

文章编号:1000-0550(2025)04-1308-14

宾夕法尼亚亚纪晚期变暖事件的沉积响应与全球对比

岳超盛^{1,2}, 陈吉涛^{1,3}, 杨文莉^{1,2}, 高彪¹, 胡科毅⁴, 祁玉平¹, 王向东⁴

1. 中国科学院南京地质古生物研究所, 古生物学与油气地层应用全国重点实验室, 南京 210008

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 中国科学院大学南京学院, 南京 211135

4. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 关键地球物质循环前沿科学中心, 南京 210023

摘要 【目的】晚古生代大冰期是陆地生态系统繁盛以来最显著的冰川事件,是由多个离散的冰期和间冰期交替组成的动态变化过程。这一时期也发生了多次全球变暖事件,近年来引起学界的广泛关注。其中,在晚宾夕法尼亚世卡西莫夫期和格舍尔期界线(Kasimovian-Gzhelian Boundary, KGB)附近记录了一次短暂而显著的碳同位素负漂事件,并伴随显著的全球变暖,称之为KGB变暖事件。这一冰室气候背景下的变暖事件具有重要的研究意义,然而对该变暖事件的研究仍处于起步阶段。【方法】选取华南板块罗甸盆地纳庆、上隆和纳绕剖面,对各自上宾夕法尼亚亚统卡西莫夫阶和格舍尔阶界线附近约20 m厚的地层开展详细的沉积学和碳同位素地层学工作,分析KGB变暖事件的沉积响应,并与全球不同地区的进行对比,为进一步开展相关研究打下基础。【结果】共识别出泥状灰岩、生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩、正粒序生物碎屑泥粒灰岩和黑色钙质泥岩4种沉积岩相,指示了海平面频繁波动的深水斜坡沉积环境。上隆剖面新报道的碳同位素记录与纳庆和纳绕剖面已发表的碳同位素记录显示出一致的变化趋势,KGB附近的碳同位素负漂移在全球多个不同剖面均有记录。研究层段牙形刺*Heckelina eudoraensis*带、*Idiognathodus naraensis*带和*H. simulator*带底部记录的3次古水深的周期性变化与前人建立的天文旋回和全球典型沉积盆地的沉积旋回具有良好的对应关系。【结论】宾夕法尼亚亚纪晚期变暖事件(即KGB变暖事件)是一次全球性的气候事件,华南罗甸盆地相关研究可作为该事件研究和全球对比的重要参考。

关键词 晚古生代大冰期;变暖事件;华南板块;沉积响应;碳同位素

第一作者简介 岳超盛,男,2001年出生,硕士研究生,沉积学和沉积地球化学,E-mail: csyue@nigpas.ac.cn

通信作者 陈吉涛,男,研究员,E-mail: jtchen@nigpas.ac.cn

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

DOI 10.14027/j.issn.1000-0550.2023.141

CSTR 32268.14/j.cjxb.62-1038.2023.141

0 引言

晚古生代大冰期是陆地生态系统繁盛以来最显著的冰川事件,持续时间近亿年^[1-3](360~260 Ma)。研究表明晚古生代大冰期并不是冈瓦纳大陆上长期稳定存在的持续性冰川作用,而是由多个离散的冰期和间冰期组成的动态变化过程^[4-6]。一般认为冈瓦纳大陆冰川从密西西比亚纪晚期开始启动,在二叠纪早期达到了最高峰,并在早二叠世的中晚期开始逐渐消退^[2,7-9]。晚古生代大冰期也发生多次全球变暖事件,这些变暖事件及其触发机制和对陆地—海洋系统造成的影响等方面,近年来引起学界的广泛关注^[10-15]。

其中,在晚宾夕法尼亚世卡西莫夫期和格舍尔期界线附近(Kasimovian-Gzhelian Boundary, KGB),全球多个陆块记录了一次短暂而显著的碳同位素负漂事件^[16]。同时期,大气二氧化碳浓度($p\text{CO}_2$)由~350 ppmv快速上升到~700 ppmv^[17-18],腕足壳氧同位素恢复的表层海水温度(SSTs)由~25 °C上升到~29 °C^[19],从宾夕法尼亚世中期持续到晚期的海侵达到了最大^[20],古热带植物群发生了向北半球中纬度地区的扩散^[21],最早出现于古热带地区的蜚类*Triticites*也向北美地区进行了迁移^[22],这说明该碳同位素负漂对应着显著的全球变暖,称之为KGB变暖事件^[11]。

收稿日期:2023-11-23;修回日期:2023-12-21;录用日期:2024-01-10;网络出版日期:2024-01-10

基金项目:国家自然科学基金项目(42293280,42072035)[**Foundation**: National Natural Science Foundation of China, No. 42293280, 42072035]

冰室气候间冰期背景下的KGB变暖事件与地球现在所处的气候状态十分类似,且具有相近的大气 $p\text{CO}_2^{[18]}$,对KGB变暖事件的研究不仅能够帮助探索晚古生代大冰期的演化机制,也能为理解当今全球变暖提供新思路。然而,KGB变暖事件研究程度还较低,仅Chen *et al.*^[11]通过地球系统模拟的方法对碳同位素负漂的碳源和海洋缺氧的程度开展了定量计算并指出,这次碳同位素负漂事件是由约9万亿吨有机质来源的轻碳注入大气—海洋系统引发的,伴随着近20%的海底缺氧面积。但目前在KGB变暖的启动机制、识别标准以及全球不同地区对该事件的响应等方面还不明确。因此,还需要对该变暖事件开展进一步的研究,以揭示其形成机制和对表层地球系统的影响。

本文通过对相关研究剖面开展的详细的沉积学和碳同位素地层学工作,结合前人开展的生物地层学和旋回地层学研究,分析KGB变暖事件的沉积过程,并与全球不同地区的沉积盆地进行对比,为后续进一步开展相关研究打下基础。

1 地质背景

华南板块由扬子板块和华夏板块于新元古代早期沿江南造山带拼合而成^[23-24](~830 Ma),宾夕法尼亚纪晚期,华南板块孤立地漂泊在赤道附近的低纬度地区(图1a),位于古特提斯洋东北部,与泛大洋连通,广泛分布的巨厚碳酸盐岩沉积以及同期岩浆、构造和变质作用记录的缺失说明华南板块在此时期属稳定的被动大陆边缘背景^[23,26-27]。沉积环境方面,

华南板块被广阔的陆表海所覆盖,以碳酸盐岩开阔台地沉积为主,台地中有部分滩相沉积和盆地相沉积^[28-29](图1b)。

晚古生代大冰期高纬度地区的冰川进退会引起低纬度地区旋回性的海平面变化,使得低纬度地区出现明显的沉积间断和频繁暴露改造^[30-31],华南板块的众多台地相剖面几乎都存在明显的沉积间断或暴露改造,造成了地球化学信号的偏移以及地层对比的困难^[32-36]。与之相比,位于开阔台地内部的裂陷盆地发育近乎连续的斜坡—盆地相沉积,能够完整地记录整个时期的沉积环境变化和化学信号。因此,研究选取华南板块西南部罗甸盆地内的纳庆(25°14'55" N, 106°29'35" E)、上隆(25°21'3" N, 106°30'4" E)、纳绕(25°24'48" N, 106°36'13" E)三个不同深度的斜坡相剖面为研究对象,三个剖面均位于贵州省黔南布依族苗族自治州罗甸县境内,沿路边出露(图2),上隆剖面分别位于纳庆剖面北方和纳绕剖面西南方约11 km和12.5 km处,距东侧的罗甸县城约27 km。本文在精细的牙形刺生物地层、碳同位素化学地层等框架下,对研究层段进行了详细的沉积学工作及全球对比研究。

2 材料与方法

沉积学方面,对纳庆、上隆、纳绕三个剖面的上宾夕法尼亚统卡西莫夫阶和格舍尔阶界线附近约20 m的地层进行了逐层野外观察和描述,并绘制了详细的沉积柱状图(图3)。同时采集了大量的手标本,在室内进行切割、抛光后制作岩石光面用以扫描

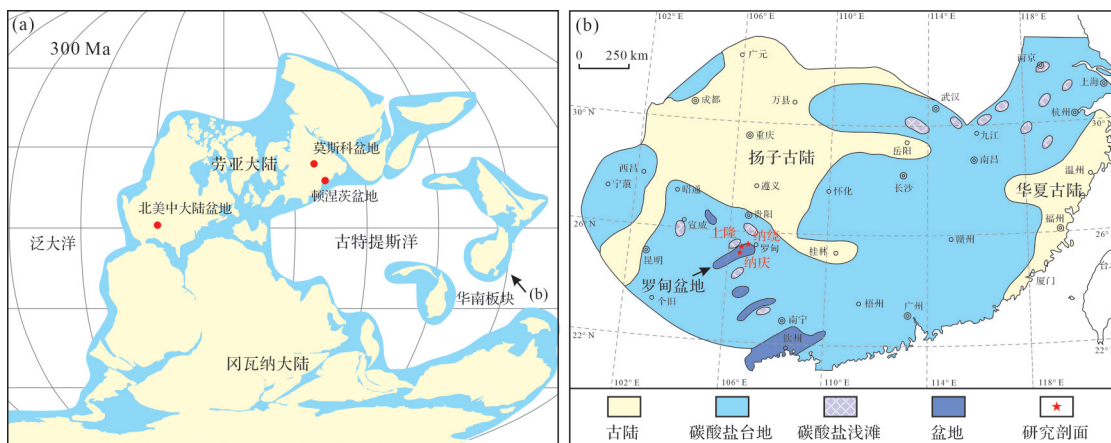


图1 (a)宾夕法尼亚纪晚期全球古地理图(据文献[25]修改);(b)华南板块岩相古地理图(据文献[29]修改)

Fig.1 (a) Global paleogeography map of the late Pennsylvanian (modified from reference [25]); (b) lithofacies paleogeography map of the South China Block (modified from reference [29])

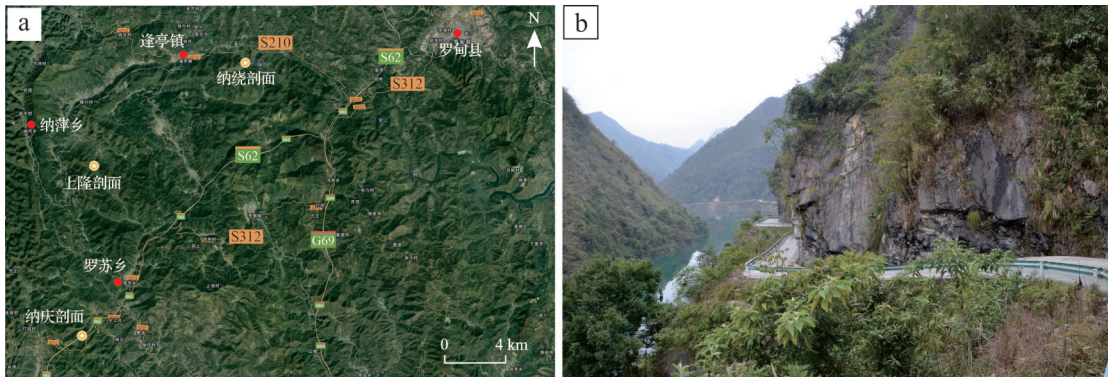


图2 (a) 研究剖面位置图(谷歌地图); (b) 纳绕剖面野外照片

Fig.2 (a) Location of the study sections (Google Maps); (b) field picture of the Narao section

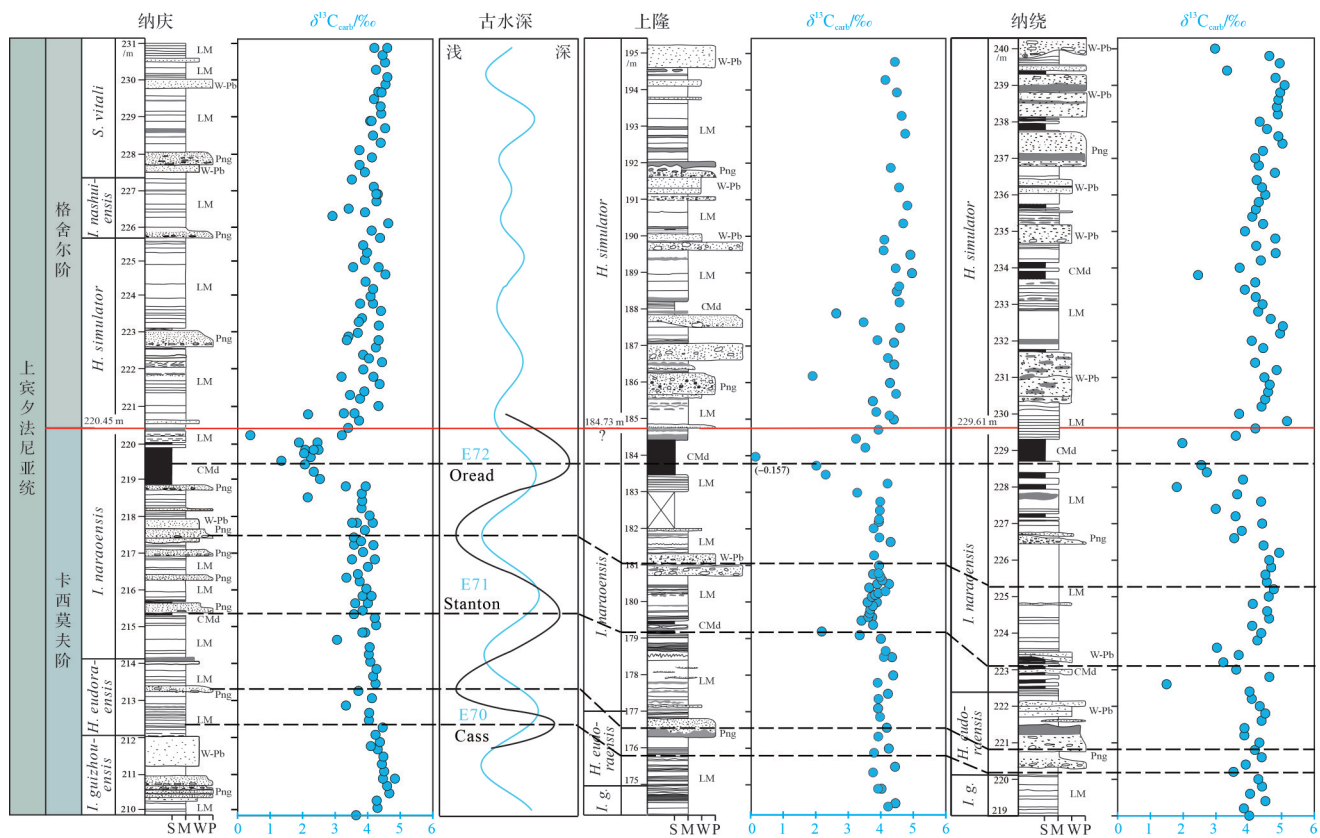


图3 纳庆、上隆和纳绕剖面牙形刺生物地层、沉积柱状图和碳同位素

(生物地层数据引自文献[37-38]; 纳庆和纳绕碳同位素数据引自文献[37])

图中灰色部分为硅质结核或条带; LM、W-Pb、Png 和 CMd 分别为泥状灰岩、生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩、正粒序生物碎屑泥粒灰岩和黑色钙质泥岩岩相; S、M、W 和 P 分别代表泥页岩(shale)、泥状灰岩(lime mudstone)、粒泥灰岩(wackestone)和泥粒灰岩(packstone)岩性; 红色实线为卡西莫夫阶和格舍尔阶界线; 黑色曲线为研究层段古水深变化旋回; 黑色虚线指示单个旋回内古水深可能的最深处或最浅处; 蓝色曲线为纳庆剖面405千年长偏心率滤波曲线^[39], E70、E71 和 E72 为本文提出的古水深变化旋回可能对应的天文旋回, Stanton、Cass 和 Oread 为与之对应的北美中大陆盆地主旋回^[40]

Fig.3 Conodont biostratigraphy, sedimentological column, and carbon isotopes of the Naqing, Shanglong, and Narao sections (biostratigraphy data from reference [37-38]; carbon isotope data of the Naqing and Narao sections from reference [37])

观察; 在手标本切面上选择区域制作岩石薄片, 使用奥林巴斯(Olympus)BX53 光学显微镜进行观察。

沉积地球化学方面, 在上隆剖面系统采集了90个灰岩样品, 切开新鲜面后钻取粉末用于无机碳和

氧同位素分析, 取样时避开了方解石脉和硅化部分。无机碳、氧同位素在中国科学院南京地质古生物研究所实验技术中心稳定同位素质谱仪实验室内测试, 使样品粉末在 Kiel IV Carbonate Device 装置中与

磷酸反应,生成的 CO_2 通过 Thermo Fisher Scientific MAT-253 质谱仪测定样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值,测试结果标准参照 GBW-04405,测定值偏差分别优于 0.02‰ 和 0.05‰ 。

3 地层特征

3.1 牙形刺地层

三条研究剖面的 KGB 层位均开展过牙形刺生物地层工作^[37-38,41],包括卡西莫夫阶的 *Idiognathodus guizhouensis* 带、*Heckelina eudoraensis* 带和 *I. naraensis* 带,以及格舍尔阶的 *H. simulator* 带、*I. nashuiensis* 带和 *Streptognathodus vitali* 带(图3)。其中,纳庆剖面作为格舍尔阶全球界线层型剖面与点位的候选之一,研究程度高;而上隆和纳绕剖面的格舍尔阶目前仅识别出了 *H. simulator* 带,之上地层的生物地层工作尚未开展。纳庆和纳绕剖面的 KGB 层位曾开展过高密度、连续采样的生物地层研究, *H. simulator* 的首现层位分别为 220.45 m 和 229.61 m^[37,41]。上隆剖面采样密度较低,目前仅在 186.40 m 发现了典型的格舍尔阶分子,包括两枚 *H. simulator* 的标本^[38]。之下至 182.00 m 之间,仅在 184.90 m 的样品中获得了极少量亚成年体和幼年体标本,无法明确指示是卡西莫夫阶或格舍尔阶,因此上隆剖面 *H. simulator* 的首现层位可能低于 186.40 m,需要逐层采集较大重量的样品进行分析方可确定。

3.2 碳同位素地层

碳酸盐岩碳同位素的变化,不仅受全球碳循环影响,也与区域性的水循环及成岩改造密切相关^[33,36,42-43]。因此,要保证碳同位素信息的可靠性,将其应用到地层对比之前,需要对其数值进行评估。一方面,经过野外和室内的详细观察,研究层段未发现明显的暴露构造(如喀斯特、古土壤等)和成岩作用改造(如后期重结晶化、白云岩化等),因此认为其地球化学信号能够反映海水的原始信息。另一方面,与大气淡水相关的成岩作用,会使得碳同位素值和氧同位素值降低,根据水岩比率、大气淡水淋滤作用及陆地有机碳氧化程度等的不同,无机碳、氧同位素值之间的相关关系也呈现出不同的特征,受成岩改造强烈的样品往往会在碳氧同位素值中呈现正相关关系^[43]。通过建立碳氧同位素交会图(图4)可以发现,三个剖面碳氧同位素值之间均无明显的相关关系,并与北美中大陆盆地经过成岩筛选的腕足壳碳同位素值^[19]具有相似的特征,说明其受成岩作用的影响较小,可以用于全球对比。

上隆剖面碳同位素分析结果显示,碳同位素范围为 -0.2‰ ~ 5.0‰ ,其平均值为 4.0‰ 。氧同位素范围为 -9.2‰ ~ -1.7‰ ,其平均值为 -3.5‰ 。碳同位素记录在剖面 182.75~185.00 m 牙形刺化石带 *Idiognathodus naraensis* 内识别出了一次显著的负漂事件(图3),负漂幅度可达 4.3‰ 。碳同位素值稳定

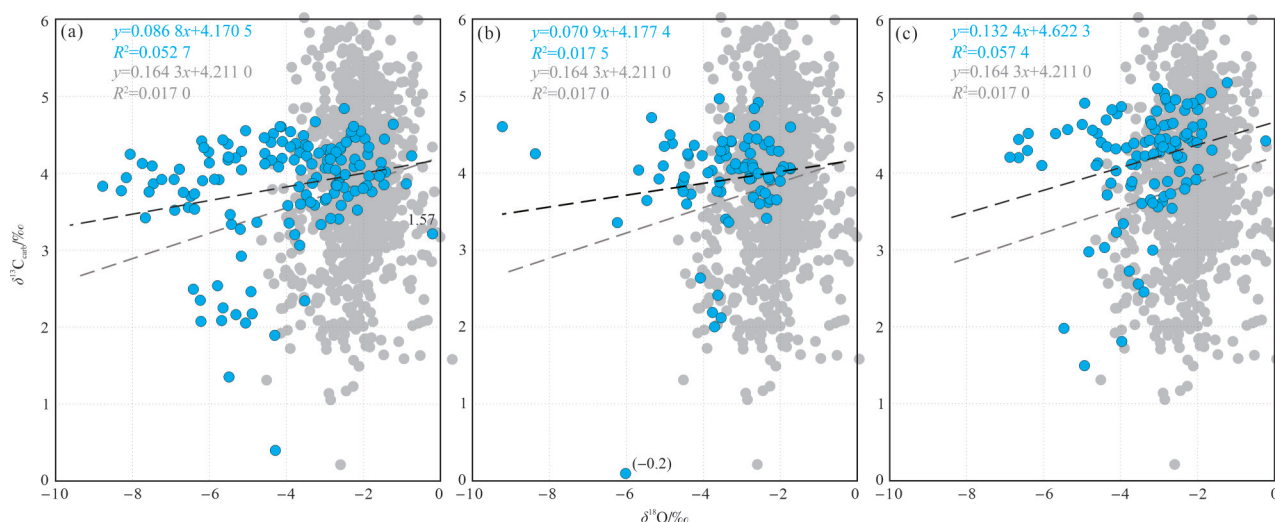


图4 (a)纳庆、(b)上隆、(c)纳绕剖面 and 北美中大陆盆地腕足壳碳氧交会图(蓝色部分为纳庆和纳绕剖面碳、氧同位素数据引自文献[37];灰色部分为北美中大陆盆地腕足壳碳氧同位素数据,引自文献[19])

Fig.4 Cross-plot of carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the (a) Naqing, (b) Shanglong, and (c) Narao sections^[37] (blue) and comparison with those from brachiopods of the North American Midcontinent Basin^[19] (gray)

在4.6‰~2.2‰之间,平均值约为4.0‰。碳同位素值在182.75 m从4.1‰快速下降到-0.2‰,之后碳同位素值逐渐恢复背景值,在185.00 m处达到4.4‰,整个负漂事件碳同位素平均值为3.0‰。185.00~196.00 m,碳同位素整体介于5.0‰~2.0‰,平均值约为4.3‰。整体来说,上隆剖面171.00~195.00 m的碳同位素记录与同沉积盆地纳庆、纳绕剖面的碳同位素记录^[37]可以进行良好的对比,彼此之间变化趋势一致。

4 沉积岩相划分与解释

在野外详细观察和描述的基础上,室内对样品进行切割、抛光、制作薄片和详细的镜下观察分析,根据经典的邓哈姆碳酸盐岩岩相分类方案^[44],依据岩石的宏观展布、颗粒类型及微相特征等,在三个研究

剖面共识别出4种岩相,分别为泥状灰岩相(LM)、生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相(W-Pb)、正粒序生物碎屑泥粒灰岩相(Png)和黑色钙质泥岩相(CMd)。

4.1 泥状灰岩(LM)

泥状灰岩主要呈薄层状发育(图5a),部分为中层,极少见厚层,层与层之间常夹有毫米级的泥页岩层。颜色多为浅灰色,成分均一,主要为泥晶或粉屑(图5b),极少含生物碎屑等颗粒,部分受到扰动(图5c),或可见轻微的水平层理(图5d),整体波浪或流水构造以及生物扰动发育较少。

生物碎屑较少、未发育大量的波浪流水构造和生物扰动说明泥状灰岩相主要沉积在低水动力的静水环境,鉴于整体的环境背景,最有可能位于风暴浪基面以下,夹层的泥页岩可能是风或河流带来的陆源碎屑物质沉积而成^[33,35]。

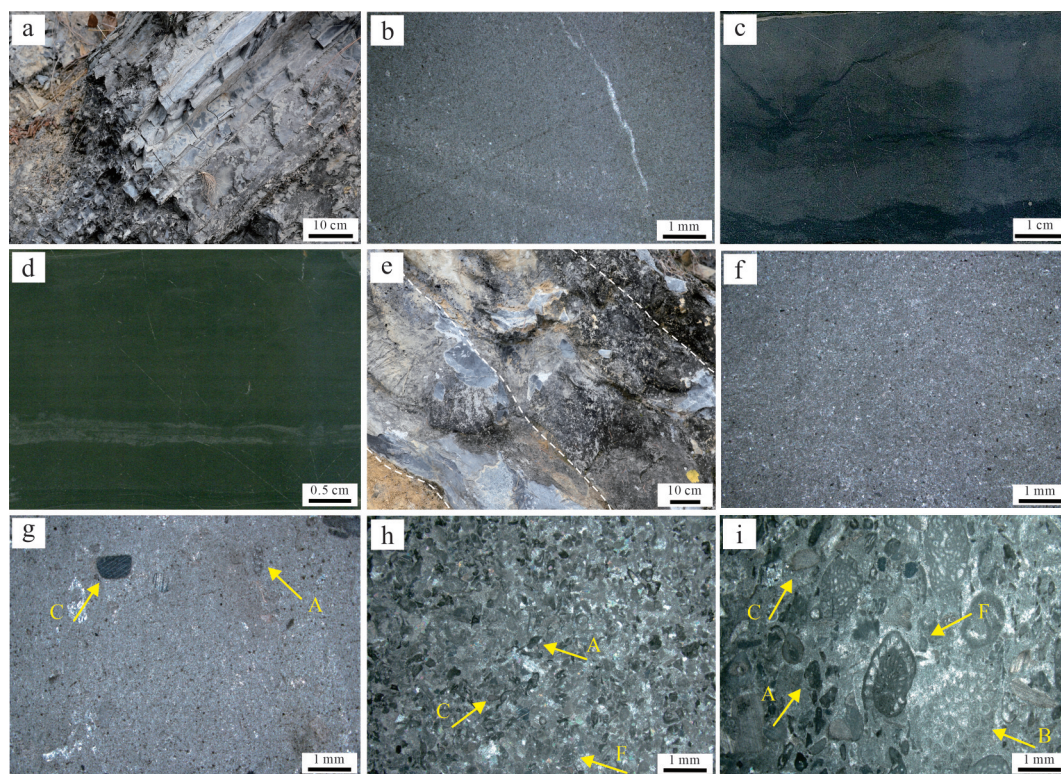


图5 泥状灰岩相和生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相

(a)泥状灰岩相野外照片,纳庆剖面,约230.40 m;(b)泥状灰岩相显微照片,成分较为均一,含少量细小颗粒,纳庆剖面,218.30 m;(c)泥状灰岩相光面照片,可能受生物扰动,上隆剖面,178.96~179.00 m;(d)泥状灰岩相光面照片,可见水平层理,纳庆剖面,220.20~220.24 m;(e)厚层生物碎屑粒泥灰岩野外照片,生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,纳绕剖面,约231.00 m;(f)生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,含大量细小颗粒,纳庆剖面,211.50 m;(g)生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,含较大粒径的海百合茎碎片(C)和藻类碎片(A),纳庆剖面,220.65 m;(h)生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,含蛭(F)、海百合茎碎片(C)和藻类碎片(A),较多的浅灰色颗粒为泥球,上隆剖面,181.10 m;(i)生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩相,含蛭(F)、海百合茎碎片(C)、藻类碎片(A)和苔藓虫(B),纳庆剖面,229.80 m

Fig.5 Lime mudstone facies and bioclastic wacke-packstone facies

4.2 生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩(W-Pb)

该岩相主要呈中厚层状发育(图5e),由以生物碎屑为主的颗粒和杂基组成,颗粒分选磨圆中等。其中,生物碎屑粒泥灰岩呈杂基支撑,颗粒含量较少,颗粒间彼此不相接触,颗粒类型多为海百合茎和藻类碎屑,粒径约0.2 mm(图5f),小部分可达0.5~1.0 mm(图5g)。生物碎屑泥粒灰岩呈颗粒支撑,颗粒间互相接触。不同层位颗粒粒径与类型略有差异,可分为两类:一类颗粒粒径一般不超过0.5 mm,颗粒成分多为海百合茎碎片、藻类碎片、泥球和小型的蠕等(图5h);另一类颗粒粒径较大,多在1.0 mm以上,也可达2.0 mm,较大粒径的颗粒主要是大蠕、海百合茎碎片和苔虫等生物碎片(图5i)。

较为破碎、杂乱的生物碎屑可能来源于水动力较强的相对浅水的环境,而中等的分选磨圆以及未明显发育的波浪流水构造说明整体沉积环境水动力中等,可能是重力流沉积物在斜坡远端沉积而成^[45-46]。

4.3 正粒序生物碎屑泥粒灰岩(Png)

正粒序生物碎屑泥粒灰岩从薄层至厚层均有发育(图6a),一般从底部到顶部呈一个期次的旋回,底部为颗粒支撑的生物碎屑泥粒灰岩,其特征与W-Pb中的生物碎屑泥粒灰岩基本相同,有时还含内碎屑(图6b),向上颗粒粒径逐渐减小,灰泥基质含量逐渐增多,过渡到粒度更细的生物碎屑泥粒灰岩、生物碎屑粒泥灰岩或泥状灰岩(图6c,d),为典型的正粒序构造,部分层位与下伏岩层有截然的接触面(图6c)。

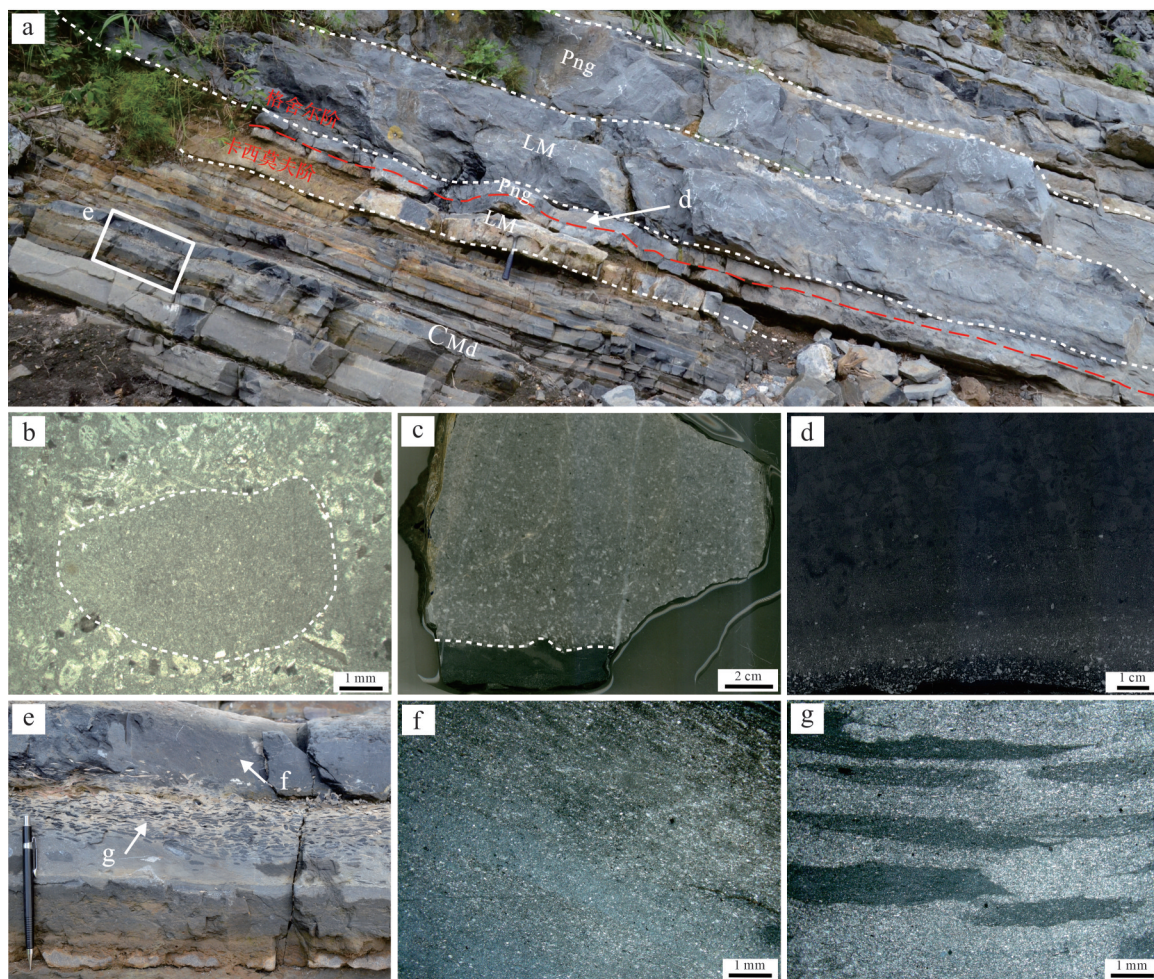


图6 正粒序泥粒灰岩相和黑色钙质泥岩相

(a)上隆剖面KGB层位野外照片,红色虚线为卡西莫夫阶和格舍尔阶界线,白色虚线为不同岩相界线,183.50~186.00 m;(b)正粒序泥粒灰岩相显微照片,白色虚线圈内为内碎屑,纳庆剖面,213.30 m;(c)正粒序泥粒灰岩相光面照片,底部与下伏岩层有截然的接触面(图中白色虚线),纳庆剖面,210.42~210.49 m;(d)正粒序泥粒灰岩相光面照片,上隆剖面,184.73~184.83 m,来自a;(e)黑色钙质泥岩相野外照片,白色箭头指向用于制作薄片的位置,上隆剖面,183.55~183.84 m,来自a;(f)黑色钙质泥岩相显微照片,来自e;(g)遗迹化石 *Nereites* sp. 显微照片,呈较扁平的黑色条带状,来自e

Fig.6 Normal-graded packstone facies and dark calcareous mudstone facies

截然的接触面说明上覆沉积物沉积时对上伏沉积物有强烈的侵蚀作用,结合正粒序构造,指示该岩相为浊流沉积的产物,浅水区域未固结的沉积物受到风暴、地震或海平面变化等扰动后,向下滑动形成沉积物重力流,在斜坡上堆积^[33,35,47-48]。

4.4 黑色钙质泥岩(CMd)

黑色钙质泥岩主要呈薄层状发育,有机质含量高,新鲜面呈暗黑色(图6e),最典型的黑色钙质泥岩集中发育在三个剖面的KGB界线之下。黑色钙质泥岩由陆源碎屑和泥质成分组成,粒径细小,陆源碎屑粒径普遍在0.1 mm以下(图6f)。部分层位含特殊的蚯蚓状构造,形状各异,但基本为扁平的长条形,成分以泥质为主,具有一定的定向性(图6e,g)。

高有机质含量以及底栖生物的缺少指示了较为还原的沉积环境,细粒陆源碎屑和泥质的成分指示黑色钙质泥岩是悬浮沉降缓慢堆积而成,且对应着碳酸盐的生产力下降^[49],可能代表了研究剖面为较深水的沉积^[20]。蚯蚓状的构造可能是遗迹化石 *Nereites isp.*,该遗迹化石往往出现在深海、半深海的沉积环境中^[50-51]。

5 讨论

5.1 生物地层对比

高精度的生物地层对比是不同地区相互对比的重要前提,也是建立石炭纪年代地层框架的基础。在石炭系海相地层中,牙形刺是最重要的标准化石之一,石炭系的大多数全球年代地层单位界线层型剖面 and 点位(GSSP,俗称“金钉子”)都已经用牙形刺的序列来确定。然而,石炭纪的牙形刺生物地层工作还存在不足,特别是宾夕法尼亚亚纪牙形刺的研究相较于密西西比亚纪非常滞后,晚宾夕法尼亚世更是如此。造成这种现象的其中一个重要原因是,在早期石炭系的生物地层研究中,宾夕法尼亚亚系已经建立了完备的蜓和菊石的生物带^[52],导致牙形刺的研究程度较低。目前,全球上宾夕法尼亚统建立了较为精确的牙形刺化石带的主要地区为北美中大陆盆地(Midcontinent Basin)、莫斯科盆地(Moscow Basin)、顿涅茨盆地(Donets Basin)和我国华南地区^[37,53-55](图1a),除了这四个主要的区域,其他地区上宾夕法尼亚统一般都缺乏牙形刺化石带研究。

北美中大陆盆地发育有大规模的旋回地层,被认为是冈瓦纳冰川进退引起的全球海平面变化导致

的,并与天文轨道参数相关联,前人已经对这些旋回进行了详细的划分和命名^[31,40]。在这些旋回中发育有大量深灰色到灰色的深水页岩^[56](core shales),其中含大量牙形刺化石,对牙形刺化石分带厘定具有重要作用,也是整个北美地区进行地层对比的重要参考^[52]。中大陆盆地的地方性年代地层单位中与卡西莫夫阶和格舍尔阶大概相对应的分别是 Missourian 和 Virgilian 这两个阶,但其延限有所区别^[52]。中大陆盆地 Missourian 阶最顶部的带是 *Heckelina eduoraensis* 带,紧接着为 *Streptognathodus zethus* 带,其首现定义了 Missourian 和 Virgilian 的界线。*Heckelina simulator* 带位于 *S.zethus* 带之上,首次出现在 Oread 旋回的 Heebner 黑色页岩中^[54,57]。

莫斯科盆地上宾夕法尼亚统现有的标准牙形刺化石带主要来源于南乌尔地区的 Usolka 剖面和 Nikolsky 剖面,该地区具有更加深水的环境且包含了更加丰富的牙形刺类群,能够进行区域间的对比,此外 Usolka 剖面还有精确的放射性同位素年龄^[58]。莫斯科盆地的地方性年代地层单位划分较细,卡西莫夫阶和格舍尔阶分别被分为3个和4个亚阶,其中与本文研究层段相对应的是卡西莫夫阶顶部的 Dorogomilovian 亚阶和格舍尔阶底部的 Dobryatinian 亚阶,二者界线对应 *Heckelina simulator* 带底界。但在 *H.simulator* 带之下并未发现华南和中大陆盆地都有的 *H.eduoraensis* 带,而是被 *Streptognathodus firmus* 带所替代,在该带上部也含有大量的 *S.zethus* 分子,因此可与中大陆盆地的 *S.zethus* 带和华南地区的 *I.naraoensis* 带进行对比。

顿涅茨盆地位于东欧台地的最南缘,出露有近乎完整的石炭系,并且已经开展过详细的层序地层学的研究^[20],顿涅茨盆地内与本文研究层段相对应的地方性年代地层单位为卡西莫夫阶顶部的 Toretzian 亚阶和格舍尔阶底部的 Kalinovskian 亚阶。Toretzian 亚阶最顶部为 *Streptognathodus firmus-Idiognathodus kalitvensis* 带, Kalinovskian 亚阶底部为 *Heckelina luganca* 带,虽然并没有建立 *H.simulator* 带,但这一层位出现的 *H.simulator* 类群也指示了格舍尔阶的底界^[59]。*Heckelina luganca* 带一直持续到 *H.simulator* 类群的消失,之上的牙形刺化石带还未建立^[52]。

目前对 *Heckelina simulator* 以及其演化谱系的研究取得了较大的进展^[37,41],而且其作为一个全球广泛分布的物种在各个地区都能进行识别,能够为 KGB

的洲际地层对比提供重要参考(图7)。除了牙形刺,有孔虫也是石炭纪一种重要的生物化石,尤其是到了宾夕法尼亚亚纪,以蠕虫为主的有孔虫快速兴起并繁盛,主要分布在浅水区域,在一些既含有牙形刺又含蠕虫的剖面中,往往作为浅水相地层和深水相地层对比的“桥梁”^[60]。由于全球构造运动的影响,北方劳亚大陆和南方冈瓦纳大陆之间连通泛大洋和古特提斯洋的瑞克洋在石炭纪中期完全关闭^[61],改变了密西西比亚纪全球海洋充分贯通的状态,使得底栖有孔虫产生了明显的生物地理分区^[60],再加上海平面频繁变化导致的浅水相剖面的暴露改造或沉积间断,致使蠕虫生物带自身的对比以及蠕虫与牙形刺间的对比存在一定问题。多位学者指出,在不同沉积盆地间使用蠕虫生物带进行对比可能会存在5~10 Ma的误差^[62-63],因此本文进行对比讨论的年代地层学框架还是以牙形刺化石带为准。

5.2 沉积环境与演化分析

从整体岩相来看,研究层段以泥状灰岩相为主,水动力较低,同时发育有多套重力流沉积,形成典型的正粒序构造并带来浅水区域的生物碎屑,生物碎屑类型包括蠕虫、有孔虫、苔藓虫和海百合茎等,大多较破碎,这一系列特征表明研究层段主要为水体较深的斜坡相沉积环境。黑色钙质泥岩相的出现及其特征则代表台间盆地相的沉积环境,体现了水体的加深^[64]。

研究层段4种岩相的交替说明该时期海平面的

频繁波动:当相对海平面较低时,碳酸盐岩台地进积,位于斜坡上部的沉积物更容易受到扰动,供给的碳酸盐颗粒增多,同时未固结的沉积物沿斜坡向下滑动,形成大量的重力流沉积,甚至滑塌沉积^[65],但由于研究层位该时期水深总体较深,并未出现像同剖面其他层位的大型滑塌变形^[33,66-67],原先台地的区域则可能受到暴露改造(图8a);相对海平面较高时,重力流沉积显著减少,供给的碳酸盐颗粒也减少,主要发育悬浮沉积形成的均质薄层泥状灰岩(图8b)。当海平面升高到一定程度时,研究剖面古水深可能位于氧化还原界面以下,同时浅水的碳酸盐台地被淹没,供给的碳酸盐颗粒进一步减少,悬浮的黏土和泥质沉积物以及未被氧化的有机质就会沉积为黑色钙质泥岩(图8c)。

由于上隆剖面和纳绕剖面格舍尔阶的生物地层研究程度不足,*Heckelina simulator*带的具体延限还无法确定,卡西莫夫阶和格舍尔阶界线之上三个剖面的生物地层并不能进行精确的对比,因此本文对研究剖面古水深变化的分析对象主要是*Idiognathodus naraoensis*带和*Heckelina eudoraensis*带内的地层。通过对牙形刺生物地层、碳同位素地层和详细的沉积岩相分析对比可以发现,虽然*H.simulator*带的延限无法进行精确的对比,但其底部均发育相对浅水的沉积。而在*I.naraoensis*带内,三个剖面在卡西莫夫阶和格舍尔阶界线之下均发育了

统	阶	亚阶	莫斯科盆地 Moscow Basin	亚阶	顿涅茨盆地 Donets Basin	亚阶	华南板块 South China Block	亚阶	中大陆盆地 Midcontinent Basin			
上宾夕法尼亚统	格舍尔阶	Melekhovian	<i>Streptognathodus wabaunsensis</i>	UNZONED	小独山阶	Virgilian	<i>Streptognathodus wabaunsensis</i>	Virgilian	<i>Streptognathodus binodosus</i>			
		Noginskian	<i>Streptognathodus bellus</i>				<i>Streptognathodus tenuialveus</i>		<i>Streptognathodus farmeri</i>			
		Pavl.	<i>Streptognathodus virgilicus</i>				<i>Streptognathodus virgilicus</i>		<i>Streptognathodus flexuosus</i>			
			<i>Streptognathodus vitali</i>				<i>Streptognathodus vitali</i>		<i>Streptognathodus bellus</i>			
		Dobryatminian	<i>Heckelina simulator</i>				<i>Heckelina luganicus</i>		<i>Streptognathodus virgilicus</i>			
	卡西莫夫阶	Dorogomilovian	<i>Streptognathodus firmus</i>	Toretzian	达拉阶	Missourian	<i>Idiognathodus nashuiensis</i>	Missourian	<i>Streptognathodus vitali</i>			
			<i>Idiognathodus toretzianus</i>				<i>Idiognathodus kalitvensis</i>		<i>Heckelina simulator</i>	<i>Heckelina simulator</i>		
			<i>Streptognathodus cancellosus</i>	<i>Idiognathodus toretzianus</i>			<i>Idiognathodus naraoensis</i>		<i>Heckelina eudoraensis</i>	<i>Streptognathodus zethus</i>		
		Khamovnikian	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i> <i>Idiognathodus neverovensis</i>			<i>Idiognathodus eudoraensis</i>		<i>Idiognathodus guizhouensis</i>	<i>Heckelina eudoraensis</i>	<i>Streptognathodus gracilis</i>	
			<i>Idiognathodus sagittalis</i>				<i>Idiognathodus magnificus</i>		<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus confragus</i>		
			<i>Idiognathodus sagittalis</i>				<i>Idiognathodus turbatus</i>		<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Streptognathodus cancellosus</i>		
		Krevyatkinian	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Swadelina makhlinae</i> <i>Swadelina subexcelsa</i>			<i>Idiognathodus heckeli</i>		<i>Idiognathodus turbatus</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sulciferus</i>	
			<i>Swadelina subexcelsa</i>				<i>Swadelina makhlinae</i>		<i>Idiognathodus turbatus</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Streptognathodus sulciferus</i>	
							<i>Swadelina makhlinae</i>		<i>Idiognathodus turbatus</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus eccentricus</i>	
							<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus turbatus</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus eccentricus</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
			<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>			<i>Swadelina subexcelsa</i>		<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>
	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>					
	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>					
	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>					
	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Swadelina subexcelsa</i>	<i>Swadelina makhlinae</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>	<i>Idiognathodus sagittalis</i>					

图7 上宾夕法尼亚统全球牙形刺化石带对比

(生物地层数据引自文献[37-38,52]; Pavl. Pavlovoposadian)

Fig.7 Global correlation of the Upper Pennsylvanian conodont zonation (biostratigraphy data from references[37-38,52]; Pavl. Pavlovoposadian)

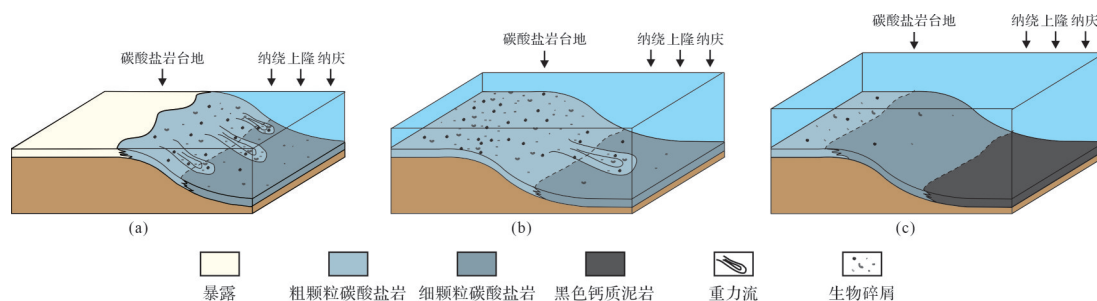


图8 研究剖面沉积模式图

Fig.8 Depositional model for the study sections

一套黑色钙质泥岩和薄层泥状灰岩的岩相组合,说明在这一层位的古水深较深,并伴随着碳同位素的显著负漂。其下则为相对浅水的沉积,普遍发育正粒序生物碎屑泥粒灰岩相。纳庆剖面的215.30 m、上隆剖面的179.20 m和纳绕剖面的223.10 m也存在与界线下黑色钙质泥岩相类似的对应关系,指示古水深的加深,而且在上隆和纳绕剖面出现碳同位素的微小负漂,纳庆剖面碳同位素未见明显变化。在*H. eudoraensis*带内,三个剖面均存在一套正粒序生物碎屑泥粒灰岩的沉积,表明这一时期的古水深较浅,尤其是纳绕剖面厚度可达一米,这可能是因为纳绕剖面相对上隆剖面 and 纳庆剖面水深更浅导致的。*H. eudoraensis*带下部为薄层的泥状灰岩,说明此时古水深相对较深。

综上所述,基于纳庆、上隆和纳绕三个剖面的沉积分析,认为在本文研究层段*H. eudoraensis*带到*H. simulator*带底部经历了3次古水深的旋回性变化,其中在卡西莫夫阶和格舍尔阶界线处的古水深最大,沉积了一套黑色钙质泥岩,这3次古水深的旋回性变化与Wu *et al.*^[39]建立的405 ka长偏心率周期天文旋回E70、E71和E72具有良好的对应关系(图3)。

5.3 海平面变化

宾夕法尼亚亚纪全球海平面变化主要是根据北美中大陆盆地和顿涅茨盆地的旋回地层重建的^[40,68-70]。前文提到,通过对纳庆、上隆和纳绕剖面进行详细的岩相和沉积过程分析,认为在研究层段*Heckelina eudoraensis*带到*H. simulator*带底部经历了3次古水深旋回性变化。其中,卡西莫夫阶和格舍尔阶界线处的古水深最大,沉积一套黑色钙质泥岩。结合牙形刺化石带,该黑色钙质泥岩可与北美中大陆盆地Oread旋回中的Heebner页岩相对应,均沉积于海侵—最大海泛期,整个界线处的水深变化则可

以与Oread旋回相对应^[40,52,57]。从*H. eudoraensis*带到*H. simulator*带在北美中大陆盆地由下而上可对应Stanton、Cass和Oread旋回^[31,40,71],Schimtz *et al.*^[58]认为这三个旋回代表了两个405千年的长偏心率周期,Oread旋回在一个周期内,与顿涅茨盆地的SG2对应,Stanton和Cass旋回在一个周期内,与SG1对应^[72-73](图9)。然而,该划分方案与Wu *et al.*^[39]在纳庆剖面通过天文旋回划分的从*H. eudoraensis*带到*H. simulator*带为E70到E72三个长偏心率周期是相矛盾的。考虑到中大陆盆地更为成熟的旋回地层学和生物地层学工作,笔者认为Stanton和Cass旋回各自代表一个长偏心率周期更为合理,即与Wu *et al.*^[39]的划分方案相吻合(图9a,b),而顿涅茨盆地旋回地层与中大陆盆地旋回地层的对应关系^[20,58]可能需要根据新的牙形刺生物带划分标准^[52]重新厘定。因此,研究层段*H. eudoraensis*带的浅水沉积可能对应Stanton旋回的海退阶段,*Idiognathodus naraensis*带的中下部对应Cass旋回,*I. naraensis*带的中上部则对应Oread旋回并一直持续到*H. simulator*带的顶部(图3)。Eros *et al.*^[20]在当时的年代地层学框架下认为顿涅茨盆地的卡西莫夫阶和格舍尔阶之交是短暂的低水位沉积,随后格舍尔阶下部出现高水位沉积,而此时的卡西莫夫阶和格舍尔阶界线位于O6灰岩之下。牙形刺生物地层的进一步研究和修订后,目前顿涅茨盆地代表格舍尔阶底界的*Heckelina luganica*带与O7灰岩相对应,因此研究层段的黑色钙质泥岩可以与O7灰岩对应的海侵序列中的最大海侵相对应^[20,52,76](图9a)。综上所述,研究剖面古水深的波动代表了此时全球海平面的波动变化,尤其是卡西莫夫阶和格舍尔阶界线处黑色钙质泥岩,与北美中大陆盆地和顿涅茨盆地的旋回地层具有很好的对应关系,同时期的华北板块也表现为较高海平面的沉积^[77-78],说明海侵在此时达到了最大。

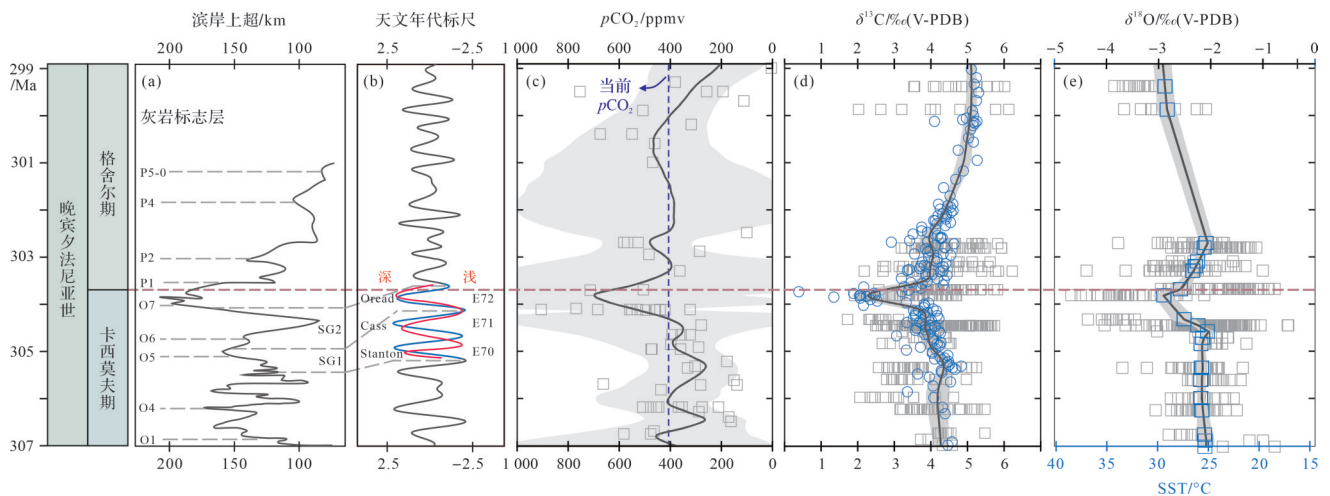


图9 宾夕法尼亚亚纪晚期海平面变化及全球地球化学指标对比图(据文献[11]修改)

(a) 顿涅茨盆地长周期相对海平面记录^[20], SG1, SG2为Schimtz *et al.*^[58]划定的旋回; (b) 纳庆剖面405千年长偏心率滤波曲线^[39], 红色曲线为本文建立的古水深变化旋回, 蓝色曲线为其可能对应的天文旋回E70, E71和E72, Oread, Cass, Stanton为与之对应的北美中大陆盆地主旋回^[40]; (c) 多指标重建的全球古大气二氧化碳浓度^[18], 蓝色虚线为当前大气二氧化碳浓度; (d) 蓝色圆圈为海相碳酸盐岩全岩碳同位素数据, 来自纳庆和纳绕剖面^[37,74], 灰色正方形为钙质腕足壳碳同位素数据, 来自北美中大陆盆地、莫斯科盆地和顿涅茨盆地多个剖面^[19]; (e) 灰色正方形为钙质腕足壳氧同位素数据, 来自北美中大陆盆地、莫斯科盆地和顿涅茨盆地多个剖面^[19], 蓝色正方形为基于氧同位素数据计算的古海水表明温度(SST)^[75]

Fig.9 Global correlation of geochemical proxies and sea-level changes in the late Pennsylvanian (modified from reference [11])

5.4 碳同位素对比

无机碳同位素也是一种重要的对比工具,在石炭系地层对比中得到了广泛的应用^[33,55,74,79],同时碳同位素负漂也是KGB变暖事件的重要识别标准。Grossman *et al.*^[19]对石炭纪到中二叠世的碳同位素记录进行了总结和评估,通过与全球典型沉积盆地的碳同位素数据对比发现,虽然不同区域碳同位素的绝对值和变化幅度存在差异,但基本都在卡西莫夫阶和格舍尔阶界线处(303.7 Ma)存在显著的负漂,大气二氧化碳浓度和氧同位素也出现了协同变化,指示KGB变暖事件的普遍存在(图9c,d,e)。Chen *et al.*^[11]研究认为该次负漂的形成需要有大量的轻碳输入海洋,轻碳的来源可能是北欧以Skagerrak地区为中心的大火成岩省(Skagerrak-centered LIPs)侵入富含有机质的沉积物释放的热成因甲烷或由变暖导致的冻土消融释放的有机碳。

总体来说,KGB变暖事件是一次全球性的变暖事件,由全球范围内的碳扰动驱动,伴随着碳同位素的负漂移,气温的快速升高可能使得冈瓦纳大陆的冰川消退,造成了全球海平面的明显上升,在多个沉积盆地内形成了一套深水沉积。KGB变暖事件相关层位的生物地层学和旋回地层学等的全球对比研究还存在一定问题,需要开展更深入的工作,为KGB变暖事件的深入研究打好基础。

华南罗甸盆地纳庆、上隆和纳绕剖面发育有连续的牙形刺化石带,提供了全球对比的基础。出露岩层受成岩改造较少,记录的地球化学信号更可能反映原始的海水信息。海平面变化主要受控于冰川进退引起的全球海平面升降。因此,在华南罗甸盆地开展相关研究可作为KGB变暖事件研究和全球对比的重要参考。

6 结论

(1) 华南板块罗甸盆地的纳庆、上隆和纳绕剖面上宾夕法尼亚统共发育4种沉积岩相,分别是泥状灰岩、生物碎屑粒泥灰岩—生物碎屑泥粒灰岩、正粒序生物碎屑泥粒灰岩和黑色钙质泥岩,揭示了研究层段主要为海平面频繁波动的深水斜坡沉积环境,从*H.eudoraensis*带到*H.simulator*带底部记录了3次古水深的旋回性变化。

(2) KGB变暖事件是一次全球性的气候事件,出现了明显的变暖效应,可能导致了冈瓦纳大陆冰川消退,使得全球海平面明显上升,致使卡西莫夫阶和格舍尔阶界线处黑色钙质泥岩的沉积,并伴随着显著的碳同位素负漂移,这在全球典型的沉积盆地均有记录。

(3) KGB变暖事件相关层位的研究目前还存在

诸多问题,如生物带和旋回地层的划分与对比等方面,进一步的研究工作仍需开展。华南罗甸盆地发育有连续的牙形刺化石带,出露岩层受成岩改造较少,海平面变化主要受控于冰川进退引起的全球海平面升降。在华南罗甸盆地开展相关研究可作为KGB变暖事件研究和全球对比的重要参考。

致谢 感谢三位评审专家详细有益的修改意见!

参考文献 (References)

- [1] Soreghan G S, Soreghan M J, Heavens N G. Explosive volcanism as a key driver of the Late Paleozoic ice age[J]. *Geology*, 2019, 47(7): 600-604.
- [2] Montañez I P. Current synthesis of the penultimate icehouse and its imprint on the Upper Devonian through Permian stratigraphic record[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2022, 512(1): 213-245.
- [3] 仲钰天,陈吉涛,高彪,等. 晚古生代大冰期碳—水循环回顾与展望[J]. *科学通报*, 2023, 68(12): 1544-1556. [Zhong Yutian, Chen Jitao, Gao Biao, et al. Carbon-water cycles during the Late Paleozoic Ice Age: Reviews and prospects[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2023, 68(12): 1544-1556.]
- [4] Isbell J L, Henry L C, Gulbranson E L, et al. Glacial paradoxes during the Late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(1): 1-19.
- [5] Fielding C R, Frank T D, Birgenheier L P. A revised, Late Palaeozoic glacial time-space framework for eastern Australia, and comparisons with other regions and events[J]. *Earth-Science Reviews*, 2023, 236: 104263.
- [6] Li Y N, Shao L Y, Fielding C R, et al. 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[J]. *Global and Planetary Change*, 2023, 221: 104035.
- [7] Montañez I P, Poulsen C J. The Late Paleozoic ice age: An evolving paradigm[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2013, 41: 629-656.
- [8] Griffis N P, Montañez I P, Mundil R, et al. Coupled stratigraphic and U-Pb zircon age constraints on the Late Paleozoic icehouse-to-greenhouse turnover in south-central Gondwana[J]. *Geology*, 2019, 47(12): 1146-1150.
- [9] Griffis N, Montañez I, Mundil R, et al. High-latitude ice and climate control on sediment supply across SW Gondwana during the Late Carboniferous and Early Permian[J]. *GSA Bulletin*, 2021, 133(9/10): 2113-2124.
- [10] Yang J H, Cawood P A, Montañez I P, et al. Enhanced continental weathering and large igneous province induced climate warming at the Permo-Carboniferous transition[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 534: 116074.
- [11] Chen J T, Montañez I P, Zhang S, et al. Marine anoxia linked to abrupt global warming during Earth's penultimate icehouse[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2022, 119(19): e2115231119.
- [12] Marchetti L, Forte G, Kustatscher E, et al. The Artinskian Warming Event: An Euramerican change in climate and the terrestrial biota during the early Permian[J]. *Earth-Science Reviews*, 2022, 226: 103922.
- [13] Sun F N, Hu W X, Cao J, et al. Sustained and intensified lacustrine methane cycling during Early Permian climate warming[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 4856.
- [14] Hou Z S, Shen S Z, Henderson C M, et al. Cisuralian (Early Permian) paleogeographic evolution of South China Block and sea-level changes: Implications for the global Artinskian warming event[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2023, 613: 111395.
- [15] Xia L W, Cao J, Hu W X, et al. Effects on global warming by microbial methanogenesis in alkaline lakes during the Late Paleozoic Ice Age (LPIA)[J]. *Geology*, 2023, 51(10): 935-940.
- [16] Chen J T, Chen B, Montañez I P. Carboniferous isotope stratigraphy[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2022, 512(1): 197-211.
- [17] Montañez I P, McElwain J C, Poulsen C J, et al. Climate, $p\text{CO}_2$ and terrestrial carbon cycle linkages during Late Palaeozoic glacial-interglacial cycles[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(11): 824-828.
- [18] Richey J D, Montañez I P, Goddérís Y, et al. Influence of temporally varying weather ability on CO_2 -climate coupling and ecosystem change in the Late Paleozoic[J]. *Climate of the Past*, 2020, 16(5): 1759-1775.
- [19] Grossman E L, Yancey T E, Jones T E, et al. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 268(3/4): 222-233.
- [20] Eros J M, Montañez I P, Osleger D A, et al. Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 313-314: 1-25.
- [21] Cleal C J, Thomas B A. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates: Is the past the key to the present?[J]. *Geobiology*, 2005, 3(1): 13-31.
- [22] Davydov V. Warm water benthic foraminifera document the Pennsylvanian-Permian warming and cooling events—The record from the western Pangea tropical shelves[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 414: 284-295.
- [23] Cawood P A, Zhao G C, Yao J L, et al. Reconstructing South China in Phanerozoic and Precambrian supercontinents[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 186: 173-194.

- [24] Yao J L, Cawood P A, Shu L S, et al. Jiangnan Orogen, South China: A ~970-820 Ma Rodinia margin accretionary belt[J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 196: 102872.
- [25] Huang B C, Yan Y G, Piper J D A, et al. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 186: 8-36.
- [26] Li X H, Li Z X, He B, et al. The Early Permian active continental margin and crustal growth of the Cathaysia Block: *In situ* U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses of detrital zircons[J]. *Chemical Geology*, 2012, 328: 195-207.
- [27] Gao B, Xin H, Huang X, et al. A record of enhanced water cycle in the Late Paleozoic icehouse[J]. *Global and Planetary Change*, 2022, 218: 103957.
- [28] 焦大庆, 马永生, 邓军, 等. 黔桂地区石炭纪层序地层格架及古地理演化[J]. *现代地质*, 2003, 17(3): 294-302. [Jiao Daqing, Ma Yongsheng, Deng Jun, et al. The Sequence-stratigraphic framework and the evolution of paleogeography for Carboniferous of the Guizhou and Guangxi areas[J]. *Geoscience*, 2003, 17(3): 294-302.]
- [29] 冯增昭, 杨玉卿, 鲍志东. 中国南方石炭纪岩相古地理[J]. *古地理学报*, 1999, 1(1): 75-86. [Feng Zengzhao, Yang Yuqing, Bao Zhidong. Lithofacies palaeogeography of the Carboniferous in South China[J]. *Journal of Palaeogeography*, 1999, 1(1): 75-86.]
- [30] Koch J T, Frank T D. Imprint of the Late Palaeozoic Ice Age on stratigraphic and carbon isotopic patterns in marine carbonates of the Orogrande Basin, New Mexico, USA[J]. *Sedimentology*, 2012, 59(1): 291-318.
- [31] Heckel P H. Pennsylvanian stratigraphy of northern midcontinent shelf and biostratigraphic correlation of cyclothems[J]. *Stratigraphy*, 2013, 10(1/2): 3-39.
- [32] Ueno K, Hayakawa N, Nakazawa T, et al. Pennsylvanian-Early Permian cyclothem succession on the Yangtze Carbonate Platform, South China[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2013, 376(1): 235-267.
- [33] Chen J T, Montañez I P, Qi Y P, et al. Coupled sedimentary and $\delta^{13}\text{C}$ records of Late Mississippian platform-to-slope successions from South China: Insight into $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 448: 162-178.
- [34] Huang X, Aretz M, Zhang X H, et al. Pennsylvanian-early Permian palaeokarst development on the Yangtze Platform, South China, and implications for the regional sea-level history[J]. *Geological Journal*, 2018, 53(4): 1241-1262.
- [35] Chen J T, Sheng Q Y, Hu K Y, et al. Late Mississippian glacioeustasy recorded in the eastern Paleo-Tethys Ocean (South China)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 531: 108873.
- [36] 杨文莉, 仲钰天, 辛浩, 等. 安徽巢湖凤凰山晚古生代大冰期沉积特征与碳同位素变化[J]. *地层学杂志*, 2021, 45(1): 38-48. [Yang Wenli, Zhong Yutian, Xin Hao, et al. Sedimentary features and carbon isotope changes of the Late Paleozoic Ice Age recorded in Fenghuangshan, Chaohu, Anhui[J]. *Journal of Stratigraphy*, 2021, 45(1): 38-48.]
- [37] Qi Y P, Barrick J E, Hogancamp N J, et al. Conodont faunas across the Kasimovian-Gzhelian boundary (Late Pennsylvanian) in South China and implications for the selection of the stratotype for the base of the global Gzhelian Stage[J]. *Papers in Palaeontology*, 2020, 6(3): 439-484.
- [38] Hu K Y, Wang X D, Qi Y P. Biostratigraphy and biofacies of the Kasimovian conodonts from the Shanglong section, South China [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2023, 535(1): 409-437.
- [39] Wu H C, Fang Q, Wang X D, et al. An ~34 m. y. astronomical time scale for the uppermost Mississippian through Pennsylvanian of the Carboniferous System of the Paleo-Tethyan realm[J]. *Geology*, 2019, 47(1): 83-86.
- [40] Heckel P H. North American Midcontinent Pennsylvanian cyclothems and their implications[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2023, 535(1): 131-166.
- [41] 祁玉平, Barrick J E, Hogancamp N J, 等. 牙形刺 *Idiognathodus simulator* 演化谱系研究进展及意义[J]. *微体古生物学报*, 2019, 36(4): 370-376. [Qi Yuping, Barrick J E, Hogancamp N J, et al. Lineage study of *Idiognathodus simulator* (conodont) and its implications[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2019, 36(4): 370-376.]
- [42] Patterson W P, Walter L M. Depletion of ^{13}C in seawater ΣCO_2 on modern carbonate platforms: Significance for the carbon isotopic record of carbonates[J]. *Geology*, 1994, 22(10): 885-888.
- [43] Swart P K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future[J]. *Sedimentology*, 2015, 62(5): 1233-1304.
- [44] Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture[M]//Ham W E. Classification of carbonate rocks: A symposium. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962: 108-122.
- [45] Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application[M]. 2nd ed. Berlin: Springer, 2010.
- [46] Kietzmann D A, Palma R M, Riccardi A C, et al. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina[J]. *Sedimentary Geology*, 2014, 302: 64-86.
- [47] Korn D. Early Carboniferous (Mississippian) calciturbidites in the northern Rhenish mountains (Germany)[J]. *Geological Journal*, 2008, 43(2/3): 151-173.
- [48] Reijmer J J G, Palmieri P, Groen R. Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas) [J]. *Facies*, 2012, 58(4): 493-507.

- [49] Li W J, Chen J T, Hakim A J, et al. Middle Ordovician mass-transport deposits from western Inner Mongolia, China: Mechanisms and implications for basin evolution[J]. *Sedimentology*, 2022, 69(3): 1301-1338.
- [50] Angulo S, Buatois L A. Ichnology of a Late Devonian-Early Carboniferous low-energy seaway: The Bakken Formation of subsurface Saskatchewan, Canada: Assessing paleoenvironmental controls and biotic responses[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 315-316: 46-60.
- [51] Rodríguez-Tovar F J, Pujalte V, Payros A. Danian-Lower Selandian *Microcodium*-rich calcarenites of the Subbetic Zone (SE Spain): Record of *Nereites* ichnofacies in a deep-sea, base-of-slope system[J]. *Sedimentary Geology*, 2020, 406: 105723.
- [52] Barrick J E, Alekseev A S, Blanco-Ferrera S, et al. Carboniferous conodont biostratigraphy[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2022, 512(1): 695-768.
- [53] Davydov V I, Crowley J L, Schmitz M D, et al. High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(2): Q0AA04.
- [54] Barrick J E, Lambert L L, Heckel P H, et al. Midcontinent Pennsylvanian conodont zonation[J]. *Stratigraphy*, 2013, 10(1/2): 55-72.
- [55] Sungatullina G M, Davydov V I. New data on conodonts from the Kasimovian Stage of the Usolka section, southern Ural Mountains[J]. *Paleontological Journal*, 2015, 49(10): 1142-1149.
- [56] Heckel P H. Genetic stratigraphy and conodont biostratigraphy of Upper Desmoinesian-Missourian (Pennsylvanian) cyclothem succession in Midcontinent North America[J]. *Memoir-Canadian Society of Petroleum Geologists*, 2002, 19: 99-119.
- [57] Hogancamp N J, Barrick J E, Strauss R E. Geometric morphometric analysis and taxonomic revision of the Gzhelian (Late Pennsylvanian) conodont *Idiognathodus simulator* from North America[J]. *Acta Palaeontologica Polonica*, 2016, 61(3): 477-502.
- [58] Schmitz M D, Davydov V I. Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian-Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2012, 124(3/4): 549-577.
- [59] Hogancamp N J, Rosscoe S J, Barrick J E. Geometric morphometric analysis of P1 element asymmetry in the Late Pennsylvanian conodont *Idiognathodus magnificus* Stauffer and Plummer 1932[J]. *Stratigraphy*, 2017, 14(1/2/3/4): 179-196.
- [60] 王向东, 胡科毅, 郅文昆, 等. 中国石炭纪综合地层和时间框架[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49(1): 139-159. [Wang Xiangdong, Hu Keyi, Qie Wenkun, et al. Carboniferous integrative stratigraphy and timescale of China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2019, 49(1): 139-159.]
- [61] Saltzman M R. Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or $p\text{CO}_2$?[J]. *Geology*, 2003, 31(2): 151-154.
- [62] Davydov V I, Schmitz M D, Snyder W S, et al. Progress toward development of the Cisuralian (Lower Permian) timescale (biostratigraphy, chronostratigraphy, radiometric calibration)[M]//Lucas S G, Zeigler K E. The nonmarine Permian: Bulletin 30. New Mexico: New Mexico Museum of Natural History, 2005: 48-55.
- [63] Ross C A, Ross J R P. Paleontology, a tool to resolve Late Paleozoic structural and depositional histories[M]//Demchuk T D, Gary A C. Geologic problem solving with microfossils: A volume in honor of Garry D. Jones: Society for Sedimentary Geology, 2009.
- [64] 郅文昆, 王向东. 石炭纪—早二叠世滇黔桂盆地北缘深水区的地质序列及沉积演化[J]. *地质科学*, 2012, 47(4): 1071-1084. [Qie Wenkun, Wang Xiangdong. Carboniferous-Early Permian deep-water succession in northern margin of the Dian-Qian-Gui Basin and its sedimentary evolution[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2012, 47(4): 1071-1084.]
- [65] Reijmer J J G. Marine carbonate factories: Review and update[J]. *Sedimentology*, 2021, 68(5): 1729-1796.
- [66] Tian X X, Chen J T, Yao L, et al. Glacio-eustasy and $\delta^{13}\text{C}$ across the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the eastern Paleotethys Ocean (South China): Implications for mid-Carboniferous major glaciation[J]. *Geological Journal*, 2020, 55(4): 2704-2716.
- [67] Yang W L, Chen J T, Gao B, et al. Sedimentary facies and carbon isotopes of the Upper Carboniferous to Lower Permian in South China: Implications for icehouse to greenhouse transition[J]. *Global and Planetary Change*, 2023, 221: 104051.
- [68] Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. *Science*, 2008, 322(5898): 64-68.
- [69] Davydov V I, Korn D, Schmitz M D, et al. The Carboniferous Period[M]//Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. The geologic time scale. Amsterdam: Elsevier, 2012: 603-651.
- [70] Eros J M, Montañez I P, Davydov V I, et al. Reply to the comment on “Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics”[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 363-364: 187-191.
- [71] Boardman II D R, Wardlaw B R, Nestell M K. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of the uppermost Carboniferous and Lower Permian from the north American Midcontinent[R]. Reston: Florence Bascom Geoscience Center, 2009.
- [72] Ogg J G, Ogg G M, Gradstein F M. Carboniferous[M]//Ogg J G, Ogg G M, Gradstein F M. A concise geologic time scale. Amsterdam: Elsevier, 2016: 99-113.
- [73] Aretz M, Herbig H G, Wang X D, et al. The Carboniferous Period[J]. *Geologic Time Scale 2020*, 2020, 2: 811-874.

- [74] Buggisch W, Wang X D, Alekseev A S, et al. Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, 301(1/2/3/4): 18-38.
- [75] Hays P D, Grossman E L. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate[J]. *Geology*, 1991, 19(5): 441-444.
- [76] Nemyrovska T I. Late Mississippian-Middle Pennsylvanian conodont zonation of Ukraine[J]. *Stratigraphy*, 2017, 14(1/2/3/4): 299-318.
- [77] Lv D W, Chen J T. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Late Carboniferous-Early Permian coal-bearing successions (Shandong province, China): Sequence development in an epicontinental basin[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 79: 16-30.
- [78] Chen A Q, Zou H, Ogg J G, et al. Source-to-sink of Late Carboniferous Ordos Basin: Constraints on crustal accretion margins converting to orogenic belts bounding the North China Block[J]. *Geoscience Frontiers*, 2020, 11(6): 2031-2052.
- [79] Cramer B D, Jarvis I. Carbon isotope stratigraphy[J]. *Geologic Time Scale 2020*, 2020, 1: 309-343.

Sedimentary Response and Global Correlation of the Late Pennsylvanian Warming Event

YUE ChaoSheng^{1,2}, CHEN JiTao^{1,3}, YANG WenLi^{1,2}, GAO Biao¹, HU KeYi⁴, QI YuPing¹,
WANG XiangDong⁴

1. State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. University of Chinese Academy of Sciences, Nanjing 211135, China

4. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering and Frontiers Science Center for Critical Earth Material Cycling, Nanjing University, Nanjing 210023, China

Abstract: [Objective] The Late Paleozoic Ice Age is the most remarkable icehouse period since the flourish of the terrestrial ecosystem and is characterized by multiple discrete glacial and interglacial periods. Several global warming events occurred during the Late Paleozoic Ice Age, and these events have received extensive attention in recent years. An abrupt negative excursion in carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) was recorded near the Late Pennsylvanian Kasimovian-Gzhelian Boundary (KGB), accompanied by significant global warming. The KGB warming event against the background of the interglacial period of the icehouse climate is of great interest, but the study of this warming event is still in its initial stages. [Methods] Here, detailed sedimentological and carbon isotope stratigraphic studies were carried out on the ~20 m-thick strata across the KGB in the Naqing, Shanglong, and Narao sections of the Luodian Basin in South China. [Results] Four sedimentary lithofacies were identified-lime mudstone facies, bioclastic wacke to packstone facies, normal-graded packstone facies, and dark calcareous mudstone facies-indicating a deep-water slope environment with frequent sea-level fluctuations. The newly obtained carbonate $\delta^{13}\text{C}$ record from the Shanglong section can be compared with the previously published records from the Naqing and Narao sections, and the negative excursion in $\delta^{13}\text{C}$ across the KGB is recorded around the world. Three cycles of paleo-water-depth variation at the conodont *Heckelina eudoraensis* zone, *Idiognathodus naraoensis* zone, and the bottom of the *H. simulator* zone in the study interval showed similar pace with astronomical cycles and can be correlated to those of the North American Mid-continent. [Conclusions] The studied successions of the Luodian Basin provide an important reference for the study of the KGB warming event.

Key words: Late Paleozoic Ice Age; warming event; South China Block; sedimentary response; carbon isotope