

应用计算机模型恢复盆地的热演化史

郑朝阳 罗秋霞 郭迪孝

(地质矿产部石油地质中心实验室, 无锡)

恢复沉积盆地的热演化史是油气勘探的基础工作之一。由于烃源岩生烃量的大小与其成熟度呈函数关系, 同时地温场的变化又影响着盆地油气的运动状态, 因此准确地恢复盆地地温场的变化过程, 将有利于提高油气勘探效率。为此, 作者研制了一套计算机模型, 利用盆地已有的钻井地质资料, 计算这些钻井不同地质时期的地温状态, 从而清晰地反映了其有机质的热演化过程, 在有充分的地温剖面情况下, 便可恢复盆地热演化史。

研究盆地热演化史的主要内容之一就是评价油气资源。有机地球化学研究表明有机质的生烃作用可用一级化学反应方程式进行描述, 结合阿累尼乌斯方程式, 显然生烃的强度随温度呈指数式变化, 与时间呈线性变化。因此在恢复盆地的热演化过程中, 首先必须计算地温场的变化, 而后根据生烃原理计算有机质的成熟度。就目前而言, 这一工作的难点主要在地温场的恢复方面。

在恢复盆地地温场的变化过程方面, 目前国内外主要有二种方法: ①是采用地温梯度计算古地温(如演怀玉等, 1988); ②是求解热流(Stallman)方程(如Ungrer等, 1984)。由于地质体极端复杂, 很难确定满足方程求解的边界条件和初始条件, 尤其是对于单井剖面来说, 若要求解方程则必须作许多简化的假设, 因此方程求解的结果可能无法准确地反映该井的实际情况。但是, 在恢复了盆地中足够剖面的地温变化的情况下, 应用方程便可建立盆地地温场的一般面貌。

影响盆地地温场的主要因素是沉积地层的热流和地层的导热性能。以往的研究只强调了热流随时间的变化, 却忽视了地层在热力学方面所表现的不均一性。实际上, 对于含油气盆地而言, 热流的变化只能在百万年这个数量级上才有显示, 地层则可因其组成不同而导热性能差别极大, 因此造成不同的地层有机质的成熟门限深度也相差甚大。本文提出的模型除了考虑热流随时间变化的因素外, 还重点反映了地质剖面热力学性质的差异对温度或有机质成熟度的影响, 即在空间上也考虑了影响温度变化的因素。

一、模型运算的基本过程

作者设计了一种一维型的有限元法, 恢复盆地各点的地温剖面变化, 通过各点剖面用有限差分法求解热流方程以确定盆地地温场。这一方法的特点在于它能够灵活地处理各点地温演变过程的特殊性, 任何一个地层剖面均可表示为一系列的单元构成, 这些单元以时间为划分, 这样在计算时便可按任意时间步长模拟连续的地温演变过程, 从而各时间步长中地层有机质的成熟度便可确定。

(一) 恢复沉积埋藏史

这一过程主要是通过计算各地层单元在不同地质时间下的埋深，确定其孔隙度与时间的关系。其基本方程为：

$$\phi = \phi_0 e^{-az} \quad (1)$$

式中， ϕ 为深度 z (m)处的孔隙度， ϕ_0 为地表孔隙度， a 为该单元的压实系数(1/m)。

(1)式中的 ϕ_0 可根据该单元的岩性结构(各种岩性所占的比例)来确定，对于砂岩和泥岩分别取45%和62%是适宜的。 a 值的确定分两种情况，若盆地未发生过明显的抬升剥蚀作用或者确证现今的地层埋深为地史期的最大埋深时，则 a 值可根据(1)式计算，因为目前深度下各单元的孔隙度是已知的(从地球物理测井资料或实验室中测定)，便可从(1)式解得 a 。若盆地有过抬升剥蚀作用且地层现今的埋深并非地史期的最大埋深，那么只能通过计算各单元中每一岩性的 a 值(用经验公式计算)，再根据单元的岩性构成确定它的 a 值。

建立了各单元的压实方程，可根据下式计算各时间下每一单元的埋深(或厚度)

$$\int_{z_1}^{z+h_1} [1-\phi(z)] dz = \int_{z_2}^{z_2+h_2} [1-\phi(z)] dz \quad (2)$$

式中 Z_1 (或 h_1)， Z_2 (或 h_2)分别为地层单元在 t_1 时的埋深(或厚度)和 t_2 时的埋深(或厚度)。

剥蚀厚度(H)用下式处理：

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-a(z+H)} = \phi_0 e^{-aH} e^{-az} \quad (3)$$

(二) 计算地层温度

通过地层剖面的热流表示为：

$$Q(t) = \text{grad } T \cdot K \quad (4)$$

式中， $Q(t)$ 为 t 时的热流(mw/m^2)， K 为地层热导率($\text{w/m} \cdot ^\circ\text{C}$)， $\text{grad } T$ 为地温梯度($^\circ\text{C}/100\text{m}$)。

1. 确定盆地热流[$Q(t)$]

图1是C.Royden等(1980)根据Mckenjie(1978)提出的拉张模型计算的盆地形成历史中热流的变化，该模型说明地壳的沉陷是因上地幔隆起地壳引张造成的。这一假设能够解释中国东部的张性断拗型盆地的形成与演化，因此可根据图1来估算中国东部拉张型盆地(J₃-K, E-N盆地)的热演化过程。图中 r 值表示盆地所在的岩石圈类型，当 $r=1$ 时表示为纯大洋型岩石圈， $r=0$ 时为纯大陆型岩石圈。从图可见热流的变化轨迹完全取决于 r 值(即岩石圈大洋化的程度)，因此可以根据盆地的发育历史和大地构造位置，以及现今实测的或计算的热流值确定 r 值，再采用内插法确定盆地的热流变化曲线。

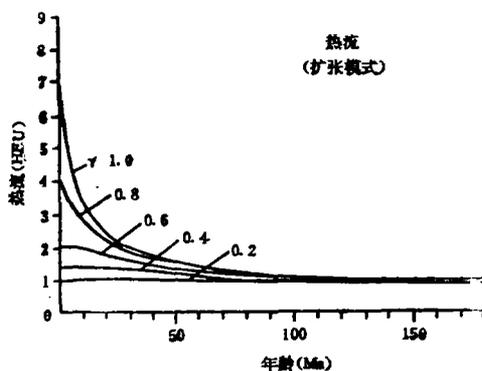


图 1 拉张盆地形成演化过程中热流的变化
(引自RoYden等, 1980)

对于挤压性盆地或克拉通内部发育的盆地, 由于这些盆地主要发育在陆壳上, 那么其热流在盆地演化过程中的变化是有限的, 一般认为这类盆地从岩石圈传导而来的热流是基本不变的。因此影响盆地热流变化的主要是沉积地层的自生热和岩石矿物物理化学变化产生的热。另一方面, 盆地现今的热流(实测和计算的)包括上述各种热效应的结果, 因此也或多或少地反映了这方面的变化。基于上述分析, 采用现今实测的地温梯度和地层热导率计算得到的盆地热流作为计算有机质成熟度的参数应能满足勘探的要求。即有:

$$\text{Grad } T_0 = (T - T_s) / z \tag{5}$$

T为温度测井获得的深度z(m)处地层的温度(℃), T_s为地表温度(℃), 那么有:

$$Q = K \cdot \text{Grad } T_0 \tag{6}$$

式中K为地表到测温点(z)的地层剖面的有效热导率。

2. 热导率的计算

地层单元的热导率为:

$$K_i = K_p^\phi \cdot K_m^{1-\phi} \tag{7}$$

φ为该单元的孔隙度, 从埋藏史中获得, K_p为孔隙流体的热导率, 可取0.6 w/m·℃; K_m为岩石基质的热导率, 根据各单元的岩石构成而定, 对于砂岩可取3.7 w/m·℃; 泥岩可取2.3 w/m·℃。

因此对于某一层段的有效热导率为:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{\sum_{i=1}^n (l_i / K_i)} \tag{8}$$

式中K_i(i=1, 2, 3, ..., n)为对应不同厚度l_i(i=1, 2, 3, ..., n)的地层单元的热导率。

通过热流和热导率的计算, 那么各单元在某一深度的温度为:

$$T_i = T_s + \int_0^z \frac{Q(z)}{K(z)} dz \tag{9}$$

(三) 有机质的成熟度

建立地层温度与有机质成熟度之间函数关系的基础是Lopatin (1971) 法则，即温度每增加10℃，反应速度加倍。为了便宜计算，采用了Middleton和Falvey (1983) 提出的镜质体反射率R°与温度时间的关系式：

$$(R^\circ)^a = b \int_0^t e^{c \cdot T(t)} \cdot dt \quad (10)$$

式中C值是通过Royden等 (1980) 提出的有机质热演化参量确定的，即C=0.068/℃，其意义表示温度增加10.2℃，反应速度加倍。a和b值为常数，通过拟合盆地现今的镜质体反射率值而定，反映了不同盆地具不同的演化过程。

二、应 用

(一) 四川盆地川西凹陷

川西凹陷从印支运动早期 (晚三叠世卡尼期) 开始发育，经历了印支、燕山、喜山运动阶段后形成了现今的面貌。川西凹陷的形成和发展与龙门山推覆体 (即古特提斯洋盆关闭的产物) 的演化密切相关，基本上属于一种受北西—南东向应力挤压的盆地，次一级构造的轴向均为北东—南西向。盆地发育的地层为上三叠统、侏罗统和下白垩统，厚度巨大，在深凹区 (什邡—彭、灌地区) 可达5000—7000m (残留厚度)。晚三叠世的早期为海相沉积 (马鞍塘组和小塘子组)，随后演化为陆相沉积，且上三叠统按其沉积旋回分为须下盆 (T₃m—T₃x³) 和须上盆 (T₂x⁴—T₃x⁶)，前者具被动大陆边缘的沉积特点，后者则代表了陆内拗陷型沉积。自侏罗世起，凹陷已基本演化为陆相“红色”沉积。因此川西凹陷的演化代表了被动大陆边缘到山沟盆地的演化过程。

有机地球化学研究证明川西凹陷的油气源岩是晚三叠世的马鞍塘组、小塘子组和须家河组，且主要以Ⅲ型 (腐殖型) 干酪根为主，煤层十分发育。该盆地油气产出层位分布广，但主要产层为须二段、须四段和须五段。而且在侏罗系的红层中亦产出工业性气流，气-源对比表明这些气藏气来自下覆的须家河组。

作为计算实例的川合100井大致位于川西凹陷的沉积沉降中心，因此计算结果能够反映川西凹陷热演化的一般面貌。图2为川合100井的柱状图，计算单元采用了地层单元。表1列出了基本输入数据，其中各岩性的现今孔隙度值是通过声波时差参数计算的，且以每个孔隙度所代表的层段厚作为权因子对各岩性的孔隙度作了加权处理，因此表中列出的孔隙度代表的是该单元

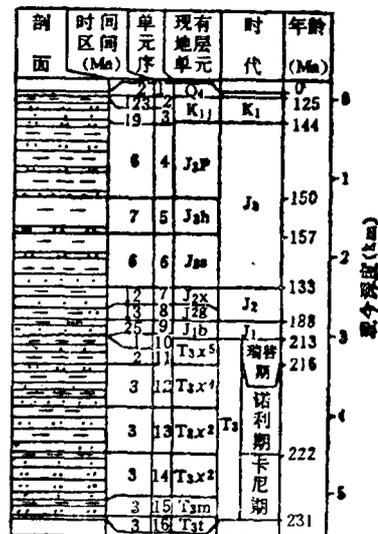


图2 川合100井柱状图

表1 川合100井输入数据表

地层单元	时间 (Ma)	深度 (m)	岩性比 (泥:砂:粉砂)	现今孔隙度 (泥、砂、粉砂、综合)	镜煤反射率 (%)
第四系(Q)	2.0	4.0	1.00:0.00:0.00	0.62, 0.00, 0.00, 0.62	
剥蚀期	125.0	4.0			
剑门关组(K _{1j})	144.0	301.0	0.36:0.45:0.19	0.19, 0.24, 0.27, 0.23	
蓬菜镇组(J _{3p})	150.0	1292.0	0.68:0.05:0.27	0.23, 0.17, 0.18, 0.22	
遂宁组(J _{3h})	157.0	1743.5	0.87:0.04:0.09	0.15, 0.12, 0.14, 0.15	
上沙溪庙组(J _{3s})	163.0	2429.5	0.68:0.18:0.14	0.16, 0.12, 0.15, 0.15	
下沙溪庙组(I _{2x})	175.0	2715.0	0.54:0.35:0.11	0.19, 0.18, 0.19, 0.19	
千佛崖组(J _{2q})	188.0	2814.5	0.76:0.07:0.17	0.16, 0.16, 0.11, 0.15	
白田坝组(J _{1b})	213.0	3045.0	0.55:0.13:0.32	0.13, 0.06, 0.11, 0.12	
剥蚀期	214.0	3045.0			
须家河组五段(T _{3x⁵})	216.0	3388.0	0.59:0.10:0.31	0.13, 0.08, 0.12, 0.12	1.3673
须家河组四段(T _{3x⁴})	219.0	3946.0	0.41:0.42:0.18	0.15, 0.05, 0.06, 0.09	1.7720
须家河组三段(T _{3x³})	222.0	4527.5	0.48:0.36:0.16	0.11, 0.03, 0.07, 0.08	2.3217
须家河组二段(T _{3x²})	225.0	5150.0	0.15:0.77:0.08	0.08, 0.04, 0.09, 0.05	3.1004
小塘子组(T _{3t})	228.0	5325.0	0.18:0.35:0.47	0.06, 0.02, 0.04, 0.04	3.3631
马鞍塘组(T _{3m})	231.0	5361.0	0.90:0.00:0.10	0.05, 0.00, 0.09, 0.05	3.4198

的平均值。镜质体反射率是通过实测确定的，由于样品的绝大部分是上三叠统含有有机质丰富的岩屑样或煤样，因此数据具有较高的可信度。

由于川西凹陷基本属于克拉通内的复合型盆地，那么根据地温梯度和热导率算得的热流值为51.24mw/m²，这一数值与汪辑安等(1985)的研究结果基本吻合。图3为川合100井镜质体反射率随剖面深度的变化，可见实测值与模拟值还是一致的，因此说模拟过程基本反映了实际情况。

图4反映了川合100井的沉积埋藏和热演化的过程。从图中可见川西凹陷自晚三叠世卡尼期(231Ma前)到早白垩世末(125Ma前)基本为一稳定的沉降过程。而且存在晚三叠世和晚侏罗世两个快速沉积期(沉积速度大于100m/Ma)。早白垩世末(燕山运动晚幕)地层达到了最大埋深(>6000m)，随后抬升剥蚀了近千m厚的地层。根据图4的热演化参数(R°)，川西凹陷上三叠统源岩的主要成熟阶段归纳在表2中。结合表2和图4便可得出以下几点认识：

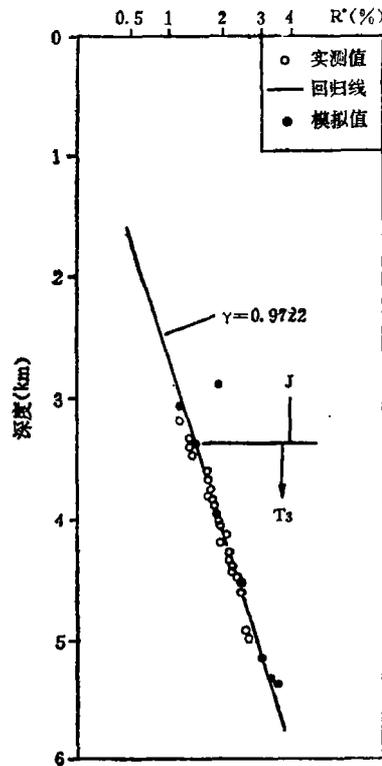


图3 川合100井镜质体反射率与深度的关系

1. 上三叠统各个层段的成熟门限深度差别很大，马鞍塘组、小塘子组和须二段的门限深度均超过3000m；而须三段到须五段的门限深度在2000—2600m的范围。由此说明地层的热力学方面的差异造成了有机质成熟的门限深度不一。

2. 须下盆的源岩在早侏罗世白田堤组沉积时就进入生油窗($R^o > 0.6\%$)，到晚侏罗世蓬莱镇组沉积期进入热解气阶段($R^o > 1.2\%$)；须上盆的源岩则要晚一些，须四段和须五段分别在 J_2 的下沙溪庙组和 J_3 的蓬莱镇组进入生油窗，早白垩统剑门关组沉积时进入热解气阶段。

3. 川西凹陷的上三叠统源岩在埋深2000—4000m时为主要生油期，该地层在目前具致密与超压的特征，这是长时期（近2亿年）地质作用的结果。而川西凹陷上三叠统地层要达到上述埋深仅需40—80Ma的时间，对比现今剖面相应深度的孔隙度（表1），那么在上述埋深的条件下其砂岩的孔隙度大于5%，泥岩孔隙度大于10%，即地层尚未成为致密层，也就是说川西凹陷的大部分油气是在地层致密之前形成的，即在地层致密之前就有油气进入输导层。

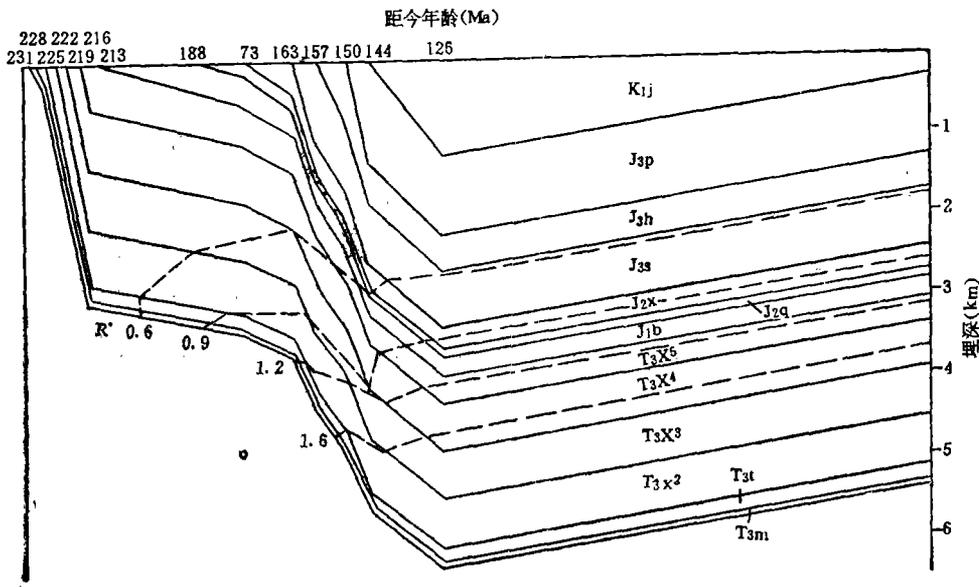


图4 川合100井沉积埋藏成熟史

表2 川西凹陷各源岩的成熟阶段

成熟阶段		地层	T_{3m}	T_{3t}	T_{3x^2}	T_{3x^3}	T_{3x^4}	T_{3x^5}
生油门限	深度 (m)		3075	3075	3075	2340	2060	2600
$R^o = 0.6\%$	时代		J_{1b} 早	J_{1b} 早	J_{1b} 早	J_{1b}	J_{2x}	J_{3h} 早
生油窗下限	深度 (m)		3600	3600	4000	3950	4100	4100
$R^o = 1.2\%$	时代		J_{2x}	J_{2x}	J_{3s}	J_{3p}	K_{1j} 早	K_{1j}

(二) 松辽盆地梨树凹陷

梨树凹陷位于松辽盆地东南部，面积约为4300km²，是松辽盆地南部众多的J₃-K₁断陷盆地之一。该凹陷由柳条和十屋二个半地堑组成，其中J₃-K₁地层厚2000—4500m。该凹陷经历早期断陷(J₃-K₁)和后期拗陷(K₂)二个发展阶段(赵庆吉, 1988)。断陷期湖盆较深而形成了该区的油气源岩；拗陷期因湖盆扩大水体变浅，据地化分析表明不具备生油气条件。目前发现的五家子油气藏为构造岩性油藏(图5)，该油藏油气层多，压力低，产量低，主要产层为五家子组(K₁w)、登娄库组(K₁d)和泉头组(K₂q)。

作为模拟点的松南18井(图5中的SN18)位于小五家子构造的西南端，该井深3000m，已作了系统采样分析(表3)。这些分析结果便为模式的基本输入数据，图6为松南18井柱状图，说明了地层情况。

据马力等●(1986)证明松辽盆地的深拗陷部位与莫霍面隆起呈明显的镜象关系，即松辽盆地的形成是上地幔上拱地壳引张而发生的沉陷。因此能用 Mckenzie (1978) 的扩张模型来解释，同时也可用图1来说明其热流的演化过程。另一方面，

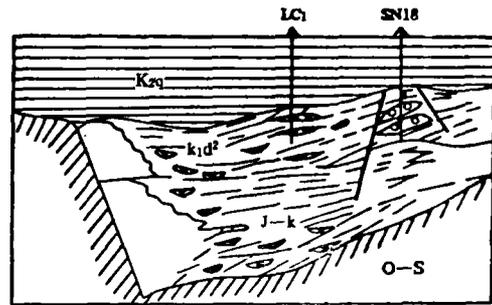


图5 梨树凹陷油气藏示意图
(据赵庆吉, 1988)

表3 松南18井输入数据表

地 层 单 元	时 间 (Ma)	深 度 (m)	岩 性 比 (泥:砂:粉砂)	现 今 孔 隙 度 (泥, 砂, 粉砂, 综合)	镜 煤 反 射 率 (%)
第 四 系 (Q)	2.0	10.0	1.00 : 0.00 : 0.00	0.62, 0.00, 0.00, 0.62	
剥 蚀 期	97.5	10.0			
青 山 口 组 (K ₂ qn)	113.0	72.0	0.42 : 0.16 : 0.42	0.38, 0.26, 0.29, 0.32	
泉 头 组 四 段 (K ₂ q ⁴)	114.5	159.0	0.75 : 0.25 : 0.00	0.43, 0.26, 0.00, 0.38	
泉 头 组 三 段 (K ₂ q ³)	116.0	420.0	0.64 : 0.21 : 0.15	0.34, 0.25, 0.27, 0.31	
泉 头 组 二 段 (K ₂ q ²)	117.5	723.5	0.66 : 0.24 : 0.10	0.29, 0.24, 0.26, 0.27	
泉 头 组 一 段 (K ₂ q ¹)	119.0	951.0	0.56 : 0.32 : 0.12	0.22, 0.24, 0.25, 0.23	
剥 蚀 期	127.0	951.0			
登 娄 库 组 (K ₁ b)	131.0	1308.5	0.54 : 0.46 : 0.00	0.17, 0.16, 0.00, 0.17	1.0200
五 家 子 组 上 段 (K ₁ w ²)	138.0	1755.0	0.51 : 0.21 : 0.28	0.19, 0.16, 0.10, 0.16	1.1300
五 家 子 组 下 段 (K ₁ w ¹)	144.0	2443.5	0.65 : 0.14 : 0.21	0.22, 0.13, 0.19, 0.20	1.3000
营 城 组 (J ₃₋₂)	156.0	2929.0	0.51 : 0.21 : 0.28	0.08, 0.13, 0.16, 0.11	1.4300

高瑞祺等(1985)的研究表明松辽盆地属于陆壳盆地，因此可以推断其r值小于0.5，那

● 马力等, 1986, 松辽盆地的演化和油气。

么其热流在地史时期的变化不会太大，根据模型计算的热流值为 $73.68\text{mw}/\text{m}^2$ ，与汪辑安等（1985）公布的松辽地区热流值 $70\text{mw}/\text{m}^2$ 相近，代表了高热流盆地。图7为镜质体反射率与埋深的关系，可见实测值与模拟值是吻合的。

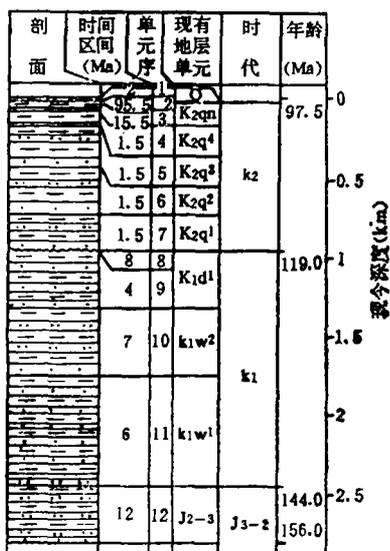


图 6 松南18井柱状图

图8为松南18井的沉积埋藏热演化曲线。由图可见凹陷的早期（J₃—K₁）是快速沉积期，其沉积速度大于 $400\text{m}/\text{Ma}$ 。另一方面该区发生了两次抬升剥蚀作用，一次是登娄库组末，剥蚀了近1330m厚的地层，另一次是青山口组末至今，剥蚀了近500m厚的地层。而热演化史表明了J₃—K₁源岩在K₁末均进入生油高峰期，五家子组和侏罗系的源岩在当时的R°已达到1.2%左右，登娄库组的R°大于0.5%。但是该源岩至今仍处于生油阶段（R°在1.0—1.3%范围）。由此可见梨树凹陷是个典型的早期生烃的盆地，这点与其高热流的特点一致。

由于梨树凹陷早期生烃（主要生烃期为K₁后期），其后又经历了两次构造抬升，因此该区的油气保存条件是较差的，已有的勘探结果表明该区的油气藏产层多，压力低，也间接地说明了油气散失现象较普遍。

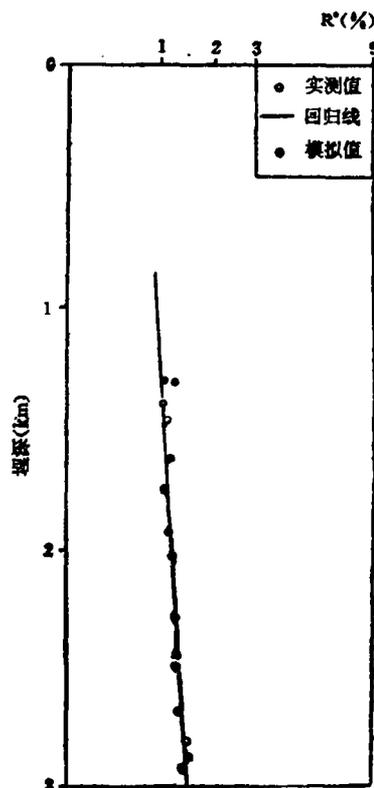


图 7 松南18井R°-深度关系图

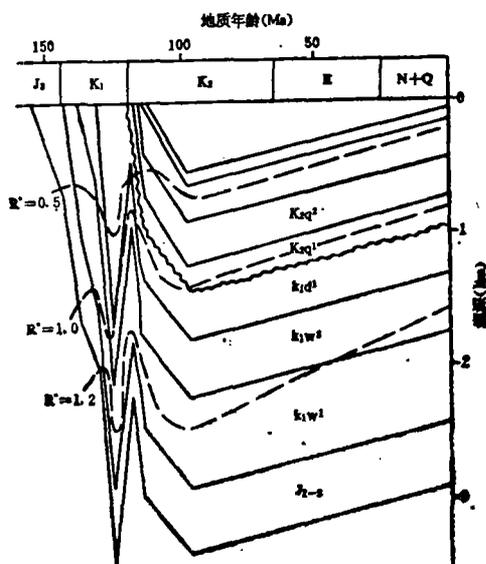


图 8 松南18井沉积埋藏史图

三、结 论

热演化史的计算机模型使人们能够迅速而准确地恢复沉积盆地有机质的热演化过程,从而确定油气生成的主要阶段。由于在模型的设计过程中最大程度地考虑到了地质体的极其复杂性,因此具有很大的灵活性,它可根据盆地的性质不同或勘探程度的不同而采用不同的计算过程,即突出了地质概念在模型中的作用。虽然本文中只给出了钻井剖面(一维)的模拟实例,但模型应用到整个盆地并无特殊的困难。

模型在四川盆地川西凹陷、南松辽盆地梨树凹陷成功地得到了应用。结果表明不同源岩的成熟门限深度是不同的,相差可达千米。川西凹陷的上三叠统源岩在地层致密之前就大量生成了油气,也说明源岩的排烃时间早于地层发生致密不利于排烃的时期。梨树凹陷是个早期生烃盆地,主要生烃期为早白垩的后期,这与该区高热流的特性是一致的。

(收稿日期:1989年11月28日)

参 考 文 献

- [1] 演怀玉、史玉祥、韩永辉, 1988, 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, 中国煤成气研究第1集, 地质矿产部石油地质研究所编, 地质出版社。
- [2] P.Ungerer, et al. 1984, Geological and geochemical models in oil exploration, Principles and Practical example, Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation, Ed. by G. Demaison and R.J. Murriss, AAPG, Tulsa, Oklahoma 74101, USA.
- [3] C. Royden, et al., 1980, Continental margin subsidence and heatflow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons, AAPG Bull, Vol. 64, No. 2, P. 173-187.
- [4] Middleton, M.F. and Falvey, D.A., 1983, Maturation Modelling in Otway basin, Australia, AAPG Bull, Vol. 67, No. 2.
- [5] D. McKenzie, 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins, Earth Planetary science Letters, Vol. 40, P. 25-32.
- [6] 汪辑安等, 1985, 地热与石油, 科学出版社。
- [7] 赵庆吉, 1988, 松辽盆地深层构造特征与油气, 石油与天然气地质文集, 中国煤成气研究第1集, 地质矿产部石油地质研究所编, 地质出版社。
- [8] 高瑞祺, 程学儒, 1985, 松辽陆相盆地沉积的成因机制及其与烃类形成的关系, 松辽陆相盆地石油地质, 石油工业出版社。

APPLICATION OF COMPUTER MODELS ON THE RECONSTRUCTION OF GEOTHERMAL HISTORY IN BASINS

Zheng Chaoyang Luo Qiuxia Guo Dixiao

(Central Laboratory of Petroleum Geology, MGMR)

Abstract

The reconstruction of geothermal history in sedimentary basins is one of the fundamental studies for the oil/gas exploration. Since the amount of hydrocarbons generated from source rocks shows its functional relationship to the maturity and the changes of geothermal field would influence on the behavior of oil/gas in basins, the accurate reconstruction of changing process of geothermal field in basins would be favorable for the improvement of efficiency in oil/gas exploration activities. Therefore, the authors of this paper have developed a set of models to estimate the geothermal behaviors in various geological periods by using the available data from drill wells. Thereafter, it clearly reveals the thermal evolution of organic matter and reconstructs the geothermal history of basins based on the available geothermal profiles.