

深海氧同位素 8 期东亚夏季风旋回与事件的湖北神农架洞穴记录

姜修洋^①, 孔兴功^{①*}, 汪永进^①, CHENG Hai^{①②}, 吴江滢^①, 陈仕涛^①

① 南京师范大学地理科学学院, 南京 210097;

② Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minnesota, MN 55455, USA

* 联系人, E-mail: kongxinggong@njnu.edu.cn

2009-04-03 收稿, 2009-07-01 接受

国家自然科学基金重点项目(批准号: 40631003)、国家自然科学基金(批准号: 40771009)和江苏省研究生创新计划(编号: CX07B-051Z)资助项目

摘要 根据神农架三宝洞一支长 610 mm 石笋的 7 个 ^{230}Th 年龄和 355 个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据, 将该洞石笋季风记录延伸至深海氧同位素 8 阶段(MIS8). 虽然 ^{230}Th 年龄在该时段的误差达 3~4 ka, 但根据石笋剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动幅度(3.4‰)以及沉积速率的相对稳定性, 获得了 284~240 ka BP 连续的东亚季风气候记录. 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的岁差旋回与北半球 65°N 太阳辐射能量曲线类似, 这进一步支持了轨道尺度太阳辐射直接控制亚洲夏季风变化的假说. MIS8 至少存在 6 个千年尺度的夏季风增强事件(振幅 $>0.5\%$, 持续时间 >1 ka), 叠加于轨道尺度的季风气候旋回之上. 邻近冰消期的 3 个显著的夏季风减弱事件大致可与北大西洋冰漂碎屑事件对比, 说明此类全球性特征的千年尺度事件持续发生在更老的冰期气候边界条件下. 与最近两次冰消期相似, 倒数第三次冰消期也表现为两个阶段的变化过程, 即阶段 1 为夏季风减弱时期(约 250~244 ka BP), 此时期南极温度和 CO_2 浓度缓慢上升; 阶段 2(244 ka BP 附近)为夏季风快速增强时期, 与 CH_4 浓度突变同步, 南极温度和 CO_2 浓度则达到最大值. 北半球高纬度太阳辐射能量的变化有可能触发了冰消期的开始, 而南半球温度变化则是终结东亚季风倒数第三次冰消期的要素之一.

关键词

倒数第三次冰消期
亚洲季风
神农架
三宝洞
石笋

已有的中国若干洞穴石笋记录覆盖了过去的 22.4 万年, 据此人们探索了亚洲季风轨道和千年尺度气候变化的规律和驱动机制^[1~5]. 更老冰期时段的亚洲季风变化规律主要来自于印度洋-太平洋的深海沉积和中国黄土高原的地层记录^[6,7]. 但由于定年、分辨率以及研究材料的不同, 轨道和千年尺度气候变化的特征还不清楚. 另外, 冰消期作为冰期与间冰期转换的过渡时期, 在全球气候变化的研究中显得尤为重要^[8]. 西南太平洋海洋钻孔记录表明, 在倒数第三次冰消期(简称 TIII)存在类似末次冰消期的冷倒转

事件^[9], 此事件也明确地反映在南极冰芯 Vostok 氩同位素记录中^[10]. 最近高分辨率的南极 EPICA Dome C 温度和甲烷记录给出了 TIII 更为详细的变化过程^[11]. 根据甲烷记录推算, 此冷倒转事件的持续时间约为 2 ka. 然而, 南半球记录中的 TIII 千年尺度气候波动是否具有全球意义仍需验证. 神农架永兴洞纹层计数的石笋记录^[12]表明, TIII 东亚夏季风存在千年尺度的气候波动. 遗憾的是该石笋记录没有覆盖完整的 TIII. 因此, 有必要获取这一时段的高分辨率季风气候记录, 进一步研究冰期/间冰期气候的转变

英文版见: Jiang X Y, Kong X G, Wang Y J, et al. Orbital-and millennial-scale variability of the Asian monsoon during MIS8 from Sanbao Cave at Mount Shennongjia, central China. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-009-0542-3

过程.

引起冰期/间冰期旋回的外部驱动力为轨道参数变化导致的地球气候系统的重组^[13]. 但是, 人们对于是北半球驱动^[14,15]还是南半球驱动^[16-18]存在较大的争议. 由于古气候研究中缺少独立于轨道调谐时间标尺的气候记录, 因而很难确定冰消期各记录之间的相位关系, 限制了进一步对冰消期驱动机制的理解. 而石笋记录具有独立的时间标尺, 相关研究揭示了季风气候与北大西洋冰漂碎屑事件、冰芯 CH_4 记录的良好对应关系^[1,3], 因而可以将北高纬和南半球气候记录联系起来. 基于上述对应关系, 石笋记录的最近两次冰消期东亚夏季风气候表现为“两个阶段”模式, 表明南北半球轨道太阳辐射共同驱动季风冰消期的气候变化^[4].

本文选择位于典型季风区神农架三宝洞的一根石笋作为主要研究对象, 通过 U/Th 定年和氧同位素测试, 获取了完整覆盖 MIS8 阶段的季风演化记录. 在将石笋与冰芯、海洋记录对比的基础上, 进一步探讨了冰消期的驱动机制.

1 研究区域、材料和方法

三宝洞位于神农架自然保护区(110°26'E, 31°40'N; 海拔 1902 m), 地处亚热带湿润区. 洞内实测温度约 9°C (2007 年 10 月测), 相对湿度达 95%~100%. 年降水量为 1500~2000 mm, 夏季降水量占全年的 60%~80%, 常年盛行东南风, 具有典型的东亚季风气候特征^[5].

石笋 SB60 采自距洞口约 1500 m 处, 长约 610 mm, 两头稍细中间略粗, 呈纺锤形. 石笋外表光滑, 灯照下略显透明. 将石笋沿生长轴切开并抛光, 可见垂直于生长方向的圆弧状乳白色条纹, 无明显的沉积间断. 整段石笋剖面质地细腻, 由纯净方解石晶体组成, 结晶致密, 无溶孔和重结晶现象. 在石笋抛光面上确定 8 个测年点位置, 用直径为 0.9 mm 的钻头钻取 200~300 mg 粉样, 在美国明尼苏达大学同位素实验室测试 ^{230}Th 年龄. 化学实验方法参照 Kelly 等人^[3]的方法; 分析仪器为 ICP-MS, 分析方法参照 Shen 等人^[9]的方法. 用直径为 0.5 mm 的钻头沿石笋生长中心轴钻取稳定同位素测试样品, 每间距 1.5~2 mm 取 1 个样, 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 个样品加测一个标准样品

(NBS-19), 结果以 $\delta^{18}\text{O}$ 给出(PDB 标准), 计算公式为 $\delta^{18}\text{O}=[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{样品}})/(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{标准}})-1]\times 1000$, 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.

2 结果

2.1 年代模型的建立

表 1 给出了石笋 SB60 的 8 个 ^{230}Th 年龄, 覆盖时段为 284~240 ka BP. 样品 ^{238}U 含量整体较高(1.0~1.4 mg/kg), 而 ^{232}Th 含量相对较低(0.05~0.95 $\mu\text{g}/\text{kg}$). 由于石笋年代较老, 其测年误差均在 3~4 ka. 由表 1 可见, 所有年龄数据都按石笋沉积先后顺序排列, 说明数据可信.

从图 1(a)石笋年龄-深度曲线可以看出, 在 610~430 mm 层段, 石笋生长速率较快, 约 39 mm/ka; 在 430~180 mm 层段, 生长速率变化不大, 均值为 11.7 mm/ka; 在 180~20 mm 层段, 生长速率为 30.5 mm/ka; 在 20 mm 以上层段, 生长速率非常缓慢, 仅为 4.4 mm/ka. 但从石笋抛光面上看, 20 mm 以上层段石笋的岩性和 180~20 mm 层段没有明显差异, 生长速率不可能有如此大的变化. 重新检查 SB60-1 测年点的原始数据, 发现此测年样的 ^{232}Th 含量(0.95 $\mu\text{g}/\text{kg}$)为相近测年样 SB60-20(0.05 $\mu\text{g}/\text{kg}$)的近 20 倍. 异常高的 ^{232}Th 含量表明, 此测年样在采样过程或化学前处理过程中受到了污染, 外源 ^{232}Th 的带入导致年龄数据偏年轻, 因而应舍去此测年数据. 我们用其他 7 个 ^{230}Th 年龄, 根据对应 $\delta^{18}\text{O}$ 测试点的深度进行线性内插, 顶部(1~20 mm)线性外推, 建立了(283.9 \pm 4.4)~(243.4 \pm 3.2) ka BP 石笋氧同位素的时间序列(图 1(b)).

2.2 氧同位素分馏平衡检验

在石笋生长过程中同位素交换达到平衡状态是石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 作为气候待用指标的基本条件, 对此 Hendy 提出了检验准则^[20]. 按此判别方法, 我们选择了 4 个不同的生长层, 每层自生长轴向一侧以 2 mm 间距取 5 个样点, 进行氧碳同位素分析. 图 2 显示了 Hendy 检验的结果, 4 个层位 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围都在 0.3‰之内, 说明在每一层的 $\delta^{18}\text{O}$ 基本一致(图 2(a)), 而且在单个生长层内 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 之间没有明显的正相关关系(图 2(b)). 上述检验结果表明, SB60 石笋很

表1 石笋的U, Th 同位素组成和 ^{230}Th 年龄^{a)}

样品号	深度/ mm	$^{238}\text{U}/$ $10^{-9} \text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/$ $10^{-12} \text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (原子数 $\times 10^{-6}$)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (活度比)	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	年龄/a BP (未校正年龄)	年龄/a BP (校正年龄)
SB60-1	1	1085.7 \pm 3.4	951 \pm 3	24600 \pm 93	1.30765 \pm 0.00513	370.0 \pm 3.0	239916 \pm 3498	239.9 \pm 3.5
SB60-20	20	1123.2 \pm 2.8	50 \pm 2	485024 \pm 23427	1.31249 \pm 0.00453	367.8 \pm 2.6	244207 \pm 3193	244.2 \pm 3.2
SB60-95	95	1126.1 \pm 3.0	45 \pm 2	543174 \pm 22007	1.31126 \pm 0.00470	361.4 \pm 2.5	247868 \pm 3366	247.9 \pm 3.4
SB60-180	180	1373.0 \pm 3.3	55 \pm 2	543732 \pm 22984	1.32207 \pm 0.00449	368.6 \pm 2.3	249458 \pm 3194	249.5 \pm 3.2
SB60-230	230	1127.0 \pm 2.7	55 \pm 2	450274 \pm 15533	1.33505 \pm 0.00455	372.4 \pm 2.3	254866 \pm 3378	254.9 \pm 3.3
SB60-345	345	1031.7 \pm 3.1	281 \pm 3	81220 \pm 780	1.34492 \pm 0.00537	369.4 \pm 3.3	263713 \pm 4545	263.7 \pm 4.6
SB60-430	430	1383.8 \pm 3.6	110 \pm 2	274428 \pm 4582	1.32662 \pm 0.00471	336.4 \pm 2.3	279295 \pm 4420	279.3 \pm 4.4
SB60-610	610	1201.8 \pm 2.7	127 \pm 2	204722 \pm 3232	1.31067 \pm 0.00434	318.6 \pm 2.1	283914 \pm 4356	283.9 \pm 4.4

a) $\lambda_{230}=9.1599\times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{234}=2.8263\times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{238}=1.55125\times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $^{234}\text{U}=[(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{活度比}}-1]\times 1000$; ^{234}U 初始值 根据 ^{230}Th 年龄获得, 即 ^{234}U 初始值 $=^{234}\text{U}$ 测量值 $\times e^{234\lambda t}$; 校正 ^{230}Th 年龄假设初始的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 原子比为 $(4.4\pm 2.2)\times 10^{-6}$

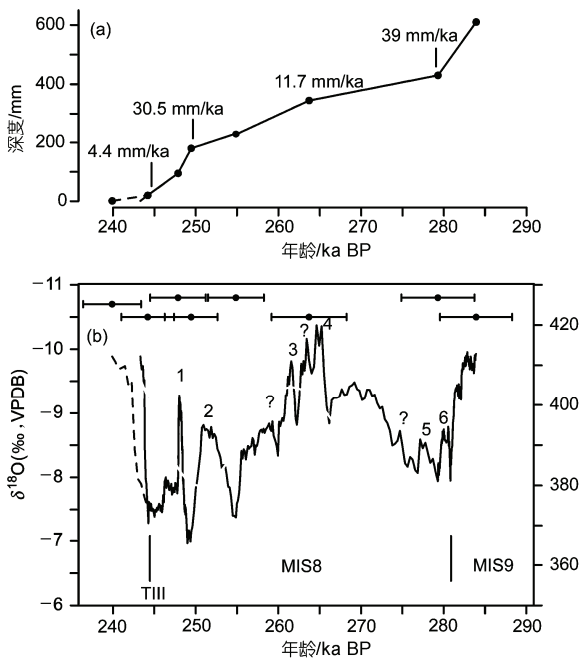


图1 三宝洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与 65°N 7月21日太阳辐射能量曲线的对比

(a) 生长速率图, 其中虚线为 SB60-1 和 SB60-20 两个测年点生长速率, 对应层段的实线为外推生长速率. (b) 三宝洞石笋记录与太阳辐射曲线对比图, 其中黑色实线和虚线为内插和外推时标下的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; 灰色为 65°N 7月21日太阳辐射曲线; 竖线为深海氧同位素阶段的分界线; MIS9 和 MIS8 为深海氧同位素 9 和 8 期; TIII 为倒数第三次冰消期; 误差棒为石笋记录的测年误差 ($\pm 2\sigma$); 数字指示了千年尺度夏季风增强事件; ? 代表可能的千年尺度夏季风增强事件

可能在整个时段达到了同位素分馏平衡, 适用于古气候重建.

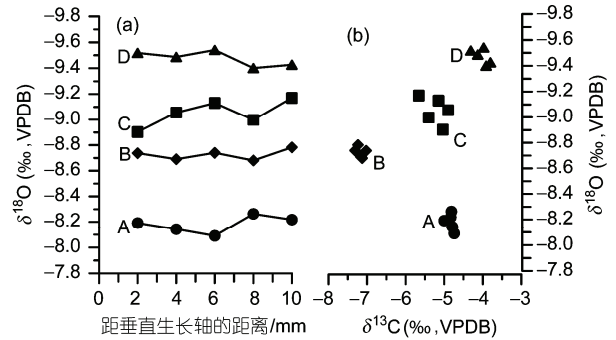


图2 三宝洞石笋 SB60 的 Hendy 检验结果

(a) 距顶不同深度各层位的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, A~D 层分别距顶部 70, 205, 280 和 536 mm; (b) A~D 层中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的关系

2.3 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

图 1(b)给出了石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化序列, 样点平均分辨率约为 100 a. 已有的研究表明, 在亚洲季风区, 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 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的信息^[1-5]. Johnson 和 Ingram^[21]通过对中国现代降水同位素体系在时间和空间上变化的研究认为, 在典型季风区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 受控于降水量效应. 万象洞最近 50 a 的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与当地器测降水数据的对比结果显示, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与降水量呈明显的负相关关系^[22]. 最近 1810 a 以来的万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与历史文献资料重建的旱涝指数也具有良好的相关性, 进一步说明了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^[23]. 距三宝洞较近的武汉市器测降水数据 (数据来源 <http://isohis.iaea.org>,

1951~1998年)显示,夏季(6~8月)降水量和年总降水量之间的相关系数(R^2)为0.72,当夏季降水量较大时, $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏负(-8‰),而当冬季降水量较少时, $\delta^{18}\text{O}$ 则偏正(-4‰)。上述分析表明,夏季风强弱带来的降水量变化是影响三宝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^[5]。

从石笋实测年龄可以确定,研究层段的年龄在(283.9±4.4)~(243.4±3.2) ka BP之间,持续时间为(40±3.9) ka,整段时间标尺有1%的误差,但近4 ka的测年误差并不能改变石笋氧同位素记录具有一个完整岁差旋回的整体变化特征。如图1所示,在轨道时间尺度上,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示了较大的变幅(3.4‰), $\delta^{18}\text{O}$ 值在-10.4‰~-7‰范围内波动,这也与三宝洞已获得的10个岁差旋回类似^[5]。石笋记录的夏季风变化趋势大致类似于7月21日北半球65°N的太阳辐射能量曲线^[24],这进一步支持了轨道尺度太阳辐射直接控制亚洲夏季风变化的假说^[25]。根据石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的转折点和均值变化,将研究时段分为以下3个阶段(图1):(1)284~281 ka BP时段,对应MIS9。石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏负,平均值为-9.8‰,表明此时期夏季风强盛。(2)281~251 ka BP时段,对应MIS8。在MIS8早期(281~274 ka BP)太阳辐射较弱时,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏正,均值为-8.3‰,表明此时期夏季风相对较弱。在MIS8中期(274~260 ka BP)太阳辐射较强时,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏负,均值为-9.6‰,表明此时期夏季风相对较强。在MIS8晚期(260~250 ka BP),石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏正,表明此时期夏季风相对较弱。(3)伴随着太阳辐射能量曲线在250 ka BP开始上升,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值从-7.0‰偏负至-9.9‰,整体处于太阳辐射曲线上升过程中,期间被千年尺度的弱季风事件打断。根据三宝洞224 ka BP来的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[5]判断,-9.9‰已经接近或达到间冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而3‰的振幅也接近最近两次冰消期~4‰的振幅。根据石笋氧同位素记录判断,东亚夏季风倒数第三次冰消期的起止年代为250~244 ka BP。244 ka BP附近时,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在几百年的时间内从-8‰突变至-9.5‰,将此突变阶段的中间点位置确定为TIII的年龄,即为(243.8±3.2) ka BP。

石笋氧同位素的另一个特征是,一系列的千年尺度波动叠加于岁差旋回上,相邻峰谷间变幅为0.5‰~2.3‰。根据三宝洞末次冰期和倒数第二次冰期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的千年尺度夏季风增强事件的振幅(>0.5‰)和持续时间(>1000 a)标准^[5]可知,在MIS8阶

段东亚夏季风至少存在6个千年尺度增强事件(图1)。南极冰芯甲烷记录显示MIS8阶段存在3个千年尺度气候事件^[11],伊比利亚海域SST资料则显示MIS8阶段具有7个千年尺度气候突变事件^[26]。尽管由于各记录分辨率和时间标尺精度不同使这些千年尺度气候事件并不能一一对应,但是这至少说明千年尺度气候事件为各个冰期气候所具有的普遍特征^[11,26]。

3 讨论

3.1 倒数第三次冰消期的特征

董哥洞和葫芦洞的研究结果表明,最近两次冰消期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度在千年尺度气候事件和突变过程上同步变化,因而可以将 CH_4 作为纽带将不同时间标尺的季风气候记录和南极冰芯温度、 CO_2 记录联系起来^[3,4]。假如这种同步变化关系在TIII依然存在,那么石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在243.9 ka BP的突变对应于242.2 ka BP的甲烷浓度突变^[11],248 ka BP的季风增强事件则对应于248 ka BP的甲烷浓度增加^[11](图3)。利用和甲烷记录的对应关系,对比石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与EPICA Dome C冰芯 δD ^[27]发现,石笋记录中的强夏季风事件(~248 ka BP)对应于南极冷倒转(OACR)事件,揭示出明显的南北极跷跷板(See-saw)现象(图3)。另外,邻近冰消期的3个显著的夏季风减弱事件大致可与北大西洋冰漂碎屑事件^[28]对应(图3),这说明此类全球性特征的千年尺度事件持续发生在更老的冰期气候边界条件下。考虑到石笋年龄模式的误差和南极冰芯EDC 3时间标尺^[29]、北大西洋钻孔调谐时标^[28]的误差,气候事件发生年龄和持续时间的精确对应可能并不确切,但仍然为TIII气候事件的对应关系提供了参考。

基于季风气候与冰芯 CH_4 记录、北大西洋冰漂碎屑事件的对应关系,石笋记录的最近两次冰消期东亚夏季风表现为“两个阶段”模式:阶段1为弱夏季风时期(WMI),在倒数第二次冰消期为H11事件,而在末次冰消期为H1事件;阶段2为夏季风突然增强时期,标志着冰消期的结束,此夏季风增强和甲烷浓度突增同步^[3,4]。TIII同样存在两个阶段:阶段1(约250.4~244.2 ka BP)为WMI,存在两个弱夏季风事件,在此弱夏季风时期南极温度^[27]和 CO_2 浓度^[30]缓慢上升;阶段2(244 ka BP附近)为夏季风突然增强时期,与 CH_4 浓度突变同步,南极温度和 CO_2 浓度则达到最大值(图3)。

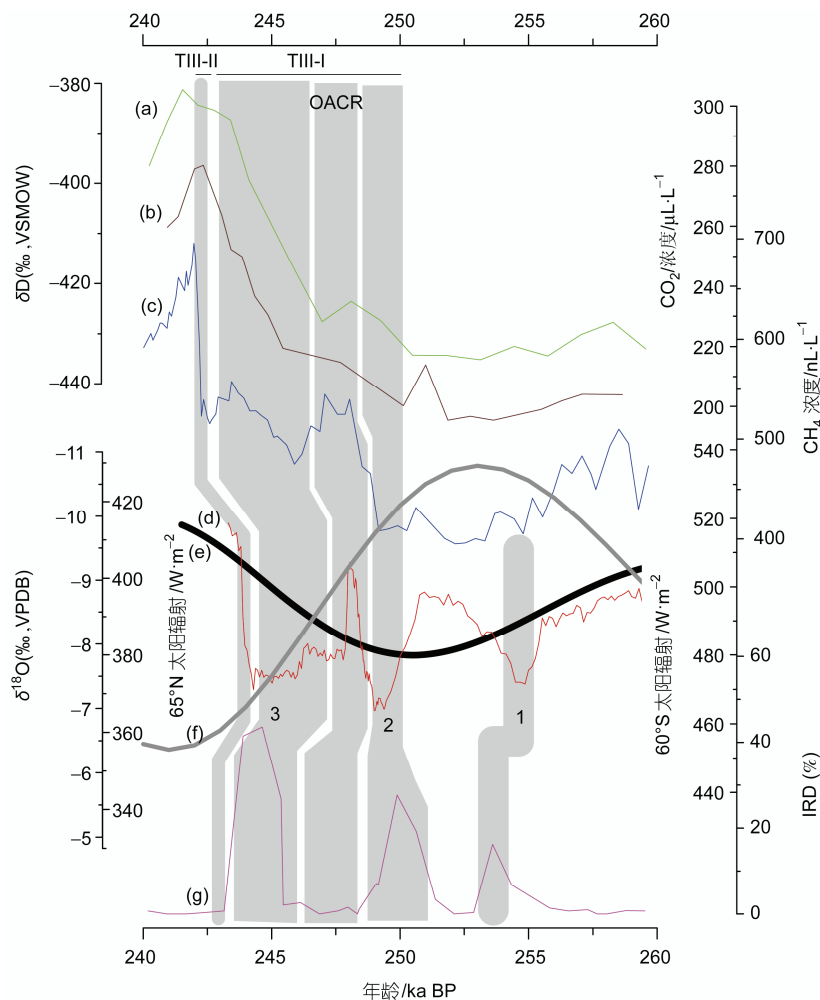


图3 不同记录在倒数第三次冰消期时的对比

(a) 南极 EPICA Dome C 冰芯 δD 记录^[27]; (b) 南极 Vostok 冰芯 CO_2 记录^[30]; (c) 南极 EPICA Dome C 冰芯 CH_4 记录^[11]; (d) SB60 $\delta^{18}O$ 记录; (e) 北半球 $65^\circ N$ 7月21日的太阳辐射能量曲线^[24]; (f) 南半球 $60^\circ S$ 12月的太阳辐射能量曲线^[24]; (g) 北大西洋 ODP980 记录^[28]. 南极 EPICA Dome C 冰芯各记录均采用 EDC 3 时间标尺^[29]; OACR 表示 TIII 南极冷倒转事件; 1~3 表示 3 个冰漂碎屑事件; TIII-I 和 TIII-II 指东亚夏季风倒数第三次冰消期的两个阶段

3.2 TIII 驱动机制探讨

从图 3 可知, 石笋 $\delta^{18}O$ 记录和南极温度均类似于北半球 $65^\circ N$ 太阳辐射能量曲线, 而与南半球 $60^\circ S$ 太阳辐射能量曲线呈现反相位, 这进一步表明北高纬夏季太阳辐射驱动了冰期/间冰期旋回^[14,15]. 在冰消期开始时, 北半球太阳辐射能量处于低值, 而南半球太阳辐射能量则处于高值(图 3). Schulz 和 Zeebe^[31] 指出南北半球太阳辐射共振触发了冰消期的开始, 本文的研究结果支持这种假说. 在冰消期阶段 1 时, 北半球太阳辐射能量的增强使北半球升温, 大量的消融水以及冰川注入北大西洋, AMOC 减弱或停滞,

热带辐合带(ITCZ)向南偏移^[32]导致夏季风变弱, 因而在 TIII 阶段 1 时北半球为冷干气候(图 3). 同时, 在阶段 1 时, 由于 AMOC 的减弱或停滞, 较高的南半球太阳辐射能量促使南半球和热带海洋聚集热量并逐步变暖(图 3). 南北半球气候在阶段 1 时表现为明显的“See-saw”模式^[33]. 南半球温度的上升会使南半球海冰消融以及西风带向南偏移, 南大洋层流(Southern Ocean stratification)的减弱导致南大洋深海 CO_2 释放^[34,35], 而 CO_2 浓度的增加会进一步促使全球变暖, 加速北半球冰川的消融. 随着南半球和赤道地区热量的大量聚集, ITCZ 向北偏移^[32], 当达到一定阈值

时, 夏季风突然增强, 南北半球同时进入间冰期气候. 因而在阶段 2 时, 南极 δD 和 CO_2 浓度均达到最大值, 而石笋 $\delta^{18}O$ 快速负偏, 甲烷浓度突然增加 (图 3). 近来, 南极冰芯的研究成果表明, 冰消期开始阶段南极变暖和冰期中南极变暖事件(A-events)相似, 不同之处在于 Dansgaard-Oeschger(DO)在冰消期时没有发生. 南极温度不断上升, 最终当南极温度达到间冰期温度时, 北半球温度突变, 冰消期结束, 从而南半球变暖触发了间冰期气候的开始^[18]. 石笋 $\delta^{18}O$ 在 TIII 阶段 2 的突然负偏与 CH_4 浓度突变同步, 而南极温度和 CO_2 浓度则达到间冰期程度, 进一步支持了南半球变暖对间冰期气候的触发机制.

4 结论

在轨道尺度上, 石笋 $\delta^{18}O$ 记录与 7 月 21 日 $65^\circ N$

的太阳辐射能量曲线十分类似, 进一步支持了北半球夏季太阳辐射直接控制亚洲夏季风变化的假说. 在 MIS8 阶段季风至少存在 6 个千年尺度的夏季风增强事件, 说明千年尺度气候事件为冰期气候的普遍特征.

TIII 的石笋 $\delta^{18}O$ 记录与 CH_4 浓度和北大西洋冰漂碎屑事件有很好的对应关系, 基于此可以将季风气候与南极气候和北大西洋气候联系起来. 北半球太阳辐射能量的增强导致冰盖消融, 为冷干气候, 而南半球逐渐升温, 为暖湿气候, 南北半球呈现出典型的“See-saw”模式. 南半球和赤道地区的热量大量聚集, ITCZ 向北偏移, 当南极温度达到最大值时, 夏季风突然增强, 南北半球同时进入间冰期气候, 南半球温度变化有可能是终结东亚夏季风倒数第三次冰消期的要素之一.

致谢 感谢邱庆伦博士和董进国博士在野外工作中提供的帮助.

参考文献

- 1 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348
- 2 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578
- 3 Kelly M J, Edwards R L, Cheng H, et al. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years BP from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 236: 20—38
- 4 Cheng H, Edwards R L, Wang Y J, et al. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, 2006, 34: 217—220
- 5 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093
- 6 Clemens S C, Prell W L. The timing of orbital-scale India monsoon change. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 275—278
- 7 Guo Z T, Biscaye P, Wei L Y, et al. Monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 1751—1754
- 8 Broecker W S. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar see-saw? *Paleoceanography*, 1998, 13: 119—121
- 9 Pahnke K, Zahn R, Elderfield H, et al. 340,000-year centennial-scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillation. *Science*, 2003, 301: 948—952
- 10 Caillon N, Severinghaus J P, Jouzel J, et al. Timing of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature changes across termination III. *Science*, 2003, 229: 1728—1832
- 11 Louergue L, Schilt A, Spahni R, et al. Orbital and millennial-scale feature of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years. *Nature*, 2008, 453: 383—386
- 12 陈仕涛, 汪永进, 孔兴功, 等. 倒数第三次冰消期亚洲季风气候可能的类 Younger Dryas 事件. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 445—452
- 13 Huybers P, Wunsch C. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. *Nature*, 2005, 434: 491—494
- 14 Alley R B, Edward E J, Anandkrishnan S. A northern lead in the orbital band north-south phasing of Ice-Age events. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 431—441
- 15 Kawamura K, Parrenin F, Lisiecki L, et al. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 2007, 448: 912—916

- 16 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429—436
- 17 Knorr G, Lohmann G. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature*, 2003, 424: 532—536
- 18 Wolff E W, Fischer H, Röthlisberger R. Glacial terminations as southern warmings without northern control. *Nature Geosci*, 2009, 2: 206—209
- 19 Shen C C, Edwards L R, Cheng H, et al. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem Geol*, 2002, 185: 165—178
- 20 Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochim Cosmochim Acta*, 1971, 35: 801—824
- 21 Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implication for paleoclimate reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 365—377
- 22 刘敬华, 张平中, 程海, 等. 黄土高原西缘在 AD1875~2003 期间石笋氧同位素记录的季风降水变化与海气系统的联系. *科学通报*, 2008, 53: 2801—2808
- 23 Zhang P Z, Cheng H, Edwards L R, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322: 940—942
- 24 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297—317
- 25 Kutzbach J E. Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 1981, 214: 59—61
- 26 Martrat B, Grimalt J O, Shackleton N J, et al. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science*, 2007, 317: 502—507
- 27 Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 2007, 317: 793—796
- 28 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
- 29 Parrenin F, Barnola J M, Beer J, et al. The DEC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. *Clim Past*, 2007, 3: 485—497
- 30 Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 2008, 453: 379—382
- 31 Schulz K G, Zeebe R E. Pleistocene glacial terminations triggered by synchronous changes in Southern and Northern Hemisphere insolation: The insolation canon hypothesis. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 249: 326—336
- 32 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
- 33 Stocker T F, Johnsen S J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1087
- 34 Barker S, Diz P, Vautravers M J, et al. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 2009, 457: 1097—1102
- 35 Schmittner A, Galbraith E D. Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes. *Nature*, 2008, 456: 373—376