

# 石笋记录的东亚季风气候 H<sub>1</sub> 事件突变性特征\*

汪永进<sup>①③</sup> 吴江滢<sup>②</sup> 刘殿兵<sup>①</sup> 吴金全<sup>①</sup> 蔡演军<sup>③</sup> H. Cheng<sup>④</sup>

(<sup>①</sup>南京师范大学地理科学学院, 南京 210097; <sup>②</sup>南京大学地球科学系, 南京 210093; <sup>③</sup>中国科学院地球环境研究所, 西安 710075; <sup>④</sup>Department of Geology and Geophysics, Minnesota University, MN55455, USA)

**摘要** 据 TIMS-U 系测年和年纹层计数, 建立了南京汤山葫芦洞一支石笋年际分辨率时间标尺(纹层计数年 17451~14417 aBP). 石笋高分辨率氧同位素曲线揭示末次盛冰期东亚季风气候十年至百年尺度高频气温振荡特征, 从中识别出响应于北大西洋最后一个 Heinrich(H<sub>1</sub>)事件的特强寒冷事件. 该事件开始于 16140±100 aBP, 并在此后 36 年内降温 7~8℃. 研究表明, 事件所呈现的突发性降温形式以及跌宕式回暖过程(事件内部有 10 个冷暖旋回, 并持续 793 a)主要受北半球中纬地区日辐照能背景、北大西洋冰漂碎屑带的扩张以及低纬太平洋海表温度变化诸因素的控制.

**关键词** H<sub>1</sub> 事件 内部振荡 洞穴石笋 氧同位素 南京

北大西洋冰漂碎屑事件(Heinrich 事件)<sup>[1]</sup>通过海-气系统的快速重组, 导致全球气候突发性降温<sup>[2]</sup>, 这类事件有可能通过西风带和蒙古冷高压影响东亚季风气候系统<sup>[3]</sup>. 但很少有足够分辨率的地质记录来说明这种“远场”效应的具体变化细节. 本文根据南京汤山石笋年纹层序列的氧、碳同位素分析结果, 阐明响应于 H<sub>1</sub> 事件时东亚季风气候的降温过程和转型特征, 并进一步讨论北大西洋冰漂碎屑事件与东亚季风环流遥相关的动力学机制.

## 1 材料和方法

南京汤山葫芦洞产有两具直立人头骨化石<sup>[4,5]</sup>, 颇受国内外学者关注. 洞内大厅西侧普遍发育纯净且具年纹层构造的石笋, 本文研究样品(No: YT)即采自该处灰岩崩塌岩块之上. 石笋高 220 mm, 底部直径 90 mm, 顶部直径 50 mm, 形似蜡烛, 较规则. 光照下呈现半透明特征, 断口处呈蜡状光泽. 抛光后的纵轴切面上, 呈现放射状排布的纤细长晶粒集合体. 在整个石笋剖面上, 连续发育次毫米级层厚的水平纹理(图 1(a)), 水平纹层的分布面积在石笋核部从下至上基本一致, 直径为 48 mm 左右. 说明洞顶滴水中心稳定, 洞内处于无空气流通的相对封闭状态<sup>[5]</sup>. 镜下薄片观察, 该石笋微层特征(图 1(b))基本类似于北京石花洞石笋微层结构<sup>[6]</sup>, 其层厚常在 40~50 μm 左右, >100 μm 层厚的微层较少见.

从平行石笋生长面方向割取薄板状样品(每样层厚 1 mm), 进行 TIMS-U 系年龄测试, 方法和流程同文献<sup>[5]</sup>, 分析仪器为 FinniganMAT262-RPQ 质谱仪, 由美国 Minnesota 大学地质和地球物理系同位素实验室完成, 年龄误差为±2σ 测量统计误差. 为了获得高分辨率的氧、碳同位素信息, 沿石笋顶面逐层刮取 20 mg 粉样, 在距顶 0~114.5 mm 层段共获取 1690 个粉样, 每隔

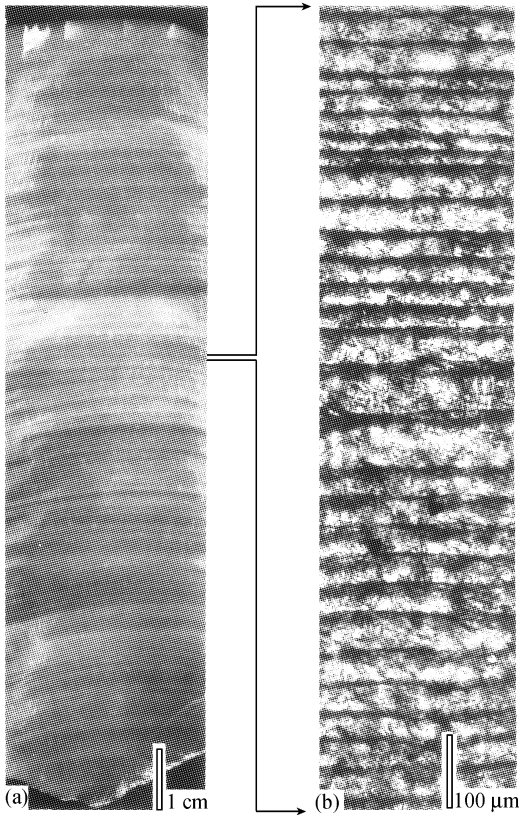


图 1 南京葫芦洞 YT 石笋纵切面上生长纹层特征  
(a) 石笋抛光面照片, (b) 镜下显微纹层 (a) 剖面上标注层段的放大)

YT-03 两样点之间层段, 其测年数据与微层计数值也相当吻合 (见表 1), 因此我们可据测年数据, 结合年层计数方法, 建立该石笋的年际分辨率时间标尺 (图 2), 这一时标 (日历年) 的绝对年龄偏差落在  $\pm 100$  a 范围内。

表 1 汤山石笋实测年龄与纹层计数结果对比

样号	取样位置(距顶)/mm	$^{230}\text{Th}$ 年龄/a	镜下薄片微层连续计层结果	
			层段(距顶)/mm	微层序号
YT-01	2.1~3.1	14613 $\pm$ 71	0~2.1	1~172
			2.1~3.1	173~259
			3.1~55.2	260~1480
YT-02	55.2~56.2	15908 $\pm$ 59	55.2~56.2	1481~1504
			56.2~100.2	1505~2786
YT-03	100.2~110.2	17159 $\pm$ 92	100.2~101.2	2786~2803
			101.2~120	2804~3034

图 2 中  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  样点分辨率与石笋生长速率 (年层厚度) 密切相关。在石笋顶部 (14417~14751 aBP) 层段, 由于石笋生长速率较小, 稳定同位素样点分辨率为 20~30 a, 每个样

5 样选一样, 共测试 338 个氧、碳同位素样, 分析方法同 McCrea 方法<sup>[7]</sup>, 测试仪器为 MAT251 型质谱仪, 内插标样监控, 分析误差小于 0.2‰, PDB 标准, 中国科学院南京地质古生物研究所同位素实验室测试。另采用 Olympus 偏光显微镜联接 CCD—计算机系统, 测量和统计石笋微层数及厚度 (测量层段为距顶 0~120 mm)。

## 2 结果

表 1 列出了 YT 石笋 TIMS-U 系测年数据和石笋微层计数结果。计年结果表明, 该石笋距顶 0~120mm 层段发育于末次盛冰期 14417~17451 aBP 时段, 持续生长时间 3034 a。精确的测年数据可以证实石笋剖面中连续发育的微层属于年层序列, 如: 对于 YT-01 至 YT-02 测年点层段, 其 U 系年龄给出的生长时段为 1295 $\pm$ 130 a (误差值为 2 个测年误差相加值), 与对应层段的微层计数值 1276 $\pm$ 111 层 (误差值来自测年样品层厚) 基本一致。同样, 对于 YT-02 与

点分析值代表 3~4 a 的平均值. 在石笋 14751~17135 aBP 生长层段内, 样点分辨率较高, 达 7~8 a, 每个样点代表单个年层的平均值. 在石笋底部(对应时间为 17135~17235 aBP), 其样点分辨率大致相同于石笋顶部. 洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  变化主要取决于大气降水的同位素组成和洞穴地表年均温<sup>[8]</sup>. 南京地区现代降水的同位素分析资料表明<sup>[9]</sup>: 夏季比冬季降水的  $\delta^{18}\text{O}$  值显著偏负. 从长时间尺度来看, 东亚季风区现代降水的  $\delta^{18}\text{O}$  值也比末次盛冰期显著偏负<sup>[10]</sup>. 因此, 就本研究区而言, 大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  值的负向漂移指示暖湿气候条件或夏季风增强时期; 反之, 则代表冷干气候或冬季风盛行时期. 地表雨水进入洞穴后, 洞顶滴水与石笋结晶相发生同位素平衡分馏. 按 O'Neil 方程<sup>[11]</sup>, 洞穴温度愈高, 石笋结晶相中  $\delta^{18}\text{O}$  值愈负. 尽管目前还无法分别计算降水和温度对洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的贡献, 但据京津地区 500 年来石笋同位素研究<sup>[12]</sup>,  $\delta^{18}\text{O}$  值的长期变化趋势主要指示大气温度的变化. 据此, 可将图 2 中  $\delta^{18}\text{O}$  曲线划分成两个典型的气候段: 布林(Bølling)暖期和末次盛冰期(LGM). 值得注意, 布林暖期对应于石笋顶部生长速率较小层段, 反映石笋顶部生长速率有着复杂的控制因素, 如洞顶滴水管道的逐渐迁移或变小导致生长速率变低. 石笋记录中 Bølling/LGM 分界年龄为 14793 aBP, 大体上与格陵兰冰芯记录时间相当(GISP2 冰芯的 Bølling/LGM 界线为 14750 aBP, GRIP 为 14500 aBP). 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录与格陵兰冰芯明显不同的有: (1)从 LGM 向 Bølling 暖期转换时间, 石笋记录至少大于 350 a(14793~14439 aBP), 而格陵兰冰芯(GISP2 和 GRIP)记录的过渡期为 100 余年; (2)在 16100 aBP 左右, 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  曲线指示一次显著的降温事件, 与北大西洋冰漂碎屑事件 H<sub>1</sub> 的年龄<sup>[13]</sup>基本一致, 可以视为东亚季风气候系统对北大西洋 H<sub>1</sub> 事件的一种响应.

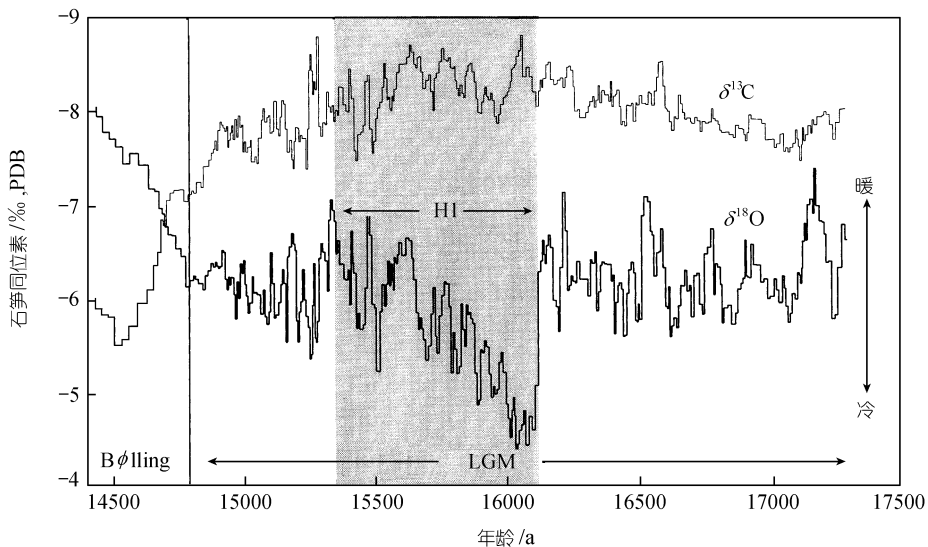


图2 南京 YT 石笋氧碳同位素变化曲线及气候段的划分

图中阴影部分示 H<sub>1</sub> 事件持续时段

石笋  $\delta^{13}\text{C}$  曲线通常反映了洞穴上部土壤带植被类型的变化<sup>[14]</sup>. 然而, 洞顶滴水速率的变化<sup>[15]</sup>和洞穴上部土壤侵蚀事件<sup>[16]</sup>对石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的影响往往大于植被类型的更替. 图 2 反映  $\delta^{13}\text{C}$  的变化与  $\delta^{18}\text{O}$  有着复杂的响应关系. 在长期变化趋势上,  $\delta^{13}\text{C}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  呈反相关, 如在布林暖期,  $\delta^{13}\text{C}$  显著偏正. 在数十年尺度上, 两者的关系比较复杂, 本文暂不作深入讨论.

### 3 事件的结构和内部振荡特征

石笋记录的 H<sub>1</sub> 事件与北大西洋冰漂碎屑事件具有某些共同特征, 主要表现为如下 3 个方面:

(1) 同步性特征. 冰漂碎屑事件发现于北大西洋深海沉积物中, 但准确标定各个事件发生时间似乎较困难. 对于 H<sub>1</sub> 事件年龄, 大部分研究使用有孔虫的 <sup>14</sup>C 测年方法, 但由于海洋 <sup>14</sup>C 的“库效应”, 导致测年不确定性较大, 如对于北大西洋新仙女木事件, 这种“库效应”可以引起测年结果发生 800~400 a 的偏差<sup>[17]</sup>. 据 GRIP 冰芯与 DSDP609 孔的对比, Bond 和 Lotti 将 H<sub>1</sub> 事件定为 16.5 kaBP<sup>[13]</sup>. 北大西洋 V29-191 孔 H<sub>1</sub> 事件的最新定年为 16.6 kaBP<sup>[18]</sup>. 从图 2 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录可以确定, 本区 H<sub>1</sub> 事件冷谷年龄为  $16082 \pm 100$  a, 这是至今为止最为精确的 H<sub>1</sub> 事件年龄, 可作为气候事件地层对比的参照年龄.

(2) 最为突出的寒冷事件. 据北大西洋数十个深海钻孔岩芯资料, H 型冰漂碎屑事件广泛分布于北大西洋地区, 但主要集中在 40° N~55° N 纬度带的北大西洋<sup>[19]</sup>, 其中 H<sub>1</sub> 事件是末次冰期 6 个冰漂碎屑事件中较为突出的寒冷事件, 当时的极地海表冷水团可抵达现今亚热带海洋<sup>[20]</sup>, 其影响范围甚至波及到南纬 40° 海域<sup>[21,22]</sup>. 这一特强寒冷事件在南京洞穴石笋记录中得到明确反映, 与同一洞穴 MSD 石笋记录的 H<sub>2</sub>~H<sub>5</sub> 事件<sup>[23]</sup>比较, YT 石笋中 H<sub>1</sub> 事件的  $\delta^{18}\text{O}$  值要显著偏正(图 3), 其冷谷值达 -4.5‰, 而 H<sub>2</sub>~H<sub>5</sub> 事件 4 个冷事件的冷谷  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -5‰~-6.5‰, 考虑到 H<sub>3</sub>~H<sub>5</sub> 事件落在 MIS3 阶段, 其降水同位素组成与 MIS2 阶段可能不同, 我们暂且比较 H<sub>1</sub> 与 H<sub>2</sub> 事件冷谷的温差. 据 O'Neil 建立的氧同位素平衡方程<sup>[11]</sup>计算, H<sub>1</sub> 比 H<sub>2</sub> 事件温度要低 2℃ 左右.

(3) 持续时间的短暂性. 受目前测年手段限制, 研究 H 事件持续时间尤为困难. 据 <sup>14</sup>C 年代和沉积速率估计, 末次冰期 H 事件的持续时间为千年等级<sup>[19]</sup>. Dowdeswell 等<sup>[24]</sup>认为 H<sub>1</sub> 事件持续时间为 0.25~1.25 ka. <sup>230</sup>Th 过剩法测定的 H<sub>1</sub> 事件持续 0.8~1.4 ka<sup>[25]</sup>. 按本文石笋年层计数法, H<sub>1</sub> 事件持续 793 a, 比格陵兰冰芯 GISP2 记录的 YD 事件(或称 H<sub>0</sub> 事件)还短 200~300 a, 说明 H<sub>1</sub> 事件持续过程极其短暂.

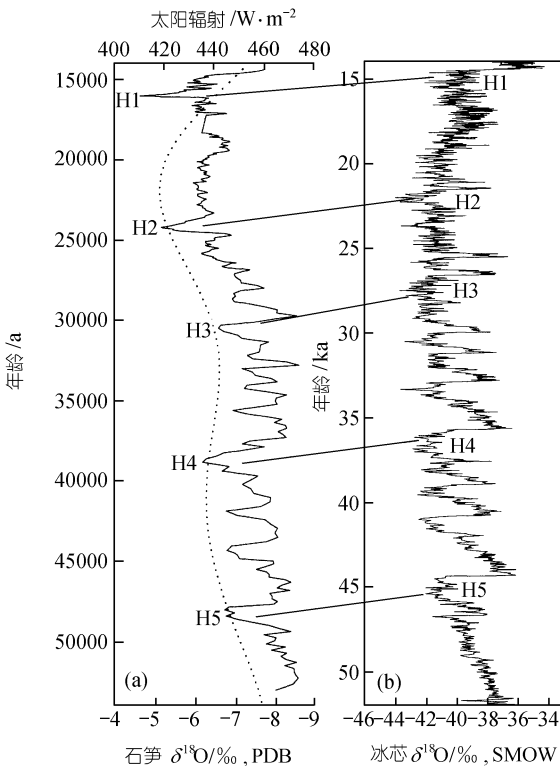


图 3 东亚季风气候事件与北半球高纬地区 Heinrich 事件的对比

(a) 实线示南京葫芦洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  曲线(18~54 kaBP 时段  $\delta^{18}\text{O}$  数据来源于文献<sup>[23]</sup>), 虚线示北纬 65° 太阳辐射能变化曲线; (b) GRIP  $\delta^{18}\text{O}$  曲线

事件)还短 200~300 a, 说明 H<sub>1</sub> 事件持续过程极其短暂.

上文讨论了 YT 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录中 H<sub>1</sub> 事件呈现的全球性特征. 令人更为感兴趣的是, 图 2 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  曲线反映了 H<sub>1</sub> 事件发生时东亚季风气候变化的两点显著特征:

(1) 突发式降温. 从图 2 可知, 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值从 16141 aBP 后的 36 年内由  $-6.6\text{‰}$  上升到  $-4.6\text{‰}$ , 指示大气温度下降了  $7\sim 8\text{℃}$ , 这一降温幅度与 Heinrich 事件发生时地中海海表温度下降  $5\sim 8\text{℃}$ <sup>[26]</sup> 基本一致. 这种快速降温方式与北大西洋地区 H 事件表现的降温过程截然不同. 早在 1993 年, Dansgaard 等<sup>[27]</sup>就注意到 GRIP 冰芯记录的冷暖事件温差可达  $6\sim 7\text{℃}$ , 而北大西洋海表温度的相对变幅在  $4\sim 7\text{℃}$ <sup>[20]</sup>. 尽管海表温度与极地大气温度降低幅度不一, 但在事件的降温形式上, 北大西洋深海沉积与极地冰芯记录几乎完全一致, 即: 每一次 H 事件出现时, 均呈现逐渐降温而后快速升温特征<sup>[13]</sup>.

(2) 回暖过程中叠加百年尺度的气候振荡轮回. 正如 YD 事件内部呈现多轮回特征<sup>[28]</sup>一样, 石笋记录的 H<sub>1</sub> 事件内部也表现出多次冷暖波动. 图 2 显示, 极端寒冷期持续 100 a 左右后, 开始出现回暖趋势, 在回暖过程中叠加 10 个轮回的冷暖波动, 其振幅不一, 相当于  $2\sim 4\text{℃}$  温度变幅.

上述两点特征突出反映东亚季风气候事件与北大西洋记录明显不同, 本文称之为“异常降温”形式的 H 事件. 鉴于目前可供对比的气候记录较少, 很难证明这种突变性特征是否具有全球性意义, 或者仅是北大西洋地区事件的一种区域性响应.

## 4 成因机制

本文石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录说明 H<sub>1</sub> 事件是一类比较特殊的寒冷事件, 其独特的表现方式可能与地球内外驱动力因素有关.

太阳辐射能量的变化对末次冰期气候事件的发生起着宏观调控作用. 如图 3 所示, 南京汤山洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  变化曲线与  $65^\circ\text{N}$  夏季日辐射能量曲线极其相似. Heinrich 事件(包括 D-O 事件)都运行在日辐射能量变化的轨迹上. 与其他 H 事件比较, H<sub>1</sub> 事件的特殊性主要表现在该事件发生于北纬日辐射能开始增强的背景上. 大量证据表明, 在 H<sub>1</sub> 事件发生前  $17\sim 19\text{ ka}$  时段, 海洋和陆地都有显著回暖趋势<sup>[18,29,30]</sup>. 在这样特定的外部驱动力条件下, 低纬太平洋与东亚大陆热力梯度显著增强, 东亚季风气候回暖. 当 H<sub>1</sub> 事件发生时, 来自极地的突发性冷气团终止了季风气候的回暖趋势, 导致快速降温. 此后, 增强的海陆热力梯度所维持的升温趋势, 迫使 H<sub>1</sub> 事件内部温度回升. 这样的机制可以解释石笋记录中 H<sub>1</sub> 事件的异常结构降温形式.

北大西洋 H<sub>1</sub> 事件发生时正值全球冰量开始消融, 盛冰期 Hudson 湾冰量积累到最大规模, 由于冰盖内部不稳定性因素<sup>[31]</sup>或大气冷循环作用<sup>[13]</sup>, 大量浮冰从 Hudson 湾注入到北大西洋, 形成规模巨大的冰漂碎屑带. 向低纬大西洋扩张的冰漂碎屑带, 牵引穿过北大西洋的西风带发生纬向漂移, 在强劲的西风带严寒气流的侵袭下, 欧亚大陆发生突发性降温<sup>[20]</sup>, 这或许是石笋记录 H<sub>1</sub> 特强寒冷事件的重要因素. 北大西洋冰漂碎屑事件的进一步研究表明, H<sub>1</sub> 事件具有阵发性和不同冰源特征. 目前已揭示的 H<sub>1</sub> 事件层中冰漂碎屑的双峰<sup>[32]</sup>可能分别对应于石笋记录中 16100 aBP 和 15500 aBP 两个寒冷期. 欧洲大陆边缘和 Laurentide 冰盖倾注到北大西洋的时间不一致<sup>[33,34]</sup>也可能导致 H<sub>1</sub> 事件内部的气候不稳定. 然而, 对于石笋记录的 H<sub>1</sub> 事件内部数十年至百年尺度的高频振荡轮回, 难以用冰漂碎屑事件的阵发性机制来解释, 这种高频振荡特征可能与太阳黑子数极值周期有关, 需要今后进一步研究证实.

东亚季风是全球气候系统的重要组成部分,北半球高纬地区寒冷事件可以通过冬季风环流促使南京地区大气年平均温度下降,致使洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著偏正。但西太平洋暖池效应对东亚夏季风的影响同样不可忽视。近期研究表明,末次冰期冷阶与暖阶之间的低纬太平洋海表温度波幅可达 $4\sim 8^\circ\text{C}$ <sup>[35]</sup>。盛冰期洋面蒸发水汽氧同位素组成的变化可以通过东亚夏季风效应影响洞穴 $\delta^{18}\text{O}$ 值。由此看来,东亚冬、夏季风强弱的交替变化是联系季风气候事件与全球变化的有机纽带。

### 参 考 文 献

- 1 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 1988, 29: 142 ~ 152
- 2 Broecker W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 1994, 372: 421 ~ 424
- 3 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
- 4 穆西南,许汉奎,穆道成,等.南京汤山古人类化石的发现及其意义. *古生物学报*, 1993, 32(4): 393 ~ 399
- 5 汪永进, Hai Cheng, 陆从伦,等.南京汤山洞穴碳酸盐沉积物的热电离质谱铀系年代. *科学通报*, 1999, 44(14): 1548 ~ 1551
- 6 秦小光,刘东生,谭明,等.北京石花洞石笋微层灰度变化特征及其气候意义—— I. 微层显微特征. *中国科学, D辑*, 1998, 28(1): 91 ~ 96
- 7 McCrea J M. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature-scale. *Journal of Chemical Physics*, 1950, 18: 849 ~ 857
- 8 Bar-Matthews M, Ayalon A, Matthews A, et al. Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean cave: implications for paleoclimate research in semiarid regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 337 ~ 347
- 9 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄.我国大气降水的氢氧稳定同位素研究. *科学通报*, 1983, 13: 801 ~ 806
- 10 Hoffmann G, Heimann M. Water isotope modeling in the Asian monsoon region. *Quaternary International*, 1997, 37: 115 ~ 128
- 11 O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 1969, 51: 5547 ~ 5559
- 12 李红春,顾德隆,Lowel D Stott. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一——京津地区 500a 来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$ 记录. *中国科学, D辑*, 1998, 28(2): 181 ~ 186
- 13 Bond G C, Lotti R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 1999, 267: 1005 ~ 1010
- 14 Dorale J A, Edward R L, Ito E, et al. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 1998, 282: 1871 ~ 1874
- 15 Baker A, Ito E, Smart P L, et al. Elevated and variable values of  $^{13}\text{C}$  in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, 1997, 136: 263 ~ 270
- 16 汪永进,吴江滢,许汉奎,等.南京洞穴石笋稳定同位素指示的气候与环境意义. *地质学报*, 2000, 74(4): 333 ~ 338
- 17 Bard E. Correlation of AMS  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 1988, 3: 635 ~ 645
- 18 Lagerklint I M, Wright J. Late glacial warming prior to Heinrich event 1: The influence of ice rafting and large ice sheets on the timing of initial warming. *Geology*, 1999, 27: 1099 ~ 1102
- 19 Bond G C, Heinrich H, Broecker W, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 1992, 360: 245 ~ 249

- 20 Chapman M R, Shackleton N J. Millennial-fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 159: 57 ~ 70
- 21 Bard E, Rostek F, Sonzogni C. Interhemisphere synchronicity of the last deglaciation inferred from Alkenon paleothermometry. *Nature*, 1997, 385: 707 ~ 710
- 22 Lowell T V, Heusser C J, Andersen B G, et al. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*, 1995, 269: 1541 ~ 1549
- 23 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 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, D 辑*, 2000, 30(5): 533 ~ 539
- 24 Dowdeswell J A, Maslin M A, Andrews J T, et al. Ice production, debris rafting, and the extent and thickness of the Heinrich layers (H<sub>1</sub>-H<sub>2</sub>) in North Atlantic sediments. *Geology*, 1995, 23: 301 ~ 304
- 25 Veiga-Pires C C, Hillaire-Marcel C. U and Th isotope constraints on the duration of Heinrich events H<sub>0</sub> ~ H<sub>4</sub> in the Southeastern Labrador Sea. *Paleoceanography*, 1999, 14(2):187 ~ 199
- 26 Rohling E J, Hayes A, De R, et al. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography*, 1998, 13: 316 ~ 322
- 27 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
- 28 Stuiver M, Grootes P M. GISP2 Oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 2000, 53: 277 ~ 284
- 29 Jones G A, Keigwin L D. Evidence from Fram Strait (78° N) for early deglaciation. *Nature*, 1988, 336: 56 ~ 59
- 30 Bard E, Arnold M, Fairbanks R G, et al. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by <sup>14</sup>C accelerator mass spectrometry. *Nature*, 1987, 328: 791 ~ 794
- 31 MacAyeal D R. Binge-purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 1993, 8: 775 ~ 784
- 32 Bard E, Rostek F, Turon J L, et al. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 2000, 289(25): 1321 ~ 1324
- 33 McCabe M A, Clark, P U. Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, 1998, 392: 373 ~ 377
- 34 Grousset F E, Labeyrie L, Auffret G. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geography*, 2000, 28: 123 ~ 126
- 35 Hendy I L, Kennet J P. Latest Quaternary North Pacific surface-water response imply atmosphere-driven climate instability. *Geology*, 1999, 27(4): 291 ~ 294