

黄土高原东缘晚全新世高精度高分辨率 石笋古环境记录

董进国¹, 沈川洲², 姜修洋³

(1. 南通大学地理科学学院, 江苏 南通 226007; 2. 台湾大学地质科学系, 台湾 台北 10617;
3. 福建师范大学地理科学学院, 福建 福州 350007)

摘要: 基于山西武乡太行龙洞一支石笋 5 个 ²³⁰Th 年龄和 190 个氧同位素数据重建 4 400~150 a B.P. 高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 序列。石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增加, 除最近约 600 a 外, 在千年尺度长期趋势变化上与中国南部其它洞穴记录相一致, 表明晚全新世亚洲夏季风强度持续减弱响应于同一驱动机制。一次显著的气候突变事件发生在 2 550~2 000 a B.P., 与史料记载的干旱期大致相对应。功率谱分析揭示出 106 a 周期, 与树轮 $\Delta^{14}\text{C}$ 太阳活动周期大体一致, 说明百年尺度上太阳活动与东亚季风变化有一定关联性。

关键词: 晚全新世; 石笋; 东亚季风; 突变事件; 黄土高原东缘; 太阳活动

中图分类号: P532 **文章标识码:** A **文章编号:** 1000-0690

黄土高原位于中国东南部典型季风区和西部内陆干旱区的过渡地带, 对东亚夏季风北界的进退变化非常敏感。东亚夏季风环流是黄土区水汽的主要携带者, 其演化过程对黄土区水热平均状况有着最直接的影响, 很大程度上决定了黄土的成壤过程、地表植被的更替和古文明的变迁。尽管黄土区第四纪古环境、古气候重建已取得显著进展^[1-9], 但全新世古气候记录结果却显得非常复杂。鉴于黄土高原古气候记录大都基于黄土—古土壤沉积序列, 测年材料的缺乏和不确定性, 加上数千年人类活动对表土的干扰, 使得全新世黄土高原气候变化研究难以建立可靠的时间标尺和高分辨率的地质记录, 也无法详实的重建百年—数十年尺度的快速气候变化。为此, 重建高分辨率的、精确独立定年的黄土高原全新世气候变化过程, 获得快速气候突变的可靠记录, 对探索中国季风边缘区气候演化的规律、黄土—古土壤的成壤时间以及古文化的断代有着重要意义。

1 研究区域、材料与方法

武乡县位于山西省东南部, 地跨太行、太岳两

山之间, 地势呈东西高、中间低特点, 有利于东亚夏季风的入侵。冬季来自西伯利亚冷空气显著影响, 气候寒冷干燥; 夏季来自低纬热带海洋暖湿气团的影响, 气候炎热多雨。该区平均海拔在 1 400 m 左右。太行龙洞(113°16'E, 38°46'N)位于武乡县东部石泉村东南 10 km 处(图 1), 洞口海拔为 1 600 m。洞外植被覆盖较好, 洞长约 1 000 m, 洞内碳酸盐景观丰富, 于 2008 年开始对游人开放。洞内有滴水、湿度接近 100%。距离该洞最近的榆社气象站过去 30 a(图 2)器测数据显示该区年平均气温均在 8℃左右, 年平均降雨量约为 530 mm, 集中分布在 5~10 月, 占全年降雨量的 87%。

石笋样品 L1 采自 2010 年 10 月, 距离洞口约 200 m 的一个支洞底部。石笋高约 200 mm, 外表光滑、颜色淡黄、呈蜡质平顶状。取一半打磨剖光, 日光下可见清晰水平纹层。该石笋由纯净碳酸盐组成, 岩性致密无明显变化。在抛光面上, 用直径为 0.9 mm 牙钻沿石笋地层顺序钻取 5 个年代样, 在台湾大学高精度质谱与环境变迁实验室(HISPEC)进行化学处理^[10], 利用一台多接收电感耦合质谱仪(MC-ICP-MS, Neptune), 完成铀钍同

收稿日期: 2011-11-15; **修订日期:** 2012-02-09

基金项目: 国家自然科学基金项目(41102216 和 41002061)、HISPEC 研究课题 NSC 100-2116-M-002-009 资助。

作者简介: 董进国(1978-), 男, 山西阳高人, 讲师, 博士研究生, 第四纪年代学与环境演变。E-mail: dongjinguo1111@163.com

网络出版时间: 2012-08-03 12:06 网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/22.1124.P.20120803.1206.017.html>

位素及元素分析^[11](表1)。沿石笋生长中心轴采用0.3 mm钻头,以1 mm为间距获取190个氧同位素数据,在南京师范大学同位素实验室进行分析,量测值以相对于VPDB标准表示,长期仪器分析误差小于±0.06‰。

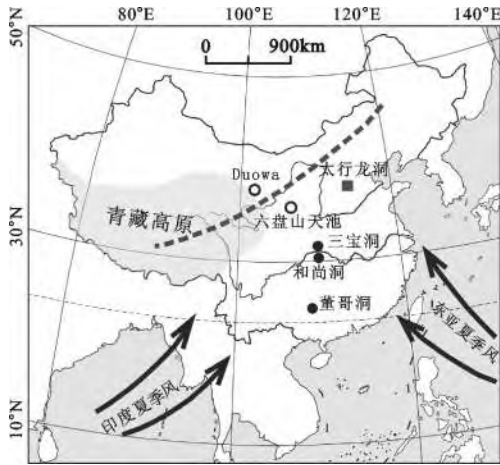


图1 山西太行龙洞(黑色正方形)和其它研究点
Fig.1 The location of Dragon Cave (solid square) and other Chinese caves

2 结果与讨论

2.1 时标序列的建立

表1中,L1主要生长在晚全新世。由于石笋²³⁸U含量相对较高,而²³²Th含量相对较低,因此测年精度整体较高。除了距离石笋顶部48 mm处测年样点年龄误差为±57 a外,其余样点测年误差均在±4~28 a之间。较高的测年精度确保我们能准确地标定黄土高原晚全新世百年尺度气候突变事件的起、止时间。所测样品年龄均按沉积先后序

列正常排列,本文通过对相邻实测年龄点进行线性等间距内插与外延,建立石笋剖面4 400~150 a B.P.年龄框架。通过计算,石笋年生长速率在19~109 mm之间变化。在2 800~1 600 a B.P.,生长速率达到最大。

2.2 石笋δ¹⁸O记录与气候意义

图3是石笋L1δ¹⁸O随时间变化的序列,其变化范围在-8.4‰~-10.1‰。石笋的样点分辨率在1 600~130 a B.P.时段为32a,2 400~1 600 a B.P.时段为11 a,2 850~2 400 a B.P.时段为9 a和4 400~2 850 a B.P.时段为53 a。在千年尺度长期趋势变化上,石笋δ¹⁸O值呈现出逐渐增加的特征。在4 400~2 580 a B.P.,δ¹⁸O值相对集中负偏,在平均值-9.8‰上下波动;大约从2 580 a B.P.开始,δ¹⁸O值在<80 a内突然从-10.1‰增加至-9.0‰,随后尽管有所减小,但一直维持在一个较高水平,在2 100 a B.P.达到最大值(-8.7‰),而后的δ¹⁸O值在<100 a内快速减少。2 000 a B.P.以来,δ¹⁸O相对振幅变化不大,但呈现出持续增加的趋势变化。

根据Hendy准则^[13],我们对石笋样品进行同位素平衡分馏检验。在平行生长轴向上,石笋δ¹⁸O与δ¹³C序列之间的相关系数较低($r^2=0.2$),这表明动力分馏作用可能很小,石笋δ¹⁸O主要反映的是原始外界气候信号。如图3所示,石笋L1 δ¹⁸O记录与湖北三宝洞石笋记录呈现出较好的相似性进一步说明石笋L1是在同位素平衡分馏状态下沉积的。

已有洞穴古气候研究表明^[14-16],石笋氧同位素在轨道至百年尺度上主要反映夏季风降水δ¹⁸O值变化的信息。最近,来自内陆季风边缘区甘肃万象洞、黄谷洞^[17,18]近2 000 a石笋δ¹⁸O记录与当地历史文献资料重建的旱涝指数、器测记录具有较高

表1 龙洞石笋L1的MC-ICP-MS 测年结果

Table 1 Uranium and Thorium isotopic compositions and ²³⁰Th ages for L1 stalagmite from Dragon Cave by MC-ICP-MS

样品号	²³² Th (×10 ⁻¹²)	²³⁸ U (×10 ⁻⁹)	²³⁰ Th/ ²³² Th (×10 ⁻¹²) ^d	δ ²³⁴ U 测量值 ^a	²³⁰ Th/ ²³⁸ U 活度比 ^c	未校正年龄 (a B.P.)	校正年龄 (a B.P.) ^e	校正初始值 ^b
L1-3	191±8	393.4±0.7	196±9	1478±6	0.0058±0.0001	192±3	187±4	1479±6
L1-48	4288±17	452.6±0.8	68±1	1419±5	0.0391±0.0005	1715±24	1612±57	1426±5
L1-120	262±9	415.3±0.8	1530±55	1600±5	0.0584±0.0002	2415±11	2408±11	1611±5
L1-169	356±8	430.6±0.9	1368±31	1584±6	0.0685±0.0003	2865±13	2856±14	1597±6
L1-191	883±7	400.2±0.9	711±7	1572±9	0.0949±0.0005	4029±26	4006±28	1590±9

a. $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$; b. $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ 校正初始值计算是依据公式 $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{234\lambda T}$; T 是校正年龄; c. $[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}}$ 活度计算为 $[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-230\lambda T} + (\delta^{234}\text{U}_{\text{measured}}/1000)[\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})](1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})T})$; ²³⁰Th, ²³⁴U, 及 ²³⁸U 半衰期沿用 Shen et al. 的使用值^[12]; d. 标本 [²³⁰Th/²³²Th] 测量值以原子数比值表示; e. 校正年龄假设的初始 ²³⁰Th/²³²Th 原子数比值为 $4 \pm 2 \times 10^{-6}$; 年龄(a B.P.) 以相对公元1950年表示

的相关性,表明夏季风强弱波动带来的降雨量变化是影响东亚季风区石笋氧同位素组成的主要因素。依据前人估算全新世中国北方地区温度变化一般不超过 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ ^[19],若按O'Neil等^[20]人提供方解石与水之间的同位素分馏公式计算($-0.23\text{‰}/^{\circ}\text{C}$),晚全新世石笋 $\text{L}\delta^{18}\text{O}$ 的相对振幅为 $0.46\text{‰}\sim 0.69\text{‰}$,远小于其真实振幅 1.7‰ 。进一步分析距离研究点较近的石家庄站(1970~2000年)器测降水资料表明:冬半年温度(11月至次年4月)主要控制着降水 $\delta^{18}\text{O}$,而夏半年降水量却控制着降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化(图2)。尽管冬半年温度变化控制着大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组分,但其对洞穴滴水 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响并不大,因为冬春季降水量仅占年总降水量的13%,夏季降水量却占87%。而且,温度控制下的洞穴岩溶水—碳酸盐分馏作用大体上抵消大气温度对降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响^[21]。因此,温度变化对次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的贡献很小。这样,夏季风强弱带来的降水量变化是影响太行龙洞 $\delta^{18}\text{O}$ 组分的主要因素,即夏季风越强, $\delta^{18}\text{O}$ 值越负,反之亦然。

2.3 晚全新世季风气候记录对比

全新世黄土高原西部高分辨率黄土—古土壤记录表明晚全新世东亚季风显著增强,与西南季风(印度季风)、非洲季风显著减弱形成鲜明对比^[22]。然而,最近,来自季风区洞穴石笋和其它沉积记录表明6000 a.B.P.以来该区域夏季风强度逐渐减弱^[16]。为进一步调查亚洲季风环流在中国内陆区的时空变化特征及其成因机制,我们把山西龙洞与陕西Jiuxian洞、湖北三宝洞、贵州董哥洞石笋记录进行区域对比。图3看出,晚全新世以来,除最近约600 a外,所有石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录都呈现出千年尺度上一致趋势,即 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增加,并伴随着北半球夏季太阳辐射能量的减弱而变化。通过对部分原始数据进行等间距50 a内插,龙洞与三宝洞季风降水记录的相关系数 r 为 $0.790(n=90)$,与董哥洞西南季风降水记录的相关系数 r 为 $0.52(n=90)$ 。尽管阿曼Qunf洞石笋^[14]晚全新世存在沉积间断,但其 $\delta^{18}\text{O}$ 序列长期增加趋势表明印度季风强度逐渐减弱。这种较好的洞穴记录一致性进一步揭示晚

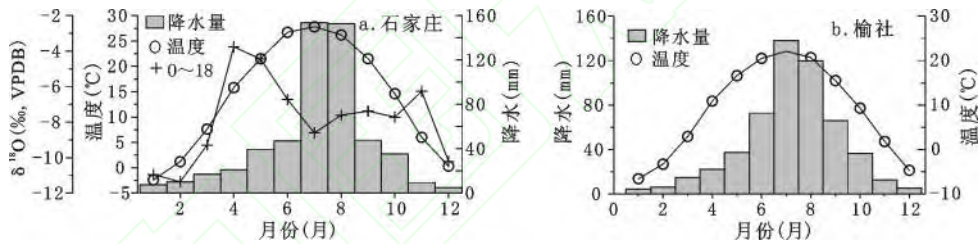


图2 石家庄市、榆社市1970~2000年月均降水量、气温与大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值对比

Fig. 2 Monthly average precipitation, temperature and precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in 1970-2000 in Shijiazhuang (a) and Yushe (b)

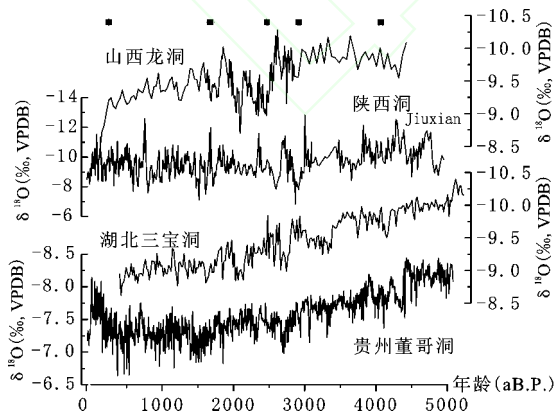


图3 晚全新世山西石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与陕西Jiuxian洞^[24]、湖北三宝洞^[16]、贵州董哥洞^[15]石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

Fig. 3 Comparison of stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Dragon Cave in Shanxi, Jiuxian Cave in Shaanxi, Sanbao Cave in Hubei and Dongge Cave in Guizhou

全新世东亚季风与印度季风同相位变化^[16],季风降水明显减弱主要响应于北半球夏季太阳辐射逐渐减弱诱导下的热带辐合带位置的南移。这一结果也得到黄土高原内部及邻近区域古环境记录的支持。唐领余与安成帮^[5]综合对比了陇中地区多个黄土剖面孢粉记录,指出研究区全新世经历“草原—疏林草原—温度森林—荒漠草原”的演化过程。孙爱芝等人^[4]对黄土高原西部三个剖面孢粉记录进行分析,指出晚全新世以来气候总体变干,表现为草原和荒漠草原交替出现,与六盘山天池孢粉等指标记录的结果一样。同样,孟宪刚等人^[19]与范淑贤等人^[23]分别对山西宁武、大同地区湖泊与黄土剖面孢粉等指标进行研究^[11],指出晚全新世以来气候转向干凉且存在次级波动,主要植被为蒿、藜和黄麻等。

上述古环境地质记录表明黄土高原晚全新世以来季风降水显著减少,与 Maher 等人^[22]重建结果截然不同。如考虑到 DuoWa 研究点位于黄土高原西部的干旱区(图1),可能更多受到西风环流的影响,就不难理解它们之间的差异,因为 Cheng 等人^[25]对西风环流控制下的内陆多个湖泊记录进行综合对比研究,指出西风区全新世气候变化格局与季风区确实存在错相位关系。

当前,黄土高原内部非常缺乏有较好年代学控制的全新世剖面。山西武乡龙洞高精度、高分辨石笋序列的重建为人们理解晚全新世黄土区千年尺度气候突变事件及其驱动机制提供了可能。大约在 2 580 a B.P.,石笋 L1 $\delta^{18}\text{O}$ 在 <80 a 内突然从 -10.1‰ 增加至 -9.0‰,随后一直维持一个较高水平,直到 2 100 a B.P. 达到最大值(-8.7‰),此后 $\delta^{18}\text{O}$ 在 <100 a 内快速的从 -8.7‰ 减少至 -10.0‰。这次特大干旱事件持续超过 500 a,可能是近 4 000 a 以来黄土区最为显著的一次干旱事件(图 4c)。该时段大致对应于春秋一战国战乱期。据史料《竹书记年》晋定公二十年(492 a B.C.)至晋幽公七年(423 a B.C.,当时晋国国都位于山西南部)共记载 6 条不同河流水绝的记录^[26]。根据《中国三千年气象记录总集》^[27],公元前 7~2 世纪 600 a 间共有干旱事件 51 次,洪涝记录 42 次,分别记为 D 和 F。一般认为 D/(D+F) 比值可以较好的反映干旱

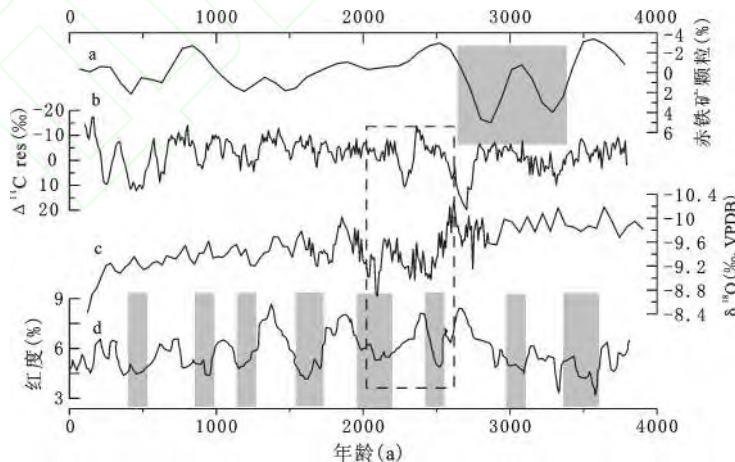
占优势的情况^[26]。由表 2^[26]可见,公元前 7~5 世纪比值最高,2 世纪次之,3 世纪最低,表明 699~400 a B.C. 气候严重干旱,而 299~200 a B.C. 气候相对湿润,随后气候再次变干。该特大干旱事件中次级季风增强过程在石笋 L1 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中也有记录,如 2 250~2 130 a B.P. $\delta^{18}\text{O}$ 值有所降低。

表 2 公元前 7~2 世纪旱涝记录^[26,27]

Table 2 Dry-wet records in the period of 7-2 B.C.

公元前(世纪)	7	6	5	4	3	2
D	13	15	7	1	1	14
F	6	6	2	5	8	15
D/(D+F)	0.68	0.71	0.77	0.17	0.11	0.48

精确年代控制的地质证据结合史料进一步揭示出黄土区晚全新世确实存在一次特大干旱事件。除该特大干旱事件外,晋东南地区是否还存在类似的其它气候突变事件,待于进一步考究。前人已经提出晚更新世亚洲季风环流与北大西洋流冰事件存在密切关系^[6]。然而,山西石笋记录的特大干旱事件与北大西洋“2.8 ka B.P. 流冰事件”^[28]在发生时间上并不对应。前者滞后后者约 200~300 a。如图 4 所示,在 2 700~2 100 a B.P., 2 次弱太阳活动期,集中发生在 2 700 a B.P. 和 2 300 a B.P. 左右;与石笋 L1 记录的弱季风过程,集中发生在 2 500 a B.P. 和 2 140 a B.P., 两者相差 100~200 a。在 3 000~



点线方框表示 2 600~2 000 a B.P. 气候干旱事件; 灰色阴影区(上)表示北大西洋“2.8 ka 冷事件”;

图 d 灰色阴影表示季风降水变化, 源于文献[3]

图 4 北大西洋冰漂事件^[28](a)与太阳活动^[29](b)、山西龙洞记录(c)以及六盘山天池记录的夏季风强度变化^[3](d)对比

Fig.4 Paleoclimate proxy records over the past 4 000 years (a) Holocene drift ice record of core 52-VM29-29 lcore in the North Atlantic; (b) atmospheric $\Delta^{13}\text{C}$ record, (c) Dragon Cave $\delta^{18}\text{O}$ record and; (d) lake sediment redness record from Liupanshan mountain

1 500 a B.P.石笋L1有3个铀钍年代控制,测年误差均小于57 a,二者的年龄误差范围不能解释这一差异。但功率谱分析结果表明过去4 000 a B.P.东亚季风强度存在360和106 a周期变化,与树轮 $\Delta^{14}\text{C}$ 所记录的百年尺度太阳活动周期基本一致^[29]。这表明百年尺度东亚季风变化与太阳活动可能存在一定联系。

3 结论

1) 高分辨率的山西武乡龙洞石笋L1 $\delta^{18}\text{O}$ 序列重建了黄土高原东缘晚全新世东亚季风降水的长期演化过程。除最近约600 a外,长期趋势与中国东、南方其它洞穴记录一致,伴随着北半球夏季太阳辐射能量变化而变化,进一步表明东亚季风与印度季风在轨道尺度上同位相变化以及晚全新世低纬热带辐合带平均位置的逐步南移导致黄土高原季风降水逐渐减弱。

2) 龙洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录揭示晚全新世黄土高原经历一次特大干旱事件。该事件开始于2 550 a B.P.,结束于2 000 a B.P.,与史料记载的春秋一战国干旱期大致相对应。这次特大干旱事件与2.7 ka B.P.弱太阳活动期在发生时间上存在差异,前者滞后后者约100~200 a。而功率谱分析龙洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列发现却106 a的主周期波动,与树轮 $\Delta^{14}\text{C}$ 百年尺度周期相一致。这表明百年尺度东亚季风变化与太阳活动存在着复杂的联系关系。

致谢:感谢南京师范大学地理科学学院硕士研究生张伟、吴晟在野外采样的帮忙;感谢邓超同学对本文氧碳同位素测试的协助帮助。

参考文献:

- [1] 刘策,宋少华,孔祥辉,等.西峰蔡家咀黄土剖面记录的末次盛冰期到全新世最佳期气候变化[J].地理科学,2011,31(4):508~512.
- [2] 刘敬华,张平中,孟彩虹,等.季风区边缘近500年的降水变化特征[J].地理科学,2011,31(4):401~407.
- [3] 周爱锋,孙惠玲,陈发虎,等.黄土高原六盘山天池记录的中晚全新世高分辨率气候变化及其意义[J].科学通报,2010,55(22):2263~2266.
- [4] 孙爱芝,冯兆东,唐领余,等.13 ka B.P.以来黄土高原西部的植被与环境演化[J].地理学报,2008,63(3):280~292.
- [5] 唐领余,李春海,安成邦,等.黄土高原西部4万多年以来植被与环境变化的孢粉记录[J].古生物学报,2007,46(1):45~61.
- [6] Porter S J, Zhou W. Synchronism of Holocene East Asian monsoon variations and North Atlantic drift-ice tracers[J]. Quaternary Research, 2006, 65:443-449.

- [7] 毛龙江,黄春长,庞奖励.泾河中游地区全新世成壤环境演变研究[J].地理科学,2005,25(4):96~101.
- [8] 张春霞,张茂恒,李偏,等.2 592~1 225 a B.P.湖北神农架石笋氧同位素记录及区域气候意义[J].地理科学,2010,30(6):950~954.
- [9] 杨红瑾,黄春长,庞奖励,等.宁夏长城窟全新世黄土一土壤剖面元素地球化学特征研究[J].地理科学,2010,30(1):134~140.
- [10] Shen C-C, Cheng H, Edwards R L, et al. Measurement of attogram quantities of ^{231}Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy[J]. Analytical Chemistry, 2003, 75:1075-1079.
- [11] Shen C-C, Kano A, Hori M, et al. East Asian monsoon evolution and reconciliation of climate records from Japan and Greenland during the last deglaciation[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29:3327-3335.
- [12] Shen C-C, Li K-S, Sieh K, et al. Variation of initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 4201-4223.
- [13] Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems: The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1971, 35:801-824.
- [14] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman[J]. Science, 2003, 300:1737-1739.
- [15] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. Science, 2005, 308:854-57.
- [16] Dong J G, Wang Y J, Cheng H, et al. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China[J]. The Holocene, 2010, 20:257-264.
- [17] Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record[J]. Science, 2008, 322:940-942.
- [18] Tan L C, Cai Y J, Yi L, et al. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave[J]. The Holocene, 2011, 21:287-296.
- [19] 孟宪刚,朱大岗,邵兆刚,等.山西北武地区全新世以来气候与环境变化[J].地质学报,2007,81(3):316~323.
- [20] O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda J K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonate [J]. Journal Chemistry Physics, 1960, 30:5547-5558.
- [21] Johnson K R, Lynn Ingram B, Sharp W D, et al. East Asian summer monsoon variability during marine isotope stage 5 based on speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records from Wanxiang Cave, central China[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2006, 236: 5-19.
- [22] Maher B A, Hu M. A high resolution record of Holocene rainfall

- variations from the western Chinese Loess Plateau: Antiphase behaviour of the African/Indian and East Asian summer monsoons[J]. *The Holocene*, 2006, **16**: 309-319.
- [23] 范淑贤, 刘海坤, 周建柱, 等. 大同盆地全新世以来孢粉特征和环境演变[J]. *地球学报*, 2007, **28**(6): 535-540.
- [24] Cai Y J, Tan L C, Cheng H, et al. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, **291**: 21-31.
- [25] Chen F H, Yu Z, Yang M, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, **27**: 351-364.
- [26] 王绍武, 黄建斌, 闻新宇, 等. 4~2 ka B.P. 中国干旱的证据和模拟研究[J]. *科学通报*, 2007, **52**(20): 2428-2433.
- [27] 张德二. 中国三千年气象记录总集[M]. 南京: 江苏教育出版社, 2004: 1~3666.
- [28] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene[J]. *Science*, 2001, **294**: 2130-2136.
- [29] Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes[J]. *Quaternary Research*, 1995, **44**(3): 341-354.

An Absolute-dated High-resolution Palaeoclimate Record Between 4 400 and 150 a B.P. from Dragon Cave, Eastern Loess Plateau, China

DONG Jin-guo¹, SHEN Chuan-chou², JIANG Xiu-yang³

(1. College of Geography Science, Nantong University, Nantong, Jiangsu 226007, China; 2. Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, 10617, China; 3. College of Geography Science, Fujian Normal University, Fuzhou, Fujian 350007, China)

Abstract: The Dragon Cave (38°46'N, 113°16'E) is located at transition between semi-humid and semi-arid areas in the middle temperature zone of China. Here, mean annual temperature is 8°C. Mean annual rainfall is 530mm and about 87% of annual precipitation falls in May-October. Dragon Cave is >600m long with an elevation of 1400m on the western slope of Taihang Mountain, near the eastern edge of Chinese Loess Plateau. Stalagmite L1 was collected 200m from the cave entrance in December 2010. It is about 200mm like a candle. A total of 5 sub-samples were measured by an inductively Multi-collection coupled plasma mass spectrometry on a Finnigan-NEPTUNE in the High-precision Mass Spectrometry and Environment Chang Laboratory, Department of Geosciences, National Taiwan University. The uncertainty of reported age is $\pm 2\sigma$.

A high-resolution oxygen isotope profile established with 190 oxygen isotope data, provides a continuous history of East Asian summer monsoon intensity for the period of 4400-150a B.P. (before AD1950). With a relatively stable boundary condition, we interpret the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothem calcite as most indicative of the amount of summer monsoon precipitation, although temperature and other factors might have some minor impact. Comparison of the record with previous published contemporaneous China stalagmite records shows that all $\delta^{18}\text{O}$ records, characterized with increasing $\delta^{18}\text{O}$ and declining summer monsoon precipitation trends over the late Holocene, generally follow insolation changes on millennial timescale. This long-term agreement supports that the solar insolation is the primary factor driving Asian summer monsoon. An unusual abrupt weak summer monsoon at 2550-2000a B.P. indicates a mega-drought event, supported by historic archives. The spectral analysis of $\delta^{18}\text{O}$ time series yields a solar activity-related 106-yr periodicity. However, comparing to a weak solar activity at 2.7ka B.P., a 100-200-yr lag of the cave-inferred mega-drought event implies a complicated mechanism of short-term solar forcing on monsoon system.

Key words: late Holocene; stalagmite; weak monsoon event; Eastern Loess Plateau; solar activity