

贵州瓮安陡山沱组剖面碳同位素生物地球化学研究

郭庆军¹, 刘丛强¹, Harald Strauss²,
Tatiana Goldberg², 杨卫东¹

1. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;
2. Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Münster,
Corrensstrasse 24, 48149 Münster, Germany

【摘要】 在对扬子地台贵州瓮安陡山沱组剖面干酪根碳同位素组成进行分析后发现其变化显示了一定的规律性。碳同位素规律变化反映了最初的沉积信息,特别是有机质埋藏量的变化。获得的陡山沱期沉积岩中碳同位素组成研究结果初步反映了震旦-寒武交变期沉积环境的面貌;碳同位素组成变化规律可以用于反映扬子地台沉积层序和世界同期地层全球碳循环的对比和参考。为扬子区陡山沱期环境变化和生物演化提供了证据。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ 值在 -32.3‰ 和 -24.5‰ (PDB)间漂移与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在 -4.9‰ 和 3.6‰ (PDB)间的变化,反映了当时海水的碳同位素组成。无机和有机碳同位素组成之差的 $\Delta\delta_{\text{org-carb}}$ 值沿剖面不断变化,是由于沉积有机质中有促进发酵功能的细菌数量比例变化所致。

【关键词】 瓮安;震旦-寒武交变期;陡山沱组;瓮安生物群;成磷事件;碳酸盐岩和干酪根碳同位素组成

中图分类号:P593 文献标识码:A

文章编号:1001-6872(2005)02-0075-06

0 引言

由于一系列的地质事件出现在震旦-寒武交变期,如晚震旦世的“帽”碳酸盐岩沉积、瓮安生物群繁盛、成磷事件、寒武纪的生物大爆发事件等,使该时期成为地学研究的热点之一。尽管许多中外学者已

对陡山沱期边界地层开展过相关地质研究,并已取得很大的成绩^[1-3],但是这些研究主要集中在地层学、沉积学和古生物学等方面,而对这一时期的地层生物地球化学研究工作开展较少^[4-11],特别是在有机碳同位素方面还没有进行系统的研究。在前寒武纪-寒武纪地质研究中,沉积干酪根和共生碳酸盐的稳定碳同位素分析($\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)^[15-20]是一个

收稿日期:2005-01-27; 改回日期:2005-03-12

基金项目:国家自然科学基金(批准号:40303001)

作者简介:郭庆军,男,30岁,副研究员(博士),地球化学专业,研究方向:环境地球化学和同位素地球化学。

极为有用的方法,它能有效反映不同环境中生物组合在利用 CO_2 过程中,碳同位素分异程度的差异,从而反映生物群落兴衰与古环境的变迁;获得有关的生物演化和环境变化等方面的重要信息,也为地层划分提供可靠的依据。此外,通过干酪根和共生碳酸盐稳定碳同位素数据的结合分析,还可起到相互校验的作用。

在黔中、鄂西等地,震旦纪陡山沱组磷块岩构成了超大型的磷矿床,它们代表了地球历史中最早出现的重要成磷事件,瓮安生物群就产于贵州省瓮安县震旦系陡山沱组磷矿层中(图 1)。这些磷矿层中沉积的干酪根与共生碳酸盐的碳同位素组成,与这一时期主要地质事件之间有着内在的联系。

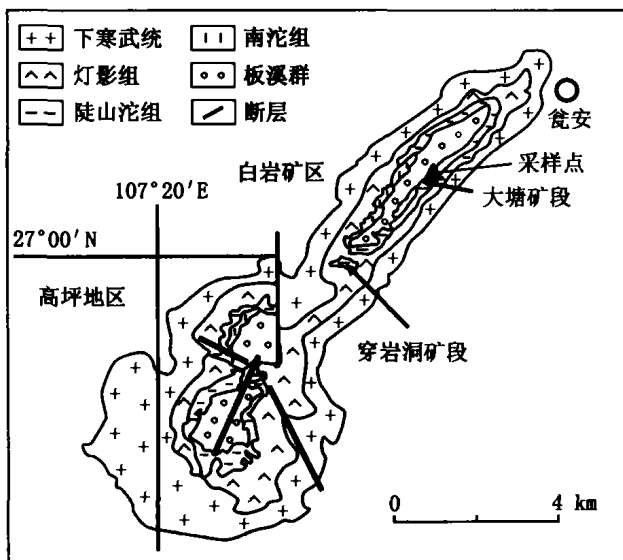


图 1 瓮安磷矿交通地质图(据 Zhang Yun, Yuan Xun-lai, 1992 修改)

Fig. 1 Traffic geological sketch map of Weng'an Phosphorites Deposit (modified from Hang, Yuan, 1992)

1 样品与方法

从贵州瓮安县陡山沱组中系统采集样品 31 块,取样地区的基本地质状况及取样位置见图 1。

1.1 干酪根碳同位素组成分析

1.1.1 干酪根提取与净化 样品中干酪根提取主要参考刘德汉等(1995)^[21]的方法,具体步骤如下:(1)将浓度为 18% 盐酸缓慢加入装有岩石粉末(200 目)的聚四氟乙烯瓶中,60 C~70 C 水浴加热 4 h,并不断搅拌溶液,清洗并离心样品 4 次。碳酸盐质样品重复以上程序一次;(2)分别将盐酸(18%)和氢氟酸(40%)缓慢加入样品残留物中,60 C~70 C 水浴中加热 4 小时,并不断搅拌溶液,清洗并离心样品 4 次;(3)重复步骤(2),60 C~70 C 水浴中加热 8

h;(4)重复步骤(1),反复清洗离心溶液,直至溶液的 pH 值为 7;(5)分离重矿物(如黄铁矿)后将剩余有机质烘干,即可获得较纯的干酪根;(6)同位素分析之前,干酪根用 $\text{CH}_3\text{OH}/\text{CH}_2\text{Cl}_2$ 抽提一周以除去表面吸附的有机质。

1.1.2 干酪根碳同位素组成的测定 干酪根碳同位素组成的提取和测定在中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室进行,采用连续流(EA-ConFlo-IRMS)进行测定。实验数据以 PDB 为标准,测定精度为 $\pm 0.1\%$ 。

1.2 共生碳酸盐碳同位素组成分析

共生碳酸盐样品的 CO_2 获取采用修改后的饱和磷酸法^[22~23]。将净化后的样品在不同的时间和温度(白云岩样品:50 C/24 h 或 75 C/16 h;其他样品:在 75 C/24 h)条件下与 100% 饱和磷酸反应生成 CO_2 气体,然后经过液氮冷阱等真空系统收集纯化,并使用 MAT 252 气体同位素比值质谱仪测定。实验过程中使用 GBW 04406 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = -10.85\% \pm 0.05\%$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} = -12.40\% \pm 0.15\%$) 作为质量控制标准。实验数据的测定精度均为 $\pm 0.1\%$;实验数据以 PDB 为标准。无机碳样品碳同位素组成的前处理和分析主要在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室进行。

1.3 原岩 Mn, Sr 质量分数及干酪根 H/C 原子比的测定

具体方法如下:(1)将 10% 盐酸溶液加入岩石粉末中,溶解样品;(2)过滤不溶的部分,留下上清液;(3)使用原子吸收法测定 Mn 和 Sr 含量。

干酪根 H/C 原子比(如表 1)采用德国 Heraeus CHN O 元素快速分析仪测定。实验数据的测定精度为 $\pm 0.15\%$ 。元素含量分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室分析中心进行,分析误差低于 5%。

2 结果与数据评价

2.1 分析结果

干酪根与共生碳酸盐碳同位素组成及其他分析结果列于表 1。干酪根碳同位素组成在 -24.5% 和 -35.6% 间变化;共生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 -4.9% 变化到 3.6% ,相对应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值主要分布在 -1.0% 和 -5.0% 之间;干酪根的 H/C 原子比值在 0.45 和 1.76 间分布。 $\Delta\delta_{\text{org-carb}}$ ($\Delta\delta_{\text{org-carb}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$) 在 20.6% 和 32.5% 间变化。大多数样品的 Mn/Sr 比值低于 5。

表1 贵州瓮安陡山沱组剖面样品地球化学特征

Table 1 Analytical results for sediments from the Doushantuo Formation of Weng'an section, Guizhou Province

样品	地层单元	岩性	深度/m	$\delta^{13}C_{ker}/\text{‰}$, PDB	$\delta^{13}C_{carb}/\text{‰}$, PDB	$\Delta\delta$	$\delta^{18}O_{carb}/\text{‰}$, PDB	Mn/Sr	H/C 原子比
Wen501	南沱组	冰碛岩	0.07					2	1.76
Wen504	南沱组	冰碛岩	1	-35.6				6	
Wen504-1	南沱组	冰碛岩	2	-34.3				5	
Wen507	陡山沱组	白云岩	3.45	-26.3	-2.3		-4.6	21.1	1.46
Wen508	陡山沱组	白云岩	4		-2	24.1	-5.6	7.9	
Wen510	陡山沱组	粉砂质白云岩	4.8	-27	-2.3	24.7	-6	13.8	1.54
Wen511	陡山沱组	泥岩	5		-2.3		-2.3	1.2	
Wen512	陡山沱组	泥岩	5.1	-25.5	-4.9	20.6	-13.8	0.1	
Wen512-1	陡山沱组	泥岩	5.2						
Wen513	陡山沱组	白云岩	6.2		-2.6		-7.2	45	
Wen514	陡山沱组	Mn-白云岩	9.9	-26.5	-2.1	24.5	-5.4	16.7	1.76
Wen515	陡山沱组	白云岩	10.65		-1.1		-5.1	26	
Wen516	陡山沱组	Mn-白云岩	15.95	-27.8	-2.8	25	-7.2		1.12
Wen518	陡山沱组	黑色硅质岩	16.75		-0.7		-4.1	21.7	
Wen519	陡山沱组	黑色硅质岩	17.15	-30.5	-3.5	27	-10.1	0.7	0.58
Wen520	陡山沱组	粉砂岩	19.47	-24.5	-0.1	24.4	-3.9	7.5	
Wen521	陡山沱组	粉砂岩	20.29	-25.1	-1.5	23.6	-6.8	3.1	
Wen522	陡山沱组	粉砂岩	20.59	-25.5	-1.1	24.4	-4.8	11	
Wen522-1	陡山沱组	粉砂岩	20.97	-26.5	-1.4	25.1	-4.7	4.9	
Wen523	陡山沱组	白云岩	21.37	-26.2	-0.9	25.2	-4.4	2	0.78
Wen524	陡山沱组	白云岩	21.67	-25.8	-1.2	24.6	-3.7	2.5	0.74
Wen525	陡山沱组	粘土岩	22.07	-32	-0.4	31.6	-4.3	6.2	
Wen534	陡山沱组	白云岩	36.67	-28.9	3.6	32.5	-1.3	4.5	0.59
Wen533	陡山沱组	白色硅质岩	37.47						
Wen532	陡山沱组	磷质硅质岩	38.97	-31.4	-3.4	28	-10.6	0.14	
Wen531	陡山沱组	磷质白云岩	39.97	-31.3	-3.2	28.1	-11.4	0.17	0.45
Wen530	陡山沱组	磷质白云岩	41.67	-30.4	0.59	30.9	-3	0.6	0.87
Wen529	陡山沱组	磷质白云岩	43.67	-32.3	2.1	34.3	-1.6	0.9	0.53
Wen526	陡山沱组	磷块岩	46.17		2.6		-1.2	2.9	
Wen527	陡山沱组	磷质白云岩	46.97	-29.2	2.3	31.5	-1.3	1.4	0.7
Wen528	陡山沱组	磷质白云岩	46.67	-28.9	-0.2	28.8	-5.2	0.28	0.76

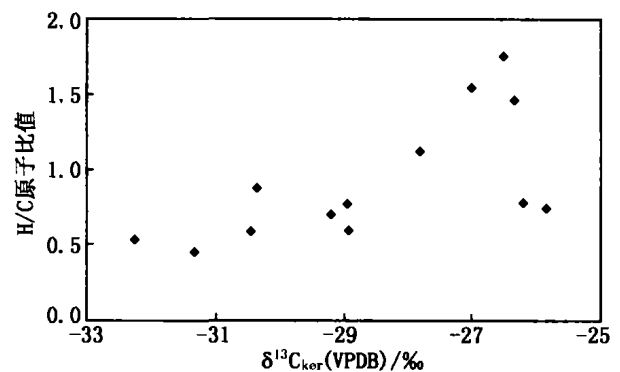
注:同位素分析由中国科学院地球化学研究所环境地球国家重点实验室完成; $w(\text{Mn})$ 、 $w(\text{Sr})$ 及原子比由中国科学院地球化学研究所地化学开放重点实验室分析中心完成

2.2 有机质样品的可靠性评价

保存于古老地层中的沉积有机质一般经历了两个重要过程:生物降解作用和热成熟作用。它们可能改变沉积有机质初始碳同位素组成^[24,25]。由于干酪根是耐降解大分子选择保存的结果,所以细菌对于光合作用所产生的有机质二次降解作用,对于干酪根主体没有太大的影响。沉积有机质的热成熟作用可能导致最初保存于这些古老有机质中生物地球化学信息的损失^[24,25]。因此,评价沉积有机质的保存程度,对有机质碳同位素组成的解释至关重要。干酪根H/C原子比是评价干酪根保存程度的重要指标之一。研究表明,H/C原子比值较大的样品, $\delta^{13}C_{ker}$ 受到后期成熟作用的影响较小。相反,则影响较大,并会导致 $\delta^{13}C_{ker}$ 重化^[21,26]。瓮安磷矿剖面样品的H/C原子比基本大于0.5,表明样品受后期作用的影响较小(表1)。从同一样品H/C原子比与 $\delta^{13}C_{ker}$ 值的对比图可以看出 $\delta^{13}C_{ker}$ 具有随着H/C原子比减少而升高的特点(图2),这与热成熟作用对 $\delta^{13}C_{ker}$ 影响相反。因此样品的 $\delta^{13}C_{ker}$ 受热成熟作用的影响较弱。

2.3 碳酸盐样品可靠性评价

样品的Mn/Sr, $\delta^{18}O_{carb}$ 等指标可用于评价碳酸盐样品成岩期后作用和热扰动作用的程度^[27]。如果

图2 H/C原子比值和 $\delta^{13}C_{ker}$ 值对应图Fig. 2 Plot of H/C atomic ratios of isolated kerogen and corresponding $\delta^{13}C_{ker}$ values

样品的Mn/Sr <10 , $\delta^{18}O_{carb}>-10.0\text{‰}$,表明样品未受成岩后期作用和热扰动作用的影响,保留了最初 $\delta^{13}C_{carb}$ 的值。

在同一样品 $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{18}O_{carb}$ 值的对比图(图3)中 $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{18}O_{carb}$ 正相关($R^2=0.72$),这可能指示几个样品的碳酸盐岩受到成岩后期作用的影响,这可能与广泛沉积的磷矿有关(Shields *et al*, 2004)。

在瓮安磷矿剖面样品Mn/Sr比值大多小于5(表1);一些样品的 $\delta^{18}O_{carb}$ 在 -5.0‰ 和 -10.0‰ 间变化(表1),说明大多数样品得到较好的保存,碳酸

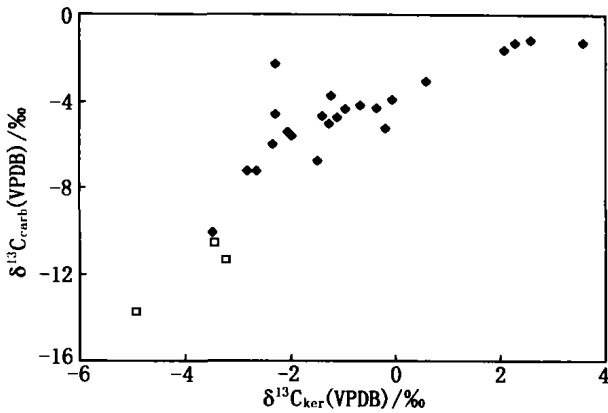


图 3 $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{13}C_{ker}$ 值对应图

Fig. 3 Cross-plot of $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{ker}$

盐样品的碳同位素组成数据是可靠的。

3 讨论与结论

干酪根碳同位素组成在扬子地台瓮安剖面显示了规律的变化(图 4)。从南沱组到陡山沱组下部,瓮安剖面有机碳同位素组成从 -35.0% 上升到 -26% ,而“帽”碳酸盐的无机碳同位素组成较负

($-25.5\% \pm 3\%$), $\Delta\delta_{org-carb}$ 值也较低。碳酸盐 $\delta^{13}C_{carb}$ 值在陡山沱期早期出现短暂负漂移可能由于接近地表的火山去气作用释放出较之现代 350 倍的 CO_2 [32], 导致地球迅速转暖, 地球冰雪融化, 海平面上升, “雪球”转化为“温室”, 地球经历了一个绿色温室阶段 [17, 28~32], 指示冰川结束后, 全球处于比较动荡的阶段, 环境还没有完全复苏, 生物产量较弱, 风化剥蚀和氧化作用较强, 大气的 CO_2 浓度猛增, 并迅速转移到海洋中, 导致了碳酸钙迅速沉降在温暖的温室绿色环境中, 产生了全球的“帽”碳酸盐现象, 海水的碳酸盐岩碳同位素组成较低; 生物量增大, 由于从大气中获得氧气和由于大陆风化速率增加, ^{13}C 进入沉积有机质, 这可能就是干酪根碳同位素组成正飘逸的原因。有机质和还原硫埋藏的增加, 导致上层海水 ^{34}S 的富集 [33]。这可以扬子地台乃至世界其它剖面结果相对比 [5, 7, 9, 10~12, 28~32, 34~37]。蒋干青等 (2003) [37] 提供了陡山沱期早期大量甲烷侵入的证据, 甲烷等氢氧化物的加入可能导致了“帽”碳酸盐碳同位素组成强烈负飘逸 (下降到 -41%)。

由于不同台地环境的生物产率不一样, 特别是磷矿附近地区, 异常繁盛的多门类藻类等生物生存于缓坡地带, 细菌还原作用导致磷酸盐还原, 释放出氧, 使大量的有机质降解, 上升洋流频繁的作用, 携带降解产生的 ^{12}C 迁移, 影响了碳酸盐和磷酸盐沉积区海水碳同位素组成 [29], 这与本区陡山沱早期富磷地层的无机碳同位素组成偏低 (低至 -3.4%) 的结果相符。在陡山沱中期, 部分样品 $\Delta\delta_{org-carb}$ 较高, 可能由于沉积有机质中有促进发酵功能的细菌数量比例增加所致; 在陡山沱中晚期海侵时, 形成一个大的陆表海盆地, 气候温暖, 海水营养丰富, 生物大量繁盛, 瓮安地区处于陆表海盆地中部, 发育多门类生物, 也就形成了瓮安生物群繁盛的阶段, 尽管上升洋流作用使浅海也富集 ^{12}C , 但是由于难于想象的生物繁盛, 使上部的富磷地层沉积岩碳酸盐碳同位素组成仍然出现正值 (0.6% 到 3.6% 间变化) (图 4), 有机碳同位素组成也较正 (-28.9%), 表明此阶段生物的光合作用程度最强, 生物量大, 有机碳埋藏量增大。在瓮安陡山沱末期 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{13}C_{org}$ 出现负漂移, 剖面 $\Delta\delta_{org-carb}$ 明显降低, 可能由于沉积有机质中有促进发酵功能的细菌数量比例减少所致, 也可能由于热水作用减弱, 营养组分补充减少, 环境变化导致陡山沱末期生物数量的急剧减少。

尽管瓮安剖面沉积岩 $\delta^{13}C$ 值并没有高到 7% [28, 34, 10, 12], 这可能是由于瓮安陡山沱期大量磷酸盐沉积特殊性所致, 但是碳同位素组成及其变化规

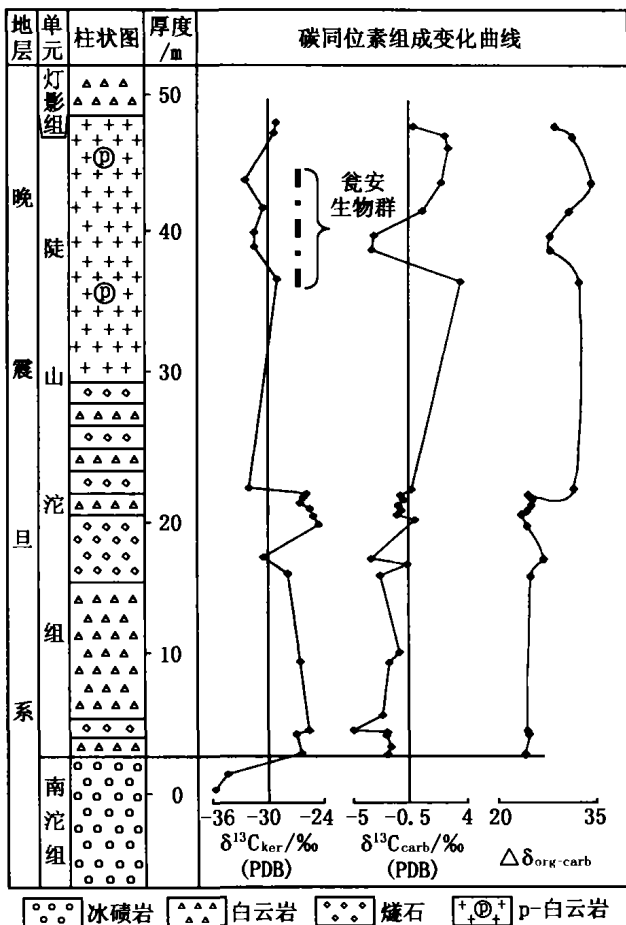


图 4 贵州瓮安陡山沱组剖面岩性和碳同位素组成剖面曲线图

Fig. 4 Profiles of lithology and carbon isotopic composition at the Doushantuo Formation of the Weng'an section

律可与扬子地台结果进行对比。碳酸盐和干酪根碳同位素组成及 $\Delta\delta_{\text{org-carb}}$ 等值的多变性反映了陡山沱期地质事件沉积环境的多变;海底热液作用、甲烷侵入、上升洋流作用、磷矿沉积和生物兴衰成为影响碳同位素组成的重要因素。本研究获得的有关震旦-寒

武交变期陡山沱期沉积岩中碳同位素组成研究结果初步反映了震旦-寒武交变期沉积环境的面貌;碳同位素组成变化规律可以用于反映扬子地台沉积层序和世界同期地层全球碳循环的对比和参考,为理解该时期区域或全球事件提供了信息。

参考文献

- [1] Zhang Y, Yuan X. New data on multicellular thallophytes and fragments of cellular tissues from late Proterozoic phosphate rocks, South China[J]. **Lethaia**, 1992, 25: 1-18.
- [2] Xiao S, Zhang Y, Knoll A H. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite[J]. **Nature**, 1998, 391: 553-558.
- [3] Li C, Chen J, Hua T. Precambrian sponges with cellular structures[J]. **Science**, 1998, 279: 879-882.
- [4] 杨杰东, 薛耀松, 陶仙聪. 中国南方震旦系陡山沱组 Sm-Nd 同位素年龄测定[J]. **科学通报**, 1994, 39(1): 65-68.
- [5] 王宗哲, 杨杰东, 孙卫国. 扬子地台震旦纪海水碳同位素的变化[J]. **高校地质学报**, 1996, 2(1): 112-119.
- [6] 杨卫东, 肖金凯, 于炳松, 等. 滇黔磷块岩沉积学、地球化学与可持续发展战略[M]. 北京: 地质出版社, 1997. 1-106.
- [7] 周传明. 贵州瓮安地区上震旦统碳同位素特征[J]. **地层学杂志**, 1997, 21(2): 124-129.
- [8] 郭庆军, 杨卫东, 刘丛强, 等. 贵州瓮安生物群出现和磷矿形成的沉积地球化学研究[J]. **矿物岩石地球化学通报**, 2003, 22(3): 202-208.
- [9] Li R, Chen J, Zhang S, Lei J, et al. Spatial and temporal variations in carbon and sulfur isotopic compositions of Sinian sedimentary rocks in the Yangtze platform, South China[J]. **Precambrian Res**, 1999b, 97: 59-75.
- [10] Shields G, Kimura H, Yang J, et al. Sulphur isotopic evolution of Neoproterozoic-Cambrian seawater: new francolite-bound sulphate $\delta^{34}\text{S}$ data and a critical appraisal of the existing record[J]. **Chemical Geology**, 2004, 204: 163-182.
- [11] Feng H, Ling H, Jiang S, et al. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and Cenozoic excursions in the post-glacial Neoproterozoic and Early Cambrian interval in Guizhou, South China[J]. **Progress in Natural Science**, 2004, special issue: 154-158.
- [12] Zhang T, Chu X, Zhang Q, et al. Variations of sulfur and carbon isotopes in seawater during the Doushantuo stage in late Neoproterozoic[J]. **Chin Sci Bull**, 2003, 48(13): 1375-1380.
- [13] 陈多福, 陈光谦, 陈先沛. 贵州瓮福新元古代陡山沱期磷矿床铅同位素特征及来源探讨[J]. **地球化学**, 2002, 31(1): 49-54.
- [14] Chen D, Dong W, Qi L, et al. Possible REE constraints on the depositional and diagenetic environment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna[J]. **Chem Geol**, 2003, 201: 103-118.
- [15] Magaritz M. ^{13}C minima follow extinction events: A clue to faunal extinction[J]. **Geology**, 1989, 17: 337-340.
- [16] Kump L R, Arthur M A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter[J]. **Chem Geol**, 1999, 161: 181-198.
- [17] Hayes J M, Strauss H, Kaufman A J. The abundance of ^{13}C in Marine Organic matter and isotopic fractionation in the Global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma[J]. **Chem Geol**, 1999, 161: 103-125.
- [18] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. **Chem Geol**, 1999, 161: 59-88.
- [19] Des Marais D J, Strauss H, Summons R E, et al. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment [J]. **Nature**, 1992, 359: 605-609.
- [20] Des Marais D J. Isotope evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon[J]. **Organic Geochemistry**, 1997, 27(5-6): 185-193.
- [21] 刘德汉, 肖贤明. 干酪根的有机岩石学研究[A]. 傅家谟, 秦匡宗主编. **干酪根地球化学**[C]. 广州: 广东科技出版社, 1995: 27-78.
- [22] McCrea J M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. **J Chem Phys**, 1950, 18: 849-857.
- [23] 郑淑蕙, 郑斯成, 莫志超. **稳定同位素地球化学分析**[M]. 北京: 北京大学出版社, 1986. 1-486.
- [24] Strauss H, Des Marais D J, Hayes J M, et al. Proterozoic organic carbon - its preservation and isotopic record[C]. In: **Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources**, Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1992, 203-211.
- [25] Samuelsson J, Strauss H. Stable isotope geochemistry and paleobiology of the upper Visings? Group (early Neoproterozoic), southern Sweden[J]. **Geol Mag**, 1999, 136: 63-73.
- [26] Hayes J M, Kaplan I R, Wedeking K M. Precambrian organic geochemistry, preservation of the record[A]. In: Schopf J W. **Earth's Earliest Biosphere: its Origin and Evolution**[C]. Princeton: Univ Press Princeton, 1983, 93-134.
- [27] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications[J]. **Precambrian Res**, 1995, 73: 27-49.
- [28] Lambert I B, Walter M R, Zhang W, et al. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform[J]. **Nature**, 1987, 325: 140-142.
- [29] Shen Y, Schidlowski M. New C isotope stratigraphy from southwest China: implications for the placement of the Precambrian-Cambrian boundary on the Yangtze Platform and global correlations[J]. **Geology**, 2000, 28: 623-626.
- [30] Shen Y, Schidlowski M, Chu X. Biogeochemical approach to understanding phosphogenic events of the terminal Proterozoic to Cambrian[J]. **Paleo Paleo Paleo**, 2000, 158: 99-108.
- [31] Shen Y. C-isotope variations and paleoceanographic changes during the late Neoproterozoic on the Yangtze Platform, China[J]. **Precambrian Research**, 2002, 113: 121-133.
- [32] Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic Snowball Earth[J]. **Science**, 1998, 281: 1342-1346.
- [33] 储雪蕾, 封兰英, 陈其英. 贵州开阳晚震旦世磷块岩的硫同位素组成及意义[J]. **科学通报**, 1995, 40(2): 148-150.
- [34] Yang J, Sun W, Wang Z, et al. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? [J] **Precambrian Research**, 1999, 93: 215-233.
- [35] Li R, Lu J, Zhang S, et al. Organic carbon isotopes of the Sinian and Early Cambrian black shales on Yangtze Platform, China[J]. **Sci-**

- ence in China (Series D) , 1999, 42(6):595-603.
- [36] Li R, Chen J, Zhang S, *et al.* Spatial and temporal variations in carbon and sulfur isotopic compositions of Sinian sedimentary rocks in the Yangtze platform, South China[J]. **Precambrian Res.** 1999,97: 59-75.
- [37] Jiang G, Kennedy M J, Christle-Blick N. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates[J]. **Nature.** 2003,426:18-25.

CARBON ISOTOPIC·BIO-GEOCHEMICAL STUDY ON THE SECTION OF DOUSHANTUO FORMATION IN WENG' AN, GUIZHOU PROVINCE

GUO Qing-jun¹, LIU Cong-qiang¹, Harald Strauss²,
Tatiana Goldberg², YANG Wei-dong¹

1. *State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*
2. *Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Münster, Corrensstrasse
24, 48149 Münster, Germany*

Abstract: Secular variations of carbon isotopic composition of organic and carbonate carbon in Doushantuo Formation, which is exposed on the Yangtze Platform at Weng'an, Guizhou Province, south China, were recognized. $\delta^{13}\text{C}$ values for organic matter varied from -33.4% to -26.5% . The carbon isotopic composition for carbonate carbon displayed variations between -4.9% and 3.6% . A change in the isotopic difference ($\Delta\delta_{\text{org-carb}}$) between both isotope records reflected a difference in the proportional contribution of bacterial biomass to the total sedimentary organic matter. In general, the observed changes were considered to be the primary depositional values, notably variations in the burial of organic matter. The study provided new carbonate carbon and organic carbon isotope data and curves during the Doushantuo interval of terminal Neoproterozoic and early Paleozoic age, and reflected variations of sedimentary environment and also offered important correlation and reference for sedimentary sequence and global stratum of the same period. Furthermore, it presented crucial information for completely understanding for territorial and global events.

Key words: Weng'an; Neoproterozoic-Paleozoic interval; Doushantuo Formation; Weng'an biota; phosphogenic event; carbonate and organic carbon isotope excursion