

全新世季风气候演化与干旱事件的 湖北神农架石笋记录

邵晓华 汪永进* 程海 孔兴功 吴江滢

(南京师范大学地理科学学院, 南京 210097; Department of Geology and Geophysics, Minnesota University MN 55455, USA.

* 联系人, E-mail: yjwang@pine.njnu.edu.cn)

摘要 基于湖北神农架山宝洞 SB10 石笋的 14 个 ^{230}Th 年龄和 266 个氧同位素数据, 建立了 11.5~2.1 kaBP 时段东亚季风降水序列. 该记录表明: 11.5~9.3 kaBP, 季风降水处于持续增长期; 9.3~4.4 kaBP, 该时段为降雨丰沛的湿润期, 4.4~2.1 kaBP, 该时段为降水较少的干旱期, 其长期演化趋势大体类似于北纬 33°夏季日辐射能量曲线. SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录揭示了 4.3 kaBP 前后季风降水突然减少, 反映了植被-大气-气溶胶对太阳辐射减少的正反馈效应, 该事件与 4 ka 左右中国新石器文化断层基本同步. 从早全新世平均分辨率 20 年的石笋降水记录中识别出 8.2, 8.6, 9.3, 10.2 和 11.0 ka 显著干旱事件, 可与格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的降温事件进行对比, 反映了早全新世北半球低纬季风与极地气候受同一机制的驱动.

关键词 全新世 石笋 季风降水 全球冰量 湖北神农架

中全新世是人类史前文化发生重大变革的时期. 距今 4000 年左右, 中国新石器文明^[1]、西亚美索不达米亚^[2]和印度文明^[3]均衰亡至消失. 然而, 这一古文明中断事件是否受控于气候变化, 还需获取更多的高分辨率气候记录. 目前, 已有气候记录揭示的 4000 aBP 左右气候突变过程并不一致, 如阿曼南部^[4]、中国西南石笋^[5]和青藏高原东部泥炭记录^[6]表明在中/晚全新世的转换期亚洲夏季风环流为逐渐衰弱, 同时非洲湖泊记录^[7]以及西非海洋沉积物^[8]记录却指示在 6~4 kaBP 季风降水突然减少, 类似的气候快速变干事件在中国内蒙古^[9]和民勤盆地^[10]5~4 kaBP 的湖泊记录均有表现.

与中全新世相比, 早全新世人类活动较少, 具有研究气候自然变率的优势. Mayewski 等认为全新世早期气候背景基本类似于冰期^[11], 葫芦洞石笋记录已经证实了末次冰期亚洲季风与格陵兰千年尺度温度变化的联系^[12], 然而亚洲季风在全新世早期的演变是否与冰期有着相同的主控因子仍未达成共识. 阿曼石笋研究表明: 南部记录显示早全新世(10.3~8 kaBP)印度洋季风在百年至几十年尺度上由全球冰量控制^[4], 北部记录却指示 9~6 kaBP 太阳活动起主导作用^[13]. 来自中国干旱半干旱地区的湖泊记录似乎支持前者, 认为早全新世的季风气候不稳定性与大西洋西风带南移及其气旋风加强有关^[14]. 早全新世夏季风千年-百年尺度快速变化与北大西洋的联系已经

在中国夏季风边缘区^[15]和中国南方^[16]湖泊沉积物中得到证实, 而百年至几十年尺度亚洲夏季风变化的相关记录较少. 贵州茂兰石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录提供了这一时间尺度亚洲季风气候的变率, 并与极地气候具有较好的一致性^[17].

本文将利用位于黄土高原南缘的湖北神农架洞穴石笋, 通过高精度的石笋 ^{230}Th 绝对定年和高分辨率的氧同位素数据, 研究中全新世亚洲季风降水突变过程, 同时该地区石笋记录更好地反映了强烈冬季风环流及其粉尘效应对本区季风气候的影响, 进而揭示北半球高、低纬气候的联系及其耦合机制.

1 研究区域、样品和方法

湖北神农架是由大巴山脉东延的余脉组成的中高山地貌, 山脉呈近东西方向延伸, 区内总地势西南高东北低, 由南向北逐渐降低, 山峰海拔多在 1500 m 以上^[18]. 地理位置位于长江中下游, 秦岭-淮河南侧, 湿润区与半干旱区过渡地带, 地势上属于大陆二级阶地东缘(图 1). 地理位置、地形和地势决定了神农架地区受西南暖湿气流影响较小, 并且是东亚冬夏季风环流强烈碰撞的区域. 区域全年降水基本受东亚夏季风环流控制^[18].

在湖北神农架山宝洞(31°40' N, 110°26' E)收集的石笋样品(编号: SB10), 外观近似为纯白色平顶圆锥体, 高 266 mm, 底部直径 120 mm, 顶部直径 70 mm,

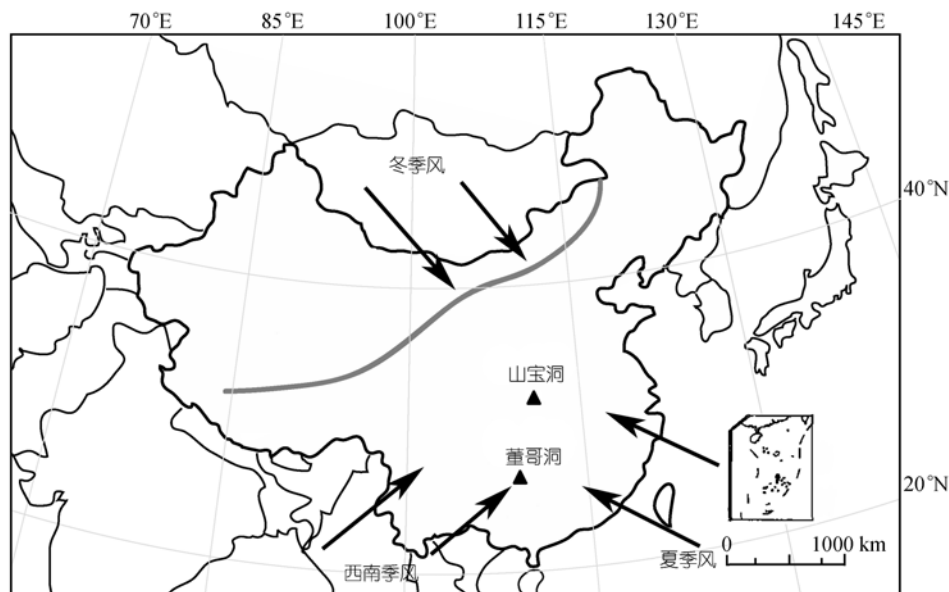


图 1 地理位置示意图

标注实心三角处为洞穴位置; 箭头方向代表了西南季风、夏季风和冬季风的方向

由纯净方解石组成。取石笋四分之一抛光后用直径 0.3 mm 的牙钻沿石笋生长轴按每毫米取一个样获得了 266 个氧碳同位素样品, 测试方法见文献[19], 由南京师范大学地理科学学院同位素实验室完成, 每 9 个样品内插标样 NBS-19, 分析误差小于 $\pm 0.1\%$, VPDB 标准。根据石笋岩性和氧同位素曲线突变点, 确定 14 个测年样品位置, 用牙钻取 100 mg 粉样, 送美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室测试 ^{230}Th 年龄, 分析仪器为 ICP-MS, 按 Shen 等[20]方法, 年龄误差为 $\pm 2\sigma$ 测量统计误差。

2 结果

2.1 年代模式

表 1 呈现了 SB10 石笋 14 个 ^{230}Th 定年数据。实测年代数据表明 SB10 石笋生长时段覆盖了 $11587 \pm 76 \sim 2144 \pm 24$ aBP。由于样品 ^{238}U 含量较高 ($0.3 \times 10^{-6} \sim 1.4 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$), 而 ^{232}Th 含量较低 ($0.1 \times 10^{-9} \sim 1.2 \times 10^{-9} \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$), 因此测年精度整体较高, 测年误差为 24~76 年。根据相邻实测年龄点对石笋各段进行线性内插, 从而获得每个氧同位素的年龄, 其中 7.5~2.1 kaBP 时段有 5 个实测年龄, 时标精度较低; 而 11.3~7.5 kaBP 时段共有 8 个年龄控制点, 时标精度较高。

2.2 氧同位素分馏平衡检验

石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 达到分馏平衡是其作为气候代用指标

的基本条件。Hendy 提出了检验石笋生长过程中碳酸盐同位素分馏平衡的 2 个准则[21]: () 同一生长层上, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值保持恒定, 与离顶点(离滴水最近的点)的远近无关; () 同一生长层内垂向上, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 不随 $\delta^{13}\text{C}$ 的增加而增加。根据目前的采样技术, 准则() 无法检验。在石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线的主要转折点和均值代表性层段, 共选择了 6 个不同生长层, 每层 5 个样点进行分析, 检验 SB10 石笋是否达到同位素分馏平衡。图 2 显示了 Hendy 检验的结果, 6 组结果的相对标准误差均小于 1%, 其中 $\delta^{18}\text{O}$ 值最大偏差出现在距顶深度 156 mm 层段, 为 0.26‰。上述检验结果表明: SB10 石笋很可能在整个生长时段达到了同位素分馏平衡。

2.3 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

图 3 给出了 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 时间变化序列, 6.6~2.1 kaBP 时段样点平均分辨率为 97 年, 而 11.5~6.6 kaBP 时段样点平均分辨率为 20 年。季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了季风降水强度, $\delta^{18}\text{O}$ 偏负意味季风降水增强, 反之亦然[4,5,12,13,19]。在轨道时间尺度上, 石笋记录的季风降水变化趋势大致类同于北纬 33° 夏季日辐射能量曲线, 说明太阳辐射能量变化对全新世的气候变化起宏观调控作用。SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线具体变化可分为以下 3 个阶段: () 11.5~9.3 kaBP, 该时段季风降水处于持续增长期, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值从

表 1 SB10 石笋的 ICP-MS 铀系测年结果^{a)}

样品号	²³⁸ U×10 ⁻⁹ / g·g ⁻¹	²³² Th×10 ⁻¹² / g·g ⁻¹	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	$\delta^{234}\text{U}$ 初始值	²³⁰ Th/ ²³⁸ U 活度比	²³⁰ Th/ ²³² Th ×10 ⁻⁶ /g·g ⁻¹	年龄/aBP 未校正年龄	年龄/aBP 校正年龄
SB10-1	309.27	355.35	1004.22	1010.32	0.04	565.19	2161±23	2144±24
SB10-17	743.10	708.26	1003.37	1011.54	0.05	906.05	2883±43	2869±43
SB10-20	896.39	335.00	993.82	1004.00	0.07	2873.11	3612±36	3606±36
SB10-26	707.77	324.14	995.66	1009.42	0.09	3144.39	4863±40	4856±40
SB10-47	839.40	392.87	979.80	998.31	0.12	4133.86	6631±47	6624±47
SB10-81	912.40	301.85	976.26	998.26	0.14	6912.94	7890±64	7885±64
SB10-88	909.65	251.65	973.08	995.41	0.14	8397.91	8033±56	8029±56
SB10-112	1070.71	198.19	995.92	1020.25	0.15	13477.13	8542±58	8540±58
SB10-136	1251.04	848.80	986.32	1011.29	0.16	3789.13	8857±62	8847±62
SB10-155	1253.62	471.04	991.94	1018.36	0.16	7196.94	9306±59	9300±59
SB10-177	834.87	125.91	980.36	1007.57	0.17	18533.83	9690±67	9688±67
SB10-190	1429.76	388.49	988.53	1016.50	0.17	10521.33	9877±55	9873±55
SB10-205	1228.64	595.61	992.58	1021.59	0.18	6096.23	10202±72	10195±72
SB10-266	937.78	1209.80	990.69	1023.67	0.20	2589.63	11605±76	11587±76

a) 表中第一列样品号中的阿拉伯数字即为该样品距顶深度(单位: mm); a) $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{活度比}} - 1) \times 1000$, $\delta^{234}\text{U}$ 初始值是根据 ^{230}Th 年龄获得, 即 $\delta^{234}\text{U}$ 初始值 = $\delta^{234}\text{U}$ 测量值 $\times e^{\lambda_{234} \times T}$; 校正 ^{230}Th 年龄假设初始的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 原子比为 $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$

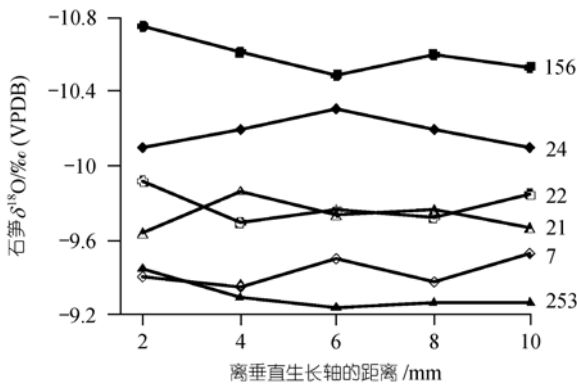


图 2 山宝洞 SB10 石笋 Hendy 检验结果

图中同一层次的 $\delta^{18}\text{O}$ 样点用相同的符号(空心圆/三角/菱形和实心圆/三角/菱形)标识; 阿拉伯数字指示某一层段的距顶深度(单位: mm)

-8.3‰迅速偏负至-10.5‰左右; () 9.3~4.4 kaBP, 该时段为降雨丰沛的湿润期, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在-10‰至-11‰之间变化, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 9.3 kaBP 左右开始维持相对稳定状态, 平均值为-10.5‰; () 4.4~2.1 kaBP, 该时段为降水较少的干旱期, 从 4.4 kaBP 开始, 在约 200 年内, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值从-10.2‰偏正至-9.2‰, 其后石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 维持在-9.3‰左右振荡. 需要指出, 百年尺度降水振荡旋回在 11.5~6.6 kaBP 时段特别明显, 振幅约 0.2‰~0.6‰.

降水变化是季风气候的最重要特征, 我们尝试根据 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录来划分早、中、晚全新世, 其中早/中(9.3 kaBP)、中/晚(4.3 kaBP)全新世界限的确定主要依据 $\delta^{18}\text{O}$ 值的转折点和均值变化(见图 3), 界限的年龄误差小于 200 年.

3 讨论

3.1 4.3 kaBP 前后季风降水突变

SB10 石笋记录与贵州董哥洞和阿曼 Qunf 洞石笋记录的对比表明: 不同区域季风降水演化的最大差异出现在 4.3 kaBP 前后(图 4). SB10 石笋记录显示 4.3 kaBP 前后季风降水突然减少, $\delta^{18}\text{O}$ 值在约 200 年内迅速正偏 1‰, 以这个快速强干旱趋势为转折点, 季风气候从湿润期快速进入干旱期. 4.3 kaBP 前后季风降水减少在阿曼南部石笋 Q5 和贵州石笋 DA 记录中也有表现, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度与 SB10 石笋记录基本一致. 但 Q5 和 DA 石笋记录显示, 在经历了数百年的干旱后, 季风强度有所回升, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值又偏负约 0.5‰. 因此 Q5 和 DA 石笋记录表明, 季风随着太阳辐射的减少而逐渐衰弱.

亚洲季风区的其它记录中 4.3 kaBP 前后也有降水突变, 然而程度不一. 在低纬湿润区主要表现为相

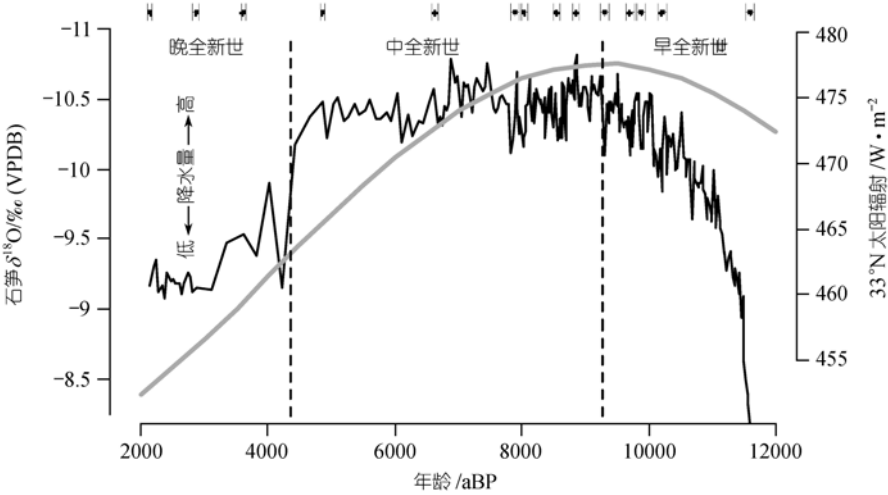


图 3 山宝洞 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录
灰色实线为北纬 33° 夏季日辐射能量曲线; 实点为 SB10 石笋的实测年龄和误差; 9.3 和 4.3 kaBP 处的虚线分别代表了本区季风降水的全新世早/中/中和中/晚的分界

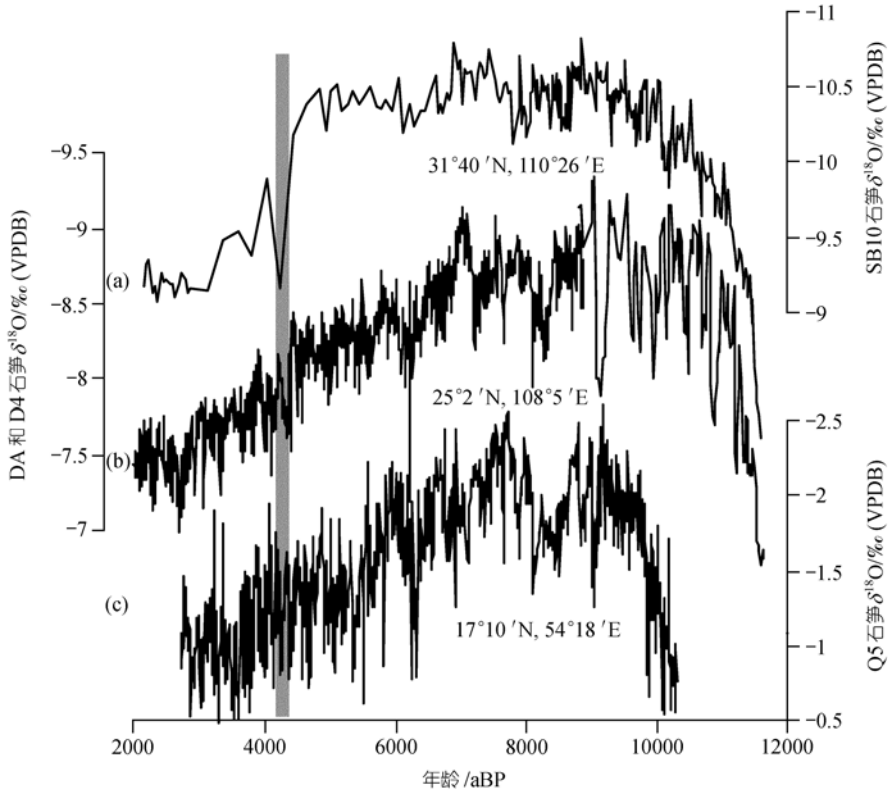


图 4 山宝洞、董哥洞与阿曼 Qunf 洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比
(a) 山宝洞 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (b) 董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 其中 8.8~2 kaBP 为平均分辨率为 5 年的 DA 石笋记录^[5], 11.6~8.8 kaBP 为 D4 石笋记录^[17]; (c) 阿曼石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[4]. 阴影部分为 4.3 kaBP 前后季风降水突变. 经纬度表明了阿曼 Qunf 洞穴、董哥洞和山宝洞由南到北的地理位置

对短暂的事件, 如中国热带湖泊记录中 4.25 kaBP 前后的明显的干旱/降温期^[16]和青藏高原东缘红原泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 记录中 4.2 kaBP 前后印度洋季风衰减期^[6]. 在中

国干旱与半干旱区则标志了气候的突变转型, 如青藏高原东北部青海湖沉积物文石和碳酸盐含量 4.5 kaBP 开始突降^[22]和 4.2 kaBP 前后铁氧化物矿物含量

突降^[23], 内蒙古岱海湖平面 4.5 kaBP突降^[9]和沉积物粒度 4.4 kaBP中值粒径及砂含量突增^[24], 新疆民勤盆地野麻湖平面 4.5 kaBP突降^[10]. 不同区域事件在绝对年龄上并不一致, 可能是各记录分辨率、测年精度的差异所致. 有些学者认为这一事件对人类史前文化影响较大, 如中国中部新石器文明^[1]、美索不达米亚文明^[2]和印度文明^[3]的中断和消失与这一事件有关.

用植被-大气-气溶胶对太阳辐射减少的正反馈机制可以解释中国干旱半干旱区气候记录中的季风降水突变转型. 在 9 kaBP以后北纬夏季日辐射能量减少, 亚洲夏季风处于衰退阶段, 季风降水减少. 在 7~5 kaBP期间亚洲内陆阿拉善高原、内蒙古高原中东部甚至黄土高原南部都出现干旱事件, 祁连山等地植被发生显著退化^[25]. 来源于亚洲腹地干旱区的格陵兰冰芯粉尘^[26]记录了 6100~5000 aBP大气粉尘含量显著增加^[27], 中国黄土记录也表明最近 5000 年以来黄土高原粉尘累积提高^[28]. 数值模拟证实地表植被覆盖率的提高将延长夏季风在陆地的停留时间并扩大其影响范围^[29], 地表植被覆盖率或大气粉尘的变化足以超过太阳辐射本身变化对季风气候的影

响^[30]. 5 kaBP前中国干旱半干旱区植被退化使得地表反射率提高, 与“粉尘效应”同时放大了该时期太阳辐射降低的信号, 从而导致本区 4.3 kaBP前后夏季风快速衰退, 这一机制得到非洲湖泊^[7]、海洋沉积物^[8]、山岳冰川^[31]记录及气候模拟^[32]的支持.

3.2 低纬季风与极地气候的联系

从图 3 可知, SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 11.3~7.5 kaBP 时段具有较高的时间分辨率(20 年)和较好的年龄控制(相邻测年点间隔为 150~500 年), 可与格陵兰冰芯进行对比. 该时段东亚季风降水变化与格陵兰地区气温波动趋势基本一致(图 5), 同时两者在百年-几十年尺度上也具有较好的对应关系. 特别是百年尺度上, 几个显著的季风降水减少事件, 如 8.2, 8.6, 9.3, 10.2 和 11.0 ka 事件, 与格陵兰地区降温基本对应, 仅在时间上存在 20~130 年的偏差, 其中 9.3 ka 事件偏差最大(130 年). 该事件附近的三个测年点分别为 8847 ± 62 , 9300 ± 59 和 9688 ± 67 , 岩性未发生明显改变. 尽管 SB10 石笋在早全新世的测年误差都小于 1%, 我们不能排除由于线性内插导致这一事件年龄的不确定性; 另外, 全新世 GRIP 冰芯时标误差为 1%~

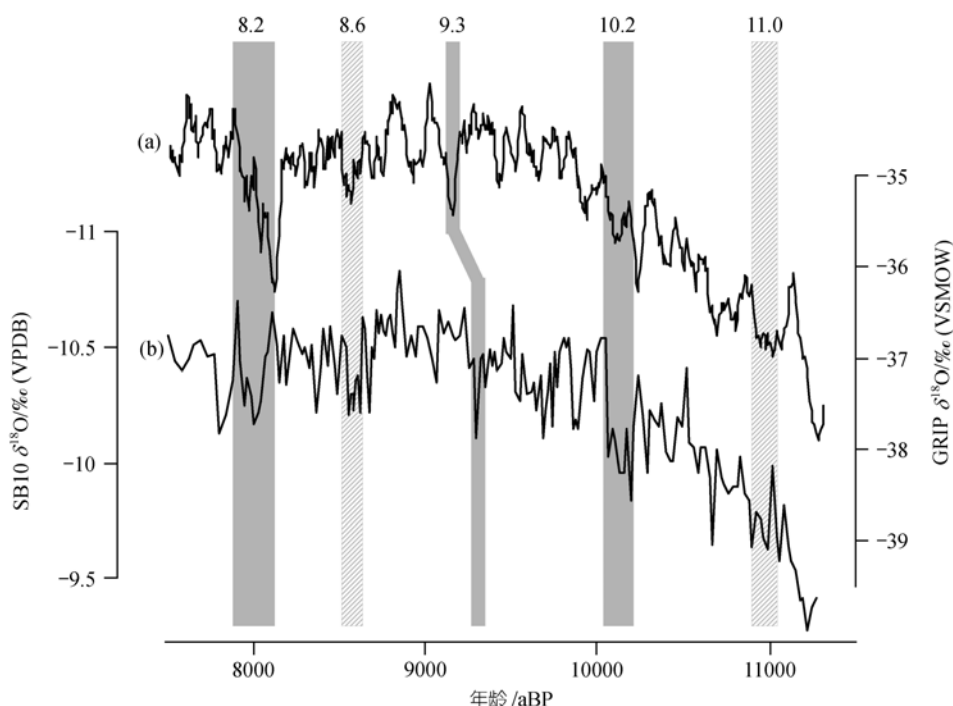


图 5 11.3~7.5 kaBP SB10 石笋与 GRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

(a) GRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (七点平滑); (b) 山宝洞 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; 实体阴影部分 8.2, 9.3 和 10.2 kaBP 事件分别与全新世北大西洋 5, 6 和 7 冰漂碎屑事件^[33]对应

2%^[33], 这类误差也可能叠加到这一偏差上. 总之, 在两个记录的年龄误差范围内, 季风降水减少事件与格陵兰地区降温基本同步. 两个记录中显著的干旱/寒冷事件, 如 8.2, 9.3 和 10.2 ka 事件, 与北大西洋冰漂碎屑事件^[34]及北大西洋降温事件^[35]也具有——对应关系, 11.0 ka 事件与贵州茂兰石笋 D4 记录中 10.91 ka 干旱事件^[17]一致, 8.6 ka 事件可能与中国热带湖泊记录中的 8.68 kaBP^[16]以及敦德冰芯中 8.7 kaBP^[36]的降温事件一致. “8.2 ka 事件”是格陵兰冰芯记录中全新世最强降温事件^[37], 在 SB10 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中表现并不显著, 其振幅类同于早全新世其他干旱事件. 阿曼 Qunf 洞^[4]和 Hoti 洞^[13]石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录以及阿拉伯海有孔虫记录^[38]中 8.2 ka 左右的印度洋季风减弱事件具有类似的特征. Eelco 和 Heiko 认为, “8.2 ka 事件”并不能用北大西洋深层水体生成减缓单一机制来解释, 低纬与极地记录中该事件振幅的差异可能是因为两者分别侧重于夏季/冬季记录有关^[39]. 本文的“8.2 ka 事件”的双谷结构与爱尔兰西南部 CC3 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[40]和元素^[41]记录、GISP2 冰芯累积速率^[42]和 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[43]以及挪威湖泊沉积物记录^[44]一致. Fleitmann 等认为, 低纬季风与极地气候的显著相似性可能与早全新世全球冰量较大有关^[4]. 末次冰期东亚夏季风环流强度与高纬温度变化的遥相关已经由南京葫芦洞石笋证实^[12], 这种遥相关通过西风环流传输得以实现^[45]. 早全新世北半球冰量仍处于较大状态^[4], 因此西风环流对亚洲季风气候的影响可能占主导地位.

4 结论

() 在轨道时间尺度上, 石笋记录的季风降水变化趋势大致类同于北纬 33° 夏季日辐射能量曲线, 其中 4.3 kaBP 前后季风降水量突然减少, 这一突变事件与 4 ka 左右中国新石器文化断层基本同步.

() 早全新世平均分辨率 20 年的石笋降水记录与格陵兰冰芯气温记录具有较好的一致性. 冰芯记录中 8.2, 8.6, 9.3, 10.2 和 11.0 ka 冷事件与石笋记录中降水减少阶段对应, 揭示了早全新世低纬季风与极地气候具有相同的驱动力, 西风环流的传输使得两者同步变化.

致谢 本工作作为全国优秀博士学位论文作者专项资金(批准号: 200227)和国家杰出青年科学基金(批准号: 40225007)资助项目.

参 考 文 献

- 1 Wu Wenxiang, Liu Tungsheng. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China. *Quaternary International*, 2004, 117: 153~166[DOI]
- 2 DeMenocal P B. Cultural responses to climate change during the Late Holocene. *Science*, 2001, 292: 667~673[DOI]
- 3 Dalfes H N, Kukla G, Weiss H. Third millennium BC climate change and old world collapse. *NATO ASI Series*, 1997, 1(49): 723
- 4 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[DOI]
- 5 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[DOI]
- 6 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211: 371~380[DOI]
- 7 Gasse F. Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quaternary science review*, 2000, 19: 189~211[DOI]
- 8 DeMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, et al. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Review*, 2000, 19: 347~361[DOI]
- 9 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 末次间冰期以来中国古季风气候与环境变迁. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土-第四纪地质-全球变化. 北京: 科学出版社, 1992, 14~29
- 10 Chen F H, Shi Q, Wang J M. Environmental changes documented by sedimentation of Lake Yiema in arid China since the Late Glaciation. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 22: 159~169[DOI]
- 11 Mayewski P A, Rohling E E, Stager C J, et al. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 2004, 62: 243~255[DOI]
- 12 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[DOI]
- 13 Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6kyr ago. *Nature*, 2001, 411: 290~293[DOI]
- 14 吴敬禄, 沈吉, 王苏民, 等. 新疆艾比湖地区湖泊沉积记录的早全新世气候环境特征. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(6): 569~575
[摘要] [PDF]
- 15 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千年尺度夏季风快速变化. *科学通报*, 2001, 46(17): 1414~1419[摘要] [PDF]
- 16 刘嘉麒, 吕厚远, Negendank J, 等. 湖光岩玛珥湖全新世气候波动的周期性. *科学通报*, 2000, 45(11): 1190~1195[摘要] [PDF]
- 17 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 新仙女木及全新世早中期气候突变

- 事件: 贵州茂兰石笋氧同位素记录. 中国科学, D辑, 2004, 34(1): 69~74[摘要] [PDF]
- 18 朱兆泉, 宋朝枢. 神农架自然保护区科学考察集. 北京: 中国林业出版社, 1999. 19
- 19 姜修洋, 汪永进, 孔兴功, 等. 130kaBP左右东亚季风突变过程的洞穴石笋记录. 科学通报, 2005, 50(23): 2644~2648[摘要]
- 20 Shen C C, Edwards R L, Cheng H, et al. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. Chemical Geology, 2002, 185: 165~178[DOI]
- 21 Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems: Part I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1971, 35: 801~824
- 22 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R, 等. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学, D辑, 2004, 34(6): 582~589[摘要] [PDF]
- 23 Ji J F, Shen J, Balsam W, et al. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233: 61~70[DOI]
- 24 Peng Y J, Xia J L, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233: 467~479[DOI]
- 25 陈发虎, 吴薇, 朱艳, 等. 阿拉善高原上全新世干旱事件的湖泊记录研究. 科学通报, 2004, 49(1): 1~9[摘要] [PDF]
- 26 Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Core project 2 ice core, summit Greenland. Journal of Geophysical Research, 1998, 102(C12): 26765~26781[DOI]
- 27 O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland Ice Core. Science, 1995, 270: 1962~1964
- 28 Porter S C. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. Earth-Science Reviews, 2001, 54: 115~128[DOI]
- 29 Broström A, Coe M T, Harrison S P, et al. Land surface feedbacks and palaeomonsoons in northern Africa. Geophysical Research Letters, 1998, 25: 3615~3618[DOI]
- 30 Kutzbach J E, Liu Z. Response of the Africa monsoon to orbital forcing ocean feedbacks in the middle Holocene. Science, 1997, 278: 440~444[DOI]
- 31 Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Kilimanjaro Ice Core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. Science, 2002, 298: 589~593[DOI]
- 32 Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, et al. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. Geophysical Research Letters, 1999, 2037~2040
- 33 Southon J. A first step to reconciling the GRIP and GISP2 Ice-Core chronologies, 0-14,500 yr BP. Quaternary Research, 2002, 57: 32~37[DOI]
- 34 Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 2001, 294: 2130~2136[DOI]
- 35 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[DOI]
- 36 姚檀栋, 施雅风. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化. 见: 施雅风主编. 中国大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 206
- 37 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climate instability: A prominent, widespread event 8200yr ago. Geology, 1997, 25(6): 483~486[DOI]
- 38 Staubwasser M, Sirocko F, Grootes P M, et al. South Asian monsoon climate change and radiocarbon in the Arabian Sea during early and mid Holocene. Paleoceanography, 2002, 17(4): 1063[DOI]
- 39 Eelco J R, Heiko P. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. Nature, 2005, 434: 975~979[DOI]
- 40 McDermott F, Matthey D P, Hawkesworth C. Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ Record from SW Ireland. Science, 2001, 294: 1328~1331[DOI]
- 41 Baldini J U L, McDermott F, Fairchild I J. Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record. Science, 2002, 296: 2203~2206[DOI]
- 42 Alley R B, Meese D A, Shuman A J, et al. Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. Nature, 1993, 362: 527~529[DOI]
- 43 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quaternary Research, 1995, 44: 341~354[DOI]
- 44 Nesje A, Dahl S O. The Greenland 8200 cal yrBP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. Journal of Quaternary Science, 2001, 16: 155~166[DOI]
- 45 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 1995, 375: 305~308[DOI]

(2005-09-12 收稿, 2005-12-15 接受)