

文章编号: 1000-0550(2006) 03-0339-10

贵州荔波地区 2000 年来石笋高分辨率的气候记录

张美良^{1,2} 程海³ 林玉石² 覃嘉铭² 朱晓燕²
冉景丞⁴ 杨琰² 陈会明⁴ Edwards R L³

(1 中国地质大学地球科学与资源学院 北京 100083

2 中国地质科学院岩溶地质研究所 岩溶动力学开放研究实验室 广西桂林 541004;

3 美国明尼苏达大学地质与地球物理系 美国 MN55455;

4 贵州荔波茂兰喀斯特国家自然保护管理局 贵州荔波 558400)

摘要 通过对荔波董哥洞石笋进行高精度的 ICP-MS 或 TMS-U 系测年和碳、氧同位素分析,建立了荔波地区 2 300a B. P. 来高分辨率的古气候变化的时间序列。研究表明,贵州荔波地区 2 300a B. P. 以来石笋记录的季风气候变化,大致可分为 8 个气候(亚)期: 2 300~1 800a B. P. 为降温期,显示东亚夏季风减弱,东亚冬季风增强,气候干旱寒冷; 1 800~1 080a B. P. 气温有所回升,显示东亚冬季风缓慢减弱,东亚夏季风有所回升,表现为半湿润的温凉气候期; 1 080~680a B. P. 为降温期,气温再次下降,显示东亚冬季风再次增强,但降水相对增大,表现为寒冷湿润的气候期,是气候变化的关键转折时期; 680~550a B. P. 温暖期,显示东亚夏季风再次增强,气温升高,降水增大,表现为温暖湿润的气候期。550~400a B. P. 寒冷期,显示东亚冬季风快速增强,气温下降,表现为寒冷湿润的气候环境,是近 1 000 年以来最冷的时期; 400~364a B. P. 温凉期,显示东亚夏季风有所增强,气温有所回升,表现为温凉湿润气候环境; 364~324a B. P. 冷凉期,显示东亚夏季风有所减弱,气温有所下降,表现为冷凉湿润气候环境; 324a B. P. 至今,气候相对波动期,同位素记录曲线呈锯齿状波动,在其内包括若干个冷凉半湿润、冷湿的气候变化亚阶段。

根据荔波董哥洞石笋的高分辨率的古气候变化的连续记录,揭示了荔波地区 2 300a B. P. 以来的一些百年尺度的重大气候事件——干旱寒冷期、隋唐温暖期(或小温暖期)、小寒冷期以及一些十年尺度的降水、温度变化。石笋记录的这种百年、十年尺度的突发性气候变化事件,与冰芯记录极为相似,反映低纬度地区石笋记录的季风气候与高纬度及北极地区的气候具有极好的相关性,这对于认识现代气候系统变化以及对未来十年—百年尺度的气候预测和演化的驱动机制,具有重要的科学意义。

关键词 石笋 TMS 年龄 高分辨率 古气候环境 荔波董哥洞

第一作者简介 张美良 男 1956 年出生 研究员 区域岩溶与古气候环境

中图分类号 P642.25 **文献标识码** A

1 引言

岩溶洞穴沉积物—石笋能忠实地记录地质历史时期气候波动与环境变化的过程,由于其连续性好、时间跨度长、受外界干扰少、保存的信息完整、分辨率高、可对比性强以及适合于高精度的 ICP-MS 或 TMS-U 系的测年等特点,被认为是过去全球变化 2 000 时段研究的高分辨率的自然档案信息库。近 10 年来,中国近 2 000 年气候和环境变化的研究受到广泛重视,利用冰芯、湖泊沉积、树轮、泥炭和历史文献记录等^[1~7],对中国不同地区的气候变化进行了深入的研究,而利用洞穴沉积物—石笋记录来重建中世

纪以来的百年、十年尺度的一些重大气候事件的研究相对较少,特别是在中国西南岩溶地区更少,目前这方面的研究主要有,如谭明等利用北京石花洞石笋纹层厚度和同位素记录重建了北京地区 2 600 年以来夏季温度的年际变化和 1 000 a 以来的古气候和古环境变化^[8~9];李红春等利用石花洞石笋的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素记录,重建了北京地区 3 000 a 以来的古气候和古环境变化和京津地区 500 a 来的气候变化^[10~11];林玉石等利用云南泸沽湖仙人洞的两个石笋的 TMS-U 系年龄和 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素记录,重建了云南宁蒗泸沽湖地区 8 ka 以来的气候变化记录^[12];而 Cai Yanjun 等则利用贵州七星洞石笋的同位素记

录^[13],对贵州地区 7.7 ka 以来的季风气候变化进行了探讨。张美良等利用桂林响水洞的石笋,重建了桂林地区 6.0 ka B.P. 以来的季风气候变化序列,并探讨了东亚季风气候变化对桂林地区中全新世以来气候变化的影响作用^[14]。而最近,汪永进等用董哥洞 Da 石笋进行高精度的 TMSU 系年龄和氧同位素记录^[15],探讨了 9 000 a 以来的太阳辐射与季风变化的相互关系(但是对近 2 000 年来的气候变化及影响因素未详细讨论)。

中世纪是近 2 000 年来气候变化历史的一个重要时期,已成为近年来全球变化研究新的热点,受到古气候学界的广泛关注。研究过去 2 000 年气候环境演变的过程与规律,目的是认识现代气候环境在演变历史中所处的位置,为预测未来气候变化趋势提供科学依据。本文利用荔波董哥洞 D4 石笋的碳、氧同位素记录和高精度的 ICP-MS 或 TMS-U 系年龄数据,建立了荔

波地区 2 300 a.B.P. 以来的时标序列,揭示了石笋中记录的百年尺度的温暖期、温凉期、寒冷期等的气候事件,同时,也揭示出石笋记录的 10 年尺度的气候波动与全球的气候变化具有明显的一致性。

2 样品采集和分析

2.1 采样洞穴概况

董哥洞位于荔波县桐塘乡老场村东约 3 km 处(图 1)。洞穴发育在上石炭统颗粒灰岩或局部白云岩化灰岩中,由中上层组成,实测洞长 1 108 m。石笋产自距洞口 500 m 处,石笋沉积在钙华、粘土层上,石笋顶段高 276 mm,直径为 12~20 cm,呈锥柱状。笋顶 30~40 mm,现仍在生长,形成 5~15 mm 厚的雪白色方解石纹层,呈不对称叠复。本区年均气温为 15.3℃。年均降水量为 1 752 mm,年均相对湿度 83%。

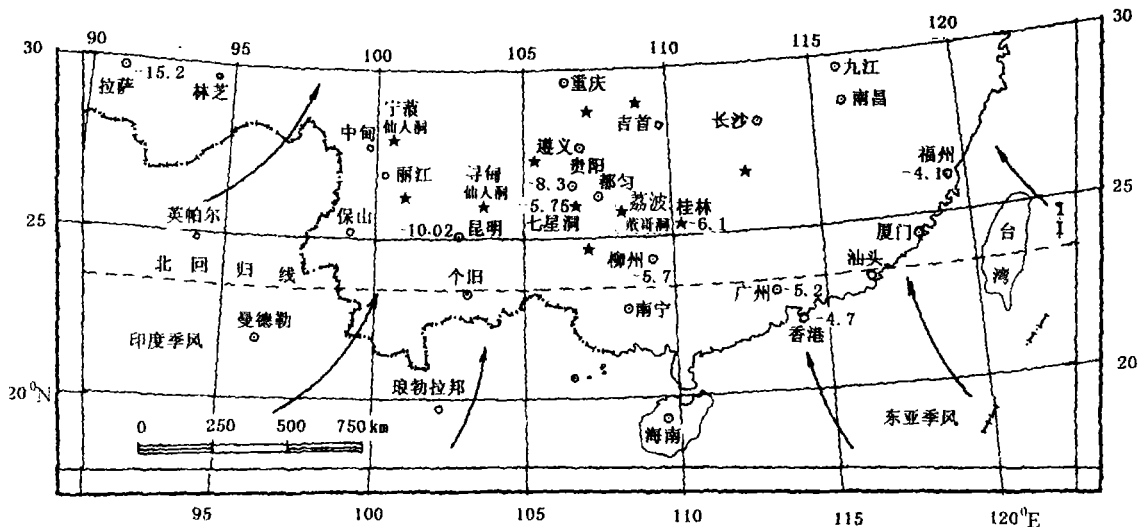


图 1 中国西南洞穴分布位置和夏季降水气团运移路线示意图

(图中数据系大气降水年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值; 夏季风运移方向)

Fig 1 The distribution position of caves and moving route of the moisture source of the summer monsoon in the southwestern China (The data in Fig 1 are the annual average $\delta^{18}\text{O}$ values of the precipitation; moving route of the summer monsoon)

2.2 样品采集

董哥洞石笋沿中心轴切开后,内部(微)纹层清晰,石笋为连续沉积,根据石笋剖面的结构、构造特点,可以分出 2 个沉积旋回,厚度分别为 12 cm 和 15 cm。每个旋回还有 2~4 个微纹层组或亚旋回。石笋表现为灰色—灰白色,结晶较好,呈致密状,由 0.1~1.5 mm 厚的微粒方解石组成。

氧、碳同位素样品主要沿石笋的中心轴,按 0.5~5 mm 的间隔取样,一般取 80~100 μg 碳酸盐粉

样,全笋总计取样为 176 件,其中 8 个为平行样。

ICP-MS 或 TMS-U 系测年样,按石笋沉积中心部位,用直径为 2~4 mm 取芯钻头钻取,每件样品约为 50 mg 取测年样 8 个。

2.3 样品分析和测试

石笋年龄采用 ICP-MS 或 TMS-U 系法测定,由美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室程海博士完成,稀释剂采用 ^{229}Th — ^{233}U — ^{236}U ,分析仪器为 Finnigan MAT262-RPQ 型热电离子质谱仪,年龄

误差 < 1% (2 σ , 以下同)。

碳、氧同位素部分由美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室, 用 Finnigan MAT252 质谱分析完成和部分由国土资源部岩溶地质研究所实验室完成。一般采用 20 mg 左右的碳酸盐粉末与 100% 磷酸反应生成 CO₂, 经纯化后于 MM-903E (英国 VG 公司) 进行同位素分析, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值为相对于 PDB 标准, 系统误差 < 0.1‰。

3 时间标尺建立

董哥洞石笋的 ICP-MS 或 TMS-U 系测定年龄如

表 1 贵州荔波董哥洞石笋铀系年龄值*

Table 1 The dating ages of TMS-U series from Dongge cave stalagmite of Libo Guizhou

样品号	距笋顶 /mm	$^{238}\text{U} \times 10^{-9}$	$^{232}\text{Th} \times 10^{-12}$	$\delta^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$\delta^{234}\text{U}$	^{230}Th (年龄) /a
				测量值	(活度比)	初始值	
D4-1	4	430 ± 0.75	1.6 ± 0.47	-1.1 ± 1.9	0.00134 ± 0.0002	-1.1 ± 1.9	93 ± 22
D4-2	30	440 ± 1.25	93.8 ± 2.2	-5.2 ± 3.3	0.00224 ± 0.00017	-5.2 ± 3.3	183 ± 21
D4-3	82	495 ± 0.94	122 ± 24	-2.3 ± 1.8	0.00415 ± 0.00017	-2.3 ± 1.8	391 ± 20
D4-4	125	409 ± 0.57	272 ± 23	-11.7 ± 1.5	0.00899 ± 0.00022	-11.8 ± 1.5	914 ± 33
D4-5	135	276 ± 0.85	240 ± 21	-8.9 ± 4.8	0.00991 ± 0.00026	-8.9 ± 4.8	1003 ± 41
D4-6	205	360 ± 0.52	53.8 ± 2.3	-14.4 ± 1.5	0.01215 ± 0.00028	-14.4 ± 1.5	1294 ± 32
D4-7	227	212 ± 0.36	0 ± 0.47	-7.2 ± 2.4	0.01349 ± 0.00062	-7.3 ± 2.4	1442 ± 70
D4-8	264	352 ± 0.64	117 ± 23	-10.7 ± 1.7	0.01934 ± 0.00040	-10.8 ± 1.7	2088 ± 47

$$\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ Y}^{-1}, \lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ Y}^{-1}, \lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-6} \text{ Y}^{-1}$$

石笋 TMS-U 系年龄, 由美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室完成。

4 洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录及古气候环境变化

4.1 洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 的环境意义

自 O'Neil 和 Hendy 等系统提出利用洞穴碳酸盐及其氧同位素来重建古气候的方法以来, 这项工作已相继在世界各地开展。近几年来由于测年技术和同位素分析技术及其他气候替代指标的应用, 该领域的研究已取得了不少成就, 为高分辨率地重建古环境变化模式提供了很多有用的证据。研究表明, 当洞穴碳酸盐沉积处平衡状态时, 碳酸盐沉积的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受年均气温、年降水量 (或湿度) 以及降水气团的 $\delta^{18}\text{O}$ 值等控制^[16, 17], 因此, 碳酸盐的氧同位素特征可反映古气候、古降水量及强度等古气候信息^[18]。

石笋碳酸盐 (钙) 的碳同位素组成, 主要取决于降水中溶解的大气 CO₂、土壤中由植物光合作用在根部呼出的 CO₂ 以及植物体腐烂放出的 CO₂ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 的值。洞穴石笋作为岩溶系统中 CO₂-有机碳-碳酸

下表所示 (表 1), 石笋形成年龄为 2 300 a B. P. 至今。由表 1 可见, 所有的年龄数据都按石笋沉积先后秩序正常排列, 说明数据是可信的。石笋的生长较快, 平均沉积速率为 11.9 mm/100a 为晚全新世—中世纪以来的产物。

石笋沉积剖面的结构构造、岩性和纹层形态特征, 显示当时洞顶滴水较均匀而稳定, 反映石笋为连续沉积。根据的 8 个 ICP-MS 或 TMS-U 系年龄, 采用线性内插方法获得该石笋时间标尺。

盐体系中的产物, 它灵敏地记录大气 CO₂ 的浓度、水圈中的 pH、HCO₃⁻ 浓度、地表有机物的存在形式等的放大效应。因此, 它是气候变化的灵敏指示剂。由于碳酸盐岩——石灰岩中 CaCO₃ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本不变, 所以, 洞穴碳酸钙 (盐) 记录的 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化反映了大气 CO₂ 和土壤 CO₂ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化。在气候处于温湿的时期, 生物生长繁茂、微生物及细菌活动强, 大量侵蚀性的 CO₂ 溶于水, 并使碳酸盐岩发生强烈的溶 (解) 蚀作用, 从而使洞穴碳酸钙 (盐) 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值强烈偏低。反之, 在气候干冷的时期, 生物生长量变小, 微生物及细菌活动减弱, 则溶于水中的 CO₂ 量相对减少, 洞穴碳酸钙 (盐) 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏重。因此, 洞穴碳酸钙所记录的 $\delta^{13}\text{C}$ 的高、低波动也可以作为生物量变化或土壤有机环境的变化直接反映 (信号), 间接指示了气候的温湿、干冷的波动^[19, 20]。如果人类活动改变土壤有机环境, 使生物量减少, 也会导致 $\delta^{13}\text{C}$ 增高。所以, 洞穴碳酸盐 (钙) 的同位素组成已成为第四纪古气候重建的重要手段之一。

4.2 洞穴石笋的碳、氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) 记录

根据石笋沉积剖面的岩性特征, 氧、碳同位素样品主要沿石笋的中心轴, 按 0.5~5 mm 的间隔采取, 全笋总共取样为 176 个 (其中 8 件为平行样), 每件样品所代表的年龄分辨率为 5~20 a, 平均年龄分辨率为 13.8 a。

碳、氧同位素记录的变化曲线如图 2 所示 (图 2 表 1), 呈现锯齿状的波动特征, 两者基本呈同步变化, 与石笋的沉积旋回具有较好的对应关系。在 2320 a B. P. 以来, $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 -7.7‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值为 -6.5‰ (PDB), 与 2000 年在洞内所测得的现代洞穴滴水 $\delta^{18}\text{O}$ (-8.2‰) 和现代沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ (-7.73‰)、 $\delta^{13}\text{C}$ (-6.18‰) 非常接近。此外, 也与贵阳地区降水的氧同位素平均值 (-8.3‰) 非常接近。这样, 我们可利用克雷格的方程^[21]:

$$T(\text{°C}) = 16.9 - 4.2(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.13(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

进行洞穴碳酸盐的温度计算, 了解碳酸盐沉积时的温度。通过对洞穴现代沉积碳酸盐进行了温度计算, 获得现代洞穴温度为 15.14°C , 与现代洞穴实测温度 16.4°C 和年均气温 15.3°C 基本一致。所以, 我们可以整个石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值, 代表 2320 a B. P. 以来的正常气候条件, 当大于这一平均值时, 指示气候变冷或变凉, 显示降水减少或相对偏干, 反之, 显示降水增多, 气候变暖, 湿度偏大。 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值可作为 C3/C4 植物相对丰度的临界值或判别值。

根据石笋的 ICP-MS 或 TMSU 系年龄和氧、碳同位素曲线的波动形式, 可将 2320 a B. P. 以来的气候变化, 大致可分为 8 个气候 (亚) 期: 2300~1800 a B. P. 干旱寒冷期; 1800~1080 a B. P. 半湿润的温凉气候期; 1080~680 a B. P. 寒冷湿润的气候期; 680~550 a B. P. 温暖期; 寒冷湿润的气候期 (550~400 a B. P.); 温凉湿润的气候期 (400~364 a B. P.); 冷凉湿润的气候期 (364~324 a B. P.); 相对波动的升温期 (324 a B. P. 至今), 同位素记录曲线呈锯齿状波动, 显示东亚夏季风再次增强, 为气候相对波动的升温期, 其内包括若干个由干冷到暖湿, 或由暖湿到干冷或凉湿的气候变化亚阶段 (期)。

根据碳、氧同位素的曲线变化趋势, 大致可将贵州荔波地区 2300 a 来的古气候演化序列初步建立如下

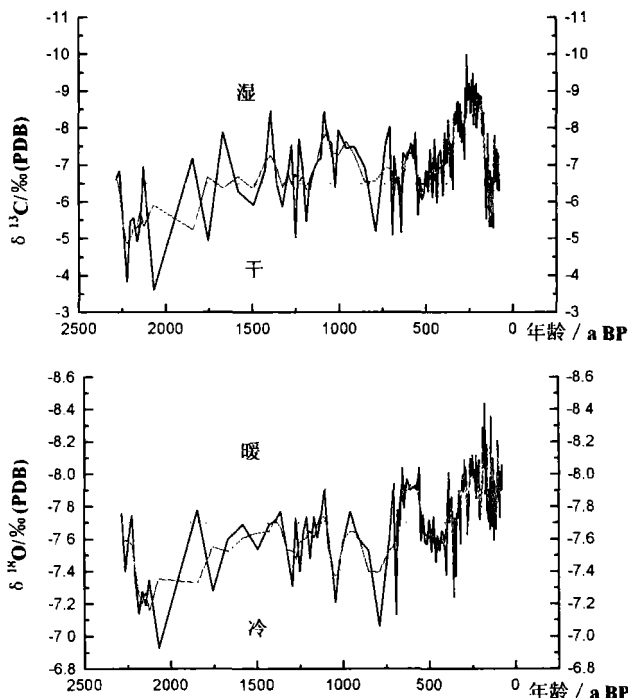


图 2 荔波董哥洞石笋碳、氧同位素记录 (上、下图中的虚线代表碳、氧同位素的平均值, 实线表示 10 个点平滑曲线)

Fig 2 The records of carbon and oxygen isotope from a stalagmite of Dongge cave in Libo, Guizhou

4.2.1 阶段 干旱寒冷气候期 (2300~1800 a B. P.)

在 2300~1800 a B. P. 期间, 持续时间大约 500 a 相当于我国战国中后期—东汉末, 即公元前 3 世纪—公元 2 世纪末。石笋剖面位于 276~247.5 cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.44‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -5.76‰ , 与 2300 a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值以及现代洞穴滴水和现代沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值相比, 趋向于偏正或偏重, 本阶段显示东亚夏季风减弱, 东亚冬季风增强, 有效降水相对较少, 不利于木本植被生长, 以 C4 植物为主 (C4 植物占 90% 以上), 表明这一阶段为干旱寒冷的气候环境。在此阶段, 董哥洞 D4 石笋与北京石花洞石笋^[18]记录的干旱寒冷 (2300~2000 a) 的气候环境一致。石笋记录的干旱寒冷气候环境与中国历史 (古文献) 记载的温暖气候环境^[22]相反, 而与三江平原密山杨林地区泥炭剖面中 M₃₋₄ 带的孢粉记录的气候环境相当, 在杨林泥炭剖面中 M₃₋₄ 孢粉带中松、云杉、冷杉等植被类增加, 而阔叶树明显减少, 禾本科植物增加, 反映气温明显下降的气候特点^[23]。此外, 北京颐和园昆明湖沉积物中的孢粉研究表明, 沉积物中的蒿属花粉增加, 落叶阔叶

树种花粉减少、落叶松、云杉和冷杉等寒温性针叶树种花粉增加,表明当时为干旱寒冷的气候环境^[24]。

4.2.2 阶段 温凉湿润气候期 (1 800~1 080 a B. P.)

在 1 800~1 080 a B. P. 期间,持续时间大约 720 a 相当于我国东汉末至唐朝末年后梁,即公元 2 世纪末至公元 10 世纪初(即 200~920 A. D.)。石笋剖面位于 247.5~154 mm 层段,生长速率为 13 mm/100a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.62‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.78‰ , 与 2300 a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值相比,其 $\delta^{18}\text{O}$ 接近全石笋的平均值并稍有偏重,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则较偏负或偏轻,呈明显的负向漂移,显示东亚冬季风缓慢减弱,东亚夏季风缓慢增强,有效降水相对增加,气温较前期有所回升,木本植物相对增加,表现为温凉湿润的气候环境,其中,在 1 300~1 250 a B. P. 间,有 50 年的相对变冷的亚阶段。此阶段,董哥洞 D4 石笋与 Da 石笋^[15],北京石花洞石笋^[8]记录的温暖气候(0~440 A. D.)和冷亚阶段(440~580 A. D.)大体一致;而在三江平原密山杨林泥炭剖面 Ms-3 带中的孢粉反映以栎为主喜温阔叶树的花粉含量增加,而松、云杉、冷杉等树种的花粉含量下降,呈现温暖的气候环境^[23];又如张丽华对北京颐和园昆明湖沉积物中的孢粉研究表明,在 1 500~1 090 a B. P. 间,沉积物中的孢粉反映松、栎、桦、栗、椴等为主要成分的针叶和落叶阔叶混交林等花粉含量明显减少,出现大量的温带森林和森林草原类型的中华卷柏、榆和柏树等花粉,表明当时气候稍为温湿^[24],相当于隋唐温暖期^[25],但这次温暖期不甚明显。此外,在 1 100 a 前后是气候变化历史的关键转折时期,在 1 100 a 以前,气候以温凉和少雨一半湿润为主要特征;1 100 a 以后气候,温度快速下降,降水增多,以寒冷和多雨一半湿润为主要特征。

4.2.3 阶段 寒冷湿润气候期 (1 080~680 a B. P.)

董哥洞 D4 石笋在 1 080~680 a B. P. 期间(即 920~1320 A. D.),持续时间大约 400 a 相当于我国后梁一元朝中期,即公元 11 世纪—公元 14 世纪初。石笋剖面位于 154~106 mm 层段,生长速率为 13 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.51‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.65‰ , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值较偏重但波动较大,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负或偏轻,呈明显的负向漂移,显示东亚冬季风再次增强,冬季有效降水增多,表现为寒冷湿润的气候环境,董哥洞 D4 与 Da 石笋记录一致。此阶段相当于新大西洋期(1

100~760 a B. P., 气候较湿润)^[26],也正是我国唐朝中期—宋朝初期(约 875~1000 A. D.),历史史料曾有“江海基封冻”、“大雪”更屡见不鲜的记载;又如在宋政和元年(1111 A. D.)有“冬大雪积雪丈余,洞庭桔皆冻死,明年伐而为薪”的记载;宋·淳熙十二年(1185 A. D.)有“淮水冰断流”的记载,所以,在这一时段历史记载为一个寒冷的气候时期^[27]。在 850~950 A. D. 期间,古里雅冰芯出现寒冷气候事件^[1],而张丽华等对北京颐和园昆明湖沉积物中的孢粉研究表明,沉积物中的(距今 1 090~920 a 间)孢粉浓度和炭屑浓度均很低,植物种类十分单调,介形虫突然消失,湖水干涸,暂时中止了湖相沉积,出现了石膏、石英砂^[24],表现为温干的气候环境。这与我国宋朝记录的寒冷期相对应^[7]。此时远在美国加利福尼亚东部的 Owens 湖也出现气温降低,气候变干,湖面下降的事件^[28]。此外,在 1261 年和 1275 年在冰岛周围的海冰覆盖面积明显增加,气候寒冷使冰岛人口逐渐减少,以致在 15 世纪末成为无人区^[29]。这一寒冷期可能与 800 A. D.、1100 A. D. 时期太阳活动强度和辐射强度相对减弱密切相关^[30 31 32]。因此,这一寒冷阶段,在古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 负值记录最大,表示当时温度最低,表明古里雅地区为寒冷期的特征^[1 33]。但是,在此阶段,北京石花洞的石笋研究揭示,在 1100~1430 A. D. 期间主要表现为温暖的气候环境^[8]—中世纪温暖期,与董哥洞 D4 和 Da 石笋的记录正好相反,对于此阶段存在的这种差异性,是反映区域性的气候特点,还是其它因素的影响,有待进一步的证实。

4.2.4 阶段 温暖湿润气候期 (680~550 a B. P.)

在 680~550 a B. P. 期间(即 1320~1450 A. P.),持续时间大约 130 a 相当于我国元朝后期—明朝初期,即公元 14 世纪初—公元 15 世纪中期。石笋剖面位于 106~95.5 mm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.92‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.96‰ , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均偏负或偏轻,呈明显的负向漂移,显示东亚夏季风再次增强,东亚冬季风快速减弱或退出,气温升高,有效大气降水增大,利于木本植物生长,表现为温暖湿润的气候环境,相应于中世纪温暖期的末期或北京石花洞石笋(在 1100~1430 A. D. 期间)记录的温暖期的晚期^[8],反映太阳活动强度和辐射强度相对增强^[30 31 32]。董哥洞 D4 和 Da 石笋记录的这一小温暖期,要比拉姆^[34]曾定义的 9 世纪—14 世纪为中世纪暖期以及中国历史资料记载的中世纪温暖期相对要

滞后 300 a 比北京石花洞石笋的记录相对要滞后 200 a 这可能是反映了区域性的气候特点。

4.2.5 阶段 寒冷湿润气候期 (550~400 a B. P.)

石笋记录表明,在 550~400 a B. P. 期间(即 1450~1600 A. D.),相当于我国明朝的早中期,即公元 15 世纪中期—公元 17 世纪初叶,持续时间大约 150 a 生长速率为 8.3 mm/100 a 石笋剖面位于 95.5~83 mm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.59% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.6% , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 稍偏重,而 $\delta^{13}\text{C}$ 稍偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚冬季风再次增强,冬季有效降水较多,表现为寒冷湿润的气候环境,反映太阳活动和辐射强度相对减弱^[31,31]。董哥洞 D4 和 Da 石笋记录的这个寒冷阶段,与北京石花洞石笋(在 1430~1700 A. D. 期间)记录的寒冷阶段大体一致,相应于竺可桢和王绍武等定义的“小冰期”寒冷阶段(1450~1519 A. D.)^[35],

4.2.6 阶段 气候温凉湿润期 (400~364 a B. P.)

在 400~364 a B. P. 期间(即 1600~1636 A. D.),相当于我国明朝中期,即公元 17 世纪初叶,持续时间大约 36 a 石笋剖面位于 83~75 mm 层段,生长速率为 22 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.74% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.42% , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全石笋平均值相当, $\delta^{13}\text{C}$ 值较偏负或偏轻,呈明显负向漂移,显示东亚夏季风再次增强,气温再度上升,有效大气降水增强,表现为温凉湿润的气候环境。

4.2.7 阶段 寒冷稍偏凉的湿润气候期 (364~324 a B. P.)

在 364~324 a B. P. 阶段(1636~1676 A. D.),相当于我国明朝晚期—清朝初期,即公元 17 世纪中叶,持续时间大约 40 a 石笋剖面位于 75~65 mm 层段,生长速率为 25 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.65% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.67% , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近平均值,但稍偏重, $\delta^{13}\text{C}$ 值较偏负或偏轻,呈明显负向漂移,显示东亚夏季风减弱或退出,气温稍有下降,有效大气降水仍较丰富,表现为冷凉湿润的气候环境。石笋记录的这个冷凉阶段,即小冰期的中期,相应于竺可桢和王绍武等定义的寒冷阶段(1560~1699 A. D.)^[2,35]。

4.2.8 阶段 相对波动气候期 (324 a B. P. 至今)

在 324 a B. P. 至今(1676 A. D. 以来),相当于我国清朝以来,即公元 17 世纪初以来。石笋剖面位于

65~0 mm 层段,生长速率为 20.1 mm/100 a 同位素记录曲线呈锯齿状高频振动, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.93% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.54% , 其 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚夏季风再次增强,气温再度上升,有效大气降水增强,表现为温暖、温凉、冷凉湿润的气候环境,与北京石花洞石笋在 700 A. D. 来记录的温暖气候基本一致。

324~270 a B. P. 期间的气候亚阶段(1676~1735 A. D.),相当于我国清朝初中期,即公元 17 世纪中叶—18 世纪初,持续时间大约 54 a 石笋剖面位于(65~51.5 mm)层段,生长速率为 25 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.87% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -8.14% , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全石笋平均值相当,稍有偏负, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚夏季风较前一个阶段有所增强,气温有所上升,有效大气降水增大,利于木本植物生长,表现为温偏凉的湿润气候环境。

270~213 a B. P. 间的气候亚阶段(1730~1787 A. D.),相当于我国清朝中期,即公元 18 世纪中晚期,持续时间大约 57 a 石笋剖面位于层段(51.5~37.5 mm),生长速率为 27.2 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -8.00% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -8.9% , 其 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚夏季风增强,气温再度上升,有效大气降水增大,利于木本植物生长,表现为温暖湿润的气候环境,相应于古里雅冰芯记录(1691~1790 A. D.)的温暖期^[36]。

213~197 a B. P. 间的气候亚阶段(1787~1803 A. D.),相当于我国清朝中期,即公元 18 世纪晚期—19 世纪初,持续时间大约 16 a 石笋剖面位于 37.5~33.5 mm 层段,生长速率为 25 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.84% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -8.54% , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近全笋的平均值, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚夏季风稍有减弱,气温稍有下降,有效大气降水较大,利于木本植物生长,表现为温凉、冷凉湿润的气候环境,相应于古里雅冰芯(1791~1880 A. D.)记录的寒冷期^[36],或相当于第四次新冰期—小冰期。

197~165 a B. P. 间的气候亚阶段(1803~1835 A. D.),相当于我国清朝中晚期,即公元 19 世纪初,持续时间大约 32 a 石笋剖面位于 33.5~25 mm 层段,生长速率为 26.5 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -8.13% , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -8.44% , 其 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负或偏轻,呈负向漂移,显示东亚夏季风再度增强,气温再度上升,有效大气降水增大,利于木本植物生长,表

现为温暖湿润的气候环境。

165~100 a B. P. 间的气候亚阶段 (1835~1900 A. D.), 相当于我国清朝末期, 即公元 19 世纪末, 持续时间大约 65 a。石笋剖面位于 25~6 mm 层段, 生长速率为 25 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.87‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.38‰ , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近全笋的平均值, 显示东亚夏季风稍有减弱, 气温稍有下降, 有效大气降水减少, 表现为温凉半湿润的气候环境。

100 a B. P. 至今 (公元 1900~至今), 即公元 20 世纪初以来。石笋剖面位于 6~0 mm 层段, 生长速率为 6 mm/100 a, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -8.05‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.29‰ , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均偏负或偏轻, 呈负向漂移, 表现为温暖湿润的气候环境, 其内间夹两个短暂的温凉一半湿润亚阶段。

5 结论

(1) 石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录可反映研究地区的降雨量和降水气团 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及气温的变化。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻, 表明降雨量增加, 气候温暖湿润, 有利于森林的发育; 反之亦然。本文根据董哥洞 D4 石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录, 重建了荔波地区 2300 a 来古气候环境的演变历史, 并揭示了荔波地区 2300 a B. P. 以来的一些百年尺度的重大气候事件, 干旱寒冷期、隋唐温暖期、小温暖期、小寒冷期和十年尺度的冷、暖变化, 其气候变化与全球变化具有较好的一致性。这种冷、暖(凉)、干和湿变化的主要驱动力可能是太阳活动的变化引起的。

(2) 2300 a B. P. 以来, 荔波地区的气候存在有 8 个明显的气候旋回, 时间尺度为百年级和十年级, 表现为冷干、暖(凉)湿、暖(凉)干和冷湿等气候演变过程, 降水和温度变化的总趋势是正相关关系, 其温度持续的冷或暖(凉)变化周期比降水的次数多, 但持续的时间要比降水的短。这种冷、暖(凉)、干和湿变化的组合特征, 反映了夏季风气候的变化存在一定的规律性, 当热带辐合带 (Intertropical convergence zone; ITCZ) 向北推动或偏北时, 夏季风的降雨气团的来源为热带风暴—台风雨, 其氧同位素偏轻; 当热带辐合带 (ITCZ) 向偏南时, 夏季风的降水主要为锋面雨, 其氧同位素偏重。而冬季风的降水主要是西北的冷气团与西南暖湿气流相遇形成的降水, 其氧同位素偏重。由此可见, 夏季风降水的多寡、氧同位素轻、重, 与热带辐合带 (ITCZ) 的偏南、偏北和降水的气团来源密切相关。

(3) 在 680~550 a B. P. 期间 (即公元 1320~1450), 董哥洞 D4 和 Da 石笋记录的这一小温暖期, 持续时间大约 130 a。要比拉姆^[34]曾定义 9 世纪~14 世纪为中世纪暖期以及中国历史资料记载的中世纪温暖期相对要滞后 300 a 比北京石花洞石笋的记录相对要滞后 200 a 这可能是反映了区域性的气候特点。

(4) 在 324 a B. P. 以来, 碳、氧同位素记录曲线呈锯齿状波动, 形成一个暖湿的高峰值 (即同位素的低值区), 显示东亚夏季风强盛, 气温呈波动状相对上升, 有效大气降水增大, 利于木本植物生长, 总体表现为温偏凉的湿润气候环境, 其内包括 6 个十年尺度的温暖湿润、冷凉半湿润、温凉湿润的气候变化亚阶段。这种十年尺度周期的气候变化, 应属季风气候系统中的一种自然变率。

(5) 从距今 100 a B. P. 开始, 气温总体呈上升趋势, 但大气降水和气温仍表现出明显的波动变化, 如在 80~50 a B. P. (1920~1950 年) 表现为温凉半湿润的气候特征。

石笋记录的这种百年、十年尺度的突发性气候变化事件, 可以与历史文献、冰芯记录以及孢粉的研究结果对比, 反映低纬度地区石笋记录的季风气候与高纬度及北极地区的气候具有极好的相关性, 这对于认识现代气候系统变化以及对未来十年—百年尺度的气候预测和演化的驱动机制, 具有重要的科学意义。

参考文献 (References)

- 姚檀栋, 徐柏青, 段克勤, 等. 青藏高原达索普冰心 2ka 来温度与甲烷浓度变化记录. 中国科学 (D 辑), 2002, 32(4): 346~352 [Yao Tandong, Xu Boqing, Duan Keqin, et al. Variation of temperature and methane over the past 2 ka recorded by the Dasuopu ice core on the Tibetan plateau. Science in China (Series D), 2002, 32(4): 346~352]
- 王苏民, 薛滨, 夏威夷. 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录. 第四纪研究, 1997, 17(1): 62~69 [Wang Sumin, Xue Bin, Xia Weilan. Lake record of climatic change in the past 2000 years of Ximen Cuo lake. Quaternary Sciences, 1997, 17(1): 62~69]
- 张振克, 吴瑞金, 沈吉, 等. 近 2000 年来云南洱海沉积记录的气候变化. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(2): 31~35 [Zhang Zhenke, Wu Ruijin, Shen Ji, et al. Lacustrine records showing climate changes in Erhai lake, Yunnan province since the past 2000 year. Marine Geology & Quaternary Geology, 2001, 21(2): 31~35]
- 康兴成, 张其花, Lisa J 等. 青海都兰过去 2000 年来的气候重建及其变迁. 地球科学进展, 2000, 15(2): 215~221 [Kan Xingcheng, Zhang Qihua, Lisa J, et al. Reconstruction and variation of climate in Dulan region, Qinghai during last 2000 a. Advance in Earth Sciences

- 2000, 15(2): 215~221]
- 5 张德二. 中国历史文献中的高分辨率古气候记录. 第四纪研究, 1995, 15(1): 75~81 [Zhang De'er. High-resolution records available from Chinese historical documents. Quaternary Sciences, 1995, 15(1): 75~81]
 - 6 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 考古学报, 1972(1): 15~38 [Zhu Kezhen. A preliminary research on the climatic change in the past 5000 years in China. Acta Archaeologica Sinica, 1972(1): 15~38]
 - 7 洪业汤, 姜洪波, 陶发祥, 等. 近5ka温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 中国科学(D辑), 1997, 27(6): 525~530 [Hong Yetang, Jiang Hongtao, Tao Faxiang, et al. Jinchuan peat $\delta^{18}\text{O}$ record of temperature in the past 5ka. Science in China (Series D), 1997, 27(6): 525~530]
 - 8 Tan Ming, Liu Tungsheng, Hou Uzhi, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. Geophysical Research Letters, 2003, 30(12): 1617~1621
 - 9 谭明, 秦小光, 刘东升, 等. 石笋记录的年际、十年、百年尺度气候变化. 中国科学(D辑), 1998, 28(3): 272~277 [Tan Ming, Qin Xiaoguang, Liu Dongsheng, et al. Interannual, decadal and century scale climatic changes revealed by stalagmite records. Science in China (Series D), 1998, 28(3): 272~277]
 - 10 李红春, 顾德隆, 陈文寄, 等. 利用洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 重建3000a以来北京地区古气候和古环境: 石花洞研究系列之三. 地震地质, 1997, 19(1): 77~86 [Li Hongchun, The Lung Ku, Chen Wenji, et al. Isotope studies of Shihua cave: Reconstruction of paleoclimate and paleoenvironment of Beijing during the last 3000 years from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in stalagmite. Seismology and Geology, 1997, 19(1): 77~86]
 - 11 Paulsen D E, Hong Chun Li. The lung Ku. Climate variability in central China over the last 1270 years revealed by high-resolution stalagmite records. Quaternary Science Reviews, 2003, 22: 691~701
 - 12 林玉石, 张美良, 覃嘉铭. 云南宁蒗泸沽湖地区的古环境重建. 中国岩溶, 2001, 20(3): 174~182 [Lin Yushi, Zhang Meiliang, Qin Jianing. The record of paleoclimatic environment in Lugu lake area of Linlan county, Yuannan. Carsologica Sinica, 2001, 20(3): 174~182]
 - 13 Cai Yanjun, Zhang Meiliang, Peng Ziheng, et al. The $\delta^{18}\text{O}$ variation of a stalagmite from Qixing cave, Guizhou province and indicated climate change during the Holocene. Chinese Science Bulletin, 2001, 46(22): 1094~1098]
 - 14 Zhang Meiliang, Yuan Daoxian, Lin Yushi, et al. A 6000 year high resolution climatic record from a stalagmite Xianshui cave in Guilin, China. The Holocene, 2004, 14(5): 697~702
 - 15 Yongjin Wang, Hai Cheng, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. Science, 2005, 308: 854~857
 - 16 O'Neil JR, Clayton RN, Mayeda TK. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Journal of Chemical Physics, 1969, 51: 5547~5558
 - 17 Hendy CH. The isotopic geochemistry of speleothems Part I: the calculation of the effects of different model of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1971, 35: 801~824
 - 18 黄俊华, 胡涌, 周群峰, 等. 长江中游和敞洞石笋的高分辨率同位素、微量元素记录及古气候研究. 沉积学报, 2002, 20(3): 442~446 [Huang Junhua, Hu Chaoyong, Zhou Qunfeng, et al. Study on high resolution carbon, oxygen isotope and trace element records and paleoclimate from Heshang cave, the middle reach of the Yangtze river. Acta Sedimentologica Sinica, 2002, 20(3): 442~446]
 - 19 张美良, 袁道先, 林玉石, 等. 贵州董哥洞3号石笋的年龄及其古气候信息. 沉积学报, 2001, 19(3): 425~432 [Zhang Meiliang, Yuan Daoxian, Lin Yushi, et al. Isotopic ages and Paleoclimatic implications of No. 3 stalagmite from Dongge cave in Liba. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(3): 425~432]
 - 20 张美良, 林玉石, 覃嘉铭, 等. 黔南七星洞石笋古气候变化记录及末次间冰期终止点的确定. 沉积学报, 2003, 21(3): 473~481 [Zhang Meiliang, Lin Yushi, Qin Jianing, et al. The records of paleoclimatic change and the termination determination of the Last Interglacial Period from stalagmite of Qixin Cave in the South of Guizhou. Acta Sedimentologica Sinica, 2003, 21(3): 473~481]
 - 21 Craig H. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In Tongiorgi E, ed. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Pisa, Italy, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965, 1~24
 - 22 张丕远, 王铮, 刘啸雷, 等. 中国近2000年来气候演变的阶段性. 中国科学(B辑), 1994, 24(9): 998~1007 [Zhang Piyan, Wang Zheng, Liu Xiaolei, et al. The climatic evolution in China During recent 2000 years. Science in China (Series B), 1994, 24(9): 998~1007]
 - 23 夏玉梅, 汪佩芳. 密山杨木3000多年来气候变化的泥炭记录. 地理研究, 2000, 19(1): 53~59 [Xia Yumei, Wang Peifang. Peat record of climate change since 3000 years in Yangu Mu shan region. Geographical Research, 2000, 19(1): 53~59]
 - 24 张丽华, 李钟模. 北京地区3500a来的气候与环境变迁. 中国煤田地质, 2003, 15(5): 42~43 [Zhang Lihua, Li Zhongmo. Changes of weather and environment since 3500 a in Beijing region. Coal Geology of China, 2003, 15(5): 42~43]
 - 25 吴宏岐, 党安荣. 隋唐时期气候冷暖特征与气候波动. 第四纪研究, 1998, 18(1): 31~36 [Wu Hong, Dang Anrong. Fluctuation and characteristics of climate change in temperature of Sui-Tang times in China. Quaternary Sciences, 1998, 18(1): 31~36]
 - 26 徐馨, 沈志达. 全新世环境. 贵阳: 贵州人民出版社, 1990, 1~86 [Xu Xin, Shen Zhida. The Holocene Environment. Guiyang: Publishing House of Guizhou People, 1990, 1~86]
 - 27 陈家其, 姜彤, 许朋柱. 江苏省近两千年气候变化研究. 地理科学, 1998, 18(3): 219~226 [Chen Jiaqi, Jiang Tong, Xu Pengzhu. Climatic change during the last 2000 years in Jiangsu Province. Scientia Geographica Sinica, 1998, 18(3): 219~226]
 - 28 Hongdun Li, Bischoff JL, The lung Ku, et al. Climate variability in east-central California during the last 1000 years reflected by high-res-

- olution geochemical and isotopic records from Owens lake sediments
Quaternary Research, 2000, 46(17): 189~197
- 29 Grove J.M. The Little Ice Age. London and New York: Methuen, 1988. 1~423
- 30 洪业汤, 刘东生, 姜洪波, 等. 太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据. 中国科学 (D 辑). 1999, 29(6): 527~531 [Hong Y et al. Liu Dongsheng, Jiang Hongbo, et al. Evidence for solar forcing of climate variation from $\delta^{18}\text{O}$ of peat cellulose. Science in China (Series D), 2000, 43(21): 218~224]
- 31 Stuiver M. Solar variation and climatic change during the current millennium. Nature, 1980, 286: 868~871
- 32 Neff U, Bums S, J Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. Nature, 2001, 411: 290~293
- 33 王丽华, 张德二. 国外有关近两千年气候变化的研究进展. 气象科技, 2001 (2): 21~28 [Wang Lihua, Zhang Dé'ér. Advance on the climatic changes in the past 2000 years at abroad. Meteorological Science and Technology, 2001, (2): 21~28]
- 34 Lamb H.H. Climatic history and the future climate. Present, past and future. London: Methuen and Co. Ltd, 1972. 2: 835
- 35 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. 第四纪研究, 1998, 25(1): 54~62 [Wang Shaowu, Ye Jinlin, Gong Daoyi. Climate in China during the little ice age. Quaternary Sciences, 1998, 25(1): 54~62]
- 36 姚檀栋, 杨梅学, 康兴成. 从古里雅冰芯与祁连山树轮记录看过去 2000 年气候变化. 第四纪研究, 2001, 21(6): 514~519 [Yao Tandong, Yang Mèixué, Kang Xingcheng. Comparative study of the climatic changes in the Past 2000 years by using ice core and tree ring records. Quaternary Sciences, 2001, 21(6): 514~519]

High-resolution Climatic Record from a Stalagmite in the Past 2000 Years in Libo, Guizhou Province

ZHANG Mei-liang^{1,2} CHENG Hai³ LN Yu-shi² QIN Jia-ming² ZHU Xiao-yan²
RAN Jing-chen⁴ YANG Yan² CHEN Hu-ming⁴ Edwards R L³

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;

2 Karst Dynamics Laboratory, Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi 541004;

3 Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, MN55455, USA;

4 The Administration Bureau of Maolan National Nature Preservation, Libo, Guizhou 558400)

Abstract The time sequence of high resolution paleoclimatic change since 2300 a B. P. has been reconstructed by dating ages of the high precision ICPMS or TMSU series and the analysis of the carbon and oxygen isotopes from a stalagmite of Dongge cave in the area of Libo, Guizhou. The study showed that the records of the warm and cold events from a stalagmite since 2300 a B. P. in the area of Libo reflected the paleoclimatic change which can be divided into eight stages. (1) Falling temperature stage from 2300 a B. P. to 1800 a B. P. showed that the East Asian summer monsoon became weakly and winter monsoon became strongly, the air temperature gradually fallen, the available rainfall reduced, and they represented the dry and cold climate environment. (2) Rising temperature stage from 1080 a B. P. indicated that the East Asian winter monsoon slowly weakened, 1800 a B. P. to and summer monsoon slightly strengthened, and they represented the semi-humid and warm-cool climate environment. (3) Dropping temperature time from 1080 a B. P. to 680 a B. P. showed that the winter monsoon strengthened again, the air temperature reduced again, and the available rainfall relatively increased in winter, and they represented the cold and humid climate environment. This stage was the key transition period of climate change. (4) Warm period from 680 a B. P. to 550 a B. P. revealed that the East Asian summer monsoon strengthened again, the air temperature rose, the available rainfall relatively increased in summer, and they represented the warm and humid climate environment. (5) The cold period from 550 a B. P. to 400 a B. P. indicated that the East Asian winter monsoon rapidly strengthened, the air temperature quickly dropped and the available rainfall increased a bit, and they represented the cold and humid climate environment. This stage was the coldest stage in the last 1000 years. (6) Warm-cool period from 400 a B. P. to 364 a B. P. revealed that the East Asian summer monsoon slightly strengthened, the air temperature slightly increased, and they represented the warm-cool and humid climate environment. (7) The cold-cool period from 364 a B. P. to 324 a

B. P. indicated that the East Asian winter monsoon slightly strengthen, the air temperature slightly dropped, this period was the cold-cool and humid climate environment. (8) The relatively fluctuation stage of climate change from 324 a. B. P. up to the present revealed that the East Asian monsoon frequently changed, the curve of isotope records submitted the serrated undulations, which included some sub-stages of the cold-cool and semi-humid, cold and humid climate changes.

Some key centennial-scale climate events, for example the dry-cold period, Suitang warm period, little warm and cold period, and some changes of precipitation and temperature in the ten-century time scale has been revealed since 2300 years in Libo area according to the continuous record of high resolution paleoclimatic change from a stalagmite. The abrupt events of climatic change in the ten-century time scale from a stalagmite record has an analogy with the events of the ice core records, and reflected that the monsoon climate from stalagmite records in the low latitude region is provided a wonderful relativity with the climate change in the high latitude region and the arctic pole. The above study has the important scientific significance for knowing the change of modern climate system, climatic forecast and driving mechanism of climatic evolution in the future.

Key words stalagmite; dating ages of ICP-MS or TMSU series; high resolution paleoclimate environment; Dongge cave in Libo