

张会领,余克服,赵建新,等.中晚全新世湘西莲花洞石笋旋回沉积速率变化及其古气候意义[J].中国岩溶,2017,36(4):580-590.
DOI:10.11932/karst20170421

中晚全新世湘西莲花洞石笋旋回沉积 速率变化及其古气候意义

张会领^{1,2,4},余克服^{2,5},赵建新³,俸月星³,林玉石¹,周玮³,刘国辉²

(1. 广东海洋大学 海洋工程学院 海洋工程系,广东 湛江 524088;

2. 中国科学院南海海洋研究所边缘海地质重点实验室,广州 510301;

3. Radiogenic Isotope Laboratory, Department of Geology, University of Queensland, Brisbane, Qld 4072, Australia;

4. 中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学重点实验室,广西 桂林 541004;

5. 广西大学 海洋学院,南宁 530004)

摘要:石笋旋回沉积速率是按照石笋沉积旋回测年得到的沉积速率,是石笋沉积过程的重要参数和反演古气候变化的有效代用指标。旋回沉积速率的波动可能反应了地表温度和降雨量的变化,与夏季风强度存在关联。文章以湖南湘西莲花洞 LH2 石笋为材料,利用 42 个²³⁰Th 年龄获得的石笋旋回沉积速率序列重建了 8.6 ka BP 以来湖南湘西地区温度和降雨雨量的变化历史:8.6—4.2 ka BP 期间,气候以高温多雨为特征,夏季季风强,石笋生长率高,但气候并不稳定,存在一系列千年—百年尺度的波动;4.2—0.05 ka BP 期间,气候整体偏冷干,旋回沉积速率偏低。总体上,在轨道尺度上,LH2 石笋的旋回沉积速率与该石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间存在负相关关系。旋回沉积速率的重复性检验证明了旋回沉积速率古气候记录的有效性。石笋旋回沉积速率变化主要受北半球夏季太阳辐射量的控制和 ITCZ 的直接影响,在百年尺度上,旋回沉积速率的波动可能与中晚全新世的弱季风事件存在关联。

关键词:旋回沉积速率;古气候意义;石笋;莲花洞;湘西

中图分类号:P641.3

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2017)04-0580-11

石笋沉积速率是单位时间内石笋碳酸钙的沉积厚度。形成石笋的碳酸钙源于下渗大气降水对土壤层和洞穴围岩的淋滤—溶蚀。因此石笋沉积速率的变化受洞穴外部气候—环境波动的影响,是应用最早的古气候代用指标之一。Baker 等^[1]的研究表明洞穴滴水供应量和生长速率的正相关关系。就现在研究水平而言,石笋的沉积速率可以分为年沉积速率(年层厚度)和旋回沉积速率。

石笋年层是一类和树木年轮类似的具有自我计年的特殊沉积构造,石笋年层厚度是石笋高分辨率古气候代用指标之一^[2-3]。由于控制石笋年层厚度的

因素比较复杂,石笋年层厚度的气候指示意义区域性明显。北京石花洞石笋的年层厚度主要指示夏季温度的变化^[1-6],而意大利石笋的年层厚度却与冬季温度关系良好^[7]。此外,当年层中出现文石矿物时,年层厚度又与洞穴年均温度存在相关性^[8]。除了和温度存在关联外,石笋年层厚度还与东亚夏季风强度存在联系^[9];受到夏季风降水量变化的控制^[10-11]。然而降雨量与石笋年层厚度的关系并不确定,两者之间可以是正相关关系^[12-18],也可以是负相关^[19]。由此可见,石笋年层厚度作为古气候指标并没有确定的古气候意义。

基金项目:国家重大科学研究计划(2013CB956102);国家自然科学基金项目(41025007、41302281、41272199);中国科学院边缘海地质重点实验室开放基金(MSGIL15-09);广东海洋大学博士科研启动项目(No:E13389);中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学重点实验室开放基金(KDL201501)

第一作者简介:张会领(1981—),男,讲师,第四纪地质学专业,E-mail:zhanghuiling0375@126.com。

收稿日期:2016-08-11

旋回沉积速率指的是在同一沉积旋回内,沿石笋生长轴方向上,碳酸钙沉积厚度与沉积时间的比值。与年层厚度相比,石笋的旋回沉积速率是气候旋回尺度上沉积速率的平均,分辨率相对较低。但值得一提的是,尽管石笋年层厚度能够提供年分辨率的古气候信息,但年层并不是石笋中普遍存在的沉积构造。相比之下,旋回沉积速率反应了不同沉积旋回内石笋的平均生长速率,是描述石笋发育特征的重要参数。计算旋回沉积速率的关键是合理的采样和准确的定年^[20]。由于受测年方法和定年成本的限制,早期对石笋旋回沉积速率的研究相对粗略。何潇等^[21]对重庆地区石笋的沉积速率研究发现,石笋氧同位素与生长率存在负相关关系。随着铀系测年方法的改进,旋回沉积速率变化所体现的气候意义又重新受到人们的重视。尤其在中国季风区石笋氧同位素古气候意义并不确定的今天,重提旋回沉积速率具有特殊重要的意义。本文通过湖南湘西莲花洞的石笋(编号LH2)的沉积特征和²³⁰Th绝对年代,建立石笋旋回沉积速率序列,探讨石笋旋回沉积速率的古气候意义及其波动机理。

1 石笋沉积速率的古气候意义

洞穴石笋的生长是一个复杂的过程,石笋的生长速率受石笋顶部水膜厚度,滴水中的钙离子浓度, P_{CO_2} 、温度以及碳酸钙结晶的密实程度等因素影响^[22-23]。这些因素可以转换为洞穴温度、土壤 CO_2 分压大小(受温度控制)和滴水速率等,用方程表示如下^[21]:

$$R = \alpha(C - 1.11 C_{\text{eq}})$$

方程中: R 表示石笋的沉积速率, C 为滴水的钙离子浓度, C_{eq} 表示在周围的 CO_2 分压和温度达到热力学平衡时水膜中的钙离子浓度。 C_{eq} 可作为温度函数用经验公式表达^[25]:

$$C_{\text{eq}} = (-0.01t + 0.72) \times 10^{-3} (\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$$

式中 t 代表温度,单位 $^{\circ}\text{C}$ 。

由此可见, C_{eq} 是温度的减函数,温度每升高 1°C ,水膜中的钙离子平衡浓度就减少 0.01 mol/L 。因此在滴水钙离子浓度一定的情况下,温度升高, $(C - 1.11C_{\text{eq}})$ 就增大。 α 主要受控于水膜厚度和温度的动力学常数,单位 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在水膜厚度一定的情况下, α 随温度的升高而增大。在温度一定的情况下, α 随水膜厚度的增加而增大^[22-23]。由于水膜厚度主要受大气降水影响,因此石笋的生长速率受大气降水和

温度的控制。雨热同期是中国南方夏季风气候的主要特点,在强夏季风期,温度升高,雨量增大,石笋的旋回沉积速率增加;在弱夏季风期,温度偏低,雨量减少,石笋旋回沉积速率降低。

尽管石笋的旋回生长率与夏季风强度存在关联,但在解释石笋生长率时要注意以下两点:

1.1 石笋的形状特征

降雨量与石笋生长率的正相关关系只在一定的雨量变化范围内成立。如果降雨量小于该地区的蒸发量,降雨无法达到洞穴形成洞穴滴水,石笋沉积速率就无从谈起。因此只有扣除蒸发量之后的有效降雨量才能下渗成为洞穴滴水,并对石笋沉积速率有贡献。因此在严格意义上,石笋生长率是与有效降雨量正相关。Genty等^[26]的研究证实了这一点:石笋年生长率与有效降雨量高度相关($R=0.84$)。同样,降雨量超过一定值后也会破坏与石笋生长率的正相关关系。降雨量超过阈值,洞穴滴水与石笋沉积速率的关系将会变得复杂。如果雨量过大,洞穴滴水供水量超出石笋顶部的持水能力,滴水就会沿着笋体漫流,把本应沉积在石笋顶部的碳酸钙,转移到笋体表面形成披挂式沉积或流石沉积。在此情况下,降雨量增加,石笋生长率并不会增加。因此,评价石笋的沉积形态是利用旋回沉积速率重建古气候的前提。LH2石笋为表面光滑的锥柱状,笋体表面无披挂式沉积,石笋沉积速率一直维持着与有效降水量的正相关关系,适合开展旋回沉积速率研究。

1.2 洞穴的封闭性

洞穴的封闭性直接影响洞穴温的度和湿度,封闭性良好的洞穴环境基本是恒温恒湿的,而与大气连通的洞穴,温度和湿度都存在较大的季节性变化。在这种情况下,温度和湿度成为控制石笋沉积速率的主要因素,而降雨量的影响可能会被掩盖。研究表明,洞内温度与石笋的生长速率成正比,而湿度与生长速率成反比^[16]。和尚洞石笋沉积速率的古气候意义可以很好说明这一点。和尚洞是已知的相对开放的洞穴,洞内温度和湿度的季节性变化明显,洞穴温度和湿度变化成为控制石笋年层厚度的主要因素。其机理可以表述为:东亚季风强度减弱 $\rightarrow$ 气候干燥,蒸发强烈 $\rightarrow$ 碳酸钙更容易沉积(沉积速率高);反之,沉积速率低^[9]。因此,评价洞穴的封闭性是正确解译石笋旋回沉积速率古气候意义的又一前提,只有封闭性良好的洞穴环境,石笋的旋回生长率才可能反应雨量和温度变化的信息。莲花洞封闭性良好,只是在最近(2006 a AD)才与外界环境相连通,因此LH2石笋形成期间,

洞穴环境相对稳定,石笋的旋回生长率主要受洞穴温度和降雨量的影响。

2 研究区域、材料和方法

LH2 石笋采自湖南湘西莲花洞,区域地质背景和洞穴特征相见 Zhang 等^[27]。LH2 石笋呈锥柱桩,

高 802 mm,笋体表面光滑,不存在披挂式沉积和滴水转移形成的流石沉积。石笋纵剖面由致密的文石构成(图 1),无可见孔洞,密度相对均一。根据石笋剖面沉积旋回特征,共获得 42 个²³⁰Th 年龄(见表 1),平均 18 mm 就有一个年龄控制点,适合于开展石笋旋回沉积速率的研究。

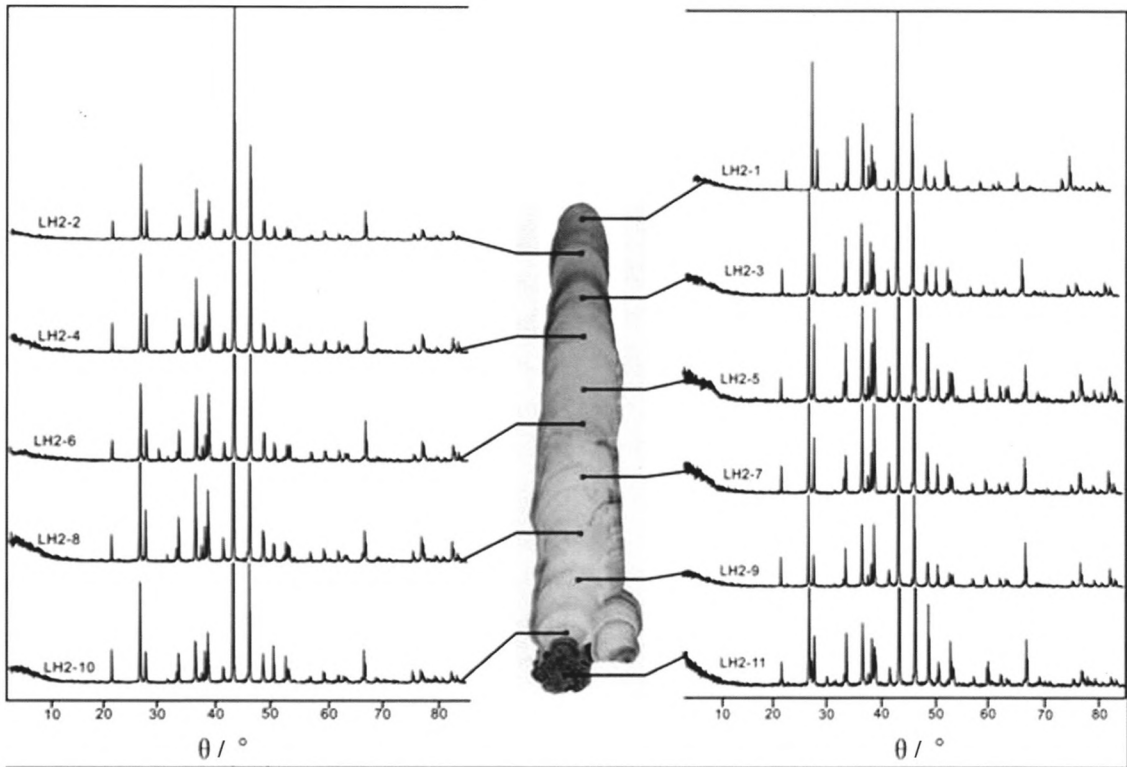


图 1 LH2 石笋剖面矿物组成

Fig. 1 Results of XRD analysis for stalagmite LH2, Lianhua Cave, China

表 1 湘西莲花洞 LH2 石笋²³⁰Th 测年结果及同位素组成

Table 1 TIMS isotopic data and U-series ages for stalagmite LH2 from Lianhua Cave, Hunan province, central China

样品号	深度/ mm	²³⁸ U/ ppm	²³² Th/ ppb	(²³⁰ Th/ ²³² Th)	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	未校正	校正	Corr. Initial ²³⁴ U/ ²³⁸ U
							²³⁰ Th age (years)	²³⁰ Th age (years, BP)	
LH2-01	2	3.178 5±0.002 5	0.842±0.002	20.9±0.4	0.001 823±0.000 031	1.726 6±0.001 9	115±2	51±3	1.726 9±0.001 9
LH2-1A	10	3.460 8±0.003 0	0.610±0.002	55.9±0.7	0.003 249±0.000 031	1.714 1±0.002 2	207±2	144±3	1.714 5±0.002 2
LH2-1B	26	2.796 1±0.002 1	0.089±0.000 4	524.9±5.7	0.005 498±0.000 037	1.715 5±0.002 4	351±3	290±2	1.716 2±0.002 4
LH2-02	38	2.163 2±0.001 7	0.429±0.00 2	130.2±2.0	0.008 526±0.000 095	1.720 4±0.001 9	543±6	479±6	1.721 6±0.001 9
LH2-2A	44	2.933 0±0.004 6	0.439 3±0.002	223.7±2.0	0.011 030±0.000 090	1.720 7±0.002 2	702±7	639±6	1.722 2±0.002 2
LH2-2B	54	2.352 4±0.003 2	0.129 3±0.001	756.9±5.9	0.013 698±0.000 081	1.717 4±0.002 0	874±6	813±5	1.719 2±0.002 0
LH2-03	60	2.781 2±0.003 0	0.285±0.002	502.5±6.6	0.017 02±0.000 14	1.706 9±0.002 2	1095±9	1032±9	1.709 1±0.002 2
LH2-04	85	2.384 7±0.002 5	0.163±0.001	1 032.9±7.1	0.023 30±0.000 09	1.715 4±0.002 3	1 494±7	1 431±6	1.718 4±0.002 3
LH2-05	112.5	2.171 7±0.002 3	0.309±0.002	579.2±6	0.027 19±0.000 15	1.706 4±0.002 5	1 754±10	1 689±10	1.710 0±0.002 6
LH2-06	140	1.421 1±0.001 2	0.201±0.001	751.2±7.6	0.035 11±0.000 16	1.698 9±0.002 2	2 280±11	2 214±11	1.703 5±0.002 2

续表 1

样品号	深度/ mm	²³⁸ U/ ppm	²³² Th/ ppb	(²³⁰ Th/ ²³² Th)	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	未校正 ²³⁰ Th age (years)	校正 ²³⁰ Th age (years, BP)	Corr. Initial ²³⁴ U/ ²³⁸ U
LH2-07	163.5	2.093±0.002 5	0.058±0.001	4 707±59	0.043 37±0.000 21	1.705 2±0.002 9	2 812±15	2 748±14	1.710 9±0.002 9
LH2-08	189	3.014 7±0.003 7	0.295±0.003	1 543±20	0.049 82±0.000 19	1.690 0±0.002 4	3 266±14	3 199±14	1.696 4±0.002 4
LH2-09	217	4.098 5±0.004 8	0.227±0.002	3 006±31	0.054 93±0.000 18	1.693 5±0.002 6	3 598±13	3 532±13	1.700 6±0.002 6
LH2-10	240.5	4.182 3±0.004 8	0.119±0.001	6 234±49	0.058 44±0.000 17	1.690 2±0.002 4	3 839±13	3 773±13	1.697 7±0.002 4
LH2-11	263	6.237±0.006 6	0.035±0.000 1	33 151±195	0.061 18±0.000 18	1.686 6±0.002 4	4 031±13	4 065±13	1.694 5±0.002 4
LH2-12	281	6.336 4±0.005 9	0.013±0.000 07	96 463±736	0.063 47±0.000 18	1.668 7±0.001 8	4 230±13	4 164±13	1.676 7±0.001 8
LH2-13	308	6.951 6±0.006 3	0.060±0.00 1	22 841±364	0.065 28±0.000 20	1.670 4±0.002	4 348±15	4 282±15	1.678 7±0.002 1
LH2-14	330	8.908 9±0.010 3	0.075±0.001	24 452±229	0.067 90±0.000 23	1.672 6±0.002 4	4 520±17	4 453±17	1.681 2±0.002 4
LH2-15	346	7.384 2±0.005 6	0.123±0.001	12 725±124	0.069 79±0.000 17	1.676 8±0.002 1	4 636±13	4 569±13	1.685 7±0.002 1
LH2-16	372	9.005 9±0.008 9	0.235±0.004	8427±147	0.072 57±0.000 23	1.674 3±0.002 3	4 832±17	4 764±17	1.683 6±0.002 3
LH2-17	390	1.053 6±0.011	0.368±0.002	6 502±39	0.074 96±0.000 19	1.681 5±0.002 6	4 972±15	4 905±15	1.691 1±0.002 6
LH2-18	410	9.223±0.01 1	0.331±0.002	6 585±44	0.078 01±0.000 20	1.673 8±0.002 4	5 203±15	5 135±15	1.683 8±0.002 4
LH2-19	441.5	6.112 5±0.006 6	0.164±0.001	9 343±52	0.082 54±0.000 22	1.665 1±0.002 7	5 542±18	5 474±17	1.6756±0.0027
LH2-20	469	6.136 9±0.007 6	0.130±0.003	12 298±290	0.085 92±0.000 34	1.665 3±0.002 4	5 774±25	5 705±25	1.676 2±0.002 4
LH2-21	485	6.401±0.006 4	0.090±0.001	19 159±181	0.088 54±0.000 22	1.657 1±0.002 4	5 984±18	5 915±18	1.668 3±0.002 4
LH2-22	511	7.079 1±0.007 5	0.068±0.000 4	28 748±265	0.091 35±0.000 29	1.6616±0.002 2	6 162±22	6 093±22	1.673 2±0.002 2
LH2-23	537	5.391±0.005 3	0.091±0.001	17 208±127	0.095 55±0.000 23	1.665 2±0.002 5	6 438±19	6 369±19	1.677 4±0.002 5
LH2-24	554	4.899 5±0.004 5	0.194±0.001	7 468±72	0.097 66±0.000 28	1.668 9±0.001 9	6 569±21	6 499±21	1.681 4±0.001 9
LH2-25	586	3.851 8±0.003 7	0.208±0.002	5 688±58	0.101 64±0.000 26	1.658 6±0.002 4	6 888±21	6 817±21	1.671 6±0.002 5
LH2-26	602	4.992 4±0.008 1	0.145±0.001	10 813±78	0.104 02±0.000 29	1.662 2±0.001 0	7 038±21	6 968±21	1.675 5±0.001 0
LH2-27	627	5.230 3±0.005 4	0.062±0.000 4	27 447±230	0.106 94±0.000 28	1.654 9±0.002 3	7 274±22	7 204±22	1.668 5±0.002 3
LH2-28	641	3.693 1±0.004 0	0.556±0.003	2 186±14	0.108 56±0.000 30	1.661 4±0.002 3	7 358±24	7 285±24	1.675 3±0.002 4
LH2-29	665	3.705 9±0.003 1	0.223±0.001	5 666±52	0.112 67±0.000 40	1.656 9±0.002 1	7 668±30	7 595±30	1.671 2±0.002 2
LH2-30	686	4.691 6±0.004 4	0.440±0.009	3 705±81	0.114 69±0.000 25	1.655 2±0.002 3	7 818±21	7 745±21	1.669 8±0.002 3
LH2-31	706	5.881 2±0.006 1	0.192±0.001	10 859±63	0.116 92±0.000 30	1.634 2±0.002 4	8 080±25	8 008±25	1.648 9±0.002 4
LH2-32	730	4.088 4±0.004 1	0.156±0.000 3	9 683±26	0.122 17±0.000 23	1.666 7±0.002 5	8 284±21	8 212±21	1.682 5±0.002 5
LH2-33	748	4.676 7±0.005 3	0.235±0.000 4	737 1±17	0.122 04±0.000 24	1.638 9±0.002 8	8 422±23	8 349±23	1.654 3±0.002 9
LH2-34	757.5	1.898 9±0.001 6	1.278±0.006	560.7±3.9	0.124 58±0.000 34	1.661 4±0.001 7	8 482±26	8 398±26	1.677 5±0.001 7
LH2-35	768	1.196 8±0.001 6	0.749±0.004	617.3±6.4	0.127 55±0.000 78	1.658 5±0.001 6	8 708±56	8 624±56	1.675 0±0.001 6
LH2-36	784	1.246 1±0.002 1	30.143±0.180	18.78±0.14	0.149 59±0.000 76	1.591 9±0.002 3	10 713±74	10 206±219	1.613 4±0.003 1
LH2-37	792	4.618 2±0.002 6	13.775±0.309	176.33±4.14	0.173 30±0.001 20	1.633 9±0.001 2	12 162±89	12 048±93	1.656 5±0.0013
LH2-38	802	3.035 4±0.002 2	29.570±0.322	56.68±0.73	0.1820 0±0.001 20	1.627 0±0.001 6	12 857±93	12 622±124	1.651 6±0.001 8

测量误差为 2σ,衰变常数 $\lambda_{230}=9.1577\times10^{-6}\text{yr}^{-1}$, $\lambda_{234}=2.8263\times10^{-6}\text{yr}^{-1}$, $\lambda_{238}=1.55125\times10^{-6}\text{yr}^{-1}$, BP 表示距离 1950a AD。²³⁰Th/²³²Th 表示带入碎屑物质²³⁰Th 的污染程度。

3 结果和讨论

3.1 LH2 石笋沉积速率变化特征

LH2 石笋平均沉积速率为 $95\text{ }\mu\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$,其旋回生长率的变化模式见(图 2)。LH2 石笋的沉积速率变化存在明显的阶段性。在 8.6 ka BP(距顶 784 mm)和 4.2 ka BP(距顶 281 mm)处石笋生长率都发

生了突变。以此为分界点,LH2 石笋的生长速率可以分为三个阶段:12.5—8.6 ka BP 为极低沉积速率期;8.6—4.2 ka BP 为高沉积速率期;4.2—0.05 ka BP 为低沉积速率期。值得注意的是,在轨道尺度上,LH2 石笋沉积速率的变化与该石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出了负相关关系。

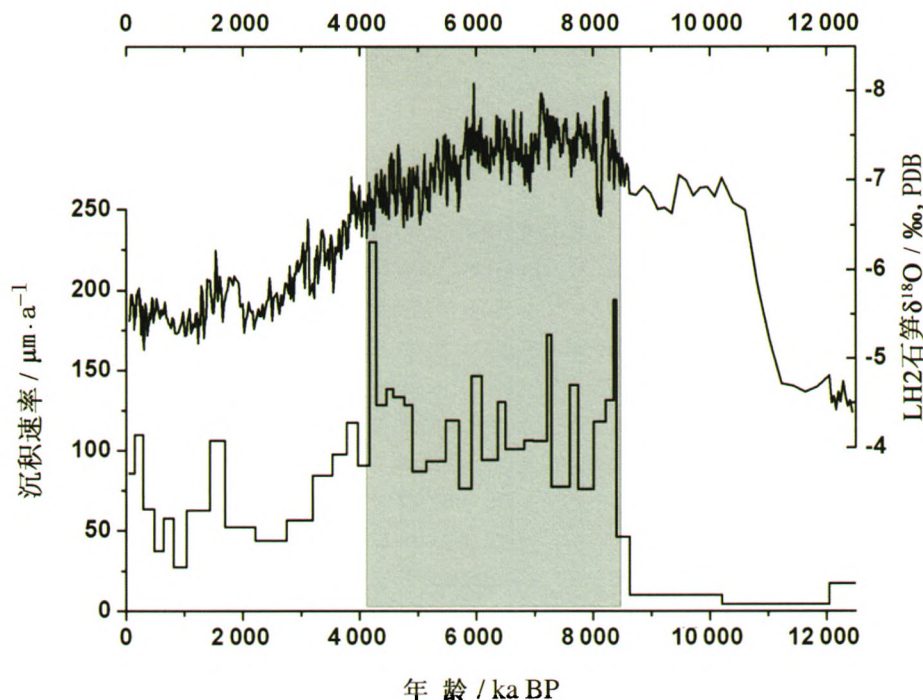


图2 LH2 石笋的旋回沉积速率和 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

Fig. 2 Deposition rate of sedimentary cycle of stalagmite LH2 and its $\delta^{18}\text{O}$ record

图中的灰色阴影区代表高沉积速率时段和低 $\delta^{18}\text{O}$ 值期

12.5—8.6 ka BP 期间(距顶 802—757 层段),处于石笋形成的早期阶段,生长率稳定,但整体较低,平均生长速率为 $19.6 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,远低于 12.5 ka 以来的平均生长率。在 8.6 ka BP 处,生长速率陡然增加,8.5 ka BP 生长速率增至 $46 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,8.4 ka BP 前后,生长速率高达 $194 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。8.6~4.2 ka BP 期间(距顶 784—281 mm 层段),LH2 石笋处于快速生长时期,平均速率高达 $124 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。与此相对应,该时段石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值整体偏负。尽管石笋整体上处于生长活跃期,但生长速率并不稳定,变化明显,最高生长率出现在 4.28—4.16 ka BP 前后,平均值为 $239 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,最低生长率出现在 5.9—5.7 ka BP,均值为 $76 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。在 4.2—0.05 ka BP 期间(距顶 281~2 mm),石笋平均沉积速率为 $72 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,低于 12.5 ka 以来的平均值。在 4.2 ka BP 前后,石笋生长速率降低最为明显,从 4.16 ka BP 的 $229 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 突降至 4.0 ka BP 的 $90 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。此后,石笋生长速率呈现出“三峰夹两谷”千年尺度的波动。在 3.96—3.77 ka BP 石笋生长率在经历了大幅降低后,出现了短暂的反弹($117 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$),高生长率维持了约 200 年,生长率再一次降低,到 2.7 ka BP 减至 $44 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,石笋生长率慢速生长状态持续了约 1 000 年,在 1.7 ka BP 左右,生长率突增加至 $106 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,形成生长率上的第

一个波谷。约 1.4 ka BP,生长率再次突降,至 1.0 ka BP 前后生长率达到全新世以来的最低值 $\sim 27 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。1.0—0.48 ka BP 期间,生长速率小幅波动,但平均生长率不足 $50 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。约 0.48 ka BP 前后,生长率开始攀升,并于 0.3 ka BP 前后到达 $109 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,超过 12.5 ka 以来的平均值,构成了生长率曲线上的第二个波谷。在该时段,这种变化模式在石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中也有体现。

3.2 LH2 石笋旋回沉积速率记录的气候变化过程

12.5—8.6 ka BP 期间,石笋生长率为研究时段内的最低值期,似乎指示该时段降雨量偏少,气候冷干,夏季风较弱。但在变化模式上,石笋沉积速率与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录并不一致,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在新仙女木事件之后就快速偏负,而石笋沉积速率并没有同步变化,沉积速率的突变发生在 ~ 8.6 ka BP,在时间上,滞后 $\delta^{18}\text{O}$ 的突变约 2 000 a。LH2 石笋的沉积始于 12.5 ka BP 前后,在石笋沉积的早期,与 LH2 石笋对应的滴水渗流通道相对狭窄,这一时期的沉积率可能受到了渗流通道的影响,并没有真实的反应气候变化,因此出现沉积速率与石笋氧同位素变化模式的差异。

8.6—4.2 ka BP 期间(距顶 784~281 mm 层段),整体上,LH2 石笋沉积速率偏高指示该时段降雨量增加,气候暖湿,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值整体偏负。该时段

与全新世大暖期相对应,石笋生长率所揭示的气候环境特征在其它古气候记录中也有体现。珊瑚记录显示,6 500 ka BP 南海北部海区的夏季 SST 月均温度比现在高约 $1.0 \sim 1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[28]。珊瑚礁生长的北界向北移动了将近 3 个纬度^[29]。在大暖期的盛期,长江以南地区的平均气温比现在高出 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[30]。与此同时,中国的降水比现在普遍偏多,暖期最盛时,300 mm 年等降水量线与现代 200 mm 年等降水量线的位置相当,南方地区的降水比现在高 200 mm^[31]。水稻的北界北移了 $2^{\circ} \sim 3^{\circ}$ 至 35°N 附近,伏旱区北界比现在偏北 $2^{\circ} \sim 3^{\circ}$,古副高也北移 $2^{\circ} \sim 3^{\circ}$ ^[32]。中国西北的内陆湖泊普遍出现高湖面和湖水淡化现象^[33]。但是在该时段石笋的生长率并不稳定,波动剧烈,波动幅度高达 $153\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。进一步的分析显示,石笋生长率的降低在时间上与已知的弱季风事件相一致,可能与全新世弱季风事件有关。

在 4.2–0.05 ka BP 期间(距顶 281~2 mm),石笋生长速率的平均值为 $72\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,低于 12.5 ka 以来的平均值,表明这一时期降雨量较前期偏低,气候偏冷干。在 4.2 ka BP 前后石笋生长速率从 4.2 ka BP 的 $229\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 突降至 4.0 ka BP 的 $90\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。在此期间石笋生长率的突降,可能与 4.2 ka 冷事件有关。此后,LH2 石笋沉积速率呈现“三峰夹两谷”千年尺度的波动。3.8–2.7 ka BP 期间,石笋生长率由 $117\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 减至 $44\text{ }\mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,指示降雨持续减少,温度降低,在 2.7 ka BP 达到冷干的峰值,可能与 2.8 ka 冷时间相对应。这种冷干状态持续了约 1 000 年,于 1.7 ka BP 左右突然结束,降雨量和温度开始回升,这一时期的气候变化,形成第一个“干旱谷”,约 1.4 ka BP,气候再次恶化,至 1.0 ka BP 前降雨量达到了全新世以来的最低值,这一极端少雨的时期持续了约 500 年,于 0.48 ka BP 前后结束。降雨量开始增加,并于 0.3 ka BP 前后超过 12.5 ka 以来降雨量的平均值,这一时期的气候变化构成了第二个冷干期。0.14 ka BP 以来,降雨量再次降低。

值得一提的是,LH2 石笋在 4.2 ka BP 前后石笋生长速率的突然降低终结了中全新世高生长率时期,在全新世气候演化史上具有重要意义。LH2 石笋生长率所反映的气候突变事件在其它古气候记录中均有表现。贵州董哥洞^[34],神农架三宝洞^[35];辽宁本溪水洞^[36]石笋 d^{18}O 记录均显示 4.2–4.0 ka BP 是一个显著的弱季风期。敦德冰芯 d^{18}O 曲线明确显示当地气温在 4.2–4.0 ka BP 达到低点^[37]。东北金川泥炭纤维素 d^{18}C 记录表明在该时期气候有一次大的

转型^[38]。四海龙湾的湖泊纹泥对此也有清楚的记录^[39]。南海高分辨率有孔虫氧同位素记录表明 4.2–4.0 ka BP 期间夏季风强度显著减弱^[40]。此外,在最近 500 年 LH2 石笋的生长率所揭示气候变化模式与其它气候记录揭示的温度和降雨变化也基本一致。石笋生长率显示,最近 500 年气候逐渐变得暖湿,与此相对应,祁连山树轮宽度显著增加^[41]、青藏高原冰芯氧同位素逐渐偏重^[42];石花洞石笋年层厚度也呈增加趋势^[4]、历史文献记载也显示气温呈增加趋势^[43]、中国东部的旱涝指数和夏季风强度也有类似的变化模式^[44]。

4 讨论

4.1 LH2 石笋生长率模式的重现性

重现性被认为是检验古气候记录可信与否的重要准则。石笋沉积速率影响因素的复杂性与石笋氧同位素类似,如果两根石笋的沉积速率变化模式重复出现,那很可能意味着两根石笋在沉积过程经历了类似的气候历史。对比发现,LH2 石笋的生长模式在董哥洞 D4 石笋^[45]得以重现(图 3)。在 LH2 和 D4 石笋共同生长的时段(12.5 ka BP 至今)两石笋沉积连续。在此期间 D4 石笋沉积了 1 795 mm,平均沉积速率是 LH2 石笋的 2.4 倍。在 12.5 ka 至今,LH2 石笋旋回沉积速率的平均分辨率 297 年,D4 石笋共有 37 个 U 系年龄,平均分辨率 338 年,两者平均分辨率相近。

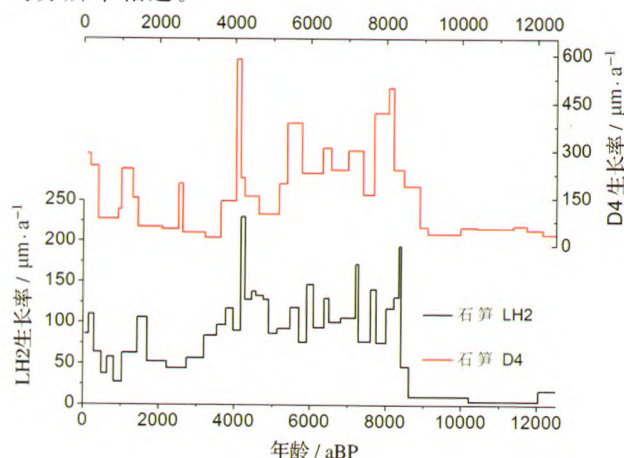


图3 LH2 石笋生长率与 D4 生长率对比

Fig. 3 Comparison of deposition rate of stalagmite LH2 and that of stalagmite D4

图中红色阶梯线为董哥洞 D4 石笋生长率^[45];

黑色阶梯线为 LH2 石笋生长率

总体上,两石笋的生长模式类似。LH2 石笋以 8.6 ka BP 和 4.2 ka BP 前后为分界点:12.5—8.6 ka BP 生长率偏低($19.6 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$);8.6—4.2 ka BP 期间,石笋生长率偏高($124 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$);4.2 ka BP 至今石笋生长率居中($72 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)。D4 石笋的沉积速率分别以 8.8 ka BP 和 4.0 ka BP 为界可以进行类似的沉积速率划分。在分界点前后两石笋生长率的变化趋势也基本相同,在某些时段,在百年尺度上两者生长率的变化也保持一致,例如 7.59—7.28 ka BP 和 5.47—4.90 ka BP 期间的低生长率。

在前文曾经讨论过 LH2 石笋在 12.5—8.6 ka BP 低生长率形成的原因,那么董哥洞 D4 石笋在此期间的沉积速率是否也与渗流通道有关呢? 根据 D4 发表的年代数据来看,这种可能是存在的。D4 石笋在 16—8.8 ka BP 期间,对应于 1 935~1 626 mm 层段,平均生长率为 $43.9 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。在此时段共有测年控制点 18 个,生长率的平均分辨率可达 500 a,局部分辨率不足百年。众所周知,末次冰消期气候变化剧烈,冷期和暖期都非常的典型,但 D4 石笋的生长率对此毫无响应。此外,全新世的早期的气候突变期间(11.7—10.7 ka BP),D4 石笋的氧同位素在一千年之内偏负了约 3‰,但石笋生长率在此期间并没有显著的而变化,而是在大约 3 000 年之后(8.8 ka BP)才出现突然增加。此外,D4 石笋的前两个生长期,平均沉积速率只有 $19 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,远低于 16 ka BP 以来的生长率。因此,在 8.8 ka BP 之前,D4 石笋的生长率偏低,并没有响应气候变化,最可能的原因就是渗流通道约束了地水量,抑制了沉积速率的变化。

在 8.6—4.2 ka BP 之间,LH2 和 D4 石笋都进入生长活跃期,降雨量和温度开始主导生长率的变化。该时期与全新世大暖期相对应,两石笋都表现出了较高的生长率,但同时也出现了剧烈的波动。4.2 ka BP 之后,总体上,两者的生长率都有所降低,但生长率在变化细节上存在一定的差异,D4 石笋在 3.6 ka BP 之后,在波动中缓慢增加,LH2 石笋的生长率则以波动为主,4.2 ka 冷事件之后,又出现过两次低生长率降阶段。

如果石笋生长率能够反应降雨量和温度的变化,那就意味着,在最近 12.5 ka 以来湘西莲花洞地区和贵州董哥洞地区具有相似的雨量和温度变化变化趋势。最近几十年来,中国器测降雨量和温度的变化趋势为我们解释 LH2 和 D4 石笋相似的生长模式提供了线索。Dayem 等^[46]利用 1957—1996 年美国环境预报中心(NCEP)和国家大气研究中心(NCAR)降

雨和温度资料,以董哥洞为中心绘制了与董哥洞降雨和温度存在相关性的区域(图 4)。从图上看,董哥洞和莲花洞地区的降雨和温度在空间上同步变化,相关系数分别为 0.2~0.4 和 0.6~0.8。Ding and Ren^[47]对 1956—2002 年中国降雨量的变化趋势分析也显示董哥洞和莲花洞在此期间降雨量都呈在略微增加的趋势。因此,LH2 和 D4 石笋相似的沉积速率模式可能是对两地雨量和温度的同步变化的响应。

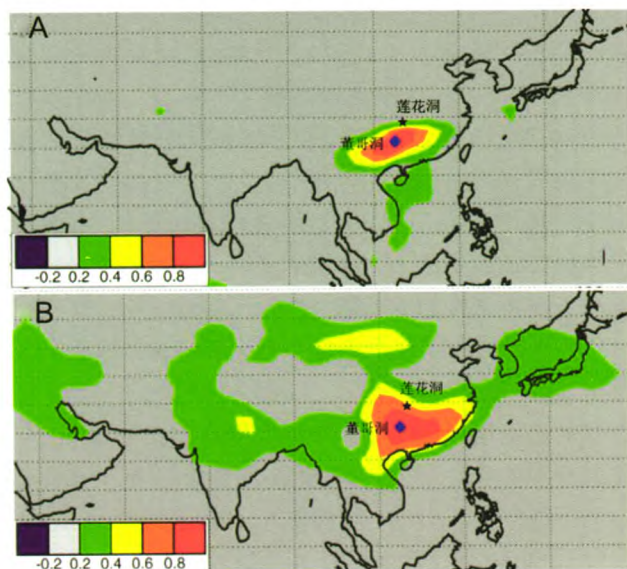


图 4 董哥洞和莲花洞降雨量和温度变化的空间联系
(据文献[46]修改)

Fig. 4 Spatial linkage of surface temperature and rainfall between Lianhua Cave and Dongge Cave
(according to reference[46])

图 A 为降雨量,图 B 为温度,蓝色圆点代表董哥洞位置,黑色五角星指示莲花洞位置

4.2 LH2 石笋生长率变化的驱动因素

LH2 石笋生长率与该石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录、北半球太阳辐射量^[53]、Cariaco 海盆沉积物 Ti 含量^[50]以及湛江湖光岩沉积物种热带乔木花粉含量^[52]的对比(图 5),揭示了 LH2 石笋沉积率变化的驱动因素。12.5—8.6 ka BP 期间,石笋生长率变化与其它气候记录存在明显的差异,主要表现在稳定的生长率与剧烈变化气候的不相协调。12.5—8.6 ka BP 期间,受地球轨道岁差周期影响,北半球太阳辐射量增加,并于 10 ka BP 前后达到峰值,辐射量比现在增加约 8%^[48]。与此相对应,Cariaco 海盆沉积物 Ti 含量增加了 0.2%,指示 ITCZ 平均位置及与之相关的雨带显著向北移动^[49-51]。LH2 石笋氧同位在此期间大幅偏轻,显示影响莲花洞地区东亚夏季风强度在此期间显著增强。湖光岩玛珥湖沉积物中的热带乔木花粉含量也迅速增加,从 5%增加至 35%,记录了气温

和降水在此时段内的突变^[52]。然而,LH2 石笋生长率在此期间却无明显变化,平均生长率维持在 $19.6 \mu\text{m}/\text{a}$,非气候因素(渗流通道)很可能控制了这一时期石笋的沉积速率。

8.6 ka BP 以来,LH2 石笋生长率的变化与该石笋氧同位素^[27]、湖光岩玛珉湖沉积物中的热带乔木花粉含量^[52]、Cariaco 海盆沉积物 Ti 含量^[50]以及 30°N 夏季太阳辐射量变化^[53]呈现出同步变化趋势。8.6—4.2 ka BP 期间,太阳辐射量出现降低趋势,受其影响,ITCZ 从偏北的位置逐渐南移,Cariaco 海盆沉积物 Ti 含量有所降低^[50],LH2 石笋氧同位素也出现偏正趋势,湖光岩沉积物中热带乔木花粉的含量下降,盘星藻含量增加^[52],指标虽然显示气温和湿度都有所降低,但变化的幅度都不大,温度和降水依然处在较高的水平。与此相适应,LH2 石笋进入了全新世以来的生长活跃期,平均生长率较高。4.2 ka BP 以后,北半球太阳辐射进一步降低,北半球大陆持续降温,ITCZ 平均位置继续南移,与此相一致,LH2 石笋氧同位素偏正加重,夏季风强度减弱,玛珉湖沉积物中的热带乔木花粉的含量显著下降,草本和禾本花

粉的明显增加,气候明显趋于干旱^[52]。此期间,LH2 石笋沉积速率表现出降低的趋势。值得注意的是,莲花洞地处亚热带季风区,气候变化受 ENSO 影响显著。厄尔尼诺年我国大部分地区气候和降水都会出现异常^[54]。已有研究表明晚全新世以来与厄尔尼诺现象类似的气候事件明显增多^[55-56],因此这一时期 LH2 石笋生长率的波动可能受到 ENSO 活动加强影响。

总的来说,在轨道尺度上,岁差控制的北半球太阳辐射量变化可能是驱动中晚全新世 LH2 石笋生长率变化的根本原因。北半球太阳辐射量增加,ITCZ 在北半球平均位置及与其相关的雨带位置北移,使北半球中低纬度地区降雨量显著增加,并随太阳辐射量的变化达到水热同期,石笋生长率变大。反之,太阳辐射量减小,ITCZ 和雨带南移,北半球中低纬度温度和降水同时降低,石笋生长率减小。LH2 石笋生长率与湖光岩沉积物中热带乔木花粉含量的变化的相关性,进一步证实了温度和降水对石笋生长率的直接控制作用。在千一百年尺度上,石笋生长率的变化与洞穴所在位置的区域气候有关,LH2 石笋的生长率和氧同位素记录的相关性对此提供了证据。

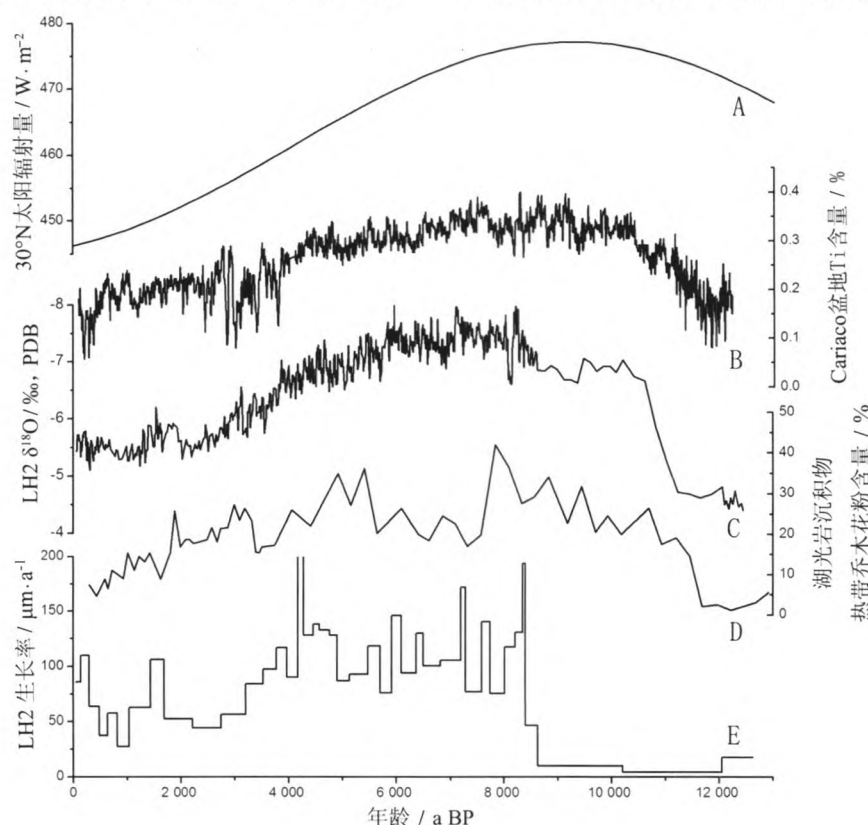


图5 LH2 石笋生长率与 30°N 夏季太阳辐射量及其它记录的对比

Fig. 5 Comparison of deposition rate of stalagmite LH2 and 30°N summer solar radiation and other paleoclimatic records
A. 30°N 太阳辐射变化量^[53]; B. 委内瑞拉 Cariaco 盆地 Ti 含量^[50]; C. LH2 石笋氧同位素序列^[27]; D. 湛江湖光岩沉积物中热带乔木花粉含量^[52]; E. LH2 石笋旋回沉积速率序列

5 结 论

通过对湖南湘西莲花洞 LH2 石笋旋回沉积速率的研究,本文形成以下几点认识:

(1)在中国季风区,排除其它因素影响之后,石笋旋回沉积速率可以作为反演温度和降雨量的综合古气候代用指标,在轨道一千年尺度上,石笋旋回沉积速率与石笋氧同位素存在良好的负相关关系;

(2)依据石笋的旋回沉积速率,中晚全新世(8.6—0.05 ka BP)气候历史可以划分为两个阶段:8.6—4.2 ka BP 期间,气候以暖湿为主,但存在着一系列百年尺度的暖湿冷干波动;4.2—0.05 ka BP,气候则以冷干为主。

(3)总体上,LH2 石笋旋回沉积速率主要受被半球夏季太阳辐射量的控制和 ITCZ 位置的影响,直接响应于夏季风强度的变化。在百年尺度上旋回沉积速率的波动可能与中晚全新世的弱季风事件存在关联。

参考文献

- [1] Behloul C, Guijarro D, Yus M. Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with recent annually laminated samples: Implications for past stalagmite deposition[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(3): 393-404.
- [2] Baker A, Smart P L, Edwards R L, et al. Annual growth banding in a cave stalagmite[J]. *Nature*, 1993, 364(6437): 518-520.
- [3] 刘东生, 谭明, 秦小光, 等. 洞穴碳酸钙微层理在中国的首次发现及其对全球变化研究的意义[J]. *第四纪研究*, 1997, 17(1): 41-51.
- [4] Tan M, Liu T S, Hou J Z, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(12): 11-19.
- [5] 王新忠, 班凤梅, 潘根兴. 洞穴滴水地球化学的空间和时间变化及其控制因素: 以北京石花洞为例[J]. *第四纪研究*, 2005, 25(2): 258-264.
- [6] 班凤梅, 潘根兴, 王新中. 北京石花洞石笋微层有机质的形成时间和机理初探[J]. *第四纪研究*, 2005, 25(2): 265-268.
- [7] Frisia A, Borsato A, Preto N, et al. Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 216(3): 411-424.
- [8] Baker A, Proctor C, Lauritzen S R. High-resolution stalagmite records of NE Atlantic climate in the last millennium. 2000, 8(2): 14.
- [9] 刘浴辉, 胡超涌, 黄俊华, 等. 长江中游石笋年层厚度作为东亚季风强度代用指标的研究[J]. *第四纪研究*, 2005, 25(2): 228-234.
- [10] Burns S J, Fleitmann D, Mudelsee M, et al. A 780-year annually resolved record of Indian Ocean monsoon precipitation from a speleothem from south Oman[J]. *Journal of Geophysical Atmospheres*, 2002, 107(D20): 4434-4442.
- [11] Fleitmann D, Stephen B J, Neff U, et al. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(7-8): 935-945.
- [12] Brook G A, Rafter M A, Ralsback L B, et al. A high-resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe Cave, Madagascar[J]. *Holocene*, 1999, 9(6): 695-706.
- [13] Holmgren K, Karlén W, Lauritzen S E, et al. A 3000-year high-resolution stalagmite based record of palaeoclimate for northeastern South Africa[J]. *Holocene*, 1999, 9(3): 295-309.
- [14] Polyak V J, Asmerom Y. Late holocene climate and cultural changes in the Southwestern United States[J]. *Science*, 2001, 294(5540): 148-151.
- [15] Qin X G, Tan M, Liu T S, et al. Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance[J]. *Holocene*, 2011, 9(6): 689-694.
- [16] Ralsback L B, Brook G A, Chen J, et al. Environmental controls on the petrology of a Late Holocene speleothem from Botswana with annual layers of aragonite and calcite[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, 64(1): 147-155.
- [17] Zhao K, Wang Y J, Edwards R L, et al. A high-resolved record of the Asian Summer Monsoon from Dongge Cave, China for the past 1200 years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 122: 250-257.
- [18] 吴江澄, 邵晓华, 孔兴功, 等. 盛冰期太阳活动在南京石笋年层序列中的印迹[J]. *科学通报*, 2006, 51(4): 431-435.
- [19] Proctor C, Baker A, Barnes W. A three thousand year record of North Atlantic climate[J]. *Climate Dynamics*, 2002, 19(5-6): 449-454.
- [20] 林玉石, 张美良, 覃嘉铭. 洞穴石笋沉积速率研究中值得注意的几个问题[J]. *中国岩溶*, 2001, 20(2): 131-136.
- [21] 何潇, 王建力, 李清, 等. 重庆地区石笋沉积速率与古气候意义初探[J]. *中国岩溶*, 2007, 26(3): 196-201.
- [22] Buhmann D, Dreybrodt W. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 1. Open system[J]. *Chemical Geology*, 1985, 48(1-4): 189-211.
- [23] Buhmann D, Dreybrodt W. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 2. Closed system[J]. *Chemical Geology*, 1985, 53(1-2): 109-124.

- [24] Dreybrodt W. Chemical kinetics, speleothem growth and climate[J]. *Boreas*, 2010, 28(3): 347-356.
- [25] Dreybrodt W. 1988. Processes in karst system: physics, chemistry and geology[M]. Berlin, New York: Springer Verlag: 288.
- [26] Genty D, Quinif Y. Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites - Importance for paleoclimatology[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66(1): 275-288.
- [27] Zhang HL, Yu KF, Zhao JX, et al. East Asian Summer Monsoon variations in the past 12.5 ka: high-resolution $\delta^{18}\text{O}$ record from a precisely dated aragonite stalagmite in central China[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2013, 73(8): 162-175.
- [28] 韦刚健, 余克服, 赵建新. 雷州半岛中晚全新世造礁珊瑚 Sr/Ca 值的表层海水温度记录[J]. *科学通报*, 2004b, 49(17): 1770-1775.
- [29] 黄镇国, 张伟强. 中国热带珊瑚礁的第四纪气候记录[J]. *热带地理*, 2008, 28(1): 11-15.
- [30] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. *中国科学 (B辑)*, 1992, 22(12): 300-301.
- [31] 张兰生, 方修琦. 中国古地理——中国自然环境的形成[M]. 北京: 科学出版社, 2011.
- [32] 方修琦, 章文波, 张兰生. 全新世暖期我国土地利用的格局及其意义[J]. *自然资源学报*, 1998, 13(1): 16-22.
- [33] 葛全胜. 中国历朝气候变化[M]. 北京: 科学出版社, 2010, 1-708.
- [34] 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(5723): 854-857.
- [35] 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱时间的湖北神农架石笋记录[J]. *科学通报*, 2006, 51(1): 80-86.
- [36] Tan M, Cai B G. Preliminary calibration of stalagmite oxygen isotopes from eastern monsoon China with northern Hemisphere temperatures[N]. *Pages News*, 2005. 13(Aug.): 16-17.
- [37] Yao T D, Thompson L G. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core[J]. *International Annals of Glaciology*, 1992, 16(4): 21-24.
- [38] Hong Y, Wang ZG, Jiang H B, et al. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}\text{C}$ time series from peat cellulose[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185(s1-2): 111-119.
- [39] Schettler G, Liu Q, Mingram J, et al. East-Asian monsoon variability between 15 000 and 2000 cal. yr BP recorded in varved sediments of Lake Sihailongwan (northeastern China, Long Gang volcanic field)[J]. *Holocene*, 2006, 16(8): 1043-1057.
- [40] Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 1999, 156(1-4): 245-284.
- [41] Liu X, Ren J. Dendroclimatic temperature record derived from tree-ring width and stable carbon isotope chronologies in the Middle Qilian Mountains, China[J]. *Arctic Antarctic & Alpine Research*, 2002, 39(4): 651-657.
- [42] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 43(1): 61-69.
- [43] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. *考古学报*, 1972, (1): 168-189.
- [44] 杨保, 谭明. 近千年东亚夏季风演变历史重建及与区域温湿变化关系的讨论[J]. *第四纪研究*, 2009, 29(5): 880-887.
- [45] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1-2): 71-86.
- [46] Dayem K E, Molnar P, Battisti D S, et al. Lessons learned from oxygen isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 295(1-2): 219-230.
- [47] 丁一汇. 中国气候变化科学概论[J]. 北京: 气象出版社, 2008: 281.
- [48] Wright H E, Kutzbach J E, Webb T. Global climates since the last glacial maximum[M]. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993: 468-513.
- [49] Hastenrath S, Greischar L. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1993, 98(D3): 5093-5102.
- [50] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene[J]. *Science*, 2001, 293(5533): 1304-1308.
- [51] 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(5626): 1737-1739.
- [52] 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒. 湖光岩玛珉湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征[J]. *科学通报*, 2007, 52: 1285-1291.
- [53] Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1978, 35(12): 2362-2367.
- [54] 金祖辉, 陶诗言. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究[J]. *大气科学*, 1999, 23(6): 663-672.
- [55] Rodbell D T, Seltzer G O, Anderson D M, et al. An 5,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador[J]. *Science*, 1999, 283(5401): 516-520.
- [56] Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch[J]. *Nature*, 2002, 420(6912): 162-165.

Variations in deposition rate of sedimentary cycle from a stalagmite in Lianhua Cave and its paleoclimatic implications during the mid-late Holocene

ZHANG Huiling^{1,2,4}, YU Kefu^{2,5}, ZHAO Jianxin³, FENG Yuexing³,

LIN Yushi⁴, ZHOU Wei³, LIU Guohui²

(1. Department of Ocean Engineering, College of Ocean Engineering, Guangdong Ocean University, Zhanjiang, Guangdong 524088, China;

2. South China Sea Institute of Oceanology, Key Laboratory of Marginal Sea Geology, CAS, Guangzhou, Guangdong 510301, China;

3. Radiogenic Isotope Laboratory, Department of Geology, University of Queensland, Brisbane, Qld 4072, Australia;

4. Institute of Karst Geology, CAGS/ Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR&GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China;

5. School of Marine Sciences, Guangxi University, Nanning, Guangxi 530004, China)

Abstract Deposition rate of sedimentary cycle of stalagmite, which is calculated based on ^{230}Th age dating according to sedimentary cycle of stalagmite, is an important parameter of stalagmite formation and an effective paleoclimatic index to reconstruct paleoclimate. Variations in deposition rate of sedimentary cycle may reflect the change of surface temperature and rainfall, which immediately relates to intensity of summer monsoon. Making use of stalagmite LH2, collected from Lianhua Cave, Hunan Province, China, the paper reconstructs the history of surface temperature and rainfall since 8.6 ka BP based on 42 ^{230}Th ages. From 8.6 ka BP to 4.2 ka BP, the climate is characterized by high temperature and rainy, the summer monsoon is strong, deposition rate of sedimentary cycle is high. But the climate is not stable and there is a series of millennial to centennial fluctuations. From 4.2 ka BP to now, the climate is cool and dry, deposition rate of sedimentary cycle is low. Generally speaking, in orbital timescale, there is a negative correlation between deposition rate of sedimentary cycle and $\delta^{18}\text{O}$ record from stalagmite LH2. The deposition rate of sedimentary cycle stalagmite D4 from Dongge Cave duplicates that of stalagmite LH2, which confirms the validity of deposition rate of sedimentary cycle to record climate changes. Basically, changes of deposition rate of stalagmite are controlled by the summer solar radiation in Northern Hemisphere and ITCZ exerts directly influence on it. In centennial timescale, deposition rate of sedimentary cycle of stalagmite LH2 may relate to weak monsoon events occurring in the mid-late Holocene.

Key words deposition rate of sedimentary cycle, paleoclimate implications, stalagmite, Lianhua Cave; western Hunan

(编辑 张玲)