

文章编号:1001-4810(2004)04-0261-06

过去25万年黔桂地区千年尺度 东亚季风气候的变化^①

覃嘉铭¹, 袁道先¹, 程海², 林玉石¹, 张美良¹, 章程¹,
王福星¹, 王华¹, 冯玉梅¹, 涂林玲¹, 张会领¹, 冉景丞³

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所、国土资源部岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;

2. Geology and Geophysics Department, Minnesota University, MN55455, USA;

3. 国家级茂兰喀斯特森林自然保护区, 贵州 荔波 558400)

摘要:对取自中国黔桂地区广西桂林水南洞、贵州都匀七星洞及荔波董歌洞的7根大型石笋,进行了系统的120件TIMS-U系测年及1295件稳定同位素分析,揭示的气候变化记录时限范围为25万年前至今,氧同位素样品平均分辨率为150~300a。研究表明,相当于海洋记录冰期旋回I、II、III终止点的石笋氧同位素跃变事件,其年龄值分别为11.3 kaB. P., 129.3 kaB. P. 及242.5 kaB. P.。相当于海洋同位素阶段MIS1~MIS7各阶段界线的年代及其延续时间,通过石笋记录也得到了准确的界定,此外还揭示出了25万年来东亚季风气候的波动过程 and 变化规律。黔桂地区25万年来的气候在千年尺度上与深海氧同位素记录的可比性,及与N65°夏季太阳辐射能量变化的一致性,显示了亚洲古季风的气候变化规律,同样受轨道参数变化周期以及全球冰量变化所驱动。

关键词:石笋; $\delta^{18}\text{O}$; 季风气候; 黔桂地区

中图分类号:P532;P597 **文献标识码:**A

40多年来深海钻探计划的实施,对气候变化的冰期—间冰期旋回理论的认识取得了重要的突破。气候变化研究的分辨率高达2~3ka,时限范围由几十万年到超过几百万年^[1~5]。后来湖泊与黄土沉积则以多项气候替代指标取得了重要的进展^[6~8]。冰芯记录则以极高的分辨率揭示了一系列的气候突变事件,时限范围可达20~50万a^[9~11]。但是,上述各种记录年龄误差较大,而且对于放射性测年来说很难找到适宜而可靠的样品对象。因此很难满足我们今天对全球变化研究高分辨率年代系列的要求。

由于AMS及TIMS技术引进¹⁴C及U系列法测年,大大地减少了碳酸盐分析样品的用量和提高测试精度,致使建立50万a洞穴沉积物高分辨率的时标系列成为可能^[12]。十多年来洞穴沉积物成为环境变化

很热门的研究载体。而且在某些时段特别是末次冰期以来气候变化的研究,已经取得了令人瞩目的成果,近十年来发表的有关文章越来越多^[13~21]。洞穴石笋的缺点在于通常存在沉积间断,难以找到连续几十万年的剖面。优点在于无论年代的新老都可以做到与冰芯一样极高的分辨率,而且也可以根据需要在石笋剖面的任何部位直接用放射性测年方法测定其年代(一次分析只需碳酸盐样品几十毫克),建立可靠的高分辨率的年代系列。石笋记录的优点还在于可用多项环境指标互相对比和检验。

目前在全球变化研究中,石笋记录已显示了越来越重要的作用。本文根据黔桂地区大型石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,揭示25万a来包括最后两次完整的冰期—间冰期旋回季风气候的波动过程及变化规律,揭示和准确

^① 基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 40231008 及批准号: 90202016)与科技部面上项目(批准号 2003DEB6J069)

第一作者覃嘉铭(1937—),男,副研究员,同位素地质及古环境专业。

收稿日期: 2004-07-22

确定气候转换界线年代及其延续时间。石笋气候地层年代的准确确定,不仅具有气候地层学、年代地层学意义,而且对全球气候变化过程与响应、成因与效应的研究,以及对未来气候变化的预测均具有重要意义。

1 洞穴环境与实验分析

取自中国黔桂地区 7 根大型石笋,其中 D3、D4 石笋采自贵州都匀荔波董歌洞,Q1、Q2、Q4 及 Q6 石笋采自贵州都匀七星洞,S1 石笋采自广西桂林水南洞。董歌洞与七星洞位于云贵高原的东南边缘与桂北丘陵接壤的斜坡地带,前者处于斜坡地带的下部边缘,洞口高程 680m,后者位于高原台面的边缘,洞口高程 1200m。水南洞位于桂林北侧 8km,洞口高程 175m。虽然三洞穴相距最大距离达 300km,但它们的纬度相近,而且同属亚热带季风气候区,具有相同的水气来源。水南洞、董歌洞及七星洞的围岩,均为泥盆系至石炭系灰岩,洞顶盖层一般都在 100m 左右。除七星洞由于洞口宽大,石笋采样处的气温,受洞外气温变化稍有影响外(全年气温变化为 11~15℃),董歌洞及水南洞石笋采样处的气温都很稳定(前者为 15.2~16℃,后者为 19.2~19.9℃),与洞区地表平均气温一致。

在同位素平衡的沉积条件下,石笋碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成及沉积温度所制约,因此石笋可直接记录洞穴地表降水平均氧同位素组成及洞穴内部气温(洞穴区地表年平均气温)变化的信息。

D3、D4、Q1、Q2、Q4、Q6 及 S1 石笋高分别为 210cm、304 cm、202.9 cm、191cm、218.5cm、49.5cm、244.5cm 及 242cm。石笋剖面沉积学的研究以及样品的采集,系沿中轴纵向切开的剖面上进行。所有石笋冰期沉积的剖面均表现为颜色较暗,呈致密状,方解石粒度较细;微细层纹发育,并多呈暗、浅色调相间;沉积速率较小,可能是冰期干冷,洞穴顶板滴水量小或存在季节性滴水间断的缘故。而间冰期时的沉积则颜色较浅,方解石粒度较粗,微细纹层不太发育,通常沉积速率较大^[19,21]。

TIMS-U 系法测年样品,系用直径为 8 mm 取芯钻头钻取,每件样品约为 200~400mg,由美国明尼苏达大学地质地球物理系同位素实验室完成,采用 $^{203}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 放射性计年,同位素分析大多数用 TIMS (热电离质谱),少数用 ICP Ms 分析。10~250ka 间一

般分析误差 $< 1\%$ (2σ , 以下同),万年以来的样品一般为 $1\%\sim 4\%$,百年级的样品大致为 10% 左右。所有年龄数据均按石笋沉积先后正常排序。少数样品进行了平行分析,数据结果均在误差范围内,说明数据是可信的。

关于时标系列的建立,除采用平行分析检验数据的可靠性外,并增加采样密度,一些沉积速率变化不大的地段则可适当放宽采样距离,一些关键性的气候突变点,一般都直接测定其年龄,而在两个年龄样品点之间的时标则采用内插法求得。

氧同位素样品均由岩溶地质研究所同位素实验室承担,一般采用 20mg 左右的碳酸盐粉末样与 100% 的磷酸反应生成 CO_2 ,经纯化后于 MM-903(英国 VG 公司)进行同位素分析, $\delta^{18}\text{O}$ 值为相对于 PDB 标准,标准样多次分析误差 $< 0.1\%$,两个平行样的分析误差 $< 0.2\%$ 。

2 25 万年来东亚季风气候变化的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

研究工作对 7 根大型石笋完成了 120 件 TIMS-U 系测年及 1295 件稳定同位素分析,揭示的气候变化记录时限范围为 25 万 a 前至今,氧稳定同位素样品平均分辨率为 150~300a。

在区内季风气候条件下,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的偏重或偏轻,反映气温的偏低或偏高以及夏季风的偏弱或偏强^[20]。氧同位素事件实际上反映气候干—湿,冷—暖以及季风强—弱的转换^[16,21]。石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与年代之间的相应关系以图 1 表示。由图可以看出,7 根石笋除 200~230kaBP 时段因沉积间断缺少记录外,全部包括了 250kaBP 至今的连续的记录,其中 160~90kaBP 与 60~11.1kaBP 两段有 2~3 个平行一致的石笋记录。相当于海洋同位素记录的三个终止点,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现为最明显的由重到轻的突变(见图 1),即气温由冷到暖的突变。三个终止点确定了最后两次完整的冰期—间冰期旋回。经 TIMS-U 系测年,终止点 I, II, III 的年代得到了准确的确定,年龄值分别为 11.3kaB. P., 129.3kaB. P. 及 242.5kaB. P.。

根据 $\delta^{18}\text{O}$ 记录曲线的峰、谷关系可划分出与海洋同位素阶段相对应的 MIS1~MIS7,其中 MIS5 可以划分为 5 个亚阶段,MIS6 也可以划分为 5 个亚阶段。

由于洞穴区地表年均气温和年均降水 $\delta^{18}\text{O}$ 平均

值的差别,导致七星洞与董歌洞及水南洞同一时间内石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值有较大的差别,前者大致比后者偏重约 1‰ 左右。图 1(上)的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线,为七星洞的 3 根石笋(Q1,Q2,Q4)组成,因缺少全新世记录,全部 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值稍为偏重(−5.65‰),其中 129.3~11.3kaBP 为一个完整的冰期~间冰期旋回,其 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 −5.73‰,以这作为其冷、暖与干、湿的分界线(见图 1 中 L1)可能更合理些。图 1(下)氧同位素样品多达 968

件,而且由 250kaBP 至今分布尚较均匀,全部 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 −6.80‰,而 D3,D4 石笋的 6a 及 5e 两阶段的平均也恰好为 −6.80‰,可以采用该值作为其冷、暖与干、湿的分界线(见图 1 中 L2)。这样,以 L1 和 L2 为中值界线,可以分别将上、下两图记录划分为向上偏轻的暖湿型和向下偏重的冷干型,并进一步细分为四个气候类型:即偏轻的上段暖湿型和下段凉湿型;偏重的上段凉干型和下段冷干型。

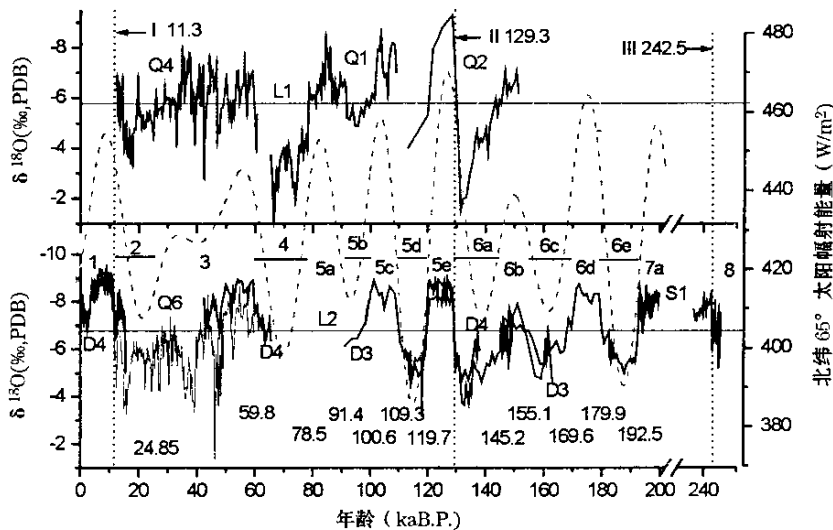


图 1 黔桂地区 7 根大型石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 气候变化记录

Fig. 1 Climate change recorded by $\delta^{18}\text{O}$ from 7 big stalagmites in Guizhou and Guangxi
曲线:上为 Q2,Q1,Q4 $\delta^{18}\text{O}$ 记录;下为 S1,D3,D4,Q6 $\delta^{18}\text{O}$ 记录;中为(浅灰色虚线)N65°夏季太阳辐射能量变化曲线
L1,L2 分别为上、下部分的平均值线;中部 1~8 数字为 MIS1~MIS8 相对应的深海氧同位素阶段

相当于深海氧同位素阶段的 7a,6d,5e,5c,1,石笋记录 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值分别为 −7.81‰(S1 石笋), −8.15‰(S1 石笋), −8.35‰(D3D4 石笋), −8.40‰(D3 石笋), −8.39‰(D4 石笋)。比平均值线 −6.80‰ 偏轻 1‰ 以上,最大偏幅达 1.6‰,是研究区气候最暖湿时期。这几个阶段,除 6d 外其余都属 10^5a 冰期旋回中的间冰期。

6a 阶段的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, D3 石笋为 −5.26‰; Q2 石笋为 −4.10‰。4 阶段 Q1 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 −3.33‰。2 阶段最冷时期 14.6~19kaBP 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值, Q4 为 −4.23‰; Q6 为 −4.78‰。它们都分别比平均值线偏重 1‰ 以上,是研究区气候最干冷时期。6a,4 和 2 阶段都属 10^5a 冰期旋回中的冰期或冰盛期。

6b 阶段的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, D3 石笋为 −6.75‰, Q2 为 −6.52‰。5a 阶段 Q1 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 −6.83‰。该阶段的记录曲线,靠近平均值线

的偏上方,是研究区的凉湿时期。

5b,5d,6c,6e 四阶段石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值在 −5.63‰~−6.07‰ 之间,位于靠近平均值线的偏下方,是研究区的凉干时期。

三个阶段气候变化幅度很大,中期,低温时的干冷程度可与冰盛期相比;早期,高温时的湿热程度可能不亚于间冰期。

区内石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录曲线与地球轨道参数变化引起的 65°N 夏季太阳辐射能量的变化节拍完全一致,峰谷关系一一对应^[22]。说明东亚季风气候区千年尺度的气候变化与全球气候变化具有积极的响应关系。太阳辐射能量变化首先影响大气温度,海洋表面温度(SST)和大气环流。青藏高原的隆升,高原表面的热力作用,把季节性受热的地球表面高耸到大气的一半高度以上,使得 500hPa 的副热带高压在那里断裂缺口,对亚洲季风的形成有着举足轻重的决定性影响。这也说明季风的强弱变化除大气环流、高原隆升因素外,主要受控于太阳辐射能量的变化。说明季风气候变化也

和全球气候变化一样主要是受轨道参数因子所驱动。

3 石笋记录与海洋氧同位素记录的对比

由图 2 可以看出,石笋记录除了决定冰期旋回 3 条最明显的界线——终止点 I、Ⅱ及Ⅲ外,MIS2/MIS3,MIS3/MIS4,MIS4/MIS5,MIS6/MIS7 以及 MIS5、MIS6 内部各亚阶段之间的各条界线,也都是

石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值最明显的变化部位。暖期的开始 $\delta^{18}\text{O}$ 值总是从前一期相对偏重迅速向偏轻方向转变,而由暖期向冷期的转变其变化速度则要相对缓慢一些。但是它们仍然是记录曲线中最明显的变化点,因而能很容易地加以界定。年龄值除 160ka 以前的时段以及 MIS4/MIS5a 和 MIS5a/MIS5b 两条界线根据单一石笋记录确定外,其余界线最少也不少于两个一致的石笋记录的数据。以表 1 列出了这些数据结果。

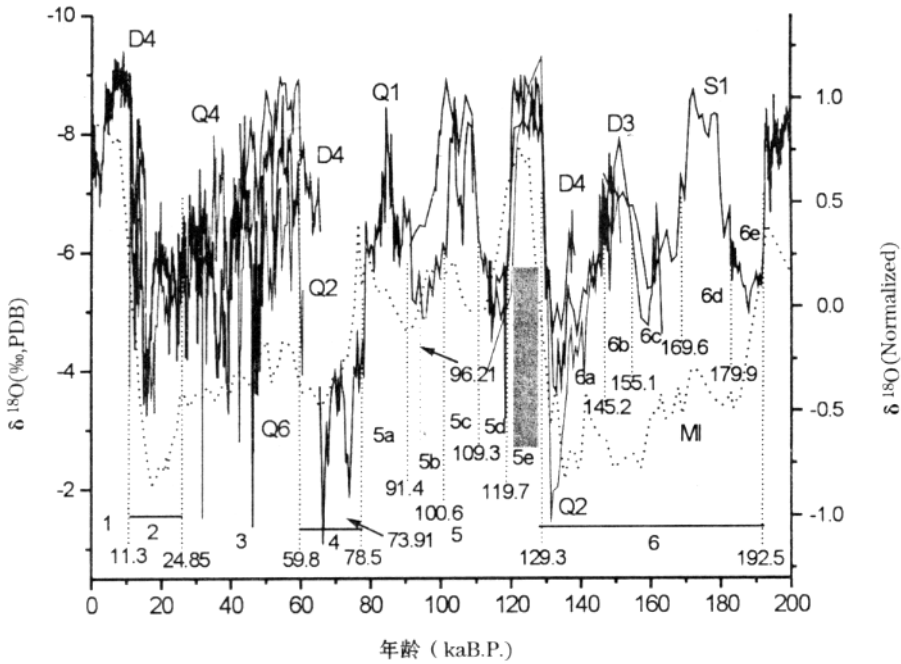


图 2 石笋记录与 RC11—120 孔海洋氧同位素记录的对比

Fig. 2 Comparison of stalagmite records from Guizhou and Guangxi province with the oxygen isotope record from marine hole RC11—120
虚线为南印度洋 RC11—120 孔氧同位素标准化曲线;实线为黔桂地区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线
1~6 分别表示与 MIS1~MIS6 海洋同位素相对应的气候事件

表 1 最近两次冰期旋回黔桂地区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与 Martinson $\delta^{18}\text{O}$ 地质年表的比较

Tab. 1 Comparison of geo-chronological table from stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in Guizhou and Guangxi and the table from Martinson's $\delta^{18}\text{O}$ during the two latest glacial cycles

Martinson $\delta^{18}\text{O}$ 年表 *		本文石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 年表		Martinson $\delta^{18}\text{O}$ 年表 *		本文石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 年表	
同位素阶段	顶界年龄(ka)	同位素阶段	顶界年龄(ka)	同位素阶段	顶界年龄(ka)	同位素阶段	顶界年龄(ka)
1		1		5.51	122.56±2.41	5e	119.7±0.8
2.0	12.05±3.14	2	11.3±0.09	6.0	129.84±3.05	6a	129.3±1.1
3.0	24.11±4.93	3	24.85±0.20	6.3	142.28±5.28	6b	145.2±1.3
4.0	58.96±5.56	4	59.8±0.4	6.4	152.58±9.91	6c	155.1±3.3
5.0	73.91±2.59	5a	78.5±0.7	6.42	165.35±8.39	6d	169.6±4.8
5.2	90.95±6.83	5b	91.4±0.6	6.5	175.05±9.84	6e	179.9±3.5
5.31	96.21±5.08	5c	100.6±2.0	7.0	189.61±2.31	7	192.5±3.9
5.33	103.29±3.41	5d	109.3±0.7	8.0	244.18±7.11	8	242.5±4.3

* 数据引自参考文献[23]
万方数据

由表可以看出,对于海洋同位素阶段(包括细分的亚阶段),石笋记录的年龄多数与 Martinson 年表的年龄在误差范围内是一致的^[23]。但也有差别很大的,其中 MIS4/MIS5 和 MIS5c/MIS5d 的界线年龄,石笋记录与 Martinson 年表无法进行对比,石笋记录分别为 78.5 ± 0.7 kaBP 和 109.3 ± 0.7 kaB. P., 而 Martinson 年表则分别为 73.91 ± 2.59 kaB. P. 和 103.29 ± 3.41 kaB. P.。末次间冰期 MIS5e 的延续时间, Martinson 年表只有 7.28ka(图中的浅灰色阴影部分),而本文的石笋记录则长达 9.6ka。究其原因, Martinson 年表主要是根据有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线并利用轨道理论气候节拍逼近调整的办法求得年龄数据的,而本文的石笋记录则采用高分辨率的放射性 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 直接测年的办法,给定的误差显然要小得多。

区内石笋记录与海洋同位素记录在总的曲线形态上的可比性,表明石笋记录的千年尺度东亚季风气候的变化,与海洋氧同位素记录以及与轨道理论的气候节拍可以进行对比。但是在记录曲线的一些细部特征,包括上述一些具体的时标以及峰、谷的变化幅度等,却有一些差别。其原因是:海洋氧同位素记录因其介质的氧同位素组成保持不变,所反映的是海洋温度的变化,而区内石笋记录则主要受洞穴滴水氧同位素组成所控制,主要反映季风降水氧同位素组成的变化,其次是所比较的两个记录分辨率不一致,分辨率较低的曲线,如图 2 中的海洋同位素曲线,很多细部特征显然未能表现出来。区内的石笋记录往往与冰芯记录能更好地进行对比^[14~16],这是因为冰芯记录直接记录了降水的同位素组成的变化,而本区石笋则间接的反映降水同位素组成的变化^[21]。

4 结 论

(1)相当于海洋记录的 3 个终止点 I、Ⅱ及Ⅲ,黔桂地区石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录具有特别明显的突变,气候事件的转换界限通过 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线可进行精确的定位,并采用 $\text{TIMS}^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 方法准确地加以定年。其年龄分别为 11.30 ± 0.09 kaB. P., 129.3 ± 1.1 kaB. P. 及 242.5 ± 4.3 kaB. P., 3 个年龄值决定了最近两次 10^5a 完整的冰期—间冰期旋回。因此,自 11.30kaB. P. 至今的全新世,可能应是新一轮冰期—间冰期旋回的开始。

(2)冰期旋回中氧同位素事件的气候转换界限可以进一步划分出与海洋同位素阶段相对应的 MIS1~MIS7 以及更为细分的多个地层单元,它们代表了不

同的干湿冷暖的气候期。其界线年代及其延续时间,通过 $\delta^{18}\text{O}$ 的定位以及 $\text{TIMS}^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 测年,都能给出准确的界定。

(3)石笋记录千年尺度上的气候分期,可与北半球夏季太阳辐射能量变化曲线进行对比,两者的曲线峰、谷的位置与形态特征极其吻合。它表明亚洲季风气候与全球变化的积极响应关系;说明季风的强弱变化除大气环流、高原隆升因素外,归根结底还是受控于太阳辐射能量的变化;说明季风气候变化也和全球气候变化一样主要是受地球轨道参数因子所驱动。

致 谢:参加野外工作的还有谢运球、何师意、曹建华、王兆荣及陈会明等,于此一并致谢。

参考文献

[1] Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238; Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year scale [J]. Quaternary Research, 1973, 3: 39—59.

[2] Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene [J]. Geol Soc Am Memoir, 1976, 145: 449—464.

[3] Jerry F. McManus, Delia W. Oppo, James L. Cullen. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic [J]. Science, 1999, 283: 971—975.

[4] Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. Trans Royal Soc Edingburg [J]. Earth Sciences, 1990, 81: 251—261.

[5] Wang Pinxian, Tian Jun and Cheng Xinrong. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea [J]. Science in China Series D, 2001, 44(10): 926—933.

[6] 郭正堂, 刘东生, 吴乃琴, 等. 最后两次冰期黄土记录中的 Heinrich 型气候节拍 [J]. 第四纪研究, 1996, (1): 21—30.

[7] 丁仲礼, 任剑章, 刘东生, 等. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题 [J]. 中国科学 D 辑, 1996, 26(5): 386—391.

[8] 胡东生, 张华京, 李炳元. 青藏高原腹地湖泊沉积系列与古气候变化 [J]. 地质学报, 2000, 74(4): 363—370.

[9] Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core [J]. Nature, 1992, 359: 311—313.

[10] Tarlor K C, Lamorey G W, Doyle G A, et al. The flickering switch of late Pleistocene climate change [J]. Nature, 1993, 361: 432—436

[11] Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D. et al. Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica [J]. Nature, 1999, 399, pp. 429-436.

[12] Winograd I J, Coplen T B, Landwehr J M, Riggs A C, Ludwig K R, Szabo B J, Kolesar P T, Revesz K M. Continuous 500-

000-years climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada[J]. Science, 1992, 258: 255—260.

[13] Jeffrey A Dorale, R Lawrence Edwards, Emi Ito, Luis A Gonzalez. Climate and Vegetation History of the Midcontinent from 75 to 25 ka: Aspeleothem Record from Crevice Cave, Missouri [J]. USA. Science, 1998, 282: 1871—1874.

[14] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China[J]. Science, 2001, 294: 2345—2348.

[15] YUAN Daoxian, CHENG Hai, R. Lawrence Edwards et al. Timing, Duration and transitions of the Last interglacial Asian monsoon[J]. Science, 2004, 304(23): 575—578.

[16] 覃嘉铭, 林玉石, 张美良. 末次冰期东亚季风气候的变迁: 贵州都匀七星洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国岩溶, 2003, 22(1): 167—173.

[17] 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.

[18] 覃嘉铭 袁道先 林玉石, 等. 我国南方黔桂地区最近 16 万年高分辨率石笋记录的气候事件[J]. 地学前沿, 2001, 8(1): 99—105.

[19] 林玉石, 张美良, 程海, 等. 贵州荔波第四纪晚近期石笋地质年表与气候事件[J]. 地学前缘, 2003, 10(4): 341—350.

[20] Zhang Meiliang, Lin Yushi, Qin Jiaming et al. The record of paleoclimatic change from stalacmites and the determination of termination II the south of Guizhou province, China[J]. Science in China Series D (in Chinese) 2002, 32 (11): 942—950.

[21] 覃嘉铭, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林 4.4 万年来石笋同位素记录及其环境解释[J]. 地球学报, 2000, 21(4): 407—416.

[22] Verneker A D, Long-period global variations of incoming solar radiation[J]. Meteorological Monographs, 1972, 34(12) 1—21.

[23] Martinson D G, Pisias N J, Hays J D et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300, 000-year chronostratigraphy [J]. Quaternary research, 1987, 27(1): 1—29.

A MILLENNIAL SCALE CLIMATIC CHANGES OF EASTERN ASIAN MONSOON IN THE PAST 250000 YEARS IN GUIZHOU AND GUANGXI, CHINA

QIN Jia-ming¹, YUAN Dao-xian¹, CHENG Hai², LIN Yu-shi¹, ZHANG Mei-liang¹, ZHANG Cheng¹, WANG Fu-xing¹, WANG Hua¹, FENG Yu-mei¹, TU Lin-ling¹, ZHANG Hui-ling¹, RAN Jing-cheng³

(1. Institute of Karst Geology, CAGS, Karst Dynamic Laboratory, MLR, Guilin, Guangxi 541004, China;
2. Geology and Geophysics Department, Minnesota University, MN55455, USA;
3. The Management of Maolan National Nature Reserve, Libo, Guizhou 558400, China)

Abstract: In order to reveal the climatic changes in the past 250000 years systematic analyses of 120 TIMS-U series dating and 1295 stable isotopes of 7 big stalagmite samples collected from Shuinan cave in Guilin, Guangxi, from Dongge cave in Libo and Qixing cave in Duyun, Guizhou, China have been carried out, and the average resolution of oxygen stable isotope samples is up to 150~300a. The study indicates that according to stalagmite oxygen isotope the abrupt events corresponding to the termination I, II and III of glacial cycle in oceanic records have obviously been defined, whose ages are 11.3 ka B. P. , 129.3 ka B. P. and 242.5 ka B. P. respectively. The boundary age and duration of each stage of MIS1~MIS7 that corresponds to oceanic isotope stages are accurately defined with stalagmite record and the climatic fluctuation process and change law in the past 250ka in the Eastern Asian Monsoon area revealed also. Both the comparability in millennial scale with the deep sea oxygen isotope record and the consistency with summer insolation change at 65°N show evidently that the climatic change of the paleo-monsoon in Asia was also driven by the changing period of orbital parameter and by the change of global ice amount.

Key words: Stalagmite; $\delta^{18}\text{O}$; Monsoon climate; Guizhou and Guangxi