

袁乐欣, 徐志明, 孙豪飞, 等. 频繁海侵海退下开江-梁平海槽晚二叠世页岩古环境响应及有机质富集机理[J]. 海洋地质前沿, 2025, 41(6): 54-67.

YUAN Lexin, XU Zhiming, SUN Haofei, et al. Paleo-environmental response and organic matter enrichment of Late Permian shale in Kaijiang-Liangping Trough under frequent transgressive retrogression[J]. Marine Geology Frontiers, 2025, 41(6): 54-67.

频繁海侵海退下开江-梁平海槽晚二叠世页岩古环境响应及有机质富集机理

袁乐欣^{1,2,3}, 徐志明^{1,2,3*}, 孙豪飞⁴, 路俊刚^{1,2,3}, 尹相东^{1,2,3}, 牟蜚声^{1,2,3}, 顾天甫^{1,2,3}

(1 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610500; 2 油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 成都 610500;

3 天然气地质四川省重点实验室, 成都 610500; 4 中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院, 成都 610041)

摘要:二叠纪晚期为地质历史上重要的转折期,在频繁的海平面变化下,重建这一时期研究区页岩沉积环境,并讨论海平面升降对有机质富集的影响尤为重要。碳同位素、显微组分、微量元素等分析结果表明:晚二叠世页岩 TOC 含量为 0.12%~14.5%,平均为 6.14%,有机质类型主要为 II₁ 型,处于过成熟演化阶段;研究区频繁海平面升降导致沉积环境变化复杂:处于半湿润-半干旱性气候,具有厌氧-贫氧-厌氧的演化过程,古生产力经历了低-高-低的变化,且存在热液活动;晚二叠世有机质富集主控因素为古生产力,且发生 6 次有机质大量富集,海平面频繁升降导致古生产力驱动因素复杂多样:海平面上升时,上升流作为媒介运输热液活动带来的营养物质造成生产力的繁盛,而海平面下降时陆源碎屑输入作为主要物质来源促进古生产力。

关键词:古环境恢复;全球海平面;有机质富集;晚二叠世;开江-梁平海槽

中图分类号:P736

文献标识码:A

DOI:10.16028/j.1009-2722.2024.097

0 引言

二叠纪晚期是全球变化重要的转折期,发生了许多重大地质历史事件,如大规模海侵、火山剧烈活动、气候突变、生物群落大量灭绝等^[1-2]。在此背景下,四川盆地晚二叠世实现了页岩气勘探突破,2020 年以来,多口勘探井试获高产工业气流。由于优质烃源岩是页岩气富集的物质基础,因此,针对关键时期烃源岩沉积环境和有机质富集研究尤为重要^[3]。沉积物中有机质通常经过复杂的生物化学演化,并且由于控制因素空间差异性较大导致很难

根据单一控制因素解释有机质富集发展过程^[4]。目前,针对有机质富集因素的重要性仍存在争议,前人提出 3 种有机质富集模式,分别为生产力模式、保存条件模式和两者协同作用模式^[5],然而实际情况往往更复杂。

晚二叠统发育深水沉积相带,频繁的海平面变化、热液活动和气候等因素对其沉积环境影响较大,导致该时期页岩非均质性较强,有机质富集过程复杂。前人主要针对大隆组展开大量研究,认为古生产力和缺氧沉积环境共同控制有机质富集,并探讨热液活动及上升流对烃源岩发育的影响^[6-9],但海平面频繁波动对环境参数的影响尚不清晰,及其是否利于有机质富集也还不明确。因此,本文选取了四川盆地开江-梁平海槽首口二叠纪页岩气风险探井 D1 井页岩样品作为研究对象,开展了有机地球化学、元素地球等分析测试。在分析地球化学特征的基础上,结合纵向海平面升降背景下古环境参数的响应,进一步讨论频繁海平面波动下四川盆地晚二

收稿日期:2024-04-27

资助项目:国家自然科学基金“烃源岩早期产物对致密油充注聚集的控制机理研究”(42072185)

第一作者:袁乐欣(2000—),女,在读硕士,主要从事非常规油气分析方面的研究工作。E-mail:2855699559@qq.com

* 通讯作者:徐志明(1966—),男,博士,副教授,主要从事油气地球化学方面的研究工作。E-mail:2470005167@qq.com

叠统有机质富集的主要控制因素, 建立不同海平面变化下的有机质富集模式, 以期为该地区页岩气勘探提供理论依据。

1 地质背景

四川盆地是中国南方最大的含油气盆地, 位于扬子板块西北侧, 是一个典型的经历多期构造和沉积演化的大型油气叠合盆地^[10]。现今盆地面积约为 $18.8 \times 10^4 \text{ km}^2$, 四周山脉环绕, 共发育 6 个构造

带(图 1a)。受东吴运动影响, 四川盆地在二叠纪晚期发生过强烈的火山运动, 形成厚层“峨眉山玄武岩”^[11]。与此同时, 地幔柱上拱使得盆地构造发生强烈的分异作用, 影响了四川盆地的构造格局。同时, 差异升降作用导致四川盆地北部形成地垒-地堑式构造, 其中的地堑式构造发育为 3 条开口朝向古特提斯洋的海槽^[12]。

本文研究的 D1 井位于开江-梁平海槽内(图 1b), 该海槽整体呈近 NW 向条带状延伸, 海槽在区域拉张力作用下发生差异沉降, 边缘形成地势较高、

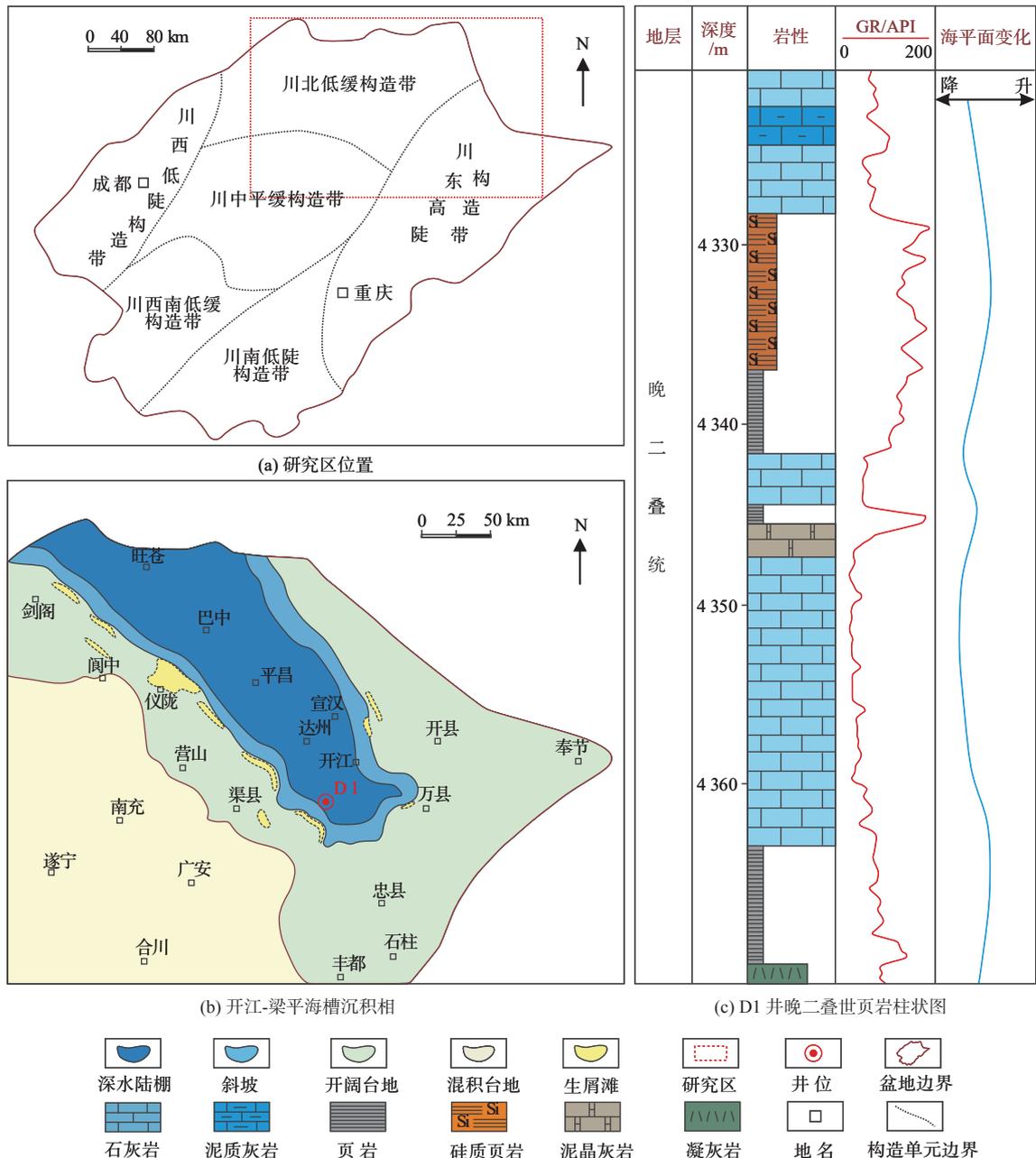


图 1 研究区区域构造图及 D1 井综合柱状图

Fig.1 Regional tectonic map and integrated histogram of Well D1

水动力较强的沉积环境。D1井在晚二叠世整体处于台盆相,呈现出大套石灰岩和页岩互层的特征(图1c),根据岩芯观察可见页岩与灰岩具有“频繁互层”的特性(图2a—f)。结合录井资料与岩芯得

出海槽内页岩具有单层厚度薄、累计厚度大的特点,纵向累计厚度为20~55 m,单层页岩厚度为2~6 m。



(a)4 330.3~4 335.03 m, 黑色页岩和灰岩互层; (b)4 335.03~4 339.03 m, 页岩与灰岩界限; (c)4 339.03~4 342.46 m; (d)4 342.46~4 346 m; (e)4 363~4 365.46 m; (f)4 365.46~4 369.65 m, 黑色页岩与凝灰岩界限; (g)4 369.65~4 373.63 m, 凝灰岩与玄武岩界限; (h)4 334.68 m, 黄铁矿条带发育; (i)4 336.8 m, 可见黄铁矿和结核

图2 D1井晚二叠世岩芯特征

Fig.2 The lithologic characteristics of the Late Permian in Well D1

2 实验及分析方法

本研究选取79件川东地区开江-梁平海槽晚二叠世页岩层段样品开展地球化学分析实验。将全部页岩样品清洗干净干燥备用,将其磨碎至粒径<0.2 mm,并称取质量 ≥ 10 g,依据国际《沉积岩中总有机碳的测定:GB/T 19145—2003》,利用LECO CS-230硫碳分析仪对样品总有机碳进行测定,仪器精度为 $\pm 0.5\%$ 。总有机碳分析在华北油田研究院实验中心进行。

选取其中6件样品分别进行有机显微组分观察、镜质体反射率(R_0)测定以及碳同位素测试。将页岩样品垂直于层面切割或粉碎至0.5~1.0 mm,放入环氧树脂中冷却固化,对其抛光后在Zeiss Axioskop 40偏光显微镜反射光油浸50倍物镜下对样品进行观察,根据反射光颜色、强度和结构等特征识别其中的有机显微组分。通过在油浸单偏反射

光下测试样品类镜质体得到反射率,测试所使用的仪器为3Y-Leica DMR XP显微分光光度计,采用50倍物镜测量,且每个样品的类镜质体反射率测点数均在10次以上,并计算其平均反射率。在进行有机碳同位素测试前,对样品进行酸洗以除去无机碳成分。干酪根碳同位素分析在DELTA V Plus型稳定同位素质谱仪上完成,测试值以Vienna Pee Dee Belemnite标准的千分之一(‰)表示,其精度 $> 0.2\%$ 。干酪根显微组分鉴定按照《透射光-荧光干酪根显微组分鉴定及类型划分方法》(SYIT 5125—1996)标准进行。镜质体反射率测定依据《沉积岩中镜质体反射率测定方法》(SYIT 5124—2012)标准测试。以上测试分析均在华北油田研究院实验中心进行。

选取其中21件页岩样品,研磨至200目,每件样品称取300 g置于马弗炉中,加入熔剂并灼烧2 h,以除去有机物和碳酸盐,之后称重记录损失量。采

用 ME-XRF26X 荧光光谱仪熔融法对岩石主量与微量元素进行精密分析, 分析精密度均优于 5%。主微量元素分析测试在广州澳实分析检测有限公司完成, 测试仪器为美国 Agilent 7900。

3 页岩地球化学特征

沉积岩中原始有机质只有部分转化为油气并排出, 现今测定的总有机碳含量是反映原始有机质丰度的指标。晚二叠世页岩 TOC 为 0.12%~14.5%, 平均为 6.14%, 其中, TOC>2% 的页岩样品约占比 62.1%, 但纵向上 TOC 变化较大, 非均质性较强。

当有机质达到生烃门限时, 干酪根才能开始大量生烃, 由于干酪根的镜质体反射率具有不可逆的性质, 因此, 选用 R_o 判断有机质成熟度。晚二叠世

页岩有机质成熟度为 2.48%~3%, 平均为 2.69% (表 1), 纵向上随着深度增加、地温升高, 成熟度整体呈增加趋势, 但始终处于高-过成熟生干气阶段 (图 3)。此时, 页岩已达到生烃门限但未达到石墨化阶段, 有机质持续生烃并形成有机孔。

表 1 川东地区 D1 井晚二叠世实测样品地球化学特征数据

样品编号	$R_o/\%$	$\delta^{13}C_{V-PDB}/\text{‰}$	腐泥组%	壳质组%	镜质组%	惰性组%
D1-T1	2.09	-28.466	73	0	10	17
D1-T2	2.48	-27.144	28	0	20	52
D1-T3	2.62	-26.492	49	0	14	37
D1-T4	3	-26.454	22	6	27	45
D1-T5	2.7	-23.24	36	14	21	29
D1-T6	2.77	-22.497	28	18	22	32

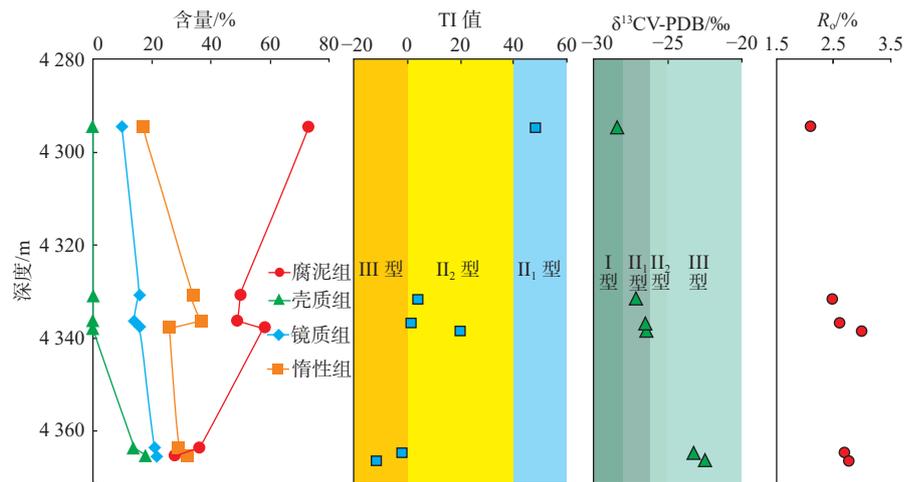


图 3 D1 井地球化学特征柱状图

Fig.3 Histogram of geochemical characteristics of Well D1

有机质类型是衡量烃源岩品质的重要指标, 干酪根作为最重要的生烃母质, 指示着有机质类型^[13]。研究表明, 陆生高等植物有机质含量越高指示其¹³C 相对富集, 而¹³C 相对亏损则代表低等水生生物等富含类脂质的有机质含量更高^[14]。晚二叠世页岩实测干酪根 $\delta^{13}C$ 值为 $-28.47\text{‰} \sim -22.49\text{‰}$ (表 1), 表明有机质类型为 I—III 型 (图 3)。此外, 显微组分同样可以判识有机质类型, 晚二叠世页岩中腐泥组组分含量偏高, 占比约为 38%; 其次为惰质组和镜质组, 平均值分别为 33.8% 和 20.3%; 壳质组均值仅为 6.3%。基于显微组分计算类型指数判识有机质类型显示, 晚二叠世页岩有机质类型为 II₁—III 型。由于研究区页岩成熟度过高, 且干酪根碳同位素受

热演化作用影响较小, 因此, 本文使用干酪根碳同位素指标来判识晚二叠世页岩有机质类型。纵向上随着深度增加, 有机质类型逐渐由 I 型过渡到 II 型和 III 型, 但大部分处于 II₁ 型, 表明研究区烃源岩生烃能力较好。

4 古环境特征

4.1 古气候

沉积岩中主、微量元素含量及其比值会随着沉积环境和气候条件的不同而发生不同程度的迁移和富集。晚二叠世页岩主量、微量元素的测试结果

见表2和表3。沉积物中存在的Fe、Mn、Cr和Ni等湿润环境敏感性元素,可用于区分水体的古气候条件^[15-16]。此外,化学蚀变指数($CIA = Al_2O_3 / (CaO^* + Al_2O_3 + Na_2O + K_2O) \times 100$)是通过上述惰性组分与活性组分变化来判断源区化学风化及蚀变程度的定量指标,可反映源区古气候演化^[17]。Sr作为典型的喜干元素是判断古气候的常用指标,其含量较低时指示潮湿气候^[18]。晚二叠世页岩C值为0.08~4.05,平均为0.86;CIA值分布范围为6.59~91.51,平均为68.07;Sr/Cu值为0.82~135.18,平均为17.17。上述指标指示,晚二叠世气候波动较大,但以半湿润-半干旱性气候为主(图4)。

4.2 古氧化还原条件

V和Ni为铁族元素,对水体中的氧元素比较敏感,易吸附在胶体和黏土矿物上而沉淀富集^[19],当水体中氧元素含量较高时,Ni易溶解于水体中以离子形式存在;V则当氧气含量较低时易以络合物的形式发生沉淀^[20]。此外,Cr通常在还原条件下敏感易富集,而Th不易受到氧化还原条件的影响,通常以Th⁴⁺的形态在水体中存在,U在氧化条件下则以U⁶⁺的形态溶解在水中^[21]。在本研究中,V/

表2 四川盆地开江-梁平海槽晚二叠世页岩主量元素分析结果

Table 2 Results of main element analysis of the Late Permian shale in Kaijiang-Liangping Trough, Sichuan Basin

样品编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	%
D1-1	54.47	5.21	0.96	11.60	0.66	1.16	0.02	0.20	0.05	
D1-2	51.04	4.70	0.81	11.50	0.74	1.02	0.02	0.16	0.09	
D1-3	42.13	11.66	1.11	16.45	1.68	2.41	0.04	0.21	0.03	
D1-4	36.40	9.66	3.98	18.90	1.48	2.06	0.07	0.22	0.03	
D1-5	47.19	22.88	1.89	0.63	0.99	4.33	0.05	0.31	0.05	
D1-6	37.91	8.07	1.09	16.45	1.64	1.59	0.04	0.19	0.52	
D1-7	44.34	13.00	1.07	8.37	1.50	2.64	0.07	0.31	0.21	
D1-8	60.65	4.13	0.55	10.15	0.48	0.93	0.12	0.18	0.47	
D1-9	60.98	7.34	0.72	3.82	0.63	1.91	0.13	0.29	0.87	
D1-10	60.16	9.79	1.06	1.43	0.65	2.71	0.21	0.40	0.06	
D1-11	42.72	16.56	1.48	5.24	0.60	0.60	0.01	0.56	3.24	
D1-12	43.11	7.07	0.51	16.15	0.50	0.50	0.33	0.27	7.96	
D1-13	42.41	7.84	1.79	16.40	0.54	0.54	1.08	0.30	0.19	
D1-14	44.19	5.74	0.49	17.50	0.49	1.96	0.04	0.40	0.05	
D1-15	16.76	1.95	11.90	28.4	0.15	0.15	1.02	0.09	0.12	
D1-16	31.35	14.51	1.67	1.94	0.74	0.74	0.31	1.28	0.10	
D1-17	37.87	19.66	1.80	3.46	0.98	0.98	0.22	2.23	0.13	
D1-18	27.59	20.35	0.40	0.43	2.00	1.46	0.01	2.03	0.05	
D1-19	8.20	5.89	0.29	0.09	0.34	0.34	0.03	0.54	<0.01	
D1-20	35.04	24.43	0.57	0.39	1.94	1.94	0.07	3.34	0.06	
D1-21	46.00	31.55	0.57	0.23	2.42	2.42	<0.01	5.03	0.07	

表3 四川盆地开江-梁平海槽晚二叠世页岩微量元素分析结果

Table 3 Analysis results of trace elements in the Late Permian shale in Kaijiang-Liangping Trough, Sichuan Basin

样品编号	V	Cr	Sr	Rb	Ba	Pb	Th	Cu	Ni	Co	Cd	Mo	U	Zr	μg/g
D1-1	1135	300	4560	47.80	120	10.50	3.31	115.50	226.00	11.60	15.80	118	12.95	72	
D1-2	1735	230	1115	39.60	166.50	12.50	4.15	75.50	263.00	12.80	19.20	370	23.80	61	
D1-3	666	130	1230	84.50	184	20.40	12.05	52.30	94.40	8.20	9.07	25.5	6.35	83	
D1-4	524	120	1230	75.50	186	13.70	9.22	50.10	90.90	8.90	6.08	21.80	8.96	70	
D1-5	1870	90	136.5	113.50	210	72.10	31.50	51.50	49.10	5.30	16.60	40.60	6.82	214	
D1-6	1070	360	6660	53.80	342	16.80	12.65	127	143.00	10.60	11.40	70.30	29.20	95	
D1-7	789	210	797	77.90	198.5	32.40	22.20	77	167.50	11.80	9.13	58.80	15.45	103	
D1-8	444	280	870	38	110.5	7.70	3.02	84.3	161.00	9.60	2.57	32.60	16.65	65	
D1-9	418	320	294	73.30	183.5	9.80	5.50	146	313.00	18.60	14.05	18.85	17.30	118	
D1-10	460	300	128	101.50	216	25.00	7.39	132.50	285.00	19.40	8.01	27.40	8.08	180	
D1-11	726	390	1765	115.0	234	62.6	36.8	86.3	193.0	10.2	7.97	56.0	94.7	91	
D1-12	307	290	378	80.9	441	12.1	5.43	178.5	277	17.3	3.46	12.50	51.6	523	
D1-13	238	140	1230	78.9	182	26.8	6.41	100.5	326	20.9	1.49	10.70	8.23	102	
D1-14	825	220	788	63.80	126	13.10	3.92	104.50	135.50	15.20	7.25	44.20	18.30	150	
D1-15	21	20	76.9	17.9	229	6.0	1.71	8.1	39.6	2.7	0.11	0.40	2.15	122	
D1-16	145	110	488	48.6	154.5	12.0	9.32	54.8	62.0	35.0	0.10	2.29	1.66	965	
D1-17	210	140	410	60.9	202	15.1	17.30	92.7	70.0	40.5	0.12	4.74	3.34	773	
D1-18	781	120	266	22.70	10000	11.80	16.10	171.50	29.10	9.30	0.67	8.54	28.00	455	
D1-19	96	40	425	7.8	66.8	59.7	3.00	93.4	214	102.5	0.35	55.1	1.94	1470	
D1-20	346	180	1095	31.5	239	10.8	16.25	194.5	45.2	25.2	0.01	5.15	9.77	30	
D1-21	606	180	379	46.6	355	11.4	25.2	229	34.4	11.1	0.01	5.02	12.60	614	

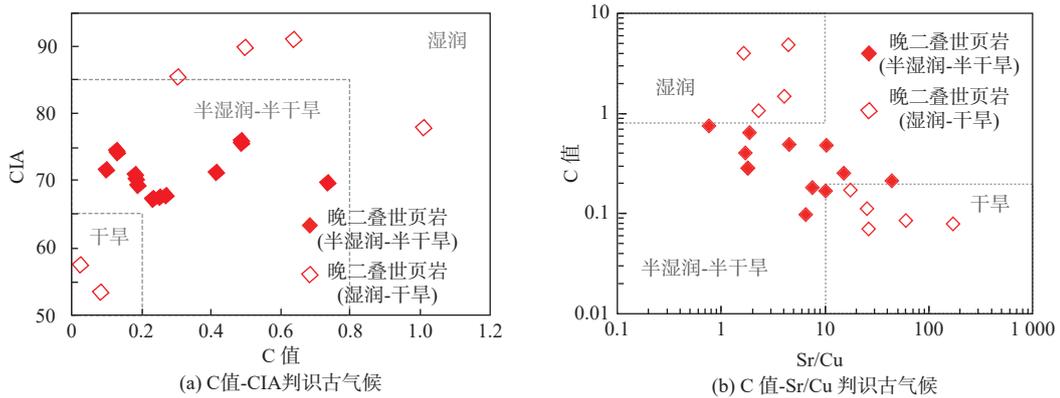


图 4 晚二叠世古气候参数判识

Fig.4 Determination of the Late Permian paleoclimate using different indices

(V+Ni)-V/Cr 关系图指示为氧化-贫氧环境, 这与实际情况不符, 这是由于 V 和 Ni 受泥页岩有机质丰度和成岩作用影响较大。而 Mo 和 U 是指示泥页岩沉积环境的可靠指标, 在低氧弱还原水体中, U 和 Mo 均以高价位稳定的存在于陆壳和浮游生物中, 不易在沉积物中出现; 而在还原环境中, 两者被还

原为低价位富集在沉积物中^[22]。页岩样品 V/(V+Ni) 值为 0.31~0.97, 平均为 0.74; U/Th 值介于 0.17~9.50, 平均为 2.22; Mo_{EF}/U_{EF} 比值为 0.3×SW~3×SW(图 5)。综上所述, 基于氧化还原指标特征并结合实际情况分析, 晚二叠世整体处于贫氧-厌氧环境。

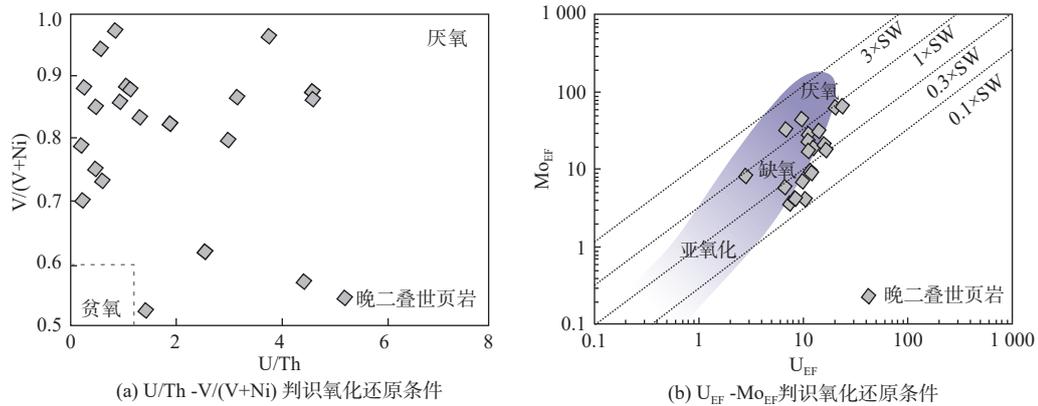


图 5 晚二叠世氧化还原条件判识

Fig.5 The Late Permian redox condition discrimination

黄铁矿的形态和粒径往往被用于判识沉积环境的氧化还原条件^[23-24]。前人根据沉积类型将黄铁矿分为同生型和成岩型两类, 前者形成于还原沉积水体中, 黄铁矿晶粒较小; 后者形成于氧化或贫氧水体中, 晶粒通常较同生型黄铁矿大。晚二叠世页岩为海相富有机质页岩, 其黄铁矿形态主要以草莓状为主, 发育部分柱状、不规则团块状及部分重结晶等形态(图 6)。缺氧海洋环境中的草莓状黄铁矿粒径均值为(5.0±1.7)μm^[25], 对研究区页岩中草莓状黄铁矿进行统计, 其粒径为 3.51~14.18 μm, 平均为 5.04 μm, 反映晚二叠世页岩主要形成于贫氧-缺氧环境。

另外, 稀土元素具有较强的金属性, 会随着沉积环境变化而变化, 部分元素易发生价位变化从而导致其溶解度发生变化, 进而出现元素的富集或亏损的现象^[26], 在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图中(图 7), Eu 表现为负异常, Eu 在还原环境中由 Eu³⁺被还原为 Eu²⁺, 指示沉积水体为还原环境。

4.3 古水深和陆源输入

水体深度越大, 有机质越易保存, 烃源岩的品质越好。Zr 是典型的亲陆元素, 一般不易发生长距离搬运, 沉积于近海岸区域^[27]。不仅某个元素含量变化能反映其沉积时期的地质信息, 一些元素的比

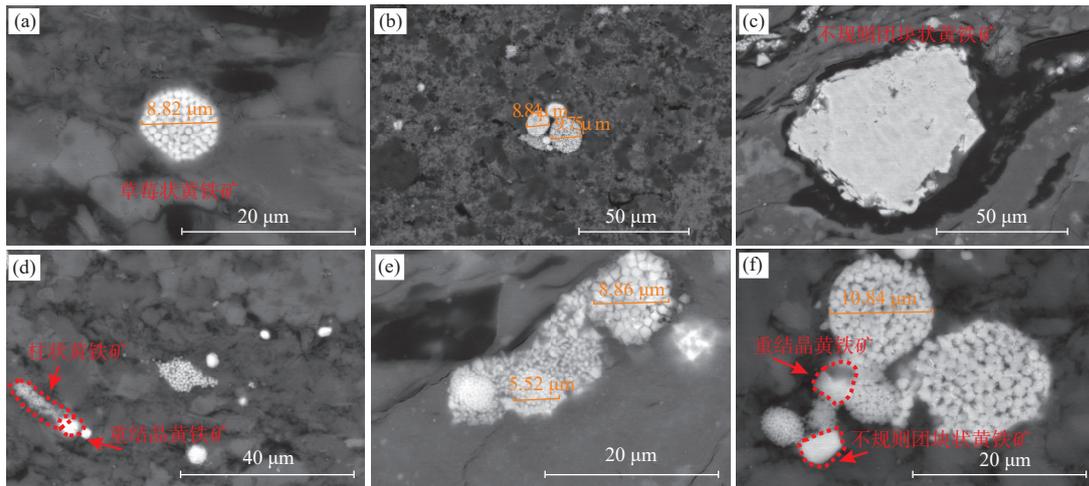


图6 开江-梁平海槽地区晚二叠世页岩中黄铁矿形态特征

Fig.6 Morphological characteristics of pyrite in the Late Permian shales in the Kaijiang-Liangping Trough area

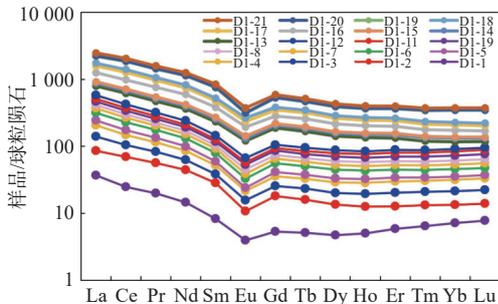


图7 开江-梁平海槽晚二叠世页岩稀土元素配分模式

Fig.7 Distribution model of rare earth elements in the Late Permian shales in the Kaijiang-Liangping Trough

值也可以更好地指示古环境变化,如 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值的增加一般指示水体更深、能量更低的沉积环境。如图8所示,晚二叠世时期开江-梁平海槽内水体变化明显,海平面波动频繁。同时,微量元素 Th/U 值可以用于推测研究区烃源岩沉积期间大致古深度范围^[28]。 Th/U 值为 0.11~5.61,平均为 1.43,推测晚二叠世页岩在沉积时期的古水深 > 25 m。此外,元素 Ti 和 Al 主要来源于陆地且性质稳定,经过河流等搬运进入海洋后不易被后期的成岩及风化作用改造,为指示陆源碎屑输入的有利指标, Ti/Al 比值高表征陆源输入量大^[15]。晚二叠世时期陆源碎屑输入波动较大与该时期海平面快速升降有关,当海平面下降、水深变浅时,离物源边近,陆源碎屑输入增大,海平面下降时则相反。

4.4 古生产力

高古生产力是富有机质页岩发育的基本条件,有机质来源于水体中的底栖藻类和浮游生物,外部条件使得水体营养成分增多,促进生物发育繁盛,

提高水体初级生产力。与生物活动有关系的元素可以作为评估古生产力的指标,生源 Ba_{bio} 与有机碳含量呈明显正相关关系,以自生成因的 BaSO_4 为主要赋存状态,是有效判断古生产力的指标^[28]。另外,水体中初级生产者的光合作用会使 Cu 、 Ni 、 Al 等元素作为营养元素被生物体吸收形成有机物,从而在沉积物中保存下来,也可以作为评价古生产力的有效指标^[29]。因此,本文选取 Ba_{bio} 、 Ba/Al 、 Ni/Al 值评价古生产力。晚二叠世页岩 Ba_{bio} 平均值为 673.61 $\mu\text{g}/\text{g}$, Ba/Al 平均值为 0.009, Ni/Al 平均值为 0.004(图8)。该时期 TOC 平均值为 6.14%, Cu 、 Ni 、 Al 元素和 Ba_{bio} 含量与 TOC 具有很强的正相关性,表明晚二叠世是古生产力高峰期,有机碳发生沉淀富集,进而形成富有机质页岩。

4.5 热液活动

根据钻井取芯资料(图2f—g),D1井晚二叠世有凝灰岩和玄武岩出露,证明在开江-梁平海槽内有岩浆热液事件发生。此外,通过某些微量元素的异常富集或亏损也可以体现沉积环境的变化。例如, Ni-Co-Zn 三元图指示晚二叠世页岩处在热液沉积区(图9),表明东吴运动的火山活动对该时期页岩产生了一定影响;其次,半远洋硅质沉积物中 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值也可以用来衡量热液活动对沉积物的影响,前人以 0.6 作为界限值,热液影响越强比值越低^[30],晚二叠世硅质页岩中 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值 < 0.6 的数值占比 > 50%,指示在开江-梁平海槽地区晚二叠世页岩沉积时期受到了热液活动影响。

热液上升流促进了硅质岩的形成,高硅矿物含

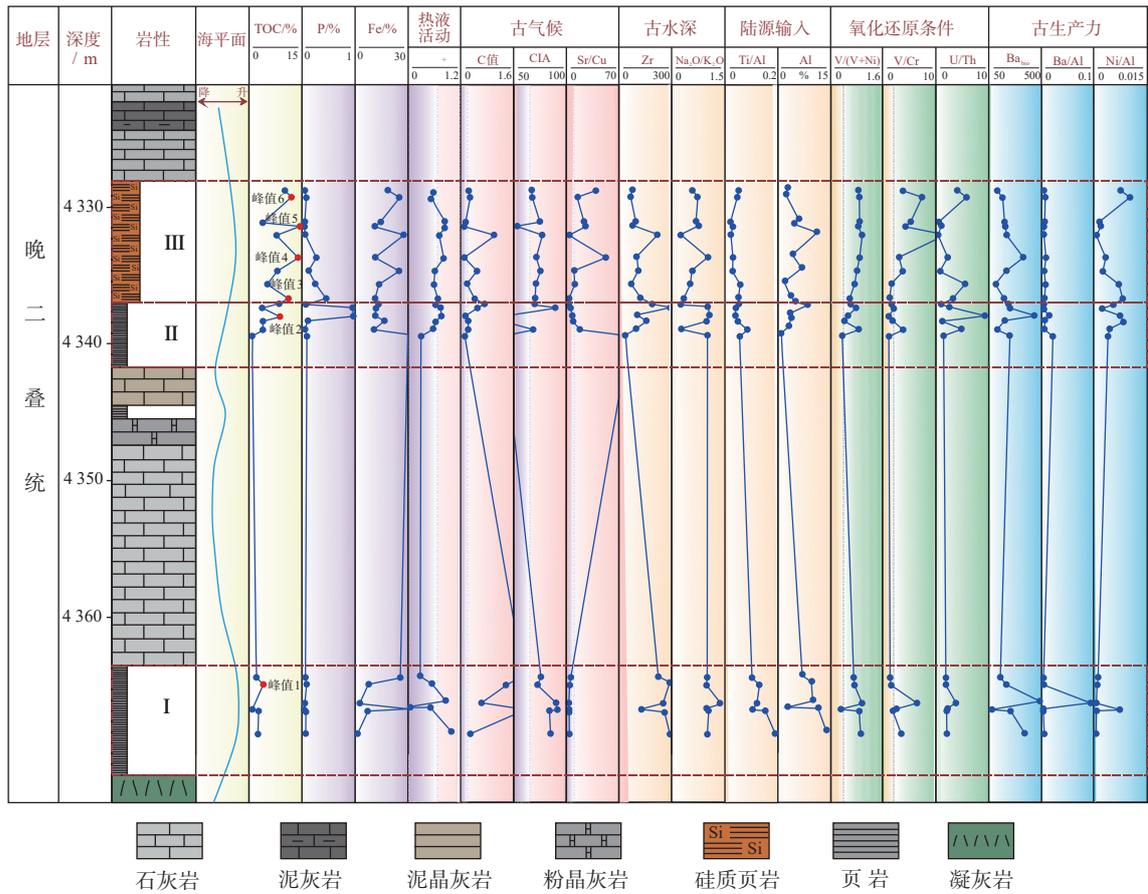


图 8 晚二叠世沉积古环境纵向变化

Fig.8 Vertical variations of sedimentary paleoenvironments in the Late Permian

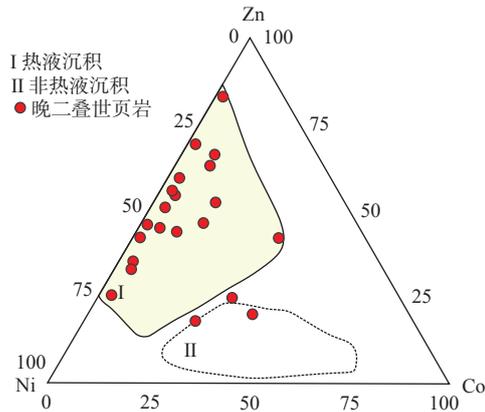


图 9 晚二叠世热液活动判别图版

Fig.9 The discrimination of the Late Permian hydrothermal activity

量为有机质富集提供了物质基础。火山喷发时释放的酸性气体进入水体后增强了水体的还原环境, 伴随的火山灰向水体释放了大量的营养物质及铁元素, 促进藻类和细菌生长^[31], 进而使得有机质堆积富集。此外, 晚二叠世处于温暖、湿润气候, 火山活动造成的热液上升洋流携带高陆源输入促进古生产力升高, 从而使得有机碳堆积。

5 有机质富集机理

5.1 海平面波动影响页岩气富集

二叠纪晚期海平面波动频繁, 是由于该时期发生强烈火山活动导致大气中二氧化碳含量迅速增加、大气迅速升温而引起海侵^[32]。同时, 晚二叠世在海平面波动期间沉积了厚层硅质页岩和黑色页岩, 前人在许多页岩演替中观察到有机质积累与海平面相对变化之间存在关系^[33], 氧化还原条件、古生产力、碎屑物质输入等因素均受到海平面变化的影响^[34]。沉积水域加深即海平面上升为富有机质页岩提供了有利的保存条件, 反之, 研究区内沉积页岩标志着海平面上升, 此观点与高精度 GR 记录的沉积噪声模型中“热页岩”区域海平面变化趋势吻合^[35](图 10), 由于沉积噪声既包含了与水深相关的噪声如生物扰动、潮汐等因素, 又包含与水深无关的噪声如火山作用、构造作用等^[36], 因此, 海平面的波动可以通过噪声水平相关系数来反映。海

平面下降期间离物源区更近,碎屑输入增大带来了丰富的营养物质,进而促进古生产力,从而导致富有机质页岩沉积;在短暂的海平面下降之后,海面上升、水体深度增大,还原环境和充足的水深为有机质提供了良好的富集空间,有利于生成的有机质在此环境中堆积。由于海平面频繁波动,发生多次反复沉积富集有机质的过程,导致晚二叠世有机质丰度高。此外,在海平面升降期间,古气候的波动也较频繁,推断冰川作用及其消融作用对海平面升降也起到了一定影响^[37]。

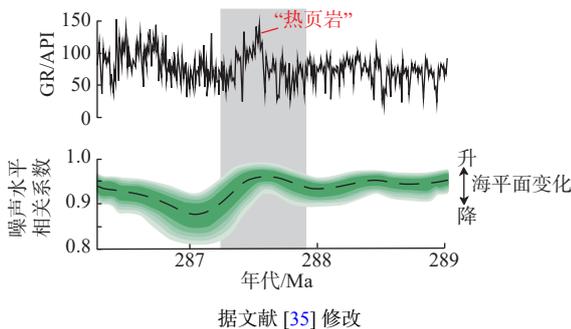


图 10 沉积噪声与海平面变化相关图

Fig.10 Correlation of sedimentary noise with sea level change

元素 Ti/Al 浓度和 Zr 值的降低(图 8)表明,在海平面上升期间,碎屑沉积物量减小、水体向缺氧环境发展。C 值和 Sr/Cu 指示,此期间为温暖、潮湿环境,生产力处于波动状态但整体有所升高,可能是由于水体加深促进水体中磷元素循环,导致古生产力继续升高^[38],且缺氧环境有利于有机质积累和保存,因此,TOC 在此期间出现高值。元素 Al 与 Th/U 比值的升高代表海平面下降,海平面下降导致水体与物源区更近,进而增加水体内营养物质供应,导致 Ti 元素含量增大。此外,在海平面下降期间,元素 Fe 出现异常升高,证明热液活动增强,由此带来更多营养元素,导致有机质丰度升高。

纵向上随着时间迁移,有机质丰度逐渐升高,不同时期页岩发育的沉积环境有所差异。研究区共分为 3 层页岩(图 8),整体上第 I 层页岩水体深度大于后期形成的两层页岩,海平面先下降再上升趋势。随着海平面变化,陆源碎屑输入量也随之发生变化,纵向经历了低-高-低的过程,同时,海水经历了厌氧-贫氧-厌氧的演化过程,古生产力经历了低-高-低的变化。第 I 层页岩氧化还原条件为厌氧,由于水体深度逐渐变浅,第 II 层页岩沉积环境逐渐向贫氧变化,且陆源输入量逐渐增大,为水体带来了丰富的营养物质,促进古生产力升高。第 III 层页岩水体还原程度最强,这是由于不仅海平面上升导

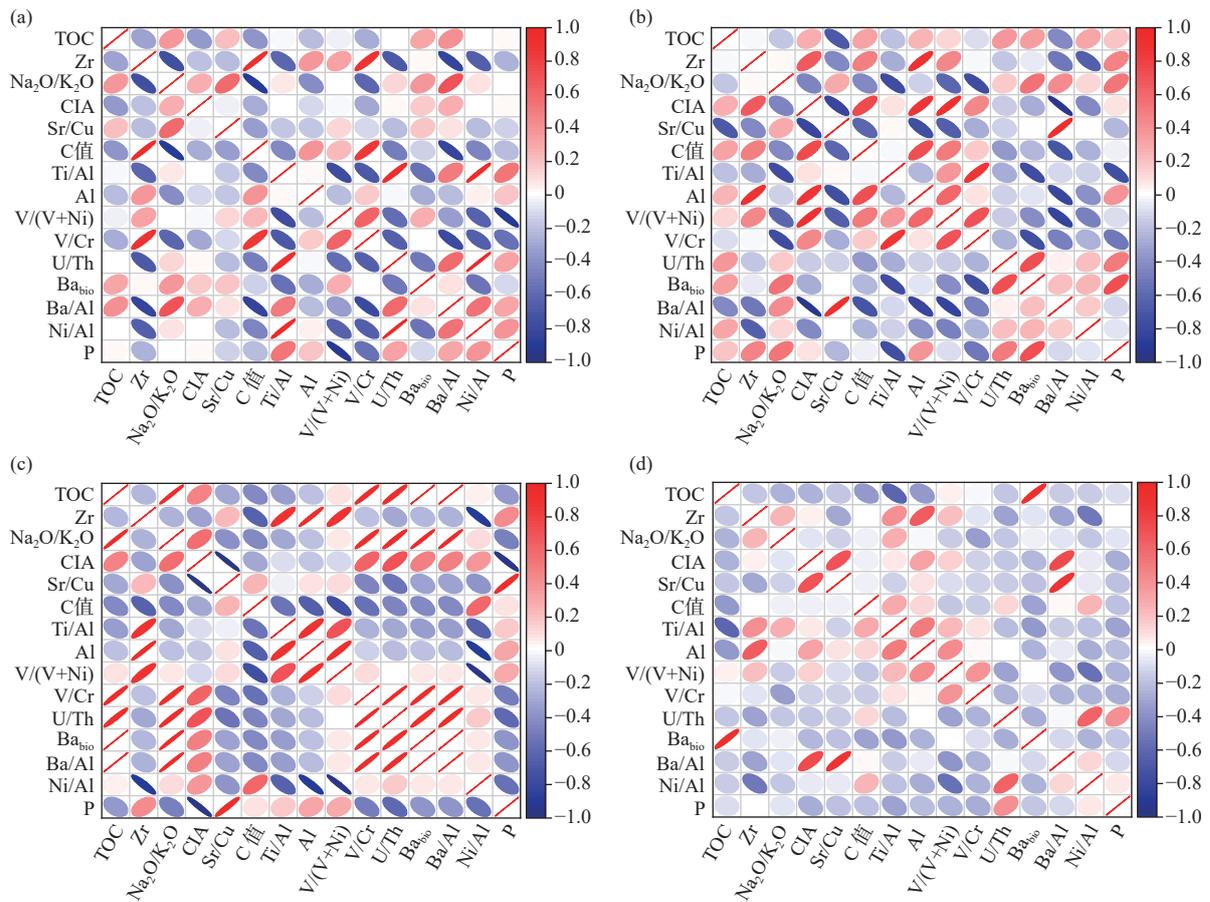
致水体深度变化,而且第 II 层陆源输入为第 III 层页岩发育提供了充足的营养物质,导致其藻类发育繁盛,消耗水体中氧气,促使沉积环境还原程度增强。

5.2 有机质富集主控因素

沉积物中有机物富集是一个复杂的生物地球化学过程,期间初级生产力、氧化还原条件和碎屑输入等因素对有机质的生成和保存具有显著影响^[3]。研究区陆源岩样品有机质丰度为 0.12%~14.5%,平均为 6.14%,整体 TOC 值非均质性强,共出现 6 个 TOC 高值(图 8),且不同时期有机质富集影响因素也不尽相同。

纵向上随着时间变化,不同时期页岩发育的古环境参数对有机质富集的相对控制有所不同,根据 TOC 与各指标的相关性可得,第 I 层页岩古生产力指标(Ba_{bio} 和 Ba/Al)和古水深判别指标(Na_2O/K_2O)与有机质丰度呈正相关(图 11a),表明水深较大更利于烃源岩的有机质富集。而 TOC 与古气候指标相关性较差,指示整体在半湿润-半干旱性气候且水深较大时,水体气候的微弱变化对有机质富集作用不明显。第 II 层页岩发育时期,海平面整体下降,该时期古水深与有机质丰度呈负相关(图 11b),此时水体深度对有机质富集起到亏损作用。而古气候指标、氧化还原指标以及古生产力指标对有机质富集都起到了微弱的正向影响。同时,古生产力指标(Ba_{bio})与氧化还原指标以及 P 元素存在明显的正相关,指示在该时期氧化-还原条件以及上升流共同控制古生产力的变化,进而影响有机质富集。在第 III 层页岩发育期间,海平面再次上升,TOC 值与古生产力相关性最强(图 11c),其次是氧化-还原条件和古水深,且三者彼此都起到正向控制作用,指示当水体深度增大时,增强了沉积环境的还原性,使得生成的有机质相对更容易保存和富集。

通过 TOC 与各古环境参数的纵向变化趋势可以分析不同指标对有机质富集的相对影响程度(图 8)。峰值期 1 内 TOC 值与陆源输入趋势具有良好的对应关系,指示陆源输入主要控制此期间内有机质富集,陆源输入带来了丰富的营养物质,同时,气温升高促进藻类生长,使得有机质沉积,但陆源输入快速增强就会使得有机质反被稀释,因而有机质丰度显示并不高。峰值期 2—4 元素 P 与 TOC 值变化趋势基本一致,因此,需要具体分析研究区样品 P 的来源,P 与陆源碎屑 Al 变化趋势相近,二者在此期间都具有 3 次升高,而与热液参数的变化



(a) I 层页岩古环境参数热力图; (b) II 层页岩古环境参数热力图; (c) III 层页岩古环境参数热力图; (d) 晚二叠世页岩古环境参数热力图

图 11 晚二叠世页岩各环境参数热力统计图

Fig. 11 Thermal statistics of each environmental index of the Late Permian shale

趋势相差较远,说明 P 主要来源于陆源碎屑,少部分由热液活动带来,这与前人“海洋中大部分 P 来自于地表径流,少部分来自大气和上升洋流”的结论相符^[38-39]。峰值期 5 和 6 的 TOC 值变化与热液活动趋势相同,说明热液活动控制其有机质富集。峰值期 5 内随着海平面逐渐升高,碎屑输入变少、还原性增强,古生产力显示较低水平,说明此阶段主要以保存模式为主,海平面上升且还原性增强可以为有机质提供充足且良好的富集空间。在峰值期 6 内热液活动带来的营养物质和 Fe 促进水体中藻类生长繁殖,使得古生产力升高,同时,热液活动带来的 H₂S 气体进入水中,导致水体还原性增强^[40],此时高古生产力和有利保存条件共同控制有机质富集。因此,晚二叠世页岩有机质富集主要受到古生产力的影响,而影响古生产力的驱动因素复杂多样。且根据各环境参数热力图(图 11d)可知,总有机碳含量仅与初级生产力相关性较强。综上所述,晚二叠世页岩有机质富集主控因素为古生产力,而影响古生产力的驱动因素复杂多样。

5.3 有机质富集模式

通过上述分析,在海平面升降频繁的背景下,晚二叠世页岩沉积时古生产力较高、水体处于还原环境,气候温暖潮湿,导致其有机质丰度较高。该时期营养物质大部分来源于陆地、小部分来自热液活动,而海平面变化控制陆源输入,因此,海平面变化对于有机质富集起到关键作用。

海平面下降期间(图 12a),热液参数具有强烈的波动变化,热液活动携带大量营养物质为藻类和浮游生物提供养分,为有机质富集积累物质基础,此阶段形成的沉积厚层硅质页岩,与前人“热液沉积较高硅含量矿物”的观点一致^[31]。同时,海平面下降伴随着陆源碎屑输入增加,碎屑物质中夹杂大量陆源有机质,促进有机质富集。此外,有机质的增加会使氧气消耗量增大,且火山活动释放大量的火山灰到海洋中,使得浮游植物大量繁殖进而消耗更多氧气,从而导致水体还原环境扩张。但在此期间,总有机碳含量并不高,是由于陆源输入 Al 具有两

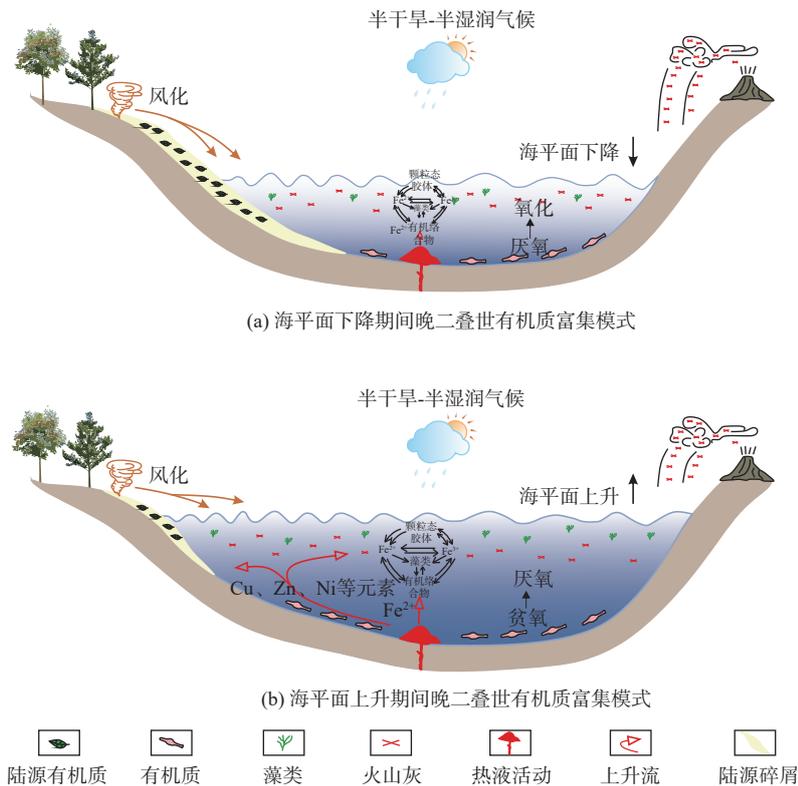


Fig.12 The Late Permian organic matter enrichment pattern

面性,既可能稀释有机质又可能促进有机质富集。

海平面上升期间(图 12b),研究区出现 P 异常高值,暗示上升流对该区域也具有一定影响^[32,41],且上升流区域页岩有机质丰度也具有升高的现象,P、Fe 和 Ba 与高 TOC 值相对应,指示热液活动带来的营养元素可能由上升流作为运输媒介进而在水中运移扩散,导致水体古生产力提高。Fe 通过上升流到达上层海水,经过浮游植物转化更利于藻类吸收,导致藻类大量繁殖^[29],一方面促进水体富营养化,另一方面生物呼吸作用消耗氧气形成还原环境利于有机质保存。此外,温暖潮湿的古气候条件增加源岩风化程度,通过地表径流运移到水体中为藻类生长提供所需元素,促进藻类勃发,进一步提升初级生产力。在这种高生产力产生丰富有机质的情况下,大量有机质的降解会增加水体中氧气消耗,从而加剧氧化还原敏感微量元素的聚集和还原环境的形成。另外,海平面上升使得水体深度增大,为有机质提供了充足的富集空间。

6 结论

(1)晚二叠世页岩纵向上有机质丰度非均质性较强,总有机碳含量为 0.12%~14.5%,平均为 6.14%,处于高-过成熟生干气阶段;随着深度增加,有机质

类型逐渐由 I 型过渡到 II 和 III 型,但大部分处于 II₁ 型。

(2)纵向上随着时间变化,海平面先下降后上升,陆源输入随之先增大后减少,氧化还原环境经历了厌氧-贫氧-厌氧的变化,古生产力经历了高-低-高的过程,古气候基本完全处于半湿润-半干旱性气候,且在海平面下降期间伴随热液活动发生。

(3)在海平面下降期间发生热液活动并带来大量营养物质,且碎屑输入量增大带来了丰富的营养物质为藻类和浮游生物提供养份,从而促进古生产力,导致富含有机质页岩沉积;在海面上升、水体深度增大期间,上升流作为运输媒介在水中运移扩散营养物质,并且还原环境和充足的水深为有机质提供了良好的富集空间,有利于生成的有机质在此环境中堆积。由于晚二叠世时期水体动荡、海平面频繁波动,发生多次反复沉积有机质的过程,致使该时期发育有机质丰度较高的页岩。

致谢: 感谢西南油气田提供本文所用实验数据,感谢导师及同门师兄给予的帮助!

参考文献:

- [1] HUEY R B, WARD P D. Hypoxia, global warming, and terrestrial Late Permian extinctions[J]. *Science*, 2005, 308(5720): 398-401.

- [2] LIU S J, GAO G, GANG W Z, et al. Comparison of formation conditions of source rocks of Fengcheng and Lucaogou Formations in the Junggar Basin, NW China: implications for organic matter enrichment and hydrocarbon potential[J]. *Journal of Earth Science*, 2023, 34(4): 1026-1040.
- [3] MA Y Q, LU Y C. Depositional environment and organic matter enrichment of the Lower Cambrian Niutitang shale in western Hubei Province, South China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2019, 109: 381-393.
- [4] LASH G G, BLOOD D R. Organic matter accumulation, redox, and diagenetic history of the Marcellus Formation, southwestern Pennsylvania, Appalachian Basin[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 57: 244-263.
- [5] DEMAISON G J, MOORE G T. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. *Organic Geochemistry*, 1980, 2(1): 9-31.
- [6] 刘康林, 吴熙纯, 刘树根, 等. 川西北地区上二叠统长兴组、大隆组沉积特征研究 [J]. *岩性油气藏*, 2011, 23(2): 30-34.
- LIU K L, WU X C, LIU S G, et al. Sedimentary characteristics of Upper Permian Changxing and Dalong Formation in northwestern Sichuan Basin[J]. *Lithologic Reservoirs*, 2011, 23(2): 30-34.
- [7] 李牛, 胡超涌, 马仲武, 等. 四川广元上寺剖面上二叠统大隆组优质烃源岩发育主控因素初探 [J]. *古地理学报*, 2011, 13(3): 347-354.
- LI N, HU C Y, MA Z W, et al. Main control factors of high quality hydrocarbon source rocks of the Upper Permian Dalong Formation at Shangsi section of Guangyuan, Sichuan Province [J]. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 2011, 13(3): 347-354.
- [8] 张毅, 郑书黎, 高波, 等. 四川广元上寺剖面上二叠统大隆组有机质分布特征与富集因素 [J]. *地球科学*, 2017, 42(6): 1008-1025.
- ZHANG Y, ZHENG S C, GAO B, et al. Distribution characteristics and enrichment factors of organic matter in Upper Permian Dalong Formation of Shangsi section, Guangyuan, Sichuan Basin[J]. *Earth Science*, 2017, 42(6): 1008-1025.
- [9] 韦恒叶, 胡谦, 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.
- [10] 何登发, 李德生, 张国伟, 等. 四川多旋回叠合盆地的形成与演化 [J]. *地质科学*, 2011, 46(3): 589-606.
- HE D F, LI D S, ZHANG G W, et al. The formation and evolution of the multi-cycle superimposed basin in Sichuan[J]. *Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica)*, 2011, 46(3): 589-606.
- [11] 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山幔柱上升的沉积响应及其地质意义 [J]. *地质论评*, 2006(1): 30-37.
- HE B, XU Y G, XIAO L, et al. Sedimentary responses to uplift of Emeishan mantle plume and its implications[J]. *Geological Review*, 2006(1): 30-37.
- [12] 马新华, 杨雨, 张健, 等. 四川盆地二叠系火山碎屑岩气藏勘探重大发现及其启示 [J]. *天然气工业*, 2019, 39(2): 1-8.
- MA X H, YANG Y, ZHANG J, et al. A major discovery in Permian volcanic rock gas reservoir exploration in the Sichuan Basin and its implications[J]. *Natural Gas Industry*, 2019, 39(2): 1-8.
- [13] LIU Z C, ZHOU Q, LIU K, et al. Sedimentary features and paleogeographic evolution of the Middle Permian Trough Basin in Zunyi, Guizhou, South China[J]. *Journal of Earth Science*, 2023, 34(6): 1803-1815.
- [14] 成海燕, 李安龙, 龚建明. 陆相烃源岩评价参数浅析 [J]. *海洋地质动态*, 2008, 24(2): 6-10.
- CHENG H Y, LI A L, GONG J M. A brief analysis of evaluation parameters for continental source rocks[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2008, 24(2): 6-10.
- [15] 李伦, 张鹏远, 梁慨慷, 等. 盐湖有机质富集主控因素与模式: 以柴西盆地新近系上新统下油砂山组灰色泥岩为例 [J]. *天然气地球科学*, 2023, 34(8): 1357-1373.
- LI L, ZHANG P Y, LIANG K K, et al. Main controlling factors and models of organic matter enrichment in salt lake facies: a case study of gray mudstone of Lower Youshashan Formation in western Qaidam Basin[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2023, 34(8): 1357-1373.
- [16] 陈敬安, 万国江, 陈振楼, 等. 洱海近代气候变化的化学记录 [J]. *地理科学*, 2000, 20(1): 83-87.
- CHEN J A, WANG G J, CHEN Z L, et al. Recent climatic change and its chemical records in Lake Erhai[J]. *Geographical Science*, 2000, 20(1): 83-87.
- [17] BOCK B, MCLENNAN S M, HANSON G N. Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England[J]. *Sedimentology*, 1998, 45: 635-655.
- [18] 张天福, 孙立新, 张云, 等. 鄂尔多斯盆地北缘侏罗纪延安组、直罗组泥岩微量、稀土元素地球化学特征及其古沉积环境意义 [J]. *地质学报*, 2016, 90(12): 3454-3472.
- ZHANG T F, SUN L X, ZHANG Y, et al. Geochemical characteristics of the Jurassic Yan'an and Zhiluo Formations in the northern margin of Ordos Basin and their paleoenvironmental implications[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2016, 90(12): 3454-3472.
- [19] 连梦利, 刘达东, 林瑞钦, 等. 黔北地区五峰组-龙马溪组页岩沉积环境及有机质富集机理 [J]. *中南大学学报(自然科学版)*, 2022, 53(9): 3756-3772.
- LIAN M L, LIU D D, LIN R Q, et al. Sedimentary environment and organic matter enrichment mechanism of Wufeng-Longmaxi shale in the northern Guizhou area[J]. *Journal of Central South University (Science and Technology)*, 2022, 53(9): 3756-3772.
- [20] 郭奕浩, 曾德铭, 张芮, 等. 川中-川东地区侏罗系大安寨段古环境及油气地质意义 [J]. *沉积学报*, 2024, 42(3): 1016-1031.
- GUO Y H, ZENG D M, ZHANG R, et al. Paleoenvironment and its petroleum geological significance of the Jurassic Da'an-zhai Member in the central-eastern Sichuan Basin[J]. *Acta Sedi-*

- mentologica Sinica, 2024, 42(3): 1016-1031.
- [21] CAO Q, QI M H, LI X W. Study on organic matter enrichment and reservoir characteristics of Permian Longtan Formation shale in Southeast Sichuan[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2022, 10: 895941.
- [22] 许淑梅, 张晓东, 翟世奎, 等. 海洋环境中氧化还原敏感性微量元素地球化学行为及环境指示意义 [J]. *海洋地质动态*, 2007, 23(3): 11-18.
- XU S M, ZHANG X D, ZHAI S K, et al. Geochemical behaviors and environmental indicative significance of redox sensitive trace elements in marine environments[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2007, 23(3): 11-18.
- [23] 丁江辉, 张金川, 石刚, 等. 宣城地区龙潭组页岩沉积环境与有机质富集 [J]. *沉积学报*, 2021, 39(2): 324-340.
- DING J H, ZHANG J C, SHI G, et al. Sedimentary environment and organic matter accumulation for the Longtan Formation shale in Xuancheng area[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2021, 39(2): 324-340.
- [24] WEI H Y, WEI X M, QIU Z, et al. Redox conditions across the G-L boundary in South China: evidence from pyrite morphology and sulfur isotopic compositions[J]. *Chemical Geology*, 2016, 440: 1-14.
- [25] WILKIN R T, BARNES H L, BRANTLEY S L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(20): 3897-3912.
- [26] 郭颖, 杜晓峰, 杨波, 等. 下扬子地区上震旦统一古生界白云岩地球化学特征及成因: 以南京地区为例 [J]. *地球科学*, 2023, 48(12): 4558-4574.
- GUO Y, DU X F, YANG B, et al. Geochemical characteristics and genesis of Upper Sinian-Lower Paleozoic dolomite in Lower Yangtze region: a case study from Nanjing area[J]. *Earth Science*, 2023, 48(12): 4558-4574.
- [27] 刘新宇, 邵磊, 史德锋, 等. 西沙西科1井元素地球化学特征与海平面升降的关系 [J]. *海洋地质前沿*, 2021, 37(6): 8-17.
- LIU X Y, SHAO L, SHI D F, et al. Element geochemistry of Well XiKe 1 on the Xisha Islands and its bearing on sea level fluctuation[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2021, 37(6): 8-17.
- [28] 王一帆. 长7段黑色页岩有机质富集机制及其生排烃特征研究 [D]. 北京: 中国石油大学, 2022.
- WANG Y F. Organic matter enrichment mechanism and hydrocarbon generation and expulsion characteristics of the black shales in Chang 7 Member, Ordos Basin[D] Beijing: China University of Petroleum, 2022.
- [29] 刘凯. 寒武纪早期扬子板块古海洋与生物群协同演化及其对有机质富集的影响 [D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2019.
- LIU K. The co-evolution of ocean redox chemistry and biota during the Early Cambrian, South China and its influence on organic matter accumulation[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2019.
- [30] 刘恒, 童召军, 乔洪国, 等. 下扬子地区望江拗陷上二叠统大隆组-吴家坪组有机质页岩元素特征及古环境意义 [J]. *天然气勘探与开发*, 2023, 46(2): 74-83.
- LIU H, TONG S J, QIAO H G, et al. Element characteristics and paleoenvironmental significance of organic-rich shales in Upper Permian Dalong Formation Wujiaping Formation of Wangjiang Depression, Lower Yangtze area[J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 2023, 46(2): 74-83.
- [31] YANG H. Uranium enrichment in lacustrine oil source rocks of the Chang 7 member of the Yanchang Formation, Erdos Basin, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2010, 39(4): 285-293.
- [32] YANG J, DU Y S, HUANG H, et al. Devonian-Carboniferous pillow OIB-Type basalts in the Youjiang Basin, SW China: implications for the eastern extension of the Paleo-Tethys Branch Ocean[J]. *Journal of Earth Science*, 2023, 34(3): 690-705.
- [33] ALGEO T J, SCHWARK L, HOWER J C. High-resolution geochemistry and sequence stratigraphy of the Hushpuckney Shale (Swope Formation, eastern Kansas): implications for climate-environmental dynamics of the late Pennsylvanian Midcontinent Seaway[J]. *Chemical Geology*, 2004, 206(3/4): 259-288.
- [34] ZUO J X, ZHU X J, CHEN Y L, et al. Carbon isotope from shallow marine system in North China: implications for stratigraphical correlation and sea-level changes in Cambrian[J]. *Journal of Earth Science*, 2023, 34(6): 1777-1792.
- [35] WEI R, JIN Z J, ZHANG R, et al. Orbitally-paced coastal sedimentary records and global sea-level changes in the Early Permian[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2023, 620(15): 118356.
- [36] ZHANG T, LI Y F, FAN T L, et al. Orbitally-paced climate change in the Early Cambrian and its implications for the history of the Solar System[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 583: 117420.
- [37] MUNNECKE A, CALNER M, HARPER D A T, et al. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis palaeogeography[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 296(3/4): 389-413.
- [38] WALLMANN K. Feedbacks between oceanic redox states and marine productivity: a model perspective focused on benthic phosphorus cycling[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17(3): 1084.
- [39] CANFIELD D E, BIERRUM C J, ZHANG S C, et al. The modern phosphorus cycle informs interpretations of Mesoproterozoic Era phosphorus dynamics[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 208: 1-24.
- [40] JIANG G Q, SHI X Y, ZHANG S H, et al. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551 Ma) in South China[J]. *Gondwana Research*, 2011, 19(4): 831-849.
- [41] SANDERS C J, CALDEIRA P P, SMOAK J M, et al. Recent organic carbon accumulation (~100 years) along the Cabo Frio, Brazil upwelling region[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 75: 68-75.

Paleo-environmental response and organic matter enrichment of Late Permian shale in Kaijiang-Liangping Trough under frequent transgressive retrogression

YUAN Lexin^{1,2,3}, XU Zhiming^{1,2,3*}, SUN Haofei⁴, LU Jungang^{1,2,3},
YIN Xiangdong^{1,2,3}, MOU Feisheng^{1,2,3}, GU Tianfu^{1,2,3}

(1 School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China; 2 State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu 610500, China; 3 Sichuan Natural Gas Geology Key Laboratories, Chengdu 610500, China; 4 Institute of Exploration and Development, PetroChina Southwest Oil & Gasfield Company, Chengdu 610041, China)

Abstract: The Late Permian is an important transition period in geological history. The shale sedimentary environment in the study area during this period was reconstructed under frequent sea level changes, and the influence of sea level rise and fall on organic matter enrichment was discussed. The analysis of carbon isotopes, maceral components, major and trace elements shows that TOC in the Upper Permian shale ranges from 0.12% to 14.5%, on average of 6.14%, and the organic matter type is type I to III, which was in the stage of over-mature evolution. The frequent sea level rise and fall in the study area led to complex changes in the sedimentary environment under semi-humid to semi-arid climate in anaerobic-anoxic-anaerobic evolution, and the paleoproductivity underwent low-high-low changes with hydrothermal activities. The dominant factor of organic matter enrichment in the Late Permian was paleoproductivity, and there were 6 times of massive organic matter enrichment in the whole period. Frequent sea level rise and fall led to complex and diverse driving factors of paleoproductivity. When sea level rose, upwelling acted to transport nutrients brought by hydrothermal activities, which enhanced the productivity, while when sea level fell, terrigenous clastic input acted as the main material source to promote paleoproductivity.

Key words: paleoenvironmental restoration; global sea level; organic matter enrichment; Upper Permian; Kaijiang-Liangping Trough