

广东四会古森林地下生态系统碳同位素组成及其古气候意义

丁平^{①②}, 沈承德^{①③*}, 王宁^{①②}, 易惟熙^①, 丁杏芳^③, 付东坡^③, 刘克新^③

① 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 北京大学核物理与核技术国家重点实验室, 北京 100871

* 联系人, E-mail: cdshen@gig.ac.cn

收稿日期: 2007-09-26; 接受日期: 2008-09-02

国家自然科学基金(批准号: 40231015, 40473002)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422004)、中国科学院知识创新工程(编号: KSCX2-SW-133)和有机地球化学国家重点实验室开放基金(批准号: OGL-200607)资助

摘要 通过研究四会地下古森林沉积剖面总有机碳及细根的碳同位素组成, 揭示珠江三角洲地区在中晚全新世 4.5~0.6 ka BP 期间的气候和地理环境变化特征. 研究表明: 在 4.5~0.6 ka BP 期间, 该地区的主要植被类型为 C₃ 植被. 古森林在 4 ka BP 左右于湿地环境中开始发育, 在 3 ka BP 左右与湿地同时消失, 表明在 3 ka BP 左右该地区的气候可能发生过急剧的变化. 模拟结果显示: 在 3.5~3 ka BP 期间, 该地区大气 CO₂ 浓度上升, 气候有变暖的趋势; 3~1.2 ka BP 期间的地层 ¹⁴C 年代呈现大的跨度, 这可能与新构造运动过程中地层抬升并遭到强烈剥蚀有关. 在 1.2~0.6 ka BP 期间, 该地区为陆相沉积环境, 植被的生物量日渐减少. 古森林的消失可能与在 3 ka BP 左右研究区域气候变干有关, 热带辐合带的南移可能是导致气候变化的主要机制.

关键词

全新世
地下古森林
珠江三角洲
细根
大气 CO₂

研究全新世以来的气候变化特征有助于我们更深刻的了解人类活动与自然因素之间的关系^[1-6]. 目前, 对我国全新世以来气候变化的研究总体上集中在 3 个时段, 即早全新世的升温期、中全新世的暖期和晚全新世的降温期^[7-10]. 全球低纬度湖泊和洞穴沉积物的研究表明^[1,11-13], 在全新世中晚期 3.2~2.7 ka BP 期间, 低纬度地区的降水急剧减少, 气候变得冷干. 该事件可能极大地改变了珠江三角洲地区的生态环境和人类的生产生活方式, 可能是导致这一时期珠江三角洲地区贝丘、沙丘遗址终止的重要原因之一^[6].

四会地区埋藏有大量的古森林, 主要树种为喜水植被水松^[14]. 古森林发育的历史很好地记录了当时气候和地理环境演化的过程, 为我们研究珠江三

角洲地区的古气候和地理环境提供了一条重要的途径. 然而, 目前对古森林的地层年代学及其所揭示的古气候信息的研究仍不多. 李平日等^[14]较早对珠江三角洲地区埋藏的古木做了较为详细的研究, 认为古树的死亡与历史上的小冰期有关. 最近对古森林的研究认为^[15], 人类砍伐可能是古树死亡的原因之一.

本文拟从埋藏古森林沉积剖面总有机碳含量及其碳同位素组成和细根的碳同位素组成来恢复珠江三角洲地区 4.5~0.6 ka BP 期间气候和地理环境的演化历史, 初步探讨 3 ka BP 左右该地区气候和地理环境快速变化的机制及其对人类生产生活方式可能产生的影响.

1 采样地点和实验方法

古森林沉积剖面位于广东省四会市市中的龙甫镇, 珠江三角洲的西北缘, 西、北、绥三江下游, 地理坐标为: 23°22'N, 112°42'E(图 1). 四会地区北部和西部多为山地, 中部多为丘陵与河谷盆地, 南部和东

部多为冲积平原, 属亚热带季风气候, 年平均降雨量为 1800 mm, 年平均气温约 21℃, 植被类型主要为亚热带季风常绿阔叶林.

该沉积剖面厚 4.8 m, 大致可分为 4 层: 粗粉砂质黏土覆盖层(A 层)、细粉砂质黏土过度层(B 层)、

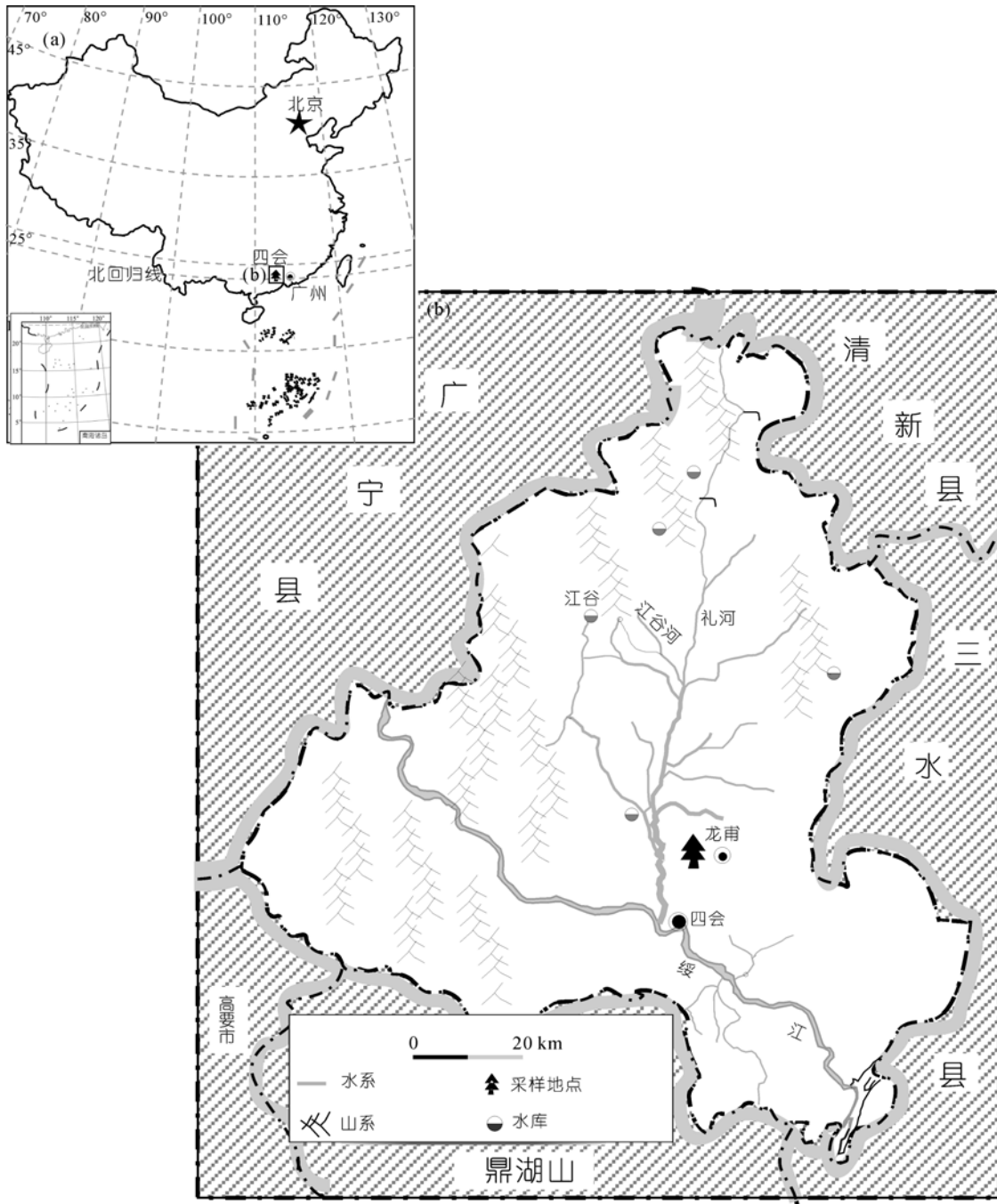


图 1 采样位置示意图

采样点以树木符号表示

腐殖层(C层)和细粉砂质黏土层(D层)(图2), 各层之间水平层理清晰可见. C和D层采样间距为20 cm, A和B层具体采样点的分布如图2所示.

细根样品处理方法见文献[15]. 沉积物和细根样品的前处理过程均在中国科学院广州地球化学研究所¹⁴C-AMS样品制备实验室完成; 制成的CO₂气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 测定在中国科学院地球环境研究所Finigen Model-251型质谱仪完成, 以PDB为标准, 分析误差<0.2‰; 用于¹⁴C分析的石墨靶样品送北京大学加速器质谱(AMS)中心进行¹⁴C年代测定; 沉积物的有机碳含量由本实验室真空系统微气压计测试得出.

2 结果与讨论

2.1 沉积剖面总有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布特征

$\delta^{13}\text{C}$ 值的变化可以揭示植被类型的变化和沉积物中有机碳的分解状况[16,17], 用 $\delta^{13}\text{C}=[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样}}/(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标}}-1]\times 1000$ 表示. 根据光合作途径不同, 植被可分为C₃, C₄和CAM三种类型, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围分别为: -3.4‰~-2.3‰, -2.2‰~-6‰和-20‰~-10‰[18]. 在四会沉积剖面中, 总有机碳 $\delta^{13}\text{C}$

值的分布范围为-25.58‰~-29.85‰, 均位于C₃植被范围, 意味着在4.5~0.6 ka BP期间, 该地区的主要植被类型为C₃植被.

A和B层中总有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度呈指数变化, 变化范围为-28.99‰~-25.58‰(图3), 变化幅度为3.4‰, 表现出由于有机碳分解造成的同位素的分馏. 此外, 植被改变也会造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化, 表现在沉积物中总有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现大的波动[19], 而A和B层中 $\delta^{13}\text{C}$ 值并没有显示出这种波动特征. 因此, A和B层中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值只反映了有机碳的降解程度.

考虑到现代质谱仪的 $\delta^{13}\text{C}$ 测量精度($\pm 0.02\%$)和制样流程误差($\pm 0.2\%$), C层有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本保持不变: -29.04‰~-29.85‰, 表明该层中的有机碳基本上处于未分解状态, 该地在(3813 \pm 31)~(3068 \pm 35) a BP期间保持着还原的沉积环境. D层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与C层相近, 变化范围为-29.5‰~-29.3‰, 意味着该层中的有机碳可能部分来源于C层. A和B层与C层 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布的巨大差异, 表明3 ka BP前后当地的生态环境发生过巨大的改变, 使得原先的生态系统消失.

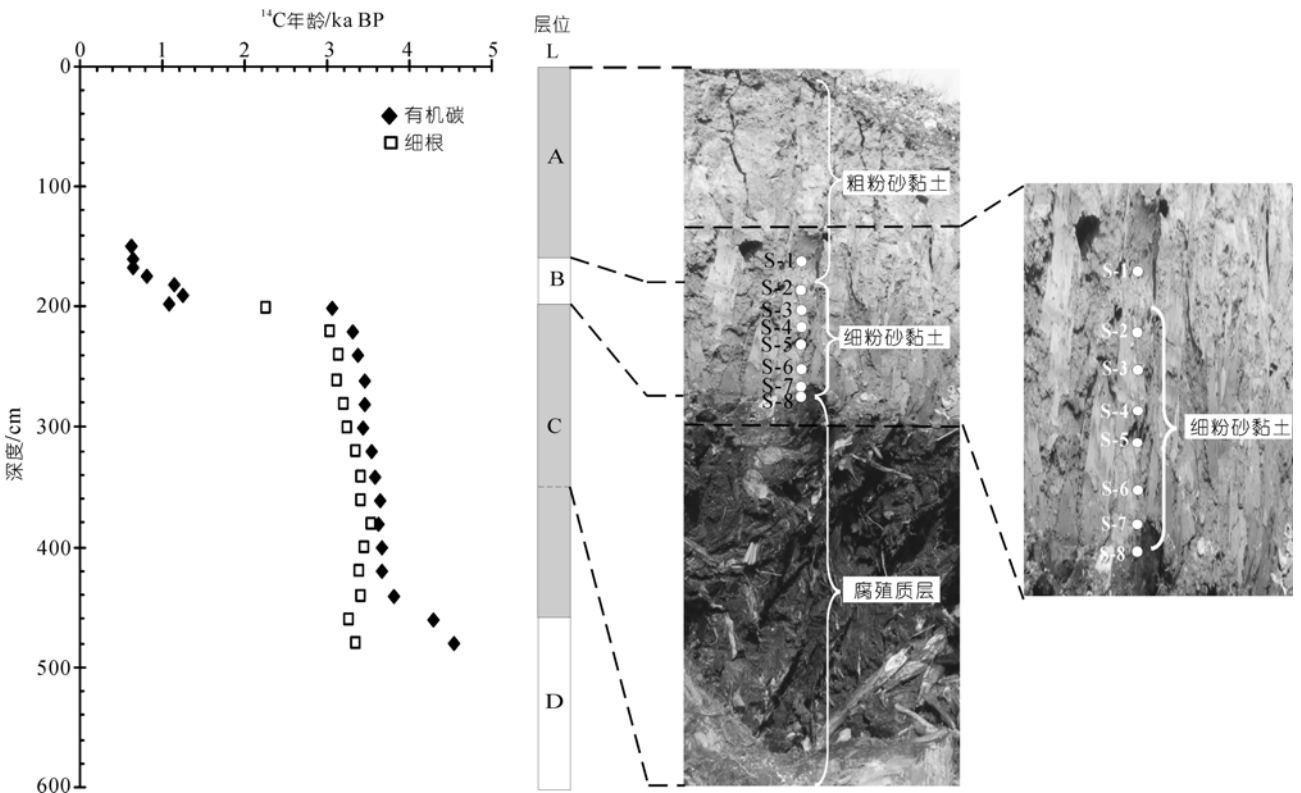


图2 四会沉积剖面中地层年代以及A, B层采样点的分布示意图

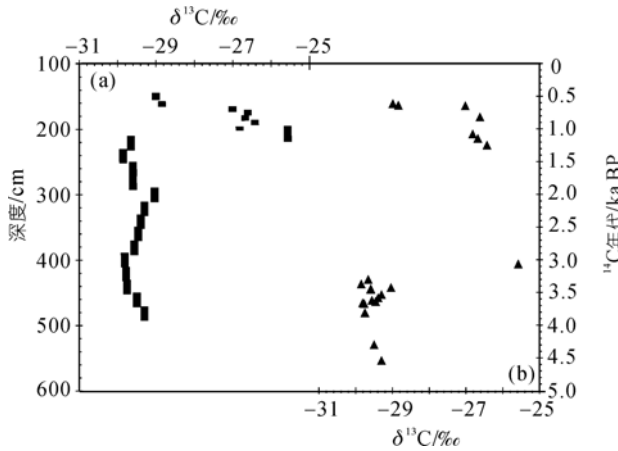


图 3 四会沉积剖面中 $\delta^{13}C$ 值随深度(a)和年代(b)分布特征

2.2 沉积剖面总有机碳(TOC)含量的分布特征

四会沉积剖面的总有机碳含量(TOC)在A层和B层中随年代和深度呈指数增加,变化范围为0.8%~5.5%(图 4(a)和(b)),这与典型土壤剖面中TOC随年代和深度呈指数递减的分布规律完全相反^[20,21],原因可能有两种:其一,由地表植被凋落物进入A和

B 层沉积物中的有机碳越来越少;其二, C 层有机碳向上迁移. 然而, B 层底部与 C 层之间总有机碳 $\delta^{13}C$ 值存在 4‰ 的差异, A 和 B 层中有机碳不可能是由 C 层迁入的. 因此, A 和 B 层总有机碳的分布特征反映了研究区 1.2~0.6 ka BP 期间地表植被发育的疏密变化,即地表植被生物量日趋减少.

C 层为古森林发育层,地层 ^{14}C 年代为(3813±31)~(3068±35) a BP. 该层 TOC 含量随深度和时间波动,变化范围为 33.4%~49.0%,无明显趋势变化,表明该段时间内研究区植被组成及其沉积环境均比较稳定,而且处于相当还原的沉积环境,大部分有机碳保持未分解状态或极轻微分解. 考虑到水松多生长在河涌两岸和湿地环境的生长习性^[22], 此时段研究区极可能为气候温暖湿润的湿地环境.

D 层为古森林发育的基底,对应的地层 ^{14}C 年代为(4544±30)~(3813±31) a BP, 其 TOC 含量从 14.5% 降至 6.7%. 如上文所述, D 层中的有机碳可能部分来源于 C 层, 如此低的 TOC 含量不可能是在湿地环境中形成, 意味着该地区在 4.5~4.2 ka BP 期间并没有

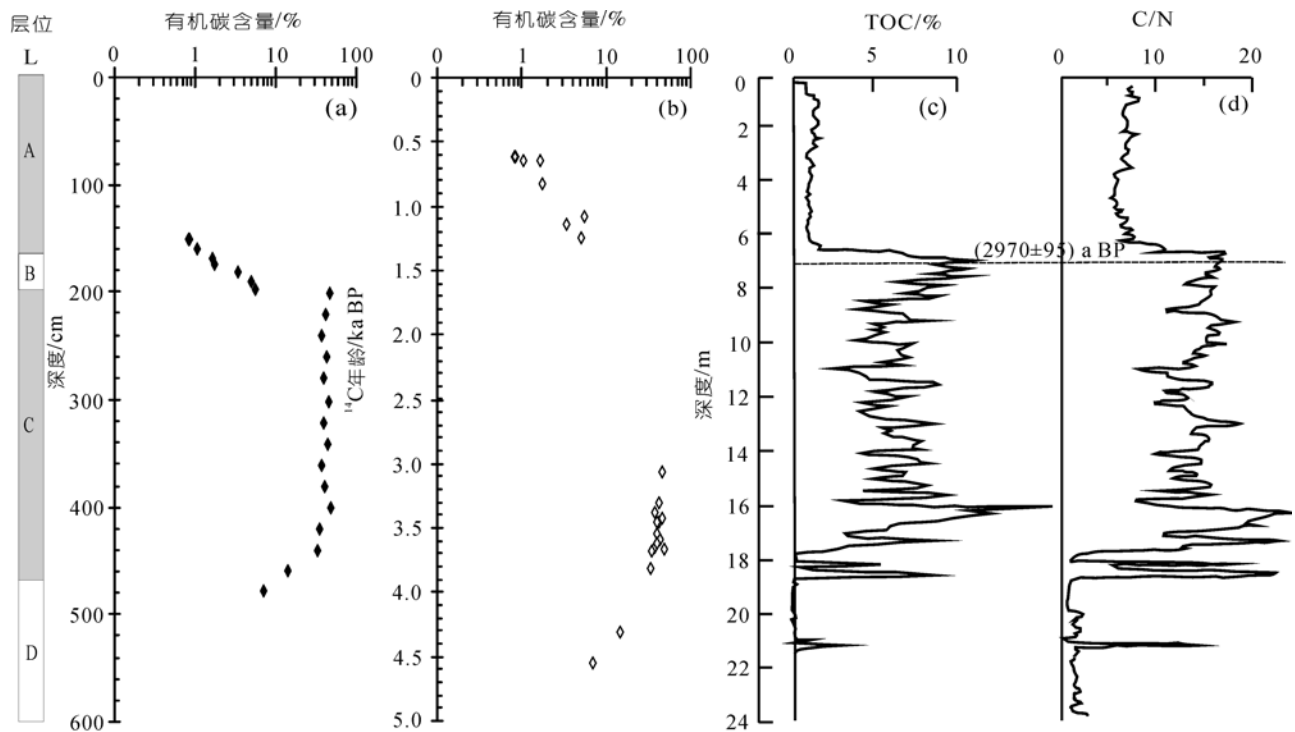


图 4 剖面中总有机碳的分布特征

(a), (b) 四会沉积剖面中有机碳含量随深度和年代的分布; (c), (d) 海南双池玛珥湖沉积物中有机碳含量和碳氮比值随深度的变化曲线^[11]

形成湿地环境, 湿地环境应该始于 4.2~3.8 ka BP 之间。

B层与C层之间沉积物性质存在着明显的变化(图 2), 这种变化在地层 ^{14}C 年代、沉积物 TOC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值上均有明显的反映。该变化清晰的反映了 3 ka BP 前后的生态环境的差异。造成 B 与 C 层之间地层 ^{14}C 年代较大跨度的原因可能与新构造运动有关。四会地区位于新构造运动较为活动的地区, 全新世以来升降运动较为频繁^[23]。当研究区地块被抬升时, 外营力的剥蚀作用加强, 可能造成 $(3068\pm 35)\sim(1250\pm 29)$ a BP 期间的地层缺失。此外, 海南双池玛珥湖沉积物中总有机碳含量及其 C/N 比值(图 4(c)和(d))的研究表明, 在 3 ka BP 左右华南地区的侵蚀作用呈现明显增强趋势^[11]。

2.3 细根记录的 3.5~3 ka BP 期间大气 CO_2 浓度变化特征

全新世气候变化记录有多种载体^[24-28], 其中公认较准确的是冰芯和石笋记录。对于珠江三角洲地区全新世气候变化的研究, 主要集中于湖泊沉积物和珊瑚^[3,10-11], 对树轮的研究还未见报道。

植物的细根可以记录其生长时期的气候信息。作为植物水分和养分吸收的主要器官, 细根中的碳来源于植物体内光合作用产物^[29]。细根生命周期较短, 一般为数天至数月不等, 最长也只有数年^[30-34], 其生物量多集中于枯枝落叶层和 10 cm 以上的矿质土壤表层, 随深度增加呈指数递减^[31,35-37]。细根的 $\delta^{13}\text{C}$ 值不受温度的影响, 主要受大气中 CO_2 浓度和降水的控制, 降水的影响主要表现在细根对水的利用效率上: 高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值代表高的利用效率, 反之亦然^[38]。由于研究区水松生长所处的湿地环境, 细根对水的利用效率受年降水量的影响不明显, 因此水松细根中 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化主要反映了在细根生长期大气 CO_2 气体浓度的变化。

沉积剖面 C 层中保存有大量的水松细根, 色泽、疏密不一。为了保证所挑选细根属于同一个时代, 要选择各层位中位置相同, 色泽最暗, 直径小于 0.5 mm 的细根。测试得到的 $\delta^{13}\text{C}$ 值代表这些细根混合的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 可反映细根生长时期大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值。

四会沉积剖面中细根 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为

-28.60‰~-27.26‰, 平均值为 -27.84‰(图 5(a))。Marshall 等^[39]的研究得出: 植物体 $\delta^{13}\text{C}$ 值($\delta^{13}\text{C}_p$)与大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值($\delta^{13}\text{C}_a$)存在如下关系:

$$\delta^{13}\text{C}_p = \delta^{13}\text{C}_a - a - (b-a)C_i/C_a, \quad (1)$$

其中, a 为大气 CO_2 通过植物叶片气孔时由于扩散导致的分馏系数(4.4‰), b 代表叶片在光合作用固定大气 CO_2 过程中对 ^{13}C 的分馏值(29‰)^[40], C_i/C_a 为植物叶片中 CO_2 浓度(C_i)与大气 CO_2 浓度(C_a)的比值。对于 C_3 植物而言, 大气 CO_2 浓度的变化对 C_i/C_a 值几乎没有影响^[41]。

本模拟采用公式:

$$\delta^{13}\text{C}_L = \delta^{13}\text{C}_{R,A} - 2.0\text{‰}, \quad (2)$$

其中, $\delta^{13}\text{C}_L$ 代表当时水松叶片的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_{R,A}$ 为细根 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值 -27.84‰, 2.0‰ 为针叶类植物叶片和细根之间 ^{13}C 的分馏值^[42]。取当时大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -6.5‰^[27], 将上述参数代入公式(1), 计算得 $C_i/C_a = 0.77$ 。将不同时期细根的 $\delta^{13}\text{C}$ 值代入公式(3):

$$\delta^{13}\text{C}_{R,A} - 2.0\text{‰} = \delta^{13}\text{C}_a - a - 0.77 \times (b-a), \quad (3)$$

计算结果如图 5(b)所示。

Mook 等^[42]和 Keeling 等^[43]研究发现, 现代大气 CO_2 的浓度与大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值具有很好的反相关关系, 由下式表示:

$$[\text{CO}_2] = m / (\delta^{13}\text{C}_a + n), \quad (4)$$

式中 m 为常数, n 为植物叶片 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

本模拟中 $n = \delta^{13}\text{C}_L$, 取值为 -29.84‰; m 值由工业革命前大气 CO_2 的平均浓度 $280 \mu\text{L} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值 -6.5‰ 确定^[44,45], 计算结果为 6535.2。

这种反相关关系同样存在于古大气 CO_2 浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值中。南极 Taylor 冰芯记录显示: 11 ka BP 以来大气 CO_2 浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间呈良好的反相关关系^[27]。这种反相关关系还被成功运用于恢复古大气 CO_2 浓度的研究中, White 等^[24]在研究南美 Estancia Harberton 泥炭时曾利用相似的公式模拟过 14 ka BP 以来的大气 CO_2 浓度变化, 模拟结果与冰芯记录的数值及其变化趋势相一致。

将式(3)的计算结果代入公式(4), 得出 3.5~3 ka BP 期间大气 CO_2 浓度变化曲线如图 5(c)中 C 所示。作为对比, 公式(5)和(6)分别为 Keeling 等^[43]和 Amundson 等^[46]在研究现代大气 CO_2 浓度与 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间关系时得出的经验公式:

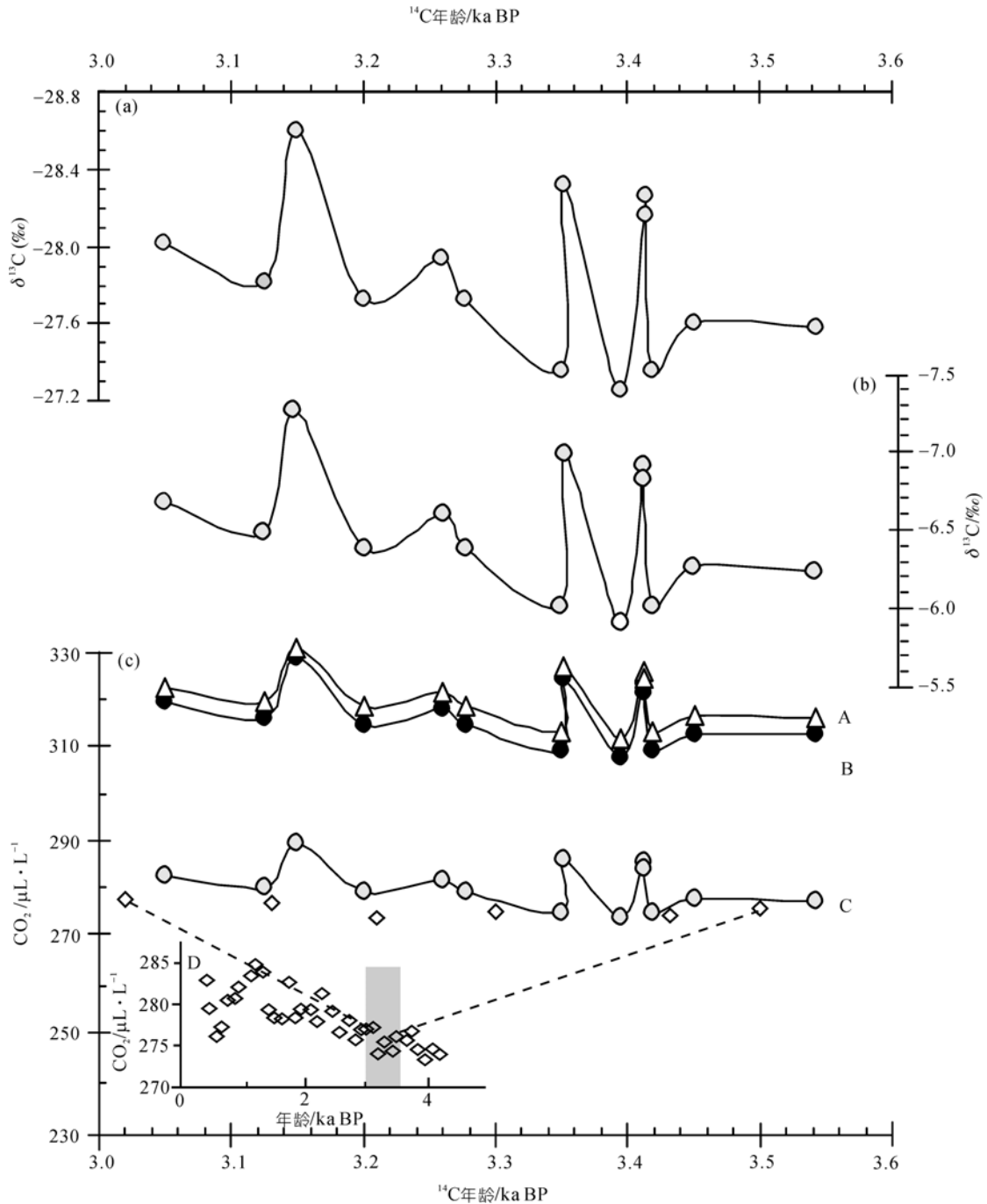


图 5 在 3.5~3.0 ka BP 期间, 剖面中细根的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与模拟的大气 CO_2 浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值

(a) 细根 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度变化曲线; (b) 模拟的当时大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值; (c) 3 种方法模拟的当时大气 CO_2 浓度曲线和南极冰芯记录, 其中 A, B, C 分别为公式 (5), (6) 和 (4) 的模拟曲线, D 为南极 Taylor Dome 冰芯中记录的大气 CO_2 浓度曲线^[27]. 曲线 C 中 \diamond 为曲线 D 阴影部分数据点

$$\delta^{13}\text{C}_a = -26.54 + 6346 / [\text{CO}_2], \quad (5)$$

$$\delta^{13}\text{C}_a = -28.773 + 7128.5 \times 1 / [\text{CO}_2], \quad (6)$$

模拟结果见图 5(c) 中 A, B.

模拟结果表明, 在 3.5~3 ka BP 期间, 大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值略微降低, 浓度有所上升, 意味着气候有逐渐变暖的趋势. 这与南极 Taylor Dome 冰芯中 CO_2

的浓度记录(图 5(c)中 D)具有一致性。

3 3 ka BP 左右气候变化及其对人类活动的影响

研究区 3 ka BP 前后的气候和地理环境特征明显不同: 在 4~3 ka BP 期间, 研究区为湿地环境, 被以喜水的水松为主的森林所覆盖, 气候有逐渐变暖趋势; 而在 3 ka BP 左右, 湿地消失, 古森林发育终止, 说明此时该地区的地理环境可能变干。造成干旱化的原因可能与 3 ka BP 左右气候变化和新构造运动有关。同时期全球低纬度地区湖泊沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 及孢粉等古气候资料表明, 在 3 ka BP 左右气候出现急剧的变化^[3,11,12,47]。Haug 等^[48]在研究南美州 Cariaco Basin 时发现, 在 3 ka BP 左右, 该地区的降水急剧减少。董哥窟石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也同样记录了该时期降水减少, 东亚夏季风减弱^[49]。在距离研究区不远的湛江湖光岩玛珥湖中, 沉积物中 Ti 的含量变化清楚的反映了 3 ka BP 左右冬季风显著增强^[3]。与此同时, 厄尔尼诺活动的周期性和振幅强度明显增强, 对气候的影响显著增加^[50]。地下古森林与湿地很可能正是在全球气候急剧变化的背景下消失的。虽然新构造运动的抬升也可以造成该地区的水文状况变化, 但是古森林得以保存至今取决于其死亡后迅速被埋藏, 如果由抬升运动导致该地区变干, 则古森林不可能被迅速掩埋。因此古森林的消失很可能与气候变化有关。

对于全新世 3 ka BP 左右气候变化的动力机制, 目前认为主要的驱动因素有季风^[51]、厄尔尼诺-南方涛动活动(ENSO)^[52]、北大西洋环流^[53]以及热带辐合带(ITCZ)的年平均位置^[3,48]。在东亚, 这种变化可能与 ITCZ 年平均位置的南移有关。当 ITCZ 南移时, 夏

季风减弱, 冬季风增强, 北半球的气温变冷干, 反之, ITCZ 北移则会导致北半球变暖。ITCZ 的南移还会导致 ENSO 活动的增加^[48]。这些都与上文所述该地区 3 ka BP 左右的气候变化特征相符。因此, ITCZ 的南移可能是导致该地区气候变化的重要原因。

气候变化可能极大地改变了人们的生产生活方式。伴随着气候变化, 该地区的海平面也逐渐降低^[54,55], 传统的采集和渔业生活方式已经满足不了生活需求, 农业特别是水稻的种植在此时期大面积发展^[4], 也可能正是这种原因使得珠江三角洲地区人类贝丘和沙丘遗址在 3 ka BP 左右普遍消失^[6]。

4 结论

(1) 四会地下古森林发育始于 4 ka BP 左右, 于 3 ka BP 左右消失。在此期间, 该地区为湿地环境, 气候温暖湿润且波动不大。

(2) 剖面中总有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布特征表明: 在 4.5~0.6 ka BP 之间, 该地区的植被主要类型为 C_3 植物。C 层有机碳处于未分解状态或极少量分解。在 1.2~0.6 ka BP 期间, 该地区地表植被生物量逐渐减少。

(3) 对大气 CO_2 浓度的模拟结果表明: 在 3.5~3 ka BP 期间, 大气 CO_2 浓度略微上升, 与南极冰芯中的记录一致, 意味着此时段内气候有逐渐变暖的趋势。

(4) 古森林与湿地同时消失的事件, 可能与 3 ka BP 左右该地区的气候环境急剧变干有关。ITCZ 位置的南移可能是造成 3 ka BP 左右该地区气候变化的主要因素。

致谢 在本工作野外采样过程中, 得到了广东省科学院广州地理研究所李平日研究员和谭惠忠高级工程师的指导和帮助, 评审人提出建设性意见, 在此表示感谢。

参考文献

- Hodell D A, Curtis J H, Brenner M, et al. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*, 1995, 375: 391—394^[DOI]
- 郑卓, 邓韞, 张华, 等. 华南沿海热带-亚热带地区全新世环境变化与人类活动的关系. *第四纪研究*, 2004, 24: 387—393
- Yancheva G, Norbert N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*,

- 2007, 445: 74—77[DOI]
- 4 Weng Q. Human-environment interactions in agricultural land use in a South China's wetland region: a study on the Zhujiang Delta in the Holocene. *Geol J*, 2000, 51: 191—202
 - 5 方修琦, 章文波, 张兰生. 全新世暖期我国土地利用的格局及其意义. *自然资源学报*, 1998, 13(1): 16—22
 - 6 黄光庆. 珠江三角洲新石器考古文化与古地理环境. *地理学报*, 1996, 51(6): 508—517
 - 7 温孝胜, 彭子成, 赵焕庭. 中国全新世气候演化研究的进展. *地球科学进展*, 1999, 14: 292—298
 - 8 何元庆, 姚檀栋, 沈永平, 等. 冰芯与其它记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 11—18
 - 9 姚檀栋, 杨志红, 皇翠兰, 等. 近 2 ka 来高分辨率的连续气候环境变化记录——古里雅冰芯近 2 ka 记录初步研究. *科学通报*, 1996, 41(12): 1103—1106
 - 10 余克服, 刘东生, 沈承德, 等. 雷州半岛全新世高温期珊瑚生长所揭示的环境突变事件. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(2): 149—157
 - 11 郑卓, 王建华, 王斌, 等. 海南双池玛珥湖全新世高分辨率环境记录. *科学通报*, 2003, 48(3): 282—286
 - 12 Hodell D A, Curtis J H, Jones G A, et al. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10500 years. *Nature*, 1991, 352: 790—793[DOI]
 - 13 Zhu X Y, Zhang M L, Lin Y S, et al. Carbon isotopic records from stalagmites and the signification of paleo-ecological enviroment in the area of Guangxi-Guizhou, China. *Environ Geol*, 2006, 51: 267—273[DOI]
 - 14 李平日, 崔海亭, 谭惠忠, 等. 广东全新世埋藏树木研究. *热带地理*, 2001, 21(3): 195—197
 - 15 丁平, 沈承德, 易惟熙, 等. 广东四会古森林地下生态系统 ^{14}C 地层年代学研究. *第四纪研究*, 2007, 27(4): 492—498
 - 16 Davidson G R. The stable isotopic composition and measurement of carbon in soil CO_2 . *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 2485—2489[DOI]
 - 17 Bird M I, Chivas A R, Head J A. Latitudinal gradient in carbon turnover times in forest soils. *Nature*, 1996, 381: 143—146[DOI]
 - 18 Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J-Ch, eds. *Handbook of Environment Isotope Geochemistry 1: The Terrestrial Environment*. Amsterdam: Elsevier Science, 1980. 329—406
 - 19 Chen Q Q, Shen C D, Sun Y M, et al. Spatial and temporal distribution of carbon isotopes in soil organic matter at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China. *Plant Soil*, 2005, 273: 115—128[DOI]
 - 20 Shen C D, Beer J, Ivy-Ochs S, et al. ^{10}Be , ^{14}C distribution, and soil production rate in a soil profile of a grassland slope Heshan hilly land, Guangdong. *Radiocarbon*, 2004, 46: 445—454
 - 21 沈承德, 易惟熙, 孙彦敏, 等. 鼎湖山森林土壤 ^{14}C 表观年龄及 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征. *第四纪研究*, 2000, 20(4): 335—344
 - 22 李发根, 夏念和. 水松地理分布及其濒危原因. *热带亚热带植物学报*, 2004, 12: 13—20
 - 23 陈伟光, 魏柏林, 赵红梅, 等. 珠江三角洲地区新构造运动. *华南地震*, 2002, 1: 8—18
 - 24 White J W C, Ciais P, Figge R A, et al. A high-resolution record of atmospheric CO_2 content from carbon isotopes in peat. *Nature*, 1994, 367: 153—156[DOI]
 - 25 Marino B D, McElroy M B. Isotopic composition of atmospheric CO_2 inferred from carbon in C_4 plant cellulose. *Nature*, 1991, 349: 127—131[DOI]
 - 26 Archer D, Maier-Reimer E. Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO_2 concentration. *Nature*, 1994, 367: 260—264[DOI]
 - 27 Indermühle A, Stocker T F, Joos F, et al. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 1999, 398: 121—126[DOI]
 - 28 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cava, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348[DOI]
 - 29 Hobbie E A, Tingey D T. Contributions of current year photosynthate to fine roots estimated using a ^{13}C -depleted CO_2 source. *Plant Soil*, 2002, 247: 233—242[DOI]
 - 30 单建平, 陶大立. 国外对树木细根的研究动态. *生态学杂志*, 1992, 11(4): 46—49
 - 31 张小全, 吴可红. 森林细根生产和周转研究. *林业科学*, 2001, 37(3): 126—138
 - 32 Majdi H, Pregitzer K, Morén A S, et al. Measuring fine root turnover in forest ecosystems. *Plant Soil*, 2005, 276: 1—8[DOI]
 - 33 Baddeley J A, Watson C A. Influences of root diameter, tree age, soil depth and season on fine root survivorship in *Prunus avium*. *Plant Soil*, 2005, 276: 15—22[DOI]
 - 34 Black K E, Harbron C G. Differences in root longevity of some tree species. *Tree Physiol*, 1998, 18: 259—264

- 35 Burke M K, Raynal D J. Fine root growth phenology, production, and turnover in a northern hardwood forest ecosystem. *Plant Soil*, 1994, 162: 135—146[DOI]
- 36 Majdi H, Persson H. Spatial distribution of fine roots, rhizosphere and bulk-soil chemistry in an acidified Picea abies. *Scandinavian J Forest Res*, 1993, 8: 147—155[DOI]
- 37 温达志, 魏平, 孔国辉, 等. 鼎湖山南亚热带森林细根生产力与周转. *植物生态学报*, 1999, 23(4): 361—369
- 38 Farquhar G D, Ehleringer J R. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu Rev Plant Physiol Plant Mol Biol*, 1989, 40: 503—537[DOI]
- 39 Marshall J D, Monserud R A. Homeostatic gas-exchange parameters inferred from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in tree rings of conifers. *Oecologia*, 1996, 105: 13—21[DOI]
- 40 Roeske C A, O'Leary M H. Carbon isotope effect on carboxylation of ribulose biphosphate catalyzed by ribulose biphosphate carboxylase from *Rhodospirillum rubrum*. *Biochemistry*, 1985, 24: 1603—1607[DOI]
- 41 Polley H W, Johnson H B. Increase in C_3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO_2 concentration. *Nature*, 1993, 361: 61—64[DOI]
- 42 Mook W G, Koopmans M, Carter A F. Seasonal, latitudinal, and secular variation in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide. *J Geophys Res*, 1983, 88: 10915—10933[DOI]
- 43 Keeling C D, Mink W G. Recent trends in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 1979, 277: 121—122[DOI]
- 44 Neftel A, Moor R, Oeschger H, et al. Evidence from polar ice for the increase in atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature*, 1985, 315: 45—47[DOI]
- 45 Friedli H, Löffler H, Oeschger H, et al. Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature*, 1986, 324: 237—238[DOI]
- 46 Amundson R, Stern L, Baisden T, et al. The isotopic composition of soil and soil-respired CO_2 . *Geoderma*, 1998, 82: 83—114[DOI]
- 47 Stott L, Cannariato K, Thunell R, et al. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*, 2004, 431: 56—59[DOI]
- 48 Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, 293: 1731—1753
- 49 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71—86[DOI]
- 50 Donders T H, Cremer F W, Visscher H. Integration of proxy data and model scenarios for the mid-Holocene onset of modern ENSO variability. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 571—579[DOI]
- 51 Lamb H F, Gasse F, Benkaddour A, et al. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, 1995, 373: 134—137[DOI]
- 52 Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 2002, 420: 162—165[DOI]
- 53 Street-Perrott F A, Perrott R A. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature*, 1990, 343: 607—612[DOI]
- 54 方国祥, 李平日, 黄光庆. 珠江三角洲 8000 年来海平面变化. *地理研究*, 1991, 10(4): 1—11
- 55 Zong Y Q. Mid-Holocene sea-level highstand along the Southeast Coast of China. *Quat Int*, 2004, 117: 55—67[DOI]