



哺乳动物化石牙齿釉质的碳、氧同位素组成与古气候重建方面的研究进展¹⁾

董军社 邓 涛

(中国科学院古脊椎动物与古人类研究所 北京 100044)

摘要 哺乳动物化石牙齿釉质能有效地抵抗成岩作用的影响,并保存原始的碳、氧稳定同位素组成信息。通过对食草类哺乳动物化石牙齿釉质同位素组成的分析可以重建这些动物生存时代的古气候。釉质碳酸盐的碳同位素组成响应于取食植物的碳同位素组成,藉此可以恢复陆地生态系统中 C₃和 C₄植物的分布比例,这个比例主要受控于大气的 CO₂ 水平、气压和光照等因素,与不同的纬度带和气候带有关;釉质磷酸盐的氧同位素组成响应于饮用水的氧同位素组成,饮用水来源于大气降水,其氧同位素组成响应于温度变化,所以釉质的氧同位素组成与气温之间有显著的线性相关,藉此可以计算地史时期的年平均温度、绘制气候的冷暖变化曲线。

关键词 哺乳类,釉质,碳、氧同位素,古气候

中图法分类号 P532

地质历史时期的全球环境变化是目前一个极为重要的研究领域,与新生代以来的气候环境有密切关系的哺乳动物化石也成为研究全球环境变化的重要基础。传统的研究方法大多通过对动物群的生态特征、分布范围和迁徙规律的分析来阐述气候环境的演变,我们还需要寻找更多的方法来提供进一步的证据。

在寻找反映气候环境变迁的地质记录方面,已经有许多代用性指标被采用,其中与碳、氧稳定同位素有关的指标非常多。但是,各种来源的碳、氧同位素大多不尽如人意。例如,利用古土壤序列中碳酸盐的碳同位素组成恢复过去地质历史时期的陆地生态系统类型已有大量实践,然而这些碳酸盐实际上包含了物源区的原生碳酸盐和在古土壤沉积过程中产生的次生碳酸盐,要把这两部分碳酸盐区分开来是相当困难的。此外,古土壤中的碳酸盐不仅容易受成岩作用影响,而且这些碳酸盐从形成起直到今天一直在与地层中的 CO₂ 气体反应,因此这种来源的同位素分析很难真正反映地质历史时期的气候状况。尽管氧同位素在海水古温度测定方面取得了较好的效果,但在评价大陆气候变化的古温度方面还没有一个令人满意的指标,从古土壤序列获得的氧同位素组成在古气温计算中也未获成功。

1) 国家自然科学基金(青年)基金资助项目,项目编号:49502021。

收稿日期:1998-03-20

最近人们开始把注意力转向哺乳动物化石,特别是其牙齿釉质,以期从中寻找到有用的古气候变化的同位素信息。由于哺乳动物牙齿的釉质层抵抗成岩作用的能力较强,特别是食草动物的食物同位素组成比较规律和稳定,所以牙齿化石釉质的稳定同位素分析对于判断古气候变化非常有用。下面我们分别从碳、氧同位素两个方面来讨论这方面的应用。

1 牙齿釉质的碳同位素组成与陆地生态系统变化

利用稳定碳同位素来进行气候环境分析,其方法是判断出陆地生态系统中植物的光合作用类型,而不同的光合作用类型对应着不同的气候带或纬度带,所以我们必须首先了解植物的光合作用特点。植物的光合作用从固定碳的方面看有3种方式,其中的一种是CAM(crassulacean acid metabolism)循环。它在自然界存在的比例很小,主要为仙人掌、丝兰和一些附生植物所采用,在大多数生态系统中,这种方式都是不重要的。对于陆生植物而言,占统治地位的光合作用途径是Calvin-Benson循环。在这种循环过程中,生成3碳化合物,即所谓的 C_3 。85%的陆生植物,包括乔木、大多数灌木、高纬度或高海拔的草本植物及其他一些植物在光合作用过程中采取 C_3 循环,这些植物称为 C_3 植物。 C_3 植物生长在寒冷或温凉的气候中,不仅包括寒带,也包括温带和热带地区寒冷小生境中的植物。另外,约有10%的陆生植物采取Hatch-Slack循环。在这种循环方式中,生成4碳化合物,即所谓的 C_4 。现代热带和亚热带的草本植物以 C_4 循环占优势,这些植物称为 C_4 植物。 C_4 植物比 C_3 植物更适应相对干旱的强烈季节性气候。

稀树草原(savanna)通常指热带和亚热带地区的草原。在这种地区空气湿度存在强烈的季节性变化,可以分出明显的旱季和雨季,如阿根廷的Pampas草原、东非的Serengeti平原和印度的低地。在这种草原中, C_4 循环占绝对优势,少量存在的木本植物也形成紧密的树冠以减少水分的蒸发。湿润草原(grassland)以 C_3 植物占优势,也有 C_3 和 C_4 植物的混合类型。它的气候条件比稀树草原更寒冷和湿润一些,如加拿大的草原地带和地中海沿岸地区,后者是典型的冬雨气候。湿润草原 C_3 和 C_4 植物混合类型中 C_4 植物所占比例随着纬度和海拔高度的增加而降低,甚至完全消失。在北美地区,从墨西哥到加拿大南部平原地带的草本植物以 C_4 循环占优势,而在加拿大境内的草原以 C_3 植物为主, C_4 和 C_3 植物各占优势区域的分界线大约在美加边界附近(Wang *et al.*, 1994)。

两种不同的光合作用形式除了形成不同碳原子数的化合物以外,还以不同的比例分馏碳的稳定同位素 ^{13}C 和 ^{12}C 。 $^{13}C/^{12}C$ 比率由下述公式表达:

$$\delta^{13}C(\text{‰}) = [(R_{\text{样品}}/R_{\text{标样}}) - 1] \times 1000 \quad (1)$$

其中, $R = ^{13}C/^{12}C$,标样采用白垩系海相化石PeeDee箭石(PDB)。 C_3 植物的 $\delta^{13}C$ 从-23‰到-34‰,平均值约为-27‰; C_4 植物的 $\delta^{13}C$ 从-9‰到-17‰,平均值约为-13‰(DeNiro, 1987)。当动物取食 C_3 或 C_4 植物时, $\delta^{13}C$ 将在动物的骨骼和组织中富集,幅度约12‰~15‰。这样,纯粹取食 C_3 植物的动物其体内的羟基磷灰石所含 $\delta^{13}C$ 为-15‰~-12‰,平均-13‰;而纯粹取食 C_4 植物的动物其羟基磷灰石所含 $\delta^{13}C$ 为-1‰~-2‰,平均+1‰(Lee-Thorp *et al.*, 1987)。

从 80 年代开始,这项技术已被应用到哺乳动物骨骼化石中。但是,研究者很快发现,骨骼的高孔隙度使化石受到成岩作用的严重影响。经过许多人的努力,最后发现牙齿化石的釉质可以作为 $\delta^{13}\text{C}$ 分析的有效物质,因为它的致密性使其碳同位素组成受成岩作用的影响很小。釉质组分的 95% 由羟基磷灰石组成(主要是磷酸钙 CaPO_4),稳定碳同位素在牙齿的形成过程中被代换进 $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{CO}_3)_2$ 内,被代换的部分约占牙齿釉质的 1%,这个比例已足够在质谱仪上测定 $\delta^{13}\text{C}$ 。羟基磷灰石中存在的碳酸盐被称作结构碳酸盐, Thackeray *et al.* (1990)、Quade *et al.* (1992) 和 Wang *et al.* (1994) 已经证明牙齿釉质羟基磷灰石中的结构碳酸盐所含稳定碳同位素组成保留了新生代植被的同位素组成特点。

Quade *et al.* (1992) 研究了巴基斯坦西瓦立克哺乳类化石牙齿釉质中结构碳酸盐的碳同位素组成,西瓦立克剖面保存了 16Ma 的古土壤序列和伴生的哺乳类化石。根据同位素分析,早于 7Ma B. P. 的牙齿釉质碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均为 -11‰ ,根据我们上面叙述的原理,这表明对应的陆地生态系统中以 C_3 植物占统治地位,主要为乔木和灌木。对上新世和更新世哺乳类牙齿化石的分析则表明此时的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $+1.9\text{‰}$,这是典型的 C_4 植物的碳同位素组成,表明陆地生态系统已经发生彻底的改变。

MacFadden *et al.* (1994) 研究了北美马科化石的碳同位素变化。北美的马科化石记录有 55Ma 之久,这个记录通常被作为宏进化的经典例子。在 20Ma~10Ma B. P. 期间,发生了以北美为中心的马科爆发式成种事件,与此同时马科的颊齿也由低冠进化为高冠。传统的解释认为马科的成种事件和高冠齿出现与中新世时 savanna 群落的扩散有关,但这种解释只是一种推断,没有确凿的证据,正是对马科化石釉质同位素的分析推翻了原来的观点。马类的高冠齿出现于约 15Ma B. P.,但是,从始新世到中新世马科牙齿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-15\text{‰} \sim -10\text{‰}$,反映出典型的 C_3 植物食性,也即当时的陆地生态系统中是以 C_3 植物占统治地位,并未出现以 C_4 植物占统治地位的 savanna 群落。Wang *et al.* (1994) 的研究表明北美马科的 C_3 植物食性从 7Ma B. P. 的晚中新世到早上新世才开始出现,这时马类化石釉质的 $\delta^{13}\text{C}$ 上升为 $-0.1\text{‰} \sim +0.8\text{‰}$,代表 savanna 群落已开始广泛分布,而此时马科的分异度却大大降低,以 C_3 植物为食的 *Onohippidum*, *Cormohipparion*, *Dinohippus* 和 *Pliohippus* 在晚中新世至上新世期间绝灭了。在晚中新世的绝灭事件后,只有 *Nannippus* 和 *Equus* 生活在北美,因为从同位素分析表明它们已纯粹依赖于 C_4 植物。关于陆地生态系统中植物光合作途径演变的事件还在南美玻利维亚的安第斯山脉 (MacFadden *et al.*, 1994)、阿根廷 (MacFadden *et al.*, 1996)、东非 (Cerling *et al.*, 1991)、希腊 (Quade *et al.*, 1994) 等地对哺乳类牙齿釉质的碳同位素分析中得到证实。

C_4 循环的出现与大气中 CO_2 含量的下降有关,尤其是在温度升高时。大气中低的 CO_2/O_2 比例将抑制 C_3 植物的光合作用效果,而对 C_4 植物却没有显著的影响 (Ehleringer *et al.*, 1991)。对现代生态系统的研究表明,当大气中 CO_2 水平下降到 400~500ppmV 以下时,大多数 C_4 植物在光合作用过程中比 C_3 植物有效得多。Cerling (1991, 1992) 根据海相记录估计始新世和中新世的大气 CO_2 浓度为 800ppmV, Freeman *et al.* (1992) 认为中新世的 CO_2 浓度为 400~800ppmV。这样的浓度适合于 C_3 植物生长,因此,那时的陆地生态系统无论在热带、亚热带和温带都以 C_3 植物占优势,从牙齿釉质碳同位素分析得到的结果证

明了这一点。反之,从中新世晚期开始出现的 C_4 植物广泛分布表明全球碳循环过程中 CO_2 水平已经下降到 400ppmV 以下。 C_4 循环的出现也被解释为与环境更开阔、季节性更强烈和气候更干旱有关 (Ehleringer *et al.*, 1991)。

植物光合作用的这一背景因素对利用碳同位素恢复更小的生态环境甚至小生境提供了可能。纯粹的 C_3 或 C_4 植物群落中, $\delta^{13}C$ 值还与植物在森林中的不同位置有关,而这一特点也能在食草哺乳类化石釉质的碳同位素组成中反映出来。Ehleringer *et al.* (1986) 研究了森林密度不同的 3 个纯 C_3 植物群落的碳同位素组成,发现“紧密林带”、“中间林带”和“开阔林带”植物的 $\delta^{13}C$ 值分别为 -30.9% 、 -29.3% 、 -27.1% ,这种变化被认为与光照和气压有关,光照和气压的梯度从紧密林带向开阔林带增高。在亚利桑那的森林中也发现 $\delta^{13}C$ 有相同的趋势,研究者把原因归结于林下土壤中 CO_2 的局部循环和聚集 (Van der Merwe *et al.*, 1989)。这种变化也能在取食这些植物的现代动物中表现出来, Van der Merwe *et al.* (1991) 观察到取食开阔林带植物的哺乳类骨胶原中 $\delta^{13}C$ 值比取食紧密林带的哺乳类高出 2%。

Quade *et al.* (1995) 对土耳其西部中新世 (~15Ma B. P.) 的 Pasalar 动物群碳同位素组成的研究,可以反映出中新世森林生态系统的特征。长颈鹿科的 *Giraffokeryx* 和牛科的 *Caprotragoides* 的 $\delta^{13}C$ 值都低于 -12% ,为该动物群中的最小值,说明它们可能取食紧密林带的植物。由于光照弱、气压低,群落中以 C_3 植物为主, C_4 植物无法生长。另一个极端是牛科的 *Hypsodontus* 和猪科的 *Conohyus* 的 $\delta^{13}C$ 值都非常富集,最高可达 -9.0% ,显示它们的食物中应有 C_4 植物,或者较高气压条件下的 C_3 植物,代表了开阔林带环境。人科的 *Griphopithecus* 的 $\delta^{13}C$ 值介于上述两类之间,显示它生活的林带中既有紧密又有开阔环境。

邓涛等 (1998) 利用以马科为主的奇蹄类化石的釉质碳同位素研究了甘肃庆阳早更新世的巴家嘴动物群,发现化石釉质的 $\delta^{13}C$ 平均为 -10% ,根据动物体内 $\delta^{13}C$ 平均浓缩 14% 的比例 (Lee-Thorp *et al.*, 1987),则巴家嘴动物群生活时代的植物的 $\delta^{13}C$ 平均为 -24.0% 。由此判断出当时的植物为混合类型, C_3 植物占 4/5, C_4 植物仅占 1/5。 C_3 、 C_4 植物的分布特征和早更新世的气候状况证明巴家嘴动物群正处于冰期气候开始的初期。此时,东亚季风气候也正处于由夏季风盛行期向冬季风盛行期转变的过渡阶段, C_3 植物占优势的冷湿状况代表了气候从上新世的暖湿向更新世的干冷的过渡,是第四纪初全球气候转寒事件的有力证据。

2 牙齿釉质的氧同位素组成与古气候指标的定量关系

众所周知,大气降水中的氧同位素组成与温度有很好的对应关系。Longinelli (1974) 已经证明哺乳动物化石牙齿釉质磷酸盐的 $\delta^{18}O$ 可以做为一种大陆古气候的定量指标。尽管有一些不能完全解释的 $\delta^{18}O$ 漂移,但许多人已在这方面做出了尝试 (Ayliffe *et al.*, 1992; D'Angela *et al.*, 1993)。Longinelli (1984), Luz *et al.* (1990) 和 D'Angela *et al.* (1990) 等建立了动物饮用水与牙齿和骨骼磷灰石的氧同位素组成的线性关系,条件是在自然环境中动物的饮用水来源于大气降水。因此,根据动物体内磷灰石的氧同位

素组成判断气候特征,特别是计算温度是可能的。Bryant *et al.* (1994) 和 Chillon *et al.* (1994) 研究了现代马科动物釉质磷灰石的氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4}$), 发现它们与大气降水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 有很好的线性关系, 得到如下的回归方程:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4} = 0.6863 \delta^{18}\text{O}_w + 22.90 \quad (r = 0.83) \quad (2)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4} = 0.7369 \delta^{18}\text{O}_w + 22.04 \quad (r = 0.97) \quad (3)$$

回归分析证明马牙的氧同位素组成与大气降水的氧同位素组成之间具有显著的线性关系, 大气降水的氧同位素组成与温度呈正相关。根据对全球大气降水的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与多年平均温度 (T) 之间定量关系的分析, 观察站选自 IAEA 全球观察网中温度与大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关系数 (r) 达到显著置信度的站 ($\alpha \leq 0.05$), 结果得到下面的关系式:

$$\delta^{18}\text{O}_w = 0.47T - 13.44 \quad (r = 0.86) \quad (4)$$

邓涛等 (1996) 推导了分布于全球的现代马牙釉质磷酸盐的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4}$ 与标本采集地多年平均温度的关系, 且根据 t 检验证明方程的回归效果显著:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4} = 0.508T + 10.49 \quad (r = 0.82) \quad (5)$$

从马牙与温度的回归方程看, 温度每升高 1°C , 马牙的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{po}_4}$ 将增加约 0.5%, 而大气降水与温度的回归方程也表明在全球范围内温度每上升 1°C , 大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 也增加约 0.5%, 这说明马牙釉质磷酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化完全响应于大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化, 两个方程的相关系数 0.86 与 0.82 也非常接近, 也就是说, 根据马牙的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料确定温度与根据大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料一样是相当可靠的。

事实上, 哺乳动物体温恒定在 37°C 左右, 因此它们的生物磷酸钙沉淀与体液保持着平衡关系, 影响其氧同位素组成的因素是饮用水的氧同位素变化。人们已经在几组哺乳动物中建立了饮用水与骨骼中的氧同位素的分馏模式, 并证明二者的关系是线性的 (Luz *et al.*, 1990; D'Angela *et al.*, 1990), 这就从生理机制上阐明了马牙釉质层磷酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度变化的原因。通过马牙和大气降水与温度关系两个方程 (4)、(5) 的比较还发现马类在建造骨骼过程中会使氧同位素富集, 这与 $\delta^{13}\text{C}$ 在动物体内的富集是一致的。由于包括马类在内的有蹄动物生活范围限制在同一种生态环境中, 并饮用相同环境区域内不同地点的大气降水, 因此通过有蹄类牙齿釉质磷酸盐的氧同位素组成计算的温度能更好地代表一个生态区域内的年平均温度值, 反映出特定地理单元的气候特征。

利用哺乳类牙齿釉质的 $\delta^{18}\text{O}$ 重建古气候的优点在于在沉积环境中磷酸盐中的氧能够有效地抵抗同位素的置换。虽然一些釉质样品也有可能受到成岩作用的影响, 但在这种情况下, 釉质中的 F/P 比率将发生强烈的增高, Ca/P 的比率也有增高。因此, 可以通过对 F/P 比率的测定来检验样品受成岩作用影响的程度, 以便剔除那些氧同位素组成有改变的样品, 从而保证所测样品能够反映原始的 $\delta^{18}\text{O}$ 数值 (Bryant, 1995)。此外, 如果釉质样品受到成岩作用影响, 其羟其磷灰石将发生重结晶作用。但对哺乳类化石的釉质检测表明, 从始新世、渐新世这样的老地层中采集的化石样品的羟基磷灰石仍然保持其矿物学特性而没有发生重结晶作用 (Bryant *et al.*, 1996)。这些结果都证明利用釉质磷酸盐测定 $\delta^{18}\text{O}$ 是相当可靠的。

较早的一些研究者也提出利用哺乳动物牙齿和骨骼磷酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 定量地恢复古

气候的可能性,但直到最近几年由于同位素测定技术的进步才使这种可能性变为现实(D'Angela *et al.*, 1993)。Chillon *et al.* (1994)测定了西班牙东南部 2.8Ma~200ka B. P. 共 13 个地点的马科化石釉质磷酸盐的同位素组成,这些化石包括 *Equus stenorhinus*, *E. s. virens*, *E. s. stenonis*, *E. s. granatensis*, *E. altidens*, *E. sussenbornensis* 和 *E. caballus*, 时代从上新世的 Villafranchian 中期至晚更新世的 Maspina 期,并根据从这些马科化石得到的氧同位素组成恢复了这一地质时期的气候变化趋势。

牙齿釉质能够有效地抵抗成岩作用、保存原始的氧同位素组成信息的原因在于有机质含量少、密度高、晶体尺寸大等原因(LeGeros, 1981)。Bryant *et al.* (1994)研究了内布拉斯加中新世马科化石的氧同位素组成,年龄为 18.2Ma~8.5Ma B. P.。其中一个主要地点内布拉斯加北部 Burge Quarry 的年龄约 12Ma B. P., 含有 7 个马科化石种,有效的釉质样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 17.7‰。根据方程(4)计算,则当时的年平均温度为 14.2℃, 这比内布拉斯加北部现在的年平均温度略高,与根据其他资料进行的温度分析结果是吻合的。内布拉斯加各个地点釉质同位素记录显示,在 18.2Ma~8.5Ma B. P. 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 从 18‰ 下降到 14‰, 反映温度呈下降趋势,这与同一时期从海相碳酸盐岩记录得到的气候变化趋势一致。化石釉质氧同位素组成的极值还显示大陆平均温度的下降在中中新世时达到 10℃ (Rozanski *et al.*, 1992)。根据海相碳酸盐岩测定的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也反映显著的气候变化发生在中中新世,可以作为陆地气候记录的对比(Miller *et al.*, 1987)。

应用哺乳动物化石牙齿釉质的碳、氧同位素组成重建古气候还存在一些需要提高和改进的地方。关于碳同位素方法, C_3 和 C_4 植物的碳同位素组成变化范围较大,相应的食草哺乳类牙齿釉质的碳同位素组成变化范围也较大,因此对地质历史时期植被类型的恢复存在误差; C_3 和 C_4 植物的分布与气候环境因素之间的对应关系还不能严格地用数学公式表达,因此通过碳同位素方法重建古气候得到的结果仍然是定性而非定量的。关于氧同位素方法,大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与当地年平均气温的关系实际上相当复杂,与大气降水的蒸发过程和运移路径密切相关,需要大量的统计分析才能尽可能提高精度,根据牙齿釉质的氧同位素组成计算温度增加了中间步骤,因此得到的温度值还不能完全反映地史时期的真实状况;不同类型哺乳动物的食物构成存在差异,尽管在分析中尽可能选择同一属甚至同一种的食草有蹄类,但在较长的地质时期内它们的食性也会发生微小的变化,造成牙齿釉质氧同位素组成与当地年平均温度之间线性关系发生相应的改变,直接影响古温度值计算的精度。此外,哺乳类化石的精确测年以及釉质样品处理和碳、氧同位素测定等方面都存在误差,这些都直接影响到古气候重建的准确性。

参 考 文 献

- 邓 涛, 薛祥煦, 1996. 马牙氧同位素组成与气候指标的定量关系. 地球科学进展, 11(5): 481~486
- 邓 涛, 薛祥煦, 董军社, 1998. 第四纪初气候转寒事件的化石稳定碳同位素证据. 科学通报, 印刷中
- Ayliffe L K, Lister A M, Chivas A R, 1992. The preservation of glacial-interglacial climatic signatures in the oxygen isotopes of elephant skeletal phosphate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 99: 179~191
- Bryant J D, 1995. Oxygen isotope systematics in body water and in modern and fossil equid tooth enamel phosphate. Ph. D. Thesis, Columbia Univ. 1~256
- Bryant J D, Froelich P N, Showers W J *et al.*, 1996. Biologic and climatic signals in the oxygen

- isotopic composition of Eocene-Oligocene equid enamel phosphate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **126**:75~89
- Bryant J D, Luz B, Froelich P N, 1994. Oxygen isotopic composition of fossil horse tooth phosphate as a record of continental paleoclimate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **107**:303~316
- Cerling T E, 1992. Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the P(CO₂) of the paleo-atmosphere. *Global Biogeochem Cycles*, **6**:307~314
- Cerling T E, Quade J, Ambrose S H *et al.*, 1991. Fossil soil, grasses, and carbon isotopes from Fort Ternan, Kenya: grassland or woodland? *J Human Evol*, **21**:295~306
- Chillon B S, Alberdi M T, Leone G *et al.*, 1994. Oxygen isotopic composition of fossil equid tooth and bone phosphate: an archive of difficult interpretation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **107**:313~328
- D'Angela D, Longinelli A, 1990. Oxygen isotopes in living mammal's bone phosphate: further results. *Chem Geol (Isot Geosci Sec)*, **86**:75~82
- D'Angela D, Longinelli A, 1993. Oxygen isotopes composition of fossil mammal bones of Holocene age: palaeoclimatological considerations. *Chem Geol (Isot Geosci Sec)*, **103**:171~179
- DeNiro M J, 1987. Stable isotopy and archaeology. *Am Sci*, **75**:182~191
- Ehleringer J R, Field C B, Lin Z *et al.*, 1986. Leaf carbon isotope and mineral composition in subtropical plants along on irradiance cline. *Oecologia*, **70**:520~526
- Ehleringer J R, Sage R F, Flanagan L B *et al.*, 1991. Climate change and the evolution of C₄ photosynthesis. *Trends Ecol Evol*, **6**:95~99
- Freeman K H, Hayes J M, 1992. Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ level. *Global Biogeochem Cycles*, **6**:185~198
- Lee-Thorp J A, Van der Merwe N J, 1987. Carbon isotope analysis of fossil bone apatite. *S Afr J Sci*, **83**:712~715
- LeGeros R Z, 1981. Apatites in biological systems. *Progr Cryst Growth Charact*, **4**:1~45
- Longinelli A, 1974. Preliminary oxygen-isotope measurements of phosphate from mammal teeth and bones. In: Labeyrie J ed. *Les Methodes Quantitative d'Etude des Variations du Climat au cours du Pleistocene. Colloq Internat CNRS*, **219**:267~271
- Longinelli A, 1984. Oxygen isotopes in mammal bone phosphate: a new tool for paleohydrological and paleoclimatological research. *Geochim Cosmochim Acta*, **48**:385~390
- Luz B, Cormie A B, Schwarcz H P, 1990. Oxygen isotope variations in phosphate of deer bones. *Geochim Cosmochim Acta*, **54**:1723~1728
- MacFadden B J, Cerling T E, 1994. Fossil horses, carbon isotopes and global change. *Trends Ecol Evol*, **9**:481~486
- MacFadden B J, Cerling T E, Prado J, 1996. Cenozoic terrestrial ecosystem evolution in Argentina: evidence from carbon isotopes of fossil mammal teeth. *Palaos*, **11**:319~327
- MacFadden B J, Wang Y, Cerling T E *et al.*, 1994. South American fossil mammals and carbon isotopes: a 25 million-year sequence from the Bolivian Andes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **107**:257~268
- Miller K G, Fairbanks R G, Mountain G S, 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**:1~19
- Quade J, Cerling T E, Andrews P *et al.*, 1995. Paleodietary reconstruction of Miocene faunas from Pasalar, Turkey using stable carbon and oxygen isotopes of fossil tooth enamel. *J Human Evol*, **28**:373~384
- Quade J, Cerling T E, Barry J *et al.*, 1992. 16 million years of paleodietary change using carbon isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chem Geol (Isot Geosci Sect)*, **94**:183~192
- Quade J, Solounias N, Cerling T E, 1994. Stable isotopic evidence from paleosol carbonates and fossil teeth in Greece for forest or woodland over the past 11 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **108**:41~53

- Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R, 1992. Relation between long-term trends in oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, **258**:981~985
- Thackeray J F, Van der Merwe N J, Lee-Thorp J A *et al.*, 1990. Changes in carbon isotope ratios in the late Permian recorded in therapsid tooth apatite. *Nature*, **347**:751~753
- Van der Merwe N J, Medina E, 1989. Photosynthesis and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in Amazonian rain forests. *Geochim Cosmochim Acta*, **53**:1091~1094
- Van der Merwe N J, Medina E, 1991. The canopy effect, carbon isotope ratios and foodwebs in Amazonia. *J Archaeol Sci*, **18**:249~259
- Wang Y, Cerling T E, 1994. A model of fossil tooth and bone diagenesis: implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **107**:281~289
- Wang Y, Cerling T E, MacFadden B J, 1994. Fossil horses and carbon isotopes: new evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **107**:269~279

PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTION USING CARBON AND OXYGEN ISOTOPES OF TOOTH ENAMEL FROM MAMMALIAN FOSSILS

DONG Junshe DENG Tao

(*Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Chinese Academy of Sciences Beijing 100044*)

Key words mammal, enamel, carbon and oxygen isotopes, paleoclimate

Abstract

The tooth enamel of mammalian fossil is able to be efficiently resistant to diagenesis and retains the original carbon and oxygen isotopic composition. On the basis of the analyses to the isotopic composition of herbivorous mammalian tooth enamel, the paleoclimates when these mammals lived can be reconstructed. The carbon isotopic composition of structural carbonate in tooth enamel responds to that of dietary plants. According to this principle, the proportions of C_3 and C_4 plants in the terrestrial ecosystem can be estimated, which were controlled mainly by CO_2 atmospheric levels, moisture stress and irradiance as well as related to different latitudinal or climatic zones. The oxygen isotopic composition of biogenic phosphate in tooth enamel responds to that of ingested water from precipitation whose oxygen isotopic composition responds to temperature variations. As a result, there is an outstanding correlation between oxygen isotopic composition of tooth enamel and temperature. In the light of this pattern, the annual average temperature in the geological periods can be calculated and the climatic variation curve of cold and warm in the geological periods can be made.