

侏罗纪高分辨率大气二氧化碳浓度变化: 来自 C₃ 植物有机碳同位素的证据*

吕大炜 张雨婷 张之辉 王洛静 郭元辰
郑桂波 李泽宽 王 冰

山东科技大学地球科学与工程学院, 山东青岛 266590

摘 要 大气二氧化碳 ($p\text{CO}_2$) 浓度升高被广泛认为是全球变暖的主要驱动因素。重建地质时期的 $p\text{CO}_2$ 浓度对预测未来全球气候变化具有重要意义。侏罗纪是地质历史上典型的温室气候期, 前人通过模拟计算和地质记录等多种方法估算了该时期的 $p\text{CO}_2$ 浓度。然而, 目前根据不同指标重建的侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 分辨率较低且存在较大差异。本研究系统收集了侏罗纪 1808 个 C₃ 植物有机碳同位素数据, 采用 $p\text{CO}_2$ 重建新指标 (C₃ 陆生植物有机碳同位素) 恢复了侏罗纪高分辨率 $p\text{CO}_2$ 连续变化趋势。研究表明, 侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 浓度范围在 $407 \times 10^{-6} \sim 7540 \times 10^{-6}$ 之间, 与前人研究结果基本一致。此外, 该时期 $p\text{CO}_2$ 整体呈现逐渐下降的趋势, 并在早侏罗世和晚侏罗世中存在 3 次大气 CO₂ 浓度高值区间。与同期地质事件相比, 显示出良好的对应关系, 表明研究结果具有较高的准确性。尽管研究结果表明早侏罗世托阿尔期的大气 $p\text{CO}_2$ 浓度显著高于其他替代指标, 可能由于所收集的 C₃ 陆生植物有机碳同位素数据受区域因素影响, 但该研究依然能够准确地反映侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 浓度的变化趋势, 并具有一定的科学意义。

关键词 古气候 侏罗纪 C₃ 陆生植物有机碳同位素 全球变暖 $p\text{CO}_2$

第一作者简介 吕大炜, 男, 1980 年生, 教授、博士生导师, 主要从事煤地质、深时古气候方面教学和科研工作。E-mail: lvdawei95@163.com。

中图分类号: P66 文献标志码: A

High-resolution Jurassic atmospheric CO₂ concentration variations: evidence from C₃ plant organic carbon isotopes

LÜ Dawei ZHANG Yuting ZHANG Zhihui WANG Luojing GUO Yuanchen
ZHENG Guibo LI Zekuan WANG Bing

College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Shandong Qingdao 266590, China

Abstract The increase in atmospheric carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) concentration is widely recognized as the primary driver of global warming. Reconstructing $p\text{CO}_2$ levels during geological periods is crucial for improving predictions of future climate change. The Jurassic period represents a typical greenhouse climate

* 深地国家科技重大专项项目 (编号: 2024ZD1001100) 和国家自然科学基金项目 (编号: 41772096) 共同资助。[Co-funded by the National Science and Technology Major Project for Deep Underground (No. 2024ZD1001100) and the National Natural Science Foundation of China (No. 41772096)]

收稿日期: 2025-01-08 改回日期: 2025-10-31

interval in Earth's history. Previous studies have estimated Jurassic $p\text{CO}_2$ concentrations using various approaches, including climate simulations and geological proxies. However, existing reconstructions are characterized by low temporal resolution and significant discrepancies among different proxy records. In this study, we systematically compiled 1808 C_3 plant organic carbon isotope data points from the Jurassic period and applied a novel $p\text{CO}_2$ proxy—based on C_3 terrestrial plant organic carbon isotopes—to reconstruct a high-resolution, continuous record of atmospheric $p\text{CO}_2$ variation throughout the period. Our results indicate that $p\text{CO}_2$ levels ranged from 407×10^{-6} to 7540×10^{-6} , which is broadly consistent with prior estimates. Furthermore, $p\text{CO}_2$ exhibited an overall decreasing trend punctuated by three distinct intervals of elevated concentrations, occurring in the Early and Late Jurassic. These fluctuations correlate strongly with coeval geological events, supporting the reliability of the reconstruction. Although the reconstructed $p\text{CO}_2$ values during the Early Jurassic Toarcian stage are higher than those derived from other proxies—likely due to regional influences on the isotopic composition of terrestrial C_3 plants—the dataset still accurately captures the long-term variation trend of $p\text{CO}_2$, underscoring its scientific value.

Key words palaeoclimate, Jurassic, organic carbon isotopes of C_3 terrestrial plant, global warming, $p\text{CO}_2$

About the first author LÜ Dawei, born in 1980, professor, doctoral supervisor, is mainly engaged in the teaching and scientific research on coal geology and deep-time palaeoclimate. E-mail: lvdawei95@163.com.

人类活动排放的大量温室气体（如 CO_2 ）已显著改变全球气候，导致地球系统处于前所未有的温暖状态（Tierney *et al.*, 2020）。在当前全球变暖背景下，基于地质载体记录、同位素地球化学及模拟计算的气候重建具有重要意义。侏罗纪是地质历史上典型的稳定温室气候期，表现为高 CO_2 浓度、高全球表面温度和高全球海平面，因此，重建侏罗纪的大气 CO_2 浓度对于预测未来气候变化趋势至关重要。目前，重建大气 CO_2 浓度的方法包括地球化学模拟和替代性指标，其中成壤碳酸盐碳同位素方法应用最广泛（王尹等，2012）。然而，地球化学模拟方法分辨率相对较低，而获取连续的替代性指标相对困难，且重建结果存在差异。因此，迫切需要更加精确的方法来重建高分辨率的 $p\text{CO}_2$ ，以更好地反映侏罗纪的气候特征。

近年来，科学家通过研究 C_3 陆生植物中碳同位素分馏（ ΔC ），提出了一种新的 $p\text{CO}_2$ 重建指标（ C_3 陆生植物有机碳同位素）（Cui and Schubert, 2016）。Dong 等（2021）利用 C_3 陆生植物有机碳同位素重建了 423–252 Ma 期间的高分辨率 $p\text{CO}_2$ 浓度，结果与成壤碳酸盐碳同位素及植物叶片气孔参数的重建结果一致。Nordt 等（2022）基于此方法，重建了早侏罗世和早白垩世（Nordt *et al.*,

2024）的高分辨率 $p\text{CO}_2$ 曲线，表明在早侏罗世温室气候条件下仍存在局部薄冰盖，其中阿普特期结果显示 $p\text{CO}_2$ 浓度持续低于 840×10^{-6} ，进一步验证了南极洲冰盖的存在。基于 C_3 陆生植物有机碳同位素重建 $p\text{CO}_2$ 浓度的方法，本研究系统收集了公开发表的侏罗纪 C_3 陆生植物的稳定碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ ）、箭石碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ）和箭石氧同位素（ $\delta^{18}\text{O}$ ）（Nordt *et al.*, 2022; Richey *et al.*, 2023），并计算出 1 条侏罗纪高分辨率的单一指标大气二氧化碳浓度变化曲线。研究回顾了相关文献，讨论了现有方法的可行性，并探讨了未来可能的改进方向。通过对不同方法的比较与评估，为侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 的准确重建提供了更多参考。

1 材料和方法

1.1 数据来源

Schubert 和 Jahren（2012）的实验发现， $p\text{CO}_2$ 与净碳同位素分馏（ ΔC ）之间存在显著相关性（公式 1）。通过分析植物化石有机碳同位素组成，间接推断出当时的大气 CO_2 浓度。本研究系统收集了 1808 个侏罗纪 C_3 陆生植物有机碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ ）、1152 个箭石化石碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ）以

及 1231 个箭石氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) 数据。该研究收集的侏罗纪 $\delta^{13}\text{C}$ 数据中, 不同碳源的数量存在差异, 但它们在相同时间段内表现出显著的协变关系。其中, C₃ 陆生植物 $\delta^{13}\text{C}$ 数据主要来自 7 种类型, 包括生物标志物、全岩、配子体、木质体、叶片、古土壤和孢子囊 (Richey *et al.*, 2023)。碳同位素浓度的范围为 $-31.9\text{‰} \sim -18.5\text{‰}$, 平均值为 -24.6‰ 。同位素数据的丰度随时间变化, 早侏罗世普林斯巴期 (约 182—185 Ma) 的数据最为丰富, 从早侏罗世到晚侏罗世呈现先增加后降低的趋势。在数据收集过程中, 发现晚侏罗世的数据相对缺乏 (图 1)。

1.2 $p\text{CO}_2$ 的计算

C₃ 陆生植物中的原始 $\delta^{13}\text{C}$ 值会受到成岩作用或化学作用等多种因素的干扰 (Lukens *et al.*, 2019), 从而影响 $p\text{CO}_2$ 的计算。然而, 如果能够确保收集到足够多的有机碳同位素数据, 就可以在一定程度上减少误差 (Cui and Schubert, 2016)。本研究所采用的方法基于 Cui 等 (2020), 其中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 代表 C₃ 陆生植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (图 2-A), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

为箭石化石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (图 2-B), 而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 则根据净碳同位素分馏法获得 (图 2-C)。

箭石化石的氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}$) 是古温度重建中常用的替代性指标, 研究利用箭石化石的 $\delta^{18}\text{O}$ 来计算古温度, 其中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 表示海水的氧同位素组成, 假定为 -1.2‰ (Dera *et al.*, 2011; Dong *et al.*, 2021) (公式 (1) 至公式 (5))。为了处理数据, 使用 Acycle 对数据库中的数据点进行平滑处理 (平滑窗口设 5.4 Ma), 并通过重新采样对时间尺度进行对齐。重建的 $p\text{CO}_2$ 值及拟合结果详见附件。

$$\Delta\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \frac{\delta^{13}\text{C}_p}{1 + \frac{\delta^{13}\text{C}_p}{1000}} \quad (1)$$

$$\Delta(\Delta^{13}\text{C}) = \frac{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(t)} - \delta^{13}\text{C}_{\text{plant}(t)})}{\left(1 + \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}(t)}}{1000}\right)} - \frac{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(t=0)} - \delta^{13}\text{C}_{\text{plant}(t=0)})}{\left(1 + \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}(t=0)}}{1000}\right)} \quad (2)$$

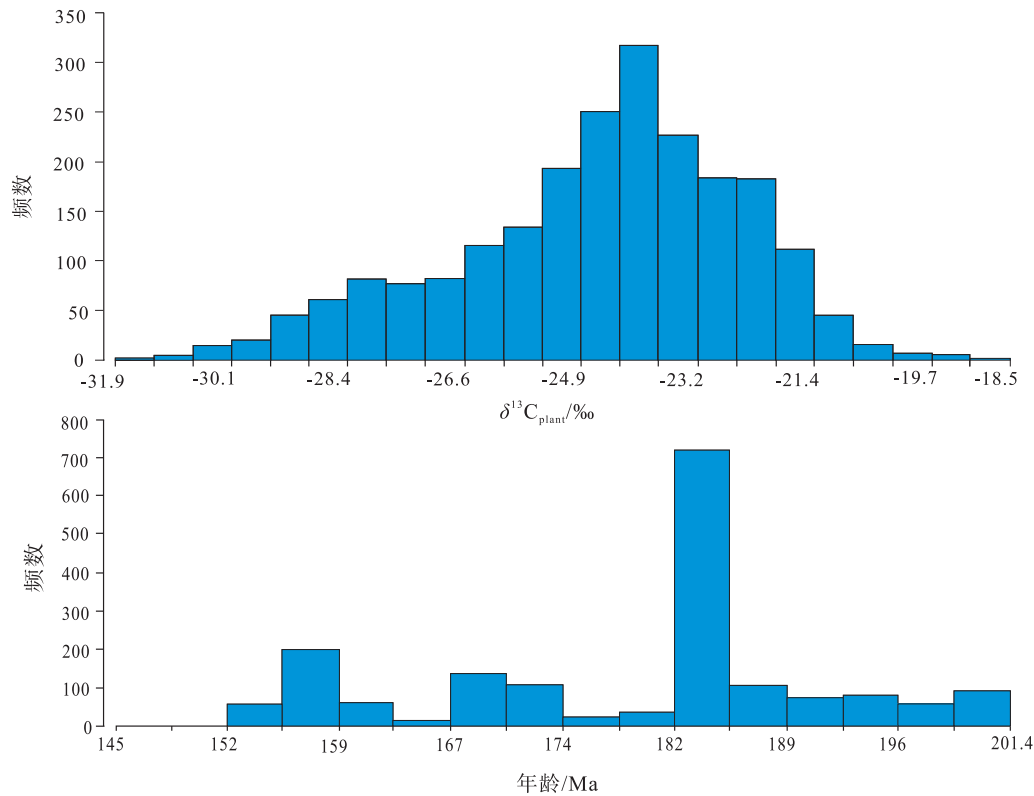
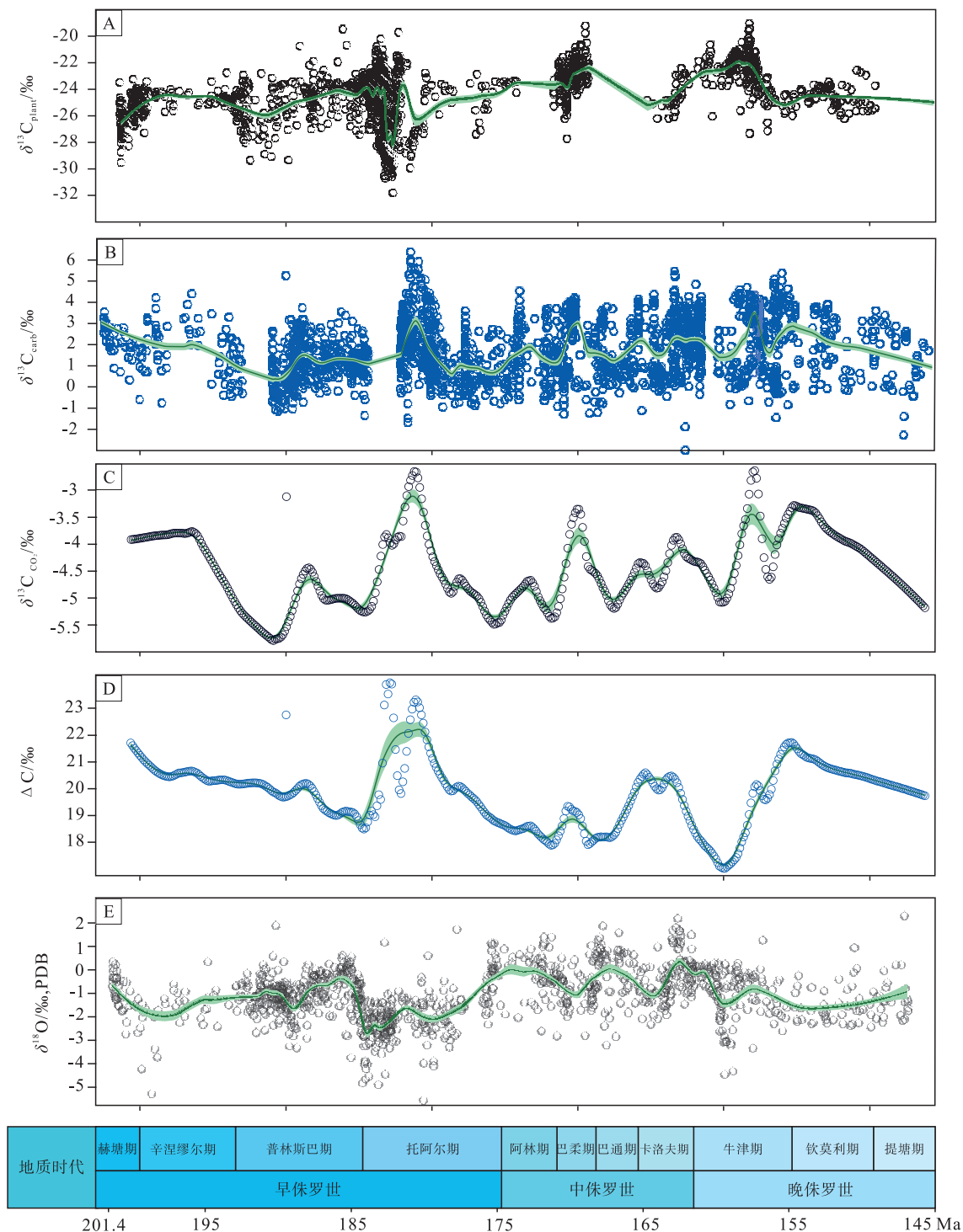


图 1 全球侏罗纪 C₃ 陆生植物 $\delta^{13}\text{C}$ 数据分布情况

Fig. 1 Distribution of the Jurassic C₃ terrestrial plant $\delta^{13}\text{C}$ data



A—侏罗纪 C₃ 陆生植物 δ¹³C 数据, 绿色实线表示局部加权回归 (loess) 拟合, 平滑度为 5.4395, 阴影部分表示拟合的 95% 置信区间;

B—侏罗纪箭石化石 δ¹³C 数据; C—侏罗纪 δ¹³C_{CO₂} 数据; D—侏罗纪 ΔC 数据; E—侏罗纪箭石化石 δ¹⁸O 数据; 数据见附件

图 2 侏罗纪稳定碳氧同位素 (δ¹³C、δ¹⁸O) 与碳同位素分馏值 (ΔC) 数据综合分析图

Fig. 2 Comprehensive analysis of stable Carbon-Oxygen isotopes (δ¹³C, δ¹⁸O) and carbon isotope fractionation (ΔC) data from the Jurassic

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \frac{[(\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} + \varepsilon_{\text{DIC-CaCO}_3} + 2.8) + 1000]}{\left(\frac{\varepsilon_{\text{DIC-CO}_2}}{1000 + 1}\right)} - 1000 \quad (3)$$

$$p\text{CO}_{2(t)} = \frac{\Delta(\delta^{13}\text{C}) \times A^2 + \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times A \times B \times p\text{CO}_{2(t=0)} + 2 \times \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times A \times B \times C + \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times B^2 \times C \times p\text{CO}_{2(t=0)} + \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times B^2 \times C^2 + A^2 \times B \times p\text{CO}_{2(t=0)}}{A^2 \times B - \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times A \times B - \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times B^2 \times p\text{CO}_{2(t=0)} - \Delta(\delta^{13}\text{C}) \times B^2 \times C} \quad (4)$$

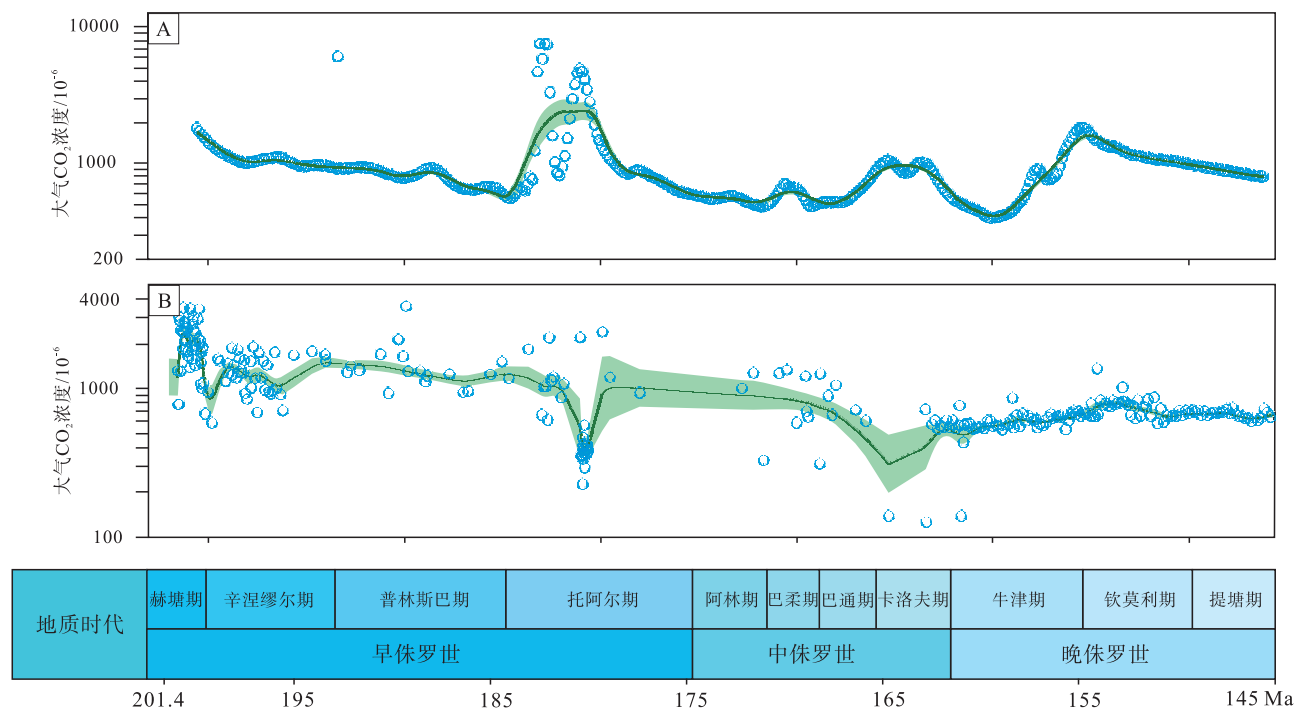
$$T(^{\circ}\text{C}) = 17.0 - 4.52(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.03(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2 \quad (5)$$

2 结果

基于 C₃ 陆生植物有机碳同位素计算的方法，重建的侏罗纪 pCO₂ 浓度范围为 407 × 10⁻⁶ ~ 7540 × 10⁻⁶，并呈现 3 次显著的 pCO₂ 高值区间（图 3-A）。该研究收集的侏罗纪不同替代指标重建的 282 个 pCO₂ 记录（见附件）显示出较为平缓的趋势，但从早侏罗世到晚侏罗世仍可以观察到

pCO₂ 整体下降的趋势（图 3-B）。尽管两者的总体趋势基本一致，但在卡洛夫期和托阿尔期，两者大气 CO₂ 浓度存在较大差异。通过研究发现，前人在卡洛夫期利用地质载体重建大气 CO₂ 浓度的相关研究较少，导致该时期的大气 CO₂ 浓度记录不足，无法准确反映当时的 CO₂ 浓度。而托阿尔期的差异可能源于 C₃ 陆生植物有机碳同位素数据受区域性影响因素较大，该时期陆生植物对不同栖息地环境的适应具有很大的差异，进而影响了当时 pCO₂ 的重建结果。

将用 C₃ 陆生植物有机碳同位素方法重建的侏罗纪高分辨率 pCO₂ 曲线与同时期的海水温度、海平面高度、冰川体积、热带植物分布曲线、火山活动、构造运动（Zachos *et al.*, 2001）进行对比，发现 3 次 pCO₂ 高值区对应侏罗纪的 3 次高温区，分别位于早侏罗世和晚侏罗世。Nordt 等（2022）通过对侏罗纪箭石的低氧同位素分析发现托阿尔期处于高温期，同时重建的高分辨率 pCO₂ 曲线显示托阿尔期处于高 pCO₂ 区，由此可知托阿尔期的高温模式极有可能受大气 CO₂ 浓度影响。气候的变化



A—使用 C₃ 陆生植物碳同位素方法重建的侏罗纪 pCO₂。绿色实线表示通过各个 pCO₂ 数据点的局部多项式回归拟合 (loess 平滑)，阴影部分表示 loess 平滑拟合的 95% 置信区间；B—根据古土壤和古生物替代指标重建的侏罗纪 pCO₂ 变化 (数据见附件)

图 3 C₃ 陆生植物有机碳同位素方法重建侏罗纪 pCO₂ 与其他替代指标重建侏罗纪 pCO₂ 的对比图

Fig. 3 Comparison of the Jurassic pCO₂ reconstructed using C₃ terrestrial plant organic carbon isotope method and other proxy indicators

总体上是由大气 CO_2 浓度驱动的 (Veizer *et al.*, 2000; Royer *et al.*, 2001; Royer and Berner, 2003), Royer (2006) 认为, 当大气 CO_2 浓度低于 500×10^{-6} 时, 地球气候处于冰期或寒冷气候模式; 当大气 CO_2 浓度高于 1000×10^{-6} 时, 地球处于温暖模式。计算曲线与海平面变化、冰川的形成与消融呈现出高度的对应关系。当 $p\text{CO}_2$ 浓度处于高值区域时, 全球进入温暖模式, 冰川消融, 海平面上升; 而当 $p\text{CO}_2$ 浓度处于低值区域时, 全球处于寒冷模式, 冰川形成, 海平面下降 (Lü *et al.*, 2025; Wang *et al.*, 2025) (图 4)。

将曲线与热带植物分布曲线进行对比, 发现当曲线处于 $p\text{CO}_2$ 高值区时, 热带植物向高纬度迁移; 当曲线处于低 $p\text{CO}_2$ 时, 热带植物向低纬度迁移。 $p\text{CO}_2$ 在海洋和陆地气候变化中起到了重要作用, 能够控制地球表面温度。当曲线处于高 $p\text{CO}_2$ 时, 海洋温度升高; 而当曲线处于低 $p\text{CO}_2$ 时, 海洋温度降低, 大陆气候变化显示出同样的趋势 (Ruebsam and Schwark, 2021)。

综上所述, 本研究重建的侏罗纪高分辨率大气 CO_2 浓度曲线与同期的海平面高度、冰川体积、热带植物分布以及火山活动、构造运动等地质事件表现出良好的对应关系, 充分证明了该研究重建结果的可靠性与准确性。

3 讨论

基于上述侏罗纪重建 $p\text{CO}_2$ 曲线与各地质事件的高度契合, 明确了侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 的波动与地质事件存在紧密关联。在此基础上, 研究进一步结合不同时期的构造背景与地质事件, 系统剖析了造成侏罗纪 $p\text{CO}_2$ 升高的具体驱动机制, 并分别对侏罗纪时期已识别的 3 次 $p\text{CO}_2$ 的高值区域展开具体讨论。

3.1 三叠纪末期至早侏罗世

三叠纪末期, 中大西洋裂谷的形成与中部大西洋岩省 (CAMP) 岩浆活动同步发生, 显著改变了地球的大气成分、气候和环境 (Zhou *et al.*,

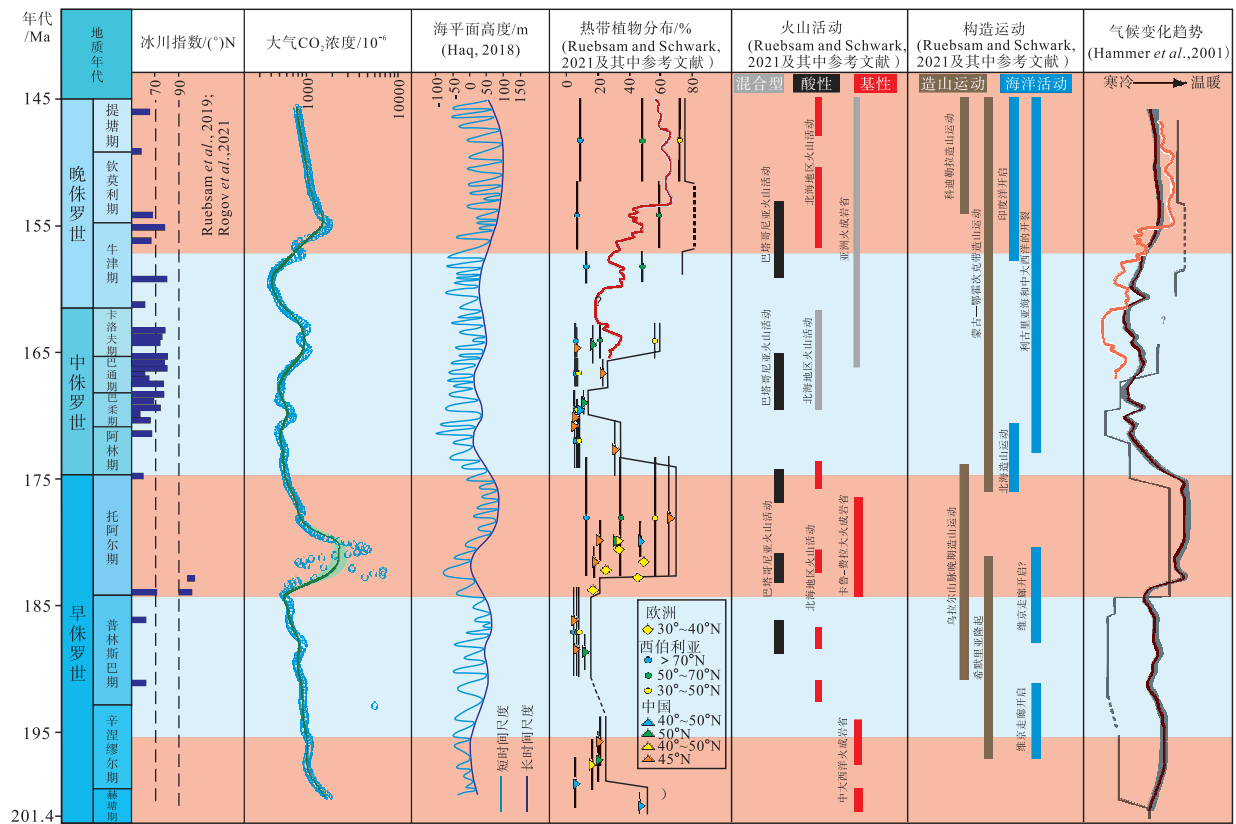


图 4 重建的侏罗纪高分辨率大气 CO_2 浓度曲线 (本研究) 与同时期地质事件关系

Fig. 4 Comparison of reconstructed high-resolution Jurassic atmospheric CO_2 concentration curve (this study) with contemporaneous geological events

2022)。Bachan Payne (2016) 通过碳循环箱型模型讨论了 CAMP 火山喷发对三叠纪—侏罗纪过渡期 $\delta^{13}C$ 和 pCO_2 的影响, 结果表明 CAMP 火山喷发释放的大量 CO_2 导致了当时 pCO_2 浓度的升高。CAMP 火山活动释放的 CO_2 促进了温室气候的形成, 裂谷活动在 CAMP 岩浆活动之后仍持续, 直到中侏罗世才逐渐停止 (Schlische *et al.*, 2013)。因此, 三叠纪末至早侏罗世期间的高 pCO_2 值与这一时期的大规模岩浆活动密切相关。CAMP 火山喷发不仅释放大量的 CO_2 , 还显著改变了大气成分, 直接驱动了三叠纪—早侏罗世 pCO_2 的显著上升, 增强了全球温室效应 (Lü *et al.*, 2022)。

3.2 早侏罗世托阿尔期

早侏罗世托阿尔期的大洋缺氧事件 (T-OAE) 表现为全球海水温度升高、海平面上升、植物种类增多并向高纬度迁移以及碳同位素的异常变化。近年来的研究进一步证实, 大洋缺氧事件不仅发生在北方洋和特提斯洋区域, 还扩展到太平洋和冈瓦纳地区, 显示了事件的全球性。该事件期间最显著的特征是碳同位素的负漂移, 表明轻碳突发性增加, 导致 pCO_2 的升高 (邓胜徽等, 2012; Zhang *et al.*, 2025)。卡鲁—费拉大火成岩省的大规模喷发释放了大量 CO_2 (Pálffy *et al.*, 2000; Svensen *et al.*, 2007; Lena *et al.*, 2019; Ruhl *et al.*, 2020), 同时, 玄武岩烘烤周围富含有机质的沉积物, 进一步释放了 CO_2 (张拴宏等, 2022), 这些因素共同导致了早侏罗世托阿尔期 pCO_2 的升高。托阿尔期其他小规模火山活动, 如北海地区和巴塔哥尼亚的火山活动对侏罗纪气候发展的影响尚不明确 (Ruebsam and Schwark, 2021)。

3.3 晚侏罗世

晚侏罗世, 全球构造运动异常活跃。中大西洋的打开促成了西非、中非和东非 3 大裂谷系的形成, 非洲与南美洲板块的南部也出现了大型裂谷系。同时, 环太平洋火山带的构造运动十分丰富, 伴随着板块间或板块内碰撞的造山活动。东太平洋板块俯冲至美洲板块下, 导致了落基山脉和安第斯山脉的形成。此外, 东亚大陆构造活动产生了蒙古—鄂霍次克洋造山带 (Lawver and Lawrence, 2002; Iturralde-Vinent, 2003; Bachan and Payne, 2016)。该造山带的东部碰撞持续至晚侏罗世甚至早白垩

世, 连续的板块碰撞诱发了东亚大陆内多条小型造山带的形成, 包括阴山—燕山造山带、太行造山带、雪峰造山带等。此外, 晚侏罗世期间, 造山运动伴随着频繁的火山活动和地震 (Yarmolyuk *et al.*, 2000; Daoudene *et al.*, 2013; Dong *et al.*, 2015)。在北巴西、东北非洲和西非的牛津期沉积中记录了火山柱事件, 而智利的沉积层则进一步证实了当时大规模的沉积活动。这些事件伴随着火流星、地震、野火和海啸等灾害, 释放了大量 CO_2 和 SO_2 , 进一步增强了温室效应 (Wilson and Guiraud, 1992; Maluski *et al.*, 1995; Vergara *et al.*, 1995; Baksi and Archibald, 1997; Segev, 2000; Tennant *et al.*, 2017)。

晚侏罗世的造山运动和火山活动显著影响了全球大气的二氧化碳浓度和温度。频繁的火山喷发不仅释放大量的火山灰, 还将大量的 CO_2 和 SO_2 注入大气层, 导致了全球变暖。同时, 造山运动促进了岩石风化, 加速了碳循环 (Parrish *et al.*, 1982; Kutzbach and Gallimore, 1989; Fluteau, 2003), 进一步影响了全球气候系统, 造成了晚侏罗世的高大气 CO_2 浓度和高温气候。

4 结论

通过重建全球范围内高分辨率单一指标侏罗纪大气二氧化碳浓度曲线, 并将其与侏罗纪的各类地质事件进行对比, 揭示了侏罗纪时期古气候变化的关键驱动因素。与以往利用替代指标所建立的 CO_2 浓度曲线相比, 作者重建的曲线更具参考价值, 能够更准确地反映侏罗纪时期全球气候的动态变化。重建的 pCO_2 曲线整体呈现下降趋势, 浓度范围为 $407 \times 10^{-6} \sim 7540 \times 10^{-6}$, 最高值出现在早侏罗世托阿尔期。研究发现, 侏罗纪期间多次火山活动持续时间存在差异, 且伴随温室气体 (以 CO_2 为主) 的大量释放, 这显著改变了大气中 CO_2 的浓度。尤其在早侏罗世和晚侏罗世的 pCO_2 高值阶段, 火山活动与重建曲线呈现出良好的对应关系, 表明火山活动是当时驱动 pCO_2 升高的主要因素之一。

通过对侏罗纪 pCO_2 曲线的重建及其与同时期地质事件的对比研究, 进一步验证了火山活动通过释放温室气体对侏罗纪气候变化的驱动作用, 同时也揭示了其他地质过程在区域或全球尺度上调控

CO₂ 浓度的潜在影响。这些发现为深入理解古气候变化与地质过程的耦合机制, 提供了重要的实证支撑与研究思路。

参考文献 (References)

- 邓胜徽, 卢远征, 樊茹, 方林浩, 李鑫, 刘璐. 2012. 早侏罗世 Toarcian 期大洋缺氧事件及其在陆地生态系统中的响应. 地球科学: 中国地质大学学报, 37(S2): 23-38. [Deng S H, Lu Y Z, Fan R, Fang L H, Li X, Liu L. 2012. Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event and the responses in terrestrial ecological system. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 37 (S2): 23-38]
- 王尹, 李祥辉, 刘玲. 2012. 古大气 CO₂ 浓度重建方法技术研究现状. 地质科技情报, 31(2): 90-98. [Wang Y, Li X H, Liu L. 2012. On methods and technologies for reconstruction of paleoatmospheric CO₂ concentration. Geological Science and Technology Information, 31(2): 90-98]
- 张拴宏, 赵越, 裴军令, 王宏宇, 胡国辉, 张琪琪, 蔡瑜杭, 孔令昊, 王森, 王开. 2022. 大火成岩省及其在古大陆重建及裂解研究中的应用. 地质论评, 68(5): 1634-1652. [Zhang S H, Zhao Y, Pei J L, Wang H Y, Hu G H, Zhang Q Q, Cai Y H, Kong L H, Wang S, Wang K. 2022. A review on large igneous provinces (LIPs) and their implications for paleogeographic reconstruction and continental breakup. Geological Review, 68(5): 1634-1652]
- Bachan A, Payne J L. 2016. Modelling the impact of pulsed CAMP volcanism on $p\text{CO}_2$ and $\delta^{13}\text{C}$ across the Triassic-Jurassic transition. Geological Magazine, 153(2): 252-270.
- Baksi A K, Archibald D A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 151(3): 139-153.
- Cui Y, Schubert B A. 2016. Quantifying uncertainty of past $p\text{CO}_2$ determined from changes in C₃ plant carbon isotope fractionation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 172: 127-138.
- Cui Y, Schubert B A, Jahren A H. 2020. A 23 m.y. record of low atmospheric CO₂. Geology, 48(9): 888-892.
- Daoudene Y, Ruffet G, Cocherie A, Ledru P, Gapais D. 2013. Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (north-eastern Mongolia) -U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints. Journal of Asian Earth Sciences, 62: 98-116.
- Dera G, Brigaud B, Monna F, Laffont R, Pucéat E, Deconinck J F, Pelle-nard P, Joachimski M M, Durllet C. 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. Geology, 39(3): 215-218.
- Dong S, Zhang Y, Zhang F, Cui J, Chen X, Zhang S, Miao L, Li J, Shi W, Li Z, Huang S, Li H. 2015. Late Jurassic-Early Cretaceous continental convergence and intracontinental orogenesis in East Asia: a synthesis of the Yanshan Revolution. Journal of Asian Earth Sciences, 114: 750-770.
- Dong Y, Cui Y, Wang J, Chen H, Zhang F, Wu Y, Li Z, Zhu P, Jiang S. 2021. Paleozoic carbon cycle dynamics: insights from stable carbon isotopes in marine carbonates and C₃ land plants. Earth-Science Reviews, 222: 103813.
- Fluteau F. 2003. Earth dynamics and climate changes. Comptes Rendus Geoscience, 335(1): 157-174.
- Hammer Y, Harper D A, Ryan P D. 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica, 4(1): 1-9.
- Haq B U. 2018. Jurassic sea-level variations: a reappraisal. Geological Society of America Today, 28(1): 4-10.
- Iturralde-Vinent M A. 2003. The conflicting paleontologic versus stratigraphic record of the formation of the Caribbean Seaway. In: Bartolini C, Buffler R T, Blickwede J (eds). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79: 75-88.
- Kutzbach J E, Gallimore R G. 1989. Pangaeon climates: megamonsoons of the megacontinent. Journal of Geophysical Research, 94: 3341-3357.
- Lawver, Lawrence A. 2002. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. Special Paper of the Geological Society of America: 333-358.
- Lena L F, Taylor D, Guex J, Bartolini A, Schaltegger U. 2019. The driving mechanisms of the carbon cycle perturbations in the late Pliensbachian (Early Jurassic). Scientific Reports, 9(1): 18430.
- Lukens W E, Eze P, Schubert B A. 2019. The effect of diagenesis on carbon isotope values of fossil wood. Geology, 47(10): 987-991.
- Lü D, Wang L, Isbell J L, Lu C, Li P, Wang Y. 2022. Records of chemical weathering and volcanism linked to paleoclimate transition during the late Paleozoic icehouse. Global and Planetary Change, 217: 103934.
- Lü D, Zhao Y, Steel R J, Jia H, Raji M, Zhang Z, Ju L, Gong L, Wang X. 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.
- Maluski H, Coulon C, Popoff M, Baudin P. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology, petrology and geodynamic setting of mesozoic to early cenozoic magmatism from the benue trough, Nigeria. Journal of the Geological Society, 152(2): 311-326.
- Nordt L, Breecker D, White J. 2022. Jurassic greenhouse ice-sheet fluctuations sensitive to atmospheric CO₂ dynamics. Nature Geoscience, 15(1): 54-59.
- Nordt L, Breecker D, White J. 2024. The early Cretaceous was cold but punctuated by warm snaps resulting from episodic volcanism. Communications Earth & Environment, 5(1): 223.
- Pa'lfy, József, Mortensen J K, Carter E S, Smith P L, Friedman R M, Tip-per H W. 2000. Timing the end-Triassic mass extinction: first on land, then in the sea? Geology, 28(1): 39-42.
- Parrish J T, Ziegler A M, Scotese C R. 1982. Rainfall patterns and the

- distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40(1): 67–101.
- Richey J D, Nordt L, White J D, Breecker D O. 2023. ISOORG23: an updated compilation of stable carbon isotope data of terrestrial organic materials for the Cenozoic and Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 241: 104439.
- Royer D L. 2006. CO_2 -forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23): 5665–5675.
- Royer D L, Berner R A. 2003. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate change. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Royer D L, Berner R A, Beerling D J. 2001. Phanerozoic atmospheric CO_2 change: evaluating geochemical and paleobiological approaches. *Earth-Science Reviews*, 54(4): 349–392.
- Ruebsam W, Mayer B, Schwark L. 2019. Cryosphere carbon dynamics control early Toarcian global warming and sea level evolution. *Global and Planetary Change*, 172: 440–453.
- Ruebsam W, Schwark L. 2021. Impact of a northern-hemispherical cryosphere on late Pliensbachian-early Toarcian climate and environment evolution. *Special Publications*, 514: 359–385.
- Ruhl M, Hesselbo S P, Al-Suwaidi A, Jenkyns H C, Damborenea S E, Manceñido M O, Storm M, Mather T A, Riccardi A C. 2020. On the onset of Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and environmental and carbon-cycle change at the Triassic-Jurassic transition (Neuquén Basin, Argentina). *Earth-Science Reviews*, 208: 103229.
- Schlische R W, Withjack M O, Olsen P E. 2013. Relative timing of CAMP, rifting, continental breakup, and basin inversion: tectonic significance. *Geophysical Monograph*, 136: 33–59.
- Schubert B A, Jahren A H. 2012. The effect of atmospheric CO_2 concentration on carbon isotope fractionation in C_3 land plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 96: 29–43.
- Segev A. 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, 325(3): 257–277.
- Svensen H, Planke S, Chevallier L, Malthes-Sørensen A, Corfu F, Jamtveit B. 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3): 554–566.
- Tennant J P, Mannion P D, Upchurch P, Sutton M D, Price G D. 2017. Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover. *Biological Reviews*, 92(2): 10.1111/brv.12255.
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönisch B, Inglis G N, Petersen S V, Sagoo N, Tabor C R, Thirumalai K, Zhu J, Burls N J, Foster G L, Goddérís Y, Huber B T, Ivanov L C, Kirtland Turner S, Lunt D J, McElwain J C, Mills B J W, Otto-Bliesner B L, Ridgwell A, Zhang Y G. 2020. Past climates inform our future. *Science*, 370(6517): eaay3701.
- Veizer J, Goddérís Y, François L M. 2000. Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature*, 408(6813): 698–701.
- Vergara M, Levi B, Nyström J O, Cancino A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12): 1427–1440.
- Wilson M, Guiraud R. 1992. Magmatism and rifting in western and central Africa, from Late Jurassic to Recent times. *Tectonophysics*, 213(1): 203–225.
- Wang L, Lü D, Zhang Z, Grasby S E, Isbell J L, Shen J. 2025. Carbon isotope perturbations are not primarily driven by volcanism during the late paleozoic ice age. *Communications Earth and Environment*, 6: 682.
- Yarmolyuk V V, Vorontsov A A, Ivanov V G, Kovalenko V I, Baikin D N, Sandimirova G P. 2000. Stages of bimodal and alkaline granite magmatism in the western transbaikal region: geochronological data on rocks from the Tugnu Depression. *Doklady Earth Sciences*, 373: 811–815.
- Zachos J C, Shackleton N J, Revenaugh J S, Pälike H, Flower B P. 2001. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292(5515): 274–278.
- Zhou K, Lu J, Zhang S, Yang M, Gao R, Shao L, Hilton J. 2022. Volcanism driven Pliensbachian (Early Jurassic) terrestrial climate and environment perturbations. *Global and Planetary Change*, 216: 103919.
- Zhang Z, Guo Y, Lü D, Lu M, Wang T, Wang L, Zheng G, Zhang Y, Wang B, Duan G. 2025. High-latitude continental evidence of the Jenkyns Event: insights from the southern Junggar Basin, NW China. *Global and Planetary Change*, 254: 105007.

(责任编辑 郑秀娟)