

文章编号: 0253-9985(2009)03-0337-06

海相碳酸盐岩的形成环境与有机质特征

周新科, 许化政

(中国石油化工股份有限公司 石油勘探开发研究院, 北京 100083)

摘要: 海相碳酸盐岩形成于海水蒸发量大、生物繁盛、Eh 和 pH 值容易改变的浅海陆棚相环境。海水的动荡性与高含氧量破坏了海洋中死亡生物的软体部分, 造就了碳酸盐岩有机质的低丰度和低品位, TOC 低于 0.2% 且干酪根为 III 型或 II₂ 型的碳酸盐岩在世界范围内具普遍性。因此, 纯净碳酸盐岩不能成为有效烃源岩。碳酸盐岩随含泥量增加 TOC 变大, 但仅有少量 TOC 大于 0.5% 的泥灰岩有可能成为有效烃源岩。

关键词: 浅海陆棚; 有机质丰度; 干酪根类型; 有效烃源岩; 沉积环境; 海相碳酸盐岩

中图分类号: TE122.2 文献标识码: A

Features of organic matter and formation environment of marine carbonate rocks

Zhou Xinke Xu Huazhen

(SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute, Beijing 100083, China)

Abstract Marine carbonate rocks are usually formed on neritic continental shelf where sea water evaporates furiously, living organism flourishes, and Eh and pH values change easily. Turbulent sea water with its high oxygen content destroys the soft parts of dead organism and forms carbonate rocks with low-abundance and low grade organic matters. Worldwide, carbonate rocks with TOC less than 0.2% and kerogen type of III or II₂ are common. It is therefore concluded that pure carbonates can not serve as effective source rocks. The TOC of carbonate rocks increases as the shale content becomes bigger, and only a small amount of marls with TOC larger than 0.5% may be effective source rocks.

Key words neritic continental shelf; abundance of organic matter; kerogen type; effective source rock; depositional setting; marine carbonate rock

我国石油地质工作者在由陆相勘探向海相勘探的转变中, 面临的最大和最迫切的问题是生油岩问题, 即碳酸盐岩能否成为有效烃源岩的问题。这个问题讨论了近 20 年, 至今尚无定论。任何沉积岩都形成于一定的介质条件中, 从机理上认识碳酸盐的沉积环境, 同时可认识其中所含有有机质的各种特征 (丰度特征、类型特征等), 从而对其生油气潜力作出较为贴切的评价。

1 海相碳酸盐岩的形成环境

碳酸盐岩有开阔海、蒸发泻湖和陆相蒸发湖

泊 3 种形成环境, 其中以开阔海相碳酸盐岩分布最广, 是本文讨论的重点。

1.1 温度环境

碳酸盐有机械成因、化学成因、生物成因和生物-化学成因多种形式, 至于以何种成因的沉积为主, 取决于沉积环境的温度、压力、Eh 和 pH 值等介质条件。

温度从 3 个方面影响碳酸盐的生成: 1) 干燥炎热的古气候加大蒸发量, 促使海水浓缩, 含盐度升高, 碳酸盐以微晶粒状机械沉淀。逐渐提高的饱和度辅以海浪的作用可以产生很好的机械和化

学分异作用,由滨岸至向海方向逐渐由粒状白云石向微晶方解石转化^[1]。2) CO_2 在水中的溶解度与海水温度有关,温度升高促使 CO_2 释放,提高海水的 pH 值, CaCO_3 发生化学沉淀^[2]。赤道附近地区阳光高角度照射,海水表层温度常年在 20°C 以上,不断改变着海水中的 CO_2 浓度,是碳酸盐化学沉淀速率最快的区域。3) 受温度影响,低纬度区季节性风暴强烈,强风驱使海水运动,增加与空气的接触面积,使下面富含营养物质的海水被带上来,并增加海水含氧量,促使大量浮游生物产生。浮游生物(藻类等)的光合作用又大量消耗溶解的 CO_2 , 促进 CaCO_3 的化学沉淀。

现代海洋的碳酸盐沉积主要发生在赤道两侧的低纬度区^[3], 以北纬 30° —南纬 40° 之间最为广泛(图 1), 反映了温度对碳酸盐沉积的控制作用。

1.2 水深环境

海洋的深度变化比陆地的高差变化大得多,最深可达万余米。海水的深度从 3 个方面影响碳酸盐的沉积^[4]。

1) 影响阳光的透射能力。海水透光层厚约 80 m ^[5], 可为光合作用提供充足的光源, 因此, $0\sim 80\text{ m}$ 生物繁茂。 $80\sim 200\text{ m}$ 为过渡带, 海洋植物生长受到抑制, 但动物仍很丰富; $200\sim 600\text{ m}$ 为弱光带, 植物生长量很少, 少量深海动物依靠海水中向下运动的食物生存。

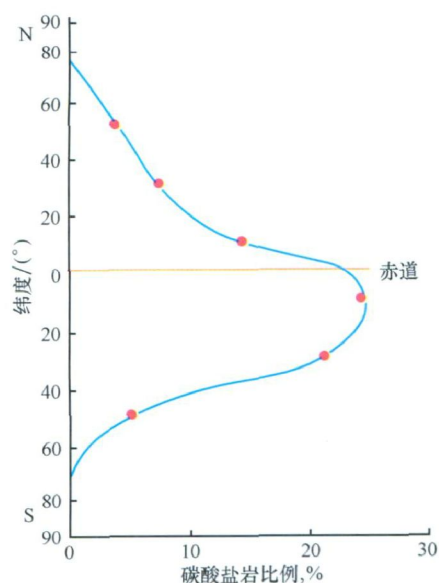


图 1 现代海洋碳酸盐岩的分布^[3]

Fig. 1 Distribution of carbonates in the modern sea

2) 影响海水温度。低纬度区的海水表层温度为 $20\sim 26^\circ\text{C}$, 至水深 100 m 逐渐降至 10°C 左右, 至 200 m 水深降至 7°C 左右, 大于 600 m 降至 4°C 左右^[5]。温度影响生物的生长, 温度降低增加 CO_2 的溶解量, 从而降低海水的 pH 值, 促进 CaCO_3 的溶解。因此, CaCO_3 沉积比例随水深增加而减少, 深水区无 CaCO_3 沉积^[6, 7]。

3) 影响水中气体溶解量。海水表层氧的含量可达 $5\sim 10\text{ mL/L}$ 。由于上覆水中生物繁盛, 它们的生命活动需要吸收水中的溶解氧, 其遗体的分解也消耗大量溶解氧, 因此, 随着海水深度加大, 溶解氧的含量逐渐降低, 约在 200 m 水深达最低值, 降为 0.3 mL/L ^[5]。生物活动是碳酸盐的最重要来源, 大量的泥晶灰岩、泥灰岩都是由超微化石的贝壳组成的, 生物和生物作用形成的碳酸盐, 比化学作用形成的碳酸盐多得多。镜下观察鄂尔多斯西缘马家沟组灰岩成分, 可见其骨骼成分占 90% 以上。随海水深度变大不断降低的氧浓度限制了生物的生长, 最终影响碳酸盐岩的发育。

海水中 CO_2 的溶解量则呈相反的趋势。随着水深增加, 压力加大, 温度降低和海洋生物逐渐由以植物为主转变为以动物为主(吸收氧而吐出 CO_2), 使海水中的 CO_2 浓度升高。水深超过 200 m 以后, 海水中因 CO_2 溶解量增多而使碳酸盐不饱和, 不但不会出现碳酸盐沉淀, 机械沉积的碳酸盐岩(内碎屑重力流)还可能被溶蚀。

1.3 早、中奥陶世华北陆表海的碳酸盐沉积

据古地磁资料, 早、中奥陶世的华北板块漂移至赤道附近(图 2)^[8, 9], 是一个以震旦系变质岩为基底经寒武纪剥蚀夷平和沉积充填后形成的古大陆, 海水淹没古大陆形成范围广大、坡度很小、水体很浅的陆表海, 为碳酸盐沉积制造了最佳条件:

1) 低纬度范围内强烈的蒸发作用浓缩溶解的盐类, 必然发生大规模的生物-化学或完全无机的 CaCO_3 沉淀, 大范围分布的硬石膏、盐岩及其垂向上与纯净碳酸盐岩的互层沉积, 表明了蒸发作用的强烈程度与海平面不大的振动幅度^[10]。2) 根据沉积构造(波状层理、鲕粒结构、虫孔、乌眼、泄水构造、窗格构造、泥裂等)、岩性组合(潮上萨巴哈)及生物组合分析, 华北陆表海水深一般在 $10\sim$

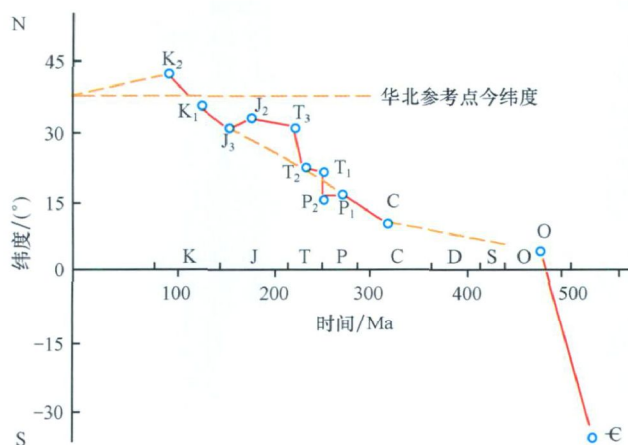


图 2 早寒武世—早白垩世华北地体运移图^[8]

Fig. 2 Migration of North China terrain in the Early Cambrian-Early Cretaceous

20 m 范围, 最大水深不超过 30 m, 是生物的、生化的、化学的和机械碳酸盐沉积的最佳水深, 碳酸盐堆积速率快。3) 陆源物质少, 雨量稀少, 海水介质条件干扰因素少, 不会因陆源碎屑的堆积形成局部遮挡, 区域性水交换条件好。4) 构造稳定, 除垂向上发生振荡性沉积外, 平面上无构造作用形成的闭塞海湾或泻湖, 陆表海与大洋间的水沟通条件好, 这保证了深海领域海水能源源不断地向陆表海提供盐源。

2 碳酸盐岩的有机质特征

海相碳酸盐岩是由机械作用、生物作用、化学作用共同形成的。这些作用发生在高温、高能量、富氧、贫 CO_2 的浅海到半浅海的环境中, 因此成为海洋浅水的标志岩性, 而深海—半深海中碳酸盐沉积则很少。多种成因形成的碳酸盐的原地堆积, 经浅埋阶段强烈的胶结、重结晶和浅变质作用的改造, 其原始沉积的结构和组构远不如陆相碎屑岩的沉积环境烙印清晰, 一定程度上失去了指相意义。这可能是个别学者把碳酸盐岩当作安静环境沉积的原因。

天体引力、季节性风暴、海水热胀冷缩及构造运动(火山活动、断裂等), 与海水对运动良好的传递作用一起, 可把风引起的表面流运动范围推进到 100 m 水深, 而潮汐引起的运动范围可达 150~200 m 水深。运动的海水携带力强, 动植物遗体较长时间地飘浮在海水里, 即使部分沉积下来, 也因

碳酸盐沉积速率慢而不能及时掩埋, 在海底随风浪做往复运动, 其软体部分的蛋白质、类脂化合物、碳水化合物等在运动中遭受水解、腐烂、氧化而损失, 骨骼、贝壳等硬体部分则沉积下来, 成为碳酸盐岩的主要组成部分。

海水运动造就了碳酸盐, 但破坏了有机质。海水的 Eh 和 pH 值总是伴生的, 即是如果出现了有利于碳酸盐沉积的偏碱性环境, 就必然同时出现不利于有机质保存的氧化环境, 所以, 低丰度和低品位即成为碳酸盐岩有机质的基本特征, 国内的碳酸盐是这样, 国外的也一样; 今天的碳酸盐是这样, 过去也相同。

泥灰岩是由运动环境向安静环境、由氧化条件向还原条件的过渡岩性, 和陆相沉积的泥质砂岩一样, 其生烃潜力的评价也不容乐观。

2.1 有机质的丰度特征

Hunt(1962)统计了来自 60 个含油盆地中 200 个层系, 1 000 个以上样品的 TOC 含量, 其平均值为: 页岩 2.1%、各类碳酸盐 0.29%、砂岩 0.05%^[1]。Gehman(1962)认为世界范围内碳酸盐岩样品有机碳含量的峰值为 0.12%~0.25%^[2]。罗诺夫(1958)统计的俄罗斯地台碳酸盐岩有机碳含量为 0.14%~0.32%^[11]。其他著名含油气盆地中碳酸盐的有机质丰度为: 蒙大拿盆地(麦迪逊、查尔顿和米西峡谷组), TOC 为 0.11%~0.32%, 沥青“A”为 27×10^{-6} ~ 271×10^{-6} ; 阿尔伯达盆地艾尔顿组各类碳酸盐岩的 TOC 平均值为 0.28%, 沥青“A”为 106×10^{-6} ; 俄克拉荷马盆地切罗基群碳酸盐岩平均 TOC 为 0.19%, 沥青“A”为 91×10^{-6} 。中国几大海相盆地碳酸盐岩的 TOC 一般为 0.05%~0.20%, 虽然也有高于 0.20% 的样品, 但出现机率不超过 10%^[12-13], 且分布零星, 由于岩性描述较少, 其成层性和代表性尚不确定。显然, 纯净或较纯净的碳酸盐岩不可能成为有效烃源岩, 其非常低的有机质含量不可能释放出足够数量的烃类到油藏中去。

有机质的丰富程度敏感地反映着沉积环境的变化, 并伴之岩性的变化。就像陆相盆地中一样, 人们可以通过岩石的颜色、成分、结构和构造识别烃源岩, 而不是仅仅依靠实际分析的有机质丰度识别烃源岩。由于泥质反映着沉积环境的安静程度, 所以泥质含量和岩石颜色(与有机质

有关)常被用来做为评价碳酸盐岩生油能力的辅助指标。North(1985)认为^[14], 缺乏粘土矿物的碳酸盐岩不大可能成为烃源岩, 只有那些在非氧化环境中沉积形成的碳酸盐岩才可能成为源岩, 而这样的碳酸盐岩一般含有较高比例的粘土。实际的分析成果也证明, 海相岩石中的泥质含量与含有机质丰度是正相关的, 由纯净碳酸盐岩向泥灰岩、钙质页岩和笔石页岩的过渡中, *TOC* 的增加是明显的, 大致比例是: 由纯净碳酸盐岩过渡为泥灰岩, *TOC* 增加 2~3 倍, 至钙质页岩, 增加 5~10 倍, 至笔石页岩和高碳页岩, 增加 10~30 倍。

以鄂尔多斯盆地西缘中、下奥陶统为例, 可看出岩石随泥质含量增加有机质丰度相应变大的现象(图 3)。该区马家沟组厚千余米, 全为陆棚相暗色碳酸盐岩沉积, 无论在巨厚的纵向剖面中, 还是在广阔的平面上, 碳酸盐岩均表现为低丰度的非烃源岩。56 个碳酸盐岩样品的 *TOC* 为 0.07%~0.18%, 平均低于 0.10%。

中奥陶统平凉组是浅海陆棚相向深水斜坡相的过渡沉积, 纵向剖面中间隔出现灰质泥岩、泥灰岩, 以及多层亮晶泥晶屑灰岩的浅水沉积。这些岩石的 *TOC* 变化较大, 在平凉组 199 个样品中, 含钙或钙质泥页岩样品 124 个, 平均有机碳含量为 0.65%; 泥质灰岩样品 11 个, *TOC* 平均为 0.33%; 纯净碳酸盐岩样品 64 个, *TOC* 平均为 0.13% (表 1)。

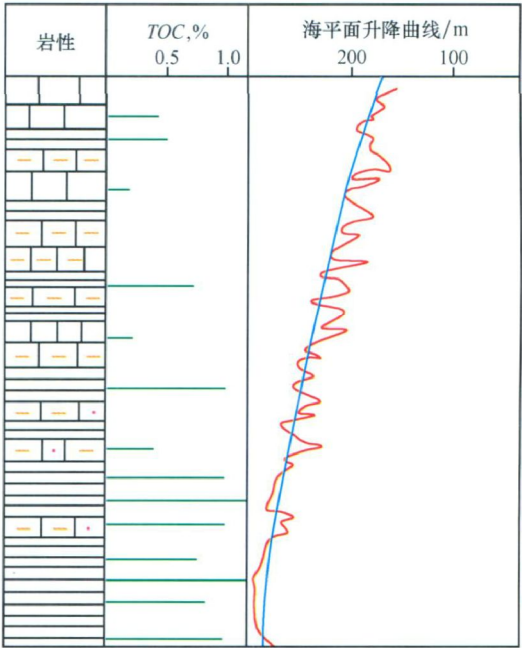


图 3 鄂尔多斯盆地西缘中奥陶统岩性、有机碳含量与沉积环境

Fig. 3 Lithology, organic carbon content and depositional setting of the Middle Ordovician at the western margin of the Ordos Basin

表 1 中数字表明, 钙质泥页岩作为有效烃源岩是可信的。现在的问题是: 如何评价泥灰岩的生烃潜力? 罗诺夫^[15]研究了俄罗斯地台泥盆系碳酸盐岩油田的分布与烃源岩的关系, 这些地区碳酸盐岩与粘土混杂, 但所有的石油都位于有机质含量高的(一般至少 1%)页岩区, 在页岩有机质含量低的地区(一般小于 0.5%)没有油气。还有

表 1 鄂尔多斯盆地西缘平凉组岩性及有机质丰度

Table 1 Lithology and abundance of organic matter of the Pingliang Formation at western margin of the Ordos Basin					
沉积相	取样位置	岩性	<i>TOC</i> , %	沥青“A”, 10 ⁻⁶	(<i>S</i> ₁ + <i>S</i> ₂) / (mg·g ⁻¹)
陆棚	井下	石灰岩	0.10~0.42 0.18(29)		
		钙质泥页岩	0.15~2.17 0.78(38)	163~1280 820(4)	
	井下	泥灰岩	0.31(2)		
		灰岩	0.08~0.15 0.11(6)	89~93 91(2)	
斜坡	露头(平凉、桌子山)	钙质泥页岩	0.05~1.08 0.52(86)	183~815 523(5)	0.02~5.15 1.35(29)
		泥灰岩	0.12~0.44 0.35(9)		0.32~0.87 0.60(6)
		灰岩	0.05~0.39 0.11(29)	28.7~183 105.8(3)	0.03~0.40 0.06(26)

注: 分子为范围值, 分母为平均值, 括号内为样品数。

一些碳酸盐岩油田的石油产自碳酸盐岩的不整合面上, 其上、下都有含有机质丰度较高的泥页岩。更多的例子则是碳酸盐油田位于构造的高部位, 而下倾方向的某一领域内 (同层位或不同层位), 出现混杂的泥灰岩、钙质泥岩和纯净的泥页岩。可以肯定地说, 如果没有钙质泥页岩和纯净泥页岩的供油, 就不可能在上倾方向出现油田, 但泥灰岩的贡献常常是有争议的。张水昌、梁狄刚认为 (2000)^[11], 海相碳酸盐岩中, 只有那些 *TOC* 大于 0.5% 的泥灰岩才有可能成为烃源岩。笔者同意梁教授的这一看法。但泥灰岩作为由动荡-氧化环境向安静-还原环境的过渡岩性, 其 *TOC* 常常

表 2 鄂尔多斯盆地马家沟组碳酸盐岩干酪根镜检结果^[16]

组分	类脂组	壳质组	镜质组	惰质组
含量, %	73.3~91.0 83.2(10)	1.78~67.0 12.8(6)	5.8~22.8 13.6(10)	0.5~4.8 3.4(10)

注: 分子为范围值, 分母为平均值, 括号内为样品数。

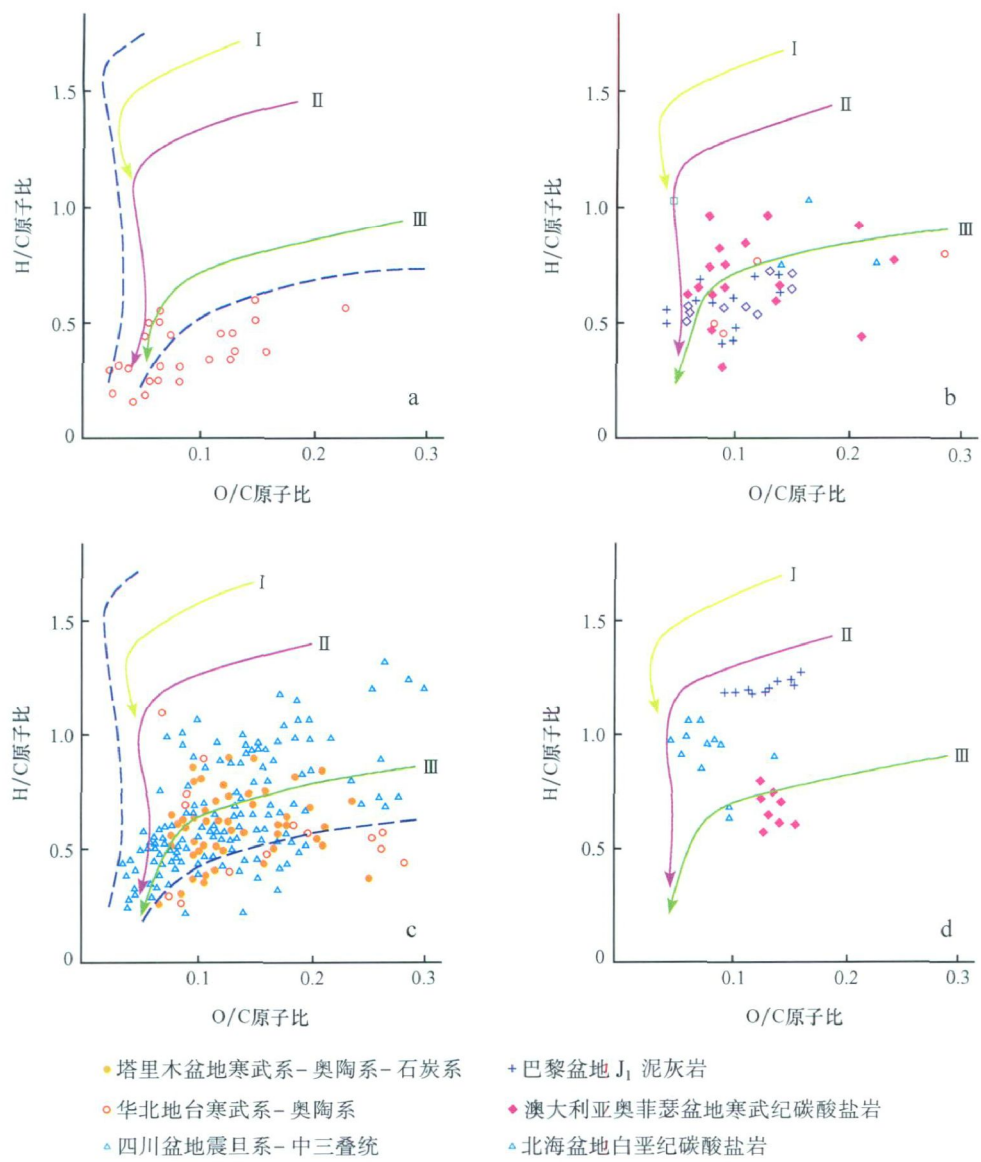


图 4 碳酸盐岩的干酪根类型
Fig. 4 Kerogen types in carbonates

a. 下扬子地区下古生界 (据包建平等, 1996); b. 鄂尔多斯盆地中、下奥陶统 (据夏新宇等, 2000);
c. 中国海相碳酸盐岩 (据邵建军, 1994); d. 国外一些盆地的碳酸盐岩 (据夏新宇等, 2000)

低于 0.5%, 大于 0.5% 的出现率常常低于 10%, 因此, 海相烃源岩的岩性统计中, 泥灰岩的生油性应从其含有机质丰度、成层性和代表性 3 方面加以确认。

2.2 有机质的类型特征

利用不同方法研究海相碳酸盐岩干酪根的有机质类型会得出两种截然不同的认识。干酪根镜检显示的是有机质母体的类型, 多为海洋生物类脂组, 与陆相高等植物有关的镜质组、壳质组(孢子等)含量很少。表 2 中鄂尔多斯盆地马家沟组灰岩干酪根中类脂组含量高达 73.3% ~ 91.0%, 是 I 型干酪根的特征^[16]。

干酪根稳定碳同位素组成主要取决于有机质来源, 海洋低等生物形成的干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值小于 -27.5‰ ^[17]。鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值主峰位于 -30‰ ~ -28‰ 之间, 93% 的样品分布在 -33‰ ~ -26‰ 范围内^[18], 总体平均值为 -29‰ ^[19], 为 I 型干酪根的特征。

但国内外资料均表明, 海相碳酸盐岩的干酪根均表现为贫氢富氧的特点, 在干酪根元素的范氏图上, 样品均落在 II 型或 II₂ 型干酪根范围内(图 4)^[20~22]。

遗憾的是, 中国碳酸盐岩 H 和 O 原子的测试皆缺乏泥质含量的数据, 但图 4d 中巴黎盆地下侏罗统泥灰岩却一致地表现为 II₁ 型的干酪根特征, 表现了碳酸盐岩随含泥量增加, 干酪根类型变好的趋势。

上述不同方法得出两种截然不同的结果, 也正反映了碳酸盐岩的沉积环境。在陆表海环境中, 浮游生物无疑是有机质的主要来源, 但浮游生物在高能充氧环境中, 将出现腐殖化作用, 浮游生物遗体经氧化分解-缩聚反应, 形成富氧贫氢的腐殖型组分(海相镜质组), 使母质类型变差。

3 结束语

1) 关于碳酸盐岩生油问题的讨论, 地质和地球化学界已经花费了太多的时间和精力。从沉积机理上研究碳酸盐岩的形成环境, 有助于从根本上认识其有机质丰度低和品位差的成因, 有助于碳酸盐岩生油问题的拨乱反正。

2) 海相碳酸盐岩形成于浅海陆棚相环境, 高温、高能量和高含氧量促进了浮游生物的繁盛, 但不利于有机质的保存, 是造成碳酸盐岩有机质丰度低(一般 TOC 小于 0.2%), 干酪根类型差(III 型或 II₂ 型)的根本原因。

3) 泥灰岩是由动荡(氧化)环境向安静(还原)环境过渡的沉积岩性, 跟泥质砂岩一样, 大多数泥灰岩含有机质丰度低, 不能成为有效烃源岩。少量含有机质丰度高于 0.5% 的泥灰岩, 在对其成层性和代表性确认后, 可作为烃源岩进行统计。

4) 自然界中确实也有 TOC 含量较高的碳酸盐岩, 如华北盆地上石炭统灰岩 TOC 可达 1% 以上, 但它是海陆交互的, 是高度发育的陆相高等植物与陆表海的共同沉积, 木质素的耐腐蚀性和耐水解性促使其形成 II 型干酪根, 已不属于典型海相的沉积范畴。

参 考 文 献

- 1 G V. 奇林格. 沉积学的进展——碳酸盐岩 [M]. 冯增昭译. 北京: 石油工业出版社, 1982
- 2 贾振远, 李之琪. 碳酸盐岩沉积相和沉积环境 [M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1989
- 3 Fairbridge R W, Bourgeois Je The encyclopedia of sedimentology [M]. Dowden Hutchins on & Ross 1978
- 4 Cook H E, Enos P. 深水碳酸盐环境 [M]. 冯增昭, 译. 北京: 地质出版社, 1987
- 5 罗宾, 巴瑟斯特. 碳酸盐岩沉积物及其成岩作用 [M]. 《碳酸盐岩沉积物及其成岩作用》翻译组译. 北京: 科学出版社, 1971
- 6 高振中, 罗顺北, 何幼斌. 鄂尔多斯西缘奥陶纪海底扇沉积体系 [J]. 石油与天然气地质, 1995, 16(2): 119~125
- 7 梅志超. 陕西富平中奥陶统平凉组的深水碳酸盐岩碎屑流 [J]. 石油与天然气地质, 1982, 3(1): 49~56
- 8 杨俊杰. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2002
- 9 黄宝春, 朱日祥, Otofujii Y, 等. 华北等中国主要地块早古生代早期古地理位置探讨 [J]. 北京: 科学通报, 2000, 45(4): 337~345
- 10 中国地质科学情报所. 大陆萨布哈和潮上带蒸发岩 [J]. 国外地质科技, 1980 (1): 43~49
- 11 张水昌, 梁狄刚, 张宝民, 等. 塔里木盆地海相油气的生成 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2004
- 12 王同和, 王喜双. 华北克拉通演化与油气聚集 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1999
- 13 胡明毅. 塔北柯坪奥陶系碳酸盐岩地球化学特征及环境意义 [J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(2): 158~163

(下转第 349 页)

- 构造学意义 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 237~241
- 8 赵澄林, 李儒峰, 周劲松. 华北中新元古界油气地质与沉积学 [M]. 北京: 地质出版社, 1997. 29, 120~122
- 9 孟祥化, 葛铭. 中朝板块层序·事件·演化 [M]. 北京: 科学出版社, 2004. 60~100
- 10 Veizer J, Demovic R. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in mesozoic carbonate sequences of the western Carpathians [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1973, 43(1): 258~271
- 11 Veizer J, Demovic R. Strontium as a tool for facies analysis [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1974, 44(1): 93~115
- 12 牟保磊. 元素地球化学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1999. 30~34, 174~177, 205~210
- 13 谢建成, 杜建国, 许卫, 等. 安徽贵池地区含锰岩系地质地球化学特征 [J]. 地质论评, 2006, 52(3): 396~408
- 14 刘文均. 湖南泥盆系碳酸盐岩中锶的分布及其沉积环境 [J]. 沉积学报, 1989, 7(2): 15~19
- 15 胡明毅. 塔北柯坪奥陶系碳酸盐岩地球化学特征及环境意义 [J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(2): 158~163
- 16 邵龙义. 湘中早石炭世沉积学和层序地层学 [M]. 北京: 中国矿业大学出版社, 1997. 79~87

(编辑 高 岩)

(上接第 336 页)

的相对集聚, 成为具有开采价值的“油藏”, 不过这类油藏的油气聚集丰度可能相对较低。这些区域分布应该是广泛的, 在中国东、西部许多盆地都应该存在, 是沉积盆地中除常规石油圈闭油藏以外的主要油藏类型, 也应该是今后研究的主体和勘探的重要目标。

参 考 文 献

- 1 邹才能, 陶士振, 谷志东. 中国低丰度大型岩性油气田形成条件和分布规律 [J]. 地质学报, 2006, 80(11): 1739~1751
- 2 刘自亮, 王峰, 李树, 等. 陕甘宁盆地西峰油田主要产层储油砂体沉积微相组合及特征 [J]. 沉积学报, 2005, 23(2): 248~254
- 3 周兴熙. 成藏要素的时空结构与油气富集——兼论近源富集成藏 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(6): 711~716
- 4 张克银. 鄂尔多斯盆地南部中生界成藏动力学系统分析 [J]. 地质力学学报, 2005, 11(1): 18~21
- 5 张哨楠, 胡江泰, 沙文武, 等. 鄂尔多斯盆地南部镇泾地区延长组的沉积特征 [J]. 矿物岩石, 2000, 20(10): 248~254
- 6 温爱琴, 范久霄. 鄂尔多斯盆地镇泾地区三叠系烃源岩地化特征及勘探前景 [J]. 河南石油, 2003, 17(2): 7~10
- 7 唐民安, 孙宝岭. 鄂尔多斯盆地泾川地区中生界油气富集受控因素及勘探方向 [J]. 河南石油, 2004, 14(4): 4~6
- 8 高帮飞, 邓军, 王庆飞, 等. 构造体制转换与成藏作用——以鄂尔多斯盆地为例 [J]. 油气地质与采收率, 2007, 14(3): 9~12
- 9 周文, 黄辉, 王世泽, 等. 盖层及断层带的封堵作用评价 [M]. 四川成都: 四川科学技术出版, 2000. 56~76
- 10 周文, 刘飞, 戴建文, 等. 镇泾地区中生界油气成藏影响因素 [J]. 油气地质与采收率, 2008, 15(2): 5~12
- 11 宋国奇. 成藏理论研究中的系统论——从“含油气系统”谈起 [J]. 石油与天然气地质, 2003, 24(2): 111~115
- 12 丁晓琪, 张哨楠, 周文, 等. 鄂尔多斯盆地北部上古生界致密砂岩储层特征及其成因探讨 [J]. 石油与天然气地质, 2007, 28(4): 491~496
- 13 宁宁, 陈孟晋, 孙粉锦, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳古油藏的确定及其意义 [J]. 石油与天然气地质, 2007, 28(2): 280~286

(编辑 高 岩)

(上接第 342 页)

- 14 North F K. Petroleum Geology [M]. London, UK: Chapman Hill, 1985
- 15 Ronov A B. Organic Carbon in sedimentary rocks [J]. Geochemistry, 1985, (5): 510~536
- 16 何自新. 鄂尔多斯盆地演化与油气 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2003
- 17 黄第藩, 李晋超, 张大江. 陆源有机质的演化和成烃机理 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1984
- 18 李贤庆, 候读杰, 胡国艺, 等. 鄂尔多斯盆地中部气田地层流体特征与天然气成藏 [M]. 北京: 地质出版社, 2005
- 19 夏新宇. 碳酸盐岩生烃与长庆气田气源 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2000
- 20 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岩为例 [J]. 石油与天然气地质, 1998, 19(4): 307~312
- 21 包建平, 王铁冠, 王金渝, 等. 下扬子地区海相中、古生界有机地球化学 [M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1996
- 22 邵建军, 李明宅. 我国海相碳酸盐岩的有机相及其生油气潜力 [A]. 石油与天然气文集 (第四集) [C]. 北京: 地质出版社, 1995. 65~77

(编辑 高 岩)