

碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素 与古盐度、古水温的关系

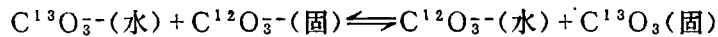
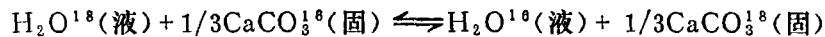
张秀莲

(北京大学地质系)

一、概 论

近年来,岩相古地理研究的意义已渐增大,进展甚速,其中用 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值确定古盐度、古水温的方法引起了国内外学者的重视。事实证明,在一定条件下,这是恢复古环境的有效标志。

碳酸盐沉积物的氧、碳稳定同位素组成与沉积介质的同位素组成有关,在 $\text{CaCO}_3-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 系统中,有以下氧和碳同位素交换反应式:



如果说碳酸盐是在与周围环境平衡的状态下沉淀的话,那么碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值就取决于碳酸盐矿物相、水体的盐度和温度。在碳酸盐的矿物相为方解石条件下,其稳定同位素组成则只取决于水体的盐度和温度。因此,可以通过稳定同位素在碳酸盐岩中的分布,分析沉淀碳酸盐的水介质的性质。

在开阔大洋水中,盐度大致保持一致,因此 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 因盐度变化而发生的变化就非常之小。但受融冰水、河流注入和高速度蒸发影响的地区,氧、碳稳定同位素组成将受强烈的影响。前种情况可使海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,而后者,因为高速蒸发优先带走了 O^{16} 、 C^{12} ,而使海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大(图1)。形成于不同环境的各类海相碳酸盐其 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值亦不相同(图2)。

二、用 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定古盐度

近二、三十年来,国外的不少学者在这方面做过研究,并取得了可喜的进展。

用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算古盐度的基本原理是艾泼斯坦和麦伊达(Epstein and Mayeda, 1953)建立的。他们确定出海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度的增高而增加,其原因主要是蒸发作用。由于轻的同位素优先被蒸发,雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较海水中大约小千分之七(Epstein

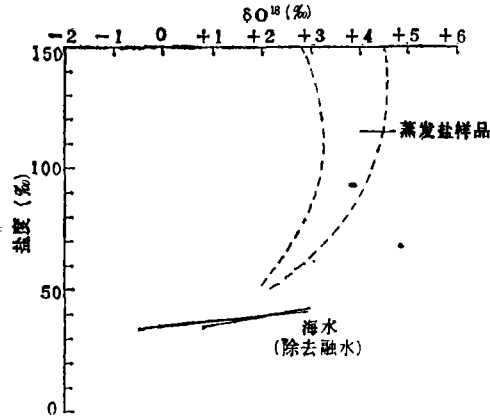


图1 海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度的变化
(据J.D.米利曼, 1974)

Fig. 1 Changes of seawater $\delta^{18}\text{O}$ values with salinity
(after J.D. Milliman 1974)

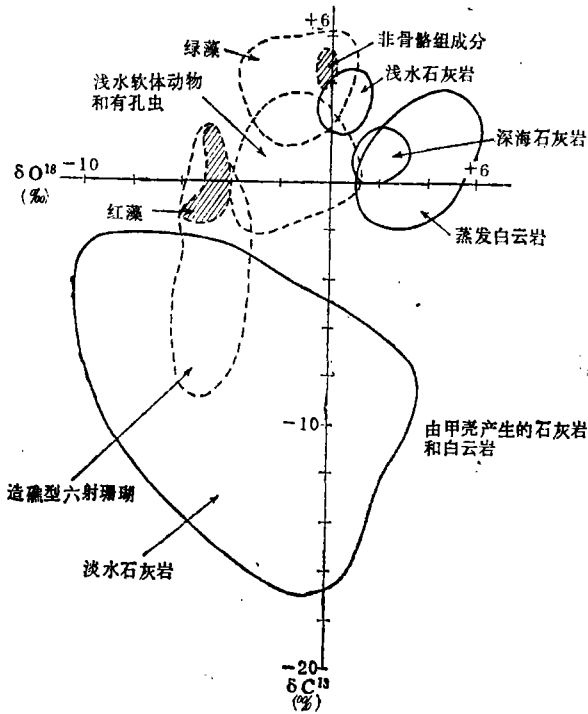


图2 不同类型海相碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布
(据J.D.米利曼, 1974)

Fig. 2 Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonate rocks of different marine facies (after Milliman 1974)

and Mayada, 1953)。因此, 假如一个地区温度是不变的话, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化就可以认为是因盐度变化而引起的(图3)。

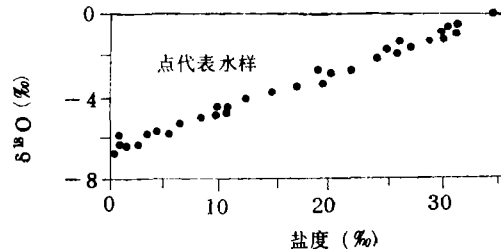


图3 采自荷兰Scheldt河口西部水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度而变化的情况
(Mook的数据, J.M. Schopf据Stanton和Dodd1975年的资料编绘, 1980)

Fig. 3 Changes of $\delta^{18}\text{O}$ values of water samples from the western Scheldt River mouth, Holland, with salinity (compiled by J.M. Schopf, 1980 based on Mook's data and the materials in 1975 of Stanton and Dodd)

从图3中可以看出, 随着盐度的增高, $\delta^{18}\text{O}$ 值趋于增大。克莱顿和狄更斯(Clayton and Degens, 1959)指出: 碳酸盐岩中碳同位素也随盐度而变化, 一些研究人员(Clayton and Degens, 1959; Keith and Weber, 1964; Keith and others, 1964)曾用这一变化区别海水动物群和淡水动物群。

由于大气中的 CO_2 的含量很少(按体积占0.03%), 溶解在淡水中的 CO_2 多来自土壤和腐植质, 而土壤和腐植质中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值是高负值(表1)。因此, 淡水湖泊和

表1 不同物质的 $\delta^{13}\text{C}$ 的近似值
(Schopf据Broecker 1964的资料编, 1980)

Table 1 Approximate values of $\delta^{13}\text{C}$ in different matters (compiled by Schopf, 1980 based on the materials in 1964)

来源	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	注
大气中的 CO_2	0 ^a	a为与大气中的 CO_2 处于平衡状态的溶解的 CO_2 的成分
土壤中的 CO_2	-25	
土壤腐植质	-25	
海相灰岩	0	
典型河流	-12	
典型湖泊	-5	
海洋表层	0	

河流中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值很低,在此环境中沉积的淡水碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值多介于 -5 — -15 之间,海相石灰岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则介于 -5 — $+5$ 之间(图4)。

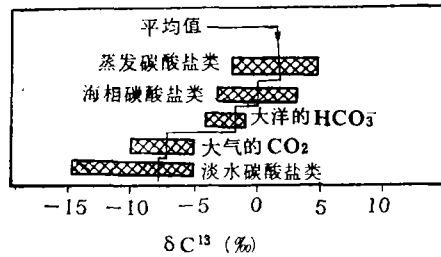


图4 碳同位素在碳酸盐岩和有关物质中的分布 (J.M.Schopf据Degens1966年的资料编绘, 1980)

Fig. 4 Distribution of carbon isotope in carbonate rocks and concerned materials (compiled by J.M.Schopf 1980, based on the materials in 1966 of Degens)

综上所述可以明显的看出, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值都与盐度有关, 其变化趋势都是盐度越高, δ 值越高。基思和韦伯(1964)把 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 二者结合起来用以指示古盐度, 他们推导出下列方程式以区分侏罗纪和时代更新的海相石灰岩和淡水石灰岩:

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

$Z > 120$ 时为海相石灰岩

$Z < 120$ 时为淡水石灰岩

$Z = 120$ 时为未定型石灰岩

戴恩和斯瓦德 (Diane and Seward, 1978) 曾用这一方程对新西兰北岛旺加努伊盆地第四纪地层中的Tainni贝壳层中的贝壳进行过研究(表2), 并证明所分析的样品皆来源于海洋环境, 而这一结论与古生态研究的结论是相符的。

在我国南海沿岸, 广泛发育着现代碳酸盐沉积物, 有的已破胶结为海滩岩。沙庆安等(1981)曾指出, 其中有些岩石为“海相淡成石灰岩”, 即岩石的颗粒组份(主要为生物碎屑)是海相成因的, 而在成岩过程中被大气淡水胶结。

笔者曾于1980年对海南岛鹿回头沿岸海滩岩做过野外调查, 并系统采集了样品, 它们的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和Z值(表3)表明: 虽然其中的生物碎片是海相的(主要是各类珊瑚碎片), 但其Z值仍然接近120, 而且有的小于120这个临界值。不难想像, Z值小的原因是淡水胶结。

王英华于1976年在广西涠州岛海滩岩中曾发现自形、粗大、明亮的现代淡水白云石¹⁾, 充分说明该海滩岩受淡水淋滤的比较彻底而且持续的时间较长, 这样才能使晶格严格有序的白云石得以充分生长形成自形晶体。从表3中可以看出, 含此类白云石海滩岩的Z值平均为115.6, 亦说明这种淡水淋滤的强度和持续性。

1) 王英华: “北海涠州岛海滩岩中现代白云石的发现及其意义”, 1976, 全国第一届沉积学术会议论文。

表 2 Tainni 贝壳层中的同位素组成及 Z 值 (据 Diane and Seward, 1978)

Table 2 Isotope compositions and Z values in Tainni shell bed (from Diane & Seward, 1978)

地点(坐标)	种 类	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$	Z 值
N138/741812	<i>Chlamys gemmulata</i>	1.51	1.85	131.31
N138/677852	<i>C.gemmulata</i>	1.39	1.50	130.90
N137/475897	<i>V.enericardia purpurata</i>	2.02	2.18	132.53
N138/588870	<i>V.purpurata</i>	2.09	1.75	132.45
N138/757838	<i>V.purpurata</i>	1.92	1.97	132.21
N143/980696	<i>V.purpurata</i>	1.11	0.74	129.94

表 3 我国南海一带海滩岩氧碳同位素组成及 Z 值, 据王英华等(1983)且修改

Table 3 O and C isotope compositions and Z values in the beachrock of the South China Sea (after Wang Yinghua et al., 1983)

样品编号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$	Z 值	产 地
		SMOW	PDB			
H-81-1	海滩岩	27.09	-3.31	0.32	126.31	广东崖县小东海
H-81-2	海滩岩	27.71	3.68	0.68	126.86	广东崖县鹿回头海滩岩 由底至顶的系统样品
H-81-3	海滩岩	26.08	-4.29	0.55	126.34	
H-81-5	海滩岩	19.36	-10.08	-1.98	118.25	
H-81-6	海滩岩	26.65	-3.74	-0.12	125.19	
Qyo-3	海滩岩	22.60	-7.67	-6.99	109.16	广西涠洲岛海滩岩顶底 样品
Qyo-8	海滩岩	24.40	-7.06	-0.85	122.04	

事实证明, 利用中新世代的岩石 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定结果, 恢复某些环境因素, 常常是有效的, 但对侏罗纪以前的岩石, 因其多经受了较强的成岩作用, 致使原始沉积物中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值因同位素交换作用而发生较大的变化, 从而降低了这些岩石 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示古盐度的可靠性, 国内外有关这方面的资料甚少, 本文将在这方面做一些探索(表 4)

从表 4 中可以看出, 不同类型的石灰岩其 $\delta^{13}\text{C}$ 值有明显的差异, $\delta^{13}\text{C}$ 值越大, 反

表4 不同类型岩石的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 与环境的关系及其Z值Table 4 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in different rocks and environments as well as their Z values

编号	岩石类型	时代	产地	$\delta^{13}\text{C}(\text{POB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$	环境	Z 值
Cy-18	粉晶白云岩	E ₂ g	山东磁窑	1.25	-12.1	潮上坪	123.83
Sm-8	泥晶瓣粒灰质白云岩	"	山东张夏	1.23	-8.51	局限潮下	125.58
当-6	藻泥晶单晶瓣粒石灰岩	"	辽宁桦子镇当十岭	1.05	-9.87	潮上(同坪)	124.54
Cy-8	泥晶豆粒含云石石灰岩	"	山东磁窑	0.71	-8.15	局限潮下	124.70
E ₁ -S	藻泥晶单晶瓣粒石灰岩	"	北京西山双石头	0.45	-8.73	潮上(同坪)	123.87
M-11	泥晶瓣粒石灰岩	"	河北秦皇岛	0.45	-12.30	局限潮下	122.10
mp-54	壳泥晶云质瓣粒石灰岩	"	辽宁复州湾磨盘山	0.37	-8.70	"	123.73
M-13	壳泥晶瓣粒石灰岩	"	河北秦皇岛	0.20	-11.37	"	122.04
mp-28	泥晶瓣粒云质石灰岩	"	辽宁复州湾磨盘山	0.20	-12.66	"	121.09
当-28	亮晶云质瓣粒石灰岩	"	辽宁桦子镇当十岭	0.16	-8.83	潮下高能(云化)	123.27
Sd-16	藻泥晶石灰岩	"	山东张夏	0.16	-8.20	局限潮下	123.58
mp-11	泥晶石灰岩	"	辽宁复州湾磨盘山	-0.15	-8.35	开阔海	122.83
R ₀ -2	亮晶生物石灰岩	O _{1n}	湖北宜昌黄花场	0.07	-7.60	潮下高能	123.66
门-24	单晶瓣粒	E ₂	北京门头沟	-0.18	-11.83	淡水淋滤	121.04
当-60	柱状迭层石灰岩	"	辽宁桦子镇当十岭	-0.23	-9.01	潮间带下部	122.34
门-36	泥晶豆粒石灰岩	"	北京门头沟	-0.20	-12.99	局限潮下	120.42
M-76	亮晶(粒状)藻泥石灰岩	"	河北秦皇岛	-0.59	-10.49	淡水胶结	120.87
E _m -S	亮晶同心粒石灰岩	E _{1mt}	北京十三陵	-1.12	-14.75	潮下高能	117.66
Sm-6	去云化亮晶瓣粒石灰岩	E ₂ g	山东张夏	-1.31	-8.67	淡水淋滤	120.30
G-X	穴珠	现代	广西兴坪莲花洞	-1.34	-7.04	溶洞	121.05

映其沉积介质盐度越高。所以，不同类型岩石与其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的关系可反映岩石类型与沉积介质盐度之间的关系（图-5）

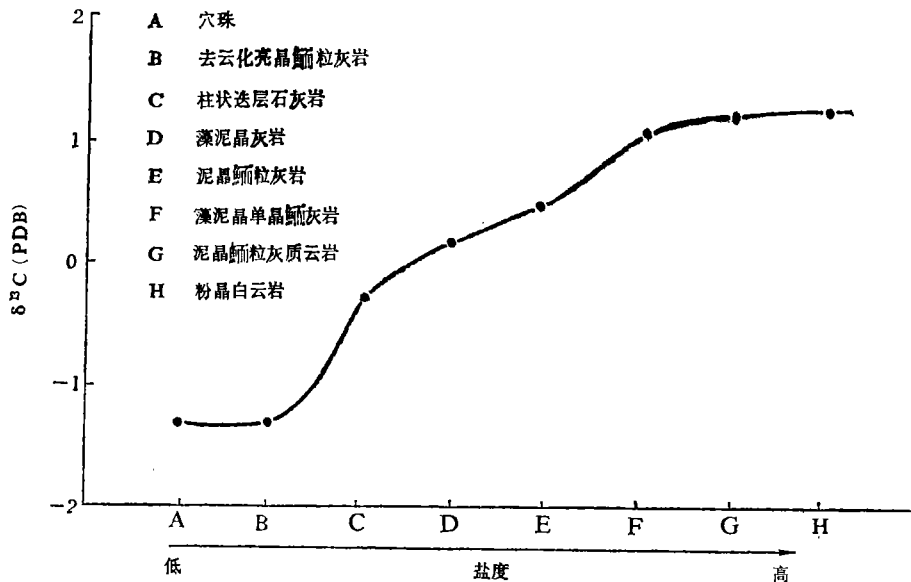


图5 不同岩石类型与 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间的关系

Fig. 5 Sketch of relationship between different rocks and $\delta^{13}\text{C}$ values

通过表4和图5得出以下几点认识：

1. 潮上带由于蒸发速度快、生物极少或没有生物（海生生物 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般为-8—-17，陆生植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值则为-12—-29），所以在该相带形成的岩石（如粉晶白云岩） $\delta^{13}\text{C}$ 值最高；局限潮下带因海水循环受限，盐度偏高，因此，此相带的岩石（如泥晶鲕粒石灰岩、藻泥晶石灰岩等） $\delta^{13}\text{C}$ 值较高。这二个相带岩石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般介于0.16—1.25（PDB）之间。

2. 潮间带、潮下带岩石如柱状叠层石灰岩、亮晶鲕粒石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值居中，多在-1—+0.16之间，这与循环良好，盐度正常的环境特点是相吻合的。

3. 干净明亮的单晶鲕 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏低（-0.18），说明其是受淡水淋溶，经再充填作用形成的。

4. 形成于溶洞的穴珠 $\delta^{13}\text{C}$ 值最低（-1.34），反映了其淡水成因。

5. 云化石灰岩、白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高（1.23—1.25）说明咸水白云石化的机理是完全正确的。

从计算出的Z值看：1) 潮上坪、局限潮下相带以及白云石化的岩石Z值较高（121.39—125.58）；2) 单晶鲕的Z值为121.04，穴珠为121.05，均比1)中岩石的Z值低。这说明，虽然在成岩变化中 C^{13} 与 C^{12} 、 O^{18} 与 O^{16} 之间发生了同位素交换，但其Z值，仍能大致反映海水的盐度，这为进行相分析提供了很值得参考的定量数据。

运用稳定同位素区分沉积环境的最大优点，在于有一个比较普遍适用的标准，而不

像微量元素那样受地区变化(如物源区)影响较大,必须对各地确定对比标准那样受局限,

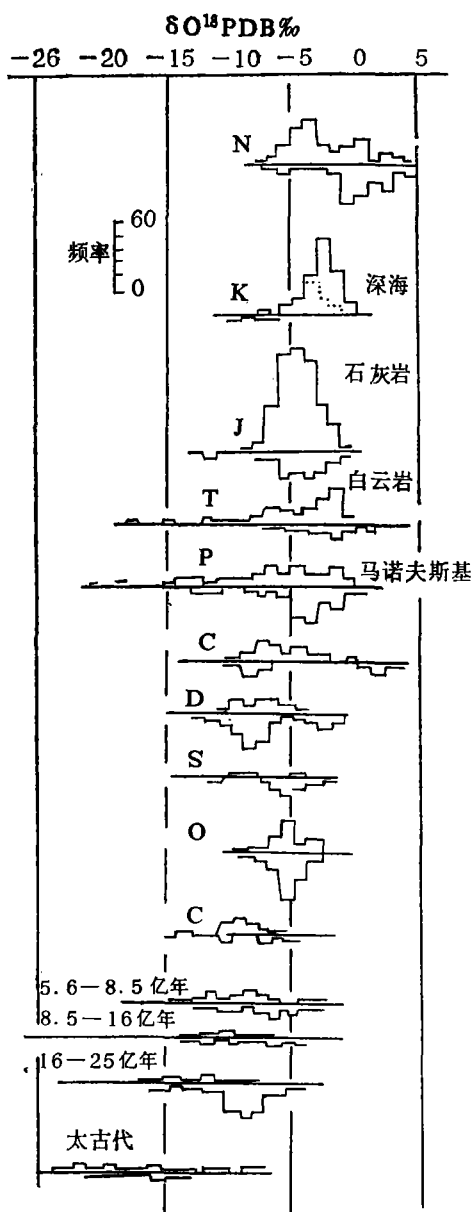


图6 各时代海相石灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值柱状图
(据韦译和霍夫斯, 1976)

Fig. 6 Column of $\delta^{18}\text{O}$ values of marine limestones at different ages (after Weay and Hoofs, 1976)

的可靠标志。

当碳酸盐与介质处于平衡状态时, $\delta^{18}\text{O}$ 随温度的升高而下降(图7)。

用 $\delta^{18}\text{O}$ 测定古大洋水温度的方法是由美国学者、诺贝尔奖金获得者尤雷(H.C

因而受到人们的欢迎, 得到迅猛的发展, 但其缺陷也是明显的。首先, 沉积物中的同位素组分会因沉积后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来说比较微弱, 自寒武纪以来没有显著的变化, 因此, 用 $\delta^{13}\text{C}$ 值做为区别海陆相的鉴定标志是可行的。

氧同位素在沉积后的交换作用很强, 使沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随地质年代的变迁而发生变化(图6)。由于这种较强烈的同位素交换作用, 使古相淡水灰岩与海相灰岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值十分近似, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则显示了明显的差异(表5)

根据表5: 古生代淡水灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -8.67 , 而同时代的海相灰岩为 -8.77 , 咸水云化云质灰岩为 -8.51 , 三个数值非常相近, 这就降低了古生代岩石中 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示古盐度的意义; 相反 $\delta^{13}\text{C}$ 值在不同灰岩中显示了明显的差值: 古相海相灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 0.27 , 淡水灰岩是 -2.64 , 这是因为沉积后的同位素置换作用对碳同位素($\text{C}^{13}\text{C}^{12}$)来说比较弱, 故还大致保持了因岩石原始沉积环境不同(海相、淡水相)而造成的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差别, 显然, 用 $\delta^{13}\text{C}$ 指示古盐度是比较有效的、可靠的。

三、用 $\delta^{18}\text{O}$ 测定古水温

水体的温度也是控制碳酸盐稳定同位素组份的重要因素之一。介质温度对 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响远远超过盐度对它的影响, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 值随温度变化甚小, 因此, 在盐度不变时, $\delta^{18}\text{O}$ 值可用来做为测定古温度的

表 5 不同沉积环境(或成岩环境的岩石中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较表)Table 5 Comparison of $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ values in the rocks originated in different sedimentary environments or diagenetic environments

编号	岩性	时代	产地	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	平均值(PDB)		环境
				SMOW	PDB		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
G-X	穴珠	现代	广西兴坪莲花洞	23.12	-7.307	-1.34	-7.307	-1.34	淡水溶洞
Sm-6	去云化亮晶鲕粒石灰岩	E ₂ y	山东张夏	21.92	-8.67	-1.31			淡水淋滤
R ₂ -6	亮晶(粒状)颗粒石灰岩	O ₁ m	湖北宜昌黄花场	22.17	-8.43	-2.36	-8.67	-2.64	淡水胶结
E ₂ -5	亮晶(粒状)单晶鲕粒石灰岩	E ₂ y	北京西山双石头	21.78	-8.82	-4.25			淡水淋滤胶结
mp-54	泥晶云质颗粒石灰岩	E	辽宁复州湾磨盘山	21.89	-8.70	0.37	-8.77	0.27	局限潮下(云化)
当-28	亮晶云质颗粒石灰岩	"	辽宁棒子镇当十岭	21.76	-8.83	0.16			潮下高能(云化)
Sm-8	泥晶鲕粒灰质白云	"	山东张夏	22.09	-8.51	1.23	-8.51	1.23	咸水云化

Urey, 1948) 提出的, 并且由艾泼斯坦等人 (Epstein and others, 1951, 1953) 加以具体化。

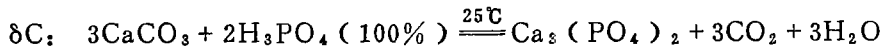
由艾泼斯坦发明并经克雷格 (H. Craig, 1965) 稍加修改的温度计算公式是:

$$t^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.2(\delta\text{C} - \delta\text{w}) + 0.13(\delta\text{C} - \delta\text{w})^2$$

沙克莱顿 (shackleton, 1974) 对上述公式又进一步的修改得出最终经验公式:

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

其中各项的意义是:



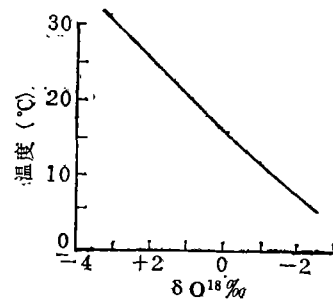
中的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

δw : 25°C 时, 所测试的 CaCO_3 样品(化石或岩石、矿物)

形成时与海水平衡的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

$$\delta\text{C} \text{ 可从公式 } \alpha\text{CO}_2 - \text{CaCO}_3 \xrightarrow{25^{\circ}\text{C}} \frac{1 + \delta\text{CO}_2/1000}{1 + \delta\text{CaCO}_3/1000} = 1.01025$$

求得, 即 $\delta\text{C} = 10.25 + 1.01025 \times \delta\text{CaCO}_3$



$\delta^{18}\text{O}$ 随温度的变化; 盐度 = 35‰

图 7 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度的变化; 盐度 = 35‰
(据 J.D. 米利曼, 1974)

Fig. 7 Changes of $\delta^{18}\text{O}$ values with temperature when salinity = 35‰ (after J.D. Milliman, 1974)

$$\delta_w \text{ 可从公式 } \alpha_{\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}}^{25^\circ\text{C}} = \frac{1 + \delta_{\text{CO}_2}/1000}{1 + \delta_{\text{H}_2\text{O}}/1000} = 1.0412$$

求得, 即 $\delta_w = 41.2$ (设 $\delta_{\text{H}_2\text{O}} = 0$)

α 为分馏系数

上述同位素温标的经验公式是以下面几个前提而依据得出的:

- (1) 海水的同位素成分已知
- (2) 样品未受成岩作用影响。
- (3) 海水与从海水沉淀出来的碳酸盐之间存在着同位素平衡
- (4) 不存在由海水深度、密度变化引起的任何影响

用氧同位素方法查明古水温意义是非常重大的, 它为岩相古地理研究开创了一个崭新的领域, 但是令人遗憾的是由于某些因素的阻碍, 此种方法还不能大量应用, 这些因素是:

(1) 海相石灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随地质时代不同而有较大的变化, 时代越老, $\delta^{18}\text{O}$ 值越低, 这种由于重结晶、白云石化等成岩作用而造成的原始沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化使利用 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定古水温这一方法受到了局限, 岩石时代越老, 受成岩作用时间越长, 氧同位素的交换作用亦愈强烈, $\delta^{18}\text{O}$ 值就愈小, 计算出来的温度多不能代表原始沉积水体的温度。因此, 根据中生代以前的样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算出的古温度只有参考意义, 在多数情况下, 这一温度与成岩温度有关。

(2) 很多动植物, 在与周围水体环境未达到平衡的情况下, 也可以分泌沉淀出方解石, 用这种方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算当时的古水温显然是不行的, 而要查明古相岩石在沉积时是否与周围水体平衡是不可能的。

(3) 古大洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值尚不清楚, 现在假定古大洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与现在大洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相同, 也可能是错误的。

(4) 水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值在很大程度上也取决于水体的盐度, 淡化作用可以大幅度的降低 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 所以此公式只限于正常盐度下形成的样品。

由于上述这些因素的影响, 使我们在利用这一方法时应持慎重态度。

成岩作用中的重结晶作用、白云石化作用、淡水淋滤作用都使原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生较大的变化, 所以古相岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值应当可以指示岩石的成岩强度 (表 6)。

从表中可以看出, 随着成岩 (重结晶作用、白云石化作用) 程度的加大, 岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值越来越小, 如果以 PDB 为标准则 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了高负值。

成岩温度对原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有直接的影响。成岩温度较低时, 对原始沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值影响不大, 即不容易使其 O^{16} 与 O^{18} 之间产生同位素交换而改变其 $\delta^{18}\text{O}$ 值; 但当温度较高时, 则对原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值影响较大, 即使其 O^{16} 与 O^{18} 之间进行同位素交换而使其 $\delta^{18}\text{O}$ 降低, 成岩温度越大, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低的越多。但是, 一般来讲, 在成岩作用中很少可能会产生那么大的化学驱动力, 以致于完全破坏原始沉积物中的氧稳定同位素的平衡而使其置于一个新的平衡系统中。因此, 我们也就无法寻求利用某地岩石中孔隙水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值做基准来计算成岩温度的公式, 即确切的计算成岩温度是难以做到的。但是, 既然在成岩作用中产生的同位素交换只是对原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 起干扰作

用, 即古相岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 基本取决于原始沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 那么, 我们姑且暂用上述公式计算其温度, 以寻求古相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩温度之间存在的定性关系, 应是可行的。

淡水淋溶作用虽然也是成岩作用之一, 但其作用多发生在地表的渗流带, 故其计算温度较低(63.22—64.09 $^{\circ}\text{C}$), $\delta^{18}\text{O}$ 值居于-8.67—-8.82(PDB)之间; 白云石化作用因形成机理不同, 其发生作用的部位亦不同。表上所列的四个样品的白云石化作用, 通过镜下鉴定, 皆为准同生白云石化, 发生作用的部位多在潮上坪, 其机理是毛细管浓缩作用, $\delta^{18}\text{O}$ 值较低, 云化程度较深的粉晶白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值只有-12.1(PDB), 其计算温度为64.22—71.07 $^{\circ}\text{C}$; 重结晶作用与温度的关系较为密切, 对岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值影响较大, 表中所列的五个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-10.49—14.01)多为较高负值, 其计算温度为75.11—103.01 $^{\circ}\text{C}$ 的体现了不同成岩环境温度的高低, 从而说明了古相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩强度之间的定性关系: 成岩作用越强, $\delta^{18}\text{O}$ 值越低

表6 不同类型岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及成岩温度Table 6 $\delta^{18}\text{O}$ values and diagenetic temperature in different rocks

编号	时代	岩石类型	产地	$\delta^{18}\text{O}$		沉积(或) 成岩环境	计算温度 ($^{\circ}\text{C}$)
				SMOW	PDB		
R-48	O _{1h}	泥晶生物石岩	湖北宜昌云花场	23.52	-7.12	开阔海	53.56
G-x	现代	穴珠	广西兴坪莲花洞	23.32	-7.31	溶洞	
R ₆ -2	O _{1n}	亮晶生物石岩	湖北宜昌黄花场	23.03	-7.60	开阔潮下	56.46
Sm-6	E _{2z}	去云化亮晶鲕粒石灰岩	山东张夏	21.92	-8.67	淡水淋滤	63.22
R ₂ -6	O _{1n}	亮晶(粒状)鲕粒石灰岩	湖北宜昌黄花场	22.17	-8.43	淡水胶结	61.68
E ₂ -5	E _{2z}	亮晶(粒状)单晶鲕粒石灰岩	北京西山双石头	21.78	-8.82	淡水胶结	64.09
当-28	E _{2z}	亮晶云质鲕粒石灰岩	辽宁桦子镇当十岭	21.76	-8.83	开阔潮下(云化)	64.22
Sm-8	E _{2z}	泥晶鲕粒灰质白云岩	山东张夏	22.09	-8.51	局限潮下(云化)	62.17
M-30	E _{2z}	云化亮晶鲕粒石灰岩	河北秦皇岛	20.74	-9.82	开阔潮下(云化)	70.68
当-6	E _{2z}	藻泥晶单晶鲕粒石灰岩	辽宁桦子镇当十岭	20.68	-9.87	潮上(间)坪	71.07
M-86	E _{2z}	亮晶鲕粒石灰岩	河北秦皇岛	20.06	-10.49	开阔潮下(重结晶)	75.11
85-10-5		大理岩	甘肃	18.43	-11.70	变质岩	86.12
Cy-81	E _{2z}	粉晶白云岩	山东磁窑	18.39	-12.1	潮上坪	86.39
85-5-5		中晶石灰岩	甘肃	17.48	-12.64	重结晶	92.78
85-10-7		细晶石灰岩	甘肃	16.30	-13.79	"	101.31
85-5-1		粉晶石灰岩	甘肃	16.07	-14.01	"	103.01

值得再次强调指出的是, 这些计算温度既不是沉积温度, 也不是成岩温度, 它们只是相对的体现了不同成岩环境温度的高低, 从而揭示出古相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩强度的定性关系: $\delta^{18}\text{O}$ 值越低, 成岩温度越高, 成岩强度越大。

四、结 语

用氧、碳稳定同位素测定古温度、古盐度是一个崭新的领域, 无论是国外还是国内, 还都处于探索阶段, 可靠而系统的数据较为少见, 近二、三十年来, 不少学者对用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算古温度做过不少工作, 而对用 $\delta^{13}\text{C}$ 值确定古盐度则研究的较少, 本文从这方面做了一些探索。

综上所述, 如下几点结论可以做为本文的结束语:

(1) $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值都与介质的盐度有关, 其变化趋势是盐度越大, δ 值越高, 因之用基恩和韦伯导出的公式: $Z = 2.048(\delta^{13}\text{C}_{\text{POB}} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O}_{\text{POB}} + 50)$ 来区分侏罗纪和时代更新的海相灰岩和淡水灰岩是可行的, 本文以海南岛海滩岩为例做了一些尝试。

(2) 对侏罗纪以前的古相岩石, 由于在漫长的地质历史中, 原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值都因同位素交换作用而发生了较大的变化, 从而降低了用 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定古盐度的可信性, 本文通过在这方面的探索认为, 在成岩作用中的 C^{13} 与 C^{12} 之间的交换作用比 O^{18} 与 O^{16} 要弱的多, 自寒武纪以来 $\delta^{13}\text{C}$ 值没有显著的变化, 所以用 $\delta^{13}\text{C}$ 值确定古相岩石的沉积环境的古盐度是可行的。

(3) O^{18} 与 O^{16} 在沉积后的交换作用很强, 使 $\delta^{18}\text{O}$ 值随地质年代的变迁而变化, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 值在从老到新的岩石中依次增大, 致使古相海水灰岩石与淡水灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值近似, 所以, 古相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值难以用来测定古盐度。

(4) 因为 $\delta^{18}\text{O}$ 值在从老到新的岩石中依次增大, 所以用其来测定沉积环境的古温度显然也是不适宜的, 但既然古相岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与成岩环境有关, 那么它应能反映成岩强度。

本文写作过程中, 曾得到我系王英华、郑淑惠副教授的具体指导。引用的数据均为我系刘本立、陈成业同志测定; 插图由我系绘图室徐筠、杨秀兰二同志绘制, 在此一并致谢!

(收稿日期1984年4月3日)

参 考 文 献

- [1] 丁梯平, 1979, “氢氧同位素地球化学”, 地质出版社。
- [2] J.霍夫斯, 1976, “稳定同位素地球学”, 科学出版社。
- [3] 同济大学, 1980, “海陆相地层辨认标志”, 科学出版社。
- [4] 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, 第29卷, 第三期。278—284页。
- [5] 沙庆安等, 1981, 沉积岩石学研究(论文集)226—242。科学出版社。
- [6] J.D.米利曼, 1978, “现代沉积碳酸盐, 第一卷, 海洋碳酸盐”, 中国科学院地质所译, 地质

出版社。

- [7] Epstein S., Mayeda T.K., 1953, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4 P.213.
 [8] Keith M.L., and Weber, J.N., 1964, *Geoch. et Cosmoch. Acta*, V.28 P. 1786—1816.
 [9] Clayton R.N. and Degens E.T., 1959 *AAPG*, V.43 N.4 P.89—897.

RELATIONSHIP BETWEEN CARBON AND OXYGEN STABLE ISOTOPE IN CARBONATE ROCKS AND PALEOSALINITY AND PALEOTEMPERATURE OF SEAWATER

Zhang Xiulian

(Dept. of Geology, Peking University)

Abstract

This paper mainly deals with how to determine paleosalinity by means of $\delta^{13}\text{C}$. In addition, the determination of paleotemperature is also dealt with by the use of $\delta^{18}\text{O}$.

By a thorough analysis of the systematic data, the author has reached the following conclusions:

(1) Both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values relate to the salinity of medium and the change shows a trend that the higher the salinity, the higher the δ values. Therefore, it is feasible to distinguish marine limestone from freshwater limestone of Jurassic period of more young ages by the formula of Keith and Weber, $Z = 2.048 (\delta^{13}\text{C}_{\text{PBD}} + 50) + 0.498 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PBD}} + 50)$. This paper gives an example of analysing the beachrocks in Hainan Island, South China. It shows the relationship between isotopes and salinity.

(2) The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the sediments (rocks) older than Jurassic have been greatly changed because of the displacement of the isotope elements during the long geological time, so that the paleosalinity determined by the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of ancient rocks would not be reliable.

Through the study of this aspect the author suggests that in the process of diagenesis, the exchange of carbon isotope between rock and medium is much weaker than that of oxygen isotope. Since the Cambrian period the $\delta^{13}\text{C}$ value has not notably changed, hence, it is feasible to determine paleosalinity by using the $\delta^{13}\text{C}$ values.

(3) The exchange between O^{18} and O^{16} after sedimentation is strong and the $\delta^{18}\text{O}$ value changes with the geological ages, that is, the $\delta^{18}\text{O}$ value increases from old to new rocks, so that the $\delta^{18}\text{O}$ value of ancient marine limestone would approximately be equal to that of freshwater limestone. Therefore, the $\delta^{18}\text{O}$ values in an-

cient rock can not be used on determining paleosalinity.

(4) As the $\delta^{18}\text{O}$ value increases with geological ages from old to new, so that it could not be used to determine paleosalinity. Since the $\delta^{18}\text{O}$ value of ancient facies rocks relates to the diagenetic environment so it can, no doubt, reflect the strength of diagenesis.