

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

## 三峡地区震旦系碳酸盐岩碳氧同位素特征

陈孝红<sup>1)</sup> 李华芹<sup>2)</sup> 陈立德<sup>1)</sup> 王传尚<sup>1)</sup> 汪啸风<sup>1)</sup>

1) 中国地质调查局地层古生物研究中心, 宜昌, 443003

2) 中国地质调查局同位素开放研究实验室, 宜昌, 443003

**内容提要** 本文对三峡地区秭归庙河陡山沱组第一段至第三段、宜昌棺材崖陡山沱组第三段上部至灯影组底部以及四溪灯影组石板滩段和白马沱段碳酸盐岩碳氧同位素组成特点的研究结果表明, 三峡地区震旦系碳同位素组成与全球新元古代广布的后 Marinoan 冰期地层  $\delta^{13}\text{C}$  的分布模式基本一致。本文还讨论了地层中碳同位素组成与生物演化和地层层序发展的关系, 指出陡山沱组一段白云岩中  $\delta^{13}\text{C}$  的负异常可以作为震旦系底界划分的标志, 最晚 Varanger 冰期在三峡地区由陡山沱组三段上部出现的三级层序界面所替代, 震旦系内部陡山沱组一段和三段可能形成于 Marinoan 冰期之后, 伊迪卡拉生物分异发展之前, 而陡山沱组四段及上覆灯影组则大致与国外伊迪卡拉期地层对比。

**关键词** 震旦系 化学地层 Marinoan 冰期 碳氧同位素 三峡地区

自李四光等(1924)以宜昌莲沱—灯影峡剖面为标准, 明确震旦系为前寒武系最上部系统年代地层单位以来, 经过我国几代地质学家的辛勤工作, 特别是近20年来在生物地层学研究方面所取得的进展, 三峡地区的震旦系不仅成为我国震旦系划分对比的标准, 而且在国际末元古系的划分与对比方面也占有举足轻重的作用。

伴随全球新元古代年代地层研究的深入和我国震旦系研究所取得的进展, 全国地层委员会前寒武系工作组决定以南沱冰期结束作为震旦纪的开始, 将震旦系的含义缩小到仅相当于原震旦系上统的范围, 原震旦系下统新建南华系(全国地层委员会, 2001)。重新厘定后的震旦系, 在三峡地区与南华系相伴出现, 广泛分布在黄陵穹隆周缘(图1), 为扬子克拉通固结之后首次形成的稳定地台型碳酸盐沉积。三峡东部莲沱—灯影峡标准剖面上的震旦系分下部陡山沱组和上部灯影组。其中陡山沱组为白云岩、黑色页岩, 下部含磷。产大型复杂的棘刺凝源类化石(尹崇玉等, 1995a; Zhang et al., 1998)。上覆灯影组以白云岩发育为特色, 中部为灰岩, 产 *Paracharia denysinensis*、简单球形藻和文德带藻类化石以及管状动物化石 *Sinotubulites* 等(Sun, 1986;

邢裕盛等, 1985; 丁启秀等, 1993; 尹崇玉等, 1995b;

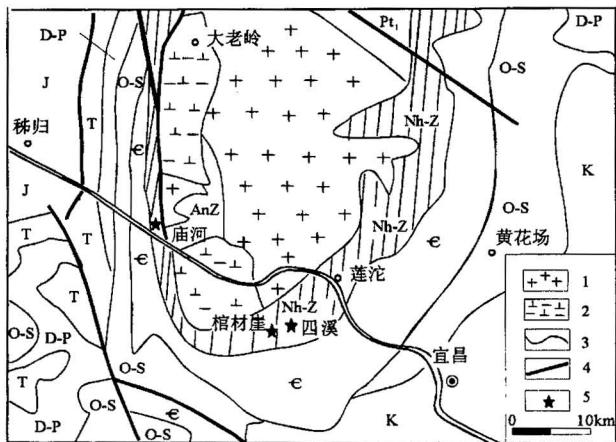


图 1 三峡地区地质及样品采集位置略图

Fig. 1 Sketch map showing the geology of Yangtze Gorges and the sampling location samples

K—白垩系; J—侏罗系; T—三叠系; D—P—泥盆系至二叠系; O—S—奥陶系和志留系; E—寒武系; Nh—Z—南华系和震旦系; AnZ—前南华系; 1—黄陵花岗岩; 2—崆岭群; 3—地质界线; 4—断层; 5—采样位置

K—Cretaceous; J—Jurassic; T—Triassic; D—P—Devonian to Permian; O—S—Ordovician and Silurian; E—Cambrian; Nh—Z—Nanhua and Sinian; AnZ—Pre-Nanhua System; 1—Huangling granite; 2—Kongling Group; 3—geological boundary line; 4—fault; 5—localities collecting samples

注: 本文为中国地质调查局地质调查项目“中国震旦纪及显生宙年代地层单位的划分及其时限研究”(编号 J1.2.6)及国家自然科学基金项目(编号 49872016)联合资助成果。

收稿日期: 2001-09-10; 改回日期: 2002-03-25; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 陈孝红, 男, 1963年生。1990年获中国地质大学(北京)地层古生物专业硕士学位。现为宜昌地质矿产研究所研究员, 主要从事地层学及古生物学研究。通讯地址: 443003, 湖北宜昌, 中国地质调查局地层古生物研究中心; 电话: 0717—6346762。

唐烽等,1998)。灯影组顶部天柱山段含磷白云岩中产寒武纪初期的小壳化石。

由于受沉积古地理和沉积相变化的影响,三峡地区黄陵穹隆东、西两翼以及南部地区震旦系的岩性和沉积厚度变化较大,生物群面貌不完全一样。尽管三峡地区震旦系生物化石比较丰富,但由于生物群分布局限,生物化石在剖面上的连续较差,制约了生物地层学方法在地层划分和对比中的作用。传统的生物地层学方法尚难以解决不同相区地层的精确对比问题,影响了对区内震旦系重要生物群演化意义的正确评估和年代地层系统的建立。近年来,随着层序地层学、磁性地层学、化学地层学等的迅速发展,非生物学的地层对比技术在前寒武纪地层划分和对比中发挥了较为重要的作用。碳酸盐岩中碳同位素组成特点已经成为末元古纪(震旦纪)地层划分和对比的重要手段(Knoll et al., 1992, 1995; Nar-

bonne et al., 1994; Kaufman et al., 1995; Saylor et al., 1998)。为此,笔者在前人对宜昌莲沱—灯影峡震旦系标准剖面碳氧同位素组成特征研究所取得的成果基础上(Hsü et al., 1985; Lambert et al., 1987; 高计元等,1988),选择不同相区生物化石相对丰富、碳酸盐沉积较发育,且构造简单的秭归庙河陡山沱组、宜昌棺材崖和四溪陡山沱组上部和灯影组剖面(图1),与剖面上岩石地层、层序地层和生物地层的研究相结合,开展碳酸盐岩碳和氧同位素组成的系统研究,以解决三峡地区不同相区震旦系的精确对比,并为震旦系内部年代地层的划分和对比提供新的依据。

## 1 剖面的岩石、生物和层序地层特征

### 1.1 秭归庙河陡山沱组剖面

该剖面上陡山沱组的岩性四分性明显(图2)。底

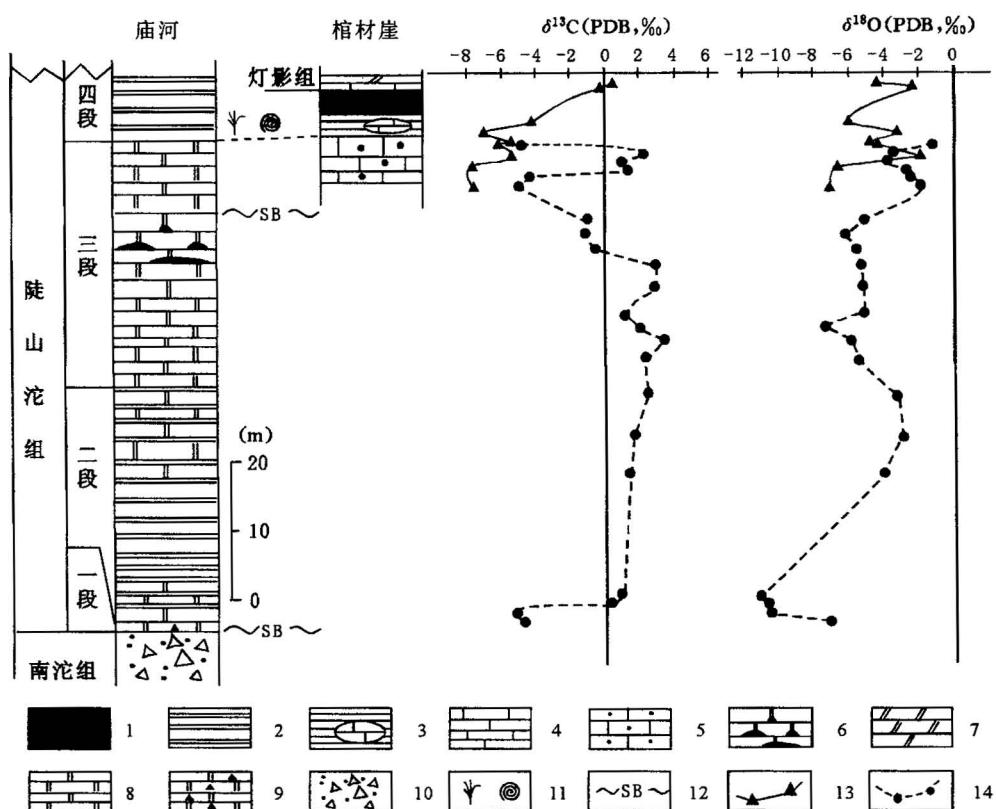


图2 三峡地区震旦系陡山沱组多重地层划分

Fig. 2 Sketch of the multi-stratigraphic subdivisions of the Doushantuo Formation in Yangtze Gorges area

1—黑色页岩;2—页岩;3—页岩夹灰岩透镜体;4—灰岩;5—砂屑灰岩;6—含燧石结核白云岩;7—灰质白云岩;8—白云岩;9—含砾白云岩;10—冰砾岩;11—庙河生物群;12—层序间断面;13—棺材崖剖面碳氧同位素组成;14—秭归庙河剖面碳氧同位素组成  
1—Black shale; 2—shale; 3—shale intercalated with limestone lens; 4—limestone; 5—calcareous dolomite; 6—dolostone with nodular chert; 7—lime-dolostone; 8—dolostone; 9—dolostone with conglomerate; 10—tillite; 11—Miaohé biota; 12—sequence boundary; 13—carbon and oxygen isotopic composition from Guancaiaya, Yichang; 14—carbon and oxygen isotopic value from Miaohe, Zigui

部(陡山沱组第一段)为厚2.6 m的白云岩,其中最底部1.6 m的白云岩中含有成分复杂的砾石。下部(陡山沱组第二段)厚36.2 m,主要由中薄层状灰岩、中薄层状灰岩夹页岩以及碳质页岩组成,产大型复杂的棘刺疑源类。上部(陡山沱组第三段)厚18.8 m,由下部含燧石团块或条带的厚层块状白云岩和上部薄层—中薄层状灰质白云岩、灰岩组成。顶部(陡山沱组第四段)为厚约20 m的黑色页岩、硅质岩组成,产 *Beltanelloides podolicus* 以及以宏观藻和蠕虫状化石大量发育为特色的庙河生物群(陈孟羲等,1992,1993,1994;丁莲芳等,1996)。从层序地层划分上看,以陡山沱组第三段下部含燧石团块或条带的厚层块状白云岩与该段上部薄层状灰质白云岩之间的侵蚀面为界,该组一段、二段和三段的下部为一个完整三级层序,而陡山沱组三段上部和陡山沱组第四段则属于另一个三级层序的海侵域沉积(汪啸风等,1999,2001)。

### 1.2 宜昌棺材崖陡山沱组第四段剖面

与庙河剖面相比,该剖面陡山沱组第四段厚度明显变薄,厚仅4.4 m,由下部厚2.1 m的页岩夹灰岩透镜体和上部厚2.3 m的黑色碳质页岩组成。与下伏陡山沱组第三段上部灰质白云岩连续过渡,与上覆灯影组蛤蟆井段之间存在一个明显的岩性转换面(图2)。

### 1.3 宜昌四溪震旦系灯影组剖面

与标准剖面相比,四溪剖面上蛤蟆井段和白马沱段白云岩不发育,厚度分别为2.8 m和34.3 m。中部灰岩段厚为144 m,产丰富文德带藻和遗迹化石: *Harlanella grammatus*, *Helminthopsis abeli*, *Gordia molassica*, *Planolites ballandus*, *Phycodes* sp., *Cochlichnus* sp., *Laevicyclus* sp. 等(陈孝红等,2002)。该剖面上灯影组顶部与天柱山段相当的地层相变为由碳质灰岩、页岩组成的岩家河组。从层序地层上看,灯影组蛤蟆井段白云岩与石板滩段灰岩之间为层序间断面所分隔。石板滩段灰岩和白马沱段白云岩之间由石板滩段中部存在的一个冲刷剥蚀面分隔而构成两个不同的三级层序。顶部岩家河组与下伏白马沱段之间为一个明显的岩性转换面,岩家河组可能为另一个独立的三级层序(图3)。

## 2 碳氧同位素特征

### 2.1 样品处理及分析方法

取新鲜质纯的灰岩或白云岩进行连续切片,在对岩石薄片进行详细观察和研究基础上确定采取样

品的区域,使用于进行同位素分析的样品避开次生裂隙和后期次生作用改造的影响。镜下鉴定结果表明,采自秭归庙河陡山沱组和宜昌四溪灯影组的大部分样品不含石英碎屑,或石英碎屑含量<1%,个别石英碎屑含量较高者也不超过5%(表1,表3)。证明上述地区当时离岸较远,其沉积作用较少受陆源物质的影响。尽管宜昌棺材崖陡山沱组第四段下部黑色页岩中分布的灰质白云岩透镜体样品中的陆源碎屑石英含量也不足5%,但这些样品,除碎屑石英外,还含有少量的长石(约1%)和岩屑(约2%)

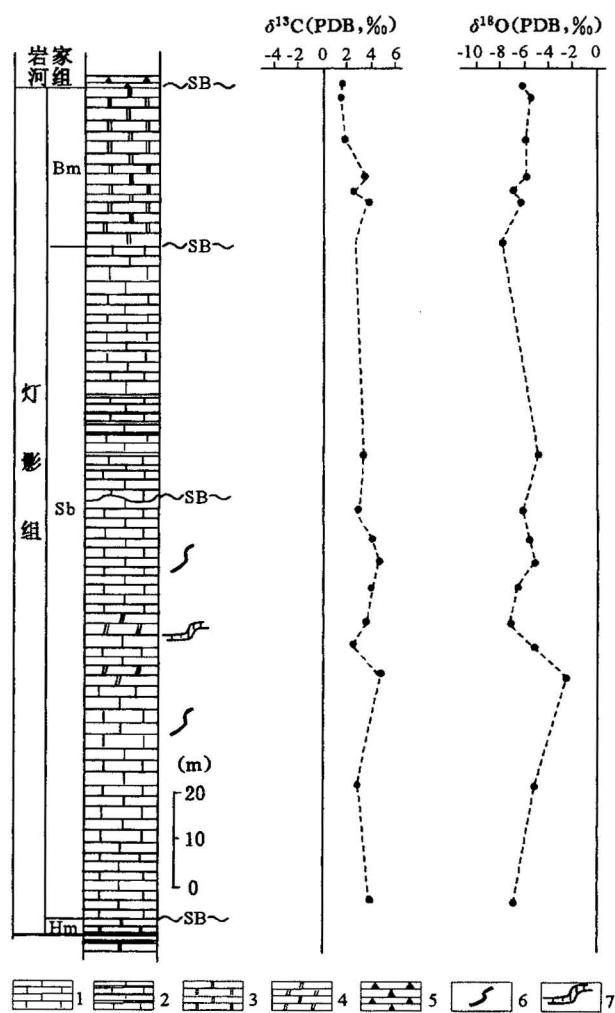


图 3 宜昌四溪灯影组多重地层划分  
 Fig. 3 Showing the multi-stratigraphic subdivisions of the Dengying Formation at Sixi, Yichang  
 1—灰岩; 2—灰岩夹页岩; 3—白云岩; 4—钙质白云岩;  
 5—硅质页岩; 6—文德带藻类化石; 7—遗迹化石  
 1—Limestone; 2—limestone intercalated with shale; 3—dolostone;  
 4—line dolostone; 5—siliceous shale; 6—*Wendotaenids* fossil;  
 7—ichnofossil

等,且陆源碎屑的分选和磨圆较差,呈次棱角和次圆状和不等粒结构。因此,无论从陆源物质的成分,还是结构特点上看,宜昌棺材崖一带陡山沱组四段下部透镜状灰质白云岩的沉积作用在不同程度上受到了陆源物质补给的影响。

样品测试在中国地质调查局同位素开放研究实验室完成。测试前先将纯净的碳酸盐岩(灰岩、白云岩)样品研磨至200目,称取20mg于反应试管中。试样在真空条件下与100%磷酸进行恒温反应,用冷冻法分离生成的水,收集纯净的CO<sub>2</sub>气体。灰岩的平衡温度为25℃,平衡时间为24h;白云岩的平衡温度为70℃,平衡时间为3h。碳氧同位素由质谱直接测定可同时获得δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O的数据。所用的质谱计是MAT-251,测量结果精度为±0.1‰。使用标准为GBW-04406(国家一级标准物质)。文中给出的δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O值均以国际标准物质PDB物质为比照标准。

## 2.2 测试结果

共测得δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O值49对,按剖面分别列表(表1~3),各剖面中δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O组成特点如图2、3所示。

秭归庙河四溪震旦系陡山沱组碳氧同位素组成(表1,图2)具有如下特点:①与国外新元古代晚期广泛分布的Varanger冰碛岩之上的盖帽白云岩相似(Kaufman et al., 1991, 1992, 1995; Kennedy, 1996; Saylor et al., 1998; Kennedy et al., 1998; Myrow et al., 1999),南沱冰碛岩之上,陡山沱组一段白云岩的碳同位素具有明显的负异常。采自该段中部和上部2个样品,其δ<sup>13</sup>C分别为-4.37‰和-5.15‰,δ<sup>18</sup>O分别为-7.14‰和-10.61‰。②陡山沱组二段和三段下部的碳氧同位素组成开始表现为自下而上呈逐渐增大的趋势,δ<sup>13</sup>C从0.37‰逐步增大到3.81‰。此后,δ<sup>13</sup>C值在经历了一次小幅震荡之后,发生了δ<sup>13</sup>C的快速下降,δ<sup>13</sup>C值从2.86‰~-0.30‰,出现了继陡山沱组一段之后δ<sup>13</sup>C的又一次负异常现象。③陡山沱组三段上部的碳氧同位素组成以δ<sup>13</sup>C值和δ<sup>18</sup>O值在地层中的变化趋势相反、局部层位的δ<sup>13</sup>C存在明显的负异常为特征。

秭归庙河陡山沱组四段相变为黑色页岩、硅质岩,但黄陵穹隆南部宜昌棺材崖一带陡山沱组四段下部黑色页岩中夹有含砂屑灰质白云岩透镜体。从后者的碳氧同位素组成上看,秭归庙河陡山沱组第三段上部碳同位素负异常现象在宜昌棺材崖一带的

相同地层中同样存在,并一直延续到陡山沱组四段的下部(表2,图2)。

灯影组下部蛤蟆井段在宜昌三斗坪四溪和棺材

表1 秭归庙河陡山沱组碳酸盐同位素组成  
Table 1 Isotopic compositions of Doushantuo Formation carbonates at Miaohe, Zigui

编号	陡山 沱组	厚度 <sup>①</sup>	样品	矿物成分(%)				δ <sup>13</sup> C (PDB, ‰)	δ <sup>18</sup> O (PDB, ‰)
				Do	Q	Py	Ph		
SMZ-2	三 段	0	白云岩	99		<1		-4.95	-1.30
SMZ-3		1.5	白云岩	99				2.45	-3.69
SMZ-5		4.0	白云岩	98		1~2		1.19	-3.89
SMZ-6		5.0	白云岩	99		1		1.58	-2.67
SMZ-7		6.3	白云岩	99		1		-4.42	-2.37
SMZ-8		7.0	白云岩	99		2		-4.88	-1.99
SMZ-10		9.6	白云岩	99		1		-0.82	-5.31
SMZ-11		11.2	白云岩	99		1		-1.15	-6.10
SMZ-12		13.2	白云岩	98	<1	1		-0.40	-5.53
SMZ-12 <sup>②</sup>			白云岩					-0.30	-5.49
SMZ-13		16.1	白云岩	98		1	<1	2.86	-5.24
SMZ-14		19.2	白云岩	98		2		2.86	-5.21
SMZ-15		22.4	白云岩	98				1.22	-5.03
SMZ-16	二 段	24.0	灰岩	84	<1	1	5~10	2.03	-7.64
SMZ-16 <sup>②</sup>			白云岩					2.00	-7.61
SMZ-17		26.1	白云岩	99		<1		3.81	-5.63
SMZ-18		29.0	白云岩	97		<1		2.45	-5.47
SMZ-20		35.0	白云岩	90				2.47	-3.31
SMZ-21	一 段	37.2	白云岩	85	2~3	3		1.85	-2.93
SMZ-22		41.0	白云岩	90	2		10	1.76	-3.96
SMZ-23		53.0	硅质岩	20			1	0.84	-11.48
SMZ-24		55.2	灰岩	79		1		0.37	-10.64
SMZ-25	灯影组 蛤蟆井段	56.7	白云岩	99		1		-5.15	-10.61
SMZ-26		57.0	白云岩	98		2		-4.37	-7.14

注:①距陡山沱组三段顶面累积厚度;②重复测试样。Do—白云石;Q—石英;Py—黄铁矿;Ph—磷灰石。样品经岩矿鉴定和粗选后,由中国地质调查局同位素开放研究实验室进行分析和测试。

表2 宜昌棺材崖陡山沱组上部碳酸盐岩同位素组成  
Table 2 Isotopic compositions of upper Doushantuo Formation carbonates at Guancaiya of Yichang

编号	组	厚度 <sup>①</sup> (m)	样品	δ <sup>13</sup> C (PDB, ‰)	δ <sup>18</sup> O (PDB, ‰)
SGZh-1	灯影组	1.3	灰质白云岩	0.56	-4.23
SGZh-2	蛤蟆井段	0.7	灰质白云岩	-0.09	-2.40
SGZ-d5	陡山沱组 四段	-2.3	含砂屑灰质白云岩	-4.22	-5.71
SGZ-d8		-3.5	含砂屑灰质白云岩	-6.91	-3.06
SGZ-d9		-4.4	含砂屑灰质白云岩	-5.46	-4.80
SGZ-d10	陡山沱组 第三段 上部	-4.6	白云岩	-6.24	-4.28
SGZ-d11		-5.7	白云岩	-5.21	-1.64
SGZ-d12		-6.6	白云岩	-7.69	-6.51
SGZ-d13		-8.6	白云岩	-7.59	-6.70

注:①距陡山沱组与灯影组界线的累积厚度。样品经岩矿鉴定和粗选后,由中国地质调查局同位素开放研究实验室进行分析和测试。

崖一带均不发育,厚度一般不足 3 m,本次仅在棺材崖该段地层中获得两个样品的碳氧同位素值,其中  $\delta^{13}\text{C}$  分别为  $-0.09\text{\textperthousand}$  和  $0.56\text{\textperthousand}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  分别为  $-2.40\text{\textperthousand}$  和  $-4.23\text{\textperthousand}$ (表 2, 图 2)。宜昌四溪灯影组石板滩段灰岩和白马沱段白云岩中的碳氧同位素组成相对稳定(表 3, 图 3),但前者的  $\delta^{13}\text{C}$  值较大,变化于  $2.59\text{\textperthousand} \sim 4.78\text{\textperthousand}$ ,平均为  $3.70\text{\textperthousand}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  变化于  $-6.94\text{\textperthousand} \sim -2.55\text{\textperthousand}$ ,平均为  $-5.48\text{\textperthousand}$ 。后者的  $\delta^{13}\text{C}$  变化于  $1.80\text{\textperthousand} \sim 3.82\text{\textperthousand}$ ,平均为  $2.45\text{\textperthousand}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  变化于  $-8.01\text{\textperthousand} \sim -5.71\text{\textperthousand}$ ,平均为  $-6.47\text{\textperthousand}$ 。

**表 3 宜昌三斗坪四溪震旦系灯影组同位素组成**  
**Table 3 Isotopic compositions of the Dengying Formation**  
**carbonates at Sixi, Sandouping of Yichang**

编号	组	厚度 <sup>①</sup> (m)	样品	矿物成分(%)				$\delta^{13}\text{C}$ (PDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB, ‰)
				Do	Q	Py	C <sub>org</sub>		
SSZDY-1		0	白云岩	99.9				1.80	-6.16
SSZDY-2	灯影组	2	白云岩	99.9				1.68	-5.71
SSZDY-3		12	白云岩	94	5			1.78	-5.91
SSZDY-4		20	白云岩	99		0.2	0.6	3.59	-5.95
SSZDY-5	白马沱段	21	白云岩	99	0.5	0.3		2.30	-7.00
SSZDY-5 <sup>②</sup>			白云岩					2.27	-7.05
SSZDY-6		25	白云岩	98				3.82	-6.57
SSZDY-7		33	硅质白云岩	54				2.16	-8.01
SSZDY-8		79	灰岩	98				3.67	-4.73
SSZDY-8 <sup>②</sup>			灰岩					3.65	-4.81
SSZDY-9	灯影组	84	灰岩	99	0.1	0.4		2.85	-6.05
SSZDY-10		91	灰岩	99	0.5			4.00	-5.57
SSZDY-11		98	灰岩	99				4.50	-5.33
SSZDY-12	石板滩段	105	灰岩	92			5	3.97	-6.61
SSZDY-14		112	白云质灰岩	99				3.56	-6.94
SSZDY-15		117	灰岩	95				2.59	-5.34
SSZDY-17		124	灰质白云岩	84	0.5	0.5	15	4.78	-2.55
SSZDY-18		144	灰岩	95				3.01	-5.20
SSZDY-19		164	硅质灰岩	89			1	4.03	-6.45

注:① 距灯影组白马沱段顶面累积厚度;② 重复测试样。Do—白云石或方解石;Q—碎屑石英;Py—黄铁矿;C<sub>org</sub>—碳质或有机质。样品经岩矿鉴定和粗选后,由中国地质调查局同位素开放研究实验室进行分析和测试。

### 2.3 讨论和比较

秭归庙河陡山沱组和宜昌四溪灯影组中碳酸盐岩样品几乎不含或仅含有极少量的陆源碎屑,基本上可以排除陆源物质的输入对上述地层中碳氧同位素组成的影响。但宜昌棺材崖陡山沱组第四段下部透镜状灰质白云岩中含有少量成熟度较低的陆源碎屑,其较低的  $\delta^{13}\text{C}$  值在一定程度上可能与陆源碎屑物质参与其沉积作用有关。此外,沉积相类型对地层中碳氧同位素的组成也有一定的影响,一般来说,同期地层中,沉积环境水体相对较深的地区,其  $\delta^{13}\text{C}$  值相对较低(Nabonne et al., 1994, Myrow et al.,

1999)。

成岩作用对地层中碳氧同位素组成存在不同程度的影响。其中部分成岩作用,如白云石化、重结晶到粗粒化作用等对碳酸盐岩中碳同位素组成影响很小(Nabonne et al., 1994)。另外,四溪灯影组少数在成岩过程中出现硅化现象的碳酸盐岩样品(如 SSZDY-15, SSZDY-7)的  $\delta^{13}\text{C}$  值略低于临近层位中未硅化样品的  $\delta^{13}\text{C}$  值,成岩分异作用可能对地层中碳同位素的组成也有一定的影响。基于秭归庙河陡山沱组第三段上部(SMZ8 至 SMZ1)和宜昌棺材崖陡山沱组第三段上部至第四段下部碳酸盐岩碳氧同位素组成的变化规律与相邻其他层段中碳氧同位素组成变化的协同对应关系不同,前者的  $\delta^{18}\text{O}$  的最大值和最小值出现的位置与  $\delta^{13}\text{C}$  不存在对应关系推测,上述地区地层中碳酸盐岩的碳氧同位素组成曾不同程度地遭受到成岩作用过程中细菌发酵(bacterial fermentation)和甲醇化(methanogenesis)作用的影响(Lambert et al., 1987)。联系秭归庙河陡山沱组上部  $\delta^{13}\text{C}$  的明显负异常分别出现在有利于有机流体运移或存储的层序地层间断面或岩性转换面附近以及宜昌棺材崖陡山沱组第三段上部较秭归庙河同期地层中具有明显偏小的  $\delta^{13}\text{C}$  值(图 2, 表 1, 表 2),而后的陡山沱组第四段上部黑色页岩被作为石煤开采使用,指示其原始沉积物中含有更为丰富的菌藻类推测,上述与沉积成岩过程相关的细菌发酵和甲醇化作用不仅可能直接改变了地层中碳同位素的组成特点,使地层中  $\delta^{13}\text{C}$  值明显降低,而且可能因与此相关所产生的有机流体的活动会导致  $\delta^{13}\text{C}$  值下降的进一步扩大。

从三峡地区震旦纪地层中碳氧同位素组成与生物的丰度和分异度的关系来看,陡山沱组二段到三段下部自下而上升高的碳氧同位素组成正好与当时地层中微古植物(疑源类)的丰度和分异度的上升有关(丁莲芳等,1996),而灯影组中相对较高的碳氧同位素组成则与灯影期动植物繁盛期紧密相连,出现在含丰富遗迹化石和大量带状藻类化石的石板滩段。上述震旦纪碳氧同位素组成与地层中生物组合特点的变化关系暗示震旦系  $\delta^{13}\text{C}$  值的升高与当时海洋中有机质产量的增加密切相关。与之相反,发生在秭归庙河陡山沱组第三段中部的  $\delta^{13}\text{C}$  值的突然降低则可能与海洋中有机质产量的迅速下降有关(Lambert et al., 1987)。

灯影组中碳氧同位素组成的变化特点与层序界面之间的对应关系不明显,暗示灯影峡期地层层序

的发展并未影响地层中碳氧同位素组成的变化,类似的现象亦见于西伯利亚西北部 Olenek 地区末元古系(Knoll et al., 1995)。然而,与陡山沱期的海平面变化相关,在陡山沱组一段和三段中上部白云岩中发生了 $\delta^{13}\text{C}$  的快速下降。其中,海侵沉积所形成的陡山沱组一段和三段上部白云岩明显的 $\delta^{13}\text{C}$  负异常的出现,正如前面所指出的那样,可能分别与其为南沱冰碛岩之上盖帽白云岩和沉积成岩作用过程中有机质的演化引起白云岩碳氧同位素组成发生改变相关,而高位域时期(或海退阶段)所沉积的陡山沱组第三段中部 $\delta^{13}\text{C}$  的快速下降则与海洋中有机质产量的迅速下降有关。引起海平面下降和海洋中有机质产量的突然减少的原因多种多样。尽管目前在华南板块与陡山沱组第三段上部和中部之间的层序间断面相当或附近的地层没有发现相应的冰碛岩,但根据全球新元古代至少在成冰纪晚期(ca. 750~600 Ma)和末元古代早期(ca. 600~570 Ma)两个发育明显的冰期,即 Sturtian 和 Marinoan 冰期(Kennedy et al., 1998),而我国南沱冰期之下莲沱组顶部凝灰岩锆石年龄为 748±12 Ma(马国干等,1984),并考虑陡山沱组二段和三段白云岩所夹的燧石结核或条带中产大型复杂的棘刺疑源类,而这类疑源类又通常在最晚 Varanger 冰期之后,伊迪卡拉动物分异发展之前绝灭(Knoll et al., 1992; 尹崇玉等,1995a,1995b; Zhang et al., 1998)以及陡山沱组的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.7077~0.7087 (Yang et al., 1999)推测,陡山沱组三段下部和上部之间层序间断面附近碳同位素负异常的出现在很大程度上可能与 Marinoan 冰期晚期或最晚 Varanger 冰期的冰川活动有关。由于冰川活动不仅导致海平面的下降,而且由于气候变冷而不利于生物的繁衍,造成海洋环境中有机质产量的迅速下降。

黄陵穹隆西部和南部震旦系上述碳同位素组成特点与 Lambert 等(1987)在峡东莲沱—灯影峡震旦系标准剖面上所获得碳同位素资料相比,两者具有相似的变化规律,即陡山沱组中部(陡山沱组二段上部和三段下部)和灯影组石板段 $\delta^{13}\text{C}$  值较高,而在陡山沱组上部(三段的中部和上部)出现 $\delta^{13}\text{C}$  值的快速下降。另外,宜昌四溪灯影组白马沱段较纯的白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$  值为 2‰ 左右,与东部地区同期地层具有一致的碳同位素组成特点。但由于西部和南部地区沉积环境的水体相对较深,陡山沱组顶部相变为页岩,灯影组下部蛤蟆井段不发育,因此,峡东灯影组底部存在的 $\delta^{13}\text{C}$  的最大值在西部和南部灯影组

底部并未见及。另外,秭归庙河陡山沱组中部和宜昌四溪灯影组石板滩段的 $\delta^{13}\text{C}$  分别变化于 1.22‰~3.81‰ 和 2.59‰~4.78‰,平均值分别为 2.4‰ 和 3.7‰,较峡东同期地层中 $\delta^{13}\text{C}$  值略低,后者的平均值分别为 3‰ 和 4‰(Lambert et al., 1987)。

### 3 结论

(1) 三峡地区震旦系碳氧同位素组成的总体变化趋势是:陡山沱组一段 $\delta^{13}\text{C}$  负异常( $\delta^{13}\text{C}$  接近-5‰)之上出现陡山沱组中部和灯影组下部(石板滩段)两次 $\delta^{13}\text{C}$  值的上升( $\delta^{13}\text{C}$  最高值分别达到 3.81‰ 和 4.78‰)。此两次 $\delta^{13}\text{C}$  值的上升被陡山沱组三段上部出现的 $\delta^{13}\text{C}$  值的突然下降( $\delta^{13}\text{C}$  从 2.86‰ 下降至 -0.30‰)所分开。灯影组石板滩段和白马沱段 $\delta^{13}\text{C}$  组成相当稳定,前者的值较高,平均为 3.7‰,后者的 $\delta^{13}\text{C}$  逐渐接近 2‰。震旦系上述碳同位素组成特点与国外新元古代 Marinoan 冰期之后碳酸盐岩沉积地层 $\delta^{13}\text{C}$  分布模式一致(Knoll et al., 1995),震旦系应为后 Marinoan 冰期沉积。

(2) 与南沱冰碛岩相伴而出现的“盖帽白云岩”,其 $\delta^{13}\text{C}$  的强烈负异常在全球范围内可以广泛识别,对尚不具备利用生物演化事件来建立 GSSP 的震旦系(末元古系)而言,不失为确定末元古系(Neoproterozoic III)底界的最佳标志。

(3) 三峡地区震旦系岩石、生物、层序和碳同位素组成综合研究结果表明,新元古代最晚 Varanger 冰期的活动在三峡地区缺乏冰碛岩证据,主要表现为陡山沱组三段上部的层序转换和与此相关的 $\delta^{13}\text{C}$  负异常的出现。在地层对比上,陡山沱组一段至三段中部大致与国外新元古代 Marinoan 冰期之后,伊迪卡拉生物分异发展之前的地层对比。出现 *Beltanelloides* 的陡山沱组第四段以及含伊迪卡拉生物的灯影组则大致可与国外伊迪卡拉期地层对比。

### 参 考 文 献

- 陈孟莪,萧宗正. 1992. 峡东震旦系宏体生物群. 古生物学报, 31(5): 513~529.
- 陈孟莪,萧宗正,袁训来. 1993. *Beltanelloides podolicus* 在中国上震旦统首次发现. 地质科学, 28(4): 312~316.
- 陈孟莪,萧宗正,袁训来. 1994. 晚震旦世的特种生物群落——庙河生物群新知. 古生物学报, 33(4): 391~403.
- 丁莲芳,李勇,胡夏嵩,等. 1996. 震旦纪庙河生物群. 北京: 地质出版社, 1~221.
- 丁启秀,邢裕盛,王自强,尹崇玉,高林志. 1993. 湖北庙河—莲沱地区灯影组管状动物化石及遗迹化石. 地质论评, 39(2): 118~124.
- 高计元,孙枢,许靖华, Oberhans H. 1988. 碳氧同位素与前寒武纪和寒武纪边界事件. 地球化学, (3): 257~265.

- 马国干,李华芹,张自超.1984.华南地区震旦纪时限范围的研究.中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊,8号:1~29.
- 全国地层委员会.2001.中国地层指南及中国地层指南说明书.北京:地质出版社,1~59.
- 唐烽,高林志.1998.中国“震旦生物群”.地质学报,72(3):193~204.
- 汪啸风,李华芹,陈孝红.1999.末前寒武系年代地层研究:问题,进展与建议.现代地质,13(4):377~384.
- 汪啸风,陈孝红,王传尚,陈立德.2001.震旦系底界及内部年代地层划分.地层学杂志,25(增刊):370~376.
- 汪啸风,陈孝红,张仁杰等.2002.长江三峡地区珍贵地质遗迹保护和太古宙—中生代多重地层划分与海平面升降变化.北京:地质出版社.
- 邢裕盛,段承华,梁玉左,曹仁关,等.1985.中国晚期寒武纪古生物.中华人民共和国地质矿产部地质专报(二),地层古生物,第2号.北京:地质出版社,1~243.
- 尹崇玉,高林志.1995a.中国早期具棘刺疑源类的演化及其生物地层学意义.地质学报,69(4):360~371.
- 尹崇玉,高林志.1995b.湖北峡东地区灯影组石板滩段(晚震旦世)的微化石.地质论评,41(3):197~204.

### References

- Chen M E, Xiao Z Z. 1992. Macrofossil biota from Upper Sinian Doushantuo Formation in eastern Yangtze Gorges, China. *Acta Palaeontological Sinica*, 31(5):513~529 (in Chinese with English abstract).
- Chen M E, Xiao Z Z, Yuan X L. 1993. First Discovery of *Beltanelloides podolicus* from the Upper Sinian in South China. *Scientia Geologica Sinica*, 29(4):312~316 (in Chinese with English abstract).
- Chen M E, Xiao Z Z, Yuan X L. 1994. A new assemblage of megafossils——Miaohe biota from Upper Sinian Doushantuo Formation, Yangtze Gorges. *Acta Palaeontological Sinica*, 33(4):391~403 (in Chinese with English abstract).
- Chinese Committee of Stratigraphy. Stratigraphic guidebook of China with a synopsis. Beijing: Geological Publishing House, 1~65 (in Chinese).
- Ding Q X, Xin Y S, Wang Z Q, Yin C Y, Gao L Z. 1993. Ubular and trace fossils from the Sinian Dengying Formation in the Miaohe—Liantuo area, Hubei Province. *Geological Review*, 39(2):118~124 (in Chinese with English abstract).
- Ding L F, Li Y, Hu X S, et al. 1996. Sinian Miaohe biota. Beijing: Geological Publishing House, 1~221 (in Chinese with English abstract).
- Gao J Y, Sun S, Xu J H, Oberhansl H. 1988. Carbon and oxygen isotope and Pre-Cambrian and Cambrian boundary event. *Geochemical*, (3):257~265 (in Chinese).
- Hsü K J, Oberhansl H, Gao J, Sun S, Chen H, Krähenbühl U. 1985. "Strangelove ocean" before the Cambrian explosion. *Nature*, 316:809~811.
- Kaufman A J, Hayes J M, Knoll A H, Germs G J B. 1991. Isotopic composition of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 49:301~327.
- Kaufman A J, Knoll A H, Awramik S M. 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary succession: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geol.*, 20:181~185.
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variation in the C-isotopic composition of sea water: stratigraphic and biogeochemical implication. *Precambrian Research*, 73(3~4):27~49.
- Kennedy M J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and Isotopic geochemistry of Australia Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, 66(6):1050~1064.
- Kennedy M J, Runnegar B, Prave A R, Hoffmann K H, Arthur M A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26(12):1059~1063.
- Knoll A H, Walter M R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature*, 365:673~678.
- Knoll A H, Grotzinger J P, Kaufman A J, Kolosov P. 1995. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, Northeastern Siberia. *Precambrian Research*, 73:251~270.
- Lambert I B, Walter M R, Zang W, Lu S, Ma G. 1987. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. *Nature*, 325:140~142.
- Ma G G, Li H Q, Zhang Z C. 1984. An investigation of the age limits of the Sinian System in South China. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, (8): 1~29 (in Chinese with English abstract).
- Myrow P M, Kaufman A J. 1999. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada. *J. Sediment. Res.*, 69(3):784~793.
- Narbonne G M, Kaufman A J, Knoll A H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Super-group, northwestern Canada: Implication for Neoproterozoic correlation and the early evolution of animals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106:1281~1291.
- Saylor B Z, Kaufman A J, Grotzinger J P, Urban F. 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *J. Sediment. Res.*, 68(6):1223~1235.
- Sun Weiguo. 1986. Late Precambrian pinnatulids (sea pens) from the eastern Yangtze Gorges, China; Paracharia gen. nov., *Precambrian Research*, 31(4):361~375.
- Tang F, Gao L Z. 1998. Sinian biota in China. *Acta Geological Sinica*, 72(3):193~204 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaofeng, Li Huaqin, Chen Xiaohong. 1999. Terminal Precambrian chronostratigraphy, problem, progress and proposal. *Geoscience*, 13(4):377~384 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaofeng, Chen Xiaohong, Wang Chuanshang, Chen Lide. 2001. Basal boundary and its inner chronostratigraphic subdivision of the Sinian System in China. *Journal of Stratigraphy*, 25(suppl.):370~376 (in Chinese with English abstract).
- Xin Y S, Duan C H, Liang Y Z, Cao R G, et al. 1985. Late Precambrian palaeontology of China. Ministry of Geology and Mineral Resources, People's Republic of China, Geological Memoirs, Series 2, Number. Beijing: Geological Publishing House, 1~243 (in Chinese with English abstract).
- Yang J, Sun W, Wang Z, Xue Y, Tao X. 1999. Variation in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? *Precambrian Research*, 93(2~3):215~233.
- Yin C Y, Gao L Z. 1995a. The early evolution of the acanthomorphic

- acritachs in China and their biostratigraphical implication. *Acta geological Sinica*, 69(4):360~371 (in Chinese with English abstract).
- Yin C Y, Gao L Z. 1995b. The microfossils of Shibantan Member of Dengying Formation (Late Sinian) in eastern Yangtze Gorges, Hubei. *Geological Review*, 41(3):197~204 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Yin L M, Xiao S H, Knoll A H. 1998. Permineralized fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, South China. *Jour. Paleont.* (The Paleontological Society Memoir 50), 72 (4):1~52.

## Carbon and Oxygen Isotope Features of the Sinian Carbonate Strata in the Three Gorges Region

CHEN Xiaohong<sup>1)</sup>, LI Huaqin<sup>2)</sup>, CHEN Lide<sup>1)</sup>, WANG Chuanshang<sup>1)</sup>, WANG Xiaofeng<sup>1)</sup>

1) Center for Stratigraphy and Palaeontology, CGS, Yichang, Hubei, 443003

2) Isotopic Geochemistry Key Laboratory, CGS, Yichang, Hubei, 443003

### Abstract

Systemic  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  analyses of the carbonate in the Sinian Doushantuo Formation at Miaohe of Zigui, the uppermost Doushantuo Formation and the lowermost Dengying Formation at Guancaiya and the Dengying Formation at Sixi in Yichang indicate that the carbon-isotopic compositions of the Sinian carbonate varies stratigraphically in a pattern comparable to the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  values of the widespread Neoproterozoic post-Marinoan strata in the glacial period in the world. The paper also discusses the relationships between carbon-isotopic compositions, biological evolution and stratigraphical successions, and points out that the negative  $\delta^{13}\text{C}$  anomalies found in the first member of the Doushantuo Formation can be the important standard for defining the basal boundary of the Sinian. The depositional age of the Doushantuo Formation is younger than the Marinoan glacial age and older than the diverse Ediacara, and the overlying Dengying Formation basically corresponds with the strata of the Ediacara Period.

**Key words:** Sinian; chemostratigraphy; Marinoan glacial period; carbon and oxygen isotopes; Three Gorges region