

稳定氧碳同位素在碳酸盐岩 成岩环境研究中的应用

陈荣坤

(中国地质大学 北京 100083)

提 要 笔者对湖北宜昌寒武系、奥陶系和鄂尔多斯布1井寒武系、任3井奥陶系的大量样品测试和研究结果表明大气淡水成岩环境中的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均向较高负值漂移;正常和咸化海水成岩环境中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均向高正值漂移;较深埋藏成岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值向高负值漂移,且与埋深成反比,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对较稳定或向低正值漂移。

关键词 氧碳同位素 碳酸盐岩 成岩环境 漂移

第一作者简介 陈荣坤 男 29岁 博士 沉积岩石学

碳酸盐岩成岩环境的判别是碳酸盐岩成岩作用研究中的一个重要环节。在判别不同成岩环境的最为普遍和先进的众多方法中如同位素、微量元素、电镜扫描、阴极发光、爆裂包体测温、镜质体反射率和粘土矿物的转化特征等,其中利用稳定氧碳同位素成分的研究是近年来日益推广的一种有效的方法。因为碳酸盐沉积物、填隙物和岩石的氧碳同位素组成,视成岩作用类型和发育程度而异,不同的成岩环境下,碳酸盐岩中氧碳同位素组成有明显的差别和一定的规律。该方法能将大气淡水成岩环境、混合水成岩环境、海水成岩环境和浅-深埋藏成岩环境有效地区分开来。

笔者在王英华教授、张秀莲副教授的指导下,结合国家“七·五”重点攻关项目对中扬子地区湖北宜昌寒武系、奥陶系以及鄂尔多斯地区内蒙任3井寒武系,布1井奥陶系和贺兰山苏峪口寒武系和奥陶系地层不同岩石类型,不同成岩环境和不同成岩强度下的碳酸盐岩大量样品进行了氧碳同位素测试(表1,2)并进行了分析、归纳和总结,发现尽管不同成岩环境的成岩溶液的温度体系、成岩压力和成岩过程中新生矿物类型不同,各成岩环境中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值也必然有区别,但是各成岩环境的氧、碳同位素值呈现一定的规律和趋势,且具有一个数值范围:(1)大气淡水环境:该环境位于地下水面上,孔隙被水和空气充满,水体作垂向渗流运动。该环境可见于早期表生成岩阶段和晚期表生成岩阶段。由于成岩组构的 $\delta^{18}\text{O}$ 取决于介质的温度和同位素组成,而大气淡水又贫于 O^{18} ,富于 C^{12} 。因此,大气淡水成岩环境的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均具向高负值滑移的趋势。具体表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 为低-中负值, $\delta^{18}\text{O}$ 为高负值。(2)混合水成岩环境:主要为淡水和海水混合。具体表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于零,而 $\delta^{13}\text{C}$ 则大于零。(3)正常海水成岩环境:它对应于沉积环境的潮上带、潮间带及部分近于暴露的浅滩环境,其粒间多为空气和海水占据,介质特征与沉积环境密切相关,稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 为低正值或接近于零的负值,而 $\delta^{18}\text{O}$ 为较高负值。其盐度指数Z值范围为122~133。(4)浅-深埋藏成岩

表1 鄂尔多斯西部任三井奥陶系、布一井寒武系同位素值与成岩环境的关系

Table 2 The relationship between diagenetic environment and the values of Oxygen and Carbon isotope in Cambrian of NO. 1 Bu Well and in Ordovician of NO. 3 Ren Well in Ordos

井号	序号	井深(m)	岩性	成岩环境	同位素(PDB)	
					$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
任三井奥陶系	1	1584	泥粉晶含生屑灰岩	浅埋藏环境	-4.24	+0.55
	2	1586	泥晶含云灰岩		-5.02	+1.08
	3	1722	泥晶灰岩		-3.89	+0.014
	4	1802	细晶含灰云岩	埋藏环境	-6.57	+3.08
	5	1824	泥晶含生屑含云硅质灰岩	浅埋藏环境	-4.56	+1.24
	6	1828	细晶含硅质结核云岩		-5.03	+1.06
	7	1834	泥晶含生屑灰岩		-4.21	+0.92
	8	1836	泥晶灰岩	埋藏环境	-6.19	+1.44
	9	1906	泥晶含砂屑云斑灰岩	大气淡水作用环境	-5.82	+0.13
	10	1908	粉晶含砂屑灰岩		-7.65	-1.27
	11	2032	泥晶灰岩	埋藏溶解环境	-6.36	+0.22
	12	2050	泥-粉晶含残余砂屑灰岩		-5.17	+1.46
	13	2052	泥晶含云斑灰岩		-5.84	+0.57
	14	2074	亮晶残余砂屑灰岩		-6.25	+0.22
	15	2076	泥晶残余砂屑云斑灰岩		-5.12	+0.43
	16	2086	细晶云岩	浅埋藏环境	-4.61	+2.21
	17	2088	细-中晶云岩		-5.93	+1.95
	18	2106			-5.05	+1.36
	19	2108	细晶云岩	回流透云化 浅埋藏环境	-4.58	+2.07
	20	2116	细-中晶云岩		-5.09	+2.16
	21	2126			-5.67	+1.91
	22	2140			埋藏环境	-7.23
布一井寒武系	1	4058	粉晶石灰岩	海水环境	-5.55	+1.78
	4	4172	粉晶白云岩	埋藏环境	-4.75	+0.44
	5	4174	细晶白云岩	海水环境	-6.46	-0.21
	6	4195	(方斑)泥晶灰岩	埋藏环境	-8.78	-0.35
	2	4228	泥晶灰岩	海水环境	-8.40	-0.32
	8	4405	细晶白云岩	浅埋藏环境	-7.49	-0.43
	7	4442	残余砂屑细晶白云岩		-5.05	-0.90
	3	4475	鲕粒泥晶灰岩	埋藏环境	-8.00	+0.78

环境: 该成岩环境位于地下一定深度, 温度、压力是控制成岩作用的重要因素, 而生物作用微弱甚至消失。因此 $\delta^{13}\text{C}$ 随埋深加大变化不大, 多为接近于零的正值, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 则随埋深加大而减少, 最小可达 -11.30% (PDB)。(5) 白云岩的氧碳同位素组成取决于引起白云石化介质的氧碳同位素组成, 并主要受介质盐度和温度的控制。介质咸化时, 因 O^{16} 、 C^{12} 随蒸发作用逸失而使白云石晶体内的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值增高, 混合水成因的白云岩则具较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 同时据氧碳同位素计算出的盐度指数 (Z) 值可以区分出白云岩的成因类型。

表 2 湖北宜昌莲沱寒武系、黄花岗奥陶系同位素与成岩环境的关系

Table 2 The relationship between diagenetic environment and the values of oxygen and isotope of Cambrian and Ordovician in Yichong area, Hubei Province

地区	时代	样品号	岩 性	成岩环境	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
宜昌 黄花岗	奥陶系 统	EH-2	粉晶白云岩	海水环境	-9.31	1.81
		4	亮晶砂砾屑灰岩	埋藏环境	-10.52	-2.83
		5	云质粉晶灰岩		-10.12	-3.21
		8	粉晶白云岩	海水环境	-7.80	0.99
		19	含灰粉-细晶云岩	海水环境	-8.56	-0.13(D)
					-7.52	-0.82(C)
		21	亮晶颗粒云质灰岩	埋藏环境叠加 大气淡水环境	-9.83	-1.41
		25	细晶云质灰岩		-10.96	-1.20
		29	亮晶颗粒灰岩		-8.19	0.77
		34	亮晶残余砂屑云质灰岩		-9.06	-1.37
		43	含颗粒泥亮晶云质灰岩	海水环境	-9.33	1.52
		115	亮晶砂屑(颗粒)灰岩	埋藏叠加大气 淡水环境	-9.06	-1.29
		120			-9.02	-1.08
		122			-8.43	-4.12
		124			-6.04	-1.52
		133	亮晶颗粒灰岩	海水环境	-11.34	-3.28
		135	亮晶生屑灰岩	埋藏环境	-10.06	-1.30
		138			-11.27	-1.31
		144			-9.04	-1.39
147	-8.10	-0.74				
150	含残余颗粒亮晶灰岩		-9.93	-0.10		
153	泥亮晶砂屑灰岩	海水作用环境	-8.12	1.54		

续表 2 Continued

地区	时代	样品号	岩性	成岩环境	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
宜昌 莲沱 — 三游洞	寒 武 系	EL-53	泥晶鲕粒灰岩	埋藏环境	-11.30	-0.26
		66	含云粗粉晶云灰岩		-9.52	-1.03
		125	层纹石云岩	咸化海水环境	-8.40	0.65
		148	泥亮晶颗粒云质灰岩	海水环境	-6.03	0.18
		149	层纹石粉晶云岩		-5.19	-0.19
		214	亮晶鲕粒含灰云岩	咸化海水环境	-9.35	1.30
		215	残余砂屑云岩		-9.18	0.56
		257	亮晶砂屑含云灰岩	大气淡水环境	-10.84	-0.97
		275	泥粉晶云岩		-8.48	0.65
		276	残余砂砾屑云岩	海水叠加埋藏环境	-8.52	0.31
		288	残余砂屑云岩		-8.81	0.24
		364	藻纹层云岩	海水叠加淡水环境	-8.04	0.65
		370	残余砂砾屑云岩		-8.58	0.12
		381	残余鲕含灰云岩		-9.25	-2.14
		389	细晶白云岩		-6.37	1.98

工作中笔者利用氧碳同位素值从以下方法来判别不同成岩环境:

1 $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 图解法

该方法是利用氧碳稳定同位素区别不同成岩环境最有效的且最直观的方法。将 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行坐标投点,可以看出数据分别集中落入三个明显不同的区域(图 1,2,3)(图中投点旁的数值代表岩石标本序号)。从图中可以看出大气淡水成岩环境的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值总是落在第三象限,即 $\delta^{18}\text{O}$ 总表现为较高负值,而 $\delta^{13}\text{C}$ 为低负值;而海水成岩环境的样品值处于第二象限,即 $\delta^{13}\text{C}$ 为接近于零的正值, $\delta^{18}\text{O}$ 为低负值;而埋藏成岩环境的分布区域范围较大,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以从低负值到较高正值范围内变化,第二、第三象限都有分布; $\delta^{18}\text{O}$ 值在浅埋藏成岩环境和深埋藏成岩环境有很大差别,前者 $\delta^{18}\text{O}$ 值为低负值,后者为高负值,且埋深越大,数值越小。上述这一特征恰恰反映了埋藏成岩环境中的成岩作用的综合性和复杂性的特征。以上各成岩环境中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化值见表 3。

在埋藏成岩环境下影响 $\delta^{13}\text{C}$ 的因素很多。首先最主要的是取决于介质水中 ^{13}C 的来源即与盐度有关。Schopf(1980)总结出如下特征:如果 ^{13}C 来自淡水,那么此环境中沉积的淡水碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 多介于 $-5\sim-15$ 之间;如果大气中 CO_2 含量很小,溶解在淡水中的 CO_2 多来自土壤和腐植质,那么 $\delta^{13}\text{C}$ 为高负值。如果来自海相灰岩,则 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-5\sim+5$ 之间。所以 ^{13}C 的来源环境不同,那么 $\delta^{13}\text{C}$ 值就差别较大。

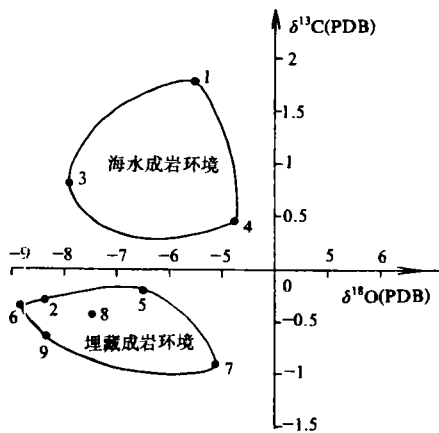


图 1 黄花场奥陶系 $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩环境的关系

Fig. 1 The relationship between the values of $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ and diagenetic environment in Ordovician in Huang Hua Chang area, HuBei Province

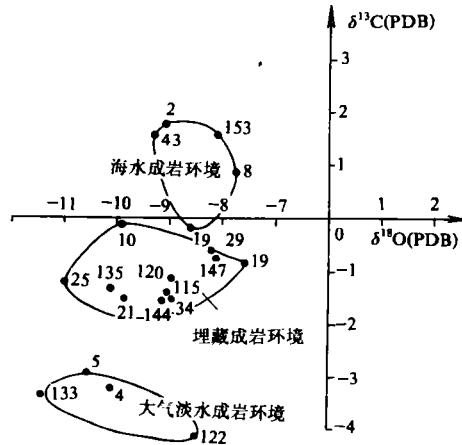


图 2 布 1 井氧、碳同位素特征与成岩环境的关系

Fig. 2 The relationship between the character of oxygen and carbon isotope and diagenetic environment of NO. 1 Bu Well

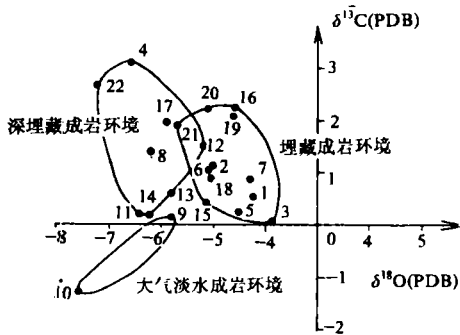


图 3 任 3 井奥陶系同位素特征与成岩环境的关系

Fig. 3 The relationship between isotopic characters and diagenetic environment in Ordovician of NO. 3 Ren Well

其次是随着埋深的加大,温度和压力的增加 $\delta^{13}\text{C}$ 不如 $\delta^{18}\text{O}$ 值那样变化明显,相对较为稳定,主要取决于岩石中有机碳的含量和碳氢化合物(CH_4)的转化和成因。如 CH_4 是最贫于 ^{13}C 的碳化物,其含量可引起样品 $\delta^{13}\text{C}$ 的显著变化。在碳酸盐岩中 CH_4 有二种成因:由有机质缺氧而成的“生化” CH_4 和大于 100C 时,由石油裂解而成的“热化” CH_4 。

“生化” CH_4 富 ^{12}C ,在成岩过程中它的构成和逃逸必然引起碳酸盐岩相对地富 ^{13}C ,而使 $\delta^{13}\text{C}$ 增值。因此,沉积物中有机质的含量大小和成岩强度、成岩过程都会直接影响到 $\delta^{13}\text{C}$ 的值,同时 $\delta^{13}\text{C}$ 值也可以反映出成岩强度。

第三个影响 ^{13}C 的重要因素是成岩过程中矿物的转化问题。如文石质的软体动物壳转变成方解石质壳时,其同位素变化取决于转变时的物理-化学条件。由于与碳酸盐岩接触的溶液中碳的含量极为有限,故 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化值相对较小。但在开放体系中,当有大量孔隙水存在时,溶液和岩石中的碳同位素便变化显著。此外在有大气水参与成岩作用时,各类沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 均为明显的负值,从而表明了 ^{13}C 相对富集的特征。

与碳同位素相似的是氧同位素在成岩过程中同样受到许多因素的影响,所不同的是影

响的因素和程度发生了变化。具体表现为在利用氧同位素判断成岩环境时,必须考虑到成岩过程中的原子交换(颗粒表面)和扩散(颗粒扩散)作用的影响。Anoleison(1969)的实验数据表明成岩过程中的固体扩散对中生代以前的灰岩有很大的影响。即在溶解过程中颗粒内部的原子与水中的氧原子通过交换达到平衡,此时新形成的沉积物和矿物中的氧同位素组份与原始组份有很大不同,其大小取决于水的同位素组成和物质形成时的温度。对于早古生代的沉积物在成岩过程中随着地质年代的变迁发生了较强烈的同位素交换作用和变化,Weay and Hoofs(1976)认为时代越老,交换作用越强, $\delta^{18}\text{O}$ 值越小。它们的统计和研究结果发现寒武纪海相灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-5\sim-15\text{PDB}\%$, 奥陶系 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $0\sim-10\text{PDB}\%$ 。

表 3 不同成岩环境的氧碳同位素值的分布范围

Table 3 The distributed values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in different diagenetic environment

成岩环境 PDB 值	大气淡水 成岩环境	海 水 成岩环境	浅-深埋藏 成岩环境
$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$-5.9\sim-11.2$	$-4\sim-9.4$	$-3.9\sim-11.3$
$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$-4.2\sim0.15$	$-0.1\sim1.8$	$-0.2\sim3.2$

上述清楚地显示影响氧碳同位素的因素多且复杂。对于碳同位素而言,其来源和是否经过大气淡水成岩作用是很关键的因素。从表 1、2 中可以明显地看出宜昌寒武系和任 3 井奥陶系的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都为正值;而宜昌奥陶系和布 1 井寒武系的 $\delta^{13}\text{C}$ 值几乎都小于零。这说明它们在成岩过程中所遭受的影响因素或叠加影响效应完全不同;同时也反映出某一较长地质时期的沉积物组合在成岩过程中以整个单元形式遭受相似的影响作用和过程。影响氧同位素的因素主要为温度、压力和沉积后的物质交换作用,这在任 3 井、布 1 井表现比较明显。任 3 井奥陶系在埋藏成岩过程中所遭受的成岩强度较小,岩石组构特征多表现为微波状-缓波状-波状-缝合状等缝合线形态。颗粒破碎不明显,重结晶强度小,所测得的成岩温度较低。所以 $\delta^{18}\text{O}$ 多偏向于低负值,而在较深埋藏环境下, $\delta^{18}\text{O}$ 向高负值漂移。如布 1 井寒武系的 $\delta^{18}\text{O}$ 多为高负值。所以在利用 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 判别成岩环境时,影响 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的因素必须得到充分考虑。

2 $\delta^{13}\text{C}$ —Z 值图解

碳酸盐沉积物在经受成岩作用过程直到变质作用之前,在埋藏成岩作用强度并非很大的情形下,如其为海相,而后期又未经明显的大气淡水成岩作用,那么其氧碳同位素数值一般表现为以海水成岩环境为主的特征值;如果沉积物经历了明显的早期大气淡水成岩环境、晚期表生大气淡水成岩环境的作用,而海水成岩环境作用则相对较弱,则其氧碳同位素会显示出特殊的值,即盐度越大,氧碳同位素值越大,所以可以利用氧碳同位素值来计算盐度值从而区分出大气淡水成岩环境和海水成岩环境。

Epstein 和 Mayeda 1959 年建立了用氧碳重、轻同位素来表示古盐度基本原理。他们认为海水 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度增加而增加,并且断定使盐度同 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 相联系的主要原因是蒸发

作用。Clayton 和 Deges(1959)指出碳酸盐的同位素成份随盐度变化。并且许多学者如 Keith、Weber(1964)应用这一原理来区分海水成岩环境和淡水成岩环境,且与古生物和其它证据得出一致的结论。

Keith and Weber(1964)推导出如下方程式来区分侏罗纪的和时代更晚的海水灰岩和淡水灰岩:

$$Z = 2.048(\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O} + 50) \quad (\text{PDB 标准})$$

它们的结果表明:Z 值 120 以上的碳酸盐岩应归入海水型,Z 值在 120 以下的碳酸盐岩应被纳入淡水型,而 Z 值接近于 120 的碳酸盐岩为未定型。这一结论被许多研究者如 Diane and Sewand(1978), Mook and Vogel 等的研究结果所证实。

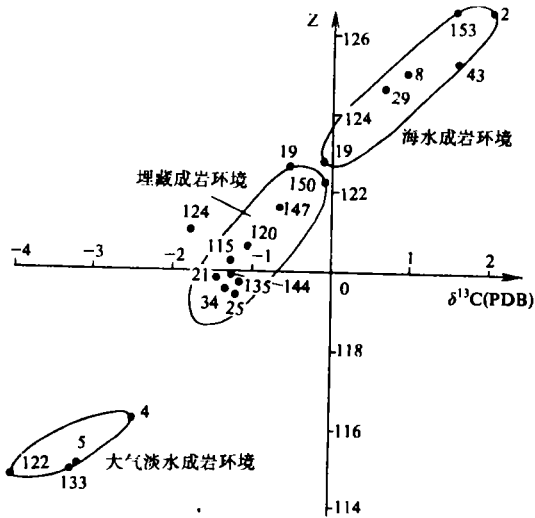


图 4 黄花场奥陶系 $\delta^{13}\text{C}$ —Z 值与成岩环境的关系

Fig. 4 The relationship between the values of $\delta^{13}\text{C}$ —Z and diagenetic environment in Ordovician in Huang Hua Chang area

笔者在研究中同样使用了这一方法,发现其效果是很明显的(图 4)(图中投点旁的数值代表岩石标本序号)。图中清晰地表明以海水成岩环境作用为主的岩石所计算出的 Z 值皆分布于大于 120 的范围内,且 $Z > 122, \delta^{13}\text{C} > 0$,从而反映出当时主要成岩环境为盐度较大的海水-咸化海水成岩环境。而遭受有明显的大气淡水成岩环境作用的岩石则明显地向低 Z 值漂移,Z 值均小于 117, $\delta^{13}\text{C} < -2.3\text{PDB}\%$,反映了黄花场奥陶系暴露浅滩遭受了强烈的大气淡水作用的改造结果,两种不同成岩环境的氧碳同位素值投点在分布范围上有很大的空缺。以上结论与岩石组构特征完全吻合。

应用稳定同位素区分和识别大气淡水成岩环境和海水成岩环境的最大优点

在于有一个比较普遍适用的标准,而不象微量元素那样受地区局限较大。因而是一种在实践和研究中是行之有效的手段之一。尽管沉积物中的同位素组分会因沉积成岩过程中的同位素交换作用而发生变化,但这种交换作用对于碳同位素比较微弱,自寒武纪以来没有太大的变化。因此,用 $\delta^{13}\text{C}$ —Z 值图解法来判断不同成岩环境,即使对于较老的地层也还是比较有效的,本文的研究结果充分说明了这一点。

3 氧碳稳定同位素-成岩强度

碳酸盐沉积物在埋藏环境下要受到高温、高压的作用。特别是埋深至一定值时,必然会发生重结晶作用:泥晶灰岩转变成粉-细晶甚至晶粒灰岩;泥晶白云岩会变成粉-细晶甚至粗晶白云岩。这种粒度变化的一个最直接原因是温度的增加。而研究发现利用氧碳同位素计算出的温度值大小与这种结晶程度、晶粒大小是不谋而合的。所以,在埋藏环境条件下要确

定其相对埋深大小、成岩作用强度以及浅-深埋藏环境之间的转化,氧碳同位素测温是较为理想的方法之一,它与重结晶作用研究的配套可使研究结果进一步定量化和科学化。

重结晶作用是碳酸盐沉积物的一种极重要的埋藏成岩反应,它同样能够提供有关成岩温度、成岩强度和孔隙溶液性质等方面的重要信息。所以,在成岩研究领域一直受到密切关注。重结晶作用多形成于地下埋藏环境,埋深越大,温度、压力越大,重结晶作用越强,所以晶粒的大小、多寡是重结晶作用程度的物质表现。从测得氧碳同位素计算出的成岩温度发现,成岩温度越高必然导致越强的重结晶作用(表4)。工作中选择了重结晶程度不同的灰岩做了氧碳同位素测试。并根据 Craig(1965)的经验公式计算了相应的温度值(见表4)。温度的计算公式如下:

$$t^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.10(\delta c - \delta w)^2$$

其中 δc 为 $3\text{CaCO}_3 + 2\text{H}_3\text{PO}_4(100\%) \stackrel{25^{\circ}\text{C}}{=} \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 3\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$ 中的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; δw 为 25°C 时所测试的 CaCO_3 样品(化石、岩石、矿物)形成时与海水平衡时的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。即

$$\delta c = 10.25 + 1.01025 \times \delta\text{CaCO}_3; \quad \delta w = 41.2(\text{设 } \delta\text{H}_2\text{O} \neq 0)$$

表4 重结晶程度与成岩环境的关系

Table 4 The relationship between the intensity of recrystallization and diagenetic environment

产地	岩性	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$	计算温度($^{\circ}\text{C}$)	成岩环境
湖北宜昌	晶鲕粒灰岩	-8.19	61.76	同生
湖北宜昌	亮晶鲕粒灰岩	-9.35	64.36	同生
湖北宜昌	亮晶残余灰岩	-11.27	75.13	浅埋
内蒙任3井	粉晶灰岩	-12.23*	93.14	较深埋
内蒙布1井	细晶灰岩	-12.93*	97.78	深埋
内蒙布1井	粗晶灰岩	-13.97*	102.39	深埋

*: 资料来源于甘肃长庆油田测试组

从表中可以发现没有重结晶的泥(亮)晶鲕粒灰岩其计算温度值较小,重结晶呈残余结构者如残余鲕粒灰岩温度较高;而重结晶呈晶粒结构者,计算温度最高,且随着晶粒结构加大,温度高达 102.39°C 。北京大学张秀莲副教授对鄂尔多斯地区天深1井寒武系晶粒白云岩类型、晶粒大小与据相应氧碳同位素计算成岩温度二者之间关系进行了研究发现:埋深为 4530m 上寒武统粉晶白云岩计算温度为 41.08°C ,埋深为 4752m 上寒武统细-中晶白云岩计算温度为 76.15°C 。南京大学黄志诚副教授对湖北二叠系富泥晶灰岩类重结晶程度与通过氧碳同位素计算出的成岩温度关系的研究结果与上述结论完全一致。所以,利用氧碳同位素值计算温度从而判别埋藏成岩环境的成岩强度和相对成岩深度是比较有效的,它与通过重结晶显示出的结果是相佐的,它能将成岩强度定量化,从而判别出埋藏深度和热演化史。

但是成岩温度与重结晶的一致性并非是绝对的。因为首先在用重结晶程度来指示成岩强度并借以划分成岩阶段时,须在同种结构组分岩石、颗粒中进行。如果结构组份不同,即使是同种成岩环境、相同强度的成岩作用,其重结晶程度不尽相同。此外,据氧碳同位素计算出

的温度并不是准确的成岩温度。因为在计算中所利用的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不仅受原始沉积物水体温度的控制,而且会受成岩温度的干扰(成岩过程中,孔隙水与岩石之间会发生 ^{18}O 与 ^{16}O 之间的交换作用)。只有在确定其影响效应时,才能将之作为成岩温度。但有一点是毋庸置疑的,那就是成岩温度越高,计算温度越高。所以计算出的温度反映了古相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩温度之间存在的定性关系。

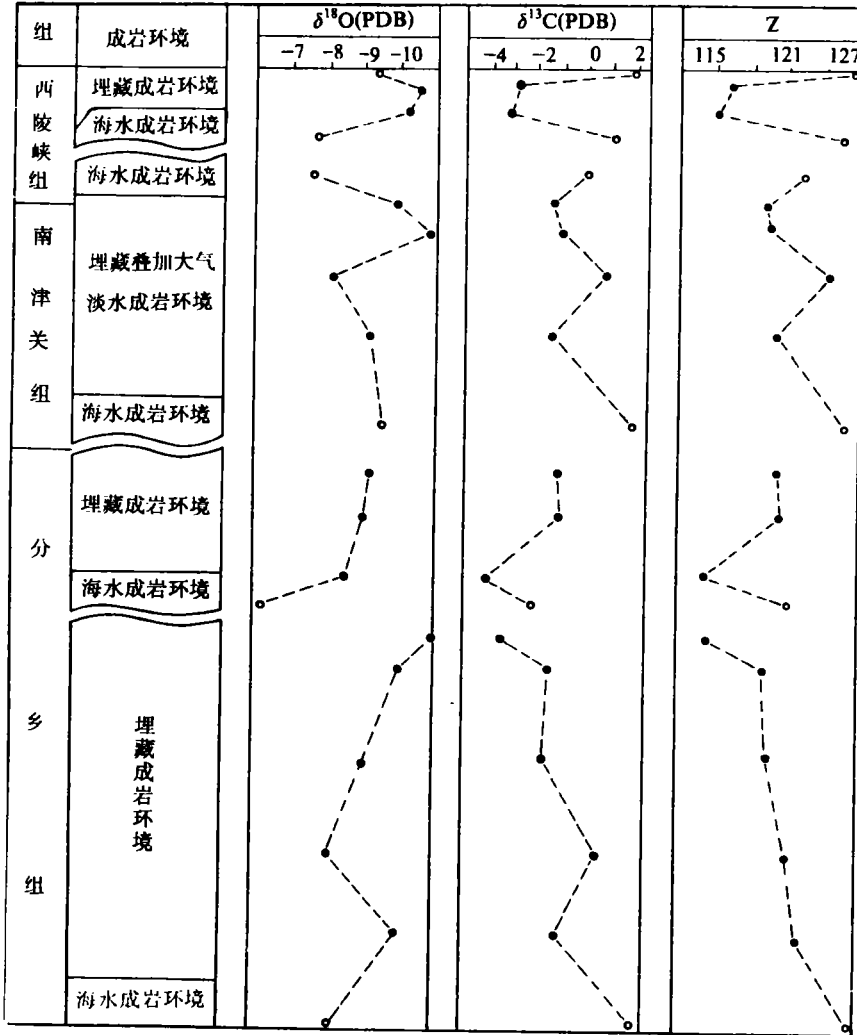


图5 黄花场奥陶系氧、碳同位素滑移曲线特征

Fig. 5 The shifting curve of oxygen and carbon isotope in Ordovician in Huang Hua Chang area

4 $\text{C}\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩环境的滑移曲线

在一个连续的剖面上选定出一系列样品从而测定出它们相应氧碳同位素值进行坐标投点,将之与通过岩石学和上述方法、手段鉴定出的成岩环境类型进行对照,从而得出一个

$\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩环境之间的滑移曲线(图 5)。图中反映的结果与上述的几种方法所得结论完全相同。正常海水、咸化海水成岩环境的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值均明显地向高正值漂移,盐度指数值 Z 均大于 123。埋藏环境特别是深埋环境, $\delta^{18}\text{O}$ 明显向高负值漂移,而 $\delta^{13}\text{C}$ 变化不大或趋向于低正值。但是在叠加有其它成岩环境作用时,则情况较为复杂,哪一种作用更为明显则显示出该类成岩环境的特征,并无绝对的规律。大气淡水成岩环境 $\delta^{13}\text{C}$ 值强烈向高负值漂移。以上这些规律与 Chogudte 等人(1986)通过氧碳同位素对碳酸盐成岩作用、成岩环境的研究结果是非常相似的(图 6)

5 结 论

利用氧碳同位素判别不同成岩环境是有效的。它能将大气淡水成岩环境、海水成岩环境和浅-深埋藏成岩环境明显区分开。这一研究结果与国外成果基本一致。

1) $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 图解法将三种不同成岩环境明显区分为三个区,每一区域之间都存在着截然的界线和范围。不同成岩环境的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都有一个数值范围。

2) $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 皆与介质的盐度有关。所以利用 $\delta^{13}\text{C}$ — Z 值法有效地将 Z 值明显大于 120 的划分为海水成岩环境,相反 Z 值明显小于 120 反映出遭受了以大气淡水作用为主的成岩环境。

3) 利用氧碳同位素计算出成岩温度,从而有效地判别了相对埋藏深度,成岩强度和浅-深埋藏之间的转化特征。这一方法所得的结论与重结晶作用的研究结果是吻合的。

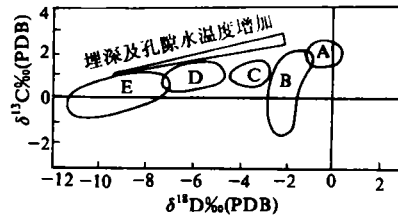
4) $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 与不同成岩环境之间的滑移曲线特征反映出大气淡水成岩环境 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均向较高负值漂移;海水成岩环境氧碳同位素值均明显向高正值漂移,埋藏环境中埋深越大,则氧同位素值越小;碳同位素值变化范围较大,因为它受控于许多因素的综合作用。

5) 由于成岩过程比较复杂,特别是经过埋藏过程,影响氧碳同位素的因素很多,所以在工作中必须考虑其影响效应,其次必须结合其它研究方法和测试手段配套研究,这样方能得出一个更科学的结论。

收修改稿日期:1993—05—20

参 考 文 献

- [1] J. 霍夫斯,1976,稳定同位素地球化学,北京:科学出版社。
- [2] 王英华等,1983,氧碳同位素组成与碳酸盐岩成岩作用,地质论评,29(3):278~284。
- [3] 张秀莲,1985,碳酸盐岩中氧碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系,沉积学报,3(4):17~19。
- [4] Hodgson, W. A., 1966, Carbon and Oxygen isotope ratios in diagenetic carbonates from marine sediments. "G. C. A.", 30 (12):1223~1233。
- [5] 地质矿产部情报研究所编译,1988,国外成岩作用,北京:地质出版社。



1. 海相碳酸盐沉积物; B. 大气淡水成岩环境
C. 混合带环境; D. 深埋成岩环境
E. 异形白云石(据 Choquette 等, 1986)

图 6 海相碳酸盐沉积物的同位素组份随成岩作用的变化趋势

Fig. 6 Changing tendency of the isotopic component of marine carbonate sediments in response to diagenesis

- [6] 巴瑟斯特, R. G. C., 1977, 碳酸盐沉积物及成岩作用, 北京: 科学出版社。
- [7] Keith, M. L. and Weber, J. N., 1964, *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 28, 1786~1816.
- [8] 王英华等, 1991, 中、下扬子区海相碳酸盐岩成岩作用研究, 北京: 科学技术文献出版社。
- [9] 维齐尔, J., 霍夫斯, J., 1979, 沉积碳酸盐中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 的长期变化趋势。氧同位素地球化学译文集, 北京: 科学文献出版社, 379~386。

Application of Stable Oxygen and Carbon Isotope in the Research of Carbonate Diagenetic Environment

Chen Rongkun

(China University of Geosciences, Beijing)

Abstract

It is a method which needs to be improved using the component of oxygen and carbon isotope to study and judge the diagenetic environment and the intensity of diagenesis. However, many lab data of samples and the analyzing results of Cambrian and Ordovician in Yichang area, Hu Bei Province; the NO. 3 Ren Well and the NO. 1 Bu Well in Ordos area proved that this method is very effective and practical.

The research result indicates that the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values shift towards the higher negative values in meteoric diagenetic environment. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values shift towards obviously higher positive values in marine diagenetic environment. The Z value which was calculated using $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ are all more than 122. In buried diagenetic environment, especially deeply buried environment, the $\delta^{18}\text{O}$ value shift towards relatively higher negative values. The more the depth, the lower the $\delta^{18}\text{O}$ value. However, the $\delta^{13}\text{C}$ value has not changed obviously in the process of burial. All the conclusion above are consistent with the achievement of foreign countries.

There are many factors influencing the values of oxygen and carbon isotopes, and the procedures of the buried diagenesis are very complex. So the method metioned above is not absolute. It must be connected with the other research work of petrology and many lab methods.

Key Words: Oxygen and Carbon isotope meteoric diagenetic environment marine diagenetic environment buried diagenetic environment shift carbonate rock

勘 误

1994年第1期38页表4中煤相 I_2 强还原型,实例原空白处(误),应为:(正)以浙江长广煤田龙潭组(P_2)C煤层为主,贵州水城、滇东田坝、黔西土城、四川南桐、桂中合山龙潭组煤层等。在此向作者,读者致歉,并对编辑部进行了整顿改组。