

文章编号:1672-9854(2009)-03-0010-09

鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳储层特征及主控因素分析

黄道军^{1,2}, 文彩霞², 季海银², 王彦卿²

(1 西安石油大学油气资源学院; 2 长庆油田公司勘探开发研究院)



黄道军

摘要 鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳储层岩石类型以含膏模孔的细粉晶白云岩为主。储集空间主要为溶孔,溶孔的充填程度及类型决定了储层物性的好坏。充填物类型决定储集空间的好坏,方解石充填对储集空间破坏性较大,但充填白云石由于其自身晶粒较粗,发育晶间孔,对储集空间具有建设性作用。对盆地东部风化壳储层发育的表征形态及孔洞充填物的硫同位素、化学成分、激光碳氧同位素、锶同位素特征的分析表明,盆地东部岩溶孔洞中充填的方解石主要形成于裸露风化期,而白云石则是埋藏期压释水岩溶的产物,提出中深埋藏期的压释水岩溶是利储层形成的关键因素。

关键词 鄂尔多斯盆地; 奥陶系; 风化壳储层; 地球化学特征; 同位素特征; 主控因素
中图分类号: TE112.23 **文献标识码**: A

黄道军 1979年生,工程师。2000年毕业于江汉石油学院地质系,现为西安石油大学油气资源学院在读硕士生,主要从事海相碳酸盐岩天然气地质研究工作。通讯地址: 710021 西安市长庆兴隆小区勘探开发研究院

自靖边气田发现以来,鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳气藏成为诸多学者研究和讨论的重点,特别是对靖边气田做了大量深入的工作,包括沉积、储层、岩溶以及成藏等方面^[1-4],但对于盆地东部风化壳储层,关注的程度相对较低。随着勘探的不断深入,大量基础资料得到补充,本文以风化壳储层为研究对象,从储层特征入手,开展了硫同位素、化学成分、激光碳氧同位素、锶同位素特征等分析,认为盆地东部岩溶孔洞中充填的方解石主要形成于裸露风化期,而白云石则是埋藏期压释水岩溶的产物,提出了中深埋藏期的压释水岩溶是利储层形成的关键因素。

1 地质概况

鄂尔多斯盆地位于华北地台西部,盆地面积约 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。盆地现今区域构造较为单一,整体东高西低,向西平缓倾斜^[5],其周边构造活跃,断层发育,内部构造稳定,地层平缓。奥陶纪由于西侧贺兰裂谷再次开启,裂谷肩部发生抬升,以及南侧逆冲断层的

左行走滑作用,在盆地西部和南部形成一“L”形隆起,又称中央古隆起,在隆起东侧由均衡补偿作用伴生——西缓东陡的边侧坳陷。

马家沟期,盆地中东部由于受中央古隆起和边侧坳陷制约,长期处于浅水(内)陆棚环境。马家沟期马五时(内)陆棚盆地发育为含白云岩的硬石膏岩、石盐岩盆地,盆缘主要发育白云岩—硬石膏岩坪,马五时西缘硬石膏岩—白云岩坪发育,是天然气藏主要分布区。奥陶纪末期的加里东运动,导致盆地本部整体抬升,使奥陶系碳酸盐岩经历了长期的风化剥蚀和大气淡水淋滤,从而在准平原化的背景上形成古风化壳及古岩溶体系。随后随地壳整体下降,奥陶系风化壳接受石炭系、二叠系沉积,古岩溶环境由开放进入封闭,在不断的埋藏和压实过程中,压释水和深部热水对古岩溶体系进行改造,形成现今的岩溶储层。

2 储层特征

通过对盆地东部探井的奥陶系风化壳储层的

收稿日期:2008-10-09

大量岩心和薄片进行观察和鉴定,可以确定其主要的岩石类型为含铸模孔细粉晶白云岩和细-粗粉晶白云岩,储层类型主要为溶孔型储层。其中含铸模孔细粉晶白云岩主要发育在马五₁储层中,为主要的产气层位;细-粗粉晶白云岩主要发育在马五₂储层中,为一次要的产气层位。孔隙类型较多,有晶间孔、晶间溶孔、铸模孔等等,但根据东部探井主要产气层位的储层观察,铸模孔和晶间孔仍是盆地东部产层的主要储集空间类型。铸模孔包括膏模孔、石盐晶模孔,为沉积时的硬石膏结核以及石盐柱状晶经溶蚀、充填等一系列成岩作用后最终形成的残余空间。晶间孔有两种,一种为粒度较粗的白云岩的基岩之中,一般要达到粗粉晶的粒级;另外一种为溶孔及溶缝之中充填的粉晶白云石,一般称之为“渗流粉砂”,因其晶粒较粗,往往能形成很好的晶间孔隙。此外,裂缝也是储层的一个重要空间类型,主要包括构造缝、溶缝、成岩缝、拉裂缝等,虽然裂缝对储层孔隙度的贡献作用不是很明显,却能沟通孔隙,对于储层的渗透性而言具有非常重要的意义。

溶孔型储层的物性在微观方面主要受控于充填程度和充填物的类型。充填物的类型主要包括方解石、白云石、石英、石膏和高岭石,其中方解石和白云石占到了充填物的90%以上,是决定储层物性好坏的关键因素。在白云石形成后,就会比碳酸钙更能抵抗岩溶作用和酸淋滤作用,因而原先存在的白云石和埋藏过程中产生的白云石都可以增加有效孔隙度。方解石胶结物最显著的特征是围绕一些骨架颗粒发育成一种大型等轴镶嵌结构,原有孔隙空间严重堵塞,杂基含量极少,碎屑石英与白云石颗粒的边缘被强烈交代,因而大大地破坏了有效孔隙度。通过镜下观察统计和对比靖边气田、气田东侧以及盆地东部的充填程度、充填物类型和物性(图1),可以看出从靖边气田向盆地东部,充填程度逐渐增强,充填物类型也由白云石为主过渡到方解石为主,孔隙度也随之降低。从表1可以看出盆地东部虽整体充填程度大,充填物以方解石为主,整体物性普遍变差,但部分地区充填物以白云石为主,充填程度相对较小,仍具有较好储集性能。充填物类型决定了储层的好坏,本文以充填物成因为重点,根据岩溶发育形态组合以及地球化学特征来分析盆地东部有利储层的主控因素。

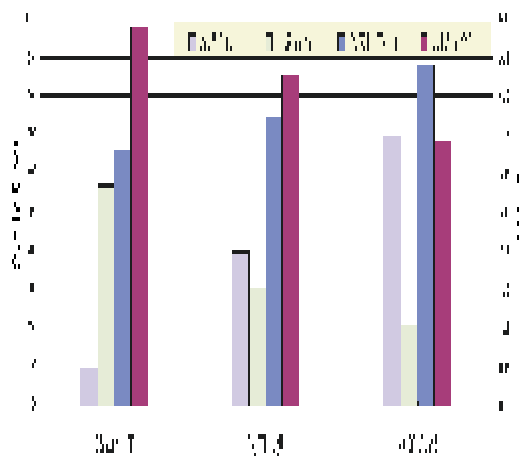


图1 鄂尔多斯盆地中东部马五₁储层孔洞充填程度、类型及孔隙度对比图

3 岩溶作用分析

奥陶系风化壳地层经历了沉积期的表生岩溶、加里东期整体抬升裸露后大气淡水岩溶以及埋藏期地层水的岩溶改造等成岩过程。在多期岩溶形成过程中,对储层物性影响较大的是裸露风化期岩溶和中深埋藏期压释水岩溶两期改造作用。从两期主要的岩溶作用发育背景来看,盆地东部在裸露风化期主要处于水流的下游,以充填作用为主;在埋藏期,东部为压释水岩溶发育的有利地区。各期岩溶由于岩溶作用的环境和机理的不同,在岩溶形态组合和地球化学特征上存在着差异。

3.1 岩溶组合形态

鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳储层表现为压释水岩溶的组合形态。压释水进入岩溶含水层后,主要是通过微裂缝和晶间、粒间小溶孔以渗流弥散方式运移传输。鄂尔多斯盆地东部压释水岩溶发育深度可达在古岩溶面之下40 m,发育层位主要是马五₂、马五₃、马五₂等储层段,岩溶孔隙以溶缝—溶孔、溶孔—裂隙、斑状—聚合溶孔等形态组合为主(图2)。

溶缝—溶孔组合以网状溶缝—不规则溶孔组合为主,常成层分布于马五₃岩溶层中(如双15井,2861.1 m)。溶孔多为方解石、白云石、少量黄铁矿及石英的半充填,充填物结构疏松,含有机质;斑状—聚合溶孔主要出现于晶间孔和膏模孔密度较大而微裂隙较少的岩性段(如米15井,2704.82 m);溶孔—

表1 鄂尔多斯盆地中东部马五₁孔洞充填类型及充填程度对比表

区带	井号	层位	孔隙度 (%)	充填物类型			充填程度 (%)
				方解石 (%)	白云石 (%)	高岭石 (%)	
靖边气田	陕8	马五 ₁ ³	4.0	0	61.3	—	61.3
	陕34	马五 ₁ ³	5.5	0	50.0	—	50.0
	陕37	马五 ₁ ³	6.5	25.7	51.4	—	77.1
	陕7	马五 ₁ ³	8.2	0	58.0	—	58.0
	陕38	马五 ₁ ³	5.0	22.9	46.8	—	69.7
	陕参1	马五 ₁ ³	7.5	0	62.5	—	62.5
	陕42	马五 ₁ ³	5.0	0	67.8	—	67.8
	陕52	马五 ₁ ³	4.3	28.0	56.0	—	84.0
	平均		5.8	9.6	56.7		66.3
气田东侧	统2	马五 ₁ ³	4.7	48.0	28.0	—	76.0
	G09-19	马五 ₁ ³	7.3	32.0	38.0	—	70.0
	G08-11	马五 ₁ ³	4.5	50.0	25.0	—	75.0
	G01-14	马五 ₁ ³	3.5	55.0	20.0	5.0	80.0
	G3-13	马五 ₁ ³	5.0	36.0	38.0	—	74.0
	G01-13	马五 ₁ ³	3.6	55.0	20.0	5.0	80.0
	G44-12	马五 ₁ ³	4.6	35.0	35.0	5.0	75.0
	G49-14	马五 ₁ ³	6.8	30.0	40.0	—	70.0
	平均		5.1	39.5	30.5	5.0	75.0
盆地东部	双20	马五 ₁ ³	6.4	37.0	39.0	—	76.0
	榆70	马五 ₁ ³	6.4	35.0	40.0	—	75.0
	双21	马五 ₁ ³	5.2	83.0		5.0	88.0
	米20	马五 ₁ ³	3.3	80.0	10.5	—	90.5
	榆41	马五 ₁ ³	2.8	85.0	10.0	—	95.0
	榆47	马五 ₁ ³	1.8	95.0	3.0	—	98.0
	榆66	马五 ₁ ³	3.1	94.0		—	94.0
	平均		4.1	69.5	20.5		88.1

裂隙组合,主要分布于古岩溶面和膏溶角砾岩层顶面附近,溶孔形态受裂隙展布的控制,成长条状和串珠状,多有泥质、黄铁矿等充填(如米15井,2706.8m)。压释水通过孔隙间的喉道渗流弥散,在渗流溶蚀较强的部位使多个溶孔连成一体。充填程度较低,局部溶蚀强烈呈“蜂窝状”。在渗流溶蚀较弱时,扩溶弱的喉道成为水流传输通道,形成星散状溶孔的分布。孔径多在0.5~3.0mm,白云石、方解石半—全充填,含少量黄铁矿,微裂隙一般没有明显的溶蚀扩大。

3.2 地球化学特征

3.2.1 硫同位素特征

在岩心及薄片观察过程中,风化壳储层的溶孔、

溶洞中见到了大量的黄铁矿,层位上从马五₁至马五₃均有分布。黄铁矿形成于埋藏的还原环境,Fe²⁺源于风化壳上覆的铁铝层,而S²⁻则是碳酸盐岩地层硫酸盐矿物中存在的SO₄²⁻经还原后的产物。黄铁矿有典型的生物结构,如放射状菌落结构、花杂状菌落结构、有孔虫结构、棘皮动物脑状结构等,这些生物结构,显然与细菌的生存有关,当被黄铁矿化后,即形成菌落结构的黄铁矿。在细菌作用过程中会造成明显的同位素分馏,细菌硫酸盐还原造成的硫同位素分馏一般在4‰~46‰之间,平均为21‰;细菌参与的氧化作用所造成的硫同位素分馏很小,不到5‰。我们选取了溶孔、溶洞里的黄铁矿进行了硫同位素分析(表2),由表可以看出,

硫同位素在风化壳内自上而下由负变正,逐渐升高,从-4.47‰到+23.19‰,分馏效应达到了 27‰以上,为中深埋藏条件下压释水岩溶期细菌作用的结果。

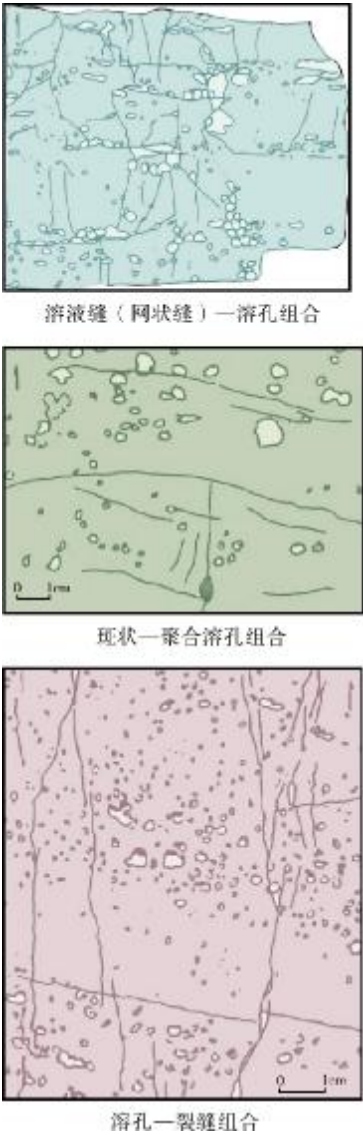


图2 鄂尔多斯盆地东部马五₁储层压释水岩溶组合形态

表2 鄂尔多斯盆地东部马五₁储层孔洞充填黄铁矿硫同位素测定表

井号	井深(m)	层位	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
榆70	2757.14	马五 ₁ ¹	黄铁矿	-4.47
榆70	2758.50	马五 ₁ ¹	黄铁矿	+6.60
榆70	2759.71	马五 ₁ ¹	黄铁矿	+10.22
榆70	2760.73	马五 ₁ ¹	黄铁矿	+23.19
府2	2042.12	马五 ₃	黄铁矿	+30.86

3.2.2 化学成分

碳酸盐矿物的微量元素能很好反映成岩环境。在近地表环境,Fe离子主要为氧化态(Fe^{3+}),不易进入方解石晶格,而地下Fe离子主要为还原态(Fe^{2+}),易进入晶格替换Ca、Mg进入碳酸盐岩晶格,以类质同象形式存在。因此,早期胶结物中通常贫Fe,而晚期地下深部胶结物中通常富Fe。Mn和Fe具有类似的性质。

本次研究针对溶(缝、洞)孔型储层中的主要充填物方解石和白云石进行了微量元素分析,结果见表3。从表中可以看出,充填方解石和白云石的铁锰质量分数差别明显,方解石中Fe的质量分数为(0~1353) $\times 10^{-6}$,平均为438.6 $\times 10^{-6}$,Mn的质量分数为(0~31) $\times 10^{-6}$,平均为8.3 $\times 10^{-6}$;白云石中Fe的质量分数为(1003~19126) $\times 10^{-6}$,平均为7295.6 $\times 10^{-6}$,Mn的质量分数为(0~102) $\times 10^{-6}$,平均为26 $\times 10^{-6}$ 。由此表明,孔洞充填方解石多为裸露风化期形成,而白云石则为埋藏期形成,为压释水岩溶的产物。

3.2.3 激光氧碳同位素

碳酸盐岩的氧碳同位素组成取决于其结晶环境介质的氧、碳同位素组成,并在成岩过程中会有所变化。一般来说,海相碳酸盐较淡水碳酸盐有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,随着埋藏加深,介质温度的升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,即地质时代越老, $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。淡水相碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般较海相的低,变化范围也较大,与地质年代之间的关系也没有明显的规律性。其原因是淡水的同位素值一般比海水轻。随着淡水淋滤作用的加强,埋藏作用的加深,碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低。

现代海洋碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约在-2‰~4‰范围内,多数古代碳酸盐台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也在此范围内。在开启体系与大气 CO_2 进行交换的地表环境中所沉淀的碳酸盐具有统一的碳同位素值,这种共同性反映出地表水与来自大气 CO_2 层的碳的平衡关系。因此,同期沉淀的海相和大气淡水碳酸盐可能难以根据它们的碳同位素成分区分开。当水渗滤过由有机质氧化形成的 CO_2 的沉积土壤带时,大气水的同位素成分会很快发生变化。有机来源的 CO_2 比大气碳成分低得多,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-25‰~-16‰。当地层中的有机质成熟时释放出的 CO_2 溶解于孔隙水时,也将使孔隙水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大大降低。

对基质岩、孔洞充填方解石、孔洞充填白云石进

表3 鄂尔多斯盆地东部马五₁₊₂储层孔洞充填矿物主要化学成分含量特征表

井号	井深 (m)	矿物 成分	结构 组分	MgO (%)	CaO (%)	CO ₂ (%)	Mn ($\times 10^{-6}$)	Fe ($\times 10^{-6}$)	形成 期次
双2	2857.58	白云石	砾间充填泥—粉晶	21.00	30.15	48.12	0	1773	压 释 水 岩 溶 期
双2	2857.58	白云石	砾间充填泥—粉晶	21.31	30.19	48.07	33	1003	
榆83	2531.95	白云石	粒间孔充填泥晶	22.06	29.91	47.43	46	1657	
榆72	2867.50	白云石	溶蚀孔充填亮晶	21.41	29.87	48.26	0	2792	
榆72	2867.50	白云石	溶蚀孔充填亮晶	20.96	30.47	47.38	7	8089	
榆83	2531.95	白云石	粒间孔充填泥晶	20.82	30.72	47.55	27	5756	
榆74	2714.53	白云石	砾间充填泥—粉晶	20.33	29.90	48.70	48	7428	
榆74	2714.53	白云石	砾间充填泥—粉晶	20.55	30.20	48.04	12	9279	
榆74	2714.53	白云石	砾间充填泥—粉晶	20.80	30.48	47.11	11	11768	
榆72	2866.50	白云石	溶蚀孔充填细—粉晶	19.67	29.44	48.08	102	19126	
榆72	2866.50	白云石	溶蚀孔充填细—粉晶	19.86	30.70	47.89	1	11581	
榆72	2866.50	方解石	溶蚀孔充填细—粉晶	0.04	56.03	43.70	15	1353	
榆72	2866.50	方解石	溶蚀孔充填细—粉晶	0.02	56.42	43.40	0	1136	
神8	2287.90	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.30	57.34	42.30	0	0	裸 露 风 化 期
双2	2854.00	方解石	溶蚀孔充填粗晶	0.09	55.14	44.46	0	0	
双2	2854.00	方解石	溶蚀孔充填粗晶	0.12	56.47	43.28	0	132	
神8	2287.90	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.16	55.46	44.32	0	31	
双4	2840.71	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.29	55.56	43.99	31	23	
榆83	2533.37	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.38	56.54	42.82	20	887	
榆83	2533.37	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.23	56.92	42.75	0	661	
双4	2840.71	方解石	溶蚀孔充填亮晶	0.28	57.10	42.44	17	163	

行微区激光采样,进行碳氧同位素分析,结果见表4和图3。基质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-7.64\text{‰} \sim -2.8\text{‰}$ PDB范围内,平均 -5.61‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $1.14\text{‰} \sim 4.83\text{‰}$ PDB范围内,平均 3.25‰ 。孔洞充填方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-10.47\text{‰} \sim -4.10\text{‰}$ PDB范围内,平均 -8.02‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-9.94\text{‰} \sim 2.38\text{‰}$ PDB范围内,平均 -2.11‰ 。孔洞充填白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-11.54\text{‰} \sim -7.96\text{‰}$ PDB范围内,平均 -9.59‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-4.95\text{‰} \sim 1.74\text{‰}$ PDB范围内,平均 -1.25‰ 。从碳同位素来看,不管是充填方解石还是白云石,都比基质岩明显偏负,很显然是埋藏期受到了上覆地层富含有机质压释水的影响,因为压释水进入风化壳地层是通过早期形成的孔缝对储层进行改造的,而基岩自身的孔渗条件相对有限,受压释水影响较少。从氧同位素来看,充填方解石的分布范围很广,而充填的白云石整体比基质和充填的方解石偏负,说明方解石一部分保留了表生期成岩环境的特点,一部分则为形成于埋藏期的高温环境,而充填的白云石则主要形成于中深埋藏期。

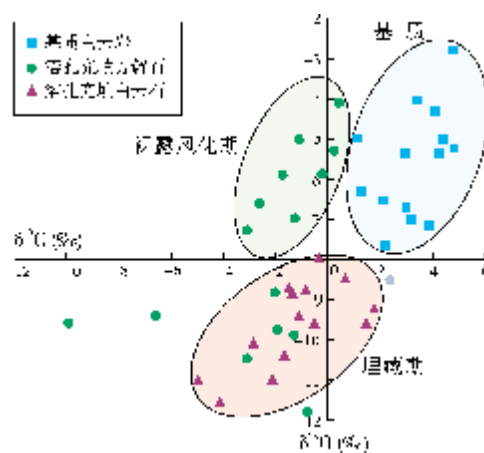


图3 鄂尔多斯盆地东部碳酸盐岩基质和充填物碳、氧同位素分布

3.2.4 锶同位素特征

由于锶在海水中的残留时间($\approx 1\text{ Ma}$)大大长于海水的混合时间($\approx 1000\text{ a}$),因而任一时代全球范围内海相锶元素在同位素组成上是均一的,从而导致

表 4 鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳储层激光碳氧同位素分析结果

井 号	样品名称	层 位	井 深 (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
米 7	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ³	2237.97	+1.14	-4.97
米 7	基岩泥晶白云岩	马五 ₁ ³	2238.25	+1.27	-6.30
榆 83	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2534.08	+4.77	-2.80
榆 72	基岩泥晶白云岩	马五 ₁ ²	2867.71	+4.41	-5.02
榆 72	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2867.92	+4.83	-5.26
榆 72	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ⁴	2872.40	+3.15	-7.01
榆 140	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ³	3112.97	+3.38	-4.04
榆 140	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ³	3113.97	+4.25	-5.38
榆 19	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2524.4	+3.87	-7.16
米 19	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2469.01	+2.14	-6.54
米 19	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2469.44	+2.25	-7.64
陕 276	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	2922.35	+2.97	-6.70
陕 269	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ²	3145.67	+2.99	-5.35
陕 265	基岩泥晶白云石	马五 ₁ ³	3457.65	+4.10	-4.31
米 7	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	2237.97	-2.64	-6.61
米 7	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	2238.25	-1.75	-5.90
榆 83	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2534.08	-2.05	-8.81
榆 72	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ⁴	2872.40	+2.38	-8.52
榆 140	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	3112.97	-1.93	-9.74
米 19	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2469.01	-6.59	-9.39
米 19	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2469.44	-0.21	-5.89
陕 265	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	3457.65	-0.77	-11.80
双 4	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ⁵	2829.24	-9.94	-9.59
双 4	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2766.55	-3.09	-10.47
米 7	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	2237.97	+0.42	-4.10
米 7	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ³	2238.25	+0.22	-5.28
双 4	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2766.55	-1.26	-6.98
陕 269	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	3145.67	-1.29	-9.89
双 1	溶孔充填亮晶方解石	马五 ₁ ²	2826.48	-3.11	-7.29
榆 72	石盐铸模孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ²	2867.92	-1.35	-8.81
榆 140	溶孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ³	3113.97	+1.46	-9.59
榆 19	溶孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ²	2524.40	-0.53	-9.55
陕 276	溶孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ²	2922.35	-1.09	-9.39
榆 72	溶孔充填白云石	马五 ₁ ²	2867.71	-0.36	-7.96
榆 72	石盐铸模孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ²	2867.92	-0.84	-8.74
榆 140	溶孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ³	3112.97	-1.49	-8.70
榆 19	溶孔充填泥晶白云石	马五 ₁ ²	2524.40	-1.67	-10.36
榆 70	孔洞充填粉晶白云石	马五 ₁ ¹	2758.22	-4.95	-10.97
榆 70	裂缝充填粉晶白云石	马五 ₁ ¹	2758.22	-2.85	-10.06
榆 70	孔洞充填粉晶白云石	马五 ₁ ²	2760.73	-2.13	-10.96
榆 70	孔洞充填粉晶白云石	马五 ₁ ²	2763.41	+1.74	-9.22
榆 70	孔洞充填粉晶白云石	马五 ₁ ³	2766.88	+0.66	-8.45
榆 70	孔洞充填粉晶白云石	马五 ₁ ¹	2757.14	-4.14	-11.54

地质历史中海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是时间的函数,即海水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是随时间而变化的。

除碳酸盐矿物中微量 Rb 衰变的影响以外,成岩过程的非海相影响是造成海相碳酸盐锶同位素组成偏离海水的主要原因。其主要机制包括:(1)埋藏成岩过程中铝硅酸盐的溶解可向海相碳酸盐矿物提供放射性成因的锶,并造成锶同位素比值的增加;(2)地壳抬升造成的表生成岩过程中的大气淡水作用可向海相碳酸盐矿物提供壳源锶并改变其锶同位素比值;(3)深部流体作用(包括同期火山物质的溶解)可向碳酸盐提供深源锶并造成锶同位素比值的降低,因而海相碳酸盐矿物的锶同位素是研究成岩流体性质的重要手段之一。

鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳地层的锶同位素值与其成岩过程密切相关,裸露期流经硅质岩和古老地层的地表水会使其锶同位素上升,基质和裸露期形成的孔洞充填物受到的影响类似;埋藏期,源于上覆硅质岩地层的压释水进入风化壳地层后会进一步增加锶同位素比值,由于压释水主要通过微裂缝和孔隙向下运移,基质受到的影响相对较少,而该期形成的孔洞充填物锶同位素比值会更大。

由于充填白云石的取样存在难度,本次研究选取储层段基质岩和充填方解石做了锶同位素分析,结果见表5。全球奥陶系海相碳酸盐锶同位素总体上表现为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的单调下降。按 F.M.Gradstein 等的国际地层表^[6],中、下奥陶统界线为 465 Ma,对应的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.7088。基质岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 0.708 936~0.711 442 之间,平均 0.710 052;孔缝充填方解石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 0.707 977~0.711 791 之间,平均 0.709 334。孔洞充填方解石锶同位素和基质白云岩的相似,主要分布于沉积期海水锶同位素值附近,主要受到大气淡水和流经硅质岩地表水的影响,为裸露风化期产物。

从以上的分析综合来看,盆地东部风化壳压释水岩溶特征明显,有利储层表现为压释水岩溶特征;岩溶孔洞充填方解石多形成于裸露风化期,充填白云石则为中深埋藏环境下的产物。

4 压释水岩溶

鄂尔多斯盆地的压释水岩溶是在埋藏条件下,富含有机酸的压释水渗入岩溶含水层所产生的溶蚀作用过程及岩溶化结果。根据裸露风化期岩溶和中

表5 鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳储层锶同位素分析结果

井号	井深 (m)	层位	岩性	分析物	分析结果 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	误差 (± 0.00000)
榆 72	2864.57	马五 ₂ ²	白云岩	基 质	0.710314	0.000080
双 4	2767.72	马五 ₂ ²	角砾岩	基 质	0.709874	0.000091
米 19	2466.16	马五 ₁ ¹	白云岩	基 质	0.709170	0.000110
米 19	2467.56	马五 ₂ ²	白云岩	基 质	0.709476	0.000132
米 19	2470.87	马五 ₂ ²	白云岩	基 质	0.711271	0.000095
米 19	2472.47	马五 ₂ ²	白云岩	基 质	0.711442	0.000109
米 19	2472.89	马五 ₃ ³	白云岩	基 质	0.709334	0.000078
米 19	2473.69	马五 ₃ ³	白云岩	基 质	0.708936	0.000128
米 21	2412.86	马五 ₁ ¹	白云岩	基 质	0.711408	0.000045
双 13	2898.43	马五 ₂ ¹	白云岩	基 质	0.709295	0.000073
榆 72	2864.57	马五 ₂ ²	白云岩	溶孔充填方解石	0.709230	0.000226
双 4	2767.72	马五 ₂ ²	角砾岩	溶洞充填方解石	0.711791	0.000064
米 19	2466.16	马五 ₁ ¹	白云岩	溶洞充填方解石	0.708594	0.000064
米 19	2467.56	马五 ₂ ²	白云岩	溶孔充填方解石	0.707977	0.000070
米 19	2470.87	马五 ₂ ²	白云岩	溶孔充填方解石	0.708425	0.000175
米 19	2472.47	马五 ₂ ²	白云岩	溶洞充填方解石	0.709645	0.000042
米 19	2472.89	马五 ₃ ³	白云岩	溶孔充填方解石	0.709738	0.000185
米 19	2473.69	马五 ₃ ³	白云岩	溶孔充填方解石	0.709234	0.000110
双 13	2898.43	马五 ₂ ¹	白云岩	溶洞充填方解石	0.709372	0.000304

深埋藏期压释水岩溶两期主要的岩溶作用发育背景,结合以上的地球化学特征分析,我们认为裸露期盆地东部处于地表岩溶水的下游方向,方解石淀积充填孔洞,破坏储层;中深埋藏期,上覆地层压释水通过砂岩“天窗”进入风化壳,溶解早期形成的方解石并部分充填白云石,改善储层,是盆地东部奥陶系风化壳有利储层形成的关键因素。据席胜利^[7]做的酸性水与地层水不同比例混合溶蚀模拟实验(图4),在酸性水进入地层的初始阶段,方解石首先溶解,随着有机酸浓度不断增大,白云石的溶解能力大于方解石的溶解能力;反过来,随着有机酸的不断消耗,白云石最先达到饱和而沉淀,方解石仅少量沉淀。此外据刘再华^[8]在封闭条件下做的不同温度方解石和白云石溶解平衡实验(图5),在温度小于70℃时,白云石溶解度较方解石大,在温度大于70℃时白云石溶解度较方解石小。这也为裸露风化期以方解石充填为主,而压释水岩溶期以白云石充填为主提供了理论依据。

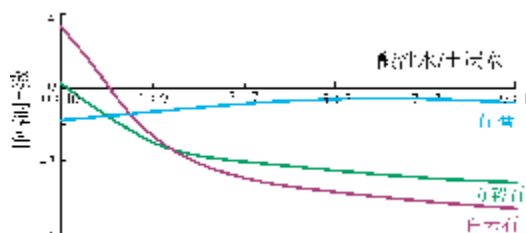


图4 酸性水与地层水不同比例混合溶蚀模拟曲线^[6]

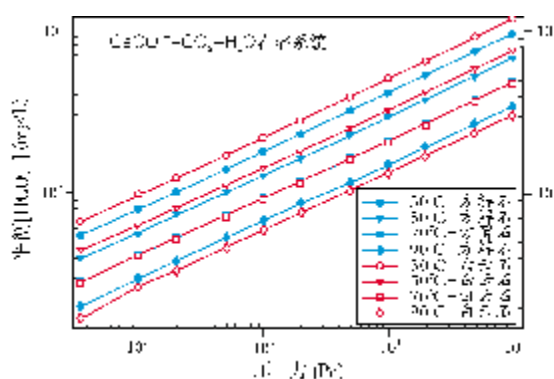


图5 不同温度方解石和白云石溶解平衡 $[HCO_3^-]$ 的比较^[7]

奥陶系风化壳在埋藏压实过程中,上覆石炭系、二叠系酸性水在沟槽部位通过渗透性较好的砂岩地层进入岩溶层,溶解早期形成的方解石,部分充填白云石,改善储集性能。石炭系底部砂质岩与奥陶系侵蚀面接触部位,为压释水进入奥陶系提供了“窗口”。

这种“窗口”的分布,对有利储层的平面展布具有重要控制作用。根据盆地东部奥陶系顶面上覆地层岩性平面分布情况(图6),砂岩及泥质砂岩分布区的周围最有利于上覆地层压释酸性水进入风化壳储层,为有利储层分布的优势区。

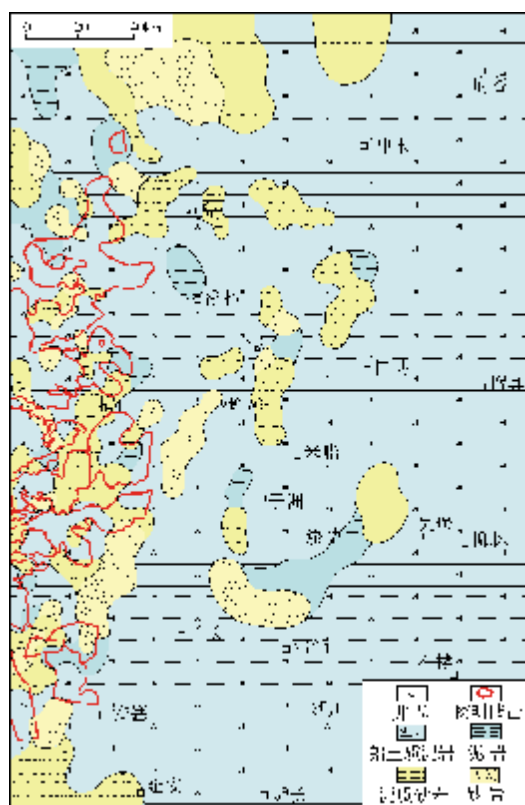


图6 鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳上覆岩性分布

5 结论

(1)盆地东部风化壳以溶孔型储层为主,溶孔的充填程度及类型决定了储层物性的好坏。充填程度越小,储层物性越好;充填物类型决定储集空间的好坏,方解石充填对储集空间破坏性较大,但充填白云石由于其自身晶粒较粗,发育晶间孔,对储集空间具有建设性作用。

(2)盆地东部风化壳压释水岩溶特征明显,有利储层表现为压释水岩溶特征,岩溶孔洞充填方解石多形成于裸露风化期,充填白云石则为中深埋藏环境下的产物。

(3)裸露期盆地东部处于地表岩溶水的下游方向,方解石淀积充填孔洞,破坏储层;中深埋藏期,上覆地层压释水通过砂岩“天窗”进入风化壳,溶解早

期形成的方解石并部分充填白云石,改善储层,是有利储层形成的关键因素。

参考文献

- [1] 冯增昭,鲍志东. 鄂尔多斯奥陶纪马家沟期岩相古地理[J]. 沉积学报, 1999, (01): 1-8.
- [2] 何自新,郑聪斌,陈安宁,等. 长庆气田奥陶系古沟槽展布及其对气藏的控制[J]. 石油学报, 2001, (04): 35-38.
- [3] 侯方浩,方少仙,董兆雄,等. 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, (01): 106-112.
- [4] 杨华,黄道军,郑聪斌. 鄂尔多斯盆地奥陶系岩溶古地貌气藏特征及勘探进展[J]. 中国石油勘探, 2006, (03): 1-5.
- [5] 杨俊杰,裴锡古. 中国天然气地质学 卷四[M]. 北京:石油工业出版社, 1996.
- [6] Gradstein F M, 等. 国际地层表[J]. 金玉玕,王向东,王玥,译. 地层学杂志, 2005, (02): 98.
- [7] 席胜利,郑聪斌,夏日元. 鄂尔多斯盆地奥陶系压释水岩溶地球化学模拟[J]. 沉积学报, 2005, (02): 354-360.
- [8] 刘再华, Dreybrodt W, 韩军, 等. $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 岩溶系统的平衡化学及其分析[J]. 中国岩溶, 2005, (01): 1-14.

编辑:金顺爱

Characteristics and Key Controlling Factors of Ordovician Weathering Karst Crust Reservoir in the Eastern Part of Ordos Basin

Huang DaoJun, Wen Caixia, Ji Haikun, Wang Yanqing

Abstract: It is shown that silt-sized crystalline dolostone with moldic-pores are common in the Ordovician weathering karst crust reservoir in the eastern part of Ordos Basin. The pore space is mainly dissolved in the reservoir and the quality of reservoir is controlled by the filling degree and pore style. Calcite filling may have some destruction but have some construction to reservoir space due to relatively large crystal grains of filling calcite with intercrystal porosity. The analysis result of weathering karst crust reservoir and pore fills has shown that the filling calcite deposited during the hyperdiagenesis expose phase while the dolomite is the product of compaction-release water karst during burial time. It is put forward that the key controlling factor of favorable reservoir lie on the compaction-release water karst during middle- to deep-burial phrase.

Key words: Ordovician; Weathering crust reservoir; Geochemical characteristics; Isotopic characteristics; Ordos Basin

Huang Daojun: male, Geologist. Add: Research Institute of Exploration and Development, PetroChina Changqing Oilfield Company, Xinlongyuan Xiaogu, Xi'an, 710021 China