

塔中地区与热液有关白云岩的形成机理探讨

赵 闯,于炳松,张 聪,沈越峰,戚秀丽

(中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要:与热液有关白云岩以晶体粗大为特征,较易形成物性良好的油气储集体。塔中地区寒武系-下奥陶统发育大量深层白云岩,以粉-细晶白云岩为主,局部可见中-粗晶白云岩。该中-粗晶白云岩流体包裹体均一温度经压力校正主要集中在 173~199℃,比该层位最大埋藏温度(约 160℃)高 10~40℃,故认为其形成与热液活动有关。镜下观察两种类型的白云岩存在渐变过渡现象和碳氧同位素值的部分重叠,说明中-粗晶白云岩可能由粉-细晶白云岩在热液作用下重结晶而来。进一步结合其流体包裹体盐度(为正常海水盐度的 3~5 倍)和富 ^{87}Sr 、贫 ^{13}C 的特征认为,其成岩流体可能为岩浆热液经过下寒武统富 ^{87}Sr 、贫 ^{13}C 泥页岩质烃源岩的改造,并向上运移与中寒武统膏岩层孔隙间浓缩海水混合而形成的混合性流体。前者为其提供热量,后者可增加其盐度,遍布区内的深大断裂体系为其提供了运移通道。

关键词:塔中地区 热液白云岩 重结晶作用 流体包裹体 同位素

中图分类号: P588.24⁺5

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)02-0164-09

A discussion on the formation mechanism of dolomite associated with hydrothermal solution in Tazhong area

ZHAO Chuang, YU Bing-song, ZHANG Cong, SHEN Yue-feng and QI Xiu-li

(School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The dolomite associated with hydrothermal solution is characterized by coarse crystallization and can form reservoirs with high porosity and permeability. There are a lot of deep buried dolomites in Cambrian and Lower Ordovician strata of Tazhong area, which mainly consist of powder-fine crystalline dolomite, and medium-coarse crystalline dolomite can be found in some parts of this area. A study of fluid inclusions shows that the medium-coarse crystalline dolomite has a fluid inclusion homogenization temperature of 173~199℃ corrected by pressure, which is 10~40℃ higher than its maximum burial temperature (about 160℃), so its formation should be related to hydrothermal activity. The powder-fine crystalline dolomite has a $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ of $-2.45\text{‰} \sim -1.08\text{‰}$, -1.54‰ on average; its $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ is $-6.90\text{‰} \sim -3.54\text{‰}$, -5.35‰ on average; the medium-coarse crystalline dolomite has a $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ of $-2.76\text{‰} \sim -1.12\text{‰}$, -1.73‰ on average, which mostly overlap those from the powder-fine crystalline dolomite and is a little bit lower than the latter. Its $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ is $-10.91\text{‰} \sim -5.18\text{‰}$, -7.44‰ on average, obviously lower than those from the powder-fine crystalline dolomite with partial overlap. The two types of dolomite show gradual change into each other under microscope. So the conclusion can be reached that the medium-coarse crystalline dolomite might have resulted from the recrystallization of powder-fine crystalline dolomite due to the hydrothermal activity. The powder-fine crystalline dolomite has $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

收稿日期: 2011-07-20; **修订日期:** 2011-10-20

基金项目: 国家 973 资助项目(2011CB201100-03, 2012CB214802) 国家油气专项(2011ZX05005-004-HZ06, 2011ZX05009-002)

作者简介: 赵 闯(1986-), 男, 汉, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: zhaochuang369@126.com

ratios of 0.708 495~0.709 006, 0.708 814 on average; the medium-coarse crystalline dolomite has $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.708 727~0.709 985, 0.709 165 on average, suggesting the latter has more ^{87}Sr than the former. In addition, it has a fluid inclusion salinity of 10.73%~18.96% (NaCl equivalent), which is 3~5 times that of normal seawater, so it can be concluded that the diagenetic fluid might have been the mixture of the magmatic hydrothermal solution and the concentrated pore seawater in the Middle Cambrian gypsolyte. The former brought the heat from the lower part of the bed and was transformed by the clay shale hydrocarbon source rocks in the Lower Cambrian which had more ^{87}Sr and less ^{13}C ; the latter could increase its salinity, and the deep-large fault system spreaded all over the area might have been the pathway for fluid migration.

Key words: Tazhong area; hydrothermal dolomite; recrystallization; fluid inclusion; isotope

与热液有关白云岩,一种是由高温富 Mg 热液直接交代灰岩而形成的,一种是由热液对早期形成白云岩的改造使其发生重结晶作用而形成的。二者均以晶体粗大为特点,也较易形成物性良好的油气储集体,因此,与热液有关白云岩储层已经成为世界多个沉积盆地的重要勘探目标。目前,国外已有很多局域性和区域性的与热液有关白云岩的例子报道,其大部分规模都很小,且多位于断层、破碎带或局部热源附近(Machel, 2004)。一个典型的例子是位于爱尔兰纳文地区的 Pb-Zn 矿化的羽状白云岩(Braithwaite & Rizzi, 1997),另一个是意大利的阿尔卑斯山 Latemar 建造(Wilson *et al.*, 1990)。当然也不乏一些大规模甚至是区域广泛的热液白云岩例子(Spencer-Cervato & Mullis, 1992; Qing & Moun-tjoy, 1992, 1994; Duggan *et al.*, 2001; Luczaj *et al.*, 2006)。

我国塔里木盆地寒武系-下奥陶统发育大量深层白云岩,其中在塔北地区的塔深1井、星火2井、英买4井等,塔中地区的中4井、中12井、塔中12井以及巴楚地区的同1井和巴楚县三岔口镇的野外剖面等都见到了与热液有关的中-粗晶白云岩。而且,近年来也已经有许多学者对该盆地内的热液流体以及与热液有关的白云岩进行了研究和探讨(吕修祥等, 2005; 金之钧等, 2006; 何莹等, 2006; 张军涛等, 2008; 朱东亚等, 2008, 2009; 潘文庆等, 2009; 邢凤存等, 2011; 焦存礼等, 2011), 并取得了较大进展, 但以上学者的研究主要集中于热液流体对白云岩的作用机理, 而对热液流体的来源及其组成则讨论较少, 本文通过对白云岩岩芯样品的岩石学特征、流体包裹体特征、碳氧同位素及锶同位素特征的研究, 并结合沉积埋藏及热演化历史分析, 不仅讨论了热液流体对白云岩的作用机理, 还初步对热液流体的具体来源和组成进行了探讨, 以期对塔里木盆地

深层白云岩储层的勘探工作提供参考。

1 地质背景

塔中地区在构造上属于塔里木盆地中央隆起带中部的塔中隆起, 南北分别与塘古孜巴斯凹陷和满加尔凹陷相连, 东西分别与塔东隆起和巴楚隆起相接。区内经过长期、多期次、强烈的构造活动使得下切至深部地壳的断裂异常发育, 其断裂系统主要表现为一个向北西方向撒开、向南东方向收敛的扇状构造断裂系, 主要由塔中Ⅰ号断裂带、塔中Ⅱ号断裂带及卡塔克南缘断裂带等构造单元组成(图1)。

在地质历史中, 塔中地区经历了多期岩浆热液活动, 该地区近半数钻井都钻遇了火山岩。目前, 较为确定的主要有3期: 震旦纪晚期-寒武纪早期、寒武纪晚期-奥陶纪早期以及早二叠世晚期(茆衡等, 2003)。特别是早二叠世晚期, 整个塔里木盆地发生了引裂伸展作用, 导致盆地中部、西部及北部地区出现了大范围的岩浆侵入和火山喷发活动, 所形成的火成岩既有基性的也有中酸性的(贾承造等, 1995; 金之钧等, 2002), 塔中地区则以基性为主(茆衡等, 2003)。与这些岩浆活动有关的热液便会沿着遍布区内的深大断裂及与之相连的断裂裂缝体系活动, 从而对之前形成的碳酸盐岩产生显著影响。

2 样品采集及测试方法

此次样品选取了塔中地区中1井、中3井、中4井、中12井和中13井上寒武-下奥陶统的中-粗晶白云岩和部分粉-细晶白云岩岩芯样品进行对比研究, 分别进行了流体包裹体、碳氧同位素以及锶同位素的分析测试。

流体包裹体测试在中国地质大学(北京)岩矿教

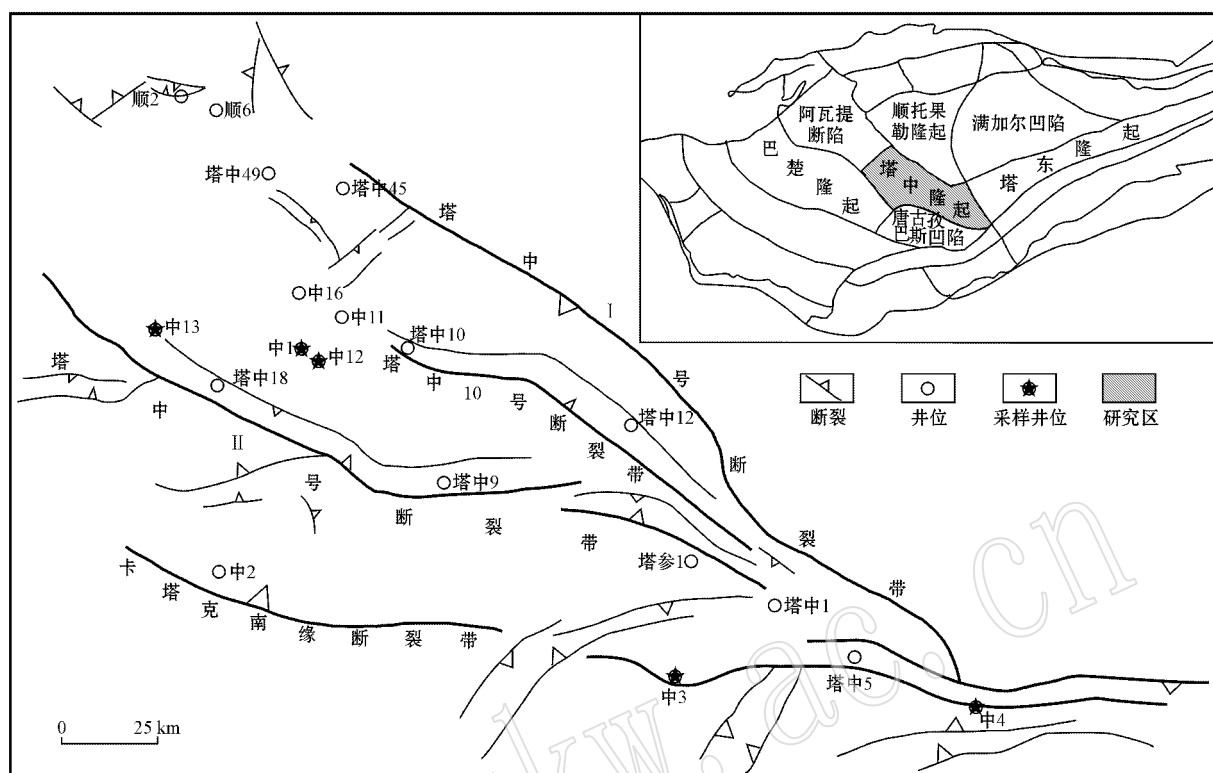


图 1 塔中构造位置及构造单元分布简图

Fig. 1 Sketch map showing structural position and structural units of Tazhong

研室实验室 Linkam-THMSG600 型专用地质型冷热台上进行,开始时控制升温速度为 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$,在包裹体接近均一化时,升温速度降为 $5^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。碳氧同位素测试在中国地质科学院地质与地球物理研究所碳氧稳定同位素分析实验室进行,先将样品粉碎、研磨至 150 目,并 10 h 烘干 (90°C),然后在 $300\sim 350^{\circ}\text{C}$ 的真空中加热抽空 2 h 除去有机质,处理时主要采取磷酸法,使样品在高真空条件下与 100% 的磷酸在 $50\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 的恒温条件下进行充分反应,最后将收集起来的 CO_2 气体送入 Detal-S 型质谱仪测定碳氧同位素值。锆同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所实验室使用 VG354 固体同位素质谱仪完成。

3 测试结果与讨论

3.1 岩石学特征

塔中地区寒武系-下奥陶统深层白云岩晶体大小不一,结构特征各异,且以粉-细晶白云岩为主,其晶体大小为 $0.04\sim 0.1\text{ mm}$,半自形-他形,晶面混浊,晶间可含少量粘土矿物(图 2a)。局部地区发育

中-粗晶白云岩,其晶体大小为 $0.3\sim 1\text{ mm}$,以他形为主,晶面混浊-明亮,晶体多呈凹凸状接触,也可见到雾心亮边且晶形发育较好的菱形白云石晶体(图 2b),局部可见此两种类型白云岩的过渡现象(图 2c),从该镜下照片可以看出,白云石晶体从左下角向右上角逐渐由中-粗晶结构变为了粉-细晶结构,表明前者应该是由后者逐渐重结晶而来的。另外,偶尔也可见鞍状白云石发育,其晶体粗大,晶面弯曲,在正交镜下呈波状消光,且存在内生裂纹(图 2d)。研究表明,几乎所有的鞍状白云石都被解释为产于 2~6 倍于正常海水盐度的条件下,且形成温度在 $60\sim 150^{\circ}\text{C}$ 之间(Machel, 1987),而且,到目前为止,还没有发现形成温度低于 $60\sim 80^{\circ}\text{C}$ 的鞍状白云石实例(Lonnee & Machel, 2006),因此,可作为该区经历高温、高盐环境的一个标志。

3.2 流体包裹体

白云岩样品盐水气液两相包裹体测试结果(表 1)显示,中-粗晶白云岩流体包裹体均一温度分布在 $105\sim 189^{\circ}\text{C}$ 之间,且主要集中在 $116\sim 155^{\circ}\text{C}$ 之间(图 3)。其冰点温度主要分布在 $-15.4\sim -7.2^{\circ}\text{C}$ 之间,根据 Bodnar(1993)总结出的盐度-冰点关系表即可

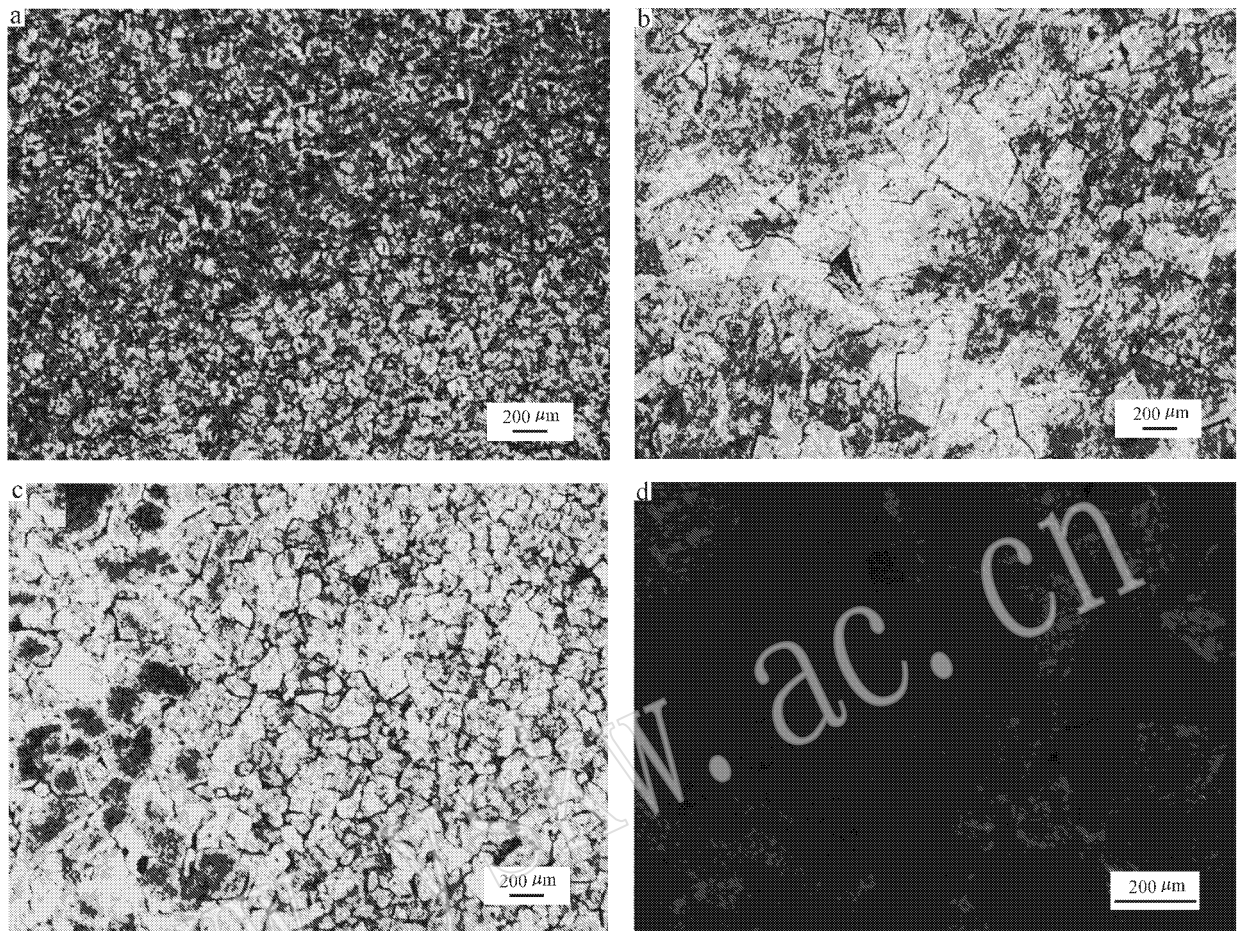


图 2 塔中地区不同类型白云岩显微特征

Fig. 2 Microscopic features of different dolomites in Tazhong area

a—粉-细晶白云岩,单偏光,中 18 井,5 679.96 m,下奥陶统;b—中-粗晶白云岩,单偏光,中 4 井,5 970.93 m,上寒武统;c—两种类型白云岩的过渡现象,单偏光,中 4 井,5 970.2 m,上寒武统;d—鞍状白云石,正交偏光,中 12 井,5 612.84 m,下奥陶统

a—powder-fine crystalline dolomite, plainlight, well Zhong 18, 5 679.96 m, Lower Ordovician;b—medium-coarse crystalline dolomite, plainlight, well Zhong 4, 5 970.93 m, Upper Cambrian;c—transition of the two kinds of dolomites, plainlight, well Zhong 4, 5 970.2 m, Upper Cambrian;d—saddle dolomite, crossed nicols, well Zhong 12, 5 612.84 m, Lower Ordovician

得出,其成岩流体盐度范围为 10.73%~18.96%(等效 NaCl 盐度),相当于正常海水盐度的 3~5 倍。

基于 White(1957)对“热液”的经典定义,以及 Stearns 等(1935)对温度的特殊要求——至少 5~10℃ 的差异,不论成岩流体的来源与驱动力如何,只有当一种矿物被证明其形成温度高于围岩 5~10℃ 时,才能称之为“热液成因”(Machel, 2004)。如果其形成温度与围岩相当(差值<5~10℃),那么不论其地温梯度是否存在异常,它便可被称为“正常地温成因(geothermal)”另外,当某矿物形成温度明显低于围岩(差值>5~10℃)时,即使其形成于很高的温度(Machel & Lonnee, 2002),仍称其为“冷水成因(hydrofrigid)”。

流体包裹体均一温度能够反映白云岩成岩时的流体温度,而成岩时的围岩温度则可以根据白云岩的埋藏史和热演化史以及成岩时间得出。需要注意的是:①白云岩流体包裹体均一温度只能反映包裹体被俘获的最低温度,即白云岩成岩的最低温度,因此,这些数据可能会严重低估其真实的成岩温度,特别是当埋深大于 2 km 时(Conliffe *et al.*, 2010),所以要对均一温度进行必要的压力校正;②当包裹体宿主矿物在后期埋藏中受到较高的温度和压力影响时,其包裹体可能会发生再平衡,表现为包裹体的脆性和塑性变形,从而使均一温度和盐度升高,这一问题尤其是在盐矿、碳酸盐岩矿物上表现得更加突出(Goldstein, 1986; Burruss, 1987; Barker and Goldstein,

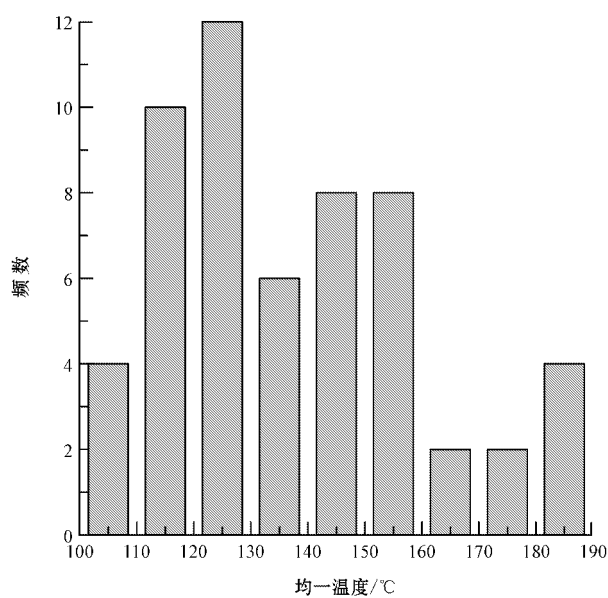


图 3 流体包裹体均一温度分布直方图

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperatures of the fluid inclusion

1990; Osborne & Haszeldine, 1993)。因此,在不确
定包裹体所得温度是否可靠或者成岩时间不明的情
况下,可用该温度与其最大埋藏温度做比较来判断
是否为热液成因,如果包裹体所得温度高于($>5\sim$
 10°C)其最大埋藏温度,那么就可以比较可靠的将它
归为热液成因,如果包裹体所得温度与最大埋藏温
度相同或更低,则就不能确定其是否为热液成因
(Machel & Lonnee, 2002),还应结合成岩时间及矿
物特征等因素综合判断。

从塔中地区寒武-奥陶系沉积埋藏及热演化历
史来看(图 4),塔中地区上寒武-下奥陶统白云岩总
体经历了一个持续沉降埋藏、地温场温度逐渐升高
的过程,最大埋深近于 6 km,最大埋藏温度约为
 160°C 。早二叠世晚期作为塔里木盆地最广泛的构
造热事件时期,也普遍被认为是与热液有关白云岩
形成的最可能时期。在此条件之下,并结合埋藏史
可以看出,现有上寒武-下奥陶统中-粗晶白云岩形
成时埋深约为 3 km,地层温度应小于 110°C ,而包裹

表 1 中-粗晶白云岩流体包裹体测试结果

Table 1 Fluid inclusion test results of medium-coarse crystalline dolomite

样号	井深/m	包裹体大小/ μm	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$		$w(\text{NaCl})/\%$		压力/ MPa	压力校正后温度/ $^{\circ}\text{C}$	
			范围	均值	范围	均值		范围	均值
Z12-14	5 612.8	$2\times 4\sim 5\times 5$	113~145(14)	131.9	11.1~18.8(10)	14.65	63.8	153~195(10)	178.4
Z4-6	5 813.7	$3\times 4\sim 8\times 15$	114~189(10)	156.2	12.05~16.24(7)	14.11	64.9	154~219(7)	184.8
Z4-9	5 813.6	$5\times 5\sim 6\times 8$	154~170(8)	162.7	10.73~18.96(6)	15.68	64.9	189~210(6)	201.4
Z4-10-1	5 970.2	$2\times 2\sim 3\times 4$	107~152(8)	126.4	11.46~18.38(5)	15.23	67.2	162~202(5)	184.5
Z4-10-2	5 970.9	$3\times 4\sim 6\times 7$	105~149(16)	126.2	11.1~18.88(11)	14.8	67.2	160~199(11)	174.1

注 表中括号内的数字为测点数。

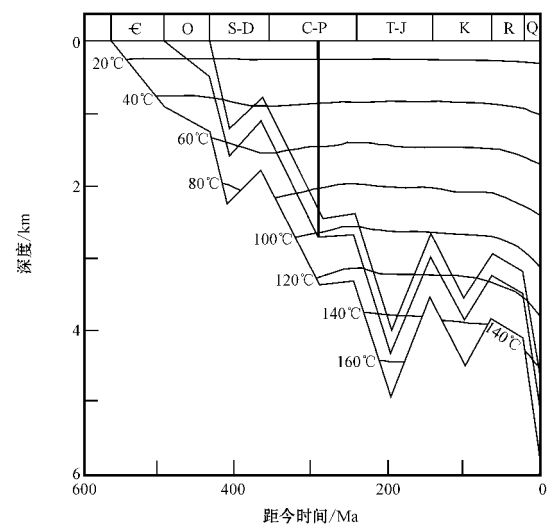
体均一温度主要集中在 $116\sim 155^{\circ}\text{C}$ 之间,假如包裹
体均一温度在埋藏过程中未发生再平衡,那么即使
不经过压力校正,也可以得出该白云岩形成与热液
有关的结论。如果包裹体均一温度发生了再平衡,
根据 Potter(1977)所作出的不同浓度 NaCl 溶液均一
温度与压力关系图,对均一温度进行压力校正得出,
其成岩温度主要集中在 $173\sim 199^{\circ}\text{C}$ 之间,比最大埋
藏温度(约 160°C)高 $10\sim 40^{\circ}\text{C}$ 左右,加之该地区寒
武-奥陶系地层亦多有热液矿物(如石英、萤石、闪锌
矿、黄铁矿等)报道(吕修祥等,2005;金之钧等,
2006;郑和荣等,2007;朱东亚等,2008,2010),因此
可以认为,该区中-粗晶白云岩的形成与岩浆热液活
动有关。

3.3 碳、氧同位素

塔中地区中 1、中 3、中 4、中 12 和中 13 等井上

寒武-下奥陶统粉-细晶白云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为
 $-2.45\text{‰}\sim -1.08\text{‰}$,平均为 -1.54‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值
为 $-6.90\text{‰}\sim -3.54\text{‰}$,平均为 -5.35‰ 。中-粗晶
白云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-2.76\text{‰}\sim -1.12\text{‰}$,平均为
 -1.73‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值为 $-10.91\text{‰}\sim -5.18\text{‰}$,平均
为 -7.44‰ (表 2)。

寒武-奥陶纪海水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值在 $-8\text{‰}\sim -3\text{‰}$
之间(Veizer *et al.*, 1999),所以,粉-细晶白云岩的
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值与其相当。利用粉-细晶白云岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
值及 Land(1983)提出的白云岩-水的关系公式可推
测得出,粉-细晶白云岩的形成温度约为 $31\sim 56^{\circ}\text{C}$,
另外,塔中地区早古生代地温梯度为 $3.54^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(邱楠生等,1997),假设地表温度为 25°C ,那么可以
计算得出粉-细晶白云岩的形成深度约为 $200\sim 800$
m,为地表或近地表环境,说明其是在同生期或浅埋



藏阶段形成的。

白云岩与流体之间氧同位素平衡分馏同时受流体温度和盐度的影响(Tucker & Wright,1990),高温、低盐度对应低氧同位素值。首先,低盐度大气降水的改造可以使白云岩具有较低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值,但该区中-粗晶白云岩具有较高的流体包裹体均一温度和盐度,说明它的形成应该与大气降水的活动关系不大,而且粉-细晶白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值与寒武-奥陶纪海水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值相当,说明它们在成岩期后应该也没有受到大气降水的影响。另外,有资料表明,如果白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值低于 -6.5‰ ,则通常形成于高温条件下,或是由低温条件下形成的白云岩在后期经受高温发生重结晶而形成的(Allan & Wiggins,1993)。从图5中可以看出,该地区中-粗晶白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值大部分都低于 -6.5‰ ,说明其确系高温成因。但其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值相对粉-细晶白云岩的

图4 塔中地区寒武-奥陶系沉积埋藏及热演化历史
(据邱楠生,2002)

Fig. 4 Burial-thermal history of Cambrian-Ordovician strata in Tazhong area (after Qiu Nansheng, 2002)

表2 塔中地区不同类型白云岩 C、O 及 Sr 同位素组成

Table 2 Isotope compositions of carbon, oxygen and strontium of different dolomites in Tazhong area

样品编号	岩性	深度/m	层位	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Z1-11	细晶白云岩	5 366.74	O _{1ys}	-1.08	-4.17	0.708 800
Z1-12	细晶白云岩	5 367.52	O _{1ys}	-1.42	-3.90	0.708 828
Z3-11	粉-细晶白云岩	3 937.92	O _{1ys}	-1.44	-5.62	
Z3-12	粉-细晶白云岩	3 938.47	O _{1ys}	-1.32	-6.72	0.708 940
Z3-13	粉-细晶白云岩	3 940.70	O _{1ys}	-1.36	-6.47	
Z3-14	粉-细晶白云岩	3 941.10	O _{1ys}	-1.16	-5.91	
* Z4	粉-细晶白云岩	4 515.00	O _{1ys}	-1.41	-6.90	0.709 006
* Z4	粉-细晶白云岩	4 516.00	O _{1ys}	-1.43	-6.81	
* Z4	粉-细晶白云岩	4 520.45	O _{1ys}	-1.40	-3.80	0.708 495
Z12-17	粉-细晶白云岩	5 615.00	O _{1ys}	-1.47	-3.54	
Z12-24	粉-细晶白云岩	5 617.80	O _{1ys}	-1.89	-4.66	
Z13-18	粉-细晶白云岩	5 974.73	O _{1ys}	-2.20	-5.08	
Z13-19	粉-细晶白云岩	5 977.68	O _{1ys}	-2.45	-6.03	
Z1-7	中晶白云岩	5 369.23	O _{1ys}	-1.29	-5.18	0.708 935
Z1-16	中晶白云岩	5 371.61	O _{1ys}	-1.63	-6.69	0.709 019
Z1-17	中晶白云岩	5 372.88	O _{1ys}	-1.33	-5.54	0.708 904
Z4-2	中晶白云岩	3 609.91	O _{1pl}	-2.38	-6.52	0.709 727
Z4-3	粗晶白云岩	3 611.02	O _{1pl}	-1.12	-5.46	0.709 233
Z4-4	粗晶白云岩	3 612.95	O _{1pl}	-1.99	-6.58	0.709 356
Z4-11	中-粗晶白云岩	5 811.52	Є _{3ql}	-2.51	-8.22	0.709 026
* Z4	中-粗晶白云岩	5 811.62	Є _{3ql}	-2.76	-10.91	0.709 123
* Z4	中-粗晶白云岩	5 811.92	Є _{3ql}	-2.45	-9.02	
Z4-19	中晶白云岩	5 814.00	Є _{3ql}	-1.93	-7.04	0.709 985
Z4-32	中晶白云岩	5 968.22	Є _{3ql}	-1.27	-5.65	0.708 801
* Z4	中-粗晶白云岩	5 968.42	Є _{3ql}	-1.60	-8.62	0.709 098
Z4-39	粗晶白云岩	5 968.49	Є _{3ql}	-1.45	-5.98	0.708 727
* Z4	中-粗晶白云岩	5 969.35	Є _{3ql}	-1.58	-8.26	
* Z4	中-粗晶白云岩	5 970.27	Є _{3ql}	-1.31	-10.41	0.709 175
Z4-42	粗晶白云岩	5 972.79	Є _{3ql}	-1.23	-6.73	0.709 072
* Z4	中-粗晶白云岩	5 973.01	Є _{3ql}	-1.33	-8.50	
* TZ18	中-粗晶白云岩	4 761.22	O _{1ys}	-1.90	-7.65	0.709 225
* TZ18	中-粗晶白云岩	4 766.02	O _{1ys}	-1.72	-8.45	0.709 236

注:带*号井的数据引自朱东亚等(2009)。

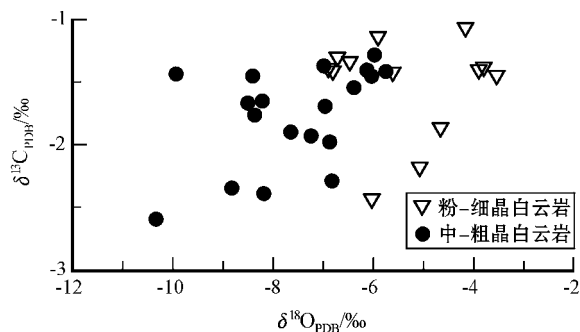


图 5 塔中地区不同类型白云岩碳氧同位素关系

Fig. 5 Relationship of carbon and oxygen isotopes of different dolomites in Tazhong area

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值明显偏负的同时,又存在部分重叠,从而为中-粗晶白云岩是由粉-细晶白云岩在热流体作用下重结晶而来提供了证据。在重结晶过程中,一方面热流体的高温使得白云岩氧同位素值逐渐偏负,另一方面热流体的高盐度又抑制其逐渐偏负的趋势,从而造成了偏负又重叠的现状。

各方数据表明,古生代海水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值表现为一个持续增加的过程,从 $(-1 \pm 1)\text{‰}$ 增加到 $(+4 \pm 2)\text{‰}$ (Veizer *et al.*, 1999)。该地区两种类型白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值总体相互重叠,均较同时期海水偏负,且中-粗晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值相对偏负更甚(图 5)。由于碳酸盐岩的成岩作用是在相对碳同位素低水/岩比,而相对氧同位素高水/岩比的系统中完成的 (Banner & Hanson, 1990; Banner, 1995),最终使得碳同位素特征能够被后期成岩矿物所继承 (Veizer *et al.*, 1999)。因此,进一步说明两种类型白云岩具有同源关系,且可能均具有一定量有机来源的碳的加入。因塔中地区寒武系深层发育优质泥页岩烃源岩,从其埋藏史可以看出(图 4),中-粗晶白云岩形成时,其有机质早已达到成熟阶段,因此,热液流体应该是来自其下部岩层,其在向上运移过程中也就势必会携带富含有机质热降解产生的有机来源的碳,从而使受其作用而形成的中-粗晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值更加偏负。

3.4 锶同位素

塔中地区上寒武-下奥陶统粉-细晶白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为 $0.708\,495 \sim 0.709\,006$, 平均为 $0.708\,814$, 与 Veizer 等 (1999) 所总结的寒武-奥陶纪海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 ($0.708 \sim 0.709$) 相当; 中-粗晶白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为 $0.708\,727 \sim 0.709\,985$, 平均

为 $0.709\,165$ (表 2), 相对富集 ^{87}Sr 。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值主要受岩浆岩和古老的硅铝质岩 (如长英质碎屑岩和泥岩) 的影响, 其中基性岩浆岩通常具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 约为 0.704 , 而古老的硅铝质岩则往往具有很高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 平均为 0.720 (黄文辉等, 2006)。而该地区早二叠世晚期的大规模岩浆活动主要为基性岩的喷发和侵入 (茆衡等, 2003), 所以, 与热液有关的中-粗晶白云岩理应还有其他更富 ^{87}Sr 的锶同位素来源。首先, 大气水对长英质碎屑岩的淋滤可使其富含 ^{87}Sr , 但该白云岩形成的大深度、高温度和高盐度使得大气水的影响变得不大可能。另外, 前面已经提到, 该地区寒武系底部发育泥页岩质烃源岩, 因此, 也可以说明成岩热流体是从下部经泥页岩改造之后才向上运移完成对粉-细晶白云岩的重结晶的, 从而使中-粗晶白云岩变得更富 ^{87}Sr 。而且, 塔中地区中寒武统膏岩层分布广泛, 因此, 热液流体运移至此也会有高盐度孔隙间浓缩海水的加入, 这也就解释了中-粗晶白云岩流体包裹体高盐度的现象。

4 结论

(1) 塔中地区中-粗晶白云岩流体包裹体的均一温度经压力校正为 $173 \sim 199^\circ\text{C}$, 比该区最大埋藏温度 (约 160°C) 高 $10 \sim 40^\circ\text{C}$, 因此判断其与热液活动有关;

(2) 两种类型白云岩岩相特征和碳氧同位素值的部分重叠表明二者具有同源性, 即中-粗晶白云岩是粉-细晶白云岩在热液作用下重结晶而来的;

(3) 中-粗晶白云岩流体包裹体及碳氧同位素和锶同位素的特征表明, 成岩热液流体可能是来自目的层下部岩层的岩浆热液与孔隙间浓缩海水的混合流体, 岩浆热液在向上运移过程中经过了下寒武统泥页岩质烃源岩的改造以及中寒武统高盐度孔隙间浓缩海水的加入, 其中, 岩浆热液提供热量而孔隙间浓缩海水提供盐度, 遍布区内的深大断裂以及与之相连的断裂裂缝体系则可作为其可靠的运移通道。

References

- Allan J R and Wiggins W D. 1993. Dolomite Reservoirs [M]. Oklahoma, USA: The American Association of Petroleum Geologists, 27 ~ 30.

- Banner J L. 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis[J]. *Sedimentology*, 42: 805~824.
- Banner J L and Hanson G N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 3 123~3 138.
- Barker C E and Goldstein R H. 1990. Fluid inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer[J]. *Geology*, 18: 1 003~1 006.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683~684.
- Braithwaite C J R and Rizzi G. 1997. The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomite at Navan, Ireland[J]. *Sedimentology*, 44: 421~440.
- Burruss R. 1987. Diagenetic paleotemperatures from aqueous fluid inclusions re-equilibrium of inclusions in carbonate cement by burial heating[J]. *Mineral. Mag.*, 51: 477~481.
- Chang Heng, Gong Qi, Ouyang Rui, *et al.* 2003. The characteristics of igneous rocks and their influences to petroleum exploration in the center of Tarim Basin [J]. *Geophysical Prospecting for Petroleum*, 42 (1): 49~53 (in Chinese with English abstract).
- Conliffe J, Azmy K, Gleeson S A, *et al.* 2010. Fluids associated with hydrothermal dolomitization in St. George Group, western Newfoundland, Canada[J]. *Geofluids*, 10: 422~437.
- Duggan J P, Mountjoy E W and Stasiuk L D. 2001. Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta, Canada[J]. *Sedimentology*, 48: 301~323.
- Goldstein R H. 1986. Re-equilibrium of fluid inclusions in low temperature calcium carbonate cement[J]. *Geology*, 14: 792~795.
- He Ying, Bao Zhidong, Shen Anjiang, *et al.* 2006. The genetic mechanism of dolostones of the Cambrian-Lower Ordovician in Yaha-Yingmaili region, Tarim Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(6): 806~818 (in Chinese with English abstract).
- Huang Wenhui, Yang Min, Yu Bingsong, *et al.* 2006. Strontium isotope composition and its characteristics analysis of Cambrian-Ordovician carbonate in Tazhong district, Tarim Basin[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 31 (6): 839~845 (in Chinese with English abstract).
- Jia Chengzao, Wei Guoqi, Yao Huijun, *et al.* 1995. Tectonic Evolution and Regional Structural Geology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 95~97 (in Chinese).
- Jiao Cunli, He Zhiliang, Xing Xiujuan, *et al.* 2011. Tectonic hydrothermal dolomite and its significance of reservoirs in Tarim Basin [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27 (1): 277~284 (in Chinese with English abstract).
- Jin Zhijun, Zhang Liuping, Yang Lei, *et al.* 2002. Primary study of geochemical features of deep fluids and their effectiveness on oil/gas reservoir formation in sedimental basins[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 27 (6): 659~665 (in Chinese with English abstract).
- Jin Zhijun, Zhu Dongya, Hu Wenxuan, *et al.* 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80 (2): 245~254 (in Chinese with English abstract).
- Land L S. 1983. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments[G]. Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, *et al.* Stable Isotopes In Sedimentary Geology: SEPM Short Course 10, 4: 1~4, 22.
- Lonnee J and Machel H G. 2006. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada [J]. *AAPG Bulletin*, 90 (11): 1 739~1 761.
- Luczaj J A, Harrison W B and Williams N S. 2006. Fractured hydrothermal dolomite reservoirs in the Devonian Dundee Formation of the central Michigan Basin [J]. *AAPG Bulletin*, 90 (11): 1 787~1 801.
- Lü Xiuxiang, Yang Ning, Xie Qilai, *et al.* 2005. Carbonate reservoirs transformed by deep fluid in Tazhong area[J]. *Oil & Gas Geology*, 26 (3): 284~289 (in Chinese with English abstract).
- Machel H G. 1987. Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction[J]. *Geology*, 15: 936~940.
- Machel H G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal[A]. Braithwaite C J R, Rizzi G and Darke G. The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs [C]. London: The Geological Society, 7~63.
- Machel H G and Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination[J]. *Sedimentary Geology*, 152: 163~171.
- Osborne M and Haszeldine S. 1993. Evidence for resetting of fluid inclusion temperatures from quartz cements in oilfields[J]. *Mar. Petrol. Geol.*, 10: 271~294.
- Pan Wenqing, Liu Yongfu, Dickson J A D, *et al.* 2009. The Geological model and characteristics of carbonate hydrothermal karst of Lower Paleozoic in Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 27 (5): 983~994 (in Chinese with English abstract).
- Potter R W II. 1977. Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperature based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O[J]. *J. Res V S Geol. Surv.*, 5: 603~607.
- Qing H and Mountjoy E W. 1992. Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, western Canada sedimentary basin [J]. *Geology*, 20: 903~906.
- Qing H and Mountjoy E W. 1994. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île Barrier, western Canada sedimentary basin [J]. *AAPG Bulletin*, 78: 55~77.
- Qiu Nansheng. 2002. Thermal evaluation and hydrocarbon generation history of the sedimentary basins in western China [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 29 (1): 6~8 (in Chinese with English abstract).

Qiu Nansheng, Jin Zhijun and Wang Feiyu. 1997. The effect of the complex geothermal field based on the multi-structure evolution to hydrocarbon generation: A case of Tazhong area in Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 15 (2): 142 ~ 144 (in Chinese with English abstract).

Spencer-Cervato C and Mullis J. 1992. Chemical study of tectonically controlled hydrothermal dolomitization: an example from the Lessini Mountains, Italy [J]. *Geologische Rundschau*, 81/82: 347 ~ 370.

Stearns N D, Stearns H T and Waring G A. 1935. Thermal springs in the United States [J]. *US Geological Survey Water Supply Paper*, 679-B: 59 ~ 191.

Tucker M E and Wright V P. 1990. *Carbonate Sedimentology* [M]. Oxford: Blackwell, 382 ~ 385.

Veizer J, Ala D, Azmy K, *et al.* 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 161: 59 ~ 88.

White D E. 1957. Thermal water of volcanic origin [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 68: 1 637 ~ 1 658.

Wilson E N, Hardie L A and Phillips O M. 1990. Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, northern Italy [J]. *American Journal of Science*, 290: 741 ~ 796.

Xing Fengcun, Zhang Wenhui and Li Sitian. 2011. Influence of hot fluids on reservoir property of deep buried dolomite strata and its significance for petroleum exploration: A case study of Keping outcrop in Tarim Basin [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27 (1): 266 ~ 276 (in Chinese with English abstract).

Zhang Juntao, Hu Wenxuan, Qian Yixiong, *et al.* 2008. Feature and origin of dolomite filling in the Upper Cambrian-Lower Ordovician dolostone of the Central Uplift, Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 26 (6): 957 ~ 966 (in Chinese with English abstract).

Zheng Herong, Wu Maobing, Wu Xingwei, *et al.* 2007. Oil-gas exploration prospect of dolomite reservoir in the Lower Paleozoic of Tarim Basin [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28 (2): 1 ~ 8 (in Chinese with English abstract).

Zhu Dongya, Jin Zhijun and Hu Wenxuan. 2009. Hydrothermal alteration dolomite reservoir in Tazhong area [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (5): 698 ~ 704 (in Chinese with English abstract).

Zhu Dongya, Jin Zhijun, Hu Wenxuan, *et al.* 2008. Effects of deep fluid on carbonates reservoir in Tarim Basin [J]. *Geological Review*, 54 (3): 348 ~ 357 (in Chinese with English abstract).

Zhu Dongya and Meng Qingqiang. 2010. Genesis of pyrite in Ordovician carbonate of the Tarim Basin [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29 (5): 516 ~ 524 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

裴衡, 龚奇, 欧阳睿, 等. 2003. 塔中地区火成岩特征及其石油地质意义 [J]. *石油学报*, 42 (1): 49 ~ 53.

何莹, 鲍志东, 沈安江, 等. 2006. 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*, 24 (6): 806 ~ 818.

黄文辉, 杨敏, 于炳松, 等. 2006. 塔中地区寒武系-奥陶系碳酸盐岩 Sr 元素和 Sr 同位素特征 [J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 31 (6): 839 ~ 845.

贾承造, 魏国齐, 姚慧君, 等. 1995. 盆地构造演化与区域构造地质 [M]. 北京: 石油工业出版社, 95 ~ 97.

焦存礼, 何治亮, 邢秀娟, 等. 2011. 塔里木盆地构造热液白云岩及其储层意义 [J]. *岩石学报*, 27 (1): 277 ~ 284.

金之钧, 张刘平, 杨雷, 等. 2002. 沉积盆地深部流体的地球化学特征及油气成藏效应初探 [J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 27 (6): 659 ~ 665.

金之钧, 朱东亚, 胡文瑄, 等. 2006. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响 [J]. *地质学报*, 80 (2): 245 ~ 254.

吕修祥, 杨宁, 解启来, 等. 2005. 塔中地区深部流体对碳酸盐岩储层的改造作用 [J]. *石油与天然气地质*, 26 (3): 284 ~ 289.

潘文庆, 刘永福, Dickson J A D, 等. 2009. 塔里木盆地地下古生界碳酸盐岩热液岩溶的特征及地质模型 [J]. *沉积学报*, 27 (5): 983 ~ 994.

邱楠生. 2002. 中国西部地区沉积盆地热演化 and 成烃史分析 [J]. *石油勘探与开发*, 29 (1): 6 ~ 8.

邱楠生, 金之钧, 王飞宇. 1997. 多期构造演化盆地的复杂地温场对油气生成的影响——以塔里木盆地塔中地区为例 [J]. *沉积学报*, 15 (2): 142 ~ 144.

邢凤存, 张文淮, 李思田. 2011. 热流体对深埋白云岩储集性影响及其油气勘探意义——塔里木盆地柯坪露头区研究 [J]. *岩石学报*, 27 (1): 266 ~ 276.

张军涛, 胡文瑄, 钱一雄, 等. 2008. 塔里木盆地中央隆起区上寒武统-下寒武统白云岩储层中两类白云石充填物: 特征与成因 [J]. *沉积学报*, 26 (6): 957 ~ 966.

郑和荣, 吴茂炳, 邬兴威, 等. 2007. 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*, 28 (2): 1 ~ 8.

朱东亚, 金之钧, 胡文瑄, 等. 2008. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响 [J]. *地质评论*, 54 (3): 348 ~ 357.

朱东亚, 金之钧, 胡文瑄. 2009. 塔中地区热液改造型白云岩储层 [J]. *石油学报*, 30 (5): 698 ~ 704.

朱东亚, 孟庆强. 2010. 塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩中黄铁矿的成因 [J]. *岩石矿物学杂志*, 29 (5): 516 ~ 524.