

文章编号: 0253-9985(2005)02-0177-08

海相不同类型烃源岩有机质丰度热演化规律

秦建中¹, 金聚畅¹, 刘宝泉²

(1. 中国石化石油勘探开发研究院无锡实验地质研究所, 江苏无锡 214151;

2. 中国石油华北油田分公司勘探开发研究院, 河北任丘 062552)

摘要: 烃源岩加水热压模拟实验和自然演化剖面实测都表明, 海相不同类型烃源岩的有机质丰度热演化可分为 3 段: 未成熟-低成熟阶段 (R_o 小于 0.8%) 随成熟度的增加有机碳含量及生烃潜量变化不明显; 在成熟阶段中晚期 (R_o 为 0.8%~1.3%) 有机碳含量和生烃潜量随成熟度增加逐渐降低, 其根本原因是油气不断大量生成和排出; 在高成熟-过成熟阶段随成熟度的增加有机碳含量变化又不明显。未成熟-低成熟阶段到高成熟阶段, 有机质丰度明显降低, 需要进行原始有机碳含量的恢复。经不同类型源岩对比, 恢复系数与生排烃潜力、干酪根类型、成熟度和有机质含量等因素有关, 而与岩性关系不大。

关键词: 海相; 高成熟-过成熟; 碳酸盐岩; 有机碳含量; 恢复系数

中图分类号: TE112.115

文献标识码: A

Thermal evolution pattern of organic matter abundance in various marine source rocks

Qin Jianzhong¹, Jin Juchang¹, Liu Baoquan²

(1. Wuxi Branch of Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu;

2. Exploration and Development Research Institute of Huabei Oilfield Company, PetroChina, Renqiu, Hebei)

Abstract: Both simulation experiment on source rocks performed under watered, heated and pressured conditions and measurement of natural evolution sections show that thermal evolution of organic matter abundance in various marine source rocks can be divided into 3 stages, i. e. immature-low mature stage, mature stage and high mature-overmature stage. In immature-low mature stage ($R_o < 0.8\%$), TOC and hydrocarbon generating potential change insignificantly with increasing maturity. In mid-late mature stage ($R_o = 0.8\% - 1.3\%$), TOC and hydrocarbon generating potential decrease progressively with increasing maturity, simply due to the persistent generation and expulsion of large amount of hydrocarbons. While in high mature-overmature stage, TOC varies insignificantly again with increasing maturity. The abundance of organic matter lowers significantly from immature-low mature stage to high mature stage, thus the original TOC should be restituted. Comparison of different types of source rock shows that the restitution coefficient is related to hydrocarbon generating and -expulsing potentials, kerogen types, maturity and TOC, while it has little correlation with lithologies.

Key words: marine facies, high mature-overmature, carbonates, TOC, restitution coefficient

海相不同类型烃源岩主要是指海相页岩、含钙页岩、钙质页岩、泥灰岩和灰岩等碳酸盐岩含量大于 20% 的烃源岩。根据干酪根热降解生烃理

论^[1~5], 随着烃源岩埋藏深度或温度的不断增加, 当达到生油门限以后, 开始大量生排烃, 油气的排出应使烃源岩有机质含量相对降低。对高成熟-

基金项目: 中国石化科技攻关项目(P02089)

第一作者简介: 秦建中, 男, 48 岁, 教授级高级工程师, 石油地质勘探与油气地球化学

收稿日期: 2005-03-24

过成熟烃源岩来说,若用残余有机碳含量进行烃源岩评价,可能就会失真,因此,进行有机质丰度的恢复是必要的^[6~10]。但是,高成熟-过成熟烃源岩残余有机质丰度是否需要恢复仍存在着较大的争议。梁狄刚教授等认为,随成熟度的增加,烃源岩有机质含量减少并不明显,高成熟-过成熟烃源岩残余有机碳含量与未成熟-低成熟烃源岩残余有机碳含量相差不大,不需要进行原始有机碳含量和原始生烃潜量的恢复^[11]。本文根据烃源岩大量的热压模拟实验、自然演化剖面 and 理论推算数据和资料证实,烃源岩有机质含量在成熟阶段中晚期(R_o 为0.7%~1.35%)随成熟度的增加确实明显减少,有必要对高成熟-过成熟烃源岩原始有机碳含量和原始生烃潜量进行恢复,这也是多数有机地球化学学者所认可的^[6~10]。

关于残余有机碳含量及生烃潜量的恢复方法国外研究报导很少。主要是我国学者做了大量的研究工作^[6~10]。恢复原始有机质丰度理论上最好采取自然剖面法,即采集相同层位不同埋深的烃源岩,实测有机碳含量及生烃潜量,然后求出不同成熟度烃源岩原始有机质丰度的恢复系数。但这些样品的岩性、岩相、有机质丰度和类型都应相似。而且要有从未成熟到各个演化阶段的样品,显然这种系列样品很难采集到^[12,13]。因此,热模拟实验方法就成了恢复原始有机质丰度的一种最主要的方法。

1 热压模拟实验

海相不同类型烃源岩热压模拟实验是研究有机质丰度变化规律的重要方法之一。下面是根据大量未成熟至成熟阶段不同类型烃源岩加水热压模拟实验数据综合和归纳出来的规律性认识。

1.1 海相 iv 型干酪根

1.1.1 未成熟海相富烃页岩

该模拟样品来自青藏高原羌塘盆地中部侏罗系(G_{161}),碳酸盐含量为24%,有机碳含量为29.51%,氢指数为704 mg/g,腐泥组占80%,属iv型干酪根,沥青反射率为0.25%,是难得的未成熟海相烃源岩样品。富烃页岩有机碳含量(R_o ,图1A)、生排烃量和生烃潜量随成熟度(热解最高峰温,图2A)的变化具有如下特征。

(1) 未成熟-低成熟阶段, R_o 为0.75%,模拟温度小于275℃。这一时期烃源岩尚未开始大量生排油或处于未熟-低熟稠油阶段,排出产物主要为非

烃+沥青质,排油量相对有机碳含量尚微不足道,其残余有机碳含量随成熟度的增加变化不大,平均为28.6%,变化范围为27.4%~30.5%(图1A)。此阶段生烃潜量从262.5 kg/t 降到176.7 kg/t,模拟生排油量从29.2 kg/t 增加到156.4 kg/t(图2A),排出油并未使有机碳含量减少多少,这可能与岩石体积相对缩小、密度相对增大等有关。

(2) 成熟阶段中晚期, R_o 为0.75%~1.35%,模拟温度变化范围为275~375℃。这一时期是干酪根大量热降解生成油气并排出的阶段。其残余有机碳含量随成熟度的增加明显减小,当 R_o 大于或等于1.35%时,有机碳含量从28.6%左右减少到17%左右,原始有机碳含量约降低了40.6%;生烃潜量从175 kg/t 降到25 kg/t 左右,而模拟生排油气量从156 kg/t 增加到200 kg/t 左右,排出产物主要是轻质油和气,相对容易排出烃源岩。这时岩石体积变化已经很小,它们使岩石中的残余有机碳含量明显减少。即残余有机碳含量明显减少、生烃潜量明显减少、模拟生排轻质油和气量明显增加及岩石体积变化很小是相辅相成的。

(3) 高成熟-过成熟阶段, R_o 大于1.35%,模拟温度大于375℃。此阶段主要产物为凝析油和湿气,它是干酪根热降解及早期生成的液态产物再次大量裂解形成的。其残余有机碳含量随成熟度的增加变化不明显,平均在17%左右,变化范围为16.5%~17.2%;相对应的生烃潜量已经很低,平均只有3 kg/t 左右,而模拟生排油气量均在222 kg/t 左右,排出产物主要是气,相对容易排出。这时期岩石体积变化已经很小,但是有机质聚合反应可能使残余有机碳含量并未出现减少,有的样品反而出现增加的趋势。即残余有机碳含量、生烃潜量、模拟生排气量均未明显变化。

因此,未成熟富烃页岩有机碳含量及生排烃量随成熟度的增加出现三段式的变化规律:未成熟-低成熟阶段的不变段(R_o 小于0.75%)是未开始大量排油气之前的原始有机碳含量数值;成熟阶段中晚期的降低段(R_o 约为0.75%~1.35%)则是干酪根大量热降解生成并排出油气时期,原始有机碳含量约降低了40.6%;高成熟-过成熟阶段的不变段(R_o 大于1.35%)是大量排油气之后的残余有机碳含量数值;也就是说,高成熟-过成熟阶段的残余有机碳含量若恢复到未成熟-低成熟阶段

的原始有机碳含量, 恢复系数应为 1.68 左右。

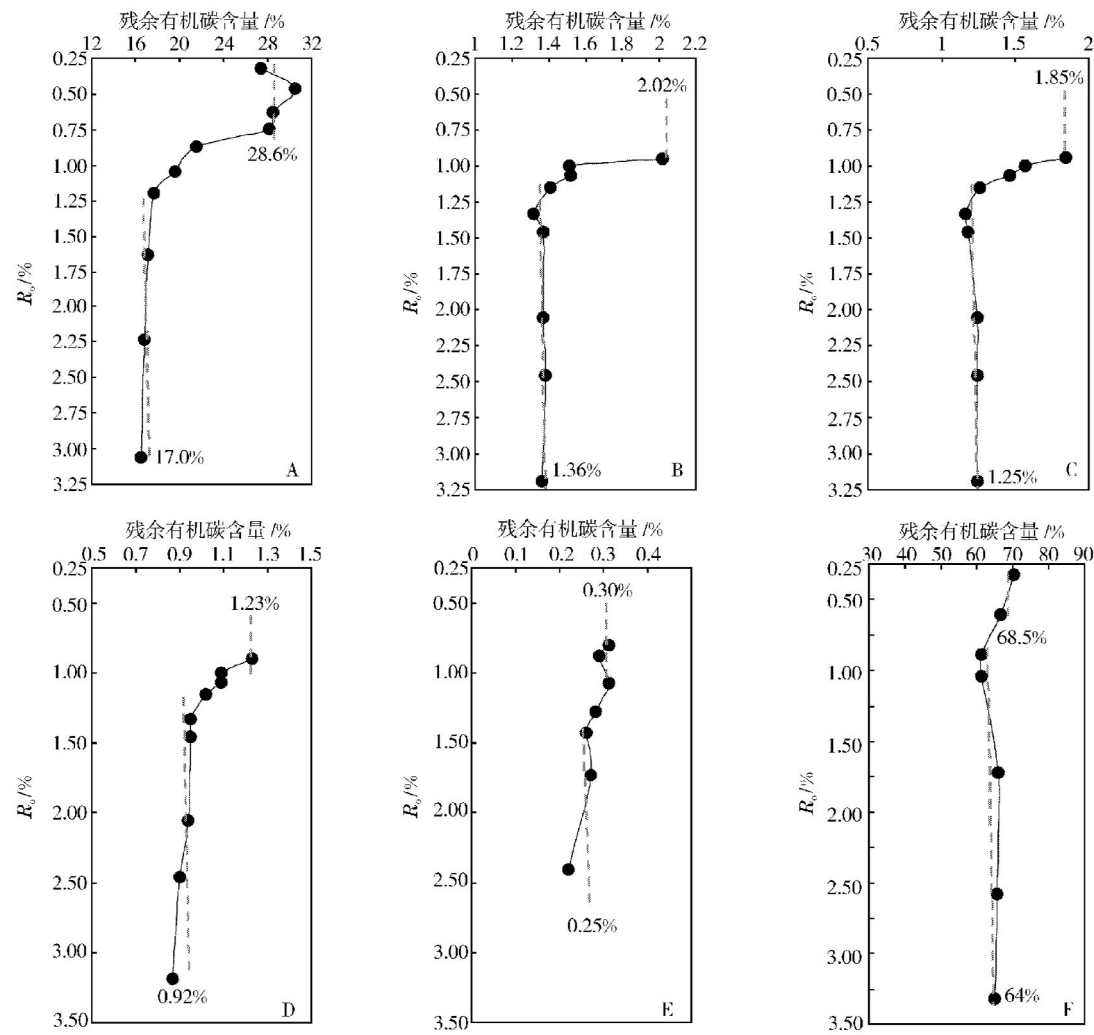


图 1 海相不同类型烃源岩及固体沥青有机碳含量随成熟度(R_o)的变化曲线

Fig. 1 Maturity (R_o) vs. TOC in various marine source rocks and solid bitumen

A—富烃页岩, iv型, 有机碳含量降低 40.6%; B—富烃泥灰岩, ㊦型, 有机碳含量降低 32.7%;
C—富烃灰岩, ㊦型, 有机碳含量降低 32.4%; D—灰岩, ㊦型(接近 ㊦型), 有机碳含量降低 25.2%;
E—低丰度泥灰岩, ㊦型, 有机碳含量降低 16.7%; F—固体沥青, 有机碳含量变化不大

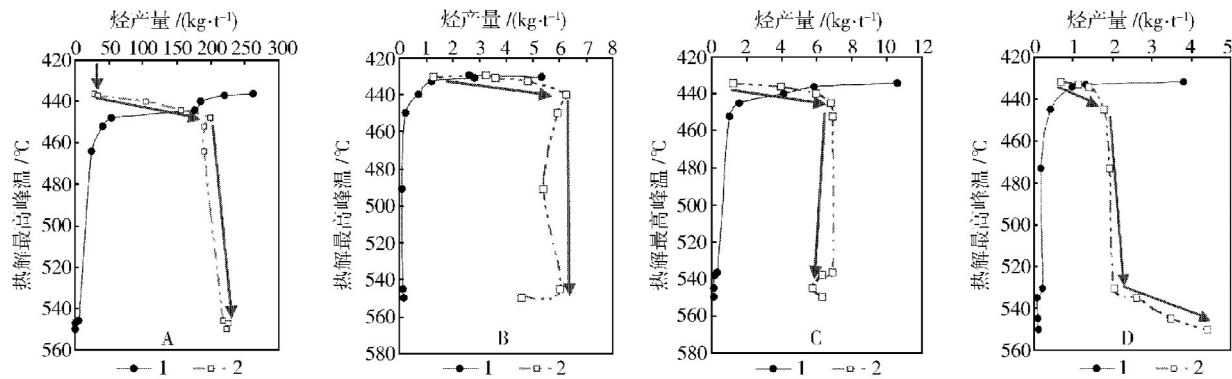


图 2 海相不同类型烃源岩生排烃量和生烃潜力随成熟度(热解最高峰温)的变化规律

Fig. 2 Relationships between maturity (T_{max}) and hydrocarbon generation and expulsion, and hydrocarbon generating potentials in various marine source rocks

A—富烃页岩, iv型; B—富烃泥灰岩, ㊦型; C—富烃灰岩, ㊦型; D—灰岩, ㊦型(接近 ㊦型);
1—生烃潜力; 2—模拟生排烃量

1.1.2 成熟海相富烃泥灰岩和富烃灰岩

该海相泥灰岩(碳酸盐含量 54.2%)和灰岩(碳酸盐含量 78.9%)也是来自青藏高原羌塘盆地中部,原始模拟样品热演化均已经达到成熟阶段(R_o 为 0.95%左右)。其烃源岩有机碳含量及生排烃量和生烃潜量随成熟度的变化特征与未成熟 iv 型干酪根富烃页岩基本相同,只是原始模拟样品已经达到成熟阶段中期,缺失未成熟-低成熟阶段的不变段。泥灰岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 1.71% 左右减少到 1.07% 左右,降低了约 37.4%,此阶段有机碳含量最高恢复系数应大于 1.6,按未成熟 iv 型干酪根富烃页岩的三段式推算,高成熟-过成熟阶段原始有机碳含量的恢复系数应为 1.68 左右。灰岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 1.9% 左右减少到 1.2% 左右,降低了约 36.8%,此阶段有机碳含量最高恢复系数应大于 1.58,按未成熟 iv 型干酪根富烃页岩的三段式推算,高成熟-过成熟阶段原始有机碳含量的最高恢复系数也应在 1.68 左右。也就是说,iv 型干酪根高成熟-过成熟阶段富烃源岩有机碳含量恢复系数应为 1.68 左右。

1.2 海相 ㊟ 型干酪根

海相 ㊟ 型干酪根富烃泥灰岩、富烃灰岩和低有机质含量灰岩原始模拟样品均来自青藏高原羌塘盆地侏罗系,有机质均已经进入成熟阶段,前两者 R_o 为 0.95% 左右,后者 R_o 为 0.9% 左右。其富烃泥灰岩和富烃灰岩有机碳含量及生排烃量和生烃潜量随成熟度的变化特征(图 1B, C, 图 2B, C)与 iv 型富烃源岩(图 1A, 图 2A)相似,也只是缺失未成熟-低成熟阶段的不变段。

(1) 富烃泥灰岩有机碳含量在成熟阶段中晚期从 2% 左右减少到 1.36% 左右(图 1B);生烃潜量从 5.34 kg/t 降到 1 kg/t 以下,而模拟生排油气量则从 1.3 kg/t 增加到 5 kg/t 以上(图 2B)。高成熟-过成熟阶段富烃泥灰岩有机碳含量的恢复系数最高应为 1.48。

(2) 富烃灰岩有机碳含量在成熟阶段中晚期从 1.85% 左右减少到 1.25% 左右(图 1C);生烃潜量从 10.6 kg/t 降到 1 kg/t 左右,而生排油气量则从 1.2 kg/t 增加到 6.8 kg/t(图 2C)。高成熟-过成熟阶段富烃灰岩有机碳含量的恢复系数最高也为 1.48。

(3) 低有机质丰度灰岩有机碳含量在成熟阶段中晚期从 0.36% 左右减少到 0.25% 左右,高成

熟-过成熟阶段低有机质丰度灰岩残余有机碳含量变化范围为 0.23%~0.26%,平均 0.25%,恢复系数应为 1.44 左右。

因此,海相 ㊟ 型干酪根碳酸盐岩有机碳含量随成熟度的增加也将出现三段式,成熟烃源岩一般缺失未成熟-低成熟阶段的不变段。成熟阶段中晚期碳酸盐岩残余有机碳含量和生烃潜量随成熟度的增加迅速降低,有机碳含量一般降低 33% 左右;高成熟-过成熟烃源岩残余有机碳含量变化不明显,但相对未成熟-低成熟阶段,恢复系数为 1.45~1.5。此外,从 ㊟ 型碳酸盐岩样品的有机质丰度高低来看,丰度越低,其生排烃量、有机碳含量降低量和最高恢复系数越来越小。

1.3 其他类型烃源岩

除碳酸盐岩外,海相 ㊟ 型(接近 ㊟ 型)干酪根源岩还有富烃泥岩、富烃钙质页岩、富烃钙质泥岩、灰岩和低有机质丰度泥灰岩。这些源岩的模拟样品均来自青藏高原中生界,均为成熟样品,前四者 R_o 为 0.95% 左右,后者 R_o 为 0.8% 左右。它们的有机碳含量、生排烃量和生烃潜量随成熟度的变化特征与 iv 型、㊟ 型成熟烃源岩相似,也缺失未成熟-低成熟阶段的不变段。

(1) 富烃泥岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 6.2% 左右减少到 3.96% 左右,生烃潜量从 15 kg/t 降到 3 kg/t 以下,而生排油气量则从小于 4 kg/t 增加到 13 kg/t 以上;高成熟-过成熟阶段富烃泥岩有机碳含量随成熟度增加反而略有增加,变化范围为 3.47%~3.97%,恢复系数为 1.32 左右。

(2) 富烃钙质页岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 13.3% 左右减少到 10.2% 左右,生烃潜量从 40 kg/t 降到 5 kg/t 左右,而生排油气量则从 8 kg/t 增加到 25 kg/t 左右;高成熟-过成熟富烃钙质页岩有机碳含量变化范围相对较大,在模拟温度 500℃ 时,降低较明显,恢复系数为 1.30 左右。

(3) 富烃钙质泥岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 7.1% 左右减少到 5.58% 左右,生烃潜量从 25 kg/t 左右减少到 2.5 kg/t 左右,而生排油气量则从 4.7 kg/t 增加到 16 kg/t 以上;高成熟-过成熟阶段有机碳含量随成熟度增加反而略有增加,变化范围为 5.45%~6.12%,恢复系数为 1.27 左右。

(4) 灰岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 1.23% 左右减少到 0.92% 左右(图 1D),生烃潜量从 3.8 kg/t 降到 0.2 kg/t 以下,而生排油气量从 0.7

kg/t 增加到 2 kg/t 以上(图 2D)。高成熟-过成熟灰岩有机碳含量随成熟度增加略有降低,变化范围为 0.95%~0.87%,恢复系数为 1.34 左右。

(5) 低有机质丰度泥灰岩在成熟阶段中晚期有机碳含量从 0.3% 左右减少到 0.25% 左右;高成熟-过成熟阶段泥灰岩有机碳含量随成熟度增加略有减少,变化范围为 0.22%~0.26%,恢复系数为 1.2(图 1E)。

因此,海相 ㊟ 型(接近 ㊟ 型)不同类型烃源岩有机碳含量及生排烃量和生烃潜量随成熟度的增加也将出现三段式。残余有机碳含量在成熟阶段中晚期随成熟度的增加降低约 23% 左右;高成熟-过成熟烃源岩有机碳含量的恢复系数变化范围为 1.30~1.35。残余有机碳含量的减少与生烃潜量的减少,生排油气量的增加及岩石体积变化是一致的。烃源岩有机质含量越低,生排油气量、有机碳含量降低量和恢复系数越来越小。岩性不同对生排烃量、有机碳含量降低量和恢复系数影响并不明显,泥页岩烃源岩有机碳含量似乎在高成熟-过成熟阶段更易出现异常,可能与岩性、成岩环境或模拟实验条件有关。

1.4 固体沥青

固体沥青也是来自羌塘盆地侏罗系海相地层一个低成熟样品,沥青反射率只有 0.33%,有机碳含量 70.24%。其有机碳含量随成熟度增加略有降低或增加,不同于其他海相烃源岩。在 R_o 约为 0.3%~1.3%,固体沥青有机碳含量随成熟度的增加略有降低,最高不超过 12%;在 R_o 大于 1.3% 之后,反而略有增加,最高增加 7%(图 1F)。总的来看,固体沥青有机碳含量在各成熟阶段变化不大,即高成熟-过成熟固体沥青有机碳含量并不需要恢复。主要原因是:生排油气量相对较低,只相当于 ㊟ 型干酪根;④聚合作用;④固体沥青体积变化不大,有机质占总体积的 50% 以上。

2 自然演化剖面

根据海相烃源岩自然演化剖面来研究有机质丰度随成熟度的变化相对更为困难,关键是在相同层段要找到不同演化阶段的沉积环境、干酪根类型相似以及岩性相似的烃源岩。研究中选取了华北中上元古界下马岭组、洪水庄组页岩、铁岭组碳酸盐岩和羌塘盆地安多 114 道班侏罗系灰岩的自然演化剖面为代表,它们的共同特征是发育成熟阶段的

烃源岩,有机质丰度随成熟度的演化规律与上述海相烃源岩加水热压模拟结果基本上是一致的。

2.1 华北北部下马岭组和洪水庄组

华北北部中-上元古界下马岭组页岩和洪水庄组页岩为一套闭塞的陆表海沉积,以潮下泻湖或潮间泻湖、还原或弱还原环境内形成的黑色页岩为主,富含有机质。残留有机质以藻类为主,属 ㊟ 型干酪根。同时,也含有含沥青的藻叠层白云岩。

(1) 华北北部中-上元古界下马岭组和洪水庄组页岩各剖面之间纵向上残余有机碳含量和生烃潜量在成熟阶段中晚期(热解最高峰温约为 440~460℃)随成熟度的增加均出现明显降低(图 3),有机碳含量一般平均降低约 56.6%,即恢复系数可达 2.3 左右;生烃潜量降低更明显。这与热压模拟实验结果是一致的,只是有机碳含量的最高恢复系数相对更高一些。这可能与华北北部中上元古界海相页岩的演化剖面是统计数据、取样不均、沉积相的变化、地面样品的风化程度、热压模拟实验条件与实际地质条件有很大差别以及原始样品的代表性的影响有关。

(2) 下马岭组页岩有机碳含量平均值平面上变化较大,具有从北向南、从西向东逐渐变低的趋势,以西北下花园剖面页岩有机碳含量平均最高,向南到冀中坳陷北部有机碳含量已经小于 0.5%,向东到平泉-凌源一带有机碳含量也只在 1% 左右。下马岭组页岩有机碳含量的平面变化与有机质热演化程度明显呈反比,即热演化程度越高,页岩有机碳含量越低。例如,西北下花园剖面页岩成熟度相对最低,沥青反射率平均只有 0.5%,热解最高峰温平均 440℃,生烃潜量平均 22.81 mg/g,沥青“A”平均高达 0.343%,正处于成熟阶段早期,这时有机碳含量平均达 5.14%;东部宽城剖面页岩成熟度高,沥青反射率为 2%,热解最高峰温平均 499℃,生烃潜量平均 0.05 mg/g,沥青“A”平均只有 0.01%,处于过成熟阶段,这时有机碳含量平均仅 0.96%。

(3) 洪水庄组页岩在平面上有机碳含量变化也较大,以宽城化 1 井剖面附近的有机碳含量相对最高,平均达 4.23%,具有向四周逐渐变低的趋势。其有机碳含量平面上变化趋势与生烃潜量成正比、与有机质成熟度呈反比,即成熟度越高,页岩有机碳含量和生烃潜量越低。

2.2 华北北部铁岭组

华北北部中上元古界铁岭组属局限海台地相,沉

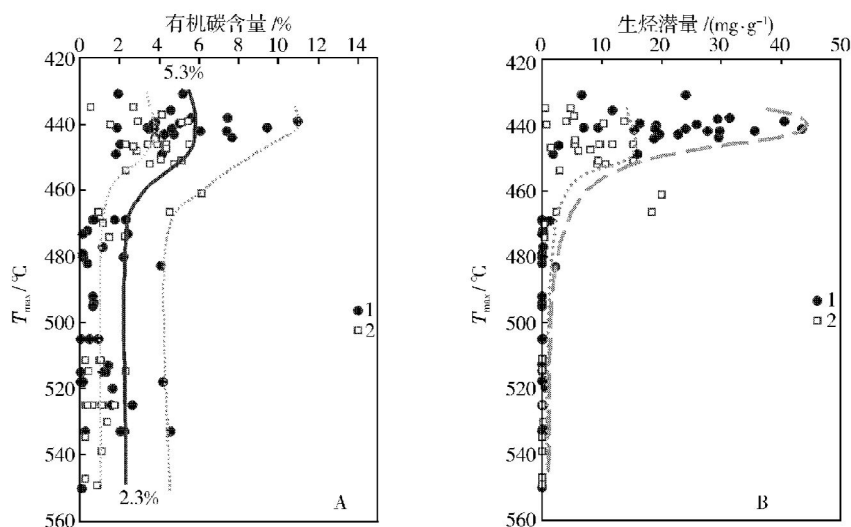


图3 华北北部中上元古界海相页岩有机质丰度随成熟度的演化

Fig.3 Evolution of organic matter abundance in Middle Upper Proterozoic marine shale with maturity in the northern part of North China

A—有机碳含量; B—生烃潜力; 1—下马岭组; 2—洪水庄组;

积环境为潮坪和潮下带,以碳酸盐岩沉积为主,古气候温暖潮湿,浅海生物十分繁盛,以云岩、灰岩为主。

铁岭组碳酸盐岩有机碳含量相对页岩要低得多,平均值小于0.4%,以宽城剖面及附近的化1井剖面有机碳含量相对最高,平均达0.37%,具有向四周逐渐变低的趋势;生烃潜力平面上与有机碳含量的变化趋势一致,但与有机质成熟度从宽城剖面附近向四周逐渐变高的变化趋势呈反比关系(图4)。即成熟度越高,页岩有机碳含量、生烃潜力越低。例如,化1井剖面成熟度相对较低,沥青反射率

平均只有0.75%左右,热解最高峰温平均为443℃,生烃潜力平均为0.84 mg/g,氯仿沥青“A”平均为0.0672%,正处于成熟阶段,这时有机碳含量平均达0.37%。东部凌源剖面成熟度高,热解最高峰温平均为503℃,生烃潜力平均只有0.08 mg/g,氯仿沥青“A”平均只有0.013%,处于过成熟阶段,这时有机碳含量平均为0.22%。而南部蓟县剖面成熟度也较高,热解最高峰温平均476℃,生烃潜力平均只有0.01 mg/g,氯仿沥青“A”平均只有0.004%,这时有机碳含量平均只有0.06%。

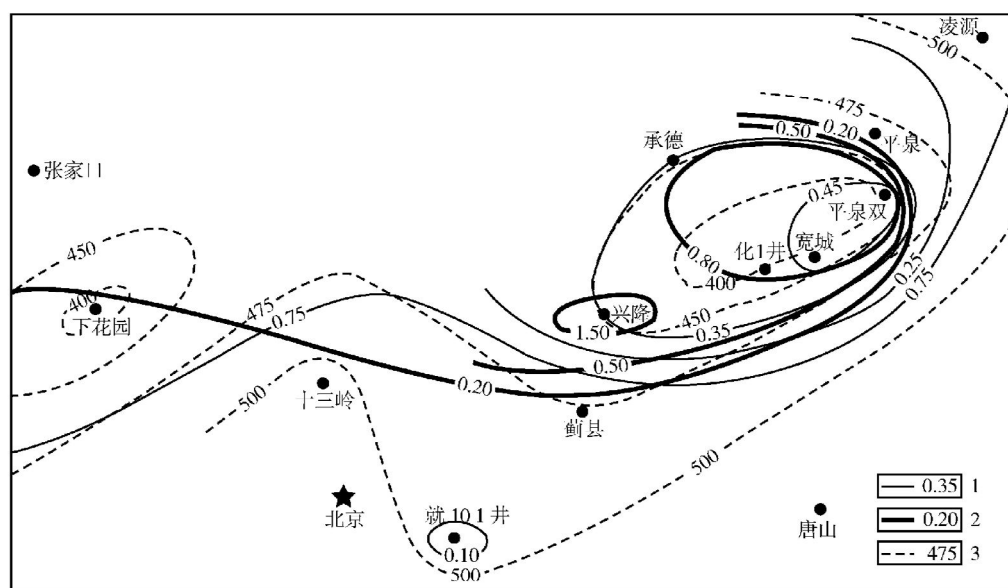


图4 华北北部铁岭组碳酸盐岩有机质丰度和成熟度的平面变化

Fig.4 Contour map of TOC, S_1+S_2 and T_{max} of carbonates in Tieling Formation in the northern part of North China

1—有机碳含量/%; 2—生烃潜力/($\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$); 3—热解最高峰温/℃

华北北部中-上元古界铁岭组碳酸盐岩有机碳含量和生烃潜力在成熟阶段中晚期(热解最高峰温为 440~460℃)纵向上随成熟度的增加出现明显降低,有机碳含量一般降低 36%~42.5%,最高恢复系数为 1.55~1.75;生烃潜力降低相对更明显,这与相同有机质类型碳酸盐岩热压模拟实验的演化规律及有机碳含量最高恢复系数为 1.5~1.75 是一致的,即碳酸盐岩实际剖面与热压模拟实验结果相同。

2.3 羌塘盆地侏罗系

青藏高原羌塘盆地安多 114 道班侏罗系上统索瓦组为一套开阔台地凹陷的富烃灰岩、泥灰岩沉积,岩性相似,厚度约 700 m,地层沿河流出露较好。有机质中宏观藻类发育,并有较多的浮游藻类和有孔虫等,陆源高等植物亦较多,有机质类型以 ④ 型为主。但是其下部侏罗系中统夏里组主要为一套三角洲沉积,岩性以杂色页岩为主,与索瓦组沉积环境和岩性差异较大(图 5)。

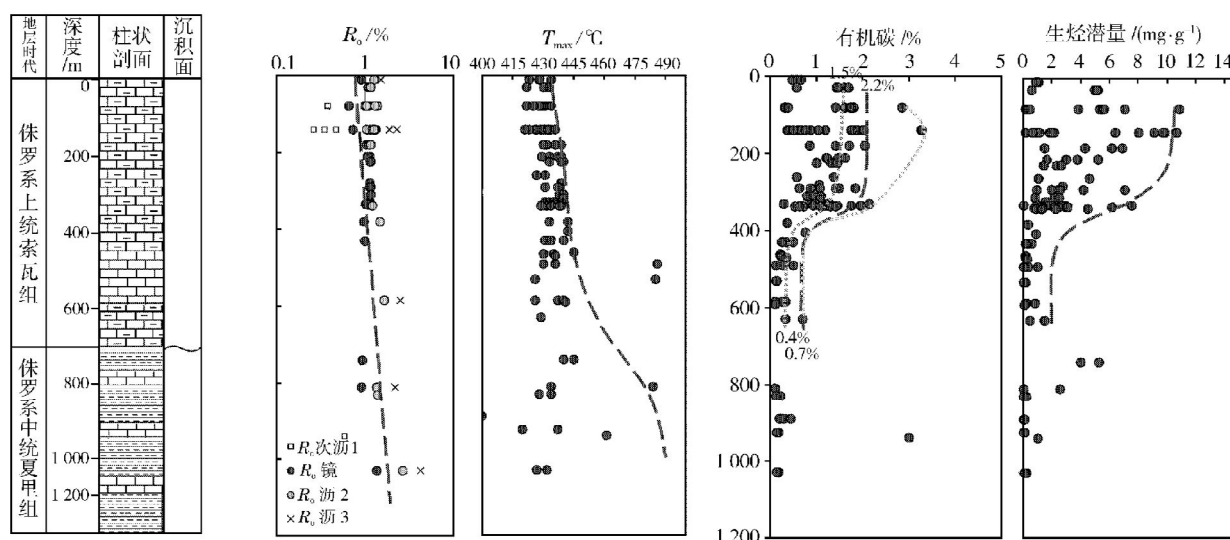


图 5 青藏高原羌塘盆地安多 114 道班侏罗系上统泥灰岩和灰岩有机质丰度随成熟度的演化剖面

Fig. 5 Abundance of organic matter vs. maturity in Upper Jurassic marl and limestone in Anduo 114 Highway Maintenance Squad in Qiangtang basin, Qinghai-Tibet Plateau

从安多 114 道班侏罗系有机地球化学剖面中可以看出: 随着地层由新变老及埋藏深度增加,由成熟阶段逐渐过渡到高成熟阶段,沥青反射率多由 1% 左右增加到大于 1.3%,热解最高峰温也从 440℃ 逐渐增加到大于 475℃,表明安多 114 道班侏罗系剖面在索瓦组下部由成熟阶段进入高成熟阶段。④剖面富烃灰岩、泥灰岩有机碳含量随深度或成熟度的增加在成熟阶段中晚期明显降低,一般降低 68%~73%,恢复系数最高可达 3.15~3.75,远高于相同干酪根类型烃源岩热压模拟实验的恢复系数。可能是安多 114 道班侏罗系上统索瓦组剖面下部灰岩中泥质含量及原始有机碳含量相对低一些的缘故。④剖面中富烃灰岩、泥灰岩生烃潜力随成熟度的增加降低更明显,多由成熟中晚期的 6~10 mg/g 降低到高成熟阶段的 1~2 mg/g (图 5)。

海相 4 个不同类型烃源岩有机质丰度的自然演化剖面均表明: 有机碳含量随成熟度的增加在成

熟阶段中晚期出现明显降低,而且降低的百分比均明显大于相同沉积环境、相同干酪根类型以及相同岩性的热压模拟实验结果。④⑤型海相烃源岩自然演化剖面有机碳含量一般在成熟阶段中晚期降低约 36%~73%,恢复系数一般为 1.55~1.75,最高可达 3.75;低丰度碳酸盐岩恢复系数相对低一些。④海相不同类型烃源岩 4 个剖面生烃潜力随成熟度的增加在成熟阶段中晚期明显降低,与有机碳含量的变化规律相一致,也与热压模拟实验结果相一致。

3 结论

(1) 海相不同类型烃源岩在未成熟-低成熟阶段(R_o 小于 0.8%)随成熟度的增加有机碳含量及生烃潜力变化不明显。主要原因是生成的油气尚未大量排出;排出产物还有大量水和非烃类;岩石密度增加,体积变小,而有机质体积和密度变化不大,还有可能使有机碳含量增大。

(2) 海相不同类型烃源岩在成熟阶段中晚期 (R_o 约为 0.8%~1.3%) 有机碳含量和生烃潜量随成熟度增加逐渐降低, 其根本原因是油气不断大量生成和排出。iv 型干酪根烃源岩有机碳含量一般降低 40% 左右; ㊟ 型有机碳含量一般降低 33% 左右; ㊟ 型(接近 ㊟ 型) 有机碳含量一般降低 23% 左右; 固体沥青有机碳含量一般变化不明显。主要影响因素是生排烃潜力、干酪根类型、成熟度和有机质含量等。生排油气产率越大, 有机碳含量降低程度越大; 从 iv 型 $\rightarrow$ ㊟ 型 $\rightarrow$ ㊟ 型(接近 ㊟ 型) $\rightarrow$ ㊟ 型 $\rightarrow$ 固体沥青, 有机碳含量的降低程度越来越小; 有机质丰度越低, 有机碳含量降低程度越小。但是烃源岩岩石类型影响相对较小, 从泥页岩 $\rightarrow$ 泥灰岩 $\rightarrow$ 灰岩有机碳含量降低程度有变小的趋势。另外, 热压模拟实验条件或地质演化剖面参数的变化, 包括加温方式、压力变化、加水量、颗粒大小和催化作用等也有影响。

(3) 海相高成熟-过成熟阶段不同类型烃源岩随成熟度的增加有机碳含量变化不明显。主要原因是排气量只能使有机碳含量略有减少; 岩石体积对有机碳含量影响减弱; 有机质的芳构化作用会使有机碳含量略有增加; 岩石中各种矿物、气、液在高温高压和催化作用下也可能使有机碳含量略有增加。但是, 相对未成熟-低成熟阶段均有明显降低, 需要进行原始有机碳含量的恢复: iv 型干酪根烃源岩有机碳含量恢复系数一般应为 1.7 左右; ㊟ 型一般应为 1.5 左右; ㊟ 型(接近 ㊟ 型) 一般约为 1.35 左右; ㊟ 型低丰度烃源岩一般为 1.2 左右; 固体沥青有机碳含量一般不需要进行恢复。

(4) 海相不同类型烃源岩在各成熟阶段残余有机碳含量和生烃潜量的减少、生排油气量的增加和岩石体积的变化等相辅相成。

参 考 文 献

- 1 Tissot B P, Welte D H. Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration[M]. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag, 1978. 1-362
- 2 傅家谟, 刘德汉. 碳酸盐岩有机质演化特征与油气评价[J]. 石油学报, 1982, 3(1): 1~9
Fu Jiamo, Liu Dehan. Some characteristics of the evolution of organic matter in carbonates and oil-gas evaluation[J]. Acta Petrolei Sinica, 1982, 3(1): 1-9
- 3 程克明, 王兆云, 钟宁宁, 等. 碳酸盐岩油气生成理论与实践[M]. 北京: 石油工业出版社, 1996. 1~108
Cheng Keming, Wang Zhaoyun, Zhong Ningning, et al. Theory and practice of oil and gas generation in carbonates[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1996. 1-108
- 4 Jones R W. Comparison of carbonate and shale source rocks[A]. In: Palacas J G. Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks[C]. AAPG Studies in Geology, 1984, 18: 163-180
- 5 张厚福. 石油地质学新进展[J]. 石油与天然气地质, 1992, 13(3): 351~354
Zhang Houfu. Development of petroleum geology[J]. Oil & Gas Geology, 1992, 13(3): 351-354
- 6 赵政璋, 秦建中, 许怀先, 等. 青藏高原海相烃源岩的油气生成[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 1~634
Zhao Zhengzhang, Qin Jianzhong, Xu Huaixian, et al. Oil and gas generation for marine source rocks in Qinghai Xizang Plateau[M]. Beijing: Sciences Press, 2000. 1-634
- 7 郝石生. 对碳酸盐生油岩的有机质丰度及其演化特征的讨论[J]. 石油实验地质, 1984, 6(1): 67~71
Hao Shisheng. Richness of organic matter and its evolutionary characteristics in carbonate source rocks[J]. Petroleum Geology and Experiment, 1984, 6(1): 67-71
- 8 金强. 生油岩原始有机碳恢复方法的探讨[J]. 石油大学学报, 1989, 13(5): 1~8
Jin Qiang. On method of recovering original organic carbon for source rock[J]. Journal of the University of Petroleum, China, 1989, 13(5): 1-8
- 9 夏新宇, 洪峰, 赵林. 烃源岩生烃潜力的恢复探讨——以鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐为例[J]. 石油与天然气地质, 1998, 19(4): 307~312
Xia Xinyu, Hong Feng, Zhao Lin. Restoration on generating hydrocarbon potentiality of source rocks: a case of Lower Ordovician carbonates in Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 1998, 19(4): 307-312
- 10 陈义才, 沈忠民, 黄泽光, 等. 碳酸盐烃源岩排烃模拟模型及应用——以鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组为例[J]. 石油与天然气地质, 2002, 23(3): 203~206
Chen Yicai, Shen Zhongmin, Huang Zeguang, et al. Modeling model for hydrocarbon expulsion in carbonate source rocks and its application in practice: example from the Majiagou Formation of Ordovician in Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2002, 23(3): 203-206
- 11 梁狄刚. 从塔里木盆地看中国海相地层生油问题[J]. 海相油气地质, 2000, 5(1-2): 3
Liang Digang. Understanding on marine stratum oil generation in China based on Tarim basin[J]. Marine Oil and Gas Geology, 2000, 5(1-2): 3
- 12 郭彤楼, 田海芹. 南方中古生界油气勘探的若干地质问题及对策[J]. 石油与天然气地质, 2002, 23(3): 244~247
Guo Tonglou, Tian Haiqin. Several geological issues about Mesozoic Palaeozoic oil and gas prospecting in southern China and the way of how to deal with[J]. Oil & Gas Geology, 2002, 23(3): 244-247
- 13 王英民. 海相改造残留盆地的地质特征和勘探前景[J]. 石油与天然气地质, 2000, 21(1): 28~32
Wang Yingmin. Geological characters and exploration prospects of reformed residual basins[J]. Oil & Gas Geology, 2000, 21(1): 28-32