

引用格式：程生武，王剑，沈利军. 早白垩世缺氧事件 OAE 1d 在东特提斯域的环境响应[J/OL]. 沉积学报, 2025, DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.030. CSTR:32268.14/j.cjxb.62-1038.2025.030. [CHENG ShengWu, WANG Jian, SHEN LiJun. Environmental Response to the Early Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1d in the Eastern Tethyan: Paleoenvironmental evidence from Southern Tibet [J/OL]. Acta Sedimentologica Sinica, 2025, DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.030. CSTR:32268.14/j.cjxb.62-1038.2025.030.]

早白垩世缺氧事件 OAE 1d 在东特提斯域的环境响应

——来自藏南地区的古环境证据

程生武^{1,2}, 王剑^{1,2,3,4}, 沈利军^{1,2,3,4}

1. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610500

2. 西南石油大学羌塘盆地研究院, 成都 610500

3. 油气藏地质与开发工程全国重点实验室(西南石油大学), 成都 610500

4. 青海省高原成化湖盆油气地质重点实验室, 甘肃敦煌 736202

摘要: 【目的】早白垩世晚阿尔布期大洋缺氧事件(OAE 1d)是白垩纪温室气候背景下一次重要的碳循环扰动事件。尽管前人在特提斯洋西部和北大西洋等地区对 OAE 1d 的特征及成因开展了大量研究, 但该事件在东特提斯域的古环境响应仍存在认知空白。【方法】重点选择了东特提斯域藏南定日油下剖面下白垩统冷青热组作为对比研究对象, 通过矿物岩石学、沉积学、同位素地球化学分析及元素地球化学研究, 揭示了 OAE 1d 时期东特提斯域与同时期全球其他区域在古海洋环境特征方面的差异。【结果】(1) 无机碳和有机碳同位素分析均表明, 研究区油下剖面记录了 OAE 1d 事件, 且具有良好的全球可对比性; (2) 薄片观察和陆源碎屑输入指标(Si/Al 和 Ti/Al)表明, 研究区在 OAE 1d 期间, 陆源碎屑输入增加, 这可能与同期火山活动驱动的水文循环加快、大陆风化加剧密切相关; (3) C_{org}/P 比值及草莓状黄铁矿研究表明, 研究区在 OAE 1d 期间处于氧化一次氧化的沉积环境, 与西欧地区有明显差异, 揭示了古海洋氧化还原状态在 OAE 1d 期间的非均质展布; (4) 研究区在 OAE 1d 期间的有机碳埋藏受制于氧化环境、强陆源碎屑输入及高沉积速率引发的稀释效应共同作用, 致使藏南地区在该事件期间未能发育富有机质沉积, 揭示了富有机质沉积物的沉积受全球气候背景与区域古环境条件的共同控制。【结论】东特提斯域藏南地区 OAE 1d 期间, 独特的氧化一次氧化沉积环境以及缺乏富有机质沉积物等特征, 凸显了全球大洋缺氧事件在区域沉积记录及古海洋环境响应方面的差异性, 该成果对于全球大洋缺氧事件对比研究具有重要的借鉴意义。

关键词 早白垩世; 大洋缺氧事件; 古环境; 东特提斯域

第一作者简介 程生武, 1999 年生, 男, 研究生, 地质学, E-mail: chengsw1999@163.com

通信作者 王剑, 男, 教授, E-mail: w1962jian@163.com

中图分类号: P618.13 文献标志码: A 文章编号: 1000-0550(2025)00-0000-00

0 引言

白垩纪中期阿普特期—土伦期(Aptian–Turonian, ~125~93.5 Ma)是地质历史上一系列重大古海洋气候事件的频发期, 该时期全球广泛发生的大洋缺氧事件(Oceanic Anoxic Event, OAEs)(Schlanger and Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Mansour *et al.*, 2024a, b)被认为与大规模火山活动导致的温室气体释放密切相关(Jones and Jenkyns, 2001; Jenkyns,

2010)。在温室气候加速水文循环的背景下,陆源营养盐输入增强显著提升了全球海洋初级生产力(Leckie *et al.*, 2002; Erba *et al.*, 2004),进而导致水体广泛缺氧及富有机质沉积物的形成(Sinton and Duncan, 1997; Jenkyns, 2010; Algeo *et al.*, 2010)。发生于阿尔布期(Albian)—塞诺曼期(Cenomanian)界线附近的 OAE 1d (Jenkyns, 2010),是该系列事件中的一个关键子事件,表现为显著的全球碳循环扰动(约 0.5‰~2‰ 碳同位素正向偏移)与沉积特征变化(如富有机质黑色页岩)(Scott *et al.*, 2013; Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020; Fan *et al.*, 2022)。作为全球古环境剧变的重要节点, OAE 1d 的记录已广泛发现于西特提斯域(Gale *et al.*, 2011; Gambacorta *et al.*, 2015; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2015)、大西洋域(Wilson and Norris, 2001; Petrizzo *et al.*, 2008)、赤道特提斯域(Wohlwend *et al.*, 2016; Hennhoefer *et al.*, 2019)以及东特提斯域等地(Yao *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2024)。

现有研究普遍认为, OAE 1d 期间表层生产力激增和底层水体广泛缺氧甚至硫化,共同抑制了有机质的氧化分解,是形成富有机质页岩和促进有机碳埋藏的核心机制(Scott *et al.*, 2013; Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020; Mansour *et al.*, 2020a; Fan *et al.*, 2022)。然而,针对东特提斯域的深入研究揭示出一种潜在的“区域性偏差”:与西特提斯域典型记录区(以显著缺氧/硫化与富有机质沉积为特征)不同,东特提斯域在部分地质历史时期的 OAEs (如早侏罗世的 Toarcian OAE 和早白垩世的 OAE 1a) 中,表现出水体氧化—贫氧而非缺氧/硫化的特征;同时,其开阔海区域的初级生产力提升程度有时并不显著,导致缺乏如西部区域那样富集的有机质沉积记录,这种区域性的环境响应差异对传统 OAE 模型的普适性提出了挑战(Westermann *et al.*, 2013; Charbonnier *et al.*, 2018; Nie *et al.*, 2023a, b, c; Zhang *et al.*, 2024; Mansour *et al.*, 2024b)。OAE 1d 作为白垩纪中期 OAE s 的重要组成部分,其全球响应模式与驱动机制尚未在东特提斯域得到系统阐释。同时,该区域在 OAE 1d 期间古海洋环境的定量重建(如氧化还原状态、生产力水平)仍显不足,严重制约了对该事件碳循环扰动细节及全球协同演变机制的深入理解。

藏南地区位于特提斯洋东段,出露良好、连续的白垩系海相地层,是研究大洋缺氧事件的理想区域(Liu and Einsele, 1994; Wang *et al.*, 2024)。前人研究虽已初步识别出 OAE 1d 的地层位置并提供了部分环境变化线索(如温度上升与初级生产力变化)(Yao *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2024),但对于该区域 OAE 1d 期间具体的水体氧化还原环境演变过程以及生产力变化的详细特征尚缺乏系统、多指标的综合解析。

因此,本研究选取东特提斯域藏南定日地区油下剖面晚阿尔布期地层为研究对象,拟聚焦以下科学问题:在明确的 OAE 1d 事件期间,东特提斯域藏南地区的古海洋环境经历了何

种具体的演变特征？其驱动机制与全球典型记录相比有何异同？为解决上述问题，综合运用沉积学、同位素地球化学、元素地球化学及有机地球化学等多种分析方法，系统重建藏南定日油下剖面在 OAE 1d 期间的环境演变过程。本文旨在为揭示 OAE 1d 事件在区域尺度上的古环境响应模式提供关键实证，研究结果不仅有助于厘清东特提斯域在白垩纪全球变化中的作用，也将为完善白垩纪中期 OAEs 的全球对比模型及更精确评估其碳循环驱动机制提供不可或缺的区域约束。

1 区域地质概况

我国藏南地区从南往北划分为五个构造单元，分别为高喜马拉雅、特提斯喜马拉雅、雅鲁藏布江缝合带、日喀则弧前盆地和冈底斯岩基（图 1）（Gansser, 1991）。其中特提斯喜马拉雅构造单元又以定日—岗巴断裂带为界被划分为特提斯喜马拉雅北亚带和特提斯喜马拉雅南亚带（图 1）（Gansser, 1991; Wang *et al.*, 2005; Hu *et al.*, 2010）。研究区位于定日县，属于特提斯喜马拉雅南亚带，该亚带在白垩纪中期位于印度被动大陆的北缘（余光明和王成善, 1990; Du *et al.*, 2015），古纬度约为南纬 20°~30°之间，长期处于稳定的浅海陆棚沉积环境，主要由碳酸盐和外陆架陆源物质组成（Jadoul *et al.*, 1998; Garzanti, 1999; Wang *et al.*, 2005）。前人研究认为，定日地区在白垩纪中期位于开阔洋盆的陆架边缘至深海过渡带（Liu and Einsele, 1994），该地区白垩系自下而上划分为下白垩统古错村组，上白垩统冷青热组、岗巴村口组及宗山组。

前人在油下剖面 0~148 m 采集样品 49 件用于钙质超微化石分析，鉴定结果表明该剖面的年龄为晚阿尔布期—早土伦期，钙质超微生物带 UC0 从剖面最底部一直延伸到 37 m 处，UC1 和 UC2 生物带对应的沉积厚度分别为 9 m 和 41 m（Yao *et al.*, 2018），对应于本文研究剖面的最底部至 43 m 处为 UC0 生物带，43~52 m 为 UC1 生物带，52~92 m 为 UC2 生物带，已有研究证实阿尔布期—塞诺曼期界线位于 UC0 生物带（Burnett, 1998）。

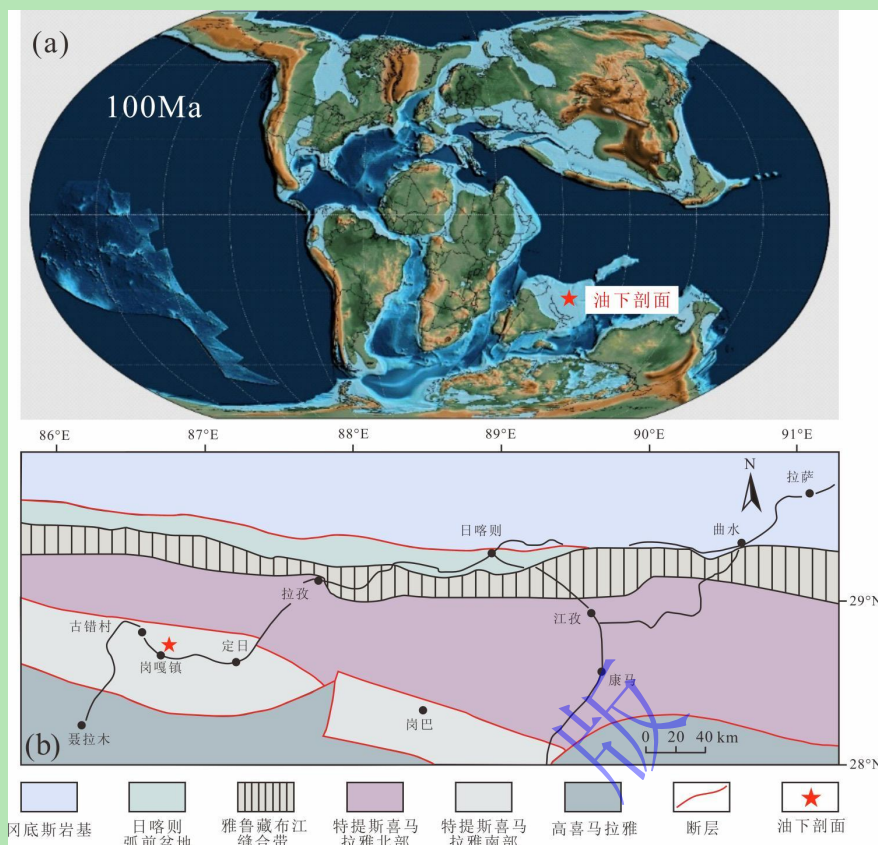


图 1 研究区地质背景和位置

(a) ~100 Ma 全球古地理图 (据 Scotese, 2021 修改); (b) 藏南中部地区构造简图和剖面位置 (据 Li *et al.*, 2006 修改)

Fig.1 Geological background and location of the study area

(a) Global paleogeographic map at ~100 Ma (modified from Scotese, 2021); (b) Tectonic sketch map and section locations in central southern Tibet (modified from Li *et al.*, 2006)

2 样品与分析方法

研究样品采集于西藏南部定日县岗嘎镇东北方向的油下剖面, 起点坐标为 $86^{\circ}42.24142'E$, $28^{\circ}40.5838'N$ (图 1)。采集未风化的新鲜岩石样品 99 件, 制作成岩石薄片用于镜下观察, 研磨至小于 200 目用于实验分析, 以下实验均在西南石油大学羌塘盆地研究院实验室完成。

无机碳、氧同位素 ($\delta^{13}C_{carb}$ 、 $\delta^{18}O_{carb}$) 测试分析使用仪器为 Delta-Q 稳定同位素质谱仪, 称取 0.2~1 mg 粉末样品置于 12 mL 顶空瓶中, 利用氦气吹扫 580 s, 滴入 10 滴过量纯磷酸与样品在 $70^{\circ}C$ 下反应 1 h。生成的二氧化碳经水阱除水后引入 Delta-Q 质谱仪测定同位素比值, 分析结果以 VPDB (‰, VPDB) 表示, 通过标样 GBW04416 重复性测试, 碳和氧同位素比值分析精度优于 0.08‰。

有机碳同位素 ($\delta^{13}C_{org}$) 测试分析使用仪器为 Delta-Q 稳定同位素质谱仪, 利用稀盐酸对全岩粉末样品进行酸解, 消除全部碳酸盐组分, 清洗至中性并烘干残余样品后, 研磨至

200 目以下，称取 0.2~5 mg 残余粉末样品至锡杯中，紧密包裹成方块，在 980 °C 下氧气氛围中充分燃烧，收集二氧化碳并导入 Delta Q 质谱仪中测定同位素比，分析结果以 VPDB(‰, VPDB) 表示，通过国际标样 USGS40 重复性测试，有机碳同位素比值分析精度优于 0.12‰。

总有机碳 (TOC) 分析测定前，首先用透水坩埚称取约 100 mg 粉末样品，在 10% 的稀盐酸中将无机碳组分完全消解，然后用超纯水洗涤至中性后烘干，采用 TL851-6K 型高频红外碳硫分析仪测定，标样相对标准偏差小于 0.5%。

主微量测试使用德国布鲁克 Bruker S1 TITAN 800 型 X 射线荧光光谱仪 (XRF)，将 200 目样品粉末装入塑料杯 2/3 处，压实并用麦拉膜密封后进行测试。主量元素分析精度 $\pm 0.05\%$ ，微量元素误差范围 $\pm 20 \mu\text{g/g}$ 。

显微特征观察所用仪器为德国徕卡 DM750P 偏光显微镜。草莓状黄铁矿观察所用仪器为德国徕卡 DM6M 微区形貌及原位多组分快速元素分析系统 (LIBS)。

3 分析结果

3.1 剖面特征

油下剖面出露冷青热组和岗巴村口组两套地层。其中，冷青热组包括下部晚阿尔布期灰色钙质页岩和泥灰岩、中部灰色钙质页岩夹薄层状泥灰岩和上部灰白色泥灰岩；而岗巴村口组岩性以灰白色泥灰岩为主 (Yao *et al.*, 2018) (图 2)。镜下观察显示，剖面矿物组成随深度呈现规律性变化：0~7 m 层段以黏土矿物 (50%~70%) 和方解石 (20%~40%) 为主，含少量石英 (3%，粒径 0.02~0.05 mm，次棱角状一次圆状) 及微量有机质 (2%) (图 3a)；7~32 m 层段矿物组成变化显著，方解石含量增加至 50%~70%，黏土矿物减少至 30%~45%，石英含量增至 10% (粒径增大至约 0.05 mm)，有机质含量升至 5% (图 3c, d)；32~50 m 层段黏土矿物占比回升至 60%，方解石回落至 35%~50%，石英减少至 5%，并含少量化石 (如有孔虫，图 3e, f)，有机质恢复至 2%。整体趋势表现为：方解石与黏土矿物呈反相关波动，7~32 m 层段为钙质富集段，伴随石英粗化及有机质含量增多，反映出沉积环境能量增强与陆源输入阶段性活跃 (图 3)。

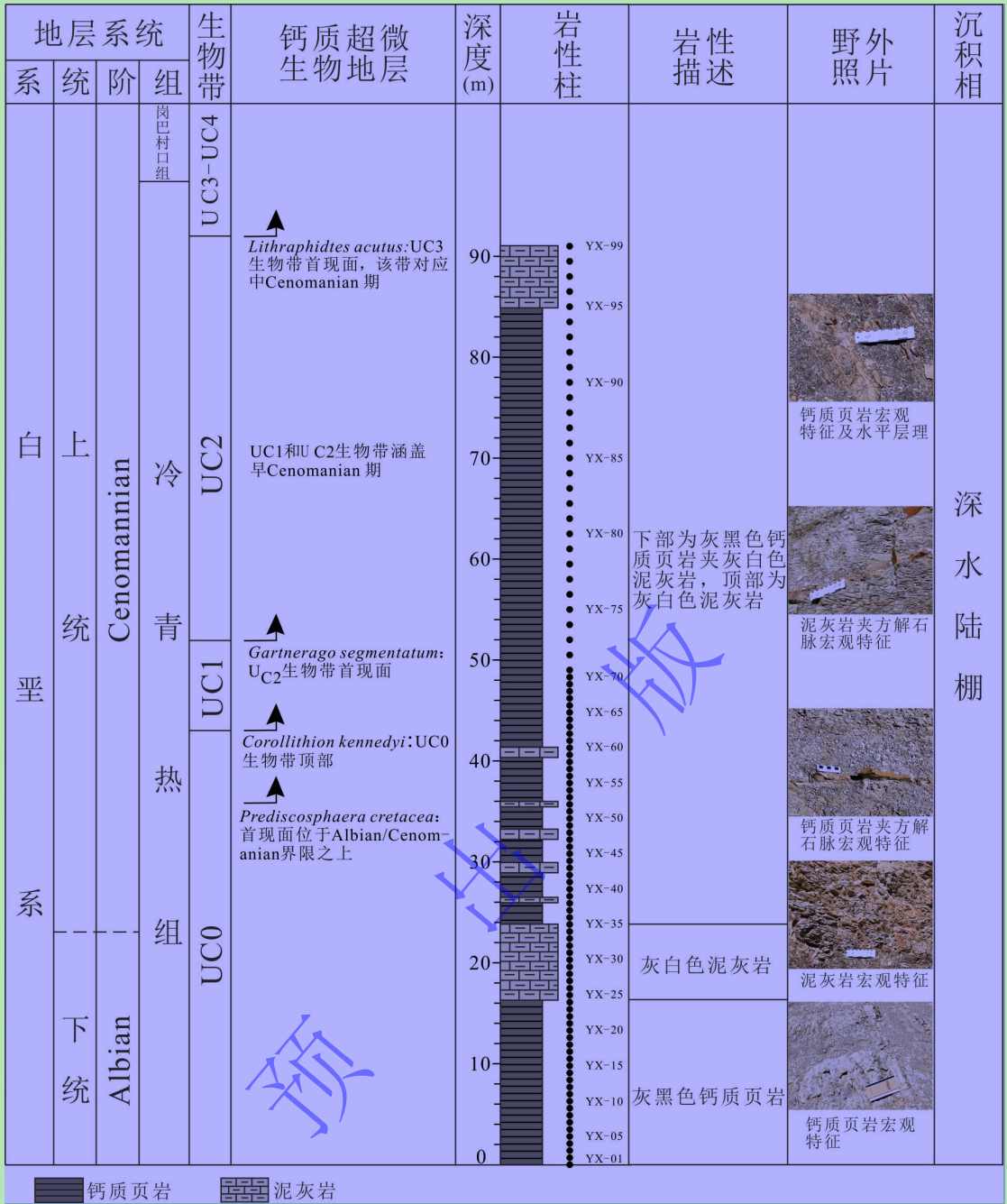


图2 定日地区油下剖面综合柱状图 (生物地层资料据 Yao *et al.*, 2018 修改)

Fig.2 Lithology, biostratigraphy, and integrated column of the Youxia section, Dingri (Biostratigraphic data modified from Yao *et al.*, 2018)

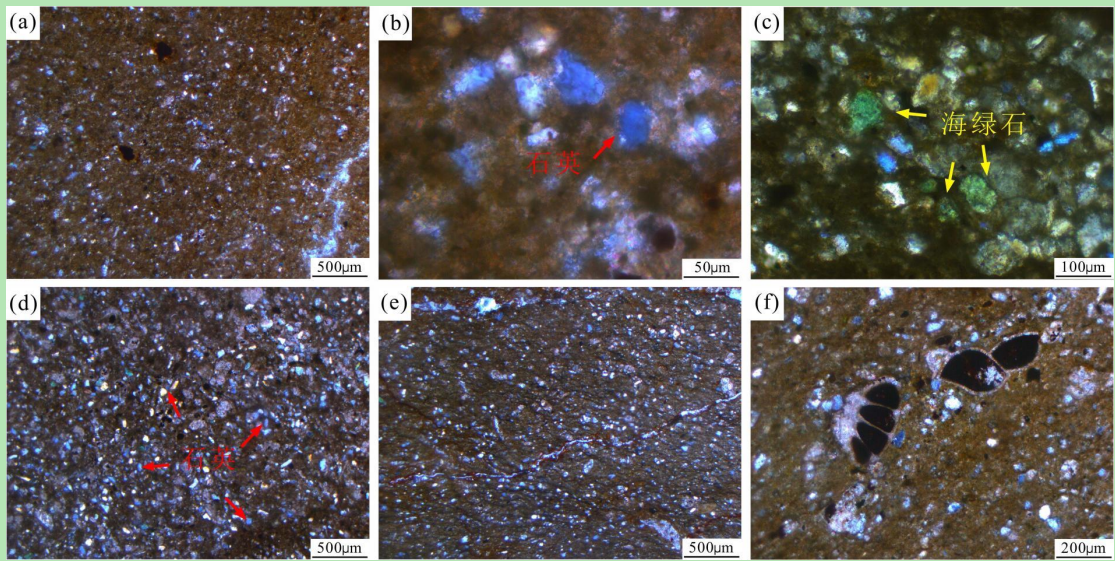


图3 油下剖面显微镜下照片

(a) 钙质页岩，样品 YX-5，3.75 m，正交偏光；(b) 钙质页岩，样品 YX-5，3.75 m，正交偏光，石英粉屑；(c) 钙质页岩，样品 YX-17，12.75 m，正交偏光，海绿石；(d) 泥灰岩，样品 YX-29，21.75 m，正交偏光；(e) 钙质页岩，样品 YX-49，36.75 m，正交偏光；(f) 钙质页岩，样品 YX-64，48 m，正交偏光，有孔虫

Fig.3 Micrographs from the Youxia section

(a) calcareous shale, sample YX-5, 3.75 m, cross-polarized light (XPL); (b) calcareous shale, sample YX-5, 3.75 m, XPL, quartz silt; (c) calcareous shale, sample YX-17, 12.75 m, XPL, glauconite; (d) marl, sample YX-29, 21.75 m, XPL; (e) calcareous shale, sample YX-49, 36.75 m, XPL; (f) calcareous shale, sample YX-64, 48 m, XPL, foraminifera

3.2 无机碳同位素

根据油下剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 测试结果，绘制了研究区晚阿尔布期至早塞诺曼期的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化曲线（图4）。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值介于 -0.79‰ ~ 0.81‰ ，平均值为 0.20‰ ，最大变化幅度达 1.17‰ 。曲线整体呈正偏趋势，在0~9 m深度段表现为波动性负偏；随后在9~17.5 m段， $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值呈轻微增大趋势，总体相对平稳。17.5 m之后， $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值出现显著负偏，从17.5 m处的 0.24‰ 降至23.1 m处的 -0.79‰ ；随后快速回升至24.5 m处的 -0.07‰ 。紧接着再次发生显著负偏，从25.9 m降至28 m处的 -0.78‰ ；之后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值迅速正偏，至31.5 m处达到 0.59‰ 。31.5 m之后， $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在 0.15‰ 至 0.81‰ 之间波动。

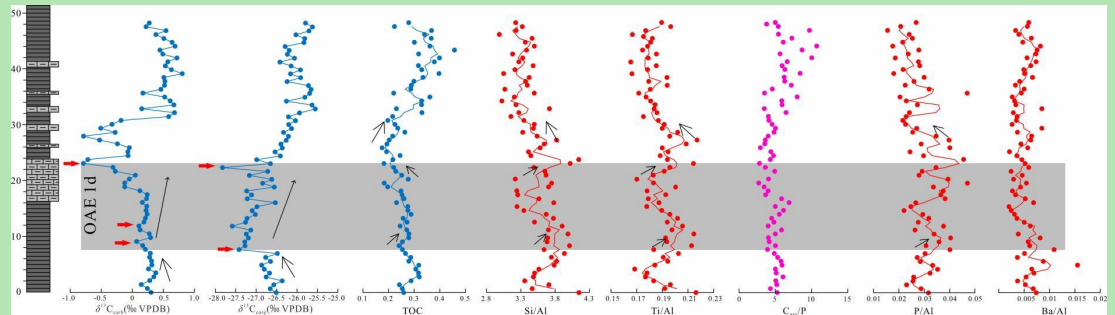


图4 油下剖面碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ）、总有机碳（TOC）、陆源碎屑指标（Si/Al和Ti/Al）、氧化

还原敏感指标 (C_{org}/P) 以及古生产力指标 (P/Al 和 Ba/Al) 的垂向变化 (阴影区为 OAE 1d 区间)

Fig.4 Vertical distributions of carbon isotopes ($\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{org}$), total organic carbon (TOC) records, detrital influx proxies (Si/Al and Ti/Al), redox-sensitive proxies (C_{org}/P), and paleoproductivity proxies (P/Al and Ba/Al) in the Youxia section (shaded area represents the Oceanic Anoxic Event (OAE) 1d interval)

3.3 有机碳同位素

油下剖面 $\delta^{13}C_{org}$ 变化曲线 (图 4) 显示, $\delta^{13}C_{org}$ 值介于 -27.82‰ ~ -25.55‰ , 平均值为 -26.55‰ 。曲线整体呈正偏趋势。在 0~7 m 深度段同样表现为波动性负偏; 随后快速降至 7.7 m 处的 -27.42‰ 。7.7~30 m 段, $\delta^{13}C_{org}$ 值整体呈明显正偏趋势, 但期间可见多次急剧负偏, 负偏位置分别位于 11.9 m、16.8 m 及 22.4 m (最低值 -27.82‰ , 图中箭头所示), 30 m 之后, $\delta^{13}C_{org}$ 值在 -26.42‰ ~ -25.55‰ 之间波动。

3.4 总有机碳含量

油下剖面冷青热组钙质页岩和泥灰岩 TOC 含量介于 0.18% ~ 0.46% , 平均值为 0.28% 。TOC 值从底部增加至 4.9 m 处的 0.32% , 随后出现下降的趋势, 在 8.4 m 处 TOC 值下降为 0.24% , 然后 TOC 值相对增加, 并在 9.1~31.5 m 段保持波动, 波动范围为 0.18% ~ 0.29% , TOC 值从 31.5 m 之后整体呈现出增大的趋势, 在 43.4 m 处达到 0.46% 。

3.5 元素地球化学指标

油下剖面 Si/Al 、 Ti/Al 和 Zr/Al 比值分别介于 2.99 ~ 4.15 (平均为 3.51)、 0.17 ~ 0.22 (平均为 0.19)、 6.32 ~ 13.50 (平均为 9.60), Si/Al 比值在剖面 0~7 m 有先减小后增大的趋势, 随后在 7~27 m 保持相对较高的值, 27 m 之后, Si/Al 比值明显变小 (图 4), Ti/Al 和 Zr/Al 曲线显示出与 Si/Al 曲线相似的趋势。油下剖面 C_{org}/P (介于 2.72 ~ 10.72 , 平均为 5.34) 在整个剖面样品中均非常低。 P 含量介于 800 ~ 1650×10^{-6} (平均为 1272×10^{-6})、 Fe 含量介于 2.2% ~ 7.4% (平均为 4.5%)、 Si 含量介于 9.9% ~ 19.1% (平均为 15.4%)、 Ba 含量介于 90 ~ 596×10^{-6} (平均为 229×10^{-6})、 Cu 、 Zn 、 Ni 含量分别介于 13 ~ 627×10^{-6} (平均为 83×10^{-6})、 34 ~ 448×10^{-6} (平均为 98×10^{-6})、 13 ~ 62×10^{-6} (平均为 30×10^{-6})。

4 讨论

4.1 晚阿尔布期的碳循环扰动

由于沉积岩易受多期次成岩作用影响, 使得沉积岩的碳同位素信号丧失原始沉积信息, 因此在解释碳同位素数据之前需优先评估成岩作用。通常认为, 当碳酸盐岩 $\delta^{18}O_{carb}$ 值小于 -10‰ 时, 表示样品受到成岩作用的影响较大 (Aharon, 2005; Shen *et al.*, 2023; 王萍等,

2024; 陈杨等, 2025)。油下剖面所有样品中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值均大于-10‰, 且 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 之间无相关性($R^2=0.079$; 图 5), 表明这些样品未受到成岩后期作用的影响, 可认为油下剖面碳同位素曲线保留了原始的沉积信号。

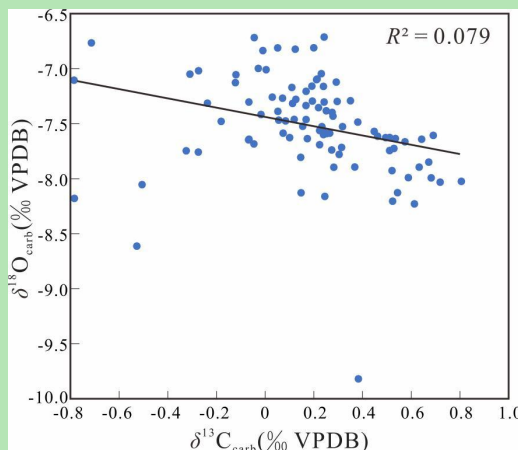


图 5 油下剖面碳、氧相关性图解

Fig.5 Correlation of carbon and oxygen isotopes in the Youxia Section

大洋缺氧事件 OAE 1d 在特提斯洋西部的研究较为深入, 前人对塞诺曼阶底部的 Albian/Cenomanian 界线事件及 OAE 1d 碳同位素事件进行了详细的生物地层学和碳同位素研究 (Kennedy *et al.*, 2004; Gale *et al.*, 2011)。在 Albian/Cenomanian 界线事件启动之前, 碳同位素呈现波动性负偏, 事件启动后则整体表现为正偏趋势, 幅度约 0.5‰~2‰ (Scott *et al.*, 2013; Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020; Fan *et al.*, 2022), 这一显著的正偏趋势又被三个快速、短暂的碳同位素负偏分割为四个子事件 (分别对应为 C1 至 C4 四个阶段, 图 6), 其中 C1 至 C3 阶段对应 OAE 1d 事件区间 (Kennedy *et al.*, 2004; Gale *et al.*, 2011; Yao *et al.*, 2018)。

在油下剖面钙质页岩 0~7 m 层段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线均呈现扰动负偏特征, 这对应于前人研究中事件启动前 (0~4 m) 的典型扰动负偏 (Yao *et al.*, 2018)。在 7~22 m 的钙质页岩与泥灰岩层段 (对应于前人的 C1—C3 阶段), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线整体表现为正向偏移, 其中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的正偏尤为显著; 在剖面 12 m 处, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线记录到一次快速的负偏, 而此次负偏在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线中表现并不明显。此外, 前人研究中在 C1、C3 阶段辨识出的两次快速、急剧的负偏, 在本研究的曲线上未能完美复现, 这可能受限于本研究相对较低的碳同位素样品分辨率; 在 23 m 处的泥灰岩层位 (对应于前人 C3 阶段顶部), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 均出现大幅负偏, 偏移幅度分别达到 1.0‰和 1.3‰, 这与人记录的该层位 1.3‰的大幅度碳同位素负偏结果一致; 随后的 23~30 m 钙质页岩与泥灰岩互层 (对应于前人 C4 阶段) 中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线呈现出一次显著的正偏 (24.5 m 处) 和一次负偏 (28 m 处); 与此同时, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线

自 23 m 后则持续正偏至 48 m。30 m 之后（即 C4 阶段之后）， $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线在 32 m 处快速正偏至约 0.68‰，随后与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线在一定范围内波动；前人无机碳同位素曲线在 C4 阶段之后同样保持正偏趋势，C1—C4 阶段三次快速、急剧的负偏未能一一识别对应，其原因可能为 OAE 1d 事件持续时间短（~233 kyr）（Yao *et al.*, 2018），对应沉积地层厚度较小，需要更高分辨率的碳同位素采样。在系统整合并良好对比前人的岩石地层学、生物地层学与碳同位素地层学研究成果的基础上（Yao *et al.*, 2018），本文研究最终将油下剖面的 7~21 m 层段确定为 OAE 1d 事件所对应的沉积记录区间。

碳同位素地层学被广泛应用于地层学对比中（Jarvis *et al.*, 2006; Scott *et al.*, 2013），因此可将油下剖面碳同位素数据与全球经典剖面进行对比。前人利用油下剖面无机碳同位素曲线形态变化特征与全球其他经典剖面（如法国 Mont Risou 剖面、意大利的 Monte Petrano 剖面、北大西洋的 ODP Site 1052E）进行对比发现，油下剖面识别出的 OAE 1d 与全球信号一致（Yao *et al.*, 2018）。油下剖面 0~30 m 层段中有机碳同位素值介于 -28‰~-26‰，该值域代表了白垩纪中期海源有机质的典型特征（Dean *et al.*, 1986），在大洋缺氧事件期间的地质记录中，海洋有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 表现出比同时期海洋碳酸盐岩和陆源有机质更大程度的正偏（Hasegawa, 1997），其幅度、形态是全球碳循环剧烈扰动的直接记录。因此，本文重点通过油下剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线变化特征与全球其他经典剖面进行对比，揭示该时期的碳循环扰动。

OAE 1d 事件启动之前油下剖面无机、有机碳同位素曲线均表现为扰动的负偏，该特征在美国 Chihuahua Trough（Scott *et al.*, 2013）和波兰 Barnasiowka-Jasienica 剖面（Bąk *et al.*, 2023）中均有记录（图 6）。事件期间，委内瑞拉 Norte de Suramérica（Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020）、Chihuahua Trough（Scott *et al.*, 2013）以及 Barnasiowka-Jasienica 剖面（Bąk *et al.*, 2023）中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线呈现出不同程度的正向偏移，该变化特征在油下剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线中均有很好的记录。此外，油下剖面事件期间的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值介于 -28‰至 -26‰，与委内瑞拉 Norte de Suramérica 剖面（Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020）表现出良好的一致性，均符合白垩纪中期海源有机质的典型特征。尽管 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏移幅度存在区域性差异，但油下剖面与美国 Chihuahua Trough 剖面（Scott *et al.*, 2013）偏移幅度相似，分别为 1.4‰和 1.6‰。综合以上碳同位素曲线对比分析，研究区油下剖面记录了晚阿尔布期 OAE 1d，且与全球记录具有良好的对比性。

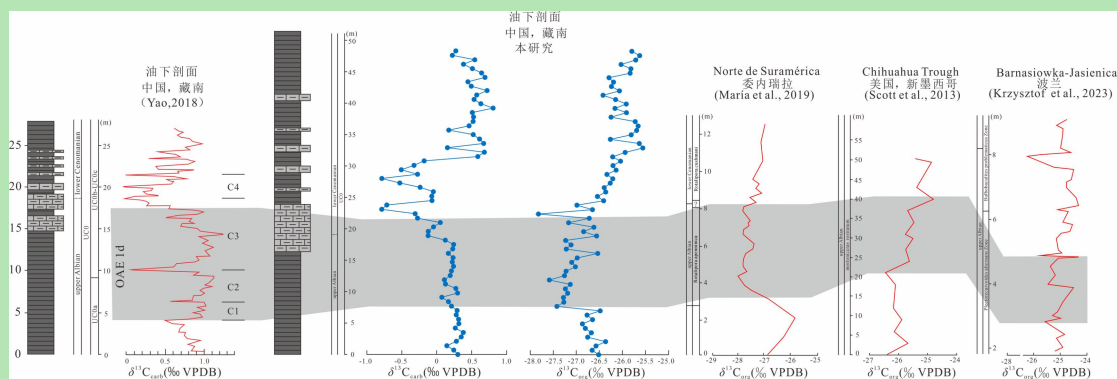


图6 委内瑞拉 Norte de Suramérica 剖面、美国 Chihuahua Trough 剖面、波兰 Barnasiówka-Jasienica 剖面和藏南油下剖面的碳同位素对比（据 Scott *et al.*, 2013; Yao *et al.*, 2018; Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020; Bąk *et al.*, 2023 修改）

Fig.6 Carbon isotope comparison of the Norte de Suramérica (Venezuela), Chihuahua Trough (USA), Barnasiówka-Jasienica (Poland), and southern Tibet Youxia sections (modified from Scott *et al.*, 2013; Yao *et al.*, 2018; Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2020; Bąk *et al.*, 2023)

4.2 OAE 1d 期间定日地区的陆源碎屑输入

地球化学和沉积学指标可用来评估晚阿尔布期定日地区陆源输入的变化。特定的成岩元素，包括铝、硅、钛、钾和锆等元素，可作为评估碎屑输入的有力指标（Rimmer *et al.*, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2019; Shen *et al.*, 2020; Hu *et al.*, 2023）。Ti 和 Zr 主要与粉砂和砂级大小的矿物（例如锆石、金红石）或黏土矿物有关（Tada and Iijima, 1992; Murphy *et al.*, 2000; Rachold and Brumsack, 2001），而非生物成因的 Si 则富集于粗粒石英或细粒粉砂—黏土矿物（Calvert and Pedersen, 2007）。相反，Al 和 K 主要来源于黏土矿物、钾长石和云母（Rimmer *et al.*, 2004）。因此，利用 Al 标准化后的 Si/Al、K/Al、Ti/Al 和 Zr/Al 可作为碎屑输入的有效指标。Si/Al、Ti/Al 和 Zr/Al 比值的波动，既可以反映物源区岩石水解作用强弱（指示水文循环强度变化），也能够指示由海平面升降导致的碎屑搬运距离的改变（Fantasia *et al.*, 2018; Ruebsam *et al.*, 2019）。在海盆快速扩张与水体加深时，海岸线向陆迁移，沉积物需进行远距离搬运，这通常导致细粒沉积物组分占比显著提升，而粗碎屑组分相对减少；与之相反，在海退阶段，海岸线向盆地方向推进，则往往造成粗碎屑组分输入增加。一般来说，Si/Al、K/Al 比值可以用来揭示河流输入的碎屑物质，Ti/Al 和 Zr/Al 比值可用于指示风搬运的陆源碎屑（Reolid *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2018）。考虑到风化作用对沉积物中 K 含量的影响，本研究优先选择 Si/Al、Ti/Al 和 Zr/Al 比值来指示碎屑输入并进行指标可靠性评估。Al 作为稳定性极强的陆源碎屑元素，成岩作用和生物作用对其影响甚微，因此可将以上元素（Si、Ti 和 Zr）与 Al 进行相关性分析确定其是否来源于陆源碎屑（图 7a, b, c）。研究层段内 Si 和 Al 之间具有强相关性（ $R^2=0.85$ ），同时镜下观察未见生物硅干扰，表明 Si 主要来源于陆源碎屑。Ti 与 Al 之间也具有强相关性（ $R^2=0.88$ ），

而 Zr 与 Al 之间表现为弱相关 $R^2=0.12$)。综合以上分析,本研究通过 Si/Al、Ti/Al 比值可以指示陆源碎屑输入。

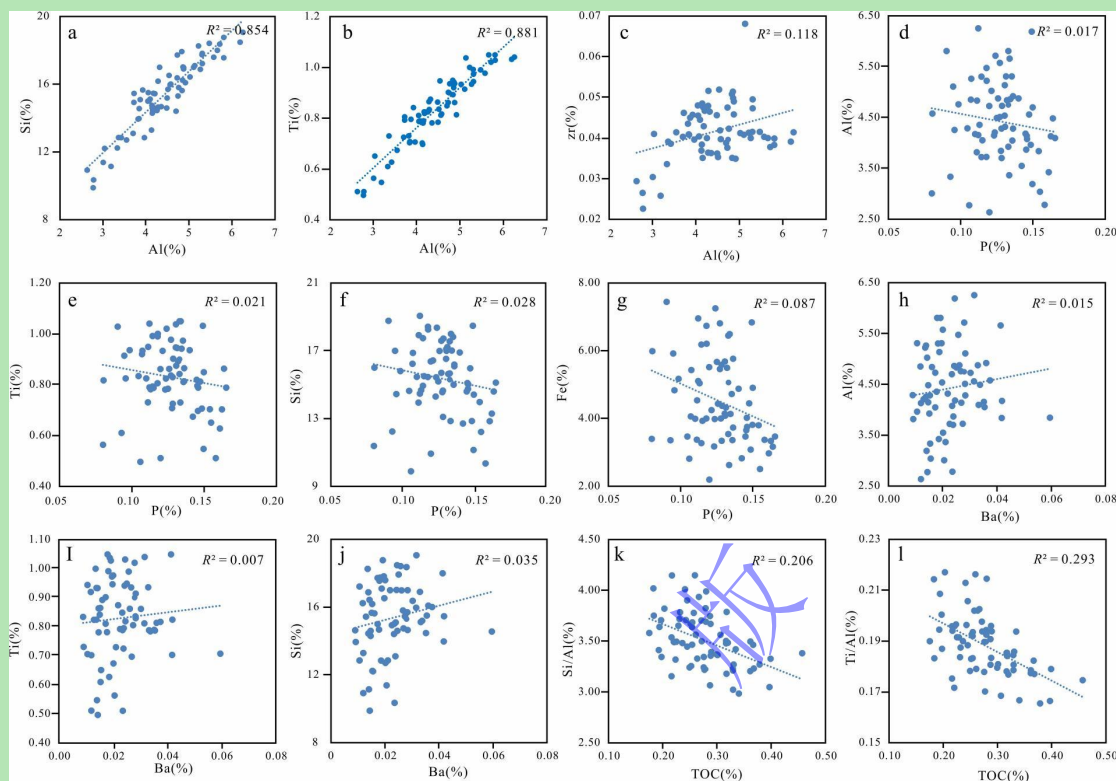


图7 油下剖面冷清热组样品中的各地球化学数据相关性图

(a) Si vs. Al; (b) Ti vs. Al; (c) Zr vs. Al; (d) Al vs. P; (e) Ti vs. P; (f) Si vs. P; (g) Fe vs. P; (h) Al vs. Ba; (i) Ti vs. Ba; (j) Si vs. Ba; (k) Si/Al vs. TOC; (l) Ti/Al vs. TOC

Fig.7 Correlation of various geochemical data from samples in the Lengqingre Formation, Youxia Section

在油下剖面中, Si/Al、Ti/Al 比值在 OAE 1d 之前相对较低,但在 OAE 1d 期间保持相对较高的值(图4),表明研究区在 OAE 1d 期间陆源碎屑明显增加。镜下观察结果进一步验证了这一过程: OAE 1d 事件前后,岩石薄片以泥质组分为主,陆源碎屑石英含量极低,然而在事件期间陆源碎屑石英含量明显升高,粒径相对变粗,磨圆度降低,表明短时间内有大量陆源碎屑输入。一般情况下,以下原因会造成陆源碎屑增加:(1)构造活动;(2)海退或海平面下降;(3)气候变化;(4)以上情况的组合(Reolid *et al.*, 2018; Slater *et al.*, 2019; van de Schootbrugge *et al.*, 2020)。研究区沉积环境较为稳定(Jadoul *et al.*, 1998; Garzanti, 1999; Wang *et al.*, 2005),因此,区域构造活动和隆升并不是造成研究区陆源输入增加的主要原因。另外,在白垩纪中期(阿普特期—土伦期),伴随着全球海侵,东特提斯也发生了一次大规模的海侵(Mansour *et al.*, 2024a; 席党鹏等, 2024)。另外,在显微镜下观察薄片发现存在大量海绿石(图3c),海绿石通常形成于海进序列(Choudhury *et al.*, 2021; Tribouvillard *et al.*, 2021; Gu *et al.*, 2025),因此陆源碎屑输入增加的原因为气候变

化。油下剖面晚阿尔布期陆源输入增加的现象在其他同时期典型的沉积剖面中也广泛存在，例如南极高纬度地区（Site U1513 站点）、埃及 Abu Gharadig 盆地 BED 2-3 井以及委内瑞拉西部地区 La Grita 段（Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2019; Mansour *et al.*, 2020a; Fan *et al.*, 2022）。全球不同古地理环境的地区广泛存在陆源输入增加的现象，表明气候变化对陆源输入的控制作用是全球性的。前人研究指出，Central Kerguelen LIP 火山活动可能是触发大洋缺氧事件 OAE 1d 及全球碳循环扰动的主要原因（Yao *et al.*, 2018），该火山活动释放出大量 CO₂ 导致温室效应显著增强，引发全球气候快速升温，使得水文循环加速、大陆风化增强，促使陆源碎屑输入量大幅增加。

4.3 OAE 1d 期间定日地区的氧化还原条件

水体含氧量对有机质的富集和埋藏有显著影响，古海洋氧化还原环境可通过草莓状黄铁矿粒径分布进行有效判断（Wei *et al.*, 2016; 张璇和韦恒叶, 2020）。一般来说，缺氧—硫化环境中形成的草莓状黄铁矿数量丰富，粒径相对较小（平均直径 $5\pm 1.7\ \mu\text{m}$ ），氧化—次氧化环境中形成的草莓状黄铁矿粒径相对较大（平均直径 $7.7\pm 4.1\ \mu\text{m}$ ）或者无草莓状黄铁矿，黄铁矿晶体亦少见（Wilkin *et al.*, 1996; Bond and Wignall, 2010; 常晓琳等, 2020）。在油下剖面采集的 99 件样品中均没有发现草莓状黄铁矿，该现象可能表明沉积时期水体含氧量较高，在这种氧化环境中，极不利于草莓状黄铁矿的形成。

在使用元素地球化学指标之前，应对其来源进行评估，通常情况下，沉积物中元素有以下三个来源：自生、热液和碎屑来源（Tribovillard *et al.*, 2006），热液沉积区往往富含 Mn 和 Fe 这两种元素，而 Al 的富集受碎屑输入的控制，因此 Al-Fe-Mn 图解可以判断海相沉积物是否含有热液带来的元素。在 Al-Fe-Mn 图解中，没有样品投入热液沉积区（图 8），说明热液活动是不存在的，本研究使用的元素地球化学指标未受到热液活动的影响。有机碳与磷的比值（C_{org}/P）是用来判断海洋和湖泊沉积环境的氧化还原条件的重要指标，这是由于磷在沉积物中的保存与底层水氧气含量密切相关，相比于缺氧环境，氧化环境更加促进磷的滞留（Algeo and Ingall, 2007; Yuan *et al.*, 2017）。在氧化—次氧化环境中，有机质降解产生的磷（P）主要通过形成自生磷酸盐矿物保存在沉积物中（Sannigrahi and Ingall, 2005; Algeo and Ingall, 2007），而沉积物中的有机碳容易被细菌分解导致其含量很低，因此二者比值偏低。然而在缺氧环境中，沉积物中的磷会因铁的氢氧化物发生还原性溶解而大量释放至水体，使得沉积物中的磷含量降低，但有机碳在缺氧环境中保存良好，进而导致 C_{org}/P 比值升高。C_{org}/P 比值大于 200、介于 50~200 和小于 50 分别对应缺氧、次氧化和氧化环境。由于绝大多数磷的来源为海洋沉积物中的有机质，因此也可用总磷来表示有机质来源的磷

(Algeo and Ingall, 2007)。在油下剖面样品中, 磷 (P) 与铝 (Al)、钛 (Ti)、硅 (Si) 之间均无相关性 (R^2 分别为 0.017、0.021 和 0.028), 排除了陆源碎屑对 P 含量的影响, 同时 P 和 Fe 也无相关性 ($R^2=0.087$, 图 7b), 排除了 Fe 循环对 P 富集的影响, 充分表明磷为自生来源, 因此本研究可采用 C_{org}/P 比值作为氧化还原条件的替代指标。在油下剖面中, C_{org}/P 值均较低 (范围为 2.72~10.72, 平均为 5.25), 甚至在 OAE 1d 事件层段达到最小值, 表明整个剖面均处于氧化的水体环境。另外, Mo_{EF} 与 U_{EF} 指标也指示氧化至次氧化 (以氧化为主) 的水体环境 (Yao *et al.*, 2018)。综合以上分析, 油下剖面在 OAE 1d 期间处于氧化环境。

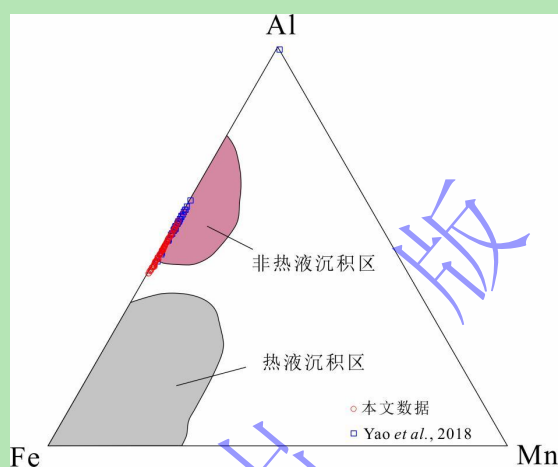


图 8 油下剖面热液活动判别图

Fig.8 Hydrothermal activity discrimination diagram for the Youxia Section

定日地区在 OAE 1d 期间持续处于氧化环境的现象表明, 不同地区在事件期间的氧化还原状态具有空间差异性, 可能受控于古地理格局, 如委内瑞拉西部在 OAE 1d 期间 La Grita 段沉积于深水缺氧环境 (Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2019), 以及位于南特提斯洋的埃及 Abu Gharadig 盆地 Kharita 组沉积于次氧化—缺氧环境中 (Mansour *et al.*, 2020a)。定日地区在 OAE 1d 期间并未出现水体缺氧, 该现象可能归因于: 与局限环境不同, 定日地区开阔的古地理格局允许水体与广海自由交换, 促进氧气的垂直混合, 限制了氧最小层 (OMZ) 的发育。其次, OAE 1d 期间气候变暖, 水文循环加速、大陆风化加剧 (Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2019), 可能导致富氧淡水携带大量的陆源碎屑注入表层水体, 抑制水体缺氧。

4.4 OAE 1d 期间定日地区有机质聚集机理

晚阿尔布期全球范围内广泛发育了富有机质沉积, 为揭示 OAE 1d 期间有机质聚集的空间分布规律, 并阐明藏南定日地区有机质聚集的机理, 本研究系统整合了全球多个典型研究区的沉积记录 (图 9)。数据显示: 在低纬度地区, 委内瑞拉 (北纬 $8^{\circ}25'$) La Grita 段中发育致密黑色灰岩与钙质页岩互层, TOC 含量范围为 5%~10%, 平均值约 7.5%

(Rodríguez-Cuicas *et al.*, 2019); 埃及 Abu Gharadig 盆地 BED2-3 井 (北纬 29°53′) 黑色页岩 TOC 含量平均值为 1.42%, 最大值为 2.11% (Mansour *et al.*, 2020a); 法国东南部 Vocontian 盆地 Col de Palluel 剖面 (北纬 25°) 黑色页岩中 TOC 含量平均值为 1.3%, 最高达 2.5% (Bornemann *et al.*, 2005); 意大利 Umbria-Marche 盆地 (北纬 20°~30°) 晚阿尔布期 Monte Petrano 剖面样品中 TOC 平均值为 1.7%, 最大值为 2.5%; Le Brece 剖面样品中 TOC 平均值为 0.75%, 峰值达 1.67% (Gambacorta *et al.*, 2020); 意大利 Cismon 剖面 (北纬 20°~25°) 暗灰色页岩中 TOC 平均值约 1%, 最大值可达 2% (Gambacorta *et al.*, 2015)。在高纬度地区, 如澳大利亚 Mentelle 盆地 U1513 站点 (南纬 60°~62°) 黑色页岩 TOC 平均值约 1%, 最大值可达 1.8% (Fan *et al.*, 2022)。然而, 处于中纬度地区的美国新墨西哥 Chihuahua 海槽 (北纬 31°) Mesilla Valley 组黑色页岩 TOC 平均值为 0.54%, 最大值仅 0.69% (Scott *et al.*, 2013); 波兰 Silesian 盆地 Barnasiówka-Jasienica 剖面 (北纬 49°) 页岩中 TOC 平均值为 0.7%, 最大值小于 1% (Bak *et al.*, 2023); 藏南定日地区油下剖面 (北纬 33°) 晚阿尔布期钙质页岩—泥灰岩 TOC 平均值为 0.27%, 最大值为 0.46%, 同在藏南的岗巴地区强东剖面 (北纬 34°) TOC 平均值约 0.25%, 最大值约 0.35% (Zhang *et al.*, 2016)。综合分析表明, OAE 1d 期间有机质聚集呈现显著纬度分异特征: 中纬度地区 TOC 含量普遍偏低 ($<1\%$), 而高纬度与低纬度地区则表现出相对较高的有机质富集 ($\text{TOC} > 1.5\%$), 本研究重点探讨定日地区有机质聚集的机理。



图9 OAE 1d 期间全球不同区域的 TOC 最大值汇总(根据 Scotese, 2021 修改, CKLIP 表示 Central Kerguelen LIP 火山活动)

Fig.9 Compilation of maximum TOC values in different global regions during OAE 1d (modified from Scotese, 2021, Central Kerguelen Large Igneous Province (CKLIP) volcanism)

海洋沉积物中有机质的聚集是一个复杂的过程，包括有机质的生成、保存和稀释

(Westermann *et al.*, 2013; Fu *et al.*, 2020; Mansour *et al.*, 2020b)。有机质的生成主要受海洋初级生产力控制,而水体氧化还原条件是有机质保存的关键,同时陆源碎屑物质的输入也控制着有机质的聚集(Mansour *et al.*, 2020b)。首先应选用可靠的指标对定日地区的古生产力进行评估,在一定条件下,主量元素(Fe、P、Si等)和微量元素(Ba、Cu、Zn、Ni等)都可以作为评估生产力的指标(Brumsack, 2006; 沈俊等, 2011; He *et al.*, 2017; Mouro *et al.*, 2017; Ma *et al.*, 2019)。一般来说,Fe可能会受到多种因素的影响(如碳酸盐溶解、重结晶作用等);缺氧环境中以生源Si为主的沉积物,其Si含量才能指示古生产力变化;P与Ba在氧化至次氧化环境中可作为古生产力指标,而缺氧环境中不适用,因为铁还原溶解会导致P迁出、硫酸盐还原会引发Ba溶解;在硫酸盐还原条件下,Cu、Zn、Ni可作为生产力替代指标(Brumsack, 2006; 沈俊等, 2011; He *et al.*, 2017; Mouro *et al.*, 2017; Ma *et al.*, 2019)。在前文研究中油下剖面主要处于氧化的沉积环境,在此条件下有机磷和生源钡可作为可靠的古生产力指标。鉴于沉积物中元素的多源性(陆源、热液、生物源),需通过元素相关性分析排除干扰因素(沈俊等, 2011; 韦恒叶, 2012),前文分析已表明P可作为本研究中的生产力指标。沉积物中Ba的来源主要有生物源、陆源、海底热液以及底栖生物分泌物(Dymond *et al.*, 1992),只有生物来源的Ba才能作为可靠的生产力指标。油下剖面样品中的Ba与Al、Ti、Si之间均无相关性, R^2 分别为0.015、0.007、0.035(图7h~j),排除了陆源碎屑对Ba的影响,前文已表明Ba非热液来源,此外没有证据表明Ba来源于底栖生物分泌物,因此Ba可用评估古生产力。考虑到油下剖面研究层段样品岩性(钙质页岩和泥灰岩),为排除陆源碎屑对P、Ba的影响,采用油下剖面Al标准化的P和Ba(P/Al和Ba/Al)来表征古生产力。在OAE 1d启动时,P/Al比值有增大趋势,Ba/Al轻微增大,说明古生产力水平有所提高,与东特提斯域同时期初级生产力增强的研究结论一致(Wang *et al.*, 2024)。

然而,OAE 1d事件期间定日地区相对升高的初级生产力水平并未有效转化为沉积物中的高TOC含量。前人研究表明,氧化水体和强陆源碎屑输入以及高沉积速率引发的稀释效均可抑制有机质的保存效率(Westermann *et al.*, 2013; Fu *et al.*, 2020; Mansour *et al.*, 2020b)。碎屑替代指标Si/Al、Ti/Al比值与TOC值均为负的相关性, R^2 分别为0.206、0.293(图7k, l)。另外,剖面21~24 m层段显示:Si/Al、Ti/Al比值显著升高指示陆源输入增加,对应TOC明显降低,表明在沉积过程中陆源碎屑输入对有机质产生了稀释作用。前人研究将油下剖面OAE 1d的持续时间限定为~233 kyr,对应的剖面层厚为13 m(Yao *et al.*, 2018),由此计算出平均沉积速率约5.58 cm/kyr。研究表明:在氧化的环境下,当沉积速率小于5

cm/kyr，TOC 含量会随着沉积速率增加而增加，因为保存作用会增强；当沉积速率大于 5 cm/kyr，稀释作用大于保存作用，TOC 含量降低（Tyson，2001），因此，在 OAE 1d 期间油下剖面沉积物的沉积速率一定程度上也稀释了有机质含量。综合分析表明，尽管定日地区古生产力在 OAE 1d 期间有所上升，但长期氧化的水体环境、增强的陆源碎屑输入，以及较快的沉积速率产生的稀释作用共同限制了该时期有机碳的埋藏，这使得总有机碳含量(TOC)维持在低水平，并最终导致定日地区在 OAE 1d 事件期间未能形成富有机质沉积（图 10）。

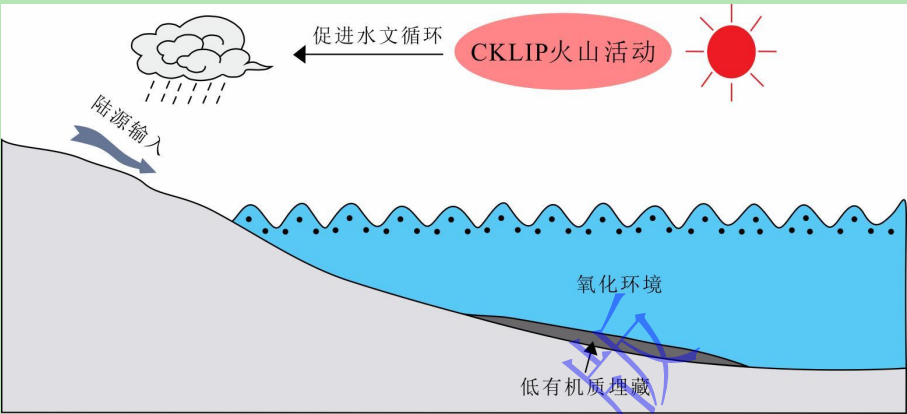


图 10 东特提斯藏南定日地区晚阿尔布期有机质聚集模式图

Fig.10 Paleoceanographic model for organic matter accumulation at Dingri area in southern Tibet of the eastern Tethys during the Late Albian.

5 结论

（1）东特提斯构造域藏南地区油下剖面完整记录了全球性 OAE 1d 事件，该事件期间陆源碎屑输入明显增加，与同期火山活动驱动的水文循环加快、大陆风化加剧密切相关。

（2）在 OAE 1d 期间，东特提斯构造域处于氧化—次氧化沉积环境，这与特提斯构造域西段西欧地区的缺氧环境不同，揭示了特提斯构造域在 OAE 1d 期间古海洋区域氧化还原状态的非均质展布。

（3）长期氧化的古海洋水体环境、过量的陆源碎屑输入以及相对较高的沉积速率引发的稀释效应共同限制了有机碳的埋藏，使得位于中纬度地区的特提斯构造域东段在 OAE 1d 期间未形成富有机质沉积物，明显不同于高纬度与低纬度地区的古海洋环境，表明富有机质沉积物的形成受全球气候与区域古海洋环境双重控制。

致谢 感谢编辑部老师及审稿专家对本文修改提出许多宝贵建议，同时感谢付修根教授和韦恒叶教授在野外工作中给予的帮助！

参考文献（References）

常晓琳，黄元耕，陈中强，等. 2020. 沉积地层中草莓状黄铁矿分析方法及其在古海洋学上的应用[J]. 沉积学报，38（1）： 150-165，doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2019.099. [Chang Xaiolin, Huang Yuangeng, Chen Zhongqiang, et al. 2020. The microscopic analysis of

pyrite framboids and application in paleo-oceanography[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 38(1): 150-165, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2019.099.]

陈杨, 金鑫, 黄一舟, 等. 2025. 鄂尔多斯盆地 Toarcian 大洋缺氧事件时期菱铁矿的成因及其地质意义[J/OL]. *沉积学报*. <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.126>. [Chen Yang, Jin Xin, Huang Yizhou, et al. 2025. Lacustrine siderite Formation in the Ordos Basin, North China: Insights into the Lower Jurassic Toarcian oceanic anoxic event[J/OL]. *Acta Sedimentologica Sinica*. <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.126>.]

沈俊, 施张燕, 冯庆来. 2011. 古海洋生产力地球化学指标的研究[J]. *地质科技情报*, 30(2): 69-77. [Shen Jun, Shi Zhangyan, Feng Qinglai. 2011. Review on geochemical proxies in paleo-productivity studies[J]. *Geological Science and Technology Information*, 30(2): 69-77.]

王萍, 王健, 杜远生, 等. 2024. 新元古代南华盆地 Sturtian 冰川沉积物中碳同位素负偏及其地质意义[J]. *沉积学报*, 42(6): 2020-2030, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2023.140. [Wang Ping, Wang Jian, Du Yuansheng, et al. 2024. Negative carbon isotope excursions of the staitian glacial sediments in the Neoproterozoic Nanhua Basin and their geological significance[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 42(6): 2020-2030, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2023.140.]

韦恒叶. 2012. 古海洋生产力与氧化还原指标: 元素地球化学综述[J]. *沉积与特提斯地质*, 32(2): 76-88. [Wei Hengye. 2012. Productivity and redox proxies of palaeo-oceans: An overview of elementary geochemistry[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 32(2): 76-88.]

席党鹏, 李国彪, 姜仕军, 等. 2024. 青藏高原及其周边白垩纪综合地层、生物群与古地理演化[J]. *中国科学: 地球科学*, 54(4): 1244-1307. [Xi Dangpeng, Li Guobiao, Jiang Shijun, et al. 2024. Cretaceous integrative stratigraphy, biotas, and paleogeographical evolution of the Qinghai-Tibetan Plateau and its surrounding areas[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(4): 1244-1307.]

余光明, 王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质[M]. *地质专报*(三, 12). 北京: 地质出版社, 1-185. [Yu Guangming, Wang Chengshan. 1990. Sedimentary geology of Tibetan Tethys[M]. *Geology Special*(III, 12).. Beijing: Geological Publishing House, 1-185.]

张璇, 韦恒叶. 2020. 湖北秭归吴家坪组—长兴组界线氧化还原条件及其意义[J]. *沉积学报*, 38(3): 476-484, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2020.008. [Zhang Xuan, Wei Hengye. 2020. Redox conditions and their implications at the Wujiaping-Changxing Formation boundary in Zigui, Hubei province[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 38(3): 476-484, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2020.008.]

Aharon P. 2005. Redox stratification and anoxia of the Early Precambrian oceans: Implications for carbon isotope excursions and oxidation events[J]. *Precambrian Research*, 137(3/4): 207-222.

Algeo T J, Ingall E. 2007. Sedimentary C_{org}:P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256(3/4): 130-155.

Algeo T J, Hinnov L, Moser J, et al. 2010. Changes in productivity and redox conditions in the Panthalassic Ocean during the latest Permian[J]. *Geology*, 38(2): 187-190.

Bak K, Szram E, Zielińska M, et al. 2023. Organic matter variations in the deep marginal Basin of the western Tethys and links to various environments in isotopic Albian–Cenomanian Boundary Interval[J]. *International Journal of Coal Geology*, 266: 104181.

Bond D P G, Wignall P B. 2010. Pyrite framboid study of marine Permian–Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction[J]. *GSA Bulletin*, 122(7/8): 1265-1279.

Bornemann A, Pross J, Reichelt K, et al. 2005. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the Formation of the Late Albian ‘Niveau Breistroffer’ black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France)[J]. *Journal of the Geological Society*, 162(4): 623-639.

Brumsack H J. 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale Formation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2/4): 344-361.

Burnett J A. 1998. Upper Cretaceous[M]//Bown P R. Calcareous nannofossils biostratigraphy. London: Chapman & Hall, 132-199.

Calvert S E, Pedersen T F. 2007. Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: Interpretation and application[J]. *Developments in Marine Geology*, 1: 567-644.

- Charbonnier G, Adatte T, Spangenberg J E, et al. 2018. The expression of Early Aptian to latest Cenomanian oceanic anoxic events in the sedimentary record of the Briançonnais domain[J]. *Global and Planetary Change*, 170: 76-92.
- Choudhury T R, Banerjee S, Khanolkar S, et al. 2021. Glauconite authigenesis during the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A case study from the Khuiala Formation in Jaisalmer Basin, India[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 571: 110388.
- Dean W E, Arthur M A, Claypool G E. 1986. Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: Source, diagenetic, or environmental signal?[J]. *Marine Geology*, 70(1/2): 119-157.
- Du X J, Chen X, Wang C S, et al. 2015. Geochemistry and detrital zircon U-Pb dating of Lower Cretaceous volcanics in the Babazhadong section, northern Tethyan Himalaya: Implications for the breakup of eastern Gondwana[J]. *Cretaceous Research*, 52: 127-137.
- Dymond J, Suess E, Lyle M. 1992. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity[J]. *Paleoceanography*, 7(2): 163-181.
- Erba E, Bartolini A, Larson R L. 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event[J]. *Geology*, 32(2): 149-152.
- Fan Q C, Xu Z K, MacLeod K G, et al. 2022. First record of oceanic anoxic event 1d at southern high latitudes: Sedimentary and geochemical evidence from International Ocean Discovery Program expedition 369[J]. *Geophysical Research Letters*, 49(10): e2021GL097641.
- Fantasia A, Föllmi K B, Adatte T, et al. 2018. The Early Toarcian oceanic anoxic event: Paleoenvironmental and paleoclimatic change across the Alpine Tethys (Switzerland)[J]. *Global and Planetary Change*, 162: 53-68.
- Fu X G, Wang J, Wen H G, et al. 2020. Carbon-isotope record and paleoceanographic changes prior to the OAE 1a in the eastern Tethys: Implication for the accumulation of organic-rich sediments[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 113: 104049.
- Gale A S, Bown P, Caron M, et al. 2011. The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: An integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy)[J]. *Cretaceous Research*, 32(2): 59-130.
- Gambacorta G, Jenkyns H C, Russo F, et al. 2015. Carbon- and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences from the Umbria-Marche and Belluno Basins (Italy)[J]. *Newsletters on Stratigraphy*, 48(3): 299-323.
- Gambacorta G, Bottini C, Brumsack H J, et al. 2020. Major and trace element characterization of Oceanic Anoxic Event 1d (OAE 1d): Insight from the Umbria-Marche Basin, central Italy[J]. *Chemical Geology*, 557: 119834.
- Gansser A. 1991. Facts and theories on the Himalayas[J]. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84(1): 33-59.
- Garzanti E. 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(5/6): 805-827.
- Gu Q, Xing F C, Azmy K, et al. 2025. A comprehensive analysis of the Cambrian Drumian carbon isotope excursion (DICE): Insights from paleoclimate, paleoenvironment and global correlations[J]. *Sedimentary Geology*, 481: 106875.
- Hasegawa T. 1997. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130(1/2/3/4): 251-273.
- He J H, Ding W L, Jiang Z X, et al. 2017. Mineralogical and chemical distribution of the Es_3^{L} oil shale in the Jiyang Depression, Bohai Bay Basin (E China): Implications for paleoenvironmental reconstruction and organic matter accumulation[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 81: 196-219.
- Hennhofer D, Al Suwaidi A, Bottini C, et al. 2019. The Albian to Turonian carbon isotope record from the Shilaif Basin (United Arab Emirates) and its regional and intercontinental correlation [J]. *Sedimentology*, 66(2): 536-555.
- Hu F Z, Fu X G, Wang J, et al. 2023. Biological extinction and photic-zone anoxia across the Triassic-Jurassic transition: Insights from the Qiangtang Basin, eastern Tethys[J]. *Journal of the Geological Society*, 180(5): jgs2022-108.
- Hu X M, Jansa L, Chen L, et al. 2010. Provenance of Lower Cretaceous Wölong volcanics in the Tibetan Tethyan Himalaya: Implications for the final breakup of eastern Gondwana[J]. *Sedimentary Geology*, 223(3/4): 193-205.
- Jadoul F, Berra F, Garzanti E. 1998. The Tethys Himalayan passive margin from Late Triassic to Early Cretaceous (South Tibet)[J].

Journal of Asian Earth Sciences, 16(2/3): 173-194.

Jarvis I, Gale A S, Jenkyns H C, et al. 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: A new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma)[J]. Geological Magazine, 143(5): 561-608.

Jenkyns H C. 1980. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans[J]. Journal of the Geological Society, 137(2): 171-188.

Jenkyns H C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(3): Q03004.

Jones C E, Jenkyns H C. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous[J]. American Journal of Science, 301(2): 112-149.

Kennedy W J, Gale A S, Lees J A, et al. 2004. The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France[J]. Episodes, 27(1): 21-32.

Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid - Cretaceous[J]. Paleocyanography, 17(3): 13-1-13-29.

Li X H, Jenkyns H C, Wang C S, et al. 2006. Upper Cretaceous carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of hemipelagic carbonate facies from southern Tibet, China[J]. Journal of the Geological Society, 163(2): 375-382.

Liu G H, Einsele G. 1994. Sedimentary history of the Tethyan Basin in the Tibetan Himalayas[J]. Geologische Rundschau, 83(1): 32-61.

Liu W Q, Yao J X, Tong J N, et al. 2019. Organic matter accumulation on the Dalong Formation (Upper Permian) in western Hubei, South China: Constraints from multiple geochemical proxies and pyrite morphology[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 514: 677-689.

Ma Y Q, Lu Y C, Liu X F, et al. 2019. Depositional environment and organic matter enrichment of the Lower Cambrian Niutitang shale in western Hubei province, South China[J]. Marine and Petroleum Geology, 109: 381-393.

Mansour A, Gentzis T, Carvajal - Ortiz H, et al. 2020a. Geochemistry and palynology of the Upper Albian at the Abu Gharadig Basin, southern Tethys: Constraints on the oceanic anoxic event 1d[J]. Geological Journal, 55(9): 6338-6360.

Mansour A, Wagreich M, Gentzis T, et al. 2020b. Depositional and organic carbon-controlled regimes during the Coniacian-Santonian event: First results from the southern Tethys (Egypt)[J]. Marine and Petroleum Geology, 115: 104285.

Mansour A, Wang J, Fu X G, et al. 2024a. Regional to global correlation of Cenomanian-Early Turonian sea-level evolution and related dynamics: New perspectives[J]. Earth-Science Reviews, 256: 104863.

Mansour A, Wang J, Ruebsam W, et al. 2024b. Late Albian-Cenomanian paleoenvironmental and paleoclimatic reconstructions in northeastern Gondwana: Palynological perceptions[J]. Cretaceous Research, 160: 105878.

Melinte-Dobrinescu M C, Roban R D, Stoica M. 2015. Paleoenvironmental changes across the Albian-Cenomanian boundary interval of the eastern Carpathians[J]. Cretaceous Research, 54: 68-85.

Mouro L D, Rakociński M, Marynowski L, et al. 2017. Benthic anoxia, intermittent photic zone euxinia and elevated productivity during deposition of the Lower Permian, post-glacial fossiliferous black shales of the Paraná Basin, Brazil[J]. Global and Planetary Change, 158: 155-172.

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]. Paleocyanography, 15(3): 280-291.

Nie Y, Fu X G, Liang J T, et al. 2023a. The Toarcian Oceanic Anoxic Event in a shelf environment (eastern Tethys): Implications for weathering and redox conditions[J]. Sedimentary Geology, 455: 106476.

Nie Y, Fu X G, Liu X C, et al. 2023b. Organic matter accumulation mechanism under global/regional warming: Insight from the Late Barremian calcareous shales in the Qiangtang Basin (Tibet)[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 241: 105456.

Nie Y, Fu X G, Wei H Y, et al. 2023c. Paleoenvironmental reconstruction preceding and during the Early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a in southern Tibet, eastern Tethys[J]. Cretaceous Research, 150: 105604.

Petrizzo M R, Huber B T, Wilson P A, et al. 2008. Late Albian paleocyanography of the western subtropical North Atlantic[J]. Paleocyanography, 23(1): PA1213.

Rachold V, Brumsack H J. 2001. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: Paleoenvironmental constraints and orbital cycles[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 174(1/2/3): 121-143.

- Reolid M, Rodríguez-Tovar F J, Marok A, et al. 2012. The Toarcian oceanic anoxic event in the western Saharan Atlas, Algeria (North African paleomargin): Role of anoxia and productivity[J]. *GSA Bulletin*, 124(9/10): 1646-1664.
- Reolid M, Molina J M, Nieto L M, et al. 2018. The Toarcian oceanic anoxic event in the South Iberian Palaeomargin[M]. Cham: Springer.
- Rimmer S M, Thompson J A, Goodnight S A, et al. 2004. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: Geochemical and petrographic evidence[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215(1/2): 125-154.
- Rodríguez-Cuicas M E, Montero-Serrano J C, Garbán G. 2019. Paleoenvironmental changes during the Late Albian oceanic anoxic event 1d: An example from the Capacho Formation, southwestern Venezuela[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 521: 10-29.
- Rodríguez-Cuicas M E, Montero-Serrano J C, Garbán G. 2020. Geochemical and mineralogical records of Late Albian oceanic anoxic event 1d (OAE-1d) in the La Grita member (southwestern Venezuela): Implications for weathering and provenance[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 97: 102408.
- Ruebsam W, Mayer B, Schwark L. 2019. Cryosphere carbon dynamics control Early Toarcian global warming and sea level evolution[J]. *Global and Planetary Change*, 172: 440-453.
- Sannigrahi P, Ingall E. 2005. Polyphosphates as a source of enhanced P fluxes in marine sediments overlain by anoxic waters: Evidence from ^{31}P NMR[J]. *Geochemical Transactions*, 6(3): 52.
- Schlanger S O, Jenkyns H C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences[J]. *Geologie en Mijnbouw*, 55(3/4): 179-184.
- Scotese C R. 2021. An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: The seas come in and the seas go out[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49: 679-728.
- Scott R W, Formolo M, Rush N, et al. 2013. Upper Albian OAE 1d event in the Chihuahua trough, New Mexico, U.S.A.[J]. *Cretaceous Research*, 46: 136-150.
- Shen L J, Wang J, Shen H L, et al. 2020. Geochemistry of the Eocene clastic sediments (Suonahu Formation) in the North Qiangtang Basin, Tibet: Implications for paleoclimate conditions, provenance and tectonic setting[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 57(1): 40-55.
- Shen L J, Wang J, Fu X G, et al. 2023. Sedimentary environments of Middle Eocene sediments in the northern Qiangtang Basin, northern Tibetan Plateau: Implications for paleoclimate and paleoelevation[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 245: 105551.
- Sinton C W, Duncan R A. 1997. Potential links between ocean Plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary[J]. *Economic Geology*, 92(7/8): 836-842.
- Slater S M, Twitchett R J, Danise S, et al. 2019. Substantial vegetation response to Early Jurassic global warming with impacts on oceanic anoxia[J]. *Nature Geoscience*, 12(6): 462-467.
- Tada R, Iijima A. 1992. Lithostratigraphy and compositional variation of Neogene hemipelagic sediments in the Japan Sea[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 127-128(2): 1229-1260.
- 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, Delattre M, et al. 2021. Syndepositional glauconite as a paleoenvironmental proxy-the Lower Cenomanian Chalk of Cap Blanc Nez (N-France)[J]. *Chemical Geology*, 584: 120508.
- Tyson R V. 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: Some results of a modelling study[J]. *Organic Geochemistry*, 32(2): 333-339.
- van de Schootbrugge B, van der Weijst C M H, Hollaar T P, et al. 2020. Catastrophic soil loss associated with end-Triassic deforestation[J]. *Earth-Science Reviews*, 210: 103332.
- Wang C S, Hu X M, Sarti M, et al. 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: A major change from anoxic to oxic, deep-sea environments[J]. *Cretaceous Research*, 26(1): 21-32.
- Wang Y S, Jiang S J, Cui Y, et al. 2024. Elevated sea surface temperature and enhanced primary productivity during Ocean Anoxic Event

1d in the eastern Tethys: Calcareous nannofossil evidence from southern Tibet, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 654: 112418.

Wei H Y, Wei X M, Qiu Z, et al. 2016. Redox conditions across the G–L boundary in South China: Evidence from pyrite morphology and sulfur isotopic compositions[J]. *Chemical Geology*, 440: 1-14.

Westermann S, Stein M, Matera V, et al. 2013. Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the Early Aptian oceanic anoxic event[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121: 467-486.

Wilkin R T, Barnes H L, Brantley S L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3897-3912.

Wilson P A, Norris R D. 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous Period[J]. *Nature*, 412(6845): 425-429.

Wohlwend S, Hart M, Weissert H. 2016. Chemostratigraphy of the Upper Albian to mid - Turonian Natih Formation (Oman) – how authigenic carbonate changes a global pattern[J]. *The Depositional Record*, 2(1): 97-117.

Xu W M, Ruhl M, Jenkyns H C, et al. 2018. Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon-cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 484: 396-411.

Yao H W, Chen X, Melinte-Dobrinescu M C, et al. 2018. Biostratigraphy, carbon isotopes and cyclostratigraphy of the Albian-Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d in southern Tibet[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 499: 45-55.

Yuan W, Liu G D, Stebbins A, et al. 2017. Reconstruction of redox conditions during deposition of organic-rich shales of the Upper Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 486: 158-170.

Zhang H W, Wang J, Ahmed M S, et al. 2024. Lacustrine environmental perturbations during the Early Jurassic in the Qiangtang Basin, northern Tibet[J]. *Minerals*, 14(8): 762.

Zhang X L, Chen K F, Hu D P, et al. 2016. Mid-Cretaceous carbon cycle perturbations and Oceanic Anoxic Events recorded in southern Tibet[J]. *Scientific Reports*, 6(1): 39643.

Environmental Response to the Early Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1d in the Eastern Tethyan: Paleoenvironmental evidence from Southern Tibet

CHENG ShengWu^{1,2}, WANG Jian^{1,2,3,4}, SHEN LiJun^{1,2,3,4}

1. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

2. Qiangtang Institute of Sedimentary Basin, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

3. National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

4. Qinghai Provincial Key Laboratory of Plateau Saline-Lacustrine Basinal Oil&Gas Geology, Dunhuang, 736202, Gansu, China

Abstract: [Objective] The Oceanic Anoxic Event 1d (OAE 1d), which occurred during the late Albian of the Early Cretaceous, represents a significant perturbation in the global carbon cycle associated with a greenhouse climate. Although extensive research has been conducted on the characteristics and origin of OAE 1d in the western Tethys and North Atlantic regions, the paleoenvironmental response to this event in the eastern Tethys remains poorly understood. **[Methods]** This study focused on the Lower Cretaceous Lengqin Formation at the Youxia section in Dingri (southern Tibet) within the eastern Tethyan domain. An integrated approach of mineralogical, petrological, sedimentological, isotopic, and elemental geochemical analyses was employed to evaluate the paleoenvironmental response to OAE 1d and its distinction from coeval global patterns compared to

Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 42241202, 42402135

Corresponding author: WANG Jian, E-mail: w1962jian@163.com

contemporaneous global records. **[Results]** (1) Both bulk carbonate and organic carbon isotope data confirm that the Youxia section records the OAE 1d excursion, supporting the global signal of this phenomenon. (2) Thin-section observations and terrigenous input proxies (e.g., Si/Al and Ti/Al) indicate enhanced input of siliciclastic materials during OAE 1d, likely linked to accelerated hydrological cycling and intensified continental weathering related to coeval volcanic activity. (3) C_{org}/P and framboidal pyrite characteristics reveal that the Youxia section was deposited under oxic-to-suboxic bottom-water conditions during OAE 1d, differing significantly from the anoxic conditions observed in the western Tethys. This highlights the spatial heterogeneity in marine redox conditions during this event. (4) The absence of organic carbon-rich sediments at Youxia is attributed to a combination of oxic environmental conditions, intense terrigenous input, and dilution effects induced by rapid sedimentation rates. This suggests that organic carbon burial was suppressed by regional environmental controls in the Dingri region during OAE 1d. **[Conclusion]** The oxic-suboxic conditions and lack of organic-rich sediments in the eastern Tethys during OAE 1d underscore the regional heterogeneity in sedimentary and oceanographic responses to global OAEs. These findings provide critical insights into complexity of paleoenvironmental feedbacks during these events.

Key words: Early Cretaceous; oceanic anoxic events; paleoenvironment; eastern Tethys

