

doi: 10.13745/j.esf.2016.03.027

# 柴西地区始新统湖相白云岩储层地球化学特征及形成机理

黄成刚<sup>1,2</sup>, 袁剑英<sup>1,2</sup>, 田光荣<sup>2</sup>, 吴丽荣<sup>1,2</sup>, 潘 星<sup>1,2</sup>, 惠媛媛<sup>2</sup>

1. 中国石油天然气集团公司 油藏描述重点实验室, 甘肃 兰州 730020

2. 中国石油勘探开发研究院 西北分院, 甘肃 兰州 730020

HUANG Chenggang<sup>1,2</sup>, YUAN Jianying<sup>1,2</sup>, TIAN Guangrong<sup>2</sup>, WU Lirong<sup>1,2</sup>,  
PAN Xing<sup>1,2</sup>, HUI Yuanyuan<sup>2</sup>

1. Key Lab of Reservoir Description of CNPC, Lanzhou 730020, China

2. Northwest Branch of Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Lanzhou 730020, China

**HUANG Chenggang, YUAN Jianying, Tian Guangrong, et al. The geochemical characteristics and formation mechanism of the Eocene lacustrine dolomite reservoirs in the Western Qaidam. *Earth Science Frontiers*, 2016, 23(3): 230-242**

**Abstract:** In recent years, important breakthrough has been made in exploring petroleum from dense carbonate reservoirs of Eocene Epoch in Western Qaidam Basin. Among the carbonate rocks in the reservoirs, dolomite proves to be the high quality reservoir rock type. By the comprehensive petrologic, textural and geochemical studies, we describe and demonstrate the origin and characteristics of the two sorts of lacustrine dolomites from western Qaidam Basin. One is the protistic algal dolomite, which is rare in this area. The analytical results of electron probe energy spectrum scan showed that the Mg-enriched zone and the distribution of algal lamination are highly consistent, which, therefore, strongly indicates its microbiological characteristics because the microbial activity can overcome dynamic obstacles and create a favorable microenvironment for the formation of dolomite. Another is the penecontemporaneous metasomatic micritic dolomite, which are widely distributed in the study area. The results of the observation with polarizing microscope and X-ray diffraction analysis showed that most of the dolomicrites contain detrital grains and argillaceous components, which is due to the mixed deposition of detritus that brought from the peripheral braided delta. The results of electron microprobe analyses on rock components showed that the average content of FeO is 0.942% and that of MnO is 0.052%. These data are significantly lower than those of hydrothermal dolomites. And the SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents are also higher, which fully show a penecontemporaneous metasomatic origin. The discrete rare elements spider diagram shows the diversity of the source material of this mixedly deposited lacustrine dolomite. The  $\Sigma$ REE average value is less than that of the upper crust  $\Sigma$ REE(146.37 $\times 10^{-6}$ ), but much larger than the value of chondrite  $\Sigma$ REE(2.56 $\times 10^{-6}$ ) and without Eu negative anomaly. Carbon isotope negative offset is primarily impacted by the CO<sub>2</sub> produced from the oxidation of reservoir organic matter and the surface water provided by the peripheral braided delta, which increased its light carbon components. The oxygen isotope positive offset is mainly impacted by the saline lacustrine basin depositional environment. Evaporation makes  $\delta^{18}\text{O}$  increase in lake water. Though the surrounding river system could bring forth some light oxygen components, it caused little success. It obviously reveals that penecontemporaneous metasomatic dolomite is opposite to the hydrothermal ones which caused the oxygen isotope positive offset. During its formation process dolomicrite generated a lot of disseminated intergranular pores, on account of intergranular

收稿日期: 2014-12-05; 修回日期: 2015-07-24

基金项目: 国家油气重大专项(2011ZX05003); 中国石油重大科技专项(2011E-03)

作者简介: 黄成刚(1979—), 男, 高级工程师, 主要从事石油地质勘探与地球化学方面的研究工作。E-mail: klhcg@163.com

diffusion process. And the pore radii are small while the number of them are numerous, which is the major cause for the forming of “medium porosity-extra-low permeability” type reservoir. This type of pore has a strong ability to resist compaction. It is the best oil and gas reservoirs in study area. The research results have great significance for the exploration of oil and gas in the deep-seated dense carbonate rocks in Qaidam Basin.

**Key words:** Qaidam Basin; saline lacustrine basin; Eocene; penecontemporaneous metasomatic; dolomite; intergranular pore

**摘要:**近年来柴西地区始新统致密碳酸盐岩中的油气勘探获得重大突破,其中白云岩为最优质的储集岩。通过岩石学、结构学和地球化学等多方面的综合研究,详细描述和论证了柴西地区两种湖相白云岩的成因及特征:一种是数量较少的原生生物成因的藻云岩,电子探针能谱面扫描分析结果显示其Mg元素富集区与藻纹层分布高度吻合,充分显示了其微生物成因特征,因微生物活动能够克服动力学障碍,为白云石形成营造出有利的微环境;另一种为研究区广泛分布的准同生交代成因的泥晶白云岩,偏光显微镜观察和X射线衍射分析结果显示,其中均含有碎屑颗粒和泥质组分,由周缘辫状三角洲带来的碎屑物质与其混积而成,电子探针岩石组分分析结果显示,其FeO的平均质量分数为0.942%,MnO的平均质量分数为0.052%,明显低于热液白云岩,且富含SiO<sub>2</sub>和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,充分显示其准同生交代成因特征。岩石地球化学数据显示:泥晶白云岩微量元素蜘蛛网图较为离散,表明了混积的湖相白云岩的物质来源的多样性,其 $\Sigma$ REE平均值小于平均上地壳 $\Sigma$ REE值( $146.37 \times 10^{-6}$ ),但远大于球粒陨石 $\Sigma$ REE值( $2.56 \times 10^{-6}$ ),且不具有Eu负异常。碳同位素负偏移主要受其自储的有机质氧化解体产生的CO<sub>2</sub>和周缘辫状三角洲供给的地表水影响,增加了其轻碳组分;氧同位素发生正偏移主要受咸化湖盆沉积环境影响,蒸发作用使得湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 增加,虽然周缘河流水系能带来部分轻氧组分,但收效甚微。这揭示了准同生交代成因的白云岩与热液造成氧同位素偏负截然相反。泥晶白云岩在形成过程中产生大量弥散性晶间孔,孔隙半径小而数量众多是形成“中孔-特低渗”型储层的主要原因,这类孔隙抗压能力强,为研究区最好的油气储集体。这一研究成果对柴达木盆地深层致密碳酸盐岩的油气勘探具有重大意义。

**关键词:**柴达木盆地;咸化湖盆;始新统;准同生交代;白云岩;晶间孔

**中图分类号:**P618.130.21;P588.245 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2016)03-0230-13

从全球范围来看,储量规模大、产量高的油气藏多为碳酸盐岩油气藏,世界碳酸盐岩储层的油气产量约占世界油气总产量的60%<sup>[1]</sup>,国内外已发现大量湖相碳酸盐岩油气藏<sup>[2-5]</sup>。中国湖相碳酸盐的沉积在时间跨度上较广,包括古生代的二叠纪,中生代的侏罗纪和白垩纪,新生代的古近纪<sup>[6]</sup>;如准噶尔、三塘湖等盆地的二叠系,以咸化湖盆沉积的白云岩及白云石化岩类为主;四川、鄂尔多斯等盆地的侏罗系;松辽盆地、酒西盆地的白垩系;古近纪以来湖相碳酸盐岩的发育达到全盛时期,如黄骅拗陷、苏北盆地、柴达木盆地以及南方的衡阳、三水和百色等盆地均有发现。截至2012年底,在四川、渤海湾、柴达木等盆地累计探明湖相碳酸盐岩油气田63个,探明石油地质储量约 $6 \times 10^8 \text{ t}$ <sup>[3]</sup>,可见其勘探前景广阔。

白云石化作用可较大程度上改善湖相碳酸盐岩的储集性,白云岩的成因问题已成为当今地学研究的前沿热点之一。已有研究文献报道,湖相白云岩多为准同生交代成因或受热液流体影响(交代或沉淀)的白云岩<sup>[7-8]</sup>,热液白云岩在海相研究成果中更为常见,且多属于与构造断裂活动有关的热液交代成因产

物<sup>[9]</sup>,具有典型的马鞍状和斑马状结构特征<sup>[10-12]</sup>,其形成的晶间孔远大于准同生交代成因白云石晶间孔。不仅如此,两种不同的成因模式也造成其在平面展布上的差异性,热液白云岩规模相对较小且与裂缝的发育程度和分布息息相关,而准同生交代成因白云岩往往大面积成片分布,因此研究区白云岩成因的确定对下一步油气勘探领域的布局至关重要。因此,本文针对柴西地区湖相白云岩开展了系统的岩石矿物学、地球化学特征和储层特征方面的研究,旨在阐述这种白云岩成因及其孔隙形成机理。

## 1 地质概况

湖相碳酸盐沉积主要发育在湖盆浅水地带,既受陆源碎屑的沉积环境影响,又与蒸发岩的沉积环境关系密切,明显地受控于古气候、古水动力和古水介质条件的变化,主要发育有生物灰岩、藻灰岩、泥质灰岩、白云岩及白云石化岩类等类型。从中国湖相碳酸盐岩致密油储层岩性来看,咸化湖泊对白云岩及白云石化岩类最为有利<sup>[6]</sup>,该类储层与湖相泥

页岩共生,埋深适中,一般小于 3 500 m,分布广泛,在凹陷和斜坡区都有发现。

柴西地区位于柴达木盆地西部坳陷区的尕斯库勒断陷亚区<sup>[13]</sup>,是盆地油气富集区且勘探程度较高。行政隶属青海省海西州茫崖镇,海拔约 3 000 m,地貌为平坦的盐碱戈壁滩地,无植被发育且气候干燥寒冷<sup>[14]</sup>。柴西地区始新世早期湖水面积开始扩大,半深湖区主要发育在七个泉、狮子沟、扎哈泉一带,其周边广泛发育辫状三角洲沉积;始新世晚期继承了早期的沉积体系,湖水面积进一步扩大且向东迁移,全盆地接受大面积沉积,半深湖区主要分布在七个泉—狮子沟—茫崖一带<sup>[15]</sup>。本次研究的重点取样井(跃灰 101 井)所在的跃进地区始新统也为湖相沉积(图 1),湖相碳酸盐岩为其最主要的岩石类型。由于周缘辫状三角洲所携带的碎屑物质供给充分,碳酸盐岩中含有较多的碎屑颗粒和泥质组分,笔者选取其下干柴沟组的湖相白云岩作为研究对象,试图从微观机理上探索其岩石成因及储层的控制因素。

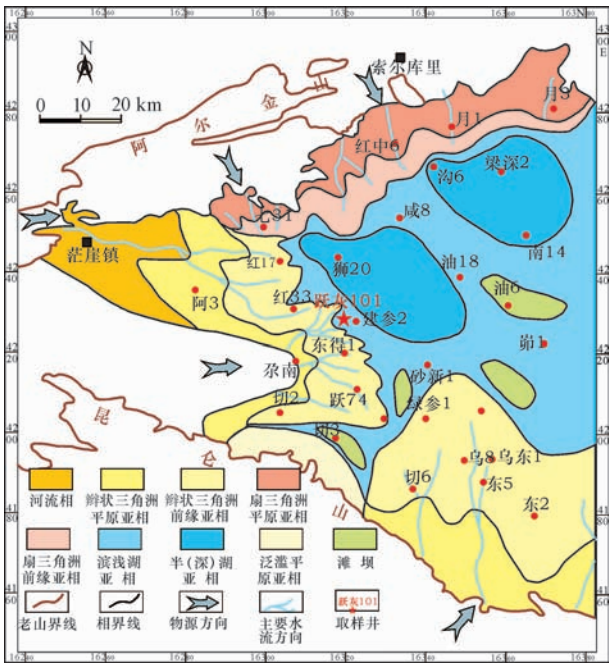


图 1 研究工区沉积相  
(据文献<sup>[14]</sup>,有修改)  
Fig.1 Sedimentary facies in the study area

2 样品和方法

研究样品主要采自于柴西地区跃灰 101 井始新统的岩心,取心井段位于 2 900~3 300 m,该层段发育灰岩、白云岩、粉砂岩和泥岩等岩石类型,所做研

究包括偏光显微镜鉴定、覆压孔渗测试、X 衍射全岩矿物含量分析、X 射线荧光光谱元素组成分析、场发射环境扫描电镜分析、电子探针分析以及碳氧同位素测试等。其中,碳氧同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所兰州油气资源研究中心实验室完成,其他均在中国石油天然气集团公司油藏描述重点实验室完成。

用于偏光显微镜研究的样品被双面抛光至 0.03 mm 厚,所用显微镜型号为 Zeiss Axio Scope A1。用于覆压孔渗测试的样品被钻成直径为 2.5 cm、高度约为 5 cm 的圆柱体,测试仪器型号为美国岩心公司的 CMS-300,测试气体为高纯氦气,围压气采用氮气,每个样品的模拟围压均与油田实测地层压力值一致。用于阴极发光分析的薄片被磨制成 0.05 mm 厚,阴极发光仪器型号为 CL8200 MK5,分析电压为 10 kV,电流 0.4 mA,配套的偏光显微镜型号为 Zeiss Axio Scope A1。

用于 X 衍射全岩矿物含量分析的样品被研磨至粒径小于 40 μm 的粉末,称取 2 g 后采用“背压法”制成试片,然后测定各种矿物衍射峰的积分强度,从而计算其百分含量。所用仪器为荷兰产的帕纳科 Empyrean 锐影,分析电压 40 kV,电流 40 mA,2θ 扫描速度 2°/min,采样步宽 0.02°。用于 X 射线荧光光谱元素组成分析的样品被研磨至小于 200 目的粉末,称取 5 g 后采用“压片法”测定其元素组成。所用仪器型号为日本理学公司的 ZSX Prinmus II,分析电压 60 kV,电流 60 mA,视野光阑 30 mm,每个样品的检测时间大于 20 min。

用于场发射扫描电镜分析的样品被切割成约 1 cm×1 cm×1 cm 的立方体或不规则块状,选取较为平整的自然断面作为观察面,然后镀上导电金属元素 Au,再用导电胶布将样品固定在样品台上,且使待测面与金属样品台能通过导电胶布导电。所用仪器为美国 FEI 公司产的 Quanta 450 FEG,分析电压 20 kV,电流 3×10<sup>-10</sup> A。白云石微区成分是通过电子探针分析获得,所用的仪器为日本岛津公司的 EPMA-1720,分析电压 15 kV,电流 25 μA,束斑 1~2 μm,每个探点的检测时间约 2.5 h,所检测的成分主要包括 Na<sub>2</sub>O、MgO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、CaO、MnO、FeO、SrO 和 BaO。

用于碳氧同位素分析的样品被研磨至 90 μm 以下,在 110 °C 下烘烤 2 h,取 20 mg 放入主反应管底部,将 5 mL 的 100% 的正磷酸装进反应瓶支管,



抽真空后将二者混合使之发生反应,反应温度为 75 ℃,反应时间 16 h,然后利用液氮冷阱(−80 ℃~−70 ℃)收集二氧化碳气体,纯化后进入德国 Finnigan 公司生产的 MAT252 质谱仪进行分析,标样编号 GBW04405,单位标准为 V-PDB,基于重复测试所得碳氧稳定同位素值误差 $\leq 0.2\text{‰}$ 。

### 3 结果和讨论

#### 3.1 岩石分类与命名

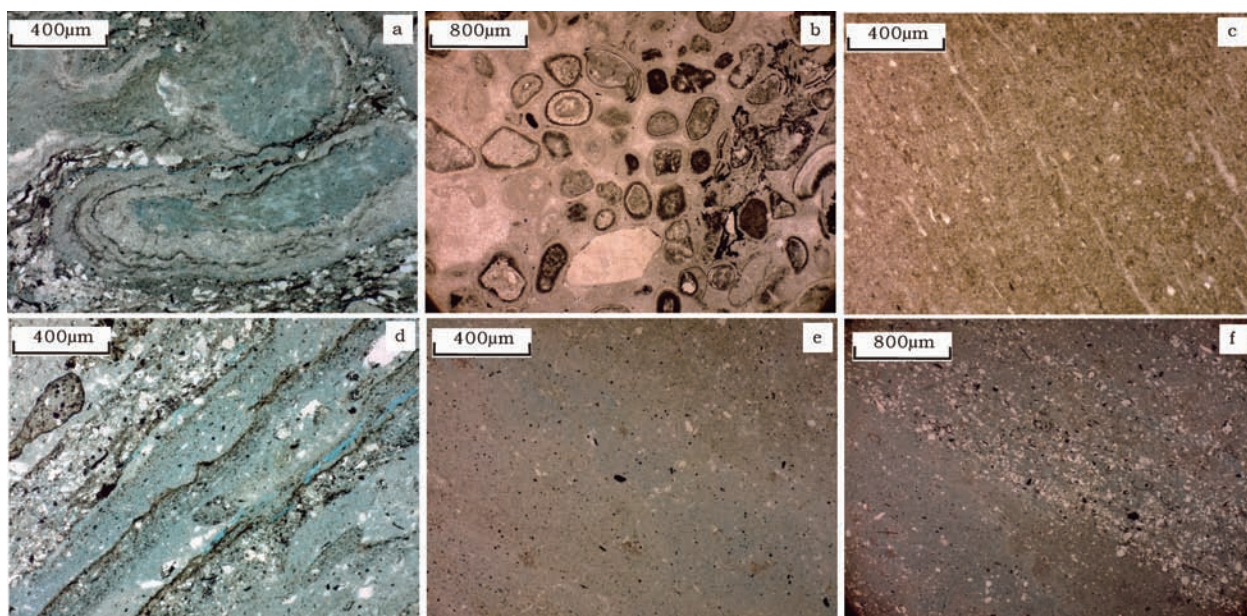
柴西地区古近纪为典型咸化湖盆<sup>[16-19]</sup>,气候干旱,长期处于欠补偿状态<sup>[20]</sup>,沉积物主要以湖相碳酸盐岩为主,还包括细粒的陆源碎屑、泥质组分以及各种盐类矿物等,符合 Mount<sup>[21]</sup>提出的混积岩概念。Mount<sup>[22]</sup>采用四分法,由硅质碎屑砂、粉砂黏土混合泥、碳酸盐异化粒以及灰泥构成一个三角四面体分类系统,较为复杂。杨朝青等<sup>[23]</sup>提出由陆源碎屑、碳酸盐(颗粒或灰泥,不包括胶结物)、黏土构成三端员岩石分类图。张雄华<sup>[24]</sup>采纳上述观点将陆源碎屑、碳酸盐和黏土作为混积岩分类命名的 3 个端员,且将黏土含量 $>50\%$ 的称为黏土岩,碳酸盐含量 $5\%\sim 95\%$ 或陆源碎屑含量 $5\%\sim 95\%$ 的混合沉积物称为混积岩,此方案将混积岩定义得过于广泛。

本次研究根据各研究院所在柴达木盆地的通用研究习惯,采用较为通俗易懂、可操作性强的划分方案,即将碳酸盐、陆源碎屑颗粒和泥质总量作为混积岩分类命名的 3 个端员,相对含量最多的端员被定为主名,其余 2 个端员则根据岩石“三级命名法”确定为前缀,含量在 $25\%\sim 50\%$ 的定为“质”,含量在 $10\%\sim 25\%$ 的定为“含”,如果主名为碳酸盐岩则根据方解石和白云石的相对含量优势进一步划分为灰岩或者白云岩。因此在混积岩命名中,部分样品的白云石含量 $<50\%$ 但仍然可能是最多的岩石组分端员,也可被定为白云岩,但其白云石含量必须大于 $33.3\%$ 。

#### 3.2 岩性和物性

通过对 171 个样品的偏光显微镜分析结果和 X 衍射分析结果的统计发现,碳酸盐岩为最主要的岩石类型,其中:灰岩占 $40\%$ (68 个),白云岩占 $36\%$ (61 个),泥岩占 $14\%$ (24 个),粉砂岩占 $11\%$ (18 个)。灰岩又可分为藻灰岩(图 2a)、生物碎屑灰岩(图 2b)和泥晶灰岩(图 2c)3 类,白云岩主要包括藻云岩(图 2d)和泥晶白云岩(图 2e、f)两类。

84 个样品的覆压孔渗分析结果(图 3)显示,岩石平均孔隙度为 $8.6\%$ ,平均渗透率为 $0.090\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$ ,依据中华人民共和国石油天然气行业标准(SY/T 6285—2011)<sup>[25]</sup>可将其划归为“低孔—特低渗”。按



a—YH101-2, 2 927.20 m, 含粉砂云质藻灰岩,铸体薄片,蓝色为微孔隙;b—YH101-1173, 3 282.80 m, 含云生物碎屑灰岩,铁氰化钾和茜素红联合染色,铸体薄片;c—YH101-1 093, 3 270.35 m, 含泥泥晶灰岩,未染色,铸体薄片;d—YH101-14, 2 928.65 m, 含灰藻云岩,未染色,铸体薄片,蓝色为微孔隙;e—YH101-293, 3 160.40 m, 含粉砂泥晶白云岩,未染色,铸体薄片,蓝色为微孔隙;f—YH101-554, 3 195.47 m, 粉砂质泥晶白云岩,未染色,铸体薄片,蓝色为微孔隙。

图 2 柴西地区始新统碳酸盐岩的偏光显微镜照片

Fig. 2 Polarizing microscope photos of Eocene carbonate rocks in Western Qaidam Basin

照岩性分,其中白云岩为相对最优质的储集岩,其平均孔隙度为11.4%,多分布在8%~16%,平均渗透率为 $0.135\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ ,多分布在 $(0.01\sim0.5)\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ ,可达“中孔-特低渗”级别。其他岩性则相对较差,如灰岩的平均孔隙度为5.1%,多分布在3%~7%,平均渗透率为 $0.049\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ ,多分布在 $0.1\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ 以下;粉砂质泥岩和泥质粉砂岩的平均孔隙度为7.5%,多分布在5%~10%,平均渗透率为 $0.056\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ ,多分布在 $0.02\times10^{-3}\mu\text{m}^2$ 以下。

表1 碳酸盐岩储层孔隙度、渗透率类型划分的行业标准  
Table 1 Division of industry standards about reservoir porosity and permeability type of carbonate

孔隙度类型	孔隙度 $\varphi/\%$	样品数	渗透率类型	渗透率 $K/(10^{-3}\mu\text{m}^2)$	样品数
高	$\varphi\geq20$	0	高	$K\geq100$	0
中	$12\leq\varphi<20$	19	中	$10\leq K<100$	0
低	$4\leq\varphi<12$	55	低	$1\leq K<10$	0
特低	$\varphi<4$	10	特低	$K<1$	84

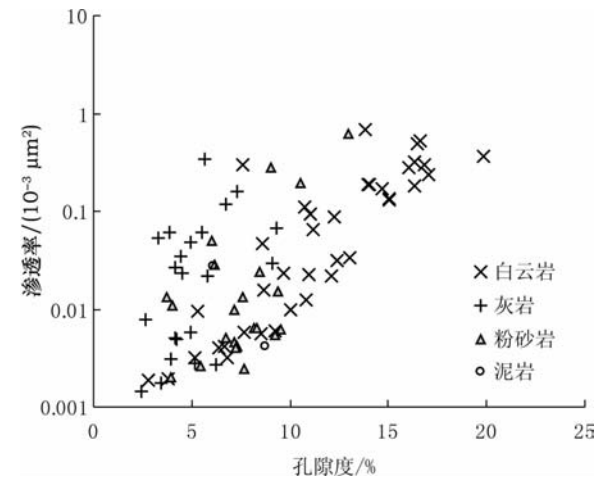


图3 柴西地区始新统覆压孔渗相关关系  
Fig. 3 The correlation between porosity and permeability of the Eocene under overburden pressure in Western Qaidam Basin

3.3 孔隙类型及成因

物性测试结果显示,白云岩为研究区相对最优质的储集岩类型,其孔隙度较高但渗透率较差,与其孔隙类型紧密相关。场发射扫描电镜和偏光显微镜研究结果显示,白云石晶间孔为其主要储集空间,孔隙半径小但数量极多,岩石铸体薄片中的微孔隙在偏光显微镜下呈弥漫式分布(图2d、e),几乎难以清晰识别,因孔径小到几乎超过其分辨能力;但在场发射环境扫描电镜下清晰可见,孔径大小约数百 nm

左右,多小于1  $\mu\text{m}$ (图4a、b、c)。通过所有岩石类型中白云石含量与其覆压孔渗的相关关系投点图可以看出,白云石含量多少直接决定了物性的高低,二者呈明显正相关关系(图5),且孔隙度与白云石含量的相关性比渗透率与其相关性更好,受晶间孔的“数量多但连通性差”的典型特征控制。

晶间孔的形成与白云石化作用有关。众所周知,白云石化作用极易形成收缩晶间孔,这对改善碳酸盐岩储层至关重要<sup>[26-27]</sup>。两个 $\text{CaCO}_3$ 分子中的一个 $\text{Ca}^{2+}$ 被 $\text{Mg}^{2+}$ 取而代之,由于 $\text{Mg}^{2+}$ 离子半径(0.078 nm)小于 $\text{Ca}^{2+}$ 离子半径(0.106 nm)<sup>[3]</sup>,因此收缩形成孔隙。通过理论计算可知,方解石的摩尔体积为 $36.8\text{ cm}^3$ ,白云石的摩尔体积约为 $64.5\text{ cm}^3$ ,白云石化过程中,2 mol 方解石转化为1 mol 白云石体积会缩小 $9.1\text{ cm}^3$ 。

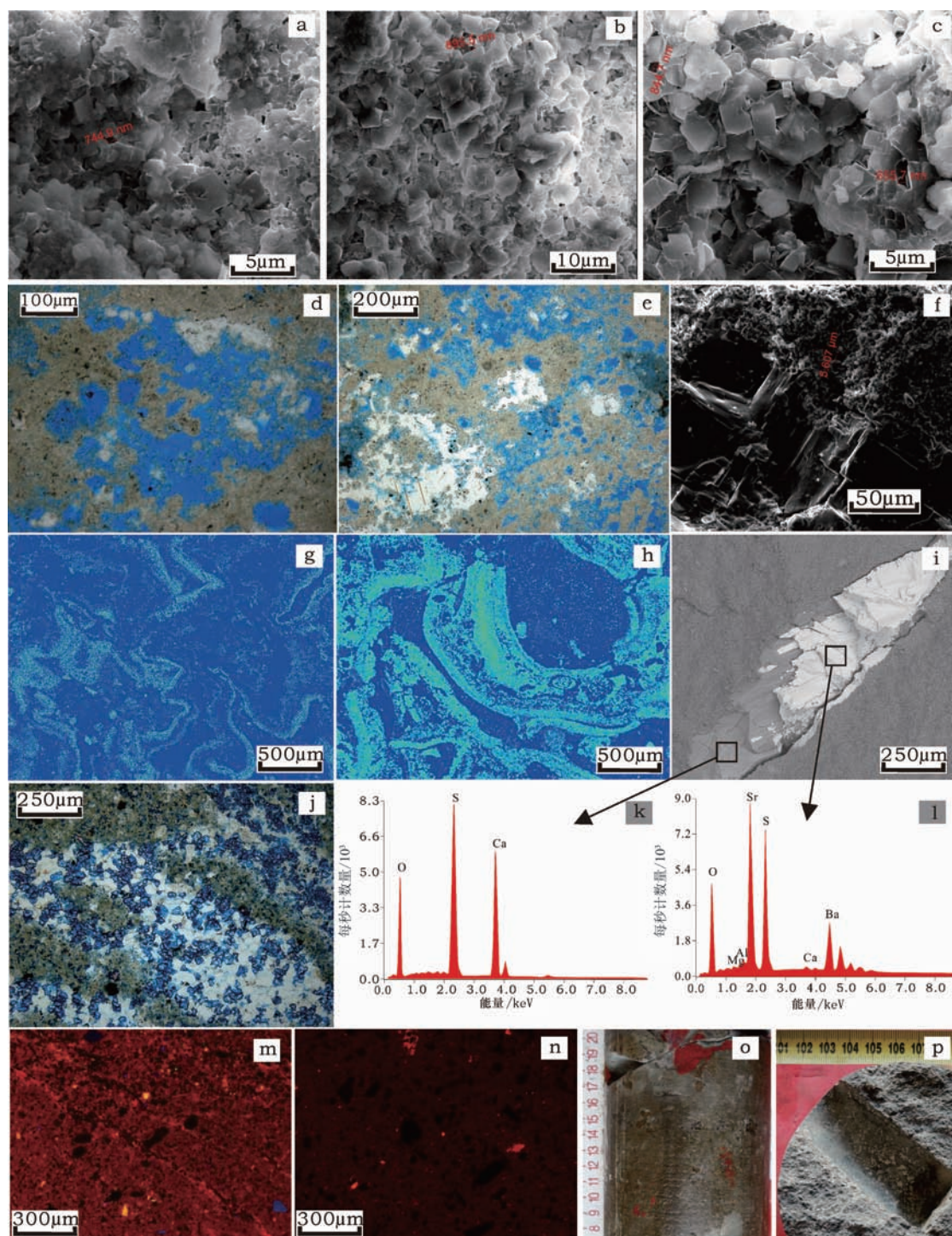
除此之外,在极少数样品中可见到溶蚀孔,这类溶蚀孔往往与硬石膏伴生(图4d、e、f)。通过理论计算可知,1 mol 硬石膏的体积约为 $46.2\text{ cm}^3$ ,如果白云石化作用过程中有硬石膏的参与,1 mol 硬石膏与1 mol 方解石同样提供2 mol  $\text{Ca}^{2+}$ ,其中1 mol  $\text{Ca}^{2+}$ 被1 mol  $\text{Mg}^{2+}$ 取代,则体积缩小 $18.5\text{ cm}^3$ ,其缩小量大于无石膏参与的缩小量 $9.1\text{ cm}^3$ 。因此,石膏的参与有利于扩大晶间孔,为酸性液体或气体的溶蚀作用提供通道,从而形成相对较大的溶蚀孔。石膏在岩石中广泛发育,为咸化湖盆沉积的产物,其在碳酸盐岩的溶蚀过程中扮演着重要角色,前人在此研究方面已取得较多的研究成果。黄思静等<sup>[28-29]</sup>通过研究认为白云岩比灰岩更易溶解,且石膏的存在加速了白云岩的溶解,但随着埋深增大这种积极作用有所降低;黄成刚等<sup>[14]</sup>通过高温高压模拟实验研究得出,在地层条件下石膏为白云石溶蚀作用的催化剂;闫志为和张志卫<sup>[30]</sup>通过模拟实验研究得出,反应体系中的钙离子(石膏溶解提供)由于同离子效应能降低方解石的溶解度但提高了白云石的溶解度。综上所述,石膏在一定条件下可以对白云岩储集空间的形成起到一定的积极作用。

3.4 白云岩地球化学特征及成因机理讨论

3.4.1 样品原始地球化学特征的保存性

学者们多依靠间接反映成岩破坏程度的 Mn/Sr 比值<sup>[3,42]</sup>来挑选高保存程度样品。研究区始新统下干柴沟组样品的 Mn/Sr 比值均远小于3,反映了测试样品没有或仅受到极弱成岩作用的影响,其元素和同位素组成可代表沉积时原始地球化学特征





a—YH101-71, 泥晶白云岩, 2 943.05 m, 白云石晶间孔广泛发育; b—YH101-14, 含灰泥晶藻云岩, 2 928.65 m, 白云石晶间孔广泛发育; c—YH101-970, 3 255.22 m, 含粉砂白云岩, 白云石晶间孔广泛发育; d—YH101-150, 3 132.05 m, 灰质泥晶白云岩, 石膏与白云石溶蚀孔伴生, 铸体薄片, 蓝色为铸体树脂; e—YH101-150, 3 132.05 m, 灰质泥晶白云岩, 石膏与白云石溶蚀孔伴生, 铸体薄片, 蓝色为铸体树脂; f—YH101-150, 3 132.05 m, 灰质泥晶白云岩, 溶蚀孔发育显示岩石后期被改造, 影响其微量元素组成; g—YH101-2, 2 927.20 m, 含粉砂云质藻灰岩, 蓝色为底色, 图中亮度越大则镁元素含量越高; h—YH101-5, 2 927.40 m, 含砂灰质藻云岩, 蓝色为底色, 图中亮度越大则镁元素含量越高; i—YH101-1190, 含灰泥晶白云岩, 3 286.50 m, 裂缝中充填石膏和天青石, 影响其微量元素组成; j—YH101-1137, 含灰泥晶白云岩, 3 277.55 m, 裂缝中充填粉晶铁白云石, 影响其微量元素组成, 铁氰化钾和茜素红联合染色; k和l—分别为照片i中裂缝充填物石膏和天青石; m—YH101-14, 2 928.65 m, 含灰藻云岩, 阴极发光照片, 暗红色; n—YH101-71, 2 943.05 m, 含粉砂泥晶白云岩, 阴极发光照片, 暗红色; o—YH101-1176, 含泥晶白云岩, 3 283.37 m; p—YH101-5, 藻云岩, 2 927.60 m。

图4 柴西地区始新统湖相白云岩主要矿物显微特征

Fig. 4 The main mineral microscopic characteristics of the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

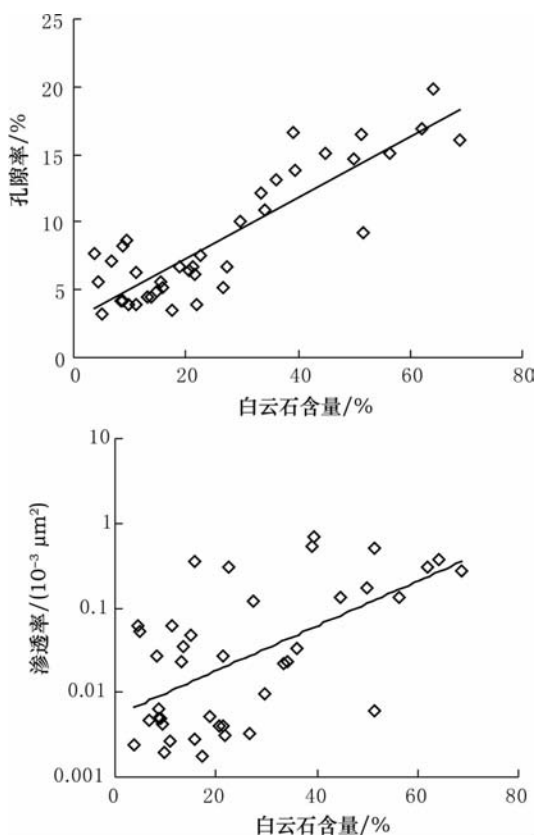


图5 柴西地区始新统覆压孔渗与白云石含量相关关系  
Fig. 5 The correlation between the porosity & permeability values under overburden pressure and dolomite content of the Eocene in Western Qaidam Basin

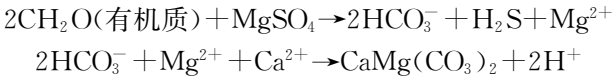
值<sup>[33-34]</sup>,且通过计算可得其Ce异常值与Eu异常值相关系数为0.61,Ce异常值与 $\Sigma$ REE相关系数为0.26,均无明显相关性。亦反映了测试样品所受成岩作用影响有限,可代表沉积期的流体地球化学特征。

3.4.2 岩石学和矿物学特征

统计发现,研究区始新统相对优质的白云岩储层约占地层厚度的36%,单层厚度较薄,与灰岩、泥岩和粉砂岩呈互层状,绝大多数白云岩以泥晶结构为主,含泥或者含粉砂,极少数白云岩可见藻纹层发育,纹层宽数十μm到数百μm不等(图4g、h)。泥晶白云岩中极少数样品发育溶蚀孔隙(图4d、e、f);偶见个别泥晶白云岩发育裂缝,裂缝中充填粉晶白云石(图4j);偶见泥晶白云岩样品的裂缝中充填石膏和天青石(图4i、k、l)。

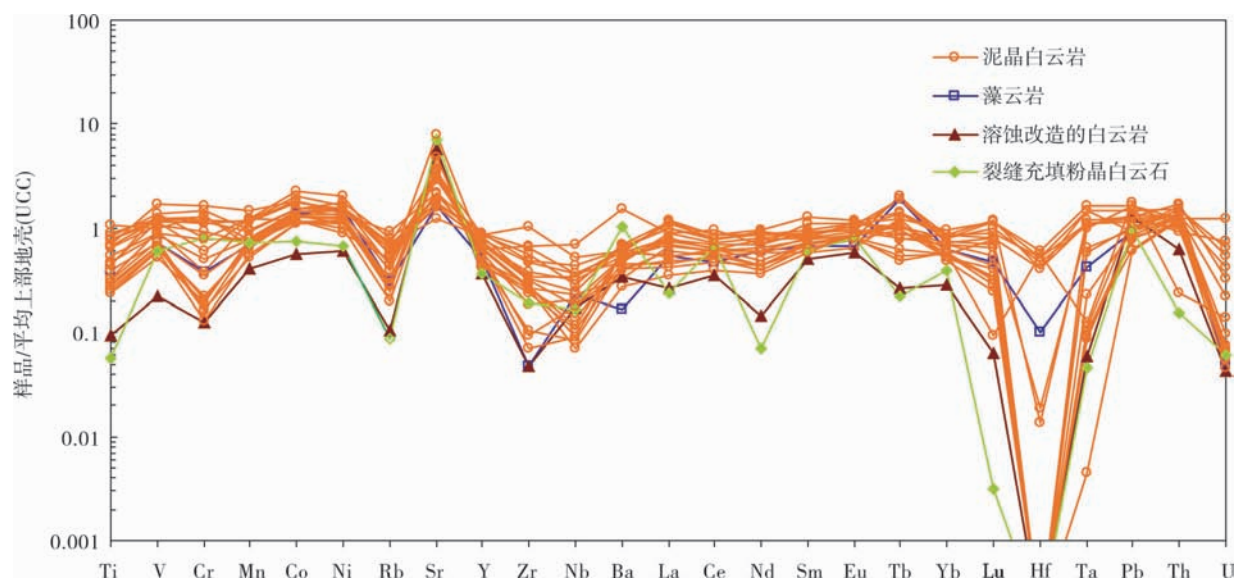
藻云岩中可见藻纹层较为发育,电子探针能谱面扫描图像(图4g、h)显示,藻纹层分布区与镁元素富集区高度吻合,充分显示白云石的生物成因特性。目前文献报道的原生白云石的形成时代基本上是全

新世以来的<sup>[35]</sup>,最典型的实例为澳大利亚维多利亚西部大陆盐湖(考龙瀉湖)中的白色白云石沉淀与美国加州深泉盐湖底部的白云岩<sup>[36-38]</sup>,在实验室常温常压条件下不易沉淀原生白云石,主要是由于受结晶动力学因素制约。研究区的藻云岩为微生物成因白云岩,微生物活动能够克服动力学障碍,为白云石形成营造出有利的微环境<sup>[7,31,39]</sup>,厌氧细菌通过发酵作用将长链碳氢化合物转化为短链的乳酸和丙酮酸,在硫酸盐还原细菌的新陈代谢过程中,大大消耗了流体中的硫酸根离子,使原来与SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>紧密结合的Mg<sup>2+</sup>释放出来,与细胞周围聚集的Ca<sup>2+</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>共同形成了一个对沉淀白云石来说高度过饱和的微环境<sup>[31]</sup>。同时细胞外的有机化合物或代谢活跃细胞的表面结构可降低沉淀白云石所需的活化能<sup>[39]</sup>,亦具有积极作用。上述过程的反应式如下:



泥晶白云岩的电子探针成分分析结果显示如下:CaO含量分布在18.874%~33.064%,平均为26.728%;MgO含量分布在9.895%~20.650%,平均为13.837%,均低于白云石中CaO和MgO的理论含量值30.411%和21.857%。由此可以计算出研究区白云石中Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>的摩尔分数比值为1.388,高于理想白云石CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>的Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>的摩尔分数比值1。这种“富钙低镁”的特征表明,泥晶白云岩不是在成分组成上处于理想状态的白云岩。Na<sub>2</sub>O的含量稍高,为0.021%~0.977%,平均为0.299%,表明了原始咸化湖盆沉积的特征。FeO的含量为0.258%~1.648%,平均为0.942%,MnO的含量为0.003%~0.137%,平均为0.052%,FeO和MnO的平均含量明显低于热液成因白云岩中FeO的平均含量1.917%和MnO的平均含量0.323%<sup>[9]</sup>。因各种来源的热液流体通常都富含Fe和Mn,研究区的这种白云岩中较低的Fe和Mn含量表明其与热液活动无关<sup>[40-41]</sup>。SiO<sub>2</sub>的含量为0.118%~10.381%,平均为4.493%,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>的含量为0.101%~6.062%,平均为2.071%,反映出一种湖盆边缘过渡相的混积沉积特征。郑荣才等<sup>[8]</sup>通过大量研究认为,海相白云岩成因类型更为复杂,但湖相白云岩多为准同生交代或埋藏热液交代成因的,因此有理由相信,研究区的这一湖相泥晶白云岩为准同生交代成因类型。





微量元素平均上部地壳(UCC)数据引自文献[44]。

图6 柴西地区始新统湖相白云岩平均上部地壳标准化微量元素蛛网图

Fig. 6 The average standardized upper crust discrete rare element's spider web of the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

### 3.4.3 元素地球化学特征

沉积岩中微量元素可以用于识别地球化学过程及沉积物的来源<sup>[42]</sup>。沉积岩的微量元素浓度受物源区岩石类型、风化作用、成岩作用、沉积分选和元素的溶液地球化学性质等多种因素控制,微量元素的最高浓度存在于富含黏土的沉积岩中。选择微量元素研究可以用于识别特殊的地球化学过程和沉积岩的物源区,在这方面最主要的元素是稀土元素(REE)、Th、Sc以及Cr和Co。这些元素在海水和河流中的浓度非常低,元素比值不受成岩作用和变质作用影响,因此可以代表被搬运来的沉积岩的陆源组分,反映物源区的地球化学特征<sup>[43]</sup>。

从柴西地区始新统湖相白云岩微量元素分析数据(表2)和标准化蛛网图上(图6)可以看出,藻云岩和泥晶白云岩具有相似的标准化曲线变化趋势。高含量的Sr元素组成,为咸化湖盆沉积的产物,扫描电镜的背散射图像中可见天青石( $\text{SrSO}_4$ )在研究区的湖相碳酸盐岩中广泛发育(图4i)。岩石整体上呈现Sr富集,大离子亲石元素即低场强元素(LFS)Rb亏损,高场强元素(HFS)Zr、Nb、Hf、U等普遍亏损,但亏损的程度因样品不同而异。泥晶白云岩中不同样品的微量元素组成也存在较大的差异性,部分样品的Hf严重亏损而其余样品则轻微亏损,这一不活泼元素可能按颗粒随机分布于岩石中,受沉积岩中重矿物含量控制<sup>[43]</sup>,也与岩石中泥质含量具有一定正相关关系。裂缝充填粉晶白云石的样品

(图4j),其充填物的成因与主体成分准同生交代的泥晶白云石有所不同,从而造成了其Th发生亏损,因Th不会受成岩作用影响,可以反映物质来源的地球化学特征。Zr元素的含量受沉积岩中重矿物锆石的控制。Cr在成岩过程中为活泼元素,易受成岩流体的影响,例如溶蚀改造的白云岩具有较低的Cr元素组成,其溶解度较大,易于流失。

整体上看,混积的湖相白云岩的微量元素蜘蛛网图与纯净的海相沉积的白云岩相比较具有较大差异性。前者显得更加离散,因其物质来源存在多样性,包括河流搬运来的碎屑颗粒、泥质组分和湖相白云岩,其中白云岩除了主要分布的准同生交代成因白云岩外,还包括极少量原生生物成因白云岩以及裂缝中充填的重结晶白云石。这些多种因素的影响使得其蜘蛛网图更为复杂。

稀土元素分析数据(表3)显示,藻云岩样品的 $\Sigma\text{REE}$ 为 $79.20 \times 10^{-6}$ ,泥晶白云岩的 $\Sigma\text{REE}$ 平均值为 $97.29 \times 10^{-6}$ ,具有较大的变化范围( $44.54 \sim 139.28 \times 10^{-6}$ ),两者的 $\Sigma\text{REE}$ 平均值均小于平均上地壳 $\Sigma\text{REE}$ 值( $146.37 \times 10^{-6}$ )<sup>[44]</sup>,但远大于球粒陨石 $\Sigma\text{REE}$ 值( $2.56 \times 10^{-6}$ )<sup>[45]</sup>,与典型热液成因的 $\Sigma\text{REE}$ 高含量特征<sup>[7,9,46]</sup>明显不同,且研究区湖相白云岩的稀土元素配分模式图(图7)显示其不具有明显的Eu负异常<sup>[9]</sup>;藻云岩的LREE/HREE、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 、 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 的值分别为6.88、8.55、3.49和1.00,而泥晶白云岩对应的值分别为



表 2 柴西地区始新统湖相白云岩微量元素分析结果一览表  
Table 2 Analytical results of trace element in the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

样品编号	岩性	深度/m	$\mu\text{g}/10^{-4}$														Mn/		Ni/		V/ (V+Ni)	$\delta^{15}\text{C}_{\text{org}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{org}}$ ‰				
			Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U	Sr				Pb	Co	Ni	V/
YH101-12	含泥粉砂质晶白云岩	2 928.30	3 223.70	59.79	45.74	404.01	13.37	32.00	80.34	1 213.86	18.85	197.52	13.23	333.10	0.08	2.59	25.82	18.34	0.91	0.33	0.51	2.39	1.31	0.65	0.65	-2.6	-3.6
YH101-14	含灰藻云岩	2 928.65	1 167.25	43.74	13.44	423.03	13.72	30.85	34.29	576.69	11.14	9.19	5.82	92.55	0.59	0.93	18.79	16.10	0.14	0.73	0.31	2.25	3.25	0.59	0.59	-2.3	-0.3
YH101-26	含泥晶白云岩	2 930.05	777.30	37.91	7.63	386.22	12.84	24.48	32.21	1 788.96	10.51	54.38	2.27	324.92	0.00	0.21	15.87	11.96	0.17	0.22	0.14	1.91	4.97	0.61	0.61	-3.6	-0.5
YH101-71	含粉砂泥晶白云岩	2 943.05	710.83	30.85	6.71	457.19	11.72	20.02	22.45	1 304.57	9.12	49.66	1.74	151.82	0.00	0.20	15.35	13.71	0.15	0.35	0.11	1.71	4.60	0.61	0.61	-4.0	-1.5
YH101-97	含粉砂泥晶白云岩	2 946.50	1 645.44	54.22	26.98	483.65	14.48	26.31	49.89	1 102.25	13.85	49.91	5.80	178.95	0.00	1.41	19.46	17.60	0.18	0.44	0.30	1.82	2.01	0.67	0.67	-4.0	-2.5
YH101-150	灰质泥晶白云岩	3 132.05	285.48	13.25	4.32	240.73	5.66	11.97	11.64	2 019.26	8.15	9.07	4.34	185.83	0.00	0.13	25.31	6.57	0.12	0.12	0.17	2.11	3.07	0.53	0.53	-1.9	-1.8
YH101-190	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 139.77	2 330.62	73.24	41.58	684.92	17.35	30.67	76.40	431.61	18.06	63.98	8.63	359.84	3.03	2.47	23.14	14.22	0.61	1.59	0.37	1.77	1.76	0.70	0.70	-2.6	-2.8
YH101-238	含粉砂泥晶白云岩	3 150.20	836.44	39.85	5.64	423.21	13.05	21.86	33.01	1 679.28	11.56	13.20	2.23	342.82	0.00	0.22	16.41	11.55	0.20	0.25	0.14	1.68	7.07	0.65	0.65	-3.8	-1.5
YH101-293	含粉砂泥晶白云岩	3 160.40	724.47	35.72	4.60	340.53	11.16	22.18	30.34	1 232.77	9.79	45.68	2.74	223.21	0.00	0.01	12.10	12.77	0.16	0.28	0.23	1.99	7.77	0.62	0.62	-3.1	0.4
YH101-359	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 171.77	2 298.66	69.27	40.21	552.60	15.11	31.55	69.21	561.17	17.27	89.58	9.07	256.50	2.75	2.38	26.77	14.27	1.19	0.98	0.34	2.09	1.72	0.69	0.69	-1.5	-3.5
YH101-484	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 187.73	2 654.03	74.65	45.03	464.46	14.00	29.31	78.00	623.00	19.77	124.21	9.27	315.06	3.51	3.58	32.53	13.33	3.40	0.75	0.28	2.09	1.66	0.72	0.72	-2.2	-5.1
YH101-524	含粉砂云岩	3 192.68	932.35	45.05	5.78	313.55	10.97	23.72	32.60	1 167.13	10.64	20.00	2.09	233.57	0.00	0.25	25.03	10.51	0.19	0.27	0.08	2.16	7.79	0.66	0.66	-2.0	-2.5
YH101-554	含粉砂泥晶白云岩	3 195.47	1 188.70	43.44	12.53	428.57	12.87	25.81	35.24	1 187.41	12.22	17.70	4.47	214.49	0.00	0.19	17.00	13.61	0.17	0.36	0.26	2.01	3.47	0.63	0.63	-2.0	-0.4
YH101-560	含粉砂泥晶白云岩	3 196.27	898.21	40.83	7.11	428.85	11.58	24.04	27.73	1 701.24	10.84	48.89	3.48	248.71	0.00	0.23	12.53	13.37	0.16	0.25	0.28	2.08	5.74	0.63	0.63	-2.3	-1.6
YH101-566	含粉砂泥晶白云岩	3 197.45	1 424.93	52.02	17.83	462.87	13.12	27.08	44.07	1 249.64	12.99	34.63	5.07	288.44	0.00	0.51	18.66	13.91	0.20	0.37	0.27	2.06	2.92	0.66	0.66	-2.7	-1.5
YH101-681	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 210.19	1 915.52	62.95	32.08	438.96	14.31	31.43	62.46	1 021.93	15.05	70.62	8.00	295.29	0.00	1.29	20.87	14.85	0.21	0.43	0.38	2.20	1.96	0.67	0.67	-2.7	0.2
YH101-687	含灰泥晶白云岩	3 210.70	955.82	33.44	8.08	307.13	9.28	20.48	28.29	1 317.71	11.24	32.83	2.91	116.10	0.00	0.69	22.05	10.84	0.15	0.23	0.13	2.21	4.14	0.62	0.62	-2.6	-2.6
YH101-694	含泥晶白云岩	3 211.50	2 516.45	83.05	51.76	570.72	15.01	35.50	89.07	604.80	19.62	93.74	10.79	344.06	3.08	3.28	29.70	16.36	1.49	0.94	0.36	2.37	1.60	0.70	0.70	-3.0	-3.9
YH101-970	含粉砂泥晶白云岩	3 255.22	2 010.44	70.75	38.38	710.28	18.04	28.13	71.36	577.93	16.53	61.53	6.24	365.46	2.37	2.46	24.71	13.96	0.27	1.23	0.25	1.56	1.84	0.72	0.72	-4.5	-2.9
YH101-1137	含灰泥晶白云岩	3 277.55	169.69	36.41	27.59	427.95	7.43	13.18	9.70	2 512.19	8.01	36.53	4.20	562.20	0.00	0.10	18.97	1.64	0.17	0.17	0.22	1.77	1.32	0.73	0.73	-3.1	-0.9
YH101-1145	含灰泥晶白云岩	3 278.69	1 351.98	69.59	21.35	732.29	11.90	17.78	57.06	726.18	15.19	59.80	4.51	273.58	0.00	0.32	25.45	9.89	2.12	1.01	0.18	1.49	3.26	0.80	0.80	-1.6	-6.1
YH101-1160	含粉砂泥质白云岩	3 280.67	2 117.53	101.83	57.83	890.29	18.53	27.79	104.21	752.99	18.92	107.98	7.22	381.68	2.33	3.27	18.57	16.12	1.81	1.18	0.39	1.50	1.76	0.79	0.79	-0.9	-5.4
YH101-1176	含泥晶白云岩	3 283.37	1 291.34	81.13	28.11	727.50	22.86	40.61	61.63	751.74	14.08	51.61	2.91	316.53	0.11	2.19	32.37	11.60	0.13	0.97	0.09	1.78	2.89	0.67	0.67	-0.4	-4.9
YH101-1190	含灰泥晶白云岩	3 286.50	975.20	55.03	13.32	706.23	20.34	32.88	48.17	2 761.48	13.85	126.58	17.60	848.48	3.24	0.27	35.61	2.52	0.39	0.26	0.49	1.62	4.13	0.63	0.63	0.2	-5.1

表 3 柴西地区始新统湖相白云岩稀土元素组成  
Table 3 Analytical results of REE in the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

样品编号	岩性	深度/m	$\times 10^{-6}$														LREE/				$\delta\text{Eu}$	$\delta\text{Ce}$			
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma\text{REE}$	LREE	HREE	HREE			(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	
YH101-12	含泥粉砂质粉晶白云岩	2 928.30	34.36	55.77	7.31	25.16	5.64	1.03	2.96	0.50	2.24	0.38	1.69	0.41	1.86	0.38	139.28	129.27	10.42	12.41	13.25	3.93	1.32	0.77	0.86
YH101-14	含灰藻云岩	2 928.65	16.45	30.15	3.53	15.62	3.04	0.58	1.66	1.19	2.74	1.30	1.41	0.25	1.38	0.15	79.20	69.37	10.08	6.88	8.55	3.49	1.00	0.79	0.97
YH101-26	含泥晶白云岩	2 930.05	16.03	36.61	3.88	11.48	3.22	0.71	1.63	0.40	2.91	0.03	1.42	0.19	1.23	0.09	79.64	71.93	7.90	9.11	9.35	3.21	1.10	0.95	1.14
YH101-71	含粉砂泥晶白云岩	2 943.05	10.75	25.26	3.50	9.55	2.64	0.56	1.30	0.78	2.81	0.56	1.10	0.20	1.08	0.08	59.97	52.26	7.91	6.61	7.14	2.63	1.00	0.92	1.01
YH101-97	含粉砂泥晶白云岩	2 946.50	20.11	38.21	5.03	16.81	3.46	0.75	2.02	0.65	2.92	0.48	1.35	0.29	1.53	0.21	93.53	84.37	9.45	8.93	9.43	3.75	1.09	0.87	0.93
YH101-150	灰质泥晶白云岩	3 132.05	8.00	22.19	3.82	3.74	2.23	0.51	0.95	0.17	1.20	0.10	0.84	0.13	0.63	0.16	44.54	40.49	4.18	9.69	9.11	2.32	1.25	1.07	0.98
YH101-190	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 139.77	29.60	50.89	7.01	22.73	4.08	0.83	2.85	1.19	3.99	1.30	2.02	0.28	1.90	0.29	128.68	115.14	13.82	8.33	11.17	4.68	1.24	0.74	0.87
YH101-238	含粉砂泥晶白云岩	3 150.20	15.78	40.31	3.99	12.63	3.23	0.68	1.63	0.35	2.89	0.06	1.29	0.22	1.25	0.11	84.20	76.62	7.80	9.82	9.06	3.15	1.08	0.91	1.25
YH101-293	含粉砂泥晶白云岩	3 160.40	12.43	30.45	3.60	11.26	2.84	0.72	1.76	0.70	2.49	0.51	1.21	0.21	1.14	0.11	69.22	61.30	8.13	7.54	7.82	2.83	1.28	0.98	1.12
YH101-359	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 171.77	26.99	46.76	6.48	20.48	4.06	0.90	2.75	0.89	3.24	0.97	1.78	0.29	1.78	0.32	117.40	105.67	12.02	8.79	10.88	4.29	1.28	0.82	0.87
YH101-484	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 187.73	35.91	54.25	7.62	22.52	4.26	0.97	3.06	0.67	2.76	0.68	1.79	0.33	1.75	0.37	136.61	125.53	11.41	11.00	14.72	5.44	1.45	0.82	0.80
YH101-524	含粉砂云岩	3 192.68	14.54	31.66	3.95	10.29	2.91	0.69	1.75	0.61	2.23	0.42	1.12	0.20	1.15	0.13	71.45	64.04	7.61	8.42	9.07	3.23	1.26	0.93	1.02
YH101-554	含粉砂泥晶白云岩	3 195.47	18.32	35.00	4.72	15.11	3.26	0.72	1.80	0.69	2.91	0.50	1.52	0.26	1.38	0.14	86.07	77.13	9.20	8.38	9.52	3.63	1.08	0.91	0.92
YH101-560	含粉砂泥晶白云岩	3 196.27	13.45	34.03	3.65	11.22	3.08	0.71	1.57	0.31	2.84	0.04	1.27	0.23	1.30	0.10	73.57	66.14	7.66	8.63	7.42	2.82	1.00	0.99	1.19
YH101-566	含粉砂泥晶白云岩	3 197.45	20.95	38.13	4.59	15.44	3.62	0.81	2.09	0.52	3.04	0.32	1.23	0.26	1.55	0.17	92.46	83.54	9.18	9.10	9.70	3.74	1.12	0.90	0.95
YH101-681	含泥粉砂质泥晶白云岩	3 210.19	22.89	43.93	5.15	18.26	4.09	0.84	2.42	0.56	3.13	0.48	1.69	0.30	1.90	0.26	105.60	95.16	10.74	8.86	8.64	3.61	1.05	0.82	0.99
YH101-687	含灰泥晶白云岩	3 210.70	12.53	26.04	4.17	9.68	2.80	0.59	1.44	0.28	1.78	0.07	1.16	0.21	1.08	0.13	61.75	55.81	6.15	9.07	8.32	2.89	1.10	0.90	0.88
YH101-694	含泥泥晶白云岩	3 211.50	33.73	50.97	6.74	22.61	4.35	0.97	3.31	0.78	3.62	0.91	1.80	0.32	2.11	0.37	132.27	119.37	13.22	9.03	11.47	5.01	1.30	0.78	0.83
YH101-970	含粉砂泥晶白云岩	3 255.22	29.34	48.62	6.83	23.72	3.77	0.93	2.97	1.21	3.99	1.18	2.00	0.26	1.61	0.26	126.43	113.21	13.48	8.40	13.07	5.02	1.53	0.85	0.84
YH101-1137	含灰泥晶白云岩	3 277.55	7.14	42.33	3.95	1.81	2.72	0.71	1.21	0.14	2.29	0.00	1.12	0.13	0.86	0.08	64.36	58.66	5.83	10.06	5.96	1.69	1.16	1.20	1.95
YH101-1145	含灰泥晶白云岩	3 278.69	22.40	41.87	5.06	15.02	2.65	0.79	2.37	0.71	3.09	0.79	1.71	0.21	1.23	0.25	97.94	87.79	10.36	8.47	13.06	5.46	1.59	0.96	0.96
YH101-1160	含粉砂泥质白云岩	3 280.67	34.67	49.22	7.87	23.17	3.56	1.00	3.79	0.90	4.76	0.99	2.87	0.30	1.91	0.38	135.09	119.49	15.90	7.52	13.02	6.29	1.64	0.83	0.73
YH101-1176	含泥泥晶白云岩	3 283.37	23.61	39.68	6.30	20.46	3.58	0.70	2.53	1.30	4.37	1.24	1.83	0.21	1.62	0.22	107.44	94.33	13.32	7.08	10.45	4.26	1.29	0.71	0.80
YH101-1190	含灰泥晶白云岩	3 286.50	26.49	61.49	7.86	17.85	5.05	0.98	2.32	0.61	3.97	0.32	1.77	0.14	1.30	0.10	130.11	119.72	10.53	11.37	14.62	3.39	1.48	0.88	1.04

注: 稀土元素球粒陨石标准化数据引自文献[45];  $\Sigma\text{REE}$  为总稀土含量;  $\text{LREE}/\text{HREE}$  为轻重稀土比值;  $\delta\text{Eu}$  为轻 REE, HREE 为重 REE; 下标 N 代表球粒陨石标准化;  $\delta\text{Ce} = \text{Ce}_N / \sqrt{(\text{La} \times \text{Pr})_N}$ 。

8.98、10.27、3.79 和 1.25,反映了湖相白云岩中轻重稀土具有较强的分异现象,且前者轻稀土的分馏程度比重稀土要高。在稀土元素配分模式图上,不同岩类的稀土配分曲线均呈略为右倾型,LREE 明显富集,HREE 相对亏损,重稀土曲线平缓,总体反映出 LREE 相对富集的配分模式特征。由于研究区的湖相白云岩含有多种岩石组分和具有多种物质来源的混积特征,同属泥晶白云岩的各个样品的 HREE 却存在较大差异性,部分样品具有 Tb、Ho 正异常,部分样品 Ho 严重亏损。藻云岩与泥晶白云岩具有相似的稀土配分模式,表明两者在稀土元素物质组分的供给上具有一定的亲缘性。

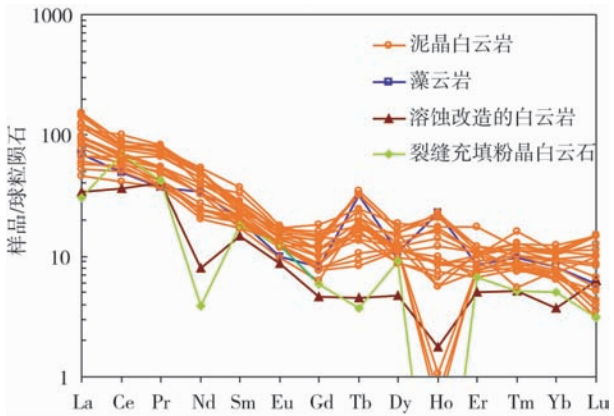


图 7 柴西地区始新统湖相白云岩稀土元素配分模式  
Fig. 7 REE distribution patterns of the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

溶蚀改造的白云岩和裂缝中充填粉晶白云石的样品具有与其他样品完全不同的稀土元素组成,可能经历过巨大的水/岩比值的化学变化。因为 REE 是不可溶的,在海水和河流中的含量极低,沉积岩中的 REE 含量主要受控于物源区的岩石成分,成岩作用对 REE 的再分配影响不大,要改变沉积岩的 REE 需要巨大的水/岩比值<sup>[43]</sup>。

3.4.4 碳氧同位素地球化学特征

柴西地区始新统湖相白云岩的碳同位素  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值分布在  $-4.5\text{‰}$ ~ $0.2\text{‰}$ ,平均值为  $-2.4\text{‰}$ ;氧同位素  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值分布在  $-6.1\text{‰}$ ~ $0.4\text{‰}$ ,平均值为  $-2.6\text{‰}$ (图 8);相对于中国典型湖相碳酸盐岩( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值为  $-2\text{‰}$ ~ $6\text{‰}$ <sup>[47-48]</sup>, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值为  $-4\text{‰}$ ~ $-8\text{‰}$ <sup>[49]</sup>)具有“碳偏负、氧偏正”的特征。

碳同位素组成发生负偏的两大控制因素为:  
(1)湖水中溶解碳主要来源于有机质氧化解体产

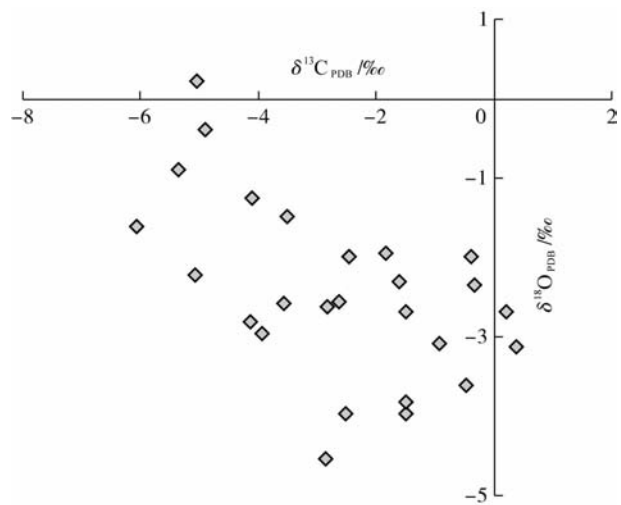


图 8 柴西地区始新统湖相白云岩碳氧同位素组成  
Fig. 8 Carbon and oxygen isotopic composition of the Eocene lacustrine dolomite in Western Qaidam Basin

生的  $\text{CO}_2$ ,经测试发现研究区湖相碳酸盐岩中有机碳含量的平均值为  $0.64\%$ ,最大可达  $1.98\%$ <sup>[3]</sup>。  
(2)研究区周缘的辫状三角洲供给的富集轻碳地表水在一定程度上改变了白云岩的碳同位素组成。据 Stuiver<sup>[50]</sup>和 McKenzie<sup>[51]</sup>的研究成果,现代湖泊水体的  $\delta^{13}\text{C}$  值范围与注入其中的河水和地下水相似,其  $\delta^{13}\text{C}$  一般在  $-10\text{‰}$  左右。氧同位素组成发生正偏的两大控制因素为:(1)柴西地区始新统为典型咸化湖沉积<sup>[3,16-19]</sup>,蒸发作用使湖水  $\delta^{18}\text{O}$  增加,较轻的氧同位素分子逸出造成湖水中沉淀的碳酸盐岩氧同位素变重。前人研究成果显示咸水湖碳酸盐沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  值在湖水与大气  $\text{CO}_2$  达到平衡时,其最大值可达  $5\text{‰}$ <sup>[52]</sup>。(2)虽然其周缘河流水系发达,物源供给充分,河流带来的地表水对白云岩的氧同位素会造成一定“负偏”影响,但其氧同位素组成明显偏正揭示了准同生交代成因的白云岩与热液白云岩造成氧同位素偏负<sup>[7,9-10,53]</sup>截然相反。

综上所述,柴西地区始新统广泛分布的湖相泥晶白云岩具有离散的微量元素蜘蛛网图,介于平均上地壳  $\Sigma\text{REE}$  与球粒陨石  $\Sigma\text{REE}$  之间且不具明显的 Eu 负异常的稀土元素配分模式。相对于中国典型湖相碳酸盐岩“碳偏负、氧偏正”的碳氧同位素组成等地球化学特征,反映了物质来源存在多样性的混积的湖相泥晶白云岩的准同生交代成因特征,完全不同于热液白云岩。这一成因机理造就了其特殊的储集空间类型和展布特征。



## 4 结论

(1)湖相泥晶白云岩为柴西地区始新统相对优质的储层,其储集空间类型以白云石晶间孔为主,孔隙半径小但是数量极多,造就了其孔隙度较高但渗透率较差的物性特征。

(2)元素地球化学特征和碳氧同位素组成特征反映了湖相泥晶白云岩是在既有辫状三角洲地表水携带的碎屑物质供给又有较强蒸发作用的半封闭半开放的咸化环境下形成的准同生交代成因白云岩,与热液白云岩的 $\Sigma$ REE高含量特征、明显的Eu负异常以及氧同位素偏负等特征具有明显差别。且白云石的电子探针微区元素组分分析结果显示,其具有“高铝硅低铁锰”的典型特征强化了准同生交代成因证据。

(3)“富钙低镁”的非理想状态的成分组成和形成于成核结晶速度较快且相对不太稳定的准同生成岩环境中的泥晶白云岩,在交代过程中形成于颗粒内部的收缩晶间孔小到连偏光显微镜都难以分辨的程度,但场发射扫描电镜下清晰可见。这类准同生交代成因的储集空间在临近湖盆沉积中心致密碳酸盐岩油气勘探中尚未能引起勘探家们的足够重视,其抗压实能力远大于碎屑岩的颗粒与颗粒堆积形成的粒间孔,这类发育于颗粒内部的收缩晶间孔在深层、超深层依然能够保存完好。这一重要发现突破了深层相对优质储层的勘探死亡线界限。

(4)准同生交代成因的白云岩往往呈成片规模分布,不同于受裂缝发育控制的热液白云岩的分布特征。无论是凹陷还是斜坡区均有发育,如跃进、狮子沟、干柴沟、咸水泉、红沟子、小梁山、南翼山、开特等,结合全区钻井资料初步估算,这类泥晶的云质岩类在柴西地区的分布面积远大于过去预测的1400 km<sup>2</sup>,多与泥灰岩、含盐泥岩、灰质或云质粉砂岩等细粒沉积物呈互层状。这类储层临近沉积和生烃中心,为“近源”储层,具有“近水楼台先得月”的优先捕获油气的天然优势,部分可形成致密油或致密气,亦为不可忽视的有利勘探类型。综上所述,这一研究成果将为柴达木盆地柴西地区深层油气勘探开辟新的勘探领域和拓展新的研究思路。

中国石油天然气集团公司油藏描述重点实验室的徐丽、李智勇、李志明、王朴、苟迎春、张世铭、吴梁宇、邓江林等参与了部分研究工作;尤其是青海油田付锁堂和马达德教授在研究中给予了大量帮助和指导;审稿专家和编辑老师提供了

建设性意见,在此一并表示感谢。

## 参考文献

- [1] 范嘉淞. 世界碳酸盐岩油气田的储层特征及其成藏的主要控制因素[J]. 地学前缘, 2005, 12(3): 23-30.
- [2] 马永生, 蔡勋育, 赵培荣. 深层、超深层碳酸盐岩油气储层形成机理研究综述[J]. 地学前缘, 2011, 18(4): 181-192.
- [3] 袁剑英, 黄成刚, 曹正林, 等. 咸化湖盆白云岩碳氧同位素特征及古环境意义: 以柴西地区始新统下干柴沟组为例[J]. 地球化学, 2015, 44(3): 254-266.
- [4] Bustillo M A, Arribas M E, Bustillo M. Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain)[J]. Sedimentary Geology, 2002, 151(1/2): 107-126.
- [5] Tueher M E, Wright V P. Carbonate Sedimentology[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990.
- [6] 贾承造, 邹才能, 李建忠, 等. 中国致密油评价标准、主要类型、基本特征及资源前景[J]. 石油学报, 2012, 33(3): 343-350.
- [7] 文华国, 郑荣才, Qing H R, 等. 青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水沉积原生白云岩[J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44(4): 591-604.
- [8] 郑荣才, 文华国, 范铭涛, 等. 酒西盆地地下沟组湖相白云岩型喷流岩岩石学特征[J]. 岩石学报, 2006, 22(12): 3027-3038.
- [9] 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄. 塔北地区下奥陶统白云岩热液重结晶作用及其油气储集意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(2): 156-170.
- [10] 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄. 塔中地区热液改造白云岩储层[J]. 石油学报, 2009, 30(5): 698-703.
- [11] 陈代钊. 构造-热液白云岩化作用与白云岩储层[J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(5): 614-622.
- [12] Davies G R, Smith L B Jr. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1641-1690.
- [13] 曹正林, 袁剑英, 黄成刚, 等. 高温高压碎屑岩储层中石膏溶解对方解石沉淀的影响[J]. 石油学报, 2014, 35(3): 450-454.
- [14] 黄成刚, 袁剑英, 曹正林, 等. 咸化湖盆碎屑岩储层中铁白云石的溶蚀作用模拟实验研究[J]. 石油实验地质, 2014, 36(5): 650-655.
- [15] 付锁堂, 张道伟, 薛建勤, 等. 柴达木盆地致密油形成的地质条件及勘探潜力分析[J]. 沉积学报, 2013, 31(4): 672-682.
- [16] 黄成刚, 袁剑英, 曹正林, 等. 咸化湖盆中酸性流体对碎屑岩储层的改造作用[J]. 地球科学与环境学报, 2014, 36(3): 52-60.
- [17] 金强, 朱光友. 中国中生代咸化湖盆烃源岩沉积的问题及相关进展[J]. 高校地质学报, 2006, 12(4): 483-492.
- [18] 黄成刚, 袁剑英, 曹正林, 等. 咸化湖盆储集层中咸水流体与岩石矿物相互作用实验模拟研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(2): 345-350.
- [19] Yuan J Y, Huang C G, Zhao F, et al. Carbon and oxygen

- isotopic composition, and palaeoenvironmental significance of saline lacustrine dolomite from the Qaidam Basin, western China[J]. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2015, 135(11): 596-607. doi: 10.1016/j.petrol.2015.10.024.
- [20] 徐伟,陈开远,曹正林,等. 咸化湖盆混积岩成因机理研究[J]. *岩石学报*, 2014, 30(6): 1804-1816.
- [21] Mount J F. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments[J]. *Geology*, 1984, 12(7): 432-435.
- [22] Mount J F. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: A proposed first-order textural and compositional classification[J]. *Sedimentology*, 1985, 32(3): 435-442.
- [23] 杨朝青,沙庆安. 云南曲靖中泥盆统曲靖组的沉积环境: 陆源碎屑与海相碳酸盐的混合沉积[J]. *沉积学报*, 1990, 8(2): 60-63.
- [24] 张雄华. 混积岩的分类和成因[J]. *地质科技情报*, 2000, 19(4): 31-34.
- [25] 国家能源局. 中华人民共和国石油天然气行业标准 SY/T 6285—2011 油气储层评价方法[S]. 北京: 石油工业出版社, 2011: 2.
- [26] 郑剑锋,沈安江,乔占峰,等. 塔里木盆地奥陶统蓬莱坝组白云岩成因及储层主控因素分析: 以巴楚大班塔格剖面为例[J]. *岩石学报*, 2013, 29(9): 3223-3232.
- [27] 张宝民,刘静江,边立曾,等. 礁滩体与建设性成岩作用[J]. *地学前缘*, 2009, 16(1): 270-289.
- [28] 黄思静,张雪花,刘丽红,等. 碳酸盐成岩作用研究现状与前瞻[J]. *地学前缘*, 2009, 16(5): 219-231.
- [29] 黄思静,杨俊杰,张文正,等. 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.
- [30] 闫志为,张志卫. 氯化物对方解石和白云石矿物溶解度的影响[J]. *水文地质工程地质*, 2009, 36(1): 113-118.
- [31] 由雪莲,孙枢,朱井泉,等. 微生物白云岩模式研究进展[J]. *地学前缘*, 2011, 18(4): 52-64.
- [32] 周传明,张俊明,李国祥,等. 云南永善肖滩早寒武世早期碳氧同位素记录[J]. *地质科学*, 1997, 32(2): 201-211.
- [33] Dehler C M, Elrick M, Bloch J D, et al. High-resolution  $\delta^{13}\text{C}$  stratigraphy of Chuar Group (ca 770–742 Ma) Grand Canyon: Implications for Mid-Neoproterozoic climate change[J]. *Geology Society of America Bulletin*, 2005, 117(1/2): 32-45.
- [34] Le Guerroué E, Allen P A, Crozzi A. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: The Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman)[J]. *Precambrian Research*, 2006, 146(1/2): 68-92.
- [35] Wright D T. The role of sulphate reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia[J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 126: 147-157.
- [36] Deckker P D, Last W M. Modern dolomite deposition in continental, Saline Lakes, Western Victoria, Australia[J]. *Geology*, 1988, 16(1): 29-32.
- [37] 冯增昭. 沉积岩石学[M]. 2版. 北京: 石油工业出版社, 1994.
- [38] 刘宝珺. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- [39] Wright D T, Wacey D. Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: Significance and implications[J]. *Sedimentology*, 2005, 52(5): 987-1008.
- [40] Smith L B. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York[J]. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 2006, 90(11): 1691-1718.
- [41] Montanez I P. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin[J]. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 1994, 78(8): 1210-1239.
- [42] 李兴远,周永章,安燕飞,等. 钦-杭成矿带南段丰村铅锌矿下园垌矿段围岩微量元素的地球化学特征及其意义[J]. *地学前缘*, 2015, 22(2): 131-143.
- [43] Rollison H R. 岩石地球化学[M]. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜, 译. 合肥: 中国科技大学出版社, 2000: 106.
- [44] Taylor R, Mclenan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. London: Blackwell, 1985: 57-72.
- [45] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[M]//Sunders A D, Norry M J. *Magma-tism in the Ocean Basin*. London: London Geological Society, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [46] Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M, et al. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(23): 5105-5113.
- [47] 潘立银,黄革萍,寿建峰,等. 柴达木盆地南翼山地区新近系湖相碳酸盐岩成岩环境初探: 碳、氧同位素和流体包裹体证据[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2009, 28(1): 71-74.
- [48] Kelts K, Talbot M R. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions[M]//Tilzer M M, Serruya C. *Ecological Structure and Function in Large Lakes*. Berlin: Springer, 1990: 290-317.
- [49] 王大锐. 油气稳定同位素地球化学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2000: 49-69.
- [50] Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climate indicators[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1970, 75(27): 5247-5257.
- [51] McKenzie J A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment[M]//Strunn W. *Chemical Processes in Lakes*. Toronto: John Wiley, 1985: 99-118.
- [52] 伊海生,林金辉,周思恩,等. 青藏高原北部新生代湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及古环境意义[J]. *古地理学报*, 2007, 9(3): 303-312.
- [53] Gasparrinia M, Bechstadta T, Bonib M. Massive hydrothermal dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23(5): 543-568.