

石炭纪末华北盆地聚煤作用与早二叠世初 P1 冰期开始的关系：基于鄂尔多斯盆地#8+9 煤^{*}

范立勇¹ 闫小雄¹ 戴贤铎¹ 张君莹¹ 荆雪媛¹ 高 星¹
殷亮亮¹ 张海峰² 边 晓³ 邵龙义³ 鲁 静³

1 中国石油长庆油田公司勘探开发研究院, 陕西西安 710018

2 中国石油长庆油田勘探事业部, 陕西西安 710000

3 煤炭精细勘探与智能开发全国重点实验室, 中国矿业大学(北京)地球科学与测绘工程学院, 北京 100083

摘 要 聚煤作用是全球碳循环重要环节, 实现了大气 CO₂ 在陆地的大量长期埋藏, 是导致大气 CO₂ 浓度降低的主要因素之一。大气 CO₂ 浓度降低会引起全球气温降低, 进而触发冰期。石炭纪末华北盆地发生了全盆地范围的聚煤作用 (#8+9 煤), 随后全球进入早二叠世初 P1 冰期, 这表明 P1 冰期的开始和华北盆地的广泛的聚煤作用可能存在潜在成因联系。为了揭示两者之间的关系, 本研究以鄂尔多斯盆地#8+9 煤层为研究对象, 对其自然伽马曲线进行了频谱分析, 恢复了#8+9 煤层聚集时间, 并根据煤层厚度、碳含量和视密度数据恢复了泥炭地碳埋藏速率, 并以此为依据, 根据华北盆地晚石炭世泥炭地面积得出当时华北盆地每年的碳埋藏量, 根据现有大气数据计算出晚石炭世末华北盆地每年碳埋藏量减少的大气 CO₂ 浓度, 最终揭示晚石炭世末华北盆地的聚煤作用和 P1 冰期开始的关系。结果表明, 华北盆地#8+9 煤中发现地轴斜率 35.5 kyr 和岁差 21.7 kyr 周期, 沉积时限为 98.31~277.66 kyr, 平均为 188.20 kyr; 泥炭地碳埋藏速率为 42.41~78.87 g/m²·a, 平均值为 59.21 g/m²·a。据现有大气总质量和二氧化碳浓度估计, 每降低大气 CO₂ 浓度 1 μL/L, 需从大气中移除约 2.13 GtC (10 亿吨碳)。华北盆地晚石炭世末每年碳埋藏量为 3.82×10⁷~7.01×10⁷ 吨, 平均值为 5.33×10⁷ 吨, 每年降低大气 CO₂ 浓度为 1.79×10⁻²~3.33×10⁻² μL/L, 平均 2.51×10⁻² μL/L。晚石炭世末聚煤作用前大气 CO₂ 浓度约为 400 μL/L, P1 冰期开始前大气 CO₂ 浓度约为 200 μL/L, 按照华北盆地年平均碳埋藏速率, 仅 8000 年就可以使大气 CO₂ 浓度降低 200 μL/L, 达到 P1 冰期形成时的大气 CO₂ 浓度, 而#8+9 煤平均沉积年限为 188.20 kyr, 远超过冰期所需要的时间, 因此华北盆地的巨量碳埋藏可以导致 P1 冰期开始前大气 CO₂ 浓度快速降低。ρCO₂ 与大陆硅酸盐风化的解耦、与古雨林面积快速增加和热带森林反复重组耦合, 表明华北盆地晚石炭世末的聚煤作用是导致 P1 冰期开始前大气 CO₂ 浓度降低和 P1 冰期开始的主要原因。

关键词 华北盆地 格舍尔阶 泥炭地碳埋藏速率 米兰科维奇旋回 聚煤作用 P1 冰期

第一作者简介 范立勇, 男, 1978 年生, 博士, 高级工程师。E-mail: lyfan123_cq@petroChina.com.cn。

通讯作者简介 鲁静, 男, 1976 年生, 教授、博士生导师, 主要从事沉积学、煤系矿产资源评价与开发等方面教学和科学研究。E-mail: lujing@cumtb.edu.cn。

中图分类号: P512.2; P612 **文献标志码**: A

Relationship between coal accumulation in the North China Basin during

^{*} 国家重点研发计划 (编号: 2022YFF0800200)、国家自然科学基金面上项目 (编号: 42472227) 和长庆油田公司勘探开发研究院研究项目 (编号: 2025-9464) 联合资助。[Co-funded by the National Key Research and Development Program of China (No. 2022YFF0800200), the National Natural Science Foundation of China (No. 42472227), and the Research Project from the Exploration & Development Research Institute of Changqing Oilfield Company (No. 2025-9464)]

收稿日期: 2025-08-18 改回日期: 2025-11-04

the latest Carboniferous and onset of earliest Permian P1 glaciation: based on Coal #8+9 in Ordos Basin

FAN Liyong¹ YAN Xiaoxiong¹ DAI Xianduo¹ ZHANG Junying¹ JIN Xueyuan¹ GAO Xing¹
YIN Liangliang¹ ZHANG Haifeng² BIAN Xiao³ SHAO Longyi³ LU Jing³

¹ Research Institute of Exploration & Development, PetroChina Changqing Oilfield Company, Xi'an 710018, China

² Exploration Department, PetroChina Changqing Oilfield Company, Xi'an 710000, China

³ State Key Laboratory for Exploration and Intelligent Development of Coal Resources, College of Geoscience and Surveying Engineering,
China University of Mining and Technology (Beijing), Beijing 100083, China

Abstract Coal accumulation is a crucial component of the global carbon cycle, facilitating the large-scale and long-term burial of atmospheric CO₂ on land. It is one of the primary factors leading to a decrease in atmospheric CO₂ concentration, which in turn causes a drop in global temperatures and can trigger the onset of an ice age. At the end of the Carboniferous period, a basin-wide coal accumulation event (Coal #8+9) occurred in the North China Basin, after which the globe entered the Early Permian P1 ice age. This suggests a potential causal link between the widespread coal accumulation in the NCB and the onset of the P1 ice age. To investigate this relationship, this study focuses on Coal #8+9 in the Ordos Basin. Spectral analysis was performed on its natural gamma ray logging curves to reconstruct the accumulation duration of Coal #8+9. Based on coal thickness, carbon content, and apparent density data, the carbon burial rate of the peatland was reconstructed. Using this rate and the estimated area of the Late Carboniferous peatland in the NCB, the annual carbon burial amount in the basin during that time was calculated. Subsequently, based on existing atmospheric data, the annual reduction in atmospheric CO₂ concentration resulting from this carbon burial was estimated, ultimately revealing the relationship between coal accumulation in the Late Carboniferous NCB and the onset of the P1 ice age. The results indicate that Milankovitch cycles of obliquity (35.5 kyr) and precession (21.7 kyr) were identified in Coal #8+9 of the North China Basin. The depositional duration is estimated to be between 98.31 kyr and 277.66 kyr, with an average of 188.20 kyr. The carbon burial rate of the peatland ranged from 42.41 to 78.87 g/m²·a, with an average of 59.21 g/m²·a. According to estimates of total atmospheric mass and CO₂ concentration, removing approximately 2.13 GtC from the atmosphere is required to lower the atmospheric CO₂ concentration by 1 μL/L. The annual carbon burial amount in the Late Carboniferous NCB was calculated to be between 3.82×10⁷ t and 7.01×10⁷ t, averaging 5.33×10⁷ t. This corresponds to an annual reduction in atmospheric CO₂ concentration of 1.79×10⁻²~3.33×10⁻² μL/L, with an average of 2.51×10⁻² μL/L. The atmospheric CO₂ concentration before the end-Carboniferous coal accumulation was approximately 400 μL/L, while it was about 200 μL/L before the onset of the P1 ice age. Based on the average annual carbon burial rate of the NCB, it would take only about 8000 years to reduce atmospheric CO₂ by 200 μL/L, reaching the level associated with the P1 ice age inception. However, the average depositional duration of Coal #8+9 is 188.20 kyr, far exceeding the time required to reach the ice age threshold. Therefore, the massive carbon burial in the NCB could have led to a rapid decrease in atmospheric CO₂ concentration just before the onset of the P1 glaciation. The decoupling of ρCO₂ from continental silicate weathering, coupled with the rapid expansion of tropical rainforests and their repeated reorganization, indicates that the extensive coal accumulation in the NCB during the latest Carboniferous

was the primary cause of the atmospheric CO₂ decline preceding the P1 ice age.

Key words North China Basin, Gzhelian, peatland carbon burial rates, Milankovitch cycles, coal accumulation, P1 glaciation

About the first author FAN Liyong, born in 1978, Ph.D., is a senior engineer. E-mail: lyfan123_cq@petroChina.com.cn.

About the corresponding author LU Jing, born in 1976, is a professor and Ph.D. advisor at China University of Mining and Technology (Beijing). He is mainly engaged in teaching and scientific research on sedimentology, evaluation and development of coal-bearing mineral resources. E-mail: lujing@cumtb.edu.cn.

0 引言

被认为与第四纪冰室期气候变化模式类似的晚古生代冰室期 (~360—260 Ma), 在高纬度地区表现为多个与大气 CO₂ 浓度耦合的冰原生长—消融 (冰期—间冰期) 的气候旋回, 大气 CO₂ 浓度变化也被认为是晚古生代气候变化的直接驱动因素 (Montañez *et al.*, 2016; Myers, 2016; Fielding *et al.*, 2023)。这对气候旋回驱动机制的认识和未来第四纪气候变化的预测具有重要意义。

始于早二叠世初的 P1 冰期, 是晚古生代冰室期中冰川发育的顶峰 (Montañez *et al.*, 2016; Myers, 2016), 此时期对应着晚古生代最低的 ρCO_2 (约 200~300 $\mu\text{L/L}$) (Richey *et al.*, 2020) 和最高的 ρO_2 (约 36%~37%) (Mills *et al.*, 2023)。普遍认为 P1 冰期开始时间约为 299.0 Ma (Fielding *et al.*, 2023), 目前其最精确的锆石定年年龄为在山西保德扒楼沟剖面测得的 298.925 ± 0.073 Ma (Wu *et al.*, 2021)。在格舍尔期晚期 (约 300 Ma), 即晚石炭世华北盆地聚煤作用大规模开始时, 大气 CO₂ 浓度一直在快速下降, 从聚煤作用开始时的约 500 $\mu\text{L/L}$ 下降到 P1 冰期开始时的约 200 $\mu\text{L/L}$ (Richey *et al.*, 2020), 这表明华北盆地晚石炭世的聚煤作用可能是导致大气 CO₂ 浓度下降的重要原因。在 P1 冰期形成之前, 世界范围内仅华北盆地发育了大面积的泥炭地, 并发生了广泛的聚煤作用, 代表性煤层为 #8+9 煤, 是华北盆地聚煤作用的巅峰, 聚煤时间约为 200 kyr, 形成了晚石炭世到早二叠世全球范围内分布最广泛和最厚的煤层 (Shao *et al.*, 2024; Lü *et al.*, 2025)。P1 冰期开始前的这次华北盆地乃至世界范围内最大的聚煤作用, 可能是导致 P1 冰期开始的最直接原因, 即

“压死骆驼的最后一根稻草”。

大陆风化和有机碳埋藏均在调控晚古生代冰期气候过程中起主导作用 (Chen *et al.*, 2018)。然而前期研究表明, 在石炭纪—二叠纪过渡期 (303—297 Ma) 存在大气 CO₂ 浓度与大陆硅酸盐风化的解耦现象 (Chen *et al.*, 2018), 并且此时期大气 CO₂ 浓度变化与热带森林反复重组之间存在耦合关系 (Montañez *et al.*, 2016), 这些证据不仅证明了有机碳埋藏是导致 P1 冰期开始前大气 CO₂ 浓度快速下降的重要因素, 而且可能是主控因素。Lü 等 (2025) 计算了华北盆地在晚格舍尔期到早阿瑟尔期的碳埋藏速率和碳埋藏量, 指出华北盆地有机碳埋藏是导致晚古生代大气 CO₂ 浓度快速下降、并使晚古生代冰期达到顶峰的重要原因, 但是当前年代地层格架精度较低, 无法聚焦到 P1 冰期开始前华北盆地 #8+9 煤聚煤作用对于大气 CO₂ 浓度快速下降的影响, 尚无法确定华北盆地晚格舍尔期到早阿瑟尔期的有机碳埋藏是 299 Ma 时晚古生代冰期达到顶峰的唯一原因 (Lü *et al.*, 2025), 而本次研究聚焦于华北盆地 #8+9 煤聚煤作用, 是对其研究的重要补充。

煤作为泥炭地的产物和重要的沉积载体, 通过研究煤中碳聚集速率, 进而可以分析泥炭地碳聚集速率。研究煤中碳聚集速率, 需要准确地确定煤层沉积时限, 虽然古生物化石定年、古地磁测年、地球物理测年、放射性同位素定年技术应用广泛, 但测试结果存在较大误差范围, 对煤层等需要高精度定年的沉积物实用性较差。近年来, 基于米兰科维奇理论的旋回地层学分析已被视为建立连续地层时间约束的可靠方法 (Hinnov, 2013)。地球天文轨道的变化调节地球接收的太阳辐射总量, 最终影响从千年到百万年时间尺度的全球气候周期性波动

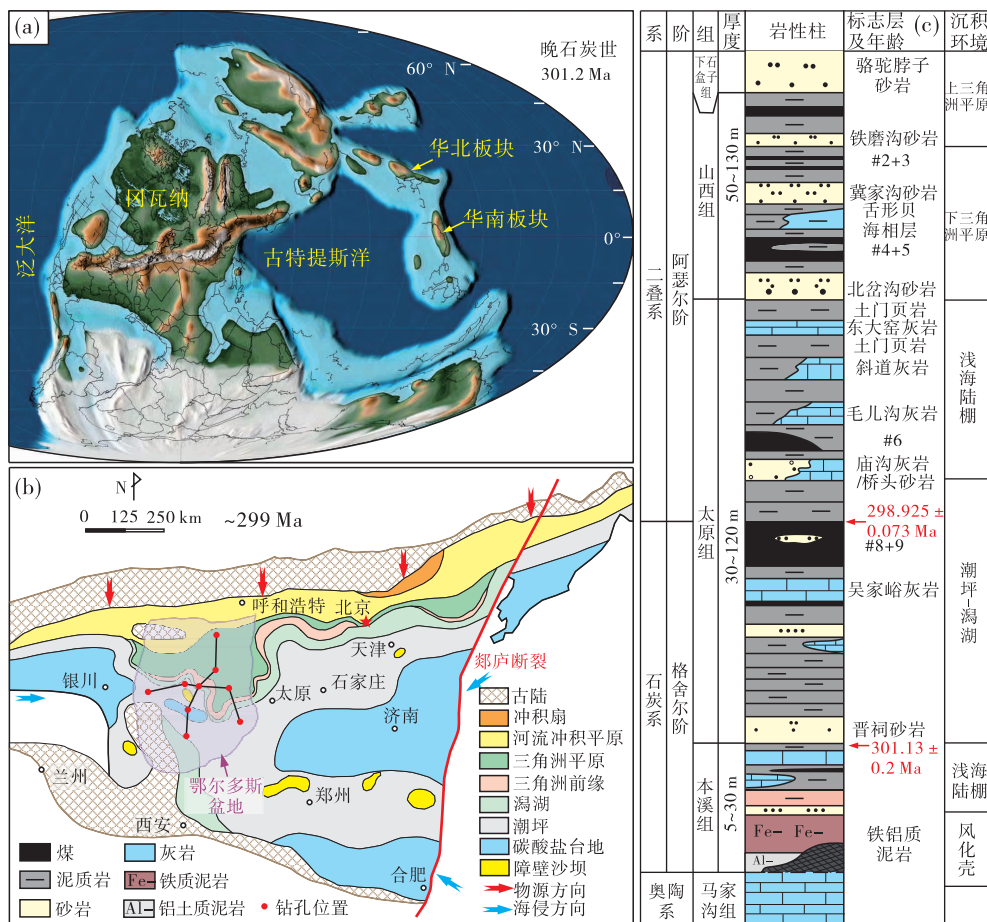
(Imbrie *et al.*, 1984; 邵龙义等, 2022), 而这些周期性变化被保存在厚煤层中。通过从厚煤层中的气候敏感指标中提取天文信号, 并基于同时期的天文轨道参数建立连续时间标尺, 利用它的时间度量特性可以计算出煤层的沉积时限 (Large *et al.*, 2003, 2004; 邵龙义等, 2011)。例如, 邵龙义等 (2022) 在二连盆地胜利煤田早白垩世厚达 244.7 m 的 6 号煤层中识别出了短偏心率、斜率和岁差周期; 李雅楠等 (2018) 在准噶尔盆地南缘的中侏罗世早期西山窑组的厚度分别为 35.9 m (43 号煤) 和 13.2 m (3 号煤) 的煤层中识别出了短偏心率、斜率和岁差周期。这些证据表明, 在厚煤层中普遍存在米兰科维奇旋回周期, 可以精确地计算煤层的沉积时限。

鄂尔多斯盆地是华北板块晚石炭世和早二叠世地层保存最好最完整的地区之一 (陈钟惠, 1990), 并且是中国重要的煤系矿产产地, 拥有丰

富的岩心和测井资料, 是研究晚石炭世华北盆地有机碳埋藏与气候变化的绝佳地点。因此, 本研究以鄂尔多斯盆地#8+9 煤为研究对象, 利用旋回地层学和泥炭地碳埋藏速率恢复方法对煤层的沉积时限、泥炭地碳埋藏速率和碳埋藏对大气 CO₂ 浓度的影响进行研究。该研究不仅可以揭示华北盆地晚石炭世末泥炭地碳埋藏和冰期开始的联系, 还对未来预测气候变化和实现“双碳”目标具有重要意义。

1 地质背景

晚古生代时期, 华北地块位于北半球热带区域, 约北纬 15°~19° (Scotese, 2014; Huang *et al.*, 2018; 图 1-a), 属于低纬度地区, 气候温暖湿润。在经历长期风化剥蚀后, 该地块自晚石炭世开始再次接受沉积, 并在克拉通内盆地中发育了广泛的含



a—晚石炭世全球古地理位置 (Scotese, 2014); b—#8+9 煤成煤期古地理及鄂尔多斯盆地位置 (李明培等, 2020); c—华北盆地格舍尔阶—阿瑟尔阶综合地层柱状图 (陈钟惠, 1990; Wang, 2010; Shao *et al.*, 2024), 锆石年龄数据来自 Wu 等 (2021)

图 1 华北盆地晚石炭世地质背景

Fig. 1 Geological setting of the North China Basin during the Late Carboniferous

煤岩系，沉积环境主要为潮坪、潟湖和浅海碳酸盐台地(图 1-b)。在晚古生代，鄂尔多斯盆地是华北盆地内部的一个稳定区块，其沉积-构造演化与华北盆地保持一致，现今鄂尔多斯盆地的形成是华北克拉通盆地收缩破坏的结果，是对华北克拉通盆地的继承性发展(阮壮等，2021)。

P1 冰期开始前华北盆地广泛发育古泥炭地(邵龙义等，2014)，并发生聚煤作用，华北盆地面积约 150 万平方千米(李明培等，2020；图 1-b)，其中植被覆盖面积至少 100 万平方千米(Lü *et al.*，2025)。李明培等(2020)通过对华北盆地 535 个钻孔和剖面资料中太原组煤层和标志层的大数据分析，认为此层煤在华北盆地广泛发育，分布范围西至银川、东至济南、北至北京、南至徐州，几乎在全华北盆地分布，聚煤面积约 90 万平方千米。此煤层可以进行全华北盆地对比：陕西渭北、府谷石炭—二叠系煤田 10、11 煤，陕北吴堡石炭—二叠系煤田 t_1 、 t_1^+ 煤(t_1 煤局部分岔)，山西河东煤田 8、9 煤，太原西山 8、9 煤，山西阳泉 15 煤，河南禹州—平顶山—鹤壁—永城— 1_1 、 1_2 煤，河北峰峰 8、9 煤，河北柳江 5 煤，山东淄博—兖州 16、17、18 煤，内蒙古桌子山 15、16 煤，内蒙古准格尔 9、10 煤，内蒙古乌达 6、7 煤，宁夏贺兰山 8、9 煤，京西 M6、M7 煤，安徽淮北 16 煤，以及江苏徐州 21 煤等煤层可进行横向对比。本研究将这层煤统一称为#8+9 煤，图 2 为太原组#8+9 煤层对比结果。

华北盆地#8+9 煤位于太原组内，太原组主要由灰岩、粉砂岩、砂岩、碳质泥岩和煤层组成(陈钟惠，1990；Li *et al.*，2021；图 1-c)。太原组沉积环境以生长陆生和滨岸植被的广阔、低洼的海岸平原为主，这些平原周期性地被大规模海侵淹没，#8+9 煤成煤环境与大部分煤层相同，形成于

潮坪—潟湖沼泽环境(Shao *et al.*，2024)。

华北盆地#8+9 煤厚度范围为 0~21 m，平均厚度 3.19 m；华北中北部煤层较厚，平均 4.34 m；河北东北部、辽宁等地几乎不发育；华北地区南部煤层相对较薄，平均厚度 1.57 m(李明培等，2020)。虽然华北盆地#8+9 煤厚度变化较大，开始聚煤的时间不尽相同，但是其聚煤作用终止时间几乎一致，约为 299.0 Ma(图 3)。

2 研究材料与方法

本研究在鄂尔多斯盆地共利用 9 个钻孔#8+9 煤层资料，包括自然伽马测井、煤层厚度、碳含量、视密度和惰质组含量等(表 1)。自然伽马测井数据作为一个古气候指标已经被广泛用来进行旋回地层学的研究(Hua *et al.*，2023；Shao *et al.*，2024)。较高的自然伽马值指示黏土含量较高，较低的自然伽马值指示砂岩和碳酸盐含量丰富的沉积物(边晓等，2024；Shao *et al.*，2024；Bian *et al.*，2025)，本次研究使用自然伽马测井数据进行旋回地层学分析，采样间隔为 0.125 m。旋回地层学时间序列分析的基本步骤包括数据预处理、频谱分析、滤波、调谐、建立年代(时间)标尺等(Shao *et al.*，2024)。本研究使用 Acycle 2.8 软件进行旋回地层学分析(Li *et al.*，2019)。

数据预处理可以消除非轨道因素对分析结果造成的影响，主要包括插值与重取样、去极值、去趋势化、预白化等，其中的去趋势化操作对于时间序列分析十分关键。由于受到沉积盆地构造活动等因素的影响，古气候替代性指标数据中常常会存留一些长周期趋势(Li *et al.*，2019)。去除这些长周期趋势，可以避免频谱分析中的低频成分对高频成分的影响，从而提高频谱分析结果的准确度。本研究

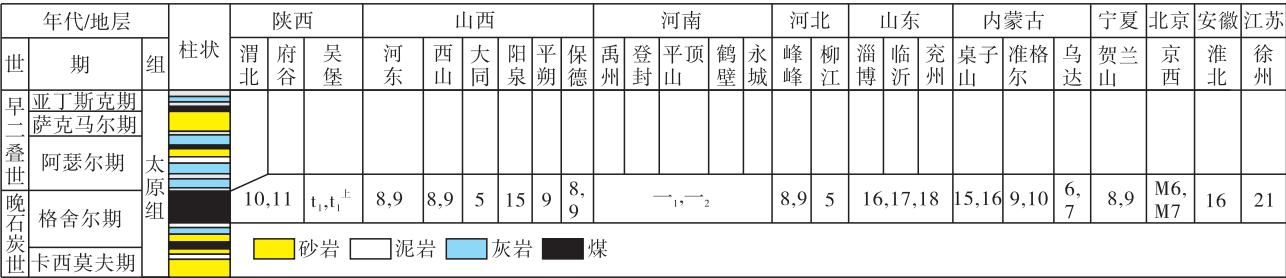
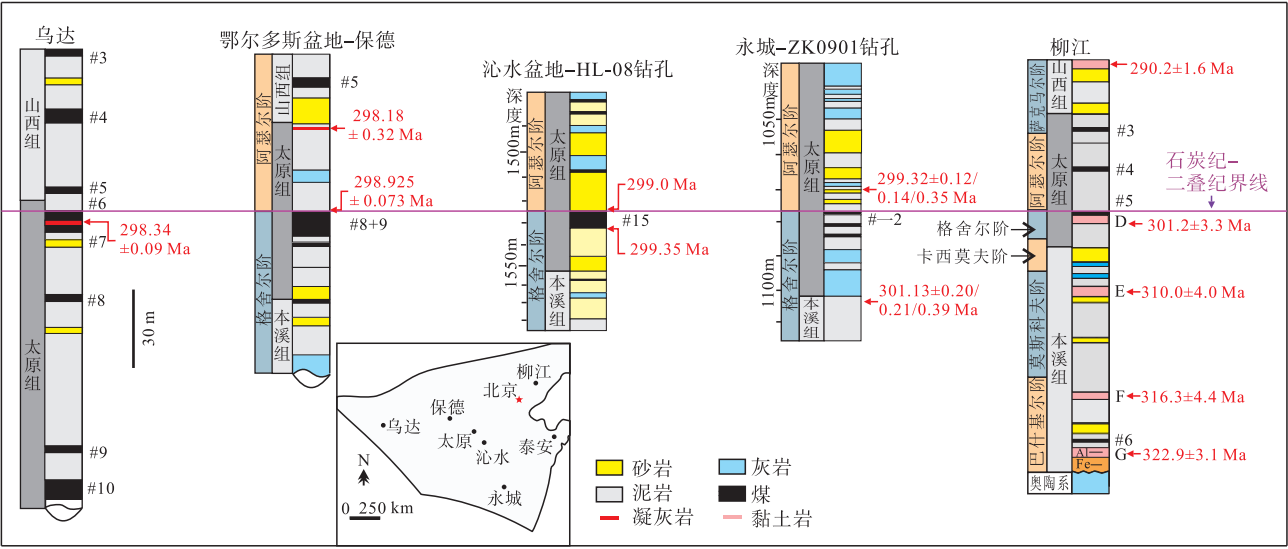


图 2 华北盆地#8+9 煤层对比 (修改自李明培等，2020)

Fig. 2 Correlation of coal seam #8+9 in the North China Basin (revised from Li *et al.*，2020)



资料来源：乌达（周卫明等，2015；Schmitz *et al.*, 2021）；保德（Wu *et al.*, 2021）；HL-08 钻孔（褚江曼等，2023）；柳江（Lu *et al.*, 2021）；ZK0901 钻孔（Yang *et al.*, 2020）

图 3 华北盆地石炭系—二叠系年代地层与岩石地层对比（据 Lu *et al.*, 2021；修改）

Fig. 3 Correlation of the Carboniferous-Permian chronostratigraphic and lithostratigraphic units in the North China Basin
(modified from Lu *et al.*, 2021)

表 1 鄂尔多斯盆地#8+9 煤层厚度、沉积时间、含碳量 (C_{daf})、视密度 (ARD)、碳保留量 ($C_{remained}$)、
煤中碳聚集速率 (V_c)、泥炭地碳聚集速率 (V_p) 和惰质组含量

Table 1 Parameters of the #8+9 coal seam: thickness, depositional duration, C_{daf} , ARD, $C_{remained}$,
 V_c , V_p , and inertinite content

井号	厚度 / m	沉积时间 / kyr	V / $\text{cm} \cdot \text{kyr}^{-1}$	$C_{daf}/\%$	ARD / $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	$C_{remained}$	V_c / $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	V_p / $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	惰质组含量 / %
乌探 1H	4.51	98.31	4.59	69.99	1.40	0.788	44.95	57.04	/
靖探 3	7.07	171.58	4.12	76.12	1.38	0.723	43.28	59.87	7.19
苏 29H	7.14	159.16	4.49	72.47	1.56	0.764	50.72	66.38	21.56
靖 54-31	6.48	135.37	4.79	72.80	1.47	0.764	51.23	67.05	11.71
靳 26	11.01	275.13	4.00	61.99	1.59	0.93	39.44	42.41	39.04
榆阳 4	8.25	195.48	4.22	74.48	1.37	0.742	43.06	58.04	17.38
靳 32	12.21	277.66	4.40	70.82	1.43	0.788	44.53	56.52	35.62
绥德 1H	8.42	201.17	4.19	84.15	1.46	0.652	51.42	78.87	17.44
麒 32	7.08	179.92	3.94	68.24	1.42	0.816	38.13	46.73	19.1

使用 Acycle 软件中提供的局部加权回归 (LOW-ESS) 方法来去除 GR 测井数据中的长周期趋势。

频谱分析识别了保存在代理数据中的轨道参数的周期信息。多窗谱 (MTM) 被用于频谱分析，置信水平评估则采用稳健 AR (1) 红噪声模型 (Mann and Lees, 1996)。

滤波是提取古气候替代性指标数据中目标地球轨道参数周期信号的操作。本研究使用 Acycle 软件中提供的高斯 (Gaussian) 带通滤波器对 GR 测

井数据中周期信号进行提取。

调谐是将沉积物或古气候替代性指标中的旋回记录 (滤波曲线) 与偏心率、地轴斜率、岁差的理论目标曲线进行对比的操作 (Shao *et al.*, 2024)，目的是以此为基础建立高分辨率的天文年代标尺。本研究使用 Acycle 软件中“建立年龄模型”功能，给每个天文周期滤波旋回赋值相应时间，将深度域数据转换为时间域数据，然后使用“时间标尺”功能生成时间标尺，得到精确的煤层

沉积时间。

利用煤层自然伽马测井曲线进行频谱分析,得到煤层对应的最可靠天文周期,根据 Acycle 2.8 软件中建立年龄模型和调谐功能得到煤层的沉积时间,再根据煤层厚度得到平均沉积速率 (V) (李雅楠等, 2018; 鲁静等, 2018)。泥炭地中聚集的碳的总量等于煤层中保存的碳和泥炭转化为煤的过程中损失的碳的总和,与泥炭压缩等因素无关 (Clymo *et al.*, 1998)。利用煤层中的碳含量、视密度和煤层的沉积速率 (V) 得出煤中碳聚集速率 (V_c) (公式 1)。成煤过程中损失的碳含量,可以利用 Large 和 Marshall (2015) 中不同碳含量 (C_{daf}) 和视密度 (ARD) 求出对应的碳保留量 ($C_{remained}$),从而得出泥炭地碳聚集速率 (V_p) (公式 2)。华北盆地的每年有机碳埋藏量是通过泥炭地碳聚集速率 (V_p) 乘以华北盆地的泥炭地面积得到的 (公式 3)。

$$V_c = C_{daf} \times ARD \times V \quad (1)$$

$$V_p = V_c / C_{remained} \quad (2)$$

$$\text{碳埋藏量} = V_p \times \text{泥炭地面积} \quad (3)$$

本次选择的 9 个钻孔自西向东, 自南向北几乎贯穿整个鄂尔多斯盆地, 已经涵盖了不同的成煤环境 (图 1-b), 因此本次得到的碳埋藏速率是包含了不同成煤环境的平均值。在成煤环境和物源供应变化不大的情况下, 即水体氧化还原环境和营养条件变化不大的情况下, 影响碳埋藏速率的主要因素是生产力水平, 影响生产力水平的主要因素是纬度, 目前研究认为古生产力和纬度大致呈线性相关 (Large, 2007)。鄂尔多斯盆地位于华北盆地的中部, 大致可以抵消因纬度不同造成的生产力差异。综上, 本研究在鄂尔多斯盆地计算得到的泥炭地碳埋藏速率可以代表华北盆地。

3 研究结果

3.1 天文周期

对鄂尔多斯盆地 9 个钻孔 #8+9 煤层频谱分析显示, 置信水平大于 90% 的峰值数量为 2~5 个。其中 9 个钻孔都识别出范围为 1.32~1.65 m、平均为 1.47 m 的厚度周期, 说明此厚度周期是鄂尔多

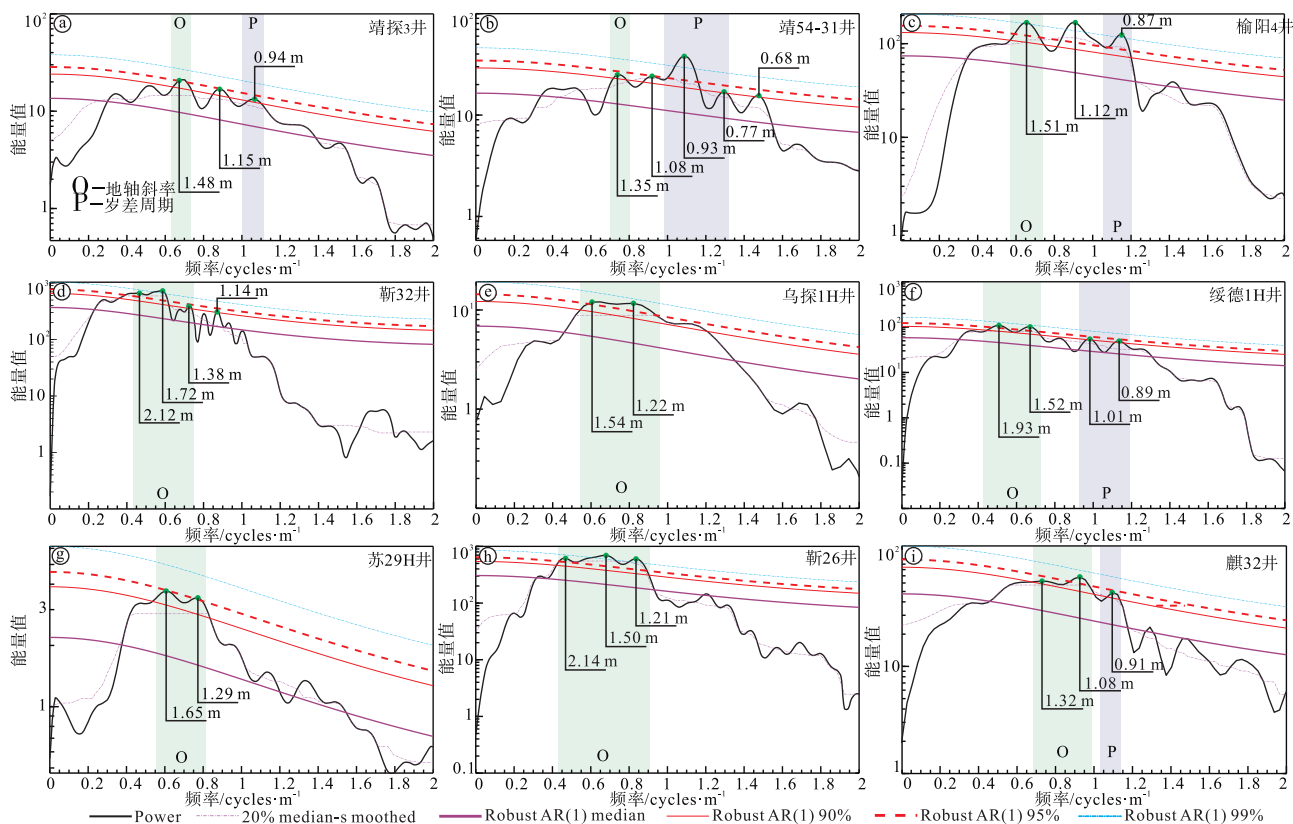


图 4 鄂尔多斯盆地 9 个钻孔剖面 #8+9 煤层去趋势化的自然伽马测井数据频谱分析

Fig. 4 Spectral analysis of detrended natural gamma-ray logging data from #8+9 coal seam in nine borehole profiles within Ordos Basin

斯盆地#8+9 煤层稳定存在的(图 2)。5 个钻孔识别出了范围为 0.87~1.01、平均为 0.93 m 的厚度周期(图 4)。2 个较为稳定的周期比值为 1.58:1, 与地轴斜率周期(35.5 kyr)和岁差周期(21.7 kyr)之比 1.63:1 接近(Waltham, 2015)。Shao 等(2024)对在鄂尔多斯盆地东北侧的 M5 钻孔#8+9 号煤的沉积年龄进行了精确限定, 约为 203 kyr, #8+9 号煤的厚度约为 9 m, 因此沉积速率约为 4.43 cm/kyr, 通过换算可知, 鄂尔多斯盆地约 1.32~1.65 m 的厚度周期的沉积时间约为 29.80~37.24 kyr, 平均值沉积时间为 33.18 kyr, 周期厚度为 0.87~1.01 m 的煤层沉积时间为 19.64~22.80 kyr, 平均沉积时间约为 20.99 kyr, 分别对应于地轴斜率周期(35.5 kyr)和岁差周期(21.7 kyr), 因此本研究认为华北盆地#8+9 煤层存在稳定的地轴斜率周期。

3.2 华北盆地碳埋藏速率

#8+9 煤层沉积持续时间为 98.31~277.66 kyr, 平均为 188.20 kyr; 厚度为 4.51~12.21 m, 平均为 8.02 m(图 5; 图 6); 沉积速率为 3.94~4.79 cm/kyr, 平均为 4.30 cm/kyr。结合#8+9 煤层平均碳含量为 61.99%~84.15%、平均值为 72.34%, 视密度 1.37~1.59 g/cm³、平均值为 1.45 g/cm³, #8+9 煤层碳聚集速率为 38.13~51.42 g/m²·a, 平均值为 45.20 g/m²·a(表 1)。

泥炭在成煤过程中, 经历泥炭化作用和煤化作用, 以释放 CH₄ 和 CO₂ 的形式损失了大量的碳、氢和氧等元素, 因此煤层中现存的碳含量比原始泥炭地堆积的碳要少, 煤化程度越高, 成煤过程中损失的碳就越多。基于 Large 和 Marshall(2015)的研究结果和本研究煤层的密度与碳含量数据(表 1), #8+9 煤层视密度接近无烟煤标准密度区间, 估算#8+9 煤层碳保留量为 65.2%~93.0%。根据碳保留量反推原始泥炭堆积阶段的碳积累速率: #8+9 煤层为 42.41~78.87 g/m²·a, 平均值为 59.21 g/m²·a。

4 聚煤作用与 P1 冰期开始的关系

4.1 P1 冰期开始前大气 CO₂ 浓度降低的主要因素

晚古生代, 大气 CO₂ 浓度波动与全球海进—

海退周期高度同步, 在长期时间尺度(10⁶~10⁷ 年)的冰期与间冰期旋回中可能扮演了核心驱动角色, 对气候变化具有显著控制作用(Montañez *et al.*, 2016; Richey *et al.*, 2020)。降低晚古生代大气二氧化碳浓度的因素, 主要有赤道附近中央泛大陆山脉的隆起引起的硅酸盐风化作用增强和热带雨林扩张引起的巨量碳埋藏; 增加晚古生代大气二氧化碳浓度的因素, 主要有野火和有机质氧化直接释放的 CO₂ 和火山活动引起的 CO₂ 释放, 火山活动可以直接向大气中排放二氧化碳和甲烷(Gales *et al.*, 2020), 也可以燃烧地下碳库向大气中释放大量的二氧化碳(Lu *et al.*, 2022)。

P1 冰期开始前的火山活动主要集中在斯卡格拉克中心和塔里木大火成岩省(图 7; Torsvik *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2014)。Wang 等(2026)在鄂尔多斯盆地格舍尔末期发现了显著的 Hg、Hg/TOC 及 Hg 同位素异常(图 7), 认为是斯卡格拉克中心大火成岩省喷发导致的。火山活动一般会释放二氧化碳和引起地下碳库的燃烧, 造成大气二氧化碳浓度的上升, 但是这显然与 P1 冰期开始前大气 ρCO_2 降低的情况相反(图 7; Richey *et al.*, 2020), 这表明斯卡格拉克中心大火成岩省引起的大气二氧化碳浓度上升被其他降低大气 CO₂ 浓度的因素抵消。火山活动虽然会释放硫酸盐气溶胶引起气温降低, 但是这些影响都是短期的, 并且不会影响大气 CO₂ 浓度及造成长时间的大规模冰期。本次研究中, 在鄂尔多斯盆地#8+9 煤中发现了大量的惰质组, 含量范围为 7.19%~39.04% (平均 21.13%) (表 1), 这表明在#8+9 煤中发生了大规模的野火和有机质氧化作用, 向大气中释放了大量的 CO₂, 这也与前人在华北盆地柳江地区的研究一致(王野等, 2025)。此时期大气氧气浓度处于地质历史时期高值(约 36%~37%), 极易发生野火和有机质氧化, 虽然此时期除华北地区的全球其他地区还没有野火事件的报道, 但是极高的大气氧气含量对于有机质的氧化作用及增加大气二氧化碳浓度可能具有重要意义。综上, 引起晚石炭世末大气二氧化碳浓度显著降低的可能的主要驱动因素为硅酸盐风化作用增强和热带雨林扩张引起的巨量碳埋藏, 此时期的野火、有机质氧化和火山作用可能会减缓大气二氧化碳浓度的降低。

晚石炭世末聚煤作用高峰期开始时间与大气二

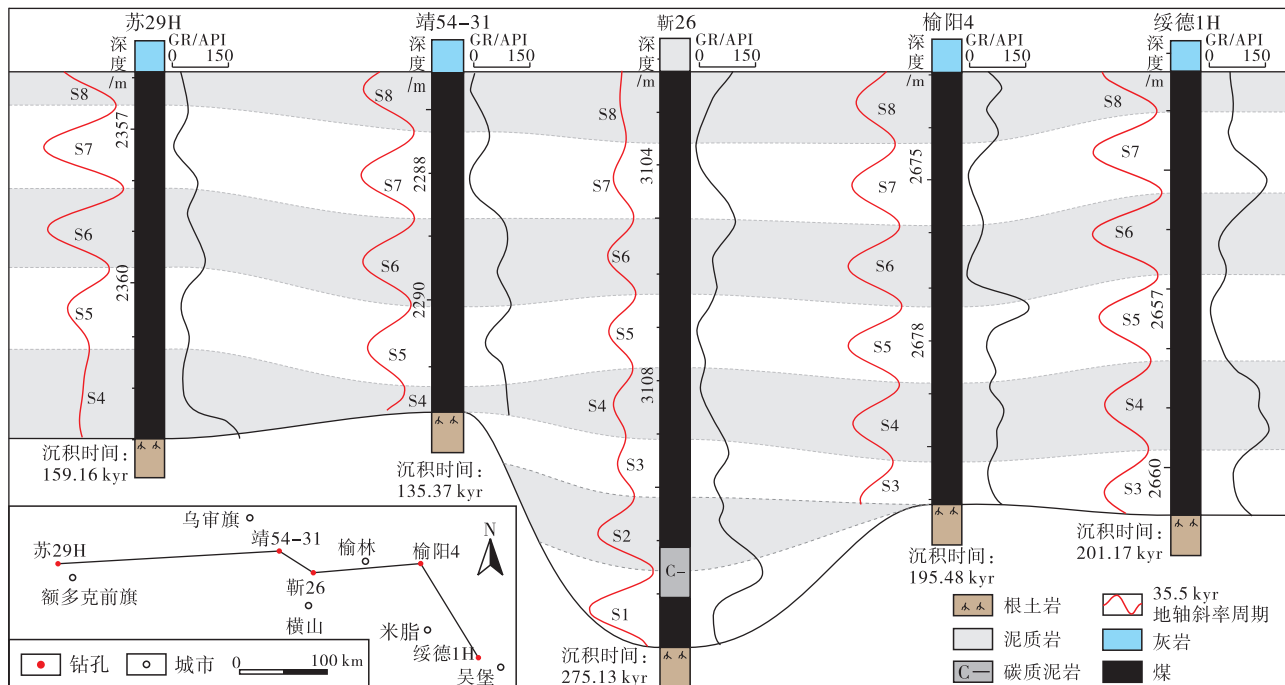


图 5 鄂尔多斯盆地#8+9煤层南北向连井对比

Fig. 5 Correlation of north-south borehole pairs in Ordos Basin for the #8+9 coal seam

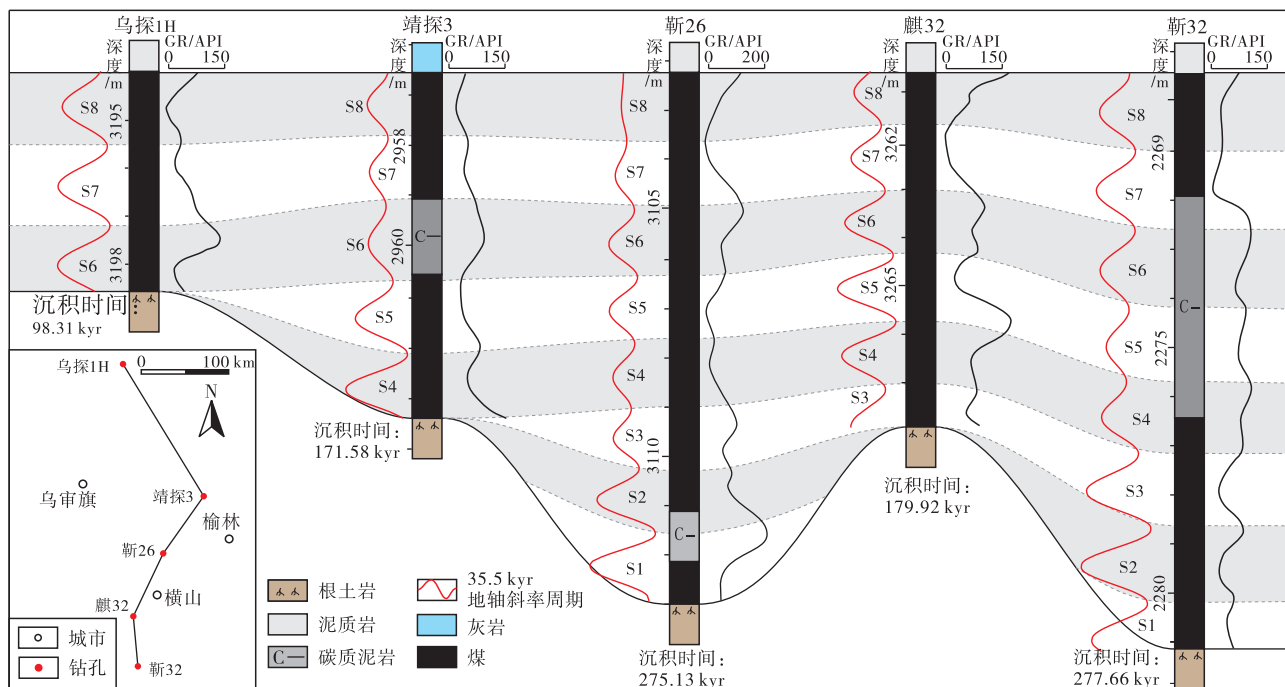


图 6 鄂尔多斯盆地#8+9煤层东西向连井对比

Fig. 6 Correlation of east-west borehole pairs in Ordos Basin for the #8+9 coal seam

氧化碳开始快速下降的时间吻合 (Garbelli *et al.*, 2019; Fielding *et al.*, 2023; Lü *et al.*, 2025; 图 7), 期间大气 CO_2 浓度快速降低至 $200 \sim 300 \mu\text{L/L}$ (Richey *et al.*, 2020; 图 7), 处于晚古生代的最低

值, 已记录冰川沉积的数量也快速增加 (Soreghan *et al.*, 2019; 图 7), 同时古雨林面积也在快速增加 (Cleal and Thomas, 2005), 这些证据都表明聚煤作用可能是触发 P1 冰期开始的重要原因。

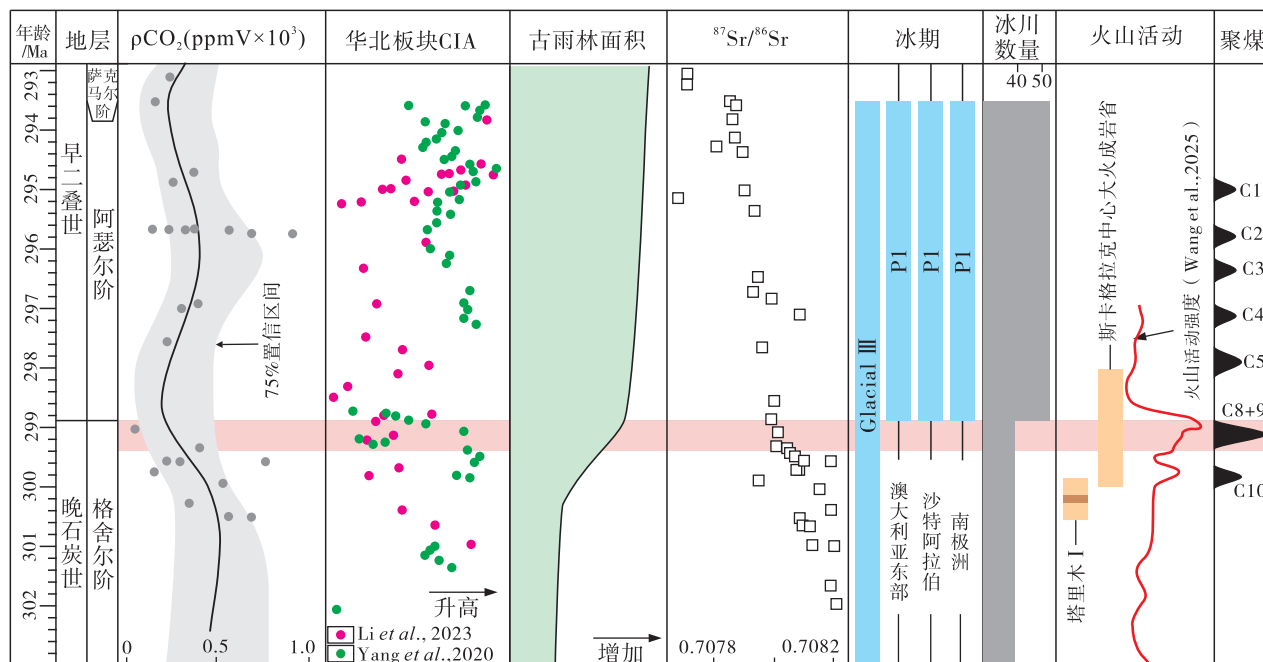


图 7 晚石炭世至早二叠世全球大气 ρCO_2 (Richey *et al.*, 2020), 华北板块 CIA (Yang *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2023), P1 冰期形成时间 (Fielding *et al.*, 2023, 及其中的文献), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (引用自 Chen *et al.*, 2018, 及其中的文献), 古雨林面积 (Cleal and Thomas, 2005), 已记录冰川沉积数量 (Soreghan *et al.*, 2019), 火山活动 (Torsvik *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2026) 和聚煤作用 (Shao *et al.*, 2024)

Fig. 7 Late Carboniferous to the Early Permian global atmospheric ρCO_2 (Richey *et al.*, 2020), North China Block CIA (Yang *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2023), P1 glaciation timing (Fielding *et al.*, 2023 and references therein), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (cited from Chen *et al.*, 2018 and references therein), paleo-rainforest area (Cleal and Thomas, 2005), recorded number of glacial deposits (Soreghan *et al.*, 2019), volcanic activity (Torsvik *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2026) and coal accumulation (Shao *et al.*, 2024)

Montañez 等 (2016) 建立了晚古生代莫斯科阶碳聚集速率模型, 以查明碳埋藏和冰期的联系, 结果表明, 以石松为主的森林的全球年碳埋藏量介于 $3 \sim 10 \text{ GtC/a}$, 相当于年降低大气 CO_2 浓度 $1.4 \sim 4.7 \mu\text{L/L}$, 表明有机碳埋藏是导致大气 ρCO_2 下降和触发冰期开始的重要原因。但是此模型未考虑植物体风化及埋藏过程中释放的碳, 并且也未考虑野火作用对于碳埋藏的削弱作用, 因此其数值是偏大的。Lü 等 (2025) 通过收集煤、碳质泥岩与暗色泥页岩中的总有机碳含量, 基于精确的年代地层格架, 恢复了华北盆地在格舍尔期末期至阿瑟尔期早期有机碳埋藏量及埋藏速率, 表明华北盆地此时期巨量碳埋藏使大气 CO_2 浓度显著下降, 对触发和维持早阿瑟尔期晚古生代大冰期达到顶峰作出了重要贡献。

关于晚石炭世到早二叠世过渡期 (303—297 Ma) 硅酸盐风化对于大气二氧化碳的影响, 最

近的研究表明此时期 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值快速下降 (图 7), 很可能记录了大陆硅酸盐风化的减弱 (Chen *et al.*, 2018)。此次大陆硅酸盐风化减弱的现象也被华北盆地的 CIA 指标验证, Yang 等 (2020) 和 Li 等 (2023) 分别在华北盆地的永城和安鹤地区发现了在 299 Ma 之前 CIA 下降的现象。

大陆硅酸盐风化的减弱和大气 CO_2 浓度降低产生了矛盾, 这表明造成大气 CO_2 浓度降低另有原因。P1 冰期开始前, ρCO_2 最低值与早二叠世最早期 ρO_2 峰值同时出现, 只有热带森林广泛发育可以解释此现象, 而此时期华北盆地恰好广泛发育泥炭地, 并埋藏了巨量的有机碳。晚石炭世末全球聚煤作用主要发生在华北盆地, 面积约 90 万平方千米 (李明培等, 2020), 虽然全球其他地区 (如澳大利亚东部、非洲南部、南美东部和印度) 同期也存在有机碳埋藏, 但这些区域的早阿瑟尔期沉积以泥岩为主, 主要煤层多形成于阿瑟尔期之后

(Holz *et al.*, 2002; Ketzner *et al.*, 2003; Desjardins *et al.*, 2009), 因此其碳埋藏规模与效率相对有限。在石炭纪—二叠纪过渡期 (303—297 Ma), ρCO_2 与大陆硅酸盐风化的解耦 (Chen *et al.*, 2018), 与古雨林面积快速增加和热带森林反复重组耦合 (Cleal and Thomas, 2005; Montañez *et al.*, 2016), 表明华北盆地的有机碳埋藏在 P1 冰期开始前可能主导了大气 CO_2 浓度降低的过程。

4.2 华北盆地有机碳埋藏和大气 CO_2 浓度的关系

截至 2025 年 4 月份, 全球的二氧化碳实时浓度为 $429.64 \mu\text{L/L}$ (数据来自 Global Monitoring Laboratory 在莫纳罗亚观测站的实时数据), 现代大气总质量为 $5.15 \times 10^{18} \text{ kg}$ (Trenberth and Smith, 2005), 空气的平均摩尔质量为 28.97 g/mol , 换算可知目前大气总摩尔数为 $1.78 \times 10^{20} \text{ mol}$, CO_2 的摩尔质量为 44.01 g/mol , CO_2 总质量为 $3.36 \times 10^{15} \text{ kg}$, 若需降低大气 CO_2 浓度 $1 \mu\text{L/L}$, 需从大气中移除约 2.13 Gt 二氧化碳。按照华北盆地晚石炭世末碳埋藏速率和聚煤面积 (90 万平方千米), 晚石炭世末华北盆地每年碳埋藏量为 $3.82 \times 10^7 \sim 7.01 \times 10^7 \text{ 吨}$, 平均值为 $5.33 \times 10^7 \text{ 吨}$, 每年降低大气 CO_2 浓度为 $1.79 \times 10^{-2} \sim 3.33 \times 10^{-2} \mu\text{L/L}$, 平均 $2.51 \times 10^{-2} \mu\text{L/L}$ 。

晚石炭世末华北盆地聚煤作用前大气 CO_2 浓度约为 $400 \mu\text{L/L}$, P1 冰期开始前大气 CO_2 浓度约为 $200 \mu\text{L/L}$, 不考虑其他使大气二氧化碳浓度增加的因素, 按照华北盆地年平均碳埋藏量, 仅 8000 年就可以使大气 CO_2 浓度降低 $200 \mu\text{L/L}$, 达到 P1 冰期开始时的大气 CO_2 浓度。就华北盆地 #8+9 煤而言, 其沉积时间平均为 188 kyr , 远超形成冰期所需要的时间, 因此晚石炭世末华北盆地陆地碳埋藏是引起 P1 冰期开始的重要原因。需要说明的是, 在不考虑增加大气 ρCO_2 的因素 (如火山作用、全球其他地区的野火和有机质氧化等), 仅计算华北盆地碳埋藏对大气 ρCO_2 的降低速率时, 其结果一定会远高于真实大气 CO_2 降低的速率。在考虑其他增加大气 CO_2 浓度的因素时, 聚煤作用使大气 CO_2 浓度降低到冰期开始水平需要的时间显然会长于 8000 年。只要结果表明导致冰期开始的碳埋藏时间远短于 #8+9 煤聚煤时间, 就足以说

明华北盆地的聚煤作用可以引起 P1 冰期开始前大气 CO_2 浓度快速降低。

本次基于华北盆地晚石炭世碳埋藏速率和碳埋藏量的计算结果相较于晚石炭世末实际碳埋藏速率和碳埋藏量偏低。因为本次仅计算晚石炭世末华北盆地煤中保存的碳, 泥岩中的细分散有机质尚未统计, 并且同时期全球其他地区的碳埋藏量未统计。因此晚石炭世末全球有机碳埋藏对于降低大气 CO_2 浓度和降低气温的效果可能更加显著。

5 结论

1) 华北盆地晚石炭世 #8+9 煤层的自然伽马测井曲线的频谱分析结果表明, #8+9 煤层存在稳定的地轴斜率 35.5 kyr 和岁差 21.7 kyr 的米兰科维奇周期, 根据斜率周期计算 #8+9 煤层沉积时限为 $98.31 \sim 277.66 \text{ kyr}$, 平均为 188.20 kyr 。晚石炭世末华北盆地 #8+9 煤层泥炭地碳聚集速率为 $42.41 \sim 78.87 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$, 平均值为 $59.21 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$, 每年碳埋藏量为 $3.82 \times 10^7 \sim 7.01 \times 10^7 \text{ 吨}$, 平均值为 $5.33 \times 10^7 \text{ 吨}$, 每年降低大气 CO_2 浓度为 $1.79 \times 10^{-2} \sim 3.33 \times 10^{-2} \mu\text{L/L}$, 平均为 $2.51 \times 10^{-2} \mu\text{L/L}$ 。

2) 华北盆地晚石炭世末的聚煤作用仅需 8000 年即可使大气 CO_2 浓度从聚煤开始的 $400 \mu\text{L/L}$ 降低至 P1 冰期开始时的 $200 \mu\text{L/L}$ 。#8+9 煤平均沉积时限为 188.20 kyr , 远长于触发冰期开始的聚煤时长, 因此华北盆地晚石炭世末的巨量碳埋藏可以导致 P1 冰期开始前大气二氧化碳浓度快速降低。晚石炭世末 ρCO_2 与大陆硅酸盐风化的解耦、与古雨林面积快速增加和热带森林反复重组耦合, 表明华北盆地的聚煤作用主导了 P1 冰期开始前大气 CO_2 浓度降低的过程, 是导致 P1 冰期开始的主要原因。

参考文献 (References)

- 边晓, 王雷, 王喜军, 杨敏芳, 叶攀, 祖清文, 索金玲, 邵龙义, 鲁静. 2024. 基于自然伽马测井的煤系关键金属精细勘探技术. 地质学报, 98(8): 2531–2540. [Bian X, Wang L, Wang X J, Yang M F, Ye P, Zu Y W, Suo J L, Shao L Y, Lu J. 2024. Fine exploration technology of critical metals ore beds in coal measures based on natural gamma-ray logging. Acta Geologica Sinica, 98(8): 2531–2540]
- 陈钟惠. 1990. 鄂尔多斯盆地东缘晚古生代含煤岩系的沉积环境和聚煤规律. 湖北武汉: 中国地质大学出版社. [Chen Z H. 1990. The Depositional Environments and Coal-accumulation Regularities of Late Paleozoic Coal-bearing Measures in The Eastern Margin of

- Ordos, north-western China. Hubei Wuhan: China University of Geoscience Press]
- 褚江曼,刘亮亮,邵龙义,周家民,陈平,白建平. 2023. 沁水盆地石炭纪—二叠纪海陆交互相含煤旋回的天文周期驱动. 第四纪研究, 43(6): 1513–1525. [Chu J M, Liu L L, Shao L Y, Zhou J M, Chen P, Bai J P. 2023. Astronomical driving of the Permo-Carboniferous transitional facies coal-bearing cycles in Qinshui Basin. Quaternary Sciences, 43(6): 1513–1525.]
- 李明培,邵龙义,李智学,董大啸,李静琴. 2020. 华北地区石炭—二叠纪下煤组聚煤期岩相古地理. 煤炭学报, 45(7): 2399–2410. [Li M P, Shao L Y, Li Z X, Dong D X, Li J Q. 2020. Lithofacies Palaeogeography of lower coal group accumulation period of Carboniferous Permian in North China. Journal of China Coal Society, 45(7): 2399–2410]
- 李雅楠,邵龙义,闫志明,侯海海,唐跃, Large D J. 2018. 中侏罗世泥炭地净初级生产力及控制因素：以准噶尔盆地南缘煤田为例. 中国科学：地球科学, 48(10): 1324–1334. [Li Y N, Shao L Y, Yan Z M, Hou H H, Tang Y, Large D J. 2018. Net primary productivity and its control of the Middle Jurassic peatlands: an example from the southern Junggar coalfield. Science China: Earth Sciences, 48(10): 1324–1334]
- 鲁静,杨敏芳,孙晓禹,邵龙义,张凤海. 2018. 柴北缘侏罗纪煤显微组分与泥炭沉积速率. 矿业科学学报, 3(1): 1–8. [Lu J, Yang M F, Sun X Y, Shao L Y, Zhang F H. 2018. Jurassic coal maceral and deposition rate of peat in the northern Qaidam Basin. Journal of Mining Science and Technology, 3(1): 1–8]
- 阮壮,罗忠,于炳松,卢远征,谢瀚辰,杨志辉. 2021. 鄂尔多斯盆地中—晚三叠世盆地原型及构造古地理响应. 地学前缘, 28(1): 12–32. [Ruan Z, Luo Z, Yu B S, Lu Y Z, Xie H C, Yang Z H. 2021. Middle–Late Triassic basin prototype and tectonic paleogeographic response in the Ordos Basin. Earth Science Frontiers, 28(1): 12–32]
- 邵龙义,汪浩, Large D J. 2011. 中国西南地区晚二叠世泥炭地净初级生产力及其控制因素. 古地理学报, 13(5): 473–480. [Shao L Y, Wang H, Large D J. 2011. Net primary productivity and its control of the Late Permian peatlands in southwestern China. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 13(5): 473–480]
- 邵龙义,董大啸,李明培,王海生,王东东,鲁静,郑明泉,程爱国. 2014. 华北石炭—二叠纪层序—古地理及聚煤规律. 煤炭学报, 39(8): 1725–1734. [Shao L Y, Dong D X, Li M P, Wang H S, Wang D D, Lu J, Zheng M Q, Cheng A G. 2014. Sequence-paleogeography and coal accumulation of the Carboniferous-Permian in the North China Basin. Journal of China Coal Society, 39(8): 1725–1734]
- 邵龙义,党星宇,高祥宇,王东东,温和,王学天,高迪,鲁静. 2022. 厚煤层成因机制：天文周期控制的多期次泥炭沼泽叠加模式. 煤炭科学技术, 50(1): 186–195. [Shao L Y, Dang X Y, Gao X Y, Wang D D, Wen H, Wang X T, Gao D, Lu J. 2022. Genetic mechanism of thick coal seams: astronomical-forcing superimposed multi-staged swamp model. Coal Science and Technology, 50(1): 186–195]
- 王野,邢志学,杨敏芳,王雷,孙涛,宋德邻,邵龙义,鲁静. 2025. 华北地台晚石炭世野火记录与间冰期气候变化联系. 煤炭学报, 50(7): 3579–3587. [Wang Y, Xing Z X, Yang M F, Wang L, Sun T, Song D L, Shao L Y, Lu J. 2025. Association of late Carboniferous wildfire records with interglacial climate change in North China Platform. Journal of China Coal Society, 50(7): 3579–3587]
- 周卫明,万明礼,颜梦晓,程晨,王军. 2015. 内蒙古乌达煤田早二叠世山西组湿地植被群落演替序列. 古生物学报, 54(1): 66–83. [Zhou W M, Wan M L, Yan M X, Cheng C, Wang J. 2015. The succession sequence of Early Permian wetland vegetational communities in the Shanxi Formation of the Wuda coalfield, Inner Mongolia. Acta Palaeontologica Sinica, 54(1): 66–83]
- Bian X, Yang M F, Lu J, Yin L S, Shao L Y, Hilton J, Bond D P G, Dai S F. 2025. Sedimentary environment controls on critical metals enrichment in Late Permian coal measures in western Guizhou, China. Ore Geology Reviews, 186: 106824.
- Chen J T, Montañez I P, Qi Y P, Shen S Z, Wang X D. 2018. Strontium and carbon isotopic evidence for decoupling of $p\text{CO}_2$ from continental weathering at the apex of the Late Paleozoic glaciation. Geology, 46: 395–398.
- Cleal C J, Thomas B A. 2005. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates: is the past the key to the present? Geobiology, 3: 13–31.
- Clymo R S, Turunen J, Tolonen K. 1998. Carbon accumulation in peatland. Oikos, 81(2): 368–388.
- Desjardins P R, Buatois L A, Limarino C O, Cisterna G A. 2009. Latest Carboniferous-earliest Permian transgressive deposits in the Paganzo Basin of western Argentina: lithofacies and sequence stratigraphy of a coastal-plain to bay succession. Journal of South American Earth Sciences, 28(1): 40–53.
- Fielding C R, Frank T D, Birgenheier L P. 2023. A revised, Late Palaeozoic glacial time-space framework for eastern Australia, and comparisons with other regions and events. Earth-Science Reviews, 236: 104263.
- Gales E, Black B, Elkins-Tanton L T. 2020. Carbonatites as a record of the carbon isotope composition of large igneous province outgassing. Earth and Planetary Science Letters, 535: 116076.
- Garbelli C, Shen S Z, Immenhauser A, Brand U, Buhl D, Wang W Q, Zhang H, Shi G R. 2019. Timing of Early and Middle Permian deglaciation of the southern hemisphere: brachiopod-based $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calibration. Earth and Planetary Science Letters, 516: 122–135.
- Hinnov L A. 2013. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the Earth and planetary sciences. Geological Society of America Bulletin, 125(11–12): 1703–1734.
- Holz M, Kalkreuth W, Banerjee I. 2002. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. International Journal of Coal Geology, 48(3): 147–179.
- Hua F H, Shao L Y, Zhang T C, Bond D P G, Wang X T, Wang J, Yan Z M, Lu J, Hilton J. 2023. An astronomical timescale for the Permian–Triassic mass extinction reveals a two-step, million-year-long terrestrial crisis in South China. Earth and Planetary Science Letters, 605: 118035.
- Huang B C, Yan Y G, Piper J D A, Zhang D H, Yi Z Y, Yu S, Zhou T H. 2018. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times. Earth-Science Reviews, 186: 8–36.
- Imbrie J D, Hays J D, Martinson D G, McIntyre A, Mix A C, Morley J J, Pisias N G, Prell W L, Shackleton N J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A L, Imbrie J, Hays J D, Kukla G, Saltzman B (eds). Milankovitch and Climate, Part 1. Reidel Publication, 269–305.
- Ketzer J M, Holz M, Morad S, Al-Aasm I S. 2003. Sequence stratigraphic

- distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50(5): 855–877.
- Large D J. 2007. A 1.16 Ma record of carbon accumulation in western European peatland during the Oligocene from the Ballymoney lignite, Northern Ireland. *Journal of the Geological Society*, 164(6): 1233–1240.
- Large D J, Marshall C. 2015. Use of carbon accumulation rates to estimate the duration of coal seams and the influence of atmospheric dust deposition on coal composition. In: Smith D G, Bailey R J, Burgess P M, Fraser A J (eds). *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society London Special Publications 404, 303–315.
- Large D J, Jones T F, Somerfield C, Gorringer M C, Spiro B, MacQuaker J H S, Atkin B P. 2003. High-resolution terrestrial record of orbital climate forcing in coal. *Geology*, 31(4): 303–306.
- Large D J, Jones T F, Briggs J, MacQuaker J H S, Spiro B F. 2004. Orbital tuning and correlation of 1.7 M. y. of continuous carbon storage in an early Miocene peatland. *Geology*, 32(10): 873–876.
- Li M S, Hinnov L, Kump L. 2019. Acycle: time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127: 12–22.
- Li Y N, Shao L Y, Fielding C R, Wang D W, Mu G Y. 2021. Sequence stratigraphy, paleogeography, and coal accumulation in a lowland alluvial plain, coastal plain, and shallow-marine setting: Upper Carboniferous-Permian of the Anyang-Hebi coalfield, Henan Province, North China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567: 110287.
- Li Y N, Shao L Y, Fielding C R, Frank T D, Wang D W, Mu G Y, Lu J. 2023. The chemical index of alteration in Permo-Carboniferous strata in North China as an indicator of environmental and climate change throughout the late Paleozoic Ice Age. *Global and Planetary Change*, 221: 104035.
- Lu J, Zhou K, Yang M F, Zhang P X, Shao L Y, Hilton J. 2021. Records of organic carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and volcanism linked to changes in atmospheric $p\text{CO}_2$ and climate during the Late Paleozoic Icehouse. *Global and Planetary Change*, 207: 103654.
- Lu J, Wang Y, Yang M F, Zhang P X, Bond D P G, Shao L Y, Hilton J. 2022. Diachronous end-Permian terrestrial ecosystem collapse with its origin in wildfires. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 594: 110960.
- Lü D W, Zhao Y T, Steel R J, Jia H B, Raji M, Zhang Z H, Ju L, Gong L H, Wang X Y. 2025. Massive organic carbon burial in the North China Basin is a main contributor to peak Late Paleozoic Ice Age in early Asselian. *Earth and Planetary Science Letters*, 661: 119370.
- Mann M E, Lees J M. 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change*, 33(3): 409–445.
- Mills B J W, Krause A J, Jarvis I, Cramer B D. 2023. Evolution of atmospheric O_2 through the Phanerozoic, revisited. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 51: 253–276.
- Montañez I P, McElwain J C, Poulsen C J, White J D, DiMichele W A, Wilson J P, Griggs G, Hren M T. 2016. Climate, $p\text{CO}_2$ and terrestrial carbon cycle linkages during late Paleozoic glacial-interglacial cycles. *Nature Geoscience*, 9(11): 824–828.
- Myers T S. 2016. CO_2 and late Paleozoic glaciation. *Nature Geoscience*, 9(11): 803–804.
- Richey J D, Montañez I P, Goddérís Y, Looy C V, Griffis N P, DiMichele W A. 2020. Influence of temporally varying weatherability on CO_2 –climate coupling and ecosystem change in the Late Paleozoic. *Climate of the Past*, 16(5): 1759–1775.
- Schmitz M D, Pfefferkorn H W, Shen S Z, Wang J. 2021. A volcanic tuff near the Carboniferous-Permian boundary, Taiyuan Formation, North China: radioisotopic dating and global correlation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 294: 104244.
- Scotese C R. 2014. Atlas of Permo-Triassic Paleogeographic Maps (Mollweide Projection). In: *Paleomap Atlas for ArcGIS, Paleomap Project*, Evanston, IL. Technical Report, 3–4: 43–52.
- Shao Y W, Zhao F H, Spiro B, Li D H, Mu G Y, Chu J M, Lu J, Shao L Y. 2024. Net primary productivity of paleo-peatlands linked to deep-time glacial periods in the late Carboniferous and early Permian ice-house interval. *International Journal of Coal Geology*, 296: 104644.
- Soreghan G S, Soreghan M J, Heavens N G. 2019. Explosive volcanism as a key driver of the Late Paleozoic ice age. *Geology*, 47(7): 600–604.
- Torsvik T H, Smethurst M A, Burke K, Steinberger B. 2008. Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the ~300 Ma Skaergerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP). *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 444–452.
- Trenberth K E, Smith L. 2005. The mass of the atmosphere: a constraint on global analyses. *Journal of Climate*, 18(6): 864–875.
- Waltham D. 2015. Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 85(8): 990–998.
- Wang J. 2010. Late Paleozoic macrofloral assemblages from Weibei Coalfield, with reference to vegetational change through the Late Paleozoic Ice-age in the North China Block. *International Journal of Coal Geology*, 83(2): 292–317.
- Wang Y, Lu J, Yang M F, Vervoort P, Zhou K, Yager J A, Greene S E, Sun R Y, Yang Y C, Dai S F, Shao L Y, Hilton J. 2026. Two episodes of Gzhelian (latest Carboniferous) volcanism immediately pre-date Asselian (early Permian) cooling and glaciation. *Global and Planetary Change*, 256: 105129.
- Wu Q, Ramezani J, Zhang H, Wang J, Zeng F G, Zhang Y C, Liu F, Chen J, Cai Y F, Hou Z S, Liu C, Yang W, Henderson C M, Shen S-Z. 2021. High-precision U-Pb age constraints on the Permian floral turnovers, paleoclimate change, and tectonics of the North China block. *Geology*, 49(6): 677–681.
- Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, Liu H Q, Cao J. 2014. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: main characteristics and a plume incubation model. *Lithos*, 204: 20–35.
- Yang J H, Cawood P A, Montañez I P, Condon D J, Du Y S, Yan J X, Yan S Q, Yuan D X. 2020. Enhanced continental weathering and large igneous province induced climate warming at the Permo-Carboniferous transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 534: 116074.

(责任编辑 李新坡)