

文章编号: 1000-0550(2013)04-0580-10

鄂尔多斯盆地地下古生界石灰岩岩相及碳、氧稳定同位素特征

王起琮 宫旋 肖玲

(西安石油大学 地球科学与工程学院 西安 710065)

摘要 鄂尔多斯盆地地下古生界石灰岩的岩相及碳、氧稳定同位素组成变化大,具有多种成因类型。通过薄片鉴定、岩石及矿物微区碳、氧稳定同位素测试以及包裹体测温资料研究,发现正常海水成因的泥晶灰岩及颗粒灰岩具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$;受淡水淋滤、溶蚀的颗粒灰岩、角砾泥晶灰岩、豹斑含云灰岩或灰云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 随淡水淋滤及溶蚀程度升高而明显降低,但其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较小;去膏化成因的巨晶次生灰岩在阴极发光下具环带结构,并具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$;去云化成因的中—细晶次生灰岩多呈麦粒或蚕蛹结构,其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 相对较高;早期及表生淡水方解石胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 均为低值,Mn离子含量低,阴极发光暗淡;晚期热液方解石胶结物具异常低的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$,包裹体均一温度介于100~150℃,富含Mn离子,阴极发光明亮。研究结果表明,岩相特征、碳、氧稳定同位素组成以及包裹体测温数据是确定石灰岩沉积、成岩环境以及成因类型的重要指标。

关键词 岩相 碳、氧稳定同位素 石灰岩 下古生界 鄂尔多斯盆地

第一作者简介 王起琮 女 1961年出生 教授 储层地质学与油藏描述 E-mail: qicongwang@foxmail.com

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

碳、氧稳定同位素测试技术目前已广泛用于岩石及矿物成因研究。同位素分子间物理及化学性质的差异,造成了轻、重同位素在不同矿相或物相间的分馏,分馏程度主要受同位素质量、环境温度及化学键特征控制。一般同位素质量差别越大分馏效应越明显,环境温度越高同位素分馏效应越小以至消失甚至倒转,元素间化学键键能越强越易结合重同位素^[1],重同位素含量还随介质盐度及晶体有序度升高而增加^[2]。因此碳、氧稳定同位素组成是研究碳酸盐岩成岩环境、追索其成岩演化过程的重要依据^[3-4]。

鄂尔多斯盆地地下古生界碳酸盐岩沉积于华北地台陆表海,经历了寒武—奥陶纪早成岩、志留—早石炭世表生成岩以及中石炭世至今的中—深埋藏成岩环境,形成了目前岩石特征迥异的各类碳酸盐岩,其沉积相可划分为盆地中东部的台地相、西南缘的台地前缘斜坡相及秦祁海槽的盆地相^②。作者应用岩石薄片及阴极发光图像鉴定、碳、氧稳定同位素测试、流体包裹体测温及元素地球化学分析等方法,重点探讨下古生界各类石灰岩岩相特征及其成因机理。文中采用李文厚(2011)鄂尔多斯盆地地下古生界的地层划

分方案(表1)^②。

1 实验样品及方法

实验样品主要采自盆地东缘河津、兴县、偏关等地、盆地南缘韩城、岐山、泾阳等地、盆地西缘平凉、青龙山及桌子山等地的寒武系及奥陶系碳酸盐岩露头,以及榆林北、定边、富县及宜君等地的奥陶系探井钻井岩芯(图1)。

本次应用直径1.0 mm的牙钻对石灰岩颗粒、亮晶胶结物及泥晶基质进行局部取样,采用磷酸盐分析方法,进行碳、氧稳定同位素测定。测试由中国科学院地球环境研究所国家重点实验室的Kiel III碳酸盐样品处理装置与MAT252气体质谱仪组成的在线测试系统完成。另外制备了厚度为1 mm的岩石薄片,采用激光取样分析法进行了方解石矿物微区碳、氧同位素测试。该项实验完成于中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院分析实验中心。

碳、氧稳定同位素组成的表达式为: $\delta\text{‰} = [(R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}}) - 1] \times 1000$
式中:R = $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 或 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$,分析结果以VPDB

①国家油气重大专项专题(编号:2011ZX05005-004-08HZ)和国家自然科学基金项目(批准号:41173035)资助

②李文厚,等.鄂尔多斯早古生代海相沉积盆地岩相古地理与天然气富集关系研究.国家油气重大专项专题报告.西北大学,2011
收稿日期:2012-04-12;收修稿日期:2012-10-22

为标准, 测试误差 < 0.1‰, 精度符合国家标准 TTBI (GBW04405), $\delta^{13}\text{C}$ 精度优于 $\pm 0.06\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 精度优于 $\pm 0.08\text{‰}$ 。

表1 鄂尔多斯盆地地下古生界地层表(据李文厚 2011)
Table 1 Lower Paleozoic stratigraphic Chart in Ordos Basin (After Li Wenhou, 2011)

系	统	盆地本部及南缘		盆地西缘	
		组	段	组	段
奥陶系	上统	背锅山组 O_3bg		//////	
		平凉组 O_3pl		蛇山组 O_3ss	
				公乌素组 O_3gws	
				拉什仲组 O_3lsz	
				乌拉里克组 O_3wllk	
	中统	峰峰组 O_2f		克里摩里组 O_2klml	
		马家沟组 O_2m	五段 O_2m_5	桌子山组 O_2zss	
			四段 O_2m_4	三道坎组 O_2sdk	
			三段 O_2m_3		
			二段 O_2m_2		
一段 O_2m_1					
下统	亮甲山组 O_1ljs		//////		
	冶里组 O_1yl				
寒武系	上统	三山子组 ϵ_3ssz		阿不切亥组 ϵ_3abqh	
		张夏组 ϵ_2zx		张夏组 ϵ_2zx	
	中统	馒头组 ϵ_1mt	上 ϵ_1mt^3	呼鲁斯太组 ϵ_2hst	
			中 ϵ_1mt^2	陶思沟组	上 ϵ_1tsg^1
	下统	$\epsilon_{1-2}mt$	下 ϵ_1mt^1	$\epsilon_{1-2}tsg$	下 ϵ_1tsg^2
			朱砂洞组 ϵ_2zsd		五道淌组 ϵ_1wdt
		辛集组 ϵ_1xj		苏峪口组 ϵ_1syk	

注: ①——整合接触, ~~~~不整合接触, //// 地层缺失
②绝对地质年龄按2007年国际地质年表

碳酸盐岩薄片的包裹体鉴定及测温完成于西安石油大学省级重点实验室, 测试仪器为 LINKAM THMS 600 型冷热台, 采用均一法进行测温 (未做压力校正, 视为成岩温度下限), 测温精度为 $\pm 1^\circ\text{C}$ 。

2 实验结果与经验公式

2.1 实验数据

应用磷酸盐法得到的方解石碳、氧稳定同位素分析数据, 主要为砾屑、胶结物、泥晶基质等主要结构组

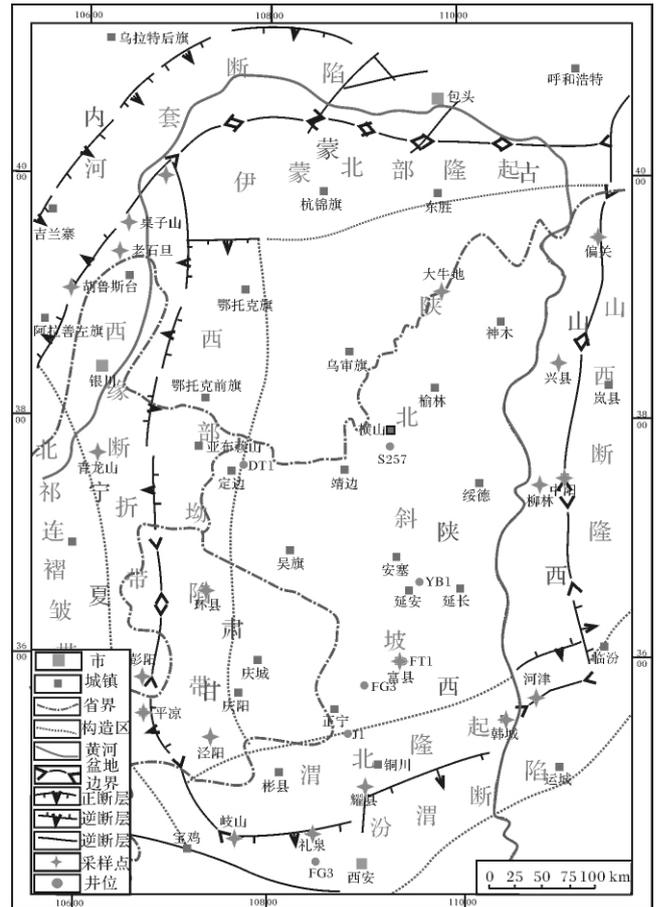


图1 鄂尔多斯盆地构造带^[5]及采样点

Fig. 1 The structural belt of Ordos Basin and sampling points

分的数据, $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-8.28\text{‰} \sim 1.87\text{‰}$, 平均 -2.41‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-15.84\text{‰} \sim -3.42\text{‰}$, 平均 -8.82‰ ; 矿物微区碳、氧稳定同位素分析数据主要为鲕粒、化石、胶结物环带、粒间胶结物等局部结构的数据, $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-8.09\text{‰} \sim 0.97\text{‰}$, 平均 -2.77‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-21.34\text{‰} \sim -5.8\text{‰}$, 平均 -12.01‰ (表2)。实验结果显示, 矿物微区测试方法是了解结构组分及其变化的有效手段, 实验数据更具代表性。

溶孔及裂缝方解石胶结物内流体包裹体的形态以无色—淡粉红色及近菱形和负晶形为主, 少量为近圆形或不规则状, 包裹体类型主要为盐水包裹体、含烃包裹体及纯烃类包裹体。含烃及纯烃包裹体的均一化温度介于 $100^\circ\text{C} \sim 150^\circ\text{C}$, 主要温度区间为 $120^\circ\text{C} \sim 140^\circ\text{C}$ 。

2.2 环境温度与介质盐度经验公式

碳酸盐岩氧同位素的分馏程度主要受温度和盐度控制, 一般地层温度越高、地层年代越老、介质盐度低, $\delta^{18}\text{O}$ 降低越明显^[6], $\delta^{18}\text{O}$ 与温度具有良好的相关

性,Grasse^[7]等根据 Epstein^[8]提出的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的经验公式,建立了考虑了年代效应的成岩温度计算经验公式^[9]:

$$T = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_w + 2.7) + 0.1(\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_w + 2.7)^2 \quad (1)$$

公式中 $\delta^{18}\text{O}_w$ 为古海水 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW 标准),当奥陶纪古海水 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW 标准) 取 -1.5‰ 时^[10],可以根据实测的石灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB 标准) 估算其沉积与成岩环境的古温度。

碳酸盐岩碳同位素的分馏程度主要受环境氧化还原条件控制, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 与介质盐度,尤其是 $\delta^{13}\text{C}$ 与介质盐度具有明显的相关性,Keith 给出了判别新生界海、陆相碳酸盐岩的经验公式及判别标准^[11,12]:

$$Z = 2.048(\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O} + 50) \quad (2)$$

海相碳酸盐岩 $Z > 120$,淡水碳酸盐岩 $Z < 120$ 。

由于成岩过程中碳同位素置换能力较弱, $\delta^{13}\text{C}$ 基本保持了沉积和早成岩阶段的原始特征,因此主要受 $\delta^{13}\text{C}$ 影响的 Z 值可以做为判断古生界碳酸盐岩的成岩介质盐度的指标^[11]。

3 实验结果讨论

石灰岩是鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩的主要岩石类型,包括原生石灰岩和次生石灰岩两大类。原生石灰岩主要为潮坪及浅海环境形成的泥晶灰岩、颗粒灰岩以及生物骨架灰岩,由于成岩阶段未经经历白云石化作用,保留了较多沉积环境及早成岩环境的岩相及地球化学特征;次生石灰岩主要形成于含膏岩或层早期和表生期淡水成岩环境,由白云岩去云化及硬石膏岩去膏化作用形成^[13],岩石的岩相及地球化学特征主要反映了早期及表生期淡水成岩环境的特征。

鄂尔多斯盆地早古生代位于华北具镶边的陆表海台地西部,根据水动力条件自东部陆地至西部海洋,台地相可进一步划分为蒸发台地、局限海台地、台地边缘或障壁岛及开阔海台地亚相。海侵期是石灰岩形成的重要时期,以开阔海台地亚相的泥晶灰岩为主,其次为台地边缘亚相的颗粒灰岩。黄思静总结了前人的相关研究成果,并根据温度、压力、介质性质及埋藏深度等环境要素,将碳酸盐岩成岩环境划分为近地表(600~1000 m)、表生期淡水及中—深埋藏(>1000 m)三大类成岩环境^[14]。各成岩环境中的石灰岩具有明显不同的岩相及地球化学特征。

3.1 含颗粒或颗粒质泥晶灰岩

样品主要采自盆地西、南缘上奥陶统平凉组及背

锅山组露头。

岩石类型以灰黑色、灰色含生屑或生屑泥晶、球粒及粉砂屑灰岩为主,灰泥及亮晶胶结物呈基底式支撑,成岩作用以机械压实为主,表现为早期灰泥压实与固结、颗粒压扁、破碎及定向排列(图2a)。

样品 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-6.49\text{‰} \sim -3.42\text{‰}$,平均 -5.17‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $0.29\text{‰} \sim 1.87\text{‰}$,平均 0.996‰ (图3)。据计算其成岩温度介于 $14\text{℃} \sim 31\text{℃}$,平均 22℃ ;表征介质盐度的 Z 值介于 $125 \sim 129$,平均 126 (表2)。

数据表明含颗粒或颗粒质泥晶灰岩是水体相对宁静的开阔海台地浅海及礁后的沉积产物,以灰泥沉积为主;其成岩环境温度较低($< 25\text{℃}$)、同位素分馏程度较高^[15]。

矿物微区碳、氧同位素测试结果显示,腕足壳(图2a)、具放射或同心纹层结构的藻鲕(图2c)及藻碎的 ^{18}O 、 ^{13}C 含量明显偏低, $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-14.14\text{‰} \sim -9.84\text{‰}$,平均 -12.39‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-2.95\text{‰} \sim -1.67\text{‰}$,平均 -2.44‰ (表2)。表明生物骨屑相对富集轻同位素,而海水及灰泥相对富集重同位素。因此全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 随生屑含量增加而减少。

由于泥晶灰岩及含颗粒或颗粒质泥晶灰岩的早期胶结作用强烈,水、岩间的同位素交换作用受到限制。盆地西缘背锅山组样品的锶同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0.7079(\pm 0.000008)$)与中—晚奥陶世海水的锶同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0.7077 \sim 0.7083$)^[14]具有一致性,这表明此类泥晶灰岩的后期成岩蚀变程度较弱,更多地保存了海水沉积及早成岩环境的地球化学特征。

开阔海台地亚相主要分布于中奥陶统马家沟组马二、马四段、峰峰组及上奥陶统平凉组及背锅山组,是盆地深水环境的沉积产物。

3.2 亮晶颗粒灰岩

样品主要采自盆地东缘下奥陶统治理组、盆地西、南缘寒武系张夏组、馒头组及徐庄组露头。

岩石类型主要为亮晶鲕粒灰岩、亮晶鲕粒砂屑灰岩及亮晶砂屑云灰岩,以颗粒支撑为主,颗粒间充填泥晶及亮晶胶结物,颗粒内常见菱形白云石晶体。成岩作用以早期方解石胶结及颗粒泥晶化为特征,具特征的海水潜流带等厚环边胶结(图2b)、淡水渗流带重力及新月形胶结(图2c)以及淡水潜流带块状胶结结构^[12](图2d)。

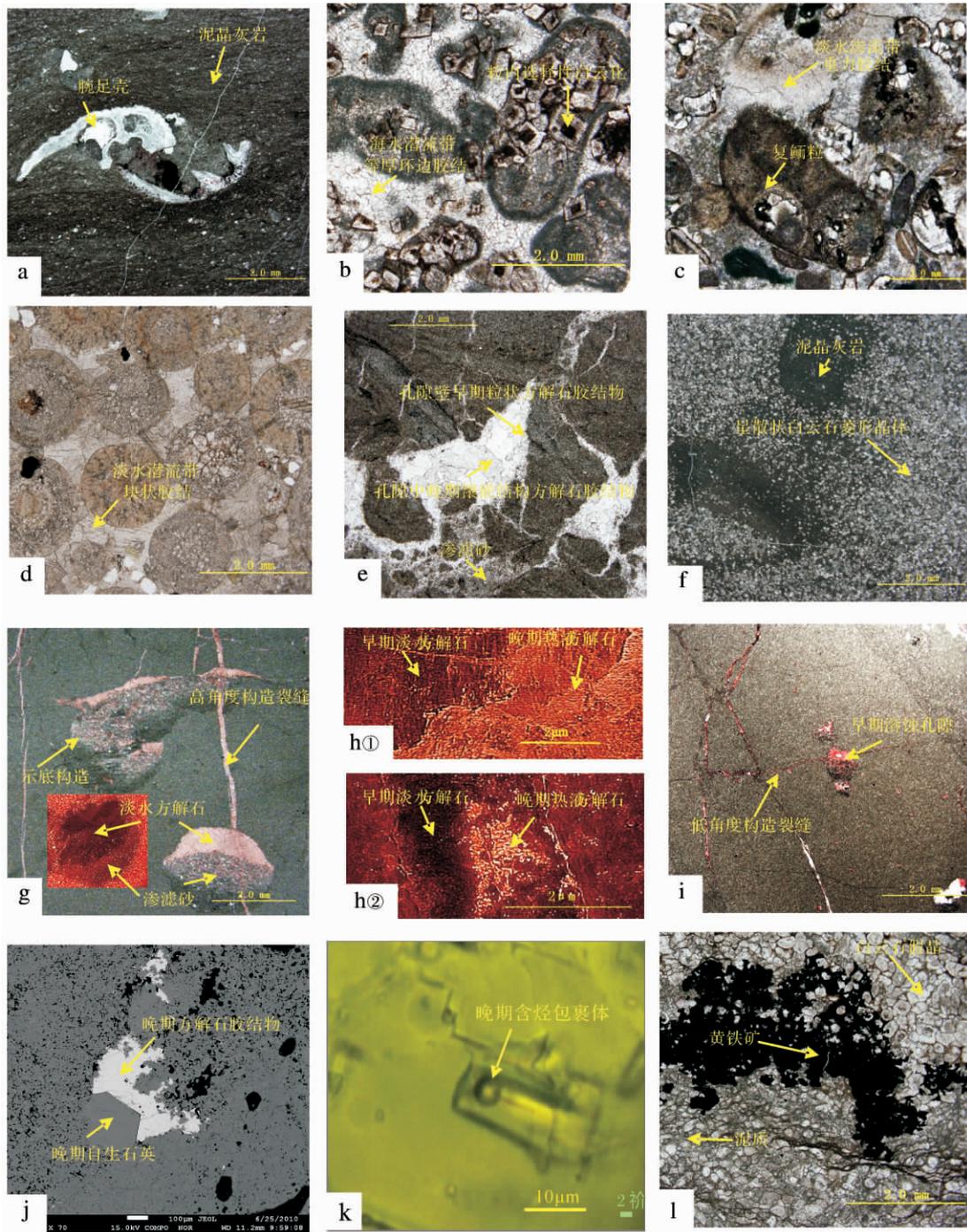


图2 鄂尔多斯盆地地下古生界石灰岩岩相特征

a 含生屑泥晶灰岩,含腕足碎片,富平桃曲坡平凉组,TQ-pl-17; b 亮晶砂屑灰岩,砂屑早期选择性云化,具海水潜流带的等厚环边胶结,山西偏关冶里组,PG-y1-3; c 含云复鲕灰岩,鲕粒早期选择性云化,具淡水潜流带的重力胶结,乌海胡鲁斯台组,WH-h1st-18; d 亮晶鲕灰岩,淡水潜流带块状胶结,含石英和海绿石,韩城馒头组,HJ-m1-13; e 角砾泥晶灰岩,早期示底构造,晚期方解石镶嵌胶结,榆林大牛地马五段,D40-m5-10; f 豹斑云质泥晶灰岩,含星散状白云石晶体,山西河津马五段,HJ-m2-64; g 泥晶云岩(染色片),具示底构造,阴极发光薄片,中溶孔中的淡水方解石发光黯淡,河津马五段,HJ-m5-19; h 次生灰岩 ①去膏化巨晶灰岩,早期淡水巨晶方解石阴极发光黯淡,晚期热液巨晶方解石发光明亮,富县马五段,Fg7-m5-35 ②去云化细晶灰岩,富县马五段,Fg7-m5-2,裂缝中早期巨晶方解石阴极发光黯淡,晚期热液巨晶方解石发光明亮; i 角砾泥晶白云岩(铸体薄片),低角度微裂隙沟通了早期溶蚀作用形成的溶蚀孔隙,富县马五段,Fg7-m5-66; j 角砾泥晶白云岩(背散射照片),溶孔中充填晚期石英及方解石胶结物,富县马五段,Fg7-m5-68; k 去膏化巨晶灰岩,晚期方解石胶结物中的气液两相包裹体,富县马五段,Fg7-m5-35; l 去云化中-细晶次生灰岩,具雾心亮边的方解石呈白云石晶型,含黄铁矿及泥质条带,富县马五段,Fg7-m5-21。

Fig.2 Lithofacies features of limestones of Lower Paleozoic in Ordos Basin

表2 鄂尔多斯盆地古生界石灰岩及方解石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 测试数据

Table 2 The testing data of carbon and oxygen stable isotopes of Lower Paleozoic limestones and calcite cements in Ordos Basin

序号	样号	取样点/层位	岩石类型	成岩结构	样品部位	$\delta^{13}\text{C}$ /VPDB‰	$\delta^{18}\text{O}$ /VPDB‰	成岩温 度/°C	Z值	沉积微相	成岩环境	备注
1	HC-mt-14	韩城/馒头组	亮晶鲕粒含云灰岩	块状胶结	放射纹藻鲕	-2.19	-12.35			台地边缘浅滩	淡水潜流带	*
2					藻鲕外边缘	-2.93	-13.23				(边缘浅滩颗粒灰岩)	*
3	Pysj-bg-11	彭阳/背锅山组	生屑泥晶灰岩	基质支撑	绿藻壳壁	-2.95	-14.14				海水潜流	*
4					基质	0.29	-6.49	27	125			
5	TW-pl-17	铁瓦殿/平凉组	亮晶生屑球粒灰岩	球粒支撑	腕足壳	-1.67	-9.84			开阔海		*
6					基质	1.48	-3.62	14	129			
7	TW-pl-25	铁瓦殿/平凉组	亮晶生屑球粒灰岩	球粒支撑	基质+球粒	0.64	-3.42	14	127	台地浅海	(开阔海台地海水)	
8	TQ-pl-23	桃曲坡/平凉组	亮晶球粒灰岩	球粒支撑	基质+球粒	0.89	-6.45	27	126		潜流带颗粒泥晶灰岩)	
9	TQ-pl-17	桃曲坡/平凉组	含生屑粉砂屑灰岩	砂屑支撑	基质+砂屑	1.87	-6.66	28	128			
10	QS-m5-12	岐山/马五段	泥晶棘屑灰岩	基质支撑	基质+棘屑	0.97	-5.80	31	126			*
11	TW-pl-32	铁瓦殿/平凉组	含生屑泥晶云灰岩	基质支撑	基质	0.84	-3.74	15	127			
12	HC-mt-14	韩城/馒头组	亮晶鲕粒含云灰岩	等轴粒状胶结	粒间方解石胶结物	0.77	-8.30	37	125			*
13	HJ-xz-44	河津/张夏组	亮晶鲕粒砂屑灰岩	叶片状胶结	鲕粒+基质	0.12	-8.44	37	123		海水潜流	
14	YSX-xz-13	阴石峡/徐庄组	亮晶鲕粒灰岩	等厚环状胶结	鲕粒+基质	0.19	-7.46	32	124	台地边缘		
15	QS-m5-12	岐山/马五段	泥晶棘屑灰岩	基质支撑	基质+棘屑	-0.26	-6.81	29	123			
16	PG-y1-3	偏关/冶里组	亮晶砂屑云灰岩	残余砂屑 叶片状胶结	砂屑+基质	0.13	-8.19	36	123	浅滩	(台地边缘海水)	
17					砂屑颗粒	0.25	-9.63	44	123		潜流带颗粒灰岩)	*
18					粒间方解石	0.37	-8.29	36	124			*
19					白云石灰质雾心	-0.25	-10.68	49	121			*
20					白云石亮边	-0.10	-10.21	47	122			*
21					白云石晶体	-0.59	-10.53	49	121			*
22	HC-mt-14	韩城/馒头组	亮晶鲕粒含云灰岩	块状胶结	鲕粒+基质	-1.43	-10.40	48	119		淡水渗流及潜流带	
23	HC-xz-29	韩城/徐庄组	泥晶鲕粒灰岩	重力胶结	鲕粒+基质	-1.46	-9.82	45	119		(台地边缘颗粒灰岩)	
24	WH-hlst-18	乌海/胡鲁斯台	亮晶复鲕粒含云灰岩	重力胶结	鲕粒+基质	-1.40	-7.87	34	121			
25	D32-m5-44	榆林/马五段	角砾屑泥晶灰岩	角砾支撑	泥晶基质	-1.47	-8.79	39	120		早期淡水	
26	D40-m5-10	榆林/马五段	角砾屑泥晶灰岩	角砾支撑	泥晶基质	-2.36	-8.99	40	118			
27	D48-m5-11	榆林/马五段	角砾屑泥晶灰岩	角砾支撑	泥晶基质	-1.99	-10.54	49	118	局限海台地		
28	E5-m5-4	榆林/马五段	角砾屑泥晶灰岩	角砾支撑	泥晶基质	-1.12	-9.18	41	120	潟湖	(早期淡水淋滤)	
29	E9-m5-12	榆林/马五段	角砾泥质灰岩	角砾支撑	灰质砾屑	-2.31	-9.18	41	118		泥晶灰岩)	
30	E9-m5-1	榆林/马五段	含高岭石角砾云灰岩	角砾支撑	灰质砾屑	-1.67	-8.35	37	120			
31	HJ-m2-64	河津/马二段	豹斑泥晶云灰岩	星散状白云石基底支撑	泥晶基质	-0.86	-7.76	34	122			*
32	HJ-m2-64	河津/马二段	豹斑泥晶云灰岩		泥晶基质	-1.54	-8.59	38	120	开阔海台地潮坪	早期淡水	
33	DL-m4-44	东陵沟/马四段	豹斑藻球粒灰岩	球粒支撑	基质+球粒	-0.75	-6.99	30	122		(豹斑灰岩及云灰岩)	*
34	QS-m5-9	岐山/马五段	角砾泥晶灰岩	角砾支撑铸模孔示底构造	裂缝胶结物	-1.73	-9.63	52	119			*
35	HJ-m5-14	河津/马五段	泥晶含灰云岩		裂缝胶结物	-3.92	-6.91	37	116			
36	HJ-m5-14	河津/马五段	泥晶含灰云岩		溶孔胶结物	-3.24	-8.42	45	116	蒸发台地藻坪	早期及表生淡水	
37	HJ-m5-19	河津/马五段	泥晶含灰云岩		溶孔胶结物	-3.61	-10.57	58	115			
38	D32-m5-24	榆林/马五段	溶蚀角砾泥晶灰岩		溶孔胶结物	-4.28	-10.24	56	113		(溶蚀孔隙淡水)	
39	FG7-m5-36	富县/马五段	溶蚀角砾泥晶含灰云岩		溶孔胶结物	-3.49	-9.19	50	116	蒸发台地云坪	亮晶方解石胶结物)	
40	FG7-m5-34	富县/马五段	溶蚀角砾泥晶含灰云岩		溶孔胶结物	-5.64	-9.32	50	111			
41	FG7-m5-41	富县/马五段	巨晶次生灰岩	去膏化巨晶	溶孔胶结物	-2.66	-8.38	45	118	蒸发台地膏盐湖		
42	FG7-m5-2	富县/马五段	中、细晶次生含云灰岩	去云化中-细晶	晶体边缘	-5.06	-13.89	78	110			*
43	FG6-m5-7	富县/马五段	含萤石粉晶次生灰岩	去云化中-细晶	基质	-2.91	-11.78	65	115			
44	FG7-m5-81	富县/上古	砾屑粉、细晶次生灰岩	去云化中-细晶	基质	-6.68	-8.48	46	109	蒸发台地	早期及表生淡水	
45	QS-m5-8	岐山/马五段	溶蚀角砾粉晶次生灰岩		基质	-8.28	-11.88	66	104	云坪		
46	QS-m5-8	岐山/马五段	溶蚀角砾粉晶次生灰岩	葡萄状构造	基质	-8.16	-12.39	69	104		(去膏化、)	
47	FG1-m5-6	富县/马五段	亮晶残余颗粒次生灰岩	去云化中-细晶	鲕粒+亮晶	-3.95	-9.02	49	115	局限海台地浅滩	去云化次生灰岩)	
48	FG7-m5-44	富县/马五段	巨晶次生灰岩	去膏化巨晶	基质	-7.81	-10.93	60	106			
49	FG7-35	富县/马五段	巨晶次生灰岩	去膏化巨晶	一期结晶	-6.49	-13.38	75	107	蒸发台地		*
50	FG7-35	富县/马五段	巨晶次生灰岩	去膏化巨晶	二期结晶	-6.86	-14.42	82	106	盐湖		*
51	FG7-35	富县/马五段	巨晶次生灰岩	去膏化巨晶	裂缝胶结物	-8.09	-15.93	92	103			*
52	FG7-m5-2	富县/马五段	中、细晶次生含云灰岩	去云化中-细晶	晶体中心	-4.88	-14.36	82	110		中-深埋藏期地层水	*
53	FG7-m5-68	富县/马五段	溶蚀角砾泥晶云岩	角砾结构	溶孔胶结物	-7.97	-21.34	133	100		(裂缝、溶孔埋藏期热液)	*
54	D32-m5-24	榆林/马五段	角砾泥晶灰岩	角砾结构	裂缝胶结物	-5.82	-15.84	92	107	蒸发台地		
55	D40-m5-10	榆林/马五段	角砾泥晶灰岩	角砾结构	裂缝胶结物	-4.86	-14.05	79	110	云坪	方解石胶结物)	
56	HJ-m2-64	河津/马二段	豹斑泥晶云灰岩	星散状白云石基底支撑	裂缝胶结物	-5.15	-16.51	96	109			*

注: * 实验数据为微区碳、氧稳定同位素测试数据

样品 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-10.68\text{‰} \sim -7.46\text{‰}$, 平均 -8.72‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-1.46\text{‰} \sim 0.77\text{‰}$, 平均 -0.27‰ (图 3)。据计算其成岩温度介于 $30\text{℃} \sim 49\text{℃}$, 平均 40℃ , Z 值介于 $119 \sim 125$ (表 2)。

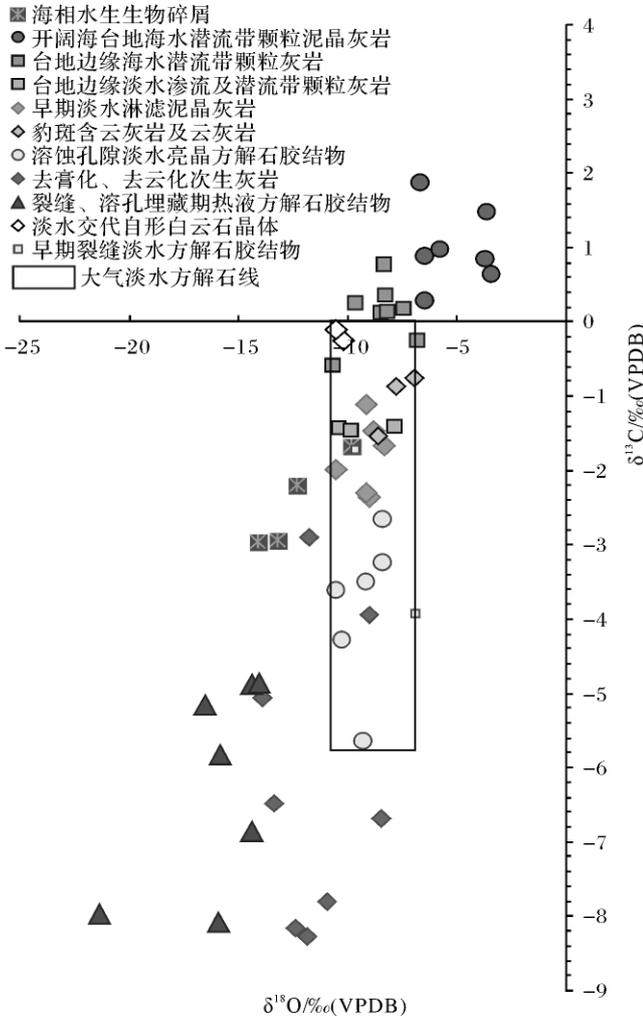


图 3 鄂尔多斯下古石灰岩及方解石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图
Fig. 3 The cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ of Lower Paleozoic limestone and calcite cements in Ordos Basin

颗粒灰岩形成于水动力较强的台地边缘浅滩及潮坪沉积环境; 成岩环境处于近地表海水潜流及早期淡水渗流及潜流带成岩环境。海水潜流带成岩温度相对较低(平均 36℃), 盐度较高 ($Z > 121$), 而早期淡水渗流及潜流带成岩温度相对较高(平均 45℃), 成岩介质盐度低并以淡水为主 ($Z < 121$)。

颗粒内的菱形白云石微区碳、氧稳定同位素测试结果显示其 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-10.53\text{‰} \sim -10.21\text{‰}$, 平均 -10.37‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-0.1\text{‰} \sim -0.59\text{‰}$, 平均 -0.35‰ 数据明显低于灰质围岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ (表

2), 显示出颗粒灰岩在早期淡水淋滤过程中, 鲕粒、砂屑等富镁颗粒往往发生选择性白云化作用, 形成了自形度较高的淡水或混合水白云石^[16, 17] (图 2d)。

由于早期胶结作用较强, 颗粒灰岩普遍致密且较少受埋藏期地层水影响, 因此保存了更多沉积环境与正常海水及早期淡水成岩环境的地球化学特征。

台地边缘亚相的颗粒灰岩主要分布于盆地西、南缘的寒武系张夏组、馒头组及徐庄组。

3.3 角砾泥晶灰岩及豹斑泥晶灰岩

实验样品主要采自盆地北部大牛地气田马家沟组马五段钻井岩芯及盆地东、南缘马二及马四段露头。

角砾泥晶灰岩具坍塌角砾结构, 砾间孔的胶结物具有世代胶结特征, 孔隙壁分布早期细粒亮晶方解石胶结物, 孔隙底部充填渗滤砂, 孔隙中心由中-深埋藏期呈镶嵌结构的粗晶方解石胶结物充填(图 2e)。

泥晶灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-10.54\text{‰} \sim -8.35\text{‰}$, 平均 -9.17‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-2.36\text{‰} \sim -1.12\text{‰}$, 平均 -1.82‰ (图 3)。据计算其成岩温度介于 $37\text{℃} \sim 49\text{℃}$, 平均 41℃ , Z 值介于 $118 \sim 120$ (表 2)。

泥晶灰岩为局限海台地在海侵阶段的沉积产物, 在海平面周期性下降过程中与准同生白云岩及蒸发岩形成岩石组合。在早期及表生期岩溶作用中, 由于膏、盐层溶蚀或形成溶洞, 造成上覆灰岩层坍塌并原地堆积, 形成角砾泥晶灰岩^[11]。碳、氧同位素分析结果表明, 其成岩环境温度较低, 具有明显的淡水成岩环境的特征。

豹斑含云泥晶灰岩或云灰岩具有特征的斑状构造, 斑块为大小不等、形态各异的白云岩, 云斑与围岩呈渐变接触^[18], 自岩层顶面向下云斑含量逐渐减少, 白云石呈良好的菱面体晶型(图 2f)。灰岩基质的 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-8.59\text{‰} \sim -6.99\text{‰}$, 平均 -7.78‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-1.54\text{‰} \sim -0.75\text{‰}$, 平均 -1.05‰ 。据计算其成岩温度介于 $34 \sim 38\text{℃}$, 平均 34℃ , Z 值介于 $120 \sim 122$ (表 2)。

李宝龙等认为豹皮含云灰岩是早期岩溶阶段淡水或混合水白云化作用的典型产物, 岩层顶面为早期沉积间断面, 云斑形成于干裂或裂缝灰质充填物的淡水或混合水白云化作用^[18]。碳、氧同位素分析数据表明, 由于淡水淋滤作用, 灰岩基质的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 呈低值。另外样品的锶同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 $0.7106 (\pm 0.000009)$), 明显高于中-晚奥陶世海水锶同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0.7077 \sim 0.7083$)^[14], 有

可能是壳源锶掺入云斑的白云石有序度,数据表明此类豹斑灰岩较高是淡水或混合水成岩环境白云化作用的产物^[19]。

角砾泥晶灰岩主要分布于盆地内中奥陶统马家沟组马三、五段,豹斑含云灰岩或云灰岩多见于盆地周边马家沟组马二、四段。

3.4 溶孔及裂缝淡水亮晶方解石胶结物

实验样品主要采自盆地内中奥陶统马家沟组马五段的露头及钻井岩芯。

角砾白云岩具坍塌角砾结构,其原岩主要为局限海台地及蒸发台地的准同生泥晶云岩,含大量膏、盐结核假晶及铸模孔隙。在早期层间岩溶及表生期风化壳岩溶阶段,膏、盐溶解往往形成大量选择性溶孔,溶孔多由加里东期高角度微裂缝贯通^[20],淡水渗流过程中溶孔底部沉积渗滤砂、上部充填淡水方解石胶结物,形成示底构造(图2g)。由于淡水方解石的 Mn^{2+} 9 ppm 低于激发阴极发光的 Mn^{2+} 极限值为(20 ppm) [21],因此其阴极发光暗淡。

淡水方解石胶结物的 $\delta^{18}O$ 介于 $-10.54‰ \sim -6.91‰$,平均 $-9.0‰$, $\delta^{13}C$ 介于 $-5.64‰ \sim -2.66‰$,平均 $-3.83‰$ (表2)。

数据表明,由于大气淡水环境温度变化小,淡水方解石胶结物及受淡水淋滤影响的颗粒灰岩、角砾泥晶灰岩及豹斑灰岩的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 分析数据,在 $\delta^{18}O \sim \delta^{13}C$ 交会图上分布于 $\delta^{18}O$ 稳定、 $\delta^{13}C$ 随淡水淋滤程度增加而显著降低的“大气淡水方解石线”^[22],其 $\delta^{18}O$ 介于 $-10.54‰ \sim -6.91‰$, $\delta^{13}C$ 自 $-0.75‰$ 降低至 $-6.68‰$ 。按淡水环境 $\delta^{18}O_w = 0‰$ 计算,浅埋藏阶段(< 1000 m)淡水方解石胶结物的成岩温度介于 $37^\circ C \sim 58^\circ C$,平均 $49^\circ C$,与非烃气液包裹体的均一化温度测试结果相近($35^\circ C \sim 60^\circ C$,平均 $47.5^\circ C$)^[23]; Z 值介于 111 ~ 119,平均 115,表明早期溶孔及裂缝中的方解石胶结物皆为淡水成因。

3.5 裂缝及溶孔中的热液方解石胶结物

奥陶系碳酸盐岩发育多期构造裂缝,早期裂缝的淡水方解石胶结物阴极发光暗淡,而中-深埋藏期裂缝、溶孔及角砾间孔的方解石胶结物和桔黄色阴极发光(图2h②)呈镶嵌结构(图2e)。由于晚期方解石胶结物中的 Fe/Mn ($Fe/Mn = 1.22$) 比值小于 7,因此具强阴极发光特征^[21]。

构造微裂缝与铸模孔中示底构造的空间关系表明,富含有机酸的地层水很可能沿燕山期低角度微裂缝渗入(图2i)溶蚀了孔隙中部分早期方解石胶结

物^[20],由于二氧化硅过饱和和孔隙中形成了自生石英胶结物,之后当溶液中碳酸钙达到过饱和状态时,即沉淀于孔隙形成晚期方解石胶结物(图2j)。局部取样及微区碳、氧同位素测试数据显示,晚期方解石胶结物的 $\delta^{18}O$ 介于 $-21.34‰ \sim -14.05‰$,平均为 $-16.34‰$, $\delta^{13}C$ 介于 $-8.09‰ \sim -4.86‰$,平均 $-6.13‰$ (表2)。实验结果表明,中-深埋藏期地层温度较高,氧同位素分馏效应降低,使方解石胶结物的 $\delta^{18}O$ 明显减少^[24],另外在有机质成熟过程中,由于大量有机碳介入,也可能促使晚期方解石胶结物的 $\delta^{13}C$ 急剧减小(图3)。

包裹体鉴定结果表明下古生界碳酸盐岩中普遍存在盐水、含烃类以及烃类包裹体(图2k),均一法测温数据显示,盆地北部马五₁-马五₃的含烃及气液烃包裹体均一化温度介于 $100^\circ C \sim 150^\circ C$,峰值 $124^\circ C$,盆地南部马五₁-马五₄的含烃及气液烃包裹体均一化温度介于 $108^\circ C \sim 150^\circ C$,峰值为 $136^\circ C$ (图4)。包裹体测温结果表明,中-深埋藏期晚期方解石胶结物的成岩温度介于 $100^\circ C \sim 150^\circ C$ 之间。在温度与方解石和成岩介质 $\delta^{18}O$ 构成的三维图中^[14],中-深埋藏期酸性地层水的 $\delta^{18}O$ 在 $-4‰ \sim 0‰$ 之间,数据点分布于现代海水与现代淡水的数据库区域之间(图5)。

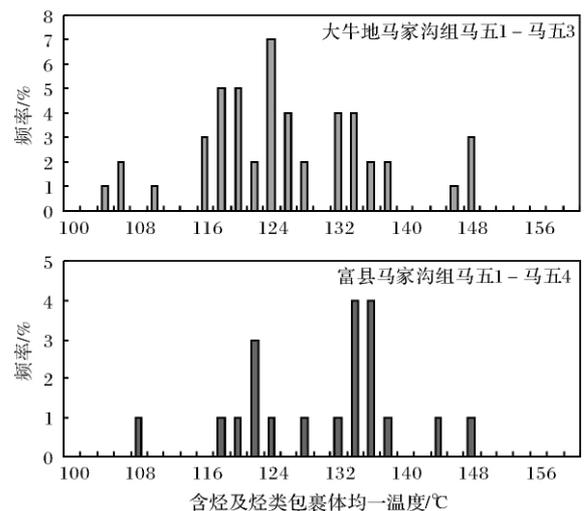


图4 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组五段含烃及烃类包裹体均一温度

Fig. 4 Fluid-inclusion homogenization temperature ($^\circ C$) of hydrocarbon inclusion of the fifth member of the Lower Ordovician Majiagou Formation in Ordos Basin

3.6 结晶结构次生灰岩

样品采自盆地南部富县地区马家沟组顶部马五₁₋₄段的钻井岩芯。

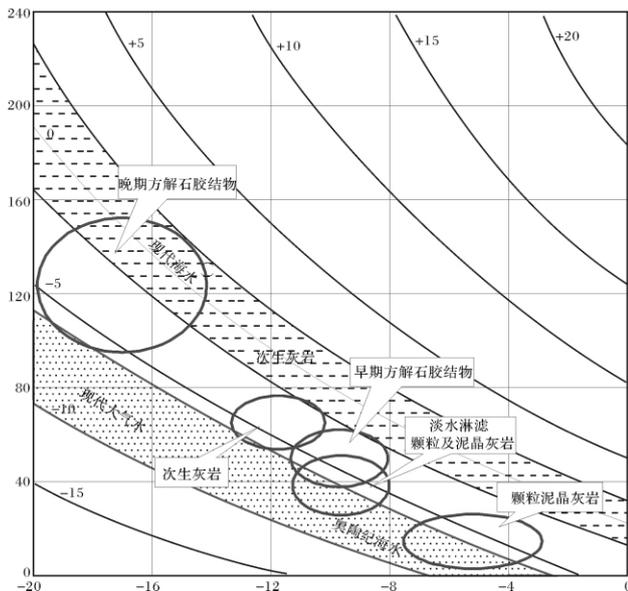


图5 鄂尔多斯盆地地下古生界石灰岩成岩温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性模式图(据黄思静 2010)

Fig.5 The crossplot of diagenesis temperature(°C) versus $\delta^{18}\text{O}$ for Lower Paleozoic limestone in Ordos Basin (after Huang Sijing 2010)

岩石类型主要为去膏化巨晶灰岩(图2l)和去云化中—细晶灰岩。去膏化巨晶次生灰岩在阴极发光下表现出世代胶结及交代的特征,早期交代形成的方解石阴极发光昏暗,而晚期方解石阴极发光明亮(图2h①),且包含大量含烃及气液烃包裹体(图2k);去云化中—细晶或米粒状次生灰岩由灰质雾心亮边的菱形或椭圆形白云石假晶构成,并含大量黄铁矿和较多泥质(图2l)。

次生灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-14.42\text{‰} \sim -8.48\text{‰}$, 平均 -12.05‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-8.28\text{‰} \sim -2.91\text{‰}$, 平均 -6.11‰ (表2)。据计算其成岩温度介于 $46\text{°C} \sim 78\text{°C}$, 平均 63°C , Z 值介于 111~119 之间, 平均 115。数据表明次生灰岩的成因与浅埋藏期大气淡水活动密切相关。在成岩温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 模式图中, 次生灰岩成岩介质的 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-2\text{‰} \sim -6\text{‰}$ 之间, 数据点也分布于现代海水与现代淡水的数据库区域之间(图5)。

研究结果表明去膏化次生灰岩主要形成于早期及表生期膏岩层溶解以及随后发生的细菌硫酸盐还原过程, 同时形成大量黄铁矿, 膏岩层溶解产生富含 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 的地下水渗入白云岩层, 促进了白云岩层的去云化作用^[25], 形成去云化中—细晶灰岩。另外早期及表生期细菌硫酸盐还原作用可产生的大量有机碳^[11], 由于有机碳的渗入, 使去膏化巨晶灰岩的

$\delta^{13}\text{C}$ 明显低于去云化中—细晶灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 。

4 结论

石灰岩是鄂尔多斯盆地地下古生界的主要岩石类型, 主要包括颗粒灰岩、泥晶灰岩及次生灰岩, 方解石胶结物包括早期溶孔及裂缝淡水胶结物及中—深埋藏期裂缝热液胶结物。不同成因的石灰岩以及方解石胶结物具有明显不同的碳、氧同位素组成。

(1) 颗粒质泥晶灰岩或含颗粒泥晶灰岩主要形成于碳酸盐台地弱到中等水动力环境, 颗粒灰岩主要形成于台地边缘水动力较强的沉积环境。海水潜流成岩环境的灰泥及颗粒富含碳、氧稳定重同位素, 藻粒、藻鲕及腕足壳等生物碎屑相对富含碳、氧轻同位素。泥晶灰岩的成岩温度低于颗粒灰岩, 而成岩介质的盐度大于颗粒灰岩。

(2) 受大气淡水淋滤影响的颗粒灰岩、角砾泥晶灰岩、豹斑含云灰岩或云灰岩、去云化次生灰岩以及淡水方解石胶结物的碳、氧同位素组成表现为氧同位素组成基本一致, 碳同位素组成则随着大气淡水影响程度升高而降低, 在 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta^{13}\text{C}$ 交会图中数据点集中分布于“大气淡水方解石线”区域之内。

(3) 裂缝及溶孔中的亮晶方解石胶结物形成于不同时期, 早期裂缝及溶孔中的方解石胶结物阴极发光暗淡, 而晚期的方解石胶结物阴极发光明亮, 其中含有大量含烃及气液烃包裹体, 包裹体均一化温度在 $100\text{°C} \sim 150\text{°C}$ 之间, 由于高温同位素分馏以及有机碳大量介入, 使得晚期方解石胶结物具有异常低的碳、氧重同位素含量。

(4) 次生灰岩主要包括去膏化巨晶次生灰岩和去云化中—细晶次生灰岩。巨晶灰岩具多世代胶结与交代特征, 早期交代产物由于细菌的硫酸盐还原作用, 降低了胶结物中重碳同位素含量; 后期交代产物阴极发光明亮并含有大量含烃包裹体, 碳、氧重同位素含量均为低值。近地表淡水环境的硫酸盐溶解作用, 促进了去白云化作用, 形成中—细晶次生灰岩, 其碳、氧重同位素含量与巨晶灰岩对比相对较高。

参考文献 (References)

- 1 郑淑慧. 稳定同位素地球化学分析[M]. 北京: 北京大学出版社, 1986: 40-82 [Zhen Shuhui. The Geochemical Analysis of Stable Isotope [M]. Beijing: Peking University Press, 1986: 40-82]
- 2 张本任, 付家谟. 地球化学进展[M]. 北京: 化学工业出版社, 2005: 145-150 [Zhang Benren, Fu Jiemo. Advances in Geochemistry [M]. Beijing: Chemistry Industry Press, 2005: 145-150]

- 3 刘德良,孙先如,李振生. 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩碳氧同位素分析[J]. 石油实验地质, 2006, 28(2): 20-30 [Liu Deliang, Sun Xianru, Li Zhensheng. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos Basin [J]. Petroleum Geology Experiment, 2006, 28(2): 20-30]
- 4 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): 11-21 [Chen Rongkun. Application of stable oxygen and carbon isotope in the research of carbonate diagenetic environment [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1994, 12(4): 11-21]
- 5 刘群. 陕北奥陶系和塔里木石炭系钾盐找矿远景[M]. 北京: 原子能出版社, 1997: 13-14, 52 [Liu Qun. Potash Salt-searching Prospect in Northern Shaanxi Ordovician and Tarim Carboniferous [M]. Beijing: Atomic Energy Press, 1997: 13-14]
- 6 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3(4): 17-30 [Zhang Xiulian. Relationship between carbon and oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleo-salinity and paleo-temperature of sea water [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1985, 3(4): 17-30]
- 7 Gasse F, Fontes J C, Plaziat J C, *et al.* Biological remains geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1987, 60: 1-46
- 8 Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, *et al.* Revised carbonate-water isotopic temperature scale [J]. Bulletin of Geology Society of America, 1953, 64: 1351-1326
- 9 杨丽丽, 巩恩普, 张永利, 等. 黔南宾夕法尼亚亚纪珊瑚礁相腕足动物氧同位素组成及其古水温信息[J]. 沉积学报, 2011, 29(3): 458-463 [Yang Lili, Gong Enpu, Zhang Yongli *et al.* Oxygen isotope of brachiopods from the Pennsylvanian coral reef area in South Guizhou Province and its significance [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2011, 29(3): 458-463]
- 10 强子同. 碳酸盐岩储层地质学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2000: 123-124 [Qiang Zitong. Carbonate Reservoir Geology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2000: 123-124]
- 11 李定龙. 皖北奥陶系古岩溶及其环境地球化学特征研究[M]. 北京: 石油工业出版社, 2001: 53-54 [Li Dinglong. Ordovician Paleokarst and Its Environmental Geochemical Characteristics in Northern Anhui [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2001: 53-54]
- 12 Keith M H, Weber J N. Carbon and oxygen stable isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28(11): 1787-1816
- 13 冯增昭. 沉积岩石学[M]. 北京: 石油工业出版社, 1993: 347-349 [Feng Zengzhao. Sedimentary Petrology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993: 347-349]
- 14 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 111-207 [Huang Sijing. Carbonate Diagenesis [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010: 111-207]
- 15 Moore C H. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework [M]. New York: Elsevier, 2001: 74-235
- 16 彼得 A 肖勒, 达娜 S 厄尔默—肖勒. 姚根顺, 等译. 碳酸盐岩石学—颗粒、结构、孔隙及成岩作用[M]. 北京: 石油工业出版社, 2010: 408-409 [Peter A Scholle, Dana S Ulmer-Scholle. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Texture Porosity, Diagenesis [M]. Translated by Yao Genshun, *et al.* Beijing: Petroleum Industry Press, 2010: 408-409]
- 17 Moore C H. Carbonate Diagnosis and Porosity [M]. New York: Elsevier, 1989: 338
- 18 李定龙, 杨为民, 程学丰. 试论皖北奥陶纪豹皮灰岩的古岩溶成因[J]. 地质论评, 1999, 45(5): 463-469 [Li Dinglong, Yang Weimin, Cheng Xuefeng. A discussion on the genesis of the leopard for limestone of Ordovician period in Northern Anhui, China [J]. Geological Review, 1999, 45(5): 463-469]
- 19 Fork R L, Land L S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite [J]. AAPG Bulletin, 1975, (59): 61-68
- 20 方少仙, 何江, 侯方浩, 等. 鄂尔多斯盆地中部气田区中奥陶统马家沟组马5-马51 亚段储层孔隙类型和演化[J]. 岩石学报, 2009, 25(10): 2425-2441 [Fang Shaoxian, He Jiang, Hou Fanghao, *et al.* Reservoirs pore space types and evolution in M₅ to M₅₁ submembers of Majiagou Formation of Middle Ordovician in central gasfield area of Ordos Basin [J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(10): 2425-2441]
- 21 黄思静. 碳酸盐矿物的阴极发光性与其 Fe, Mn 含量的关系[J]. 矿物岩石, 1992, 12(4): 76-81 [Huang Sijing. Relationship between cathodoluminescence and concentration of iron and manganese in carbonate minerals [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 1992, 12(4): 76-81]
- 22 Lohmann K C. Geochemistry patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst [M] // James N P and Choquette P W, eds. Paleokarst. New York: Springer-Verlag, 1988: 58-88
- 23 覃建雄, 杨作升. 鄂尔多斯碳酸盐岩去白云石化及其与储集性的关系[J]. 石油与天然气地质, 1997, 18(4): 319-325 [Qin Jianxiong, Yang Zuosheng. Dedolomitization of carbonate rocks in Ordos and its relation to reservoir property [J]. Oil & Gas Geology, 1997, 18(4): 319-325]
- 24 王英华, 刘本立, 陈承业, 等. 氧、碳同位素组成与碳酸盐岩成岩作用[J]. 地质论评, 1983, 29(3): 278-284 [Wang Yinghua, Liu Benli, Chen Chengye, *et al.* Oxygen and carbon isotopic composition and diagenesis of carbonate rocks [J]. Geology Comment, 1983, 29(3): 278-284]
- 25 黄思静, 杨俊杰, 张文正. 石膏对白云岩溶解影响的实验模拟研究[J]. 沉积学报, 1996, 14(1): 103-109 [Huang Sijing, Yang Junjie, Zhang Wenzheng. Effects of gypsum (or anhydrite) on dissolution of dolomite under different temperatures and pressures of Epigenetic and burial diagenesis [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1996, 14(1): 103-109]

Lithofacies and Carbon and Oxygen Stable Isotopic Features of Lower Paleozoic Limestone in Ordos Basin

WANG Qi-cong GONG Xuan XIAO Ling

(College of Earth Science and Engineering , Xi'an Shiyou University , Xi'an 710065)

Abstract: The lithofacies features and carbon and oxygen stable isotopes composition of Lower Paleozoic limestones in Ordos Basin change in a wide range. Based on the identification of rock thin section and cathode luminescent image, the measurement of carbon, oxygen stable isotopes of rocks and micro area of minerals, the analysis of liquid inclusion and its homogenous temperature testing, it is found that $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of micrite, grain limestone formed in normal sea water are the highest, $\delta^{18}\text{O}$ values of grain limestone, breccia micrite, porphyritic dolomite-containing limestone or dolomitic limestone leached by meteoric water as well as freshwater calcite cements changes in a narrow range, and $\delta^{13}\text{C}$ values of them obviously decreased with increasing of freshwater leaching degree. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of megacryst limestone formed in de-gypsum reaction are low, which commonly exhibit zonal structure in cathodoluminescence thin section. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of Middle-fine crystalline limestones are higher than that of megacryst limestone, which were formed in the dedolomitization reaction going with sulphate dissolution and commonly exhibit pupa structure. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of late hydrothermal calcite cements are the lowest, in which liquid inclusion homogenous temperature varies from 100 to 150°C. Late calcite cements contain more Mn^{2+} and show brighter aurantium cathodoluminescence than freshwater calcite cements. The results indicate that the petrographic characteristics of limestone, carbon and oxygen stable isotope composition, and liquid inclusion homogenous temperature are important indexes to identify diagenetic environment and facies of limestone.

Key words: lithofacies features; carbon and oxygen stable isotope composition; limestone; Lower Paleozoic; Ordos Basin