

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2023030

引用格式: 张道姬, 胡修棉, 李娟, 许艺炜. 2024. 下扬子地区早二叠世末期碳酸盐台地死亡事件的沉积学与碳同位素记录[J]. 高校地质学报, 30(4): 379-396

# 下扬子地区早二叠世末期碳酸盐台地死亡事件的沉积学与碳同位素记录

张道姬<sup>1</sup>, 胡修棉<sup>1\*</sup>, 李娟<sup>2</sup>, 许艺炜<sup>2</sup>

1. 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, 南京 210023;
2. 中国科学院南京地质古生物研究所现代地层学国家重点实验室, 南京 210008

**摘要:** 华南板块在早二叠世时期位于赤道附近, 发育了以栖霞组为代表的浅海碳酸盐岩, 随后被孤峰组黑色页岩和硅质岩所取代, 代表一次碳酸盐台地死亡事件。文章对下扬子区安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面上栖霞组与孤峰组进行了系统的沉积微相、碳同位素地层学等研究, 试图探讨早二叠世末期栖霞组碳酸盐台地死亡的机制。分析表明, 栖霞组顶部可划分为9种微相, 属于碳酸盐内缓坡—中缓坡沉积环境; 孤峰组底部可划分为5种岩相, 属于深水盆地环境。栖霞组与孤峰组界处沉积环境和古水深发生突变, 代表了下扬子地区早二叠世末期的碳酸盐台地死亡。栖霞组与孤峰组之间的碳酸盐含量突然降低、碳酸盐碳同位素快速负偏、有机质碳同位素明显正偏, 指示碳酸盐台地死亡的突发性和事件性。观察显示, 无机碳 $\delta^{13}C_{carb}$ 与有机质 $\delta^{13}C_{org}$ 存在镜像关系。文章认为, 导致有机和无机碳解耦的原因可能与陆源有机质输入有关, 而碳酸盐台地死亡可能为相对海平面上升所导致。

**关键词:** 碳酸盐台地死亡; 栖霞组; 孤峰组; 沉积微相; 早二叠世; 下扬子区

中图分类号: P578.6 文献标识码: A 文章编号: 1006-7493(2024)04-379-18

## Sedimentology and Carbon Isotope Records of Latest Early Permian Carbonate Platform Drowning Event in Lower Yangtze Region

ZHANG Xiaoji<sup>1</sup>, HU Xiumian<sup>1\*</sup>, LI Juan<sup>2</sup>, XU Yiwei<sup>2</sup>

1. State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;
2. State Key Laboratory of Modern Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

**Abstract:** The Lower Yangtze region in South China plate was located near the equator during the Early Permian, where the shallow-water carbonates of the Qixia Formation widely developed. The latter were subsequently replaced by the black shale and siliceous rocks of the Gufeng Formation, representing a carbonate platform drowning event at the end of Early Permian. In this study, the carbonate microfacies and carbon isotopic stratigraphy of the Qixia and Gufeng formations were systematically studied in the Pingdingshan section of Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section of Jurong, Jiangsu Province in order to explore the mechanism of this depositional event. Microfacies data shows that the uppermost of the Qixia Formation can be divided into

收稿日期: 2023-05-08; 修回日期: 2024-08-22

基金项目: 国家自然科学基金项目(41888101)资助

作者简介: 张道姬, 女, 1998年生, 硕士, 主要从事沉积岩石学研究; E-mail: 2665084223@qq.com

\*通讯作者: 胡修棉, 男, 1974年生, 教授, 主要从事沉积学教学与科研工作; E-mail: huxm@nju.edu.cn

9 microfacies, belonging to the inner ramp to middle ramp environment. The lowermost of the Gufeng Formation can be divided into 5 lithofacies, indicating a deep-water basin environment. The depositional environment and paleo-water depth at the boundary between the Qixia and Gufeng formations changed obviously, representing the drowning event of the carbonate platform during the Latest Early Permian. At the same place, sudden drop in the content of calcium carbonate, negative carbon isotope excursion and obviously positive carbon isotope of organic excursion indicate the suddenness and eventuality of carbonate platform drowning. The results show that there is a mirror image relationship between  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  of carbon isotope and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  of organic matter. Carbon isotopes of carbonate and organic matter show decoupling changes of negative and positive excursions, respectively, which may be the result of terrigenous organic matter input. We suggest that the drowning of carbonate platform may be caused by relative sea level rise.

**Key words:** carbonate platform drowning; Qixia Formation; Gufeng Formation; sedimentary microfacies; Early Permian; Lower Yangtze  
**Corresponding author:** HU Xiumian, Professor; E-mail: huxm@nju.edu.cn

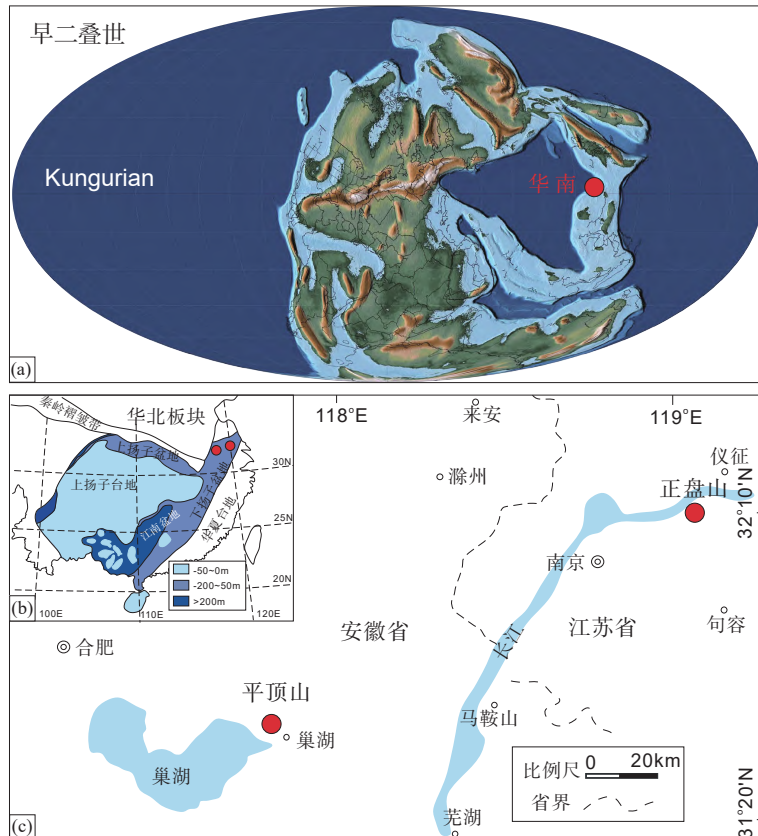
二叠纪是地质历史中关键的气候转折期,期间发生了一系列影响深远的全球性重大地质和生物事件(沈树忠等, 2018; 宋海军等, 2016)。早二叠世末期处于冰室气候状态向温室气候状态的过渡期(Frank et al., 2015), 大气  $\text{CO}_2$  含量从早二叠世中期开始大幅上升(Montañez et al., 2007; Birgenheier et al., 2010), 海水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值达古生代最低值(Korte et al., 2005; Kani et al., 2008), 同时海平面也下降到古生代的最低值(Haq and Schutter, 2008)。相比晚二叠世而言, 早二叠世沉积记录相对关注少。早二叠世末期, 广泛分布的栖霞组碳酸盐台地沉积突然终止, 取而代之的是以孤峰组为代表的黑色页岩或硅质岩沉积, 主要在华南地区下扬子区分布, 而中上扬子区栖霞组被茅口组白云质灰岩所取代(胡世忠, 2000; Kametaka et al., 2005; Tribouillard et al., 2006; Kametaka et al., 2009; 吴勘, 2015)。中二叠世, 在北美西部地区(Murchey and Jones, 1992; Beauchamp and Baud, 2002; Matheson and Frank, 2020a)、远东俄罗斯地区(Ueno et al., 2005)和外高加索地区(Leven, 1998)都发生了碳酸岩台地被硅质岩所取代的现象。一般情况下, 碳酸盐生产和堆积速率与区域海平面变化速率一致, 但由于构造沉降、海水条件变化以及陆源碎屑的输入等作用影响(徐国强等, 2002), 碳酸盐沉积作用减弱或停止, 最终导致碳酸盐台地死亡(Schlager, 1981)。研究表明, 浅水碳酸盐台地从晚石炭世到中三叠世, 其面积长期下降(Kiessling et al., 2000; Kiessling et al., 2003), 但由于其地层分辨率较低, 碳酸盐台地死亡的原因尚未清楚。而目前关于栖霞

组浅海碳酸盐台地的死亡的详细过程还尚未见到报道, 对这次碳酸盐台地死亡事件的控制因素也不甚清楚, 一个重要的原因是缺乏对栖霞组与孤峰组界线地层岩相学的精细沉积学研究, 缺乏相关的碳同位素证据。

本文以下扬子安徽巢湖地区平顶山剖面和江苏句容地区正盘山剖面中栖霞组与孤峰组界线地层为研究对象, 通过高精度沉积学、沉积微相与岩相、碳同位素地层学等手段, 展示下扬子地区早二叠世末期碳酸盐台地死亡的沉积学与碳同位素等地质记录, 认为碳酸盐台地死亡可能为相对海平面上升所导致。

## 1 地质背景

华南地区是少数二叠纪地层发育完整的地区之一。在二叠纪早期, 华南板块位于低纬度赤道地区, 西侧为古特提斯洋, 东侧为泛大洋(Schootbrugge and Gollner, 2013)(图 1a)。该时期, 华南形成了台地与盆地相隔的古地理格局(冯增昭等, 1996), 呈现北东—南西向展布的碳酸盐台地及其南北两侧较深水的斜坡及盆地(图 1a)。早二叠世海相地层在中国华南地区分布范围大(李凤杰等, 2009), 除上扬子南部的川南、滇东北、黔北和浙闽中东部为隆起外, 其余广大地区均为海水覆盖, 为浅海碳酸盐台地沉积(Schlager et al., 1981), 以下扬子地区栖霞组碳酸盐岩为代表。下扬子区二叠纪早期和中期发育岩性稳定的栖霞组和孤峰组, 两者呈整合接触(颜佳新, 2004)。栖霞组主体为碳酸盐沉积, 含珊瑚、苔藓虫、介形类、腕足、牙形石、蠕虫等



(a) 二叠纪中期古地理图与研究区(Frank et al., 2015); (b) 华南地区二叠纪中期古地理图, 据(Scotese, 2014); (c) 江苏句容正盘山剖面  
和安徽巢湖平顶山剖面位置图(红色圆点为研究剖面位置)

图1 研究区古地理图及剖面位置

Fig. 1 Paleogeographic map showing the locations of our studied sections

化石(李双应等, 2002), 孤峰组主体为硅质岩和黑色页岩沉积(杜叶龙等, 2021)。

栖霞组自下而上可以分为臭灰岩段、下硅质层段、本部灰岩段、上硅质层段、顶部含白云石灰岩段(刘喜停等, 2014)。本次研究聚焦于顶部含白云石灰岩段, 其主要为灰色、灰黑色中厚层白云岩化石碎屑灰岩、砂屑灰岩等, 含硅质结核及团块, 含有丰富的蠕类、珊瑚及腕足类, 见有孔虫、藻类、苔藓虫及棘皮碎片等化石。根据牙形石化石年龄, 将栖霞组顶部沉积时代限定为早二叠世晚期(Wang and Jin, 2000)。

孤峰组以黑色硅质岩、硅质泥岩和炭质泥岩为主, 含钙质泥岩及灰岩夹层(申博恒等, 2021), 可分为上中下三段, 下部含磷质结核泥质岩段、中部硅质岩泥岩韵律层段和上部黑色泥质岩段(肖传姚等, 2009)。本文聚焦于孤峰组下部含结核泥质岩段和中部硅质岩泥岩韵律层段, 含放射虫、菊石

化石, 发育多层火山灰, 其中平顶山剖面上孤峰组底部火山灰锆石 CA-ID-TIMS 方法定年结果将其底部时代精确限定为  $272.95 \pm 0.11$  Ma (Wu et al., 2016)。该年龄被采用为早二叠世与中二叠世界线的标准年龄(Shen et al., 2019)。

## 2 材料与方法

### 2.1 研究剖面与样品采集

本次研究以安徽巢湖平顶山剖面( $N31^{\circ}37'51.5''$ ,  $E117^{\circ}49'21.8''$ )和江苏句容正盘山剖面( $N32^{\circ}09'42.2''$ ,  $E119^{\circ}04'54.6''$ )上的栖霞组与孤峰组界线过渡地层为研究对象(图2), 对其进行了详细的野外实测、描述与采样。安徽巢湖平顶山剖面地层厚度 12 m, 江苏句容正盘山剖面地层厚度 20 m, 按照 0.3 m 采样间距, 共采集了 84 件样品, 主要用于沉积微相与岩性分析、碳酸钙含量和碳同位素分析。

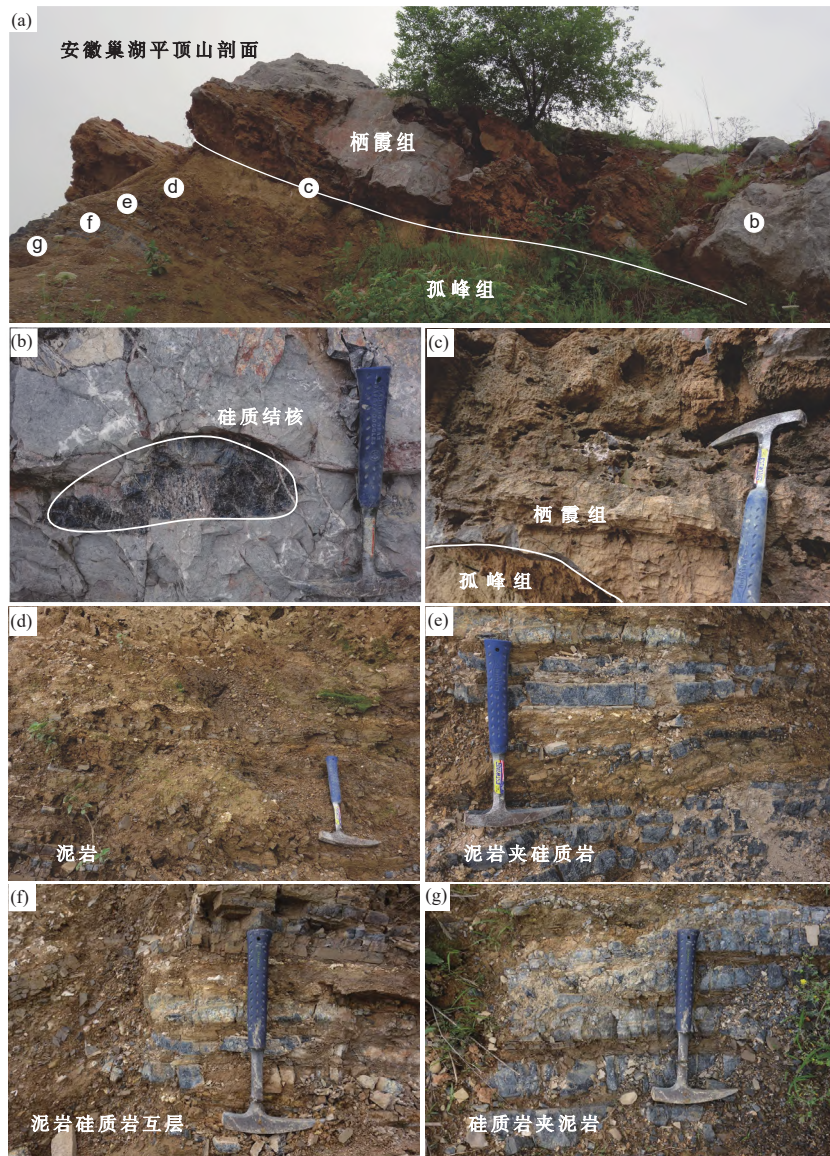
## 2.2 沉积微相与岩相分析

碳酸盐微相分析主要根据岩石组成、生物组合、沉积组构来恢复沉积环境(李伟等, 2020)。碳酸盐岩分类命名主要采用 Dunham (1962) 提出, Embry 和 Klovan (1972) 修改后的分类方案, 根据岩石中的颗粒成分、生物组合、基质类型和沉积组构等进行微相划分和描述。碳酸盐微相和沉积环境解释主要依据 Wilson (1976) 划分的 24 个标准微相和 Flügel (2010) 关于镶边碳酸盐台地和碳酸盐

缓坡的沉积环境模式解释。碎屑岩的分类采用 Folk (1954) 的命名方法, 化学岩采用唐世荣等 (1994) 提出的命名方案, 碎屑岩和化学岩是基于详细的野外剖面测量、观察与描述, 结合室内的岩相学、矿物学等分析展开的。

## 2.3 全岩碳酸盐和有机质碳同位素分析

本次研究对栖霞组与孤峰组 70 件样品进行了全岩碳酸盐和有机质碳同位素测试, 均在南京大学内生金属矿床成矿机制研究所国家重点实验室



(a-c、f-i) 为安徽巢湖平顶山剖面; (a) 栖霞组顶部与孤峰组底部界线岩性地层; (b) 栖霞组顶部生物碎屑灰岩, 见硅质结核; (c) 栖霞组与孤峰组接触界线; (d-g) 孤峰组底部岩性地层, 向上泥岩减少, 而硅质岩逐渐增加; (d) 为泥岩; (e) 泥岩夹硅质岩; (f) 为泥岩硅质岩互层; (g) 硅质岩夹泥岩; 图中比例尺为地质锤, 约 30 cm

图2 安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面野外岩性照片

Fig. 2 Field photographs of the Pingdingshan section in Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section in Jurong, Jiangsu Province

完成,所用仪器分别为 Thermo Fisher 公司 Finnigan MAT 252 和 Finnigan MAT 253 稳定同位素质谱仪。岩石样品经粗碎后,挑选无方解石脉、无生物壳体的碎块置于行星磨仪中,粉碎至 200 目以下并烘干 24 h 备用。

全岩碳酸盐碳同位素直接将烘干后的岩石粉末样品置于自动进样机,使其在 70 °C 下与磷酸发生充分反应并释放出 CO<sub>2</sub>。打开电炉升温至 900 °C 灼烧样品 15 分钟,转移反应生成的气体并收集在集气瓶中,在氮气的输送下进入质谱仪测试。采取分馏模式,每个样品选取五个重复样,每个重复样碳含量在 300~400 μg,碳同位素结果以 Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) 为参照标准,以 δ 值表示,δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> 分析精度 (1σ) 为 ±0.05‰。

有机碳同位素测试具体步骤如下:(1) 在 ~2 g 的碳酸盐岩粉末中加入过量的 2 mol/L 的盐酸,并在 80 °C 的水浴中反应至少 3 个小时去除无机碳酸盐岩;(2) 离心后加入去离子水,然后再离心,倒掉上清液,此步骤重复至少三次,去除残余的 HCl,用 pH 试纸检测,直到中性;(3) 烘干样品,称取 10 mg 包入锡杯中进行测试,800 °C 下在通有氧气的石英管内充分燃烧 15 min,用液氮和酒精—液氮冷阱分离纯化 CO<sub>2</sub> 气体,然后在 MAT-251 上测定 CO<sub>2</sub> 的 δ<sup>13</sup>C 值。碳同位素结果以国产标样碳黑 GBW04407 (δ<sup>13</sup>C<sub>VPDB</sub> = -22.43‰ ± 0.07‰) 为参照标准,δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub> 分析精度为 ±0.2‰。

## 3 研究结果

### 3.1 沉积微相与岩相

在野外调查的基础上,对岩石薄片的古生物学和沉积学特征进行描述,将安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面上栖霞组顶部碳酸盐划分为 9 种微相类型 (MF1—MF9),孤峰组底部硅质岩和碎屑岩划分为 5 种岩相类型 (LF1—LF5)。其中栖霞组顶部主要为碳酸盐缓坡沉积环境,进一步可分为内缓坡 (潮坪、潟湖、局限海和开阔海) 和中缓坡沉积环境,孤峰组底部碎屑岩主要为深水盆地沉积环境。

#### 3.1.1 潮坪

**MF1:** 细晶白云岩。该微相岩性主要为白云岩化泥灰岩、灰质细晶白云岩和细晶白云岩 (图

3a), 见于平顶山剖面 and 正盘山剖面栖霞组顶部。白云石晶粒含量约为 80%, 粒径一般在 0.15 mm 左右, 为细晶, 自形一半自形, 等粒晶粒支撑结构。见极少量生物碎屑, 含量约为 1%, 主要为海百合茎碎片、腕足和介形虫。基质以泥晶方解石为主, 含量约为 19%。

该微相无纹层、生物化石稀少, 指示蒸发区或微咸水环境, 但未见蒸发盐矿物或其他暴露标志。同时微相中见残余泥晶方解石, 指示该微相中细晶白云石可能为泥晶方解石经白云石化作用形成, 其原岩可能为泥灰岩, 其较低能的水体沉积环境, 相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式中 RMF22, 为潮间带上部和潮上带下部沉积环境。

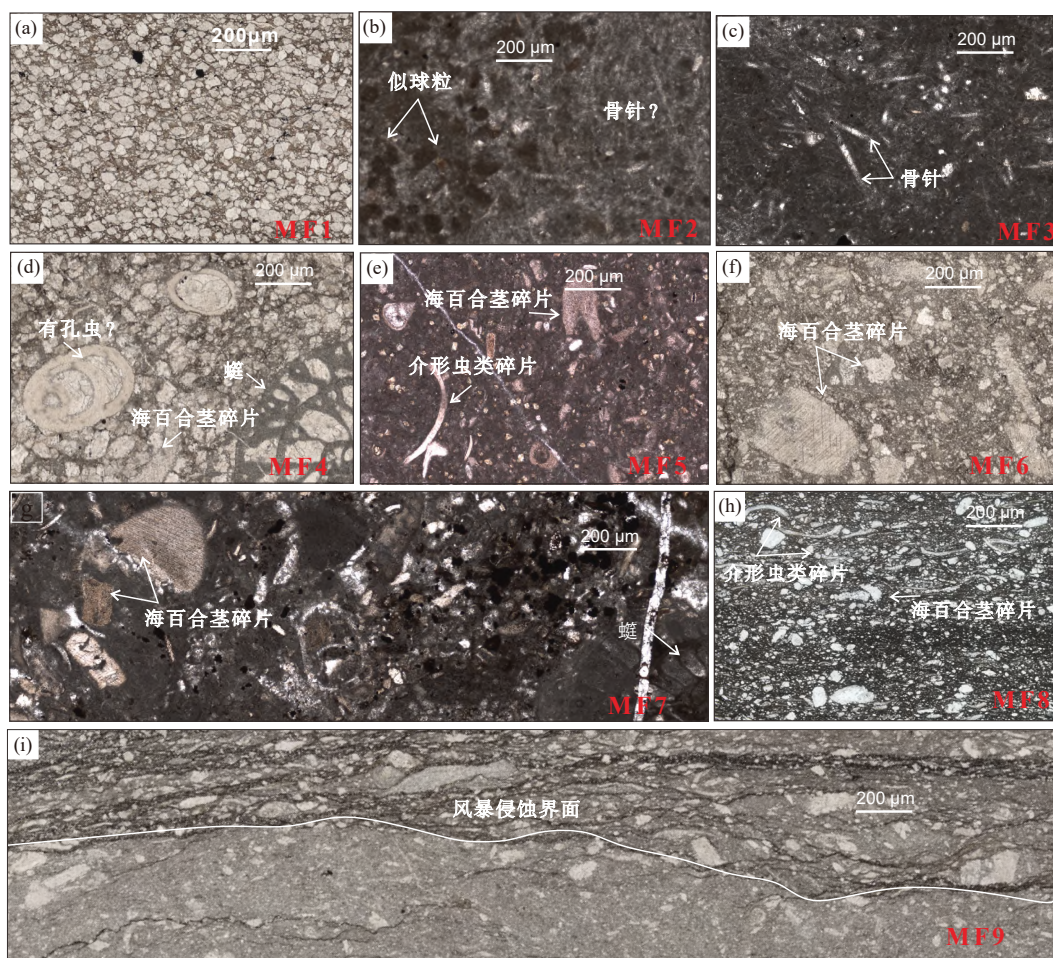
#### 3.1.2 潟湖

**MF2:** 似球粒泥灰岩。该微相岩性主要为似球粒泥灰岩, 见于正盘山剖面和平顶山剖面的栖霞组顶部, 与微相 MF1 相邻。该微相主要由生物碎屑、似球粒和泥晶基质组成 (图 3b)。生物碎屑含量约为 15%, 主要为钙质海绵骨针, 其他见介形虫壳、腕足壳。似球粒含量为 15% 左右, 为粉砂级大小。基质以泥晶方解石为主, 含量约为 70%。见生物扰动构造。

该微相泥晶基质含量较高, 指示水动力条件弱的低能沉积环境。似球粒一般见于水动力条件较弱且沉积速率较低的缓坡潮下带下部环境 (Flügel, 2010), 见生物扰动构造, 推测该微相可能为潟湖环境, 相当于 (Flügel, 2010) 标准微相 SMF16。

**MF3:** 骨针粒泥灰岩。该微相岩性主要为骨针粒泥灰岩, 见于平顶山剖面栖霞组顶部, 该微相与 MF1 相邻。该微相主要由生物碎屑和泥晶方解石组成 (图 3c)。生物碎屑含量约为 15%, 主要为海绵骨针, 极少量介形虫壳、棘皮类碎片, 偶见粟孔虫。基质以泥晶方解石为主, 含量约为 85%, 偶见白云岩化。

该微相以泥晶方解石基质为主, 指示沉积环境水动力条件较弱。此微相生物化石以钙质海绵骨针为主, 与硅质海绵骨针不同 (Wilson, 1976), 钙质海绵骨针一般指示相对浅海环境 (James and Jones, 2015), 同时在该微相中偶见粟孔虫, 指示相对局限的沉积环境。综上推测该微相可能为相对局限的潟湖沉积环境, 相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡



(a) MF1, 细晶白云岩, 21ZP38; (b) MF2, 似球粒泥灰岩, 21CH25; (c) MF3, 骨针粒泥灰岩, 21CH29; (d) MF4, 含蛭细晶白云岩, 21ZP30; (e) MF5, 生物碎屑粒泥灰岩, 21CH13; (f) MF6, 海百合茎粒泥灰岩, 21ZP31; (g) MF7, 含蛭生物碎屑泥灰岩, 21CH09; (h) MF8, 粒序构造纹层状泥灰岩, 21ZP14; (i) MF9, 受风暴影响的泥灰岩, 21ZP25

图3 安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面典型碳酸盐微相显微照片

Fig. 3 Microphotographs of representative microfacies in the Pingdingshan section of Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section of Jurong, Jiangsu Province

模式 RMF19。

### 3.1.3 局限海

**MF4**：含蛭细晶白云岩。该微相岩性主要为含蛭细晶白云岩，见于正盘山剖面栖霞组顶部，该微相与 MF6 相邻。主要由白云石晶粒、生物碎屑和泥晶方解石组成（图 3d）。白云石晶粒含量约为 85%，粒径一般为 0.2 mm 左右，为细晶大小，自形一半自形，晶粒支撑。生物碎屑含量约为 5%，主要为纺锤蛭类、介形虫、海百合茎碎片及底栖有孔虫。基质以泥晶方解石为主，含量约为 10%，白云石化作用强烈。

此微相与 MF1 类似，以细晶白云石为主，指示其可能为泥晶灰岩经后期白云岩化作用形成，其沉积环境水动力条件较弱。与 MF1 不同的是，该

微相见保存完整的纺锤蛭化石，及其他少量生物碎屑，基质泥晶方解石充填，指示为低能沉积环境，结合其相邻微相，推测该微相为局限海沉积环境，相当于（Flügel, 2010）碳酸盐缓坡模式 RMF13。

### 3.1.4 开阔海

**MF5**：生物碎屑粒泥灰岩。该微相主要为生物碎屑粒泥灰岩，见于平顶山剖面栖霞组顶部。该微相主要由生物碎屑和泥晶方解石组成（图 3e），生物碎屑含量约为 15%，主要为海百合茎碎片、底栖小有孔虫、介形虫壳和少量腕足壳。基质以泥晶方解石为主，含量约为 85%，偶见白云岩化作用形成的白云石晶粒。

该微相以泥晶方解石基质为主，指示低能水体环境。富含多种生物碎屑，指示相对开阔环境，水

体循环好。综合推测该微相可能为开阔海沉积环境，相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式 RMF14。

**MF6**：海百合茎粒泥灰岩。该微相岩性主要为海百合茎粒泥灰岩，位于正盘山剖面栖霞组顶部，该微相与 MF8 相邻。该微相主要由生物碎屑和泥晶基质组成 (图 3f)。生物碎屑颗粒含量约为 15%，主要以海百合茎为主，同时含有少量蠕、介形虫壳，偶见双壳类和腹足。基质主要为泥晶方解石，含量约为 85%。此微相以泥晶方解石基质为主，指示沉积环境水动力较弱。生物碎屑以丰富的海百合茎为主，相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式 RMF7 为开阔海浅海环境。

### 3.1.5 中缓坡沉积环境

**MF7**：含蠕生物碎屑泥粒灰岩。该微相岩性主要为生物碎屑泥粒灰岩，见于平顶山剖面栖霞组顶部。该微相主要由生物碎屑和泥晶基质组成 (图 3g)。生物碎屑含量为 40%~50%，主要包括海百合等棘皮类、纺锤蠕类、腕足类和介形虫，分选较差。基质以泥晶方解石为主，含量在 50%~60%。

该微相以泥晶基质为主，含丰富生物碎屑，指示水循环相对较好且较水体能量较低，因此推测该微相可能为中缓坡沉积环境，相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式中 RMF3。

**MF8**：粒序构造纹层状粒泥灰岩。该微相岩性主要为纹层状粒泥灰岩，见于栖霞组顶部。该微相主要由生物碎屑和泥晶方解石基质组成 (图 3h)。生物碎屑颗粒含量约为 25%，以粉砂级生屑为主，粒径小于 0.1 mm，见介形虫壳、腕足类壳和棘皮类，见定向构造。基质以泥晶方解石为主，含量约为 75%，纹层发育，见粒序构造层理。

该微相生物碎屑壳体破碎严重，且呈定向排列、层状分布，指示较为强烈的水体扰动、簸选和磨蚀作用。同时该微相以泥晶基质为主，见粒序构造层理，指示此微相可能是受风暴作用影响的中缓坡沉积环境，相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式中 RMF6。

**MF9**：泥灰岩。该微相岩性主要为泥灰岩，见于平顶山剖面 and 正盘山剖面栖霞组顶部。该微相主要由少量生物碎屑和泥晶方解石组成 (图 3i)。生物碎屑含量约为 5%。主要为破碎严重的棘皮类，粒径约为 0.1 mm，粉砂级大小。基质以泥晶方解

石为主，含量约为 95%，可见明显的侵蚀面构造。

该微相以泥晶方解石为主，指示反映水动力条件弱，同时可见粉砂级棘皮碎屑和风暴侵蚀面，综合指示此微相为受风暴作用影响的中缓坡沉积环境，相当于 (Flügel, 2010) 碳酸盐缓坡模式中 RMF9。

### 3.1.6 盆地沉积环境

**LF1**：泥质硅质岩。主要分布于平顶山剖面的孤峰组底部，主要由隐晶质石英以及粘土矿物 (图 4a) 组成。其中隐晶质石英含量约为 70%，粘土矿物含量约为 25%，暗色不透明黄铁矿颗粒含量 5%。

此岩相以隐晶质石英为主，反应水动力条件较弱，一般见于半深海—深水盆地沉积环境。

**LF2**：火山灰。主要分布在平顶山剖面 and 正盘山剖面孤峰组底部，主要为隐晶质火山灰，粒度极细小于 0.01 mm (图 4b)，同时见流纹质构造 (图 4c)。

此岩相成分单一，由均匀分布火山灰组成，为火山喷发的碎屑物直接由大气沉降至盆地中堆积形成。

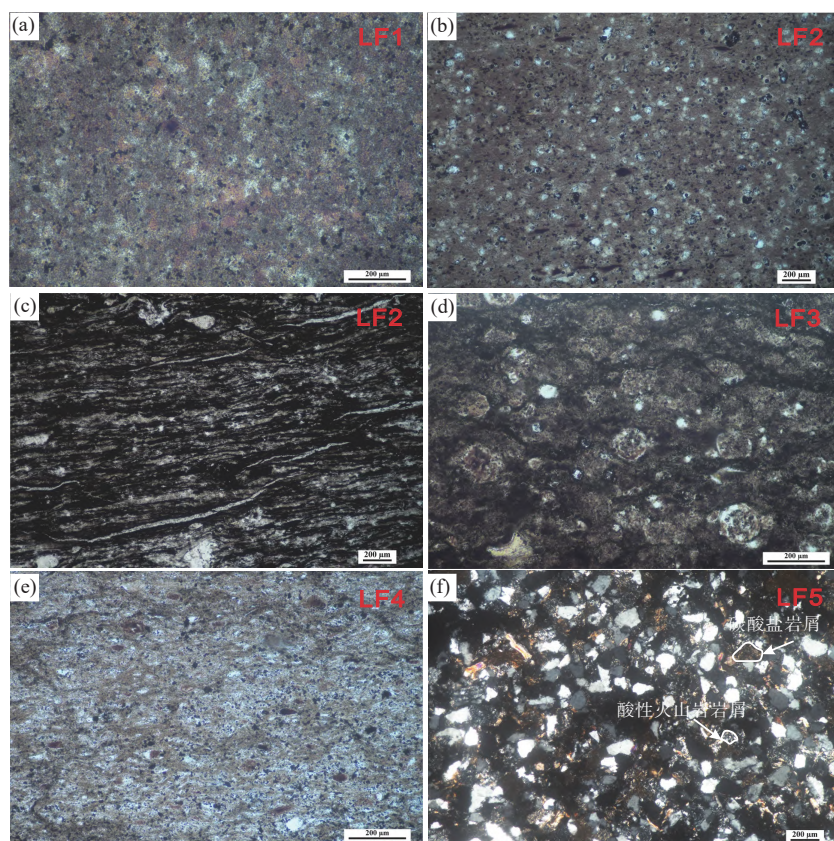
**LF3**：放射虫硅质岩。主要分布在平顶山剖面孤峰组的底部，主要由放射虫、隐晶质石英组成和暗色有机质组成 (图 4d)。放射虫含量约为 20%，多呈圆形，壳体保存完好，分布均匀，无定向性。隐晶质石英含量约为 75%，分布不均，局部富集形成条带，暗色有机质含量约为 5%。

该岩相以硅质岩为主，同时见硅质放射虫，而硅质放射虫一般是正常盐度下的广海浮游生物，因此指示该微相为深海盆地沉积 (孔庆玉等, 1986)。

**LF4**：硅质泥岩。主要分布在平顶山剖面 and 正盘山剖面的孤峰组的下部，与岩相 LF3 相邻。主要由细纹层状粘土矿物组成 (图 4e)，含量约为 95%，见少量隐晶质石英，含量为 5%。

粘土矿物呈定向排列分布，呈现纹层状，与硅质岩一起出现，指示低能的深水盆地沉降环境。

**LF5**：细粒岩屑石英砂岩。主要分布在正盘山剖面的孤峰组下部，岩石颗粒主要为石英和岩屑 (图 4f)，其中石英颗粒含量约为 75%，粒径约为 0.15 mm，棱角一次棱角状，分选差。岩屑主要由碳酸盐岩屑和火山岩岩屑组成，含量约为 15%，主要



(a) LF1, 泥质硅质岩, 21CH08; (b) LF2, 火山灰, 21CH06; (c) LF2, 流纹质火山灰, 21ZP06 (d) LF3, 放射虫硅质岩, 21CH04; (e) LF4, 硅质泥岩, 21CH02; (f) LF5, 细粒岩屑石英砂岩, 21ZP02

图4 安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面非碳酸盐岩相显微照片

Fig. 4 Microphotographs of representative lithofacies in the Pingdingshan section of Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section of Jurong, Jiangsu Province

为酸性火山岩岩屑, 粒径约为 0.2 mm。白云母等副矿物含量约为 5%, 云母受到挤压, 长轴方向近一致。长石含量 5%, 以斜长石为主。

此岩相为岩屑石英砂岩沉积, 其中碎屑颗粒包含火山岩岩屑、碳酸盐岩屑以及白云母等颗粒, 且与岩相 LF2 伴生, 推测此岩相为火山喷发时期砂质碎屑异地搬运在此沉积形成。

### 3.2 碳同位素和碳酸钙含量分析

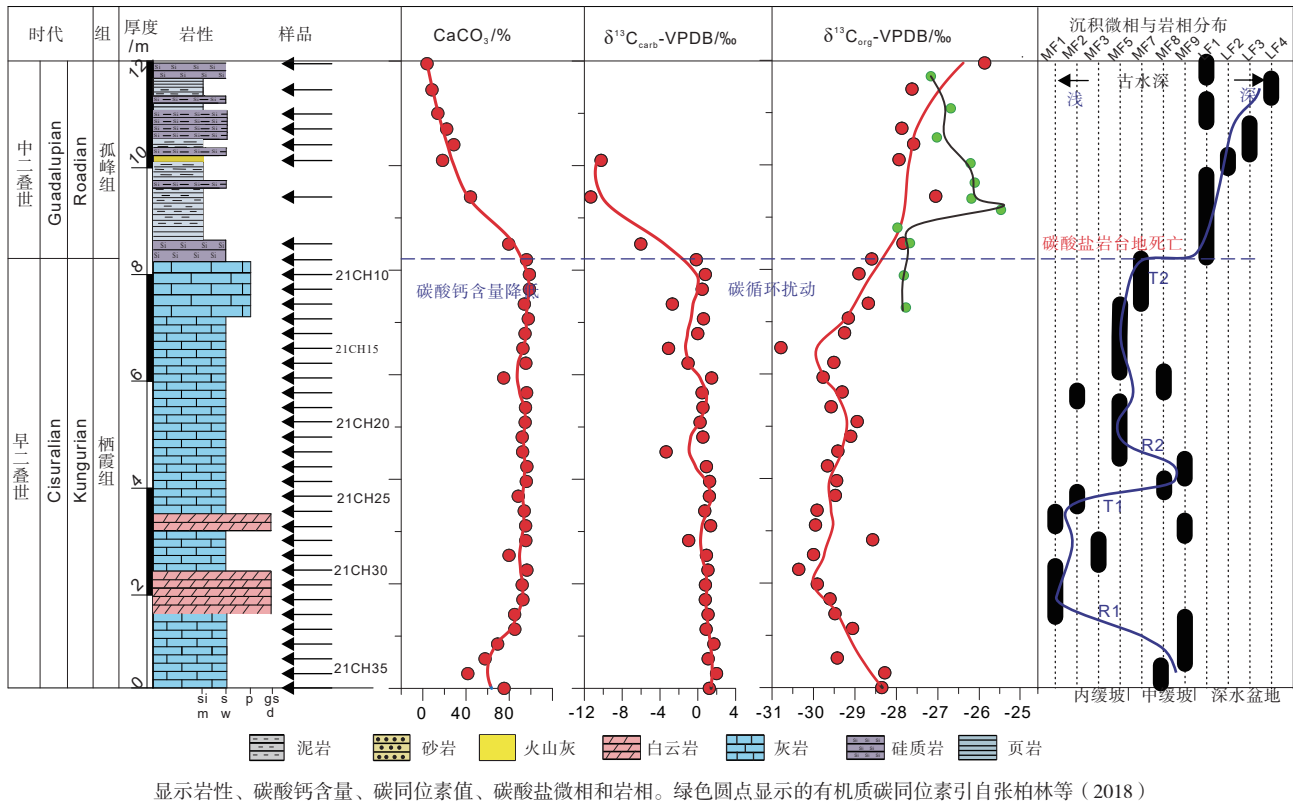
#### 3.2.1 碳酸盐碳同位素和碳酸钙含量

安徽巢湖平顶山剖面上, 栖霞组顶部碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值相对稳定, 平均值为 1.2‰, 向上, 至栖霞组与孤峰组的界线处,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值发生快速且大幅度负偏移,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值从 0.8‰ 持续下降至 -11.3‰, 负偏移幅度高达 12.1‰ (图 5)。碳酸钙含量在栖霞组顶部相对稳定, 平均值为 88%, 但从栖霞组与孤峰组界线处开始, 至孤峰组底部, 由 96% 逐渐下降至 4%。

江苏句容正盘山上碳酸盐碳同位素和碳酸钙含量变化趋势与平顶山剖面一致。栖霞组顶部碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值相对稳定, 平均值为 0.4‰, 至栖霞组与孤峰组的界线处,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值发生快速负偏移, 从 -0.2‰ 下降至 -6‰, 负偏移幅度达 6.2‰, 向上  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值恢复至 -1.9‰ (图 6)。碳酸钙含量在栖霞组顶部相对稳定, 平均值为 84%, 但在栖霞组与孤峰组界线处突然由 90% 下降至 12%, 至孤峰组底部平均值为 15%。

#### 3.2.2 有机碳同位素

安徽巢湖平顶山剖面上, 栖霞组碳酸盐顶部,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在 0 至 2 m 发生负偏, 从 0 m 处 -28.4‰ 逐渐负偏, 至 2 m 处为 30.3‰。向上  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在 2 m 至 8 m 相对稳定, 仅见幅度波动, 平均值为 -29.9‰。再向上至栖霞组与孤峰组的界线处,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值开始逐渐正偏移, 从 -28.9‰ 增加至 -25.9‰, 正偏移幅度达 3‰ (图 5)。



显示岩性、碳酸钙含量、碳同位素值、碳酸盐微相和岩相。绿色圆点显示的有机质碳同位素引自张柏林等 (2018)

图5 安徽巢湖平顶山剖面岩性综合柱状图

Fig. 5 Comprehensive stratigraphic columns of the Pingdingshan section in Chaohu, Anhui Province showing lithology

江苏句容正盘山有机质碳同位素变化趋势与平顶山剖面一致。栖霞组顶部,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值从 0 m 处  $-24.2\text{‰}$  开始, 向上持续负偏, 至 9.6 m 处为  $-30.1\text{‰}$ 。向上至栖霞组与孤峰组的界线处,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值虽见波动, 但显示正偏移, 从  $-30.1\text{‰}$  增加至  $-27.7\text{‰}$ 。在孤峰组底部, 在  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值平均为  $-25.9\text{‰}$  (图 6)。

## 4 讨论

### 4.1 下扬子地区早二叠世末期沉积环境演变与碳酸盐台地死亡事件

基于对安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面上栖霞组—孤峰组界线地层详细地沉积微相与岩相分析, 本文重建了下扬子地区早二叠世末期沉积环境演化和碳酸盐台地死亡过程。

#### 4.1.1 安徽巢湖平顶山剖面栖霞组—孤峰组界线沉积环境演化

在平顶山剖面上, 栖霞组顶部见两次海退 (R1、R2) 和两次海侵 (T1、T2) 事件 (图 5)。第一次海退海侵事件 (R1、T1), 从以粒序构造纹层状粒泥灰岩 (MF8) 和泥灰岩 (MF9) 沉

积为主的受风暴作用影响的中缓坡环境, 向上变浅为以细晶白云岩 (MF1) 为主潮坪沉积环和以钙质海绵骨针生屑粒泥灰岩 (MF2) 和似球粒粒泥灰岩 (MF3) 沉积为主局限潟湖环境, 再向上又转变为以粒序构造纹层状粒泥灰岩 (MF8) 和泥灰岩 (MF9) 沉积为主中缓坡沉积环境。第二次海退海侵事件 (R2、T2), 从以粒序构造纹层状粒泥灰岩 (MF8) 和泥灰岩 (MF9) 沉积为主的受风暴作用影响的中缓坡环境, 向上变浅为以生物碎屑粒泥灰岩 (MF5) 沉积为主的开阔浅海环境, 再向上转变为以含蠕生物碎屑泥粒灰岩 (MF7) 沉积为主的中缓坡沉积环境。栖霞组与孤峰组的界线, 沉积环境从以含蠕生物碎屑泥粒灰岩 (MF7) 沉积为主的中缓坡环境突变为以泥质硅质岩 (LF1) 为主夹火山灰 (LF2) 的深水盆地沉积, 再向上至孤峰组底部以放射虫硅质岩 (LF3) 和硅质泥岩 (LF4) 沉积为主, 为深水盆地沉积环境。栖霞组碳酸盐台地在第二次海侵 (T2), 即古水深加深时, 突然转变为孤峰组以硅质岩为主的深海盆地沉积, 碳酸盐台地发生死亡。

### 4.1.2 江苏句容正盘山剖面栖霞组—孤峰组界线沉积环境演化

在正盘山剖面上，栖霞组顶部见两次海侵事件（T1、T2）和一次海退事件（R1）（图6）。第一次海侵事件（T1），从以细晶白云岩（MF1）沉积为主的潮坪环境，向上逐渐变为以含鲕细晶白云岩（MF4）沉积为主的局限浅海环境、以海百合茎粒泥灰岩（MF6）沉积为主的开阔浅海环境和以泥灰岩（MF9）沉积为主的中缓坡沉积环境。第一次海退事件（R1），从以泥灰岩（MF9）和粒序构造纹层状粒泥灰岩（MF8）沉积为主的受风暴作用的中缓坡沉积环境，向上逐渐变为以含鲕生屑粒泥灰岩（MF7）、生物碎屑粒泥灰岩（MF5）沉积为主的开阔浅海环境。第二次海侵事件（R2），从生物碎屑粒泥灰岩（MF5）沉积为主的开阔浅海环境，向上逐渐变为以粒序构造纹层状粒泥灰岩（MF8）和泥

灰岩（MF9）沉积为主的受风暴作用的中缓坡沉积环境。栖霞组与孤峰组的界线，沉积环境从以泥灰岩（MF9）沉积为主的中缓坡环境突变为以泥质硅质岩（LF1）为主的深水盆地沉积，再向上为岩屑石英砂岩（LF5），古水深加深至深水盆地。栖霞组碳酸盐台地在第二次海侵（T2），也即古水深加深时，突然转变为孤峰组以硅质岩为主的深海盆地沉积，碳酸盐台地发生死亡。

安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面上并未发现礁的沉积记录，研究发现下扬子区栖霞组为碳酸盐缓坡沉积（图7），为较稳定陆架浅水环境沉积（颜佳新，2004），在此及其临近苏皖等地区的栖霞组碳酸盐台地中也没有发现存在礁，故本文两剖面并非典型的台地沉积模式。目前虽然学术界对孤峰组沉积环境的认识还不完全相同，不可否认的孤峰组是在缺氧环境下沉积的，包括大陆边缘

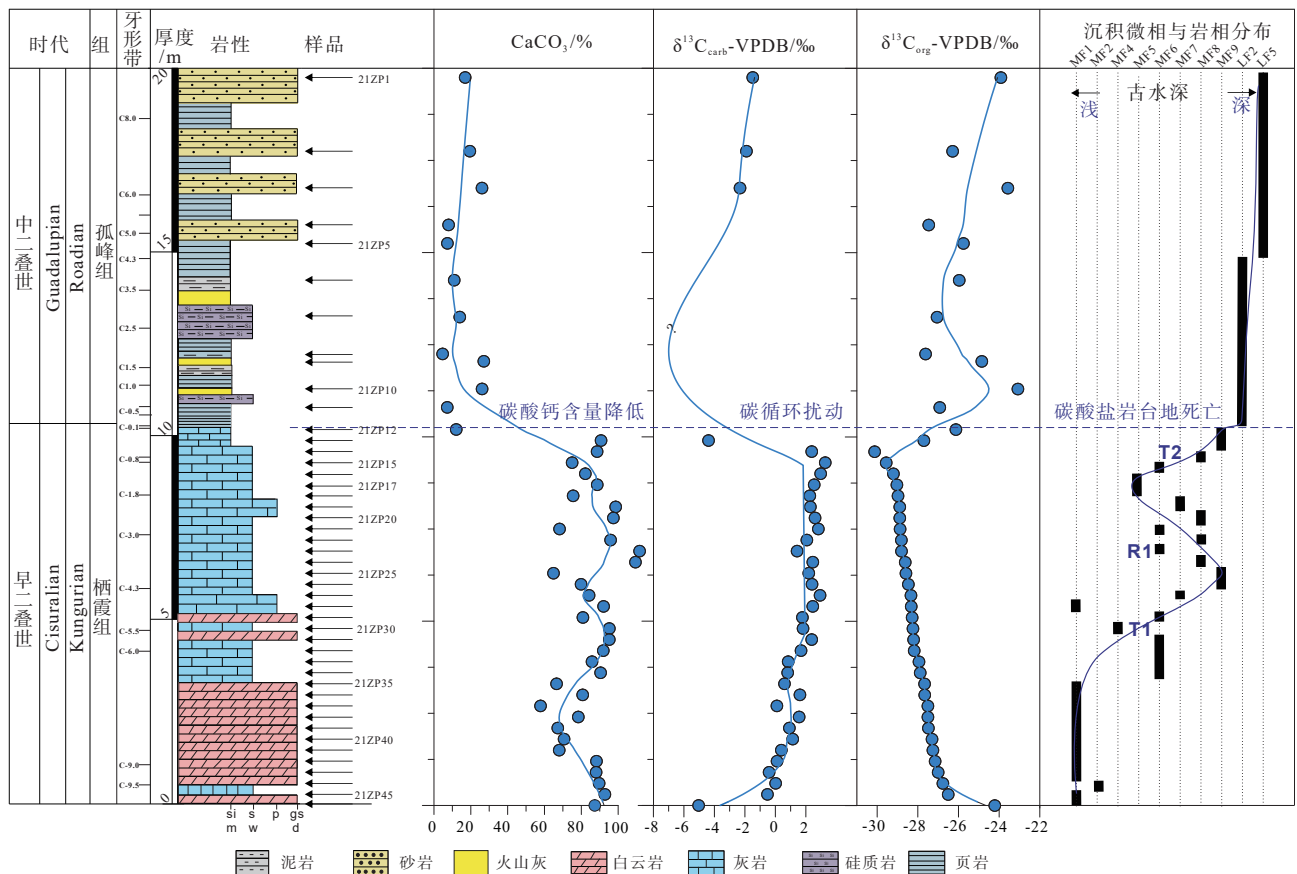
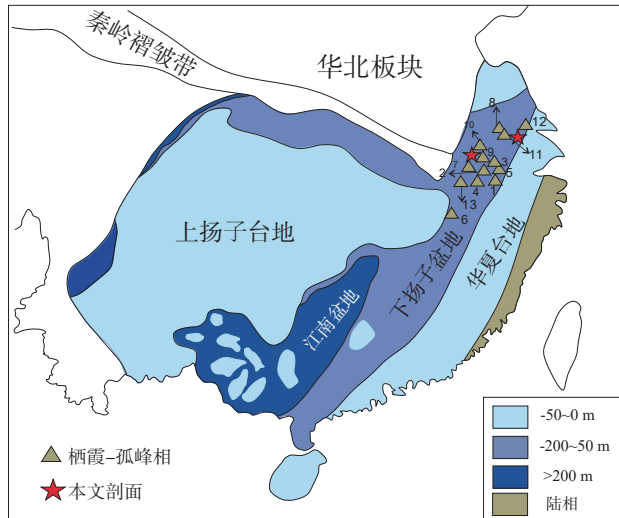


图6 江苏句容正盘山剖面综合柱状图，显示岩性、碳酸钙含量、碳同位素值、碳酸盐微相和岩相（绿色圆点指示的有机碳同位素引自张柏林等, 2018；古生物化石带引自袁东勋等, 2022）

Fig. 6 Comprehensive stratigraphic columns of the Zhengpanshan section in Jurong, Jiangsu Province showing lithology, calcium carbonate content, carbonate and organic carbon isotopic values and carbonate microfacies and lithofacies (The green dot of organic carbon isotopes is taken from Zhang et al., 2018)



- 1, 安徽泾县昌桥剖面; 2, 安徽南陵丫山剖面; 3, 安徽无为白杜山剖面; 4, 铜陵杨桃山剖面; 5, 繁昌桃冲剖面; 6, 宿松坐山剖面;
- 7, 安徽安庆集贤关剖面; 8, 安徽贵池潘家桥剖面; 9, 南京青龙山剖面; 10, 安徽葡萄岭剖面; 11, 巢县王家剖面; 12, 南京龙潭剖面;
- 13, 南京青龙山剖面

图7 下扬子区栖霞组—孤峰组剖面位置分布图

Fig. 7 Position distribution of transition profile between Qixia Formation and Gufeng Formation in Lower Yangtze region

到远洋盆地, 水体较深、沉积速率缓慢且沉积界面位于氧化界面之下 (Kametaka, 2005)。另外, 详细的沉积微相与岩相分析表明, 本文下扬子地区早二叠世末期栖霞组顶部为碳酸盐缓坡模式, 而孤峰组底部为深水盆地沉积。沉积环境和古水深在栖霞组与孤峰组界处发生明显突变, 由风暴浪基面之上碳酸盐中缓坡沉积环境, 突变为风暴浪基面之下的深水盆地沉积。在古水深变深情况下, 碳酸盐台地发生死亡, 同时碳酸钙含量降低、碳酸盐碳同位素负偏、有机质碳同位素正偏。

#### 4.2 下扬子地区早二叠世末期碳同位素变化及其指示意义

##### 4.2.1 成岩作用对碳酸盐碳同位素值的影响

古代海相碳酸盐在后期成岩作用过程中会发生同位素的交换, 特别是氧同位素组成更容易遭受后期蚀变作用的影响, 造成  $\delta^{13}\text{C}$  值的降低和  $\delta^{18}\text{O}$  值的显著降低, 从而部分或全部丢失原始海洋沉积时的信息 (Jenkyns et al., 2010)。因此, 在运用碳酸盐碳氧同位素进行古海洋环境研究之前, 必须针对样品对古海水原始信息的保存性进行评估 (Limarino et al., 2014)。研究表明, 当  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  值与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值呈正相关时, 岩石样品已经受到了成岩作用的影响 (Patsch et al., 2001)。

本文剖面上, 碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}$  为  $-11.3\text{‰} \sim 3.3\text{‰}$ ; 而氧同位素值  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  为  $-5.8\text{‰} \sim -14.9\text{‰}$ , 其中部分样品的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  大于  $-10\text{‰}$ , 尤其是平顶山剖面上, 指示氧同位素组成较原始组成可能发生明显改变, 部分样品可能发生蚀变。但是从  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta^{13}\text{C}$  相关性散点图上可以看出, 正盘山剖面上碳、氧同位素组成分布较为离散,  $\delta^{18}\text{O}$  值与  $\delta^{13}\text{C}$  值不存在明显的线性关系 (图 8a, 正盘山剖面  $R^2=0.02$ ), 平顶山剖面碳、氧同位素存在中等程度的线性关系 (图 8a, 平顶山剖面  $R^2=0.46$ )。对两剖面白云质样品剔除后的相关性散点图可以看出, 平顶山剖面碳、氧同位素仍存在中等的线性关系 (图 9a, 平顶山剖面  $R^2=0.57$ )。这说明, 白云质样品并非影响碳—氧同位素异常的唯一因素。由此, 我们认为, 平顶山剖面的碳酸盐样品可能受到一定程度上成岩作用的影响, 使氧同位素值发生改变, 但是碳同位素组成变化不大, 基本上反映了古海水的原始信息。基于此, 本文主要讨论碳同位素变化。

##### 4.2.2 下扬子地区早二叠世末期碳酸盐碳同位素和有机质碳同位素解耦变化

在早二叠世末期, 即栖霞组与孤峰组界处, 研究区平顶山和正盘山剖面上的碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  均出现了明显的负偏移, 偏移幅度分别高达  $12.1\text{‰}$  和  $6.2\text{‰}$ , 而有机质碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  则都呈现出明显的正偏移, 正偏移幅度分别为  $3.0\text{‰}$  和  $2.4\text{‰}$ , 碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  与有机质碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  变化出现明显的解耦变化 (图 5, 6)。同时有机质碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、 $\Delta\delta^{13}\text{C}$  存在一定的相关性 (图 8b, 8d),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  与  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  具明显相关性 (图 8c)。剔除白云质样品后的相关性散点图可以看出, 有机质碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、 $\Delta\delta^{13}\text{C}$  以及  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  与  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  的变化趋势和未剔除前几乎一致 (图 9b, 9c, 9d)。造成有机质碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  解耦变化的可能性有: (1) 成岩作用改变了碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ; (2) 沉积地层中有机质并非只来源于光合作用的初级生产力。一般认为, 在由光合作用主导的碳循环中, 海洋中有机质主要来源于光合作用的初级生产力, 因此

表1 平顶山剖面 and 正盘山剖面识别出的9种碳酸盐微相和5种岩相类型描述及其沉积环境解释\*

Table 1 Description and environmental interpretation of the 9 carbonate microfacies and 5 lithofacies from the Pingdingshan and Zhengpanshan sections

	微相	岩石颗粒组成/%			填隙物/%		沉积环境	沉积构造	Flügel(2010) 标准微相	相对海平面	
		基质	胶结物	白云石	基质	胶结物					
碳酸盐 缓坡	MF1	细晶白云岩	2	—	80	18	—	潮上带	—	RMF22	NHT
	MF2	似球粒生屑粒泥灰岩	15	15	—	70	—	泻湖	生物扰动	SMF16	NHT-NLT
	MF3	骨针生屑粒泥灰岩	15	—	85	—	—	泻湖	生物扰动	RMF19	NHT-NLT
	MF4	含蠕虫晶白云岩	5	—	85	10	—	局限海	—	RMF13	NLT-FWWB
	MF5	生物碎屑粒泥灰岩	15	—	—	85	—	开阔海	生物扰动	RMF14	FWWB以上
	MF6	海百合茎粒泥灰岩	15	—	—	85	—	开阔海	粒序构造	RMF7	FWWB以上
	MF7	含蠕虫生物碎屑泥粒灰岩	40-50	—	—	50-60	—	中缓坡	—	RMF3	FWWB-SWB
	MF8	粒序构造纹层状粒泥灰岩	25	—	—	75	—	中缓坡	生物扰动	RMF6	FWWB-SWB
	MF9	受风暴影响的泥灰岩	5	—	—	95	—	中缓坡	生物扰动	RMF9	FWWB-SWB
深水盆地	LF1	泥质硅质岩	隐晶质石英(75%)、粘土矿物(25%)、暗色物质(5%)					深水盆地	—	—	SWB以下
	LF2	火山灰	隐晶质火山灰(100%)					深水盆地	—	—	SWB以下
	LF3	放射虫硅质岩	放射虫(20%)、隐晶质石英(75%)、暗色物质(5%)					深水盆地	—	—	SWB以下
	LF4	硅质泥岩	粘土矿物(95%)、隐晶质石英(5%)					深水盆地	—	—	SWB以下
	LF5	细粒岩屑石英砂岩	石英(75%)、岩屑(15%)、长石(5%)、白云母(5%)					深水盆地	—	—	SWB以下

\* 粒径为5个颗粒平均粒径，“—”表示薄片下未观察到；SMF：镶边碳酸盐台地标准微相；RMF：碳酸盐缓坡微相；NHT：正常高潮面；NLT：正常低潮面；FWWB：正常浪基面；SWB：风暴浪基面

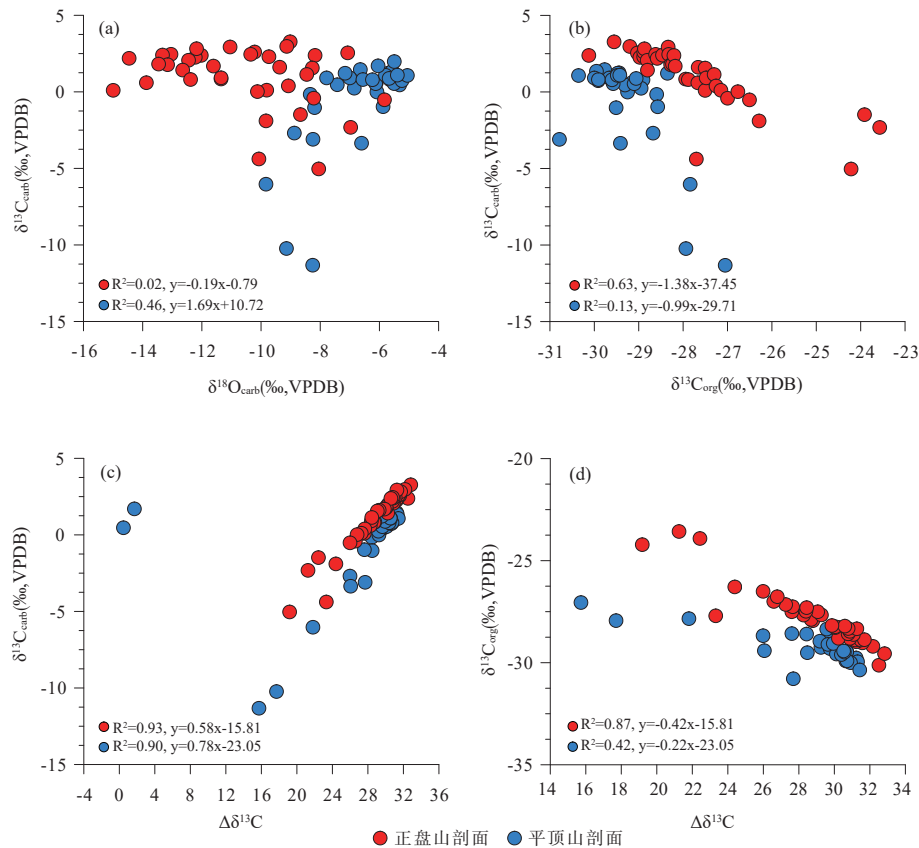
海相沉积物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  是协同或耦合变化的 (Marshall et al., 1992)。但是当海洋中有机质来自除光合作用的初级生产力外，还有其他来源 (例如化学自养或甲烷菌作用、陆源有机质、溶解有机碳等) 时，则会造成  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  的解耦变化 (Knauth et al., 2009)。

碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  可靠性分析表明，平顶山和正盘山剖面上碳酸盐碳同位素值  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  并未被明显改造，反映了原始古海水信息，并且通过两剖面的白云质样品剔除的相关性分析，因此进一步说明  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  解耦变化并非碳酸盐岩成岩作用引起  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  变化造成的。研究表明，当  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值  $\geq 32\%$  时，则认为海洋中有机质来源于化学自养或甲烷菌作用 (Jiang et al., 2010)，然而平顶山和正盘山剖面上  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值均  $< 32\%$  (图 7c, 图 7d)，因此， $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  解耦变化也不是化学自养或甲烷作用造成的。至于大型溶解有机质碳库中溶解有机碳释放造成  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  解耦变化目前仅报道于寒武纪或前寒武纪地层 (Jiang et al., 2010)，在古生代地层尚未见报道。详细地沉积微

相和岩相研究表明，古水深在栖霞组与孤峰组界处发生明显突变，由风暴浪基面之上碳酸盐中缓坡沉积环境，突变为风暴浪基面之下的深水盆地沉积 (图 5, 6)。碳酸盐岩台地死亡，也可能是大量轻碳释放到大气与海洋系统，引起全球变暖，导致全球水文循环增强，海洋环境发生恶化造成的。而全球水文循环势必引起陆源输入增加，而营养物质和陆源有机质输入增加，造成初级生产力增强和有机质氧化，使得海洋氧含量急剧下降，最终导致生产力崩溃，陆源有机碳埋藏增加，造成有机质  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  解耦变化。因此，平顶山和正盘山剖面上  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  的解耦变化，可能为陆源有机质输入造成的。

#### 4.3 下扬子地区早二叠世末期碳酸盐台地死亡的控制因素

碳酸盐台地死亡是指浅海碳酸盐生产作用停止，导致浅水碳酸盐沉积转变为深水碳酸盐或碎屑岩沉积作用 (Thomas et al., 1992)。一般来说，碳酸盐台地死亡主要有以下因素控制：(1) 当相对海平面上升速率超过碳酸盐生产速率时，碳酸盐



(a) 碳氧同位素散点图; (b)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 协方差图; (c)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 协方差图; (d)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 协方差图( $\Delta\delta^{13}\text{C}=\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )

图8 安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面碳、氧同位素散点图

Fig. 8 Cross plot of whole-rock carbon and oxygen isotopes of Pingdingshan section in Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section in Jurong, Jiangsu Province

台地淹没 (Banner and Hanson, 1990); (2) 陆源碎屑的输入可以直接掩埋碳酸盐沉积, 同时陆源输入悬浮的沉积物影响透光率, 导致碳酸盐生产速率降低 (Mackensen and Chmiedl, 2019); (3) 海洋温度低于碳酸盐生产所需阈值时, 碳酸盐生产速率下降 (Merz-Preiss and Riding, 1999); (4) 海洋化学条件变化, 海洋酸碱度、盐度、营养元素等变化影响生物生产力, 从而导致碳酸盐生产速率降低 (Saltzman, 2001)。

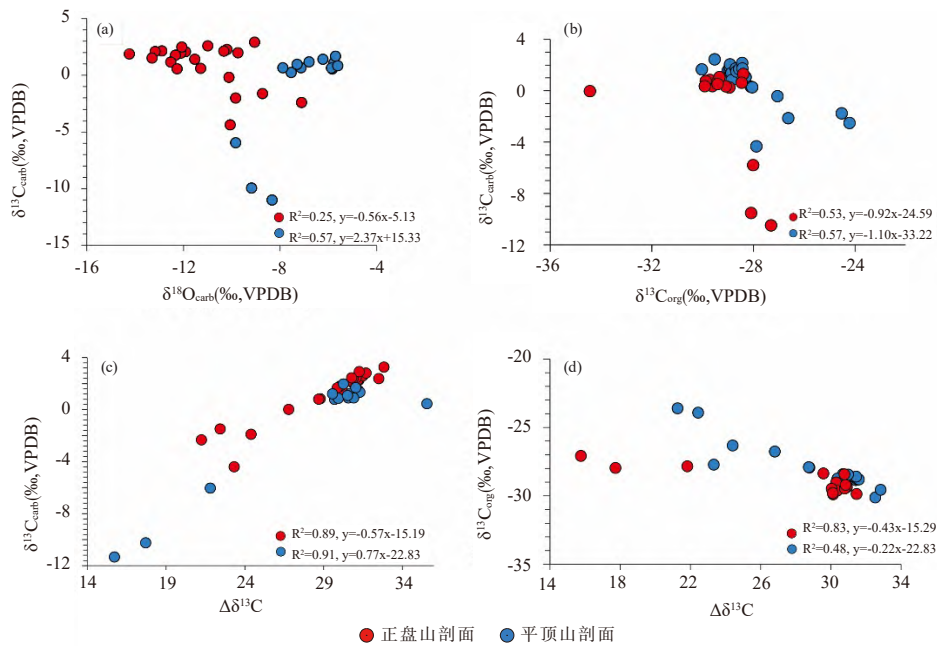
古地磁和生物古地理资料表明, 早二叠世下扬子地区处于赤道地区 (Wang et al., 2019), 温度相对较稳定, 因此温度变化不太可能导致碳酸盐台地死亡。详细的沉积微相和岩相研究表明, 古水深在栖霞组与孤峰组界处发生明显突变, 由风暴浪基面之上碳酸盐中缓坡沉积环境, 突变为风暴浪基面之下的深水盆地沉积 (图 5, 6), 因此, 可能是相对海平面上升速率超过碳酸盐速率,

导致碳酸盐台地死亡。在栖霞组与孤峰组界线处, 碳酸盐碳同位素  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  发生快速且剧烈的负偏移 (图 5, 6), 指示大量  $\text{CO}_2$  释放大气与海洋系统 (胡修棉等, 2020)。此外, 对同时期南黄海地区早二叠世末期发现的孤峰组硅质烃源岩进行研究发现, 孤峰组硅质烃源岩的有机质富集主要受高生产力控制, 形成于中等滞留的缺氧—硫化环境 (吴飘等, 2023)。

综上所述, 在华南下扬子地区所发生的早二叠世末期碳酸盐台地死亡事件, 其驱动机制可能为相对海平面上升导致碳酸盐台地死亡。

## 5 结论

本文对下扬子地区安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面上栖霞组与孤峰组界线地层进行了系统的沉积微相与岩相及碳同位素地层学等研究, 重建了华南板块早二叠世末期栖霞组碳酸盐台地死



(a) 碳氧同位素散点图; (b)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 协方差图; (c)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 协方差图; (d)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 协方差图( $\Delta\delta^{13}\text{C}=\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )

图9 安徽巢湖平顶山剖面和江苏句容正盘山剖面碳、氧同位素散点图(去除白云质样品)

Fig. 9 Cross plot of whole-rock carbon and oxygen isotopes of Pingdingshan section in Chaohu, Anhui Province and Zhengpanshan section in Jurong, Jiangsu Province (without dolostones)

亡的过程,探讨了其可能的驱动机制。

沉积微相和岩相研究表明,栖霞组顶部地层可划分为9种微相,属于碳酸盐内缓坡—中缓坡沉积环境,而孤峰组底部地层可划分为5种岩相,属于深水盆地沉积。沉积环境和古水深在栖霞组与孤峰组界处发生明显突变,由受风暴影响的碳酸盐中缓坡沉积环境,突变为风暴浪基面之下的深水盆地沉积,碳酸盐台地发生死亡,同时碳酸钙含量降低、碳酸盐碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负偏、有机质碳同位素值 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 正偏。碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 解耦变化,可能是陆源有机质输入的结果,而碳酸盐台地死亡可能为相对海平面上升所导致。

致谢:感谢赖文、董小龙在野外工作以及论文撰写过程中的帮助。

### 参考文献 (References):

程成,李双应,赵万为,等. 2016. 安徽宿松山山中二叠统栖霞组碳酸盐岩微相和黏土矿物特征及其对沉积相和古气候的指示[J]. 地质学报, 90(6): 1208–1219.

杜叶龙,李双应,孔为伦,等. 2010. 安徽泾县—南陵地区二叠纪沉积相与沉积环境分析[J]. 地层学杂志, 34(4): 431–444.

冯增昭,杨玉卿,金振奎,等. 1996. 中国南方二叠纪岩相古地理[J]. 沉积学报, 14(2): 3–12.

胡世忠. 2000. 对孤峰组的新认识[J]. 火山地质与矿产, 21(1): 63–68.

胡修棉,李娟,韩中,等. 2020. 中新生代两类极热事件的环境变化,生态效应与驱动机制[J]. 中国科学:地球科学, 50(8): 1023–1043.

孔庆玉,龚与颀. 1986. 安徽巢县下二叠统茅口阶放射虫硅质岩的发现及其地质意义[J]. 地质论评, 32(5): 505–510.

李凤杰,郑荣才,周小进,等. 2009. 中国南方晚古生代构造演化与盆地原型[J]. 沉积与特提斯地质, 29(2): 93–99.

李双应,岳书仑. 2002. 安徽巢湖二叠系栖霞组碳酸盐岩斜坡沉积[J]. 沉积学报, 20(1): 7–12.

李伟,胡修棉, Melinte-Dobrinescu M C, 等. 2021. 塔里木海齐姆根剖面早古近纪极热事件及其环境效应[J]. 科学通报, 66(9): 1067–1082.

刘宝珺,朱同兴. 1990. 安徽中南部二叠统栖霞组和孤峰组沉积环境及成岩历史[J]. 成都地质学院学报, 17(1): 5–12.

刘喜停,颜佳新,薛武强,等. 2014. 华南中二叠统栖霞组海相烃源岩形成的地球生物学过程[J]. 中国科学:地球科学, 44(6): 1185–1192.

申博恒,沈树忠,侯章帅,等. 2021. 中国二叠纪岩石地层划分和对比[J]. 地层学杂志, 45(3): 319–339.

沈树忠,张华,张以春,等. 2018. 中国二叠纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学:地球科学, 49(1): 160–193.

盛金章,王玉净. 1985. 南京龙潭孤峰组的放射虫化石[J]. 古生物学报, 24(2): 171–180.

宋海军,童金南. 2016. 二叠纪—三叠纪之交生物大灭绝与残存[J]. 地球科学, 41(6): 901–918.

唐世荣,王安东. 1994. 硅岩研究的进展[J]. 地球科学进展, 9(6): 71–75.

吴勘,马强分,冯庆来. 2015. 扬子板块北缘孤峰组地层划分及空间分布特征[J]. 地层学杂志, 39(1): 33–39.

- 吴颢, 陈建文, 张银国, 等. 2023. 南黄海地区二叠系孤峰组硅质烃源岩的地球化学特征及上升流成因 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 43(1): 138–158.
- 肖传桃, 丁静, 胡望水, 等. 2009. 下扬子地区中二叠世上升流相区古生态学研究 [J]. 沉积学报, 27(2): 319–325.
- 徐国强, 吕炳全, 王红翌. 2002. 新生代南海北部碳酸盐岩台地的淹没事件研究 [J]. 同济大学学报(自然科学版), 30(1): 35–40.
- 颜佳新. 2004. 华南地区二叠纪栖霞组碳酸盐岩成因研究及其地质意义 [J]. 沉积学报, 22(4): 579–587.
- 姚素平, 吴聿元, 余文端, 等. 2022. 下扬子区孤峰组—大隆组露头剖面特征与岩相变化 [J]. 油气藏评价与开发, 12(1): 215–232.
- 袁东勋, 沈树忠. 2022. 南京龙潭正盘山剖面二叠系孤峰组与栖霞组之交牙形类化石再研究 [J]. 古生物学报, 61(3): 358–370.
- 朱洪发, 秦德余, 刘翠章. 1989. 论华南孤峰组和大隆组硅质岩成因、分布规律及其构造机制 [J]. 石油实验地质, 11(4): 341–348.
- Banner J L and Hanson G N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11): 3123–3137.
- Beauchamp and Baud A. 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 184(2): 37–63.
- Brachert T C, Reuter M, Felis T, et al. 2006. Porites corals from Crete (Greece) open a window into Late Miocene (10 Ma) seasonal and interannual climate variability [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1–2): 81–94.
- Birgenheier L P, Frank T D, Fielding C R, et al. 2010. Coupled carbon isotopic and sedimentological records from the Permian system of eastern Australia reveal the response of atmospheric carbon dioxide to glacial growth and decay during the late Palaeozoic Ice Age [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 286(3–4): 178–193.
- Dunham R J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture [J]. *AAPG Memoir*, 1(p): 108–121.
- Embry A F. 1971. A late devonian reef tract on northeastern banks island, N.W.T. [J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730–781.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application* [M]. Springer.
- Folk. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature [J]. *Geology*, 62(4): 344–359.
- Frank T D, Shultis A I and Fielding C R, et al. 2015. Acme and demise of the late Palaeozoic ice age: A view from the southeastern margin of Gondwana [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology: An International Journal for the Geo-Sciences*, 418: 176–192.
- Haq B U and Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. *Science*, 322(5898): 64–68.
- Jenkyns H C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: 1–30.
- Jiang G Q, Wang X Q, Shi X Y, et al. 2010. Organic carbon isotope constraints on the dissolved organic carbon (DOC) reservoir at the Cryogenian-Ediacaran transition [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 299(1–2): 159–168.
- Jiang G Q, Wang X Q, Shi X Y, et al. 2012. The origin of decoupled carbonate and organic carbon isotope signatures in the early Cambrian (ca. 542–520 Ma) Yangtze platform [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, s 317–318(2): 96–110.
- Noel P J and Brian J. 2015. *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks* [M]. Berlin: Springer.
- Kametaka M, Takebe M, Nagai H, et al. 2005. Sedimentary environments of the Middle Permian phosphorite-chert complex from the northeastern Yangtze platform, China; the Gufeng Formation: a continental shelf radiolarian chert [J]. *Sedimentary Geology*, 174(3–4): 197–222.
- Kametaka M, Nagai H, Zhu S, et al. 2009. Middle Permian radiolarians from Anmenkou, Chaohu, Northeastern Yangtze platform, China [J]. *Island Arc*, 18(1): 108–125.
- Kani T, Fukui M, Isozaki Y, et al. 2008. The Paleozoic minimum of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratio in the upper Guadalupian (Permian) mid-oceanic carbonates: a critical turning point in the Late Paleozoic [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(1): 22–33.
- Kiessling W and Flügel E J. 2000. Golonka Fluctuations in the carbonate production of Phanerozoic reefs [J]. *Geological Society Special Publication*, 178: 191–215.
- Kiessling W and Flügel E J. 2003. Golonka Patterns of Phanerozoic carbonate platform sedimentation [J]. *Lethaia*, 36(3): 195–225
- Korte C, Jasper T, Kozur H W, et al. 2005.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of Permian brachiopods: A record of seawater evolution and continental glaciation [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 224(3): 333–351.
- Knauth L P and Kennedy M J. 2009. Adelaide research and scholarship: The late precambrian greening of the earth [J]. *Nature Publishing Group*, 460(7256): 728–732.
- Leven E J A. 1998. Permian fusulinid assemblages and stratigraphy of the Transcaucasia [J]. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 104(3): 299–328.
- Limarino C O, Cesari S N, Spalletti L A, et al. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions [J]. *Gondwana Research*, 25(4): 1396–1421.
- Mackensen A and Chmiedl G. 2019. Stable carbon isotopes in paleoceanography: Atmosphere, oceans, and sediments [J]. *Earth Science Reviews*, 197: 1–35.
- Marshall and James D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation [J]. *Geological Magazine*, 129(2): 143–160.
- Matheson E J and Frank T D. 2020. An epeiric glass ramp: Permian low-latitude neritic siliceous sponge colonization and its novel preservation (Phosphoria Rock Complex) [J]. *Sedimentary Geology*, 5(4): 1–22.
- Merz-Preiss M and Riding R. 1999. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes [J]. *Sedimentary Geology*, 126(1): 103–124.
- Montañez I P, Tabor N J, Niemeier D, et al. 2007.  $\text{CO}_2$ -forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation [J]. *Science*, 315(5808): 87–91.
- Murchey B L and Jones D L. 1992. A mid-Permian chert event:

- widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 96(2): 161–174.
- Patsch J, Kuhn W, Radach G, et al. 2001. Interannual variability of carbon fluxes at the North Atlantic Station ESTOC [J]. *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*, 49(1–3): 253–288.
- Saltzman M R. 2001. Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO<sub>2</sub>? [J]. *Geology*, 3(2): 151–154.
- Schlager W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 92(4): 197–211.
- Schootbrugge B and Gollner S. 2013. Altered primary production during mass-extinction events [J]. *Ecosystem Paleobiology & Geobiology*, 19: 1–28.
- Scotese C R. 2023. Atlas of Middle & Late Permian and Triassic Paleogeographic Maps, Maps 43–48 of The Late Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS (Jurassic and Triassic), and Maps 49–52 of the PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS (Late Paleozoic), Mollweide Projection, PALEOMAP Project [M]. Evanston: 3–4: 1–12.
- Shen S Z, Zhang H, Zhang Y C, et al. 2019. Permian integrative stratigraphy and timescale of China [J]. *Science China-Earth Sciences*, 62(1): 154–188
- Thomas E, Guensburg, et al. 1992. Rise of echinoderms in the paleozoic evolutionary fauna-significance of paleoenvironmental controls [J]. *Geology*, 20(5): 407–410.
- Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update [J]. *Chemical Geology*, 232(1–2): 12–32.
- Ueno K, Shi G R and Shen S Z. 2005. Fusulinoideans from the early Midian (late Middle Permian) *Metadoliolina dutkevitchi-Monodiexodina sutchanica* Zone of the Senkina Shapka section, South Primorye, Far East Russia [J]. *Alcheringa*, 29(2): 257–273.
- Wang X D and Sugiyama T. 2000. Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China [J]. *Lethaia*, 33(4): 285–294.
- Wang Y, Tian Z, Song C, et al. 2019. Structural characteristics and geochronology of thrust faulting in the Jiulianshan anticlinorium, the Lower Yangtze region, East China [J]. *Geological Journal*, 54(2): 913–928.
- Wilson J L. 1976. Carbonate facies in geologic history [J]. *Mineralogical Magazine*, 40(315): 804.
- Wu Q, Ramezani J, Zhang H, et al. 2017. Calibrating the Guadalupian series (Middle Permian) of South China [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 466: 361–372.
- Zhang B L, Suping Wignall, Paul B, et al. 2018. Widespread coastal upwelling along the Eastern Paleo-Tethys Margin (South China) during the Middle Permian (Guadalupian): Implications for organic matter accumulation [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 97: 113–126.

附表1 正盘山剖面与平顶山剖面岩性、有机碳同位素、无机碳同位素、氧同位素  
Supplementary table 1 Lithology, Organic carbon isotope, Inorganic carbon isotope and Oxygen isotope of samples from the Zhengpanshan and Pingdingshan sections

样品	岩性	D <sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C[per mil] vs.VPDB	Reported <sup>13</sup> C	STD <sup>13</sup> C	Reported <sup>18</sup> O	STD <sup>18</sup> O
21ZP01	石英岩屑砂岩	-23.91	-1.48	0.02	-8.67	0.04
21ZP02	石英岩屑砂岩	-26.29	-1.90	0.03	-9.83	0.04
21ZP03	石英岩屑砂岩	-23.57	-2.32	0.03	-6.97	0.01
21ZP04	石英岩屑砂岩	-27.46	—	—	—	—
21ZP05	石英岩屑砂岩	-25.76	—	—	—	—
21ZP06	流纹质火山灰	-25.96	—	—	—	—
21ZP07	酸性火山灰	-27.05	—	—	—	—
21ZP08	酸性火山灰	-27.62	—	—	—	—
21ZP09	酸性火山灰	-24.85	—	—	—	—
21ZP10	火山碎屑岩	-23.08	—	—	—	—
21ZP11	火山碎屑岩	-26.92	—	—	—	—
21ZP12	生屑粒泥灰岩	-26.13	—	—	—	—
21ZP13	泥灰岩	-27.70	-4.38	0.04	-10.07	0.01
21ZP14	粒序构造纹层状泥粒灰岩	-30.12	2.38	0.05	-12.02	0.05
21ZP15	粒泥灰岩	-29.56	3.27	0.03	-9.02	0.05
21ZP16	含生屑粉晶白云岩	-29.20	2.97	0.05	-9.13	0.02
21ZP17	粉晶白云岩	-29.03	2.55	0.04	-7.07	0.05
21ZP18	泥粒灰岩	-28.97	2.26	0.04	-12.22	0.03
21ZP18-1	生屑泥粒灰岩	-28.89	2.30	0.03	-9.73	0.04
21ZP19	生屑泥粒灰岩	-28.89	2.60	0.02	-10.22	0.04
21ZP20	生屑粒泥灰岩	-28.87	2.82	0.02	-12.18	0.06
21ZP21	生屑粒泥灰岩	-28.81	2.06	0.04	-12.45	0.05
21ZP22	纹层泥粒灰岩	-28.80	1.42	0.04	-12.65	0.07
21ZP23	粒泥灰岩	-28.62	2.45	0.04	-13.04	0.03
21ZP24	泥粒灰岩	-28.58	2.19	0.02	-14.46	0.04
21ZP25	生屑粒泥灰岩	-28.47	2.40	0.05	-13.33	0.04
21ZP26	生屑粒泥灰岩	-28.34	2.93	0.04	-11.05	0.03
21ZP27	生屑粒泥灰岩	-28.32	2.45	0.01	-10.35	0.03
21ZP28	白云岩化泥灰岩	-28.28	1.77	0.04	-13.16	0.07
21ZP29	生屑粒泥灰岩	-28.24	1.81	0.02	-13.46	0.06
21ZP30	蜓粉晶白云岩	-28.21	2.38	0.01	-8.17	0.04
21ZP31	海百合茎泥粒灰岩	-28.18	1.68	0.03	-11.61	0.03
21ZP32	粒泥灰岩	-27.94	0.84	0.05	-11.35	0.04
21ZP33	粒泥灰岩	-27.88	0.81	0.01	-12.38	0.03
21ZP35	白云岩化泥灰岩	-27.67	0.60	0.02	-13.87	0.06
21ZP36	粉晶白云岩	-27.66	1.61	0.04	-9.37	0.01
21ZP37	白云岩化泥灰岩	-27.50	0.10	0.03	-15.00	0.05
21ZP38	粉晶白云岩	-27.50	1.56	0.04	-8.27	0.04
21ZP39	粉晶白云岩	-27.48	0.92	0.03	-11.35	0.04
21ZP40	粉晶白云岩	-27.30	1.14	0.05	-8.46	0.04
21ZP41	粉晶白云岩	-27.26	0.39	0.03	-9.08	0.06
21ZP42	粉晶白云岩	-27.15	0.11	0.03	-9.81	0.02
21ZP43	含生屑粉晶白云岩	-27.00	-0.41	0.03	-8.22	0.03

续附表 1

样品	岩性	D <sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C[per mil] vs.VPDB	Reported <sup>13</sup> C	STD <sup>13</sup> C	Reported <sup>18</sup> O	STD <sup>18</sup> O
21ZP44	粪球粒粒泥灰岩	-26.77	0.02	0.04	-10.12	0.03
21ZP45	含生屑粉晶白云岩	-26.51	-0.52	0.04	-5.83	0.03
21ZP46	粉晶白云岩	-24.22	-5.03	0.03	-8.05	0.05
21CH01	泥质硅质岩	-25.87	—	—	—	—
21CH02	粉砂质泥岩	-27.62	—	—	—	—
21CH03	泥质硅质岩	-34.06	—	—	—	—
21CH04	硅质岩	-27.87	—	—	—	—
21CH05	放射虫硅质岩	-27.59	—	—	—	—
21CH06	酸性火山灰	-27.94	-10.23	0.06	-9.14	0.05
21CH07	酸性火山灰	-27.05	-11.32	0.04	-8.25	0.05
21CH08	泥质硅质岩	-27.84	-6.03	0.04	-9.83	0.10
21CH09	白云岩化泥粒灰岩	-28.60	-0.16	0.05	-8.34	0.06
21CH10	泥粒灰岩	-28.90	0.79	0.03	-5.64	0.04
21CH11	泥粒灰岩	-35.09	0.47	0.03	-7.42	0.04
21CH12	白云岩化粒泥灰岩	-28.68	-2.69	0.05	-8.88	0.03
21CH13	白云岩化粒泥灰岩	-29.16	0.60	0.03	-6.11	0.03
21CH14	白云岩化泥灰岩	-29.25	-0.01	0.02	-6.08	0.05
21CH15	白云岩化粒泥灰岩	-30.79	-3.10	0.03	-8.25	0.03
21CH16	白云岩化泥灰岩	-29.51	-1.03	0.03	-8.19	0.02
21CH17	纹层状泥粒灰岩	-29.77	1.46	0.04	-6.65	0.07
21CH18	白云岩化粪球粒粒泥灰岩	-29.31	0.45	0.03	-5.32	0.04
21CH19	强白云岩化粒泥灰岩	-29.58	0.54	0.02	-5.50	0.03
21CH20	白云岩化粒泥灰岩	-28.95	0.24	0.04	-6.85	0.06
21CH21	白云岩化粒泥灰岩	-29.10	0.53	0.05	-6.13	0.07
21CH22	白云岩化粒泥灰岩	-29.41	-3.35	0.04	-6.60	0.03
21CH23	粒泥灰岩	-29.66	0.91	0.04	-7.79	0.03
21CH24	泥粒灰岩	-29.44	1.25	0.04	-5.56	0.04
21CH25	白云岩化粒泥灰岩	-29.47	1.23	0.03	-5.70	0.05
21CH26	灰质粉晶白云岩	-29.91	0.73	0.04	-5.24	0.06
21CH27	粒泥灰岩	-29.95	1.35	0.05	-5.56	0.01
21CH28	白云岩化粒泥灰岩	-28.57	-0.97	0.03	-5.88	0.03
21CH29	粒泥灰岩	-30.00	0.91	0.03	-7.00	0.02
21CH30	粉晶白云岩	-30.36	1.07	0.02	-5.06	0.03
21CH31	白云岩化粒泥灰岩	-29.91	0.80	0.05	-6.56	0.07
21CH32-1	粉晶白云岩	-29.60	0.79	0.04	-6.24	0.03
21CH32-2	白云岩化粒泥灰岩	-29.48	1.08	0.02	-5.80	0.03
21CH33-1	粒泥灰岩	-29.06	0.88	0.04	-5.67	0.02
21CH33-2	粒泥灰岩	-29.34	1.70	0.04	-6.05	0.03
21CH34	粒泥灰岩	-29.43	1.09	0.06	-5.39	0.03
21CH35	泥粒灰岩	-28.28	1.98	0.02	-5.50	0.02
21CH36	泥粒灰岩	-28.35	1.22	0.05	-7.16	0.03