

四川盆地中侏罗统沙溪庙组“叶肢介页岩” 沉积环境及其地质意义*

周文俊^{1,2} 齐 靓^{1,2} 侯明才^{1,2} 欧阳辉^{1,2}
郭 焱^{1,2} 罗 林^{1,2} 陈 林^{1,2}

1 油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 沉积地质研究院, 成都理工大学, 四川成都 610059

2 自然资源部深时地理环境重建与应用重点实验室, 成都理工大学, 四川成都 610059

摘 要 四川盆地中侏罗统沙溪庙组下段顶部“叶肢介页岩”层的形成标志着古湖泊沉积环境与古地理格局的重大转变。该层位对应蜀龙-峨眉龙动物群向马门溪龙动物群的演替节点, 重塑该时期沉积环境与古地理条件转变过程, 对认识四川盆地恐龙动物群演化具有重要意义。本研究对沙溪庙组下段“叶肢介页岩”进行了叶肢介化石埋藏特征分析, 并对“叶肢介页岩”以及沙溪庙组上、下段泥岩和粉砂岩样品进行了全岩地球化学分析。结果显示, 沙溪庙组沉积时期相继发生前三三角洲→浅湖→河流—三角洲沉积环境的转变, 叶肢介大量生长繁殖于温暖湿润的浅湖环境中; CIA 与 CIW 等古气候指标显示沙溪庙组古气候出现半湿润—半干旱→温暖湿润→半湿润—半干旱的转变, δCe 、 V/Cr 、 U/Th 、 $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$ 与 V/Sc 等氧化还原指标表明古水体经历了氧化—弱还原→还原→氧化—弱还原的过渡, B/Ga 与 Sr/Ba 等指示古盐度整体以淡水为主, 仅在上段局部发生微咸化。推测四川盆地中侏罗世晚期古气候温暖湿润, 形成大量降水, 湖盆水体转变为还原环境, 从而促进了叶肢介的大量生长繁殖, 而随后气候整体向干旱转变, 驱动了植食性恐龙类群从蜀龙-峨眉龙向马门溪龙的适应性演替。

关键词 叶肢介 沉积环境 古地理 沙溪庙组 中侏罗统 四川盆地

第一作者简介 周文俊, 男, 2002 年生, 硕士研究生, 主要从事盆地构造与古地理研究; E-mail: zwenjun94@163.com。

通讯作者简介 齐靓, 女, 1992 年生, 研究员, 硕士生导师, 主要从事沉积大地构造研究; E-mail: liangqi_cdut@163.com。

中图分类号: P531 文献标志码: A

Sedimentary environment of “Conchostracan shale” of the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

ZHOU Wenjun^{1,2} QI Liang^{1,2} HOU Mingcai^{1,2} OUYANG Hui^{1,2}
GUO Yao^{1,2} LUO Lin^{1,2} CHEN Lin^{1,2}

1 State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2 Key Laboratory of Deep-time Geography and Environment Reconstruction and Applications of Ministry of Natural Resources, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

* 四川省科技厅项目 (编号: 2025ZNSFSC0027) 资助。[Financially supported by the Sichuan Science and Technology Department Project (No. 2025ZNSFSC0027)]

收稿日期: 2025-03-07 改回日期: 2025-04-12

Abstract The formation of the “Conchostracan shale” layer at the top of the lower section of the Middle Jurassic Shaximiao Formation in the Sichuan Basin marks a major shift in the paleolake depositional environment and palaeogeography. This transition corresponds to the faunal succession of the Shulong-Emeilong fauna to the Mamenchisaurus fauna. Reconstructing the sedimentary and palaeogeographic transformation during this period is crucial for understanding the evolution of dinosaur faunas in the Sichuan Basin. Through the buried characteristics of Conchostracan fossil assemblages and whole-rock geochemical analyses, samples from the lower “Conchostracan Shale” layer, as well as the mudstone and siltstone samples from both the upper and lower sections of the Shaximiao Formation, were examined. The results indicate that Conchostracans thrived in warm, humid shallow lacustrine environments. A transition in sedimentary environments—from deltaic systems to shallow lacustrine, fluvial, and deltaic systems—occurred between the lower and upper sections of the Shaximiao Formation. Analysis of paleoclimate indices (CIA, CIW), redox indicators (δCe , V/Cr, U/Th, V/(V+Ni), V/Sc), and paleosalinity proxies (B/Ga, Sr/Ba) reveals a dynamic evolution of the paleoenvironment within the Shaximiao Formation. Palaeoclimatic conditions shifted from semi-humid and semi-arid to warm and humid, and later reverted back to semi-humid and semi-arid. Concurrently, the paleo-water environment experienced a transition from oxidizing and weakly reducing conditions to more reducing conditions, followed by a return to oxidizing and weakly reducing conditions. Paleosalinity remained predominantly freshwater throughout, with only localized, minor salinization observed in the upper sections. These findings suggest that during the late Middle Jurassic, the Sichuan Basin experienced significant precipitation, leading to the establishment of a warm and humid palaeoclimate and a reducing lake environment conducive to the extensive proliferation of Conchostracans. Subsequently, a shift toward drier climatic conditions likely drove the adaptive evolution of herbivorous dinosaur lineages, transitioning from the Shulong-Emeilong fauna to the Mamenchisaurus fauna.

Key words Conchostracan, sedimentary environment, palaeogeography, Shaximiao Formation, Middle Jurassic, Sichuan Basin

About the first author ZHOU Wenjun, born in 2002, is a master's degree candidate. He is engaged in researches on basin structure and palaeogeography. E-mail: zwenjun94@163.com.

About the corresponding author Qi Liang, born in 1992, is a researcher and a master's supervisor. She is engaged in research on sedimentary geotectonics. E-mail: liangqi_cdut@163.com.

四川盆地侏罗系富含多门类恐龙化石且研究程度较高,因而在古生物学领域占有重要地位。其中,中侏罗统沙溪庙组以恐龙化石丰度高、分布广而备受关注,其岩性组合为紫红色砂泥岩构成多级韵律层,地层区域厚度大、稳定性良好。年代学与沉积学证据显示,受燕山运动引发的挤压作用影响,沙溪庙期四川盆地周缘地区发生强烈隆升(李智武, 2006; 舒良树, 2012; Zhang *et al.*, 2022),北侧米仓山—大巴山地区与东部武夷山地区也出现了显著的隆升和前渊拗陷(汪泽成等, 2004; 李智武, 2006; 沈传波等, 2007)。系列构造活动不仅塑造了四川盆地的古地理格局,还对区

域古气候和沉积环境产生重要影响,进而驱动了中侏罗世蜥脚类恐龙动物群演化(董枝明, 1980)。值得注意的是,沙溪庙组上、下段恐龙动物群存在显著差异,下段以蜀龙—峨眉龙动物群为主,而上段则演替为马门溪龙动物群(李奎, 1998; 彭光照, 2009; Xing *et al.*, 2015)。这一生物群的更替与沉积环境演变密切相关,但目前针对该地区恐龙动物群的研究多聚焦于化石分类学及其形态功能分析,而对控制生物演化的沉积古地理与古环境因素探讨不足。因此,通过系统解析四川盆地沙溪庙组沉积序列中的古地理格局演变及古气候与古环境波动,可为揭示中侏罗世蜥脚类恐龙动物群演化的环

境驱动机制提供关键线索，对完善陆相生物-环境协同演化理论具有重要科学价值。

沙溪庙组下段与上段的划分依据为下段顶部标志性的“叶肢介页岩”层。叶肢介化石的埋藏特征可以有效地反映“叶肢介页岩”的水体环境，同时沙溪庙组泥岩、粉砂岩地球化学特征能够反映化学风化强度、氧化还原条件、古盐度等重要的古气候信息，是进行古地理、古环境分析的理想对象。本研究以四川盆地沙溪庙组下段泥岩和粉砂岩、下段顶部“叶肢介页岩”与上段泥岩和粉砂岩为研究对象，通过对叶肢介化石的埋藏特征分析，以及使用元素地球化学分析方法对沙溪庙组泥（页）岩、粉砂岩进行古气候、氧化还原、古盐度指标分析，重建该时期古地理环境的变化，分析环境演变对生物群更替的驱动作用，为陆相盆地环境演变与恐龙演化协同模型提供实证依据。

1 区域地质背景

四川盆地位于上扬子板块(图 1)，面积约

180 000 km²。盆地西缘为龙门山断裂带 (Li *et al.*, 2018; Liu *et al.*, 2021; Xu *et al.*, 2021)，与松潘—甘孜褶皱造山带相隔；北缘为米仓山—大巴山前陆构造带 (Liu *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2020; Dong *et al.*, 2021)，由 NEE 向的米仓山隆起带和 SW 向凸出的大巴山弧型构造带组成，与秦岭造山带相隔；盆地东侧以南川—遵义断裂带为界，与江南—雪峰造山带相接 (苏金宝等, 2014; 颜丹平等, 2018; Peng *et al.*, 2022)；盆地南侧为低缓褶皱带，向南越过兴文—古蔺断层和齐岳山断层，逐渐过渡到滇黔地区的北部凹陷带，受到深大断裂和隐伏断裂的共同作用以及多期构造叠加的影响，展现出一种复合的地质构造特征 (覃作鹏等, 2013; 黄涵宇等, 2019)。

四川盆地的地质构造发展与周边的扬子板块、华北板块以及松潘—甘孜地块的相互作用紧密相连，这些构造单元之间的俯冲和拼贴历史在很大程度上塑造了四川盆地的物质构成和沉积充填模式 (Meng *et al.*, 2005; 李英强和何登发, 2014; 张岳桥和董树文, 2019)。受印支造山运动的驱动，发生于晚三

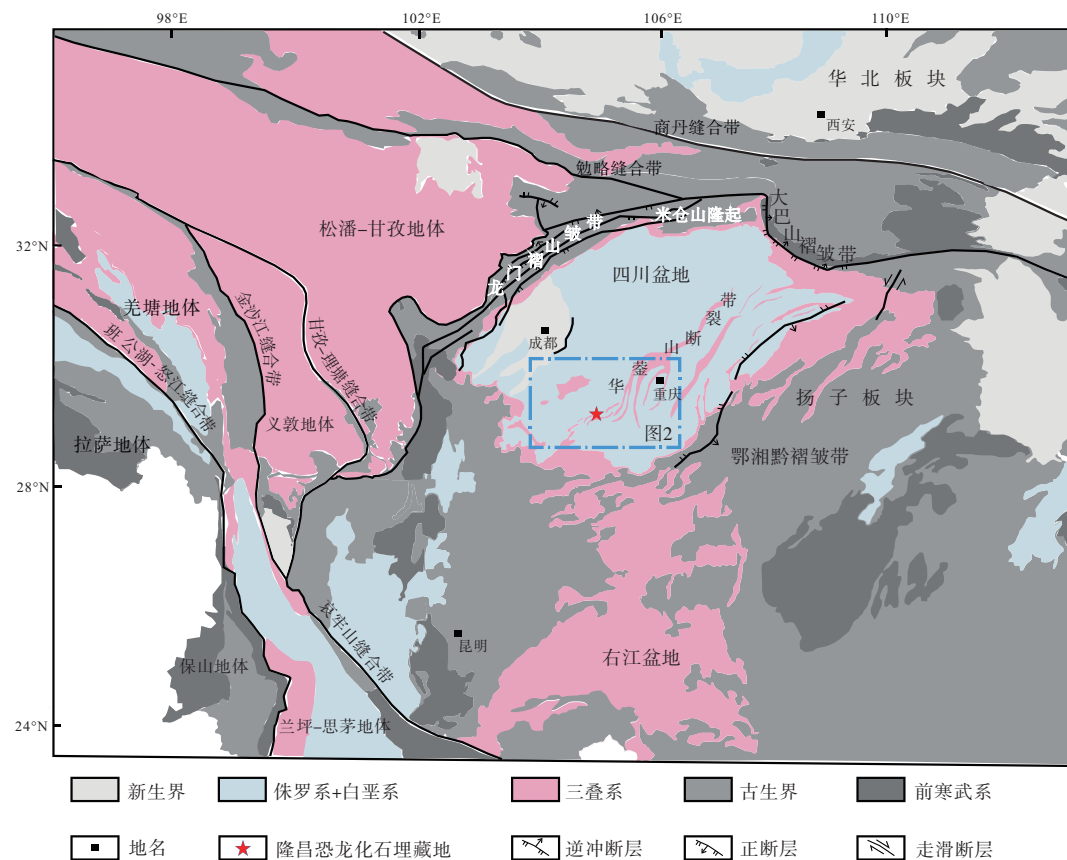


图 1 四川盆地及邻区构造单元分区图 (据颜照坤等, 2023; 有修改)

Fig. 1 Tectonic subdivision map of Sichuan Basin and adjacent areas (modified from Yan *et al.*, 2023)

叠世须家河组三段与四段沉积期之间的安县构造运动,促成了扬子板块与华北板块之间的初步碰撞与闭合。在此碰撞过程中,扬子板块的基底物质沿着商丹断裂带俯冲至华北板块之下,引发了米仓山和大巴山地区的推覆构造以及川东北区域的滑脱—拆离构造的形成,并导致川东北地区发生广泛的地壳抬升(王金琪,1990;张国伟等,2003;Jiang *et al.*, 2023)。同时,随着龙门山造山带的隆起并向盆地内部挤压推进,盆地向西倾伏,导致海水开始向西撤退,这一变化标志着自震旦纪以来长期的海相沉积历史的结束,并预示着盆地向前陆盆地演化的转变。到了晚三叠世末期,松潘—甘孜地块与上扬子板块的逆冲作用造成龙门山前陆冲断带的形成,这标志着晚三叠世前陆盆地历史的结束。同时,江南雪峰造山带构造活动产生的挤压应力向西北方向的远程传递,使川东南地区隆起,发生广泛的褶皱抬升作用(褚杨等,2015;张骞和岳晓晶,2022)。早侏罗世—中侏罗世早期,龙门山构造带活动明显减弱,盆地缓慢沉降,此时的四川盆地开始向大型陆内拗陷湖盆转变,且沉积中心由川西向川北及川东北方向转移(汪泽成等,2004;李智武,2006;沈传波等,2007)。中—晚侏罗世,受到燕山运动(170—160 Ma)的影响,东亚构造体制发生重大变革,太平洋板块向华南板块低角度俯冲,从特提斯构造域向古太平洋构造域转化(舒良树,2012;Xu *et al.*, 2021; Zhang *et al.*, 2022),这导致四川盆地进入多向挤压变形和盆地改造阶段。因此,四川盆地是晚三叠世中国大陆完成主体拼合后,在扬子地块北缘被动边缘的基础上,由于周缘板块多向汇聚作用导致区域均衡挠曲沉降而形成的前陆盆地。

中侏罗世,四川盆地构造运动相对稳定,沉积了一套以河湖相为主的地层。盆地内部沉积充填巨厚,从上三叠统须家河组至上侏罗统蓬莱镇组,垂向上表现为多个以不整合面或整合面为界的沉积旋回层,横向上具有不一致的展布范围、不一样的沉积体系、多变的物源以及不同的古气候和古地理环境(沈传波等,2007)。该时期的地质构造和沉积环境经历了多个演化阶段,反映出四川地区中生代恐龙群体从初始出现到逐渐壮大的过程。禄丰蜥龙动物群代表了这一时期的早期发展,随着古地理环境的变化,蜀龙—峨眉龙动物群逐渐扩展并进一步繁荣,最终在晚侏罗世,马门溪龙动物群成为主要

的恐龙群体(董枝明,1980)。

2 地层特征及样品测试

2.1 地层特征

侏罗系红层在四川盆地东部、中部广泛分布并出露良好,分布面积约占整个四川盆地的一半。其中沙溪庙组(J_2s)遍布四川盆地,层位较稳定。沙溪庙组岩性为黄灰色、紫灰色长石石英砂岩与紫红色、紫灰色泥(页)岩不等厚韵律互层,含双壳类、介形类、叶肢介、脊椎动物及植物化石,与下伏新田沟组或千佛岩组及上覆遂宁组底部砖红色岩屑长石砂岩均呈整合接触(辜学达和刘啸虎,1997)。沙溪庙组在四川盆地中南部以“叶肢介页岩”为顶界分为2段(郭正吾等,1996;李奎和杨春燕,2009;郭卫星等,2021)。

中侏罗世,四川盆地北部的构造活动导致盆地东部湖盆基底普遍抬升,湖盆中心向东南方向迁移。因此,本研究主要针对四川盆地南部地区进行野外观察和样品采集(图2),野外踏勘了多条剖面。其中,永川地区板桥镇陈家院子—石庙场剖面出露完整,沙溪庙组粉砂岩、泥岩、细砂岩出露比较好,“叶肢介页岩”在很多地方已被剥蚀,但其在资中地区麻柳湾剖面出露完整,因此综合剖面出露情况以及“叶肢介页岩”遭剥蚀状况,选择上述2条剖面进行分析。

永川地区陈家院子剖面以沙溪庙组上段为主(图3):上部见紫红色砂岩与紫红色泥岩互层(图4-a),泥岩中含有大量钙质结核;中部为紫红色巨厚层砂岩夹绿色泥质粉砂岩、紫红色泥岩;下部为紫红色砂岩夹灰绿色砂岩,可见斜层理(图4-b)和交错层理(图4-c),与沙溪庙组下段呈整合接触。资中县麻柳湾剖面主要为沙溪庙组下段顶部“叶肢介页岩”层的观察点,岩石组合为:上部为黄绿色、土黄色页岩(图5-a),含植物碎片;中部为灰黑色、灰绿色页岩(图5-b),其中富含叶肢介化石的黑色页岩层厚约1 m,有一定的含油性;下部为黄绿色泥页岩(图5-c),之下为同色粉砂岩。永川石庙场地区沙溪庙组下段以泥岩为主,而上段则以粗碎屑岩为主,其间可能存在1次沉积相变。

资中地区发育富含叶肢介的黑色页岩(图5-b),

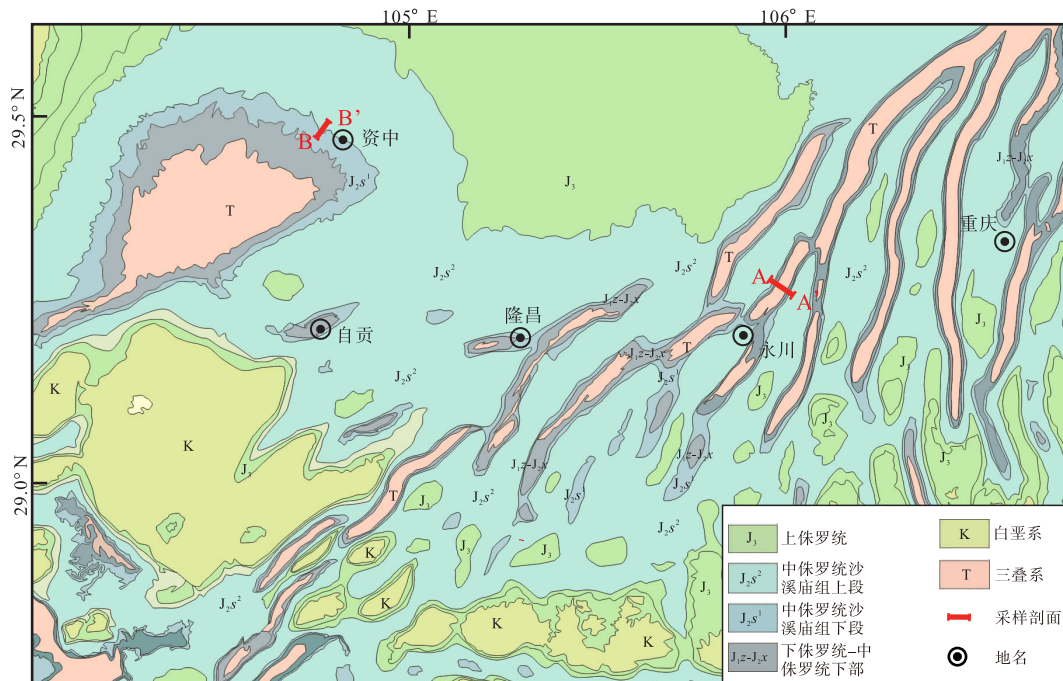


图 2 四川盆地南部地质图及样品采样位置

Fig. 2 Geological map of southern Sichuan Basin and sampling locations

文中简称为“叶肢介页岩”，其形成于水动力条件较弱的古湖泊水体环境中，代表了最大湖泛面时期的沉积物，指示四川盆地中侏罗世中期末出现过 1 次间歇湖泊环境。“叶肢介页岩”之下由底到顶出露岩层依次为紫红色泥岩和粉砂岩互层(图 5-d) → 具平行层理的紫红色中—粗粒石英砂岩 → 紫红色泥岩和粉砂岩互层 → 黄绿色泥页岩和紫红色泥岩互层(图 5-c)，反映沉积环境为三角洲前缘 → 三角洲平原 → 三角洲前缘 → 前三角洲。“叶肢介页岩”之上由底到顶出露岩层依次为黄绿色页岩(图 5-a) → 紫红色砂岩、泥岩互层(图 4-a) → 斜层理、槽状交错层理等层理构造发育的紫红色砂岩和粉砂岩(图 4-b, 4-c) 及粗砂岩(图 4-d)，指示为前三角洲 → 三角洲前缘 → 三角洲平原环境。

2.2 样品采集与测试

本次研究的样品采集于四川盆地南部重庆永川地区板桥镇陈家院子剖面 and 石庙场剖面，以及资中地区麻柳湾剖面。由于该工作主要是针对“叶肢介层”上、下层位进行环境对比研究，而不是建立高精度的变化曲线，因此只选取了新鲜且具有代表性沉积分布特征的岩石进行采样，其中沙溪庙组上段泥岩和粉砂岩样品 13 件，沙溪庙组下段顶部

黑色“叶肢介页岩”样品 6 件，沙溪庙组下段泥岩和粉砂岩样品 6 件，共计样品 25 件。室内对所有样品进行清洗、处理，并拍摄体式镜下叶肢介化石照片 545 张，同时进行全岩主、微量元素测试，用于叶肢介种群分类和埋藏环境分析。

全岩主、微量元素分析由澳实分析检测（广州）有限公司完成。将含叶肢介化石页岩样品进行彻底清理，去除杂质，在制备岩石薄片的基础上，挑选细颗粒的样品进行全岩主量元素地球化学分析。主要是通过 X 荧光光谱仪分析测定 (XRF)，在分析过程中将岩石粉末与硼酸锂-硝酸锂混合后进行熔融，分析精度大于 5%，且多大于 2%，检出限小于 0.01%。微量元素分析则通过电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS) 进行，其中测定硼元素含量时通过向岩石粉末中加入氢氧化钠进行熔融，对于其他微量元素则采用碱熔和酸消解的方法进行处理。微量元素分析精度总体大于 10%，多数情况下大于 3%。

3 化石特征及实验结果

3.1 叶肢介化石特征

本研究从资中县沙溪庙组下段顶部的灰黑色页

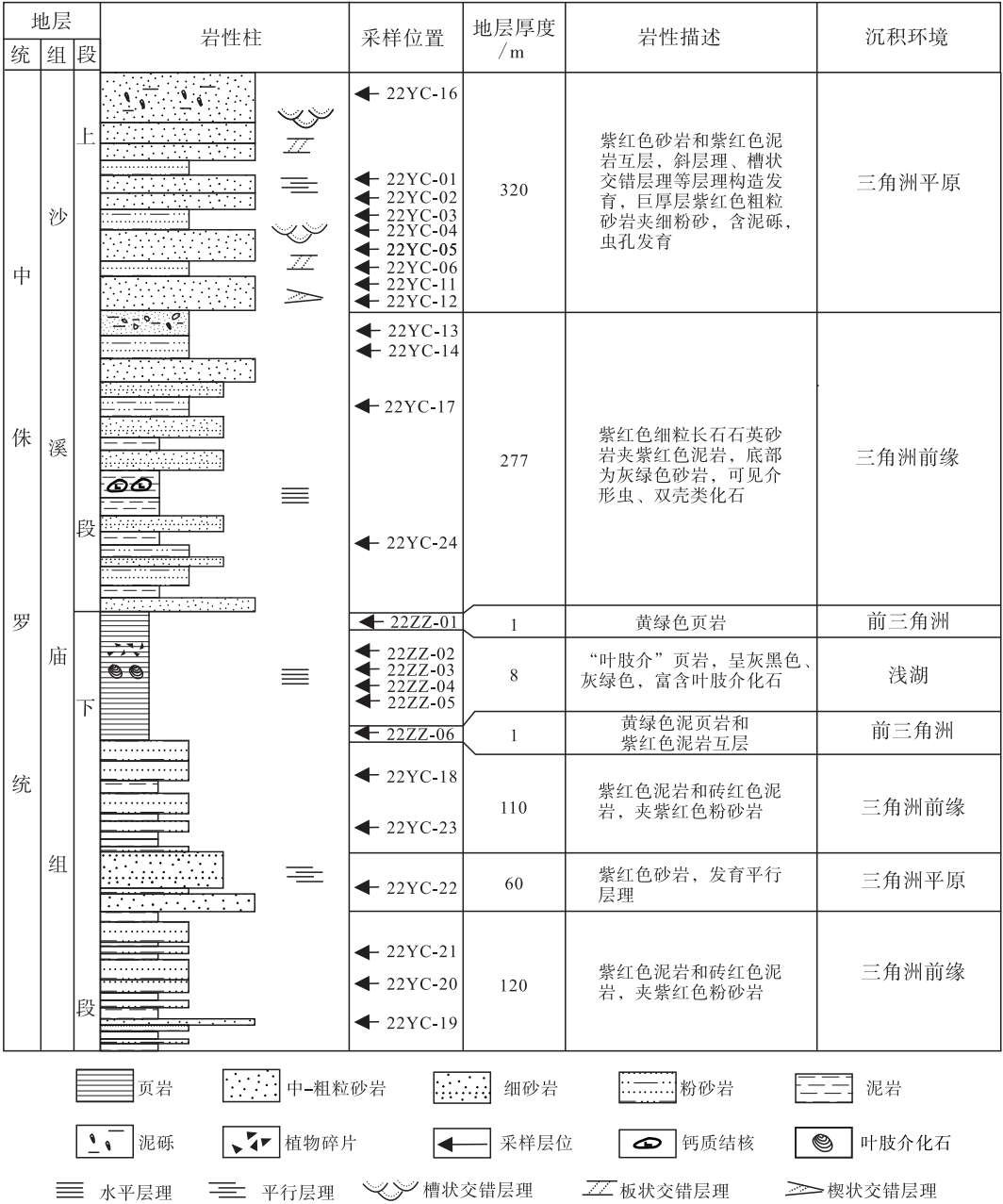
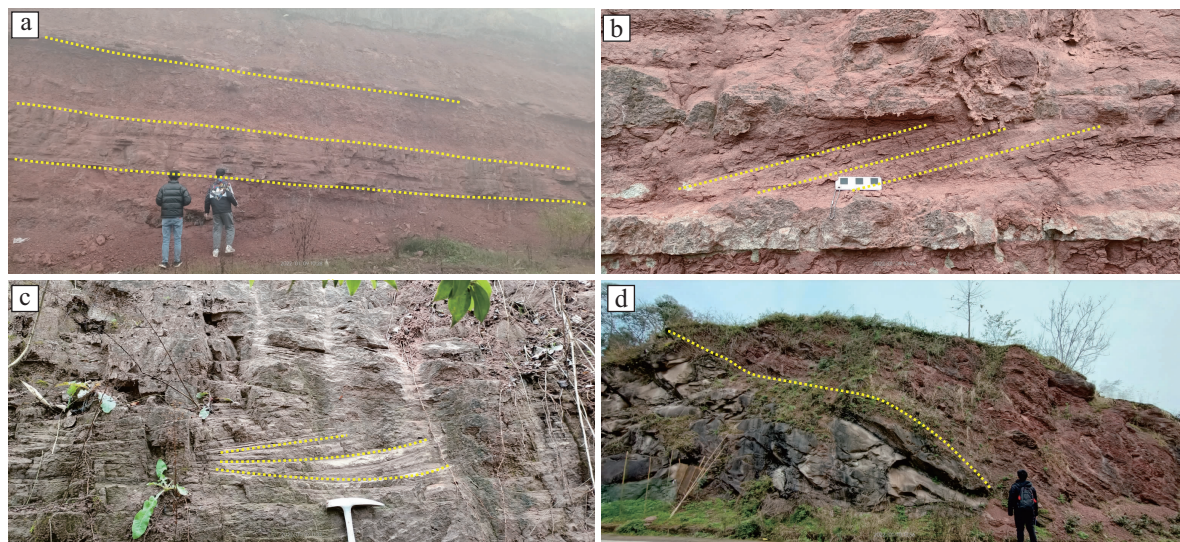


图 3 四川盆地永川—资中地区中侏罗统沙溪庙组综合地层柱状图
Fig. 3 Comprehensive stratigraphic column of the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Yongchuan-Zizhong area, Sichuan Basin

岩中采集叶肢介化石 500 余枚。该层页岩厚约 2 m，化石保存状态良好，呈杂乱分布，生长带清晰可辨(图 6)，主要包含有自流井真叶肢介 (*Euestheria ziliujingensis* Chen)、圆形真叶肢介 (*Euestheria rotunda* Zhang)、海房沟真叶肢介 (*Euestheria haifanggouensis* Chen)、严家湾真叶肢介 (*Euestheria yanjiawanensis* Chen) 等。叶肢介壳体大小不一，壳长 2.9 ~ 5.0 mm，壳高 2.4 ~ 4.5 mm；形态以方圆形和卵圆形为主，壳顶多位

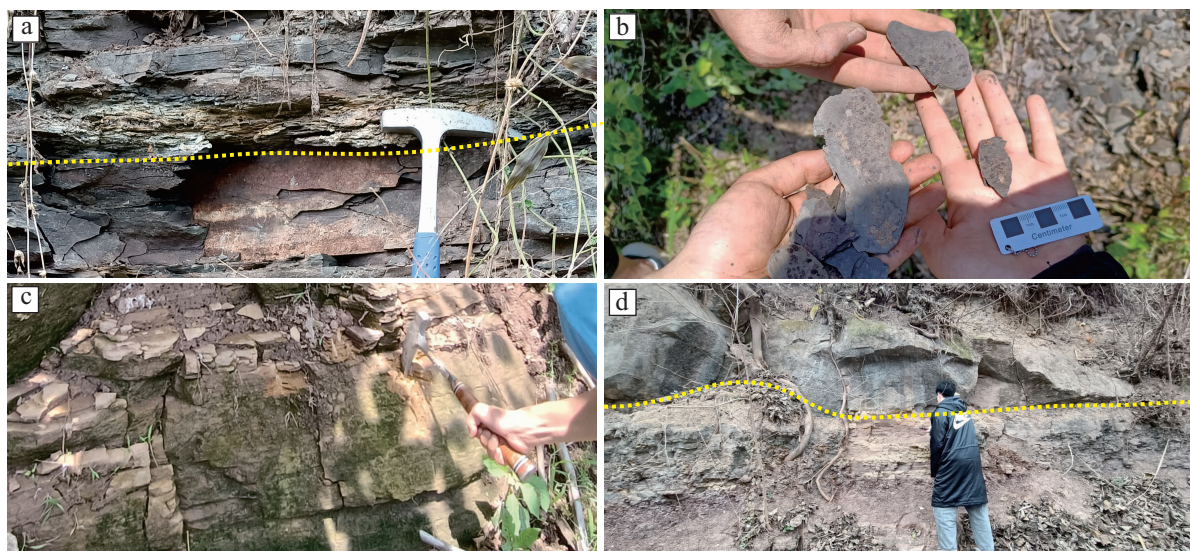
于中前部，微突出或不突出于背缘；背缘短直，腹缘及后缘常呈圆弧形，部分后缘略收窄；生长带发育显著，数量 20~30 条，靠近腹缘区域常见收窄现象。不同个体间壳体形态存在差异，主要表现为：小型壳体接近方圆形，中型壳体趋向卵圆形；部分壳体前缘保持平直，后腹缘圆润度较高；生长带普遍呈现细密线状结构，局部区域可见明显加宽或变窄现象。



a—沙溪庙组上段紫红色砂、泥岩互层；b—沙溪庙组上段紫红色砂岩夹灰绿色砂岩，发育斜层理；c—沙溪庙组上段紫红色粉砂岩中的槽状交错层理；d—沙溪庙组上段灰绿色砂岩与上覆紫红色粉砂岩接触

图 4 四川盆地永川地区陈家院子—石庙场剖面野外照片

Fig. 4 Field photographs of Chenjiayuanzi-Shimiaochang section in Yongchuan area, Sichuan Basin



a—“叶肢介页岩”之上地层，黄绿色页岩；b—“叶肢介页岩”层中富含叶肢介化石的黑色页岩；c—“叶肢介页岩”之下地层，黄绿色泥页岩和紫红色泥岩互层；d—沙溪庙组下段紫红色泥岩、粉砂岩互层与紫红色石英砂岩接触面

图 5 四川盆地资中地区麻柳湾剖面野外照片

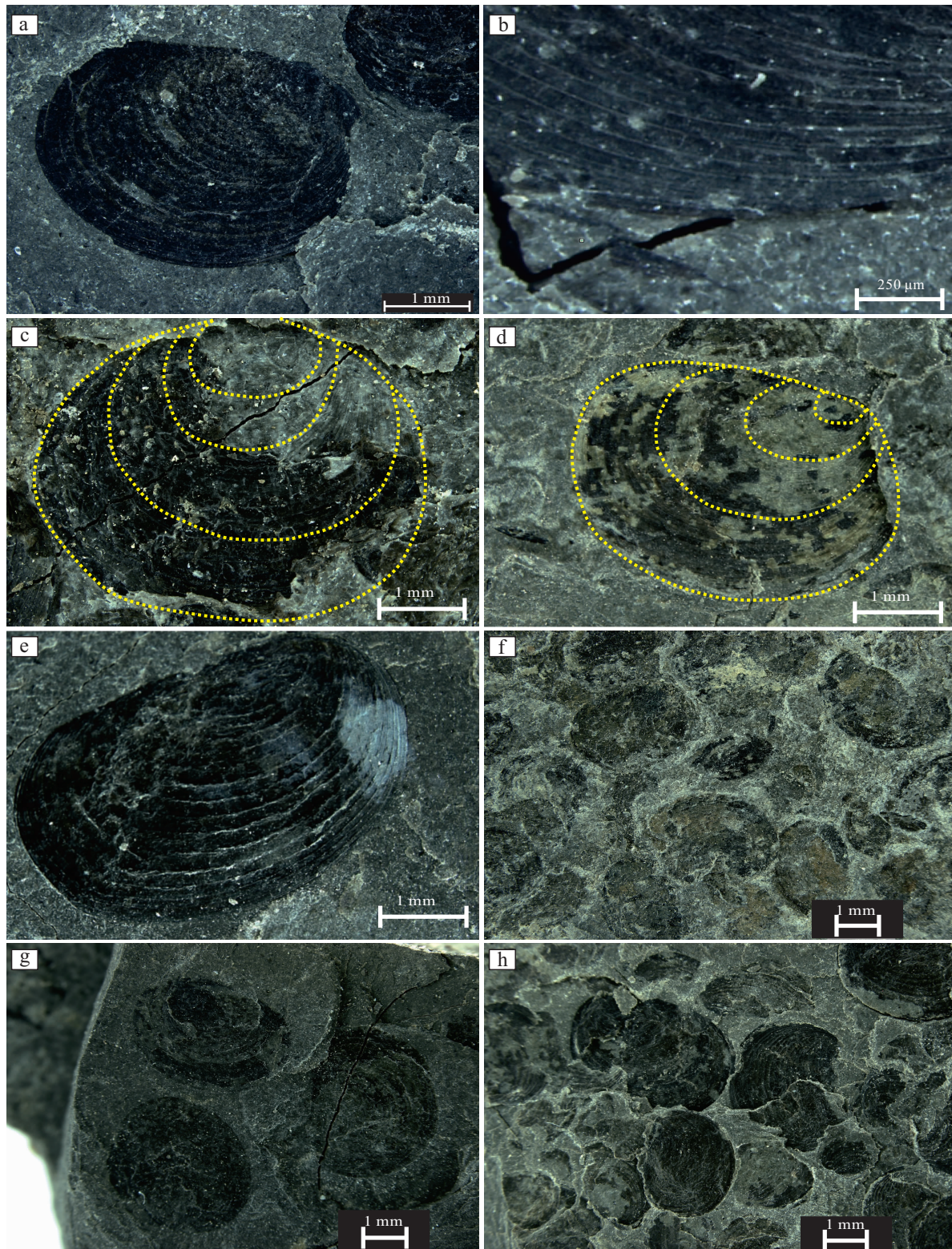
Fig. 5 Field photographs of Maliuwan section in Zizhong area, Sichuan Basin

3.2 地球化学元素特征

沉积岩中的元素含量特征与其形成背景和形成条件具有密不可分的联系，对于古地理环境演化具有重要的指示作用，故可以通过地球化学元素比值法来恢复古沉积环境（魏巍等，2021；张力文等，2022）。沙溪庙组地球化学元素分析结果见表 1、表 2。

主量元素分析结果（表 1）显示，研究区样品以

SiO_2 （51.51%~66.38%，均值 60.69%）和 Al_2O_3 （13.37%~20.31%，均值 16.77%）为主，其次为 Fe_2O_3 （5.11%~8.91%）、 K_2O （2.36%~3.95%）及 MgO （1.21%~5.58%）。样品 22YC-18 的 CaO 异常高（10.30%），其余样品 CaO 含量较低（0.52%~2.24%）。样品中 SiO_2 与 Al_2O_3 呈弱负相关（ $r^2=0.2$ ），其中“叶肢介页岩”样品的 Al_2O_3



a-b—均为自流井真叶肢介，其中 b 可见生长带上的细小纹理；c—圆形真叶肢介；d—海房沟真叶肢介；e—严家湾真叶肢介，可见腹缘密集的生长带；f—叶肢介在暗色页岩层中杂乱分布；g—叶肢介在页岩中保存较为完整；h—层叠堆积的叶肢介

图 6 四川盆地中侏罗统沙溪庙组部分叶肢介化石形态特征体视镜下照片

Fig. 6 Stereomicroscopic photographs showing morphology of selected conchostracan fossils from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

表 1 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品主量元素分析结果 (wt/%)

Table 1 Major element analysis results of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin (wt/%)		样品	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	LOI	CIA	CIW	ICV
沙溪庙组上段	泥岩和粉砂	22YC-16	16.04	1.11	8.91	3.15	3.62	0.18	2.22	0.19	59.02	0.78	4.30	65.00	75.45	1.49
		22YC-01	18.13	1.04	6.98	3.93	2.85	0.07	1.28	0.09	59.09	0.73	5.13	69.25	82.73	1.10
		22YC-02	17.39	1.05	7.50	3.23	2.76	0.07	1.40	0.14	59.59	0.81	4.97	70.19	81.76	1.12
		22YC-03	17.85	1.04	6.97	3.76	2.98	0.07	1.23	0.19	59.38	0.76	4.92	70.30	83.75	1.25
		22YC-04	16.80	1.03	7.74	3.34	3.27	0.09	1.38	0.14	59.99	0.79	4.82	69.32	81.51	1.17
		22YC-05	16.59	2.24	7.14	3.33	3.21	0.09	1.44	0.15	58.83	0.77	5.53	66.52	77.78	1.29
		22YC-06	16.98	1.42	7.04	3.03	2.87	0.07	1.84	0.17	61.78	0.78	4.70	66.66	76.53	1.21
		22YC-11	15.25	1.97	6.06	3.11	2.45	0.07	1.81	0.22	63.17	0.74	4.41	62.04	71.92	1.29
		22YC-12	16.85	1.04	6.81	3.35	3.29	0.07	1.56	0.18	60.89	0.78	4.68	68.73	80.70	1.22
		22YC-17	14.87	1.33	5.21	2.63	2.14	0.08	2.10	0.14	66.38	0.69	3.52	63.91	72.85	1.17
		22YC-13	16.39	1.14	6.87	2.75	3.20	0.06	1.42	0.16	61.22	0.76	5.17	70.03	80.27	1.21
		22YC-14	17.12	0.99	7.17	3.17	2.13	0.05	1.44	0.14	61.57	0.78	4.64	70.17	81.69	1.02
		22YC-24	13.37	6.02	5.86	2.54	1.93	0.15	1.51	0.17	59.51	0.69	7.19	63.38	72.91	1.24
沙溪庙组下段	叶肢介页岩	22ZZ-01	20.24	0.82	7.30	2.59	2.87	0.06	1.27	0.14	55.18	0.77	7.14	76.96	86.17	0.9
		22ZZ-02	20.31	0.83	7.09	2.65	5.58	0.07	1.24	0.15	56.18	0.73	6.80	77.00	86.42	1.23
		22ZZ-03	19.41	0.83	7.03	2.67	2.76	0.08	1.14	0.15	56.51	0.80	7.81	76.61	86.50	0.91
		22ZZ-04	19.24	0.78	6.90	2.69	2.94	0.08	1.12	0.15	56.71	0.79	7.12	76.77	86.89	0.93
		22ZZ-05	19.50	0.76	7.30	2.67	2.74	0.08	1.26	0.15	56.49	0.78	6.91	76.49	86.29	0.92
		22ZZ-06	19.40	0.74	7.00	2.65	2.79	0.08	1.15	0.15	56.81	0.80	6.18	77.12	87.07	0.91
	泥岩和粉砂岩	22YC-18	14.08	10.3	5.02	2.36	2.42	0.12	1.40	0.12	51.51	0.65	11.23	66.27	75.35	1.19
		22YC-23	18.52	0.94	8.01	3.21	2.88	0.08	1.29	0.15	58.16	0.81	5.32	72.69	84.20	1.06
		22YC-22	15.76	2.21	6.03	2.97	2.23	0.08	1.70	0.15	62.00	0.73	4.95	64.13	73.81	1.18
		22YC-21	16.42	1.05	6.18	2.51	2.28	0.07	2.04	0.14	63.19	0.67	4.32	68.20	76.90	1.07
		22YC-20	15.79	1.26	5.11	2.36	2.09	0.05	2.31	0.12	65.99	0.63	3.85	65.36	73.11	1.08
		22YC-19	16.42	1.18	5.93	2.84	1.94	0.08	2.35	0.12	64.47	0.71	3.81	65.08	74.14	1.08

含量最高 (19.21% ~ 20.31%)。经太古宙澳大利亚页岩 (PAAS) 标准化后显示, 研究区样品 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、Na₂O、P₂O₅、TiO₂、MnO 亏损, CaO、MgO 富集。

微量元素经后太古宙澳大利亚页岩 (PAAS) 标准化后的结果如图 7-a 所示: Sc 与 PAAS 相近, Mo 在沙溪庙组下段“叶肢介页岩”中富集, 在沙溪庙上段和下段粉砂岩和泥岩样品中亏损; B、Cs、Sr、Ni 均出现不同程度的亏损, 除个别样品外, 其余样品的微量元素富集、亏损大体呈一致的趋势。稀土元素经 PAAS 标准化后结果如图 7-b 所示: 稀土元素总含量 (ΣREE) 为 127.08 ~ 332.87 μg/g, 平均值为 185.39 μg/g, 与 PAAS 稀土元素总含量 184.8 μg/g 相近; L/H (ΣLREE/ΣHREE) 为 11.61 ~ 19.92, 平均值为 14.42, 表明轻稀土元素 (LREEs) 相对重稀土元素

(HREEs) 富集; 除沙溪庙组上段 22YC-16 样品出现较弱的 Ce 正异常以及 Eu 正异常外, 其余样品并未出现明显分异, 指示多数样品并未发生明显的斜长石分离结晶。

4 讨论

4.1 叶肢介化石群落及埋藏特征的古地理意义

古生物化石特征是最为直接的古环境分析证据, 通过研究叶肢介化石群落和埋藏特征有助于重建“叶肢介页岩”的古水体环境。根据野外观察和显微镜分析, 本次样品中, 绝大多数含自流井真叶肢介群落的叶肢介化石分子都分布在暗色页岩层中 (图 6-f), 指示原始沉积环境为水动力作用较弱、相对平静的湖泊环境。同时叶肢介化石大多保

表 2 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品微量元素分析结果 (μg/g)

Table 2 Trace element analysis results of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin (μg/g)

地层	岩性	样品	B	Co	Cu	Ga	Mn	Mo	Ni	Sc	Sr	Zn	Ba	Ce	Cr	Eu	La	Nd	Rb	Sm	Th	U	V	Zr
上沙溪庙组中下部	泥岩和粉砂岩	22YC-16	64	22.3	25.6	30.0	1250	0.36	55.0	16.1	147.5	126	613	202.0	90	2.03	45.9	40.2	131.0	8.73	14.20	3.38	143	206
		22YC-01	60	16.8	20.1	26.7	509	0.43	43.2	14.6	113.5	107	568	44.2	70	0.77	26.0	21.3	163.5	4.12	14.40	2.25	105	157
		22YC-02	62	17.7	27.2	21.8	530	0.93	42.2	14.5	132.5	102	469	80.9	80	1.38	41.4	35.1	135.5	6.88	14.15	2.37	128	185
		22YC-03	72	17.0	37.1	24.0	478	0.42	44.9	15.8	113.0	108	494	69.8	80	1.09	37.8	29.4	149.5	5.67	14.35	2.21	88	168
		22YC-04	66	18.9	34.5	21.9	637	0.60	48.7	15.0	113.5	101	505	76.3	90	1.23	39.5	30.1	134.0	6.00	14.85	2.22	95	187
		22YC-05	65	19.3	24.4	22.3	616	0.41	48.4	15.4	120.5	101	559	77.0	90	1.25	39.1	33.2	131.0	6.30	14.40	2.21	105	177
		22YC-06	48	18.4	28.8	20.8	505	0.55	38.3	14.2	176.5	95	608	77.7	90	1.19	39.2	31.6	123.5	5.96	13.30	2.21	100	217
		22YC-11	58	14.9	21.7	19.3	492	0.49	33.8	12.6	177.5	85	527	82.2	80	1.55	45.7	39.5	123.0	7.53	12.60	2.19	95	264
		22YC-12	56	17.8	32.8	22.3	503	0.48	42.4	15.6	135.5	101	597	75.1	90	1.16	40.9	31.9	141.5	6.06	15.00	2.38	83	198
		22YC-17	39	15.8	17.6	18.35	585	0.56	39.4	11.8	217.0	75	768	77.3	80	1.18	33.6	29.1	97.2	5.49	10.65	1.79	89	219
		22YC-13	74	15.4	31.6	21.0	439	0.80	46.8	15.8	106.0	94	442	90.4	80	1.20	47.9	34.6	117.0	6.25	14.45	2.54	84	170
		22YC-14	79	17.2	29.5	22.1	402	0.58	40.2	15.1	126.5	98	561	79.4	80	1.13	40.5	31.8	146.5	5.98	16.50	2.62	102	210
		22YC-24	54	12.4	22.7	17.1	1050	0.44	30.5	11.8	160.0	76	519	81.7	70	1.43	42.3	38.1	105.0	7.37	12.30	1.89	92	236
沙溪庙组下段	叶肢介页岩	22ZZ-01	65	18.1	35.5	24.7	407	1.63	39.7	16.1	100.5	108	359	82.1	90	1.06	40.9	30.1	121.0	5.39	18.80	3.64	139	160
		22ZZ-02	66	18.8	30.0	22.6	468	1.59	40.9	17.8	99.0	111	372	81.5	80	1.12	41.4	31.5	122.0	5.49	17.90	3.42	140	159
		22ZZ-03	68	18.2	36.7	24.5	562	1.92	39.7	17.9	93.0	113	375	82.4	90	1.04	42.6	30.5	120.0	5.55	19.65	3.38	135	164
		22ZZ-04	68	18.9	33.3	22.8	427	1.80	42.0	17.1	98.0	114	367	79.5	40	1.06	42.7	29.5	131.0	5.14	19.51	3.39	143	168
		22ZZ-05	63	17.2	34.1	24.1	587	1.73	38.4	16.8	101.5	109	381	82.6	90	1.01	41.9	28.4	129.0	5.29	19.14	3.84	137	165
		22ZZ-06	64	17.9	37.0	22.7	573	1.65	38.7	17.4	91.5	110	379	81.6	90	0.99	42.0	30.2	118.0	5.54	18.90	3.92	138	170
	泥岩和粉砂岩	22YC-18	51	14.6	20.4	18.2	838	0.40	30.3	12.6	176.5	78	419	78.0	70	1.28	40.4	33.3	101.5	6.47	12.95	4.00	79	176
		22YC-23	70	18.0	31.8	25.2	533	0.87	42.2	17.4	121.0	107	478	94.4	80	1.45	51.1	37.1	147.5	7.28	18.55	3.61	106	164
		22YC-22	73	16.3	26.1	20.2	548	0.80	42.0	13.2	129.5	86	594	82.1	80	1.17	41.2	33.3	123.5	6.30	14.20	2.67	80	242
		22YC-21	56	15.2	32.8	20.8	498	0.86	37.0	13.4	136.5	92	465	50.4	60	0.82	31.2	20.7	105.5	4.15	12.20	2.51	83	177
		22YC-20	42	13.3	16.0	18.1	373	0.60	27.7	11.0	182.0	77	787	61.2	70	0.96	30.1	26.2	104.5	5.27	12.85	2.23	88	242
		22YC-19	55	15.6	30.4	20.9	569	0.71	36.3	14.0	181.5	97	455	61.4	80	1.06	36.8	27.3	125.5	5.38	13.10	2.70	69	238

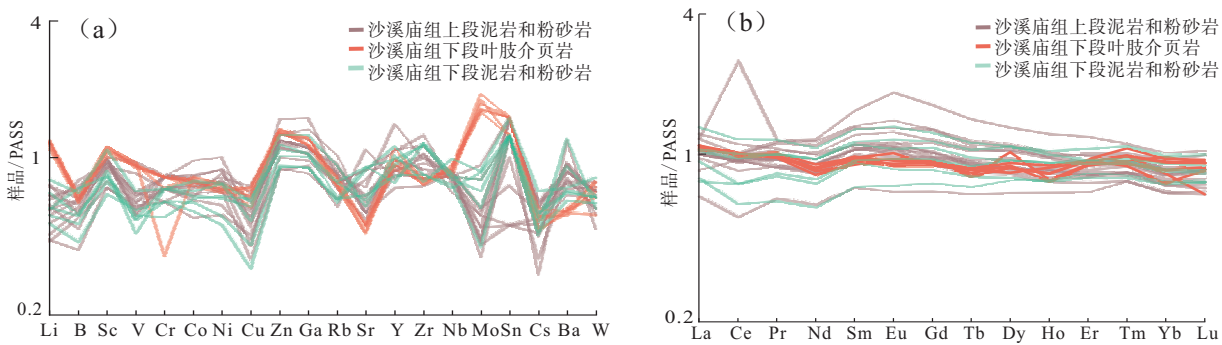


图 7 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品微量元素 (a) 及稀土元素 PAAS 标准化
蜘蛛网图 (b, PAAS 数据来源于 Taylor *et al.*, 1985)

Fig. 7 Trace element (a) and REE PAAS-normalized spider diagrams (b, PAAS data from Taylor *et al.*, 1985)
for samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

存完好且随机分布，化石壳瓣闭合重叠，镜下仅能观察到一侧的壳瓣(图 6-g)；壳面纹饰保存较好，未见两瓣分离的情况，这些特征指示大部分叶肢介

化石为原地埋藏。样品中部分叶肢介化石虽然壳体保存状况良好，但以杂乱层叠的方式堆积，且化石聚集体中成年与幼年个体共存(图 6-h)，表明这

些叶肢介原先位于湖泊边缘的浅水区域, 在沉积前经历了较短距离的搬运作用后被埋藏, 这种埋藏类型可视为准原地埋藏。叶肢介聚集体中成年与幼年个体的共存现象指示叶肢介种群较为繁盛, 也指示叶肢介的集体死亡是非正常的, 这可以指向一个突发的沉积事件, 即湖泊可能因降雨量激增引发洪水或强水流突然涌入, 致使叶肢介在极短的时间内遭受了快速掩埋、搬运和埋藏。

综上所述, 依据叶肢介化石群落及埋藏特征, 推测叶肢介主要栖息于古湖泊中较为平静或水动力较弱的区域, 且当时气候湿润, 具有显著的季节性降雨, 适宜的气候条件使叶肢介种群较为繁盛。频繁的大雨和暴雨可能导致了突发性的沉积事件, 使叶肢介经短距离搬运后被迅速埋藏。此外, 叶肢介化石层的上、下地层均沉积了较厚的泥质岩, 表明沉积作用的速度较快, 进一步支持了当时气候湿润、湖泊接受大量水流注入的观点。

4.2 沉积环境分析

4.2.1 古气候变化

CIA (化学蚀变指数) 可以衡量长石淋溶强度, 是用于表征源区化学风化强度的指标 (Nesbitt and Young, 1984)。一般认为, 高 CIA 值 (70~80) 表示风化过程中 Ca、Na、K 等碱金属元素从硅酸盐矿物中大量淋溶流失, 反映温暖潮湿气候下较强的风化作用; 相反, 低 CIA 值 (60~70) 则反映寒冷干燥气候条件下较弱的风化作用 (Fedo *et al.*, 1995; 冯连君等, 2006; 徐小涛和邵龙义, 2018)。

CIA 计算公式为:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100\%$$

式中, 各量均为摩尔分数 (公式中涉及的各氧化物的量已换算为摩尔数), CaO^* 表示硅酸盐中 CaO 含量, 对于 CaO^* 的计算, 采用 McLennan 等 (1993) 提出的公式: $CaO^* = CaO - (10/3 \times P_2O_5)$, 当 $CaO^* < Na_2O$, 则 $CaO^* = CaO$, 若 $CaO^* > Na_2O$, 则 $CaO^* = Na_2O$ 。

CIA 计算结果见表 1。由沙溪庙组下段粉砂岩和泥岩→沙溪庙组下段顶部“叶肢介页岩”→沙溪庙组上段粉砂岩和泥岩, CIA 值分别为 65.08~72.69 (平均值 66.95)、76.28~77.12 (平均值 76.82)、62.04~70.30 (平均值 67.35), 表明其

整体经历了较为干燥→温暖湿润→较为干燥的古气候变迁。

CIA 值通常会受到钾交代作用、沉积再循环作用等因素的影响, 使其数值不能准确地反映化学风化程度与古气候条件, 因此本研究使用 A-CN-K 图、CIW (化学风化指数)、ICV (成分变异指数)、Th/Sc vs. Zr/Sc 图解等方法对这些因素进行检验。A-CN-K 图可用于探究钾交代作用导致的 CIA 数值偏差, 在 A-CN-K 图中部分样品向 K 方向偏移 (图 8-a), 表明在成岩作用过程中可能存在钾交代作用, 会导致 CIA 值不能准确反映化学风化作用程度。CIW 指数 ($CIW = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O) \times 100\%$) 变化趋势 (图 9) 与 CIA 指数基本一致, 说明本次样品中钾交代作用对 CIA 值的影响可以忽略 (Harnois, 1988; 徐小涛和邵龙义, 2018)。ICV 值 ($ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^* + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$) 可用于定量分析沉积岩中黏土矿物含量, 从而研究沉积岩中再循环作用的影响 (Cox *et al.*, 1995)。ICV 值计算结果 (表 1) 显示, 沙溪庙组下段泥岩和沙溪庙组上段中下部泥岩 ICV 值均大于 1, 说明沉积物为首次沉积 (徐小涛和邵龙义, 2018)。“叶肢介页岩” ICV 值介于 0.90~1.23 (平均值 0.97) 之间, 这指示“叶肢介页岩”样品中黏土矿物含量较高。对“叶肢介页岩”中 ICV 值小于 1 的样品依据图解 Th/Sc vs. Zr/Sc 进行沉积再循环判别 (图 8-b), 发现这部分样品没有位于沉积再循环的方向, 推测 ICV 低值可能是由于初次沉积时温暖湿润的气候条件引起的强烈化学风化作用导致, 是气候因素主导了“叶肢介页岩” CIA 的高值。以上分析说明, 本次研究样品的 CIA 值并未受到钾交代作用和沉积再循环的影响, 其结果可以准确反映古气候条件。

低 CIA 值通常反映寒冷干燥的气候条件, 而整个华南地区在晚三叠纪—白垩纪的古纬度处于北纬 $10^\circ \sim 15^\circ$, 属于热带地区, 所以简单地使用 CIA 值分析古气候并不准确 (戴贤铎等, 2018), 因此本研究使用 Sr/Cu、Rb/Sr 和 Fe/Mn 值等多元地球化学古气候指标来进一步探究古气候背景。研究表明, Sr/Cu 值为 1.3~5、Rb/Sr 值较高、Fe/Mn 值较高时指示温暖湿润的气候条件; 反之, Sr/Cu 值大于 5、Rb/Sr 值较低、Fe/Mn 值较低时则指示相对炎热干旱的气候条件 (Lerman, 1978; Cox

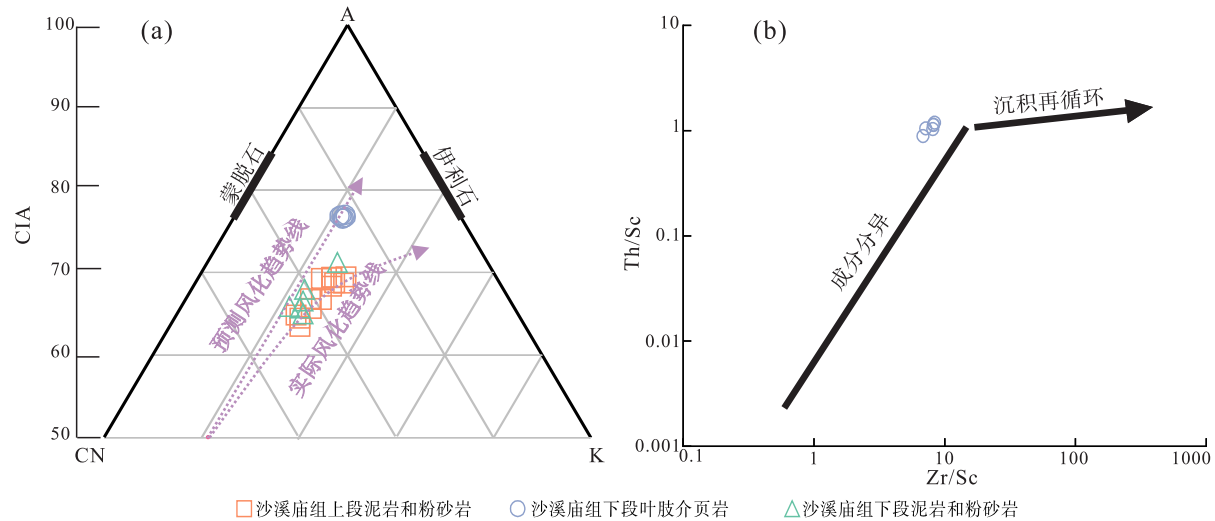


图 8 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品 A-CN-K 图解 (a) 和 Th/Sc-Zr/Sc 图解 (b)

Fig. 8 A-CN-K diagram (a) and Th/Sc-Zr/Sc diagram (b) of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

et al., 1995; 王随继等, 1997; 冯连君等, 2003; 雷开宇等, 2017)。计算结果(表 3; 表 4)显示, “叶肢介页岩” Sr/Cu 值为 2.47~3.30 (平均值 2.84), 且 Rb/Sr 值 (1.20~1.34, 平均值 1.27)、Fe/Mn 值 (80.10~117.69, 平均值为 94.52) 相较于其上、下层位的泥岩样品偏高, 指示“叶肢介页岩”层沉积时处于温湿气候条件下; 沙溪庙组下段、上段泥岩 Sr/Cu 值分别为 3.81~11.38 (平均值 6.49) 和 3.05~12.33 (平均值 5.62), Rb/Sr 值与 Fe/Mn 值相较于“叶肢介页岩”偏低, 且测量结果波动较大, 指示其为半湿润—半干旱气候。

古植物的演化也可用来反映古气候的变化。前人研究发现, 沙溪庙组下段沉积时期, 四川盆地东北部古植被繁茂, 其由蕨类、矮小繁茂的真蕨类、高大原始的松柏类落叶乔木等组成, 总体气候温暖潮湿; 而沙溪庙组上段以红色砂泥岩沉积为主, 生物化石稀少, 未见植物化石, 表明当时植被不太发育, 为半干旱—干旱炎热气候 (梁斌等, 2007; 王全伟等, 2008; 李丽琴, 2016; 李军等, 2021)。结合前人研究成果与本研究得到的 CIA、CIW、ICV、Sr/Cu、Rb/Sr 和 Fe/Mn 等 6 种指标分析 (图 9), 沙溪庙组沉积时期, 古气候由下段沉积时期的半湿润—半干旱转变为下段顶部“叶肢介页岩”沉积时期的温暖湿润, 至上段沉积时期恢复为半湿润—半干旱, 说明在“叶肢介页岩”沉积时期可能发生过大量降水的突发事件, 促使湖泊面

积增加, 叶肢介种群较为繁盛。

4.2.2 氧化还原条件

稀土元素 Ce 能有效地指示古水体氧化还原条件, Ce 异常 ($\delta Ce = Ce_N / (La_N \times Nd_N)^{1/2}$) 常用于评估沉积水体的氧化还原状态 (Bau *et al.*, 1996; Pattan *et al.*, 2005; 李向东等, 2018)。氧化环境中 Ce^{4+} 吸附于金属氧化物胶体, 水体中 Ce 元素含量减少, 呈现明显负异常; 在缺氧环境下 Ce 通常以正三价 (Ce^{3+}) 形式存在于水体中, δCe 值由负异常向正异常转化 (Elderfield and Greaves, 1982)。通常认为, $\delta Ce < 0.95$ 指示氧化环境; $\delta Ce > 1$ 表明沉积水体中相对富集 Ce 元素, 指示还原环境 (王中刚等, 1989)。因 Ce 异常可能会受到后期成岩作用的影响 (Shields and Stille, 2001), 本研究通过分析 δCe vs. La_N / Nd_N 及 $\delta Eu - \delta Ce$ 相关性图解来判断成岩作用的影响, 其相关性分别为 0.0517 和 0.0413 (图 10), 表明成岩作用对样品 Ce 异常的影响相对有限, 可用于判别沉积环境。

研究区样品 δCe 值(表 3)显示, 沙溪庙组上段泥岩样品 22YC-16 的 Fe_2O_3 与 MnO 含量较高且 δCe 值异常偏高, 推测可能是由于存在铁锰结核导致的。剔除该样品后, 沙溪庙组下段与上段泥岩和粉砂岩的 δCe 值分别为 0.88~1.00 (平均值 0.95) 和 0.85~1.12 (平均值 0.96), 呈现弱负异常, 指示水体为氧化—弱还原环境; “叶肢介页岩” δCe 计算值为 1.00~1.08 (平均值为 1.04), 异常不显

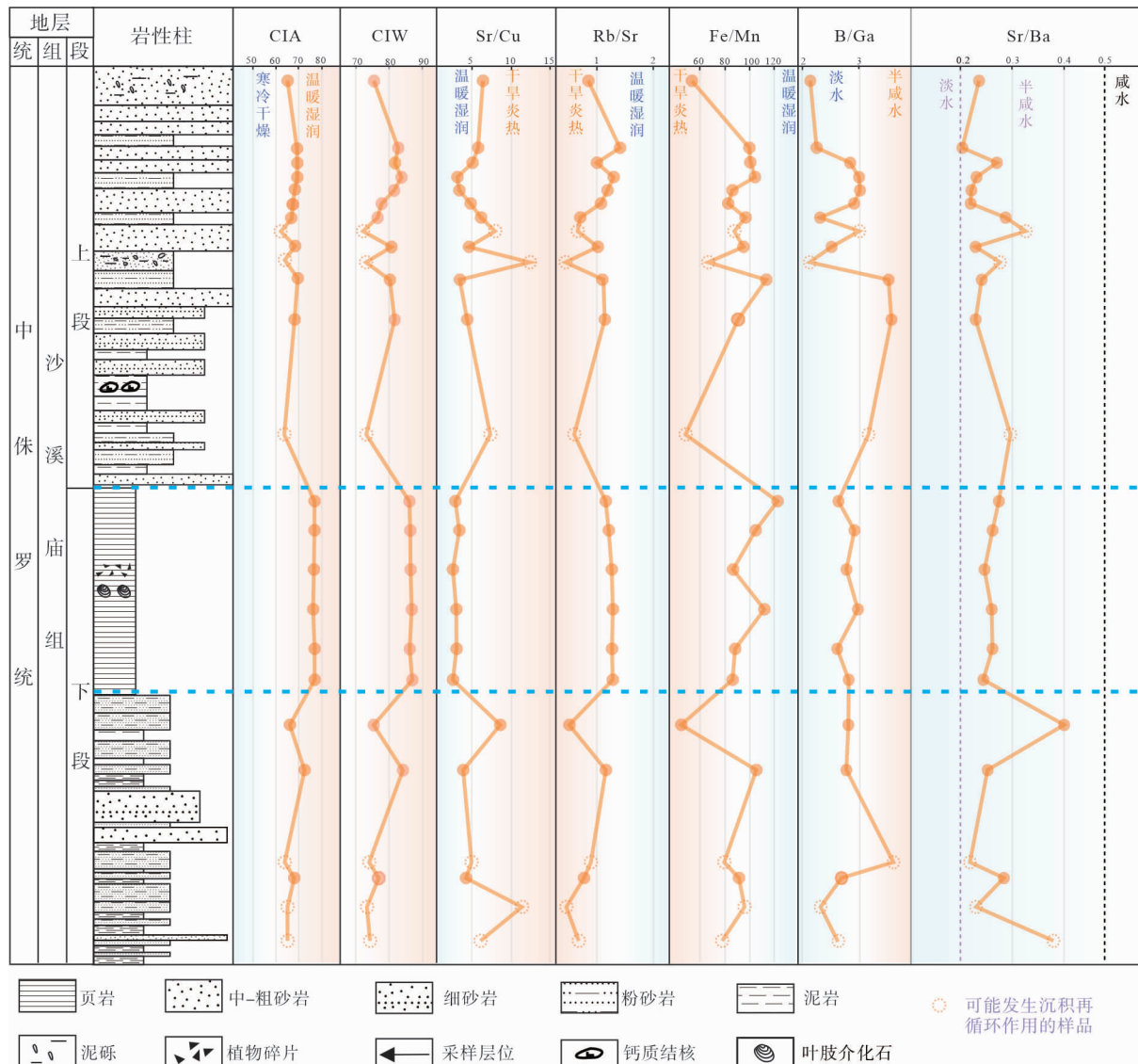


图 9 四川盆地中侏罗统沙溪庙组古气候与古盐度指标地层柱状图

Fig. 9 Paleoclimate evolution and geochemical response of the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

著，指示水体为弱还原环境。

泥页岩中 V、Ni、U 等过渡微量元素对氧化还原环境也较为敏感，其相互之间的比值可作为定性判别氧化还原条件的指标（李琪琪等，2021）。本研究选取 V/Cr、U/Th、V/(V+Ni)、V/Sc 共 4 个比值，对古水体的氧化还原状态进行综合分析。通常认为 V/Cr > 1.2、U/Th > 0.75、V/(V+Ni) > 0.77、V/Sc 高值指示还原环境，而 V/Cr < 1.2、U/Th < 0.75、V/(V+Ni) < 0.60、V/Sc 低值指示氧化环境，其中 V/(V+Ni) 值为 0.60~0.77 时指示氧化—还原过渡环境（Emerson and Husteded, 1991; Hatch and Leventhal, 1992; Wignall and

Twitchett, 1996; Algeo and Maynard, 2004; 韦恒叶, 2012; 李向东等, 2018; 李琪琪等, 2021; 张建军等, 2023)。对沙溪庙组样品分析发现(表 3; 表 5)，V/Cr、V/(V+Ni) 和 V/Sc 值显示，在沙溪庙组下段粉砂岩和泥岩→沙溪庙组下段顶部“叶肢介页岩”→沙溪庙组上段粉砂岩和泥岩沉积时期，古水体环境经历了氧化—弱还原环境→还原环境→氧化—弱还原环境的变化。从 U/Th 值来看，沙溪庙组下段粉砂岩和泥岩为 0.17~0.31（平均值 0.21），下段顶部“叶肢介页岩”为 0.17~0.21（平均值 0.19），上段粉砂岩和泥岩为 0.15~0.24（平均值 0.17），均指示为氧化环境，这与

表 3 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品地球化学元素比值

Table 3 Geochemical element ratios of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

地层	岩性	U/Th	V/Cr	V/(V+Ni)	V/Sc	Sr/Cu	Rb/Sr	B/Ga	Sr/Ba	Fe/Mn	δEu	La _N /Nd _N	δCe
沙溪庙组上段	粉砂岩和泥岩	0.24	1.59	0.72	8.88	5.76	0.89	2.13	0.24	47.68	1.16	1.01	2.13
		0.16	1.50	0.71	7.19	5.65	1.44	2.25	0.20	94.11	0.98	1.08	0.85
		0.17	1.60	0.75	8.83	4.87	1.02	2.84	0.28	94.72	1.06	1.05	0.96
		0.15	1.10	0.66	5.57	3.05	1.32	3.00	0.23	98.74	1.01	1.14	0.95
		0.15	1.06	0.66	6.33	3.29	1.18	3.01	0.22	79.91	1.02	1.16	1.00
		0.15	1.17	0.68	6.82	4.94	1.09	2.91	0.22	76.79	1.07	1.05	0.97
		0.17	1.11	0.72	7.04	6.13	0.70	2.31	0.29	90.50	1.06	1.10	1.00
		0.17	1.19	0.74	7.54	8.18	0.69	3.01	0.34	82.72	1.08	1.03	0.87
		0.16	0.92	0.66	5.32	4.13	1.04	2.51	0.23	90.06	1.01	1.14	0.94
		0.17	1.11	0.69	7.54	12.33	0.45	2.13	0.28	61.03	1.14	1.02	1.12
		0.18	1.05	0.64	5.32	3.35	1.10	3.52	0.24	107.29	1.02	1.23	1.00
		0.16	1.28	0.72	6.75	4.29	1.16	3.57	0.23	120.65	1.01	1.13	1.00
		0.15	1.31	0.75	7.80	7.05	0.66	3.17	0.31	37.71	1.00	0.99	0.92
沙溪庙组下段	叶肢介页岩	0.19	1.54	0.78	8.63	2.83	1.20	2.63	0.28	117.69	1.01	1.21	1.06
		0.19	1.75	0.77	7.87	3.30	1.23	2.92	0.27	99.36	1.09	1.17	1.02
		0.17	1.50	0.77	7.54	2.53	1.29	2.78	0.25	82.03	0.99	1.24	1.03
		0.17	3.58	0.77	8.36	2.94	1.34	2.98	0.27	105.85	1.04	1.28	1.01
		0.20	1.52	0.78	8.15	2.98	1.27	2.61	0.27	82.11	0.98	1.31	1.08
		0.21	1.53	0.78	7.93	2.47	1.29	2.82	0.24	80.10	0.96	1.23	1.04
	粉砂岩和泥岩	0.31	1.13	0.72	6.27	8.65	0.58	2.81	0.42	39.86	1.02	1.08	0.96
		0.19	1.33	0.72	6.09	3.81	1.22	2.78	0.25	99.62	1.04	1.22	0.98
		0.19	1.00	0.66	6.06	4.96	0.95	3.61	0.22	73.36	0.97	1.10	1.00
		0.21	1.38	0.69	6.19	4.16	0.77	2.69	0.29	85.54	1.00	1.34	0.90
		0.17	1.26	0.76	8.00	11.38	0.57	2.32	0.23	91.15	0.97	1.02	0.99
		0.21	0.86	0.66	4.93	5.97	0.69	2.63	0.40	71.53	1.01	1.20	0.88

注：δEu=Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2}，δCe=Ce_N/(La_N×Nd_N)^{1/2}，N 代表元素相对太古宙页岩（PAAS）的标准化值。

表 4 四川盆地中侏罗统沙溪庙组泥页岩气候环境判识结果

Table 4 Climate environment identification results of mudstones from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

层位和岩性	CIA		Sr/Cu		Rb/Sr		Fe/Mn	
	范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值
沙溪庙组上段粉砂岩和泥岩	62.04~70.3	67.35	3.05~12.33	5.62	0.45~1.44	0.98	37.71~120.65	83.22
叶肢介页岩	76.28~77.12	76.82	2.47~3.30	2.84	1.20~1.34	1.27	80.10~117.69	94.52
沙溪庙组下段粉砂岩和泥岩	65.08~72.69	66.95	3.81~11.38	6.49	0.57~1.22	0.80	39.86~99.62	76.84

其他参数存在矛盾，可能的原因是“叶肢介页岩”层沉积后再次处于氧化环境，导致 U 活化为 U⁶⁺ 并因风化淋溶流失，从而使 U/Th 值降低。综合上述分析，沙溪庙组“叶肢介页岩”上、下层位的泥岩沉积水体为氧化—弱还原环境，其间“叶肢介页岩”层的沉积水体为还原环境，反映了“叶肢

介页岩”沉积时期可能存在大量降水，与古气候判别结果相符。

4.2.3 古盐度

古盐度分析对认识古地理环境演化具有重要意义。B 和 Ga 以及 Sr 和 Ba 这两组元素因化学性质差异，其含量的比值会随着古盐度的不同而呈现有

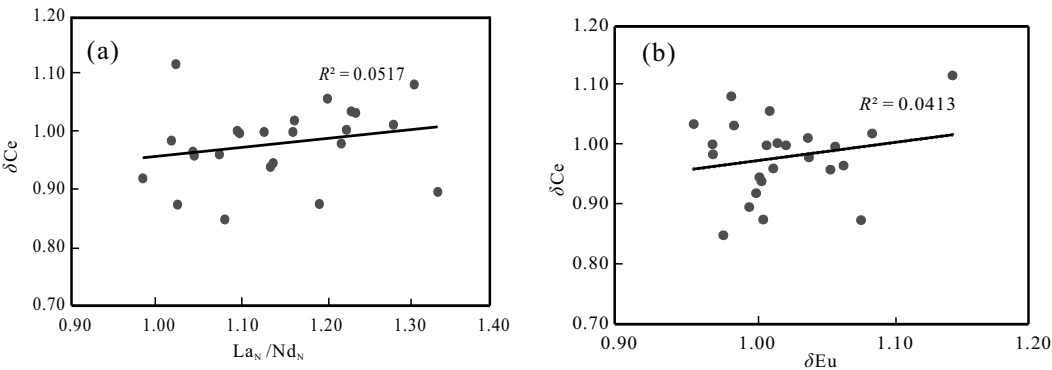


图 10 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品 $\delta\text{Ce}-\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}$ (a) 及 $\delta\text{Eu}-\delta\text{Ce}$ (b) 相关性图解

Fig. 10 $\delta\text{Ce}-\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}$ (a) and $\delta\text{Eu}-\delta\text{Ce}$ (b) correlation diagrams of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

表 5 四川盆地中侏罗统沙溪庙组泥页岩氧化还原环境判别结果

Table 5 Redox environment identification results of mudstones from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in the Sichuan Basin

层位和岩性	V/Cr		U/Th		V/(V+Ni)		V/Se	
	范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值	范围值	平均值
沙溪庙组上段粉砂岩和泥岩	0.92~1.60	1.23	0.15~0.24	0.17	0.64~0.75	0.70	5.32~8.88	7.00
叶肢介页岩	1.52~3.58	1.90	0.17~0.21	0.19	0.77~0.78	0.78	7.54~8.63	8.08
沙溪庙组下段粉砂岩和泥岩	0.86~1.38	1.16	0.17~0.31	0.21	0.66~0.76	0.70	4.93~8.00	6.26

规律的变化，因此 B/Ga 和 Sr/Ba 值是用于分析古盐度的灵敏指标 (Degens *et al.*, 1957; Hanor and Chan, 1977; 魏巍等, 2021; 林景昱等, 2023; Liu *et al.*, 2024)。魏巍等 (2021) 基于现代沉积系统，对 B/Ga 和 Sr/Ba 值进行校准，确定其指示不同盐度沉积环境的最佳阈值为： $\text{B}/\text{Ga}<3$ 、 $\text{Sr}/\text{Ba}<0.2$ 指示淡水环境， $\text{B}/\text{Ga}=3\sim6$ 、 $\text{Sr}/\text{Ba}=0.2\sim0.5$ 指示半咸水环境， $\text{B}/\text{Ga}>6$ 、 $\text{Sr}/\text{Ba}>0.5$ 指示咸水环境。

研究区样品的 B/Ga 和 Sr/Ba 值见表 3。由沙溪庙组下段泥岩与粉砂岩→沙溪庙组下段顶部“叶肢介页岩”→沙溪庙组上段粉砂岩和泥岩，样品 B/Ga 值分别为 2.32~3.61 (平均值 2.81)、2.61~2.98 (平均值为 2.79)、2.13~3.57 (平均值 2.80)， Sr/Ba 值分别为 0.22~0.42 (平均值 0.30)、0.24~0.28 (平均值 0.26)、0.20~0.34 (平均值 0.25)。 B/Ga 值结果表明沙溪庙组地层经历了淡水—半咸水→淡水→淡水—半咸水的古盐度变化 (图 11-a)。 Sr/Ba 值指示沙溪庙组地层均为半咸水，且从沙溪庙组下段泥岩和粉砂岩至下段顶部“叶肢介页岩”过渡过程中，水体盐度略有下降。而在沙溪庙组上段沉积时期，水体盐度出现

明显波动且有回升 (图 11-b)。 B/Ga 值与 Sr/Ba 值对古盐度判别有差异，可能是因为 Sr/Ba 指标对水体盐度划分的灵敏度和可靠性略低于 B/Ga 指标导致的 (Liu *et al.*, 2024)，但 2 个指标对古盐度变化趋势的判别大致相同。总之， B/Ga 与 Sr/Ba 值变化趋势 (图 9) 均显示，沙溪庙组沉积时期，在“叶肢介页岩”沉积时水体盐度轻微下降并保持稳定，推测这与具有明显季节性降雨的温暖湿润气候有关，该变化进一步验证了该时期气候逐渐向温暖湿润过渡。到沙溪庙组上段沉积时期，气温上升导致水体蒸发量增加、盐度略有上升且有显著波动，指示古气候向半湿润—半干旱转变。

4.3 沉积环境变化的指示意义

根据上述元素地球化学比值分析，研究区中侏罗统沙溪庙组下段沉积时期古气候主要为半湿润—半干旱，沉积水体总体处于氧化—弱还原的条件下。至下沙溪庙组顶部“叶肢介页岩”层沉积时，沉积环境转变为还原条件，古气候也转变为温暖潮湿。沙溪庙组上段中下部沉积时期，沉积环境再次发生转变，恢复与沙溪庙组下段沉积时期相似半湿润—半干旱条件下的氧化—弱还原环境。结合同

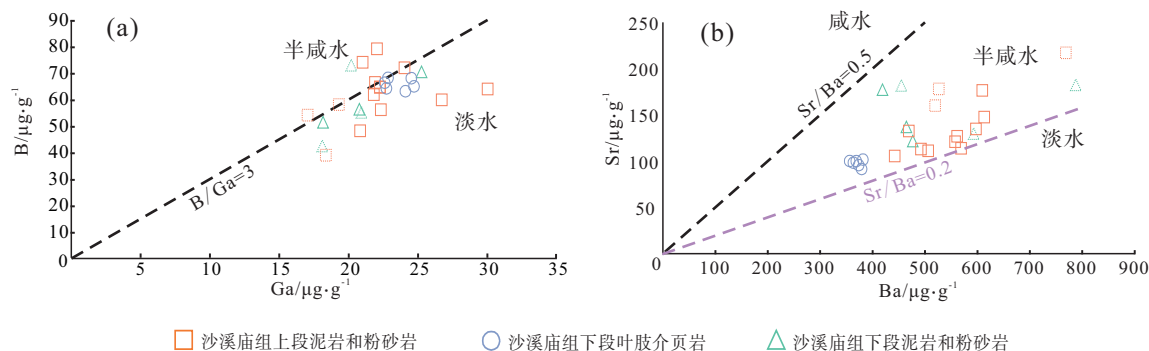


图 11 四川盆地中侏罗统沙溪庙组样品 B/Ga (a) 与 Sr/Ba (b) 值散点图

Fig. 11 Scatter plot of B/Ga (a) and Sr/Ba (b) values of samples from the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin

时期四川盆地大地构造活动背景推测, 中侏罗世早期, 印支造山运动时期, 扬子板块与华北板块的碰撞以及南秦岭造山带的活动, 促使四川盆地初步扩张, 地势降低。持续性的降水使沙溪庙组下段顶部页岩沉积于气候温暖湿润的浅湖—半深湖环境, 为叶肢介群落生长和大量繁殖提供适宜条件; 中侏罗世晚期, 燕山运动导致四川盆地北侧米仓山—大巴山与华南东部的武夷山地区隆升, 使得四川盆地开始受到挤压, 地形逐渐抬升, 盆地开始收缩, 沉积中心南移, 湖泊环境消退, 此时沙溪庙组上段地层开始沉积, 气候逐渐变得干旱, 沙溪庙组上段厚层的紫红色砂岩和粉砂岩也反映了干旱气候下的河流—三角洲沉积环境。

沙溪庙组地层的孢粉记录进一步佐证了古地理环境演变。在沙溪庙组下段到上段沉积过程中, 植被类型发生了显著变化, 沙溪庙组下段以蕨类植物为主的潮湿气候植被逐渐被耐干旱植物 (如掌鳞杉科植物) 所替代 (李星学等, 1995)。“叶肢介页岩”形成于气候转折时期, 该时期孢粉种类丰富, 除主要的裸子植物和蕨类植物孢粉以外, 还可见到较多藻类化石; 而过渡到沙溪庙组上段地层, 植物类型及数量都在减少, 藻类化石也不再出现 (王全伟等, 2008)。此外, 四川盆地沙溪庙组上、下段蜥脚类动物群组合特征也存在较大差异, 下段主要产出蜀龙-峨眉龙动物群, 而上段主要为马门溪龙动物群。四川盆地隆昌发现的一具埋藏于“叶肢介页岩”之上沙溪庙组上段底部青灰色砂岩中的蜥脚类恐龙化石, 属于马门溪龙动物群, 恐龙骨骼化石中的早期成岩方解石胶结物 U-Pb 测年结

果为 $165.3 \pm 3.6/5.6$ Ma (Qi et al., 2024), 这与四川盆地沙溪庙组上、下段过渡时期沉积环境发生变化的时间一致, 表明四川盆地侏罗纪蜥脚类动物群的演化和更替与古地理、古气候条件密不可分。

古地理环境演变通过湖泊系统与植被系统的联合作用驱动了中侏罗世恐龙动物群的阶段性更替 (图 12)。早侏罗世, 印支运动促使四川地台西侧的龙门山岛链隆起成山, 在四川盆地内形成陆内大湖泊 (图 12-a)。此时气候寒冷干燥, 湖面广阔, 这样的环境下沼泽等植被难以发育 (彭光照, 2009)。有限的食物资源无法满足大型恐龙的生存需求, 因而禄丰蜥龙动物群凭借其相对更能适应这种环境的特性得以繁盛。到了中侏罗世沙溪庙组下段沉积时期, 显著的季节性降雨使得湖泊面积进一步扩张 (图 12-b), 温暖湿润的气候让植被和动物都十分繁茂, 为叶肢介与恐龙等古生物的生存与繁衍提供了良好条件。此时湖面大, 恐龙动物群演替为具有承上启下特性的蜀龙-峨眉龙动物群。然而, 随着时间推移, 在“叶肢介页岩”沉积期, 持续的大面积湖面使得沼泽等植被难以充分发育, 食物来源的减少让蜀龙-峨眉龙动物群逐渐衰退。进入中侏罗世沙溪庙组上段沉积时期, 随着燕山运动引发的构造抬升, 古湖泊系统进入收缩转型阶段 (图 12-c)。伴随干旱化趋势加强, 稀疏分布的植被类型发生改变, 迫使恐龙动物群演替为马门溪龙类群。该类群通过体型增大、颈椎延长、牙齿密集等形态调整, 形成了与植被稀疏化、水源季节性分布相适应的特化生存策略。叶肢介页岩所记录的湖泊收缩事件, 其沉积特征完整地反映了古湖泊系统

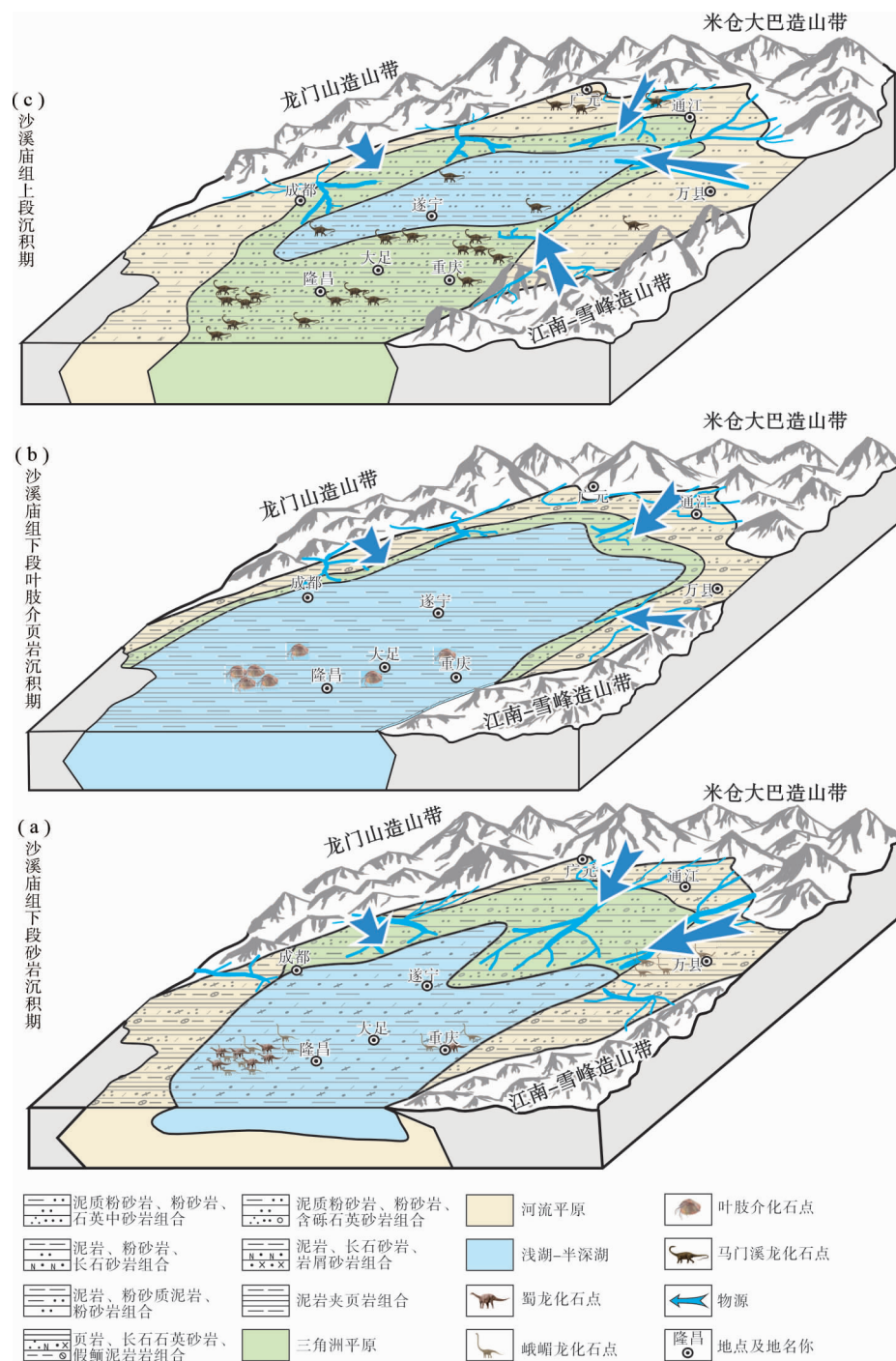


图 12 四川盆地中侏罗世古地图 (修改自马永生等, 2009)

Fig. 12 Middle Jurassic palaeogeographic map of Sichuan Basin (modified from Ma *et al.*, 2009)

从扩张期到收缩期的环境演变过程, 标志着两大动物群更替的生态转折点。

5 结论

1) 根据四川盆地中侏罗统沙溪庙组下段顶部

的叶肢介化石特征分析, “叶肢介页岩”层指示温暖气候下的古湖泊沉积, 持续性的降水导致短时间内水位上涨, 并带来了风化程度较高的细碎屑物原地沉积, 这些细碎屑物与在这片水域生存并大量繁殖的叶肢介一起被埋藏至水底, 形成了具有一定厚度的“叶肢介页岩”。

2) 沙溪庙组下段至“叶肢介页岩”层的地球化学指标(化学风化强度、氧化还原条件)显示气候由半湿润-半干旱向温暖湿润转变,对应湖泊扩张与浅湖-半深湖相还原环境发育,支撑蜀龙-峨眉龙动物群的繁盛;上段沉积时期气候回返半干旱状态,陆相强氧化沉积占主导,为马门溪龙动物群占据干旱适应性生态位提供条件。叶肢介化石丰度峰值与湖泊稳定期的还原环境高度吻合。

3) 燕山运动引发的米仓山-大巴山隆升控制了沉积物源供给与古地貌格局,间接调控区域气候分异。构造抬升导致盆地周缘物源活化,前渊拗陷发育,促使沉积相从高能河流相向稳定湖相过渡,最终转向干旱陆相。蜥脚类恐龙从蜀龙-峨眉龙动物群向马门溪龙动物群的演替,与沉积环境从开放水域向氧化陆地的转型呈时空耦合关系。“叶肢介页岩”作为湖泊收缩事件的标志性界面,其地球化学指标(如氧化还原敏感元素)与化石埋藏特征共同验证了环境突变对生物群更替的驱动作用,为陆相盆地环境演变与恐龙演化协同模型提供了实证依据。

参考文献 (References)

- 褚杨,林伟,Faure M,王清晨. 2015. 华南板块早中生代陆内造山过程:以雪峰山-九岭为例. 岩石学报,31(8): 2145-2155. [Chu Y, Lin W, Faure M, Wang Q C. 2015. Early Mesozoic intracontinental orogeny: example of the Xuefengshan-Jiuling Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 31(8): 2145-2155]
- 戴贤铎,杜远生,马千里,郭华. 2018. 秭归盆地峡口剖面中侏罗统千佛崖组古气候演化的地球化学记录. 地质科技情报,37(2): 50-58. [Dai X D, Du Y S, Ma Q L, Guo H. 2018. Palaeoclimate change of the Middle Jurassic Qianfoya Formation revealed by geochemical records of Xiakou section in Zigui Basin. *Geological Science and Technology Information*, 37(2): 50-58]
- 董枝明. 1980. 中国的恐龙动物群及其层位. 地层学杂志,4(4): 256-263. [Dong Z M. 1980. The Sauropoda fossils and their stratigraphical distribution in China. *Journal of Stratigraphy*, 4(4): 256-263]
- 冯连君,储雪蕾,张启锐,张同钢. 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. 地学前缘,10(4): 539-544. [Feng L J, Chu X L, Zhang Q R, Zhang T G. 2003. CIA(chemical index of alteration) and its applications in the Neoproterozoic clastic rocks. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 539-544]
- 冯连君,储雪蕾,张同钢,黄品. 2006. 莲沱砂岩: 南华大冰期前气候转冷的沉积记录. 岩石学报,22(9): 2387-2393. [Feng L J, Chu X L, Zhang T G, Huang J. 2006. Liantuo sandstones: sedimentary records under cold climate before the Nanhua big glaciations. *Acta Petrologica Sinica*, 22(9): 2387-2393]
- 辜学达,刘啸虎. 1997. 四川省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社,1-417. [Gu X D, Liu X H. 1997. *Lithostratigraphy of Sichuan Province*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1-417]
- 郭卫星,唐建明,欧阳嘉穗,王同,王信,王岩. 2021. 四川盆地南部构造变形特征及其与页岩气保存条件的关系. 天然气工业,41(5): 11-19. [Guo W X, Tang J M, Ouyang J S, Wang T, Wang X, Wang Y. 2021. Characteristics of structural deformation in the southern Sichuan Basin and its relationship with the storage condition of shale gas. *Natural Gas Industry*, 41(5): 11-19]
- 郭正吾,邓康龄,韩永辉,刘应楷,殷建棠,王庆国,梁恩宇,李国建,陈昭国,刘宗正,吴春生. 1996. 四川盆地形成与演化. 北京: 地质出版社,1-200. [Guo Z W, Deng K L, Han Y H, Liu Y K, Yin J T, Wang Q G, Liang E Y, Li G J, Chen Z G, Liu Z Z, Wu C S. 1996. *Formation and Evolution of Sichuan Basin*. Beijing: Geological Publishing House, 1-200]
- 黄涵宇,何登发,李英强,范慧达. 2019. 四川盆地东南部泸州古隆起的厘定及其成因机制. 地学前缘,26(1): 102-120. [Huang H Y, He D F, Li Y Q, Fan H D. 2019. Determination and formation mechanism of the Luzhou paleo-uplift in the southeastern Sichuan Basin. *Earth Science Frontiers*, 26(1): 102-120]
- 雷开宇,刘池洋,张龙,吴柏林,寸小妮,孙莉. 2017. 鄂尔多斯盆地北部侏罗系泥岩地球化学特征: 物源与古沉积环境恢复. 沉积学报,35(3): 621-636. [Lei K Y, Liu C Y, Zhang L, Wu B L, Cun X N, Sun L. 2017. Element geochemical characteristics of the Jurassic mudstones in the northern Ordos Basin: implications for tracing sediment sources and paleoenvironment restoration. *Acta Sedimentologica Sinica*, 35(3): 621-636]
- 李军,黄成敏,文星跃,张茂超. 2021. 四川盆地中生代古气候变化: 来自深时古土壤证据. 沉积学报,39(5): 1157-1170. [Li J, Huang C M, Wen X Y, Zhang M C. 2021. Mesozoic paleoclimate reconstruction in Sichuan Basin China: evidence from deep-time paleosols. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(5): 1157-1170]
- 李奎. 1998. 中国的蜥脚类恐龙化石及其层位. 成都理工学院学报,25(1): 53-60. [Li K. 1998. Chinese sauropod dinosaur fossils and their horizons. *Journal of Chengdu University of Technology*, 25(1): 53-60]
- 李奎,杨春燕. 2009. 四川盆地沙溪庙组的脊椎动物化石及其时代归属. 中国古生物学会第十次全国会员代表大会暨第25届学术年会论文集. 南京:177-178. [Li K, Yang C Y. 2009. Vertebrate fossils from the Shaximiao Formation in the Sichuan Basin and their age. The 10th National Congress of Palaeontological Society of China (PSC): The 25th Annual Conference of PSC. Nanjing:177-178]
- 李丽琴. 2016. 川东北地区三叠-侏罗纪转折期孢粉植物群及古气候与古环境变化. 中国科学院大学博士论文: 1-205. [Li L Q. 2016. Triassic-Jurassic transitional palynoflora and paleoclimate and paleoenvironmental changes in northeastern Sichuan. Doctoral dissertation of University of Chinese Academy of Sciences: 1-205]
- 李琪琪,蓝宝锋,李刚权,徐尚,刘婷,苟启洋,王雨轩. 2021. 黔中隆起北缘五峰-龙马溪组页岩元素地球化学特征及其地质意义.

- 地球科学, 46(9): 3172-3188. [Li Q Q, Lan B F, Li G Q, Xu S, Liu T, Gou Q Y, Wang Y X. 2021. Element geochemical characteristics and their geological significance of Wufeng-Longmaxi Formation shales in north margin of the Central Guizhou Uplift. *Earth Science*, 46(9): 3172-3188]
- 李向东, 邹雅棋, 阙易. 2018. 桌子山中奥陶统克里摩里组下段稀土元素特征与沉积介质分析. *地质科学*, 53(2): 547-565. [Li X D, Huan Y Q, Que Y. 2018. REE geochemistry and analysis of sedimentary aqueous media in lower part of Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan area. *Chinese Journal of Geology*, 53(2): 547-565]
- 李星学, 周志炎, 蔡重阳, 孙革, 欧阳舒, 邓龙华. 1995. 中国地质时期植物群. 广州: 广东科技出版社, 1-695. [Li X X, Zhou Z Y, Cai C Y, Sun G, Ouyang S, Deng L H. 1995. *Fossil Floras of China Through the Geological Ages*. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1-695]
- 李英强, 何登发. 2014. 四川盆地及邻区早侏罗世构造-沉积环境与原型盆地演化. *石油学报*, 35(2): 219-232. [Li Y Q, He D F. 2014. Evolution of tectonic-depositional environment and prototype basins of the Early Jurassic in Sichuan Basin and adjacent areas. *Acta Petroli Sinica*, 35(2): 219-232]
- 李智武. 2006. 中-新生代大巴山前陆盆地—冲断带的形成演化. 成都理工大学博士学位论文: 1-246. [Li Z W. 2006. Meso-Cenozoic evolution of Dabashan foreland basin-thrust belt, central China. Doctoral dissertation of Chengdu University of Technology: 1-246]
- 梁斌, 王全伟, 阙泽忠. 2007. 四川盆地中侏罗统沙溪庙组钙质结核的碳、氧同位素特征. *矿物岩石*, 27(2): 54-58. [Liang B, Wang Q W, Kan Z Z. 2007. Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonate nodule in the Shaximiao Formation of the Middle Jurassic, Sichuan Basin. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 27(2): 54-58]
- 林景昱, 褚庆忠, 邵先杰, 韩森伟, 刘连忠, 董常青, 刘书燕. 2023. 柳江盆地上寒武统崮山组微量元素地球化学特征及古环境指示意义. *科学技术与工程*, 23(7): 2749-2758. [Lin J Y, Chu Q Z, Shao X J, Han S W, Liu L Z, Dong C Q, Liu S Y. 2023. Geochemical characteristics of trace elements of the Upper Cambrian Kushan Formation in the Liujiang Basin and paleoenvironmental implications. *Science Technology and Engineering*, 23(7): 2749-2758]
- 马永生, 陈洪德, 王国力. 2009. 中国南方构造—层序岩相古地理图集. 北京: 科学出版社, 1-301. [Ma Y S, Chen H D, Wang G L. 2009. *Tectonic-Sequence Lithofacies Paleogeographic Atlas of Southern China*. Beijing: Science Press, 1-301]
- 彭光照. 2009. 四川自贡地区侏罗纪恐龙动物群组合特征. *地质学刊*, 33(2): 113-123. [Peng G Z. 2009. Assemblage characters of Jurassic dinosaurian fauna in Zigong of Sichuan. *Journal of Geology*, 33(2): 113-123]
- 沈传波, 梅廉夫, 徐振平, 汤济广. 2007. 四川盆地复合盆山体系的结构构造和演化. *大地构造与成矿学*, 31(3): 288-299. [Shen C B, Mei L F, Xu Z P, Tang J G. 2007. Architecture and tectonic evolution of composite basin-mountain system in Sichuan Basin and its adjacent areas. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(3): 288-299]
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. *地质通报*, 31(7): 1035-1053. [Shu L S. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China*, 31(7): 1035-1054]
- 苏金宝, 董树文, 张岳桥, 李勇, 陈宣华, 崔建军, 张交东. 2014. 川黔湘构造带构造样式及深部动力学制约. *吉林大学学报(地球科学版)*, 44(2): 490-506. [Su J B, Dong S W, Zhang Y Q, Li Y, Chen X H, Cui J J, Zhang J D. 2014. Structural patterns and deep dynamics in the Sichuan-Guizhou-Hunan tectonic belt. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 44(2): 490-506]
- 覃作鹏, 刘树根, 邓宾, 李智武, 孙玮. 2013. 川东南构造带中新生代多期构造特征及演化. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 40(6): 703-711. [Qin Z P, Liu S G, Deng B, Li Z W, Sun W. 2013. Multiphase structural features and evolution of Southeast Sichuan tectonic belt in China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 40(6): 703-711]
- 王金琪. 1990. 安县构造运动. *石油与天然气地质*, 11(3): 223-234. [Wang J Q. 1990. Anxian tectonic movement. *Oil & Gas Geology*, 11(3): 223-234]
- 王全伟, 阙泽忠, 刘啸虎, 梁斌, 朱兵. 2008. 四川中生代陆相盆地孢粉组合所反映的古植被与古气候特征. *四川地质学报*, 28(2): 89-95. [Wang Q W, Kan Z Z, Liu X H, Liang B, Zhu B. 2008. The Mesozoic sporopollen assemblage in the Sichuan Basin and its significance to paleovegetation and paleoclimate. *Acta Geologica Sichuan*, 28(2): 89-95]
- 王随继, 黄杏珍, 妥进才, 邵宏舜, 阎存凤, 王寿庆, 何祖荣. 1997. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义. *沉积学报*, 15(1): 65-70. [Wang S J, Huang X Z, Tuo J C, Shao H S, Yan C F, Wang S Q, He Z R. 1997. Evolutional characteristics and their paleoclimate significance of trace elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang Depression. *Acta Sedimentologica Sinica*, 15(1): 65-70]
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 76-291. [Wang Z G, Yu X Y, Zhao Z H. 1989. *Rare Earth Element Geochemistry*. Beijing: Science Press, 76-291]
- 汪泽成, 邹才能, 陶士振, 李军, 王世谦, 赵朝阳. 2004. 大巴山前陆盆地形成及演化与油气勘探潜力分析. *石油学报*, 25(6): 23-28. [Wang Z C, Zou C, Tao S Z, Li J, Wang S Q, Zhao C Y. 2004. Analysis on tectonic evolution and exploration potential in Dabashan foreland basin. *Acta Petroli Sinica*, 25(6): 23-28]
- 韦恒叶. 2012. 古海洋生产力与氧化还原指标: 元素地球化学综述. *沉积与特提斯地质*, 32(2): 76-88. [Wei H Y. 2012. Productivity and redox proxies of Paleo-oceans: an overview of elementary geochemistry. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 32(2): 76-88]
- 魏巍, Thomas J Algeo, 陆永潮, 刘惠民, 张守鹏, 张靖宇, 杜远生. 2021. 古盐度指标与渤海湾盆地古近系海侵事件初探. *沉积学报*, 39(3): 571-592. [Wei W, Algeo T J, Lu Y C, Liu H M, Zhang S P, Zhang J Y, Du Y S. 2021. Paleosalinity proxies and marine incur-

- sions into the Paleogene Bohai Bay Basin lake system, northeastern China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(3): 571–592]
- 徐小涛, 邵龙义. 2018. 利用泥质岩化学蚀变指数分析物源区风化程度时的限制因素. *古地理学报*, 20(3): 515–522. [Xu X T, Shao L Y. 2018. Limiting factors in utilization of chemical index of alteration of mudstones to quantify the degree of weathering in provenance. *Journal of Palaeogeography* (Chinese Edition), 20(3): 515–522]
- 颜丹平, 邱亮, 陈峰, 李林, 赵磊, 杨文心, 张翼西. 2018. 华南地块雪峰山中生代板内造山带构造样式及其形成机制. *地学前缘*, 25(1): 1–13. [Yan D P, Qiu L, Chen F, Li L, Zhao L, Yang W X, Zhang Y X. 2018. Structural style and kinematics of the Mesozoic Xuefengshan intraplate orogenic belt, South China Block. *Earth Science Frontiers*, 25(1): 1–13]
- 颜照坤, 颜晨雨, 邵崇建, 张自力, 叶婷婷, 张代柱, 任聪, 聂舟, 赵少泽, 龚楚云, 赵文武. 2023. 扬子西南缘晚三叠世—早侏罗世盆地格局演化过程: 来自楚雄盆地碎屑锆石 U-Pb 年代学的证据. *地球科学*, 48(4): 1259–1270. [Yan Z K, Yan C Y, Shao C J, Zhang Z L, Ye T T, Zhang D Z, Ren C, Nie Z, Zhao S Z, Gong C Y, Zhao W W. 2023. Evolution of basin-range pattern in southwest margin of Yangtze Nlock during Late Triassic to Early Jurassic: evidence of detrital zircon U-Pb geochronology from Chuxiong Basin. *Earth Science*, 48(4): 1259–1270]
- 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 郭安林, 孟庆任, 刘少峰, 程顺有, 姚安平, 张宗清, 裴先治, 李三忠. 2003. 秦岭—大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 33(12): 1121–1135. [Zhang G W, Dong Y P, Lai S C, Guo A L, Meng Q R, Liu S F, Cheng S Y, Yao A P, Zhang Z Q, Pei X Z, Li S Z. 2003. Mianlue structural belt and Mianlue suture belt in the southern margin of Qinling-Dabie orogenic belt. *Science in China (Series D: Earth Science)*, 33(12): 1121–1135]
- 张建军, 牟传龙, 刘成东, 夏戛, 伍皓, 陈婷, 吴波. 2023. 户撒盆地芒棒组第二段古气候特征及其对铀成矿作用的影响. *科学技术与工程*, 23(32): 13701–13709. [Zhang J J, Mou C L, Liu C D, Xia Y, Wu H, Chen T, Wu B. 2023. Paleoclimate characteristics of the second layer of Mangbang Formation in Husa Basin and its influence on uranium mineralization. *Science Technology and Engineering*, 23(32): 13701–13709]
- 张力文, 吴陈君, 黄道军, 文志刚, 赵伟波, 席颖洋, 张辉, 孙璐, 宋焕新. 2022. 鄂尔多斯盆地东部石炭系本溪组泥页岩地球化学特征及沉积环境. *天然气地球科学*, 33(9): 1485–1498. [Zhang L W, Wu C J, Huang D J, Wen Z G, Zhao W B, Xi Y Y, Zhang H, Sun L, Song H X. 2022. Geochemical characteristics and sedimentary environment of Carboniferous Benxi Formation in eastern Ordos Basin. *Natural Gas Geoscience*, 33(9): 1485–1498]
- 张骞, 岳晓晶. 2022. 川东南地区页岩储层开采条件对比分析. *矿产综合利用*, 43(5): 108–118. [Zhang Q, Yue X J. 2022. Comparative analysis of shale reservoir exploitation conditions in southeast Sichuan. *Multipurpose Utilization of Mineral Resources*, 43(5): 108–118]
- 张岳桥, 董树文. 2019. 晚中生代东亚多板块汇聚与大陆构造体系的发展. *地质力学学报*, 25(5): 613–641. [Zhang Y Q, Dong S W. 2019. East Asia multi-plate convergence in Late Mesozoic and the development of continental tectonic systems. *Journal of Geomechanics*, 25(5): 613–641]
- 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.
- Bau M, Koschinsky A, Dulski P, Hein J R. 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10): 1709–1725.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2919–2940.
- Degens E T, Williams E G, Keith M L. 1957. Environmental studies of Carboniferous sediments, part I: geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales. *AAPG Bulletin*, 41(11): 2427–2455.
- Dong Y P, Sun S S, Santosh M, Zhao J, Sun J P, He D F, Shi X H, Hui B, Cheng C, Zhang G W. 2021. Central China Orogenic Belt and amalgamation of East Asian continents. *Gondwana Research*, 100: 131–194.
- Elderfield H, Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296: 214–219.
- Emerson S R, Huested S S. 1991. Ocean *Anoxia* and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater. *Marine Chemistry*, 34(3–4): 177–196.
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10): 921–924.
- Hanor J S, Chan L H. 1977. Non-conservative behavior of barium during mixing of Mississippi River and Gulf of Mexico waters. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(2): 242–250.
- Harnois L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3–4): 319–322.
- Hatch J R, Leventhal J S. 1992. Relationship between inferred redox-potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chemical Geology*, 99: 65–82.
- Jiang Z R, Ran B, Li Z W, Liu S G, Wang Z J, Han Y Y, Lü F, Jiang X. 2023. A Late Triassic depositional age for the Xujiahe Formation, Sichuan Basin: implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 155: 106346.
- Lerman A. 1978. *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. New York: Springer-Verlag, 1–366.
- Li J H, Dong S W, Cawood P A, Zhao G C, Johnston S T, Zhang Y Q, Xin

- Y J. 2018. An Andean-type retro-arc foreland system beneath north-west South China revealed by SINOPROBE profiling. *Earth and Planetary Science Letters*, 490: 170–179.
- Li X H, Wang J Y, Rasbury T, Zhou M, Wei Z, Zhang C K. 2020. Early Jurassic climate and atmospheric CO₂ concentration in the Sichuan paleobasin, southwestern China. *Climate of the Past*, 16(6): 2055–2074.
- Liu S F, Steel R, Zhang G W. 2005. Mesozoic sedimentary basin development and tectonic implication, northern Yangtze Block, eastern China: record of continent-continent collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(1): 9–27.
- Liu S G, Yang Y, Deng B, Zhong Y, Wen L, Sun W, Li Z W, Jansa L, Li J X, Song J M, Zhang X H, Peng H L. 2021. Tectonic evolution of the Sichuan Basin, Southwest China. *Earth-Science Reviews*, 213: 103470.
- Liu Z H, Algeo T J, Brooks J J, Maldegem L M, Gilleaudeau G J, Kah L C, Cheng M, Yu W C. 2024. Salinity reconstruction in Proterozoic depositional systems. *Geological Society of America Bulletin*, 137(1–2): 447–464.
- McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, Hanson G N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 284: 21–40.
- Meng Q R, Wang E, Hu J M. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: implication for continued clockwise rotation of the South China Block. *Geological Society of America Bulletin*, 117(3–4): 396–410.
- Nesbitt H W, Young G M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1523–1534.
- Pattan J N, Pearce N J G, Mislankar P G. 2005. Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: a case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chemical Geology*, 221: 260–278.
- Peng J W, Hu Z Q, Feng D J, Wang Q R. 2022. Sedimentology and sequence stratigraphy of lacustrine deep-water fine-grained sedimentary rocks: the Lower Jurassic Dongyuemiao Formation in the Sichuan Basin, western China. *Marine and Petroleum Geology*, 146: 105933.
- Qi L, Hou M C, Mulder J A, Cawood P A, Guo Y, Wu S T, Jiao L X, Zhang X L, Ouyang H. 2024. In situ U-Pb dating of Jurassic dinosaur bones from Sichuan Basin, South China. *Geology*, 52(3): 216–221.
- Shields G, Stille P. 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175(1–2): 29–48.
- Taylor G J, Ryan D, Bagby M. 1985. Toward the development of a new self-report alexithymia scale. *Psychotherapy and Psychosomatics*, 44(4): 191–199.
- Wignall P B, Twitchett R J. 1996. Oceanic anoxia and the end-Permian mass extinction. *Science*, 272: 1155–1158.
- Xing L D, Miyashita T, Currie J P, You H, Zhang J P, Dong Z M. 2015. A New Basal Eusauropod from the Middle Jurassic of Yunnan, China, and Faunal Compositions and Transitions of Asian Sauropodomorph Dinosaurs. *Acta Palaeontologica Polonica*, 60(1): 145–154.
- Xu X B, Liang C H, Chen J J, Xu Y D. 2021. Provenance analysis of Jurassic basins along Chaling-Chenzhou-Linwu fault, South China: implications for palaeogeographic reconstruction and Mesozoic tectonic transition. *Geological Journal*, 56(5): 2656–2675.
- Zhang Z, Zheng Q F, Zhang H, Wang Q, Shi Y L. 2022. Late Mesozoic multi-plate convergence in East Asia: insights from 3-D global mantle flow models. *Tectonophysics*, 845: 229636.

(责任编辑 张西娟)