

Characteristics and Diagenetic Significance of Carbon and Oxygen Isotopes in the Authigenic Dolomites of Lacustrine Carbonate Rocks

—A Case Study of the Paleogene Shahe Jie Formation of the Shijiutuo Uplift in Bohai Sea

Jilei Yang

CNOOC EnerTech-Drilling & Production Co., Tianjin
Email: yangjl2@cnooc.com.cn

Received: Dec. 8th, 2017; accepted: Dec. 22nd, 2017; published: Dec. 29th, 2017

Abstract

Authigenic dolomites mainly deposited like pore-lining, pore filling and metasomatic replacement in the lacustrine carbonate rocks of the Shijiutuo Uplift in Bohai Sea. Using the laser isotope analysis method to study the characteristics and diagenetic significance of the oxygen and carbon isotopes in the authigenic dolomites with different occurrences, the research results are present as follows: 1) the authigenic dolomites formed in the salty diagenetic fluid; 2) the oxygen isotope temperatures showed that the authigenic dolomites developed in 3 periods, corresponding to the three main paleoburial depth intervals such as 75 - 550 m, 700 - 950 m and 1400 - 2300 m; 3) the earliest authigenic dolomite with the highest $\delta^{13}\text{C}$ indicates that the carbon 13 originated from the primary sedimentary carbonates; the second earliest authigenic dolomite with higher and positive $\delta^{13}\text{C}$ indicates that the carbon source is still dominated by the original sedimentary carbonate and affected by the bacterial degradation during the shallow burial stage; the latest authigenic dolomite with the lowest and negative $\delta^{13}\text{C}$ shows that the CO_2 rich in carbon 12 produced by organic matter degradation played an important role in the carbon source; 4) the authigenic dolomites can be divided into the low temperature dolomite and the high temperature dolomite through the oxygen isotope analysis, and the low temperature dolomite formed in the reflux dolomitization process in the near surface to shallow burial stage and the high temperature dolomite formed in the middle to deep burial diagenetic environment.

Keywords

Bohai Sea, Lacustrine Carbonate Rock, Dolomite, Isotope, Diagenetic Fluid

湖相碳酸盐岩中自生白云石碳氧同位素特征及成岩意义

—以渤海石臼坨凸起古近系沙河街组为例

杨纪磊

中海油能源发展股份有限公司工程技术分公司, 天津

Email: yangjl2@cnooc.com.cn

收稿日期: 2017年12月8日; 录用日期: 2017年12月22日; 发布日期: 2017年12月29日

摘要

渤海石臼坨凸起古近系沙河街组湖相碳酸盐岩中自生白云石主要有孔隙衬垫、孔隙充填和交代状3种产出形式, 运用激光碳氧同位素分析方法对不同产状自生白云石碳氧同位素特征及其所反映的成岩意义进行研究, 结果表明: 1) 自生白云石形成于咸化的成岩流体中; 2) 氧同位素计算温度分析表明, 自生白云石共发育3期, 对应三个主要古埋深区间分别为75~550 m、700~950 m和1400~2300 m; 3) 第一期自生白云石高 $\delta^{13}\text{C}$ 正值表明其碳来源于原始沉积碳酸盐; 第二期自生白云石较高且偏正的 $\delta^{13}\text{C}$ 表明其碳来源仍以原始沉积碳酸盐为主, 受低成熟阶段细菌作用的影响; 第三期自生白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 较低且偏负, 说明有机质热降解过程产生的富含 ^{12}C 的 CO_2 对其有重要影响; 4) 氧同位素分析可划分出高温与低温白云石, 其中低温白云石形成于近地表-浅埋藏回流-渗透白云石化过程, 高温白云石形成于中-深埋藏封闭的成岩环境。

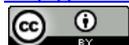
关键词

渤海, 湖相碳酸盐岩, 白云石, 同位素, 成岩流体

Copyright © 2017 by author and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

国外湖相碳酸盐岩研究起步较早。Eardlley (1938)对大盐湖现代湖泊碳酸盐沉积作了阐述, 而且还与古代湖泊碳酸盐岩进行了比较[1]。20世纪80年代中期国内开始开展湖相碳酸盐岩的研究。早期研究侧重于沉积学、地球化学和同位素特征等方面。2000年以后, 开始重视湖相碳酸盐岩储层与油气聚集规律的研究。与研究程度更高的海相碳酸盐岩相比, 湖相碳酸盐岩的研究程度较低, 进入21世纪后, 湖相碳酸盐岩作为储集层的研究日益受到重视, 对储层形成机制、主控因素分析、储层发育规律的研究逐渐深入, 但是, 存在形成机制和主控因素研究不够深入的问题[2]。

碳酸盐胶结物是碳酸盐岩中最主要的胶结物, 对储层具有双重影响, 一是充填储集空间, 损害储层物

性；二是早期碳酸盐胶结可阻碍压实作用的进行，有利于孔隙保存[3]。碳酸盐胶结物的化学性质活泼，对孔隙流体的酸碱性能极为敏感，极易发生溶解-沉淀-再溶解-再沉淀过程。因而，碳酸盐胶结物常被用来分析成岩环境及成岩流体的演化[4]。不同的成岩环境下，碳酸盐胶结物中碳、氧同位素组成有明显的差别和一定的规律，可为判断其形成时的地球化学环境特征和物质来源等提供重要信息，进而有助于阐明成岩过程中流体-岩石相互作用机制、孔隙流体演化史和次生孔隙形成机理等基本地质问题[5]。古近系沙河街组湖相碳酸盐岩是渤海石臼坨凸起及围区发育的一种重要的储层类型，以白云岩为主，白云石是最主要的自生矿物类型，是控制优质储层形成的重要因素之一，产出形式多样，且不同产状的自生白云石对储层性质的影响程度存在差异[2]。本文主要通过地球化学方法分析自生白云石碳氧同位素特征，查明其成岩意义，进一步探讨自生白云石形成机理，从而为弄清湖相碳酸盐岩相对优质储层成因提供依据。

2. 地质简况

石臼坨凸起位于渤海海域北部，位于秦南凹陷与渤中凹陷两大生烃凹陷之间(图 1)，处于油气运移的有利构造位置。石臼坨凸起及围区古近系沙河街组(E_2s)沉积时期气候干旱-湿热且为湖相三角洲与微-半咸水湖泊交替的沉积环境[6][7]，从而在水下高地处形成大量湖相碳酸盐岩，与陆源碎屑岩、泥岩呈互层状产出，现今埋深多大于 3200 m。

3. 样品与方法

选取研究区 HD5、HD2、QD2 等 7 口井中碳酸盐岩的 99 块薄片(蓝色铸体灌注，薄片的三分之一为茜素红染色)进行微观特征观察，在此基础上选择具有代表性的 45 块进行点计法统计(每片统计约 300 点)，观察统计项目包括：1) 岩石颗粒成分与含量；2) 自生白云石赋存状态、含量以及与其他自生矿物、成岩现象的先后关系；3) 自生白云石对储层孔隙的影响等。采用扫描电镜分析以更准确的确定各种成岩现象的先后顺序，结合能谱仪确定镜下难以识别的矿物类型；阴极发光分析以进一步确定自生白云石的世代结构；自生白云石中流体包裹体较少，获得 11 个样点的自生碳酸盐矿物包裹体均一温度用于确定成岩温度；选取 13 块样品进行激光同位素分析，获得 24 个样点的不同赋存状态的白云石的碳、氧同位素值，从而利用经验公式计算得到氧同位素温度以及进行同位素特征分析。

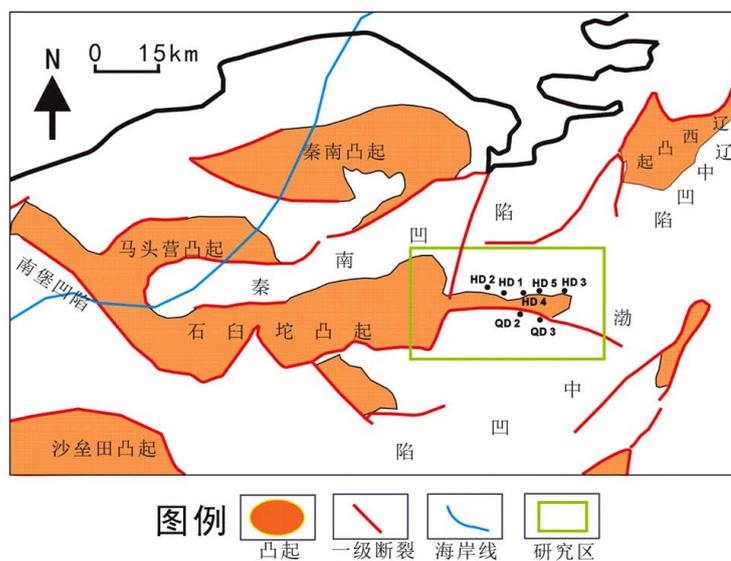


Figure 1. Location of the study area and the drilling wells distribution

图 1. 研究区构造位置及井位分布图

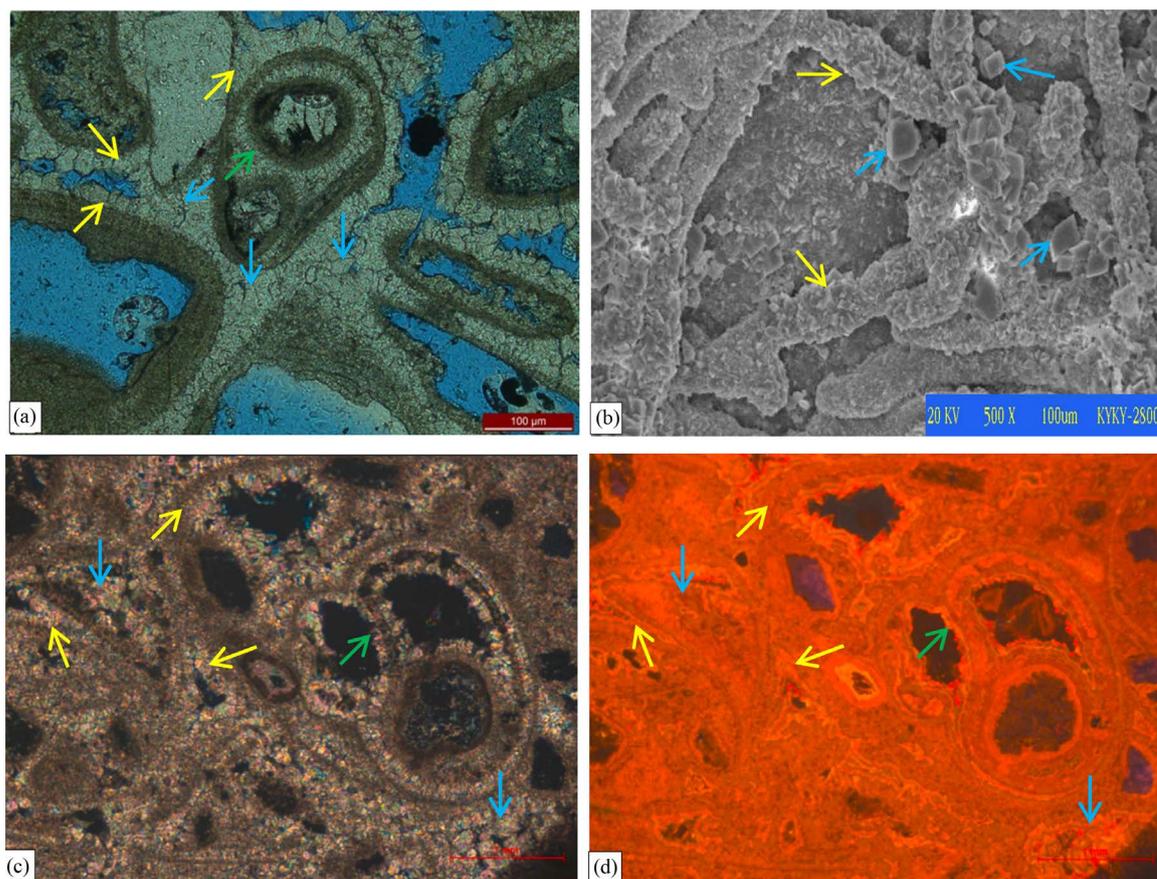
4. 岩石学特征

研究沙河街组湖相碳酸盐岩包括灰岩、白云岩以及二者的过渡型岩类，其中，白云岩占 87%，灰岩占 12%，过渡型岩类占 1%；岩石结构以颗粒结构为主，少量泥晶结构。自生矿物类型包括自生白云石、自生方解石、自生粘土矿物、自生石英等，总含量介于 5%~45%之间，平均含量 24.8%。自生碳酸盐矿物中分布最为广泛的是白云石，含量介于 5%~45%之间，平均含量 23.6%；方解石在灰岩及云灰岩过渡样品中为主要自生碳酸盐矿物，平均含量为 0.8%；少量铁(或含铁)白云石、铁(或含铁)方解石等；产出形式包括颗粒包壳、孔隙衬垫、孔隙充填、交代等。

5. 自生白云石产状及成岩演化序列

5.1. 自生白云石产状

自生白云石是直接来自沉积水体或成岩流体沉淀出的白云石。白云石是研究区沙河街组碳酸盐岩中最发育的自生矿物，以包壳白云石、衬垫白云石、孔隙充填白云石为主(图 2(a)、图 2(b))，少量交代白云石。自生白云石世代结构特征明显，偏光显微镜下可见三个世代(图 2(c))，即由早到晚依次发育 1、2、3 期白云石，阴极发光显微镜下由颗粒边缘至孔隙中部发光强度逐渐增强，依次为褐红色→橙红色→橙黄色(图 2(d))。



(a) 自生白云石产状, QD2 井, 3762.60 m, 亮晶含鲕粒生屑云岩, -; (b) 自生白云石产状, QD2 井, 3798.00 m, 亮晶砂屑云岩, SEM; (c) (d) 自生白云石胶结世代结构, HD5 井, 3375.65 m, 亮晶生屑云岩, (c) +, (d) CL。备注: 绿色箭头——包壳白云石, 黄色箭头——衬垫白云石, 蓝色箭头——充填白云石。

Figure 2. Occurrences of the authigenic dolomites

图 2. 自生白云石产状

包壳白云石可见一个或两个世代，衬垫、充填白云石主要发育于第二、第三世代。在颗粒云岩颗粒接触处由于压实作用的影响，仅发育第一、第二世代，在粒间孔、体腔孔发育处，常可见到完整的三个世代。第一世代为微晶白云石围绕颗粒呈等厚环边状生长。第二世代为微晶-粉晶白云石沿第一世代白云石晶体外侧生长，呈略等厚环边状和刀刃状，晶体较干净明亮，多呈它形-半自形。第三世代白云石发育于剩余孔隙空间较大的部位，粉晶-细晶白云石沿第二世代白云石边缘向孔隙中心生长，呈刀刃状，晶体呈近等轴粒状，干净明亮，多呈半自形-自形；或呈充填状分布于衬垫白云石生长后剩余的孔隙空间内，晶粒较粗，以自形细晶为主，晶体干净明亮，呈粒状集合体和连晶状。

交代白云石主要是由白云石对鲕粒核心陆源碎屑的交代而形成，在研究区较少出现。

5.2. 成岩演化序列

根据上述自生矿物特征和赋存状态，以及与其他成岩矿物和成岩组构之间的关系，将研究区湖相碳酸盐岩的成岩序列归纳如下：包壳白云石→压实作用、第一期溶蚀作用→衬垫白云石→第二期溶蚀作用→早期充填白云石(或方解石)→第三期溶蚀作用→自生石英、自生伊利石、晚期充填白云石→交代白云石(或方解石)。粘土矿物 X 衍射分析表明伊/蒙混层中的蒙皂石层含量介于 5%~20% 之间，处于有序混层带~超点阵有序混层带；泥岩有机质镜质体反射率介于 0.5%~1.0% 之间，处于成熟阶段；自生矿物流体包裹体测定的均一温度最高为 148℃ (交代方解石)、131℃ (交代白云石)，可知最晚成岩阶段为中成岩阶段 A 期。因此，研究区沙河街组碳酸盐岩主要经历了同生阶段、早成岩阶段、中成岩阶段 A 期三个成岩作用阶段。

6. 生白云石碳氧同位素特征及成岩意义

6.1. 成岩流体盐度

$\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值与盐度有关，其值随盐度升高而增大。Keith and Weber (1964) 将 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 结合起来推导出用以指示古盐度的公式[8]：

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50) \quad (\delta \text{ 值为 PDB 标准}) \quad (6.1)$$

式中 Z 值为盐度指示值，其大小与盐度直接相关：Z > 120，为海相石灰岩；Z < 120，为淡水石灰岩；Z = 120，为未定型石灰岩。

利用上述公式测定中、新生代岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值并计算盐度指数，通常是有效的[9]。彭立才等[10] (1996)、方志雄[11] (2006) 研究指出，简单地将 Z 值大于 120 判断为海相沉积是不全面的，也可以是陆相咸化湖泊沉积。通过上述公式计算出自生白云石 Z 值介于 114~138 之间，83.3% 的样品 Z 值大于 120，说明沉积环境及成岩环境为咸水环境。

6.2. 氧同位素地质温度计

研究区湖相碳酸盐岩中未找到与白云石共生的含氧矿物对，不能满足内部测温法要求，以及碳酸盐矿物中晶格位置不存在不同的与氧结合的键，也无法应用单矿物测温法。因此，运用外部测温法，结合白云石-水分馏方程计算自生白云石的形成温度。但是采用外部计温法时，需要结合地质背景推理成岩流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值。此次研究中，获得 HD5 井 3382.10 m 两个样品同期孔隙衬垫白云石流体包裹体均一温度 28℃ 和氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}(\text{PDB}) - 0.76\text{‰}$ ，利用公式(6.2)计算出自生矿物形成时的孔隙流体同位素值 $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}(\text{SMOW}) - 0.77\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ 值接近 0，符合咸水特征，与盐度指数 Z 计算结果反映的咸水成岩环境一致，因此，将 $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}} = -0.77\text{‰}$ 作为计算其余样点氧同位素温度的孔隙流体氧同位素值。

前人提出的白云石-水之间的氧同位素分馏方程较多,不同分馏方程有不同的适用温度条件。胡作维和黄思静(2013)在研究川东北地区三叠系飞仙关组白云岩氧同位素温度时,采用4个分馏方程进行了温度计算并结合地质背景对比了计算结果的有效性,不同方程计算温度集中于50~100℃区间的样品均大于75%,指出分馏方程6.2、6.3计算结果相近且具有较高的可靠性[12]。因此,本次研究中采用分馏方程6.2、6.3计算氧同位素温度。研究区自生白云石形成时间较早,主要形成于早成岩阶段以及中成岩A期较早阶段,成岩温度相对较低,因此,主要采用分馏方程6.2的计算结果进行分析。

$$1000\ln\alpha_{\text{dol-w}} = 2.73 \times 10^6 \times T^{-2} + 0.26 \quad (\text{适用于 } 25\sim 45^\circ\text{C}) \quad (6.2)$$

$$1000\ln\alpha_{\text{dol-w}} = 3.23 \times 10^6 \times T^{-2} - 3.29 \quad (\text{适用于 } 100\sim 500^\circ\text{C}) \quad (6.3)$$

式中 $\alpha_{\text{dol-w}} = \frac{(1 + (\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}/1000))}{(1 + (\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}/1000))}$; T —氧同位素计算温度, K。分馏方程6.2、6.3分别由 Vasconcelos *et al.* (2005)、胡作维和黄思静(2013)提出。

自生白云石氧同位素温度计算结果表明,孔隙衬垫白云石发育三期,第一期衬垫(或包壳)形成很早,温度低于30℃,第二期衬垫(或包壳)形成于45℃~65℃之间,第三期形成温度大于75℃(图3)。充填白云石也发育三期,第一期低于45℃间,第二期介于50℃~65℃之间,第三期大于65℃。一般认为泥晶白云石为原生沉淀或准同生期交代成因[13],其形成温度接近于地表温度,但是研究区泥晶白云石(样点为泥晶结构的砂屑、生物壳体以及泥晶胶结物)计算温度明显较高,主要分布于45℃~103℃范围,可能与后生成岩蚀变发生氧同位素再平衡有关。交代陆源碎屑的白云石(或方解石)的温度均不小于100℃,分布范围为100℃~118℃。

根据氧同位素计算温度、包裹体均一温度及古地温梯度,建立计算公式(公式6.4)可计算自生白云石形成时古埋深,结合区域地质背景,从而确定自生白云石的成岩环境。根据不同学者的研究成果,渤海湾盆地古近系古地温梯度范围多位于3.5℃~4.2℃/100 m区间[14][15]。此次研究选择其平均古地温梯度3.7℃/100 m、古地表温度选取25℃进行古埋深的计算。

$$\text{古埋深} = [\text{包裹体均一温度(或氧同位素温度)} - \text{古地表温度}] / \text{古地温梯度} \quad (6.4)$$

按所获得的温度数据可将研究区自生白云石分为三期,第一、二、三期(由早到晚)对应的温度区间分别为≤45℃、45℃~65℃、≥65℃,对应三个主要古埋深区间分别为75~550 m、700~950 m和1400~2300 m。

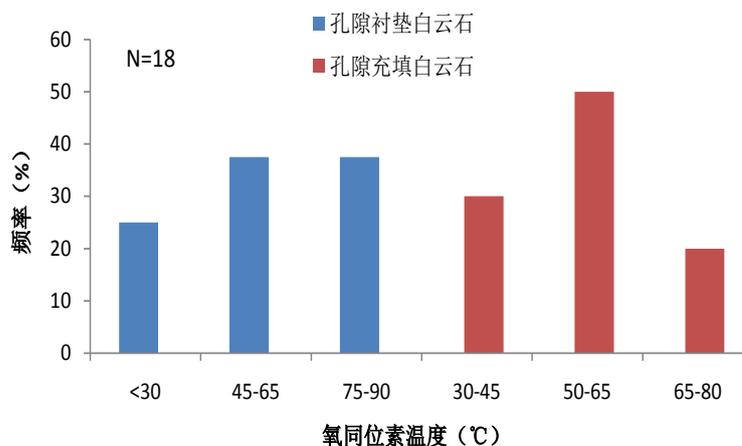


Figure 3. Temperatures distribution histogram of the oxygen isotopes of the pore-lining and pore-filling dolomites

图3. 孔隙衬垫白云石与充填白云石氧同位素温度分布直方图

黄思静(2010)对埋藏环境埋深的界定为:浅埋藏深度下限 600~1000 m,中-深埋藏深度大于 600~1000 m。因此,研究区三期自生白云石的成岩环境(由早到晚)分别为近地表环境、浅埋藏环境和 中-深埋藏环境。

6.3. 碳、氧同位素分布特征

6.3.1. 碳同位素

碳酸盐的碳同位素更多的是与不同碳来源的流体及混合作用有关[16]。氧同位素对温度特别敏感,而碳同位素只发生微小的变化,图 4 也表明随成岩温度的提高, $\delta^{13}\text{C}$ 的变化明显小于 $\delta^{18}\text{O}$,因而,碳同位素对原始成岩矿物有较好的代表性[17]。Allan and Wiggins (1994)研究指出,海相碳酸盐岩数据中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 富集的最大值通常被认为是原始海相碳酸盐岩同位素组成的最好的估算值,最富 $\delta^{18}\text{O}$ 的样品常被看成改变最小的样品[18]。此次研究中 $\delta^{18}\text{O}$ 最大的两个样品具有最高的 $\delta^{13}\text{C}$,因此,这两个样品可以代表原始沉积碳酸盐的同位素组成。研究区自生白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -2.87‰ ~ 5.69‰ ,与咸水碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -5‰ ~ 5‰ [19] 的分布范围一致,说明自生白云石的碳主要是继承了沉积流体或白云石化的方解石(或文石)中的碳来源。

第一期自生白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 0.56‰ ~ 5.69‰ ,平均值为 3.43‰ ,高 $\delta^{13}\text{C}$ 正值表明其碳来源于沉积流体或原始沉积碳酸盐;第二期 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 0.15‰ ~ 4.59‰ ,平均值为 1.73‰ ,较高且偏正的 $\delta^{13}\text{C}$ 表明其碳来源仍以原始沉积碳酸盐中碳为主,同时受到烃源岩低成熟阶段细菌降解产生的富含 ^{12}C 的 CO_2 的影响;第三期 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -2.87‰ ~ 0.76‰ ,平均值为 1.73‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 较低且偏负,由于处于烃源岩成熟阶段,其碳来源有相当一部分来自有机质热降解过程产生的富含 ^{12}C 的 CO_2 。

6.3.2. 氧同位素

研究区自生白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -12.33‰ ~ -0.76‰ ,变化范围较大,表明氧同位素对成岩蚀变较敏感。第一期自生白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -4.01‰ ~ -0.76‰ ,平均值为 -2.57‰ ,与咸水碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -4.39‰ ~ -0.49‰ [19] 的分布范围一致,代表了近地表低温条件下原始沉积流体或原始沉积碳酸盐氧同位素组成;第二期 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -6.36‰ ~ -4.97‰ ,平均值为 -5.77‰ ,代表了浅埋藏中等温度条件下碳酸盐氧同位素组成;第三期 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -12.33‰ ~ -6.97‰ ,平均值为 -9.46‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 显著偏负,主要是埋藏成岩过程中温度升高的结果[17] (图 4)。

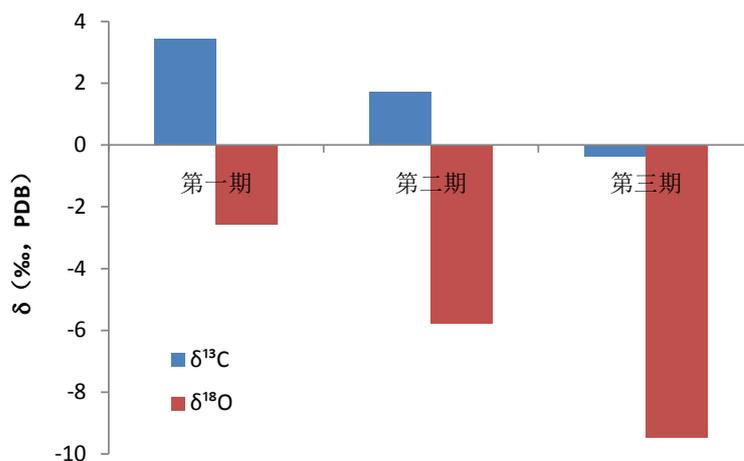


Figure 4. Distribution histogram of the Average $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the Authigenic dolomites with three stages

图 4. 三期自生白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值分布直方图

氧同位素对温度特别敏感,可指示含氧矿物的形成温度,可有效区分高温与低温白云石[18]。Allan and Wiggins (1994)在大量数据的基础上,确定了区别低温与高温白云石(岩)的界线(图 5),即低温白云石(岩) $\delta^{18}\text{O}$ 的下限 -6.5‰ ; 高温白云石(岩)的上限 -2.5‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -6.5‰ ~ -2.5‰ 之间为低温与高温白云石(岩)的重叠区,成因不明确[16]。采用 Allan and Wiggins (1994)区别低温与高温白云石的方法,得到研究区自生白云石高温与低温白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图(图 5)。研究区自生白云石中高温白云石占 35%, 低温白云石占 15%, 50%的样点位于低温与高温白云石的重叠区。鞍状白云石大量出现的温度大于 50°C [18], 因此,将高低温白云石的界线确定为 50°C 。低温与高温白云石的重叠区自生白云石成因存在多解性,结合氧同位素计算温度以及成岩蚀变特征,可知重叠区自生白云石存在以下几种成因:1) 低温白云石;2) 高温白云石;3) 低温白云石部分重结晶。

6.4. 自生白云石形成机理

通过上述对自生白云石碳氧同位素反映的盐度、成岩温度、流体来源及古埋深计算结果,结合区域地质背景,可推测出自生白云石形成机理。研究区湖相碳酸盐岩发育于石臼坨凸起两侧断裂陡坡带,边界断层长期继承发育,有利于富 Mg 高浓度白云石化流体(或卤水)沿陡坡带向下流动,发生回流-渗透白云石化作用,低温白云石主要为近地表-浅埋藏回流-渗透白云石化过程中从相对开放的富镁白云石化流体中沉淀。进入中-深埋藏环境后,孔隙水已大量排出,孔隙流体一部分来源于上下邻近地层富 Mg^{2+} 泥岩的压实水,一部分来源于封存的同生水及部分溶蚀的白云岩基质,高温白云石为中-深埋藏封闭的成岩环境下从富 Mg^{2+} 的孔隙流体中沉淀形成。

7. 结论

利用偏光显微镜、扫描电镜和阴极发光显微镜等对岩石学特征研究的基础上,选择有代表性的样品进行激光碳氧同位素分析,获得的结论如下:

- 1) 自生白云石主要有孔隙衬垫白云石、孔隙充填白云石和交代白云石 3 种赋存方式,由颗粒边缘至孔隙中部发育明显 3 个世代。
- 2) 根据自生白云石与其他自生矿物及成岩现象的共存关系,可大致判断出成岩序列,即包壳白云石

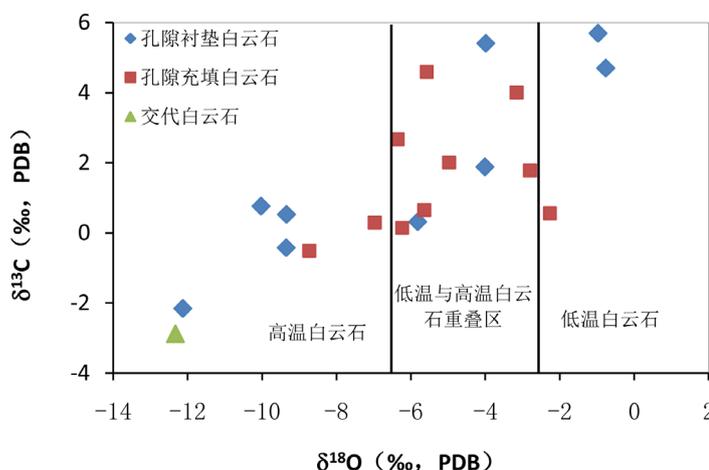


Figure 5. Cross-plot of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the high and low temperatures dolomites

图 5. 高温与低温白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图(据 Allan and Wiggins, 1994, 修改)

→压实作用、第一期溶蚀作用→衬垫白云石→第二期溶蚀作用→早期充填白云石(或方解石)→第三期溶蚀作用→自生石英、自生伊利石、晚期充填白云石→交代白云石(或方解石)。

3) 盐度指数 Z 多大于 120, 表明形成自生白云石的成岩流体为咸化的地层水, 与前人对研究区沙河街组湖相碳酸盐岩形成于微咸水 - 咸水沉积环境的研究成果一致。

4) 自生白云石氧同位素计算温度及包裹体均一温度分析表明, 自生白云石共发育 3 期, 孔隙衬垫白云石或孔隙充填白云石可见明显的 3 期, 交代白云石形成最晚, 对应三个主要古埋深区间分别为 75~550 m、700~950 m 和 1400~2300 m

5) 碳同位素成岩蚀变性较弱, 对原始成岩矿物碳同位素组成有较好的代表性。第一期自生白云石高 $\delta^{13}\text{C}$ 正值表明其碳来源于原始沉积碳酸盐; 第二期自生白云石较高且偏正的 $\delta^{13}\text{C}$ 表明其碳来源仍以原始沉积碳酸盐中碳为主, 同时受到低成熟阶段细菌降解产生的富含 ^{12}C 的 CO_2 的影响; 第三期自生白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 较低且偏负, 说明有相当一部分碳来自有机质热降解过程产生的富含 ^{12}C 的 CO_2 。

6) 通过对氧同位素分析可有效区分高温与低温白云石。低温白云石主要为近地表 - 浅埋藏回流 - 渗透白云石化过程中形成, 高温白云石为中 - 深埋藏封闭的成岩环境下形成。

参考文献 (References)

- [1] 夏青松, 田景春, 倪新锋. 湖相碳酸盐岩研究现状及意义[J]. 沉积与特提斯地质, 2003, 23(1): 105-112.
- [2] 卿元华. QHD428E 构造湖相碳酸盐岩有利储层特征及成因[D]: [硕士学位论文]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- [3] 刘娅铭, 姜在兴, 朱井泉, 等. 东河砂岩中碳酸盐胶结物特征及对储层的影响[J]. 大庆石油地质与开发, 2006, 25(3): 13-15.
- [4] 付锁堂, 王震亮, 张永庶, 等. 柴北缘西段鄂博梁构造带储层碳酸盐胶结物成因及其油气地质意义——来自碳、氧同位素的约束[J]. 沉积学报, 2015, 33(5): 991-999.
- [5] 王琪, 郝乐伟, 陈国俊, 等. 白云凹陷珠海组砂岩中碳酸盐胶结物的形成机理[J]. 石油学报, 2010, 31(4): 553-558.
- [6] 杜搵华. 中国湖相碳酸盐岩油气储层[J]. 陆相石油地质, 1992, 3(6): 29-27.
- [7] 刘志刚, 周心怀, 李建平, 等. 渤海海域石臼坨凸起东段 36-3 构造古近系沙二段储集层特征及控制因素[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(54): 833-837.
- [8] Keith, M.L. and Weber, J.N. (1964) Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Selected Limestones and Fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1787-1816. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- [9] 王英华, 周书欣, 张秀莲. 中国湖相碳酸盐岩[M]. 徐州: 中国矿业大学出版社, 1993.
- [10] 彭立才, 孙镇城. 青藏高原咸化湖泊沉积碳酸盐岩碳、氧稳定同位素组成及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 1996, 15(3): 235-239.
- [11] 方志雄. 江汉盆地盐湖沉积充填模式[M]. 北京: 石油工业出版社, 2006.
- [12] 胡作维, 黄思静. 川东北地区三叠系飞仙关组白云岩的形成机制[M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [13] 刘宝珺. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- [14] 姚合法, 任玉林, 申本科. 渤海湾盆地中原地区古地温梯度恢复研究[J]. 地学前缘, 2006, 13(3): 135-139.
- [15] 朱筱敏. 济阳拗陷古近系碎屑岩储层特征和评价[M]. 北京: 科学出版社, 2008.
- [16] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985.
- [17] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社, 2010.
- [18] Allan, J.R. and Wiggins, W.D. (1994) Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- [19] 李春荣, 陈开远. 碳氧同位素分析在潜江盐湖沉积环境中的应用[J]. 天然气地球科学, 2004, 15(3): 320-322.

知网检索的两种方式：

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择：[ISSN]，输入期刊 ISSN：2163-3967，即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入，输入文章标题，即可查询

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：ag@hanspub.org