

煤山二叠纪-三叠纪过渡期事件地层时序的微观地层记录

曹长群*, 郑全锋

中国科学院南京地质古生物研究所, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008

* E-mail: cqcao@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2008-05-04; 接受日期: 2008-09-17

中国科学院知识创新工程重要方向性项目(编号: KZCX2-YW-122)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB806400)和国家自然科学基金(批准号: 40473003)资助

摘要 煤山剖面二叠纪-三叠纪过渡期 24~29 层微观地层特征, 清晰地显示了这一关键地层段持续的缺氧及频发的风暴扰动、固结基底/硬底构造、火山喷发、陆地风化和丘状微生物岩发育等事件的整体时序关系, 为综合探讨二叠纪末期生物灭绝的机制提供依据. 晚二叠世长兴组 24 层以发育有机质微细纹层为主, 间断性受到风暴形成的底流冲刷, 暗示这一时期静滞、分层和缺氧的海洋主体环境. 晚二叠世末期快速海侵事件发生于 24d 层顶部, 以典型的硬底构造发育为特征. 持续的陆源火山物质风化和向海洋搬运沉积, 使得以伊利石为主的黏土矿物广泛存在并贯穿二叠纪生物灭绝事件的全过程. 但是, 发育正粒序火山玻屑的 25 层“界线黏土”却是强烈的火山喷发物在海洋直接沉降的结果. 表现在 27-2 层上部的固结基底构造, 发育 *Glossifungites* 遗迹等强烈生物扰动和塑性基底特征, 代表着与牙形刺 *Hindeodus parvus* 的开始出现相一致的快速海侵事件的发生. 27-5 层微弱的丘状微生物岩的首次发现, 表明华南浅水碳酸盐台地发育的微生物岩应属于早三叠世最早期, 同时也代表了二叠纪末生物灭绝事件的最终结束.

关键词

煤山
二叠纪-三叠纪过渡期
微观地层
事件时序

浙江煤山二叠系-三叠系剖面作为我国高精度“后层型”研究的重要基地, 其界线附近二叠系长兴组 24 层至三叠系殷坑组下部的 29 层一直是探讨二叠纪末期生物事件和海洋环境异常的焦点地层区段. 其中, 25 层“界线黏土”所代表的“最大生物灭绝面”^[1,2], 因富含微球粒^[1]及铌元素^[3]和碳笼中 ^3He 的高丰度表现^[4], 而成为与外星体撞击相关的突发性事件研究的重点. 西伯利亚玄武岩年龄^[5]和煤山 25 层黏土岩年龄的更新^[6], 使得与黏土岩广泛发育相关的大规模的火山喷发事件得到更广泛的认可^[7,8]. 但是, 随着对

“界线黏土”上下更扩展地层的地球化学证据的发现, 这种单一性、突发性事件的假设日益受到挑战, 而倾向于认同二叠纪末期存在长期的、缓慢的环境和生态异常或者多幕式灭绝过程^[1,9,10], 如海洋水体酸化事件^[1,11]、大气变暖^[1,12,13]、海洋光合作用水体硫化氢的富集^[14]或者各种因素的综合表现^[1,15]. 这些关于二叠纪末期生物灭绝过程机制繁复的争议, 很大程度上受限于各类地质事件证据在不同地区时序关系对比的困难和强弱的差异表现. 因此, 在建立地球系统年龄框架努力的同时, 在同一条剖面寻找高精度生物

地层控制下的二叠纪-三叠纪过渡期各类事件的时序关系显得至关重要。

虽然煤山剖面具有高精度的多种门类生物地层资料^[16,17], 但其关键地层段凝缩沉积的存在^[18]一定程度上限制了各类地质事件证据的深入研究, 近年来也一直尝试建立更精细的各类事件时序变化关系^[10,19]。如煤山剖面长兴组顶部厚约 1 m 的灰岩地层(24 层)所代表的晚长兴期牙形刺带 *Clarkina changxingensis yini*^[17] 在广西来宾蓬莱滩剖面可能对应 200 余米的碎屑岩沉积; 长兴期晚期最顶部厚仅 18 cm 的牙形刺 *Clarkina meishanensis meishanensis* 带(25~26 层)在东格林兰的 James Land 则表现为厚约 24 m 的沉积^[20]。随着对类如海平面变化、缺氧事件、水体硫化氢富集、火山喷发及微生物岩发育等事件的日益关注, 建立煤山剖面二叠纪-三叠纪过渡期沉积中上述事件的微观地层时序关系, 了解其整体变化过程显得极其重要。

为获得足够新鲜的岩石和完整的地层沉积序列, 我们对煤山 C 剖面实施了小型爆破采样。对长兴组顶部 24 层灰岩到三叠系股坑组底部 34 层泥岩段进行大截面露头观察和化石统计。室内开展了样品垂向抛光观察、岩石薄片鉴定、各类化石和黏土矿物丰度统计等工作。

1 沉积微相特征

1.1 24 层: 富有机质纹层泥粒灰岩与块状生屑粒泥灰岩

长兴灰岩顶部厚约 1 m 的 24 层主要由富含有机质纹层泥粒灰岩和块状生屑粒泥灰岩构成。黑色有机质微纹层面波状起伏, 生物扰动级数 2 级以下, 含较多的黏土矿物及黄铁矿。其中, 浅色微纹层段生屑含量丰富, 主要为海百合茎-腕足类-薄壳介形虫组合(含量>50%), 颗粒分选较好, 长轴多平行层面排列。不发育纹层的块状生屑粒泥灰岩的生屑主要为粪球粒-有孔虫-介形虫组合(含量 10%~30%)及钙质骨针和钙藻类。生物扰动强烈, 扰动级数一般在 4 级以上, 局部可见由粪球粒充填的生物潜穴。

24 层具生物扰动的块状生屑粒泥灰岩均呈现出颗粒粒度向上变细的正粒序变化, 且全部表现出对下伏岩层的冲刷破坏特征(图 1 A1~A4), 界面之上发育

粪球粒和生物潜穴。但在 24d 顶部(图 1 B1)却表现为半锥形形态, 且缺乏潜穴生物扰动, 应为典型的硬底构造面(hard-ground)。其上部 24e 层底部富含黏土质的生屑粒泥灰岩发育大型的水平遗迹化石 *Planolites*, 在 24e 顶部出现薄层的硅质骨针灰岩。

1.2 黄铁矿层

即 24e 层顶部的“铁壳层”, 厚约 0.2 cm。含少量的单轴硅质海绵骨针和方解石晶体, 以及粒径小于 0.5 mm 的火山玻璃碎屑和石英晶屑(图 1 C), 含量为 25%~50%。透射光下, 黄铁矿富集成不透明的条带状。本层风化后常以褐铁矿层的形式出现, 并在边缘发育纤维状的石膏晶体。局部可见黄铁矿富集层向 25 层黏土岩的穿插现象。

1.3 25 层: 伊利石-蒙脱石黏土层

即底黏土或者界线黏土, 成分主要为蒙脱石-伊利石的无序混层矿物及少量高岭石, 并含有呈 β -石英假晶形态的 α -石英^[8,21]。依风化程度不同, 颜色呈现为灰白色、灰色或者灰黄色。与上覆 26 层的黑色钙质泥岩稍有互层现象, 但两者界线清楚。

1.4 26 层: 黑色黏土质钙质泥岩

生屑细小破碎, 含量约 1%, 可见海百合茎、腕足类碎片、鱼牙和黄铁矿充填的有孔虫。黏土矿物以伊利石为主, 黄铁矿含量约 5%~6%。偶见微生物矿化形成的磁铁矿链球状菌丝体。下部 6~7 cm 发育丰富的水平或微斜有机质纹层, 生物潜穴极少。纹层中含较丰富的海百合茎, 钙质含量小于 10%。上部 5 cm 发育细小的斑点状或人字形的 *Chondrites*, 其次为蹼状的 *Zoophycos* 和圆形或椭圆形的 *Planolites*。向上黏土含量逐渐降低, 钙质含量逐渐升高至 10%以上, 生物扰动逐渐加强。

1.5 27 层: 含生屑泥质灰岩-泥质白云岩

本层黄铁矿丰富, 含量约 7%~8%。自下而上含有 6 个亚层的岩性段:

(i) 27-1 层 含生屑泥质灰岩, 厚约 3 cm。由下至上钙质渐多, 逐渐过渡至 27-2 层灰黑色生屑粒泥灰岩。钙质生屑多为腕足类、介形类、棘皮类和有孔虫等小型薄壳生物, 含量约 2%。发育丰富的圆形或

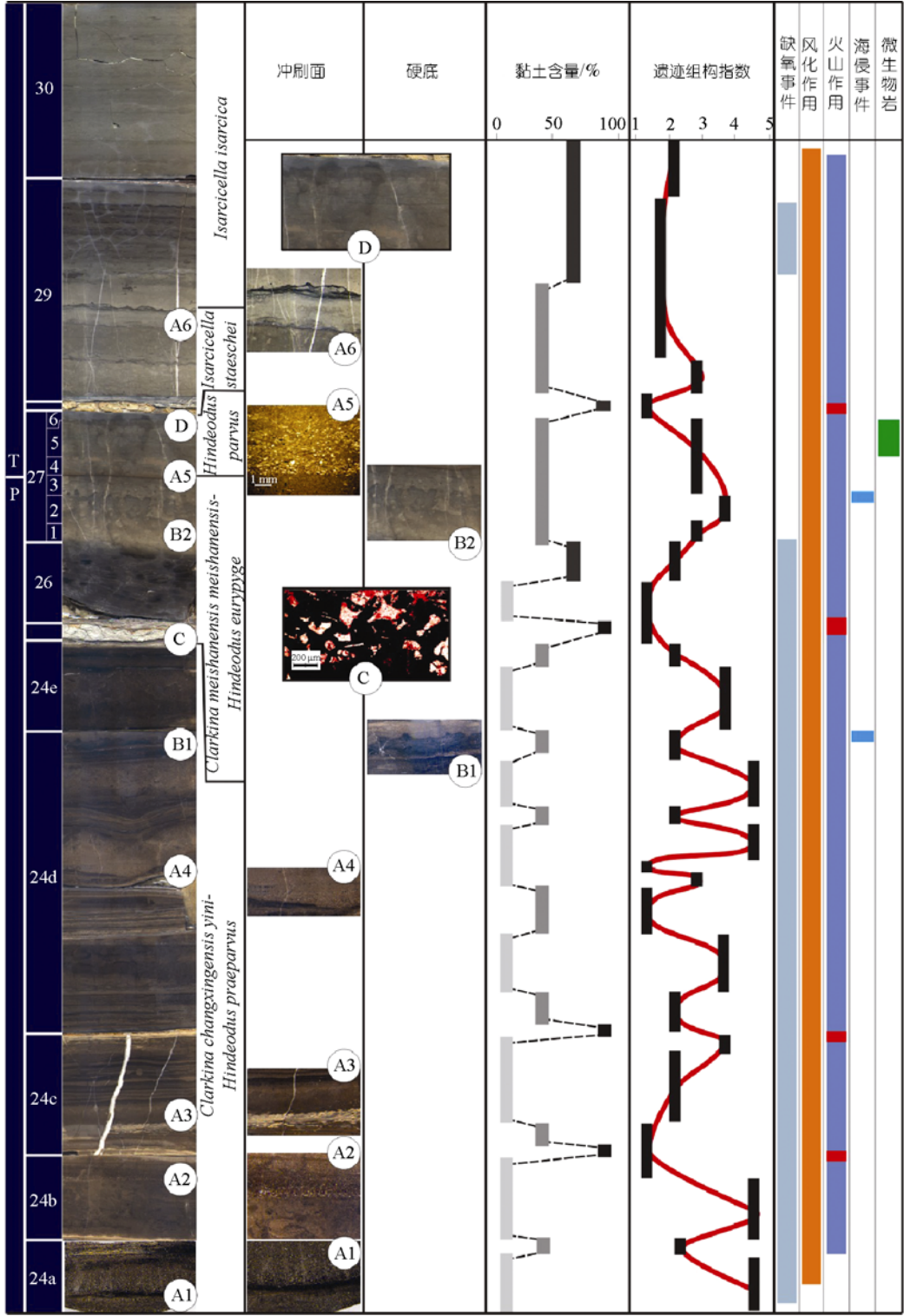


图 1 煤山 24~29 层微观地层特征及地质事件
牙行刺带的资料引自文献[17]

椭圆形的 *Planolites* 水平潜穴。

(ii) 27-2 层 灰黑色生屑粒泥灰岩, 厚约 3 cm. 内部发育网状潜穴系统的 *Glossifungites* 遗迹以及大型的 *Thalasinoides*. 顶面为典型的固结基底 (firm-ground) 构造. 生屑粒径增大, 壳壁较厚, 主要为棘皮类、有孔虫、腕足类和介形类, 含量为 2%~10%, 且向上逐渐增多。

(iii) 27-3 层 泥质白云岩, 厚约 3 cm. 钙质生屑稀少, 以破碎的腕足类碎片为主, 含少量的棘皮类, 含量约为 1%. 发育 *Planolites* 水平潜穴。

(iv) 27-4 层 生屑泥灰岩. 厚度 0.2~4.0 cm. 钙质生屑极为丰富, 但破碎严重. 含量在 50%~75% 之间, 粒径 0.1~0.5 mm, 以腕足类碎片为主, 含有少量孔虫和棘皮类碎屑. 胶结基质为白云石晶体及少量灰泥, 塑性内碎屑为下部层段的泥质白云岩和生屑粒泥灰岩, 粒径可达 1 cm. 本层发育明显的正粒序, 与下部 27-3 层之间界面清晰(图 1 A5). 岩层向上颗粒渐少渐细, 迅速变为上覆的含生屑泥质白云岩。

(v) 27-5 层 含纹层泥质白云岩, 厚约 5 cm. 下部黑色有机质泥质微纹层较密集, 上部稀疏. 顶部呈现间断性丘状起伏, 泥质纹层横贯丘状构造和丘间间隙。

(vi) 27-6 层 顶部 0.5 cm. 黑色黏土质泥岩。

1.6 28 层: 伊利石-蒙脱石黏土层

厚度 0.3 cm 左右的青灰色-土黄色黏土层. 主要为蒙脱石-伊利石混层矿物, 其中蒙脱石的含量稍高^[21]。

1.7 29 层: 泥岩-白云质泥岩

本层厚约 30 cm, 岩性从底部的黑色钙质泥岩逐渐过渡到顶部的白云质泥岩. 生物碎屑稀少(含量小于 1%), 主要为腕足类、介形类和双壳类碎片以及硅质骨针. 黄铁矿从下部的 3% 左右逐渐增至顶部的 10% 左右. 中部(相当于 29a^[17]的顶部)发育明显的冲刷界面(图 1 A6)。

2 地质事件

2.1 沉积水体环境及缺氧事件

煤山剖面 24a~24d 层块状粒泥灰岩一般具有 4 级以上的生物扰动, 生物颗粒主要为粪球粒-有孔虫-介

形虫组合, 并含有钙藻, 应为浅海碳酸盐岩台地台缘缓坡相的常氧水体环境. 黑色微纹层间夹的浅色纹层段通常含有丰富且分选良好的生物碎屑(>50%), 生屑类型主要为碳酸盐台地相的海百合茎-腕足类-薄壳介形虫等, 为底流作用下的混入沉积. 且 24b~24d 层发育的黑色微纹层均具有轻微-强烈起伏的形态, 应代表较高的水体动能条件或者底流扰动的影响。

24 层微细纹层主要发育在 24c~24d 层下部层段. 表征海洋光合作用水体富含硫化氢的绿硫细菌的 AIR 指标^[22]和高丰度的 isorenieratane^[14]主要表现在这一层段的微细纹层段以及界线黏土上下的 24e 层和 26 层黑色泥岩. 该微细纹层段高丰度的黏土矿物含量和 24c 层顶部和 25 层富集发育的黏土岩层(图 1), 预示该有机质纹层段所代表的富硫化氢缺氧水体的形成应与同时期陆源火山作用(见下文)有某种直接的关系。

24 层具生物扰动的块状生屑粒泥灰岩似乎代表常氧环境在二叠纪末期的盛行. 但在微观特征上, 该层段所有块状生屑粒泥灰岩与下伏微细纹层之间均具有冲刷破坏的特征(图 1 A1~A4). 该段地层高丰度的海百合茎-钙质骨屑-腕足类-介形虫生物碎屑组合, 显示来自于近岸台地相生屑的搬运、分选的再沉积干扰, 不具有正常沉积条件下连续稳定的沉积特点, 应代表频繁的浅水风暴的破坏扰动, 不是海平面频繁升降的结果. 该类型岩性段普遍具有较高的姥鲛烷/植烷比(Pr/Ph)^[22,23]并不一定代表直接的海洋水体氧化条件^[23], 更可能是表层海水富脂类化合物在海侵过程或者微弱风暴扰动等条件下迁移到较深水体得以沉积保存的表现^[23]. 因此, 煤山剖面 24 层应代表总体的浅海碳酸盐岩台地台缘缓坡相静水、缺氧环境, 但是频繁地受到风暴扰动的沉积过程。

2.2 火山事件

25 层黏土层具有清楚的顶底界线、不含碳酸盐、没有上层黑色泥岩的混入等特征, 表明其为快速的沉降过程. 低于 0.1 的 Mn/Ti 比率表明, 厚度不足 5 cm 的黏土层在几年内就可沉积形成^[24]. 这种快速的沉积通常只有浊流沉积、火山灰沉积或与撞击有关的溅落沉积才能造成^[24]. 其底部黄铁矿丰富的“铁壳层”含有的石英晶屑、撕裂状或鸡骨状火山玻屑(图 1C), 也

直接表明 25 层黏土岩为火山作用期间火山喷发物质的在海洋直接沉降的结果, 而非由陆源火山物质经风化搬运沉积而成^[21].

煤山剖面研究层段的(含)黏土沉积实际上贯穿整个 24~29 层, 且在不同层位富集成黏土层沉积(图 1 黏土含量). 这些岩体的黏土质矿物成分以伊利石为主, 缺乏火山玻屑, 在成因上有别于 25 和 28 层, 应属于陆源火山物质的风化搬运沉积. 来自于四川重庆中梁山^[25]和煤山剖面的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (王伟, 私人通信)都显示出开始于晚二叠世末期的逐渐升高趋势, 也意味着陆源酸性火山物质对海水供应的增强. 这些特征一方面反映强烈的陆源火山作用在二叠纪末大灭绝前的存在, 另一方面也意味着贯穿二叠纪末期生物灭绝事件的整个过程的强烈风化作用的发生. 而火山事件对当时海洋水体酸化环境的形成^[26]、钙质壳体化石如腕足类和有孔虫的小型化以及沉积颗粒中化石碎片增多等可能有直接的关系.

长兴组 24 层发育的微细纹层和黏土质矿物, 所代表的静滞、缺氧的海洋环境以及风化作用的增强, 很可能与晚二叠世持续的大气氧含量降低以及增强的火山作用叠加所产生的温室效应直接相关^[12,13]. 来自意大利晚二叠世海相地层较高含量的氧芴、甲基和二甲基氧芴等的生标证据也直接指证了陆相维管束植物等陆相有机质强烈风化后对海洋有机质埋藏的贡献^[27]. 而晚二叠世安哥拉北温区有花植物的出现和四足动物向两极的迁徙^[28,29]都可能是赤道-两极温度梯度降低和温室效应的结果^[30]. 温室效应的形成所带来的特异性气候环境, 也为 24 层内部频发的风暴扰动沉积提供了合理的解释.

2.3 微生物岩

煤山 27-5 层上部黑色层早期曾被认为是水下硬

底构造^[18]. 但是岩石光面的微观特征显示, 此层黑色层表面呈间断性丘状起伏, 缺乏底栖生物钻孔破坏, 丘状黑色块体之间的裂隙为楔状, 但未深入到浅色白云质泥灰岩段(图 2). 其下部浅色白云质泥灰岩表现为整体的丘状生长趋势(厚度约 3 cm), 且下部具有较密的连续黑色纹层, 上部少量黑色纹层横向贯穿岩层层面, 明显不具有后期底栖生物钻孔破坏的特征. 顶部覆盖的黑色丘状块体应为下部浅色白云质泥灰岩丘状形态的继承性生长. 这些明显受到微生物活动控制的沉积形态应属于我国华南浅水碳酸盐岩台地发育的微生物岩范畴^[31,32].

煤山 27-5 层这种微弱的丘状微生物岩形态的出现, 在年代地层上确证了华南的贵州和四川发育的微生物岩应同属于早三叠世最早期的 *Hindeodus parvus* 牙形刺带^[17]. 不同于 27-2 段所发育的底栖生物强烈扰动破坏的固结基底构造, 27-5 段富有机质沉积物中底栖生物扰动的缺乏也意味着海洋生态体系生物的单调性, 或者代表二叠纪-三叠纪过渡期生物事件的最终结束^[10]. 值得一提的是, 无论是华南的贵州、四川的浅水碳酸盐岩台地, 还是沉积水体稍深的煤山地区, 微生物岩的发育与白云岩的出现密切相关^[31,32], 不同地区和相区间的差异仅表现为发育程度强弱不同. 震旦纪灯影组的“非叠层石生态系兰细菌白云岩”^[33]的研究, 从一个侧面也说明二叠纪末期生物灭绝事件对海洋生态系统彻底破坏和以兰细菌为主早期生态恢复特点^[10].

2.4 固结基底/硬底构造与海侵事件

煤山剖面研究层段典型的固结基底/硬底构造仅出现在两个层位: 24d 和 27-2 层. 两者明显的不同在于基底面塑性程度和生物扰动程度的差异.

24d 层顶部的黑色层(图 1 B1)表面呈现为半圆锥

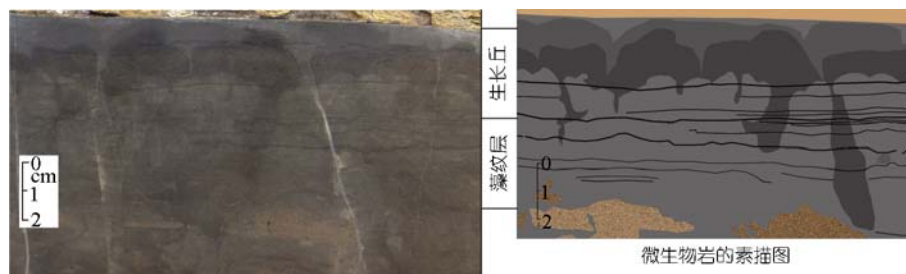


图 2 27-5 层丘状微生物岩

形,但不具有“火焰状”构造和干裂特有的楔形裂纹,且缺乏底栖生物的扰动破坏,应代表水下沉积的长期停滞或者高度凝缩,属于典型的硬底构造(hard-ground)。该层面上部灰黄色沉积层富含黏土质矿物(5%~50%),含有大量水平潜穴。上部 24e 层硅质含量明显增高,局部呈现为薄层硅质骨针灰岩。因此,24d 层顶部的硬底面可能的确代表二叠纪末期最低海平面向快速海侵的转折变化面(SB₂)^[34]。

27-2 顶部的黑色基底呈现出强烈的生物扰动破坏形态(图 1 B2),表明其固结程度明显低于 24d 顶部,应属于塑性的水下沉积固结基底构造(firm-ground)。界面上下的遗迹化石由下部网状潜穴系统的 *Glossifungites* 转变为具水平潜穴的 *Planolites*。生物类型由下部底栖的腕足类和棘皮类转变为上部浮游的菊石类和假浮游的双壳类,其碎屑丰度则由 10%~25% 突然减少为 1%~5%。类似的固结基底构造也普遍表现在浙江黄芝山、安徽的平顶山和湖南的慈利等不同的沉积相(未发表)。这一界面所代表的快速海侵事件与 *Hindeodus parvus* 的开始出现^[35]相一致。

3 结论

(1) 煤山剖面 24 层发育的微细纹层和块状生屑粒泥灰岩整体上属于浅海碳酸盐岩台地台缘缓坡相的贫氧或者缺氧环境沉积。微细纹层段富含的黏土物质代表全球变暖环境背景下典型的静滞、缺氧海洋沉积环境以及增强的火山作用或者陆相风化作用。块状生屑粒泥灰岩段底部普遍发育的冲刷面代表频繁的风暴扰动,并不反映海平面的频繁升降变化。

(2) 25 层黏土层底部具有正粒序的火山玻屑表明该界线黏土层为强烈火山喷发物在海洋直接沉降的产物。

(3) 24d 层顶部发育典型的硬底构造,代表晚二叠世最晚期的快速海侵事件的发生;27-2 层上部受到强烈生物扰动破坏的固结基底标志着早三叠世初期快速海侵事件的开始,并与牙形刺 *Hindeodus parvus* 的开始出现一致。

(4) 27-5 层丘状微生物岩的发现表明华南浅水碳酸盐台地的微生物岩在地层时代上应为早三叠世早期 *Hindeodus parvus* 带;同时也代表二叠纪末期生物灭绝事件的最终结束和海洋生态系统的彻底崩溃。

致谢 衷心地感谢中国科学院南京地质古生物研究所薛耀松研究员对岩石薄片鉴定的指导和沈树忠研究员、张华、陈杰和陈军对野外工作的大力协助,感谢审稿专家的建设性修改意见。

参考文献

- 1 杨遵仪,吴顺宝,殷鸿福,等. 华南二叠-三叠纪过渡期地质事件. 北京:地质出版社,1991
- 2 Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 2000, 289: 432—436[[doi](#)]
- 3 Xu D Y, Yan Z. Carbon isotope and iridium event markers near the Permian/Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1993, 104: 171—176[[doi](#)]
- 4 Becker L, Poreda R J, Hunt A G, et al. Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 2001, 291: 1530—1533[[doi](#)]
- 5 Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214(1-2): 75—91[[doi](#)]
- 6 Bowring S A, Schoene B, Crowley J L, et al. High-precision U-Pb zircon geochronology: progress and potential. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71(15): A117
- 7 殷鸿福,黄思骥,张克信,等. 华南二叠纪-三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. *地质学报*, 1989, 63(2): 169—181
- 8 何锦文,芮林,柴之芳,等. 浙江长兴煤山地区晚二叠世末、早三叠世初的火山活动. *地层学杂志*, 1987, 11(3): 194—199
- 9 Xie S C, Pancost R D, Yin H F, et al. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 2005, 434(7032): 494—497[[doi](#)]
- 10 Yin H F, Feng Q L, Baud A, et al. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic

- boundary. *Glob Planet Change*, 2007, 55(1-3): 1—20[[doi](#)]
- 11 Wang C J. Anomalous hopane distributions at the Permian-Triassic boundary, Meishan, China: evidence for the end-Permian marine ecosystem collapse. *Org Geochem*, 2007, 38: 52—66[[doi](#)]
- 12 Berner R A. The carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen from middle Permian to middle Triassic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 3211—3217[[doi](#)]
- 13 Kiehl J T, Shields C A. Climate simulation of the latest Permian: implications for mass extinction. *Geology*, 2005, 33(9): 757—760[[doi](#)]
- 14 Grice K, Cao C Q, Love G D, et al. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 2005, 307(5710): 706—709[[doi](#)]
- 15 Erwin D H, Bowring S A, Jin Y G. End-Permian mass extinctions: a review. *Geol Soc Amer*, 2002, 356: 363—383
- 16 Yin H F, Wu S B, Ding M H, et al. The Meishan section, candidate of the Global Stratotype Section and point of Permian-Triassic Boundary. In: Yin H F, ed. *The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidate of the Global Stratotype Section and Point of Permian-Triassic Boundary*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 31—48
- 17 Zhang K X, Tong J N, Shi G R, et al. Early Triassic conodont: palynological biostratigraphy of the Meishan D Section in Changxing, Zhejiang Province, South China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 252(1-2): 4—23[[doi](#)]
- 18 Cao C Q, Shang Q H. Microstratigraphy of Permo-Triassic transitional sequence of the Meishan section, Zhejiang, China. *Palaeoworld*, 1998, 9: 147—152
- 19 Kaiho K, Chen Z Q, Kawahata H, et al. Close-up of the end-Permian mass extinction horizon recorded in the Meishan section, South China: sedimentary, elemental, and biotic characterization and a negative shift of sulfate sulfur isotope ratio. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 239(3-4): 396—405[[doi](#)]
- 20 Twitchett R J, Looy C V, Morante R, et al. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 2001, 29(4): 351—354[[doi](#)]
- 21 何锦文. 长兴阶层型剖面及殷坑组底部的黏土矿物——兼论二叠、三叠系的分界. *地层学杂志*, 1981, 5(3): 197—206
- 22 黄咸雨, 焦丹, 鲁立强, 等. 二叠纪-三叠纪之交环境的不稳定性和生物危机的多阶段性——浙江长兴微生物分子化石记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(5): 629—635
- 23 王春江, 刘义梅, 刘虹秀, 等. 煤山二叠-三叠界线地层姥蛟统相对富集及其碳同位素偏负的地球化学意义. *科学通报*, 2005, 50(21): 2380—2391
- 24 Chai Z F, Zhou Y Q, Mao X Y, et al. Geochemical constraints on the Permo-Triassic boundary event in South China. In: Sweet W C, Yang Z Y, Dickins J M, et al, eds. *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys: Stratigraphy, Classification, and Relations with the Western Tethys*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 158—168
- 25 黄思静, Qing H, 黄培培, 等. 晚二叠世-早三叠世海水的锶同位素组成与演化——基于重庆中梁山海相碳酸盐的研究结果. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(3): 273—283
- 26 Wang C J, Visscher H. Abundance anomalies of aromatic biomarkers in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China—Evidence of end-Permian terrestrial ecosystem collapse. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 252: 291—303[[doi](#)]
- 27 Sephton M A, Looy C V, Brinkhuis H, et al. Catastrophic soil erosion during the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 2005, 33(12): 941—944[[doi](#)]
- 28 Rees P M. Land-plant diversity and the end-Permian mass extinction. *Geology*, 2002, 30: 827—830[[doi](#)]
- 29 Kerp H A, Hamad A, Vööring B, et al. Typical Triassic Gondwanan floral elements in the Upper Permian of the paleotropics. *Geology*, 2006, 34(4): 265—268[[doi](#)]
- 30 Knoll A H, Bambach R K, Payne J L, et al. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 256, (3-4): 295—313[[doi](#)]
- 31 吴亚生, 姜红霞, Yang Wan, 等. 二叠纪-三叠纪之交缺氧环境的微生物和微生物岩. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(5): 618—628
- 32 Kershaw S, Li Y, Sylvie C S. Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: controls on their growth and distribution. *Facies*, 2007, 53: 409—425[[doi](#)]
- 33 方少仙, 侯方浩, 董兆雄. 上震旦统灯影组中非叠层石生态系兰细菌白云岩. *沉积学报*, 2003, 21(1): 96—105
- 34 张克信, 童金南, 殷鸿福, 等. 浙江长兴二叠系-三叠系界线剖面层序地层研究. *地质学报*, 1996, 70(3): 270—281
- 35 张克信. 浙江长兴地区二叠纪与三叠纪之交的牙形石动物群及地层意义. *地球科学*, 1987, 12(2): 193—200