

地质科技资料选编（七十一）

国外沉积相及古地理 资料汇编

（二）

古地理研究方法
上

地质矿产部情报所

一九八二年六月

前 言

古地理研究，在地学领域中，具有相当重要的意义。近年来，国外关于这方面的研究取得了不少进展。

本专辑共分上、下两册，内容包括八个方面：（1）确定剥蚀区位置；（2）查明古盆地特征；（3）研究古水深方法；（4）测定古水流方法；（5）查明古气候和古温度方法；（6）测定古盐度方法；（7）利用地球化学、矿物从事古地理分析；（8）古地理图和剖面图的编制。

古地理研究对寻找油、气、煤、铀有着密切关系。根据国家对能源日益增长的需要，我们在部地矿司、地科院科技处的支持下，在所、室领导下，编译了这本专辑。它对我国从事有关方面的科研、教学单位将是一本重要的参考书，对广大第一线从事有关工作—特别是从事石油、煤炭及沉积矿产工作的人员更具有实际的借鉴意义。

本专辑的组织及编辑工作由奚璠秋同志、王绍全同志负责，并有夏祖葆、杨锁洪及王慧同志参加，最后经马万均同志、罗永国同志审定。排印、出版、发行工作由周质朴等同志完成，图件清绘全部由我所舒令泓同志承担，在此谨向他们表示谢意。

由于时间仓促，水平有限，缺点、错误在所难免，敬希指正。

地质矿产部情报所 基础地质室地层组

(1982. 6)

目 录

1. 国外古地理研究的一些问题	(1)
一、研究古地理的意义及其研究历史	(1)
二、古地理恢复的方法学基础	(3)
三、古地理研究与矿产的关系	(6)
四、国外古气候研究	(7)
五、国外古水流研究	(16)
六、国外古水深研究	(17)
七、国外测定古盐度的一些方法	(20)
八、物源区的位置	(23)
九、古地理图和剖面图的编制方法	(23)
2. 确定剥蚀区的位置	(27)
一、古地理学中“陆地”和“剥蚀区”的概念	(27)
二、沉积地层性质总的变化规律的分析	(28)
三、沉积物物质成分的特征及其变化的分析	(31)
四、研究岩石的构造特点	(37)
五、粉砂-砂质岩石碎屑物质构造和形态特征的研究	(40)
3. 根据碎屑石英确定原始剥蚀区的位置	(43)
4. 根据碎屑石英的研究结果确定剥蚀区的位置	(53)
5. 查明古盆地的特征	(58)
一、确定古盆底的地形	(58)
二、确定古盆地的深度	(59)
三、确定岸线位置	(63)
四、测定水介质的物理-化学性质	(64)
五、确定水的活动性	(68)
六、确定沉积物和水流的运动方向	(69)
七、确定水体底部的特点	(74)
八、根据动物和植物的埋藏特征查明沉积条件	(80)
6. 古堡岸线的识别标志	(85)
7. 古生代层序的古水深分析及其地球动力学意义	(107)
8. 水深测量法	(126)
9. 阿巴拉契亚南部古生代细屑岩中可用作古水流标志的定向化石	(155)
10. 用颗粒方位测定古水流和砂岩走向	(164)
11. 菊石壳作古水流标志	(174)

12. 古盐度的测定方法.....	(184)
13. 苏格兰晚前寒武纪（‘托里东’）红层的古盐度和环境解释.....	(192)
14. 自生流化铁作古盐度标志.....	(199)
15. 根据新西兰旺加努伊盆地三个第四纪地层中碳酸盐贝壳的碳和氧 同位素确定古盐度和古温度.....	(205)
16. 根据硼和粘土矿物数据计算古盐度.....	(211)

目 录

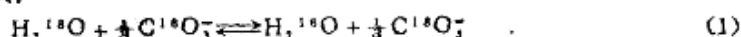
17. 古温度的测定方法	(221)
18. 贝壳碳酸盐中碳和氧的稳定同位素的古温度和含氯量	(230)
19. 固态有机物的岩石学特征可作为古温度和含油性的指标	(242)
20. 谈古温度的测定问题	(252)
21. 查明古气候的方法	(254)
22. 古气候再造的原理	(271)
23. 古气候、古地磁与大陆漂移	(292)
24. 利用地球化学资料从事古地理分析	(342)
25. 地球化学标志对恢复西西伯利亚晚白垩世岩层的古地理作用	(349)
26. 锆石的形态类型及其对恢复泽腊夫善—吉萨尔区早白垩世沉积层的古地理意义	(352)
27. 利用砂质-粉砂质岩石中轻、重矿物粒径比值进行古地理再造	(355)
28. 为了作长期地理预测而进行古地理研究的任务	(357)
29. 古地理图的编制和应用	(361)
一、编制岩性古地理图的原则和方法	(362)
二、所建议的沉积岩分类	(370)
三、古地理图的时间间隔及其编图阶段	(377)
四、编制古地理图时恢复水平位移的问题	(378)
五、古地理图的辅助性图件	(379)
六、古地理图的意义	(380)
30. 盆地的各种图件和剖面图的编制	(381)
一、沉积盆地的轮廓	(381)
二、构造和地层格局	(381)
三、岩相	(401)
四、生物相	(411)
五、整理和表达	(412)
31. 古地理剖面图的编制方法	(424)

古温度的测定方法

测定古温度的难易主要取决于采样地层的环境和地质时代。最准确的温度数据来自更新世和第三纪的浮游生物类(尤其是有孔虫类)。温度可以根据现代动植物种类的温度极限的对比而“转移”到同种类的动植物化石上,或者根据氧同位素资料来测定。关于古生代以及直到侏罗纪末的温度的资料一般是不能通过碳酸盐(由于成岩作用的影响)的任何同位素数据来获得的,而主要是依据动植物按纬度的分带。前寒武纪的温度资料主要根据燧石中的氧同位素数据,但是,(如下面将要讨论的),这些数据是否反映了原始环境的温度仍然是一个悬而未决的问题。一般来说,对古温度的某种测定可以得出数值的唯一途径就是应用一种以上的方法。因此,最重要的是把尽可能多的不同方法获得的结果综合在一起。下面讨论四种方法:(1)同位素法,(2)其它化学方法,(3)生物分类和形态法,(4)动物群和植物群变化梯度法。同位素法和动物群法的对比得出的结论是,每一种方法所做出的任何计算结果都有大约 $2^{\circ}\text{--}3^{\circ}\text{C}$ 的误差(Berger和Gardner, 1975)。

(1) 同位素法包括应用(a)氧,(b)碳,(c)氘,(d)这些元素的综合。

(a) 1947年,H. C. Urey报道说,温度对稳定同位素分离作用的影响可用以指示古温度。对于反应式:



平衡常数K为:

$$K(t) = \frac{[(\text{C}^{18}\text{O}_3)/(\text{C}^{16}\text{O}_3)]^{1/3}}{(\text{H}_2^{18}\text{O})/(\text{H}_2^{16}\text{O})} \quad (2)$$

$K_{0^{\circ}\text{C}} = 1.0176$, $K_{25^{\circ}\text{C}} = 1.0138$, 即温度系数为每 1°C 0.016%K。随着温度增高,较轻的同位素(^{16}O)优先迁移,因而被结合到了碳酸盐里。

由于质量的数值差异很小,通常是将所有的同位素偏差值都乘以1000,形式如下:

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标准}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标准}}} \right] \times 10^3 \quad (3)$$

例如, $\delta^{18}\text{O} = +10$ 表示样品的同位素比值超过千分之十或10‰或1%。质谱仪技术的精确度大约为 $\pm 0.1\%$ (这和温度变化略微不到 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 时的结果相同)。图1表明温度在 $0^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{C}$ 范围内 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化。一个千分之一的变化与 4.5°C 的视在影响相当。

这里用Shackleton 1974年提出的形式给出了范围在 0° 到 30°C 的碳酸盐和水同位素温标的最终经验公式:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.10(\delta c - \delta w)^2 \quad (4)$$

式中碳酸盐(c)和水(w)的 δ 项是指这两个来源中 CO_2 的实际 δ 值(如果这些值是分别通过酸提取法用 H_3PO_4 等从碳酸盐中以及从在 25°C 等温度下保持平衡的水中得出的,而两者都对照同样的质谱仪标准物作了分析的话)。

据以进行对比的原始 CO_2 标准物是从皮迪 (Peedee) 组 (美国东南部沿皮迪河露头 的名称) 的头足纲中一种箭石类 (上白垩统的 *Bellemnite americana*) 的方解石得出的 CO_2 ，这个标准物被称为 PDB—1。这也是碳酸盐中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值的标准物。

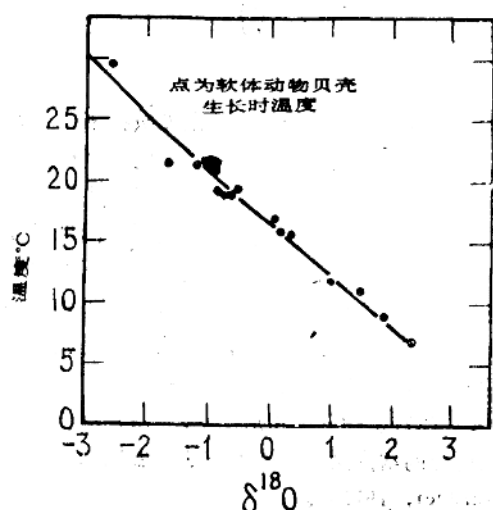


图1 软体动物贝壳生长时温度与 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值 (表示为相对于PDB标准值的 $\delta^{18}\text{O}$) 关系图 (据Epstein等人1963年资料)。

目前, 水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是按 SMOW (标准平均大洋水) 的标准提出的, 这个标准接近于大洋水的实际平均值。在 SMOW 标尺上, 海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -0.28% 。SMOW 标准是以美国国家标准局 (NBS—1) 的同位素水标准为标准而确定的 (Craig, 1961)。PDB—1 碳酸盐标准在 SMOW 标尺上为 $+30.6\%$ (Craig, 1965)。为实验室之间有更好标准的需要导致了被称为 SLAP (标准轻质南极洲降水) 的第二个水标准的产生。所推荐以 V—SMOW (维也纳标准平均大洋水) 为标准的 SLAP 的 δ 值是: $\delta^{18}\text{O} (\text{SLAP}) = -55.5\%$ 。V—SMOW 是“通过将蒸馏的大洋水与少量其它水混合起来以便使其同位素成分尽可能接近规定的 SMOW 而获得的。” (Gonfiantini, 1978)。

在实际工作中, 氧同位素法已广泛用于有孔虫类 (例如, Emiliani, 1955, 1966; Shackleton and Opdyke, 1973), 但是也用于钙质超微化石 (Margolis 等人, 1975), 用于许多种后生动物以及各种沉积岩、变质岩和岩浆岩。

同位素平衡的反应式 (没有作进一步校正) 是以下面几个前提为依据的: (i) 种所固有的“致命”的影响不存在, (ii) 海水的同位素成分已知, (iii) 样品没有受成岩作用影响, (iv) 海水和从海水中沉淀出来的有机体碳酸钙之间存在着同位素平衡, (v) 不存在由深度变化或海水密度变化引起的任何影响。Berger 和 Gardner (1975) 以及 Savin 和 Stehli (1974) 根据有孔虫类算出了温度的这些偏差。他们的结论是: 对于任一给定的值, 常规偏差的综合影响约为 $2^\circ - 3^\circ \text{C}$ 。下面就来讨论这些前提中的前三个。

(i) 对同位素分离值已经有了报导, 这些值是种所固有的, 并且与当地的水的值不同。在有孔虫类中, 这种值可能是造成与实际温度有 $2.5^\circ - 5^\circ \text{C}$ “误差”的原因 (Duplessy, Lalou 和 Vinot, 1970)。目前, 学者们极力主张将同位素分析限定在“单个种的样品”上 (Emiliani, 1977), 尽管多个种的组合很可能得出合理的平均值。共生的藻类与某些生物种类 (例如许多珊瑚类和有孔虫类) 一同存在, 并且向分泌碳酸盐的宿主体内的 CO_2 储存库提供富含 ^{18}O 的代谢的 CO_2 。因此, 这些生物体的碳酸盐的 ^{18}O 值并不与环境的温度相平衡, 所以会造成温度向上浮动达 5°C 之多 (Erez, 1978)。

(ii) 测定的同位素值对原始的海水值 (方程 4 中的 δ_w 项) 是敏感的。海水的蒸发优先将较轻的 ^{16}O 同位素除去, 因此使海水富含 ^{18}O (Craig 和 Gordon, 1965)。(同样的道

理, 蒸发作用将使海水中的 ^{34}S [与 ^{32}S 相比]、氦和 ^{13}C [与 ^{12}C 相比]都富集了, 但是, 对于 ^{12}C 和 ^{13}C 的分离, 则生物体的影响要大大超过蒸发作用的影响)。

现代的开阔大洋(盐度范围在33.0—38.0‰)的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化约为1.5‰(Berger和Gardner, 1975, 图6)。由于水的蒸发, 卤水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 富集度的上限可能是6‰(Lloyd, 1966)。在从开阔大洋到槽礁到滨岸的横切面上, 可能会出现 $\delta^{18}\text{O}$ 的富集, 这或许是由于近岸容量小的水的蒸发作用造成的(Lloyd, 1964)。淡水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 大为贫化, 因为淡水是由蒸发的海水形成的。

在上新世-更新世的冰川形成以前, 大洋水的同位素成分可能一直是-1.0‰(SMOW标准)(Shackleton和Kennett, 1975)。相比之下, 对于在淡水被最大限度地排除到冰川中的时期内的开阔的大洋, “现在被广泛接受的”同位素值是恰好超过1‰的较大的区值(Shackleton和Opdyke, 1973), 在地中海则可以高达2.7‰(Grazzini, 1975)。如果是这样的话, 那么更新世的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要是记录了冰的体积(因而也记录了海平面)的变化, 而不是温度的变化(Shackleton, 1967)。这已被证明是过去120000年的情况, 因为浮游的和底栖的有孔虫类的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化型式是互相并行的, 而与海面 and 海底的温度无关。Van Donk认为, 在更新世, “同位素成分中的变化至少有90%是由海水同位素成分的变化造成的, 而这种海水同位素成分的变化又是由大规模大陆冰川的盛衰所造成的”。因此, 根据氧同位素得出的更新世数据记录了大的气候变化——不是在温度方面, 而是在冰的储集方面。

$\delta^{18}\text{O}$ 除了有区域性的变化以外, 还可能有明显的局部变化。白天采集的海水样品较之夜晚采集的样品要富含 ^{13}C , 因为白天有浮游植物分离 CO_2 (Weber和Woodhead, 1971)。因此, 局部生物量与局部水量之比对于解释有限水体中的种的同位素值可能是重要的。

(iii) 骨骼样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值需要校正, 因为由于部分溶解或沉积后的同位素交换(Veizer, 1977), 这些骨骼样品已发生明显变化。贝壳比沉积的基质更有可能发生同位素交换(Tan和Hudson, 1971)。一般说来, 在任何已知的古沉积物中, 如果霏石质贝壳“没有改变”的话, 那么与之共存的甚至更稳定的方解石质贝壳就可以提供可靠的同位素资料。这种沉积物很可能产在沥青质的或含沥青的沉积物里, 但是石油卤水的氧同位素值似乎自古生代以来一直保持不变(Degens等人, 1964)。象含沥青的沉积物一样, 卤水一般不受地下水影响。

但是, 含沥青的沉积物很少见, 而且几乎所有古沉积物似乎都会提供碳酸盐物质, 对这些碳酸盐物质的同位素值必须进行校正以后, 才能够作同位素温度的测定。沉积后同位素交换的程度是可以测定出来的, 因为对海水和淡水碳酸盐矿物中的Sr、Mg和其它痕量元素的平衡曲线和(或)“标准”数量已完全知道。例如, 后来在淡水中被“冲洗”过的海相碳酸盐, 其Mn、Fe和Mg的含量将大大提高, 而Sr则系统地被消耗。因此, 骨骼物质中这些(或其它)元素的系统变化对共存的同位素值受成岩作用的变化提供了一个标志(Veizer 1974年对此作了很好的应用, 他证明了箭石类是低镁方解石, 并证明了他所研究的标本在沉积后与周围沉积物中流体的交换约为10%)。

尽管“买者当心”的普遍警告特别适用于同位素资料, 但是根据单个标本仍然能够获得令人吃惊的灵敏度。从侏罗纪的菊石的接连的隔板上取得的样品记录了季节性变化, 如图2所示, 因而使得可以作出这样的推断: 该菊石生于春天, 死于第二年冬天。

除了广泛应用碳酸盐中的氧同位素作 $\delta^{18}\text{O}$ 以外, 其它呈磷酸盐、硫酸盐和硅酸盐形式的载氧体也被认为有作古温度标志的价值。第二种来源的 $\delta^{18}\text{O}$ 对海水和矿物相之间的平衡

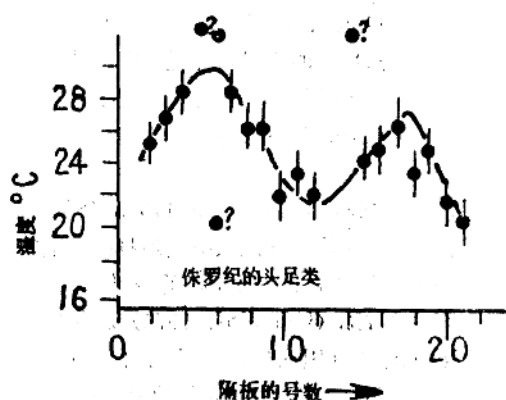


图2 一个侏罗纪菊石的隔板形成时的温度, 随龄期发生的变化被解释为季节性变化。该菊石生于春天, 死于第二年冬天(据Stahl和Jordan, 1969年资料)。

条件应当会提供一种独立的同位素检验标准。在磷酸盐中, 氧同位素的份额实际上与碳酸盐中的相同(Longinelli和Nuti, 1973)。因此, 单独应用磷酸盐系统不可能测定温度和环境同位素的成分。但是, 在没有碳酸盐的情况下, 磷酸盐本身也具有获得可靠同位素温度的潜力。

就硫酸盐而论, 是得不到 ^{18}O 与表面水的同位素平衡的, 这可能是由于交换率非常低造成的(Longinelli和Craig, 1967; Lloyd, 1967)。此外, 现代贝壳和贝壳化石的同位素数据都非常分散, 这表明贝壳硫酸盐大概并不包含在代谢过程中, 因为这种过程通常都表现出随盐度的分离作用。

可能是沉积后的各种过程很容易地改变了最初的硫酸盐的同位素值。不管是什么原因, 硫酸盐都不适用于古温度的分析。

就硅酸盐而论, 海生硅藻和海绵骨针的 SiO_2 中的氧同位素的分离非常类似碳酸盐的那种分离(Labeyrie, 1974; Mikkelsen, Labeyrie和Berger, 1978), 因为 $t(^{\circ}\text{C}) = 5 - 4.1 \times (\delta\text{SiO}_2 - 40 - \delta\text{H}_2\text{O})$ 。硅酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 应当至少可为检验更新世的温度提供一种独立的检验。在较长的时间范围内, 燧石可能是用于测定温度的二氧化硅的合适的来源(Knauth和Epstein, 1976); 下面表明的就是根据燧石所作的结果。但是, Kolodny和Epstein(1976)强调, 燧石的古温度测量“即使在最好的情况下, 也不可能同碳酸盐古温度计的精细分辨能力相比”。

(b) 以完全类似于氧同位素值的方式, 将碳同位素值的数据表示如下:

$$\delta^{13}\text{C}\text{‰} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样品}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}}} \right] \times 10^3 \quad (5)$$

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值的标准是上面提到的 PDB-1。 $\delta^{13}\text{C}$ 的值也受到为 $\delta^{18}\text{O}$ 所列举的同样类型的控制所支配, 并且增加了这样的复杂性, 即不同的生物合成途径使 ^{13}C 在陆生植物中分离到不同的程度(Lerman, 1974)。已对多种多样的生物进行了研究(Degens, 1969; Smith, 1972)。

在 CO_2 (气), CO_2 (水), HCO_3^- (水) 的系统中, 在温度为 0° 到 30°C 的范围内, 海水的 pH 值为 8.2 时, 在气态 CO_2 同 HCO_3^- 之间的碳同位素是由 -10.8‰ 变化到 -7.4‰ (Mook, Bommerson和Staverman, 1974)。这种分离作用主要出现在 CO_2 的水化作用中, 而不是出现在 CO_2 由大气中转移到水中(Deuser和Degens, 1967)。

如果浮游植物耗用碳的速度超过了同位素平衡能被保持的速度, 那么温度的分离作用在数量上就可能比较低。对这种不平衡在大洋中出现达到的限度还不了解。在光合作用期间,

只要存在有过量的重碳酸盐, 浮游植物都将以大约-19‰的比率分离碳同位素, 而与温度无关 (Deuser, Degens 和Guillard, 1968)。

一般情况下, 非常低的 $\delta^{13}\text{C}$ 的值(≈ -25 到 -28)与低的温度和过量溶解的 CO_2 是一致的。而相对高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(一种计算为 ≈ -9 到 15 , 另一种计算为 ≈ -21)则是溶解 CO_2 较少的比较温暖的水的标志。已知寒冷的南大西洋的浮游生物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -28% , 而温暖的墨西哥湾流的浮游生物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -13% (见 Deuser, Degens 和 Guillard, 1968 年资料 和 Sackett 等人 1965 年资料)。在更新世期间, 沉积物的有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -22% 改变到 -26% , 这被认为同是先温暖时期然后是凉爽时期 (先是间冰期后是冰期) 有关系 (Rogers 和 Koons, 1969)。另一方面, 还存在有生物种类所固有的分离作用, 这个“问题”阻止了与温度有任何简单的因果关系, 尽管这些个别的生物种类 (及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值) 确实是追随各种水体迁移的 (Fontugne 和 Duplessy, 1978)。

如果没有过量重碳酸盐, 浮游生物的分值就低于 -19% 。 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值较高的 CO_2 (即较重的碳) 被结合到了有机物里。这个过程可能一直持续到没有足够的 CO_2 为止, 其时以 CO_2 来源为准, 分离值大约在 $\pm 6\%$ (Deuser, Degens 和Guillard, 1968)。灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映大洋的 $\delta^{13}\text{C}$ 源的变化, 大洋的 $\delta^{13}\text{C}$ 源本身是受浮游生物的分值作用影响的。

(C) 降水量中氘 (D) 的含量随温度降低而降低, 降低的程度大约与 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度而变化的程度相同 (图 3)。水和其它物质中 D/H 的比值是用 SMOW 标准来表示的。换算成新的标准, $\delta^{18}\text{O}(\text{V-SMOW}) = -0.2\%$ SMOW, $\delta\text{D}(\text{SLAP}) = -428\%$ V-SMOW。因此, δD 的千分数适于作古温度的标志 (Craig 和 Gordon, 1965)。它已被这样用于泥炭 (Schiegl, 1972), 并且也有可能用于纤维素 (Epstein, Thompson 和 Yapp, 1977)。

(d) $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都受盐度影响, 但影响程度不同。因此, 如果已经知道了据推测是在各种不同盐度、而温度情况相同的条件下生活的贝壳之一系列的碳和氧的同位素值, 那么对于形成时的温度就只存在唯一的解 (Mook, 1971)。贝壳的碳酸盐与水中碳酸氢盐处于同位素平衡状态中, 因此, 将根据河口种贝壳的数据绘成的 $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ 的曲线外推到与大洋的碳酸氢盐的值相交就可能获得近似的生长时的温度 (Mook 和 Vogel, 1968)。这种方法有效地消除了由盐度造成的任何分离值。

(2) 其它化学标志也被应用于古温度。归并在这一节里的几种古温度法的提要所依据的是: (a) 氨基酸的外消旋作用, (b) 惰性气体的溶解度, (c) 痕量元素分析。

(a) 氨基酸外消旋法是新发展起来的一种古温度方法。通常只有 L-型氨基酸出现在蛋白质中, 但是死后, 氨基酸的 α -碳改变了立体化学结构, 因而时间久了就产生出数量相当的 L-型氨基酸和 D-型氨基酸 (Schroeder 和 Bada, 1976)。这种反应随时间、温度和其

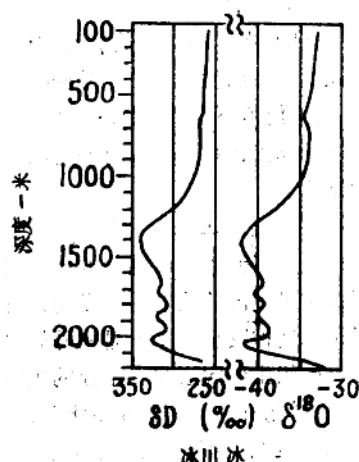


图 3 南极洲伯德站深钻冰川冰的氧 $\delta^{18}\text{O}$ 和氘 δD 的同位素比值。注意两条曲线型式实际完全相同 (据 Epstein, Sharp 和 Gow, 1970 年资料)。

它因素而变。对于任何氨基酸的这两种立体异构体来说，其换算关系可以用下式表示：

$$\ln\left\{\frac{1+D/L}{1-D/L}\right\} - \text{常数} = 2kt \quad (6)$$

式中 t = 时间， D/L 是氨基酸的右/左对映体比值， K 是 L -型和 D -型对映体互变的一阶速率常数 (Bada 和 Schroeder, 1975)。这个常数 K 反映任何最初的 D -型对映体加上在离析过程中产生的任何这种对映体。

不同氨基酸外消旋的半衰期是不同的。在 250°C 的情况下，异白氨酸的外消旋半衰期约为 5000 年，而天冬氨酸的外消旋半衰期则只有 3500 年 (Bada 和 Schroeder, 1975)。

为了将外消旋法用于化石物质，就必须或是知道时间，或是知道按时间平均的温度。因此，这种方法特别适用于温度在很长时期基本保持一致的环境，例如热带地区、深海或洞穴。

正如同位素法的情况那样，也存在生物种类固有的偏差 (Wehmiller, Hare 和 Kujala, 1976)，在现在的外消旋速率方面的差异可高达 2 倍 (Hare, 1977)。这种结果的产生是由于每一个种都具有一些独特的贝壳蛋白质，其中每一种蛋白质又有其本身特有的动态曲线 (Kriaušakul 和 Mitterer, 1978)。原地的淋滤作用也可能是一个造成偏差的重要原因 (King, 1978)。

(b) 在水中空气达到饱和程度以前一直溶解在水里的惰性气体 Ar 、 Kr 和 Xe 的量取决于温度。当温度由 10°C 上升到 60°C 时， Ar 的溶解度下降到 $1/2.0$ ， Kr 的溶解度下降到 $1/2.3$ ， Xe 的溶解度下降到 $1/2.8$ 。如果含有这些惰性气体的系统直到分析时一直保持封闭，那么就可以计算出该系统形成时的古温度。Mazor (1972) 将这种方法应用于北非的封闭的“古”地下水。

(c) 自从 Clark 和 Wheeler (1922) 的最早著作以来，关于温度对碳酸钙贝壳的矿物状态和对痕量元素之被结合的影响已作了广泛的研究。在有充分资料证明的情况下， Mg 在方解石质贝壳内的浓度在许多类无脊椎动物中都随温度的增高而有规律地增高 (Dodd, 1967)。但是，这种变化似乎不是以种简单的物理-化学反应。 Mg 的浓度是由一些生理因素作媒介的，这些生理因素改变了镁的吸收率并且随生物的种类而定 (Weber, 1973b)。

对 Mg 所进行的研究要比对钙质贝壳中的另一种重要微量元素 Sr 的研究更多些。显然， Sr 与温度在方解石中是正相关，而在霏石中则是负相关 (Dodd 和 Schopf, 1972)。

(3) 分类法和形态法是研究古温度的传统方法。植物群和动物群有好多方面都与水温有相互关系，但是这些方面并没有形成一致的模式。简短地说一下，这些方法涉及到：(a) 动物的大小规模，(b) 动物的钙化程度，(c) 浮游生物壳的密度，(d) 有孔虫壳旋卷的方向。

(a) 动物的大小与温度有关 (Lewis, 1968)。在底栖的海生种中，高纬度的个体群比低纬度的个体群往往在龄期较晚时繁殖，并且繁殖次数较少，而且这种差异可能具有遗传学的基础 (Frank, 1975)。因此，对于任何成熟的龄期，高纬度个体群中的个体往往比低纬度个体群中的个体大些，这就是被称为 Bergman 定律的个体大小趋势。Strauch (1971) 将成年个体的增大与温度降低的关系用于解释具有海生双壳动物 *Hiattella* 的底层的环境历史。对于海生瓣鳃动物来说，一般认为一个属 (或一个科) 的最大的种是在最冷的水里生活的 (Nicol, 1967)。

较大动物的每个单位体积的表面积要比较小的动物的小些,因此它们为保持体温而消耗的能量可能少些。这种关系(被称为Allen定律)只适用于保持体温高于环境温度的那些动物。

底栖有孔虫标本的个体大小随水温的降低(和深度的增大)而增大(Bandy, 1963)。在气候较冷的时期内,浮游有孔虫*Globigerina bulloides*的个体平均大小变得较大,并且甚至得出一个公式来表示这种关系:年平均海面温度(°C) = $-0.1184 \times (G. bulloides \text{ 的平均宽度以 } \mu\text{m} \text{ 为单位}) + 45.06$ (Malmgren和Kennett, 1978)。

(b) 壳的钙化程度看来似乎与温度有关。热带海生动物通常具有厚而重的壳,而冷水种的壳(至少对于瓣鳃类来说)则一般是薄的。

(c) 浮游植物和浮游有孔虫的几种形态适应似乎与随纬度而变的海水密度的调节有关(并且通过海水密度的调节又与温度和盐度有关)。如图4所示,骨骼的孔隙度随海水密度的增大而降低。为保持浮力于较暖的(较轻的)水所特有的浮力相同,在较冷的(较重的)水中,密度较低是有利的(Frerichs等人, 1972)。可能由于同样的原因,浮游有孔虫*Globigerinoides trilobus*的体积随温度的降低而减小(Hecht, 1973b)。作为另一个实例,*Globorotalia truncatulinoides*在热带地区是高圆锥形,在较凉的海水中变为更压缩的形状,似乎像是较密的形状适应于较密的水(Kennett, 1968a)。

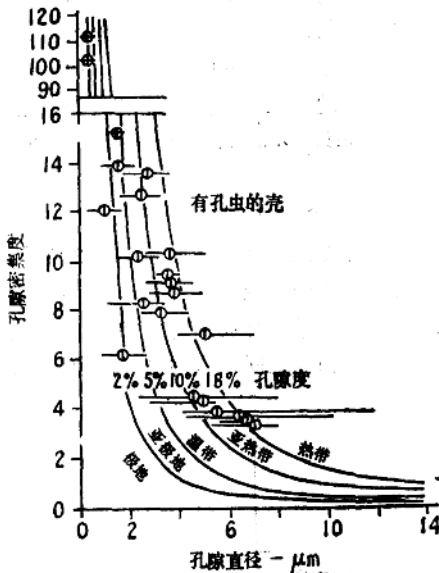


图4 22个浮游有孔虫种的壳的孔隙度同孔隙度为2%、5%、10%和18%的曲线的对比以及同假设的气候解释的对比。水平线条是观察到的孔隙直径的范围。孔隙密度是每 $25\mu^2$ 的孔隙数。注意在较冷的、密度较大的水中孔隙密度的增高(据Be, 1968年资料)。

腔是以顺时针方向添加的,这就是右旋有孔虫,这种有孔虫是较温暖的水所特有的;相反的情况则适用于左旋有孔虫。连接旋卷方向百分数相等的点的线就被认为是温度大致相等的线。例如,有百分之九十以上为左旋壳型的*Globigerina pachyderma*的现代个体群出现在温

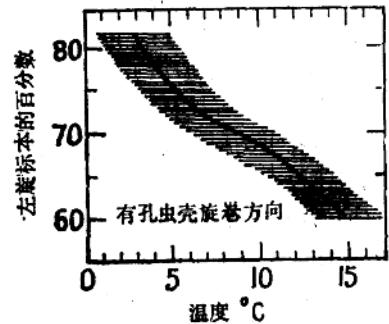


图5 有孔虫*Globigerina bulloides* d'Orbigny的左旋和右旋标本与海面水温之间的关系(大西洋西南部和德雷克海峡)。根据旋卷方向的百分数获得的温度,精确度大约为 $\pm 2^\circ\text{C}$ (据Boltovskoy, 1973年资料)。

在浮游有孔虫的几个种里,壳的旋卷方向似乎像是与夏季温度有关(Bandy, 1972),但是有些学者对此有异议(例如Cifelli, 1971, Olsson, 1974),而且不管怎样,这种关系的因果依据还不清楚。如果俯视有孔虫时(使其背侧向上),如果其室

度不到 6 °C 的水中。采自大西洋西北部的 *G. pachyderma* (Kennett, 1968b) 和 *G. bulloides* (见图 5) 表明了壳的旋卷情况随温度变化而发生逐步变化 (参看 Kennett, 1976 年的卓越述评)。

(4) 动物群和植物群在 (a) 多样性、(b) 寿命、(c) 组合等方面的变化梯度与温度梯度有关。

(a) 许多组海生动、植物在分类上的多样性方面都表现出有以赤道为准大致是对称的型式, 在低纬度上变化最多。已经报道了几组海生动物的资料, 其中包括有孔虫类 (Berger 和 Parker, 1970)、珊瑚类 (Stehli 和 Wells, 1971)、苔藓虫类和双壳类 (Schopf, 1970)、腹足类、桡足类、被囊类以及海底上动物组合群和海底内动物组合群 (Fischer, 1960)。开阔大洋的浮游动物的种类数在大规模的亚热带环境中要比在赤道海流中或极地海流中的种类数多得多 (Reid 等人, 1978)。几组化石浮游动物 (例如很可能有古生代和三叠纪的牙形石) 或许也遵循这种规律。

在生物种类多样性的曲线图上必须应用全世界范围的资料, 以便将太平洋的生物种类大约是大西洋生物种类的两倍 (珊瑚类、双壳类、和苔藓虫类的资料) 这个事实减至最低程度。此外, 东大西洋的生物种类要多于西大西洋 (对双壳类和苔藓虫类而言, 不包括珊瑚类), 但是, 西太平洋的生物种类却显著地多于东太平洋 (对双壳类、苔藓虫类和珊瑚类而言)。生物种类的多样性按纬度的递减率可能单纯反映了热带纬度中的动物活动范围较大, 因为种类的多样性是随动物活动范围的面积而变的 (Schopf、Fisher 和 Smith, 1978)。

地方性科对世界性科的比率也沿现在的纬度梯度变化, 地方性科在热带地区更为常见。白垩纪的有孔虫类和三叠纪的腕足类都有类似的模式 (Stehli, Douglas 和 Newell, 1969), 但是哺乳类没有这种模式 (Van Valen, 1969)。

(b) 就底栖有孔虫类 (Durazzi 和 Stehli, 1972) 和礁式珊瑚类 (Stehli 和 Wells, 1971) 而论, 平均寿命最低的属出现在赤道地区, 而在高纬度区, 则寿命增高 1—2 倍。这种趋势明显地取决于被研究的整个海洋 (正如生物种类多样性的递减率一样), 因为按同样的纬度作标准, 太平洋里属的平均寿命大约是大西洋里属的一半。与属的寿命的纬度趋势相反, 浮游有孔虫类的种的平均寿命与纬度无关 (图 6)。属和种之间的这种差异的原因还不清楚。

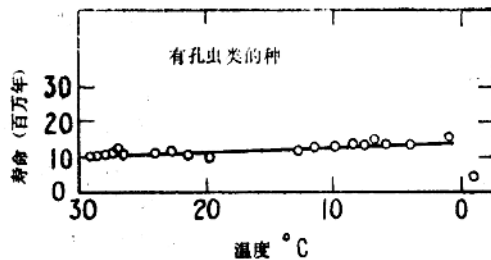


图 6 对照海面年平均温度 (°C) 标绘的浮游有孔虫类的种的平均年龄 (寿命)。注意种的寿命与温度 (指纬度) 无关 (据 Stehli 等人 1972 年资料)。

(c) 根据种的组合得出了几个测定温度的方法。中纬度种的最高温度极限用由其在一年中最热的时候向赤道的接近来确定, 而其最低温度极限则由其在一年的最冷的时候向极地的

接近来确定。因此,如果一个动物群的几个种的温度范围已经知道了,那么整个该动物群的温度范围也就可以大致估算出来。最简单的方法不过就是将每个种的温度范围标成图;图上重叠最多的带很可能就是推测得最准确的温度,正如测深方法一样(见图2—13*)。

还可以通过研究冷水属对温水属的比值(如对新世硅质鞭毛虫作过的研究)来测定大致的温度。首先必须在现代沉积物及其上覆水体中测出这个比值(Ciesielski和Weaver, 1974),然后才能将这个方用于测定古温度。

一个组合内所有的种的温度重叠程度,可以用近似的统计方法计算出来(Imbrie和Kipp, 1971; Hecht, 1973a; Kipp, 1976)。对于化石有孔虫类同温度相对应的程度也像现代的种对温度对应的情况一样,Hecht采用了下列直截了当的步骤:

1. 测定代表大洋某些部分的一套现代岩心顶部样品中浮游有孔虫类种的丰度百分数。
2. 建立一个相似矩阵,根据种的丰度将每一个样品与其它各个样品依次对比。
3. 将各观察站获得的海面温度对照各观察站的相似性值绘成曲线图(以海面温度最高的观察站为准)。
4. 用最小二乘方回归线拟合上述数据。
5. 用距离系数、将化石样品的相似性与现代样品进行对比。用第四步中得到的方程,可以根据两个组合的相似程度测定出古温度。

根据这种方法(或相似的但更精确的Kipp, 1976年的“转换函数”法)获得的结果对上新世的同位素数据提供了一种独立的检验。不同的“温度组合”只有用共同有的种才可以进行对比。Hecht (1974)报道说,“以各不相同的种的多样性为依据的一些古温度方程都是相似的,得出的古温度相差只有1—2℃”。

如果说不同的种的丰度模式反映了温度差异,那么单独一个种内的形态变异的丰度模式也理应可以反映温度差异。但是,人们试图为单独一个种在其中寻得温度差异的那个温度范围要比为一个组合内的一些种寻得的温度范围小得多。因此,应用形态变异程度的趋势是难以获得关于温度的有意义的数据的,但是,对于某些浮游有孔虫类来说,确实存在有与温度和盐度有关的可用图表示的模式(Hecht, 1974a; Srinivasan和Kennett, 1974)。

杨锁洪译自《Paleoceanography》,
1980, P117—132, 马万钧校

* 见本书上册147页13图—编者

贝壳碳酸盐中碳和氧的稳定 同位素的古温度和含氯量

W. G. Mook

本文介绍了一种方法,利用这一方法,可以根据贝壳碳酸盐的碳和氧同位素成分来推断具有重要意义的水温,即使有壳动物的生长环境不是纯海相的,例如在港湾或半咸的近岸水体情况下,也能这样做。

由于这种温度反映的是所讨论的生物生长期间的平均温度,因此,在某些条件下,根据这些种和其它种的化石标本也能推断出可靠的古温度。

考虑了两种主要情况:(1)贝壳碳酸盐的同位素成分与周围水体的同位素成分之间的关系;(2)根据贝壳的 ^{13}C 和 ^{18}O 含量推断的温度的重要意义。

在荷兰一个港湾中,贝壳碳酸盐的 ^{13}C 和 ^{18}O 含量的变化与溶解的重碳酸盐及水的 ^{13}C 和 ^{18}O 含量的相应变化是一致的。如果把这种 $\delta^{13}-\delta^{18}$ 的关系外推到在与纯海水达到同位素平衡时沉淀的碳酸盐的同位素成分,就能推断出水的温度。根据这种外推法得出的温度是软体动物生长期的一个合理的平均温度值。用同样的方法进行外推,附近其它几个港湾的贝壳的 $\delta^{13}-\delta^{18}$ 关系得出相同的温度。

据此得出结论,某些软体动物的碳酸盐是在同位素方面与其环境处于平衡的条件下沉积的,而碳酸盐与溶解的重碳酸盐及水之间的碳和氧同位素成分的差异仅仅是由温度决定的。合理的温度值也是根据某些海岸软体动物标本推断出来的。

为测定一系列现代软体动物的生长温度而提出的方法,也可应用于贝壳化石。此外,外推法还提供了一种用来估算软体动物生活过的微咸水盐度的方法。

1、前言

当软体动物是在与周围的水体达到同位素平衡的条件下沉积其贝壳碳酸盐时,氧同位素的成分取决于两个因素:水中的 ^{18}O 含量和沉积作用发生时的温度,后一个因素是水与碳酸盐之间的分馏取决于温度的结果。举例说,假如知道过去的大洋水中的 ^{18}O 含量,而且碳酸盐中 ^{18}O 的含量在一定的时期里没有改变,那么,一个贝壳化石的生长温度就能根据其氧同位素成分推断出来。至少在第四纪时,大洋中 ^{18}O 的含量几乎只受从直接的水文循环中分出的以及作为极地冰盖和大陆冰盖保存下来的大气水量变化的影响。冰的 ^{18}O 含量较低引起剩余大洋水的 δ^{18} 含量增加。较温暖的地质时期溶化的冰水流回到大洋中,这就降低了大洋中和贝壳碳酸盐中的 δ^{18} 。如果忽略这些因素,那么,根据氧同位素成分得出的温度偏高。结果,用这种古温度测量法得到的温度变化被夸大了,但从质上看是正确的。

用 ^{18}O 分析法测定古大洋温度的主张是由 H. C. Urey (1948) 和 H. C. Urey 等人 (1948) 提出的, 并由 S. Epstein 等人 (1951, 1953) 加以具体化的。从那时起, 对古温度作了一系列研究, 从事这项工作的主要有 C. Emiliani 和 S. Epstein (1953) 以及 C. Emiliani 等人 (1964) (R. Bowen 1966 年对其作过评论)。

在可以根据贝壳的 ^{18}O 测量结果推断出实际温度以前, 必须证明在碳酸盐与水之间存在着同位素平衡。已经发现, 在观察到的这些生物沉淀的 CaCO_3 分馏作用 (S. Epstein 等人, 1963 年) 与实验室获得的结果 (J. M. McCrea, 1950) 之间是非常一致的, 这种证据强有力地证明, 某些现代生物引起的碳酸钙沉淀对氧同位素来说是一种同位素平衡的过程。由 Epstein 发明并经 H. Craig (1965) 稍加改动的温标是:

$$t = 16.9 - 4.2(\delta_{\text{PDB}}^{18\text{O}} - \delta_{\text{SMOW}}^{18\text{O}}) + 0.13(\delta_{\text{PDB}}^{18\text{O}} - \delta_{\text{SMOW}}^{18\text{O}})^2$$

式中 t 是摄氏温度, $\delta_{\text{PDB}}^{18\text{O}}$ 和 $\delta_{\text{SMOW}}^{18\text{O}}$ (以每毫升计) 分别代表碳酸盐和水的 ^{18}O 含量。

测定古温度的问题之一是, 比如通常发现软体动物贝壳的海域, 往往会有 ^{18}O 一般贫乏的淡水混入。由于局部地区淡水混合程度的影响, 因而使沿岸水的 ^{18}O 含量较低, 相应地会使贝壳碳酸盐的 ^{18}O 也较低。如果忽略了这个因素, 就会得出错误 (太高) 的温度值。

这次工作的目的是要说明怎样才能把贝壳碳酸盐的 ^{13}C 含量用来表示淡水混入的程度, 并且提出一种方法, 根据这一方法甚至在有这种混入现象存在的情况下都能作出有意义的温度推断。

根据重碳酸盐溶液中碳酸钙的缓慢沉淀是一种平衡过程的前提, 固体碳酸盐的同位素成分将由溶解的重碳酸盐中的 ^{13}C 含量、水中的 ^{18}O 含量和温度来决定 (J. C. Vogel, 1959, 1962)。如果这也适用于现代生物的贝壳碳酸盐的形成 (不存在一种先验的, 认为它不应该适用的理由), 那么, 碳酸盐中的 ^{13}C 和 ^{18}O 含量就应该揭示出关于它形成时的环境的信息。

P. Baertschi (1957) 是第一个讨论天然海相灰岩和淡水灰岩中碳和氧同位素比例的人。从那时起, 收集了大量资料, 表明在现代贝壳和贝壳化石碳酸盐中的 ^{13}C 与 ^{18}O 含量之间存在对比关系 (M. L. Keith 等人, 1960……)。虽然在这些研究中可以得出一些一般性的结论, 但是, 由于对天然水中碳同位素的认识不足, 因而使人们不可能判断贝壳碳酸盐的同位素成分是否只受环境控制。

根据对自然界碳和氧的稳定同位素的讨论 (W. G. Mook, 1968, 1970), 用一张图 (图 1) 来表示天然水以及从其中沉淀出来的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系。采用已知的分馏值, 计算出与不同类型的水处于平衡时沉淀出来的碳酸盐的同位素成分, 以作为温度的函数 (H. Craig, 1965 等)。考虑了三

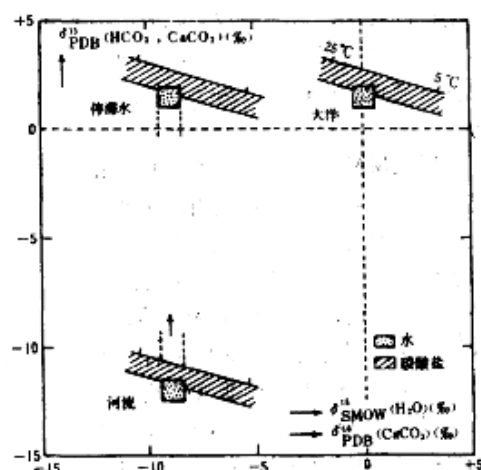


图 1 三种极端类型的水, 即在同位素方面与大气圈中的 CO_2 达到平衡的大洋水、河水 and 停滞淡水 (湖泊) 中的 ^{13}C 与 ^{18}O 含量之间的关系, (Mook, 1970)。采用已知的分馏值, 计算出与这些水达到平衡时沉积的碳酸盐中的同位素成分, 以作为温度的函数。

种极端的天然水：（1）大洋水，其 δ^{18} 约为0‰(SMOW)， δ^{13} 约为1.5‰（溶解的重碳酸盐）；（2）河流淡水，其 δ^{18} 为-12‰，而将 δ^{18} 值任意选定为-9‰；（3）浅的湖水。当淡水的重碳酸盐与大气圈的 CO_2 发生同位素交换时， ^{13}C 变浓。若时间足够长，那么最终会在同位素方面与大气圈中的 CO_2 达到平衡，这与大洋中的重碳酸盐的情况是一样的。除了这个过程以外，水中的 ^{18}O 含量也可以变化：人们可以设想，由于轻同位素的沉淀混入， ^{18}O 比例贫乏，或者由于蒸发作用或重同位素沉淀混入， ^{18}O 比较富集。在碳同位素交换不完全或者河流淡水与海水相混合的地方（例如港湾），可以很容易发现 δ^{13} 和 δ^{18} 的中间值。

必须强调指出，在上述讨论中，假定在碳酸盐与周围水体之间在氧以及碳同位素方面存在着平衡，但是，这并不一定在所有的情况下都是正确的，并且，就具体对象来说，都必须对此加以验证。

2、方 法

从每个地点，都挑选了属于同一种群的现代软体动物的几个贝壳的放射状横断面。

由于碳酸盐含有机质杂质，因此必须进行预先处理。比较了两种不同的预先处理方法。第一个方法是由Epstein等人（1951，1953）提出来的，就这一方法来说，是将研成粉末的样品放到净化的氦流中在475℃条件下加热15分钟。就第二个方法来说（D. P. Nayain等人，1956），是将研成粉末的样品放在真空中加热，而连续不断地抽出任何逸散的气体。我们发现，加热15分钟一般就足够了，但是有一些有机质含量高的标本（例如在存在贻贝的情况下），以加热30分钟为最好。最后，让样品在真空中冷却。为了证明碳酸盐本身未受预先处理的影响，对一些纯无机成因的 CaCO_3 作了同样的处理。表1中示出了这两种方法的结果和对比情况。可以看出，对纯碳酸盐没有什么影响，而预先处理明显地影响了天然样品的分析结果。据认为这两个方法之间的差异是不重要的，所以决定采用比较容易的真空处理办法。

用正磷酸从作过预先处理的碳酸盐中制备二氧化碳（J. M. McCrea，1950）。我们有一些证据说明，经常使用的100%的 H_3PO_4 并不可靠，特别是对不纯的灰岩样品来说更是这样。24小时后酸的反应常常不完全，出现相当剧烈的同位素分馏现象。95%的 H_3PO_4 溶液比较合适，提供了可以重复的和一致的同位素结果。

干燥以后，用Varian M. A. T. 质谱仪（M86型）对 CO_2 样品作C和O同位素成分的分析。在做了所有必需的校正后（H. Craig，1957；Mook，1968），把一般的 δ^{13} （C）和 δ^{18} （O）值与PDB标准（碳酸盐）或与SMOW标准（水）加以比较，用这样的形式来表示 ^{13}C 和 ^{18}O 的结果（Craig，1957，1961）。精确度一般在0.1‰以内（表I）。根据我们的标定： $\delta_{\text{PDB}}^{13}(\text{NBS20}) = -1.06\text{‰}$ （公认）； $\delta_{\text{PDB}}^{18}(\text{NBS21}) = -28.19\text{‰}$ （Craig指出，他的-27.79‰的值应该用这个值的大约1‰作校正）； $\delta_{\text{PDB}}^{13}(\text{NBS20}) = -4.14\text{‰}$ （公认）； $\delta_{\text{SMOW}}^{18}(\text{NBSI}) = -7.94\text{‰}$ （公认）； $\delta_{\text{SMOW}}^{13}(\text{NBSIA}) = -24.33\text{‰}$ 。