

引用格式:杨朝屹,夏青松,杨鹏,等.2026.川西—川北地区中二叠统白云岩成岩流体特征分析及复合成岩环境重建[J].沉积学报,44(1):235-254.
YANG ChaoYi, XIA QingSong, YANG Peng, et al. 2026. Analysis of Diagenetic Fluid Characteristics and Reconstruction of Composite Diagenetic Environments in the Middle Permian Dolomites of the Western-Northern Sichuan Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 44(1): 235-254.

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2024.021

CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2024.021

川西—川北地区中二叠统白云岩成岩流体特征分析及复合成岩环境重建

杨朝屹,夏青松,杨鹏,何成其,刘芳兰,卿山

西南石油大学地球科学与技术学院,成都 610500

摘要 【目的】四川盆地西部中二叠统广泛发育海相碳酸盐岩,其中白云岩为重点研究的岩石类型,但中二叠统发育的白云岩种类较多且分布极不规律,不同地区白云岩特征相差较大。有必要进行分区域白云岩流体特征研究,重建白云岩成岩环境,并厘清研究区白云岩的成因问题。【方法】对16口井岩心和9条剖面的样品使用镜下薄片观察、阴极发光、碳氧同位素、锶同位素、ICP-MS稀土元素分析等手段对其岩石学特征、地球化学特征进行研究。【结果】(1)该地区主要白云岩类型按成因组构分为均质白云岩与斑马纹状白云岩,均质白云岩主要类型为晶粒白云岩,斑马纹状白云岩包含暗带均质白云岩和以热液鞍状白云岩为主的填充物。(2)研究区样品碳同位素值偏正,氧同位素偏负且基本小于 $-10‰$,稀土元素显示 δCe 负异常及 δEu 正异常,均质白云岩锶同位素部分落在同时期海水范围内,填充物锶同位素值较高。【结论】(1)川西—川北地区均质白云岩成岩流体主要为同时期海水,后期接受热液改造,形成填充物热液鞍状白云石,川西南部热液活动较强,川西北部较弱。(2)研究区白云岩成岩环境主要有海相成岩环境、浅—中埋藏成岩环境、中—深埋藏成岩环境,均质晶粒白云岩主要发育于海相、浅—中埋藏成岩环境,热液鞍状白云石则主要发育于中—深埋藏环境。

关键词 白云岩;成岩流体;成岩环境;川西地区;中二叠统

第一作者 杨朝屹,男,1998年出生,硕士研究生,沉积学,E-mail: ycy19980413@163.com

通信作者 夏青松,男,副教授,E-mail: 3036871@qq.com

中图分类号:P618.13 **文献标志码**:A **文章编号**:1000-0550(2026)01-0235-20

0 引言

近年来川西南部平探1井、金山101井、川西北双鱼石地区(徐诗雨等,2022;张连进等,2022)、川中高石梯—磨溪地区(任丽梅等,2022)白云岩地层中连续钻获工业气流,取得了一定成果,显示了四川盆地中二叠统白云岩的勘探潜力。四川盆地中二叠统白云岩地层分布不连续(舒晓辉等,2012;胡安平等,2018)、受多期次构造运动的改造强烈、成岩作用复杂、多种白云石化作用同时存在(袁浩等,2010;王丹等,2011;舒晓辉等,2012;胡安平等,2018;芦飞凡等,2020),发育包括豹斑白云岩、晶粒白云岩、热液白云岩在内的多种产物,复杂的地质演化史使得白云岩成因解释多样,四川盆地中二叠统白云岩成因目前已有混合水白云岩化(陈明启,1989;唐思哲等,

2023)、玄武岩淋滤白云岩化(何幼斌和冯增昭,1996;金振奎和冯增昭,1999)、构造—热液白云岩化(蒋裕强等,2018a;黎霆等,2021)、浅埋藏白云岩化(王运生和金以钟,1997)、多种白云岩化作用叠加(陈轩等,2012)等多种解释。

目前对四川盆地西部中二叠统白云岩成因的研究主要集中在总体分析,但研究区中二叠统白云岩的岩性复杂,空间上分布变化大,需要对研究区分区域进行分析,明确不同区域白云岩的特征、分析不同成岩流体特征、重建其成岩环境。因此,在前人研究基础之上,依托新钻井的岩心资料、野外剖面资料、岩石学特征、地球化学特征,对川西—川北地区中二叠统白云岩的成岩流体进行分析,分区域讨论成岩环境,厘清白云岩成因。

1 地质背景

四川盆地位于扬子克拉通西部,为一稳定的前陆盆地,西缘为龙门山断裂带,东缘为七曜山断裂带,南缘为峨眉—瓦山断裂带,北缘为城口断裂带。四川盆地地区先后经历了加里东、东吴、印支、喜马拉雅运动等多期次的构造运动(李龙龙等,2023),形成了现今的叠合盆地,多期次的构造运动使得四川盆地构造发育情况复杂,四川盆地基底发育一条北东—南西向的大断裂及众多次生断裂(李秋芬等,2015;张玺华等,2018)(图1),加里东运动后沉积中二叠统,在海西期东吴运动使得四川盆地中二叠统隆起,同时沿断裂发生了规模巨大的岩浆喷出作用,形成了峨眉山大火成岩省(Richards *et al.*, 1989; White and McKenzie, 1989; Campbell and Griffiths, 1990; 何斌等, 2006; Zhu *et al.*, 2019; 梁宇馨等, 2021)。

本次研究区西以龙门山断裂带为界,南起雅安、乐山一带,向北止于广元、宁强一带,向东以广安、遂宁一带为界,总体沿龙门山断裂带山前分布。研究

区内中二叠统分为栖霞组与茅口组,栖霞组分为两段,茅口组分为四段,栖霞组与下伏梁山组整合接触,与茅口组整合接触,茅口组四段顶部发育风化壳,上覆峨眉山玄武岩,呈不整合接触。栖霞组岩性主要有灰色泥晶生屑灰岩、灰色亮晶生屑灰岩、晶粒白云岩、豹斑白云岩、斑马纹状白云岩;茅口组的岩性主要为深灰色生屑灰岩、晶粒白云岩、斑马纹状白云岩,茅口组三段可见眼球状构造,生物化石丰富,主要有蜓类、腕足、棘皮、双壳等。

2 岩石学特征

研究区内栖霞组、茅口组均发育白云岩,栖霞组白云岩主要发育在栖霞组二段,少部分发育在栖霞组一段顶部,茅口组白云岩发育较少,仅在洪雅张村剖面茅口组三段观察到斑马纹状白云岩。

本次研究基于成因组构将研究区内白云岩分为两大类,即均质白云岩与斑马纹状白云岩,均质白云岩主要为晶粒白云岩,分为粉晶白云岩、细晶白云岩、中—粗晶白云岩,斑马纹状白云岩主要由暗带的

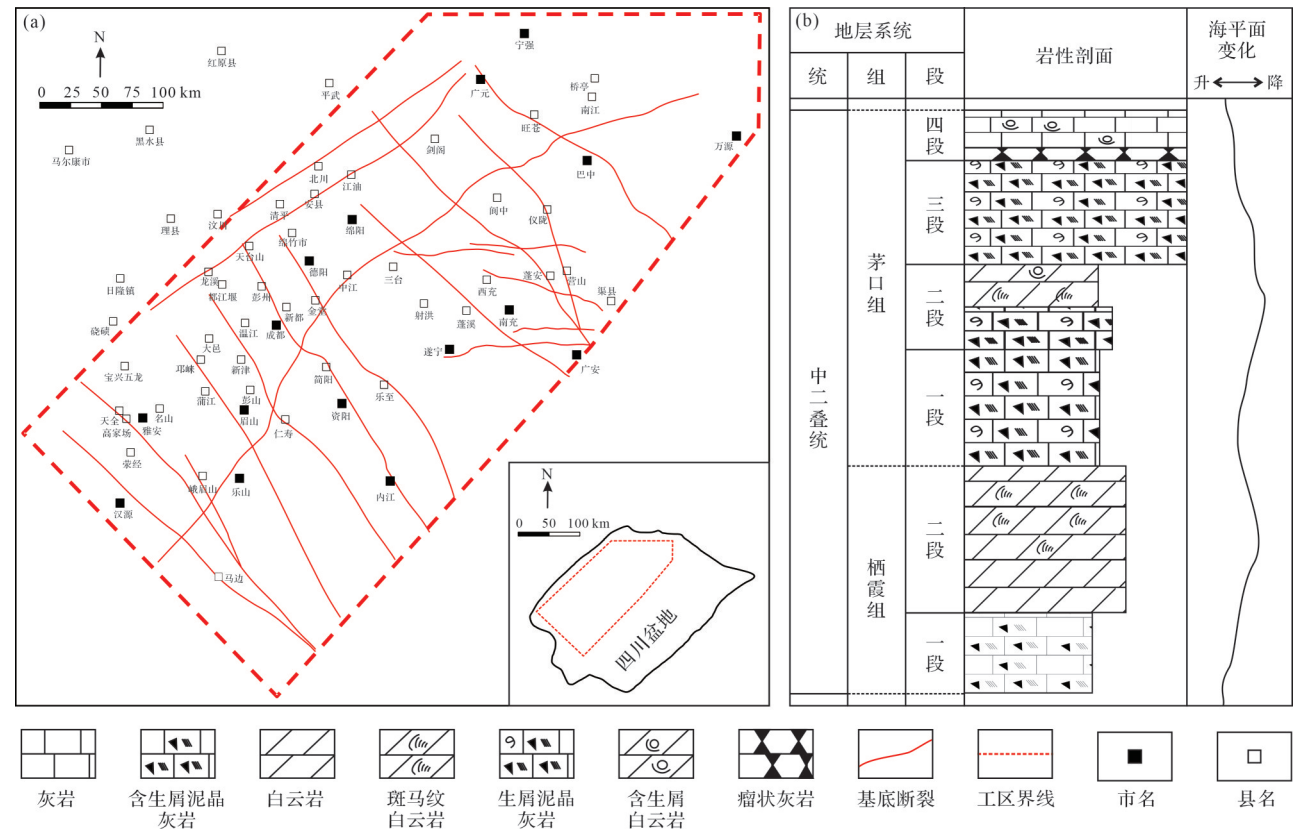


图1 川西—川北地区构造分布图及地层柱状图
(a)研究区地理位置及构造概况图;(b)研究区中二叠统地层柱状图

Fig.1 Tectonic zoning map and stratigraphic column of the western-northern Sichuan Basin

均质白云岩以及缝洞中的鞍状白云石填充物组成,在本次研究中单独归为一类来讨论。

2.1 均质白云岩

均质白云岩主要有粉晶白云岩、细晶白云岩(图2a)、中—粗晶白云岩(图2b)。

2.1.1 粉晶白云岩

粉晶白云岩主要分布在川西北地区,如松盖剖面。白云石晶粒较小,介于 $20\sim 40\ \mu\text{m}$,晶体紧密排列,自形程度低,为半自形—他形,晶粒具有明显的雾心亮边结构,溶蚀孔隙发育,孔隙常被鞍状白云石、石英等热液矿物和沥青充填。在镜下可见硅化的生物碎屑如珊瑚等(图3a,b)。

2.1.2 细晶白云岩

细晶白云岩在研究区内广泛发育,是研究区内

主要的白云岩类型,也是主要的储集层岩类。白云石晶粒大小主要介于 $0.1\sim 0.2\ \text{mm}$,晶体排列紧密,自形程度较高,为半自形—自形,部分发育雾心亮边结构,发育少量溶蚀孔隙,部分被沥青充填,生物碎屑较少(图2d,f、图3c,b)。

2.1.3 中—粗晶白云岩

中—粗晶白云岩在川西南部发育较多,白云石晶粒直径大于 $0.2\ \text{mm}$,观察到两组斜交解理,晶粒自形程度较低,为半自形—他形,晶粒间紧密排列,表面脏污,发育孔隙较少,被沥青充填,少见残余原始结构幻影如生物碎屑(图3c,d)。

2.2 斑马纹状白云岩

斑马纹状白云岩在研究区内广泛发育,在栖霞组、茅口组的野外露头 and 岩心上均能观察到。斑马

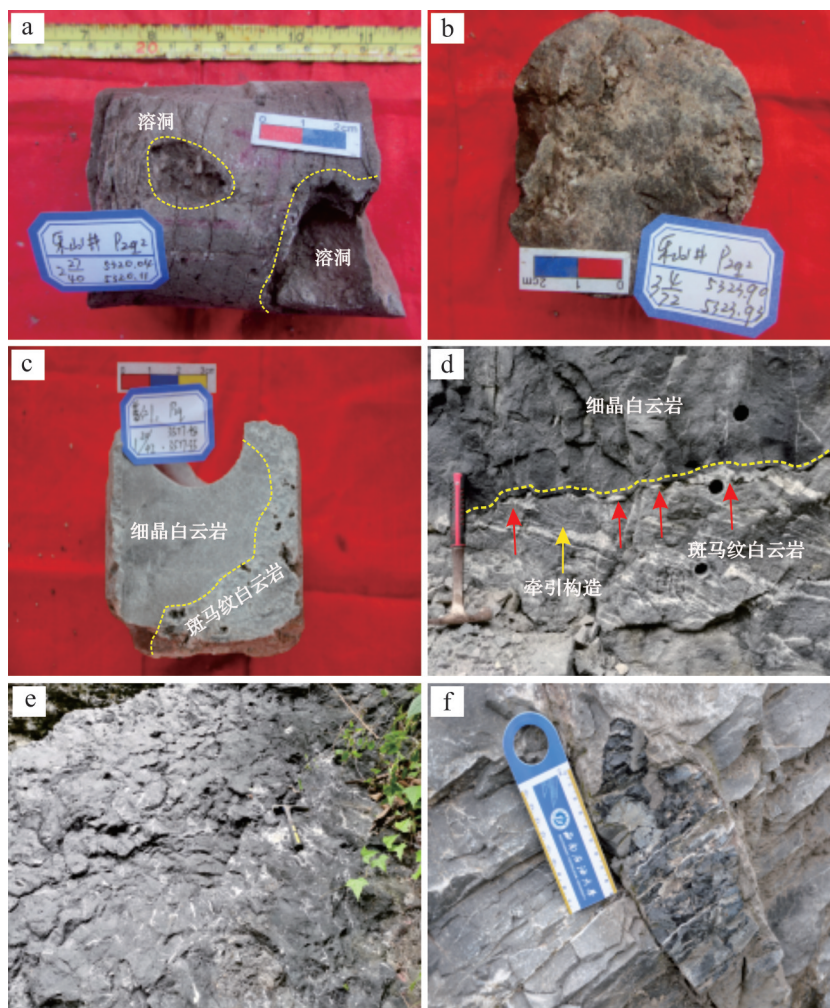


图2 川西—川北地区中二叠统岩心及野外剖面宏观特征

(a)细晶白云岩,发育溶洞和溶缝,乐山1井, P_2g^2 ,5 320.04 m;(b)中—粗晶白云岩,发育溶孔和溶洞,被白云石充填,乐山1井, P_2g^2 ,5 323.90 m;(c)细晶白云岩与斑马纹状白云岩共生,斑马纹状白云岩中发育溶蚀孔,普仁1井, P_2g ,3 577.48 m;(d)细晶白云岩与斑马纹状白云岩间发育断层,下盘发育牵引构造,热液白云岩堆积在断线靠下部分,宝兴五龙剖面, P_2g ;(e)斑马纹状白云岩,洪雅张村剖面, P_2m ;(f)细晶白云岩,沙湾王世坪剖面, P_2g

Fig.2 Macroscopic characteristics of the Middle Permian cores and profiles in the western-northern Sichuan Basin

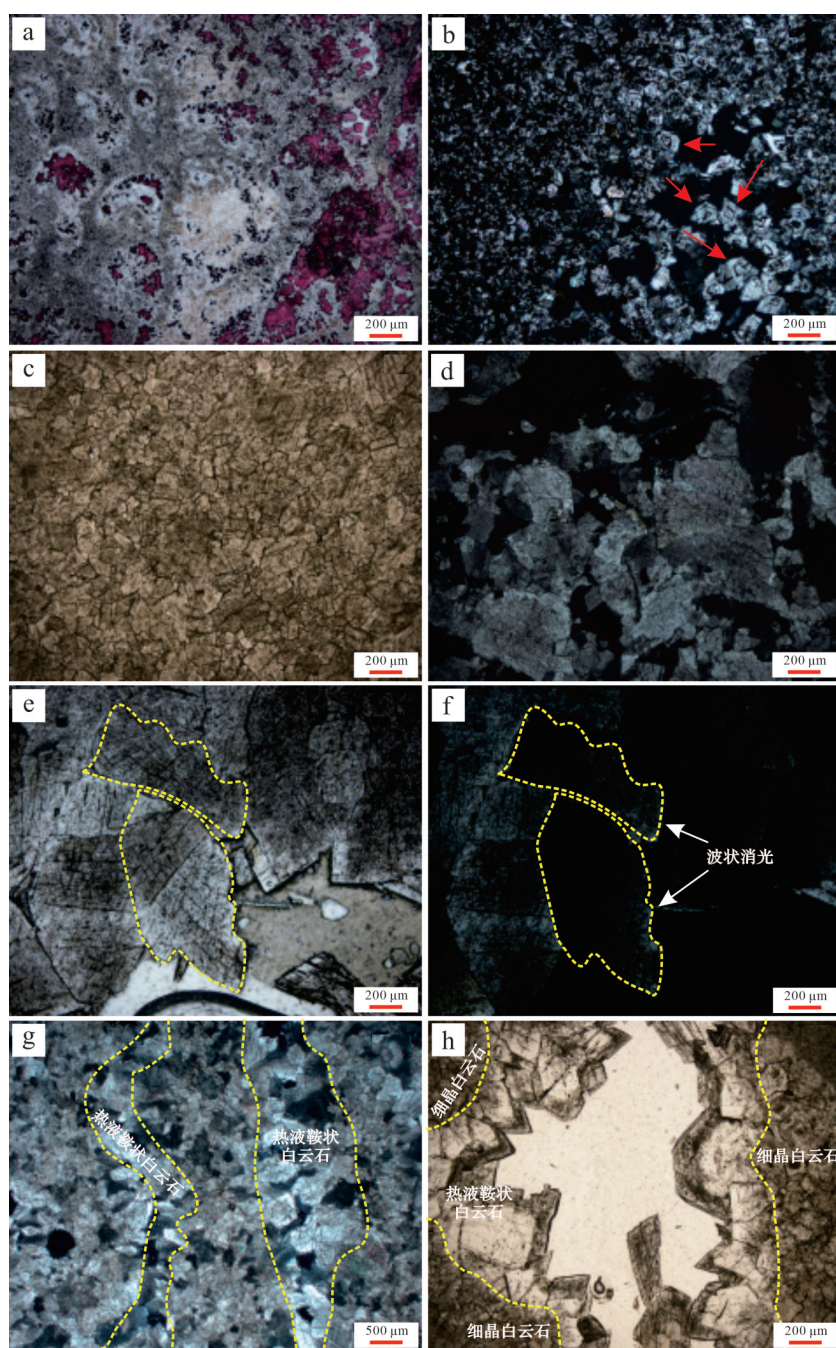


图3 川西—川北地区中二叠统白云岩微观特征

(a) 粉晶白云岩, 珊瑚被部分硅化, 硅化部分单偏光下呈白色, 孔隙发育, 未被白云石化的方解石颗粒被茜素红染色呈紫红色, P_2g , 松盖剖面 26-15-1, (-); (b) 细晶白云岩, 视域左上方白云岩晶粒发育雾心亮边结构, 视域右下方可以观察到环带状结构, 孔隙发育, P_2g , 松盖剖面 26-11, (+); (c) 细晶白云岩, 白云石晶粒紧密接触, P_2g , 宝兴五龙剖面 3-1, (-); (d) 中—粗晶白云岩, 半自形, P_2g , 宝兴五龙剖面 1-6, (+); (e) 热液鞍状白云石, 晶面弯曲, 边界清晰锐利, 发育两组解理, P_2g , 普仁 1 井, 3 578.10 m, (-); (f) 图 e 的正交偏光下对比, 图中圈出晶粒转动到拍摄角度时呈波状消光 P_2g , 普仁 1 井, 3 578.10 m, (+); (g) 斑马纹状白云岩, 亮带为热液鞍状白云石, 暗带为细晶白云石, 鞍状白云石沿裂隙发育, P_2g , 普仁 1 井, 3 579.25 m, (+); (h) 斑马纹状白云岩, 亮带为热液鞍状白云石, 暗带为细晶白云石, 鞍状白云石在裂隙中发育, 未填满形成晶间孔, P_2m , 洪雅张村剖面 1-3, (-)

Fig.3 Microscopic characteristics of the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin

纹状白云岩多为条带状发育, 明带暗带交替出现形成黑白色的条纹, 暗带矿物为细晶白云石, 亮带填充物为鞍状白云石, 野外剖面上多与层面呈小角度斜交或水平, 在岩心和野外剖面上均为多组发育, 形成

一片斑马纹状构造密集发育的区域(图 2c~e)。

作为填充物的白云石往往发育在各种缝洞以及斑马纹状白云岩的亮带中, 主要为热液鞍状白云石以及少量中—粗晶白云石。野外剖面及岩心手标本

上呈灰白色或白色(图2d,f),镜下白云石晶体晶面弯曲,晶粒粗大,直径介于0.3~0.5 mm,晶体表面干净明亮,边缘锐利,可见两组斜交的解理(图3e),在正交偏光下观察到明显的波状消光(图3f)。部分斑马纹状白云岩孔隙发育,但与粉晶白云岩和细晶白云岩中的溶蚀孔隙不同,亮带白云岩中晶粒边缘锐利,没有溶蚀作用发育的特征,因此这类孔隙是鞍状白云石作为胶结物沿裂缝生长时未充填完全剩余的孔隙(图3h)。另外,还有部分鞍状白云石胶结物已经完全将裂缝填满,在镜下能明显观察到原裂缝中白云石晶粒与周围白云石晶粒的区别(图3g)。

3 地球化学特征

为明确流体来源以及恢复中二叠统白云岩成岩环境,对研究区内的样品展开了碳氧同位素、ICP-MS原位微区稀土元素、锶同位素、流体包裹体均一温度分析测试,并且对实验数据进行了详尽的分析。

3.1 样品实验及计算方法

3.1.1 样品实验方法

本次地球化学实验分析测试样品取自研究区普仁1井、平探1井、王世坪、宝兴五龙等取心井和剖面。

岩石薄片鉴定和阴极发光在西南石油大学地球科学与技术学院实验测试中心完成,薄片鉴定使用多视域显微镜完成,实验观察环境温度为25℃~28℃,湿度为70%,阴极发光使用CL8200 MK5阴极发光显微镜在室温条件下进行观察,工作条件为7~10 kV和400~500 mA。

无机碳氧同位素测试在西南石油大学碳酸盐岩沉积—成岩地球化学实验室完成,样品为白云岩、灰岩,先根据需要在岩心和剖面样品的新鲜面上分别选取均质白云岩、填充物的取样目标区,大小为5 mm×5 mm,随后用牙钻将区域内岩石钻磨为200目粉末,每0.5 g为一份样品,样品在实验室洁净度低于10 000级条件下完成测试,主检设备为赛默飞世尔气体稳定同位素质谱仪(MAT253 Plus)和多用途在线气体制备装置(Gasbench II),将装有样品粉末的密封反应瓶用高纯氮气进行排空处理,随后注入6~8滴无水磷酸恒温70℃反应1 h,过程中释放出的CO₂气体由氮气流带入同位素质谱仪进行检测。本次实验分析使用国际标准物质IAEA CO-8、NBS-18为碳酸盐岩校正标准样品,实验数据采用维也纳

Pee Dee箭石标准(VPDB)。锶同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成,使用仪器为Triton Plus质谱仪。

岩石样品稀土元素分析在成都仪荟岩心科技有限公司完成,样品为岩石粉末,取样标准与方法同碳氧同位素测试实验,使用ELAN 9000电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)和美国热电公司IRIS Intrepid II XSP型ICP-OES进行分析,测试环境温度为18℃~20℃,湿度为60%~75%。

本次研究流体包裹体均一温度测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成分析测试。测试采用LINKAM THMS600型冷热台-7035,检测方法和依据:EJ/T 1105—1999,川西南样品数据引自冯轲(2019)。

3.1.2 实验结果的计算方法

本次研究中样品的计算主要涉及稀土元素异常值的分析和大致埋藏深度的计算。

因研究对象为海相碳酸盐岩,为体现海相碳酸盐岩的稀土分配模式特征,所以使用与现代海水REE配分模式类似的澳大利亚后太古代平均页岩(Post-Archean Australian Average Shale, PAAS)标准化值。在获得实验数据后,使用PAAS标准化值对样品的数据进行标准化计算,对于重点讨论的Ce与Eu两种元素的异常情况则需进行计算,高La异常往往会对Ce异常造成假象,影响分析的真实性,因此参考Pr异常值来参考Ce异常的真实性,Pr异常和Ce异常往往呈现相反的趋势,正Pr/Pr*反映Ce负异常,负Pr/Pr*反映Ce正异常(Bau and Dulski, 1996),在计算Eu异常时会参考Ba元素的含量来排除Eu异常的假象(Jarvis *et al.*, 1989; Tostevin *et al.*, 2016),考虑到实验数据使用PAAS标准化,本次研究Ce和Eu异常计算参考了Robbins *et al.* (2019)研究BIFs的方法,直接使用PAAS标准进行计算。本次研究所用的公式如下:

$$\text{Ce/Ce}^*_{\text{PAAS}} = \text{Ce}_{\text{PAAS}} / (0.5\text{La} + 0.5\text{Nd})_{\text{PAAS}} \quad (\text{Tostevin } et al., 2016)$$

$$\text{Eu/Eu}^*_{\text{PAAS}} = \text{Eu}_{\text{PAAS}} / (0.67\text{Sm} + 0.33\text{Tb})_{\text{PAAS}} \quad (\text{Tostevin } et al., 2016)$$

$$\text{Pr/Pr}^*_{\text{PAAS}} = \text{Pr}_{\text{PAAS}} / (0.5\text{Ce} + 0.5\text{Nd})_{\text{PAAS}} \quad (\text{冯轲}, 2019)$$

$$\text{La/La}^*_{\text{PAAS}} = \text{La}_{\text{PAAS}} / (3\text{Pr} - 2\text{Nd})_{\text{PAAS}} \quad (\text{冯轲}, 2019)$$

使用包裹体均一温度利用地温梯度计算大致深度时,地温梯度参考王一刚等(1998)提出的四川盆地古地温梯度值,在川中地区地温梯度基础上,对川

西南地区使用增加15%的二叠系地温梯度,对川西北地区使用减少15%的二叠系地温梯度。

3.2 稳定碳氧同位素

碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)和氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)因其稳定的性质被广泛用于地质学的研究中。在同位素的分馏过程中,蒸发作用会使较轻的 ^{12}C 、 ^{16}O 蒸发,使得正常海水沉积物中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对升高,使得其偏正(Buggisch *et al.*, 2015)。在地质过程中有机物的光合作用或大气淡水淋滤等作用会使得 ^{12}C 混入导致较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低,显示偏负的结果;在高温的作用下 $\delta^{18}\text{O}$ 值会显著偏负,并且随埋藏深度的增加和温度的升高负值会愈加明显(Allan and Wiggins, 1993)。

表1为川西—川北地区白云岩碳氧同位素分布特征。研究区栖霞组暗带均质白云岩的碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为0.74‰~5.16‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-15.59‰~-2.35‰;栖霞组缝洞填充物碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为-0.01‰~4.73‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-14.67‰~-6.13‰。茅口组暗带均质白云岩碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为2.37‰~4.98‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-12.45‰~-5.93‰;茅口组缝洞填充物碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为2.94‰~4.15‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-11.83‰~-11.22‰。为突出中二叠统白云岩地球化学特征与原始组构的变化,需要加入同层位原始灰岩的碳氧同位素数据(表2),结果显示栖霞组灰岩碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为-2.51‰~3.81‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-14.87‰~-2.99‰,茅口组灰岩碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 为-1.56‰~3.98‰,氧同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-11.78‰~-3.79‰。通过编制碳氧同位素散点图,发现川西南、川西北地区的稳定碳氧同位素分布具有较为明显的差别,且与原始灰岩也表现出明显的差别(图4)。

3.3 稀土元素

稀土元素在自然界中赋存的形式相近,成岩作用发生时环境的变化会使得稀土元素的离子价态发生变化,导致在沉积岩中的赋存形式发生改变,因此稀土元素分配模式能反映沉积环境以及成岩流体性质,也可以一定程度上反映成岩作用的强度。

在海相碳酸盐岩研究中,Ce与Eu常用来分析成岩环境与流体性质(Frimmel, 2009, 冯轲等, 2018)。Ce元素在自然界中主要以 Ce^{3+} 和 Ce^{4+} 两种形式存在,其中 Ce^{3+} 为易溶性质, Ce^{4+} 难溶,常与O元素结合形成 CeO_2 沉淀下来从而不进入矿物晶格。在富氧环境下,易溶的 Ce^{3+} 转化为难溶的 Ce^{4+} ,从成岩流体中分

离沉淀,使得分配模式中 δCe 显示负异常(Mazumdar *et al.*, 2003);对于Eu元素, Eu^{2+} 在高温条件下进入矿物晶格,代替成岩流体中的 Ca^{2+} ,从而被保留进入碳酸盐岩,经过热液改造的碳酸盐岩在分配模式中显示出Eu正异常(Klinkhammer *et al.*, 1994)。

通过测试分析图表可以得出,川西—川北地区白云岩在区域特征上显示出一定差异(表3、图5),为更精确地体现出Ce和Eu的异常情况,经过计算,排除假象后 δCe 值介于0.252 7~1.011 9,平均值为0.510 2(表4),除去一个数值为1.011 9的样品外,其余样品 δCe 值均不超过0.75,大多数在0.5以下。根据图6,以判断异常的标准值1作分界线划分出四个象限,基本所有的样品都落在第四象限(图6), $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_{\text{PAAS}} > 1$ 且避开了由La正异常所影响的区域,可判定为明显的负异常。样品的 δEu 值介于0.583 1~7.201 9(表4),平均值为1.384 1,跨度较大,其中只有普仁1井的样品编号为WL-21的样品出现了7.201 9的高值,样品为溶洞内大颗粒鞍状白云石磨成的粉末,其余样品 δEu 值不超过3。经计算, δEu 值与Ba含量($\mu\text{g/g}$)的相关度仅-0.57,因此可排除掉Ba含量对 Eu/Eu^* 的影响。从 δEu 均值来看,本次研究样品总体为Eu轻微正异常,其中不乏高异常值的样品,样品均来自溶洞或斑马纹状构造亮带中的鞍状白云石。

川西南部地区白云岩样品稀土元素含量总体上比川西北部地区样品高,印证川西南和川西北地区的成岩流体组成具有差异性。在成岩环境上,所有白云岩样品均显示Ce负异常,指示了一个水体开阔的富氧成岩环境,符合中二叠统为颗粒滩相的结论;白云岩样品中的Eu正异常也为研究区经受广泛热液改造这一结论提供了依据。

3.4 Sr同位素

放射性锶同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)在海洋环境中混合的时间远小于在海水中残留的时间,同时与碳氧同位素元素不同,Sr同位素不易因温度、压力和微生物作用而发生分馏,因此矿物的Sr同位素能较好地代表成岩流体的Sr同位素组成及其变化趋势。海水成岩环境的碳酸盐岩由于主要含有海水来源的Sr,往往保留有与同时期海水相似的Sr同位素值,成岩作用和陆源碎屑物质的含量对碳酸盐岩的Sr同位素值有重要影响,大陆的硅铝质风化产物因 ^{87}Rb 发生 β 衰变成具放射性的 ^{87}Sr ,往往具有较高

表1 川西—川北地区中二叠统白云岩碳氧同位素数据
Table 1 Carbon and oxygen isotopes data of the Middle Permian dolomites
in the western-northern Sichuan Basin

区块	井名/剖面	地层	取样位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	区块	井名/剖面	地层	取样位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$
川西南	平探1井	P_2g	均质白云岩	-10.56	4.12	川西北	松盖	P_2g	均质白云岩	-7.50	2.70
			均质白云岩	-10.40	3.30				均质白云岩	-2.35	2.31
			均质白云岩	-10.11	3.48				均质白云岩	-7.71	1.92
			均质白云岩	-10.74	4.60				均质白云岩	-7.16	0.74
			均质白云岩	-11.20	1.73				均质白云岩	-6.08	1.48
			均质白云岩	-11.16	4.35				均质白云岩	-7.70	2.15
			均质白云岩	-10.44	4.48				均质白云岩	-6.14	2.97
			均质白云岩	-10.36	4.05				均质白云岩	-6.37	2.56
	平探1井	P_2g	均质白云岩	-10.23	4.11		西北乡	P_2g	均质白云岩	-6.27	2.37
			均质白云岩	-10.84	4.48				均质白云岩	-5.90	3.10
			均质白云岩	-10.71	4.29				均质白云岩	-6.60	2.65
	洪雅张村	P_2m	均质白云岩	-12.32	4.53		矿1	P_2m	缝内充填物	-10.66	4.73
			均质白云岩	-11.87	3.64				缝内充填物	-11.29	3.16
			均质白云岩	-12.45	4.02				溶洞充填物	-10.90	4.16
			均质白云岩	-12.21	4.42				缝内充填物	-10.43	4.06
			均质白云岩	-12.19	3.73				缝内充填物	-11.83	4.15
			均质白云岩	-7.47	4.12				溶洞充填物	-11.22	3.76
	新基姑	P_2g	均质白云岩	-8.61	4.41	川西南	洪雅张村	P_2m	溶洞充填物	-11.65	2.94
			均质白云岩	-8.56	3.20				溶洞充填物	-11.95	2.48
			均质白云岩	-9.11	4.17				洞内充填物	-11.65	4.10
			均质白云岩	-9.03	4.24				普仁1井	-11.73	4.38
			均质白云岩	-9.03	4.24		新基姑	P_2g	溶洞充填物	-11.53	4.28
			均质白云岩	-7.27	4.04				洞内充填物	-11.65	4.10
			均质白云岩	-7.62	4.21		普仁1井	P_2g	溶洞充填物	-11.73	4.38
			均质白云岩	-8.43	3.84				溶洞充填物	-11.53	4.28
	普仁1井	P_2g	均质白云岩	-11.41	4.45	川西北	五龙	P_2q^1	缝内充填物	-14.67	2.45
			均质白云岩	-11.62	4.17				溶洞填充物	-7.19	-0.01
			均质白云岩	-11.48	4.97		松盖	P_2g	溶洞填充物	-7.19	-0.01
			均质白云岩	-11.23	5.04				溶洞填充物	-6.13	3.60
	王世坪	P_2q^2	均质白云岩	-12.18	5.16		西北乡	P_2g	溶洞填充物	-6.13	3.60
			均质白云岩	-8.94	4.49				溶洞填充物	-6.13	3.60
川西南	五龙	P_2q^1	均质白云岩	-15.12	3.10	川西北	松盖	P_2g	溶洞填充物	-7.19	-0.01
			均质白云岩	-15.59	3.16				溶洞填充物	-6.13	3.60
	阆中1井	P_2m	均质白云岩	-5.93	4.98	川西北	松盖	P_2g	溶洞填充物	-7.19	-0.01
			均质白云岩	-9.37	4.02				溶洞填充物	-6.13	3.60
川西南	荣地2井	P_2m	均质白云岩	-11.72	3.78	川西北	松盖	P_2g	溶洞填充物	-7.19	-0.01
			均质白云岩	-9.14	4.38				溶洞填充物	-6.13	3.60

表2 川西—川北地区中二叠统灰岩碳氧同位素数据

Table 2 Carbon and oxygen isotope data of the Middle Permian limestones in the western-northern Sichuan Basin

区块	井名/剖面	地层	取样位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$
川西北	马村	P_2m^1	灰岩	-3.79	2.71
	车家坝	P_2m^1	灰岩	-11.78	1.84
	车家坝	P_2m^1	灰岩	-7.81	2.89
	马村	P_2m^2	灰岩	-6.08	3.77
	射1	P_2m^2	灰岩	-5.08	3.33
	射1	P_2m^2	灰岩	-4.95	3.74
	射1	P_2m^2	灰岩	-5.03	3.44
	射1	P_2m^2	灰岩	-4.59	3.98
	松盖坪	P_2m^3	灰岩	-5.21	-0.47
	松盖坪	P_2m^3	灰岩	-5.68	-1.56
	水根头	P_2m^4	灰岩	-7.96	2.83
	白家	P_2q	豹斑灰岩	-5.83	2.51
川西南	汉深1	P_2q	灰岩	-14.87	3.81
	汉深1	P_2q^2	含生屑灰岩	-2.99	3.62
	峡沟煤矿	P_2q	含生屑微晶灰岩	-5.03	3.23

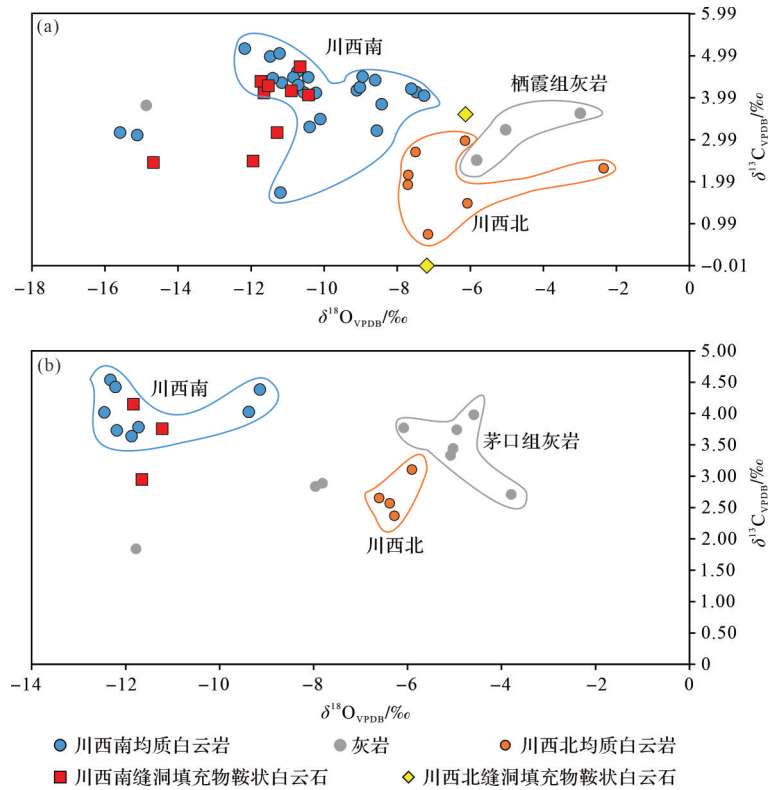


图4 川西—川北地区中二叠统样品碳氧同位素分布图

(a)川西—川北地区栖霞组样品碳氧同位素分布图;(b)川西—川北地区茅口组样品碳氧同位素分布图

Fig.4 Carbon and oxygen isotope distribution of the Middle Permian samples in the western-northern Sichuan Basin

的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,洋中脊热液系统向海洋中提供贫放射性的Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较低(Palmer and Elderfield, 1985; Palmer and Edmond, 1989)。以上不同来源的Sr会在后续不同程度地参与到碳酸盐岩的成岩过程中,对样品Sr同位素值产生影响。

Sr同位素结果显示,研究区样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值在层位与区域分布上显示出不同的特征。川西南部均质白云岩Sr同位素值平均值为0.708 0,填充物Sr同位素值平均值为0.708 5;川西北部均质白云岩Sr同位素值平均值为0.707 5,填充物Sr同位素值平均值为

表3 川西—川北地区中二叠统白云岩稀土元素含量表(PAAS标准化)

Table 3 Rare earth elements (REEs) from the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin (PAAS standardized)

样品 编号	井名/ 剖面	地层	PAAS 标准化后稀土元素值													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
WL-1	平探 1井	P ₂ q	0.145 3	0.090 9	0.101 8	0.094 7	0.085 2	0.125 9	0.094 1	0.086 1	0.067 0	0.069 8	0.064 8	0.088 6	0.071 0	0.079 9
WL-2			0.141 7	0.040 4	0.107 6	0.095 7	0.089 1	0.082 8	0.077 7	0.072 7	0.051 4	0.054 7	0.042 6	0.049 1	0.041 6	0.046 7
WL-3			0.208 7	0.089 0	0.174 9	0.171 6	0.182 7	0.261 5	0.161 3	0.159 2	0.103 1	0.101 4	0.089 9	0.095 3	0.084 8	0.093 8
WL-4			0.452 7	0.182 4	0.288 1	0.236 9	0.223 1	0.214 4	0.174 0	0.146 2	0.092 1	0.087 1	0.075 3	0.087 0	0.073 9	0.092 3
WL-5			0.056 4	0.021 8	0.037 8	0.035 0	0.035 6	0.032 4	0.031 3	0.031 0	0.023 1	0.026 0	0.022 3	0.027 2	0.027 8	0.024 3
WL-6			0.336 5	0.120 8	0.210 7	0.172 4	0.169 9	0.213 9	0.124 6	0.103 3	0.066 0	0.073 5	0.060 7	0.071 8	0.061 6	0.071 0
WL-7			0.231 3	0.088 1	0.172 2	0.165 0	0.164 5	0.157 2	0.138 4	0.123 6	0.085 3	0.089 3	0.071 7	0.085 6	0.076 5	0.088 1
WL-8			0.266 1	0.086 3	0.157 4	0.131 4	0.123 2	0.128 7	0.096 5	0.082 1	0.055 5	0.057 9	0.048 4	0.056 6	0.048 9	0.056 2
WL-9			0.132 0	0.041 5	0.090 8	0.086 9	0.083 3	0.093 6	0.079 2	0.074 7	0.056 4	0.062 6	0.047 4	0.061 7	0.052 2	0.066 5
WL-10	洪雅 张村	P ₂ m	0.310 3	0.118 7	0.222 3	0.212 4	0.228 0	0.240 1	0.192 8	0.176 5	0.132 2	0.128 7	0.099 0	0.126 2	0.102 7	0.120 0
WL-11			0.213 4	0.105 3	0.172 0	0.160 4	0.169 0	0.160 5	0.152 3	0.157 6	0.115 2	0.121 8	0.102 3	0.109 9	0.099 0	0.113 2
WL-12			0.252 2	0.096 1	0.115 1	0.103 8	0.096 1	0.092 1	0.095 8	0.082 3	0.058 6	0.067 1	0.051 0	0.059 4	0.051 9	0.061 0
WL-13			0.345 0	0.159 5	0.241 5	0.207 2	0.191 1	0.205 2	0.188 8	0.159 6	0.111 5	0.110 8	0.092 7	0.112 7	0.088 4	0.103 4
WL-14			0.336 8	0.098 6	0.256 8	0.223 8	0.212 4	0.199 7	0.189 7	0.160 1	0.111 0	0.115 9	0.091 4	0.115 3	0.093 5	0.115 2
WL-15			0.109 7	0.096 0	0.089 8	0.080 1	0.087 7	0.090 1	0.084 7	0.084 0	0.062 2	0.062 2	0.059 0	0.066 5	0.063 8	0.071 3
WL-16	新基 姑	P ₂ q	0.112 0	0.049 8	0.086 4	0.080 1	0.078 4	0.084 8	0.076 2	0.077 5	0.057 3	0.059 6	0.050 5	0.058 6	0.052 0	0.055 7
WL-17			0.074 2	0.041 7	0.053 0	0.049 6	0.044 0	0.049 5	0.043 2	0.043 4	0.032 6	0.034 7	0.030 1	0.033 5	0.031 2	0.027 4
WL-18			0.172 7	0.060 0	0.116 6	0.097 4	0.101 2	0.090 3	0.090 0	0.087 2	0.069 8	0.081 2	0.065 5	0.083 5	0.068 6	0.087 8
WL-19			0.059 0	0.040 2	0.052 8	0.052 7	0.063 3	0.046 3	0.053 8	0.067 6	0.049 4	0.056 7	0.048 9	0.054 0	0.048 6	0.042 4
WL-20	普仁 1井	P ₂ q	0.149 0	0.049 2	0.119 9	0.111 3	0.105 3	0.152 9	0.090 5	0.078 2	0.058 0	0.053 7	0.046 0	0.055 2	0.050 2	0.045 9
WL-21			0.087 6	0.041 3	0.045 4	0.038 1	0.033 9	0.243 9	0.034 8	0.033 8	0.027 6	0.030 6	0.027 2	0.030 1	0.023 0	0.029 2
WL-22	普仁1井	P ₂ q	0.238 8	0.106 6	0.147 6	0.125 8	0.112 0	0.309 6	0.104 4	0.090 5	0.066 5	0.070 9	0.060 2	0.063 6	0.060 1	0.066 9
WL-25	王世坪	P ₂ q ²	0.166 4	0.141 3	0.139 6	0.132 5	0.125 9	0.169 7	0.135 2	0.143 0	0.103 2	0.096 0	0.084 7	0.082 4	0.085 2	0.072 7
WL-27	五龙	P ₂ q ¹	0.156 2	0.077 3	0.131 8	0.129 0	0.148 0	0.107 2	0.150 9	0.182 8	0.153 0	0.163 5	0.144 1	0.190 3	0.153 7	0.155 2
WL-28			0.311 9	0.149 6	0.265 7	0.248 7	0.303 8	0.221 0	0.289 6	0.303 8	0.264 0	0.262 5	0.230 7	0.285 0	0.251 5	0.263 0
WL-29			0.179 9	0.094 2	0.148 0	0.142 5	0.156 6	0.152 1	0.150 2	0.166 5	0.123 2	0.118 0	0.101 5	0.113 3	0.102 1	0.092 2
WL-30			0.182 1	0.086 0	0.157 9	0.152 2	0.197 2	0.122 3	0.174 1	0.235 1	0.204 9	0.191 4	0.163 0	0.213 3	0.193 4	0.214 8
WL-31	阆中1井	P ₂ m	0.217 9	0.056 3	0.179 3	0.174 5	0.177 8	0.213 7	0.157 2	0.152 9	0.110 0	0.108 7	0.078 2	0.096 2	0.075 0	0.093 8
WL-32	荣地2井	P ₂ m	0.203 7	0.045 3	0.159 8	0.155 0	0.161 1	0.180 7	0.141 5	0.135 9	0.088 0	0.083 6	0.065 5	0.066 9	0.066 8	0.068 8
WL-33			0.243 6	0.052 0	0.170 5	0.158 1	0.148 3	0.139 1	0.126 8	0.110 4	0.073 7	0.077 5	0.066 8	0.080 2	0.068 4	0.068 4
K-2-4-01	矿2井	P ₂ q	0.000 8	0.000 6	0.001 5	0.001 6	0.004 7	0.007 5	0.007 1	0.008 0	0.005 0	0.004 4	0.005 5	0.008 9	0.007 3	0.006 8
K-2-4-02			0.000 9	0.000 5	0.001 8	0.002 2	0.007 4	0.007 8	0.008 2	0.007 3	0.005 0	0.005 8	0.005 4	0.010 2	0.007 1	0.006 7
K-2-4-03			0.001 0	0.000 9	0.002 0	0.002 2	0.006 3	0.006 3	0.006 5	0.001 9	0.004 8	0.004 9	0.005 7	0.007 1	0.006 1	0.007 5
K-2-4-04			0.001 0	0.000 6	0.001 4	0.001 6	0.003 0	0.007 6	0.007 5	0.004 9	0.005 4	0.003 4	0.006 2	0.005 0	0.005 2	0.010 5
K-2-4-05			0.000 7	0.000 5	0.001 4	0.001 8	0.001 9	0.006 6	0.006 7	0.004 8	0.004 4	0.004 5	0.003 8	0.011 5	0.006 3	0.007 8
K-2-4-06			0.000 9	0.000 5	0.001 4	0.001 5	0.006 1	0.007 2	0.007 0	0.003 9	0.003 5	0.004 2	0.005 8	0.010 3	0.003 5	0.006 7

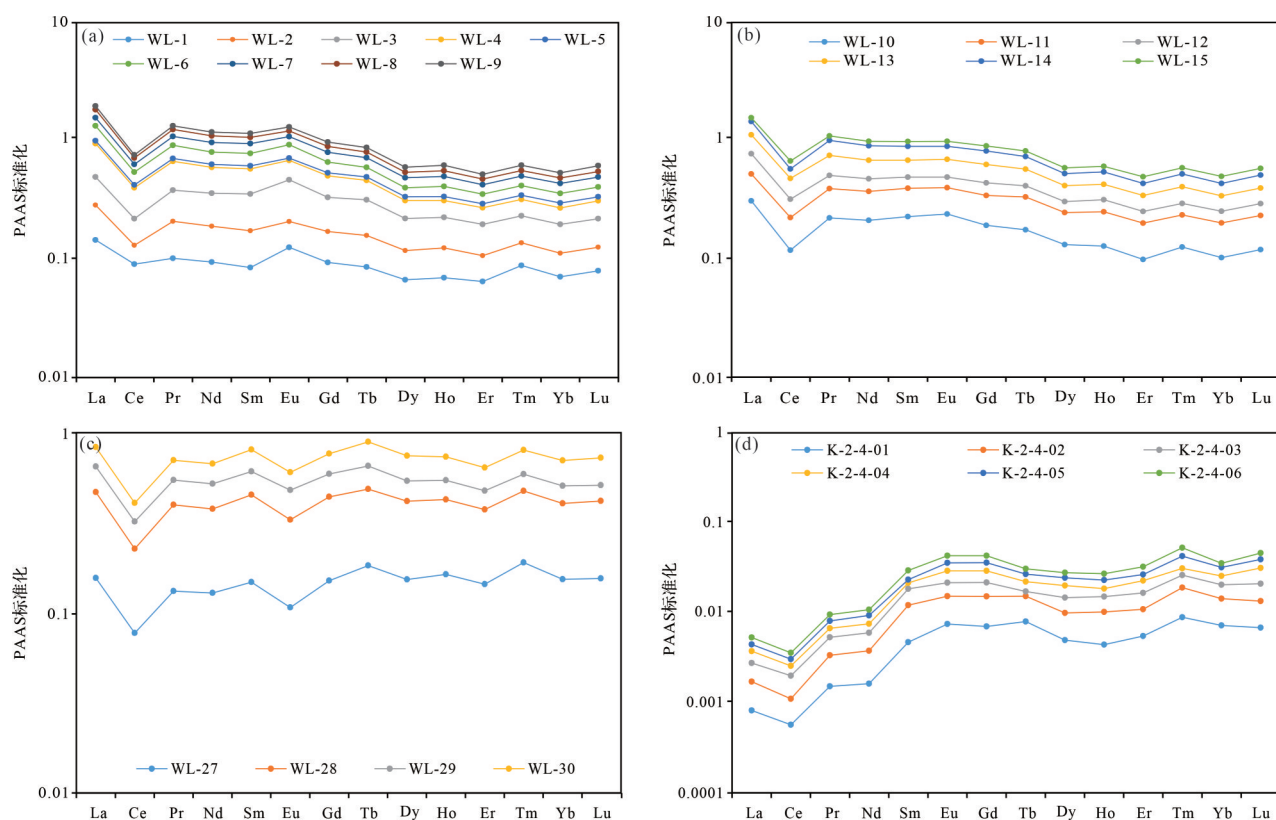


图5 川西—川北地区中二叠统白云岩稀土元素配分模式图(PAAS标准化)

(a)平探1井栖霞组;(b)洪雅张村剖面茅口组;(c)宝兴五龙剖面栖霞组;(d)矿2井栖霞组

Fig.5 Distribution pattern of rare earth elements in the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin (Post-Archean Australian Shale (PAAS) standardized)

为0.707 8。总体来看,川西北地区的样品Sr同位素均落在上扬子地台二叠系海相碳酸盐岩范围内,该组样品内部缝洞中填充物鞍状白云石的Sr同位素显著高于均质白云岩;川西南地区样品的Sr同位素大部分落在上扬子地台二叠系海相碳酸盐岩范围内,但少部分样品的Sr同位素值显著高于这一范围(图7)。

4 成岩流体性质

研究区中二叠世为一颗粒滩沉积环境(刘洋, 2020),因此海水供应了白云岩成岩时主要的成岩流体。总体分析后可以得出,研究区内中二叠统白云岩碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ 均偏正,基本落在了二叠系同期海水范围内,表明未有含较轻碳同位素的流体混入或动植物生物化学作用改造。值得注意的是,在川西北松盖剖面栖霞组49-1A样品出现了 -0.01‰ (表1)的碳同位素值,相较其他样品的碳同位素值偏负,表明其成岩时流体经历了轻碳混入的过程。

结合沉积相特征,川西北地区在中二叠世沉积时位于古地貌高点(李蓉等, 2023),可能在暴露期接受一定程度的淡水淋滤,导致 $\delta^{13}\text{C}$ 偏低甚至偏负。同时从区域分布的角度来看(图4, 5),相较于川西南地区的样品,川西北部白云岩样品显示出较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和偏正的 $\delta^{18}\text{O}$,表明不同区域的白云岩成岩过程有显著差异。川西南部的 $\delta^{18}\text{O}$ 显著更加偏负,表明该地区的白云岩在成岩的过程中受到了更强烈的高温影响;结合岩石学证据,热液成因的鞍状白云石在川西南部广泛分布,表明热液作为成岩流体在该区域存在。

在阴极发光实验中, Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 的赋存情况决定发光的亮度,均质白云岩红色光发光程度较弱,而鞍状白云石发红程度较强,且观察到环带状结构(图8)。不同的发光程度表明成岩流体的不同来源及不同的埋深环境,暗红光的均质白云岩多形成自海源流体,埋深较浅,发亮红色光的填充物(中—粗晶白云石及鞍状白云石)多形成自热液流体,埋藏较深,形成于中—深埋藏阶段。

表4 川西—川北地区中二叠统白云岩REEs异常计算结果
Table 4 REEs anomaly calculation results for the Middle Permian dolomite
in the western-northern Sichuan Basin

样品编号	井名/剖面	地层	Eu/Eu [*]	Ce/Ce [*]	Pr/Pr [*]	La/La [*]
WL-1	平探1井	P ₂ q	1.471 7	0.757 7	1.096 7	1.253 1
WL-2			0.989 3	0.340 3	1.580 3	1.079 8
WL-3			1.494 9	0.467 9	1.341 9	1.150 9
WL-4			1.084 4	0.529 0	1.373 9	1.159 6
WL-5			0.949 9	0.477 0	1.330 5	1.301 0
WL-6			1.445 7	0.474 7	1.436 9	1.171 8
WL-7			1.041 1	0.444 4	1.361 1	1.239 2
WL-8			1.173 9	0.434 1	1.446 6	1.269 9
WL-9			1.163 0	0.379 3	1.415 2	1.336 4
WL-10	洪雅张村	P ₂ m	1.137 7	0.454 0	1.343 0	1.281 6
WL-11			0.971 5	0.563 3	1.294 7	1.093 3
WL-12			1.005 5	0.539 9	1.151 5	1.831 8
WL-13			1.135 5	0.577 6	1.317 2	1.112 6
WL-14			1.023 2	0.351 8	1.593 3	1.043 0
WL-15			1.042 3	1.011 9	1.019 7	1.004 5
WL-16	新基姑	P ₂ q	1.085 9	0.518 9	1.329 8	1.131 3
WL-17			1.130 2	0.673 0	1.161 7	1.240 4
WL-18			0.935 2	0.444 6	1.481 5	1.113 7
WL-19			0.715 2	0.719 9	1.135 8	1.115 6
WL-20	普仁1井	P ₂ q	1.587 3	0.377 9	1.493 6	1.088 3
WL-21			7.201 9	0.657 7	1.143 4	1.458 8
WL-22			2.951 0	0.584 5	1.270 1	1.249 9
WL-25	王世坪	P ₂ q ²	1.290 0	0.945 6	1.019 4	1.082 8
WL-27	五龙	P ₂ q ¹	0.672 1	0.542 3	1.278 0	1.135 7
WL-28			0.727 6	0.533 6	1.334 1	1.041 1
WL-29			0.951 2	0.584 5	1.250 4	1.131 4
WL-30			0.583 1	0.514 6	1.325 7	1.075 5
WL-31	阆中1井	P ₂ m	1.259 9	0.287 0	1.553 4	1.154 0
WL-32	荣地2井	P ₂ m	1.183 2	0.252 7	1.595 9	1.201 6
WL-33			1.024 3	0.259 1	1.622 6	1.247 4
K-2-4-01	矿2井	P ₂ q	1.291 4	0.465 3	1.388 2	0.621 2
K-2-4-02			1.049 8	0.353 0	1.366 5	0.739 7
K-2-4-03			1.300 1	0.544 8	1.277 1	0.691 6
K-2-4-04			2.082 0	0.446 7	1.293 5	0.973 8
K-2-4-05			2.347 5	0.389 7	1.216 8	1.211 7
K-2-4-06			1.331 0	0.468 5	1.400 8	0.669 6

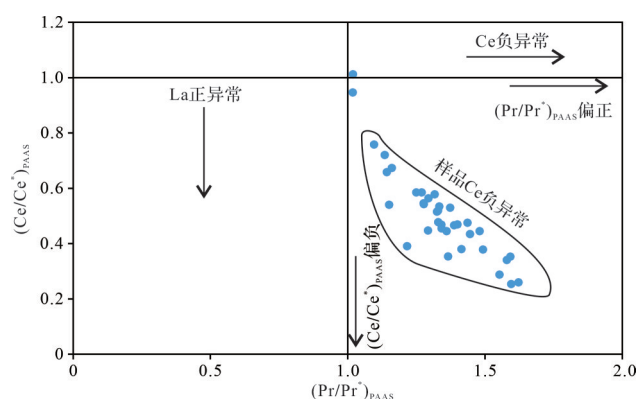


图6 川西—川北地区中二叠统白云岩 $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ 与 $(Pr/Pr^*)_{PAAS}$ 交会图

Fig.6 Cross-plot of $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ and $(Pr/Pr^*)_{PAAS}$ of the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin

样品稀土元素分配模式、LREE的富集及 δCe 的负异常指示了研究区主要为海水的成岩流体。同样地,对高温敏感的 δEu 值显示出了普遍的正异常,与碳氧同位素的分布特征相似,川西南地区的Eu异常明显高于川西北地区矿2井样品,也表明了川西南地区活跃的热液活动,Eu异常常在热液流体的作用产物中体现,因此可证明研究区缝洞中填充的白云岩多为热液成因。

结合Sr同位素分析,均质白云岩成岩流体多为海水,填充物中白云岩Sr同位素值普遍偏高,证实了成岩过程中外源流体的加入。值得注意的是,本次研究的样品Sr同位素值大部分落在了同时期海相碳酸盐岩的范围内,仅有川西南地区的样品部分高于同时期海相碳酸盐岩范围,但仍然未超过全球壳源Sr同位素的平均值0.711 9 (Palmer and Elderfield, 1985; Palmer and Edmond, 1989),结合研究区白云石化作用的规模和碳氧同位素、稀土元素的证据,推测研究区内主要的成岩流体是同时期海水,热液流体有参与成岩过程但不是主要的成岩流体,鞍状白云石Sr同位素值偏高但未达壳源Sr同位素值的原因,可能是热液在向上运移的过程中,流经下伏陆相地层并与围岩发生一定程度的反应,携带了高放射性 ^{87}Sr 含量的壳源物质。区域性特征同样体现在Sr同位素值结果中,川西南部的样品不仅均值高于川西北的样品,其均质白云岩和填充物鞍状白云石这两种不同组构的Sr同位素差值也显著高于川西北地区的数值,再次反映了川西南部地区相比川西北地区较强的热液活动。

四川盆地加里东—印支早期以垂向升降和拉张

作用为主(罗志立,1983;冯纯红等,1988;罗志立等1988),发育大量基底断裂(图1),拉张背景有利于热液的广泛活动(冯明友等,2016),这些断裂在晚二叠世处于拉张性活动期(谭秀成等,2012),控制了二叠系颗粒滩的发育(蒋裕强等,2018b),同时为热液活动提供运移通道。如图2d所示,断层断裂线上有热液产物堆积,形态不与风化面齐平而是呈向外凸出状,推测图中的节理是热液运移上涌的通道之一。

5 成岩环境重建

5.1 海水成岩环境

结合岩石学及地球化学分析的结果,粉晶—细晶白云岩显示出较低的 $\delta^{13}C$ 、偏正的 $\delta^{18}O$ (图4)以及在中二叠世海水范围内的Sr同位素值(图7),说明其在成岩时未受到强烈的成岩作用改造,成岩流体主要为同时期的海水,接受了一定程度的轻碳混入,可能是由于淡水淋滤或者浅海环境下生物活动的碳循环所致,表明了同生—准同生期的海相成岩环境,同时 δCe 的负异常指示研究区中二叠世为一个氧循环丰富、较为开阔的海域。

同时,白云石的结晶速度也是判断成岩环境的一个重要指标。根据前人对白云石有序度的研究,粉—细晶白云石有序度平均为0.68,但也存在有序度为0.56的样品以及有序度为0.39的白云石化未完全的豹斑白云岩样品(林攀,2019),表明在蒸发条件下有大量 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 进入晶格快速结晶。如今观察到的白云石大部分显现出相对较高的有序度,但仍能观察到部分海相环境快速结晶并在后期重结晶的痕迹。如图2b中白云石晶体的环带状构造,说明晶核生成于重结晶形成的环带之前,因此不能排除在川西北地区存在海水成岩环境。

5.2 浅—中埋藏成岩环境

晶面洁净、自形程度较高的细晶白云岩和中—粗晶白云岩显示出偏高的 $\delta^{13}C$ 和偏负的 $\delta^{18}O$ (图4),显示了一个相对温度较高的成岩环境,且Sr同位素值在中二叠世海水的Sr同位素范围内有明显的分异(图7),稀土元素分配模式显示成岩流体依然是以海水为主。因此,推测研究区内大部分晶粒白云岩的成岩环境是一个温度较高的浅—中埋藏环境,在压实作用下孔隙中的残余海水被排出,进行埋藏白云石化作用。

细晶白云岩在研究区发育最为广泛,其有序度

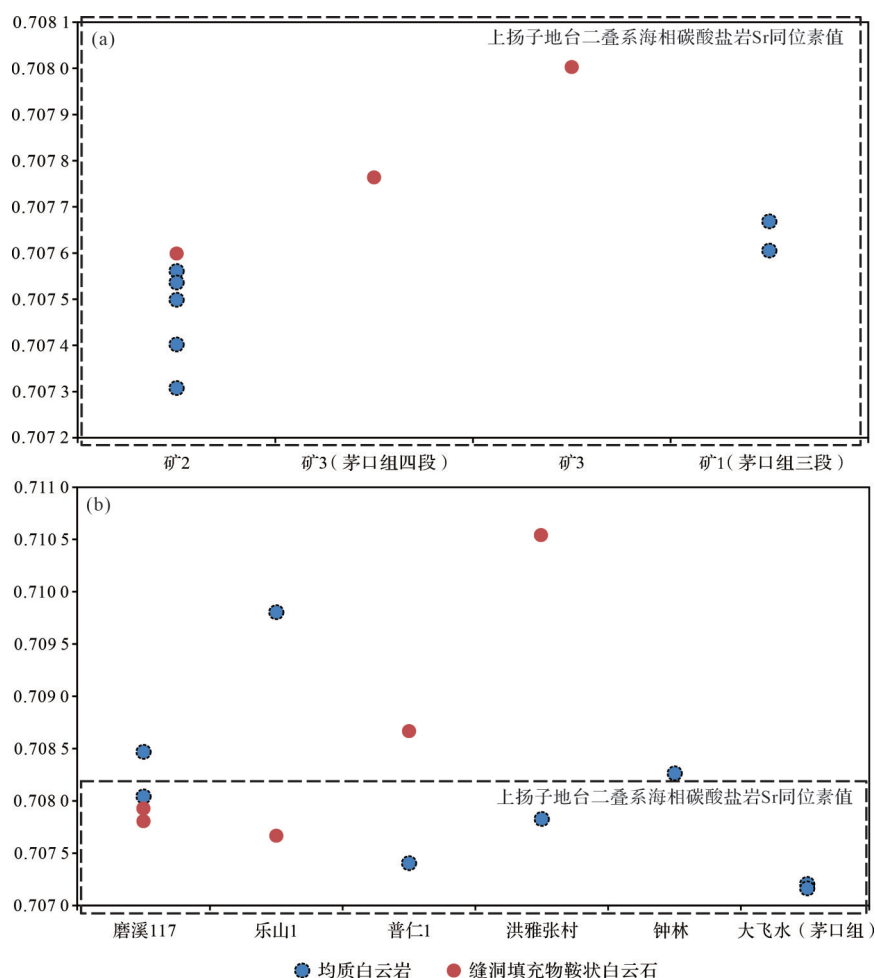


图7 川西—川北地区中二叠统白云岩锶同位素分布模式

(a)川西北中二叠统;(b)川西南中二叠统;虚线范围内为上扬子地台二叠系海相碳酸盐岩Sr同位素范围0.706 62~0.708 21,引自黄思静等(1997)

Fig.7 Distribution patterns of strontium isotopes of the Middle Permian dolomites in the western-northern Sichuan Basin

平均值为0.68,中—粗晶白云岩有序度平均值为0.73~0.77(林攀,2019),较高的有序度说明其有充分的时间缓慢结晶,推测其形成于埋藏阶段,浅—中埋藏成岩环境中古温度为常温至85℃(方少仙和侯方浩,2013)(SY/T 5478—2003)。流体包裹体均一温度显示,一些样品保存的古温度信息显然符合这一范畴,对比前人对四川盆地的地温梯度研究(Robbins *et al.*, 2019),按地表温度25℃计算,对川西北地区使用二叠纪最高地温梯度5.1℃/100 m,猫儿塘剖面样品白云石化发生时的埋藏深度介于863~1 059 m(表5、图9a~c),按照矿2井样品现代的埋深计算,其环带状加大边中重结晶的温度应为140℃,高于如今实测包裹体中的温度,所以其埋藏白云石化作用开始时的埋深浅于现代的深度,介于1 443~2 042 m。结合以上数据,推测大部分细晶白云石所开始白云石化的埋藏深度介于800~2 000 m,

为浅埋藏至中等深度的埋藏(冯佳睿等,2018;高志勇等,2018)。

5.3 中—深埋藏成岩环境

广泛发育的斑马纹状白云岩和其中的鞍状白云石填充物说明热液活动的存在且影响区域较大。填充物鞍状白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 极为偏负、 $\delta^{13}\text{C}$ 偏低(图4)显示了成岩时的高温环境,并且未混入自然界碳循环中较轻的 $\delta^{13}\text{C}$,显示了一个较为封闭、高温的成岩环境,偏高的Sr同位素值(图7)表明其成岩流体为底部向上运移的热液,晶粒粗大、晶面洁净的白云石也往往生成于较深的埋藏深度。因此,推测一些中—粗晶白云石和鞍状白云石生成于中—深埋藏环境的成岩环境。

前人研究中,中—粗晶白云石的白云石有序度分别达到了0.77和0.83(林攀,2019),高有序度表明白云石成核较慢, Mg^{2+} 供给的速度较慢,有充足的时间进行晶格的有序排列。中—粗晶白云石和鞍状白

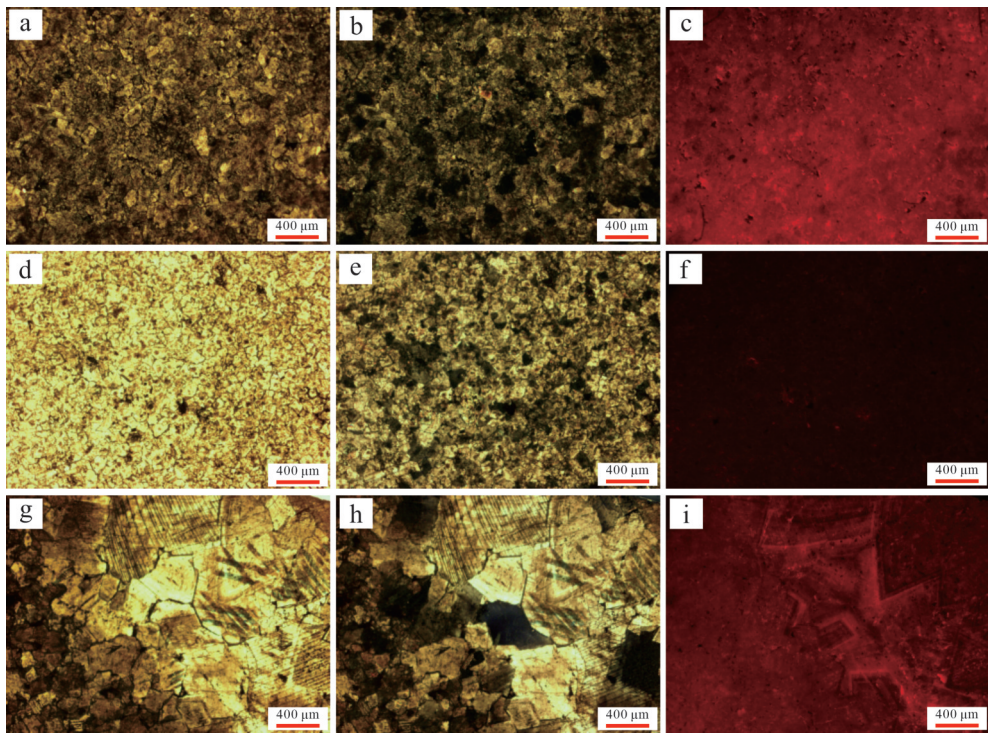


图8 川西—川北地区中二叠统白云岩阴极发光特征

(a~c)晶粒白云岩,白云石颗粒呈紧密的镶嵌接触,发育少量孔隙,阴极发光下发光程度一致,其中a为(-),b为(+);(d~f)晶粒白云岩,白云石晶体为粉晶—细晶,晶体形态为自形,具雾心亮边结构,阴极发光下呈暗红色,其中d为(-),(e)为(+);(g~i)热液鞍状白云岩,均质白云岩的白云石晶体呈半自形—自形,颗粒间呈线接触,溶洞中的白云石呈尖角状,晶面明亮,颗粒之间线接触,阴极发光下呈红色,鞍形白云石具环带状结构,其中g为(-),h为(+)

Fig.8 Cathodoluminescence characteristics for the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin

云石包裹体均一温度的范围为175 ℃~232 ℃(冯轲, 2019)(表5)(图9d~f),对川西南地区使用二叠纪最高地温梯度6.9 ℃/100 m计算,其深度为2 174~3 000 m。鞍状白云石本身的热液成岩流体温度相比周围埋藏环境的温度更高。因此,不能用鞍状白云石的数据直接计算大致的埋藏深度,但中—粗晶白云石的计算深度也已经接近3 000 m,故推测中—粗

晶白云石和鞍状白云石的成岩埋藏深度为2 100~3 000 m,已经达到了中等至深埋藏的深度(冯佳睿等,2018;高志勇等,2018)。

总之,四川盆地中二叠统在早期古地貌高点(图10)受蒸发作用进行部分的同生—准同生白云石化作用且接受一定程度的淡水淋滤,白云石化不完全的则形成豹斑白云岩,在进入埋藏阶段后发生普遍规模的

表5 川西—川北地区中二叠统白云岩流体包裹体均一温度表

Table 5 Homogenization temperatures of fluid inclusions in the Middle Permian dolomite, western-northern Sichuan Basin

区域	井名/剖面	地层	分布位置	均一温度/℃	来源
川西北	矿2井	栖霞组	粉—细晶白云石环带状加大边	125	本研究
				112	
				129	
				127	
	猫儿塘	栖霞组	粉—细晶白云石	78	
				79	
川西南	汉深1井	栖霞组	中晶白云石	210	(冯轲, 2019)
			鞍状白云石	232	
	洪雅张村	茅口组	鞍状白云石	187	
			鞍状白云石	208	
	甘洛新基姑	栖霞组	中晶白云石	175	

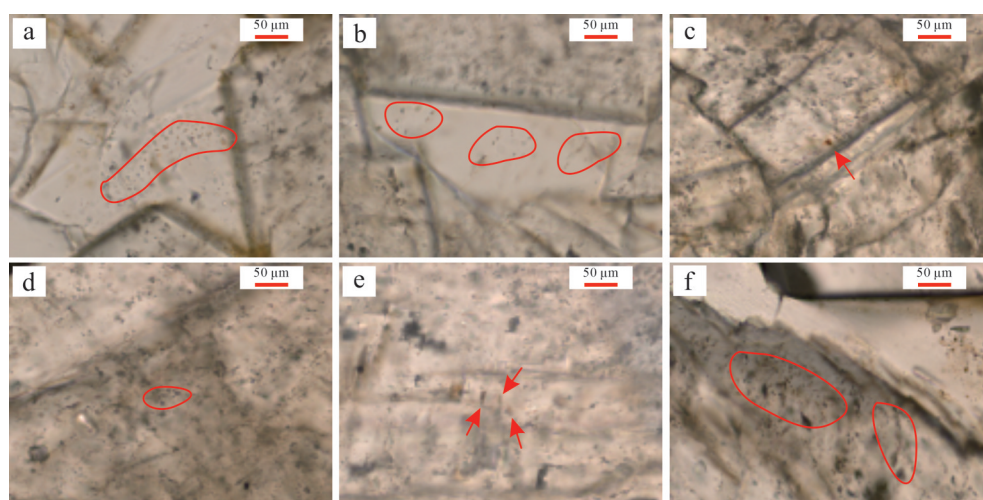


图9 川西—川北地区白云岩部分流体包裹体镜下特征

(a)含烃盐水包裹体,成群分布于粉—细晶白云岩中,剑阁猫儿塘剖面, P_2g ; (b)含烃盐水包裹体,成群分布于粉—细晶白云岩中,剑阁猫儿塘剖面, P_2g ; (c)黄褐色油气包裹体,剑阁猫儿塘剖面, P_2g ; (d)含烃盐水包裹体,成群分布于粉—细晶白云岩中,矿2井, P_2g , 2 437.1 m; (e)含烃盐水包裹体,分散分布于粉—细晶白云岩中,矿2井, P_2g , 2 437.1 m; (f)含烃盐水包裹体,成群分布于粉—细晶白云岩晶体边缘,矿2井, P_2g , 2 437.1 m

Fig.9 Microscopic characteristics of dolomite fluid inclusions in the western-northern Sichuan Basin

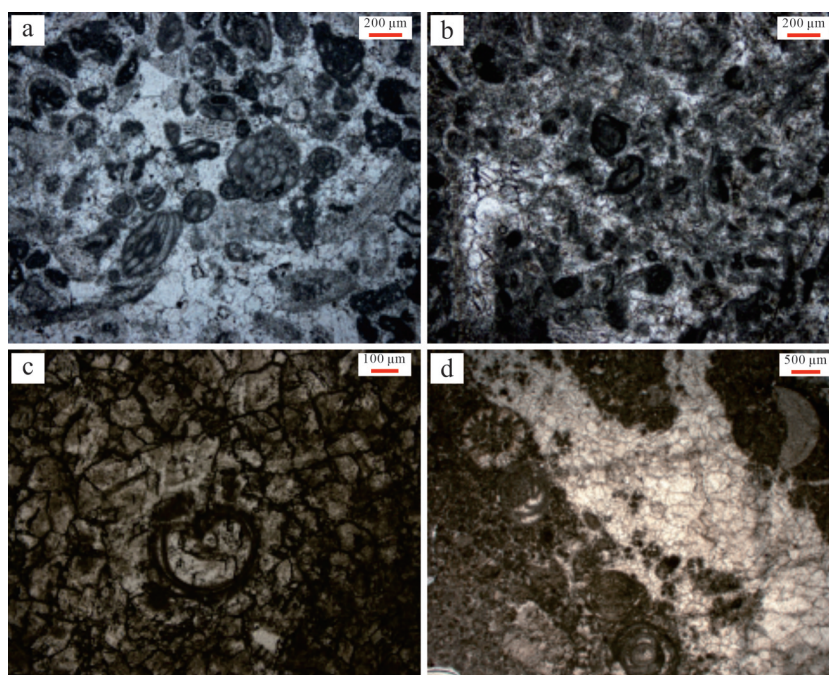


图10 川西—川北地区中二叠统颗粒滩相微观特征

(a)亮晶生物灰岩, P_2g ,松盖剖面38-4,(-); (b)生物灰岩,乐山1井, P_2g , 5 327.83 m,(-); (c)细晶白云岩,中心可见一头足类生物, P_2m ,洪雅张村剖面1-1,(-); (d)斑状白云岩,不完全白云石化,生物灰岩中见大量生物,部分被白云石化为细晶白云石,白云石中生物原始组构消失,金山101井, P_2g , 2 771.20 m

Fig.10 Microscopic characteristics of the Middle Permian granular beach facies in the western-northern Sichuan Basin

白云石化作用,形成分布广泛的细晶白云岩。二叠纪末期峨眉地裂运动驱动热液沿断裂运移上涌(图11),运移到均质白云岩地层时在缝洞中进行热液白云石化,在运移过程中同样也沿运移通道对围岩进行改造,形成鞍状白云石填充物及热液矿物,且此次构造运动作用引发的热液白云石化作用在川西南部影响较强,

而在川西北部影响较弱。明显的区域性特征差异可能与在川西南较为活跃的峨眉山地裂运动有关,强烈的岩浆活动驱动热液运移的强度大、范围广,对围岩进行了广泛的改造,而在横向距离较远的川西北地区岩浆活动较弱,白云岩晶粒较小,鞍状白云石发育较少,同时白云岩中能观察到更多的原始灰岩组构。

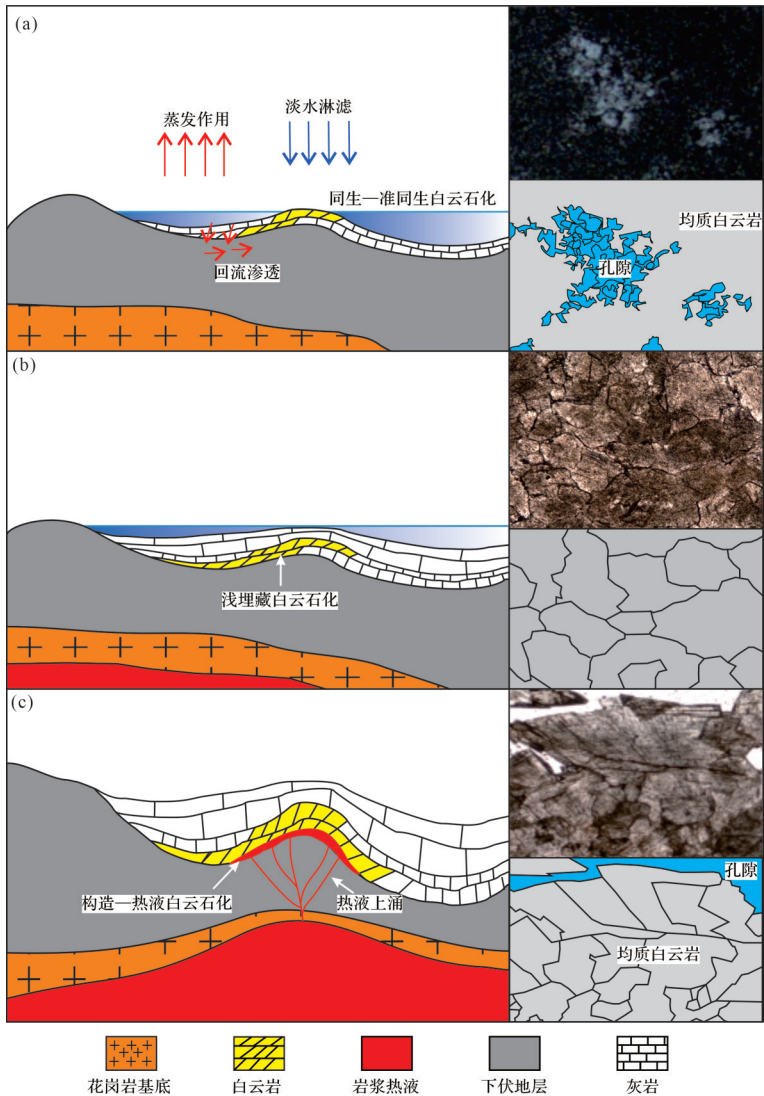


图 11 川西—川北地区中二叠统白云岩成岩环境演化示意图
(a)海水成岩环境;(b)浅—中埋藏成岩环境;(c)中—深埋藏成岩环境

Fig.11 Schematic diagram of diagenetic environment evolution for the Middle Permian dolomite in the western-northern Sichuan Basin

6 结论

(1) 川西—川北地区的白云岩可分为均质白云岩与斑马纹状白云岩,晶粒白云岩主要有粉晶白云岩、细晶白云岩、中—粗晶白云岩,填充物主要发育在缝洞及斑马纹状白云岩的亮带中,斑马纹状白云岩暗带部分主要为细晶白云岩,亮带填充物主要为鞍状白云岩。

(2) 研究区白云岩成岩流体为海水及深部热液混合成岩,中二叠世同时期海水为主要成岩流体,热液作用主要参与了中—粗晶及鞍状白云石的白云石化进程,且相较于川西北地区,川西南地区热液活动

更为广泛和活跃,对白云岩成岩过程的参与度也更高。

(3) 川西—川北地区白云岩成岩环境经历了海相颗粒滩环境、浅埋藏环境、中—深埋藏环境,白云石化作用有同生—准同生白云石化作用,埋藏白云石化作用及热液白云石化作用。同生—准同生白云石化作用主要作用在颗粒滩古地貌高点环境,埋藏白云石化作用发生在浅—中埋藏阶段及中—深埋藏阶段,形成细晶白云岩与中—粗晶白云岩,热液白云石化作用主要发生在中—深埋藏阶段,形成中—粗晶白云石与热液鞍状白云石。同生—准同生白云石化作用主要发生在川西北部,但最主要的白云石化

作用仍然是埋藏白云石化作用,川西南部以埋藏白云石化作用为主,且川西—川北地区普遍发育热液白云石化作用。

致谢 感谢三位审稿专家的宝贵意见,感谢西南石油大学地球科学与技术学院彭军教授在岩心观察及野外工作中的指导与讲解,感谢林攀博士在岩心观察工作中提供的帮助,谨致谢忱。

参考文献(References)

- 陈明启. 1989. 川西南下二叠统白云岩成因探讨[J]. 沉积学报, 7(2): 45-50. [Chen Mingqi. 1989. A discussion of the origin of Yangxin dolomite of Lower Permian in southwest Sichuan[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 7(2): 45-50.]
- 陈轩, 赵文智, 张利萍, 等. 2012. 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, 33(4): 562-569. [Chen Xuan, Zhao Wenzhi, Zhang Liping, et al. 2012. Discovery and exploration significance of structure-controlled hydrothermal dolomites in the Middle Permian of the central Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 33(4): 562-569.]
- 方少仙, 侯方浩. 2013. 碳酸盐岩成岩作用[M]. 北京: 地质出版社: 71. [Fang Shaoxian, Hou Fanghao. 2013. Carbonate diagenesis [M]. Beijing: Geological Publishing House: 71.]
- 冯纯江, 张继庆, 官举铭. 1988. 四川盆地上二叠统沉积相及其构造控制[J]. 岩相古地理(2): 1-15. [Feng Chunjiang, Zhang Jiqing, Guan Juming. 1988. The Upper Permian sedimentary facies in Sichuan Basin and their tectonic controls[J]. Lithofacies and Paleogeography(2): 1-15.]
- 冯佳睿, 高志勇, 崔京钢, 等. 2018. 库车坳陷迪北侏罗系深部储层孔隙演化特征与有利储层评价: 埋藏方式制约下的成岩物理模拟实验研究[J]. 地球科学进展, 33(3): 305-320. [Feng Jiarui, Gao Zhiyong, Cui Jinggang, et al. 2018. Reservoir porosity evolution characteristics and evaluation of the Jurassic deep reservoir from Dibe in Kuqa Depression: Insight from diagenesis modeling experiments under the influence of burial mode[J]. Advances in Earth Science, 33(3): 305-320.]
- 冯轲. 2019. 川西南地区中二叠统白云岩成因模式及储层控制因素[D]. 成都: 成都理工大学. [Feng Ke. 2019. Genetic model and reservoir controlling factors of Middle Permian dolomite in SW Sichuan Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology.]
- 冯轲, 徐胜林, 陈洪德, 等. 2018. 四川盆地西南部中二叠统白云岩成因分析: 来自锶同位素、稀土元素证据[J]. 中国岩溶, 37(5): 659-670. [Feng Ke, Xu Shenglin, Chen Hongde, et al. 2018. Genesis of the Middle Permian dolomite in the southwestern Sichuan Basin: Evidence from strontium isotope and rare earth elements[J]. Carso-logica Sinica, 37(5): 659-670.]
- 冯明友, 强子同, 沈平, 等. 2016. 四川盆地高石梯—磨溪地区震旦系灯影组热液白云岩证据[J]. 石油学报, 37(5): 587-598. [Feng Mingyou, Qiang Zitong, Shen Ping, et al. 2016. Evidences for hydrothermal dolomite of Sinian Dengying Formation in Gaoshiti-Moxi area, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 37(5): 587-598.]
- 高志勇, 马建英, 崔京钢, 等. 2018. 埋藏(机械)压实—侧向挤压地质过程下深层储层孔隙演化与预测模型[J]. 沉积学报, 36(1): 176-187. [Gao Zhiyong, Ma Jianying, Cui Jinggang, et al. 2018. Deep reservoir pore evolution model of a geological process from burial compaction to lateral extrusion[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 36(1): 176-187.]
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2006. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. 地质论评, 52(1): 30-37. [He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, et al. 2006. Sedimentary responses to uplift of Emeishan mantle plume and its implications[J]. Geological Review, 52(1): 30-37.]
- 何幼斌, 冯增昭. 1996. 四川盆地及其周缘下二叠统—粗晶白云岩成因探讨[J]. 江汉石油学院学报, 18(4): 15-20. [He Youbin, Feng Zengzhao. 1996. Origin of fine-to coarse-grained dolostones of Lower Permian in Sichuan Basin and its peripheral regions[J]. Journal of Jiangnan Petroleum Institute, 18(4): 15-20.]
- 胡安平, 潘立银, 郝毅, 等. 2018. 四川盆地二叠系栖霞组、茅口组白云岩储层特征、成因和分布[J]. 海相油气地质, 23(2): 39-52. [Hu Anping, Pan Liyin, Hao Yi, et al. 2018. Origin, characteristics and distribution of dolomite reservoir in Qixia Formation and Maokou Formation, Sichuan Basin, China[J]. Marine Origin Petroleum Geology, 23(2): 39-52.]
- 黄思静. 1997. 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, 71(1): 45-53. [Huang Sijing. 1997. A study on carbon and strontium isotopes of Late Paleozoic carbonate rocks in the Upper Yangtze Platform[J]. Acta Geologica Sinica, 71(1): 45-53.]
- 蒋裕强, 谷一凡, 李开鸿, 等. 2018a. 四川盆地中部中二叠统热液白云岩储渗空间类型及成因[J]. 天然气工业, 38(2): 16-24. [Jiang Yuqiang, Gu Yifan, Li Kaihong, et al. 2018a. Space types and origins of hydrothermal dolomite reservoirs in the Middle Permian strata, central Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 38(2): 16-24.]
- 蒋裕强, 谷一凡, 刘均, 等. 2018b. 川东北龙岗东地区二叠系—三叠系热液活动证据及意义[J]. 沉积学报, 36(1): 1-11. [Jiang Yuqiang, Gu Yifan, Liu Jun, et al. 2018b. The evidence of hydrothermal activity and its significance of Permian-Triassic strata, eastern Longgang area, northeastern Sichuan Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 36(1): 1-11.]
- 金振奎, 冯增昭. 1999. 滇东—川西中二叠统白云岩的形成机理: 玄武岩淋滤白云化[J]. 沉积学报, 17(3): 383-389. [Jin Zhenkui, Feng Zengzhao. 1999. Origin of Dolostones of the Lower Permian in East Yunnan-West Sichuan: Dolomitization through leaching of basalts[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 17(3): 383-389.]
- 李龙龙, 罗开平, 刘栩, 等. 2023. 晚古生代构造—沉积分异对四川盆地二叠系多类型气藏的控制作用[J]. 石油实验地质, 45(1): 60-71. [Li Longlong, Luo Kaiping, Liu Xu, et al. 2023. Controlling

- effect of Late Paleozoic tectonic and sedimentary differentiation on multi-type gas reservoirs in Permian, Sichuan Basin[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 45(1): 60-71.]
- 李秋芬,苗顺德,王铜山,等. 2015. 四川盆地晚二叠世克拉通内裂陷作用背景下的盐亭—潼南海槽沉积充填特征[J]. *地学前缘*, 22(1): 67-76. [Li Qiufen, Miao Shunde, Wang Tongshan, et al. 2015. Sedimentary filling configuration of Yanting-Tongnan trough under the background of intracratonic rift in Later Permian, Sichuan Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 22(1): 67-76.]
- 李蓉,李素华,石国山,等. 2023. 川西南井研地区栖霞组白云岩储层发育主控因素[J]. *断块油气田*, 30(1): 79-86. [Li Rong, Li Suhua, Shi Guoshan, et al. 2023. Main controlling factors of dolomite reservoir development of Qixia Formation in Jingyan area, southwestern Sichuan Basin[J]. *Fault-Block Oil & Gas Field*, 30(1): 79-86.]
- 黎霆,诸丹诚,杨明磊,等. 2021. 热液活动对四川盆地中西部地区二叠系茅口组白云岩的影响[J]. *石油与天然气地质*, 42(3): 639-651. [Li Ting, Zhu Dancheng, Yang Minglei, et al. 2021. Influence of hydrothermal activity on the Maokou Formation dolostone in the central and western Sichuan Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 42(3): 639-651.]
- 梁宇馨,李红,张冬冬,等. 2021. 四川盆地华蓥山峨眉玄武岩地球化学特征及其成因分析[J]. *地质科学*, 56(1): 288-302. [Liang Yuxin, Li Hong, Zhang Dongdong, et al. 2021. Geochemical characteristics and genetic analysis of Huayingshan Emeishan basalt in Sichuan Basin[J]. *Chinese Journal of Geology*, 56(1): 288-302.]
- 林攀. 2019. 川西北地区中二叠统栖霞组白云岩储层特征及主控因素[D]. 成都:西南石油大学. [Lin Pan. 2019. Characteristics and main controlling factors of dolomite reservoir of Middle Permian Qixia Formation in northwest Sichuan[D]. Chengdu: Southwest Petroleum University.]
- 刘洋. 2020. 四川盆地中二叠统岩相古地理研究[D]. 成都:成都理工大学. [Liu Yang. 2020. Lithofacies and paleogeography of Middle Permian in Sichuan Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology.]
- 芦飞凡,谭秀成,钟原,等. 2020. 四川盆地西北部二叠系栖霞组准同生期砂糖状白云岩特征及成因[J]. *石油勘探与开发*, 47(6): 1134-1148, 1173. [Lu Feifan, Tan Xiucheng, Zhong Yuan, et al. 2020. Origin of the penecontemporaneous sucrosic dolomite in the Permian Qixia Formation, northwestern Sichuan Basin, SW China [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 47(6): 1134-1148, 1173.]
- 罗志立. 1983. 试从地裂运动探讨四川盆地天然气勘探的新领域[J]. *成都地质学院学报*(2): 1-13. [Luo Zhili. 1983. A discussion of new prospects for gas field exploration related to the taphrogenic movement in Sichuan Basin[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*(2): 1-13.]
- 罗志立,金以钟,朱夔玉,等. 1988. 试论上扬子地台的峨眉地裂运动[J]. *地质论评*, 34(1): 11-24. [Luo Zhili, Jin Yizhong, Zhu Kuiyu, et al. 1988. On Emei taphrogenesis of the Upper Yangtze Platform [J]. *Geological Review*, 34(1): 11-24.]
- 任丽梅,唐松,王伟,等. 2022. 川中高石梯—磨溪地区中二叠统栖霞组气水分布特征及主控因素[J]. *天然气勘探与开发*, 45(3): 24-23. [Ren Limei, Tang Song, Wang Wei, et al. 2022. Gas-water distribution and its controlling factors in Middle Permian Qixia Formation, Gaoshiti-Moxi area, central Sichuan Basin[J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 45(3): 24-23.]
- 舒晓辉,张军涛,李国蓉,等. 2012. 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*, 33(3): 442-448, 458. [Shu Xiaohui, Zhang Juntao, Li Guorong, et al. 2012. Characteristics and genesis of hydrothermal dolomites of Qixia and Maokou Formations in northern Sichuan Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 33(3): 442-448, 458.]
- 谭秀成,罗冰,江兴福,等. 2012. 四川盆地基底断裂对长兴组生物礁的控制作用研究[J]. *地质论评*, 58(2): 277-284. [Tan Xiucheng, Luo Bing, Jiang Xingfu, et al. 2012. Controlling effect of basement fault on Changxing Formation reef in Sichuan Basin[J]. *Geological Review*, 58(2): 277-284.]
- 唐思哲,谭秀成,李明隆,等. 2023. 川中南部中二叠统栖霞组白云岩储层特征及主控因素[J]. *天然气地球科学*, 34(3): 388-401. [Tang Sizhe, Tan Xiucheng, Li Minglong, et al. 2023. Characteristics and main controlling factors of dolomite reservoirs in the Lower Permian Qixia Formation in south of central Sichuan Basin [J]. *Natural Gas Geoscience*, 34(3): 388-401.]
- 王丹,袁苗,段文浩,等. 2011. 川西北中二叠统栖霞组白云岩成因探讨[J]. *石油天然气学报*, 33(6): 46-49. [Wang Dan, Yuan Miao, Duan Wenhao, et al. 2011. The dolostone origin of Qixia Formation in Middle Permian of northwest Sichuan[J]. *Journal of Oil and Gas Technology*, 33(6): 46-49.]
- 王一刚,余晓锋,杨雨,等. 1998. 流体包裹体在建立四川盆地古地温剖面研究中的应用[J]. *地球科学:中国地质大学学报*, 23(3): 285-288. [Wang Yigang, Yu Xiaofeng, Yang Yu, et al. 1998. Applications of fluid inclusions in the study of paleo-geotemperature in Sichuan Basin[J]. *Earth Science: Journal of China University of Geoscience*, 23(3): 285-288.]
- 王运生,金以钟. 1997. 四川盆地中二叠统白云岩及古岩溶的形成与峨眉地裂运动的关系[J]. *成都理工学院学报*, 24(1): 8-16. [Wang Yunsheng, Jin Yizhong. 1997. The formation of dolomite and paleokarst of the Lower Permian series in Sichuan Basin and the relation to the Emei taphrogenesis[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 24(1): 8-16.]
- 徐诗雨,林怡,曾乙洋,等. 2022. 川西北双鱼石地区下二叠统栖霞组气水分布特征及主控因素[J]. *岩性油气藏*, 34(1): 63-72. [Xu Shiyu, Lin Yi, Zeng Yiyang, et al. 2022. Gas-water distribution characteristics and main controlling factors of Lower Permian Qixia Formation in Shuangyushi area, NW Sichuan Basin[J]. *Lithologic Reservoirs*, 34(1): 63-72.]
- 袁浩,尹富平,杨巍,等. 2010. 川西北地区下二叠统栖霞组白云岩分布与成因探讨[J]. *四川地质学报*, 30(4): 386-389. [Yuan Hao, Yin Fuping, Yang Wei, et al. 2010. An approach to distribution

- and genesis of dolomitite of the Lower Permian Qixia Formation in northwest Sichuan[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 30(4): 386-389.]
- 张连进,林攀,兰雪梅,等. 2022. 四川盆地双鱼石构造带栖霞组高频层序特征及控储作用[J]. *地层学杂志*, 46(4): 370-383. [Zhang Lianjin, Lin Pan, Lan Xuemei, et al. 2022. Characteristics of high-frequency sequence and its controlling effect on reservoir in the Chihisia Formation of Shuangyushi structure, Sichuan Basin[J]. *Journal of Stratigraphy*, 46(4): 370-383.]
- 张玺华,陈聪,张亚,等. 2018. 川西北地区茅口组海槽相地质特征及其油气地质意义[J]. *天然气勘探与开发*, 41(3): 42-50. [Zhang Xihua, Chen Cong, Zhang Ya, et al. 2018. Geological characteristics of trough facies, Maokou Formation, northwestern Sichuan Basin: Implications for geology[J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 41(3): 42-50.]
- Allan J R, Wiggins W D. 1993. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution[M]. Tulsa, Oklahoma, USA: AAPG Continuing Education Course Note Series: 19-32.
- Bau M, Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa[J]. *Precambrian Research*, 79(1/2): 37-55.
- Buggisch W, Krainer K, Schaffhauser M, et al. 2015. Late Carboniferous to Late Permian carbon isotope stratigraphy: A new record from post-Variscan carbonates from the southern Alps (Austria and Italy) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 433: 174-190.
- Campbell I H, Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1/2): 79-93.
- Frimmel H E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator[J]. *Chemical Geology*, 258(3/4): 338-353.
- Jarvis K E, Gray A L, McCurdy E. 1989. Avoidance of spectral interference on europium in inductively coupled plasma mass spectrometry by sensitive measurement of the doubly charged ion [J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 4(8): 743-747.
- Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M, et al. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23): 5105-5113.
- Mazumdar A, Tanaka K, Takahashi T, et al. 2003. Characteristics of rare earth element abundances in shallow marine continental platform carbonates of Late Neoproterozoic successions from India[J]. *Geochemical Journal*, 37(2): 277-289.
- Palmer M R, Edmond J M. 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1): 11-26.
- Palmer M R, Elderfield H. 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr[J]. *Nature*, 314(6011): 526-528.
- Richards M A, Duncan R R, Courtillot V E. 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails[J]. *Science*, 246(4926): 103-107.
- Robbins L J, Konhauser K O, Warchola T J, et al. 2019. A comparison of bulk versus laser ablation trace element analyses in banded iron formations: Insights into the mechanisms leading to compositional variability[J]. *Chemical Geology*, 506: 197-224.
- Tostevin R, Shields G A, Tarbuck Gary M, et al. 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings[J]. *Chemical Geology*, 438: 146-162.
- White R, McKenzie D. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6): 7685-7729.
- Zhu B, Guo Z J, Zhang S N, et al. 2019. What triggered the early-stage eruption of the Emeishan large igneous province?[J]. *GSA Bulletin*, 131(11/12): 1837-1856.

Analysis of Diagenetic Fluid Characteristics and Reconstruction of Composite Diagenetic Environments in the Middle Permian Dolomites of the Western-Northern Sichuan Basin

YANG ChaoYi, XIA QingSong, YANG Peng, HE ChengQi, LIU FangLan, QING Shan

School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

Abstract: [Objective] In the western Sichuan Basin, the Middle Permian extensively features marine carbonate rocks, with dolomite being a focal point of geological investigation. However, the diverse and irregular distribution of dolomite types in the Middle Permian results in significant variations in dolomite characteristics across different re-

gions. The rich variety of these dolomite types constitutes an excellent set of natural gas reservoirs in the Sichuan Basin. **[Methods]** To unravel the fluid dynamics of dolomites in the study area and reconstruct their diagenetic environments, this study extensively reviewed a substantial body of previous literature and references. Samples from 16 well cores and nine sections underwent a comprehensive analysis. Utilizing techniques such as microscopic thin section observation, cathodoluminescence, carbon-oxygen isotopes, strontium isotopes, and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) rare earth element (REE) analysis, the petrological and geochemical features were thoroughly investigated. **[Results]** The research findings can be summarized as follows: (1) Dolomite types: Dolomites in the region can be broadly categorized into homogeneous and zebra-like dolomite. The primary type of homogeneous dolomite is granular, whereas zebra-like dolomite includes homogeneous dolomite with dark bands, predominantly filled with hydrothermal saddle dolomite. (2) Isotopic analysis: Carbon isotopes: Samples from the study area exhibit positive anomalies in carbon isotopes. Oxygen isotopes: Oxygen isotope values show significant differences, with the filling material (saddle dolomite) exhibiting notably lower values than the homogeneous dolomite. Oxygen isotope values in samples from southwestern Sichuan are significantly lower than those from northwestern Sichuan. (3) Rare earth elements: REE analysis reveals a negative anomaly in δCe and a positive anomaly in δEu , indicating that the oxidation conditions of the products were influenced by later-stage hydrothermal alteration. (4) Strontium isotopes: Strontium isotopic values of homogeneous dolomite fall within the range of contemporaneous seawater. However, the filling material in southwestern Sichuan exhibits strontium isotopic values higher than the seawater range and significantly higher than that of homogeneous dolomite. **[Conclusions]** (1) Hydrothermal modification: The diagenetic fluids responsible for the formation of homogeneous dolomite in the western to northern Sichuan region are primarily derived from contemporaneous seawater. Subsequent hydrothermal activities lead to modifications, resulting in the formation of hydrothermal saddle dolomite. Notably, the intensity of hydrothermal activity is more pronounced in the southwestern region and relatively weaker in the northwestern part of western Sichuan. (2) Diagenetic environments: The diagenetic environments of dolomites in the study area encompass three types: marine diagenetic settings, shallow-to-intermediate burial diagenetic environments, and intermediate-to-deep burial diagenetic environments. The marine environment refers to an open-sea, grain shoal environment, predominantly developing fine to medium-crystalline dolomite. Inclusions exhibit a uniform temperature below 85 °C. Shallow-to-intermediate burial environments, with burial depths ranging from approximately 800-2 000 m, primarily foster homogeneous fine-crystalline and medium-to-coarse-crystalline dolomites. Inclusions exhibit a uniform temperature above 112 °C. Hydrothermal saddle dolomite mainly develops in intermediate-to-deep burial environments with burial depths exceeding 3 000 m, and inclusions exhibit a uniform temperature above 175 °C. This comprehensive research provides nuanced insights into the diverse dolomite types and their diagenetic histories, contributing significantly to the broader understanding of sedimentary processes and geological evolution in the western Sichuan Basin during the Middle Permian.

Key words: dolomite; diagenetic fluid; diagenetic environment; western Sichuan Basin; Middle Permian