

# 塔里木盆地中央隆起中部中下奥陶统白云石类型及形成机理

何涌, 刘亿, 姚城, 徐梅桂, 范筱聪  
(成都理工大学能源学院)

**摘要** 根据岩心及薄片观察,按照矿物晶体的大小、形状以及自形程度的差异,将塔里木盆地中央隆起中部中下奥陶统碳酸盐岩地层中的白云石分为6种类型,包括泥微晶白云石、粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石、粉—细晶半自形—他形白云石、粉—细晶自形(环带)白云石、细—粗晶他形白云石、粗晶鞍形白云石。综合不同类型白云石的结构特征、碳氧锶同位素值、阴极发光等特征,认为中下奥陶统白云石主要由三种成岩作用形成:泥微晶白云石主要是在准同生期由回流白云石化形成;大部分粉—粗晶白云石是在埋藏期由埋藏白云石化形成,其中浅埋藏期是大规模白云石化的阶段;粗晶鞍形白云石主要由与高温热液活动相关的热液白云石化形成。

**关键词** 塔里木盆地; 中央隆起带; 奥陶系; 白云石化作用; 同位素分布; 形成机理

**中图分类号**: TE112.23      **文献标识码**: A

## 1 研究背景

对于塔里木盆地中央隆起区奥陶系白云岩储集体的研究,许多石油勘探家和地质学家都作出了广泛的努力<sup>[1-12]</sup>。顾家裕<sup>[6]</sup>按岩性特征、碳氧同位素值、微量元素含量和成岩温度将下奥陶统白云石分为准同生白云石、浅埋藏白云石和深埋藏白云石三类;李凌等<sup>[7]</sup>对塔中北部中下奥陶统鹰山组白云岩特征及成因的研究表明,该区以泥(微)晶白云岩、粉晶白云岩、细晶白云岩、残余颗粒白云岩等的不等厚互层为特征,根据白云岩的产状、岩矿和地球化学等特征建立了以近地表蒸发海水交代成因为主的白云石化模式;朱东亚等<sup>[8]</sup>运用元素地球化学和同位素测试分析等手段,初步认为下奥陶统的白云石化流体主要为正常浓度或稍微浓缩的海水,主要为准同生及埋藏白云石化,局部发育与断层相关的热液白云石化。本文采用将白云石的矿物学特征与地球化学特征相结合的研究思路,建立相应的中下奥陶统白云石化模式。

本文的研究区域主要为中央隆起中部塔中地区(图1)。研究区主要为一套中下奥陶统海相碳酸盐岩沉积,自下而上发育有蓬莱坝组(O<sub>1p</sub>)和鹰山组(O<sub>1-2y</sub>),岩性主要为白云岩,以局限台地相为主<sup>[11]</sup>。本次研究分析的资料,主要来自研究区内的古隆1井、古隆3井、巴开1井、中12井、中19井、中4井、中3井、中15井、中1井等9口井的蓬莱坝组和鹰山组碳酸盐岩岩心和薄片。

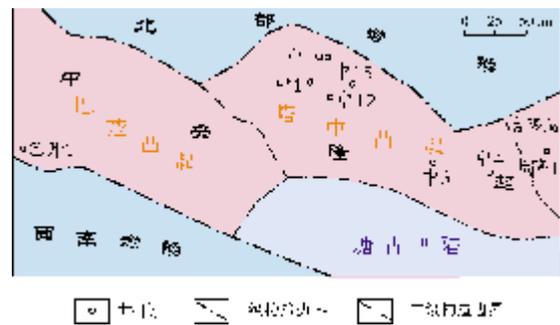


图1 塔里木盆地中央隆起中部构造单元划分及研究井位分布图

收稿日期: 2012-06-13; 改回日期: 2012-07-23

基金项目: 本文受国家专项“塔里木盆地下古生界多类型储集体形成与成藏条件研究”(编号 KY-S-2008-086) 资助

何涌: 1988年生。2010年毕业于成都理工大学资源勘查工程,现为成都理工大学能源学院矿产普查与勘探系在读硕士研究生。主要研究方向为储层地质学与储层地球化学。通讯地址: 610059 四川省成都市成华区二仙桥东三路1号

## 2 白云石的结构类型与特征

根据岩样及薄片观察,塔里木盆地中央隆起带构成中下奥陶统白云岩的白云石矿物存在6种类型。这些白云石的结构类型及特征描述如下(表1)。

(1)泥微晶白云石 在研究区内发育程度较低。局部见岩石显纹层状构造,由浅色纹层和暗色纹层

间互构成。

(2)粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石 在研究区内较常见。常呈漂浮状出现在泥晶灰岩或颗粒灰岩中,与灰岩组成白云质灰岩或灰质白云岩。

(3)粉—细晶半自形—他形白云石 在鹰山组下部及蓬莱坝组常见。常与缝合线及裂缝伴生,交代灰岩颗粒及胶结物,构成斑状白云石的主体。岩

表1 塔里木盆地中央隆起中部中下奥陶统白云石结构类型及特征

结构类型	晶间关系	典型特征	形成环境	分布层位(典型井)	典型薄片特征
泥微晶白云石	镶嵌接触	晶面污浊。晶体细小、半自形—他形。晶间泥质含量高	近地表	鹰山组 (古隆3井)	 古隆3井 6154.9m 鹰山组 (-)
粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石	不接触	晶面平直,污浊。部分晶体发育明亮环带	浅埋藏	鹰山组 (中15井,巴开1井,中19井)	 巴开1井 4304.8m 鹰山组 (-)
粉—细晶半自形—他形白云石	线接触 镶嵌接触	晶面平直。晶面他形,部分晶体发育雾心亮带	浅—中埋藏	鹰山组 (中12井,中13井,中19井)	 中12井 5611.6m 鹰山组 (+)
粉—细晶自形(环带)白云石	点接触 线接触	晶面平直。多为菱形,部分晶体发育明亮环带	浅—中埋藏	鹰山组 (中13井,中19井,中15井)	 中19井 5526.0m 鹰山组 (+)
细—粗晶他形白云石	镶嵌接触	晶面弯曲,污浊。晶体大小不一	中—深埋藏	鹰山组、蓬莱坝组 (古隆1井,中3井,中4井)	 中4井 3612.8m 蓬莱坝组 (+)
粗晶鞍形白云石	镶嵌接触	晶体呈马鞍形。波状消光明显	深埋藏	鹰山组、蓬莱坝组 (中1井,古隆1井)	 古隆1井 6533.3m 蓬莱坝组 (+)

心上观察,白云石斑块可显灰白色、灰色,或因晶间沥青侵染而呈灰黑色。部分白云石发育的雾心亮边结构是由于早期白云石化流体浓度高、交代速度快,杂质没有被完全带走,形成雾心,随着白云石化流体的淡化,结晶速度变慢,杂质残留少,形成亮边。由于流体的淡化是逐步的,因此雾心和亮边之间呈过渡关系<sup>[12]</sup>。

(4) 粉—细晶自形(环带)白云石 主要分布于蓬莱坝组中,鹰山组下部也有发育。白云石晶间孔及晶间溶孔较发育,常见环带结构。这类白云石与雾心亮边白云石具有明显差异:其晶体呈规则的菱面体,而且亮边与内部无过渡关系,两者之间是突变,而且环带状白云石晶体明显较大。从成因上来讲,这类白云石的形成很可能是多期次白云石化作用的产物,即环带是在多孔的、粉—细晶自形白云石的基础上,由于后期过饱和白云石化流体的持续供给,围绕早期白云石边缘再生长的产物,严格地讲,很可能属于胶结物的范畴<sup>[12]</sup>。但无论怎样,环带的出现往往预示着白云石的自形程度较高,孔渗性好,但是这类白云石的过多发育(如形成多期次的环带或环带厚度大于核心)则可能会影响储集性能。

(5) 细—粗晶他形白云石 在蓬莱坝组较常见,鹰山组中则分布有限。一般形成于中—深埋藏

期,由早期形成的白云石演化而来。随着埋深增加,温度升高,达到晶体他形生长的临界温度时,白云石晶体快速生长,晶面发生曲面化,晶体之间镶嵌接触。这种白云石构成的岩石,结构紧密,孔隙稀少,若没有后期溶蚀作用的改造,很难形成有效储集体。

(6) 粗晶鞍形白云石 研究区内分布有限,通常在蓬莱坝组中有发育,鹰山组少见。这类白云石往往与鞍形白云石胶结物共生,所构成的岩石中多见溶蚀孔和裂缝。值得注意的是,在有关构造热液白云石化模式的研究中几乎都提到了鞍状(形)白云石,因此它在该模式的产物中具有一定的普遍性,可以作为构造热液白云石的重要指示物<sup>[10,13]</sup>。

### 3 白云石地球化学特征

#### 3.1 碳氧锶同位素特征

本次研究在中1井、中3井、中4井、中13井、中15井、中19井、古隆1井和古隆3井等8口井中共选取28件中下奥陶统不同类型的白云石样品作碳氧锶同位素( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )测试,并选取了2件中下奥陶统原始泥晶灰岩和微晶球粒灰岩作为比照测试的样品,其测试结果如表2所示。

表2 塔里木盆地中央隆起中部中下奥陶统不同类型白云石碳氧锶同位素分析结果\*

白云石类型	样品数	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}, \text{V-PDB})$		$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}, \text{V-PDB})$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
		范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
泥微晶白云石	2	-0.3~-0.2	-0.25	-5.3~-5.1	-5.2	0.708358~0.708362	0.708360
粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石	1	-0.1	-0.1	-9.5	-9.5	0.708231	0.708231
粉—细晶半自形—他形白云石	11	-0.8~-0.5	-0.6	-10.7~-7.0	-8.7	0.707193~0.709028	0.708425
粉—细晶自形(环带)白云石	6	-1.1~-0.1	-0.5	-10.5~-5.8	-6.5	0.707895~0.711247	0.708722
细—粗晶他形白云石	5	-1.9~-1.2	-1.5	-7.6~-5.7	-6.8	0.707684~0.710705	0.708340
粗晶鞍形白云石	3	-5.1~-1.8	-3.1	-14.9~-14.4	-14.6	—	—
原始泥晶灰岩(比照样品)	2	-1.6~-1.4	-1.5	-8.8~-8.4	-8.6	0.708231	0.708231

\* 样品测试单位:成都理工大学材料与化学化工学院。

测得中下奥陶统2件原始灰岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-1.6‰~-1.4‰之间(平均值为-1.5‰), $\delta^{18}\text{O}$ 值介于-8.8‰~-8.4‰之间(平均值为-8.6‰),与Veizer等人<sup>[14]</sup>总结的全球早奥陶世海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-2.5‰

~+1.5‰)和 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-10‰~-6‰)相符,因此,基本可以代表早奥陶世塔里木盆地海水碳氧同位素特征。

研究区中下奥陶统基质白云石样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差

别不大,主要在 $-1.9\%$ ~ $-0.1\%$ 范围,平均值为 $-0.93\%$ ,但其大致显示出泥微晶白云石→粉—细晶半自形—他形白云石→粉—细晶自形(环带)白云石→细—粗晶他形白云石不断偏负的特征。 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围相对较宽,分布在 $-10.7\%$ ~ $-3.2\%$ 之间,平均值为 $-7.57\%$ ,大致表现为泥微晶白云石→粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石→粉—细晶半自形—他形白云石逐渐偏负的特征。

除中3井3938.3m处的粉—细晶自形(环带)白云石和中4井5817.07m处的细—粗晶他形白云石样品Sr同位素值异常高达0.7107以上外(复查取样位置发现该样品破碎且距风化壳较近,可能受壳源铯影响),基质白云石的Sr同位素值在0.707 193~0.709 104的范围,平均值为0.708 320,基本与早奥陶世海水的Sr同位素组成范围是一致的。这说明基质白云石对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值有明显的继承性,白云石化作用和成岩改造并未造成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的明显变化,因此这些数据也暗示了塔里木中下奥陶统白云石的成因与海源流体关系密切。

### 3.2 阴极发光特征

本次研究应用成都理工大学能源学院的阴极发光仪(型号CITL/CL8200 MK5-2,束电压15kV,束电流320  $\mu\text{A}$ )对白云石的阴极发旋光性进行了研究,发现不同类型白云石的阴极发光特征有所差异(图2)。

**泥微晶白云石** 在阴极射线下基本不发光(图2a)。根据这类白云石的岩石学特征以及相关的沉积构造,结合其碳氧同位素的测试结果,这类白云石在阴极射线下不发光应该与锰含量少有关,应属于同生或准同生期海水成岩环境的产物。

**粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石** 在阴极射线下旋光性微弱,以暗红色为主,说明其形成于浅埋藏阶段。部分白云石可见环带结构,少量环带甚至发中等亮度红色光(图2b)。另外,代表原始沉积环境的宿主灰岩(主要是微亮晶砂屑灰岩、球粒灰岩)基本不发光,这主要与未经成岩改造的碳酸盐岩矿物中锰含量极低有关<sup>[15]</sup>。

**粉—细晶半自形—他形白云石** 在阴极射线下旋光性为弱到中等,为暗红色到中等亮度红色。沿缝合线发育的斑状粉晶他形白云石发弱的旋光,常见暗红色光,而宿主灰岩(通常是微亮晶砂屑灰岩)往

往不发光;块状或层状分布的粉晶半自形—他形白云石旋光性较斑状白云石略强,为暗红色到中等亮度红色。值得注意的是,致密的、孔隙不发育的这类白云石旋光性较弱,通常为暗红色,而溶孔发育的白云石其阴极旋光性要强一些,可见中等亮度红色光(图2c)。

**粉—细晶自形(环带)白云石** 在阴极射线下发弱到中等旋光,以暗红色光为主,但是溶孔边缘处有亮红色斑点,可能反映了大气水的影响。此外,发育环带的细晶白云石在阴极发光下也以暗红色光为主,只是环带边缘比核心亮度稍强一些,但是差别不是很明显。总体而言,这类白云石的旋光性不强,因此可能是还原条件下的产物,与埋藏成岩环境有关。

**细—粗晶他形白云石** 一般其白云石化作用是在持续埋藏阶段发生的,这种强还原状态下的 $\text{Fe}^{2+}$ 和 $\text{Mn}^{2+}$ 含量都高,所以该白云石旋光性较弱或不发光,以暗红色或不发光为主;部分旋光性较强的样品是岩石发生了白云石化作用以后,为构造抬升遭受表生岩溶改造的结果<sup>[16]</sup>。

**粗晶鞍形白云石** 旋光性以发暗红色光为主(图2d),边缘见明亮环带。

## 4 中下奥陶统白云石形成机理

对上述中下奥陶统不同类型白云石的结构特征、碳氧同位素、阴极发光特征以及古地理背景的综合研究发现,这些白云石的形成环境和白云石化机理是有区别的。根据白云石形成的环境不同,其形成机理可大致分为同生期白云石化、埋藏白云石化以及热液白云石化。

### 4.1 同生期回流白云石化

同生期白云石是在沉积后非常短暂的时间里形成的,研究区同生期白云石化作用的产物通常为泥微晶白云石<sup>[15]</sup>。这类白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-0.3\%$ ~ $-0.2\%$ 之间(平均为 $-0.25\%$ ), $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-5.3\%$ ~ $-5.1\%$ 之间(平均为 $-5.2\%$ ),均比代表原始海水的泥微晶灰岩( $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-1.4\%$ ;  $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-8.8\%$ )的碳氧同位素略高,因而它反映为海水蒸发背景。Sr同位素在0.708 358~0.708 362之间,平均值为0.708 360,与当时全球正常海相碳酸盐岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 背景值基本一致,可反映其成岩流体为奥陶纪正常海水来源。

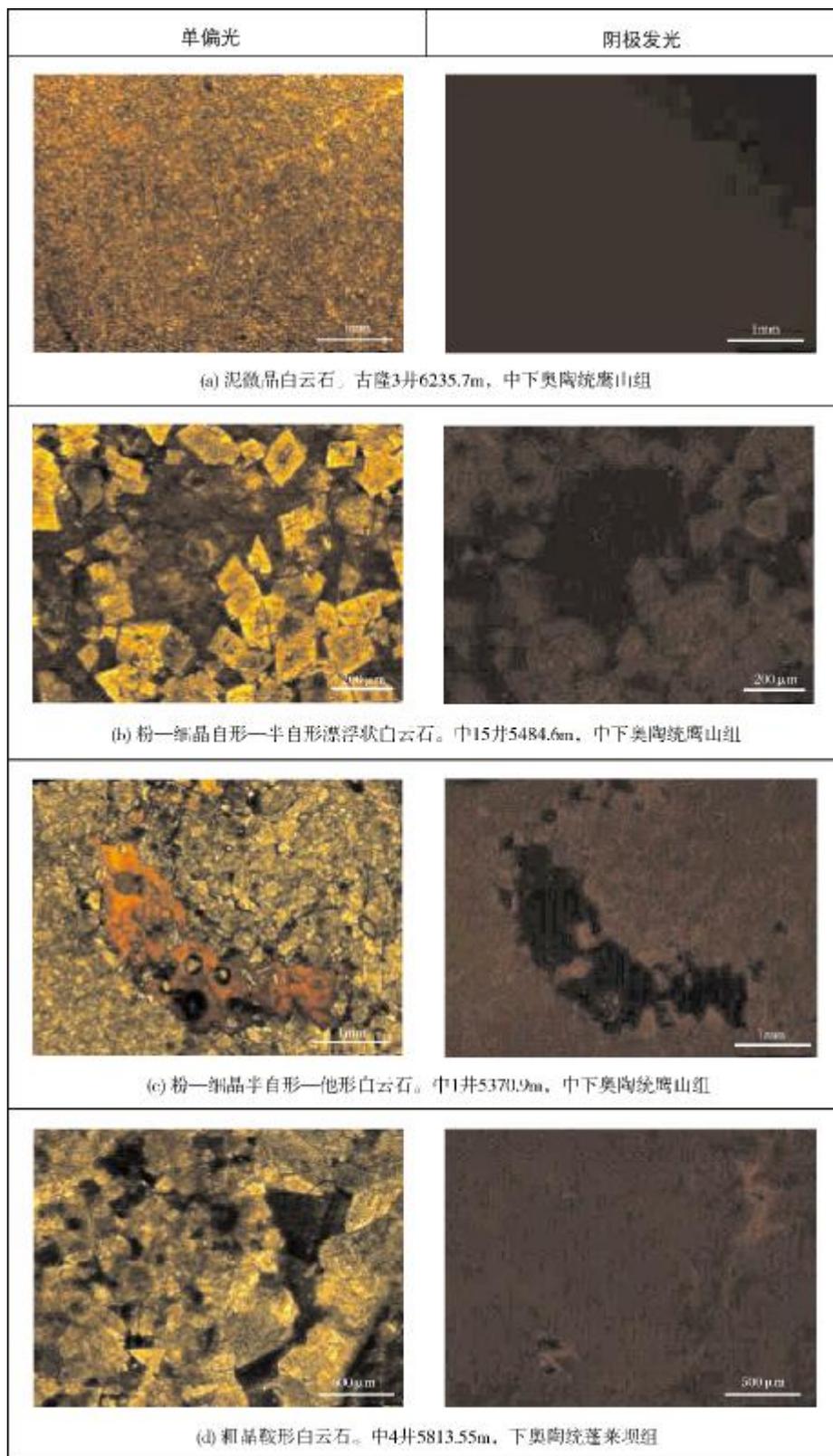


图2 塔里木盆地中央隆起中部中下奥陶统白云石阴极发光特征及与单偏光特征的对比

此外,该类白云石在阴极射线下发光较暗,表明这一作用应发生于近地表氧化或弱氧化条件之下。结合其晶体细小、晶体自形程度差、表面较脏、晶间可含有泥质以及局部出现的纹层状构造等特征,可以认为这类白云石通常形成的时间较早,应该是同生或准同生期与蒸发海水有关的产物。

对中下奥陶统碳酸盐岩岩心及薄片的观察发现,该套地层中石膏含量极少,而且在相标识上缺乏典型的潮坪沉积构造,因而认为该区早奥陶世的泥微晶白云石不能用蒸发泵白云石化模式来解释,但可以用渗滤回流白云石化模式加以说明(图3a)。在研究区,早奥陶世相对海平面较低,台地内部处于受限制的环境,蒸发作用强烈,致海水盐度和密度升高,盐度较高的富镁卤水发生渗透回流,致台地内部沉积物发生白云石化<sup>[17]</sup>,但是这类白云石化作用在中下奥陶统的白云石中并不是主要的类型,形成的白云石含量不高。

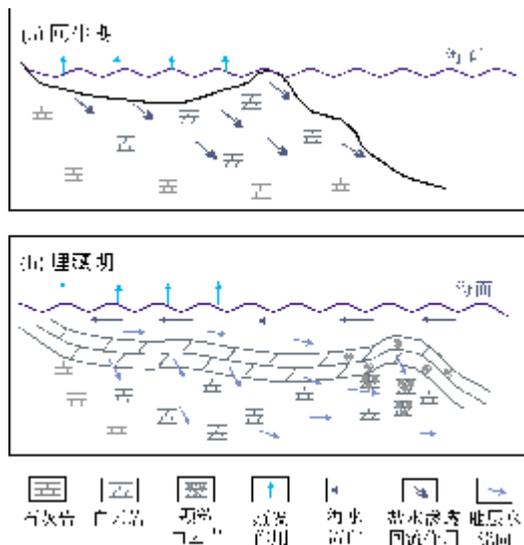


图3 中下奥陶统同生期和埋藏期白云石化作用模式

## 4.2 埋藏期白云石化

研究区中下奥陶统中大部分白云石可能是在埋藏期形成的(图3b)。在埋藏条件下,白云石化流体来源于碳酸盐岩沉积过程中赋存的孔隙水, $Mg^{2+}$ 离子由地层或沉积物孔隙水本身提供,流体运动或成岩作用发生的驱动力由随着埋藏加深的压实作用提供。埋藏过程中,随着埋藏深度的增加,成岩温度逐渐增高,从而有利于白云石化作用的进行<sup>[18]</sup>。下奥陶统各

类粉—粗晶白云石的 $\delta^{13}C$ 值差别不大,主要在 $-2.30\text{‰}$ ~ $-0.10\text{‰}$ 范围(平均值为 $-0.93\text{‰}$ ),与早奥陶世全球正常海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 背景值基本一致。基质白云石的Sr同位素值在0.707 193~0.709 104范围(平均值为0.708 320),也基本位于Veizer等<sup>[14]</sup>确定的早奥陶世海水的Sr同位素范围。这表明其成岩溶液应是早奥陶世正常海水或与之性质相似的成岩溶液。阴极发光照片显示,这些白云石的发旋光性较弱,以暗红色光或不发光为主,少量中等亮度红色光,反映了白云石的形成多处于还原或弱还原条件下,与埋藏成岩环境有关。

因此,研究区大部分白云石形成于埋藏阶段,白云石化流体应该与海源流体关系密切。但是不同埋藏阶段的白云石化作用还是有一些区别的,简述如下。

### 4.2.1 浅埋藏阶段——大规模白云石化

浅埋藏阶段碳酸盐岩地层中仍然存在大量高盐度孔隙水,加上早期高盐度海水的渗透回流,使得沉积物中的海水盐度较高, $Mg^{2+}$ 离子的含量也高,在温度不断增加的条件下白云石化作用得以顺利进行。不等晶粒白云石的存在,粉晶白云石的重结晶和一些雾心亮边结构白云石的出现,都说明了在埋藏过程中不但可以发生白云石化作用,而且在孔隙水的作用下早期的白云石还可以发生重结晶作用<sup>[16]</sup>。由于白云石化作用和重结晶作用,白云石的晶形变好,岩石的孔隙度得到改善。例如,在鹰山组的灰岩/白云岩互层段中常见自形程度高、晶间孔发育的晶粒白云石,其晶间孔不仅为孔隙水在本层内部的流动以及与上覆海水的交换提供了良好的通道,同时也解决了 $Mg^{2+}$ 离子来源的问题,进而使原岩全部白云石化。因此,该阶段是大规模白云石化发生的重要时期。

### 4.2.2 中—深埋藏阶段——压溶与胶结

这里的中—深埋藏阶段主要是指深度大于600~1000m的埋藏环境<sup>[15]</sup>,压溶缝合线的出现是该阶段重要的特征之一。研究区中下奥陶统常见的沿缝合线富集的斑状白云石化很可能就是在这个阶段形成的。白云石化流体来源于碳酸盐岩沉积过程中赋存的孔隙水或溶解原始灰岩的地层水,流体运动或白云石化作用发生的驱动力与压溶作用有关,但由于整个过程及其 $Mg^{2+}$ 离子的供给受限,因而此类

白云石往往沿缝合线富集,呈斑状出现。中—深埋藏环境下温度和压力的进一步升高,有利于早先形成的白云石发生重结晶,使白云石晶体不断加大。该阶段形成的白云石多为中—粗晶,而且受高温影响,白云石的晶体边界多不平直,甚至发生曲面化<sup>[9]</sup>。同时,该阶段白云石的胶结作用(次生加大)往往会导致晶间孔隙的消失,从而破坏储集体的性能。

### 4.3 热液白云石化

此类白云石化机制与岩浆侵入和喷发作用有关,碳酸盐岩处于中—深埋藏条件下,成岩流体为伴随岩浆活动而来的高温热液。断裂、裂缝及其先前的缝孔洞系统为成岩流体流动的通道,可致流动通道附近的沉积物发生白云石化,或通道及与通道相连通的缝孔洞内白云石沉淀生长;还可以对通道内及通道周围原来形成的白云石进行改造,表现为形成异形白云石叠加到原来同生期形成的白云石之上;也可以对原来形成的白云石产生溶蚀作用,形成溶蚀孔洞<sup>[19-20]</sup>(图4)。

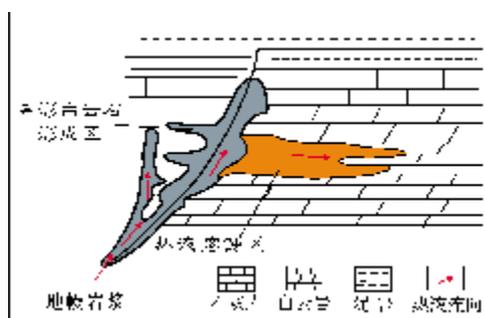


图4 中下奥陶统热液白云石化模式

在中1井中发现鞍形白云石,它可作为孔洞及裂缝中的胶结物,也可作为火山岩气孔内的沉淀物,说明其发育分布与岩浆活动有着密切的联系。碳氧稳定同位素分析表明,它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都异常偏负,达 $-14.95\text{‰} \sim -14.44\text{‰}$ (PDB),若按地层水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $0\text{‰}$ (SMOW),则要求成岩温度高达 $147\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,这说明白云石受源自深部的热液的影响。

热液白云石通常还与其他一些矿物相伴生,如萤石、重晶石、石英、绿泥石、黄铁矿等<sup>[17]</sup>。本次研究中,在多口钻井的中下奥陶统白云石中发现了这些与热液相关的矿物,如中19井鹰山组 $5\,523.8\text{ m}$ 和 $5\,553.6\text{ m}$ 、中15井鹰山组 $5\,571.9\text{ m}$ 、中13井鹰山组

$5\,977.39\text{ m}$ 等样品在扫描电镜下均发现有萤石,在中4井蓬莱坝组 $3\,612.83\text{ m}$ 、中19井鹰山组 $5\,549.6\text{ m}$ 处发育重晶石,在古隆1井鹰山组 $6\,533.34\text{ m}$ 的中粗晶白云石中见大量绿泥石充填于晶粒间。此外,黄铁矿及石英也更为常见。

## 5 结论

(1)根据岩石及薄片观察,塔里木盆地中央隆起带中下奥陶统存在6种结构特征的白云石,包括泥微晶白云石、粉—细晶自形—半自形漂浮状白云石、粉—细晶半自形—他形白云石、粉—细晶自形(环带)白云石、细—粗晶他形白云石、粗晶鞍形白云石。

(2)中下奥陶统白云石样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值大致显示出微晶白云石→粉晶半自形—他形白云石→细晶自形(环带)白云石→中—粗晶他形白云石不断偏负的特征。

(3)白云石的Sr同位素组成基本与早奥陶世海水的Sr同位素组成范围是一致的,这说明基质白云石对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值有明显的继承性,白云石的成因与海源流体关系密切,白云石化作用和成岩改造并未造成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的明显变化。

(4)不同类型白云石的阴极发光特征有所差异,可借此帮助判断其成岩环境和成岩作用类型。

(5)综合对不同类型白云石的结构特征、碳氧锶同位素、阴极发光特征以及古地理背景,中下奥陶统白云石的成岩作用,总体上以埋藏白云石化作用为主,准同生回流白云石化作用和热液白云石化作用次之。鞍形白云石的分布与断裂关系密切,通常在断层发育的井段分布,这类白云石对于白云石储集体具有明显的改造作用。

### 参考文献

- [1] 马锋,许怀先,顾家裕,等. 塔东寒武系白云岩成因及储集层演化特征[J]. 石油勘探与开发, 2009, 36(2):144-155.
- [2] 郑和荣,吴茂炳,邬兴威,等. 塔里木盆地地下古生界白云岩储层油气勘探前景[J]. 石油学报, 2007, 28(2):1-7.
- [3] 邵龙义,何宏,彭苏萍,等. 塔里木盆地巴楚隆起寒武系及奥陶系白云岩类型及形成机理[J]. 古地理学报, 2002, 4(2): 19-27.
- [4] 赵宗举,王招明,吴兴宁,等. 塔里木盆地塔中地区奥陶系储层成因类型及分布预测[J]. 石油实验地质, 2007, 29(1): 40-46.
- [5] 何莹,鲍志东,沈安江,等. 塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武系—下奥陶统白云岩形成机理[J]. 沉积学报, 2006, 24

- (6): 806-814.
- [6] 顾家裕. 塔里木盆地中奥陶统白云岩特征及成因[J]. 新疆石油地质, 2000, 21(2):120-122.
- [7] 李凌, 谭秀成, 陈景山, 等. 塔中北部中下奥陶统鹰山组白云岩特征及成因[J]. 西南石油大学学报, 2007, 29(1): 34-36.
- [8] 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄, 等. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响[J]. 地质论评, 2008, 54(3):348-358.
- [9] 郑剑锋, 沈安江, 莫妮亚, 等. 塔里木盆地寒武系—下奥陶统白云岩成因及识别特征[J]. 海相油气地质, 2010, 15(1): 6-14.
- [10] 郑剑锋, 沈安江, 潘文庆, 等. 塔里木盆地中生界热液白云岩储层的主控因素及识别特征[J]. 海相油气地质, 2011, 16(4):47-56.
- [11] 乔占峰, 沈安江, 郑剑锋, 等. 塔里木盆地中奥陶统白云岩类型及其成因[J]. 古地理学报, 2012, 14(1):21-32.
- [12] 吴仕强, 朱井泉, 王国学, 等. 塔里木盆地寒武—奥陶系白云岩结构构造类型及其形成机理[J]. 岩石学报, 24(6): 1390-1400.
- [13] 李荣, 焦养泉, 吴立群, 等. 构造热液白云石化——一种国际碳酸盐岩领域的新模式[J]. 地质科技情报, 2008, 27(3): 35-40.
- [14] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater[J]. Chem Geol, 1999, 161(1/3): 59-88.
- [15] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社, 2010.
- [16] 孙靖, 黄小平, 金正奎, 等. 碳酸盐矿物阴极发光性的控制因素分析[J]. 沉积与特提斯地质, 2009, 29(1): 102-108.
- [17] 陈永权, 周新源, 杨文静, 等. 塔里木盆地寒武系白云岩的主要成因类型及储层评价[J]. 海相油气地质, 2009, 14(4): 10-17.
- [18] 沈安江, 郑剑锋, 潘文庆, 等. 塔里木盆地中生界白云岩储层类型及特征[J]. 海相油气地质, 2009, 14(4): 1-9.
- [19] 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): 614-621.
- [20] 焦存礼, 何治亮, 邢秀娟, 等. 塔里木盆地构造热液白云岩及其储层意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(1):277-283.

编辑:赵国宪

## Classification and Diagenetic Mechanism of Middle-Lower Ordovician Dolomite in the Middle Part of Central Uplift, Tarim Basin

He Wei, Liu Yi, Yao Cheng, Xu Meigui, Fan Xiaocong

**Abstract:** Middle to Lower Ordovician carbonate rocks are extensively distributed in the middle part of Central Uplift, Tarim Basin. As the dominant mineral of the carbonate rocks, the dolomite is analyzed in genesis. By observation of the rock cores and thin sections, six types of dolomites can be divided according to the different size, shape and euhedral texture of dolomitic crystals. Combined with the structural feature, the stable C and O isotope and Sr isotope analysis and the microscopic cathodoluminescence, it is considered that the Middle to Lower Ordovician dolomites formed in different diagenesis. Micritic and microcrystalline dolomites are formed by refluxion dolomitization during penecontemporaneous stage. Most of microcrystalline dolomites are formed by burial dolomitization during buried stage, in which a wide scale of dolomitization was during shallow buried stage. Coarse-crystalline saddle dolomites are formed by hydrothermal dolomitization during hydrothermal stage.

**Key words:** Ordovician; Dolomitization; Dolomite genesis; Isotope distribution; Tarim Basin

He Wei; male, Master degree in progress at Chengdu University of Technology. Add: College of Energy Resources, Chengdu University of Technology, 1 Dongsan Rd., Erxianqiao, Chengdu, Sichuan, 610059, China