中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 5 期: 716 ~ 729
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

浙江长兴县煤山剖面二叠系-三叠系界线层序的沉积特征

郑全锋*, 曹长群, 章明圆

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: qfzheng@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2012-04-10; 接受日期: 2012-08-22; 网络版发表日期: 2013-04-19
国家重点基础研究发展计划(编号: 2011CB808905)、国家自然科学基金(批准号: 41102056, 41273081, 40973050, J0930006)与现代古生物学和地层学国家重点实验室(编号: 20121102)资助

摘要 二叠系-三叠系界线全球层型剖面和点位置于浙江煤山 D 剖面第 27 层内 *Hindeodus parvus* 的首现面. 第 27 层通常被视为均质的粉砂质灰岩, 界线上下的沉积特征没有发生变化. 深入研究界线层序的结果表明, 第27层内二叠系-三叠系界线之下约 2 cm 处有典型的发育 Glossifungites 遗迹相的固结基底(firmground)构造, 在此构造面之上, 不仅二叠纪生物碎屑的含量显著降低, 碳酸盐沉积也由碳酸钙为主突然转变为白云石为主. 本固结基底标志着二叠纪最末期快速海侵的到来及沉积环境和古气候的重大转变. 这一海侵淹没面也见于华南浅水台地相的浙江黄芝山剖面、下斜坡-盆地边缘相的湖南江垭剖面和深水盆地相的安徽平顶山剖面, 以及冈瓦纳大陆北缘的西藏色龙剖面, 代表了二叠纪-三叠纪之交一次全球性快速海侵的开始.

关键词
煤山剖面
二叠系-三叠系界线
沉积特征
海侵淹没面

近 30 年来, 浙江省长兴县煤山的二叠系-三叠系过渡层序经过系统而深入的研究, 通过生物地层、岩石地层、磁极性地层等多种地层学手段, 论证二叠系-三叠系界线层序的完整性和可对比性, 为建立全球界线层型创造条件. 2000 年, 经国际地质科学联合会批准, 煤山 D 剖面成为二叠系-三叠系全球界线层型[1], 界线面放在煤山 D 剖面第 27 层的中部. 在当时看来, 第 27 层为岩性均一、沉积连续的粉砂质灰岩; 在其中部, 出现了牙形类新种 *Hindeodus parvus*, 以上 2 点完全符合国际地层委员会关于全球层型剖面和点(GSSP)选择的原则. 另一方面, Cao 和 Shang[2]通过对界线附近地层详细的微相分析后发现, 第 27 层并非如以往所认为的那样均一连续, 在其中部发现了多期代表沉积不连续的硬底构造. 最近研究[3,4]表明, 第 27 层中部的沉积不连续面下部发育的为指示固结基底(firmground)的生物潜穴系统(Glossifugites 遗迹相), 而非指示硬底(hardground)的生物钻孔系统, 从而认为第 27 层中的沉积不连续面为固结基底(firmground), 而非原来所认为的代表更长时间沉积间断的硬底. 然而, 这些前期的研究报道对二叠系-三叠系界线层序某些关键沉积层的成因并没有进行深入详细的讨论, 也没有在区域上对比研究和评估第 27 层内沉积不连续面的特征、横向分布及其意义, 所以仍需对界线层序的沉积特征进行更为深入和详

中文引用格式: 郑全锋, 曹长群, 章明圆. 浙江长兴县煤山剖面二叠系-三叠系界线层序的沉积特征. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 716–729
英文引用格式: Zheng Q F, Cao C Q, Zhang M Y. Sedimentary features of the Permian-Triassic boundary sequence of the Meishan section in Changxing County, Zhejiang Province. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 956–969, doi: 10.1007/s11430-013-4602-9

细的研究. 本次研究表明, 界线层序的沉积和化石特征在此也发生了重大变化, 界线面标志着二叠纪-三叠纪之交快速海侵的到来及沉积环境和古气候的重大转变. 这一海侵淹没面广泛发育于华南浅水碳酸盐台地(浙江湖州黄芝山剖面)到深水盆地(安徽巢湖平顶山剖面和湖南慈利江垭剖面)的广大区域, 以及冈瓦纳大陆北缘的西藏色龙地区, 代表了二叠纪最末期一次全球性快速大幅度海侵事件.

由于郑全锋[3]已专门对界线层序的沉积环境和海平面变化做了详细研究, 所以本文对界线层序纵向上的海平面变化过程不再累述, 而将重点放在各沉积层的微观沉积特征、成因以及第 27 层内沉积不连续面的特征、横向分布及其环境意义上, 以期对界线层序的微观沉积特征和成因有一个客观详细的了解, 也为煤山剖面二叠纪-三叠纪过渡期地质事件包括生物大灭绝的研究提供一个清晰的微观地层赋存背景.

1 材料和方法

研究剖面位于浙江省长兴县煤山镇槐坎乡, 主要由一系列采石场组成, 自西向东依次编号为 A, B, C, F, D, E 和 Z 剖面[5](图 1). 本次研究的样品采自 B 剖面和 C 剖面. 为了避免样品的风化和污染等问题, 尤其是极易风化的第 25 层界线“白粘土”和第 26 层界线“黑粘土”, 本次研究进行了露头爆破采样, 样品全部采自爆破深度达 2 m 以上的新鲜露头. 为了尽可能详细地了解沉积特征在纵向上的变化, 力图在时间上连贯一致地分析各层的成因和解释环境的变化, 对露头样品进行了不间断采取. 并在野外露头、岩石光面和岩石薄片三个不同的水平上对界线附近层序进行了详细系统的研究.

2 沉积层序和微相特征

2.1 24 层: 有机质纹层状生屑泥粒灰岩-缺乏纹层的生屑粒泥灰岩的互层

为长兴灰岩最顶部厚约 1 m 的部分. 层面呈水平状、丘状或波状, 主要由有机质纹层状生屑泥粒灰岩和不发育纹层的生屑粒泥灰岩的互层构成(图 2(a)和(b)). 有机质纹层状生屑泥粒灰岩单层厚度较薄, 一般小于 5 cm; 生屑主要为破碎的难以鉴定的钙质骨屑-腕足类-介形虫组合, 含量在 50%以上, 紧密地堆积在一起, 总体上极为破碎; 有机质较丰富; 含少量粘土矿物及黄铁矿; 生物扰动极弱(图 2(b)和(c)). 纹层不发育的粒泥灰岩单层厚度一般大于 5 cm; 生屑含量在 25%~50%之间, 主要为有孔虫-介形虫-粪球粒组合, 其次为一些钙质骨针和钙藻类; 生物扰动强烈, 从而使岩层在结构上均一化; 有机质缺乏(图 2(b)和(d)). 在底部和顶部发育有薄层的硅质骨针灰岩.

2.2 24e$_8$ 层: 黄铁矿层

厚约 0.2 cm, 横向上不连续. 黄铁矿晶体通常呈块状的集合体出现, 也可见分散分布的晶形完好的立方体或五角十二面体自形晶(薄片中分别呈正方形、长方形和五边形), 晶体直径一般在 50~100 μm 间(图 3(a)~(c)). 本层上部含有粒径小于 0.5 mm 具撕裂状或鸡骨状外形的方解石化的火山玻璃碎屑及石英晶屑, 含量 25%~50%(图 3(b)). 风化露头上, 本层常以褐铁矿层的形式出现, 其内可有黄铁矿残余, 并发育有纤维状的石膏晶体(图 3(d)). 从顶面向下, 依次为无色或白色纤维状或放射状石膏、红褐色片状褐铁矿和黑色它形至自形黄铁矿晶体(图 3(d)).

2.3 25 层: 伊利石-蒙脱石粘土层

在过去的文献中, 此层曾被称作底粘土[6]、界线“白粘土”[5]等. 以前一般被描述为灰白色伊利石-蒙脱石夹层矿物粘土岩[7]、灰白色粘土岩[8]、灰色伊利石-蒙脱石粘土[6], 浅蓝灰色伊利石-蒙脱石粘土岩[1]. 从所描述的颜色及矿物成分上看, 应为第 25 层的风化产物(灰白色)或其与第 26 层底部混合后的风化产物(灰色、浅蓝灰色). 在风化露头上, 本层常呈单层的白色或灰白色, 厚度随风化程度的不同变化于 2~7 cm 之间, 风化越强烈厚度越大. 在新鲜露头上, 本层为厚小于 2.5 cm 的横向上厚度不稳定的极纯的灰绿色粘土层(图 4), 顶部与上覆第 26 层的黑色钙质泥岩稍有互层现象, 但界线仍清楚分明. 本层的矿物成分主要为蒙脱石-伊利石的无序混层矿物及少量高岭石, 并含有呈β-石英假晶的α-石英[8,9].

2.4 26 层: 黑色钙质碳质泥岩

总厚 9~12 cm. 生物碎屑稀少, 含量约 1%~5%, 细小破碎, 可见腕足类碎片、鱼牙, 以及被黄铁矿充

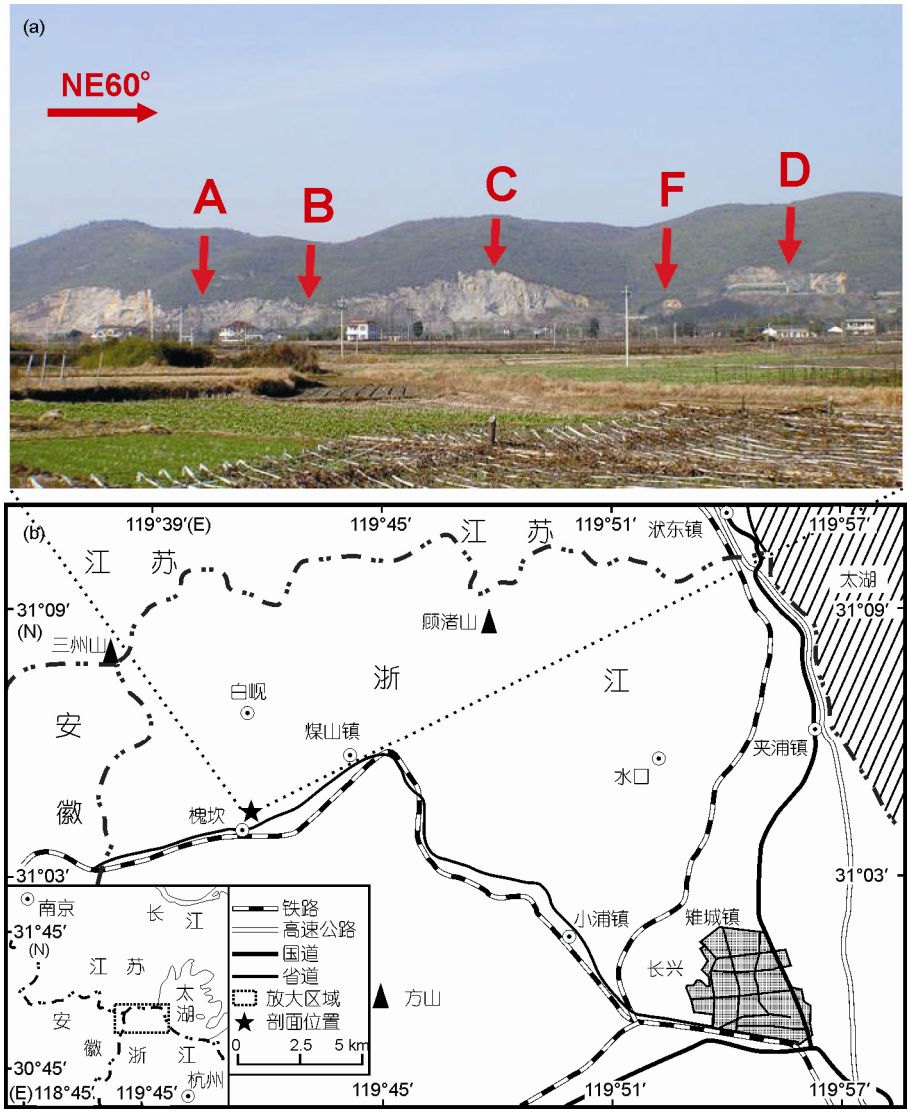


图 1　浙江煤山剖面交通位置图(b)及剖面分布图(a)

填的小有孔虫类. 矿物成分以伊利石为主[8]. 黄铁矿丰富, 含量可达 5%~6%, 发育丰富的草莓状黄铁矿(图 5(d)). 根据钙质含量和生物扰动的强烈程度可进一步将本层分为 2 个亚层.

(1) 26a 层. 纹层状碳质泥岩. 本层下部的 6~7 cm 部分, 几乎无生物扰动, 发育连续的毫米级水平或微斜纹层(图 5(a)和(b)), 主要由富有机质的粘土层和贫有机质的粘土层交替形成(图 5(c)). 发育丰富的草莓状黄铁矿(图 5(d)). 钙质含量在 10%以下.

(2) 26b 层. 钙质碳质泥岩. 本层上部的 5 cm, 发育丰富的水平及倾斜潜穴, 内部充填钙质含量较高的灰白色、灰色灰泥, 在未被生物扰动的地方有水平纹层的残余(图 5(a)和(b)). 在垂直层面的光面上, 潜穴主要为细小的斑点状或人字形的 *Chondrites*、蹼状的 *Zoophycos* 和圆形或椭圆形的 *Planolites*, 其次为少量的 *Palaeophycus* 和 *Phycosiphon*(图 5(a)和(b)), 向上 *Planolites* 逐渐增多. 本层钙质含量增加至 10%以上. 由下至上, 粘土含量逐渐降低, 陆源粉砂及钙质含量逐渐升高, 生物扰动逐渐加强, 并最终过渡至第 27 层下部的含生屑泥灰岩.

2.5　27 层: 含生屑泥灰岩-生屑质泥质灰岩-泥质白云岩

本层内黄铁矿丰富, 含量约 7%~8%, 但岩性并

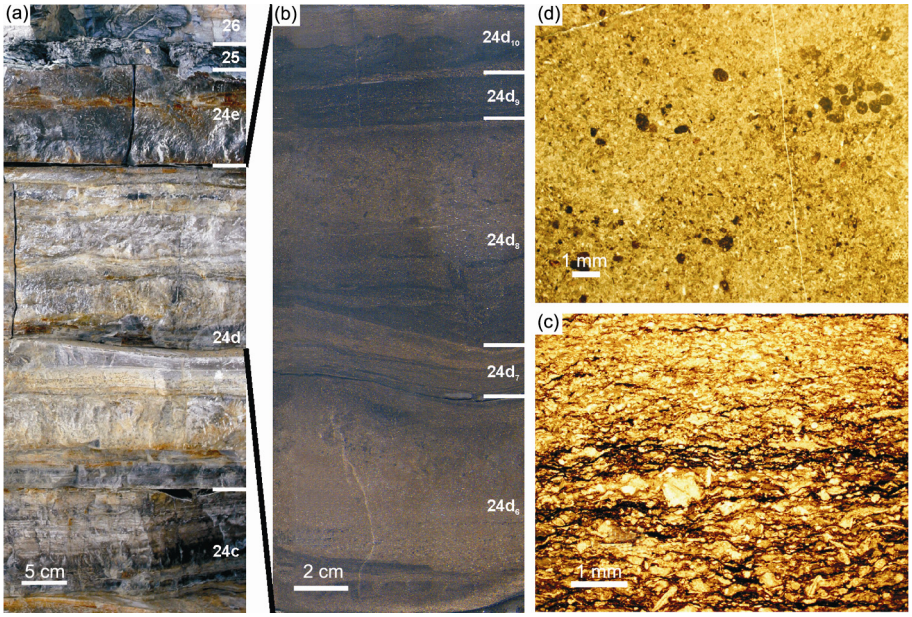


图 2　煤山 C 剖面第 24 层露头、光面及微相特征

(a) 煤山 C 剖面第 24 层露头照片; (b) 第 24d 层上部光面照片, 主要由较薄的纹层状灰岩和较厚的均质灰岩构成; (c) 纹层状灰岩(第 24d_7 层)的薄片照片, 可见丰富的黑色有机质和大量密集堆积的钙质骨骼碎屑; (d) 均质灰岩(第 24d_8 层)的薄片照片, 颗粒含量较低, 主要为粪球粒, 右上角可见由粪球粒围绕的生物潜穴

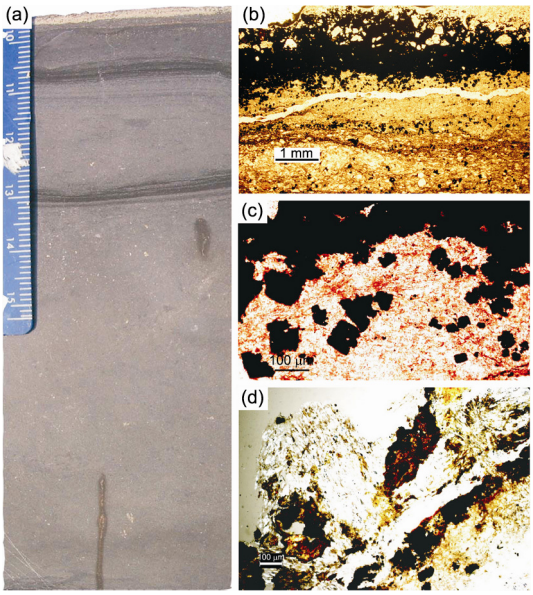


图 3　煤山 C 剖面第 24e 层光面照片及其顶部黄铁矿层(第 24e$_8$ 层)薄片照片

(a) 长兴灰岩顶部第 24e 层的新鲜样品光面, 强烈的生物扰动使本层在结构上均一化, 最顶部金黄色薄层为黄铁矿层; (b) 新鲜样品黄铁矿层的薄片照片, 顶部黑色不透明部分为黄铁矿, 内部发育的透明颗粒为方解石化的玻屑和石英晶屑; (c) 黄铁矿层中的立方体自形晶黄铁矿, 红色部分为被茜素红染红的方解石晶体; (d) 风化样品黄铁矿层的薄片照片, 大部分已风化为红褐色的褐铁矿和无色的石膏

不均一, 自下而上有复杂的变化. 依据岩性的不同可进一步划分为 5 个亚层(图 6(b)和(c)).

(1) 27-1 层. 含生屑泥灰岩(图 6(d)), 厚约 3 cm. 钙质生屑颗粒与 26 层相比有所增多, 含量约 5%~10%. 多为小的薄壳生物, 底部主要为小的薄壳腕足类和介形类, 向上出现小的棘皮屑和有孔虫. 发育丰富的水平潜穴, 主要为圆形或椭圆形的 *Planolites*, 还见 *Thalasinoides*(图 6(b)和(c)). 由下而上, 钙质渐多, 泥质渐少, 逐渐过渡至 27-2 层灰黑色生屑质泥质灰岩.

(2) 27-2 层. 灰黑色生屑质泥质灰岩(图 6(b), (c), (e)), 厚约 3 cm, 典型的固结基底(firmground)构造. 生屑较下伏层进一步增多, 含量约 10%~25%, 粒径增大, 壳壁变厚. 主要为棘皮类、有孔虫、腕足类和介形类. 发育具网状潜穴系统的 Glossifungites 遗迹相(图 6(b)和(c)), 遗迹类型以大型的 *Thalasinoides* 遗迹属为主. 顶面包覆深褐色的铁质氧化物薄膜.

(3) 27-3 层. 泥质白云岩(图 6(b), (c), (e)). 厚约 3 cm. 钙质生屑稀少, 含量约 1%~5%, 破碎严重, 以腕足类碎片为主, 棘皮类较下部层稍多. 发育具水平潜穴的 *Planolites*. 白云石晶体呈砂糖状, 为自形的菱面体, 粒径 10~20 μm(图 6(e)). 发育下伏固结基底的内碎屑(图 6(b)和(c)).

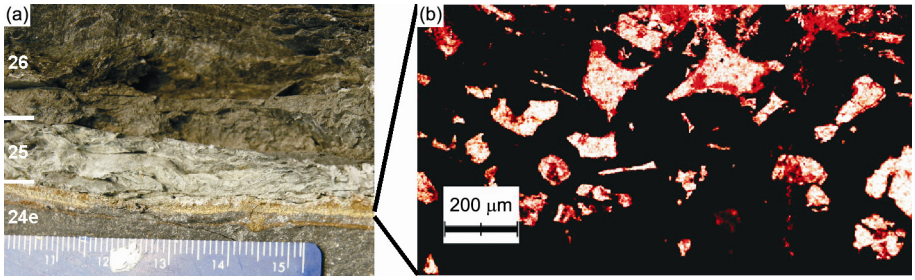


图 4　煤山 C 剖面界线“白粘土”(第 25 层)新鲜露头特征及下伏黄铁矿层(第 24e$_8$ 层)上部微相特征

(a) 第 25 层灰绿色火山灰层; (b) 下伏黄铁矿层(黑色部分)的上部发育方解石化的鸡骨状或撕裂状的火山玻璃碎屑(经茜素红染色而呈红色)

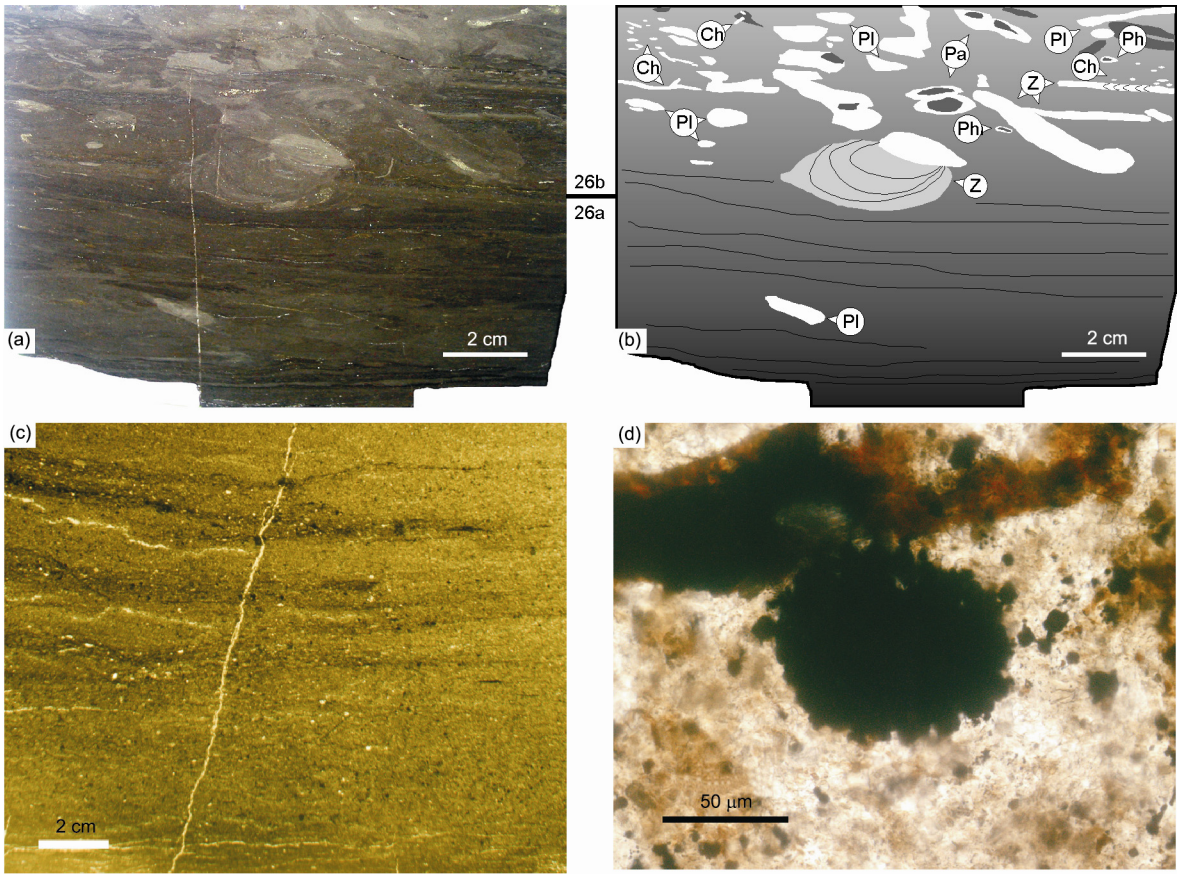


图 5　煤山 C 剖面界线“黑粘土”(第 26 层)新鲜样品光面及微相特征

(a) 第 26 层的岩石光面照片, 下部 26a 层生物扰动极其稀少, 上部 26b 层生物扰动强烈; (b) 第 26 层的岩石光面素描图, Ch: *Chondrites*; Z: *Zoophycos*; Pl: *Planolites*; Pa: *Palaeophycus*; Ph: *Phycosiphon*; (c) 第 26a 层的岩石薄片照片, 生物碎屑极其缺乏, 发育富有机质纹层; (d) 第 26a 层内发育的草莓状黄铁矿

(4) 27-4 层. 含生屑泥质白云岩(图 6(b), (c), (f)). 厚约 7 cm. 总体上生物面貌与 27-3 层中的相似, 生屑含量约 5%~10%, 但会在某些局部富集, 可能与小型的风暴有关. 中部发育了至少两期固结基底构造, 但在横向上极不连续. 最顶部 2 cm 部分发育有水平或微波状泥质纹层, 可见少量小型的水平及倾斜简单潜穴. 在本层最底部的 0.2~4.0 cm 发育清楚稳定的风暴沉积层, 钙质生屑极为丰富, 含量在 50%~75% 间, 破碎严重, 粒径 0.1~0.5 mm, 以腕足类碎片为主, 也含有孔虫, 偶见棘皮类碎屑(图 6(f)); 生屑间基质

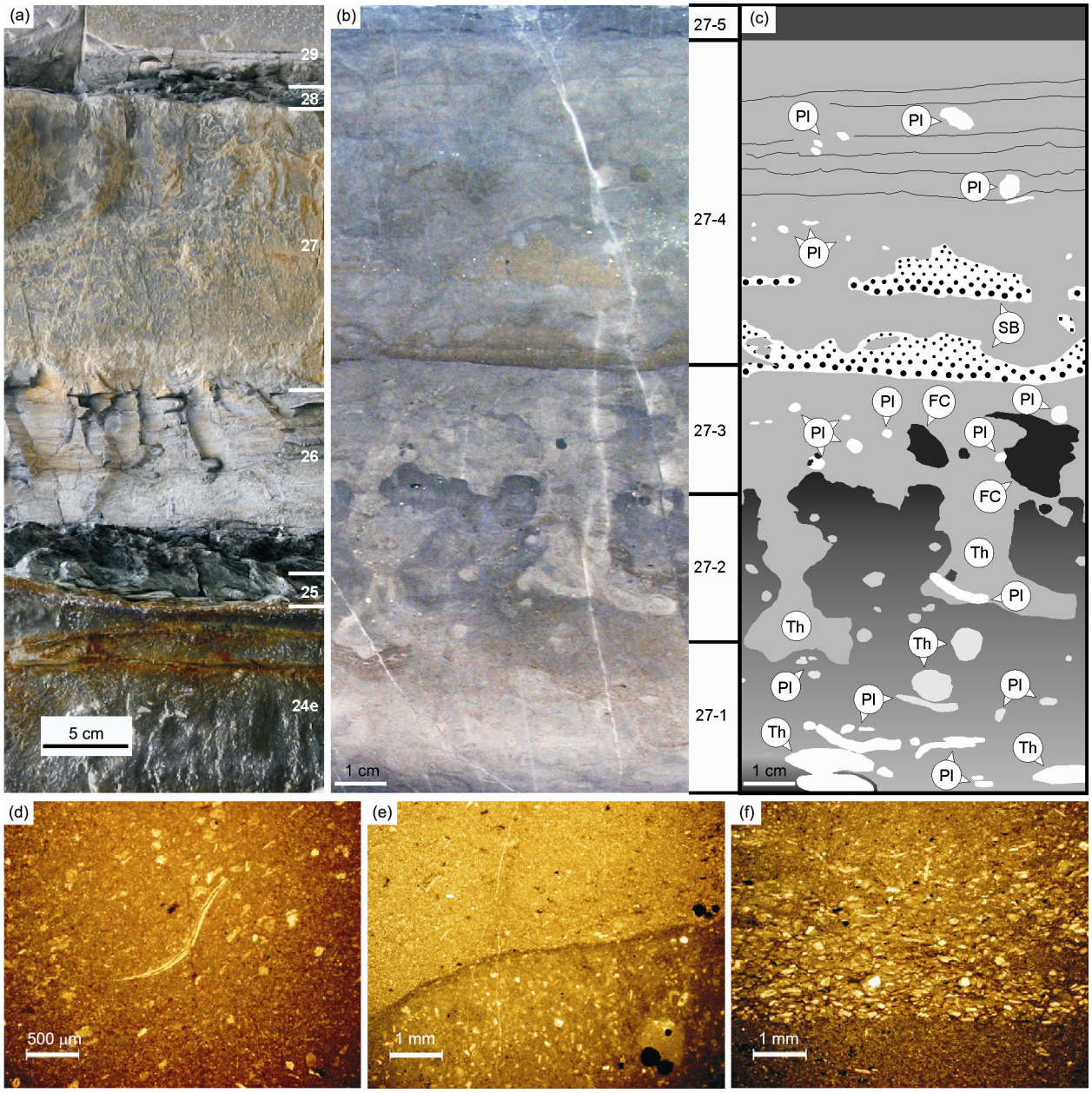


图 6　煤山 C 剖面第 27 层露头、光面及微相特征

(a) 第 27 层附近层序的露头照片. (b) 第 27 层的光面照片, 显示了灰黑色的固结基底构造及其上突然出现的灰白色泥质白云岩. (c) 第 27 层的光面素描图. Pl: *Planolites*; Th: *Thalasinoides*; FC: 固结基底碎屑; SB: 风暴层. (d) 第 27-1 层含生屑泥灰岩的薄片照片, 中部可见保存较完整的腕足类壳体. (e) 第 27-2 层生屑质泥质灰岩的固结基底与上覆 27-3 层泥质白云岩界面处的薄片照片. (f) 第 27-3 层与第 27-4 层界面处薄片照片, 明显的冲刷界面、突然富集的生物碎屑及正粒序的发育表明第 27-4 层底部为一风暴沉积的介壳层

为白云石晶体及少量灰泥, 并含有下伏泥质白云岩和生屑质粒泥灰岩的塑性内碎屑, 粒径可达 1 cm; 发育明显的正粒序, 向上颗粒渐少渐细, 迅速过渡为上覆含生屑泥质白云岩; 底部发育清楚连续的冲刷面(图 6(f)). 发育早三叠世的标志化石牙形类 *H. parvus*[5,10,11].

(5) 27-5 层. 黑色碳质泥岩(图 6(b)和(c)). 厚约 0.5 cm. 由于极易被风化为松软的粘土状, 所以常与

第 28 层的粘土层混在一起.

2.6 28 层: 伊利石-蒙脱石粘土层

新鲜露头上本层为厚度不足 0.5 cm 的灰绿色粘土层(图 6(a)). 主要含蒙脱石-伊利石的混层矿物, 蒙脱石含量稍高[8].

2.7 29 层: 泥岩-泥灰岩-泥质白云岩-白云质泥岩

本层在纵向上岩性变化也很复杂, 但总体上自下而上为泥质白云岩向白云质泥岩的过渡序列(图 7(a)和(b)). 依据岩性的不同, 可将本层进一步细分为 4 个亚层.

(1) 29a层. 黑色钙质碳质泥岩(图7(b)), 厚约2 cm, 黄铁矿极为丰富, 含量约 9%~10%. 向上钙质渐多, 泥质渐少, 逐渐过渡为 29b 层的泥灰岩.

(2) 29b 层. 泥灰岩, 厚约 5 cm(图 7(b)和(c)). 生物碎屑极其稀少, 含量约 1%~5%, 可见有腕足类碎片. 含有少量分散的黄铁矿, 含量约 3%~4%.

(3) 29c 层. 微亮晶泥质白云岩-泥云岩(图 7(b)和(d)). 厚约 12 cm. 生屑稀少, 含量约 1%~5%, 主要为棘皮类、腕足类及介形类碎屑. 有一定的生物扰动. 黄铁矿含量约 3%~4%.

(4) 29d层. 灰色、灰绿色白云质泥岩(图7(b)). 厚约 10 cm. 露头及薄片中均未见任何生屑. 白云石晶体自形至它形, 粒径小于20 μm(图7(e)). 发育断续的不太平直的暗色富泥质纹层. 黄铁矿极为丰富, 含量 9%~10%.

2.8 30 层: 灰绿色白云质泥岩-黑色白云质泥岩的互层序列

厚约 43 cm, 为灰绿色白云质泥岩与黑色白云质泥岩的互层序列(图 7(a)). 薄片中生屑极其稀少, 含量小于 1%, 均为粉砂级的细小颗粒, 难以鉴定种类. 自形至他形的白云石晶体呈砂糖状分散于泥基中, 粒径均在 20 μm 以下. 黄铁矿丰富, 含量约 5%~6%. 露头可见蛇菊石类和双壳类化石.

3 成因及沉积环境分析

3.1 24 层: 碳酸盐斜坡下部的高频旋回沉积

按冯增昭等[12,13]对下扬子区晚二叠世和早三叠世古地理复原图以及 Wang 和 Jin[14]对长兴期华南古地理演化的研究, 下扬子地区在长兴期为一台内沉积盆地, 最大水深不超过 250 m, 而长兴地区处于由东南的碳酸盐台地相向西北的碎屑岩盆地相转换的狭窄斜坡带. 在此基础上, 郑全锋[3]详细系统地研究了煤山地区二叠系-三叠系界线剖面的地层序列, 依据生物碎屑组合类型的变化, 进一步将长兴灰岩顶部划分为斜坡下部和斜坡上部两个相带, 本层属于斜坡下部环境, 为有机质纹层状生屑泥粒灰岩与无纹层发育的生屑粒泥灰岩的高频旋回沉积, 分别代表了安静贫氧的背景沉积和动荡常氧的风暴或浊流沉积[3].

3.2 24e$_8$ 层: 成岩黄铁矿与同沉积草莓状黄铁矿的混生层

长兴灰岩顶部尤其是 24e$_8$ 层的黄铁矿是近年来研究的热点. 本黄铁矿层的存在一般被当作沉积环境缺氧的证据[15], 然而, 以下几点似乎更支持本层黄铁矿主要为上部火山灰层中的硫化物在成岩早期受海水(主要为孔隙海水)淋滤而沿火山灰层-灰岩界面富集的产物[16]. (1) 黄铁矿的显著增多自 24e 层底部已经开始, 然而 24e 层在沉积微相及化石特征等方面均与下伏的 24d 层相同, 因此其沉积环境也应与前者相同, 为低能氧化的沉积环境; 且 24e 层生物扰动极为强烈, 强烈的生物扰动甚至使本层在结构上均一化(图 3(a)和图 8), 局部可见未被扰动破坏的大型水平及倾斜潜穴, 进一步说明本层形成于氧化的环境条件下; (2) 24e$_8$ 层内的黄铁矿通常呈块状的集合体出现, 分散的单个晶体通常为个体较大的(粒径可达 0.6 mm)立方体或五角十二面体自形晶(图 3(c)); (3) 黄铁矿富集层位与粘土层的发育具有一定的相关性[5]. Shen 等[17]在本层也发现了较为丰富的草莓状黄铁矿(~180 个/mm^2, 平均粒径约(5.4±1.7) μm), 说明本黄铁矿层也有部分为同沉积期由微生物作用形成, 反映了贫氧的沉积环境.

另外, 第 24e$_8$ 层中, 新鲜样品不含石膏与褐铁矿, 只在轻微风化的部分含有少量的褐铁矿; 而强烈风化样品中却含有大量的纤维状或菊花状的石膏和褐铁矿, 且由岩层内部向顶面方向, 黄铁矿含量逐渐减少, 而褐铁矿、石膏含量逐渐增多. 这一现象有力地证明了本层出现的石膏是黄铁矿晚期风化产物的观点[5,15], 而褐铁矿也是黄铁矿风化过程中的产物.

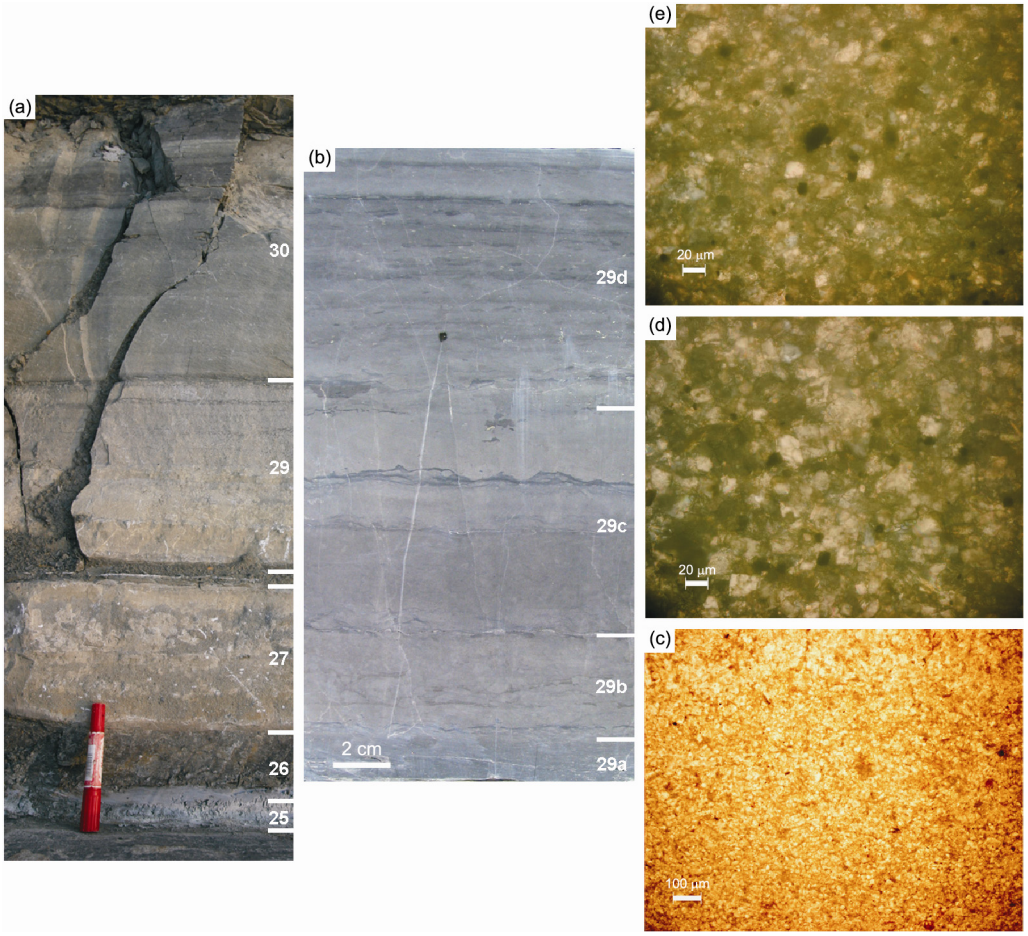


图 7　煤山 B 剖面第 29 层露头、光面及微相特征

(a) 25 层~30 层的露头照片, 下部红色记号笔的长度为 14 cm; (b) 29 层的光面照片; (c) 29b 层泥灰岩的岩石薄片照片, 生物碎屑罕见, 单偏光; (d) 29c 层泥质白云岩的岩石薄片照片, 浅色部分为白云石晶体, 可见菱面体的自形晶, 正交偏光; (e) 29d 层白云质泥岩的薄片照片, 中部可见少量菱面体的自形白云石晶体, 正交偏光

3.3　25 层: 远源酸性玻屑晶屑凝灰岩

清楚的顶底界线、极纯的颜色、元素地球化学异常的缺乏[18]、不含碳酸盐[19]及没有上层黑色泥岩的混入物表明本层为一次速度极快的事件沉积层. 而低于 0.1 的 Mn/Ti 比率进一步表明, 厚度不足 5 cm 的粘土层在几年内就可沉积形成, 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[18]. 而本层内高温石英的发现[8,9,20]、大量典型酸性火山灰矿物的存在[20]和来自元素地球化学方面的证据[21]则暗示第 25 层可能为酸性的火山灰沉积. 本次所发现的在 $24e_8$ 层黄铁矿层上部石英晶屑及撕裂状或鸡骨状玻屑的存在(图 4), 进一步表明第 25 层为火山作用期间酸性火山喷发物质直接由大气进入海水沉积形成, 而非陆源火山物质风化搬运入海的产物[8].

3.4　26 层~27-2 层: 从软基底到固结基底

从风化露头上看, 26 层与 27 层是截然不同的两个单层: 前者被划为混生层 1[6], 曾先后被鉴定为黑色伊利石-蒙脱石夹层矿物粘土岩[7]、黑色泥岩[6]和深灰色含钙质和粉砂的蒙脱石-伊利石粘土岩[5]; 后者被归入混生层 2[6], 曾被鉴定为灰色含粉砂质微晶灰岩[7]、灰色白云质泥灰岩[6]和浅灰色中层状粉砂质灰岩[5]. 然而本次对新鲜露头的研究结果表明, 26 层和 27 层之间并没有明显的分界面, 由 26 层至 27-2 层, 无论是沉积特征或生物面貌都是连续渐变的(图 8).

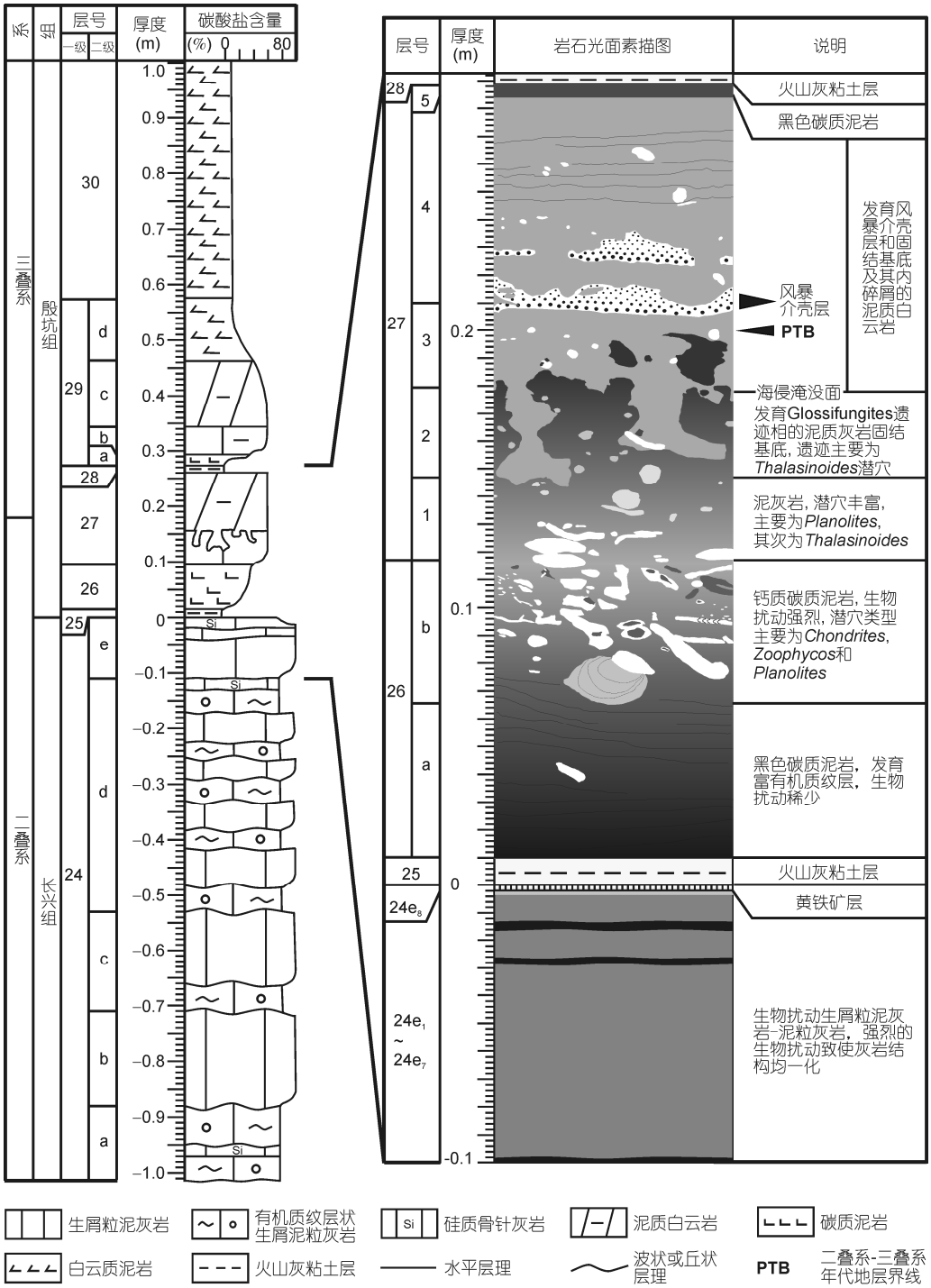


图 8　煤山二叠系-三叠系界线层序的岩性柱状图(左图)及第 24e 层至第 28 层光面素描图(右图)

一级层号及 24 层二级层号据 Yin 等[5]; 其余二级层号为本研究所编

从遗迹化石的含量及种类来看, 26a 层内水平纹层的发育及遗迹化石的缺乏反映了安静缺氧的水体环境; 26b 层内以内栖食泥类 *Chondrites* 及 *Zoophycos* 为主的遗迹化石面貌指示了较深水体下柔软的泥沙质基底, 沉积物-水体界面附近处于贫氧状态; 27-1 层内内栖食泥类 *Planolites* 的主导地位暗示沉积物-水

体界面附近的含氧量有所升高; 而 27-2 层内表栖食悬浮物类 *Thalasinoides* 的大量发育一方面反映水体底部已处于充氧状态, 另一方面也表明沉积基底已由下部的软基底逐渐转变为本层的固结基底. 第 27-2 层顶面包覆的深褐色铁质氧化物薄层进一步显示了典型的固结基底构造和氧化的水体条件.

综上所述, 26 层至 27-2 层是一个在安静水体环境中连续渐变的发展过程, 在氧化还原程度上指示了水体底部由缺氧条件逐渐向常氧条件变化的发展阶段, 在基底性质方面反映了由泥质和粉砂质的软基底向泥灰质固结基底逐渐平稳的变化过程.

3.5 27-3 层~30 层: 从斜坡下部到盆地的海侵序列

在此层序的底界, 岩性又一次发生了重大的突变, 由界面之下的泥质灰岩突然转变为界面之上的泥质白云岩; 生物碎屑的丰度也发生了明显的变化, 由界面之下的 10%~25%突然减少到界面之上的 1%~5%. 本层位附近白云岩的突然出现普遍见于华南从浅水台地到深水盆地的广大相区(见后文论述), 这种白云岩在不同水深相区同时出现的现象很难笼统的用单一的潮坪蒸发模式来解释, 而很可能与当时特殊的气候、水化学条件以及微生物的活动有关, 其形成的机制和过程还有待进一步研究. 总之, 下伏固结基底的发育、在本序列底部生屑含量的骤然降低、白云石沉积的突然出现以及 *Hindeodus parvus* 的首现及在全球范围内的广泛分布不仅标志着二叠纪-三叠纪之交快速海侵的开始, 也暗示了古环境、古气候或海水化学条件发生了意义深刻的重大转变.

本沉积序列由下至上, 泥质含量逐渐增多, 岩性由泥质白云岩逐渐变为白云质泥岩, 生物面貌上也由底栖的腕足类和棘皮类逐渐转变为浮游的菊石类和假浮游的双壳类, 反映了快速的海侵过程和逐渐加深的沉积盆地, 沉积环境由下部的斜坡下部逐渐转变为上部贫氧的盆地环境.

4 煤山剖面 27 层内海侵淹没面的区域分布

由前述可知, 作为二叠系-三叠系界线全球层型的层位与一风暴成因的介壳薄层大体一致, 其下约 2 cm 处为经过强烈生物潜穴穿插的固结基底构造. 这一构造与其他纵向地层记录中的明晰间断一样, 也意味着沉积环境的根本性变化和新一轮沉积旋回的开始. 在沉积界面上下, 碳酸盐沉积由长兴组顶部的以生屑泥粒灰岩-粒泥灰岩为主转变为殷坑组底部的以白云质泥岩为主; 二叠纪底栖生物化石近乎绝迹, 而被三叠纪的活动型生物群代替; 遗迹化石的多样性和生物搅动的程度显著降低, 而以小型的 *Planolites* 等为主. 这也说明底栖生物的环境压力骤然增大, 尤其是海底缺氧程度更为显著. 碳酸盐岩沉积层中的固结基底构造由侵蚀作用或无沉积的间断形成[22]. 基底被潜穴生物强烈挖掘以及表面铁质氧化薄层的形成更说明这里存在相当时间的沉积不连续.

在煤山各剖面上, 以固结基底为标志的沉积界面普遍存在. 在中下扬子区的其他二叠系-三叠系界线剖面上, 也发现有相同性质的沉积界面. 位于湖南慈利下斜坡-盆地边缘相的江垭剖面, 晚二叠世大隆组为碳酸盐岩和碎屑岩的混合沉积, 早三叠世大冶组的岩相与煤山极为相似, 为白云质灰岩与泥岩的互层沉积. 在这一剖面, 虽然尚未发现保存完好的早三叠世标志性牙形类, 但从得到的牙形类碎片来看, 二叠系-三叠系界线应位于大冶组最底部一厚约 8 cm 的白云岩单层内. 此单层下部 5 cm 为钙质白云岩, 上部 3 cm 为白云岩, 之间为一截然的沉积界面. 钙质白云岩顶部 2 cm 被穴居生物强烈钻孔, 内部发育的被方解石交代的石膏假晶也被顶部界面或钻孔截切, 这些特征均指示了典型的硬底构造(图 9). 在位于盆地相的安徽巢湖平顶山剖面, 二叠系-三叠系界线位于殷坑组底部两层透镜状的泥质灰岩内[23~25]. 对新鲜露头的研究表明, 对应层为 15~21 cm 厚的灰白色白云岩单层, 其下部 10~12 cm 为钙质白云岩-白云岩的固结基底构造, 内部发育大量水平及倾斜潜穴; 上部 5~9 cm 为白云岩, 潜穴的种类和数量骤然降低, 主要为小型的水平潜穴(图 10). 在位于台地相的浙江湖州黄芝山剖面, 二叠系-三叠系界线位于距离殷坑组底部约 3.4 m 的钙质粉沙质泥岩中, 以牙形类 *H. parvus* 的首现为标志[26]. 在这一层位之下约 30 cm 处的粉砂质泥岩中, 也发育有多期粉砂质灰岩的固结基底构造, 此构造内也发育由竖直到水平的大小不等的生物潜穴(图 11).

值得指出的是, 西藏聂拉木县色龙剖面的二叠系-三叠系界线也与一类似的沉积界面吻合. 该剖面的 *Waagenites* 层为白云岩化棘屑泥粒岩, 厚度变化于 5~17 cm 之间, 产 *Clarkina sheni*, 发育水平及倾斜生物潜穴, 时代为长兴期最末期; 以上为 *Otoceras* 层,

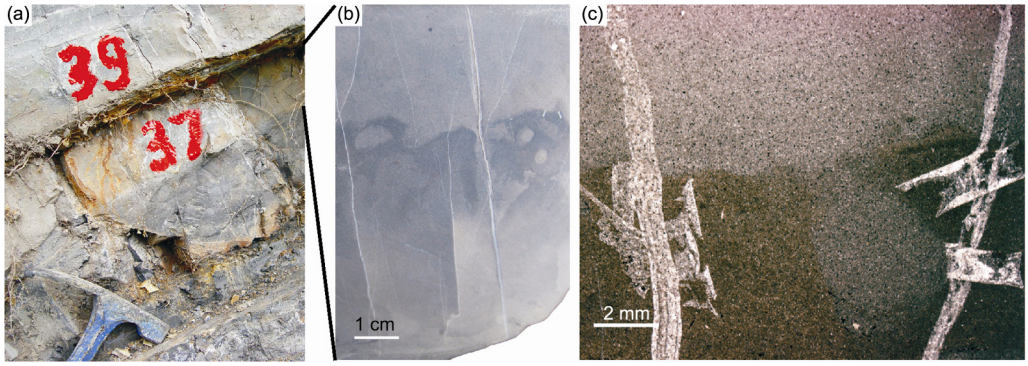


图 9　湖南慈利江垭剖面二叠系-三叠系界线层内的硬底构造

(a) 界线层序露头照片; (b) 界线层内硬底构造的光面照片, 深色的硬底构造内发育较丰富的钻孔; (c) 硬底构造的薄片照片, 示硬底构造顶部方解石化的石膏假晶在钻孔壁和硬底顶面处被截切

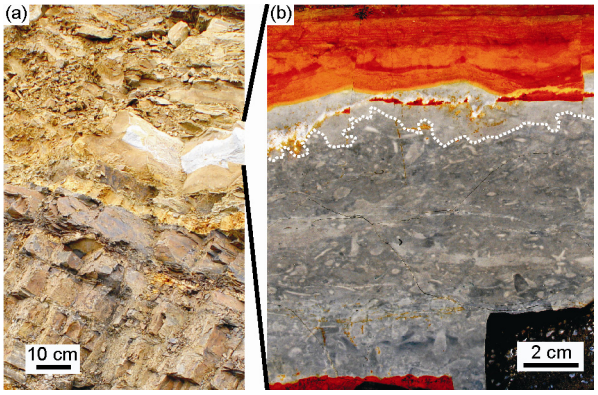


图 10　安徽巢湖平顶山剖面二叠系-三叠系界线层内的固结基底构造

(a) 界线层序露头照片; (b) 界线层内固结基底构造的光面照片, 颜色较深的固结基底内发育极为丰富的水平和倾斜潜穴, 顶面轮廓以白色虚线勾勒, 顶部和底部的红褐色部分为风化所致

厚约 17 cm, 为白云岩化生屑泥粒岩和泥晶灰岩, 含大量双壳类和菊石碎屑, 产 *Hindeodus parvus*, 底部发育下伏泥粒岩的深色内碎屑, 其间的界面清晰而不平整. 在之前的研究中, 该界面被认为代表时限不确定的间断面[27]或风暴造成的侵蚀/沉积面[28], 然而, 水上暴露标志(喀斯特、淡水渗流构造等)的缺乏、界面之下大量生物潜穴的发育和界面之上下伏泥粒岩深色内碎屑(固结基底顶部被水流或波浪侵蚀破碎后在原地沉积形成)的存在均表明本界面为沉积物-水体界面在水下长期暴露所形成的固结基底构造. 这一界线面上下出现的变化与煤山剖面的类似, 包括二叠纪底栖生物群基本消失, 生屑类型由棘屑、腕足类和苔藓虫等高纬度区二叠系常见类型转变为以软体动物壳体为主, 生屑含量显著减少, 黄铁矿含量明显增高等.

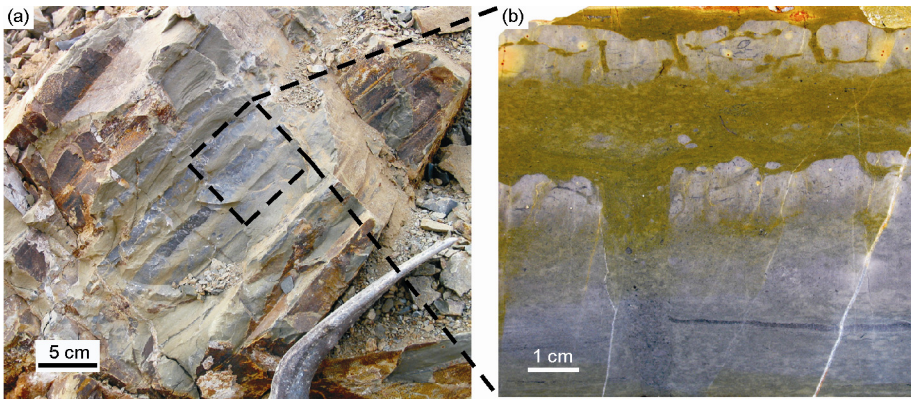


图 11　浙江湖州黄芝山剖面二叠系-三叠系界线附近的固结基底构造

(a) 固结基底露头照片; (b) 固结基底的光面照片, 浅色的灰岩固结基底内发育有竖直到水平的大小不等的潜穴

上述 5 个剖面中, 黄芝山剖面、煤山剖面、江垭剖面和平顶山剖面分别位于华南浅水台地到深水盆地的不同沉积相区, 西藏色龙剖面位于冈瓦纳大陆北缘的浅水台地区, 但在二叠系-三叠系年代地层界线附近, 都发育有相同性质的沉积界面, 或为固结基底, 或为硬底, 这不仅说明这一界面广泛发育于华南不同水深的沉积相区, 而且也表明这一沉积界面在不同陆块的海相层序中都有所表现(图 12).

固结基底/硬底的成因主要有以下几种: (1) CCD (碳酸钙补偿深度)的波动造成的碳酸钙的溶解作用[29,30], 这种固结基底/硬底的形成过程主要发生在深水洋盆环境, 界面之上常发育不溶性的硅质或磷酸盐质骨骼碎屑薄层[22]; (2) 与冰期相关的大洋底流的活动造成的沉积作用的间断或侵蚀[31~34]; (3) 海底的水上暴露和喀斯特化[35,36], 一般发育有明显的水上暴露标志和典型的喀斯特形貌; (4) 斜坡环境沉积物大规模的重力滑动/滑塌而露出下部已经压实脱水的固结基底[22,37,38]; (5) 海平面的快速大幅度上升造成的凝缩沉积、沉积作用停止等[22,39,40]. 本文中的研究剖面均位于水体较浅的台内盆地环境, 水深一般不会超过 250 m[12], 所以前两种主要发生于深水洋盆(几千米深)的机制可以排除. 而在各研究剖面的固结基底/硬底界面附近, 没有发现任何水上暴露标志(如喀斯特、淡水渗流构造等), 相反, 在界面之下均发育有正常海相的生物潜穴或钻孔, 因此, 该界面也不可能为水上暴露侵蚀所形成. 另外, 各研究剖面中均未见滑塌构造发育, 且黄芝山剖面和色龙剖面位于地形平坦的浅水台地区, 更不会有大规模的重力滑塌发生, 所以重力滑塌成因也可以排除. 而以下证据的存在一致支持了该界面为快速海侵所形成: (1) 在各研究剖面的固结基底/硬底面之下, 均发育有指示长时间沉积停止的生物潜穴或钻孔构造; (2) 在有高精度 U-Pb 年龄[41]控制的煤山剖面, 包含本界面在内的自第 25 层至第 28 层沉积层段的平均沉积速率仅仅为 0.16 cm/ka, 这种极低的沉积速率也是海侵凝缩沉积的反映; (3) 在此界面之下, 化石类群主要为浅水底栖类群(腕足、有孔虫、珊瑚、苔藓虫等), 在界面之上, 则为深水浮游类群(菊石和牙形类等)所代替. 因此, 无论是江垭剖面、平顶山剖面、黄芝山剖面或者是色龙剖面, 二叠系-三叠系界线面都相当于海侵面, 即界线之上为海侵层序, 因而与煤山剖面的可以对比(图 12). 由此推论, 界线面应相当一次全球性快速

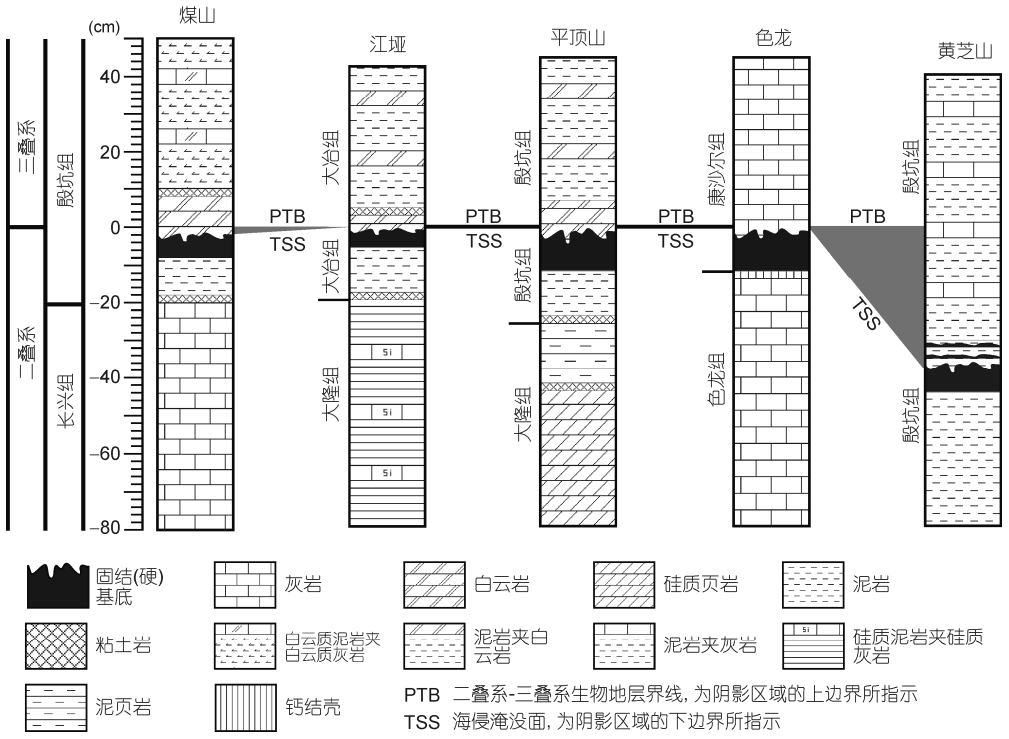


图 12　本文五个研究剖面内海侵淹没面及二叠系-三叠系年代地层界线的位置及其对比

的大幅度的海侵面. 海平面的快速上升使沉积物供应匮乏, 沉积作用停顿相当长时间, 从而使底内生物得以栖息和繁盛.

5 结论

(1) 煤山剖面长兴灰岩最顶部(第 24e_8层)的黄铁矿层主要为上覆火山灰层在成岩阶段淋滤富集的产物, 本层内发育的石膏和褐铁矿均为黄铁矿的后期风化产物.

(2) 第 25 层界线"白粘土"为火山作用期间火山喷发物质直接由大气进入海水沉积形成, 而非陆源火山物质风化搬运入海的产物.

(3) 煤山剖面二叠系-三叠系年代地层界线基本与一风暴成因的介壳层相一致, 在其下约 2 cm 处发育具 Glossifungites 遗迹相的固结基底构造, 该构造面指示了二叠纪-三叠纪之交的一次快速海侵的开始.

(4) 与煤山剖面 27 层内部层位相当的海侵淹没面广泛地发育于华南浅水台地相的浙江湖州黄芝山地区、下斜坡-盆地边缘相的湖南慈利江垭地区和深水盆地相的安徽巢湖平顶山地区, 以及冈瓦纳大陆北缘的西藏色龙地区, 代表了二叠纪-三叠纪之交的一次全球性快速的大幅度海侵事件, 同时也是二叠系-三叠系界线一个明晰的对比标志.

致谢 本项研究的岩石薄片镜下鉴定部分承蒙中国科学院南京地质古生物研究所薛耀松研究员的指导和帮助, 野外工作期间承沈树忠研究员指导和张华、陈军等协助, 在此一并致以衷心的感谢. 另外, 衷心感谢审稿人的建设性意见.

参考文献

1 Yin H F, Zhang K X, Tong J N, et al. The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. Episodes, 2001, 24: 102–114
2 Cao C Q, Shang Q H. Microstratigraphy of Permo-Triassic transitional sequence of the Meishan section, Zhejiang, China. Palaeoworld, 1998, 9: 147–152
3 郑全锋. 浙江省长兴县煤山剖面二叠系-三叠系界线层序的沉积微相特征及层序地层划分. 地层学杂志, 2006, 30: 373–383
4 曹长群, 郑全锋. 煤山二叠纪-三叠纪过渡期事件地层时序的微观地层记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 481–487
5 Yin H F, Wu S B, Ding M H, et al. The Meishan section, candidate of the globle stratotype section and point of Permian-Triassic boundary. In: Yin H F, eds. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidate of the Globle Stratotype Section and Point of Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 31–48
6 Sheng J Z, Chen C Z, Wang Y G, et al. Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys. J Fac Sci Hokkaido U, 1984, 21: 133–181
7 杨万荣, 江纳言. 浙江长兴长兴组和二叠-三叠系界线的沉积特征及微相. 中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 1981, 2: 113–131
8 何锦文. 长兴阶层型剖面及殷坑组底部的粘土矿物——兼论二叠、三叠系的分界. 地层学杂志, 1981, 5: 197–206
9 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: 194–199
10 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: 4–23
11 Jiang H S, Lai X L, Luo G M, et al. Restudy of conodont zonation and evolution across the P/T boundary at Meishan section, Changxing, Zhejiang, China. Global Planet Change, 2007, 55: 39–55
12 冯增昭, 何幼斌, 吴胜和, 等. 下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究. 昆明: 云南科技出版社, 1988. 1–197
13 冯增昭, 王英华, 李尚武, 等. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理. 北京: 地质出版社, 1991. 1–282
14 Wang Y, Jin Y G. Permian palaeogeographic evolution of the Jiangnan Basin, South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2000, 160: 35–44
15 Wignall P B, Hallam A. Griesbachian (Earliest Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing in the Permo-Triassic extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1993, 102: 215–237
16 Yin H F, Huang S J, Zhang K X, et al. The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China. In: Sweet W C, Yang Z Y, Dickins J M, eds. Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys: Stratigraphy, Classification, and Relations with the Western Tethys. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 146–157
17 Shen W J, Lin Y T, Xu L, et al. Pyrite framboids in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic

deposition. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2007, 253: 323–331
18 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, eds. Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys: Stratigraphy, Classification, and Relations with the Western Tethys. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 158–168
19 曹长群. 煤山二叠纪-三叠纪过渡期碳同位素变化. 博士后研究工作报告. 南京: 中国科学院南京地质古生物研究所, 2003. 1–98
20 Yang Z Y, Wu S B, Yin H F, et al. Permo-Triassic events of south China. Beijing: Geological Publishing House, 1993. 1–153
21 Clark D L, Wang C Y, Orth C J, et al. Conodont survival and low iridium abundance across the Permian-Triassic boundary in south China. Science, 1986, 223: 984–986
22 Clari P A, Pierre F D, Martire L. Discontinuities in carbonate successions: Identification, interpretation and classification of some Italian examples. Sediment Geol, 1995, 100: 97–121
23 童金南, 左景勋, 赵来时, 等. 安徽巢湖下三叠统剖面研究. 见: 中国地质科学院地层古生物论文集编委会, 编辑. 地层古生物论文集. 北京: 地质出版社, 2004. 28: 147–163
24 Peng Y Q, Tong J N, Shi G R, et al. The Permian-Triassic boundary set: Characteristics and correlation. Newsl Stratigr, 2001, 39: 55–71
25 Tong J N, Yin H F, Zhang J J, et al. Proposed new Lower Triassic stages in South China. Sci China Ser D-Earth Sci, 2001, 44: 961–967
26 Chen J, Henderson C M, Shen S Z. Conodont succession around the Permian-Triassic boundary at the Huangzhishan section, Zhejiang and its stratigraphic correlation. Acta Palaeontol Sin, 2008, 47: 91–114
27 Orchard M J, Nassichuk W W, Rui L. Conodonts from the lower Griesbachian Otoceras latilobatum bed of Selong, Tibet and the position of the Permian-Triassic boundary. In: Embry A F, Beauchamp B, Glass D J, eds. Pangea: Global Environments and Resources. Can Soc Petrol Geol Mem, 1994. 17: 823–843
28 Jin Y G, Shen S Z, Zhu Z L, et al. The Selong Section, the candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. In: Yin H F, ed. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidates of the Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 127–137
29 Mayer L A, Shipley T H, Winterer E L. Equatorial pacific seismic reflectors as indicators of global oceanographic events. Science, 1986, 233: 761–764
30 Keller G, Herbert T, Dorsey R, et al. Global distribution of late Paleogene hiatuses. Geology, 1987, 15: 199–203
31 Jenkyns H C. The genesis of condensed sequences in the tethyan Jurassic. Lethaia, 1971, 4: 327–352
32 Pinet P R, Popenoe P. A scenario of Mesozoic-Cenozoic ocean circulation over the Blake Plateau and its environs. Geol Soc Am Bull, 1985, 96: 618–626
33 Mullins H T, Gardulski A F, Hinchey E J, et al. The modern carbonate ramp slope of central West Florida. J Sediment Petrol, 1988, 58: 273–290
34 Ramsay A T S, Sykes T G S, Kidd R B. Sedimentary hiatuses as indicators of fluctuating oceanic water masses: A new model. J Geol Soc, 1994, 151: 737–740
35 Farinacci A, Malantrucco G, Mariotti N, et al. Ammonitico rosso facies in the framework of the Martani mountains paleoenvironmental evolution during Jurassic. In: Farinacci A, Elmi S, eds. Rosso Ammonitico Symposium Proceedings, Roma, 1981. 311–334
36 Vera J A, Ruiz-Ortiz P A, Garcia-Hernandez M, et al. Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic zone, southern Spain. In: James N P, Choquette P W, eds. Paleokarst. New York: Springer Verlag, 1988. 364–384
37 Alvarez W, Colacicchi R, Montanari A. Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. J Sediment Petrol, 1985, 55: 720–734
38 Coniglio M. Synsedimentary submarine slope failure and tectonic deformation in deep-water carbonates, Cow Head Group, western Newfoundland. Can J Earth Sci, 1986, 23: 476–490
39 Eren M, Tashi K. Kilop Cretaceous hardground (Kale, Gümüshane, NE Turkey): Description and origin. J Asian Earth Sci, 2002, 20: 433–448
40 Obrochta S P, Duncan D S, Brooks G R. Hardbottom development and significance to the sediment-starved west-central Florida inner continental shelf. Mar Geol, 2003, 200: 291–306
41 Shen S Z, Crowley J L, Wang Y, et al. Calibrating the End-Permian mass extinction. Science, 2011, 334: 1367–1372