

南黄海盆地碳酸盐岩碳氧同位素特征及意义

郑仰帝,蔡进功

(同济大学海洋地质国家重点实验室,上海 200092)

摘要:对南黄海盆地碳酸盐岩烃源岩(P_1q-T_1q)进行了碳氧同位素测定及孢粉相等分析,研究海相碳酸盐岩有效烃源岩的形成和控制因素。通过对样品 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 相关性等的分析,发现碳氧同位素组成基本保留了原始海洋的同位素组成。栖霞组 $\delta^{13}C$ 相对青龙组偏重,预示着较高的生物生产力,更有利于烃源岩的发育。栖霞组 $\delta^{13}C$ 以均值为基准可以划分为3个演化阶段,并与孢粉相的变化相对应,表明不同层段烃源岩发育具有差异性。WX5-ST1井青龙组 $\delta^{13}C_{PDB}$ (均值3.83‰)明显比CZ24-1-1井(均值-1.34‰)的偏重,并与高无定形孢粉相相对应,表明同一层段不同区域烃源岩形成也具有差异性。对比碳氧同位素和孢粉相资料,发现生物生产力与保存条件有效的匹配是烃源岩发育的有利层段。

关键词:生物生产力;保存条件;孢粉相;碳氧同位素;烃源岩;碳酸盐岩;南黄海盆地

中图分类号:TE122.1⁺13

文献标识码:A

Characteristics of carbon and oxygen isotopes of carbonate rocks in South Yellow Sea Basin and their implication

Zheng Yangdi, Cai Jingong

(State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: Based on the analyses of carbon and oxygen isotope composition and palynofacies of carbonate source rocks (P_1q-T_1q) from the South Yellow Sea Basin, the formation and controlling factors of effective source rocks of marine facies were studied. The correlation between $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ indicated that the carbon and oxygen carbon isotope compositions were similar to those in original ocean. The $\delta^{13}C_{PDB}$ values in P_1q were heavier than those in T_1q , indicating for higher biological productivity, which was favorable for source rock generation. Based on mean value, the $\delta^{13}C_{PDB}$ values of P_1q were divided into 3 evolution stages corresponding to the changes of palynofacies, indicating that the formation of source rocks varied among different layers. The $\delta^{13}C_{PDB}$ values in P_1q from well WX5-ST1 were 3.83‰ in average, obviously heavier than those from well CZ24-1-1 (-1.34‰ in average). It corresponded to the high content of amorphous organic matter, and proved the differences of source rock formation among different regions in the same layer. The comparison of carbon and oxygen isotopes and palynofacies showed that the effective matching of biological productivity and preservation condition was favorable for source rock formation.

Key words: biological productivity; preservation condition; palynofacies; carbon and oxygen isotopes; source rock; carbonate rock; South Yellow Sea Basin

烃源岩的形成是海侵和海侵期间频繁发生的充氧事件引发的高生物生产力与缺氧环境综合作用的结果^[1],其中海平面升降和古沉积环境的变化,对高有机质丰度烃源岩的发育至关重要^[2]。古代海相碳酸盐岩稳定同位素组成,能够近似地反映古海洋稳定同位素的组成及古环境的变化,从而能较好地反映古海洋生产力的水平和有机质埋藏

率,可作为烃源岩研究的地球化学指标^[3-6]。

南黄海盆地广泛发育海相中、古生界沉积,可划分为下构造层(Z-S)和上构造层(D-C, $P_1q+P_2d+P_2l,T_1q$)。其中,上构造层自下而上为泥盆系、石炭系、二叠系栖霞组(P_1q)、龙潭组、大隆组和下三叠统青龙组(T_1q)^[7],这些是南黄海盆地油气勘探的目标层段。为此,本文采集南黄海盆地 P_1q-T_1q

收稿日期:2012-08-03;修订日期:2013-04-17。

作者简介:郑仰帝(1987—),男,硕士研究生,石油地质学专业。E-mail: zhengyangdi1987@126.com。

通讯作者:蔡进功(1961—),男,教授,博士生导师,海洋沉积学和石油地质学专业。E-mail: jgcai@tongji.edu.cn。

基金项目:中国自然科学基金(41072089)和国家油气重大专项(2011ZX05023-003-003)资助。

的钻井岩心,开展碳氧同位素和微量元素以及热解、孢粉相检测,研究碳氧同位素的变化与有效烃源岩层段间的关系,探寻海相碳酸盐岩的有效烃源岩层段的识别方法。

1 材料与方法

1.1 样品来源

样品采自南黄海盆地南部拗陷的 CZ24-1-1、WX5-ST1 和 WX13-1-1 等 3 口钻井(图 1),共计 49 件。WX13-1-1 井,井深 2 118.3 ~ 2 101.5 m,属栖霞组顶部灰岩段,共 28 件。WX5-ST1 井,井深 2 950.9 ~ 2947.9m,属上二叠统龙潭组层位,共 4 件;井深 2 363.6 ~ 2 355.4 m,为青龙组上部层位,共 11 件。CZ24-1-1 井,井深 3 471.45 ~ 3 467.10 m,属青龙组上部层位,共 6 件。据岩石薄片鉴定,样品岩性以(含)生物碎屑泥、粉晶灰岩为主,少量为泥晶灰岩,含白云石泥粉晶灰岩等。

1.2 分析流程和检测

1.2.1 碳、氧同位素分析方法

每个样品取 5 ~ 10 g,经玛瑙研钵磨细至过 200 目筛,于 60 °C 的烘箱里烘干 4 h。然后放入碳酸盐制备装置(德国制造的 Kiel III)的样品瓶中,在 70 °C 下经磷酸溶解反应后放出 CO₂,通过毛细管将 CO₂ 输送到 MAT252 型稳定同位素质谱仪(德国 Finnigan Mat

公司生产)上,分析其中的碳、氧同位素值(表 1)。分析期间对 δ¹³C_{PDB} 和 δ¹⁸O_{PDB} 检测的标准偏差分别为 0.04‰和 0.07‰。所得数据通过国际标样 NBS19 执

表 1 南黄海盆地碳酸盐岩碳氧同位素测试结果
Table 1 Test data of carbon and oxygen isotopes of carbonate rocks in South Yellow Sea Basin

井名	地层	编号	井深/m	δ ¹³ C _{PDB} / ‰	δ ¹⁸ O _{PDB} / ‰	Mn/Sr
CZ24-1-1	青龙组	CZ-1	3 467.10	-1.34	-7.24	0.13
		CZ-2	3 467.40	-1.11	-7.31	0.11
		CZ-3	3 468.10	-1.37	-6.93	0.06
		CZ-4	3 468.70	-1.44	-7.08	0.24
		CZ-5	3 470.50	-1.22	-6.80	0.11
		CZ-6	3 471.45	-1.56	-6.96	0.18
平均(6件)				-1.34	-7.05	0.14
WX5-ST1	青龙组	W5-1	2 355.40	3.64	-6.72	0.05
		W5-2	2 356.40	3.49	-9.69	0.12
		W5-3	2 357.30	3.59	-6.68	0.09
		W5-4	2 357.40	3.15	-8.38	0.08
		W5-5	2 358.80	3.09	-7.08	0.07
		W5-6	2 360.20	4.22	-5.82	0.01
		W5-7	2 360.30	3.75	-7.23	0.01
		W5-8	2 361.30	4.31	-6.80	0.05
		W5-9	2 361.70	4.04	-6.88	0.03
		W5-10	2 362.50	4.18	-7.37	0.03
		W5-11	2 363.60	4.63	-6.30	0.04
平均(11件)				3.83	-7.18	0.05
WX13-1-1	栖霞组	W13-1	2 101.50	3.27	-6.24	0.03
		W13-2	2 102.00	3.41	-5.81	0.01
		W13-3	2 103.00	3.74	-5.28	0.02
		W13-4	2 103.30	3.36	-7.12	0.02
		W13-5	2 103.50	4.18	-5.30	0.01
		W13-6	2 104.00	1.65	-12.45	0.54
		W13-7	2 105.90	0.15	-8.34	0.04
		W13-8	2 106.10	2.05	-8.48	0.05
		W13-9	2 106.70	4.08	-5.53	0.01
		W13-10	2 107.50	3.61	-7.39	0.02
		W13-11	2 107.80	4.28	-5.18	0.01
		W13-12	2 108.25	1.69	-7.44	0.04
		W13-13	2 108.30	4.33	-4.02	0.02
		W13-14	2 109.00	3.53	-4.93	0.02
		W13-15	2 109.30	2.35	-6.77	0.03
		W13-16	2 110.00	2.67	-8.49	0.03
		W13-17	2 110.30	2.61	-6.34	0.02
		W13-18	2 110.80	2.40	-6.30	0.02
		W13-19	2 112.00	2.75	-7.62	0.03
		W13-20	2 113.00	2.69	-9.35	0.03
		W13-21	2 113.30	0.53	-8.73	0.06
		W13-22	2 114.30	1.14	-8.01	0.03
		W13-23	2 114.60	2.93	-7.23	0.03
		W13-24	2 115.80	2.13	-8.77	0.09
		W13-25	2 116.65	3.05	-5.94	0.03
		W13-26	2 117.20	0.99	-9.47	0.09
		W13-27	2 117.40	0.29	-8.40	0.06
		W13-28	2 118.30	-0.18	-7.41	0.08
平均(28件)				2.49	-7.23	0.05

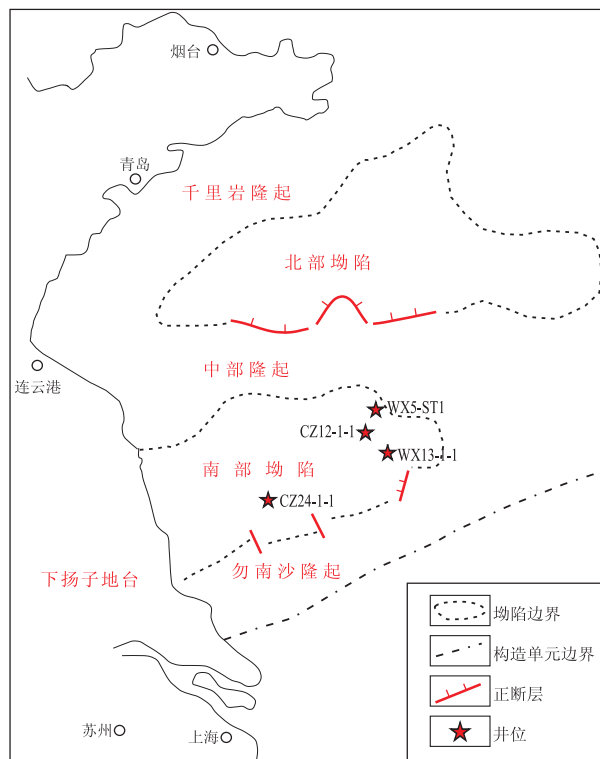


图 1 南黄海盆地构造区划示意^[8]

Fig. 1 Tectonic division of South Yellow Sea Basin

行 PDB 标准。分析在同济大学海洋地质国家重点实验室完成,其中有 4 件(龙潭组)碳酸盐含量过低,无法完成碳、氧同位素测试。

1.2.2 微量元素分析方法

将样品粉碎,置于玛瑙研钵中研磨成粉末(小于 200 目),放入 100 °C 烘箱内烘干 2 h。称取 50 mg(± 0.2 mg)的粉末,置于 Teflon 坩埚中,加入 3 mL 浓度为 1 mol/L 的醋酸,超声振荡 0.5 h,然后常温下溶解 12 h,再次超声震荡 0.5 h;加 3 mL 去离子水,离心 15 min(3 000 r/min)后,取上层清液 5 mL 置于另一个 Teflon 坩埚中,备检测用;往取完上层清液后的残余溶液中加入 5 mL 去离子水,离心 15 min(3 000 r/min)后抽出上层清液 5 mL 并弃掉,重复 3 次,然后将残渣烘干、称重,并在最后计算时从称样量中扣除这部分;取出抽离出的 5 mL 上清液,130 °C 下蒸至湿盐状,加入 1 mL 的浓硝酸溶解,再次蒸至湿盐状,重复一次,以除去残余的醋酸;最后加入 0.5 mL 浓硝酸溶解,加入 0.2 mL 质量分数为 500×10^{-6} 的 Rh 内标溶液,定容至 10 mL,上 ELEMENT2 型等离子体质谱仪(美国热电公司生产)测试,得到碳酸盐岩样品的 Mn 和 Sr 等元素含量值。此项分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。

1.2.3 孢粉相分析方法

样品先用稀盐酸(1%)清洗干净,晾干后,粉碎至颗粒状,经过盐酸—氢氟酸—热盐酸反复浸泡除去灰质和粘土矿物,再经过重液($d=2.1$)浆选,获得的孢粉有机质制成薄片,分别在透射光显微镜和荧光显微镜下观察各类孢粉有机质的形态特征、保存状况、荧光特征等,统计各类物质的颗粒数(400 粒),并计算其百分含量。该分析在同济大学海洋地质国家重点实验室完成,检测设备为 ZEISS Axioskop II 显微镜。

1.2.4 热解分析

热解检测仪器为 Rock-Eval-6 型热解分析仪,流程按照 GB/T18602-2001 进行,该分析在中国石化无锡石油地质研究所实验研究中心完成。

2 数据的可信性评估

在成岩过程中,海相碳酸盐岩的碳、氧同位素组成与流经岩石孔隙介质(大气淡水)的碳、氧同位素组成发生交换作用,特别是氧同位素组成更易遭受后期蚀变作用的影响,而 Mn 的带入及 Sr 的流失又会导致岩石中 Mn/Sr 比值的显著变化^[9]。因此,必须先进行样品对古海水原始信息保存性的评估工

作,再运用碳酸盐岩的碳、氧同位素进行古海洋环境的研究。为此,我们采用 3 种方法来判别:

(1)碳氧同位素的相关性可用于来判断碳酸盐岩样品是否受到成岩蚀变,相关性越明显,则受到成岩蚀变越强^[5,10]。3 口井样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 相关系数分别为 -0.32, 0.66, 0.54,并不存在明显的相关性(图 2),表明碳酸盐岩样品碳、氧同位素组成受到后期成岩作用的影响较小。

(2)前人研究表明,当 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < -10.0\text{‰}$ 时,预示着碳同位素的原始组成已经发生了明显改变,数据不宜使用^[11-12]。由表 1 可见,多数样品 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} > -10.0\text{‰}$,据此判断,大部分样品碳氧同位素组成保持了原始沉积特征,能够满足研究的需要。

(3)从碳酸盐岩 Mn/Sr 比值来看,除 1 个样品的 Mn/Sr 比值为 0.54 外,其余样品集中在 0~0.3 之间(表 1)。前人研究认为^[13-14],当碳酸盐岩 Mn/Sr 小于 10,通常可以保留其原始的同位素组成,而本次研究样品的 Mn/Sr 值均小于 10,表明碳氧稳定同位素组成变化不大,能够还原原始海洋沉积的信息。

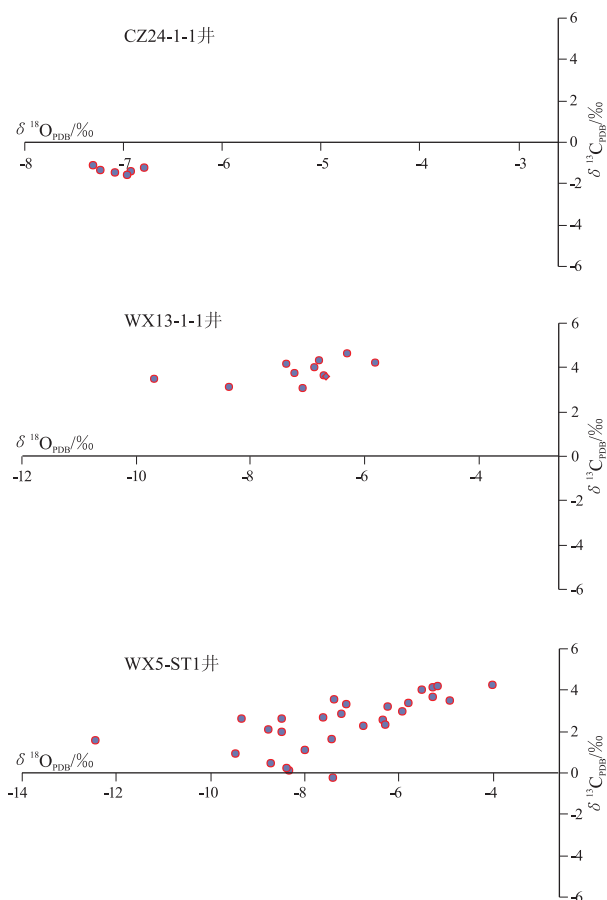


图2 南黄海盆地碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 关系

Fig. 2 Relationship between $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ of carbonate rocks in South Yellow Sea Basin

3 碳氧同位素组成特征及演化

WX13-3-1 井样品属栖霞组顶部灰岩段,厚 16.8 m,绝大部分为生物碎屑泥晶灰岩或含生物碎屑泥晶灰岩,未见硅质结核或硅质薄层沉积,仅在井深 2 109 m 处,夹白云质泥晶灰岩层,属台地边缘斜坡相沉积。WX5-ST1 井样品属青龙组,岩性为泥晶灰岩,由泥晶方解石组成,质地均一,其中有少量粉、细粒级的藻团粒散布于岩石中;CZ24-1-1 井样品亦属青龙组,岩性为砂屑泥、粉晶灰岩,岩石由砂屑和泥、粉晶方解石两部分组成,其中砂屑含量 40%~45%;两井样品同属青龙组上部层位,为开阔台地相沉积。

3.1 青龙组

CZ24-1-1 井青龙组样品碳氧同位素没有发现明显的漂移(表 1), $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值为 -1.34% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围不大,介于 -7.31% ~ -6.80% 之间,均值为 -7.05% , $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 组成明显偏轻,表明当时生物生产力和有机碳埋藏量处在一个较低的水平,而且处于相对稳定的状态。WX5-ST1 井青龙组样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 介于 3% ~ 5% 之间,相比其他井段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 组成最重(表 1),但未出现明显的正漂移, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值在均值(3.83%)附近变化,幅度很小, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分布在 -9.69% ~ -5.82% 区间内,同样变化不大,只是出现很小的波动。

对比来看,青龙组不同井段的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化较大,2 口井均值分别为 -1.34% 和 3.83% ,表明不同区域 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值的差异性。

3.2 栖霞组

WX13-1-1 井栖霞组样品碳同位素以平均值 2.49% 为基准,显示出 3 个碳同位素演化阶段(表 1)。I 阶段,在 2 118.3~2 117.2 m 层段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值出现一次幅度较小的负漂移,均值为 0.37% ,底部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值达到最低(-0.18%)。II 阶段,在 2 116.65~2 109.3 m 区间内, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值迅速升高,然后保持在均值附近。III 阶段,在 2 109~2 106.7 m 区间, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值开始缓慢上升,普遍处于 3.5% ~ 4.3% 范围内,记录了一次明显的正漂移, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值为 3.59% ;但是在 2 106.1~2 104 m 层段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值突然降低,出现了一次短暂的负漂移,幅度也较小, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值介于 0.15% ~ 2.05% 之间;之后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值回升,正漂移至 3.27% ~ 4.18% 范围内。氧同位素曲线以平均值 -7.23% 为基准,可划分为 2 个阶段: I 阶段,在 2 118.3~2 109.3 m 区

间内, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值在均值附近不断发生漂移转换,变化幅度较小; II 阶段,在 2 109~2 107.5 m 区间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值呈上升趋势,而 2 106.7~2 104 m 区间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值开始负漂移,在 2 104 m 处达到最低值 -12.45% ;在 2 103.5~2 101.5 m 处, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值快速回升,出现明显的正漂移,总体波动不大。

4 有机质组成及特征

4.1 孢粉相

根据孢粉有机质统计数据,共识别出 3 个孢粉相(图 3)。

孢粉相 A:微粒无定型大于 80%,其他为动物铸体或黑团块,未见次生组分。此种孢粉相有机质组成较好,以无定型为主。无定型有机质占绝对优势的孢粉相主要来源于深水缺氧环境。位于栖霞组最底部的层段(WX13-1-1 井 2 117.2~2 118.3 m),岩相为深灰色厚层块状含生物碎屑泥灰岩,具水平韵律,缺乏生物搅动构造,显然代表闭塞还原环境;青龙组的孢粉相也以无定型为绝对优势,伴有少量孢型和结构有机质,岩相为深灰色厚层块状灰岩,可能代表浅海环境,水体纯净。

孢粉相 B:微粒无定型 50%~79%,其他由少量管状物、膜状物、次生组分,以及有孔虫壳圈、几丁虫、动物壳体和黑团块组成,含量均不占优势。该孢粉相有机质组成较好,无定型占重要比例,孢型和管状、膜状物比例较高,惰质组分很少。WX13-1-1 井 2 108.25~2 112 m 栖霞组岩性段孢粉相为 B,岩相为黑灰色厚层块状灰岩,有机质含量增加,指示沉积水体变浅,仍为浅海环境。

孢粉相 C:微粒无定型略大于 50%,大量丰富的管状物、膜状物、动物壳体,以及次生组分,常见几丁虫、有孔虫壳圈,偶见疑源类和孢粉粒。孢粉相 C 以结构有机质为主,无定形含量进一步降低。WX13-1-1 井 2 113~2 116.65 m 和 2 101.5~2 107.8 m 栖霞组层段对应孢粉相为 C,属于以孢型和结构有机质为主的组合,大量动物壳体和铸体暗示底栖动物发育,光照和氧气充足,指示水体较浅,为浅海环境。

4.2 热解参数

总有机碳(TOC)含量普遍偏低,栖霞组的含量一般在 0.1%~0.2% 之间,少部分样品高达 0.5%,个别达 0.9%;青龙组的 TOC 含量相对栖霞组更低,一般在 0.05% 左右,个别达 0.1% 以上(图 3)。

S_1 和 S_2 变化趋势基本一致,其中,青龙组地层的 S_1 和 S_2 几乎全部为零,个别 S_2 达 0.01 mg/g。WX13-1-1

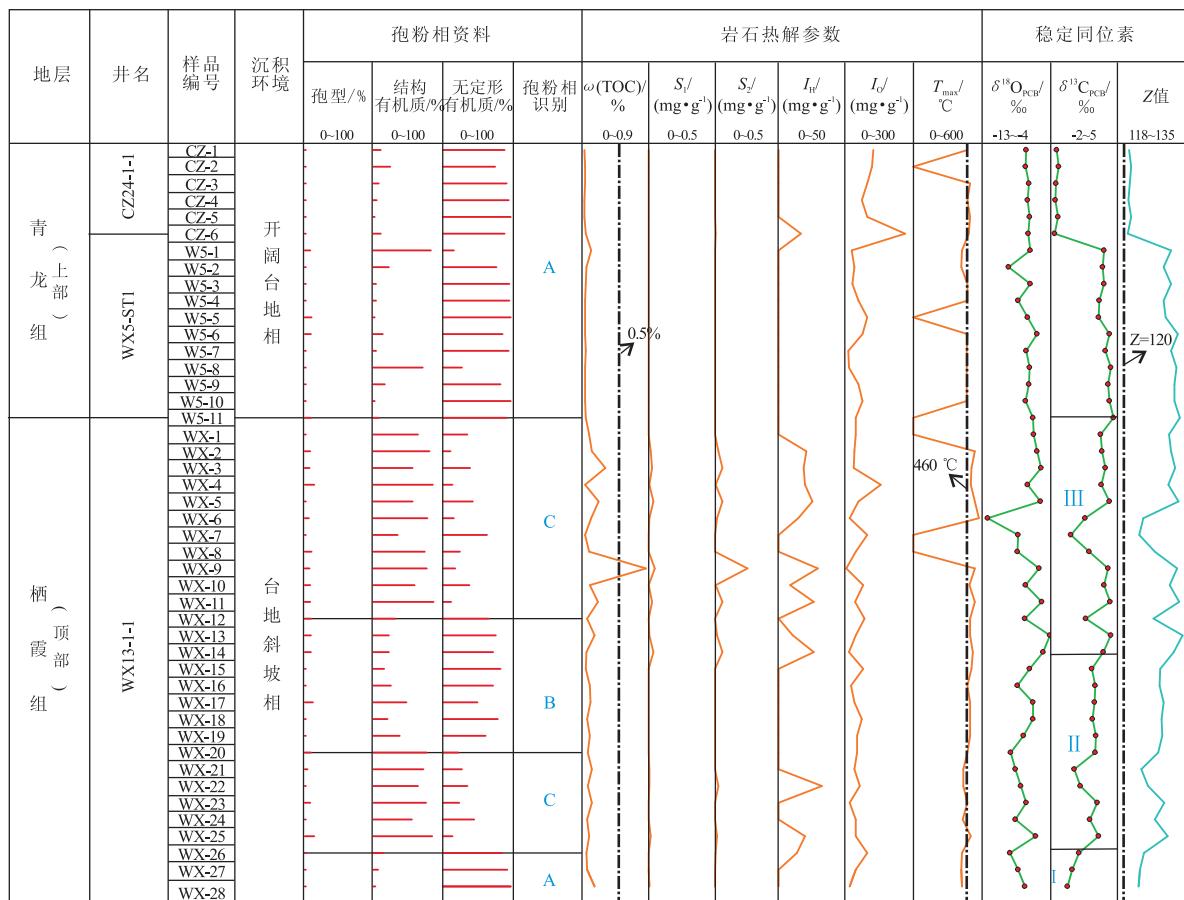


图3 南黄海盆地碳酸盐岩(P₁q-T₁q)碳氧同位素值与岩石热解、孢粉相之间的对应关系

$$Z = 2.048(\delta^{13}C_{PDB} + 50) + 0.498(\delta^{18}O_{PDB} + 50)^{[14]}$$

Fig. 3 Correlation of carbon and oxygen isotope compositions, rock-eval pyrolysis and palynofacies of carbonate rocks in South Yellow Sea Basin

井下部层段(2 109.3 ~ 2 118.3 m) S₁ 和 S₂ 含量极低,基本为零,仅个别样品除外, S₁ = 0.01 ~ 0.02 mg/g, S₂ = 0.01 ~ 0.03 mg/g;而上部(2 101.5 ~ 2 109 m)明显升高, S₁ = 0 ~ 0.05 mg/g, S₂ = 0 ~ 0.26 mg/g。

青龙组地层及 WX13-1-1 井栖霞组下部(2 109.3 ~ 2 118.3 m)层段的氢指数极低,一般为零,个别为 14 ~ 33 mg/g;而氧指数都比较高,一般为 20 ~ 100 mg/g,个别达 267 mg/g。WX13-1-1 井上部(2 101.5 ~ 2 109 m)层段氢指数相对较高,一般介于 9 ~ 30 mg/g 之间;氧指数一般为 20 ~ 100 mg/g,个别达 160 mg/g。

最大热解峰温的变化特征不是十分明显,总的来说,栖霞组底部(2 117.2 ~ 2 118.3 m) T_{max} 普遍偏低,处在 410 ~ 416 °C 区间;WX13-1-1 井 2 102 ~ 2 112 m(栖霞组) T_{max} 稍高,在 461 ~ 521 °C 之间变化;青龙组地层及 WX13-1-1 井 2 113 ~ 2 116.65 m(栖霞组) T_{max} 变化较大,处在 424 ~ 486 °C 区间内。

5 石油地质意义

由南黄海盆地碳酸盐岩(P₁q-T₁q)碳氧同位素值与岩石热解参数、孢粉相之间的对应关系可见(图3),样品的热解参数普遍偏低,这可能与热演化程度较高有关,因此在这里重点进行孢粉相与碳氧同位素间的对比。

栖霞组底部,属负漂移的 I 阶段,低 δ¹³C_{PDB} 值对应高无定形含量的孢粉相 A,这预示着尽管有机质的生产力水平不高,但沉积在闭塞的还原环境,保存的有机品质较好,是较好的烃源岩发育区;中部属于 II 阶段,δ¹³C_{PDB} 基本保持在均值附近,对应无定形有机质较高的孢粉相 B、C,表明有机质的生产力和有机品质尚可,而上段的 δ¹³C_{PDB} 值稳定且与高无定形含量的孢粉相 B 相吻合,预示着更有利于烃源岩的发育;上部为正漂移的 III 阶段,高 δ¹³C_{PDB} 值与结构有机质丰富的孢粉相 C 对应,表明当时生物生产力较高,但是有机品质较差,特别是 δ¹³C_{PDB} 值出现巨大波动,暗示充氧且多变

的沉积环境,不利于烃源岩的有效保存。

青龙组以高无定形含量的孢粉相 A 为显著特征,但是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化较大,CZ24-1-1 井 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值明显偏轻,表明生物生产力较低,而且 Z 值接近 120,暗示当时水体较浅,遭受了强烈的大气淡水作用的影响,不利于烃源岩的发育;WX5-ST1 井 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值明显偏重,表明较高的生物生产力水平,有利于烃源岩的形成。由此看来,同一层段不同区域烃源岩的形成条件是有差异的。对比发现(表 1,图 3),栖霞组比青龙组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值明显偏重,栖霞组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值 2.49‰,而青龙组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值为 2.00‰,前者显示出较高的生物生产力,更有利于烃源岩的形成。结合区域地质背景和孢粉相研究认为,栖霞组沉积环境为碳酸盐台地斜坡相,沉积水体能量低,而且沉积层中生物含量丰富,该海区为热带、亚热带环境,水体中营养盐十分丰富,属有利于烃源岩发育的沉积环境;青龙组为开阔台地相沉积环境,但不同区域差异较大,部分区域更有利于烃源岩的发育。综合以上分析,可以看出南黄海盆地栖霞组比青龙组更有利于形成烃源岩,但栖霞组不同层段间具有差异性,在研究时应结合沉积相等多种指标进行烃源岩的评价,这对深刻认识高成熟古生界烃源岩极其重要。

在影响海相碳酸盐岩碳同位素组成的众多因素中,生物生产力和有机碳埋藏量是 2 个尤其重要的因素,生物生产力高使得大量有机碳快速埋藏起来,沉积有机质选择性地吸收了轻碳同位素(^{12}C),造成海洋碳酸盐重碳同位素(^{13}C)相对富集,导致沉积碳酸盐岩具有较高的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值,反之亦然^[16]。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值的变化则与古环境的温度变化有关,温度升高, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 降低,反之, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 升高。如图 3,在栖霞组 I 阶段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 出现负漂移,生物生产力较低,但由于沉积在闭塞还原环境仍能保存大量的无定形有机质;II 阶段中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 同步升高,生物生产力有所提升,沉积水体变浅仍能保存较丰富无定形有机质;III 阶段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值正漂移,生物生产力达到最高,但是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值与沉积水体深度都波动太大,仅能保存大量的结构有机质。青龙组不同井段的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值波动较大,CZ24-1-1 井和 WX5-ST1 井 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值分别为 -1.34‰ 和 3.83‰(表 1),WX5-ST1 井碳同位素明显比 CZ24-1-1 井偏重。前人研究表明^[8],早三叠世下扬子地区海相碳酸盐岩碳同位素组成演化表现出 3 次负漂移和 1 次正漂移;负漂移分别发生在早三叠 Griesba-

chian 早期、Smithian 期、Spathian 晚期,而正漂移发生在 Spathian 早期,研究区早三叠世碳同位素值出现如此强烈波动,碳同位素组成的正漂移(WX5-ST1 井)可能与生物复苏导致有机质大量埋藏有关,而大规模碳同位素组成负漂移(CZ24-1-1 井)则与火山活动、生物绝灭有关。这些特征表明,在海相烃源岩形成过程中,除了生物生产力影响之外,还受到有机碳埋藏量^[16]、保存条件^[17-18]、沉积速率^[19-20]、海底热液^[20-21]等其他因素的综合影响,需要开展综合研究。

海相碳酸盐烃源岩的形成,从 20 世纪 80 年代以来一直存在“保存条件”与“生产力”两方面的争论,前者认为主控因素是沉积或底水环境必须为厌氧条件^[17-18];后者认为主控因素是有机质生产力^[17,22]。许多研究学者^[23-25]认为,在海相沉积中水体的生物生产力是控制沉积物中有机碳丰度的最重要因素,现代海洋中有机碳生产率大于每年 200 g/m^2 碳的区域均位于高生物生产力的区域。结合本文研究,在栖霞组及青龙组地层中,发现有高生物生产力的层段为 WX13-1-1 井 III 阶段和 WX5-ST1 井段,生物生产力较高的层段为 WX13-1-1 井 II 阶段,保存条件较好的层段是 WX13-1-1 井 I 阶段和 WX5-ST1 井段,但烃源岩发育较好的层段则是 WX13-1-1 井 II 阶段和 WX5-ST1 井段。因此对于在海相优质烃源岩形成中,“保存条件”与“生产力”到底谁占主导地位的争论,笔者更倾向于认为:表层水的高生物生产力是主体控制因素,但并非唯一,事实上是生物生产力与保存条件很好地匹配起来,共同控制了有效烃源岩的发育。

6 结论

1) 南黄海盆地碳酸盐岩样品(P_{1q} - T_{1q})的碳同位素组成保存了原始海洋沉积的信息。

2) 栖霞组相对青龙组地层碳同位素组成偏重。其中,栖霞组 I 阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 负漂移,生物生产力较低,但由于处于还原沉积环境,仍保存大量的无定形有机质;II 阶段生物生产力升高,沉积水体变浅仍能保存较丰富无定形有机质;III 阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值正漂移,生物生产力达到最高,但沉积水体波动太大,仅保存大量的结构有机质。青龙组 WX5-ST1 井碳同位素明显比 CZ24-1-1 井偏重,表明了不同区域 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值的差异性。

3) 栖霞组比青龙组的生物生产力高,更有利于烃源岩发育。栖霞组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值的漂移与孢粉相间的对应变化,预示着不同层段烃源岩发育具有差

异性;青龙组高无定形孢粉相与不同区域 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化的对应关系,表明同一层段不同区域烃源岩形成的差异。

4)生物生产力和保存条件两大因素良好的匹配,共同控制了海相碳酸盐岩有效烃源岩的发育。

参考文献:

- [1] 刘峰,蔡进功,吕炳全,等. 巢湖地区栖霞组碳酸盐烃源岩的形成及影响因素[J]. 中国科学:地球科学,2011,41(6):873-886.
- [2] 张水昌,张宝民,边立曾,等. 中国海相烃源岩发育控制因素[J]. 地质前缘,2005,12(3):39-48.
- [3] Hatch J R, Jacobson S R, Witzke B J, et al. Possible late Middle Ordovician organic carbon isotope excursion: Evidence from Ordovician oils and hydrocarbon source rocks, Mid-Continent and east-central United States [J]. AAPG Bulletin, 1987, 71 (11): 1342-1354.
- [4] Wang K, Chatterton B D E, Wang Y. An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sedimentary rocks, Yangtze Sea, South China; Implications for CO₂ changes during the Hirnantian glaciation [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1997, 132 (2): 147-158.
- [5] 王大锐,冯晓杰. 渤海湾地区下古生界碳氧同位素地球化学研究 [J]. 地质学报, 2002, 76 (3): 400-408.
- [6] 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等. 海相地层无机参数与烃源岩发育环境的相关研究;以鄂尔多斯盆地为例 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26 (4): 411-421.
- [7] 胡芬. 南黄海盆地海相中、古生界油气资源潜力研究 [J]. 海洋石油, 2010, 30 (3): 1-8.
- [8] 范小林. 南黄海盆地海相领域油气勘探战略思考 [J]. 海洋油气地质, 2001, 6 (4): 35-40.
- [9] 左景勋,童金南,邱海鸥,等. 下扬子地区早三叠世碳酸盐岩碳同位素组成的演化特征 [J]. 中国科学:地球科学, 2006, 36 (2): 109-122.
- [10] Qing Hairong, Veizer J. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods; implications for coeval seawater [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58 (20): 4429-4442.
- [11] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic; evidence from stable and radiogenic isotopes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 1317-1329.
- [12] Kaufman A J, Jacobsen S R, Knoll A H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater; implications for tectonics and paleoclimate [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 120: 409-430.
- [13] Derry L A, Brasier M D, Corfield R M, et al. Sr and C isotopic in Lower Cambrian carbonates from the Siberian Craton; a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 128: 671-681.
- [14] Kaufman A J, Knoll A H, Narbonne G M. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic earth history [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 1997, 94 (3): 6600-6605.
- [15] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28 (10/11): 1787-1816.
- [16] 张水昌, WANG R L, 金之钧, 等. 塔里木盆地寒武纪—奥陶纪优质烃源岩沉积与古环境变化的关系: 碳氧同位素新证据 [J]. 地质学报, 2006, 80 (3): 459-466.
- [17] Demaison G J, Moore G T. Anoxic environments and oil source bed genesis [J]. AAPG Bulletin, 1980, 64: 1179-1209.
- [18] Tyson R V. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks [M] // Fleeta J. Marine petroleum source rocks. Oxford: Geological Society Special Publication, 1987: 47-67.
- [19] Lynne E, Ibach J. Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments [J]. AAPG Bulletin, 1982, 66: 170-188.
- [20] 陈践发, 张水昌, 孙省利, 等. 海相碳酸盐岩优质烃源岩发育的主要影响因素 [J]. 地质学报, 2006, 80 (3): 467-472.
- [21] Vanaover C L, Humphris S E, Fornari D, et al. Biogeography and ecological setting of Indian Ocean hydrothermal vents [J]. Science, 2001, 294: 818-823.
- [22] Huc A Y. Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks [M]. Tulsa, USA: AAPG, 1995.
- [23] Müller P J, Suess E. Productivity sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation [G] // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. [S. l.]; Elsevier, 1979: 1347-1362.
- [24] Clavert S E. Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments [G] // Brook J, Fleet A J, eds. Marine Petroleum Source Rock. London: Blackwell Scientific, 1987: 137-151.
- [25] Pedersen T F, Calvert S E. Anoxia vs productivity; what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rock? [J]. AAPG Bulletin, 1990, 74: 454-466.

(编辑 黄娟)