

广西泥盆系弗拉阶-法门阶之交分子地层研究*

龚一鸣¹ 李保华² 吴 诒³

1. 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; 2. 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092;

3. 广西地质科学研究所, 南宁 530023

摘要 运用 GC-MS 分析仪对 23 件样品的检测结果显示: 广西泥盆系弗拉阶-法门阶(F/F)之交分子化石主要由正构烷烃、类异戊二烯烃、萜类、甾类构成, 其先体主要为海源浮游植物、浮游动物、底栖非光合作用的菌类和陆源高等植物, 其中浮游植物和浮游动物是构成 F/F 事件期台盆碳酸盐相生物量的主体; $n_{Pr}/n_{Ph} < 1$ (Ph 为植烷, Pr 为姥鲛烷) 或 $\ll 1$ 、 $n_{Ph}/n_{C_{18}}$ 值较高、 $C_{16} \sim C_{24}$ 具有明显的偶碳优势表明, F/F 之交广西为蒸发量、盐度和缺氧程度较高的海相碳酸盐环境. F/F 之交生物集群绝灭是中泥盆世晚期以来环境不断恶化的结果, 多次天体撞击对晚泥盆世不断恶化的生态系无异于雪上加霜; 高温导致的高蒸发量、较高盐度和水柱底层缺氧是低纬度礁生态系、浅水海相生物集群绝灭的最直接杀手.

关键词 分子地层 弗拉阶-法门阶 集群绝灭 生态环境 碳酸盐

晚泥盆世弗拉阶/法门阶事件(或称 F/F 事件, Kellwasser 事件)是显生宙 5 次集群绝灭和地史时期生态环境重大转折期之一, 自从加拿大学者 McLaren^[1] 首次提出在晚泥盆世极短时间内发生的生物绝灭可能是由小行星撞击地球导致的全球生物集群绝灭现象以来, F/F 事件就引起国内外地质工作者的广泛关注, 在生物地层、年代地层、事件地层、化学地层、同位素地层和层序地层等方面作了大量工作^[2~6], 但 F/F 事件期的分子地层特征尚很少报道. 本文将生物地层, 特别是牙形石生物地层和高分辨率轨道旋回地层为基础, 阐述 F/F 事件期台盆碳酸盐环境的分子化石(生物标志化合物)类型、海洋生物量的生物源结构和分子化石对环境参数的示踪, 探讨 F/F 事件期生态环境变化特征及其与生物集群绝灭的关系.

1 地质背景和分析方法

广西弗拉阶-法门阶之交生物地层、年代地层和沉积地层具有良好的研究基础, 国际通用的标准牙形石分带界线已进行了较为精细的标定^[2~4]. 华南泥盆纪丰富的层孔虫、造礁珊瑚和牙形石及古地磁

资料^[7]表明, 弗拉期-法门期之交, 广西总体上处于热带或亚热带, 为浅水碳酸盐台地与较深水盆地间列的海洋环境(图 1(a)). 在浅水碳酸盐台地相、斜坡相和较深水碳酸盐盆地相地层中, 从 F/F 界线上下的 *linguiformis* 带至中 *triangularis* 带, 分别在不同岩相和加积方式的 5 条剖面上选采了 23 件样品(图 1(a), (b)), 进行生物标志化合物分析.

生物标志化合物样品的前处理和资料的采集、分析在中国地质大学地球表层系统开放实验室 GC-MS 分析室完成. 操作流程如下: 将待测样品风化表面剥离, 用清水洗净、晾干, 粉碎至 100 目; 称取粉碎后的样品约 100 g, 用滤纸包成筒状放入索氏抽提器的样品筒中, 向与抽提器底部相连的烧瓶中注入 250 mL 氯仿, 在 70°C 水浴锅中反复抽提样品 96 h(烧瓶中事先加入铜片以除硫); 抽提完毕后, 将烧瓶中的溶剂旋转蒸发, 残留物用氯仿转移至细胞瓶中称重, 得到样品的氯仿沥青“A”; 用石油醚溶出“A”中的饱和烃、芳烃和非烃混合物, 在 Al_2O_3 和硅胶 1:3 充填的色层柱中将其分离; 对平衡后的饱和烃进行气相色谱-质谱分析; 实验中所用的试剂均事先重蒸纯化. 所用的棉花、滤纸和硅胶先

2001-03-28 收稿, 2001-06-14 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40072041, 49472086)和国家“九五”攀登计划专项“SSER”项目联合资助

E-mail: ymgong@cug.edu.cn

由氯仿抽提 48 h, Al_2O_3 在 $450^\circ C$ 下活化 4 h, 玻璃器皿每次使用前均经重铬酸钾硫酸热溶液洗涤和清水冲洗. 气相色谱-质谱仪为 HP6890⁺/5973 型气相色谱-质谱-计算机联用仪. 色谱柱为 HP-5MS(30 mm \times 0.25 mm \times 0.25 μm); 柱温 $70\sim 280^\circ C$, 升温速率 $3^\circ C/min$, 终端恒温 20 min; 进样口温度 $300^\circ C$; 进样量 $1\ \mu L$; 载气为氦气. GC 与 MS 接口温度 $280^\circ C$. 质谱计离子源为电子轰击源, 发射电流 $350\ \mu A$, 电子能量 $70\ eV$.

2 结果

在样品的饱和烃馏份中, 共检出了正构烷烃、类异戊二烯烃、萜类、甾类等生物标志化合物.

(1) 正构烷烃. 从表 1 和图 2 可以看出, 各剖面样品中的正构烷烃碳数分布范围在 $C_{16}\sim C_{35}$ 之间; 分布模式多数为前峰型(图 2(a), (b)), 少数为前峰大于后峰的双峰型(图 2(a)); 主峰碳数主要为 C_{18} , C_{20} ; 在 $C_{16}\sim C_{24}$ 之间具有明显的偶碳数优势, 奇偶优势(R) 值大都为 $0.1\sim 0.6$, 在 $C_{23}\sim C_{33}$ 之间不具有或具有弱的奇偶优势, 碳优势指数 I 多为 $1\sim 1.3$.

正构烷烃是一类研究得最多的生物标志化合物, 广泛存在于植物及其他生物体内, 不同生物源的正构烷烃具有不同的碳数分布. 来源于藻类和细菌等的海洋浮游生物的正构烷烃, 其碳数主要集中在 C_{20} 以前, 多以 C_{15} , C_{17} 和 C_{19} 为主, 分布模式为前峰型, 且无明显的奇偶优势; 陆源高等植物的正构烷烃, 高碳数者占优势, 多以 C_{27} , C_{29} , C_{31} 为主, 且在 $C_{23}\sim C_{33}$ 范围内有明显的奇偶优势, 分布模式为后峰型; 当水生浮游或底栖生物源与陆源高等植物源同时存在时, 其分布模式通常为双峰型^[8~11]. 主碳峰为 C_{18} 或 C_{20} 的正构烷烃, 其先体主要为水生底栖非光合作用合成细菌或远洋浮游动物, 是高蒸发量、高盐度海相碳酸盐环境的特征^[12]. 通常认为, 形成偶碳数优势, 是在强还原条件下, 蜡中的正脂肪酸类、醇类以及植烷酸或植醇的还原作用超过了脱羧基作用, 从而造成正构烷烃的偶碳数优势($I < 1$) 和植烷(Ph)对姥鲛烷(Pr) 的优势 $r = n_{Pr}/n_{Ph} < 1$; 在超盐度环境中, 细菌活动也可产生具 $C_{20}\sim C_{30}$ 正构烷烃偶碳数优势的富含有机物的沉积^[13].

表 1 广西上泥盆统弗拉阶(D_3^1)-法门阶(D_3^2)-之交灰岩中饱和烃参数

| 剖面 | 阶 | 样品号 | 正 构 烷 烃 | | | | | | 甾 烷 | | | $C_{30}\ \alpha\ \beta$ 甾烷/ $\sum C_{29}$ 甾烷 | |
|-----|---------|-----------|---------------------|------------|-----------------------------|------|-----------------|-----------------|------|------------|------------|-------------------------------------------------|------------|
| | | | C_n | $\max C_n$ | $n_{C\leq 21}/n_{C\geq 22}$ | R | n_{Pr}/C_{17} | n_{Ph}/C_{18} | r | C_{27}/T | C_{28}/T | | C_{29}/T |
| 神湾里 | D_3^2 | GLS-6 | $C_{18}\sim C_{35}$ | C_{20} | 0.31 | 0.48 | - | 0.85 | 0.00 | 0.26 | 0.36 | 0.38 | 2.12 |
| | | GLS-5 | $C_{18}\sim C_{34}$ | C_{20} | 0.21 | 0.64 | - | 2.89 | 0.00 | 0.25 | 0.34 | 0.41 | 1.88 |
| | | GLS-4 | $C_{18}\sim C_{34}$ | C_{22} | 0.16 | 0.67 | - | 1.45 | 0.00 | 0.30 | 0.33 | 0.37 | 2.36 |
| | D_3^1 | GLS-3 | $C_{17}\sim C_{33}$ | C_{18} | 2.58 | 0.55 | 1.41 | 1.13 | 0.10 | 0.30 | 0.32 | 0.38 | 2.94 |
| | | GLS-2 | $C_{18}\sim C_{32}$ | C_{20} | 0.53 | 0.59 | - | 1.69 | 0.00 | 0.28 | 0.34 | 0.38 | 2.83 |
| | | GLS-1 | $C_{17}\sim C_{31}$ | C_{20} | 0.64 | 0.70 | - | 4.47 | 0.00 | 0.36 | 0.33 | 0.31 | 5.15 |
| 杨堤 | D_3^2 | Y42Bf2 | $C_{16}\sim C_{26}$ | C_{18} | 9.94 | 0.56 | 0.66 | 0.75 | 0.37 | 0.29 | 0.24 | 0.47 | 4.16 |
| | | Y42Bf1 | $C_{17}\sim C_{20}$ | C_{18} | - | 0.16 | 3.05 | 1.56 | 0.18 | 0.24 | 0.38 | 0.38 | 3.04 |
| | | Y42Af | $C_{16}\sim C_{22}$ | C_{18} | - | 0.10 | 0.97 | 0.80 | 0.62 | 0.34 | 0.31 | 0.35 | 4.89 |
| | | Y41f | $C_{16}\sim C_{20}$ | C_{18} | - | 0.09 | 1.52 | 1.07 | 0.78 | 0.28 | 0.37 | 0.34 | 6.28 |
| | D_3^1 | Y40f2 | $C_{17}\sim C_{33}$ | C_{18} | 2.65 | 0.31 | 0.66 | 0.35 | 0.55 | 0.30 | 0.28 | 0.42 | 3.08 |
| | | Y40f1 | $C_{16}\sim C_{20}$ | C_{18} | - | 0.44 | 1.58 | 2.10 | 0.42 | 0.27 | 0.38 | 0.35 | 1.69 |
| 南朔 | D_3^2 | K64-3-22 | $C_{17}\sim C_{33}$ | C_{18} | 1.28 | 0.34 | 0.88 | 0.66 | 0.25 | 0.28 | 0.33 | 0.40 | 2.37 |
| | | K64-3-21 | $C_{16}\sim C_{33}$ | C_{18} | 0.74 | 0.56 | 0.80 | 0.59 | 0.52 | 0.25 | 0.35 | 0.39 | 1.42 |
| | D_3^1 | K64-3-19a | $C_{17}\sim C_{33}$ | C_{20} | 1.17 | 0.28 | 0.85 | 0.66 | 0.17 | 0.27 | 0.32 | 0.41 | 2.32 |
| | | K64-3-18 | $C_{20}\sim C_{35}$ | C_{29} | 0.11 | 0.02 | - | - | - | 0.32 | 0.29 | 0.39 | 4.01 |
| 六景 | D_3^2 | LJD-R-1 | $C_{16}\sim C_{33}$ | C_{18} | 1.04 | 0.56 | 0.74 | 0.46 | 0.23 | 0.30 | 0.32 | 0.37 | 3.27 |
| | | LJD-14 | $C_{16}\sim C_{33}$ | C_{20} | 1.47 | 0.44 | 0.65 | 0.59 | 0.31 | 0.28 | 0.31 | 0.42 | 2.23 |
| | D_3^1 | LJD-13 | $C_{16}\sim C_{35}$ | C_{18} | 0.48 | 0.48 | 0.62 | 0.56 | 0.26 | 0.28 | 0.32 | 0.40 | 2.22 |
| 都安 | D_3^2 | 361-5-1 | $C_{17}\sim C_{34}$ | C_{20} | 0.94 | 0.48 | 1.20 | 0.82 | 0.07 | 0.26 | 0.34 | 0.40 | 2.30 |
| | | 361-5-2 | $C_{18}\sim C_{33}$ | C_{21} | 0.67 | 1.10 | - | 1.07 | 0.00 | 0.28 | 0.30 | 0.42 | 1.92 |
| | D_3^1 | 361-6-1 | $C_{17}\sim C_{34}$ | C_{18} | 0.81 | 0.77 | 0.73 | 1.08 | 0.06 | 0.25 | 0.34 | 0.41 | 2.13 |
| | | 361-6-2 | $C_{17}\sim C_{33}$ | C_{20} | 1.75 | 0.86 | 1.01 | 0.79 | 0.13 | 0.26 | 0.35 | 0.38 | 2.28 |

注: C_n 为碳数分布范围; $\max C_n$ 为碳数分布中的主峰碳; $n_{C\leq 21}/n_{C\geq 22}$ 为 \sum 碳数 $\leq C_{21}/\sum$ 碳数 $\geq C_{22}$; $R = (C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4}) / (4C_{i+1} + 4C_{i+3})$, $i = 19$; $r = n_{Pr}/n_{Ph}$; Pr 为姥鲛烷; Ph 为植烷; T 为碳数 C_{27} , C_{28} , C_{29} 的总甾烷; “-” 表示分母物质未检测出或相对含量极少; “0” 表示分子物质未检测出或相对含量极少

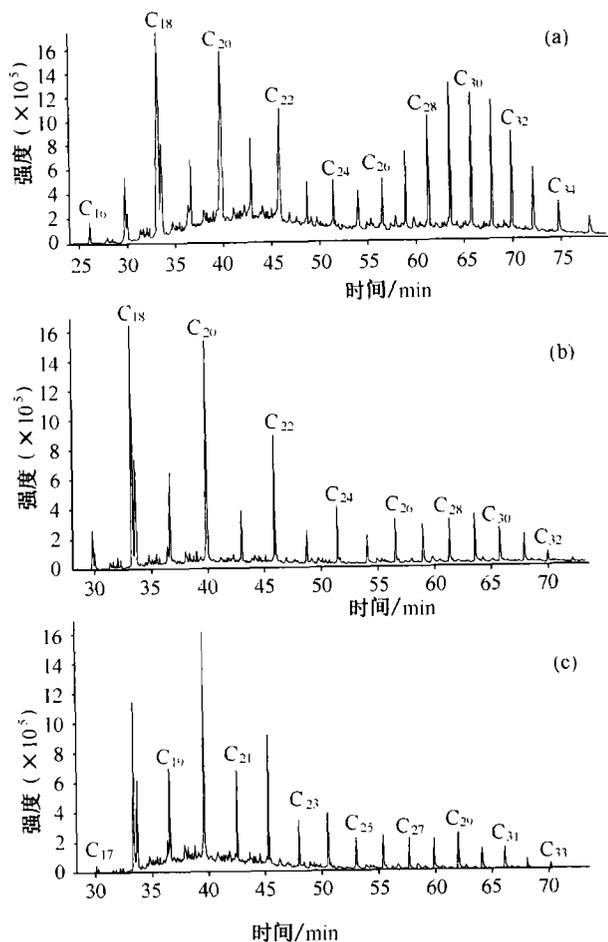


图2 广西弗拉阶-法门阶之交灰岩中饱和烃质谱图(m/z 为85)

(a) LJD-13(19-20); (b) K64-3-19a; (c) 361-5-1

从各剖面中检出的正构烷烃的分布来看,除杨堤剖面的正构烷烃几乎完全来源于海洋浮游植物、水生底栖非光合作用合成细菌或远洋浮游动物外,其他剖面均以海洋浮游植物、水生底栖非光合作用合成细菌或远洋浮游动物为主,兼有陆源高等植物(具维管束植物)的混合来源.在F/F之交,广西海域总体上为蒸发量、盐度和缺氧程度较高的海相碳酸盐环境.神湾里剖面上 $n_{C \leq 21} / n_{C \geq 22}$ 值的变化(表1)表明,法门期初期陆源高等植物源对正构烷烃的相对贡献较弗拉期初期有明显的增加.

(2) 类异戊二烯烃. m/z 183 质谱图(图3)表明,灰岩中有较丰富的类异戊二烯烃,能明显分辨出规则类异戊二烯烃类中的姥鲛烷(iC_{19})、植烷(iC_{20})、降姥鲛烷(iC_{18}),以及四甲基十七烷(iC_{21})和十九烷(iC_{23})等.

C_{20} 以下的类异戊二烯烃主要来源于叶绿素的植醇侧链, C_{21} 以上的类异戊二烯烃来源于具有规则侧

链的聚戊烯醇.规则类异戊二烯烃的另一个重要来源是古细菌的细胞膜^[9, 10].姥鲛烷和植烷都是植醇的降解产物,在强还原环境下以形成植烷为主,在弱氧化条件下以形成姥鲛烷为主.因此,类异戊二烯烃中 r 值可以指示沉积环境的氧化还原状态^[8-10, 13-17].大量的研究表明, r 值不仅与环境的氧化还原条件有关,也与盐度、酸碱度和沉积物的埋深有关; r 值随盐度、pH 值和埋深的增加而减少;高盐度、高度缺氧的碱性蒸发盐和碳酸盐环境, $r < 1$ ^[10, 13, 16, 18].

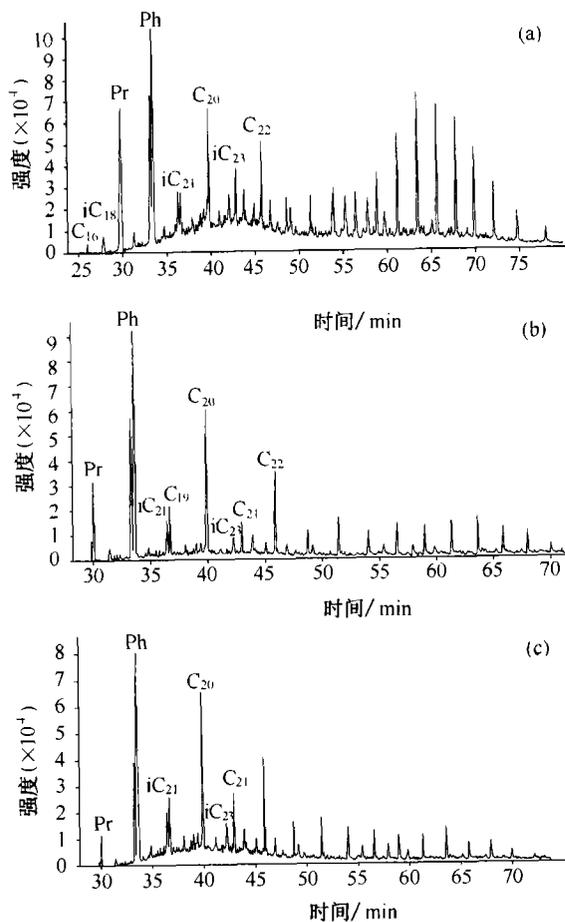


图3 广西弗拉阶-法门阶之交灰岩中饱和烃质谱图(m/z 为183)

(a) LJD-13(19-20); (b) K64-3-19a; (c) 361-5-1

从表1可见,各剖面所检样品的 $r < 1$.从时间上看,弗拉期末较法门期初 r 值小,因此,在F/F之交,广西海域总体上为高盐度和高度缺氧. r 值的变化似乎表明弗拉期末较法门期初这种恶劣的环境状态更为严峻. Murphy 等^[11]对美国纽约州南部中-晚泥盆世 Appalachian 盆地黑色页岩中植烷和碳数为 C_{19} 的正构烷烃的碳同位素的研究表明,植烷和碳数为 C_{19} 的正构烷烃具有相同的先体——浮游植物.因此,泥盆纪时植烷的丰度可近似地代表浮游植物的丰度.

(3) 萜类化合物. 除杨堤剖面外, 研究区其他各剖面的样品中均检出了较为完整的长链三环萜和四环萜. 长链三环萜碳数分布范围为 $C_{20} \sim C_{29}$, 以 C_{21} 和 C_{23} 为主, C_{22} 和 C_{27} 含量甚少, C_{26} , C_{28} 和 C_{29} 各带两个光学异构体. 长链三环萜的存在表明样品中的有机质源于菌藻类等低等海洋生物^[19], 而四环萜的存在常与陆源物的输入有关^[8, 10].

在 m/z 为 191 质谱图上还检测出一类以藿烷结构为骨架的五环三萜烷: 18 α (H)-22, 29, 30-三降新藿烷(C_{27} , Ts), 17 α (H)-22, 29, 30-三降藿烷(C_{27} , Tm), 17 α (H), 21 β (H)-30-降藿烷(C_{29}), 17 α (H), 21 β (H)-藿烷(C_{30}), 22S-和 22R-17 α (H), 21 β (H)-30-升藿烷(C_{31}), 22S-和 22R-17 α (H), 21 β (H)-30, 31-二升藿烷(C_{31}), 22S-和 22R-17 α (H), 21 β (H)-30, 31, 32-三升藿烷(C_{31}). 尽管在某些高等植物, 如蕨类中也发现有藿烷, 但细菌和蓝绿藻是藿烷类的主要来源^[8-10, 20].

(4) 甾类化合物. 以 4 个环组成的环戊稠全氢化菲骨架为特色的甾类化合物在 m/z 为 217 和 218 质谱图上有清楚的显示. 研究区各剖面的样品中检出的甾烷以 $C_{27} \sim C_{29}$ 的规则甾烷为主. 绝大多数样品的 $C_{30} \alpha \beta$ 藿烷与 ΣC_{29} 甾烷比值在 2~3 之间(表 1), 远小于 10, 反映了样品中有机质主要源于藻类而非高等植物. 甾类化合物是由生物体中的甾醇经过成岩改造转化而成的. 水生浮游动植物(主要是藻类)以 C_{27} 为主, 其次是 C_{29} 的甾烷; 陆生植物或植物花粉^[21] 主要是含 C_{29} 的甾烷, 其次是 C_{28} 的甾烷^[8, 10], 尽管贵州下奥陶统海相页岩中检出的以 C_{29} 为主的规则甾烷的先体被认为是低等的水生生物^[17].

3 讨论与结论

从上文可知, F/F 事件期台盆碳酸盐环境的分子化石(生物标志化合物)类型主要由正构烷烃、类异戊二烯烃、萜类、甾类构成, 其母体生物源主要为海源营光合作用的浮游植物、浮游动物、底栖非光合作用的菌类(化学自养菌类)以及陆源高等植物, 其中浮游植物和浮游动物是构成 F/F 事件期台盆碳酸盐环境生物量的主体. 常见于该地层中的牙形石、枝状层孔虫、介形虫、非甾有孔虫等似乎对分子化石的贡献不大. 类似特征也报道于贵州东南部的下奥陶统^[17].

尽管从时间上看, 弗拉期晚期和法门期初期分子化石类别变化不大, 但其母体生物的丰度和生物

源类型则不尽相同. 在台地环境, 生物源由以海源浮游植物和菌类为主的单源型转变为以海源浮游植物和菌类为主, 兼有陆源高等植物的双源型.

表 1, 图 1(b)显示, 在浅水碳酸盐台地相、斜坡相和较深水碳酸盐盆地相, 从上 *rhenana* 带上部至中 *triangularis* 带的 5 条剖面的所检样品中, $r < 1$ 或 $\ll 1$, $n_{Ph}/n_{C_{18}}$ 值较高, $C_{16} \sim C_{24}$ 具明显的偶碳优势表明, F/F 之交广西海域为蒸发量、盐度和缺氧程度较高的海相碳酸盐环境. 分子化石所反映的环境特征与我们在这些剖面上 F/F 之交观察到的其他地质资料是较为吻合的. 在杨堤、都安、南垌和六景等碳酸盐盆地和斜坡相剖面上, 常见的原地埋藏化石主要为各种钙藻、介形虫、牙形石和非甾有孔; 常见粒状黄铁矿或呈黄铁矿假像的褐铁矿, 很少见遗迹化石和生物扰动; 地层序列具轨道旋回结构. 在桂林神湾里等碳酸盐台地相剖面上, 发育白云质灰岩和灰质白云岩, 除各种钙藻外, 其他化石少见或单调, 也可见粒状黄铁矿或呈黄铁矿假像的褐铁矿, 未见遗迹化石和生物扰动. 根据牙形石生物地层和轨道旋回地层对研究剖面的数字定年^[4], 高盐度和高度缺氧环境在 F/F 之交至少从上 *linguiformis* 带延续至中 *triangularis* 带, 持续时间约 1.4 Ma. 反映高盐度和高度缺氧环境的分子地层参数的变化(表 1)和研究剖面的宏观旋回地层结构似乎表明, 这种严酷环境的盐度和缺氧程度是周期性变化的.

F/F 之交生物的集群绝灭在生物类群、地理纬度和生态环境上具有明显的选择性. 受重创的是低纬度礁生态系、浅水海相生物, 而高纬度生态系、深水生物和陆生动、植物受影响甚微. 在具体的生物类群内部, 这种选择性也是明显的. 如: 在 F/F 之交牙形石的绝灭率高达 90% 以上, 遭绝灭的均为浮游相的 *manticolepid* 类群中的 *Palmatolepis* 分子、喜礁的 *Ancyrodella* 和 *Ancyrognathus* 以及 *Polygonathus* 分子, 而浅水相的 *Icriodus* 和 *Pelekysgnathus* 分子在该事件中不但没有受到影响, 反而得以蓬勃的发展^[22]. 在 F/F 之交, 台地相和礁相的珊瑚几乎全部绝灭, 但生活在透光带以下、温凉水域中、约 200~400 m 水深的小型、单体、不具附着构造的四射珊瑚却没有受到此事件的影响^[23].

F/F 之交生物集群绝灭在过程上则表现为渐进、分阶段绝灭, 弗拉期末期为绝灭的顶峰^[5]. 俞昌民的研究表明, 早泥盆世-中泥盆世早期, 四射珊瑚属的发生数大于绝灭数, 中泥盆世晚期(吉维特期)至晚泥盆世早期(弗拉期)四射珊瑚属的发生数小于绝灭数, 在

早泥盆世绝灭的属中,地方性属多于广布性属,弗拉期的情况则正好相反^[24]。泥盆纪竹节石的演化也是非常引人注目的,从早志留世至早泥盆世,尽管在早泥盆世末竹节石有一次重要的绝灭,但竹节石属的发生数仍大于绝灭数,中泥盆世至晚泥盆世早期(弗拉期)竹节石属的发生数大大小于绝灭数,到法门期竹节石仅存 *Homoctenus*, *Striatostyliolina*, *styliolina* 三属,至法门阶牙形石 *rhomboidea* 带顶竹节石全部绝灭^[25]。腕足、牙形石^[5, 22]等生物类别也具有类似的分阶段绝灭的特点。

F/F之交生物集群绝灭的选择性和集群绝灭过程的阶段性和渐进性似乎难用单一模式解释。就生物与环境的关系来看,泥盆纪的生态环境似乎经历了优化阶段(早泥盆世)→恶化阶段(中泥盆世-晚泥盆世早期)→恢复阶段(晚泥盆世晚期)的演变,F/F之交,特别是弗拉期末可能是泥盆纪恶化生态系的最严峻期。F/F之交,从赤道至极地气候的差异性小,蒸发量大^[6],中-低纬度陆表海具有37~40°C^[26]或大约40°C^[27]的极高的表层水温,这种气候条件极易形成表层海水的咸化、水柱中温度和盐度分层和缺氧的底层水体^[11]。另一方面,40°C左右的极高的表层水温已超过了大多数海相生物的适宜水温。因此,我们认为,F/F之交生物集群绝灭是自中泥盆世晚期以来环境不断恶化的结果,多次的天体撞击^[28]对晚泥盆世不断恶化的生态系无异于雪上加霜;异常的高温导致的高蒸发量、较高盐度和水柱底层缺氧是低纬度礁生态系和浅水海相生物集群绝灭的最直接杀手。

参 考 文 献

- Mclaren D J. Presidential address: time, life and boundary. *Journal of Paleontology*, 1970, 48: 801
- Bai S L. High Resolution Correlation, Milankovitch Cyclicity, and Nickel Event-Evidence from the Devonian of South China. Beijing: Peking University Press, 1995. 1~62
- Wang C Y. Application of the Frasnian standard conodont zonation in South China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1994, 168: 83
- Gong Y M, et al. Orbital cyclostratigraphy of the Devonian Frasnian-Famennian transition in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 168: 237
- 白顺良. 泥盆纪弗拉阶-法门阶事件的化学-生物地层学研究. *北京大学学报(自然科学版)*, 1998, 34(2-3): 363
- Wang K, et al. Carbon and sulfur isotope anomalies across the Frasnian-Famennian extinction boundary, Albert, Canada. *Geology*, 1996, 24: 187
- 曾允孚,等. 中国南方泥盆纪岩相古地理与成矿作用. 北京:地质出版社, 1993. 1~123
- Philp R P. *Fossil Fuel Biomarkers: Applications and Spectra*. Amsterdam: Elsevier, 1985. 1~268
- Johns R B. *Biological Markers in the Sedimentary Record*. Amsterdam: Elsevier, 1986. 1~286
- 王启军,等. 油气地球化学. 武汉:中国地质大学出版社, 1988. 1~327
- Murphy A E, et al. Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian basin: Clastic starvation, seasonal water-column mixing, and efficient biolimiting nutrient recycling. *Paleoceanography*, 2000, 15(3): 280
- Mello M R, et al. Organic geochemical characterisation of depositional palaeoenvironments of source rocks and oils in Brazilian marginal basins. *Organic Geochemistry*, 1988, 13: 31
- 王铁冠. 我国一些地区原油与生油岩中某些沉积环境生物标志物初探. 见:王铁冠,等编. 生物标志物地球化学研究. 武汉:中国地质大学出版社, 1990. 55
- Brooks J D, et al. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. *Nature*, 1969, 222: 257
- Didyk B M, et al. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 1978, 272: 216
- 傅家谟,等. 应用生物标志化合物参数判别古沉积环境. *地球化学*, 1991, 20(1): 1
- 许玩宏,等. 贵州三都早奥陶世同高组下燕高页岩段的生物标志化合物. *沉积学报*, 1997, 15: 72
- Ten Haven H L, et al. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. *Nature*, 1987, 330: 641
- Aquino Neto F R, et al. Occurrence and formation of tricyclic and tetracyclic terpanes in sediments and petroleum. In: Bjoroy M, et al. eds. *Advance in Organic Geochemistry*. London: Wiley and Sons, 1983. 659
- Summons R E, et al. 2-Methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis. *Nature*, 1999, 400: 554
- 吉利明,等. 沉积有机质中甾烷、4-甲基甾烷植物花粉来源的直接证据. *地球化学*, 2000, 29: 175
- 季强. 从牙形类研究论华南弗拉斯阶-法门阶生物绝灭事件. 见:中国地质科学院地层古生物论文集编辑委员会编. 地层古生物论文集. 北京:地质出版社, 1994. 79
- 郭胜哲. 弗拉斯期-法门期生物事件与大兴安岭晚泥盆世珊瑚化石. *古生物学报*, 1990, 29(4): 427
- 龚一鸣,等. 地史重大转折期环境变化综述. *地质科技情报*, 1998, 17(4): 101
- 李西兴. 广西罗富法门期竹节石—F/F绝灭事件的幸存者. *桂林工学院学报*, 1995, 15(2): 157
- Brand U. Global climatic changes during the Devonian-Mississippian: Stable isotope biogeochemistry of brachiopods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 75: 311
- Luz B, et al. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites. III. Conodonts. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 69: 255
- Racki G. The Frasnian-Famennian biotic crisis: How many(if any) bolide impacts? *Geol Rundsch*, 1999, 87: 617