



移动阅读

杜梧楨, 高平, 蔡益栋, 等, 2024. 上扬子地区奥陶纪—志留纪转折期古气候演化与有机碳同位素变化成因[J]. 沉积与特提斯地质, 44(4): 809–825. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.06001

DU W J, GAO P, CAI Y D, et al., 2024. Paleoclimate evolution and origin of organic carbon isotope variations during the Ordovician–Silurian transition in the Upper Yangtze area[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 44(4): 809–825. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.06001

上扬子地区奥陶纪—志留纪转折期古气候演化与有机碳同位素变化成因

杜梧楨^{1,2,3}, 高平^{1*}, 蔡益栋¹, 刘若冰⁴, 曹刚杉¹

(1. 中国地质大学(北京)能源学院, 北京 100083; 2. 中国科学院广州地球化学研究所, 有机地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国石化勘探分公司, 四川 成都 610041)

摘要: 奥陶纪—志留纪是地球历史上的一个重要转折期, 古气候发生了剧烈变化, 其中的晚奥陶世赫南特阶碳同位素漂移事件(HICE)广为人知, 但关于古气候变化和碳同位素漂移的原因及其相互关联尚不明晰。以上扬子焦石坝地区JY4井五峰—龙马溪组黑色页岩为研究对象, 利用有机碳含量、有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)、主量元素和微量元素分析, 计算出不同页岩段的化学蚀变指数(CIA), 结合生物地层学, 发现WF2—WF4段对应的古气候条件由温暖潮湿逐渐转变为寒冷干燥, LM1—LM4段仍为寒冷干燥的古气候, 但化学风化作用向上呈现出不断增强的趋势, LM5段开始逐渐过渡至温暖潮湿的古气候环境, LM6—LM7及其以上段则出现了一次明显的转变为寒冷干燥古气候条件的幕式波动。元素地球化学指标表明, WF2—WF4段页岩的沉积环境逐渐由氧化转变为还原, 但观音桥段海水中氧含量迅速上升; LM1—LM3段页岩沉积于极度缺氧甚至硫化的沉积环境中, 向上LM4段氧含量逐渐增加, 大体上逐渐由缺氧向贫氧、次贫氧以及富氧条件过渡。观音桥段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 异常“正漂”可能主要与有机碳埋藏及其氧化溶解有关, 化学风化作用导致的营养物质输入增强也具有一定的作用, 而龙马溪组黑色页岩段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 异常“负漂”的出现则可能与大规模海侵导致 ^{12}C 重新回到海洋碳库有关。

关键词: 五峰—龙马溪组; 古气候; 碳同位素; 古环境; 地球化学

中图分类号: P532

文献标识码: A

Paleoclimate evolution and origin of organic carbon isotope variations during the Ordovician–Silurian transition in the Upper Yangtze area

DU Wujia^{1,2,3}, GAO Ping^{1*}, CAI Yidong¹, LIU Ruobing⁴, CAO Gangshan¹

(1. School of Energy Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 2. State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. Sinopec Exploration Company, Chengdu 610041, China)

Abstract: The Ordovician–Silurian transition is an important period in Earth's history, marked by drastic changes in paleoclimate and the well-known Hirnantian isotope carbon excursion (HICE) in the Late Ordovician. However, the causes of paleoclimate changes and carbon isotope excursions, as well as their correlations, are still unclear. Based on the analysis of the total organic carbon

收稿日期: 2023-06-14; 改回日期: 2023-09-18; 责任编辑: 周小琳; 科学编辑: 崔晓庄

作者简介: 杜梧楨(2000—), 男, 硕士研究生, 从事油气地球化学方向的研究。E-mail: dwjdwj99@126.com

通信作者: 高平(1987—), 男, 副教授, 主要从事油气地球化学和沉积地球化学等方面的教学和研究工作。

E-mail: gaoping1212@cugb.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目(42272140, U19B6003-03-01)

(TOC) contents, organic carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), as well as major and trace elements, the chemical index of alteration (CIA) values of the Wufeng-Longmaxi Formation black shales of Well JY4 in Jiaoshiba area in the upper Yangtze region were calculated. Combined with biostratigraphy, it is found that the paleoclimate conditions of WF2-WF4 members gradually changed from warm and humid to cold and arid. The paleoclimate of LM1-LM4 members remained cold and arid, with an increasing trend upward in chemical weathering. The LM5 Member marked a gradual transition back to warm and humid climate environment, while the paleoclimate conditions of LM6-LM7 and their above members showed an episodic fluctuation to cold and arid. The elemental geochemical proxies indicate that the sedimentary environment of the WF2-WF4 members shifted from oxic to anoxic conditions, with a rapid increase in oxygen content in Guanyinqiao Formation. The shales of LM1-LM3 members were deposited in an extremely anoxic and sulfidic environment, with oxygen content gradually increasing upward in the LM4 Member, transitioning from anoxic to suboxic, hypoxic, and finally oxidized conditions. The "positive drift" of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in Guanyinqiao Formation is likely related to the burial and oxidation of organic carbon, with enhanced nutrient input from chemical weathering also playing a role. The subsequent "negative drift" in the black shale of Longmaxi Formation may be associated with the return of ^{12}C to the marine carbon pool due to large-scale transgression.

Key words: Wufeng-Longmaxi Formation; paleoclimate; carbon isotope; paleoenvironment; geochemistry

0 引言

奥陶纪—志留纪转折期,地球上发生了一系列重要的地质事件,如“赫南特冰期”、海洋缺氧(硫化)事件、碳同位素异常波动以及显生宙以来的第一次生物大灭绝(Sepkoski, 1981; Fan et al., 2009);在该时期,扬子板块也见证了一系列地质事件,如冈瓦纳大陆聚合、古气候波动、海平面频繁升降、局部火山活动等(Su et al., 2009),这些地质事件造成了黑色页岩的广泛沉积,即上奥陶统五峰组和下志留统龙马溪组(即五峰—龙马溪组)黑色笔石页岩,该套页岩也是我国重要的页岩气产层(邹才能等, 2019)。前人研究认为,奥陶纪—志留纪转折期古气候条件由晚奥陶世晚期温暖潮湿的气候逐渐向观音桥段寒冷干燥的气候转变,早志留世早期又转变为温暖潮湿的气候条件,呈现出波动的古气候特征(Yan et al., 2010)。观音桥段对应的古气候条件向寒冷干燥转变的主要原因可能包括:碎屑岩化学风化作用加强(Kump et al., 1999)和大气二氧化碳分压(p_{CO_2})下降(Lenton et al., 2012),大气 p_{CO_2} 达到一定阈值时可以触发冰期,一般认为该值为 8PAL(Gibbs et al., 1997; Herrmann et al., 2003)或 10~12PAL(Kump et al., 1999);这种古气候突变也可能与火山活动释放出的 SO_2 在大气中形成气溶胶有关;此外,海平面下降导致南大洋热传导减少也可能是赫南特冰期出现或者加强的重要原因之一(杨向荣等, 2018)。除地外因素外,赫南特冰期后古气候的转暖主要归因于火山活动、有机质

分解和反硝化作用过程所释放的大量温室气体(如 CO_2 和 N_2O)(Luo et al., 2016; 何龙等, 2021; 卢贤志等, 2021)。但是,目前针对这些地质事件之间成因关联的讨论较少,仅有较为粗略的讨论和针对龙马溪组底部高 TOC 含量成因的论述(Barash, 2014; 陈超, 2018)。

奥陶纪—志留纪转折期不仅发生了古气候波动,有机碳同位素记录也呈现出波动特征。赫南特阶的碳同位素的“正漂”事件(HICE)已被发现在全球范围内存有记录,如瑞典、英国、加拿大的北极区和安蒂科斯蒂岛,以及波罗的、内华达,还有中国南方的湖北、四川、贵州等地区,但不同地区碳同位素“正漂”幅度不一;进入志留纪后又迅速“负漂”(Marshall and Middleton, 1990; Long, 1993; Underwood et al., 1997; Brenchley et al., 2003; Bergström et al., 2006; Melchin and Holmden, 2006; Belcher, 2008; Hammarlund et al., 2019; Shen et al., 2019)。目前,关于碳同位素“正漂”现象出现的原因仍存在争议,主要包括“风化假说”与“埋藏假说”(杨向荣等, 2018)或者“二者共同作用”之说(Melchin and Holmden, 2006);甚至有学者发现该时期出现了无机碳同位素“负漂”的现象(涂坤, 2015)。但是,冰期期间较为寒冷干燥的古气候条件和较低的有机碳含量分别与上述两种假说相矛盾(Wang et al., 1997; 李超等, 2019),因此碳同位素异常漂移的原因仍有待进一步研究。

为了探讨这些问题,本研究以上扬子焦石坝地区 JY4 井五峰—龙马溪组黑色页岩为研究对象,开

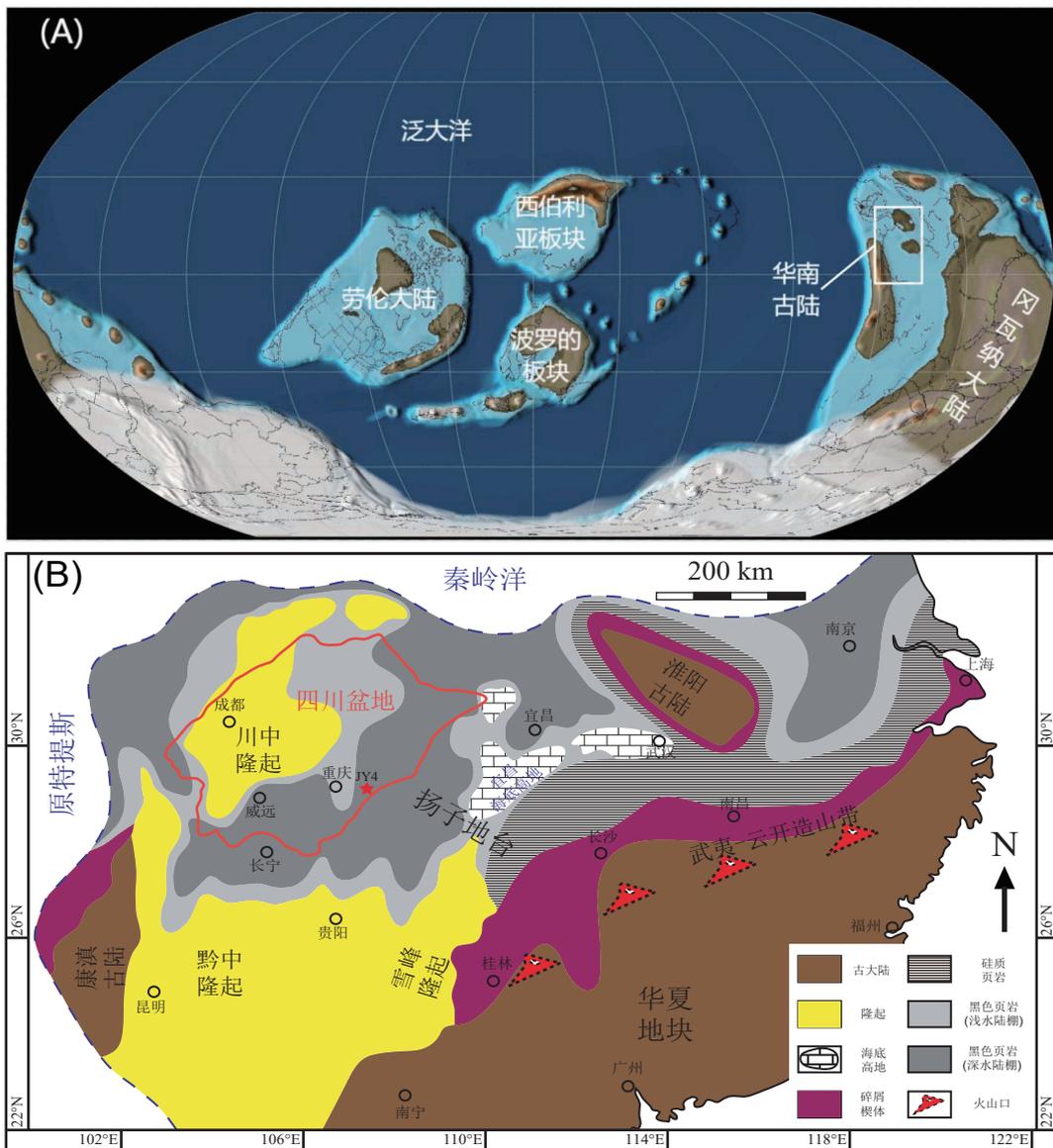
展有机碳含量、主量元素和微量元素、有机碳同位素分析,对奥陶纪—志留纪转折期古气候的变化与有机碳同位素异常漂移的原因进行讨论,并在前人研究的基础上探索不同地质事件之间存在的成因联系。

1 区域地质概况

1.1 区域构造与古地理

奥陶纪华南古陆整体位于古赤道附近的冈瓦

纳大陆西缘(图1)。自中奥陶世开始,滇东、黔西南一带隆起与康滇古陆南段相接组成滇黔古陆,康滇古陆北段向北扩展而与松潘古陆融为一体,在广西运动的推动下,扬子板块处于挤压的构造环境中(刘宝珺等,1990),奥陶纪末—志留纪初在扬子地台南侧伴随着一个明显的局部抬升(陈旭等,2014)。晚奥陶世—志留纪(O₃-S),扬子地台三面被古隆起包围,形成一个低能、半封闭且局限的拗陷型盆地(刘本培和全秋琦,1996),同时前陆盆地发育,在扬



(A) 基于 GPlates Web Service (<https://www.gplates.org/>) 的“PALEOMAP”模型 (Scotese and Wright, 2018) 完成
图 1 (A) 晚奥陶世 (距今约 445 Ma) 全球古地理图 (Seton et al., 2023, 有改动); (B) 华南地区奥陶纪—志留纪转折期岩相古地理分布与研究剖面位置 (Lu et al., 2022, 有改动)

Fig. 1 (A) Global paleogeographic map of Late Ordovician (about 445 Ma ago) (modified after Seton et al., 2023); (B) Lithofacies paleogeographic distribution and study section location of the Ordovician–Silurian transition in South China (modified after Lu et al., 2022)

子克拉通上形成“隆坳相间”的构造格局(冯增昭等, 2001; 黄福喜等, 2011; 戎嘉余等, 2011), 广泛沉积黑色页岩。其中, 靠近古隆起区域形成浅水陆棚相, 远离古隆起区域形成深水陆棚相(图 1), 黑色富有机质笔石相页岩主要沉积于深水陆棚相环境中。

1.2 研究剖面与层序地层学

本文研究剖面为渝东焦石坝地区钻井 JY4 井, 研究层位主要为上奥陶统五峰组和下志留统龙马溪组。五峰组主要发育碳质页岩, 与下覆涧草沟组呈整合接触, 二者均属于凯迪期; 五峰组上部观音桥段发育约 60 cm 的泥质白云岩, 其中可见赫南特贝(*Hirnantia*), 属于赫南特期; 五峰组与上覆龙马溪组呈整合关系, 龙马溪组主要发育碳质页岩和泥

岩, 与上覆小河坝组呈整合接触, 属于鲁丹期、埃隆期与特列奇早期。前人利用笔石生物带对五峰—龙马溪组分段进行了大量的研究(Chen et al., 2004; 邹才能等, 2019; 聂海宽等, 2020; 张娣等, 2022), 并划分出了 WF1—WF4 和 LM1—LM9 共 13 个生物带, 一般认为龙马溪组一段(后简称为龙一段)对应于其中的 LM1—LM8(王红岩等, 2021; 施振生等, 2022); 本研究所讨论的龙马溪组地层大部分对应龙一段。本次研究的钻井剖面中, 五峰组样品数量相对较少, 结合生产实际和前人的研究认识(聂海宽等, 2020; 王红岩等, 2021), 统一划分为 *Dicellograptus complexus-Metabologr. extraordinarius* 笔石生物带 (WF2—WF4); 龙马溪组中根据发育的尖笔石属(*Akidograptus*)、直笔石属(*Ortho-*

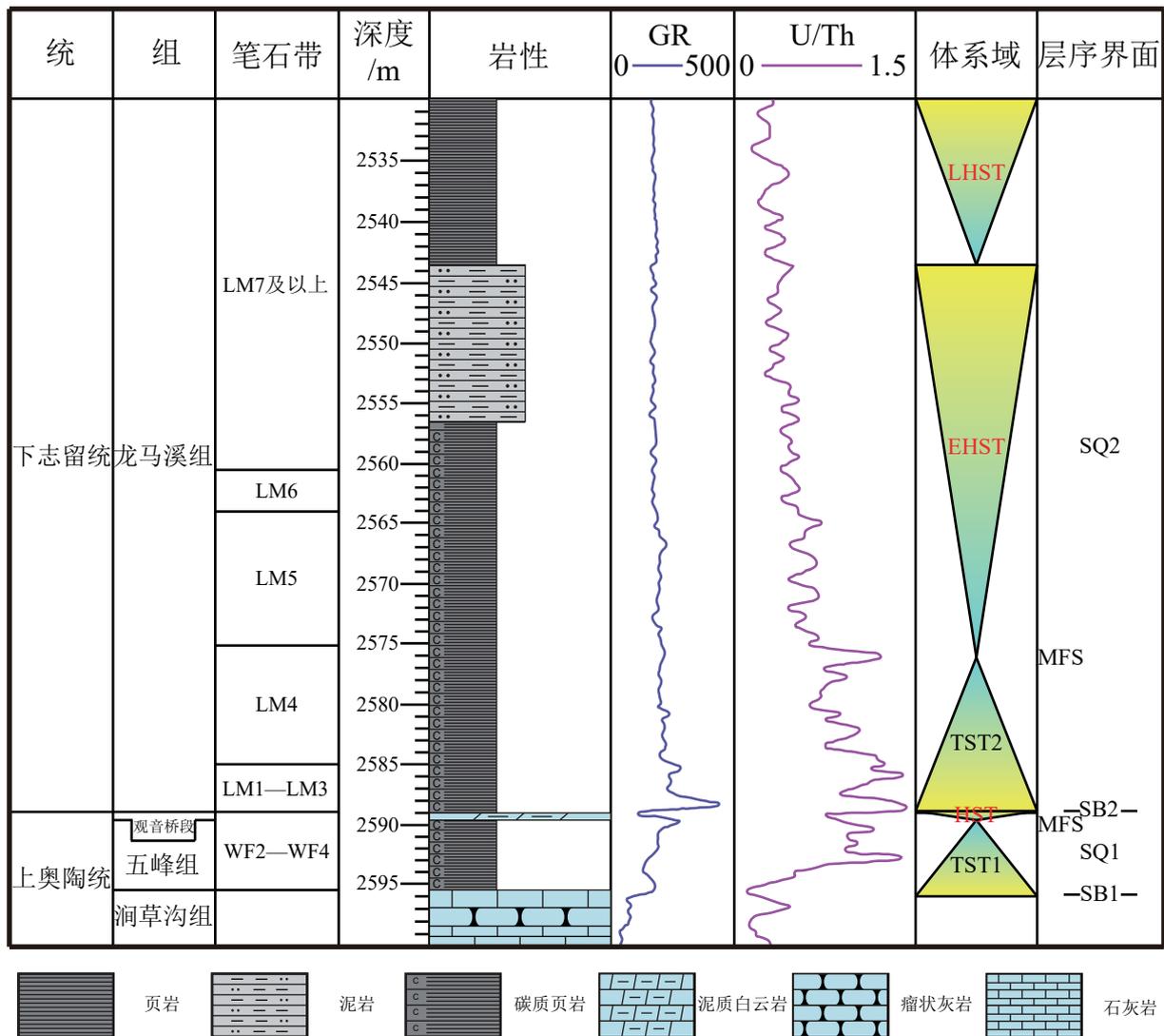
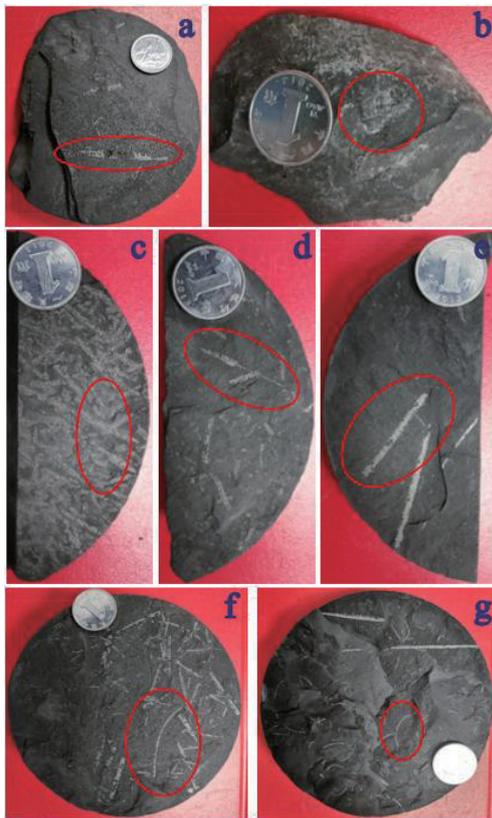


图 2 JY4 井五峰组—龙马溪组地层划分与层序地层格架

Fig. 2 Stratigraphic division and sequence stratigraphic framework of the Wufeng-Longmaxi Formation in Well JY4

graptus)、锯笔石(*pristiograptus*)、半耙笔石属(*Demirastrites*)、耙笔石属(*Rastrites*)化石,可以细分为 *Persculptogr. persculptus*-*Parakidogr. acuminatus*带(LM1—LM3)、*Cystograptus vesiculosus*带(LM4)、*Coronograptus cyphus*带(LM5)、*Demirastrites triangulatus*带(LM6)和 *Lituiograptus convolutus*带(LM7)及其以上多个笔石生物带(图2),其中在底部(基本对应于LM1)笔石种类和数量迅速增加,保存有包含南京栅笔石(*Climacograptus nanjingensis*)、龙马雕笔石(*Glyptograptus pygmaeus*)与雕刻正常笔石(*Normalograptus persculptus*)等大量笔石化石(图3),笔石的食性相应地指示这一时期浮游生物的勃发(邹才能等,2019)。此外在LM7及其以上



a. WF2—WF4: 未定名; b. *Hirnantia* 动物群(赫南特贝动物群); c. 龙马溪组底部(基本对应 LM1)笔石勃发,包含南京栅笔石(*Climacograptus nanjingensis*)、龙马雕笔石(*Glyptograptus pygmaeus*)与雕刻正常笔石(*Normalograptus persculptus*)等; d. LM2: 尖笔石属(*Aki-dograptus*); e. LM4: 直笔石属(*Orthograptus*); f. LM5: 锯笔石(*pristiograptus*); g. LM6: 半耙笔石属(*Demirastrites*)

图3 JY4井部分岩心样品及相应化石

Fig. 3 Some core samples and corresponding fossils from Well JY4

笔石带中还观察到了角石(*Armenoceras*)。

通过自然伽马(GR)曲线和铀/钍能谱比值(U/Th)曲线,结合前人的研究成果(Wu et al., 2019; 汪正江等, 2020; 朱逸青等, 2021),对JY4井五峰—龙马溪组进行了层序地层划分(图2)。五峰组中发育1个三级层序(SQ1),包括海侵体系域(TST1)与高位体系域(HST),TST1主要沉积富含有机质的黑色页岩,HST主要沉积观音桥段泥质白云岩(图2);龙马溪组中发育2个三级层序(SQ2和SQ3),SQ2由海侵体系域(TST2)、早期高位体系域(EHST)和晚期高位体系域(LHST)组成,其中TST2具有较高的GR值和U/Th比值,沉积了富含有机质黑色页岩,TST2和EHST以最大海泛面(MFS)分开,EHST和LHST的GR值和U/Th比值相对较低,以深灰色泥岩为主。SQ3处于龙马溪组上段,不在本次研究的范围之内。

2 结果

2.1 TOC含量

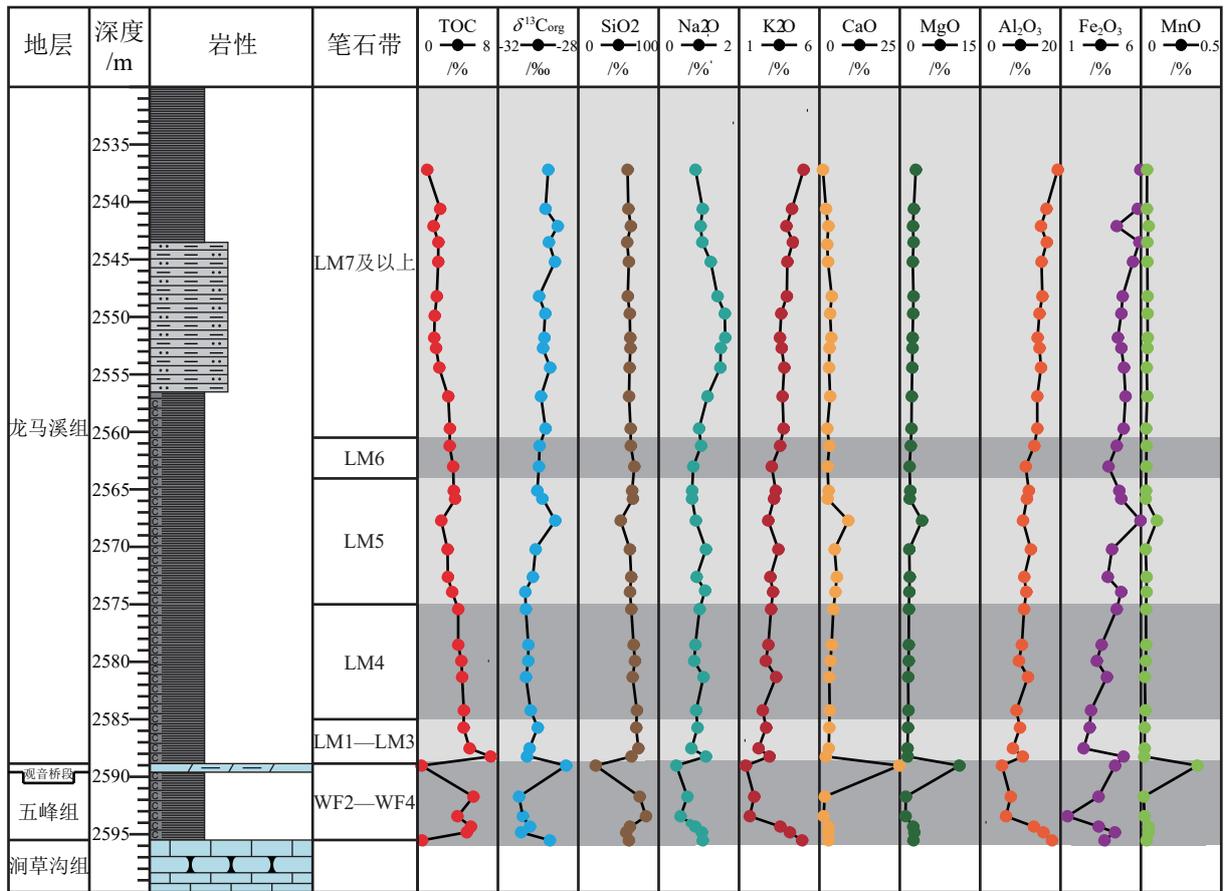
JY4井五峰—龙马溪组页岩样品的TOC含量引自Gao et al. (2024)。其中,五峰组页岩的TOC含量介于0.27%~5.38%之间,平均值为3.25%;五峰组顶部观音桥段泥质白云岩TOC含量值最低,为0.21%;龙马溪组页岩样品TOC含量介于0.78%~7.10%之间,平均值为2.99%,整体上看,TOC含量由下至上逐渐呈下降趋势(图4)。

2.2 有机碳同位素组成

有机碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)测试在中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室完成。首先,将粉末样品进行稀盐酸处理,去除其中的碳酸盐组分,获得不含碳酸盐矿物的残余物;其次,将残余物置于Finnigan MAT 253同位素质谱仪进行分析测试,获得页岩样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值。五峰组页岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值介于-31.04‰~-29.51‰,平均值为-30.26‰,向上表现出整体降低的趋势,但在观音桥段急剧回升至-28.70‰,呈现出有机碳同位素“正漂”现象;进入龙马溪组页岩之后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值又急剧回落至-30.65‰,向上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值呈现逐渐增大的趋势,最大值可达-29.11‰,具体范围在-30.70‰~-29.11‰之间,平均值为-30.02‰(图4)。

2.3 主量元素特征

JY4井五峰—龙马溪组页岩样品的主量元素



样品的 TOC 和主量元素含量引自 Gao et al. (2024)

图 4 JY4 井五峰—龙马溪组 TOC、 $\delta^{13}C_{org}$ 和主量元素综合柱状图

Fig. 4 The composite stratigraphic columns showing the TOC contents, $\delta^{13}C_{org}$, and major element contents of the Wufeng-Longmaxi Formation in Well JY4

含量数据引自 Gao et al. (2024)。五峰—龙马溪组页岩的 SiO₂ 含量介于 50.46%~81.97% 之间, 观音桥段泥质白云岩的 SiO₂ 含量较低, 为 19.41%; 但是, 观音桥段的 CaO 和 MgO 含量分别达到了 24.29% 和 10.78%, 其余样品的 CaO 和 MgO 含量仅分别在 0.52%~8.42% 和 0.73%~3.81% 之间。Al₂O₃ 含量在五峰组中自下而上呈现出下降的趋势, 介于 4.98%~17.42% 之间, 平均值为 10.62%, 观音桥段达到最低值; 龙马溪组页岩的 Al₂O₃ 含量整体呈波动上升趋势, 介于 7.70%~18.85%, 平均值为 12.42%。五峰组的 100×MgO/Al₂O₃ 比值介于 28.35~42.70, 平均值为 34.80, 呈现出先上升后下降的趋势, 其中观音桥段出现异常高值, 达到了 551.99; 龙马溪组的 100×MgO/Al₂O₃ 比值介于 27.19~95.25, 平均值为 36.85, 出现过多次波动, 最大值对应最大海泛面(MFS), 由海侵体系域(TST2)转变为早期高位体系域(EHST)。Fe₂O₃ 的含量介

于 1.32%~5.85% 之间, 在龙马溪组呈现出较为明显的由下至上逐渐上升的趋势。MnO 含量除观音桥段达到 0.34% 外, 其余样品均在 0.037% 以下, 含量较低(图 4)。

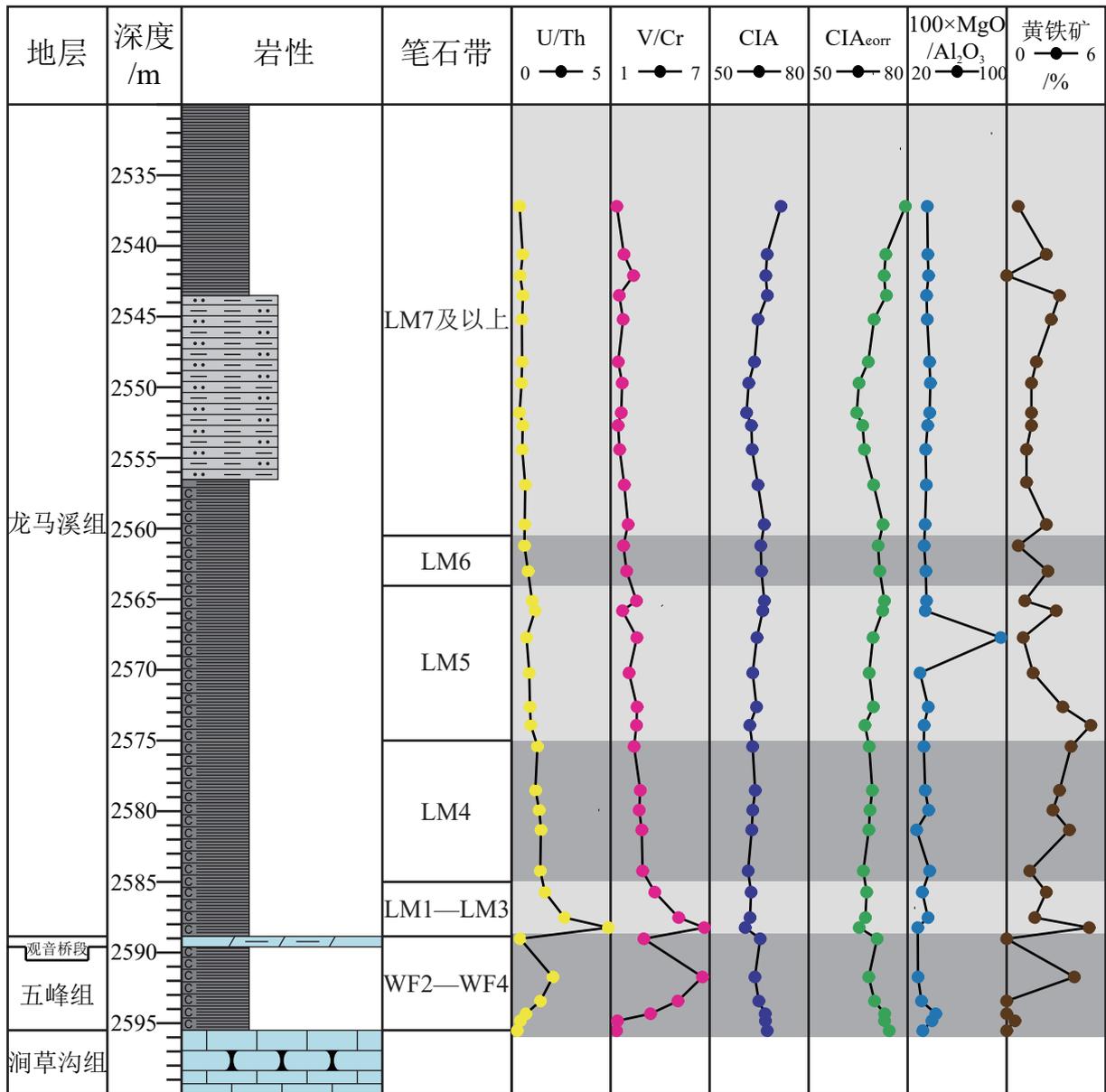
2.4 微量元素特征

微量元素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。五峰组的 U/Th 比值介于 0.17~1.97, 平均值为 0.79, 由下至上逐渐增大, 但到观音桥段突然降低; 龙马溪组的 U/Th 比值介于 0.29~4.78, 平均值为 0.95, 向上呈逐渐降低的趋势。五峰组的 V/Cr 比值介于 1.22~6.43, 平均值为 3.34; 龙马溪组的 V/Cr 比值介于 1.24~6.54, 平均值为 2.28, 变化趋势与 U/Th 相同(图 5)。

3 讨论

3.1 古气候分析

与化学风化强度及古气候研究有关的元素地



样品的黄铁矿含量引自 Gao et al. (2024)

图 5 JY4 井五峰—龙马溪组氧化还原参数 (U/Th 和 V/Cr)、古气候参数 (CIA 和 CIA_{corr})、古盐度参数 ($100 \times MgO/Al_2O_3$) 和黄铁矿含量综合柱状图

Fig. 5 The composite stratigraphic columns showing the redox parameters (U/Th and V/Cr), Paleoclimate parameters (CIA and CIA_{corr}), paleosalinity ($100 \times MgO/Al_2O_3$) and pyrite contents of the Wufeng-Longmaxi Formation in Well JY4

球化学指标非常丰富, 本次研究选择化学蚀变指数 (CIA) 进行古气候重建 (Nesbitt and Young, 1982), 其计算公式为:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100 \quad (1)$$

式中各项均代表元素的摩尔分数, 其中 CaO^* 仅包含硅酸盐矿物中的 CaO , 不包括其他如磷灰石与碳酸盐矿物中的 CaO (McLennan, 1993), 该值计算公式为:

$$CaO^* = CaO - (10/3) \times P_2O_5 \quad (2)$$

若 CaO^* 的摩尔含量大于 Na_2O 的摩尔含量, 则该数值为 Na_2O 的值, 否则为样品中 CaO^* 的值。

而在进行 A-CN-K 三角图投点时, 由于黏土矿物转化过程中与孔隙水中的 K^+ 发生交代反应 (Nesbitt and Young, 1996), 因此还需要对钾交代作用进行校正:

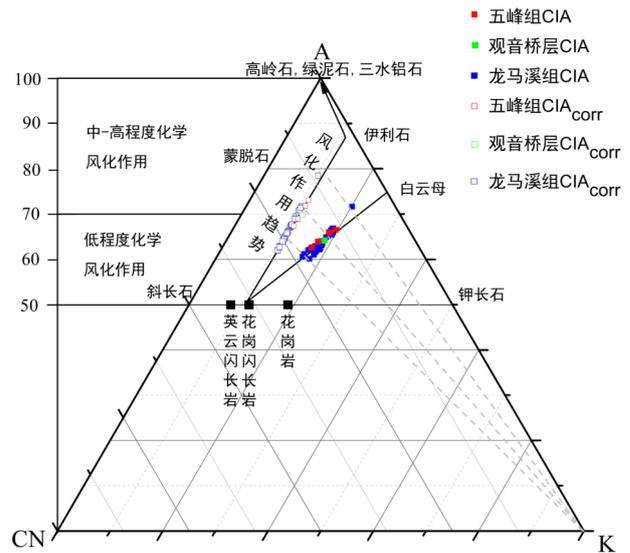
$$K_2O_c = [m \times Al_2O_3 + m \times (CaO^* + Na_2O)] / (1 - m) \quad (3)$$

其中, m 取决于投点结果, 与物源区母岩有关, 此处为花岗闪长岩(Gao et al., 2021), 根据其岩石化学组成计算出该值为 0.116 451, 计算方法为:

$$m = K_2O / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \quad (4)$$

将该值与 (1) 式中 K_2O 的值相互代替, 计算出的结果即为校正后的 CIA_{corr} 。

WF2—WF4 段的 CIA 值介于 64.05~66.76, 向上呈现出轻微的下降, 平均值为 65.18, 其中观音桥段的 CIA 值为 64.67; CIA_{corr} 值介于 67.53~73.73, 平均值为 70.88, 其中观音桥段的 CIA_{corr} 值为 70.07, 与 CIA 值的变化趋势整体相同。前人研究表明, CIA_{corr} 值介于 50~70 之间指示寒冷干旱的古气候, 介于 70~80 指示温暖潮湿的古气候, 介于 80~100 则指示炎热潮湿的古气候(Nesbitt and Young, 1996), 因此 WF2—WF4 段页岩古气候由温暖潮湿转向寒冷干燥, 化学风化作用强度减弱; 观音桥段对应温暖潮湿的古气候条件, 但这一时期处于著名的赫南特冰期, 应当为寒冷干燥的古气候特征, 结合该样品其他地球化学特征, 推测相关对应情况可能与其岩性为碳酸盐岩有关, 来自华南地区其它井的研究均指示该时期存在冰川活动(Ge et al., 2019; 牟传龙等, 2019), 亦或该样品本身指示了冰期内相对温暖的时期, 该时期古气候具有较为强烈的波动特征(Yan et al., 2010)。LM1—LM3 段页岩的 CIA 值介于 60.09~61.89, 平均值 61.18; CIA_{corr} 值介于 64.65~66.90, 平均值 66.02。LM4 段页岩的 CIA 值介于 60.98~63.14, 平均值 62.20; CIA_{corr} 值介于 65.89~68.62, 平均值 67.53, 均指示 LM1—LM4 段处于寒冷干燥的古气候条件。LM5 段页岩的 CIA 值介于 61.49~65.92, 平均值 63.74; CIA_{corr} 值介于 66.38~72.30, 平均值 69.32, 在经历了小幅度的波动后, 从本段开始转变为温暖潮湿的古气候环境。LM6 段页岩的 CIA 值介于 64.84~65.02 之间, 平均值 64.93; CIA_{corr} 值介于 70.38~70.87, 平均值 70.62。LM7 及其以上段页岩的 CIA 值介于 60.53~71.62, 平均值 64.52; CIA_{corr} 值介于 63.88~79.30, 平均值 69.58, LM6—LM7 及其以上段中, 经历了一次较为剧烈的温暖潮湿—寒冷干燥—温暖潮湿的气候的幕式波动, 呈现出古温度与湿度均上升的趋势。整体上, CIA 和 CIA_{corr} 值均在龙马溪组页岩段表现出由下至上大致上升的趋势, 意味着赫南特冰期结束后, 早志留世化学风化作用整体呈现出增强的趋势(图 6)。



A 代表 Al_2O_3 在三端元中的摩尔百分含量, CN 代表 CaO^+ 与 Na_2O 的摩尔百分含量之和, K 代表 K_2O 的摩尔百分含量 (Fedo et al., 1997)

图 6 JY4 井样品 A-CN-K (Al_2O_3 - CaO^+ + Na_2O - K_2O) 三角图

Fig. 6 A-CN-K (Al_2O_3 - CaO^+ + Na_2O - K_2O) ternary diagram and associated CIA variations of samples from Well JY4

关于晚奥陶世晚期古气候环境由温暖潮湿转向寒冷干燥, 主流观点认为主要是由于硅酸盐风化作用大量消耗了大气中的 CO_2 , 陆生植物——特别是陆生维管(束)植物——可以进一步促进这一过程, 从而形成对气候的反馈, 造成古气候变冷(Moulton and Berner, 1998); 其次, 奥陶纪—志留纪转折期具有频繁的火山活动, 所释放出的 SO_2 导致大气中的气溶胶对阳光的强烈遮挡进而改变地表和大气的温度, 而火山喷发的 CO_2 体积对大气储库中 CO_2 总量改变很小, 并在硅酸盐风化过程中被大量消耗, 这也可能是古气候转变的原因之一(Sigurðsson, 1990; Buggisch et al., 2010); 此外, 还有有机碳埋藏(见后文 3.3 节)以及地外因素的作用, 包括这一时期地轴的倾斜角度减小至 22.5° , 1.2×10^6 a 斜率与偏心率均较大以及云层的反射率改变使得太阳的辐射能量较弱(Shaviv and Veizer, 2003; Ramstein et al., 2011; Elrick et al., 2013; 钟阳阳, 2019; 张喜等, 2021), 这些因素的叠加共同导致了大气中 CO_2 分压逐渐下降。造就了赫南特期最为著名的冰期事件。事实上, 比这次冰期更早的桑比期早期就已经出现了一次小的冰期事件, 并被认为是这次冰期事件的前奏, 其同样出现了全球性的

碳同位素漂移事件(GICE)和较低的 CO_2 浓度,但该事件结束后又大致恢复到了冰期前的条件(涂坤, 2015; 李超, 2019; 成俊峰等, 2020)。赫南特冰期事件可能从凯迪期晚期的 WF3 时期就已经开始(李超等, 2019), 冰盛时期持续时间为 0.8~1.3 Myr, 覆盖了赫南特阶对应的 70%~80% 的时间(Gradstein et al., 2004)。在这期间全球海平面下降了大约 70~100 m(Brenchley et al., 2003; Finnegan et al., 2011), 全球海水平均温度下降约 4~5°C(Trotter et al., 2008), 可细分出 5 次小型冰期循环(Yan et al., 2010), 体现出这一时期古气候变化的复杂性。而此后地轴倾斜角度增大, $1.2 \times 10^6 \text{a}$ 斜率与偏心率减小, 生物死亡的遗体被分解或发生反硝化作用, 以及浮游藻类的生命活动, 生成 N_2O 和大量 CO_2 等温室气体, 气候开始向温暖潮湿转变。

3.2 沉积环境分析

已有的研究表明, 沉积物中 $\text{U/Th} > 1.25$ 和 $\text{V/Cr} > 4.25$ 指示缺氧或极贫氧的沉积环境, U/Th 和 V/Cr 比值分别介于 0.75~1.25 和 2~4.25 之间时指示贫氧或次贫氧的沉积环境, $\text{U/Th} < 0.75$ 和 $\text{V/Cr} < 2$ 时指示富氧的沉积环境(董振国等, 2020; 刘成东等, 2023; 张万良和李余亮, 2023)。根据这两项氧化还原指标可知, WF2—WF4 段的沉积环境由氧化环境逐渐转变为还原环境, 在观音桥段氧含量却又迅速上升。进入龙马溪组, 底部的 U/Th 和 V/Cr 比值迅速上升, 表现为极度贫氧的沉积环境, 岩心样品由下至上氧含量逐渐升高, 过渡为次贫氧至富氧的沉积环境, 龙马溪组整体呈现出还原—氧化—还原—氧化的变化趋势。具体来看, LM1—LM3 段对应于贫氧—缺氧的沉积环境, LM4 段指示贫氧的沉积环境, LM5 段氧含量继续呈上升趋势, 发生贫氧—次贫氧—富氧的古环境变化, LM6 段与 LM7 及其以上段基本均指示富氧的古环境; 从笔石形态来看, 从 LM1—LM4 的双列攀合向上变为 LM5 单列且弯曲也可以指示安静的水体环境逐渐变得动荡(孙莎莎等, 2018)。另外, LM1—LM3 笔石带底部的样品中黄铁矿的含量(5%)显著高于其他段样品, 结合前人所报道的该时期 $\delta^{98}\text{Mo}$ 、 $\delta^{238}\text{U}$ 和 Fe 组分数据, 指示在这一时期甚至可能发生了硫化事件(Dahl et al., 2011; Yan et al., 2012; Zhou et al., 2012; Kendall et al., 2015; Zhou et al., 2015; Ahm et al., 2017; Lu et al., 2017; 熊国庆等, 2021)。结合前人的研究, 扬子地区在晚凯迪期—

赫南特期伴随着强烈的上升流活动, 沿海的信风、两极与赤道受冰川影响的温差可能是上升流的驱动因素, 于是生产力得以提升, 有机质含量高, 同时这也是冰期前海水极度贫氧的有力证明(肖斌等, 2021; Yang et al., 2021)。此外, 有研究表明晚奥陶世古海洋 P 循环增强, 在缺氧条件下导致海洋初级生产力大幅提高(Qiu et al., 2022)。还有学者结合各地的氮同位素数据得出, 在赫南特冰期前后全球范围内海洋缺氧广泛存在, 而赫南特冰期内海洋氧化还原条件在空间上是不均匀的(Liu et al., 2020)。

$1000 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 可以用来分析古盐度, 该值小于 1 时为淡水环境, 介于 1~10 之间时为半咸水环境, 大于 10 时为咸水环境(马兔兔等, 2019)。结果表明, 所有样品均处于海相的沉积环境中。WF2—WF4 段水体盐度先上升后又迅速下降, 龙马溪组内则出现过多次波动, 赫南特期后大体呈现出“上升—下降—上升—下降—上升”的趋势, 与这一时期的古气候变化特征吻合。在本文研究时期内, 海平面的变化对于古环境的变化有着重要的影响, 冰期期间古气候向寒冷干燥转变导致海平面下降, 由于海平面下降水体变浅, 古海洋环境的氧化程度增强; 同时, 伴随着水体盐度的变化, 水体上下对流可能加强, 古海洋环境的还原程度减弱。而在冰期结束后, 气候转暖, 海平面急剧上升导致海水环境迅速向缺氧甚至硫化转变。冰期事件与海水硫化事件分别对应显生宙第一次生物大灭绝的两幕(Rong et al., 2002), 时间上, 出现在赫南特冰期开始和赫南特晚期冰盖开始消融的时期, 分别导致了大量深海生物以及腕足动物的灭绝(Harper and Rong, 1995), 规模为显生宙以来第二大的灭绝事件(Chen et al., 2005), 共导致了海洋生物约 50% 的属和 80% 的种灭亡(戎嘉余等, 1996; 戎嘉余和詹仁斌, 2006; 戎嘉余和黄冰, 2014)。关于生物大灭绝的出现, 还有学者指出, 火山活动所释放出的火山灰中包含一些有毒的重金属元素, 例如 Hg 和 Pb 等, 这些元素对海洋生物是有害的(Yang et al., 2022)。

3.3 碳同位素漂移事件分析

图 7 显示了 JY4 井五峰—龙马溪组样品有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 TOC 含量之间存在较强的负相关性, 因此有必要对 TOC 含量及其变化趋势进行研究。五峰—龙马溪组样品普遍具有较高的 TOC

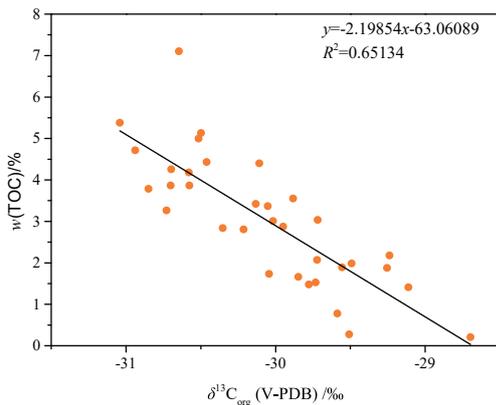


图7 JY4井样品 TOC- $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相关性图

Fig. 7 Correlation between $w(\text{TOC})$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of samples from Well JY4

含量,特别是在 LM1—LM3 段和 LM4 段底部的样品中; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 TOC 含量的变化趋势与前人的研究结果类似,呈现出较为明显的解耦关系,但数值上存在差别,其中 JY4 井“正漂”幅度弱于 JY1 井(Jin et al., 2021; Li et al., 2021)。TOC 含量的变化趋势与前人报道的川南地区古生产力变化趋势相似(何龙等, 2019; 葛祥英等, 2021)。

目前,关于碳同位素漂移主要存在“埋藏学说”和“风化学说”或者“二者共同作用”之说。“埋藏学说”认为,有机碳的埋藏比率增加以及较高的海洋初级生产力共同导致了碳同位素的漂移,因为被埋藏的生物有机体是富含 ^{12}C 的,这样就使得海洋中的无机碳库相对富集 ^{13}C (Brenchley et al., 1994; Brenchley et al., 2003);“风化学说”认为,由于海平面的下降,碳酸盐岩台地广泛暴露并遭受风化剥蚀作用,被风化剥蚀后,其富含 ^{13}C 的产物通过地表径流流入海洋,使得碳同位素最终在 WF2—WF4 段顶部出现了“正漂”(Kump et al., 1999)。但这两种学说均存在一定的争论,其中对“埋藏学说”持反对观点的原因主要在于这一时期的岩性由之前的黑色页岩转变为碳酸盐岩;而对“风化学说”持质疑态度的原因主要在于赫南特期化学风化作用较弱,富 ^{13}C 的碳酸盐岩碎屑输入量理应相对较少(Gorjan et al., 2012; 涂坤, 2015; 何龙等, 2019)。

综合古环境、古气候等多种指标,本文认为碳同位素“正漂”事件是两种机制共同作用的结果,但“埋藏学说”可能是相对重要的因素。碳埋藏加剧也能调节大气 CO_2 和 O_2 浓度,形成对古气候

和古环境的反馈,导致古气候的逐渐变冷和古环境的更加氧化(Tosca et al., 2010; Kennedy and Wagner, 2011; Rafiei and Kennedy, 2019),与本文计算分析得出的结论匹配。低的 TOC 含量与这一时期氧化程度相对较高的古环境有关,导致有机碳难以保存,这使得许多 ^{12}C 进入了海洋当中,因此扬子地区“正漂”幅度相对全球其他许多地区(例如加拿大、拉脱维亚和爱沙尼亚等)的剖面较弱;风化作用带来的陆源输入也具有一定的稀释作用(Zhou et al., 2015)。尽管风化作用不是主要的机制,但它也可以解释全球范围内“正漂”幅度的差异,例如由于扬子地台含有的碳酸盐岩相对较少,因此输入到古海洋中含有较重碳同位素的碳酸盐岩碎屑也更少,导致该地区“正漂”幅度相对较弱(Fan et al., 2009),区域性特征强;另外还可能受到了陆源物质的输入及环流局限的陆表海盆所受的区域碳循环的影响(图 8; Laporte et al., 2009)。除了碳同位素的变化以外,还有学者研究了这一时期氮同位素与硫同位素的变化,证明了海水中存在较强的固氮作用、反硝化作用与细菌硫酸盐还原作用,而硫酸盐还原强度的急剧增加可能会极大增强“硫化作用”,从而促进碳氢化合物的保存与积累,产物并入有机质中;同时也说明了这一时期具有相对较高的生产力以及有机质具有良好的保存条件,从而支持了有机质埋藏观点(Laporte et al., 2009; Luo et al., 2016; Liu et al., 2020)。

在冰期结束后的 LM1—LM3 段, CO_2 和 N_2O 等温室气体的产生使得气候变得越来越温暖潮湿,海平面迅速上升造成全球性的快速海侵,富含 ^{12}C 的深水上涌造成了表层无机碳库负偏进而导致了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 迅速“负漂”。此外,这一时期的样品中也含有非常丰富的笔石化石,呈杂乱排列,指示这一时期水体环境较为安静(李刚等, 2018),具有良好的保存条件。因此,该段 TOC 含量较高,同时藻类活动繁盛,具有较高的生产力,由于笔石主要依靠细菌、藻类生活,可能在生物大灭绝结束之后,包括笔石在内的生命活动迅速复苏,最终使得龙一段底部也发育了非常良好的烃源岩,成为今天页岩气开采的主要层位(图 9)。生物大灭绝结束后生命活动的恢复及古生产力急剧上升的原因也是多方面的。火山活动所喷发出的火山灰等火山碎屑物质富含 Si、Fe、P 等营养元素(Zhao et al., 2021),对古生产力的增加起到积极的作用(Lüning et al.,

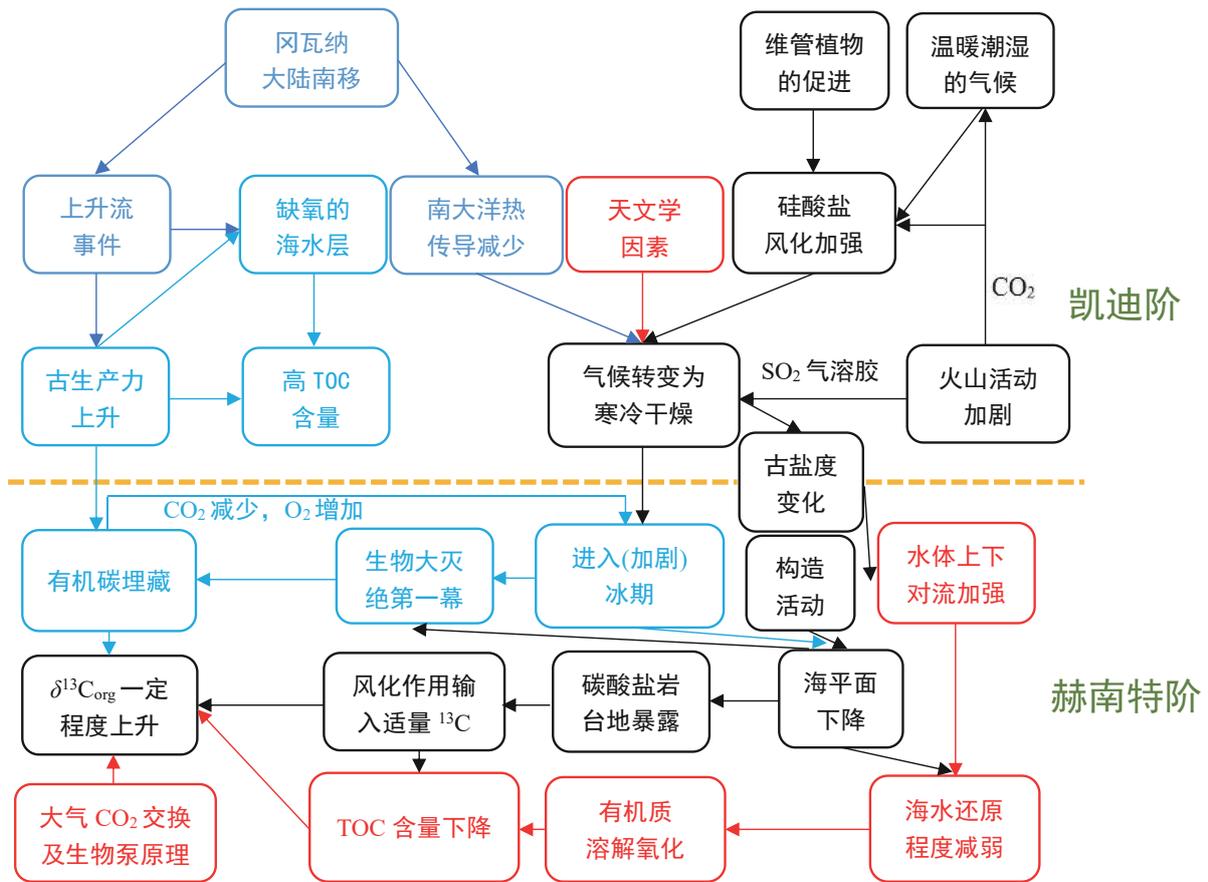


图 8 凯迪期—赫南特早期相关地质历史事件关联及引发机制

Fig. 8 Correlation and triggering mechanisms of relevant geological historical events during Katian–early Hirnantian Stage

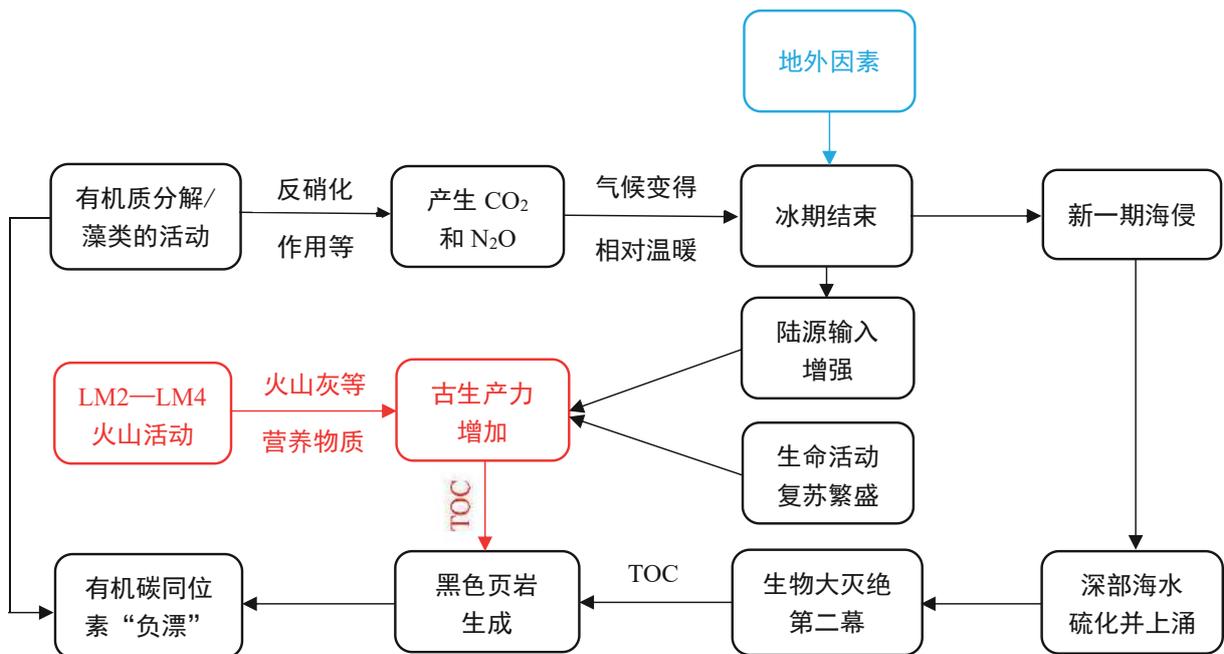


图 9 赫南特晚期—龙一段早期相关地质历史事件关联及引发机制

Fig. 9 Correlation and triggering mechanisms of geological historical events from the late Hirnantian Stage to the bottom of LM1

2000; Ran et al., 2015; Lu et al., 2019); 化学风化作用带来的陆源输入也能为海水提供一定量的营养物质; 而由海侵作用和古生产力的上升等因素造成的缺氧的水体环境, 导致了包括浮游生物在内的大量生物灭绝的同时得以保存遗骸, 同样为龙一段底部高含量的 TOC 做出了一定贡献(图 9)。冰川融水也可能带来了营养物质, 导致表层浮游植物生产力上升(Le Heron et al., 2009); 另一方面, 由于海水和冰川融水密度不同, 从而限制了水团的垂直交换并导致了深海缺氧(Lüning et al., 2000); 也有学者指出, 由于扬子板块此时的古地理位置位于赤道及其附近的低纬度地区, 冰川活动对海洋生物灭绝等造成的影响本就相对较小, 因此古生产力可能本身受冰川活动影响不大(戎嘉余和詹仁斌, 1999), 良好的古生产力条件对龙马溪组底部(主要是 LM1—LM3 段)形成高 TOC 层段有利。

无机碳库乃至整个大气—海洋碳循环的影响同样不可忽视, 对无机碳库的分析也可以更好地解释有机碳同位素数值在较短时间内的快速变化。这一时期, 由于构造运动导致碳酸盐岩台地向台内局限盆地的转变以及相对海平面的变化, 在较深的水体环境中仍为缺氧甚至富 H_2S 的环境, 有利于碳埋藏, 但在氧化界面以上较浅的表层水体中, 由于植物的光合作用等因素的影响, 古环境氧化程度相对较高, 上层的水体还可以和富含 ^{13}C 的大气中的 CO_2 发生碳交换, 使得溶解无机碳(DIC)中相对富集 ^{13}C , 进而导致其 $\delta^{13}C_{org}$ 值变得更大(Jiang et al., 2007), 加剧了表层水体与底层水体 ^{13}C 含量的差距, 即著名的生物泵原理(图 8)。而无机碳同位素的“负漂”现象还可能与 CH_4 的释放与成岩作用有关(Buffett and Zatsepina, 1999; Gorjan et al., 2012; 涂坤, 2015)。

4 结论

(1)WF2—WF4 段对应的古气候由温暖潮湿向寒冷干燥转变, 化学风化作用减弱, 观音桥段对应于寒冷干燥的古气候; 赫南特冰期可能由风化作用、频繁的火山活动、有机碳埋藏以及地外因素共同导致。LM1—LM4 段均对应于寒冷干燥的古气候条件, 但化学风化作用整体呈现出增强的趋势; LM5 段对应于温暖潮湿的古气候条件, LM6—LM7 及其以上段对应的古气候出现了一次温暖潮湿—寒冷干燥—温暖潮湿的波动。

(2)WF2—WF4 段古环境由富氧转变为缺氧, 但观音桥段海洋氧含量迅速升高; LM1—LM3 段底部缺氧并发生了海水硫化事件, 随后由下至上过渡到 LM4 段贫氧以及 LM5 段次贫氧—富氧的水体环境, LM6 和 LM7 及其以上段出现富氧的环境并占据主体。由于赫南特冰期导致海平面下降使得氧化的底水环境不利于有机质的保存, 因此观音桥段 TOC 含量低; 相反, LM1 段—LM4 段下部黑色页岩中高 TOC 含量, 可能是由于这一时期快速海侵造成底水缺氧甚至硫化, 为有机质保存提供了条件, 同时火山活动及陆源输入带来大量营养物质造成了浮游生物的勃发, 提高了古生产力条件导致。

(3)奥陶纪—志留纪转折期有机碳同位素“正漂”的变化及幅度是有机碳埋藏及之后又被氧化和化学风化共同作用的结果, 其中埋藏机制更加关键; LM1—LM3 段有机碳同位素“负漂”则可能主要是由此前埋藏的有机质大量分解导致气温上升, 进而导致快速海侵造成海洋底水缺氧, 并带来了富含 ^{12}C 的海水重新进入海洋碳库所致。

致谢: 感谢审稿人的耐心阅读以及提供的非常细致、专业和极富有针对性与建设性的审稿意见, 同时感谢中国地质大学(北京)郝兆栋副教授对笔石有关知识的耐心讲解。

References

- Ahm A S C, Bjerrum C J, Hammarlund E U, 2017. Disentangling the record of diagenesis, local redox conditions, and global seawater chemistry during the latest Ordovician glaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 459: 145–156.
- Barash, 2014. Environmental conditions of the mass extinction of marine biota at the end of the Ordovician[J]. *Doklady Earth Sciences*, 456 (2): 667–669.
- Belcher K, 2008. Species abundance changes during mass extinction and the inverse Signor–Lipps effect: Apparently abrupt graptolite mass extinctions as an artifact of sampling[D]. Buffalo: State University of New York at Buffalo: 1–90.
- Bergström S M, Saltzman M R, Schmitz B, 2006. First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}C$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications[J]. *Geological Magazine*, 143 (5): 657–678.
- Brenchley P J, Carden G A, Hints L, et al., 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes

- associated with mass extinction and glaciation[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 115 (1) : 89 – 104.
- Brenchley P J, Marshall J D, Carden G A F, et al., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period[J]. *Geology*, 22 (4) : 295 – 298.
- Buffett B A, Zatsepina O Y, 1999. Metastability of gas hydrate[J]. *Geophysical Research Letters*, 26 (19) : 2981 – 2984.
- Buggisch W, Joachimski M M, Lehnert O, et al., 2010. Did intense volcanism trigger the first Late Ordovician icehouse?[J]. *Geology*, 38 (4) : 327 – 330.
- Chen C, 2018. Research on paleoceanography, paleoclimate and formation mechanism of source rock during geologic transition period from Late Ordovician to Early Silurian in southern Sichuan Province-northern Guizhou Province, South China[D]. Wuhan: China University of Geoscience: 112 – 115 (in Chinese with English abstract) .
- Chen X, Fan J X, Chen Q, et al., 2014. Toward a stepwise Kwangian Orogeny[J]. *Science China: Earth Sciences*, 57: 379 – 387 (in Chinese with English abstract) .
- Chen X, Melchin M J, Sheets H D, et al., 2005. Patterns and processes of latest Ordovician graptolite extinction and recovery based on data from South China[J]. *Journal Information*, 79 (5) : 842 – 861.
- Chen X, Rong J Y, Li Y, et al., 2004. Facies patterns and geography of the Yangtze region, South China, through the Ordovician and Silurian transition[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204 (3) : 353 – 372.
- Cheng J F, Dong S F, Chen Z Y, 2020. Characteristics and correlation of the stable carbon isotope records in the Middle to Late Ordovician carbonates in the Shunbei Area, Tarim Basin, NW China[J]. *Journal of Stratigraphy*, 44 (4) : 366 – 372 (in Chinese with English abstract) .
- Dahl T W, Canfield D E, Rosing M T, et al., 2011. Molybdenum evidence for expansive sulfidic water masses in ~750 Ma oceans[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 311 (3-4) : 264 – 274.
- Dong Z G, Zhao W, Guo J J, et al., 2020. Geochemical characteristics of lignite from Shengli Formation and Paleo-environmental geological significance in Shengli Coalfield[J]. *Coal Science and Technology*, 48 (11) : 172 – 181 (in Chinese with English abstract) .
- Elrick M, Reardon D, Labor W, et al., 2013. Orbital-scale climate change and glacioeustasy during the early Late Ordovician (pre-Hirnantian) determined from $\delta^{18}\text{O}$ values in marine apatite[J]. *Geology*, 41 (7) : 775 – 778.
- Fan J X, Peng P A, Melchin M J, 2009. Carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician-Silurian boundary, Yichang, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276: 160 – 169.
- Finnegan S, Bergmann K, Eiler J M, et al., 2011. The magnitude and duration of Late Ordovician-Early Silurian Glaciation[J]. *Science*, 331 (6019) : 903 – 906.
- Fedo C M, Young G M, Nesbitt G M, 1997. Paleoclimatic control on the composition of the paleoproterozoic serpent formation, Huronian supergroup, Canada: A greenhouse to icehouse transition[J]. *Precambrian Research*, 86: 201 – 223.
- Feng Z Z, Peng Y M, Jin Z K, et al., 2001. Lithofacies palaeogeography of the Middle and Late Ordovician in South China[J]. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 3 (4) : 10 – 24 (in Chinese with English abstract) .
- Gao P, He Z L, Lash Gary G, et al., 2021. Controls on silica enrichment of lower Cambrian organic-rich shale deposits[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 130: 105126.
- Gao P, Xiao X M, Hu D F, et al., 2024. Comparison of silica diagenesis between the Lower Cambrian and Lower Silurian shale reservoirs in the middle-upper Yangtze Platform (South China) [J]. *AAPG Bulletin*, 108: 971 – 1003.
- Ge X Y, Mou C L, Yu Q, et al. 2019. The geochemistry of the sedimentary rocks from the Huadi No. 1 well in the Wufeng-Longmaxi formations (Upper Ordovician-Lower Silurian), South China, with implications for paleoweathering, provenance, tectonic setting and paleoclimate[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 103: 646 – 660.
- Ge X Y, Mou C L, Yu Q, et al., 2021. Study on the enrichment of organic materials in black shales of the Wufeng to Longmaxi Formations in eastern Sichuan Basin[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 41 (3) : 418 – 435 (in Chinese with English abstract) .
- Gibbs M T, Barron E J, Kump L R, 1997. An atmospheric p_{CO_2} threshold for glaciation in the Late Ordovician[J]. *Geology*, 25 (5) : 447 – 450.
- Gorjan P, Kaiho K, Fike D A, et al., 2012. Carbon-and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337–338: 14 – 22.
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, 2004. *A Geologic Time Scale 2004*[M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- Hammarlund E U, Loydell D K, Nielsen A T, et al., 2019. Early Silurian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursions in the foreland basin of Baltica, both familiar and surprising[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 526: 126 – 135.
- Harper D A T, Rong J Y, 1995. Patterns of change in the brachiopod faunas through the Ordovician-Silurian interface[J]. *Modern Geology*, 20 (1) : 83 – 100.
- He L, Wang Y P, Chen D F, 2019. Geochemical features of sedimentary environment and paleoclimate during Late Ordovician to Early Silurian in southern Sichuan Basin[J]. *Geochimica*, 48 (6) : 555 – 566 (in Chinese with English abstract) .
- He L, Wang Y P, Chen D F, 2021. Organic carbon and nitrogen isotope anomalies during the late Ordovician in Sichuan Basin, and their implications for the palaeoenvironment[J]. *Geochimica*, 50 (6) : 623 – 634 (in Chinese with English abstract) .

- Herrmann A D, Patzkowsky M E, Pollard D, 2003. Obliquity forcing with 8-12 times preindustrial levels of atmospheric p_{CO_2} during the Late Ordovician glaciation[J]. *Geology*, 31 (6) : 485 – 488.
- Huang F X, Chen H D, Hou M C, et al., 2011. Filling process and evolutionary model of sedimentary sequence of Middle-Upper Yangtze craton in Caledonian (Cambrian-Silurian) [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27 (8) : 2299 – 2317 (in Chinese with English abstract) .
- Jiang G Q, Kaufman A J, Christie-Blick N, et al., 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: Implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}C$ gradient[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 303 – 320.
- Jin C S, Liao Z W, Lash G G, 2021. High-frequency redox variation across the Ordovician–Silurian transition, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 566: 110218.
- Kennedy M J, Wagner T. 2011. Clay mineral continental amplifier for marine carbon sequestration in a greenhouse ocean[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108 (24) : 9776 – 9781.
- Kendall B, Komiya T, Lyons T W, et al., 2015. Uranium and molybdenum isotope evidence for an episode of widespread ocean oxygenation during the late Ediacaran Period[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 156: 173 – 193.
- Kump L R, Arthur M A, Patzkowsky M E, et al., 1999. A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric p_{CO_2} during the Late Ordovician[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2 (1) : 173 – 187.
- Laporte D F, Holmden C, Patterson W P, et al., 2009. Local and global perspectives on carbon and nitrogen cycling during the Hirnantian glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276 (1) : 182 – 195.
- Le Heron D P, Craig J, Etienne J L. Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in North Africa and the Middle East[J]. *Earth-Science Reviews*, 2009, 93: 47 – 76.
- Lenton T M, Crouch M, Johnson M, et al., 2012. First plants cooled the Ordovician[J]. *Nature Geoscience*, 5 (2) : 86 – 89.
- Li C, 2019. Middle Ordovician-Llandovery carbon isotope chemostratigraphy in Upper Yangtze Platform, South China[D]. Hefei: University of Science and Technology of China: 48 – 53 (in Chinese with English abstract) .
- Li C, Wu X J, Fan J X, et al., 2019. Carbon isotope chemostratigraphy of the Ordovician-Silurian transition interval of the Xike-1 drillcore in Guizhou, China[J]. *Geochimica*, 48 (6) : 533 – 543 (in Chinese with English abstract) .
- Li G, Zhao D F, Guo Y H, 2018. The relationship between graptolite of Longmaxi shale and sedimentary environment in southeastern Sichuan[J]. *Science Technology and Engineering*, 18 (12) : 16 – 23 (in Chinese with English abstract) .
- Li Y F, Zhang T W, Shen B J, et al., 2021. Carbon and sulfur isotope variations through the Upper Ordovician and Lower Silurian of South China linked to volcanism[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567: 110285.
- Liu B J, Zhou M K, Wang R Z, 1990. Early Palaeozoic palaeogeography and tectonic evolution of South China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 11 (1) : 97 – 98 (in Chinese with English abstract) .
- Liu B P, Quan Q Q. 1996. *Historical Geology*[M]. 3th ed. Beijing: Geology Press: 116 – 121 (in Chinese) .
- Liu C D, Huang X Y, Wan J J, et al., 2023. Geochemical characteristics and paleoenvironmental significance of the Saihan Formation in Bayanwula Uranium Deposit, Inner Mongolia[J]. *Journal of East China University of Technology (Natural Science)*, 46 (2) : 101 – 112 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y, Li C, Fan J X, et al., 2020. Elevated marine productivity triggered nitrogen limitation on the Yangtze Platform (South China) during the Ordovician-Silurian transition[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 554: 109833.
- Long D G F, 1993. Oxygen and carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician–Silurian boundary, Anticosti Island, Quebec[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104: 49 – 59.
- Lu X Z, Kendall B, Stein H J, et al., 2017. Marine redox conditions during deposition of Late Ordovician and Early Silurian organic-rich mudrocks in the Siljan ring district, central Sweden[J]. *Chemical Geology*, 457: 75 – 94.
- Lu X Z, Shen J, Guo W, et al., 2021. Influence of mercury geochemistry and volcanism on the enrichment of organic matter near the Ordovician Silurian Transition in the Middle and Upper Yangtze[J]. *Earth Science*, 46 (7) : 2329 – 2340 (in Chinese with English abstract) .
- Lu Y B, Hao F, Shen J, et al., 2022. 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*, 136: 105482.
- Lu Y B, Jiang S, Lu Y C, et al., 2019. Productivity or preservation? The factors controlling the organic matter accumulation in the late Katian through Hirnantian Wufeng organic-rich shale, South China[J]. *Marine and petroleum geology*, 109: 22 – 35.
- Luo G M, Algeo T J, Zhan R B, et al., 2016. Perturbation of the marine nitrogen cycle during the Late Ordovician glaciation and mass extinction[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448 (1) : 339 – 348.
- Lüning S, Craig J, Loydell D K, et al., 2000. Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model[J]. *Earth-Science Reviews*, 49 (1-4) : 121 – 200.
- Ma H H, Liu C Y, Zhang L, et al., 2019. Geochemical characteristics and depositional environment implications of sedimentary rocks in the Chang 7 Member of Yanchang Formation in the Ordos Basin[J]. *Geosciences*, 33 (4) : 872 – 882 (in Chinese with English

- abstract) .
- Marshall J D, Middleton P D, 1990. Changes in marine isotopic composition and the late Ordovician glaciation[J]. *Journal of the Geological Society*, 147 (1) : 1–4.
- McLennan S M, 1993. Weathering and global denudation[J]. *Journal of Geology*, 101: 295–303.
- Melchin M J, Holmden C, 2006. Carbon isotope chemostratigraphy of the Llandovery in Arctic Canada: Implications for global correlation and sea level change[J]. *GFF*, 128 (2) : 173–180.
- Mou C L, Ge X Y, Yu Q, et al., 2019. Palaeoclimatology and provenance of black shales from Wufeng—Longmaxi Formations in southwestern Sichuan Province: From geochemical records of Well Xindi—2[J]. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 21 (5) : 835–854 (in Chinese with English abstract) .
- Moulton K, Berner R A, 1998. Quantification of the effect of plants on weathering: Studies in Iceland[J]. *Geology*, 26 (10) : 895–898.
- Nesbitt H W, Young G M, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299 (5885) : 715–717.
- Nesbitt H W, Young G M, 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy[J]. *Sedimentology*, 43: 341–358.
- Nie H K, Li D H, Jiang T, et al., 2020. Logging isochronous stratigraphic division of shale based on characteristics of graptolite zones and its significance: A case study of Wufeng Formation—Longmaxi Formation in Sichuan Basin and its periphery[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 41 (3) : 273–283 (in Chinese with English abstract) .
- Qiu Z, Zou C, Mills B J W, et al., 2022. A nutrient control on expanded anoxia and global cooling during the Late Ordovician mass extinction[J]. *Communications Earth & Environment*, 3 (1) : 82.
- Raffei M, Kennedy M, 2019. Weathering in a world without terrestrial life recorded in the Mesoproterozoic Velkerri Formation[J]. *Nature Communications*, 10: 3448.
- Ramstein G, 2011. Climates of the earth and cryosphere evolution[J]. *Surveys in Geophysics*, 32 (4-5) : 329–350.
- Ran B, Liu S G, Jansa L, et al., 2015. Origin of the Upper Ordovician—lower Silurian cherts of the Yangtze block, South China, and their palaeogeographic significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 108: 1–17.
- Rong J Y, Chen X, Harper D A T, 2002. The latest Ordovician Hirnantia Fauna (Brachiopoda) in time and space[J]. *Lethaia*, 35 (3) : 231–249.
- Rong J Y, Chen X, Wang Y, et al., 2011. Northward expansion of Central Guizhou Oldland through the Ordovician and Silurian transition: Evidence and implications[J]. *Scientia Sinica Terrae*, 41 (10) : 1407–1415 (in Chinese with English abstract) .
- Rong J Y, Fang Z J, Chen X, et al., 1996. Biotic recovery—first episode of evolution[J]. *Acta palaeontologica Sinica*, 35 (3) : 259–271 (in Chinese with English abstract) .
- Rong J Y, Huang B, 2014. Study of Mass Extinction over the past thirty years: A synopsis[J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 44 (3) : 377–404 (in Chinese with English abstract) .
- Rong J Y, Zhan R B, 1999. Ordovician-Silurian brachiopod fauna turnover in South China[J]. *Geoscience*, 13 (4) : 390–394 (in Chinese with English abstract) .
- Rong J Y, Zhan R B, 2006. Re-evaluation of survivors, Lazarus taxa, and refugia from mass extinction[J]. *Earth Science Frontiers*, 13 (6) : 187–198 (in Chinese with English abstract) .
- Scotese C, Wright N, 2018. PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic, PALEOMAP Project, Evanston, IL[EB/OL] (2018-08-11) [2023-06-22]. <https://www.earthbyte.org/paleodem-resource-scotese-and-wright-2018>.
- Sepkoski J J, 1981. A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record[J]. *Paleobiology*, 7 (1) : 36–53.
- Seton M, Williams S E, Domeier M, et al., 2023. Deconstructing plate tectonic reconstructions[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4 (3) : 185–204.
- Shaviv N J, Veizer J, 2003. Celestial driver of Phanerozoic climate?[J]. *GSA Today*, 13 (7) : 4–10.
- Shen J, Algeo T J, Chen J B, et al., 2019. Mercury in marine Ordovician-Silurian boundary sections of South China is sulfide hosted and non-volcanic in origin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 511: 130–140.
- Shi Z S, Yuan Y, Zhao Q, et al., 2022. Paleogeomorphology and oil-bearing shale characteristics of the Wufeng-Longmaxi shale in southern Sichuan Basin, China[J]. *Natural Gas Geoscience*, 33 (12) : 1969–1985 (in Chinese with English abstract) .
- Sigurdsson H, 1990. Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89: 277–289.
- Su W B, Huff W D, Etensohn F R, et al., 2009. K-bentonite, black-shale and flysch successions at the Ordovician–Silurian transition, South China: Possible sedimentary responses to the accretion of Cathaysia to the Yangtze Block and its implications for the evolution of Gondwana[J]. *Gondwana Research*, 15 (1) : 111–130.
- Sun S S, Rui Y, Dong D Z, et al., 2018. Paleogeographic evolution of the Late Ordovician-Early Silurian in Upper and Middle Yangtze regions and depositional model of shale[J]. *Oil & Gas Geology*, 39 (6) : 1087–1106 (in Chinese with English abstract) .
- Tosca N J, Johnston D T, Mushegian A, et al., 2010. Clay mineralogy, organic carbon burial, and redox evolution in Proterozoic oceans[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 1579–1592.
- Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, et al., 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry[J]. *Science*, 321: 550–554.
- Tu S, 2015. Tu S, 2015. The preliminary interpretation of the Negative Excursion Event of Inorganic Carbon Isotopes and the mechanism across the Ordovician-Silurian boundary in the Middle and Upper Yangtze Region[D]. Wuhan: China University of Geoscience: 22–

- 31 (in Chinese with English abstract) .
- Underwood C J, Crowley S F, Marshall J D, et al., 1997. High-resolution carbon isotope stratigraphy of the basal Silurian stratotype (Dob's Linn, Scotland) and its global correlation[J]. *Journal of the Geological Society*, 154 (4) : 709 – 718.
- Wang H Y, Shi Z S, Sun S S, 2021. Biostratigraphy and reservoir characteristics of the Ordovician Wufeng-Silurian Longmaxi shale in the Sichuan Basin and surrounding areas, China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 48 (5) : 870 – 890 (in Chinese with English abstract) .
- Wang K, Chatterton B D E, Wang Y, 1997. An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sedimentary rocks, Yangtze Sea, South China: Implications for CO₂ changes during the Hirnantian glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 147 – 158.
- Wang Z J, Yang F, Liu J H, et al., 2020. Sedimentary transformation of the Wufeng-Longmaxi Formation and its geologic significances of shale gas in Northeast Yunnan[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 40 (3) : 129 – 139 (in Chinese with English abstract) .
- Wu L Y, Lu Y C, Jiang S, et al., 2019. Relationship between the origin of organic-rich shale and geological events of the Upper Ordovician-Lower Silurian in the Upper Yangtze area[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 102: 74 – 85.
- Xiao B, Liu S G, Ran B, et al., 2021. Study on sedimentary tectonic pattern of Wufeng Formation and Longmaxi Formation in the northern margin of Sichuan Basin, South China[J]. *Earth Science*, 46 (7) : 2449 – 2465 (in Chinese with English abstract) .
- Xiong G Q, Liu C L, Dong G M, et al., 2021. A study of element geochemistry of mudstones of upper Ordovician Wufeng Formation and lower Silurian Longmaxi Formation in southern Daba Mountain[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 41 (3) : 398 – 417 (in Chinese with English abstract) .
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, et al., 2010. Large-scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, south China[J]. *Geology*, 38 (7) : 599 – 602.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, et al., 2012. Predominance of stratified anoxic Yangtze Sea interrupted by short-term oxygenation during the Ordo-Silurian transition[J]. *Chemical Geology*, 291: 69 – 78.
- Yang S C, Hu W X, Fan J X, et al., 2022. New geochemical identification fingerprints of volcanism during the Ordovician-Silurian transition and its implications for biological and environmental evolution[J]. *Earth-Science Reviews*, 228: 104016.
- Yang S C, Hu W X, Wang X L, 2021. Mechanism and implications of upwelling from the Late Ordovician to early Silurian in the Yangtze region, South China[J]. *Chemical Geology*, 565: 120074.
- Yang X R, Yan D T, Zhang L W, et al., 2018. The Genesis of Hirnantian Glaciation and Paleo-Ocean Environment During Ordovician-Silurian Transition[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 36 (2) : 319 – 332 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang D, Liu W, Zhou Y X, et al., 2022. Biostratigraphic correlation of graptolites from Late Ordovician to Early Silurian on the southwestern margin of the Yangtze region[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 42 (3) : 413 – 425 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang W L, Li Y L, 2023. Geochemical characteristics and protolith formation environment of the Lower Cambrian spotted slate in the Lujing Area of the Hunan Jiangxi Border[J]. *Journal of East China University of Technology (Natural Science)*, 46 (5) : 486 – 498 (in Chinese with English abstract).
- Zhang X, Zhang T S, Zhao X M, et al., 2021. Effects of astronomical orbital cycle and volcanic activity on organic carbon accumulation during Late Ordovician-Early Silurian in the Upper Yangtze area, South China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 48 (4) : 732 – 744 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao K, Du X, Lu Y, et al., 2021. Is volcanic ash responsible for the enrichment of organic carbon in shales? Quantitative characterization of organic-rich shale at the Ordovician-Silurian transition[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 133 (3/4) : 837 – 848.
- Zhong Y Y, 2019. Zhong Y Y, 2019. Late Ordovician Milankovitch in South China and their implications for Solar System behavior[D]. Beijing: China University of Geoscience (Beijing) : 69 – 81 (in Chinese with English abstract) .
- Zhou L, Algeo T J, Shen J, et al., 2015. Changes in marine productivity and redox conditions during the Late Ordovician Hirnantian glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 420 (1) : 223 – 234.
- Zhou L, Wignall P B, Su J, et al., 2012. U/Mo ratios and $\delta^{98/95}$ Mo as local and global redox proxies during mass extinction events[J]. *Chemical Geology*, 299 (324-325) : 18 – 39.
- Zhu Y Q, Chen G S, Liu Y, et al., 2021. Sequence stratigraphy and lithofacies paleogeographic evolution of Katian Stage-Aeronian Stage in southern Sichuan Basin, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 48 (5) : 974 – 985 (in Chinese with English abstract) .
- Zou C N, Gong J M, Wang H Y, et al., 2019. Importance of graptolite evolution and biostratigraphic calibration on shale gas exploration[J]. *China Petroleum Exploration*, 24 (1) : 1 – 6 (in Chinese with English abstract) .

附中文参考文献

- 陈超, 2018. 川南-黔北地区晚奥陶世—早志留世地史转折期古海洋、古气候演变及烃源岩成因机制研究[D]. 武汉: 中国地质大学: 112 – 115.
- 陈旭, 樊隽轩, 陈清, 等, 2014. 论广西运动的阶段性[J]. *中国科学: 地球科学*, 44 (5) : 842 – 850.
- 成俊峰, 董少峰, 陈中阳, 2020. 塔里木盆地顺北地区中—晚奥陶世稳定碳同位素特征及意义[J]. *地层学杂志*, 44 (4) : 366 –

- 372.
- 董振国, 赵伟, 郭军军, 等, 2020. 胜利煤田胜利组褐煤地球化学特征及古环境地质意义[J]. 煤炭科学技术, 48(11): 172-181.
- 冯增昭, 彭勇民, 金振奎, 等, 2001. 中国南方中及晚奥陶世岩相古地理[J]. 古地理学报, 3(4): 10-24.
- 葛祥英, 牟传龙, 余谦, 等, 2021. 四川盆地东部五峰组—龙马溪组黑色页岩有机质富集规律探讨[J]. 沉积与特提斯地质, 41(3): 418-435.
- 何龙, 王云鹏, 陈多福, 2019. 川南地区晚奥陶—早志留世沉积环境与古气候的地球化学特征[J]. 地球化学, 48(6): 555-566.
- 何龙, 王云鹏, 陈多福, 2021. 四川盆地晚奥陶世有机碳、氮同位素异常及其古环境意义[J]. 地球化学, 50(6): 623-634.
- 黄福喜, 陈洪德, 侯明才, 等, 2011. 中上扬子克拉通加里东期(寒武—志留纪)沉积层序充填过程与演化模式[J]. 岩石学报, 27(8): 2299-2317.
- 李超, 2019. 华南上扬子台地中奥陶统一兰多维列统碳同位素地层学[D]. 合肥: 中国科学技术大学: 48-53.
- 李超, 武学进, 樊隽轩, 等, 2019. 贵州习科1井奥陶—志留系之交的碳同位素化学地层学[J]. 地球化学, 48(6): 533-543.
- 李刚, 赵迪斐, 郭英海, 2018. 川东南地区龙马溪组页岩岩石与沉积环境的关系[J]. 科学技术与工程, 18(12): 16-23.
- 刘宝珺, 周名魁, 王汝植, 1990. 中国南方早古生代古地理轮廓及构造演化[J]. 地球学报, 11(1): 97-98.
- 刘本培, 全秋琦, 1996. 地史学教程[M]. 3版. 北京: 地质出版社: 116-121.
- 刘成东, 黄晓宇, 万建军, 等, 2023. 内蒙古巴彦乌拉轴矿床赛汉组砂岩地球化学特征及古环境意义[J]. 东华理工大学学报: 自然科学版, 46(2): 101-112.
- 卢贤志, 沈俊, 郭伟, 等, 2021. 中上扬子地区奥陶纪—志留纪之交火山作用对有机质富集的影响[J]. 地球科学, 46(7): 2329-2340.
- 马奂奂, 刘池洋, 张龙, 等, 2019. 鄂尔多斯盆地延长组长7段沉积岩元素地球化学特征及沉积环境分析[J]. 现代地质, 33(4): 872-882.
- 牟传龙, 葛祥英, 余谦, 等, 2019. 川西南地区五峰—龙马溪组黑色页岩古气候及物源特征: 来自新地2井地球化学记录[J]. 古地理学报, 21(5): 835-854.
- 聂海宽, 李东晖, 姜涛, 等, 2020. 基于笔石带特征的页岩等时地层测井划分方法及意义——以四川盆地及其周缘五峰组—龙马溪组为例[J]. 石油学报, 41(3): 273-283.
- 戎嘉余, 陈旭, 王怿, 等, 2011. 奥陶—志留纪之交黔中古陆的变迁: 证据与启示[J]. 中国科学: 地球科学, 41(10): 1407-1415.
- 戎嘉余, 方宗杰, 陈旭, 等, 1996. 生物复苏——大绝灭后生物演化历史的第一幕[J]. 古生物学报, 35(3): 259-271.
- 戎嘉余, 黄冰, 2014. 生物大灭绝研究三十年[J]. 中国科学: 地球科学, 44(3): 377-404.
- 戎嘉余, 詹仁斌, 1999. 华南奥陶、志留纪腕足动物群的更替兼论奥陶纪末冰川活动的影响[J]. 现代地质, 13(4): 390-394.
- 戎嘉余, 詹仁斌, 2006. 论大灭绝后的幸存类型、复活效应与避难所[J]. 地学前缘, 13(6): 187-198.
- 施振生, 袁渊, 赵群, 等, 2022. 川南地区五峰组—龙马溪组沉积期古地貌及含气页岩特征[J]. 天然气地球科学, 33(12): 1969-1985.
- 孙莎莎, 芮芮, 董大忠, 等, 2018. 中、上扬子地区晚奥陶世—早志留世古地理演化及页岩沉积模式[J]. 石油与天然气地质, 39(6): 1087-1106.
- 涂坤, 2015. 中上扬子区奥陶—志留之交无机碳同位素负漂移事件及其成因探讨[D]. 武汉: 中国地质大学: 22-31.
- 王红岩, 施振生, 孙莎莎, 2021. 四川盆地及周缘奥陶系五峰组—志留系龙马溪组页岩生物地层及其储集层特征[J]. 石油勘探与开发, 48(5): 879-890.
- 汪正江, 杨菲, 刘家洪, 等, 2020. 滇东北地区五峰—龙马溪组沉积转换及其页岩气地质意义[J]. 沉积与特提斯地质, 40(3): 129-139.
- 肖斌, 刘树根, 冉波, 等, 2021. 四川盆地北缘五峰组和龙马溪组沉积构造格局研究[J]. 地球科学, 46(7): 2449-2465.
- 熊国庆, 刘春来, 董国明, 等, 2021. 南大巴山上奥陶统五峰组—下志留统龙马溪组泥岩元素地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质, 41(3): 398-417.
- 杨向荣, 严德天, 张利伟, 等, 2018. 赫南特冰期古海洋环境转变及其成因机制研究现状[J]. 沉积学报, 36(2): 319-332.
- 张娣, 刘伟, 周业鑫, 等, 2022. 扬子区西南缘奥陶纪末—志留纪初笔石生物地层对比及意义[J]. 沉积与特提斯地质, 42(3): 413-425.
- 张万良, 李余亮, 2023. 湘赣边界鹿井地区下寒武统斑点板岩地球化学特征及原岩形成环境[J]. 东华理工大学学报: 自然科学版, 46(5): 486-498.
- 张喜, 张廷山, 赵晓明, 等, 2021. 天文轨道周期及火山活动对中上扬子区晚奥陶世—早志留世有机碳聚集的影响[J]. 石油勘探与开发, 48(4): 732-744.
- 钟阳阳, 2019. 华南晚奥陶世米兰科维奇记录及其对太阳系行为的指示意义[D]. 北京: 中国地质大学(北京): 69-81.
- 朱逸青, 陈更生, 刘勇, 等, 2021. 四川盆地南部凯迪阶—埃隆阶层序地层与岩相古地理演化特征[J]. 石油勘探与开发, 48(5): 974-985.
- 邹才能, 龚剑明, 王红岩, 等, 2019. 笔石生物演化与地层年代标定在页岩气勘探开发中的重大意义[J]. 中国石油勘探, 24(1): 1-6.