

黔北石笋记录的 MIS 5d/5c 季风突变过程

姜修洋^{①*}, 王晓艳^①, 杨邦^①, 何尧启^②, 沈川洲^{③*}, 李志忠^①

① 福建师范大学地理科学学院, 湿润亚热带生态地理过程教育部重点实验室, 福州 350007;

② 贵州民族大学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, 台北 106

* 联系人, E-mail: xyjiang@fjnu.edu.cn; river@ntu.edu.tw

2014-02-12 收稿, 2014-07-10 接受

国家自然科学基金(41372189)和台湾“科技部”与台湾大学计划(100-2116-M-002-009, 101-2116-M-002-009, 102-3113-P-002-011 和 101R4000)资助

摘要 基于黔北三星洞石笋(SX29)9 个铀钍年龄和 420 个氧同位素分析, 获得了 $113.6 \pm 0.3 \sim 106.2 \pm 0.4$ ka BP(相对于 1950 年)10 年际分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列. 该石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列记录了 MIS 5d/5c 转换时亚洲夏季风强度变化的突变过程. 根据突变过程中间点的年龄确定 MIS 5d/5c 突变时间为 108.1 ± 0.3 ka BP. 石笋记录对 MIS 5d/5c 突变时间的精确标定可以作为 MIS 5 阶段重要的年龄控制点, 用以校正南北极冰芯记录和深海沉积记录的时间标尺. 季风 MIS 5d/5c 转换阶段也表现为类似过去 4 个冰消期的 2 个阶段变化过程: 阶段 I 为夏季风较弱时期, 而南极温度缓慢上升; 阶段 II 为夏季风快速增强时期, 与甲烷浓度突变同步, 南极温度则上升至最高值.

关键词

黔北
MIS 5d/5c
亚洲季风
三星洞
石笋氧同位素

陆地、海洋和冰芯等记录表明末次冰期存在着一系列千年尺度气候突变事件(Dansgaard-Oeschger, 简称 D/O 事件, 又称 Greenland Interstadial(GIS)和 Heinrich 事件, 简称 H 事件)^[1-3]. 其中, 在深海氧同位素 5 期(Marine Isotope Stage 5, 简称 MIS 5)研究这类气候突变事件极为重要. 该阶段全球冰量处于刚开始的增大时期(海平面比现在低 20~60 m), 全球 CO_2 浓度相对较高, 地球轨道偏心率值较大, 季节性的太阳辐照能量变化幅度也比 MIS 3 大得多, 气候突变事件发生的边界条件明显与 MIS 3 不同. 格陵兰 NGRIP 冰芯表明 MIS 5 时期的突变事件(GIS25~GIS20)持续时间明显较长且温度变幅较大^[4]. 尤其是 GIS 24 事件, 在冰芯记录中温度变幅达 17 °C^[5], 甲烷浓度也在约 560 年的时间内突变达 214 ± 12 ppbv($1 \text{ ppbv} = 1 \times 10^{-9} \text{ L/L}$, 下同)^[5], 比 MIS 3 阶段典型的 GIS 事件温度变幅 ($8 \sim 15$ °C)^[6] 和甲烷浓度变幅 ($80 \sim 200$ ppbv)^[7] 更为显著, 更类似于冰期/间冰期的突变过程,

有助于全球各地记录的对比.

已有的高分辨率中国石笋记录已经通过石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与甲烷浓度和冰漂碎屑(IRD)事件的关联, 建立了季风气候和南北高纬气候之间的联系^[8]. 然而, 在 MIS 5 阶段, 石笋记录仅有在终止点 II (TII)的定年精度较高 ($\sim \pm 0.1$ ka)^[8], 其余时期时标误差较大, 尤其是 MIS 5d 和 5c 时段定年误差达 $\pm 0.7 \sim 2.4$ ka. 另外, 石笋记录的 MIS 5d/5c 转换模式差异较大: 万象洞^[9]和梭子洞^[10]的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表现为缓变特征; 而三宝洞^[11]和董哥洞^[12]的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表现为突变特征. 董哥洞 D3 低分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示出 MIS 5d/5c 的缓变特征^[13], 但加密测年和提高 $\delta^{18}\text{O}$ 分辨率后, $\delta^{18}\text{O}$ 记录则显示出突变的特征^[12]. 这说明时间标尺精度和样品分辨率会影响记录的不确定性. 因此, 获取可靠年代学框架下的高分辨率气候记录, 探索此阶段的气候模式有利于理解在不同气候边界条件下气候突变的发生机制.

引用格式: 姜修洋, 王晓艳, 杨邦, 等. 黔北石笋记录的 MIS 5d/5c 季风突变过程. 科学通报, 2014

Jiang X Y, Wang X Y, Yang B, et al. Stalagmite-inferred abrupt climate change in the East Asian Monsoon at MIS 5d/5c in northern Guizhou Province (in Chinese). Chin Sci Bull (Chin Ver), 2014, 59, doi: 10.1360/N972013-00020

本文选择黔北三星洞 1 根石笋作为主要研究对象, 通过铀系定年和氧同位素测试, 获得了 $113.6 \pm 0.3 \sim 106.2 \pm 0.4$ ka BP(相对于 1950 年)10 年际分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列. 在石笋、南北极冰芯和海洋记录对比基础上, 进一步探讨 MIS 5d/5c 转换阶段季风气候和南北两极气候的关联和驱动机制.

1 研究材料和方法

1.1 区域概况

三星洞位于贵州省遵义市东南 80 km 处($107^{\circ}11'\text{E}$, $27^{\circ}22'\text{N}$; 海拔 720 m)(图 1(a)), 属中亚热带季风气候区, 兼有亚热带山地季风气候的特点. 距三星洞最近

的遵义市气象站, 观测数据(1950~2005 年)(数据来源 <http://www.iaea.org/water>)表明 7 月和 1 月平均气温分别为 25 和 5.3 $^{\circ}\text{C}$, 年平均气温为 15.4 $^{\circ}\text{C}$, 年降雨量平均为 980 mm, 主要集中于 5~10 月(图 1(b)). 洞穴长约 2000 m, 洞穴次生碳酸盐沉积物发育良好. 洞内采样点的实测温度为 12.8 $^{\circ}\text{C}$, 相对湿度达 95%~100%. 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.

1.2 样品和测试方法

石笋 SX29 采自距洞口约 1500 m 处, 长 420 mm, 底部直径 80 mm, 顶部直径约 50 mm. 石笋外表风化严重, 光照下略显透明. 沿生长轴切开并抛光, 可见

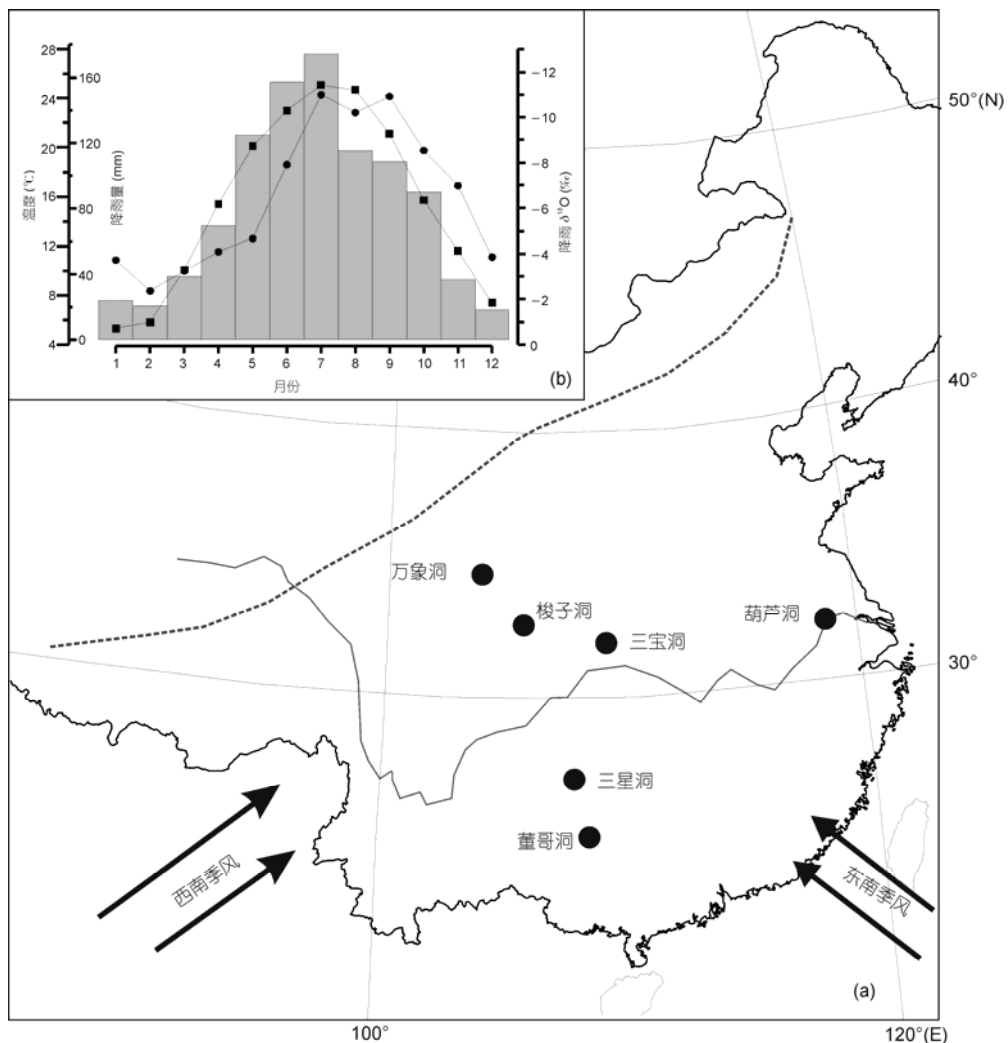


图 1 三星洞地理位置和遵义市气象资料图

(a) 虚线为现代亚洲夏季风北边缘带; (b) 柱状、方形线和圆点线分别表示三星洞区域月平均降雨量、气温和降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 资料

在距顶 239 mm 处存在一暗色条带, 且石笋的中心生长轴略微发生偏移, 应为沉积间断. 距顶 239 mm 以上部分无溶孔和重结晶现象, 以下层段存在溶孔. 石笋剖面质地细腻, 由纯净方解石晶体组成. 在石笋抛光面上, 用直径为 0.9 mm 牙钻总计获取了 9 个铀钍年代样, 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^[14], 分析仪器为 MC-ICP-MS Neptune, 方法参考 Shen 等人^[15], 测年结果见表 1. 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. 测试采用连续流 Gasbench 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), 在福建师范大学同位素实验室测试. 共测试样品 420 个, 结果以 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB 标准)表示, 计算公式为

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

分析误差(2σ)优于 $\pm 0.1\text{‰}$.

2 结果与讨论

2.1 铀钍测量及时间标尺

表 1 给出石笋 SX29 的铀钍同位素及浓度测量、实测年代及其误差($\pm 2\sigma$)范围. SX29 样品 ${}^{238}\text{U}$ 含量较高, 在 $1.77 \times 10^{-6} \sim 4.14 \times 10^{-6} \text{ g/g}$ 之间; 同时 ${}^{232}\text{Th}$ 含量又相对低, 均在 $109 \times 10^{-12} \sim 914 \times 10^{-12} \text{ g/g}$ 之间, ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ 原子比值较大, 为 $85 \times 10^{-3} \sim 837 \times 10^{-3}$, 年龄校正小于 1 a, 定年误差仅 0.29~0.38 ka. 从表 1 实测年代数据可以看出, 顶部 239 mm 处确为沉积间断, 石笋生长停止了约 2 ka. 根据铀钍实测年代计算出各段的

沉积速率, 以内插法建立 SX29 的时间标尺(图 2), 从而获得了 113.6~111.2 和 109.3~106.2 ka BP 时段平均分辨率达 13 a 的高分辨氧同位素序列.

2.2 氧同位素记录及其意义

三星洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 时间变化序列绘于图 3, 其变化范围介于 $-5.6\text{‰} \sim -9.3\text{‰}$ 之间(振幅为 3.7‰), 平均值为 -7.1‰ . 已有的研究表明, 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强度变化的信息^[8-13]. 然而, 不同学者对中国石笋氧同位素这一指示意义提出了质疑, 认为包括水汽源、水汽输送路径、水汽的凝结蒸发过程及不同的降雨类型诸多因素叠加或某个因素主控才是石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的合理解释^[19,20]. 近来, Cheng 等人^[21]对亚洲季风区石笋研究进行了综述, 指出中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指示了平均态的夏季风强度, 这也得到了模拟结果的支持^[22]. 三星洞所在的云贵高原大部分区域处于西南夏季风强烈作用区. 距三星洞较近的遵义市实测降水数据(1950~2005 年)(数据来源 <http://www.iaea.org/water>)显示: 夏季风带来的(5~10 月)降水量占全年降雨量的 80%, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏负(-8.9‰)(图 1(b)). 因此, 夏季风强弱带来的降水量变化是影响三星洞石笋氧同位素组成的主要因素, 即夏季风越强盛, 则 $\delta^{18}\text{O}$ 越偏负, 反之则越偏正.

2.3 区域对比及 MIS 5d/5c 季风突变过程的年龄标定

如图 3 所示, 三星洞 SX29 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 113.6~108.2 ka BP 时整体偏正, 平均值为 -6.5‰ , 指示此时

表 1 SX29 石笋 MC-ICP-MS 铀钍测年结果^{a)}

样品号 (深度)	${}^{238}\text{U}$ ($\times 10^{-9} \text{ g/g}$)	${}^{232}\text{Th}$ ($\times 10^{-12} \text{ g/g}$)	${}^{230}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$ (活度比)	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	${}^{234}\text{U}$ 初始值 (校正值)	${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ (原子数比 $\times 10^{-6}$)	${}^{230}\text{Th}$ 年龄 (a, 未校正值)	${}^{230}\text{Th}$ 年龄 (a BP, 校正值)
SX29-30	3799 \pm 4	914 \pm 8	1.400 \pm 0.003	1093 \pm 3	1476 \pm 4	95858 \pm 900	106314 \pm 375	106249 \pm 375
SX29-80	1768 \pm 1	255 \pm 8	1.465 \pm 0.002	1178 \pm 2	1595 \pm 3	167764 \pm 5543	107277 \pm 311	107213 \pm 311
SX29-125	2760 \pm 2	204 \pm 7	1.458 \pm 0.002	1159 \pm 2	1572 \pm 3	325751 \pm 11014	107959 \pm 290	107897 \pm 290
SX29-172	2335 \pm 1	169 \pm 8	1.440 \pm 0.002	1129 \pm 2	1533 \pm 3	327773 \pm 15177	108278 \pm 289	108215 \pm 289
SX29-185	1999 \pm 1	611 \pm 9	1.591 \pm 0.003	1334 \pm 2	1814 \pm 3	85865 \pm 1286	108742 \pm 335	108677 \pm 335
SX29-235	2881 \pm 2	320 \pm 8	1.638 \pm 0.003	1392 \pm 2	1896 \pm 3	243692 \pm 6447	109311 \pm 317	109248 \pm 317
SX29-245	3688 \pm 3	109 \pm 7	1.494 \pm 0.002	1168 \pm 2	1600 \pm 3	837639 \pm 55090	111344 \pm 319	111282 \pm 319
SX29-265	2931 \pm 4	371 \pm 6	1.546 \pm 0.002	1227 \pm 3	1685 \pm 4	201607 \pm 3410	112227 \pm 355	112163 \pm 355
SX29-415	4142 \pm 3	293 \pm 8	1.493 \pm 0.002	1142 \pm 2	1574 \pm 3	348835 \pm 9897	113523 \pm 336	113460 \pm 336

a) $\lambda_{230}=9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ ^[16]; $\lambda_{234}=2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ ^[16]; $\lambda_{238}=1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ^[17]; $\delta^{234}\text{U} = ([{}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}]_{\text{活度比}} - 1) \times 1000$; $\delta^{234}\text{U}$ 初始值 是根据铀钍年龄获得, 即 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$; 校正铀钍年龄假设初始的 ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ 原子比为 $(4 \pm 2) \times 10^{-6}$. a BP 为相对于公元 1950 年

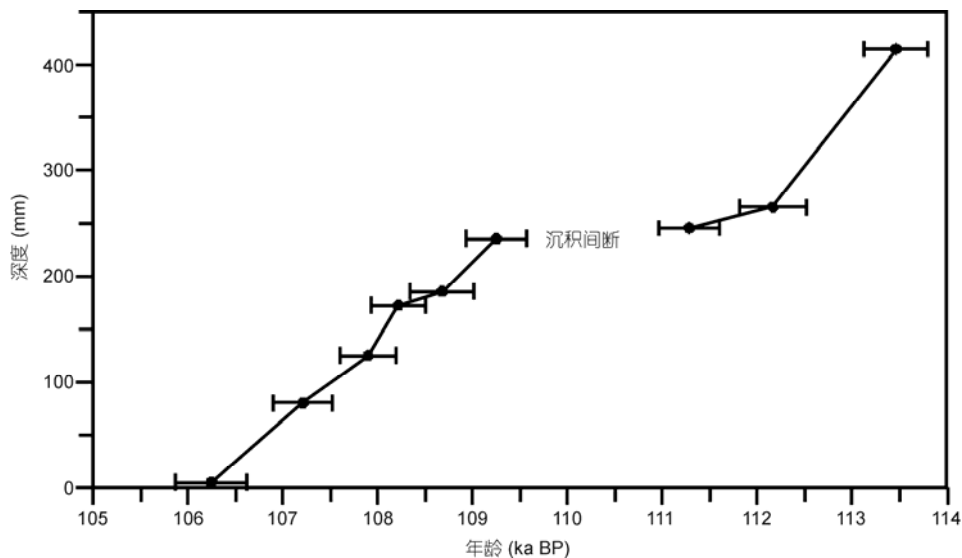


图2 三星洞石笋 SX29 年代模式图

黑点及水平误差棒分别为 SX29 记录的年龄控制点及对应的测年误差

亚洲夏季风强度较弱；在 108 ka BP 左右，三星洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录负偏，表明夏季风强度开始快速增强；在 107.9~106.2 ka BP 时整体偏负，平均值为 -8.0‰ ，此时夏季风强度较强。与已经发表的同时段万象洞 WXSM2^[9]、梭子洞 SZ2^[10]、三宝洞 SB23^[11]和董哥洞 D3^[12]对比发现，在轨道尺度上 5 个记录整体趋势大致相当，大致类同于北半球 65°N 处 7 月 21 日太阳辐射能量曲线^[18](图 3)，进一步支持轨道尺度太阳辐射直接控制亚洲夏季风变化的假说^[11]。显然，5 个不同洞穴记录也存在一些差异，最为明显的是 MIS 5d/5c 转换模式：万象洞 WXSM52^[9]和梭子洞 SZ2^[10]的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表现为缓慢偏负的特征，而三星洞 SX29、董哥 D3^[12]和三宝洞 SB23^[11]的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示出突变特征(图 3)。早期董哥洞 D3 低分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示出缓变特征^[13]，但加密测年和提高 $\delta^{18}\text{O}$ 分辨率后， $\delta^{18}\text{O}$ 记录则显示出突变的特征^[12]，这说明时间标尺精度和样品分辨率会影响记录的不确定性。因此，当测年点较少且误差较大时，讨论气候的转型特征时必须特别小心。另一明显的差异是，在 MIS 5d/5c 转换结束后，董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现出逐渐正偏的趋势，而三星洞和三宝洞 $\delta^{18}\text{O}$ 较为相似，表现出逐渐负偏的趋势，万象洞和梭子洞 $\delta^{18}\text{O}$ 体现出先负偏后正偏的趋势(图 3)。这种差异是否源于不同地区水热组合模式差异而导致的短时间尺度上石笋氧同位素的区域差异^[23]，尚值得深入研究。

整体上，虽然三星洞生长时段相对较短，但其生长速率相对较快($\sim 13 \text{ a/mm}$)，三星洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录成为该时段高分辨率记录之一。从图 3 对比可见，三星洞石笋记录在以下几个方面优于早期的中国季风区的石笋记录：(1) 万象洞、梭子洞、三宝洞和董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的平均分辨率分别约为 50, 180, 120 和 33 a，低于分辨率约 13 a 的三星洞记录；(2) 万象洞、梭子洞、三宝洞和董哥洞在此时段的时间标尺分别仅有 4, 1, 4 和 2 个铀钍定年点控制，且测年误差较大(0.7~2.4 ka)，而三星洞则有 9 个铀钍定年点控制，年龄精度均优于 0.38 ka；(3) 在 MIS 5d/5c 转换阶段，高分辨率的三星洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录更有利于研究此突变过程。

为了客观估计亚洲季风 MIS 5d/5c 突变过程的确切时间，本文采用了回归统计方法(RAMPFIT^[24])。RAMPFIT 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，具体的原理和方法请参照 Mudelsee^[24]。通过 RAMPFIT 对三星洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据进行拟合 ramp 过程分析，确定 MIS 5d/5c 转换的时间间隔为 108.3~107.9 ± 0.3 ka BP(图 3)。三星洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在约 350 a 的时间内突变了 1.8‰，根据突变过程中间点的年龄确定 MIS 5d/5c 突变时间为 108.1 ± 0.3 ka BP。

2.4 南北半球气候对比及驱动机制

格陵兰 NGRIP 冰芯是末次冰期 25 个 GIS 事件的

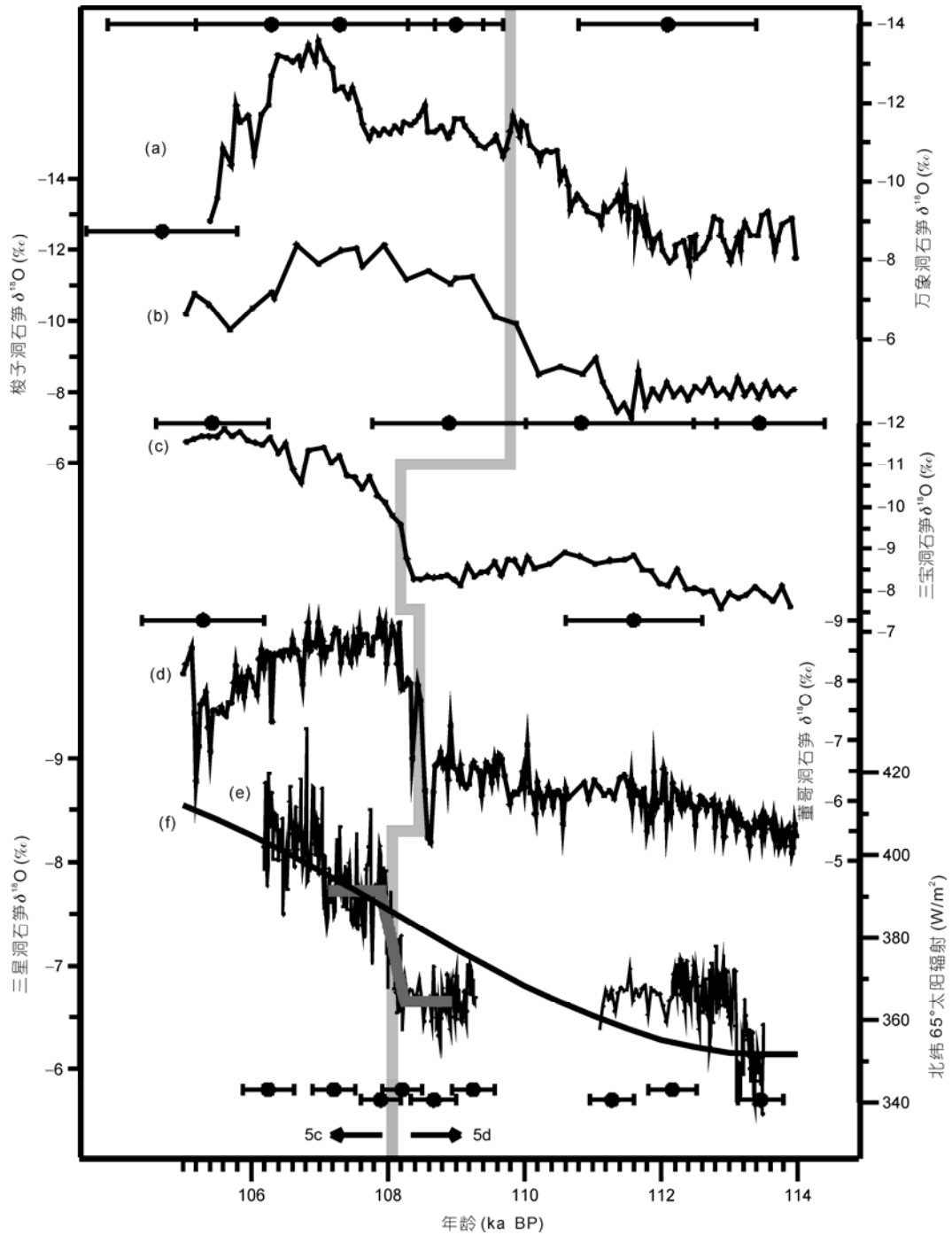


图3 三星洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与同时期中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比图

(a) 万象洞 WXSM52^[9]; (b) 梭子洞 SZ2^[10]; (c) 三宝洞 SB23^[11]; (d) 董哥洞 D3^[12]; (e) 三星洞 SX29 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (f) 北半球 65°N 太阳辐射曲线^[18]; 黑点及误差棒分别为各记录测年点及测年误差; 5c 和 5d 为 MIS 5 的亚阶段

最佳记录^[25]. NGRIP 冰芯 GICC05 时标基于年层技术等方法较为准确, 但仅限于 60 ka BP^[26]. 老于 60 ka BP 时段, 依靠冰流模式建立的冰芯时标误差较大, 可达 ± 2 ka^[26]. 最近, Capron 等人^[27]根据格陵兰

NGRIP 冰芯^[25]和南极 EDML 冰芯^[28]记录中 CH_4 , $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}$ 记录的同步性, 建立了基于 EDML1 时标^[29]的统一时标. 已有的高分辨率中国石笋记录已经通过石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与甲烷浓度和 IRD 的关联, 校正

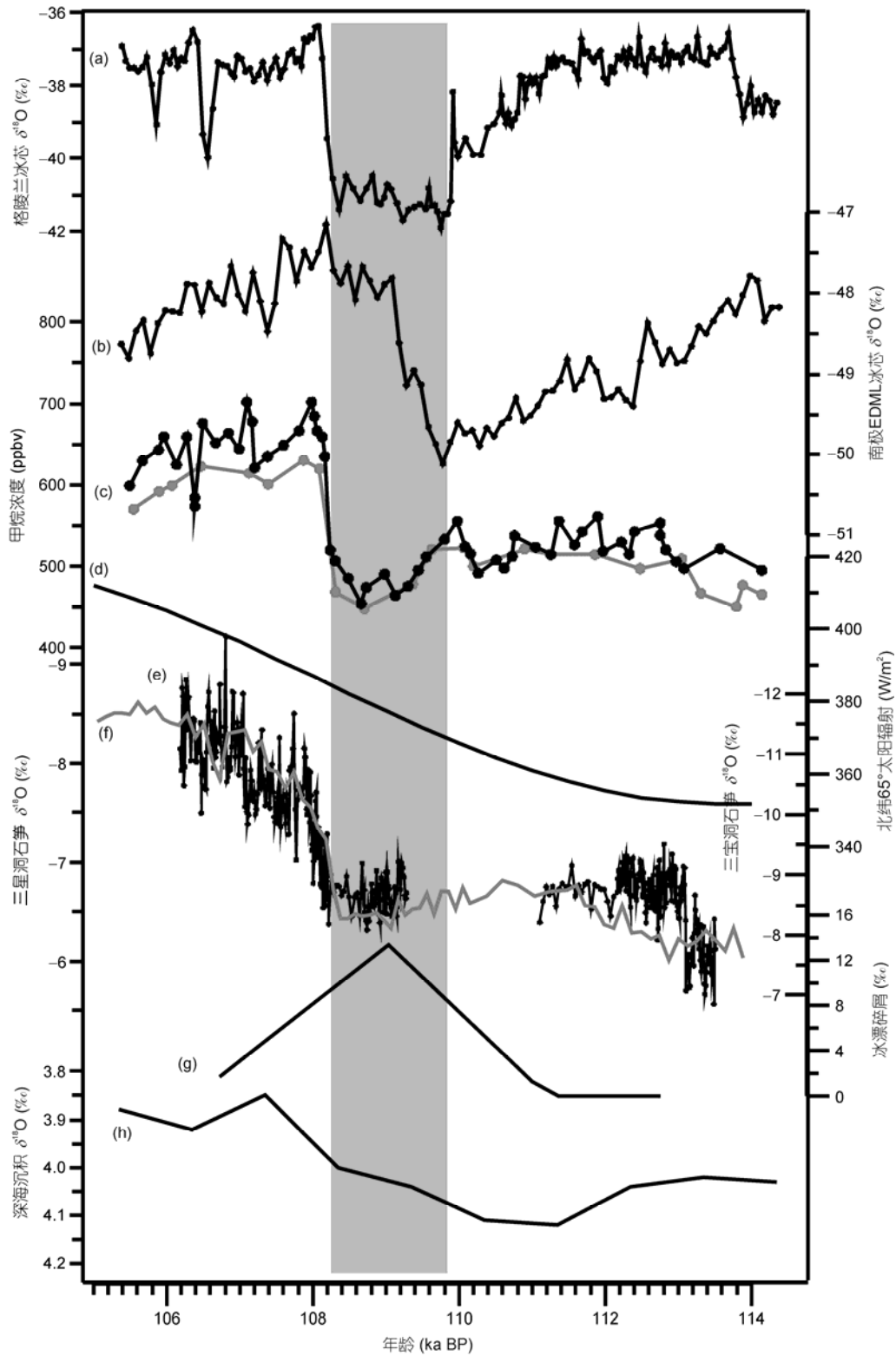


图4 季风 MIS 5d/5c 转换阶段及其与其他记录对比

(a) 格陵兰 NGRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[25]; (b) 南极 EDML 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[28]; (c) NGRIP 冰芯和 EDML 冰芯(灰色) CH_4 记录^[5], 3 个记录均基于 EDML1 时标^[29], 为了和石笋轴钍年龄匹配, 原始时标系统向老方向移 1.2 ka, 在时标误差范围内; (d) 北半球 65°N 太阳辐射曲线^[18]; (e) 三星洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (f) 三宝洞(灰色) $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[11]; (g) ODP980 冰漂碎屑记录^[31]; (h) 深海沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[32]; 灰色阴影表示弱季风时期

了南北极冰芯和深海沉积记录的时间标尺^[8]。然而,在 MIS 5 阶段中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录仅有在上一次冰期/间冰期弱季风结束时(TII, 129 ka BP)的定年精度高 (± 0.1 ka)^[8], 因而 TII 已经用作调谐南极冰芯记录时间标尺的控制点。在其他 MIS 5 阶段, 由于目前中国的石笋记录分辨率相对不高且定年误差较大 ($\pm 0.7\sim 2.4$ ka), 难以用来调谐或验证冰芯时标^[30]。

三星石笋记录对 MIS 5d/5c 转换时间的精确标定可以成为关键的控制点进一步校正南北极冰芯时标(图4)。董哥洞和葫芦洞研究结果发现, 最近4次冰消期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度的突变过程同步变化, 因而可以通过 CH_4 记录将不同时间标尺的季风记录和南北极冰芯记录联系起来^[8]。这种对应关系在 MIS 5d/5c 转换阶段依然存在。如图4所示, 格陵兰 NGRIP 冰芯和南极 EDML 冰芯 CH_4 记录^[5]显示出在 MIS 5d/5c 转换时的突变特征, 在 ~ 560 a 的时间内突变达 214 ± 12 ppbv^[5], 对应于三星洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的突变阶段。因此, 根据此对应关系, 以三星洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在 MIS 5d/5c 的突变年龄 108.1 ± 0.3 ka BP 作为关键的控制点, 将格陵兰 NGRIP 冰芯和南极 EDML 冰芯 CH_4 记录所用的 EDML1 时标^[29]系统向偏老方向移动约 1.2 ka。EDML1 时标在 MIS 5 阶段误差约为 ± 2 ka^[29], 本文校正结果仍在 EDML 1 时标误差范围之内。另外, 在 MIS 5d/5c 转换前的弱季风时期可与北大西洋冰漂碎屑事件^[31]对比(图4), 考虑到石笋年龄模式的误差和北大西洋钻孔调谐时标^[31]的误差, 气候事件发生年龄和持续时间的精确对比可能并不确切, 但仍然为 MIS 5d 气候事件的对应关系提供了参考。

从图4中可以看出, 与中国石笋记录的过去4个冰消期类似^[8], 三星洞 SX29 和三宝洞 SB23 $\delta^{18}\text{O}$ 所记录 MIS 5d/5c 也表现为2个阶段的变化过程: 阶段 I

为夏季风较弱时期, 南极温度^[28]开始上升的时间明显地提前格陵兰 GIS 24 事件^[25]发生和夏季风增强约 1.5 ka, 并且在南极温度上升过程中, 冰量逐渐较少^[32], 格陵兰温度低, 北大西洋地区发生了冰漂碎屑事件^[31], 南北半球气候在阶段 I 时表现为明显的 see-saw 模式^[33], 进一步说明 see-saw 模式在冰量较小的边界条件下依然存在; 阶段 II 为夏季风快速增强时期, 此时南极温度上升至最高值(图4)。这种相似的气候变化特征说明 MIS 5d/5c 和冰消期的季风变化具有共同的驱动机制。阶段 I 时, 北半球太阳辐射能量的增强有可能引起了 MIS 5d 冰量的减少(图4), 大量的消融水注入北大西洋, 冰漂碎屑事件发生^[31], 北大西洋径向环流(AMOC)减弱或停滞, 热带辐合带(ITCZ)向南偏移^[34]导致夏季风变弱(图4)。同时, 在阶段 I 时, 由于 AMOC 的减弱或停滞, 南半球和热带海洋聚集热量并逐步变暖(图4)。因而, 南北半球气候在阶段 I 时表现为明显的 see-saw 模式^[33]。随着南半球和赤道地区热量的大量聚集, 当达到一定阈值时, ITCZ 向北偏移, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示夏季风突然增强(图4)。

3 结论

根据黔北三星洞石笋9个铀钍年龄和420个氧同位素分析, 获得了 MIS 5d/5c 转换阶段亚洲夏季风强度变化的突变过程。根据突变过程中间点的年龄确定 MIS 5d/5c 突变时间为 108.1 ± 0.3 ka BP。石笋记录对 MIS 5d/5c 突变时间的精确标定作为 MIS 5 阶段重要的年龄控制点, 可以进一步校正南北极冰芯记录和深海沉积记录的时间标尺。与过去4个冰消变化过程类似, MIS 5d/5c 转换阶段也表现为2个阶段的变化过程: 阶段 I 为夏季风较弱时期, 阶段 II 为夏季风快速增强时期。see-saw 模式在冰量整体相对较小的气候边界条件下依然存在。

致谢 台湾大学孙海龙博士后为本文测试了部分铀钍年龄, 中国科学院地质与地球物理研究所谭明研究员和南京师范大学刘殿兵博士在论文写作中提出很多有益的建议, 审稿专家对本文提出了许多建设性修改意见, 兰州大学张平中教授提供了万象洞数据, 在此一并表示感谢。

参考文献

- 1 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218-220
- 2 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quat Res*, 1988, 29: 143-152

- 3 Leuschner D C, Sirocko F. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 243–254
- 4 Capron E, Landais A, Chappellaz J, et al. Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period. *Clim Past*, 2010, 6: 345–365
- 5 Capron E, Landais A, Chappellaz J, et al. A global picture of the first abrupt climate event occurring during the last glacial inception. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: L15703, doi: 10.1029/2012GL052656
- 6 Huber C, Leuenberger M, Spahni R, et al. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 243: 504–519
- 7 Chappellaz J, Blunier T, Raynaud D, et al. Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 ka BP. *Nature*, 1993, 366: 443–445
- 8 Cheng H, Edwards R L, Broecker W S, et al. Ice age terminations. *Science*, 2009, 326: 248–252
- 9 Johnson K R, Ingram B L, Sharp W D, et al. East Asian summer monsoon variability during Marine Isotope Stage 5 based on speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records from Wanxing Cave, central China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2006, 236: 5–19
- 10 Zhou H Y, Zhao J X, Zhang P Z, et al. Decoupling of stalagmite-derived Asian summer monsoon records from North Atlantic temperature change during marine oxygen isotope stage 5d. *Quat Res*, 2008, 70: 315–321
- 11 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090–1093
- 12 Kelly M J, Edwards R L, Cheng H, et al. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146000 and 99000 years BP from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2006, 236: 20–38
- 13 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transition of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578
- 14 Shen C C, Cheng H, Edwards R L, et al. Measurement of attogram quantities of ²³¹Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy. *Anal Chem*, 2003, 75: 1075–1079
- 15 Shen C C, Wu C C, Cheng H, et al. High-precision and high-resolution carbonate ²³⁰Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols. *Geochim Cosmochim Acta*, 2012, 99: 71–86
- 16 Cheng H, Edwards R L, Hoff J, et al. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem Geol*, 2000, 169: 17–33
- 17 Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, et al. Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys Rev*, 1971, 4: 1889–1906
- 18 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317
- 19 Dayem K E, Molnar P, Battisti D S, et al. Lessons learned from oxygen isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 295: 219–230
- 20 Pausata F S R, Battisti D S, Nisancioglu K H, et al. Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nat Geosci*, 2011, 4: 474–480
- 21 Cheng H, Sinha A, Wang X F, et al. The global paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Clim Dyn*, 2012, 39: 1045–1062
- 22 Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al. Chinese cave records and the East Asia Summer Monsoon. *Quat Sci Rev*, 2014, 83: 115–128
- 23 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. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2009, 280: 432–439
- 24 Mudelsee M. Ramp function regression: A tool for quantifying climate transitions. *Comput Geosci*, 2000, 26: 293–307
- 25 North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147–151
- 26 Andersen K K, Bigler M, Clausen H B, et al. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim Past*, 2008, 4: 47–57
- 27 Capron E, Landais A, Lemieux-Dudon B, et al. Synchronising EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH₄ measurements over MIS 5 (80–123 kyr). *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 222–234
- 28 EPICA community members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 2006, 444: 195–198
- 29 Ruth U, Barnola J M, Beer J, et al. “EDML1”: A chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150000 years. *Clim Past*, 2007, 3: 475–484
- 30 Parrenin F, Barnola J M, Beer J, et al. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. *Clim Past*, 2007, 3: 485–497
- 31 McManus J F, Oppo D W, Cullen J L. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, 1999, 283: 971–975

- 32 Lisiecki L E, Raymo M E. A pliocene-pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071
- 33 Stocker T F, Johnsen S J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1087, doi: 10.1029/2003PA000920
- 34 Chiang J C H, Bitz C M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Clim Dyn*, 2005, 25: 477–496

Stalagmite-inferred abrupt climate change in the East Asian Monsoon at MIS 5d/5c in northern Guizhou Province

JIANG XiuYang¹, WANG XiaoYan¹, YANG Bang¹, HE YaoQi², SHEN ChuanChou³ & LI ZhiZhong¹

¹Key Laboratory of Humid Subtropical Eco-geographical Processes, Ministry of Education, College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou 350007, China;

²College of Tourism and Air Service, Guizhou Minzu University, Guiyang 550025, China;

³High-Precision Mass Spectrometry and Environment Change Laboratory, Department of Geosciences, Taiwan University, Taipei 10617, China

From nine high-precision ^{230}Th ages and 420 oxygen isotope data points, a stalagmite from Sanxing Cave in northern Guizhou Province reveals the precipitation history of the Asian Summer Monsoon (ASM) from 113.6±0.3 to 106.2±0.4 ka BP (relative to AD 1950). The decadal-scale high-resolution $\delta^{18}\text{O}$ record shows an abrupt transitional from Marine Isotope Stage (MIS) 5d to 5c. The stalagmite-inferred time interval of the ASM abrupt transition at MIS 5d/5c is between 108.3 and 107.9 ka BP with a 2σ uncertainty of ±0.3 ka; the mid-point of this transition is 108.1±0.3 ka BP. The well-dated MIS 5d/5c abrupt transition can be used as an age marker for chronological calibration of bipolar ice cores and marine records. The ASM underwent a two-phase process during the transition, similar to those for the last four deglaciations. Phase I involved a weak monsoon stage that lasted for several millennia, concurrent with an Antarctic temperature rise. Phase II was marked by rapid intensification of monsoonal precipitation, synchronous with increasing atmospheric CH_4 concentration and high thermal conditions in Antarctica.

northern Guizhou Province, MIS 5d/5c, ASM, Sanxing Cave, oxygen isotope

doi: 10.1360/N972013-00020