

川中地区茅口组两期流体叠合控制下的白云石化模式

王珏博^{1,2} 谷一凡^{1,2} 陶艳忠^{1,2} 强子同^{1,2} 强深涛¹ 蒋婵³

(1.西南石油大学 成都 610500;2.四川省天然气地质重点实验室 成都 610500;

3.中国石油西南油气田公司勘探事业部 成都 610041)

摘要 岩相学特征、地化分析揭示:川中地区下二叠统茅口组白云岩存在三种白云石:①平直晶面细晶白云石($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.06\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -6.81\text{‰}$; Fe: 1×10^{-6} , Mn: 未检出, Sr: 150×10^{-6}); ②非平直晶面粗晶鞍状白云石($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.22\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7.82\text{‰}$; Fe: 149×10^{-6} , Mn: 185×10^{-6} , Sr: 85×10^{-6}); ③非平直晶面细晶白云石($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.49\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -9.45\text{‰}$; Th = 123°C, S = 133~139‰NaCl; Fe: 58×10^{-6} , Mn: 59×10^{-6} , Sr: 76×10^{-6})。研究表明存在两期白云石化流体:①早期压实作用形成的埋藏白云石化流体(T = 37.4°C; S = 29.8‰NaCl); ②晚期受构造控制的热液白云石化流体(Th = 114.8°C; S = 153~226‰NaCl)。明确了三种白云石的成因:平直晶面细晶白云石是由早期埋藏流体交代泥晶基质形成的;非平直晶面细晶白云石是平直晶面细晶白云石在受到热液流体改造后所形成的;而非平直晶面粗晶鞍状白云石则是由热液流体直接沉淀出的。基于研究结果建立了相应的白云化模式。

关键词 川中地区 下二叠统 茅口组 岩相学特征 地化分析 白云石化流体 白云石化模式

第一作者简介 王珏博 女 1990年出生 硕士研究生 矿物岩石学 E-mail: 395374698@qq.com

通讯作者 谷一凡 男 硕士研究生 E-mail: 514468587@qq.com

中图分类号 P588.24+5 **文献标识码** A

0 引言

四川盆地下二叠统茅口组发育多套白云岩,其成因研究存在诸多分歧,如张荫本^[1]的混合水成因说、何幼斌^[2]的埋藏成因说、舒晓辉^[3]的构造热液成因说和金振奎^[4]的玄武岩淋滤成因说,然而这些研究都欠缺足够的地化或岩相学证据,并且主要集中在川西北和川西南,对于川中地区茅口组白云岩的成因研究也只局限在构造热液成因^[5]和热水成因^[6],并且没有建立相应的白云石化模式。

基于上述研究现状,笔者利用川中地区的GT-2井岩芯样品,结合地质背景、岩相学证据、地球化学分析数据(碳、氧同位素、微量元素、有序度、包裹体均一温度和盐度)分析研究了白云岩成因,并建立相应白云石化模式,对研究白云岩储层分布规律及有利区带预测具有重要的理论意义和现实意义。

1 区域地质背景

茅口组沉积期继承了栖霞期海侵的原貌,海侵从东南和西北两个方向进入盆地^[7],盆地整体处于淹没,接受沉积^[8]。根据岩性将茅口组沉积岩划分为

以下四段:茅一段:黑灰色中层状泥质泥晶生屑灰岩,可见“眼球状”构造,发育有腕足、介形虫、绿藻等,与下伏栖霞组整合接触。茅二段:深灰色泥晶生屑灰岩,生物以有孔虫、蜓类、介形虫为主。茅三段:浅灰、灰色块状亮晶生屑灰岩,生物以有孔虫、红藻为主。茅四段:黑灰色泥晶生屑灰岩,与上覆龙潭组呈假整合接触,龙潭组底部主要以一套区域上稳定分布的铝土质泥页岩与茅口组分界^[9-11]。而区内茅四段遭受剥蚀,在后期成岩演化过程中发育多套白云岩(图1)。

2 研究方法

研究样品主要为取自GT-2井壁取芯及岩芯样品,涉及层位包括茅口组二段、三段,岩性包括白云岩和石灰岩,保证所采集样品是断面新鲜、未受变质作用影响的贫有机物样品,以免影响测试结果的准确性。所有样品都配有薄片并进行镜下鉴定。

对于碳、氧同位素测定,将样品在高真空条件下与100%的磷酸进行恒温反应,将收集起来的CO₂气体送入Agilent7890A气相色谱仪中,进行碳、氧同位素组成的测定,实验条件20°C,湿度44%RH,重复性测试精度 $\Delta\delta < 1\text{‰}$ 。

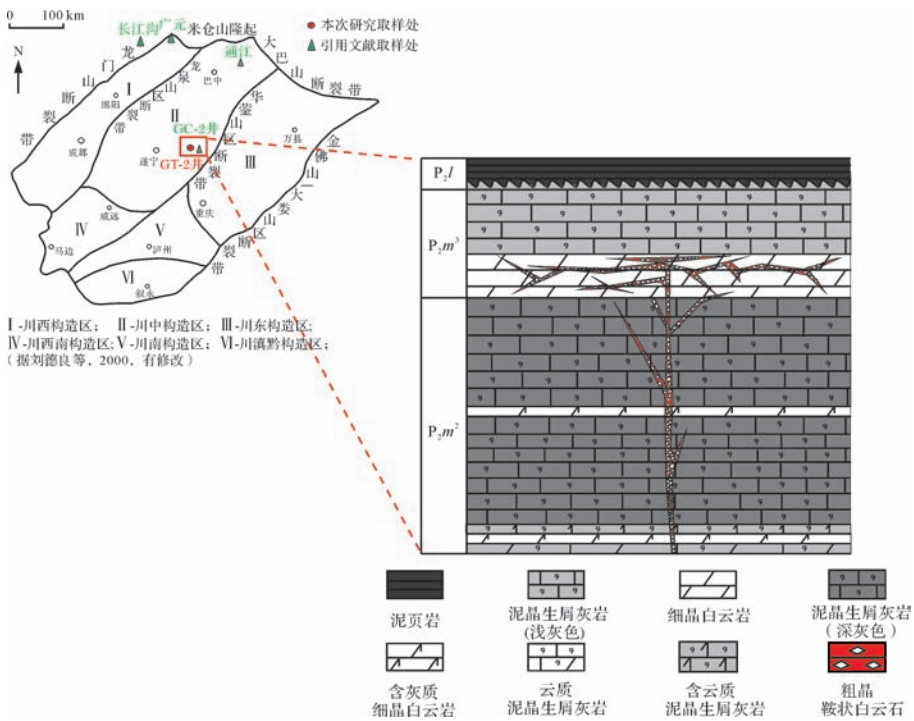


图 1 研究区茅口组岩性示意图(以 GT-2 井为例)

Fig.1 Sketch map of lithology of the study area, Maokou Fm (GT-2 Well)

微量元素的检测分析,选用与 GB/T6682—2008 《分析实验室用水规格和实验方法》相符合的 I 级水进行分析样品的配制。采用 AA7020 型原子吸收光谱仪分析化验,实验条件:温度 20℃,湿度 60%;标准偏差 0.000 4~0.003 2 mg/L,检测下限为 0.000 3 mg/L,低于检测下限记为“未检出”。

阴极发光检测采用 CL8200MK5 型阴极发光显微镜;包裹体 Th 值测定采用 THMSG 600 型地质包裹体测量系统,该系统由地质冷热台与偏光显微镜组成,测温范围:−196℃~600℃,温度精度为 0.2℃。有序度测试采用荷兰 PANalytical 公司生产的 X'PertPRO

粉末 X 射线衍射仪,测量范围为−3°~160°、角度重现性 0.000 1°、线性度 0.000 25°,X 射线发生器最大电压 60 kV,最大管流 60 mA。

3 岩石学特征

依据碳酸盐岩分类标准,茅口组样品存在四类岩性:泥晶生屑灰岩、含灰质细晶白云岩、细晶白云岩和(含)云质泥晶生屑灰岩;按照岩相学特征及其产状,将茅口组白云岩中的白云石划分为三类:平直晶面细晶白云石(图 2A)、非平直晶面粗晶鞍状白云石(图 2B)、非平直晶面细晶白云石(图 2C)。

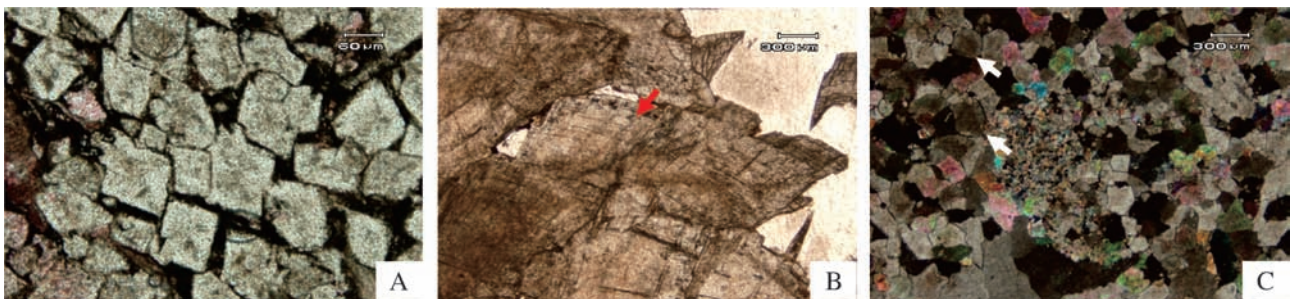


图 2 茅口组白云石微观特征

A.平直晶面细晶白云石,晶体大小为 100~200 μm,自形程度高(-);B.非平直晶面粗晶鞍状白云石,晶体大小 300~600 μm,晶面呈明显弯曲(如箭头所示)(-);C.非平直晶面细晶白云石,晶体大小为 150~300 μm,呈波状消光,可见残余“雾心亮边”结构(如箭头所示)和细晶白云石残晶(+),GT-2 井,茅三段。

Fig.2 Micro features of dolomites, Maokou Formation

3.1 泥晶生屑灰岩

这类岩性属于茅口组最初沉积形成的岩石类型,是本次研究中的原生组分。呈深灰色,中—厚层,生物碎屑十分发育(图3),生屑颗粒间为泥晶胶结,偶见白云石化交代生屑壳体或泥晶基质,薄片观察可见生物碎屑定向排列性强烈,表明经历强压实作用改造(图3F)。

3.2 含灰质细晶白云岩

该类岩石呈浅灰—深灰色,主要发育在茅二段,岩层厚度较小,一般为1~3 m,平直晶面细晶白云石呈“星点状”分布,对生屑颗粒间的泥晶基质进行交代,而生屑颗粒几乎未被交代,因此灰质成分主要为未被白云石化的生物碎屑和泥晶基质(图4)。平直晶面细晶白云石晶体内杂质较多,晶面平直,自形程度高,呈规则菱面体,晶体大小为100~200 μm ,具有

“雾心亮边”、“对角线”(交代残余的泥质沿对角线分布)等交代残余结构。阴极发光下,平直晶面细晶白云石基本不发光,呈环带状结构,生屑颗粒及泥晶基质不发光(图4C)。

3.3 细晶白云岩

该类岩石主要发育于茅二段与茅三段的过渡段,呈深灰色,基本无灰质组分残余。基质由非平直晶面细晶白云石组成(图5C),溶蚀孔洞与构造缝较发育,缝洞内普遍充填有非平直晶面粗晶鞍状白云石(图5A,B)。非平直晶面细晶白云石基质与非平直晶面粗晶鞍状白云石阴极发光下,发光性明显不同,前者呈暗淡发光,后者呈光亮发光(图5F),两种组分接触关系如红色虚线所示(图5D,E)。非平直晶面粗晶鞍状白云石,晶体大小为500~1 000 μm ,晶体较基质白云石要大得多,晶面呈明显弯曲,代表快速结晶的特点。

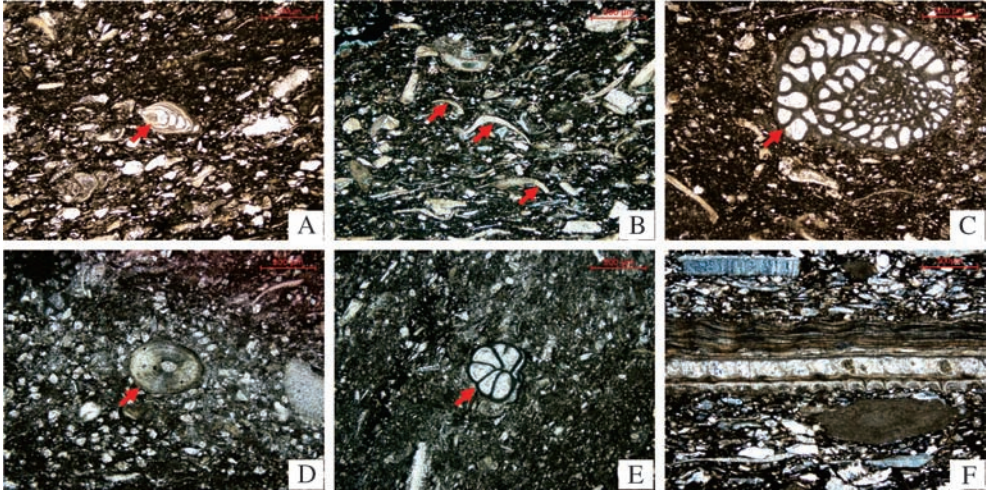


图3 泥晶生屑灰岩微观特征

A.可见体小且个体保存完好的厚壁虫、腕足及介形虫等,生屑间充填泥晶方解石(-);B.生屑以介形虫壳体为主,其次为腕足碎屑(+);C.保存完好的蜓类(-);D.箭头所示为腕足类生物的刺的横切面,具有明显的层纤结构,放射十字影消光特征(+);E.生屑破碎严重,以介形虫屑为主,见有孔虫(-);F.生屑长轴呈明显定向排列,说明经历过强压实作用(+),GT-2井,茅二段。

Fig.3 Micro features of bioclastic micrites

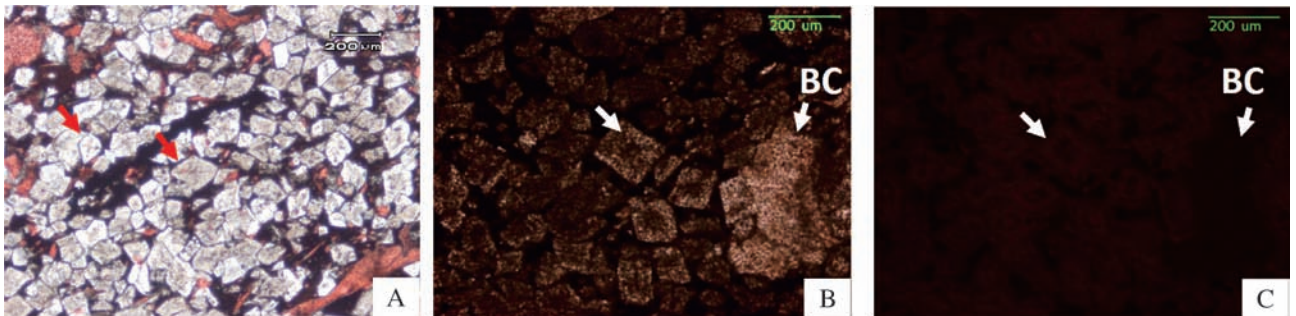


图4 含灰质细晶白云岩微观特征

A.平直晶面细晶白云石,具对角线结构(交代残余的泥质沿对角线分布,如箭头所示)(-);B.白云石化流体仅交代泥晶基质,灰质生物碎屑(BC)未被交代(-);C.平直晶面细晶白云石基本不发光,生屑(BC)和泥晶基质不发光(阴极发光),GT-2井,茅二段。

Fig.4 Micro features of fine-crystalline dolostone (containing limestone)

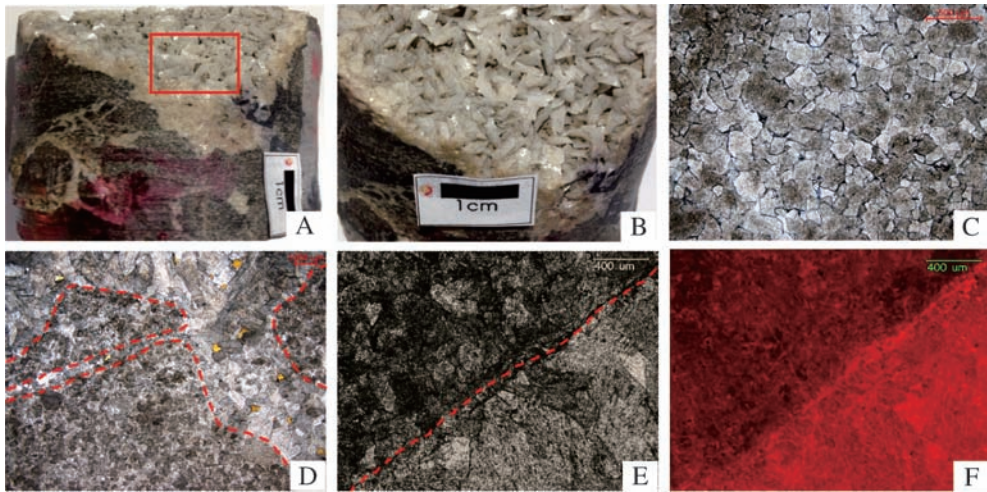


图5 细晶白云岩宏观及微观特征

A.非平直晶面粗晶鞍状白云石充填在基质白云石(非平直晶面细晶白云石)的缝洞内,可见晶面呈明显弯曲(岩芯样品);B.图为(A)的局部放大,可明显看到非平直晶面粗晶鞍状白云石的晶面呈弯曲状态;C.非平直晶面细晶白云石具呈半自形—他形(-);D.非平直晶面粗晶鞍状白云石与非平直晶面细晶白云石的晶体大小明显不同,其接触界线明显(如红色虚线所示)(-);E.基质白云石与非平直晶面粗晶鞍状白云石接触界线(如红色虚线所示)(-);F.两种组分的发光性明显不同,基质白云石(非平直晶面细晶白云石)暗淡发光,而非平直晶面粗晶鞍状白云石呈光亮发光,界线明显(阴极发光),GT-2井,茅三段。

Fig.5 Macro and micro features of fine-crystalline dolostones

4 地球化学特征

4.1 样品有效性分析

川中地区茅口组地层在二叠系末期东吴运动的作用下被抬升,经历风化剥蚀,因此要利用化学分析法来评估样品有效性^[12]。分析标准如下:

(1) Mn/Sr 沉积期后,特别是受大气水循环的影响,碳酸盐岩将发生 Sr、Na 的损失和 Fe、Mn 的加入^[13-17],因此 Mn/Sr 是判断海相碳酸盐成岩作用和蚀变程度的一个灵敏指标^[18]。当 Mn/Sr<2~3,可以认为岩石样品很好地保持了原始海水的同位素组成^[19]。

(2) 氧同位素组成特征 碳酸盐岩的氧同位素组成对蚀变作用反应灵敏,当 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < -10\text{‰}$ 时,表明岩石样品已发生了强烈的蚀变,其同位素数据已不能代表原始海水的同位素组成^[20-21]。

本次研究中所有泥晶生屑灰岩样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} > -5\text{‰}$, Mn/Sr<2~3,符合有效性标准,因此样品能够很好地反映原始地球化学特征。

4.2 碳、氧稳定同位素特征

研究区所在的上扬子地区的晚古生代是一个有机碳的相对高速埋藏时期,区内下二叠统 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 平均值为 +2.861 7‰^[22]。根据测试结果(表1),泥晶生

屑灰岩碳同位素值分布较集中,分布范围为 2.20‰~3.94‰,平均值为 2.90‰,与该区平均值基本一致; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 分布较宽,分布范围为 -7.13‰~ -2.77‰,平均值为 -5.83‰。非平直晶面粗晶鞍状白云石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 分布范围为 3.06‰~3.37‰,平均值为 3.22‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 分布范围为 -7.37‰~ -8.27‰,平均值为 -7.82‰。非平直晶面细晶白云石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.49\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -9.45\text{‰}$ 。平直晶面细晶白云石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.06\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -6.81\text{‰}$,而以该类白云石为主要组成部分的含灰质细晶白云岩和(含)云质泥晶生屑灰岩,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 分布较集中,分布范围为 2.73‰~3.08‰,平均值为 2.95‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 分布范围为 -3.62‰~ -5.73‰,平均值为 -4.60‰。

在氧同位素值年代效应相同的情况下,部分泥晶生屑灰岩和平直晶面细晶白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 仍较二叠系海水标准值^[24]明显偏负(图6),这是由于后期高温热液流体使得地层温度明显升高,升温后的孔隙流体导致上述组分发生热分馏作用而使 $\delta^{18}\text{O}$ 明显减小。

为尽量减小泥晶生屑灰岩样品因为年代效应而造成氧同位素值的偏差,考虑到区域相似性,笔者参照邵龙义等(1996)对西南地区晚二叠世灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 的校正方法^[25],用 $\Delta\delta^{18}\text{O} = 2.6\text{‰}$ 来校正泥晶生屑灰岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 以及其他研究者的 $\delta^{18}\text{O}$ 测试结果。

表1 茅口组样品碳、氧同位素值
Table 1 Value of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, Maokou Formation

样品序号	层位	深度/m	组分类型	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$
1	P_2m^3	4 707	非平直晶面粗晶鞍状白云石	3.37	-8.27
2	P_2m^3	4 717.32~4 717.42	非平直晶面粗晶鞍状白云石	3.06	-7.37
3	P_2m^3	4 717.32~4 717.43	非平直晶面细晶白云石	3.49	-9.45
4	P_2m^3	4 791	平直晶面细晶白云石	3.06	-6.81
5	P_2m^3	4 792.5	泥晶生屑灰岩	2.43	-6.71
6	P_2m^3	4 792.7	泥晶生屑灰岩	2.84	-6.36
7	P_2m^3	4 794	泥晶生屑灰岩(见少量鞍状白云石)	2.96	-7.13
8	P_2m^3	4 794.8	泥晶生屑灰岩(见少量鞍状白云石)	2.32	-2.77
9	P_2m^3	4 795	泥晶生屑灰岩	2.63	-6.01
10	P_2m^3	4 795.5	泥晶生屑灰岩	2.81	-6.46
11	P_2m^3	4 796	含云质泥晶生屑灰岩(云质为鞍状白云石)	2.20	-3.65
12	P_2m^3	4 797	泥晶残余生屑灰岩	3.26	-7.14
13	P_2m^3	4 798	泥晶生屑灰岩(见少量天青石)	3.94	-4.08
14	P_2m^3	4 799	含云质泥晶生屑灰岩(见平直晶面细晶白云石)	2.73	-3.62
15	P_2m^3	4 801	含灰质细晶白云岩	3.01	-4.08
16	P_2m^3	4 801	含灰质细晶白云岩	3.08	-5.73
17	P_2m^3	4 801	含灰质细晶白云岩	3.06	-4.27
18	P_2m^3	4 802	云质泥晶生屑灰岩(见平直晶面细晶白云石)	2.87	-5.29

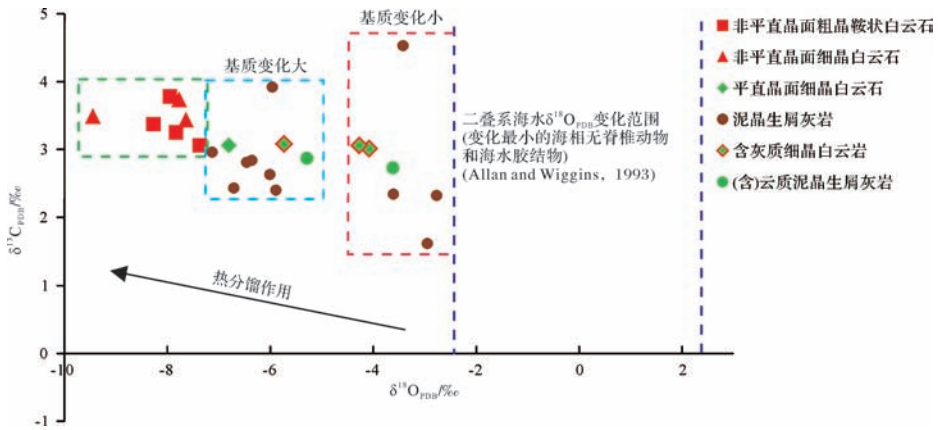


图6 茅口组样品碳、氧同位素交会图(部分数据引自陈轩^[5]、吕杰^[23])

Fig.6 Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, Maokou Formation

有研究表明,在古海水盐度基本不变的情况下,氧同位素具有明显的温度效应,即氧同位素值随温度的升高而降低。

利用 Schachleton 等(1975)提出计算公式^[26]计算古海水温度:

$$t = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}) + 0.1$$

$$(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}})^2$$

其中 t 为当时的古海水温度(°C), $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ 为古海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-2.8‰, SMOW 标准)^[27], $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ 为海相方解石氧同位素值,笔者利用校正后的泥晶生屑灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值(PDB 标准)来代替海相方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,计算结果如表 2。

表2 泥晶生屑灰岩氧同位素值(校正后)及古海水温度计算结果

Table 2 $\delta^{18}\text{O}$ of micrite and corresponding calculation of seawater

组分类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$ 海水古温度	
	(校正后)	t/°C
泥晶生屑灰岩	-3.29	19.070 21
泥晶生屑灰岩	-0.82	8.619 64
泥晶生屑灰岩	-3.36	19.384 16
泥晶生屑灰岩	-0.35	6.769 25
泥晶生屑灰岩	-1.01	9.380 21
泥晶生屑灰岩	-4.11	22.809 41
泥晶生屑灰岩	-3.76	21.196 96
泥晶生屑灰岩(含极少量鞍状白云石)	-4.53	24.776 69
泥晶生屑灰岩(含极少量鞍状白云石)	-0.17	6.072 29
泥晶生屑灰岩	-3.41	19.609 01
泥晶生屑灰岩	-3.86	21.655 16
泥晶残余生屑灰岩	-4.54	24.823 96
泥晶生屑灰岩(见少量天青石)	-1.48	11.292 64

注:部分数据引自吕杰^[23]、陈轩^[5]、舒晓辉^[3]。

利用包含平直晶面细晶白云石的岩石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值来计算其形成时的温度和盐度^[28], 计算公式: $T = 13.85 - 4.54\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 0.04(\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}})^2$

表3 平直晶面细晶白云石形成温度和盐度计算结果

Table 3 Calculation of temperature and salinity, idiopathic fine crystal-dolomite

组分类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	形成温度 $T/\text{℃}$	盐度 $S/\text{‰}$
平直晶面细晶白云石	-6.81	46.622 444	27.944 1
含泥质泥晶生屑灰岩 (见平直晶面细晶白云石)	-3.62	30.808 976	31.134 1
含灰质细晶白云岩	-4.08	33.039 056	30.674 1
含灰质细晶白云岩	-5.73	41.177 516	29.024 1
含灰质细晶白云岩	-4.27	33.965 116	30.484 1
云质泥晶生屑灰岩 (见平直晶面细晶白云石)	-5.29	38.985 964	29.464 1

结果表明,古海水温度平均值为 16.6℃ (表2), 平直晶面细晶白云石的形成温度介于 $30.8\text{℃} \sim 46.6\text{℃}$, 平均值为 37.4℃ , 因此其形成环境为浅埋藏环境。而其白云石化流体盐度介于 $27.9\text{‰} \sim 31.1\text{‰}$, 平均值为 29.8‰ (表3), 低于现代海水正常值 35.0‰ , 表明该流体并不是蒸发卤水或深层高温卤水。

4.3 流体包裹体均一化温度和盐度特征

流体包裹体均一化温度 (T_h) 可以提供一个合理的非平直晶面粗晶鞍状白云石的结晶温度。对 GT-2 井茅三段非平直晶面粗晶鞍状白云石 (埋藏深度 $4\ 717\text{ m}$) 的 13 个流体包裹体 (图7) 测试结果表明, T_h 值介于 $113.9\text{℃} \sim 146\text{℃}$ (图8), 数学期望值为 114.8℃ , 标准差为 12.2℃ 。

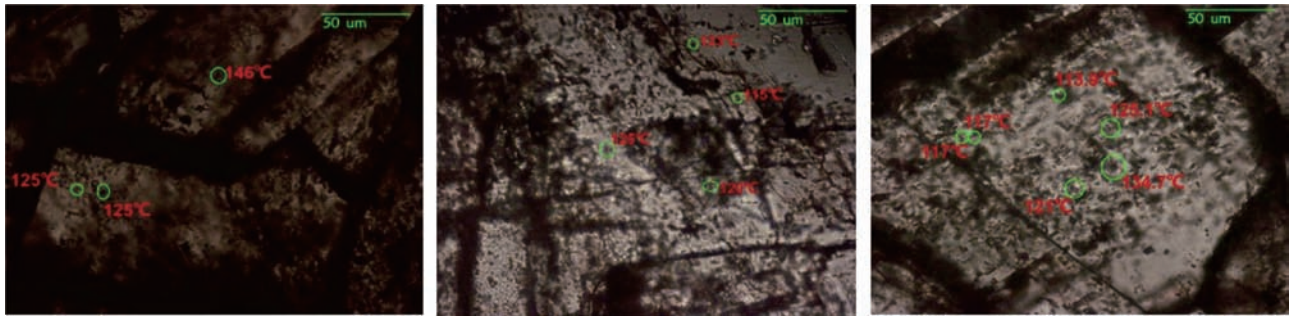


图7 包裹体微观特征及均一化温度值

Fig.7 Micro features and T_h of fluid-inclusions, Maokou Formation

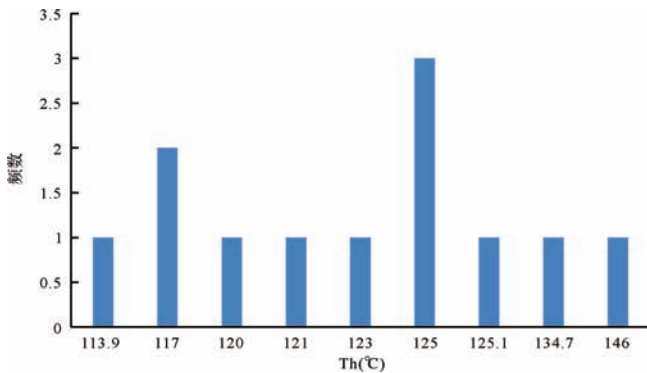


图8 流体包裹体均一化温度直方图

Fig.8 Histogram of T_h in fluid-inclusions

而相邻的 GC-2 井, 其非平直晶面粗晶鞍状白云石的盐水包裹体 T_h 值介于 $105.8\text{℃} \sim 159.6\text{℃}$, 数学期望值为 127.3℃ , 非平直晶面细晶白云石的盐水包裹体 T_h 值介于 $113.2\text{℃} \sim 138.6\text{℃}$, 数学期望值为 123℃ ^[5]。

包裹体盐度特征, 非平直晶面细晶白云石样品的盐水包裹体所测得的盐度值为 $15.3\% \sim 22.6\%$ NaCl, 非平直晶面粗晶鞍状白云石则为 $13.3\% \sim 13.9\%$ NaCl^[5]。中国石油勘探开发研究院也对 GC-2 井的 23 个包裹体进行了盐度分析测试, 显示出 70% 的包裹体内盐度超过 16% NaCl。

测试结果表明, 以上两种产状的白云石样品, 其包裹体盐度值都较高, 是正常海水的 3~5 倍^①。

4.4 微量元素特征

4.4.1 铁和锰微量元素特征

有研究表明, 利用白云石中 Fe、Mn 微量元素的含量来区分白云石化作用的环境比利用 Sr、Na 微量元素更加有效^[15], 因此笔者利用 Fe、Mn 含量来指示白云石化环境。非平直晶面粗晶鞍状白云石的铁、锰含量相较其他组分, 明显偏高, 分布范围分别为 $78 \sim 2.44 \times 10^{-6}$ (平均值 149×10^{-6}) 和 $178 \sim 195 \times 10^{-6}$ (平均

① 中国石油勘探开发研究院. 四川盆地二叠统栖霞—茅口组有利勘探区带与目标评选. 北京, 2010.

表4 茅口组样品微量元素测试数据

Table 4 Value of trace elements, Maokou Formation

样品 编号	层位	深度 /m	组分类型	Fe	Mn	Ca	Mg	Sr	Na	K
				$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$	$/\times 10^{-6}$
1	P_2m^3	4 706	非平直晶面粗晶鞍状白云石	126	184	304 251	193 500	73	19	0
2	P_2m^3	4 707	非平直晶面粗晶鞍状白云石	244	195	293 123	193 770	84	21	0
3	P_2m^3	4 717.32~4 717.42	非平直晶面粗晶鞍状白云石	78	178	307 408	187 512	97	20	0
4	P_2m^3	4 717.32~4 717.43	非平直晶面细晶白云石	58	59	313 544	192 792	76	25	15
5	P_2m^3	4 791	平直晶面细晶白云石	1	0	230 005	83 954	150	11	163
6	P_2m^3	4 792.5	泥晶生屑灰岩	57	0	636 136	10 696	290	37	22
7	P_2m^3	4 792.7	泥晶生屑灰岩	125	0	634 097	8 473	229	38	26
8	P_2m^3	4 794	泥晶生屑灰岩(缝内见少量鞍状白云石)	39	0	652 071	12 323	323	49	83
9	P_2m^3	4 794.8	泥晶生屑灰岩(缝内见少量鞍状白云石)	77	0	809 014	45 557	346	120	643
10	P_2m^3	4 795	泥晶生屑灰岩	28	4	448 347	6 886	294	18	0
11	P_2m^3	4 795.5	泥晶生屑灰岩	51	0	529 887	9 649	299	21	11
12	P_2m^3	4 796	含云质泥晶生屑灰岩(见少量鞍状白云石)	164	33	547 890	36 852	184	42	126
13	P_2m^3	4 797	泥晶残余生屑灰岩	107	5	732 983	12 927	347	31	62
14	P_2m^3	4 798	泥晶生屑灰岩(缝内见少量天青石)	90	0	522 611	12 840	765	25	107
15	P_2m^3	4 799	含云质泥晶生屑灰岩(见平直晶面细晶白云石)	0	0	428 879	22 024	310	80	634
16	P_2m^3	4 801	含灰质细晶白云岩(见平直晶面细晶白云石)	106	39	319 788	159 282	243	34	156
17	P_2m^3	4 802	云质泥晶生屑灰岩(见平直晶面细晶白云石)	90	0	399 652	51 000	353	61	290

注:样品测试自西南石油大学化工院原子吸收光谱实验室,“未检出”表明测试结果低于检测限 0.000 3 mg/L。

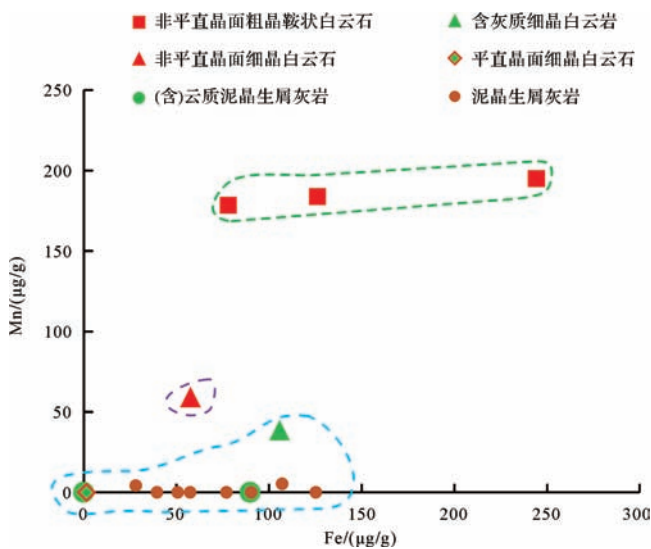


图9 茅口组样品 Fe、Mn 微量元素值交会图

Fig.9 Cross plot of Fe and Mn, Maokou Formation

值 185×10^{-6}); 平直晶面细晶白云石的铁、锰含量最低, 分别为 1×10^{-6} 和低于检测限; 平直晶面细晶白云石的铁、锰含量则介于上述两种组分之间, 分别为 58×10^{-6} 和 59×10^{-6} 。代表原生组分的泥晶生屑灰岩, 其铁含量在 $57 \sim 125 \times 10^{-6}$ 范围内, 平均值为 72×10^{-6} , 锰含量低于 5×10^{-6} ; 而泥晶生屑灰岩与平直晶面细晶白云石之间的过渡组分: 含云质泥晶生屑灰岩、含灰质细晶白云岩和云质泥晶生屑灰岩, 其铁含量平均值

为 65×10^{-6} , 锰含量平均值为 13×10^{-6} 。

微量元素测试结果表明(图9), 非平直晶面粗晶鞍状白云石具有相对较高的铁、锰含量, 阴极发光下呈现光亮发光(图5F); 平直晶面细晶白云石极低的铁、锰含量, 阴极发光下基本不发光, 发光性与泥晶生屑灰岩差别很小(图4C), 说明其白云石化流体并不是深埋藏环境下形成的流体; 而非平直晶面细晶白云石的铁、锰含量与阴极发光性均介于上述两者之间, 表明其成因与上述两者关系密切。

4.4.2 锶微量元素特征

很多学者研究过白云岩中锶的含量, 这些研究工作的目的是获得白云岩形成环境, 尤其是关于白云岩沉淀或白云石化流体的有关信息^[29]。本次研究中, 非平直晶面粗晶鞍状白云石的锶含量在 $73 \sim 97 \times 10^{-6}$ 范围内, 平均值 85×10^{-6} ; 非平直晶面细晶白云石的锶含量为 76×10^{-6} , 是所有样品中锶含量的最低值。平直晶面细晶白云石的锶含量为 150×10^{-6} , 而含有该类型白云石的含云质泥晶生屑灰岩、含灰质细晶白云岩和云质泥晶生屑灰岩的锶含量分别为 310×10^{-6} 、 243×10^{-6} 和 353×10^{-6} 。原生组分泥晶生屑灰岩, 其锶含量分布范围为 $229 \sim 347 \times 10^{-6}$, 平均值为 291.8×10^{-6} 。对于溶缝内充填极少量鞍状白云石的泥晶生屑灰岩, 其锶含量为 $323 \sim 346 \times 10^{-6}$, 平均值为 335×10^{-6} ; 第14号样品为泥晶生屑灰岩(表4), 但其溶缝内充填少量天青石(SrSO_4), 导致其锶含量异常

偏高。

锶微量元素在各类白云石中的分布特征可以利用锶在白云石中的分配系数来解释,表达式为 $D_{Sr} = (M_{Sr}/M_{Ca})_{白云石} / (M_{Sr} / M_{Ca})_{流体}$ 。Vahrenkamp 和 Swart (1990)在研究了小巴哈马滩 406 个具有不同组成的白云岩样品后得出,该分配系数仅与计算的白云石中化学成分有关(相关系数 0.76,如图 10),具体表现为白云石中 $MgCO_3$ 的摩尔分数与白云石中锶含量呈负相关关系^[31]。根据测试结果(表 4),各岩石样品中的锶含量与镁钙比值(含量比)也呈现出明显的负相关关系,与上述规律性一致(图 11)。

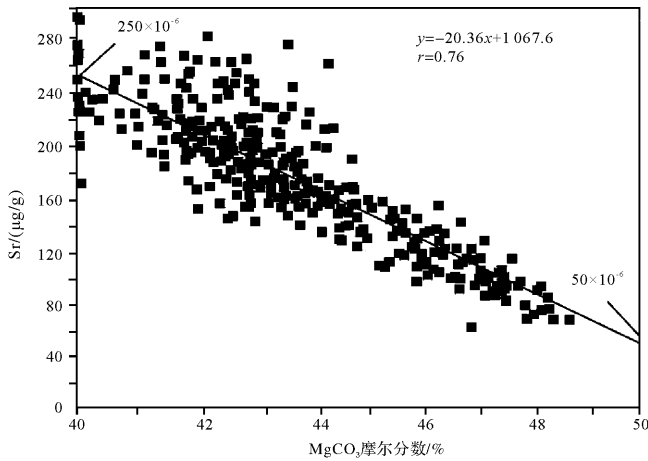


图 10 小巴哈马滩白云石的组成与其锶含量投点图^[30]

Fig.10 Cross plot of $MgCO_3$ and Sr in dolomites, Small Bahamas

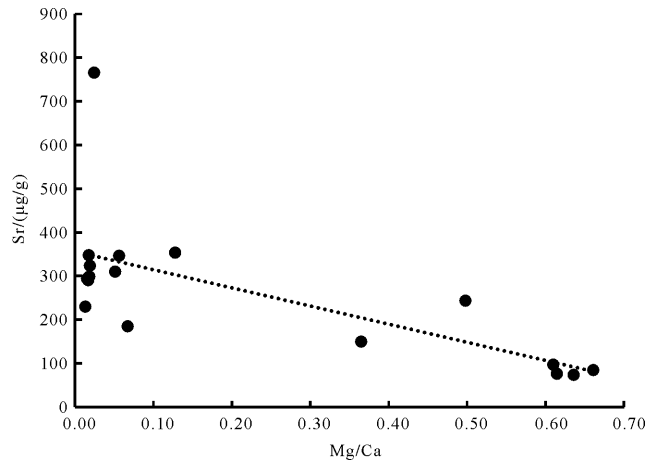


图 11 各组样样品 Mg/Ca 值与 Sr 微量元素含量交会图

Fig.11 Cross plot of Mg/Ca and Sr, Maokou Formation

这是由于锶的离子半径(0.113~0.132 nm)和钙的离子半径(0.099~0.118 nm)相近,而镁的离子半

径(0.065~0.087 nm)要小很多。因此锶只能取代白云石晶格中的钙离子,而不能取代镁离子,即白云石化作用越彻底,白云石中锶含量越低^[31]。因此,非平直晶面细晶白云石化程度最高,非平直晶面粗晶鞍状白云石次之,平直晶面细晶白云石最低,说明三种白云石的形成流体或期次相差较大。

4.5 有序度特征

本次研究分别测试了各白云石样品的(015)和(110)两个晶面衍射峰的峰强度比 I_{015}/I_{110} 和峰高比 h_{015}/h_{110} ,采用峰强度比来表征三种白云石样品的有序度(表 5)。各白云石样品中,平直晶面细晶白云石的有序度是最高的 0.68,但其 Mg/Ca 值却是最低的 0.854,结果符合埋藏白云石富 Ca 化学计量但有序性好的特点^[32-33]。非平直晶面粗晶鞍状白云石的有序度为 0.61,较前者略低;而非平直晶面细晶白云石的有序度最低,仅为 0.43,但其 Mg/Ca 值却是最高的 0.913。三种白云石有序度相对大小表明,平直晶面细晶白云石结晶速度最慢,结晶时流体温度较低(小于 CRT(临界粗糙温度)),结晶时 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 较为有序地添加到晶面上。非平直晶面细晶白云石所测 Th 值表明,其结晶温度远远高于 CRT,导致参与形成晶格结构的各原子无序地添加到晶面上,快速结晶形成有序度较低的白云石^[34]。非平直晶面粗晶鞍状白云石,其结晶温度也较高,速度也较快,但因为成核作用比较弱,因此有序度较非平直晶面细晶白云石有所提高^[35]。

5 茅口组白云石成因分析

(1) 平直晶面细晶白云石,其盐度值表明其形成流体的盐度低于现代正常海水的平均值,极低的铁、锰含量和形成温度所对应的埋藏深度都表明其形成于浅埋藏环境,又鉴于在该区地层中未观察到明显的蒸发现象和大气暴露现象,因此可以排除蒸发模式(萨布哈模式)、渗透回流模式、混合水模式等白云石化模式。

(2) 非平直晶面粗晶鞍状白云石,其包裹体均一化温度明显高于对应地层温度,铁、锰含量较高,其氧同位素值也明显偏负(平均值-7.82‰),其包裹体盐度值也是正常海水的 3~5 倍,表明其形成流体为深层高温卤水。

(3) 非平直晶面细晶白云石,锶含量表明其白云石化程度最高。碳、氧同位素值与非平直晶面粗晶鞍状白云石十分接近,说明两种组分经历过相似的热分馏

表5 茅口组白云石样品有序度及镁钙比测试数据

Table 5 Testing data of Mg/Ca and degree of order from dolomites, Maokou Formation

样品编号	层位	组分类型	I_{015}/I_{110}	h_{015}/h_{110}	Mg/Ca
1	P_2m^3	非平直晶面粗晶鞍状白云石	0.61	0.57	0.901 127
4	P_2m^3	非平直晶面细晶白云石	0.43	0.36	0.913 252
5	P_2m^3	平直晶面细晶白云石	0.68	0.65	0.854 129

注: P_2m^3 为中二叠统茅口组茅三段; P_2m^2 为中二叠统茅口组茅二段, I_{015}/I_{110} 和 h_{015}/h_{110} 分别为白云石(015)和(110)两个晶面衍射峰的峰高比和峰强度比。

过程,具有相同的成因特征。而在岩相学方面上又具有平直晶面细晶白云石的残余结构,且铁、锰含量介于上述两种组分之间。因此可以确定其是平直晶面细晶白云石经历流体改造后所形成的一种白云石。因此,岩相学、地球化学证据表明区内存在两种流体白云石化作用。

5.1 埋藏流体白云石化

茅口组沉积期,研究区处于赤道附近的低纬度地区^[36-38],为热带—亚热带环境,气候温暖^[39],生物发展处于繁盛期,属于浅水开阔台地相中的生屑滩亚相(图12)^[40-41],沉积有厚层的泥晶—粉晶生屑灰岩。生屑颗粒种类多,数量大,主要为介形虫、有孔虫、棘皮类、钙藻、蠕类、腕足类生物等,这些生物壳体及灰泥沉积物(大多数都是生物成因沉积物)在矿物成分上属于 $MgCO_3$ 含量较高的镁方解石^[42](表6)。在埋藏压实作用(图3F),易发生稳定化作用,由镁方解石向低镁方解石转变,从矿物晶格中释放出大量 Mg^{2+} ^[2,43-44],形成富镁白云石化流体。

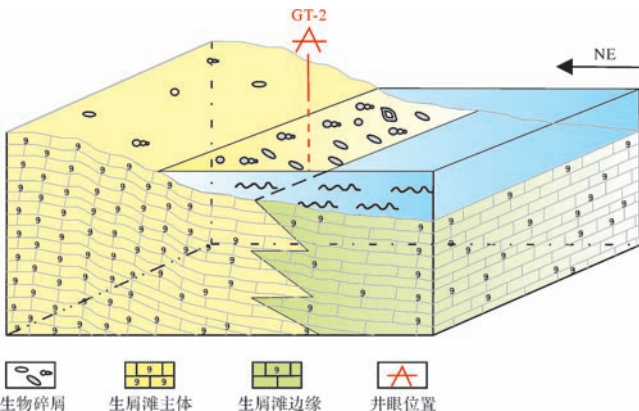
图12 茅口组沉积相示意图(据赵宗举^[41])

Fig.12 Sketch map of sedimentary facies, Maokou Formation (after Zhao, 2012)

测试结果显示,上述沉积物在经历稳定化作用后的镁含量仍高达 $6\ 886\sim 12\ 927\times 10^{-6}$ (表4),说明当时沉积物中镁含量极高,为白云石化提供足够的

Mg^{2+} 来源。氧同位素值对应的成岩流体温度以及铁、锰含量都表明该期流体形成于浅埋藏环境,为早期白云石化流体。该期流体在浅埋藏环境下对沉积期所形成的泥晶生屑灰岩进行交代,形成平直晶面细晶白云石,主要作用于粒间的泥晶基质,对生屑颗粒几乎无影响。形成的白云石大多具有“雾光亮边”结构、“对角线”结构等交代残余结构,且交代作用越彻底,晶粒越粗大,晶面越洁净。(图4)。

表6 不同种类生物骨骼中 $MgCO_3$ 的含量Table 6 Concentration of $MgCO_3$ in different kinds of paleontology

古生物种类	生矿体主要成分	$MgCO_3$ 摩尔分数(%)
有孔虫	镁方解石	<4~15.9
棘皮类	镁方解石	5.5~18.5
介形虫	镁方解石	1~6,个别达8~10
腕足生物	磷酸钙	0.49~1.40,个别达2.70~8.63
钙藻	镁方解石	7.7~28.75
苔藓虫类	镁方解石	2~10

注:张瑞锡,乐昌硕.碳酸盐岩.武汉地质学院北京研究部内部教材(一册和二册),1981.

5.2 热液流体白云石化

薄片观察下,烃类成熟期生成的有机酸对鞍状白云石进行溶解,形成港湾状溶蚀边,沥青充填并与弯曲边直接接触(图13),说明鞍状白云石的形成至少早于烃类成熟期,而区内生烃时期为三叠系中晚期^[29],因此鞍状白云石形成至少早于三叠系中晚期。也有研究者认为,晚二叠世—晚三叠世的峨眉地裂运动所形成的大量张性走滑断裂活动为深部热液流体的上涌提供有利通道^[45],此时茅三段的埋藏深度在2 785 m左右,对应地层温度在 80°C 左右(地温梯度 $22\sim 24^\circ\text{C}/\text{km}$ ^[46]),而非平直晶面粗晶鞍状白云石的Th值远高于对应地层温度。

此外,区内各组分白云石包裹体盐度测试结果表明白云石化流体为高盐度流体,而茅口组沉积期的生物绝大多数为窄盐度生物^[29],正常海水盐度应远低于

于所测盐度值。因此,均一化温度和盐度证据表明形成非平直晶面粗晶鞍状白云石的流体为深层高温热液流体。此外,镜下也可观察到 MVT 矿物组合中的矿物,如石英(图 14A)、天青石(图 14B)和萤石(图 14C,D)等,这些矿物的存在进一步证实了晚期的白云石化流体为深部高温热液流体^[47]。

其形成时期晚于早期埋藏白云石化流体,属于后期白云石化流体。上涌后的热液流体的白云石化作用主要有三个方面:①首先,对含灰质细晶白云石中

未被交代的灰质生屑颗粒和基质进行溶蚀,从而获得足够的 Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 作为物质基础;②然后对先期形成的平直晶面自形白云石进行改造,形成有序度较低的非平直晶面细晶白云石;③最后,热液流体直接沉淀出非平直晶面粗晶鞍状白云石,充填在细晶白云岩和泥晶生屑灰岩的溶蚀孔洞、网状构造缝和溶蚀扩大缝等空间。④产生的高温使得未被白云石化的泥晶生屑灰岩发生热分馏作用,使得其氧同位素值明显较标准值偏负。

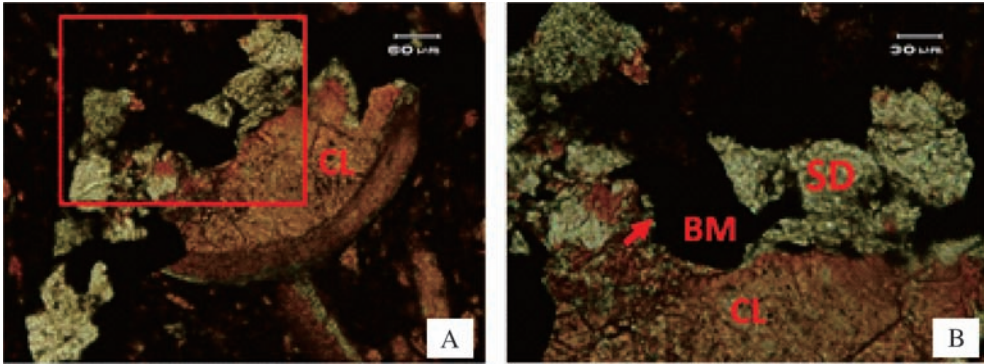


图 13 沥青与鞍状白云石接触关系

A. 泥晶生屑 (CL) 灰岩, 可见鞍状白云石具港湾状溶蚀边缘 (-); B. 为图 (A) 的放大, 放大后可见烃类成熟导致流体向酸性转变 ($\text{PH} < 7$), 对鞍状白云石 (SD) 进行了溶解, 形成港湾状弯曲边, 沥青 (BM) 充填并与弯曲边直接接触 (如箭头所示) (-); GT-2 井, 茅二段。

Fig.13 Contact relationship between bitumen and saddle dolomite

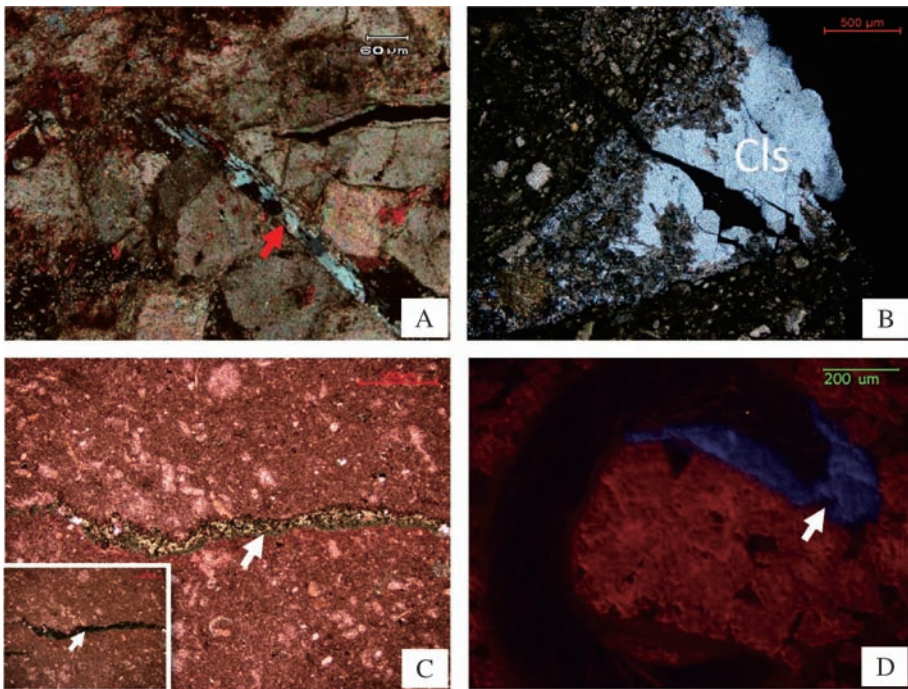


图 14 热液矿物组合微观特征

A. 石英充填裂缝, 裂缝切割平直晶面细晶白云石 (+); B. 天青石 (Cls) 充填于溶缝及溶孔 (+); C. 萤石 (如箭头所示) 充填裂缝, 正交光下萤石呈全消光 (左下角图为正交光下同一视域) (-); D. 萤石 (箭头所示) 交代生屑, 发蓝光 (阴极发光), GT-2 井, 茅二段。

Fig.14 Micro features of hydrothermal mineral assemblages

5.3 白云石化综合模式

根据前面分析的两种白云石化流体及其作用机理,笔者总结出研究区白云石化作用的综合模式。该模式可分为六个阶段,如图15所示。需要注意的是,茅二段白云石化作用基本只进行到阶段四,而茅三段白云石化作用则进行到了阶段六,究其原因在于GT-2井所在位置紧邻张性走滑断裂^[5],茅三段较茅二段更远离张性应力的核部,受到的拉张应力更为剧烈,因此缝洞系统更为发育,有利于热液流体对其进行白云石化作用,而茅二段缝洞系统欠发育,不利于后期热液流体对其进行改造。

阶段一:茅口组沉积期主要沉积泥晶生屑灰岩,

生屑颗粒十分发育;阶段二:进入埋藏期后,泥晶生屑灰岩经历压实作用,生屑颗粒排列呈定向性,同时伴有缝合线产生;阶段三:埋藏压实作用下,生屑及泥晶沉积物发生稳定化作用,其矿物晶格中释放 Mg^{2+} ,为白云石化流体提供镁离子来源;阶段四:阶段三形成的富镁流体沿缝合线交代泥晶基质,形成平直晶面细晶白云石;阶段五:后期沿走滑断层上涌的富镁深部高温热液流体,对残余灰质进行溶蚀,对先期形成的平直晶面细晶白云石进行改造,在缝洞内直接沉淀出非平直晶面粗晶鞍状白云石;阶段六:两期白云石化流体共同作用后形成的结果。

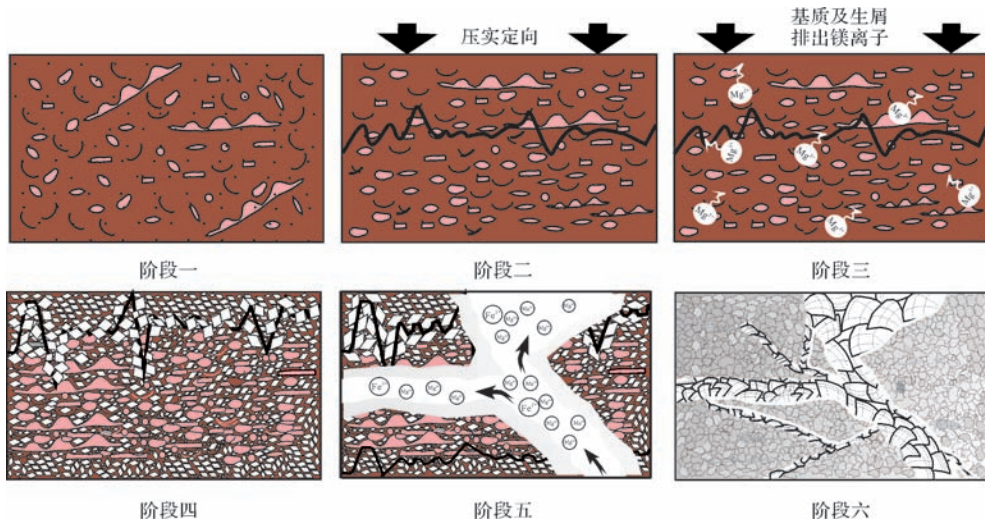


图15 茅口组白云化作用综合模式示意图

Fig.15 Comprehensive model of dolomitization, Maokou Formation

6 主要结论与认识

(1) 茅口组在沉积后主要经历两期白云石化流体的作用,早期为埋藏白云石化流体,该期流体是由于镁方解石质生物碎屑和泥晶沉积物在浅埋藏环境下,经压实作用发生稳定化作用,释放出大量镁离子而形成的富镁流体;晚期为热液白云石化流体,是经由张性走滑断裂活动引发的断裂通道而上涌的深层高温卤水。

(2) 两期流体白云石化作用主要发生在茅二段和茅三段,其中茅二、茅三段最先发生埋藏流体白云石化,形成平直晶面细晶白云石。后期经历白云石化热液流体作用的改造,形成非平直晶面细晶白云石,且主要发生在缝洞系统较为发育的茅三段。

(3) 热液流体白云石化作用主要为三个方面:①

溶蚀或交代未被先期埋藏白云化交代的灰质残余(生屑颗粒和泥晶基质);②改造先期形成的平直晶面细晶白云石,从而形成非平直晶面细晶白云石,即茅三段的基质白云石;③直接沉淀出充填缝洞的非平直晶面粗晶鞍状白云石。

参考文献 (References)

- 张荫本. 四川盆地二迭系中的白云岩化[J]. 石油学报, 1982, 3(1): 29-33. [Zhang Yinben. Dolomitization in Permian rocks in Sichuan Basin[J]. Acta Petroli Sinica, 1982, 3(1): 29-33.]
- 何幼斌, 冯增昭. 四川盆地及其周缘下二叠统细—粗晶白云岩成因探讨[J]. 江汉石油学院学报, 1996, 18(4): 15-20. [He Youbin, Feng Zengzhao. Origin of fine-to coarse-grained dolostones of Lower Permian in Sichuan Basin and its peripheral regions[J]. Journal of Jiangnan Petroleum Institute, 1996, 18(4): 15-20.]
- 舒晓辉, 张军涛, 李国蓉, 等. 四川盆地北部栖霞组—茅口组热液白云岩特征与成因[J]. 石油与天然气地质, 2012, 33(3): 447-448,

458. [Shu Xiaohui, Zhang Juntao, Li Guorong, et al. Characteristics and genesis of hydrothermal dolomites of Qixia and Maokou Formations in the northern Sichuan Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 2012, 33(3): 447-448, 458.]
- 4 金振奎,冯增昭. 滇东—川西下二叠统白云岩的形成机理——玄武岩淋滤白云化[J]. *沉积学报*, 1999, 17(3): 383-389. [Jin Zhenkui, Feng Zengzhao. Origin of dolostones of the Lower Permian in east Yunnan-west Sichuan: Dolomitization through leaching of basalts[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17(3): 383-389.]
- 5 陈轩,赵文智,张利萍,等. 川中地区中二叠统构造热液白云岩的发现及其勘探意义[J]. *石油学报*, 2012, 33(4): 562-569. [Chen Xuan, Zhao Wenzhi, Zhang Liping, et al. Discovery and exploration significance of structure-controlled hydrothermal dolomites in the Middle Permian of the central Sichuan Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2012, 33(4): 562-569.]
- 6 汪华,沈浩,黄东,等. 四川盆地中二叠统热水白云岩成因及其分布[J]. *天然气工业*, 2014, 34(9): 25-32. [Wang Hua, Shen Hao, Huang Dong, et al. Origin and distribution of hydrothermal dolomites of the Middle Permian in the Sichuan Basin[J]. *Natural Gas Industry*, 2014, 34(9): 25-32.]
- 7 陈宗清. 四川盆地中二叠统茅口组天然气勘探[J]. *中国石油勘探*, 2007, 12(5): 1-11. [Chen Zongqing. Exploration for natural gas in Middle Permian Maokou Formation of Sichuan Basin[J]. *China Petroleum Exploration*, 2007, 12(5): 1-11.]
- 8 李凤杰,郑荣才,周小进,等. 中国南方晚古生代构造演化与盆地原型[J]. *沉积与特提斯地质*, 2009, 29(2): 93-99. [Li Fengjie, Zheng Rongcai, Zhou Xiaojin, et al. Late Palaeozoic tectonic evolution and basin prototype in Southern China[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2009, 29(2): 93-99.]
- 9 赵俊兴,李凤杰,刘琪,等. 四川盆地东北部二叠系沉积相及其演化分析[J]. *天然气地质学*, 2008, 19(4): 444-451. [Zhao Junxing, Li Fengjie, Liu Qi, et al. Analysis on Permian sedimentary facies and its lithofacies palaeogeographic evolution, Northeast Sichuan Basin [J]. *Natural Gas Geoscience*, 2008, 19(4): 444-451.]
- 10 戴永定,李菊英,蒋协光,等. 四川盆地南部二叠系茅口组碳酸盐岩石学与储集性质[J]. *地质科学*, 1978, 13(3): 203-219. [Dai Yongding, Li Juying, Jiang Xieguang, et al. Petrography of carbonate rocks from the Permian Maokou Formation and their reservoir properties in southern Sichuan Basin[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1978, 13(3): 203-219.]
- 11 黄先平,杨天泉,张红梅. 四川盆地地下二叠统沉积相及其勘探潜力区研究[J]. *天然气工业*, 2004, 24(1): 10-12. [Huang Xianping, Yang Tianquan, Zhang Hongmei. Research on the sedimentary facies and exploration potential areas of Lower Permian in Sichuan Basin[J]. *Natural Gas Industry*, 2004, 24(1): 10-12.]
- 12 胡作维,黄思静,刘丽红,等. 四川东部华蓥山海相二叠/三叠系界线附近的锶同位素组成[J]. *地球学报*, 2010, 31(6): 853-859. [Hu Zuowei, Huang Sijing, Liu Lihong, et al. Strontium isotopic composition near marine Permian/Triassic boundary of the Huaying Mountain, eastern Sichuan[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2010, 31(6): 853-859.]
- 13 Brand U, Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1, Trace elements[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1980, 50(4): 1219-1236.
- 14 Brand U, Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2, Stable isotopes [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1981, 51(3): 987-997.
- 15 Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique [C]//Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, et al. *Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course Notes*, 1983, 10: 3-1-3-100.
- 16 Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1983, 11(1): 265-299.
- 17 Bruckschen P, Bruhn F, Meijer J, et al. Diagenetic alteration of calcitic fossil shells: Proton microprobe (PIXE) as a trace element tool [J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 1995, 104(1/2/3/4): 427-431.
- 18 王坤,李伟,陆进,等. 川东地区石炭系碳酸盐岩碳、氧、锶同位素特征及其成因分析[J]. *地球化学*, 2011, 40(4): 351-362. [Wang Kun, Li Wei, Lu Jin, et al. Carbon, oxygen, strontium isotope characteristics and cause analysis of Carboniferous carbonate rocks in the eastern Sichuan Basin[J]. *Geochemica*, 2011, 40(4): 351-362.]
- 19 Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications [J]. *Precambrian Research*, 1995, 73(1/2/3/4): 27-49.
- 20 Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(3): 1317-1329.
- 21 张同钢,储雪蕾,张启锐,等. 陡山沱期古海水的硫和碳同位素变化[J]. *科学通报*, 2003, 48(8): 850-855. [Zhang Tonggang, Chu Xuelei, Zhang Qirui, et al. Variations of sulfur and carbon isotopes in seawater during the Doushantuo Stage in Late Neoproterozoic[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(8): 850-855.]
- 22 黄思静. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究[J]. *地质学报*, 1997, 71(1): 45-53. [Huang Sijing. A study on carbon and strontium isotopes of Late Paleozoic carbonate rocks in the Upper Yangtze Platform[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1997, 71(1): 45-53.]
- 23 吕杰. 四川盆地西部下二叠统白云岩形成机制[D]. 成都:成都理工大学, 2013. [Lv Jie. Formation mechanism of the Lower Permian dolomites in Western Sichuan Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2013.]
- 24 Allan J R, Wiggins W D. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution [M]. Tulsa: AAPG, 1993.
- 25 邵龙义,窦建伟,张鹏飞. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义[J]. *地球化学*, 1996, 25(6): 575-581. [Shao Longyi, Dou Jianwei, Zhang Pengfei. Paleogeographic significances of carbon and oxygen isotopes in Late Permian rocks of Southwest China[J]. *Geochemica*, 1996, 25(6): 575-581.]

- 26 Shackleton N J, Kennett J P. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277, 279 and 281 [M]// Kennett J P, Houtz R E. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D. C.: U. S. Government Printing Office, 1975, 29: 743-755.
- 27 Given R K, Lohmann K C. Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1985, 55(3): 430-439.
- 28 武汉地质学院地球化学教研室. 地球化学 [M]. 北京:地质出版社, 1979. [Geochemistry Teaching and Research Section of China University of Geosciences. *Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1979.]
- 29 黄思静, Qing Hairuo, 裴昌蓉, 等. 川东三叠系飞仙关组白云岩镭含量、镭同位素组成与白云石化流体 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(8): 2123-2132. [Huang Sijing, Qing Hairuo, Pei Changrong, et al. Strontium concentration, isotope composition and dolomitization fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, eastern Sichuan of China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(8): 2123-2132.]
- 30 Vahrenkamp V C, Swart P K. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites [J]. *Geology*, 1990, 18(5): 387-391.
- 31 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用 [M]. 北京:地质出版社, 2010: 36-37. [Huang Sijing. *Carbonate Diagenesis* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010: 36-37.]
- 32 Mattes B W, Mountjoy E W. Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National park, Alberta [M]// Zenger D H, Dunham J B, Ethington R L. Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Special Publications, 1980, 28: 259-297.
- 33 Anderson J H. Depositional facies and carbonate diagenesis of the downslope reefs in the Nisku Formation, central Alberta, Canada [D]. Texas: The University of Texas/Austin, 1985: 393.
- 34 Gregg J M, Sibely D F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1984, 54(3): 909-931.
- 35 赵锡奎. 黔中下二叠统碳酸盐岩中的构造—埋藏热液白云化作用 [J]. *岩相古地理*, 1991, 41-47. [Zhao Xikui. Structural-burial hydrothermal dolomitization in the Lower Permian carbonate rocks in central Guizhou [J]. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 1991, 41-47.]
- 36 McElhinny M W, Embleton B J J, Ma X H, et al. Fragmentation of Asia in the Permian. *Nature*, 1981, 293(5829): 212-216.
- 37 张正坤. 中朝地块与扬子地块在古生代晚期是太平洋古陆的一部分 [J]. *中国地质科学院院报*, 1984, 第 9 号: 45-54. [Zhang Zhengkun. Sino-Korean Block and Yangtze Block as part of the Pacifica Continent in the Late Paleozoic [J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 1984, No. 9: 45-54.]
- 38 白云虹, 程国良, 孙青格, 等. 新疆塔里木地台晚古生代古地磁极移曲线及其地质构造含义 [J]. *地震地质*, 1985, 7(1): 71-80. [Bai Yunhong, Cheng Guoliang, Sun Qingge, et al. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim Block and tectonic significance [J]. *Seismology and Geology*, 1985, 7(1): 71-80.]
- 39 何刚. 中下扬子地区二叠纪古气候古环境研究 [D]. 合肥:合肥工业大学, 2007. [He Gang. Research of Permian palaeo-environment and palaeo-climate in the Middle Lower-Yangtze area [D]. Hefei: Hefei University of Technology, 2007.]
- 40 胡明毅, 胡忠贵, 魏国齐, 等. 四川盆地茅口组层序岩相古地理特征及储集层预测 [J]. *石油勘探与开发*, 2012, 39(1): 45-55. [Hu Mingyi, Hu Zhonggui, Wei Guoqi, et al. Sequence lithofacies paleogeography and reservoir prediction of the Maokou Formation in Sichuan Basin [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2012, 39(1): 45-55.]
- 41 赵宗举, 周慧, 陈轩, 等. 四川盆地及邻区二叠纪层序岩相古地理及有利勘探区带 [J]. *石油学报*, 2012, 33(增刊 I): 35-51. [Zhao Zongju, Zhou Hui, Chen Xuan, et al. Sequence lithofacies paleogeography and favorable exploration zones of the Permian in Sichuan Basin and adjacent areas, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 33(Suppl. I): 35-51.]
- 42 戴永定. 生物矿物学 [M]. 北京:石油工业出版社, 1994. [Dai Yongding. *Bio-mineralogy* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994.]
- 43 Lee Y I, Friedman G M. Deep-burial dolomitization in the ordovician Ellenburger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1987, 57(3): 544-557.
- 44 Wanless H R. Limestone response to stress: Pressure solution and dolomitization [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1979, 49(2): 437-462.
- 45 罗志立. 峨眉地裂运动和四川盆地天然气勘探实践 [J]. *新疆石油地质*, 2009, 30(4): 419-424. [Luo Zhili. Emei taphrogenesis and natural gas prospecting practices in Sichuan Basin [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 2009, 30(4): 419-424.]
- 46 王玮, 周祖翼, 郭彤楼, 等. 四川盆地古地温梯度和中—新生代构造热历史 [J]. *同济大学学报:自然科学版*, 2011, 39(4): 606-613. [Wang Wei, Zhou Zuyi, Guo Tonglou, et al. Early Cretaceous-paleocene geothermal gradients and Cenozoic tectono-thermal history of Sichuan Basin [J]. *Journal of Tongji University: Natural Science*, 2011, 39(4): 606-613.]
- 47 赫云兰, 刘波, 秦善. 白云石化机理与白云岩成因问题研究 [J]. *北京大学学报:自然科学版*, 2010, 46(6): 1010-1020. [He Yunlan, Liu Bo, Qin Shan. Study on the dolomitization and dolostone genesis [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2010, 46(6): 1010-1020.]

The Model of Dolomitization Jointly Controlled by Two-episode Fluids in Maokou Formation in Central Sichuan Basin

WANG JueBo^{1,2} GU YiFan^{1,2} TAO YanZhong^{1,2} QIANG ZiTong^{1,2}
QIANG ShenTao¹ JIANG Chan³

(1. Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China;

2. Key Laboratory, Sichuan Province, Chengdu 610500, China;

3. Exploration Division of PetroChina Southwest Oil and Gas Field Company, Chengdu 610041, China)

Abstract: Petrographic characteristics and geochemical analysis reveal that there exist three types of dolomites in dolostones in Maokou Formation, Lower Permian, central Sichuan Basin: ①idiotopic fine crystal-dolomite (IFD) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.06\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -6.81\text{‰}$; Fe: 1×10^{-6} , Mn: negative, Sr: 150×10^{-6}); ②xenotopic coarse crystal-saddle dolomite (XCSD) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.22\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7.82\text{‰}$; Fe: 149×10^{-6} , Mn: 185×10^{-6} , Sr: 85×10^{-6}); ③xenotopic fine crystal-dolomite (XFD) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 3.49\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -9.45\text{‰}$; Th = 123°C , S = $133\text{‰} \sim 139\text{‰NaCl}$; Fe: 58×10^{-6} , Mn: 59×10^{-6} , Sr: 76×10^{-6}). This study demonstrates that two episodes of dolomitization fluids in the study area: ①early burial-dolomitization fluid formed by compaction (T = 37.4°C ; S = 29.8‰NaCl); ②late hydrotherm-dolomitization fluid controlled by structure (Th = 114.8°C ; S = $153\text{‰} \sim 226\text{‰NaCl}$). The origin of the dolostone is illustrated that: ①IFD is replacive by early burial-dolomitization fluid; ②XFD is the product of hydrothermal alteration on IFD; ③XCSD is precipitated directly from hydrothermal fluid. Based on the achievement, corresponding model of dolomitization has been established.

Key words: central Sichuan Basin; Lower Permian; Maokou Formation; petrographic characteristics; geochemical analysis; dolomitization fluids; model of dolomitization