

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.313>



# 四川盆地川中地区盐亭—潼南海槽台缘带二叠系长兴组储层特征及成因探讨

李秋芬<sup>1</sup>, 苗顺德<sup>2</sup>, 李永新<sup>1</sup>, 王铜山<sup>1</sup>, 李军<sup>1</sup>, 江青春<sup>1</sup>, 翟秀芬<sup>1</sup>

1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

2. 中海油有限责任公司研究总院, 北京 100028

**摘要:** 四川盆地长兴组发育优质生物礁滩储层, 是重要的勘探层系。目前, 缺少对其储层特征和成因的研究。以岩石特征分析为基础, 结合区域地质研究、镜下鉴定、阴极发光、Sr、Fe、Mn元素和C、O、Sr同位素等地球化学特征分析, 对盐亭—潼南海槽台缘带礁滩体储层岩石学特征、地球化学特征等展开了系统研究。受盐亭—潼南海槽台缘带控制, 川中地区礁滩体呈规律性分布。海槽东侧广安—公山庙台缘带主要发育生物礁, 以生物礁滩复合体中的礁顶滩及礁内滩白云岩为主要储集岩, 储集空间主要为粒间孔及生物格架孔, 白云岩化程度高; 其单层厚度薄, 分布广。海槽西侧生物礁不发育, 以生屑滩为主, 储层以生屑灰岩为主, 孔隙主要为粒间溶孔、晶间孔、溶缝等; 储层单层厚度较薄, 累计厚度较大, 分布范围比较广。埋藏白云石化是盐亭—潼南海槽台缘带白云岩储层的主要成因, 埋藏期封存于长兴组地层中被淡水改造了的海水及来自于飞仙关组底部泥页岩的压实水是礁滩储层白云石化的主要流体来源; 长兴末期存在的区域性暴露剥蚀叠加埋藏溶蚀改造是岩溶储层的主要成因。盐亭—潼南海槽台缘带优质储层受海槽台缘带、埋藏白云石化、长兴末期暴露剥蚀叠加埋藏溶蚀改造多因素共同控制, 储层累计厚度较大, 分布广, 为规模有效储层。

**关键词:** 盐亭—潼南海槽; 长兴组; 白云石化; 成因模式; 石油地质。

中图分类号: P618

文章编号: 1000-2383(2018)10-3553-15

收稿日期: 2018-04-11

## Reservoir Characteristics and Genesis of the Changxing Formation on the Margin of Yanting-Tongnan Trough, Central Sichuan Basin

Li Qiufen<sup>1</sup>, Miao Shunde<sup>2</sup>, Li Yongxin<sup>1</sup>, Wang Tongshan<sup>1</sup>, Li Jun<sup>1</sup>, Jiang Qingchun<sup>1</sup>, Zhai Xiufen<sup>1</sup>

1. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Beijing 100083, China

2. CNOOC Research Institute Co. Ltd., Beijing 100028, China

**Abstract:** The Permian Changxing Formation is considered as one of the key exploration strata in Sichuan Basin, which develops high-quality reef-bank reservoirs. At present, there is a lack of study on the reservoir characteristics and formation. Based on the study of regional geology, rock characteristic analysis, microscopic identification, cathodoluminescence image detection, combined with determinations of trace elements and isotopes such as Sr, Fe, Mn and C, O, Sr, the petrological and geochemical characteristics of reef-shoal reservoirs on the margin of the Yanting-Tongnan trough are systematically investigated in order to reveal the genesis of the reservoir. The reef-shoal complexes are regularly distributed in the central part of Sichuan under the control of the platform margin of Yanting Tongnan trough. The reefs are mainly distributed in the Guang'an-Gongshanmiao platform margin, east of the trough, with bioclastic shoal dolostone in the reef-shoal complex as the main reservoir rock. The porosity types of the shoal reservoir consist mainly of intergranular pore and bio-framework pore with high dolomitization de-

基金项目: 国家重大专项(No.2017ZX05008); 中石油股份公司重大科技项目(No.2018A-0104)。

作者简介: 李秋芬(1979—), 女, 博士, 主要从事沉积地质学、层序地层学研究。ORCID: 0000-0001-8995-238X. E-mail: liqiufen@petrochina.com.cn

引用格式: 李秋芬, 苗顺德, 李永新, 等, 2018. 四川盆地川中地区盐亭—潼南海槽台缘带二叠系长兴组储层特征及成因探讨. 地球科学, 43(10): 3553—3567.

gree. The bioclastic dolostone is thin and widely distributed. In comparison, bioclastic shoal rather than the reefs is developed in the western side of the trough, and the bioclastic limestone is the main reservoir rock with dissolved intergranular pores, intercrystalline pores and dissolved fractures. Despite its thin single layer, the cumulative thickness of the reservoir is large and its distribution is wide. It was indicated that buried dolomitization is the main origin of dolomite reservoir in Yanting-Tongnan area, and the seawater sealed in Changxing Formation during burial period which is mixed by meteoric water and compacted pore-water possibly from the bottom of Feixianguan Formation shales are the mainsources of the dolomitization fluids. Regional exposure in the late stage of Changxing formation carbonate sedimentation and buried karst are the main reasons for the formation of karst reservoirs. The high quality reservoirs in Yanting-Tongnan trough are controlled by the platform margin zone, buried dolomitization, exposure dissolution during the end of Changxing period and buried karst. And the reservoirs are supposed to be effective reservoirs due to the large scale of their large cumulative thickness and wide distribution.

**Key words:** Yanting-Tongnan trough; Changxing Formation; dolomitization; genetic model; petroleum geology.

## 0 引言

四川盆地二叠系长兴组生物礁滩储层广泛发育,是四川盆地重要的勘探层系(杜金虎等,2010)。长兴组早期的勘探一直是围绕着川东地区开江—梁平海槽两侧台缘带进行的,在其台缘带发现了大量台地边缘生物礁及生屑滩,并且勘探取得了一系列的突破(王一刚等,2000,2008;杨雨和文应初,2002;范嘉松和吴亚生,2002;王兴志等,2002;马永生等,2005;李吉君等,2008;Tan *et al.*, 2011;郑荣才等,2011)。近年来,随着川中地区盐亭—潼南海槽的发现(Li *et al.*, 2012),该地区礁滩体展布特征逐渐明确,礁滩体围绕盐亭—潼南海槽台缘带成群成带分布,礁滩体的勘探也延伸到川中地区,大大地拓展了礁滩天然气的勘探领域(李秋芬等,2015)。这些新发现的台缘带礁滩体,能否像开江—梁平海槽两侧台缘带礁滩体一样(王一刚等,1998;黄思静等,2008;魏国齐等,2009;Zhao *et al.*, 2011;刘建强等,2012;李平平等,2016;徐守成等,2017;郑荣才等,2007,2017),在经历一定成岩作用之后形成有效储层呢?其储层成因、分布规律以及控制因素又有哪些?对该问题的回答,直接关系到盐亭—潼南海槽发现的实际勘探价值。对于长兴组礁滩储层的成因研究较多,但研究地区集中在川东北地区,并且以渗透回流和混合水白云岩化等成因观点为主(吴熙纯等,1990;牟传龙等,2005;王瑞华等,2006),仅有雷乍军等(1994)、郑荣才等(2007)提出川东北礁滩储层为埋藏白云岩化成因;对于川中地区礁滩储层成因的研究则鲜有报道。因此,有必要研究川中地区礁滩储层的特征以及成因,以明确该区储层分布及控制因素。本文利用野外露头、岩心等资料,通过镜下鉴定及储层物性分析确定礁滩储层的主要类型及特征;通过各种分析化验研究优质储层礁白云岩的成因以

及溶孔灰岩的成因,最后预测有利储层分布特征。

## 1 地质背景

四川盆地构造上位于扬子克拉通地台西北部,面积约为 180 000 km<sup>2</sup>。二叠纪扬子板块北缘属于勉略古洋南侧的被动大陆边缘,整体处于拉张构造环境。二叠纪—三叠纪是该地区由海向陆转化的关键时期,在拉张作用下四川盆地内部分异明显,晚二叠世长兴期形成了“三隆三凹”的古地理格局,发育鄂西—城口海槽、开江—梁平海槽以及盐亭—潼南海槽(图 1)。上二叠统一下三叠统飞仙关组形成一个完整的海侵—海退沉积旋回(王一刚等,2008);上二叠统早期为海相碳酸盐岩—海陆过渡相沉积,发育了几乎在全盆地分布的龙潭组/吴家坪组优质烃源岩;上二叠统长兴组一下三叠统飞仙关组沉积,受高能环境的控制,发育了宏观上呈带状分布、横向呈宽窄、连断变化与垂向上叠置与迁移的生物礁与鲕粒滩沉积体(Zhao *et al.*, 2011),是二叠系—三叠系天然气藏形成的物质基础;早三叠世因环境闭塞而在飞仙关组四段、嘉陵江组、雷口坡组发育期沉积膏盐岩系,作为直接和区域盖层成为礁、滩体气藏形成的有效保存条件。

盐亭—潼南海槽发育在川中地区,形成于长兴组沉积中晚期,消亡于飞仙关组沉积早期。其整体呈北西—南东向近平行于开江—梁平海槽展布,向西北部广海开口,向东南台地区逐渐变浅并与鄂西—城口海槽连通。其两侧台缘带为礁滩发育有利区,海槽的形成、演化及消亡控制着礁滩体的迁移变化。海槽西侧磨溪—中江台缘带以发育生屑滩为主,储层以溶蚀灰岩为主,白云岩较少;东侧广安—公山庙台缘带以发育生物礁为主,储层以白云岩为主(Li *et al.*, 2012)。

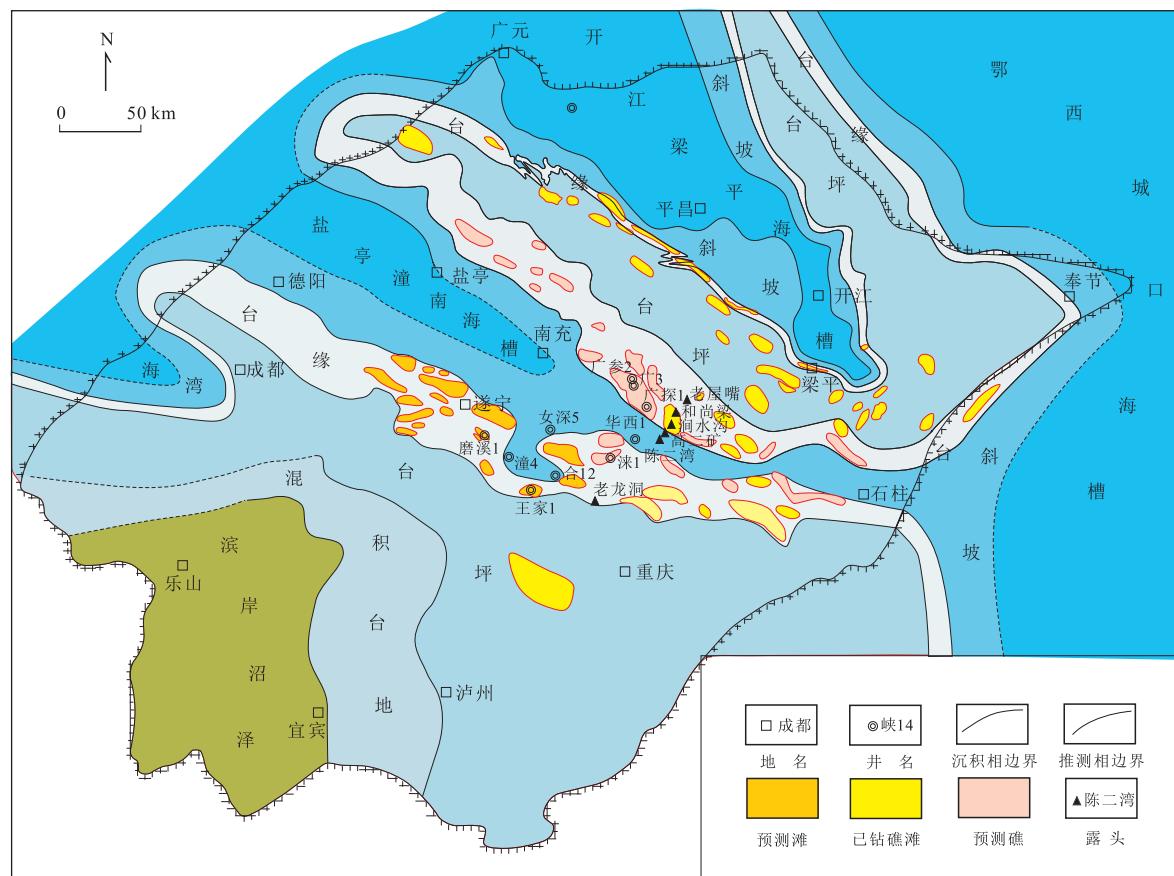


图1 四川盆地长兴组沉积时期岩相古地理图

Fig.1 Lithofacies palaeogeographic framework of Changxing age in Sichuan Basin

据 Li et al. (2012) 修改

研究区长兴组可分为三段,即长一段、长二段和长三段。长一段位于长兴组下部,岩性主要为褐灰、深灰色泥粉晶灰岩夹灰黑色的泥晶灰岩、硅质泥晶灰岩、灰质泥岩,生物主要是生物碎屑。长二段岩性以深灰色灰岩、褐灰色燧石结核灰岩、含角砾灰岩为主,局部发育灰色生屑灰岩和各类白云岩。该段生物化石较为丰富,本段顶部是储层发育有利层段。长三段位于长兴组上部,岩性以灰色生物灰岩、灰色生屑灰岩、浅灰色针孔云岩和灰色、深灰色的含云灰岩为主,本段发育有生物礁白云岩、生屑白云岩,是储集层发育的有利层段。

## 2 礁滩储层特征

### 2.1 储层岩石学特征

礁滩储层分类方案很多,按储集岩类型可分为灰岩储层、白云岩储层及其过渡类型(胡明毅等,1994);按储集空间类型特征可分为孔隙型、孔洞型、裂缝—孔隙型、裂缝—孔洞型等(强子同,1998);从储层评价

角度,可分为I、II、III、IV类。每一种分类都从一个侧面反映储层特征。四川盆地长兴组礁滩储层质量与分布主要受沉积相及成岩作用控制,其中沉积相是关键因素。因此,以礁滩体的沉积相为基础,综合考虑礁、滩体类型、岩性及物性特征,将盐亭—潼南海槽台缘带礁滩储层分为东侧台缘带生物礁白云岩储层和西侧台缘带生屑滩溶蚀灰岩储层两类。

**2.1.1 礁滩白云岩储层** 台缘生物礁滩白云岩储层主要分布在盐亭—潼南海槽东侧台缘带,沿台缘带呈带状分布,纵向上主要分布于长兴组顶部,其次为长二段顶部,其岩性、储集空间及发育层位与开江—梁平海槽台缘带礁滩白云岩储层类似。该类储层以晶粒白云岩(图2a)和残余生屑白云岩(图2b,2c)为主,见少量的礁白云岩(图2d)和灰—云岩过渡类型。其储集空间主要为晶间孔和粒间溶孔,见少量的生物体腔孔洞,不含或少含沥青。溶蚀孔洞较为发育,半充填构造缝、网状压溶缝及构造溶扩缝发育中等,因此属孔隙型或孔洞型储层。

晶粒白云岩的原岩可能为礁滩复合体内的滩相

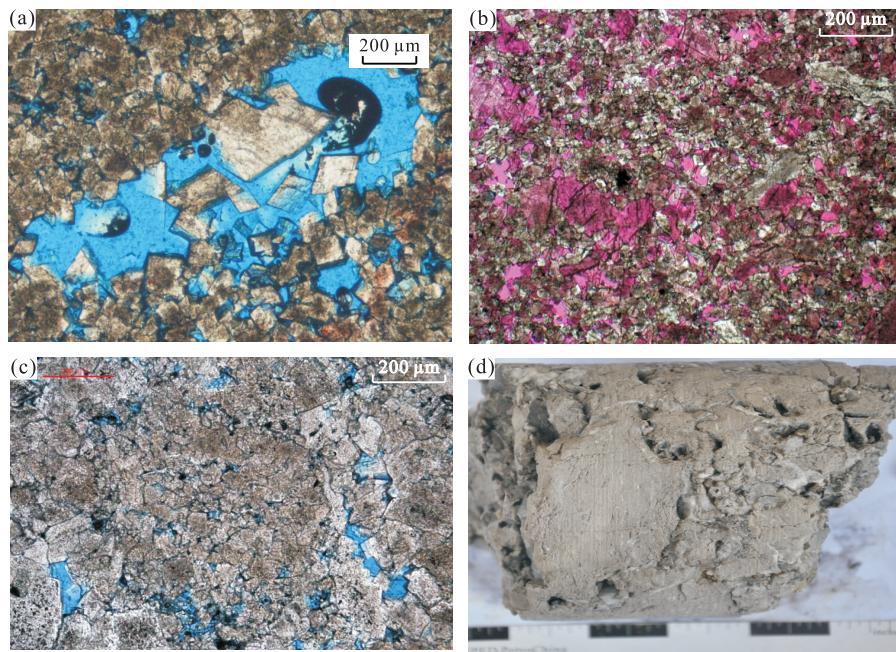


图 2 盐亭—潼南海槽台缘带长兴组白云岩储层特征

Fig.2 Reservoir characteristics of the dolomite in Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough

a. 细一中晶白云岩, 晶间孔及晶间溶孔发育, 广 3 井, 单偏光, 铸体片, 蓝色为铸体,  $\times 25$ ; b. 残余棘屑含灰白云岩, 溶蚀孔发育, 孔内局部充填方解石, 润水沟剖面, 单偏光, 铸体片, 红色为铸体,  $\times 25$ ; c. 残余生屑白云岩, 粒间溶孔发育, 和尚梁剖面, 单偏光, 铸体片, 蓝色为铸体,  $\times 25$ ; d. 生物礁白云岩, 体腔孔发育, 广 3 井

生屑灰岩, 由于强烈的白云石化和重结晶作用的改造, 原生屑类型难分辨。少量薄片可识别出生屑类型主要为海百合茎和有孔虫, 有时见零星的瓣、腕足和藻类化石, 生屑含量通常小于 25%。岩石多呈半自形—自形中—细晶结构, 有时含少量粉晶白云石, 白云石晶体污浊, 部分白云石晶体具雾心亮边构造, 亮边宽为  $2\sim20 \mu\text{m}$ (图 2a)。该类岩石以发育晶间孔为主, 残余孔径为  $0.2\sim0.8 \text{ mm}$ , 孔隙率一般为 2%~12%。局部发育溶蚀孔缝, 岩石中常常含有少量充填晶间孔的后期方解石, 含量一般小于 10%。残余生屑含量甚微, 白云石晶体以中晶或细晶为主, 形成中晶白云岩或细晶白云岩。

残余生屑白云岩主要发育在礁滩复合体内的生屑滩相中, 其生物种类多样, 经强烈白云石化作用, 生物内部构造特征全部或部分消失, 能辨别的生物含量大于 50%, 主要包括非瓣有孔虫、瓣和海百合茎(图 2c, 2d), 少量的腕足、腹足、红藻和绿藻等。交代生屑的白云石一般为粉晶, 晶体污浊, 他形—半自形, 但交代海百合茎的白云石往往呈单晶结构, 可能受海百合茎的原始单晶结构控制。生屑间充填交代基质的粉晶白云石和少量明亮的白云石胶结物, 孔隙多为粒间溶孔, 局部构造缝发育。

礁白云岩主要的造礁生物为串管海绵、纤维海绵和硬海绵, 偶见水螅和珊瑚, 有时含少量苔藓虫、管壳石、古石孔藻、蓝绿藻等包壳联结生物(图 2d)。格架间充填有孔虫、棘屑、瓣、腕足、瓣鳃、腹足、藻类等附礁生物。交代海绵水管系统的白云石一般为泥晶结构, 交代海绵骨骼及其他生物的白云石多为粉细晶结构。由于强烈白云石化作用, 上述生物结构特征均有不同程度的破坏, 储集空间主要为生物体腔孔洞、格架孔洞及其溶蚀扩大孔洞, 另有少量的白云石晶间孔。

笔者统计研究区已钻井(广 3 井、广探 1 井、广参 2 井)及露头资料(润水沟、和尚梁、老屋嘴)发现盐亭—潼南海槽台缘礁滩白云岩储层厚度较薄, 单层厚度一般为  $0.5\sim3 \text{ m}$ , 单井累计厚度为  $15\sim34 \text{ m}$ , 一般为  $26\sim28 \text{ m}$ , 横向上呈孤立状分布, 横向延伸距离多小于 1 km。该类储层孔隙度呈多峰态分布, 一般为 3%~10%, 平均为 5.29%, 渗透率一般为  $0.01\sim10 \text{ dm}$ , 平均为  $0.97 \text{ md}$ , 物性相对较好, 属低孔—低渗储层。

### 2.1.2 生屑滩溶蚀灰岩储层

盐亭—潼南台缘带生屑滩溶蚀灰岩储层主要发育在盐亭—潼南海槽西侧, 层位为长兴组顶部。从磨溪地区及蓬莱地区钻井

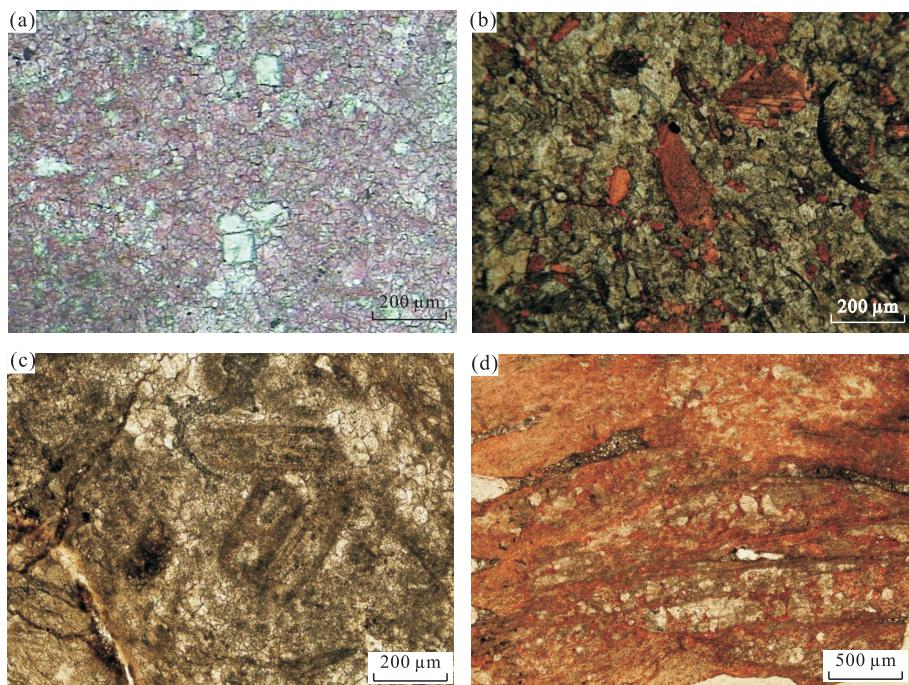


图 3 盐亭—潼南海槽台缘带长兴组生屑滩灰岩储层特征

Fig.3 Reservoir characteristics of the bioclastic limestone in Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough  
a. 生屑灰岩, 磨溪 1 井, 单偏光, 染色片,  $\times 25$ ; b. 残余生屑含灰细晶白云岩, 磨溪 3 井, 单偏光, 染色片,  $\times 25$ ; c. 泥晶生屑灰岩, 见苔藓虫, 蓬莱 18 井, 单偏光,  $\times 25$ ; d. 泥晶生屑云质灰岩, 蓬莱 18 井, 单偏光, 染色片,  $\times 25$

资料来看,生屑主要包括棘屑、有孔虫和腕足类,少量瓣鳃、腹足、苔藓虫等。该类储层主要岩石类型为生屑灰岩、生屑云质灰岩(图 3)及少量生屑泥晶白云岩,沥青少见。填隙物以亮晶方解石胶结物为主,少量泥晶方解石基质。白云石化弱,白云石含量一般小于 10%。储集空间以粒间溶孔及粒内微孔隙为主,少量溶洞。

笔者统计研究区已钻井(涪 1 井、王家 1 井、磨溪 1 井)及露头资料(老龙洞)发现该类储层厚度相对较薄,储层单层厚度一般为 0.25~2 m,单井累计厚度在 5~37 m,平均为 20 m。孔隙度一般为 2.1%~5.89%,平均为 3.6%,渗透率一般为 0.001~13.40 md,平均为 0.97 md。

## 2.2 地球化学特征

盐亭—潼南海槽台缘带主要储层为礁白云岩储层和溶蚀灰岩储层,那么这两类储层的成因如何呢?以下从白云岩的成因以及溶蚀灰岩的成因分别进行分析,并总结盐亭—潼南海槽台缘带礁滩体优质储层成因模式。

前人对四川盆地白云岩储层的成因研究很多,研究对象多为川东北地区长兴组—飞仙关组白云岩,多数学者认为白云岩成因为混合水白云石化(胡明毅等,1994;强子同,1998;黄思静等,2008);但对

于盐亭—潼南海槽台缘带白云岩储层成因研究很少。本文运用一系列的岩石地球化学特征分析,通过多指标、多角度、多方面综合判断,反推白云岩的成岩环境,确定白云岩的成因。研究表明埋藏白云岩一般具有偏负的氧同位素组成、较高的包裹体均一化温度和均一的阴极发光性(雷卞军等,1994; Reinhold, 1998; 郑荣才等, 2011, 2017)。

### 2.2.1 Sr 同位素特征

白云石化作用进行时,流体由于成分和性质不同,因而具有不同的 Sr 同位素值。依据 Müller *et al.* (1990)对阿布扎比萨勃哈碳酸盐沉积物系统取样的 Sr 同位素分析结果,表明越靠近陆的方向,随着陆源淡水比例的增加,Sr 丰度逐渐降低而  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐增大,并高于正常海水的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值,白云岩样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值与相应位置的地层孔隙水或海水是一致的,卤水环境的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值要明显低于有淡水加入的地区。这表明在无陆源物质或幔源物质供给情况下,淡水、海水和卤水是导致相应位置碳酸盐沉积物  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化的根本原因。国内外刊登的众多有关白云岩成因研究的资料,都说明 Sr 同位素地球化学特征在探索白云岩化流体性质、来源及其相关白云岩成因方面具有非常重要的作用(Müller *et al.*, 1990; Graham, 2006; 黄思

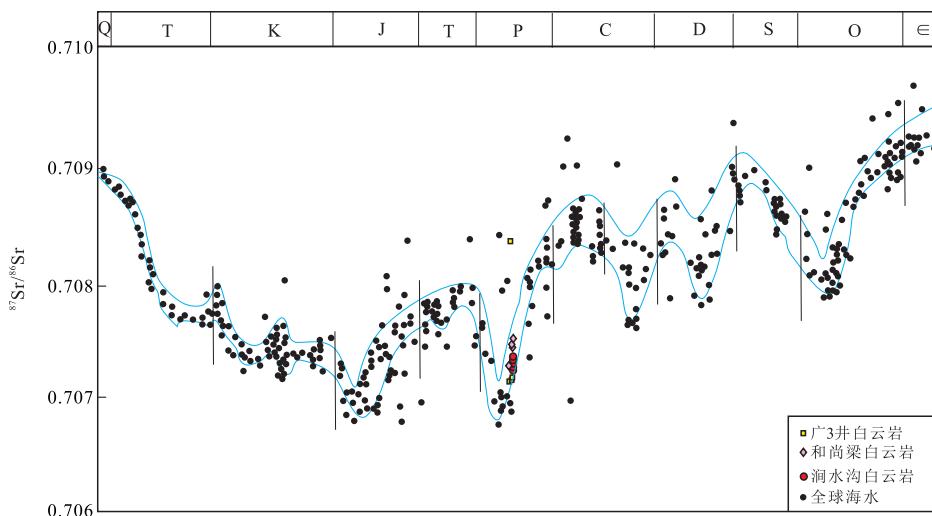


图 4 盐亭—潼南海槽台缘白云岩 Sr 同位素特征

Fig.4 Sr isotopic characteristics of dolomites in the Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough  
底图据 McArthur *et al.*(2001)

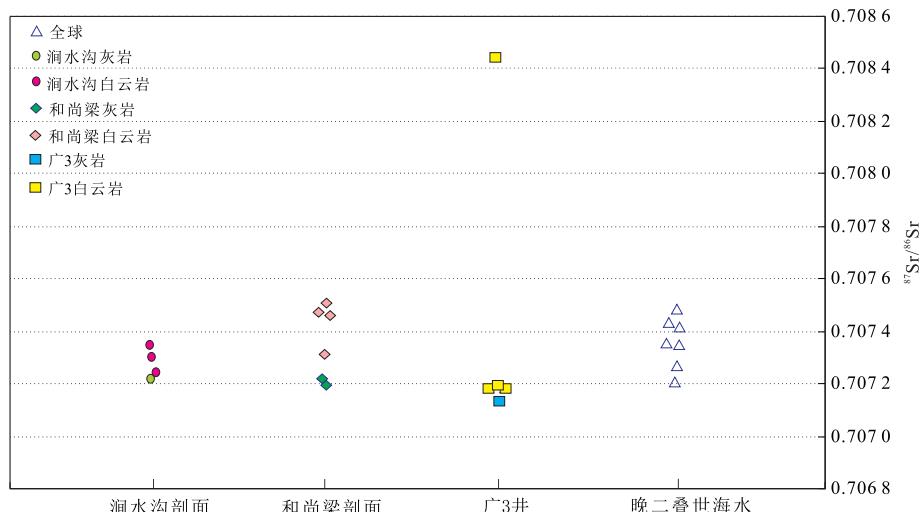


图 5 盐亭—潼南海槽台缘白云岩、灰岩 Sr 同位素分布

Fig.5 Sr isotopic distribution of dolomites and limestones in the Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough  
全球 Sr 同位素引自 Veizer *et al.*(1999)

静, 2006; 韩晓涛等, 2016). 本次对研究区 14 个碳酸盐岩样品测试 Sr 同位素含量, 并重点分析 Sr 同位素含量特征, 样品来源为润水沟剖面、和尚梁剖面、广 3 井长兴组白云岩和灰岩。图 4 为全球海水 Sr 同位素与研究区 Sr 同位素叠合图, 该图显示盐亭—潼南海槽台缘带白云岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化范围为 0.707 16~0.707 55, 基本覆盖了同时期全球海水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的分布范围(0.707 1~0.707 6), 具备同期海水 Sr 同位素组成特征。图 5 显示了区内各种灰岩和白云岩 Sr 同位素含量分布, 长兴组灰岩为 0.707 12~0.707 27, 长兴组白云岩为 0.707 16~

0.707 55, 可见白云岩 Sr 同位素高于代表同期海水的泥晶灰岩 Sr 同位素。从全球海水及上扬子地台晚古生代 Sr 同位素演化曲线来看(Burke *et al.*, 1982; 黄思静, 1992),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  二叠纪末达到晚古生代的极小值, 二叠纪/三叠纪界线过后,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值开始向正的方向偏移。对于四川盆地三叠系飞仙关组的研究也发现飞仙关组地层的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值高于二叠系长兴组(黄思静等, 2008; 郑荣才等, 2011)。由于长兴组白云岩 Sr 同位素高于代表同期海水的泥晶灰岩, 说明成岩流体的性质与海水的性质是有一定差异的。过多  $^{87}\text{Sr}$  可能是来自大气淡水, 大气淡水具

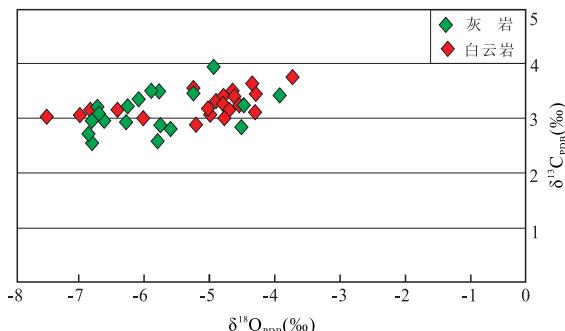


图 6 盐亭—潼南海槽台缘白云岩、灰岩 C、O 同位素分布特征

Fig.6 C, O isotopic distribution of dolomites and limestones in the Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough

有较高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值,已知现代河流<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 的平均值高达 0.711 9(黄思静等,2006),因此白云石化流体有可能是被大气淡水改造了的海水。而研究区在长兴末期曾发生暴露剥蚀,形成不整合面,说明有大气淡水影响。发生在白云岩形成之前的淡水注入必然改变地层中封存的原始海水的性质,使得白云石化流体成为被淡水改造了的海水。因此笔者推测研究区长兴组白云石化流体为埋藏期封存的被淡水改造了的海水及来自于飞仙关组底部泥页岩的压实水。

**2.2.2 碳氧同位素特征** 根据同位素分馏的原理,海水蒸发作用使海水的碳、氧同位素向偏正方向发展,所以准同生白云岩中的碳、氧同位素值比海水和海水胶结物的碳、氧同位素更重。相反,埋藏条件下的地下卤水是由海水、地层水等混和形成的地下流体,再加上高温使其氧同位素值更负。埋藏条件下,碳同位素由于淡水混入和有机酸的进入,变化比较大,但总的来说还是比海水胶结物和准同生白云岩要偏负(强子同,1998)。晚二叠世全球海水氧同位素值一般为-2‰~ -4‰,碳同位素值一般为 2‰~ 6‰(黄思静等,2006)。因此,埋藏白云岩一般具有偏负的氧同位素组成。

对长兴组 40 个灰岩和白云石测定碳氧同位素值,样品来自涧水沟剖面、涞 1 井、和尚梁剖面、广 3 井等。测试结果显示,碳同位素范围为 1.2‰~ 4.3‰,一般为 2‰~ 3.5‰,氧同位素范围为 -7.4‰~ -3.8‰,一般为 -7‰~ -4.5‰,整体上氧同位素值偏负,碳同位素值偏正。图 6 显示长兴组碳同位素值与同期海水相似,而氧同位素值偏负(< -4‰)。据 Kump(1999)统计,埋藏白云岩的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  约为 1.0‰~ 20‰,风化带白云石约为 0,变质和火山成因

的白云石约为 -5.0‰,而生物成因的白云石大多数为高负值。按此统计数据,长兴组白云岩碳同位素应属于埋藏白云岩的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  的分布区间。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值的变化受温度影响较大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  出现偏负一般与深埋环境温度升高影响有关(Allan and Wiggins, 1993)。因此,长兴组白云岩化为埋藏白云岩化。

**2.2.3 元素特征** 元素作为一种地球化学指示剂,在成岩、成矿作用及地球(包括部分天体)的形成及演化等研究中发挥了重要作用。在碳酸盐岩岩石结构组分(鲕粒、砂屑、生物等)和成岩组分(胶结物和交代物)的成因解释上,Fe、Mn、Sr 等元素组分的含量对指示成岩流体性质具有重要意义。

$\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{Mn}^{2+}$  不是在成岩过程中受到损耗的,二者在海水中含量很低,而在成岩孔隙流体中的含量相当高,主要存在于还原状态的孔隙流体中,因此, $\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{Mn}^{2+}$  进入白云石晶格均发生在还原环境中。

白云石化作用进行时,流体由于成分和性质不同,因而具有不同的 Sr 含量,发生交代后形成的白云岩中 Sr 的含量也就不一样,这也是确定各种成因白云岩的依据之一。根据前人的研究(McArthur et al., 1992; Montañez and Banner, 1996; Ruppel et al., 1996),海水的 Sr 含量为  $1\,000 \times 10^{-6}$  ~  $1\,200 \times 10^{-6}$ ,由海水直接交代形成的白云石,其 Sr 含量约为  $550 \times 10^{-6}$ ,与蒸发作用有关的超咸化卤水成因白云石的 Sr 含量一般大于  $550 \times 10^{-6}$ ,埋藏白云石为  $66 \times 10^{-6}$  ~  $170 \times 10^{-6}$ ,混合带白云石的 Sr 含量为  $70 \times 10^{-6}$  ~  $250 \times 10^{-6}$ 。白云石中 Sr 的分配系数一般在 0.025~0.07,远小于 1,因而在成岩过程中会因重结晶作用发生 Sr 的流失(黄文辉等,2006)。从离子大小看,Sr 的离子半径比 Ca 大,这会使 Sr 更完全地被 Mg 所替代,形成贫 Sr 的白云岩。总之,白云石化作用的过程是 Sr 不断耗散的过程。

本次对研究区 12 个碳酸盐岩样品测试其元素含量,并重点分析其 Fe、Mn、Sr 等含量特征,样品来源为和尚梁剖面、涧水沟剖面、广 3 井和涞 1 井长兴组灰岩及白云岩。区内各种灰岩和白云岩 Fe 含量较低,5 个灰岩样品 Fe 含量为  $181.24 \times 10^{-6}$  ~  $1\,223.98 \times 10^{-6}$ ,平均值为  $792.34 \times 10^{-6}$ ,而 7 块白云岩样品 Fe 含量为  $1\,135 \times 10^{-6}$  ~  $5\,297 \times 10^{-6}$ ,平均值高达  $2\,227.80 \times 10^{-6}$ 。区内各种灰岩和白云岩 Mn 含量较低,而白云岩中 Mn 含量比灰岩中更低。长兴组 5 块灰岩样品 Mn 含量为  $27 \times 10^{-6}$  ~  $418 \times 10^{-6}$ ,平均为  $111 \times 10^{-6}$ ,长兴组 7 块白云岩样品

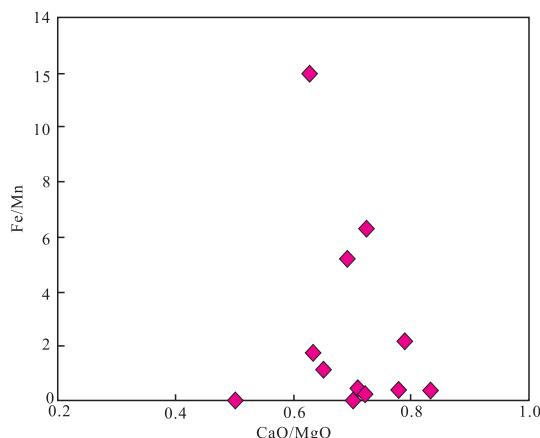


图 7 盐亭—潼南海槽台缘白云岩、灰岩 Fe/Mn 比值  
Fig. 7 Fe/Mn of dolomites and limestones in the Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough

Mn 含量为  $33 \times 10^{-6} \sim 512 \times 10^{-6}$ , 平均为  $127 \times 10^{-6}$ . 可见灰岩中的 Fe、Mn 含量小于白云岩, 说明白云石化过程是 Fe、Mn 含量增加的过程, 说明这类白云岩是在埋藏环境下形成的. Sr 含量在长兴组灰岩为  $143 \times 10^{-6} \sim 762 \times 10^{-6}$ , 平均为  $428 \times 10^{-6}$ , 在长兴组白云岩为  $102 \times 10^{-6} \sim 618 \times 10^{-6}$ , 平均为  $243 \times 10^{-6}$ . 总体上 Sr 含量较低, 而白云岩中 Sr 含

量比灰岩中更低, 较低的 Sr 含量说明其经历过埋藏白云石化作用.

确定 Mn 和 Fe 元素含量的另一个方法为阴极发光. 碳酸盐矿物的阴极发光主要受这两个元素的控制, Mn 为激活剂, 激活阴极发光, Fe 为猝灭剂, 猝灭阴极发光; 并且阴极发光的强弱与 Fe/Mn 比值相关, 当  $\text{Fe}/\text{Mn} > 30$  时, 具弱阴极发光, 当  $7 < \text{Fe}/\text{Mn} < 30$  时, 具中等强度阴极发光, 当  $\text{Fe}/\text{Mn} < 7$  时, 具强阴极发光(黄思静, 1992). 图 7 显示多数  $\text{Fe}/\text{Mn} < 7$ , 因此研究区白云岩多具有较强的阴极发光(图 8). 这说明研究区岩石经历的成岩作用较强, 是在埋藏环境下形成的.

综上所述, 盐亭—潼南海槽台缘带白云岩储层成因主要为埋藏白云岩化, 其白云石化流体为埋藏期封存的被淡水改造了的海水及来自于飞仙关组底部泥页岩的压实水.

### 2.3 溶蚀储层成因分析

在对盐亭—潼南海槽台缘带长兴组钻井、岩心资料分析及野外考察基础上, 笔者详细研究了溶蚀储层的成因, 认为该区二叠统长兴组顶部发育古岩溶作用, 存在古岩溶不整合面, 风化壳岩溶叠加埋藏溶蚀改造是溶蚀储层的主要成因.

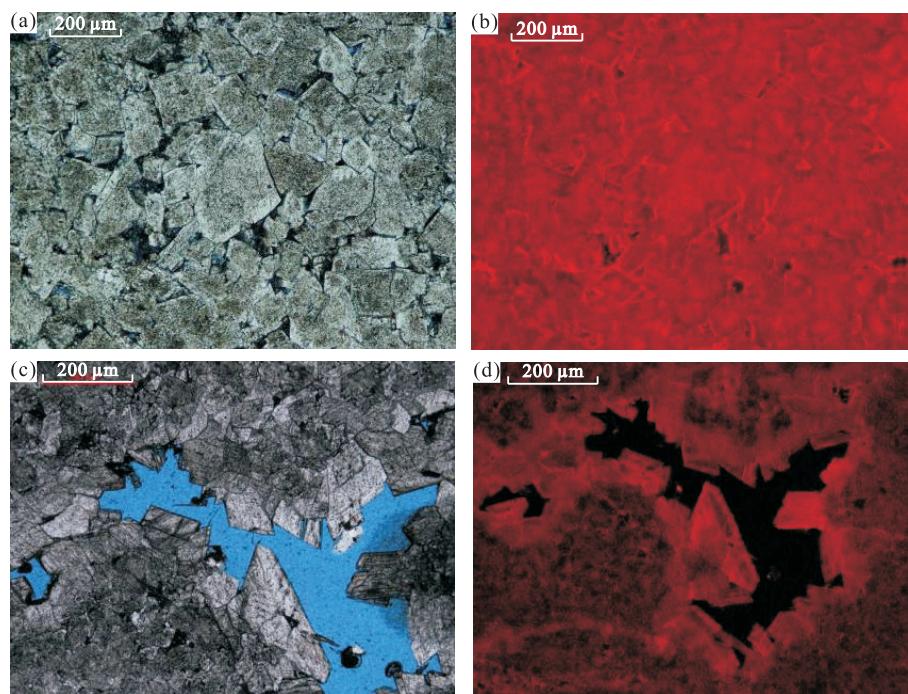


图 8 盐亭—潼南海槽台缘白云岩阴极发光图

Fig.8 Cathodoluminescence of dolomites in the Changxing Formation on the margin of Yanting-Tongnan trough  
a. 细晶白云岩, 和尚梁剖面, 单偏光,  $\times 25$ ; b. 细晶白云岩, 和尚梁剖面, 阴极发光,  $\times 25$ ; c. 细晶白云岩, 广 3 井, 单偏光,  $\times 25$ ; d. 细晶白云岩, 广 3 井, 阴极发光,  $\times 25$

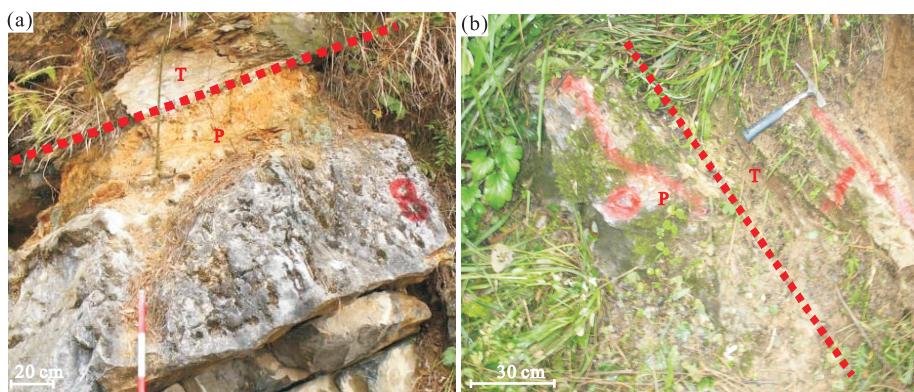


图 9 研究区长兴组顶部野外露头特征

Fig.9 Outcrop characteristics of the top of Changxing Formation

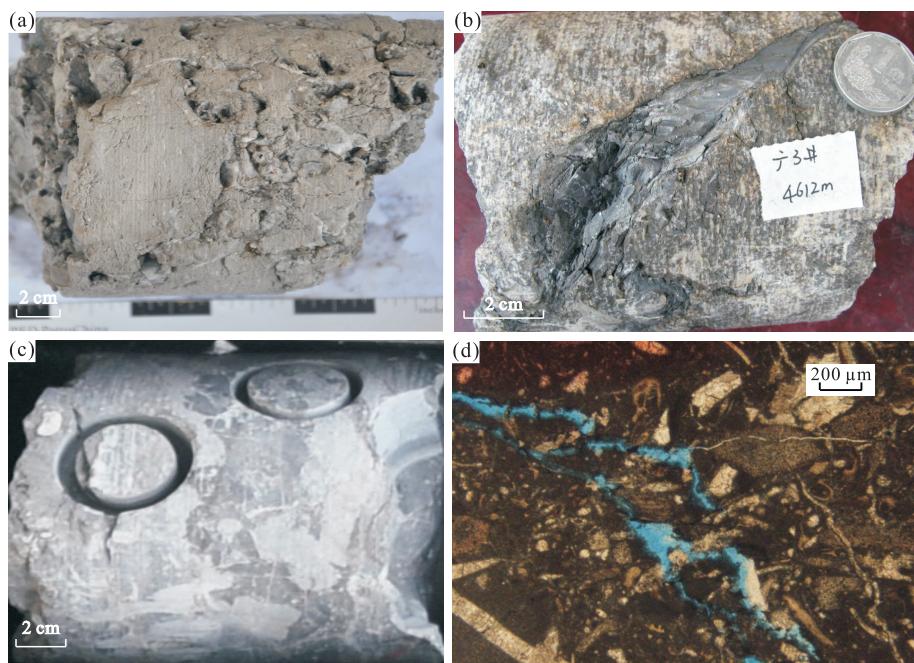


图 10 溶蚀储层岩石特征

Fig.10 Petrologic characteristics of karst reservoir

a.溶扩缝,方解石半充填,广3井; b.溶积泥,广3井; c.岩溶角砾岩,广3井; d.溶缝,广3井,单偏光

长兴—飞仙关组之间为Ⅰ型层序界面,界面上下岩性、稳定同位素发生突变、存在区域性不整合现象,长兴顶部见岩溶风化面等。该区域长兴组顶部一般为厚层块状含燧石灰岩、晶粒白云岩等,与下三叠统飞仙关组底部黄灰色薄层泥质灰岩、泥页岩之间岩性差异十分明显,如女深5井,长兴组顶部为硅质燧石灰岩,飞仙关组顶部为泥页岩沉积。研究区长兴组顶部在不同相带的露头剖面上,均存在暴露现象或沉积间断现象。如川中华蓥山陈二湾剖面,在长兴组顶部具有风化溶蚀形成的残渣状结构,见到约0.8 m的灰黄色黏土层(图9a),可见原岩结构为泥

晶生屑灰岩,见腕足类等化石;上部飞仙关组为灰色薄层状泥质含生屑白云岩;华蓥山和尚梁剖面长兴组顶部见到约10 cm黄—红色土层(图9b);华蓥山洞水沟剖面上,长兴组上部偶见小型古溶洞;华蓥山高二矿露头上,飞仙关组底部存在向长兴组顶面的小型上超沉积现象,如重庆老龙洞剖面长兴组顶面下2 m之内发现两个侵蚀面,侵蚀面具有波状起伏形态(罗冰等,2010)。以上证据说明长兴—飞仙关组之间为Ⅰ型层序界面,长兴末期存在暴露剥蚀,有利于溶蚀作用发生。

风化壳岩溶形成后还要被埋藏而经历埋藏成岩

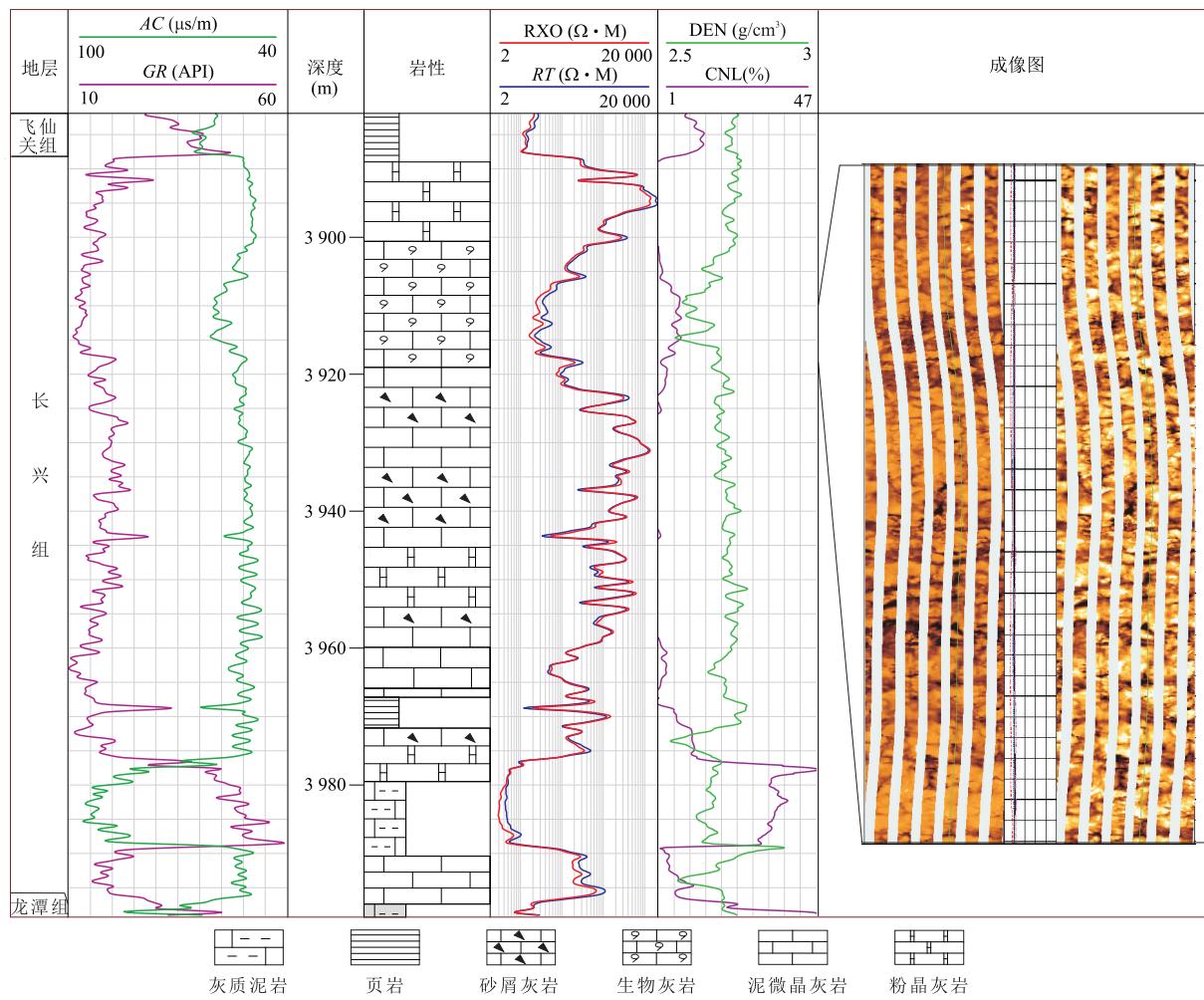


图 11 磨溪 1 井测井综合图

Fig.11 Logging image of Well Moxi 1

作用,早期形成的孔洞容易被不同程度充填,但晚期埋藏溶蚀作用是沿早期风化壳岩溶层进行的。风化壳岩溶形成的孔洞层是岩石中相对薄弱的部位,在相同的埋藏条件下,溶蚀流体会优先对其产生影响,溶蚀作用的强度会比没有孔洞发育的部位要大。在盐亭—潼南海槽台缘带钻井岩心和野外剖面中常见大溶洞、溶扩缝等现象。如盐亭—潼南海槽东侧台缘带上的广 3 井,长兴组顶部岩心上常可见到大溶洞,溶扩缝等,并且溶洞常被方解石、泥等充填(图 10a, 10b)。在靠近长兴组顶部的岩心中见到岩溶角砾岩(图 10c),角砾呈棱角状一次棱角状,成分以泥晶灰岩为主。在盐亭—潼南海槽台缘带钻井岩心镜下鉴定中也常见等溶洞、溶缝等现象。如在广 3 井长兴组顶部岩心的镜下薄片中常见到大的溶洞以及溶缝(图 2a, 10d)。

在测井曲线上溶蚀储层也有明显的响应特征,测井曲线呈现高 GR—高 AC—低 RT 响应特征,

FMI 见溶蚀孔洞和溶缝。如磨溪 1 井(图 11),长兴顶部 3 892 m 左右、长兴组上部 3 943 m 左右测井曲线呈明显的高 GR—高 AC—低 RT 响应特征,推测溶洞、缝洞型储层发育。在该井的成像测井上可以见到明显的溶蚀孔洞和溶缝。

笔者统计四川盆地钻达长兴组的井资料,发现有 23 口井出现钻具放空现象,放空量一般为 0.1~1.0 m,这些井多位于泸州古隆起,部分位于川中地区,如磨溪 1 井放空量为 0.1 m。这也是长兴期末存在岩溶的一个证据。另外在四川盆地的其他地区如元坝地区、蜀南地区、龙岗地区以及五百梯、石宝寨等地区亦有发现风化溶蚀现象(罗冰等,2010),说明这一期的暴露剥蚀在四川盆地长兴组顶部广泛发育。

因此,本文认为四川盆地二叠统长兴组顶部存在暴露剥蚀,形成古岩溶风化面。岩溶风化壳叠加埋藏溶蚀改造是溶蚀储层的主要成因。

### 3 储层成因模式

本文认为埋藏白云岩化及长兴末期区域性暴露剥蚀叠加后期埋藏溶蚀,是盐亭—潼南海槽台缘带礁滩体优质储层形成的主要原因;东侧台缘带古地貌较西侧高并且更靠近于广海,更有利优质储层形成。究其形成过程,首先,长兴期地层沉积时,位于地貌高地的台缘带更有利于孔隙型礁滩体的发育,因此盐亭—潼南海槽东侧台缘带和西侧台缘带均发育孔隙性礁滩体。在长兴末期,海平面下降,长兴组地层遭受区域暴露剥蚀,形成溶蚀型储层,东侧台缘带地貌高暴露剥蚀强,增强了其储渗能力,而西侧台缘带由于地势较低,暴露溶蚀作用较弱。之后海平面上升,飞仙关组沉积于长兴组之上,该地区飞仙关组底部以泥页岩为主,埋藏后在压实作用下,由于礁体和礁间及海槽区存在着明显压实作用的差异,礁间和海槽区承受的压力较大,礁间、海槽区及上部飞仙关组泥页岩排出的压实流体,沿剥蚀不整合面向孔隙性较好的溶蚀礁滩体运移,因海槽沉积区及飞仙关组底部泥页岩、泥晶灰岩等中含更多的  $Mg^{2+}$ ,这些流体进入台缘带孔隙储层及溶蚀储层中,发生白云石化,形成白云岩储层(图 12)。由于压实流体是从礁外向内或向上及从上部地层向下运移,因此礁体翼部和上部最易发生白云岩化,而礁核内白云岩化程度低。从地震上看,海槽东侧断裂、裂缝较发育,而海槽西侧断裂、裂缝欠发育(李秋芬等,2015)。因此压实流体更多的沿着剥蚀面、断裂、裂缝运移至东侧礁滩体,东侧礁滩体上部发生白云岩化,而西侧生屑滩仅零星发生白云岩化。之后遭受后期埋藏溶蚀流体叠加改造形成优质储层。

结合沉积相带分布及地震属性分析等成果(图 13),对盐亭—潼南海槽台缘带储层分布区进行预测。盐亭—潼南海槽台缘带储层,平面上主要分布在海槽台缘带,呈带状分布。海槽东侧以生物礁滩复合体中的生屑滩白云岩为主要储集岩,粒间孔及生物格架孔为主要储集空间,白云岩化程度高,生屑白云岩单层

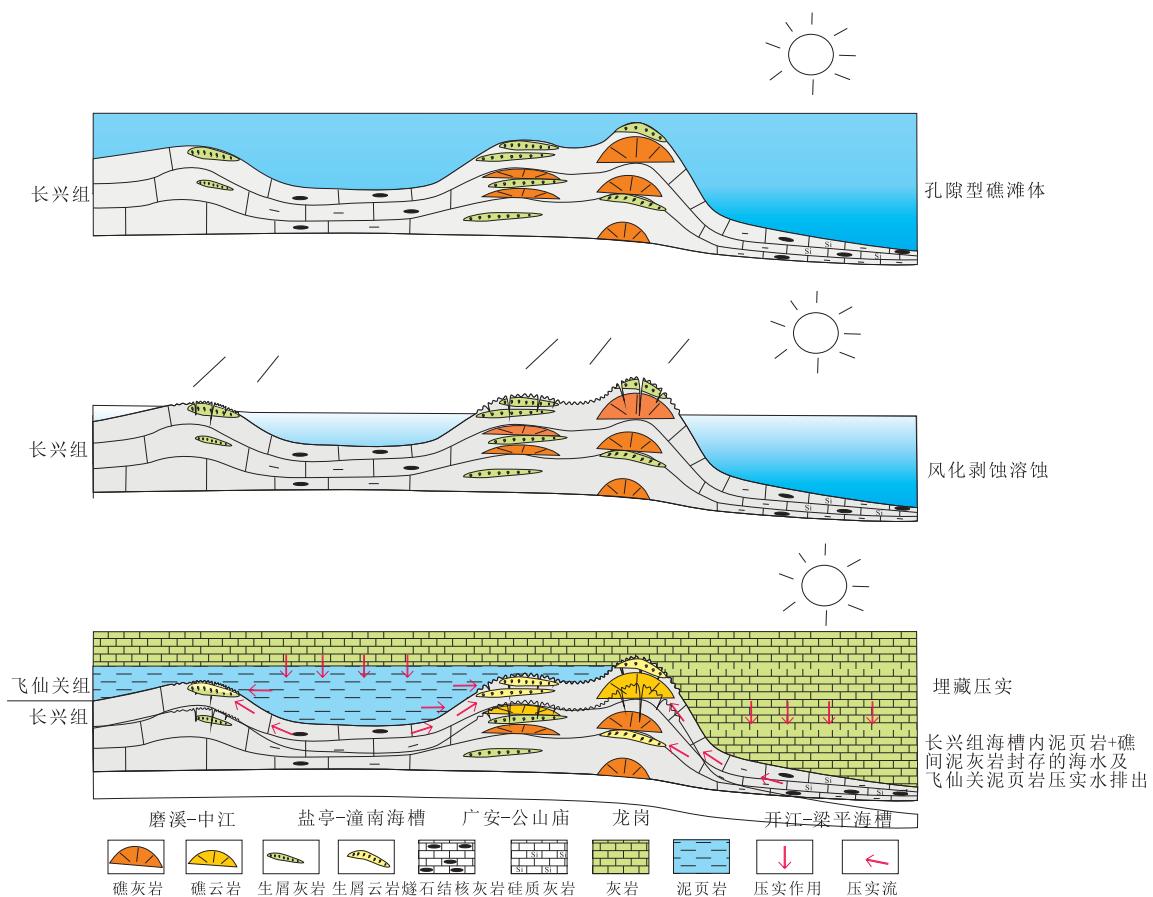


图 12 长兴组礁滩优质储层成因模式

Fig.12 Genetic model of high-quality reservoir in Changxing Formation

据杜金虎等(2010)修改

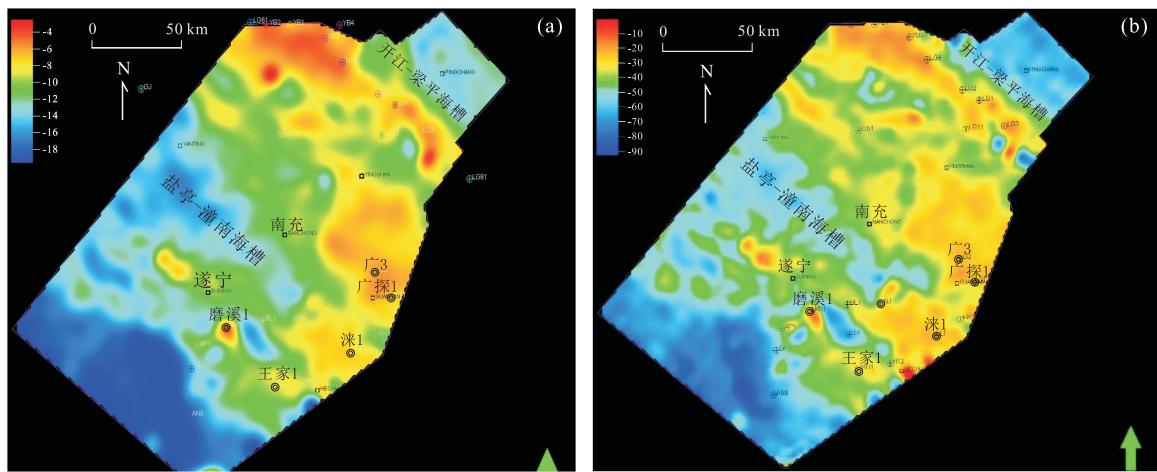


图 13 长兴组地震属性图

Fig.13 Seismic attribute map of Changxing Formation

a.弧长属性; b.平均绝对振幅属性

厚度薄,但分布广,面积约为 $4\text{ 860 km}^2$ ;海槽西侧生物礁不发育,以生屑滩为主,储层以生屑滩灰岩为主,孔隙主要为粒间溶孔,储层单层厚度较薄,单井累计厚度较大,分布范围比较广,面积约为 $4\text{ 600 km}^2$ 。

## 4 结论

(1)盐亭—潼南海槽东侧台缘带以生物礁滩复合体中的生屑滩白云岩为主要储集岩,粒间孔及生物格架孔为主要储集空间,白云岩化程度高,生屑白云岩单层厚度薄,分布广;海槽西侧生物礁不发育,以生屑滩为主,储层以生屑滩灰岩为主,孔隙主要为粒间溶孔、晶间孔、溶缝等,储层单层厚度较薄,单井累计厚度较大,分布范围比较广。

(2)埋藏白云岩化是盐亭—潼南台缘带白云岩储层的主要成因,埋藏期封存的被淡水改造了的长兴期海水及来自于飞仙关组底部泥页岩的压实水是礁滩储层白云石化的主要流体来源;长兴末期存在区域性暴露剥蚀叠加埋藏溶蚀改造是溶蚀储层的主要成因。

(3)台缘带控制着礁滩体孔隙性储层的分布,长兴末期暴露剥蚀进一步增强礁滩体储层储渗性并成为白云石化流体的重要运移通道,埋藏白云石化及沿早期风化壳岩溶层进行的后期埋藏溶蚀改造有利于储层有效储集空间的发育而成为优质储层,受此多因素共同控制的盐亭—潼南海槽台缘带发育优质储层,且累计厚度较大,分布广,为规模有效储层。

致谢:深深感谢导师中国地质大学李思田教授

在论文撰写过程中提出的宝贵指导意见和建议,感谢中国石油勘探开发研究院罗忠、张宝民老师对储层研究的指导,感谢审稿专家付出的辛苦劳动及提出的宝贵修改意见.

## References

- Allen, J.R., Wiggins, W.D., 1993. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. *Journal of Petroleum Science & Engineering*, 14(s3-4): 262–263.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., et al., 1982. Variation of Seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic Time. *Geology*, 10(10): 516–519. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<516:vosst>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516:vosst>2.0.co;2)
- Müller, D. W., Mckenzie, J. A., Mueller, P. A., et al., 1990. Abu Dhabi Sabkha, Persian Gulf, Revisited: Application of Strontium Isotopes to Test an Early Dolomitization Model. *Geology*, 18(7): 618–621. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0618:ADSPGR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0618:ADSPGR>2.3.CO;2)
- Du, J.H., Xu, C.C., Wang, Z.C., et al., 2010. Natural Gas Exploration of Permian-Triassic Reef & Oolite in Sichuan Basin. Petroleum Industry Press, Beijing (in Chinese).
- Fan, J.S., Wu, Y.S., 2002. Restudies on Permian Reefs in Eastern Sichuan, China. *Oil & Gas Geology*, 23(1): 12–18 (in Chinese with English abstract).
- Graham, R.D., Lang, H.B.S.Jr., 2006. Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite Reservoir Facies: An Overview. *AAPG Bulletin*, 90(11): 1641–1690.
- Han, X.T., Bao, Z.Y., Xie, S.Y., 2016. Origin and Geochemical Characteristics of Dolomites in the Middle Permian Formation, SW Sichuan Basin, China. *Earth Science*, 41

- (1): 167—176 (in Chinese with English abstract).  
<https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.013>
- Hu, M.Y., Zhu, Z.D., Guo, C.X., 1994. Type and Property of Marine Carbonate Reservoir in Middle Yangtze River Area. *Petroleum Exploration and Development*, 21(1): 106—113 (in Chinese with English abstract).
- Huang, S. J., 1992. Relationship between Cathodoluminescence and Concentration of Iron and Manganese in Carbonate Minerals. *Mineralogy and Petrology*, 12(4): 74—79 (in Chinese with English abstract).
- Huang, S.J., Qing, H.R., Pei, C.R., et al., 2006. Strontium Concentration, Isotope Compositon and Dolomitization Fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(8): 2123—213 (in Chinese with English abstract).
- Huang, S.J., Qing, H.R., Hu, Z.W., et al., 2008. Cathodoluminescence and Diagenesis of the Carbonate Rocks in Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan Basin of China. *Earth Science*, 33(1): 26—34 (in Chinese with English abstract).
- Huang, W.H., Yang, M., Yu, B.S., et al., 2006. Strontium Isotope Composition and Its Characteristics Analysis of Cambrian-Ordovician Carbonate in Tazhong District, Tarim Basin. *Earth Science*, 31(6): 839—845 (in Chinese with English abstract).
- Lei, B.J., Qiang, Z.T., Wen, Y.C., 1994. Dolomitization of the upper Permian Organic Reefs in Eastern Sichuan and Its Adjacent Areas. *Geological Review*, 40(6): 534—543 (in Chinese with English abstract).
- Li, J.J., Lu, S.F., Xue, H.T., et al., 2008. Migration and Accumulation Efficiency of Natural Gas in Feixianguan Formation Oolitic Gas Reservoirs, Northeastern Sichuan Basin. *Earth Science*, 33(4): 565—571 (in Chinese with English abstract).
- Li, P.P., Guo, X.S., Hao, F., et al., 2016. Paleo-Oil-Reservoirs Reconstruction and Oil Correlation of Changing Formation in the Yuanba Gas Field, Sichuan Basin. *Earth Science*, 41(3): 452—462 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.037>
- Li, Q.F., Miao, S.D., Wang, T.S., et al., 2015. Sedimentary Filling Configuration of Yanting-Tongnan Trough under the Background of Intracratonic Rift in Late Permian, Sichuan Basin. *Earth Science Frontiers*, 22(1): 67—76 (in Chinese with English abstract).
- Li, Q.F., Wang, Z.C., Li, J., et al., 2012. Discovery of Yanting-Tongnan trough of Late Permian in Sichuan Basin and Its Significance. *Journal of Earth Science*, 23(4): 582—596. <https://doi.org/10.1007/s12583-012-0276-z>
- Liu, J.Q., Luo, B., Tan, X.C., et al., 2012. Distribution of Marginal-Platform Oolitic Shoal in Feixianguan Formation, Northeast Sichuan, China. *Earth Science*, 37(4): 805—814 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2012.089>
- Luo, B., Tan, X.C., Li, L., et al., 2010. Discovery and Geologic Significance of Paleokarst Unconformity between Changxing Formation and Feixianguan Formation in Shunan Area of Sichuan Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 31(3): 408—414 (in Chinese with English abstract).
- Ma, Y.S., Guo, X.S., Guo, T.L., et al., 2005. Discovery of the Large-Scale Puguang Gas Field in the Sichuan Basin and Its Enlightenment for Hydrocarbon Prospecting. *Geological Review*, 51(4): 477—480 (in Chinese with English abstract).
- McArthur, J.M., Burnett, J., Hancock, J.M., 1992. Strontium Isotopes at K/T Boundary. *Nature*, 355(6355): 28—28. <https://doi.org/10.1038/355028a0>
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0—509 Ma and Accompanying Look-Up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology*, 109(2): 155—170. <https://doi.org/10.1086/319243>
- Montañez, I.P., Banner, J.L., Osleger, D.A., et al., 1996. Integrated Sr Isotope Variations and Sea-Level History of Middle to Upper Cambrian Platform Carbonates: Implications for the Evolution of Cambrian Seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . *Geology*, 24(10): 917—920. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<917:isivas>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<917:isivas>2.3.co;2)
- Mou, C.L., Ma, Y.S., Wang, R.H., et al., 2005. Diagenesis of the Upper Permian Panlongdong Organic Reefs in Northeastern Sichuan. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 25(1—2): 198—202 (in Chinese with English abstract).
- Qiang Z.T., 1998. Reservoir Geology of the Carbonate Rocks. Petroleum University Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Reinhold, C., 1998. Multiple Episodes of Dolomitization and Dolomite Recrystallization during Shallow Burial in Upper Jurassic Shelf Carbonates: Eastern Swabian Alb, Southern Germany. *Sedimentary Geology*, 121(1—2): 71—95. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00077-3](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00077-3)
- Ruppel, S.C., James, E.W., Barrick, J.E., et al., 1996. High-Resolution  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Chemostratigraphy of the Silurian: Implications for Event Correlation and Strontium Flux. *Geology*, 24(9): 831—834. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<831:hcrs>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<831:hcrs>2.3.co;2)

- 0091-7613(1996)024<0831:hrssco>2.3.co;2
- Tan, X.C., Liu, H., Li, L., et al., 2011. Primary Intergranular Pores in Oolitic Shoal Reservoir of Lower Triassic Feixianguan Formation, Sichuan Basin, Southwest China: Fundamental for Reservoir Formation and Retention Diagenesis. *Journal of Earth Science*, 22(1): 101–114. <https://doi.org/10.1007/s12583-011-0160-2>
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., et al., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  Evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, 161(3): 59–88. <https://doi.org/10.1180/minmag.1998.62A.3.165>
- Wang, R. H., Mou, C. L., Tan, Q. Y., et al., 2006. Diagenetic Processes and Environments of the Reef Shoal Dolostones from the Changxing Formation in the Daxian-Xuanhan Region, Northeastern Sichuan. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 26(1): 30–36 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X.Z., Zhang, F., Ma, Q., et al., 2002. The Characteristics of Reef and Bank and the Fluctuation of Sea-Level in Feixianguan Period of Late Permian-Early Triassic, East Sichuan Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 20(2): 249–254 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.G., Hong, H.T., Xia, M.L., et al., 2008. Exploration of Reef-Bank Gas Reservoirs surrounding Permian and Triassic Troughs in Sichuan Basin. *Natural Gas Industry*, 28(1): 22–27 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.G., Wen, Y.C., Zhang, F., et al., 1998. Distribution Law of the Organic Reefs in Changxing Formation of Upper Permian in East Sichuan. *Natural Gas Industry*, 18(6): 10–15 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.G., Zhang, J., Yang, Y., et al., 2000. Forming Mechanism of Reef Gas Fields in Changxing Formation of Upper Permian in East Sichuan Basin. *Marine Origin Petroleum Geology*, 5(2): 145–152 (in Chinese with English abstract).
- Wei, G.Q., Xie, Z.Y., Liu, M.C., et al., 2009. Favorable Reservoir Facies Tracts in the Changxing-Feixianguan Formations of Sichuan Basin. *Natural Gas Industry*, 29(9): 35–38 (in Chinese with English abstract).
- Wu, X.C., Liu, X.Z., Yang, Z.L., et al., 1990. Formation of Reef-Bound Reservoirs of Upper Permian Changxing Formation in East Sichuan. *Oil & Gas Geology*, 11(3): 283–297 (in Chinese with English abstract).
- Xu, S.C., Li, G.R., Zhang, X.Q., et al., 2017. Genetic Mechanism of Reefal Dolostones of the Changxing Formation in Yuanba Area, Northeastern Sichuan Basin. *Oil & Gas Geology*, 38(4): 729–740 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Y., Wen, Y.C., 2002. Control of Kaijiang-Liangping Trough Growing on  $\text{T}_1f$  Oolite Distribution in Northeast Sichuan Basin. *Natural Gas Industry*, 22(Suppl.): 30–32 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, W.Z., Xu, C.C., Wang, T.S., et al., 2011. Comparative Study of Gas Accumulations in the Permian Changxing Reefs and Triassic Feixianguan Oolitic Reservoirs between Longgang and Luojiazhai-Puguang in the Sichuan Basin. *Chinese Science Bulletin*, 56(31): 3310–3320. <https://doi.org/10.1007/s11434-011-4668-8>
- Zheng, R.C., Dang, L.R., Wen, H.G., et al., 2011. Diagenesis Characteristics and System for Dolostone in Feixianguan Formation of Northeast Sichuan. *Earth Science*, 36(4): 659–669 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2011.067>
- Zheng, R.C., Hu, Z.G., Feng, Q.P., et al., 2007. Genesis of Dolomite Reservoir of the Changxing Formation of Upper Permian, Northeast Sichuan Basin. *Mineralogy and Petrology*, 27(4): 78–84 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, R.C., Liu, P., Wen, H.G., 2017. Dolomite Genesis and Diagenetic-Reservoir System of Feixianguan and Changxing Formation in Northeast Sichuan Basin, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 44(1): 1–13 (in Chinese with English abstract).
- ## 附中文参考文献
- 杜金虎,徐春春,汪泽成,等,2010.四川盆地二叠—三叠系礁滩天然气勘探.北京:石油工业出版社.
- 范嘉松,吴亚生,2002.川东二叠纪生物礁再认识.石油与天然气地质,23(1):12–18.
- 韩晓涛,鲍征宇,谢淑云,2016.四川盆地西南中二叠统白云岩的地球化学特征及其成因.地球科学,41(1):167–176.<https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.013>
- 胡明毅,朱忠德,郭成贤,1994.中扬子地区海相碳酸盐岩储层类型和特征.石油勘探与开发,21(1):106–113.
- 黄思静,1992.碳酸盐矿物的阴极发光性与其Fe、Mn含量的关系.矿物岩石,12(4):74–79.
- 黄思静,卿海若,裴昌蓉,等,2006.川东三叠系飞仙关组白云岩锶含量、锶同位素组成与白云岩化流体.岩石学报,22(8):2123–2132.
- 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.地球科学,33(1):26–34.
- 黄文辉,杨敏,于炳松,等,2006.塔中地区寒武系—奥陶系碳酸盐岩Sr元素和Sr同位素特征.地球科学,31(6):839–845.
- 雷下军,强子同,文应初,1994.川东及邻区上二叠统生物礁的白云岩化.地质论评,40(6):534–543.

- 李吉君,卢双舫,薛海涛,等,2008.川东北飞仙关组鲕滩气藏天然气运聚效率.地球科学,33(4):565—571.
- 李平平,郭旭升,郝芳,等,2016.四川盆地元坝气田长兴组古油藏的定量恢复及油源分析.地球科学,41(3):452—462.<https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.037>
- 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.地学前缘,22(1):67—76.
- 刘建强,罗冰,谭秀成,等,2012.川东北地区飞仙关组台缘带鲕滩分布规律.地球科学,37(4):805—814.<https://doi.org/10.3799/dqkx.2012.089>
- 罗冰,谭秀成,李凌,等,2010.蜀南地区长兴组顶部岩溶不整合的发现及其油气地质意义.石油学报,31(3):408—414.
- 马永生,郭旭升,郭彤楼,等,2005.四川盆地普光大型气田的发现与勘探启示.地质论评,51(4):477—480.
- 牟传龙,马永生,王瑞华,等,2005.川东北地区上二叠统盘龙洞生物礁成岩作用研究.沉积与特提斯地质,25(1—2):198—202.
- 强子同,1998.碳酸盐岩储层地质学.东营:石油大学出版社.
- 王瑞华,牟传龙,谭钦银,等,2006.达县—宣汉地区长兴组礁滩白云岩成岩作用与成岩环境研究.沉积与特提斯地质,26(1):30—36.
- 王兴志,张帆,马青,等,2002.四川盆地东部晚二叠世—早三叠世飞仙关期礁、滩特征与海平面变化.沉积学报,20(2):249—254.
- 王一刚,洪海涛,夏茂龙,等,2008.四川盆地二叠系、三叠系环海槽礁、滩富气带勘探.天然气工业,28(1):22—27.
- 王一刚,文应初,张帆,等,1998.川东上二叠统长兴组生物礁分布规律.天然气工业,18(6):10—15.
- 王一刚,张静,杨雨,等,2000.四川盆地东部上二叠统长兴组生物礁气藏形成机理.海相油气地质,5(2):145—152.
- 魏国齐,谢增业,刘满仓,等,2009.四川盆地长兴—飞仙关组的有利储集相带.天然气工业,29(9):35—38.
- 吴熙纯,刘效增,杨仲伦,等,1990.川东上二叠统长兴组生物礁控储层的形成.石油与天然气地质,11(3):283—297.
- 徐守成,李国蓉,张小青,等,2017.川东北元坝地区长兴组生物礁白云岩成因机理.石油与天然气地质,38(4):729—740.
- 杨雨,文应初,2002.川东北开江—梁平海槽发育对  $T_{1f}$  鲶粒岩分布的控制.天然气工业,22(增刊):30—32.
- 郑荣才,党录瑞,文华国,等,2011.川东北地区飞仙关组白云岩成岩作用与系统划分.地球科学,36(4):659—669.<https://doi.org/10.3799/dqkx.2011.067>
- 郑荣才,胡忠贵,冯青平,等,2007.川东北地区长兴组白云岩储层的成因研究.矿物岩石,27(4):78—84.
- 郑荣才,刘萍,文华国,2017.川东北地区飞仙关组和长兴组白云岩成因与成岩—成藏系统.成都理工大学学报(S自然科学版),44(1):1—13.