引用格式：谢圣阳，杨学锋，李博，等，2026. 资阳–威远地区笕一段 2 亚段深色页岩元素地球化学特征及地质指示意义[J]. 地质力学学报，32（1）：49−66. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025125

Citation: XIE S Y，YANG X F，LI B，et al.，2026. Geochemical characteristics and geological implications of dark shale in the second submember of the first member of the Qiongzhusi Formation, Ziyang–Weiyuan area, China[J]. Journal of Geomechanics，32（1）：49−66. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025125

资阳–威远地区笕一段 2 亚段深色页岩元素地球化学特征及地质指示意义

谢圣阳[1,2]，杨学锋[1,2]，李　博[1,2]，赵圣贤[1,2]，张　鉴[1,2]，张成林[1,2]，刘佳伟[1,2]，张德良[1,2]，黄　山[1,2]，陈　鑫[1,2]，刘永旸[1,2]，朱　宁[1,2]，王高翔[1,2]，尹美璇[1,2]

XIE Shengyang[1,2]，YANG Xuefeng[1,2]，LI Bo[1,2]，ZHAO Shengxian[1,2]，ZHANG Jian[1,2]，ZHANG Chenglin[1,2]，LIU Jiawei[1,2]，ZHANG Deliang[1,2]，HUANG Shan[1,2]，CHEN Xin[1,2]，LIU Yongyang[1,2]，ZHU Ning[1,2]，WANG Gaoxiang[1,2]，YIN Meixuan[1,2]

1. 中国石油西南油气田公司页岩气研究院，四川 成都 610051；
2. 页岩气评价与开采四川省重点实验室，四川 成都 610051

1. *Shale Gas Institute of PetroChina Southwest Oil & Gasfield Company*, *Chengdu* 610051, *Sichuan*, *China*;
2. *Key Laboratory of Shale Gas Evaluation and Extraction*, *Chengdu* 610051, *Sichuan*, *China*

Geochemical characteristics and geological implications of dark shale in the second submember of the first member of the Qiongzhusi Formation, Ziyang–Weiyuan area, China

Abstract: ［**Objective**］The Lower Cambrian Qiongzhusi Formation, situated within the Ziyang–Weiyuan rift of the Sichuan Basin, represents a key target for deep to ultra-deep shale gas exploration and exhibits considerable resource potential. However, the high-resolution paleo-environmental evolution and the specific controlling mechanisms of organic matter (OM) enrichment within the core high-quality interval (dark shale of Bed 5, Submember 2, Member 1 of the Qiongzhusi Formation) remain insufficiently understood. This study aims to precisely reconstruct the paleo-depositional conditions—including climate, salinity, redox, water restriction, terrigenous input, and productivity—and to clarify the main factors controlling OM accumulation. ［**Methods**］To precisely elucidate the paleo-depositional environment, productivity evolution, and controlling mechanisms of organic matter enrichment within this interval, a systematic geochemical investigation, including analyses of total organic carbon (TOC), major, trace, and rare earth elements, was conducted on black shale samples from Well Z201. ［**Results**］The geochemical composition of the shales in Bed 5 exhibits significant vertical phasic heterogeneity. TOC abundance displays a ‘low–high–low’ trend, peaking in Bed 5-2 with an average of 3.72 %. Amongst major elements, Al_2O_3 and TiO_2 show a distinct trough in Bed 5-2, indicating minimum terrigenous input. Redox-sensitive trace elements (e.g., U, Mo, V, Ni) are enriched in Beds 5-2 and 5-3, with U and Mo enrichment factors (EFs) and covariation patterns indicating a strongly reducing and restricted environment. ［**Conclusion**］Based on the integrated analysis of these geochemical proxies, this study reconstructs the paleo-environmental evolution and elucidates the mechanism of organic matter enrichment. The shale deposition occurred under a stable warm–humid to semi-humid climate within a brackish and hydrographically restricted basin. The bottom water redox conditions fluctuated significantly, evolving from dysoxic in Bed 5-1 to strongly anoxic and euxinic in Beds 5-2 and 5-3, before reoxygenating to

基金项目：国家科技重大专项（2025ZD1405301）；中国石油天然气集团有限公司科技专项（2023ZZ21）

This research was financially supported by the National Science and Technology Major Project of China (Grant No. 2025ZD1405301) and the Science and Technology Special Project of China National Petroleum Corporation (Grant No. 2023ZZ21) .

第一作者：谢圣阳（1993—），男，博士，工程师，从事页岩气勘探开发研究。Email：xiesy_2023@petrochina.com.cn

通信作者：李博（1987—），男，博士，高级工程师，从事页岩气勘探开发研究。Email：lib_2021@petrochina.com.cn

收稿日期：2025−09−02；**修回日期**：2026−01−22；**录用日期**：2026−01−23；**网络出版日期**：2026−01−23；**责任编辑**：王婧

Received：2025−09−02；Revised：2026−01−22；Accepted：2026−01−23；Available Online：2026−01−23；Handling Editor：WANG Jing

dysoxic conditions in Beds 5-4 and 5-5. Concurrently, terrigenous detrital input dropped to a minimum in Bed 5-2 but intensified significantly from Bed 5-3 upwards, while primary productivity peaked specifically in Bed 5-2. Consequently, the formation of the core high-quality source rock in Bed 5-2 resulted from the optimal convergence of high primary productivity, strong anoxic preservation, and weak terrigenous dilution. In contrast, organic matter accumulation in other intervals was suppressed by intensified terrigenous dilution and/or the deterioration of preservation conditions. [**Significance**] These findings clarify the complex coupling mechanism driving organic matter accumulation in deep shelf environments, highlighting that preservation conditions and sedimentation dilution are as critical as primary productivity.
Keywords: Sichuan Basin; Qiongzhusi Formation; shale; geochemistry; paleo-environment reconstruction; organic matter enrichment mechanism

摘　要：四川盆地资阳−威远裂陷槽内下寒武统筇竹寺组作为深层—超深层页岩气勘探的重点层系，展现出巨大的资源潜力。为精确阐明其核心优质层段（筇一段2亚段⑤小层深色页岩）的古沉积环境、生产力演化及有机质富集主控因素，以Z201井的黑色页岩样品为研究对象，系统开展了岩石学分析，并结合总有机碳（TOC）、主微量元素及稀土元素等地球化学指标进行综合表征。结果表明，筇一段2亚段⑤小层页岩的地球化学组成在垂向上具有显著的阶段性差异。TOC含量呈“低—高—低”变化趋势，⑤-2亚小层为峰值，平均含量3.72%；主量元素中Al_2O_3和TiO_2在⑤-2亚小层呈现低值谷，指示陆源输入最低；氧化还原敏感元素（U、Mo、V、Ni等）在⑤-2和⑤-3亚小层富集，U、Mo富集因子及协变模式指示了强还原滞留环境；古生产力指标P/Ti与过量硅（Si_{exc}）变化一致，均在⑤-2亚小层达到最高，而生物成因钡（Ba_{bio}）因受硫酸盐还原菌对重晶石的分解作用而信号失真；化学蚀变指数（CIA）、Sr/Cu及Rb/K等指标则指示了总体稳定的气候与半咸水的沉积环境。综合分析认为，⑤-2亚小层由于较高的初级生产力、强缺氧的底层水体与最低的陆源稀释作用的耦合，导致了该层段有机质的富集，形成了优质烃源岩；而其他亚小层则由于更高的陆源稀释作用和/或水体复氧导致的有机质保存条件恶化，抑制了有机质的富集。
关键词：四川盆地；筇竹寺组；页岩；地球化学；古环境恢复；有机质富集机制

中图分类号：P618.13　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)01−0049−18

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025125

0　引言

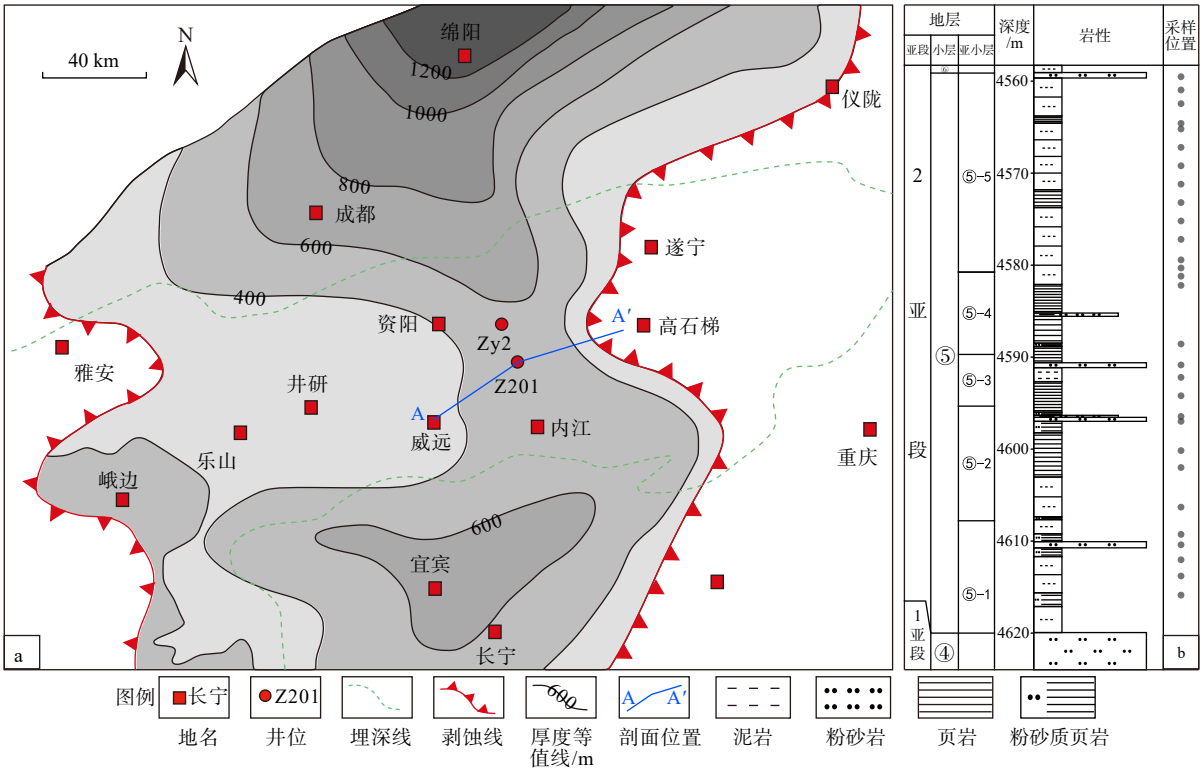
随着全球能源转型及勘探技术的进步，页岩气已成为非常规天然气领域的核心。中国页岩气勘探正向更深、更老层系拓展（Li, 2022; 郭旭升等, 2025），其中下古生界海相页岩资源潜力巨大。下寒武统富有机质页岩不仅是关键的烃源岩，还记录了寒武纪生命大爆发及全球碳循环等重大地质事件。作为上扬子地台广泛分布的重要烃源岩层系，筇竹寺组早期勘探多集中于贵州等地区，受埋深及构造限制未获商业突破（梁兴等, 2014; 李春麟等, 2020; 翟刚毅等, 2020）。近期，西南油气田在川中高石梯−磨溪构造带Z201井及ZY2井获高产工业气流，证实德阳−安岳裂陷槽深层—超深层（埋深>4500 m）页岩具备厚度大、品质优、分布广的特征，展现了良好的勘探前景（何骁等, 2024; 杨一茗等, 2024）。

关于富有机质页岩成因，传统的保存模式强调缺氧环境的主导作用（Demaison and Moore, 1980），而生产力模式则认为高初级生产力是物质基础。目前学术界普遍认为，陆源碎屑输入的稀释作用也是一个关键控制因素（Calvert and Pedersen, 2007）。因此，需综合考虑水体氧化还原条件、古气候、古生产力、沉积速率及海平面变化等因素（丁江辉等, 2021），利用可靠的地球化学指标体系精细重建古海洋环境，厘清多因素耦合关系，以揭示有机质富集规律。目前，四川盆地筇竹寺组页岩层系内部高分辨率微环境研究相对薄弱，制约了对有机质富集机制的理解及甜点预测。研究以Z201井筇一段2亚段⑤小层为例，开展精细有机及无机地球化学分析，重建沉积期古气候、古氧相、古盐度及古生产力演化过程，深入探讨环境因素协同控制有机质垂向差异富集的机制，旨在为裂陷槽内筇竹寺组沉积学研究及页岩气勘探提供一定的地球化学依据。

1　区域地质概况

四川盆地作为大型叠合含油气盆地，经历了由

海相克拉通向陆相前陆盆地转换的复杂演化过程（Li et al., 2019; He et al., 2021; 石书缘等, 2024）。研究区所在的资阳地区位于川中平缓构造带，现今构造形态整体表现为西高东低、构造稳定的单斜。晚震旦世，受 Rodinia 超大陆裂解及桐湾运动影响，上扬子板块拉张，形成了北东—南西向的德阳–安岳裂陷槽（汪泽成等, 2020）。该裂陷槽控制了当时的沉积中心及水体循环，为局部滞留缺氧环境的形成提供了构造基础（文龙等, 2021）。早寒武世气候回暖与海平面上升引发大规模海侵，裂陷槽内水体快速加深形成广阔的深水陆棚环境，沉积了覆盖于震旦系灯影组碳酸盐岩之上的筇竹寺组富有机质页岩（雍锐等, 2024）。受物源与水动力差异控制，页岩岩相由盆地中部向川西物源区呈现“深水陆棚—浅水陆棚—滨岸”的规律性演变，厚度逐渐减薄且砂质含量增加（图 1a）。



a—研究区位置；b—地层综合柱状图

图 1　研究区位置及地层综合柱状图

Fig. 1　Location and comprehensive stratigraphic column of the study area

(a) Location of the study area; (b) Comprehensive stratigraphic column

筇竹寺组厚 100～600 m，自下而上可分为筇一段和筇二段，与上覆寒武系沧浪铺组粉砂质沉积呈整合接触，构成一个完整的海侵–海退旋回。筇一段进一步可细分为筇一段 1 亚段和筇一段 2 亚段（杨学锋等, 2025）。其中，筇一段 2 亚段黑色页岩主要分布在⑤小层内，亦是现阶段页岩气主力开发层系。⑤小层按岩性又可细分为 5 个亚小层，自下而上依次为：⑤-1 亚小层，岩性以泥岩和砂质页岩为主，近顶部见薄层粉砂岩；⑤-2 与⑤-3 亚小层，岩性相似，均以泥岩和页岩为主，近顶部发育薄层粉砂岩；⑤-4 亚小层，岩性为页岩夹薄层粉砂岩；⑤-5 亚小层，岩性为泥岩夹页岩，顶部发育薄层粉砂岩（图 1b）。

2　样品及实验方法

研究采集 Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层黑色页岩岩心样品 30 块，开展系统的岩石学及地球化学分析。首先，对岩心进行宏观描述，选取代表性样品制备薄片，利用偏光显微镜鉴定矿物组分、微观结构及有机质赋存特征。TOC 含量测定采用 LECO CS230SH 分析仪，将样品研磨至小于 75 μm，经

3 mol/L 稀盐酸充分酸洗去除无机碳，洗涤至中性并干燥后上机测试，实验执行 GB/T19145—2003 标准（全国石油天然气标准化技术委员会，2003），分析误差<2%。主量元素测定采用荷兰 PANalytical Axios X 射线荧光光谱仪（XRF）。样品经高温烧失后，按 1:8 比例与无水四硼酸锂混合，在 1200℃下制成熔融玻璃片进行测试，分析精度优于 5%。古生产力指标 P 元素由 P_2O_5 含量换算所得（$P = P_2O_5 \times 0.436$），分析依据 GB/T 14506.28—2010（全国国土资源标准化技术委员会，2010）执行。微量元素及稀土元素的测试均采用电感耦合等离子体质谱仪（ICP-MS）。样品经烘干、烧失去除有机质后，精确称取 50 mg 置于聚四氟乙烯（Teflon）溶样弹，用硝酸−氢氟酸密闭消解，经蒸干除氟、复溶稀释后上机测试，以国际标样 GSR-3、BHVO-2 校正数据，分析精度优于 5%，依据 GB/T 14506.30—2010（全国国土资源标准化技术委员会，2010）执行。所有测试均在成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室完成。

3 实验结果

3.1 岩石学特征

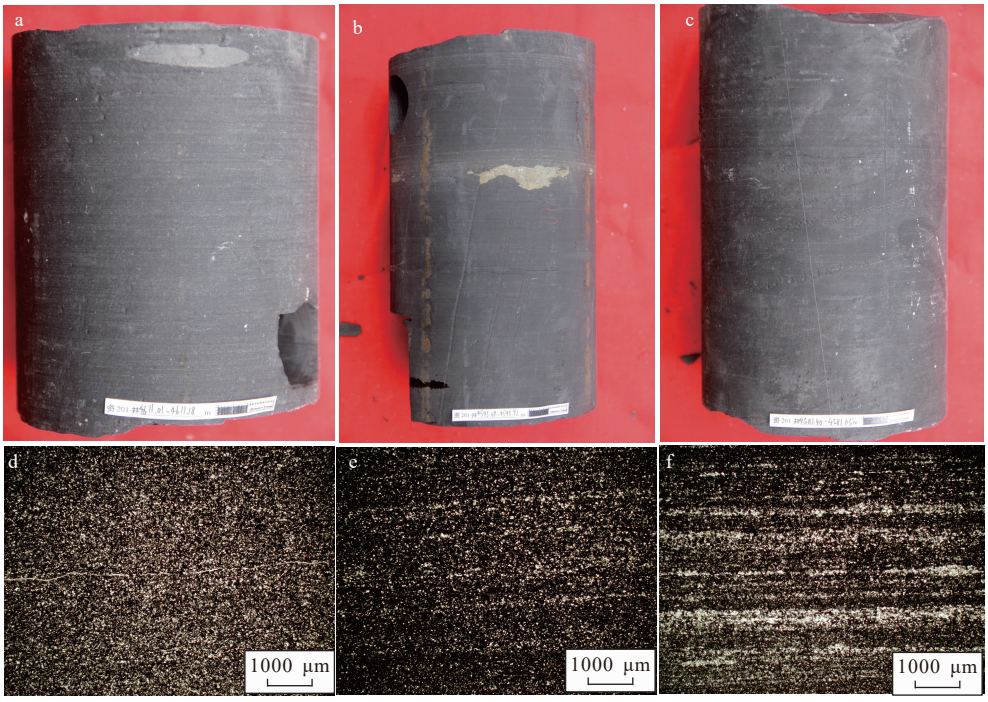
资阳−威远地区筇一段 2 亚段⑤小层黑色页岩岩石类型主要包括灰黑色页岩、含粉砂质页岩以及泥质粉砂岩（图 2a—2c）。岩石整体呈灰黑色—黑色，指示了有利于有机质保存的缺氧—贫氧还原性沉积环境，岩石主要成分由伊利石等黏土矿物和石英、长石等粉砂级碎屑颗粒构成。在岩芯上，灰黑色页岩主要呈现两种沉积构造：一是均质结构，其颗粒均匀分布，表明沉积环境相对稳定；二是纹层结构，可见明显的纹层发育，部分层段夹粉砂质条带或发育粉砂岩透镜体（图 2a），并伴生黄铁矿结核（图 2b），通常指示了沉积过程中水动力条件或物源供应的周期性变化。此外，岩芯上还可见局部发育的高角度裂缝（图 2c）。镜下，部分灰黑色粉砂质页岩在镜下较为均一（图 2d）；含粉砂质页岩与泥质粉砂岩的纹层特征较为清晰（图 2e），可见大量硅质纹层与富含黏土矿物的黏土纹层互层发育（图 2e、2f），反映了高能硅质物源输入与低能泥质沉积的频繁交替。纵向上，⑤小层的岩石学特征具有明显的演化规律：自下而上（⑤-1 至⑤-5 亚小层），岩性从含粉砂质的泥页岩（⑤-1 亚小层）过渡到以泥页岩为主（⑤-2 亚小层），反映了水体逐渐加深、水动力减弱的过程；随后页岩与粉砂岩夹层逐渐增多（⑤-3 至⑤-5 亚小层），指示水体深度和水动力条件开始频繁波动，陆源碎屑输入频率增加。

3.2 页岩有机质丰度

有机质丰度是衡量页岩品质的重要指标，以往针对五峰组—龙马溪组页岩研究中，一般将 2% 作为有效烃源岩 TOC 含量的下限。然而，对不同水体环境下沉积形成的及不同成熟度的页岩的研究表明，当页岩成熟度较高时，有效烃源岩 TOC 含量下限可以适当降低（Feng et al., 2024）。目前页岩油评价中通常将 1% 作为有效 TOC 含量下限，高成熟页岩气层采用1.5% 作为有效TOC 含量下限。Z201 井筇一段2 亚段⑤小层黑色页岩样品有机质丰度测试结果显示，TOC 含量范围为 0.68% 至 5.46%，平均含量为 2.2%。其中，TOC 含量高于 1.5% 的样品占 87.9%，高于 2.0% 的样品占 42.4%，表明该层段整体属于优质烃源岩。从垂向分布来看，TOC 含量呈现出显著的规律性变化。层段底部的⑤-1 亚小层 TOC 含量平均值为 1.81%（范围 0.68%～2.53%）；向上至⑤-2 亚小层，TOC 含量急剧升高，平均值达到 3.72%（范围 2.86%～5.46%），构成了有机质的主要富集段。进入⑤-3 亚小层后，TOC 含量迅速回落至平均 2.17%（范围 2.05%～2.30%）。层段上部的⑤-4 和⑤-5 亚小层的 TOC 含量持续降低，均值分别为 1.98% 和 1.71%（表 1，图 3）。整体而言，TOC 含量的垂向分布呈现以⑤-2 亚小层为峰值的、非对称的“低—高—低”模式。

3.3 主量与微量元素特征

按照地球化学分析惯例，主量元素分析结果均以氧化物质量分数表示。实验结果显示，筇竹寺组主量元素氧化物包括 SiO_2、Al_2O_3、CaO、Fe_2O_3、K_2O、MgO、MnO_2、Na_2O、P_2O_5、SO_2 及 TiO_2 等，其中最主要的 2 类氧化物为 SiO_2 和 Al_2O_3。整个⑤小层 SiO_2 含量为 60.84%～69.28%，平均 65.19%；Al_2O_3 含量为 10.17%～14.90%，平均 12.45%。垂向上，⑤-1—⑤-3 亚小层的 SiO_2 含量较高且相对稳定，平均值分别为 66.12%、66.68% 和 67.70%；与之相对，⑤-4 和⑤-5 亚小层 SiO_2 含量略有降低，平均值分别为 65.64% 和 63.69%。Al_2O_3 含量的分布呈现出相反的趋势，在⑤-1—⑤-3 亚小层较低，其平均值分别为 12.12%、10.99% 和 11.39%；而在⑤-4 和⑤-5 亚小层较高，平均值分别为 12.21% 和 13.36%。CaO 含量的分布则相对均匀，总体范围为 0.95%～2.67%，各亚小层的



a—灰黑色页岩，夹粉砂质条带，发育粉砂岩透镜体，⑤-2 亚小层，4611.01～4611.18 m；b—灰黑色页岩，夹粉砂质条带，发育黄铁矿结核，⑤-3 亚小层，4593.69～4593.92 m；c—灰黑色页岩，可见高角度裂缝，⑤-4 亚小层，4581.40～4581.65 m；d—灰黑色粉砂质页岩，均质构造，⑤-2 亚小层，4589.4 m，单偏光；e—深灰色含粉砂质页岩，纹层发育，⑤-3 亚小层，4594.45 m，单偏光；f—灰黑色粉砂质页岩，可见硅质纹层，⑤-4 亚小层，4583.55 m，单偏光

图 2　筇一段 2 亚段⑤小层页岩岩石学典型特征

Fig. 2　Typical petrological characteristics of shale in Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation

(a) Grayish-black shale interbedded with silty bands, containing silts tone lenses, Bed 5-2, 4611.01–4611.18 m　(b) Grayish-black shale interbedded with silty bands, showing pyrite nodules, Bed 5-3, 4593.69–4593.92 m; (c) Grayish-black shale with high-angle fractures, Bed 5-4, 4581.40–4581.65 m; (d) Grayish-black silty shale showing homogeneous texture, Bed 5-2, 4589.4 m, plane-polarized light; (e) Dark-gray silty shale with well-developed laminae, Bed 5-3, 4594.45 m, plane-polarized light; (f)　Grayish-black silty shale with siliceous laminae, Bed 5-4, 4583.55 m, plane-polarized light

平均含量在 1.49% 至 2.01% 之间波动，并未出现显著的极高值。Fe_2O_3、K_2O、TiO_2 和 P_2O_5 的含量相对较低。其中，Fe_2O_3 含量在⑤-2 和⑤-3 亚小层最低，平均 4.95%；K_2O 含量在⑤-5 亚小层达到最高值，平均 3.14%；TiO_2 含量同样在⑤-5 亚小层最高，平均 0.59%；P_2O_5 含量则在⑤-2 亚小层达到其垂向上的峰值，平均 0.23%（表 1）。

微量元素对环境变化响应敏感。在整个⑤小层中，V、Ni、Co、Cr 等过渡金属元素含量变化显著：V 含量总体为 89.52～551.13 μg/g，垂向上平均含量在⑤-2 亚小层（236.27 μg/g）和⑤-3 亚小层（341.97 μg/g）出现了显著升高，其中⑤-3 为最高值；Ni 含量的分布趋势与 V 相似，同样在⑤-2 和⑤-3 亚小层达到富集高峰，平均值分别为 120.00 μg/g 和 127.72 μg/g；Co 含量则相对稳定，各亚小层平均值范围为 14.50～16.58 μg/g；Cr 在⑤-5 亚小层最为富集，平均含量达到 98.70 μg/g。氧化还原敏感元素 U、Th、Mo 的分布特征鲜明：U 含量总体范围为 5.62～45.71 μg/g，平均含量在⑤-2 亚小层（36.70 μg/g）和⑤-3 亚小层（36.82 μg/g）出现了急剧的富集，超过其他层段 1 倍以上；Th 含量相对稳定，各亚小层平均值范围为 9.85～11.82 μg/g；Mo 含量的分布与 U 高度一致，同样在⑤-2 亚小层（平均 27.82 μg/g）和⑤-3 亚小层（平均 24.09 μg/g）达到富集峰值。其他微量元素中，Ba 含量为 1340.74～1677.91 μg/g，在⑤-5 亚小层达到最高值（平均 1615.07 μg/g）；Sr 含量在⑤-2 亚小层达到峰值（平均 136.94 μg/g）；Cu 含量在⑤-4 亚小层最高（平均 45.22 μg/g；表 1）。

3.4　稀土元素特征

稀土元素总量（ΣREE）在整个⑤小层介于 134.33～

表 1　Z201 井筇一 2 亚段⑤小层地球化学综合指标统计表

Table 1　Statistics of comprehensive geochemical indicators of Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201

指标		⑤-1亚小层	⑤-2亚小层	⑤-3亚小层	⑤-4亚小层	⑤-5亚小层	⑤小层
TOC/%		0.68～2.53/1.81	2.86～5.46/3.72	2.05～2.30/2.17	1.80～2.19/1.98	1.38～2.10/1.71	0.68～5.46/2.13
主量元素/%	SiO_2	64.53～68.35/66.12	63.10～69.28/66.68	67.53～67.79/67.70	62.10～69.15/65.64	60.84～65.96/63.69	60.84～69.28/65.19
	Al_2O_3	11.00～13.21/12.12	10.17～12.39/10.99	11.11～11.71/11.39	11.02～12.95/12.21	12.27～14.90/13.36	10.17～14.90/12.45
	Fe_2O_3	5.16～6.82/5.95	4.45～6.33/4.95	4.87～4.99/4.95	4.73～7.52/5.76	5.19～7.35/5.89	4.45～7.52/5.64
	CaO	0.95～2.67/1.75	1.41～2.45/1.71	1.25～1.62/1.49	1.64～2.00/1.87	1.59～2.34/2.01	0.95～2.67/1.85
	K_2O	2.64～3.30/2.92	2.30～3.14/2.63	2.56～2.77/2.66	2.58～3.05/2.88	2.83～3.44/3.14	2.30～3.44/2.94
	P_2O_5	0.16～0.22/0.19	0.21～0.25/0.23	0.22～0.23/0.22	0.17～0.20/0.18	0.15～0.25/0.20	0.15～0.25/0.20
	TiO_2	0.41～0.51/0.48	0.49～0.57/0.52	0.54～0.57/0.55	0.51～0.57/0.55	0.54～0.66/0.59	0.41～0.66/0.55
微量元素/(μg/g)	V	89.52～210.35/132.23	118.74～551.13/236.27	155.68～548.25/341.97	123.30～245.13/170.25	127.36～168.05/145.19	89.52～551.13/180.39
	Cr	59.15～109.49/76.30	54.18～106.13/84.75	67.59～82.73/76.49	71.64～105.55/85.86	59.68～117.45/98.70	54.18～117.45/89.14
	Ni	35.59～97.78/66.29	87.87～151.05/120.00	126.00～128.88/127.72	57.92～103.03/76.92	52.19～89.33/70.31	35.59～151.05/84.33
	Co	14.52～18.18/16.58	13.72～17.44/15.15	14.21～16.44/15.19	13.74～15.30/14.50	14.37～16.66/15.65	13.72～18.18/15.56
	U	5.62～12.30/9.71	25.66～45.71/36.70	31.49～39.57/36.82	14.23～25.94/19.01	8.49～18.48/12.58	5.62～45.71/19.19
	Th	9.54～10.89/10.49	10.86～12.62/11.82	10.89～12.15/11.44	9.51～10.32/9.85	9.59～11.12/10.35	9.51～12.62/10.68
	Mo	8.04～14.35/11.24	21.62～35.55/27.82	23.72～24.41/24.09	16.13～20.67/17.84	9.12～17.64/12.24	8.04～35.55/16.42
	Ba	1366.67～1437.41/1409.30	1340.74～1604.54/1437.87	1420.76～1527.75/1480.65	1476.99～1540.72/1506.84	1499.74～1677.91/1615.07	1340.74～1677.91/1526.98
	Sr	111.51～147.03/127.73	131.55～151.70/136.94	122.67～133.37/129.35	127.22～133.82/131.29	124.27～144.07/132.63	111.51～151.70/132.07
	Cu	33.69～45.52/38.88	37.88～42.46/40.14	39.93～46.06/42.67	38.83～57.34/45.22	40.78～56.67/44.33	33.69～57.34/42.65
稀土元素（NASC标准化）	La	1.15～1.34/1.25	1.06～1.32/1.23	1.26～1.46/1.35	0.95～1.12/1.06	1.02～1.32/1.16	0.95～1.46/1.20
	Ce	1.03～1.15/1.09	0.92～1.14/1.07	1.08～1.24/1.16	0.85～0.98/0.93	0.93～1.13/1.02	0.85～1.24/1.05
	Pr	1.28～1.40/1.35	1.17～1.40/1.32	1.29～1.52/1.41	1.02～1.19/1.13	1.09～1.38/1.21	1.02～1.52/1.26
	Nd	1.16～1.24/1.20	1.13～1.30/1.23	1.20～1.41/1.30	0.94～1.11/1.04	1.00～1.23/1.14	0.94～1.41/1.17
	Sm	1.31～1.53/1.39	1.39～1.55/1.45	1.37～1.56/1.47	1.08～1.27/1.17	1.16～1.53/1.29	1.08～1.56/1.34
	Eu	1.39～1.66/1.51	1.49～1.63/1.56	1.58～1.70/1.64	1.42～1.51/1.46	1.47～1.97/1.70	1.39～1.97/1.62
	Gd	1.24～1.48/1.34	1.31～1.49/1.39	1.35～1.51/1.45	1.11～1.28/1.19	1.11～1.45/1.27	1.11～1.51/1.31
	Tb	1.25～1.58/1.40	1.36～1.60/1.47	1.41～1.57/1.52	1.18～1.36/1.26	1.22～1.51/1.33	1.18～1.60/1.38
	Dy	1.03～1.30/1.15	1.14～1.34/1.24	1.20～1.33/1.28	1.00～1.18/1.07	1.05～1.32/1.13	1.00～1.34/1.16
	Ho	0.83～1.01/0.90	0.90～1.08/0.97	0.91～1.04/1.00	0.79～0.93/0.85	0.84～1.02/0.90	0.79～1.08/0.91
	Er	0.81～0.99/0.88	0.90～1.06/0.96	0.91～1.06/0.99	0.82～0.91/0.86	0.86～1.02/0.92	0.81～1.06/0.92
	Tm	0.91～1.09/0.98	0.98～1.18/1.05	0.97～1.17/1.08	0.92～1.01/0.97	0.97～1.17/1.06	0.91～1.18/1.04
	Yb	0.81～0.94/0.86	0.82～0.97/0.90	0.84～0.98/0.93	0.85～0.94/0.89	0.90～1.02/0.96	0.81～1.02/0.92
	Lu	0.75～0.95/0.85	0.77～0.97/0.86	0.80～0.96/0.89	0.83～0.89/0.85	0.86～1.00/0.93	0.75～1.00/0.89
	ΣREE/(μg/g)	164.61～176.16/170.88	151.73～180.93/170.46	169.78～196.54/183.03	134.33～153.96/147.21	145.04～174.96/160.87	134.33～196.54/164.98

续表 1

	指标	⑤-1亚小层	⑤-2亚小层	⑤-3亚小层	⑤-4亚小层	⑤-5亚小层	⑤小层
地球化学指标	δCe	0.84～0.85/0.84	0.83～0.85/0.84	0.83～0.84/0.84	0.85～0.86/0.85	0.84～0.89/0.86	0.83～0.89/0.85
	δEu	1.07～1.13/1.11	1.05～1.16/1.10	1.10～1.16/1.13	1.18～1.30/1.24	1.20～1.44/1.33	1.05～1.44/1.22
	U_{EF}	2.88～5.7/4.48	11.66～23.90/19.02	15.13～20.04/18.23	6.18～13.24/8.97	3.46～8.46/5.36	2.88～23.90/9.14
	Mo_{EF}	10.09～16.58/12.79	29.35～47.33/34.98	28.78～29.49/29.22	17.20～25.88/20.45	9.33～19.85/12.75	9.33～47.33/18.88
	CIA	52.38～60.20/56.45	51.89～56.87/55.49	56.53～58.59/57.57	54.50～58.76/56.83	57.10～61.27/58.98	51.89～61.27/57.62
	Sr/Cu	2.45～4.36/3.36	3.10～3.68/3.42	2.66～3.31/3.05	2.22～3.45/3.01	2.37～3.38/3.02	2.22～4.36/3.14
	C值	0.52～0.78/0.64	0.49～0.66/0.57	0.56～0.61/0.59	0.52～0.79/0.61	0.52～0.71/0.59	0.49～0.79/0.60
	U/Th	0.59～1.13/0.92	2.05～3.90/3.14	2.59～3.62/3.24	1.50～2.51/1.91	0.86～1.93/1.22	0.59～3.90/1.76
	V/Cr	0.98～2.42/1.79	1.12～6.71/2.89	2.30～6.93/4.37	1.17～3.42/2.12	1.24～2.47/1.55	0.98～6.93/2.15
	Ni/Co	2.45～5.38/3.90	5.04～10.95/8.06	7.84～9.03/8.44	3.79～7.50/5.37	3.34～5.52/4.50	2.45～10.95/5.47
	Sr/Ba	0.0777～0.1076/0.0908	0.0837～0.1111/0.0958	0.0821～0.0939/0.0875	0.0847～0.0899/0.0871	0.0741～0.0896/0.0822	0.0741～0.1111/0.0869
	S/TOC	0.0048～0.0146/0.0087	0.0013～0.0054/0.0030	0.0053～0.0122/0.0099	0.0059～0.0118/0.0084	0.0045～0.0147/0.0092	0.0013～0.0147/0.0081
	Rb/K	0.0042～0.0046/0.0044	0.0041～0.0045/0.0043	0.0043～0.0047/0.0044	0.0043～0.0045/0.0044	0.0041～0.0045/0.0043	0.0041～0.0047/0.0043
	Mo/TOC /(μg・g^{-1}・%$^{-1}$)	4.33～14.95/7.46	5.79～11.11/7.77	10.50～11.91/11.15	7.64～11.48/9.14	5.94～8.39/7.16	4.33～14.95/7.91
	Mo/U	0.99～1.43/1.19	0.50～1.23/0.80	0.60～0.78/0.66	0.80～1.13/0.97	0.77～1.53/1.00	0.50～1.53/0.96
	P/Ti	0.26～0.32/0.29	0.26～0.36/0.33	0.28～0.31/0.29	0.22～0.29/0.24	0.18～0.30/0.24	0.18～0.36/0.27
	Ba_{bio}/(μg/g)	874.76～957.28/928.24	915.69～1154.70/1001.46	979.82～1062.86/1028.46	988.73～1039.34/1022.25	1012.60～1133.99/1084.76	874.76～1154.70/1032.91

注: 表中数据格式为“范围/均值”; 样品总数为30块

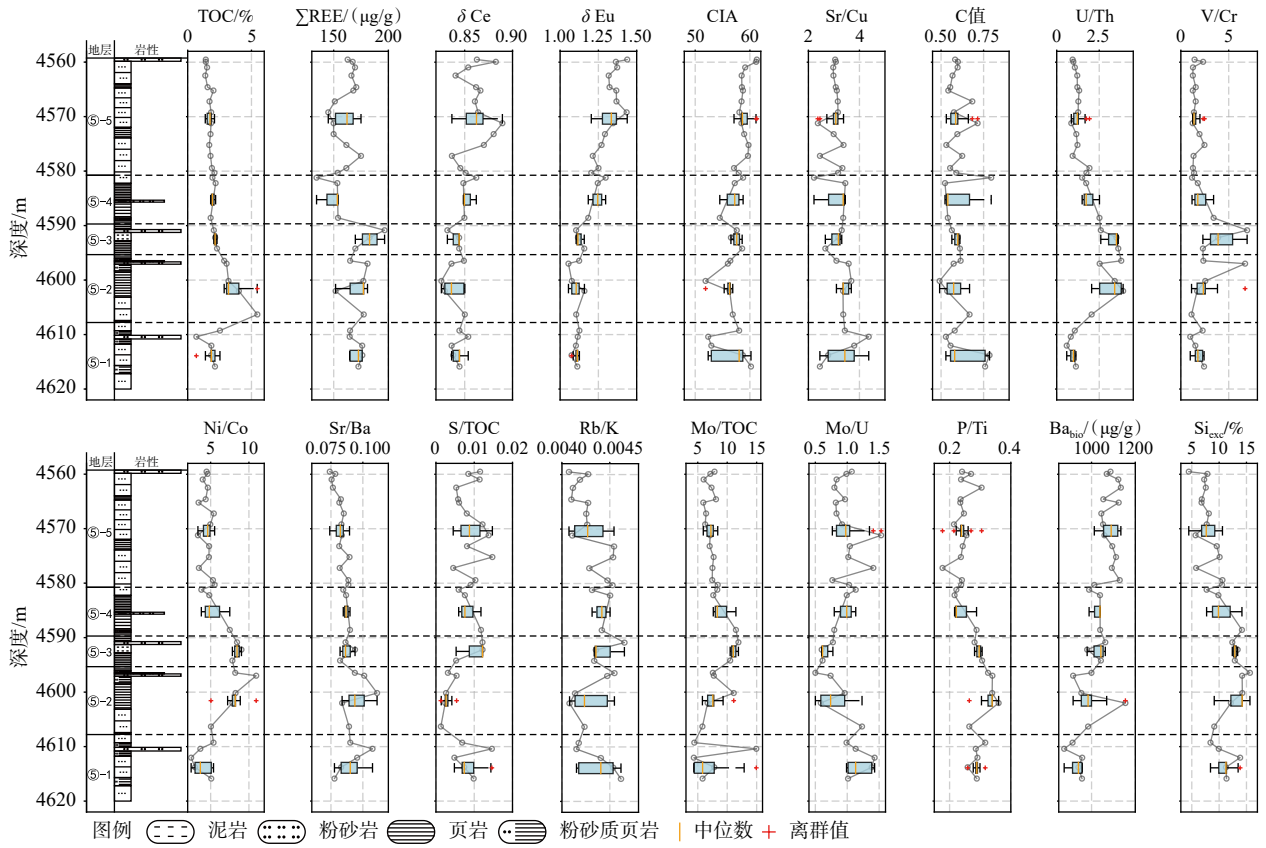


图 3 Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层各地化指标垂向变化

Fig. 3 Vertical variations of geochemical proxies in Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201

196.54 μg/g, 平均值为 164.98 μg/g。其含量在垂向上表现出显著变化: ⑤-4 亚小层出现明显的亏损, 平均值仅为 147.21 μg/g; 而⑤-3 亚小层最为富集, 平均值达到 183.03 μg/g; 其他亚小层的 ΣREE 平均值相对稳定, 介于 160～171 μg/g(表 1, 图 3)。根据北美页岩组合(NASC)对稀土元素进行标准化后, 所有样品均呈现出轻稀土(LREE)富集、重稀土(HREE)亏损的配分模式, 且曲线形态高度相似(图 4), 表明沉积物的物源供给相对稳定。轻稀土代表性元素, 如 La 和 Nd, 其含量变化趋势与 ΣREE 高度一致。重稀土元素的分布也遵循相似的模式。总体而言, 轻、中、重稀土元素的绝对含量均在⑤-4 亚小层发生显著亏损, 而在⑤-3 亚小层表现出富集, 指示了控制 REE 总量的地质过程对所有稀土元素具有普遍性影响。而⑤-3 亚小层的轻稀土富集程度最高, ⑤-4 亚小层的重稀土亏损最显著, 表明⑤小层内部沉积环境存在差异。基于标准化数据计算得到的 2 个关键异常参数 δCe 和 δEu, 其分布特征揭示了更精细的信息。δCe 值在整个⑤小层变化范围非常窄, 介于 0.83～0.89, 平均值为 0.85。所有亚小层的平均值均稳定在 0.84～0.86, 表现为持续且稳定的中等强度负异常。同样的, δEu 值的变化也相对较小, 总体范围为 1.05～1.44, 平均值为 1.22。垂向上, δEu 在⑤-1 至⑤-5 亚小层呈现出缓慢升高的趋势, 平均值从 1.11 增至 1.33(表 1, 图 3)。

4 讨论

4.1 古气候条件

古气候通过控制风化强度直接影响陆源物质供给及营养元素通量, 深刻制约着沉积过程与有机质埋藏(Parrish, 1998; Goddéris et al., 2014)。化学蚀变指数(CIA)是评价源岩风化强度的经典指标(Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1997)。其原理在于, 利用风化过程中长石等矿物内活动性阳离子(Na^+、K^+、Ca^{2+})易淋失而稳定性元素 Al 在黏土矿物中残留富集的差异来表征风化程度。CIA 计算的关键是 CaO 含量需仅代表硅酸盐组分, 因而必须校正磷灰石和碳酸盐中的 CaO(Xu et al., 2023; Algeo et al., 2025)。依据已建立的地球化学方法, 采用两步校正法去除非硅酸盐矿物中 CaO 的干扰: ①基于

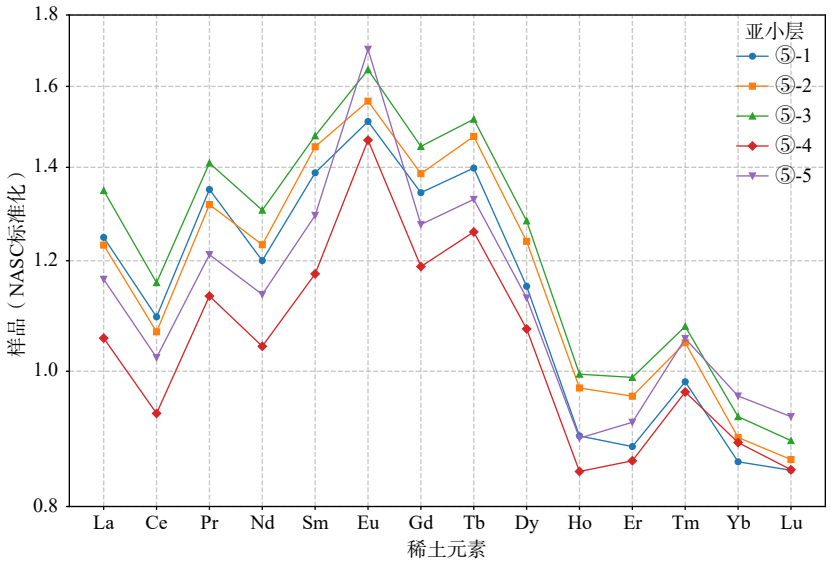


图 4　Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层稀土元素配分图

Fig. 4　Rare earth element distribution pattern of Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201

P_2O_5 摩尔浓度校正磷灰石中的 CaO；②在缺乏总无机碳（TIC）数据时，通过与 Na_2O 摩尔数对比，扣除碳酸盐矿物中的 CaO（McLennan, 1993; Algeo et al., 2025）。校正后公式如下：

$$CIA = [Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100 \quad (1)$$

式中，Al_2O_3、Na_2O 和 K_2O 分别代表 Al_2O_3、Na_2O 和 K_2O 的物质的量，CaO^*代表修正后的硅酸盐矿物中的 CaO 物质的量。通常 CIA 值 50 左右代表未变质岩石，65～85 指示温湿气候下的中等化学风化，>85 则指示热带强化学风化（McLennan, 1993）。Z201 井⑤小层 CIA 值介于 51.89～61.27，平均 57.62（表 1），表明源区经历弱—中等强度化学风化，对应偏凉爽或半干旱气候背景。垂向上，CIA 值自⑤-2 亚小层向⑤-5 亚小层缓慢升高（图 3），反映了气候由干冷向湿暖渐变的长期演化趋势。

为进一步验证古气候干湿变化，引入 Sr/Cu 及 C 值进行综合判别。Sr 易淋滤流失，而 Cu 易于富集，二者相对含量可有效指示气候环境（王峰等，2017）；Sr/Cu>10 一般指示干热气候，5～10 指示半潮湿—半干燥气候，1～5 指示温湿气候（陈曦等，2023）。在潮湿环境下 Mn、Fe、Ni、Co、V、Cr 等元素易富集，而在干燥环境下 Mg 、Ca、Ba、K、Sr 、Na 更易富集，因此根据两类元素在不同环境下的富集规律，可利用古气候指标 C 值指示古气候类型，其计算方式如下：

$$C值 = \sum(Mn + Fe + Ni + Co + V + Cr)/\sum(Mg + Ca + Ba + K + Sr + Na) \quad (2)$$

C 值越大指示气候越潮湿。通常认为，C 值>0.8 为温湿气候；0.6～0.8 为半温湿气候；0.4～0.6 为干旱—半温湿气候；<0.4 为半干旱—干旱气候。Z201 井⑤小层 Sr/Cu 值总体介于 2.22～4.36，平均 3.14，C 值平均为 0.60，且在⑤-1 至⑤-5 亚小层波动较小（表 1，图 3），指示沉积期整体处于相对稳定的温湿—半温湿环境，未发生显著干旱事件，盆地具有稳定的径流输入。所有样品在古气候判别图解中均落入半干旱—半温湿过渡区（图 5a），与 CIA 所示结果吻合。

值得注意的是，层段上部⑤-4 和⑤-5 亚小层 CIA 值升高，指示风化增强；而 C 值却从 0.62 降至 0.59，指示轻微干旱化，二者趋势不一致（图 3）。这种矛盾反映了不同指标响应尺度与敏感性的差异：CIA 主要记录源区长周期的累积风化效应，指示宏观气候趋于暖湿；而 C 值涉及 Fe、Mn 等氧化还原敏感元素，易受盆地内部环境干扰（Tribovillard et al., 2006）。⑤-5 亚小层底层水氧化性增强（图 3），虽然 Fe、Mn 倾向沉淀，但强水动力可能导致富含痕量金属的细粒沉积物物迁移或减少，致使 C 值分子减小而呈现干旱化的结果。因此，该层段指标的不一致性为长期湿润气候背景叠加盆地局部水动力及氧化还原条件波动的结果，C 值的降低更多反映了盆地内部水动力和化学条件的波动。

古气候通过调控陆地风化强度和陆源物质输入通量，直接影响古水体的盐度、分层结构及氧化还原条件，以下结合多指标分析重建古水体环境特征。

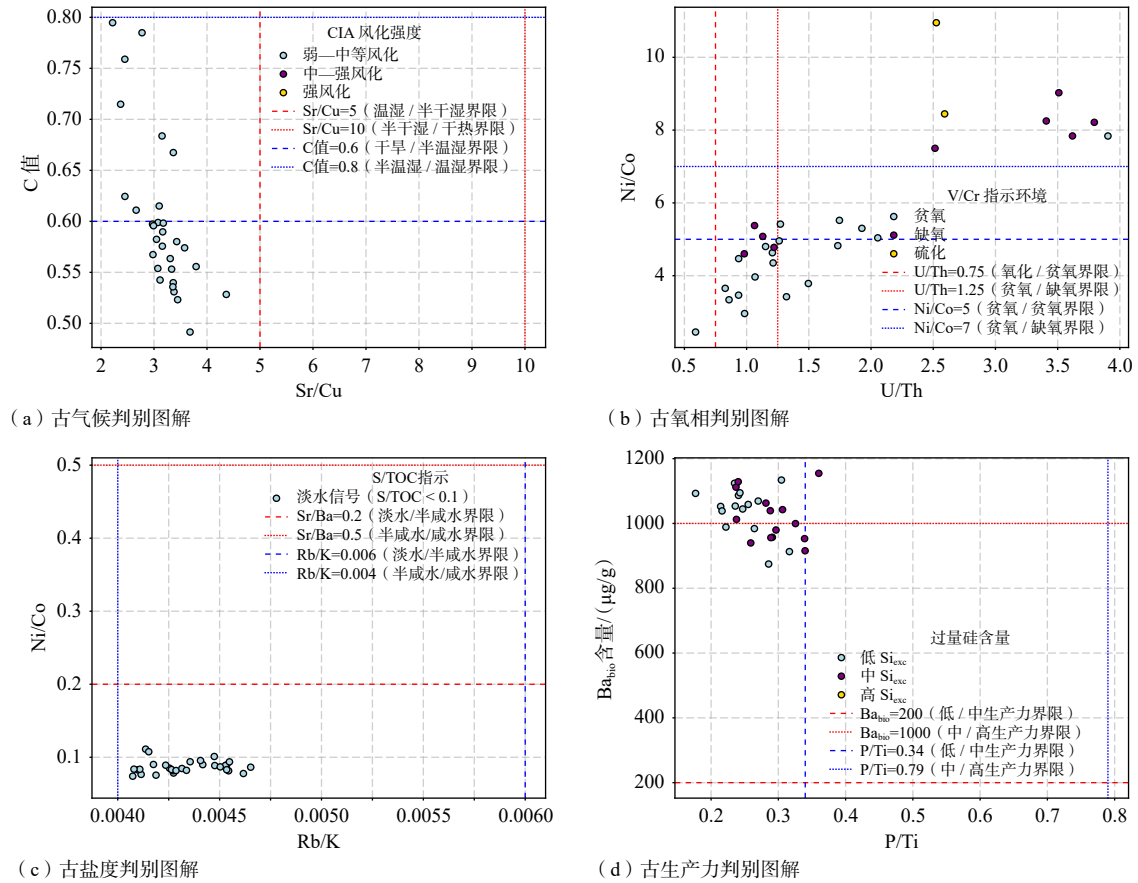


图 5 Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层古气候、古氧相、古盐度和古生产力判别图解

Fig. 5 Cross-plot discrimination diagrams of palaeoclimate, palaeoredox conditions, palaeosalinity, and palaeoproductivity for Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201

4.2 古水体环境

4.2.1 古氧化还原条件

水体底层氧化还原条件是控制有机质保存的关键因素（Demaison and Moore, 1980; Tyson, 1995）。U/Th 是判别古氧相的经典指标。由于 U 在氧化水体中易迁移而在缺氧环境下被还原沉淀，Th 则性质稳定，因此高 U/Th 指示缺氧环境。通常，U/Th>1.25 指示缺氧环境，0.75～1.25 为贫氧环境，＜0.75 为氧化环境（Jones and Manning, 1994）。Z201 井⑤小层 U/Th 均值为 1.76，垂向差异显著：⑤-1 和⑤-5 亚小层均值分别为 0.92 和 1.22，指示贫氧环境；而⑤-2 和⑤-3 亚小层分别急剧升高至 3.14 和 3.24，远超缺氧阈值，指示强还原环境（图 3，图 5b，表 1）。

为提高结果可靠性，引入 V/Cr 和 Ni/Co 指标进行综合判别。V 在缺氧水体中易被还原为低价态而富集，Cr 相对稳定，因此 V/Cr 随水体还原性增强而升高（Rimmer, 2004; Tribovillard et al., 2006）。V/Cr>4.25 指示硫化环境，2.0～4.25 指示缺氧环境（Jones and Manning, 1994）。⑤-1 和⑤-5 亚小层 V/Cr 均值分别为 1.79、1.55，均小于 2.0，为贫氧环境；⑤-2 亚小层 V/Cr 均值为 2.89，属于缺氧环境；⑤-3 亚小层 V/Cr 均值为 4.37，进入硫化环境区间（表 1；图 3）。Ni/Co 变化与此高度一致，其值大于 7 通常指示缺氧环境（Jones and Manning, 1994）。⑤-2 和⑤-3 亚小层均值分别为 8.06 和 8.44，均表明环境缺氧。

此外，铈异常（δCe）提供了水体氧化条件的额外证据（表 1，图 3）。现代海洋中 Ce^{3+}易被氧化为 Ce^{4+}而沉淀，导致海水 Ce 亏损；当水体分层时，缺氧底层水会继承并放大这一负异常信号（Wright et al., 1987）。⑤小层持续稳定的 δCe 负异常（平均 0.85），指示沉积期水体长期分层且底层缺氧。为进一步约束底层水体环境，计算了 U 和 Mo 的富集系数（Enrichment Factor, EF）。Mo 在含 H_2S 的硫化环境下形成硫代钼酸盐被高效捕获，其极端富集（EF＞100）是硫化环境的可靠判据，而 U 的显著富集（EF＞35）指示缺氧环境（Algeo and Tribovillard, 2009; Kendall

et al., 2011）。⑤-2 和⑤-3 亚小层 U_{EF} 急剧升高，分别为 19.02 和 18.23，Mo_{EF} 同步达到峰值，分别为 34.98 和 29.22（表 1），指示较为缺氧的环境，与 V/Cr 指示的硫化环境较为吻合。水体氧化还原环境的剧烈波动往往与水体的物理结构密切相关，特别是盐度分层对水体垂向交换的控制作用。因此，需进一步查明古盐度的演化特征。

4.2.2　古盐度

古盐度不仅反映海水的咸化程度，还间接指示了盆地开放程度及陆源淡水注入量（Bohacs et al., 2000）。为综合评估古盐度，避免单一指标的多解性，采用了 Sr/Ba、S/TOC 及 Rb/K 指标进行交叉验证。

Rb/K 利用高盐度下 K^+ 优先于 Rb^+ 吸附黏土矿物的特性，可有效区分淡水与咸水环境。通常，Rb/K < 0.004 指示海相咸水环境，0.004～0.006 为半咸水环境（邓宏文和钱凯，1993）。Z201 井⑤小层 Rb/K 介于 0.0041～0.0047，平均 0.0043（表 1，图 3），指示半咸水沉积环境。然而，Sr/Ba 和 S/TOC 指标却显示出与海相背景矛盾的淡水特征（图 3，图 5c）。Sr/Ba 均值仅为 0.09，远低于淡水—半咸水界线 0.2（Wei and Algeo, 2020），S/TOC 均值仅 0.01，也远低于淡水—咸水界线值 0.1（Berner and Raiswell, 1984）。这种异常低值并非指示淡水环境，而是反映了寒武纪特殊的海洋化学条件。S/TOC 的极低值源于早古生代全球性的贫硫海洋背景（Canfield, 2004; Kah et al., 2004; Loyd et al., 2012; Lyons et al., 2014），低硫酸盐浓度限制了微生物硫酸盐还原作用及黄铁矿的形成，导致沉积物 S 含量及 S/TOC 值普遍偏低。因此，该指标的低值为贫硫酸盐古海洋环境的记录，而非淡水信号。

Sr/Ba 的低值则由可能是 2 种机制共同作用所致。首先，德阳–安岳裂陷槽作为受限半封闭海湾，持续接受大量陆源淡水注入，一定程度上稀释了水体盐度；其次，高生产力背景下的生物泵效应通过浮游生物摄取及有机质降解形成重晶石（$BaSO_4$），导致沉积物中 Ba 富集，从而进一步压低了 Sr/Ba 值（Dymond et al., 1992; Van Beek et al., 2003; Paytan and Griffith, 2007）。因此，筇一段 2 亚段⑤小层沉积于与全球贫硫海洋连通、受大量淡水注入且生物泵效应显著的受限裂陷槽内。垂向上各指标波动微弱（图 3），表明该受淡水影响的滞留半咸水环境在⑤小层沉积期内保持了相对稳定。这种受淡水注入影响的半咸水环境及盐度分层，不仅影响了氧化还原条件，还制约了盆地与广海的水体交换能力，导致了特定程度的水体滞留。

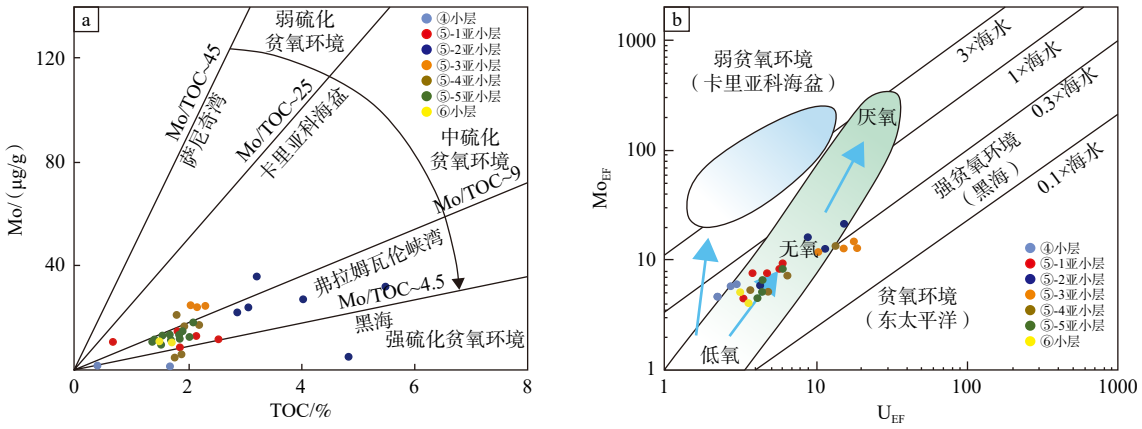
4.2.3　水体滞留程度

水体滞留程度决定了底层水与上层富氧水体的交换速率，是缺氧环境能否维持的关键物理机制（Meyer and Kump, 2008）。Mo/TOC 与 U-Mo 协变关系是判别盆地开放性与水体滞留程度的 2 个有力指标。在海洋环境中，有机质埋藏是驱动底层水体缺氧的主控因素。开放硫化盆地中 Mo 供给充足，Mo/TOC 维持高位；而在受限硫化盆地，有机质埋藏导致有限的 Mo 储库快速耗竭，致使沉积物 Mo/TOC 降低（Algeo et al., 2007）。此外，U 在缺氧下即可富集，而 Mo 需在含 H_2S 的硫化环境下形成硫代钼酸盐被清除。富集系数（EF）通过将目标元素（X）与性质稳定的陆源指示剂（通常为 Al）的比值 X/Al 进行标准化，然后与上地壳的 X/Al 平均值进行比较，以识别出相对于平均陆源碎屑的超额富集。计算公式为：

$$X_{EF}=（X/Al）_{样品}/（X/Al）_{上地壳} \quad （3）$$

式中，上地壳背景值参照 Taylor and McLennan（1985）。开放海盆中 Mo 与 U 的富集系数比值 Mo_{EF}/U_{EF} 应接近现代海水。而在受限滞留盆地中，Mo 的快速消耗导致其富集程度相对于 U 偏低，使得数据点偏离海水比值线（Algeo and Tribovillard, 2009）。

Z201 井⑤小层样品中，Mo 含量在⑤-2 和⑤-3 亚小层显著富集，均值分别为 27.82 和 24.09 μg/g（表 1），结合 V/Cr 指标指示了硫化环境的存在。样品的 Mo/TOC 平均值 7.91 以及⑤-3 亚小层处的峰值 11.15（表 1，图 6a）均远低于现代开放海洋硫化环境，与黑海等受限盆地特征相似。U-Mo 协变图显示所有样品落入中等—弱滞留区，Mo/U 均值仅为 0.96（表 1），Mo_{EF}/U_{EF} 轨迹显著低于海水线（图 6b）。垂向上，这种滞留特征在硫化最强的⑤-2 和⑤-3 亚小层最为显著，Mo/U 值降至 0.80 和 0.66 的低点（表 1，图 3），反映了强硫化条件下 Mo 储库被大量消耗导致的相对贫化。因此，筇一段 2 亚段⑤小层沉积于水体交换受限的滞留环境，半咸水环境形成的稳定密度梯度有效抑制了垂向混合，有利于底层水体缺氧及硫化环境的长期维持。除上述古水体物理化学条件影响有机质保存外，有机质丰度还受陆源碎屑输入通量所致的稀释作用调控。



a—Mo/TOC 关系；b—U–Mo 协变模式图（Algeo and Tribovillard, 2009）

图 6 Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层页岩水体滞留程度判别图版

Fig. 6 Discrimination diagrams of water mass restriction for Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201

(a) Cross-plot of Mo versus TOC; (b) U–Mo covariation patterns (Algeo and Tribovillard, 2009)

4.3 陆源碎屑输入

陆源碎屑输入通过稀释作用制约有机质富集（Arthur and Sageman, 2005）。化学性质稳定的 Al_2O_3 和 TiO_2 的含量可有效指示陆源通量及沉积速率（Calvert and Pedersen, 2007; Qi et al., 2023）。Z201 井⑤小层中二者垂向变化一致：⑤-2 亚小层 Al_2O_3 含量最低（平均 10.99%），指示陆源碎屑输入最弱；自⑤-3 亚小层起含量持续增加，至⑤-5 亚小层达峰值（Al_2O_3 平均 13.36%，TiO_2 平均 0.59%），表明陆源碎屑输入持续增强（表 1，图 3）。

然而，ΣREE 与 Al_2O_3 等陆源指标在垂向上呈现明显解耦。陆源碎屑输入最低的⑤-2 亚小层，ΣREE 反而较高，平均 170.46 μg/g；而陆源碎屑输入较高的⑤-4 亚小层，ΣREE 降至谷值，平均 147.21 μg/g（表 1，图 3）。这一矛盾表明，除通量变化外，物源区岩石组成亦发生了改变。铕异常（δEu）可有效判别物源属性（McLennan, 1989）。⑤-1 至⑤-3 亚小层 δEu 值稳定，平均 1.10～1.13，指示物源相对均一；⑤-4 至⑤-5 亚小层 δEu 显著升高至 1.24 和 1.33（表 1，图 3），且出现显著正异常（图 3），表明后期有贫 REE 但富 Eu 的基性火成岩或其风化产物混入，导致 ΣREE 降低而 δEu 升高。δEu 正异常通常与高温热液活动相关，但研究区未发现热液活动的矿物组合或元素异常富集等证据。结合成岩过程分析，该正异常更可能源于成岩过程中富 Eu 矿物如斜长石等的溶解重结晶（Del Rosario Lanz et al., 2021; Nkongho et al., 2022）或海水中燧石的影响（Li et al., 2022）。因此，这种 δEu 正异常信号更可能指向了沉积组成和/或成岩过程的变化，而非热液成因。陆源碎屑输入不仅对有机质产生了稀释效应，更重要的是，其携带的营养元素是海洋生态系统物质循环的基础。因此需进一步厘清作为有机质来源的古生产力演化特征。

4.4 古生产力

古生产力决定了有机质通量的上限（Pedersen and Calvert, 1990）。为避免单一指标的局限性，采用了 P/Ti 值、生物成因钡（Ba_{bio}）以及过量硅（Si_{exc}）3 个指标进行交叉验证。P 作为所有海洋生物必需的核心营养元素，经惰性陆源元素 Ti 标准化、扣除陆源影响后可有效反映古生产力大小（Algeo and Ingall, 2007; 杨雪等, 2022; 张妍等, 2024）。Ba_{bio} 与海洋生物代谢形成的重晶石沉降通量密切相关，也用于指示古生产力高低（Dymond et al., 1992）。Si_{exc} 则通过扣除陆源硅组分，定量指示放射虫等硅质生物的生产力贡献（Khan et al., 2019）。

Z201 井⑤小层 P/Ti 为 0.18～0.36（平均 0.27）；Ba_{bio} 含量为 874.76～1154.70 μg/g（平均 1032.91 μg/g）；Si_{exc} 含量为 4.45%～15.64%（平均 9.98%），表明筇一段 2 亚段沉积期古生产力总体处于中高水平（表 1，图 3，图 5d）。然而，各指标在垂向演化上存在显著差异：P/Ti 与 Si_{exc} 变化趋势高度一致，均在⑤-2 亚小层达到峰值，平均值分别为 0.33 和 13.07%，随后自⑤-3 亚小层起持续降低；相反，Ba_{bio} 均值则由 928.24 μg/g 持续升高至 1084.76 μg/g，呈现出自下而上增加的趋势（图 3）。

上述指标间的矛盾主要源于特定氧化还原环境对地球化学信号保存的影响。在⑤-2 和⑤-3 亚小层的强缺氧–硫化环境中，微生物硫酸盐还原作用大量消耗孔隙水中的硫酸根，导致已沉积的重晶石发生溶解，致使 Ba_{bio} 信号严重失真或丢失（Schenau et al., 2001; Griffith and Paytan, 2012），从而造成了其在生产力高峰期数值反而偏低的现象。尽管 P 也面临磷再生的影响，但其以磷灰石或吸附态形式能够相对稳定地保存。相比之下，Si_{exc} 在成岩过程中主要发生蛋白石向石英的转化，总量相对保守，被视为更稳健的生产力指标（Huang et al., 2020; Hu et al., 2023）。Si_{exc} 的变化趋势与 P/Ti 高度一致，而与 Ba_{bio} 相偏离，表明 P/Ti 和 Si_{exc} 比 Ba_{bio} 更能可靠地反映古生产力的真实演化趋势。

4.5　沉积环境对有机质富集指示意义

黑色页岩中有机质的富集是初级生产力、保存条件和稀释作用三大因素在复杂地质过程中协同作用的结果（Demaison and Moore, 1980; Arthur and Sageman, 2005; 丁修建等, 2014; 李艳芳等, 2015）。筇一段 2 亚段⑤小层的沉积体系经历了一系列复杂的环境演变。为了揭示有机质差异化富集的根本原因，基于古气候、古水体环境、陆源碎屑输入及古生产力指标，重建了筇一段 2 亚段⑤小层的古环境演化序列及其对有机质差异性富集的控制机制。

⑤-1 亚小层沉积期，岩性以泥岩和砂质页岩为主，近顶部发育薄层粉砂岩，指示了相对较浅且水动力较强的陆棚环境。此时陆源碎屑供给充足，较高的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量反映了强烈的陆源稀释作用。底层水体含氧量较高，呈贫氧状态，导致有机质保存效率有限。尽管该时期古生产力已达中等水平，但有机质通量很大程度上被不利的保存条件和强烈的稀释作用所抵消，致使该亚小层有机质净富集效率受限，TOC 含量偏低（图 7a）。

⑤-2 亚小层沉积期，岩性转变为以泥岩和页岩为主，粉砂质组分显著减少，Al_2O_3 含量也随之降至低点，表明陆源碎屑供给降至最低，标志着陆源沉积速率和稀释作用最弱的时期。深水环境及稳定的半咸水体结构促进了盐度分层，限制了底层水垂向交换，使水体迅速演变为强缺氧环境，为有机质保存提供了极佳条件。同时，陆棚区古生产力达到峰值。高生产力、强缺氧保存和弱稀释作用三大有利因素在此阶段耦合，共同促成了核心优质烃源岩层段的形成（图 7b）。

⑤-3 亚小层沉积期，尽管岩性仍以泥岩和页岩为主，且底层水缺氧程度进一步增强，理论上提供了更优的保存条件，同时古生产力维持较高水平，但 TOC 含量却较⑤-2 亚小层有所下降，这是因为该时期陆源碎屑输入通量增加。尽管保存条件和生产力依然优越，但增强的陆源稀释作用抵消了其正面效应，成为限制有机质富集的主要因素（图 7c）。

⑤-4 亚小层沉积期，有机质富集的有利条件逐渐消失，岩性转变为页岩夹薄层粉砂岩，水动力增强，陆棚逐渐变浅。水体发生复氧，底层水恢复至贫氧状态，导致有机质保存条件变差；同时，陆源碎屑输入通量维持在高位。陆棚变浅与水体混合增强，配合持续的强陆源碎屑稀释，导致 TOC 含量大幅降低（图 7d）。

⑤-5 亚小层沉积期，岩性为泥岩夹页岩且顶部发育粉砂岩。该时期陆源碎屑输入通量达到整层最高，对应最强的陆源碎屑稀释作用。底层水体呈贫氧状态，古生产力也降至较低水平。强烈的陆源稀释、不利的保存条件以及较低的生产力三者共同限制了有机质富集，导致该亚小层 TOC 含量最低（图 7e）。

5　结论

（1）筇一段 2 亚段⑤小层以⑤-1 亚小层含粉砂质的浅水陆棚沉积为起点，至⑤-2 亚小层形成以页岩为主的深水陆棚沉积；随后，⑤-3—⑤-5 亚小层粉砂质组分含量逐渐增多，标志着一个持续的陆棚变浅过程。

（2）筇一段 2 亚段⑤小层页岩的地球化学组成在垂向上表现出较强的非均质性。TOC 含量在⑤-2 亚小层达到最高，而代表陆源碎屑组分的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量在此层段最低，二者呈明显的镜像关系，指示了明显的稀释作用降低。稀土元素配分模式整体较为一致，指示物源背景稳定，但上部⑤-4 和⑤-5 亚小层出现的 δEu 正异常及 $\sum$REE 的波动，暗示了晚期物源区性质或成岩环境发生了改变。

（3）综合 CIA、Sr/Cu 及 C 值等指标分析，⑤小层沉积期主要处于温暖潮湿—半温湿的气候背景，源区化学风化程度中等。Sr/Ba 与 Rb/K 指标指示水体为受淡水注入影响明显的半咸水环境；U–Mo 协变关系与 Mo/TOC 证实盆地具有显著的水体交换受限的特征。底层水氧化还原条件由⑤-1 亚小层的

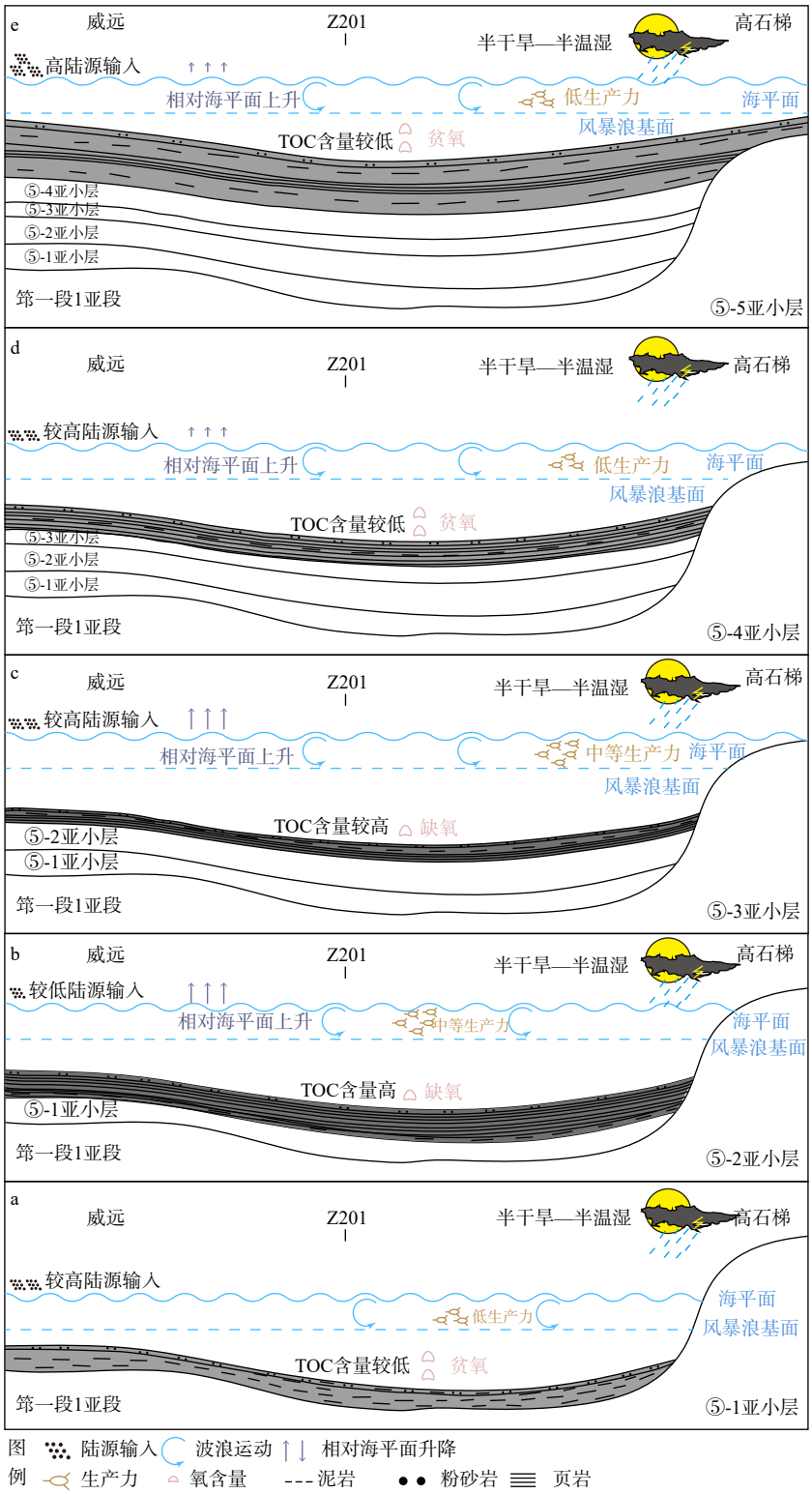


图 7 Z201 井筇一段 2 亚段⑤小层沉积演化模式（剖面位置见图 1）

Fig. 7 Depositional evolution model for Bed 5, Submember 2, Member 1 of Qiongzhusi Formation, Well Z201 (The profile location is indicated by the blue polyline in Fig. 1)

贫氧状态，迅速转变为⑤-2 和⑤-3 亚小层的强缺氧乃至硫化环境，随后在⑤-4 至⑤-5 亚小层恢复至贫氧状态。

（4）⑤-2 亚小层发育的高品质烃源岩，是该时期高初级生产力、强缺氧保存环境与最低陆源稀释作用三大因素协同作用的结果；⑤-3 亚小层虽然处

于保存条件最优的强缺氧环境，但更强的陆源碎屑稀释作用主导了 TOC 含量的降低；其他亚小层较低的 TOC 丰度则主要由于不利的保存条件与强陆源稀释的共同抑制。

作者贡献声明：谢圣阳、杨学锋负责论文构思、数据分析、研究方法和论文写作；李博、赵圣贤、张鉴、张成林、刘佳伟、张德良参与数据分析和技术手段的实践应用和绘图；黄山、陈鑫、刘永旸、朱宁、王高翔、尹美璇参与数据分析、研究方法和修改。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: XIE Shengyang and YANG Xuefeng conceived the study, performed data analysis, designed the research methodology, and drafted the manuscript; LI Bo, ZHAO Shengxian, ZHANG Jian, ZHANG Chenglin, LIU Jiawei and ZHANG Deliang participated in data analysis, practical application of technical approaches, and figure generation; HUANG Shan, CHEN Xin, LIU Yongyang, ZHU Ning, WANG Gaoxiang and YIN Meixuan were involved in data analysis, refinement of the research methodology, and manuscript revision. All authors have read and approved the submission and publication of the manuscript.

利益冲突声明：本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: All authors declare no conflict of interests.

References

ALGEO T J, INGALL E, 2007. Sedimentary C_{org}: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO_2[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 256(3-4): 130-155.

ALGEO T J, LYONS T W, BLAKEY R C, et al., 2007. Hydrographic conditions of the Devono–Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary Mo–TOC relationships[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 256(3-4): 204-230.

ALGEO T J, TRIBOVILLARD N, 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation[J]. Chemical Geology, 268(3-4): 211-225.

ALGEO T J, HONG H L, WANG C W, 2025. The chemical index of alteration (CIA) and interpretation of ACNK diagrams[J]. Chemical Geology, 671: 122474.

ARTHUR M A, SAGEMAN B B, 2005. Sea-level control on source-rock development: perspectives from the Holocene Black Sea, the mid-Cretaceous Western Interior Basin of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin[M]//HARRIS N B. The deposition of organic-carbon-rich sediments: models, mechanisms, and consequences. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology: 35-59.

BERNER R A, RAISWELL R, 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks[J]. Geology, 12(6): 365-368.

BOHACS K M, CARROLL A R, NEAL J E, et al. , 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic–geochemical framework[M]//GIERLOWSKI-KORDESCH E H, KELTS K R. Lake basins through space and time. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists: 3-37.

CALVERT S E, PEDERSEN T F, 2007. Chapter fourteen elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application[J]. Developments in Marine Geology, 1: 567-644.

CANFIELD D E, 2004. The evolution of the Earth surface sulfur reservoir[J]. American Journal of Science, 304(10): 839-861.

CHEN X, XIAO L, WANG M Y, et al., 2023. Reconstruction of provenance and paleo-sedimentary environment of the chang 8 oil layer in the southwestern margin of the Ordos Basin: evidence from petrogeochemistry[J]. Geoscience, 37(5): 1264-1281. (in Chinese with English abstract)

DEL ROSARIO LANZ M, AZMY K, CESARETTI N N, et al., 2021. Diagenesis of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin: evidence from petrography, microthermometry and geochemistry[J]. Marine and Petroleum Geology, 124: 104769.

DEMAISON G J, MOORE G T, 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. Organic Geochemistry, 2(1): 9-31.

DENG H W, QIAN K, 1993. Sedimentary geochemistry and environment analysis[M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press. (in Chinese)

DING J H, ZHANG J C, SHI G, et al., 2021. Sedimentary environment and organic matter enrichment mechanisms of the Upper Permian Dalong Formation shale, southern Anhui Province, China[J]. Oil & Gas Geology, 42(1): 158-172. (in Chinese with English abstract)

DING X J, LIU G D, LU X J, et al., 2014. The impact on organic matter preservation by the degree of oxidation and reduction and sedimentation rates of Erlian Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 25(6): 810-817. (in Chinese with English abstract)

DYMOND J, SUESS E, LYLE M, 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity[J]. Paleoceanography, 7(2): 163-181.

FEDO C M, YOUNG G M, NESBITT H W, 1997. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition[J]. Precambrian Research, 86(3-4): 201-223.

FENG D H, LIU C L, YANG H B, et al., 2024. Experimental investigation of hydrocarbon generation, retention, and expulsion of saline lacustrine shale: insights from improved semi-open pyrolysis experiments of Lucaogou Shale, eastern Junggar Basin, China[J]. Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, 181: 106640.

GODDÉRIS Y, DONNADIEU Y, LE HIR G, et al., 2014. The role of palaeo-

geography in the Phanerozoic history of atmospheric CO_2 and climate[J]. Earth-Science Reviews, 128: 122-138.

GRIFFITH E M, PAYTAN A, 2012. Barite in the ocean–occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications[J]. Sedimentology, 59(6): 1817-1835.

GUO X S, WANG R Y, SHEN B J, et al., 2025. Geological characteristics, resource potential, and development direction of shale gas in China[J]. Petroleum Exploration and Development, 52(1): 15-28. (in Chinese with English abstract)

HE X, ZHENG M J, LIU Y, et al., 2024. Characteristics and differential origin of Qiongzhusi Formation shale reservoirs under the "aulacogen-uplift" tectonic setting, Sichuan Basin[J]. Oil & Gas Geology, 45(2): 420-439. (in Chinese with English abstract)

JONES B, MANNING D A C, 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. Chemical Geology, 111(1-4): 111-129.

HE S, LI H, QIN Q R, et al., 2021. Influence of mineral compositions on shale pore development of Longmaxi Formation in the Dingshan Area, southeastern Sichuan Basin, China[J]. Energy & Fuels, 35(13): 10551-10561.

HU R, TAN J, DICK J, et al., 2023. Depositional conditions of siliceous microfossil-rich shale during the Ordovician–Silurian transition of south China: Implication for organic matter enrichment[J]. Marine and Petroleum Geology, 154: 106307

HUANG H, HE D, LI D, et al., 2020. Geochemical characteristics of organic-rich shale, Upper Yangtze Basin: Implications for the Late Ordovician–Early Silurian orogeny in South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 554: 109822.

KAH L C, LYONS T W, FRANK T D, 2004. Low marine sulphate andprotracted oxygenation of the Proterozoic biosphere[J]. Nature, 431(7010): 834-838

KENDALL B, GORDON G W, POULTON S W, et al., 2011. Molybdenum isotope constraints on the extent of late Paleoproterozoic ocean euxinia[J]. Earth and Planetary Science Letters, 307(3-4): 450-460.

KHAN M Z, FENG Q, ZHANG K, et al., 2019. Biogenic silica and organic carbon fluxes provide evidence of enhanced marine productivity in the Upper Ordovician-Lower Silurian of South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 534: 109278

LI C L, LI X S, WANG Z X, et al., 2020. Deformation characteristics of Early Paleozoic marine shale and their influence on the shale gas preservation in the eastern Sichuan-Wulingshan tectonic belt[J]. Journal of Geomechanics, 26(6): 819-829. (in Chinese with English abstract)

LI C Q, CUI Y X, NING M, et al., 2022. Can Eu anomaly indicate a hydrothermal fluid Si source? A case study of chert nodules from the Permian Maokou and Wujiaping Formations, South China[J]. Frontiers in Earth Science, 10: 932263.

LI H, TANG H M, QIN Q R, et al., 2019. Characteristics, formation periods and genetic mechanisms of tectonic fractures in the tight gas sandstones reservoir: a case study of Xujiahe Formation in YB area, Sichuan Basin, China[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 178: 723-735.

LI H, 2022. Research progress on evaluation methods and factors influencing shale brittleness: a review[J]. Energy Reports, 8: 4344-4358.

LI Y F, SHAO D Y, LYU H G, et al., 2015. A relationship between elemental geochemical characteristics and organic matter enrichment in marine shale of Wufeng Formation—Longmaxi Formation, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 36(12): 1470-1483. (in Chinese with English abstract)

LIANG X, ZHANG T S, YANG Y, et al., 2014. Microscopic pore structure and its controlling factors of overmature shale in the Lower Cambrian Qiongzhusi Fm, northern Yunnan and Guizhou provinces of China[J]. Natural Gas Industry, 34(2): 18-26. (in Chinese with English abstract)

LOYD S J, MARENCO P J, HAGADORN J W, et al. , 2012. Sustained low marine sulfate concentrations from the Neoproterozoic to the Cambrian: insights from carbonates of northwestern Mexico and eastern California[J]. Earth and Planetary Science Letters, 339-340: 79-94.

LYONS T W, REINHARD C T, PLANAVSKY N J, 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere[J]. Nature, 506(7488): 307-315.

MCLENNAN S M, 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes[M]//LIPIN B R, MCKAY G A. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Boston: De Gruyter: 169-200.

MCLENNAN S M, 1993. Weathering and global denudation[J]. The Journal of Geology, 101(2): 295-303.

MEYER K M, KUMP L R, 2008. Oceanic euxinia in Earth history: causes and consequences[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36: 251-288.

National Technical Committee for Standardization of Petroleum and Natural Gas, 2003. Determination of Total Organic Carbon in Sedimentary Rock: GB/T 19145—2003[S]. Beijing: Standards Press of China. (in Chinese)

National Technical Committee for Standardization of Land and Resources, 2010. Methods for Chemical Analysis of Silicate Rocks — Part 28: Determination of 16 Major and Minor Components: GB/T 14506.28—2010[S]. Beijing: Standards Press of China. (in Chinese)

National Technical Committee for Standardization of Land and Resources, 2010. Methods for Chemical Analysis of Silicate Rocks — Part 30: Determination of 44 Elements: GB/T 14506.30—2010[S]. Beijing: Standards Press of China. (in Chinese)

NESBITT H W, YOUNG G M, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. Nature, 299(5885): 715-717.

NKONGHO A E, BETRANT B S, FRALICK P, et al., 2022. Petrography and geochemistry of sandstones in the Kribi-Campo sub-basin (South Cameroon): implications for diagenetic evolution and provenance[J]. Arabian Journal of Geosciences, 15(3): 295.

PARRISH J T, 1998. Interpreting pre-Quaternary climate from the geologic record[M]. New York: Columbia University Press.

PAYTAN A, GRIFFITH E M, 2007. Marine barite: recorder of variations in ocean export productivity[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 54(5-7): 687-705.

PEDERSEN T F, CALVERT S E, 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?[J]. AAPG Bulletin, 74(4): 454-466.

QI L, WANG H Y, SHI Z S, et al., 2023. Mineralogical and geochemical

characteristics of the deeply buried Wufeng–Longmaxi shale in the Southern Sichuan Basin, China: implications for provenance and tectonic setting[J]. Minerals, 13(12): 1502.

RIMMER S M, 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, central Appalachian Basin (USA)[J]. Chemical Geology, 206(3-4): 373-391.

SCHENAU S J, PRINS M A, DE LANGE G J, et al., 2001. Barium accumulation in the Arabian Sea: controls on barite preservation in marine sediments[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(10): 1545-1556.

SHI S Y, YANG W, ZHOU G, et al., 2024. Impact of Tethyan domain evolution on the formation of petroleum systems in the Sichuan super basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 51(5): 1024-1039. (in Chinese with English abstract)

TAYLOR S R, MCLENNAN S M, 1985. The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications: 1-328.

TRIBOVILLARD N, ALGEO T J, LYONS T, et al., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. Chemical Geology, 232(1-2): 12-32.

TYSON R V, 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies[M]. Dordrecht: Springer.

VAN BEEK P, REYSS J L, BONTE P, et al., 2003. Sr/Ba in barite: a proxy of barite preservation in marine sediments?[J]. Marine Geology, 199(3-4): 205-220.

WANG F, LIU X C, DENG X Q, et al., 2017. Geochemical characteristics and environmental implications of trace elements of Zhifang Formation in Ordos Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 35(6): 1265-1273. (in Chinese with English abstract)

WANG Z C, JIANG H, CHEN Z Y, et al., 2020. Tectonic paleogeography of Late Sinian and its significances for petroleum exploration in the middle-upper Yangtze region, South China[J]. Petroleum Exploration and Development, 47(5): 884-897. (in Chinese with English abstract)

WEI W, ALGEO T J, 2020. Elemental proxies for paleosalinity analysis of ancient shales and mudrocks[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 287: 341-366.

WEN L, LUO B, ZHONG Y, et al. , 2021. Sedimentary characteristics and genetic model of trough-platform system during the Dengying period in Sichuan Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 48(5): 513-524, 590. (in Chinese with English abstract)

WRIGHT J, SCHRADER H, HOLSER W T, 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(3): 631-644.

XIAO W, ZHANG B, YAO Y J, et al., 2022. Lithofacies and sedimentary environment of shale of Permian Longtan Formation in eastern Sichuan Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 34(2): 152-162. (in Chinese with English abstract)

XU G Z, SHEN J, ALGEO T J, et al., 2023. Limited change in silicate chemical weathering intensity during the Permian–Triassic transition indicates ineffective climate regulation by weathering feedbacks[J]. Earth and Planetary Science Letters, 616: 118235.

YANG X, SHI X W, ZHU Y Q, et al., 2022. Sedimentary evolution and organic matter enrichment of Katian–Aeronian deep-water shale in Luzhou area, southern Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 43(4): 469-482. (in Chinese with English abstract)

YANG X F, ZHANG C L, ZHAO S X, et al., 2025. Characteristics of shale gas reservoir and enlightenment of exploration in Qiongzhusi Formation in southern Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 36(1): 13-24. (in Chinese with English abstract)

YANG Y M, SHI X W, LIU W P, et al., 2024. Sedimentary evolution model and favorable facies belt selection of the Qiongzhusi Formation in the middle section of the Deyang-Anyue rift in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 35(12): 2106-2120. (in Chinese with English abstract)

YONG R, SHI X W, LUO C, et al., 2024. Aulacogen-uplift enrichment pattern and exploration prospect of Cambrian Qiongzhusi Formation shale gas in Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 51(6): 1211-1226. (in Chinese with English abstract)

ZHAI G Y, WANG Y F, LIU G H, et al., 2020. Accumulation model of the Sinian–Cambrian shale gas in Western Hubei Province, China[J]. Journal of Geomechanics, 26(5): 696-713. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Y, WU X S, KANG J L, et al., 2024. Mechanism of organic matter enrichment in the Permian Lucaogou Formation, Ji'nan Sag, eastern Junggar Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 35(9): 1574-1589. (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

陈曦，肖玲，王明瑜，等，2023. 鄂尔多斯盆地西南缘长 8 油层组物源与古沉积环境恢复：来自岩石地球化学的证据[J]. 现代地质，37(5)：1264-1281.

邓宏文，钱凯，1993. 沉积地球化学与环境分析[M]. 兰州：甘肃科学技术出版社.

丁江辉，张金川，石刚，等，2021. 皖南地区上二叠统大隆组页岩沉积环境与有机质富集机理[J]. 石油与天然气地质，42(1)：158-172.

丁修建，柳广弟，卢学军，等，2014. 二连盆地氧化—还原程度和沉积速率对有机质保存的影响[J]. 天然气地球科学，25(6)：810-817.

郭旭升，王濡岳，申宝剑，等，2025. 中国页岩气地质特征、资源潜力与发展方向[J]. 石油勘探与开发，52(1)：15-28.

何骁，郑马嘉，刘勇，等，2024. 四川盆地“槽-隆”控制下的寒武系筇竹寺组页岩储层特征及其差异性成因[J]. 石油与天然气地质，45(2)：420-439.

李春麟，李小诗，王宗秀，等，2020. 川东-武陵构造带下古生界海相页岩构造变形特征及对页岩气保存的影响[J]. 地质力学学报，26(6)：819-829.

李艳芳，邵德勇，吕海刚，等，2015. 四川盆地五峰组—龙马溪组海相页岩元素地球化学特征与有机质富集的关系[J]. 石油学报，36(12)：1470-1483.

梁兴，张廷山，杨洋，等，2014. 滇黔北地区筇竹寺组高演化页岩气储层微观孔隙特征及其控制因素[J]. 天然气工业，34(2)：18-26.

全国石油天然气标准化技术委员会，2003. 沉积岩中总有机碳的测定：GB/T 19145-2003[S]. 北京：中国标准出版社.

全国国土资源标准化技术委员会，2010. 硅酸盐岩石化学分析方法

第 28 部分：16 个主次成分量测定：GB/T 14506.28—2010[S]. 北京：中国标准出版社.

全国国土资源标准化技术委员会, 2010. 硅酸盐岩石化学分析方法 第 30 部分：44 个元素量测定：GB/T 14506.30—2010[S]. 北京：中国标准出版社.

王峰, 刘玄春, 邓秀芹, 等, 2017. 鄂尔多斯盆地纸坊组微量元素地球化学特征及沉积环境指示意义[J]. 沉积学报, 35(6)：1265-1273.

汪泽成, 姜华, 陈志勇, 等, 2020. 中上扬子地区晚震旦世构造古地理及油气地质意义[J]. 石油勘探与开发, 47(5)：884-897.

石书缘, 杨威, 周刚, 等, 2024. 特提斯域演化对四川超级盆地油气系统形成的影响[J]. 石油勘探与开发, 51(5)：1024-1039.

文龙, 罗冰, 钟原, 等, 2021. 四川盆地灯影期沉积特征及槽-台体系成因模式[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 48(5)：513-524, 590.

肖威, 张兵, 姚永君, 等, 2022. 川东二叠系龙潭组页岩岩相特征与沉积环境[J]. 岩性油气藏, 34(2)：152-162.

杨雪, 石学文, 朱逸青, 等, 2022. 四川盆地南部泸州地区凯迪阶—埃隆阶深水页岩沉积演化与有机质富集[J]. 石油学报, 43(4)：469-482.

杨学锋, 张成林, 赵圣贤, 等, 2025. 川南地区筇竹寺组页岩气藏特征及勘探启示[J]. 天然气地球科学, 36(1)：13-24.

杨一茗, 石学文, 刘文平, 等, 2024. 四川盆地德阳—安岳裂陷槽中段筇竹寺组沉积演化模式与有利相带优选[J]. 天然气地球科学, 35(12)：2106-2120.

雍锐, 石学文, 罗超, 等, 2024. 四川盆地寒武系筇竹寺组页岩气“槽-隆”富集规律及勘探前景[J]. 石油勘探与开发, 51(6)：1211-1226.

翟刚毅, 王玉芳, 刘国恒, 等, 2020. 鄂西地区震旦系—寒武系页岩气成藏模式[J]. 地质力学学报, 26(5)：696-713.

张妍, 吴欣松, 康积伦, 等, 2024. 准东吉南凹陷二叠系芦草沟组烃源岩有机质富集机制[J]. 天然气地球科学, 35(9)：1574-1589.