

文章编号: 1671-1505(2024)05-1072-18 DOI: 10.7605/gdxb.2024.05.071

被动大陆边缘页岩沉积古环境及其对有机质富集的控制：以上扬子渝北地区下志留统龙马溪组为例*

陈浩^{1,2} 沈均均¹ 谭光超³ 王玉满⁴
李姗姗³ 严佳凯³ 周林⁵ 刘计勇⁵

- 1 长江大学非常规油气省部共建协同创新中心, 湖北武汉 430100
- 2 长江大学地球科学学院, 湖北武汉 430100
- 3 湖北省地质局水文地质工程地质大队, 湖北荆州 434020
- 4 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083
- 5 中国石化江汉油田分公司勘探开发研究院, 湖北武汉 430070

摘要 目前对于被动大陆边缘沉积古环境演化的研究相对较少, 特别是对上升洋流活动变化规律认识不足, 导致对有机质富集主控因素认识不清。据此, 以渝北地区下志留统龙马溪组为例, 基于岩心/露头、矿物岩石学、有机地球化学和元素分析等资料, 探讨被动大陆边缘页岩沉积古环境及其对有机质富集的控制。研究表明, 区内有机质富集受保存条件、陆源输入和古生产力水平等因素控制, 但不同时期主控因素存在差异: 鲁丹期 (LM1-LM5 沉积期), 保存条件、陆源输入和古生产力水平共同控制有机质富集, TOC 含量最高; 埃隆早期 (LM6 沉积期), 盆地进入挠曲—迁移期, 构造活动增强, 渝北地区障壁开口打开, 上升洋流活动增强, 保存条件变差是造成 TOC 含量降低的主因; 埃隆中期 (LM7 沉积期), 迁移作用增强, 障壁开口进一步打开, 上升洋流活动达到最强, 保存条件变差和古生产力水平急剧升高是导致 TOC 含量与 LM6 沉积期差异不大的主因; 埃隆晚期 (LM8 沉积期), 障壁开口向西北方向迁移, TOC 含量降低, 有机质富集主控因素与 LM1-LM5 一致; 特列奇早期 (LM9 沉积期), 海平面降至最低, 以富氧环境为主, TOC 含量降至最低, 保存条件是控制有机质富集的主要因素。总体而言, 研究区不同时期有机质富集主控因素变化与构造活动和海平面变化引起的沉积古环境变化密切相关。

关键词 被动大陆边缘 渝北地区 黑色页岩 上升洋流 有机质富集主控因素

第一作者简介 陈浩, 男, 1996 年生, 硕士研究生, 研究方向为非常规沉积及储集层。E-mail: chen961223@foxmail.com。

通讯作者简介 沈均均, 男, 1983 年生, 博士, 副教授, 硕士生导师, 研究方向为沉积储集层及非常规油气资源调查与评价。E-mail: shenhema@163.com。

中图分类号: P593 文献标志码: A

Passive margin shale sedimentary palaeoenvironment and their controls over organic matter enrichment: a case study of the Lower Silurian Longmaxi Formation in northern Chongqing, Upper Yangtze

* 湖北省自然资源科技项目 (编号: ZRZY2024KJ25) 资助。[Financially supported by the Hubei Natural Resources Science and Technology Project (No. ZRZY2024KJ25)]

收稿日期: 2023-12-19 改回日期: 2024-03-13

CHEN Hao^{1,2} SHEN Junjun¹ TAN Guangchao³ WANG Yuman⁴LI Shanshan³ YAN Jiakai³ ZHOU Lin⁵ LIU Jiyong⁵¹ Hubei Cooperative Innovation Center of Unconventional Oil and Gas of Yangtze University, Wuhan 430100, China² School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China³ Hydrogeology and Engineering Geology Institute of Hubei Geological Bureau, Hubei Jingzhou 434020, China⁴ Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Beijing 100083, China⁵ Exploration and Production Research Institute, Jiangnan Oilfield Company, SINOPEC, Wuhan 430070, China

Abstract At present, there are relatively few studies on sedimentary palaeoenvironment evolution of passive margin. In particular, due to limited understanding of the changing patterns of upwelling current activity, the main controlling factors for organic matter enrichment remain unclear. On these grounds, we investigate passive margin shale sedimentary palaeoenvironments and their controls on organic matter enrichment, based on an integrated core/outcrop, mineral petrology, organic geochemistry and elemental analysis of the Lower Silurian Longmaxi Formation in northern Chongqing. The results show that organic enrichment in the study area is controlled by preservation conditions, terrigenous input and palaeoproductivity, but the main controlling factors vary in different periods. During the Rhuddanian (LM1–LM5 depositional period), the accumulation of organic matter was controlled jointly by preservation conditions, terrigenous input and palaeoproductivity, and the TOC content was the highest. In the early Aeronian (LM6 depositional period), the basin entered the flexural-migration period of enhanced tectonic activity, the barrier in the Yubei area opened, resulting in increased upwelling current activity, and the deteriorated preservation condition was the main cause of the decrease of TOC content. During the mid Aeronian (LM7 sedimentary period), the migration effect was enhanced, with the barrier further opened and the upwelling current reaching an activity peak, and the deteriorated preservation condition and sharply increased palaeoproductivity were the main reasons for little change in TOC content compared to the LM6 deposition period. During the late Aeronian (LM8 depositional period), the barrier opening migrated to the northwest, the TOC content decreased, and the main controlling factors of organic matter enrichment were the same as those of LM1–LM5. During the early Telychian (LM9 depositional period), the sea level dropped to the lowest, the oxygen-rich environment predominated, and the TOC content decreased to the lowest. The preservation conditions were the main factors controlling the enrichment of organic matter. Overall, the changes of controlling factors of organic matter enrichment in different periods in the study area are closely related to the varying sedimentary palaeoenvironments caused by tectonic activities and sea level changes.

Key words passive continental margin, northern Chongqing, black shale, upwelling current, main controls of organic matter enrichment

About the first author CHEN Hao, born in 1996, is a master degree candidate. He is mainly engaged in unconventional deposition and reservoir. E-mail: chen961223@foxmail.com.

About the corresponding author SHEN Junjun, born in 1983, is an associate professor and Ph.D. He is mainly engaged in sedimentary reservoir and the investigation and evaluation of unconventional oil and gas resources. E-mail: shenhema@163.com.

被动大陆边缘是由于大洋岩石圈的扩张造成的由拉伸断裂所控制的宽阔大陆边缘，由大陆架、大陆坡和陆隆组成，无海沟发育（孙珍等，2016）。

被动大陆边缘位于板块内部，是上升洋流活跃的重要区域。现代海洋研究表明上升洋流的形成受地形、风力、海水盐度差异和大洋环流作用影响较

大,常造成深层海水上涌,将深海中丰富的营养物质带到表层。上升洋流作用在促进海洋表层生物繁荣、提高初级生产力的同时,也会导致对氧的需求量增加(生物死亡后,有机质沉积会消耗大量氧气),形成缺氧带(吕炳全等,2004),因此被动大陆边缘地区为利于有机质富集的重要区带(Ulrike *et al.*, 2007)。由于被动大陆边缘区是一个广阔地带,缺失海沟俯冲带,常承受强烈的沉陷和张裂活动,发育巨厚的沉积物,所沉积的优质烃源岩规模较大(赵淑娟,2012;孙珍等,2016),常作为重要的页岩和常规油气勘探区域。

上扬子渝北地区在龙马溪组沉积期处于被动大陆边缘区(Wang *et al.*, 2017),沉积了一套黑色富有机质页岩,目前对该套页岩的沉积古环境和有机质富集主控因素的研究大多集中于四川盆地(前陆挠曲滞留盆地)内部及周缘地区(Pedersen and Calvert, 1990; 张水昌等, 2005; Yan *et al.*, 2009; 邱振等, 2017; Wang *et al.*, 2017),对被动大陆边缘区域的研究相对较少(王玉满等, 2018; 肖斌, 2019; 肖斌等, 2019; Zhao *et al.*, 2019),认识也不统一:一些学者认为有机质富集主要受保存条件控制,强调闭塞性海盆造成的缺氧环境是富有机质页岩形成的决定因素(邱振等, 2017; 王玉满等, 2017);另一些学者则认为有机质富集主要受生产力水平控制,当海水处于高生产力水平时,大量有机质沉积过程会消耗大量氧气,使氧化环境转变为缺氧环境(Pedersen and Calvert, 1990; 张水昌等, 2005; Yan *et al.*, 2009)。晚奥陶世—早志留世时期全球范围内发生了一系列重大地质事件,包括板块运动、冈瓦纳冰川消融、大规模的火山喷发、上升洋流侵入、底流和浊流侵入等,这些地质事件对有机质富集均产生明显影响(戎嘉余和黄冰, 2014; 王玉满等, 2019),但目前对各个地质事件的内部成因联系认识不清。此外,前期针对被动大陆边缘特有的上升洋流作用研究大多是通过定性的证据(岩心、露头及薄片观察所得出的矿物岩石学特征)(Zhao *et al.*, 2019),定量研究相对较少,加之受数据和目的层跨越时间尺度的限制,上升洋流强度变化及其对有机质富集的影响随时空的演变规律也不清楚。这些因素均影响了对该区域有机质富集主控因素的认识。

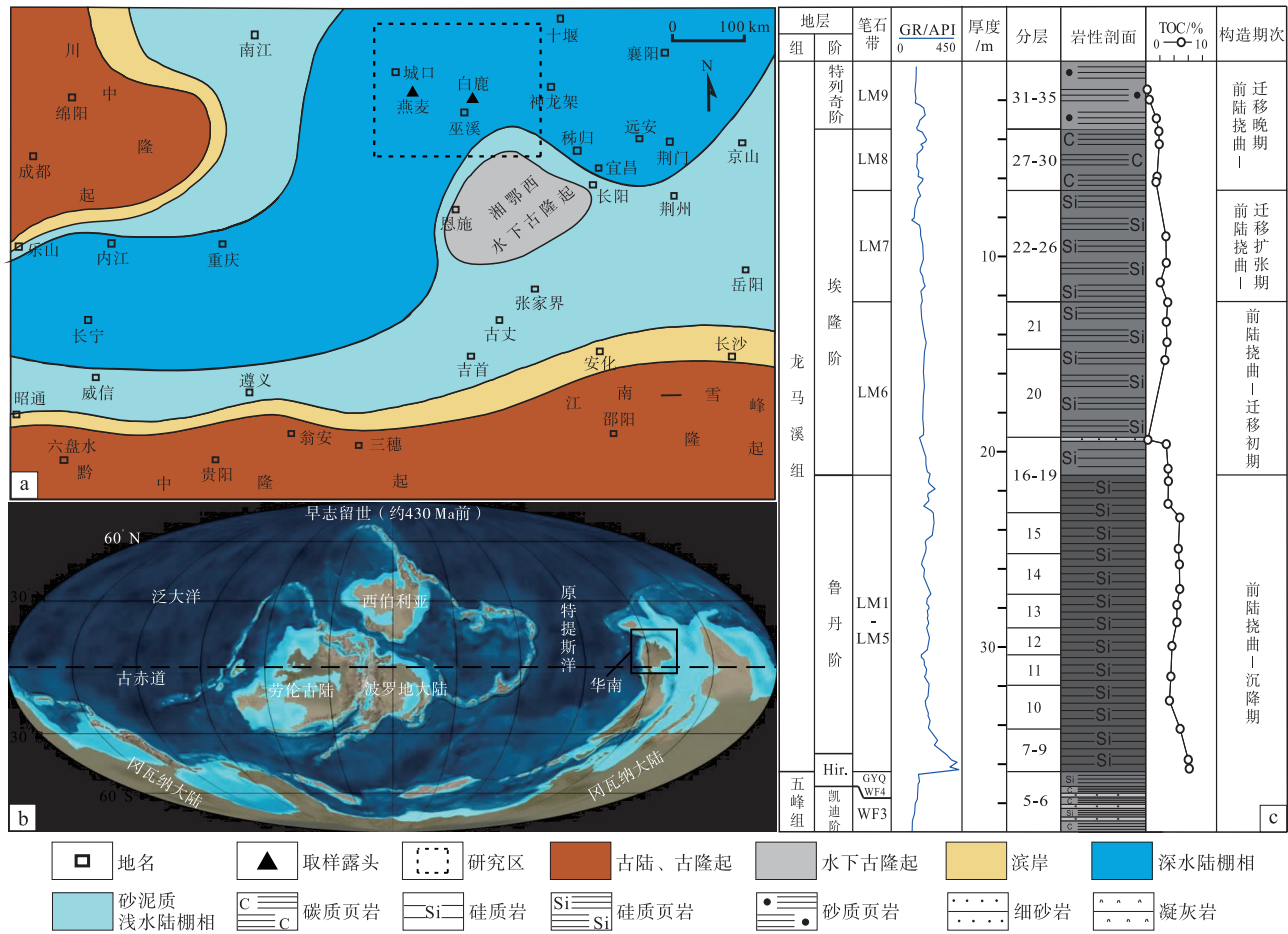
以上扬子渝北地区下志留统龙马溪组为研究对

象,主要采集城口燕麦和巫溪白鹿2个剖面的样品,结合区域地质构造-沉积演化背景,利用岩心/露头、全岩X衍射、岩石薄片、有机质含量和元素分析等资料,分析该地区龙马溪组富有机质页岩的沉积学和地球化学特征,探讨该地区龙马溪组富有机质页岩沉积古环境及其对有机质富集的控制,特别是上升洋流活动强度变化对有机质富集的影响,并建立相应的富集模式。

1 区域地质背景

研究区位于重庆市东北部,包括城口—巫溪一带(图1-a),构造上位于扬子地块中部北缘,处于城口—房县断裂和沙市隐伏断裂之间(肖斌, 2019)。早志留世龙马溪期,扬子板块处于古赤道附近(张水昌等, 2005)(图1-b),此时,广西运动进入强烈期,华夏板块向扬子板块挤压增强,使扬子板块周缘江南—雪峰隆起、黔中隆起和川中隆起等隆升形成古陆,局部地区形成水下高地,如湘鄂西水下古隆起和洞庭水下古隆起,隆坳相间的构造格局开始形成,扬子板块从具有广泛连通性的海域转变为半封闭的局限海盆,形成大面积低能、欠补偿和缺氧的沉积环境,仅在北缘渝北地区与秦岭洋相连,处于被动大陆边缘区域(Ma *et al.*, 2016; 邱振等, 2020)(图1-a, 1-b)。

前人通过对扬子地区奥陶纪—志留纪之交火山活动所沉积的斑脱岩发育特征研究发现,扬子地区在龙马溪组沉积期可分为4个沉积阶段,不同阶段具有显著的岩性特征差异(王玉满等, 2019, 2020; 卢贤志等, 2021):(1)前陆挠曲—沉降期(赫南特末期—鲁丹期),构造活动稳定,以硅质页岩沉积为主,富含笔石,黄铁矿发育;(2)前陆挠曲—迁移初期(埃隆早期),构造活动增强,盆地沉积中心开始向西北转移,以黏土质硅质混合页岩沉积为主(川南地区为钙质硅质混合页岩);(3)前陆挠曲—迁移扩张期(埃隆中期),构造活动持续增强,盆地沉积中心持续向西北转移,以碳质页岩和黏土质页岩沉积为主,黏土质含量显著增加;(4)前陆挠曲—迁移晚期(埃隆晚期—特列奇早期),构造活动进一步增强,以粉砂质页岩沉积为主,笔石和黄铁矿少见(图1-c)。而在被动大陆边缘渝北地区龙马溪组页岩无剥蚀但沉积厚度较薄(燕麦剖面厚36.38 m,白鹿剖面厚54.20 m),



a—中上扬子地区早志留统龙马溪组岩相古地理图（据王玉满等，2019，有修改）；b—早志留统全球古地理格局图（据 Yang *et al.*, 2021，有修改）；c—研究区龙马溪组地层柱状图（来自城口燕麦剖面）；城口燕麦露头的自然伽马数据由核工业北京地质研究院仪器研发所生产的 HD-2000 型手持式辐射仪测得，测试间隔为 0.2~0.5 m

图 1 渝北地区龙马溪组沉积时期地质背景

Fig. 1 Geological background of the sedimentary period of Longmaxi Formation in northern Chongqing

主要因为其在前陆挠曲—迁移初期和前陆挠曲—迁移扩张期仍为深水陆棚细粒缓慢沉积，以灰黑色硅质页岩沉积为主，与四川盆地内部差异显著。

2 分析方法

2.1 样品采集及实验方法

本次研究针对龙马溪组黑色页岩段共采集 70 件样品，其中 41 件来自城口燕麦剖面，29 件来自巫溪白鹿剖面，对样品进行了岩石薄片鉴定、有机碳 (TOC) 含量及矿物岩石学特征分析，依据上述结果，又在城口燕麦剖面样品中选出 27 件样品，在巫溪白鹿剖面样品中选出 25 件样品进行元素分析。

文中所有样品由中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室进行分析测试。有机质丰度使用分析精度优于±0.5%的德国 Eltra CS580A 型碳硫测定仪进行测试；用于普通薄片鉴定的样品经茜素红和铁氰化钾混合溶液染色处理；用 Philips PW1830 型 X 射线衍射仪进行 X 衍射分析，将粉末样品置于衍射仪中，利用 Cu-Kα 射线进行扫描，获得衍射图谱，再通过 Panalytical X'Pert Highscore Plus 软件确定矿物种类和相对含量；主量元素分析采用碱熔玻璃片法在 Rigaku 100e 型波长色散型 X 荧光光谱仪 (XRF) 上进行；微量和稀土元素分析使用德国 Thermo Fisher Scientific 公司制造的型号为 ICP-MS X SERIES 电感耦合等离子体质谱仪进行。

2.2 数据处理

为了排除陆源输入及其他因素的影响,在对元素数据进行处理时,运用了富集系数(X_{EF})这一概念(Tribovillard *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2019; 何庆等, 2021)。某一元素的富集系数(X_{EF})的计算公式如下:

$$X_{EF} = (X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{PAAS}} \quad (1)$$

X 和 Al 代表了样品中某一元素 X 和 Al 的含量,样品用 PAAS (后太古宙澳大利亚页岩) 进行标准化。

C-S-Fe-P 系统中的 C_{org}/P 指标指示研究区内不同时期的氧化还原条件, C_{org}/P 值计算公式如下:

$$C_{\text{org}}/P = (\text{有机碳含量}/C \text{ 元素摩尔质量}) / (P \text{ 元素含量}/P \text{ 元素摩尔质量}) \quad (2)$$

海相沉积物中的 Ba 和 Si 等元素的含量被广泛应用于指示古生产力水平(邱振等, 2020), 大部分沉积岩中的元素来源于生物和陆源输入, 但只有去除陆源输入影响后, 用生物来源部分对古生产力水平进行评估, 称为过剩元素 (Ba_{XS} 、 Si_{XS}) (Tribovillard *et al.*, 2006; 王玉满等, 2020), 其计算公式如下:

$$X_{\text{XS}} = X_{\text{sample}} - Al_{\text{sample}} \times (X/Al)_{\text{PAAS}} \quad (3)$$

式中 X 和 Al 代表了样品中某一元素 X 和 Al 的含量,样品用 PAAS (后太古宙澳大利亚页岩) (Taylor and McLennan, 1985) 进行标准化。

3 基本地质特征

按笔石带龙马溪组沉积期可划分为 LM1-LM9。根据露头、薄片镜下特征和全岩 X 衍射数据, 对研究区不同时期所沉积的页岩有机碳 (TOC) 含量、沉积学和矿物岩石学特征进行分析(图 2; 图 3; 图 4)。

3.1 有机碳含量

渝北地区龙马溪组 TOC 含量在不同时期差异明显, LM1-LM5 沉积期 TOC 含量介于 2.9%~6.2% 之间, 平均为 4.2%; LM6 沉积期 TOC 含量介于 1.2%~3.2% 之间, 平均为 2.7%; LM7 沉积期 TOC 含量介于 2.0%~3.1% 之间, 平均为 2.6%; LM8 沉积期 TOC 含量介于 1.2%~1.9% 之间, 平均为 1.6%; LM9 沉积期 TOC 含量介于

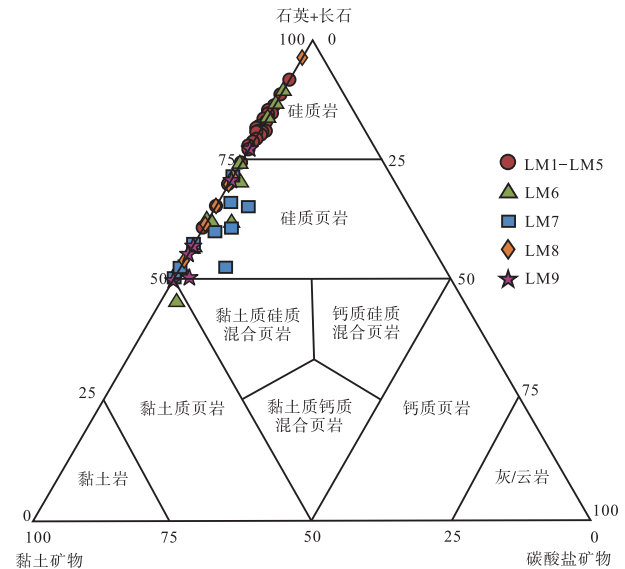


图 2 渝北地区龙马溪组不同沉积期岩石类型划分三端元图 (划分标准参考王玉满等, 2016)

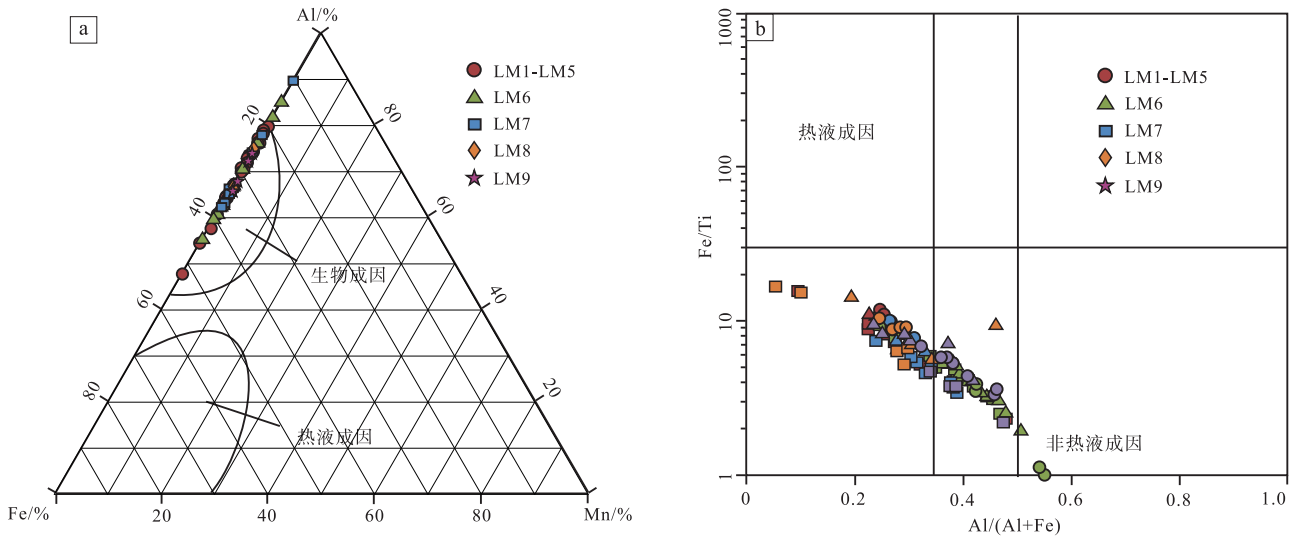
Fig. 2 Ternary diagram of shale types for different sedimentary period of the Longmaxi Formation in northern Chongqing (division criteria after Wang *et al.*, 2016)

0.2%~1.0% 之间, 平均为 0.5% (表 1)。整体来看, 研究区龙马溪组 TOC 含量从 LM1-LM5 至 LM9 沉积期总体呈逐渐降低的趋势, LM6 与 LM7 沉积期差异不大。

3.2 沉积学及矿物岩石学特征

LM1-LM5 沉积期 (前陆挠曲—沉降期): 以黑色硅质岩沉积为主(图 4-a), 石英含量较高 (平均 80.7%), 硅质来源判别图版显示硅质以生物成因为主, 非热液成因硅质(图 3), 微观显微镜下显示主要以次圆状的放射虫、海绵骨针等生物硅质成因为主且部分发生黄铁矿化(图 4-b, 4-c); 黏土矿物含量较低(平均 19.3%); 不含碳酸盐矿物。

LM6 沉积期 (前陆挠曲—迁移初期): 以灰黑色硅质页岩沉积为主, 夹有 1 套厚度在 20 cm 左右的灰白色细砂岩(图 4-d)。石英含量较高 (平均 67.8%), 微观显微镜下显示仍以放射虫、海绵骨针等生物硅质成因为主(图 4-e), 非热液成因硅质(图 3), 但含量较 LM1-LM5 沉积期明显减少; 黏土矿物含量较 LM1-LM5 沉积期明显升高 (平均 31.4%); 碳酸盐矿物含量低 (平均 1.6%)。所夹薄层灰白色细砂岩具有高的 GR 值, 在 165~190 cps (计数率) 之间, 镜下可见生屑构造 (主



a—利用 Al-Fe-Mn 三角图分析硅质来源 (Adachi *et al.*, 1986); b—利用 $Al/(Al+Fe)$ - Fe/Ti 图判别硅质来源 (张聪等, 2017)

图 3 渝北地区龙马溪组页岩热液判别图

Fig. 3 Shale hydrothermal identification map of the Longmaxi Formation in northern Chongqing

要为深海有孔虫)(图 4-f) 和重晶石晶体, 全岩衍射显示其以黏土矿物 (为 44.0%) 和硅质矿物 (为 42.4%) 为主, 其次为重晶石 (为 10.8%), 碳酸盐矿物含量低 (为 2.8%)。前期研究认为该套砂岩是由上升洋流活动带入, 在城口—神龙架一线均可见, 是判断上升洋流活动加强的重要标志 (王玉满等, 2018; 肖斌等, 2019)。

LM7 沉积期 (前陆挠曲—迁移扩张期): 以灰黑色硅质页岩沉积为主, 见大量重晶石结核体, 微观显微镜下呈板状(图 4-g, 4-h, 4-i), 前期研究认为该层系所出现的重晶石结核体与上升洋流活动密切相关, 上升洋流提供了生物繁盛所需的营养物质, 在生物死亡后有机质分解释放出钡, 通过上升洋流运输, 最终沉积形成生物重晶石 (管博文等, 2017), 因此大量重晶石结核体在该时期的出现是上升洋流活动加强的标志。该时期石英含量较 LM6 沉积期有所下降 (平均 61.7%), 微观显微镜下显示以生物成因硅质 (次圆状) 为主(图 4-h), 非热液成因硅质(图 3); 黏土含量较 LM6 沉积期有所升高 (平均 35.4%); 碳酸盐矿物含量较低 (平均 4.7%)。

LM8 沉积期 (前陆挠曲—迁移晚期): 以灰黑色硅质页岩为主(图 4-j, 4-k), 石英含量达到最高 (平均 73.9%), 微观显微镜下显示陆源硅质 (次棱角状) 和生物成因硅质 (次圆状) 均有发育

(图 4-l), 非热液成因硅质(图 3); 黏土含量较 LM7 沉积期有所降低 (平均 26.1%); 不含碳酸盐矿物。为了与生物硅质页岩相区分, 下文将该类页岩统称为碳质页岩。

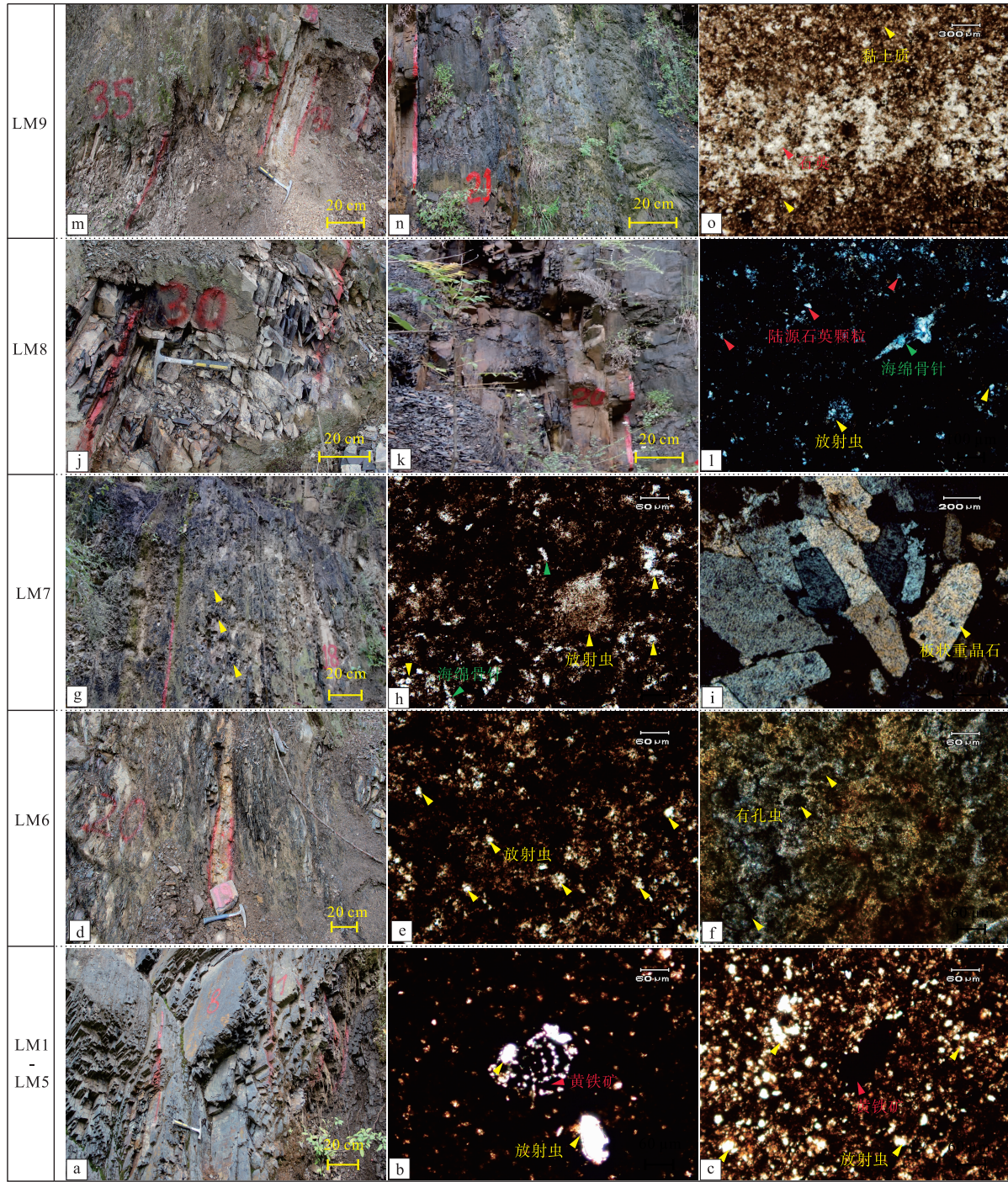
LM9 沉积期 (前陆挠曲—迁移晚期): 以灰绿色砂质页岩为主(图 4-m, 4-n), 常以富含陆源硅质纹层和富含黏土质纹层互层形式产出(图 4-o); 黏土含量达到最高 (平均 45.7%); 碳酸盐矿物含量较低 (平均 0.6%)。

整体来看, 研究区由 LM1-LM5 至 LM7 沉积期以生物硅质岩/硅质页岩沉积为主, 但硅质含量呈逐渐降低趋势; 至 LM8 时期, 随着海平面的逐渐下降, 陆源输入的硅质含量开始升高, 而生物硅质含量开始减少; 进入 LM9 沉积期海平面进一步下降, 以陆源硅质为主, 生物成因硅质不再发育, 黏土矿物含量达到最高。

4 沉积古环境演化

4.1 古氧化还原条件

为了能够准确地反映研究区龙马溪组页岩沉积时水体的氧化还原条件变化规律, 采用双金属元素比值 (Ni/Co)、C-S-Fe-P 系统中的 C_{org}/P 值以及微量元素中的 Mo_{EF} 和 U_{EF} 等代理指标, 综合指示水体的氧化还原条件 (Murray and Leinen, 1996; Ma



a—黑色硅质岩，7-9 小层；b—硅质岩，硅质放射虫（黄色箭头）部分被黄铁矿（红色箭头）交代，8 小层，单偏光；c—黑色硅质岩，硅质放射虫大量发育，可见黄铁矿颗粒（红色箭头），8 小层；d—黑色硅质页岩（18-20 小层）夹一层 20 cm 的灰白色细砂岩（19 小层）；e—黑色硅质页岩，富含硅质放射虫，20 小层，单偏光；f—图 d 所夹细砂岩为富含深海相有孔虫（黄色箭头）的生屑砂岩，被褐铁矿填充，19 小层，单偏光；g—灰黑色硅质页岩，见大量重晶石结核体（黄色箭头），17-18 小层；h—灰黑色硅质页岩，放射虫（黄色箭头），海绵骨针（绿色箭头），17 小层，单偏光；i—重晶石结核体，镜下观察呈板状晶形，18 小层，单偏光；j—灰黑色碳质页岩，29-30 小层；k—灰黑色碳质页岩，20 小层；l—灰黑色碳质页岩，放射虫（黄色箭头），海绵骨针（绿色箭头），陆源石英颗粒（红色箭头），29 小层，正交偏光；m—灰绿色砂质页岩，31-35 小层；n—灰绿色砂质页岩，21 小层；o—灰绿色砂质页岩，富含黏土质（黄色箭头）纹层与富含陆源硅质（红色箭头）纹层互层，31 小层，单偏光。a, b, d, e, j, l, m, o 为燕麦剖面；c, g, h, i, k, n 为白鹿剖面

图 4 渝北地区龙马溪组沉积学和矿物岩石学特征

Fig. 4 Sedimentological and mineral-petrological characteristics of the Longmaxi Formation in northern Chongqing

表 1 渝北地区龙马溪组不同沉积期主量元素和微量元素组成及计算结果

Table 1 Composition and calculation results of main elements and trace elements in different sedimentary periods of the Longmaxi Formation in northern Chongqing

点 位	段	样号	深度 /m	TOC /%	Al ₂ O ₃ /%	Al /%	Ti /%	Si /%	Co / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ni / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Zr / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Mo / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	P / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ba / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Mn / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ti/Al $(\times 10^3)$	Zr/Al $(\times 10^3)$	C _{org} /P	Ni/Co	U _{EF}	Mo _{EF}	Ba _{AS} / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Si _{AS} $(\times 10^{-4})$ / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	P/Al $(\times 10^4)$	Mo/ TOC	Co _{EF} × Mn _{EF}
LM9		YM-35-1	1.4	0.2	19.0	10.0	0.4	26.8	18.9	52.3	153.8	1.5	523.7	3878.0	760.2	4.2	15.3	8.8	2.8	1.0	1.5	3104.9	\	52.2	8.6	0.727
		YM-34-1	2.0	0.5	15.8	8.4	0.3	30.1	14.2	42.1	147.7	2.1	425.5	3098.7	450.4	4.1	17.6	30.7	3.0	2.0	2.5	2453.5	4.0	50.8	4.2	0.467
		YM-30-1	4.3	1.9	10.7	5.6	0.3	33.8	15.4	102.0	137.1	9.4	403.5	2867.6	538.5	5.3	24.3	122.1	6.6	4.4	16.7	2433.0	16.2	71.5	4.9	1.332
		YM-29-1	5.9	1.6	9.5	5.0	0.3	33.9	7.8	45.6	138.6	9.0	377.1	28143.6	174.6	5.0	27.5	110.8	5.9	5.5	17.9	27755.9	18.2	74.9	5.6	0.274
LM7		YM-25-1	9.0	2.9	12.0	6.4	0.3	31.1	17.1	115.8	120.8	12.2	582.8	6955.5	272.2	5.1	19.0	127.0	6.8	4.6	19.2	6465.5	11.3	91.6	4.3	0.587
		YM-24-1	9.7	2.9	11.5	6.1	0.3	30.5	15.2	100.8	119.5	12.5	544.3	7884.3	233.9	5.0	19.7	139.5	6.6	4.6	20.6	7417.0	11.7	89.7	4.2	0.493
		YM-23-1	10.3	2.9	12.0	6.4	0.3	30.9	16.6	110.4	133.1	11.2	628.4	5562.8	234.2	5.1	20.9	119.8	6.6	4.9	17.6	5073.3	11.1	98.9	3.8	0.493
		YM-22-2	11.3	2.0	11.5	6.1	0.3	26.9	13.3	93.0	135.7	27.3	440.8	57010.8	352.2	4.7	22.3	118.8	7.0	5.1	44.8	56541.9	7.9	72.4	13.5	0.646
LM6		YM-22-1	12.4	3.1	12.3	6.5	0.3	28.5	16.3	105.2	158.6	11.2	715.4	19690.1	304.2	4.9	24.4	111.1	6.4	5.7	17.1	19188.8	8.3	109.9	3.6	0.599
		YM-21-2	13.4	2.9	11.7	6.2	0.3	29.7	17.2	97.0	114.4	15.5	606.8	9953.8	270.2	5.0	18.4	122.2	5.6	6.0	25.0	9476.1	10.4	97.8	5.4	0.619
		YM-21-1	14.4	3.0	11.5	6.1	0.3	31.0	15.7	123.4	146.9	15.4	558.1	5567.2	228.5	4.9	24.2	139.4	7.8	6.0	25.4	5099.5	12.1	91.9	5.1	0.498
		YM-18-2	19.6	2.9	14.1	7.5	0.4	28.4	1.9	25.7	139.2	19.7	280.7	14508.4	34.1	5.4	18.6	267.4	13.3	3.8	26.4	13932.4	5.1	37.5	6.8	0.006
LMI-LM5		YM-18-1	20.9	3.2	13.5	7.1	0.4	28.9	12.2	98.3	132.2	19.8	441.0	9144.9	102.5	5.1	18.5	185.3	8.0	6.9	27.7	8595.3	6.7	61.8	6.2	0.126
		YM-16-2	21.5	3.2	13.3	7.1	0.4	28.4	14.2	78.4	99.8	16.5	529.0	5163.1	141.9	5.0	14.1	156.4	5.5	6.8	23.3	4619.4	6.4	74.9	5.1	0.207
		YM-16-1	22.7	3.1	10.1	5.4	0.3	32.1	14.1	83.5	123.5	14.0	285.3	4401.6	124.4	5.4	23.0	284.4	5.9	9.1	26.1	3988.0	15.4	53.1	4.5	0.311
		YM-15-2	23.4	4.8	7.9	4.2	0.2	31.3	9.3	96.5	70.8	35.3	291.9	5214.3	109.0	5.5	17.0	422.4	10.4	10.7	84.8	4893.5	18.3	70.1	7.4	0.298
		YM-15-1	25.0	4.6	7.7	4.1	0.2	32.9	4.1	50.0	73.6	37.0	220.4	20211.9	109.5	5.7	18.1	535.3	12.2	7.8	90.8	19898.0	20.2	54.1	8.1	0.138
		YM-14-2	25.8	4.8	7.2	3.8	0.2	34.4	6.3	77.1	133.9	36.5	278.1	16678.3	123.4	5.9	35.3	442.7	12.3	10.3	96.4	16386.6	22.6	73.4	7.7	0.277
		YM-14-1	27.1	4.8	8.0	4.2	0.3	34.8	4.1	82.4	101.5	41.9	211.0	8383.4	104.3	6.1	24.1	584.0	20.0	9.8	99.4	8059.3	21.7	50.1	8.8	0.124
		YM-13-2	27.9	4.4	6.7	3.5	0.2	35.4	0.9	40.7	89.3	39.0	317.9	9151.0	66.5	6.6	25.2	356.4	47.4	8.7	109.9	8877.8	24.4	89.6	8.9	0.023
		YM-13-1	28.7	4.4	6.9	3.6	0.2	35.6	1.4	57.2	79.5	32.7	311.3	16474.1	76.7	6.2	21.8	364.1	39.4	9.7	89.6	16193.6	24.3	85.5	7.4	0.043
		YM-12-1	30.0	3.7	8.9	4.7	0.3	32.6	6.6	79.8	136.3	48.0	304.8	8751.4	138.9	5.5	29.0	311.6	12.1	12.4	101.9	8388.9	18.0	64.8	13.0	0.211
		YM-11-1	31.5	3.6	5.2	2.7	0.1	37.6	3.1	67.3	72.1	24.6	353.8	13276.4	138.2	5.5	26.4	260.2	21.4	14.5	90.0	13066.2	29.2	129.6	6.9	0.298
		YM-10-1	32.8	4.8	7.1	3.7	0.2	34.8	3.2	85.0	64.8	41.0	239.4	9993.4	84.0	5.8	17.3	521.2	26.5	11.1	109.5	9705.4	23.2	64.0	8.5	0.098
YM-10-3	34.2	3.3	4.5	2.4	0.1	37.1	4.0	76.3	40.4	24.5	395.2	13036.5	230.1	5.2	16.9	217.2	19.0	17.3	102.6	12852.3	29.6	165.2	7.4	0.826		
YM-8-1	35.8	6.0	9.5	5.0	0.3	32.6	3.8	109.0	97.9	80.5	367.9	3423.0	91.0	5.3	19.4	421.0	28.9	20.9	159.4	3034.2	16.9	72.9	13.4	0.069		
YM-7-1	36.2	6.2	6.7	3.5	0.2	36.0	2.0	95.5	60.3	44.2	885.7	3326.6	63.1	5.2	17.0	179.7	47.1	27.3	124.5	3053.5	25.0	249.6	7.2	0.052		
白鹿	LM9	BL-21-2	2.0	0.2	32.5	17.2	0.7	61.8	19.0	49.4	133.0	1.9	1200.0	2105.0	518.9	4.2	7.7	4.4	2.6	0.6	1.1	782.1	8.4	69.8	9.0	0.171
		BL-21-1	4.4	1.0	25.5	13.5	0.7	67.9	12.8	50.9	153.0	9.5	1200.0	2162.0	193.6	4.9	11.4	21.9	4.0	1.9	7.0	1124.0	25.9	89.0	9.3	0.070

城口 燕 麦

续表 1

点 位	段	样号	深度 /m	TOC /%	Al ₂ O ₃ /%	Al /%	Ti /%	Si /%	Co / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ni / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Zr / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Mo / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	P / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ba / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Mn / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Ti/Al $(\times 10^2)$	Zr/Al $(\times 10^4)$	C _{org} /p Ni/Co	U _{EF}	Mo _{EF}	Ba _{KS} / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Si _{XS} $(\times 10^{-4})$ / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	P/Al $(\times 10^4)$	Mo/ TOC	Co _{EF} × Mn _{EF}	
LM8		BL-20-1	6.3	1.2	27.5	14.5	0.6	66.7	6.9	61.6	111.0	7.9	950.0	2663.0	139.4	4.4	7.6	32.0	8.9	1.0	5.4	1544.2	21.5	65.4	6.7	0.023
		BL-19-1	14.2	2.0	17.6	9.3	0.5	77.0	4.8	38.6	239.0	14.2	790.0	2825.0	100.7	5.5	25.7	63.7	8.0	2.1	15.3	2108.1	48.0	84.9	7.3	0.029
		BL-18-3	16.2	2.5	27.5	14.6	0.8	64.7	10.4	72.9	261.0	22.5	880.0	7475.0	46.5	5.2	17.9	73.6	7.0	2.3	15.5	6353.9	19.4	60.4	9.0	0.012
LM7		BL-17-2	18.7	2.8	27.0	14.3	0.9	61.3	1.3	19.9	149.0	15.1	450.0	25990.0	31.0	6.3	10.4	158.7	15.0	1.9	10.6	24888.1	16.7	31.4	5.5	0.001
		BL-17-1	22.3	3.1	27.2	14.4	0.7	67.8	2.4	50.8	122.0	11.3	820.0	3135.0	31.0	5.1	8.5	96.2	21.3	1.7	7.9	2028.5	23.1	57.1	3.7	0.002
		BL-15-2	24.1	3.1	28.9	15.3	0.8	64.6	5.7	38.3	167.0	27.2	540.0	4373.0	31.0	5.2	10.9	149.5	6.7	2.3	17.8	3197.2	17.1	35.4	8.7	0.004
LM6		BL-15-1	25.3	3.2	23.3	12.3	0.7	60.4	5.8	35.7	148.0	33.4	700.0	8823.0	31.0	5.7	12.0	116.4	6.2	3.6	27.1	7872.8	22.1	56.7	10.6	0.006
		BL-14-1	25.9	2.1	21.2	11.2	0.6	69.8	15.9	96.3	144.0	21.5	920.0	3961.0	54.2	5.3	12.8	59.7	6.1	4.8	19.1	3096.3	34.9	81.9	10.1	0.035
		BL-12-2	27.2	1.2	10.8	5.7	0.3	82.9	5.4	31.8	65.8	16.5	690.0	2280.0	100.7	5.2	11.6	43.0	5.8	3.3	29.0	1841.9	65.2	121.3	14.3	0.087
白 鹿		BL-12-1	27.6	2.7	14.5	7.7	0.4	77.6	9.8	54.0	103.0	17.4	940.0	2342.0	100.7	5.6	13.4	72.7	5.5	4.1	22.7	1750.6	53.7	122.4	6.6	0.086
		BL-11-1	28.3	2.0	7.6	4.0	0.2	86.1	7.5	43.7	53.6	16.2	830.0	1673.0	116.2	5.3	13.4	60.9	5.8	7.3	40.4	1364.2	73.6	207.0	8.3	0.277
		BL-10-1	29.5	1.7	8.3	4.4	0.2	86.7	4.6	37.1	64.1	13.8	480.0	1986.0	54.2	5.4	14.6	90.8	8.0	6.7	31.4	1648.0	73.1	109.3	8.2	0.066
LMI-LM5		BL-9-1	32.6	2.9	17.1	9.1	0.5	74.4	17.4	110.0	85.1	24.6	970.0	2298.0	46.5	5.0	9.4	78.2	6.3	2.8	27.1	1599.6	46.2	106.9	8.4	0.050
		BL-8-1	35.3	3.7	14.8	7.8	0.4	75.3	10.5	82.0	71.2	30.9	1000.0	3082.0	38.7	5.1	9.1	94.1	7.8	3.5	39.6	2480.6	51.0	128.0	8.5	0.034
		BL-7-2	36.5	3.7	15.5	8.2	0.4	70.0	7.5	43.7	52.0	24.3	780.0	2088.0	31.0	5.0	6.4	120.7	5.8	2.4	29.7	1458.1	44.5	95.4	6.7	0.018
		BL-7-1	38.3	3.5	9.7	5.1	0.3	84.2	1.9	22.5	47.6	18.6	460.0	2731.0	31.0	4.9	9.3	196.8	11.7	3.0	36.2	2335.2	68.2	89.5	5.3	0.012
		BL-6-1	39.7	4.1	25.0	13.2	0.7	65.1	2.2	43.6	217.0	54.9	1010.0	10677.0	31.0	5.1	16.4	105.5	20.0	4.4	41.5	9659.1	24.0	76.4	13.3	0.002
		BL-5-1	40.2	5.1	15.2	8.1	0.4	74.1	8.3	104.0	94.6	68.9	1130.0	2442.0	85.2	5.4	11.7	116.4	12.5	7.0	85.5	1821.4	49.1	140.2	13.5	0.056
		BL-4-2	41.5	4.1	12.5	6.6	0.4	80.3	2.5	58.0	135.0	61.4	630.0	2138.0	85.2	5.5	20.3	169.1	23.3	7.1	92.5	1626.7	59.6	94.9	14.9	0.025
		BL-4-1	43.2	4.3	11.0	5.8	0.3	81.4	9.0	118.0	63.2	48.6	1120.0	1838.0	69.7	4.9	10.8	99.0	13.1	5.5	83.2	1388.3	63.2	191.8	11.3	0.094
		BL-3-3	48.9	4.4	10.3	5.4	0.3	82.8	6.2	101.0	58.5	37.6	1080.0	1702.0	69.7	5.3	10.8	104.1	16.2	5.2	69.1	1283.1	65.9	198.5	8.6	0.075
		BL-3-2	49.4	4.5	11.8	6.2	0.3	80.2	5.4	82.2	60.0	46.7	1150.0	2007.0	54.2	5.3	9.6	99.8	15.3	5.4	75.1	1528.1	60.8	184.9	10.5	0.038
BL-3-1	54.2	3.0	39.0	9.2	0.5	76.0	7.6	112.0	122.0	22.3	1400.0	2008.0	77.4	5.6	13.3	55.6	14.8	4.4	24.3	1302.7	47.5	152.8	7.4	0.036		

注：“\”代表计算结果为负值,实际应用过程中剔除。

et al., 2016; 咎博文等, 2017; 张明亮等, 2017; Algeo and Liu, 2020; Qiu *et al.*, 2022)。其中, C_{org}/P 值大于 100 指示为厌氧环境, C_{org}/P 值介于 50~100 之间指示为贫氧环境, C_{org}/P 值小于 50 指示为富氧环境 (Ma *et al.*, 2019; 何庆等, 2021); Ni/Co 值大于 7 为厌氧环境, Ni/Co 值介于 7~5 之间为贫氧环境, Ni/Co 值小于 5 为富氧环境 (Wang *et al.*, 2015)。研究区在 LM1-LM5 沉积期内 (前陆挠曲—沉降期), 构造活动稳定, 此时海平面处于高位 (Wang *et al.*, 2015), Ni/Co、 C_{org}/P 、 Mo_{EF} 和 U_{EF} 值指示此时底水环境以厌氧环境为主 (均值分别为 19.2、231.9、74.4 和 8.8); 进入 LM6 沉积期后 (前陆挠曲—迁移初期), 海平面下降, 沉积中心开始向西北方向迁移 (王玉满等, 2018, 2019), 被动大陆边缘区域受此影响较弱, 底水仍以厌氧环境为主 (均值分别为 8.5、132.4、25.3 和 4.9), 但还原性较 LM1-LM5 沉积期有所减弱; LM7 沉积期 (前陆挠曲—迁移扩张期), 海平面持续下降 (王玉满等, 2018, 2019), 底水还原性进一步减弱, 转变为厌氧—贫氧环境 (均值分别为 9.8、109.9、18.8 和 3.2); 进入 LM8 至 LM9 沉积期 (前陆挠曲—迁移晚期), 海平面进一步下降, 底水还原性持续减弱, 由 LM8 沉积期的贫氧环境 (均值分别为 7.6、74.3、11.3 和 3.0) 转变为 LM9 沉积期的富氧环境 (均值分别为 3.1、16.5、3.1 和 1.4) (表 1; 图 5; 图 6)。

整体来看, 研究区由 LM1-LM5 至 LM9 沉积期, 底水还原环境受海平面下降控制明显, 呈逐渐降低趋势, 有利于有机质保存的还原条件逐渐被破坏。

4.2 陆源输入

陆源碎屑是沉积物的主要来源, Al、Ti 和 Zr 元素主要来源于陆源, 需要通过搬运才能进入海洋且化学性质相对稳定, 这 3 种元素在搬运、沉积过程中很少受到风化和成岩作用的影响 (Tribovillard *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2019; 何庆等, 2021), 因此综合 Al_2O_3 含量和 Ti/Al 值、Zr/Al 值来指示沉积物中的陆源输入 (表 1; 图 2; 图 3), Ti 和 Zr 元素多集中保存在粗粒碎屑中, 因此 Ti/Al 值、Zr/Al 值还能反映陆源粗粒碎屑的输入量 (Young and Nesbitt, 1998)。

研究区在 LM1-LM5 沉积期 (挠曲—沉降期)

海平面处于高位, 构造活动稳定, 此时 Al_2O_3 含量处于较低水平 (均值为 12.2%), 指示此时陆源输入量较低; LM6 沉积期 (挠曲—迁移初期), 构造活动增强, 海平面开始下降, Al_2O_3 含量较 LM1-LM5 沉积期升高 (均值为 15.2%), 指示此时陆源输入量有所升高; LM7 沉积期 (挠曲—迁移扩张期), 构造活动继续增强, 海平面继续降低, Al_2O_3 含量升高明显 (均值为 18.0%), 指示陆源输入量显著提高; LM8 沉积期 (挠曲—迁移晚期), 此时构造活动依旧强烈, 海平面持续下降, Al_2O_3 含量继续升高 (均值为 18.8%), 指示陆源输入量继续增大; LM9 沉积期, 海平面降至最低, Al_2O_3 含量达到最高 (均值为 23.2%), 陆源输入量达到最大。而 Ti/Al ($\times 10^2$) 和 Zr/Al ($\times 10^4$) 值呈先下降再升高最后下降的趋势 (均值变化分别为 5.4→5.2→5.3→4.8→4.4 和 16.7→16.1→19.6→16.8→13.0), 与 Al_2O_3 含量变化趋势不一致, 这是由于黏土矿物的大量增加掩盖或抵消了陆源粗碎屑物质所造成的 (李艳芳, 2017), 而在 LM7 沉积时期 Ti/Al ($\times 10^2$) 和 Zr/Al ($\times 10^4$) 值的升高可能与上升洋流携带来自大洋深部的重金属 Ti、Zr 元素含量升高有关 (Murray and Leinen, 1996; Wang *et al.*, 2015; 咎博文等, 2017; Algeo and Liu, 2020)。

以上分析表明, 研究区从 LM1-LM5 至 LM9 沉积期, 随着构造活动增强和海平面下降, 陆源输入量呈逐渐增大趋势, 稀释了有机质含量, 降低了有机质沉积速率 (陆杨博, 2020)。

4.3 古生产力

P 元素是生物体的重要组成元素, 生物体死亡后 P 以有机磷和生物磷的形式转移到沉积物中 (沈俊等, 2011), 在随后矿化过程中以自生磷矿物形式保存下来, 还原环境有利于生物 P 在沉积物中的保留 (沈俊等, 2011), 较低的 Fe 离子浓度 (由于碎屑输入量少) 会限制 P 在沉积物中的保存, 常用铝归一化 (P/Al) 去除陆源影响后的结果来指示生产力 (Jones and Manning, 1994; Tribovillard *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2019; Algeo and Liu, 2020; 何庆等, 2021); 沉积物中的 Ba 元素大多以 $BaSO_4$ 的形式存在于沉积物和水体中, 除热液活动区域外, 沉积物中 Ba 元素大多来源于生源和陆源, 因而生物钡 (Ba_{XS}) 可用于判断古生产力水平 (沈俊等, 2011; 卢志贤等, 2021), 但是

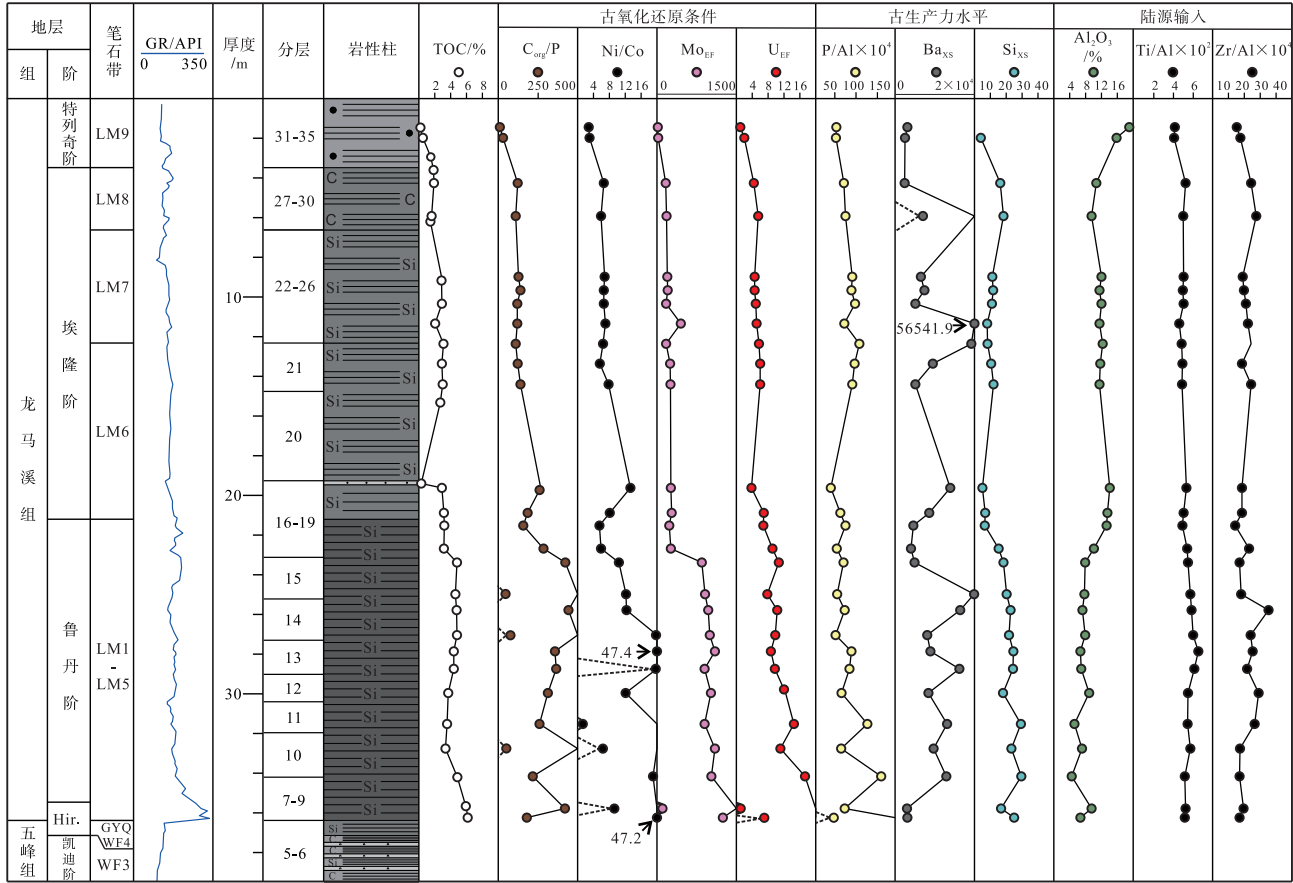


图 5 渝北地区城口燕变剖面龙马溪组 TOC 含量、古氧化还原条件 (C_{org}/P 、 Ni/Co 、 Mo_{EF} 和 U_{EF})、古生产力水平 ($P/Al \times 10^4$ 、 Ba_{XS} 和 Si_{XS}) 和陆源输入 (Al_2O_3 、 $Ti/Al \times 10^2$ 、 $Zr/Al \times 10^4$) 变化特征

Fig. 5 Variations in TOC content, palaeoredox conditions, palaeoproductivity and terrigenous input changes of the Longmaxi Formation in Yanmai outcrop of Chengkou, northern Chongqing

在缺氧条件下的硫酸盐还原过程中会导致 $BaSO_4$ 的分解，从而导致 Ba 含量较少，导致估算的生产力偏低 (Jones and Manning, 1994; Tribovillard *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2019; Algeo and Liu, 2020); 生物硅 (Si_{XS}) 大多起源于放射虫和海绵骨针等硅质生物，其在海底的富集一般与上覆水体的初级生产力有关，因此沉积物中生物硅 (Si_{XS}) 的含量也可用于判断古生产力水平 (Jones and Manning, 1994; Tribovillard *et al.*, 2006; 沈俊等, 2011; Ma *et al.*, 2019; Algeo and Liu, 2020) (表 1; 图 2; 图 3)。

研究区 LM1-LM5 沉积期，海平面处于高位， Ba_{XS} 值处于相对较高水平 (均值为 $5954.4 \mu\text{g/g}$)，古生产力水平较高; LM6 沉积期，海平面下降， Ba_{XS} 值增大 (均值为 $6062.9 \mu\text{g/g}$)，古生产力水平有所升高; LM7 沉积期，海平面继续下降， Ba_{XS}

值升至最高 (均值为 $15027.0 \mu\text{g/g}$)，古生产力水平达到最高; LM8 和 LM9 沉积期 (挠曲—迁移晚期)，海平面持续下降， Ba_{XS} 值不断降低 (均值为分别为 $8321.8 \mu\text{g/g}$ 和 $1866.1 \mu\text{g/g}$)，古生产力水平不断下降。 $P/Al (\times 10^4)$ 值在整个龙马溪组沉积时期呈明显降低趋势 (均值变化为 $112.6 \rightarrow 85.6 \rightarrow 75.7 \rightarrow 69.3 \rightarrow 65.5$)，与 Ba_{XS} 值变化趋势截然不同，也不符合岩矿变化规律，间接反映了这一时期上升洋流中并不富含 P 元素; $Si_{XS} (\times 10^{-4})$ 值在 LM1-LM5 到 LM9 沉积期整体呈下降趋势 (均值变化为 $36.9 \rightarrow 27.0 \rightarrow 19.1 \rightarrow 19.4 \rightarrow 10.6 \mu\text{g/g}$)，与 Ba_{XS} 值变化趋势也不一致，主要是由于构造活动增强，海平面下降，陆源输入量增大，有利于生物硅富集的环境被破坏 (邱振等, 2020)，因此， P/Al 值和 Si_{XS} 值在被动大陆边缘地区不能有效地指示古生产力水平变化规律。

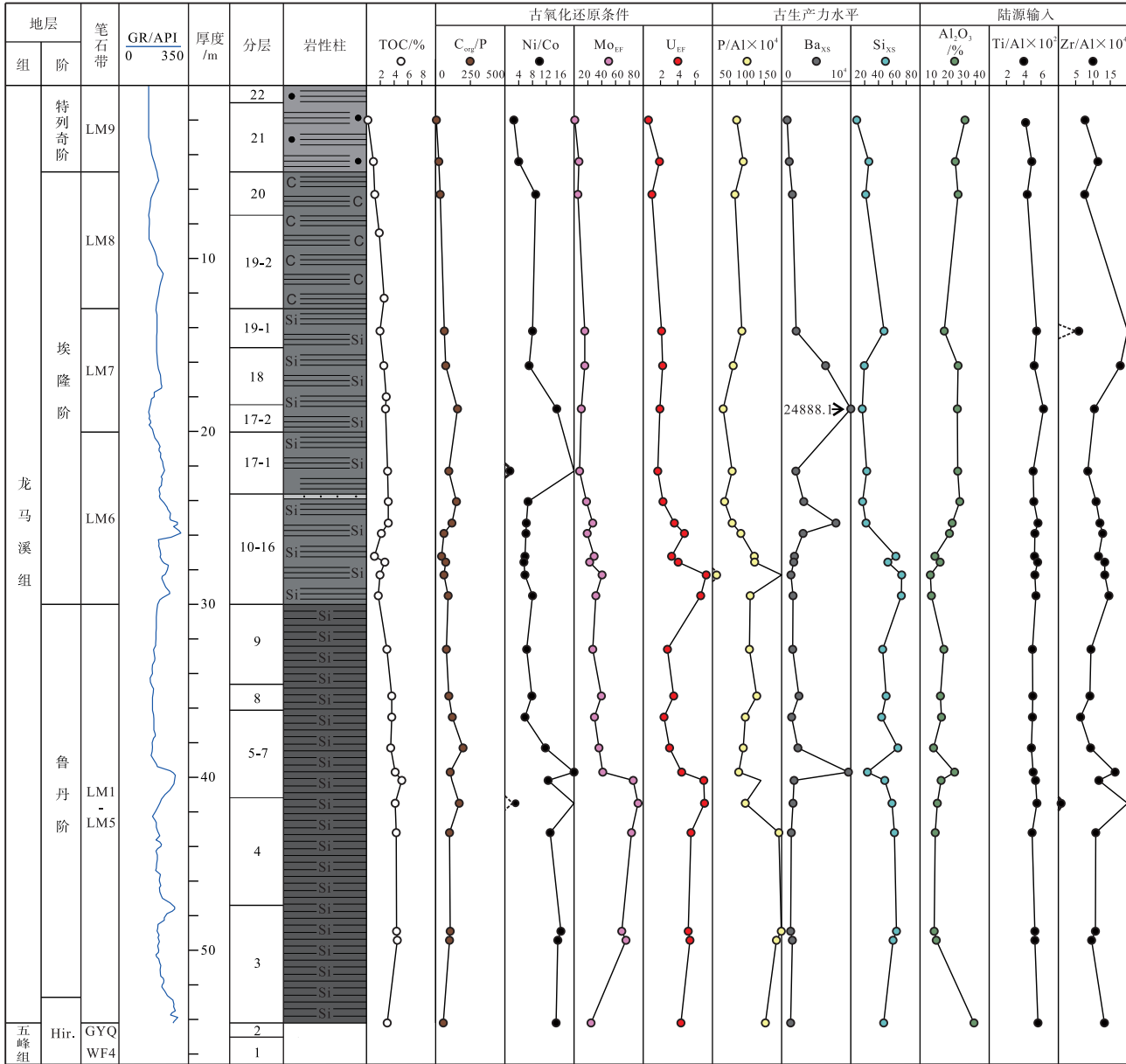


图 6 渝北地区巫溪白鹿剖面龙马溪组 TOC 含量、古氧化还原条件、古生产力水平和陆源输入变化特征

Fig. 6 Variations in TOC content, palaeoredox conditions, palaeoproductivity and terrigenous input changes of the Longmaxi Formation in Bailu outcrop of Wuxi, northern Chongqing

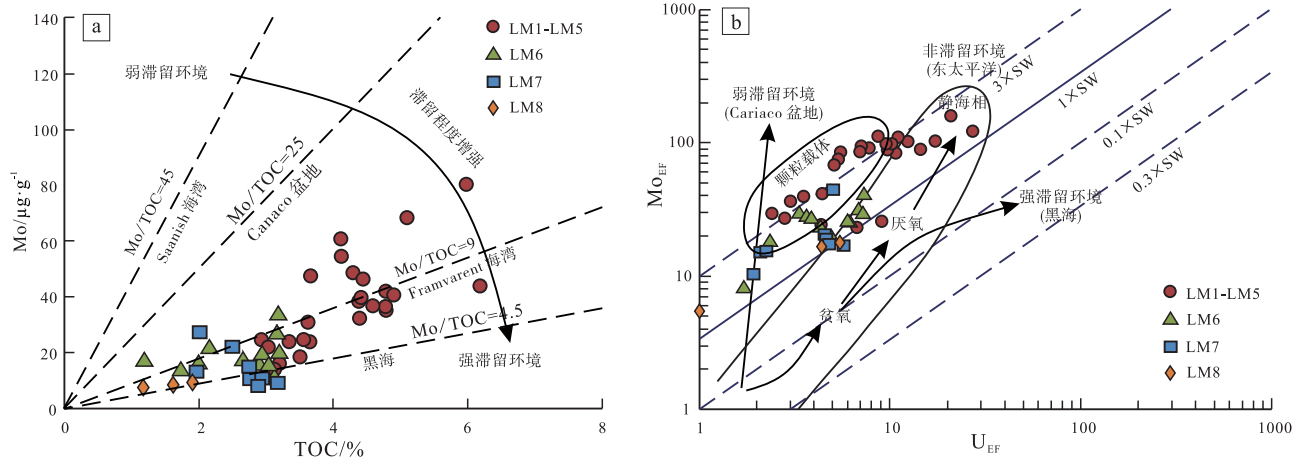
以上分析表明，研究区从 LM1-LM5 至 LM7 沉积期，古生产力水平不断提高；LM8 和 LM9 沉积期，古生产力水平不断降低。

4.4 古水文条件

4.4.1 水体滞留程度

1) Mo/TOC 值。氧化还原敏感元素 Mo 和 TOC 的比值常用来判断海水的滞留程度，Mo/TOC 值较低时，指示水体处于强滞留环境，反之则处于

弱滞留环境(图 7-a)，但该方法只适用于处于一定水体限制的厌氧环境 (Tribovillard *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2019; 何庆等, 2021)。研究区 LM1-LM5 至 LM8 沉积期，Mo/TOC 值介于 3.6~14.9 之间，整体属于半滞留环境。LM1-LM5 沉积期（挠曲—沉降期），构造稳定，此时海平面处于高位，Mo/TOC 值最高（均值为 8.9），反映滞留程度最弱；LM6 沉积期（挠曲—迁移初期），构造活动增强，海平面下降，Mo/TOC 值减小（均值为 7.8），



a—研究区龙马溪组沉积期 Mo 与 TOC 关系图；b—研究区龙马溪组沉积期 U-Mo 协变图，富氧环境数据点已剔除

图 7 渝北地区龙马溪组水体滞留程度判别图

Fig. 7 Discriminant diagram of water retention degree of the Longmaxi Formation in northern Chongqing

反映滞留程度较前期增强；LM7 沉积期（挠曲—迁移扩张期），构造活动继续增强，海平面持续下降，Mo/TOC 值减小（均值为 6.4），滞留程度进一步增强；LM8 沉积期（挠曲—迁移晚期），构造活动仍然强烈，海平面继续下降，Mo/TOC 值最低（均值为 5.7），滞留程度达到最强；LM9 沉积期，水体以富氧环境为主，Mo 的富集主要受控于氧化还原条件，不能用来判断水体滞留环境。

2) U-Mo 协变模式。采用 U-Mo 协变模式也能判别水体滞留程度，在非滞留贫氧条件下，U 的富集要早于 Mo， Mo_{EF}/U_{EF} 值为正常海水的 0.1~0.3 倍，随着还原程度的增强，Mo 的富集速率超过 U， Mo_{EF}/U_{EF} 值为正常海水的 1~3 倍；在厌氧弱滞留环境中，Mo 元素不断得到补充， Mo_{EF}/U_{EF} 值为正常海水 3~10 倍；在强滞留环境中，Mo 补给缓慢， Mo_{EF}/U_{EF} 值一般为海水的 1 倍以下（李艳芳等，2015）；研究区 LM1-LM5 沉积期， Mo_{EF}/U_{EF} 值基本处于 $3 \times SW$ 附近；LM6 沉积期， Mo_{EF}/U_{EF} 值处于 $(1 \sim 3) \times SW$ 之间；LM7 沉积期， Mo_{EF}/U_{EF} 值处于 $(1 \sim 3) \times SW$ 之间；LM8 沉积期， Mo_{EF}/U_{EF} 值基本处于 $1 \times SW$ 附近；LM9 沉积期，水体以富氧环境为主，Mo 的富集主要受控于氧化还原条件，数据不再适用。U-Mo 协变模式中，研究区 LM1-LM5 至 LM8 沉积期， Mo_{EF}/U_{EF} 值基本稳定在 $(1 \sim 3) \times SW$ 之间，并没有随着富集系数的增加表现出增加或降低的趋势，判断整体属于半滞留环境（李艳芳等，2015）。

综合 Mo/TOC 值和 U-Mo 协变模式认为，研究区在 LM1-LM5 至 LM8 沉积期为半滞留环境，受构造活动和海平面下降影响，滞留程度不断增强。

4.4.2 上升洋流活动

大陆边缘上升洋流活动区域（如现代海洋中的秘鲁边缘）的初级生产力水平很高，主要原因是上升洋流把深层富含营养物质的海水带至表层，但是其中 Co 和 Mn 元素含量通常较少，因此再供应不足限制了上升洋流带沉积物中 Co 和 Mn 的富集；但在滞留盆地中，Co 和 Mn 主要以陆源河流输入为主，不太可能发展到自身富集受到供应不足限制（Sweere *et al.*, 2016）。Sweere 等（2016）提出，当 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 值大于 2 时为滞留环境，当 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 值小于 0.5 时为开放/上升洋流环境，两者之间则为季节性上升洋流环境（图 8）。

研究区在 LM1-LM5 至 LM7 沉积期为开放/上升洋流环境，LM8 和 LM9 沉积期为季节性上升洋流—开放/上升洋流环境，根据岩矿特征和 Ba_{XS} 值变化规律指示在 LM1-LM5 至 LM7 沉积期内，上升洋流活动不断增强，这是由于进入 LM6 沉积期，挠曲—迁移活动增强，强烈的构造活动使南秦岭洋进入扬子海盆北部渝北地区的障壁开口逐渐打开，上升洋流涌入扬子海盆规模逐渐增大（王玉满等，2018，2020；Zhao *et al.*, 2019）；至 LM7 沉积期，构造活动持续增强，障壁开口达到最大，上升洋流活动达到最强（王玉满等，2018，2020；Zhao *et al.*, 2019），而 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 值在 LM1-LM5 至 LM7

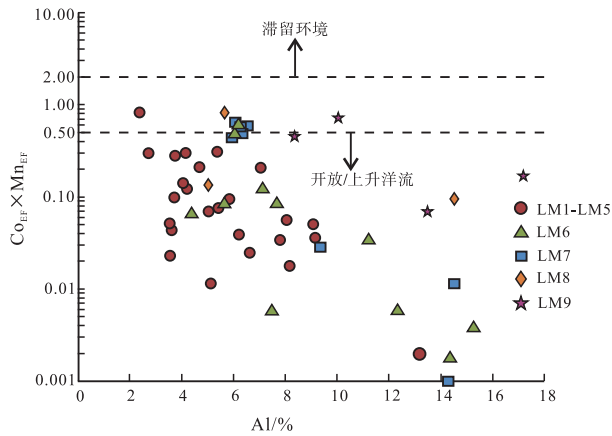


图 8 渝北龙马溪组沉积期 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 与 Al 元素关系
(据王玉满等, 2018; 有修改)

Fig. 8 Relationship between $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ and Al element
of the Longmaxi Formation in northern Chongqing
(modified from Wang *et al.*, 2018)

沉积期呈上升趋势 (均值变化为 0.14 → 0.15 → 0.38), 反映洋流活动不断减弱, 与岩矿特征和 Ba_{XS} 值变化规律不符。推测产生这种变化的原因主要有以下 2 点: (1) 研究区在龙马溪组沉积期, Co 和 Mn 元素主要来源于陆源供给 (Tribovillard *et al.*, 2006; Sweere *et al.*, 2016), 由于前陆挠曲—迁移活动加强和海平面不断下降的影响, 陆源输入量持续增大, 由河流注入海盆的 Co 和 Mn 元素含量逐渐升高, 富集系数并不能完全排除陆源输入的影响; (2) “Mn 传送带”效应影响, Mn 在富氧水体中形成不可溶的 Mn (IV) 化合物, 但在缺氧条件下则是可溶解和迁移的, 在含氧表层水中形成的 Mn 氧化物颗粒沉淀经过 OMZ 时被溶解, 这些再活化的 Mn 随后被输送到开放的海洋, Co 有类似的过程控制 (Tribovillard *et al.*, 2006; Sweere *et al.*, 2016)。研究区在 LM1-LM5 至 LM7 沉积期, 底水整体为缺氧环境, 岩矿特征和 Ba_{XS} 值变化规律指示上升洋流活动不断增强, 导致 “Mn 传送带”效应随之增强, 正是因为陆源输入和 “Mn 传送带”效应的影响, 导致 LM1-LM5 至 LM7 沉积期 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 值不断增大; LM8 沉积期, $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ (均值为 0.54) 与岩矿特征及 Ba_{XS} 值变化一致, 反映上升洋流活动强度变弱; LM9 沉积期, 由于富氧环境, Co 和 Mn 元素会形成不溶性化合物, 导致 $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ (均值为 0.36) 降低, 这与岩矿特征及 Ba_{XS} 值变化不一致 (重晶石不发育), $Co_{EF} \times Mn_{EF}$ 值

不能反映上升洋流活动强度变化。

综合以上分析认为, 研究区 LM1-LM5 至 LM7 沉积期上升洋流活动不断增强, 在 LM7 沉积期达到最强, 随后至 LM8 和 LM9 沉积期, 上升洋流活动不断减弱, 受构造活动和海平面变化影响明显; Mo/TOC 和 U-Mo 协变模式指示研究区整体为半滞留环境且滞留程度不断加强, 但其主要反映表层水体漫过障壁进入盆地内部的能力减弱 (李艳芳等, 2015), 与上升洋流活动强度变化规律并不矛盾。

5 有机质富集模式及主控因素

LM1-LM5 沉积期 (前陆挠曲—沉降期), 华夏板块向扬子板块的碰撞活动较弱, 构造活动稳定 (Ma *et al.*, 2016; 王玉满等, 2019, 2020), 周缘古陆和海底古隆起抬升缓慢 (Ma *et al.*, 2016; 王玉满等, 2019, 2020), 陆源输入量低, 对有机质的稀释和消耗作用较低, 同时赫南特冰期之后, 古气候迅速变暖, 冈瓦纳冰川快速消融, 海平面快速上升 (戎嘉余等, 2014), 由此产生以下 2 方面的影响: (1) 使扬子海盆海域面积快速扩大, 研究区整体处于缺氧环境, 为有机质富集提供了良好的保存条件; (2) 使扬子海盆与外海连通性变好 (为半滞留环境), 外海营养物质大规模进入盆内, 同时被动大陆边缘区上升洋流活跃, 从深海带来丰富的营养物质, 促进了笔石、放射虫和藻类等浮游生物的繁荣 (Ma *et al.*, 2016; 王玉满等, 2018; 肖斌等, 2019), 因此具有较高的古生产力水平。该时期以黑色富有机质生物硅质岩沉积为主, 页岩中 TOC 含量最高。良好的保存条件、低陆源输入和高古生产力水平控制着该时期有机质的大规模富集 (图 9-a)。

LM6 沉积期 (前陆挠曲—迁移初期), 构造活动增强, 沉积和沉降中心开始向西北迁移 (王玉满等, 2019), 周缘古陆和海底古隆起抬升剧烈, 陆源沉积物输入量有所增大, 海平面下降, 底水还原程度有所降低 (仍为缺氧环境), 利于有机质富集的保存条件变差, Mo/TOC 值和 U-Mo 协变模式指示水体滞留程度增强 (仍为半滞留环境), 表层水体与外海的交流受到一定限制, 外海表层水体营养物质进入盆内的规模减弱 (李艳芳等, 2015)。但强烈的前陆挠曲—迁移活动使南秦岭洋进入渝北地区的障壁开口逐渐打开, 上升洋流活动加强

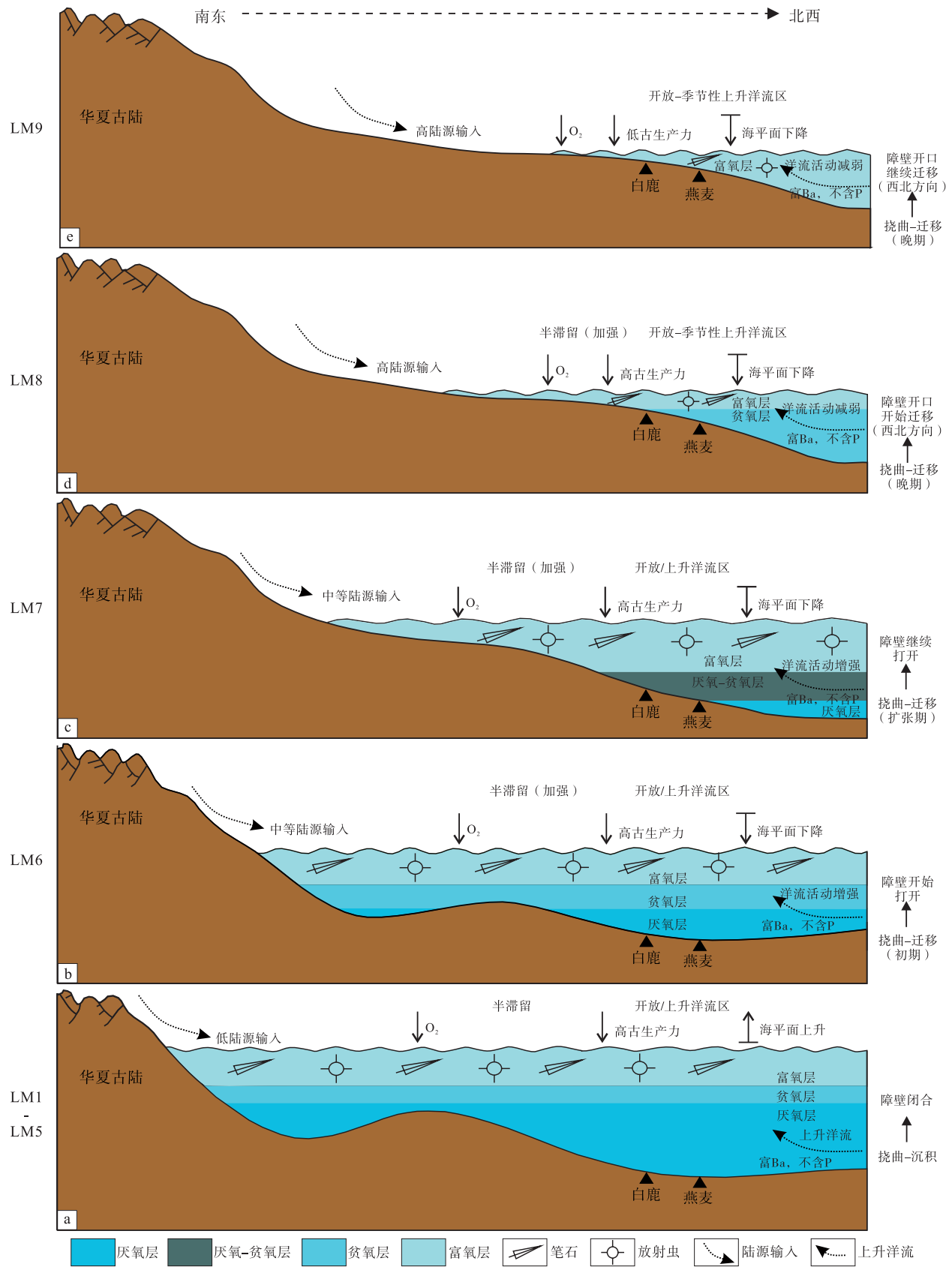


图9 渝北地区龙马溪组不同沉积期内有机质富集模式

Fig. 9 Organic matter enrichment patterns in different sedimentary periods of the Longmaxi Formation in northern Chongqing

(王玉满等, 2018, 2020; Zhao *et al.*, 2019), 页岩中 Ba 含量升高明显, 出现 1 套高 GR、富钡的上升洋流砂岩层, 古生产力水平升高明显 (Ba_{xs} 值确定)。由于该时期上升洋流中不含 P 元素, P/Al 值不能反映被动大陆边缘上升洋流活跃区的整体生产力水平; Si_{xs} 值受陆源输入影响较大, 亦不能指示被动大陆边缘上升洋流活跃区的整体生产力水平。该时期以灰黑色富有机质生物硅质页岩沉积为主, 但页岩中有机质含量明显降低。保存条件变差是控制该时期有机质富集的主要因素, 其次为陆源输入(图 9-b)。

LM7 沉积期(前陆挠曲—迁移扩张期), 构造活动持续增强, 陆源输入量持续增大, 周缘古陆继续抬升, 海平面高度持续下降, 底水还原程度降低, 变为厌氧—贫氧环境, 利于有机质富集的保存条件继续变差, Mo/TOC 值和 U-Mo 协变模式指示滞留程度增强(仍为半滞留环境), 表层水体与外海交流受限程度加强, 外海营养物质进入盆内的规模减弱(P/Al 值确定)(李艳芳等, 2015)。随着前陆挠曲—迁移活动的增强, 渝北地区的障壁开口进一步打开, 上升洋流活动进一步增强(王玉满等, 2018, 2020; Zhao *et al.*, 2019), 页岩中钡含量升高明显, 出现大量重晶石结核体, 古生产力水平达到最高(Ba_{xs} 值确定)。该时期仍以灰黑色富有机质生物硅质页岩沉积为主, 在保存条件变差的同时, 古生产力水平急剧升高, 由此导致该时期页岩中有机质含量较 LM6 沉积期变化不大, 陆源输入影响相对较小(图 9-c)。

LM8 沉积期(前陆挠曲—迁移晚期), 构造活动仍然强烈, 陆源输入量持续增大, 周缘古陆继续抬升, 海平面高度持续下降, 底水变为贫氧环境, 利于有机质富集的保存条件进一步变差, Mo/TOC 值和 U-Mo 协变模式指示滞留程度持续增强(仍为半滞留环境), 表层水体与外海交流更加受限, 外海营养物质进入盆内的规模持续减弱(P/Al 值确定)(李艳芳等, 2015), 此时前陆挠曲—迁移活动使渝北地区的障壁开口向西北方向迁移, 上升洋流活动减弱(王玉满等, 2018, 2020; Zhao *et al.*, 2019), 古生产力水平降低(Ba_{xs} 值确定)。该时期以灰黑色碳质页岩沉积为主, 有机质含量降低明显, 保存条件变差、陆源输入量增大和古生产力水平降低是控制该时期有机质富集的主要因素(图 9-d)。

LM9 沉积期(前陆挠曲—迁移晚期), 构造活动仍然强烈, 海平面降至最低, 陆源输入量达到最大, 底水变为富氧环境, 前陆挠曲—迁移活动使渝北地区的障壁开口继续向西北迁移, 上升洋流活动最弱(王玉满等, 2018, 2020; Zhao *et al.*, 2019), 古生产力水平降至最低(Ba_{xs} 确定)。该时期以灰绿色砂质页岩沉积为主, 保存条件是控制该时期有机质富集的主要因素(图 9-e)。

综上, 研究区有机质富集主要受保存条件、陆源输入和古生产力水平等综合因素控制, 但在不同时期富集主控因素差异明显, 这种差异主要由构造活动、海平面升降和上升洋流活动强弱变化所引起的, 最终导致区内龙马溪组有机质含量不断降低。

6 结论

渝北地区下志留统龙马溪组上升洋流活动受前陆挠曲作用控制明显, 不同时期沉积古环境的变化导致其岩矿特征和有机质含量随之改变, 不同时期有机质富集主控因素具有差异性:

LM1-LM5 沉积期(挠曲—沉降期), 为构造活动稳定的前陆挠曲—沉降期, 海平面最高, 上升洋流较为活跃, 以黑色富有机质生物硅质岩沉积为主, TOC 含量最高, 保存条件(好)、陆源输入(低)和古生产力水平(高)共同控制有机质富集;

LM6 沉积期(挠曲—迁移初期), 前陆挠曲—迁移作用不断增强, 使南秦岭洋进入扬子海盆北部渝北地区的障壁开口打开并逐步扩大, 上升洋流涌入扬子海盆规模不断增大, 导致古生产力水平不断提高, 以灰黑色富有机质生物硅质页岩沉积, 生物硅质及 TOC 含量降低明显, 保存条件(变差)是有机质富集的主控因素;

LM7 沉积期(挠曲—迁移扩张期), 前陆挠曲—迁移作用持续增强, 上升洋流活动达到最强, 岩相特征及 TOC 含量较 LM6 沉积期差异不大, 保存条件变差和古生产力水平急剧升高是产生这种现象的主要因素;

LM8 沉积期(挠曲—迁移晚期), 前陆挠曲—迁移活动使渝北地区的障壁开口逐渐向西北迁移, 海域封闭性增强, 上升洋流活动逐渐减弱, 以灰黑色碳质页岩沉积为主, TOC 含量中等, 保存条件变差、高陆源输入和古生产力水平降低是控制有机质含量降低的主要因素;

LM9 沉积期 (挠曲—迁移晚期), 上升洋流活动最弱, 以灰绿色砂质页岩沉积为主, TOC 含量最低, 保存条件变差 (富氧) 是导致有机质含量降至最低的主要因素。

参考文献 (References)

- 何庆, 高键, 董田, 何生, 翟刚毅, 邹高峰. 2021. 鄂西地区下寒武统牛蹄塘组页岩元素地球化学特征及沉积古环恢复. 沉积学报, 39(3): 686-703. [He Q, Gao J, Dong T, He S, Zhai G Y, Zou G F. 2021. Elemental geochemistry and paleo-environmental conditions of the Lower Cambrian Niutitang Shale in western Hubei Province. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(3): 686-703]
- 吕炳全, 王红罡, 胡望水, 沈伟锋, 张玉兰. 2004. 扬子地块东南古生代上升流沉积相及其与烃源岩的关系. 海洋地质与第四纪地质, 24(4): 29-35. [Lü B Q, Wang H G, Hu W S, Shen W F, Zhang Y L. 2004. Relationship between Paleozoic upwelling facies and hydrocarbon in southeastern marginal Yangtze Block. *Marinegeology & Quaternary Geology*, 24(4): 29-35]
- 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: 133-135. [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: 133-135]
- 李艳芳. 2017. 上扬子地区晚奥陶世—早志留世页岩地球化学特征、有机质富集及古环境意义. 兰州大学博士学位论文: 33-34. [Li Y F. 2017. Geochemical characteristics and organic matter accumulation of Late Ordovician-Early Silurian Shale in the Upper Yangtze Platform, and implications for paleoenvironment. Doctoral dissertation of Lanzhou University: 33-34]
- 李艳芳, 吕海刚, 张瑜, 张小龙, 邵德勇, 闫建萍, 张同伟. 2015. 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩 U-Mo 协变模式与古海盆水体滞留程度的判识. 地球化学, 44(2): 109-116. [Li Y F, Lü H G, Zhang Y, Zhang X L, Shao D Y, Yan J P, Zhang T W. 2015. U-Mo covariation in marine shales of Wufeng-Longmaxi Formations in Sichuan Basin, China and its implication for identification of watermass restriction. *Geochimica*, 44(2): 109-116]
- 卢贤志, 沈俊, 郭伟, 冯庆来. 2021. 中上扬子地区奥陶纪—志留纪之交火山作用对有机质富集的影响. 地球科学, 46(7): 2329-2340. [Lu X Z, Shen J, Guo W, Feng Q L. 2021. Influence of mercury geochemistry and volcanism on the enrichment of organic matter near the Ordovician Silurian Transition in the Middle and Upper Yangtze. *Earth Science*, 46(7): 2329-2340]
- 邱振, 江增光, 董大忠, 施振生, 卢斌, 谈昕, 周杰, 雷丹凤, 梁萍萍, 韦恒叶. 2017. 巫溪地区五峰组: 龙马溪组页岩有机质沉积模式. 中国矿业大学学报, 46(5): 1134-1143. [Qiu Z, Jiang Z G, Dong D Z, Shi Z S, Lu B, Tan X, Zhou J, Lei D S, Liang P P, Wei H Y. 2017. Organic matter enrichment model of the shale in Wufeng-Longmaxi formation of Wuxi area. *Journal of China University of Mining and Technology*, 46(5): 1134-1143]
- 邱振, 邹才能, 王红岩, 董大忠, 卢斌, 陈振宏, 刘德勋, 李贵中, 刘翰林, 何江林, 魏琳. 2020. 中国南方五峰组—龙马溪组页岩气差异富集特征与控制因素. 天然气地球科学, 31(2): 163-175. [Qiu Z, Zou C N, Wang H Y, Dong D Z, Lu B, Chen Z H, Liu D X, Li G Z, Liu H L, He J L, Wei L. 2020. Discussion on characteristics and controlling factors of differential enrichment of Wufeng-Longmaxi shale gas in South China. *Natural Gas Geoscience*, 31(2): 163-175]
- 戎嘉余, 黄冰. 2014. 生物大灭绝研究三十年. 中国科学: 地球科学, 44(3): 377-404. [Rong J Y, Huang B. 2014. Study of mass extinction over the past thirty years: a synopsis (in Chinese). *Science China: Earth Sciences*, 44(3): 377-404]
- 沈俊, 施张燕, 冯庆来. 2011. 古海洋生产力地球化学指标的研究. 地质科技情报, 30(2): 69-77. [Shen J, Shi Z Y, Feng Q L. 2011. A study of geochemical indicators of paleomarine productivity. *Geological Science and Technology Information*, 30(2): 69-77]
- 孙珍, 刘思青, 庞雄, 姜建群, 毛爽. 2016. 被动大陆边缘伸展—破裂过程研究进展. 热带海洋学报, 35(1): 1-16. [Sun Z, Liu S Q, Pang X, Jiang J Q, Mao S. 2016. Recent research progress on the rifting-breakup process in passive continental margins. *Journal of Tropical Ocean*, 35(1): 1-16]
- 王玉满, 王淑芳, 董大忠, 李新景, 黄金亮, 张晨晨, 管全中. 2016. 川南志留统龙马溪组页岩岩相表征. 地学前缘, 23(1): 119-133. [Wang Y M, Wang S F, Dong D Z, Li X J, Huang J L, Zhang C C, Guan Q Z. 2016. Lithofacies characterization of Longmaxi Formation of the Lower Silurian, southern Sichuan. *Earth Science Frontiers*, 23(1): 119-133]
- 王玉满, 李新景, 董大忠, 张晨晨, 王淑芳. 2017. 上扬子地区五峰组—龙马溪组优质页岩沉积主控因素. 天然气工业, 37(4): 9-20. [Wang Y M, Li X J, Dong D Z, Zhang C C, Wang S F. 2017. Main factors controlling the sedimentation of high-quality shale in Wufeng-Longmaxi Fm, Upper Yangtze region. *Natural Gas Industry*, 37(4): 9-20]
- 王玉满, 陈波, 李新景, 王皓, 常立诚, 蒋珊. 2018. 川东北地区下志留统龙马溪组上升洋流相页岩沉积特征. 石油学报, 39(10): 1092-1102. [Wang Y M, Chen B, Li X J, Wang H, Chang L C, Jiang S. 2018. Sedimentary characteristic of welling facies shale in Lower Silurian Longmaxi Formation, northeast Sichuan area. *Acta Petrolei Sinica*, 39(10): 1092-1102]
- 王玉满, 李新景, 王皓, 蒋珊, 陈波, 马杰, 代兵. 2019. 四川盆地东部上奥陶统五峰组—下志留统龙马溪组斑脱岩发育特征及地质意义. 石油勘探与开发, 46(4): 653-665. [Wang Y M, Li X J, Wang H, Jiang S, Chen B, Ma J, Dai B. 2019. Developmental characteristics and geological significance of the bentonite in the Upper Ordovician Wufeng-Lower Silurian Longmaxi Formation in eastern Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*, 46(4): 653-665]
- 王玉满, 王红岩, 沈均均, 拜文华, 董大忠, 邱振, 李新景, 王灿辉. 2020. 川北—鄂西地区下志留统龙马溪组上段厚层斑脱岩的新发现及地质意义. 石油学报, 41(11): 1309-1323. [Wang Y M, Wang H Y, Shen J J, Bai W H, Dong D Z, Qiu Z, Li X J, Wang C H. 2020. A new discovery and geological significance of thick-layered bentonites in the Upper Member of Lower Silurian Longmaxi Formation in the Northern Sichuan-Western Hubei area. *Acta Petrolei Sinica*, 41(11): 1309-1323]
- 肖斌. 2019. 四川盆地北缘五峰组—龙马溪组黑色页岩有机质富集主控因素研究. 成都理工大学博士学位论文: 126-133. [Xiao B.

2019. Study on the main controlling factors of organic matter accumulation in the black shale of Wufeng-Lonmaxi Formations in the northern margin of Sichuan Basin, China. Doctoral dissertation of Chengdu University of Technology: 126-133]
- 肖斌, 刘树根, 冉波, 杨迪, 韩雨樾. 2019. 基于元素 Mn、Co、Cd、Mo 的海相沉积岩有机质富集因素判别指标在四川盆地北缘的应用. 地质论评, 65(6): 1316-1330. [Xiao B, Liu S G, Ran B, Yang D, Han Y Y. 2019. Identification of organic matter enrichment factors in marine sedimentary rocks based on elements Mn, Co, Cd and Mo; application in the northern margin of Sichuan Basin, South China. *Geological Review*, 65(6): 1316-1330]
- 笕博文, 刘树根, 冉波, 叶豪, 杨迪, 黄瑞, 夏国栋, 焦堃. 2017. 扬子板块北缘下志留统龙马溪组重晶石结核特征及其成因机制分析. 岩石矿物学杂志, 36(2): 213-226. [Zan B W, Liu S G, Ran B, Ye H, Yang D, Huang R, Xia G D, Jiao K. 2017. An analysis of barite concretions from lower Silurian Longmaxi Formation on the northern margin of the Yangtze block and their genetic mechanism. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 36(2): 213-226]
- 张聪, 黄虎, 侯明才. 2017. 地球化学方法在硅质岩成因与构造背景研究中的进展及问题. 成都理工大学学报(自然科学版), 44(3): 293-304. [Zhang C, Huang H, Hou M C. 2017. Progress and problems in the geochemical study on chert genesis for interpretation of tectonic background. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 44(3): 293-304]
- 张明亮, 郭伟, 沈俊, 刘凯, 周炼, 冯庆来, 雷勇. 2017. 古海洋氧化还原地球化学指标研究新进展. 地质科技情报, 36(4): 95-106. [Zhang M L, Guo W, Shen J, Liu K, Zhou L, Feng Q L, Lei Y. 2017. New progress on geochemical indicators of ancient oceanic redox condition. *Geological Science and Technology Information*, 36(4): 95-106]
- 张水昌, 张宝民, 边立曾, 金之钧, 王大锐, 张兴阳, 高志勇, 陈践发. 2005. 中国海相烃源岩发育控制因素. 地学前缘, 12(3): 39-48. [Zhang S C, Zhang B M, Bian L Z, Jin Z J, Wang D Y, Zhang X Y, Gao Z Y, Chen J F. 2005. Development constraints of marine source rocks in China. *Earth Science Frontiers*, 12(3): 39-48]
- 赵淑娟. 2012. 南海北部陆缘东沙运动的构造特征及其对被动大陆边缘构造演化的启示. 中国科学院(海洋研究所)硕士学位论文: 4-10. [Zhao S J. 2012. Structures of the Dongsha Movement at the northern margin of the south China Sea; implications for the evolution of the passive continental margins. Masteral dissertation of Chinese Academy of Sciences(Institute of Oceanology): 4-10]
- Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47: 125-148.
- Algeo T J, Liu J S. 2020. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*, 540: 119549.
- Jones B, Manning D A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstone. *Chemical Geology*, 111: 111-129.
- Ma Y Q, Fan M J, Lu Y C, Guo X S, Hu H Y, Chen L, Wang C, Liu X C. 2016. Geochemistry and sedimentology of the Lower Silurian Longmaxi mudstone in southwestern China: implications for depositional controls on organic matter accumulation. *Marine and Petroleum Geology*, 75: 291-309.
- Ma Y Q, Lu Y C, Liu X F, Zhai G Y, Wang Y F, Zhang C. 2019. Depositional environment and organic matter enrichment of the lower Cambrian Niutitang shale in western Hubei Province, South China. *Marine and Petroleum Geology*, 109: 381-393.
- Murray R W, Leinen M. 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 60: 3869-3878.
- Pedersen T F, Calvert S E. 1990. Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin*, 74(4): 454-466.
- Qiu Z, Zou C N, Benjamin J W M, Xiong Y J, Tao H F, Lu B, Liu H L, Xiao W J, Simon W P. 2022. A nutrient control on expanded anoxia and global cooling during the Late Ordovician mass extinction. *Communications Earth & Environment*, 3(1): 82.
- Sweere T, Boorn S V D, Dickson A J, Reichart G J. 2016. Definition of new trace metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo and Cd concentrations. *Chemical Geology*, 441: 235-245.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- 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.
- Ulrike H, Oliver E, Karin Z. 2007. Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in shelf surface sediments of the Benguela upwelling system in relationship to environmental conditions. *Marine Micropaleontology*, 64: 91-119.
- Wang S F, Zou C N, Dong D Z, Wang Y M, Li X J, Huang J L, Guan Q Z. 2015. Multiple controls on the paleoenvironment of the Early Cambrian marine black shales in the Sichuan Basin, SW China: geochemical and organic carbon isotopic evidence. *Marine and Petroleum Geology*, 66: 660-672.
- Wang Y M, Li X J, Dong D Z, Zhang C C, Wang S F. 2017. Major controlling factors for the high-quality shale of Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin. *Energy Exploration and Exploitation*, 35: 444-462.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, Wang J G. 2009. Geochemical changes across the Ordovician-Silurian transition on the Yangtze Platform, South China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52: 38-54.
- Yang S C, Hu W X, Wang X L. 2021. Mechanism and implications of upwelling from the Late Ordovician to early Silurian in the Yangtze region, South China. *Chemical Geology*, 565: 120074.
- Young G M, Nesbitt H W. 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 68(3): 448-455.
- Zhao S Z, Li Y, Min H J, Wang T, Nie Z, Zhao Z Z, Qi J Z, Wang J C, Wu J P. 2019. Development of upwelling during the sedimentary period of the organic-rich shales in the Wufeng and Longmaxi Formations of the Upper Yangtze Region and its impact on organic matter enrichment. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(4): 99.