

湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组C同位素变化及成因

周鹏, 张保民, 陈孝红

ZHOU Peng, ZHANG Baomin, CHEN Xiaohong

中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北 武汉 430205

Wuhan Center of Geological Survey, CGS, Wuhan 430205, Hubei, China

摘要:以宜昌樟村坪地区万家沟和白鹭坪2个陡山沱组剖面为研究对象,开展了黄陵背斜北缘浅水沉积区埃迪卡拉系陡山沱组C稳定同位素研究。建立了黄陵背斜北缘陡山沱组C稳定同位素曲线,并识别出4次负漂移(ZN1~ZN4),3次正漂移事件(ZP1~ZP3)。其中3次负漂移可以全球对比,1次负漂移(ZN3)在峡东地区可以显著识别。确认了ZN4与DOUNCE事件的对应关系,且该区缺失峡东典型剖面陡山沱组四段。认为ZN1是全球性甲烷渗漏事件的反映;ZN2是区域性海平面下降的反映,与全球WANCE事件有很好的对应关系,而对应年代值要远比Gaskeris冰期时间早;ZN3应当是区域性洋流上升带来贫¹³C沉积物引起的;ZN4则可以非常好地用埃迪卡拉纪海洋有机碳库氧化来解释。

关键词:埃迪卡拉系;C稳定同位素;浅水区;樟村坪

中图分类号:P534.31;P597+.2 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2017)05-0780-12

Zhou P, Zhang B M, Chen X H. Carbon isotope variations and genetic analysis of the Doushantuo Formation of the Ediacaran system in Zhangcunping, Yichang. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(5):780-791

Abstract: For the purpose of systematic analysis of the Ediacaran carbon stable isotope curve from the shallow marine facies Doushantuo Formation on the northern limbs of the Huangling anticline, the authors chose Zhangcunping and Bailuya sections in Yichang of Hubei Province as the study objects. The results indicate that four remarkable negative (ZN1~ZN4) and three positive carbon isotope anomalies (ZP1~ZP3) exist in the strata. As for negative excursions, the three negative carbon isotope excursions could be compared well with those from the other global typical sections; and the other one could be well recognized in eastern Yangtze Gorges. Furthermore, it is held that ZN4 corresponds to DOUNCE event and the typical fourth member of Doushantuo Formation section has not been deposited in the area; ZN1 is a reflection of the global methane leakage incident; ZN2 was caused by regional lowered sea level, which was much earlier than the Gaskeris glaciation and could be correlated with WANCE event; ZN3 resulted from the regional upwelling, which carried ¹³C depleted organic materials from deep ocean; ZN4 can be explained by the oxidation of organic carbon pool of the Ediacaran Ocean.

Key words: Ediacaran; carbon stable isotope; shallow marine facies; Zhangcunping

湖北峡东地区作为全球研究埃迪卡拉系的理想地区之一,在古生物、生物地层学、层序地层学、年代地层学等方面取得了丰硕的成果^[1-16]。特别是

新世纪以来,作为埃迪卡拉系重要补充的C稳定同位素地层学研究,积累了大量素材,不同学者建立了华南不同地区的C稳定同位素综合曲线,并进行

收稿日期:2016-05-25;修订日期:2016-08-16

资助项目:中国地质调查局项目《华南中部震旦纪—志留纪地层格架、岩相古地理与成矿关系》(编号:1212011121103)和《中扬子地区古生界页岩气基础地质调查》(编号:DD20160179)

作者简介:周鹏(1982-),硕士,助理研究员,从事区域地质调查。E-mail:zhoupeng_01@126.com

通讯作者:张保民(1983-),硕士,高级工程师,从事区域地质调查。E-mail:zhangbaomin1983@qq.com

了划分对比^[16-20]。埃迪卡拉系内部这些 C 稳定同位素异常表明, C 稳定同位素曲线可以用于区域乃至全球性地层划分与对比, 但要对不同的 C 稳定同位素异常所反映的事件及级别进行甄别, 谨慎使用。前人针对黄陵背斜周缘埃迪卡拉系陡山沱组 C 稳定同位素地层已经开展了许多研究^[12, 16, 19-22], 但黄陵背斜北翼尚未建立系统完整的陡山沱组 C 稳定同位素曲线。该区域 C 稳定同位素曲线如何划分, 如何与区域上和全球对比, 影响 C 稳定同位素漂移的因素有哪些, 都有待进一步研究。本次对峡东地区黄陵背斜北翼樟村坪剖面进行了系统采样, 试图建立该区域完整的陡山沱组 C 稳定同位素曲线, 确定其区域或全球的对比意义, 进一步完善该区域埃迪卡拉系 C 稳定同位素研究材料。

1 地层剖面

研究区位于湖北宜昌樟村坪地区, 构造上属

于黄陵背斜的北缘, 古地理沉积环境属于碳酸盐岩台地相, 沉积环境稳定。该地区剖面出露良好, 但缺乏完整剖面。本文测制了樟村坪地区万家沟和白鹭垭 2 个剖面, 并进行了 C 稳定同位素系统采样, 其中万家沟剖面主要为陡山沱组下部地层, 白鹭垭剖面主要为陡山沱组上部地层(图 1)。剖面分述如下。

1.1 万家沟剖面

陡山沱组三段

11. 灰黑色薄-极薄层状(3~7cm)泥质白云岩, 层间偶夹灰黑色泥岩, 夹少量薄层硅磷质层, 白云岩中发育水平纹层, 偶见星点状黄铁矿 >6m

10. 灰黄色-灰色极薄层状泥岩、含白云质泥岩, 夹灰色薄-中层状含内碎屑泥质白云岩 4.7m

9. 灰色中层状(10~25cm)含内碎屑泥质白云岩, 与灰色-浅灰黄色泥质、白云质泥岩(7~22cm)互层 3.85m

陡山沱组二段

8. 掩盖! 10m

图 1 研究区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of the study area

7. 灰黑色纹层状含硅磷质结核泥质白云岩, 白云岩中见星点状黄铁矿 27.5m
6. 灰色薄层状含内碎屑(磷质)泥质白云岩, 夹灰色极薄层状泥岩, 白云岩中水平纹层极发育 3.8m
5. 灰色-浅灰色块状粉晶白云岩, 局部发育硅质透镜体, 磷质团块。顶部为暴露侵蚀面 18.62m
4. 灰黑色薄层磷块岩与灰色薄层状白云岩互层 3m
3. 黑色-灰黑色含炭质页岩, 夹少量灰黑色中层状泥质白云岩 27.5m
2. 灰色-浅灰色中-中厚层状粉晶白云岩, 水平纹层发育, 夹硅质条带 1.2m
- 陡山沱组一段
1. 灰色-浅灰色厚层状粉晶白云岩, 含少量泥质, 见硅质皮壳构造 1m
- 1.2 白鹭垭剖面
- 灯影组
23. 灰白色厚层含砾屑鲕粒白云岩 >2m
----- 平行不整合 -----
- 陡山沱组三段
22. 灰黑色中-薄层状(8~12cm)泥晶白云岩, 间夹紫红色泥岩(1~3cm) 1.5m
21. 灰黑色-深灰色中-薄层状(6~25cm)泥晶白云岩, 层间夹紫红色泥岩 3.2m
20. 灰色-浅灰色薄-中层状(5~20cm)含砾屑砂屑粉晶白云岩、粉晶白云岩, 顶面为一层厚1~3cm紫红色泥岩 3.13m
19. 掩盖! 9m
18. 灰色中层状(20~30cm)粉晶白云岩, 夹少量极薄层泥岩 2m
17. 灰黑色-灰色极薄层(1mm~3cm)含沥青质泥质白云岩、泥晶白云岩, 中间夹两层(15cm)中层状泥晶白云岩, 中部夹一层10cm硅质岩层。向上沥青质减少 3.5m
16. 灰色薄-极薄层(0.8~9cm)泥晶白云岩, 底部25cm为灰色-灰黑色极薄层状(3~5mm)含泥质白云岩、白云质泥岩 1.6m
15. 灰色中-薄层(8~20cm)泥晶白云岩, 泥岩夹层为(1~4cm), 局部夹硅质透镜体, 白云岩中发育水平纹层 7.2m
14. 灰色中-薄层(8~20cm)泥晶白云岩, 间夹灰色-灰绿色泥岩(1cm), 局部夹硅质透镜体 4.8m
13. 灰色中-薄层状(7~12cm)含内碎屑泥晶白云岩, 层间夹灰色-灰绿色泥岩(2~3cm), 白云岩中发育水平纹层 2m
12. 灰色中层状(10~15cm)含内碎屑泥质白云岩, 与灰色-灰绿色泥岩(10~40cm)不等厚互层, 白云岩中水平纹层极发育 5.45m
- 陡山沱组二段
11. 掩盖! 6m

10. 灰绿色泥岩与灰色薄层-中层状(8~15cm)泥质白云岩互层 4.85m
9. 灰色-灰黑色中厚-厚层状(30~55cm)含硅磷质结核粉晶白云岩, 顶部见透镜状磷块岩 1.5m
8. 黑色炭质页岩, 硅磷质结核极丰富, 水平纹层发育 2.6m
7. 灰黑色中-薄层状含硅磷质结核泥质白云岩, 磷质结核多呈火柴头状、长条状, 长轴多平行层面, 层内水平纹层极发育, 局部夹中-薄层状磷块岩层 34m
6. 灰色中层(10~50cm)含磷质内碎屑含泥质白云岩, 发育水平纹层 2m
5. 灰色中-薄层层含磷质内碎屑粉晶白云岩、含泥质白云岩, 间夹极薄层白云质泥岩(1cm), 顶部20cm为磷质条带泥岩, 夹少量黑色磷质条带 1.25m
4. 灰黑色中层状磷块岩、磷质条带泥岩与灰色中层状含磷质内碎屑白云岩互层 1.7m
3. 灰色粉晶白云岩, 局部含砂屑, 顶部为暴露侵蚀面 4.1m
2. 角砾岩, 角砾成分为白云岩, 多为棱角状, 其顶部为灰色极薄层状白云岩 2m
1. 灰色厚层-块状粉晶白云岩 3.4m

以上2个剖面在埃迪卡拉纪均处于浅水沉积区, 且相距仅4km。由岩性及岩石序列特征可知, 万家沟剖面5层上部、6层、7层, 与白鹭垭剖面1~7层为同期沉积地层。该层位地层在2个剖面均可分为下部厚层块状白云岩、上部含磷质结核白云岩、中部相对富含泥质沉积, 且在下部块状白云岩顶部均发育暴露侵蚀面。因此, 万家沟剖面和白鹭垭剖面构成了完整的黄陵背斜北缘浅水区陡山沱组地层剖面。

2 测试分析和样品可靠性分析

2.1 测试分析

本次对樟村坪地区(万家沟和白鹭垭)陡山沱组进行了详细的C稳定同位素曲线的测定。在2个剖面上系统采集同位素地球化学样品129个(万家沟剖面50个, 白鹭垭剖面79个), 同位素样品尽量采集没有受到构造影响的新鲜碳酸盐岩, 样品间隔控制在0.5~2m之间, 关键层段均进行加密分析。岩性以含泥质白云岩和泥晶白云岩为主。

样品分析由中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测试完成, 同位素比值测试在MAT-253上进行, 采用实验室参考标准为Vienna Pee Dee组的箭石(V-PDB)。重复分析的结果表明, 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 的分析精度均为 $\pm 0.1\%$ 。分析结果见表1。

表 1 樟村坪地区万家沟和白鹭垭剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据分析结果Table 1 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data of samples from the Wanjiagou section and Bailuya section in Zhangcunping area

样品	厚度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	样品	厚度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	样品	厚度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$
万家沟剖面				12YZWZ-8T	30.00	3.16	-5.96	12YZBZ-43T	48.45	4.75	-1.96
12YZWZ-51T	98.6	4.42	-1.55	12YZWZ-6T	3.20	-0.34	-6.04	12YZBZ-42T	46.90	3.08	-3.69
12YZWZ-50T	96.47	4.51	-1.44	12YZWZ-5T	2.80	-0.38	-5.01	12YZBZ-41T	45.55	3.68	-2.82
12YZWZ-49T	95.6	4.58	-0.97	12YZWZ-4T	2.40	-1.88	-9.36	12YZBZ-40T	44.40	5.39	-2.74
12YZWZ-48T	94.5	3.88	-1.71	12YZWZ-3T	2.00	-1.39	-5.77	12YZBZ-39T	43.25	4.01	-5.79
12YZWZ-47T	92.7	3.12	-2.57	12YZWZ-2T	1.40	-0.10	-3.77	12YZBZ-38T	42.00	3.93	-3.50
12YZWZ-46T	82.62	4.49	-2.92	12YZWZ-1T	0.90	-1.82	-4.88	12YZBZ-37T	40.90	2.70	-4.33
12YZWZ-45T	81.3	5.10	-3.56	白鹭垭剖面				12YZBZ-36T	39.80	5.33	-4.39
12YZWZ-44T	79.85	4.83	-2.99	12YZBZ-79T	107.10	3.42	-2.88	12YZBZ-35T	38.60	2.79	-3.67
12YZWZ-43T	78.4	3.83	-3.65	12YZBZ-78T	105.28	-3.00	-3.44	12YZBZ-34T	37.50	4.01	-4.70
12YZWZ-42T	76.95	2.47	-4.49	12YZBZ-77T	104.80	-2.22	-2.99	12YZBZ-33T	36.35	4.27	-2.84
12YZWZ-41T	75.5	3.05	-3.60	12YZBZ-76T	103.90	-2.32	-2.72	12YZBZ-32T	35.20	4.11	-3.75
12YZWZ-40T	74.05	4.81	-4.34	12YZBZ-75T	103.10	2.75	-4.95	12YZBZ-31T	34.10	4.19	-3.36
12YZWZ-39T	72.6	4.02	-5.05	12YZBZ-74T	102.50	-0.92	-3.56	12YZBZ-30T	32.90	4.21	-4.71
12YZWZ-38T	71.15	4.31	-4.41	12YZBZ-73T	102.08	0.17	-2.87	12YZBZ-29T	31.70	2.30	-4.16
12YZWZ-37T	69.7	4.55	-3.99	12YZBZ-72T	101.30	0.46	-3.42	12YZBZ-28T	30.60	2.35	-4.07
12YZWZ-36T	68.25	4.56	-3.86	12YZBZ-71T	100.10	2.12	-3.46	12YZBZ-27T	29.45	3.64	-3.90
12YZWZ-35T	66.8	4.93	-5.03	12YZBZ-70T	98.95	0.52	-2.76	12YZBZ-26T	28.30	4.46	-3.28
12YZWZ-34T	65.35	3.55	-4.38	12YZBZ-69T	87.70	4.66	-1.88	12YZBZ-25T	27.15	4.48	-2.74
12YZWZ-33T	63.9	4.43	-5.99	12YZBZ-68T	86.20	4.78	-2.10	12YZBZ-24T	26.00	5.62	-4.05
12YZWZ-32T	62.45	5.99	-4.95	12YZBZ-67T	84.20	4.93	-1.72	12YZBZ-23T	24.85	3.35	-4.30
12YZWZ-31T	61	4.06	-5.65	12YZBZ-66T	83.40	5.51	-2.15	12YZBZ-22T	23.70	5.51	-2.50
12YZWZ-30T	59.55	4.55	-5.06	12YZBZ-65T	82.85	5.56	-1.77	12YZBZ-21T	22.50	4.23	-2.68
12YZWZ-29T	58.1	3.20	-4.97	12YZBZ-64T	81.70	5.43	-2.52	12YZBZ-20T	21.50	4.83	-3.91
12YZWZ-28T	56.65	4.02	-3.86	12YZBZ-63T	80.40	5.54	-3.22	12YZBZ-19T	20.40	6.59	-5.04
12YZWZ-27T	55.2	1.94	-2.84	12YZBZ-62T	79.30	5.56	-3.71	12YZBZ-18T	19.10	2.71	-6.11
12YZWZ-26T	55.05	1.30	-4.92	12YZBZ-61T	78.10	5.80	-1.71	12YZBZ-17T	17.95	3.71	-3.08
12YZWZ-25T	53.80	1.71	-4.34	12YZBZ-60T	76.90	5.71	-2.68	12YZBZ-16T	16.80	4.74	-3.26
12YZWZ-24T	52.30	2.59	-3.90	12YZBZ-59T	75.80	5.79	-2.22	12YZBZ-15T	15.65	3.54	-3.74
12YZWZ-23T	51.80	1.48	-4.05	12YZBZ-58T	75.1	5.83	-1.57	12YZBZ-14T	14.50	-0.81	-3.09
12YZWZ-22T	51.32	1.61	-4.58	12YZBZ-57T	73.80	5.56	-2.88	12YZBZ-13T	14.10	1.51	-4.06
12YZWZ-21T	50.00	-0.87	-5.84	12YZBZ-56T	72.30	5.79	-1.89	12YZBZ-12T	12.80	0.60	-3.57
12YZWZ-20T	48.60	1.74	-5.89	12YZBZ-55T	71.00	5.56	-1.68	12YZBZ-11T	12.20	-1.44	-3.77
12YZWZ-19T	47.10	1.69	-5.06	12YZBZ-54T	70.50	5.28	-1.67	12YZBZ-10T	11.40	-1.46	-3.32
12YZWZ-18T	45.70	3.67	-6.31	12YZBZ-53T	68.90	5.31	-1.14	12YZBZ-9T	11.20	-3.93	-8.01
12YZWZ-17T	44.30	2.86	-6.27	12YZBZ-52T	67.10	4.68	-2.17	12YZBZ-8T	9.60	-7.96	-1.65
12YZWZ-16T	42.90	2.33	-5.91	12YZBZ-51T	65.40	4.58	-1.64	12YZBZ-7T	9.50	-0.53	-5.20
12YZWZ-15T	41.50	2.63	-7.63	12YZBZ-50T	64.60	3.75	-1.93	12YZBZ-6T	8.40	-3.36	-5.83
12YZWZ-14T	40.00	3.09	-7.11	12YZBZ-49T	63.50	3.41	-0.98	12YZBZ-5T	7.30	-1.12	-6.11
12YZWZ-13T	38.60	3.90	-6.13	12YZBZ-48T	56.90	0.92	-1.73	12YZBZ-4T	5.40	0.06	-6.01
12YZWZ-12T	37.10	3.96	-4.73	12YZBZ-47T	54.20	-0.51	-2.64	12YZBZ-3T	3.50	-0.59	-5.92
12YZWZ-11T	35.70	4.15	-6.19	12YZBZ-46T	52.00	-4.47	-3.18	12YZBZ-2T	3.20	-1.13	-5.93
12YZWZ-10T	34.20	4.18	-5.76	12YZBZ-45T	50.50	3.57	-3.10	12YZBZ-1T	2.00	1.00	-6.61
12YZWZ-9T	32.80	3.49	-5.92	12YZBZ-44T	49.00	4.47	-2.87				

2.2 样品可靠性分析

海相碳酸盐岩的C、O同位素组成在成岩过程中易受蚀变作用影响。碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 能够灵敏地指示其成岩蚀变程度。当碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$ 时,表示已受蚀变作用影响,但不足以改变C同位素的成分和含量,而当 $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$ 时岩石已发生了强烈的蚀变,样品的C同位素数据不再可靠^[23]。

万家沟剖面和白鹭垭剖面样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均大于 -10‰ ,表明样品受成岩作用较小,较好地保留了原始沉积信息。可以通过碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 是否呈正相关来判断。如果 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出正相关关系,表明 $\delta^{13}\text{C}$ 原始沉积信息受到了破坏,2个剖面上的所有同位素值均未表现出明显的相关性(图2)。

3 C同位素组成特征讨论

(1) 万家沟剖面C同位素总体特征

本剖面底部与南华系陡山沱组接触关系不明,但大部分盖帽碳酸盐岩出露良好,主要岩性为灰色中-中厚层状粉晶白云岩,见硅质皮壳构造。盖帽碳酸盐岩中C稳定同位素负偏移明显, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-0.1\text{‰} \sim -1.88\text{‰}$ 。整个盖帽碳酸盐岩C同位素组成了陡山沱组内部的第一次负漂移(EN1)。陡山沱组下部为灰黑色含炭质泥岩,无有效的碳酸盐岩夹层,故无C同位素数据。从磷矿层(4层)开始, $\delta^{13}\text{C}$ 值表现为正值,初始 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 3.16‰ 。5层浅灰色中-中厚层状粉晶白云岩中C同位素表现为正漂移, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $1.69\text{‰} \sim 4.18\text{‰}$ 之间波动,其中有2次明显峰值,分别为 4.18‰ (EP1)

和 3.67‰ (EP2)。5层近顶部发生明显负漂移, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -0.87‰ (EN2)。6层灰色薄层状含内碎屑(磷质)泥质白云岩,夹灰色极薄层状泥岩,到7层灰黑色纹层状含硅磷质结核泥质白云岩, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 1.48‰ 稳步上升至 5.99‰ (EP3,本剖面最大正漂移),之后维持一段较高的正漂移值区间,最高达到 5.99‰ ,后逐步下降至 2.47‰ ,再迅速上升至 5.1‰ ,最后下降至 3.12‰ 。8层为掩盖,9层 $\delta^{13}\text{C}$ 值为正值,平均值约为 4.5‰ 。

综上,在万家沟剖面盖帽碳酸盐岩C同位素发生1次显著负漂移,陡山沱组二段内部存在1次负漂移,和2次正漂移区间。

(2) 白鹭垭剖面C同位素总体特征

本剖面陡山沱组上部地层出露良好。从下磷矿层之上浅灰色厚层-块状粉晶白云岩开始, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 1.00‰ 逐步下降至4层磷矿层底部含磷质内碎屑白云岩处,达到最大负漂移 -7.96‰ (本剖面最大负漂移,且趋势明显),之后 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速升高,至7层含磷质白云岩中下部,达到最大正漂移值 6.59‰ ,之后稳定在 $2.30\text{‰} \sim 5.62\text{‰}$ 之间波动,无明显异常趋势。至9层含磷质白云岩中C同位素明显负漂移, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -4.47‰ ,之后经10层、11层和12层,迅速上升至13层的 5.31‰ ,之后 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $5.83\text{‰} \sim 4.66\text{‰}$ 正漂移区间波动。至陡山沱组顶部20~21层,为明显负漂移趋势(除局部波动外),至顶部达到负漂移峰值 -3.00‰ 。进入灯影组,灰白色粉晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速转正为 3.42‰ 。

综上,在白鹭垭剖面陡山沱组上部存在3次明显的负漂移,以及2次明显的正漂移区间。

上述2个剖面岩石地层为同期层位,C稳定同

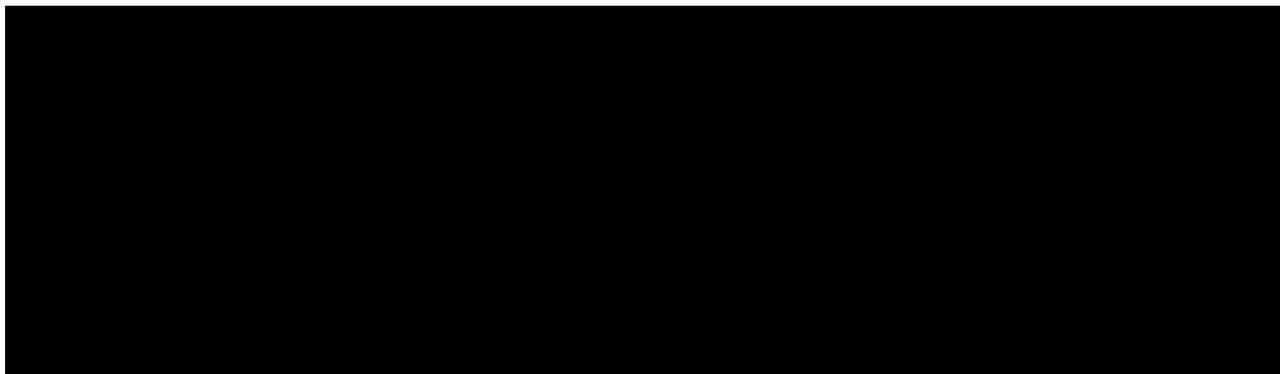


图2 万家沟剖面(a)和白鹭垭剖面(b) $\delta^{13}\text{C}$ 值、 $\delta^{18}\text{O}$ 值相关性

Fig. 2 Cross plots of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ for Wanjiagou section (a) and Bailuya (b) section

图 3 樟村坪万家沟剖面陡山沱组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 曲线

Fig. 3 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ profiles of the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section, Zhangcunping
A—陡山沱组二段中上部含磷质结核白云岩;B—陡山沱组二段中部暴露剥蚀面;C—陡山沱组二段下部磷矿层;D—陡山沱组一段、二段界线

位素曲线变化趋势基本一致,由厚层-块状白云岩下部至暴露剥蚀面之下,C 稳定同位素由正转负,存在明显负漂移趋势,暴露剥蚀面之下 $\delta^{13}\text{C}$ 值达到最小。由岩石地层序列、沉积环境和 C 稳定同位素曲线同期地层变化趋势综合分析,万家剖面和白鹭垭剖面的 C 稳定同位素曲线可以组成鄂西黄陵背斜北缘浅水沉积区完整的 C 稳定同位素曲线。

4 C 同位素异常讨论

4.1 同位素地层对比及同位素异常个数讨论

近年来,不同学者^[15-17,19-22,24-26]对中国华南埃迪卡拉系陡山沱组 C 同位素开展了研究。Zhu 等^[19]依据扬子台地 12 条剖面,结合层序地层和全球性地质事件,在陡山沱组识别出 3 次 C 同位素负漂移,2 次正漂移区间。后在峡东地区陡山沱组进

图4 樟村坪白鹭垭剖面陡山沱组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 曲线

Fig. 4 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ profiles of the Doushantuo

Formation in the Bailuya section, Zhangcunping

A—陡山沱组/灯影组界线; B—陡山沱组二段上部白云岩和磷块岩透镜体; C—陡山沱组二段中部暴露剥蚀面

行研究时,在 WANCE 和 DOUNCE 事件之间发现了 BAINCE 事件,确认峡东陡山沱组存在 4 次负漂移^[16]。Zhou 等^[17]以贵州瓮安地区剖面为基础,总结了华南地区 C 同位素曲线,认为陡山沱组存在 3 次负漂移和 2 次正漂移区间,陡山沱组二段中部存在 1 次疑似负漂移趋势。陈孝红等^[20]以峡东地区典型剖面为对象,针对埃迪卡拉系陡山沱组进行了细致的研究,在峡东区域陡山沱组

内部识别出 5 次负漂移,其中,SN1、SN4 分别与 Marinoan 冰期和 Gaskier 冰期相关(图 5)。

从万家沟-白鹭垭剖面 C 同位素演化趋势可以看出,黄陵穹窿北缘埃迪卡拉系陡山沱组 C 同位素组成演化表现为 4 次明显负漂移(ZN1~ZN4,樟村坪负漂移)和 3 次显著正漂移(ZP1、ZP2、ZP3,樟村坪正漂移)

(1) 负漂移

ZN1 出现在陡山沱组底部盖帽碳酸盐岩中,负

漂移幅度最大为 -1.88% 。虽与区域上其他剖面相比幅度较小,但负漂移特征明显,在区域上和全球范围内都具很好的可比性^[17,19-20,27-28](图 5)。

ZN2 紧邻陡山沱组二段中部一暴露面之下,负漂移最大幅度在万家沟剖面和白鹭垭剖面上分别为 -0.87% 和 -7.96% 。对于该负漂移,存在 2 种不同认识,一种认为该负漂移位于陡山沱组二段

内部的层序界面(SB2)之下,对应于 C 同位素负漂移事件(WANCE)^[16,18-19]。该事件是一次区域性事件,在华南地区可以广泛对比,尤其在浅水相区瓮安剖面和樟村坪剖面上陡山沱组中部的暴露间断面^[16,29-31],为该负漂移的区域对比提供了很好的依据。另一种观点认为,该负漂移位于陡山沱组中部暴露间断面之下,但应与峡东陡山沱组剖面的

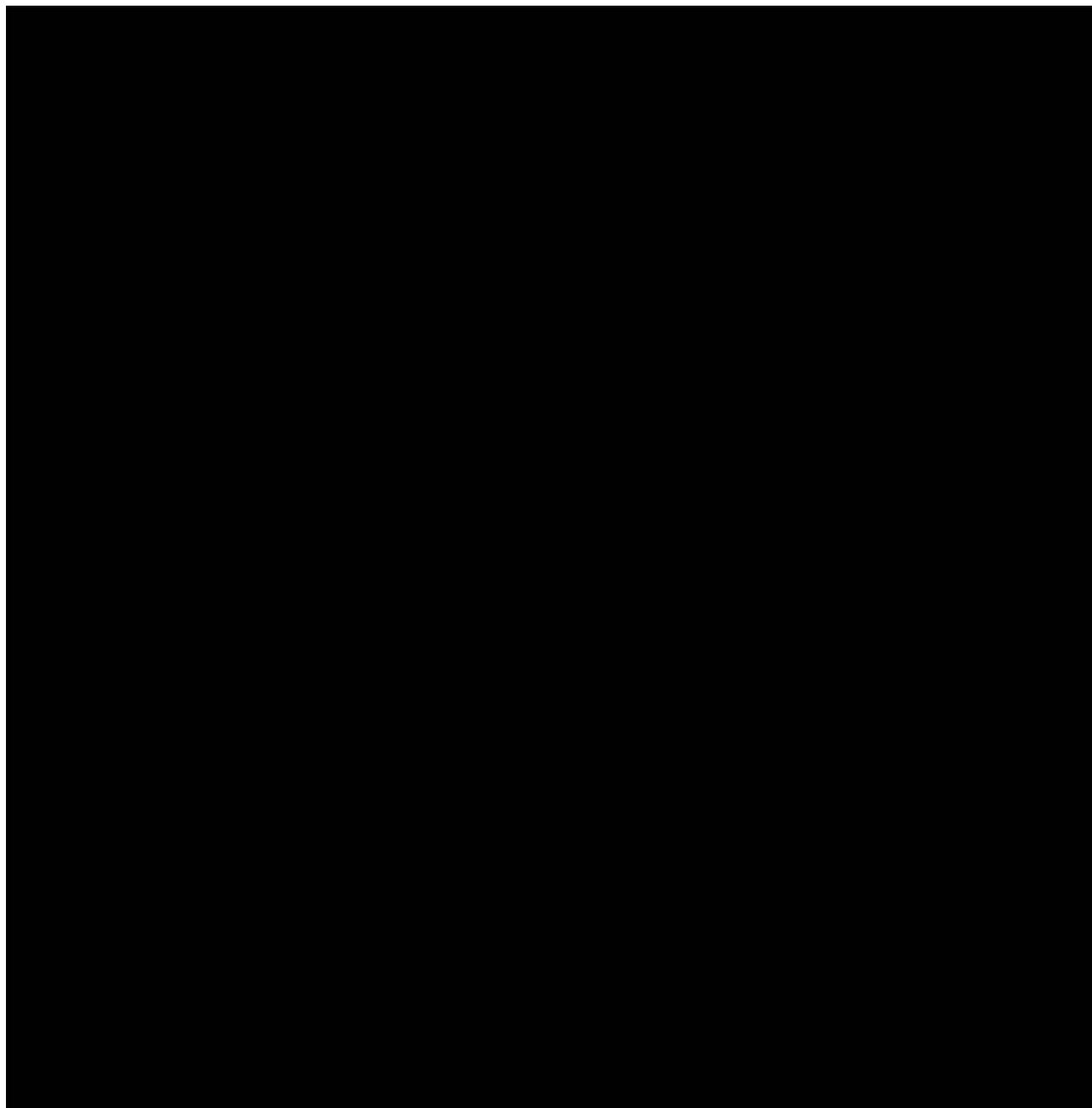


图 5 湖北宜昌樟村坪地区陡山沱组 C 稳定同位素曲线划分及对比

Fig. 5 The classification and correlation of carbon isotopic curves of the Ediacaran Doushantuo Formation in Zhangcunping, Yichang, western Hubei

二段/三段之间的界线对比^[17,19,30-31],其对应时间约为 $599\pm 4\text{Ma}$ ^[32]。Condon等^[33]认为,其与Gaskiers冰期事件相关,推断其发生的地质时代为580Ma。刘鹏举等^[29]在该暴露间断面之下发现一层火山灰夹层,获得该层火山灰SHRIMP锆石U-Pb年龄为 $614\pm 7.6\text{Ma}$ 。在不断获得精确地质年龄的基础上,古生物研究增强了ZN2区域对比的可靠性。尹崇玉等^[9]以峡东典型剖面为基础,确认了陡山沱组二段和三段分别含有不同的疑源类组合(下组合和上组合)。周传明等^[13]将樟村坪剖面中暴露面之上的陡山沱组化石与瓮安陡山沱组化石进行了对比,发现华南扬子地区陡山沱组燧石相具有与磷块岩中类似的化石组合。Liu等^[34]在紧邻暴露面之上的含硅磷质结核白云岩中发现了大量疑源类,认为该疑源类组合与峡东地区陡山沱组下生物组合相对应。叶琴等^[35]在暴露面之上的磷矿层内发现了丰富的疑源类化石,确认暴露面之上的磷矿层与贵州瓮安上磷矿层的下部层位存在较好的地层对比关系。另外,ZN2在峡东地区相对深水相区晓峰河剖面和秭归青林口剖面也存在良好显示(SN2)^[20]。综上认为,ZN2区域上可以与WANCE事件对比,属于陡山沱组二段内部的负漂移事件,且在前人数据可靠的情况下,ZN2发生于 $599\pm 5\sim 614\pm 7.6\text{Ma}$ 之间,与Gaskiers冰期(580Ma)无关。

ZN3位于陡山沱组二段/三段界线之下,负漂移幅度达 -4.47% 。对于该负漂移,可能由于剖面出露及样品采集密度的原因,在Zhu等^[19]总结的中国南方C稳定同位素综合曲线上并未有显示。Zhou等^[17]以朝阳剖面和瓮安剖面为基础,结合前人研究成果,也未能有效识别出该负漂移。Zhu等^[16]对黄陵背斜周缘7条陡山沱组剖面进行了更详尽的C稳定同位素研究,建立了鄂西地区埃迪卡拉系C稳定同位素综合曲线,在陡山沱组内部识别出4次负漂移,其中N3与ZN3可以对比,特别是在白果园剖面和乡党坪剖面存在很好的显示,N3被Zhu等^[16]命名为BAINCE事件。在泗溪剖面和青林口剖面沉积环境相对深的剖面上可以观察到2次负漂移^[20],对应于SQ2中部位置,特别是在乡党坪剖面上N3处,明显能看到2次小幅度的负漂移^[16]。故笔者认为,SN3、SN4^[20]可归为一次大的负漂移事件,与BAINCE事件^[19]相对应。而

樟村坪地区水体较浅,可能由于暴露剥蚀掉了相应的层位,故仅能观察到下部1次次一级负漂移。前人描述的中国南方的C稳定同位素曲线^[17,19],缺少对ZN3负漂移的描述,说明此负漂移可能为1次区域地质事件,仅在鄂西地区可以识别并进行对比。

ZN4发生在陡山沱组三段下部,负漂移幅度达到 -3% 。在黄陵背斜周缘乡党坪剖面、秭归剖面、晓峰河剖面、田家园子剖面上特征明显^[16,19-20,22],均可识别对比。Zhu等^[18]将此次负漂移定义为DOUNCE事件,认为可能是地质历史时期发生的最大一次全球性 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移事件,与具刺疑源类的绝灭、典型埃迪卡拉系生物的辐射相对应,在全球范围内可以广泛识别。该负漂移在澳大利亚的Wonoka组、阿曼阿曼南部的Shuram组和印度小喜马拉雅山脉的Krol群下部均有报道^[15]。可能遭受暴露剥蚀,ZN4相比DOUNCE事件,剖面上的垂向跨度明显缩短,仅相当于DOUNCE事件下部,在樟村坪地区可能缺乏与峡东陡山沱组四段对应的地层。Zhou等^[17]认为,该负漂移在中国南方可以对比,且相对应层位存在有机碳同位素的异常,佐证了该负漂移事件的真实性。

(2) 正漂移

ZP1、ZP2出现在陡山沱组二段的中下部,可与尹崇玉等^[9]的EP1对比,其与大型具刺疑源类Tianzhushania出现-繁盛-消亡相对应。由于海平面浅水相区的波动相对剧烈,陡山沱组二段中部有过短暂的暴露,故ZP1与ZP2之间被ZN2分隔。ZP3出现在陡山沱组三段中下部,可与尹崇玉等^[9]的EP2对比,该正漂移区间其未见第一组合带最常见的Tianzhushania;除部分第一组合大型具刺疑源类上延外,出现大量刺突顶端呈钩状的Tanarium conoideum和刺突顶端开放的Briareus sp.等具刺疑源类新类型;并出现管状化石震旦圆圆茎和可能为单细胞原生动物的化石。

4.2 C同位素异常的原因

ZN1出现在陡山沱组底部的盖帽碳酸盐岩中,对于该负漂移,尚未有统一认识,有雪球地球、上升流、甲烷渗漏、淡水分层模式等假说^[36-38]。主流的观点主要是:①雪球地球假说,认为在580~750Ma之间,至少有一次全球性冰期,海洋被海冰封住,海水缺氧,海洋中的生物产率中断了数百万年,导致全

球该时期均出现 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移。②甲烷逃逸假说,该模式论者认为目前没有足够的证据说明赤道地区的大洋曾经被冰层覆盖,认为盖帽碳酸盐岩及 C 同位素异常与永冻土层天然气水合物分解甲烷的渗流有关系。冰川作用后期,甲烷释放产生的强烈温室效应使温度迅速升高,引发了碳酸盐沉淀。盖帽碳酸盐岩及其 C 同位素异常是因为极端寒冷气候过后,甲烷在碳酸盐过饱和海洋中氧化的结果。目前的研究资料表明,有更多证据支持甲烷渗漏假说^[39-40]。在樟村坪地区相邻树空坪剖面上见典型盖帽碳酸盐岩的特殊沉积,包括似帐篷构造、层状裂隙及钙化的扇状重晶石,也是对樟村坪地区甲烷逃逸假说的佐证。

ZN2 出现在陡山沱组二段中部暴露剥蚀面之下。Condon 等^[33]认为,陡山沱组二段中部的间断面可能与 Gaskiers 冰期(580Ma)相关,但 ZN2 形成时间明显早于 580Ma。ZN2 在多处剖面上显示与暴露剥蚀面有关,在深水相区,如庙河剖面,ZN2 对应处显示多次较强烈负漂移,最小负漂移值可达约 -5‰;在浅水相区,如白果园剖面、北斗山剖面、白鹭垭剖面,ZN2 对应处也显示较强的负偏离,特别是白鹭垭剖面上负漂移值达 -7.96‰。在过渡相剖面,如晓峰剖面、黄牛岩剖面、乡党坪剖面上,ZN2 对应处显示负漂移趋势,或微弱的负漂移^[16]。该异常主要在中国南方扬子地台区可见^[16,19],目前仅印度小喜马拉雅的 Infra Krol 组中部的一次 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移事件可与之对比^[41]。综上所述,此次负漂移与 Gaskiers 冰期无关,主要是区域性相对海平面下降,有机碳埋藏速率降低,富含有机碳的沉积物被氧化,导致沉积物中富含 ^{12}C ,引起 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移。深水区的负漂移可能是由于负漂移产生的沉积环境位于埃迪卡拉纪海洋中有机碳库氧化界面之下,与氧化界面的波动共同作用引起的结果^[24]。樟村坪浅水区大的负漂移值,说明该区遭受暴露剥蚀,氧化程度剧烈。

ZN3 位于陡山沱组二段、三段界线之下,白鹭垭剖面上对应含磷块岩透镜体白云岩。该负漂移与 Zhu 等^[16]命名的 BAINCE 事件可以对比,在峡东区域范围内可以很好地识别,但在其他地区鲜有报道。聂文明等^[42]通过对贵州瓮安大塘剖面和织金戈仲伍剖面含磷地层的 C 同位素研究,认为新元古代 Marinoan 冰期结束后沉积的盖帽碳酸盐岩、上覆的

磷块岩,以及早寒武世戈仲伍组磷块岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移,是上升洋流将深海 ^{13}C “耗尽”的有机质携带到浅水区域沉积所致。ZN3 发生的区域性及其产生的沉积环境表明,该区域性负漂移极有可能是一次区域性的洋流上涌,带来深海相对富 ^{12}C 的沉积物所致。

ZN4 位于陡山沱组近顶部,负漂移幅度最大为 -3‰。该负漂移与 Zhu 等^[18]提出的 DOUNCE 事件相对应,漂移幅度大、时间跨度大。Condon 等^[33]和 Zhu 等^[18]认为,此次异常持续时间在 1~10Ma 之间;Le 等^[43]依据阿曼 Shuram 组 C 同位素异常分析,认为此次 C 同位素负漂移经历了 50Ma 的时间。对于如此大时间跨度的持续稳定的负漂移,埃迪卡拉纪海洋有机碳库氧化的假说,为 C 同位素的漂移和生物的辐射提供了很好的解释^[44-45]。埃迪卡拉纪海洋含氧量增加,促进埃迪卡拉动物群的出现^[46]。

ZP1 和 ZP2 由 ZN2 分隔,ZP1 对应下部 *Tianzhushannia spinosa* 组合,ZP2 和 ZP3 对应上部的 *Tanarium anozos-Tanarium conoideum* 组合,3 次正漂移分别对应 2 个大型疑源类繁盛阶段^[41]。高生物产率可能是 ZP1、ZP2 和 ZP3 持续稳定的主要因素。

5 结 论

(1)在宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组中识别出 4 次负漂移,2 次正漂移事件。其中 3 次负漂移可以全球对比,1 次负漂移(ZN3)在峡东地区可以显著识别,均可作为同期地层划分对比的良好辅助标志。确认了 ZN4 与 DOUNCE 事件的对应关系,且该区缺失峡东典型剖面陡山沱组四段。

(2)陡山沱组 C 同位素漂移 ZN2,是全球性事件和区域性环境影响叠加的结果。在区域范围内,沉积环境对 $\delta^{13}\text{C}$ 值漂移影响更大。

(3)通过樟村坪埃迪卡拉系 C 同位素总体特征及与区域及全球典型剖面对比,认为 ZN1 是全球性甲烷渗漏事件的反映;ZN2 是有区域性海平面下降的反映,与全球 WANCE 事件有很好的对应关系,而对年代值要远比 Gaskiers 冰期时间早。ZN3 应当是由于区域性洋流上升带来富 ^{12}C 沉积物引起的。ZN4 则可以非常好地用埃迪卡拉纪海洋有机碳库氧化来解释。

致谢:审稿老师指出不足并提出改进方向,中国地质调查局武汉地质调查中心阎春波博士与笔者进行了有益讨论,并提出了改进意见,武汉地质调查中心危凯博士在送审过程中提供了帮助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

- [1]陈孝红,王传尚,陈立德. 峡东宜昌四溪震旦系灯影组多重地层划分[J]. 华南地质与矿产, 2001,(3): 40-44.
- [2]Wang X, Erdtmann B, Chen X. Integrated sequence-, bio- and chemostratigraphy of the terminal Proterozoic to Lowermost Cambrian "black rock series" from central South China[J]. Episodes, 1998, 21(3): 178-189.
- [3]尹崇玉,刘鹏举,陈寿铭,等. 峡东地区埃迪卡拉系陡山沱组疑源类生物地层序列[J]. 古生物学报, 2009, 48(2): 146-154.
- [4]陈孟莪,王义昭. 峡东区上震旦统灯影组中段的管状动物化石[J]. 科学通报, 1977,(Z1): 219-221.
- [5]尹崇玉. 峡东震旦系陡山沱组燧石中的带刺微化石及其地质意义[J]. 微体古生物学报, 1990, 7(3): 265-270.
- [6]陈孟莪,萧宗正. 峡东区晚震旦世陡山沱期宏体化石新发现[J]. 地质科学, 1991,(2):201.
- [7]杨剑,丁莲芳. 峡东震旦纪庙河生物群及其绝灭原因探讨[J]. 西安工程学院学报, 1998, 20(3): 1-4.
- [8]汪啸风,李华芹,陈孝红. 关于中国上震旦统岩石、层序和年代地层的划分问题[J]. 现代地质,1999,(2):196-197.
- [9]王自强,高林志,尹崇玉. 峡东地区震旦系层型剖面的界定与层序划分[J]. 地质论评, 2001, 47(5): 449-458.
- [10]王自强,高林志,尹崇玉. 峡东地区震旦系等时层序地层格架的建立[J]. 中国区域地质, 2001, 20(4): 368-376.
- [11]柳永清,尹崇玉,高林志,等. 峡东震旦系层型剖面沉积相研究[J]. 地质论评, 2003, 49(2): 187-194.
- [12]陈孝红,李华芹,陈立德,等. 三峡地区震旦系碳酸盐岩碳氧同位素特征[J]. 地质论评, 2003, 49(1): 66-73.
- [13]周传明,解古巍,肖书海. 湖北宜昌樟村坪陡山沱组微体化石新资料[J]. 微体古生物学报, 2005, 22(3): 217-224.
- [14]尹崇玉,唐烽,柳永清,等. 长江三峡地区埃迪卡拉(震旦)系锆石 U-Pb 新年龄对庙河生物群和马雷诺冰期时限的限定[J]. 地质通报, 2005, 24(5): 393-400.
- [15]陈寿铭,尹崇玉,刘鹏举,等. 峡东地区埃迪卡拉系陡山沱组碳同位素特征研究进展与国内外对比[J]. 地球学报, 2009, 30(4): 475-486.
- [16]Zhu M, Lu M, Zhang J, et al. Carbon isotope chemostratigraphy and sedimentary facies evolution of the Ediacaran Doushantuo Formation in western Hubei, South China[J]. Precambrian Research, 2011, 22(3412): 1-22.
- [17]Zhou C, Xiao S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China[J]. Chemical Geology, 2007,(237): 89-108.
- [18]Zhu M, Strauss H, Shields G A. From snowball earth to the Cambrian bioradiation: Calibration of Ediacaran - Cambrian earth history in South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 254(1/2): 1-6.
- [19]Zhu M, Zhang J, Yang A. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 254(1/2): 7-61.
- [20]陈孝红,周鹏,张保民,等. 峡东埃迪卡拉系陡山沱组稳定碳同位素记录及其年代地层意义[J]. 中国地质, 2015, 42(1): 207-223.
- [21]吕苗,朱茂炎,赵美娟. 湖北宜昌茅坪泗溪剖面埃迪卡拉系岩石地层和碳同位素地层研究[J]. 地层学杂志, 2009, 33(4): 359-372.
- [22]陈寿铭,尹崇玉,刘鹏举,等. 湖北峡东地区牛坪剖面埃迪卡拉系碳同位素组成及地质意义[J]. 世界地质, 2013, 32(4): 641-651.
- [23]Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications[J]. Precambrian Research, 1995, 73: 27-49.
- [24]蒋干清,张世红,史晓颖,等. 华南埃迪卡拉纪陡山沱盆地氧化界面的迁移与碳同位素异常[J]. 中国科学(D辑), 2008, 38(12): 1481-1495.
- [25]密天文,王新利,冯志强,等. 贵州瓮安陡山沱组碳同位素特征及古海洋意义[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2012, 39(3): 296-304.
- [26]王新强,蒋干清,史晓颖. 华南四都坪剖面陡山沱组碳同位素异常及古海洋意义[J]. 地层学杂志, 2013,(4): 628.
- [27]Knoll A H. Learning to tell Neoproterozoic time[J]. Precambrian Research, 2000, 100: 3-20.
- [28]Halverson G P, Hoffman P F, Schrag D P, et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record[J]. GSA Bulletin, 2005, 117: 1181-1207.
- [29]刘鹏举,尹崇玉,高林志,等. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组微体化石新材料及锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[J]. 科学通报, 2009, 54(6): 774-780.
- [30]Jiang G, Shi X, Zhang S, et al. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551Ma) in South China[J]. Gondwana Research, 2011, 19(4): 831-849.
- [31]Mcfadden K A, Xiao S, Zhou C, et al. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphic acritarchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China[J]. Precambrian Research, 2009, 173(1/4): 170-190.
- [32]Barfod G H, Albarède F, Knoll A H, et al. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2002, 201: 203-212.
- [33]Condon D, Zhu M Y, Bowring S, et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China[J]. Science, 2005, 308: 95-98.

- [34]Liu P, Yin C, Chen S, et al. The biostratigraphic succession of acanthomorphic acritarchs of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China and its biostratigraphic correlation with Australia[J]. *Precambrian Research*, 2013, 225: 29–43.
- [35]叶琴,童金南,安志辉,等. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉纪陡山沱组磷酸盐化微体化石组合[J]. *古生物学报*, 2015,(1): 43–65.
- [36]蒋干清,史晓颖,张世红. 甲烷渗漏构造、水合物分解释放与新元古代冰后期盖帽碳酸盐岩[J]. *科学通报*, 2006, 51(10): 1122–1138.
- [37]王新强,史晓颖. 华南伊迪卡拉纪碳同位素时空变化及其对生物演化的影响[J]. *中国科学(D辑)*, 2010, 40(1): 18–27.
- [38]李超,程猛,Algeo Thomas J,等. 早期地球海洋水化学分带的理论预测[J]. *中国科学(D辑)*, 2015,(12): 1829–1838.
- [39]Wang J S, Jiang G Q, Xiao S H, et al. Carbon isotope evidence for widespread methane seeps in the ca. 635Ma Doushantuo cap carbonate[J]. *Geology*, 2008, 36: 347–350.
- [40]Kennedy M J, Mrofka D, Von D, et al. Snowball earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate[J]. *Nature*, 2008, 453: 642–645.
- [41]刘鹏举,尹崇玉,陈寿铭,等. 华南峡东地区埃迪卡拉(震旦)纪年代地层划分初探[J]. *地质学报*, 2012, 86(6): 849–866.
- [42]聂文明,马东升,潘家永,等. 黔中新元古代—早寒武世含磷岩系 $\delta^{13}\text{C}$ 变化及其古海洋意义[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2006, (3): 257–268.
- [43]Guerrou E L, Allen P A, Cozzi A, et al. 50 Myr recovery from the largest negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Ediacaran ocean[J]. *Terra Nova*, 2006, 18(2): 147–153.
- [44]Mcfadden K A, Huang J, Chu X, et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2008, 105(9): 3197–3202.
- [45]Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, et al. Oxidation of the Ediacaran Ocean[J]. *Nature*, 2006, 444(7120): 744–747.
- [46]Canfield D E, Poulton S W, Narbonne G M. Late–Neoproterozoic deep–ocean oxygenation and the rise of animal life[J]. *Science*, 2007, 315(5808): 92–95.