

## 末次冰期以来雷州半岛北部 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度变化及其驱动因素\*

薛积彬, 钟 巍, 曹家元, 欧阳军  
(华南师范大学地理科学学院, 广州 510631)

**摘要:** 末次冰期以来陆地植被中 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度变化及其驱动因素是当前古生态古气候研究中的重要内容. 本文利用雷州半岛北部下录和屋山两处泥炭沉积有机碳同位素组成 ( $\delta^{13}C_{org}$ ) 重建了该区域末次冰期以来 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度演化历史, 并探讨了其可能的驱动因素. 结果表明, 在 MIS-3 阶段初期, 屋山地区的植被以 C<sub>3</sub> 和 C<sub>4</sub> 混合植被为主, 在此后的 MIS-3 阶段绝大部分时期, 下录和屋山地区的植被主要为 C<sub>3</sub> 植被, 在个别时段 C<sub>4</sub> 植物也曾一度有所扩张; 在 MIS-2 阶段, 下录地区 C<sub>3</sub> 植物含量显著降低, 区域植被以 C<sub>4</sub> 植物为主; 在全新世初期, 下录地区的 C<sub>3</sub> 植物含量呈现出增加趋势, 气候环境变得有利于 C<sub>3</sub> 植物生长. 对比研究表明, 由于在末次冰期乃至冰期最盛期阶段, 雷州半岛地区的气温下降幅度可能仅在 5~8℃ 左右, 温度足以满足 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物的生长需要, 从而使得受东亚夏季风强度直接影响的降水增多或减少成为控制本区域 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度变化的主导因素. 此外, 大气 CO<sub>2</sub> 浓度可能对该地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度变化也具有一定的影响.

**关键词:** C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度; 有机碳同位素; 驱动因素; 末次冰期; 雷州半岛

## Variations and driving forces of the relative abundance of C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> plants in the northern Leizhou Peninsula since the Last Glacial Age

XUE Jibin, ZHONG Wei, CAO Jiayuan & OUYANG Jun  
(School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, P. R. China)

**Abstract:** The relative abundance of C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> plants since the Last Glacial Age and its possible driving mechanisms are the key contents in the fields of paleoecology and paleoclimate research. Here we present a new organic carbon isotope ( $\delta^{13}C_{org}$ ) time series of peat sediments, spanning from 61000 cal a B. P. to 10000 cal a B. P., derived from the northern Leizhou Peninsula. To better understand the past vegetation responses to the climatic and environmental changes, we estimated the relative abundance of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants using the  $\delta^{13}C_{org}$  records and compared them with other climatic records. The estimated results indicate that the vegetations in the study region were mainly composed of mixture of both C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants in the early stage of MIS-3. During the rest of the MIS-3, C<sub>3</sub> plants were dominant, although C<sub>4</sub> plants expanded to a certain extent during certain periods. During the MIS-2, the relative abundance of C<sub>3</sub> plants decreased significantly and C<sub>4</sub> plants expanded greatly. At the beginning of the Holocene, the proportion of C<sub>3</sub> plants seemed to increase gradually. Variations of the relative abundance of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants in the northern Leizhou Peninsula was similar to the pattern of East Asian monsoon intensity reconstructed from the stalagmites records, suggesting that the East Asian monsoon intensity accompanied with the changes in monsoonal precipitations exerted a very strong control on the relative abundance of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants. It is likely that the temperature threshold, which is normally an important factor in high latitudes, may be less important in influencing the relative abundance of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants in tropical southern China. The atmospheric CO<sub>2</sub> concentration may also partly superimpose some influences on the variations of relative abundance of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants at orbital scale.

**Keywords:** Relative abundance of C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> plants; organic carbon isotope; forcing mechanisms; Last Glacial Age; Leizhou Peninsula

\* 国家自然科学基金项目(41101185, 41071137)、教育部高等学校博士学科点专项科研基金项目(20114407120005)、广东省自然科学基金项目(S2011010003413)和广东省高层次人才项目(2011)联合资助. 2013-04-01 收稿; 2013-10-21 收修稿稿. 薛积彬(1977~), 男, 博士, 副研究员; E-mail: jbxue@senu.edu.cn.

植被是陆地生态系统的重要组成部分,其生长变化能够对全球碳循环以及气候变化产生深刻影响.根据植物光合作用途径的差异,通常将陆生植物分成 C<sub>3</sub>、C<sub>4</sub>和 CAM 3 类<sup>[1]</sup>,不同类型植物光合作用中在光强及温度上的差异造成了它们一系列生理上的不同,体现在植物体碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}$ )上存在显著差异.对于 CAM 植物而言,其  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围较大(-28‰~-11‰),但其生长优势仅体现在能在极度干旱的条件下进行光合作用(如沙漠地区的仙人掌类植物),因此在古生态古气候研究中远不如 C<sub>3</sub>和 C<sub>4</sub>植物那样受到更多的关注. C<sub>3</sub>植物包括所有的木本植物和绝大部分分布于温带以及高寒湿润地区的草本植物,而 C<sub>4</sub>植物则全部为草本植物,是现在热带和亚热带草原以及大部分温带草原的优势植被.对于 C<sub>3</sub>和 C<sub>4</sub>植物喜好的生长环境,目前被普遍认可的观点<sup>[2-3]</sup>大致为,C<sub>3</sub>植物在低温、湿润和较高大气 CO<sub>2</sub>浓度的环境条件下具有较好的生长优势,其  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围通常为 -37‰~-20‰,尤以 -27‰左右出现的频率为最高;相对而言,C<sub>4</sub>植物则在具有较高气温、较低湿度和较低 CO<sub>2</sub>浓度的环境条件下更具生长优势,其  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围介于 -20‰~-9‰之间,尤以 -13‰左右出现的频率为最高.由于植物体在死亡之后的埋藏、沉积过程中,很少或者几乎不会发生明显的碳同位素分馏过程,因此,沉积物中的有机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )已经被广泛用来重建地质历史时期 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度演化过程<sup>[4-8]</sup>.然而,许多研究发现,全球不同区域地质历史时期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化及其驱动机制并不存在统一模式,特别是在 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度的驱动机制方面,大气 CO<sub>2</sub>浓度驱动<sup>[5]</sup>、区域气候(主要是温度和降水)驱动<sup>[6-8]</sup>以及大气 CO<sub>2</sub>浓度和区域气候共同作用<sup>[9-10]</sup>等诸多观点陆续被提出来.尽管越来越多的研究者认同气候因素而不是大气 CO<sub>2</sub>浓度是 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化的最主要驱动因素,但是对于某一具体研究区域来说,到底气温和降水哪一个是最主要的驱动因素仍然存在不同认识<sup>[11]</sup>.国内学者在利用黄土沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 重建黄土高原地区地质历史时期的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化及其驱动机制方面也开展了一些研究工作<sup>[12-14]</sup>,大多认为末次冰期以来的夏季风强度、温度和降水量变化等因素可能对该区域 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化具有不同的控制作用.然而迄今为止,对我国南方地区末次冰期以来 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化历史及其驱动机制方面的了解仍然知之甚少,主要原因可能在于该地区缺乏良好的陆相沉积材料和受到<sup>14</sup>C测年技术的局限(测年上限<5万年).

近年来本课题组通过开展广泛的野外调查发现,南岭及其以南地区分布了多处晚更新世晚期以来形成的泥炭沉积,并开展了一些研究工作<sup>[15-17]</sup>.本文通过对雷州半岛北部下录和屋山两地的泥炭沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的研究,探讨了该地区末次冰期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化历史及其可能的驱动因素,从而为更好地理解全球不同区域地质历史时期植被变迁与气候环境变化之间的关系及其机制提供依据.

## 1 材料与方法

雷州半岛地处我国热带北缘与亚热带间的气候过渡区,植被主要为半常绿季雨林,年均气温约 23℃,年均降水量约 1600 mm,干湿季分明,夏季主要受西太平洋东南季风影响盛行东南风,并在一定程度上也会受到西南季风的影响,冬季则受西伯利亚-蒙古高压影响以偏北风为主.2006年12月,在下录(XL)和屋山(WS)两处泥炭发育较好的地点分别钻取了多根 2 m 左右长度的岩芯(图 1),重点对其中的 XL02 孔(21°18'N, 109°49'E)和 WS02 孔(21°13'N, 110°22'E)开展了<sup>14</sup>C年代学和气候代用指标分析<sup>[16]</sup>.XL02孔长度为 210 cm,WS02孔长度为 240 cm,两根岩芯除去上部 20~40 cm 不等的耕作层之外,主要由连续的泥炭沉积构成,且在不同的深度部位夹杂少量的植物残体.为了获得尽可能精确的年代序列,在前期工作基础上,最近对上述两根岩芯又分别补测了多个<sup>14</sup>C加速器质谱测年(AMS<sup>14</sup>C),并以 2 cm 的间距按标准程序进行了样品的有机碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )分析. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 测定步骤如下:称取一定量(约 3 g)的样品放入 250 ml 的烧杯中,加入 10 ml 5%浓度的稀盐酸以去除样品中可能含有的痕量碳酸盐(实际上样品中几乎不含碳酸盐),之后用蒸馏水反复清洗多次并静置一夜;将烧杯中上层清水抽掉后的剩余物在 50℃条件下烘干并研磨过筛(60目),然后称取约 30 mg 样品在流动氧条件下 900℃高温加热,生成的 CO<sub>2</sub>气体经纯化后通过 MAT-253 质谱仪进行碳同位素测定.所有样品的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 测定在中国科学院兰州地质研究所完成,测量精度为 ±0.1‰,测试结果均为相对于 V-PDB 标准.本文主要研究目的是结合补测的 AMS<sup>14</sup>C 年龄重新调校原有年代框架,然后重点利用  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 结果来重建雷州半岛北部地区末次冰期以来 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度的演化历史,并探讨其可能的驱动因素.

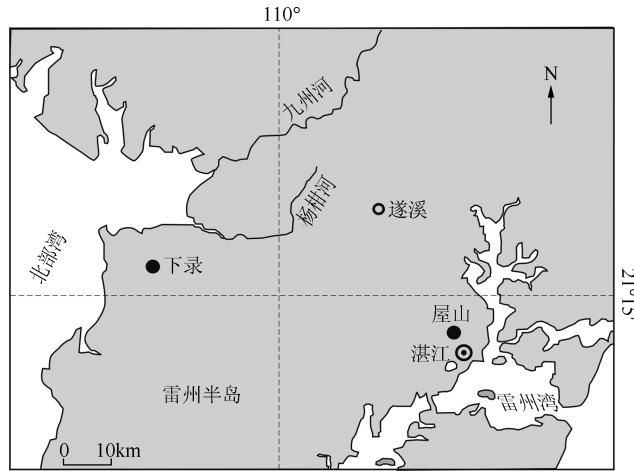


图1 雷州半岛北部样点分布

Fig. 1 Location of the sampling sites in northern Leiqiu Peninsula

## 2 结果

### 2.1 $^{14}\text{C}$ 年代

前期工作中曾对 XL02 孔和 WS02 孔分别采集了 5 个年代样品,由兰州大学西部环境教育部重点实验室使用常规 $^{14}\text{C}$ 方法进行了年代测定(半衰期采用 5568 a). 近期对上述两根钻孔分别补测了多个 AMS  $^{14}\text{C}$  年代,由兰州大学和北京大学共同完成,年代测试结果列于表 1. 利用英国牛津大学 $^{14}\text{C}$ 年代学实验室 OxCal 4.1  $^{14}\text{C}$ 年代在线校正程序(<http://c14.arch.ox.ac.uk>)<sup>[18-19]</sup>对已有的和新获得的 $^{14}\text{C}$ 年代数据统一进行了校正,并直接根据 OxCal 4.1 程序所建的年代框架获得 2 cm 间距下的年代序列(图 2). 由于 $^{14}\text{C}$ 测年本身存在一定误差,本文在重建新的年代序列时舍弃了先前工作<sup>[16]</sup>中 2 个旧的常规 $^{14}\text{C}$ 年代数据(即 LUG06-22 和 LUG06-18). 原因在于,LUG06-22 和 LAMS0741 两个年龄在实验允许的误差范围内实际上是一致的(表 1),大致为 25400 a B. P. 前后,考虑到 LAMS0741 为 AMS  $^{14}\text{C}$  年龄,其样品取样间距(1 cm)和年龄误差( $\pm 135$  a B. P.) 都较之前获得的 LUG06-22 年龄(取样间距 10 cm, 年龄误差范围为  $\pm 390$  a B. P.) 有了很大的进步,故此,本文在重建 XL02 孔年代序列时采用了更为可靠的 LAMS0741 年龄. 另外,在重建 WS02 孔年代序列时,由于 LUG06-17 和 LUG06-18 两个年龄在实验允许的误差范围内也基本上是一致的,约为 41500 a B. P. 前后,且上述 2 个年龄均已接近 $^{14}\text{C}$ 测年的上限,基于地层越老年代也应该越老的原则,在这 2 个年代结果没能充分地反映出与地层层序相应的年龄顺序的情况下,舍弃了更靠近底部的 LUG06-18 年龄. 最终,通过 OxCal 4.1 程序获得的年代序列显示,XL02 孔沉积的形成时段约为 10000—40970 cal a B. P., WS02 孔沉积的形成时段约为 27400—60120 cal a B. P.. 通过与具有精确年代控制的南京葫芦洞石笋记录<sup>[20]</sup>的对比显示,新建年代序列的可靠性得到了进一步提高,能更为准确地反映该地区末次冰期以来的古气候环境演变信息.

### 2.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\text{C}_3/\text{C}_4$ 植物相对丰度

分析结果显示,2 个钻孔沉积物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  具有非常相近的变化范围(图 3),其中,XL02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  变化范围为  $-29.80\text{‰} \sim -17.04\text{‰}$ ,平均值为  $-25.28\text{‰}$ ; WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  变化范围为  $-30.34\text{‰} \sim -19.18\text{‰}$ ,平均值为  $-25.81\text{‰}$ . XL02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录显示,在 40970—18000 cal a B. P. 期间, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  总体上呈现出逐渐偏重的变化趋势;在 18000—12000 cal a B. P. 期间达到整个研究时段的持续高值阶段,特别是在 16000 cal a B. P. 前后达到整个研究时段的最高值,自 12000 cal a B. P. 以来, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  呈现出逐渐偏负的变化趋势. 由 WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  曲线可以看出,在 60120—40000 cal a B. P. 期间,WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  表现出一定的偏负趋势,而在 40000—27000 cal a B. P. 期间,其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  则表现出一定的偏重趋势;总体上,在 56000—30000 cal a B. P. 期间,其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  波动较为平缓,为整个研究时段的持续低值阶段(图 3). 另外,从 2 个钻孔的重叠时段(约为 40000—

27000 cal a B. P.) 来看, 尽管 WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  曲线波动幅度较 XL02 孔略为平缓, 但是 2 个钻孔的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  波动趋势仍然表现出了良好的对应关系: 两个钻孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  的变化范围为  $-30.34\text{‰} \sim -22.80\text{‰}$ , 两者在细节变化上基本是吻合的, 且都从 40000 cal a B. P. 前后  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  显示出了逐渐偏重的趋势. 下录和屋山 2 个钻孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  间良好的对应关系表明, 下录和屋山两地泥炭沉积的形成应该具有非常相似的区域气候环境变化背景.

表 1 XL02 孔和 WS02 孔  $^{14}\text{C}$  年代测定结果

Tab. 1 List of radiocarbon dates for XL02 and WS02 cores peat sequences

钻孔	实验室编号	深度/cm	$^{14}\text{C}$ 年代/a B. P.	校正年代/ $1\sigma$ , cal a B. P.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}/\text{‰}$	测年材料	测年方法
XL02 孔	LUG06-20	50 ~ 60	10789 ± 106	12880—12623	—	全样	常规
	LAMS0728	65 ~ 66	14000 ± 55	17144—16919	-24.4	植物残体	AMS
	LUG06-21	70 ~ 80	17822 ± 151	21395—20537	—	全样	常规
	LUG06-22	100 ~ 110	25278 ± 390	(舍弃)	—	全样	常规
	LAMS0741	120 ~ 121	25585 ± 135	30704—30360	-36.77	植物残体	AMS
	LUG06-23	130 ~ 140	29930 ± 351	33745—33285	—	全样	常规
	LUG06-24	200 ~ 210	35924 ± 398	41981—41382	—	全样	常规
WS02 孔	LUG06-15	40 ~ 50	25278 ± 209	30870—30314	—	全样	常规
	LAMS0740	80 ~ 81	37080 ± 310	40561—40423	-35.41	植物残体	AMS
	LUG06-16	110 ~ 120	38301 ± 375	42714—42350	—	全样	常规
	LAMS0729	130 ~ 131	40160 ± 330	43954—43566	-27.37	植物残体	AMS
	LUG06-17	140 ~ 150	41290 ± 372	45036—44669	—	全样	常规
	LUG06-18	190 ~ 200	41686 ± 361	(舍弃)	—	全样	常规
	LUG06-19	220 ~ 230	>45000	—	—	全样	常规

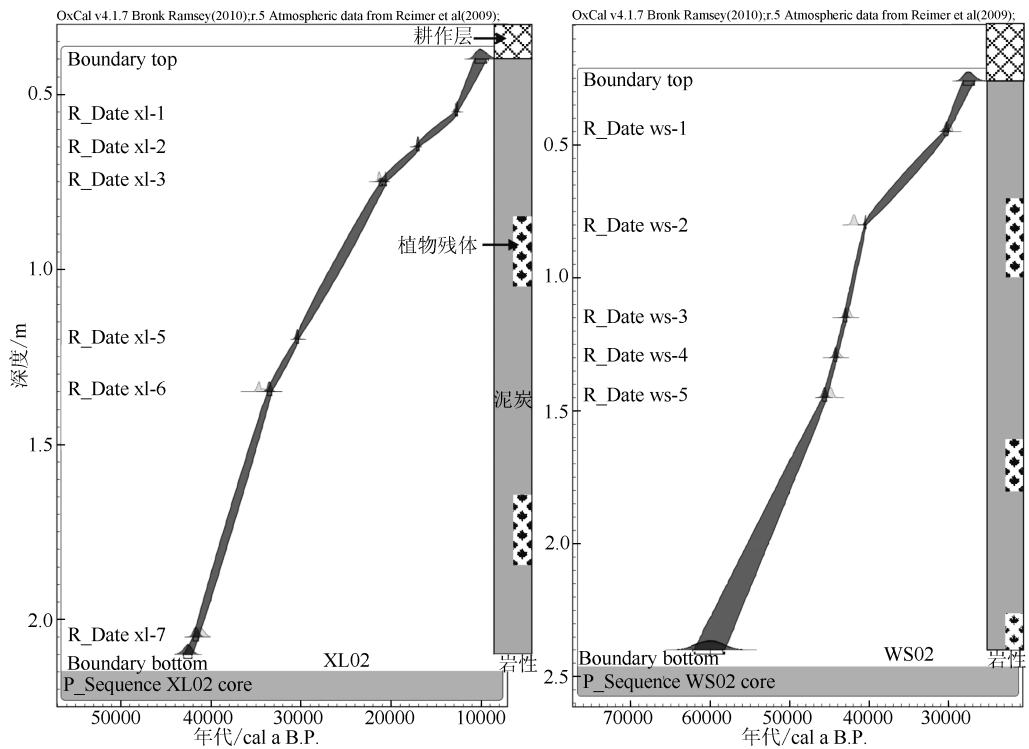


图 2 XL02 孔和 WS02 孔年代-深度关系及岩性特征

Fig. 2 Calibrated age-depth model and lithostratigraphy of XL02 and WS02 cores peat sequences

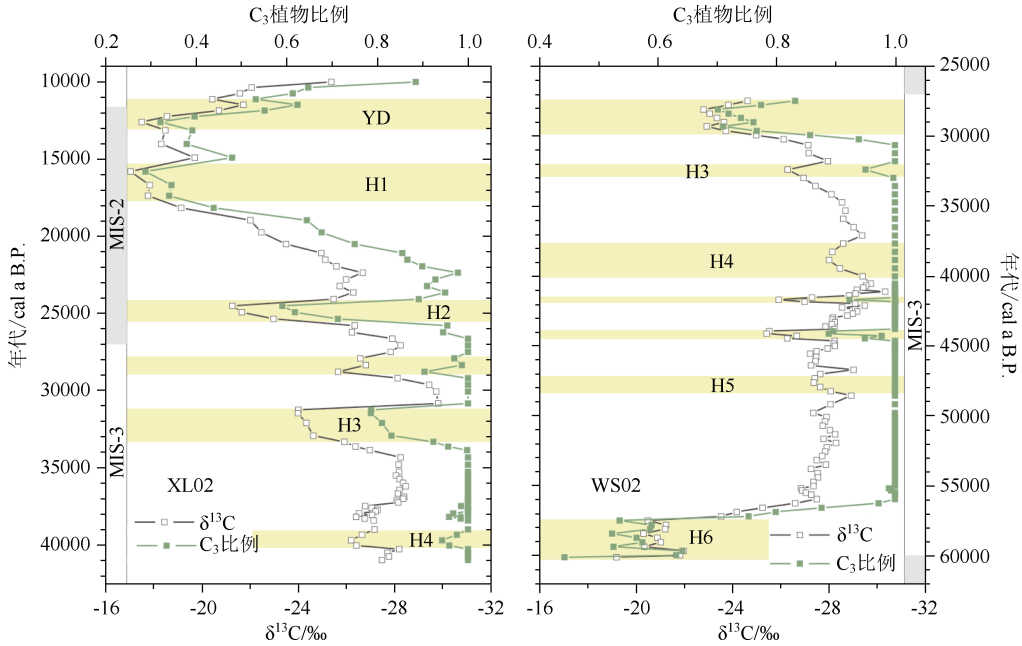


图3 XL02孔和WS02孔的 $\delta^{13}C_{org}$ 与估算的 $C_3$ 植物相对含量  
(YD和H1~H6分别表示新仙女木事件和6次Heinrich(H)事件)<sup>[21-22]</sup>

Fig. 3  $\delta^{13}C_{org}$  records and estimated  $C_3$  plant abundance from XL02 and WS02 cores peat sequences

在根据沉积物 $\delta^{13}C_{org}$ 重建地质历史时期以来的 $C_3/C_4$ 植物相对丰度变化时,经常采用两端元法(即选择 $C_3$ 植物为 $-27\text{‰}$ , $C_4$ 植物为 $-13\text{‰}$ 作为两端元)来进行估算<sup>[4,8,10,13-14]</sup>.根据XL02孔和WS02孔的 $\delta^{13}C_{org}$ 结果,本文采用两端元法估算了下录和屋山两地末次冰期以来的 $C_3/C_4$ 植物相对丰度变化历史(图3).XL02孔估算结果显示,在41000—22000 cal a B.P.期间,下录地区的植被以 $C_3$ 植物为主;在22000—12000 cal a B.P.期间,下录地区的 $C_3$ 植物含量逐渐减少, $C_4$ 植物含量逐渐增加,表明出现了适宜于 $C_4$ 植物生长的气候环境条件;自12000 cal a B.P.之后,下录地区的 $C_3$ 植物含量又呈现出增加趋势.WS02孔估算结果显示,在60000—57000 cal a B.P.期间,屋山地区应该主要是 $C_3$ 和 $C_4$ 混合植被, $C_3$ 和 $C_4$ 植被在这一时期含量基本相当;在57000—30000 cal a B.P.期间,屋山地区植被以 $C_3$ 植物为主;在30000—27000 cal a B.P.期间,屋山地区 $C_3$ 植物含量较此前阶段显著降低.

### 3 讨论

根据 $C_3/C_4$ 植物相对丰度的估算结果(图3),雷州半岛北部末次冰期以来的 $C_3/C_4$ 植被演化过程大致可以概括如下:(1)在MIS-3阶段初期,屋山地区的植被主要为 $C_3$ 和 $C_4$ 混合植被, $C_3$ 与 $C_4$ 植物含量基本相当,在随后的MIS-3阶段绝大部分时期内,下录和屋山两地的植被以 $C_3$ 植物为主.在34000—31000 cal a B.P.和40000—37000 cal a B.P.期间,下录和屋山两地的 $C_4$ 植物含量都表现出较为明显的增加趋势,而在41500 cal a B.P.和44000 cal a B.P.前后屋山地区的 $C_4$ 植物也略有增加.在两个钻孔的重叠时段内,下录和屋山两地的植被类型表现出相似的变化趋势;(2)在MIS-2阶段,下录地区的 $C_3$ 植物含量显著降低, $C_4$ 植物获得了良好的生长和发展环境, $C_4$ 植物含量显著增加;(3)全新世初期,下录地区的 $C_3$ 植物含量逐渐增加,气候环境重新变得有利于 $C_3$ 植物生长.需要指出的是,利用沉积物 $\delta^{13}C_{org}$ 的两端元法来估算 $C_3/C_4$ 植物相对丰度不可避免地会使估算结果带有一定的不确定性,但实际上,要想准确获得地质历史时期 $C_3/C_4$ 植物的相对含量在当前研究条件下是不可能做到的.孢粉指标虽然能够反映木本植物和草本植物的类型变化,但是不能准确反映 $C_3/C_4$ 植物相对丰度的变化.因此,根据沉积物 $\delta^{13}C_{org}$ 来估算地质历史时期的 $C_3/C_4$ 植物相对丰度就成

为当前应用非常广泛的一种研究手段,这将更易于我们清楚地认识和理解地质历史时期以来不同区域的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植被演变大势及其所反映的古气候环境信息。

C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化能够受到多种因素的影响,诸如大气 CO<sub>2</sub>浓度、气候条件(尤其是气温和水文)和夏季风强度等都可能对其具有一定控制作用。通常认为,C<sub>3</sub>植物在低温、湿润和较高大气 CO<sub>2</sub>浓度的环境条件下更具生长优势,而相对高温、较低土壤湿度和较低大气 CO<sub>2</sub>浓度的环境条件更有利于 C<sub>4</sub>植物的生长扩张。研究表明,末次冰期以来全球不同区域 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度对气候环境变化的响应模式不尽相同<sup>[5-6,10,14]</sup>。气候条件驱动末次冰期以来 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化的观点已经得到研究者较为广泛地认同,但是具体到某一研究区域来说,可能只是某一个因素(气温或者降水)起了主要的控制作用,而其他因素的作用则是次要的。鉴于单一地点或者较小研究区域地质历史时期以来的主要气候参数往往是协同变化的,并进而和陆生植被中 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化耦合在一起,容易导致在识别当地 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度的气候驱动因素方面造成一定的偏差和误判<sup>[11]</sup>,因此,本文没有简单地将下录和屋山地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化结果跟取自同一钻孔的其他古气候代用指标(如有机碳、腐殖化度等)进行对比,而是选择了同更广泛空间范围内、更具代表性的其他区域古气候记录作对比,以深入认识雷州半岛北部末次冰期以来 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化的可能驱动因素。

来自极地冰芯氧同位素的全球古气温记录表明,MIS-3 阶段气温整体而言明显较 MIS-2 阶段偏高<sup>[23]</sup>,这已经是毫无疑问的。末次冰期以来,雷州半岛地区也主要经历了一个相对偏温湿的 MIS-3 阶段和一个相对偏凉干的 MIS-2 阶段<sup>[16]</sup>,这一变化过程同南京葫芦洞石笋氧同位素( $\delta^{18}\text{O}$ )所反映的东亚夏季风变化趋势是非常吻合的<sup>[20]</sup>。那么,气温是否对下录和屋山地区末次冰期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化具有最强的控制作用?整体而言,下录和屋山地区在相对偏暖的 MIS-3 阶段以 C<sub>3</sub>植物为主,而在相对偏凉的 MIS-2 阶段则以 C<sub>4</sub>植物为主,到了全新世初期 C<sub>3</sub>植物相对含量又呈现出增加趋势(图 3 和图 4)。从理论上讲,如果温度是末次冰期以来雷州半岛地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化的主要控制因素,那么在相对偏暖的 MIS-3 阶段应该有利于 C<sub>4</sub>植物的生长和扩张,下录和屋山地区的 C<sub>4</sub>植物含量应该更高;在气温相对偏低的 MIS-2 阶段则应该更有利于 C<sub>3</sub>植物的发展,研究区应该以 C<sub>3</sub>植物为主;到了全新世初期,随着气温的回升 C<sub>4</sub>植物应该获得更有利的生长环境。然而,本文所揭示的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化恰与上述理论推测结果相反,表现为研究区在 MIS-3 阶段的植被主要是 C<sub>3</sub>植物,而在 MIS-2 阶段则主要是 C<sub>4</sub>植物。实际上,雷州半岛地区现代年平均气温约为 23℃,而在末次冰期期间,华南热带地区的年均气温可能仅比现在降低 4~6℃,即便是在末次盛冰期其降温幅度也大概只有 5~8℃左右<sup>[24-25]</sup>,而如此有限的降温幅度并不足以限制 C<sub>4</sub>植物的生长,也不太可能导致植物体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  发生较大幅度变化<sup>[2,26]</sup>。因此,从本文结果来看,对于低纬度热带地区而言,温度对 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植被的控制作用可能并不如其在中高纬度地区(比如黄土高原地区<sup>[9,27]</sup>)所起的作用那么显著。来自黄土高原地区的一些研究<sup>[9,27]</sup>表明,末次冰期尤其是末次盛冰期内,虽然具备了较低的大气 CO<sub>2</sub>浓度和较低的土壤湿度(这些条件理论上有利于 C<sub>4</sub>植被的发展),但是生长季气温的较大幅度下降严重限制了 C<sub>4</sub>植物的生长,使得这一时期 C<sub>4</sub>植被相对丰度明显低于 C<sub>3</sub>植物,生长季气温的变化对该地区末次冰期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植被发展具有最强的控制作用。既然末次冰期以来雷州半岛北部气温总能满足 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植被生长发展需要,那么,与东亚夏季风强度相关的降水量变化是否能够成为控制该地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植被相对丰度变化的主导因素?

研究表明<sup>[20,30]</sup>,由石笋  $\delta^{18}\text{O}$  曲线所反映的东亚夏季风强度在轨道尺度上主要受控于北半球夏季太阳辐射量变化,在 MIS-3 阶段东亚夏季风强度要明显强于 MIS-2 阶段,且随着夏季风的增强也为东亚地区带来更多的降水,而随着夏季风强度减弱则降水也随之减少。无论是在轨道尺度还是千年尺度上,下录和屋山地区的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化跟葫芦洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[20]</sup>所揭示的东亚夏季风强度变化之间都表现出了良好的对应关系(图 4)。从轨道尺度来看,在 MIS-3 阶段,东亚夏季风强度要明显强于 MIS-2 阶段,导致 MIS-3 阶段较 MIS-2 阶段应该具有更多的降水量,能够满足 C<sub>3</sub>植物的生长需要,使得 MIS-3 阶段 C<sub>3</sub>植物获得了良好的生长和发展环境,C<sub>3</sub>植物占据了当地植被组成的绝大部分;到了 MIS-2 阶段,东亚夏季风强度的减弱导致季风降水量随之显著降低,而由于降水量减少,土壤湿度降低,不能满足 C<sub>3</sub>植物的生长需要,这一时期较干的气候环境应该极大地促进了 C<sub>4</sub>植物在雷州半岛北部地区的扩张,导致 C<sub>4</sub>植物含量在 MIS-2 阶段显著增

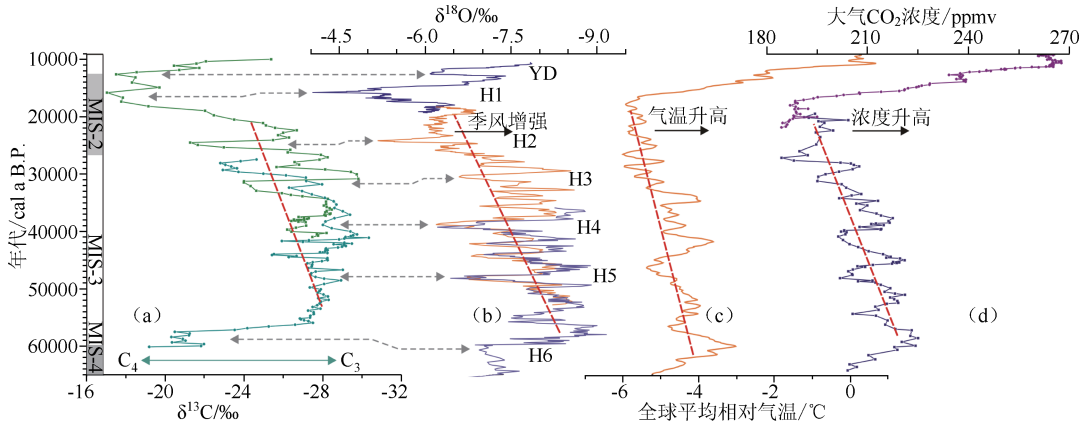


图4 XL02 和 WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  同其他古气候环境记录的对比 (a: XL02 与 WS02 孔  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ; b: 葫芦洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录反映的东亚夏季风变化<sup>[20]</sup>; c: 全球平均相对气温<sup>[23]</sup>; d: 大气  $\text{CO}_2$  浓度<sup>[28-29]</sup>)

Fig. 4 Comparison of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  records of XL02 and WS02 cores peat sequences with other paleoclimatic proxies

加;在全新世初期,随着东亚季风的逐渐增强,该区域降水逐渐增多,从而又出现了有利于  $\text{C}_3$  植物生长的环境条件,  $\text{C}_3$  植物含量逐渐增加。从千年尺度来看,与末次冰期以来 6 次非常显著的 Heinrich 冷事件(H 事件)和新仙女木事件(YD)<sup>[21-22]</sup> 相对应,东亚夏季风强度在这些时期显著减弱,与此相伴的是东亚季风区降水量的减少,而下录和屋山地区  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度在这些 H 事件期间也都发生了显著的变化,表现在  $\text{C}_3$  植物相对含量降低,  $\text{C}_4$  植物相对含量有所增加,这也就意味着在 MIS-3 阶段整体相对较暖的背景下,个别时期降水量的减少在一定程度上促进了研究区  $\text{C}_4$  植物的扩张(土壤湿度降低有利于  $\text{C}_4$  植物的生长)。综上所述,末次冰期以来东亚夏季风强度变化以及由此引起的降水量变化应该是控制雷州半岛北部  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化的最主要驱动因素。也就是说,雷州半岛地区的泥炭  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录可以作为东亚夏季风的有效替代指标,进而反映末次冰期以来东亚夏季风的演变以及由此引起的区域降水或干湿变化。实际上,对于热带低纬度地区而言,无论是在末次冰期还是全新世,其温度都足够高且能够满足  $\text{C}_4$  植物生长的需要,但是随着区域降水的增加,特别是当降水增加到适合  $\text{C}_3$  植物生长时则会在一定程度上抑制  $\text{C}_4$  植物的生长,使得  $\text{C}_3$  植物含量相对增多<sup>[31-32]</sup>。与本文结果相类似,来自中美洲<sup>[6]</sup>、非洲肯尼亚<sup>[7]</sup>、印度南部<sup>[33]</sup> 等多个热带低纬地区的研究结果也表明,区域气候尤其是水文条件(降水量)是控制当地  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化的重要驱动因素。

末次冰期以来大气  $\text{CO}_2$  浓度的变化可能在轨道尺度(乃至千年尺度)上对雷州半岛北部地区  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化具有一定影响(图 4)。从整体上看, MIS-2 阶段较 MIS-3 阶段具有更低的大气  $\text{CO}_2$  浓度,而较低的大气  $\text{CO}_2$  浓度无疑更有利于  $\text{C}_4$  植物生长和发展<sup>[2-3]</sup>。本文结果显示,在 MIS-3 阶段,雷州半岛北部地区以  $\text{C}_3$  植物为主,而在 MIS-2 阶段则是  $\text{C}_4$  植物占主导,这种轨道尺度上的  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化可能在一定程度上蕴含了当地  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植被对大气  $\text{CO}_2$  浓度在 MIS-3 和 MIS-2 两个阶段发生显著变化的响应。但考虑到在 MIS-3 至 MIS-2 期间大气  $\text{CO}_2$  浓度变化幅度仅在  $\pm 30$  ppm 左右,如此小的变化幅度似乎也不足以显著地改变植物的  $\delta^{13}\text{C}$ <sup>[34]</sup>。因此,就本文结果来看,大气  $\text{CO}_2$  浓度变化可能在一定程度上影响了雷州半岛北部  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度在轨道尺度上的变化,但不是控制该地区  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化的最主要因素。来自韩国西海岸<sup>[10]</sup>和非洲赤道东部地区<sup>[8]</sup>的研究同样揭示了在水文条件(干湿变化)对当地  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度表现出重要控制作用的同时,大气  $\text{CO}_2$  浓度对当地  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度变化也会具有一定的影响。

#### 4 结论

利用雷州半岛北部下录和屋山两地的泥炭沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  揭示了该区域末次冰期以来  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度演化历史,并探讨了其可能的驱动机制。研究结果表明,在 MIS-3 阶段初期,屋山地区的植被以  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  混合植被为主,两者含量基本相当,在此后的 MIS-3 阶段绝大部分时期,下录和屋山地区的植被主要为  $\text{C}_3$  植被,

在个别时段 C<sub>4</sub>植物也曾有过一定程度的扩张;在 MIS-2 阶段,下录地区的 C<sub>3</sub>植物含量显著降低,该时期的植被以 C<sub>4</sub>植物为主;在全新世初期,下录地区的 C<sub>3</sub>植物含量呈现出增加的趋势,气候环境重新变得有利于 C<sub>3</sub>植物生长.通过广泛的区域对比研究发现,由于在末次冰期乃至冰期最盛期阶段,雷州半岛地区的气温下降幅度仅有 5~8℃,气温足以满足 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物的生长需要,从而使得东亚夏季风强度控制下的降水变化成为控制本区域 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物发展的主导因素.在气温能够满足生长需要的条件下,降水的增多(土壤湿度增加)会在一定程度上抑制 C<sub>4</sub>植物的生长而促进 C<sub>3</sub>植物的扩张,相反,随着区域降水的减少(土壤湿度降低),C<sub>4</sub>植物则获得了更好的发展机会.由此来看,末次冰期以来雷州半岛北部 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化主要受控于东亚夏季风强度以及由此引起的降水量变化,通常在中高纬度地区(比如黄土高原地区)具有较强控制作用的气温对热带低纬度地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化并未表现出很强的主导作用.此外,大气 CO<sub>2</sub>浓度对该地区 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度在轨道尺度上的变化也具有一定的影响.由于不同区域陆地 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度在不同的气候环境条件和时间尺度下往往表现出不尽一致的响应关系,因此有必要在更广阔的空间范围和更短的时间尺度(十至百年尺度)上来开展这方面的研究工作,以更深入地认识和理解地质历史时期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化及其驱动机制.

## 5 参考文献

- [ 1 ] Sternberg L, Deniro MJ. Isotopic composition of cellulose from C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub>, and CAM plants growing near one another. *Science*, 1983, **220**:947-949.
- [ 2 ] O'Leary MH. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*, 1981, **38**:328-336.
- [ 3 ] Farquhar G, Ehleringer J, Hubick K. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology*, 1989, **40**:503-537.
- [ 4 ] Cerling TE, Quade J, Wang Y *et al.* Carbon isotopes in soils and palaeosoils as ecology and palaeoecology indicators. *Nature*, 1989, **341**: 138-139.
- [ 5 ] Street-Perrott FA, Huang YS, Perrott RA *et al.* Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 1997, **278**: 1422-1426.
- [ 6 ] Huang YS, Street-Perrott FA, Metcalfe SE *et al.* Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variation in C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant abundance. *Science*, 2001, **293**: 1647-1651.
- [ 7 ] Castañeda IS, Werne JP, Johnson TC *et al.* Late Quaternary vegetation history of southeast Africa: The molecular isotopic record from Lake Malawi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, **275**: 100-112.
- [ 8 ] Damsté JS, Verschuren D, Ossebaar J *et al.* A 25000-year record of climate-induced changes in lowland vegetation of eastern equatorial Africa revealed by the stable carbon-isotopic composition of fossil plant leaf waxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, **302**: 236-246.
- [ 9 ] Natasa JV, Isabel PM. Climatically driven glacial-interglacial variations in C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 2004, **32**:337-340.
- [ 10 ] Lim J, Nahm WH, Kim JK *et al.* Regional climate-driven C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant variation in the Cheollipo area, Korea, during the late Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, **298**:370-377.
- [ 11 ] 饶志国,陈发虎,张 晓等.末次冰期以来全球陆地植被中 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度时空变化基本特征及其可能的驱动机制. *科学通报*, 2012, **57**(18):1633-1645.
- [ 12 ] 顾兆炎,刘 强,许 冰等.气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>相对丰度的控制. *科学通报*, 2003, **48**(13):1458-1464.
- [ 13 ] 陈发虎,饶志国,张家武等. 陇西黄土高原末次冰期有机碳同位素变化及其意义. *科学通报*, 2006, **51**(11): 1310-1317.
- [ 14 ] Sun JM, Lü TY, Zhang ZQ *et al.* Stepwise expansions of C<sub>4</sub> biomass and enhanced seasonal precipitation and regional aridity during the Quaternary on the southern Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2012, **34**:57-65.
- [ 15 ] 薛积彬,钟 巍,彭晓莹等.南岭东部大湖泥炭沉积记录的古气候. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, **27**(5):105-114.
- [ 16 ] 钟 巍,薛积彬,甄治国等.雷州半岛北部晚更新世晚期气候环境变化的泥炭记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, **27**(6):97-104.



- [17] Zhong W, Xue JB, Ou YJ *et al.* Last glacial climate variations on the tropical Leizhou Peninsula, South China. *Journal of Paleolimnology*, 2010, **44**: 777-788.
- [18] Bronk RC. Development of the radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 2001, **43**: 355-363.
- [19] Bronk RC. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 2008, **27**: 42-60.
- [20] Wang YJ, Cheng H, Edwards RL *et al.* A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, **294**: 2345-2348.
- [21] Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 1988, **29**: 142-152.
- [22] Bond G, Broecker WS, Johnson S *et al.* Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 1993, **365**: 143-147.
- [23] Jouzel J, Lorius C, Petit JR *et al.* Vostok ice core: A continuous isotopic temperature record over the last climatic cycle (160000 years). *Nature*, 1987, **329**: 402-408.
- [24] Zheng Z, Lei ZQ. A 400000 year record of vegetational and climatic changes from a volcanic basin, Leizhou Peninsula, southern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, **145**: 339-362.
- [25] 郑卓, Joel G. 我国热带地区 40 万年以来古气候的定量恢复. 中山大学学报: 自然科学版, 1999, **38**(6): 94-98.
- [26] Grinstead MJ, Wilson AT, Ferguson CW.  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio variations in *Pinus longaeva* (Bristlecone pine) cellulose during the last millennium. *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, **42**: 251-253.
- [27] Zhang ZH, Zhao MX, Lu HY *et al.* Lower temperature as the main cause of  $\text{C}_4$  plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **214**: 467-481.
- [28] Monnin E, Steig EJ, Siegenthaler U *et al.* Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of  $\text{CO}_2$  in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, **224**: 45-54.
- [29] Ahn J, Brook EJ. Atmospheric  $\text{CO}_2$  and climate change on millennial time scales during the last glacial period. *Science*, 2008, **322**: 83-85.
- [30] Wang YJ, Cheng H, Edwards RL *et al.* Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, **451**: 1090-1093.
- [31] Schefuß E, Schouten S, Jansen JHF *et al.* Africa vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. *Nature*, 2003, **422**: 418-421.
- [32] Huang YS, Shuman B, Wang Y *et al.* Climatic and environmental controls on the variation of  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  plant abundances in central Florida for the past 62,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, **237**: 428-435.
- [33] Sukumar R, Ramesh R, Pant RK *et al.* A  $\delta^{13}\text{C}$  record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature*, 1993, **364**: 703-706.
- [34] Feng XH, Epstein S. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, **59**(12): 2599-2608.