科学通报 2012 年 第 57 卷 第 1 期: 73 ~ 79
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

全新世黔北降水特征的石笋记录及适宜期结束时间在亚洲季风区的不等时性

姜修洋[①], 何尧启[②], 沈川洲[③], 孔兴功[④], 李志忠[①], 张育维[③]

① 福建师范大学地理科学学院, 湿润亚热带生态地理过程省部共建教育部重点实验室, 福州 350007;
② 贵州民族学院旅游与航空服务学院, 贵阳 550025;
③ 台湾大学地质科学系, 高精度质谱与环境变迁实验室(HISPEC), 台北 106;
④ 南京师范大学地理科学学院, 南京 210046
E-mail: strawjxy@msn.com

2011-05-08 收稿, 2011-09-08 接受
国家自然科学基金(41002061, 40771009)和福建省自然科学基金(2010J05093)资助

摘要 基于黔北石膏洞两支石笋(SG1 和 SG2)的 12 个高精度 ^{230}Th 年龄(误差为±2.5~55 a)和 479 个氧同位素数据, 建立了全新世 9.9 ka BP (相对 1950 AD) 至今较高分辨率的东亚季风和印度季风交汇区季风降水序列. 石膏洞 δ^{18}O 记录表明: 9.9~6.6 ka BP, 季风降水处于降水丰沛的湿润期; 6.6~1.6 ka BP, 该时段为降水逐渐减弱时期; 1.6 ka BP 至今石笋 δ^{18}O 最为偏正, 季风降水整体处于较弱期, 其长期演变趋势整体追随 30°N 夏季太阳辐射能量变化曲线. 利用时序分析方法, 对石膏洞与已发表的高分辨率石笋 δ^{18}O 记录分析发现, 石笋所揭示的全新世适宜期结束时间在不同季风区存在显著差异: 统计分析结果显示印度季风区的阿曼为 7.2~7.4 ka BP, 东亚季风下的华中地区为 5.6~5.8 ka BP, 而地处于两季风交汇处的西南一带则介于其中约为 6.6~7.0 ka BP. 我们认为供应东亚季风水汽来源的热带西太平洋海水表面温度变化, 是可能造成亚洲不同地区全新世适宜期结束时间不一致的原因.

关键词
全新世适宜期
印度季风
东亚季风
不等时性
石膏洞
石笋氧同位素

全新世的气候变化与人类社会的发展有密切的关系, 其气候变化备受人们的关注. 近来, 一系列高分辨率古气候记录的涌现使我们进一步了解了我国全新世东亚季风气候变化的演变特征[1~18]. 但是, 对于全新世适宜期的认识, 存在较大的争议. 早于 1992 年, 施雅风等人[15]根据大量的地质记录, 提出中国全新世大暖期发生在约 8.5~3.0 ka BP 期间, 其中最温暖湿润期维持在 7.2~6.0 ka BP. 季风干旱过渡区的研究结果显示气候适宜期基本集中在约 8.0~3.0 ka BP 的全新世中期[16], 支持这种模式. 根据不同地区地质记录, An 等人[1]指出适宜期在东亚季风区存在时空差异, 从北部、中部到东南部发生的时间分别为 9, 6 及 3 ka BP, 提出"穿时性"模式. 广东湛江湖光岩玛珥湖孢粉数据[17]显示, 全新世适宜期发生早全新世时期(9.5~8.0 ka BP), 随后湿度明显降低, 显示出"早全新世适宜期"模式. Zhou 等人[18]通过中国南北地区不同地质记录的对比分析, 发现适宜期在我国季风区不具有穿时性的特点, 各地起止时间大体一致, 为 10~5 ka BP, 提出"同步性"模式. 这些颇有争议的结论, 可能受限于年代模式和样品分辨率; 另外可能原因是不同载体对区域气候及水文条件的不等时反映及不同反馈机制, 暗示着不同研究材料的沉积序列之间难以进行精细的对比.

洞穴石笋因为具有准确的绝对定年等优势, 成为获取全新世高分辨率气候信息的有效载体. 目前, 以石笋 δ^{18}O 记录重建亚洲季风区全新世季风演化序

英文版见: Jiang X Y, He Y Q, Shen C Z, et al. Stalagmite-inferred Holocene precipitation in northern Guizhou Province, China, and asynchronous termination of the Climatic Optimum in the Asian monsoon territory. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-011-4848-6

列, 已取得若干进展[6~14]. Dong 等人[8]根据神农架三宝洞、清江和尚洞、贵州董歌洞和阿曼 Qunf 洞石笋 $\delta^{18}O$ 记录的对比发现, 全新世适宜期起止时间在亚洲季风区大体一致, 约为 9.5~6.5 ka BP. 然而, Cai 等人[9]进一步对比季风区 Hoti 洞、董歌洞、和尚洞、三宝洞和九仙洞记录, 发现印度季风和东亚季风夏季风降水在全新世适宜期结束时的变化存在较大差异. 上述全新世适宜期在时序变化上的不同观察, 源自于研究者的主观判断, 这些研究缺乏严格客观的资料统计分析. 因此, 东亚季风全新世适宜期是否存在空间上的相位不同亦或是同步变化, 有待于深入探讨.

黔北地区受到亚洲季风两个子系统西南印度季风和东亚季风的双重影响, 该区高分辨率的气候记录, 应可揭示印度季风和东亚季风演化上的时序异同. 本文试图通过对位于黔北石膏洞两支石笋 $\delta^{18}O$ 时间序列的分析, 获取该区全新世夏季风降水的变化信息. 利用统计方法对印度季风和东亚季风区不同地点高分辨率洞穴石笋 $\delta^{18}O$ 记录的进行分析, 探讨全新世适宜期季风降水的空间变化特征及其可能的驱动机制.

1 研究材料和方法

(ⅰ) 区域概况. 石膏洞 (107°10′E, 28°11′N)位于贵州省遵义市东北 80 km 处的绥阳双河洞国家地质公园内, 属中亚热带季风气候区, 兼有亚热带山地季风气候的特点, 雨热同季, 四季分明, 7 月和 1 月平均气温分别为 22.5 和 1.6℃, 年平均气温为 13.5℃, 降雨量为 1160~1350 mm, 主要集中于 4~10 月. 目前, 开发的洞穴长约 1000 m, 洞穴次生碳酸盐非常发育. 洞内实测温度为 13.0℃(2010 年 6 月), 与当地多年年均温一致. 上覆土壤以黄壤、石灰土为主. 植被发育良好, 以亚热带常绿、落叶阔叶混交林为主.

(ⅱ) 样品和测试方法. 本文 2 支石笋样品 SG1 和 SG2 于 2010 年 6 月采自距洞口约 400 m 的大厅, 两样品相距约 10 m. SG1 和 SG2 分别长约 273 和 205 mm, 外形均呈圆柱状, 直径分别约 10 和 8 cm. 将石笋沿生长中心切开并抛光, 可见 SG1 在据顶 4~5 mm 处存在一沉积间断, 其下层段石笋质地细腻, 由纯净方解石晶体组成, 结晶致密, 无溶孔和重结晶现象; SG2 生长较为均匀, 岩性致密, 抛光面没有发现明显的沉积断面. 整段石笋剖面在抛光面上, 用直径为

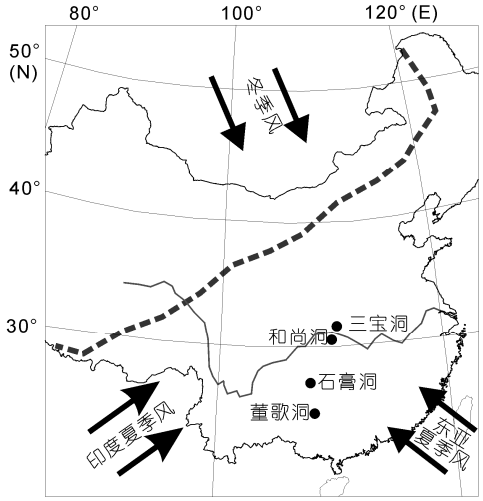

图 1 洞穴地理位置

图中虚线为现代亚洲夏季风北边缘带

0.9 mm 牙钻各获取了 6 个铀系年代样, 在台湾大学高精度质谱与环境变迁实验室(HISPEC)完成. 化学实验方法参照 Shen 等人[19]; 分析仪器为 MC-ICP-MS Neptune, 方法参考 Frohlich 等人[20], 测年结果见表 1. 同时, 沿石笋生长中心轴采用 0.5 mm 钻头, 1 mm 钻取 1 个氧同位素样品, 采用碳酸盐自动进样装置与 Finnigan MAT-253 型质谱仪联机测试, 每 9 个样品加测 1 个标准样品(NBS-19), 共测试样品 479 个, 结果以 $\delta^{18}O$ (PDB 标准)表示, 计算公式为

$$\delta^{18}O=\left[\left(\frac{^{18}O}{^{16}O_{样品}}\Big/\frac{^{18}O}{^{18}O_{标准}}\right)-1\right]\times 1000,$$

分析误差($\pm 2\sigma$)优于 0.06‰, 由南京师范大学同位素实验室测试.

(ⅲ) 时序变化分析. 为了以客观的方式估计亚洲季风全新世适宜期结束时的确切时间, 我们采用回归统计方法(RAMPFIT[21]). RAMPFIT 方法是用加权最小二乘法对分析数据进行拟合“倾斜”(ramp)过程, 从而获取转换点的确切年龄[21]. RAMPFIT 方法已被应用于古环境变迁时序变化研究中, 例如对南极冰芯 EPICA Dome C 代用指标进行分析, 获取了过去 9 个冰期终止点的变化过程和起止时间[22]; Fleitmann 等人[23] 亦利用 RAMPFIT 方法, 对阿曼 Qunf 洞石笋 $\delta^{18}O$ 记录进行分析, 获得了全新世印度季风的长期演变过程和主要转折点的时间. 本文中利用此方法对亚洲季风区的阿曼 Qunf 洞、董歌洞、石膏洞、和尚洞和三宝洞全新世石笋 $\delta^{18}O$ 记录进行分析.

表 1 SG1 和 SG2 石笋 MC-ICP-MS 铀系测年结果 a)

样品号	^{238}U ($\times10^{-9}$ g/g)	^{232}Th ($\times10^{-12}$ g/g)	^{230}Th/^{232}Th (原子数比$\times10^{-6}$)	δ^{234}U (测量值)	^{234}U 初始值 (校正值)	^{230}Th/^{238}U (活度比)	^{230}Th 年龄(a) (未校正值)	^{230}Th 年龄(a BP) (校正值)
SG1-20	280.9±0.6	192.5±5.9	3147±98	2417±11	2446±11	0.1306±0.0006	4236±24	4171±24
SG1-86	304.4±0.7	58.4±7.7	14460±1917	2354±10	2391±10	0.1680±0.0007	5579±29	5517±29
SG1-96	372.8±0.8	63.0±6.7	18174±1943	2312±9.7	2353±10	0.1860±0.0006	6272±28	6211±28
SG1-155	332.4±0.5	72.8±6.6	17477±1594	2316.3±7.0	2368.2±7.2	0.2317±0.0007	7847±31	7786±31
SG1-203	328.3±0.7	283.9±7.5	5181±137	2518±10	2581±10	0.2713±0.0011	8685±44	8619±44
SG1-270	457.7±1.2	393.8±5.8	5360±81	2199±13	2261±13	0.2793±0.0010	9878±55	9811±55
SG2-10	2228.0±6.1	65.1±7.8	2509±300	803.4±5.6	804.0±5.6	0.00444±0.00004	268.4±2.5	209±2.5
SG2-47	1882.4±4.7	262±10	2382±95	791.4±7.1	794.2±7.1	0.0201±0.0001	1232±8	1170±8
SG2-69	2209.8±5.3	120.7±7.7	9951±638	788.5±5.1	793.0±5.2	0.0329±0.0001	2026±9	1966±9
SG2-115	1728.3±4.4	95.3±7.0	14325±1049	787.4±5.9	794.0±5.9	0.0478±0.0002	2956±15	2895±15
SG2-130	1547.2±4.7	76.6±7.0	24081±2189	806.3±6.9	816.5±7.0	0.0722±0.0003	4441±24	4380±24
SG2-193	1204.4±2.3	183.2±5.7	10953±399	967.6±4.5	983.3±4.6	0.1009±0.0003	5725±22	5663±22

a) λ_{230} = 9.1577×10^{-6} a^{-1}; λ_{234} = 2.8263×10^{-6} a^{-1}; λ_{238} = 1.55125×10^{-10} a^{-1}; δ^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]$_{活度比}$ − 1)×1000; δ^{234}U $_{初始值}$ 是根据 ^{230}Th 年龄获得, 即 δ^{234}U $_{初始值}$= δ^{234}U $_{测量值}$×e$^{\lambda 234\times T}$; 校正 ^{230}Th 年龄假设初始的 ^{230}Th/^{232}Th 原子比为(4 ± 2)×10^{-6}. a BP 中 P 代表 1950 年

RAMPFIT 统计方法具体的原理和方法, 请参照 Mudelsee[21].

2 结果与讨论

2.1 铀钍测量及时间标尺

表 1 给出石笋 SG1 和 SG2 的铀钍同位素及浓度测量、实测年代及其误差(±2σ)范围. SG1 样品 ^{238}U 含量在 0.46 × 10^{-6}~0.28 × 10^{-6} g/g 之间, 但由于 ^{232}Th 含量相对低(394 × 10^{-12}~58 × 10^{-12} g/g), ^{230}Th/^{232}Th 比值较大, 测年误差相对偏少, 误差为 5‰左右. SG2 样品 ^{238}U 含量相对更高, 在 1.2 × 10^{-6}~2.23 × 10^{-6} g/g 之间, ^{232}Th 含量也相对较少(262 × 10^{-12}~65 × 10^{-12} g/g), 测年误差大部分优于 6.5‰. 从表 1 实测年代数据可以看出, SG1 主要生长于全新世早中期, 覆盖了 9.81~4.17 ka BP; SG2 主要生长于中晚全新世, 覆盖了 5.66 ka BP 以来的记录. 根据 ^{230}Th 实测年代计算出各段的沉积速率, 以内插法建立 SG1 和 SG2 剖面的年代模型(图 2), 其氧同位素平均分辨率约为 20 a. 石膏洞石笋铀钍定年精准度很高, 年龄最大误差为±55 a, 最小仅只有±2.5 a, 在 9.8~7.8 ka BP 段, 年龄误差为±55~31 a, 7.8~0 ka BP 区间, 误差为 ±29~2.5 a (图 2).

SG1 石笋在 270~96 mm (9.81~6.21 ka BP)和 86~20 mm(5.52~4.17 ka BP)两区间的沉积速率的变化幅度较小, 平均沉积速率为 0.048 mm/a; 可是在 96~86 mm 之间, 沉积速率大幅度降低 0.014 mm/a, 从石笋抛光面上看此段岩性结晶致密, 显微镜下观察没有明显的沉积间断, 可能与洞穴滴水的较少有关. SG2 在 193~130 mm (5.66~4.38 ka BP)和 115~10 mm (2.90~0.21 ka BP)两区间的沉积速率较为稳定, 分别为 0.039 和 0.049 mm/a, 但是在 130~115 mm 区间的沉积速率降低至 0.01 mm/a, 同样在显微镜下观察没有发现明显的沉积间断, 其可能原因在 2.2 节中论述.

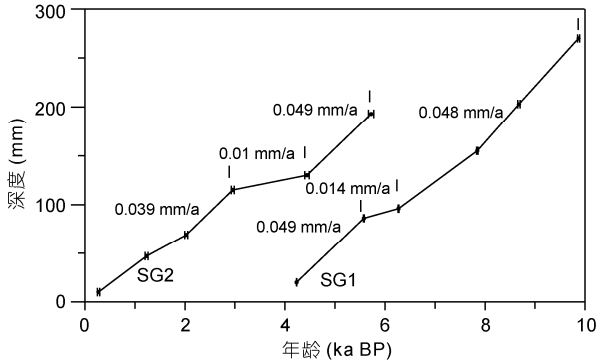

图 2 石膏洞石笋 SG1 和 SG2 的年代模式图

黑点及水平误差棒分别为 SG2 和 SG1 记录的年龄控制点及对应的测年误差

2.2 氧同位素记录及其意义

石膏洞石笋 δ^{18}O 时间变化序列绘制于图 3. 前人研究指出, 亚洲季风区石笋氧同位素在轨道、千年和百年尺度上主要反映了夏季风降水 δ^{18}O 值变化的信息[8~13]. 最近 1810 a 以来的万象洞石笋 δ^{18}O 记录[11]和 750 a 以来的秦岭大鱼洞 δ^{18}O 记录[10]都与历史文献数据重构的旱涝指数也具有良好的相关性, 说明

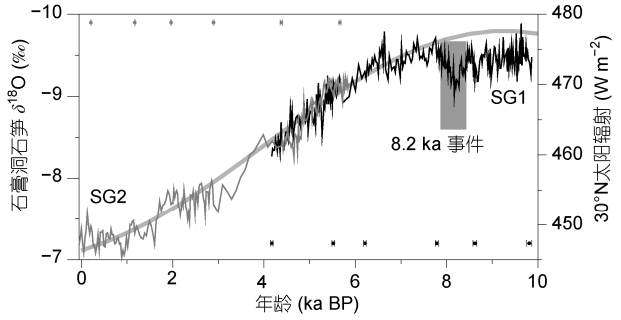

图 3 石膏洞石笋 SG1 和 SG2 与太阳辐射曲线对比

黑色线为石笋 SG1 δ^{18}O 曲线, 灰色线为 SG2 δ^{18}O 记录, 灰色粗实线为太阳辐射曲线, 阴影代表 8.2 ka BP 事件. 上下散点及水平误差棒分别为 SG2 和 SG1 记录的年龄控制点及对应的测年误差

夏季风强弱带来的降水量变化是影响东亚季风区石笋同位素组成的主要因素. 距石膏洞较近的遵义市降水数据(数据来源 http://isohis.iaea.org, 1951~1998 年)显示: 夏季(4~10 月)降水量占全年的 70%~80%, 且和年总降水量之间的相关系数(R^2)为 0.74, 夏季降水量较大时, δ^{18}O 明显偏负(–8.2‰), 而在冬季降水量较少时, δ^{18}O 偏正(–6.2‰). 上述分析表明, 夏季风强弱带来的降水量变化是影响石膏洞石笋氧同位素组成的主要因素, 即夏季风越强盛, 则 δ^{18}O 越偏负, 反之则越偏正.

石笋 SG1 和 SG2 氧同位素随时间变化的曲线图中显示, 两支石笋 δ^{18}O 在重叠时段呈现出一致的变化趋势(图 3). 同一洞穴石笋 δ^{18}O 记录的重现性一方面证实石膏洞石笋在沉积过程中达到了平衡分馏, 另一方面也表明两支石笋可以进行拼接. 石膏洞石笋 δ^{18}O 变化范围为–9.6‰~–7.0‰, 记录了黔北地区 9.8 ka BP 以来的气候变化信息. 从中可以识别出以下 3 个阶段: (1) 9.8~6.6 ka BP, 石笋 δ^{18}O 在–9.0‰ ~ –9.6‰之间变化, 季风处于降水丰沛的湿润期; (2) 6.6~1.6 ka BP, 石笋 δ^{18}O 值从–9.4‰逐渐偏正至–7.2‰, 该时段为降水逐渐减弱时期; (3) 1.6 ka BP 至今, 石笋 δ^{18}O 最为偏正, 在–7.0‰~–7.5‰之间变化(图 2). 石膏洞石笋 δ^{18}O 曲线长期演变特征为追随 30°N 夏季太阳辐射能量变化(图 2), 说明夏季太阳辐射能量变化对该地区的夏季风变化起着宏观调控作用. 石膏洞石笋 δ^{18}O 记录的另一个特征就是全新世早期存在一系列百年尺度的季风降水减弱事件, 最为显著的就是 8.2 ka BP 事件(图 2). 石笋 δ^{18}O 在 8.5 ka BP 开始偏正, 8.2 ka BP 时 δ^{18}O 偏正至–9‰, 为全新世早期最为偏正时期, 随后 δ^{18}O 开始偏负. 石膏洞石笋 δ^{18}O 记录的另一个特征就是在 4 ka BP 前后季风降水快速较少, δ^{18}O 在约 700 a 的时间内偏正约 1‰, 生长速率也是整段最为缓慢时期(0.01 mm/a). 此变化特征在神农架三宝洞[8]和清江和尚洞[14]石笋记录中也有表现(图 4), 其中, 三宝洞石笋 δ^{18}O 值的变化幅度和持续时间与 SG2 石笋记录基本一致(图 4), 共同记录了 4 ka 左右季风干旱时期.

2.3 全新世演变特征与 8.2 ka BP 事件

印度季风和东亚季风是亚洲季风的两个子系统, 他们之间即相互独立又相互作用, 一般以经线 105°E 为分界线, 西边为印度季风区, 东边为东亚季风区[24]. 为了更清楚理解全新世季风降水的时空变化特征, 我们对具有高精度铀钍年代和高分辨率氧同位素的阿曼、贵州、长江中游等不同季风区洞穴石笋记录进

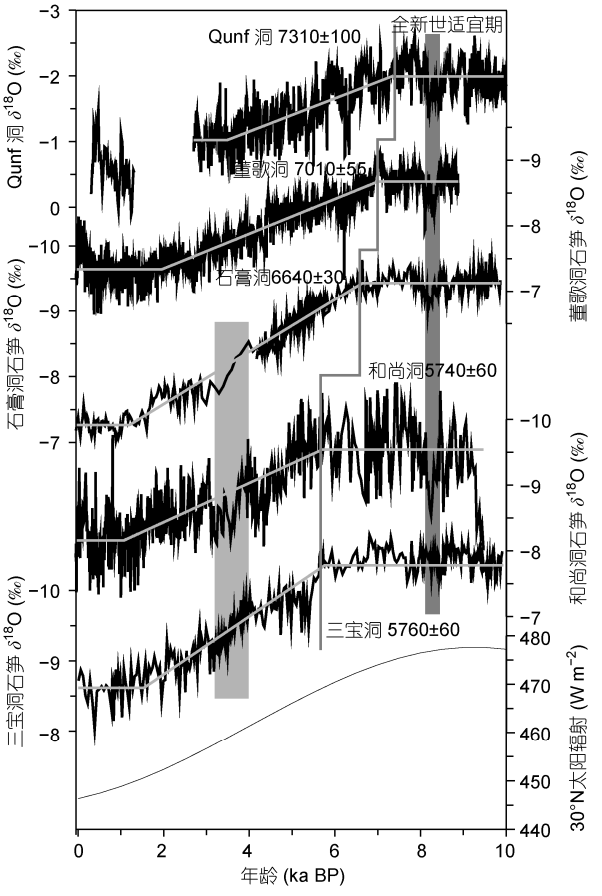

图 4 不同洞穴石笋记录对比图

从上到下分别为 Qunf 洞、董歌洞、石膏洞、和尚洞、三宝洞石笋 δ^{18}O 记录和太阳辐射曲线, 各记录中灰色折线为 RAMPFIT 方法统计分析获得的"RAMP", 细阴影代表 8.2 ka BP 事件, 粗阴影代表 4 ka BP 事件, 竖折线和年龄代表全新世适宜期的结束时间

行对比. 阿曼 Qunf 洞(54°18′E, 17°10′N)位于典型的印度季风区[23], 华中地区的长江中游和尚洞(110°25′E, 30°27′N)和三宝洞(110°26′E, 31°40′N)位于典型东亚季风区[14,8], 而西南地区的黔北石膏洞(107°10′E, 28°11′N)和贵州董歌洞(108°5′E, 25°17′N)[12]恰好处于两季风系统的交汇区(图 1). 图 4 显示了不同季风区洞穴石笋记录的对比, 图中可以看出, 在轨道尺度上东亚和印度夏季风强度呈同相位变化, 长期演变趋势类似于夏季太阳辐射能量变化曲线, 均表现为早全新世夏季风较强、中全新世夏季风减弱和晚全新世夏季风较弱的特征, 因而不支持东亚季风和印度季风在轨道尺度上的反相位关系, 进一步说明太阳辐射外部驱动力控制下的 ITCZ 南移有可能对亚洲中低纬季风强度起到放大作用[7,23].

石膏洞 SG1 石笋在 8.2 ka BP 左右有一次明显的季风减弱事件, 如图 4 所示, 该事件是早全新世最为显著的冷事件. SG1 石笋记录的 8.2 ka BP 事件分辨率虽然不高, 但冷谷出现的时间为 8.27~8.10 ka BP, 与董歌洞 D4 石笋[12]和和尚洞 HS4 石笋[14]出现的时间是一致的. 阿曼 Qunf 洞石笋[23]也同样显著地记录了印度季风 8.2 ka BP 冷事件发生(图 4). 三宝洞石笋[8]也有该事件的记录, 只是可能由于石笋 $\delta^{18}O$ 的振幅相对较小造成该记录不是很显著. 上述对比说明东亚和印度季风在 8.2 ka BP 事件的减弱信号是同步变化. 石笋记录的 8.2 ka BP 事件, 与北大西洋冰漂碎屑事件[25]及北大西洋降温事件[26]一致, 支持在这种全新世千年尺度气候事件时北大西洋气候通过西风环流影响季风气候变化[12].

2.4 全新世适宜期结束年龄

尽管在轨道尺度上全新世季风演变过程大体一致, 但是季风减弱的模式在各季风区差异显著. 为了更客观地获取石笋记录的全新世适宜期结束时间, 我们用回归统计方法(RAMPFIT[21])对具有高精度铀钍年代和高分辨率氧同位素的阿曼 Qunf 洞、贵州董歌洞、黔北石膏洞、清江和尚洞和神农架三宝洞等不同季风区石笋进行分析, 根据 $\delta^{18}O$ 记录来判定各地区全新世适宜期, 其所用参数以及结果见表 2. 通过 RMAPFIT 分析, 将 $\delta^{18}O$ 值的转折点定为全新世适宜期结束的界限, 结果分别为阿曼 Qunf 洞 7310±100 a BP、贵州董歌洞 7010±55 a BP、黔北石膏洞 6640±30 a BP、长江中游和尚洞 5740±60 a BP 和三宝洞 5760±60 a BP(表 2 和图 4). 由于阿曼 Qunf 洞石笋记录在 2710~1252 a BP 发生沉积间断, 因此选取 9938~2700 a BP 时段进行分析, 本文分析结果与 Fleitmann 等人[23]分析所得出的适宜期结束时间一致. 上述各洞穴石笋皆使用铀钍年龄建立时间标尺, 测年精度均优于 100 a, 氧同位素分辨率均优于 50 a, 因此这种时间差异远远超过定年的误差范围以及氧同位素分辨率的精度, 较为可靠地反映了不同季风区全新世适宜期结束时间的不同步性. 印度季风区的阿曼 Qunf 洞记录显示该夏季季风强度在 7.3 ka BP 开始持续减弱; 东亚季风带的华中地区记录则显示尽管东亚夏季风强度在 5.7 ka BP 开始减弱, 处于两季风交汇区的西南地区记录所揭示的夏季风减弱时期约 6.6~7.0 ka BP(图 4).

引起亚洲夏季风气候变化主要受控于外在的太阳辐射强度及包括热带海洋海水表面温度和哈德莱环流等地球内部驱动力, 这些因素的变化可能导致印度季风及东亚季风自全新世以来的不同步消减模式. 太阳辐射控制下的赤道辐合带(ITCZ)逐渐南移是控制着全新世季风降水整体的演变特征[7]. 但是, ITCZ 的南移并不是造成两季风系统全新世适宜期结束时间不一致性的原因, 因为 ITCZ 逐渐向南退却会造成高纬度地区季风降水更早的减弱, 这与本文所观察的现象正好相反. Wang 等人[27]认为哈德莱环流是造成全新世适宜期两季风系统气候变化不一致的主因: 在 7 ka BP之前在哈德莱环流控制下印度夏季

表 2 RAMPFIT 参数及适宜期结束时间

	适宜期结束时间(a BP)	样本个数(个)	开始时间(a BP)	结束时间(a BP)	标准差	t1/t2 (a BP)
石膏洞	6640±30	377	−51	9864	0.865	−51–2940/4940–7940
阿曼 Qunf 洞	7310±100	1213	2700	9938	0.456	2700–3940/5940–9938
董歌洞	7010±55	2124	−54	8876	0.570	−54–2940/5940–8876
和尚洞	5740±60	1223	−52	9468	0.631	−52–3940/3940–7940
三宝洞	5760±60	363	10	9929	0.701	10–3940/3940–7940

季风较强, 但是在哈德莱环流波影区影响下的东亚夏季风受到限制, 东亚夏季风相对较弱; 在 7~4 ka BP 时期, 由于太阳辐射的减弱印度夏季风开始减弱, 此前受限制的东亚夏季风开始增强, 在 7~4 ka BP 时达到最大湿度. 然而, 从不同纬度石笋 $\delta^{18}O$ 记录来看, 印度夏季风和东亚夏季风在 7.9 ka BP 之前均达到最大降水期, 并不存在 7~4 ka BP 的最大湿度, 因而本文证据并不支持哈德莱环流驱动模式.

亚洲夏季风存在 3 个季风子系统, 印度夏季风(ISM)、西北太平洋夏季风(WNPSM)和东亚夏季风(EASM), ISM 和 WNPSM 属于热带季风系统, 而东亚夏季风降水带(梅雨带)则处于热带和亚热带季风系统的交汇地带[28], 印度季风和东亚季风之间即相互独立又相互作用. 影响属于热带季风系统的印度夏季风变化因素较为单一, 主要是受南北向的海陆热力差异的影响, 在全新世早期随着太阳辐射的减弱, ITCZ 向南移动, 印度夏季风在 7.3 ka BP 附近降水开始减少[23]; 而处于热带和亚热带季风系统交汇地带的东亚夏季风影响因素较为复杂, 不仅受南北向的海陆热力差异的影响还受到东西向的海陆热力差异影响. 由于东西向的热力差异, 一个巨大的北太平洋副热带高压脊得以发展, 导致副热带锋降雨带和热带季风槽降雨带分离(同时又相互耦合), 在径向上形成了一个耦合的热带和亚热带季风系统[29]. 研究表明, 在十年际-年际尺度上东亚夏季风梅雨带与印度夏季风 ITCZ 在降水上表现为反相位, 即印度夏季风减弱时东亚夏季风增强, 梅雨带向中国北方偏移, 给中国中部、北部带来大量的降水[30]. 因此, 在一定程度上印度夏季风降水和东亚夏季风降水(梅雨带)由于水汽源的不同, 呈现出一定的区域差异性. 现代气象观测资料表明, 热带西太平洋海表温的升高引起菲律宾-中印半岛地区对流发展, 驱动东亚副热带锋降雨带向北移动, 导致季风雨带(梅雨带)向北移动, 给中国中部、北部带来大量的降水[31]. 模型模拟结果也证实, 热带西太平洋 SST 的升高会引起东亚季风中部和北部降水增加[32]. 热带西太平洋海表温记录[33]显示在早全新世和中全新世海表温都处于最高值, 约在 5 ka BP 开始降低. 因此, 我们可以推断在 7.3 ka BP 时, ITCZ 向南偏移印度夏季风减弱时, 受热带西太平洋 SST 影响的东亚夏季风仍然较强, 至少在 5.7 ka BP 以前的时期梅雨带降水影响着我国中部长江中游的清江和神农架地区; 而位于西南印度季风和东亚季风交汇区的黔北石膏洞则在一定程度上受到东亚夏季风的影响, 季风降水在 6.6 ka BP 时开始减弱.

3 结论

黔北石膏洞 $\delta^{18}O$ 记录反映了全新世 9864±55 a BP 至今较高分辨率的东亚季风和印度季风交汇区季风降水变化信息. 通过对比黔北石膏洞与阿曼 Qunf 洞、贵州董歌洞、长江中游和尚洞和三宝洞高分辨率石笋 $\delta^{18}O$ 记录, 发现在轨道尺度东亚和印度夏季风强度呈同相位变化, ITCZ 的南移可能对亚洲中低纬季风强度起到放大作用. 石笋记录的 8.2 ka BP 事件在东亚和印度季风区同步变化, 支持在全新世千年尺度突发气候骤变事件发生时, 北大西洋气候通过西风环流影响季风气候变化. 然而, 石笋记录所揭示的全新世适宜期结束的时间在不同季风区存在显著差异: 印度季风区阿曼 Qunf 洞为 7310±100 a BP, 东亚季风与印度季风交汇区的董歌洞和石膏洞分别为 7010±55 和 6640±30 a BP, 而东亚季风区和尚洞和三宝洞分别为 5740±60 和 5760±60 a BP, 为印度季风和东亚季风气候变化的不同步性提供了新的证据.

致谢 感谢台湾大学林可在化学实验上的帮助. 铀钍同位素及浓度测量由 NSC 研究课题(NSC 99-2611-M-002-006, 99-2628-M-002-012 to C.-C.S.)经费支持.

参考文献

1 An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. Quat Sci Rev, 2000, 19: 743–762

2 He Y, Theakstone W H, Zhang Z L, et al. Asynchronous Holocene climatic change across China. Quat Res, 2004, 61: 52–63

3 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14000 years. Quat Sci Rev, 2009, 28: 840–849

4 Jiang W Y, Guo Z T, Sun X J, et al. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. Quat Res, 2006, 65: 411–420
5 Jung S J A, Davies G R, Ganssen G M, et al. Synchronous Holocene sea surface temperature and rainfall variations in the Asian monsoon system. Quat Sci Rev, 2004, 23: 2207–2218
6 Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. Nature, 2007, 445: 74–77
7 Fleitmann D, Burns S J, Manginic A, et al. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). Quat Sci Rev, 2007, 26: 170–188
8 Dong J G, Wang Y J, Cheng H, et al. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China. Holocene, 2010, 20: 257–264
9 Cai Y J, Tan L C, Cheng H, et al. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. Earth Planet Sci Lett, 2010, 291: 21–31
10 Tan L C, Cai Y J, Cheng H, et al. Summer monsoon precipitation variations in central China over the past 750 years derived from a high-resolution absolute-dated stalagmite. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2009, 280: 432–439
11 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 2008, 322: 940–942
12 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854–857
13 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. 科学通报, 2006, 51: 80–86
14 Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth Planet Sci Lett, 2008, 266: 221–232
15 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学 B 辑, 1992, 22: 1300–1308
16 孙千里, 肖举乐. 岱海沉积记录的季风/干旱过渡区全新世适宜期特征. 第四纪研究, 2006, 26: 781–790
17 王淑云, 吕厚远, 刘家麒, 等. 湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征. 科学通报, 2007, 52: 1285–1291
18 Zhou W J, Song S H, Burr G, et al. Is there a time-transgressive Holocene Optimum in the East Asian monsoon area? Radiocarbon, 2007, 49: 865–875
19 Shen C-C, Cheng H, Edwards R L, et al. Measurement of attogram quantities of ^{231}Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy. Anal Chem, 2003, 75: 1075–1079
20 Frohlich C, Hornbach M J, Taylor F W, et al. Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami. Geology, 2009, 37: 131–134
21 Mudelsee M. Ramp function regression: A tool for quantifying climate transitions. Comput Geosci, 2000, 26: 293–307
22 Röthlisberger R, Mudelsee M, Bigler M, et al. The Southern Hemisphere at glacial terminations: Insight from the Dome C ice core. Clim Past Discuss, 2008, 4: 345–356
23 Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. Science, 2003, 300: 1737–1739
24 Tao S Y, Chen L. A review of recent research on East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meteorology. London: Oxford University Press, 1987. 60–92
25 Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 2001, 294: 2130–2136
26 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 1997, 278: 1257–1266
27 Wang Y B, Liu X Q, Herzschuh U. Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia. Earth Sci Rev, 2010, 103: 135–153
28 Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Clim, 2002, 15: 386–396
29 Wang B, Clemens S C, Liu P. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geologic timescales. Mar Geol, 2003, 201: 5–21
30 Liu J, Wang B, Yang J. Forced and internal modes of variability of the East Asian summer monsoon. Clim Past Discuss, 2008, 4: 225–233
31 Huang R, Huang G, Wei Z G. Climate variations of the summer monsoon over China. In: Chang C P, ed. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd, 2004. 213–268
32 Liu Z, Otto-Bliesner B, Kutzbach J, et al. Coupled climate simulation of the evolution of global monsoons in the Holocene. J Clim, 2003, 16: 2472–2490
33 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