

典型蒸发岩与泥岩共生沉积体系中 元素及烃类物质响应

——以东营凹陷沙河街组四段为例

陈中红, 查明, 金强

中国石油大学(华东)地球资源与信息学院, 山东东营, 257061

内容提要:东营凹陷沙四段中、下亚段是中国东部典型的新生代第三系蒸发岩与烃源岩共生沉积体系。对其两口深层井(郝科 1 井、丰深 2 井)沙四段含盐层段进行了较密集的取芯, 对其中无机元素组成特征、碳同位素及有机质丰度、成熟度、生烃指标等进行了测试及分析, 分析结果显示: 不同元素响应差异明显, 铝及锰、钡含量为低值响应, 钠、钙、镁含量为高值响应, 锶含量显示异常高值; 特征元素比值分布上也有明显响应, V/Ni 、 $(Fe+Al)/(Ca+Mg)$ 出现低值响应, Sr/Ba 、 Fe/Mn 、 Sr/Ca 均出现高值响应; 元素分布离散性和波动性比较明显, 无机元素在蒸发岩中亏损, 而在相邻泥岩中相对富集(钠除外, 钠在蒸发岩中富集); 不同族组分和正构烷烃单体烃碳同位素值分别分布于 $-28\text{‰} \sim -21\text{‰}$ 和 $-32\text{‰} \sim -18\text{‰}$, 有机质族组分间碳同位素分馏效应相对小($< -2\text{‰}$), 正构烷烃单体烃碳同位素曲线上, C_{17} 、 C_{18} 的 $\delta^{13}C$ 值相对较高而变化显著; 热演化和 TSR 反应造成对烃源岩中残留烃类碳同位素 $\delta^{13}C$ 值的增重作用; 所检测含盐井段具有良好的生、排烃能力, 有机质组分中腐泥组占绝对优势, 有机质类型为 I 型和 II₁ 型, 烃源岩原始生烃潜量及排烃量可分别达到 40 mg/g 和 20 mg/g, 排烃效率基本在 60% 以上, 但它在平面上和剖面上均具有较强的非均质性。与蒸发岩共生的泥岩有机质丰度、成熟度及生、排烃各项指标要高于蒸发岩, 高热演化可致其残余生排烃能力下降。

关键词: 无机元素; 碳同位素; 生、排烃潜力; 蒸发岩; 东营凹陷

蒸发岩与泥岩共生沉积作用及生烃潜力问题一直备受关注, 其原因在于, 一方面蒸发岩在含油气盆地中广泛分布; 另一方面, 越来越多的油气勘探和地质研究表明, 有机质丰度高的烃源岩均不同程度地含有或与碳酸盐、硫酸盐或氯化盐等蒸发岩共生(除煤系地层以外), 形成一些重要的烃源灶, 即咸化湖盆甚至盐湖也能够孕育有效烃源岩和优质烃源岩(金强等, 2006)。这在东部陆相断陷中表现也非常明显, 如在第三纪我国东部的济阳坳陷、冀中坳陷、东濮凹陷、潜江凹陷均是在沉积中心部位堆积了石膏和岩盐, 它们与暗色富含有机质的泥页岩呈互层和相变关系, 形成典型的蒸发岩与烃源岩共生体系。

东营凹陷是中国东部典型的陆相断陷湖盆, 其中暗色泥岩主要发育于深水沉积的沙河街组四段上亚段、沙三段下亚段和沙三段中亚段, 传统上被认为东营凹陷的主力烃源岩(陈中红等, 2004, 2008; 刘庆等, 2004; 朱光有等, 2004a), 近几年多口井在该凹陷

的北部陡坡带的沙四段中、下亚段蒸发岩与烃源岩共生体系获得高产工业裂解气流, 显示了其具有一定的生烃潜力, 导致与蒸发岩共生的沙四段中亚段灰色泥岩逐渐引起了关注(朱光有等, 2004b; 金强等, 2006)。由于东营凹陷沙四段中、下亚段埋藏较深, 穿过该段烃源岩层系的深层井较少, 因此该段烃源岩层系研究一直比较薄弱。近些年的深层科探井(郝科 1 井)及重点预探井(丰深 2 井等)在沙四段含盐层段进行了较密集的取芯, 分析及测试(测试工作由胜利油田地质研究院地化室完成, 其技术水平达到行业标准), 为该研究进一步创造了良好条件。对该套蒸发岩与烃源岩共生体系中矿化度、无机元素、碳同位素及有机质的各项生、排烃指标进行了研究。

1 蒸发岩与泥岩共生沉积概况

东营凹陷属于渤海湾盆地中、新生代裂谷盆地的三级负向构造单元, 位于济阳坳陷南部, 具有北断南

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40272061)和山东省自然科学基金(编号 Q2007E04)资助成果。

收稿日期: 2008-05-13; 改回日期: 2008-08-13; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陈中红, 男, 1976 年生。博士, 主要从事油气地质与勘探方向的教学及研究工作。通讯地址: 257061, 山东东营, 中国石油大学地球资源与信息学院资源系; Email: hongczh@163.com。

超的开阔型箕状凹陷特征(袁静等,2001)。该凹陷是在古生界基岩古地形背景上经构造运动发育起来的断陷-拗陷湖盆,面积 5700 km²。在构造运动的控制下,东营凹陷古近系沉积物经历了盐湖相、深湖相及河流-三角洲相旋回式沉积过程(冯有良等,2001;陈中红等,2006),其中沙四段中、下段为蒸发环境下的盐湖沉积。沙四段下亚段沉积时,盆地裂隙作用加强,构造沉降幅度开始加大,气候干热并向盐湖演化,此时湖水含盐度很高,化学沉积比较发育,在凹陷的中心部位形成了厚达 400~600 m 的灰色泥岩夹盐岩、石膏层,湖相碳酸盐岩沉积体系广泛发育(朱光有等,2003)。沙四段中亚段沉积时,湖盆裂隙作用进一步加强,构造沉降幅度明显加大,造成当时山势较高,连绵分布,高山之间为大型断陷湖盆(朱光有等,2004b),气候保持干热,造成湖盆水体的大量蒸发,使水体盐度升高,湖泊咸化,形成典型的盐湖相沉积(图 1),沉积物明显变暗,为深灰色和灰白色(含暗褐色、灰黑色)膏岩、盐岩等蒸发岩夹暗色泥岩。

关于渤海湾盆地碳酸盐岩与生油岩共生沉积作用成因问题,有不同的研究和见解,如有学者认为是在湖盆水体咸化与淡化的交替过程中分别沉积形成(任来义等,2000),或者利用层序地层学认为低水位期湖水蒸发变浅形成蒸发岩,高水位期的深湖环境形成烃源岩(陈发亮等,2000;纪友亮等,2003),也有

认为由于古近纪东营凹陷四面环山,凹陷四周古潜山及冲积扇发育,组成了封闭性的内陆河湖沉积体系,因此提出了东营凹陷是在“高山深盆”的环境下沉积而成的深水盐湖蒸发岩与烃源岩共生沉积模式(袁见齐,1981;金强等,1985;朱光有等,2003)。金强等(2006)研究认为,这种咸化湖盆水体比较深,在非雨季或无洪水的时候,水体形成盐度分层,表层水盐度低,适于嗜盐藻类及其他生物生存,底层水盐度大,不与表层水交换成为缺氧环境,适于沉积有机质保存,因此,从湖盆边缘到沉积中心,水体盐度逐渐增大,依次沉积灰质泥页岩、泥灰岩、泥质石膏层、含盐泥页岩和岩盐层等;同时水体由含氧环境变为缺氧环境,造成烃源岩与蒸发岩组合在一起的现象。

2 无机元素响应

为考查蒸发岩与泥岩共生沉积体系中的元素分布响应,对郝科 1 井沙四段中亚段咸水沉积环境下的含盐层系和淡水-微咸水沉积环境下的沙三段中无机元素分布进行对比分析(图 2),发现在沙四段中亚段膏、盐层系常量元素分布中,铝含量显示相对低值(均值 3.49%),而钠、钙、镁含量分别为 7.03%、10.11%、2.68%,高于沙三段非蒸发岩层系;微量元素中锰、钡含量低值响应在含盐层系中较为明显,均值分别为 697.9×10^{-6} 、 473.6×10^{-6} ,相

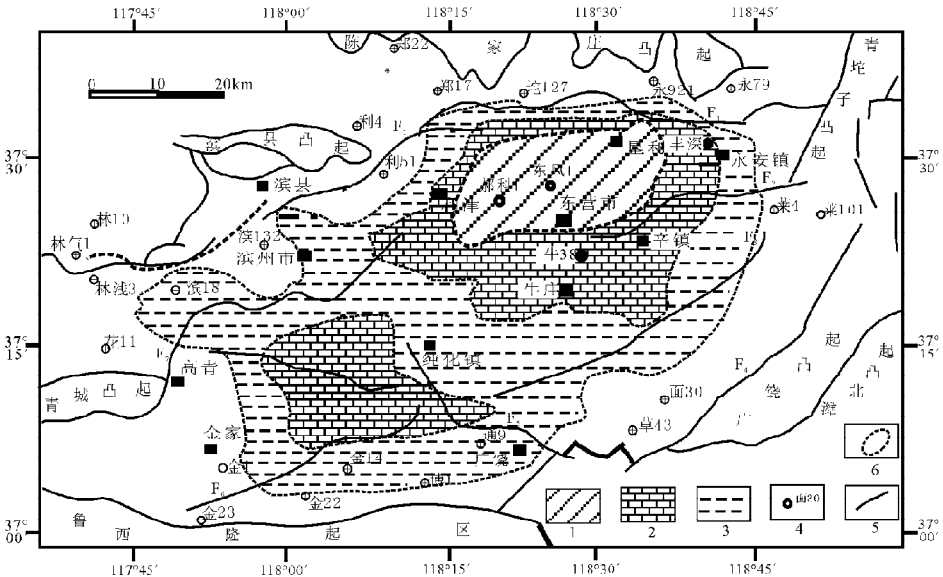


图 1 东营凹陷沙四段中亚段蒸发岩与烃源岩共生沉积体系粗略分布图(据朱光有等,2004b,修改)

Fig. 1 The sketch map showing the distribution of the co-sedimentary system of evaporates and source rocks in the middle part of Member-4 of Shahejie Formation in Dongying sag (modified from Zhu et al., 2004b)

1—岩盐、石膏;2—灰岩、白云岩;3—泥岩;4—井位;5—断裂;6—各沉积体系分布范围

1—Halite, gypsum; 2—limestone, dolomite; 3—mudstone; 4—wells; 5—faults; 6—sketch boundary of different sedimentary systems

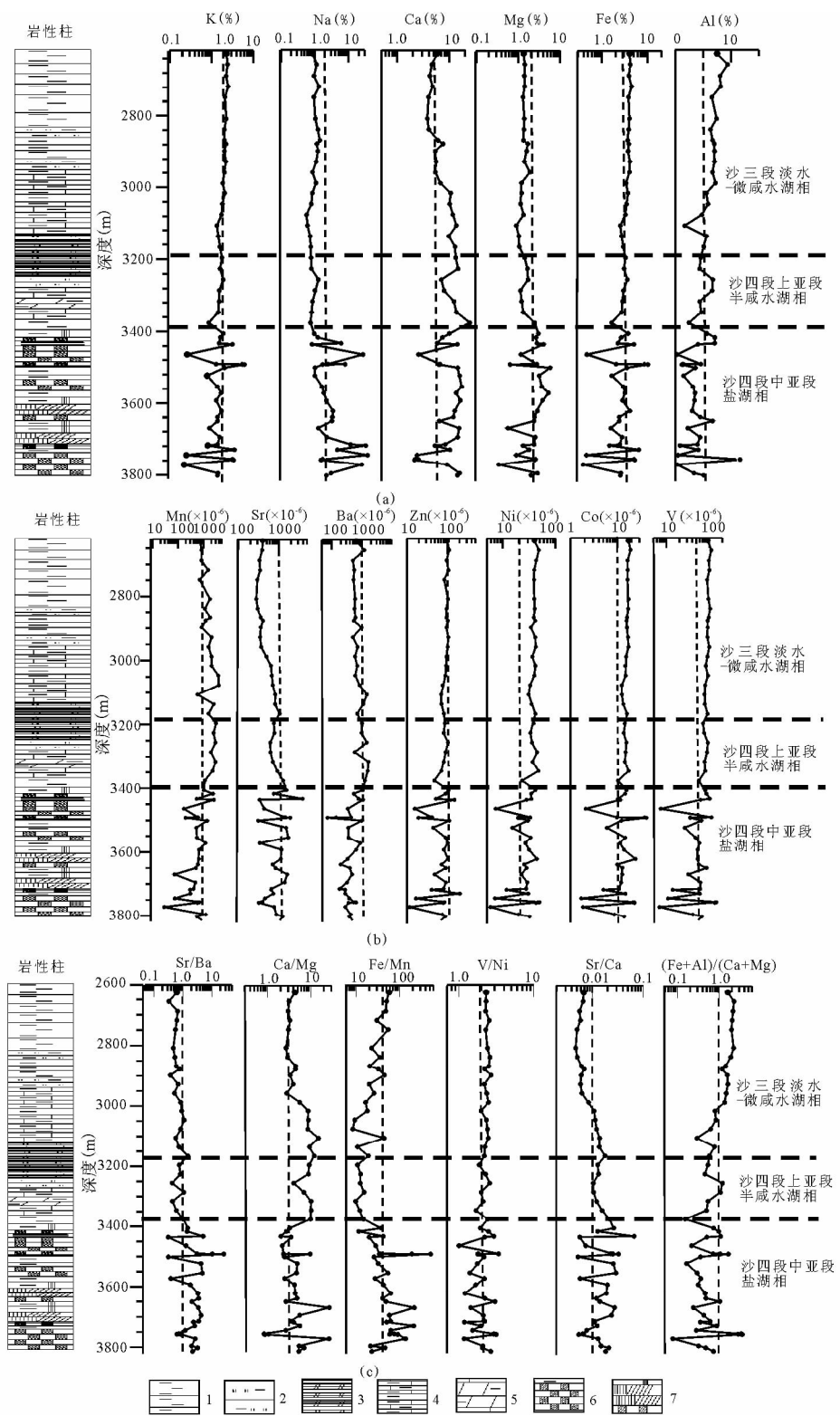


图 2 东营凹陷郝科 1 井古近系无机元素及相关比值分布

Fig. 2 The sectional distribution of the content of mineral elements in the Paleogene System from well Haoke-1 in Dongying sag

(a)—常量元素;(b)—微量元素;(c)—特征元素比值;1—泥岩;2—粉砂质泥岩;3—油页岩;
4—钙质泥岩;5—泥质白云岩;6—盐岩;7—膏、盐岩

(a)—Major minerals; (b)—trace minerals; (c)—elemental ratio; 1—mudstone;

2—silty mudstone; 3—oil shale; 4—calcareous mudstone; 5—argillaceous dolomite; 6—salt rock; 7—gypsum and salt rock

对低于上部非含盐研究井段,而锶含量显示异常高值(均值为 1135.35×10^{-6});相应地,特征元素比值分布上也有明显响应, V/Ni 、 $(Fe+Al)/(Ca+Mg)$ 出现低值响应(均值分别为 1.99、0.6), Sr/Ba 、 Fe/Mn 、 Sr/Ca 均出现高值响应(均值分别为 3.99、85.59、0.019),尤其 Sr/Ba 超出了沙三段淡水沉积的 5 倍以上,显示了淡水与咸水沉积体系中 Sr/Ba 分布的较大差异。

蒸发岩与泥岩共生沉积体系的地层水化学场分布特征亦能反映出其中一些主要造岩元素含量的高值响应。地层水以不同的形式与油气共存于地下岩石孔隙空间中,地层水化学场分布体现出盆地内能量场控制下的流体运移和聚集的物质效应。作为油气运移、聚集的载体,地层水和油气之间存在着经常性的物质成分交换,其形成及其运动规律与油气成藏的形成、保存和破坏有着十分密切的联系。钠、钙、镁等造岩元素是地层水中的主要阳离子成分,其含量与地层水总矿化度具有良好的相关性。在富含蒸发岩与泥岩共生体系的沙四段下亚段盐湖盆地中,具有显著的高矿化度响应(图 3),目前所检测样品的矿化度分布于 1.63~335.5 g/L,平均达 63.3 g/L,最高值达 355.5 g/L。矿化度等值线具有一定的对称性,对称轴线沿东北-西南方向延伸,从湖盆边缘向中心,矿化度依次升高。矿化度高值中心(>100 g/L)分布于盆地北部陡坡带附近民丰洼陷,与蒸发岩分布总体一致,体现了蒸发岩对高浓度矿物

质的贡献,在水体流动下这些高矿化度物质可向盆地边缘迁移,造成整个湖盆矿化度高的物质响应特征。地层水水型以 $CaCl_2$ 型为主,次为 $NaHCO_3$ 型,发育少数的 Na_2SO_4 水型和 $MgCl_2$ 水型,也体现了蒸发岩盆地良好的水文保存环境。

除上述特征以外,还发现郝科 1 井沙四段中亚段蒸发岩与泥岩共生体系中元素分布离散性和波动性比较明显,由于呈互层式沉积的膏盐、盐岩和泥岩本身元素含量和吸附性等性质的差异,出现蒸发岩与泥岩共生体系中众多无机元素在相邻泥岩中相对富集特征(钠除外,钠在膏盐中富集)(表 1),显示出咸水湖相蒸发岩与烃源岩共生沉积中元素分布规律的特殊性。

蒸发岩与泥岩共生体系中元素分布的这种特殊性可能与其中无机元素的溶解和吸附有关。当有机质开始进入生烃时,生成的有机酸对膏盐中的无机盐类进行了溶解,处于溶解状态的无机元素容易向相邻的粘土岩中迁移,由于粘土岩比表面积大,具有吸附性强的特征,因此造成大多元素在粘土岩中富集,而在膏盐中出现相对亏损现象。由于蒸发岩与泥岩共生体系中含有大量的过渡金属元素,在埋藏作用中可能会发生催化生烃作用(Mango, 1991; Moshood, 2004; 金强等, 2006; 陈中红等, 2007),导致这种大量无机元素在泥岩中的吸附和富集,该结果对其中油气的生成有利。

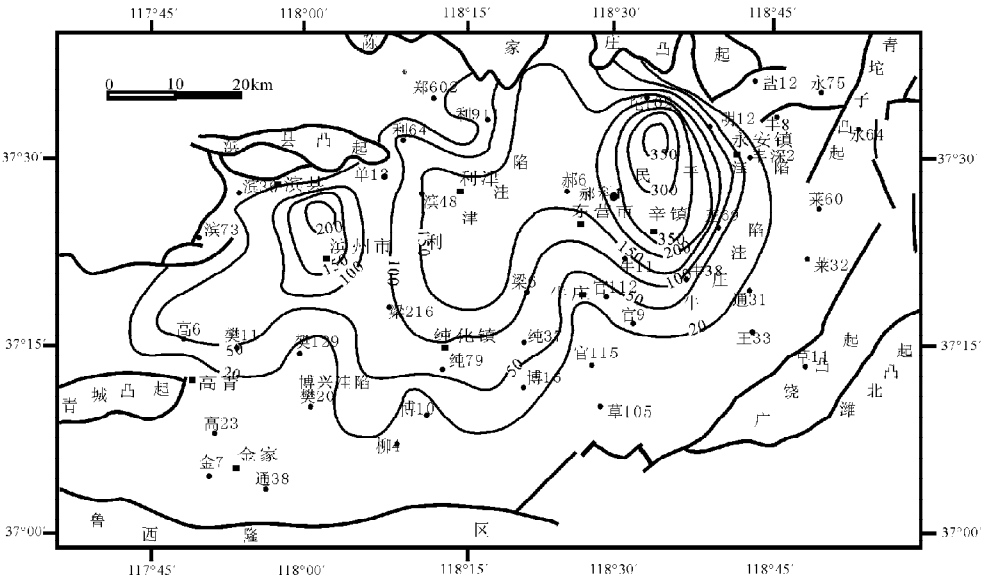


图 3 东营凹陷古近系沙四段下亚段矿化度(g/L)平面分布

Fig. 3 The distribution of total salinity (g/L) of the lower part of 4th Member of Shahejie Formation from the Paleogene System in Dongying sag

表 1 郝科 1 井沙四段中亚段蒸发岩与泥岩共生体系中无机元素及其相关比值参数分布特征

Table 1 The distribution of mineral elements and some ration parameters in the co-sedimentary system of saline and mud in the middle part of 4th Member of Shahejie Formation from the well Haoke-1																		
井深 (m)	岩性	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	Ni	Zn	Sr	Co	Ba	V	Sr/Ba	Ca/Mg	V/Ni	Fe/Mn
		(%)							(×10 ⁻⁶)									
3650	灰色泥岩	3.23	1.39	6.38	2.38	2.40	6.67	495.38	28.37	92.75	829.9	12.91	398.2	86.04	2.08	2.68	3.03	48.45
3659	深灰色泥岩	2.27	1.56	14.32	2.56	2.75	4.45	470.54	29.32	92.64	1399.7	12.14	324.1	62.00	4.32	5.59	2.11	58.44
3715	膏盐	11.52	1.39	8.27	2.40	2.47	3.96	399.93	27.82	81.50	657.7	10.96	184.4	64.59	3.57	3.45	2.32	61.76
3718	膏盐	32.26	0.81	5.25	1.30	1.47	0.84	293.49	11.85	41.45	652.6	5.05	277.3	14.02	2.35	4.04	1.18	50.09
3730	灰色泥岩	4.65	3.53	10.21	1.83	6.37	4.11	298.16	30.45	204.7	735.3	14.94	281.5	59.88	2.61	5.58	1.97	213.64
3745	膏盐	36.72	0.25	0.24	0.90	0.46	0.47	73.25	7.14	16.89	458.0	1.69	377.4	10.89	1.21	0.27	1.53	62.80
3772	膏盐	24.61	0.22	9.02	0.34	0.39	0.33	28.20	5.88	11.76	770.2	1.84	283.9	6.93	2.71	26.53	1.18	138.30
3802	紫红色泥岩	2.22	1.39	14.11	2.01	2.54	5.08	547.92	32.09	89.59	1247.7	14.10	379.5	66.32	3.29	7.02	2.07	46.36
3856	紫红色泥岩	3.65	2.01	3.92	2.42	1.00	6.80	403.09	34.79	117.80	801.8	13.45	816.4	100.00	0.98	1.62	2.87	24.81
3862	膏盐	27.08	0.28	3.40	0.58	0.46	0.53	68.91	7.09	16.63	351.5	1.94	254.4	8.91	1.38	5.86	1.26	66.75
3884	膏盐	34.98	0.20	3.17	0.29	0.33	0.42	28.30	4.67	11.25	368.8	2.45	262.4	7.23	1.41	10.93	1.55	116.61
3896	紫红色泥岩	5.21	1.79	4.33	1.87	3.09	3.59	422.06	31.69	107.50	1429.4	12.81	583.0	90.00	2.45	2.32	2.84	73.21
3902	紫红色泥岩	3.76	1.75	10.82	2.54	3.02	5.35	354.54	28.92	96.73	825.4	13.89	487.8	68.95	1.69	4.26	2.38	85.18
3914	紫红色泥岩	3.95	1.44	8.67	1.98	2.66	5.65	643.14	25.95	97.61	618.7	12.93	262.6	60.70	2.36	4.38	2.34	41.36

3 碳同位素响应

研究表明,原油的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值取决于有机质生源,高盐环境会造成有机质碳同位素值偏重,这在柴达木盆地(朱扬明等,2004)、江汉盆地潜江凹陷(李春荣等,2004)和东濮凹陷文留地区(常振恒等,2007)均有体现。通过对东营凹陷丰深 2 井 3963~3973 m、4024~4501 m 两井段样品不同族组分碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 和单体烃碳同位素进行的检测分析表明(表 2,图 4),各样品的不同组分碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值较重,烷烃、芳烃、非烃 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别大于 -27.6‰ 、 -25.5‰ 、 -25.7‰ ,这种咸水湖相碳同位素值较重的特征,通常与其中以水生藻类和细菌为主的有机质生源贡献有关(Murray, 1994; Schouten et al., 2001);同时各样品有机质族组分间碳同位素分馏相对小,差值基本小于 2‰ ,最大分馏出现在饱和烃与芳烃之间,体现出咸水湖相有机质碳同位素分馏作用的特点(Popp et al., 1998)。在单体烃碳同位素系列分布规律上,除 C_{17} 、 C_{18} 碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高而变化比较显著、构成明显的波峰外,其他系列 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较小,单体烃碳同位素总体比较平缓,并且随碳数增加略呈水平或增高的分布模式,体现出高成熟的咸湖相烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布特征(朱扬明等,2003)。

但也可以看出,3963~3973 m 井段分析的 4 个样品碳同位素值相对较低,其烷烃碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分布于 -27.5‰ 左右,芳烃和非烃碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 均分

表 2 东营凹陷丰深 2 井沙四段中亚段蒸发岩与泥岩共生体系中有有机质族组分碳同位素分布特征

Table 2 The characteristics of carbon isotope of the group composition of the organic matter in the middle part of Member-4 of Shahejie Formation from the well Fengshen-2					
井号	井深 (km)	岩性	不同族组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值(‰)		
			烷烃	芳烃	非烃
丰深 2	3.963	深灰色含盐泥岩	-27.6	-25.5	-25.7
丰深 2	3.968	深灰色含盐泥岩	-27.3	-25.3	-25.6
丰深 2	3.971	深灰色含盐泥岩	-27.4	-25.3	-25.5
丰深 2	3.973	深灰色含盐泥岩	-27.4	-25.3	-25.6
丰深 2	4.024	盐岩	-25.0	-23.9	-24.5
丰深 2	4.295	纹层泥岩	-24.2	-22.8	-24.3
丰深 2	4.301	纹层泥岩	-21.0	-21.0	-22.6
丰深 2	4.498	深灰色含膏含盐泥岩	-22.4	-23.6	-23.6
丰深 2	4.499	深灰色含膏含盐泥岩	-25.2	-24.3	-25.3
丰深 2	4.500	深灰色含膏含盐泥岩	-22.1	-23.2	-24.2
丰深 2	4.501	深灰色含膏含盐泥岩	-23.9	-24.3	-25.6

布于 -25.5‰ 左右,而 4024~4501 m 井段分析的 7 个样品碳同位素值相对较高,其烷烃碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分布于 $-25\text{‰} \sim -21\text{‰}$,芳烃碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分布于 $-24.3\text{‰} \sim -21\text{‰}$,非烃碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分布于 $-25.6\text{‰} \sim -22.6\text{‰}$,显示出相似沉积环境里不同热演化状态的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布的差异,体现出热演化程度对 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。根据实测资料,3972 m 镜质组反射率 R_o 为 0.95% ,而在 4500 m 镜质组反射率 R_o 已达到 1.2% 。由于 C—C 键的稳定性: $^{13}\text{C}-^{13}\text{C} > ^{13}\text{C}-^{12}\text{C} > ^{12}\text{C}-^{12}\text{C}$, $^{12}\text{C}-^{12}\text{C}$ 键裂解的能量较小,有机质大分子转变成烃类小分子的过程中, $^{12}\text{C}-^{12}\text{C}$ 键优先断裂,生成的烃类比它的母质具有较轻的

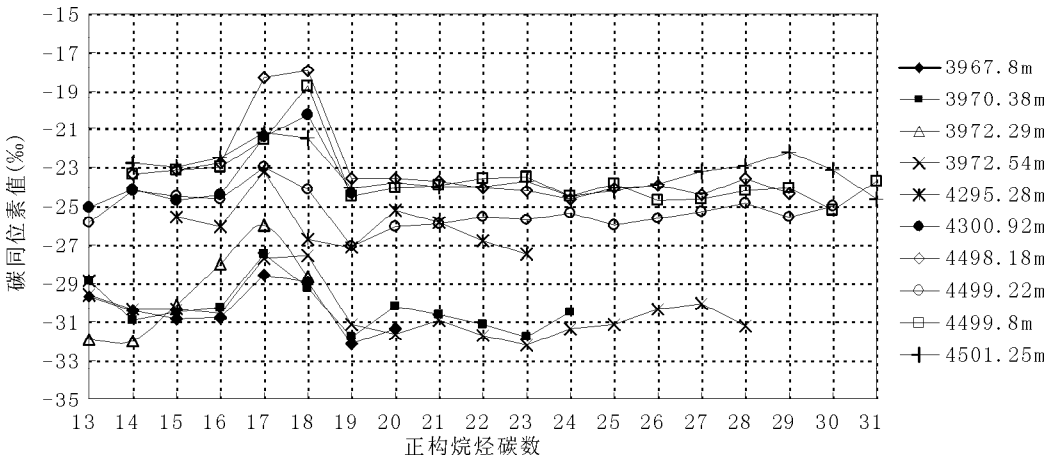


图 4 丰深 2 井沙四段蒸发岩与泥岩共生体系中单体烃碳同位素分布特征
Fig. 4 The characteristics of carbon isotope of *n*-alkanes from the source rocks of the middle part of Member-4 of Shahejie Formation from the well Fengshen-2

同位素组成,而残留的有机质中富集了重的¹³C同位素,导致热演化程度更高的 4024~4501 m 井段的 7 个样品碳同位素值偏重,以及正构烷烃 δ¹³C 值相对较重(分布于-18‰~-28‰之间)与正构烷烃高碳原子(>C₁₈)δ¹³C 值曲线相对平缓的特点。

研究表明,硫酸盐热化学还原反应(TSR)也会造成碳同位素值的变化。硫酸盐热化学还原反应(TSR)是指硫酸盐与烃类作用,将硫酸盐矿物还原生成 H₂S 等酸性气体的过程。在碳酸盐岩层系热化学硫酸盐还原反应(TSR)是普遍发生的地质现象(朱光有等,2005;Zhu Guangyou et al.,2005;马永生等,2005a,2005b;张水昌等,2006),一定厚度的硬石膏、充足的烃类和较高的古地温是 TSR 反应发生的必备条件,但 TSR 反应是十分复杂的化学反应,应用简单的化学平衡方程并不能完全表达该反应的过程,其结果通常导致碳同位素变重(陈志勇等,2007)。如对四川盆地东北部下三叠统飞仙关组和渤海湾盆地古生界高含硫化氢气藏中烃类气体组分和碳同位素的研究发现,在硫酸盐热化学还原反应消耗烃类的过程中,¹²C-¹²C 键优先断裂,¹²C 更多地参与了该反应,而¹³C 则更多地保留在残留的烃类中,使反应后残留的烃类中相对富集¹³C,烃类气体碳同位素值增重 2.0‰~4.0‰(朱光有等,2005)。由于丰深 2 井 3963~3973 m 井段发育深灰色含盐泥岩,而 4024~4501 m 井段中发育深灰色含膏含盐泥岩,后者硫酸盐含量高,在高温下,具备 TSR 反应条件,因此 4024~4501 m 井段碳同位素偏重的结果也可能与 TSR 反应有关。从 δ¹³C 值变化的结果看,差异值达到 5‰以上,表明 4024~4501 m 井段碳同

位素偏重是多因素共同作用的结果。

4 烃类生成响应

对于蒸发岩与泥岩共生体系(盐湖相)烃源岩的生烃能力,一直受到广泛地关注。如江继纲等(1988)早就指出,咸化湖盆发育的碳酸盐、硫酸盐和氯化盐序列中均可以出现有机质富集、优质烃源岩发育的现象,而且不同序列中有机质的组成和演化特征具有一定的差异。东营凹陷沙四段深水成因的蒸发岩以硬石膏岩和盐岩为主,其古盐度约为 12%~26%(袁静等,2001),这种高盐环境可限制寄生生物的生长,有利于形成藻类的勃发,而藻类的勃发,可以造成较高的生产力(刘传联等,2001;朱光有等,2004a),促使优质烃源岩的形成,加上膏盐层的导热性能与砂泥岩相比要高出一个数量级,位于厚层膏盐岩之中的烃源岩较早或较快地获得传导上来的热能(金强等,2006),可使烃源岩中的有机质获得较大的热力作用,对其中有机质的成烃作用十分有利。

为考察东营凹陷沙四段蒸发岩与泥岩共生体系的生、排烃能力,对东营凹陷丰深 2 井沙四段蒸发岩与泥岩共生体系的系列生烃指标进行了检测分析。从对丰深 2 井有机质成分的检测结果看(表 3),有机质组分基本由腐泥组和镜质组组成,其中以腐泥组为主,腐泥组含量在 78%~92%之间,镜质组含量分布于 8.3%~22.3%,基本不含壳质组和惰质组,有机质类型指数从 58.9%到 85.4%,干酪根类型为 I 和 II₁型。有机质族组分主要由烷烃构成(烷烃含量:74.49%~80.98%),芳烃和非烃含量所占比重较低(芳烃 3.13%~11.36%,非烃 4.71%~

15.25%)。成熟度参数镜质组反射率(R_o)和热解最高峰温(T_{max})分别在 0.95%和 400℃以上,表明检测样品已进入生油高峰,部分已进入裂解阶段。但成熟度参数在蒸发岩与泥岩共生体系中分布并不表现出随深度增加而增大的线性规律,由于蒸发岩具有良好的导热性能,导致蒸发岩中的成熟度参数

较相同状态下的泥岩偏低,如在 4300.92 m 镜质组反射率和最高热解峰温分别为 1.17%、419℃,而在埋藏更深的 4498.8~4499.8 m 井段的 3 个样品镜质组反射率分布于 1.13%~1.14%,其中 2 个样品的最高热解峰温为 403℃和 417℃。

表 3 丰深 2 井沙四段蒸发岩与泥岩共生体系中有有机质参数分布特征

Table 3 The characteristics of the parameters of organic matter in the Member-4 of Shahejie Formation from the well Fengshen-2										
深度 (m)	岩性	成熟度参数		有机质组分(%)		有机质类型		有机质族组分(%)		
		T_{max} (℃)	R_o (%)	腐泥组	镜质组	类型指数	类型	烷烃	芳烃	非烃
3967.8	含盐泥岩	422	0.93	78.7	21.3	62.7	Ⅱ ₁	80.53	11.32	4.74
3970.78	含盐泥岩	418	1.00	89.7	10.3	81.9	I	79.90	11.08	5.15
3972.29	含盐泥岩	417	0.95	91.7	8.3	85.4	I	80.11	11.36	4.83
3972.54	含盐泥岩	419	0.98	91.3	8.7	83.8	I	75.65	10.21	4.71
4300.92	纹层泥岩	419	1.17	85.7	14.3	74.9	Ⅱ ₁	——	——	——
4498.18	含膏含盐泥岩	403	1.13	90.7	9.3	83.7	I	79.26	3.13	9.09
4499.22	含膏含盐泥岩	421	1.14	87.7	12.3	78.4	Ⅱ ₁	80.98	4.35	7.61
4499.8	含膏含盐泥岩	417	1.14	78.3	20.3	61.8	Ⅱ ₁	76.53	4.50	12.54
4501.25	含膏含盐泥岩	427	1.24	82.7	15.7	69.3	Ⅱ ₁	64.49	6.54	25.23

还可以看出,烃源岩有机质组成指标在不同检测井段表现出一定差异,检测井段 3966~3975 m 的指标要总体优于检测井段 4498~4504 m 的指标,体现出有机质在剖面上分布的非均质性(图 5)。

该非均质性在系列生烃指标上表现更为明显(图 5),在检测井段 3966~3975 m,残余有机碳含量(C_i)在 0.6%~2.63%以上,平均值为 1.54%,恢复的原始有机碳含量(C_o)分布于 1.8%~4.1%;残留可溶烃(S_1)和热解烃(S_2)含量分别分布于 0.85~8.24 mg/g、0.48~5.69 mg/g,平均值分别为 4.31 mg/g 和 2.83 mg/g,相应地剩余生烃潜量(S_1+S_2)分布于 1.33~13.54 mg/g,平均值为 7.14 mg/g;剩余降解率(D_i)分布于 0.18~0.44,平均值为 0.34;可溶烃指数(HI,等于 $S_1 \times 100/C_i$)分布于 142~320 mg/g,平均值为 255 mg/g,表明该井段有机质已进入生烃高峰期;由于有机质进入了高成熟阶段,导致该井段热解转化率[K_t ,等于 $S_1 \times 100/(S_1+S_2)$]较高,普遍大于 55%,同时氢指数(IH,等于 $S_2 \times 100/C_i$)明显偏低(小于 200 mg/g),此时的氢指数已经不能反映它的原始生烃能力;原始生烃潜量(S_o)及排烃量(S_p)分别分布于 10~40 mg/g 和 10~20 mg/g,排烃效率(K_p ,等于 $S_o \times 100/S_p$)基本在 60%以上,表明该井段含盐层系烃源岩具有良好的生、排烃能力。

4498~4504 m 井段样品的检测结果与检测井

段 3966~3975 m 指标上有较大差异。由于该井段埋藏较深,有机质已经处于过成熟的裂解阶段,热演化参数成熟作用明显:剩余降解率(D_i)不到 0.15,大部分样品不到 0.1;可溶烃指数(HI)不到 150 mg/g,大部分样品低于 50 mg/g,氢指数(IH)不到 50 mg/g,热解转化率(K_t)多大于 60%,排烃效率(K_p)多达到 90%以上,部分样品达到 95%。受热演化作用影响,残余有机碳含量(C_i)低于 1.0%,残留可溶烃(S_1)和热解烃(S_2)含量分别低于 1.0 mg/g 和 0.5 mg/g,相应地剩余生烃潜量(S_1+S_2)低于 1.5 mg/g;原始生烃潜量(S_o)及排烃量(S_p)也相对有限,均低于 15 mg/g,大部分样品低于 6 mg/g。

蒸发岩与泥岩共生体系中有有机质分布及生、排烃的这种显著非均质性,不仅仅体现在剖面的不同井段上,在平面上及层间也有显著反映:从对东营凹陷郝科 1 井和东风 1 井沙四段盐湖相烃源岩的密集采样分析结果看(朱光有等,2004b),其烃源岩有机质丰度最高可达到 5.0%,残留可溶烃(S_1)和热解烃(S_2)含量可达到 15mg/g 和 11 mg/g,有机质含量等指标总体要高于丰深 2 井检测结果;从蒸发岩与泥岩共生体系层间有机质分布特征看,与蒸发岩共生的泥岩有机质丰度、成熟度及生、排烃各项指标要高于蒸发岩。

在同一井段有机质生、排烃的各项指标也存在较强的非均质性,反映出盐湖环境中有机质保存条

件及有机质生源输入的变化。由于咸化湖水在重力作用下可以形成分层水体,非常有利于有机质保存,但由于洪泛事件可以打破咸化湖盆水体的分层结构,其中携带的陆源有机质可以随浊流直驱湖盆最深处,同时使湖盆底水充满溶解氧,沉积有机质遭受氧化降解(金强等,2006),造成咸化湖盆烃源岩分布及生、排烃能力的非均质性。

5 结论

东营凹陷沙四段中亚段蒸发岩与泥岩共生沉积体系有典型的元素及烃类生成等物质响应,体现在:

(1)与高矿化度地层水化学场响应相一致,钠、钙、镁等主要造岩元素含量为高值响应,铈含量显示异常高值,铝及锰、钡含量相对为低值响应;特征元素比值 Sr/Ba 、 Fe/Mn 、 Sr/Ca 均出现显著高值响应, V/Ni 、 $(Fe+Al)/(Ca+Mg)$ 出现低值响应;元素分布离散性和波动性明显,大多数无机元素在蒸发岩中亏损,而在相邻泥岩中相对富集(钠除外,钠在膏盐中富集),显示其中元素分布规律的特殊性。

(2)碳同位素值响应比较明显,不同族组分和正构烷烃单体烃碳同位素值均具有较重的特点,同时有机质族组分间碳同位素分馏相对小,正构烷烃单体烃碳同位素曲线上 C_{17} 、 C_{18} 的 $\delta^{13}C$ 值相对较高而变化显著,其他碳原子数 $\delta^{13}C$ 比较平缓。热演化和 TSR 反应造成对烃源岩中残留烃类碳同位素 $\delta^{13}C$ 值的增重作用,其结果导致咸水湖相 $\delta^{13}C$ 值可以达到-22‰左右。

(3)具有良好的生、排烃能力,所检测含盐井段有机质组分中腐泥组占绝对优势,有机质类型为 I 型和 II₁ 型,烃源岩原始生烃潜量及排烃量分别达到 40 mg/g 和 20 mg/g,排烃效率基本在 60%以上,但它在平面上和剖面上均具有较强的非均质性。从蒸发岩与泥岩共生体系层间有机质分布特征看,与蒸发岩共生的泥岩有机质丰度、成熟度及生、排烃各项指标要高于蒸发岩;在埋藏到高热演化阶段(如 4498.8~4504 m 含盐井段),其剩余生、排烃潜力大大减弱。

致谢:衷心感谢朱光有博士给本文提出的宝贵修改意见!

参 考 文 献

常振恒,陈中红,张玉体,彭君,金振华. 2007. 渤海湾盆地东濮凹陷原油地球化学特征研究. 石油实验地质, 29(2):178~187.
陈发亮,朱晖,李海涛. 2000. 东濮凹陷下第三系沙河街组层序地层

划分及岩盐成因探讨. 沉积学报, 18(3): 384~388.
陈志勇,李启明,夏斌. 2007. 川东北地区热化学硫酸盐还原反应机理及成藏效应研究. 天然气地球科学, 18(5):743~748.
陈中红,查明,金强. 2004. 东营凹陷牛 38 井沙河街组烃源岩生排烃评价. 地质科学, 39(3):356~366.
陈中红,查明. 2006. 东营凹陷波动古湖相沉积特征. 湖泊科学, 18(1):19~25.
陈中红,查明. 2007. 湖相烃源岩 R₀. 异常与无机元素相关性初探. 地球化学, 36(3):275~278.
陈中红,查明. 2008. 断陷湖盆超压封存箱形成机理与油气成藏机制. 地质科学, 43(1):50~64.
冯有良,李思田. 2001. 东营凹陷沙河街组三段层序低位域砂体沉积特征. 地质论评, 47(3): 278~286.
纪友亮,冯建辉. 2003. 东濮凹陷沙三段高频湖平面变化及低位砂体预测. 高校地质学报, 9(1): 99~112.
江继纲,盛国英,傅家谟. 1988. 膏盐沉积盆地中未成熟高硫原油的发现及意义. 石油实验地质, 10(4): 337~343.
金强,黄醒汉. 1985. 东濮凹陷早第三纪盐湖成因的探讨:一种深水成因模式. 华东石油学院学报, 9(1): 1~11.
金强,朱光有. 2006. 中国中生代咸化湖盆烃源岩沉积的问题及相关进展. 高校地质学报, 12(4): 483~492.
李春荣,陈开远. 2004. 碳氧同位素分析在潜江盐湖沉积环境中的应用. 天然气地球科学, 15(3):320~322.
刘传联,赵泉鸿,汪品先. 2001. 东营凹陷生油岩中介形虫氧、碳同位素的古湖泊学意义. 地球科学, 26(5):441~445.
刘庆,张林晔,沈忠民,孔祥星,王茹. 2004. 东营凹陷富有机质烃源岩顺层微裂隙的发育与油气运移. 地质论评, 50(6):593~597.
马永生,郭旭升,郭彤楼,黄锐,蔡勋育,李国雄. 2005a. 四川盆地普光大型气田的发现与勘探启示. 地质论评, 51(4): 477~480.
马永生,蔡勋育,李国雄. 2005b. 四川盆地普光大型气藏基本特征及成藏富集规律. 地质学报, 79(6): 858~865.
任来义,林桂芳,赵志清,王兴武. 2000. 东濮凹陷早第三纪的海侵(泛)事件. 古生物学报, 39(4): 553~557.
袁见齐. 1981. 盐类沉积矿床. 北京:地质出版社.
袁静,覃克. 2001. 东营凹陷沙四段深水成因蒸发岩特征及其与油气藏的关系. 石油大学学报, 25(1):9~11.
张水昌,朱光有,梁英波. 2006. 四川盆地普光大型气田 H₂S 及优质储层形成机理探讨. 地质论评, 52(2): 46~50.
朱光有,金强,周建林,张林晔. 2003. 渤海湾盆地东营断陷湖盆充填模式研究. 石油实验地质, 25(2):143~148.
朱光有,金强,张水昌,戴金星,张林晔,李剑. 2004a. 东营凹陷沙河街组湖相烃源岩的组合特征. 地质学报, 78(3):416~427.
朱光有,金强,戴金星,张水昌,张林晔,李剑. 2004b. 东营凹陷沙四段中部盐湖相烃源岩研究. 高校地质学报, 10(2): 257~266.
朱光有,张水昌,梁英波,戴金星,李剑. 2005. 硫酸盐热化学还原反应对烃类的蚀变作用. 石油学报, 26(5):48~52.
朱扬明,苏爱国,梁狄刚,程克明,翁焕新,彭德华. 2003. 柴达木盆地咸湖相生油岩正构烷烃分布特征及其成因. 地球化学, 32(2): 117~123.
朱扬明,苏爱国,梁狄刚,程克明,彭德华. 2004. 柴达木盆地西部第三系咸水湖相原油地球化学特征. 地质科学, 39(4): 475~

- 485.
- Mango F D. 1991. The stability of hydrocarbons under the time-temperature condition of petroleum genesis. *Nature*, 352:146~148.
- Moshood N T. 2004. Evolution of saline waters and brines in the Benue-Trough, Nigeria. *Applied Geochemistry*, 19(10): 1355~1365.
- Murray A P, Summons R E, Boteham C J, Dowling L M. 1994. Biomarker and *n*-alkane isotope profiles for Tertiary oils: relationship to source rock depositional setting. *Org. Geochem.*, 22(3~5):521~542.
- Poppet B N, Laws E A, Bidigare R R, et al. 1998. Effect of phytoplankton cell geometry on carbon isotopic fractionation. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 62 (1):69~77.
- Schouten S, Hartgers W A, Lopez J F, Grimalt J O, Damste J S S. 2001. A molecular isotopic study of ^{13}C -enriched organic matter in evaporitic deposits: recognition of CO_2 limited ecosystems. *Org. Geochem.*, 32:277~286.
- Zhu G Y, Zhang S C, Liang Y B, Dai J X, Li J. 2005. Discussion on origins of the high- H_2S -bearing natural gas in China. *Acta Geologica Sinica*, 79 (5): 697~708.

Response of Mineral Elements, Carbon Isotope and Hydrocarbon in Typical Synsedimentary System of Evaporate and Mudstone: A Case Study of the Dongying Sag, Bohai Bay Basin

CHEN Zhonghong, ZHA Ming, JIN Qiang

China University of Petroleum, Dongying, Shandong, 257061

Abstract

A typical Mesozoic (Tertiary) synsedimentary system of evaporate and mudrock occurs in the middle and lower parts of the 4th Member of Shahejie Formation in the Dongying sag, East China. To investigate mineral elements, carbon isotope, and hydrocarbon generation of synsedimentary evaporate and mudstone, an intense sampling for saline section was conducted in two deep wells (well Haoke-1 and well Fengshen-2) in the Dongying Sag. The results show remarkable response differences, characterized with low contents in Al, Mn and Ba, high in Na, Ca and Mg, and abnormally high in Sr; and a distinct response of distribution of feature element ratios, low V/Ni , and $(\text{Fe}+\text{Al})/(\text{Ca}+\text{Mg})$, and high Sr/Ba , Fe/Mn and Sr/Ca . The distribution of mineral elements displays clear discretion and fluctuation; inorganic elements is depleted in evaporate but enriched in neighboring mudstone (except sodium, which is also enriched evaporate). $\delta^{13}\text{C}$ values of different group compositions and *n*-alkane composition range from -28‰ to -21‰ and -18‰ to -32‰ , respectively. $\delta^{13}\text{C}$ fractionation between compositions of organic group is relatively low (less than -2‰), while *n*-alkane shows a distinct $\delta^{13}\text{C}$ change in C_{17} and C_{18} . The $\delta^{13}\text{C}$ value of residual hydrocarbon from source rock was increased by thermal evolution and TSR reaction. The synsedimentary system of evaporates and mudstone has potential capacity of hydrocarbon generation and expulsion. The organic matter dominates decayed mud and can be divided into type I and type II₁. The original potential capacity of hydrocarbon generation and expulsion can reach 40 mg/g and 20 mg/g, and the efficiency of hydrocarbon expulsion attained 60%. But they both show intense heterogeneity in both plane and cross section. The content and maturity of the mudstone and generation and expulsion of hydrocarbon are higher than those of evaporate. In addition, high thermal evolution is likely to result in decreasing of generation and expulsion of residue hydrocarbon.

Key words: mineral element; carbon isotope; evaporate; potency of hydrocarbon generation and expulsion; Dongying sag