引用格式：路漫，段国强，张桐溪，等，2026. 中—晚三叠世气候变化对鄂尔多斯盆地东南地区延长组 7 段烃源岩有机质富集的影响机制[J]. 地质力学学报，32（1）：107−123. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025139

Citation: LU M，DUAN G Q，Zhang T X，et al.，2026. Impact of middle to late Triassic climate change on organic matter enrichment in hydrocarbon source rocks of the Chang 7 Member, Yanchang Formation, southeastern Ordos Basin[J]. Journal of Geomechanics，32（1）：107−123. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025139

中—晚三叠世气候变化对鄂尔多斯盆地东南地区延长组 7 段烃源岩有机质富集的影响机制

路　漫[1,2]，段国强[1,2]，张桐溪[1,2]，黄田华[1,2]，王兆洋[1,2]，李德伟[1,2]

LU Man[1,2]，DUAN Guoqiang[1,2]，ZHANG Tongxi[1,2]，HUANG Tianhua[1,2]，WANG Zhaoyang[1,2]，LI Dewei[1,2]

1. 中国石油大学（北京）海南研究院，海南 三亚 572025；
2. 中国石油大学（北京）地球科学学院，北京 102249

1. *Hainan Institute*, *China University of Petroleum* (*Beijing*), *Sanya* 572025, *Hainan*, *China*;
2. *College of Geoscience*, *China University of Petroleum* (*Beijing*), *Beijing* 102249, *China*

Impact of middle to late Triassic climate change on organic matter enrichment in hydrocarbon source rocks of the Chang 7 Member, Yanchang Formation, southeastern Ordos Basin

Abstract: ［**Objective**］The middle to late Triassic was a period of critical climatic transition in Earth's history. Multiple global humid climate events during this time profoundly impacted both marine and terrestrial depositional environments, facilitating the development of marine and continental source rocks. ［**Methods**］This study focuses on the hydrocarbon source rocks of the seventh member of the Yanchang Formation (Chang 7 Member) in the southeastern Ordos Basin. Based on integrated elemental geochemical and molecular organic geochemical analyses, this study explores the relationship between middle to late Triassic humid climatic events and organic matter enrichment in lacustrine settings. ［**Results**］The lower to middle interval of Submember 3 of Chang 7 Member (695–660 m in depth) is characterized by high total organic carbon content and good hydrocarbon generation potential. Chemical weathering indices indicate that this interval was deposited underwarmer and more humid climatic conditions, while the overlying upper portion of Submember 3 and Submembers 2 and 1 were deposited under cooler and drier conditions. By combining global characteristics of middle to late Triassic humid events with palynostratigraphy, zircon U–Pb geochronology, and carbon isotope stratigraphy, this study links the lower to middle interval of the Submember 3 and the middle to late Triassic Ladinian–Carnian humid climate event. ［**Conclusions**］The findings suggest that, under the influence of humid climate events, enhanced terrestrial nutrient influxes stimulated primary productivity in the lake. Concurrently, intensified water column stratification and bottom-water anoxia created favorable conditions for organic matter preservation, leading to the deposition of high-quality source rocks. Following the event, the climate shifted towards colder and drier conditions. This reduced terrestrial input, decreased primary lake productivity, lowered oxygen depletion in the water, and led to less favorable conditions for organic matter preservation and enrichment. ［**Significance**］This study not only provides new evidence for paleoclimatic and paleoenvironmental reconstruction during the middle to late Triassic but also offers an important reference for understanding organic matter enrichment mechanisms during major climatic transitions in Earth’s history.

基金项目：国家自然科学基金项目（42402137）；中国石油大学（北京）科研基金资助项目（2462024BJRC006）

This research was financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42402137) and the Science Foundation of China University of Petroleum, Beijing (Grant No. 2462024BJRC006).

第一作者及通信作者：路漫（1989—），女，讲师，主要从事油气地球化学和有机地球化学的研究。Email：luman1021@cup.edu.cn

收稿日期：2025−09−22；**修回日期**：2026−01−08；**录用日期**：2026−01−12；**网络出版日期**：2026−01−16；**责任编辑**：范二平

Received：2025−09−22；Revised：2026−01−08；Accepted：2026−01−12；Available Online：2026−01−16；Handling Editor：FAN Erping

Keywords: climatic event; organic matter enrichment; molecular biomarker; source rock; Yanchang Formation; Ordos Basin

摘　要：中—晚三叠世是地球历史上关键的气候转型期，期间发生的多次全球湿润气候事件对海洋和陆地沉积环境产生了深远影响，促进了海相与陆相烃源岩的发育。以鄂尔多斯盆地东南地区延长组7段（长7段）烃源岩为研究对象，基于元素地球化学和分子有机地球化学分析，揭示了中—晚三叠世气候湿润事件与湖盆有机质富集的耦合关系。研究结果显示，长7段3亚段中—下段具有高有机碳含量和良好的生烃能力，化学风化指数表明长7段3亚段中—下段沉积于温暖潮湿气候环境，而上覆长7段3亚段上段及长7段2亚段和1亚段则沉积于相对寒冷干燥气候条件。结合中—晚三叠世全球湿润气候事件特征、鄂尔多斯盆地东南地区长7段地层孢粉地层格架、锆石定年结果以及碳同位素地层对比发现，长7段3亚段中—下段与中—晚三叠世拉丁−卡尼期湿润气候事件具有良好对应关系。研究表明，在湿润气候事件影响下，陆源营养物质输入的增强提高了湖泊初级生产力，同时水体缺氧和分层加剧，为有机质保存创造了有利条件，沉积了优质烃源岩；而湿润气候事件之后，气候向较干冷转变，陆源输入减少，湖泊生产力下降，水体缺氧程度降低，不利于有机质的保存和富集。该研究不仅为中—晚三叠世古气候和古环境重建提供了依据，也为理解地质历史时期气候转折期背景下有机质富集机制提供了重要参考。

关键词：气候事件；有机质富集；生物标志物；烃源岩；延长组；鄂尔多斯盆地

中图分类号：P593; P618.13　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)01−0107−17

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025139

0　引言

三叠纪是地球历史上典型的温室气候时期，其中中—晚三叠世拉丁阶（Ladinian）和卡尼阶（Carnian）沉积时期是全球气候由干旱向湿热转变的关键过渡期（Preto et al., 2010; Miller and Baranyi, 2021）。该时期的古气候演化以多次全球性的湿润气候事件为显著特征，如卡尼期梅雨事件（Carnian Pluvial Event, CPE）和拉丁−卡尼期湿润气候事件（Ladinian-Carnian humid interval, L-CHI）（Simms and Ruffell, 1989; Mutti and Weissert, 1995; Stefani et al., 2010; Trotter et al., 2015; Sun et al., 2016）。这些气候波动不仅重塑了地表生态环境，而且对海相与陆相盆地中富有机质沉积岩的形成与分布有重要影响（Dal Corso et al., 2020; Lu et al., 2021a; Liu et al., 2024）。尽管相关学者已对中—晚三叠世古气候事件的海相记录展开了大量研究（Dal Corso et al., 2015; Sun et al., 2016; Li et al., 2020），但值得注意的是，要全面理解该时期全球气候演化特征及其对有机质富集过程的调控作用，亟须加强对陆相古气候记录的系统研究。

中国鄂尔多斯盆地保存有完好的陆相三叠系记录（Yang et al., 2017; 邓胜徽等, 2018），为深入解析三叠纪陆相盆地古气候变化提供了理想的地质档案。特别是中—上三叠统延长组7段（长7段）发育的富有机质页岩，作为中国重要的湖相烃源岩之一，具有重要科学研究价值。已有研究表明（Ji and Meng, 2006），长7段烃源岩主要形成于湖相沉积环境中，具有分布范围广、有机质含量高（总有机碳TOC含量最高达30%）的特点（付金华等, 2019; 付锁堂等, 2020; 张小银等, 2024; 刘雨航等, 2025）。这些特点使其成为探究古气候变化与陆相富有机质沉积岩形成耦合关系的理想研究载体。Lu et al.（2025）通过机器学习方法对中国包括长7段在内的7个典型湖相油页岩地球化学数据集进行分析发现，湖相油页岩沉积时期往往伴随着气候突变事件发生，并提出中—晚三叠世湿热气候背景控制下的初级生产力和氧化还原条件是影响长7段等淡水相油页岩形成的主导因素。然而，需要指出的是，气候和湖相沉积环境具有显著的时空异质性（Lu et al., 2025），这可能导致同一湖相油页岩中有机质富集特征存在明显差异。以往关于中—晚三叠世湿润事件与长7段烃源岩的研究主要集中于该时期火山活动引起的整体气候变化及其对湖泊氧化还原条件的影响（Bian et al., 2025; Liu et al., 2024），其研究样品多来自于鄂尔多斯盆地南缘和中部深水沉积环境，且多基于无机地球化学指标。然而，由于地层穿时性的影响（崔景伟等, 2023），关于中—晚三叠世湿润事件在不同气候阶段与盆地不同地区、不同沉积环境中有机质富集特征的精细耦合关系，仍有待深入解析。系统揭示该湿润气候事件与有机

质富集在不同时空尺度下的协同演化规律，仍需进一步研究。

文章选取鄂尔多斯盆地东南地区 R203 井为研究对象，该井长 7 段主要沉积于浅水湖盆环境。与深水湖泊相比，浅水湖泊生态系统对温度波动表现出更高的敏感性（Liu et al., 2021; Yuan et al., 2024）。通过对该井长 7 段 3 个亚段开展高分辨率的生物标志物结合元素地球化学多指标综合分析，拟解决以下关键科学问题：①详细剖析鄂尔多斯盆地东南地区长 7 段烃源岩沉积过程不同阶段的古气候、古环境及古生产力的演化特征；②阐明中—晚三叠世气候变化对长 7 段有机质富集的影响机制；③探讨中—晚三叠世极端气候事件在鄂尔多斯盆地优质烃源岩形成过程中的重要作用。该研究不仅为极端气候事件对陆相烃源岩有机质富集的耦合作用提供科学依据，也可为陆相盆地优质烃源岩分布预测和勘探开发提供重要参考。

1　区域地质背景

鄂尔多斯盆地是一个大型多旋回克拉通盆地，位于华北克拉通的西缘，是中国重要的含油气盆地之一。在中—晚三叠世时期，鄂尔多斯盆地位于古特提斯北缘（图 1a; Yang et al., 1991）。在延长组沉积的最大湖侵时期，湖泊面积可达 3×10^5 km^2（李文厚等, 2019）。从中三叠世至晚三叠世，延长组经历了完整的内陆湖盆发育过程，沉积了从河流相、三角洲相到湖相的多种沉积类型。在延长组沉积期，鄂尔多斯盆地自下而上发育长 10 段—长 1 段。其中，长 7 段沉积于湖盆扩张的主要阶段，此时湖平面达到最高，形成了厚层的富有机质油页岩。

研究选取的 R203 钻井位于鄂尔多斯盆地东南部的富县地区（图 1b），长 7 段取芯总长度为 112 m。根据岩性特征，长 7 段自下而上被划分为 3 个亚段：3 亚段（深度为 645.0～695.0 m）以黑色页岩为主，2 亚段（深度为 601.7～645.0 m）主要为灰黑色粉砂岩与粉砂质泥岩的互层组合，1 亚段（深度为 583.0～601.7 m）以灰黑色粉砂岩和灰黑色泥质粉砂岩为主（图 1c）。

2　样品与方法

2.1　样品选取

针对 R203 井长 7 段页岩进行了连续取样 226 块岩芯，并对其完成了有机碳同位素实验分析。依据有机碳同位素数据，挑选典型样品进行总有机碳（TOC）含量测定、岩石热解实验、主/微量元素测定和饱和烃色谱–质谱分析。其中，主量和微量元素含量测定在中国科学院贵阳地球化学研究所完成，其他测试均在中国石油大学（北京）全国油气资源与探测国家重点实验室完成。

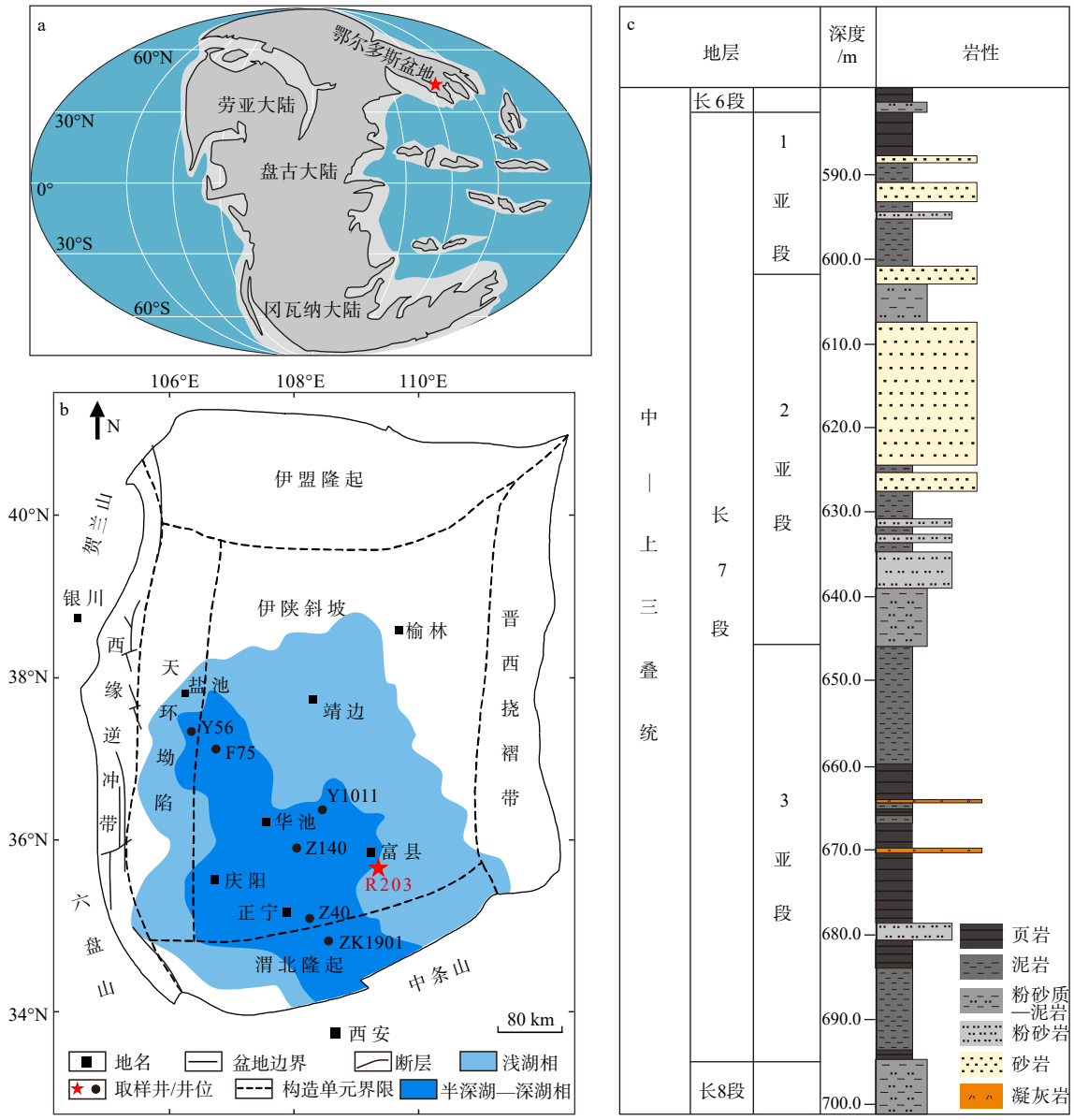
2.2　实验方法

样品的 TOC 含量测定采用碳硫分析仪（Leco CS-230）。测试前，在样品粉末中加入浓度为 5% 的稀盐酸以去除样品中的无机碳。充分反应后，使用去离子水反复洗涤至中性，再于 70～80 ℃ 温度下烘干。最后加入 1.0 g 铁助熔剂和 1.0 g 钨助熔剂，混合均匀后上机测定。

根据分析标准 GB/T 18602—2012（中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局和中国国家标准化管理委员会, 2013），采用 Rock-Eval II 岩石热解仪求取烃源岩的热解参数，包括游离液态烃含量（S_1）、裂解烃含量（S_2）和最高热解峰值（T_{max}）。基于上述热解参数，可以进一步计算出样品的生烃潜力（S_1+S_2）、氢指数（HI=$S_2\times100$/TOC）、氧指数（OI=$S_3\times100$/TOC）和生产指数［PI=$S_1/(S_1+S_2)$］。

在对样品进行有机碳同位素（δ^{13}C）测试前，同样对其重复 TOC 含量测定实验酸处理的步骤以去除样品中的无机碳。酸处理后的样品经干燥后，称取 50 mg 封装于高纯锡杯，采用 EA-Precision-307 型稳定同位素质谱仪联用元素分析仪进行 δ^{13}C 测试。实验全程每 10 个样品插入平行样质控，结果以 V-PDB 标准为基准，根据行业标准 SY/T 5238—2019（国家能源局, 2019），分析误差≤ ±0.2‰（1σ）。

样品的抽提采用 ASE350 型加速溶剂萃取仪进行，所使用抽提溶剂为二氯甲烷和甲醇的混合液（体积比 9∶1）。抽提后的液体经活化铜片除硫后，加入石油醚沉淀并过滤去除沥青质。去除沥青质后的样品通过硅胶氧化铝柱（体积比 3∶1）进行分离，分别用石油醚、二氯甲烷和石油醚混合试剂（体积比为 2∶1）以及无水甲醇依次冲洗，获得饱和烃、芳香烃和非烃组分。饱和烃组分分析时加入氘代正构二十四烷作为内标，采用 Agilent 6890GC-5975iMS 型气相色谱–质谱联用仪进行检测。芳香烃组分分析加入氘代菲作为内标，采用 Agilent 7890 GC-5977 MS 型气相色谱–质谱联用仪进行检测。分析过程中以氦气作为载气，流速恒定在 1 mL/min。色谱柱均选用 HP-5 弹性石英毛细柱（60 m×0.25 mm×0.25 μm），气化



a—鄂尔多斯盆地中—晚三叠世沉积地质背景(底图修改于 https://deeptimemaps.com/); b—鄂尔多斯盆地构造单元划分与研究井位置; c—R203 井长 7 段地层划分柱状图

图 1 鄂尔多斯盆地及 R203 井地理位置

Fig. 1 Geographic location of the Ordos Basin and Well R203

(a) Sedimentary geological background of the Ordos Basin during the middle to late Triassic (base map modified from https://deeptimemaps.com/); (b) Structural subdivision of the Ordos Basin and location of the studied core; (c) Stratigraphic column of Chang 7 Member from Well R203

进样器温度设定为 300℃。饱和烃检测的升温程序为: 初始温度 80 ℃、恒温 1 min, 以 3 ℃/min 的速率升温至 310 ℃, 并在该温度下保持 16 min; 芳香烃测试升温程序为: 初始温度 80 ℃、恒温 1 min, 以 3 ℃/min 的速率升温至 310 ℃, 并保持 25 min。数据收集方式结合了全扫描和选择离子扫描。

主量元素含量的检测分析通过 Agilent 720 型电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)完成, 采用国内和国际标准参考物质(OU-6、BCR-1、GSD-1、GSR-3、GSR-12、GSR-13)作为参考标准, 测试相对误差小于±5%。微量元素含量采用 PlasmaQuant MS Elite 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)进行测定, 采用国内和国际标准参考物质(OU-6、BCR-1、GBPG-1)作为参考标准, 测试相对误差小于±5%。

2.3　数据分析

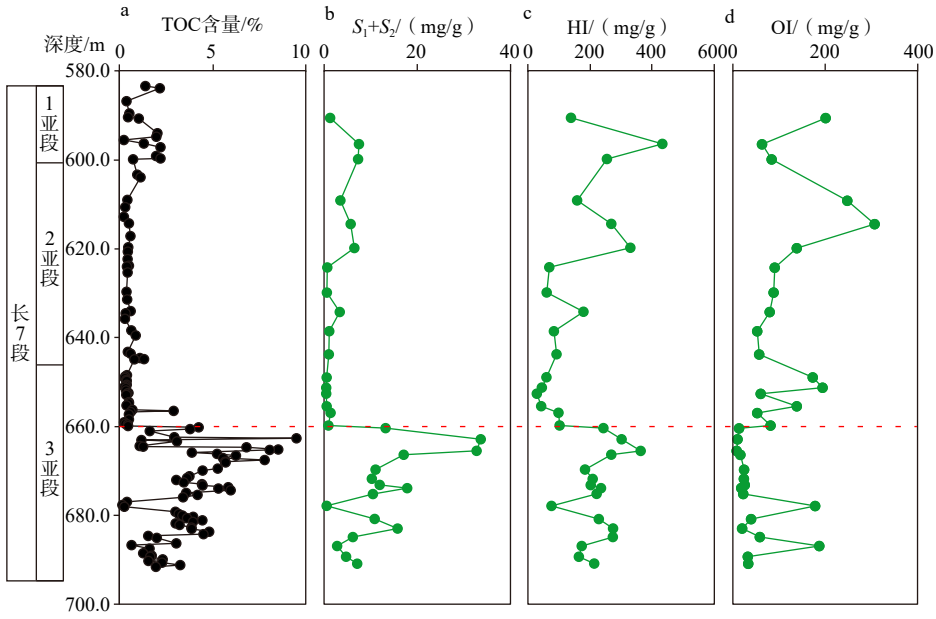
采用 SPSS 26.0 软件对研究样品的地球化学指标进行斯皮尔曼秩相关分析（Spearman rank correlation），当显著性检验 $P \leqslant 0.05$ 时，表示指标间存在显著的相关性；而当 $P>0.05$ 时，表示指标间相关性不明显。

3　实验结果

3.1　地球化学特征

R203 井长 7 段岩芯 TOC 含量分布范围为 0.19%～9.48%，平均为 2.20%（图 2a），烃源岩有机质丰度高。纵向上，长 7 段 3 亚段、2 亚段和 1 亚段的 TOC 平均含量分别为 2.72%、0.55%、1.35%。其中 3 亚段中—下段（660.0～695.0 m）烃源岩的 TOC 平均含量为 3.63%，远高于其他层段。3 个亚段的 S_1+S_2 由上到下平均依次为 5.2 mg/g、2.6 mg/g 和 9.4 mg/g（图 2b），均为好—优质烃源岩。长 7 段烃源岩的 HI 和 OI 分别为 27.4～434.5 mg/g（平均为 184.0 mg/g）和 6.6～306.6 mg/g（平均为 84.1 mg/g；图 2c、2d）。

T_{max} 和 HI 交汇图（图 3a）显示，该地区的烃源岩干酪根类型以 II_1 型为主，部分样品干酪根为 II_2 和Ⅰ型，反映了样品中有机质母源主要来源于湖泊内源生物输入。样品的 T_{max} 介于 405～470℃、平均为 447℃，表明鄂尔多斯盆地富县地区大部分页岩已处于成熟阶段；结合 TOC 含量和热解数据的综合分析（图 2），3 亚段中—下段（660.0～695.0 m）页岩的生烃能力最为突出。



a—TOC 含量；b—S_1+S_2；c—HI；d—OI

图 2　鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩的 TOC 含量和热解参数指标的垂向变化图

Fig. 2　Vertical variations in TOC content and pyrolysis parameters of the source rocks in the Chang 7 Member of Well R203, Ordos Basin

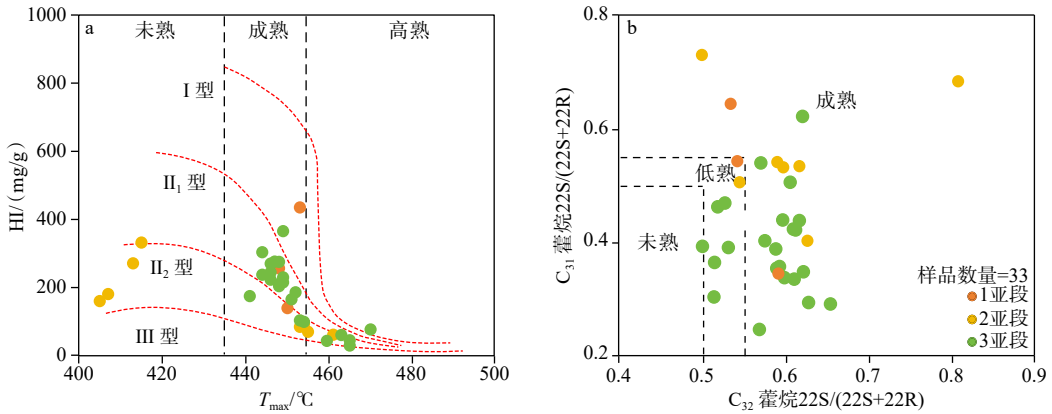
(a) TOC content; (b) S_1+S_2; (c) HI; (d) OI

3.2　主量元素特征

样品的主要氧化物为 SiO_2（碎屑石英/生物硅）和 Al_2O_3（黏土矿物）。其中，SiO_2 是最主要的成分，含量介于 41.85%～71.56%，平均为 57.11%；Al_2O_3 含量次之，介于 9.40%～22.76%，平均为 22.76%。化学风化指数 CIA 和 CIW 分别定义为 $CIA=100\times[Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O+K_2O+CaO^*)]$ 和 $CIW=100\times[Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O+CaO^*)]$，其中各元素含量均指摩尔分数，$CaO^*$ 指代硅酸盐矿物中 CaO 含量，根据 McLennan（1993）方法计算。在 R203 井样品中，CIA 值和 CIW 值由浅到深呈现出明显的变化趋势。3 亚段、2 亚段和 1 亚段的平均 CIA 值分别为 68.69、56.80 和 67.47，平均 CIW 值分别为 78.86、64.03 和 78.53。

3.3　微量元素特征

基于晚太古代澳大利亚平均页岩（PAAS），可以计算沉积物中 X 元素的富集因子（$X_{EF}=(X/Al)_{样品}/$



a—鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩 T_{max}–HI 交互图；b—C_{32} 藿烷 22S/(22S+22R) 和 C_{31} 藿烷 22S/(22S+22R) 参数关系图

图 3 鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩成熟度演化特征

Fig. 3 Maturity characteristics of the source rocks in the Chang 7 Member from Well R203 in the Ordos Basin

(a) Cross plot of T_{max} vs. HI; (b) Cross plot of C_{32} 22S/(22S+22R) hopanes vs. C_{31} 22S/(22S+22R) hopanes

(X/Al)$_{PAAS}$; Wedepohl, 1971)。长 7 段页岩的 Mo 和 U 的富集因子 Mo_{EF}、U_{EF} 平均值分别为 1.63 和 4.01，高于全球页岩平均值。样品中 Mo_{EF} 和 U_{EF} 在垂向上表现为 3 亚段富集程度高，2 亚段和 1 亚段富集程度变低并趋于稳定。

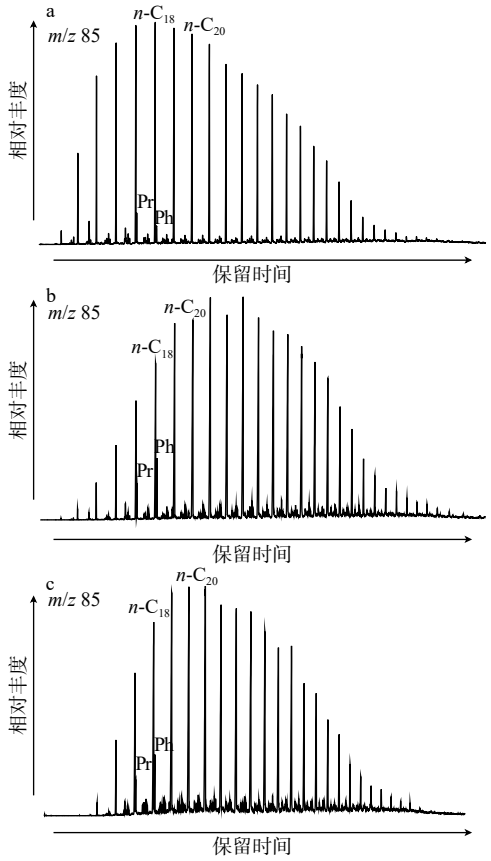
长 7 段 3 亚段、2 亚段和 1 亚段的古气候指标 C 值［C 值 =(Fe+Mn+Cr+Ni+V+Co)/(Ca+Mg+Sr+Ba+K+Na)］的平均值分别为 0.73、0.43 和 0.56，其中 3 亚段的 C 值明显高于 2 和 1 亚段。由下到上 3 个亚段页岩的古生产力指标(Ni/Al)的平均值分别为 4.27×10^{-4}、3.57×10^{-4} 和 4.48×10^{-4}，其中 2 亚段页岩的 Ni/Al 值低于 3 亚段和 1 亚段。样品中的古盐度指标(Sr/Ba)介于 0.11～2.09 之间，平均达 0.46。垂向上，由下到上 3 个亚段的 Sr/Ba 平均值分别为 0.50、0.44 和 0.26，呈现下降趋势。

3.4 生物标志物数据分析

R203 井长 7 段页岩样品的正构烷烃碳数范围为 n-C_{10}—n-C_{35}(图 4)，以低碳数的正构烷烃为主，大部分样品主峰碳位于 C_{20} 或 C_{21}。

长 7 段大部分样品伽马蜡烷含量普遍偏低(图 5)，3 亚段、2 亚段和 1 亚段中的伽马蜡烷指数［GI=伽马蜡烷×100/(C_{30}αβ 藿烷+伽马蜡烷)］平均值分别为 0.22，0.10 和 0.13。样品中 C_{31} 和 C_{32} 藿烷的 22S/(22S+22R) 的比值均大于 0.5(图 3b)，表明研究区 3 个亚段的热演化程度相近，大部分样品处于低熟—成熟阶段。

长 7 段烃源岩中检测到完整的 $C_{27\text{-}29}$ 规则甾烷和重排甾烷系列化合物，其中规则甾烷相对含量呈现典型的“V”型分布特征(图 5)。3 亚段、2 亚

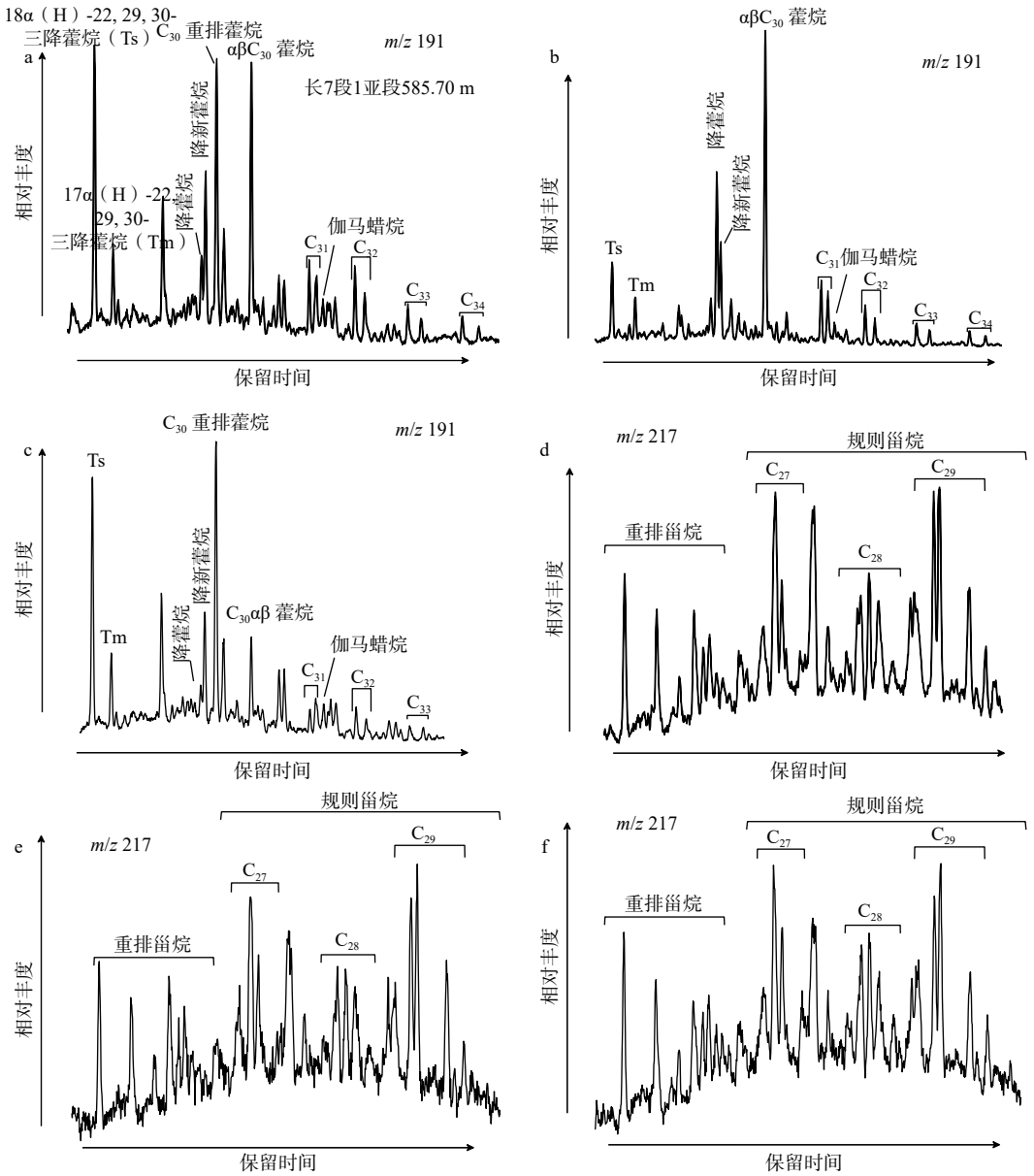


a—长 7 段 1 亚段 585.70 m 烃源岩；b—长 7 段 2 亚段 614.62 m 烃源岩；c—长 7 段 3 亚段 659.85 m 烃源岩

图 4 鄂尔多斯盆地R203 井长 7 段烃源岩正构烷烃质谱图

Fig. 4 Chromatogram of long-chain alkanes (m/z 85) from source rocks of the Chang 7 Member in Well R203, Ordos Basin

Source rock from (a) Submember 1 of the Chang 7 Member at 585.70 m; (b) Source rock from Submember 2 of the Chang 7 Member at 614.62m; and (c) Submember 3 of the Chang 7 Member at 659.85 m



a—长 7 段 1 亚段 585.70 m 烃源岩中藿烷分布特征；b—长 7 段 2 亚段 614.62 m 烃源岩中藿烷分布特征；c—长 7 段 3 亚段 681.95 m 烃源岩中藿烷分布特征；d—长 7 段 1 亚段 585.70 m 烃源岩中甾烷分布特征；e—长 7 段 2 亚段 604.55 m 烃源岩中甾烷分布特征；f—长 7 段 3 亚段 673.08 m 烃源岩中甾烷分布特征

图 5　鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩藿烷和甾烷质谱图

Fig. 5　Chromatogram of hopanes (*m/z* 191) and steranes (*m/z* 217) from source rocks of the Chang 7 Member in Well R203, Ordos Basin

(a) Hopane distributions in Submember 1 of Chang 7 Member at 585.70 m; (b) Hopane distributions in Submember 2 of the Chang 7 Member at 614.62 m; (c) Hopane distributions in Submember 3 of the Chang 7 Member at 681.95 m;(d) Sterane distributions in Submember 1 of the Chang 7 Member at 585.70 m; (e) Sterane distributions in Submember 2 of the Chang 7 Member at 604.55 m; (f) Sterane distributions in Submember 3 of the Chang 7 Member at 673.08 m

段和 1 亚段 C_{27} 甾烷的相对含量[αααC_{27} 规则甾烷 20R/ααα(C_{27}+C_{28}+C_{29})规则甾烷 20R]平均值分别为 0.30、0.28 和 0.32。藿烷/甾烷的比值(藿烷 $C_{27\text{-}35}$/甾烷 $C_{27\text{-}29}$)显示出显著的层间变化，从下至上 3 个亚段平均值分别为 1.15、2.31 和 1.87。

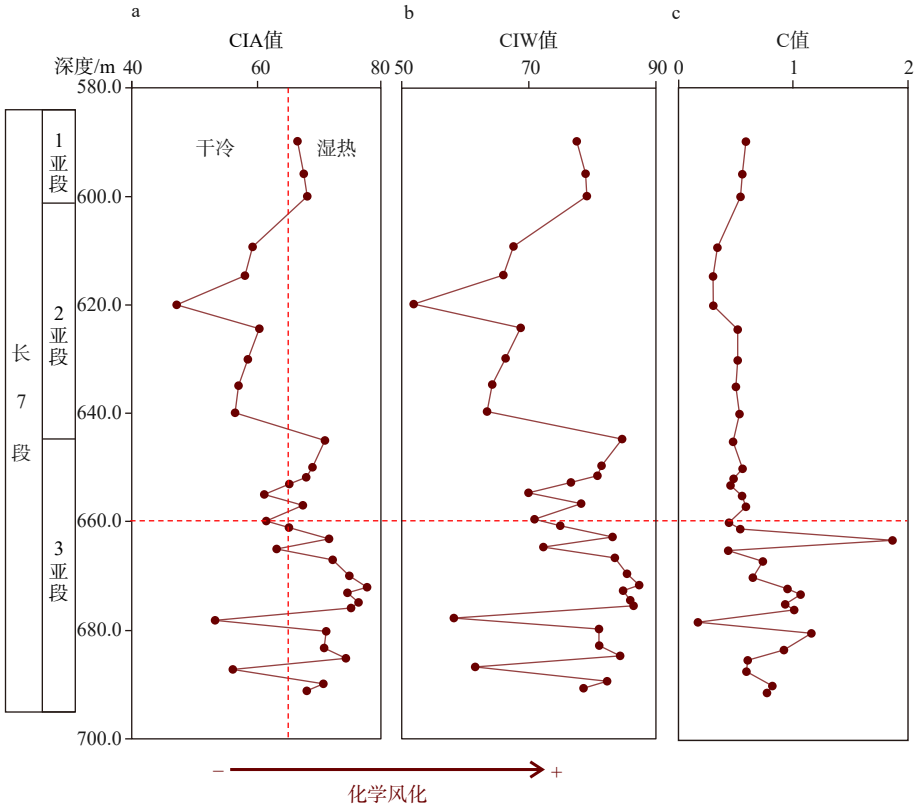
4　讨论

4.1　有机质富集影响因素

4.1.1　古气候

长 7 段 3 亚段样品的 CIA 值主要介于 65～85

(图 6a)，尤其是中—下段(660.0～695.0 m 深度区间)普遍较高，指示了该亚段沉积期整体处于温暖潮湿的古气候环境(Nesbitt and Young, 1982)。相比之下，2 亚段和 1 亚段的 CIA 值明显降低，特别是 2 亚段全部样品的 CIA 值均低于 65(图 6a)，反映其沉积期间气候转为较寒冷干旱(Nesbitt and Young, 1982)。为排除岩性变化对 CIA 值的潜在影响，研究分析了 CIA 值与 Ti/Al 比值之间的关系。Ti 元素化学性质较为稳定，含钛矿物(如钛铁矿等)通常呈粗粒、高密度特征，因此较高的 Ti/Al 比值反映了粗粒矿物输入增强(Murphy et al., 2000)。样品中 Ti/Al 和 CIA 值之间未呈现显著相关性(斯皮尔曼相关系数 ρ=−0.235、P=0.06)，说明岩性的变化对 CIA 值波动影响较弱。此外，为消除成岩过程中钾交代作用对 CIA 值的潜在干扰，研究同时采用 CIW 值进行验证。结果显示 CIW 值与 CIA 值变化趋势高度一致(图 6b)，其中 3 亚段中的 CIW 值明显偏高，进一步证实该时期湿热的气候特征。



红色虚线代表文中提出的拉丁阶与卡尼阶的界限在研究井中的对应层位

a—CIA 值；b—CIW 值；c—C 值

图 6 鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩的古气候指标的垂向变化图

Fig. 6 Vertical variations in paleoclimate indicators from the Chang 7 Member, Well R203, Ordos Basin

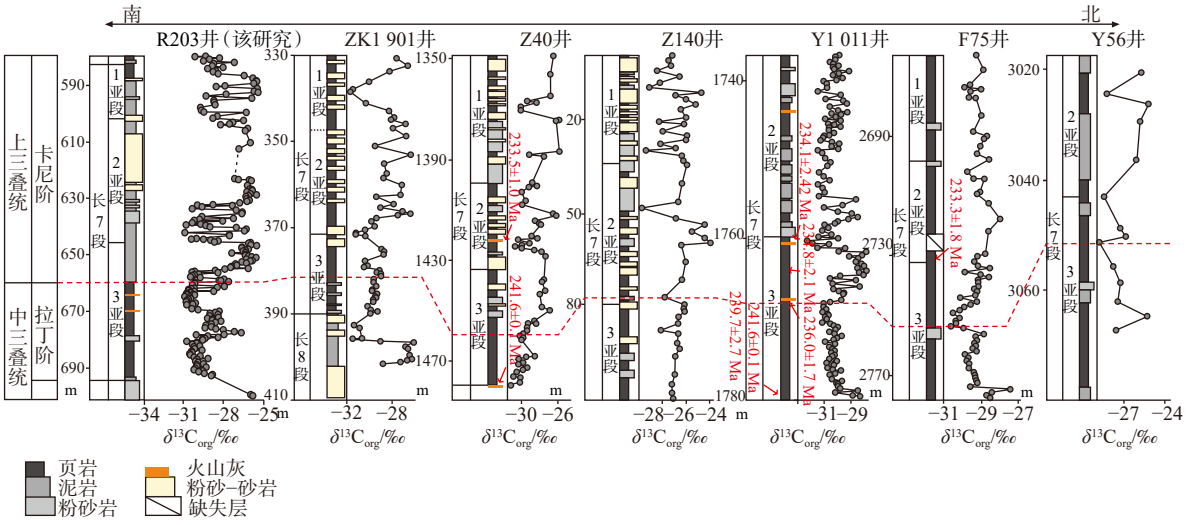
(a) CIA; (b) CIW; (c) C values

The red dashed line represents the corresponding horizon of the proposed Ladinian−Carnian boundary in the study well.

在温暖湿润的气候条件下，增强的化学风化作用促使 Fe、Mn、Cr、Ni、V 和 Co 等元素在沉积物中显著富集；而干旱气候背景下，Ca、Mg、Sr、Ba 和 K 等则更倾向于以碳酸盐或蒸发盐形式沉淀，因此，化学风化指数 C 值的升高通常指示气候向湿润方向转变，降低则反映干旱化趋势(Bian et al., 2022)。3 亚段中—下段 C 值明显偏高，而其他层位快速降低并维持低值(图 6c)。这一变化趋势与 CIA 值和 CIW 值的演化趋势一致，也与盆地南部多个剖面的地球化学和孢粉学证据相吻合(Li et al., 2023; Liu et al., 2024; Bian et al., 2025)，共同表明长 7 段沉积期古气候由湿润向干冷的转变。

相关学者基于中—晚三叠世海相牙形石和碳酸盐岩的稳定碳、氧同位素记录以及沉积学证

据，已明确识别出 3 次显著的全球湿润气候事件（Kustatscher et al., 2010; Posenato et al., 2013）：卡尼期梅雨事件（Carnian Pluvial Event, CPE; 234～232 Ma）、拉丁期湿润气候事件（Ladian-Carnian humid interval, L-CHI; 242～237 Ma）和比特尼亚−佩尔松湿润脉冲事件（Bithynian-Pelsonian humid pulse, B-PHP; 246～245 Ma）。然而，受制于鄂尔多斯盆地长 7 段沉积时代尚存在争议及地层穿时性影响，其与上述全球性气候事件的对应关系仍存在不同认识。一部分学者通过同位素稀释−热电力质谱（ID-TIMS）等技术对长 7 段 3 亚段底部凝灰岩锆石进行了高精度定年（图 7），提出长 7 段沉积始于晚拉丁期（Zhu et al., 2019; Cui et al., 2023）。此外，邓秀芹等（2009）、Li et al.（2023）以及李建国等（2025）基于对盆地南部岩芯及剖面孢粉组合特征的系统分析，指出长 8 段和长 7 段孢粉组合及所指示的气候环境差异显著，据此将中—上三叠统界限置于长 8 段和长 7 段之间，或位于长 7 段 3 亚段中—下部，并推测 3 亚段可能对应于 L-CHI 气候事件。Bian et al.（2025）依据盆地南部 6 口钻井长 7 段有机碳同位素记录并结合已有定年结果，建立了盆地拉丁阶−卡尼阶碳同位素地层格架（图 7），进一步支持了 3 亚段可能对应于 L-CHI 事件的认识。文中高地层分辨率有机碳同位素数据显示，3 亚段中—下段（660.0～695.0 m 深度区间）呈现明显负偏（最大偏幅−5‰），与盆地其他井拉丁阶碳同位素变化趋势一致；而上段（645.0～660.0 m 深度区间）则转为正偏（+5‰），符合卡尼阶下部碳同位素演化趋势（Bian et al., 2025）。综合已有锆石定年结果（Zhu et al., 2019; Cui et al., 2023），研究认为 R203 井的拉丁阶−卡尼阶界线或位于 3 亚段（图 7）。同时，3 亚段中—下段（660.0～695.0 m）CIA 值、CIW 值和 C 值显著升高（图 6），表明其沉积于温暖湿润气候，据此推测 3 亚段或许与 L-CHI 气候事件相对应。值得注意的是，另一部分学者基于生物地层、磁性地层和沉积学特征，认为长 7 段 3 亚段与 CPE 事件同期（童金南等，2019; Sun et al., 2020; Lu et al., 2021a; Zhang et al., 2021; 李相博等，2023a; Li et al., 2023）。R203 井 3 亚段中—下段碳同位素呈现多次明显负偏，其特征与全球海相和陆相 CPE 对应地层的碳同位素变化相似（Dal Corso et al., 2020; Lu et al., 2021a; Liu et al., 2024）。因此，3 亚段中—下段气候异常可能对应了 CPE 气候事件。需



井位 ZK1901 井、Z40 井、Z140 井、Y1011 井、F75 井、Y56 井数据分别来自 Bian et al.（2025）、Jin et al.（2021）、Chen et al.（2023）、Liu et al.（2024）、Zhang et al.（2021）和 Chen et al.（2019），其分布如图 1 所示；对应的化学地层格架来自于 Bian et al.（2025），其中红色虚线表示 Bian et al.（2025）及文中在上述岩芯中识别的拉丁阶−卡尼阶界限的地层位置

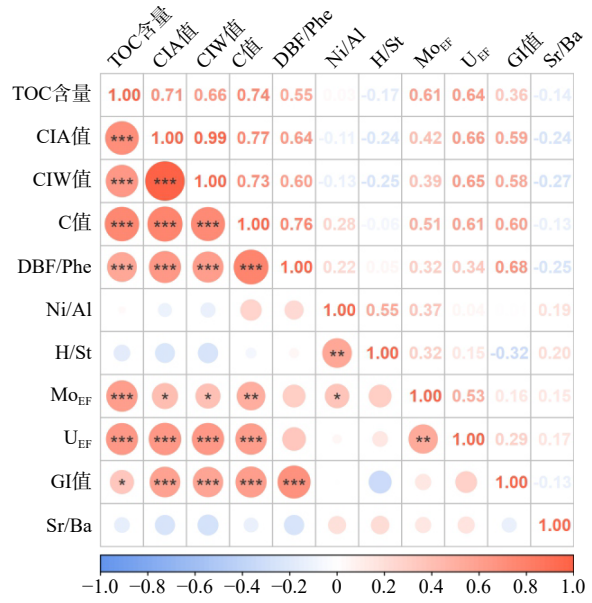
图 7　鄂尔多斯盆地长 7 段有机碳同位素（$\delta^{13}C_{org}$）及地层剖面柱状图

Fig. 7　Organic carbon isotope ($\delta^{13}C_{org}$) and stratigraphic column of the Chang 7 Member in the Ordos Basin

The data from the well locations ZK1901, Z40, Z140, Y1011, F75, and Y56 shown in Fig. 1 are sourced from Bian et al. (2025), Jin et al. (2021), Chen et al. (2023), Liu et al. (2024), Zhang et al. (2021), and Chen et al. (2019), respectively. The corresponding chemostratigraphic framework was established in Bian et al. (2025). Specifically, the red dashed line represents the stratigraphic position of the Ladinian–Carnian boundary identified within these cores by Bian et al. (2025) and in this study.

要指出的是，无论该层段对应的是 L-CHI 事件还是 CPE 事件，研究所揭示的温暖湿润气候与长 7 段 3 亚段优质烃源岩沉积之间的对应关系均保持一致。

斯皮尔曼相关性分析结果表明，长 7 段 TOC 含量与古气候指标（CIA 值、CIW 值和 C 值）均呈现显著的正相关关系（图 8），反映了温暖湿润的古气候条件对研究区有机质富集具有重要促进作用。其中，长 7 段 3 亚段拉丁阶地层（660.0～695.0 m 深度区间）中，TOC 含量、S_1+S_2、HI 和 OI 的峰值区间与古气候代用指标的高值段表现出良好的对应关系（图 2，图 6），再次证明 L-CHI 湿润事件时期，温暖湿润的气候条件有利于沉积有机质的富集。



***代表 P≤0.001、**代表 P≤0.01、*代表 P≤0.05；圆形大小和颜色深浅（蓝色：负相关、红色：正相关）表示斯皮尔曼相关系数绝对值大小

图 8 鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩地球化学参数斯皮尔曼相关性分析

Fig. 8 Spearman's correlation analysis of geochemical parameters of the Chang 7 Member source rocks from Well R203 in the Ordos Basin

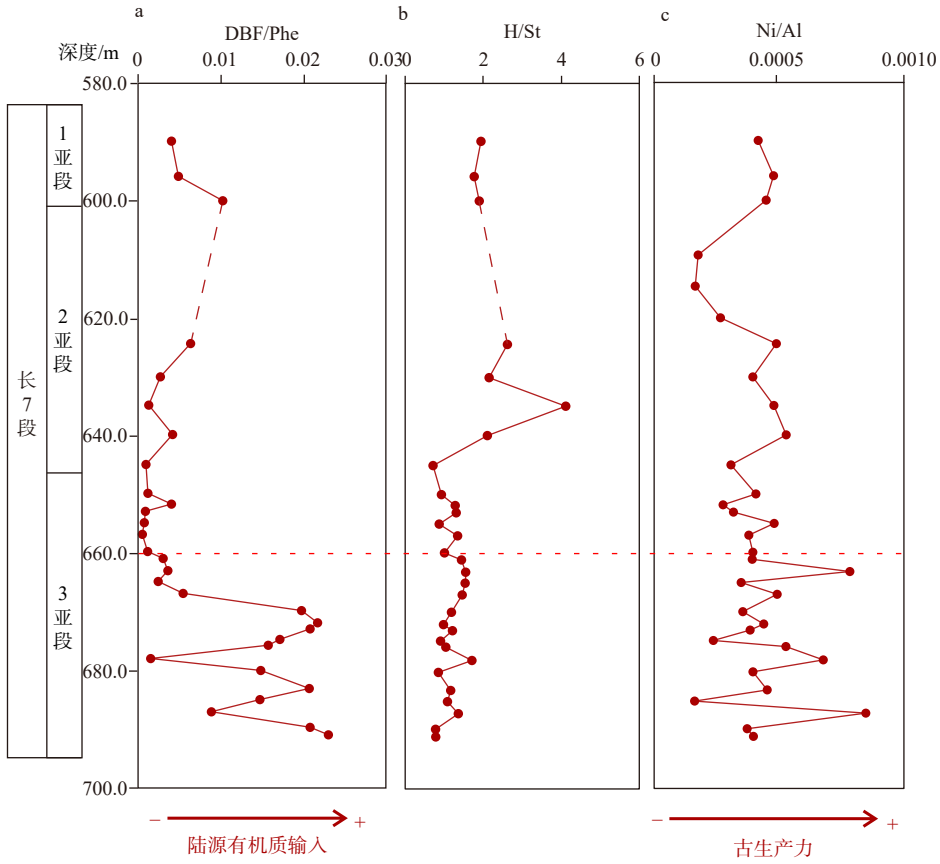
*** denotes $P \leqslant 0.001$, ** denotes $P \leqslant 0.01$, and * denotes $P \leqslant 0.05$. The size and color intensity of the circles (blue: negative correlation; red: positive correlation) indicate the absolute value of the Spearman correlation coefficient.

4.1.2 陆源输入、古生产力和氧化还原条件

二苯并呋喃（Dibenzofuran, DBF）作为陆源/土壤有机质输入的有效生物标志物（Sephton et al., 2005; Lu et al., 2021b），其来源主要包括土壤微生物降解多糖类物质产生的脱水产物、木本植物木质素的降解产物（Fenton et al., 2007）以及陆源生物质燃烧产物（Marynowski and Simoneitt, 2009）。为消除有机碳含量差异对 DBF 绝对浓度的影响，研究采用 Kaiho et al.（2021）提出的标准化方法，以分布广泛且成岩稳定的菲（Phenanthrene, Phe）作为标准化参数，将 DBF/Phe 作为陆源有机质输入强度的评价参数。结果显示，DBF/Phe 值与古气候指标（CIA 值、CIW 值和 C 值）均呈显著正相关（图 8）。其中，3 亚段拉丁阶地层的 DBF/Phe 值明显高于其他层段（图 9a），并与各古气候指标峰值段吻合（图 6），表明在 L-CHI 湿润气候期间，化学风化作用的增强加剧了盆地周围土壤侵蚀，陆源有机质向湖盆输送通量增加，而当气候向干旱条件转变时，陆源有机质输入则明显降低。

陆源输入变化或通过调节水体营养物质供给影响着湖盆古生产力水平，而沉积时期表层水体初级生产力是控制有机质初始产率和烃源岩有机质富集的关键因素之一（Katz, 1995）。研究利用藿烷/甾烷比值和 Ni/Al 比值探讨长 7 段沉积时期湖盆的初级生产力演化。沉积岩中藿烷/甾烷比值常用于反映原核生物与真核生物对烃源岩有机质贡献的相对比例（Moldowan et al., 1992; Boreham et al., 1994; Damsté and Schouten, 1997; Peters et al., 2005）。垂向变化显示，3 亚段藿烷/甾烷比值低于 2 亚段和 1 亚段（图 9b），显示出 3 亚段沉积期湖盆内真核藻类的急剧扩张。元素 Ni 作为海洋/湖泊生物繁衍所需的微营养物质，其含量变化被广泛应用于古生产力的表征（Tribovillard et al., 2006; Yuan et al., 2019; Wu et al., 2022）。Ni/Al 在 3 亚段整体偏高（图 9c），尤其在拉丁阶地层（660.0～695.0 m）出现多个峰值，与 TOC 含量峰值区间相对应。进一步分析表明，TOC 含量与藿烷/甾烷比值呈现微弱负相关而与 Ni/Al 呈微弱正相关（图 8），表明该时期浮游藻类勃发，水体初级生产力水平较高，对湖泊沉积有机质的富集起到了一定的促进作用。

沉积环境的氧化还原状态是控制有机质保存效率及其富集程度的关键地质因素（Mort et al., 2007; Lu et al., 2019）。研究选取 U 和 Mo 作为氧化还原敏感元素指标，其赋存形态受氧化还原电位显著影响：在氧化条件下，U 和 Mo 分别以可溶态的 U^{6+}和 Mo^{6+}形式存在（Algeo and Tribovillard, 2009）；而在还原环境中则被还原为不溶态的 U^{4+}和 Mo^{4+}，并迅速吸附于沉积物中（He et al., 2021; Lu et al., 2021b; Paul et al., 2023），因此，U_{EF} 值和 Mo_{EF} 可以有效表征



红色虚线代表文中提出的拉丁阶与卡尼阶的界限在研究井中的对应层位

a—二苯并呋喃/菲(DBF/Phe); b—藿烷/甾烷比值(H/St); c—Ni/Al 比值

图 9　鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩中陆源有机质输入和古生产力指标的垂向变化图

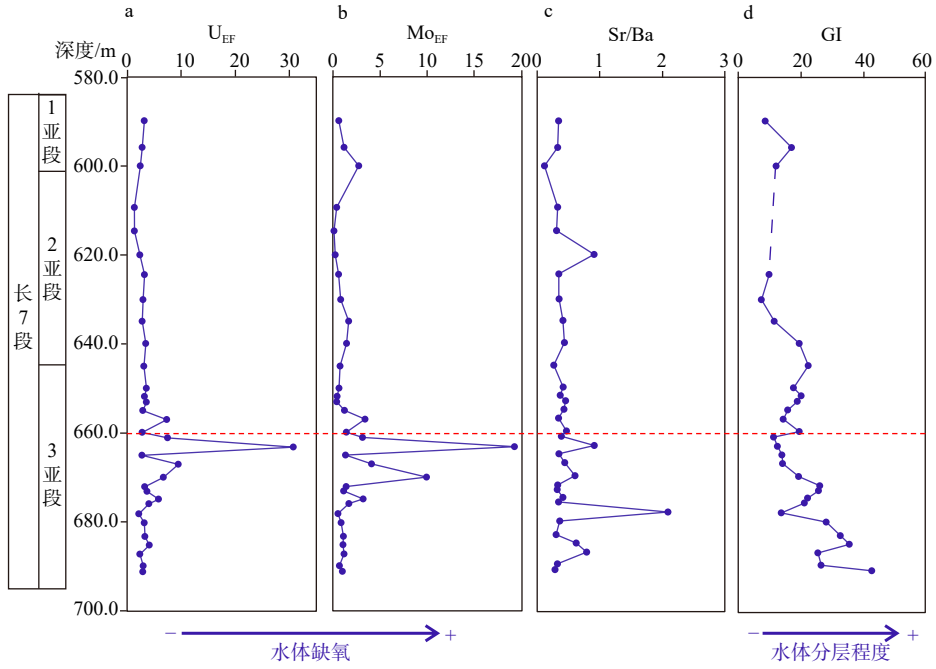
Fig. 9　Vertical variations in terrigenous organic matter inputs and paleoproductivity proxies for the Chang 7 Member source rocks from Well R203 in the Ordos Basin

(a) Dibenzofuran/phenanthrene (DBF/Phe); (b) Hopane/sterane (H/St); (c) Ni/Al

The red dashed line represents the corresponding horizon of the proposed Ladinian−Carnian boundary in the study well.

古水体氧化还原条件。研究结果显示，长 7 段大部分样品的 U_{EF} 和 Mo_{EF} 值大于 1(图 10a、10b)，表明沉积期湖泊整体处于缺氧状态。其中，3 亚段拉丁阶地层(660.0～695.0 m)的 U_{EF} 和 Mo_{EF} 值显著升高，指示缺氧程度进一步增强。U 和 Mo 的富集不仅受水体氧化还原条件影响也受盆地水文封闭度的显著影响。在相对封闭的盆地中，由于 U、Mo 等元素外源输入受限，水体中的 U、Mo 等元素被快速消耗，导致即便在缺氧条件下，沉积物中 U 和 Mo 等元素含量仍可能偏低(Algeo and Lyons, 2006; Tribovillard et al., 2008)。长 7 段沉积期，鄂尔多斯盆地河流体系发育(李文厚等, 2009; 李相博等, 2023b)，湖盆相对开放，U 和 Mo 等元素的来源充足，因此 3 亚段中较高的 U 和 Mo 富集更能反映湖泊缺氧程度的增强。相比之下，上覆卡尼阶地层中 U_{EF} 和 Mo_{EF} 值降低(图 10a、10b)，指示其沉积时期湖泊缺氧程度相对减弱。此外，样品中的 TOC 含量与 U 和 Mo 绝对含量均无显著相关性(TOC 含量与 U 绝对含量：ρ=0.097、P=0.590; TOC 含量与 Mo 绝对含量：ρ=0.215、P=0.229)，说明 3 亚段中 U 和 Mo 的富集主要受底水氧化还原状态影响，而非有机质吸附控制。拉丁阶沉积阶段增强的湖泊缺氧条件与同期有机碳富集程度和生烃潜力升高特征吻合(图 2)。斯皮尔曼相关性分析进一步显示，TOC 含量与 U_{EF} 和 Mo_{EF} 值之间呈显著正相关(图 8)，这表明湿润气候事件期间湖盆底水缺氧环境是促进 3 亚段有机质富集的重要因素。相较于生产力指标，TOC 含量与 U_{EF} 和 Mo_{EF} 的相关性更强(图 8)，表明底水的氧化还原条件可能是控制拉丁阶地层有机质富集的主要因素。

湖泊水体盐度的变化是影响水柱分层和底层



红色虚线代表文中提出的拉丁阶与卡尼阶的界限在研究井中的对应层位

a—U_{EF}; b—Mo_{EF}; c—Sr/Ba; d—伽马蜡烷指数(GI)

图 10 鄂尔多斯盆地 R203 井长 7 段烃源岩的氧化还原条件指标和古盐度指标的垂向变化图

Fig. 10 Vertical variations in redox condition proxies and paleo-salinity indicators for the Chang 7 Member source rocks from Well R203 in the Ordos Basin

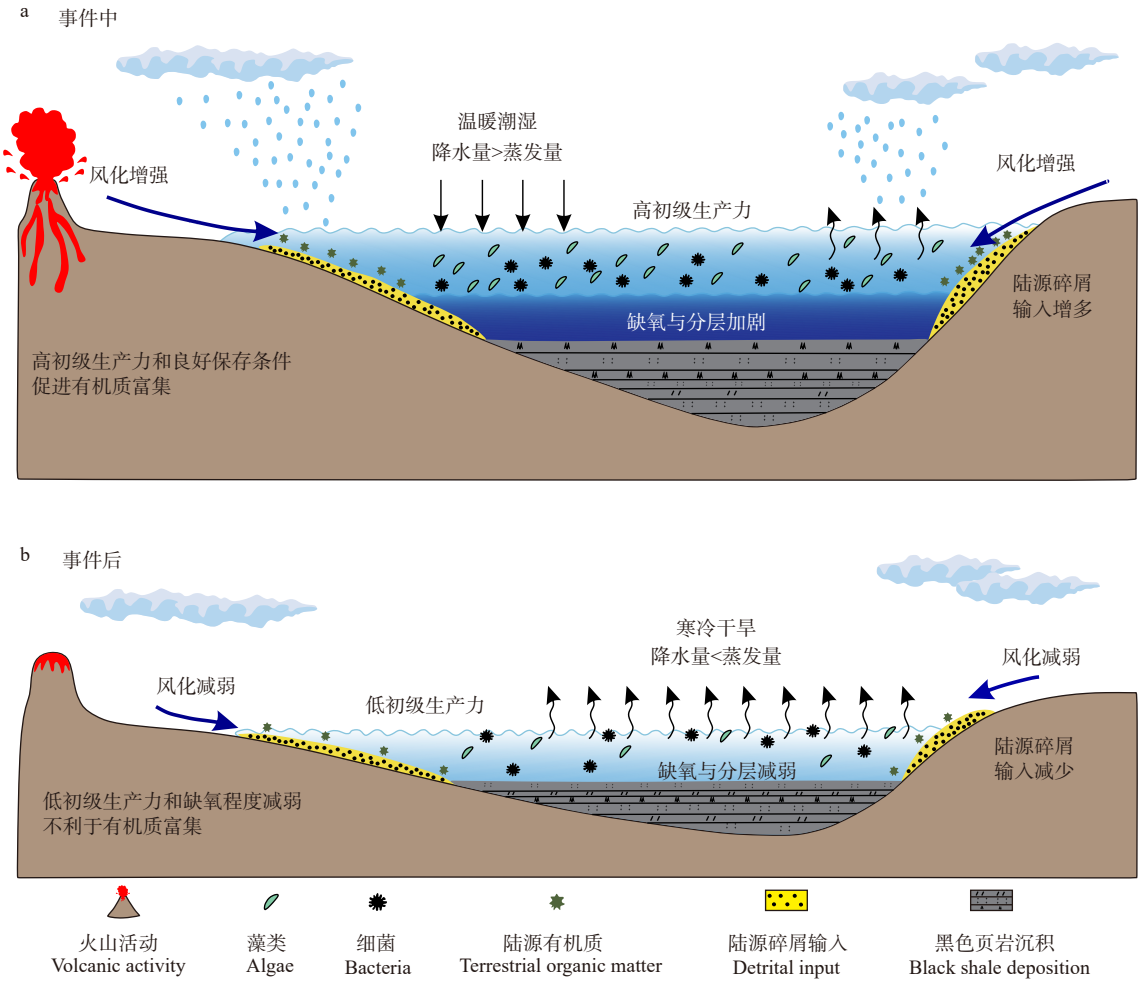
(a) U_{EF}; (b) Mo_{EF}; (c) Sr/Ba; (d) Gammacerane index (GI)

The red dashed line represents the corresponding horizon of the proposed Ladinian−Carnian boundary in the study well.

水缺氧的关键因素(Damsté et al., 1995; Wang et al., 2011)。研究采用 Sr/Ba 比值和伽马蜡烷指数(GI)作为古盐度和水体分层的指标。分析结果显示,长 7 段绝大部分样品 Sr/Ba 低于 0.5(图 10c),指示湖泊在沉积期主要为淡水环境(Wang et al., 2021; Cao et al., 2023)。高 GI 值通常与高盐度引起的水体分层相关(Moldowan et al., 1985; Philp et al., 1991),样品的 GI 值普遍较低,进一步支持了淡水沉积环境的认识。这与相关学者在长 7 段中发现丰富的淡水鱼类化石及以 *Leiosphaeridia* 和 *Micrhystridium* 为主的淡水疑源类组合的记录相吻合(吉利明等, 2006; 李文厚等, 2009)。需要指出的是,伽马蜡烷也可能来源于栖息在水体分层的氧化还原或化学界面的食菌纤毛虫(Damsté et al., 1995; Wang et al., 2022)。因此,即使在低盐度条件下,较高的 GI 值仍可能指示水体分层现象(Damsté et al., 1995; Schwark et al., 1998)。研究中,3 亚段拉丁阶地层的 GI 值略高于其他层位(图 10d),显示湖盆可能存在一定程度的分层。与浅水湖泊相比,深水湖泊在湿热气候条件下更容易形成热分层(thermal stratification; Dake and Harleman, 1969; Kirillin and Shatwell, 2016)。在 3 亚段沉积时期,相对湿热的气候造成湖平面上升,促进湖泊上部形成温暖且充分混合的浅层水体,而下部则为较冷且混合不充分的深层水体,两者分离形成湖泊热分层(Woolway et al., 2021; Liu et al., 2022)。GI 值与 TOC 含量呈显著正相关性(图 8),结合该层位较高的 U_{EF} 和 Mo_{EF} 值(图 10a、10b),表明在 L-CHI 湿润气候事件期间,水体缺氧和热分层共同作用有效促进了 3 亚段有机质的富集,为优质烃源岩形成提供了有利条件。

4.2 湿润气候事件与烃源岩有机质富集耦合机制

R203 井长 7 段的 TOC 含量与古气候、古生产力、陆源有机质输入和水体氧化还原条件等指标均表现出一定的相关性(图 8)。具体表现为,高 TOC 含量沉积层往往具有高的 CIA 值、CIW 值、C 值、DBF/Phe、Ni/Al、Mo_{EF}、U_{EF}、GI 值和低的藿烷/甾烷比值。基于对古气候−古环境和有机质富集因素的系统分析,研究建立了中—晚三叠世湿润气候事件背景下鄂尔多斯盆地东南地区长 7 段烃源岩有机质富集模式(图 11)。



a—事件中长 7 段 3 亚段有机质富集演化特征；b—事件后长 7 段 2 和 1 亚段有机质富集演化特征

图 11　中—晚三叠世湿润气候事件背景下鄂尔多斯盆地长 7 段烃源岩有机质富集模式

Fig. 11　Organic matter enrichment in Chang 7 Member source rocks, Ordos Basin, during the middle to late Triassic humid climate event

(a) Organic matter enrichment pattern in Submember 3 of Chang 7 Member during the event; (b) Organic matter enrichment pattern in Submembers 2 and 1 of Chang 7 Member after the event

中—晚三叠世 L-CHI 湿润气候事件期间，即长 7 段 3 亚段中—下段（660.0～695.0 m 深度区间）沉积时期，温暖湿热的气候显著增强了陆源区化学风化作用，地表径流向湖盆输送了大量陆源有机质。适宜的温湿气候和充足的营养物质供给促进了湖泊藻类繁盛，导致水体中氧气消耗加剧，湖泊缺氧程度增加，有利于有机质保存和富集。同时，频繁降水引起的湖平面上升且湿热气候驱动上暖下冷的湖体热分层，湖盆下部形成弱混合、安静的深层水体，进一步稳定了湖底缺氧环境。上述多重因素共同作用，使该时期形成的烃源岩表现出高有机质丰度和优良生烃潜力，为优质烃源岩。湿润事件结束后，区域气候转向相对干冷，陆地化学风化减弱，陆源营养物质输入减少，抑制了藻类的勃发，气候逐渐干旱化使水动力减弱、湖盆萎缩、水体相对变浅，水体难以维持稳定的分层结构，湖盆缺氧程度较事件期降低，导致该阶段形成的泥页岩较事件期形成的泥页岩有机质丰度低，生烃潜力较差。

综合研究结果表明，中—晚三叠世全球湿润气候事件与鄂尔多斯盆地东南地区陆相沉积地层存在显著的相关关系。在极端气候事件背景下，湿润气候条件通过促进高初级生产力和创造有利的有机质保存环境，共同控制了该地区长 7 段 3 亚段优质烃源岩的形成。与以往主要关注海相沉积记录的研究不同，研究揭示了湿润气候事件下地球系统多圈层相互作用对陆相盆地有机质富集的控制机制，为理解全球地质事件中的海–陆协同演化提供了新的证据。另外需要指出的是，近年研究表明大

规模有机碳埋藏常与火山活动增强相关(Longman et al., 2021; Algeo and Shen, 2024)。R203井长7段3亚段发育多层火山灰沉积(图1),这一现象在鄂尔多斯盆地南部广泛分布(邱欣卫等, 2009; 李相博等, 2023a),指示该时期鄂尔多斯盆地南部存在强烈火山活动(袁懿琳等, 2025)。火山活动可能通过双重途径影响湖盆生态系统。一方面,火山物质提供的营养元素促进湖泊生产力提升(Liu et al., 2024),但近年的研究发现大量火山灰会削弱阳光进入水体的强度,抑制藻类等对太阳能的吸收,造成湖泊生物大量死亡和初级生产力降低(柳蓉等, 2021)。另一方面,火山活动释放大量二氧化碳,增强温室效应,使气温升高、蒸发加剧、降水增加,从而维持温暖湿润的气候,有利于湖泊藻类和陆生植物生长,进而影响了3亚段有机质富集过程(Callegaro et al., 2023; Bian et al., 2025)。未来需深入探讨中—晚三叠世火山活动、气候变化和生物演化之间的内在联系。

5 结论

(1)鄂尔多斯盆地东南地区R203井长7段3亚段中—下段(660.0~695.0 m深度区间)具有全段最高的TOC含量和最优的生烃能力,构成了该区域优质烃源岩层段。

(2)鄂尔多斯盆地东南地区长7段3亚段中—下段沉积期温暖潮湿的气候特征与中—晚三叠世的L-CHI全球湿润气候事件具有良好的时间耦合关系。湿润气候事件通过双重途径促进了有机质的富集,一是增强的化学风化作用增强了陆源营养物质输入,驱动湖泊初级生产力提升;二是形成的缺氧分层的水体环境显著改善了有机质保存条件,两者共同作用促进了该时期湖相优质烃源岩的形成。

作者贡献声明: 路漫、段国强参与论文构思、数据分析、研究方法和论文写作;张桐溪、黄田华、王兆洋参与数据分析和技术手段的实践应用和绘图;段国强、李德伟参与数据分析、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: LU Man and DUAN Guoqiang conceived the study, performed data analysis, designed the research methodology, and drafted the manuscript; ZHANG Tongxi , HUANG Tianhua and WANG Zhaoyang participated in data analysis, practical application of technical approaches, and figure generation; DUAN Guoqiang and LI Dewei 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, LYONS T W, 2006. Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions[J]. Paleoceanography, 21(1): PA1016.

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, SHEN J, 2024. Theory and classification of mass extinction causation[J]. National Science Review, 11(1): nwad237.

BIAN L B, SCHOVSBO N H, CHAPPAZ A, et al., 2022. Paleoenvironmental reconstruction and organic matter accumulation of the lower Cambrian Qiongzhusi Formation in the Sichuan Basin, South China[J]. ACS Earth and Space Chemistry, 6(10): 2519-2529.

BIAN L B, WANG X M, CHAPPAZ A, et al., 2025. Elemental-organic geochemical evidence for the lacustrine metalimnetic oxygen minimum dynamics in the Mid-Late Triassic Chang 7 shales[J]. Earth and Planetary Science Letters, 651: 119153.

BOREHAM C J, SUMMONS R E, ROKSANDIC Z, et al., 1994. Chemical, molecular and isotopic differentiation of organic facies in the Tertiary lacustrine Duaringa oil shale deposit, Queensland, Australia[J]. Organic Geochemistry, 21(6-7): 685-712.

CALLEGARO S, DAL CORSO J, SONG H J, 2023. Editorial: how large igneous provinces (LIPs) during the Triassic shaped modern-day ecosystems[J]. Frontiers in Earth Science, 11: 1302216.

CAO G Y, LIU Y, LI C, et al., 2023. Salinity variations of the inner Yangtze Sea during the Ordovician-Silurian transition and its influences on marginal marine euxinia[J]. Global and Planetary Change, 225: 104129.

CHEN P, XIAN B, LI M, et al., 2023. Intensified lacustrine turbidite deposition as a response to the Carnian Pluvial Episode: Insights from the Triassic Ordos Basin in North China Plate[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 623: 111599.

CHEN R, LIU G, SHANG F, et al., 2019. Nitrogen isotope compositions of the Upper Triassic Chang 7 shale, Ordos Basin, North China: implications for depositional redox conditions[J]. Marine and Petroleum Geology, 109: 279-290.

CUI J W, ZHU R K, XU W L, et al., 2023. New cognition and isochronous stratigraphic division scheme of the Yanchang Formation sedimentation in Ordos Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 25(1): 93-104. (in Chinese with English abstract)

CUI J W, ZHU R K, ZHANG Z Y, et al., 2023. High resolution ID-TIMS redefines the distribution and age of the main Mesozoic lacustrine hydrocarbon source rocks in the Ordos Basin, China[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition, 97(2): 581-588.

DAKE J M K, HARLEMAN D R F, 1969. Thermal stratification in lakes: analytical and laboratory studies[J]. Water Resources Research, 5(2): 484-495.

DAL CORSO J, GIANOLLA P, NEWTON R J, et al., 2015. Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the "Carnian Pluvial Event" in the Tethys realm (Late Triassic)[J]. Global and Planetary Change, 127: 79-90.

DAL CORSO J, BERNARDI M, SUN Y D, et al., 2020. Extinction and dawn of the modern world in the Carnian (Late Triassic)[J]. Science Advances, 6(38): eaba0099.

DAMSTÉ J S S, KENIG F, KOOPMANS M P, et al., 1995. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(9): 1895-1900.

DAMSTÉ J S S, SCHOUTEN S, 1997. Is there evidence for a substantial contribution of prokaryotic biomass to organic carbon in Phanerozoic carbonaceous sediments?[J]. Organic Geochemistry, 26(9-10): 517-530.

DENG S H, LU Y Z, LUO Z, et al., 2018. Subdivision and age of the Yanchang Formation and the Middle/Upper Triassic boundary in Ordos Basin, North China[J]. Science China Earth Sciences, 61(10): 1419-1439.

DENG X Q, LI W H, LIU X S, et al., 2009. Discussion on the stratigraphic boundary between Middle Triassic and Upper Triassic[J]. Acta Geologica Sinica, 83(8): 1089-1096. (in Chinese with English abstract)

FENTON S, GRICE K, TWITCHETT R J, et al., 2007. Changes in biomarker abundances and sulfur isotopes of pyrite across the Permian–Triassic (P/Tr) Schuchert Dal section (East Greenland)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 262(1-2): 230-239.

FU J H, NIU X B, DAN W D, et al., 2019. The geological characteristics and the progress on exploration and development of shale oil in Chang7 Member of Mesozoic Yanchang Formation, Ordos Basin[J]. China Petroleum Exploration, 24(5): 601-614. (in Chinese with English abstract)

FU S T, YAO J L, LI S X, et al., 2020. Enrichment characteristics and resource potential of continental shale oil in Mesozoic Yanchang Formation, Ordos Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 42(5): 698-710.

General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration of the People's Republic of China, 2013. Rock pyrolysis analysis: GB/T 18602—2012[S]. Beijing: Standards Press of China. (in Chinese)

HE Z W, CLARKSON M O, ANDERSEN M B, et al., 2021. Temporally and spatially dynamic redox conditions on an upwelling margin: the impact on coupled sedimentary Mo and U isotope systematics, and implications for the Mo-U paleoredox proxy[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 309: 251-271.

JI L M, MENG F W, 2006. Palynology of Yanchang Formation of Middle and Late Triassic in eastern Gansu Province and its paleoclimatic significance[J]. Journal of China University of Geosciences, 17(3): 209-220.

JI L M, WANG S F, XU J L, 2006. Acritarch assemblage in Yanchang Formation in Eastern Gansu Province and its environmental implications[J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 31(6): 798-806. (in Chinese with English abstract)

JIN X, BARANYI V, CAGGIATI M, et al., 2021. Middle Triassic lake deepening in the Ordos Basin of North China linked with global sea-level rise[J]. Global and Planetary Change, 207: 103670.

KAIHO K, AFTABUZZAMAN M, JONES D S, et al., 2021. Pulsed volcanic combustion events coincident with the end-Permian terrestrial disturbance and the following global crisis[J]. Geology, 49(3): 289-293.

KATZ B J, 1995. Factors controlling the development of lacustrine petroleum source rocks: an update[M]//HUC A H. Paleogeography, paleoclimate, and source rocks. Tulsa: AAPG Studies in Geology.

KIRILLIN G, SHATWELL T, 2016. Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes[J]. Earth-Science Reviews, 161: 179-190.

KUSTATSCHER E, VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J H A, ROGHI G, 2010. Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: a case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy)[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290(1-4): 71-80.

LI J G, WEI Y, YANG B, et al., 2025. Response of Carnian pluvial event in southern Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 99(2): 365-381. (in Chinese with English abstract)

LI W H, PANG J G, CAO H X, et al., 2009. Depositional system and paleogeographic evolution of the late Triassic Yanchang Stage in Ordos Basin[J]. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 39(3): 501-506.

LI W H, LIU X, ZHANG Q, et al., 2019. Deposition evolution of Middle-Late Triassic Yanchang Formation in Ordos Basin[J]. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 49(4): 605-621.

LI X, ZHANG Y, SUN Y W, et al., 2023. Vegetation changes and climate shift during the latest Ladinian to the early Carnian: palynological evidence from the Yanchang Formation, Ordos Basin, China[J]. Frontiers in Earth Science, 10: 1008707.

LI X B, LIU H Q, YANG W W, et al., 2023a. A lacustrine basin driven by extreme events of alternate dry-wet climatic cycles: evidence from outcrops of Yanchang Formation in Upper Triassic, Ordos Basin[J]. Earth Science, 48(1): 293-316.

LI X B, LIU H Q, HUANG J P, et al., 2023b. Alternation of arid-humid climate, and formation and distribution of fluvial fan sand in the central area of Inland Lake Basin: a case study of the Yanchang Formation in Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 97(3): 822-838. (in Chinese with English abstract)

LI Z H, CHEN Z Q, ZHANG F F, et al., 2020. Global carbon cycle perturbations triggered by volatile volcanism and ecosystem responses during the Carnian Pluvial Episode (late Triassic)[J]. Earth-Science Reviews, 211: 103404.

LIU B J, XIA J, ZHU F L, et al., 2021. Response of hydrodynamics and water-quality conditions to climate change in a shallow lake[J]. Water Resources Management, 35(14): 4961-4976.

LIU J C, CAO J, HE T C, et al., 2022. Lacustrine redox variations in the Toarcian Sichuan Basin across the Jenkyns Event[J]. Global and Planetary Change, 215: 103860.

LIU Q Y, LI P, JIANG L, et al., 2024. Distinctive volcanic ash–rich lacustrine shale deposition related to chemical weathering intensity during the Late Triassic: evidence from lithium contents and isotopes[J]. Science

Advances, 10(11): eadi6594.

LIU R, ZHANG K, LIU Z J, et al., 2021. Oil shale mineralization and geological events in China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 39(1): 10-28. (in Chinese with English abstract)

LIU Y H, QIANG W, DANG X, et al., 2025. Study on the pore structure characteristics of interbedded shale oil and formation mechanisms of high-quality shale oil reservoirs in the Chang 7 Member, Yanchang Formation, Ansai Oilfield[J]. Journal of Geomechanics, 31(3): 506-521. (in Chinese with English abstract)

LONGMAN J, MILLS B J W, MANNERS H R, et al., 2021. Late Ordovician climate change and extinctions driven by elevated volcanic nutrient supply[J]. Nature Geoscience, 14(12): 924-929.

LU J, ZHANG P X, DAL CORSO J, et al., 2021a. Volcanically driven lacustrine ecosystem changes during the Carnian Pluvial Episode (Late Triassic)[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 118(40): e2109895118.

LU M, LU Y H, IKEJIRI T, et al., 2021b. Periodic oceanic euxinia and terrestrial fluxes linked to astronomical forcing during the Late Devonian Frasnian–Famennian mass extinction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 562: 116839.

LU M, DUAN G Q, ZHANG T X, et al., 2025. Influences of paleoclimatic changes on organic matter enrichment mechanisms in freshwater and saline lacustrine oil shales in China: a machine learning approach[J]. Earth-Science Reviews, 262: 105061.

LU Y B, JIANG S, LU Y C, et al., 2019. Productivity or preservation? The factors controlling the organic matter accumulation in the late Katian through Hirnantian Wufeng organic-rich shale, South China[J]. Marine and Petroleum Geology, 109: 22-35.

MARYNOWSKI L, SIMONEIT B R T, 2009. Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons[J]. Palaios, 24(12): 785-798.

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

MILLER C S, BARANYI V, 2021. Triassic climates[M]//ALDERTON D, ELIAS S A. Encyclopedia of geology. 2nd ed. San Diego: Academic Press: 514-524. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.12070-6.

MOLDOWAN J M, SEIFERT W K, GALLEGOS E J, 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks[J]. AAPG Bulletin, 69(8): 1255-1268.

MOLDOWAN J M, ALBRECHT P, PHILP R P, 1992. Biological markers in sediments and petroleum[M]. Englewood Cliffs: Prentice Hall.

MORT H P, ADATTE T, FÖLLMI K B, et al., 2007. Phosphorus and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic anoxic event 2[J]. Geology, 35(6): 483-486.

MURPHY, A E, SAGEMAN, B B, HOLLANDER, D J, et al., 2000. Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian Basin: Clastic starvation, seasonal water - column mixing, and efficient biolimiting nutrient recycling[J]. Paleoceanography, 15(3): 280-291.

MUTTI M, WEISSERT H, 1995. Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy)[J]. Journal of Sedimentary Research, 65(3b): 357-367.

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.

PAUL K M, VAN HELMOND N A G M, SLOMP C P, et al., 2023. Sedimentary molybdenum and uranium: improving proxies for deoxygenation in coastal depositional environments[J]. Chemical Geology, 615: 121203.

PETERS K E, WALTERS C C, MOLDOWAN J M, 2005. The biomarker guide[M]. Cambridge: Cambridge University Press.

PHILP R P, FAN P, LEWIS C A, et al., 1991. Geochemical characteristics of oils from the Chaidamu, Shanganning and Jianghan Basins, China[J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 5(1-4): 351-358.

POSENATO R, BASSI D, AVANZINI M, 2013. Bivalve pavements from shallow-water black-shales in the Early Jurassic of northern Italy: a record of salinity-and oxygen-depleted environmental dynamics[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 369: 262-271.

PRETO N, KUSTATSCHER E, WIGNALL P B, 2010. Triassic climates: state of the art and perspectives[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290(1-4): 1-10.

QIU X W, LIU C Y, LI Y H, et al., 2009. Distribution characteristics and geological significances of tuff interlayers in Yanchang Formation of Ordos Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 27(6): 1138-1146. (in Chinese with English abstract)

SCHWARK L, VLIEX M, SCHAEFFER P, 1998. Geochemical characterization of Malm Zeta laminated carbonates from the Franconian Alb, SW-Germany (II)[J]. Organic Geochemistry, 29(8): 1921-1952.

SEPHTON M A, LOOY C V, BRINKHUIS H, et al., 2005. Catastrophic soil erosion during the end-Permian biotic crisis[J]. Geology, 33(12): 941-944.

SIMMS M J, RUFFELL A H, 1989. Synchroneity of climatic change and extinctions in the Late Triassic[J]. Geology, 17(3): 265-268.

STEFANI M, FURIN S, GIANOLLA P, 2010. The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290(1-4): 43-57.

SUN Y D, WIGNALL P B, JOACHIMSKI M M, et al., 2016. Climate warming, euxinia and carbon isotope perturbations during the Carnian (Triassic) Crisis in South China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 444: 88-100.

SUN Y W, LI X, LIU Q Y, et al., 2020. In search of the inland Carnian Pluvial Event: Middle–Upper Triassic transition profile and U–Pb isotopic dating in the Yanchang Formation in Ordos Basin, China[J]. Geological Journal, 55(7): 4905-4919.

TONG J N, CHU D L, LIANG L, et al., 2019. Triassic integrative stratigraphy and timescale of China[J]. Science China Earth Sciences, 62(1): 189-222.

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.

TRIBOVILLARD N, BOUT-ROUMAZEILLES V, ALGEO T, et al., 2008. Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents[J]. Marine Geology, 254(1-2): 62-72.

TROTTER J A, WILLIAMS I S, NICORA A, et al., 2015. Long-term cycles of Triassic climate change: a new $\delta^{18}O$ record from conodont apatite[J]. Earth and Planetary Science Letters, 415: 165-174.

WANG A H, WANG Z H, LIU J K, et al., 2021. The Sr/Ba ratio response to

salinity in clastic sediments of the Yangtze River Delta[J]. Chemical Geology, 559: 119923.

WANG D L, SCHWARK L, RUEBSAM W, et al., 2022. Eccentricity paced paleoenvironment evolution and microbial community structure in the Gulf of Mexico during the outgoing Early Eocene Climate Optimum[J]. Earth and Planetary Science Letters, 599: 117857.

WANG L, SONG Z G, YIN Q, et al., 2011. Paleosalinity significance of occurrence and distribution of methyltrimethyltridecyl chromans in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation, Songliao Basin, China[J]. Organic Geochemistry, 42(11): 1411-1419.

WEDEPOHL K H, 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 8: 307-333.

WOOLWAY R I, SHARMA S, WEYHENMEYER G A, et al., 2021. Phenological shifts in lake stratification under climate change[J]. Nature Communications, 12(1): 2318.

WU Z R, HE S, HE Z L, et al., 2022. Petrographical and geochemical characterization of the Upper Permian Longtan formation and Dalong Formation in the Lower Yangtze region, South China: implications for provenance, paleoclimate, paleoenvironment and organic matter accumulation mechanisms[J]. Marine and Petroleum Geology, 139: 105580.

YANG R C, JIN Z J, VAN LOON A J, et al., 2017. Climatic and tectonic controls of lacustrine hyperpycnite origination in the Late Triassic Ordos Basin, central China: implications for unconventional petroleum development[J]. AAPG Bulletin, 101(1): 95-117.

YANG Z Y, MA X H, BESSE J, et al., 1991. Paleomagnetic results from Triassic sections in the Ordos Basin, north China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 104(2-4): 258-277.

YUAN D N, LI S Y, XU Y J, et al., 2024. Response of dissolved carbon dioxide and methane concentration to warming in shallow lakes[J]. Water Research, 251: 121116.

YUAN W, LIU G D, XU L M, et al., 2019. Petrographic and geochemical characteristics of organic-rich shale and tuff of the Upper Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, China: implications for lacustrine fertilization by volcanic ash[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 56(1): 47-59.

YUAN Y L, JING Z H, ZHANG B, et al., 2025. Biomarker characteristics and sedimentary paleoenvironment of Chang 7 source rocks in northern Ordos Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 36(2): 293-306. (in Chinese with English abstract)

ZHANG K, LIU R, LIU Z J, et al., 2021. Geochemical characteristics and geological significance of humid climate events in the Middle-Late Triassic (Ladinian-Carnian) of the Ordos Basin, central China[J]. Marine and Petroleum Geology, 131: 105179.

ZHANG X Y, ZHAN R R, DUAN L, et al., 2024. 3D digital modelling and detailed anatomy of tight sandstone reservoir outcrop with oil-bearing heterogeneity: a case study of Angou outcrop of Triassic Yanchang Formation in Ordos Basin[J]. Journal of Geomechanics, 30(4): 609-621. (in Chinese with English abstract)

ZHU R K, CUI J W, DENG S H, et al., 2019. High-precision dating and geological significance of Chang 7 tuff zircon of the Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin in central China[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition, 93(6): 1823-1834.

附中文参考文献

崔景伟，朱如凯，徐旺林，等，2023. 鄂尔多斯盆地延长组等时地层对比方案与沉积新认识[J]. 古地理学报，25(1)：93-104.

邓胜徽，卢远征，罗忠，等，2018. 鄂尔多斯盆地延长组的划分、时代及中-上三叠统界线[J]. 中国科学：地球科学，48(10)：1293-1311.

邓秀芹，李文厚，刘新社，等，2009. 鄂尔多斯盆地中三叠统与上三叠统地层界线讨论[J]. 地质学报，83(8)：1089-1096.

付金华，牛小兵，淡卫东，等，2019. 鄂尔多斯盆地中生界延长组长7段页岩油地质特征及勘探开发进展[J]. 中国石油勘探，24(5)：601-614.

付锁堂，姚泾利，李士祥，等，2020. 鄂尔多斯盆地中生界延长组陆相页岩油富集特征与资源潜力[J]. 石油实验地质，42(5)：698-710.

国家能源局，2019. 有机物和碳酸盐岩碳、氧同位素分析方法：SY/T 5238-2019[S]. 北京：石油工业出版社.

吉利明，王少飞，徐金鲤，2006. 陇东地区延长组疑源类组合特征及其古环境意义[J]. 地球科学：中国地质大学学报，31(6)：798-806.

李建国，韦一，杨兵，等，2025. 卡尼期雨幕事件在鄂尔多斯盆地南部地区的响应[J]. 地质学报，99(2)：365-381.

李文厚，庞军刚，曹红霞，等，2009. 鄂尔多斯盆地晚三叠世延长期沉积体系及岩相古地理演化[J]. 西北大学学报(自然科学版)，39(3)：501-506.

李文厚，刘溪，张倩，等，2019. 鄂尔多斯盆地中晚三叠世延长期沉积演化[J]. 西北大学学报(自然科学版)，49(4)：605-621.

李相博，刘化清，杨伟伟，等，2023a. 一个由干湿交替极端气候事件主导的内陆湖盆：来自鄂尔多斯盆地上三叠统延长组露头剖面的沉积学证据[J]. 地球科学，48(1)：293-316.

李相博，刘化清，黄军平，等，2023b. 干湿气候交替与内陆湖盆河流扇砂体的形成与分布：以鄂尔多斯盆地延长组为例[J]. 地质学报，97(3)：822-838.

柳蓉，张坤，刘招君，等，2021. 中国油页岩富集与地质事件研究[J]. 沉积学报，39(1)：10-28.

刘雨航，强微，党鑫，等，2025. 安塞油田延长组7段夹层型页岩油储层孔隙结构特征及优质储层成因机制研究[J]. 地质力学学报，31(3)：506-521.

邱欣卫，刘池洋，李元昊，等，2009. 鄂尔多斯盆地延长组凝灰岩夹层展布特征及其地质意义[J]. 沉积学报，27(6)：1138-1146.

童金南，楚道亮，梁蕾，等，2019. 中国三叠纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学：地球科学，49(1)：194-226.

袁懿琳，荆振华，张斌，等，2025. 鄂尔多斯盆地北缘长7段烃源岩生物标志物特征与沉积环境分析[J]. 天然气地球科学，36(2)：293-306.

张小银，詹容若，段亮，等，2024. 致密砂岩含油非均质性储层的野外实例三维数字模型和精细解剖：以鄂尔多斯盆地三叠系延长组安沟油砂露头为例[J]. 地质力学学报，30(4)：609-621.

中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局，中国国家标准化管理委员会，2013. 岩石热解分析：GB/T 18602-2012[S]. 北京：中国标准出版社.