

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

渤海湾地区下古生界碳、氧同位素地球化学研究

王大锐¹⁾ 冯晓杰²⁾

1) 中国石油天然气集团公司油气地球化学重点实验室, 中国石油勘探开发研究院, 北京, 100083

2) 中国海洋石油天然气集团公司勘探开发研究院, 河北高碑店, 074000

内容提要 渤海湾地区寒武系标准剖面(山东张夏剖面)海相碳酸盐岩氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布区间为 $-10.6\text{‰} \sim -4.8\text{‰}$, 碳同位素的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-5.8\text{‰} \sim +1.6\text{‰}$; 奥陶系标准剖面(河北唐山剖面)海相碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布区间为 $-15.9\text{‰} \sim -6.0\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-7.6\text{‰} \sim +1.2\text{‰}$ 。中国华北地区奥陶系未出现(或未保存有)中国塔里木区与华南地区、北美大陆及瑞士等中—上奥陶统海相碳酸盐岩中碳同位素组成正向偏移现象。这表明, 中国华北地区奥陶系应缺失兰代洛阶以上地层。碳同位素组成在华北地区奥陶系各组生物化石带更叠之间均有异常波动, 稳定同位素地层曲线可以成为大区域地层划分与对比的重要标志之一。据华北地区、塔里木区与华南地区的对比研究, 海相碳酸盐岩中碳同位素组成明显地正向波动, 可成为地质时期烃源岩形成期的宏观地球化学指标。

关键词 下古生界 碳同位素 氧同位素 地层学 烃源岩 中国华北

华北地区下古生界寒武系、奥陶系海相碳酸盐岩的地层学、古生态学及沉积学已有大量研究成果(项礼文等, 1981; 赖才根等, 1982; 安泰庠等, 1983), 本研究以稳定同位素地球化学方法, 从宏观角度进一步认识与本区成烃史有关的地层学问题。

在我国的油气勘探中, 奥陶系碳酸盐岩作为生烃岩(塔里木盆地、华南地区), 油、气储层(渤海湾地区的古潜山等), 已被勘探开发工作广泛地证实。奥陶系在我国油气勘探中所占的比重日趋增加。但在华北地台长期未能找到可靠的、有工业价值的下古生界烃源岩, 过去大多数观点认为是由于该区当时属于陆表海浅水沉积所致(安泰庠等, 1983), 通过同位素地球化学与地层学的研究, 从地质历史的角度出发, 更加深入、客观地了解下古生界烃源岩的发育史, 对于我国这一地质时期沉积层位的油气勘探、成烃史评价都将是十分重要的。

我国华北区、扬子区和塔里木区的下古生界地层划分与对比还存在较大分歧, 除扬子区与塔里木区的牙形石动物群相似之外, 华北区与其他两大区的化石群落面貌迥然不同。而我国下古生界的“标准地层层序”是以扬子区的地层划分为标准的, 因此, 搞清华北区地层划分的准确性及与邻区对比就显得

十分重要。华北区以河北唐山剖面为代表的奥陶系和以山东济南张夏剖面为代表的寒武系剖面的生物地层学工作已进行得十分详细(安泰庠等, 1983), 但与井下下古生界的详细对比则不尽人意, 难以满足勘探工作的需要。利用化学地层学研究方法样品量需要少、反应灵敏、对比精确等特点, 可以进行更为详细的地表与井下剖面的划分与对比, 并进行国际间的划分与对比。

近年来的一系列研究成果证实, 华北区、扬子区与塔里木区在早古生代处于不同的板块, 三大区的古生物面貌、沉积学与构造学各具鲜明特色, 而地球化学、尤其是同位素地球化学特征是否存在差异, 以及这种差异与它们所处的地理位置和沉积环境的关系等尚无较为详细的探讨。

1 研究方法

本研究选用地层古生物学研究程度较高、地层划分已有定论的层型剖面, 即渤海湾地区的唐山剖面与济南剖面。共采集样品近200块, 其中唐山剖面100块, 重点研究奥陶系及奥陶/寒武系界线处稳定同位素地层曲线; 济南张夏剖面89块, 重点研究寒武系。采样间距从10cm至30cm不等, 在生物地层界线

注: 本文为中国石油天然气集团公司“九五”科技攻关项目(编号 970206-03)和国家科技部“973”项目(编号 G1999043306)资助成果。

收稿日期: 2001-08-09; 改回日期: 2002-03-11; 责任编辑: 周健。

作者简介: 王大锐, 男, 1955年生。1993年获北京大学博士学位。现为中国石油天然气集团公司油气地球化学重点实验室、中国石油勘探开发研究院高级地质师, 从事油气地球化学与地层学研究。通讯地址: 100083, 北京市学院路20号910信箱, 油气地球化学重点实验室; 电话: 010-62097914; Email: wdr@petrochina.com.cn。

附近采样间距加密。

实验室分析采用 McCrea(1950)正磷酸法,即将全岩样品碎至200目后在25℃恒温真空条件下与磷酸反应24h以上,用液氮提纯、收集反应生成的CO₂气体,送 Finnigan-MAT 252气体同位素质谱仪检测。所获得的δ¹³C与δ¹⁸O均为PDB值。分析误差,δ¹³C值:±0.1‰;δ¹⁸O值:±0.2‰。工作标样为GBW04405。

济南张夏剖面碳酸盐岩的δ¹⁸O值分布区间为-10.6‰~-4.8‰,δ¹³C值为-5.8‰~+1.6‰;唐山剖面,δ¹⁸O值分布区间为-15.9‰~-6.0‰,δ¹³C值为-7.6‰~+1.2‰(表1,2)。从图1可以清楚地看出,两条剖面上的碳、氧同位素组成分布十分离散,两者间不存在线性关系,且碳、氧同位素组成的地层分布波动趋势大致相同而不完全同步。因此

可以推断,分析所用岩石中的稳定同位素组成没有或极少受到成岩作用影响(Qing et al., 1994),基本保持了原始形成时的状态,所得出的同位素地层曲线是可靠的。

2 研究结果与讨论

2.1 同位素地层学与沉积环境研究

华北地区下古生界海相碳酸盐岩同位素曲线如图2、3所示。

2.1.1 山东济南张夏剖面

济南张夏剖面从老至新的稳定同位素组成特征为:

(1)下寒武统辛集组—馒头组(相当于沧浪铺期—龙王庙期):该期为华北地台形成前的缓坡阶段,构造稳定、海平面上升缓慢,沉积速率较低(陈荣坤

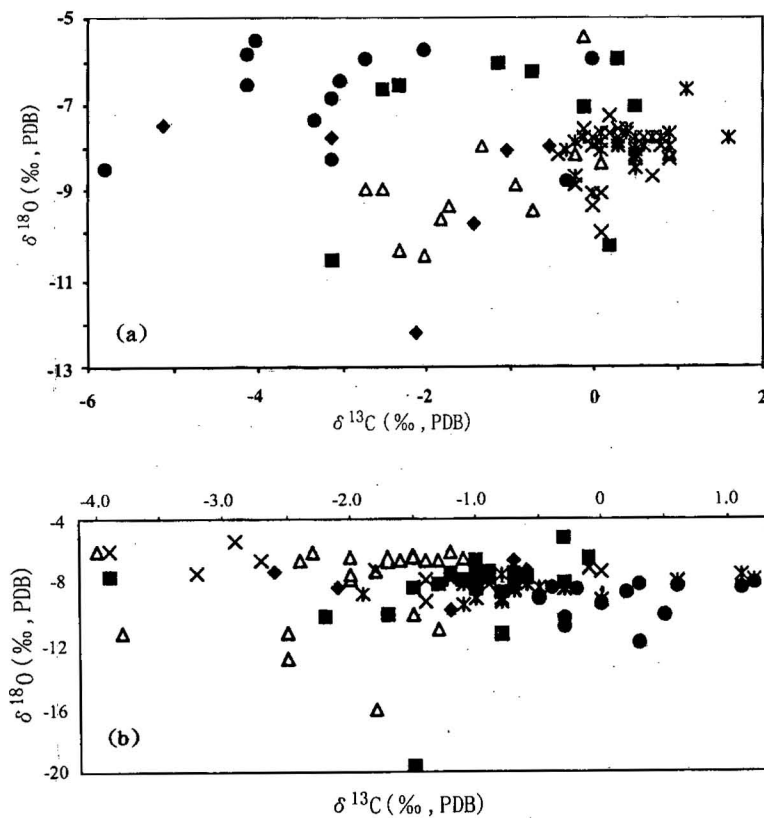


图 1 渤海湾地区下古生界海相碳酸盐岩 δ¹⁸O 与 δ¹³C 值相关图

Fig. 1 The relationship between δ¹⁸O and δ¹³C values of Lower Palaeozoic carbonates from Bohai Bay area

(a)—济南张夏剖面:◆—新集组;■—馒头组;△—毛庄组;X—徐庄组;*—崮山组;●—三山子

(b)—河北唐山剖面:■—上马家沟组;△—下马家沟组;X—亮甲山组;*—冶里组;●—凤山组

(a)—Zhangxia section of Cambrian:◆—Xinji Formation;■—Mantou Formation;△—Maozhuang Formation;

X—Xuzhuang Formation; *—Gushan Formation; ●—Sanshanzi Formation

(b)—Tangshan section of Ordovician:■—Shangmajiagou Formation; △—Xiamajiagou Formation;

X—Liangjiashan Formation; *—Yeli Formation; ●—Fengshan Formation

等,1993)。潮坪、局限海环境发育。但此时的海侵刚刚发生,受淡水的影响依然较强烈,所以岩石内氧同位素组成波动幅度大,变化迅速, $\delta^{18}\text{O}$ 值波动范围为 $-12.0\text{‰} \sim -4.8\text{‰}$;在此沉积期间,虽然没有发生较大的生物集群绝灭,但所分析的泥质白云岩与砂屑白云岩及灰岩对沉积有机质的保存能力有所差别,使得部分有机质中的碳参与了成岩作用,导致该

段 $\delta^{13}\text{C}$ 值的剧烈波动,分布范围为 $-5.1\text{‰} \sim +0.4\text{‰}$ 。在辛集组/馒头组界线处无明显的碳、氧同位素组成波动。

(2)中寒武统毛庄组—徐庄组(毛庄期—徐庄期);该沉积期以鲕状灰岩及藻灰岩交互为特征,夹有紫红色细碎屑岩。沉积相的分异也较为明显。表征着沉积水深有所波动,此时的陆源、大气淡水的注入

表 1 济南张夏剖面寒武系碳氧同位素数据表

Table 1 Stable isotopic compositions of Cambrian carbonates from Zhangxia section

地层	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	地层	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
辛集组	J1	泥质白云岩	-2.1	-12.2	张夏组	J186	生屑鲕粒灰岩	0.2	-7.7
	J2	泥质白云岩	-3.1	-7.8		J187	藻灰岩	0.3	-7.6
	J6	砾屑白云岩	-0.5	-8.0		J191	鲕粒灰岩	0.2	-7.3
	J7	砾屑白云岩	-1.4	-9.8	崮山组	J193	竹叶状灰岩	-0.2	-7.9
	J10	灰质白云岩	-5.1	-7.5		J194	泥晶灰岩	-0.3	-8.1
	J12	砾屑白云岩	-1.0	-8.1		J196	泥晶灰岩	0	-8.0
J15	钙质页岩	0.3	-6.0	J197		竹叶状灰岩	0.1	-7.7	
J19	白云岩	-3.1	-10.6	J198		竹叶状灰岩	0.1	-7.9	
馒头组	J23	泥质白云岩	-2.5	-6.7	J199	竹叶状灰岩	0.1	-8.1	
	J26	泥质灰岩	-1.1	-6.1	J215	泥屑灰岩	0.4	-7.6	
	J30	泥晶灰岩	0.2	-10.3	J224	砾屑灰岩	1.6	-7.8	
	J32	白云岩	0.5	-7.1	J225	泥晶灰岩	0.9	-7.7	
	J34	泥质白云岩	-0.6	-4.8	长山组	J226	粉晶灰岩	0.7	-7.8
	J35	白云岩	-0.7	-6.3		J234	泥晶灰岩	0.5	-7.8
	J39	白云岩	-2.3	-6.6		J277	泥晶灰岩	-0.2	-8.7
	J48	白云岩	-0.1	-7.1		J298	叠层灰岩	0.5	-8.3
J58	含粉砂云泥岩	-0.1	-5.5	J301		粉晶灰岩	0.3	-7.9	
毛庄组	J66	生屑灰岩	-2.5	-9.0	凤山组	J304	鲕粒灰岩	0.5	-8.2
	J70	灰岩	-2.7	-9.0		J305	泥晶灰岩	0.5	-8.1
	J76	生屑灰岩	-1.8	-9.7		J307	泥晶灰岩	0.3	-8.0
	J78	鲕粒灰岩	-0.7	-9.5		J317	竹叶状灰岩	0.9	-8.0
	J83	鲕粒灰岩	-0.9	-8.9		J329	泥晶灰岩	0	-9.1
	J84	生屑鲕粒灰岩	-1.7	-9.4		J345	砾屑灰岩	0.6	-8.0
	J89	生屑灰岩	-2.0	-10.5		J358	藻灰岩	0.8	-7.8
	J93	灰岩	-2.3	-10.4		J364	藻灰岩	0.4	-7.7
	J99	鲕粒灰岩	-0.3	-8.8		J372	藻灰岩	0.1	-7.9
	J102	鲕粒灰岩	-0.2	-8.2		J378	藻灰岩	-0.1	-7.8
	J109	生屑灰岩	-1.3	-8.0		J380	藻灰岩	-0.1	-7.8
	J111	鲕粒灰岩	0.1	-8.4		J419	藻灰岩	0.5	-8.5
J116	鲕粒灰岩	0.9	-8.2	J433	灰岩	1.1	-6.7		
张夏组	J117	生屑鲕粒灰岩	0.1	-10.0	J439	云质灰岩	0.5	-8.0	
	J118	藻灰岩	0.1	-9.1	三山子组	JO1	白云岩	-0.3	-8.8
	J119	藻灰岩	0.9	-8.3		JO4	白云岩	-4.1	-6.6
	J122	核形石灰岩	0.9	-7.7		JO7	白云岩	-3.1	-6.9
	J125	核形石灰岩	0.7	-8.7		JO13	白云岩	-3.3	-7.4
	J129	核形石灰岩	0.8	-8.0		JO15	白云岩	-3.1	-8.3
	J135	鲕粒灰岩	-0.2	-8.9		JO17	白云岩	-2.7	-6.0
	J140	云斑粉晶灰岩	-0.4	-8.2		JO20	白云岩	-2.0	-5.8
	J143	云斑细晶灰岩	-0.1	-7.6		JO23	白云岩	-3.0	-6.5
	J159	生屑灰岩	0	-7.8		JO37	白云岩	-4.1	-5.9
	J161	藻灰岩	0.6	-7.8		JO29	白云岩	0	-6.0
J162	鲕粒灰岩	-0.2	-8.7	JO45		白云岩	-5.8	-8.5	
J168	藻灰岩	0	-9.4	JO55	白云岩	-4.0	-5.6		
J180	鲕粒灰岩	0.3	-7.8						

量变化较大。因此,碳、氧同位素组成仍呈明显波动, 碳酸盐岩地层中, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -5.5% 急剧下降但波动幅度小于下部地层的。在毛庄组底部 2.9m 为 -9.0% , 负向波动幅度达 3.5% ; $\delta^{13}\text{C}$ 值也有下

表 2 河北唐山剖面奥陶系碳氧同位素数据表

Table 2 Stable isotopic compositions of Ordovician carbonates from the Tangshan section

层位	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	层位	样号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	
峰峰组 (河北峰峰)	FF-102	灰岩	-1.2	-9.7	下马家沟组	G29-135	灰岩	-1.2	-7.8	
	FF-77	生屑灰岩	-1.5	-6.4		G28-130	灰岩	-1.8	-15.9	
	FF-65	泥晶灰岩	-2.1	-8.3		G27-125	灰岩	-2.5	-12.7	
	FF-58	泥晶灰岩	-0.6	-7.2		G26-120	灰岩	-2.5	-11.1	
	FF-44	泥晶灰岩	-2.6	-7.3		G26-116	灰岩	-3.8	-11.1	
	FF-33	泥晶灰岩	-0.7	-6.6		G26-114	灰岩	-4.0	-6.0	
	FF-15	灰岩	-1.7	-10.0		G25-111	生屑灰岩	-7.6	-6.8	
上马家沟组	G48-623	生屑灰岩	-1.0	-7.4	亮甲山组	G24-100	生屑灰岩	-3.9	-6.0	
	G48-620	生屑灰岩	-0.3	-5.2		G24-90	灰岩	-2.9	-5.4	
	G47-610	灰岩	-2.2	-10.1		G24-80	灰岩	-2.7	-6.6	
	G47-600	灰岩	-1.2	-7.8		G23-75	灰岩	-3.2	-7.4	
	G47-590	灰岩	-0.3	-8.0		G23-65	灰岩	-1.8	-7.2	
	G46-580	灰岩	-0.9	-7.7		G21-60	灰岩	-1.2	-7.8	
	G45-561	泥晶灰岩	-0.6	-7.7		G21-55	藻灰岩	-1.4	-9.2	
	G45-541	泥晶灰岩	-0.1	-6.5		G19-50	藻灰岩	-1.4	-7.8	
	G45-521	泥晶灰岩	-1.7	-10.0		G19-40	泥晶灰岩	-0.9	-8.1	
	G45-501	灰岩	-1.0	-7.4		G19-30	泥晶灰岩	-1.2	-7.8	
	G45-481	灰岩	-1.2	-7.4		G19-25	泥晶灰岩	-0.9	-7.8	
	G45-461	灰岩	-1.0	-8.4		G18-5	生屑灰岩	-0.8	-9.0	
	G45-439	灰岩	-0.7	-7.4		G18-20	生屑灰岩	0	-9.1	
	G45-421	灰岩	-1.1	-7.8		G18-15	生屑灰岩	-0.1	-7.1	
	G45-409	灰岩	-0.9	-7.3		G18-10	灰岩	0	-7.3	
	G45-390	灰岩	-0.8	-8.6		冶里组	S17-80	灰岩	-1.0	-9.0
	G44-381	灰岩	-1.2	-7.6			S17-79	灰岩	-1.9	-8.7
	G44-371	灰岩	-0.8	-11.2			S17-71	灰岩	-0.6	-8.1
	G43-360	灰岩	-1.0	-7.8			S17-65	灰岩	-1.1	-8.1
	G43-350	灰岩	-1.5	-8.3			S16-60	灰岩	-0.8	-9.2
G42-340	灰岩	-3.9	-7.6	S14-56	灰岩		-0.7	-8.5		
G41-330	灰岩	-1.3	-8.1	S12-50	灰岩		-0.3	-8.4		
G41-320	灰岩	-1.5	-19.6	S12-38	生屑灰岩		-1.1	-9.4		
G40-310	灰岩	-1.0	-6.6	S12-30	生屑灰岩		-0.5	-8.3		
G40-300	灰岩	-1.0	-7.3	S12-20	生屑灰岩		-0.7	-8.4		
下马家沟组	G39-290	灰岩	-1.7	-6.7	S11-15		泥质灰岩	1.1	-7.5	
	G38-280	灰岩	-2.3	-6.1	S11-10		泥质灰岩	1.2	-7.8	
	G37-270	灰岩	-1.5	-10	S11-5		泥质灰岩	-0.8	-7.5	
	G36-260	灰岩	-1.8	-7.3	S10-1		泥质灰岩	0.6	-7.9	
	G35-250	灰岩	-1.4	-6.6	T16-58a		泥质灰岩	-0.3	-10.2	
	G35-240	灰岩	-1.7	-6.4	T16-53a		灰岩	0.5	-10	
	G34-230	灰岩	-1.3	-6.6	T16-50a		灰岩	1.1	-8.3	
	G34-220	灰岩	-2.0	-7.8	T16-46a		灰岩	1.2	-8.0	
	G34-210	灰岩	-1.3	-10.9	T13-40a		灰岩	0.6	-8.2	
	G34-205	泥晶灰岩	-1.2	-6.1	T13-36a		灰岩	-0.2	-8.4	
	G33-200	泥晶灰岩	-1.4	-6.6	T11-30a	灰岩	-0.4	-8.3		
	G33-195	泥晶灰岩	-2.0	-7.5	T9-25a	灰岩	-0.7	-8.2		
	G33-186	灰岩	-1.6	-6.6	T7-20a	灰岩	0	-9.3		
	G33-174	灰岩	-1.5	-6.3	T6-16a	灰岩	-0.5	-9.0		
	G32-169	灰岩	-2.4	-6.6	T3-10a	紫色灰岩	-0.3	-10.7		
	G31-161	灰岩	-1.5	-6.4	T2-5a	紫色灰岩	0.3	-11.7		
	G31-150	灰岩	-1.1	-6.5	T1-3a	灰岩	0.3	-8.1		
	G30-141	灰岩	-2.0	-6.4	T1-1a	灰岩	0.2	-8.6		

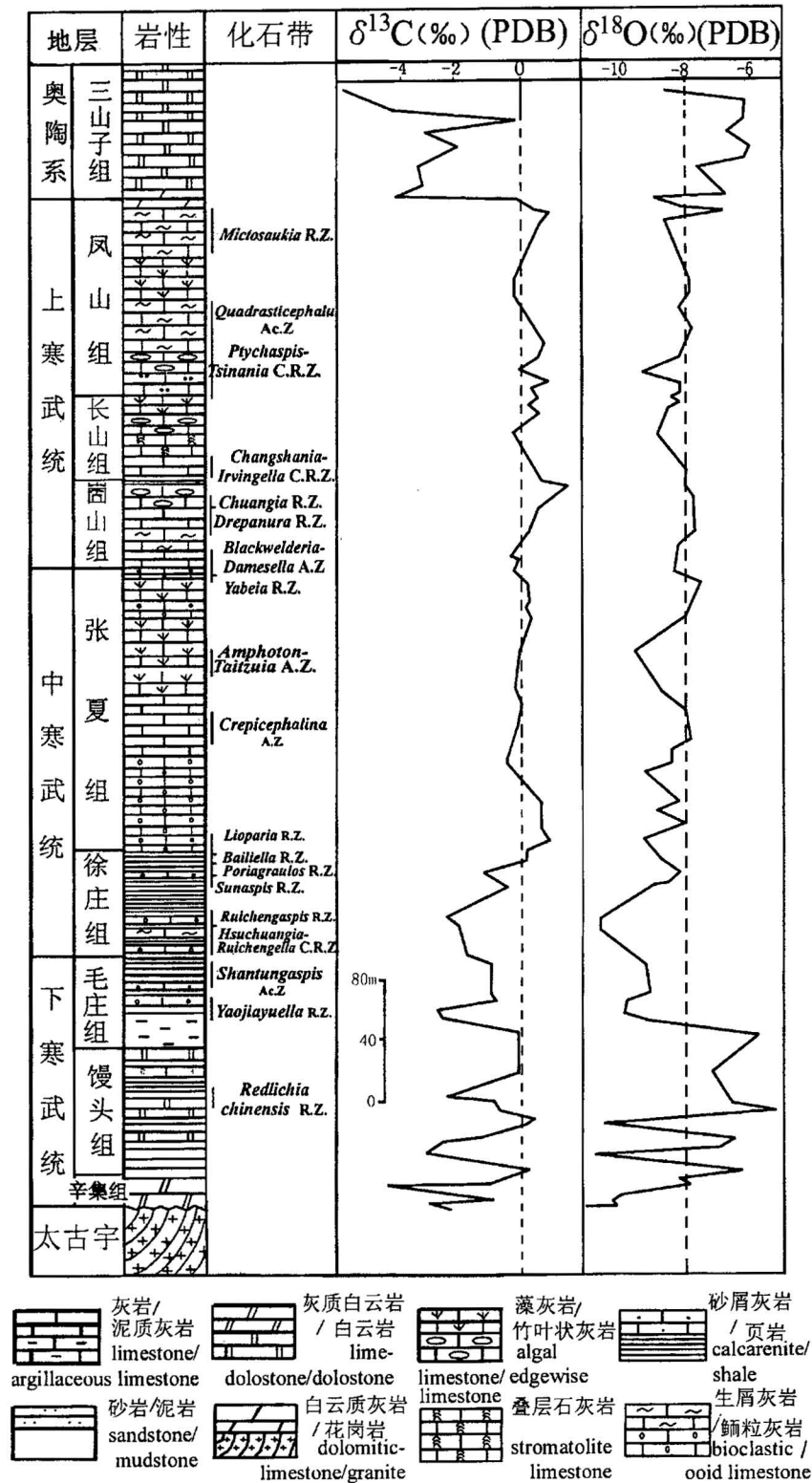


图 2 济南张夏剖面寒武系碳、氧同位素曲线

Fig. 2 Carbon and oxygen isotopic curves of Cambrian, at Zhangxia section of Shandong Province

降,从-0.1‰降至-2.5‰,负向波动幅度为2.4‰。从徐庄组中部开始, $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值都呈上升趋势,增幅分别达1.6‰和2.1‰;在徐庄组顶部, $\delta^{18}\text{O}$ 值发生了约1‰的负向波动,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则一直保持增加,直至张夏组下部。

(3)中寒武统张夏组—上寒武统凤山组:在此期间,华北地台沉积环境有了较大的变化,气候潮湿,以碳酸盐沉积为主,紫红色碎屑岩不再出现。因此,碳、氧同位素地层曲线以平缓为特征, $\delta^{13}\text{C}$ 值基本沿0‰值线分布, $\delta^{18}\text{O}$ 值维持在-8.3‰±0.8‰的区间。与下伏地层相比, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显增加,增幅达2.4‰; $\delta^{18}\text{O}$ 值的增幅不大,为0.8‰。在张夏组/徐庄组界线处, $\delta^{13}\text{C}$ 值由-1.3‰增至0.1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 值则呈下降趋势。在张夏组/崮山组、崮山组/长山组、长山组/凤山组界线处, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值均无明显波动。

(4)上寒武统凤山组—下奥陶统三山子组:在凤山组/三山子组界线处, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生突变,在凤山组顶部7.8m至三山子组底部2m的9.8m厚度内, $\delta^{13}\text{C}$ 值由凤山组顶部的+1.1‰突降至三山子组底部的-4.1‰,下降幅度达5.2‰; $\delta^{18}\text{O}$ 值由凤山组顶部的-7.8‰降至-8.5‰,后又升至-6.7‰,在三山子组底部又降至-8.8‰,减幅达2.1‰,进入三山子组11.5m地层后增至-6.6‰。目前国内外均未见寒武系/奥陶系界线处的碳、氧同位素组成波动的报道,济南张夏剖面奥陶系/寒武系交界处的这一波动,是同位素地层学研究的重

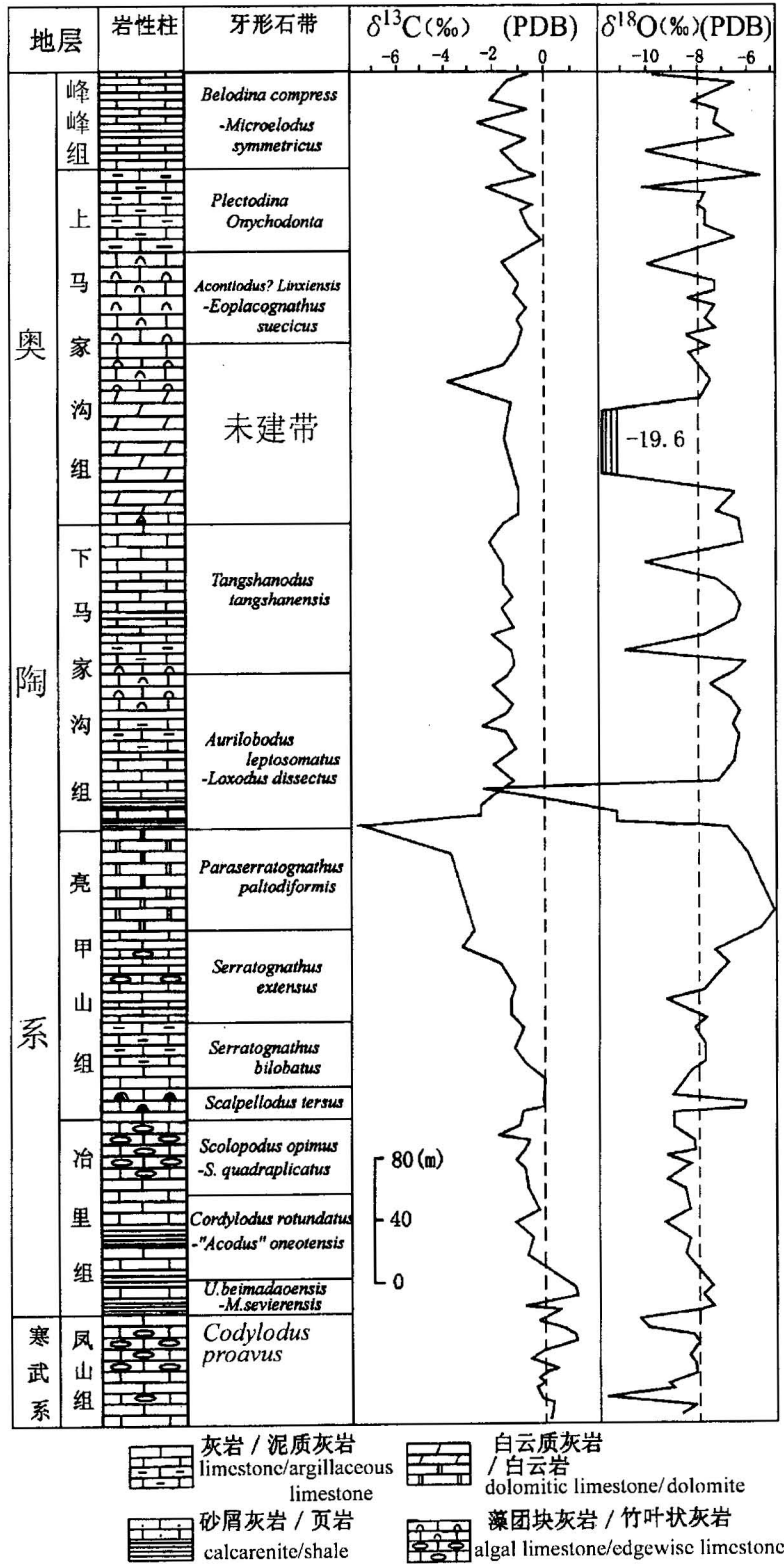


图 3 河北唐山剖面奥陶系碳、氧同位素地层曲线

Fig. 3 Carbon and oxygen isotopic curves of Ordovician, at Tangshan section of Hebei Province

大发现,还是广泛分布于华北地区的三山子组灰岩的穿时性所造成的假象,或者是其他尚不知道的地质原因,值得深入研究和推敲(参见图2)。

2.1.2 河北唐山剖面

本研究所用样品采自河北唐山地区赵各庄剖面与峰峰剖面,剖面累积厚度1050m,所用样品为安太岸等(1983)进行华北地区牙形石带研究时采集,有丰富可靠的古生物学证据。而且,河北唐山剖面的研究程度高,为华北地区奥陶系标准剖面。从老至新地层中稳定碳、氧同位素组成特点为:

(1)上寒武统凤山组及寒武系/奥陶系界线:本剖面的寒武系/奥陶系界线处未见碳、氧同位素组成的明显波动。碳同位素组成在0‰值附近分布,进入冶里组底部后有所增重; $\delta^{18}\text{O}$ 值波动亦不明显,为-11.7‰~-8‰,进入冶里组以后也有所增加,幅度为2.3‰。凤山组 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值及波动形式与济南张夏剖面凤山组的十分相似(图3)。

(2)冶里组—亮甲山组:由各种灰岩组成,在这段地层中, $\delta^{13}\text{C}$ 值呈持续下降状态,至亮甲山组顶部,达到最大负值(-7.6‰); $\delta^{18}\text{O}$ 值波动幅度不大,曲线呈平缓的锯齿状。进入亮甲山组后, $\delta^{13}\text{C}$ 值下降更为明显,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值则呈逐步增加趋势。在 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈最大负值处, $\delta^{18}\text{O}$ 值并无明显改变。从亮甲山组上部开始, $\delta^{18}\text{O}$ 值略有下降。造成海水碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加的重要原因在于海水的蒸发量增大、盐度增加,但并不利于沉积有机质的保存,因此可导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值的下降与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的增加。该区此

期应为较为封闭的沉积环境,这段地层中的白云岩也支持这一推论。

(3)下马家沟组—峰峰组:在这段地层中, $\delta^{13}\text{C}$ 值未呈重大的正、负向波动,地层曲线平稳,在上马家沟组内出现一个较大的负向波动, $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -1.3‰ 降至 -3.9‰ 。下马家沟组的 $\delta^{13}\text{C}$ 均值为 -1.8‰ ,上马家沟组均值为 -1.1‰ ,峰峰组均值为 -1.5‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化十分强烈,在下马家沟组下部降至 -19.6‰ ,但在峰峰组与上马家沟组交界附近又增至 -5.2‰ ,波动幅度为 14.4‰ (图2)。唐山地区的上、下马家沟组都可分为三个岩性段:下部为泥质白云岩,常含角砾,中部为一厚层灰岩;上部为灰岩夹薄层泥质、白云质灰岩构成一个完整的沉积旋回。因此,从下马家沟组底部开始了一次海进序列,有利于海相有机质的保存,但此时的淡水影响依然强烈,富含 ^{16}O 的淡水导致了碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的多次负向波动。在上马家沟组的底部,开始了又一次海进序列,碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值再次出现强烈的负向波动。与此相仿,峰峰组虽然与下伏的上马家沟组呈整合接触,但其底部层段局部可见角砾状泥灰岩。因此,在峰峰组底部亦出现了碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显负向波动,而碳同位素组成却未发生明显的变化(图3)。

2.2 华北区与华南区及塔里木区稳定同位素地层学比较

根据对塔里木区不同沉积区剖面的稳定同位素地层学研究的经验与结果(王大锐等,1998),华北地区与塔里木区之间存在着截然不同的稳定同位素曲线特征。探索其原因,可以从以下几个方面考虑:

(1)关于奥陶纪的大陆板块古地理分布已有多种论述。Marshall等(1997)认为,在奥陶纪 Llanvirn—Caradoc—Ashgill 世,中国华北区的地理位置略处于赤道以北,而塔里木区与华南区的位置则更加偏南。该推断主要是根据腕足动物化石群得出的。在中国,牙形石动物群(安太庠等,1983)、头足动物群(赖才根等,1982)、三叶虫动物、珊瑚动物(赖才根等,1982)的分布特征也支持这一推测。华北区与华南区及塔里木区的化石动物群面貌的巨大差别与其古地理位置密切相关。本研究的初步结果也证实,在奥陶纪(起码在早—中奥陶世),我国华北区与华南区及塔里木区两大区域的海水化学及稳定同位素组成特点的确存在着明显的区别,表现为华北区与华南区及塔里木区下古生界稳定同位素地层学曲线的区别。

(2)根据安太庠等(1983)和赖才根等(1982)的研究,华北区的峰峰组牙形石动物群特点接近于美洲大陆动物区,而与华南区及塔里木区相应地层中的牙形石动物群迥然不同。但他们推测,峰峰组大致相当于庙坡阶以及兰代洛(Llandeilo)阶的上部及卡拉多克阶(Caradoc)的底部。但是,根据 Qing 等(1994)用保存完好的腕足动物壳进行的稳定同位素的研究,从 Llandeilo 世开始,海相生物碳酸盐沉淀物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值即开始正向偏移。而进入阿斯吉尔世(Ashgill),这种 $\delta^{13}\text{C}$ 值及 $\delta^{18}\text{O}$ 值的正向偏移更加明显、强烈。这种中—上奥陶统的碳、氧同位素组成的正向波动出现在美国中西部、加拿大 Anticosti 岛、瑞士中部、波罗的海国家(Brenchley et al., 1997),以及中国的华南地区和塔里木区的浅海台地(柯坪剖面)与较深海沉积区(库鲁克塔格剖面,王大锐等,1998)。但在中国华北地区,这种奥陶系海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值及 $\delta^{18}\text{O}$ 值的正向偏移无任何表现。目前,国际地学界对中—晚奥陶世(尤以 Ashgill 世)地球上发生大陆冰川的推断已趋公认(Brenchley et al., 1994)。根据稳定同位素组成在地质历史中波动时间短、影响范围大的特点(Brend, 1989),这次冰川活动对海水中碳酸盐岩中碳、氧同位素组成的影响应在我国的华北区与华南区及塔里木区都有所反映,但未在华北地区见到此表现。对此,应根据古生物化石的不完全对应性及稳定同位素地层曲线的特点,对“峰峰组—庙坡组—兰代洛阶”的对比方案及结果提出质疑。最起码,这三者之间的所谓对比关系值得重新认识。根据地史中海相碳酸盐岩内碳、氧组成波动的大范围性和短时性,以及与世界不同地区的同位素地层学研究结果对比,可以认为,在华北地台的下古生界,迄今为止尚未发现证据确凿的中—上奥陶统(即兰代洛阶以上地层)。

(3)碳同位素组成在本区奥陶系不同组即冶里组/亮甲山组,亮甲山组/下马家沟组,下马家沟组/上马家沟组及上马家沟组/峰峰组之间都有波动,尤以亮甲山/下马家沟组之间最为明显;碳同位素组成波动与生物化石带之间存在良好对应关系,如牙形石 *Codylous proavus*/*Utahconus beimadaoensis*-*Monocostadus sevierensis*, *Paraserratognathus paltodiformis*/*Aurilobodus leptosomatus*-*Loxodus disctus* 等带界线处,都出现了 $\delta^{13}\text{C}$ 值波动。在张夏剖面上,每个化石带的更迭处大多有 $\delta^{13}\text{C}$ 值的负向异常出现。古生物地层学特征可与稳定同位素地层学特征良好地对应,这将大大地有利于今后对该区少化石、甚至

无化石的下古生界地层的划分与对比。

已有古生物学、构造地质学研究结果认为塔里木区与华北区在早古生代不属于同一古板块。本研究证实,两地之间古海洋化学特点亦存在明显差别。

3 本研究的石油地质学意义

在中一晚奥陶世冰期时,由于全球气温下降、尤其是海水底层温度降低,使得生物死亡进入沉积物后的保存能力比以前大大增强。而大量存在于生物体内的 ^{12}C 会因此而被保存于沉积有机质内,进而使海水中碳酸盐的 ^{13}C 相对增加,即沉积的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值正向偏移。同时,由于冰期时海水中 ^{16}O 大量被封存于冰层中,造成了 ^{18}O 的相对富集,因此可导致此间的海相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的正向偏移。在塔里木区及全球许多地区中一上奥陶统海相碳酸盐岩内大范围、强烈的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的正向偏移是该期有机质产率与保存率增加的标记(Wang K et al., 1997;王大锐等,1998)。从理论上讲,地质历史中的这种时期,应该有利于形成优质烃源岩。

我国塔里木油气区经过多年的勘探与研究,初步证实了全盆地范围内的中一上奥陶统应为主力海相烃源岩。精细的油气地化研究,常规的与具有时代意义的生物标志化合物亦证明了这一推论(梁狄刚等,1999)。然而,在华北地区,这一重要成烃有利时期形成的海相碳酸盐岩未能被保存下来。而且,即使这套地层得以保存,由于华北地区当时距赤道相当近,且为浅海台地,海水的氧化作用较强,对于沉积有机质的保存也十分不利。这就是迄今为止尚未能在华北地区找到理想的烃源岩的重要原因。当然,这些因素并不妨碍本区奥陶系在后来的地质时期形成类似于古潜山式的良好储集层,以及在奥陶系较深的沉积层中找到烃源岩的可能性。

根据华北地区下古生界的稳定同位素地球化学的研究,可以认为,在我国华北、乃至其他地区,比如鄂尔多斯盆地的西缘,浙江的西部地区等,应着力寻找、勘探可能存在的中一上奥陶统较深水相沉积,那将极有可能成为理想的海相烃源岩。

华北石油勘探公司研究院张放高级工程师提供样品和生物地层学资料,特此致谢。

参 考 文 献

安太庠,张放,向维达,张又秋,徐文豪,张慧娟,姜德标,蔺连生,崔战堂,杨新昌. 1983. 华北及邻区牙形石. 北京:科学出版社.

陈荣坤,孟祥化. 1993. 华北地台早古生代沉积建造及台地演化. 岩相古地理, 13(4): 46~54.

赖材根,汪啸风. 1982. 中国地层(5): 中国的奥陶系. 北京:地质出版社.

梁狄刚,张水昌,张宝民,王飞宇. 2000. 从塔里木盆地看中国海相生油问题. 地学前缘, 7(4): 534~547.

王大锐,白玉雷. 1998. 塔里木中上奥陶统碳同位素组成正向偏移的石油地质学意义. 石油勘探与开发, 25(4): 15~16.

项礼文,李善姬,南润善,郭振明,杨家禄,周国强,安泰庠,袁克兴,钱逸. 1981. 中国地层(4): 中国的寒武系. 北京:地质出版社.

References

An Taixiang, Zhang Fang, Xiang Weida et al. 1982, The Conodont studies in Huabei and its adjacent areas. Beijing: Science Press (in Chinese).

Brenchley P J, Marshall J D, Carden G A F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse. *Geology*, 22: 295~298.

Brend U. 1989. Biogeochemistry of Late Palaeozoic North American brachiopods and secular variation of seawater composition. *Biogeochemistry*, 7: 159~193.

Chen Rongkun, Meng Xianghua. 1993. Depositional formation and evolution of the Huabei Platform in Early Paleozoic. *Lithofacies and Paleogeography*, 13 (4): 46~54 (in Chinese with English abstract).

Lai Caigen, Wang Xiaofeng. 1982. Chinese Stratum (5): Chinese Ordovician. Beijing: Geological Press (in Chinese).

Liang Digang, Zhang Shuichang, Zhang Baomin, et al. 2000. Understanding on marine oil generation in China based on Tarim Basin. *Earth Science Frontiers*, 7 (4): 534~547 (in Chinese with English abstract).

Marshall J D, Brenchley P J, Mason P, Wolff G A, Astini R A, Hints L, Meidla T. 1997. Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the late Ordovician. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 195~210.

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

Wang Darui, Bai Yulei. 1998. The Petroleum geological significance of carbon isotopic positive anomaly of the Middle—Upper Ordovician in Tarim Basin. *Petroleum Exploration & Development*, 25 (4): 15~16 (in Chinese with English abstract).

Wang K, Chatterton B D E, Wang Y. 1997. An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sedimentary rocks, Yangtz Sea, South China: Implications for CO_2 changes during the Hirnantian glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 147~158.

Xian Liwen, Li Shanji, Nan Runshan, et al. 1981. Chinese Stratum (4): Chinese Cambrian. Beijing: Geological Press (in Chinese).

Research on Carbon and Oxygen Geochemistry of Lower Paleozoic in North China

WANG Darui¹⁾, FENG Xiaojie²⁾

1) *Key Laboratory of Petroleum Geochemistry, China National Petroleum Corporation;
Research Institute of Petroleum Exploration & Development, Beijing, 100083*

2) *Research Institute of Petroleum Exploration & Development, China Ocean Petroleum Corporation, Gaobeidian, Hebei, 074000*

Abstract

A research of stable isotopic composition of carbonates from both standard sections of the Cambrian located at Zhangxia, Shandong Province and those of the Ordovician at Tangshan, Hebei Province, both in North China, shows that the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -10.6‰ to -4.8‰ and the $\delta^{13}\text{C}$ values, between -5.8‰ and $+1.6\text{‰}$ in the Cambrian; and the $\delta^{18}\text{O}$ values range between -15.9‰ and -6.0‰ , and, -7.6‰ to $+1.2\text{‰}$ in the Ordovician. The positive shift of the $\delta^{13}\text{C}$ values does not appear as occurs in Ordovician sections of South China and the Tarim Basin, and also in the sections of North America and Switzerland, suggesting that strata of the Llandeilo stage (and above) were absent in North China. The abnormal shifts of carbon isotopic composition can be found between the palaeontological zones in the Ordovician, so the isotopic curves can be used as a tool for stratigraphical division and correlation in a large area. Based on correlative studies of the Ordovician System in North China, the Tarim Basin and South China, the obvious positive shift of carbon isotopes can be a macroscopic geochemical index for the generation of source rocks in geological history.

Key words: North China; Lower Paleozoic; carbon and oxygen isotopes; stratigraphy; source rock