中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 11 期: 1643 ~ 1654
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

石笋多指标记录揭示的山东中部森林采伐历史

谭亮成[1,2,3,4*], 刘文[5,6,7], 王甜莉[1], 程鹏[1,2,3], 臧婧杰[1], 王曦谦[1], 马乐[1], 李东[8], 蓝江湖[1,2], 艾思本[9,10], 程海[3,1,9], 徐海[11], 艾莉[1], 高永利[12], 蔡演军[3]

1. 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪国家重点实验室, 西安 710061;
2. 中国科学院第四纪科学与全球变化卓越创新中心, 西安 710061;
3. 西安交通大学全球环境变化研究院, 西安 710049;
4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海陆气候环境变化开放工作室, 青岛 266061;
5. 山东省地质矿产勘查开发局八〇一水文地质工程地质大队, 济南 250014;
6. 山东省地矿工程勘察院, 济南 250014;
7. 山东省地下水环境保护与修复工程技术研究中心, 济南 250014;
8. 长安大学图书馆, 西安 710064;
9. Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis 55455, USA;
10. 南京师范大学地理科学学院, 南京 210097;
11. 天津大学表层地球系统科学研究院, 天津 300072;
12. Department of Geological Sciences, University of Texas at San Antonio, San Antonio 78249, USA
* 通讯作者, E-mail: tanlch@ieecas.cn

收稿日期: 2019-11-15; 收修改稿日期: 2020-05-01; 接受日期: 2020-06-23; 网络版发表日期: 2020-08-10
国家自然科学基金重大项目(批准号: 41991252)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB40000000)、国际伙伴计划项目(编号: 132B61KYSB20170005)、国家自然科学基金项目(批准号: 41888101)、美国科学基金会项目(编号: 0908792、1211299、1702816)和国家111计划项目(编号: D19002)支持

摘要 评估历史时期人为因素对区域植被的影响, 有利于更好地认识人类世环境变化, 对改进植被-气候模型也具有重要意义. 文章对来自山东中部黄巢洞的一支石笋进行了高精度^{230}Th和AMS ^{14}C测年, 以及碳氧同位素(δ^{18}O、δ^{13}C)和微量元素(Mg/Ca、Sr/Ca)分析. 测年结果显示石笋生长时段为174BC~AD1810, 其中在AD638~1102存在沉积间断. 石笋δ^{18}O和微量元素变化的一致性表明它们共同受到降雨的影响, 是指示当地降雨变化的可靠指标. 石笋δ^{13}C所记录的百年尺度植被变化在15世纪之前与当地降雨和温度变化吻合的很好, 说明主要受气候因素控制; 其变化范围在−9.6‰和−6.3‰之间, 指示这一时期的主导植被类型为C3植物. 而在15世纪之后, 石笋δ^{13}C值呈持续变重趋势, 在400年内由−7.7‰升高到−1.6‰, 这种显著异常变化并不能用气候导致的植被变化来解释, 而与同期山东地区人口和耕地的急剧增加一致. 因此, 文章认为自15世纪开始, 山东中部地区不断增强的森林采伐和土地垦殖活动影响了当地山区的植被, 并在16~18世纪严重破坏甚至清除了当地的森林.

关键词 洞穴堆积物, 稳定同位素, 微量元素, 森林采伐, 人类活动, 15世纪

中文引用格式: 谭亮成, 刘文, 王甜莉, 程鹏, 臧婧杰, 王曦谦, 马乐, 李东, 蓝江湖, 艾思本, 程海, 徐海, 艾莉, 高永利, 蔡演军. 2020. 石笋多指标记录揭示的山东中部森林采伐历史. 中国科学: 地球科学, 50(11): 1643–1654, doi: 10.1360/N072019-0243
英文引用格式: Tan L, Liu W, Wang T, Cheng P, Zang J, Wang X, Ma L, Li D, Lan J, Edwards R L, Cheng H, Xu H, Ai L, Gao Y, Cai Y. 2020. A multiple-proxy stalagmite record reveals historical deforestation in central Shandong, northern China. Science China Earth Sciences, 63(10): 1622–1632, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9649-1

© 2020 《中国科学》杂志社

1 引言

人类活动对地球环境的影响可以追溯到更新世, 其在全新世越来越加剧(Dong等, 2020), 将人类带入了一个新的地质时代——人类世(Crutzen和Stoermer, 2000; Lewis和Maslin, 2015; Subramanian, 2019; Wang等, 2019). 森林砍伐、农业和放牧活动自全新世早期的出现极大改变了自然环境(Kaplan等, 2009; Lewis和Maslin, 2015). 大量森林砍伐活动会造成严重的土壤侵蚀(Klimek等, 2006; Vanacker等, 2003), 扰乱生态系统和元素循环(Coe等, 2009; Kaplan等, 2009; Lean和Warrilow, 1989; Nogherotto等, 2013), 同时也打破水文循环的平衡(Coe等, 2009; Kaplan等, 2009; Lean和Warrilow, 1989; Nogherotto等, 2013). 其对水文循环的影响不仅限于森林砍伐周边地区, 还可能通过大气循环扩展到更大区域(Boers等, 2017; Coe等, 2009; Durieux等, 2003; Potter等, 1975; Sen等, 2004; Spracklen和Garcia-Carreras, 2015). 此外, 森林砍伐对地表和大气温度也存在一定的影响(Davin和Noblet-Ducoudré, 2010; Lee等, 2011; Lejeune等, 2018; Li等, 2016; Winckler等, 2019), 尽管其影响机制尚不清楚(Lejeune等, 2018). 因此, 深入理解历史时期的森林采伐活动将有助于评估土地利用对气候变化的生物地理效应, 进一步改进气候模型.

山东地区的人类活动由来已久, 自新石器时代以来, 北辛、大汶口和龙山等多种文化在此蓬勃发展. 早在大汶口时期(4300~2200BC), 山东中部地区就已发展出以粟为主要作物的定居农业. 龙山文化(2100~1900BC)时山东为铜石并用时代, 之后进入发达的青铜时代(张之恒, 2006). 历史时期, 山东是中国最重要的经济和文化中心之一, 生产的谷物沿黄河运输, 不断供应中原地区. 频繁而密集的人类活动对当地生态系统造成了很大影响. 北宋科学家沈括在《梦溪笔谈》一书中记载: “今齐鲁间松林尽矣, 渐至太行、京西、江南, 松山大半皆童矣”(沈括, 2009). 然而, 历史文献记载多不连续, 只提供有限且短时间范围内的植被破坏历史. 人类活动从何时、在多大程度上影响了山东地区的森林植被, 目前尚不清楚. 因此, 从多种地质、生物记录中提取植被变化信息对于更好地理解不同区域的森林砍伐历史具有重要意义.

石笋因其具有分辨率高、沉积连续、定年准确和指标丰富等优势, 是重建第四纪气候和环境变化的理想地质载体(程海等, 2019; Fairchild和Treble, 2009; McDermott, 2004). 中国科学家利用石笋氧同位素($\delta^{18}O$)记录重建了涵盖过去几个冰期-间冰期有精确定年的亚洲季风变化历史(例如, Cai等, 2015; Cheng等, 2009, 2016; Wang等, 2001, 2008; Yuan等, 2004), 并揭示了季风在不同时间尺度上的变化模式和驱动机制(例如, Cai等, 2010; Hu等, 2008; Jiang等, 2016; Li等, 2019; 李廷勇等, 2007; Liu D B等, 2015; Tan等, 2018a, 2019; Yang等, 2019; 杨琰等, 2010; Zhang等, 2008; Zhao等, 2010). 碳同位素($\delta^{13}C$)是石笋中另一个重要的地球化学指标, 其在短时间尺度(年代际及以下)的变化主要受水文气候条件的影响, 但长时间尺度(百年及以上)变化可以反映洞穴上覆植被的变化(植被类型和密度)(Breitenbach等, 2019; Columbu等, 2019; 李红春等, 1997; Luo等, 2013; McDermott, 2004; 沈蔚等, 2016; Yasur等, 2019). 例如, Dorale等(1998)研究美国密苏里州4根石笋的$\delta^{13}C$记录, 发现该地区的植被在75~55ka间存在森林、稀疏大草原和草原三种类型的变化. Denniston等(2000)基于石笋$\delta^{13}C$记录进一步研究了美国奥扎克高地全新世时期的植被变化. 此外, 历史时期森林大规模采伐的信息也会被记录在石笋$\delta^{13}C$中. Zhang等(2015)在江西的研究表明, 安史之乱后持续人口南迁造成的大规模毁林活动导致了神农宫洞石笋$\delta^{13}C$值的明显变重. 织金洞石笋$\delta^{13}C$在过去300年的异常偏重也被认为是由贵州西部移民的毁林活动所致(Kuo等, 2011).

最近, 王庆等(2015)报道了来自山东中部开元洞石笋(KY1)的过去1000年记录, 并探讨了14世纪以来人类活动对开元洞地区植被的影响. 然而, 人类活动对植被的影响仅限于开元洞这一局部地区, 还是涵盖了整个山东中部? 在前一个千年中, 人类活动对山东中部植被是否也造成了巨大影响? 目前尚不清楚. 本研究中, 我们在距离开元洞北部105km的黄巢洞采得石笋HC2, 通过分析HC2的多种地球化学指标($\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$、Mg/Ca和Sr/Ca), 重建了研究区过去2200年的气候和植被变化. 结合开元洞石笋研究结果以及历史记载, 对历史时期山东中部地区的毁林开荒活动进行了评估.

2　研究地点和样品

黄巢洞(118°20′E, 36°37′N, 海拔518m)位于山东省中部的青州市(图1). 受东亚季风控制, 当地为半湿润气候, 年均降水量690mm, 年均温度为12.5℃(数据来自距离黄巢洞西南50km的沂源气象站). 超过70%的降水发生在夏季风季节(6~9月). 冬季在冬季风和西风急流的影响下, 研究区呈现干冷的气候特点.

黄巢洞发育于玄阳山奥陶系灰岩和白云岩的裂隙中, 洞口较小, 仅有一条通道, 长约170m, 宽1.0~8.2m, 高1.2~9.3m, 顶板厚4~10m(图2). 洞内发育有鹅管、钟乳石、石笋和流石等多种洞穴堆积物. 洞穴在不同季节会高出当地地下水位180~340m, 因此大气降水是洞穴滴水唯一的补给来源. 洞穴中还有大量涂鸦、刻画痕迹和碳屑残留, 说明历史时期洞内的人类活动频繁. 在黄巢洞上方有一座被遗弃的寺庙以及其他古建筑石构件. 洞穴上覆植被由草丛、灌木和次生林组成(图3).

我们于2017年在洞穴通道的中部采到一支长5.5cm的石笋HC2. 石笋切开、抛光后, 可见清晰纹层, 在距顶部2.7~2.75cm处存在沉积间断. 在沉积间断下方, 石笋由黄褐色的致密方解石组成, 而在沉积间断上方, 石笋呈灰黑色, 包含大量碳屑(图4).

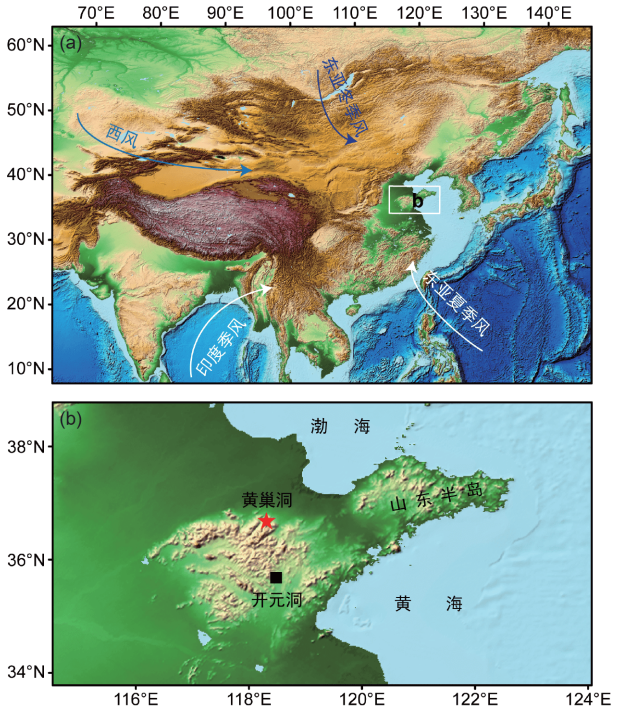

图 1　黄巢洞位置图

(a) 研究区域概览图; (b) 研究区域放大图. GTOPO30地形数据来自USGS EROS中心(Earth Resources Observation and Science Center, http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info). (a)中的箭头表示东亚夏季风(EASM)、印度季风(ISM)、东亚冬季风和西风急流的大致风向, 它们共同影响着中国的气候变化

3　研究方法

3.1　U-Th和AMS ^{14}C测年

我们用牙钻沿石笋生长轴钻取11个粉末样品用来进行U-Th测年, 每个样品重约50mg. 铀(U)和钍(Th)分离的化学处理流程见Edwards等(1987)文章, U-Th测年在西安交通大学用多接收等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)进行, 测年方法详见Cheng等(2013)文章.

由于石笋上部包裹大量炭屑, 我们从上至下切取6块样品, 采用1N的HCl释放石笋中包裹的碳屑(此处1N=1mol L^{-1}), 然后洗涤至中性. 60℃烘干后, 将碳屑和CuO粉末放入直径6mm长300mm石英管中, 抽真空至<10^{-5}Torr(1Torr=1.33322×10^2Pa), 用天然气和氧气火焰枪密封石英管, 放入850℃马弗炉中反应3个小时. 冷冻收集CO_2气体, 用锌铁法将CO_2转化为石墨(Jull, 2007; Slota等, 1987). 石墨样品在西安AMS中心进行^{14}C测量, 测试精度为0.2%(Zhou等, 2007, 2006).

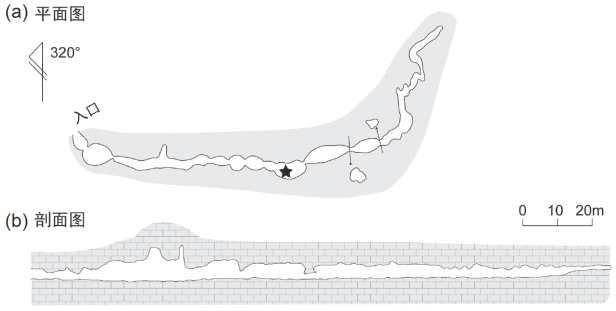

图 2　黄巢洞平面图(a)和剖面图(b)

黑色五角星指示石笋HC2的采样位置

3.2　同位素和元素分析

我们沿石笋生长轴每0.5mm间隔, 采集111个粉末样品用来进行碳氧稳定同位素的分析, 测试在中国科学院地球环境研究所完成, 测试仪器为连接有碳酸盐



图 3　黄巢洞在冬季时的内外景象

(a) 黄巢洞上覆植被以及被废弃的寺庙; (b) 寺庙前残存的古建筑构件; (c) 记录寺庙重修过程的石碑(重修于明万历乙酉年AD1585); (d) 黄巢洞入口; (e) 洞穴内部厅室, 在洞壁和地板上可见大量碳屑、题词以及刻痕; (f) 石笋HC2采样照

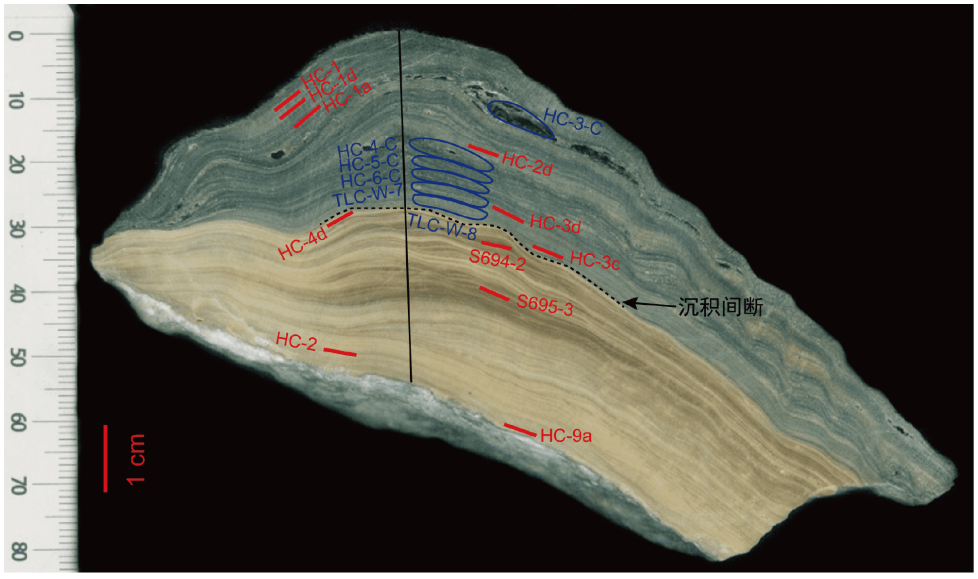

图 4　石笋HC2剖面图

虚线指示距顶部2.7~2.75cm处存在的沉积间断, 垂直于石笋生长轴的黑线指示石笋碳氧同位素和微量元素的采样路径, ^{230}Th和AMS ^{14}C测年样品的采样位置也分别以红、蓝色标出

装置Kiel III的Finnigan MAT-252质谱仪. 测试过程中, 每15个样品插入1个标准样品GBW04405(也称作TTB1, 其δ^{18}O值为(8.49±0.14)‰, δ^{13}C值为(0.57±0.03)‰)以监测仪器的稳定性, 结果显示δ^{18}O和δ^{13}C的测试误差<0.1‰(2σ, VPDB). 另外, 每隔1mm, 共采集55个粉末样品用于元素(Mg、Sr、Ca)的分析. 将1~2mg粉末溶解于2mL浓度为1mol L^{-1}的HNO_3中后, 用Agilent 5100电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)进行测试, 测试工作在中国科学院地球环境研究所完成(李东等, 2019). 元素的测试过程中, 每5个样品插入1个内标样N1, 结果显示Mg/Ca和Sr/Ca的测试精度约为1%(1σ).

4　结果

U-Th定年结果见表1. 结果显示HC2的U含量为339~534ppb(1ppb=ng/g), Th含量在石笋下半部分(2.75cm以下)为1.2~3.6ppb, 而在上半部分(除最顶部样品外)的含量是下半部分的10倍多(表1). 因此, 石笋上部的^{230}Th测年结果误差很大, 不可靠. 不过, 由于此部分的碳屑含量多, 可以通过AMS ^{14}C测年提供可靠的年代数据(表2). 本文运用Monte-Carlo模拟方法基于COPRA模型(Breitenbach等, 2012)建立HC2的年代框架(图5), 结果显示HC2生长于174BC~AD1810期间, 在AD638~1102期间存在长达数百年的沉积间断.

表 1　HC2的^{230}Th测年结果, 误差为2σ[a)]

样品编号	深度(mm)	^{238}U(ppb)	^{232}Th(ppt)	^{230}Th/^{232}Th(原子比×10^{-6})	δ^{234}U*(测量值)	^{230}Th/^{238}U(活度比)	^{230}Th年龄(a)(未校正)	^{230}Th年龄(a)(校正)	$\delta^{234}U_{初始值}$**(校正)	^{230}Th年龄(a BP)***(校正)
HC-1	2	534.1±29.8	3572±72	23±1	1233.2±34.6	0.0093±0.0006	457±28	370±66	1234±35	303±66
HC-1d	3	347.0±0.4	2320±47	23±1	1397.4±2.7	0.0093±0.0006	425±26	344±63	1399±3	277±63
HC-1a	**5**	**395.9±0.5**	**46932±941**	**13±0**	**1436.5±3.0**	**0.0966±0.0008**	**4394±39**	**2978±1004**	**1449±5**	**2911±1004**
HC-2d	**13**	**423.3±0.6**	**11445±229**	**68±1**	**1325.1±2.6**	**0.1119±0.0006**	**5356±28**	**5020±239**	**1344±3**	**4953±239**
HC-3d	**25**	**339.1±0.5**	**20790±417**	**18±0**	**1547.3±3.2**	**0.0682±0.0007**	**2952±32**	**2252±496**	**1557±4**	**2185±496**
HC-3c	**26.5**	**376.1±0.6**	**23045±462**	**34±1**	**1484.5±3.0**	**0.1265±0.0005**	**5672±25**	**4959±506**	**1505±4**	**4892±506**
HC-4d	**28**	**342.0±0.3**	**10426±209**	**42±1**	**1485.9±2.1**	**0.0779±0.0006**	**3461±28**	**3106±253**	**1499±2**	**3039±253**
S694-2	29.5	355.8±0.5	1238±26	164±4	1600.1±2.9	0.0347±0.0004	1463±16	1424±32	1607±3	1357±32
S695-3	37.5	388.4±0.6	1387±28	183±4	1649.4±2.8	0.0397±0.0003	1642±14	1603±31	1657±3	1536±31
HC-2	51.5	427.0±0.9	2320±47	143±3	1496.3±3.4	0.0472±0.0003	2079±14	2016±47	1505±3	1949±47
HC-9a	54.5	453.4±0.6	3018±61	125±3	1469.3±3.2	0.0504±0.0009	2244±41	2165±69	1478±3	2098±69

a) 表中粗体数据的年代结果误差太大, 没有用于年代建模. U衰变常数: λ_{238}=1.55125×10^{-10}(Jaffey等, 1971), λ_{234}=2.82206×10^{-6}(Cheng等, 2013). Th衰变常数: λ_{230}=9.1705×10^{-6}(Cheng等, 2013). *δ^{234}U=([^{234}U/^{238}U]$_{活度比}$−1)×1000. **$\delta^{234}U_{初始值}$是根据^{230}Th年龄(T)获得, 即$\delta^{234}U_{初始值}=\delta^{234}U_{测量值}\times e^{\lambda 234 T}$. ^{230}Th年龄的校正假定初始^{230}Th/^{232}Th原子比值为4.4±2.2×10^{-6}. ***BP为距1950年. 1ppt=1pg g^{-1}

表 2　HC2的AMS ^{14}C测年结果

实验室编号	样品编号	采样深度(mm)	测年物质	^{14}C年龄(a BP)	^{14}C年龄误差	^{14}C校正年龄(cal a BP)(1σ)		
						最小值	最大值	中位值
XA19330	HC-3-C	8	碳屑	449	23	501	516	509
XA19331	HC-4-C	16	碳屑	563	28	537	627	598
XA19332	HC-5-C	20	碳屑	685	25	572	672	659
XA19333	HC-6-C	22	碳屑	694	22	656	673	664
XA18196	TLC-W-7	25	碳屑	775	24	678	725	698
XA18197	TLC-W-8	27	碳屑	908	25	787	904	848

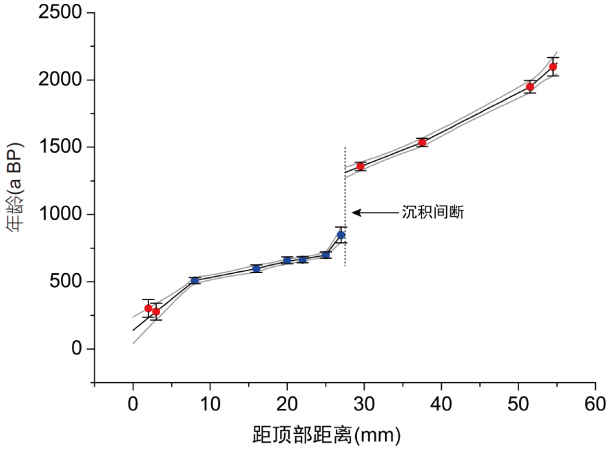

图 5　HC2的年龄-深度模型

年代模型基于COPRA模型运用Monte-Carlo方法建立(Breitenbach等, 2012), 灰线指示95%的置信区间, 黑线指示中位年龄, 误差为2σ. 红点和蓝点分别为^{230}Th和校准过的AMS ^{14}C的测年结果. 虚线表示石笋在AD638~1102期间的沉积间断. 石笋顶部的两个^{230}Th年代存在倒转, 但在误差范围内一致, 本文年代建模过程中使用第二个年龄数据

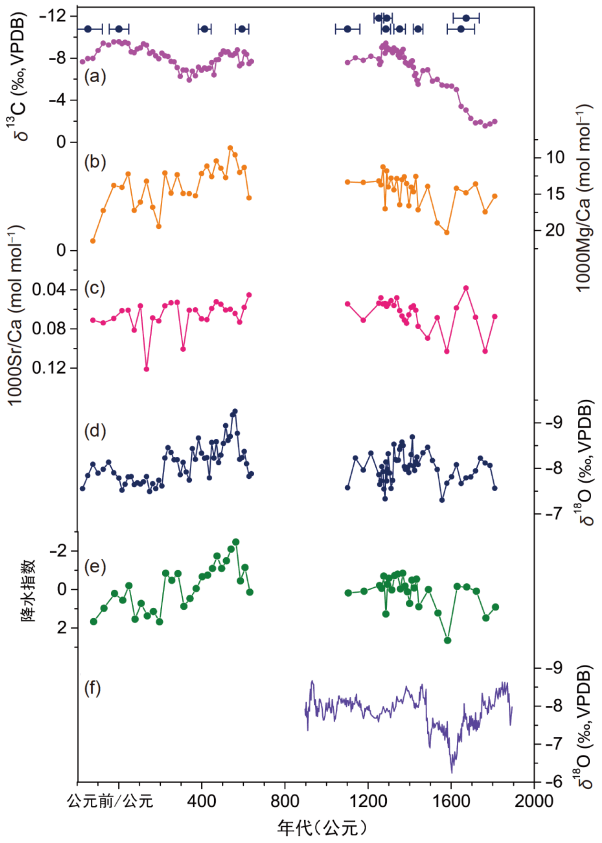

图 6　石笋HC2的碳氧同位素和微量元素结果

(a) δ^{13}C记录; (b) Mg/Ca记录; (c) Sr/Ca记录; (d) δ^{18}O记录; (e) δ^{18}O、Mg/Ca和Sr/Ca的主成分分析结果PCA1, 用来代表区域降水指数, 指数偏负指示降水增多; (f) 距离黄巢洞105km的开元洞石笋δ^{18}O记录(王庆等, 2015). (a)中的蓝点及其误差指示测年结果

HC2的同位素和元素测试结果见图6. 石笋δ^{18}O值的变化范围为−9.2~−7.3‰, 在过去2200年存在百年-十年际的显著波动(图6d). 相比于δ^{18}O, 石笋δ^{13}C呈现更大幅度的波动, 变化范围在−9.6~−1.6‰(图6a). 在16世纪之前, δ^{13}C轻于−6‰; 但在AD1500之后重于−6‰, 并在18世纪达−1.6‰的最大值. 值得注意的是, 石笋δ^{13}C自15世纪以来持续变重. HC2的Mg/Ca(图6b)和Sr/Ca(图6c)有相似的变化模式, 且与δ^{18}O的变化趋势大体一致.

5　讨论

5.1　石笋δ^{18}O和微量元素记录的山东中部历史时期气候变化

黄巢洞石笋HC2和开元洞石笋KY1的δ^{18}O记录在相同时段(AD1100~1810)有很好的重现性, 通过“重复性检验”, 表明它们是在平衡分馏条件下沉积的(Dorale等, 1998; Tan等, 2019; Wang等, 2001). 前人研究表明, 在平衡分馏沉积下, 大尺度环流(即季风强度)、水汽来源、上游区降雨和区域降雨量变化都可能影响中国季风区石笋的δ^{18}O(Cai等, 2010; Cheng等, 2016; Hu等, 2008; Liu J B等, 2015; Liu等, 2014; Maher和Thompson, 2012; Tan等, 2011, 2018a, 2018b; Wang等, 2001; Yuan等, 2004; Zhang等, 2008). 通过对比石笋δ^{18}O与器测降雨资料, 以及历史文献记载的干湿变化和其他水文记录, 研究者发现中国北方季风区石笋δ^{18}O在百年、年代际和年际尺度上都和当地降雨量呈负相关关系(Li等, 2017; Tan等, 2014, 2011; Zhang等, 2008). 模型模拟研究也支持中国北方石笋δ^{18}O与降水量的这种负相关关系(Liu等, 2014). 鉴于此, 我们认为HC2的δ^{18}O变化主要受控于当地降水量的变化, δ^{18}O值偏负指示当地降雨的增加; 反之, δ^{18}O值偏正, 则指示当地降雨量的减少.

洞穴沉积物中的Mg^{2+}和Sr^{2+}来自洞穴上覆土壤和基岩, 主要受控于喀斯特水文过程(Fairchild和Treble, 2009). 在干旱条件下, 长时间的水-岩相互作用可能导致缓慢流动的渗流水中方解石优先沉淀(PCP), 因Ca^{2+}的优先沉淀而造成剩余溶液以及后续的洞穴沉积物中

Mg^{2+}和Sr^{2+}的浓度的升高(Arienzo等, 2019; Carolin等, 2019; Fairchild等, 2000; Fairchild和Treble, 2009; Goede等, 1998; Li等, 2005). 此外, 干旱气候有利于喀斯特含水层中形成封闭体系, 通过延长水-岩相互作用时间进而富集Mg和Sr. 在湿润的环境下则呈现相反的结果(Fairchild和Treble, 2009; Griffiths等, 2016; Zhang等, 2018). HC2的$\delta^{18}O$与Mg/Ca呈显著正相关关系(r=0.46, p<0.01), 进一步证实山东中部石笋$\delta^{18}O$可以指示当地降水量变化.

我们应用主成分分析方法(PCA)对石笋的$\delta^{18}O$、Mg/Ca和Sr/Ca记录进行集成(图6e). PCA1解释了总方差的53%, 表明它可以代表三个序列的共同变化, 也即降水量的变化. 因此, 本文将其作为山东中部地区的降水指数, 负值表示降水量较多, 正值表示降水量较少. 重建的降水记录的平均分辨率为25年, 显示山东中部的降水量在2世纪较之前的200年有所减少. 从3世纪开始, 降水量逐渐增多, 最湿润时期出现在6世纪中叶, 随后的几十年降水量逐渐减少. 由于石笋沉积间断, 我们无法获知AD640~1100的降水情况. 在12~15世纪, 山东中部地区的气候相对湿润, 13世纪后期出现干旱. 从16世纪开始, 降水量开始减少, 最干旱的时期出现在16世纪末. 之后降水量逐步增加, 并在18世纪末再次减少.

5.2　石笋$\delta^{13}C$记录的山东中部历史时期植被变化

石笋的碳同位素主要来源于滴水中溶解的无机碳, 其有三个来源, 一是大气中的CO_2, 另两个是碳酸盐基岩和土壤CO_2(李红春等, 1997; McDermott, 2004; Tan等, 2013). 18世纪工业革命前大气CO_2的$\delta^{13}C$值在百年-十年尺度上相对稳定, 约为−6.4‰(Craig和Keeling, 1963; Francey等, 1999). 典型碳酸盐基岩的$\delta^{13}C$值约为1‰, 对开放洞穴系统中滴水的$\delta^{13}C$影响不大. 在封闭洞穴系统中, 干旱条件下缓慢流动的渗流水会增加水-岩相互作用时间, 溶解更多的碳酸盐围岩, 使石笋的$\delta^{13}C$值变重; 反之, 湿润条件下快速下渗的渗流水会减少水-岩相互作用时间, 导致更少的碳酸盐围岩溶解, 使得石笋$\delta^{13}C$值偏负(李红春等, 1997). 大多数天然洞穴是半开放式的, 石笋中$\delta^{13}C$的变化主要取决于第三个来源, 植物根系呼吸作用和土壤微生物分解作用产生的土壤CO_2, 其主要受洞穴上覆植被类型和植被密度的控制(Baldini等, 2005; Breitenbach等, 2019; Dorale等, 1998; Genty等, 2003; McDermott, 2004; Pérez-Mejías等, 2019; Springer等, 2010; Yasur等, 2019). 若洞穴上覆植被为C3植物, 例如森林, 则石笋$\delta^{13}C$值的变化范围通常在−14~−6‰. 反之, 若上覆植被为C4植物, 如某些草本类, 则石笋的$\delta^{13}C$值通常会在−6~2‰变化(Cerling等, 1989; McDermott, 2004). 另一方面. 植被覆盖度的降低可以降低植物根系的呼吸作用和土壤有机质含量, 减少生物成因CO_2, 导致滴水和石笋中的$\delta^{13}C$值偏重(Breitenbach等, 2019; Columbu等, 2019; Kennett等, 2012; McDermott, 2004; Pérez-Mejías等, 2019). 在这两种情况下, 干旱气候都会减少C3植被的覆盖, 造成洞穴石笋$\delta^{13}C$值的变重. 此外, 干旱气候延长了渗滤水的滞留时间, 有利于基岩溶解、CO_2脱气和PCP过程的发生, 进而可以造成石笋$\delta^{13}C$值的变重(Baker等, 1997; Luo等, 2013; Oster等, 2012; 沈蔚等, 2016).

15世纪之前, 黄巢洞石笋的$\delta^{13}C$值在−9.6‰和−6.3‰之间波动, 和温度(图7b, Ge等, 2013)以及重建的当地降水量变化在百年尺度上有很好的一致性(图7a), 石笋$\delta^{13}C$的偏负对应暖湿气候, 而$\delta^{13}C$的偏正对应冷干气候. 这表明15世纪前山东中部的植被变化受气候因素控制, 其主导类型为C3植被. 然而, 在AD1400之后$\delta^{13}C$与气候的同步变化关系被打破了. 石笋$\delta^{13}C$开始显著变重, 在之后的4个世纪从−7.7‰增加到−1.6‰, 且其值在AD1500之后再也未回复到−6‰的水平. 开元洞石笋KY1的$\delta^{13}C$值也有同样的变化特征(王庆等, 2015)(图7d). 两支石笋分布在山东中部山区的北部和南部, 其$\delta^{13}C$记录的一致性表明15世纪以来山东中部地区的C3型植物持续减少, 甚至可能导致该区植被在AD1500之后转变为C4类型为主. 气候变化解释不了这种异常的植被转变, 因为HC2和KY1所揭示的降水变化在此期间并未显示出类似的持续下降趋势(图6), 16~18世纪的平均温度也没有大的持续变化趋势(图7b)(Ge等, 2013). 更为重要的是, 小冰期(AD1400~1850)时的寒冷气候不利于山东半湿润地区天然C4植物的发育(Cerling等, 1989). 即使在今天, 山东中部山区的天然植被也并非以C4植物为主. 因此, 15世纪以来该区植被严重退化的唯一解释可能是山东中部地区因人类活动频繁而导致的森林采伐和土地垦殖.

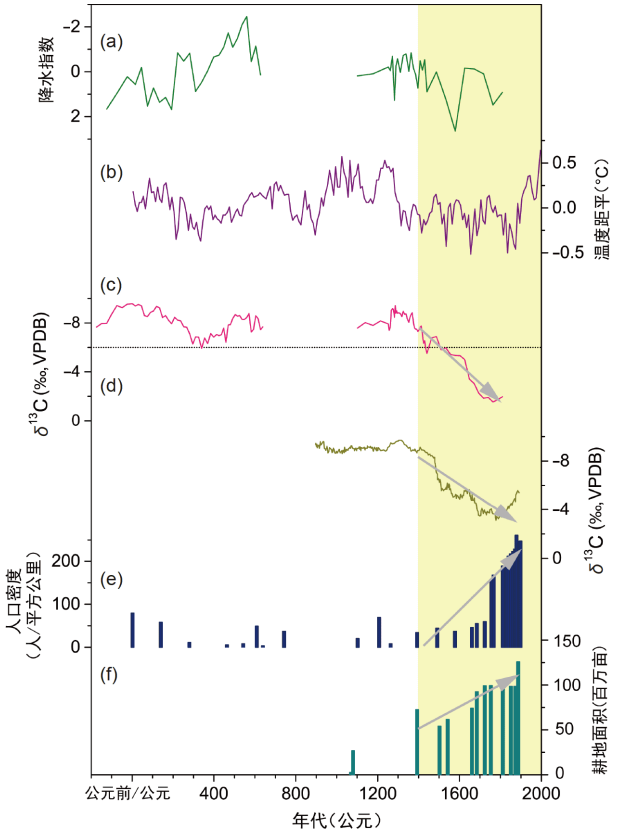

图 7　山东中部地区石笋δ^{13}C记录与历史时期气候和人类活动记录对比

(a) 黄巢洞石笋HC2重建的山东中部降水变化; (b) 过去2000年中国年均温度变化(Ge等, 2013); (c) 黄巢洞石笋HC2的δ^{13}C记录; (d) 开元洞石笋KY1的δ^{13}C记录(王庆等, 2015); (e) 山东历史时期的人口密度(梁方仲, 2018; 路遇和腾泽之, 2000); (f) 山东历史时期的耕地面积(梁方仲, 2018). (c)中的虚线指示δ^{13}C为−6‰. 灰色箭头表示石笋δ^{13}C、人口密度和农田面积自15世纪以来的增长趋势

5.3　历史时期山东中部地区的森林采伐记载

成书于春秋中期的《诗经》曾记录山东地区的森林采伐, 在《诗经·鲁颂·閟宫》中曾记载: “徂徕之松, 新甫之柏. 是断是度, 是寻是尺.” 徂徕山和新甫山位于山东省中部, 这是目前所看到的山东中部地区最早的森林采伐记载. 然而, 考虑到15世纪之前我们石笋δ^{13}C和气候变化的一致性(图7), 这一时期山东中部地区森林破坏程度应该是有限的, 并没有显著改变研究区的植被类型和植被覆盖. 明清时期社会的发展和人口不断增长的压力使得平原地区不敷使用, 越来越多的山区被垦殖(梁方仲, 2018; 王振堂和盛连喜, 1994). 据记载, 明洪武二十六年(AD1396)时, 山东垦殖面积居全国第三位(李继华, 1987). 自15世纪以来, 黄巢洞和开元洞石笋中δ^{13}C的持续变重与山东省人口和耕地面积的增长趋势(梁方仲, 2018; 路遇和腾泽之, 2000)有很好的一致性(图7), 表明该地区的森林采伐和田地垦殖持续增加. 中国北方自史前时期就以C4作物粟(*Setaria italica*)和黍(*Panicum miliaceum*)为主要农作物(杨青和李小强, 2015). 最迟在明万历三十一年(AD1603), 另一种重要的C4作物玉米(*Zea mays Linn.*)也被引进到山东(王宝卿, 2006). 黄巢洞和开元洞石笋的δ^{13}C值从16世纪以来持续变重并高于−6‰, 说明大规模的人类垦殖活动已经严重破坏了当地的自然植被, 甚至完全清除了当地的森林.

黄巢洞内外残留的建筑构件也进一步揭示历史时期该区频繁的人类活动(图3). 黄巢洞以唐末叛军首领黄巢(AD820~884)来命名, 据史料记载, 黄巢于AD884去世后, 他手下的部队躲在洞穴中, 继续与唐朝军队作战. 至今在洞穴大厅中还能看到石阶遗迹, 据传是军队的议事厅(青州市志编纂委员会, 1989). 洞外有废弃寺庙(图3a), 其始建年代不清楚, 但我们在寺庙外面找到一块石碑(图3c), “重修碑记”记载了该寺在明万历乙酉年(AD1585)重建. 此外, 在黄巢洞洞穴的地面、洞壁以及石笋中都存在木材燃烧后沉积的大量碳屑(图3e). 所有这些证据也都指向15世纪以来该区森林采伐的加剧.

6　结论

我们基于黄巢洞石笋的多种地球化学指标(δ^{18}O、δ^{13}C、Mg/Ca、Sr/Ca), 重建了山东省中部过去2200年以来(除AD640~1100沉积间断以外)的气候和植被变化历史. 研究结果表明, 15世纪之前该地区植被以C3植物为主, 虽有人类活动影响, 但植被变化主要受气候控制. 然而自15世纪以来, 大规模的人类活动所带来的森林采伐和土地垦殖的加剧, 影响了山东中部山区的植被, 在16~18世纪时严重破坏、甚至完全清除了当地的森林.

致谢　感谢两位匿名审稿人的建设性意见, 文章是中国科学院地球环境研究所“一带一路”气候环境研究中心的系列研究成果.

参考文献

程海, 张海伟, 赵景耀, 李瀚瑛, 宁有丰, Kathayat G. 2019. 中国石笋古气候研究的回顾与展望. 中国科学: 地球科学, 49: 1565–1589

李东, 谭亮成, 郭飞, 蔡演军, 孙有斌, 薛刚, 成星, 晏宏, 程海, 高永利. 2019. Avaatech XRF岩芯扫描分析方法在石笋Sr/Ca测试中的应用. 中国科学: 地球科学, 49: 1014–1023

李红春, 顾德隆, Stott L D, 袁道先, 陈文寄, 李铁英. 1997. 北京石花洞石笋500年来的$\delta^{13}C$记录与古气候变化及大气CO_2浓度变化的关系. 中国岩溶, 16: 285–295

李继华. 1987. 山东森林的历史演变. 农业考古, (1): 219–225

李廷勇, 袁道先, 李红春, 杨琰, 王建力, 王昕亚, 李俊云, 覃嘉铭, 张美良, 林玉石. 2007. 重庆新崖洞XY2石笋$\delta^{18}O$记录的57~70kaBP古气候变化及其对D-O和H事件的反映. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 798–803

梁方仲. 2018. 中国历代户口、田地、田赋统计. 北京: 中华书局

路遇, 腾泽之. 2000. 中国人口通史. 济南: 山东人民出版社

青州市志编纂委员会. 1989. 青州市志. 天津: 南开大学出版社

沈括. 2009. 梦溪笔谈. 北京: 中华书局

沈蔚, 王建力, 王家录, 蒋先淑, 毛庆亚. 2016. 贵州纳朵洞洞穴水化学性质和$\delta^{13}C_{DIC}$特征及其影响因素研究. 中国岩溶, 35: 98–105

王宝卿. 2006. 明清以来山东种植结构变迁及其影响研究——以美洲作物引种推广为中心(1368~1949). 博士学位论文. 南京: 南京农业大学

王庆, 周厚云, 迟宏, 程珂, 王红艳, 马倩倩, 王常山. 2015. 最近千年来山东半岛西部气候环境变化的石笋$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$记录(Ⅰ). 海洋地质与第四纪地质, 35: 135–142

王振堂, 盛连喜. 1994. 中国生态环境变迁与人口压力. 北京: 中国环境科学出版社

杨青, 李小强. 2015. 黄土高原地区粟、黍碳同位素特征及其影响因素研究. 中国科学: 地球科学, 45: 1683–1697

杨琰, 袁道先, 程海, 张美良, 覃嘉铭, 林玉石, 朱晓燕, Edwards R L. 2010. 末次冰消期亚洲季风突变事件的精确定年: 以贵州衙门洞石笋为例. 中国科学: 地球科学, 40: 199–210

张之恒. 2006. 中国考古学通论. 南京: 南京大学出版社

Arienzo M M, Mehterian S, Swart P K, Broad K, Kakuk B. 2019. Dripwater and calcite geochemistry variations in a monitored Bahamas cave. Geochem Geophys Geosyst, 20: 4306–4318

Baker A, Ito E, Smart P L, McEwan R F. 1997. Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system. Chem Geol, 136: 263–270

Baldini J U L, McDermott F, Baker A, Baldini L M, Mattey D P, Railsback L B. 2005. Biomass effects on stalagmite growth and isotope ratios: A 20th century analogue from Wiltshire, England. Earth Planet Sci Lett, 240: 486–494

Boers N, Marwan N, Barbosa H M J, Kurths J. 2017. A deforestation-induced tipping point for the South American monsoon system. Sci Rep, 7: 41489

Breitenbach S F M, Rehfeld K, Goswami B, Baldini J U L, Ridley H E, Kennett D J, Prufer K M, Aquino V V, Asmerom Y, Polyak V J, Cheng H, Kurths J, Marwan N. 2012. Constructing proxy records from age models (COPRA). Clim Past, 8: 1765–1779

Breitenbach S F M, Plessen B, Waltgenbach S, Tjallingii R, Leonhardt J, Jochum K P, Meyer H, Goswami B, Marwan N, Scholz D. 2019. Holocene interaction of maritime and continental climate in Central Europe: New speleothem evidence from Central Germany. Glob Planet Change, 176: 144–161

Cai Y J, Fung I Y, Edwards R L, An Z S, Cheng H, Lee J E, Tan L C, Shen C C, Wang X F, Day J A, Zhou W J, Kelly M J, Chiang J C H. 2015. Variability of stalagmite-inferred Indian monsoon precipitation over the past 252,000 y. Proc Natl Acad Sci USA, 112: 2954–2959

Cai Y J, Tan L C, Cheng H, An Z S, Edwards R L, Kelly M J, Kong X G, Wang X F. 2010. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. Earth Planet Sci Lett, 291: 21–31

Carolin S A, Walker R T, Day C C, Ersek V, Sloan R A, Dee M W, Talebian M, Henderson G M. 2019. Precise timing of abrupt increase in dust activity in the Middle East coincident with 4.2 ka social change. Proc Natl Acad Sci USA, 116: 67–72

Cerling T E, Quade J, Wang Y, Bowman J R. 1989. Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. Nature, 341: 138–139

Cheng H, Edwards R L, Broecker W S, Denton G H, Kong X, Wang Y, Zhang R, Wang X. 2009. Ice age terminations. Science, 326: 248–252

Cheng H, Edwards R L, Sinha A, Spötl C, Yi L, Chen S, Kelly M, Kathayat G, Wang X, Li X, Kong X, Wang Y, Ning Y, Zhang H. 2016. The Asian monsoon over the past 640000 years and ice age terminations. Nature, 534: 640–646

Cheng H, Lawrence Edwards R, Shen C C, Polyak V J, Asmerom Y, Woodhead J, Hellstrom J, Wang Y, Kong X, Spötl C, Wang X, Calvin Alexander Jr E. 2013. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Earth Planet Sci Lett, 371-372: 82–91

Coe M T, Costa M H, Soares-Filho B S. 2009. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River—Land surface processes and atmospheric feedbacks. J Hydrol, 369: 165–174

Columbu A, Spötl C, De Waele J, Yu T L, Shen C C, Gázquez F. 2019. A long record of MIS 7 and MIS 5 climate and environment from a

western Mediterranean speleothem (SW Sardinia, Italy). Quat Sci Rev, 220: 230–243

Craig H, Keeling C D. 1963. The effects of atmospheric NO_2 on the measured isotopic composition of atmospheric CO_2. Geochim Cosmochim Acta, 27: 549–551

Crutzen P J, Stoermer E F. 2000. The Anthropocene. IGBP Newsletter, 41: 17–18

Davin E L, de Noblet-Ducoudré N. 2010. Climatic impact of global-scale deforestation: Radiative versus nonradiative processes. J Clim, 23: 97–112

Denniston R F, González L A, Asmerom Y, Reagan M K, Recelli-Snyder H. 2000. Speleothem carbon isotopic records of Holocene environments in the Ozark Highlands, USA. Quat Int, 67: 21–27

Dong G H, Li R, Lu M X, Zhang D J, James N. 2020. Evolution of human-environmental interactions in China from the Late Paleolithic to the Bronze Age. Prog Phys Geogr-Earth Environ, 44: 233–250

Dorale J A, Edwards R L, Ito E, Gonzalez L A. 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

Durieux L, Machado L A T, Laurent H. 2003. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. Remote Sens Environ, 86: 132–140

Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J. 1987. ^{238}U-^{234}U-^{230}Th-^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500000 years. Earth Planet Sci Lett, 81: 175–192

Fairchild I J, Borsato A, Tooth A F, Frisia S, Hawkesworth C J, Huang Y, McDermott F, Spiro B. 2000. Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: Implications for speleothem climatic records. Chem Geol, 166: 255–269

Fairchild I J, Treble P C. 2009. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. Quat Sci Rev, 28: 449–468

Francey R J, Allison C E, Etheridge D M, Trudinger C M, Enting I G, Leuenberger M, Langenfelds R L, Michel E, Steele L P. 1999. A 1000-year high precision record of δ^{13}C in atmospheric CO_2. Tellus B-Chem Phys Meteorol, 51: 170–193

Ge Q S, Hao Z X, Zheng J Y, Shao X M. 2013. Temperature changes over the past 2000 yr in China and comparison with the Northern Hemisphere. Clim Past, 9: 1153–1160

Genty D, Blamart D, Ouahdi R, Gilmour M, Baker A, Jouzel J, Van-Exter S. 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. Nature, 421: 833–837

Goede A, McCulloch M, McDermott F, Hawkesworth C. 1998. Aeolian contribution to strontium and strontium isotope variations in a Tasmanian speleothem. Chem Geol, 149: 37–50

Griffiths M L, Kimbrough A K, Gagan M K, Drysdale R N, Cole J E, Johnson K R, Zhao J X, Cook B I, Hellstrom J C, Hantoro W S. 2016. Western Pacific hydroclimate linked to global climate variability over the past two millennia. Nat Commun, 7: 11719

Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, Xie S C, Sun Y, Johnson K R. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth Planet Sci Lett, 266: 221–232

Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, Bentley W C, Essling A M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. Phys Rev C, 4: 1889–1906

Jiang X Y, Wang X Y, He Y Q, Hu H M, Li Z Z, Spötl C, Shen C C. 2016. Precisely dated multidecadally resolved Asian summer monsoon dynamics 113.5–86.6 thousand years ago. Quat Sci Rev, 143: 1–12

Jull A. 2007. Radiocarbon dating AMS method. Encycl Quat Sci, 2911–2918

Kaplan J O, Krumhardt K M, Zimmermann N. 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. Quat Sci Rev, 28: 3016–3034

Kennett D J, Breitenbach S F M, Aquino V V, Asmerom Y, Awe J, Baldini J U L, Bartlein P, Culleton B J, Ebert C, Jazwa C, Macri M J, Marwan N, Polyak V, Prufer K M, Ridley H E, Sodemann H, Winterhalder B, Haug G H. 2012. Development and disintegration of Maya political systems in response to climate change. Science, 338: 788–791

Klimek K, Lanczont M, Nogaj-Chachaj J. 2006. Historical deforestation as a cause of alluviation in small valleys, subcarpathian loess plateau, Poland. Reg Environ Change, 6: 52–61

Kuo T S, Liu Z Q, Li H C, Wan N J, Shen C C, Ku T L. 2011. Climate and environmental changes during the past millennium in central western Guizhou, China as recorded by Stalagmite ZJD-21. J Asian Earth Sci, 40: 1111–1120

Lean J, Warrilow D A. 1989. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. Nature, 342: 411–413

Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y, Barr A, Black T A, Bohrer G, Bracho R, Drake B, Goldstein A, Gu L, Katul G, Kolb T, Law B E, Margolis H, Meyers T, Monson R, Munger W, Oren R, Paw U K T, Richardson A D, Schmid H P, Staebler R, Wofsy S, Zhao L. 2011. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes. Nature, 479: 384–387

Lejeune Q, Davin E L, Gudmundsson L, Winckler J, Seneviratne S I. 2018. Historical deforestation locally increased the intensity of hot days in northern mid-latitudes. Nat Clim Change, 8: 386–390

Lewis S L, Maslin M A. 2015. Defining the Anthropocene. Nature, 519: 171–180

Li D, Tan L, Cai Y, Jiang X, Ma L, Cheng H, Edwards R L, Zhang H, Gao Y, An Z. 2019. Is Chinese stalagmite δ^{18}O solely controlled by the Indian summer monsoon? Clim Dyn, 53: 2969–2983

Li H C, Ku T L, You C F, Cheng H, Edwards R L, Ma Z B, Tsai W, Li M D. 2005. ^{87}Sr/^{86}Sr and Sr/Ca in speleothems for paleoclimate reconstruction in Central China between 70 and 280 kyr ago. Geochim Cosmochim Acta, 69: 3933–3947

Li X L, Cheng H, Tan L C, Ban F M, Sinha A, Duan W H, Li H Y, Zhang H W, Ning Y F, Kathayat G. 2017. The East Asian summer monsoon variability over the last 145 years inferred from the Shihua Cave record, North China. Sci Rep, 7: 7078

Li Y, Zhao M S, Mildrexler D J, Motesharrei S, Mu Q, Kalnay E, Zhao F, Li S C, Wang K C. 2016. Potential and actual impacts of deforestation and afforestation on land surface temperature. J Geophys Res-Atmos, 121: 14372

Liu D B, Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G. 2015. Cyclic changes of Asian monsoon intensity during the early mid-Holocene from annually-laminated stalagmites, central China. Quat Sci Rev, 121: 1–10

Liu J B, Chen J H, Zhang X J, Li Y, Rao Z G, Chen F H. 2015. Holocene East Asian summer monsoon records in northern China and their inconsistency with Chinese stalagmite δ^{18}O records. Earth-Sci Rev, 148: 194–208

Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H Y, Cheng H, Wang Y J, Zheng W P, Ding Y H. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. Quat Sci Rev, 83: 115–128

Luo W J, Wang S J, Xie X N, Zhou Y C, Li T Y. 2013. Stable carbon isotope variations in cave percolation waters and their implications in four caves of Guizhou, China. Acta Geol Sin-Engl Ed, 87: 1396–1411

Maher B A, Thompson R. 2012. Oxygen isotopes from Chinese caves: Records not of monsoon rainfall but of circulation regime. J Quat Sci, 27: 615–624

McDermott F. 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. Quat Sci Rev, 23: 901–918

Nogherotto R, Coppola E, Giorgi F, Mariotti L. 2013. Impact of Congo Basin deforestation on the African monsoon. Atmos Sci Lett, 14: 45–51

Oster J L, Montañez I P, Kelley N P. 2012. Response of a modern cave system to large seasonal precipitation variability. Geochim Cosmochim Acta, 91: 92–108

Pérez-Mejías C, Moreno A, Sancho C, Martín-García R, Spötl C, Cacho I, Cheng H, Edwards R L. 2019. Orbital-to-millennial scale climate variability during Marine Isotope Stages 5 to 3 in northeast Iberia. Quat Sci Rev, 224: 105946

Potter G L, Ellsaesser H W, MacCracken M C, Luther F M. 1975. Possible climatic impact of tropical deforestation. Nature, 258: 697–698

Sen O L, Wang Y, Wang B. 2004. Impact of Indochina deforestation on the East Asian Summer Monsoon. J Clim, 17: 1366–1380

Slota Jr P J, Jull A J T, Linick T W, Toolin L J. 1987. Preparation of small samples for ^{14}C accelerator targets by catalytic reduction of CO. Radiocarbon, 29: 303–306

Spracklen D V, Garcia-Carreras L. 2015. The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. Geophys Res Lett, 42: 9546–9552

Springer G S, White D M, Rowe H D, Hardt B, Nivanthi Mihimdukulasooriya L, Cheng H, Edwards R L. 2010. Multiproxy evidence from caves of Native Americans altering the overlying landscape during the late Holocene of east-central North America. Holocene, 20: 275–283

Subramanian M. 2019. Anthropocene now: Influential panel votes to recognize Earth's new epoch. Nature, doi: 10.1038/d41586-019-01641-5

Tan L C, An Z S, Huh C A, Cai Y J, Shen C C, Shiau L J, Yan L, Cheng H, Edwards R L. 2014. Cyclic precipitation variation on the western Loess Plateau of China during the past four centuries. Sci Rep, 4: 6381

Tan L C, Cai Y J, An Z S, Edwards R L, Cheng H, Shen C C, Zhang H W. 2011. 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. Holocene, 21: 287–296

Tan L C, Cai Y J, Cheng H, Edwards R L, Gao Y L, Xu H, Zhang H W, An Z S. 2018a. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variations in the upper Hanjiang River region, China over the past 6650 years. Earth Planet Sci Lett, 482: 580–590

Tan L C, Cai Y J, Cheng H, Edwards R L, Lan J H, Zhang H W, Li D, Ma L, Zhao P P, Gao Y L. 2018b. High resolution monsoon precipitation changes on southeastern Tibetan Plateau over the past 2300 years. Quat Sci Rev, 195: 122–132

Tan L C, Shen C C, Löwemark L, Chawchai S, Edwards R L, Cai Y J, Breitenbach S F M, Cheng H, Chou Y C, Duerrast H, Partin J W, Cai W J, Chabangborn A, Gao Y L, Kwiecien O, Wu C C, Shi Z G, Hsu H H, Wohlfarth B. 2019. Rainfall variations in central Indo-Pacific over the past 2700 y. Proc Natl Acad Sci USA, 116: 17201–17206

Tan L C, Zhang H W, Qin S J, An Z S. 2013. Climatic and Anthropogenic Impacts on δ^{13}C Variations in a Stalagmite from Central China. Terr Atmos Ocean Sci, 24: 333–343

Vanacker V, Vanderschaeghe M, Govers G, Willems E, Poesen J, Deckers J, De Bievre B. 2003. Linking hydrological, infinite slope

stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andean watersheds. Geomorphology, 52: 299–315

Wang T L, Tan L C, Xu H, Zang J J, Li D, Lan J H, Han Y M, Li L. 2019. The selection of a primary marker for the Anthropocene. Sci Bull, 64: 1643–1645

Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 294: 2345–2348

Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G, Shao X H, Chen S T, Wu J Y, Jiang X Y, Wang X F, An Z S. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature, 451: 1090–1093

Winckler J, Lejeune Q, Reick C H, Pongratz J. 2019. Nonlocal effects dominate the global mean surface temperature response to the biogeophysical effects of deforestation. Geophys Res Lett, 46: 745–755

Yang X L, Yang H, Wang B Y, Huang L J, Shen C C, Edwards R L, Cheng H. 2019. Early-Holocene monsoon instability and climatic optimum recorded by Chinese stalagmites. Holocene, 29: 1059–1067

Yasur G, Ayalon A, Matthews A, Zilberman T, Marder O, Barzilai O, Boaretto E, Hershkovitz I, Bar-Matthews M. 2019. Climatic and environmental conditions in the Western Galilee, during Late Middle and Upper Paleolithic periods, based on speleothems from Manot Cave, Israel. J Human Evol, doi: 10.1016/j.jhevol.2019.04.004

Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M L, Qing J M, Lin Y S, Wang Y J, Wu J Y, Dorale J A, An Z S, Cai Y J. 2004. Timing, duration, and transitions of the last Interglacial Asian monsoon. Science, 304: 575–578

Zhang H W, Cai Y J, Tan L C, Cheng H, Qin S J, An Z S, Edwards R L, Ma L. 2015. Large variations of δ^{13}C values in stalagmites from southeastern China during historical times: Implications for anthropogenic deforestation. Boreas, 44: 511–525

Zhang H B, Griffiths M L, Chiang J C H, Kong W W, Wu S T, Atwood A, Huang J H, Cheng H, Ning Y F, Xie S C. 2018. East Asian hydroclimate modulated by the position of the westerlies during Termination I. Science, 362: 580–583

Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, Chen F H, Wang Y J, Yang X L, Liu J, Tan M, Wang X F, Liu J H, An C L, Dai Z B, Zhou J, Zhang D Z, Jia J H, Jin L Y, Johnson K R. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 322: 940–942

Zhao K, Wang Y J, Edwards R L, Cheng H, Liu D B. 2010. High-resolution stalagmite δ^{18}O records of Asian monsoon changes in central and southern China spanning the MIS 3/2 transition. Earth Planet Sci Lett, 298: 191–198

Zhou W J, Lu X F, Wu Z K, Zhao W N, Huang C H, Li L L, Chen P, Xin Z H. 2007. New results on Xi'an-AMS and sample preparation systems at Xi'an-AMS center. Nucl Instrum Meth B, 262: 135–142

Zhou W J, Zhao X L, Lu X F, Liu L, Wu Z K, Cheng P, Zhao W N, Huang C H. 2006. The 3MV multi-element AMS in Xi'an, China: Unique features and preliminary tests. Radiocarbon, 48: 285–293

(责任编委: 李小强)