

华南 Pc-C 过渡期深水相剖面的碳、氧同位素记录

潘家永^{1 2)} 马东升¹⁾ 曹双林^{1 2)} 夏 菲^{1 2)} 陈少华²⁾ 吴 凯¹⁾

1) 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093 ;

2) 东华理工学院, 江西 抚州 344000

摘 要 本文对湘西三岔、杆子坪与贵州织金 3 个震旦纪—早寒武世深水相剖面进行了系统的碳氧同位素研究, 研究表明, 这 3 个剖面下寒武统底部都出现明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移。其 $\delta^{13}\text{C}$ 在剖面上的变化规律与全球浅海相碳酸盐剖面相似。这可能是下寒武统海洋生物产率的降低而导致沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移。

关键词 碳同位素 深水相 黑色岩系 华南

Carbon and Oxygen Isotopic Records from the Deep-Water Facies Sections of the Precambrian-Cambrian Transitional Period

PAN Jiayong^{1 2)} MA Dongsheng¹⁾ CAO Shuanglin^{1 2)} XIA Fei^{1 2)} CHEN Shaohua²⁾ WU Kai¹⁾

1) State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu, 210093 ;

2) East China Institute of Technology, Fuzhou, Jiangxi, 344000

Abstract Carbon and oxygen isotopic records from three deep-water facies sections (Sancha, Ganziping and Zijin) of the Precambrian-Cambrian transitional period in South China were studied in this paper. It is shown that there exist clear negative $\delta^{13}\text{C}$ anomalies at the bottom of Early Cambrian strata in the three deep-water facies sections, whose characteristics are similar to those of shallow-water facies sections all over the world. The negative $\delta^{13}\text{C}$ shift at the bottom of Early Cambrian might have been caused by decrease of bio-productivity.

Key words carbon isotope deep-water facies black rocks South China

元古宙末期向寒武纪转化期间, 在短短的几百万年内, 埃迪科拉生物群就被突然出现的大量后生动物门类所取代, 发生了古生物学界所称的“寒武纪生命大爆炸”。近年来, 国际地学界从古生物、地球化学、构造地质学等各个角度, 针对这一巨大地质变革的原因, 开展了跨学科的综合研究, 形成了当前地球系统演化研究的国际前沿和热点 (Richard, 1998; Jenkins 等, 1998; Leather 等, 2002)。

世界各地末元古系至寒武系浅海相碳酸盐剖面的碳、氧同位素特征已被许多学者研究过, 其中包括西伯利亚地台 (Magaritz 等, 1986, 1991)、摩洛哥 (Tucker, 1986)、小喜马拉雅 (Aharon, 1987)、东格陵兰 (Knoll 等, 1986)、纳米比亚 (Kaufman 等, 1986)、伊朗和纽芬兰 (Braisier 等, 1990, 1992) 及中国 (Braisier 等, 1990; 许靖华等, 1986; 杨杰东等, 2000; 周传明等, 1997) 等地区的末元古系至寒武系剖面的碳、

氧同位素组成。研究表明, 寒武系底部出现明显的碳同位素负漂移。

华南震旦纪至早寒武世发育有完整的层序, 既有浅海碳酸盐沉积, 也有深水或斜坡相硅质岩-黑色页岩沉积。由于浅海相主要是碳酸盐沉积, 有关其碳酸盐岩的碳、氧同位素组成开展了大量研究 (Braisier 等, 1990; 许靖华等, 1986; 杨杰东等, 2000; 周传明等, 1997); 然而深水或斜坡相硅质岩-黑色页岩中沉积碳酸盐含量很低, 有关深水相剖面的碳、氧同位素组成研究很少。本文对湘西三岔、杆子坪及贵州织金 3 个深水相剖面开展了系统的碳、氧同位素研究。

1 地质背景

早寒武世早期, 在华南沿扬子地台东南缘沉积了一套以页岩、泥岩和硅质岩为主的深水相黑色岩

系,其分布范围西起云、贵、川,东至苏、浙、皖,总面积超过 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Fan, 1994; Steiner, 2001)。

本文研究剖面为湘西的三岔剖面与杆子坪剖面、贵州的织金剖面。三岔剖面与杆子坪剖面位于湖南张家界市,两剖面相距约 15 km,这两条剖面的岩性从上到下具有相似的变化特征,即剖面下寒武

统牛蹄塘组黑色岩系不整合于震旦系灯影组白云岩之上,下寒武系牛蹄塘组黑色岩系发育较完整,其岩性分为两部分:下部为含磷硅质岩-硫化物金属富集层-硅质页岩组合;上部为碳质页岩-碳质泥岩组合(图 1)。Steiner 等(2001)系统描述了三岔剖面的岩性特征与生物化石特征。

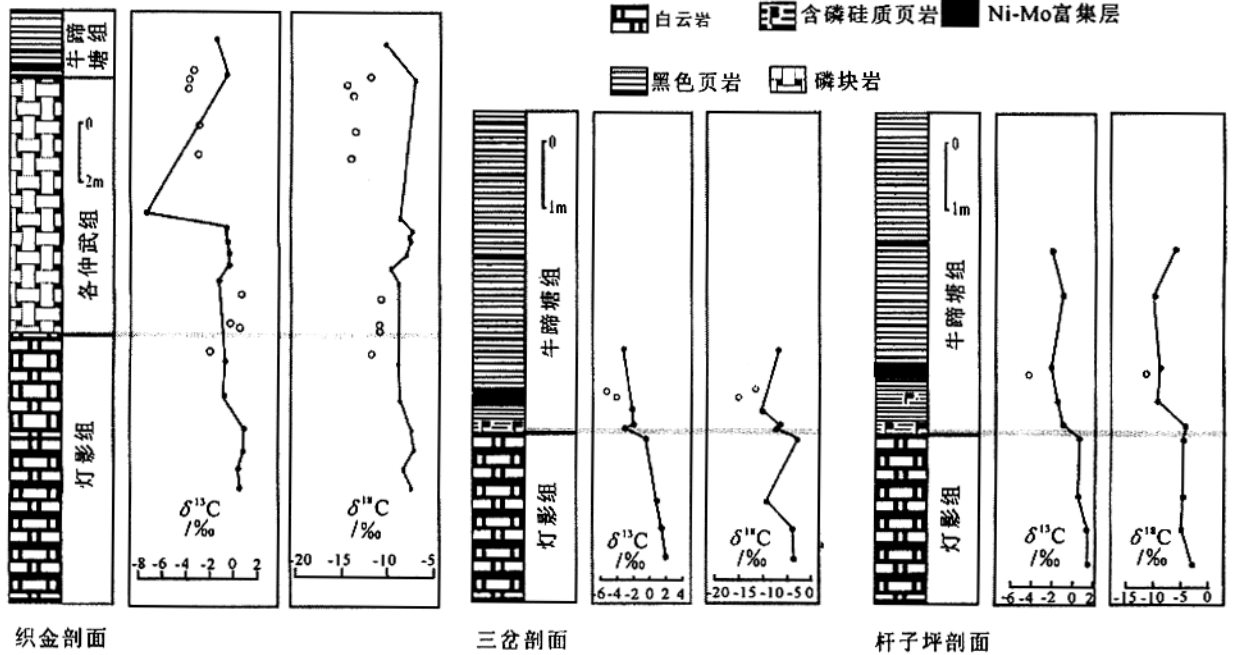


图 1 三岔、杆子坪、织金等剖面碳、氧同位素组成

Fig. 1 Carbon and oxygen isotope compositions from the Sancha, Ganziping and Zijin sections
空心点代表受到成矿作用或成岩作用影响的样品

织金剖面位于贵州织金县,该剖面因在寒武系底部磷块岩中发现大量小壳化石而著名(Zhu, 2001),该剖面下寒武统分为 2 部分,下部为磷块岩,实测厚度 8.7 m,直接覆盖在灯影组白云岩上,上部为黑色岩系,实测厚度 4 m。Zhu 等(2001)对该剖面的岩性特征及古生物化石特征进行了系统的描述。

2 分析方法与结果

研究样品全部采自当地开采磷矿或 Ni-Mo 矿的剖面,剖面地层露头连续,岩石新鲜。采样时尽量取新鲜岩样,震旦系—寒武系界限附近加密取样。

选取新鲜岩石样品磨成小于 200 目的粉末,称取一定量的岩石粉末样品(白云岩称 20 mg,磷块岩称 60 mg,黑色页岩与硅质岩称 200 mg)在烘箱中烘干,然后在真空系统中与 100% 的正磷酸反应 24 h (50 ℃)。获得的 CO₂ 气体在 MAT-252 质谱仪上测试其碳、氧同位素组成,测试精度小于等于 0.2‰。由于黑色页岩与硅质岩中碳酸盐含量很低(往往小

于 1%) 在 MAT-252 质谱仪上测定时用小体积进样(信号可以提高 50 倍)来测试。

为了判断样品的碳、氧同位素组成是否遭受过沉积期后的变化,对部分样品做了 Mn、Sr 含量及微量元素与稀土元素测定。将新鲜岩石样品粉碎至 200 目以下,准确称取 50 mg 放入洗净并风干的 Teflon 溶样罐进行溶样。加入 1 mL HF 后加热至 150 ℃ 蒸干,以除去样品中的硅;接着加入 1.0 mL HF 和 0.6 mL HNO₃,把 Teflon 溶样罐置于钢套内,加热至 190 ℃,并保持温度 96 h 以上(适当延长时间使样品中有机碳充分溶解)。然后,打开溶样罐,让溶液蒸发至乳滴状,以便除去样品中过量的 HF。再加入 1 mL 浓硝酸并加热蒸发至乳滴状(重复此过程两次)。继续加入 1.6 mL HNO₃ 后,在 140 ℃ 条件下保温 3~5 h。冷却后将样品溶液转移到 50 mL 的离心管中,最后在离心管中加入 1 mL 500×10^{-9} 的 Rb 内标,稀释至 50 mL 刻度,搅拌均匀放入 ICP-MS 进样器进行测试,测试误差在 5% 以内。

上述整个分析测试过程在南京大学内生金属成

矿机制国家重点实验室完成。所有样品的稳定同位素组成与 Mn/Sr 比值结果见图 1 与图 2。

3 讨论

3.1 成岩作用对碳、氧同位素的影响

岩石样品是否能保留了原始碳、氧同位素组成而没有受到后期成岩作用的影响?主要的判断方法有 4 点(Kaufman 等,1995 ;Oing 等,1994 ;Williams, 1988)。① 样品有无重结晶,样品中有无后期脉或后期胶结物;② Mn/Sr 比值,沉积期后,特别是受大气水循环的影响,碳酸盐岩将发生 Sr 的损失和 Mn

的加入,一般认为 Mn/Sr 小于 10 的碳酸盐岩,通常保留了原始碳酸盐岩的碳同位素组成;③ 样品的氧同位素组成,碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 数值将受沉积期后大气和热水流体的影响而明显降低,所以一般认为 $\delta^{18}\text{O}$ 大小 -10‰ 的数据才能使用;④ $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 是否具有正相关关系:一般认为受成岩作用影响的样品其 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 之间具有明显的正相关关系。

所测试大部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 大于 -10‰ ,Mn/Sr 小于 10, $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 之间相关性不明显(图 2),说明这些样品保留了原始的碳、氧同位素组成。也有部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 小于 -10‰ ,这些样品是:① Ni-Mo 富

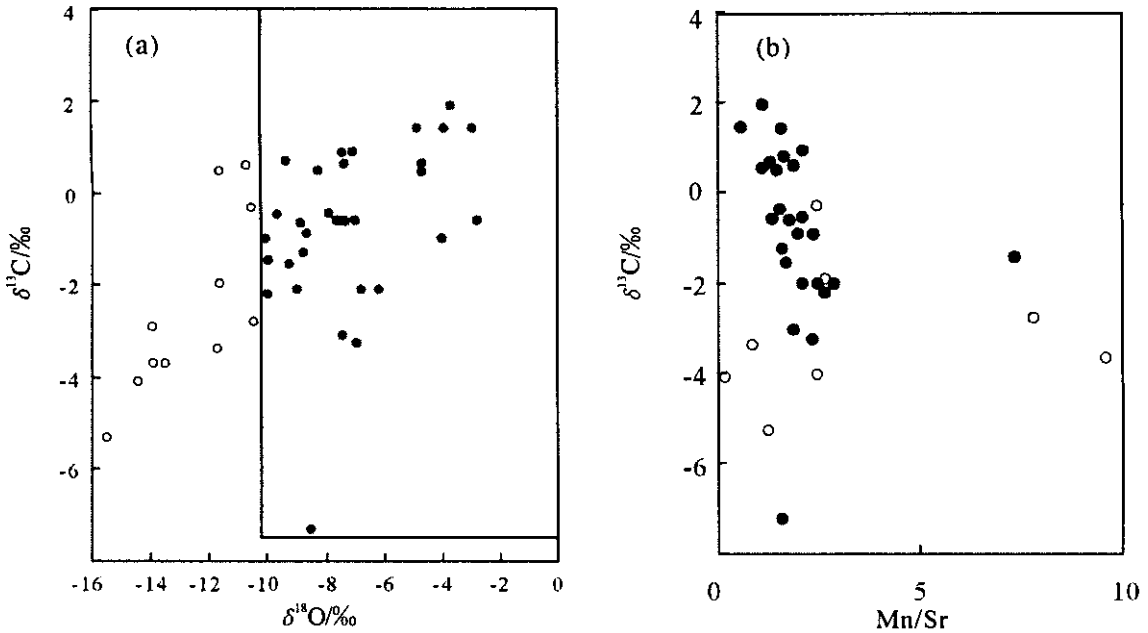


图 2 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ (a) 及 Mn/Sr (b) 关系图

Fig. 2 $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ diagram (a) and $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr diagram (b)

实心点代表没有受成岩作用影响的样品,空心点代表受成岩或成矿作用影响的样品

集层样品,Ni-Mo 矿层是热水沉积作用的产物(Steiner 2001 ;Lott,1999),其中的碳酸盐可能受热水作用的影响而使碳、氧同位素明显变负;② 织金剖面的部分磷块岩样品,这些样品的磷块岩是粒状磷块岩,重结晶明显,可能受成岩作用影响而使氧同位素明显降低。

3.2 碳同位素组成在剖面上的变化规律

在此讨论碳同位素变化规律时排除了受成岩作用或成矿作用影响的 $\delta^{18}\text{O}$ 小于 -10‰ 的样品。三岔剖面与杆子坪剖面岩性相似,其碳同位素组成在剖面上的变化规律也相似。灯影组白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ ($-1.0\text{‰} \sim 1.9\text{‰}$) 明显比牛蹄塘组黑色岩系的 $\delta^{13}\text{C}$ ($-1.6\text{‰} \sim -3.3\text{‰}$) 高(图 1)。

织金剖面灯影组白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为 $-0.9\text{‰} \sim 0.9\text{‰}$,从下部的正值($0.6\text{‰} \sim 0.9\text{‰}$)到

震旦系—寒武系界限附近的负值($-0.9\text{‰} \sim -0.7\text{‰}$);各仲武组磷块岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 都为负值($-7.3\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$);牛蹄塘组黑色岩系的碳同位素组成也为负值($-1.5\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$)。

全球元古系末至寒武系浅海相剖面寒武系底部出现明显的碳同位素负漂移(Magaritz,1986,1991;Tucker,1986;Aharon,1987;Knoll 等,1986;Kaufman 等,1986;Braiser 等,1990,1992;许靖华等,1986;杨杰东等,2000;周传明等,1997)。同样,本文研究的三岔、杆子坪、织金 3 个深水相剖面下寒武统底部都出现明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 的负漂移。

在影响海相碳酸盐岩碳同位素的众多因素中,有机碳埋藏速度是最重要的因素。当有大量有机碳快速埋藏时,由于有机碳中往往富集 ^{12}C 从而使自然界碳库以及与之平衡的海水中无机碳的 ^{13}C 富

集 相应沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 发生正向漂移。而有机碳的埋藏又主要受当时的生物产率与氧化还原环境的影响。寒武系底部出现明显的碳同位素负漂移,可能是海洋分层海水的搅动,厌氧的底水与表层海水的混合,就象 Hsu 等称的“死却难海”,这些事件可能引起了当时海洋生物产率的降低而导致沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移(许靖华等,1986;杨杰东等,2000;Hsu 等,1985)。

参考文献

许靖华 奥伯亨斯利 高计元等. 1986. 寒武纪生物爆发前的死却难海洋. 地球科学 (1):1~6.

杨杰东 张俊明 陶仙聪等. 2000. 末元古系-寒武系底 Sr、C 同位素对比. 高校地质学报 4(4):532~545.

周传明 张俊明 李国强等. 1997. 云南永善肖滩早寒武世早期碳氧同位素记录. 地质学报 33(2):201~211.

Richard A K. 1998. Did an Ancient Deep Freeze Nearly Doom Life? Science 281:5381.

Jenkins G S, Scotese C R. 1998. An Early Snowball Earth? Science, 282:1643.

Leather J, Allen P A, Brasier M D et al. 2002. Neoproterozoic snowball earth under scrutiny: Evidence from the Fiq glaciation of Oman. Geology 30(10):891~894.

Magaritz M, Holser W T, Kirschvink J L. 1986. Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. Nature 319:258~259.

Magaritz M, Kirschvink J L, Latharm A J et al. 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlations for Vendian and Tommotion time between Siberia and Morocco. Geology, 19:847~850.

Tucker M E. 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. Nature 319:48~50.

Aharon P, Schidlowski M, Singh I B. 1987. Chronostratigraphic carbon isotope record of the Lesser Himalaya. Nature, 327:699~702.

Knoll A H, Hayes J M, Kaufman A J et al. 1986. Secular variations in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. Nature 321:832~838.

Kaufman A J, Hayes J M, Knoll A H et al. 1991. Isotopic compositions in Nambia: Stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. Precambrian Research, 49:301~327.

Braiser M D, Anderson M M, Corfield R M et al. 1992. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of early Cambrian carbonates in southeastern Newfoundland and England. Geo. Mag., 129:265~279.

Braiser M D, Magaritz M, Corfield R M et al. 1990. The carbon-and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. Geol. Mag., 127:319~332.

Fan D. 1984. The lower Cambrian black shale series and the iridium anomaly in south China. In: Developments in geosciences, Beijing: Science Press, 215~224.

Steiner M et al. 2001. Submarine-hydrothermal exhalative ore layers in black shales from South China and associated fossils—insights into a Lower Cambrian facies and bio-evolution. Palaeos., 169:165~191.

Zhu M Y et al. 2001. Sinian-Cambrian boundary stratigraphy at Gezhongwu, Zhi Jin Country, Guizhou province, China: phosphorite and small shelly fossils. Palaeoword, 13:209.

Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Res., 73:27~49.

Oing Hairong, Veizer J. 1994. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implications for coeval seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(20):4429~4442.

Williams D F. 1988. Isotope chronostratigraphy: theory and methods. California: Academic Press 39~68.

Lott D A et al. 1999. Sedimentary exhalative Nickel-Molybdenum ores in south China. Econ. Geol., 94:1051~1066.

Hsu K J, Oberhansli, Gao J Y et al. 1985. “Strangelove” ocean before the Cambrian explosion. Nature, 316:809~811.