

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2019007

引用格式: 左鹏飞, 孙江涛, 郑德顺, 刘思聪. 2019. 豫西南浙川震旦系灯影组白云岩特征及成因分析[J]. 高校地质学报, 25(5): 670-678

## 豫西南浙川震旦系灯影组白云岩特征及成因分析

左鹏飞, 孙江涛, 郑德顺\*, 刘思聪

河南理工大学 资源环境学院, 焦作 454000

**摘要:** 晚前寒武纪扬子克拉通及其周缘保存了一套比较完整的白云岩地层(灯影组)。扬子北缘(南秦岭)地区的灯影组白云岩与典型灯影组白云岩在成岩组合和沉积序列有较大差别,有待进一步研究。该研究在野外剖面实测、镜下鉴定基础上,运用阴极发光和X射线衍射有序度分析对扬子北缘(南秦岭)浙川地区灯影组白云岩进行了岩石学分类及成因机制研究。研究区灯影组白云岩类型主要为泥—粉晶他形白云岩、细晶自形—半自形白云岩、以中—粗晶白云石为主的细—粗晶半自形—他形白云岩、鞍形白云岩和岩溶角砾白云岩。其中泥—粉晶他形白云石为准同生阶段蒸发海水白云石化作用产物;细晶自形—半自形白云石形成于早成岩浅埋藏阶段,成岩过程与蒸发海水回流渗透白云石化作用有关;细—粗晶半自形—他形白云石和鞍形白云石属晚成岩期中—深埋藏环境下由碳酸盐岩矿物经过热液白云石化或重结晶作用所形成;岩溶角砾白云岩是通过白云岩层的溶蚀—垮塌和砾间胶结作用形成。因此,由于相对海平面升降、上覆地层沉积厚度增加引起的成岩环境变化以及后期流体的改造作用促使了研究区不同类型白云岩的发育。

**关键词:** 豫西南;震旦系;灯影组;白云岩;成因

中图分类号: P588.24+5

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2019)05-670-09

## Characteristics and Genesis of Sinian Dengying Formation Dolomite in the Xichuan Area, Southwestern Henan Province

ZUO Pengfei, SUN Jiangtao, ZHENG Deshun\*, LIU Sicong

Institute of Resource and Environment, Henan Polytechnic University, Jiaozuo 454000, China

**Abstract:** The late Precambrian dolomites are widely developed in the Yangtze Craton and its periphery areas in the Dengying Formation. As the diagenetic assemblages and sedimentary sequences of the Dengying Formation in the northern Yangtze Craton are quite different from those in the Yangtze Craton, it is critical to study the formation process and paleoclimatic implications of the dolomites. Based on the field profile measurement, thin section observation, cathodoluminescence, and X-ray diffraction study of the Dengying Formation in Xichuan area, the dolomite can be divided into four types, i.e., anhedral mud-powder crystalline dolomite, euhedral-subhedral fine crystalline dolomite, subhedral-xenotropic fine-coarse crystalline dolomite, and saddle to karst breccia dolomite. The anhedral mud-powder crystalline dolomite is the product of dolomitization related to high salinity seawater in the penecontemporaneous stage. The euhedral-subhedral fine crystalline dolomite was deposited in the early diagenetic stage related to shallow-buried dolomitization, which was caused by the infiltrating reflux of high salinity seawater. The subhedral-xenotropic fine-coarse crystalline and saddle dolomite are the product of hydrothermal dolomitization or recrystallization of carbonate minerals in

收稿日期: 2019-01-16; 修回日期: 2019-03-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(41872238)

作者简介: 左鹏飞,男,1988年生,讲师,主要从事沉积构造演化与成矿研究工作; E-mail: zuopf@hpu.edu.cn

\*通讯作者: 郑德顺,男,1977年生,教授,博士生导师,主要从事构造—沉积响应的教学与科研工作; E-mail: zhengdeshun@hpu.edu.cn

the middle-deep burial environment in the late diagenetic period. The karst breccia dolomite is related to the dissolution-collapse of early dolomite. Changes in diagenetic environment resulted in the development of different types of dolomites in the study area.

**Key words:** Southwestern Henan; Sinian; Dengying Formation; dolomite; genesis

**Corresponding author:** ZHENG Deshun, Professor; E-mail: zhengdeshun@hpu.edu.cn

晚前寒武纪白云岩的爆发,一直是古气候和古海洋研究的热点。该时期白云岩保留了大量的原生沉积组构、生物成因沉积构造和纤状白云石胶结物,许多研究者解释其为原生成因(Tucker, 1982; 雷怀彦和朱莲芳, 1992; 王士峰和向芳, 1999; 梅冥相等, 2006; Hood et al., 2011; Hood and Wallace, 2012, 2018),但通过交代作用也可以解释原始沉积组构的形成(Zenger, 1982; Ricketts, 1982; Marian and Osborne, 1992; 赫云兰等, 2010; Peng et al., 2018)。由于前寒武纪白云岩经历了漫长复杂的成岩作用,对于其形成能否用单个模式来解释一直存在争论。

灯影组白云岩在扬子克拉通及其周缘广泛发育,不同的古地理位置导致其沉积序列和成岩组合存在较大差异。扬子地区灯影组与下伏陡山沱组为一套连续碳酸盐岩沉积,扬子北缘(南秦岭)地区为一套碎屑岩-白云岩组合(河南省地质矿产局, 1989; 梅冥相等, 2006; 杨爱华等, 2015)。前者作为区域油气主要储集层之一,对于白云岩的形成、沉积和后期成岩过程积累了大量研究(Yang et al., 2014; 文龙等, 2017)。扬子北缘(南秦岭)灯影组白云岩发育了大量沉积组构,记录了不同类型白云岩的演化过程,但前期仅限于岩性描述和沉积环境分析研究(张录易, 1986; 河南省地质矿产局, 1989; 陕西省地质矿产局, 1989; 席文祥和裴放, 1997; 王志宏, 2008; 郑德顺等, 2017)。因此,该区白云岩沉积和后期成岩改造的深入研究,不仅丰富该时期白云岩的形成过程,还将有助于深入揭示新元古代末期扬子克拉通北缘的沉积和气候条件。本次研究在灯影组白云岩宏观和微观岩石学分析的基础上,结合阴极发光、X射线衍射有序度分析,约束不同类型白云岩成岩环境,讨论不同类型白云岩形成机制及演化过程。

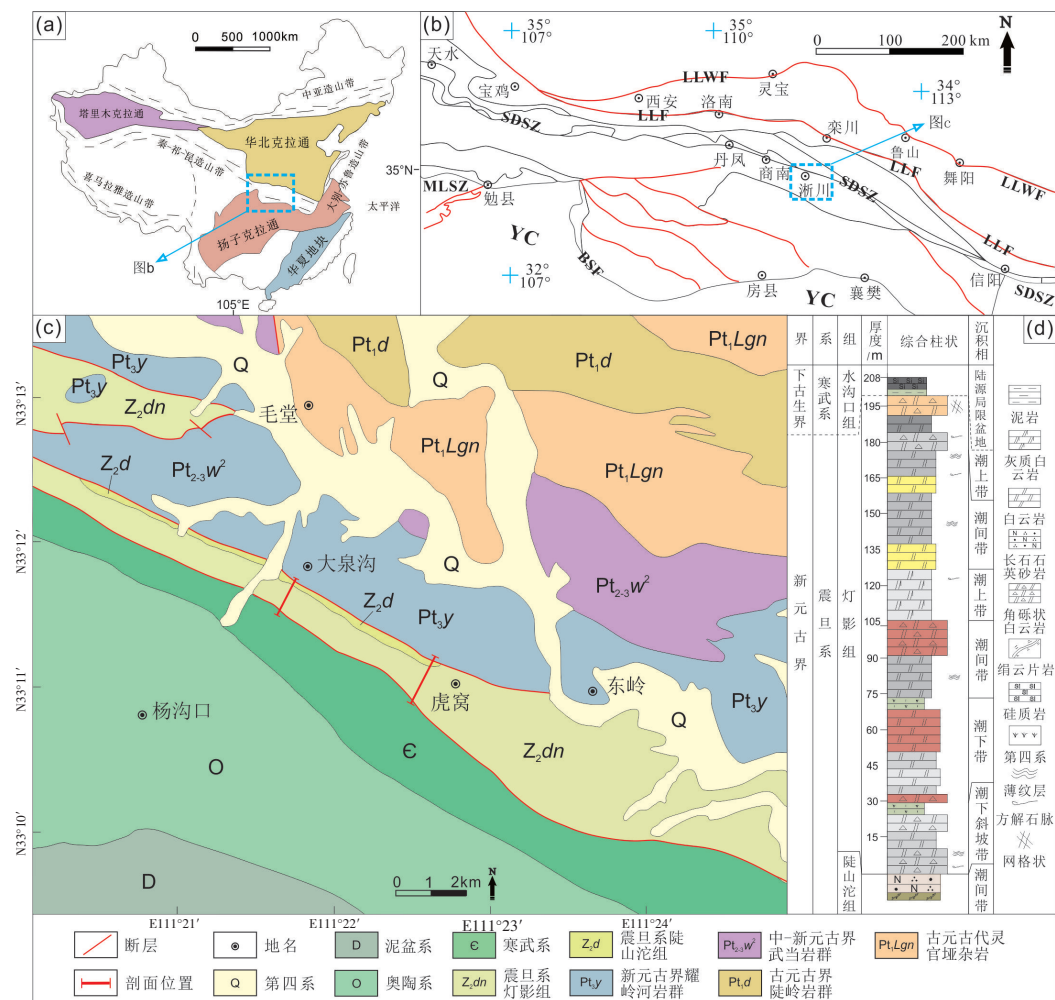
## 1 地质背景

浙川地区大地构造位置在扬子克拉通北缘

(图1a, b),构造区划属南秦岭构造带(河南省地质矿产局, 1989; 席文祥和裴放, 1997)。研究区基底主要由古元古界陡岭岩群黑云斜长片麻岩、石墨片岩和斜长角闪岩以及大理岩组成的陡岭杂岩(赵子然等, 1995; 陆松年等, 2005)和中—新元古界武当岩群与其上覆新元古界耀岭河岩群组成的中新元古界沉积—火山岩系构成(张国伟等, 2001; 凌文黎等, 2007),武当岩群主体为变质酸性火山岩(石英角斑岩类),耀岭河岩群主体为变质基性火山岩(张宗清等, 2002; 蔡志勇等, 2006)。震旦系陡山沱组、灯影组以及寒武系—石炭系等组成研究区的沉积盖层(图1c)。灯影组为一套潮坪环境碳酸盐岩沉积建造,岩性以白云岩为主,局部层位夹白色白云石大理岩和土黄色薄层泥岩,下与震旦系陡山沱组整合接触,其上与下寒武统水沟口组断层或平行不整合接触(图1d)(河南省地质矿产局, 1989; 郑德顺等, 2017, 2018)。

## 2 样品采集及分析方法

本次研究对浙川地区虎窝、大泉沟两条剖面进行实测和系统采样,共采集51个样品。样品茜素红染色薄片和探针片磨制全部由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成。经过薄片鉴定,选取两个剖面具有代表性的不同类型白云岩样品19个,进行X射线衍射分析和阴极发光分析。X射线衍射分析样品的制备是将余样进行破碎,挑选较纯净的白云石颗粒,用玛瑙研钵磨成粉末,并用200目过滤网进行过滤。其中泥—粉晶白云岩、细晶白云岩、细—粗晶白云岩为全岩样品,鞍形白云岩和岩溶角砾白云岩采用牙钻设备进行局部取样。样品制备完毕后送往河南理工大学生物遗迹与成矿过程河南省重点实验室进行测试分析,X射线衍射分析仪器型号为德国Bruker-AXS公司生产的D8ADVANCE型粉末衍射仪,Cu靶电压为40 kV,电流为40 mA,扫描速度0.1 sec/stp,实验操作方法见毛宏志等(2006),通过 $\theta$ 15和 $\theta$ 110两个反射



LLWF: 灵宝—鲁山—舞阳断裂带; LLF: 洛南—栾川断裂带; SDSZ: 商丹断裂带; MLSZ: 勉略断裂带; BSF: 巴山弧形韧性剪切带; YC: 扬子克拉通

图1 研究区位置及地层分布图(a修改自Zhao et al., 2001; b修改自Dong and Santosh, 2016)

Fig. 1 The location and stratigraphic distribution of the study area

峰反射强度比值计算白云石有序度(黄思静, 1990)。镜下鉴定和阴极发光分析仪器为德国蔡司公司生产的AxioScope A1偏光显微镜和英国CITL公司生产的CL8200MK5阴极发光仪, 选择束电压为10~12 kV、束电流为250  $\mu$ A。为方便样品对比, 所有样品均采用相同的分析条件。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 白云岩岩石学特征

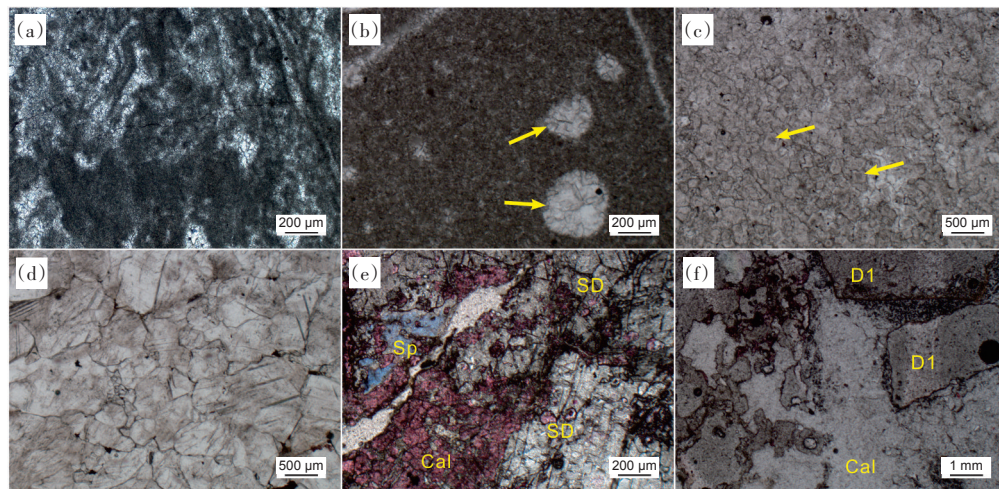
本次研究在野外和镜下鉴定基础上, 依据白云石晶粒大小和晶体形态将灯影组白云岩分为泥—粉晶他形白云岩、细晶自形一半自形白云岩、细—粗晶半自形—他形白云岩、鞍形白云岩以及岩溶角砾白云岩五种类型。

泥—粉晶他形白云岩主要发育在灯影组中上

部, 宏观上呈深灰色或灰黑色块状产出。层理构造及残余藻纹层发育(图2a, 3a), 藻纹层形态呈波状、直线状和不同方向扭褶状, 且不规则排列。该类白云岩主要由晶体细小的他形白云石组成, 晶体间镶嵌接触。构造裂缝较发育, 并被白云石和方解石充填。部分样品中可见短柱状、结核状和椭圆状石膏或盐岩假晶发育(图2b), 指示其形成于干旱、炎热的古气候和盐度较高的水体环境。

细晶自形一半自形白云岩主要在灯影组中部发育, 宏观上呈浅黄色细砂糖状特征。该类白云岩以自形一半自形细晶白云石为主, 晶体间镶嵌或线接触(图3b)。部分样品中晶体可见雾心亮边(图2c)结构和原始结构保存较好的残余鲕粒和残余砂屑(图3c), 表明其原岩为高能潮坪相沉积。





(a) 含藻泥晶白云岩, 不同形态藻纹层发育, 单偏光 $5\times$ ; (b) 泥晶白云岩, 石膏假晶发育 (黄色箭头), 单偏光 $5\times$ ; (c) 细晶自形—半自形白云岩, 具雾心亮边结构 (黄色箭头), 单偏光 $5\times$ ; (d) 细—粗晶半自形—他形白云岩, 白云石晶面弯曲, 晶体表面较脏, 单偏光 $5\times$ ; (e) 鞍形白云岩 (SD), 晶面裂纹发育, 可见残余灰分 (Cal) 和闪锌矿 (Sp), 单偏光 $5\times$ ; (f) 岩溶角砾白云岩, 角砾成分为泥—粉晶白云石 (D1), 被方解石 (Cal) 胶结, 单偏光 $5\times$

图2 浙川地区震旦系灯影组白云岩特征

Fig. 2 Characteristics of the Dengying Formation dolomites in the Xichuan area

细—粗晶半自形—他形白云岩主要在灯影组下部发育, 宏观上呈肉红色和米白色, 中厚层一块状。此类白云岩以晶粒较粗大的中—粗晶白云石为主, 细晶白云石次之, 晶体表面较脏, 自形程度较差, 以曲面半自形—他形晶为主, 晶体间呈凹凸或镶嵌接触 (图2d), 可见裂缝、溶蚀孔洞和中—粗晶白云石包裹细晶白云石 (图3d, e), 指示其受到了后期流体的溶蚀作用。

鞍形白云岩宏观上为乳白色或灰白色, 呈条带状或斑块状产出。主要以基质和充填物两种形态出现, 基质鞍形白云石晶面较脏且粗糙弯曲, 微裂纹发育, 部分基质鞍形白云岩中可见残余灰分、晶体破碎现象和溶蚀缝洞中发育的低温热液矿物—闪锌矿和其他热液成因矿物如: 萤石、黄铁矿、自生石英等 (图2e)。鞍形白云石充填物较基质鞍形白云石晶面干净 (图3f), 晶面弯曲呈镰刀、马鞍状, 两种形态鞍形白云石具明显波状消光现象。

岩溶角砾白云岩在灯影组发育较为广泛, 宏观上岩溶角砾白云岩呈棱角一次棱角状, 角砾大小不一, 排列较杂乱。角砾成分主要为泥晶白云石和粗粉晶白云石, 砾间胶结物为方解石和亮晶白云石 (图2f), 角砾与胶结物之间具清晰界线, 角砾边缘可见溶蚀现象。角砾中可见细裂缝、溶

缝和溶孔发育, 并被方解石和不等粒白云石充填。

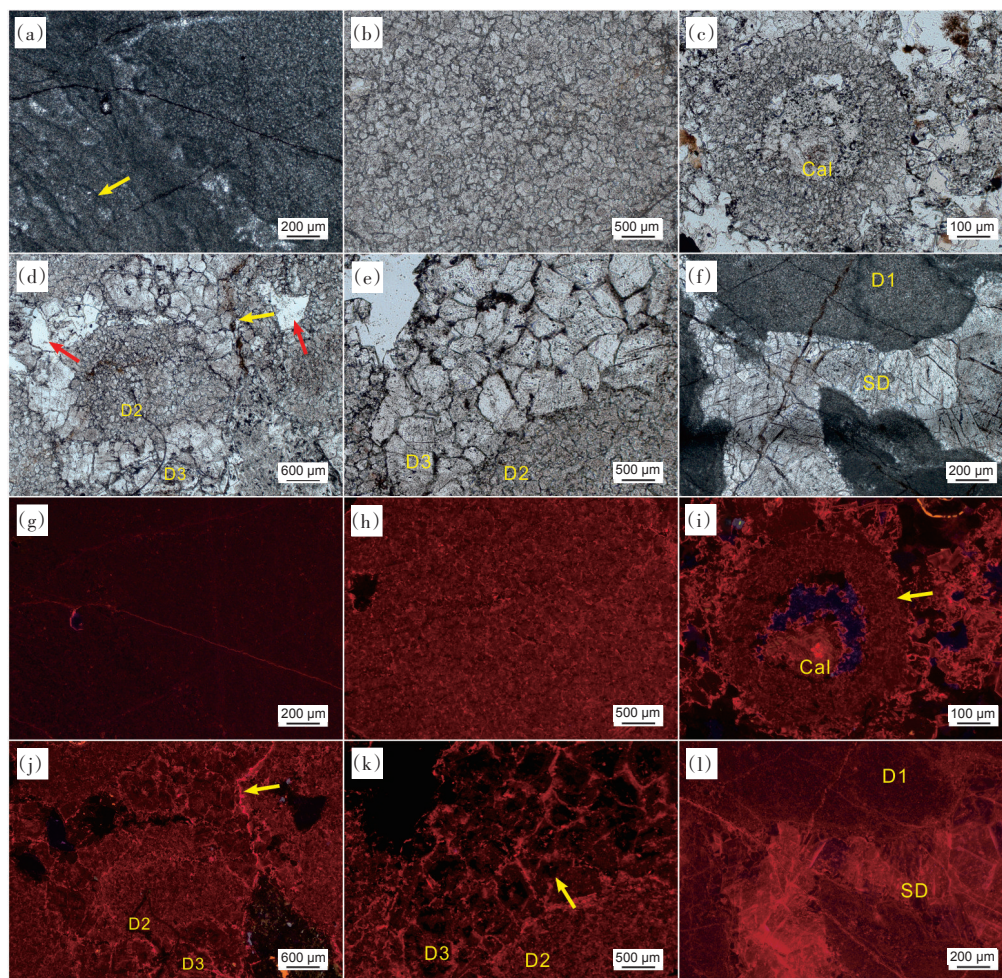
### 3.2 矿物学特征

#### (1) X射线衍射有序度分析

X射线衍射有序度分析是白云岩研究重要手段, 用来分析白云石的结晶温度、结晶速度和白云石形成时环境条件 (Plesch, 1976; 李振宏和杨永恒, 2005)。通常温度较高的埋藏环境条件下形成的白云石有序度较高, 结晶速度较慢较彻底, 而低温、高盐度条件下形成的白云石往往结晶速度较快, 有序度较低 (曾理等, 2004; 钟倩倩等, 2009; 伊海生等, 2014; 王兵杰等, 2014)。

X射线衍射 (XRD) 分析结果如表1所示。泥—粉晶他形白云岩有序度较低, 分布范围为0.40~0.66 (均值为0.52), 指示其为咸化浓缩海水环境快速结晶的产物。细晶自形—半自形白云岩有序度较泥—粉晶他形白云岩明显提高, 分布范围为0.51~0.67 (均值为0.57), 暗示其结晶温度有所升高, 结晶速度较快, 成岩机制可能与蒸发海水回流渗透白云石化作用有关。中—粗晶半自形—他形白云岩和鞍形白云岩有序度较高, 分布范围为0.65~0.90 (均值为0.76) 和0.66~0.90 (均值为0.81), 表明其是温度较高的埋藏环境下缓慢结晶的产物。岩溶角砾白云岩角砾成分有序度分布范围为0.52~0.59 (均值为0.56), 说明岩溶角砾白云





(a) 泥—粉晶白云岩, 纹层状层理发育 (黄色箭头), 单偏光  $5\times$ ; (b) 细晶白云岩, 晶体自形一半自形, 镶嵌接触, 单偏光  $5\times$ ; (c) 残余鲕粒细晶白云石, 溶蚀孔充填方解石 (Cal), 单偏光  $5\times$ ; (d) 细—粗晶白云岩, 可见细晶白云石 (D2) 被中—粗晶白云石 (D3) 包裹, 裂缝 (黄色箭头) 和溶蚀孔洞 (红色箭头) 发育, 单偏光  $5\times$ ; (e) 细—粗晶白云岩, 单偏光  $5\times$ ; (f) 泥—粉晶白云岩 (D1) 内鞍形白云石 (SD), 单偏光  $5\times$ ; (g) 泥—粉晶他形白云石阴极射线呈暗橘红色光; (h) 细晶自形一半自形白云石阴极射线呈暗红色; (i) 残余鲕粒细晶白云石阴极射线呈暗红色 (黄色箭头), 溶蚀孔充填方解石 (Cal) 呈橙黄色; (j) 细—粗晶白云岩阴极射线呈暗红色, 裂缝 (黄色箭头) 和晶体边缘呈亮红色光; (k) 细—粗晶白云岩中可见中—粗晶白云石 (D3) 晶核部分可见不发光斑块 (黄色箭头), 边缘呈亮红色光; (l) 鞍形白云石 (SD) 阴极射线呈发光较强的亮红色光

图3 浙川地区震旦系灯影组白云岩阴极发光特征

Fig. 3 Cathodoluminescence images of the Dengying Formation dolomites in the Xichuan area

岩的原岩是泥—粉晶白云岩。

## (2) 阴极发光特征

阴极发光分析可以直观反映碳酸盐岩矿物成分、结构以及构造等特点 (李振宏和杨永恒, 2005)。白云石发光特征主要受控于  $Mn^{2+}$  和  $Fe^{2+}$  绝对以及相对含量 (黄思静, 1992; Richter et al., 2003; Boggs and Krinsley, 2006)。 $Mn^{2+}$  和  $Fe^{2+}$  含量差异与矿物成岩环境条件和孔隙流体 Mn、Fe 含量具有很大相关性 (黄思静等, 2008; 伊海生等, 2014), Mn 和 Fe 为变价元素, 还原环境中才能以  $Mn^{2+}$  和  $Fe^{2+}$  形式在碳酸盐岩矿物晶格中存在。氧化

环境中 Mn 和 Fe 均为高价态, 因此阴极发光下通常发光性较弱或不发光 (Machel, 2000; 强深涛等, 2017)。

研究区灯影组白云岩阴极发光测试结果显示泥—粉晶白云岩呈极弱的暗橘红色光 (图 3g), 指示其形成于近地表非还原环境条件下。细晶白云石和残余鲕粒细晶白云石阴极发光下发暗红色光, 晶体边缘可见极窄的中等亮度的红色亮边 (图 3h, i), 发光强度较泥—粉晶白云石明显增强, 形成于弱氧化浅埋藏环境。中—粗晶白云石阴极发光与细晶白云石相似整体呈暗红色, 裂缝

表1 浙川灯影组白云岩(石)样品X射线衍射分析数据

Table 1 X-ray diffraction of the Dengying Formation dolomites in the Xichuan area

岩性	样品号	$I_{015}(\text{CPS})$	$I_{110}(\text{CPS})$	有序度	均值
泥—粉晶白云岩 (全岩)	DQG-010	14	35	0.41	0.52
	DQG-015	15	37	0.40	
	DQG-021	19	42	0.45	
	HW-013	23	37	0.61	
	HW-014	17	25	0.66	
	HW-015	17	29	0.56	
细晶白云岩 (全岩)	DQG-006	12	18	0.67	0.57
	DQG-008	13	23	0.57	
	HW-006	23	44	0.52	
	HW-007	19	38	0.51	
细—粗晶白云岩 (全岩)	DQG-012	29	32	0.90	0.76
	DQG-017	20	31	0.65	
	DQG-018	28	36	0.77	
	HW-011	21	29	0.72	
鞍形白云岩 (局部取样)	DQG-007	19	21	0.87	0.81
	HW-005	13	20	0.66	
	HW-020	12	13	0.90	
岩溶角砾白云岩 (局部取样)	DQG-019	18	30	0.59	0.56
	HW-022	12	23	0.52	

和边缘处呈发光性较强的亮红色(图3j),部分白云石晶体可能受重结晶作用影响晶核部分可见不发光斑块(图3k),该类白云岩可能形成于还原性较强、埋藏较深的成岩环境。充填鞍形白云石阴极发光下呈亮红色,与泥—粉晶基质白云石形成明显不同的发光性(图3l),说明该类白云石是较深埋藏环境受到后期热液作用形成。

#### 4 白云石化阶段及演化过程

依据上述分析结果,研究区灯影组白云岩经历了准同生白云石化阶段、早成岩浅埋藏白云石化阶段、晚成岩中—深埋藏白云石化阶段和表生成岩阶段,不同白云石化阶段及白云石特征可以简化为图4。

##### (1) 准同生白云石化阶段

豫西南浙川地区整体处于气候炎热、水循环有限的浅海陆棚沉积环境(郑德顺等, 2017, 2018),准同生白云石化阶段发生在近地表非还原环境。潮汐或风暴浪作用将海水带到水体较浅、能量较弱的蒸发潮坪,在蒸发作用下粒间海水盐度不断增高,打破了白云石化动力学障碍,导致

钙质沉积物开始发生白云石化作用。由于白云石晶核形成、生长较快以及晶体竞争性生长,促使泥—粉晶白云石有序度较低(均值为0.52)和他形结构的形成。同时,高密度的白云石晶核以及微生物调制作用,使原始沉积物组构特征得以很好的保留(Sibley, 1991; 胡文瑄等, 2014)(图2a, 3a)。

##### (2) 早成岩浅埋藏白云石化阶段

相对海平面上升导致上覆沉积物加厚,促使先期形成的碳酸盐岩矿物进入早成岩浅埋藏白云石化阶段,并形成具明显交代特征的细晶白云岩。蒸发浓缩形成的咸化海水受到盐度差异以及海平面变化驱动向下回流渗透(袁鑫鹏和刘建波, 2012),使早成岩期形成的孔隙度和渗透率较低的固结、半固结碳酸盐岩沉积物发生白云石化。由于流体回流渗透过程缓慢,流体得不到及时补充,使得白云石晶体成核数目减少,晶体生长速率减慢(金振奎等, 2012),白云石晶体有序度(均值为0.57)升高并呈半自形—自形结构。而孔隙流体盐度的降低,形成了明亮晶壳围绕“雾心”晶核的白云石晶体(图2c)。白云石化的不彻底,发育了具交代残余结构鲕粒白云岩和砂屑白云岩,同时后期溶蚀作用,引起鲕粒白云岩在成岩后产生鲕粒中心溶蚀孔,并被方解石充填(图3c)。

##### (3) 晚成岩中—深埋藏白云石化阶段

随着上覆地层继续沉积加厚,先期碳酸盐岩沉积物进入晚成岩中—深埋藏白云石化阶段。白云石类型主要为粒度较粗的中—粗晶白云石和鞍形白云石。中—粗晶白云石自形程度较差,并与细晶白云石伴生和沿裂缝分布,矿物学特征表现为较高的有序度(均值为0.76)和阴极发光下斑状暗红色特征。表明其是细晶白云石在埋藏过程中经过重结晶所形成,成岩时较高温度、压力,导致白云石晶体向曲面他形晶发展(图2d)。鞍形白云岩的野外产出形态、薄片镜下特征、X射线衍射有序度(均值为0.81)以及阴极发光下亮红色特征,指示该类白云岩由热液交代先期碳酸盐岩矿物所形成(图2e, 3f),并且温压条件的改变引起白云石晶体在生长过程中发生扭曲和产生晶体裂纹(王丹等, 2010)。

##### (4) 表生成岩阶段

研究区灯影组经历了沉积水体深浅的变化



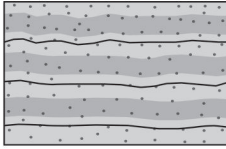
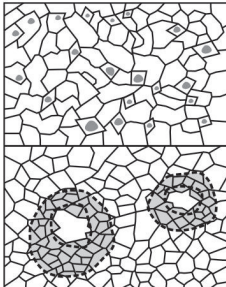
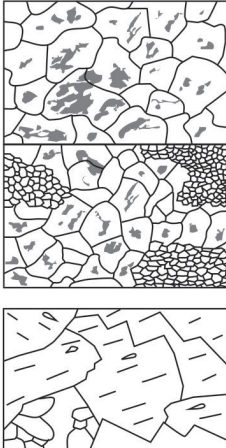
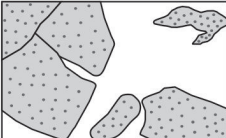
成岩阶段	成岩环境	流体性质	结构简图	白云石化阶段和特征
准同生阶段	近地表蒸发潮坪	高盐度海水		1. 准同生白云石化阶段 ●准同生阶段形成白云岩类型主要为泥—粉晶白云岩，白云石晶粒较细，藻纹层、石膏或盐岩假晶发育 ●泥—粉晶白云岩有序度较低（均值为0.52） ●泥—粉晶白云石阴极发光呈极弱的暗橘红色光
早成岩阶段	浅埋藏环境	高盐度海水		2. 早成岩浅埋藏白云石化阶段 ●早成岩浅埋藏阶段形成白云岩类型主要为细晶白云岩，白云石以自形—半自形晶为主，晶体间呈镶嵌接触或线接触，可见雾心亮边和残余鲕粒结构 ●细晶白云岩较泥—粉晶白云岩有序度略高（均值为0.57） ●细晶白云石和残余鲕粒细晶白云石阴极发光呈暗红色，晶体边缘可见极窄的中等亮度的红色亮边
晚成岩阶段	中深埋藏环境	深部热液流体		3. 晚成岩中—深埋藏白云石化阶段 ●晚成岩中深埋藏阶段形成白云岩类型主要为以中—粗晶白云石为主的细—粗晶白云岩和鞍形白云岩，白云石晶体较脏，自形程度较差，以曲面半自形—他形晶为主，晶体间呈凹凸或镶嵌接触；鞍形白云石晶面较脏且粗糙弯曲，微裂纹发育 ●细—粗晶白云岩有序度较高（均值为0.76）；鞍形白云岩有序度最高（均值为0.81） ●中—粗晶白云石阴极发光与细晶白云石相似整体呈暗红色，缝合线和晶体边缘呈发光性较强的亮红色；充填鞍形白云石阴极发光下呈亮红色，与围岩形成明显不同的发光性
表生成岩阶段	暴露开放环境	大气淡水		4. 表生成岩阶段 ●表生成岩阶段形成白云岩类型为岩溶角砾白云岩，角砾成分主要为泥晶白云石和粗粉晶白云石，砾间胶结物为方解石和亮晶白云石 ●角砾成分有序度与泥—粉晶白云岩相似（均值为0.56）

图4 研究区白云岩结构演化及白云石化阶段划分模式图

Fig. 4 Models of textures and dolomitization stages for the different types dolomites in the study area

(郑德顺等, 2018), 其中海平面的下降导致先期形成的白云岩层处于暴露环境, 并受到大气淡水淋滤和风化剥蚀作用, 发育的岩溶孔洞坍塌破碎后, 形成岩溶角砾白云岩。当孔隙流体再次达到过饱和, 淡水方解石或亮晶白云石发生沉淀, 形成角砾间的胶结物。

古气候背景和古海洋环境是控制白云岩沉积和影响其成岩作用的主要因素 (Steuber and Veizer, 2002; Stanley, 2006; 张静等, 2014), 晚前寒武纪时期研究区处于盐度较高、温度较为炎热的低纬度海相环境有利于白云岩的形成。相

对海平面经历了不同期次的升降变化, 导致研究区白云岩的形成在时序上存在一定的演化关系。早期近地表准同生白云石化阶段和早成岩浅埋藏白云石化阶段形成的白云岩, 后期经受了明显的流体改造作用 (晚成岩中—深埋藏和表生作用)。

### 5 结论

(1) 浙川地区灯影组白云岩在野外露头 and 薄片镜下观察的基础上, 依据白云石晶粒大小、晶体形态, 分为泥—粉晶他形白云岩、细晶自形—半自形白云岩、以中—粗晶白云石为主的细—粗晶半自形

—他形白云岩、鞍形白云岩以及岩溶角砾白云岩五种类型。

(2)泥—粉晶他形白云石为准同生白云石化阶段与蒸发海水有关的近地表环境白云石化作用产物。细晶自形—半自形白云石为早成岩浅埋藏白云石化阶段由蒸发海水发生回流渗透白云石化形成。细—粗晶半自形—他形白云石和鞍形白云石形成于晚成岩中—深埋藏白云石化阶段,为先期沉积的碳酸盐岩矿物在热液的影响或作用下发生热液白云石化或重结晶作用的结果。岩溶角砾白云岩形成于表生成岩阶段地表暴露成岩环境,经历了先期白云岩层的溶蚀—垮塌和砾间胶结物形成两个过程。

(3)晚前寒武纪时期炎热的古气候、盐度较高的古海水性质有利于研究区灯影组白云岩的形成,相对海平面的升降、上覆地层沉积厚度变化引起的成岩环境变化以及后期流体的改造作用导致该区不同类型白云岩发育。

**致谢:** 本次研究野外工作得到团队成员李雨、祁帅和王振江的帮助; 实验测试得到河南理工大学宋党育教授和牛永斌教授的悉心指导, 修改过程中得到审稿人的宝贵意见, 在些对他们一并表示衷心的感谢。

## 参考文献 (References)

蔡志勇, 罗洪, 熊小林, 等. 2006. 武当群上部变沉积岩组时代归属问题: 单锆石 U-Pb 年龄的制约[J]. 地质学杂志, 30(1): 60-63.

曾理, 万茂霞, 彭英. 2004. 白云石有序度及其在石油地质中的应用[J]. 天然气勘探与开发, 27(4): 64-66.

河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.

赫云兰, 刘波, 秦善. 2010. 白云石化机理与白云岩成因问题研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 46(2): 1010-1020.

胡文瑄, 朱井泉, 王小林, 等. 2014. 塔里木盆地柯坪地区寒武系微生物白云岩特征、成因及意义[J]. 石油与天然气地质, 35(6): 860-869.

黄思静, 卿海若, 胡作维, 等. 2008. 川东三叠系飞仙关组碳酸盐岩的阴极发光特征与成岩作用[J]. 地球科学, 33(1): 26-34.

黄思静. 1990. 碳酸盐岩实验室研究方法(一)[J]. 矿物岩石, 10(1): 114-117.

黄思静. 1992. 碳酸盐矿物的阴极发光性与其 Fe、Mn 含量的关系[J]. 矿物岩石, 12(4): 74-79.

金振奎, 杨有星, 余宽宏, 等. 2012. 塔里木盆地东部地区寒武系白云岩成因类型[J]. 古地理学报, 14(6): 747-756.

雷怀彦, 朱莲芳. 1992. 四川盆地震旦系白云岩成因研究[J]. 沉积学报, 10(2): 69-78.

李振宏, 杨永恒. 2005. 白云岩成因研究现状及进展[J]. 油气地质与采收

率, 12(2): 5-8.

凌文黎, 任邦方, 段瑞春, 等. 2007. 南秦岭武当山群, 耀岭河群及基性侵入岩群锆石 U-Pb 同位素年代学及其地质意义[J]. 科学通报, 52(12): 1445-1456.

陆松年, 陈志宏, 李怀坤, 等. 2005. 秦岭造山带中两条新元古代岩浆岩带[J]. 地质学报, 79(2): 165-173.

毛宏志, 印志磊, 许效红. 2006. X 射线粉末衍射仪在实验教学中的应用[J]. 实验技术与管理, 23(11): 30-32.

梅冥相, 聂瑞贞, 张海, 等. 2006. 上扬子区震旦系层序地层划分[J]. 现代地质, 20(1): 49-60.

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[J]. 沉积学报, 35(4): 797-811.

陕西省地质矿产局. 1989. 陕西省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.

王兵杰, 蔡明俊, 林春明, 等. 2014. 渤海湾盆地塘沽地区古近系沙河街组湖相白云岩特征及成因[J]. 古地理学报, 16(1): 65-76.

王丹, 陈代钊, 杨长春, 等. 2010. 埋藏环境白云石结构类型[J]. 沉积学报, 28(1): 17-25.

王士峰, 向芳. 1999. 资阳地区震旦系灯影组白云岩成因研究[J]. 岩相古地理, 19(3): 21-29.

王志宏. 2008. 河南省地层古生物研究[M]. 郑州: 黄河水利出版社.

文龙, 王文之, 张健, 等. 2017. 川中高石梯—磨溪地区震旦系灯影组碳酸盐岩岩石类型及分布规律[J]. 岩石学报, 33(4): 1285-1294.

席文祥, 裴放. 1997. 河南省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.

杨爱华, 朱茂炎, 张俊明, 等. 2015. 扬子板块埃迪卡拉系(震旦系)陡山沱组层序地层划分与对比[J]. 古地理学报, 17(1): 1-20.

伊海生, 陈志勇, 季长军, 等. 2014. 羌塘盆地南部地区布曲组砂糖状白云岩埋藏成因的新证据[J]. 岩石学报, 30(3): 737-746.

袁鑫鹏, 刘建波. 2012. 回流渗透模式白云岩研究历史与进展[J]. 古地理学报, 14(2): 219-228.

张国伟. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社.

张静, 张宝民, 单秀琴. 2014. 古气候与古海洋对碳酸盐岩储集层发育的控制[J]. 石油勘探与开发, 41(1): 121-128.

张录易. 1986. 陕西北强晚震旦世晚期高家山生物群的发现和初步研究[J]. 西北地质科学, 13: 67-88.

张宗清, 张国伟, 唐索寒. 2002. 南秦岭变质地层同位素年代学[M]. 北京: 地质出版社.

赵子然, 万渝生, 张寿广, 等. 1995. 早元古陡岭群变质杂岩的岩石地球化学特征[J]. 岩石学报, 11(2): 148-159.

郑德顺, 刘思聪, 徐江红, 等. 2017. 豫西南浙川地区灯影组碳、氧同位素特征及其环境意义[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 36(6): 40-48.

郑德顺, 刘思聪, 徐江红, 等. 2018. 豫西南浙川地区灯影组白云岩地球化学特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 38(4): 112-122.

钟倩倩, 黄思静, 邹明亮, 等. 2009. 碳酸盐岩中白云石有序度的控制因素——来自塔河下古生界和川东北三叠系的研究[J]. 岩性油气藏, 21(3): 50-55.

Boggs S and Krinsley D. 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks [M]. Cambridge University Press: 109-133.

Dong Y P and Santosh M. 2016. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China [J]. Gondwana Research, 29



- (1): 1–40.
- Hood A V S and Wallace M W. 2012. Synsedimentary diagenesis in a Cryogenian reef complex: Ubiquitous marine dolomite precipitation [J]. *Sedimentary Geology*, 255–256: 56–71.
- Hood A V S and Wallace M W. 2018. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance [J]. *Global and Planetary Change*, 160: 28–45.
- Hood A V S, Wallace M W and Drysdale R N. 2011. Neoproterozoic aragonite–dolomite seas? Widespread marine dolomite precipitation in Cryogenian reef complexes [J]. *Geology*, 39(9): 871–874.
- Machel H G. 2000. Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis [M]// *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer: Berlin: Heidelberg: 271–301.
- Marian M L and Osborne R H. 1992. Petrology, petrochemistry, and stromatolites of the middle to late Proterozoic Beck spring dolomite, eastern Mojave Desert, California [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(12): 2595–2609.
- Peng J, Zhang H B and Lin X X. 2018. Study on characteristics and genesis of botryoidal dolostone of the Upper Sinian Dengying Formation: a case study from Hanyuan region, Sichuan, China [J]. *Carbonates and Evaporites*, 33(2): 285–299.
- Plesch R. 1976. Empirical matrix corrections in practical X-ray spectroscopy [J]. *X-Ray Spectrometry*, 5(3): 142–148.
- Richter D K, Götze T, Götze J, et al. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology [J]. *Mineralogy and Petrology*, 79(3–4): 127–166.
- Ricketts B D. 1982. Comments and reply on “Precambrian dolomites: Petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites” [J]. *Geology*, 10(12): P663.
- Sibley D F. 1991. Secular changes in the amount and texture of dolomite [J]. *Geology*, 19(2): 151–154.
- Stanley S M. 2006. Influence of seawater chemistry on biomineralization throughout Phanerozoic time: Paleontological and experimental evidence [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2–4): 214–236.
- Steuber T and Veizer J. 2002. Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation [J]. *Geology*, 30(12): 1123–1126.
- Tucker M E. 1982. Precambrian dolomites: petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites [J]. *Geology*, 10(1): 7–12.
- Yang P, Xie Y, Wang Z J, et al. 2014. Fluid activity and hydrocarbon accumulation period of Sinian Dengying formation in Northern Guizhou, South China [J]. *Petroleum Exploration & Development*, 41(3): 346–357.
- Zenger D H. 1982. Comments and reply on “Precambrian dolomite: petrographic and isotopic evidence that they differ from phanerozoic dolomite” [J]. *Geology*, 10(12): P662.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P–T path constraints and tectonic evolution [J]. *Precambrian Research*, 107(1–2): 45–73.