

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.126>



四川灯影组白云石化流体多样化 特征及白云岩差异性成因

李文奇^{1,2}, 刘汇川^{1,2*}, 李平平^{1,2}, 倪智勇^{1,2}, 王艺壬^{1,2}

1. 中国石油大学(北京)油气资源与工程全国重点实验室,北京 102249

2. 中国石油大学(北京)地球科学学院,北京 102249

摘要: 灯影组白云岩是四川盆地超深层油气勘探的重点领域,但目前人们对该套白云岩成因争议仍较大,且缺乏系统研究。通过对四川盆地灯影组白云岩C-O-Sr同位素和稀土元素数据的系统分析来研究白云石化流体的化学性质和成因,进而约束白云岩的差异性成因机制。研究表明:(1)灯影组白云岩碳同位素值较均一, $\delta^{13}\text{C}$ 值基本分布在0‰~+5.0‰之间,而氧同位素值变化较大。近地表环境基质白云岩和早期白云石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 均大于-8.0‰,埋藏环境白云石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 均小于-8.0‰,而热液白云石化胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 均小于-10.0‰。(2)基质白云岩和早期白云石胶结物具有与同期海水相似的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.708~0.709),指示其继承于海水流体;而埋藏环境白云石胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显大于同期海水,指示其为地层流体和深部热液流体来源。(3)灯影组白云岩稀土元素均亏损轻稀土元素、富集重稀土元素。基质白云岩和早期白云石胶结物可见Ce负异常、未见Eu明显异常,说明白云石化流体来源于海水;埋藏环境白云石胶结物可见明显Eu正异常。不同沉积环境下白云石化流体化学性质和来源的不同,是四川盆地灯影组白云岩成因的控制因素。近地表环境下海水来源的白云石化流体,主要受新元古代震旦系灯影组“文石-白云石海”环境下高频海平面波动的控制;而在埋藏环境中地层流体和深部热液来源的白云石化流体,则主要受后期构造作用控制。本研究可为认识白云岩成因、晚埃迪卡拉系海水化学条件及超深层油气勘探开发提供了有益参考。

关键词: 四川盆地;灯影组;白云岩;差异性成因;高频海平面波动;石油地质;地球化学。

中图分类号: P588.24

文章编号: 1000-2383(2023)09-3360-18

收稿日期: 2022-03-07

Diverse Fluids in Dolomitization and Petrogenesis of the Dengying Formation Dolomite in the Sichuan Basin, SW China

Li Wenqi^{1,2}, Liu Huichuan^{1,2*}, Li Pingping^{1,2}, Ni Zhiyong^{1,2}, Wang Yiren^{1,2}

1. National Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

2. College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

Abstract: The dolomite in the Sinian Dengying Formation is a new and significant field for ultra-deep oil and gas exploration in the Sichuan basin. However, the forming model remains controversial without systematic research. In this study, detailed C-O-Sr and the rare earth element (REE) analyses were carried out on the Dengying Formation dolomites to investigate the geochemical characteristics

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos. 2462018YJRC030, 2462020YXZZ020)。

作者简介: 李文奇(1994-),男,博士在读,从事岩石地球化学研究。ORCID: 0000-0003-4824-7275. E-mail: lwqcup@163.com

* 通讯作者: 刘汇川, E-mail: lhc@cup.edu.cn

引用格式: 李文奇, 刘汇川, 李平平, 倪智勇, 王艺壬, 2023. 四川灯影组白云石化流体多样化特征及白云岩差异性成因. 地球科学, 48(9): 3360-3377.

Citation: Li Wenqi, Liu Huichuan, Li Pingping, Ni Zhiyong, Wang Yiren, 2023. Diverse Fluids in Dolomitization and Petrogenesis of the Dengying Formation Dolomite in the Sichuan Basin, SW China. *Earth Science*, 48(9): 3360-3377.

and the source of dolomitization fluids, and further to constrain the differences of their origins. (1) The carbon isotopic values of the dolomites in the Dengying Formation are relatively homogeneous (0‰ to +5.0‰), while their oxygen isotopic values range widely. The dolomitic matrix and early dolomite cement in the near-surface realm show higher $\delta^{18}\text{O}$ values than $-8.0\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O}$ values of the dolomite cement in the burial condition are more negative than $-8.0\text{\textperthousand}$, and those of the hydrothermal dolomite are more negative than $-10.0\text{\textperthousand}$. (2) The strontium isotopic ratios of the dolomitic matrix and early dolomite cement vary in a narrow range of 0.708–0.709, which is close to the Ediacaran marine carbonate, indicating the source of seawater. While those of dolomite cement in burial realm are more positive than the coeval seawater, indicating the source of formation fluids. (3) The dolomites in the Dengying Formation show depletion of light rare earth elements (LREEs) and enrichment of heavy rare earth elements (HREEs). The matrix and early dolomite cement have negative Ce anomalies with the absence of Eu anomalies, indicating a marine source. The dolomitic cements in the burial condition have negative Ce anomalies and significant positive Eu anomalies. The geochemical features and the origin of dolomitization fluids in different sedimentary environments are the essential factors controlling the formation of the Dengying Formation dolomite in the Sichuan basin. Dolomitization fluid in the near-surface environment is mainly derived from seawater, which is controlled by high-frequency sea-level fluctuations in an ‘aragonite-dolomite sea’ environment during the Sinian. By contrast, dolomitization fluids in burial environments are formation fluids and mantle-sourced hydrothermal fluid, which are mainly controlled by tectonic events. This research could facilitate further studies on the dolomite origin, the geochemical conditions of the terminal Neoproterozoic Ediacaran seawater, and the exploration and development of the ultra-deep oil and gas.

Key words: Sichuan basin; Dengying Formation; dolomite; genesis difference; high-frequency sea-level fluctuation; petroleum geology; geochemistry.

0 引言

四川盆地是我国重要的含油气海相克拉通盆地 (Zhang, 1997), 其震旦系灯影组是超深层油气勘探的重点层位 (Zhou *et al.*, 2020). 四川盆地灯影组主要为白云岩地层, 对其成因研究不仅有助于系统认识全球大规模存在的前寒武纪白云岩的成因 (McKenzie and Vasconcelos, 2009), 也可为晚埃迪卡拉纪同期古海水化学特征提供有益启示 (Cui *et al.*, 2016, 2019).

前人对四川盆地灯影组白云岩成因进行的诸多研究, 可归纳为原生直接沉淀白云石成因 (雷怀彦和朱莲芳, 1992; 鲍志东等, 2019; Hu *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2020) 和次生交代白云石化成因 (周吉羚等, 2015; Peng *et al.*, 2018; 金民东等, 2019; Zhou *et al.*, 2020) 两大类. 对于其中的次生白云石化作用, 前人又提出了毛细管浓缩白云石化 (翟永红和郭成贤, 1997; 周吉羚等, 2015; Peng *et al.*, 2018)、渗透回流白云石化 (周吉羚等, 2015; Peng *et al.*, 2018; 金民东等, 2019; Zhou *et al.*, 2020)、埋藏白云石化 (王士峰和向芳, 1999; 张杰等, 2014; 邬铁等, 2016) 及热液白云石化 (宋光永等, 2009; 蒋裕强等, 2016; Feng *et al.*, 2017) 等不同的成因机制与模式. 此外, 生物 (尤其是微生物) 可能在诱导白云石直接沉淀与促进白云石交代中均起到重要作用 (Vasconcelos *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 2022).

上述四川盆地灯影组白云岩成因争议较大的原因可归纳为如下3条: (1) 不同学者提出的不同成因所依据的研究方法不同 (陈荣坤, 1994; 蒋裕强等, 2016; Peng *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2020), 主要包括基于岩石学观察、稳定同位素 (C-O-Sr) 分析和元素地球化学等技术手段. 不同的地质证据往往指向不同成因, 造成其形成机制的多解性. (2) 前人提出四川盆地灯影组不同类型的白云岩成因解释机理是基于对四川盆地不同区域、不同层段或同一层段内不同成因白云岩的研究 (王士峰和向芳, 1999; 王国芝等, 2014; 邬铁等, 2016; Feng *et al.*, 2017), 这些不同区域、不同层段和不同岩性白云岩成因存在差异性, 单一白云岩成因机理不足以系统解释整个四川盆地灯影组白云岩的成因. (3) 前人对四川灯影组白云岩成因研究忽略了对其关键控制因素进行厘定.

本文依据沉积环境、成岩流体的来源和性质对四川盆地灯影组白云岩进行了详细的类型划分, 依据 C-O-Sr 同位素和稀土元素数据来约束不同沉积环境白云石化流体的属性和控制因素, 进而提出四川盆地灯影组白云岩成因机理和成因模式的差异性.

1 地质背景

四川盆地位于扬子板块西缘, 是在上扬子克拉

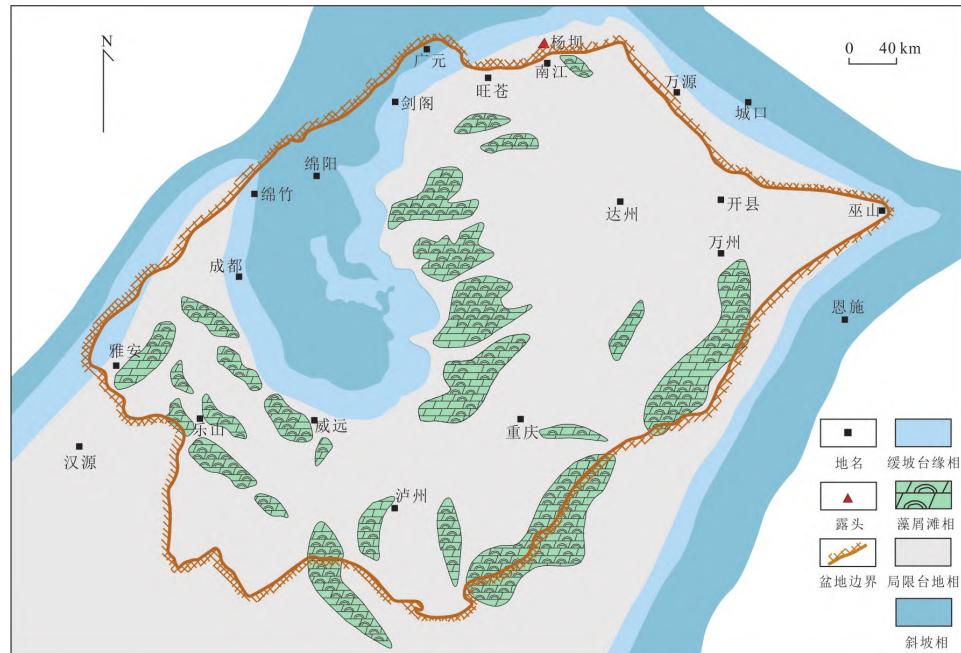


图 1 四川盆地灯影组岩相古地理格局

Fig.1 Lithofacies and paleogeographic map of the Dengying Formation in Sichuan basin
据赵文智等(2017)修改

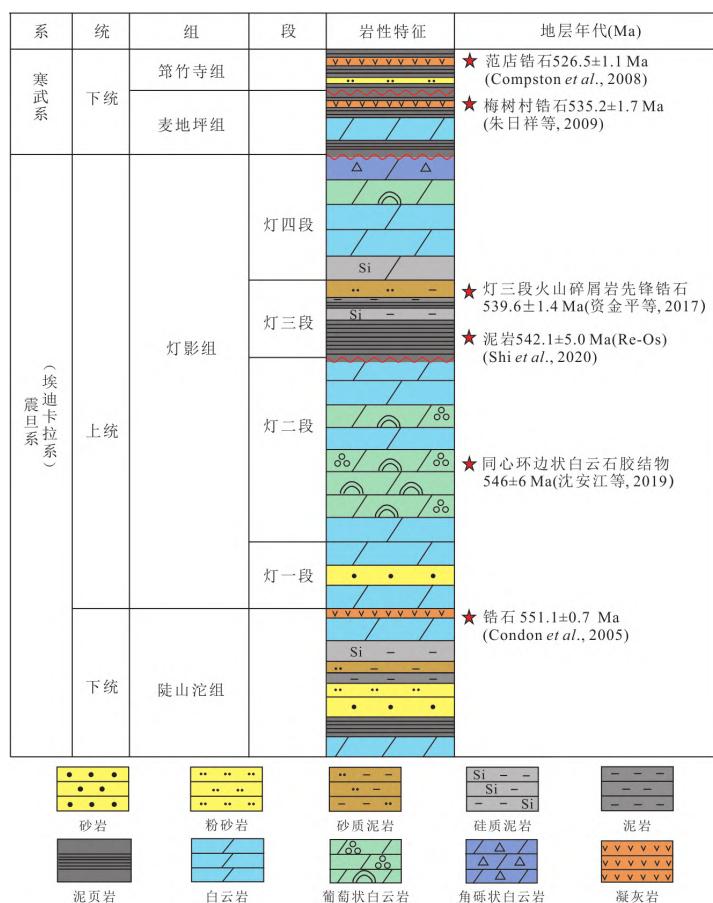


图 2 四川盆地灯影组地层年龄格架

Fig.2 Generalized stratigraphic column of the Dengying Formation in Sichuan basin
据 Condon et al. (2005), Jiang et al. (2007), 郝毅等(2017)修改

通基础上发育起来的菱形叠合盆地(何登发等,2011).四川盆地北接秦岭造山带(Meng and Zhang,2000; Dong *et al.*, 2011),西接龙门山-大梁山褶皱冲断带(Liu *et al.*, 2013),东南缘为雪峰山前寒武古隆起.四川盆地发育了完整的盆地基底、南华系、震旦系、古生界、中生界及新生界.在前震旦系结晶基底上发育了震旦纪至中三叠世(或晚三叠世早期)的海相沉积和晚三叠世(晚期)至第四纪的陆相沉积(何登发等,2011),沉积盖层厚度达6 000~12 000 m.其中震旦系可划分为下震旦统的陡山沱组和上震旦统的灯影组,灯影组之上为寒武系麦地坪组.四川盆地灯影组岩相古地理格局以局限台地相为主,向外依次为缓坡台缘和斜坡相(图1).四川盆地震旦系灯影组是多级海平面升降旋回控制下的产物,发育一套海侵退积式沉积系列.根据区域海进-海退旋回、岩性以及藻类富集程度和结构等特征,灯影组自下而上可分为灯一段、灯二段、灯三段、灯四段.灯影组普遍发育以白云岩为主的碳酸盐岩地层,为一套局限台地相沉积物,可进一步划分为潮上、潮间、潮下及潟湖等几个亚相.

前人对四川盆地震旦系灯影组及其下伏和上覆地层内的火山岩夹层开展了锆石U-Pb测年. Condon *et al.*(2005)对扬子板块陡山沱组底顶的凝灰岩夹层开展的锆石SHRIMP定年结果分别为 635.2 ± 0.6 Ma和 551.1 ± 0.7 Ma,代表了陡山沱组初始沉积时间和灯影组初始沉积时间.全球范围内的埃迪卡拉纪延续时间为635.2 Ma至538.8 Ma,其开始的时间与陡山沱组底界年龄(635.2 ± 0.6 Ma)一致,其结束的时间538.8 Ma可能代表了灯影组顶界年龄(图2).

2 四川盆地灯影组岩性差异

2.1 纵向岩性差异性

四川盆地及邻区灯影组是继陡山沱组之后发育的一套海侵退积式沉积序列,由此四川盆地及邻区开始形成了大规模的碳酸盐岩台地沉积,并具有镶边特征.灯影组一段是晚震旦世早期海侵的产物,岩性组合主要为浅灰-深灰色层状粉-细晶白云岩和藻泥晶白云岩,局部夹硅质条带和燧石团块(李英强等,2013).灯影组二段下部为葡萄状白云岩,富含微生物藻类;上部为泥晶白云岩,少含藻类(李伟等,2015).岩性组合主要为浅灰色-灰白色藻

泥晶白云岩和粉-细晶白云岩,发育叠层状、团块状及葡萄状结构,藻类发育,并发育白云岩溶蚀孔洞(Li *et al.*, 2020).灯影组三段岩性组合主要为灰色细-粉晶白云岩和灰黑色泥页岩(冯明友等,2017).灯影组四段岩性组合主要为浅灰-深灰色层状粉-细晶白云岩和藻泥晶白云岩,局部夹硅质条带和燧石团块(李英强等,2013).

2.2 白云石类型及共生次序

四川盆地灯影组白云岩按照成岩阶段和沉积环境可以划分为准同生期近地表环境形成的白云岩和埋藏阶段埋藏环境形成的白云岩.准同生期近地表环境形成的白云岩主要包括基质白云岩和早期白云石胶结物.基于晶体尺寸、分布和晶体表面形状(Jones and Luth, 2002; Beckert *et al.*, 2015; Alonso-Zarza *et al.*, 2016),基质白云岩可进一步划分为泥晶白云石、藻泥晶白云石、粉-细晶白云石(Peng *et al.*, 2018; 金民东等, 2019; Zhou *et al.*, 2020);早期白云石胶结物包括叶片状胶结物、负延性束状胶结物、正延性束状和正延性放射状-纤维状白云石胶结物(Peng *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2020).埋藏成岩阶段埋藏环境形成的白云石主要包括细-中晶白云石胶结物、中-粗晶白云石胶结物以及马鞍状白云石胶结物(蒋裕强等, 2016; Feng *et al.*, 2017).

基于前人已报道的野外露头和岩石薄片等岩石学特征的研究,结合成岩阶段和沉积环境,本文总结了四川盆地灯影组白云石的共生次序(图3).四川盆地灯影组白云岩经历了从近地表环境到埋藏环境的转变.首先,在灯影组沉积期基质白云岩由其碳酸盐矿物前体白云石化而形成,包括泥晶白云石、藻泥晶白云石和粉-细晶白云石.在灯影组表生喀斯特化作用形成大规模孔洞之后,早期白云石胶结物沿着孔洞内壁充填于孔洞之中.叶片状白云石胶结物通常直接沿着孔洞内壁沉淀,为第一期胶结物,紧接着是负延性的纤维状胶结物,二者主要形成于浅海环境的多孔微生物礁结构中.正延性的纤维状胶结物(束状和放射状)以等厚同心圆形式充填于早期胶结物之上,其形成于初始海水埋藏的孔隙海水环境.在埋藏环境中,随着埋藏深度的增加,形成细晶白云石胶结物到中-粗晶白云石胶结物的转变,以及重结晶白云石胶结物.构造运动导致深部地幔流体上涌会形成马鞍状热液白云石胶结物.

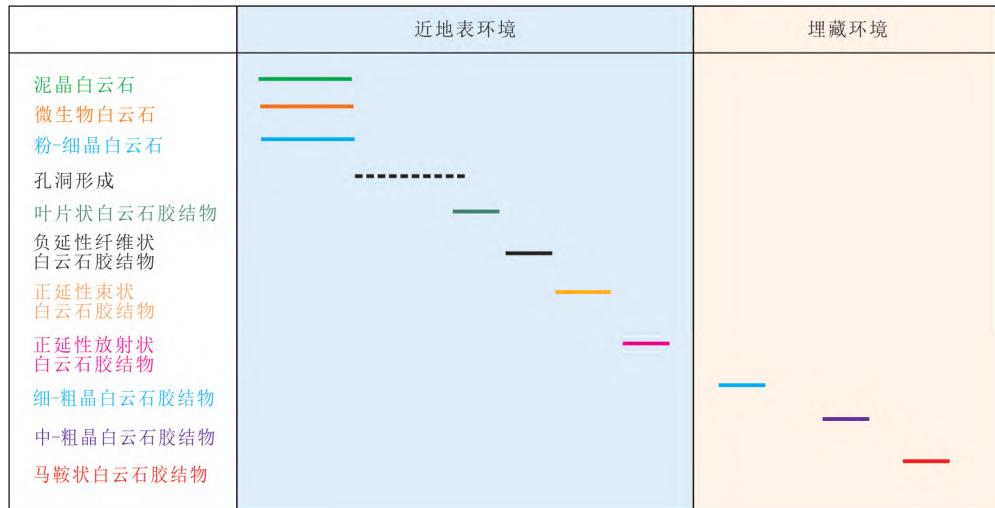


图 3 四川盆地灯影组白云石共生次序

Fig.3 Dolomite paragenetic sequence of the Dengying Formation in Sichuan basin

据 Peng *et al.* (2018)、Hu *et al.* (2020) 修改

3 白云石化流体的地球化学约束

3.1 碳-氧同位素

碳-氧同位素是解释白云岩成因的重要地球化学标志,可以用来判断白云石化流体的性质和来源,从而推断白云石化流体的形成环境和成因。成岩流体来源为海水的白云岩碳-氧同位素值与当时的海水碳-氧同位素值密切相关(强深涛等,2017). Fairchild and Spiro (1987)、Zempolich *et al.* (1988)对北美晚前寒武纪海水进行测定后指出,晚前寒武纪海水的稳定同位素碳值($\delta^{13}\text{C}$)为 $+5\text{‰} \sim +7\text{‰}$,稳定同位素氧值($\delta^{18}\text{O}$)为 $-0.5\text{‰} \sim +0.9\text{‰}$ 。震旦系灯影组碳酸盐岩时代与之相当都属晚前寒武纪。因此,该值可以代表灯影组碳酸盐沉积时海水胶结物和海水的碳-氧同位素值。

发生无机或有机化学沉淀时,碳-氧同位素会出现分馏,所以灯影组碳酸盐沉积物(文石和高镁方解石)的碳-氧稳定同位素值略低于海水(强深涛等,2017)。在近地表环境中,碳酸盐矿物前体(文石和高镁方解石)发生早期白云石化作用形成白云岩。白云岩中的碳同位素值很大程度上受到碳酸盐矿物前体碳同位素值的影响,同时也指示了碳酸盐岩中碳的来源信息(Zhou *et al.*, 2020)。而碳酸盐岩中的碳同位素组成受成岩作用和温度等外界条件的影响较小,主要与不同碳来源的流体及混合作用有关(邬铁等,2016)。Tucker *et al.* (1990)认为 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $0\text{‰} \sim +4\text{‰}$ 之间是典型的海水成因信

号,可以看到大部分的近地表白云岩碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值均在此区间内,少数几个样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值异常可能代表了其碳酸盐矿物前体异常的碳来源(图4)。

在近地表环境,潮上带的蒸发环境使得海水盐度升高,毛细管浓缩作用形成的泥晶白云石的氧同位素值相对海水和碳酸盐前体变轻;随着形成的白云石化流体向着潮间带和潮下带渗流,白云石化流体穿越地层,流体盐度进一步提高,渗透回流白云石化形成的粉-细晶白云石相对泥晶白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值更轻(Peng *et al.*, 2018)。此外,由于微生物活动全程参与了近地表环境中的白云石化进程,可以看到藻泥晶白云石的氧同位素范围相对于泥晶白云石和粉-细晶白云石范围更大(图4)。

研究表明,当 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -5‰ 时,原始碳酸盐沉积物发生了部分蚀变,当 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -10‰ 时,成岩作用对原始碳酸盐沉积物进行了强烈的改造(Kaufman and Knoll, 1995; Li *et al.*, 2009)。在埋藏环境中,白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化主要是埋藏成岩过程温度升高导致同位素分馏所致。所以白云岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以用来区分近地表环境和埋藏环境的白云石化流体,图4中可以看出近地表环境和埋藏环境白云石化流体氧同位素的显著差异。热液白云石化形成的马鞍状白云石,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本上都 $<-10\text{‰}$ (图4),代表了热液流体来源(Feng *et al.*, 2017)。需要注意的是, $\delta^{18}\text{O}$ 值 $<-10\text{‰}$ 的白云石不一定代表热液白云石化作用,部分埋藏白云石化成因的中-粗晶白云石胶结物和重结晶作用后的细晶

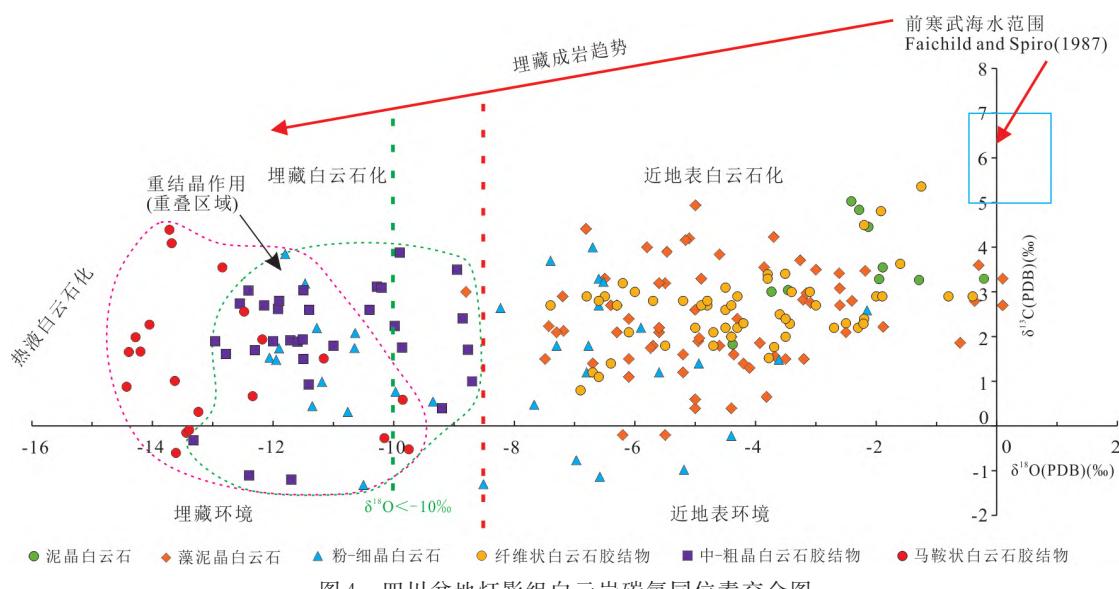


图4 四川盆地灯影组白云岩碳氧同位素交会图

Fig.4 $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ plots of the Dengying Formation dolomite in Sichuan basin

图中数据引自王国芝等(2014)、冯朋友等(2016)、蒋裕强等(2016)、邬铁等(2016)、Peng *et al.*(2018)、金民东等(2019)、Wang *et al.*(2020)、Zhou *et al.*(2020);前寒武海水数据来源于Fairchild and Spiro(1987)

白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也低于 $-10\text{\textperthousand}$ (图 4)。

3.2 Sr 同位素

通常情况下埋藏环境中富 Rb 流体和富 ^{87}Sr 陆源碎屑物质的混入会导致重结晶过程中 ^{87}Rb 向 ^{87}Sr 的衰变, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值在埋藏成岩过程中会逐渐增加 (Kaufman *et al.*, 1993)。因此, 通过 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值变化可以很好地区分白云石化流体的沉积环境。基于前人已发表的埃迪卡拉系等效地层蚀变程度最低的灰岩 Sr 同位素数据, 晚埃迪卡拉系海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值曲线在 0.707 08~0.709 00 之间 (Narbonne *et al.*, 2012; Xiao *et al.*, 2016)。从图 5 中可以看出, 近地表环境下的基质白云岩 (泥晶白云石、藻泥晶白云石和粉-细晶白云石) 和早期海水胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值基本在 0.707 08~0.709 00 之间, 指示了其白云石化流体来源为海水。近地表环境的部分白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值略大于 0.709, 可能是泛非运动导致的较高大陆风化速率, 进而带来更多的放射性成因 Sr 所致 (Li *et al.*, 2013)。而埋藏环境的细晶白云石胶结物、中-粗晶白云石胶结物和马鞍状热液白云石胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值均大于 0.709, 指示了埋藏成岩过程地层流体和深部热液流体对 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值的影响。

3.3 稀土元素(REEs)

碳酸盐岩的稀土及其他不活动元素的特点可

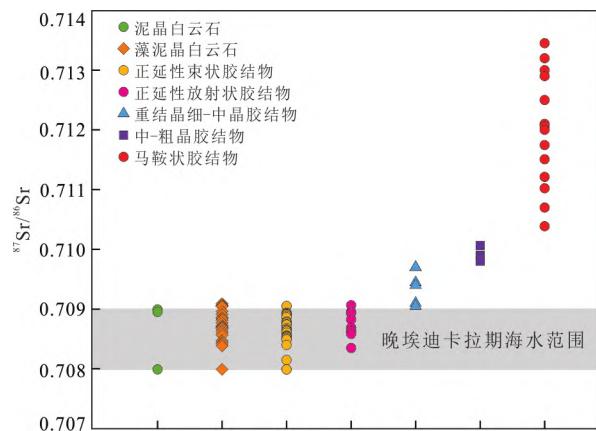


图5 四川盆地灯影组白云岩锶同位素值分布

Fig.5 Diagram showing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the Dengying Formation dolomite in Sichuan basin

数据引自宋光永等(2009)、张杰等(2014)、Wang *et al.*(2020)

反映其大地构造环境, 后期活动很难改变其地球化学特征 (Zhang *et al.*, 2017)。所以, 稀土元素的配分模式可以用来分析白云石化流体的性质, 也是判断白云岩成岩环境和成岩过程的重要参数之一。白云岩中 REE 的含量反映了白云岩和成岩流体在沉积过程中的相互作用 (韩银学等, 2009)。基质白云岩 REE 含量基本在 0.005×10^{-6} ~ 0.100×10^{-6} 之间; 早期白云石胶结物中的正延性纤维状胶结物 REE 含量在 0.005×10^{-6} ~ 0.010×10^{-6} 之间; 埋藏环境胶结物 REE 含量在 0.01×10^{-6} ~ 0.20×10^{-6} 之间 (图 6)。上述不同岩性白云岩 REE 含量的差异指示了不同

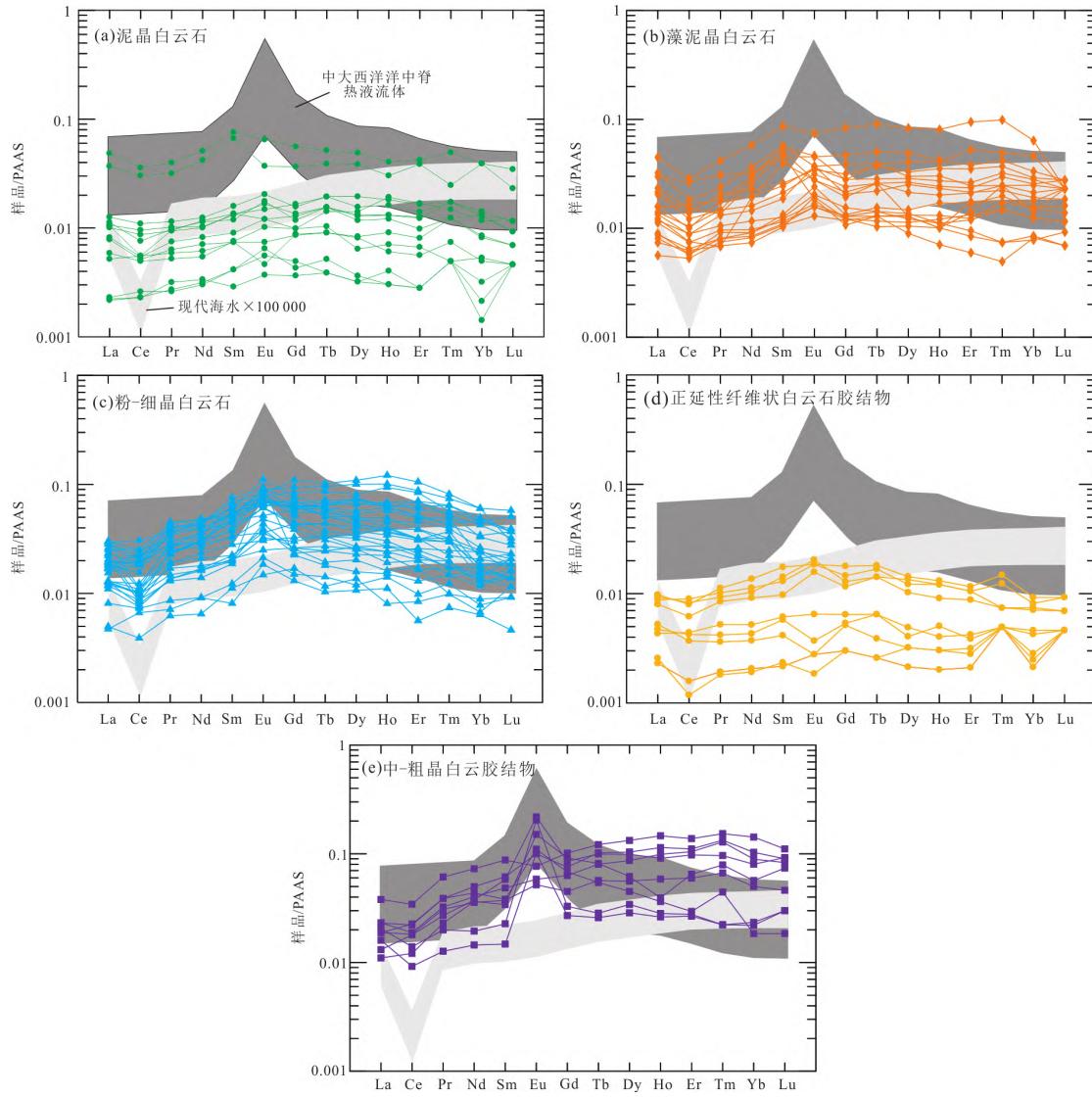


图 6 四川盆地灯影组白云岩 PAAS 标准化稀土元素

Fig.6 PASS-normalized REE patterns of the Dengying Formation dolomite in Sichuan basin

REE 标准化值引自 Taylor and McLennan(1985). 图中数据引自邬铁等(2016)、Peng *et al.*(2018)、Wang *et al.*(2020)、Zhou *et al.*(2020). 现代海水数据引自 Alibo and Nozaki(1999); 中大西洋洋中脊热液流体数据引自 Douville *et al.*(2002)

沉积环境下成岩流体及沉积过程的差异性。此外,基质白云岩、早期白云石胶结物和埋藏环境胶结物中均显示轻稀土元素(LREE)亏损和重稀土元素(HREE)富集。

不同沉积环境下的白云石化流体形成白云岩时,稀土元素中的变价元素 Ce 和 Eu 容易随着物理化学条件的改变与稀土元素分离而出现异常。Ce 异常是判断海水氧化还原条件的常用指标之一。在氧化-次氧化环境下, Ce^{3+} 会被氧化成 Ce^{4+} , 并且优先被铁锰氧化物吸收, 导致海水中的 Ce 负异常(Moffett, 1994), 而还原海水环境沉淀的碳酸盐不会显示 Ce 负异常(Wang *et al.*,

2020)。Eu 的正异常是热液活动的典型标志, 同时与氧化还原条件有关(Sverjensky, 1984; Derry and Jacobsen, 1990; Bau, 1991; Frimmel, 2009)。

近地表环境白云岩表现为 Ce 的负异常或无异常, Eu 轻微正异常, 而埋藏环境白云石胶结物表现为 Ce 的负异常或无异常, Eu 显著正异常(图 6)。近地表环境基质白云岩 Ce 的负异常指示了近地表环境和埋藏环境的次氧化-还原环境, 而具光学正延性特征的束状和放射状纤维状白云岩表现出 Ce 无异常和轻微负异常, 可能指示了还原孔隙海水环境。受热液作用的影响, 埋藏环境孔洞中的中-粗晶白云石胶结物导致其 Eu 的正异常。因此, 来源于海水

的近地表环境白云石化流体和来源于地层流体和深部热液的埋藏环境白云石化流体,在稀土元素配分模式上表现出不同的特征。

4 灯影组白云岩成因机理及模式

前人岩石学和白云石化流体性质研究表明,四川盆地灯影组白云岩基本为次生白云石化成因,成因机理按照白云石化流体沉积环境可划分为:近地表白云石化和埋藏环境白云石化。近地表白云石化包括毛细管浓缩白云石化、渗透回流白云石化和微生物白云石化作用,埋藏环境白云石化包括埋藏白云石化和热液白云石化作用。灯影组白云岩成岩是在不同地质条件和不同时期下的综合过程(Peng *et al.*, 2018; Zhou *et al.*, 2020)。

4.1 近地表白云石化

毛细管浓缩白云石化作用通常发生在蒸发作用强烈、高盐度、气候干旱炎热的环境,以萨哈布和潮上带为特征(Zenger, 1972; Machel, 2004)。泥晶白云石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值与同期海水相似,稀土元素配分模式显示轻稀土元素(LREE)亏损和重稀土元素(HREE)富集,Ce负异常,而Eu异常不明显(图5和图6),指示了白云石化流体来源于海水。四川盆地灯影组岩相古地理格局显示,受盆地周缘的古陆和水下古隆起封隔影响,灯影组水体极易封闭浓缩,加之灯影期干旱炎热的古气候,四川盆地内蒸发作用强烈(金民东等, 2019)。强烈的蒸发作用提高了白云石化流体的盐度,有助于白云石化流体氧同位素的分馏,即泥晶白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对同期海水和碳酸盐矿物前体较低(图4)。此外,受蒸发作用影响,四川盆地灯影组发育较多的膏盐类蒸发矿物,金民东等(2019)在镜下发现了大量针柱放射状石膏假晶和石膏假结核,且石膏假结核多见于泥粉晶白云岩中。石膏的沉淀使海水中的 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比率大大增加,海平面高频波动以及高镁粒间盐水与早期沉积文石颗粒广泛接触,给潮上带毛细管浓缩白云石化作用创造了有利沉积环境。

渗透回流白云石化作用形成的白云岩类型主要为粉-细晶白云石,晶型为他形-半自形,通常与层状石膏和硬石膏共生,主要形成于半干旱潮汐带、泻湖和浅滩等近地表环境(Machel, 2004; Zhang *et al.*, 2018; 刘志波等, 2021)。粉-细晶白云石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值及REE组成与前述泥晶白云石和同期海水相似(图5和图6),说明其白云石化流体

与泥晶白云石一致,也来源于海水。潮上带形成的白云石化流体向着潮间带和潮下带渗流,盐度进一步升高,导致白云石化流体氧同位素进一步分馏。

与潮上带毛细管浓缩作用形成的泥晶白云石相比,潮间带渗透回流白云石化作用形成的粉-细白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围相对更低(图4),指示了二者成因机理的差异性。灯影组沉积时期盆缘古陆和水下古隆起造成的封闭海水环境,加上海平面高频低幅度波动,形成了有利于渗透回流白云石化作用的沉积环境。

藻泥晶白云石在四川盆地灯影组(尤其是灯二段和灯四段)广泛发育,其形成与微生物的发育有关(Zhou *et al.*, 2020)。藻泥晶白云石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值和REE元素组成也与同期海水相似(图5和图6),同样证实了白云石化流体的海水来源。藻泥晶白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围覆盖了泥晶白云岩和粉-细晶白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围,说明微生物活动全程参与了近地表环境中的白云石化进程(图4)。基于扫描电镜观察,大量藻类球体和丝状体附着于白云岩基质晶体上,所以灯影组藻泥晶白云石的微生物白云石化可能与细菌和藻类有关(Vasconcelos *et al.*, 2005)。灯影组微生物(蓝藻菌)中的有机物在硫酸盐还原细菌作用下开始分解,消耗水中的 SO_4^{2-} ,克服了白云石形成和白云石化的动力障碍,促进白云石的形成(Compton, 1988; Last and Deckker, 1990)。在成岩过程中,高镁方解石中的 Mg^{2+} 被释放出来,并形成了有助于周围钙质碳酸盐白云石化的富 Mg^{2+} 孔隙粒间水(金民东等, 2019; Zhou *et al.*, 2020)。因此,各种微生物矿化作用可能是文石沉积和白云石化的驱动因素之一(Hu *et al.*, 2020; 姚婷婷等, 2020)。

4.2 埋藏环境白云石化

埋藏白云石化胶结物主要是由重结晶后的细-中晶白云石和中-粗晶白云石组成。埋藏白云石化胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值大于同期海水范围,稀土元素配分模式与前述类似,而Eu可见明显正异常,其白云石化流体来源于地层流体(图5和图6)。由于氧同位素分馏受温度影响,随着埋藏深度加深,地层温度升高。埋藏白云石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐降低,埋藏白云石胶结物氧同位素与地温呈负相关关系,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值均小于-8‰(图4)。在埋藏阶段,地层压力和温度逐渐升高,富 Mg^{2+} 的地层水沿早期白云石化形成的渗透性良好的地层通道流动和运移,有利于埋藏白云石化(Zhou *et al.*, 2020)。

热液白云岩主要表现为马鞍状白云石胶结物,通常具有中-粗晶结构,无晶面的特征(Du *et al.*, 2018)。马鞍状白云石胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值明显大于同期海水范围且分布范围相比于埋藏白云石化胶结物更高(图 5),说明其白云石化流体来源不同于埋藏白云石化胶结物,而来源于深部热液。热液白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本小于 -10‰ ,分布范围小于埋藏白云石化胶结物(图 4),同样验证了其热液成因。热液白云岩可作为密西西比谷型(MVT)铅锌硫化物沉积的宿主岩石,四川盆地灯影组 MVT 矿物组合主要有鞍状白云石-石英-硬石膏、鞍状白云石-黄铁矿-石英等,这些 MVT 矿物组合的存在也可作为深部热液成因的证据之一(蒋裕强等, 2016)。流体包裹体测温数据显示四川盆地灯影组马鞍状白云岩胶结物均一化温度为 $132.6\text{--}218.7\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均为 $175.6\text{ }^{\circ}\text{C}$,显著高于基质白云岩包裹体温度(平均为 $125\text{ }^{\circ}\text{C}$)以及地层正常埋深所经历的最高温度(蒋裕强等, 2016)。

4.3 白云岩成因模式

基于四川盆地的岩相古地理格局(金民东等, 2019)、岩石学(Peng *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2020)、白云石化流体地球化学数据(图 4~图 6)和孔洞白云石胶结物 U-Pb 同位素年龄(沈安江等, 2019),结合白云岩成岩序列和成因机理,四川盆地灯影组白云岩成因可以划分为沉积和埋藏两个阶段(表 1)。

4.3.1 沉积阶段 四川盆地灯影组沉积时期,干旱炎热的古气候伴随强烈的蒸发作用,盆地周缘的古陆和水下古隆起使盆内海水极易封闭浓缩,基质白云岩广泛形成于浓缩海水环境。基质白云岩的类型受到沉积相带的控制,在潮上带毛细管浓缩白云石化作用下形成了泥晶白云石,而潮间带渗透回流白云石化作用形成了粉-细晶白云石。灯二段微生物广泛发育,文石前体在细菌和藻类的微生物活动作用下快速白云石化,保留了良好的微生物构造,如叠层石和凝块等。基质白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素和稀土元素组成特征与同期海水相似(图 5 和图 6),说明其白云石化流体均来源于海水。

纤维状白云石胶结物主要发育在早期基质白云岩的裂缝和孔洞中,形成于经常暴露的同沉积环境。随着海平面的下降灯影组出露地表,裂缝和孔洞形成。随后海平面上升,裂缝和孔洞再次处于水下环境,在裂缝和孔洞的内壁处形成纤维状白云石胶结物。水下环境形成的纤维状白云石胶结物与基

质白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围相似(图 4), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值处于同期海水范围(图 5),表明成岩流体同样来源于海水。值得注意的是,正延性纤维状白云石胶结物稀土含量偏低,且稀土元素配分模式显示 Ce 无异常(图 6),其成因可能有别于基质白云岩的近地表白云石化。海平面高频低幅度波动导致灯影组在沉积时期多次暴露与淹没,在大型裂缝和孔洞中形成纤维状白云石胶结物等厚圈层。

4.3.2 埋藏时期 在经历加里东期隆升后,灯影组进入埋藏阶段。在浅埋藏时期沉积环境由半开放海水环境变为地层封闭环境,白云石化流体来源也因此从海水转变为地层流体。埋藏环境白云石化胶结物和热液白云岩与近地表环境基质白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值和稀土元素配分模式区别明显(图 5 和图 6),其三者白云石化流体来源有明显差异。在压实作用的影响下,富镁流体在早期集中于裂缝和孔洞中,在白云石化作用下形成细晶白云石胶结物。由于埋藏时间较短,细晶白云石胶结物晶粒较小。随着埋藏深度的增加,地层水盐度升高,白云石化流体氧同位素进一步分馏,形成的中-粗晶白云石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对细晶白云石胶结物更低(图 4)。受埋藏热效应、大规模伸展构造的缺失,在埋深达 3 000 m 的局限封闭环境中流体包裹体均一化温度可达 $150\text{--}175\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Peng *et al.*, 2018)。

晚古生代($280\text{--}360\text{ Ma}$)海西运动开始,研究区构造应力由挤压向拉张转变。强烈的伸展构造导致了大型基底拉张性断层的形成,其连接着深部地幔和地表,形成了短暂的开放环境。深部地幔热液上涌导致近地表环境形成的基质白云岩的热液白云石化。伸展作用诱发下伏地层热液上涌和热液白云石化,形成马鞍状白云岩,并在横向广泛延伸。马鞍状热液白云石胶结物主要在大型溶解裂缝和孔洞中出现,发育于晚期的构造裂缝中,一般切割围岩或充填早期的溶蚀裂缝。相比于埋藏白云石化胶结物,热液白云石胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值更高, $\delta^{18}\text{O}$ 值更低(图 4 和图 5),且二者可通过马鞍状形状特征来区别。

5 灯影组白云岩差异性成因控制因素

不同沉积环境下白云石化流体化学性质和成因的控制因素是影响四川盆地灯影组白云岩差异性成因的关键。近地表环境下海水来源的白云石化

表1 四川盆地灯影组白云岩差异性岩性及成因机理

Table 1 Summary of the lithologies and genesis mechanisms of the Dengying Formation in Sichuan basin

成岩阶段	岩性划分	岩性	成岩流体	沉积环境	白云石化机理	白云岩成因
准同生	基质白云岩	泥晶白云石				
		粉-细晶白云石			毛细管浓缩白云石化渗透	
		藻泥晶白云石	海水		回流白云石化微	近地表白
	近地表环境白云石胶结物	叶片状白云石胶结物		近地表环境	生物白云石化	云石化
		负延性束状白云石胶结物				
		正延性束状白云石胶结物				
		正延性放射状	孔隙海水		-	原生沉淀
		白云石胶结物				
	浅埋藏	细晶白云石胶结物				
		中-粗晶白云石胶结物	地层流体		埋藏白云石化	
		马鞍状白云石胶结物	深部热液(岩浆)	埋藏环境	热液白云石化	构造作用
中-深埋藏	埋藏环境胶结物					

流体,其主要受新元古代震旦系灯影组“文石-白云石海”环境下高频海平面波动的控制,而在埋藏环境中地层流体和深部地幔热液来源的白云石化流体,则主要受到构造作用的控制。

5.1 层序格架下多期次白云石化事件与高频海平面波动耦合

近地表环境的白云石化流体来源于海水。四川盆地灯影组灯一段到灯四段基质白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值相似(图4),记录了灯影组多期次白云石化作用的发生。灯影组是多级海平面升降旋回控制下的沉积产物,指示近地表环境的基质白云岩和纤维状胶结物形成是海平面升降旋回控制下多期次白云石化作用的结果。

Ning *et al.*(2020)通过对华南扬子地台中寒武统秦家桥组白云岩开展的镁同位素与层序地层学研究,发现白云岩镁同位素垂向上变化与准层序(五级层序)沉积旋回一致。单一沉积旋回内白云岩化流体中镁同位素在纵向上与埋藏深度的正相关和负相关的对应关系指示了白云岩化流体在纵向上的运移方向。当海平面上升处于相对高水位时,灰岩在潮下带和潮间带沉积;当海平面下降,近地表环境暴露导致了潮下带向潮间带上升或者潮上带沉积环境的转变,进一步导致了近地表白云石化的发生(Cai *et al.*, 2021)。灰岩沉淀-白云岩化的旋回在海平面波动影响下重复发生,指示了白云岩化事件可能具有周期性并且与海平面波动耦合。综合四川盆地灯影组白云岩的岩石学、成岩流体地球化学特征、近地表白云岩化机理以及灯影组层序地层格架研究(Peng *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2020; Ding *et al.*, 2021),结合 Ning *et al.*(2020)

对白云岩镁同位素垂向上变化与准层序(五级层序)沉积旋回一致的研究,笔者认为四川盆地灯影组近地表环境基质白云岩的形成是受高频低幅度海平面波动控制下多期次白云石化事件叠合沉积的结果。五级层序沉积旋回对应的白云石化事件在纵向上多期次的堆积以及在横向上的运移可以实现灯影组基质白云岩的台地尺度沉积。

在近地表环境之后,由于表生喀斯特作用的影响,灯影组中的基质白云岩广泛发育裂缝和孔洞。纤维状白云石胶结物 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值与基质白云岩相似(图4和图5),说明二者白云石化流体来源一致。孔洞白云石堆积物和海水白云岩胶结物组成的孔洞系统周期性出现指示了多期次重复的暴露与再淹没事件(Ding *et al.*, 2021)。孔洞系统切割穿越了数个潮汐带旋回(五级层序),因此灯影组孔洞白云岩堆积物和海水白云岩胶结物组成的孔洞系统沉积旋回,可被认为是受高频中等幅度(四级层序)的海平面波动控制。

高频海平面波动控制着近地表环境基质白云岩和喀斯特环境孔洞系统早期白云石胶结物的发育(图7)。近地表基质白云岩的形成是基于高频低幅度(五级层序)控制下多期次白云石化事件在潮汐台地沉积相带中的时空堆叠,而早期白云石胶结物则是在更大规模尺度的中等幅度(四级层序)控制下,孔洞系统暴露与再淹没沉积旋回在时空上的堆叠而形成。

5.2 新元古代震旦系“文石-白云石海”特殊海水条件

基于前人对数值模型(Hardie, 2003)、化学地层

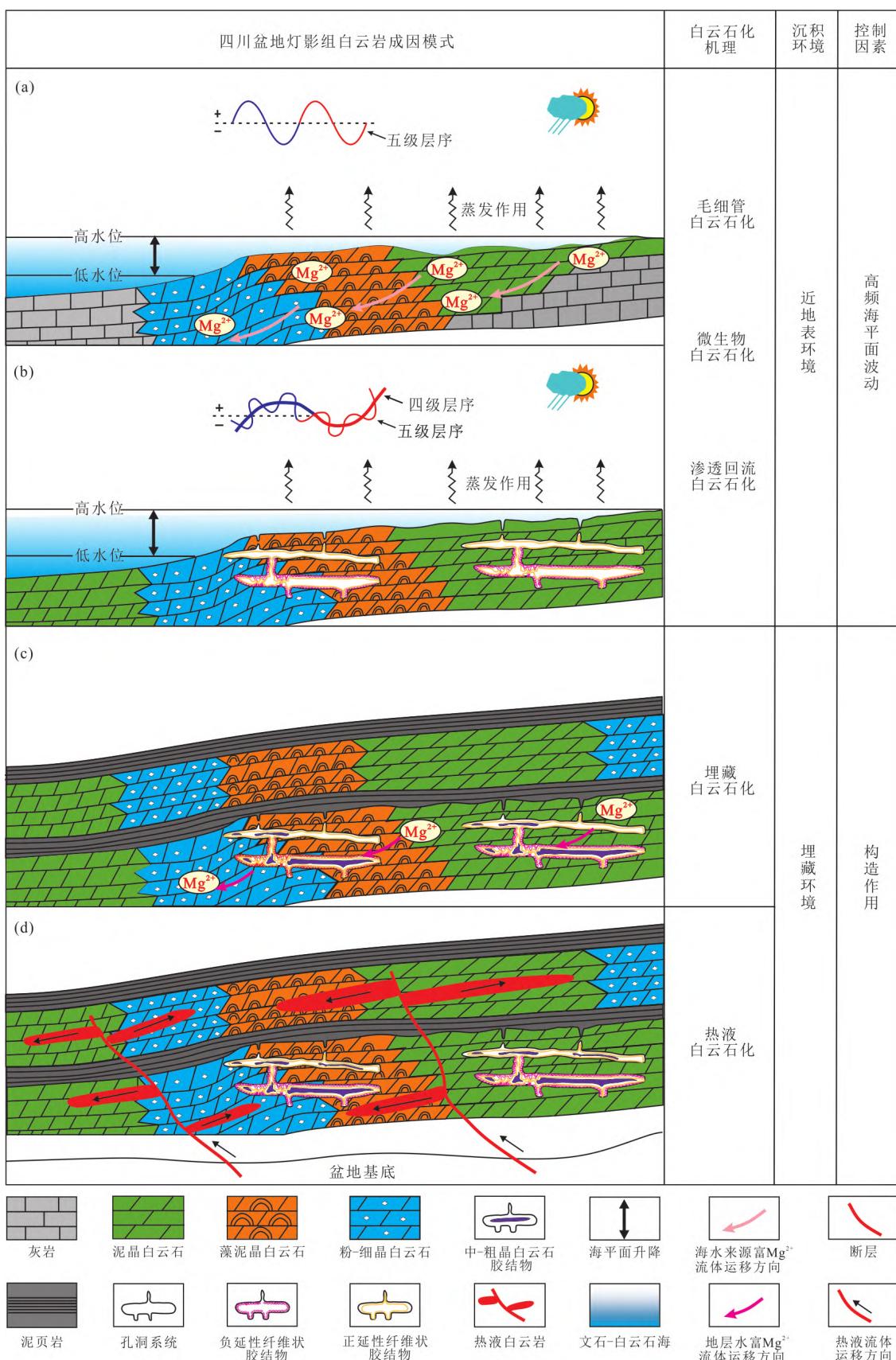


图 7 四川盆地灯影组白云岩差异性成因模式

Fig.7 Forming models of the Dengying Formation dolomite in Sichuan basin

据 Ding et al.(2019)、Ning et al.(2020)、Zhou et al.(2020)、Zhang et al.(2018)修改

学特征 (Jiang *et al.*, 2007)、流体包裹体数据 (Porter, 2010; Meng *et al.*, 2011)、生物矿化形成的化石 (Cui *et al.*, 2016) 和团簇同位素古温度等研究, 笔者认为晚埃迪卡拉纪海水具备相对高的 Mg/Ca 比率 ($>3.0\sim6.1$)、较高碱度、低浓度硫酸盐 (ca. 5~10 mmol/L; Algeo *et al.*, 2015) 和相对较低的海洋温度 ($<50^{\circ}\text{C}$) 的性质。新元古代上述性质的海水条件被称之为“文石海”, 有利于文石矿物的优先沉淀 (Hardie, 2003; Hood and Wallace, 2018)。四川盆地灯影组基质白云岩的沉积前体为文石和高镁方解石等碳酸盐矿物。基质白云岩稀土元素配分模式显示了 Ce 的弱负异常 (图 6), 反映了相对氧化的海水条件, 四川盆地灯影组近地表的基质白云岩处于次氧化的“文石-白云石海”环境。

随后形成的正延性纤维状胶结物稀土元素配分模式显示 Ce 无异常 (图 6), 记录了相对还原的海水条件。扫描电镜下观察到的正延性纤维状胶结物中存在草莓状黄铁矿及其 $\delta^{-34}\text{S}_{\text{pyrite}}$ 正值也验证了相对还原的海水条件 (Qian *et al.*, 2017; Hu *et al.*, 2020)。此外, 微生物活动在灯影组白云岩成因上起到了促进作用。微生物实验和迁移模型证明, 在缺氧海水条件下, 甚至在地球表面环境下, 微生物活动可以成为促进白云石沉淀的催化剂 (Judith, 1997; Burns *et al.*, 2002; Sánchez-Román *et al.*, 2008; Roberts *et al.*, 2013; Banerjee, 2016)。有机质微生物降解 (例如硫酸盐还原细菌) 会进一步消耗作为白云岩沉淀抑制剂的硫酸盐, 同时提高了海水的碱度来促进白云岩沉淀 (Baker and Kastner, 1981)。缺氧海洋中广泛的微生物活动降低了硫酸盐的富集, 可以有效促进原生白云石的沉淀。

近地表环境下基质白云岩指示了在次氧化“文石-白云石海”环境中白云石取代文石和高镁方解石等前体的过程, 而正延性的纤维状白云石胶结物可能指示了还原“文石-白云石海”环境中原生白云石的直接沉淀。

5.3 构造作用控制

埋藏白云岩和热液白云岩成因都受构造作用控制, 区别在于二者的白云石化流体的差异。例如埋藏白云石化胶结物和热液白云石化胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的差异 (图 4 和图 5) 说明了二者白云石化流体的差异性。此外, 激光原位 U-Pb 同位素定年技术的突破可以实现对灯影组地层孔洞中不同期次白云石胶结物的精确定年 (沈

安江等, 2019), 结合 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素分析, 可准确地区分它们的成岩流体性质和成因。沈安江等 (2019) 对灯影组不同期次白云石胶结物研究后发现, 早加里东期形成的放射状白云石胶结物和纹层状白云石胶结物的年龄分别为 516 ± 10 Ma 和 482 ± 14 Ma, 可能与川中地区工区的兴凯运动、郁南运动和都匀运动有关; 测得中-粗晶白云石胶结物的年龄为 248 ± 27 Ma, 与晚海西期东吴运动导致的热液活动有关; 晚期的粗晶白云石胶结物年龄为 115 ± 69 Ma, 可能与中特提斯洋的早白垩世俯冲构造-热效应 (Zhang *et al.*, 2012) 或喜马拉雅期乐山-资阳强烈褶皱导致的热液活动和充填有关。

不同于世界其他地区灰岩热液白云石化作用, 四川盆地灯影组热液白云石化作用是在基质白云岩基础之上进行的, 这类白云岩不存在矿物稳定性差异, 热液白云石化流体只能以构造断裂形成的裂隙体系为主要流动通道 (蒋裕强等, 2016)。前人研究认为, 四川盆地具备发生受构造控制的热液白云石化作用的基本条件 (蒋裕强等, 2016; Feng *et al.*, 2017): (1) 拉张性基底断裂活动; (2) 深埋藏热液储库; (3) 上覆地层的覆盖和封堵。基底断裂活动使底部深埋藏热液储库中的热液流体沿断层和裂隙向上运移, 在上覆地层的封堵下, 热液流体沿灯影组中的孔隙-裂隙体系进行白云石化作用, 形成一定规模的热液白云岩。

6 结论

(1) 四川盆地灯影组不同类型的白云岩反映了其成因的差异性。按照沉积环境可以划分为近地表环境下的基质白云岩和早期白云石胶结物以及埋藏环境下的埋藏和热液成因白云石胶结物。

(2) C-O-Sr 同位素和稀土元素数据指示白云石化流体在近地表环境继承于海水, 而在埋藏成岩环境下白云岩流体则来源于地层水流体和深部热液流体。

(3) 基于白云石化流体性质和沉积环境, 四川盆地灯影组白云岩成因机理可划分为近地表白云石化和埋藏环境白云石化, 白云岩的形成是在不同地质条件和不同时期下的综合过程。

(4) 近地表环境下海水来源的白云石化流体, 其主要受新元古代晚埃迪卡拉灯影组特殊海水条件“文石-白云石海”环境下高频海平面波动的控制, 而在埋藏环境中地层流体和深部地幔热液来源

的白云石化流体，则主要受到构造作用的控制。

致谢：感谢编辑老师的认真审阅，感谢审稿专家提出的宝贵意见，您的诸多建设性意见使本文质量得以提高，作者在此一并致以诚挚的谢意！

References

- Algeo, T. J., Luo, G. M., Song, H. Y., et al., 2015. Reconstruction of Secular Variation in Seawater Sulfate Concentrations. *Biogeosciences*, 12(7): 2131–2151. <https://doi.org/10.5194/bg-12-2131-2015>
- Alibo, D. S., Nozaki, Y., 1999. Rare Earth Elements in Seawater: Particle Association, Shale - Normalization, and Ce Oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (3–4): 363–372. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00279-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00279-8)
- Alonso-Zarza, A. M., Bustamante, L., Huerta, P., et al., 2016. Chabazite and Dolomite Formation in a Dolocrete Profile: An Example of a Complex Alkaline Paragenesis in Lanzarote, Canary Islands. *Sedimentary Geology*, 337: 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.018>
- Baker, P. A., Kastner, M., 1981. Constraints on the Formation of Sedimentary Dolomite. *Science*, 213(4504): 214–216. <https://doi.org/10.1126/science.213.4504.214>
- Banerjee, A., 2016. Estimation of Dolomite Formation: Dolomite Precipitation and Dolomitization. *Journal of the Geological Society of India*, 87(5): 561–572. <https://doi.org/10.1007/s12594-016-0430-9>
- Bao, Z. D., Ji, H. C., Liang, T., et al., 2019. Primary Dolostones of the Meso-Neoproterozoic: Cases on Typical Platforms in China. *Journal of Palaeogeography*, 21(6): 869–884 (in Chinese with English abstract).
- Bau, M., 1991. Rare-Earth Element Mobility during Hydrothermal and Metamorphic Fluid-Rock Interaction and the Significance of the Oxidation State of Europium. *Chemical Geology*, 93(3–4): 219–230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Beckert, J., Vandeginste, V., John, C. M., 2015. Exploring the Geological Features and Processes that Control the Shape and Internal Fabrics of Late Diagenetic Dolomite Bodies (Lower Khuff Equivalent-Central Oman Mountains). *Marine and Petroleum Geology*, 68: 325–340. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.038>
- Burns, S. J., McKenzie, J. A., Vasconcelos, C., 2002. Dolomite Formation and Biogeochemical Cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47: 49–61. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00004.x>
- Cai, W. K., Liu, J. H., Zhou, C. H., et al., 2021. Structure, Genesis and Resources Efficiency of Dolomite: New Insights and Remaining Enigmas. *Chemical Geology*, 573: 120191. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120191>
- Chen, R. K., 1994. Application of Stable Oxygen and Carbon Isotope in the Research of Carbonate Disgenetic Environment. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(4): 11–21 (in Chinese with English abstract).
- Compton, J. S., 1988. Degree of Supersaturation and Precipitation of Organogenic Dolomite. *Geology*, 16(4): 318–321. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)0160318:doso>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)0160318:doso>2.3.co;2)
- Compston, W., Zhang, Z., Cooper, J., et al., 2008. Further SHRIMP Geochronology on the Early Cambrian of South China. *American Journal of Science*, 308(4): 399–420. <https://doi.org/10.2475/04.2008.01>
- Condon, D., Zhu, M. Y., Bowring, S., et al., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 308(5718): 95–98. <https://doi.org/10.1126/science.1107765>
- Cui, H., Grazhdankin, D. V., Xiao, S. H., et al., 2016. Redox-Dependent Distribution of Early Macro-Organisms: Evidence from the Terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461: 122–139. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.015>
- Cui, H., Xiao, S. H., Cai, Y. P., et al., 2019. Sedimentology and Chemostratigraphy of the Terminal Ediacaran Dengying Formation at the Gaojishan Section, South China. *Geological Magazine*, 156(11): 1924–1948. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000293>
- Derry, L. A., Jacobsen, S. B., 1990. The Chemical Evolution of Precambrian Seawater: Evidence from REEs in Banded Iron Formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11): 2965–2977. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90114-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90114-Z)
- Ding, Y., Chen, D. Z., Zhou, X. Q., et al., 2019. Cavity-Filling Dolomite Speleothems and Submarine Cements in the Ediacaran Dengying Microbialites, South China: Responses to High-Frequency Sea-Level Fluctuations in an ‘Aragonite - Dolomite Sea’. *Sedimentology*, 66(6): 2511–2537. <https://doi.org/10.1111/sed.12605>
- Ding, Y., Li, Z. W., Liu, S. G., et al., 2021. Sequence Stratigraphy and Tectono-Depositional Evolution of a Late Ediacaran Epeiric Platform in the Upper Yangtze Area, South China. *Precambrian Research*, 354: 106077. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106077>

- Dong, Y. P., Zhang, G. W., Neubauer, F., et al., 2011. Tectonic Evolution of the Qinling Orogen, China: Review and Synthesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 213–237. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.03.002>
- Douville, E., Charlou, J. L., Oelkers, E. H., et al., 2002. The Rainbow Vent Fluids (36°14'N, MAR): The Influence of Ultramafic Rocks and Phase Separation on Trace Metal Content in Mid-Atlantic Ridge Hydrothermal Fluids. *Chemical Geology*, 184(1–2): 37–48. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00351-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00351-5)
- Du, Y., Fan, T. L., Machel, H. G., et al., 2018. Genesis of Upper Cambrian–Lower Ordovician Dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several Limitations from Petrology, Geochemistry, and Fluid Inclusions. *Marine and Petroleum Geology*, 91: 43–70. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.12.023>
- Fairchild, I. J., Spiro, B., 1987. Petrological and Isotopic Implications of Some Contrasting Late Precambrian Carbonates, NE Spitsbergen. *Sedimentology*, 34(6): 973–989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00587.x>
- Feng, M. Y., Qiang, Z. T., Shen, P., et al., 2016. Evidences for Hydrothermal Dolomite of Sinian Dengying Formation in Gaoshiti-Moxi Area, Sichuan Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 37(5): 587–598 (in Chinese with English abstract).
- Feng, M. Y., Wu, P. C., Qiang, Z. T., et al., 2017. Hydrothermal Dolomite Reservoir in the Precambrian Dengying Formation of Central Sichuan Basin, Southwestern China. *Marine and Petroleum Geology*, 82: 206–219. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.008>
- Feng, M. Y., Wu, P. C., Yan, X. R., et al., 2017. Geochemistry and Significance of Shale in the Third Member of the Precambrian Dengying Formation, Ebian of Southwestern Sichuan. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36(3): 493–501 (in Chinese with English abstract).
- Frimmel, H. E., 2009. Trace Element Distribution in Neoproterozoic Carbonates as Palaeoenvironmental Indicator. *Chemical Geology*, 258(3–4): 338–353. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.033>
- Han, Y. X., Li, Z., Han, D. L., et al., 2009. REE Characteristics of Matrix Dolomites and Its Origin of Lower Ordovician in Eastern Tabei Area, Tarim Basin. *Acta Petropoligica Sinica*, 25(10): 2405–2416 (in Chinese with English abstract).
- Hao, Y., Yang, X., Wang, Y. F., et al., 2017. Supergene Karstification in the Sinian Dengying Formation, Sichuan Basin. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 37(1): 48–54 (in Chinese with English abstract).
- Hardie, L. A., 2003. Secular Variations in Precambrian Seawater Chemistry and the Timing of Precambrian Aragonite Seas and Calcite Seas. *Geology*, 31(9): 785–788. <https://doi.org/10.1130/g19657.1>
- He, D. F., Li, D. S., Zhang, G. W., et al., 2011. Formation and Evolution of Multi-Cycle Superposed Sichuan Basin, China. *Chinese Journal of Geology*, 46(3): 589–606 (in Chinese with English abstract).
- Hood, A. V. S., Wallace, M. W., 2018. Neoproterozoic Marine Carbonates and Their Paleoceanographic Significance. *Global and Planetary Change*, 160: 28–45. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.006>
- Hu, Y. J., Cai, C. F., Liu, D. W., et al., 2020. Formation, Diagenesis and Palaeoenvironmental Significance of Upper Ediacaran Fibrous Dolomite Cements. *Sedimentology*, 67(2): 1161–1187. <https://doi.org/10.1111/sed.12683>
- Jiang, G. Q., Kaufman, A. J., Christie-Blick, N., et al., 2007. Carbon Isotope Variability across the Ediacaran Yangtze Platform in South China: Implications for a Large Surface-to-Deep Ocean $\delta^{13}\text{C}$ Gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1–2): 303–320. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.009>
- Jiang, Y. Q., Tao, Y. Z., Gu, Y. F., et al., 2016. Hydrothermal Dolomitization in Sinian Dengying Formation, Gaoshiti-Moxi Area, Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*, 43(1): 51–60 (in Chinese with English abstract).
- Jin, M. D., Tan, X. C., Li, B. S., et al., 2019. Genesis of Dolomite in the Sinian Dengying Formation in the Sichuan Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 37(3): 443–454 (in Chinese with English abstract).
- Jones, B., Luth, R. W., 2002. Dolostones from Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 72(4): 559–569. <https://doi.org/10.1306/122001720559>
- Judith, C. V., 1997. Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis under Anoxic Conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67(3): 378–390. <https://doi.org/10.1306/D4268577-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Kaufman, A. J., Jacobsen, S. B., Knoll, A. H., 1993. The Vendian Record of Sr and C Isotopic Variations in Seawater: Implications for Tectonics and Paleoclimate.

- Earth and Planetary Science Letters*, 120(3—4): 409—430. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90254-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90254-7)
- Kaufman, A. J., Knoll, A. H., 1995. Neoproterozoic Variations in the C-Isotopic Composition of Seawater: Stratigraphic and Biogeochemical Implications. *Precambrian Research*, 73(1—4): 27—49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8)
- Last, W. M., Deckker, P. D., 1990. Modern and Holocene Carbonate Sedimentology of Two Saline Volcanic Maar Lakes, Southern Australia. *Sedimentology*, 37(6): 967—981. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb01839.x>
- Lei, H. Y., Zhu, L. F., 1992. Study of Origin of the Sinian Algal and Nonalgal Dolomitites in Sichuan Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 10(2): 69—78 (in Chinese with English abstract).
- Li, D., Ling, H. F., Jiang, S. Y., et al., 2009. New Carbon Isotope Stratigraphy of the Ediacaran-Cambrian Boundary Interval from SW China: Implications for Global Correlation. *Geological Magazine*, 146(4): 465—484. <https://doi.org/10.1017/s0016756809006268>
- Li, W., Liu, J. J., Deng, S. H., et al., 2015. The Nature and Role of Late Sinian-Early Cambrian Tectonic Movement in Sichuan Basin and Its Adjacent Areas. *Acta Petrolei Sinica*, 36(5): 546—556, 563 (in Chinese with English abstract).
- Li, Y. Q., He, D. F., Wen, Z., 2013. Palaeogeography and Tectonic - Depositional Environment Evolution of the Late Sinian in Sichuan Basin and Adjacent Areas. *Journal of Palaeogeography*, 15(2): 231—245 (in Chinese with English abstract).
- Li, Y., He, D., Li, D., et al. 2020. Ediacaran (Sinian) Palaeogeographic Reconstruction of the Upper Yangtze Area, China, and Its Tectonic Implications. *International Geology Review*, 62: 1485—1509.
- Li, Z. X., Evans, D. A. D., Halverson, G. P., 2013. Neoproterozoic Glaciations in a Revised Global Palaeogeography from the Breakup of Rodinia to the Assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology*, 294: 219—232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>
- Liu, S. G., Deng, B., Li, Z. W., et al., 2013. Geological Evolution of the Longmenshan Intracontinental Composite Orogen and the Eastern Margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Earth Science*, 24(6): 874—890. <https://doi.org/10.1007/s12583-013-0391-5>
- Liu, Z. B., Xing, F. C., Hu, H. R., et al., 2021. Multi-Origin of Dolomite in Lower Ordovician Tongzi Formation of Sichuan Basin, Western China. *Earth Science*, 46(2): 583—599 (in Chinese with English abstract).
- Machel, H. G., 2004. Concepts and Models of Dolomitization: A Critical Reappraisal. *Geological Society, London, Special Publications*, 235(1): 7—63. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.02>
- McKenzie, J. A., Vasconcelos, C., 2009. Dolomite Mountains and the Origin of the Dolomite Rock of Which They Mainly Consist: Historical Developments and New Perspectives. *Sedimentology*, 56(1): 205—219. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01027.x>
- Meng, F. W., Ni, P., Schiffbauer, J. D., et al., 2011. Ediacaran Seawater Temperature: Evidence from Inclusions of Sinian Halite. *Precambrian Research*, 184(1—4): 63—69. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.10.004>
- Meng, Q. R., Zhang, G. W., 2000. Geologic Framework and Tectonic Evolution of the Qinling Orogen, Central China. *Tectonophysics*, 323(3—4): 183—196. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00106-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00106-2)
- Moffett, J. W., 1994. A Radiotracer Study of Cerium and Manganese Uptake onto Suspended Particles in Chesapeake Bay. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2): 695—703. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90499-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90499-5)
- Narbonne, G. M., Xiao, S., Shields, G. A., et al., 2012. The Ediacaran Period. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., et al., eds., *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00018-4>
- Ning, M., Lang, X. G., Huang, K. J., et al., 2020. Towards Understanding the Origin of Massive Dolostones. *Earth and Planetary Science Letters*, 545: 116403. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116403>
- Peng, B., Li, Z. X., Li, G. R., et al., 2018. Multiple Dolomitization and Fluid Flow Events in the Precambrian Dengying Formation of Sichuan Basin, Southwestern China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 92(1): 311—332. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13507>
- Porter, S. M., 2010. Calcite and Aragonite Seas and the de Novo Acquisition of Carbonate Skeletons. *Geobiology*, 8(4): 256—277. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2010.00246.x>
- Qian, Y. X., Feng, J. F., He, Z. L., et al., 2017. Applications of Petrography and Isotope Analysis of Micro-Drill Samples to the Study of Genesis of Grape-Like Dolomite of the Dengying Formation in the Sichuan Basin. *Oil & Gas Geology*, 38(4): 665—676. <https://doi.org/10.11743/ogg20170404>

- Qiang, S. T., Shen, P., Zhang, J., et al., 2017. The Evolution of Carbonate Sediment Diagenesis and Pore Fluid in Dengying Formation, Central Sichuan Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 35(4): 797—811 (in Chinese with English abstract).
- Roberts, J. A., Kenward, P. A., Fowle, D. A., et al., 2013. Surface Chemistry Allows for Abiotic Precipitation of Dolomite at Low Temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(36): 14540—14545. <https://doi.org/10.1073/pnas.1305403110>
- Sánchez-Román, M., Vasconcelos, C., Schmid, T., et al., 2008. Aerobic Microbial Dolomite at the Nanometer Scale: Implications for the Geologic Record. *Geology*, 36(11): 879—882. <https://doi.org/10.1130/g25013a.1>
- Shen, A. J., Hu, A. P., Cheng, T., et al., 2019. Laser Ablation in Situ U-Pb Dating and Its Application to Diagenesis-Porosity Evolution of Carbonate Reservoirs. *Petroleum Exploration and Development*, 46(6): 1062—1074 (in Chinese with English abstract).
- Shi, C. H., Cao, J., Selby, D., et al., 2020. Hydrocarbon Evolution of the Over-Mature Sinian Dengying Reservoir of the Neoproterozoic Sichuan Basin, China: Insights from Re-Os Geochronology. *Marine and Petroleum Geology*, 122: 104726. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104726>
- Song, G. Y., Liu, S. G., Huang, W. M., et al., 2009. Characteristics of Hydrothermal Dolomite of Upper Sinian Dengying Formation in the Dingshan-Lintangchang Structural Zone, Sichuan Basin, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 36(6): 706—715 (in Chinese with English abstract).
- Sverjensky, D. A., 1984. Prediction of Gibbs Free Energies of Calcite-Type Carbonates and the Equilibrium Distribution of Trace Elements between Carbonates and Aqueous Solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(5): 1127—1134. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90203-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90203-5)
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.
- Tucker, M. E., Wright, V. P., Dickson, A. D., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J. A., Bernasconi, S., et al., 1995. Microbial Mediation as a Possible Mechanism for Natural Dolomite Formation at Low Temperatures. *Nature*, 377(6546): 220—222. <https://doi.org/10.1038/377220a0>
- Vasconcelos, C., McKenzie, J. A., Warthmann, R., et al., 2005. Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ Paleothermometer for Dolomite Precipitated in Microbial Cultures and Natural Environments. *Geology*, 33(4): 317—320. <https://doi.org/10.1130/g20992.1>
- Wang, G. Z., Liu, S. G., Li, N., et al., 2014. Formation and Preservation Mechanism of High Quality Reservoir in Deep Burial Dolomite in the Dengying Formation on the Northern Margin of the Sichuan Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 30(3): 667—678 (in Chinese with English abstract).
- Wang, L. C., Hu, G., Zhao, D. F., et al., 2022. Microbialites of Terminal Ediacaran in the Upper Yangtze Platform, China: From Mesoscopic to Nanoscale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 585: 110729. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110729>
- Wang, J. B., He, Z. L., Zhu, D. Y., et al., 2020. Petrological and Geochemical Characteristics of the Botryoidal Dolomite of Dengying Formation in the Yangtze Craton, South China: Constraints on Terminal Ediacaran “Dolomite Seas”. *Sedimentary Geology*, 406: 105722. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105722>
- Wang, S. F., Xiang, F., 1999. The Origin of the Dolostones from the Sinian Dengying Formation in the Ziyang District, Sichuan. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 19(3): 21—29 (in Chinese with English abstract).
- Wu, T., Xie, S. Y., Zhang, D. W., et al., 2016. Geochemical Characteristics and Fluid Origin of the Dengying Formation Dolomites in Southern Sichuan Basin. *Oil & Gas Geology*, 37(5): 721—730 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, S. H., Narbonne, G. M., Zhou, C. M., et al., 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects. *Episodes*, 39(4): 540—555. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2016/v39i4/103886>
- Yao, T. T., Zhu, H. T., Yang, X. H., et al., 2020. Dolomite Origin of Shahejie Formation in Huanghekou Sag, Bohai Bay Basin. *Earth Science*, 45(10): 3567—3578 (in Chinese with English abstract).
- Zempolich, W. G., Wilkinson, B. H., Lohmann, K. C., 1988. Diagenesis of Late Proterozoic Carbonates: The Beck Spring Dolomite of Eastern California. *Journal of Sedimentary Research*, 58(4): 656—672. <https://doi.org/10.1306/212f8e18-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Zenger, D. H., 1972. Significance of Supratidal Dolomitization in the Geologic Record. *Geological Society of America Bulletin*, 83(1): 1—11. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[1:SSODI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[1:SSODI]2.0.CO;2)

- 0016-7606(1972)83[1: sosdit]2.0.co;2
- Zhai, Y. H., Guo, C. X., 1997. The Carbonate Diagenetic Model and Sequence of the Dengying Formation (Upper Sinian) on the Northern Margin of the Middle Yangtze Platform. *Geology-Geochemistry*, 25(2): 45—52 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J., Jones, B., Pan, L. Y., et al., 2014. Origin of Botryoidal Dolostone of the Sinian Dengying Formation in Sichuan Basin. *Journal of Palaeogeography*, 16(5): 715—725 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, K. J., 1997. North and South China Collision along the Eastern and Southern North China Margins. *Tectono-physics*, 270(1—2): 145—156. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00208-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00208-9)
- Zhang, K. J., Zhang, Y. X., Tang, X. C., et al., 2012. Late Mesozoic Tectonic Evolution and Growth of the Tibetan Plateau Prior to the Indo-Asian Collision. *Earth-Science Reviews*, 114(3—4): 236—249. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.001>
- Zhang, K. J., Li, Q. H., Yan, L. L., et al., 2017. Geochemistry of Limestones Deposited in Various Plate Tectonic Settings. *Earth-Science Reviews*, 167: 27—46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.02.003>
- Zhang, S. L., Lü, Z. X., Wen, Y., et al., 2018. Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. *Minerals*, 8(7): 289—303. <https://doi.org/10.3390/min8070289>
- Zhao, W. Z., Wei, G. Q., Yang, W., et al., 2017. Discovery of Wanyuan-Dazhou Intracratonic Rift and Its Exploration Significance in the Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*, 44(5): 659—669 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, J. L., Li, G. R., Gao, Y. W. et al., 2015. Geochemistry and Origin of Dolomites of the Sinian Dengying Formation in South Sichuan Area. *Journal of Northeast Petroleum University*, 39(3): 67—75, 65 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, Y., Yang, F. L., Ji, Y. L., et al., 2020. Characteristics and Controlling Factors of Dolomite Karst Reservoirs of the Sinian Dengying Formation, Central Sichuan Basin, Southwestern China. *Precambrian Research*, 343: 105708. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105708>
- Zhu, R. X., Li, X. H., Hou, X. G., et al., 2009. U-Pb Geochronology of Ion Probe Zircon from Meishucun Section: Chronological Constraints on Precambrian - Cambrian Boundary. *Science in China (Series D)*, 39(8): 1105—1111 (in Chinese).
- Zi, J. P., Jia, D., Wei, G. Q., et al., 2017. LA-ICP-MS U-Pb Zircon Ages of Volcaniclastic Beds of the Third Member of the Sinian(Ediacaran) Dengying Formation in Leshan, Sichuan, and a Discussion on the Rift Evolution in the Basin. *Geological Review*, 63(4): 1040—1049 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 鲍志东, 季汉成, 梁婷, 等, 2019. 中新元古界原生白云岩: 以中国典型台地区为例. *古地理学报*, 21(6): 869—884.
- 陈荣坤, 1994. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用. *沉积学报*, 12(4): 11—21.
- 冯朋友, 强子同, 沈平, 等, 2016. 四川盆地高石梯-磨溪地震旦系灯影组热液白云岩证据. *石油学报*, 37(5): 587—598.
- 冯朋友, 伍鹏程, 郭晓荣, 等, 2017. 四川峨边震旦系灯影组三段泥页岩地球化学特征及地质意义. *矿物岩石地球化学通报*, 36(3): 493—501.
- 韩银学, 李忠, 韩登林, 等, 2009. 塔里木盆地塔北东部下奥陶统基质白云岩的稀土元素特征及其成因. *岩石学报*, 25(10): 2405—2416.
- 郝毅, 杨迅, 王宇峰, 等, 2017. 四川盆地震旦系灯影组表生岩溶作用研究. *沉积与特提斯地质*, 37(1): 48—54.
- 何登发, 李德生, 张国伟, 等, 2011. 四川多旋回叠合盆地的形成与演化. *地质科学*, 46(3): 589—606.
- 蒋裕强, 陶艳忠, 谷一凡, 等, 2016. 四川盆地高石梯-磨溪地区灯影组热液白云石化作用. *石油勘探与开发*, 43(1): 51—60.
- 金民东, 谭秀成, 李毕松, 等, 2019. 四川盆地震旦系灯影组白云岩成因. *沉积学报*, 37(3): 443—454.
- 雷怀彦, 朱莲芳, 1992. 四川盆地震旦系白云岩成因研究. *沉积学报*, 10(2): 69—78.
- 李伟, 刘静江, 邓胜徽, 等, 2015. 四川盆地及邻区震旦纪末—寒武纪早期构造运动性质与作用. *石油学报*, 36(5): 546—556, 563.
- 李英强, 何登发, 文竹, 2013. 四川盆地及邻区晚震旦世古地理与构造-沉积环境演化. *古地理学报*, 15(2): 231—245.
- 刘志波, 邢凤存, 胡华蕊, 等, 2021. 四川盆地下奥陶统桐梓组白云岩多元成因. *地球科学*, 46(2): 583—599.
- 强深涛, 沈平, 张健, 等, 2017. 四川盆地川中地区震旦系灯影组碳酸盐沉积物成岩作用与孔隙流体演化. *沉积学报*, 35(4): 797—811.
- 沈安江, 胡安平, 程婷, 等, 2019. 激光原位 U-Pb 同位素定年技术及其在碳酸盐岩成岩-孔隙演化中的应用. *石油勘探与开发*, 46(6): 1062—1074.
- 宋光永, 刘树根, 黄文明, 等, 2009. 川东南丁山-林滩场构造

- 造灯影组热液白云岩特征.成都理工大学学报(自然科学版),36(6): 706—715.
- 王国芝,刘树根,李娜,等,2014.四川盆地北缘灯影组深埋白云岩优质储层形成与保存机制.岩石学报,30(3): 667—678.
- 王士峰,向芳,1999.资阳地区震旦系灯影组白云岩成因研究.岩相古地理,19(3): 21—29.
- 邬铁,谢淑云,张殿伟,等,2016.川南地区灯影组白云岩地球化学特征及流体来源.石油与天然气地质,37(5): 721—730.
- 姚婷婷,朱红涛,杨香华,等,2020.渤海湾盆地黄河口凹陷沙河街组白云岩成因机理.地球科学,45(10): 3567—3578.
- 瞿永红,郭成贤,1997.中扬子台地北缘灯影组碳酸盐岩成岩作用序列及成岩模式.地质地球化学,25(2): 45—52.
- 张杰, Jones, B., 潘立银, 等, 2014. 四川盆地震旦系灯影组葡萄状白云岩成因. 古地理学报, 16(5): 715—725.
- 赵文智,魏国齐,杨威,等,2017.四川盆地万源-达州克拉通内裂陷的发现及勘探意义.石油勘探与开发,44(5): 659—669.
- 周吉羚,李国蓉,高鱼伟,等,2015.川南地区震旦系灯影组白云岩地球化学特征及形成机制.东北石油大学学报,39(3): 67—75, 65.
- 朱日祥,李献华,侯先光,等,2009.梅树村剖面离子探针锆石U-Pb年代学:对前寒武纪-寒武纪界线的年代制约.中国科学(D辑),39(8): 1105—1111.
- 资金平,贾东,魏国齐,等,2017.四川乐山震旦系灯影组火山碎屑岩锆石LA-ICP-MSU-Pb定年及盆地裂陷演化讨论.地质论评,63(4): 1040—1049.