二叠纪中晚期地质事件对川东北富有机质页岩发育的控制

邓空[1a]，陆扬博[1a*]，张柏林[2]，刘占红[1b]，蒙冕模[1b]，杜学斌[1b]，陈斐然[3]，李飞[3]，陆永潮[1a]，苟启洋[4]，王瀚明[1c]

1. 中国地质大学（武汉）a. 资源学院；b. 海洋学院；c. 地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉 430074；
2. 成都理工大学沉积地质研究院，成都 610059；
3. 中国石化勘探分公司物探研究院，成都 610041；
4. 中国石油大学（华东）地球科学与技术学院，山东 青岛 266580

第一作者，E-mail：dengkong@cug.edu.cn

* 通信作者，E-mail：luyb@cug.edu.cn

2024-08-28 收稿；2024-11-07 修回；2024-11-08 接受

基金项目：国家自然科学基金项目(42072137; 42472201; 42472197)；“地大学者”人才岗位科研启动经费(2023099)；国家重大科技专项“大型油气田及煤层气开发”(2022ZC06070001)

中图分类号：P618.13　　文章编号：2096-8523(2025)02-0161-21　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240483

摘　要：川东北地区二叠系大隆组、吴家坪组和茅口组中 3 套黑色富有机质页岩获页岩气勘探的重大发现，开辟了接替五峰组–龙一段海相页岩气勘探开发的新领域。基于岩石学、沉积学和地球化学分析，探讨了这 3 套黑色富有机质页岩的沉积特征及其沉积古环境的演化过程，综合分析了川东北地区二叠纪中晚期富有机质页岩沉积时期的古环境差异及有机质富集的控制因素。结果表明，茅口组、吴家坪组及大隆组富有机质页岩具有强烈的非均质性，其发育控制因素也存在显著差异。其中，茅口组三段沉积期受强上升流、弱火山和弱热液活动影响，气候温暖湿润，伴随有极高的初级生产力、低陆源输入及缺氧硫化的水体条件；吴家坪组二段所对应的沉积环境具备高生产力、低陆源输入、季节性上升流、弱热液活动及间隙硫化–硫化条件的特征；大隆组受强热液、上升流和岛弧火山的影响，其所对应的沉积环境具有高初级生产力、低陆源输入及间隙硫化–硫化条件的特征。研究结果进一步揭示了多重地质事件对富有机质页岩的复杂耦合作用，构建了多重地质事件联控的富有机质页岩成因模式，为海相页岩气勘探有利区提供了理论依据及模型支持。

关键词：地质事件；成因模式；上扬子地区；大隆组；吴家坪组；茅口组；富有机质页岩；二叠纪

四川盆地是我国海相页岩气勘探开发的主战场。目前我国已实现了四川盆地奥陶系–志留系五峰组–龙一段海相页岩气资源的有效开发[1-2]，先后建成了涪陵、威远、长宁、昭通、威荣等多个页岩商业气田[3]。截止 2023 年底，页岩气年产量超过 250×10^8 m^3[4]。为实现四川盆地页岩气的长期可持续发展，近年来，中石油和中石化提出了“走出志留系，走向新层系”的战略部署，立足全盆，积极开展二叠系新层系页岩气勘探评价研究工作，并在川东北地区二叠系大隆组、吴家坪组和茅口组 3 套黑色富页岩中获页岩气勘探的重大新发现，开辟了接替五峰组–龙一段海相页岩气勘探的新领域，为保障国家能源安全夯实基础[5-6]。

海相页岩气勘探的富有机质页岩是重要的生物有机碳和有机硅的埋藏层位[7-8]，其沉积充填期通常对应了地球系统内动力强(板块汇聚、离散)的动荡期，亦是该时期全球性或区域性多种地质事件沉积

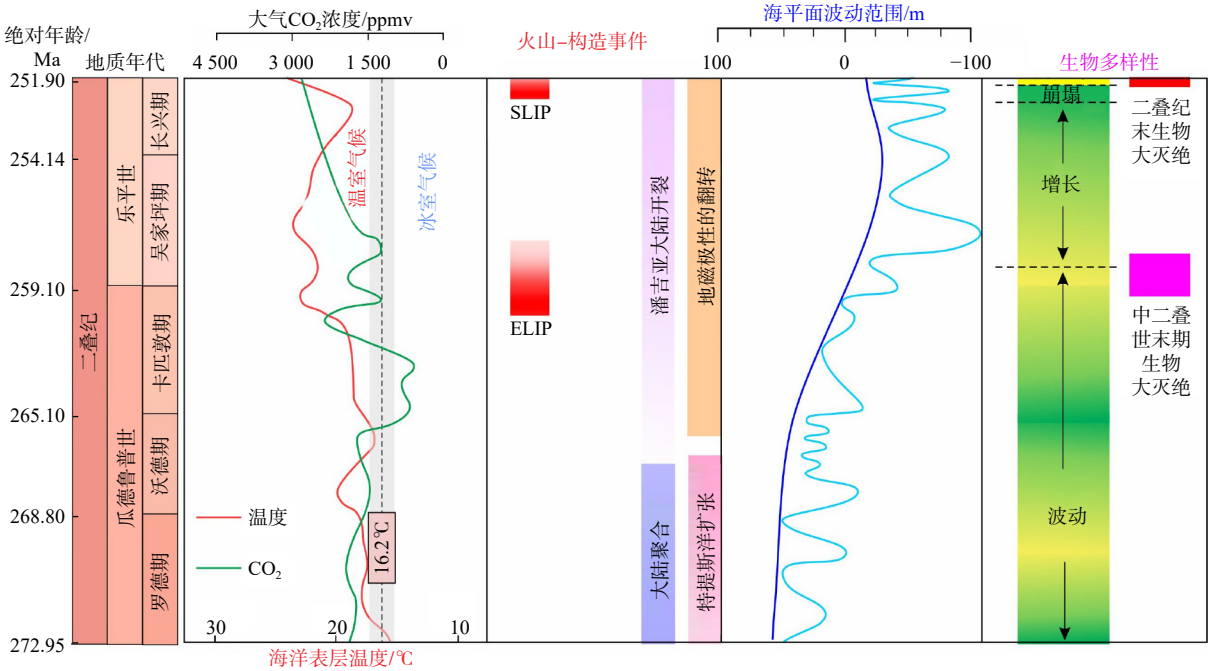
著录信息：邓空，陆扬博，张柏林，等. 二叠纪中晚期地质事件对川东北富有机质页岩发育的控制 [J]. 地质科技通报，2025，44(2)：161-181.
DENG Kong, LU Yangbo, ZHANG Bolin, et al. Controls of Middle and Late Permian major geological events on the development of the organic-rich shales in northeast Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(2): 161-181.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjqb.cug.edu.cn

耦合的结果[9]。如五峰组–龙一段富有机质页岩，即为在地质历史关键转折期（奥陶纪–志留纪过渡期），受火山活动、冰期、上升流、生物大灭绝、底流侵入等地质事件影响，古气候、古海洋环境与古生物协同演变控制下的产物[10-11]。与之相比，同样作为地质历史关键转折期，二叠纪中晚期亦发生了一系列全球重大地质事件，如大火成岩省喷发、大陆裂解、极热气候转变、上升流、大幅度海平面升降、重大缺氧、生物大灭绝等（图 1）[12]。这些地质事件相互作用下，对古沉积环境产生重大影响，并控制富有机质页岩的发育。针对该区多套富有机质页岩的研究，前人对沉积构造演化[13-15]、沉积环境[12, 16-18] 及地质事件[12, 16, 19] 等方面开展了坚实的基础研究，但相关研究主要关注晚二叠世末期生物大灭绝事件，以及单一地质事件对富有机质页岩的影响，缺乏宏观的视角和系统沉积演化规律的研究。同时，二叠纪中晚期发育的多套富有机质页岩存在显著差异，主要因为古沉积环境的演化受多种地质事件耦合作用的影响。本研究将基于川东北重点钻井岩心的沉积特征以及地球化学分析测试资料，对二叠系大隆组、吴家坪组和茅口组 3 套黑色富有机质页岩进行垂向上的精细解剖，旨在厘清该时期地质事件耦合关系及其对川东北地区黑色富有机质页岩沉积充填时期古气候、古海洋演变的内在驱动与关联，进而系统揭示 3 套黑色页岩的沉积演化过程及有机质富集的成因模型，以期为川东北地区二叠系页岩气的有利区优选、资源评价和进一步勘探开发提供理论依据。

1　区域地质背景

四川盆地位于上扬子准地台西北段，是中国南方扬子准地台的一个次级构造单元，北邻秦岭褶皱带，西邻松潘甘孜褶皱带，是上扬子准地台内通过 NE 向与 NW 向交叉的深断裂活动形成的菱形构造沉积盆地，属于典型的含油气叠合盆地[13]。四川盆地与古特提斯构造域关系密切，受古特提斯构造域的控制影响[20]。二叠纪是古特提斯构造域演化的重要时期，洋盆处于俯冲、局部关闭、形成阶段，发育的盆地主要表现为区域拉张构造背景，形成了浅水台地与深水断陷盆地相间的构造–古地理面貌（图 2）[19, 21-22]。加里东末期构造运动造就四川盆地部分隆起，寒武系及其以上地层受到不同程度的剥蚀，泥盆系及石炭系仅分布在古隆起外围。经过长期的风化和剥蚀，形成不同层位的准平原化基底，为广泛海侵创造了条件[14-15]。二叠纪瓜德鲁普世时期全盆地受海侵影响，在古风化壳之上沉积了一套滨岸沼泽相含煤碎屑岩，即梁山组。随后海平面进一步上升，海侵快速加剧，沉积了以碳酸盐岩台地相为主的栖霞组，岩性以石灰岩为主，普遍含有丰富的生物碎屑[21]。在瓜德鲁普世末期至乐平世早期，受东



SLIP. 西伯利亚大火成岩省；ELIP. 峨眉山大火成岩省，改自文献 [12]；大气 CO_2 浓度：1 ppmv=2.86 mg/m^3

图 1　二叠纪中晚期全球重大生物演化和地质作用事件

Fig. 1　Key stages of biological evolution stages and significant geological events during the Mid-Late Permian

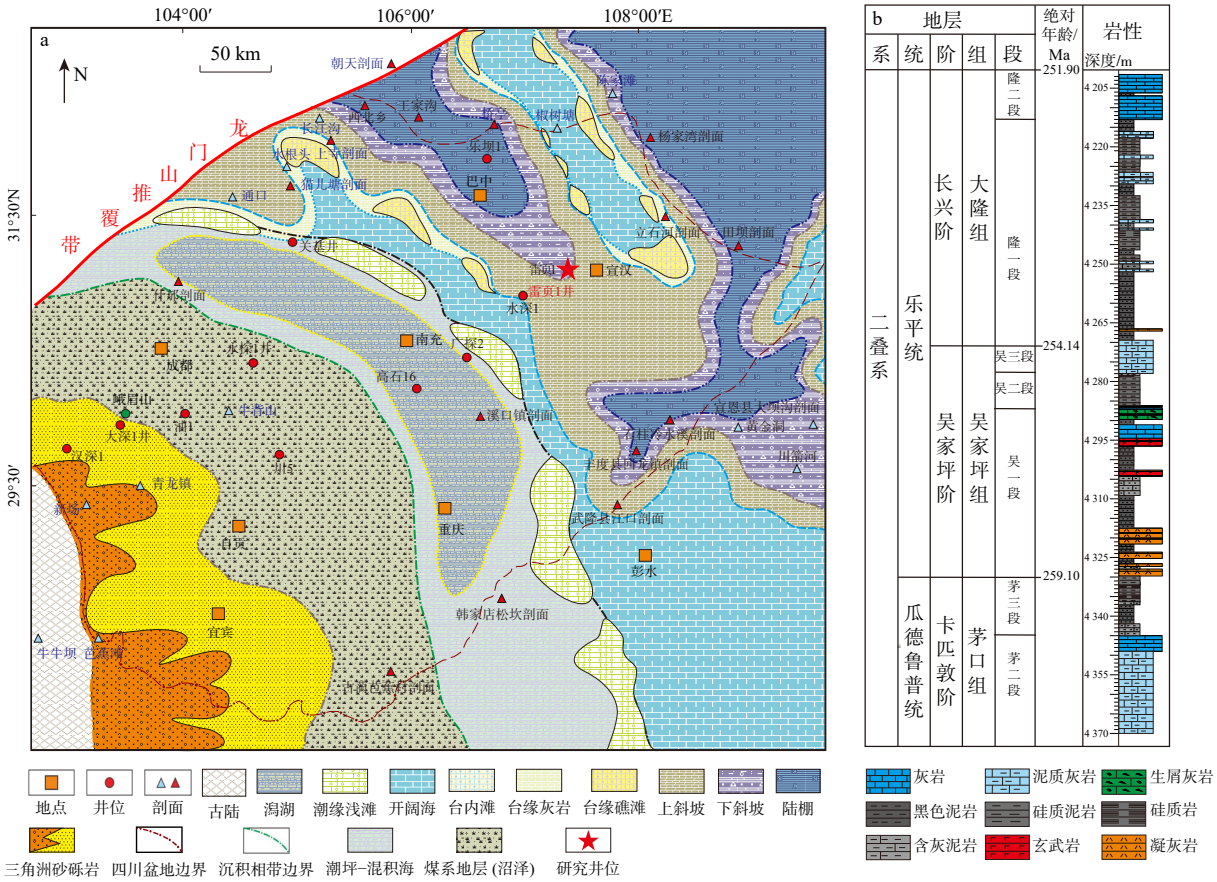


图 2　研究区吴家坪组古地理背景图和重点井位 (a) 及关键层位岩性柱状图 (b)

Fig. 2　Paleogeographic map of the study area, location of the study drill-core (a) and lithological column of the organic-rich strata (b)

吴运动和峨眉山地幔柱活动的影响，沉积断裂加剧，使得台地裂解发生沉积分异；期间，四川盆地出现大量断陷盆地，断陷海槽多为深水陆盆相，其内发育硅质岩及含放射虫硅质泥页岩[22]。在二叠纪乐平世中–晚期，受峨眉山地幔柱活动的影响，后期岛弧火山作用增强，改变了四川盆地沉积格局；期间，四川盆地碳酸盐岩台地范围扩大，台内裂陷槽两侧发育礁–滩相沉积，并成为后期油气聚集运移的有利相带[19, 23]。

二叠系主要采用三分方案，从下至上分为乌拉尔统、瓜德鲁普统、乐平统。其中，乌拉尔统包括梁山组/马鞍组、栖霞组，瓜德鲁普统包括茅口组，乐平统包括吴家坪组/龙潭组、长兴组/大隆组[24]。研究区主要分布于四川盆地东北两侧裂陷槽内，裂陷槽内层系完整且厚度较大，整体表现为多层系、多旋回特点[25-27]。勘探实践表明，研究区主要发育了茅口组，吴家坪组/龙潭组和大隆组/长兴组 3 套工业性的烃源岩。研究目的层主要位于茅口组三段(茅三段)、吴家坪组(包含吴一、二和三段)以及大隆组一段(隆一段)。茅三段主要为黑色硅质岩和黑色硅质泥页岩，呈互层分布；吴家坪组主要发育灰黑色泥岩、含灰泥岩与黑色泥岩，底层含有大量的凝灰岩及玄武岩发育；隆一段主要发育富有机质硅质泥页岩和泥质灰岩(图 2)。

2　研究样品及方法

2.1　研究样品

本研究以川东北地区雷页 1 井(LY-1)的大隆组、吴家坪组和茅口组 3 套黑色富有机质页岩为研究对象，在岩心沉积特征观察和岩性描述的基础上，系统性采集了 65 块岩心样品。利用光学薄片和扫描电镜对矿物进行观察和识别，随后选取的 65 块样品粉碎至 200 目(粒径 0.074 mm)后，依次开展 X 射线衍射(XRD)矿物含量、TOC 含量、Hg 含量、主量及微量元素的测定。

2.2　实验分析

在 Rigaku D/max-2500 PC X-ray 衍射仪，使用 Cu-Kα 辐射进行测试，扫描速率为 2°/min，工作电压为 40 kV，工作电流为 150 mA，运用各矿物主峰曲线下的面积半定量地计算矿物体积分数。在 TOC 含

量的测试中，加入 10% 的盐酸(HCl)进行处理，以去除样品中的碳酸盐矿物，用蒸馏水彻底清洗处理后的样品，再在 60 ~ 70℃ 的条件下进行烘干。最后，使用 Leco CS-200 元素分析仪对样品进行测试分析。测试条件为 99.9% 纯度的氧气，0.12 ~ 0.14 MPa 的压力，930℃ 的燃烧温度及 800 mL/min(± 25)的气体流速。TOC 测量的分析精度为 ± 0.5%[28]。

全岩总汞(Hg)元素含量测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成，测试仪器为 DMA-80(direct mercury analyzer-80)。首先进行去污实验，确保没有残余汞的污染，再对实验器材进行空烧，确保器材没被污染；然后称取标样进行测试，待标样测试结果稳定后开始样品汞含量的测试。由于 Hg 是热敏感性元素，测试 Hg 元素的样品都需进行冷冻处理，并根据有机碳以及总硫的含量来衡量待测样的质量，一般称取待测样的质量 10 ~ 100 mg，高有机质碳或高硫含量样品一般称取 10 ~ 30 mg 上机。仪器的测试原理是热解法，整个分析过程分为 3 个阶段：分解、收集和检测，第 1 阶段将样品在仪器的热解析炉中加热至 1 000℃ 将 Hg 元素热释放；第 2 阶段，将解析出的 Hg 蒸汽送入 565℃ 的催化还原炉中还原为气态单质汞，再送入齐化管中进行富集处理；第 3 阶段，通过吸收池吸收并分析计算出样品 Hg 的浓度。每 10 个样品为 1 组，每组插入 1 个重复样和标样，用于验证实验数据的准确性及仪器的稳定性，数据分析误差小于 0.05%。

主量元素的测试中，首先称取约 1 g 样品置于陶瓷坩埚中，并在 1 000℃ 的马弗炉中灼烧 2 h 以去除有机物和碳酸盐，取出待冷却至室温再称量，计算并记录烧失量。剩余的样品与 8 倍其质量的四酸锂($Li_2B_4O_7$)混合，将混合后的样品置于熔样炉中进行高温熔融后，倒入铂金模子制成扁平玻璃片。最后，利用 PANalytical PW2424-X 射线荧光光谱仪(XRF)对制备好的样品进行测试，数据测量分析精度为 ± 1%。

微量元素的测试中，首先称取约 50 mg 粉末样品置于特氟龙烧杯中，滴入少许超纯水对样品进行润湿后，加入 1.5 mL 浓氟化氢(HF)和 1 mL 浓硝酸(HNO_3)对样品进行消解。将烧杯密封，并在 190℃ 的烤箱中加热 60 h。待样品冷却后，向样品中加入 2 mL 浓硝酸和 3 mL 超纯水，再次密封，并在 135℃ 下加热 12 h，直到残留物完全溶解。然后，将浓缩的溶液转移到聚乙烯瓶中，并用 2% 硝酸稀释至约 100 mL。最后利用 Agilent 7700x 标准电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定微量元素含量。为了确保微量元素含量的分析精度和准确性，对部分样品开展重复分析，并使用 3 种国际参考标准(BCR-2、BHVO-2 和 GSR-6)进行比对。结果显示微量元素含量的分析精度优于 ± 5%。

2.3　数据处理方法

岩石中元素类型由陆源碎屑和自生组分构成，由于岩石组分变化较大，仅凭借元素含量与标准页岩含量对比难以判定其富集或亏损。为明确元素的富集和亏损通常采用富集指数(EF)进行判定，使用相对稳定的 Al 元素进行标准化，并将其与平均页岩值进行比较，计算公式如下：

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

式中：X_{EF} 代表元素 X 的富集系数；$(X/Al)_{样品}$代表样品中元素 X 与 Al 的比值；$(X/Al)_{PAAS}$ 代表 PAAS 中 X 与 Al 的比值，PAAS 为澳大利亚后太古宙平均页岩的参考值。当 X_{EF}>1 时，说明元素 X 相对于平均页岩富集；当 X_{EF}<1 时，则表明元素 X 相对于平均页岩亏损[29]。

元素过剩量是通过对全岩中该元素的总量扣除陆源输入组分获得，计算公式如下：

$$X_{XS}=X_{样品}-Al_{样品}/(X/Al)_{PAAS}, \quad (2)$$

式中：X_{XS} 代表元素 X 的过剩含量；$X_{样品}$、$Al_{样品}$分别代表样品中元素 X 与 Al 的含量；$(X/Al)_{PAAS}$ 代表 PAAS 中 X 与 Al 的比值。

化学蚀变指数(CIA)广泛用于评价古气候的特征。在不同气候环境下，沉积岩中 CIA 存在显著的差异。当 50<CIA<70 时，表示寒冷干旱气候；当 70<CIA<80 时，表示温暖湿润气候；当 80<CIA<100，表示热带和潮湿气候。此外受成岩作用的影响，K 离子会发生交代反应，导致 K 含量增加而使得 CIA 值降低，因此需要对 K 交代作用进行校正，计算公式如下：

$$CIA=[Al_2O_3/(A1_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]\times 100, \quad (3)$$

$$K_2O=[m\times A+(C^*+N)]/(1-m), \quad (4)$$

式中：m=K/(A+C*+N+K)为母岩元素的组分；A，C*，N，K 分别代表 $A1_2O_3$、CaO*、Na_2O、K_2O 的摩尔分数；公式(3)中 CaO*指仅来自硅酸盐中 CaO 的摩尔分数[30-31]。

3　结　果

3.1　岩相的矿物组分及沉积特征

依据岩心、薄片、扫描电镜观察以及 X 射线衍

射(XRD)矿物成分等测试数据(图 3)，在三端元分类图的基础上(图 4a)，对二叠纪中晚期页岩岩相类型及分布规律开展研究[28, 32-33]。通过对川东北地区 LY-1 井岩心的观察和统计，发现二叠纪中晚期地层密集发育近 121 层浅灰色−深灰色及灰绿色斑脱岩层，主要发育吴家坪组早期以及大隆组早期(图 4b)，其厚度主要介于 0.5 ~ 80 cm，质感柔软且光滑。茅口组三段未见凝灰岩的分布，表明火山活动的影响相对较弱，其样品的矿物组成以石英为主(φ_B=30% ~ 98%)，同时存在体积分数不等的黏土矿物(φ_B=10% ~ 63%)、方解石(φ_B=1% ~ 2%)、白云石(φ_B=1% ~ 3%)、黄铁矿(φ_B=0 ~ 4%)(图 3)。依据三端元的分类，其岩相以硅质页岩(S-1)为主，含有含灰硅质页岩(S-3)及含黏土质硅质页岩(S-4)(图 4, 5l)，硅质页岩中含有大量的放射虫，表明石英类型以生物石英为主，局部可见大量石英溶蚀胶结及白云质胶结等现象(图 5q ~ t)。吴一段样品的矿物组成以黏土矿物为主(φ_B=45% ~ 91%)，同时存在体积分数不等的石英(φ_B=2% ~ 20%)、长石(φ_B=2% ~ 12%)、白云石(φ_B=2% ~ 29%)、黄铁矿(φ_B=1% ~ 4%)、锐钛矿(φ_B=1% ~ 4%)及菱铁矿(φ_B=1% ~ 7%)。吴一段凝灰岩发育广泛，且斑脱岩含有大量黄铁矿结核、火山碎屑和火山尘(图 5k)，沉积形成了黏土质岩相(CM)，矿物学以富含伊/蒙混层和伊利石的黏土为主，占比一般大于 70%，显微镜下整体呈深灰色、尘点状，可见脱玻化作用的不均匀斑团以及形成微晶长石、石英等(图 5m ~ p)，并在多种蚀变或成岩作用下形成溶蚀孔洞，黄铁矿、石膏、方解石等以溶蚀孔洞、裂缝中的充填物存在。吴二段样品的矿物组分以石英为主(φ_B=4% ~ 59%)，同时含有一定量的黏土矿物(φ_B=16% ~ 37%)、长石(φ_B=2% ~ 13%)、方解石(φ_B=3% ~ 56%)、白云石(φ_B=2% ~ 3%)及黄铁矿(φ_B=1% ~ 4%)(图 3)，主要发育含灰硅质页岩相(S-3)，显微镜下观察到大量的放射虫及石英−白云质胶结现象(图 5g ~ j)。吴三段样品的矿物类型以黏土矿物(φ_B=28% ~ 50%)和碳酸盐矿物(φ_B=16% ~ 50%)为主，发育含黏土质灰质页岩(C-4)，在镜下可以观察到海百合等化石(图 5i)。大隆组以石英矿物(φ_B=4% ~ 95%)为主，含有一定量的黏土矿物(φ_B=4% ~ 41%)、长石(φ_B=2% ~ 20%)、方解石(φ_B=2% ~ 77%)、白云石(φ_B=1% ~ 83%)及黄铁矿(φ_B=1% ~ 7%)(图 3)，其岩相具有强烈的非均质性，岩相类型主要为含灰硅质页岩(S-3)、含灰/硅混合质页岩(M-1)以及含硅灰质页岩(C-3)(图 4a)。岩心表层吸附大量白色麻点状矿物(图 5a, b)，通过能谱分析其 w(Ca)为 60.9%，w(CaO)为 85.3%，表明其矿物成分主要为石膏，并在镜下观察大量碎屑石英及白云石分布，放射虫大量发育局部被溶蚀且伴随草莓状黄铁矿发育(图 5c ~ f)。

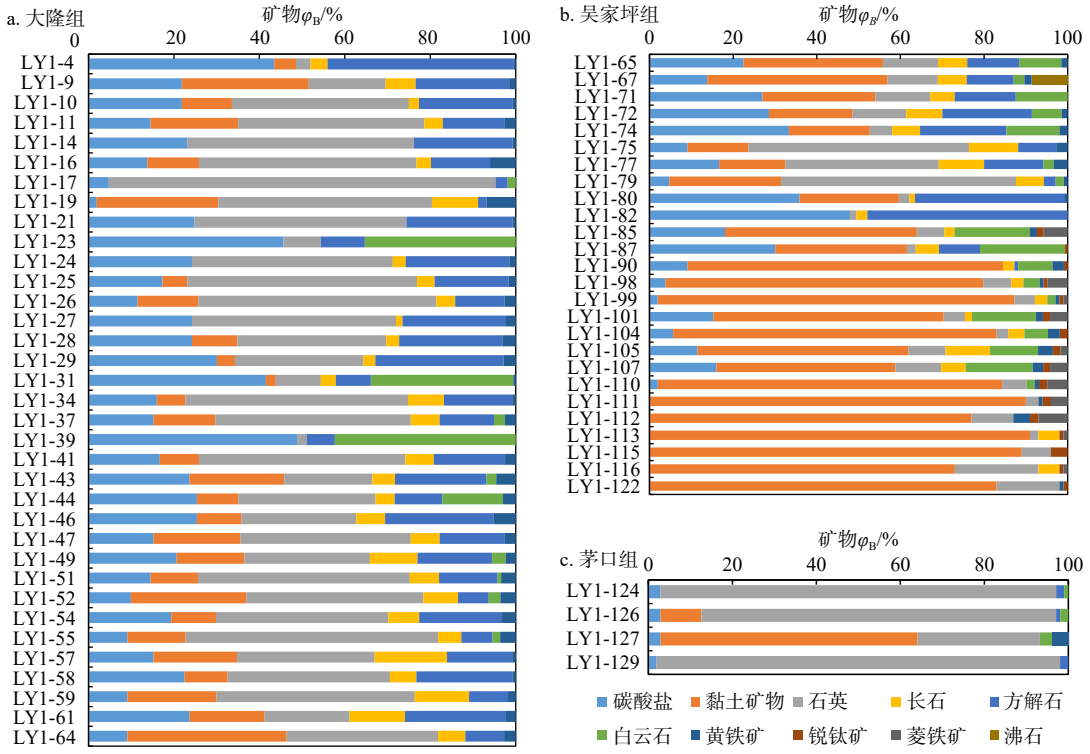
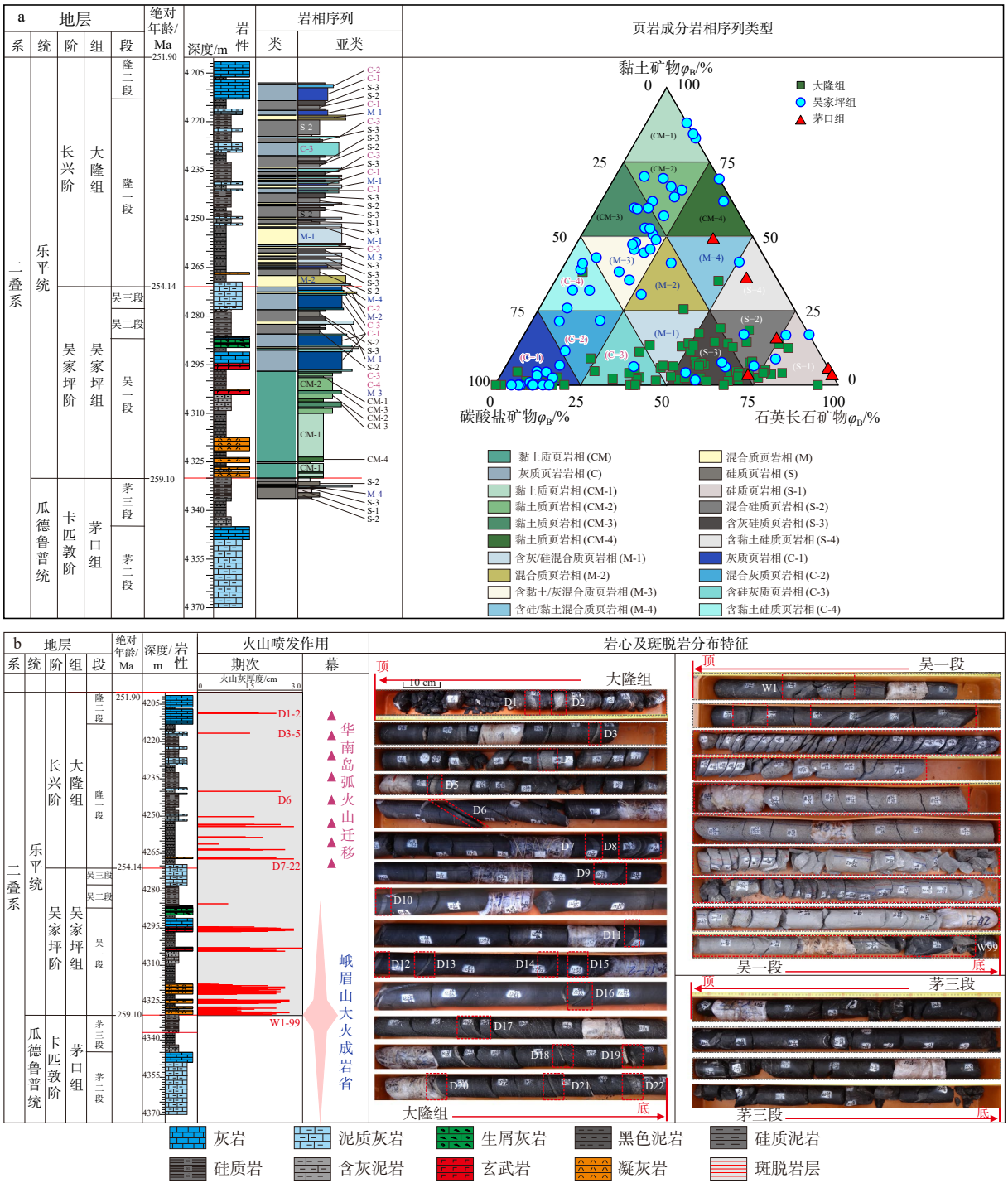


图 3　LY-1 井茅口组−大隆组的代表性样品矿物学成分

Fig. 3　Mineralogical composition of representative samples from the Maokou Formation and Dalong Formation in Well LY-1



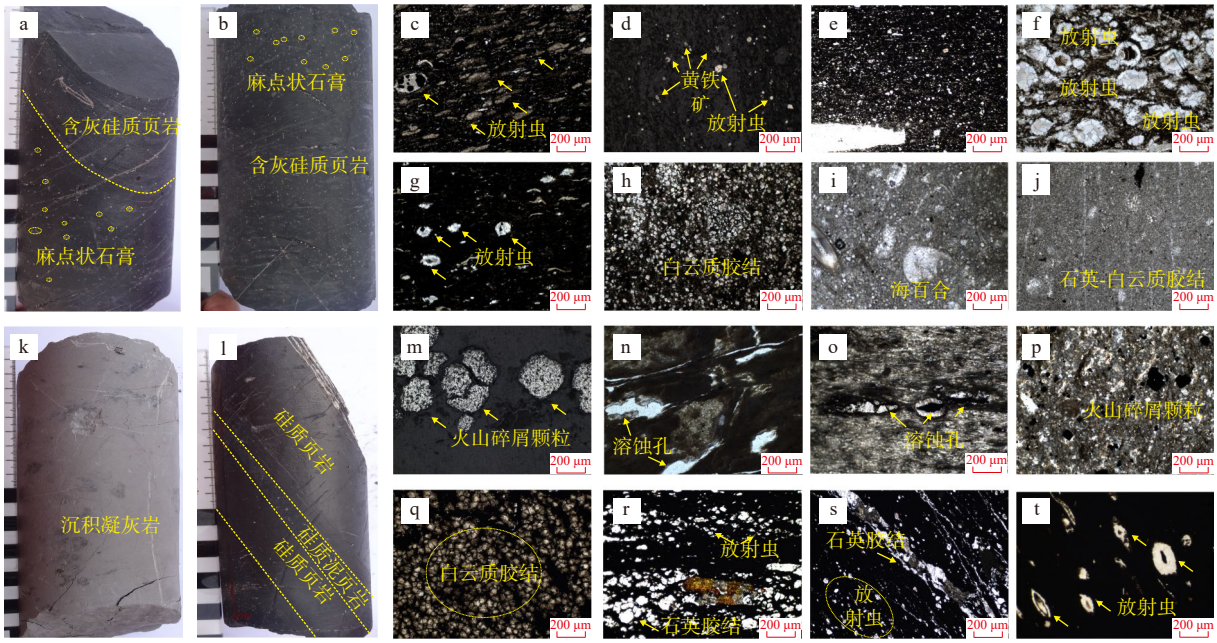
D1-2, D3-5, D6, D7-22, W1-99. 不同层的火山灰编号

图 4　LY-1 井茅口组−大隆组主要岩相类型序列、火山活动喷发期次及凝灰岩分布特征

Fig. 4　Main lithofacies types and sequences, volcanic eruption periods and distribution characteristics of tuffaceous rocks in the Maokou Formation and Dalong Formation of Well LY-1

3.2　主量及微量元素

研究区 LY-1 井的主量元素测试结果如图 6a 所示, 以 SiO_2 最为丰富, w_B 为 1.78% ~ 91.6%, 平均值为 44.1%; 其次为 CaO 和 Al_2O_3, w(CaO)为 0.15% ~ 53.3%, 平均值为 13.1%, w(Al_2O_3)为 0.22% ~ 33.9%, 平均值为 9.39%; TiO_2, TFe_2O_3, K_2O, MnO, Na_2O, MgO, 其 w_B 分别为 0.02% ~ 6.16%, 0.11% ~ 28.4%, 0.03% ~ 2.62%, 0.001% ~ 0.78%, 0.06% ~ 3.24%, 0.09% ~ 15.5%, 平均值分别为 0.96%, 4.67%, 0.96%, 0.09%, 0.87%, 1.98。茅口组三段 Al_2O_3 和 TiO_2 w_B 分别为 0.42% ~ 8.07%, 0.02% ~ 0.36%, 平均值分别为 3.15%, 0.14%; 吴家坪组 Al_2O_3 和 TiO_2 w_B 分别



a, b. 大隆组含灰硅质页岩, 见大量麻点状石膏; c. 富有机质硅质页岩, 见大量放射虫定向排列(单偏光); d. 富有机质硅质页岩, 见黄铁矿及放射虫散乱分布(单偏光); e. 含灰硅质页岩, 见白云石及石英散乱分布(单偏光); f. 富有机质硅质页岩, 见放射虫散乱分布, 局部可见被溶蚀; g. 吴二段硅质页岩, 见放射虫散乱分布(单偏光); h. 富有机质灰质页岩, 见白云质胶结(单偏光); i. 含黏土质灰质页岩, 见海百合分布(单偏光); j. 石英及白云质胶结(单偏光); k. 吴一段凝灰岩含有火山碎屑和火山尘; l. 茅口组硅质页岩和硅质泥岩; m ~ p. 吴一段凝灰岩, 脱玻化作用下的不均匀斑团级形成的微晶长石及石英, 见大量碎屑及溶蚀孔分布(单偏光); q ~ t. 见大量放射虫分布、石英溶蚀胶结及白云质胶结(单偏光)

图 5　LY-1 井茅口组−大隆组页岩岩心及镜下特征照

Fig. 5　Shale core and microscopic characteristics of the Maokou Formation and Dalong Formation in Well LY-1

为 0.54% ~ 33.9%, 0.04% ~ 6.16%, 平均值分别为 15.7%, 1.93%; 大隆组 Al_2O_3 和 TiO_2 w_B 分别为 0.22% ~ 15.3%, 0.02% ~ 0.42%, 平均值分别为 4.44%, 0.14%。总体上, 页岩样品中的 $w(Al_2O_3)$呈递减趋势, 吴一段 $w(Al_2O_3)$最高。样品中的 Al/(Fe+Al+Mn)比值波动较大, 介于 0.09 ~ 0.98 之间, 平均值为 0.59, 茅口组三段 Al/(Fe+Al+Mn)比值介于 0.14 ~ 0.73 之间, 平均值为 0.62; 吴家坪组 Al/(Fe+Al+Mn)比值介于 0.09 ~ 0.98 之间, 平均值为 0.57; 大隆组 Al/(Fe+Al+Mn)比值介于 0.34 ~ 0.55 之间, 平均值为 0.61。

LY-1 井微量元素 Mo 和 U 含量差异较大, 茅口组三段至吴一段 Mo_{EF} 和 U_{EF} 呈递减趋势, 吴一段至大隆组 Mo_{EF} 和 U_{EF} 呈递增趋势(图 6b)。茅口组三段 Mo_{EF} 和 U_{EF} 的 w_B 分别介于 36.1 ~ 3 924.5, 9.85 ~ 103 之间, 平均值分别为 1 143, 61.8; 吴家坪组 Mo_{EF} 和 U_{EF} 分别介于 0.14 ~ 579.4, 0.34 ~ 56.7 之间, 平均值分别为 35.5, 6.64; 大隆组 Mo_{EF} 和 U_{EF} 分别介于 1.23 ~ 2 540.9, 2.33 ~ 103.5 之间, 平均值分别为 310.1, 26.5; 相比之下, 中晚二叠纪中 Mo_{EF} 和 U_{EF} 更为富集, Mo 和 U 元素的富集指数(EF)对应的 Mo_{EF}−U_{EF} 协变趋势线较高, 除了吴一段和吴三段样品具有较低的 Mo/Ua 比率(0.1-0.3×SW), 茅三段, 吴二段及大隆组的样品 Mo 元素富集, Mo/U 比值很高, 接近 3×SW(图 7b, 10b)。茅口组三段至大隆组 Cdxs, Cuxs, Nixs 等值存在较大差异, 茅口组三段至大隆组 Cdxs 的值分别介于 4.04×10^{-6} ~ 196.6×10^{-6}, 0.03×10^{-6} ~ 18.9×10^{-6}, 0.03×10^{-6} ~ 17.7×10^{-6} 之间, 平均含量分别为 59.6×10^{-6}, 1.16×10^{-6}, 5.45×10^{-6}; Cuxs, Nixs 其含量分别介于 1.25×10^{-6} ~ 317.6×10^{-6}, 1.13×10^{-6} ~ 985.9×10^{-6} 之间, 平均值为 75.9×10^{-6}, 139.1×10^{-6} (图 7b)。Co×Mn 整体呈递减趋势, 茅口组三段 w(Co×Mn)值介于 1.35×10^{-3} ~ 7.98 之间, 平均值为 0.58; 吴家坪组 w(Co×Mn)值介于 0.76×10^{-3} ~ 21.4 之间, 平均值为 3.79; 大隆组 w(Co×Mn)值介于 0.01 ~ 3.34 之间, 平均值为 0.2。

3.3　总有机碳（TOC）及 Hg 含量特征

有机质丰度如图 7a 所示, 不同研究目的层 w(TOC)存在较大差异, w(TOC)整体呈递减趋势, w(TOC)分布范围在 0.04% ~ 41.3%, 平均值 6.17%; 茅口组三段(孤峰段)w(TOC)分布范围在 2.32% ~ 41.3%, 平均值 18.4%; 吴家坪组 w(TOC)分布范围在 0.04% ~ 14.1%, 平均值 2.5%, 吴一段至吴三段各段 w(TOC)平均值分别为 2.19%, 5.45%, 0.27%; 大隆组 w(TOC)分布范围在 0.2% ~ 13.9%, 平均值为

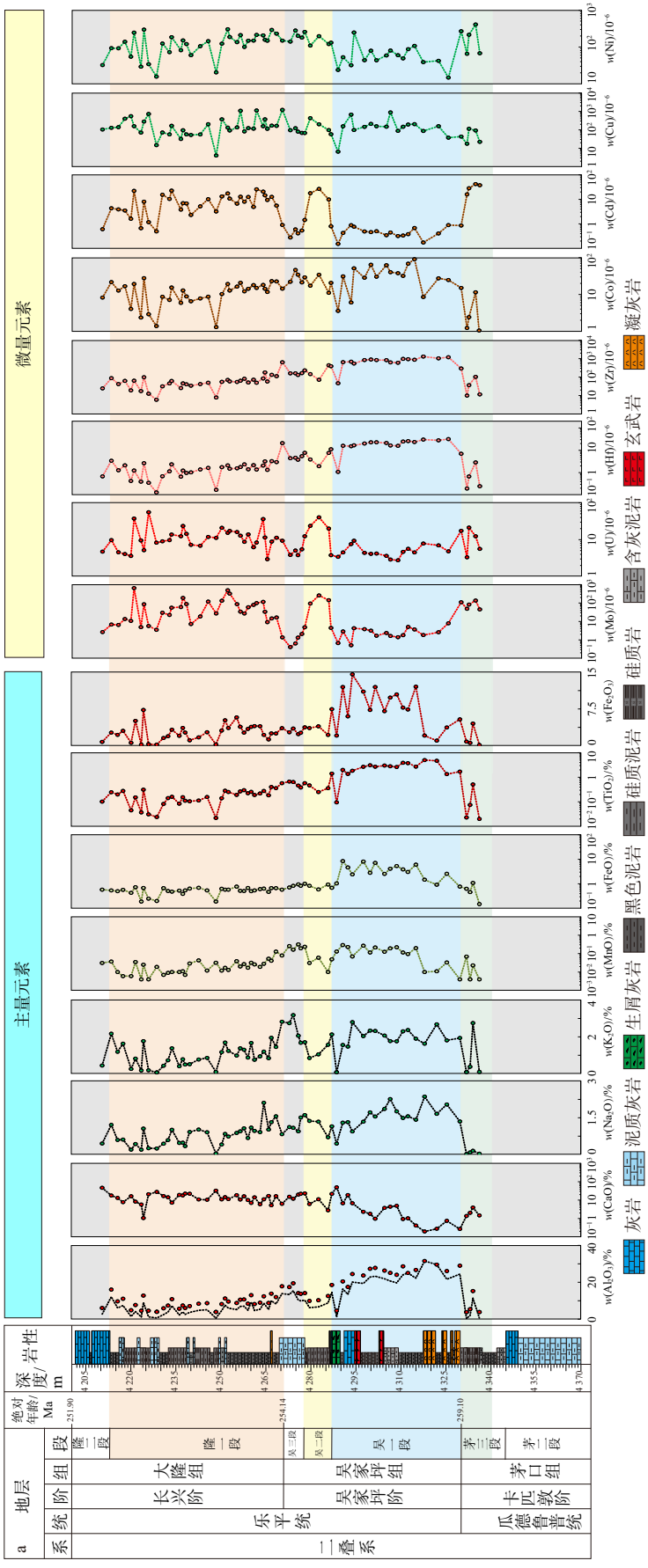


图 6　主微量元素分布图

Fig. 6　Distribution of major and trace elements

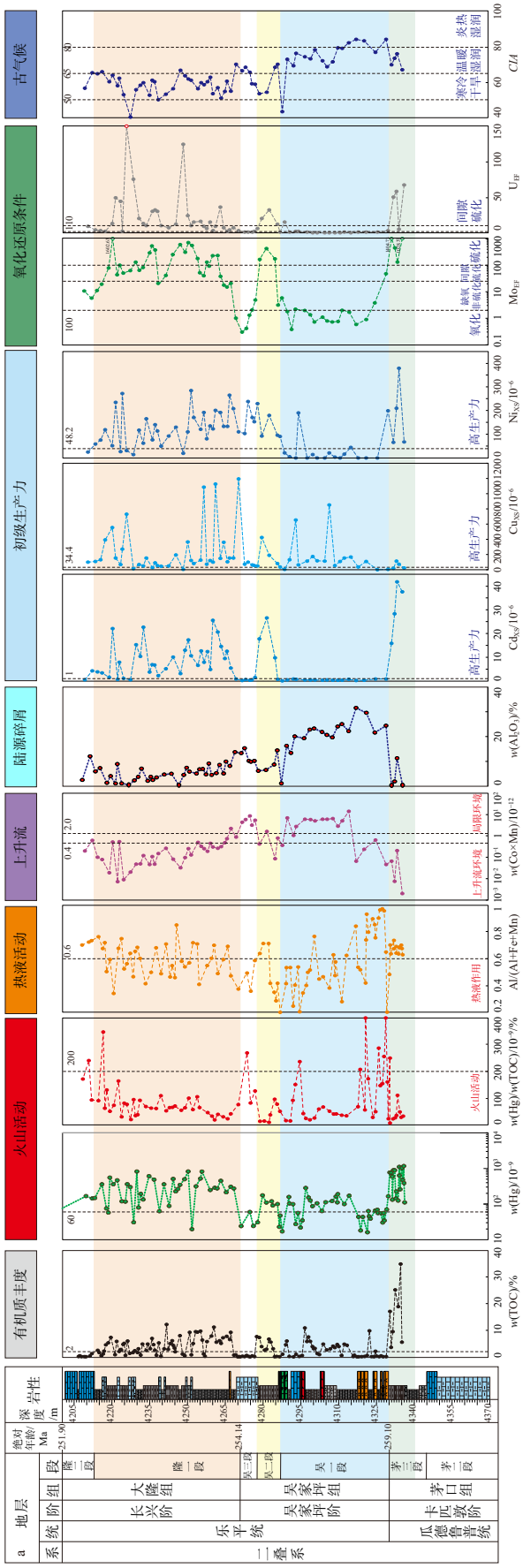


图 7　LY-1 井火山活动、热液活动、上升流、氧化还原条件及其古气候的指标

Fig. 7　Geochemical proxies related to volcanism, hydrothermal activitiy, upwelling, primary productivity, redox conditions, and *CIA* in Well LY-1

5.08%, 其中茅三段、吴家坪组二段及大隆组 w(TOC)极高, 也是我国页岩气开采的主要目的层。

Hg 含量分布差异较大, 茅口组三段至吴家坪组三段呈递减趋势, 吴家坪组三段至大隆组呈递增趋势, w(Hg) 分布范围在 16.1×10^{-9} ~ $1\,171\times10^{-9}$, 平均值为 255.3×10^{-9}。与 Hg/TOC 分布相比 w(Hg)的分布存在一定差异, 茅口组三段至吴家坪组一段呈递增趋势, 吴家坪组一段至吴二段呈递减趋势, 吴二段至吴三段呈递增趋势, 大隆组整体呈递增趋势, Hg/TOC 的分布范围为 7.54×10^{-9}/% ~ $1\,005.5\times10^{-9}$/%, 而吴家坪组一段 Hg/TOC 平均值最高(903.6×10^{-9}/%), 大隆组 Hg/TOC 其次(305.8×10^{-9}/%), 吴家坪组三段 Hg/TOC 平均值最低(34.7×10^{-9}/%)。Hg/TOC 峰值小于 200×10^{-9}/%, 由下至上分别位于茅口组三段、吴家坪组一段中部、吴二段以及大隆组一段中下部; Hg/TOC 峰值大于 200×10^{-9}, 由下至上分别位于吴家坪组底部及顶部以及大隆组一段顶部(图 7a)。

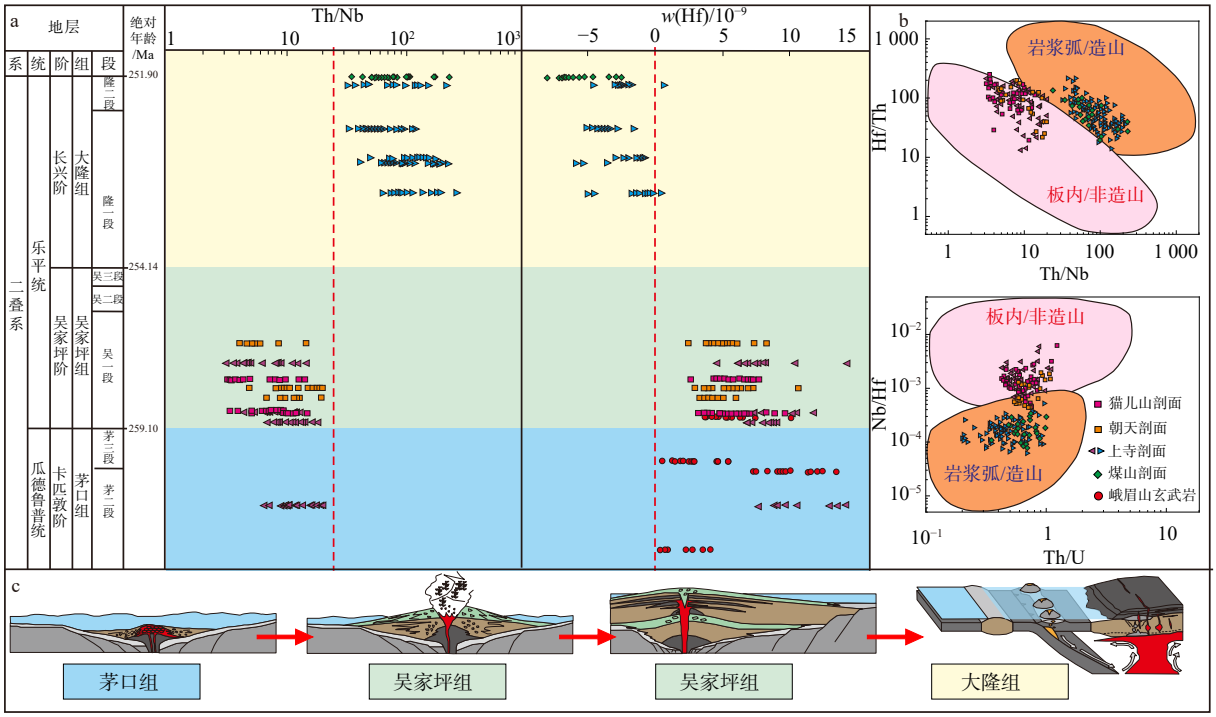
4　讨　论

4.1　二叠纪中晚期多重地质事件演化

4.1.1　火山活动

二叠纪中晚期, 全球范围内火山活动十分活跃, 根据四川盆地广泛分布的凝灰岩沉积记录, 以及凝灰岩的微量元素特征可以判别岩浆活动的构造环境和火成岩类型[34]。HUANG 等[35]、ZHONG 等[36]、和杨凤英等[37] 众多学者利用凝灰岩的微量元素特征(Nb、Hf、U、Th), 结合构造环境判别图(图 8a, b), 对川东北地区凝灰岩源区进行了判别[35-38]。在 Th/Nb−Hf/Th 及 Th/U−Nb/Hf 图解中(图 8a, b), 峨眉山大火成岩省火山岩、上寺剖面、朝天剖面、猫儿山剖面以及煤山剖面的吴家坪组一段凝灰岩样品均落在板内区域, 暗示这几者具有相同的来源, 指示川东北地区该时期凝灰岩是峨眉山大火成岩省酸性火山活动的产物, 形成于板内伸展环境[39-40]。在晚二叠世, 在华南板块周缘大陆岩浆弧活动异常活跃[19, 23, 41-42]。朝天剖面、上寺剖面以及猫儿山剖面的 Th/Nb−Hf/Th 及 Th/U−Nb/Hf 构造环境判别图表明(图 8a, b), 川东北地区上二叠凝灰岩是岩浆弧成因, 因此朝天剖面、上寺剖面以及猫儿山剖面的大隆组凝灰岩微量元素与吴家坪组一段具有不同特征。上述分析表明, 乐平统(吴家坪组至大隆组)构造环境发生了重大转变, 川东北地区吴家坪组和大隆组是不同期次火山作用的产物, 且火山活动具有阶段性, 可以细分为 3 个阶段(图 8c)。瓜德鲁普统沉积时期, 盆地广泛海侵, 台地裂陷, 峨眉山大火成岩省基性火山初始喷发以水下喷发为主, 火山作用影响相对较弱; 瓜德鲁普统末期−乐平统早期, 受东吴运动和峨眉山地幔柱影响, 盆地隆起剥蚀, 峨眉山火成岩省陆上喷发[43-44]; 长兴阶大隆组沉积时期, 峨眉山地幔柱活动的影响逐渐减弱, 古华南板块周缘大陆岩浆弧活动逐渐活跃[19, 23]。

通过对川东北地区 LY-1 井的岩心及镜下观察, 凝灰岩的分布特征及类型进一步证明了上述特征。LY-1 井在乐平统沉积的凝灰岩层数、厚度以及类型存在巨大的差异(图 4b), 乐平统沉积早期(吴家坪组一段)连续沉积了大量凝灰岩, 其凝灰岩呈浅灰色及深灰色, 层厚为 0.5 ~ 80 cm, 硬度较低, 质感光滑而粗糙, 部分伴生有大量黄铁矿结核及纹层(层厚分布范围为 0.5 ~ 1 cm)分布, 共识别出 99 层凝灰岩(W1-99), 其 U-Pb 年龄范围为 260.1 ~ 259.1 Ma[36, 39]。镜下及 XRD 矿物组分的结果表明, 凝灰岩由大量黏土矿物及少量的石英、钾长石、斜长石、方解石等矿物组成, 其凝灰岩为典型的火山岩碎屑结构且十分连续(图 4b), 主要由碎屑及填充物组成(图 5k ~ p), 填充物主要由泥质、火山灰尘及黄铁矿组成; 乐平统沉积晚期(大隆组)凝灰岩间断性分布, 主要呈灰绿色薄层状, 共识别出 22 层凝灰岩层(D1-22), 其年龄范围为 253 ~ 252 Ma[35]。凝灰岩的沉积分布特征表明, 乐平统沉积早期(吴家坪组一段)峨眉山大火成岩省大规模、持续喷发, 见大量的凝灰岩分布; 至乐平统沉积中期(吴家坪组二段)火山喷发强度减弱, 零星可见凝灰岩的分布; 乐平统沉积晚期(大隆组)凝灰岩分布数量增加, 火山活动间接性喷发次数增多, 且对富有机质黑色页岩的影响逐渐增强。进一步证明了二叠纪中晚期的火山喷发具有多阶段性(图 8c), 且火山活动的频次逐渐减少。本研究结合凝灰岩宏观沉积特征论证了火山活动具有多阶段性。为了进一步证实上述特征, 利用地层中 Hg 含量地球化学特征来示踪大规模火山活动。Hg 异常沉积已经在地质历史上五大灭绝的地层中均有运用, 且异常归因于同时期的大火成岩省的活动[43]。地质历史时期中海洋沉积物和现代正常沉积物 Hg 含量与 TOC 含量具有恒定的正相关[45-46]。本研究中 Hg 含量和 TOC 含量呈正相关性(图 9)。因此, 通过 Hg/TOC 值对样品中 Hg 含量进行评估[45-46]。瓜德鲁普统沉积晚期(茅三段)Hg/TOC 峰值大于 200×10^{-9}/% 的频次相对



a. Th/Nb−Hf 元素构造环境图解; b. Hf/Th−Th/Nb 及 Nb/Hf−Th/U 构造环境图解; c. 二叠纪中晚期各组火山活动演变模式图; 上寺剖面、朝天剖面、煤山剖面和猫儿山剖面数据引用 HUANG 等[35]、ZHONG 等[36] 和张晗等[39]; 峨眉山玄武岩数据引用 HUANG 等[35]、ZHONG 等[36]、杨凤英等[37] 和 CHENG 等[38]

图 8　研究区二叠纪中晚期火山活动演化期次

Fig. 8　Evolutionary stages of volcanism in the study area during the Mid-Late Permian

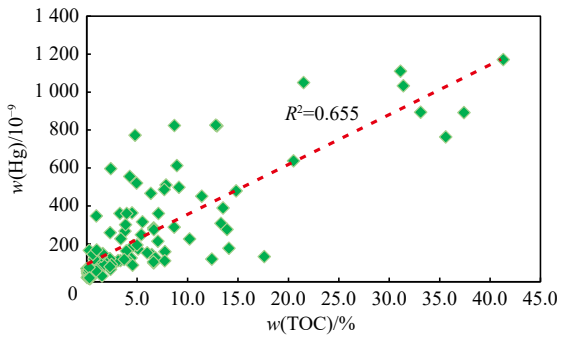


图 9　LY-1 井茅口组−大隆组汞（Hg）元素与总有机碳（TOC）相关性分析图

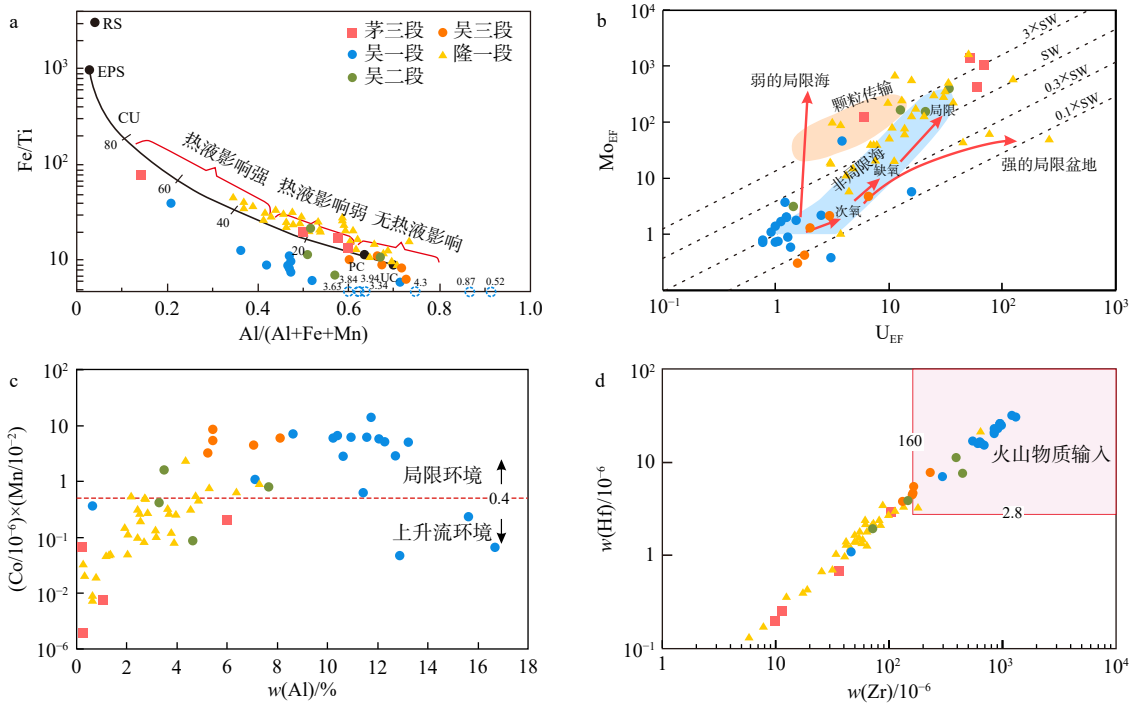
Fig. 9　Correlation analysis of mercury (Hg) concentrations and total organic carbon (TOC) in the Maokou Formation and Dalong Formation of Well LY-1

较少, 表明该时期火山活动作用较弱; 乐平统沉积早期(吴家坪组一段), Hg/TOC 峰值大于 200×10^{-9}/% 的频次最高, 存在大量 Hg 异常富集[45-46], 说明大火成岩省大规模连续喷发; 乐平统沉积晚期(大隆组) Hg/TOC 峰值大于 200×10^{-9}/% 的频次相对减少, Hg 异常富集点逐渐减弱(图 7a), 而 Hg 异常富集的变化与凝灰岩的分布特征相似, Hf 和 Zr 的交汇图(图 10d)进一步分析表明, 乐平统均存在火山物质的输入, 证明了上述特征。同时, LONGMAN 等[47] 提出了另一种可能, 陆源火山沉积物风化的增强使得进入海洋的 P 通量增加, 进而提高了海洋初级生产力和有机质的下沉通量, 并与华南地区奥陶纪末期沉积的五峰组富有机质页岩类似; 该沉积也有可能会导致 Hg 异常富集点减少[47, 49]。

4.1.2　上升流及热液活动

上升流是海洋水体循环的重要过程, 对海洋初级生产力有极大的影响, 同时也能促进最小氧带的形成, 有利于富有机质页岩的沉积[50]。上升流受控于气候和季风的变化, 在季风和表层洋流的相互作用下将富营养的亚温水层和 CO_2 输送到海洋表层[50-51]。大量营养元素随着水体从高纬度地区输送到低纬度地区, 并在低纬度区沿着外陆源斜坡形成上升流区, 为表层提供了大量的营养物质(如 Mo, Cd, Mn, Co, P, Cu), 从而提高了表层水体初级生产力, 有利于有机质富集[33, 50-51]。上升流对富有机质页岩的沉积均有影响, 如奥陶纪的富有机质硅质页岩, 均发现上升流的作用[18, 48, 52]。

WANG 等[18]、GE 等[48] 分别对川东北地区上寺剖面、西北乡剖面的富有机质页岩沉积古环境展开了研究, 明确了川东北地区均具有较强的上升流特征。相比之下, 在上升流环境中 Mo 和 Cd 元素通常



RS. 红海金属沉积物; EPS. 太平洋隆起含金属沉积物; CU. 金属沉积物; PC. 太平洋深海沉积物; UC. 陆源沉积物; SW. 海水

图 10　地球化学指标交会图

Fig. 10　Cross-plots of geochemical proxies

相对富集, 而 Mn 和 Co 元素含量则较低, 并且 Cd/Mo、Co×Mn 及 Co_{EF}×Mn_{EF} 这 3 项指标常用于区分上升流体系和局限盆地, 通常持续受上升流影响区域比受短暂/季节性上升流影响地区具更高的 Cd/Mo 比值, 更低的 Co×Mn 和 Co_{EF}×Mn_{EF} 值[50, 52]。一般而言, Co×Mn 值<0.4、Cd/Mo 比值>0.1 或 Co_{EF}×Mn_{EF} 值<0.5 表明沉积物中具有上升流特征[18, 47, 52]。从瓜德鲁普统至乐平统, 研究区 LY-1 井 Co×Mn 曲线呈多阶段变化(图 7a), 瓜德鲁普统晚期(茅三段)、吴家坪阶中−晚期(吴二段)及长兴阶大隆组的 Co×Mn 值<0.4, 表明受上升流作用; 吴家坪阶早期(吴一段)和晚期(吴三段)的 Co×Mn 值>0.4 突破了上升流阈值, 表明为局限沉积环境。同时, Co×Mn 和 Al 的交汇图(图 10c)的表征, 进一步证实了上述特征。

热液活动与火山、上升流的作用类似, 可以带来大量的营养元素(Fe, Cu, Zn 等)进入海水中, 促进藻类和其他生物的大量繁殖, 进一步提高初级生产力, 有利于有机质的大量沉积[18, 53]。一般而言, 受热液活动的影响具有较高(Fe+Mn)/Ti 比值(>15)和低的 Al/(Al+Fe+Mn)比值(<0.6)[54-56]。CHEN 等[57]、WANG 等[56] 分别对川东北地区上寺剖面的有机质富集机理展开了研究, 明确了川东北地区有机质的富集受热液活动的影响[55-57]。研究区 LY-1 井 Al/(Al+Fe+Mn)曲线(图 7a)在茅三段上部、吴一段中上部、吴三段以及大隆组具有较低的 Al/(Al+Fe+Mn)比值(Al/(Al+Fe+Mn)<0.6), 指示具有热液的活动, 而 Fe/Ti−Al/(Al+Fe+Mn)交汇图(图 10a)表明, 茅三段上部、吴一段中上部、吴三段以及大隆组均存在热液的影响, 进一步证实了上述特征。

4.1.3　大洋缺氧

在二叠纪全球发生了大规模的海洋硫化缺氧事件, 不同古大陆之间的趋势较为一致[12]。导致二叠纪海洋缺氧硫化的控制因素多样, 例如: 大陆高度风化引起输入营养元素的增加, 全球气候的变暖导致海洋分层的加剧以及季风气候驱动的周期性上升流的作用[45-46, 58]。

现研究利用微量元素(U, V, Mo)对古海洋的氧化还原条件进行定性表征[45-46, 58-59]。一般来说, 微量元素在氧化水体中可溶性更高, 但在还原条件下, 微量元素(U, V, Mo)在沉积物中大量富集[59-60]。Mo 在硫化环境中会强烈的富集, 而 U 会受还原条件的影响, 但不受 H_2S 含量的影响[59]。当 $w(Mo)<25\times10^{-6}$、$[25\times10^{-6}, 100\times10^{-6}]$, 和 $>100\times10^{-6}$ 分别代表氧化−贫氧环境、间歇性硫化静水环境、长期硫化环境; 而 U 作为海水氧化还原判定的指标, 其质量分数主要在 1×10^{-6} ~ 10×10^{-6} 之间。虽然 Mo 和 U 的富集具有相似的水体环境, 但沉积的地球化学方式不同, Mo 向沉积物的迁移受颗粒传输的影响而加快, 相反 U 向沉

积物的迁移不会受其影响，因此 Mo_{EF}–U_{EF} 协变模式也可以揭示古环境演化[58-59]。

川东北地区 LY-1 井根据 Mo 和 U 的地球化学特征及 Mo_{EF}–U_{EF} 协变模式（图 7b，10b）指示二叠纪中晚期的沉积环境变化十分频繁，从瓜德鲁普统沉积晚期（茅三段）至乐平统沉积早期（吴一段）沉积环境由缺氧硫化环境向持续性的氧化环境转变，乐平统沉积中期（吴二段至吴三段）由间接性缺氧硫化环境过渡至氧化环境，乐平统沉积晚期（大隆组）整体呈缺氧硫化环境。在瓜德鲁普统沉积晚期（茅三段）、乐平统沉积中期（吴二段）以及乐平统沉积晚期（大隆组），大多样品 Mo_{EF} 比 U_{EF} 更为富集，以及更高的 Mo/U 值（1 ~ 3×SW）（图 10b）。相比之下，乐平统沉积早期（吴一段）及乐平统沉积中期（三段）的 Mo_{EF} 和 U_{EF} 的特征与其相反，进一步证明了上述特征。

4.1.4 气候转变

二叠纪气候波动十分频繁，不同学者采用不同指标对区域的气候变化情况进行了恢复，得出不同的结论，表明二叠纪古气候的复杂性。根据前人的研究，认为二叠纪存在 4 个离散冰期[61]。对东澳大利亚–新西兰地区二叠纪生物化石多样性的研究，识别出 6 个冰期，分别被温暖期所分隔[62]。DAVYDOV[63] 依据北美二叠纪蝗的多样性，识别出二叠纪包含 6 个变暖和 6 个变冷的区间。由于这种趋势具有全球性，因此认为气候转变受多种因素控制。同时，通过对低纬度地区二叠纪牙形刺磷酸盐氧同位素的古温度计算，明确乌拉尔期至晚卡匹敦期气候逐渐变暖，卡匹敦期–乐平期之交气候出现明显波动，乐平期气候整体偏冷[57]。

岩石的风化程度主要受温度和湿度的影响，越炎热潮湿风化强度越强；相反，寒冷干燥环境则不利于化学风化，因此利用沉积物化学风化指数（*CIA*）可识别源岩的古气候条件。一般情况下，*CIA* 值在 80 以上时，反映炎热潮湿气候背景下具有高风化程度；当 *CIA* 介于 70 ~ 80 时，反映温暖湿润背景下中等化学风化；干冷型气候，化学风化程度低，其 *CIA* 值则在 50 ~ 70 之间[30-31, 64]。本研究利用风化指标 *CIA* 对古气候进行恢复（图 7b），结果表明二叠纪中晚期古气候可以划分为 5 个阶段，在茅口晚期气候逐渐变暖；吴家坪阶气候整体波动较大，吴家坪早期（吴一段）气候由炎热逐渐向寒冷过渡，吴家坪中–晚期（吴二段、吴三段）气候由寒冷逐渐向温暖过渡，而长兴阶大隆组气候整体寒冷，在长兴阶晚期气候逐渐变暖，该结论与前人基本一致。同时，不同组的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量相差较大，表明沉积环境存在较大波动[65]，而吴一段 Al_2O_3 和 TiO_2 含量最高，具有强陆源碎屑输入，说明该时期具有强烈风化剥蚀，进一步证明吴一段古气候十分的炎热–湿润。研究表明气候的波动可能与区域的构造运动和火山活动有关[36]。茅口组晚期主要为水下火山喷发，此时部分 CO_2 溶于水中，大量 CO_2 排放大气中，大气 CO_2 浓度逐渐增加，导致气候逐渐变暖[18, 56]。吴家坪组沉积时期，受东吴运动影响，峨眉山玄武岩地表全面喷发，台盆隆起于海平面之上，形成广泛的海退，使得海洋动物栖息地丧失，大量的生物灭绝，海洋生产力降低，喷发出大量的火山灰和 CO_2 气体未被消耗，使得大气 CO_2 浓度成倍增加，形成强烈的温室效应导致吴家坪早期（吴一段）气候极度炎热。火山灰携带大量的营养元素进入海水中，使得海洋植物大量地繁衍，海洋初级生产升高，在光合作用的过程中，CO_2 气体被消耗，转化为有机碳，在浮游动植物死亡后，有机碳被埋藏固定在沉积岩中，致使吴二段气候出现短暂的波动，向寒冷过渡。同时，随着台盆的隆起，火山活动逐渐减弱，造山区域的化学侵蚀因地形起伏而增强，硅酸岩的风化降低了 CO_2 浓度，进而导致大隆组气候逐渐变冷[44, 66]。

4.1.5 生物大灭绝

二叠纪至少经历过 2 次生物大灭绝事件，其中二叠纪–三叠纪之交的生物大绝灭是显生宙以来最大的一次生物崩塌事件。2 次生物大灭绝事件分别发生在卡匹敦阶 *J.postserrata* 带末期一直到瓜德鲁普统–乐平统界线处，持续事件相对较长；另一次发生在二叠纪–三叠纪之交[67]。目前已经提出的灭绝机制，包括大火成岩省喷发、海洋缺氧事件、极端高温气候、酸雨事件、全球海退事件及海洋污染事件。而诱发生物大灭绝的原因扑朔迷离，越来越多证据显示大火成岩省喷发是诱发生物大灭绝的主控因素。前乐平统生物灭绝事件发生的时间尚无定论。自从 STANLEY 等[68] 提出瓜德普统–乐平统界线出现过一次生物集体灭绝，大致为二叠纪末生物灭绝前的 7 ~ 10 Ma。研究人员提出茅口组的全球性海退使海洋生物栖息地丧失，造成了大规模生物灭绝[69]；也有学者认为峨眉山玄武岩喷发诱导全球变冷，大量 CO_2 和甲烷气体的释放，导致氧气减少，海洋水体吸收大量 CO_2 致使海洋酸化，对生物的生存环境产生巨大的影响，导致生态系统失衡，致使生物灭绝[70]。而在晚二叠世–早三叠世之交，不同纬度的匈牙利、巴黎、澳大利亚、南亚的克什米尔以及中国华南等地区，海

洋环境整体处于缺氧环境，与本研究的沉积环境相似，因此有学者认为，硫化缺氧环境的扩张可能是晚二叠世生物灭绝的机制[63]。也有学者认为，海平面下降导致生物的栖息地急剧下降，可能导致部分生物衰退或灭绝，因此全球的大海退可能直接或间接地影响二叠纪末生物集群的灭绝。火山的喷发向海水输入大量有毒重金属元素，也是导致生物大灭绝的重要因素之一[71]。

然而，本研究对二叠纪中晚期的沉积环境进行恢复和分析，明确了生物灭绝事件是一个相对较长的过程[71-73]，且瓜德鲁普统末期–乐平统早期受火山活动的影响较大。在瓜德鲁普统末期–乐平统早期，峨眉山火成岩省陆上大喷发，地幔柱隆起，盆地抬升剥蚀，全球性海退，大量生物栖息地丧失。同时，火山活动释放出大量火山灰（图 5m ~ p）、CO_2 和甲烷气体，致使瓜德鲁普统末期–乐平统早期（吴一段）形成炎热气候（图 7b），海水吸收大量 CO_2，进而导致海洋酸化，造成大量生物灭绝，致使吴一段初级生产力极低[72]。

4.2　页岩发育主控因素及沉积演化模式

有机质是形成页岩油气成藏最重要的物质基础。有机质含量高低决定页岩生烃能力、含气性等，w(TOC)越高越有利于页岩气富集，因此富有机质页岩形成因素是油气勘探开发研究重点[74]。富有机质页岩形成长期存在“生产力模型”与“保存模型”两大模式之争，前者与藻类等生物繁盛程度密切相关，是有机质形成的物质基础；后者受控于底部水体的氧化还原条件，是有机质生成后能否有效保存的关键因素[63]。在明确相关地质事件的基础上，需要进一步探明各地质事件的耦合对富有机质页岩发育的影响。根据上述有机质丰度和古沉积环境的演化，进一步明确茅三段、吴二段以及大隆组具有极高的 w(TOC)，吴一段和吴三段的 w(TOC)较低的控制因素。因此，对茅三段、吴家坪组（吴一段、吴二段）及大隆组沉积阶段开展研究，可以更好地揭示地质事件耦合作用对有机质富集的控制机制。

川东北地区茅三段沉积为一套“薄而肥”的黑色富有机质硅质页岩，w(TOC)极高。茅口组晚期–吴家坪组早期 *CIA* 值逐渐增大（图 7b），古气候逐渐由温暖–湿润气候向炎热–湿润气候转变，可能与峨眉山玄武岩喷发有关，这与早期报道的低纬度地区二叠纪从空谷期至晚卡匹敦期气候逐渐变暖的趋势一致[75-76]。随着古气候由温暖湿润向炎热湿润的转变，大陆风化逐渐增强，$w(Al_2O_3)$和 $w(TiO_2)$的增加也证明了该现象（图 7a）。同时，茅三段沉积时间为四川盆地初始拉张时期，受峨眉山地幔柱活动的影响，火山主要以水下喷发为主，并形成断陷海槽（图 8c，7a）。同时，伴随着季节性上升流和热液活动的出现（图 7a，10c）[22, 41, 43, 56]。受上升流、弱火山及热液活动的影响，带来了丰富营养元素，藻类、浮游生物大量繁殖（图 5r ~ t），使得该层段持续具有极高的初级生产力（图 7b），进一步促进有机质大量沉积。然而，随着古气候向炎热–湿润转变，陆源输入逐渐增强，茅三段 w(TOC)呈递减趋势，w(TOC)十分富集。而茅口组三段水体整体呈缺氧–硫化环境，促使有机质得到良好的保存，即使风化作用增强带来了一定量的陆源碎屑，但一定量的陆源碎屑通过吸附作用，促进有机质的保存[77]。综合分析，明确了茅口组三段极富有机质黑色硅质页岩为“生–保”共存模式，在上升流–弱火山–弱热液–生物共同耦合作用下形成（图 11a）。

在卡匹敦阶 *J.postserrata* 带末期至瓜德鲁普统—乐平统交界处是地质历史中的重要转折点，期间发生了一次生物大灭绝，生物种类大幅度减少[67, 69]。瓜德鲁普统末期–乐平统早期，受东吴运动和峨眉山火成岩省喷发的影响，盆地隆起剥蚀，形成了中上二叠统地层之间的平行不整合面[22, 43]。同时，大规模火山陆地喷发，产生大量火山灰、CO_2 和甲烷气体，形成温室效应，致使该时期极其炎热湿润，吴一段风化指数 *CIA* 极高证明了该特征（图 7b）。受火山作用的影响该时期古气候十分炎热湿润，形成了强烈的风化剥蚀，大规模的火山及陆源碎屑大量搬运至海槽中，Al_2O_3 和 TiO_2 含量极高证明了该现象（图 6a，7a）。随着火山及陆源碎屑的输入，增加了海槽底部水体的含氧量，形成了局部富氧，致使古海洋氧化（图 10b）。火山大规模喷发，台盆隆起，海平面急剧地降低，生物栖息地减少，而强烈的火山喷发释放大量重金属、CO_2 和甲烷气体，致使海洋水体的污染及酸化，进一步加剧了生物的灭绝[41, 78-80]。即使火山活动带来了大量的热液作用（图 10a），吴一段初级生产力依然极低。虽然营养物质越充沛，生物越繁盛，生物生产力就越大，光合作用固定碳的含量越高，而吴一段受大火成岩省的影响，导致生物的灭绝，上述过程全部中断，导致吴一段 w(TOC)偏低，Cd_{XS}、Cu_{XS}、Ni_{XS} 结果进一步证实上述结论（图 7b）。上述研究进一步证明，吴一段时期，持续强烈的火山活动，形成了极其炎热湿润的古气候，进一步加强了岩石的风化，并带来大量的火山及陆源碎屑物质的输入，形

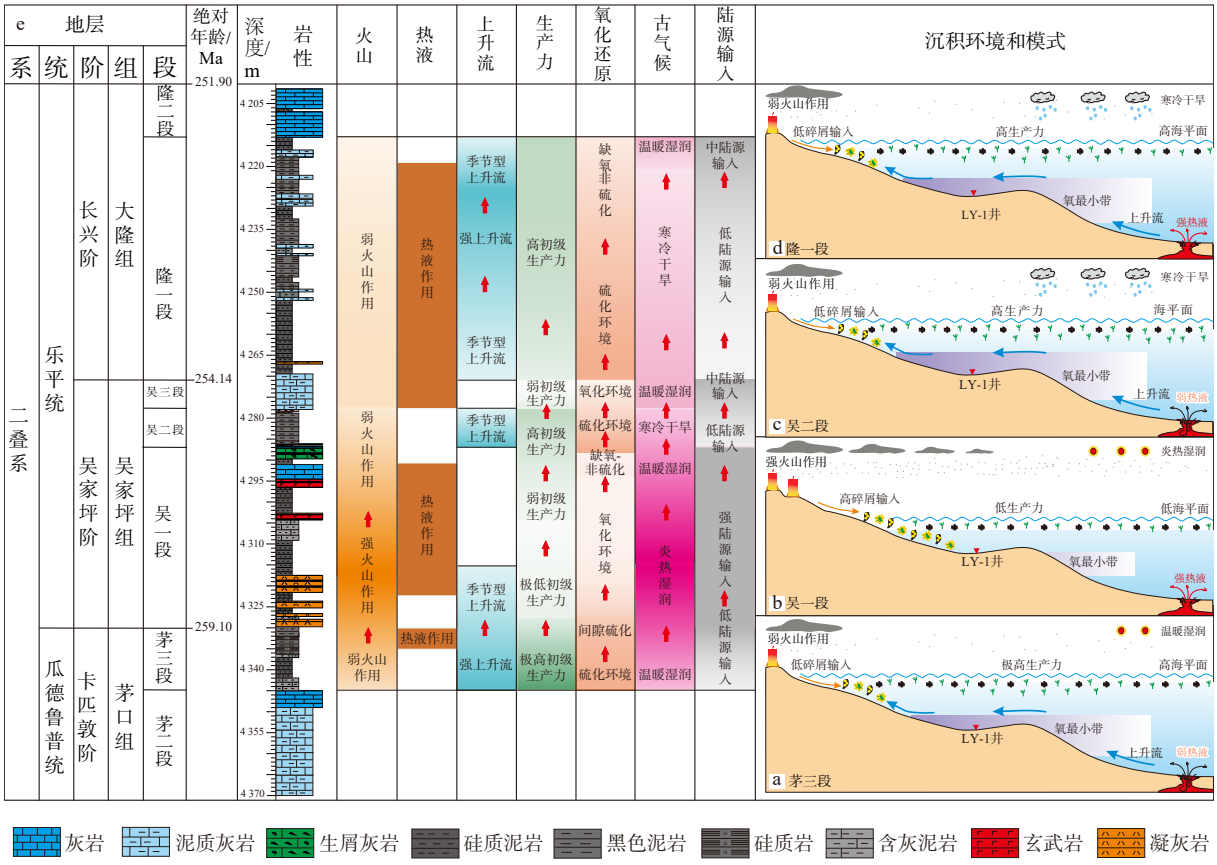


图 11　二叠纪中晚期川东北地区富有机质页岩沉积环境、演化模式及有机质富集控制因素

Fig. 11　Depositional environment, evolution model and controlling factors of organic matter enrichment in the organic-rich shales of the northeast Sichuan Basin during Middle and Late Permian

成局部富氧环境。同时，火山活动导致台盆隆起，生物栖息减少，致使生物的灭绝，生产力降低。因此强烈的火山活动并没有起到良好的“施肥效应”，在多因素的影响下吴一段富有机质页岩欠发育(图 11b)。

受“东吴运动”及“峨眉山大火成岩省喷发”的影响，吴二段台盆分异的沉积格局进一步加剧。随着海平面的上升，川东北地区吴二段发育黑色有机质页岩，w(TOC)高，古气候由炎热湿润向寒冷干旱转变(图 7b)，并伴随季节性上升流出现(图 10c)。在弱热液(图 10a)及季节性上升流的作用下(图 10a, c)，带来了大量营养元素，促进藻类及硅质生物的大量繁殖(图 5g ~ j)，促进了初级生产力，从而提高了有机质的积累。吴二段时期古气候寒冷干燥，岩石风化剥蚀极弱，陆源输入低，较低的陆源输入能吸附一定量的有机质，促使有机质的沉降。而吴二段呈缺氧–硫化状态(图 7b)，进一步促进了沉积物中有机质的积累和保存。因此，明确了吴二段富有机质黑色含灰硅质页岩为“生–保”共存模式，弱热液–上升流–生物共同耦合的作用下促使了有机质的发育(图 11c)[42, 81]。

大隆期“峨眉山大火成岩省喷发”的影响基本结束，主要受古华南板块周缘大陆岩浆弧活动的影响，台盆分格局更为明显[19, 23, 41-42]。其 w(TOC)呈多阶性变化，w(TOC)极高。大隆期古气候整体偏冷，风化指数 *CIA* 偏低(图 7b)，陆源输入偏低证明了该特征[44, 66]。受岛弧火山的影响，强热液及上升流的作用(图 10a, c)，为其持续较高的初级生产力提供了大量的营养元素(图 7b)，促进了藻类等大量生物的繁殖(图 5c, f)，从而提高了有机质的富集。而大隆期古海洋环境呈间隙硫化–硫化环境，进一步促进了有机质的积累和保存。因此，明确了大隆组黑色富有机硅质页岩为“生–保”共存模式，间接性火山作用具有良好的“施肥效应”，火山–强热液–上升流–生物的共同耦合作用促使了富有机质页岩的发育(图 11d)[82-86]。

综合上述研究，明确了二叠纪中晚期富有机质页岩的形成受控于该时期地质事件，如火山喷发、上升流、陆源碎屑的输入、古气候的变化、热液活动和生物生态演化的共同耦合作用。其中茅三段、吴二段、大隆组 3 套富有机质页岩的控制因素存在巨大

的差异，茅口组富有机质页岩的形成受控于上升流−弱火山−弱热液−生物共同耦合的作用，吴二段在弱热液−上升流−生物共同耦合的作用下促使了富有机质页岩的发育，而大隆组富有机质页岩的发育受火山−强热液−上升流−生物共同耦合作用的影响。大型火山持续的喷发并不利于富有机质页岩的形成，而间接型多期次的火山喷发更有利于富有机质硅质页岩的发育。同时，多期次薄层斑脱岩具有一定的密封作用，为后期富有机质硅质页岩成岩作用、生烃演化和页岩气的富集及保存均具有一定的促进作用，且页岩气勘探开发的实际结果也很好地验证了上述结论。

5 结论

（1）通过宏观和微观沉积结合，在定性和定量分析的基础上，建立了二叠纪中晚期岩相垂向序列变化，明确了川东北地区二叠纪中晚期（茅三段、吴二段和大隆组）富有机质页岩具有强烈的非均质性。二叠纪中晚期黑色富有机质页岩可以划分为三大类，即灰质页岩相（C）、硅质页岩相（S）和混合质页岩相（M），并进一步可以细分为 8 种亚类。同时，宏观和微观沉积特征均揭示了页岩岩相垂向非均质变化规律还受控于二叠纪中晚期重大地质事件的影响。

（2）利用重点探井的岩心沉积特征及地球化学指标（如：火山活动指标 Hg 及 Hg/TOC，氧化还原指标 Mo_{EF} 和 U_{EF} 及 Mo_{EF}−U_{EF} 判别图，古生产力指标 Cd_{xs}、Cu_{xs} 及 Ni_{xs}，陆源输入 Al_2O_3 等），对沉积古环境进行恢复，明确了全球或区域性地质事件的协同作用控制着富有机质页岩的发育，其中包括火山活动、生物灭绝、气候转变、陆源输入、上升流及热液活动等事件。在地质事件协同作用下打破了富有机质页岩的沉积和富集规律，这是由于火山、上升流和热液事件促进初级生产力与海洋缺氧的结果。同时，二叠纪中晚期火山活动存在巨大差异，对富有机质页岩的沉积具有双重作用。吴一段峨眉山大火成岩省全面喷发，海平面快速下降，受火山活动影响，气候炎热，在富氧条件和陆源输入的稀释，发育的泥质岩相、灰质泥岩相的 w(TOC)极低。大隆组受多期次岛弧火山的影响，并受上升流的作用带来大量营养元素，具有一定“施肥效应”，极高的初级生产力和缺氧硫化条件，有利于大量的富有机质页岩的沉积。

（3）在岩心沉积特征和地球化学分析的基础上，进一步探讨二叠纪中晚期全球性和区域性地质事件联控下古气候环境、初级生产力、底层海水的氧化还原对富有机质页岩发育的影响，建立了联控机制下富有机质页岩的影响因素和成因模式。茅口组三段富有机质页岩的发育模式为上升流−弱火山−弱热液−生物共同耦合的作用，吴二段为弱热液−上升流−生物耦合作用下的发育模式，而大隆组富有机质页岩发育模式为火山−强热液−上升流−生物共同的作用。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] 邹才能，赵群，丛连铸，等. 中国页岩气开发进展、潜力及前景 [J]. 天然气工业，2021，41(1)：1-14.
ZOU C N，ZHAO Q，CONG L Z，et al. Development progress，potential and prospect of shale gas in China[J]. Natural Gas Industry，2021，41(1)：1-14.（in Chinese with English abstract）

[2] 郭旭升，赵永强，申宝剑，等. 中国南方海相页岩气勘探理论：回顾与展望 [J]. 地质学报，2022，96(1)：172-182.
GUO X S，ZHAO Y Q，SHEN B J，et al. Marine shale gas exploration theory in southern China：Review and prospects[J]. Acta Geologica Sinica，2022，96(1)：172-182.（in Chinese with English abstract）

[3] 梁霄，马韶光，李郭琴，等. 上斜坡区筇竹寺组沉积环境及其页岩气勘探潜力：以四川盆地威远地区威 207 井为例 [J]. 地质科技通报，2022，41(5)：68-82.
LIANG X，MA S G，LI G Q，et al. Sedimentary environment and shale gas exploration potential of Qiongzhusi Formation in the upslope area：A case study on Well W-207，Weiyuan area，Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology，2022，41(5)：68-82.（in Chinese with English abstract）

[4] 聂海宽，党伟，张珂，等. 中国页岩气研究与发展 20 年：回顾与展望 [J]. 天然气工业，2024，44(3)：20-52.
NIE H K，DANG W，ZHANG K，et al. Two decades of shale gas research & development in China：Review and prospects[J]. Natural Gas Industry，2024，44(3)：20-52.（in Chinese with English abstract）

[5] 杨雨，汪华，谢继容，等. 页岩气勘探新领域：四川盆地开江—梁平海槽二叠纪海相页岩气勘探突破及展望 [J]. 天然气工业，2023，43(11)：19-27.
YANG Y，WANG H，XIE J R，et al. Exploration breakthrough and prospect of Permian marine shale gas in the Kaijiang-Liangping Trough，Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry，2023，43(11)：19-27.（in Chinese with English abstract）

[6] 包汉勇，赵帅，梁榜，等. 川东红星地区二叠纪吴家坪组页岩气富集高产主控因素与勘探启示 [J]. 中国石油勘探，2023，28(1)：71-82.
BAO H Y，ZHAO S，LIANG B，et al. Enrichment and high yield of shale gas in the Permian Wujiaping Formation in Hongxing area of eastern Sichuan and its exploration implications[J]. China Petro-

leum Exploration, 2023, 28(1): 71-82. (in Chinese with English abstract)

[7] RAKOCIŃSKI M, ZATOŃ M, MARYNOWSKI L, et al. Redox conditions, productivity, and volcanic input during deposition of uppermost Jurassic and Lower Cretaceous organic-rich siltstones in Spitsbergen, Norway[J]. Cretaceous Research, 2018, 89: 126-147.

[8] ZOU C N, ZHU R K, CHEN Z Q, et al. Organic-matter-rich shales of China[J]. Earth-Science Reviews, 2019, 189: 51-78.

[9] 邱振, 邹才能. 非常规油气沉积学: 内涵与展望 [J]. 沉积学报, 2020, 38(1): 1-29.
QIU Z, ZOU C N. Unconventional petroleum sedimentology: Connotation and prospect[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2020, 38(1): 1-29. (in Chinese with English abstract)

[10] 陆扬博, 马义权, 王雨轩, 等. 上扬子地区五峰组−龙马溪组主要地质事件及岩相沉积响应 [J]. 地球科学, 2017, 42(7): 1169-1184.
LU Y B, MA Y Q, WANG Y X, et al. The sedimentary response to the major geological events and lithofacies characteristics of Wufeng Formation-Longmaxi Formation in the Upper Yangtze area[J]. Earth Science, 2017, 42(7): 1169-1184. (in Chinese with English abstract)

[11] LU Y B, HAO F, LU Y C, et al. Lithofacies and depositional mechanisms of the Ordovician-Silurian Wufeng-Longmaxi organic-rich shales in the Upper Yangtze area, southern China[J]. AAPG Bulletin, 2020, 103(1): 97-129.

[12] ZHANG B L, CAO J, MU L, et al. The Permian Chert Event in South China: New geochemical constraints and global implications[J]. Earth-Science Reviews, 2023, 244: 104513.

[13] 林良彪. 川东二叠纪层序充填与沉积物分布规律 [D]. 成都: 成都理工大学, 2008.
LIN L B. Permian sequence filling and sediment distribution in eastern Sichuan[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2008. (in Chinese with English abstract)

[14] 许国明, 谢刚平, 隆轲, 等. 四川盆地西南部中二叠统沉积特征与勘探目标 [J]. 天然气工业, 2015, 35(7): 27-33.
XU G M, XIE G P, LONG K, et al. Sedimentary features and exploration targets of Middle Permian reservoirs in the southwestern Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2015, 35(7): 27-33. (in Chinese with English abstract)

[15] 李凌, 张照坤, 李明隆, 等. 四川盆地威远—高石梯地区二叠纪栖霞阶层序地层特征及有利储层分布 [J]. 岩性油气藏, 2022, 34(6): 32-46.
LI L, ZHANG Z K, LI M L, et al. Sequence stratigraphic characteristics and favorable reservoirs distribution of Permian Qixia Stage in Weiyuan-Gaoshiti area, Sichuan Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 2022, 34(6): 32-46. (in Chinese with English abstract)

[16] SHEN J, SCHOEPFER S D, FENG Q L, et al. Marine productivity changes during the end-Permian crisis and Early Triassic recovery[J]. Earth-Science Reviews, 2015, 149: 136-162.

[17] SHEN J, FENG Q L, ALGEO T J, et al. Two pulses of oceanic environmental disturbance during the Permian–Triassic boundary crisis[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 443: 139-152.

[18] WANG Y, CAO J, ZHANG B L, et al. Effects of Emeishan large igneous province on organic matter accumulation, Sichuan Basin, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2023, 632: 111862.

[19] LI X H, LI Z X, LI W X, et al. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island[J]. Journal of Geology, 2006, 114(3): 341-353.

[20] 周小进. 中国南方二叠纪构造—层序岩相古地理 [D]. 长沙: 中南大学, 2009.
ZHOU X J. Permian tectonic-sequence lithofacies palaeogeography in southern China[D]. Changsha: Central South University, 2009. (in Chinese with English abstract)

[21] 方雪, 周瑶琪, 姚旭, 等. 四川广元上寺上二叠统硅质岩地球化学特征及成因分析 [J]. 矿物岩石, 2017, 37(1): 93-102.
FANG X, ZHOU Y Q, YAO X, et al. Geochemical characteristics and petrogenesis of siliceous rocks from Shangsi section in Guangyuan, Sichuan Province[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2017, 37(1): 93-102. (in Chinese with English abstract)

[22] 朱茂, 黄世伟, 宋叙, 等. 四川盆地潼南—合川区块中二叠统白云岩储层形成主控因素与勘探区带预测 [J]. 中国石油勘探, 2022, 27(4): 149-161.
ZHU M, HUANG S W, SONG X, et al. Main controlling factors of the Middle Permian dolomite reservoir and prediction of exploration zone in Tongnan-Hechuan block, Sichuan Basin[J]. China Petroleum Exploration, 2022, 27(4): 149-161. (in Chinese with English abstract)

[23] LIU H C, WANG Y J, CAWOOD P A, et al. Record of Tethyan Ocean closure and Indosinian collision along the Ailaoshan Suture Zone (SW China)[J]. Gondwana Research, 2015, 27(3): 1292-1306.

[24] MEI S L, HENDERSON C M. Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 170(3/4): 237-260.

[25] 马永生, 牟传龙, 郭旭升, 等. 四川盆地东北部长兴期沉积特征与沉积格局 [J]. 地质论评, 2006, 52(1): 25-29.
MA Y S, MU C L, GUO X S, et al. Characteristic and framework of the Changxingian sedimentation in the northeastern Sichuan Basin[J]. Geological Review, 2006, 52(1): 25-29. (in Chinese with English abstract)

[26] 郝毅, 谷明峰, 韦东晓, 等. 四川盆地二叠纪栖霞组沉积特征及储层分布规律 [J]. 海相油气地质, 2020, 25(3): 193-201.
HAO Y, GU M F, WEI D X, et al. Sedimentary characteristics and reservoir distribution of the Permian Qixia Formation in Sichuan Basin[J]. Marine Origin Petroleum Geology, 2020, 25(3): 193-201. (in Chinese with English abstract)

[27] 王秀平, 王启宇, 安显银. 川南地区二叠纪沉积环境及其演化特征: 以四川古蔺芭蕉村剖面为例 [J]. 沉积与特提斯地质, 2022, 42(3): 398-412.
WANG X P, WANG Q Y, AN X Y. Characteristics of sedimentary environment and evolution of Permian in southern Sichuan Basin: An example from the profile of Gulin Bajiaocun in Sichuan Province[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2022, 42(3): 398-412. (in Chinese with English abstract)

[28] DENG K, LU Y B, LU Y C, et al. Geological controls on reservoir

characteristics influencing shale oil occurrence in lacustrine mixed fine-grained sediments of the Paleogene Funing Formation, Subei Basin[J]. Energy & Fuels, 2024, 38(15): 14199-14220.

[29] GIBBS ALLAN K. "Book-review" the continental crust: Its composition and evolution[J]. The Journal of Geology, 1986, 94(4): 632-633.

[30] FEDO C M, WAYNE NESBITT H, YOUNG G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance[J]. Geology, 1995, 23(10): 921.

[31] PANAHI A, YOUNG G M, RAINBIRD R H. Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(13): 2199-2220.

[32] GAMERO-DIAZ H, MILLER C L. R. S. Core: A classification scheme for the organic 560 mudstones based on bulk mineralogy[C]//Anon. AAPG Southwest Section Meeting, Search and 561 Discovery Article, [S. l.]: [S. n.], 2012: 40951.

[33] 陆扬博. 上扬子五峰组和龙马溪组富有机质页岩岩相定量表征及沉积过程恢复 [D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2020.
LU Y B. Quantitative characterization of organic-rich shale lithofacies of Wufeng Formation and Longmaxi Formation in Upper Yangtze and restoration of sedimentary process[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2020. (in Chinese with English abstract)

[34] PEARCE J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries//Thrope R S. Andesites: Orogenic andesites and related rocks[J]. Chichester: John Wiley and Sons, 1982: 525-548.

[35] HUANG H, CAWOOD P A, HOU M C, et al. Provenance of Late Permian volcanic ash beds in South China: Implications for the age of Emeishan volcanism and its linkage to climate cooling[J]. Lithos, 2018, 314: 293-306.

[36] ZHONG Y T, HE B, MUNDIL R, et al. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province[J]. Lithos, 2014, 204: 14-19.

[37] 杨凤英, 张云峰, 曾琪, 等. 凝灰岩成因及储集空间类型: 以川西北大坪剖面二叠纪吴家坪组为例 [J/OL]. 沉积学报, 1-21[2024-12-26]. https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2023.011.
YANG F Y, ZHANG Y F, ZENG Q, et al. Formation and types of tuff reservoirs: A case study of Permian Wujiaping Formation at Daping section, northwestern Sichuan Basin[J/OL]. Journal of Sedimentology, 1-21[2024-12-26]. https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2023.011. (in Chinese with English abstract)

[38] CHENG L L, WANG Y, HERRIN J S, et al. Origin of K-feldspar megacrysts in rhyolites from the Emeishan large igneous province, Southwest China[J]. Lithos, 2017, 294: 397-411.

[39] 张晗, 黄虎, 侯明才. 四川广元地区朝天剖面上二叠统吴家坪组凝灰岩成因及其地质意义 [J]. 地球科学与环境学报, 2020, 42(1): 36-48.
ZHANG H, HUANG H, HOU M C. Origin of tuffs from Upper Permian Wujiaping Formation in Chaotian section of Guangyuan area, Sichuan, China and its geological significance[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2020, 42(1): 36-48. (in Chinese with English abstract)

[40] XU Y G, CHUNG S L, SHAO H, et al. Silicic magmas from the Emeishan large igneous province, Southwest China: Petrogenesis and their link with the end-Guadalupian biological crisis[J]. Lithos, 2010, 119(1/2): 47-60.

[41] 温思宇, 张兵, 姚永君, 等. 川东地区二叠纪吴家坪组页岩中黄铁矿形态及其对大洋缺氧事件的指示意义 [J]. 岩性油气藏, 2023, 35(5): 71-80.
WEN S Y, ZHANG B, YAO Y J, et al. Pyrite morphology in shale of Permian Wujiaping Formation in eastern Sichuan Basin and its indicative significance to oceanic anoxic events[J]. Lithologic Reservoirs, 2023, 35(5): 71-80. (in Chinese with English abstract)

[42] 遇昊, 陈代钊, 韦恒叶, 等. 二叠纪末期海洋缺氧: 来自黄铁矿形态的证据 [J]. 地质科学, 2011, 46(1): 83-91.
YU H, CHEN D Z, WEI H Y, et al. Oceanic anoxia during the Late Permian: Evidence from pyrite morphology[J]. Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica), 2011, 46(1): 83-91. (in Chinese with English abstract)

[43] GONG Z, ZHANG M C, LI J, et al. Late Permian~6 My cooling induced by basaltic weathering of the Emeishan large igneous province: Evidence from interbasaltic paleosols[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2023, 609: 111305.

[44] JONES M T, JERRAM D A, SVENSEN H H, et al. The effects of large igneous provinces on the global carbon and sulphur cycles[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 441: 4-21.

[45] SHEN J, CHEN J B, ALGEO T J, et al. Evidence for a prolonged Permian-Triassic extinction interval from global marine mercury records[J]. Nature Communications, 2019, 10(1): 1563.

[46] SHEN J, ALGEO T J, PLANAVSKY N J, et al. Mercury enrichments provide evidence of Early Triassic volcanism following the end-Permian mass extinction[J]. Earth-Science Reviews, 2019, 195: 191-212.

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

[48] GE X T, CHEN D Z, ZHANG G J, et al. Marine redox evolution and organic accumulation in an intrashelf basin, NE Sichuan Basin during the Late Permian[J]. Marine and Petroleum Geology, 2022, 140: 105633.

[49] LU Y B, HAO F, SHEN J, et al. High-resolution volcanism-induced oceanic environmental change and its impact on organic matter accumulation in the Late Ordovician Upper Yangtze Sea[J]. Marine and Petroleum Geology, 2022, 136: 105482.

[50] SWEERE T, VAN DEN BOORN S, DICKSON A J, et al. Definition of new trace-metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo and Cd concentrations[J]. Chemical Geology, 2016, 441: 235-245.

[51] POPE M C, STEFFEN J B. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of

glaciation?[J]. Geology, 2003, 31(1): 63.

[52] LU Y B, JIANG S, LU Y C, et al. 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, 2019, 109: 22-35.

[53] ZHANG B L, YAO S P, WIGNALL P B, et al. New timing and geochemical constraints on the Capitanian (Middle Permian) extinction and environmental changes in deep-water settings: Evidence from the Lower Yangtze region of South China[J]. Journal of the Geological Society, 2019, 176(3): 588-608.

[54] ADACHI M, YAMAMOTO K, SUGISAKI R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication od ocean ridge activity[J]. Sedimentary Geology, 1986, 47(1/2): 125-148.

[55] YAMAMOTO K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes[J]. Sedimentary Geology, 1987, 52(1/2): 65-108.

[56] WANG Y, CAO J, ZHANG B L, et al. Genesis of the Wangpo bed in the Sichuan Basin: Formation by eruptions of the Emeishan large igneous province[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2022, 594: 110935.

[57] CHEN H, XIE X N, HU C Y, et al. Geochemical characteristics of Late Permian sediments in the Dalong Formation of the Shangsi section, northwest Sichuan Basin in South China: Implications for organic carbon-rich siliceous rocks formation[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2012, 112: 35-53.

[58] ALGEO T J, ROWE H. Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data[J]. Chemical Geology, 2012, 324: 6-18.

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

[60] FATHY D, WAGREICH M, SAMI M. Geochemical evidence for photic zone euxinia during greenhouse climate in the Tethys Sea, Egypt[M]//Anon. Advances in science, technology & innovation. Cham: Springer International Publishing, 2022: 373-374.

[61] FIELDING C R, FRANK T D, BIRGENHEIER L P, et al. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime[J]. Journal of the Geological Society, 2008, 165(1): 129-140.

[62] WATERHOUSE J B, SHI G R. Climatic implications from the sequential changes in diversity and biogeographic affinities for brachiopods and bivalves in the Permian of eastern Australia and New Zealand[J]. Gondwana Research, 2013, 24(1): 139-147.

[63] DAVYDOV V. Warm water benthic foraminifera document the Pennsylvanian-Permian warming and cooling events: The record from the western Pangea tropical shelves[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2014, 414: 284-295.

[64] FATHY D, WAGREICH M, NTAFLOS T, et al. Paleoclimatic variability in the southern Tethys, Egypt: Insights from the mineralogy and geochemistry of Upper Cretaceous lacustrine organic-rich deposits[J]. Cretaceous Research, 2021, 126: 104880.

[65] RIMMER S M, THOMPSON J A, GOODNIGHT S A, et al. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian-Mississippian marine black shales: Geochemical and petrographic evidence[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 215(1/2): 125-154.

[66] LI G J, HARTMANN J, DERRY L A, et al. Temperature dependence of basalt weathering[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 443: 59-69.

[67] KAIHO K, CHEN Z Q, OHASHI T, et al. A negative carbon isotope anomaly associated with the Earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 223(1/2): 172-180.

[68] STANLEY S M, YANG X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era[J]. Science, 1994, 266: 1340-1344.

[69] HALLAM A, WIGNALL P B. Mass extinctions and sea-level changes[J]. Earth-Science Reviews, 1999, 48(4): 217-250.

[70] OTA A, ISOZAKI Y. Fusuline biotic turnover across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic carbonate buildups: Biostratigraphy of accreted limestone in Japan[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 26(3/4): 353-368.

[71] 房强, 景秀春, 邓胜徽, 等. 川北上寺剖面罗德阶—吴家坪阶牙形石生物地层 [J]. 地层学杂志, 2012, 36(4): 692-699.
FANG Q, JING X C, DENG S H, et al. Roadian-Wuchiapingian conodont biostratigraphy at the Shangsi section, northern Sichuan[J]. Journal of Stratigraphy, 2012, 36(4): 692-699. (in Chinese with English abstract)

[72] ZHANG S H, SHEN S Z, WANG X D, et al. A perspective on reconstructing the spatial and temporal patterns of Earth's biodiversity in deep time[J]. Chinese Science Bulletin, 2024, 69(22): 3252-3267.

[73] 易雨昊, 包汉勇, 朱红涛, 等. 四川盆地东部上二叠统吴家坪组放射虫组合及其烃源意义 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(4): 167-180.
YI Y H, BAO H Y, ZHU H T, et al. Radiolarian assemblage from the Upper Permian Wujiaping Formation in the eastern Sichuan Basin and its hydrocarbon source significance[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 167-180. (in Chinese with English abstract)

[74] 王进, 包汉勇, 陆亚秋, 等. 涪陵焦石坝地区页岩气赋存特征定量表征及其主控因素 [J]. 地球科学, 2019, 44(3): 1001-1011.
WANG J, BAO H Y, LU Y Q, et al. Quantitative characterization and main controlling factors of shale gas occurrence in Jiaoshiba area, Fuling[J]. Earth Science, 2019, 44(3): 1001-1011. (in Chinese with English abstract)

[75] JOACHIMSKI M M, LAI X, SHEN S, et al. Climate warming in the Latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction[J]. Geology, 2012, 40(3): 195-198.

[76] SUN Y D, JOACHIMSKI M M, WIGNALL P B, et al. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse[J]. Science, 2012, 338: 366-370.

[77] MU L, ZHANG B L, CAO J, et al. Paleoenvironmental evolution preceding the end-Permian mass extinction in the Lower Yangtze region (South China) and its controls on extreme enrichment of organic matter[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoeco-

logy, 2024, 636: 111967.

[78] ZHOU M F, MALPAS J, SONG X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 196(3/4): 113-122.

[79] GUO F, FAN W M, WANG Y J, et al. When did the Emeishan mantle plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dikes in southwestern China[J]. International Geology Review, 2004, 46(3): 226-234.

[80] 张柏林. 下扬子地区中二叠纪古海洋环境演化及 Capitanian 生物灭绝事件成因机制研究 [D]. 南京: 南京大学, 2019.
ZHANG B L. Evolution of Middle Permian paleomarine environment in Lower Yangtze Region and genetic mechanism of Capitanian bioextinction event[D]. Nanjing: Nanjing University, 2019. (in Chinese with English abstract)

[81] 王必金, 包汉勇, 刘皓天, 等. 川东红星地区吴家坪组富有机质页岩特征与发育控制因素 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(5): 70-81.
WANG B J, BAO H Y, LIU H T, et al. Characteristics and controlling factors of the organic-rich shale in the Wujiaping Formation of the Hongxing area, eastern Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(5): 70-81. (in Chinese with English abstract)

[82] 韦恒叶, 张淦, 张璇, 等. 中上扬子区上二叠统大隆组硅质岩沉积终结年龄 [J]. 沉积学报, 2024, 42(6): 2135-2143.
WEI H Y, ZHANG G, ZHANG X, et al. Termination age of the chert deposits in the Late Permian Dalong Formation in Middle and Upper Yangtze area, China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2024, 42(6): 2135-2143. (in Chinese with English abstract)

[83] 韦恒叶, 胡谍, 邱振, 等. 川北—鄂西上二叠统富有机岩沉积与地球化学特征 [J]. 沉积学报, 2024, 42(3): 774-798.
WEI H Y, HU D, QIU Z, et al. Sedimentological and geochemical characteristics of Late Permian organic-rich rocks in north Sichuan and west Hubei Provinces[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2024, 42(3): 774-798. (in Chinese with English abstract)

[84] 张奎华, 王越, 于洪洲, 等. 中国东西部陆相页岩油地质特征差异性分析及其对富集规律影响: 以胜利探区为例 [J]. 油气地质与采收率, 2024, 31(4): 42-59.
ZHANG K H, WANG Y, YU H Z, et al. Difference analysis of geological characteristics of continental shale oil in eastern and western China and its influence on enrichment law: A case study of exploration area of Shengli Oilfield[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2024, 31(4): 42-59. (in Chinese with English abstract)

[85] 郭战峰, 舒逸, 陈绵琨, 等. 川东侏罗系凉高山组页岩沉积环境特征及有机质富集机理 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(4): 62-74.
GUO Z F, SHU Y, CHEN M K, et al. Characteristics of the shale sedimentary environment and organic matter enrichment mechanism in the Jurassic Lianggaoshan Formation in the East Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 62-74. (in Chinese with English abstract)

[86] 王大兴, 胡海燕, 邹佳群, 等. 准噶尔盆地东道海子凹陷二叠系下乌尔禾组陆相页岩气形成富集条件及主控因素 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(4): 98-112.
WANG D X, HU H Y, ZOU J Q, et al. Enrichment conditions and main controlling factors of continental shale gas in the Permian Lower Wuerhe Formation in the Dongdaohaizi Sag, Junggar Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 98-112. (in Chinese with English abstract)

Summary for “二叠纪中晚期地质事件对川东北富有机质页岩发育的控制”

Controls of Middle and Late Permian major geological events on the development of the organic-rich shales in northeast Sichuan Basin

DENG Kong[1a]，LU Yangbo[1a*]，ZHANG Bolin[2]，LIU Zhanhong[1b]，MENG Mianmo[1b]，DU Xuebin[1b]，CHEN Feiran[3]，LI Fei[3]，LU Yongchao[1a]，GOU Qiyang[4]，WANG Hanming[1c]

1a. School of Earth Resources；1b. College of Marine Science and Technology；1c. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China；

2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China；

3. Research Institute of Geophysics, Exploration Company, China Petroleum & Chemical Corporation, Chengdu 610041, China；

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

First author，E-mail：dengkong@cug.edu.cn

* Corresponding author， E-mail：luyb@cug.edu.cn

Abstract：[**Objective**] Three sets of black organic-rich shales found in the Permian Dalong Formation, Wujiaping Formation, and Maokou Formation in northeastern Sichuan have yielded significant discoveries in shale gas exploration, presenting new opportunities beyond the established Wufeng-Longmaxi marine shale gas plays. [**Methods**] This study investigated the lithological characteristics and paleoenvironmental evolution of these formations through petrological and geochemical analyses. A comprehensive examination of the depositional environments and the key controlling factors for organic matter enrichment during the deposition of these organic-rich black shales from the Middle to Late Permian in northeastern Sichuan has been performed. [**Results**] The findings demonstrate that the three organic-rich shales exhibit considerable heterogeneity, with distinct controlling factors influencing their development. The sedimentary period of the third member of the Maomao Formation was characterized by strong upwelling, weak volcanic activity, and limited hydrothermal activities. This environment featured a warm and humid climate, extremely high primary productivity, low terrestrial input, and anoxic sulfide water conditions. In contrast, the sedimentary environment of the second member of the Wujiaping Formation was marked by high productivity, low continental source input, seasonal upwelling, weak hydrothermal activity, and interstitial sulfidation-sulfidation conditions and driven by strong hydrothermal fluid, upwelling, and island arc volcanic activity. The sedimentary environment of the Dalong Formation also exhibited high primary productivity, low terrestrial input, and interstitial sulfidation-sulfidation conditions. [**Conclusion**] The research highlights the complex interactions of multiple geological events on organic-rich shales and constructs a genetic model for these shales influenced by various geological factors. This model provides a theoretical basis and supports the identification of favorable areas for marine shale gas exploration.

Key words: geological event；genetic model；Upper Yangtze area；Dalong Formation；Wujiaping Formation；Maokou Formation；organic-rich shale；Permian

Received：2024-08-28；Revised：2024-11-07；Accepted：2024-11-08

doi：10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240483