

川南地区五峰组—龙马溪组页岩岩相特征 及沉积环境演化*

武 瑾^{1,2,3} 曾凡成⁴ 唐 晴⁵ 杨立民¹ 邱 振¹
赵圣贤⁶ 邹晓品⁴ 李伟华⁷

1 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

2 国家能源页岩气研发(实验)中心, 河北廊坊 065007

3 中国石油集团煤岩气重点实验室, 河北廊坊 065007

4 吉林油田川南天然气开发事业部(一体化中心), 吉林松原 138000

5 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东青岛 266580

6 中国石油西南油气田公司页岩气研究院, 四川成都 610051

7 重庆彭水苗族土家族自治县地质灾害防治中心, 重庆 409600

摘 要 川南地区五峰组—龙马溪组黑色页岩是页岩气勘探的主要目标层位。通过岩心及薄片观察、二维 XRF 元素扫描、扫描电镜、微区 QEMSCAN 分析等手段, 结合全岩 XRD 以及地球化学分析测试等资料, 对川南地区五峰组—龙马溪组页岩岩相特征、沉积环境演化以及沉积作用进行研究。结果表明: (1) 根据“TOC 含量-矿物含量-成因-沉积构造”多端元岩相划分方案, 将五峰组—龙马溪组页岩划分为高 TOC 块状生物硅质页岩、极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩、高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅质页岩、中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩、高 TOC 纹层状化学-生物钙硅混积页岩、高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅泥混积页岩、中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩、中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩共 8 种岩相类型, 并对其岩相特征、垂向分布特征以及空间展布特征进行了刻画。(2) 沉积环境自下而上经历了 5 个阶段的变化, 古气候经历了从五峰组底部温湿到中部干热再到顶部干冷、随后从龙马溪组下部的湿热到上中部的温湿的演变。在五峰组下部以及龙马溪组下部经历了 2 次大规模的海侵, 海平面较高时, 水体封闭性弱、还原性强、盐度较低、古生产力较高; 在五峰组顶部发生冰川事件导致海平面下降, 海平面较低时, 水体封闭性强、还原性弱、盐度较高、古生产力较低。(3) 沉积环境的高频变化对页岩岩相发育及有机质富集具有明显的控制作用, 不同岩相中有机质含量与古生产力和水体还原性均呈良好的正相关, 在古生产力高、水体还原性较强的阶段主要沉积极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩和高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅质页岩。研究成果不仅有助于对有机质富集和页岩沉积作用的理解, 而且可为该区域下一步油气勘探的有利层段预测、勘探及开发提供理论依据。

关键词 岩相特征 古环境 沉积模式 五峰组 龙马溪组 四川盆地

第一作者简介 武瑾, 女, 1988 年生, 工学博士, 中国石油勘探开发研究院高级工程师, 主要从事页岩气开发地质研究。E-mail: wujinouc@petroChina.com.cn。

通讯作者简介 邱振, 男, 1984 年生, 工学博士, 中国石油勘探开发研究院高级工程师, 主要从事非常规油气沉积学研究。E-mail: qiuzhen316@163.com。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

* 中国石油天然气集团有限公司科技专项(编号: 2024DJ8706)资助。[Financially supported by Science and Technology Project of CNPC (No. 2024DJ8706)]

收稿日期: 2024-10-03 改回日期: 2025-04-07

Lithofacies characteristics and sedimentary environment evolution of the Wufeng and Longmaxi formations shale in southern Sichuan Basin

WU Jin^{1,2,3} ZENG Fancheng⁴ TANG Qing⁵ YANG Limin¹ QIU Zhen¹
ZHAO Shengxian⁶ ZOU Xiaopin⁴ LI Weihua⁷

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

² National Energy Shale Gas R & D (Experimental) Center, Hebei Langfang 065007, China

³ Key Laboratory of Coal-rock Gas, CNPC, Hebei Langfang 065007, China

⁴ Sichuan Natural Gas Development Division (Integrated Center), Jilin Oilfield, Jilin Songyuan 138000, China

⁵ School of Geosciences, China University of Petroleum (East China), Shandong Qingdao 266580, China

⁶ Shale Gas Research Institute, PetroChina Southwest Oil & Gasfield Company, Chengdu 610051, China

⁷ Pengshui Miao and Tujia Autonomous County Geological Disaster Prevention and Control Center, Chongqing 409600, China

Abstract The black shale of the Wufeng and Longmaxi formations in the southern Sichuan region is a primary target for shale gas exploration. This study investigates the lithofacies characteristics, sedimentary environment evolution, and depositional processes of the Wufeng and Longmaxi formations shale using core and thin-section observations, 2D XRF elemental scanning, scanning electron microscopy (SEM), micro-area QEMSCAN analysis, whole-rock XRD, and geochemical analysis. The results indicate the following: (1) Based on a multi-element lithofacies classification scheme that considers “TOC content-mineral content-genesis-sedimentary structure”, the Wufeng and Longmaxi formations shale is categorized into eight lithofacies types: high-TOC massive biosiliceous shale, extremely high-TOC thin-laminated biosiliceous shale, high-TOC very thin-laminated bio-detrital siliceous shale, medium-TOC laminated detrital siliceous shale, high-TOC laminated chemo-bio-calcareous-siliceous mixed shale, high-TOC very thin-laminated bio-detrital siliceous-argillaceous mixed shale, medium-TOC laminated detrital siliceous-argillaceous mixed shale, and medium-TOC laminated detrital ternary mixed shale. The lithofacies characteristics, vertical distribution, and spatial distribution of these lithofacies were thoroughly characterized. (2) The sedimentary environment evolved through five stages from bottom to top. The paleoclimate transitioned from warm and humid at the base of the Wufeng Formation to dry and hot in the middle, then to dry and cold at the top, followed by warm and humid in the lower Longmaxi Formation, leading to warm and wet conditions in the middle-upper Longmaxi Formation. Two large-scale marine transgressions occurred in the lower Wufeng Formation and the lower Longmaxi Formation, resulting in sea-level rise. During periods of high sea levels, the water body exhibited weak confinement, strong reducibility, low salinity, and high paleoproductivity. A glacial event at the top of the Wufeng Formation caused a drop in sea-level, leading to strong water confinement, weak reducibility, high salinity, and low paleoproductivity. (3) High-frequency changes in the sedimentary environment significantly influenced shale lithofacies development and organic matter enrichment. The organic matter content of different lithofacies shows a strong positive correlation with paleoproductivity and water reducibility. Extremely high-TOC thin-laminated biosiliceous shale and high-TOC very thin-laminated bio-detrital siliceous shale were predominantly deposited during periods of high paleoproductivity and strong water reducibility. These findings not only enhance the understanding of organic matter enrichment and shale sedimentation, but also provide a theoretical basis for predicting favorable layers for exploration and development in the southern Sichuan Basin in the future.

Key words lithofacies characteristics, palaeoenvironment, sedimentary model, Wufeng Formation, Longmaxi Formation, Sichuan Basin

About the first author WU Jin, born in 1988, Ph. D., senior engineer at PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration & Development, is engaged in research on shale gas development geology. E-mail: wujinouc@petrochina.com.cn.

About the corresponding author QIU Zhen, born in 1984, Ph.D., senior engineer at PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration & Development, is mainly engaged in unconventional oil and gas sedimentology. E-mail: qiuzhen316@163.com.

近年来, 由于美国页岩气技术的发展, 页岩气产量得到大幅度的提高, 页岩气等非常规油气资源也成为了全球勘探研究的热点。页岩气以游离态、吸附态赋存于富有机质页岩层段中, 主体上是自生自储连续型聚集的天然气 (Curtis, 2002; Boyer *et al.*, 2006)。中国页岩气勘探与开发虽起步较晚, 但勘探前景良好, 尤其是在中国南方扬子地区, 五峰组—龙马溪组富有机质页岩为缺氧深水环境中沉积的黑色页岩, 厚度稳定, TOC 含量高、有机质类型较好, 是良好的烃源岩, 具有可观的页岩气资源潜力 (梁超等, 2012; Liang *et al.*, 2014), 是页岩气勘探的主要目标。页岩气的形成和聚集受有机质的富集、早期水体条件以及后期构造活动共同控制 (梁超等, 2017; Qiu and Zou, 2020)。前人的研究表明, 控制有机质富集的 3 个主要因素包括初级生产力、古氧化还原条件以及沉积速率 (Lu *et al.*, 2019), 其中初级生产力控制着有机质的沉积通量, 可以通过河流输入、上升流以及火山活动提高, 而古氧化还原条件和沉积速率对于有机质的保存具有重要的作用, 缺氧的还原条件以及高沉积速率有利于有机质的保存。上述 3 个因素均受到气候和环境的影响 (Wei *et al.*, 2021)。不同环境下发育的页岩在有机质含量、含气量等储集层性质方面存在显著差异, 且随着环境的变迁, 五峰组—龙马溪组有机质页岩岩相在横向上、垂向上具有较强的非均质性, 这对页岩气的勘探与开发有着至关重要的影响。

文中综合运用野外观察、岩心描述、镜下观察、电镜观察、TOC 含量测试及元素地球化学分析, 对川南五峰组—龙马溪组页岩进行研究, 刻画页岩的岩相类型和沉积特征, 分析古气候、古盐度、古水深和古生产力等沉积环境要素及其演化规律, 并建立页岩沉积模式。研究成果不仅有助于对有机质富集和页岩沉积作用的理解, 而且可为该区

域下一步油气勘探的有利层段预测、勘探及开发提供理论依据。

1 区域地质概况

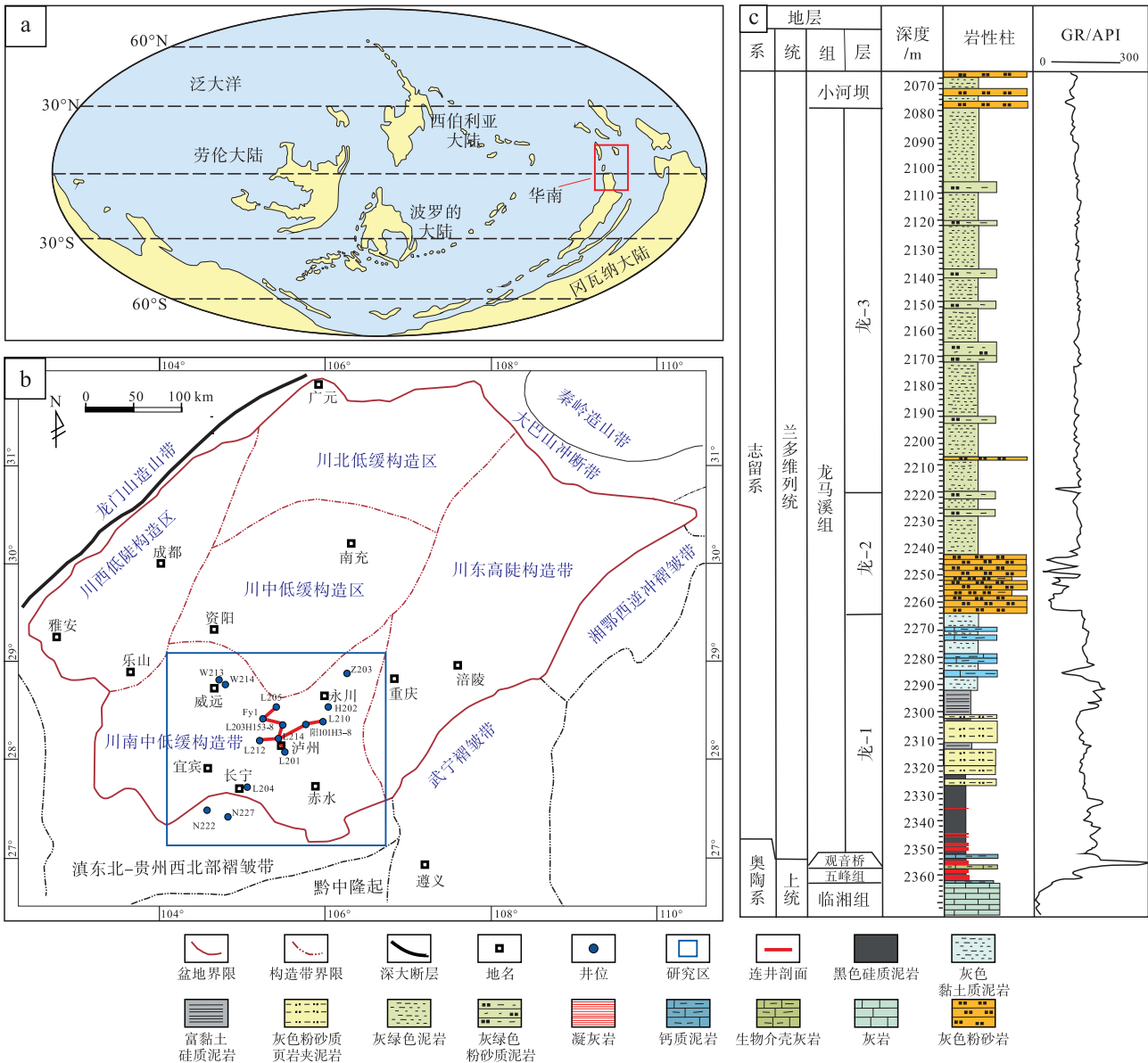
在奥陶纪—志留纪转折期, 由东南的华夏地块和东北的扬子地块组成的华南板块位于冈瓦纳大陆边缘的古赤道附近 (Li *et al.*, 2017; Cai *et al.*, 2022) (图 1-a)。扬子地块被广阔的陆缘海——扬子海覆盖, 是华夏大陆、滇黔隆起和成都隆起围限形成的一个局限海盆, 并被九江海峡分为西部的上扬子海以及东部的下扬子海 (Yan *et al.*, 2009b)。

扬子地台北靠秦岭造山带与大巴山冲断带, 西邻龙门山造山带, 东南与华南褶皱区相接, 是中国南方巨大的一级构造单元 (贾承造等, 2007; 陆扬博, 2020)。四川盆地位于中国西南部, 属于扬子板块内的次一级克拉通盆地 (何龙, 2020), 可进一步划分为 5 个次级构造单元, 分别是川北低缓构造区、川中低缓构造区、川东高陡构造带、川西低陡构造区以及川南中低缓构造带 (Wang *et al.*, 2019), 研究区位于川南中低缓构造带 (图 1-b)。由于海侵和构造运动的影响, 五峰组主要沉积了一套黑色硅质泥岩, 含有丰富的硅质生物化石, 而龙马溪组亦主要发育黑色硅质泥岩, 且下部硅质含量高, 向上砂质含量增多 (图 1-c)。由于五峰组—龙马溪组页岩中笔石化石丰富, 并且具备良好的生物地层研究基础, 前人将五峰组—龙马溪组从下至上划分为凯迪阶、赫南特阶、鲁丹阶、埃隆阶以及特列奇阶共 5 阶 13 个笔石带 (陆扬博, 2020)。

2 页岩岩相类型及特征

2.1 岩相划分方案

通过岩心观察、镜下观察以及扫描电镜分析,



a—奥陶纪全球古地理图（据 Zhou et al., 2015；有修改）；
b—四川盆地构造简图（据 Wang et al., 2019；有修改）；
c—五峰组—龙马溪组地层柱状图（据 Lu et al., 2020；有修改）

图 1 川南地区井位位置及五峰组—龙马溪组地层柱状图

Fig. 1 Well location and stratigraphic column of the Wufeng and Longmaxi formations in southern Sichuan Basin

笔者建立“TOC 含量-矿物含量-成因-沉积构造”多端元岩相划分方案，实现对页岩岩相垂向上以及平面上的精细划分。首先，以长英质矿物（石英+长石）、碳酸盐矿物（方解石+白云石）以及黏土矿物作为三端元，以矿物含量 50% 为界限进行分类，将细粒沉积岩分为硅质页岩、黏土质页岩、钙质页岩以及混积页岩，再将混积页岩进一步分为钙硅混积页岩、硅泥混积页岩、钙泥混积页岩以及三元混积页岩。之后，根据富有机质页岩层系中的

TOC 含量，以 TOC 含量 1.5%、3%、4.5% 为界限，将页岩进一步划分为低 TOC、中 TOC、高 TOC 以及极高 TOC 共 4 类。再者，由于细粒物质的主要来源为陆源碎屑物质、盆地内化学物质以及生物源物质，因此根据其成因将硅质与钙质分为陆源、生物来源以及自生来源，将黏土质分为陆源及自生来源。最后，根据对岩心及薄片镜下观察，发现其沉积构造主要表现为粉砂纹层厚度上的差异，故根据粉砂纹层的厚度可以分为极薄纹层（<100 μm）、

薄纹层 (100~500 μm)、纹层 (>500 μm) 以及块状 4 类。

通过将川南地区页岩的全岩矿物成分测试数据投到岩相三端元三角图上可以看出, 五峰组—龙马溪组大多数样品点均投影在混积页岩和硅质页岩区域内(图 2)。将不同小层的样品点投到岩相三端元-TOC 含量三角图(图 2)上, 可以看出极高 TOC 硅质页岩区主要是第 1~3 小层的样品点, 高 TOC 硅质页岩区主要是五峰组至 3 小层及 6 小层的样品, 中 TOC 硅质页岩—混合质页岩区主要是第 4~7 小层样品, 低 TOC 混合质页岩区主要是第 5、7 小层及部分五峰组的样品。

2.2 页岩岩相特征

通过进一步的岩心和镜下观察以及扫描电镜分析, 将川南地区五峰组—龙马溪组页岩岩相划分为 8 种主要岩相: 高 TOC 块状生物硅质页岩 (LF1)、极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩 (LF2)、高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩 (LF3)、中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩 (LF4)、高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩 (LF5)、高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅泥混积页岩 (LF6)、中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩 (LF8) (表 1)。

1) 高 TOC 块状生物硅质页岩 (LF1)。主要发育在五峰组中上部到龙马溪组 1 小层下部。岩心

呈黑色—灰黑色, 硬度较大, TOC 含量一般大于 3%, 长英质矿物含量大于 50%。各种矿物分布均一, 主要矿物为微晶石英、白云石、方解石, 含少量黏土矿物及碎屑石英, 放射虫、海绵骨针等化石丰富, 偶见厚度一般为 0.2~1 cm 的放射虫层(图 3-a), 层内可见方解石以及黄铁矿在放射虫腔体内发育(图 3-b)。二维 XRF 扫描图像显示 Si 含量丰富(图 3-c), 层理不明显, 呈块状构造。扫描电镜下见大量自生微晶石英(图 3-d), 呈半自形—自形, 粒径一般 1~2 μm , 且见有大量有机质发育, 有机质表面发育大量有机质孔。依据前人研究中所绘制的 Al-Fe-Mn 三元图, 认为研究区的石英并非来源于热液, 因为由陆源搬运而来的石英呈碎屑外形, 由黏土矿物转化产生的 SiO_2 大多形成分散在黏土基质中的粒状微晶石英 (Xu *et al.*, 2021), 而 LF1 岩相中黏土矿物含量较低, 因此排除其热液、黏土转化及陆源成因。结合所在层位具有较高的古生产力以及发育大量硅质生物化石, 推测 LF1 岩相中硅质来源为硅质生物碎屑的部分溶解。

2) 极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩 (LF2)。主要发育在龙马溪组 1 小层上至 3 小层下。岩心呈黑色—灰黑色, 薄纹层发育, TOC 含量多大于 4.5%, 长英质矿物含量大于 50%。镜下观察发现, 主要矿物为微晶石英、白云石、方解石, 少量黏土矿物及碎屑石英(图 3-e), 放射虫、海绵骨针等

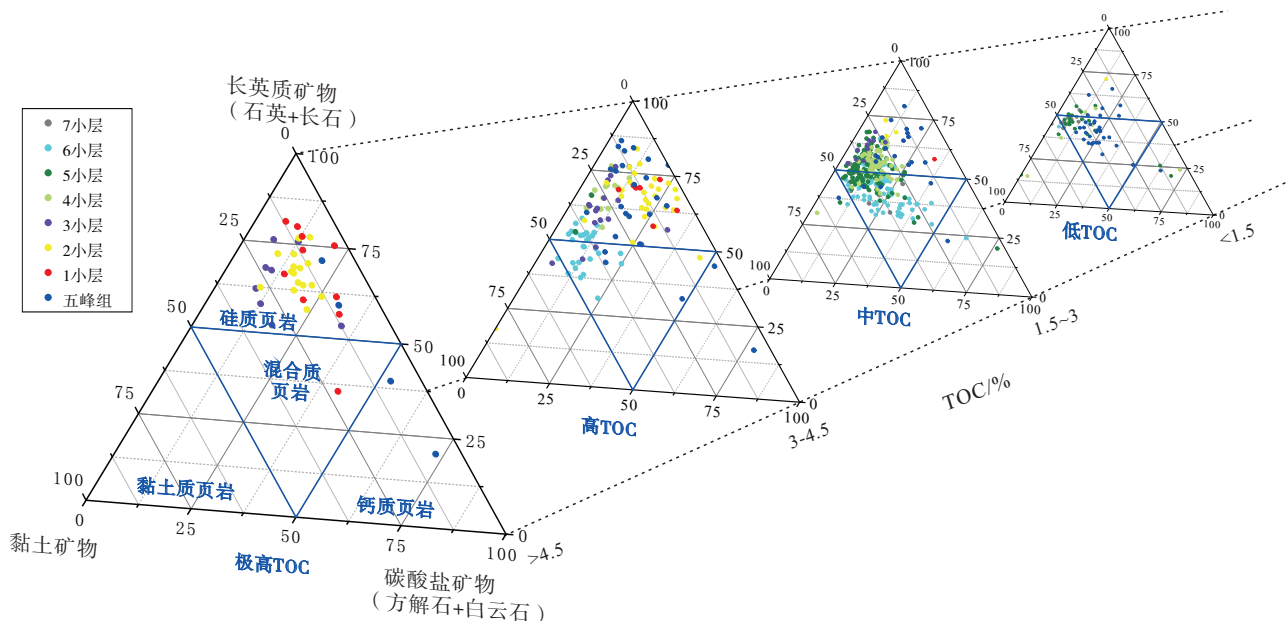


图 2 川南地区五峰组—龙马溪组矿物成分-TOC 含量三角图

Fig. 2 Triangle diagram of mineral composition-TOC content of the Wufeng and Longmaxi formations in southern Sichuan Basin

表 1 川南地区五峰组—龙马溪组主要页岩岩相
Table 1 Main shale lithofacies of the Wufeng and Longmaxi formations in southern Sichuan Basin

编号	矿物含量/%	成因	TOC/%	沉积构造	命名	发育层位
LF1	石英+长石>50	生物	>3.0	块状构造	高 TOC 块状生物硅质页岩	1 小层下、五峰组中上部
LF2		生物	>4.5	薄纹层	极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩	1 小层上、2 小层、3 小层下
LF3		生物-碎屑	>3.0	极薄纹层	高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅质页岩	3 小层上、6 小层局部
LF4		碎屑	1.5~3.0	纹层	中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩	4、5、6 小层
LF5	25<石英+长石<50 25<碳酸盐矿物<50 10<黏土矿物<25	化学-生物	>3.0	纹层	高 TOC 纹层状化学-生物钙硅混积页岩	五峰组顶部
LF6	25<石英+长石<50 25<黏土矿物<50	生物-碎屑	>3.0	极薄纹层	高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅泥混积页岩	6 小层局部
LF7	10<碳酸盐矿物<25	碎屑	1.5~3.0	纹层	中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩	4、5、6 小层
LF8	25<石英+长石<50 25<碳酸盐矿物<50 25<黏土矿物<50	碎屑	1.5~3.0	纹层	中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩	5、6 小层

化石丰富，也发育厚 0.2~1 cm 的放射虫层。此类岩相与 LF1 最大的区别是发育薄粉砂纹层(图 3-f)，粉砂纹层厚度多在 100~500 μm 之间，主要成分为方解石、白云石以及碎屑石英，呈条带状，与泥纹层呈渐变接触。

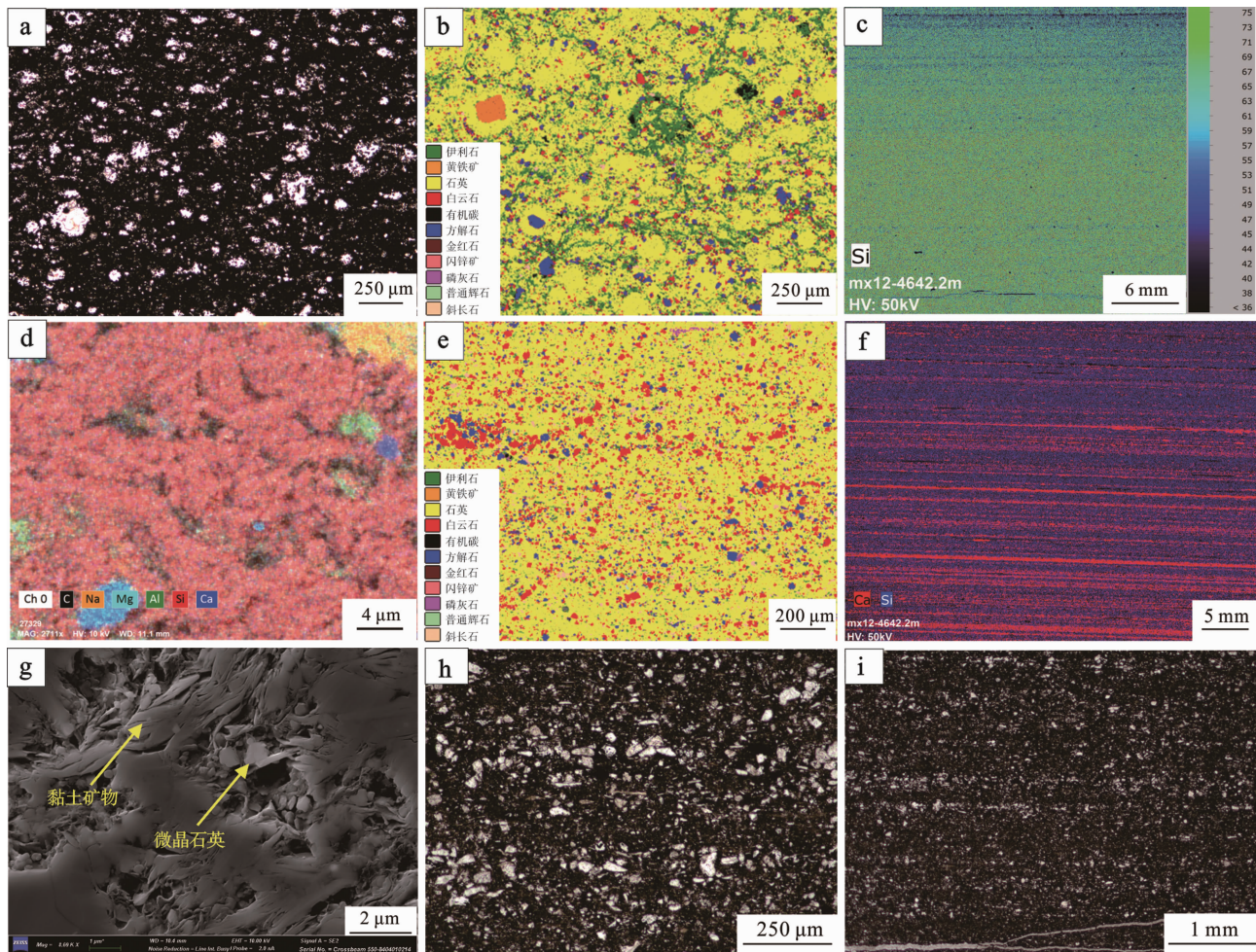
3) 高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅质页岩 (LF3)。主要发育在龙马溪组 3 小层上以及 6 小层局部。岩心呈灰黑色，极薄纹层发育，TOC 含量多在 3%~4.5% 之间，长英质矿物含量大于 50%。镜下观察发现，主要矿物为微晶石英、碎屑石英、黏土矿物、方解石以及白云石，黏土矿物含量显著增加(图 3-g)，陆源碎屑物质增多，矿物分选较差，碎屑颗粒呈次棱角状(图 3-h)，有机质含量丰富。极薄粉砂纹层(图 3-i)发育，厚度一般小于 100 μm，主要成分为碎屑石英以及方解石，呈条带状、弥散状或断续状，与泥纹层呈突变接触；泥纹层厚度 100~400 μm，主要成分为微晶石英以及黏土矿物；泥纹层与粉砂纹层厚度比大于 3。

4) 中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩 (LF4)。主要发育在龙马溪组 4~6 小层。岩心呈灰黑色—灰色，纹层发育(图 4-a)，TOC 含量多在 1.5%~3% 之间，长英质矿物含量大于 50%。镜下观察发现，主要矿物为碎屑石英、黏土矿物、方解石以及白云石(图 4-b)，粉砂纹层厚度多大于 500 μm。碎屑颗粒分选较好，磨圆中等，呈次棱角状—次圆状(图 4-c)，粒径多在 20~50 μm 之间。黏土矿物含量较高，但不超过 50%，主要为伊利石。

5) 高 TOC 纹层状化学-生物钙硅混积页岩 (LF5)。主要发育在五峰组顶部。岩心呈黑色，纹层发育，TOC 含量多在 3%~4.5% 之间，硅质矿物与碳酸盐矿物含量都在 25%~50% 之间，黏土矿物含量在 15%~25% 之间。硅质矿物主要为生物成因的微晶石英，呈半自形—自形，粒径为 1~2 μm；碳酸盐矿物主要为白云石及方解石，白云石较自形，粒径多为 10~25 μm (图 4-d)。有机质含量丰富，充填在微晶石英间的孔缝中(图 4-e)。粉砂纹层发育(图 4-f)，厚度多大于 500 μm，见透镜状内碎屑(图 4-g)，主要由碎屑石英、方解石及白云石构成，磨圆中等，呈次棱角状到次圆状，粒径多在 20~35 μm 之间。

6) 高 TOC 极薄纹层生物-碎屑硅泥混积页岩 (LF6)。主要发育在龙马溪组 6 小层局部。岩心呈灰黑色，TOC 含量多在 3%~4.5% 之间，硅质矿物与黏土矿物含量都在 25%~50% 之间，碳酸盐矿物含量在 15%~25% 之间。镜下观察发现，主要矿物为碎屑石英、微晶石英、黏土矿物、方解石及白云石。发育极薄粉砂纹层(图 4-h)，厚度一般小于 100 μm，主要由碎屑石英、方解石以及白云石构成；碎屑颗粒分选较好，磨圆中等，呈次棱角状—次圆状；见磨圆较好的石英颗粒(图 4-i)，粒径大多在 20~50 μm；白云石呈半自形—自形。泥纹层主要由黏土矿物及微晶石英构成。

7) 中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩 (LF7)。主要发育在龙马溪组 4~6 小层。岩心呈灰黑色—



a—LF1, 放射虫含量丰富, 单偏光, 富页 1 井, 4191.83 m; b—LF1, 方解石在放射虫空腔中生长, 微区 QEMSCAN 图像, L204 井, 3846.01 m; c—LF1, Si 元素含量丰富, 不显层理, 二维 XRF 扫描图像, L212 井, 4443.04 m; d—LF1, 大量自生微晶石英, SEM 微区 XRF 扫描图像, L212 井, 4442.8 m; e—LF2, 微晶石英纹层, 微区 QEMSCAN 图像, L214 井, 4323.23 m; f—LF2, Si 纹层与 Ca 纹层发育, 二维 XRF 扫描图像, L212 井, 4434.49 m; g—LF3, 黏土矿物及微晶石英, SEM 图像, L212 井, 4432.49 m; h—LF3, 石英碎屑颗粒呈次棱角状, 单偏光, L212 井, 4396.08 m; i—LF3, 极薄粉砂纹层发育, 单偏光, L212 井, 4396.08 m

图 3 高 TOC 块状生物硅质页岩 (LF1)、极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩 (LF2) 和高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩 (LF3) 岩相特征

Fig. 3 Lithofacies characteristic of high-TOC block biogenic siliceous shale (LF1), extremely high-TOC thin-laminated biogenic siliceous shale (LF2) and high TOC ultra-thin laminated bioclastic siliceous shale (LF3)

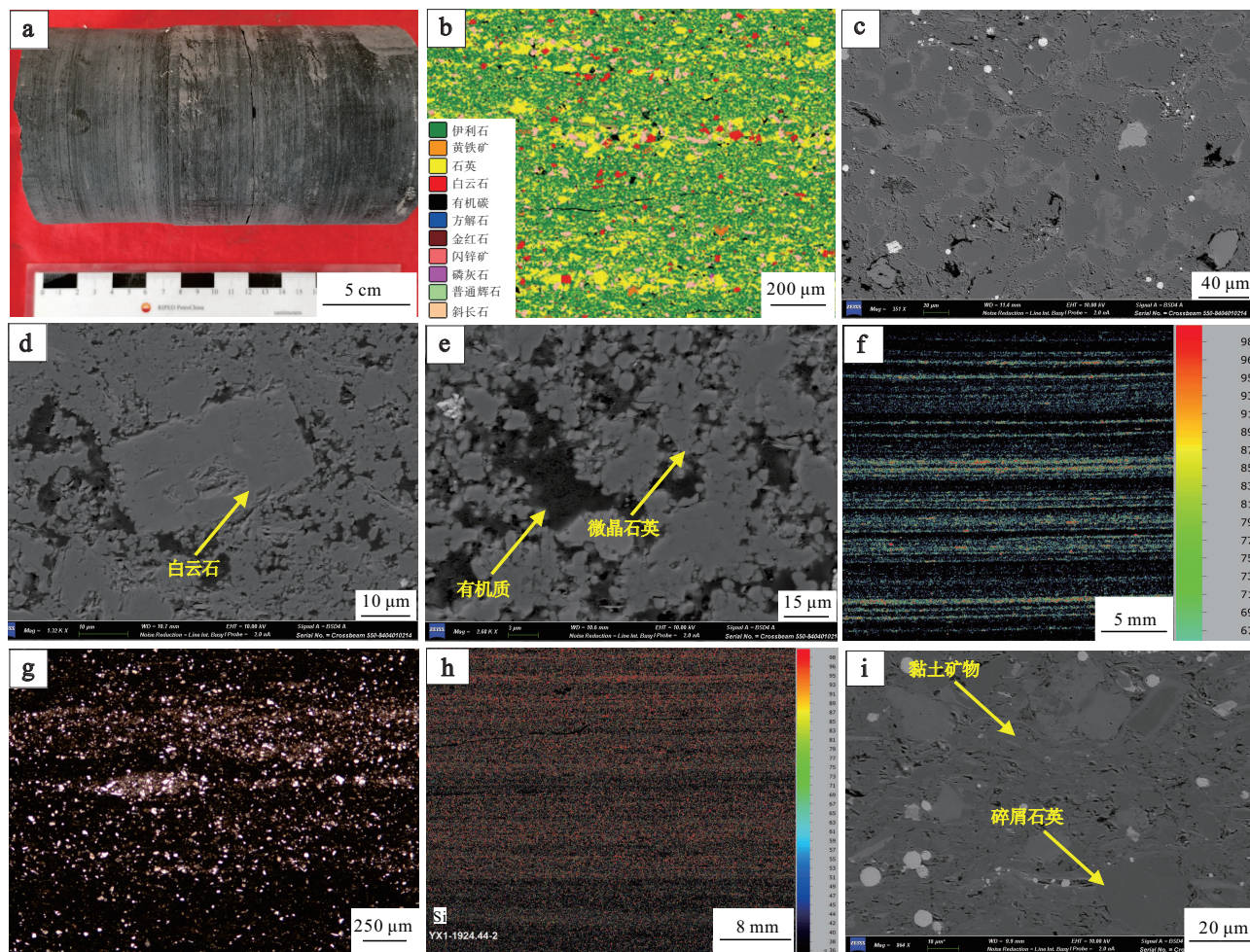
灰色, TOC 含量多在 1.5%~3% 之间, 硅质矿物与黏土矿物含量都在 25%~50% 之间, 碳酸盐矿物含量在 15%~25% 间。发育纹层 (图 5-a), 厚度多大于 500 μm , 主要由碎屑石英、长石、方解石及白云石构成; 矿物分选较差, 磨圆中等 (图 5-b), 呈次棱角状—次圆状, 粒径多在 20~50 μm 之间。泥纹层主要由黏土矿物构成 (图 5-c)。

8) 中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩 (LF8)。主要发育在龙马溪组 5~6 小层。岩心呈灰黑色—灰色, TOC 含量多在 1.5%~3% 之间, 硅质矿物、

碳酸盐矿物与黏土矿物三端元的含量均在 25%~50% 之间。粉砂纹层发育 (图 5-d), 厚度多大于 500 μm , 主要由碎屑石英、长石、方解石及白云石构成 (图 5-e); 矿物分选较差, 石英及长石颗粒一般磨圆较好, 粒径多在 30~60 μm 之间, 白云石一般较自形, 具加大边 (图 5-f)。泥纹层主要由黏土矿物构成。

2.3 页岩岩相垂向分布特征

以富页 1 井为例, 分析岩相的垂向演变。岩相



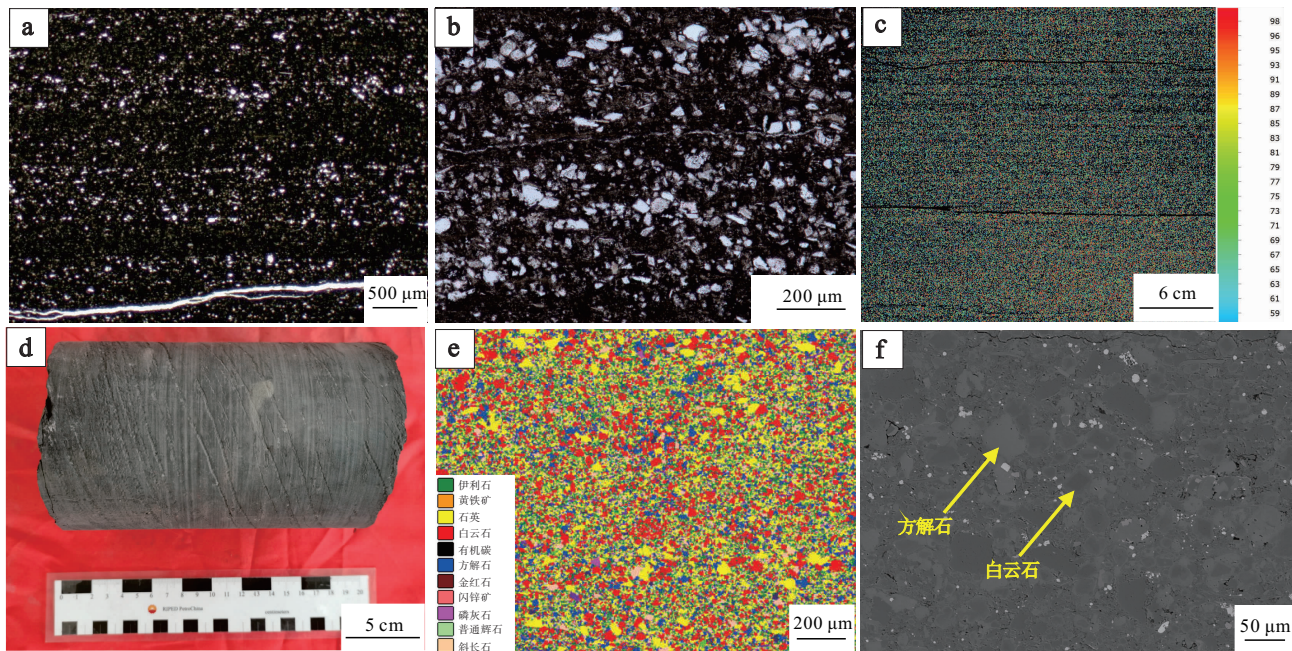
a—LF4, 岩心呈灰黑色—灰色, 纹层发育, L212 井, 4430.91~4431.11 m; b—LF4, 主要矿物为碎屑石英、伊利石、白云石, 微区 QEM-SCAN 图像, N227 井, 3569.9 m; c—LF4, 碎屑颗粒分选较好, 磨圆中等, 扫描电镜 SEM 图像, W214 井, 3567.11 m; d—LF5, 白云石自形程度较好, 扫描电镜 SEM 图像, L212 井, 4441.32 m; e—LF5, 有机质含量丰富, 充填在微晶石英间的孔缝中, SEM 图像, L212 井, 4441.32 m; f—LF5, 钙质纹层发育, 二维 XRF 扫描图像, L212 井, 4441 m; g—LF5, 见透镜状内碎屑, 单偏光, L212 井, 4441 m; h—LF6, 硅质纹层明显, 二维 XRF 扫描图像, L212 井, 4399.64 m; i—LF6, 见磨圆较好的石英颗粒, SEM 图像, L212 井, 4400.75 m

图 4 中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩 (LF4)、高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩 (LF5) 和高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅泥混积页岩 (LF6) 岩相特征

Fig. 4 Lithofacies characteristics of midium-TOC laminated detrital siliceous shale (LF4), high-TOC laminated chemo-bio-calcareous-siliceous mixed shale (LF5) and high-TOC ultra-thin-laminated bio-detrital siliceous-argillaceous mixed shale (LF6)

序列随着气候演化、海平面升降以及沉积环境改变而发生变化, TOC 含量以及各种矿物含量均随之变化, 从而导致岩相类型也发生相应的变化。富页 1 井岩相柱状图 (图 6) 显示: 五峰组底部黏土矿物含量与碳酸盐矿物含量较高, TOC 含量较低, 发育 LF7。五峰组上部石英含量显著升高, 镜下观察主要是微晶石英, 且可观察到大量硅质生物残骸, 主要发育 LF1。五峰组顶部在赫南特冰期经历生物大灭绝, 沉积了 1 层生物介壳灰岩。龙马溪组 1~2 小层石英含量较高, 均超过 50%, 黏土矿物

含量较低, 陆源碎屑物质较少, TOC 含量较高, 发育 LF2。龙马溪组 3 小层微晶石英含量逐渐减少, 陆源碎屑物质逐渐增多, TOC 含量下降, 发育 LF3。龙马溪组 4 小层到 5 小层中部, 碎屑石英及长石含量较高, 发育 LF4。龙马溪组 5 小层上部, 石英含量降低, 笔石含量升高, 主要发育 LF7。龙马溪组 6 小层以及 7 小层底部, 石英含量较低, 碳酸盐矿物含量升高, 主要发育 LF8。龙马溪组 7 小层中上部碳酸盐矿物含量减少, 黏土矿物含量增多, TOC 含量较低, 主要发育 LF7。



a—LF7, 纹层发育, 单偏光, L212 井, 4402.66 m; b—LF7, 矿物颗粒分选较差, 磨圆中等, 单偏光, L204 井, 3791.09 m; c—LF7, 黏土矿物含量丰富, 纹层明显, 二维 XRF 扫描图像, L212 井, 4402.66 m; d—LF8, 岩心呈灰黑色—灰色, 纹层发育, L212 井, 4399.62 m; e—LF8, 粉砂纹层主要由碎屑石英、长石、方解石及白云石构成, 微区 QEMSCAN 图像, L214 井, 4278.07 m; f—LF8, 白云石具加大边, SEM 图像, L214 井, 4278.07 m

图 5 中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩 (LF7) 和中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩 (LF8) 岩相特征

Fig. 5 Lithofacies characteristics of midium-TOC laminated detrital siliceous-argillaceous mixed shale (LF7) and midium-TOC laminated detrital ternary mixed shale (LF8)

2.4 页岩岩相平面分布特征

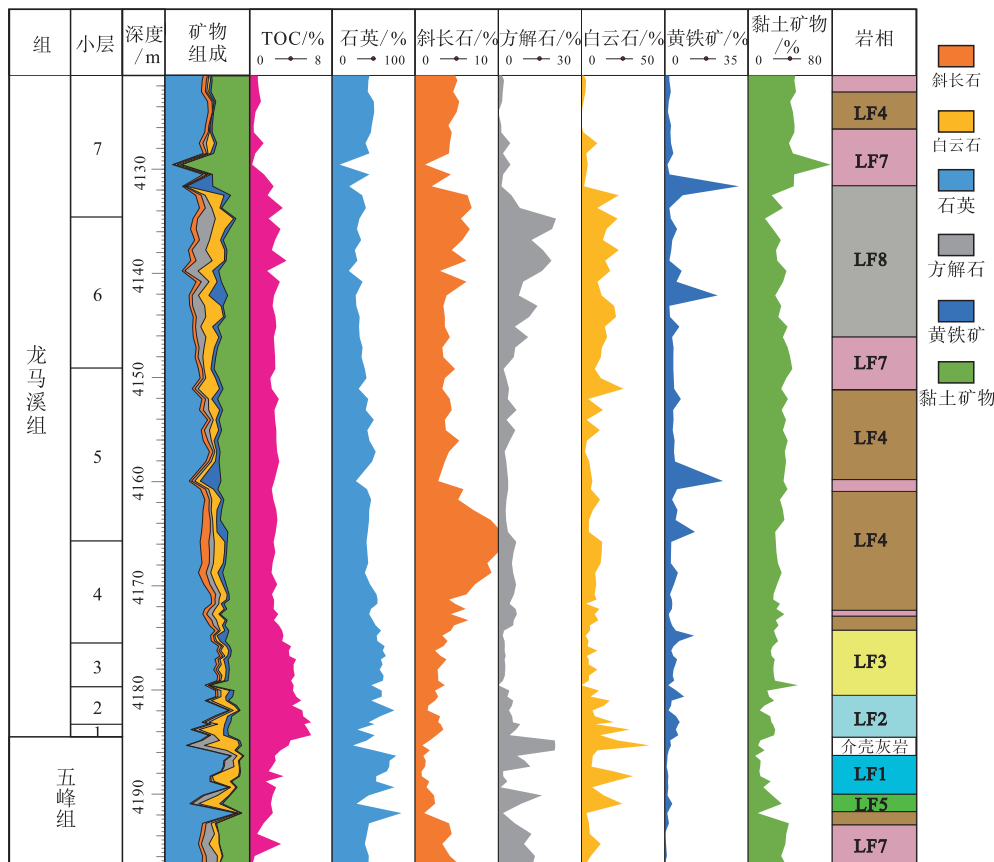
通过对研究区 L212、L214、L201、L205 等多口井五峰组—龙一亚段进行精细岩相划分, 绘制出东西向 L212—Fy1—L214—阳 101H3—8—L210 井以及南北向 L205—L203H153—8—L214—L201 井共 2 条岩相划分连井剖面图(图 7), 可查明研究区内不同页岩岩相的空间分布规律, 进一步揭示页岩岩相分布与古构造、古气候以及古沉积的成因联系。

L212—Fy1—L214—阳 101H3—8—L210 井页岩岩相连井剖面图(图 7-a) 显示, 从 L212 井到 L210 井整体上页岩岩相分布较为平稳, 五峰组底部两侧均发育 LF7, 而中部 L214 井与阳 101H3—8 井 LF7 厚度变小, 碳酸盐矿物含量增多, 发育 LF8。五峰组中上部发育的 LF1, 到 L210 井变薄, 厚度小于 2 m。5 口井的 3 小层均发育 LF3, 且西侧薄东侧厚, 在 L210 井中发育到 4 小层下部。4~5 小层主要发育 LF4, 部分发育 LF7, 且在阳 101H3—8 井中 LF7 变厚, 达到 14 m 左右。6 小层

下部主要发育 LF3, 并部分发育 LF6, 在东侧 L210 井中 LF3 变薄, 厚度仅 4 m 左右。6 小层上部均发育 LF8, 到东侧 L210 井变薄, 中部 L214 井少量发育 LF6。7 小层均发育 LF7, 在西侧 L212 井厚度变小。

L205—L203H153—8—L214—L201 井页岩岩相连井剖面图(图 7-b) 显示, 从 L205 井到 L201 井部分岩相有加厚的趋势。五峰组底部, 北侧 L205 井发育 LF7, 向南碳酸盐矿物含量增加, 更多发育 LF8。五峰组中上部 LF1 发育较为稳定。LF2 向南逐渐变厚, 向南逐渐从 1~3 小层底部加厚到 1~3 小层中上部, 3 小层发育的 LF3 向南也逐渐变薄。4~5 小层北侧 L205 井和 L203H153—8 井主要发育 LF4、LF8 以及 LF7, 而南侧 L214 井与 L201 井主要发育 LF4, 并夹有 LF8 与 LF7 薄层。6 小层下部北侧主要发育 LF6, 向南厚度变小, 南侧主要发育 LF3。6 小层上部主要发育 LF8。7 小层主要发育 LF7, 在北侧 L205 井发育有 LF8 夹层, 中部 L214 井发育 LF4 夹层。

综上所述, LF1 主要发育在五峰组中上部, 东



LF1: 高 TOC 块状生物硅质页岩; LF2: 极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩; LF3: 高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩; LF4: 中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩; LF5: 高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩; LF6: 高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅泥混积页岩; LF7: 中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩; LF8: 中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩

图 6 川南地区富页 1 井五峰组—龙马溪组垂向岩相柱状图

Fig. 6 Vertical lithofacies column of the Wufeng and Longmaxi formations in Well Fuye 1, southern Sichuan Basin

侧厚度较小, 南北向分布平稳。LF2 主要发育在龙马溪组 1~2 小层, 东西向分布平稳, 向南逐渐变厚。LF3 主要发育在龙马溪组 3 小层和 6 小层下部, 在 3 小层西薄东厚, 向南变薄, 在 6 小层下部东侧较薄, 南侧发育较厚。LF4 主要发育在龙马溪组 4~5 小层, 东西向分布平稳, 向南变厚。LF5 主要发育在五峰组中上部, 东侧厚度较小, 北侧厚度较小。LF6 主要发育在龙马溪组 6 小层下部, 东西向分布平稳, 向南变薄。LF7 主要发育在龙马溪组 5 小层和 7 小层, 在 5 小层东侧局部变厚, 向南变薄, 在 7 小层西侧较薄, 南侧较厚。LF8 主要发育在龙马溪组 6 小层上部, 东侧较薄, 南北向分布平稳。

3 沉积环境演化

对 L202 井五峰组—龙马溪组 40 个页岩样品点

进行微量元素分析, 结果显示, Cr 元素含量分布在 7.69~79.38 $\mu\text{g/g}$ 之间, 平均值为 41.73 $\mu\text{g/g}$; Co 元素含量分布在 3.92~19.85 $\mu\text{g/g}$ 之间, 平均值为 11.30 $\mu\text{g/g}$; V 元素含量分布在 76.65~649.45 $\mu\text{g/g}$ 之间, 平均值为 203.59 $\mu\text{g/g}$; Ni 元素含量分布在 3.03~149.38 $\mu\text{g/g}$ 之间, 平均值为 61.78 $\mu\text{g/g}$ 。这些微量元素含量及其比值已被广泛地用于古环境的判别。

3.1 海平面变化

当海平面发生变化时, 沉积地层中的 Ce 异常值也会发生相应的变化, 即在氧化环境下水体呈 Ce 负异常, 沉积物为 Ce 正异常或无明显负异常; 在还原环境下, 沉积物呈负异常 (Wilde *et al.*, 1996)。前人总结出的 Ce 异常值计算公式为 $Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$, 其中 n 代表样品经过页岩标准化后的比值 (Taylor and McLennan, 1985), 笔者采

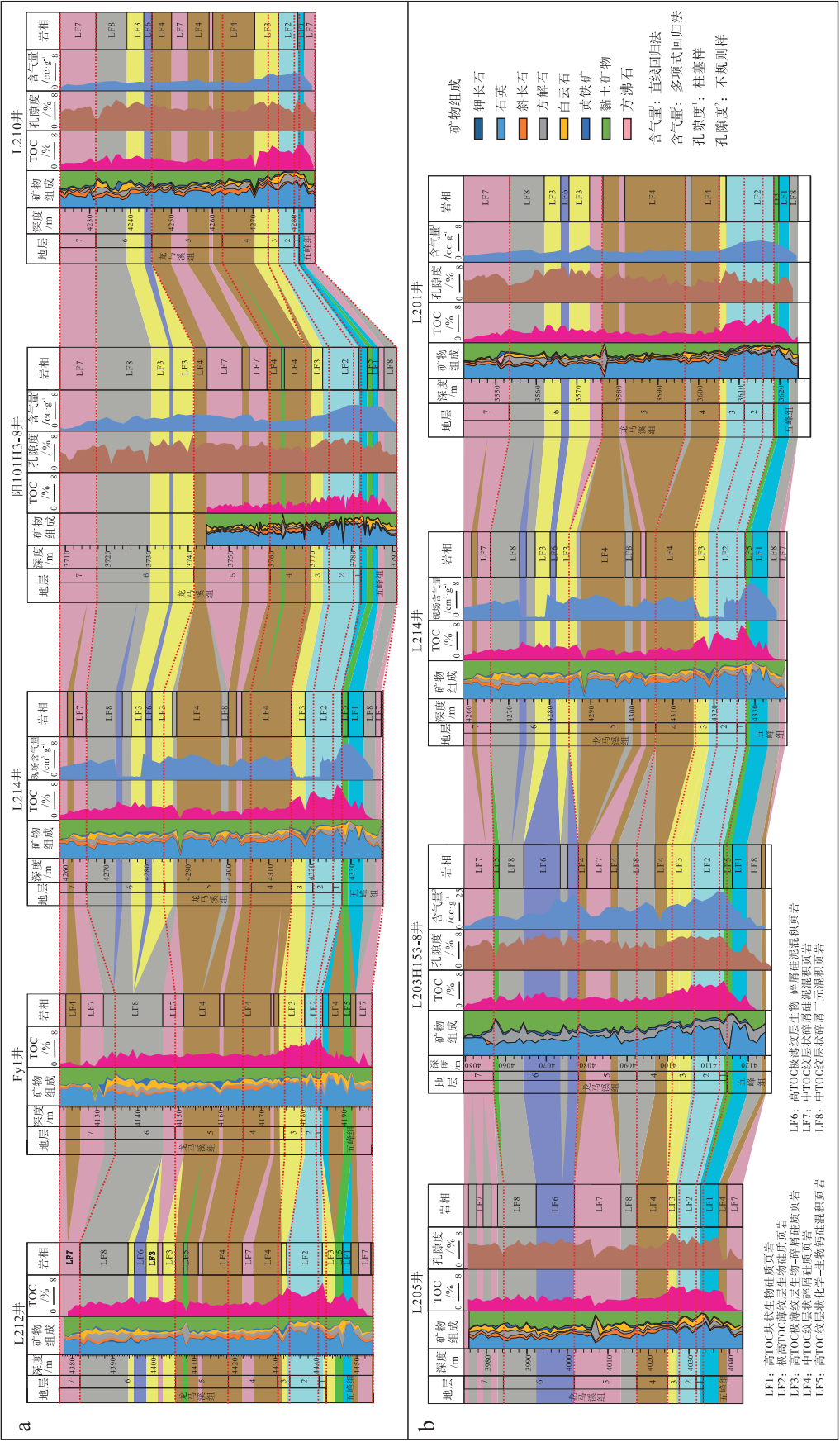


图 7 川南地区五峰组—龙马溪组页岩岩相相连井图
Fig. 7 Lithofacies cross well profile of the Wufeng and Longmaxi formations in southern Sichuan Basin

用后太古宙澳大利亚页岩 (PAAS) 作为标准页岩 (McLennan, 2001) 计算。

L202 井 Ce^* 值在 0.594 ~ 0.884 之间 (图 8), 平均 0.745, 小于 1, 显示为 Ce 负异常。五峰组—龙马溪组页岩较底部临湘组的碳酸盐岩沉积时水体更深 (Zhou *et al.*, 2013), 从五峰组底部到顶部, Ce^* 降低, 指示海平面整体呈上升趋势; 龙马溪组 Ce^* 值增高, 指示海平面逐渐降低, 但存在次一级的海平面波动。

3.2 氧化还原性质

氧化还原条件是影响细粒沉积发育的重要因素。虽然 V、Ni、U、Th 等元素已经被广泛地应用于沉积水体氧化还原性质的恢复, 但是单个元素含量与沉积水体的氧化还原性质之间的对应关系仍存在不确定性, 因此笔者选取 U/Th、V/Cr、V/(V+Ni)、Ni/Co 值作为水体氧化还原性质的有效判识指标。

3.2.1 U/Th 比值法

利用 U/Th 值可以判识沉积水体的氧化还原性质 (Tribovillard *et al.*, 2006)。U/Th < 0.75 指示富氧化条件, U/Th = 0.75 ~ 1.25 指示贫氧条件,

U/Th > 1.25 指示缺氧还原条件 (Zhang *et al.*, 2019)。L202 井 U/Th 值在 0.268 ~ 9.676 范围内 (图 8), 从五峰组底部到顶部, U/Th 值从 0.268 逐渐升高到最高值 9.676, 表明水体从氧化环境逐渐变为缺氧还原环境; 随后龙马溪组 1 小层到 3 小层中部, U/Th 值逐渐降低但均大于 1.25, 表明水体仍处于缺氧还原环境但逐渐向贫氧环境转变; 从 3 小层中部到 6 小层, U/Th 值缓慢下降, 表明此阶段水体逐渐由贫氧环境向氧化环境转变。

3.2.2 V/Cr 及 V/(V+Ni) 比值法

V/Cr 值也可用于水体氧化还原条件的判识 (Crusius *et al.*, 1996; Algeo and Maynard, 2004)。V/Cr < 2 指示富氧化环境, V/Cr = 2 ~ 4.25 指示贫氧环境, V/Cr > 4.25 指示还原环境 (Yan *et al.*, 2009a)。L202 井 V/Cr 值在 1.896 ~ 33.4 之间 (图 8), 平均值为 7.040, 指示其沉积水体总体为缺氧还原环境。从五峰组底部到顶部, 水体环境从氧化环境逐渐演变到缺氧还原环境; 随后龙马溪底部 1 小层 V/Cr 值迅速升高到最高点后逐渐下降, 此时水体缺氧还原程度较大, 直到 4 小层, V/Cr 值下降到 4.25 以下, 指示水体从还原环境逐渐演变为贫氧环境, 随后 4 ~ 6 小层 V/Cr 值均在 2 ~

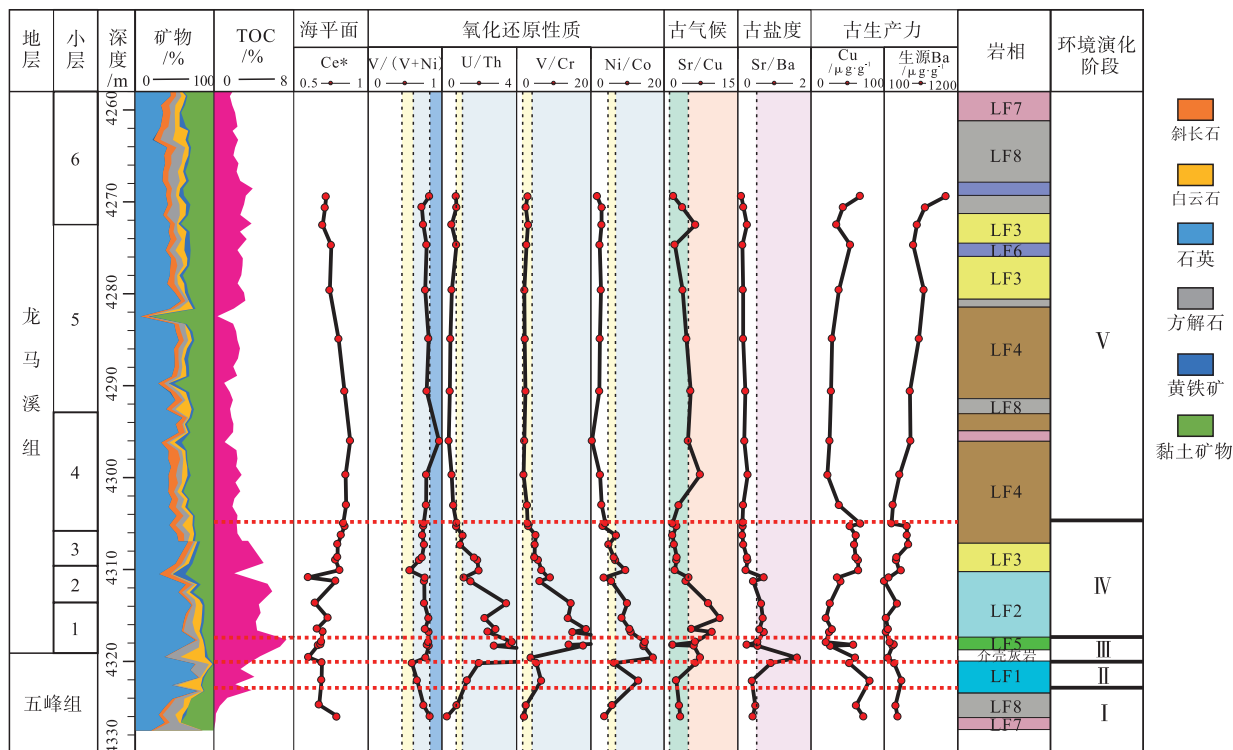


图 8 川南地区 L202 井五峰组—龙马溪组沉积环境

Fig. 8 Sedimentary environment of the Wufeng and Longmaxi formations in Well L202, southern Sichuan Basin

4.25 之间, 水体处于贫氧环境。

当水体处于还原状态时, 沉积物中会富集 V 元素所形成的有机络合物, 在硫化还原条件下 Ni 的富集会更早, 因此可以用 $V/(V+Ni)$ 值来指示沉积水体的氧化还原环境 (Yan *et al.*, 2009a; Zhang *et al.*, 2019)。L202 井 $V/(V+Ni)$ 值在 0.563~0.962 之间(图 8), 平均值为 0.767, 指示五峰组—龙马溪组页岩沉积时环境总体为缺氧还原环境。五峰组底部到顶部, $V/(V+Ni)$ 值从 0.840 到 0.595 逐渐降低, 指示此时水体从静海闭塞环境逐渐演变到贫氧环境; 随后从五峰组顶部到龙马溪组 6 小层, $V/(V+Ni)$ 值变化不大, 均在 0.78 附近, 指示水体环境为持续的缺氧还原环境。

3.2.3 Ni/Co 比值法

$Ni/Co < 5$ 指示氧化条件, $Ni/Co = 5 \sim 7$ 指示贫氧条件, $Ni/Co > 7$ 指示还原条件 (Zhang *et al.*, 2019)。L202 井 Ni/Co 值分布在 0.334~17.034 之间(图 8), 平均值为 6.496, 表明沉积水体总体上属于贫氧环境。自五峰组底部到顶部, 水体环境从有氧环境逐渐演变为缺氧还原环境, 并在五峰组顶部 Ni/Co 值达到最高值; 随后龙马溪组 1~2 小层, Ni/Co 值逐渐下降但仍大于 7, 表明水体仍为缺氧还原环境; 3 小层水体演变为贫氧环境, 随后 4~6 小层水体环境稳定, 为有氧环境。

3.3 古气候演变

喜干型元素 Sr 和喜湿型元素 Cu 的含量变化与古气候有密切关系, 因此 Sr/Cu 值可以用来指示古气候的变化 (Li *et al.*, 2018; 王彤等, 2020), 其中 Sr/Cu 值较低 (1.0~5.0) 时, 指示温湿气候, $Sr/Cu > 5.0$ 时, 指示干热气候。L202 井 Sr/Cu 值在 1.729~11.345 之间(图 8), 平均值为 4.632, 表明从五峰组下部到上部沉积时期, 气候逐渐从温湿气候转变为干热气候, 但在五峰组顶部, Sr/Cu 值明显降低, 推测此时为干冷气候, 对应赫南特冰期; 随后气候回暖, 龙马溪组 1~2 小层, Sr/Cu 值大于 5, 指示该时期为干热气候, 随后 3~6 小层, Sr/Cu 值多在 1~4 之间, 表明为温湿气候。

3.4 古盐度变化

记录在沉积物中的 Sr 元素丰度和 Sr/Ba 值与古盐度呈正比关系, 可作为古盐度的判别标志 (Liang *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017)。L202 井

Sr/Ba 值在 0.097~1.620 之间(图 8), 平均值为 0.379。五峰组中下部水体盐度较低, Sr/Ba 值小于 0.5, 顶部 Sr/Ba 值迅速升高到最高点, 达到 1.620, 表明此时水体盐度突然升高, 随后迅速下降到原来水平。龙马溪组 1 小层, 水体盐度缓慢升高, 随后 2~6 小层水体盐度逐渐下降并趋于稳定。

3.5 古生产力变化

Cu 主要以与有机质相关的有机金属络合物的形式运移, 并在还原条件下保存在沉积物中, 因此, Cu 含量可用于评估古生产力 (Wei *et al.*, 2021)。L202 井 Cu 含量分布在 20.15~80.00 $\mu g/g$ 之间, 平均值为 45.49 $\mu g/g$, 其中五峰组中上部以及龙马溪组 3 小层 Cu 含量较高, 表明此时古生产力较高。

除此之外, Ba 含量与古生产力及有机碳含量存在正比关系 (Li *et al.*, 2017)。沉积物中的 Ba 主要有陆源输入和生物成因 2 种来源, 其中生物成因的 Ba 与古生产力之间有直接关系, 因此若需通过 Ba 含量来判识古生产力的高低, 就必须去除陆源 Ba 含量的影响, 计算公式为 $Ba_{bio} = Ba_{total} - Ti_{total} \times (Ba/Ti)_{pass}$ 。该公式中的 Ba_{total} 为样品 Ba 总含量, Ti_{total} 表示样品 Ti 总含量, $(Ba/Ti)_{pass}$ 取自晚太古代澳大利亚平均页岩中的 Ba/Ti 质量分数比值, 为 0.0077 (邱振和王清晨, 2012)。L202 井生物钡 Ba_{bio} 值分布在 106.505~1048.015 $\mu g/g$ 之间(图 8), 平均值为 380.7046 $\mu g/g$ 。在五峰组中部以及龙马溪组底部 Ba_{bio} 值明显偏低, 表明曾发生 2 幕生物灭绝事件, 大量生物在该事件中灭绝, 从而导致古生产力低下。

3.6 沉积环境演化

综上所述, 奥陶系五峰组到志留系龙马溪组时期古环境经历了 5 个阶段变化(图 8)。阶段 I: 五峰组沉积早期, 气候温湿, 海平面从高位下降, 沉积水体属贫氧—缺氧环境, 水体盐度略微下降, 古生产力相对升高, 主要发育中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩 (LF7) 以及中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩 (LF8)。阶段 II: 到五峰组中部沉积时期, 气候逐渐转变为干热, 海平面较为平稳, 水体还原程度增强, 水体盐度逐渐升高, 古生产力较低, 主要发育高 TOC 块状生物硅质页岩 (LF1)。阶段 III: 随着时间推移到五峰组顶部沉积时期, 冰

川作用造成全球迅速降温,盆地内变为寒冷干燥的气候,水体变浅,水体滞留程度较高,属强滞留海盆,沉积水体由还原条件变为氧化条件,古盐度较高,古生产力较低,主要发育富含赫南特贝的生物介壳灰岩和高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩(LF5)。阶段Ⅳ:龙马溪组沉积早期,冰期结束气温回升,气候再次变为干热,发生广泛海侵,海平面逐渐升高,沉积水体为缺氧的还原环境,沉积速率较稳定,古盐度降低,古生产力显著升高,主要发育极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩(LF2)以及高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩(LF3)。阶段Ⅴ:到龙马溪组中上部沉积时,古气候变为温暖湿润,海平面略微降低并趋于稳定,水体还原性逐渐减弱并最终变为富氧的氧化环境,古盐度逐渐降低并趋于稳定,古生产力逐渐升高,主要发育中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩(LF4)以及中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩(LF7)。

4 沉积模式

综合岩相及沉积作用类型、构造演化、地质事件以及沉积环境演化,建立了川南地区五峰组—龙马溪组页岩的沉积模式。

五峰组沉积早期(图 9-a),上扬子海是一个半局限盆地,受古地块以及古隆起限制,与秦岭洋隔绝,此时属于温湿气候,海侵导致盆地内水体大面积变深,海平面上升,水体封闭性减弱,由贫氧环境演变为贫氧—缺氧环境,水体盐度略微下降,古生产力升高,TOC 含量逐渐降低。此时陆源碎屑颗粒与黏土矿物随底流搬运,受底流强弱的频繁变化,岩相主要发育中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩(LF7)以及中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩(LF8)。到五峰组沉积中期时(图 9-b),气候变为干热,海平面逐渐下降,水体变浅,滞留程度增强,还原性增加,古盐度较高,但随着广西运动的发生,火山活动非常活跃,火山灰为海洋输入大量营养物质,促进了生产力的发展,古生产力先下降后上升。五峰组沉积晚期,水体安静、局限且缺氧,陆源输入较少,有利于有机质的保存,TOC 含量升高;在上升流作用下海水中的放射虫、海绵等生物更加繁盛,硅质生物遗骸大量堆积,在后期的成岩过程中溶解并形成自生微晶石英,主要发育高 TOC 块状生物硅质页岩(LF1)。随后五峰组与

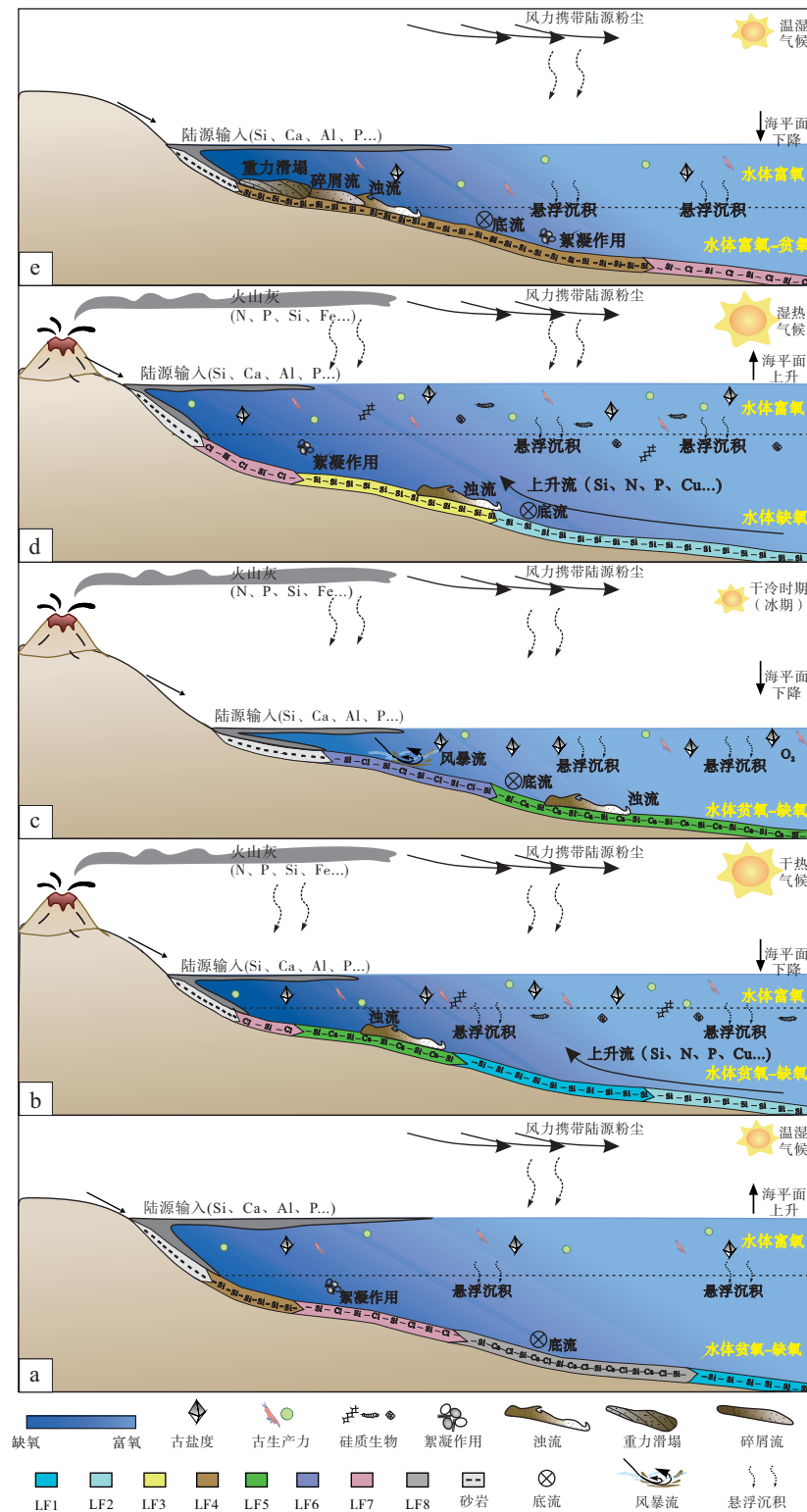
龙马溪组沉积转折时期(图 9-c),气候经历了大尺度波动,全球气温显著下降,发生赫南特冰期事件,化学风化速度明显降低,高纬度地区的冈瓦纳大陆形成大量冰盖,全球海平面快速下降,水体古盐度升高,滞留程度较高,上扬子海属强滞留海盆,沉积水体还原性降低,古生产力降低,TOC 含量先下降后快速上升,此时物源区可能靠近碳酸盐岩台地,底流携带来的碳酸盐碎屑形成纹层,主要发育高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩(LF5)。

冰期后的龙马溪组沉积初期(图 9-d),气候重新变为湿热,冰盖消融,全球海平面显著上升,水体逐渐变得开放,滞留程度较弱,古盐度逐渐降低,底部水体含氧量很低,低频的火山活动以及缺氧的沉积环境为有机质提供了有利的保存条件,顶层水体富氧且营养丰富,笔石、海藻、放射虫等海洋生物大规模复苏,古生产力水平高,陆源碎屑物质较少,大量硅质生物堆积并在后期的成岩过程中溶解转化为自生微晶石英,主要发育极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩(LF2)以及高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩(LF3)。龙马溪组中上部沉积期,气候变为温暖湿润(图 9-e),海平面较高且保持稳定,水体古盐度逐渐下降,还原性减弱,较高的海平面使得秦岭洋底流侵入上扬子海,盆地边缘古陆进一步抬升,陆源碎屑物质供给加快,不利于有机质保存,TOC 含量相对较低,发育中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩(LF4)以及中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩(LF7)。

综上所述,川南地区五峰组—龙马溪组页岩有机质的富集受构造条件、海平面升降、氧化还原条件、古生产力变化、气候演变以及沉积作用等因素共同控制(Wu *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2020; 毛小平等, 2024a, 2024b)。

5 结论

1) 根据矿物组成、沉积构造特征、TOC 含量以及矿物成因类型,将川南地区五峰组—龙马溪组页岩划分为 8 种岩相类型:高 TOC 块状生物硅质页岩(LF1)、极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩(LF2)、高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩(LF3)、中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩(LF4)、高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩(LF5)、高



a—五峰组沉积早期；b—五峰组沉积中期；c—五峰组—龙马溪组交界时期；d—龙马溪组沉积初期；e—龙马溪组沉积中晚期。LF1：高 TOC 块状生物硅质页岩；LF2：极高 TOC 薄纹层生物硅质页岩；LF3：高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅质页岩；LF4：中 TOC 纹层状碎屑硅质页岩；LF5：高 TOC 纹层状化学—生物钙硅混积页岩；LF6：高 TOC 极薄纹层生物—碎屑硅泥混积页岩；LF7：中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩；LF8：中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩

图 9 川南地区五峰组—龙马溪组页岩沉积模式

Fig. 9 Shale sedimentary model of the Wufeng and Longmaxi formations in southern Sichuan Basin

TOC 极薄纹层生物—碎屑硅泥混积页岩 (LF6)、中 TOC 纹层状碎屑硅泥混积页岩 (LF7)、中 TOC 纹层状碎屑三元混积页岩 (LF8)。在此基础上,并详细刻画了不同岩相宏、微观岩石学特征。

2) 沉积环境演化对岩相发育具有控制作用,川南地区五峰组—龙马溪组共划分 5 个演化阶段。五峰组底部沉积时期在温湿气候、水体贫氧—缺氧和低盐度条件下主要发育岩相 LF7 和 LF8;五峰组中部沉积时期在气候干热、水体还原性增强、古生产力提高条件下,主要沉积了岩相 LF1;五峰组顶部沉积时期,在气候干冷、赫南特冰川事件影响下,水体还原性降低,古生产力降低,主要发育岩相 LF5;龙马溪组自下而上沉积时,古气候从湿热变为温湿,古水体从还原到相对氧化再到还原,依次沉积了“LF2+LF3”和“LF4+LF7”的岩相组合。

参考文献 (References)

- 何龙. 2020. 四川盆地东南缘五峰组—龙马溪组页岩有机质富集机制及沉积环境演化. 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所)博士学位论文. [He L. 2020. Organic Matter Enrichment and Evolution of Sedimentary Environment of the Wufeng-Longmaxi Shale in Southeastern Margins of the Sichuan Basin. Doctoral dissertation of Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences]
- 贾承造,李本亮,张兴阳,李传新. 2007. 中国海相盆地的形成与演化. 科学通报, 52(S1): 1-8. [Jia C Z, Li B X, Zhang X Y, Li C X. 2007. Formation and evolution of marine basins in China. Chinese Science Bulletin, 52(S1): 1-8]
- 梁超,姜在兴,杨懿婷,魏小洁. 2012. 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩岩相及储集空间特征. 石油勘探与开发, 39(6): 691-698. [Liang C, Jiang Z X, Yang Y T, Wei X J. 2012. Characteristics of shale lithofacies and reservoir space of the Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin. Petroleum Exploration and Development, 39(6): 691-698]
- 梁超,吴靖,姜在兴,操应长,刘淑君,逢淑伊. 2017. 有机质在页岩沉积成岩过程及储层形成中的作用. 中国石油大学学报(自然科学版), 41(6): 1-8. [Liang C, Wu J, Jiang Z X, Liu S J, Pang S Y. 2017. Significances of organic matters on shale deposition, diagenesis process and reservoir formation. Journal of China University of Petroleum, 41(6): 1-8]
- 陆扬博. 2020. 上扬子五峰组和龙马溪组富有机质页岩岩相定量表征及沉积过程恢复. 中国地质大学博士学位论文. [Lu Y B. 2020. Quantitative characterization of lithofacies and reconstruction of the sedimentary process for Upper Yangtze Wufeng and Longmaxi organic rich shales. Doctoral dissertation of China University of Geosciences]
- 毛小平,陈修蓉,李振,李书现,李岁岁,朱启轩. 2024a. 浅议四川盆地五峰组—龙马溪组页岩沉积模式与有机质富集规律. 沉积学报, 43(2): 701-733. [Mao X P, Chen X R, Li Z, Li S X, Li S S, Zhu Q X. 2024a. Shale sedimentary patterns and organic matter enrichment patterns of the Wufeng-Longmaxi Formation in the Sichuan Basin. Acta Sedimentologica Sinica, 43(2): 701-733]
- 毛小平,陈修蓉,王志京,杨岳兴,李书现,杨帆. 2024b. 黑色页岩有机质富集程度与古气候的关系: 以中上扬子五峰—龙马溪组页岩为例. 地质科学, 59(5): 1151-1172. [Mao X P, Chen X R, Wang Z J, Yang Y X, Li S X, Yang F. 2024b. Relationship between organic matter enrichment degree of black shale and paleoclimate: taking the shale of the Wufeng-Longmaxi Formation in the Middle and Upper Yangtze region as an example. Chinese Journal of Geology, 59(5): 1151-1172]
- 邱振,王清晨. 2012. 来宾地区中晚二叠世之交烃源岩沉积的主控因素及大地构造背景. 地质科学, 47(4): 1085-1098. [Qiu Z, Wang Q C. 2012. Main controlling factors and tectonic background of source rock deposition at the middle-late Permian boundary in the Laibin area. Chinese Journal of Geology, 47(4): 1085-1098]
- 王彤,朱筱敏,董艳蕾,陈贺贺,苏彬,刘宇,伍炜. 2020. 基于微量元素分析的古沉积背景重建: 以准噶尔盆地西北缘古近系安集海河组为例. 地质学报, 94(12): 3830-3851. [Wang T, Zhu X M, Dong Y L, Chen H H, Su B, Liu Y, Wu W. 2020. Trace elements as paleo sedimentary environment indicators: a case study of the Paleogene Anjihaihe Formation in the northwestern Junggar Basin. Acta Geologica Sinica, 94(12): 3830-3851]
- Algeo T J, Maynard J B. 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. Chemical Geology, 206(3-4): 289-318.
- Boyer C, Kieschnick J, Suarez-Rivera R, Lewis R, Waters G. 2006. Producing gas from its source. Oilfield Review, 18: 36-49.
- Cai Q S, Hu M Y, Kane O I, Li M T, Zhang B M, Hu Z G, Deng Q J, Xing N. 2022. Cyclic variations in paleoenvironment and organic matter accumulation of the Upper Ordovician-Lower Silurian black shale in the Middle Yangtze region, South China: implications for tectonic setting, paleoclimate, and sea-level change. Marine and Petroleum Geology, 136: 105447.
- Crusius J, Calvert S, Pedersen T, Sage D. 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. Earth and Planetary Science Letters, 145(1-4): 65-78.
- Curtis J. 2002. Fractured shale-gas systems. AAPG Bulletin, 86(11): 1921-1938.
- Li D L, Zhu Z W, Wu X L, Liu F T, Zhao B S, Cheng J H, Wang B P. 2018. Elemental characteristics and paleoenvironment reconstruction: a case study of the Triassic lacustrine Zhangjiatan oil shale, southern Ordos Basin, China. Acta Geochimica, 37(1): 134-150.
- Li Y F, Zhang T W, Ellis G S, Shao D Y. 2017. Depositional environment and organic matter accumulation of Upper Ordovician-Lower Silurian marine shale in the Upper Yangtze Platform, South China. Palaeo-

- geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 466: 252–264.
- Liang C, Jiang Z X, Zhang C M, Guo L, Yang Y T, Li J. 2014. The shale characteristics and shale gas exploration prospects of the Lower Silurian Longmaxi shale, Sichuan Basin, South China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 21: 636–648.
- Liang C, Jiang Z X, Cao Y C, Zhang J C, Guo L. 2017. Sedimentary characteristics and paleoenvironment of shale in the Wufeng–Longmaxi Formation, North Guizhou Province, and its shale gas potential. *Journal of Earth Science*, 28: 1020–1031.
- Lu Y B, Jiang S, Lu Y C, Xu S, Shu Y, Wang Y X. 2019. Productivity or preservation? the factors controlling the organic matter accumulation in the late Katian through Hirnantian Wufeng organic-rich shale, South China. *Marine and Petroleum Geology*, 109: 22–35.
- Lu Y B, Hao F, Lu Y C, Xu S, Shu Z, Wang Y, Wu L. 2020. Lithofacies and depositional mechanisms of the Ordovician–Silurian Wufeng–Longmaxi organic-rich shales in the Upper Yangtze area, southern China. *AAPG Bulletin*, 104(1): 97–129.
- McLennan S. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 1527–2027.
- Qiu Z, Zou C N. 2020. Controlling factors on the formation and distribution of “sweet-spot areas” of marine gas shales in South China and a preliminary discussion on unconventional petroleum sedimentology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 194: 103989.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. *The Journal of Geology*, 94(4): 57–72.
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1–2): 12–32.
- Wang Y, Liu L F, Zheng S S, Luo Z H, Sheng Y, Wang X M. 2019. Full-scale pore structure and its controlling factors of the Wufeng–Longmaxi shale, southern Sichuan Basin, China: implications for pore evolution of highly overmature marine shale. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 67: 134–146.
- Wei C, Dong T, He Z L, He S, He Q, Yang R, Guo X W, Hou Y G. 2021. Major, trace-elemental and sedimentological characterization of the upper Ordovician Wufeng–lower Silurian Longmaxi formations, Sichuan Basin, South China: insights into the effect of relative sea-level fluctuations on organic matter accumulation in shales. *Marine and Petroleum Geology*, 126: 104905.
- Wilde P, Quinby-Hunt M S, Erdtmann B D. 1996. The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. *Sedimentary Geology*, 101(1–2): 43–53.
- Wu J, Liang C, Hu Z Q, Liu G, Yang R C, Xie J, Wang R Y, Zhao J H. 2019. Sedimentation mechanisms and enrichment of organic matter in the Ordovician Wufeng Formation–Silurian Longmaxi Formation in the Sichuan Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 101: 556–565.
- Xu H, Zhou W, Hu Q H, Yi T, Ke J, Zhao A K, Lei Z H, Yu Y. 2021. Quartz types, silica sources and their implications for porosity evolution and rock mechanics in the Paleozoic Longmaxi Formation shale, Sichuan Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 128: 105036.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, Wang J G. 2009a. Geochemical changes across the Ordovician–Silurian transition on the Yangtze Platform, South China. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 52: 38–54.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, Wang J G, Wang Z Z. 2009b. Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician–Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274(1–2): 32–39.
- Yang S C, Hu W X, Yao S P, Wang X L, He W H, Wang Y, Zhu F, Sun F N. 2020. Constraints on the accumulation of organic matter in Upper Ordovician–lower Silurian black shales from the Lower Yangtze region, South China. *Marine and Petroleum Geology*, 120: 104544.
- Zhang L C, Xiao D S, Lu S F, Jiang S, Lu S D. 2019. Effect of sedimentary environment on the formation of organic-rich marine shale: insights from major/trace elements and shale composition. *International Journal of Coal Geology*, 204: 34–50.
- Zhang X G, Lin C Y, Zahid M A, Jia X P, Zhang T. 2017. Paleosalinity and water body type of Eocene Pinghu Formation, Xihu Depression, East China Sea Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 158: 469–478.
- Zhou L, Algeo T J, Shen J, Hu Z F, Gong H M, Xie S C, Huang J H, Gao S. 2015. Changes in marine productivity and redox conditions during the Late Ordovician Hirnantian glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 420: 223–234.
- Zhou Q, Xiao X M, Tian H, Wilkins R W T. 2013. Oil charge history of bitumens of differing maturities in exhumed Paleozoic reservoir rocks at Tianjingshan, NW Sichuan Basin, southern China. *Journal of Petroleum Geology*, 36: 363–382.

(责任编辑 张西娟; 英文审校 刘贺娟)