

晚更新世东亚季风气候不稳定性的 洞穴石笋同位素证据

吴江滢¹⁾ 汪永进²⁾ 邵晓华²⁾ 陈 骏¹⁾ 许汉奎³⁾ 穆西南³⁾

1) 南京大学地球科学系表生地球化学研究所, 210093

2) 南京师范大学地理科学学院, 210097; 3) 中国科学院南京地质古生物研究所, 210008

内容提要 据南京汤山葫芦洞石笋的23个热电离质谱测年结果和分辨率达100~200 a的氧、碳稳定同位素测试数据, 讨论了75~35 ka BP期间东亚季风气候的高频振荡特征。石笋氧同位素值的波动范围介于-9.165‰~-5.456‰之间, 相邻峰谷的变幅可达2‰~3‰, 由其构成的16个气候不稳定性事件与格陵兰冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中IS8~IS20和北大西洋冰漂碎屑事件H4~H6有良好的对比关系, 揭示了东亚季风气候变化与高纬极地大气温度变化存在着动力机制上的联系。石笋碳同位素记录呈现类似于 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的高频振荡形式, 反映了洞穴上覆植被类型对气候变化的快速响应。石笋稳定同位素曲线上72 ka BP左右的快速降温事件与印度尼西亚 Toba 火山喷发事件基本一致, 有可能说明晚更新世全球气候事件的发生并非单一源于北大西洋深层水体的变化。

关键词 南京 石笋 氧同位素 碳同位素 气候事件

格陵兰冰心和北大西洋深海沉积揭示了60~10 ka BP 存在着一系列冷暖突变事件(Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988; Bond et al., 1993)。由于这些气候突变事件变化速度快, 温度振幅大, 引起了全球古气候学家的关注。目前已在全球30余处沉积记录中发现了这些突变事件的印迹, 但其中大部分证据来自北大西洋和低纬海洋相关的沉积记录。中国黄土沉积提供了东亚大陆末次冰期季风气候突变的沉积和地球化学证据, 其变化形式类似于北大西洋地区突变事件(Porter et al., 1995; Guo et al., 2001), 但由于黄土沉积定年困难, 目前还无法证实黄土地层中气候事件记录与北大西洋地区百年一千年尺度的气候振荡旋回之间具有一一对应关系。洞穴石笋在测年和寻求高分辨率气候替代指标方面有着十分独特的优势。洞穴碳酸盐高精度热电离质谱测年(Edwards et al., 1986; Li, 1989), 使区域性洞穴气候记录与全球气候事件逐一对比成为可能。本文据南京汤山葫芦洞一支长约450 mm 石笋的TIMS 测年结果, 氧碳同位素分析结果, 讨论75~30 ka BP 东亚季风气候的不稳定性特征以及全球性意义, 并指出有可能存在多种机制诱发这种不稳定性气候变化。

1 石笋 TIMS 铀系年龄和高精度时标

研究石笋(MSL)取自南京汤山葫芦洞内西端崩落灰岩角砾层之上。石笋高450 mm, 直径150~200 mm。沿中轴切开后, 生长条纹清晰且平直于生长面分布。石笋质地纯净, 除底部150 mm 层段含少量泥质外, 其余层段均由单一纯净的方解石组成。为获得石笋高精度时间标尺, 从顶部至底部, 共采集23个铀系测年样品。每一样品的层厚控制在1 mm 以内, 测试仪器为 MAT 262-RPQ 型热电离质谱仪。样品化学处理流程和方法参见 Edwards 等(1986), 由美国明尼苏达地质和地球物理学系同位素实验室完成。从测试结果(表1)看, 全部年龄数据符合石笋生长层序, 顶部最年轻31 ka BP, 底部最老75 ka BP, 大部分年龄数据误差范围在100~400 a 内。两个样品因较高含量的粘土杂质而给出>10 ka 的年龄误差。

为了进一步检验 MSL 石笋是否连续生长, 对年龄-深度关系作图获得该石笋生长速率变化曲线(图1)。从图1可知, 石笋平均生长速率在10 mm/ka 左右, 但生长速率存在3处明显拐点: ① 在距顶21 mm处, 生长速率由10 mm/ka 突然降至2 mm/

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 49972055)资助成果。

收稿日期: 2001-11-22; 改回日期: 2002-02-08; 责任编辑: 周健。

作者简介: 吴江滢, 女, 1974年生。南京大学地球科学系博士研究生。通讯作者: 汪永进, 210097, 南京市宁海路122号, 南京师范大学地理科学学院; 电话: 025-3598125; Email: yjwang@pine.njnu.edu.cn。

表 1 南京汤山葫芦洞 MSL 石笋 U、Th 同位素组成及 ^{230}Th 年龄Table 1 U, Th isotopic composition and ^{230}Th ages of stalagmite MSL from the Hulu cave at Tangshan, Nanjing

样号	深度 (mm)	^{238}U ($\times 10^{-9}$)	^{232}Th ($\times 10^{-12}$)	$\delta^{234}\text{U}$ ① (测量值)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (活度)	^{230}Th 年龄(a) (未校正)	^{230}Th 年龄(a) (校正)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ ② (校正)
MSL-01	10	71.89 ± 0.05	1271 ± 7	465.1 ± 1.8	0.3719 ± 0.0010	31472 ± 104	31130 ± 200	507.9 ± 2.0
MSL-02(I)	21	99.7 ± 0.1	405 ± 4	525.0 ± 1.8	0.4358 ± 0.0022	36020 ± 215	35950 ± 218	581.1 ± 2.0
MSL-02(II)	21	102.6 ± 0.1	438 ± 5	532.5 ± 1.7	0.4383 ± 0.0018	36040 ± 175	35965 ± 180	589.5 ± 1.9
MSL-469	41	120.2 ± 0.1	2469 ± 30	587 ± 5	0.4800 ± 0.0047	38420 ± 465	38060 ± 500	654 ± 5
MSL-453	57	118.8 ± 0.3	557 ± 5	523.0 ± 5.3	0.4699 ± 0.0021	39410 ± 270	39320 ± 270	584.4 ± 6.0
MSL-02	109	143.4 ± 0.1	39 ± 4	579.2 ± 1.7	0.5238 ± 0.0014	42860 ± 150	42860 ± 150	653.8 ± 1.9
MSL-381	129	290.0 ± 0.2	7224 ± 42	487 ± 2	0.5083 ± 0.0026	44576 ± 285	44110 ± 370	552 ± 2
MSL-345	165	185.1 ± 0.3	693 ± 8	451.1 ± 3.1	0.5059 ± 0.0020	45700 ± 260	45630 ± 260	513.2 ± 3.6
MSL-03	215	190.3 ± 0.2	1763 ± 9	459.7 ± 1.4	0.5394 ± 0.0013	49056 ± 159	48880 ± 181	527.8 ± 1.7
MSL-25	235	148.5 ± 0.2	6102 ± 92	492.8 ± 2.3	0.5681 ± 0.0097	50810 ± 1080	50040 ± 1140	567.6 ± 3.2
MSL-29	239	167.6 ± 0.2	2262 ± 18	482.2 ± 2.1	0.5757 ± 0.0025	52131 ± 300	51880 ± 325	558.4 ± 2.5
MSL-57	267	161.7 ± 0.1	5947 ± 22	558.5 ± 1.5	0.6234 ± 0.0025	53930 ± 280	53280 ± 430	649.3 ± 1.9
MSL-79	289	129.1 ± 0.1	3317 ± 30	583.1 ± 1.4	0.6586 ± 0.0024	56600 ± 270	56190 ± 340	683.5 ± 1.8
MSL-89	299	126.7 ± 0.1	492 ± 4	564.5 ± 1.5	0.6561 ± 0.0016	57240 ± 200	57170 ± 200	663.5 ± 1.8
MSL-125	335	242.8 ± 0.7	1262 ± 22	508.4 ± 5.7	0.6560 ± 0.0025	60100 ± 430	60010 ± 430	602.4 ± 6.8
MSL-219	344	135.4 ± 0.1	167010 ± 3250	275.3 ± 1.9	0.7489 ± 0.0051	92690 ± 990	62010 ± 14000	328 ± 13
MSL-134	361	265.1 ± 0.4	6150 ± 27	451.3 ± 2.6	0.6581 ± 0.0019	63640 ± 290	63200 ± 360	539.6 ± 3.1
MSL-150	366	281.8 ± 0.4	12500 ± 111	368.8 ± 1.4	0.6433 ± 0.0033	67040 ± 470	66150 ± 650	444.6 ± 1.9
MSL-155	372	317.2 ± 1.2	73280 ± 960	340.5 ± 4.3	0.6627 ± 0.0040	71940 ± 690	67080 ± 2500	411.6 ± 5.9
MSL-161	403	284.3 ± 0.4	7088 ± 70	284.9 ± 1.6	0.6250 ± 0.0023	70640 ± 370	70100 ± 460	347.4 ± 1.9
MSL-192	410	390.0 ± 0.4	1000 ± 10	307.1 ± 1.1	0.6493 ± 0.0015	72590 ± 250	72540 ± 250	377.0 ± 1.4
MSL-199	430	365.3 ± 0.4	10210 ± 40	318.4 ± 1.5	0.6609 ± 0.0016	73460 ± 270	72870 ± 400	391.2 ± 1.8
MSL-239	442	118.7 ± 0.1	155400 ± 4050	243.2 ± 1.5	0.7820 ± 0.0033	103610 ± 750	69780 ± 14500	296.2 ± 13
MSL-05	450	146.1 ± 0.1	12705 ± 149	260.8 ± 1.5	0.6506 ± 0.0018	76854 ± 335	74925 ± 1012	332.3 ± 2.0

注:误差为 2σ 测年统计误差。 $\lambda_{230}=9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{234}=2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238}=1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 。① $\delta^{234}\text{U}=[(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{activity}}-1] \times 1000$ 。② $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ 根据 ^{230}Th 年龄计算得到, $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}=\delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda_{234}T}$ 。

ka, 指示距顶 21 mm 层段可能存在生长间断, 镜下薄片观察表明: 距顶 21 mm 层段岩性特征明显有别于其下层段。为避免由此带来的石笋时标不确切性, 本文暂不讨论该层段氧、碳同位素分析结果; ② 在

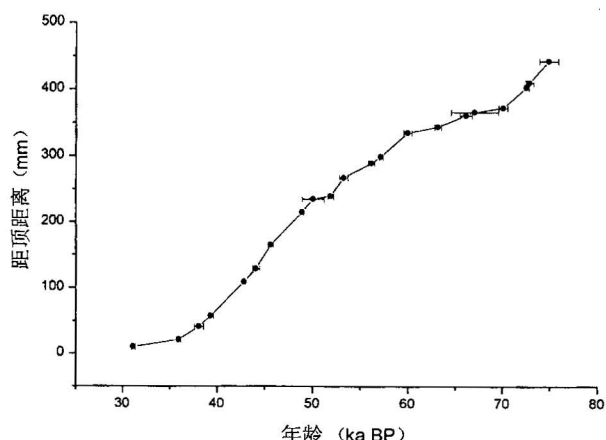


图 1 南京汤山葫芦洞 MSL 石笋生长速率图
Fig. 1 Growth rate of stalagmite MSL from the Hulu cave at Tangshan, Nanjing

距顶 403 mm 处, 沉积速率由 21 mm/ka 降低至 7 mm/ka。岩性上表现为由蛋清色纹层段过渡至土黄色纹层段; ③ 距顶 239 mm 处也存在一个沉积速率变化拐点, 其值由 7 mm/ka 增至 10 mm/ka, 岩性上表现土黄色纹层段过渡为无色透明纹层段。对于②、③两处沉积速率变化点, 目前尚难确定其沉积是否完全连续。

建立石笋时标目前有两种基本方法。其一是采用实测年龄对生长高度的线性或指数函数拟合, 该方法的前提是石笋生长速率相对稳定, 基本上无沉积间断, 由此通过线性回归消除测年方法本身带来的较大误差。这样可以在测年点较少的情况下建立时间标尺, 其缺点是可能掩盖石笋生长速率的多变性, 导致气候曲线失真。其二是采用年龄内插法, 其前提条件是要有足够的测年样点和精度, 从而降低因沉积间断引起的年龄偏差, 考虑到本研究有 21 个有效年龄控制点 (表 1 中 MSL-02(II) 为复样, MSL-219 和 MSL-239 两样测年误差过大, 未用), 本文采用第二种方法建立石笋时标。

2 千年尺度季风气候变化与全球意义

沿石笋剖面顶面至底部,按1 mm 样距逐层取样,隔样检测石笋氧、碳同位素组成。为尽可能不丢失古气候信息,在上述两个生长速率突变层段,加密至1 mm 样距分析氧、碳同位素,共获得294个样品的同位素数据。采用 McCrea(1950)法制取 CO_2 ,分析仪器为 MAT-251型质谱仪,由中国科学院南京地质古生物研究所同位素实验室完成,PDB 标准,分析误差 $<0.1\text{‰}$ 。应用 Hendy(1971)准则之一,对石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 进行相关性检验(图2),结果表明, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 呈弱负相关($r=-0.62$),说明石笋形成过程中方解石晶体与洞顶滴水达到同位素平衡交换状态。另外,与同一洞穴另一支石笋氧同位素分析结果(汪永进等,2000a,b)比较,两者在54~36 ka BP 时段的 $\delta^{18}\text{O}$ 波动形式基本一致,也说明本研究石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以反映洞穴外部气候和环境变化信息。

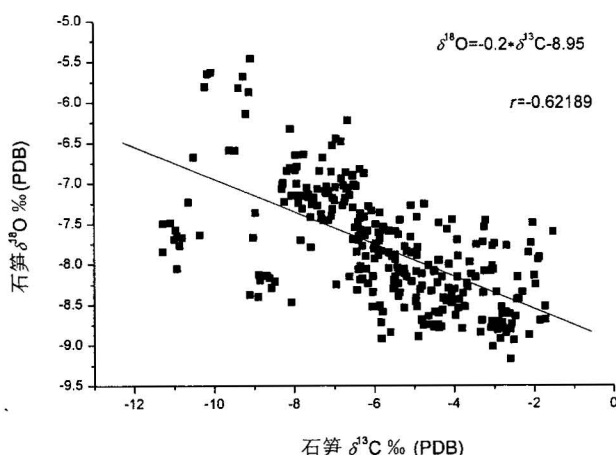


图2 南京汤山葫芦洞 MSL 石笋氧碳同位素相关分析图
Fig. 2 Correlation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values for stalagmite MSL from the Hulu cave at Tangshan, Nanjing

图3给出了距石笋顶部21 mm 至425 mm 层段 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值随时间变化曲线。 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 -9.165‰ ~ -5.456‰ ,平均值为 -7.85‰ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线呈现高频振荡特征,大体上可以划分成两个曲线段,60~36 ka BP 段, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负,对应于深海氧同位素(MIS)3阶段;75~60 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 值相对偏正,对应于 MIS4 和 MIS5a。精确测年表明,石笋曲线 MIS3 和 MIS4 之间分界年龄为59.7 ka BP。与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线相似, $\delta^{13}\text{C}$ 曲线也呈现多旋回的波动形式,其值落在 -11.283‰ ~ -1.524‰ 范围内,平均值为

-5.73‰ 。洞穴内碳酸盐矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要取决于岩溶水氧同位素组成与洞穴温度(Hendy et al., 1968)。三者的关系可用 O'Neil 等(1969)同位素平衡分馏公式表达。若地质历史时期岩溶水同位素组成不变,据该式计算的洞穴温度变化达 $14\sim 18^\circ\text{C}$,令人难以置信。直接影响岩溶水的大气降水同位素成分一般随时间而变。据南京地区现代降水同位素研究结果(郑淑蕙等,1983),大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值季节性变幅达 9‰ 。据上海台站资料,大气降水的年际变幅可达 $7\text{‰}\sim 8\text{‰}$ (卫克勤等,1994)。因此,大气降水同位素变化可能是汤山洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变幅达 $3\text{‰}\sim 4\text{‰}$ 的主要控制因素。因暖湿的气候条件使本区洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生负偏,反之则使 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生正偏(汪永进等,2000a,b),因此,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 实际指示了冬、夏季风强度相互消长变化。石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 变化一般被解释为洞穴上覆土壤植被类型更替(Dorale et al., 1992), C_3/C_4 型植物比率是决定石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化的主要因素。从图3可知, C_3 型植被相对增多时期对应于比较冷干的气候条件,这种植被类型对气候条件的响应方式笔者等已作过初步讨论(吴江滢等,2001),不再赘述。

图3石笋氧、碳同位素变化曲线明确指示了东亚季风区存在百年至千年等级的气候变化及地域性植被类型更替旋回。对于这种气候不稳定性特征,已在全球范围内开展了广泛、深入的研究。Dansgaard 等(1982)通过研究格陵兰冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线,率先提出60~10 ka BP 期间存在千年尺度气候突变事件。这些事件在格陵兰新冰心(GRIP 和 GISP2, Dansgaard et al., 1993; Alley et al., 1993)和北大西洋深海沉积(Heinrich, 1988; Bond et al., 1993, 1995)记录中得到更明确的反映。进一步研究表明,这些气候事件记录并非局限于北大西洋及周边地区,太平洋 Santa Barbara 盆地(Behl et al., 1996)和印度洋边缘海沉积(Schulz et al., 1998)记录中都表现了与格陵兰冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线极其相似的高频振荡形式。大陆沉积记录中也以降水和温度变化形式显示了类似的千年尺度气候变化旋回,如北美 Searles(Phillips et al., 1994)和 Tulane 湖(Grimm et al., 1993)、欧洲 La Grand Pile 和 les Echets 湖地区(Guiot et al., 1993)、中国黄土高原(Porter et al., 1995)都有与这些气候事件相联系的沉积学记录。所有上述证据似乎表明北大西洋地区的气候事件(如 Heinrich 和 Dansgaard-Oeschger 事件)具有全球意义。

然而,海洋、陆相沉积与冰心记录间气候事件的

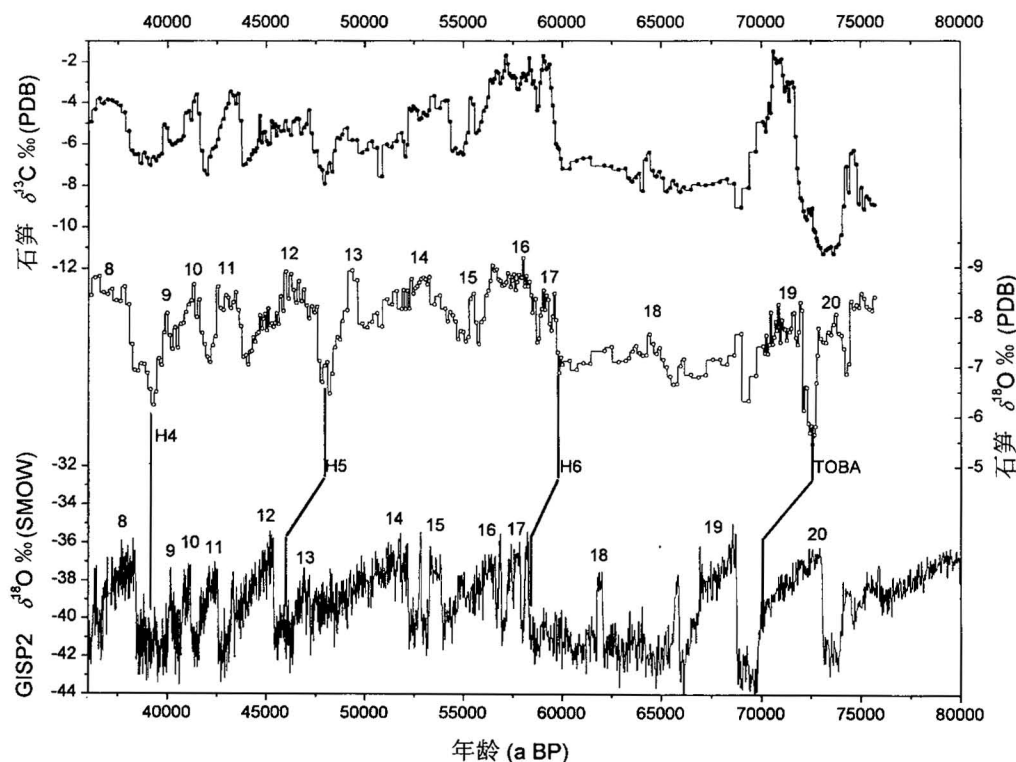


图3 南京汤山葫芦洞 MSL 石笋氧、碳同位素曲线与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比图

Fig. 3 Comparison between stable isotope of the stalagmite MSL and GISP2 ice core $\delta^{18}\text{O}$

图中8~20为格陵兰间冰段(GIS)序号; H4~H6为北大西洋冰漂屑事件(Heinrich)编号;

Toba 指示发生在印度尼西亚最新一次火山喷发事件

The numbers 8~20 represent the interstadial stage in Greenland ice core(GIS); H4~H6 represent the North Atlantic ice rafting events;

Toba indicates the last volcanic eruption event in Indonesia

对比存在定年精度问题。尽管海相沉积 AMS ^{14}C 测年范围可达40 ka BP,但对老于40 ka BP 的海相沉积,大多采用 SPECMAP 对比年龄确定气候事件发生时间,并与极地冰心记录进行对比(Bond et al., 1993; Schulz et al., 1998)。据南京汤山 MSL 石笋绝对测年数据和氧碳同位素曲线,可以对上述问题展开深入讨论。如图3所示,基于两种不同方法建立的绝对年龄标尺,格陵兰冰心与南京汤山石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录呈现极其相似的波动形式,按 Dansgaard 等(1993)定义的间冰段序号(GIS)及北大西洋冰漂屑事件编号(H1~H6)(Heinrich, 1988),可将石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线指示的冷暖峰谷赋予相应序号。从 GIS17 至 GIS8(相当于60~36 ka BP 范围),石笋与冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录之间对比清晰,似无疑问。但在 GIS20 至 GIS17(相当于75~60 ka BP 时段),对石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线标定序号并不具有唯一选择性,其中对 GIS19 峰的准确判定是两气候曲线对比的关键。对此,笔者将在下文给予进一步讨论。从图3对比曲线,可获得下

列两点重要信息:

(1)极地气候与东亚季风气候在千年一百年尺度上存在遥相对应。凡是在 GISP2 冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线中记录的气候突变事件均可在石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中一一找到对应关系,如北大西洋深海沉积中的冰漂屑事件(H4、H5、H6)在石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线上呈现特别明显的正偏(深谷)特征,其振幅一般在2‰以上。更有说服力的是,两条气候曲线在反映同一气候事件的持续时间、相对振幅方面也基本一致。因此,汤山洞穴 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进一步证实了这些千年尺度转变事件及其突变点的全球性意义。

(2)格陵兰冰心与本文洞穴记录对同一气候事件标定的年龄有区别。如图3所示,对于 AMS ^{14}C 测年范围内的 H4 年龄,GISP2 和本文给出年龄基本一致(38 ka BP 左右)。早于40 ka BP 的事件,石笋 TIMS 年龄一般比 GISP2 冰心年龄老1~2 ka 左右。Blunier 等(2001)据南、北极冰心甲烷(CH_4)浓度对比结果,提出南、北半球气候事件不等时性的观点。

按 See-saw 模式 (Broecker, 1994; Blunier et al., 1998), 当北大西洋冰漂碎屑事件发生时, 大洋环流作用诱发了南半球海洋升温。这种模式比较合理地解释了南、北半球气候事件的不等时性。因为格陵兰 GISP2 冰心与南京洞穴石笋时标建立的方法不同, 目前尚难直接判定同处于北半球的格陵兰极地和东亚季风气候区是否也同样存在气候事件的穿时性问题。GISP2 冰心纹层计数法可达 50 ka BP 左右。计数至 40 ka BP, 估计误差达 800 a; 计数至 50 ka BP, 累计误差达 5000 a (Meese et al., 1997)。若考虑上述误差值, 可认为冰心和石笋记录的气候事件基本同步, 但这一认识尚需有其他精确定年的气候记录加以证实。

3 Toba 火山事件与 72 ka BP 前降温事件的联系

中国南京汤山洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 72 ka BP 左右显示一次强降温事件 (GIS19 前的冷谷), 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅达 2.5‰。同一降温信号在以色列 Soreq 洞穴 (Frumkin et al., 1999) 和美国 Crevice 洞穴 (Dorale et al., 1998) 石笋记录中均有明显反映。我们认为, 这一全球性强降温事件与发生在印度尼西亚 Toba 火山最新一次喷发事件有关, 主要有以下三点论据:

(1) Toba 火山灰层年龄测定结果: 位于印度尼西亚苏门答腊岛的 Toba 火山最近一次喷发是第四纪规模最大的火山喷发, 引起了许多学者的关注。取自熔结和非熔结最新火山灰样品的 K-Ar 测定年龄为 75 ± 12 ka BP (黑云母矿物) 和 74 ± 3 ka BP (透长石矿物) (Ninkovich et al., 1978)。而后, Chesner 等 (1991) 用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定该层火山灰透长石年龄为 73000 ± 4000 a BP, 并结合上述 K-Ar 年龄, 给出该火山喷发的最佳年龄值为 74 ± 2 ka BP。若这一年龄值确实可靠, 则与本文给出的降温事件年龄 (72540 ± 250 a BP) 基本一致。

(2) 气候地层学证据: 作为第四纪重要地质事件, 最新 Toba 火山喷发对地球环境和气候产生了重大影响, 是气候地层对比的重要参照标志之一。Zielinski 等 (1996) 认为, 格陵兰 GISP2 冰心中 71100 ± 5000 a BP 异常高的火山喷发硫化物与 Toba 火山喷发关系密切, 高硫化物含量冰层持续 6 a 时间, 导致了持续 1000 a 左右的寒冷事件。最直接的证据来自印度洋海相沉积记录, 在阿拉伯海许多钻孔岩心中, Toba 火山灰层分布于 MIS4 和 MIS5a 界线附

近 (Leuschner et al., 2000)。印度洋 136KL 和 111KL 两孔磁化率曲线与格陵兰 GISP2 冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线具有相似的高频变化特征, 其 Toba 火山灰层直接对应于 GIS19 和 GIS20 之间的冷谷 (Schulz et al., 1998)。石笋氧碳同位素记录对于这一事件响应尤其明显, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化呈现快速冷、暖双向转换, 其过渡期分别为 140 a 和 70 a, 冷谷持续时间 700 a 左右。

(3) 气候效应: 关于 GIS19 附近的冷谷降温幅度, 在极地冰心、季风气候记录及深海沉积记录中表现强度不一。在格陵兰冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中, GIS19 峰谷附近的温度变幅是整个 3000 m 冰心记录中最大变幅之一。按 $0.67\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ 分馏系数 (Johnsen et al., 1992) 计算, 其温度变幅达 10°C 左右。Lang 等 (1999) 据 $^{29}\text{N}_2/^{28}\text{N}_2$ 比率计算其温度变幅达 16°C 。然而, 这种大幅度的温度变化在北大西洋高分辨率深海记录中 (如 DSDP609, Bond et al., 1993) 却表现不明显。阿拉伯海 115KL 钻孔记录对这一降温事件具有明显的响应关系 (Schulz et al., 1998), 但其强度只有冰心变幅的 1/2 左右。南京洞穴石笋稳定同位素对这一事件的记录呈现类似冰心的大幅度波动, $\delta^{18}\text{O}$ 值正向漂移 2.5‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 72 ka BP 左右表现为最大变幅的波动, 从 -11‰ 变为 -1.5‰ , 后者接近海相灰岩的同位素组成, 反映了大气环境恶化条件下地表植被类型或土壤有机生产率的极端变化。

由于对这一事件的高分辨率地质记录为数极少, 我们很难证实 Toba 火山事件诱发了 72 ka BP 左右的降温事件, 但有两点事实值得注意: ① 72 ka BP 左右的 Toba 火山喷发是第四纪历史上最强烈的火山喷发, 流纹质火山灰和火山渣总体积超过 800 km^3 , 覆盖了整个地球表面积的 1% (Rose et al., 1987, 1990)。进入大气层中的巨量火山灰可以诱发全球性降温 (Zielinski et al., 1996)。② 直接响应于大气环流和温度变化的气候记录 (如冰心和洞穴石笋) 在 72 ka BP 左右的变化幅度明显大于深海记录。若 Toba 火山事件确实诱发了这一强降温事件, 那么北大西洋深层水体的产率变化 (Broecker, 1994) 就不可能是全球性突变气候事件的唯一机制。

4 结论

精确建立时标的南京汤山葫芦洞 MSL 石笋高分辨率氧碳同位素与格陵兰、北大西洋深海沉积记录有着极其相似的变化规律, 表明晚更新世 (75~35 ka BP) 东亚季风区千年尺度气候变化及其植被响应

与高北纬海-气系统快速重组存在遥相对应效应。格陵兰 GISP2 冰心和洞穴石笋记录对 75~40 ka BP 期间气候事件标定的不同,主要来源于 GISP2 冰心纹层计数年代系统的较大偏差,应对其给予进一步校正。尽管目前还不能对晚更新世突变气候事件发生机制作出合理解释,但南京洞穴石笋记录与 72 ka BP 左右最新 Toba 火山事件在年代和气候响应幅度上有密切关系,可能说明千年尺度气候事件在激发源和传输方式上存在复杂性和多样性。

感谢美国明尼苏达大学地质地球物理系同位素实验室程海博士测定 TIMS 年龄。

参 考 文 献

- 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 2000a. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比. 中国科学, 30(5): 522~539.
- 汪永进, 吴江滢, 许汉奎, 穆西南. 2000b. 南京汤山洞穴石笋稳定同位素指示的气候与环境意义. 地质学报, 74(4): 333~338.
- 卫克勤, 林瑞芬. 1994. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响. 地球化学, 23(1): 33~41.
- 吴江滢, 汪永进, 程海, 等. 2001. 南京汤山石笋高分辨率氧碳同位素记录气候事件的快速响应. 科学通报, 46(15): 1307~1311.
- 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究. 科学通报, 28(13): 801~806.

References

- Alley R B, Meese D A, Shuman C A, et al. 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362: 527~529.
- Behl R J, Kennett J P. 1996. Evidence for brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific during the past 60 Kyr. *Nature*, 379: 243~246.
- Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate changes during the last glacial period. *Nature*, 394: 739~743.
- Blunier T, Brook E J. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291: 109~112.
- Bond G C, Broecker W S, Jonnsen S J, et al. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143~147.
- Bond G C, Lotti R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Nature*, 267: 1005~1010.
- Broecker W S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372: 421~424.
- Chesner C A, Rose W I, Deino A, et al. 1991. Eruption history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 19: 200~203.
- Dansgaard W, Clausen H B, Gundestrup N, et al. 1982. A new Greenland deep ice core. *Science*, 218: 1273~1277.
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218~220.
- Dorale J A, Gonzalez L A, Reagan M K, et al. 1992. A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, northeast Iowa. *Science*, 258: 1626~1630.
- Dorale J A, Edward R L, Ito E, et al. 1998. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 282: 1871~1874.
- Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J. 1986/87. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81: 175~192.
- Frumkin A, Ford D C, Schwarcz H P, et al. 1999. Continental oxygen isotopic of the last 170,000 years in Jerusalem. *Quaternary Research*, 51: 317~327.
- Grimm E C, Jacobson G L, Watts J W A, et al. 1993. A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. *Science*, 261: 198~200.
- Guiot J, de Beaulieu J L, Cheddadi R D, et al. 1993. The climate in Western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *PALEO*, 103: 73~93.
- Guo Z T, Peng S Z, Liu T S. 2001. Millennial-scale oscillations of loess weathering over the last glacial period. *PAGES*, 9(2): 9.
- Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142~152.
- Hendy C H, Wilson A T. 1968. Paleoclimatic data from speleothems. *Nature*, 219: 48~51.
- Hendy C H. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different models of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 801~824.
- Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359: 311~313.
- Leuschner D C, Sirocko F. 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quaternary Science Reviews*, 19: 243~254.
- Lang C, Leuenberger M, Schwander J, et al. 1999. 16°C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago. *Science*, 286: 934~937.
- Li W X, Lundberg J, Dickin A P, et al. 1989. High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimate studies. *Nature*, 339: 534~536.
- McCrea J M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature-scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849~861.
- Meese D A, Gow A J, Alley R B, et al. 1997. The Greenland ice sheet project 2 depth-age scale methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12): 26411~26423.
- Ninkovich D, Shackleton N J, Abdel-Monem A A, et al. 1978. K-Ar age of the Pleistocene eruption of Toba, north Sumatra. *Nature*, 276: 574~577.
- O'Neill J R, Clayton R N, Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51: 5547~5559.
- Phillips F M, Campbell A R, Smith G I, et al. 1994. Interstadial climatic cycles: a link between western North America and Greenland. *Geology*, 22: 1115~1118.

- Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305~308.
- Rose W I, Chesner C A. 1987. Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology*, 15:913~917.
- Rose W I, Chesner C A. 1990. Worldwide dispersal of ash and gases from earth's largest known eruption: Toba, Sumatra, 75 ka. *PALEO*, 89:269~275.
- Schulz H, Rad U, Erlenkeuser H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393: 54~57.
- Wang Y J, Wu J Y, Wu J Q, et al. 2001. Correlation between high-resolution climate records from a Nanjing stalagmite and GRIP ice core during the last glaciation. *Science in China (Series D)*, 44(1):14~23.
- Wu J Y, Wang Y J, Cheng H, et al. 2002. A high-resolution stalagmite O-C isotope record from Nanjing and its rapid response to climatic events. *Chinese Science Bulletin*, 47(2):139~142.
- Wei K Q, Lin R F. 1994. The influence of the monsoon climate on the isotopic compositions of precipitation in China. *Geochimica*, 23(1):33~41 (in Chinese with English abstract).
- Zheng S H, Hou F G, Ni B L. 1983. The studies of hydrogen and oxygen stable isotopes in a atmospheric precipitation in China. *Chinese Science Bulletin*, 13:801~806 (in Chinese).
- Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. 1996. Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption 71000 years ago. *Geophysical Research Letter*, 23(8): 837~840.

Instability of the Late Pleistocene East Asian Monsoon Climate——Evidence from the Variation of the Stable Isotope Composition of a Cave Stalagmite

WU Jiangying¹⁾, WANG Yongjin²⁾, SHAO Xiaohua²⁾, CHEN Jun¹⁾, XU Hankui³⁾, MU Xinan³⁾

1) *Institute of Earth Surface Geochemistry, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*

2) *College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing, 210097*

3) *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008*

Abstract

In this paper the authors present a high-resolution record of the East Asian monsoonal climate during the late Pleistocene (75~35 ka BP) from a 450 mm long stalagmite in the Hulu cave at Tangshan, Nanjing, based on 23 TIMS-U series dates and oxygen, carbon stable isotopic results with an average resolution of 100~200 years. A time scale used for the stalagmite is established by linear interpolation between dates. The stalagmite-based climatic time sequence provides a millennial to century scale high-frequency oscillations of the monsoonal climatic changes during the dated period. Variations of oxygen isotopic compositions vs age, with a range of $-9.165\text{‰} \sim -5.456\text{‰}$ in $\delta^{18}\text{O}$ value, can be explained with the isotopic compositional changes of the summer monsoonal precipitation on the basis of modern precipitation data and isotopic fractionation mechanism of cave calcites. As an indicator of monsoonal climatic changes, the oxygen isotopic curve of the stalagmite displays 16 events of climatic instabilities, which may be well correlated with the Greenland GISP2 ice core $\delta^{18}\text{O}$ records and Ice-rafted events H4~H6 recorded in North Atlantic deep sea sediments. With respect to the curve configuration, the carbon isotope curve of the stalagmite displays a high oscillation pattern, similar to the oxygen isotopic record on a millennial time scale, indicating a rapid response of the local changes of vegetation types to the climatic changes. The connection between the high latitude and mid-continental climates suggests that the East Asian monsoon climatic system is dynamically related to atmospheric temperatures at high north latitude areas. However, using the two independent time scales to compare equivalent events between the GISP2 ice core and the Hulu cave stalagmite, the authors found that the climatic events older than 45 ka B. P. are deviated by 1000~2000 years from those in the ice core time scale. It should be noted that a fast cooling event at 72 ka BP in the stalagmite isotopic record approximately coincides to the Toba eruption event in Indonesia, probably suggesting that the global climatic events during the late Pleistocene could not be fully explained with the wanning and waxing of the North Atlantic deep water.

Key words: Nanjing; stalagmite; oxygen and carbon isotopes; climatic event