

引用格式: 马昕亮, 梁婷, 于爽, 等. 2026. 深埋背景下含礁—滩灰岩储层的形成机制[J/OL]. 沉积学报. DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.026.  
MA XinLiang, LIANG Ting, YU Shuang, et al. 2026. Formation Mechanism of Reef and Shoal Limestone Reservoirs with Deep Burial Depth: A case study from the Mianyang-Guang'an trough, Sichuan Basin[J/OL]. Acta Sedimentologica Sinica. DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.026.  
DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.026 CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2026.026

# 深埋背景下含礁—滩灰岩储层的形成机制

——以四川盆地绵阳—广安台洼为例

马昕亮<sup>1,2,3</sup>, 梁婷<sup>1,2,3</sup>, 于爽<sup>1,2,3</sup>, 孙豪飞<sup>4</sup>, 王雨杉<sup>1,2,3</sup>, 焦美淋<sup>5</sup>

1. 油气资源与工程全国重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

2. 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

3. 中国石油大学(北京)碳酸盐岩研究中心, 北京 102249

4. 中国石油天然气股份有限公司西南油气田分公司勘探开发研究院, 成都 610051

5. 中国石化集团胜利石油管理局有限公司, 山东东营 257088

**摘要** 【目的】四川盆地绵阳—广安台洼上二叠统长兴组发育了一套深埋的灰岩储层, 其沉积—成岩演化及形成机制尚不清晰。【方法】利用岩心和钻井资料, 开展绵阳—广安台洼长兴组含礁/滩灰岩储层的岩石学和地球化学研究。【结果】研究区储层发育在长二段, 可识别出海绵骨架灰岩/云质灰岩/灰质云岩、有孔虫/棘皮生屑颗粒灰岩、泥粒灰岩以及粒泥灰岩等岩相。其中, 沿蠕虫类有孔虫壳壁的选择性溶蚀是孔隙形成的主要原因, 发生于短期暴露条件下的大气淡水淋滤环境。各岩相内的方解石与同期海水具有相同的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成, 指示其形成不晚于早期海水介导的成岩阶段。方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 、白云石含量及其发育位置均与海平面下降呈相关性, 反映在海平面下降阶段经历了蒸发增强条件下的准同生期云化作用。研究区灰岩储层在印度期形成了封闭的过压体系, 阻断后续成岩流体改造和压实作用。因此, 长二段灰岩储层完整的保留了“滩体萎缩—滩基生礁—礁顶成滩”的沉积—成岩演化序列。其中形成于海退背景下的滩基生礁段是优质储层发育的核心带。【结论】深埋背景下灰岩储层的形成核心是“快埋早封”驱动下形成的过压体系, 而其中孔隙的形成是海平面波动约束下沉积—早期成岩协同作用的结果。

**关键词** 深埋灰岩储层; 长兴组; 沉积—成岩综合相; 绵阳—广安台洼; 四川盆地

**第一作者** 马昕亮, 男, 2001年出生, 硕士研究生, 岩石学与储层地质学, E-mail: 18297139427@163.com

**通信作者** 梁婷, 女, 副教授, E-mail: tliang@cup.edu.cn

中图分类号: P618.13

文献标志码: A

文章编号: 1000-0550(2026)00-0000-00

## 0 引言

近年来, 随着油气勘探向深层和超深层领域推进, 埋藏深度超过 5 000 m 的碳酸盐岩储层成为研究热点(庞雄奇等, 2020; He *et al.*, 2023; 马永生等, 2024; 文龙等, 2025a)。传统观点普遍认为, 深埋背景下的碳酸盐岩储层主要集中在白云岩中(庞雄奇等, 2020)。这主要是因为白云岩具有较强的抗压实能力, 且更有利于裂缝的形成与保持(Shen *et al.*, 2015; 杨雨等, 2022; Ma *et al.*, 2024)。相比之下, 由于方解石的化学活泼性较强, 所以

收稿日期: 2026-02-02; 收修改稿日期: 2026-05-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(41602108); 中石油西南油气田分公司科技专项(JS2023-096)

随着埋深的增加,压实作用和胶结作用在灰岩中会增强,致使其中孔隙难以有效保存 (Schmoker and Halley, 1982; Ehrenberg and Nadeau, 2005; Shen *et al.*, 2015)。然而,近年来在四川盆地绵阳—广安台洼内的上二叠统长兴组中,发现了一套埋藏深度大于 5 000 m 的灰岩储层 (Wen *et al.*, 2025)。基于温度—压力演化的理论计算以及钻井实测压力数据,前人将该区灰岩储层孔隙的保持,归因于持续埋藏和温度升高过程中形成了封闭的过压体系 (Wen *et al.*, 2025)。这一认识表明,不同于传统深层碳酸盐岩以白云岩和裂缝型储层为主的成储模式,绵阳—广安台洼长兴组含礁地层中发育的灰岩储层应该更多的受到沉积和早期成岩的控制。因此,作为一种特殊的深层储层类型,深埋背景下发育的台洼区长兴组灰岩储层的形成机制亟需深入研究。

虽然前人已经从地层划分、沉积相类型、储层有效孔隙类型和保存机制等方面对绵阳—广安台洼上二叠统长兴组灰岩储层开展了研究工作 (王嘉先等, 2025; 文龙等, 2025b; Wen *et al.*, 2025; 张本健等, 2025; 孙豪飞等, 2026), 但是在此类特殊地质背景下,孔隙的形成过程及主控因素仍缺乏认识,成为制约理解深埋灰岩储层发育规律的关键科学问题。因此,本研究以绵阳—广安台洼长兴组含礁/滩灰岩储层为研究对象,综合岩石学特征、碳氧同位素和元素地球化学特征,以及储层物性数据,旨在: (1) 划分主要储层岩相类型并明确其沉积相背景; (2) 厘定关键成岩作用类型及其时序关系; (3) 探讨不同沉积—成岩演化序列对储层物性的控制机制; (4) 建立深埋背景下长兴组灰岩孔隙的形成机制。研究成果不仅可为四川盆地深层灰岩储层的勘探评价提供重要地质依据,也为深化深层碳酸盐岩储层形成理论提供新的实例与认识。

## 1 地质背景

四川盆地位于上扬子克拉通北缘,而绵阳—广安台洼位于四川盆地中部 (图 1a)。绵阳—广安台洼是在晚二叠世开始,受北东—南西向张性应力场的控制发育的负地貌单元,在飞仙关组沉积早期逐渐消亡 (倪新锋等, 2007; 张奇等, 2010; 黄福喜, 2011; 姜华等, 2014; 李秋芬等, 2015; 陈蟒蛟等, 2023; 李雯等, 2025)。相应地,该台洼将晚二叠世碳酸盐岩台地分隔成隆凹相间的地貌格局。其西南侧与遂宁—合川台内礁滩带相邻,东北侧毗邻梓潼—广安台内礁滩带,而北西端则延伸至深水盆地。与鄂西—城口海槽和开江—梁平海槽相比,绵阳—广安台洼水深相对较浅,最大水深介于正常浪基面和最大风暴浪基面之间 (孙豪飞等, 2026)。相对浅的水深,叠加活跃的断层活动为其中点礁/滩的发育提供了契机 (文龙等, 2023)。

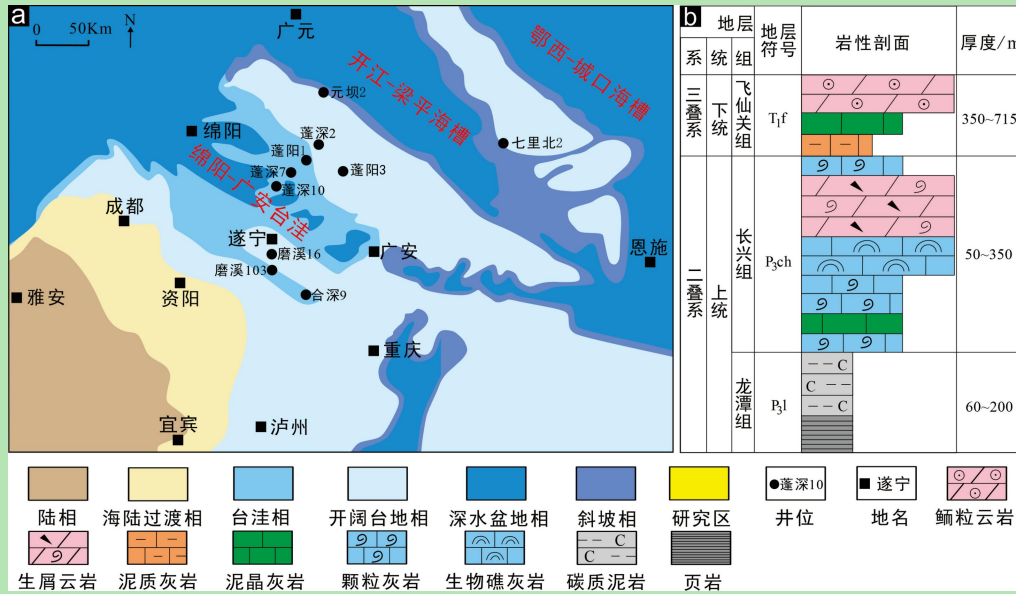


图1 研究区古地理及地层综合柱状图

(a) 四川盆地晚二叠世沉积相分布与研究区位置 (据 Wen *et al.*, 2025 修改); (b) 上二叠统一下三叠统综合地层柱状图 (据邓志强等, 2022 修改)

Fig.1 Paleogeographic map and stratigraphic column of the study area

(a) Changhsingian paleogeographic map of the Sichuan Basin (modified from Wen *et al.*, 2025); (b) Upper Permian-Lower Triassic stratigraphic successions (modified from Deng *et al.*, 2022)

在绵阳—广安台洼，长兴组为一套含礁的灰岩地层，厚度介于 50~350 m。其与下伏的龙潭组泥页岩呈整合接触，而与上覆的飞仙关组泥页岩或者泥质灰岩呈局部不整合接触 (图 1b) (Yin *et al.*, 2014)。根据岩性特征，可以将长兴组含礁灰岩地层划分为长一段和长二段。其中，长一段主要由泥晶灰岩和泥岩组成，而长二段主要由生屑颗粒灰岩和海绵骨架灰岩组成 (马永生等, 2005; 章学刚等, 2023; 姚鑫阳等, 2024; ; 王兆鹏等, 2025; 孙豪飞等, 2026)。根据层序特征，长二段可进一步划分为长二下亚段，长二中亚段和长二上亚段 (图 2) (孙豪飞等, 2026)。在岩性上，绵阳—广安台洼内的长二下亚段以生屑颗粒灰岩为主，长二中亚段以粒泥灰岩和生屑颗粒灰岩为主，而长二上亚段则以生屑颗粒灰岩和海绵骨架灰岩为主。储层主要发育在长二段中上亚段的生屑颗粒灰岩和海绵骨架灰岩 (图 2) (Wen *et al.*, 2025)。

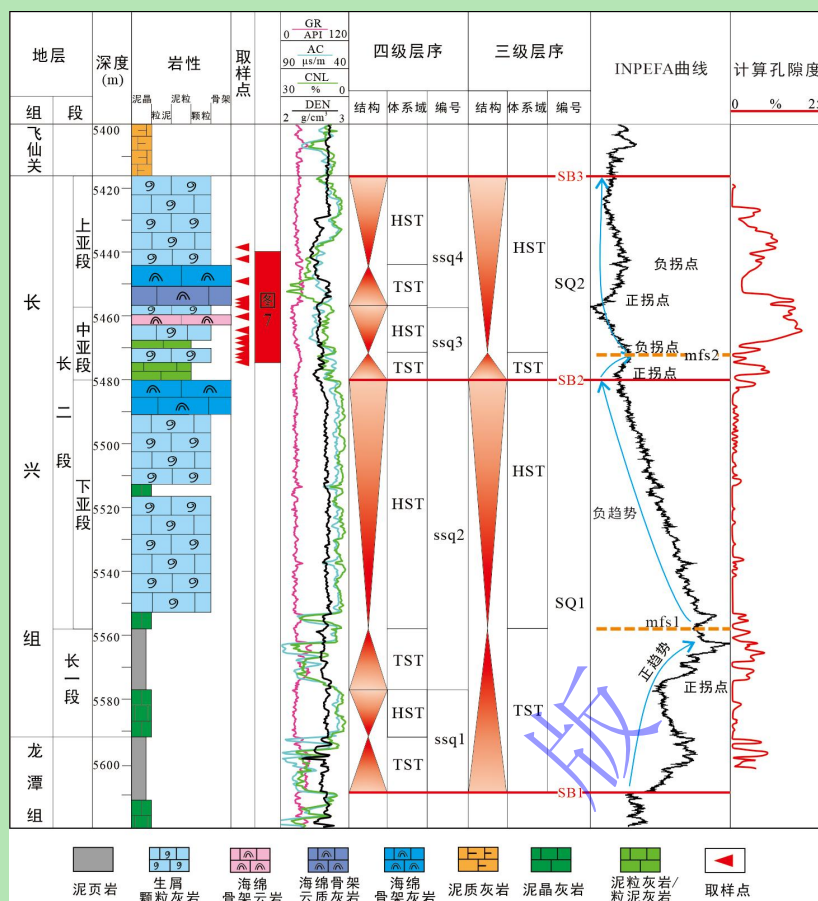


图2 绵阳—广安台洼长兴组含礁地层综合柱状图(蓬深10井, 据 Wen *et al.*, 2025; 孙豪飞等, 2026 修改), 其中 mfs 为最大海泛面

Fig.2 Comprehensive stratigraphic columns of the Changhsing Formation Mianyang-Guang'an trough (well Pengshen 10, modified from Sun *et al.*, 2025; Wen *et al.*, 2025), mfs means Maximum Flooding Surface

## 2 样品与实验方法

本研究的样品来自绵阳—广安台洼及其周缘的蓬深10井(36.1 m)、蓬深2井(8 m)和磨溪103井(2.72 m)岩心(图1)。遵循岩性变化段加密, 而岩性均一段2 m 间距采样原则, 共采集25件岩心样品, 用于岩石学和地球化学分析。本研究针对这25件岩心样品制备成铸体薄片并进行鉴定, 随后开展了阴极发光(CL)观测, 旨在明确样品的结构特征并评价成岩作用程度。该测试在中国石油大学(北京)油气资源与工程全国重点实验室完成。其中, 阴极发光使用德国Leica EL6000的仪器完成。测试过程中电子束高压为12 kV, 电流维持在370~390 mA。为了定量样品中的矿物组成, 对采集的25个岩心样品进行了X射线衍射(XRD)分析实验。该测试在中国石油大学(北京)油气资源与工程全国重点实验室使用Bruker D2 PHASER X射线衍射仪完成, 误差小于5%。

为探究成岩流体性质, 本研究在XRD矿物组分分析的基础上, 筛选出17件方解石含量较高(高于85%, 且白云石含量低于12%)的样品, 并对其开展了碳氧同位素分析。首

先将 5 mg 样品粉末放入样品瓶, 密闭放入质谱仪充注纯度 99.9% 氦气; 随后加入纯度为 100% 的磷酸, 在 30 °C 的条件下反应 4 h, 以获得方解石的碳氧同位素组成。而对于另外 8 件白云石含量相对较高 (白云石含量高于 15% 且方解石含量低于 54%) 的样品, 为确保获取其中方解石的稳定同位素组分, 本研究将反应时间缩短至 2 h, 利用反应动力学差异实现方解石同位素的有效提取。通过对比标样 (GBW04405、IAEA-CO-1-Marble、IAEA-CO-8-Calcite) 以校正误差。同位素测试在中国石油大学 (北京) 油气资源与工程全国重点实验室使用 Elementar Isoflow-Precision 仪器完成。误差小于 0.3‰, 实验数据均以 VPDB 为标准。

为准确评估成岩作用程度并排除白云石组分的干扰, 筛选出 17 件方解石含量较高 (高于 85%, 且白云石含量低于 12%) 的样品进行主微量元素分析。该测试在中国石油大学 (北京) 油气资源与工程全国重点实验室。其中主量元素采用 ZSX PrimusII 型波长色散 X 射线荧光光谱仪 (XRF) 完成。主量元素分析中标准曲线使用国家标准物质岩石系列 GBW07105、GBW07111 和 GBW07114-14, 数据校正采用理论  $\alpha$  系数法, 测试相对标准偏差 (RSD) 低于 2%。微量元素使用 Agilent 7900 ICP-MS 仪器完成。通过对比 (GSR-1、GSR-3 和 JA-2) 校正误差, 误差小于 0.1  $\mu\text{g/g}$ 。

为了识别长兴组内有效层序界面与海平面波动变化, 采用频谱趋势分析 (INPEFA) 对单井自然伽马 (GR) 测井数据进行处理 (Nio *et al.*, 2005)。INPEFA 曲线从左至右表示了一个富泥化的过程, 代表相对海平面上升; 而曲线从右至左代表相对海平面下降的过程 (Nio *et al.*, 2005; 孙豪飞等, 2026)。相应地, INPEFA 曲线的转折点能够指示层序界面。其中, 负拐点对应 GR 的异常高点, 代表了海泛面 (图 2); 而正拐点则对应 GR 异常减小点, 对应相对海平面的低位 (图 2)。

### 3 储层特征

#### 3.1 生物格架碳酸盐岩

在绵阳—广安台洼, 生物格架类的碳酸盐岩可以分为海绵骨架灰岩和海绵骨架云质灰岩两种类型。在这两类生物格架岩中, 海绵骨骼壁为泥晶方解石, 原生结构保存较好。然而, 两者在伴生生物组合、矿物组成和阴极发光特征等方面显示出不同的特征。

在海绵骨架灰岩中, 海绵壁为泥晶方解石, 而海绵腔体被亮晶方解石充填 (图 3a)。这些亮晶方解石因为包体丰富, 呈现表面脏的镜下特征。伴生腹足类和绿藻等生物碎屑 (图 3a)。孔隙多为次生溶孔, 发生在海绵体腔内。阴极发光显示海绵体腔内的亮晶方解石发光中等, 为橙色 (图 4a, a')。

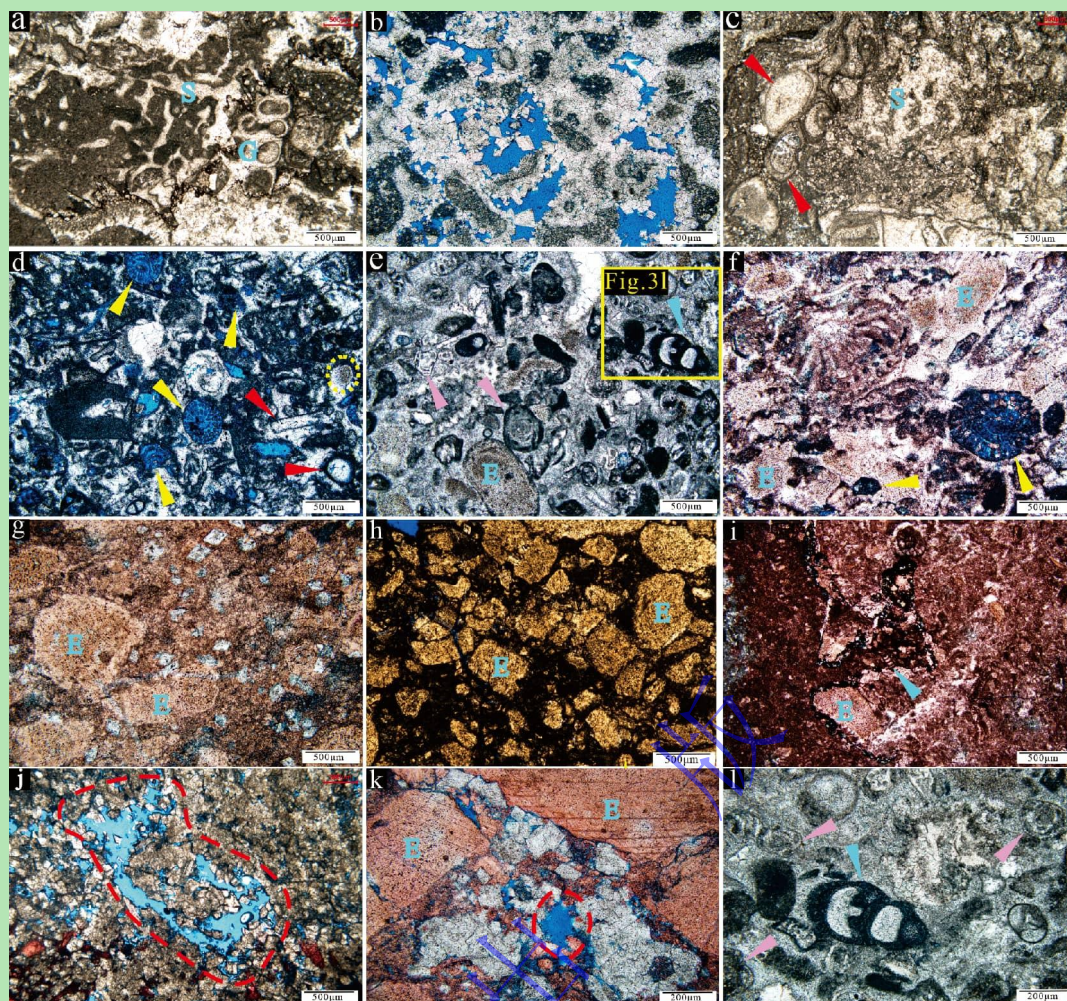


图3 绵阳—广安台沱长兴组礁—滩灰岩样品镜下特征

(a) 5 450 m, 海绵骨架灰岩, 以海绵为主 (图中“S”), 伴生腹足类生屑 (图中“G”), 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色; (b) 5 455 m, 海绵骨架云质灰岩, 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色; (c) 5 456 m, 海绵骨架云质灰岩, 海绵 (图中“S”) 与伴生的钙藻生屑 (红色箭头), 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色; (d) 5 439 m, 有孔虫生屑颗粒灰岩, 蠕类有孔虫 (黄色箭头) 壳壁溶解, 伴生的棘皮类生屑 (黄色虚线) 和钙藻 (红色箭头) 未见溶解, 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色; (e) 5 470 m, 有孔虫生屑颗粒灰岩, 生屑以小粟虫类有孔虫 (粉色箭头) 和双列有孔虫为主 (蓝色箭头) 为主, 伴生棘皮类生屑 (图中“E”), 颗粒间胶结物包体丰富呈表面“脏”的特征, 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色, 黄色框为图 3l; (f) 5 467 m, 棘皮生屑颗粒灰岩, 生屑以棘皮类 (图中“E”) 为主, 伴生的蠕类有孔虫 (黄色箭头) 发生沿壳壁的选择性溶蚀, 蓬深 10 井, 单偏光, 经茜素红染色; (g) 5 468 m, 棘皮生屑颗粒灰岩, 棘皮生屑颗粒 (图中“E”) 间以亮晶胶结物为主, 部分亮晶方解石被自形程度好的亮晶白云石交代, 蓬深 10 井, 单偏光, 经茜素红染色; (h) 5 467 m, 泥粒灰岩, 生物碎屑以棘皮类 (图中“E”) 为主, 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色; (i) 6 044 m, 粒泥灰岩, 生物碎屑可见棘皮类生屑 (图中“E”) 与双列有孔虫生屑 (蓝色箭头), 蓬深 2 井, 单偏光, 经茜素红染色; (j) 5 461 m, 海绵骨架灰质云岩, 可见溶蚀孔隙切割早期形成的白云石晶体 (红色虚线), 指示溶蚀作用晚于白云岩化作用, 蓬深 10 井, 单偏光, 经茜素红染色; (k) 5 459 m, 棘皮生屑颗粒灰岩, 亮晶方解石胶结物被白云石交代后被溶蚀 (红色虚线), “E”为棘皮类生屑, 蓬深 10 井, 单偏光, 经茜素红染色; (l) 5 470 m, 有孔虫生屑颗粒灰岩, 以小粟虫类有孔虫 (粉色箭头) 和双列有孔虫为主 (蓝色箭头) 为主, 颗粒间充填表面“脏”的亮晶胶结物, 蓬深 10 井, 单偏光, 未染色

Fig.3 Thin section microphotographs showing petrographic features of the limestones from the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough

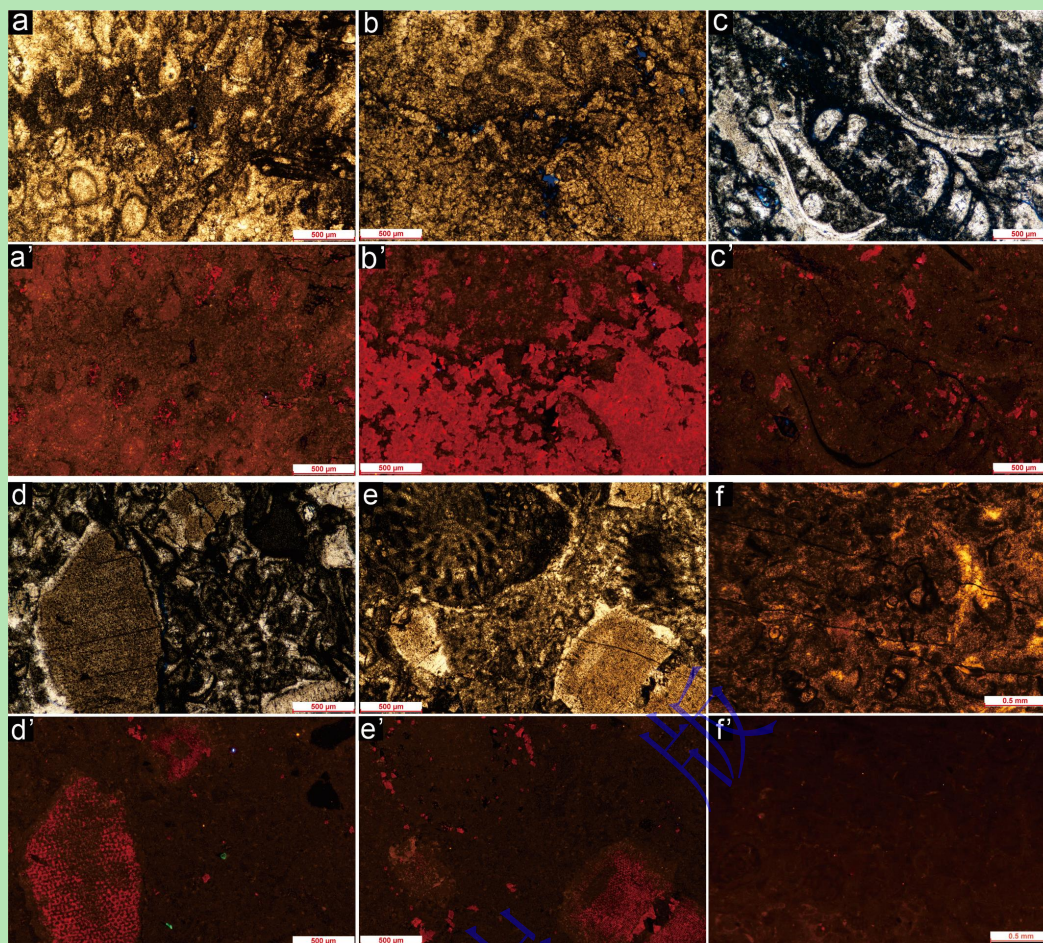


图4 绵阳—广安台洼长兴组礁—滩灰岩样品单偏光（未染色）及其对应的阴极发光特征

(a, a') 海绵骨架灰岩, 亮晶方解石发橙色光, 蓬深 10 井, 5 450 m; (b, b') 海绵骨架云质灰岩, 亮晶方解石胶结物发暗橙色光, 白云石阴极发光增强、总体呈亮橙色, 蓬深 10 井, 5 455 m; (c, c') 有孔虫生屑颗粒灰岩, 亮晶方解石发光极暗、为暗橙色, 蓬深 10 井, 5 466 m; (d, d') 棘皮生屑颗粒灰岩, 亮晶方解石发暗橙色光, 蓬深 10 井, 5 459 m; (e, e') 泥粒灰岩, 泥晶方解石不发光, 蓬深 10 井, 5 447 m; (f, f') 粒泥灰岩, 亮晶方解石和泥晶方解石不发光, 蓬深 2 井, 6 042 m

Fig.4 Plane-polarized light (unstained) and corresponding cathodoluminescence features of reef-beach limestone samples from the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough

在海绵骨架云质灰岩和海绵骨架灰质云岩中, 海绵腔体内充填或者部分充填亮晶方解石和/或亮晶白云石胶结物, 腔壁则为泥晶方解石 (图 3b)。其中, 亮晶方解石多为粉—细晶, 且因为包体丰富呈现表面脏的镜下特征。亮晶白云石为半自形的细—中晶 (0.1~0.3 mm)。在海绵骨架云质灰岩和海绵骨架灰质云岩中, 棘皮类和钙藻类生屑较常见 (图 3c)。孔隙为次生孔隙, 包括海绵体腔内溶孔和白云石晶间孔 (图 3b)。XRD 分析表明, 海绵骨架云质灰岩和海绵骨架灰质云岩主要由方解石 (46%~67%) 和白云石 (32%~54%) 组成, 含有微量的燧石 (<1%)。阴极发光下, 组成海绵壁的泥晶方解石不发光。充填海绵腔体内的亮晶方解石阴极发光程度略有增强, 呈暗橙色, 而白云石晶体阴极发光程度增强, 呈亮红色 (图 4b, b')。

组成海绵骨架灰岩和海绵骨架云质灰岩的方解石, 具有相似的碳氧同位素组成。其中,

$\delta^{13}\text{C}$  介于 3.9‰~4.2‰ (平均值为 4.0‰,  $n=4$ ),  $\delta^{18}\text{O}$  介于 -6.5‰~-6.4‰ (平均值为 -6.47‰,  $n=4$ ) (图 5a)。碳氧同位素之间缺乏相关性, 且与白云石含量缺乏相关性。海绵骨架云质灰岩的孔隙度为 10.6%~14.7% (平均值为 12.1%,  $n=7$ ), 而渗透率介于  $(0.5\sim 4.9)\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$  (平均值为  $2.11\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ ,  $n=7$ )。海绵骨架灰岩的孔隙度介于 4.9%~9.1% (平均值为 7.1%,  $n=11$ ), 而渗透率介于  $(0.04\sim 0.4)\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$  (平均值为  $0.2\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ ,  $n=11$ ) (图 6a, b)。

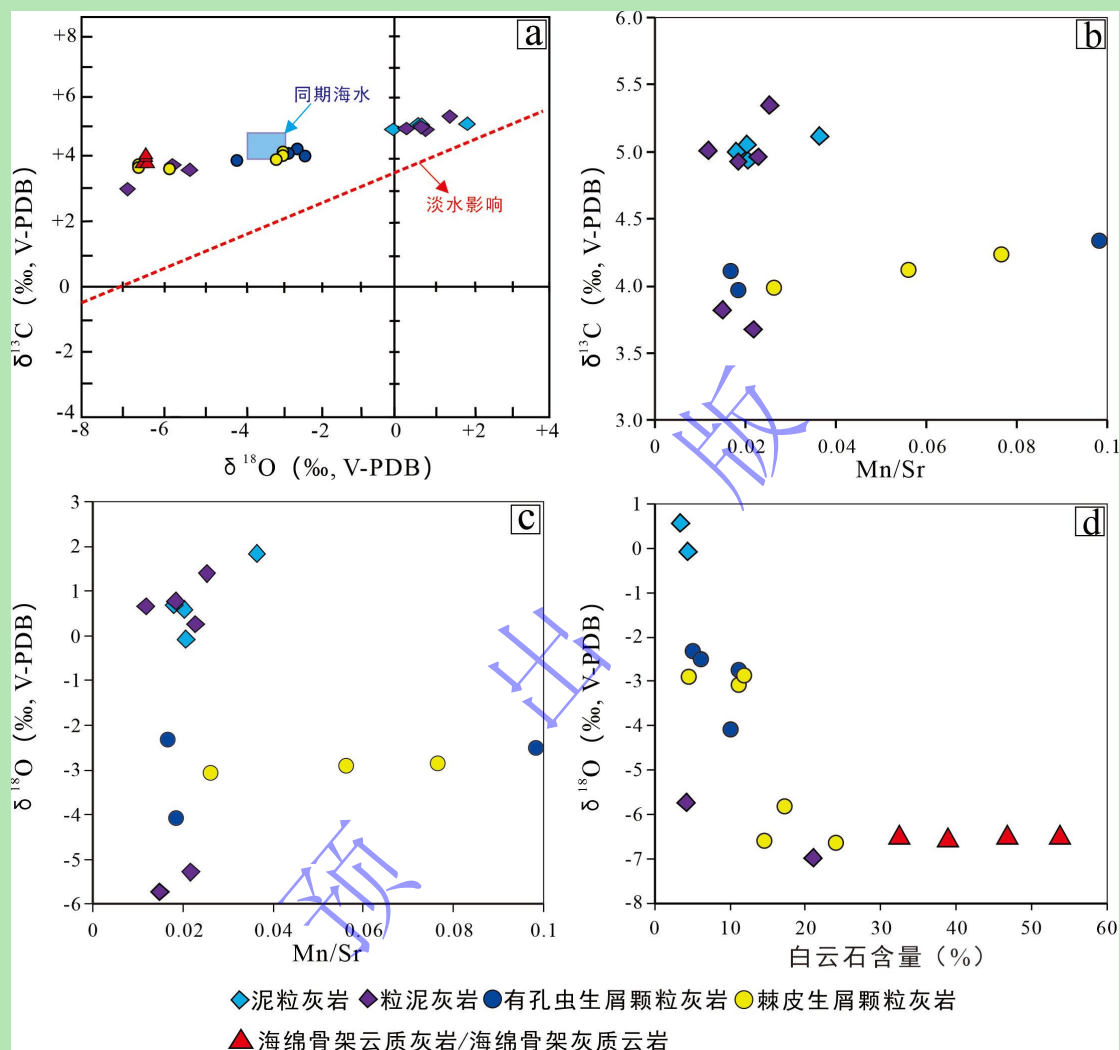


图 5 绵阳—广安台洼长兴组碳酸盐岩成岩作用同位素—微量元素响应特征特征

(a) 碳氧同位素散点图 (同期海水数据引自 Korte *et al.*, 2005a, 2005b; 淡水数据引自 Liang *et al.*, 2020); (b) 长兴组 Mn/Sr 与碳同位素关系图; (c) 长兴组 Mn/Sr 与氧同位素关系图; (d) 长兴组碳酸盐中的白云石含量与其中方解石内氧同位素关系图

Fig.5 Isotopic-trace element response characteristics of carbonate diagenesis in the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough

(a) cross-plot of carbon and oxygen isotopes (coeval seawater data from Korte *et al.*, 2005a, 2005b; freshwater data from Liang *et al.*, 2020); (b) cross-plot showing Mn/Sr versus carbon isotope; (c) cross-plot showing Mn/Sr versus oxygen isotope in the calcite; (d) cross-plot showing dolomite content versus oxygen isotope composition in the co-existing calcite from Changhsing Formation carbonates

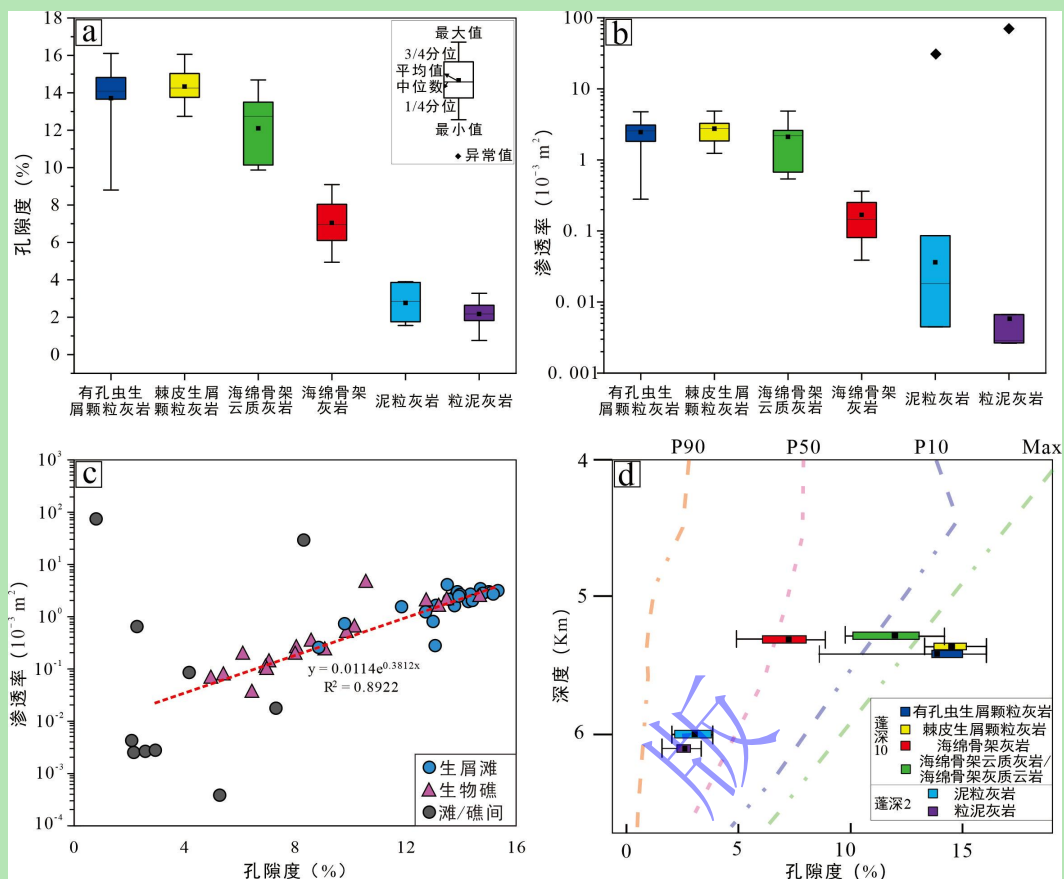


图6 绵阳—广安台洼长兴组储层物性特征图

(a) 长兴组样品孔隙度箱型图；(b) 长兴组样品渗透率箱型图；(c) 沉积相孔渗散点图；(d) 全球油气储层平均孔隙度—埋深关系，P90、P50、P10 分别代表 90%、50% 和 10% 的孔隙度大于此（据 Ehrenberg and Nadeau, 2005 修改）

Fig.6 Reservoir physical properties of the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough

(a) box-plot of porosity for Changhsing Formation samples; (b) box-plot of permeability for Changhsing Formation samples; (c) cross-plot of porosity versus permeability by sedimentary facies; (d) global average porosity–depth relationships for hydrocarbon reservoirs, P90, P50 and P10 curves indicate that xx% of reservoirs have porosities greater than the lined value (modified from Ehrenberg and Nadeau, 2005)

### 3.2 颗粒碳酸盐岩

根据生屑组合类型，台洼区的长兴组颗粒碳酸盐岩可以分为有孔虫生屑颗粒灰岩和棘皮生屑颗粒灰岩两种类型。其中，有孔虫生屑颗粒灰岩的生屑以蠕类、小粟虫类和双列有孔虫为主，伴随着数量不等的棘皮类、钙藻和苔藓虫生屑（图 3d, e）。棘皮生屑颗粒灰岩以海百合生屑为主，伴有数量不等的蠕类有孔虫、钙藻和苔藓虫生屑（图 3f）。

有孔虫生屑颗粒灰岩中，孔隙多为次生溶孔。值得注意的是，这些次生溶孔多发育在蠕类有孔虫内部，为壳壁溶解形成（图 3d）。相反的，小粟虫及双列式有孔虫壳壁溶解不明显（图 3e）。有孔虫的腔体内以及生屑颗粒之间充填亮晶方解石。这些方解石胶结物包体丰富，呈现表面脏的镜下特征。零星发育的白云石为半自形的细晶—中晶（0.1~0.3 mm）交代粒间方解石。XRD 结果显示有孔虫生屑颗粒灰岩主要由方解石（87%~95%）和少量白云

石(5%~11%)组成,可以含微量燧石(<2%)。阴极发光总体较暗(图4c, c')。

棘皮生屑颗粒灰岩的孔隙类型多为蠕类有孔虫的壳壁溶解形成的次生粒内溶孔(图3f)。颗粒之间多被亮晶方解石充填(图3f)。这些亮晶方解石因为包体丰呈表面脏的镜下特征。零星发育的白云石为半自形的细晶(0.1~0.2 mm),交代粒间的亮晶方解石胶结物(图3g)。XRD测试显示,棘皮生屑颗粒灰岩主要由方解石(82%~95%),少量白云石(4%~17%),以及微量燧石(<1%)组成。阴极发光显示亮晶方解石胶结物发光极暗,为暗橙色,而棘皮生屑颗粒自身呈亮橙色(图4d, d')。

在有孔虫生屑颗粒灰岩和棘皮生屑颗粒灰岩的方解石中,碳氧同位素组成相差不大,且缺乏相关性(图5a)。其中,在有孔虫生屑颗粒灰岩中,方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于4.0‰~4.3‰(平均值为4.1‰, n=4),  $\delta^{18}\text{O}$ 介于-4.1‰~-2.3‰(平均值为-2.9‰, n=4)。而在棘皮生屑颗粒灰岩中,方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 介于3.6‰~4.2‰(平均值为3.9‰, n=5),  $\delta^{18}\text{O}$ 介于-6.6‰~-2.9‰(平均值为-4.3‰, n=5)。在生屑颗粒灰岩中,氧同位素的变化与白云石含量呈现负相关性。有孔虫生屑颗粒灰岩的Mn/Sr值介于0.02~0.1(平均值为0.06),而棘皮生屑颗粒灰岩的Mn/Sr值介于0.03~0.06(平均值为0.04)(图5b, c)。有孔虫生屑颗粒灰岩的孔隙度介于8.8%~16.1%(平均值为13.7%, n=16),而渗透率介于 $(0.3\sim 4.8)\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ (平均值为 $2.5\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ , n=16)。棘皮生屑颗粒灰岩的孔隙度介于12.7%~16.1%(平均值为14.3%, n=15),渗透率介于 $(1.2\sim 4.9)\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ (平均值为 $2.7\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ , n=15)(图6a, b)。

### 3.3 泥粒灰岩

泥粒灰岩中,生屑以棘皮类为主,伴生有孔虫等生屑,粒间多为泥晶方解石(图3h)。生屑体腔内的原生孔隙多被亮晶方解石胶结物多充填。孔隙类型以次生溶孔和裂缝为主。XRD测试结果显示,泥粒灰岩主要由方解石(89%~99%)组成,可以含有少量的白云石和燧石。在阴极发光特征上,泥晶方解石不发光,而部分的棘皮生屑为亮橙色(图4e, e')。

泥粒灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于4.9‰~5.1‰(平均值为5.0‰, n=4),  $\delta^{18}\text{O}$ 介于-0.1‰~1.8‰(平均值为0.76‰, n=4)(图5a)。泥粒灰岩Mn/Sr较低,介于0.02~0.04(平均值为0.024)(图5b, c)。泥粒灰岩的孔隙度介于1.6%~3.9%(平均值为2.8%, n=11),渗透率小于 $0.1\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ 。部分样品因为裂缝发育显示出异常高的渗透率值,可达 $27.7\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ (图6a, b)。

### 3.4 粒泥灰岩

粒泥灰岩中生屑组分类型多样,可见苔藓虫、有孔虫及棘皮类等门类,且各组分含量分布均匀,无明显优势类群(图3i)。颗粒间为泥晶方解石(图3i)。生屑的原生体腔孔隙

多被亮晶方解石充填。孔隙为次生溶孔以及裂缝。其中次生溶孔为有孔虫壳壁溶解形成。XRD 测试显示，方解石含量介于 98%~100%，燧石低于 2%。阴极发光显示有孔虫腔体内的亮晶方解石、颗粒间的泥晶方解石与燧石均不发光（图 4f, f'）。

粒泥灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$  介于 3.1‰~5.3‰（平均值为 4.4‰，n=7）， $\delta^{18}\text{O}$  介于-7.0‰~1.4‰（平均值为-2.1‰，n=7）（图 5a）。粒泥灰岩的 Mn/Sr 较低，介于 0.01~0.03（平均值为 0.02）（图 5b, c）。粒泥灰岩的孔隙度介于 1.4%~3.3%（平均值为 2.2%，n=12），渗透率小于  $0.7 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。裂缝可以改善渗透率，达到  $82 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （图 6a, b）。

## 4 灰岩储层形成的控制因素

### 4.1 沉积相

前人研究表明，发育在绵阳—广安台洼内长兴组含礁地层岩相特征明显，能够有效指示沉积相类型（孙豪飞等，2026）。鉴于此，不同岩相间的物性差异显著，也能反映了沉积相对储层发育具有明显的控制作用（Dong *et al.*, 2026）。其中，以颗粒灰岩为主的生屑滩亚相是储层发育的有利相带。其孔隙度和渗透率呈现较好的正相关性（图 6a, b），指示颗粒灰岩发育的储层为孔隙型储层。岩石学特征显示，孔隙类型以次生孔隙为主，且发育在蠕类有孔虫内部（图 3d, f）。

绵阳—广安台洼内的生物礁亚相以海绵骨架灰岩为主，局部可见海绵骨架含云灰岩和海绵骨架云质灰岩发育。其中，海绵骨架含云灰岩及海绵骨架云质灰岩的孔隙度和渗透率好于海绵骨架灰岩（图 6a, b），说明云化作用可以改善海绵骨架灰岩的储层质量。与生屑滩亚相相比，海绵骨架含云灰岩及海绵骨架云质灰岩的孔隙度和渗透率均相对较低，表明在其储层质量总体略劣于生屑滩亚相。其孔隙度和渗透率呈现较好的正相关性（图 6c），指示该类以孔隙型储层为主。

在台洼区内，滩/礁间亚相主要由粒泥灰岩和泥粒灰岩组成。粒泥灰岩和泥粒灰岩呈孔隙度低、渗透率低的特点（图 6a, b）。其孔隙度和渗透率不具相关性（图 6c），说明在此类沉积相形成的储层中，溶蚀孔隙贡献有限，而裂缝的发育在一定程度上改善了储层的渗流能力。

### 4.2 成岩作用

#### 4.2.1 压实和压溶作用

前人研究认为，如果灰岩储层达到 5 500 m 深度，孔隙度应该在 5.2%左右（Schmoker and Halley, 1982）。即使统计全球范围内的碳酸盐岩储层，该深度范围的最大孔隙度也不超过

12.5% (图 6d) (Ehrenberg and Nadeau, 2005)。例如, 川中地区栖霞组深度在 4 500 m 左右的灰岩孔隙度介于 0.1%~4%, 平均孔隙度为 2.6% (Zhang *et al.*, 2026)。川中茅口组深度在 4 200~4 400 m 深度范围内的灰岩孔隙度介于 0.1%~2.7%, 平均孔隙度为 2.12% (Tan *et al.*, 2025)。然而, 研究区 5 400~5 500 m 范围的生屑颗粒灰岩孔隙度可达 16.1%, 明显高于该深度范围碳酸盐岩储层的常规孔隙度。因此, 在研究区内, 压实作用和压溶作用对灰岩储层孔隙结构的影响相对较小。这符合前人的研究结论, 即在持续埋藏和温度升高的过程中, 台洼内多孔的礁滩体灰岩被相对致密的泥晶灰岩围限, 形成了封闭的超过压体系抵抗了压实作用 (Wen *et al.*, 2025)。

#### 4.2.2 胶结作用

骨架(云质)灰岩/灰质云岩中的海绵腔体内, 以及生屑颗粒灰岩的粒间和粒内都广泛发育富含包体的亮晶方解石胶结物(图 3a, f)。此类富含包体的“脏胶结物”通常被认为形成于海水介导的早期成岩环境 (Longman, 1980; Melim *et al.*, 2004)。结合研究区该类方解石胶结物普遍表现为极暗—暗的阴极发光特征(图 4), 表明台洼区灰岩中的方解石胶结作用主要发生于同生—准同生期。

对比中—晚二叠世全球海水的碳同位素组成 (Korte *et al.*, 2005a, 2005b; Jiang *et al.*, 2014), 绵阳—广安台洼内发育的长兴组生屑颗粒灰岩及骨架云质灰岩/灰质云岩中, 方解石  $\delta^{13}\text{C}$  组成 (+3.6‰~+4.3‰) 均与同期海水的  $\delta^{13}\text{C}$  相近(图 5a)。这种全岩样品中方解石与同期海水碳同位素组成的一致性, 说明组成方解石的碳来源于同期海水的碳库, 进一步支持了方解石胶结物为同生期在海水作用下形成。另一方面, 根据低 Mn/Sr 比值 ( $\text{Mn/Sr} < 0.2$ ) 指示开放海相成岩环境, 而较高的 Mn/Sr 比值 ( $\text{Mn/Sr} > 2$ ) 则强烈指示淡水或埋藏流体参与 (Brand and Veizer, 1980), 研究样品普遍低 Mn/Sr 比值 ( $< 0.2$ ), 进一步证明了长二中上亚段中生物格架类灰岩、生屑灰岩、泥粒灰岩和粒泥灰岩中的方解石胶结物的形成与淡水和/或地层水无关, 支持了胶结作用形成于同生期海水成岩环境的认识(图 5b, c)。这一认识与前人通过 U-Pb 法对台洼内颗粒灰岩方解石胶结物定年得到的结论是吻合的, 即方解石形成年龄与地层沉积年龄一致, 约为  $256.2 \pm 6.1 \text{ Ma}$  (Wen *et al.*, 2025)。

值得注意的是, 在生屑颗粒灰岩中, 虽然其中白云石含量的增加与方解石内碳同位素的变化不相关, 但与方解石氧同位素存在负相关性(图 5d), 说明云化发生环境对其中方解石氧同位素组成有影响。因此, 为了准确获得方解石形成时的环境温度, 需要首先排除云化的干扰。研究区内, 白云石含量低于 5% 的有孔虫生屑颗粒灰岩与棘皮生屑颗粒灰岩的方解石  $\delta^{18}\text{O}$  分布在 -2.9‰ 左右。该值与研究区内对方解石胶结物进行微区测试获得的氧同位素分

布范围 (-5.8‰~-2.2‰) 是吻合的 (Wen *et al.*, 2025)。利用微区测试的氧同位素分布范围, 结合晚二叠世海水的氧同位素值 -3.1‰ (Korte *et al.*, 2005a, 2008b; Jiang *et al.*, 2013, 2014), 根据公式  $T=16.9-4.2(\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}})+0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}})^2$  (James and Jones, 2015), 计算方解石胶结物形成时的水体温度介于 13.2 °C~29.2 °C (平均温度为 23.5 °C), 指示其形成于近海底的早期成岩环境。因此, 地球化学特征和岩石学特征一致表明, 组成生屑颗粒灰岩和骨架 (云质) 灰岩/灰质云岩的方解石与沉积期海水密切相关。

#### 4.2.3 溶解作用

从相对海平面变化和孔隙度的关系 (图 2) 可以看出, 孔隙度发育较好的位置集中在长二中上亚段 (SQ2), 即相对海平面总体较低的时期。值得注意的是, 在长二中上亚段内, 随着海平面上升 (TST 阶段), 孔隙度普遍较低; 而在海平面下降 (HST 阶段) 时, 孔隙度普遍增高 (图 2)。这种海平面变化与孔隙度变化之间的负相关关系表明, 海平面下降引起的短期暴露事件, 很可能是长二中上亚段孔隙发育的重要控制因素。

研究区内无论生屑颗粒灰岩还是骨架云质灰岩/灰质云岩, 蠕类有孔虫壳壁普遍发生选择性溶解, 是重要的次生孔隙类型。相反地, 由海水介导的早期亮晶方解石胶结物以及其他生物碎屑却鲜少发生溶解。考虑到早期形成的海水胶结物是低镁方解石 (Tucker and Wright, 1990; Grammer *et al.*, 1999; 樊爱萍等, 2015; 李峰峰等, 2021), 而底栖有孔虫原生壳体的原生矿物组成可能以高镁方解石为主 (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; 王锋等, 2007), 结合海平面与孔隙度的对应关系, 研究区广泛发育的选择性溶解作用可归因于短期暴露阶段大气淡水淋滤对不稳定高镁方解石组分的优先溶蚀。值得注意的是, 原生矿物同样为高镁方解石的棘皮类生屑却鲜少发生溶解 (图 3e, f)。这种蠕类有孔虫的选择性溶解而棘皮类生屑保存的现象, 反映了生物结构对溶解作用的控制作用。由于棘皮类为单晶结构且在早期海水胶结时期发育共轴次生增大胶结物 (图 3g, h、图 4d, d'), 而蠕类有孔虫壳体为微晶集合体组成, 所以前者表现更强的抗溶蚀性。这种生物结构上的选择性溶蚀进一步证实了研究区成岩流体的溶蚀能力有限。结合早期海水胶结物的大量保存, 以及孔隙度增加与海平面下降之间的耦合关系, 该期溶解作用主要局限于早期短暂的大气淡水成岩环境, 而埋藏成岩阶段未见明显大规模溶解改造的证据。

#### 4.2.4 白云化作用

岩石学特征表明, 云化流体不同程度的影响了颗粒灰岩、海绵骨架云质灰岩和海绵骨架灰质。在颗粒灰岩中, 云化程度较低, 对其孔隙度和渗透率影响不大。相反地, 与未云化的海绵骨架灰岩相比, 海绵骨架云质灰岩/灰质云岩的孔隙度和渗透率整体有所提高, 表明云

化作用在一定程度上有利于生物礁相储层质量的改善。

云化作用在空间上具有明显的选择性,主要表现为白云石选择性交代海绵骨架灰岩腔体内部的亮晶方解石(图 3b),选择性交代生屑颗粒灰岩中的粒间亮晶方解石(图 3g)。这种交代关系表明,台洼区的云化作用发生时间晚于早期海水胶结作用。从云化作用发育的层位来看,白云石的发育主要集中于长二中上亚段(SQ2)的最大海退面附近(图 7),表明云化作用与海平面下降有关系。海平面下降导致台洼点礁位置的水体逐渐变浅并趋于受限,蒸发作用增强,从而引起孔隙水盐度升高及元素地球化学组成的改变。在此背景下形成的白云石表现出明显强于方解石胶结物的阴极发光特征(图 4b, b')。

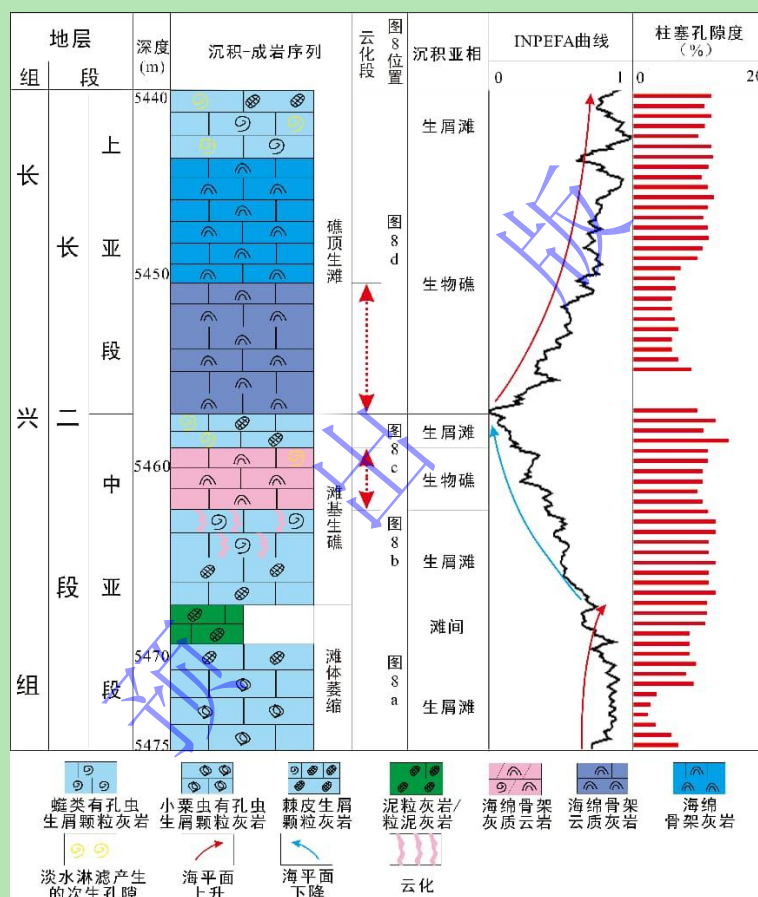


图 7 绵阳—广安台洼长兴组沉积—成岩综合相垂向分布样式图 (INPEFA 数据与海平面数据改编自孙豪飞等, 2026)

Fig.7 Vertical distribution pattern of sedimentary-diagenetic Integrated facies of the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough (INPEFA data and sea level data are modified from Sun *et al.*, 2025)

蒸发增强环境与云化作用的成因联系,也可以在氧同位素组成上得到进一步支持。在云化程度相对较高的颗粒灰岩、海绵骨架灰质灰岩及海绵骨架灰质云岩中(图 5d),方解石  $\delta^{18}\text{O}$  明显偏负 ( $-6.6\text{‰} \sim -5.8\text{‰}$ ),表明云化流体对其中早期形成的方解石氧同位素组成产生了一定程度的改造。结合研究区云化段与相对海平面低位的对应关系(图 7),云化作用

可能发生在海平面下降阶段所形成的蒸发作用增强的局部限制性海水环境。该认识与前人对华南碳酸盐岩台地长兴组中上亚段云化作用的研究结果相一致，即长兴组普遍发育准同生期云化作用，且其形成多与相对海平面下降背景下产生的局部蒸发环境密切相关（Jiang *et al.*, 2013, 2014；文华国等，2017；Liang *et al.*, 2020；何文渊等，2022；文龙等，2025b）。另一方面，白云石晶体被溶解孔隙所截切的现象表明，白云石化作用早于淡水淋滤作用（图 3j, k）。因此，从沉积—成岩演化序列来看，云化作用发生在海平面下降但尚未完全暴露的受限蒸发阶段，时间上早于暴露期大气淡水淋滤对不稳定组分产生的选择性溶解。

## 5 储层形成机制

### 5.1 礁滩型灰岩储层演化序列

在绵阳—广安台洼长兴组含礁地层中，相对海平面的变化会引起生物群落的变化，同时也控制着早期成岩环境与成岩作用类型。基于相对海平面变化特征、岩相和成岩特征，可将长兴组储层发育的长二中亚段和上亚段划分为三类具有成因联系的沉积—成岩演化序列，包括发育在长二中亚段下部的滩体萎缩序列，发育在长二中亚段上部滩基生礁序列，以及发育在长二上亚段的礁顶成滩序列（图 7）。

滩体萎缩序列发育在长二中亚段下部，对应三级层序内由相对海平面上升所控制的加深序列。其顶部发育的泥粒灰岩夹粒泥灰岩代表该层序的最大海泛面（maximum flooding surface, mfs）（图 7）。该序列自下而上依次由有孔虫生屑颗粒灰岩（厚度介于 3.5~4.5 m）、棘皮生屑颗粒灰岩（厚度介于 1~2.5 m）过渡为泥粒灰岩（厚度介于 1.5~3.5 m），整体表现为由中等能量向低能环境的沉积演化特征（图 8a）。其中底部发育的有孔虫生屑颗粒灰岩以底栖的小粟虫类有孔虫为主，伴生双列有孔虫。在该组合发育时期，受相对海平面持续上升控制，沉积体系未经历显著暴露，因而缺乏大气淡水溶蚀和蒸发相关云化作用，成岩作用主要表现为稳定海水环境下的早期胶结。

滩基生礁序列发育在长二中亚段上部，反映了相对海平面持续下降，最终达到最大海退面的沉积过程（图 7）。该序列自下而上依次由棘皮生屑颗粒灰岩（厚度介于 1.5~2.5 m）、有孔虫生屑颗粒灰岩（厚度介于 1.5~2.5 m）和海绵骨架灰质云岩（厚度介于 2.5~3.5 m）组成，整体表现为由相对较深水向极浅水环境的变浅序列（图 8b, c）。其中，有孔虫以瓣类有孔虫为主。在该序列顶部，随着海平面的持续下降，沉积环境进入浅水阶段，海绵礁开始发育。相对海平面的阶段性小幅波动为早期海水胶结作用提供了有利的成岩环境。随着总体水深进一步变浅，局部水体受限并伴随蒸发作用增强，促使礁体发生局部云化（图 8b），

并对其下伏颗粒滩沉积体产生一定程度的弱云化改造。当相对海平面进一步下降并达到最大海退面时，台洼内点礁/滩局部出现间歇性暴露，形成短暂的大气淡水淋滤成岩环境（图 8c）。由于暴露持续时间有限，淡水的溶解作用主要对长二中亚段矿物稳定性较差的原生组分产生选择性溶蚀，而未引起大规模孔隙结构的破坏（图 8c）。

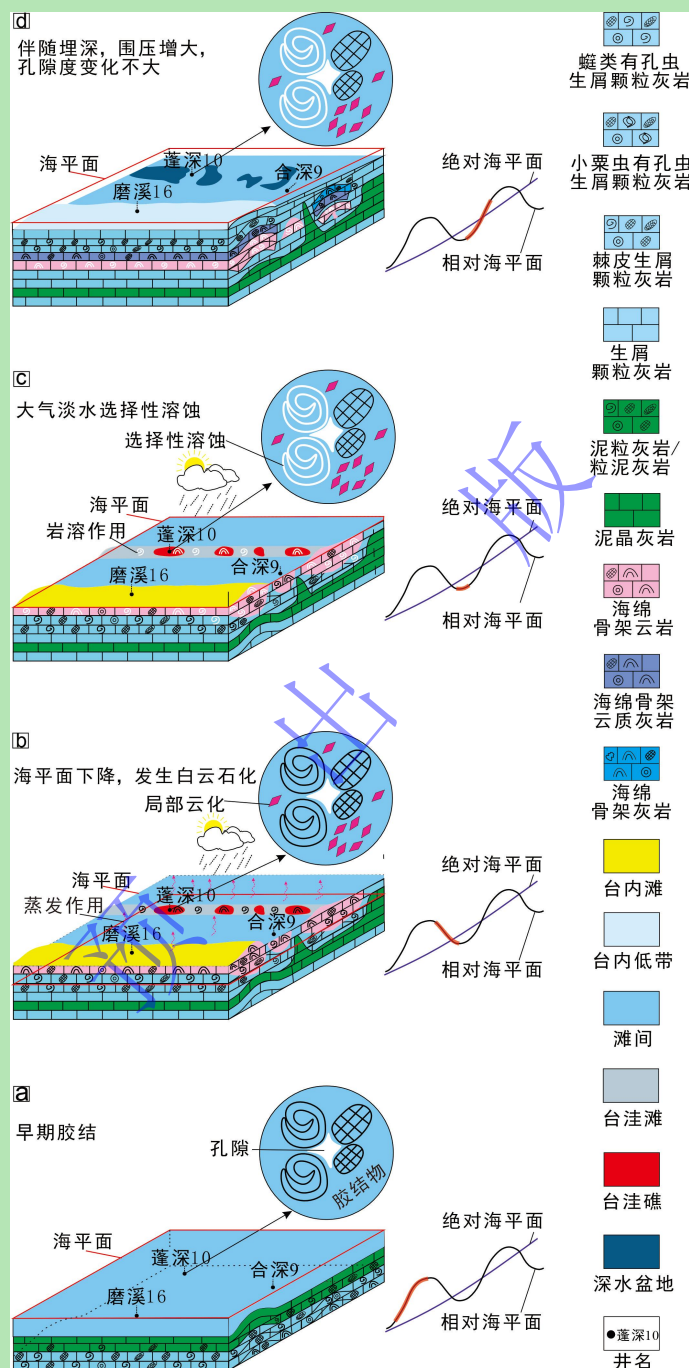


图 8 绵阳—广安台洼长兴组沉积过程及储层发育模式

(a)长二中亚段下部，孔隙度 4.9%~9.1%；(b)长二中亚段上部，孔隙度 10.6%~13.7%；(c)长二中亚段顶部，孔隙度 10.1%~15.1%；(d)长二上亚段，孔隙度 10.1%~13.3%

Fig.8 Sequence-controlled sedimentary process and reservoir development model of the Changhsing Formation, Mianyang-Guang'an trough

礁顶成滩序列位于长二上亚段，反映了相对海平面上升阶段的沉积演化，对应于最大海退面之后随即发生的小规模海侵过程（图 7）。该序列表现为水深增加的岩相序列，自下而上分别为海绵骨架云质灰岩（厚度介于 3.5~6.0 m）、海绵骨架灰岩（4.5~5.5 m）、蠕类有孔虫生屑颗粒灰岩（厚度介于 1.5~2.5 m）和棘皮生屑颗粒灰岩（厚度介于 1.5~2.5 m）（图 8d）。在相对海平面自最大海退面开始回升的初期阶段，礁体仍处于极浅水—间歇暴露环境，海绵礁得以发育。该时期受海平面低位控制，局部蒸发作用较强，促使同生—准同生期形成的海绵骨架灰岩发生局部白云石交代，形成海绵骨架云质灰岩。随后，随着相对海平面进一步上升，蒸发作用减弱，云化过程逐渐停止，沉积以未发生明显云化的海绵骨架灰岩为主。随着水体持续加深，生物群落发生演替，以蠕类有孔虫为主的底栖生物逐渐占据优势，沉积转变为有孔虫生屑颗粒灰岩。其后水体进一步加深，棘皮类生物大量繁盛并贡献主要生屑来源，形成棘皮生屑颗粒灰岩。二叠纪末期由大规模短期海平面下降引发的短暂露头及大气淡水淋滤作用（吴亚生等，2003；Wu *et al.*, 2010；Yin *et al.*, 2014），是导致该层序内蠕类有孔虫壳壁发生选择性溶解的主导因素。

## 5.2 孔隙形成的控制机制

研究区上二叠统长兴组储层的沉积—成岩序列表明，孔隙的形成主要受原生矿物以及同生—准同生期成岩作用控制，而地层水主导的大规模溶解和胶结作用以及热液活动等后期成岩改造作用不发育。这种后期改造作用受限的特征，指示研究区较早形成了相对封闭的成岩体系，从而有效抑制了深埋阶段外来流体对储层的改造。这一关于“早期成岩封闭体系”的认识，与研究区印度期快速埋藏所诱发的超压演化逻辑是一致的。前人研究表明，四川盆地长兴组在早三叠世印度期经历了一次快速埋藏过程，平均速率在 20 m/Ma 以上（张斌等，2007；黄思静等，2010；饶松等，2013；汪泽成等，2018；鲁国等，2023）。与此同时，上覆飞仙关组致密的泥页岩和泥质灰岩在印度期快速沉积，沉积速率可达 250 m/Ma（曾道富，1988；周慧等，2012；Yin *et al.*, 2014），致使台洼内发育的多孔长兴组礁滩体被周源致密岩性围限。这种快速埋藏与成岩早期高封堵性耦合，导致礁滩体内部的原生孔隙流体无法随压实作用及时排出，产生明显的欠压实特征（图 6d），进而诱发了强烈的超压系统（张学丰等，2014；陈强路等，2025；Wen *et al.*, 2025）。

该超压系统同样可以得到实测地层压力的定量证实。基于研究区 4 000~5 000 m 实测压力数据建立的压力演化趋势显示（图 9），长兴组超压梯度为 0.02 MPa/m。据此推算，当埋深达到 5 500 m 时，地层压力约为 100 MPa，压力系数约为 1.8，属于强超压体系。值得注意的是，这一推测结果与台洼区合深 9 井长兴组礁滩储层的实测压力（100 MPa）高度吻合。

(Wen *et al.*, 2025)。然而,相较于长兴组埋深 5 418~5 591 m 的蓬深 10 井,台洼区内的合深 9 井长兴组埋深较浅,介于 3 680~3 800 m。这种跨深度的压力一致性,证实了超压体系在台洼内点礁/滩广泛存在,使得台洼内点礁/滩具有极强的成岩封闭性。得益于这种极端的封闭环境,这些台洼内长兴组礁滩体灰岩能够免受晚期成岩流体的改造,从而保留了完整的同生—准同生期成岩序列,成为重建晚二叠世海水化学特征与古环境信息的理想地球化学载体。

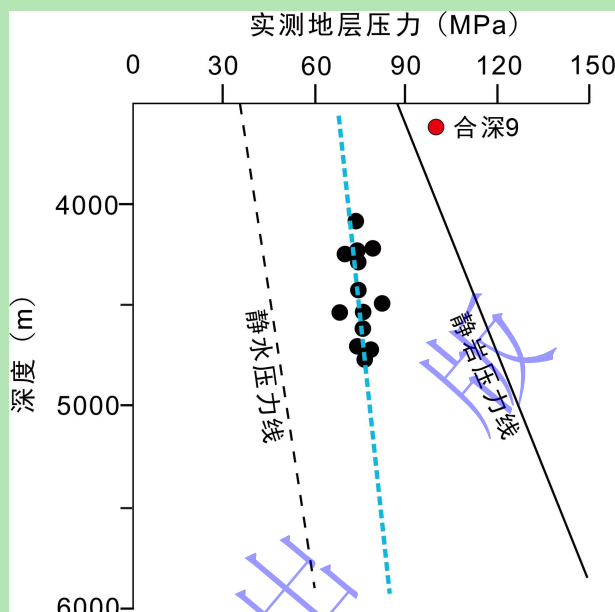


图9 绵阳—广安台洼二叠系实测地层压力

Fig.9 Measured formation pressure of the Permian in the Mianyang-Guang'an trough

## 6 结论

(1) 绵阳—广安台洼储层划分出七类岩相,分别为海绵骨架灰岩、海绵骨架云质灰岩/灰质云岩、有孔虫生屑颗粒灰岩、棘皮生屑颗粒灰岩、泥粒灰岩以及粒泥灰岩。其中蠕类有孔虫壳壁的选择性溶蚀是储层孔隙形成的主要原因。

(2) 研究区深埋 (>5 000 m) 礁滩灰岩储层发育的核心在于“快埋早封”驱动形成的封闭过压体系。该体系于印度期建立,不仅有效抑制了机械压实与压溶作用,也阻断了埋藏期成岩流体的改造,从而使早期形成的孔隙空间与成岩信息在深埋环境下得以原位保存。

(3) 绵阳—广安台洼长兴组含礁灰岩储层完整的记录了同生—准同生期连续的早期成岩演化序列。该序列起始于同生期的海水胶结作用,随后在蒸发作用增强背景下经历了表层云化改造,最终因海平面下降导致的短期暴露而遭受大气淡水淋滤作用。

(4) 深埋背景下灰岩储层的孔隙发育,本质上是受海平面波动约束的沉积作用与早期成岩改造协同演化的产物。因此,‘沉积—成岩演化序列’构成了预测深层/超深层灰岩储

层发育的关键准则。本研究在长二段中上亚段的三级层序内，识别出三类具有成因联系的演化序列，其中发育于海退背景下的‘滩基生礁’序列，是形成优质储层的核心带。

致谢 感谢中国石油大学（北京）油气资源与工程全国重点实验室的师生宝老师和李天天老师在实验方面给予的帮助。

#### 数据可用性声明

支撑本研究的科学数据已在中国科学院科学数据银行（Science Data Bank, ScienceDB）平台公开发布，访问地址为 [https://www.doi.org/\[10.57760/sciencedb.cjxb.00024\]](https://www.doi.org/[10.57760/sciencedb.cjxb.00024]) 和 [\[https://cstr.cn/31253.11.sciencedb.cjxb.00024\]](https://cstr.cn/31253.11.sciencedb.cjxb.00024)。

#### 参考文献（References）

- 陈蟒蛟, 谭开俊, 文龙, 等. 2023. 四川盆地中二叠统天然气成藏特征及巨大勘探前景[J]. 地学前缘, 30(1): 11-19. [Chen Mangjiao, Tan Kaijun, Wen Long, et al. 2023. Natural gas accumulation characteristics and great exploration potential of the Middle Permian in the Sichuan Basin[J]. Earth Science Frontiers, 30(1): 11-19.]
- 陈强路, 席斌斌, 尤东华, 等. 2025. 四川盆地东南部二叠系长兴组成藏过程与天然气有效聚集[J]. 石油实验地质, 47(5): 963-973. [Chen Qianglu, Xi Binbin, You Donghua, et al. 2025. Hydrocarbon accumulation process, and effective natural gas accumulation in Permian Changxing Formation, southeastern Sichuan Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 47(5): 963-973.]
- 邓志强, 胡明毅, 左滔滔. 2022. 开江—梁平海槽南段长兴沉积格局认识及油气勘探意义[J]. 断块油气田, 29(6): 780-787. [Deng Zhiqiang, Hu Mingyi, Zuo Mingtao. 2022. The understanding of sedimentary pattern in Changxing period and significance for oil-gas exploration in the southern section of Kaijiang-Liangping trough[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 29(6): 780-787.]
- 樊爱萍, 杨仁超, 韩作振, 等. 2015. 鲁西地区张夏组碳酸盐岩成岩系统[J]. 沉积学报, 33(1): 67-78. [Fan Aiping, Yang Renchao, Han Zuozhen, et al. 2015. Carbonate diagenetic system of Zhangxia Formation in west Shandong province[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 33(1): 67-78.]
- 何文渊, 云建兵, 钟建华. 2022. 川东北二叠系长兴组碳酸盐岩云化成储机制[J]. 岩性油气藏, 34(5): 1-25. [He Wenyuan, Yun Jianbing, Zhong Jianhua. 2022. Reservoir-forming mechanism of carbonate dolomitization of Permian Changxing Formation in northeastern Sichuan Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 34(5): 1-25.]
- 黄福喜. 2011. 中上扬子克拉通盆地沉积层序充填过程与演化模式[D]. 成都: 成都理工大学: 1-153. [Huang Fuxi. 2011. Filling process and evolutionary model of sedimentary sequence in Middle-Upper Yangtze Cratonic Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology: 1-153.]
- 黄思静, 龚业超, 黄可可, 等. 2010. 埋藏历史对碳酸盐溶解—沉淀的影响: 以四川盆地东北部三叠系飞仙关组和塔里木盆地北部奥陶系为例[J]. 地球科学进展, 25(4): 381-389. [Huang Sijing, Gong Yechao, Huang Keke, et al. 2010. The influence of burial history on carbonate dissolution and precipitation: A case study from Feixianguan Formation of Triassic, NE Sichuan and Ordovician carbonate of northern Tarim Basin[J]. Advances in Earth Science, 25(4): 381-389.]
- 姜华, 汪泽成, 杜宏宇, 等. 2014. 乐山—龙女寺古隆起构造演化与新元古界震旦系天然气成藏[J]. 天然气地球科学, 25(2): 192-200. [Jiang Hua, Wang Zecheng, Du Hongyu, et al. 2014. Tectonic evolution of the Leshan-Longnsvi paleo-uplift and reservoir formation of Neoproterozoic Sinian gas[J]. Natural Gas Geoscience, 25(2): 192-200.]
- 李峰峰, 郭睿, 刘立峰, 等. 2021. 伊拉克M油田白垩系Mishrif组潟湖环境碳酸盐岩储集层成因机理[J]. 地球科学, 46(1): 228-241. [Li Fengfeng, Guo Rui, Liu Lifeng, et al. 2021. Genesis of reservoirs of Lagoon in the Mishrif Formation, M oilfield, Iraq[J]. Earth Science, 46(1): 228-241.]
- 李秋芬, 苗顺德, 王铜山, 等. 2015. 四川盆地晚二叠世克拉通内裂陷作用背景下的盐亭—潼南海槽沉积充填特征[J]. 地学前缘, 22(1): 67-76. [Li Qiufen, Miao Shunde, Wang Tongshan, et al. 2015. Sedimentary filling configuration of Yanting-Tongnan trough

- under the background of intracratonic rift in Later Permian, Sichuan Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 22(1): 67-76.]
- 李雯, 陈安清, 张玺华, 等. 2025. 四川盆地二叠纪两类典型碳酸盐台地边缘及古地理分异格局[J]. *地质学报*, 99(12): 4105-4119. [Li Wen, Chen Anqing, Zhang Xihua, et al. 2025. Permian paleogeographic differentiation evolution and platform margin model comparison in Sichuan Basin[J]. *Acta Geologica Sinica*, 99(12): 4105-4119.]
- 鲁国, 何登发, 开百泽. 2023. 四川盆地构造沉降特征及成因机制分析[J]. *地质科学*, 58(1): 86-104. [Lu Guo, He Dengfa, Kai Baize. 2023. Tectonic subsidence characteristics of Sichuan Basin and its enlightenment to basin genesis[J]. *Chinese Journal of Geology*, 58(1): 86-104.]
- 马永生, 蔡勋育, 黎茂稳, 等. 2024. 深层—超深层海相碳酸盐岩成储成藏机理与油气藏开发方法研究进展[J]. *石油勘探与开发*, 51(4): 692-707. [Ma Yongsheng, Cai Xunyu, Li Maowen, et al. 2024. Research advances on the mechanisms of reservoir formation and hydrocarbon accumulation and the oil and gas development methods of deep and ultra-deep marine carbonates[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 51(4): 692-707.]
- 马永生, 牟传龙, 郭彤楼, 等. 2005. 四川盆地东北部长兴组层序地层与储层分布[J]. *地学前缘*, 12(3): 179-185. [Ma Yongsheng, Mou Chuanlong, Guo Tonglou, et al. 2005. Sequence stratigraphy and reservoir distribution of the Changxing Formation in northeastern Sichuan Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(3): 179-185.]
- 倪新锋, 陈洪德, 田景春, 等. 2007. 川东北地区长兴组—飞仙关组沉积格局及成藏控制意义[J]. *石油与天然气地质*, 28(4): 458-465. [Ni Xinfeng, Chen Hongde, Tian Jingchun, et al. 2007. Sedimentary framework of Changxing-Feixianguan Formations and its control on reservoiring in northeastern Sichuan Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 28(4): 458-465.]
- 庞雄奇, 林会喜, 郑定业, 等. 2020. 中国深层和超深层碳酸盐岩油气藏形成分布的基本特征与动力机制及发展方向[J]. *地质力学学报*, 26(5): 673-695. [Pang Xiongqi, Lin Huixi, Zheng Dingye, et al. 2020. Basic characteristics, dynamic mechanism and development direction of the formation and distribution of deep and ultra-deep carbonate reservoirs in China[J]. *Journal of Geomechanics*, 26(5): 673-695.]
- 饶松, 朱传庆, 王强, 等. 2013. 四川盆地震旦系—下古生界烃源岩热演化模式及主控因素[J]. *地球物理学报*, 56(5): 1549-1559. [Rao Song, Zhu Chuanqing, Wang Qiang, et al. 2013. Thermal evolution patterns of the Sinian-Lower Paleozoic source rocks in the Sichuan Basin, Southwest China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(5): 1549-1559.]
- 孙豪飞, 马昕亮, 文龙, 等. 2026. 四川盆地绵阳—广安台洼二叠系长兴组含礁地层对比与沉积相特征[J]. *古地理学报*, 28(3): 1071-1086. [Sun Haofei, Ma Xinliang, Wen Long, et al. 2026. Stratigraphic correlation and sedimentary facies characteristics of reef-bearing Permian Changxing Formation in Mianyang-Guang'an Trough, Sichuan Basin[J]. *Journal of Palaeogeography*, 28(3): 1071-1086.]
- 汪泽成, 江青春, 黄士鹏, 等. 2018. 四川盆地中二叠统茅口组天然气大面积成藏的地质条件[J]. *天然气工业*, 38(1): 30-38. [Wang Zecheng, Jiang Qingchun, Huang Shipeng, et al. 2018. Geological conditions for massive accumulation of natural gas in the mid-Permian Maokou Fm of the Sichuan Basin[J]. *Natural Gas Industry*, 38(1): 30-38.]
- 王锋, 姜在兴, 周丽清, 等. 2007. 阿曼Daleel油田下白垩统Shuaiba组上段碳酸盐岩沉积相模式[J]. *沉积学报*, 25(2): 192-200. [Wang Feng, Jiang Zaixing, Zhou Liqing, et al. 2007. Sedimentary facies model on carbonate rock in the Upper Shuaiba member of Lower Cretaceous in Daleel field, Oman[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 25(2): 192-200.]
- 王嘉先, 孙豪飞, 徐亮, 等. 2025. 德阳—武胜海槽长兴组礁滩沉积及储源特征研究[J]. *断块油气田*, 32(2): 242-250. [Wang Jiaxian, Sun Haofei, Xu Liang, et al. 2025. Study on characteristics of reef shoal deposition and reservoir source of Changxing Formation in Deyang-Wusheng trough, Sichuan Basin[J]. *Fault-Block Oil & Gas Field*, 32(2): 242-250.]
- 王兆鹏, 邢凤存, 古强, 等. 2025. 川西北开江—梁平海槽与蓬溪—武胜台凹交汇区长兴组—飞仙关组沉积相展布与演化[J/OL]. *沉积学报*, <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.099>. [Wang Zhaopeng, Xing Fengcun, Gu Qiang, et al. 2025. Distribution and evolution of sedimentary facies from the Changxing-Feixianguan Formations in the intersection area of Kaijiang Liangping trough and Pengxi Wusheng intra-platform depression, northwest Sichuan Basin[J/OL]. *Acta Sedimentologica Sinica*, <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.099>.]
- 文华国, 周刚, 郑荣才, 等. 2017. 四川盆地开江—梁平海槽东侧长兴组礁白云岩沉积—成岩—成藏系统[J]. *岩石学报*, 33(4): 1115-1134. [Wen Huaguo, Zhou Gang, Zheng Rongcai, et al. 2017. The sedimentation-diagenesis-reservoir formation system of reef

- dolomites from Changxing Formation in the eastern of Kaijiang-Liangping platform-shelf, Sichuan Basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(4): 1115-1134.]
- 文龙, 张本健, 陈晓, 等. 2023. 四川盆地二叠、三叠系构造—沉积特征及有利勘探区带[J]. *天然气勘探与开发*, 46(4): 1-12. [Wen Long, Zhang Benjian, Chen Xiao, et al. 2023. Permian and Triassic in Sichuan Basin: Tectono-sedimentary characteristics and favorable exploration belts[J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 46(4): 1-12.]
- 文龙, 侯明才, 罗冰, 等. 2025a. 海相碳酸盐岩全储层效应的提出及勘探意义: 以川中二叠系为例[J]. *沉积学报*, 43(5): 1555-1568. [Wen Long, Hou Mingcai, Luo Bing, et al. 2025a. Proposal and exploration significance of “integrated reservoir potential” in marine carbonates: A case study of the Permian in the central Sichuan Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 43(5): 1555-1568.]
- 文龙, 罗冰, 孙豪飞, 等. 2025b. 四川盆地蓬深 10 井二叠系长兴组天然气勘探突破及意义[J]. *石油学报*, 46(11): 2001-2012. [Wen Long, Luo Bing, Sun Haofei, et al. 2025b. Breakthrough and significance of natural gas exploration of Permian Changxing Formation at well Pengshen10 in Sichuan Basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 46(11): 2001-2012.]
- 吴亚生, 范嘉松, 金玉玕. 2003. 晚二叠世末的生物礁出露及其意义[J]. *地质学报*, 77(3): 289-296. [Wu Yasheng, Fan Jiasong, Jin Yugan. 2003. Emergence of the Late Permian Changhsingian reefs at the end of the Permian[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(3): 289-296.]
- 杨雨, 文龙, 宋泽章, 等. 2022. 川中古隆起北部蓬莱气区多层系天然气勘探突破与潜力[J]. *石油学报*, 43(10): 1351-1368, 1394. [Yang Yu, Wen Long, Song Zezhang, et al. 2022. Breakthrough and potential of natural gas exploration in multi-layer system of Penglai gas area in the north of central Sichuan paleo-uplift[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 43(10): 1351-1368, 1394.]
- 姚鑫阳, 胡志贵, 武赛军, 等. 2024. 川东北地区开江—梁平海槽东侧长兴组沉积特征及有利区预测[J]. *沉积学报*, 42(6): 2102-2118. [Yao Xinyang, Hu Zhonggui, Wu Saijun, et al. 2024. Sedimentary characteristics and prediction of favorable areas of the Changxing Formation on the eastern side of the Kaijiang-Liangping trough in northeastern Sichuan Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 42(6): 2102-2118.]
- 曾道富. 1988. 关于恢复四川盆地各地质时期地层剥蚀量的初探[J]. *石油实验地质*, 10(2): 134-141. [Zeng Daofu. 1988. A preliminary study on the restoration for the various denuded sequences of Sichuan Basin[J]. *Experimental Petrology*, 10(2): 134-141.]
- 张本健, 郝毅, 周刚, 等. 2025. 四川盆地海相碳酸盐岩规模优质储层分布与勘探方向[J]. *海相油气地质*, 30(5): 481-499. [Zhang Benjian, Hao Yi, Zhou Gang, et al. 2025. Distribution of large-scale high-quality carbonate reservoirs and exploration directions in the Sichuan Basin[J]. *Marine Origin Petroleum Geology*, 30(5): 481-499.]
- 张斌, 赵喆, 张水昌, 等. 2007. 塔里木盆地和四川盆地海相烃源岩成烃演化模式探讨[J]. *科学通报*, 52(增刊 1): 108-114. [Zhang Bin, Zhao Zhe, Zhang Shuichang, et al. 2007. Discussion on the hydrocarbon generation evolutionary model of marine source rock in Tarim and Sichuan Basin[J]. *Chinese Science Bulletin*, 52(Suppl.1): 108-114.]
- 张奇, 屠志慧, 饶雷, 等. 2010. 四川川中地区晚二叠世蓬溪—武胜台凹对台内生物礁滩分布的控制作用[J]. *天然气勘探与开发*, 33(4): 1-4, 7. [Zhang Qi, Tu Zhihui, Rao Lei, et al. 2010. Control of later Permian Pengxi-Wusheng depressional platform on bioreef and shoal distribution within platform, central Sichuan Basin[J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 33(4): 1-4, 7.]
- 张学丰, 石开波, 刘波, 等. 2014. 保持性成岩作用与深部碳酸盐岩储层孔隙的保存[J]. *地质科技情报*, 33(2): 80-85. [Zhang Xuefeng, Shi Kaibo, Liu Bo, et al. 2014. Retention processes and porosity preservation in deep carbonate reservoirs[J]. *Geological Science and Technology Information*, 33(2): 80-85.]
- 章学刚, 邓庆杰, 熊冉, 等. 2023. 四川盆地仪陇—平昌地区二叠系长兴组地震沉积学研究[J]. *地质与勘探*, 59(6): 1347-1355. [Zhang Xuegang, Deng Qingjie, Xiong Ran, et al. 2023. Seismic sedimentology of the Permian Changxing Formation in the Yilong-Pingchang area, Sichuan Basin[J]. *Geology and Exploration*, 59(6): 1347-1355.]
- 周慧, 赵宗举, 刘烨, 等. 2012. 四川盆地及邻区早三叠世印度层序岩相古地理及有利勘探区带[J]. *石油学报*, 33(增刊 2): 52-63. [Zhou Hui, Zhao Zongju, Liu Ye, et al. 2012. Sequence lithofacies paleogeography and favorable exploration zones of Induan age of the Lower Triassic in Sichuan Basin and adjacent areas, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(Suppl.2): 52-63.]
- Brand U, Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 50(4): 1219-1236.

- Dong Y W, Wang J Y, Wu S J, et al. 2026. Sedimentary characteristics and controls of reef-shoal reservoirs, M block, eastern Sichuan Basin[J]. *Applied Sciences*, 16(3): 1257.
- Ehrenberg S N, Nadeau P H. 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships[J]. *AAPG Bulletin*, 89(4): 435-445.
- Grammer G M, Crescini C M, McNeill D F, et al. 1999. Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments-new insight into a fundamental process[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 69(1): 202-207.
- He D F, Jia C Z, Zhao W Z, et al. 2023. Research progress and key issues of ultra-deep oil and gas exploration in China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 50(6): 1333-1344.
- James N P, Jones B. 2015. *Origin of carbonate sedimentary rocks*[M]. Hoboken: Wiley: 1-66.
- Jiang L, Cai C F, Worden R H, et al. 2013. Reflux dolomitization of the Upper Permian Changxing Formation and the Lower Triassic Feixianguan Formation, NE Sichuan Basin, China[J]. *Geofluids*, 13(2): 232-245.
- Jiang L, Worden R H, Cai C, et al. 2014. Dolomitization of gas reservoirs: The Upper Permian Changxing and Lower Triassic Feixianguan formations, northeast Sichuan Basin, China[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 84(10): 792-815.
- Korte C, Jasper T, Kozur H W, et al. 2005a.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of Permian brachiopods: A record of seawater evolution and continental glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224(4): 333-351.
- Korte C, Kozur H W, Veizer J. 2005b.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(3/4): 287-306.
- Liang T, Bao Z D, Zhu X E, et al. 2020. Episodic dolomitizations driven by sea-level fluctuations in the Permian-Triassic boundary interval: A case study from a dolomitized Changhsingian reef, Shitouzhai section, South China[J]. *Carbonates and Evaporites*, 35(3): 91.
- Lei Jiang, Richard H. Worden, Chunfang Cai, Kaikai Li, Lei Xiang, Liulu Cai, Xunyun He; Dolomitization of Gas Reservoirs: The Upper Permian Changxing and Lower Triassic Feixianguan Formations, Northeast Sichuan Basin, China. *Journal of Sedimentary Research* 2014;; 84 (10): 792 – 815.
- Longman M W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments[J]. *AAPG Bulletin*, 64(4): 461-487.
- Ma Y S, Cai X Y, Li M W, et al. 2024. Research advances on the mechanisms of reservoir formation and hydrocarbon accumulation and the oil and gas development methods of deep and ultra-deep marine carbonates[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 51(4): 795-812.
- Melim L A, Swart P K, Eberli G P. 2004. Mixing-zone diagenesis in the subsurface of Florida and the Bahamas[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6): 904-913.
- Nio S D, Brouwer J H, Smith D, et al. 2005. Spectral trend attribute analysis: Applications in the stratigraphic analysis of wireline logs[J]. *First Break*, 23(4): 71-75.
- Schmoker J W, Halley R B. 1982. Carbonate porosity versus depth: A predictable relation for South Florida[J]. *AAPG Bulletin*, 66(12): 2561-2570.
- Scholle P A, Ulmer-Scholle D S. 2003. *A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*[M]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists: 1-474.
- Shen A J, Zhao W Z, Hu A P, et al. 2015. Major factors controlling the development of marine carbonate reservoirs[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 42(5): 597-608.
- Tan X C, He R Y, Yang W J, et al. 2025. Origin and distribution model of thin dolomite reservoirs in the Lower sub-member of Mao 2 member of Middle Permian Maokou Formation in Wusheng-Tongnan area, Sichuan Basin, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 52(1): 125-142.
- Tucker M E, Wright V P. 1990. *Carbonate sedimentology*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications: 1-482.
- Wen L, Luo B, Zhang B J, et al. 2025. Formation and preservation of pores in deep limestone reservoirs: A case study of Upper Permian Changxing Formation, central Sichuan Basin, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 52(2): 330-345.
- Wu Y S, Jiang H X, Fan J S. 2010. Evidence for sea-level falls in the Permian-Triassic transition in the Ziyun area, South China[J].

Geological Journal, 45(2/3): 170-185.

Yin H F, Jiang H S, Xia W C, et al. 2014. The end-Permian regression in South China and its implication on mass extinction[J]. Earth-Science Reviews, 137: 19-33.

Zhang X Y, Qu H Z, Zhang L J, et al. 2026. Lithofacies and pore structures of the Permian Qixia dolostone reservoirs (central Sichuan Basin, China): Implication of hydrothermal dolomitization on reservoir quality[J]. Minerals, 16(3): 258.

## Formation Mechanism of Reef and Shoal Limestone Reservoirs with Deep Burial Depth: A case study from the Mianyang–Guang'an trough, Sichuan Basin

MA XinLiang<sup>1,2,3</sup>, LIANG Ting<sup>1,2,3</sup>, YU Shuang<sup>1,2,3</sup>, SUN HaoFei<sup>4</sup>,  
WANG YuShan<sup>1,2,3</sup>, JIAO MeiLin<sup>5</sup>

1. State 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

3. Carbonate Research Center, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

4. Research Institute of Exploration and Development, Southwest Oil & Gasfield Company, PetroChina, Chengdu 610051, China

5. Sinopec Shengli Petroleum Administrative Bureau Co., Ltd., Dongying, Shandong 257088, China

**Abstract:** [Objective] The Upper Permian Changhsing Formation in the Mianyang–Guang'an trough, Sichuan Basin, is characterized by deeply buried limestone reservoirs. Clarifying the depositional and diagenetic evolution processes can provide new geological insights for deep carbonate exploration in the Sichuan Basin. [Methods] Based on core and drilling data, petrological and geochemical investigations were conducted on the reef- and shoal-bearing limestone reservoirs within the 2<sup>nd</sup> Member of the Changhsing Formation in the Mianyang–Guang'an trough. [Results] Reservoirs in the study area are developed in the 2<sup>nd</sup> Member of the Changhsing Formation, with the lithofacies varying from sponge framestone, sponge dolomitic framestone, sponge doloframestone, foraminifer/crinoid bioclastic grainstone, packstone and wackestone. Fabric-selective dissolution along fusulinid foraminiferal tests, which occurred under meteoric leaching conditions associated with short-term subaerial exposure, is the dominant mechanism for porosity formation. In terms of  $\delta^{13}\text{C}$  compositions, calcites from various lithofacies show values consistent with coeval seawater, reflecting their formation within an early seawater-mediated diagenetic regime. The relationships between  $\delta^{18}\text{O}$  values in calcite and dolomite content, and between stratigraphic distribution of dolomite and sea-level variations, in contrast, suggest penecontemporaneous dolomitization that occurred under intensified evaporative conditions during sea-level lowstands. A closed diagenetic system developed within the limestone reservoirs during the Induan, effectively preventing subsequent diagenetic fluid alteration and compaction. Therefore, the limestone reservoirs in the 2<sup>nd</sup> Member of the Changhsing Formation well preserve a complete sedimentary–diagenetic evolutionary succession, which is characterized by “shoal contraction, reef growth on the shoal base, and shoal formation on the reef crest”. The shoal-base reef, formed during sea-level regression, constitutes the most favorable limestone reservoir. [Conclusions] The core of limestone reservoir formation under deep burial conditions lies in the overpressure

system driven by “rapid burial and early sealing”, whereas the development of porosity reflects the interaction between deposition and early diagenesis under the influence of sea-level fluctuations.

**Key words:** deep-buried limestone reservoirs; Changhsing Formation; integrated sedimentary-diagenetic facies; Mianyang-Guang'an trough; Sichuan Basin

版

田

頊