

莺琼盆地高温超压成烃作用及成藏贡献

倪建华¹ 张坤² 廖成君² 黄龙威³ 卫拥军³

(1. 中国地质大学资源学院 湖北武汉 430074)

(2. 辽河油田勘探开发研究院 辽宁盘锦 124209)

(3. 中原油田采油五厂储量所 河南濮阳 457001)

摘要 莺琼盆地是一个年轻的新生代盆地,高温超压是该盆地的特点,盆地平均地温梯度高达4~5℃/100 m(明显高于世界各时代沉积盆地的3.0℃/100 m, Waples, 1980; Wood),盆地下第三系源岩普遍发育强烈超压。高温高压的地质背景,使得其海相源岩赋存的有机质演化及成烃作用有着独特特点。

关键词 高温超压 成烃作用 莺琼盆地 成藏贡献

1 温度对生烃过程的影响

温度是决定有机质热演化的最重要因素之一,地壳中热能传递的基本方式有两种:热传导和热对流。热传导是沉积盆地中热能传递的基本方式。传导热流的强弱取决于盆地形成演化的深部过程、动力学机制及沉积盖层非均质引起的基底热流再分配。沉积盆地中的流体(包括油气和水)具有活动性,并可成为热能的重要载体,因此流体的活动可引起热场的叠加,从而影响地层温度分布及有机质的热演化。下面分别就热传导和热流体活动对有机质的演化进行阐述。

1.1 热传导背景下烃源岩有机质热演化

烃源岩有机质热演化受温度和时间双重因子的控制。根据 Arrhenius 方程,烃类生成速率与温度成指数关系,与时间呈正比关系,二者之间可以相互补偿。如琼东南盆地崖北凹陷的崖城 8-2-1 井成烃门限深度为 3 100m($R_0=0.6\%$),对应层位为下第三系陵水组;莺歌海中央凹陷的 LD30-1-1A 井成烃门限深度为 3 000 m,对应层位为莺歌海组中、下部,地层年代明显较前者年轻得多。崖 8-2-1 井实测地温梯度为 3.65℃/100 m,乐东 30-1-1A 井大于 4.0℃/100 m。而二者与成熟门限大体相近,表明时间和温度可以互补。

1.2 热流体活动促进有机质的热演化

强烈的热流体活动是莺—琼盆地的重要特征之一,由此引起局部地温场叠加,促进有机质热演化和生烃作用。莺—琼盆地发育有传导型和传导—对流型两种地温场。前者以崖城 8-2-1 井等为代表(图 1),全井段地温梯度基本保持不变,成熟度指标与深度相关性良好。后者可进一步分为流体侧向输导和垂向输导增温型两种,分别以崖城 13-1-2 井和东方 1-1-1 井为代表,全井段成熟度指标随深度的变化往往成分段式分布。再以东方 1-1-1 井为例说明热流体活动对本区有机质热演化的影响。东方 1-1-1 构造为一底辟活动所形成的短轴背斜,在底辟活动过程中伴随的热流体活动表现为垂向受迫对流形式。经 DST 测试,该井地温梯

度为 39°C/km, 低于乐东 30-1-1A 井(46°C/km)。在东方 1-1-1 井中(图 2), 热解峰温在 2 650 m 接近 430°C, 镜质体反射率已达 0.6%, 表明已进入深成作用阶段。饱和烃及生物标志物分布亦证明东方 1-1-1 井源岩在 2 650 m 已基本成熟(图 3), 东方 1-1-1 井 2 650 m 样品正构烷烃的奇偶优势已完全消失, 甾烷 $C_{29}20S/(20S+20R)$ 已达 0.34, 并出现 β 构型; 而乐东 30-1-1A 井埋深近 3 000 m 的源岩仍具有明显的奇偶优势, 甾烷 $C_{29}20S/(20S+20R)$ 仅为 0.21, 且不发育明显的 β 构型。

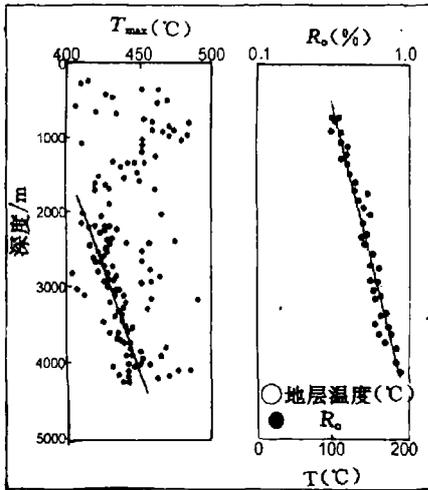


图 1 YA8-2-1 井 T/T_{max}/R_o 剖面及反映的局部地温场类型

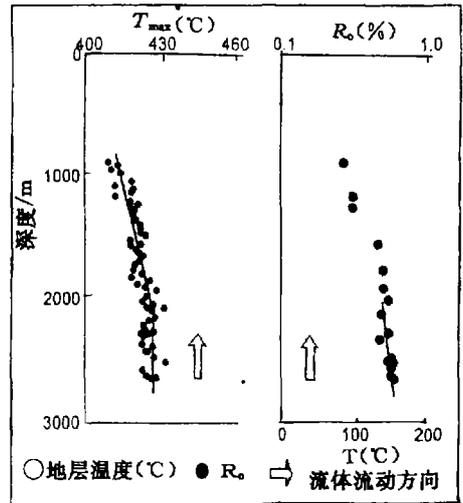


图 2 DF1-1-1 井 T/T_{max}/R_o 剖面及反映的局部地温场类型

非常有意义的是, 东方 1-1-1 井 2 000~2 650 m 热解峰温和镜质体反射率梯度异常低。由于该井中 2 000~2 650 m 层段与上覆地层的岩性组成差别不大, 地层热导率的变化不可能成为地温梯度异常的主要原因, 因此, 东方 1-1-1 井较高的有机质成熟度及 2 000~2 650 m 井段异常低的 T_{max} 和 R_o 梯度是活动热流体影响的结果。

由于活动热流体的影响, 东方 1-1-1 井有机质的生烃门限仅为 2 650 m, 比地温梯度高达 46°C/km 的乐东 30-1-1A 井浅 350 m。如果除去背景热流的

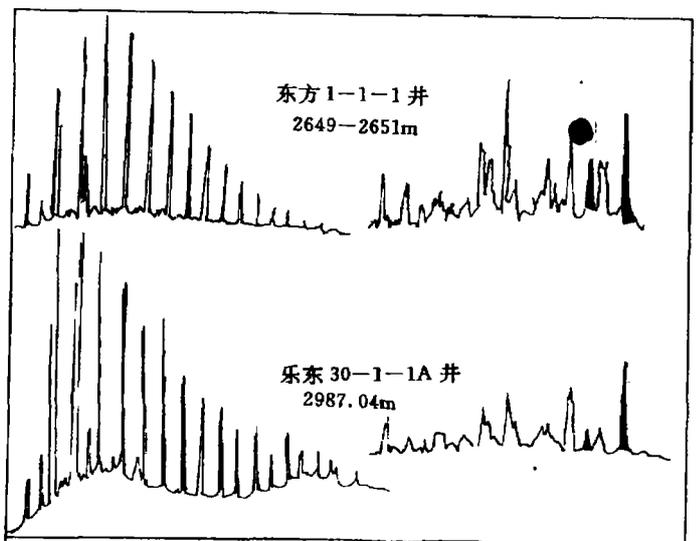


图 3 源岩饱和烃甾烷生物标志化合物分布特征比较

差异,活动热流体对有机质热演化的影响程度将更大。

2 超压对有机质演化的影响

长期以来,学术界关于压力在有机质热演化和油气生成过程中的作用存在三种相互矛盾的观点:①压力对有机质的热演化和油气生成无明显影响(Monthiux 等,1986);②压力的增大加速烃类的热裂解(Braun 和 Burnham,1990);③压力的增大明显抑制有机质的热演化和油气生成作用(Cecil 等,1977;McTavish,1978;Price 和 Wenger,1992)。Hill 等(1994)进行的 300℃和 340℃两组模拟实验以及 Price 等(1994)的实验都表明,在压力达到一定值后,压力的增大明显抑制有机质热演化,只是抑制作用差异程度不同而已。不同学者模拟结果的差异也揭示了压力对有机质热演化影响的复杂性。由于异常压力在沉积盆地的演化过程中最终将被释放,自然界中压力对有机质热演化和油气生成的影响难以识别。由于持续的快速沉降和较高的地温梯度,莺歌海盆地第三系源岩普遍发育了强烈超压,为研究异常孔隙流体压力对有机质热演化和油气生成作用的影响提供了难得的场所。通过地质、地球化学的综合分析,发现乐东 30-1-1A 井和琼东南盆地 YC35-1-1 井等深部强超压层段有机质的成熟作用受到明显的抑制。

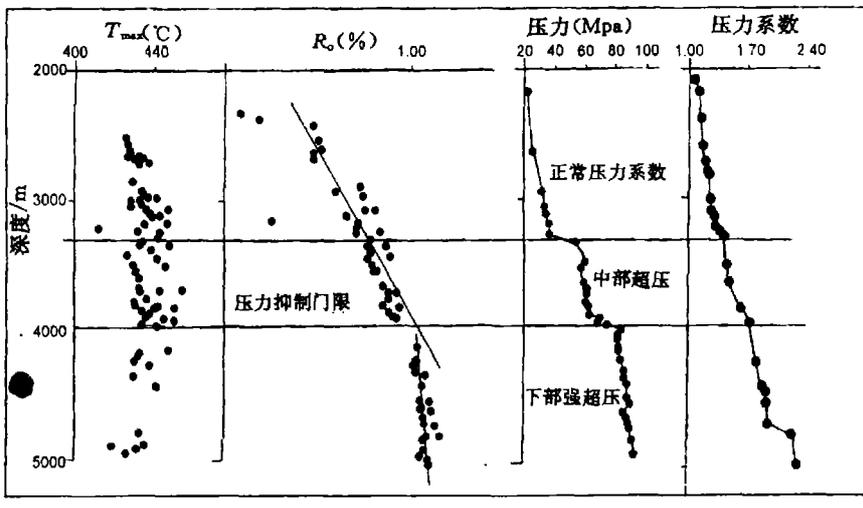


图4 乐东 30-1-1A 井有机质热演化—压力关系图

2.1 超压对有机质热演化的抑制作用

图4是乐东 30-1-1A 井的有机地化剖面图。从中可以看出,该井有机质的热演化表现出明显的异常。①镜质体反射率 R_o 剖面不连续并表现为明显的三段。上段(3 300 m 以上)镜质体反射率梯度正常,而下段(3 900 m 以下) R_o 梯度异常低,几乎接近零。②热解峰温(T_{max})剖面为非线性,也分为三段,分别对应于上、中、下 R_o 梯度段。在上段中, T_{max} 随深度增大而逐渐增大,但随埋藏深度增大,中段和下段的 T_{max} 值未表现出规律性变化,且中段的平均 T_{max} 值低于上段底部,而下段的平均 T_{max} 值更低;③上段 T_{max} 和 R_o 值互相吻合,但在中段和下段, T_{max} 和 R_o 随深度的变化相互矛盾,即随深度增大镜质体反射率微弱增大而实测

T_{\max} 值却呈现逐渐减小的趋势。 R_o 和 T_{\max} 值随深度的异常变化与孔隙流体压力的分布完全吻合,上、中、下 R_o/T_{\max} 段分别对应于浅部常压系统、中部超压系统和深部强超压系统。乐东30-1-1A井饱和烃的组成和分布亦表现出异常特征(见图5)。该井浅部饱和烃气相色谱呈双峰型。在4000m以上, C_{25}^+ 正构烷烃的丰度随深度增大逐渐降低,但埋深超过4000m样品的正构烷烃的组成和碳数分布非常相似。更引人注意的是,深部样品异常高的异戊二烯烃($iC_{18}\sim iC_{20}$)含量,与非常低的 C_{25}^+ 正构烷烃含量形成强烈的对照。在4000m以下,姥鲛烷/ nC_{17} 和植烷/ nC_{18} 甚至出现逐渐增大的趋势(图6),与正常热演化情况下恰恰相反。需要指出的是,上述饱和烃的碳数组成和分布及异戊二烯烃相对丰度的变化不可能是由有机质类型或沉积一成岩条件的变化引起的。在乐东30-1-1A井中,各层位源岩的热解氢指数一般不超过200mg/gTOC,干酪根显微组分以镜质组分和惰性组分为主,表明有机质主要来源于陆生高等植物。从图4中可以看出,上段(3300m以上) T_{\max} 值与 R_o 相互吻合,因此该段的 T_{\max} 和 R_o 值有效地反映了有机质成熟度。我们可能通过下延上段的线性 R_o 趋势线推测乐东30-1-1A井3300m以下层段有机质的成熟度(Dow,1977),中段和下段的实测 R_o 值明显低于预测值,表明中段和下段有机质的成熟度与源岩的热史不匹配。证明这些层段有机质的成熟度具有明显的低异常,换言之,乐东30-1-1A井以3300m以下特别是下段有机质的热演化受到明显的抑制。

对比乐东30-1-1A井和崖19-1-1井的有机质成熟度资料可以得出同样的结论。通常认为,有机质的成熟度主要受控于温度、有效受热时间及源岩增温速度(Wood,1988)。乐东30-1-A井现今地温梯度为46°C/km,明显高于崖19-1-1井(地温梯度为41°C/km),乐东30-1-1A井源岩的增温速度亦高于崖19-1-1井,因此乐东30-1-1A井源岩的成熟度应高于崖19-1-1井埋深相近的源岩。然而实际情况恰恰相反。例如,在5000m处,崖19-1-1井的实测地温约为220°C,实测 R_o 值高达2.4%;而乐东30-1-1A井的实测地温高达240°C,但实测 R_o 值不超过1.2%。

需要指出的是,乐东30-1-1A井 T_{\max}/R_o 剖面的不连续性及其异常低的有机质成熟度不可能是井漏引起的。在发生严重井漏的情况下,各项分析参数应保持基本稳定或出现相同的变化趋势。但在乐东30-1-1A井中,3000m以下源岩的总有机碳含量及其它地化指标随深度发生明显的变化,且中段和下段实测 T_{\max} 值随深度的变化趋势与 R_o 恰恰相反。理论上,造成垂向上有机质成熟度不连续的可能原因有四种:①有机质生源或沉积一成岩条件的变化引起的活化能差异(Price和Barker,1985;Price和Clayton,1990;Hao和Chen,1992);②对流传导对有机质热演化和油气生成的影响(Person和Garven,1992;Law等,1989);③与

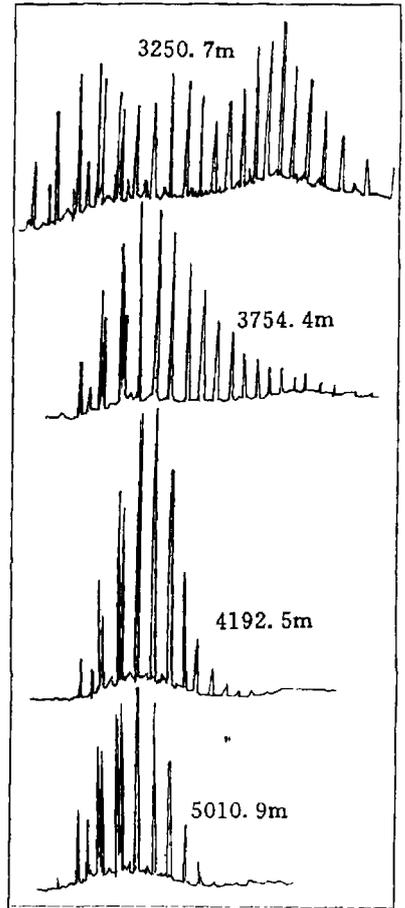


图5 乐东30-1-1A饱和烃气相色谱

岩性、孔隙度和/或孔隙流体组成有关的热导率差异(Decker 和 Horner, 1987);④压力对有机质热演化的抑制作用(Price 和 Wenger, 1992)。活化能较高的有机质的热演化速度相对较低,因此在相同的热力条件下,活化能较高的有机质的成熟度较低。一方面,乐东 30-1-1A 井各层位源岩均以高等植物来源的Ⅲ型干酪根为主,有机质活化能的变化不明显。另一方面,活化能较高的有机质只是增加了有机质达到某一成熟度阶段所需的温度或有效受热时间,而不会影响镜质体的光性特征(反射率)(Price 和 Clayton, 1990)。镜质体富氢亦可导致反射率受到抑制(Hao 和 Chen, 1992),但由此引起的镜质体反射率异常不影响 T_{max} 值等其它有机质成熟度指标。显然,乐东 30-1-1A 井的有机质热演化异常不可能是有机质活化能的变化或镜质体原始富氢程度的差异造成的。乐东 30-1-1A 井深部源岩的成熟度异常与活动热流体引起的热演化异常亦明显不同:乐东 30-1-1A 井异常低的镜质体反射率梯度段出现在高地温梯度背景下,与地下水注入区常常出现的低地温梯度和低 R_o 梯度明显不同;乐东 30-1-1A 井低镜质体反射率梯度段的有机质成熟度明显低于相同甚至较低地温梯度背景下埋深相近的源岩,与超压带内流体向上释放在超压界面附近形成的低 R_o 梯度段(Law 等, 1989)恰恰相反。由于乐东 30-1-1A 井各层位均为碎屑岩,因此地层热导率的差异(Decker 和 Horner, 1987)不可能是该井 3 300 m 以下有机质成熟度异常的主要原因。因此,造成该井有机质热演化异常的唯一可能原因是压力的作用。图 4 中三个 T_{max}/R_o 梯度段与垂向上互相叠置的三个压力系统完全对应,且从浅部静水压力系统到深部强超压系统,镜质体反射率梯度逐渐降低,充分证明异常孔隙流体压力的抑制作用是 R_o/T_{max} 剖面不连续及有机质成熟度异常低的主要原因。在中部和下部 T_{max}/R_o 段, T_{max} 随深度增大出现减小的趋势,是源岩中生成的烃类未被排出的反映(Hao 等, 1995),而有机质热演化产物的滞留作用是产生压力抑制效应的重要条件之一。在埋深超过 5 000 m, 实测地温高达 240℃ 的源岩中大量 C_{15+} 饱和烃的存在以及 4 000 m 以下源岩中饱和烃组成和分布的相似性正是有机质的热演化受到超压抑制的结果,而深部源岩中较高的异戊二烯烃含量可能亦与压力的抑制作用有关,即压力的抑制作用使热稳定性较低的组分得以在高温下稳定存在。

2.2 超压抑制作用的产生条件

据统计,全世界存在 180 多个异常高压盆地,其中 160 个多为含油气盆地。但很多盆地中发育有较强超压的层段有机质的热演化并未出现明显的异常。因此,压力对有机质热演化和油气生成的抑制作用是有条件的。在莺歌海、琼东南盆地中,异常压力的发育可能分为两种情况。一类是以泥岩为主的地层单元在有机质未成熟或低熟阶段由于快速增载引起的异常压力,相对于有机质热演化和油气生成作用而言,属于早期自源异常压力。莺歌海盆地各地层单元的超压基本属于此类。另一类是在源岩已达到相对较高的成熟度以后,在砂岩含量较高的地层中发育的超压,琼东南盆地崖 19-1-1 井深部层段的异常压力可能属于此类。晚期超压对有机质热演化未产生明显的抑制作用。

Price 和 Wenger(1992)在恒温(350℃)变压热解实验中发现,只有压力为 1077 巴的实验表现出明显的压力抑制效应,而低于 1077 巴的压力未对有机质热演化产生明显的影响。Price 和 Weng(1992)据此认为,要使压力对有机质的热演化产生明显的抑制需达到某一门限压力值。由此可见,异常压力的早期发育是其能否产生明显的抑制效应的重要条件之一。

然而,国内外大量资料表明,并非所有早期发育的异常压力均对有机质的热演化产生了明显的抑制作用。因此,压力的早期发育并不是其引起热演化抑制的充分条件。莺歌海盆地

超压抑制作用的发生是其特定的地质条件所决定的。根据乐东 30-1-1A 井的实际资料,莺歌海盆地可能发育在垂向上互相叠置的多个压力系统。深部强超压系统之上亦是超压地层,且上覆常压地层以泥岩为主,结果导致深部强超压带内生成的烃类难以排出。因此,有机质热演化产物的滞留对能否产生超压抑制作用可能具有重要意义。这一结果与 Goffe 和 Villey (1984)对法国变质岩的研究相吻合。Goffe 和 Villey (1984)发现,在未经剪切破碎的变质岩区,变质矿物中的包裹体含有油和烃气,变质岩中的干酪根与经历了晚期深成作用的干酪根相似,而剪切破碎的变质岩区的干酪根

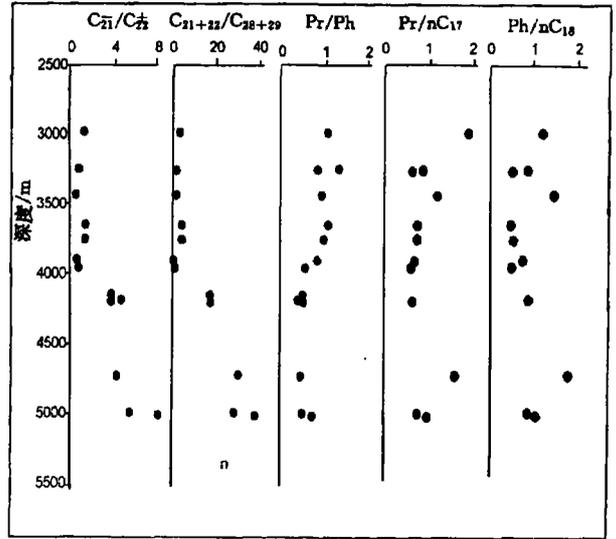


图 6 乐东 30-1-1A 井饱和烃分布随深度的变化

已类似无烟煤。烃类被滞留在源岩中不仅使源岩长期保持较高的孔隙流体压力,而且使有机质热演化的产物具有较高的分压。因此保持较高的烃类分压是产生压力抑制作用的重要条件。

2.3 压力的对生烃的抑制作用的微观解释

笔者认为有机质热演化反应中的超压抑制作用及其条件可以从一般化学反应的规律来解释,它遵循一个著名的 Le Chatelier 定律:增大生成物浓度会降低反应速度。有机质生烃过程是一个体积增大的反应。压力的增大,本身就会降低反应速度,另一方面,超压能阻止生成物——烃类的运移,表现形式为增大生成物的浓度。因此,在成烃过程中,表现为超压(自源,早期发育的源岩超压)抑制有机质的成熟作用。

关于要使压力对有机质的热演化产生明显的抑制需达到某一门限压力值的问题,这是涉及烃类运移的逆过程问题。在排烃过程中,烃类要突破某一门限压力(吸附作用与毛细管封闭作用)的限制才能大规模发生。相反,压力的抑制作用也只有当其达到某一门限值时才能阻止生成的烃类的运移,从而增大反应物的浓度而降低反应速度,宏观上表现为抑烃作用。有机质的成熟度越高,压力门限也越大,是因为成熟度越高,生烃过程越容易发生,相反,作为逆过程,则越难发生,因此压力门限相应提高,这是由于有机质热演化反应本身决定的。

3 高温超压对莺歌盆地成藏的贡献

莺歌盆地是一个高地温场的盆地,流体底辟、泥底辟发育和各种活动热流体引起的热场叠加,使在传导背景下不可能成熟的源岩进入生烃门限,因此从油气生成的角度扩大了有效烃源岩的层位和体积。莺歌海盆地泥底辟规模巨大,与泥底辟作用有关的活动热流体的影响范围更广。此外,高温促使烃类向天然气方向转化,更有利于气藏的形成。同时,超压的抑烃作用使本应进入变质状态的源岩保持在有利的排烃带内,也大大有利于油气藏的形成。莺歌盆地的特殊温压条件,使得高温超压对其成藏有着特殊的贡献。

盆地内崖南凹陷的气藏就是在高温超压背景下形成的。该凹陷地温梯度高达 $4.1 \sim 4.56^\circ\text{C}/100\text{ m}$, 由于高地温场的热效应特别是断裂后快速沉降主动热事件的叠加, 导致烃源岩的有机质热演化经历了高温快熟的成烃史, 高温效应使得陆源有机质中的木质素, 纤维素迅速降解产生大量天然气, 而另一部分富氢组分则可能先转化为石油, 但在高温作用下这一部分石油又将迅速裂解为天然气, 因此, 生油窗窄, 气窗宽。传统的油气地化理论认为, 在温度达到 200°C 左右, 液态烃已不能稳定存在。因此, 按地温梯度计算, 埋深超过 $4\ 800 \sim 5\ 000\text{ m}$ 的源岩均已进入准变质阶段。但是, 正是由于异常高压对有机质的演化和油气的生成具有抑制作用, 导致强超压层内有机质的成熟速度大大减缓, 使正常压力条件下本应进入准变质阶段的源岩保持在有利的排烃带之内, 从而拓宽了有效气源岩的厚度。崖南凹陷生油窗顶界深度为 $3\ 000\text{ m}$ ($R_o = 0.6\%$), 底界深度为 $4\ 800\text{ m}$ ($R_o = 1.3\%$), 下第三系生烃层进入高成熟阶段 (R_o 大于 1.3%) 最大厚度可达 $3\ 800\text{ m}$, 远远超过一般的准变质门限。崖南凹陷几个大气藏就是在这样独特的地质条件和作用下形成的, 其中崖 13-1 构造为大气田, 21-3 构造为气田, 崖 19-1, 21-1 等构造均为气显示良好。

4 结论

(1) 在烃源岩的有机热演化过程中, 温度起着重要的作用, 温度和时间共同控制生烃速率, 二者可以相互补偿。高地温促进有机质的演化和生烃作用, 使烃源岩提前成熟。

(2) 莺琼盆地深部超压对有机质的演化和烃类的生成有明显的抑制作用。

(3) 并非所有的超压都有抑烃作用, 超压的抑制生烃作用是有条件的, 早期发育的自源超压阻碍生成的烃类的排出, 保持较高的烃类分压是超压抑烃作用的条件。

(4) 高温超压对莺琼盆地油气藏的形成有着重要的贡献, 其使源岩提前成熟, 准变质作用推迟, 有效地拓宽了生油(气)窗, 有利于油气藏的形成。

主要参考文献

- 1 杜楣, 郑红印, 焦秀琼. 异常压力与油气分布. 地学前缘, 1995, 2(3): 137~147.
- 2 郝芳, 陈建渝, 孙永传. 有机相研究及在沉积盆地分析中的应用. 沉积学报, 1994.
- 3 王良书, 施央申. 油气盆地地热研究. 1989.
- 4 Hao Fang, Sun Yongchuan, Li Sitian, et al. Overpressure retardation of organic-matter maturation and hydrocarbon generation: A case study from the Yinggehai and Qiongdongnan basins, offshore South China Sea. AAPG Bull, 1995, 79(4): ~.
- 5 Price L C, et al. Solubility of crude oil in methane as a function of pressure and temperature. Organic Geochemistry, 1983, 4: 201~221.