩。从规模上看,凹陷中心的生气量是两侧的二倍,均超过 $1 \text{万} \text{m}^3/\text{m}^2$ (合兴场为 $1.36 \text{万} \text{m}^3/\text{m}^2$)。而生油量却西侧与中心相差不大,其地史期的最大生油量超过 $7.5 \text{t}/\text{m}^2$,东坡较差(鸭子河的最大生油量约为 $4.6 \text{t}/\text{m}^2$)。

4 油气运移模拟

油气运移模拟包括了孔隙流体压力演化史的恢复、排烃和侧向(二次)运移模拟三部分。

① 庞雄奇等,不同类型的分散有机质油气发生率的计算,第三届有机地球化学会议论文,1986

4.1 模式

4.1.1 孔隙流体压力模式

处于静水压力系统的地层压力为上覆负载 (p_{ob}), 孔隙流体压力为静水压力(静水压力梯度约为 10^4Pa/m), 因此只需要模拟地层的异常压力(即超压)过程。

沉积埋藏史表明四川盆地川西凹陷不是一个快速沉积盆地, 而且地层中含砂的比例也较大, 因此其异常压力的成因不同于中国东部的下第三系盆地(这些盆地因沉积速度大, 流体排出受阻而形成超压)。据演怀玉等(1988)的研究分析, 川西凹陷超压的起因是源岩大量生气造成的, 这点与 Spencer(1987)研究美国西部落基山地区盆地超压成因所得到的认识一致。因此本文把源岩中气相的出现作为其超压的始点, 而输导层(砂岩)则当孔隙减小明显地大于流体运移量时, 开始进入超压。

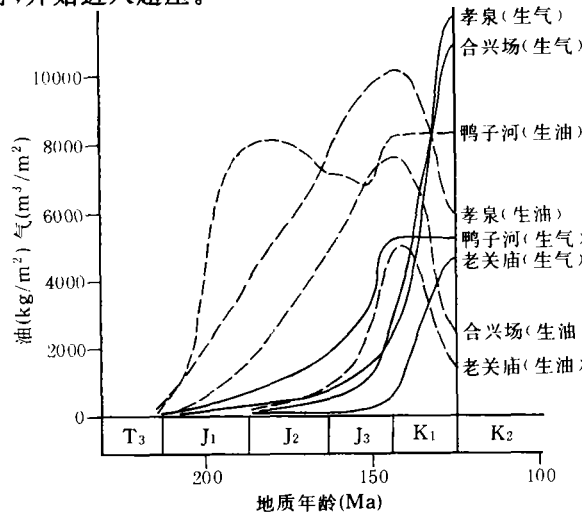


图4 川西凹陷不同构造源岩生烃曲线

根据 Rubey 和 Hubbert(1959), 超压的计算为:

$$p_A = K'T + (p_{AO} - K'T)e^{-\Delta t/T} \tag{7}$$

式中 p_A 为超压值(孔隙流体压力与静水压力之间的差值), K' 为增压速率, 即表示在计算用的时间步长 (Δt) 内上覆地层压力的增大速率 (Pa/Ma), p_{AO} 为初始时的超压值 (Pa), T 为消释时间 (Ma)。方程(7)根据现今埋深下的超压数据, 运用迭代法求解。

当超压达到一定限度时, 岩石发生破裂, 在岩石破裂前所能承受的最大压力 (p_{max}) 为 (de Ronchet, 1981):

$$p_{max} = p_{ob} \cdot \frac{r}{1-r} \tag{8}$$

式中 p_{ob} 为上覆岩层压力 (Pa), r 为泊松比, 源岩可取 0.4; 砂岩为 0.285。因此当 $p_A > p_{max}$ 时, 裂缝张开, 此时模式将自动调整参数, 以模拟微裂隙造成的运移效率突增过程。

4.1.2 排烃模式

(1) 气体排出模式

源岩生成的气体首先得满足饱和水的需要, 即当孔隙水为气体饱和后才出现气相, 这时才开始有气相排出, 因此气体排出量包括了水溶气和气相排出量两项。水溶气的排出量为源岩瞬时排出量与天然气溶解度 (SI) 的乘积对时间的积分, SI 的计算式为:

$$Sl = (0.56 - 0.01 \cdot \text{grad } T) p^{(0.485 + 0.0007 \cdot \text{grad } T)} \quad (9)$$

式中 p 为孔隙流体压力(MPa), $\text{grad } T$ 为地温梯度($^{\circ}\text{C}/\text{km}$), Sl 的单位为 m^3/m^2 。

气相排出量为:

$$\Delta QGP = S_g \int_0^{\Delta t} K_g / U_g \cdot p_r \cdot dt \quad (10)$$

式中 ΔQGP 为时间步长(Δt)内的气相排出量(m^3), S_g 为当时源岩的含气饱和度(%), K_g 为源岩中气体的有效渗透率(m^2), 根据孔隙度的含气饱和度计算, p_r 为源岩与输导层间的压降, 从孔隙流体压力模式中确定, U_g 为气体粘度($\text{Pa} \cdot \text{s}$)。

(2)排油模式

油以独立相渗滤排出源岩, 计算式为:

$$\Delta QO = S_o \int_0^{\Delta t} K_o / U_o \cdot p_r \cdot dt \quad (11)$$

式中符号与(10)式类似, 下标 0 表示油。

4.1.3 二次运移模式

(1)地层处于静水压力状态时, 输导层中流体的流动状态方程为:

$$\frac{\partial \Delta M}{\partial t} = \left(\frac{\partial}{\partial z} \rho \cdot K \frac{\partial h}{\partial x} \right) \Delta z \quad (12)$$

式中: $\frac{\partial \Delta M}{\partial t}$ 为输导层内孔隙流体质量变化速率, kg/s ; $\frac{\partial h}{\partial x}$ 为水力梯度, 无量纲; K 为水力传导率(m/s), 根据岩石固有渗透率计算; ρ 为流体的密度(kg/m^3); Δz 为输导层的厚度(m)。

(2)地层处于异常高压状态下, 流体(f)的运移量(ΔM_f)为:

$$\Delta M_f = S_f \int_0^{\Delta t} K_{ef} U_f^{-1} \cdot (p_A / L) \cdot dt \quad (13)$$

式中 S_f 为岩石各流体(水、油、气)的饱和度(%). K_{ef} 为其有效渗透率, U_f 为粘度, p_A / L 为输导层平面上的压降, 从孔隙流体压力模式中确定, Δt 为时间步长。

4.2 结果

孔隙流体压力模拟结果表明须下组合源岩和输导层分别在中侏罗和晚侏罗末进入异常高压状态; 须上组合源岩和输导层进入异常高压状态的时间要晚一些, 分别为晚侏罗和早白垩。但它们在 $J_3 \sim K_1$ 期超压达到最大值(须下组合为 $40 \sim 60\text{MPa}$, 须上组合为 $20 \sim 40\text{MPa}$), 源岩与输导层之间的压差在一般在 20MPa 左右, 但随时代变新这一差值逐渐减小, 这间接地说明了排烃过程仍在继续。图 5 表示了合兴场川合 100 井的孔隙流体压力变化。

图 6 表示川西凹陷源岩液态烃(油)的排出过程。凹陷自西向东从早侏罗末起逐渐开始排烃, 但都在晚侏罗世出现排油高峰。排油量与排油效率(排出量与地史期最大生油量之比)在凹陷中的分布基本一致, 即凹陷中心高, 孝泉和合兴场的排油量超过 $2000\text{kg}/\text{m}^2$ (排油效率大于 33%); 凹陷西侧次之, 鸭子河的排油量为 $1500\text{kg}/\text{m}^2$ (排油效率为 21.6%); 东坡最低, 老关庙的排油量为 $450\text{kg}/\text{m}^2$ (排油效率为 8%)。由于上叠统自侏罗纪后仍发生了较强的热演化(如合兴场须三段在侏罗纪末 R^0 为 1.48%, 而现今的 R^0 已到了 2.35%), 因此不难推断排出的油基本上已裂解, 这在龙门山前的地层剖面上, 须家河组砂岩常见碳质沥青脉的事实相符。

图 7 反映了川西凹陷源岩的排气状况, 由图可见从中侏罗起就有气体排出, 但主要排气期是侏罗末白垩初。排气量以凹陷中心高(合兴场为 $4570\text{m}^3/\text{m}^2$, 孝泉为 $1700\text{m}^3/\text{m}^2$), 两侧

低(鸭子河为 $600\text{m}^3/\text{m}^2$,老关庙为 $400\text{m}^3/\text{m}^2$)。排气效率(排出量与生成量之比)却无明显的规律,合兴场与老关庙最高($>37\%$),孝泉与鸭子河低(14% 左右)。这是由于川西凹陷源岩排气以气体渗滤作用为主,但因排气较晚,源岩与输导层受成岩后生作用影响而开始致密化,因此排气量的大小受各种因素综合作用的结果。

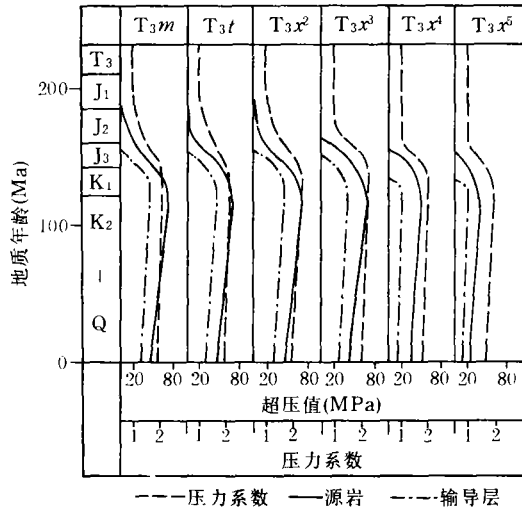


图 5 川合 100 井孔隙流体压力模拟结果

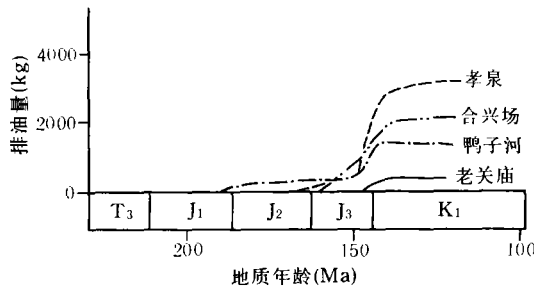


图 6 川西凹陷不同构造源岩排油曲线

模拟结果表明烃类在输导层中作二次运移的主要是气体,油的量极小。图 8 表明了这种运移的时间和规模。凹陷发生大规模侧向运移时间自西向东逐渐变晚,鸭子河发生在晚侏罗世,孝泉和合兴场为晚侏罗-早白垩,老关庙为早白垩。而运移量以凹陷中心的合兴场和孝泉最大($>460\text{m}^3/\text{m}^2$),鸭子河次之($350\text{m}^3/\text{m}^2$),老关庙最小($215\text{m}^3/\text{m}^2$)。从运移量上说明气体主要是自凹陷中心往两侧运移的。

5 扩散作用模拟

由于分子的扩散作用只取决于浓度势和扩散系数,因此在地层渗透性较好、孔隙流体的流动较通畅时,扩散对烃类的运移只起次要的作用。那么综合上述模拟结果,川西凹陷的扩散作用只是在早白垩世后才成为影响天然气分配的主要因素。

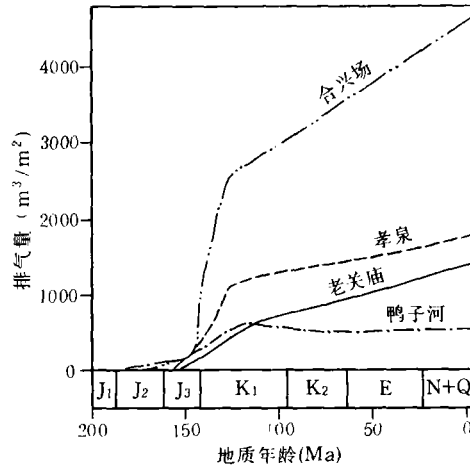


图 7 川西凹陷不同构造源岩排气曲线

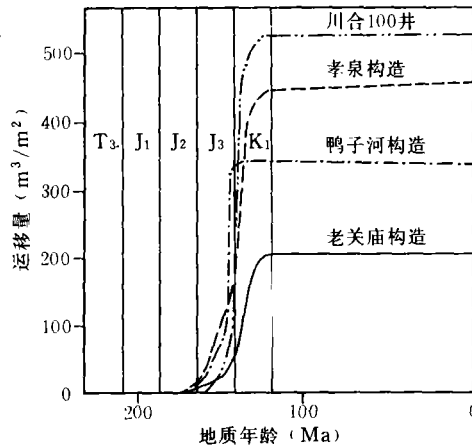


图 8 川西凹陷输导层气体侧向运移量

扩散方程为:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (14)$$

式中 t 为时间, C 为天然气浓度。本文通过实测岩石的扩散系数,并确定了初始浓度后,通过有限差分法求解不同时期的扩散量。

川西凹陷砂岩和泥岩的扩散系数实测值分别为 $1.62 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$ 和 $6.025 \times 10^{-12} \text{m}^2/\text{s}$ 。那么模式计算得上三叠统源岩向侏罗系的扩散量为:合兴场 $405.4 \text{m}^3/\text{m}^2$,老关庙为 $403 \text{m}^3/\text{m}^2$ 孝泉为 $144 \text{m}^3/\text{m}^2$,鸭子河为 $46.1 \text{m}^3/\text{m}^2$ 。而且气体扩散峰一般到了上沙溪庙组(图 9),即距须五段顶面 500m 以上。

6 总结与结论

综合上述模拟结果,可得到有关川西凹陷天然气成藏方面的认识。

6.1 川西凹陷上三叠统厚度巨大(一般都大于 2000m)。因此分布其中的源岩从早侏罗世起

先后开始生烃,至今仍未结束(如表 2 所示须上组合的源岩现今仍处于成熟-高成熟带),但晚侏罗-早白垩为生烃高峰期。也就是沿川西凹陷的气源无论从时间或规模上均是充足的。

6.2 川西凹陷源岩排烃作用以烃相(油气)渗滤作用为主。排烃门限期为中侏罗世,晚侏罗世为排油高峰,晚侏罗末-早白垩初为排气高峰(图 6、7),但各种现象表明排烃作用仍在继续。图 10 和图 11 分别表示了合兴场地区源岩和输导层的含烃饱和度随时间的变化。由图可见源岩的含烃饱和度在中侏罗世时就基本上超过了 5%,早白垩世末达到最大值(30~50%),至今仍在 10%以上。另一方面,输导层在中侏罗时出现了烃相,但饱和度小于 2%,到了早白垩世,须三段和须四段才达到了 5~10%的饱和度范围。自早白垩后,尽管地层已逐渐抬升(意味着孔隙度不再下降),但是含烃饱和度却仍在增大,因此说明了排烃作用不随地层抬升而中断。

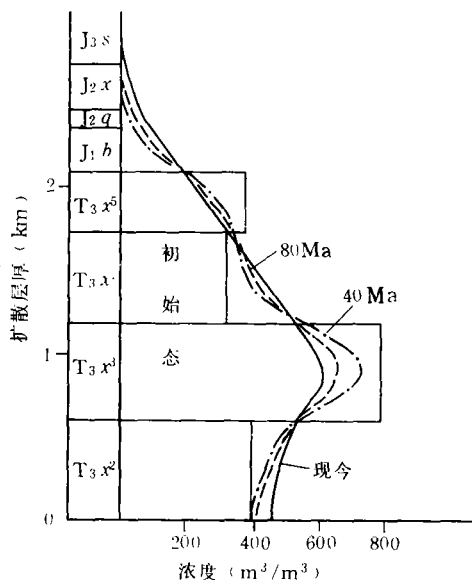


图 9 川合 100 井源岩烃气扩散过程

6.3 川西凹陷作侧向(二次)运移的烃类以气体为主,运移期为侏罗末白垩初。但在早白垩末地层超压达到最大值,而且大多已致密,因此这种运移作用就非常弱了,结果造成地层处于高浓度含烃状态。这种现象可从现今剖面岩屑气分析(一种评价岩石含气率的半定量方法)结果得到证明(表 3),从表可见上三叠统地层含烃浓度要比侏罗系高 1~2 个数量级。

由于这种高浓度和地层高压致密的特点,阻滞了天然气进行常规的运移聚集,但若存在局部地层孔渗条件的改善(如破裂),即形成局部的低压带,必然造成天然气向该部位运移和聚集。这也就是川西凹陷中坝、平落坝和合兴场等气田的成因。

6.4 扩散作用产生了一定量的天然气向侏罗系转移,它们形成了侏罗系红层“次生”气藏的气源之一,这与有机地化分析结果是一致的。然而仅依靠扩散作用也是无法成藏的,它必须有局部条件的变化(如破裂带),低扩散层顶面的含烃浓度始终保持为零,迫使气体源源不断扩散而来,并在有利部位聚集成藏。这可能是孝泉侏罗系气藏形成的因素之一,该气藏与破裂带密切相关,且无水。

6.5 表 4 综合了模拟点的定量信息。若把进入输导层的气量作为可能成藏的量,那么在上三叠地层中形成气藏的条件以凹陷中部和东坡为好,龙门山前较差。若把向侏罗系的扩散量

作为评价形成次生气藏的条件,则显然东坡好于中心,而西部最差。

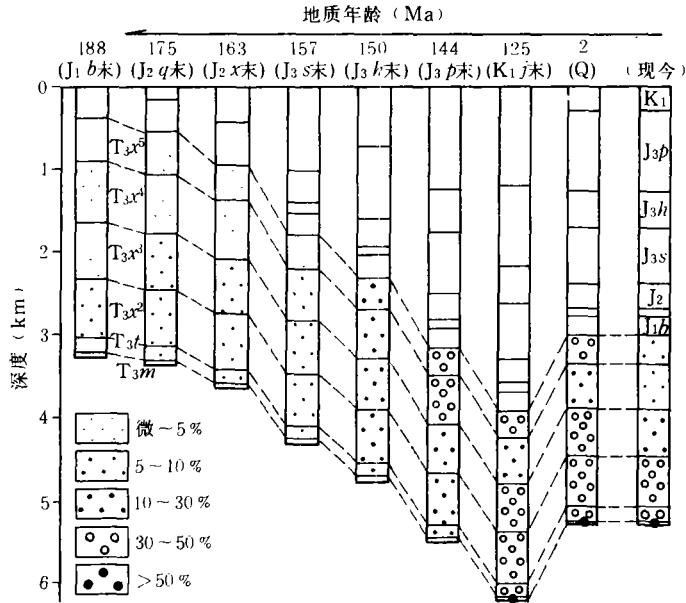


图 10 合兴场源岩含烃饱和度的变化

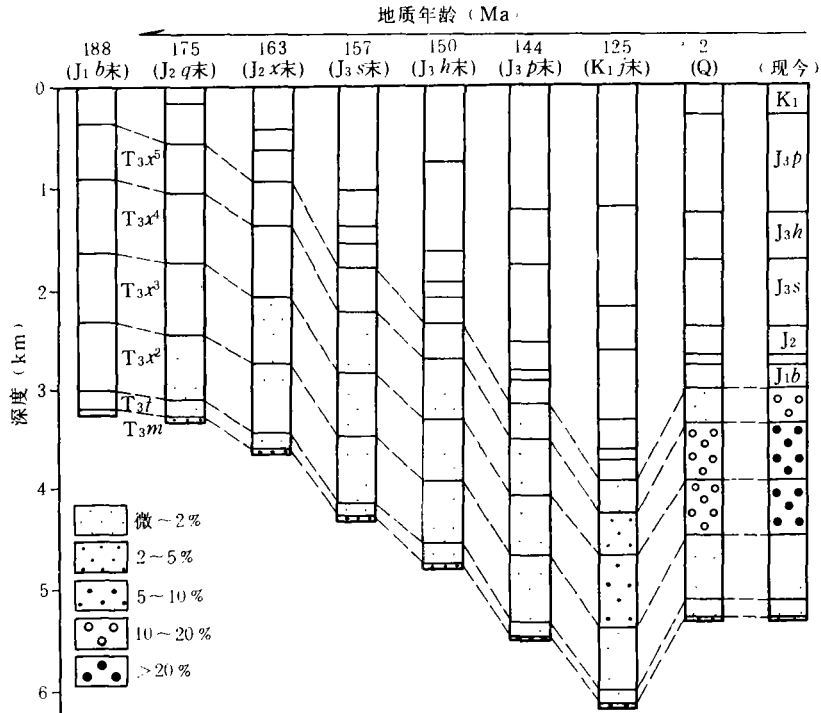


图 11 合兴场输导层含烃饱和度的变化

由此可见,川西凹陷天然气大量生成的时间偏晚,但保存条件较好,控制天然气成藏的

关键因素是有效的圈闭。

表3 川西凹陷地层含烃量($\times 10^{-2} \text{m}^3/\text{m}^3$ -岩石)

岩性	川合100井				川孝108井			
	T _{3x} ²	T _{3x} ³	T _{3x} ⁴	T _{3x} ⁵	J _{2x}	J _{3s}	J _{3h}	J _{3p}
泥岩	3.4	2.9	1.5	1.6	0.009	0.014	0.009	0.019
砂岩	0.4	0.6	0.5	0.5	0.041	0.082	0.075	0.075

表4 各模拟点气体生成量、排出量、二次运移和进入侏罗系的扩散量对比(每m²)

地区	生气量 (m ³)	排气量		二次运移量		扩散量		二次运移量加扩散量	
		累积排气量(m ³)	排气效率(%)	累积二次运移量(m ³)	二次运移量/生气量(%)	扩散量m ³ /m ²	扩散量/生成量(%)	生成量(%)	排气量(%)
合兴场	13580	4570	39.0	540	4.0	405.4	3.0	6.95	20.68
孝泉	12045	1770	14.7	475	3.9	144	1.20	5.13	35.0
老关庙	4719	1373	29.10	213	4.5	403	8.53	13.10	44.86
鸭子河	5265	562	10.67	340	6.5	46	0.87	7.33	68.70

工作中得到地质矿产部中心实验室张义纲、王鸿志、张勇强,西南石油局王胜、陶庆才等高级工程师的指点和帮助,在此表示谢意。

(收稿日期:1990年12月29日)

参 考 文 献

- 1 Welte D H. et al. Petroleum origin and accumulation in basin evolution — A quantitative model. *AAPG Bull.*, 1981, 65, 1387~1396
- 2 Ungerer P. et al. Geochemical and geological model in oil exploration; Principle and practical examples. in : Demaison G. and Murris RT. (eds), *Petroleum Geochemistry and basin evaluation. AAPG Memoir*, 1984, 35, 53~77
- 3 演怀玉等.四川盆地上三叠统控气地质因素的动态分析及找气领域.石油与天然气地质文集——中国煤成气研究,北京,地质出版社,1988
- 4 张书麟等.天然气赋存的封盖条件及生储盖组合特征.石油与天然气地质文集——中国煤成气研究,北京,地质出版社,1988
- 5 肖无然等.天然气盖层的研究方法.石油与天然气文集——中国煤成气研究,北京,地质出版社,1988
- 6 张惠之等.不同煤岩组份的热解成气实验研究.中国科学院地球化学研究所年报,北京,科学出版社,1986
- 7 张文正等.代阶煤热演化生烃的模拟试验研究.天然气工业,1986,6(2)
- 8 张丽洁等.以模拟实验结果讨论石油地球化学中的几个问题.地球化学,1987,(2)
- 9 张义纲等.小样品催化模拟实验和生气率的测定方法.石油与天然气地质文集——中国煤成气研究,北京,地质出版社,1988
- 10 李生杰.褐煤煤化作用模拟实验及其地质意义.石油与天然气地质文集——中国煤成气研究,北京,地质出版社,1988
- 11 卢双舫等.干酪根类型数值化的探讨.天然气工业,1986,6(3)
- 12 Middleton M F. et al. Maturation modelling in Otway basin, Australia. *AAPG Bull.*, 1983, 67(2)

- 13 Spencer C W. Hydrocarbon generation as a mechanism for overpressuring in the Rocky mountain region. *AAPG Bull.* 1987,71(4)
- 14 Rubey W W. et al. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Overthrust belt in geosynclinal area of west Wyoming in light of fluid—pressure hypothesis. *GSA Bull.* 1959,70:167~206
- 15 de Ronchet J. Stress fields, a key to oil migration, *AAPG Bull.* 1981,65:74~85

A MODELLING ON THE FORMATION OF NATURAL GAS POOLS IN THE WEST SICHUAN DEPRESSION OF THE SICHUAN BASIN

Zheng Zhaoyang Guo Dixiao Luo Qiuxia
(Central Laboratory of Petroleum Geology, MGMR)

Abstract

Located in the west of Sichuan basin, the western Sichuan depression is a suite of sedimentary sequences developed in the Karnian of late Triassic, representing the evolutions of the passive continental margin (the basin under the Xujiahe Formation), intracontinental foredeep basin (the basin above the Xujiahe Formation) and intracontinental depression (J~K). Therefore, its formation and development are related to the closure of the Tethyan oceanic basin. The authors modelled on the varying patterns of the depression during its geological history, hence to clarify the formation, migration, accumulation and dispersion of the natural gas in the western Sichuan Depression.

地矿部石海局举办实验室计量认证学习班及实验工作座谈会

地质矿产部石油地质海洋地质局于 1993 年 3 月在青岛举办实验室计量认证学习班及实验工作座谈会。会议邀请了国家级计量认证评审员张世瑾教授等就申请计量认证的各项技术要求和准备作了详尽的讲授。地矿部科技司技术监督处张本琪处长、实验管理处周金生处长赴会宣讲了国家标准计量法和实验室计量认证的重要意义。通过认真学习和讨论,各实验室的与会代表纷纷表示,一定认真作好计量认证的前期各项技术准备,争取达到国家级计量认证的评审标准。

(王敦则供稿)