

# 稳定碳同位素在第四纪古环境研究中的应用\*

王 国 安

P53 A

(北京大学环境学院, 北京 100871)

**摘要** 文章对陆相沉积物、湖沼相沉积物以及脊椎动物牙齿中的  $\delta^{13}\text{C}$  研究作了系统的综述, 特别对存在的问题提出了一些看法, 认为黄土-古土壤序列中有机质  $\delta^{13}\text{C}$  与碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势相反的原因是  $\text{CO}_2$  与碳酸盐交换平衡时的分馏系数在古土壤堆积时和黄土发育时不一致造成的; 陆相沉积物的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  较碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  能更加直接地反映沉积时地表植被状况, 陆相沉积物的碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  在古生态中的应用还有待于对它的形成机制和形成过程进行进一步的研究; 我国黄土高原末次冰期的气候不利于  $\text{C}_4$  的生长。文章强调古环境、古生态研究应该从现代过程入手, 了解现代植物  $\delta^{13}\text{C}$  与气候参数的关系以及现代  $\text{C}_4$  植物的分布规律。同时还认为分子化石的稳定同位素研究这一新研究手段将会给第四纪研究带来更新的活力。

**主题词** 稳定碳同位素 古环境研究

I. C. Prentice 和 D. Raynaud 著文称: “据我们所知‘古生物地球化学’这个名词以前并不存在, 但我们相信: 作为一个全新的研究领域, 它将在今后几十年内对我们了解地球系统以及人类活动正在怎样改变着这个系统起到核心的作用。”<sup>[1]</sup> 本文赞同这种观点。碳作为生物有机体的主要元素, 它的稳定同位素在恢复过去历史时期的环境研究中日益受到重视, 并有着广泛的应用前景。

## 1 稳定碳同位素在古环境研究中的应用

### 1.1 黄土-古土壤中的稳定碳同位素研究

#### 1.1.1 稳定碳同位素在陆相古环境研究中应用的基本思路

陆生高等植物中主要存在  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  两种光合作用类型。  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值不互相重叠,  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  平均值分别为  $-27\text{‰}$  和  $-13\text{‰}$ <sup>[2]</sup>。

陆相沉积物中的有机质主要是来自陆生高等植物, 陆相沉积物中有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  组成与形成该有机质的植被  $\delta^{13}\text{C}$  组成基本一致。因此, 如果已知某一地层中有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  组成, 我们就可以估算出当时地表植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的相对生物量贡献, 从而研究植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  的变化。由于  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物所代表的生态环境有区别, 因此通过沉积物中有

作者简介: 王国安 男 38 岁 博士后 地球化学专业 E-mail: wangguoan@sina.com

\* 国家自然科学基金项目(批准号: 40273006 和 40072059)资助

2003-05-22 收稿, 2003-06-27 收修改稿

机质的  $\delta^{13}\text{C}$  就可以重建过去的环境。

陆相沉积物中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  也可以用来恢复古生态和古环境。在黄土 - 古土壤中几乎不含原生碳酸盐<sup>[3]</sup>, 因此黄土 - 古土壤中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  组成基本上代表了自生碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  组成。土壤中自生碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  主要由土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  组成决定。而土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  组成又受地表植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  的相对生物量贡献控制。因此土壤中碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值与地表植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的相对生物量贡献有关<sup>[4]</sup>。由于 $^{12}\text{CO}_2$ 与 $^{13}\text{CO}_2$ 的扩散系数存在差别, 使土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  要比土壤有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  偏重 4.4‰<sup>[4]</sup>。 $\text{CO}_2$  与碳酸盐交换平衡时的分馏系数在 25℃ 和 0℃ 时分别是 -9.8‰ 和 -12.4‰, 因此土壤中碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值要较土壤有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值偏重 14‰ (25℃) ~ 17‰ (0℃)<sup>[5]</sup>。而据 Y. Bottinga<sup>[6]</sup> 研究结果,  $\text{CO}_2$  与碳酸盐交换平衡时的分馏系数在 20℃ 时是 -10.7‰, 如果分别取  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  为 -27‰ 和 -13‰, 那么可以推算出纯  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植被环境下土壤碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值分别是 -11.9‰ 和 +2.1‰ (20℃)。根据上述分析, Y. Wang 和 S. H. Zheng<sup>[7]</sup> 给出了直接从土壤碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  来计算地表植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的相对生物量贡献的方程:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = 2.1M_3 + (-11.9)M_4 \quad (1)$$

式中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ——土壤碳酸盐的碳同位素值

$M_3$  和  $M_4$  ——植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的相对生物量贡献, 其中  $M_3 + M_4 = 100\%$

### 1.1.2 黄土 - 古土壤中的稳定碳同位素研究现状

在 20 世纪 80 年代初期, R. S. Dzurec 等<sup>[8]</sup> 就通过测定土壤有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  来揭示过去历史时期以来美国犹他州 Curlew 山谷中的植被演替。E. F. Kelly 等<sup>[9]</sup> 通过美国中部大平原土壤剖面有机质和硅植物的  $\delta^{13}\text{C}$  分析揭示了全新世以来古生态和古气候变化。

分布在我国北方的厚层黄土 - 古土壤, 是古气候研究中的重要载体。1987 年 S. H. Zheng 等<sup>[10]</sup> 对洛川剖面古土壤钙结核的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  进行了测试。他们认为, 黄土中致密坚硬的钙结核不含原生碳酸盐碎屑, 形成时已与环境水达到同位素平衡, 形成后即处于封闭状态, 适于进行古环境研究。这一成果已成为钙结核碳、氧稳定同位素研究的重要依据。此后, 许多学者对我国黄土 - 古土壤序列中的碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  进行了测定<sup>[7, 11~15]</sup>, 有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  分析相对做得较少<sup>[16~18]</sup>。在林本海等<sup>[17]</sup> 和 H. Wang 等<sup>[18]</sup> 的研究中, 不但对黄土 - 古土壤序列中碳酸盐进行了  $\delta^{13}\text{C}$  分析, 而且还测定了其中有机质的  $\delta^{13}\text{C}$ 。根据前人对我国黄土 - 古土壤的  $\delta^{13}\text{C}$  分析结果, 我们可以总结出以下两点: 1) 碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  显示, 古土壤的  $\delta^{13}\text{C}$  值普遍较黄土偏轻 (图 1 和图 2); 2) 而有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  显示, 古土壤的  $\delta^{13}\text{C}$  值普遍较黄土偏重 (见图 2)。这两点似乎矛盾, 但事实上并不矛盾。因为古土壤发育时的气候条件不同于黄土堆积时的气候条件, 所以古土壤的  $\text{CO}_2$  与碳酸盐交换平衡时的分馏系数不同于黄土。有许多证据都表明土壤中碳酸盐和有机质之间的  $\delta^{13}\text{C}$  差别超出了 14‰ ~ 17‰ 的范围<sup>[19~22]</sup>。H. Wang 等<sup>[18]</sup> 发现在我国更新世的黄土 - 古土壤序列中这种  $\delta^{13}\text{C}$  差别在 9‰ ~ 22‰。现假设某一层古土壤及相邻某一黄土层的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  分别为 -20‰ 和 -22‰ (因为古土壤的  $\delta^{13}\text{C}$  重于黄土), 如果分别取 11‰ 和 16‰ 代表古土壤发育时和黄土堆积时的碳酸盐与有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  差别值 (因为古土壤发育时期的温度一般要高于黄土堆积时期), 那么古土壤层和黄土层的碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  分别是 -9‰ 和 -6‰, 因

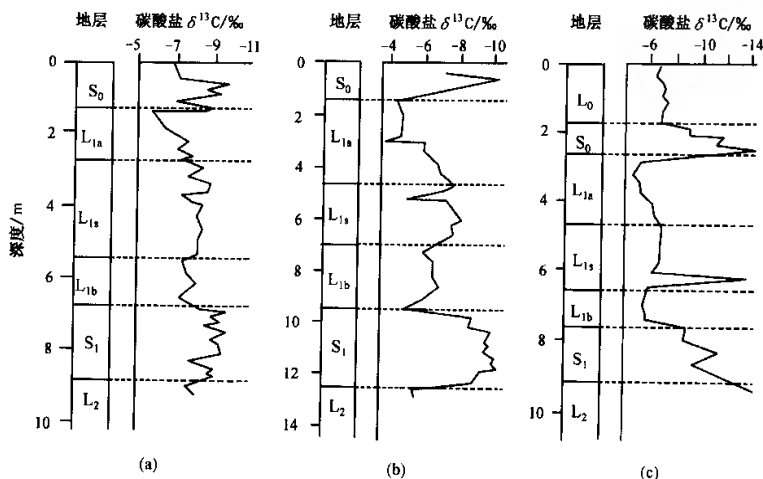
图1 中国黄土-古土壤序列的碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  记录(a) 宝鸡剖面<sup>[11]</sup> (b) 洛川剖面<sup>[12]</sup> (c) 岐山剖面<sup>[15]</sup>

Fig. 1 Carbon isotope ratios of carbonate in loess-paleosol in China

此碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  结果就显示:古土壤层的  $\delta^{13}\text{C}$  比黄土层反而轻。

为了反演古环境,许多学者都利用获得的黄土-古土壤序列中的碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  数据或有机质  $\delta^{13}\text{C}$  数据对当时植被中  $\text{C}_4$  生物量贡献进行了估算。根据方程(1)利用碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  估算的结果都是古土壤发育时期  $\text{C}_4$  在植被中的相对生物量贡献要低于黄土堆积时期,而来自有机质的估算结果恰好相反。哪一个结果更可信呢?我们认为应该是来自有机质  $\delta^{13}\text{C}$  估算的结果,因为有机质较碳酸盐更直接与地表植被相关联。根据 Y. Bottinga 的研究结果 ( $-10.7\text{‰}$ )<sup>[6]</sup>,由公式(1)得到,土壤有机质与其共生的碳酸盐之间的  $\delta^{13}\text{C}$  差别是  $15.1\text{‰}$ ,而事实上这种差别往往可能要大大地小于或者大于  $15.1\text{‰}$ <sup>[18~22]</sup>。因此从这点来看,来自碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  估算的结果是很不准确的。H. Wang 等<sup>[18,23]</sup>认为土壤中碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  不像有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  一样能反映全年的植被状况,它反映的是植被季节的变化,因此他们认为不能用碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  来计算植被中  $\text{C}_4$  植物生物量贡献,碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  变化不代表植被中  $\text{C}_3/\text{C}_4$  生物量的变化。这种观点是否正确还有待进一步的研究。

不论是来自碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  的估算还是来自有机质  $\delta^{13}\text{C}$  的估算,在整个黄土-古土壤序列中都是显示  $\text{C}_3$  植物占优势,这点是没有异议的。但是在我国黄土地区  $\text{C}_4$  植物在植被中的相对生物量贡献究竟是在冰期多还是在间冰期多?这是一个值得探讨的问题。如果是基于碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  的估算, $\text{C}_4$  在冰期相对生物量贡献是增加的,而基于有机质  $\delta^{13}\text{C}$  的估算,结果就会恰好相反。从现代  $\text{C}_4$  的分布和它的生理特性看,我们认为  $\text{C}_4$  植物在植被中的相对生物量贡献应该是在间冰期多。根据我们这几年的野外考察,发现温度太低是不利于  $\text{C}_4$  生长的,如甘肃肃南县海拔  $>2500\text{m}$  的草地中根本见不到  $\text{C}_4$  植物,该地的年均气温为  $3^\circ\text{C}$  左右,年均降雨量在  $280 \sim 300\text{mm}$  之间。再如在中国科学院青海海北高原生

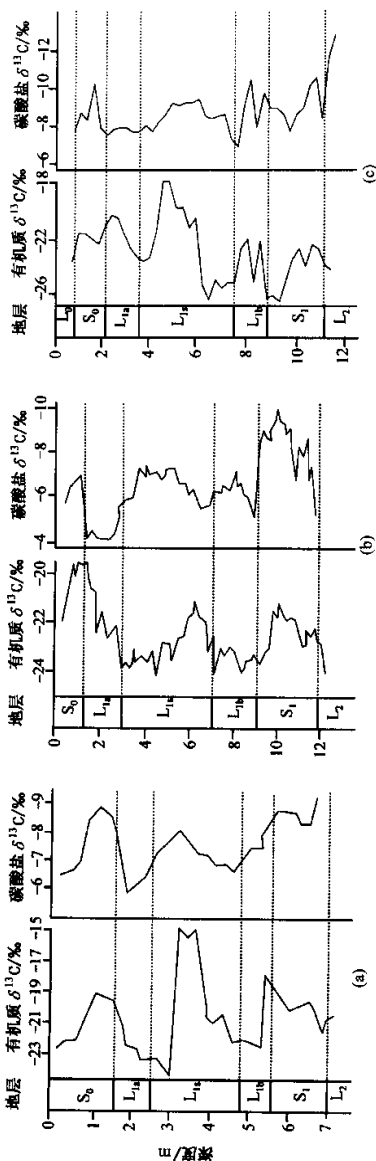


图 2 中国黄土-古土壤序列的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  和碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  记录

(a) 段家坡剖面<sup>[17]</sup> (b) 洛川剖面<sup>[17]</sup>

(c) 刘家坡剖面<sup>[18]</sup>

Fig. 2 Carbon isotope ratios of organic matter and carbonate in loess-paleosol in China

态站, 尽管年降雨量高到 615mm, 但由于海拔在 2 750m 以上, 年均温度低于 0℃, 因此也没有见到  $\text{C}_4$  植物。另外我们还发现过分干旱显然也是不利于  $\text{C}_4$  植物生长的, 例如位于我国河西走廊中段的山丹县城附近的戈壁滩, 夏季炎热, 尤其白天更是如此, 夏季的平均温度在 19.5℃。该地区年均降雨量为 180mm, 夏季的降雨量能占到全年的 70% 以上, 属于水热同期的气候类型。根据 R. F. Sage 等<sup>[24]</sup> 的研究,  $\text{C}_4$  植物总是生长在水热同期的气候环境下。但该地区广袤的戈壁滩却没有  $\text{C}_4$  生长, 而在戈壁滩上的季节性小沟中却能见到 2~3 种  $\text{C}_4$  植物, 说明过度的干旱也是不利于  $\text{C}_4$  植物生长的。在末次冰期时, 黄土区年均温度下降了 8~10℃<sup>[25, 26]</sup>, 如果这一数据可靠的话, 那么我们认为当时的黄土区是不利于  $\text{C}_4$  生长的。现在黄土高原中部, 如洛川、西峰、安塞和黄陵等地的年均温度都在 9℃ 左右。假设末次间冰期的年均温度与现在差不多的话, 那么下降 8~10℃ 后, 年均温度就会降到 0℃ 左右, 比目前甘肃肃南县海拔高度大于 2 500m 的地区的年均温度还要低, 即使夏季温度下降的幅度小于冬季, 根据我们上面的考察结果, 我们认为对  $\text{C}_4$  生长也是很不利。由于末次冰期时全球大气  $\text{CO}_2$  的浓度比间冰期下降了  $100 \times 10^{-6}$  左右<sup>[27]</sup>, 因此也有人提出<sup>[28]</sup>,  $\text{CO}_2$  浓度的下降可以抵消温度下降对  $\text{C}_4$  生长的不利影响。但我们还是认为末次冰期时过低的温度肯定不利  $\text{C}_4$  植物生长。而间冰期黄土区  $\text{C}_4$  在植被中的相对生物量贡献增加是可以理解的, 因为间冰期相对冰期气温和降雨都有所增加, 温度升高, 降雨量增加对  $\text{C}_4$  植物的生长也是有利的。既然如此, 有人会问: 为什么在我国南方的多雨区, 如海南和西双版纳等地  $\text{C}_4$  植物在植被中的生物量贡献很小,  $\text{C}_4$  植物并不多见? 原因是在南方的多雨区和湿润区,  $\text{C}_4$  的竞争力比  $\text{C}_3$  低,  $\text{C}_3$  的高大乔木形成很郁闭的空间, 阳光很

难透过茂密的树冠,而  $C_4$  生长必须要有适度或强烈的光照,因此  $C_4$  很少。反之在我国南方若原生植被被破坏后,  $C_4$  植物就会得到蓬勃的发展。例如据我们近两年在云南和贵州喀斯特地区的野外调查,发现云南曲靖等地原生植被被破坏后,地表的植被类型是森林-草原,主要的乔木有云南松(*Pinus yunnanensis*)、青冈(*Quercus glauca*)等,所有的乔木都不甚高大,十分稀疏,林间空地极多,空地上草本植物茂盛,基本上都是  $C_4$  植物,主要有黄背草(*Themeda triandra* var. *japonica*)、油芒(*Echinochloa polystachya*)等。根据我们对表层土壤有机质的  $\delta^{13}C$  分析,估算出  $C_4$  在当地植被中的生物量贡献能达到 30% 左右。从这一调查结果我们是否可以作出以下推断,我国黄土区间冰期的环境肯定不是纯森林环境,只可能为森林-草原环境或草原环境。若是纯森林环境,  $C_4$  植物就很难生长,  $C_4$  的相对生物量贡献就会极低或者忽略不计。而事实上根据有机质  $\delta^{13}C$  估算的结果  $C_4$  的相对生物量贡献在古土壤发育时期不低于 10%<sup>[18]</sup>。在这里有一点特别要指出的是前人根据有机质  $\delta^{13}C$  估算的  $C_4$  相对生物量贡献的结果总是要比实际的要高,原因有两种,在本文的 2.1 中对此问题进行阐述。

我们还注意到不同的研究者在对同一剖面的同一层古土壤碳酸盐所作的  $\delta^{13}C$  测试中得到的结果彼此间存在很大的差别。例如,许多学者都对洛川剖面中  $S_1$  古土壤层的碳酸盐进行了分析,但彼此间的  $\delta^{13}C$  结果相差很大。Y. Wang 和 S. H. Zheng<sup>[7]</sup> 的  $\delta^{13}C$  平均值为 6.1‰; L. A. Frakes 和 J. Z. Sun<sup>[12]</sup> 的为 8.65‰; J. M. Han 等<sup>[13]</sup> 的为 5.16‰; 陈骏等<sup>[14]</sup> 的为 8.6‰。由于彼此间  $\delta^{13}C$  值相差很大,由此计算出的  $S_1$  古土壤发育时期植被中  $C_4$  植物的相对生物量贡献彼此间也有很大的差别。J. M. Han 等<sup>[13]</sup> 计算的结果是  $C_4$  植物的相对生物量能有 48% 之多,而 L. A. Frakes 和 J. Z. Sun<sup>[12]</sup> 的为 20%。存在如此大的悬殊的原因可能有两个,其一是全岩样品、钙结核样品和次生碳酸盐胶膜样品都有可能包含一定比例的原生碳酸盐,但各种样品中的比例可能是不一样的;另外一个重要原因可能是进行  $\delta^{13}C$  分析的样品不同,如 L. A. Frakes 和 J. Z. Sun<sup>[12]</sup> 使用的全岩样品,而在 Y. Wang 和 S. H. Zheng<sup>[7]</sup> 的研究和 J. M. Han 等<sup>[13]</sup> 研究中使用的是钙结核样品。因此在利用陆相沉积物中的碳酸盐  $\delta^{13}C$  来研究古生态和古环境时应当首先注意对黄土-古土壤中的碳酸盐的形成机制和过程进行研究。

在地球环境演化的漫长历史中,自有植物出现开始,一直采用  $C_3$  光合作用方式。究竟  $C_4$  光合作用是什么时间,在什么环境条件下出现的,是当今国际学术界关注的一个重要问题。目前发现  $C_4$  植物最早出现在 12.5 MaB.P.<sup>[29]</sup>,  $C_4$  在全球扩展的时间大致在 6.0 ~ 8.0 MaB.P. 之间<sup>[29-31]</sup>。  $C_4$  在中国扩展的时间是否与全球扩展的时间一致,是大家关注的一个问题。我国黄土的底部红粘土根据 Z. T. Guo 等<sup>[32]</sup> 的研究,它的最老年龄能达 22 MaB.P., 因此为研究  $C_4$  在中国出现和扩张提供了便利。杨石岭等<sup>[33]</sup> 对灵台红粘土-黄土剖面中的钙结核  $\delta^{13}C$  分析的结果显示,从约 7.0 MaB.P. 到约 4.0 MaB.P.,  $\delta^{13}C$  值主要集中在 -9.6‰ ~ -7.8‰ 之间;而从约 4.0 MaB.P. 到约 3.2 MaB.P.,  $\delta^{13}C$  值从 -7.8‰ 变为 -5‰,最高可达 -4.7‰,意味着  $C_4$  在此阶段发生了显著的扩展;从约 3.2 MaB.P. 至约 2.0 MaB.P.,  $\delta^{13}C$  值不再增加;从约 2.0 MaB.P. 以来,  $\delta^{13}C$  值集中在 -9.2‰ ~ -6.5‰ 之间,平均值为 -8.0‰ 左右。姜文英等<sup>[28]</sup> 对西峰红粘土序列中成土碳酸盐

的  $\delta^{13}\text{C}$  分析也显示在 4.0 MaB.P. 左右  $\delta^{13}\text{C}$  值有显著变化, 4.0 ~ 2.4 MaB.P. 期间  $\delta^{13}\text{C}$  值明显偏正, 意味着  $\text{C}_4$  植物在 4.0 MaB.P. 左右开始了显著的扩展。上述的结果说明  $\text{C}_4$  的扩张并不是全球一致的, 存在区域差异。但是假使 H. Wang 等<sup>[18, 23]</sup> 的观点, 即沉积物中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  的变化不能代表地表植被中  $\text{C}_3/\text{C}_4$  相对生物量贡献变化正确的话, 那么  $\text{C}_4$  在中国扩展的时间在 4.0 MaB.P., 晚于  $\text{C}_4$  在全球普遍扩展的时间的结论就值得怀疑。

## 1.2 古脊椎动物的骨骼和牙齿中的 $\delta^{13}\text{C}$ 分析

食草动物的骨骼和牙齿的  $\delta^{13}\text{C}$  提供了动物食谱的信息。其中, 牙齿上的珐琅质—牙釉无孔隙、结晶度高<sup>[34]</sup>, 其  $\delta^{13}\text{C}$  值在石化过程中不会发生改变<sup>[35, 36]</sup>。因此食草动物的骨骼和牙齿的  $\delta^{13}\text{C}$  分析可以用来反演古生态。对动物化石骨骼的  $\delta^{13}\text{C}$  分析在中国最早来自考古学界。20 世纪 80 年代初, 蔡莲珍等<sup>[37]</sup> 测定了西安半坡等地的一些人类遗址的人骨和猪骨标本中骨胶原的  $\delta^{13}\text{C}$  值, 籍以推断古人类食谱中  $\text{C}_4$  植物(玉米、小米和高粱)所占的比例。20 世纪 80 年代初, J. E. Ericson 等<sup>[38]</sup> 率先开展了对古哺乳动物牙齿磷灰石  $\delta^{13}\text{C}$  组成的研究工作。进入 90 年代, 许多学者都对动物牙齿进行了较为深入系统的研究, 并详细考察了晚中新世以来全球范围内的  $\text{C}_4$  植物扩张发生的时间<sup>[39~44]</sup>。在动物牙齿的  $\delta^{13}\text{C}$  分析中多以马的牙齿为对象, 这是由于马的食谱较广的缘故。对现代资料的统计结果表明, 食草动物牙釉的  $\delta^{13}\text{C}$  值通常比其食物的  $\delta^{13}\text{C}$  值重 14‰~15‰<sup>[43]</sup>, 纯  $\text{C}_4$  植物区, 食草动物牙釉  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围较窄, 为 2‰~4‰<sup>[43]</sup>, 或 -4.5‰~+1.3‰<sup>[44]</sup>。邓涛等<sup>[45]</sup> 分析了我国华北地区 11 个第四纪地点共 70 个哺乳动物牙齿釉质样品的  $\delta^{13}\text{C}$ , 结果表明华北第四纪陆地生态系统中以  $\text{C}_3$  植物占优势, 与南亚的巴基斯坦以  $\text{C}_4$  占绝对统治地位的情况完全不同, 作者认为这一巨大差异是由于青藏高原的隆升引起的。根据 J. E. Kutzbach 等<sup>[46]</sup> 模拟结果显示, 当青藏高原在晚中新世达到有影响的高度时, 高原北侧将发生显著的温度下降, 而南侧的温度将上升。作者据此认为南侧的升温使  $\text{C}_4$  植物在巴基斯坦取代了  $\text{C}_3$  植物, 而北侧温度下降不利于  $\text{C}_4$  生长。

## 1.3 湖沼相沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 分析

湖沼相沉积连续, 且富含丰富的环境信息指标, 因此湖沼相沉积记录的环境演变研究也是古全球变化研究(PAGES)的重要研究领域之一。目前对湖沼相沉积物开展分析的环境指标有多种, 其中稳定碳同位素分析也是一种重要的研究手段。

### 1.3.1 湖沼相沉积物的自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 分析

为了更加清楚地揭示过去环境的变化, 对湖沼相沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  分析一般都同时也进行  $\delta^{18}\text{O}$  分析。吴敬禄和王苏民<sup>[47]</sup> 通过对青藏高原东部边缘若尔盖盆地 RM 孔 90 万年来的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  分析, 将若尔盖地区 90 万年来的环境演化划分了 23 个阶段, 并与黄土记录及深海记录进行了对比。结果显示, 各记录 90 万年来气候演化阶段及变化趋势具有较好的可比性, 但环境特点存在较大的差异。表明 90 万年来若尔盖地区气候变化具有全球一致性的同时也存在明显的区域特征。例如 RM 孔记录显示在 900 ~ 878 kaB.P., 675 ~ 640 kaB.P., 479 ~ 389 kaB.P. 等阶段暖而不湿, 而 725 ~ 675 kaB.P., 640 ~ 581 kaB.P. 等



阶段冷而不干,与黄土高原黄土-古土壤序列所揭示的冷干暖湿型气候格局形成鲜明的对照,显示了明显的区域特征。钟巍<sup>[48]</sup>分析了位于我国天山南坡的博斯藤湖全新世湖相沉积碳酸盐氧、碳同位素,指示该地区全新世气候演变具有显著的西风型环境演变特征,表现为冷与相对湿润、暖与相对干旱的水热配置关系。

### 1.3.2 湖沼相沉积物的有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 分析

湖沼相沉积物中有机质主要来源于周围环境的陆生植物和水生植物。水生植物可简单地分为漂浮植物和沉水植物两类,漂浮植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值接近  $\text{C}_3$  植物,由于有水生生物的贡献,因此对湖沼相沉积物的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释一直还存在争议。通过对若尔盖盆地有机质样品的  $\delta^{13}\text{C}$  分析,吴敬禄等<sup>[49]</sup>认为:有机质  $\delta^{13}\text{C}$  低值段对应暖期,  $\delta^{13}\text{C}$  高值段对应于冷期。这一结果与 F. J. Pearson 和 T. B. Coplen<sup>[50]</sup> 的研究一致。然而吉磊和王苏民<sup>[51]</sup>对我国固城湖、女山湖等湖泊晚更新世以来沉积物中有机质  $\delta^{13}\text{C}$  分析后认为,  $\delta^{13}\text{C}$  高值段对应于暖期,  $\delta^{13}\text{C}$  低值段对应于冷期,与吴敬禄等的解释正好相反。M. Stuiver<sup>[52]</sup>对分布于全球不同纬度的 12 个湖泊晚更新世以来沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  变化特征进行了统计,发现从高纬度到低纬度具有逐渐富集  $^{13}\text{C}$  的趋势。这可能间接地说明了湖泊沉积物有机质  $\delta^{13}\text{C}$  组成随环境气温的升高而富集  $^{13}\text{C}$ 。由于对有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释混乱,从而限制了湖沼相沉积物的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  在古气候研究中的应用。然而对于下列两类湖泊的沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释相对要简单一些:第一类是位于陆生植被不发育的干旱-半干旱区湖泊,外源输入的有机质很少,有机质来源以内源水生植物为主,如位于我国河西走廊东端的石羊河流域三角城古湖泊<sup>[53]</sup>。对于这类湖泊有机质  $\delta^{13}\text{C}$  的解释目前基本上有一致的解释,即是在高湖面时期,湖水硬度变高,生产力增强,沉水植物发育,在有机质来源中所占比例上升,导致沉积物有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值变重。而在低湖面时期,挺水植物发育,在有机质来源中所占比例上升,导致沉积物有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值变轻;另一类湖泊与之相反,有机质以外源输入为主,内源水生植物的输入很少,如全新世大暖期云南洱海的沉积物中总有机碳(TOC)和总氮(TN)的 C/N 比值变化在 30~50 之间,指示湖泊有机质以陆源输入为主<sup>[54]</sup>。对这类湖泊沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释可参照陆相沉积物中有机质  $\delta^{13}\text{C}$ , 可以通过有机质  $\delta^{13}\text{C}$  估算当时周围环境中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物在陆生植被中的相对生物量贡献,从而恢复古生态。

尽管为了简便起见,在对湖泊沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释时可以忽视其中一类有机质来源,但事实上这种忽视最终会导致来自有机质  $\delta^{13}\text{C}$  重建的古生态和古气候结果不太可靠。

有机质中分子化合物组成分析和碳同位素分析极大地推动了湖沼相沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  在古气候研究中的应用,提高了湖沼相沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  重建古气候古生态的精度。因为来自陆生草本植物的正构烷烃是以  $n\text{-C}_{31}$  为主,而源于非草本植物的高等陆生植物的正构烷烃是以  $n\text{-C}_{27}$  和  $n\text{-C}_{29}$  为主<sup>[55]</sup>。源于水生生物的是低碳数正构烷烃,主要在 10~20 左右<sup>[56]</sup>。Y. Huang 等<sup>[57]</sup>通过对 Lake Alta Babicora 和 Lake Quexil 湖泊沉积物中树叶蜡质的  $\text{C}_{27}$ ,  $\text{C}_{29}$  和  $\text{C}_{31}$  正构烷烃的  $\delta^{13}\text{C}$  分析结果,对  $\text{C}_4$  在全球的扩张是由于全球  $\text{CO}_2$  浓度下降导致的观点提出了质疑。

有机质中纤维素碳、氧同位素技术的引进也提高了湖沼相沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  重建古气候生态的精度。Y. T. Hong 等通过对我国东北金川泥炭的有机质中纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  分析, 再结合纤维素的氧同位素结果, 重建了我国东北地区 6 000 年来的气候变化, 其结果与历史文献资料有很好的可比性<sup>[58]</sup>。

#### 1.4 树轮 $\delta^{13}\text{C}$ 分析

树轮  $\delta^{13}\text{C}$  记录了树木生长时的环境气候信息, 树轮具有定年精确、分辨率高等特征, 因此树轮  $\delta^{13}\text{C}$  研究成为了全球变化研究中的一个重要方向, 是研究年间甚至季节间到百年时间尺度上气候环境变化的有力工具。目前树轮  $\delta^{13}\text{C}$  主要应用于以下两个方面: 1) 提取大气  $\text{CO}_2$  演变的信息。树轮  $\delta^{13}\text{C}$  的结果显示, 近几百年来大气  $\text{CO}_2$  的浓度是增加的<sup>[59, 60]</sup>, 而它的  $\delta^{13}\text{C}$  值呈现下降趋势<sup>[60-62]</sup>; 2) 提取温度、降水等气候指标变化的信息。树轮的  $\delta^{13}\text{C}$  组成与温度、降水或湿度相关<sup>[63-66]</sup>, 可以作为这些气候参数的替代性指标。但树轮  $\delta^{13}\text{C}$  与温度到底是正相关还是负相关目前没有一致的结果<sup>[63, 64, 67-69]</sup>。至于树轮  $\delta^{13}\text{C}$  与降水或湿度的关系目前研究结果较一致, 都认为它们之间为负相关<sup>[65, 66, 70-72]</sup>。

## 2 加强对现代植物碳同位素和现代 $\text{C}_4$ 植物分布的研究

### 2.1 加强对现代植物碳同位素组成与气候关系的研究

尽管  $\delta^{13}\text{C}$  目前已广泛应用于古环境中, 但还有许多问题亟待深入研究。加强对现代植物碳同位素组成与气候关系的研究应是值得注意的一个方向。

无论是陆相沉积物中的碳、还是湖沼相沉积物中的碳(除陆生植被极不发育的极端干旱区湖泊沉积物外)、还是脊椎动物的骨骼和牙齿中的碳以及植硅体中的碳等等, 来源都与陆生高等植物有关。所以对于它们的  $\delta^{13}\text{C}$  所包含的气候信息的解释都是基于对陆生植物  $\delta^{13}\text{C}$  与气候关系的研究结果。因此现代植物  $\delta^{13}\text{C}$  与气候参数关系的研究是正确解释沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  结果、提取可靠的古环境信息的基础。事实上, 我们对现代植物  $\delta^{13}\text{C}$  还研究得十分不够, 对现代植物  $\delta^{13}\text{C}$  与气候关系的认识还不甚清楚。例如, 对温度如何影响  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成的机理缺少研究, 对  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成与温度的关系目前还有争议<sup>[67-69]</sup>。目前除有个别学者研究过  $\text{C}_4$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成与气候因素的关系外<sup>[73, 74]</sup>, 我们对  $\text{C}_4$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成与气候参数关系的认识几乎处于空白。

对现代植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成的研究还能提高我们通过沉积物有机质或碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  估算当时地表植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的相对生物量贡献的精度。在前人的估算时<sup>[11-18]</sup>, 往往是选择  $-27\text{‰}$  和  $-13\text{‰}$  作为  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  的端元值, 由于植物的  $\delta^{13}\text{C}$  组成与环境有关, 尤其是  $\text{C}_3$  植物。干旱环境下  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成一般在  $-24\text{‰} \sim -21\text{‰}$ <sup>[75]</sup>, 而亚马孙河雨林中的  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  组成一般在  $-35\text{‰} \sim -30\text{‰}$  左右<sup>[76]</sup>。因此在所有的条件下都选择  $-27\text{‰}$  和  $-13\text{‰}$  作为  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  的端元值肯定不会总是合适的。对同一个  $\delta^{13}\text{C}$  数据选择不同的端元值来估算植被中  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  相对生物量贡献, 得到的结果可能会大不相同。如何选择一个适当的  $\delta^{13}\text{C}$  端元值, 就必须依赖我们对现代不同气候环境下  $\text{C}_3$



和  $C_4$  植物的  $\delta^{13}C$  组成进行系统研究。例如,近来王国安等<sup>[71]</sup>通过对现代  $C_3$  植物  $\delta^{13}C$  的研究,得到的我国北方黄土区年降雨量在 400 ~ 600mm 之间半湿润气候条件下的  $C_3$  植物  $\delta^{13}C$  平均值为  $-27.5\text{‰}$ ,而年降雨量在 400mm 以下的西部干旱和半干旱地区,  $C_3$  植物  $\delta^{13}C$  平均值为  $-26.2\text{‰}$ 。因此王国安等<sup>[71]</sup>建议沉积物若是来自黄土高原间冰期的古土壤,在估算时则可以考虑用  $-27.5\text{‰}$  作为  $C_3$  植物  $\delta^{13}C$  的端元值,反之若是冰期的黄土,可以考虑用  $-26.2\text{‰}$  作为  $C_3$  植物  $\delta^{13}C$  的端元值。

利用沉积物有机质或碳酸盐的  $\delta^{13}C$  来估算当时地表植被中  $C_3$  和  $C_4$  相对生物量贡献时,除要选择适当的  $\delta^{13}C$  值作为  $C_3$  和  $C_4$  植物  $\delta^{13}C$  的端元外,还必须要考虑到从植物有机质分解成土壤有机质的过程中有碳同位素分馏发生。根据近年在我国北方草原和荒漠草原植被下的研究,发现土壤有机质的  $\delta^{13}C$  值要较对应的植被偏重  $2.2\text{‰}$ <sup>[1]</sup>。在估算的过程中只有这两方面问题都得到了考虑,估算的结果才会与实际的结果不会相差太远。

## 2.2 加强对现代 $C_4$ 植物分布的调查

黄土高原地质历史时期是否有大面积森林植被存在?东亚季风区  $C_3/C_4$  植被变化与气候变化的关系以及  $C_4$  植物在植被中的生物量贡献是在冰期多还是在间冰期多等问题一直是我国古气候研究中悬而未决的问题。我们认为对于这类问题我们应该首先从现代  $C_4$  植物的分布以及与气候关系的研究入手才有可能找到合理的回答。目前国外有不少学者进行过现代  $C_4$  植物的分布以及与气候关系的研究,国内有关的研究很少。国内外生态学者调查现代  $C_4$  植物的分布所采用的生态学指标往往是  $C_4$  种数或  $C_4/C_3$  种的比例,而古气候研究者最关心的是  $C_4$  植物种在植被中的生物量贡献,这是两个不同的生态学指标。因此通过  $C_4$  种数调查所建立的  $C_4$  植物分布与气候的关系是不同于通过  $C_4$  植物生物量贡献调查所建立的  $C_4$  植物分布与气候的关系。要采用生物量收获的方法进行大区域范围的现代植被中  $C_4$  生物量贡献的调查很困难,而利用土壤有机质的碳同位素来估算植被中的  $C_4$  的生物量贡献就要简便得多。在大的区域范围采集现代表层土壤样品进行有机质的  $\delta^{13}C$  分析,就可以了解  $C_4$  的地理分布,建立起  $C_3/C_4$  植被变化与气候变化的关系,揭示现代  $C_4$  植物分布的生态学意义,从而为研究古生态和古气候奠定基础。

M. I. Bird 和 P. Pousai<sup>[77]</sup>通过对澳大利亚草地和稀树草原中的土壤有机质  $\delta^{13}C$  分析,揭示了  $C_4$  植物沿纬度和温度分布的规律,发现年均温度低于  $15^\circ\text{C}$  的地区,植被中  $C_4$  的生物量贡献可忽略不计,在  $14 \sim 23^\circ\text{C}$  之间,随着温度的升高,植被中  $C_4$  的生物量贡献增大,  $> 23^\circ\text{C}$  的地区植被中  $C_3$  的生物量贡献可忽略不计。刘卫国等<sup>[78]</sup>对我国黄土高原采集 28 个表土样品进行了有机质  $\delta^{13}C$  分析,结果认为  $C_4$  植物在现代植被中生物量贡献高达 27%。近年作者在我国黄土高原及相临的西部地区采集了近 200 个表土样品(其中黄土高原有近 130 个样品),进行了  $\delta^{13}C$  分析,结果显示  $C_4$  在黄土高原及相邻的西部地区现代植被中的生物量贡献仅为 7%,在黄土高原也少于 10%,在年均温度  $< 0^\circ\text{C}$  的地区

1) 王国安. 中国北方草本植物及表土有机质碳同位素组成. 中国科学院地质与地球物理研究所博士论文. 2001

或海拔高度  $> 3\,000\text{m}$  的地区  $C_4$  的生物量贡献可忽略不计<sup>1)</sup>。刘卫国等<sup>[78]</sup>的结果与我们的结果有较大差别的主要原因是在他们的估算过程中是假定土壤有机质与对应的植被之间的碳同位素分馏为  $1\text{‰}$ ，而我们是假定该分馏是  $2.2\text{‰}$ <sup>1)</sup>。李宜垠<sup>2)</sup>的研究表明许多最常见的  $C_4$  植物，如狗尾草 (*Setaria viridis*)、灰绿藜 (*Chenopodium glaucum*) 和反枝苋 (*Amaranthus retroflexus*) 都是伴人植物，它们常出现在居民点周围或者人类活动频繁的地点。这类  $C_4$  植物对表土有机质的贡献是采样中需要注意的问题。

### 3 研究展望

随着同位素分析技术的不断发展，特别是连续流进样-色谱-同位素质谱分析技术的建立，有机分子  $\delta^{13}\text{C}$  测定得以实现，给  $\delta^{13}\text{C}$  在古环境研究中的应用注入新的活力。近年来湖泊相和海洋沉积物的有机分子的稳定同位素在古环境研究中的应用取得许多令人鼓舞的成果<sup>[57, 79, 80]</sup>。陆相沉积物的分子同位素研究也已经开始<sup>[81]</sup>。尽管黄土沉积物的有机质主要来自沉积地区陆生高等植物的贡献，但同时也可能包含了少量源区有机质<sup>[82]</sup>和微生物的贡献，分子  $\delta^{13}\text{C}$  技术的引进将会进一步提高  $\delta^{13}\text{C}$  在黄土古环境研究中的精度。沉积物中的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  变化也与气候变化紧密相关，加强  $\delta^{13}\text{C}$  与  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  以及其他环境指标之间的比较研究势必也会促进稳定  $\delta^{13}\text{C}$  在古环境研究中的应用。

致谢 周力平教授、韩家祯研究员、洪业汤研究员和顾兆炎研究员对文章给予了指导并提出宝贵意见，特此感谢！

### 参 考 文 献

- 1 Prentice I C, Raynaud D. Paleogeochimistry. In: Schulze E-D, Heinmann M, Holland E *et al.* eds. Global Biogeochemical Cycles in the Climate System. San Diego: Academic Press, 2001. 87 ~ 94
- 2 Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J C eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I, The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier, 1980. 329 ~ 406
- 3 文启忠等. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 115 ~ 145
- 4 Cerling T E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 71: 229 ~ 240
- 5 Cerling T E, Quade J, Wang Y *et al.* Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. *Nature*, 1989, 341: 138 ~ 139
- 6 Bottinga Y. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, 33: 49 ~ 64
- 7 Wang Y, Zheng S H. Paleosol nodules as Pleistocene paleoclimatic indicators, Luochuan, P. R. China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 76: 39 ~ 44
- 8 Dzurec R S, Boutton T W, Caldwell M M *et al.* Carbon isotope ratios of soil organic matter and their use in assessing community composition changes in Curlew Valley, Utah. *Oecologia*, 1985, 66: 17 ~ 24
- 9 Kelly E F, Blecker S W, Yonker C M *et al.* Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators. *Geoderma*, 1998, 82: 59 ~ 81

1) 王国安. 中国北方草本植物及表土有机质碳同位素组成. 中国科学院地质与地球物理研究所博士论文. 2001

2) 李宜垠. 西江河流域古文明背景及人类活动的孢粉指示体研究. 北京大学博士后出站报告. 2001

- 10 Zheng S H, Wang Y, Chen C. Studies on the stable isotopes in carbonates in Luochuan loess section: Applicability of the Ca nodules as paleoclimate indicators. In: Liu T S ed. *Aspects of Loess Research*. Beijing: China Ocean Press, 1987. 283 ~ 290
- 11 顾兆炎. 黄土-古土壤序列碳酸盐同位素组成与古气候变化. 科学通报, 1991, **36**(10): 767 ~ 770
- 12 Frakes L A, Sun J Z. A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: Estimates of plant types during stadials and interstadials. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, **108**: 183 ~ 189
- 13 Han J M, Keppens E, Liu T S *et al.* Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary International*, 1997, **37**: 37 ~ 43
- 14 陈 骏, 安芷生, 高 燕. 黄土高原中部 S<sub>1</sub> 古土壤次生碳酸盐稳定同位素组成与成因初探. 科学通报, 1996, **41**(14): 1 297 ~ 1 300
- 15 陈 云, 李铮华, 叶 浩等. 黄土高原中部最近 130ka 来气候变化的碳、氧同位素记录. 海洋地质与第四纪地质, 1996, **16**(1): 17 ~ 22
- 16 林本海, 安芷生, 刘荣谟. 最近 60 万年中国黄土高原季风变迁的稳定同位素证据. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化论文集(三). 北京: 科学出版社, 1992. 51 ~ 54
- 17 林本海, 刘荣谟, 安芷生等. 最近 130ka 西安和洛川黄土稳定同位素的初步研究. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化论文集(四). 北京: 科学出版社, 1996. 82 ~ 89
- 18 Wang H, Ambrose S H, Li C *et al.* Paleosol stable isotope evidence for early hominid occupation of east Asian temperate environments. *Quaternary Research*, 1997, **48**: 228 ~ 238
- 19 Pendall E, Amundson R. The stable isotope chemistry of pedogenic carbonate in an alluvial soil from the Punjab, Pakistan. *Soil Science*, 1990, **149**: 199 ~ 211
- 20 Kelly E F, Amundson R G, Marino B D *et al.* Stable carbon isotopic composition of carbonate in Holocene grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 1991, **55**: 1 651 ~ 1 658
- 21 Rabenhorst M C, Wilding L P, West L T. Identification of pedogenic carbonate using stable carbon isotope and microfabric analyses. *Soil Science Society of America Journal*, 1984, **48**: 125 ~ 132
- 22 Humphrey J D, Ferring C R. Stable isotopic evidence for latest Pleistocene and Holocene climatic change in north-central Texas. *Quaternary Research*, 1994, **41**: 200 ~ 213
- 23 Wang H, Follme L R. Proxy of monsoon seasonality in carbon isotopes from paleosols of the southern Chinese Loess Plateau. *Geology*, 1998, **26**: 987 ~ 990
- 24 Sage R F, Wedin D A, Li M R. The biogeography of C<sub>4</sub> photosynthesis: Patterns and controlling factors. In: Sage R F, Monson R K eds. *C<sub>4</sub> Plant Biology*. San Diego: Academic Press, 1999. 313 ~ 373
- 25 Wu N Q, Li H Y, Sun X J *et al.* Climatic factor transfer function from opal phytolith and its application in paleoclimate reconstruction of China loess-paleosol sequence. *Scientia Geologica Sinica*, 1995, **1**(Suppl.): 105 ~ 114
- 26 Ganopolski A, Rahmstorf S, Petoukhov V *et al.* Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 1998, **391**: 351 ~ 356
- 27 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, **399**: 429 ~ 436
- 28 姜文英, 韩家骝, 刘东生. 干旱化对成土碳酸盐碳同位素组成的影响. 第四纪研究, 2001, **21**(5): 427 ~ 435
- 29 Cerling T E. Paleorecords of C<sub>4</sub> plants and ecosystems. In: Sage R F, Monson R K eds. *C<sub>4</sub> Plant Biology*. San Diego: Academic Press, 1999. 445 ~ 469
- 30 Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J *et al.* Global vegetation change through the Miocene and Pliocene. *Nature*, 1997, **389**: 153 ~ 158
- 31 Cerling T E, Wang Y, Quade J. Expansion of C<sub>4</sub> ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, 1993, **361**: 344 ~ 345
- 32 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z *et al.* Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, **416**: 159 ~ 163
- 33 杨石岭, 丁仲礼, 顾兆炎等. 灵台红粘土-黄土剖面晚中新世以来钙质结核的碳同位素记录及其古植被指示意

- 义. 科学通报, 1998, 43(21): 2 323 ~ 2 326
- 34 Trautz O R. Crystalline organization of dental mineral. In: Miles A E D ed. Structural and Chemical Organization of Teeth. London: Academic Press, 1967. 165 ~ 200
- 35 Wang Y, Cerling T E, MacFadden B J. Fossil horses and carbon isotopes: New evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 107: 269 ~ 279
- 36 Wang Y, Cerling T E. A model of fossil tooth and bone diagenesis: Implication for paleodiet reconstruction from stable isotope. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 107: 281 ~ 289
- 37 蔡莲珍, 仇士华. 碳十三测定和古代食谱研究. 考古, 1984, 10: 949 ~ 955
- 38 Ericson J E, Sullivan C H, Boaz N T. Diets of Pliocene mammals from the Omo, Ethiopia, deduced from carbon isotope ratios in tooth apatite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1981, 36: 69 ~ 73
- 39 Thackeray J F, van der Merwe N J, Lee-Thorp J A *et al.* Changes in carbon isotope ratios in the late Permian recorded in therapsid tooth apatite. *Nature*, 1990, 347: 751 ~ 753
- 40 Quade J, Cerling T E, Barry J C *et al.* A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chemical Geology*, 1992, 94: 183 ~ 192
- 41 MacFadden B J, Solounias N, Cerling T E. Ancient diets, ecology, and extinction of 5-million-year-old horses from Florida. *Nature*, 1999, 283: 824 ~ 827
- 42 MacFadden B J, Wang Y, Cerling T E *et al.* South American fossil mammals and carbon isotopes: A 25 million-year sequence from the Bolivian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 107: 257 ~ 268
- 43 Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J. Carbon isotopes, diet of North American equids, and the evolution of North American  $C_4$  grasslands. In: Griffiths H ed. Stable Isotopes Integration of Biological, Ecological and Geochemical Processes. Oxford: BIOS Scientific Publishers Ltd., 1998. 363 ~ 379
- 44 Sponheimer M, Lee-Thorp J A. Isotopic evidence for the diet of an early hominid, *Australopithecus africanus*. *Science*, 1999, 283: 368 ~ 370
- 45 邓 涛, 董军社, 王 杨. 化石稳定碳同位素记录的中国华北第四纪陆地生态系统演变. 科学通报, 2001, 46(14): 1 213 ~ 1 215
- 46 Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *Journal of Geology*, 1993, 101: 177 ~ 190
- 47 吴敬禄, 王苏民. 若尔盖盆地 RM 孔自生碳酸盐  $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$  记录所揭示的环境演化特征. 海洋地质与第四纪地质, 1997, 17(4): 63 ~ 71
- 48 钟 巍. 博斯腾湖全新世湖相沉积物碳酸盐稳定同位素与古气候的初步研究. 地理学与国土研究, 1998, 14(3): 42 ~ 46
- 49 吴敬禄, 王苏民, 沈 吉. 湖泊沉积物有机质  $\delta^{13}C$  所揭示的环境气候信息. 湖泊科学, 1996, 8(2): 113 ~ 118
- 50 Pearson F J, Coplen T B. Stable isotope studies of lakes. In: Lerman A ed. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer-Verlag, 1978. 235 ~ 236
- 51 吉 磊, 王苏民. 浅钻岩芯揭示的固城湖 4000 年来环境演化. 湖泊科学, 1993, 5(4): 316 ~ 323
- 52 Stuiver M. Climate versus changes in  $\delta^{13}C$  content of the organic component of lake sediments during the late quaternary. *Quaternary Research*, 1975, 5: 252 ~ 262
- 53 张成君, 陈发虎, 施 祺等. 西北干旱区全新世气候变化的湖泊有机质碳同位素记录——以石羊河流域三角城为例. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 93 ~ 97
- 54 张振克, 吴瑞金, 王苏民等. 全新世大暖期云南洱海环境演化的湖泊沉积记录. 海洋与湖沼, 2000, 32(2): 210 ~ 214
- 55 Kawamura K, Ishiwatari R. Distribution of lipid-class compounds in bottom sediments of freshwater lakes with different tropic status, in Japan. *Chemical Geology*, 1985, 52: 123 ~ 133
- 56 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry: An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 1993, 20(7): 867 ~ 900

- 57 Huang Y, Street-Perrott F A, Metcalfe S E *et al.* Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in  $C_3$  and  $C_4$  plant abundance. *Science*, 2001, **293**: 1 647 ~ 1 651
- 58 Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B *et al.* A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  $\delta^{13}C$  time series from peat cellulose. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, **185**: 111 ~ 119
- 59 Stuiver M. Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. *Science*, 1978, **199**: 253 ~ 255
- 60 蒋高明, 黄银晓, 万国江等. 树木年轮  $\delta^{13}C$  值及其对我国北方大气  $CO_2$  浓度变化的指示意义. 植物生态学报, 1997, **21**(2): 155 ~ 160
- 61 Pearman G I, Francey R J, Fraser P B. Climatic implications of stable isotopes in tree rings. *Nature*, 1976, **260**: 771 ~ 772
- 62 Leavitt S W, Long A. An atmospheric  $^{13}C/^{12}C$  reconstruction generated through removal of climate effects from tree-ring  $^{13}C/^{12}C$  measurements. *Tellus*, 1983, **35B**: 92 ~ 102
- 63 Farmer J G. Problems in interpreting tree-ring  $\delta^{13}C$  records. *Nature*, 1979, **279**: 229 ~ 231
- 64 Morecroft M D, Woodward F I. Experimental investigations on the environmental determination of  $\delta^{13}C$  at different altitudes. *Journal of Experimental Botany*, 1990, **41**: 1 303 ~ 1 308
- 65 Ramesh R, Bhattacharya S K, Copalan K. Climatic correlations in the stable isotope records of silver fir (*Abies pindrow*) trees from Kashmir, India. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, **79**: 66 ~ 74
- 66 Stuiver M, Braziunas T F. Tree cellulose  $^{13}C/^{12}C$  isotope ratios and climatic change. *Nature*, 1987, **328**: 58 ~ 60
- 67 Körner C, Farquhar G D, Roksandic Z. A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude. *Oecologia*, 1988, **74**: 623 ~ 632
- 68 Tan P P, Mook W G. Past atmospheric  $CO_2$  levels and  $^{13}C/^{12}C$  ratios in tree rings. *Tellus*, 1980, **32**: 268 ~ 283
- 69 王国安, 韩家驹, 周力平. 中国北方  $C_3$  植物碳同位素组成与年均温度关系. 中国地质, 2002, **29**(1): 55 ~ 57
- 70 王国安, 韩家驹. 中国西北  $C_3$  植物的碳同位素组成与年降雨量关系初探. 地质科学, 2001, **36**(4): 494 ~ 499
- 71 王国安, 韩家驹, 刘东生. 中国北方黄土区  $C_3$  草本植物碳同位素组成研究. 中国科学(D辑), 2003, **33**(6): 550 ~ 556
- 72 王国安, 韩家驹.  $C_3$  植物碳同位素在旱季和雨季中的变化. 海洋地质与第四纪地质, 2001, **21**(4): 43 ~ 47
- 73 Tieszen L L, Boutton T W. Stable carbon isotope in terrestrial ecological research. In: Rundel P W, Ehleringer J R, Nagy K A eds. *Stable Isotope in Ecological Research*. Berlin: Springer-Verlag, 1989. 167 ~ 195
- 74 Troughton J H, Card K A. Temperature effects on the carbon- isotope ratio of  $C_3$ ,  $C_4$  and crassulacean- acid- metabolish (CAM) plants. *Planta*, 1975, **123**: 185 ~ 190
- 75 Ehleringer J R, Monson R K. Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation. *Annual Review of Ecology System*. 1993, **24**: 411 ~ 439
- 76 van der Merwe N J, Medina E. Photosynthesis and  $^{13}C/^{12}C$  ratios in Amazonian rain forests. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, **53**: 1 091 ~ 1 094
- 77 Bird M I, Pousai P. Variations of delta  $^{13}C$  in the surface soil organic carbon pool. *Global Biogeochem Cycle*, 1997, **11**: 313 ~ 322
- 78 刘卫国, 宁有丰, 安芷生等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. 中国科学(D辑), 2002, **32**(10): 830 ~ 836
- 79 Freeman K H, Colarusso L A. Molecular and isotope records of  $C_4$  grassland expansion in the late Miocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, **65**: 1 439 ~ 1 454
- 80 Pagani M, Freeman K H, Arthur M A. Late Miocene atmospheric  $CO_2$  concentrations and the expansion of  $C_4$  grasses. *Science*, 1999, **285**: 876 ~ 879
- 81 Cayet C, Lichtfouse E.  $\delta^{13}C$  of plant-derived *n*-alkanes in soil particle-size fractions. *Organic Geochemistry*, 2001, **32**: 253 ~ 258
- 82 谢树成, 王志远, 王红梅等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据. 中国科学(D辑), 2002, **32**(1): 28 ~ 35

## APPLICATION OF STABLE CARBON ISOTOPE FOR PALEOENVIRONMENTAL RESEARCH

Wang Guo'an


(College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871)

### Abstract

Paleobiogeo-chemistry has been breaking a new path for paleoenvironmental research. Carbon is one of basic elements in organism, and stable carbon isotope has been widely applied in paleoenvironmental research. This paper summarizes accomplishment of application for paleoenvironmental reconstruction from stable carbon isotope in terrestrial sediments, lacustrine sediments, tree rings and vertebrate tooth enamel, and puts forward some new ideas: 1) Because of the difference between environmental condition under which loess deposits and that under which paleosol forms, the fractionation factor of  $\text{CO}_2$ -calcite in loess is different from that in paleosol; We thinks that it is the different fractionation factor that makes carbon isotopic composition of organic matter to show an opposite varying trend to that of coexisting carbonate in sequence of loess-paleosol; 2) Organic matter in terrestrial sediments is a direct product of decomposition of vegetation, so, carbon isotopic composition of organic matter more directly effects change of vegetation than that of carbonate does. In order to availably apply carbon isotope of carbonate for paleoenvironmental research, the mechanism of carbon isotope in carbonate should be further studied; 3)  $\text{C}_4$  plants in the Loess Plateau in China would have been at a greater disadvantage over  $\text{C}_3$  plants under the climate of the last glacial, and this disadvantage is mainly attributed to enough large decreasing of temperature in the last glacial. This paper emphasizes that the relationship between carbon isotope of standing plants and climate, and between distribution of standing  $\text{C}_4$  plants and climate should be further studied in order to apply carbon isotope for paleoenvironmental research. Stable carbon isotope of molecular—a new means will even push paleoenvironmental research.

**Key words** stable carbon isotope, paleoenvironmental research



作者: 王国安  
作者单位: 北京大学环境学院, 北京, 100871  
刊名: 第四纪研究   
英文刊名: QUATERNARY SCIENCES  
年, 卷(期): 2003, 23(5)  
被引用次数: 35次

参考文献(82条)

1. [Prentice I C, Raynaud D Paleogeo chemistry 2001](#)
2. [Deines P The isotopic composition of reduced organic carbon 1980](#)
3. [文启忠 中国黄土地球化学 1989](#)
4. [Cerling T E The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate 1984](#)
5. [Cerling T E, Quade J, WANG Y Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators 1989](#)
6. [Bottinga Y Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor 1969](#)
7. [Wang Y, Zheng S H Paleosol nodules as Pleistocene paleoclimatic indicators, Luochuan, P. R. China 1989](#)
8. [Dzurec R S, Boutton T W, Caldwell M M Carbon isotope ratios of soil organic matter and their use in assessing community composition changes in Curlew Valley 1985](#)
9. [Kelly E F, Blecker S W, Yonker C M Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators 1998](#)
10. [Zheng S H, Wang Y, Chen C Studies on the stable isotopes in carbonates in Luochuan loess section: Applicability of the Ca nodules as paleoclimate indicators 1987](#)
11. [顾兆炎 黄土-古土壤序列碳酸盐同位素组成与古气候变化 1991\(10\)](#)
12. [Frakes L A, Sun J Z A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: Estimates of plant types during stadials and interstadials 1994](#)
13. [Han JM, Keppens E, Liu T S Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change 1997](#)
14. [陈骏, 安芷生, 高燕 黄土高原中部S1古土壤次生碳酸盐稳定同位素组成与成因初探\[期刊论文\]-科学通报 1996\(14\)](#)
15. [陈云, 李铮华, 叶浩 黄土高原中部最近130ka来气候变化的碳、氧同位素记录 1996\(01\)](#)
16. [林本海, 安芷生, 刘荣谟 最近60万年中国黄土高原季风变迁的稳定同位素证据 1992](#)
17. [林本海, 刘荣谟, 安芷生 最近130ka西安和洛川黄土稳定同位素的初步研究 1996](#)
18. [Wang H, Ambrose S H, Li C Paleosol stable isotope evidence for early hominid occupation of east Asian temperate environments 1997](#)
19. [Pendall E, Amundson R The stable isotope chemistry of pedogenic carbonate in an alluvial soil from the Punjab, Pakistan 1990](#)

20. [Kelly E F, Amundson R G, Marino B D](#) [Stable carbon isotopic composition of carbonate in Holocene grassland soils](#) 1991
21. [Rabenhorst M C, Wilding L P, West L T](#) [Identification of pedogenic carbonate using stable carbon isotope and microfabric analyses](#) 1984
22. [Humphrey J D, Ferring C R](#) [Stable isotopic evidence for latest Pleistocene and Holocene climatic change in north-central Texas](#) 1994
23. [Wang H, Follme L R](#) [Proxy of monsoon seasonality in carbon isotopes from paleosols of the southern Chinese Loess Plateau](#) 1998
24. [Sage R F, Wedin D A, Li M R](#) [The biogeography of C4 photosynthesis: Patterns and controlling factors](#) 1999
25. [Wu N Q, L H Y, Sun X J](#) [Climatic factor transfer function from opal phytolith and its application in paleoclimate reconstruction of China loess-paleosol sequence](#) 1995(01)
26. [Ganopolski A, Rahmstorf S, Petoukhov V](#) [Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity](#) 1998
27. [Petit J R, Jouzel J, Raynaud D](#) [Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core](#) 1999
28. [姜文英, 韩家, 木矛木, 刘东生](#) [干旱化对成土碳酸盐碳同位素组成的影响](#)[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2001(05)
29. [Cerling T E](#) [Paleorecords of C4 plants and ecosystems](#) 1999
30. [Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J](#) [Global vegetation change through the Miocene and Pliocene](#) 1997
31. [Cerling T E, Wang Y, Quade J](#) [Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene](#) 1993
32. [GUO Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z](#) [Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China](#) 2002
33. [杨石岭, 丁仲礼, 顾兆炎](#) [灵台红粘土-黄土剖面晚中新世以来钙质结核的碳同位素记录及其古植被指示意义](#) 1998(21)
34. [Trautz O R](#) [Crystalline organization of dental mineral](#) 1967
35. [Wang Y, Cerling T E, MacFadden B J](#) [Fossil horses and carbon isotopes: New evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America](#) 1994
36. [Wang Y, Cerling T E](#) [A model of fossil tooth and bone diagenesis: Implication for paleodiet reconstruction from stable isotope](#) 1994
37. [蔡莲珍, 仇士华](#) [碳十三测定和古代食谱研究](#) 1984
38. [Ericson J E, Sullivan C H, Boaz N T](#) [Diets of Pliocene mammals from the Omo, Ethiopia, deduced from carbon isotope ratios in tooth apatite](#) 1981
39. [Thackeray J F, van der Merwe N J, Lee-Thorp J A](#) [Changes in carbon isotope ratios in the late Permian recorded in therapsid tooth apatite](#) 1990
40. [Quade J, Cerling T E, Barry J C](#) [A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan](#) 1992

41. [MacFADDEN B J, Solounias N, Cerling T E Ancient diets, ecology, and extinction of 5~million~year~old horses from Florida 1999](#)
42. [MacFADDEN B J, Wang Y, Cerling T E South American fossil mammals and carbon isotopes: A 25 million~year sequence from the Bolivian Andes. Palaeogeography, Palaeoclimatology 1994](#)
43. [Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J Carbon isotopes, diet of North American equids, and the evolution of North American C4 grasslands](#)
44. [Sponheimer M, Lee-Thorp J A Isotopic evidence for the diet of an early hominid, Australopithecus africanus 1999](#)
45. 邓涛, 董军社, 王杨 化石稳定碳同位素记录的中国华北第四纪陆地生态系统演变[期刊论文]-科学通报 2001(14)
46. [Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman F Sensitivity of eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau 1993](#)
47. 吴敬禄, 王苏民 若尔盖盆地RM孔自生碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录所揭示的环境演化特征 1997(04)
48. 钟巍 博斯腾湖全新世湖相沉积物碳酸盐稳定同位素与古气候的初步研究[期刊论文]-地理学与国土研究 1998(03)
49. 吴敬禄, 王苏民, 沈吉 湖泊沉积物有机质  $\delta^{13}\text{C}$ 所揭示的环境气候信息 1996(02)
50. [Pearson F J, Coplen T B Stable isotope studies of lakes 1978](#)
51. 吉磊, 王苏民 浅钻岩芯揭示的固城湖4000年来环境演化 1993(04)
52. [Stuiver M Climate versus changes in  \$\delta^{13}\text{C}\$  content of the organic component of lake sediments during the late quaternary 1975](#)
53. 张成君, 陈发虎, 施祺 西北干旱区全新世气候变化的湖泊有机质碳同位素记录-以石羊河流域三角城为例[期刊论文]-海洋地质与第四纪地质 2000(04)
54. 张振克, 吴瑞金, 王苏民 全新世大暖期云南洱海环境演化的湖泊沉积记录[期刊论文]-海洋与湖沼 2000(02)
55. [Kawamura K, Ishiwatari R Distribution of lipid~class compounds in bottom sediments of freshwater lakes with different tropic status, in Japan 1985](#)
56. [Meyers P A, Ishiwatari R Lacustrine organic geochemistry: An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments 1993\(07\)](#)
57. [Huang Y, Street~Perrott F A, Metcalfe S E Climate change as the dominant control on glacial~interglacial variations in C3 and C4 plant abundance 2001](#)
58. [Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B A 6000~year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  \$\delta^{13}\text{C}\$  time series from peat cellulose 2001](#)
59. [Stuiver M Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes 1978](#)
60. 蒋高明, 黄银晓, 万国江 树木年轮  $\delta^{13}\text{C}$ 值及其对我国北方大气CO<sub>2</sub>浓度变化的指示意义 1997(02)
61. [Pearman G I, Francey R J, Fraser P B Climatic implications of stable isotopes in tree rings 1976](#)
62. [Leavitt S W, Long A An atmospheric  \$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}\$  reconstruction generated through removal of climate effects from tree~ring  \$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}\$  measurements 1983](#)
63. [Farmer J G Problems in interpreting tree-ring  \$\delta^{13}\text{C}\$  records 1979](#)
64. [Morecroft M D, Woodward F I Experimental investigations on the environmental determination of  \$\delta^{13}\text{C}\$  at different altitudes 1990](#)

65. [Ramesh R, Bhattacharya S K, Gopalan K Climatic correlations in the stable isotope records of silver fir \(Abies pindrow\) trees from Kashmir, India 1986\(79\)](#)
66. [Stuiver M, Braziunas T F Tree cellulose 13C/12C isotope ratios and climatic change 1987](#)
67. [Krner C, Farquhar G D, Roksandic Z A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude 1988](#)
68. [Tan P P, Mook W G Past atmospheric CO2 levels and 13C/12C ratios in tree rings 1980](#)
69. [王国安, 韩家, 木矛木, 周力平 中国北方C3植物碳同位素组成与年均温度关系\[期刊论文\]-中国地质 2002\(01\)](#)
70. [王国安, 木矛木 中国西北C-3植物的碳同位素组成与年降雨量关系初探\[期刊论文\]-地质科学 2001\(04\)](#)
71. [王国安, 木矛木, 刘东生 中国北方黄土区C3草本植物碳同位素组成研究\[期刊论文\]-中国科学D辑 2003\(06\)](#)
72. [王国安, 木矛木 C3植物碳同位素在旱季和雨季中的变化\[期刊论文\]-海洋地质与第四纪地质 2001\(04\)](#)
73. [Tieszen L L, Boutton T W Stable carbon isotope in terrestrial ecological research 1989](#)
74. [Troughton J H, Card K A Temperature effects on the carbon~ isotope ratio of C3, C4 and crassulacean~ acid~ metabolish \(CAM\) plants 1975](#)
75. [Ehleringer JR, Monson R K Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation 1993](#)
76. [Van der Merwe N J, Medina E Photosynthesis and 13C/12C ratios in Amazonian rain forests 1989](#)
77. [Bird M I, Pousai P Variations of delta 13C in the surface soil organic carbon pool 1997\(11\)](#)
78. [刘卫国, 宁有丰, 安芷生 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应\[期刊论文\]-中国科学D辑 2002\(10\)](#)
79. [Freeman K H, Colarusso L A Molecular and isotope records of C4 grassland expansion in the late Miocene 2001](#)
80. [Pagani M, Freeman K H, Arthur M A Late Miocene atmospheric CO2 concentrations and the expansion of C4 grasses 1999](#)
81. [Cayet C, Lichtfouse E  \$\delta^{13}C\$  of plant~derived n~alkanes in soil particle~size fractions 2001](#)
82. [谢树成, 王志远, 王红梅 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据\[期刊论文\]-中国科学D辑 2002\(01\)](#)

## 相似文献(2条)

### 1. 学位论文 李仁成 湖北麻城金罗家考古土壤3000年以来植硅体记录及其环境意义 2007

生态与环境问题是当前社会公众关心的热点之一, 其中全球变化研究越来越为人们所重视。环境考古学是自然科学与社会科学相互交叉和渗透而形成新兴边缘学科, 着重研究人类古代文化及其所处的生态环境之间的动态关系, 即人类文化生态系统研究, 是地质学与环境科学的重要分支学科之一。

植硅体分析是重建古代植被环境、气候以及探索人类活动对环境影响的一种微体古生物学方法。随着植硅体命名、分类、鉴定、组合与环境之间的关系研究的不断深入, 植硅体分析成为环境考古学和古环境研究的重要手段。

文化层是环境考古最重要的信息载体之一, 文化层植硅体分析是一种有效、富有潜力的重建古生态和研究人类活动的工具。由于文化层的形成易受到人为、生物扰动, 因此, 植硅体分析在文化层中的应用主要集中在农作物起源、传播、加工过程等方面, 在恢复古植被、古环境的变迁方面受到制约。然而, 考古遗址多个文化层易于确定相对准确的时代, 其植硅体分析能够揭示丰富的原地和区域的气候、植被变化以及人类活动信息, 并可进行不同时代气候、人类活动特点的对比。多个文化层作为一种富有潜力的研究载体, 其环境和社会信息有待于进一步挖掘, 生物扰动作用对恢复古植被、古环境、古气候需进一步探讨。

为了挖掘多个文化层中丰富的古环境、古人类活动信息, 了解人类活动遗址区域环境变迁与植被变迁的规律, 丰富长江中游古环境研究资料, 作者选取了湖北省麻城金家湾遗址, 进行了多个文化层植硅体、炭屑、碳同位素分析。本文运用植硅体分析中常用的温暖指数、干旱指数、C3/C4等指标重建了遗址区域3000年来的古气候; 结合炭屑、碳同位素分析, 揭示了古人类活动以及人类活动与环境变迁之间关系的信息, 探讨了人类活动对文化层植硅体分析的影响。主要结论如下:

1、湖北麻城金家湾遗址文化层植硅体分析能够很好的重建古气候。

利用植硅体分析半定量的重建了遗址的古气候, 各个文化层形成时期气候特征如下: 西周早期温暖湿润, 后期变凉变干, 但仍然比较湿润。东周前期气候温暖湿润, 后期变冷变干, 这可能与战国时期的相对凉干的气候相一致。唐宋期间与我国的隋唐大暖期和中世纪暖期气候特征相一致, 气候温暖湿润, 其气温后期总体有下降的趋势。明清时期气候具有明显的干、凉特征, 具有一定的波动。冷暖、干湿基本同步变化, 自东周以来气候有变冷变干的趋势。金家湾遗址植硅体分析反映的总体气候特征与我国气候变化特征相吻合, 其成因主要受控于东南季风。 2、植硅体和炭屑分析表明遗址居民主

要以木本植物为薪材，遗址区域历史上经历东周、明清以来两次大规模的生态破坏过程，唐朝的种舍之风盛行。

3、植硅体、炭屑、碳同位素分析能够很好的反映植被面貌的变化，反映自然环境的变迁和人类活动对植被的影响。

碳同位素记录表明遗址历史时期植被主要以C3植物为主，其中东周、明清文化层同位素偏正，西周、唐宋文化层同位素相对偏负，同位素记录反映了遗址各个历史时期植被面貌C3、C4植物的相对比重及其与环境变化和人类活动之间的关系。

4、植硅体分析可以了解遗址居民的社会经济活动。

长鞍型植硅体含量变化分析表明，唐朝以前遗址附近有较多的竹子生长，周朝时期竹子比唐宋以来具有更高的经济地位。古城墙可能建于西周中后期。

5、本遗址文化层的形成与更替与气候变化有一定的关系，文化层的更替多发生在气候变冷、变干期。

在生产力低下的农业时代，气候是社会经济的重要影响因素，干旱、寒冷的气候条件下遗址被废弃，暖湿条件下易形成文化层。

6、麻城金家湾考古遗址是多文化层植硅体、炭屑、炭同位素分析能够很好的重建古气候、古环境，反映人类活动。人类活动对考古遗址植硅体分析重建古环境有一定的影响，主要表现为：人类活动对植物的选择性利用，直接影响某些类型植硅体相对含量的多少；人类对土地利用方式的不同也是影响古环境重建的重要因素；文化层在形成过程中受到人类活动的扰动，使一定厚度内的土壤均匀化，这种均匀化作用使同一文化层或亚层表现为相似的气候特征，影响重建古气候的时间分辨率。

## 2. 学位论文 杨浩 华南二叠纪-三叠纪之交的钙质微生物岩及古环境研究 2009

二叠纪-三叠纪之交是地球演化史上的一个重要时期，这个时期完成了古生代生态系向中生代生态系的重大转变。二叠纪-三叠纪之交的各种生物事件、沉积事件和地球化学事件都引起各界学者的广泛关注。近年来，在二叠纪-三叠纪之交发现了大量微生物成因的碳酸盐岩，这套微生物岩的发现立即引起了学者们的关注。虽然对这套微生物岩的成因有着不同的认识，但都尝试通过这套微生物岩来探讨二叠纪-三叠纪之交的古环境。我国华南地区广泛发育了二叠纪-三叠纪之交的钙质微生物岩，这些钙质微生物岩以斑状凝块石为主，部分微生物岩伴生有叠层石层、鲕粒灰岩层。论文通过野外和室内的仔细工作，初步揭示微生物岩产出的古地理环境、时代、微生物岩内化石的组成、岩石特征和岩石地球化学特征，并且通过这些特征反演微生物岩生长时的古海洋环境。<br>

通过野外观察，华南微生物岩出露的古地理位置大致可以分为三类：(1)南盘江盆地内孤立碳酸盐台地上，包括贵州边阳的和平、打井剖面 and 广西的作登、太平剖面；(2)上扬子地区台内生物礁顶上，主要为四川东部华蓥山地区的微生物岩剖面；(3)中下扬子碳酸盐台地边缘生物礁顶上，如湖南的慈利和湖北的崇阳剖面。微生物岩和上下地层之间为一种整合的接触关系。厚度从几米到十几米不等，并向台地周围较深水区逐渐灭减。微生物岩的这种古地理背景排除了陆源物质的影响，为微生物岩的地球化学分析打下了很好的基础。<br>

通过对微生物岩中已发现的牙形石化石的综合分析，发现所研究的7条剖面中均产有牙形石化石Hindeodus parvus。据现有的发现，Hindeodu parvus均出现在微生物岩的内部，距微生物岩底部(绝灭界线)有一定的距离。此外，在微生物岩中发现的有孔虫分子也包括了二叠纪和三叠纪分子混生。通过与浙江猴山标准剖面和其它地区微生物岩剖面对比，将微生物岩的时代确定为晚二叠世末到早三叠世早期。<br>

从岩石特征上看，微生物岩主要以发育“花斑状”构造为特征的凝块石为主，但不同地区表现形式有所不同。在南盘江盆地南边的广西地区，微生物岩以斑状和丘状构造为主要特征；在北边的贵州边阳地区，则表现为纹带构造，同时可见大型的藻叠层；而川东地区钙质微生物岩以发育穹窿状构造、纹带状构造以及指状构造为主要特征；鄂东南部地区表现为纹带状构造和丘状构造，局部出现柱状叠层构造。引起微生物岩的这种岩性差异的原因可能是其沉积水深的不同，同属于浅海相沉积的微生物岩，水深细微的不同，就可能造成不同的岩石特征。但微生物岩在岩石结构上基本一致，即由微晶和中、粗晶指状体或斑点所组成。<br>

通过显微镜和阴极发光观察发现，微生物岩中微晶可以分为三种类型，泥晶方解石、颗粒方解石和颗粒白云石；粗晶可以分为4种类型，颗粒状方解石、放射状方解石、菱形白云石和磁针状方解石。微晶中泥晶方解石和颗粒化方解石属于早期的沉积物，而其中的颗粒方解石为快速沉积成岩产物，颗粒的白云石则是微晶白云石化作用后的产物。粗晶中的颗粒状方解石为早期快速胶结物，而放射状方解石可能是早期文石变为方解石留下的形态特征，菱形白云石则是颗粒状方解石白云化后的产物，探针分析表明磁针状方解石具有较高的Mg含量，说明其可能是在蓝细菌钙化过程中在蓝细菌表面高Mg浓度下形成的方解石颗粒。<br>

微生物岩中的化石主要以钙质微生物为主，同时伴生有小型的腹足类、双壳类、有孔虫和介形虫。微生物岩所代表的这种特殊的生态系可称之为菌藻生态系。此外在微生物岩中还发现了大量的钙化的生物膜。<br>

微生物岩中钙质微生物化石主要以两种形态出现，即“束囊状”和球状。“束囊状”化石经初步鉴定为似肾形藻。似肾形藻束囊状微化石的发现，为微生物岩，特别是凝块石的微生物成因提供了很好的证据，束囊状微化石的地球化学特征间接说明了其作为蓝细菌的可能，其特殊的胶质壳体为其在二叠纪-三叠纪之交这个特殊的地质时期得以钙化保存，不分叉的特点可能使其更容易在微生物岩中活动，从而在恶劣的环境中获得更多的存在空间和营养。此外，这类微化石与肾形藻在凝块石形成的过程中起到了同样的作用，即为凝块石的钙质骨架的形成起到了主要作用。而球状的蓝细菌则在叠层石的形成过程中起到了主要的作用，为叠层石中生物席的形成提供了最为重要的条件。蓝细菌属于一种喜好碱性环境的微生物，在微生物岩中发现大量的蓝细菌说明微生物岩形成环境应该为一个碱性条件，而钙化蓝细菌的发现也说明了古海水的盐度可能较高。<br>

在华南微生物岩中发现钙化的生物膜进一步证实了微生物岩的微生物成因，生物膜发现以及生物膜的结构特征为重视微生物岩的生长过程十分重要。微生物岩中球状的蓝细菌在形成生物膜的过程中起到了建筑作用，而束囊状似蓝细菌则在生物膜的迁移，再生以及微生物岩的钙质骨架的形成中起到十分重要的作用。微生物岩中没有发现硫细菌的化石，但是在生物膜中黄铁矿可能是硫细菌存在的证据。钙化蓝细菌出现说明海水属于碱性，微生物岩的生物膜中只发现球状蓝细菌，从生物膜说明生物膜生长在一个缺氧的环境。<br>

微生物岩内发现的生物大部分为广盐度和底栖生物，这些生物在形态上相对古生代分子小，而且在一些种属还存在畸形变异，如直管有孔虫的扭曲，导致这些现象出现的原因可能是古海洋环境发生改变，从而引起了生物在形态上的变异和多样性的减少。不同位置微生物岩中有孔虫化石的分异度以及介形虫化石组合不同说明不同位置微生物岩形成的环境还存在差异，华南北部的华蓥山地区，在二叠纪末古海洋环境可能更恶化，而在华南南部古海洋环境可能相对较好。在古地理背景中华南北部面向古特提斯，南部面向泛大洋，微生物岩中化石特征可能反映了二叠纪末古特提斯与泛大洋不同的古海洋环境。<br>

前人研究显示微生物岩中的地球化学信息很好的保存了海水原始的信息。通过稀土元素的配分曲线与生物化石反映的古海洋条件分析发现，碳酸盐岩中稀土元素的配分曲线与海水中含氧量之间存在相关性。在氧化的海水中，Ce元素的负异常明显，并且伴随着LREE的亏损；亚缺氧的海水的稀土元素特征表现为Ce的负异常不明显，不存在LREE和MLREE亏损，稀土元素配分曲线为平坦的分布；而缺氧的海水，稀土元素配分曲线会出现一个凸形，即出现MLREE的富集。<br>

华南微生物岩的稀土元素特征反映了其生长在一个缺氧的、碱性的环境，且华南南北两侧古海洋海水中缺氧的程度不同，北部相对更加缺氧。这个特征和微生物岩中发现的介形虫化石反映的古环境一致。通过对不同古地理位置上碳酸盐岩稀土元素的对比，发现在华南南侧，微生物岩和泛大洋的古海水稀土元素特征一致。此外，通过对比地质历史时期微生物岩的稀土元素特征发现，二叠纪-三叠纪之交微生物岩的稀土元素特征与前寒武纪微生物岩更接近，这个特点说明二叠纪-三叠纪之交的海水特征与前寒武纪古海水之间更相似。<br>

通过稳定碳同位素的研究发现，微生物岩内碳同位素的值出现三次明显的梯度减少，微生物岩内碳同位素的平均值大于0.5‰，而在相同层位一般非微生物岩浅海碳酸盐岩中，碳同位素的值小于0.4‰。通过对比二叠纪-三叠纪之交碳同位素的特征，华南北部微生物岩中碳同位素的这些特征可能是由微生物导致碳同位素分馏造成的。<br>

微生物岩中碳同位素和稀土元素的特征可能是海水翻转的证据，在微生物岩剖面碳同位素三次梯度的减少和稀土元素中Ce异常显示出同步变化的特征。海水翻转首先导致缺氧海水中的轻碳和轻硫进入剑浅海，导致碳同位素的减少，在稀土元素上表现为Ce负异常向正正常的逐渐变化；而碱性海水的上涌使得蓝细菌兴盛，从而导致微生物岩的生长，并且微生物岩中的蓝细菌和硫细菌对碳同位素和硫同位素进行分馏作用，因而微生物岩内的碳同位素有一个小的回升，而硫同位素的减少；当混合的海水再次处于缺氧状态时碳同位素再次减少。<br>

微生物岩的地球化学特征可能证实了二叠纪-三叠纪之交海水翻转的假设，碳同位素和牙形石可能是海水从深海向浅海逐渐变化的证据。华南不同位置的微生物岩的地球化学特征，特别是稀土元素特征证实了在二叠纪三叠纪之交，华南南部的南盘江盆地在古地理上应朝向泛大洋，在该区域的微生物岩的地球化学特征反映的古海洋特征可以与泛大洋古海洋对比，而华南北部微生物岩中的地球化学特征可能代表了古特提斯海的海水信息。<br>

华南二叠纪-三叠纪之交钙质微生物岩中的生物组合反映了古海洋在这个时期可能处于缺氧、碱化和盐度较高的环境，微生物岩中的地球化学信息也反映了同样的古海洋特征。微生物岩中生物和地球化学信息的耦合强有力的证实了前人对二叠纪-三叠纪之交古海洋环境的假设。与前寒武纪微生物岩的特征比较发现，二叠纪-三叠纪之交微生物岩的分布特征和地球化学特征与前寒武纪微生物岩有很大的相似性，微生物岩是否是解开前寒武纪古海洋环境的一把钥匙还需要研究者大量的工作。论文对二叠纪-三叠纪之交微生物岩的研究为将来从事二叠纪-三叠纪事件以及微生物岩的研究提供了很好的对比依

据。总之，华南二叠纪末钙质微生物岩的发现对于认识大绝灭后古海洋的环境以及不同生物对地质事件的响应提供了非常宝贵的材料。

## 引证文献(35条)

1. 刘小宁, 马剑英, 孙伟, 崔永琴, 段争虎. 高山植物稳定碳同位素沿海拔梯度响应机制的研究进展[期刊论文]-[山地学报](#) 2010(1)
2. 安成邦, 吉笃学, 董广辉, 王辉, 董惟妙, 贾鑫, 马敏敏. 碳同位素在史前粟黍鉴定中的应用初探[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2010(2)
3. 肖尚斌, 魏宝华, 常宏. 钙结岩记录的古环境变化研究进展[期刊论文]-[三峡大学学报（自然科学版）](#) 2009(4)
4. 马龙, 吴敬禄. 安固里淖湖积物中总有机碳含量及其碳同位素的环境意义[期刊论文]-[自然资源学报](#) 2009(6)
5. 张普, 刘卫国, 鹿化煜, 周卫健, 赵存法. 洛南黄土有机碳同位素组成及其与洛川、西峰黄土对比[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2009(1)
6. 张普, 刘卫国, 周卫健, 武振坤, 宋少华. 黄土塬竖井剖面黄土-古土壤碳同位素记录特征[期刊论文]-[地球化学](#) 2008(5)
7. 王建明, 王建力, 李廷勇. 洞穴石笋  $\delta^{18}O$  与  $\delta^{13}C$  气候意义研究[期刊论文]-[热带地理](#) 2008(5)
8. 罗超, 刘卫国, 彭子成, 杨东, 贺剑峰, 刘桂建, 张彭熹. 新疆罗北洼地湖相沉积物有机碳同位素的变化序列及其古环境意义[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2008(4)
9. 尹秀珍, 万晓樵, 司家亮. 松辽盆地G-12井晚白垩世青山口组沉积时期古湖泊学替代指标分析[期刊论文]-[地质学报](#) 2008(5)
10. 杨明生, 熊邦喜, 杨学芬, 张清顺. 武汉南湖沉积物中水生植物残体及其氮磷分布[期刊论文]-[生态学报](#) 2008(4)
11. 杨明生, 熊邦喜, 杨学芬, 张清顺. 武汉南湖沉积物中水生植物残体及其氮磷分布[期刊论文]-[生态学报](#) 2008(4)
12. 殷树鹏, 张成君, 郭方琴, 李晓丽, 张云. 植物碳同位素组成的环境影响因素及在水分利用效率中的应用[期刊论文]-[同位素](#) 2008(1)
13. 郭兰兰, 冯兆东, 李心清, 刘连友, 王丽霞. 鄂尔多斯高原巴汗淖湖泊记录的全新世气候变化[期刊论文]-[科学通报](#) 2007(5)
14. 苏瑞侠, 孙东怀, 朱照宇, 陈小明. 南海北部造礁珊瑚碳同位素的时空变化及其影响因素[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2007(1)
15. 马剑英, 陈发虎, 夏敦胜, 张慧文. 塔里木盆地荒漠植物与表土碳同位素组成研究[期刊论文]-[冰川冻土](#) 2007(1)
16. CHEN Fahu, RAO Zhiguo, ZHANG Jiawu, JIN Ming, MA Jianying. Variations of organic carbon isotopic composition and its environmental significance during the last glacial on western Chinese Loess Plateau[期刊论文]-[科学通报（英文版）](#) 2006(13)
17. NING Youfeng, LIU Weiguo, AN Zhisheng. Variation of soil  $\Delta \delta^{13}C$  values in Xifeng loess-paleosol sequence and its paleoenvironmental implication[期刊论文]-[科学通报（英文版）](#) 2006(11)
18. 宁有丰, 刘卫国, 安芷生. 甘肃西峰黄土-古土壤剖面的碳酸盐与有机碳的碳同位素差值( $\Delta \delta^{13}C$ )的变化及其古环境意义[期刊论文]-[科学通报](#) 2006(15)
19. 陈发虎, 饶志国, 张家武, 金明, 马剑英. 陇西黄土高原末次冰期有机碳同位素变化及其意义[期刊论文]-[科学通报](#) 2006(11)
20. 王毛兰, 胡春华, 周文斌. 同位素及其在环境科学中的应用[期刊论文]-[安全与环境工程](#) 2006(1)
21. 王丽霞, 李心清, 郭兰兰. 中亚干旱半干旱区C3植物  $\delta^{13}C$  值的分布及其对气候的响应[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2006(6)



22. [马剑英](#), [陈发虎](#), [夏敦胜](#), [金明](#), [赵晖](#) [荒漠植物红砂稳定碳同位素组成的空间分布特征](#)[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2006(6)
23. [王立群](#) [安徽杭埠河流域环境变化的碳沉积记录研究](#)[学位论文]硕士 2006
24. [王立群](#) [安徽杭埠河流域环境变化的碳沉积记录研究](#)[学位论文]硕士 2006
25. [王立群](#) [安徽杭埠河流域环境变化的碳沉积记录研究](#)[学位论文]硕士 2006
26. [饶志国](#), [陈发虎](#), [曹洁](#), [张平中](#), [张平宇](#) [黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与C3/C4植被类型转换研究](#)[期刊论文]-[第四纪研究](#) 2005(1)
27. [林田](#), [郭志刚](#), [杨作升](#) [类脂化合物单体碳稳定同位素在古气候环境研究中的意义](#)[期刊论文]-[地球科学进展](#) 2005(8)
28. [于贵瑞](#), [王绍强](#), [陈泮勤](#), [李庆康](#) [碳同位素技术在土壤碳循环研究中的应用](#)[期刊论文]-[地球科学进展](#) 2005(5)
29. [伍天洪](#) [甲烷碳同位素动力学模型研究及其在鄂尔多斯盆地的应用](#)[学位论文]博士 2005
30. [周斌](#) [晚新生代以来灵台黄土剖面元素碳记录与气候环境变化](#)[学位论文]博士 2005
31. [郭兰兰](#) [鄂尔多斯高原全新世气候与环境变化研究](#)[学位论文]硕士 2005
32. [尚华明](#) [黄河源区寇察湖冰消期以来的湖面变化研究](#)[学位论文]硕士 2005
33. [谢远云](#), [何葵](#), [康春国](#), [李长安](#) [湖泊沉积物有机质碳同位素的气候意义:以江汉平原江陵剖面为例](#)[期刊论文]-[哈尔滨师范大学自然科学学报](#) 2004(5)
34. [刘玉英](#) [吉林西部晚全新世环境演化](#)[学位论文]硕士 2004
35. [汪卫国](#) [蒙古高原北部全新世气候与环境变化研究](#)[学位论文]博士 2004

本文链接: [http://d.g.wanfangdata.com.cn/Periodical\\_dsjy200305002.aspx](http://d.g.wanfangdata.com.cn/Periodical_dsjy200305002.aspx)

授权使用: 兰州大学(lzdx), 授权号: 2a56233f-c63d-4dac-9115-9e5600c76010

下载时间: 2010年12月24日