

晚泥盆世弗拉斯期—法门期之交海水 温度变化的同位素证据

王大锐^{1,2)} 马学平³⁾ 董爱正^{1,2)} 朱德升²⁾

(1) 中国石油天然气集团公司油气地球化学重点实验室, 北京;
(2) 中国石油勘探开发研究院, 北京 (3) 北京大学地质学系)

摘要 位于我国湖南省冷水江地区锡矿山矿区的老江冲剖面为发育良好的浅水台地相沉积, 出露著名的上泥盆统弗拉斯—法门阶(Fr/Fa)界线, 多年的地层古生物学工作已详细地了解了该区的古生物面貌。本研究采用了基本保存完好的腕足动物 *Cyrospirifer vernemili* 壳体进行了稳定C、O同位素地球化学分析, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-8.4\text{‰} \sim -9.6\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2.2\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$, 二值在弗拉斯—法门阶交界处均发生了异常波动, 将此值与其他地区的研究结果进行比较, 可以认为, 弗拉斯—法门期交界时所发生的剧烈而大范围的事件所造成的同位素波动可以作为大区域地层对比的标志。经过计算, 推断从弗拉斯期末至法门期初, 我国华南地区的古海洋发生了降温事件。

关键词 晚泥盆世 弗拉斯—法门阶 稳定同位素组成 古气温

晚泥盆世弗拉斯—法门期之交(Fr/Fa界线)所发生的全球性生物大绝灭事件是地球历史和生命进化史中极为强烈的一次重大事件, 引起了地球科学中众多学科的重视, 投入了大量的研究精力。这次生物绝灭事件在我国华南广西、湖南及贵州等地的海相地层中也有明显的反映, 早已引起我国古生物学和地层学领域研究人员的重视, 并提出了自己的见解(马学平等, 1996)。在各国学者所提出的绝灭机制中, 尤以地外撞击事件导致海水混浊、环境巨变并严重污染的假说最引人注目(Claeys et al., 1994, 1992; Hou et al., 1992; McGhee, 1996; Wang, 1992), 但仍有较大争议。

1 Fr/Fa 界线的研究现状及问题

地质科学中, 地层界线的研究具有重要的理论意义, 尤其是与地史中生物大绝灭相关的界线。泥盆纪弗拉斯—法门阶(Fr/Fa)界线是地球历史上几次生物重大的大绝灭事件之一, 对此国际上在诸方面已有许多研究成果, 例如对生物绝灭方式的探讨; 对事件证据方面的研究; 对生物及非生物事件的报道; 对微球粒的研究以及对界线的地球化学方面的研究等(马学平等, 1996; Claeys, 1992; Wang, 1992; House, 1985; Copper, 1998; Joachimski, 1993)。这些证据远未达到对该次事件成因的统一认识, 有

的甚至是矛盾的。如哪些门类生物受到环境变化的影响较大? 绝灭事件是长期的还是短期的? 现已查明, 当时绝灭的生物包括单体珊瑚及床板珊瑚、层孔虫、腕足类、三叶虫、竹节石、菊石、牙形石动物群及浮游植物和介形类都经历了几次绝灭。陆生植物也受到很大影响(Caputo, 1985), 其中最引人注目的是底栖生物的绝灭。但弓石燕及小嘴贝类是穿过这一界线的。

关于生物绝灭的原因, 已有多种解释。目前的争论焦点在于, Fr/Fa事件包括了生物与非生物事件, 而在非生物事件中, 究竟是海侵还是海退? 从弗拉斯后期开始, 海水、乃至全球温度是下降还是上升, 即Fr/Fa事件的主导因素是什么? 有的学者根据珊瑚、腕足类等动物的绝灭提出了冰川活动导致全球大降温的观点(Joachimski, 1993; Caputo, 1985)。也有人根据这个时期的缺氧事件而提出了不同观点(McLaren, 1990)。

在我国, 曾有过关于弗拉斯—法门阶的同位素研究报道, 但因化石保存的较为零星, 或仅为个别的碳酸盐岩的分析数据, 没有较为系统的分析数据, 无法系统地了解晚泥盆世古海洋化学及古生态变化特征。为此, 本研究选择了湘中弗拉斯—法门界线发育良好的锡矿山剖面, 进行了详细的弗拉斯—法门阶交界处的稳定同位素地球化学研究。

2 研究剖面简介

与较深水相相比,浅水相沉积更能准确地反映环境的变化。湖南中部锡矿山地区上泥盆统相当发育,早期的工作奠定了那里的地层系统(Tien, 1938)并描述了锡矿山组的大量底栖生物化石,包括腕足类和造礁珊瑚,同时还有一些分别可以划入弗拉斯—法门阶的牙形石化石。Fr/Fa界线处的含化石主剖面位于湖南省冷水江地区锡矿山矿区老江冲村旁(图1),简述如下:

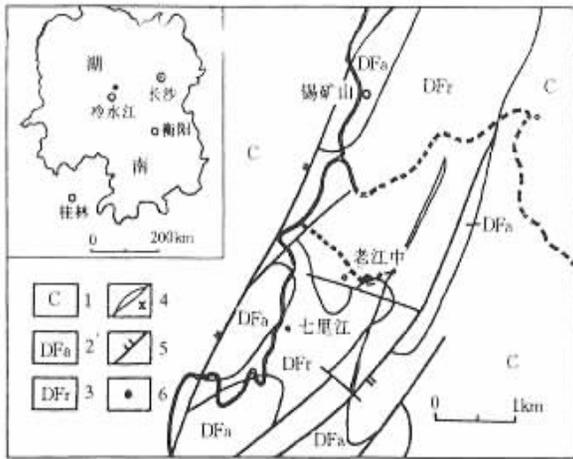


图1 研究剖面地理位置及区域地质

Fig.1 The location of studied section and local geology background

1-石炭系 2-上泥盆统法门阶 3-上泥盆统弗拉斯阶;
4-逆断层 5-正断层 6-剖面位置

- L10 灰色、灰绿色含钙泥岩,纹层发育。含稀少的腕足类 8.9m
- L9 灰色中厚层介壳灰岩,局部富含介形虫。上部45 cm 灰色藻鲕亮晶灰岩,顶部不平整,出露有丰富的腕足类;中部65 cm 中薄层亮泥晶灰岩,局部富含双壳类,含牙形类 *I. deformatus*, *I. iowensis* 等;下部25 cm 含铁生物碎屑白云质灰岩,含大量苔藓屑,牙形石以单锥型常见,含 *Icriodus* sp. indet., *I. deformatus*, *I. iowensis* 等 1.35 m
- L8 灰黑色页岩夹灰岩,局部有丰富的苔藓虫、介形虫 0.1m
- L7 白云质苔藓虫亮泥晶灰岩,含腕足类、单锥型牙形石和遗迹化石 0.1m
- L6 灰黑色页岩,含一些陆相植物孢子 0.7m
- L5 灰色疙瘩状灰岩,以泥晶为主,局部为泥、亮晶胶结,含丰富的珊瑚(尤其在本层顶部20 cm内),腕足类、介形虫和苔藓虫,牙形石:*Polygnathus webbi*, *Hunanotoechia tieni* 万方数据 1.0m

- L4 钙质页岩或泥灰岩与薄层泥晶灰岩层。含介形虫及腕足类、牙形石:*Po. xylus*, *Hunanotoechia tieni*, *H. elongata*, 薄片可见少量海百合及腹足类 1.25m
 - L3 灰色生物屑泥晶灰岩,含腕足类、牙形石:*Po. xylus*, *Hunanotoechia tieni* 及海绵骨针、介形虫等 0.4m
- Bai et al. 曾根据该剖面中的牙形石,并通过生物-化学地层学方法确定 Fr/Fa 界线在该剖面上位于距 L9 层底部 25 cm 处。

3 研究方法 with 结果

研究中采集到的腕足动物包括弓石燕与小嘴贝等两大类。为了防止可能存在的‘生命效应’对同位素组成的影响,只选用同属弓石燕壳体进行分析。先对拟采用的样品进行扫描电镜观察,结果表明,所选出的腕足类外层壳体的方解石晶体保存得相当完好,未受到成岩作用的强烈破坏(图2),这种腕足动物壳体内的碳酸盐岩在其生长期间,可与原始古海洋的 O、C 同位素组成保持平衡,并基本可以被保存下来(Joachimski, 1993)。

进行同位素分析时选用标本外型完整的腕足类壳体中部,壳体样品用超声波清洗仪清洗,以除去外边可能受到轻微成岩或风化作用影响的薄层,选用方解石质内层。以 McCrea(1950)方法制成纯净的 CO₂ 气体,送 Finnigan - MAT252 气体同位素质谱仪检测 C、O 同位素组成, $\delta^{13}C$ 值为 $\pm 0.1\%$; $\delta^{18}O$ 值为 $\pm 0.2\%$ 。所获数据均为 PDB 值(表1),并标于图3。

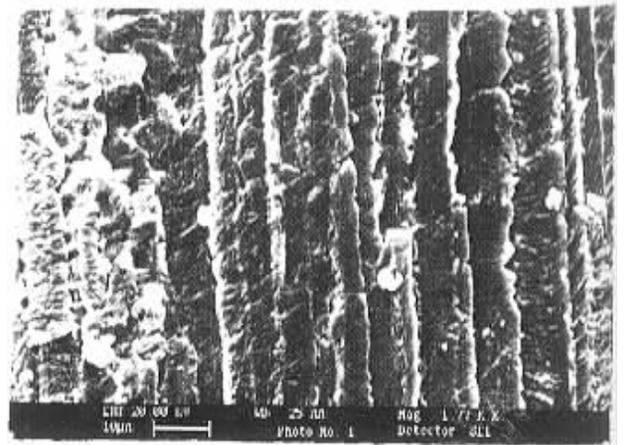


图2 研究所用弓石燕内层(棱柱层)方解石质晶体保存良好状态扫描电子显微镜照片

Fig.2 SEM of brachiopod shell fragments, showing well-preserved secondary fibrous layer (calcite) of the specimen from the studied section (Frasnian), South China. (化石种名: *Cyrospirifer vernemili* × 1000)

表 1 湘中锡矿山剖面 Fr/Fa 界线处腕足动物(弓石燕)壳体稳定同位素分析数据

Table 1 Stable carbon and oxygen compositions of brachiopod shells collected from Fr/Fa boundary on the section of Xikuang-shan, South China

样品编号	层位	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$	古温度 °C	生物绝灭
L10/1.45	法门阶	0.5	-8.5	35.5	
L9/顶	法门阶	1.1	-9.3	37.7	
L9/中	法门阶	1.6	-8.8	37.5	浮游生物绝灭
L9/0.1	弗拉斯阶	0.3	-8.4	38.2	
L8/0.0	弗拉斯阶	0.0	-9.1	39.2	
L5/0.6~0.7	弗拉斯阶	0.2	-9.5	39.5	底栖生物绝灭
L5/0.3~0.4	弗拉斯阶	0.1	-9.6	39.3	
L5/0.2~0.3	弗拉斯阶	0.5	-9.5	39.0	
L5/0~0.4	弗拉斯阶	0.5	-9.4	38.8	
L5/0.1~0.2	弗拉斯阶	0.4	-9.3	39.0	
L5/0~0.1	弗拉斯阶	0.3	-9.4	39.3	
L4/1.0~1.25	弗拉斯阶	-0.1	-9.5	38.5	
L4/0.8~0.9	弗拉斯阶	-0.2	-9.2	38.3	
L4/0.4~0.6	弗拉斯阶	-0.8	-9.1	37.9	
L4/0~0.2	弗拉斯阶	-2.2	-8.9	37.8	
L3/0.0	弗拉斯阶	-0.5	-8.7	37.2	

以 -3‰ (SMOW) 为当时古海洋的 $\delta^{18}O$ 值进行计算 (McLaren et al., 1990), $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值与 $\delta^{18}O_{PDB}$ 值的换算公式为 (郑淑惠等, 1986) $\delta_{PDB} = 0.9716 \delta_{SMOW} - 29.94$; 古温度计算所用公式为 (Craig, 1965): $(^{\circ}C) = 16.9 - 4.2(\delta_C - \delta_W) + 0.13(\delta_C - \delta_W)^2$

4 讨论

根据本研究所获得的数据, 其观点为:

(1) 在世界其他地区的 Fr/Fa 界线研究中, 亦发现了从弗拉斯阶—法门阶 $\delta^{13}C$ 值增加的现象, 分别表现在沉积有机质 (Nicholas et al., 1991) 碳酸盐岩 (Bai et al., 1994), 及腕足动物壳体 (Nicholas et al., 1991; Joachimiski, 1997) 等 3 种物质的同位素组成方面。表明在晚泥盆世弗拉斯期—法门期之交发生的地质事件波及范围很广, 强度也相当大。

虽然这种地质时期极短时间内所发生的大范围无机与有机界的 $\delta^{13}C$ 值正向波动原因尚无可靠的解释 (Joachimiski et al., 1993), 但是可以肯定那是一次 (或短期内数次) 极为强烈的非常事件。而且, 这次事件所造成的全球性的同位素波动, 可以成为大区域乃至全球范围地层对比的明显、精确而可靠的标志。

(2) 我国湖南中部地区保存基本完好的弓石燕类化石壳体内部的 C、O 同位素组成与采自北美大陆同时期的弓石燕类壳体内 $\delta^{13}C$ 值与 $\delta^{18}O$ 值十分接近 (Joachimiski, 1997), 这一结果也意味着, 我国湘中地区晚泥盆世弗拉斯期—法门期的古海水与北美地区同时期的海洋之间存在着某种联系, 或应处在

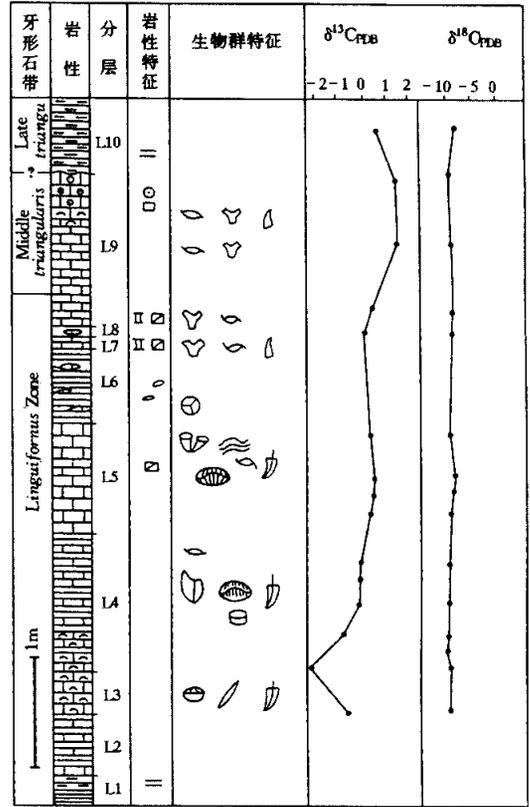


图 3 湘中锡矿山剖面弗拉斯—法门阶 (Fr/Fa) 界线沉积环境及腕足动物壳体 C、O 同位素组成地层剖面图
Fig. 3 Sedimentary environment and carbon and oxygen compositions on the Xikuangshan Fr/Fa boundary section, South China

相同的纬度区间, 或者两大区域之间存在十分畅通的海水通道。

(3) 由于保存完好的腕足动物壳体内基本保存了原始的 O 同位素组成, 因此可以用来推算生物生活时期古海洋的温度变化。湘中锡矿山剖面弓石燕壳内的 $\delta^{18}O$ 值从弗拉斯末期至法门期出现了小幅度的增加现象, 根据碳酸岩内同位素组成古温度计的原理, 应该是海洋水体温度下降的标志。而且, 这次降温事件始于湘中剖面的第 5 层顶部, 即生物地层学划分出的 Fr/Fa 界线之下。这也是符合自然界中先发生环境变化, 然后发生生物集群绝灭的规律的。需要指出的是, 在第 6 及第 7 层中仅发现了残破的弓石燕类壳体和小嘴贝类, 为了保证稳定同位素分析的可靠性并尽量避免可能的生命效应, 没有获得这两层的 O、C 同位素数据, 有待于以后弥补。

为进行更为精确地计算, 根据上述推断, 可取美

洲阿巴拉阡盆地中泥盆世古海洋的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值 (-3‰ ; McLaren et al., 1990)。计算结果如表 1 所示(郑淑惠等, 1986)。虽然所得出的推算值超出了现代生物生存环境条件,但考虑到古海洋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值亦是建立在推算基础上的,而且,本研究中所用样品为保存完好的同一属腕足动物,因此可以认为,这些计算温度应能反映当时的古海水温度波动趋势。

通过研究认为:在晚泥盆世,从弗拉斯末期至法门期,我国华南地区古海洋发生了降温事件。

文中计算机绘图由中国石油勘探开发研究院李选完成,特此致谢。

参考文献

马学平,白顺良. 1996. 湘中底栖相泥盆纪弗拉斯—法门阶生物绝灭特征及原因. 岩石圈地质科学,北京:地震出版社(4):76~85.
 郑淑惠,郑斯成,莫志超. 1986. 稳定同位素地球化学分析. 北京:北京大学出版社,410~415.
 Claeys P and Casier J G. 1994. Microtektite-like impact glass associated with the Frasnian - Famennian boundary mass extinction. Earth Planetary Science Letter, 122:303~315.
 Claeys P, Casier J G and Margolis S V. 1992. Microtektites and mass extinctions: evidence for a Late Devonian asteroid impact. Science, 257:1102~1104.
 Caputo M V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology, 51:291~317.
 Copper P. 1998. Evaluating the Frasnian - Famennian mass extinction: Comparing brachiopod faunas. Acta Palaeontologica Polonica 43(2):137~154.

Hou H F, Yan Z and Zhou H L. 1992. Biological, sedimentologica and geochemical events across the Frasnian - Famennian boundary in the Luoxiu of Guangxi, South China. Field Trip Guidebook, International Symposium on Devonian System and Its Economic Oil and Mineral Resources, Guilin.
 House M R. 1985. Correlation of mid - Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. Nature, 313:17~22.
 Joachimski M M, Buggisch W. 1993. Anoxic events in the late Frasnian - Causes of the Frasnian - Famennian faunal crisis? Geology, 21, 675~678.
 Joachimski M M. 1997. Comparison of organic and inorganic carbon isotope patterns across the Frasnian - Famennian boundary. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 132, 133~145.
 McGhee G R. 1996. The Late Devonian Mass Extinction—The Frasnian - Famennian Crisis. Columbia University Press, New York. 303.
 McLaren D J and Goodfellow W D. 1990. Geological and biological consequences of giant impacts. Annu. Rev. Earth Planet Science, 18:123~171.
 Nicholas R B and Uwe B. 1991. Environmental and physiological influences on isotopic and shell calcite: Implications for the isotopic evolution of Paleozoic oceans. Chemical Geology (Isotope Geoscience section) 94, 67~78.
 S L Bai, Z Q Bai X P Ma and D R Wang et al. 1994. Devonian Events and Biostratigraphy of South China. Peking University Press. 78~112.
 Tien C C. 1938. Devonian Brachiopoda of Hunan, Palaeontologia Sinica. New Series B.(4):147.
 Wang K. 1992. Glassy microspherules (microtektites) from an Upper Devonian limestone. Science, 256:263~307.

Isotopic Evidence for the Temperature Change of the Paleo-Ocean between Late Devonian Frasnian Period and Famennian Period in South China

Wang Darui^{1,2)} Ma Xueping³⁾ Dong Aizheng^{1,2)} Zhu Desheng²⁾

(1) Key Laboratory of Petroleum Geochemistry, China National Petroleum Corporation, Beijing;

2) Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Petro-China, Beijing;

3) Department of Geology, Peking University, Beijing)

Abstract The shallow platform sedimentary facies is well-developed along the Laojiangchong section in Xikuangshan mine, Lengshuijiang area, Hunan Province, which includes the well-known Upper Devonian Frasnian-Famennian (Fr/Fa) boundary. Long period of field studies and researches led the authors to reveal the palaeontology as well as sedimentary associations and characteristics. The shells of brachiopod *Cyrospirifer vernemili* were analysed isotopically and by SEM in this study. The carbon and oxygen isotopic analyses ($\delta^{18}\text{O}: -8.4\text{‰} \sim -9.6\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}: -2.2\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$) show an abnormal shift around the boundary of Fr/Fa in South China, which can serve as a standard of regional stratigraphic correlation. Depending on the calculation of oxygen isotopes within the well preserved brachiopods, the authors drew the inference about temperature decreasing from late Frasnian to early Famennian.

Key words Late Devonian Frasnian-Famennian stage stable isotope composition paleotemperature