

鄂尔多斯盆地东部马家沟组岩盐元素地球化学特征及成因分析

王伟力^{1,2}, 孙莹¹

1. 长安大学地球科学与资源学院, 西安 710054
2. 延长石油油气勘探公司, 陕西延安 716000

摘要 为了明确鄂尔多斯盆地东部马家沟组岩盐的地球化学特征和成因, 本文通过对碳酸盐岩 C、O、Sr 同位素及微量元素进行分析和研究, 发现研究区内 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -0.346% ~ 0.108% 之间, Sr 同位素比值明显较低, Sr/Ba 比值均大于 1。稀土元素总体上呈现轻稀土元素相对富集, 重稀土元素相对亏损的特征。单元素 Ce 具有微弱的正异常, Eu 具有明显的负异常, Sr/Cu 比值均大于 10, V/(V+Ni) 值总体介于 0.7~0.8 之间。认为该区在马四、马五段沉积期气候干旱炎热, 水体较深, 处于还原环境, 为典型的海相沉积环境, 且岩盐在沉积的过程中有可能受到了幔源物质的影响。

关键词 地球化学特征; 成因; 岩盐; 马家沟组; 鄂尔多斯盆地东部

中图分类号 P595

文献标志码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2013.17.009

Elemental Geochemical Characteristics and Cause of Formation Analysis of the Rock Salt in Majiagou Formation, East Part of Ordos Basin

WANG Weili^{1,2}, SUN Ying¹

1. College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi Province, China
2. Oil and Gas Exploration Company, Yanchang Petroleum (Group) Co., Ltd., Yan'an 716000, Shaanxi Province, China

Abstract In order to define the geochemical characteristics and cause of formation for the rock salt in the Majiagou Formation, east part of Ordos Basin, C, O, and Sr isotopes and trace elements of carbonate rocks are analyzed and studied. The results show that $\delta^{13}\text{C}$ concentration is between -0.346% and 0.108% , isotope ratios of Sr are significantly low, the ratio between Sr and Ba is generally bigger than one, LREE is enriched more than HREE, Ce has a weak positive anomaly, Eu has an obvious negative anomaly, and the ratio between V and V+Ni is between 0.7 and 0.8. Experimental results indicate that since the climate is dry and hot, the water is deep, and the depositional environment is reductive and marine, the depositional process of rock salt is affected by mantle derived materials.

Keywords geochemical characteristic; cause of formation; rock salt; Majiagou Formation; east part of Ordos Basin

0 引言

鄂尔多斯盆地自实施资源勘探以来, 相继发现了石油、天然气、煤、铀和岩盐等多种能源矿产^[1-4], 鄂尔多斯盆地成为中国重要的多种能源矿产共存的盆地之一。该盆地岩盐勘探始于 20 世纪 50 年代^[5], 相继在盆地的东部米脂凹陷^[6]、府谷—靖边—延安三角地带^[7]和绥德凹陷地^[8]发现岩盐的存在, 层位主要分布在下古生界奥陶系马家沟组马一、马三、马四和马五段, 初步估计岩盐资源量为 6 万亿 t^[9]。

鄂尔多斯盆地构造上位于华北地台西部。盆地内奥陶纪马家沟期受中央古隆起的形成和演化的影响, 发育了云坪、礁滩、盐坪及膏盐湖相等沉积类型。前人将这一时期划分为 3 个次级海侵海退旋回, 即马一期和马二期旋回, 马三期和马四期旋回, 马五期和马六期旋回^[10-14]。目前, 国内地质学者对鄂尔多斯盆地岩盐的研究相对较少, 多从该地区奥陶系的沉积环境入手, 对岩盐的形成机理、成盐条件和找矿风向等宏观角度进行分析^[6-9], 而对于岩盐的地球化学特征等微观问题

收稿日期: 2012-11-30; 修回日期: 2013-03-27

作者简介: 王伟力, 博士研究生, 研究方向为烃源岩评价、储层评价及油气成藏, 电子信箱: wileyz@qq.com

尚未进行过分析和探讨。本文通过对碳酸盐岩 C、O、Sr 同位素及微量元素进行分析和研究,对鄂尔多斯盆地东部(图 1)奥陶系马家沟组主要岩盐层段马四和马五段岩盐的沉积古气候、古环境以及岩盐的成因进行了探究,从而为该区岩盐资源的下一步勘探提供了一定的参考依据。

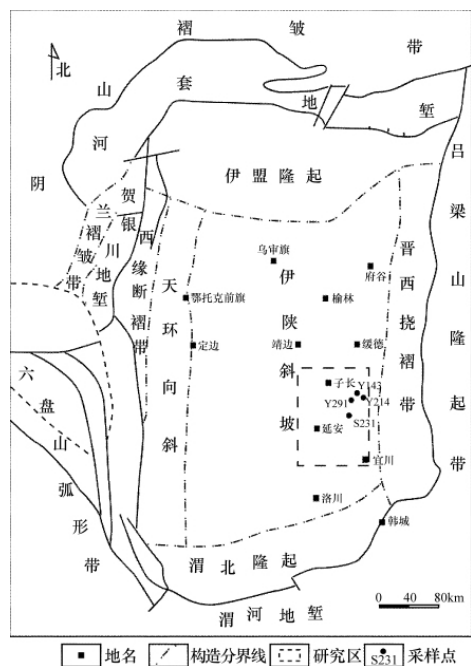


图 1 研究区构造位置图(据延长石油公司)

Fig. 1 Tectonic location map of the study area (based on the Yanchang Petroleum Company)

1 盐岩的元素地球化学特征

1.1 碳、氧稳定同位素地球化学特征

近年来,碳酸盐岩中的稳定碳、氧同位素在恢复沉积环境中的古盐度表明,沉积物形成后大气淡水参与成岩作用的强度和圈定潜在储层等方面得到了广泛应用^[15,16]。沉积环境因素对岩石 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值有重要控制作用,一定时期内处于相似或同一成岩背景下不同沉积环境中的碳酸盐岩,其 C、O 同位素组成均有区别^[16-19]。碳酸盐岩中原始的 O 同位素组成受沉积水体的温度和盐度影响比较大,目前普遍认为当样品 $\delta^{18}\text{O} < -0.5\%$ 时, O 同位素已发生一定程度的改变,当 $\delta^{18}\text{O} < -1\%$ 时,碳氧同位素都经历了强烈的成岩改造。所以一般将 $\delta^{18}\text{O} > -1\%$ 作为 C 稳定同位素数据有效的判别标准^[20]。由于 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 受沉积水介质、蒸发作用、大气淡水、降水的注入以及温度等因素的影响,现今所测定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值很难定量地反映某一原始沉积时的特征。国内外学者通过研究和模拟,利用 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性观察,进行了古盐度、古环境的表征以及是否发生成岩变化的研究,获得了不错的效果^[19]。

本次在研究区马四、马五段采集样品 20 块,从分析数据来看(表 1), $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -0.346% ~ 0.108% ,平均值为 -0.1507% ; $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -0.511% ~ -1.152% ,平均值为 -0.8397% 。从 $\delta^{13}\text{C}$ 与相关性来看,两者之间的值成正相关的关系(图 2),指示该区发生过成岩变化, $\delta^{18}\text{O}$ 同位素已发生一定程度的改变,数据原始性较差。而由于碳同位素一般情况下对成岩作用不敏感^[21],所以综合判断碳同位素数据仍然有效。

研究表明,形成于不同盐度的碳酸盐岩稳定同位素值不同,淡水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.5% ~ -0.5% ,海相(咸水)碳酸盐

表 1 鄂尔多斯盆地东部马家沟组碳、氧同位素值

Table 1 Carbon and oxygen isotope of Majiagou Formation, east part of Ordos Basin

井号	对应井段	层位	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\%$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}/\%$ (PDB)
Y214	2645.27-2645.30	马 _五 ⁵	灰黑色泥晶灰岩	-0.328	-1.152
	2646.35-2646.43	马 _五 ⁵	灰黑色泥晶灰岩	-0.176	-0.834
	2652.00-2652.16	马 _五 ⁶	灰黑色灰质泥岩	-0.277	-0.719
	2754.69-2754.76	马 _五 ⁹	灰色泥质白云岩	0.108	-0.914
	2757.37-2757.56	马 _五 ⁹	灰色泥质白云岩	-0.210	-0.776
	2776.67-2776.81	马 _五 ¹⁰	膏质白云岩	-0.097	-0.835
	2786.21-2786.81	马 _四	灰白色膏质白云岩	-0.124	-0.895
Y143	2815.85-2816.17	马 _五 ⁷	无色石盐	-0.293	-1.026
	2834.96-2835.27	马 _五 ⁷	灰色白云质膏岩	-0.090	-0.725
	2862.75-2862.91	马 _五 ⁹	灰色石膏质白云岩	-2.220	-0.875
	2873.58-2873.76	马 _五 ¹⁰	灰色石膏质白云岩	-0.217	-0.933
	2886.96-2887.22	马 _四	深灰色白云岩	-0.146	-0.732
	2887.67-2888.14	马 _四	深灰色白云岩	-0.346	-0.870
Y291	2793.60-2793.78	马 _五 ⁶	深灰色泥岩	-0.034	-0.511
	2850.60-2850.81	马 _五 ⁸	白色盐岩	-0.173	-0.834
	2893.46-2893.59	马 _五 ¹⁰	深灰色白云岩	-0.002	-0.850
	2895.23-2895.37	马 _五 ¹⁰	灰色泥膏岩	-0.252	-0.811
S231	2856.44-2856.56	马 _五 ¹⁰	灰绿色泥岩	-0.038	-0.933
	2870.11-2870.28	马 _四	深灰色泥质云岩	-0.030	-0.799
	2915.28-2915.46	马 _四	深灰色泥晶云岩	-0.067	-0.769

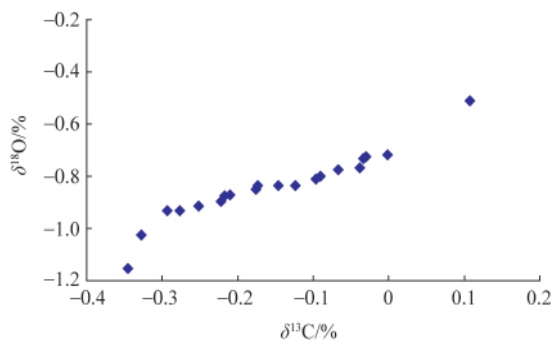


图2 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值交会图
Fig. 2 Cross plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope for the samples

岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-0.5\% \sim 0.5\%$ ^[19-21]。数据显示(表1),鄂尔多斯盆地东部马家沟组的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-0.346\% \sim -0.002\%$, 为典型的咸化海相沉积。同时,随着地层由老到新, $\delta^{13}\text{C}$ 值呈起伏变化特征,说明马家沟组的水体经历了高盐度浓缩期和相对淡化期的周期性变化,地层发育具有明显的旋回性。

1.2 锶同位素地球化学特征

Sr 在海洋中的分布是均匀的,不受纬度和、深度的影响。一般认为, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值不因物理、化学和生物过程发生分馏,主要受 Sr 来源的控制。因此,一定时期内不同沉积环境碳酸盐岩的 Sr 同位素组成会有变化,这主要是由于一定地质时期内不同沉积环境中海水 Sr 组成的来源有所变化^[2]。

目前普遍认为,海洋中 Sr 同位素主要有陆壳硅铝质岩石的风化产物、地幔镁铁质岩石风化及海底风化产物和碳酸盐岩的重溶 3 个来源,而上述 3 种物质的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值分别为 0.720 ± 0.005 、 0.704 ± 0.002 (主要是玄武岩)和 0.708 ± 0.001 ^[22,23]。

鄂尔多斯盆地东部奥陶系马家沟组碳酸盐是海相沉积,因此它的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值大致相当于奥陶纪海水值为 0.7087。而白云岩是一种成岩相,因此其中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值反映的是成岩流体介质的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。如果流体是海水或蒸发海水,形成的准同生白云岩和渗透回流白云岩也应当与海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相当。从表 2 可以看出,该区白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显高于同时期海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,最高达 0.7097,这说明成岩流体中的 Sr 应来自或流经富含放射成因 Sr 的外部地层。成岩过程中,造成碳酸盐岩 Sr 同位素比值高于海水的主要原因有两种:一是地层水(或大气淡水)流经硅质碎屑沉积物时携带放射成因 Sr,对海相碳酸盐矿物发生作用从而改变其 Sr 同位素比值;二是受到铝硅酸盐矿物(岩浆岩、变质岩)影响的深盆水可向碳酸盐矿物提供放射成因 Sr,并造成其 Sr 同位素比值的增加^[27]。鄂尔多斯盆地的基底为一套铝硅酸盐的变质岩,其上有一套相当厚度的长城系石英砂岩,初步推测铝硅酸盐和硅质碎屑岩应该是放射成因 Sr 的主要来源。研究区灰岩、膏岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值也较同时期海水高,其 Sr 同位

表 2 鄂尔多斯盆地东部马家沟组锶同位素值
Table 2 Sr isotope of Majiagou Formation, east part of Ordos Basin

井号	对应井段	层位	岩性	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	2646.35-2646.43	马 _五 ⁵	灰黑色泥晶灰岩	0.7112
	2667.31-2667.45	马 _五 ⁶	无色石盐	0.7048
	2712.04-2712.30	马 _五 ⁸	无色石盐	0.7033
Y214	2726.94-2727.14	马 _五 ⁸	灰色含盐含膏泥质灰岩	0.7093
	2757.37-2757.56	马 _五 ⁹	灰色泥质白云岩	0.7087
	2770.50-2770.83	马 _五 ¹⁰	无色石盐	0.7058
	2786.21-2786.81	马 _四	灰白色膏质白云岩	0.7088
	2802.42-2802.85	马 _五 ⁶	无色石盐	0.7069
	2821.92-2822.10	马 _五 ⁷	膏质白云岩	0.7088
Y143	2834.96-2835.27	马 _五 ⁷	灰色白云质膏岩	0.7076
	2853.92-2854.17	马 _五 ⁹	无色石盐	0.7073
	2873.58-2873.76	马 _五 ¹⁰	灰色石膏质白云岩	0.7086
	2887.67-2888.14	马 _四	深灰色白云岩	0.7091
	2793.60-2793.78	马 _五 ⁶	深灰色泥岩	0.7117
Y291	2850.60-2850.81	马 _五 ⁸	白色盐岩	0.7062
	2893.46-2893.59	马 _五 ¹⁰	深灰色白云岩	0.7097
	2895.23-2895.37	马 _五 ¹⁰	灰色泥膏岩	0.7103
	2856.44-2856.56	马 _五 ¹⁰	灰绿色泥岩	0.7076
S231	2870.11-2870.28	马 _四	深灰色泥质云岩	0.7093
	2915.28-2915.46	马 _四	深灰色泥晶云岩	0.7090

素组成应该也受到上述铝硅酸盐和硅质碎屑岩的影响。

所选 6 个盐岩样品的锶同位素比值为 0.7033~0.7073,平均值为 0.7057(表 2),明显低于白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。盐岩中 Sr 同位素比值明显偏低的现象,表示其可能受到了幔源物质的影响,有待进一步深入研究。

综上所述,鄂尔多斯盆地东部马家沟组的白云岩、灰岩、膏岩由于受到基底铝硅酸盐及其上硅质碎屑岩的影响, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显高于同时期海水,盐岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏低可能指示幔源物质的影响。

1.3 微量元素地球化学特征

沉积过程中,沉积物对水介质中的元素存在着交换或吸附作用等。这种交换和吸附作用除与元素本身性质有关外,还与沉积介质和水介质的物理化学条件有关,这也为利用沉积物微量元素及其含量进行古环境分析提供了理论依据^[24-28]。由于某些微量元素及其比值受风化、搬运、沉积和成岩以及变质作用的影响甚少,因此,这对识别盆地演化史、沉积古气候、古环境及沉积物的物质来源和构造背景均具有十分重要意义^[29-36]。本次在分析马家沟组盐岩微量元素整体特征的基础上,重点分析了稀土元素的特征。

研究区微量元素分析结果显示,各微量元素在同一样品中的含量有很大差异,丰度较高的元素有 Li、V、Sr、Zr、Ba、Rb,丰度较低的元素有 Be、Ga、Cs、Hf、Pb、U。其中, Sr 含量为 $10.70 \times 10^{-6} \sim 883.00 \times 10^{-6} \mu\text{g/g}$, Ba 含量为 $1.02 \times 10^{-6} \sim 87.4 \times 10^{-6} \mu\text{g/g}$ (表 3)。

表 3 鄂尔多斯盆地东部马家沟组盐岩微量元素分析结果(单位:μg/g)

Table 3 Trace element analysis results for the rock salt in Majiagou Formation, east part of Ordos Basin (unit: μg/g)

井号	层位	岩性	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y
Y214	马五 ⁵	灰黑色泥晶灰岩	182	1.25	5.02	41.7	27.9	6.62	12.9	8.56	12.3	8.93	52.3	424	13.6
	马五 ⁸	无色石盐	24.0	0.10	0.78	3.36	1.65	4.67	0.57	5.69	1.10	0.72	4.73	40.1	0.76
	马五 ⁹	灰色泥质白云岩	124	0.85	4.76	28.4	21.3	25.0	9.50	3.77	9.05	5.93	38.9	883	10.1
	马四	灰白色膏质白云岩	30.8	0.12	0.78	4.75	3.01	14.7	3.92	0.93	2.11	0.71	3.75	182	2.78
Y143	马五 ⁷	膏质白云岩	29.6	0.15	0.72	4.46	3.01	5.46	3.85	1.33	1.90	0.89	5.01	87.4	2.70
	马五 ⁹	无色石盐	1.29	0.0031	0.20	0.61	2.04	1.50	0.47	7.12	0.46	0.023	0.60	10.7	0.062
	马四	深灰色白云岩	32.1	0.12	0.70	4.57	3.08	8.86	4.09	1.29	2.38	0.68	4.43	130	2.26
Y291	马五 ⁸	白色盐岩	2.41	0.012	0.23	0.88	0.76	2.01	0.34	5.29	0.50	0.082	0.82	15.8	0.22
	马五 ¹⁰	灰色泥膏岩	149	0.87	5.33	34.8	26.3	27.7	21.6	9.74	10.7	7.42	46.5	802	7.20
S231	马四	深灰色泥质云岩	62.2	0.32	2.44	11.2	8.33	18.1	8.80	2.92	5.13	2.35	14.3	146	5.96

井号	层位	岩性	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U	Sr/Ba	Sr/Cu	V/(V+Ni)
Y214	马五 ⁵	灰黑色泥晶灰岩	62.7	8.62	2.03	87.4	1.69	0.64	3.90	8.52	2.95	4.85	49.60	0.76
	马五 ⁸	无色石盐	3.86	0.23	0.14	6.83	0.12	0.020	0.51	0.37	0.23	5.87	7.05	0.85
	马五 ⁹	灰色泥质白云岩	42.9	6.20	1.47	52.4	1.16	0.44	5.03	5.54	1.40	16.85	234.24	0.75
	马四	灰白色膏质白云岩	3.54	0.47	0.15	8.29	0.098	0.044	0.63	0.38	0.52	21.92	196.22	0.55
Y143	马五 ⁷	膏质白云岩	6.17	0.72	0.26	11.3	0.17	0.061	1.24	0.82	2.10	7.73	65.88	0.54
	马五 ⁹	无色石盐	0.17	0.024	0.0096	1.02	0.0048	0.0043	0.067	0.020	0.011	10.45	1.50	0.57
	马四	深灰色白云岩	4.54	0.61	0.20	11.2	0.13	0.059	0.96	0.74	1.16	11.65	100.96	0.53
Y291	马五 ⁸	白色盐岩	0.66	0.071	0.023	1.78	0.020	0.0079	0.084	0.083	0.019	8.86	2.99	0.72
	马五 ¹⁰	灰色泥膏岩	41.8	6.02	1.76	64.1	1.13	0.47	7.15	6.72	1.33	12.50	82.33	0.62
S231	马四	深灰色泥质云岩	14.7	2.14	0.56	26.8	0.41	0.16	1.55	1.99	0.82	5.45	50.05	0.56

稀土元素作为一种特殊的微量元素,在微量元素地球化学研究中居有很重要的地位^[37]。研究区马家沟组稀土元素总体上呈轻稀土元素相对富集,重稀土元素相对亏损,且重稀土元素相对平坦,含量较稳定的特征(图 3 和图 4)。同时,为了更直观地表示稀土元素组成模式,消除元素丰度偶-奇规律造成的稀土元素丰度随原子序数增长的锯齿状变化,本文选用 Sun 等^[38]提供的球粒陨石稀土元素值,将稀土元素的数

据标准化。可以明显看出,根据稀土元素含量可将岩石类型分为 3 组,含量较高的岩石类型为泥晶灰岩、泥质白云岩、泥膏岩、泥质云岩,含量居中的为膏质白云岩和深灰色白云岩,含量最低的为石盐,这种差异可能与不同矿物对稀土元素的吸附能力不同有关(图 4)。研究还发现,所有样品的稀土元素分配模式一致,表现为相互平行的曲线;Eu 具有明显的负异常,Ce 具有微弱正异常(图 4)。

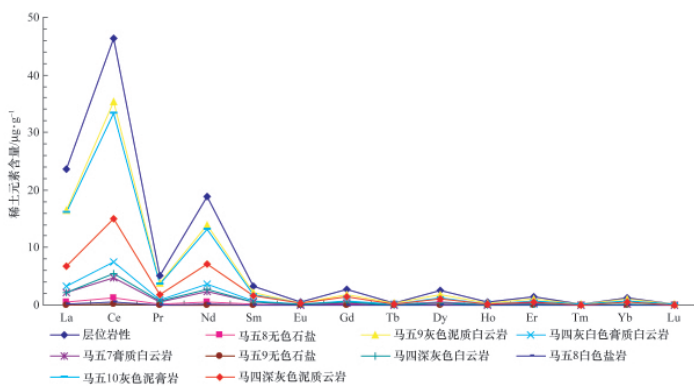


图 3 鄂尔多斯盆地东部马家沟组盐岩稀土元素组成

Fig. 3 REE composition diagram of the rock salt in Majiagou Formation, east part of Ordos Basin

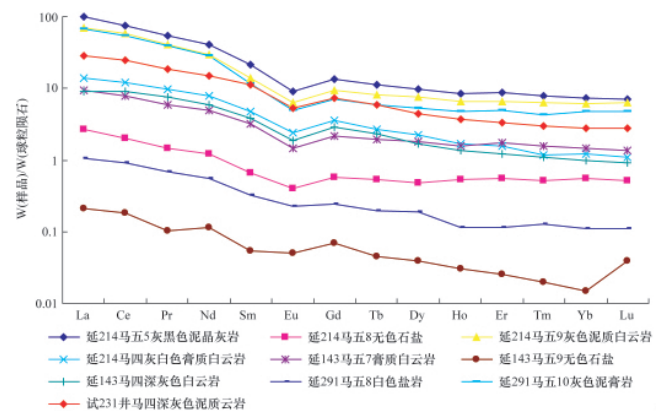


图 4 鄂尔多斯盆地东部马家沟组盐岩稀土元素分配模式

Fig. 4 REE distribution pattern of the rock salt in Majiagou Formation, east part of Ordos Basin

2 盐岩的成因分析

2.1 盐岩的古气候

沉积岩中的微量元素对古气候、古环境的恢复有一定的指示意义。Elderfield 等^[39]认为,湖盆中微量元素 Sr/Cu 比值可以指示古气候,即 Sr/Cu 比值为 1.3~5.0 时指示温暖潮湿的气候,大于 5.0 指示干旱炎热的气候;也有学者^[17]指出, Sr/Cu 比值介于 1~10 之间指示温湿气候,而大于 10 指示干热气候。研究区样品中除石盐外所有样品的 Sr/Cu 比值均大于 10 (表 3),介于 49.60~234.24 之间,说明该区在马四、马五段沉积期总体处于干旱炎热气候。值得注意的是,该区石盐的 Sr/Cu 比值均小于 10, Cu 含量较高,表明石盐沉积在温湿气候条件下,这与石盐的沉积条件不符。当海水蒸发浓缩至浓度为 26% 时,石盐才开始结晶^[40],在温湿气候条件下石盐难以结晶。石盐的低 Sr/Cu 比值及高 Cu 含量指示该区可能具有间歇性富含 Cu 元素的深部卤水补给,导致干旱炎热气候条件下沉积的石盐 Sr/Cu 比值偏低。

2.2 氧化还原性环境

V/Ni、V/(V+Ni) 比值,常作为沉积环境氧化还原性的指标。海水中, V、Ni 主要被胶体质点或黏土矿物等吸附沉淀,但 V 易于在氧化环境及酸度较大的条件下被吸附富集, Ni 则在还原环境、碱度较大的条件下更易于富集。因此,由浅海区到深海或由海水能量强的海域到能量较低的滞流海域,海水的氧化度、酸度降低,还原性、碱度增加,沉积物中 Ni 的富集程度明显增加, V/Ni 比值降低^[42]。在缺氧环境中, V/(V+Ni) \geq 0.7~0.8, 在贫氧环境中为 0.46~0.60^[43]。由表 3 可知,研究区马四段沉积期处于贫氧环境,马五段沉积期处于缺氧环境(Y143 井除外)。可见,该区在马四、马五段沉积期水体较深,且随着地层由老到新,水体逐渐变浅。

Ce³⁺的异常与水体氧化还原条件变化的关系密切^[1,8,9,41],因为 Ce 元素具有最不稳定的 4f 亚层结构,在一定的 pH 值条件下,若水体处于氧化条件下, Ce³⁺易失去 1 个 4f 电子而形成 Ce⁴⁺(常被氧化成 CeO₂)并变成惰性气体氙的结构,与其他 3 价稀土元素分离, Ce³⁺浓度降低;反之,若水体缺氧, Ce³⁺的浓度就会增大。即若水体为氧化环境 Ce 出现负异常,反之出现正异常。Ce 异常的程度用 δ Ce 表示^[43]。研究区分析样品中 δ Ce 为 0.98~1.11, 显示微弱的正异常,且从马四段到马五段 δ Ce 略有降低,说明马四段、马五段沉积期的水体处于还原环境,且从马四期到马五期还原程度降低,水体变浅。

Eu 属变价元素,在一般情况下呈 Eu³⁺,在还原条件下,部分 Eu³⁺还原为 Eu²⁺,因 Eu²⁺碱性与 REE³⁺整体差别较大,将发生分离,造成 Eu 的负异常。Eu 的异常程度用 δ Eu 表示^[43],该区所分析样品中 δ Eu 为 0.53~0.80,显示明显的负异常,也说明该区在马四、马五沉积期处于还原环境。

综上所述,研究区在马四、马五段沉积期气候干旱炎热,水体较深,处于还原环境条件下,且从马四期到马五期水体逐渐变浅。

2.3 盐岩的沉积环境

微量元素中的 Sr/Ba 比值也可以很好地区分海水和淡水沉积。Sr、Ba 是化学性质较相似的 2 个元素,但在不同沉积环境中由于其地球化学行为的差异会发生分离,因此很多学者用 Sr/Ba 比值作为反映沉积环境的 1 个地球化学指标^[24,29,42]。当地球化学环境发生改变时,特别是在发生海、陆相互作用的河口地区,呈游离态搬运的 Sr、Ba 的地球化学行为发生差异。首先,当淡水和海水混合时,淡水中的 Ba²⁺与海水中 SO₄²⁻结合,较易形成 BaSO₄ 沉淀;其次, Ba 的离子半径较大,具有比 Sr 小的水合能,易于被黏土矿物、胶体、有机质等吸附,使得陆相和海陆过渡相沉积物 Ba 含量较高,从而进入海洋中的 Ba 较少,海水中 Ba 含量远低于 Sr^[42]。因此,陆相沉积物相对富 Ba 贫 Sr,而海相沉积物相对富 Sr 贫 Ba,从陆相到海相 Sr/Ba 比值逐渐增大,一般来说 Sr/Ba > 1 为海相沉积, Sr/Ba < 1 为陆相沉积^[29,43]。研究区四口井马四、马五段所有样品的 Sr/Ba 比值均大于 1,分布范围为 4.85~21.92(表 3),表明该区在马四、马五段沉积期均为典型的海相沉积环境。比较同一口井不同时期样品的 Sr/Ba 比值,发现从马四段到马五段 Sr/Ba 比值逐渐降低,即与陆源距离逐渐缩短,说明马五段沉积期发生了海退,水体变浅导致研究区与陆源距离缩短。

综上所述,鄂尔多斯盆地东部马家沟组盐岩来源于典型的咸化海相沉积,且马五段与马四段相比水体变浅。

3 结论

通过对元素地球化学数据的分析,总结了鄂尔多斯盆地东部马家沟组马四和马五段元素地球化学特征,分析了目的段所处的沉积环境和古气候,对该区岩盐下一步勘探具有一定的指导意义。

(1) 研究区马家沟组岩盐主要分布的马四和马五段 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -0.346%~0.108% 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 大部分 $>$ -10%, Sr 同位素比值明显低于白云岩的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值, Sr/Ba 比值均大于 1。表明该区在马四、马五段沉积期均为典型的海相沉积环境,且岩盐在沉积的过程中有可能受到了幔源物质的影响。

(2) 稀土元素总体上呈现轻稀土元素相对富集,重稀土元素相对亏损,且稀土元素相对平坦,含量较稳的特征。单元素 Ce 具有微弱的正异常, δ Ce 值为 0.98~1.11; Eu 具有明显的负异常, δ Eu 值介于 0.53~0.80 之间; Sr/Cu 比值均大于 10; 而 V/(V+Ni) 值总体介于 0.7~0.8 之间。说明了研究区在马四、马五段沉积期气候干旱炎热,水体较深,处于还原环境条件下。

参考文献 (References)

- [1] 李增学, 余继峰, 李江涛, 等. 鄂尔多斯盆地多种能源共存富集的组合形式及上古生界沉积控制机制分析[J]. 地球学报, 2007, 28(1): 32-38. Li Zengxue, Yu Jifeng, Li Jiangtao, et al. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28(1): 32-38.
- [2] 杨伟利, 王毅, 王传刚, 等. 鄂尔多斯盆地多种能源矿产分布特征与协同勘探[J]. 地质学报, 2010, 84(4): 579-585.

- Yang Weili, Wang Yi, Wang Chuangang, et al. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(4): 579–585.
- [3] 魏永佩, 王毅. 鄂尔多斯盆地多种能源矿产富集规律的比较[J]. 石油与天然气地质, 2004, 25(4): 385–391.
- Wei Yongpei, Wang Yi. *Oil & Gas Geology*, 2004, 25(4): 385–391.
- [4] 邓军, 王庆飞, 高帮飞, 等. 鄂尔多斯盆地演化与多种能源矿产分布[J]. 现代地质, 2005, 19(4): 538–545.
- Deng Jun, Wang Qingfei, Gao Bangfei, et al. *Geoscience*, 2005, 19(4): 538–545.
- [5] 王国兴, 戚建春, 杨景辉. 关于陕北岩盐资源开发利用问题的探讨[J]. 陕西煤炭, 2011, 30(3): 4–6.
- Wang Guoxing, Qi Jianchun, Yang Jinghui. *Shaanxi Meitan*, 2011, 30(3): 4–6.
- [6] 刘敬杰, 赵磊, 侯庆林. 鄂尔多斯盆地成盐条件及找矿方向分析[J]. 山东科技大学学报: 自然科学版, 2011, 30(6): 60–72.
- Liu Jingjie, Zhao Lei, Hou Qinglin. *Shandong University of Science and Technology: Natural Science Edition*, 2011, 30(6): 60–72.
- [7] 张吉森, 曾少华, 黄建松, 等. 鄂尔多斯东部地区岩盐的发现、成因及其意义[J]. 沉积学报, 1991, 9(2): 34–43.
- Zhang Jisen, Zeng Shaohua, Huang Jiansong, et al. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1991, 9(2): 34–43.
- [8] 陈文西, 袁鹤然. 陕北奥陶纪盐盆的区域成矿地质条件分析[J]. 地质学报, 2010, 84(11): 1565–1575.
- Chen Wenxi, Yuan Heran. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(11): 1565–1575.
- [9] 黄建松, 李智民. 陕北奥陶纪盐田地质特征勘查方法及开发前景[J]. 陕西地质, 2001, 19(1): 44–49.
- Huang Jiansong, Li Zhimin. *Geology of Shaanxi*, 2001, 19(1): 44–49.
- [10] Feng Z Z, Zhang Y S, Jin Z K. Type, origin, and reservoir characteristics of dolostones of the Ordovician Majiagou Group, Ordos, North China Platform[J]. *Sedimentology Geology*, 1998, 118(1–4): 127–140.
- [11] 包洪平, 杨承运. 鄂尔多斯东部奥陶系马家沟组微相分析[J]. 古地理学报, 2000, 2(1): 31–42.
- Bao Hongping, Yang Chengyun. *Journal of Palaeogeography*, 2000, 2(1): 31–42.
- [12] 冯增昭, 鲍志东, 张永生. 鄂尔多斯奥陶纪地层岩石岩相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 1998, 80–85.
- Feng Zengzhao, Bao Zhidong, Zhang Yongsheng. *Lithofacies paleogeography of stratigraphy of Ordovician in Ordos Basin*[M]. Beijing: Geology Press, 1998, 80–85.
- [13] 侯方浩, 方少仙, 董兆熊. 鄂尔多斯盆地中奥陶统马家沟组沉积环境与岩相发育特征[J]. 沉积学报, 2003, 21(1): 106–212.
- Hou Fanghao, Fang Shaoxian, Dong Zhaoxiang. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2003, 21(1): 106–212.
- [14] 冯增昭, 鲍志东. 鄂尔多斯奥陶纪马家沟组岩相古地理[J]. 沉积学报, 1999, 17(1): 1–8.
- Feng Zengzhao, Bao Zhidong. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17(1): 1–8.
- [15] 陈荣坤. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用[J]. 沉积学报, 1994, 12(4): 10–21.
- Chen Rongkun. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1994, 12(4): 10–21.
- [16] 李建明, 李慧, 施辉. 稳定碳氧同位素在沉积相和成岩环境划分中的应用——以柴西南翼山浅油藏储层研究为例[J]. 四川地质学报, 2010, 30(3): 356–359.
- Li Jianming, Li Hui, Shi Hui. *Acta Geologica Sichuan*, 2010, 30(3): 356–359.
- [17] 史军, 史忠生, 刘保军, 等. 潜江凹陷潜江组盐湖地层演化与层序发育特征[J]. 西部探矿工程, 2003, 15(6): 67–70.
- Shi Jun, Shi Zhongsheng, Liu Baojun, et al. *West-china Exploration Engineering*, 2003, 15(6): 67–70.
- [18] Clayton R N, Degens E T. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating fresh-water and marine sediments[J]. *AAPG*, 1959, 43(4): 890–897.
- [19] 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.
- [20] 樊茹, 邓胜徽, 张学磊. 碳酸盐岩碳同位素地层学研究中数据的有效性[J]. 地层学杂志, 2010, 34(4): 445–451.
- Fan Ru, Deng Shenghui, Zhang Xuelei. *Journal of Stratigraphy*, 2010, 34(4): 445–451.
- [21] Anderson T F, Arthur M A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentology and palaeo-environmental problems [C]// Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, et al. *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1983, 10: 111–15.
- [22] 王勇, 施泽进, 彭俊, 等. 川东南地区石牛栏组碳、氧、锶同位素特征及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2009, 28(4): 330–335.
- Wang Yong, Shi Zejin, Peng Jun, et al. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2009, 28(4): 330–335.
- [23] 向芳, 王成善. 锶同位素在沉积学中的应用新进展[J]. 地质地球化学, 2001, 29(1): 79–82.
- Xiang Fang, Wang Chengshan. *Geology-Geochemistry*, 2001, 29(1): 79–82.
- [24] 刘刚, 周东升. 微量元素分析在判别沉积环境中的应用——以江汉盆地潜江组为例[J]. 石油实验地质, 2007, 29(3): 307–311.
- Liu Gang, Zhou Dongsheng. *Petroleum Geology and Experiment*, 2007, 29(3): 307–311.
- [25] Miller E K, Blum J D, Friedland A J. Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotope [J]. *Nature*, 1993, 362: 438–441.
- [26] Bailey S W, Hornbeck J W, Priscoll C T, et al. Calcium inputs and transport in a base poor forest ecosystem as interpreted by Sr isotopes [J]. *Water Resource Research*, 1996, 32(3): 707–719.
- [27] Reinhardt E G, Blenkinsop J, Paterson R T. Assessment of a Sr isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) vital effect in marine taxa from Lee Stocking Island, Bahamas[J]. *Geo-Marine Letters*, 1998, 18(3): 241–246.
- [28] 张义纲. 油气地球化学的若干展望 [J]. 石油实验地质, 2005, 27(5): 484–489.
- Zhang Yigang. *Petroleum Geology and Experiment*, 2005, 27(5): 484–489.
- [29] 程岳宏, 于兴河, 韩宝清, 等. 东濮凹陷北部古近系沙三段地球化学特征及地质意义[J]. 中国地质, 2010, 37(2): 357–366.
- Cheng Yuehong, Yu Xinghe, Han Baoqing, et al. *Geology in China*,

- 2010, 37(2): 357-366.
- [30] Bhatia M R. Rare earth elements geochemistry of Australian Paleozoic graywacks and mudstones: Provenance and tectonic control [J]. *Sedimentary Geology*, 1985, 45(1/2): 97-113.
- [31] Roser B P, Korsch R J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data [J]. *Chemical Geology*, 1988, 67(1-2): 119-139.
- [32] 陈衍景, 杨忠芳, 赵太平, 等. 沉积物微量元素示踪物源区和地球成分的方法和现状[J]. *地质地球化学*, 1996, 18(3): 7-11.
Chen Yanjing, Yang Zhongfang, Zhao Taiping, et al. *Geology-Geochemistry*, 1996, 18(3): 7-11.
- [33] 于炳松, 乐昌硕. 沉积岩物质成分所蕴含的地球深部信息[J]. *地学前缘*, 1998, 5(3): 105-112.
Yu Bingsong, Le Changshuo. *Earth Science Frontiers*, 1998, 5(3): 105-112.
- [34] 汪正江, 陈洪德, 张锦泉. 物源分析的研究与展望[J]. *沉积与特提斯地质*, 2000, 20(4): 104-110.
Wang Zhengjiang, Chen Hongde, Zhang Jinquan. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2000, 20(4): 104-110.
- [35] 李双应, 岳书仓, 杨建, 等. 皖北新元古代刘老牌组页岩的地球化学特征及其地质意义[J]. *地质科学*, 2003, 38(2): 241-253.
Li Shuangying, Yue Shucang, Yang Jian, et al. *Chinese Journal of Geology*, 2003, 38(2): 241-253.
- [36] Ricardo P, Migue C, Carlos V, et al. Rare earth elements in sediments of the Vigo Ria, NW Iberian Peninsula [J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29(7): 895-902.
- [37] 莱辑曼 A. 湖泊的化学地质学和物理学 [M]. 王苏民, 译. 北京: 地质出版社, 1989, 128-136.
Lerman A. Wang Sumin trans. *Lake chemistry geology and physics*[M]. Beijing: Geology Press, 1989, 128-136.
- [38] 姜在兴. 沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2003, 236-242.
Jiang Zaixing. *Sedimentology* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2003: 236-242.
- [39] 刘士林, 刘蕴华, 林舸, 等. 渤海湾盆地南堡凹陷新近系泥岩稀土元素地球化学特征及其地质意义[J]. *现代地质*, 2006, 20(3): 449-456.
Liu Shilin, Liu Yunhua, Lin Ke, et al. *Geoscience*, 2006, 20(3): 449-456.
- [40] Elderfield H, Pagett M. REE in ichthyoliths: Variations with redox conditions and depositional environment [J]. *The Science of the Total Environment*, 1986, 49: 175-197.
- [41] 谭红兵, 于升松. 我国湖泊沉积环境演变研究中元素地球化学的应用现状及发展方向[J]. *盐湖研究*, 1999, 7(3): 58-65.
Tan Hongbing, Yu Shengsong. *Journal of Salt Lake Research*, 1999, 7(3): 58-65.
- [42] 朱志军, 陈洪德, 林良彪, 等. 川东南—湘西地区志留系小河坝组砂岩微量元素地球化学特征及意义[J]. *地质科技情报*, 2010, 29(2): 24-31.
Zhu Zhijun, Chen Hongde, Lin Liangbiao, et al. *Geological Science and Technology Information*, 2010, 29(2): 24-31.
- [43] 李双应, 金福全. 下扬子地区二叠纪缺氧环境沉积物 V/(V+Ni) 特征[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 1995, 14(3): 170-173.
Li Shuangying, Jin Fuquan. *Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry*, 1995, 14(3): 170-173.

(责任编辑 吴晓丽)

· 学术动态 ·



2013年全国科普日活动通知

2013年全国科普日活动于9月14~20日举行。

- 2013年全国科普日活动期间,将围绕“保护生态环境,建设美丽中国”主题,重点开展以下活动:①全国科普日北京主场活动;②全国科普日联合大行动;③高校科普开放日活动;④科普教育基地开放日活动;⑤社区科普益民行动;⑥农村科普惠农行动;⑦青少年科普联合行动。

全国科普日活动相关资源可登录中国科协官网(www.cast.org.cn)、教育部官网(www.moe.gov.cn)、环保部官网(www.zhb.gov.cn)、中国数字科技馆网站(www.cdstm.cn)查询、下载。

中国科协于2003年6月29日在《科普法》颁布周年之际,组织举办全国大规模科普活动。从2004年起,中国科协组织科协系统每年开展全国科普日活动,10年来该项活动取得很大成绩,为提高公民科学素质做出了重要贡献。为了扩大全国科普日活动的影响力和覆盖面,中国科协决定从2013年起,联合教育部及与主题相关的部委共同组织开展全国科普日活动。2013年全国科普日活动由中国科协、教育部和环保部联合举办。

详情见中国科协网 <http://www.cast.org.cn/n35081/n35488/14746516.html>。