

文章编号:1001-4810(2004)04-0283-07

中国西南地区中一晚全新世降温事件的石笋记录^①

张美良,涂林玲,林玉石,覃嘉铭,王华,冯玉梅,杨琰,朱晓燕
(中国地质科学院岩溶地质研究所、国土资源部岩溶动力学重点实验室,广西 桂林 541004)

摘要:通过对桂林响水洞、荔波董歌洞和云南宁蒗泸沽湖拉家仙人洞3根石笋进行高精度的TIMS-U系测年和氧同位素分析,建立了西南地区6000a B. P. 以来的古气候变化时间序列。研究结果表明,西南地区6000a B. P. 以来石笋记录的冷暖事件所反映出的古季风变化,大致可分为3个阶段:(1)6000~4000a B. P. 间的中全新世气候适宜期,显示东亚夏季风由强盛逐渐变为减弱,气候温暖湿润;(2)4000~2100a B. P. 间的中全新世晚期,是气候冷事件的突变或转换期,显示东亚冬季风增强,太阳辐射强度减弱,气温降低,气候变化幅度增大,特别是在4000~3500a B. P. 发生的降温事件可能是新仙女木事件(Y. D)以来最为寒冷的一次降温过程,也是历史时期以来最具影响力的一次小冰期,是全新世气候演化过程中的一次重要转变,标志着气候最适宜期的结束和晚全新世(新冰期—Neoglacial)的开始。(3)2100~1300a B. P. 间的晚全新世,是气候相对波动的降温期,在其内包括若干个由干冷到暖湿或由暖湿到干冷的气候变化亚期。

关键词:石笋;同位素记录;降温事件;西南地区
中图分类号:P532;P597 **文献标识码:**A

大量的地质证据指示在4000~3500a B. P. 间存在有突然降温事件,这次降温事件被认为可能是新仙女木事件(Y. D)以来最为寒冷的一次降温过程,是历史时期以来最具影响力的一次小冰期,也是世界上许多地区全新世气候演化过程中的一次重要转变,标志着气候最适宜期的结束和晚全新世(新冰期—Neoglacial, Lamb, 1977)^[1]的开始。

这次降温事件,在北大西洋、西欧、北非以及我国青藏高原、东北、华北地区及南方地区等地的沉积物中均有记录^[1~7]。在洞穴石笋的古环境重建研究中,也发现了中全新世晚期降温事件的记录,如在桂林响水洞、董歌洞和泸沽湖狮子山仙人洞等的石笋均有冷事件存在^[8~12]。但是,可以与这次降温事件进行较好对比的石笋记录不太多。为了解降温事件对东亚季风区的影响机制、强度、气候变化尺度以及降温事件发生时间,尚需对沉积物的精确定年和高分辨率的古气候指标进行分析和研究。

本文根据西南地区3个洞穴中的3根石笋的TIMS-U系年龄和高分辨率的氧同位素的连续记录,揭示了东亚季风和西南季风区石笋记录的短尺度气候波动与全球的气候变化具有明显的一致性,为探讨全新世气候变化成因提供重要的科学依据,并为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提供重要的参照系。

1 样品采集和分析

本研究共采集3个石笋,分别采自桂林灌阳响水洞、贵州荔波县董歌洞和云南宁蒗县泸沽湖拉家仙人洞。董歌洞位于荔波县塘塘乡老场村东约3km处,由中上层组成,石笋(D4)采自距洞口500m的中层洞,石笋高80cm(图1-A),直径5~12cm,氧同位素沿石笋中心轴,按0.2~0.5cm的间隔采取,取样178个,其中8个为平行样;取TIMS-U系测年样品8个。灌阳

^① 基金项目:中国科学技术部“中国洞穴石笋样品保护库的建造”项目(编号:2003DEB6J069)和国家自然科学基金(批准号40231008)

第一作者简介:张美良(1956—),男,研究员,从事区域岩溶与古气候环境研究,E-mail:mlzh@karst.edu.cn

收稿日期:2004-07-23

响水洞石笋(X1)采自距洞口300m处,笋高70cm(图1-B);石笋直径10~15cm,笋顶直径3~4cm,现仍在生长。氧同位素样品主要沿石笋的中心轴,按1cm的间隔采取,取样74个,其中4个为平行样;取TIMS-U系测年样品4个。

宁蒗泸沽湖仙人洞发育在白垩系红色碎屑建造的碳酸盐岩砾岩中,洞口高程2900m。仙人洞石笋(LX1)距洞口20m,笋高35cm,笋径底部17~18cm,顶部7~9cm。氧同位素沿石笋中心轴,按1cm的间距取样33个;取 α 谱U系测年样品3个。

石笋年龄采用TIMS-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 $^{229}\text{Th}-^{233}\text{U}-^{236}\text{U}$,分析仪器为Finnigan MAT262-RPQ型热电质谱仪,年龄误差 $<1\%$ (2σ ,以下同)。

α -U系测年和氧同位素由中国地质科学院岩溶地质研究所同位素实验室完成。一般采用20mg左右的碳酸盐粉末与100%磷酸反应生成 CO_2 ,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 $<0.1\%$ 。

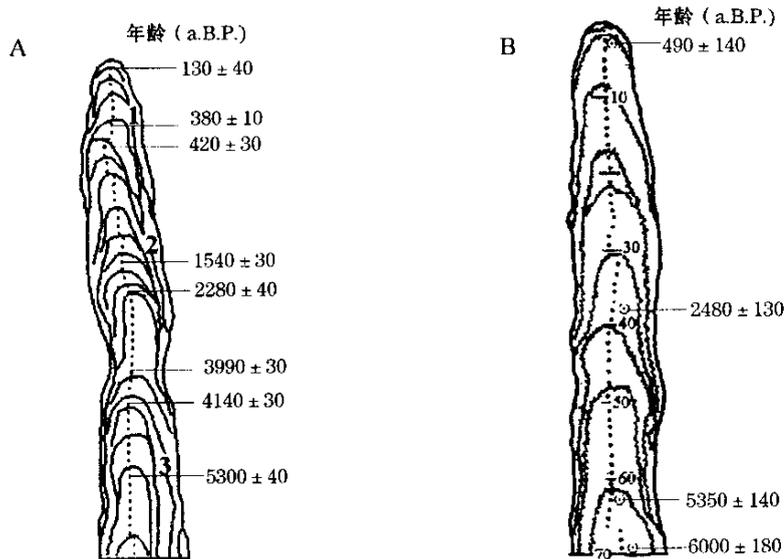


图1 中国西南洞穴石笋剖面示意图

A. 贵州董哥洞石笋剖面; B. 桂林响水洞石笋剖面

Fig. 1 Sketch profile of stalagmites in the southwest China

A: Sketch profile of stalagmite from Donggedong cave; B: Sketch profile of stalagmite from Xiangshuidong cave

(注:本剖面图中的阿拉伯数为沉积旋回编号;右剖面图中的阿拉伯数字则表示距顶距离,单位:cm。)

2 TIMS-U 系年龄

石笋的TIMS-U系测定年龄如表1、表2和表3所示,其形成年代分别是桂林响水洞石笋为6000~370a B.P.、荔波董歌洞石笋为6000~130a B.P.、宁蒗泸沽湖拉家仙人洞石笋为4300~2100a B.P.。石笋的沉积速率分别是:响水洞石笋为12.4mm/100a、董歌洞石笋为13.33mm/100a、仙人洞石笋为16.3mm/

100a。三根石笋显示的沉积速率基本一致,其生长速率较快,显示洞顶滴水较多,且滴水均匀而稳定。它们的形成年代、气候变化,与该时段的湖泊沉积、冰芯、泥炭、孢粉以及历史-物候记录、北方黄土层等记录的年代和气候变化具有非常的一致性,可以进行相互对比^[3,5~7,13,14],在气候变化上总体响应全球变化模式,但是具体的变化时段仍存在有地区性特征。

表1 桂林灌阳响水洞石笋轴系年龄

Tab.1 The ages from TIMS-U series dating to the stalagmite from Xiangshuidong cave in Guanyang, Guilin

样品号	距石笋顶 (cm)	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (活度比)	$\delta^{234}\text{U}$ 初始值	^{230}Th 年龄 (ka)
XU-1	2.80	69.0±0.2	923±8	503.2±4.6	0.0103±0.0005	503.9±4.6	0.49±0.14
XU-2	38.0	55.7±0.1	687±8	505.2±2.5	0.0370±0.0007	509.1±2.5	2.48±0.13
XU-3	69.5	173.1±0.5	1956±13	433.9±3.1	0.0715±0.0009	440.5±3.2	5.35±0.14
XU-4	69.5	110.0±0.5	1711±8	420.0±5.2	0.0800±0.0011	427.1±5.3	6.00±0.18

表 2 贵州荔波董歌洞石笋铀系年龄值

Tab. 2 The ages from TIMS-U series dating to the stalagmite from Donggedong cave in Libo, Guizhou

样品号	距石笋顶 (cm)	²³⁸ U (μg/g)	²³² Th (ng/g)	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	²³⁰ Th/ ²³⁸ U (活度比)	$\delta^{234}\text{U}$ 初始值	²³⁰ Th 年龄 (a.B. P.)
D4-26	0.5	600.0±0.5	249±13	-2.0±1.1	0.00147±0.0004	-2.0±1.1	130±40
D4-25	11	488.0±0.5	129±9	-6.9±1.4	0.00380±0.0001	-6.9±1.4	380±10
D4-24	13	387.2±0.4	316±10	-5.6±1.7	0.00441±0.00023	-5.6±1.7	420±30
D4-23	25	438.5±0.3	263±10	-8.6±1.1	0.01430±0.00023	-8.7±1.1	1540±30
D4-21	30	341.9±1.8	433±11	2±9	0.02165±0.00020	2.2±9.0	2280±40
D4-20	45.5	475.7±0.8	208±9	8.8±25	0.03651±0.00025	8.9±2.6	3990±30
D4-19	47	335.5±0.2	120±8	0.9±0.9	0.03745±0.00027	0.9±0.9	4140±30
D4-28	62	509.6±1.2	56±7	-12.6±1.3	0.04682±0.00031	-12.8±1.3	5300±40

注:① $\lambda_{230}=9.1577\times 10^{-6}\text{y}^{-1}$, $\lambda_{234}=2.8263\times 10^{-6}\text{y}^{-1}$, $\lambda_{238}=1.55125\times 10^{-6}\text{y}^{-1}$;
②石笋 TIMS-U 系年龄,由美国明尼苏达大学地质地球物理系同位素实验室完成。

表 3 云南宁蒗永宁拉家仙人洞石笋铀系年龄*

Tab. 3 The ages from TIMS-U series dating to the stalagmite from Xinrendong cave in Ninglang, Yunnan

样品号	距石笋顶 (cm)	U (μg/g)	²³⁴ Th/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	年龄 (a. B. P.)
LX1-1	1.5	0.056	1.2861	0.0225	5.7894	2100±200
LX1-2	12	0.083	1.3480	0.0407	2.8214	3000±250
LX1-3	33.5	0.052	1.2073	0.0525	3.4189	4200±300

* α-U 系测年由国土资源部岩溶地质研究所实验室完成。

3 石笋氧同位素古气候记录

西南地区三根石笋的氧同位素记录如图 2 所示(图 2), 桂林响水洞 X1 石笋(图 2c)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -6.15‰ (PDB), 下部(6000~4000a B. P.)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -6.41‰ (PDB), 上部(3800a B. P. 以上)为 -5.9‰ (PDB); 董歌洞 D4 石笋(图 2b)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -8.02‰ (PDB), 下部(6000~3800a B. P.)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -8.26‰ (PDB), 上部(3800a B. P. 以上)为 -7.58‰ (PDB); 仙人洞 LX1 石笋(4300~2100a B. P.)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -13.5‰ (PDB), 若以此作为冷暖转换临界值, 则 55% 的样品氧同位素偏重, 呈冷暖变化的振荡波型特征。

据石笋的 TIMS-U 系年龄和氧同位素曲线的波动形式, 可将 6000a 以来的气候变化, 划分为 3 个曲线段的气候类型: (1) 6000~4000a B. P. 的气候适宜期; (2) 4000~2100a B. P. 中全新世晚期的气候冷事件突变或转换期; (3) 2100~1300a B. P. 的晚全新世气候相对波动的降温期, 在其内包括若干个由干冷到暖湿或由暖湿到干冷的气候变化亚期, 气候变化呈交替变化, 而且气候波动的频率也在增加, 即越趋近现代冷暖变化的时间越短, 变化幅度则渐渐变小。根据同位素曲线的变化趋势, 大致可将西南地区近 6000a 来的古气候环境演化序列初步建立如下:

3.1 6000~4000a B. P. 期间的气候适宜期

西南地区三个石笋的同位素记录表明, 在 6000~4000a B. P. 间气候表现为从温暖湿润环境逐渐向冷偏凉的气候环境转换, 气温呈缓慢的波动下降, 显示东亚夏季风和西南季风逐渐减弱的趋势。4000a B. P. 左右为气候转换点, 东亚冬季风明显增强, 气温快速降低, 降水减少, 表现为寒冷气候环境。

据石笋 TIMS-U 系的测年记录显示, 在 6000~4000a B. P. 期间, 桂林响水洞 X1 石笋(图 2c-1)的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -6.41‰ , 与 6000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 -6.15‰ 以及现代洞穴滴水 $\delta^{18}\text{O}$ (-6.16‰ ~ -6.66‰) 和现代沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ (-6.18‰ ~ -6.35‰)^[9] 值相比, 均趋向于偏负。石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录曲线呈锯齿状波动, 表现为不稳定性, 显示东亚夏季风由强盛逐渐变为减弱的趋势, 夏季有效降水也表现出逐渐减弱的趋势, 气温也表现出缓慢下降的趋势。本阶段总体表现为东亚夏季风相对较强, 气候温暖湿润, 但后期东亚夏季风逐渐减弱, 为向中全新世晚期气候变化的转换阶段。

云南泸沽湖仙人洞 LX1 石笋(图 2a-1), 在 4300~4000a B. P. 期间的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -14.2‰ (PDB), 与整个石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值相比, 均趋向于偏负。石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录曲线快速下降, 与桂林响水洞 X1 石笋记录曲线的下降趋势和时间基本一致, 显示西南季风或东亚夏季风快速退出, 有效降水减少, 气温表现出快速下降的趋势。

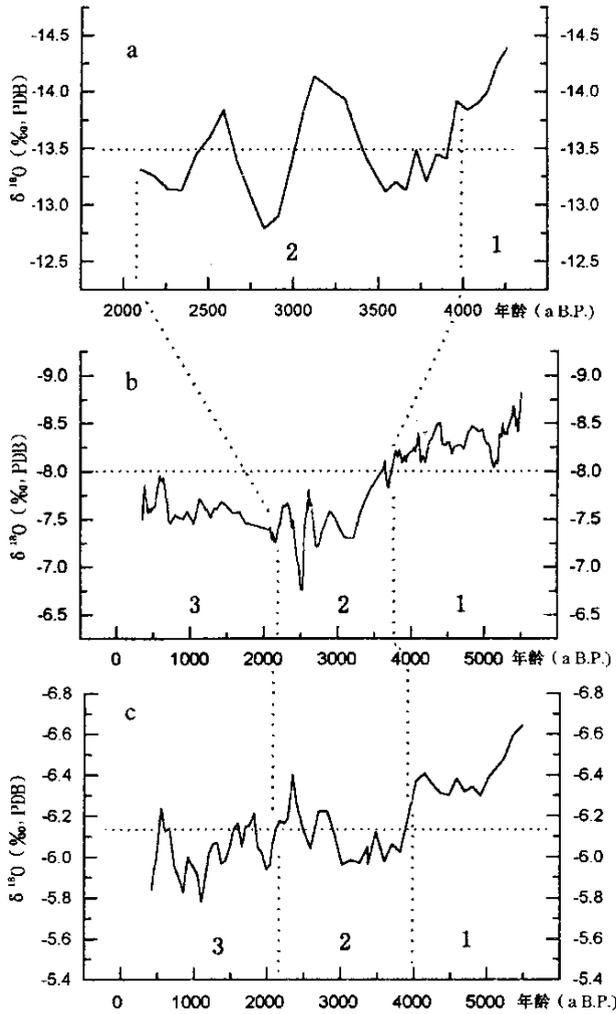


图 2 桂林响水洞(X1)、贵州荔波董歌洞(D4)和云南泸沽湖仙人洞(LX1)石笋的氧同位素记录
 Fig.2 The records of oxygen isotopes from stalagmite of Xiangshuidong(X1) cave in Guilin, Donggedong cave(D4) in Libo and Xianrendong cave(LX1) in Luguhu lake, Yunnan
 a. 仙人洞 LX1 石笋; b. 荔波董歌洞 D4 石笋; c. 响水洞 X1 石笋; 1. 6000~4000a B. P. 间的气候适宜期; 2. 4000~2100a B. P. 间的气候冷事件突变或转换期; 3. 2100~130a B. P. 晚全新世气候相对波动的降温期

荔波董歌洞 D4 石笋(图 2b-1), 在 6000~3800a B. P. 期间的 $\delta^{18}O$ 平均值为 -8.26‰ (PDB), 与 6000aB. P. 以来石笋的 $\delta^{18}O$ 平均值 -8.02‰ 以及现代洞穴滴水 $\delta^{18}O$ ($-8.52\text{‰} \sim -8.49\text{‰}$) 和现代沉积碳酸盐的 $\delta^{18}O$ (-7.73‰)^[8] 相比, 均趋向于偏负。D4 石笋的 $\delta^{18}O$ 记录曲线与响水洞 X1 石笋大体一致, 均呈锯齿状波动, 表现为不稳定性, 显示东亚夏季风由强盛逐渐变为减弱的趋势, 夏季有效降水也表现出有逐渐减弱的趋势, 气温也表现出缓慢下降的趋势。此外, 荔波董歌洞 D4 石笋同位素记录曲线还显示, 东亚夏季风和西南季风在荔波地区的撤退和减弱, 不如桂林和云南两地反映迅速, 总体上要比桂林响水洞 X1

石笋和仙人洞 LX1 石笋的气候变化要滞后 200a, 但与相距 150km 的都均七星洞石笋(6000~3800a B. P.) 的季风、气候变化大体一致^[15], 这主要是因为荔波地区处于贵州高原斜坡地带的岩溶峰丛山区, 董歌洞边缘由高峰丛山所环绕, 使得东亚夏季风或西南季风的退出缓慢, 而东亚冬季风则要南下经由南宁或广州以后, 才能转向荔波、贵阳方向推进, 所以, 荔波董歌洞和都均七星洞地区夏季风的退出或冬季风的推进, 均要滞后 200a, 这与它所处的地理位置密切相关, 表现出明显的区域性、地区性的气候特点。

本阶段表现为不稳定性波状变动, 总体显示东亚夏季风或是印度季风相对较强, 而在中-低纬度地

区记录的太阳辐射强度^[16]则显示为逐渐减弱的变化趋势,本阶段表现为温暖湿润的气候环境,是向中全新世晚期气候变化的过渡或转换阶段。

3.2 中全新世晚期气候冷事件突变或转换期(4000或3800~2100a B. P.)

西南三个地区的洞穴石笋记录,从4000a B. P. 以来的气候环境,显示由冷湿到温湿,呈交替变化特征。在4000~2100a B. P. 的冷事件期间,持续的时间约1900a,由于三个石笋所处的地理位置不同,所以,显示出明显的区域性、地区性的气候特征。该寒冷期在不同的地区,其持续的时间及变化幅度明显不同。

桂林响水洞的石笋记录(图2c-2),在4000~2850 a B. P. 间表现为寒冷湿润的气候环境,持续的时间约1150a,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值趋向于偏正或偏重,显示东亚冬季风增强,反映中—低纬度太阳辐射强度减弱,气温快速下降,冷峰位于3200~3000a B. P.。该寒冷期相当于我国近5000年来气候变化的第一次寒冷期^[3]或相当于欧洲第三次新冰期^[1,2]。从2850~2100a B. P. 期,显示东亚夏季风有所加强,气温有所回升,表现为暖偏凉湿润的气候环境^[8,9]。此外,在其内间夹200年(在2650~2450a B. P.)短暂的冷偏凉阶段,相当于第三次新冰期的晚期,可与其它两个石笋记录的气候变化进行对比。

云南泸沽湖仙人洞石笋记录(图2a-2),在4000~2100a B. P. 寒冷期, $\delta^{18}\text{O}$ 值呈锯齿状波动^[10],气候变化呈不稳定性,反映西南季风的突进或突退。寒冷阶段分别发生在4000~3300a B. P. (冷峰位于3550年)和3000~2700a B. P. (冷峰位于2800年),显示东亚冬季风强盛,西南季风减弱或快速退出。该寒冷期相当于我国近5000年来气候变化的第一次寒冷期^[3]或西周寒冷期^[17]或相当于欧洲的第三次新冰期^[2]——Neoglaciation age;其内间夹两个200~300年(分别为3300~3000a B. P. 和2700~2500 a B. P.)的温暖或温暖偏凉阶段^[10],显示东亚冬季风有所减弱,西南季风有所增强。云南泸沽湖仙人洞在4000~3300a B. P. 间石笋记录的寒冷阶段与洱海湖泊沉积记录的4000~3500a B. P. 湿冷阶段^[6]大体相当,可以相互对比,均反映西南季风的快速减弱或南撤。总体而言,仙人洞石笋记录的时间更精确、气候变化更明显,阶段性更强。

荔波董歌洞石笋记录(图2b-2),在3800~2100a B. P. 的寒冷期, $\delta^{18}\text{O}$ 值记录曲线从3800年开始呈直线状快速下降,寒冷事件的持续时间约1700a,最寒冷点位于2400~2350a,相当于第三次新冰期的晚期,显示东亚冬季风增强,东亚夏季风减弱并快速退出,据

计算,当时气温下降到0~1.5℃,表现为干冷的气候环境^[8]。该寒冷期与吉林金川泥炭记录的3600~2500a B. P. 的干冷期^[7]、甘肃省民勤县青土湖湖泊沉积在3800~2500a B. P. 间的记录^[14]显示东亚夏季风南撤,湖水退出,沉积物颗粒较粗大,表现的干冷气候环境大体一致,可以相互进行对比,气候记录表现为千年级、百年级的变化趋势。

本阶段西南地区三个石笋记录的气候变化冷事件,与全球变化大体一致,在大西洋、欧洲、热带非洲、北美、新西兰、日本等地的各类沉积物中均有记录^[4],而在中国历史文献中记载的西周寒冷期^[17]和在2900~2700a B. P. 间黄河中下游地区出现严重的干旱和寒冷期^[13];竺柯桢(1972)的温度记录曲线对该干冷事件均有记载,可以相互对比;此阶段在太平洋、印度洋以及中国东北地区表现为主要火山活动—火山喷发期^[18~20],火山喷发主要集中在4000~3500 a B. P. 和3000~2400 a B. P. (于革等,2003),暗示着火山喷发集中期与东亚降温具有某种因果关系。但是,气候变冷事件在时间变化上的趋前或滞后,在不同地区,仍存在有区域性气候变化的特点,受地区气候变化的影响。

3.3 晚全新世相对波动的冷暖期(2100~130a B. P.)

在2100~130a B. P. 期间,桂林响水洞和荔波董歌洞石笋记录的气候变化趋势基本一致, $\delta^{18}\text{O}$ 记录曲线呈锯齿状波动, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值分别为-6.02‰和-7.41‰,趋向于偏正或偏重,反映东亚季风呈不稳定的波动特征,东亚夏季风与冬季风交替演变,总体上,东亚冬季风占优势,气候以寒冷为主。本阶段两石笋记录的气候变化,仍存在有一些差异。

在2100~1900 a B. P. 间,桂林响水洞石笋的同位素记录显示,存在一个200a的冷干阶段,相当于我国近5000a来气候变化的第二次寒冷期^[3],而荔波董歌洞石笋记录反映为凉干的气候环境。从1430 a B. P. 至370 a B. P.,桂林响水洞石笋的气候记录(图2c-3)可分为三个小阶段,①在1430~650 a B. P. 间,石笋的同位素记录反映东亚冬季风有所增强,表现为干旱寒冷的气候环境,持续时间约780a,最冷点位于1180a B. P.。该寒冷期相当于中国近5000年来气候变化的第三次寒冷期^[3];据历史上的气候记录,当时江苏的太湖全部结冰,冰上可以通车,而福建的福州、莆田、泉州一带10多县发生“极大寒”,造成荔枝被冻死^[17];②在650~500a B. P. 间反映东亚夏季风有所增加,表现为温湿的气候环境,持续时间为150a,相当于我国近5000年来的第四次温暖湿润期;③从500~370a B. P. 气温再次下降,表现为干冷的气候环境,相

当于我国近5000年来的第四次冰期。

荔波董歌洞石笋(图2b-3)从1430~130 a B. P. 间记录的气候波动变化较大,可分为四个小阶段,① 1430~900 a B. P. 间表现为明显的冷湿气候环境,持续时间为530a,最冷点位于1230a B. P.,第三次寒冷期^[3]——两宋(北宋、南宋)寒冷期^[17];这个干冷阶段的持续时间比桂林响水洞石笋记录要少250a,即气候变化提前250a转为暖偏凉;② 900~700 a B. P. 反映东亚夏季风有所增,表现为一个短暂的暖偏凉的湿润气候环境,持续时间为200a;③在700~450a B. P. 间的同位素记录反映东亚冬季风有所增强,表现为寒冷潮湿的气候环境,持续时间约250a,最冷峰点位于650a B. P.。相当于第四次寒冷阶段或明清严寒期^[3],据中国历史上的气候记录,当时江苏的太湖结冰厚达数尺,橘尽冻死;而湖南的洞庭湖变成“冰陆”,车马可以通行^[17]。并可与北极地区Devon岛冰帽500年来氧同位素记录的公元1430年的寒冷期相对比^[21];④ 450~130 a B. P. 反映东亚夏季风有所增加,表现为温湿的气候环境,持续时间为320a,其中,在400~350 a B. P. 间表现为50a的温暖偏凉气候环境。可与北极地区Devon岛冰帽500a氧同位素记录的公元1520年和1560年二个寒冷期相对比^[21]。在本时段,两石笋的氧同位素记录曲线虽然存在有一些差异,但总体变化的趋势基本是一致的,响水洞石笋的氧同位素记录表现为高频振动,反映对季风影响的敏感性较强,而董哥洞石笋的氧同位素记录表现为缓慢的上升,由于相距海岸较远,又处在岩溶高原边缘的岩溶峰丛洼地区,周缘由高峰丛山地所环绕,使得东亚季风或西南季风的进退缓慢,所以,对季风影响的反应相对迟缓,敏感性不如桂林地区强,故而造成两地区洞穴石笋的同位素记录曲线形态存在有差异性变化,这与它们所处的地理位置密切相关。

4 结论与讨论

(1) 三个洞穴石笋的TIMS-U系年龄和氧同位素记录揭示,西南地区中全新世(6000a B. P.)以来的季风气候变化表现为,6000~4000a B. P. (或3800a B. P.)为气候适宜期,显示东亚夏季风和西南季风由强盛逐渐变为减弱的趋势,夏季有效降水也表现出有逐渐减弱的趋势,而此阶段在中—低纬度地区记录的太阳辐射强度也显示为逐渐减弱的变化趋势,本阶段表现为温暖湿润的气候环境;4000~2100a B. P. 为气候冷事件突变或转换期,显示东亚冬季风强盛,东亚夏季风和西南季风快速南撤,气温快速下降,

下降达到零度,降水减少,表现为干旱寒冷的气候环境;2100~130a B. P. 为东亚季风不稳定的波动期,显示东亚夏季风与冬季风交替演变,东亚冬季风占优势,气候以寒冷为主,气候记录显示由冷湿→温湿→冷湿→温湿,呈波动交替变化特征,而且气候波动的频率却在增加,越接近现代冷暖变化时间越短,变化幅度则渐渐变小。

(2) 4000~2100a B. P. 期间,石笋记录的气候突变冷事件,在北大西洋、西欧、北非以及中国的青藏高原、东北、华北地区和南方地区等地的湖泊、冰芯、泥炭和海洋沉积中均有记录^[1~7],为全球性的突变冷事件。该突变冷事件的石笋记录反映东亚夏季风和西南季风快速退出,东亚冬季风快速推进、增强。而此时段在中—低纬度地区记录的太阳辐射强度明显减小,气温降低,可能与本阶段在太平洋、印度洋以及中国东北地区的火山活动—火山喷发有某种相关。据国内外学者^[18,19,22]早期的研究,认为火山喷发的火山灰和火山气体等物质进入大气平流层滞留后,随大气环流扩散成为太阳辐射的屏障层,起阳伞遮蔽作用,从而导致进入地球表面的太阳辐射能量的强度减弱,地表温度降低,暗示着火山喷发集中期与东亚降温具有某种因果关系,可能是造成全球气候变冷原因之一。

(3) 西南地区近6000a B. P. 以来的古气候环境演化,在不同地区显示的气候变冷事件,在时间变化上存在有趋前或滞后,如桂林响水洞和云南泸沽湖仙人洞在4000年左右的快速降温,反映东亚夏季风和西南季风的快速退出,东亚冬季风的突然增强;而在贵州南部荔波董歌洞和都均七星洞石笋记录的气候变化反映东亚夏季风和西南季风的退出和东亚冬季风的推进要比响水洞和仙人洞滞后200a,这与它所处的地理位置密切相关,表现出区域性的气候特点。

(4) 在4000~2100a B. P. 期间的这个冷阶段,宁蒗泸沽湖仙人洞石笋的同位素记录反映东亚冬季风强盛,但是气候变化呈不稳定的波动性,伴随有短周期的西南(印度)季风的快速推进和撤退,并以200~300a为活动周期,反映气候的降温或升温事件与太阳的调制作用和太阳活动的Gleissberg周期(即270a周期)有关。同时,也反映西南(印度)季风的活性性较强,势力相当强大,其强度和范围都超过了东亚夏季风。

参考文献

- [1] Lamb H H. Present, Past and Future[J]. Vol. 2. Climate and the future[M]. London: Methuen & Co, 1977, 376—380.
- [2] Denton G H, Karlen W. Holocene climate variation — their pattern and possible cause[J]. Quaternary Research, 1973, 3: 155—205.

- [3] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. 考古学报, 1972, (1): 15—38.
- [4] Van G B, Buurman J, Waterbolk H T, Archaeological and palaeocological indications of an abrupt climate change in the Netherlands and evidence for climatological teleconnections around[J]. Journal of Quaternary Science, 1996, 11(6): 451—460.
- [5] 施雅风, 王昭震, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. 中国科学(B辑), 1992, (12): 1300—1307.
- [6] 张振克, 吴瑞金, 王苏民, 等. 近8ka BP来云南洱海地区气候演化的有机碳稳定同位素记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(3): 23—28.
- [7] 王志国. 吉林金川泥炭纤维稳定碳同位素组成序列与东北季风区五千年来的环境变迁[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(1): 52—54.
- [8] 张美良, 程海, 林玉石, 等. 贵州荔波1.5万年以来石高分辨率古气候记录[J]. 地球化学, 2004, 33(1): 65—74.
- [9] 张美良, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林响水洞6000a以来石笋高分辨率的气候记录[J]. 地球学报, 2003, 24(5): 439—444.
- [10] 林玉石, 张美良, 覃嘉铭. 云南宁蒗泸沽湖地区的古环境重建[J]. 中国岩溶, 2001, 20(3): 174—182.
- [11] 张美良, 等. 广西灌阳响水洞石笋的同位素年龄及古气候意义[J]. 中国岩溶, 1998, 17(4).
- [12] 林玉石, 等. 桂林盘龙洞石笋地质时代的划分[J]. 中国岩溶, 1996, 15(1~2).
- [13] 侯甬坚, 祝一志. 历史记录提取的近5~2.7ka 黄河中下游平原重要气候事件及其环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 23—29.
- [14] 王乃昂, 李吉均, 曹继秀, 等. 青土湖近6000年来沉积气候记录研究—兼论四五世纪气候回暖[J]. 地理学报, 1999, 19(2): 119—124.
- [15] 蔡演军, 彭子成, 安芷生, 等. 贵州七星洞全新世石笋的氧同位素记录及其指示的季风气候变化[J]. 科学通报, 2001, 46(16): 1398—1042.
- [16] David A H, Mark B, Jason H C, et al, Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowland[J]. Science, 2001, 292(18): 1367—1370.
- [17] 余同元. 中国历史上气候变迁的时空差异性及其影响[J]. 安徽教育学院学报, 1996, (3): 18—21.
- [18] 张先恭, 张富国. 火山活动与我国旱涝、冷暖的关系[J]. 气象学报. 1985, 13(2): 196—207.
- [19] Robock A., Free M., The volcanic record in ice core for the past 2000 years[M]. In: Jones P, Bradley R, Jouze J, eds. Climatic variation and forcing mechanisms of the last 2000 years. New York. Springer—Verlag, 1996: 533—546.
- [20] 于革, 刘健. 全球12000 a BP以来火山爆发记录及其对气候变化的影响的评估[J]. 湖泊科学, 2003, 15(1): 11—20.
- [21] Baker R. S. Holocene paleoclimatology of the Queen Elizabeth islands, Canadian, Arctic[J]. Quaternary Science Reviews. 1990. 9: 365—384.
- [22] 张佳华, 孔昭宸, 杜乃秋. 北京地区15000年以来环境变迁中灾害性气候突变事件的评论[J]. 灾害学, 1999, 11(2): 72—75.

THE COOLING EVENTS FROM STALAGMITE RECORDS DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE IN SOUTHWEST CHINA

ZHANG Mei-liang, TU Lin-ling, LIN Yu-shi, QIN Jia-ming,
WANG Hua, FENG Yu-mei, YANG yan, ZHU Xiao-yan

(Institute of Karst Geology, CAGS; Karst Dynamics Laboratory, MLR, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: The time sequence of paleo-climatic change in southwest China since 6000a ago has been reconstructed by high precision TIMS-U series dating and oxygen isotopes analysis of three stalagmites from Xi-angshuidong cave in Guilin; Donggedong cave in Libo, Guizhou and Xianrendong cave in Ningliang, Yun-nan, respectively. It shows that the record of the warm and cold events from three stalagmites in southwest China reflect that the paleo-monsoon or paleoclimatic change can be divided into three stages: (1) the middle Holocene Epoch- optimum stage in climate from 6000a B. P. to 4000a B. P., revealing change of the East-Asian summer monsoon from strong to weak gradually, and the climate was warm and humid. (2) the late period of the middle Holocene from 4000a B. P. to 2100a B. P., an abrupt changing or altering stage of climate toward cold events, showing the East Asian summer monsoon became weak and winter monsoon became strong, the solar radiation was weakening, and the temperature fell down and the range of climate change became strong. Especially the cooling event occurred 4000~3500a B. P. was probably the heaviest cooling process since the Younger Drays (Y. D) event, which is also the most effective small glacial periods in the recorded history and is also an important turning in climatic evolution in the Holocene. It signifies the end of the optimum stage in climate from 6000a B. P. to 4000a B. P. and the beginning of the Neo-glacial in the late Holocene. (3) the late Holocene Epoch from 2100a B. P. to 130a B. P. is a relatively unstable of temperature falling stage, interrupted by several short sub-periods of climate changes such as changing from warming and wetting to drying and cooling.

Key words: Stalagmite; Isotope records; Cooling events; Southwest China