

黄骅坳陷齐家务地区储层地球化学特征 及其相关问题讨论

高胜利^{1,2)}, 王连敏³⁾, 武玺³⁾, 李泽敏⁴⁾, 高鹏鹏^{2,4)}

1)西北大学地质学博士后流动站, 西安, 710069; 2)陕西延长石油集团研究院, 西安, 710069;

3)河北省黄骅市羊三木乡第六采油厂, 河北黄骅, 061100; 4)西北大学, 西安, 710069

内容提要:黄骅坳陷齐家务地区沙一下段主要以碳酸盐岩储层为主。通过该区 10 余口井岩心的岩石化学组分、碳氧同位素及微量元素分析, 揭示了该区沙一下段碳酸盐岩的岩石化学组分主要以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 等含量相对较高为特征, 而 MgO 含量则随岩性不同而变化。 SiO_2 与 Al_2O_3 、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 均具有正相关性, 而与 MgO 呈负相关, 显示出 SiO_2 的富集受陆源物质及湖盆水体 pH 值变化的影响, 并与 Al_2O_3 、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 呈线性上升的特点, 而受蒸发作用制约的 MgO 含量的增加不利于 SiO_2 的富集。各小层不同岩类碳、氧同位素“Z”值计算结果大都在 120 以上, 显示了频繁海侵使湖相碳酸盐岩沉积的水体具有咸化的性质。而 $\delta^{18}\text{O}$ 值相应变轻, 说明是研究区沙一下沉积期时沿断裂上升的热液中所含的 CO_2 、 CO 导致湖相碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在高温高压下分馏而进一步贫化的结果。各类碳酸盐岩 Cu、Pb、Zn、Cr、Ni、Ga 等金属元素含量偏高的原因与频繁海侵及强还原环境有关, 而 Sr、Ba 等亲碱性元素及亲生物元素 B 的变化受陆源混入物及古气候条件制约。上述湖相碳酸盐岩岩石化学组分、碳氧同位素及微量元素的深入研究, 为重建研究区沙一下段岩相古地理环境、预测有利储集相带提供了地球化学依据。

关键词: 齐家务地区; 沙一下段; 碳酸盐岩储层; 湖盆沉积; 碳氧同位素; 微量元素

齐家务地区位于河北省黄骅市境内, 构造位置处于黄骅坳陷北大港潜山构造带西南侧末端的西部, 西邻沧东断裂, 东南接孔西潜山构造带, 北面为沈青庄构造, 沙一下段湖相碳酸盐岩为该区主要储集岩(董艳蕾等, 2011), 总面积约 180km^2 。由于断块构造复杂(图 1), 勘探程度较低, 因此深入分析这套湖相碳酸盐岩储层的形成环境及分布规律, 对拓宽勘探领域具有重要意义。

对于黄骅坳陷下第三系碳酸盐岩的形成环境, 过去一直存在着不同认识。早在 1953 年, 著名地质学家谢家荣就在《中国的产油区和可能的含油区》一文中指出华北、松辽平原第三系可能存在海相沉积。王英华等(1993)通过对广东三水盆地、苏北、平邑、济阳、黄骅、临河及松辽盆地第三系湖相碳酸盐岩与海相碳酸盐岩化学组分及微量元素对比, 阐述了二者在地化特征上的差异。但随着海相古生物化石及砂岩中海绿石的不断发现, 不少研究者认为湖盆水体的来源主要是不间断海侵的结果(梁名胜, 1982; 张国栋等, 1987; 严钦尚等, 1979)。本文通过湖相

碳酸盐岩化学组分、碳氧同位素和微量元素分析, 进一步揭示了沙一下段湖盆发育期事件性海侵对湖盆水化学性质的影响, 为该区沙一下湖相碳酸盐岩沉积环境及有利储集相带的预测, 提供了地球化学标志。由于受继承性断裂构造的控制, 随着古气候与水体盐度的变化及所发育的碳酸盐岩类的差异, 不同沉积区地球化学性质往往具有不同的特征。

1 碳酸盐岩化学组分

1.1 沙一下段碳酸盐岩类型及化学组分

对于近海湖泊而言, 其沉积层序与内陆湖泊具有明显的差异。由于事件性海侵海退导致浅水沉积物因海侵速度快, 而直接与深水沉积的油页岩接触, 最终缺失了过渡相岩类沉积(图 2), 并且不仅使湖水所含主要化学离子与海水接近, 同时因蒸发和补给受气候因素控制而变化较大。有利于碳酸盐岩沉积的湖水, 通常是高盐度的碱性水体(Dean et al., 2000), 其主要岩石化学组分如表 1 所示。由表 1 可以看出, 研究区沙一下段泥晶白云岩的化学组分主

注: 本文为国家重大专项项目(编号 2008ZX05005-004-007HZ)资助的成果。

收稿日期: 2011-09-13; 改回日期: 2012-04-12; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 高胜利, 男, 1974 年生。博士, 高级工程师, 含油气盆地分析。Email: 001gsl@163.com。

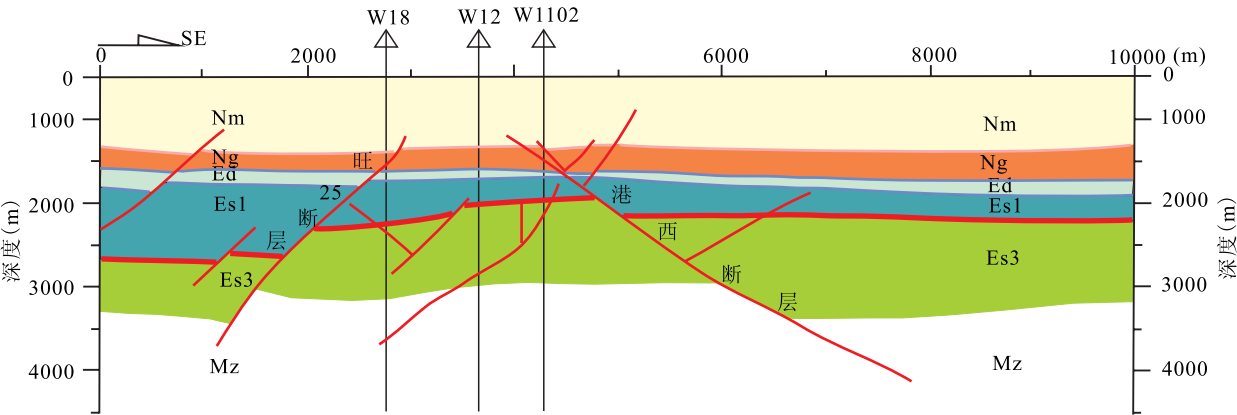


图 1 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区 W18-W1102 构造横剖面

Fig.1 The structural cross section from w18 well to w1102 well in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

分层	GR (API)	SP (MV)	AC (μ m/s)	井深 (m)	岩性	沉积特征	微体照片	湖平面 升降	微相	亚相	相
	3 105	46 70	400 150								
沙 一 下 段				1565					油泥质半深湖	半深湖	滨浅湖
				1570	介形虫 泥晶灰岩		$2 \frac{1}{8}$				
				1575							
				1580	大量有孔虫 形成颗粒体		$3 \frac{5}{22}$				
				1585							
				1590					生物颗粒滩	浅滩	
				1595	泥晶球粒 生物灰岩		$3 \frac{9}{22}$				

图 2 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区旺 36 井沙一下段沉积序列及湖平面

Fig.2 The sedimentary sequence and lake-level variation of the Wang-36 well in the lower part of the Sha-1 Formation in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

要以 SiO₂ 与 CaO 为主,二者含量分别达到35.42%与 19.41%,次为 MgO,约占 7.74%,其他化学组分均低于 3%。介屑砂质泥晶灰岩与含泥砂质泥晶灰岩的 SiO₂ 与 CaO 含量分别为 30.72%~33.07%与 19.64%~22.22%,Al₂O₃ 含量也分别达到 8.24%~9.01%。泥晶生物鲕粒灰岩与泥/亮晶砂屑生物灰岩的 CaO 与 MgO 含量分别为32.81%~35.6%与 13.37%~14.28%,其他化学组分则普遍较低。亮晶鲕粒灰岩的 SiO₂ 与 CaO 含量分别为 19.52%与 27.49%、MgO 含量为8.63%,其他化学组分均在 0.2%~4.23%之间;相反,细晶鲕粒灰岩除 CaO

含量达到 34.6%,其他化学组分则普遍较低。泥晶云质灰岩的 CaO 含量为 31.04%、SiO₂ 与 MgO 含量分别为 10.24%与 11.98%,其他化学组分则低于 2.54%;伊利石泥岩的 SiO₂ 含量高达 51.22%~55.55%、Al₂O₃ 含量也达到了 13.45%~14.58%、CaO 含量为 9.72%~16.61%,其他化学组分则普遍低于 3.76%。灰质油页岩的 SiO₂ 与 CaO 含量分别为 25.97%~26.97%、Al₂O₃ 含量为 7.53%,其他化学组分则低于 3.35%。可见本区沙一下段岩石化学组分,主要以 SiO₂、Al₂O₃、CaO 等含量相对较高为特征,而 MgO 含量则随岩性不同而变化。

表 1 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区沙一段下部碳酸盐样品化学组分检测结果表

Table 1 The chemical composition of carbonate samples of the lower part of first member of Shahejie Formation in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin										
井号	井深(m)	岩性	检测结果(%)							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	TF _{e2} O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O
旺 22	2544	角砾状泥晶白云岩	35.42	2.13	2.87	19.41	7.74	0.10	0.25	0.20
旺 22	2544.27	泥晶白云岩	34.31	4.20	2.75	18.85	8.07	0.20	0.61	0.38
旺 30	2192.93	介屑砂质灰云岩	33.07	9.01	5.43	22.22	2.36	0.36	1.25	0.25
旺 35	1784.45	含泥砂质泥晶灰岩	30.73	8.24	3.10	19.64	7.18	0.33	1.45	0.58
旺 35	1790.18	泥晶生物鲕粒灰岩	5.84	1.23	1.21	32.81	14.28	0.05	0.12	0.19
旺 35	1797.76	含钙伊利石泥岩	36.13	10.22	3.76	16.61	2.98	0.47	1.83	0.62
旺 36	1583.64	含介形虫泥晶灰岩	26.57	7.62	4.37	9.39	8.39	0.32	1.52	0.63
旺 36	1587.97	泥-亮晶砂屑灰岩	3.26	0.78	0.70	35.68	13.47	0.05	0.08	0.15
旺 36	1589.4	泥微晶生物云灰岩	10.06	2.54	1.34	31.04	11.98	0.15	0.39	0.24
旺 38	1962	灰质油页岩	26.97	7.53	3.35	25.97	1.94	0.36	1.21	0.27
旺 38	1987.14	泥微晶介屑灰岩	7.75	2.13	1.92	32.88	11.77	0.10	0.26	0.22
旺 38	1988.88	含砂钙质泥岩	51.22	13.45	2.87	9.72	2.66	0.66	3.17	0.30
旺 38	1996.45	亮晶鲕粒灰岩	19.52	4.23	3.19	27.49	8.63	0.20	0.69	0.22
旺 38	1999.17	含生物泥质白云岩	42.10	11.97	1.98	12.57	5.32	0.60	1.58	0.23
旺 1102	1968.4	粉砂质伊利石泥岩	55.55	14.58	3.03	5.23	2.29	0.73	3.78	0.94
旺 1104	2001.81	泥砂质泥晶灰岩	32.16	8.71	2.68	17.57	7.78	0.43	1.65	0.52
旺 1104	2002.9	细晶鲕粒灰岩	8.86	2.30	2.62	34.60	9.03	0.07	0.35	0.21
旺 1104	2011	灰质长石砂岩	29.78	8.33	3.03	23.45	3.03	0.32	1.36	0.46
旺 1105	2011.97	泥晶泥灰岩	17.11	3.78	4.06	23.83	11.21	0.28	0.62	0.30
旺 1105	2020.16	灰质云岩	33.21	8.64	3.03	21.88	1.40	0.40	1.68	0.54
旺 1105	2036.71	泥晶含泥白云岩	15.54	4.16	2.08	29.44	8.74	0.18	0.64	0.33

对 SiO₂ 与 Al₂O₃、MgO 及 K₂O+Na₂O 分别进行相关性分析,结果如下:SiO₂ 与 Al₂O₃、K₂O+Na₂O 均具有正相关性,而与 MgO 呈负相关,显示出 SiO₂ 的富集因受陆源物质及湖盆水体 pH 值变化的影响,并与 Al₂O₃、K₂O+Na₂O 呈线性上升的特点,而受蒸发作用制约的 MgO 的增加不利于 SiO₂ 的富集(图 3)。

1.2 与海相碳酸盐岩化学组分对比

本区湖相碳酸盐岩的化学组合与海相碳酸盐岩

组合相同,但 SiO₂、Al₂O₃ 含量明显高于海相碳酸盐岩(表 2)。这种明显的变化,除受复杂的物源控制外,也与湖盆的沉积环境有关。由此可见,湖相碳酸盐岩化学组分变化较大的原因,在于其相带狭窄,受物源与水体 pH 值的控制,导致了湖相碳酸盐岩中 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃ 等常量组分普遍增加,并随陆源砂、泥混入量的增减而大幅度变化(王英华等,1993)。不同的湖盆,因湖盆面积、物源、古气候、海侵等影响因素不同,所形成岩石的化学组分也有所不同。

表 2 海相碳酸盐岩化学成分(%)对比表(据王英华等,1993)

Table 2 The comparison table of marine carbonate rock chemical composition (%) (after Wang Yinghua et al. , 1993)								
岩石名称	产地	层位	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O+Na ₂ O
泥晶灰岩	河北抚宁	O _{1y}	50.62	0.72	6.18	0.99	0.56	0.39
生物泥晶灰岩	河北平泉	Є _{2x}	53.1	0.71	2.97	0.36	0.1	—
泥晶泥质灰岩	湖南湘潭	D _{2q}	45.06	2.95	2.53	4.91	2.82	1.25
云斑灰岩	云南昆明	P _{2m}	51.04	6.73	1.73	2.03	0.46	0.74
泥粉晶白云岩	山东莱芜	Є _{3f}	31.13	13.28	2.02	1.66	1.04	0.52
泥晶泥质白云岩	广西桂林	D _{2d}	22.89	11.77	3.15	2.42	1.93	1.15
亮晶鲕粒灰岩	北京昌平	Є _{2z}	52.55	1.31	2.18	0.43	0.76	0.17
亮晶砂屑灰岩	河北唐县	O _{1y}	52.96	0.63	1.04	1.62	0.82	0.41

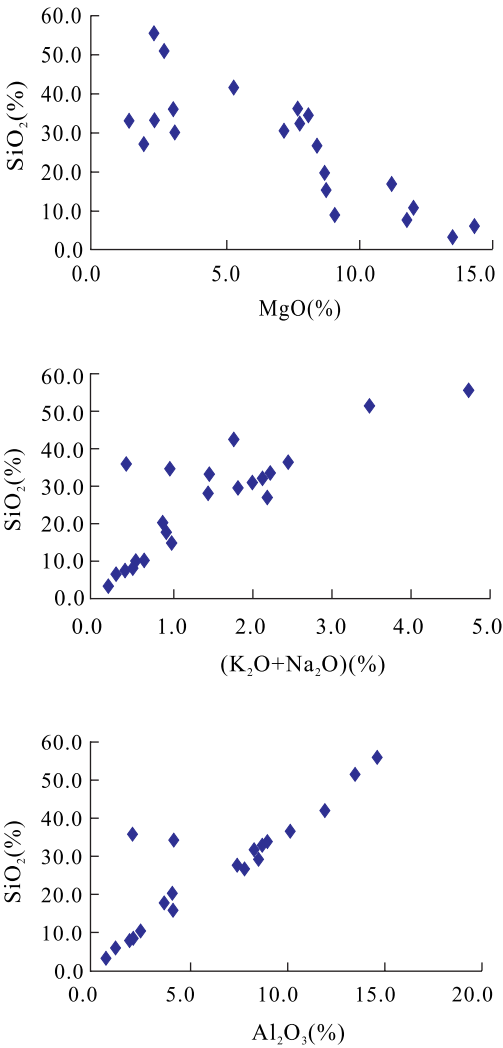


图 3 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区沙一段下部碳酸盐样品 SiO₂ 与 MgO、Al₂O₃ 及 K₂O+Na₂O 相关分析图
Fig. 3 The correlation diagram of SiO₂-Al₂O₃ and MgO-(K₂O+Na₂O) of the lower part of first member of Shahejie Formation in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

2 碳酸盐岩碳、氧同位素特征

2.1 碳、氧同位素“Z”值指示的古盐度变化

在沉积环境研究中,碎屑岩胶结物和碳酸盐岩组分的碳、氧同位素变化,是反映其沉积成岩环境的重要标志(张秀莲,1985;郭福生等,2004;刘春莲等,2004;郝松立等,2011;Aranovich et al.,2010)。一般认为,海水中¹⁸O/¹⁶O 很稳定, $\delta^{18}\text{O}$ 值为零左右,不超过 1‰,但随着海水盐度增高而增高。大气降水成因的淡水 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于零,最低达 -50‰。现代大洋中 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1‰~+2‰,淡水中 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -5‰

~-11‰。可见 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值都与水体的盐度有关,其变化趋势都随盐度升高而升高。因此把 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值结合起来用以指示古盐度,并推导出水体盐度判别式,用以区分海相石灰岩和淡水石灰岩(薛叔浩等,2001)。

$$Z=2.048\times(\delta^{13}\text{C}+50)+0.498(\delta^{18}\text{O}+50)$$

式中 Z 值为盐度指示值,其大小与盐度直接相关。当 Z 大于 120 时被认为是海水成因;当 Z 值 Z 小于 120 时则是淡水成因。研究区各小层不同岩类碳、氧同位素 Z 值计算结果,大都在 120 以上,唯有旺 38 井 4 个样品的 Z 值低于 120(表 3)。可见本区沙一下段碳酸盐岩沉积期,受海侵海退影响较大,从而使湖相碳酸盐岩沉积的水体盐度指数显示了咸化的性质。

2.2 碳氧同位素分馏特征

湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素相关分析结果(图 4)表明:区内大部分样品点处在 I 区,为准同生成岩期咸化水范畴;个别样品处于 II 区,显示出受大气淡水改造而轻化的分馏特征;III 区几乎无样品点分布,说明埋藏期有机质成熟度低,压释水改造轻微。而值得注意的是有部分样品分布在 IV 区,为热流体改造区,该区 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 1.27‰~6‰(PDB),而 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 -7.01‰~-9.46‰(PDB),显示出 $\delta^{18}\text{O}$ 值贫化明显。其原因是由于同生断裂活动频繁,导致研究区深部上升的热液中 CO₂、CO 使湖相碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 在高温高压下分馏而进一步贫化的结果。

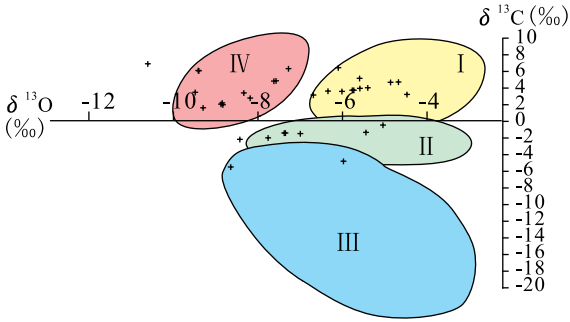


图 4 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区碳酸盐岩碳氧同位素散点图

Fig. 4 Scatterplot chart of carbon and oxygen isotope of carbonates in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

I—准同生成化水; II—大气淡水; III—埋藏水; IV—热水
I—Parasyngenetic salty water; II—atmospheric water;
III—buried water; IV—hot-water

表 3 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区沙一段下部碳酸盐样品微量元素分析结果表

Table 3 The trace elements of carbonate samples of the lower part of first member of Shahejie Formation in Qijiauwu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

井号	岩性	井深(m)	检测结果(×10 ⁻⁶)											
			Cu	Pb	Zn	Cr	Ni	Ga	Sr	Ba	B	Mn	Sr/Ba	B/Ga
旺 22	泥晶白云岩	2544.0	67.8	79.1	307	35.8	266	3.09	271	31.8	<1.0	769	8.52	
旺 22	泥晶白云岩	2544.3	79.5	43.0	266	46.8	180	6.63	338	45.5	18.9	620	7.43	2.85
旺 30	介屑灰云岩	2192.9	22.3	38.9	88.4	37.8	49.0	14.8	829	218	24.6	435	3.80	1.66
旺 35	砂质泥晶灰岩	1784.5	21.4	45.8	76.8	34.4	440	12.6	699	86.4	65.4	585	8.09	5.19
旺 35	生物鲕粒灰岩	1790.2	25.1	49.2	58.4	13.7	44.1	1.56	1049	51.6	<1.0	276	20.33	
旺 35	伊利石泥岩	1797.8	54.8	366	840	50.8	51.1	17.0	1336	127	69.9	353	10.52	4.11
旺 36	介壳泥晶灰岩	1583.6	20.9	40.4	46.4	40.3	32.0	11.8	779	201	30.8	1053	3.88	2.61
旺 36	砂屑生物灰岩	1588.0	11.1	32.2	27.2	11.0	29.2	1.40	1270	98.2	<1.0	281	12.93	
旺 36	生物云灰岩	1589.4	16.8	39.7	32.9	36.1	32.5	4.54	1517	91.8	<1.0	396	16.53	
旺 38	灰质油页岩	1962.0	25.6	31.8	57.8	48.4	39.3	13.1	1340	171	19.2	859	7.84	1.47
旺 38	介屑灰岩	1987.1	10.9	43.9	20.2	17.7	26.0	3.05	1568	104	<1.0	538	15.08	
旺 38	钙质泥岩	1988.9	25.3	33.8	84.8	91.9	48.5	20.9	1273	188	92.8	427	6.77	4.44
旺 38	鲕粒灰岩	1996.5	37.6	62.5	78.0	27.1	34.1	6.59	1079	70.5	7.85	543	15.30	1.19
旺 38	泥质白云岩	1999.2	37.4	43.1	102	54.5	46.8	19.4	852	127	63.3	266	6.71	3.26
旺 1102	砂质泥岩	1968.4	49.2	21.5	75.0	162	50.1	24.3	280	250	122	187	1.12	5.02
旺 1104	砂质灰岩	2001.8	14.9	36.0	31.6	37.3	30.8	15.0	478	208	47.2	434	2.30	3.15
旺 1104	细晶鲕粒灰岩	2002.9	27.3	64.9	65.9	20.7	52.8	3.41	847	107	<1.0	463	7.92	
旺 1104	长石砂岩	2011.0	28.2	48.4	84.6	39.0	41.3	14.1	638	154	28.4	336	4.14	2.01
旺 1105	泥晶泥灰岩	2012.0	21.1	44.0	68.2	77.6	35.0	6.40	803	84.1	9.64	647	9.55	1.51
旺 1105	灰质云岩	2020.2	28.5	44.4	61.3	43.6	41.0	16.2	1054	182	35.0	496	5.79	2.16
旺 1105	含泥白云岩	2036.7	42.7	774	1962	28.4	41.3	5.71	1441	42.4	7.55	314	33.99	1.32

3 碳酸盐岩微量元素特征

快速海侵与陆源物质的不断混入,使碳酸盐岩中的微量元素组合及含量变化,远比海相碳酸盐岩复杂。因此,湖相碳酸盐岩因其地球化学不稳定性所导致的各种指示性元素的大幅度变化,为分析沉积环境、物源及古气候提供了标志(张服民等,1980;胡作维等,2010;刘金连等,2010;Osichkina,2006;Kuznetsov et al.2002;徐立恒等,2009)。根据研究区主要岩石类型,本次选择分析了 Cu、Pb、Zn、Cr、Ni、Ga、Sr、Ba、B、Mn 等 10 个与研究区湖相环境关系密切的指示性元素进行研究。

从表 3 可以看出,本区不同岩类所分析的 21 个样品的微量元素丰度普遍偏高,多数元素含量远超过克拉克值,特别是 Cu、Pb、Zn、Cr、Ni、Ga 等一组关联性很强的亲硫元素与亲铁元素,它们具有共同消长的变化规律,并明显地受区域地球化学及岩性控制。一般在海相沉积物中,Cu、Pb、Zn、Cr、Ni 等微量元素普遍高于陆相沉积物。而本区各类湖相碳酸盐岩 Cu、Pb、Zn、Cr、Ni 等微量元素含量则高于海相沉积物的平均值,其中 Ni 的变化以 40×10⁻⁶ 为界,在研究区 21 个样品中,低于 40×10⁻⁶ 的仅有 8

个样品,并以介壳泥晶灰岩与灰质油页岩为主,而大多数生物-颗粒灰岩样品则以 Ni 含量偏高为特征,并且与上述碳、氧同位素相关分析的结果相一致。可见导致本区各类碳酸盐岩中亲硫元素含量偏高的原因显然与还原介质有关,还原性越强,金属元素含量越高(饶雪峰等,1990)。而 Sr、Ba 等亲碱性元素丰度的变化,受水体盐度影响较大,随沉积水体盐度的逐渐升高(沉积水体由陆相向海相环境过渡),往往会引起 Sr 富集而 Ba 降低(图 5)。研究区以石灰岩为主的碳酸盐岩中,其 Sr 含量大都高于 1000×10⁻⁶,而含泥砂较高的碳酸盐岩,其 Sr 含量大都低于 1000×10⁻⁶;伊利石泥岩的 Ga、Sr、Ba、B 等元素含量普遍较低。B 为亲生物元素,主要富集于生物圈,在环境分析中应用较广,水体中 B 含量与盐度呈线性关系。

一般说来,在海相沉积中 B 含量都大于 100×10⁻⁶,陆相沉积中都小于 100×10⁻⁶。齐家务沙一下段湖相碳酸盐岩中 B 的含量普遍低于 100×10⁻⁶,仅有 1 个样品为 122×10⁻⁶。

微量元素中 Sr/Ba 比值与 B/Ga 比值,通常被认为具有较好的指相意义。对泥岩来说,陆相沉积中 Sr/Ba<1、B/Ga<4,海相沉积则 Sr/Ba>1、

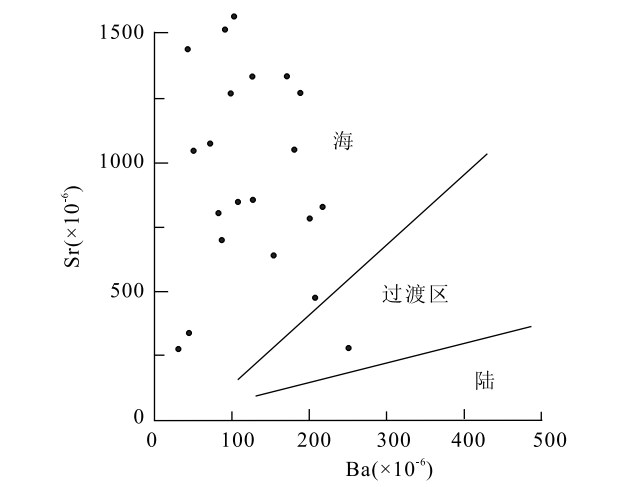


图 5 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区沙一下段 Sr、Ba 含量关系图(据王英华等,1993 修改)

Fig. 5 The correlational study on content of Sr and Ba in the lower part of Sha-1 member in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin (modified after Wang Yinghua et al. , 2003)

B/Ga>10。齐家务沙一下段的 3 个泥质岩样品 Sr/Ba 比值均大于 1、B/ Ga 比值均大于 4。而 18 个碳酸盐岩样品 Sr/Ba 比值均大于 1、主要分布在 2.3~20.33、最高为 33.98;B/ Ga 比值均小于 10, 主要分布在 0.2~5.19(表 3)。由此可见,无论是泥质岩还是碳酸盐岩的 Sr/Ba 比值均较高,受海水改造作用明显;而碳酸盐岩中 B/Ga 比值较小,指示碳酸盐岩的沉积与陆源混入物及淡水作用有关。总之,湖相碳酸盐岩中微量元素组成及丰度与沉积环境关系密切,虽然滨湖与深湖相岩石中富含砂泥而使微量元素组成比较复杂、含量也变化较大,但其在时空上的变化规律仍可作为重建岩相古地理的重要标志。

4 讨论

本区沙一下段碳酸盐岩储层各项地球化学特征表现出一定的复杂性。该特征不仅与本区的沉积环境、物源及古气候有关,也可能还与突发性构造事件有关。到底是那种因素起决定作用,都有待于日后进一步研究、探讨。

4.1 物源的复杂性可能是导致该区各项地球化学特征复杂的主要原因之一

区内锶同位素分析结果(表 4)表现出⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值具有从东向西逐渐增高的特点,并依次呈现滨岸→浅滩→洼地逐步升高的趋势。这一特点说明研究区东部与西部区间的⁸⁷Sr 来源不同。

表 4 渤海湾盆地黄骅坳陷齐家务地区沙一下段锶同位素分析成果表

Table 4 The Analysis of Isotope Strontium in the lower part of Sha-1 member in Qijiawu area, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin

井号	深度(m)	岩性	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
旺 36 井	1584.25	有孔虫泥晶生物灰岩	0.710672±8
旺 35 井	1790.18	泥晶生物鲕粒灰岩	0.710786±7
旺 35 井	1782.10	灰质页岩	0.721574±9
旺 22 井	2545.20	泥晶含泥白云岩	0.713632±8
旺 1105 井	2026.71	泥晶含泥白云岩	0.710947±10
美国 NBS987			0.710336±7(标准
锶同位素标准			0.710340±260)

表 5 内蒙临河坳陷湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素及“Z”值(据王英华等,1993)

Table 5 Carbon and oxygen isotopes and “Z” value of lacustrine carbonate in Linhe Depression, Inner Mongolia (after Wang Yinghua et al. , 1993)

岩石	δ(PDB)		Z
	δ ¹⁸ O(‰)	δ ¹³ C(‰)	
亮晶鲕粒砂云岩	-4.23	-5.31	115
亮晶砂屑泥云岩	-7.42	-7.36	108
微晶灰岩	-7.41	-6.82	108
泥晶白云岩	-8.62	-1.73	119
亮晶鲕粒云岩	-6.08	-6.86	111
微晶生物灰质云岩	-6.38	-1.05	122
生物泥晶云质灰岩	-7.03	0.35	124
颗粒云岩	-10.78	-5.27	111
颗粒云岩	-5.73	-3.58	117
生物泥晶云岩	-4.23	-7.25	110
泥灰岩	-3.46	1.37	128
泥云岩	-3.75	-5.12	115
砂质云岩	-4.41	-5.05	111
泥晶灰岩	-8.07	-6.99	108
泥晶灰岩	1.32	-2.17	123
泥晶灰岩	-5.24	3.52	131
泥晶灰岩	-5.70	2.33	129
泥灰岩	0.33	-6.54	124
泥晶泥质灰岩	-5.26	-10.81	102
生物泥晶灰岩	-4.53	2.98	131

4.2 研究区具有局限湖盆碳氧同位素变化特征,除海侵外,可能与古气候有关

典型局限湖盆的特点是 δ¹³C 值较非局限湖相碳酸盐岩的 δ¹³C 值偏重,而 δ¹⁸O 值则相反变轻,说明研究区具有局限湖盆碳氧同位素变化特征。本区在沙一下早期因处于蒸发环境,δ¹³C 的变化范围相对较大,显示了湖水咸化与淡化的程度,并与沉积相直接相关。与内蒙临河坳陷下第三系湖相碳酸盐岩的 δ¹³C 及 δ¹⁸O 对比(表 4),δ¹⁸O 与临河坳陷接近,

但 $\delta^{13}\text{C}$ 分异较大,究其原因,可能除海侵外,显示湖相沉积介质在古气候控制下的周期性变化较临河坳陷复杂。

4.3 微量元素含量普遍偏高,可能与埋藏期的热液活动有关

本区 Cu、Pb、Zn、Cr、Ni 等微量元素,其含量偏高的原因,与区内陆源物质中的基性组分或内源热流体作用有关。一般在海相沉积物中, Cu、Pb、Zn、Cr、Ni 等微量元素普遍高于陆相沉积物。其中 Ni 的变化以 40×10^{-6} 为界,研究区 21 个样品,低于 40×10^{-6} 的仅有 8 个样品,并以介壳泥晶灰岩与灰质油页岩为主,而大多数样品则以 Ni 含量偏高为特征,无论是泥质岩还是碳酸盐岩, Sr/Ba 比值高是因蒸发作用导致 Ca 含量增加的结果,而 B/Ga 比值变化小,指示了水体的咸化程度,显然与海侵的规模有关。说明沉积环境不仅受海侵影响明显,而且与埋藏期的热液活动有关。

5 结论

本区沙一下段湖相碳酸盐岩化学组分测试结果, SiO_2 、 Al_2O_3 等常量元素含量明显高于海相碳酸盐岩数倍或数十倍,这是湖相碳酸盐岩有别于海相碳酸盐岩的重要标志。由于湖盆沉积相带狭窄,受物源及气候控制,使湖相碳酸盐岩中 SiO_2 、 Al_2O_3 等常量组分随陆源砂、泥的混入而增加。湖相碳酸盐岩碳、氧同位素“Z”值计算结果大都在 120 以上,与海相碳酸盐岩碳、氧同位素“Z”值基本一致,显示了频繁海侵使湖相碳酸盐岩沉积的水体具有不断咸化的性质。碳、氧同位素相关分析表明,样品点大都落到准同生成岩期咸化水范畴;而值得注意的是部分样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 $1.27\text{‰} \sim 6\text{‰}$ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 $-7.01\text{‰} \sim -9.46\text{‰}$ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值的偏重而 $\delta^{18}\text{O}$ 值的相应变轻,可能是沙一下沉积期,沿断裂上升的热液中所含的 CO_2 、CO,使湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素值在高温高压下分馏的结果。湖相碳酸盐岩微量元素中 Sr/Ba 比值均大于 1、B/Ga 比值均小于 10,与通常判识海、陆环境标准相矛盾,分析认为与测试样品所含陆源物质的多少或局部淡水浸入有关。Cu、Pb、Zn、Cr、Ni、Ga 等重金属元素含量偏高的原因,与还原介质及深部断裂上升的热流体有关。而 Sr、Ba 等亲碱性元素及亲生物元素 B 的变化,受陆源混入物及古气候条件制约。认为上述各类元素在时空上的变化规律,对揭示本区沙一下期近海湖盆沉积的特定环境具有重要意义。

参考文献

- 董艳蕾,朱筱敏,滑双君,成克男,于学敏,李德江,李桂芝. 2011. 黄骅坳陷沙河街组一段下亚段混合沉积成因类型及演化模式. 石油与天然气地质, 32(1): 98~106.
- 郭福生,潘家永,刘林清,杜杨松,郭国林. 2004. 浙江江山石炭-二叠系碳酸盐岩碳氧同位素特征研究. 地球化学, 33(1): 1~6.
- 郝松立,李文厚,刘建平,陈强,李莹,朱静,谭晨曦,张慧元. 2011. 鄂尔多斯南缘奥陶系生物礁相碳酸盐岩碳氧同位素地球化学特征. 地质科技情报, 30(2): 52~55.
- 胡作维,黄思静,黄可可,孙伟,龚业超. 2010. 四川东部华蓥山三叠系海相碳酸盐岩对海水信息的保存性评估. 中国地质, 37(5): 1374~1380.
- 梁名胜. 1982. 中国东部早第三纪海侵期的划分. 海洋地质研究, 2(2): 97~100.
- 刘春莲,白雁,杨小强,李国强. 2004. 三水盆地古近系湖相沉积岩的氧、碳同位素地球化学记录及其环境意义. 沉积学报, 22(1): 36~39.
- 刘金连,刘伟新,张庆珍,张文涛,俞凌杰,周科子. 2010. 电子探针与阴极荧光技术在碳酸盐矿物研究中的应用. 石油实验地质, 32(4): 393~395.
- 饶雪峰,范德廉. 1990. 湘中桃江中奥陶统黑色岩系岩石学地球化学及成因. 岩石学报, 3: 78~85.
- 王英华,周书欣,张秀莲. 1993. 中国湖相碳酸盐岩. 徐州: 中国矿业大学出版社, 5~20.
- 谢家荣. 1954. 中国的产油区和可能含油区. 石油地质, (12): 20~21.
- 薛叔浩,刘雯林,薛良清,袁选俊. 2001. 湖盆沉积地质与油气勘探. 北京: 石油工业出版社, 99~103.
- 徐立恒,陈践发,李玲,马广宇,刘钰丹. 2009. 普光气藏长兴-飞仙关组碳酸盐岩 C、O 同位素、微量元素分析及古环境意义. 地球学报, 30(1): 103~109.
- 严钦尚,张国栋,项立嵩,王慧中,吴邦毓,董荣鑫,王益友,郭文莹. 1979. 苏北金湖凹陷阜宁群的海侵和沉积环境. 地质学报, 1: 74~83.
- 张服民,简宗渝. 1980. 黄骅坳盆地早第三纪沉积史与环境特征. 石油与天然气地质, 2(2): 141~155.
- 张国栋,朱静昌,王益友,张盛隆. 1987. 苏、皖地区晚泥盆世五通组海侵及其沉积环境讨论. 地质论评, 33(1): 69~76.
- 张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古温度的关系. 沉积学报, 3(4): 17~30.
- Aranovich L Ya, Dubinina E O, Avdeenko A S, Lebedeva Yu M, Bushmin S A. 2010. Oxygen isotopic composition of coexisting minerals of sillimanite-hypersthene rocks from the Por'ya bay area: Evidence of fluid involvement in granulite-facies metamorphism. Geochemistry International, 48(8): 739~751.
- Dean W E, Schwalb A. 2000. Holocene environmental and climatic change in the Northern Great Plains as recorded in the geochemistry of sediments in Pickrel Lake, South Dakota. Quaternary. Geochemistry International, 67: 5~20.
- Kuleshov V N, Bych A F. 2002. Isotopic Composition and Origin of Manganese Carbonate Ores of the Usa Deposit (Kuznetskii Alatau). Lithology and Mineral Resources, 37(4): 330~343.

Osichkina R G. 2006. Regularities of trace element distribution in water-salt systems as indicators of the genesis of potassium salt rocks:An example from the Upper Jurassic halogen formation of Central Asia. *Geochemistry International*,44(2): 164~174.

Geochemical Characteristics and Dicussion on Related Problems of Sha 1 Sub-member Carbonate Reservoirs in the Qijiawu Area in Huanghua Depression

GAO Shengli^{1,2)}, WANG Lianmin³⁾, WU Xi³⁾, LI Zemin⁴⁾, GAO Pengpeng^{2,4)}

1) *Mobile station for the post-doctors on geology of Northwest University*, Xi'an, 710069; 2) *Institute of Shaanxi Yanchang Petroleum (Group) Corporation Limited*, Xi'an, 710069; 3) *NO.6 oil Recovery Factory of Yangsanmu town, Huanghua, Hebei*, 061100; 4) *Northwest University*, Xi'an, 710069

Abstract

The lower first member of Shahejie Formation (Sha 1 Sub-member) in the Qijiawu area in Huahua depression is dominated by carbonate reservoirs. Lithochemical analysis of 10 cores, carbon and oxygen isotopic and trace element compositions show that the content of SiO₂, Al₂O₃ and CaO are relatively high, while the content of MgO varies with the difference of lithology. SiO₂ is positively correlated with Al₂O₃, so SiO₂ and K₂O + Na₂O, but is negatively associated with the MgO, indicating that SiO₂ enrichment is subject to terrestrial material source and pH value of water in lake basin. With linearly increasing of Al₂O₃ and K₂O+Na₂O, increasing MgO is against SiO₂ enrichment. Most of C and O isotopic Z-value in each layer are higher than 120, indicating that frequent marine transgression resulted in salinization of water in which lacustrine carbonatic rock deposited. Decreasing δ¹⁸O value shows that CO₂ and CO contained in hydrothermal fluid migrating along fault during deposition of Sha1 sub-member in the study resulted in further depletion of δ¹⁸O value in lacustrine carbonatic rock due to fractionation under the high temperature and pressure. The reason for relatively high contents of metals (such as Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, and Ga) in various carbonatic rocks is related to frequent marine transgression and strong reduction environment, while change of Sr, Ba and B are restrained by addition of terrestrial material and ancient weather condition. Detailed studies of petrochemical composition, C and O isotopic analysis, and trace elements contents establish the geochemical basis for reconstructing ancient geographical environment of Sha 1 sub-member rock facies and predicting favorable reserves zones in the studying area.

Key words: Qijiawu Area; first member of Shahejie Formation; carbonate reservoir; lake basin sedimentation; carbon and oxygen isotope; trace elements