

万延周, 陈春峰, 周祥林, 等. 东海盆地 H 地区花港组烃源岩特征[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(3): 33-40.

东海盆地 H 地区花港组烃源岩特征

万延周, 陈春峰, 周祥林, 张宙

(中海石油(中国)有限公司上海分公司, 上海 200335)

摘要:随着东海盆地 H 地区油气勘探的发现, 花港组烃源岩的勘探潜力也日益受到重视。通过烃源岩岩石热解分析、稳定碳同位素分析、镜质体反射率测定以及干酪根组分分析, 对烃源岩特征进行研究。结果表明: 氯仿沥青“A”组分中饱和烃和芳烃组分的碳同位素组成特征和碳同位素 CV 值显示研究区花港组泥岩烃源岩存在海陆相有机质; 花港组烃源岩镜质体反射率 R_o 值为 0.76%~1.11%, 热解最高峰温主体介于 440~465 °C, 已进入烃源岩热演化成熟阶段; 泥岩烃源岩干酪根类型指数主体 < 0, 热解氢指数 < 150 mg/g, 花港组烃源岩发育 III 型干酪根; 泥岩烃源岩有机碳 TOC 主体 < 0.5 %, 热解生烃潜量 S_1+S_2 主体 < 1 mg/g, 氯仿沥青“A”主体 < 0.05 %, 为差泥岩烃源岩。研究区花港组烃源岩煤岩样品热解生烃潜量 S_1+S_2 主体 > 100 mg/g, 氯仿沥青“A”主体 > 1.5 %, 氢指数 HI 主体 > 275 mg/g, 主体为好煤岩烃源岩。总之, 研究区煤岩烃源岩品质优于泥岩烃源岩, 泥岩烃源岩发育海陆相有机质, 且陆相有机质丰度优于海相有机质。

关键词: 碳同位素; 东海盆地; 烃源岩; 花港组; 有机质

中图分类号: P618.13; P744.4

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2020.115

0 引言

近年来, 东海盆地在花港组获得油气发现^[1-5]。随着勘探程度的加深, 对渐新统花港组的研究要求, 特别是烃源岩的研究要求也日益深化。前人通过对花港组沉积^[6-16]和构造^[17]以及地球化学^[18-21]等方面的研究, 取得一定的成果认识。但受海洋石油勘探条件的限制, 对东海盆地花港组烃源岩的研究, 特别是烃源岩丰度的影响因素以及有机质来源的研究, 有待进一步深化。有学者认为东海盆地 XH 凹陷发育始新统烃源岩和渐新统一中新统烃源岩, 主要为暗色泥岩和煤, 其有机质含量的优劣受控于沉积环境和地球化学相^[18]。通过对烃源岩沉积环境以及有机质来源的分析, 可以进一步了解烃源岩特征, 深化东海盆地花港组烃源岩研究, 为该地区油气勘探提供理论依据。

目前, 不少学者对东海盆地花港组沉积方面进行研究, 取得一些成果和认识, 但由于学者研究方法和技术手段不尽相同, 对渐新统花港组沉积环境的认识存在一定的差别。有些学者研究认为 XH 凹陷渐新统花港组主要发育陆相沉积: 张绍亮等^[7]认为 XH 凹陷花港组主要发育曲流河三角洲、辫状河三角洲、曲流河扇及辫状河扇等 4 种沉积相类型; 胡明毅等^[8]认为 XH 凹陷花港组主要发育河流、三角洲、湖泊和扇三角洲等 4 种相类型; 孙思敏和彭仕宓^[9]认为 XH 凹陷花港组主要发育辫状河与曲流河沉积。有些学者研究认为 XH 凹陷花港组发育陆相沉积, 但也存在海相沉积现象: 王果寿等^[10]认为花港组以陆相沉积为主, 其上段发育湖泊、三角洲、河流沉积, 其下段发育海侵湖相; 陈琳琳和谢月芳^[11]认为 XH 凹陷整体为遭受海侵的陆相湖盆, 发育冲积扇、河流及湖泊沉积; 武法东等^[12]研究认为 XH 凹陷花港组受到海水或咸水—半咸水影响的滨岸湖泊三角洲—河流沉积; 于兴河等^[13]、李顺利等^[14]认为 XH 凹陷花港组沉积受到明显海侵影响。

不同的沉积环境带来不同类型的有机质, 同时, 也是影响烃源岩有机质丰度的主控因素之一。本次研究通过氯仿沥青“A”组分碳同位素分析并结

收稿日期: 2020-07-28

资助项目: “十三五”国家科技重大专项“东海深层低渗-致密天然气勘探开发技术”(2016ZX05027-001)

作者简介: 万延周(1983—), 男, 硕士, 工程师, 主要从事物探解释及石油地质综合研究工作. E-mail: wanyzh2@cnooc.com.cn

合相关资料^[21],对烃源岩有机质来源进行分析,进而对东海盆地H地区花港组烃源岩不同类型有机质的地球化学特征进行研究。

1 区域概况

XH 凹陷位于东海陆架盆地的浙东坳陷,目前已在新生界取得了重大油气发现。XH 凹陷从东往西依次划分为东部断阶带、东次凹、中央反转构造

带、西次凹和西部斜坡带^[1]。研究区位于 XH 凹陷中南部,横跨西次凹和中央反转构造带 2 个构造单元,西与西部斜坡的平湖斜坡相邻,东与 XH 凹陷东次凹相接,面积约 600 km²(图 1)。目前的勘探成果显示研究区主要钻遇更新统(东海群)、上新统(三潭组)、中新统(柳浪组、玉泉组、龙井组)、上渐新统(花港组)、始新统(平湖组)等地层,XH 凹陷经历了龙井运动、花港运动、玉泉运动、平湖运动、甌江运动、雁荡运动等多期构造运动^[1,16-17]。

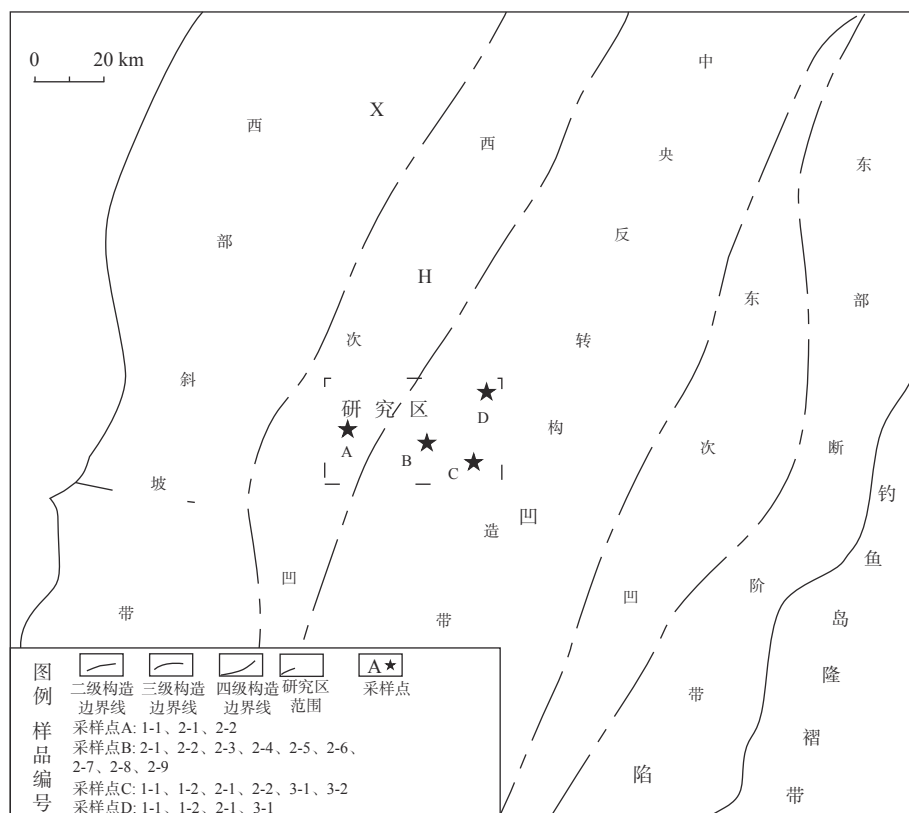


图 1 研究区位置示意图^[1]

Fig.1 Tectonic location of the study area^[1]

研究区历经海陆相不同沉积环境以及多期构造运动,形成了花港组垂向上不同的岩性组合,包括上、下 2 个岩性段,岩性组合横向存在变化。其中,花港组下段主要发育褐灰色、灰色泥岩、粉砂质泥岩与浅灰色泥质粉砂岩、粉砂岩、粉细砂岩、细砂岩,自下而上泥岩增多、颜色变浅,岩性组合以“泥夹砂”为主。花港组上段主要发育灰色、深灰色粉砂质泥岩、泥岩与灰白色、浅灰色泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩、含砾砂岩、砂砾岩等,夹薄煤层及煤线,总体上呈“砂包泥”特征,局部砂、泥岩互层。纵向上,自下而上粒度变细,泥岩有所增多,地层厚度约 1 600 m。

2 碳同位素特征

前人研究^[22-30]认为碳同位素组成主要受生源母质影响,而受成岩作用影响较小。所以,碳同位素组成特征常被用来还原古环境、区分陆海相有机质和划分烃源岩有机质类型以及对油气来源。腾格尔^[25]利用鄂尔多斯盆地烃源岩碳同位素分布特征来探索烃源岩与沉积环境关系;朱扬明等^[26]利用四川盆地海相和陆相烃源岩碳同位素组成来区分沉积环境和区分烃源岩有机质生源母质;杨福林等^[27]利用塔里木盆地寒武系烃源岩同位素组成

异常来分析烃源岩有机质的物质来源; 梁狄刚等^[28]利用南方海相烃源岩有机质碳同位素来判断烃源岩的有机质类型; 黄籍中^[29]利用中上扬子区海相烃源岩碳同位素值来划分烃源岩的有机相; 张绍辉等^[30]利用大港滩海沿岸带中浅层碳同位素特征进行油气源对比。

有学者根据大量实验数据^[22, 26], 分析认为陆相有机质和海相有机质可以通过氯仿沥青“A”组分中饱和烃和芳烃组分的碳同位素组成来区分, 并归纳出经验公式 $\delta^{13}\text{C}_{\text{芳烃}} = 1.14\delta^{13}\text{C}_{\text{饱和烃}} + 5.46$ 。同时, 设置碳同位素参数 $CV = -2.53\delta^{13}\text{C}_{\text{饱和烃}} + 2.22\delta^{13}\text{C}_{\text{芳烃}} - 11.65$, 并研究认为参数 $CV = 0.47$ 作为划分海陆相有机质的临界值。即 CV 值 < 0.47 表征烃源岩有机质来源海相环境, CV 值 > 0.47 表征烃源岩有机质来源陆相环境。该研究方法并非直接划分海陆相沉积环境, 而是通过芳烃组分和饱和烃组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值的关系以及 CV 值来识别烃源岩有机质来自陆相有机质还是海相有机质, 进而结合其他研究资料分析烃源岩来源于海相沉积环境还是陆相沉积环境。本次研究对 19 个泥岩和 3 个煤岩样品进行烃源岩分析。其中, 使用上述方法对研究区内 19 个泥岩样品进行分析, 区分出 6 个海相有机质样品和 13 个陆相有机质样品, 进而对泥岩烃源岩特征进行研究。

如图 2 所示, 研究区渐新统花港组泥岩样品碳同位素 CV 值介于 $-0.998 \sim 3.618$, 平均值达 1.224。多数样品碳同位素参数 CV 值 > 0.47 , 位于陆相有机质区, 部分样品碳同位素 CV 值 < 0.47 , 位于海相有机质区。如图 3 所示, 根据氯仿沥青“A”组分中饱和烃和芳烃组分的碳同位素值, 研究区花港组烃源岩泥岩样品多数位于陆相有机质区, 部分样品位于海相有机质区。对比图 2 和图 3, 样品中 13 个样品有机质来源于陆相区; 有 6 个样品有机质来源海相区。结合前人沉积研究^[10-14], 本次研究认为, 花港组沉积期, 研究区存在明显的海相有机质供给, 可能存在至少一次明显的海侵。

3 烃源岩地球化学特征

3.1 有机质成熟度

判断烃源岩有机质成熟度指标有很多, 本次研究选用镜质体反射率 R_o , 并结合岩石热解最高峰温 T_{max} 作为烃源岩有机质成熟度的研究参数, 并参考不同岩性烃源岩有机质成熟度划分标准^[31-36], 对研究区花港组烃源岩有机质成熟度进行研究。

根据镜质体反射率测定数据(表 1)分析, 研究区花港组泥岩样品镜质体反射率 R_o 值介于 $0.76\% \sim$

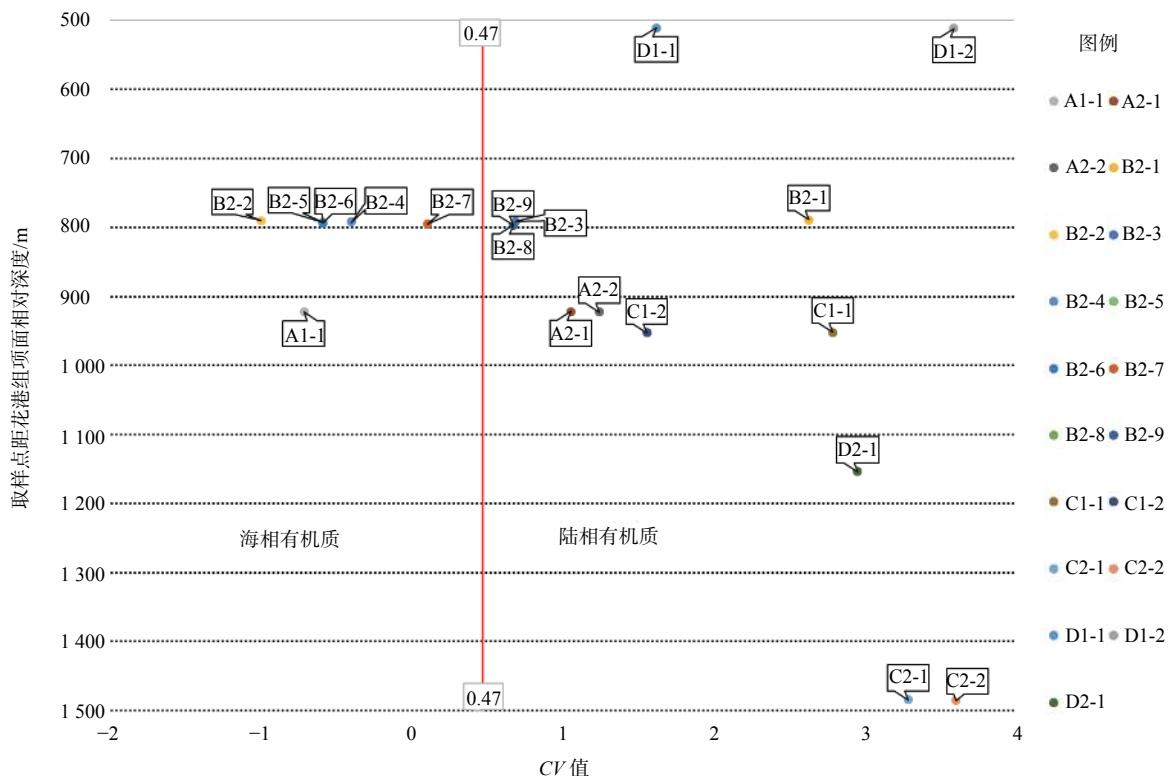


图 2 研究区花港组泥岩烃源岩 CV 值分布图

Fig.2 Distribution of CV values of the mudstone source rock of Huagang Formation in the study area

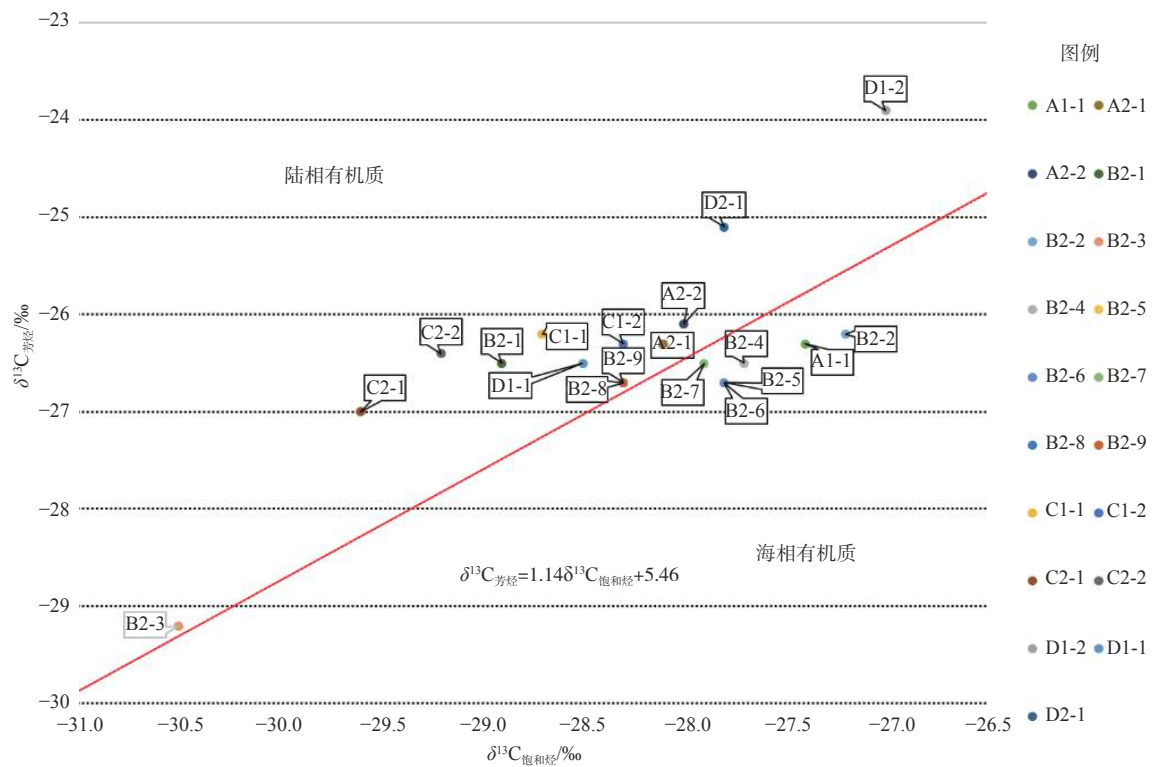


图3 研究区花港组泥岩烃源岩饱和烃和芳烃组成分布图

Fig.3 Isotopic composition of saturated hydrocarbon and aromatic hydrocarbon of mudstone source rock of Huagang Formation in the study area

表1 研究区花港组泥岩烃源岩基础数据表

Table 1 Basic data of mudstone source rock of Huagang Formation in the study area

测试分析		干酪根组分分析				镜质体反射率测定	岩石热解分析			氯仿沥青“A”测试	
		腐泥组	壳质组	镜质组	惰质组	镜质体反射率 R_o	有机碳	最高峰温	生烃潜量	氢指数HI	氯仿沥青“A”含量
							TOC	T_{max}	S_1+S_2		
		%	%	%	%	%	%	/℃	/(mg/g)	/(mg/g)	%
陆相有机质 泥岩样品	A2-1	19.67	1.67	10.67	68	0.879	0.09	490	/	56	0.012 7
	A2-2	33.67	4	6.67	55.67	0.871	0.10	445	/	50	0.012
	B2-1	/	/	/	/	/	0.10	445	0.17	130	0.003 6
	B2-3	5.33	2.33	6.67	85.67	0.767	0.49	441	0.55	98	0.027 2
	B2-8	3.33	1	8.33	87.33	0.759	0.28	444	0.20	68	0.018
	B2-9	4	1.67	10	84.33	0.768	0.37	444	0.33	81	0.014 2
	C1-1	4.67	1	53.33	41	0.807	0.00	0.15	0.17	0.33	0.030 7
	C1-2	5.33	2.33	61.33	31	0.810	0.00	0.09	0.11	0.29	0.024 6
	C2-1	34.33	0	36.67	29	1.026	0.09	0.81	0.21	1.06	0.116 9
	C2-2	22	0	30.33	47.67	1.112	0.38	2.18	0.09	2.78	0.224 2
	D1-1	7	33.67	4	55.33	0.836	0.30	446	0.48	133	0.009 3
	D1-2	/	/	/	/	/	0.15	451	0.35	180	0.136
	D2-1	2.33	0	5	92.67	0.91	0.46	454	0.61	100	0.025
海相有机质 泥岩样品	A1-1	17.67	2.33	16.33	63.67	0.866	0.05	437	/	80	0.005 9
	B2-2	6	3.67	20.33	70	0.766	0.37	440	0.57	119	0.022 6
	B2-4	/	/	/	/	/	0.21	439	0.16	67	0.008 5
	B2-5	4	2	12.33	81.67	0.763	0.35	443	0.30	77	0.014 1
	B2-6	4.67	5	18.33	72	0.765	0.38	443	0.41	95	0.003 5
	B2-7	3.67	3.33	15	78	0.764	0.42	446	0.40	86	0.020 9

注:/表示无数据

1.11%, 平均值为 0.84%。其中, 陆相有机质样品镜质体反射率 R_o 值介于 0.76%~1.11%, 平均值为 0.87%; 海相有机质样品镜质体反射率 R_o 值介于 0.76%~0.87%, 平均值为 0.78%。研究区花港组煤岩样品镜质体反射率 R_o 值介于 0.815%~1.092%, 平均值为 0.94%。镜质体反射率显示, 研究区花港组烃源岩主体已进入成熟阶段, 尚未达到过成熟阶段(图 4)。

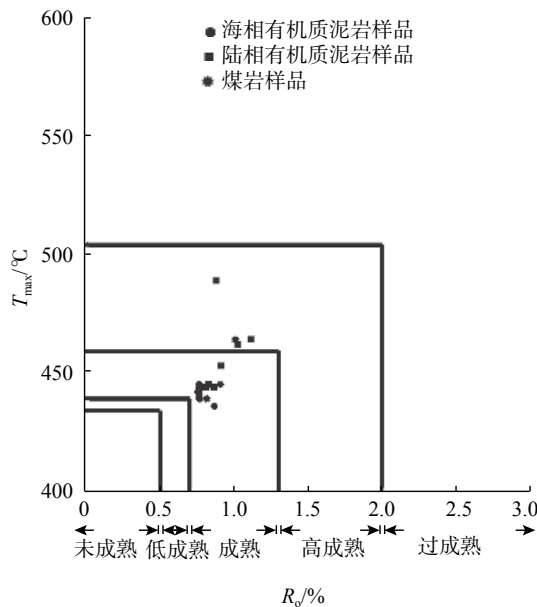


图 4 研究区花港组烃源岩 R_o 与 T_{max} 关系图

Fig.4 Relationship between R_o and T_{max} of source rock of Huagang Formation in the study area

根据岩石热解数据(表 1)分析, 研究区花港组泥岩样品岩石热解最高峰温 T_{max} 介于 437~490 °C。其中, 除一个陆相有机质样品热解最高峰温 T_{max} 为 490 °C 之外, 其余海陆相有机质样品热解最高峰温 T_{max} 皆介于 437~465 °C。研究区花港组煤岩样品岩石热解最高峰温 T_{max} 介于 440~465 °C, 平均值为 450 °C。热解最高峰温显示, 研究区花港组烃源岩主体已进入成熟阶段(图 4)。

总的来说, 参考中国海洋石油集团有限公司烃源岩地球化学定量评价规范关于烃源岩有机质成熟度划分及判别的主要指标^[31], 通过烃源岩镜质体反射率和岩石热解数据分析, 认为研究区花港组烃源岩主体热演化到成熟阶段。

3.2 有机质类型

判断烃源岩有机质类型的指标有很多, 本次研究选用干酪根镜检、岩石热解氢指数和岩石热解最高峰温等参数, 并参考烃源岩有机质类型划分标准^[31],

对研究区花港组烃源岩有机质类型进行研究。

根据岩石荧光干酪根显微组分数据(表 1)分析, 花港组泥岩样品腐泥组含量介于 2.33%~34.33%, 平均值为 11.11%; 壳质组含量介于 0~33.67%, 平均值为 4%; 镜质组含量为 4%~61.33%, 平均值为 19.71%; 惰质组含量为 29%~92.67%, 平均值为 65.19%; 类型指数为 -94.09~-22.17, 平均值为 -66.87。其中, 陆相有机质样品的腐泥组和镜质组含量比海相有机质样品高; 海相有机质样品惰质组含量比陆相有机质样品高; 陆相和海相有机质样品壳质组含量相近(陆相有机质样品壳质组含量略高); 陆相有机质样品类型指数明显比海相有机质样品高。通过荧光干酪根显微组分及类型测试, 样品干酪根的类型指数皆 < 0, 分析认为研究区花港组烃源岩主体为Ⅲ型干酪根(图 5)。

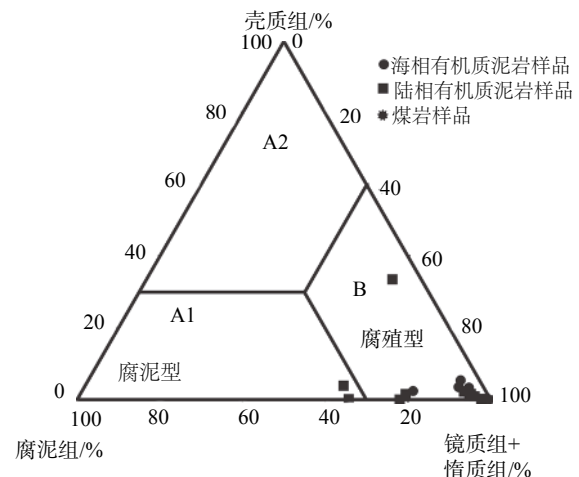


图 5 研究区花港组烃源岩干酪根显微组分分析图

Fig.5 Kerogen macerals of source rocks of Huagang Formation in the study area

根据岩石热解数据(表 1)分析, 研究区花港组泥岩样品岩石热解最高峰温 T_{max} 介于 437~490 °C, 平均值为 449 °C。其中, 陆相有机质样品岩石热解最高峰温 T_{max} 介于 441~490 °C, 平均值为 452 °C; 海相有机质样品岩石热解最高峰温 T_{max} 介于 437~446 °C, 平均值为 441 °C。研究区陆相有机质样品比海相有机质样品岩石热解最高峰温高。花港组泥岩样品岩石热解氢指数 HI 为 30~180 mg/g, 平均值为 86.1 mg/g。其中, 陆相有机质样品岩石热解氢指数 HI 为 30~180 mg/g, 平均值为 85.5 mg/g。海相有机质样品岩石热解氢指数 HI 为 67~119 mg/g, 平均值为 87.3 mg/g。所有样品中只有一个样品岩石热解氢指数为 180 mg/g, 其余绝大多数泥岩样品热解氢指数 < 150 mg/g。研究区海陆相有机质样品岩石热解氢指数变化不大。岩石热解氢指数分析

认为研究区花港组泥岩烃源岩为Ⅲ型干酪根。图 6 显示研究区花港组烃源岩主要发育Ⅲ型干酪根。

总的来说,参考中国海洋石油集团有限公司烃源岩地球化学定量评价规范的烃源岩有机质类型划分标准^[31],通过对岩石荧光干酪根显微组分、岩石热解氢指数和岩石热解最高峰温等数据分析,认为研究区花港组烃源岩主要发育Ⅲ型干酪根。

3.3 有机质丰度

烃源岩的生烃潜力直接受有机质丰度影响,而有机质丰度又与其沉积环境、有机质来源息息相关。本次研究的烃源岩样品热演化到成熟阶段,通过对不同有机质来源样品的分析,并根据烃源岩地球化学定量评价规范^[31](表 2),对研究区烃源岩有机质丰度进行分析。

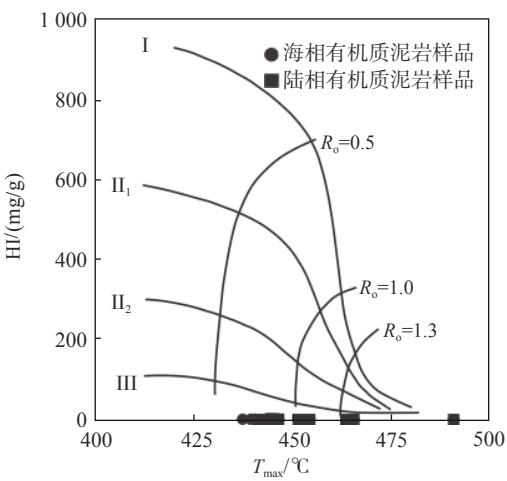


图 6 研究区花港组泥岩烃源岩 $T_{\max}$ 与 HI 划分类型图
Fig.6 Classification of mudstone source rocks of Huagang Formation on the study area based on $T_{\max}$ and HI

表 2 研究区泥岩和煤岩烃源岩生烃潜力评价标准^[31]

Table 2 Evaluation standards of hydrocarbon-generating potential of mudstone and coal source rock in the study area^[31]

演化阶段	有机质类型	地球化学指标	泥岩烃源岩类型			
			差	中等	好	很好
成熟阶段($0.7\% < R_o \leq 1.3\%$)	腐殖型Ⅲ型	有机碳TOC/%	<0.5	>0.5~1.0	>1.0~2.0	>2.0
		生烃潜量 S_1+S_2 /(mg/g)	<1.0	>1.0~2.5	>2.5~6.0	>6.0
		氯仿沥青“A”/%	<0.025	>0.025~0.05	>0.05~0.10	>0.10
		地球化学指标	煤岩烃源岩类型			
			差	中等	好	
		生烃潜量 S_1+S_2 /(mg/g)	<100	150~100	>150	
		氯仿沥青“A”含量/%	<1.5	2.5~1.5	>2.5	

岩石热解数据(表 1)显示,研究区花港组烃源岩泥岩样品有机碳 TOC 变化范围为 0.05%~3%,平均为 0.47%。其中,陆相有机质样品有机碳 TOC 变化范围为 0.09%~3%,平均为 0.55%;海相有机质样品有机碳 TOC 变化范围为 0.05%~0.42%,平均为 0.30%。陆相有机质样品为中—差泥岩烃源岩,海相有机质样品为差泥岩烃源岩。研究区花港组烃源岩中煤岩样品有机碳 TOC 变化范围为 11.55%~66.70%,平均 47.10%(图 7)。

研究区花港组烃源岩泥岩样品(表 1)热解生烃潜量 S_1+S_2 变化范围为 0.04~2.56 mg/g,平均为 0.44 mg/g。其中,陆相有机质样品热解生烃潜量 S_1+S_2 变化范围为 0.05~2.56 mg/g,平均为 0.50 mg/g。海相有机质样品热解生烃潜量 S_1+S_2 变化范围为 0.04~0.57 mg/g,平均为 0.31 mg/g。海陆相有机质样品主体为差泥岩烃源岩,但陆相有机质样品丰度高于海相有机质样品。研究区花港组烃源岩煤岩样品热解生烃潜量 S_1+S_2 变化范围为 20.31~

228.69 mg/g,平均为 143.40 mg/g,主体为好煤岩烃源岩(图 7)。

研究区花港组烃源岩泥岩样品(表 1)氯仿沥青“A”变化范围为 0.003 5%~0.224 2%,平均为 0.038 4%。其中,陆相有机质样品氯仿沥青“A”变

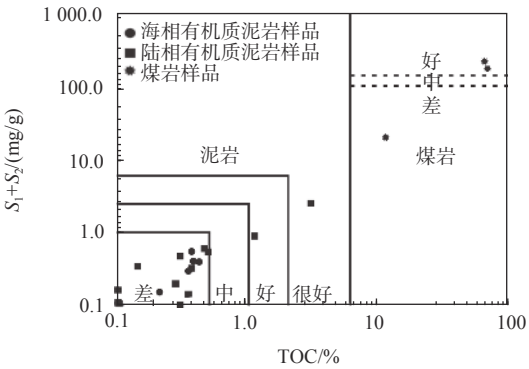


图 7 研究区岩石热解 S_1+S_2 与 TOC 判断烃源岩质量图
Fig.7 Evaluation of source rocks according to thermal decomposition S_1+S_2 and TOC of Huagang Formation in the study area

化范围为 0.003 6%~0.224 2%, 平均为 0.050 3%。海相有机质样品氯仿沥青“A”变化范围为 0.003 5%~0.022 6%, 平均为 0.012 6%, 陆相有机质样品丰度高于海相有机质样品。陆相有机质样品主体为中等—差泥岩烃源岩, 海相有机质样品主体为差泥岩烃源岩。研究区花港组烃源岩煤岩样品氯仿沥青“A”变化范围为 0.97%~3.76%, 平均为 2.37%, 主体为好煤岩烃源岩。

研究区花港组烃源岩泥岩样品(表 1)氢指数 HI 变化范围为 30~180 mg/g, 平均为 86.1 mg/g。其中, 陆相有机质样品氢指数 HI 变化范围为 30~180 mg/g, 平均为 85.5 mg/g。海相有机质样品氢指数 HI 变化范围为 67~119 mg/g, 平均为 87.3 mg/g。花港组泥岩烃源岩样品为差泥岩烃源岩。研究区花港组烃源岩煤岩样品氢指数 HI 变化范围为 151~339 mg/g, 平均 249 mg/g, 参考前人评价标准^[37], 认为主体为中—好煤岩烃源岩。

研究区烃源岩已进入成熟阶段, 参考泥岩和煤岩不同的烃源岩地球化学定量评价标准^[31-32, 37], 通过对有机碳 TOC、热解生烃潜量 S_1+S_2 、氯仿沥青“A”以及氢指数 HI 等数据(表 1)分析, 认为研究区花港组泥岩烃源岩样品丰度较低, 主体为差泥岩烃源岩, 且陆相有机质样品有机质丰度明显高于海相有机质样品。煤岩烃源岩样品丰度明显高于泥岩样品, 主体为好煤岩烃源岩。通过对已有的泥岩和煤岩烃源岩有机质丰度分析, 结合前人沉积环境研究^[10-14], 认为研究区花港组至少存在一次明显海侵, 但未形成有效海相有机质泥岩烃源岩; 陆相有机质泥岩烃源岩的丰度也不高; 煤岩烃源岩是研究区花港组有效烃源岩的主力。运用沉积岩石学、构造地质学、地震地层学等多学科综合研究, 寻找有效烃源岩发育区, 可以为研究区提供有利勘探方向。

总的来说, 研究区花港组烃源岩主体热演化到成熟阶段, 参考泥岩和煤岩烃源岩评价标准, 研究区花港组泥岩烃源岩丰度较低, 主体为差泥岩烃源岩。煤岩烃源岩优于泥岩烃源岩, 主体可达好烃源岩。有学者认为腐殖型煤岩烃源岩以生气为主^[38-39], 研究区有效腐殖型煤岩烃源岩具备一定的生气潜力, 具有进一步油气勘探的前景。

4 结论

(1) 东海 H 地区花港组烃源岩发育Ⅲ型干酪根;

热演化到成熟阶段; 泥岩烃源岩有机质丰度较低, 为差泥岩烃源岩, 煤岩烃源岩有机质丰度较高, 主体为好烃源岩。

(2) 东海 H 地区花港组泥岩烃源岩发育海、陆相有机质, 以陆相有机质为主, 且陆相有机质品质优于海相有机质。

参考文献:

- [1] 刘金水, 陆永潮, 秦兰芝, 等. 源—汇系统分析方法在大型储集体研究中的应用: 以西湖凹陷中央反转带花港组为例[J]. 石油实验地质, 2019, 41(3): 303-310.
- [2] 丁圣斌. 西湖凹陷花港组成岩演化与油气充注期次研究: 以 D1、2 构造为例[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- [3] 张银国. 东海西湖凹陷花港组油气地质条件与油气分布规律[J]. 石油实验地质, 2010, 32(3): 223-231.
- [4] 王勇刚, 陈岑, 谭先锋, 等. 西湖凹陷中央反转带天然气地球化学特征及其成因探讨[J]. 重庆科技学院学报(自然科学版), 2018, 20(6): 31-34.
- [5] 苏奥, 陈红汉. 东海盆地西湖凹陷油岩地球化学特征及原油成因来源[J]. 地球科学, 2015, 40(6): 1072-1081.
- [6] 万延周, 张年念. 东海盆地西湖凹陷花港组物源分析[J]. 长江大学学报(自然科学版), 2016, 35(13): 24-27.
- [7] 张绍亮, 秦兰芝, 余逸凡, 等. 西湖凹陷渐新统花港组下段沉积相特征及模式[J]. 石油地质与工程, 2014, 28(2): 5-8.
- [8] 胡明毅, 柯岭, 梁建设, 等. 西湖凹陷花港组沉积相特征及相模式[J]. 石油天然气学报, 2010, 32(5): 1-5.
- [9] 孙思敏, 彭仕宓. 东海西湖凹陷平湖油气田花港组沉积相及沉积演化[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2006, 36(1): 63-67.
- [10] 王果寿, 周卓明, 肖朝辉, 等. 西湖凹陷春晓区带下第三系平湖组、花港组沉积特征[J]. 石油与天然气地质, 2002, 23(3): 257-261.
- [11] 陈琳琳, 谢月芳. 东海西湖凹陷花港组沉积模式初探[J]. 海洋石油, 1998(4): 15-21.
- [12] 武法东, 陆永潮, 陈平, 等. 东海西湖凹陷渐新统花港组海绿石的发现及其意义[J]. 沉积学报, 1997, 15(3): 158-161.
- [13] 于兴河, 李顺利, 曹冰, 等. 西湖凹陷渐新世层序地层格架与沉积充填响应[J]. 沉积学报, 2017, 35(2): 299-314.
- [14] 李顺利, 许磊, 于兴河, 等. 东海陆架盆地西湖凹陷渐新世海侵作用与潮控体系沉积特征[J]. 古地理论, 2018, 20(6): 1023-1032.
- [15] 翟玉兰. 东海陆架盆地西湖凹陷古近系层序地层与沉积体系研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2009.
- [16] 陈忠云, 鲁法伟, 张建培, 等. 东海陆架西湖凹陷新生代沉积地层时代厘定[J]. 上海国土资源, 2013, 34(1): 42-45.
- [17] 杨彩虹, 王英民, 曾广东, 等. 东海陆架盆地西湖凹陷新生代断—拗转换面的厘定[J]. 海相油气地质, 2014, 19(3): 18-26.
- [18] 王丽顺, 魏宏奎, 王岚, 等. 东海西湖凹陷中南部含油气系统浅析[J]. 海洋石油, 2000, 105(5): 16-21.
- [19] 陆俊泽, 叶加仁, 黄胜兵, 等. 西湖凹陷平北地区烃源岩特征及生排烃史[J]. 海洋石油, 2009, 29(4): 38-43.
- [20] 陈敬轶, 王飞宇, 刘晓, 等. 东海平湖油气田烃源岩特征与油

- 气生成[J]. 地质科技情报, 2010, 29(6): 80-83.
- [21] 万延周, 陈春峰, 陈文侠, 等. 西湖凹陷南部始新统烃源岩有机质碳同位素组成特征[J]. 非常规油气, 2019, 32(5): 18-22.
- [22] SOFER Z. Stable carbon isotope compositions of crude oils: application to source depositional environments and petroleum alteration[J]. AAPG Bulletin, 1984, 68(1): 31-49.
- [23] GALIMOV E M. Isotope organic geochemistry[J]. *Organic Geochemistry*, 2006, 37(10): 1200-1262.
- [24] 陈文彬, 伊海生, 谭富文, 等. 南羌塘侏罗系烃源岩氯仿沥青“A”组分碳同位素特征[J]. 中国地质, 2010, 37(6): 1740-1744.
- [25] 腾格尔. 海相地层元素、碳氧同位素分布与沉积环境和烃源岩发育关系: 以鄂尔多斯盆地为例[D]. 兰州: 中国科学院研究生院(兰州地质研究所), 2004.
- [26] 朱扬明, 李颖, 郝芳, 等. 四川盆地海、陆相烃源岩有机质稳定碳同位素组成变化及其地球化学意义[J]. 沉积学报, 2017, 35(6): 1254-1263.
- [27] 杨福林, 王铁冠, 李美俊, 等. 塔里木盆地寒武系烃源岩地球化学特征[J]. 天然气地球科学, 2016, 27(5): 861-871.
- [28] 梁狄刚, 郭彤楼, 陈建平, 等. 中国南海相生烃成藏研究的若干新进展(二): 南方四套区域性海相烃源岩的地球化学特征[J]. 海相油气地质, 2009, 14(1): 1-15.
- [29] 黄籍中. 中上扬子区海相沉积烃源研究(之二)[J]. 天然气勘探与开发, 2000, 23(1): 9-27.
- [30] 张绍辉, 岳奎, 张延章, 等. 大港滩海沿岸带中浅层油气源对比[J]. 油气地质与采收率, 2003, 10(2): 26-28.
- [31] 中国海洋石油集团有限公司. Q/HS1017-2006, 烃源岩地球化学定量评价规范[S]. 北京: 中国海洋石油集团有限公司.
- [32] 周刚, 张迎朝, 陆江, 等. 珠江口盆地西部文昌B凹陷文昌组优质烃源岩再评价[J]. 中国海上油气, 2018, 30(3): 28-37.
- [33] 赵洁, 谢增业, 李剑, 等. 川西北地区泥盆系烃源岩地球化学特征分析[J]. 中国海上油气, 2018, 30(2): 35-44.
- [34] 刘金萍, 王改云, 杜民, 等. 北黄海盆地东部坳陷中生界烃源岩特征[J]. 中国海上油气, 2013, 25(4): 12-16.
- [35] 周瑾. 西湖凹陷中央背斜带两种热体制下烃源岩的热演化[J]. 中国海上油气(地质), 2003, 17(1): 64-68.
- [36] 李贤庆, 钟宁宁, 王铁冠, 等. 东海盆地西湖凹陷下第三系烃源岩显微组分组成和成烃组分析[J]. 中国海上油气(地质), 1995, 9(1): 19-25.
- [37] 郭春清. 沾化凹陷孤北潜山中、古生界煤系烃源岩特征及其煤成气判识标志研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2011.
- [38] 姜亮. 东海陆架盆地第三系煤系烃源岩油气生成与聚集研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2001.
- [39] 钱时辉. 西湖凹陷煤系烃源岩生烃特征研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2010.

SOURCE ROCKS IN HUAGANG FORMATION OF H AREA, EAST CHINA SEA SHELF BASIN

WAN Yanzhou, CHEN Chunfeng, ZHOU Xianglin, ZHANG Zhou

(Shanghai Branch of CNOOC (China) Ltd., Shanghai 200335, China)

Abstract: With the discovery of oil and gas in the H area of East China Sea Basin, source rocks in the Huagang Formation have raised great attention from geologists. This paper is specially devoted to the source rocks with the newly acquired data of pyrolysis, carbon stable isotope, vitrinite reflectance and kerogen composition. The characteristics of carbon isotopic composition and *CV* value of saturated hydrocarbon and aromatics suggest that both marine and continental organic matters coexist in the mudstone source rock of Huagang Formation. The vitrinite reflectance varies from 0.76% to 1.11%, and the maximum pyrolysis temperature changes between 440 °C and 465 °C, suggesting that the source rocks remain in a stage of hydrocarbon generation. The kerogen type index of mudstone source rock is less than 0, the pyrolysis hydrogen index is less than 150 mg/g, and the source rocks of the Huagang Formation are characterized by the kerogen of type III. The TOC of mudstone source rock is mostly less than 0.5%, the pyrolysis potential of S_1+S_2 is less than 1mg/g, and the chloroform asphalt “A” is mostly less than 0.05%, so the mudstone source rocks are poor in quality. Analysis of coal samples from source rock of Huagang Formation show that the values of S_1+S_2 , chloroform asphalt “A” and hydrogen index HI are mostly > 100 mg/g, > 1.5%, and > 275 mg/g respectively, indicating a high quality coal-bearing source rock. In a word, the coal-bearing source rocks are better than mudstone source rocks in quality, and the abundance of continental organic matter is higher than that of marine organic matter.

Key words: carbon isotope; East China Sea Shelf Basin; source rocks; Huagang Formation; organic matter