

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2022.07.020

重庆羊子洞石笋记录的 92.3~60.1 ka 亚洲夏季风变化特征

张日萍¹, 杨勋林^{1,2,3}, 鄢应燃¹, 张瑞¹, 组里塞斯¹, 王勇¹

1. 西南大学 地理科学学院/重庆金佛山喀斯特生态系统野外科学观测研究站, 重庆 400715;
2. 重庆市岩溶环境开放实验室, 重庆 400715; 3. 自然资源部岩溶生态环境—重庆南川野外基地, 重庆 400715

摘要: 深海氧同位素阶段(Marine Isotope Stage, MIS) 5/4 转换时期全球气候存在不稳定性, 期间发生了一系列百年—千年尺度的气候突变事件。为进一步认识 MIS5b-MIS4 时期亚洲夏季风演变进程, 讨论该时期百年—千年尺度季风突变事件的变化特征, 对采自中国西南地区重庆羊子洞的石笋 Y01, Y02 进行了年龄样品和稳定同位素样品的分析测试, 建立了覆盖 92.3~60.1 ka(千年前, 相对于 1950 CE)时段精确定年的高分辨率石笋氧碳同位素记录, 重建了 MIS5b-MIS4 时期的亚洲夏季风演变历史。通过不同记录的对比分析, 得出了以下结论: 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了 5 次千年尺度强季风事件中国间冰阶(Chinese Interstadials, CIS)22-18, 其发生时间可分别与北格陵兰冰芯项目(North Greenland Ice Core Project, NGRIP)记录中的 5 次千年尺度暖事件对应, 其中 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 序列均完整地记录了强季风事件 CIS18, 记录表明在 CIS18 事件期间(64.7~63.2 ka)亚洲夏季风呈现“快速增强, 逐渐减弱”的转换特征, 并伴随着洞穴外部水热条件的相应变化。在 CIS21 和 CIS20 事件结束之前, 高分辨率的 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了分别发生于 77.4 ka 和 73.4 ka 左右的 2 次亚千年尺度的季风反弹事件, 其与南半球 2 次温度低谷的对应强调了南半球的逐渐变冷对季风反弹事件发生的促进作用。此外, 发现了 MIS4 早期亚洲夏季风与南极温度的反向关系, 表明南半球气候变化对亚洲夏季风的影响。

关 键 词: 石笋氧碳同位素; 亚洲夏季风; 千年尺度事件;

南半球作用

中图分类号: P532; P597⁺.2

文献标志码: A

开放科学(资源服务)标识码(OSID):

文章编号: 1673-9868(2022)07-0184-13



Variation Characteristics of Asian Summer Monsoon at 92.3–60.1 ka Revealed by Stalagmite Records of Yangzi Cave in Chongqing

ZHANG Riping¹, YANG Xunlin^{1,2,3}, YAN Yingran¹,
ZHANG Rui¹, Zulisaisi¹, WANG Yong¹

收稿日期: 2021-06-15

基金项目: 国家自然科学基金项目(41971109, 41572158); 国家重点研发计划项目(2016YFC0502301); 中央高校基本科研业务费重大项目(XDKJ2012A003)。

作者简介: 张日萍, 硕士研究生, 主要从事石笋记录与全球变化研究。

通信作者: 杨勋林, 教授。

1. School of Geographical Sciences / Chongqing Jinfo Mountain Karst Ecosystem National Observation and Research Station, Southwest University, Chongqing 400715, China;
2. Chongqing Key Laboratory of Karst Environment, Chongqing 400715, China;
3. Field Scientific Observation & Research Base of Karst Eco-Environments at Nanchuan in Chongqing, Ministry of Natural Resources of the People's Republic of China, Chongqing 400715, China

Abstract: During the Marine Isotope Stage (MIS) 5/4 transition, the global climate was characterized by a series of centennial to millennial-scale abrupt climatic events. In order to further understand the evolution process of Asian summer monsoon (ASM) during MIS5b-MIS4 and discuss the variation characteristics of the centennial to millennial-scale abrupt monsoonal events that occurred in this period, we analyzed the dating and stable isotope samples of stalagmites Y01 and Y02 collected from Yangzi Cave, Chongqing, Southwest China. We acquired the high-precision ^{230}Th -dated stalagmite records covering the interval of 92.3–60.1 ka (thousands of years before 1950 CE), which can be used to construct the ASM evolution history during MIS5b-MIS4. The $\delta^{18}\text{O}$ records of Yangzi Cave revealed that the Chinese Interstadials (CIS) 22-18 occurred during the interval of 92.3–60.1 ka, which corresponded to the Greenland Interstadials (GI) 22-18, respectively. In detail, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records showed a complete CIS18 event that occurred between 64.7 and 63.2 ka, during which the ASM experienced a process of rapid strengthening and gradual weakening, accompanied by the changes of environmental conditions above the cave. Before the end of strong monsoonal events CIS21 and CIS20, the high-resolution stalagmite Y01 $\delta^{18}\text{O}$ recorded two rebound monsoonal events at the sub-millennial scale, which occurred at 77.4 ka and 73.4 ka, respectively. Comparison of those records showed the role of the gradual cooling of the Southern Hemisphere on the promoting of the occurrence of rebound monsoonal events. In addition, there was an inverse relationship between the ASM and the Antarctic temperature at the centennial to millennial scale in the early MIS 4, indicating that the climate change in the Southern Hemisphere had an important effect on the Asian summer monsoon.

Key words: stalagmite stable oxygen and carbon isotopes; Asian summer monsoon; millennial-scale events; the Southern Hemisphere influence

深海氧同位素阶段(Marine Isotope Stage, MIS) 5/4 转换时期全球海洋—大气环流系统大范围重组,发生了一系列百年—千年尺度的气候突变事件。先前的研究显示,亚洲夏季风的千年尺度突变事件与北大西洋千年尺度温度变化具有很好的一致性^[1],即中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的中国间冰阶(Chinese Interstadial, CIS)和中国冰阶(Chinese Stadial, CS)^[2]可分别对应于格陵兰冰芯记录中的格陵兰间冰阶(Greenland Interstadial, GI)和格陵兰冰阶(Greenland Stadial, GS)^[3]。然而在千年尺度事件的变化细节方面,相比于格陵兰冰芯记录显示的锯齿状变化模式^[4],亚洲季风区石笋记录显示的季风变化特征并不与之完全一致,南半球气候变化的印记不可忽略^[5]。例如, Jiang 等^[6]研究贵州三星洞的石笋记录发现季风在 CIS22-24 事件内部的变化与北半球高纬度温度变化存在一定差异,而与南半球温度变化具有反相关系。Wu 等^[7]研究羊子洞的石笋记录也发现南极温度变化通过马斯克林高压和索马里急流与亚洲夏季风遥相关。

然而由于覆盖 MIS5/4 转换阶段的亚洲季风区高分辨率石笋记录较少,该时段亚洲季风区百年—千年尺度事件的详细研究受到阻碍,亚洲夏季风的变化特征和影响因素依然存在争议。因此,本研究通过来自中国西南地区重庆羊子洞的高分辨率石笋氧碳同位素序列,重建了覆盖 92.3~60.1 ka 时段(包括 MIS5b,

5a,4)的亚洲夏季风演化历史。在此基础上,本文重点研究 92.3~60.1 ka 时段的百年—千年尺度季风突变事件,并尝试解释其影响因素。

1 研究区域、样品与方法

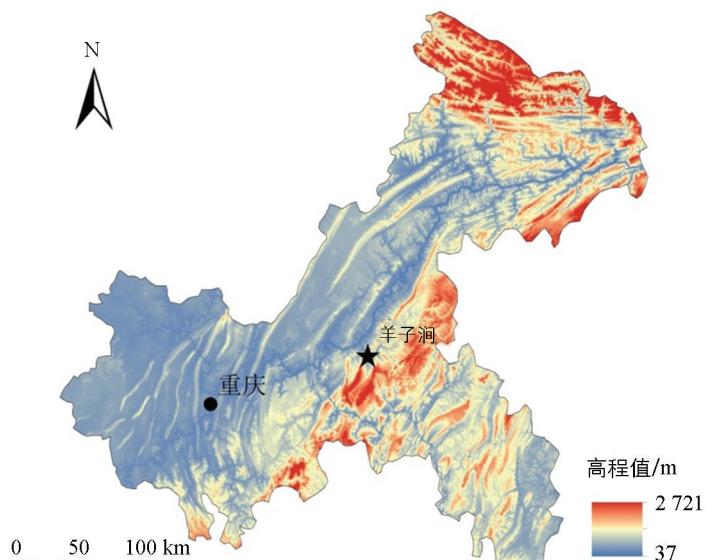
本文研究的石笋样品 Y01, Y02 采自羊子洞($29^{\circ}47'N$, $107^{\circ}47'E$, 海拔 400 m, 图 1)。羊子洞为重庆丰都雪玉洞群的一处高层洞穴,发育于三叠系下统嘉陵江组薄至中厚层状石灰岩中,为低矮扁平通道与大型厅堂结合的洞穴,全长大约 500 m, 洞内有地下河发育,河道中多泥沙冲积物。洞穴所在位置位于重庆市丰都县长江右岸(南岸)支流龙河的下游段,属于岩溶河谷地区。区域气候类型为中亚热带湿润季风气候,受到印度夏季风和东亚夏季风的共同影响,年均温约 $16\sim18^{\circ}\text{C}$, 年均降水量约 1 400 mm^[8], 植被群落以亚热带常绿阔叶林和灌丛为主。

石笋 Y01 和 Y02 整体呈圆柱状, Y01 石笋总长约 800 mm, 直径约 75 mm, Y02 直径约 65 mm, 沿生长轴测得石笋总长 780 mm。两根石笋表面呈乳白色,沿生长轴切开、抛光,内部由纯净方解石组成,方解石结晶致密。本文研究距石笋 Y01 顶部 10~300 mm 和距石笋 Y02 顶部 0~500 mm 之间的部分。沿着石笋剖面上的生长轴方向用直径为 5 mm 的牙钻钻取年龄样品,每个年龄样品质量约 150~200 mg。石笋的年龄样品在美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室和台湾大学 High-precision mass spectrometry and environment change(HISPEC)实验室测试完成,石笋年龄样品测试仪器为 MC-ICP-MS(multi-collector inductively coupled plasma massspectrometry)Neptune, 年龄误差 $\leqslant 1\% (2\sigma)$ 。石笋氧碳同位素样品在西南大学地球化学与同位素实验室分析完成,分析仪器为 Delta-V-Plus 型质谱联动碳酸盐自动进样装置(Kiel IV), 分析误差($\pm 1\sigma$) $\delta^{18}\text{O}$ 值 $< \pm 0.1\%$, $\delta^{13}\text{C}$ 值 $< \pm 0.06\%$, 结果相对于 V-PDB(Vienna Pee Dee Belemnite)标准。

2 结果分析

2.1 U/Th 年代

石笋 Y01 共测试了 17 个 ^{230}Th 年代数据,石笋 Y02 共测试了 25 个 ^{230}Th 年代数据,所有年龄数据均按石笋沉积先后顺序排列,说明数据可信(表 1)。Y01 的 17 个年代数据的平均误差为 335 a, Y02 的 25 个年代数据的平均误差为 447 a, 误差较小。本研究采用 StalAge 方法^[9]建立羊子洞石笋 Y01 和 Y02 的年龄模型(图 2),发现石笋 Y01 沉积连续,生长比较缓慢,平均生长速率约为 0.03 mm/a。而石笋 Y02 在约 400 mm 处出现一次沉积间断,在间断发生之前的平均生长速率约为 0.03 mm/a,之后的平均生长速率约为 0.02 mm/a。



图中五角星指示羊子洞位置。审图号: GS(2020)4619 号。

图 1 重庆羊子洞地理位置示意图

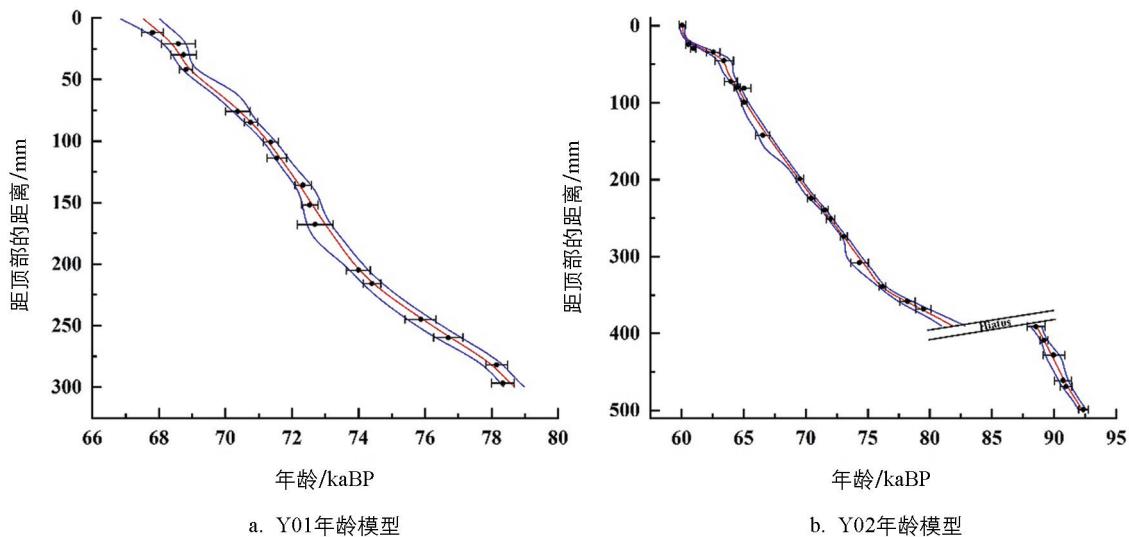
表1 羊子洞石笋 U, Th 同位素组成和²³⁰Th 年龄

样品编号	深度/ mm	²³⁸ U/	²³² Th/	²³⁰ Th / ²³² Th (atomic * 10 ⁻⁶)	$\delta^{234}\text{U}$ (measured)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th 年龄/a BP (uncorrected)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}$ (corrected)	²³⁰ Th 年龄/a BP (corrected)
		10 ⁻⁹	10 ⁻¹²						
Y01-1	12	173.7±0.4	17±5	410 366±120 103	3 988.9±7.8	2.479 4±0.008 2	67 836±317	4 831±10	67 836±317
Y01-2	21	236±0.5	136±25	71 614±13 449	3 979.4±10.3	2.496 9±0.013 3	68 614±502	4 830±14	68 611±502
Y01-3	30	168.2±0.2	544±22	12 765±515	3 986.4±6.7	2.505 4±0.010 4	68 787±384	4 840±10	68 771±384
Y01-4	42	284.8±0.3	14±23	871 929±1 457 177	4 008±4.6	2.518 1±0.005 1	68 846±195	4 868±6	68 846±195
Y01-5	76	240.1±0.6	12±4	851 449±312 216	3 980.8±8.2	2.547 9±0.009 5	70 392±370	4 856±11	70 391±370
Y01-6	85	252.5±0.2	11±10	962 128±872 182	3 982.9±4.8	2.560 2±0.005 0	70 789±200	4 864±7	70 788±200
Y01-7	101	224±0.4	1±0	8 264 331±2 467 345	3 976.3±5.3	2.573 7±0.005 7	71 395±227	4 864±7	71 395±227
Y01-8	114	162.5±0.2	4±12	1 545 010±3 996 582	3 969.4±7.5	2.575±0.007 1	71 571±292	4 858±10	71 571±292
Y01-9	136	189±0.3	26±1	306 184±6 769	3 966.4±6.0	2.595 4±0.006 0	72 362±244	4 865±8	72 361±244
Y01-10	152	232.9±0.2	101±9	99 580±9 373	3 978.4±5.5	2.607 4±0.006 3	72 565±250	4 883±8	72 567±250
Y01-11	168	188±0.4	0±24	34 397 690±3 561 740 325	3 961.4±8.0	2.602 6±0.014 1	72 720±533	4 864±12	72 720±534
Y01-12	205	276.9±0.6	13±47	900 874±3 191 563	3 958.6±7.7	2.637±0.008 8	74 026±356	4 878±11	74 025±356
Y01-13	216	250.1±0.3	1±18	19 322 634±616 357 943	3 966.1±4.8	2.652 1±0.006 8	74 431±265	4 893±7	74 430±265
Y01-14	245	159.1±0.2	3±20	2 030 495±11 849 727	3 950±7.6	2.683±0.011 9	75 895±466	4 893±11	75 895±467
Y01-15	260	119.9±0.2	8±12	676 492±1 051 031	3 933.8±8.4	2.696 3±0.010 8	76 725±440	4 885±12	76 724±440
Y01-16	282	148.2±0.2	7±19	1 008 828±2 871 962	3 938.3±5.7	2.737 5±0.007 8	78 180±319	4 910±8	78 180±319
Y01-17	297	161.8±0.2	1±12	13 048 338±276 543 977	3 924.3±5.4	2.7345±0.008 3	78 366±337	4 896±8	78 366±337
Y02-1	0	272.5±0.5	22±5	492 710±124 774	4 252±11	2.37±0.007	60 111±261	5 040±14	60 110±261
Y02-2	25	193.5±0.3	4±7	1 843 427±3 095 192	4 262.9±8.3	2.390 6±0.005 2	60 598±203	5 059±10	60 598±203
Y02-3	30	187±0.3	2±8	4 103 601±17 788 632	4 268.9±8.4	2.405 6±0.005 4	60 983±209	5 072±10	60 983±209
Y02-4	35	233±0.9	14±3	677 625±170 737	4 211±14	2.432±0.016	62 617±546	5 025±18	62 617±546
Y02-5	46	221±1.2	12±4	719 291±236 656	4 224±19	2.465±0.022	63 472±753	5 053±25	63 472±753
Y02-6	73	184±0.7	18±3	417 987±69 021	4 186±14	2.463±0.014	64 021±514	5 014±18	64 020±514
Y02-7	81	281.9±0.4	30±7	389 612±93 294	4 202.2±9.3	2.484 9±0.005 4	64 535±230	5 043±12	64 534±230
Y02-8	82	243±1.0	31±3	322 518±31 095	4 197±14	2.501±0.016	65 075±575	5 043±19	65 074±575
Y02-9	100	271.8±0.4	8±8	1 415 082±1 438 550	4 194.6±7.8	2.4984±0.0056	65 097±221	5 042±10	65 097±221
Y02-10	143	177±0.7	9±2	810 962±222 225	4 165±14	2.531±0.015	66 591±568	5 026±19	66 591±568
Y02-11	200	153.4±0.3	3±9	2 070 699±6 026 912	4 145.6±9.5	2.607 4±0.007 3	69 568±300	5 046±12	69 568±300
Y02-12	225	219.4±0.4	19±7	494 822±188 022	4 128.3±8.9	2.625±0.006 5	70 482±277	5 038±12	70 482±277
Y02-13	240	196.7±0.2	81±5	106 228±6 762	4 119±9	2.653±0.006	71 604±259	5 043±12	71 602±259
Y02-14	252	180.8±0.3	106±7	75 298±4 780	4 119±11	2.666±0.007	72 052±325	5 050±14	72 050±325
Y02-15	275	122.8±0.2	0±9	87 235 887±13 091 076 895	4 111.7±8.5	2.692 3±0.006 6	73 130±281	5 056±11	73 130±281
Y02-16	309	214±0.9	0±3	36 195 745 111±349 925 273 797 632	4 090±16	2.718±0.018	74 378±707	5 045±22	74 378±707
Y02-17	340	97.8±0.1	10±7	433 863±316 291	4 071.8±7.3	2.757 2±0.005 3	76 229±243	5 051±10	76 228±243
Y02-18	359	120±0.4	0±2	21 640 665 629±195 263 685 997 376	4 042±14	2.798±0.015	78 241±623	5 040±19	78 241±623
Y02-19	369	83±0.3	4±3	1 001 818±774 652	4 028±15	2.824±0.015	79 516±628	5 041±20	79 516±628
Y02-20	392	127±0.4	18±2	353 055±47 781	3 942±13	3.006±0.016	88 595±741	5 062±20	88 595±741
Y02-21	410	192.2±0.3	8±7	1 170 510±1 002 620	3 941±8.0	3.018 3±0.005 8	89 218±312	5 071±11	89 218±312
Y02-22	429	236±0.9	86±2	137 458±4 003	3 928±13	3.032±0.020	90 014±870	5 064±21	90 012±870
Y02-23	462	219.8±0.5	2710±14	4 078±26	3 921±16	3.045±0.013	90 824±678	5 068±22	90 770±679
Y02-24	470	283.7±0.5	85±7	169 939±13 350	3 951±12	3.068±0.008	91 014±463	5 109±17	91 013±463
Y02-25	500	222.5±0.4	537±10	21 110±380	3 929±9.2	3.088 2±0.006 9	92 411±380	5 102±13	92 401±380

注: 衰变常数取值为 $\lambda_{230}=9.170 \times 10^{-6}/\text{a}$, $\lambda_{234}=2.822 \times 10^{-6}/\text{a}$, $\lambda_{238}=1.551 \times 10^{-10}/\text{a}$. $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$, $\delta^{234}\text{U}$ 初始值是根据²³⁰Th 年龄获得, 即

$$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda_{234} \times T}.$$

初始²³⁰Th 年龄校正采用壳²³⁰Th/²³²Th 平均比值: $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$, “BP”代表“Before Present”, 此处的“Present”定为 1950 CE.

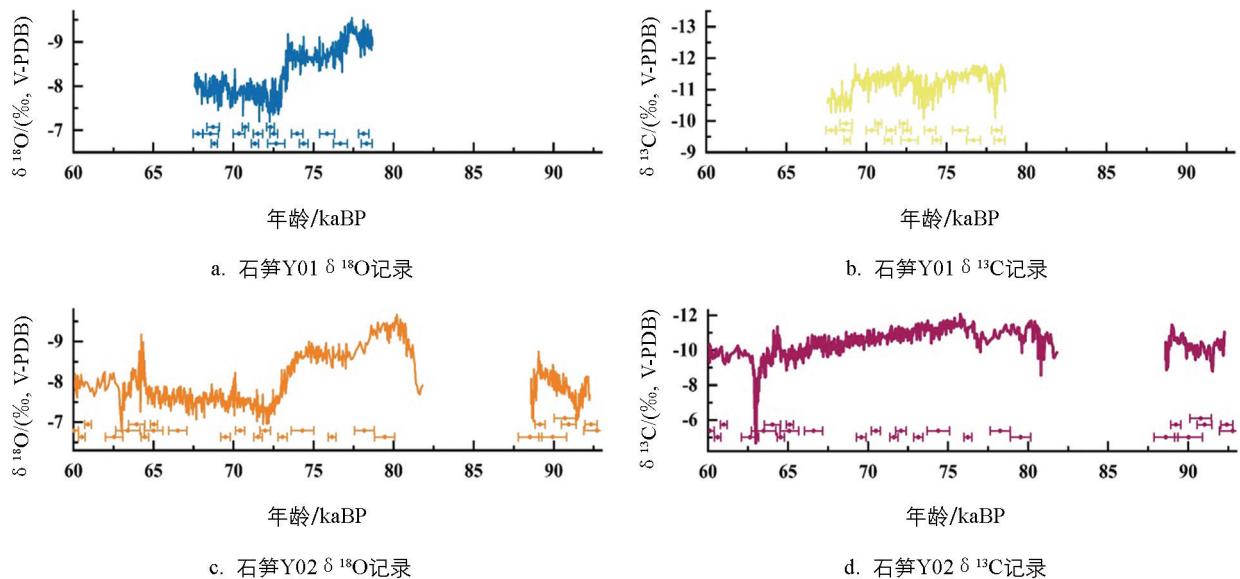


图中蓝色线表示 95% 置信上限和下限, 误差棒表示 ^{230}Th 年龄和 2σ 误差, “Hiatus” 表示沉积间断.

图 2 羊子洞石笋年龄模型

2.2 石笋氧、碳同位素的指示意义

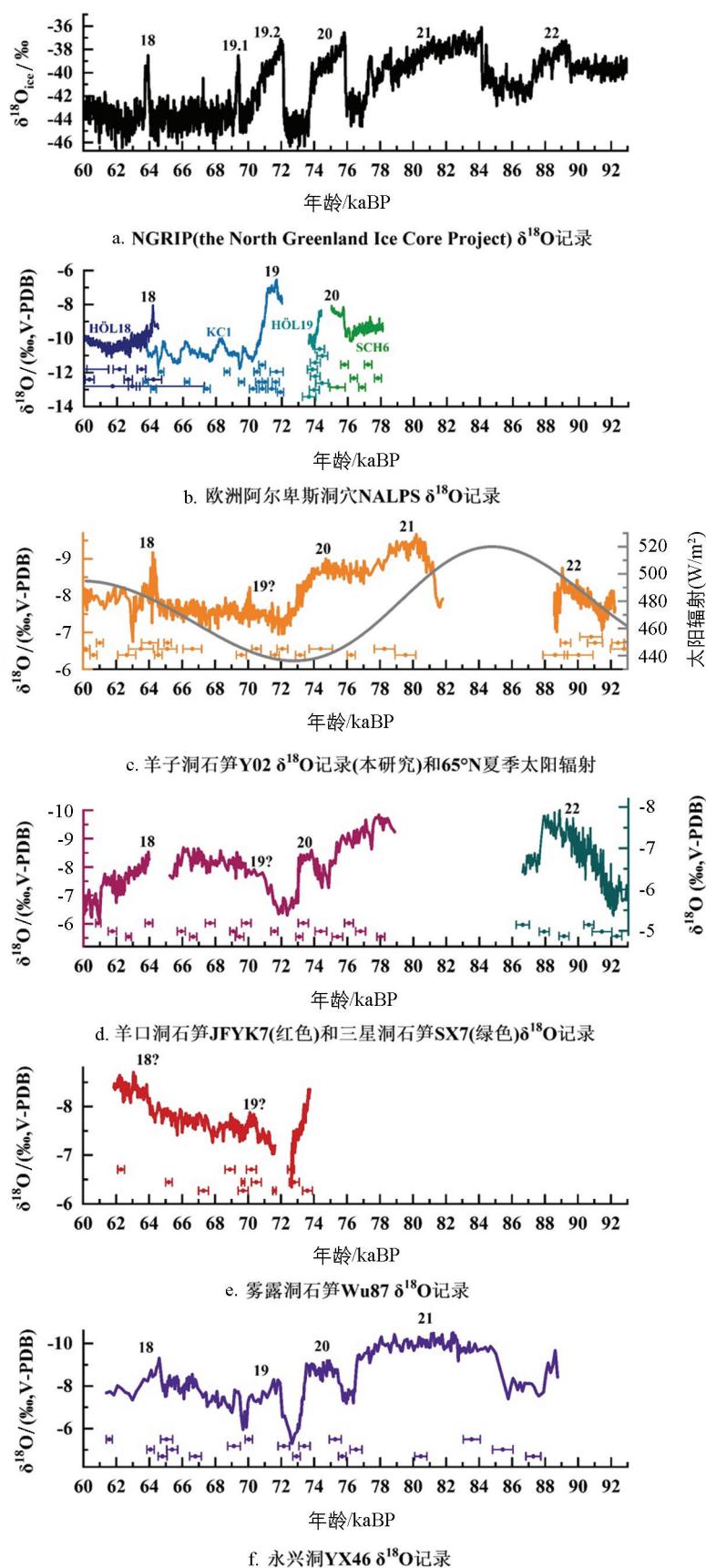
基于 StalAge 年龄模型, 本研究建立了石笋 Y01 和 Y02 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 记录(图 3). 重现性检验是检验碳酸钙是否在同位素平衡条件下沉淀的有效准则^[10]. 在年龄误差和样品分辨率差异范围内, 石笋 Y01 和 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在共同覆盖时段的变化特征类似(图 3), 并且与亚洲季风区其他石笋记录的变化也基本一致(图 4). 因此, 在石笋 Y01 和 Y02 沉积过程中动力分馏的影响可以忽略, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 可以响应洞穴外部水热条件的变化, 反映区域环流状况.



图中不同颜色的误差棒分别表示对应的 ^{230}Th 年龄和 2σ 误差.

图 3 羊子洞石笋氧碳同位素序列

目前主流的观点认为石笋氧同位素反映亚洲夏季风强度, 如 Cheng 等^[2]解释石笋氧同位素为夏季风强度, 氧同位素值偏负指示季风增强. Yang 等^[18]认为石笋氧同位素指示东亚夏季风的强度, 而不是某一洞穴所在区域的降水. 并且 Wu 等^[7]对同样来自羊子洞的石笋氧同位素记录的研究也支持这一观点. 因此, 本研究认为羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化可以指示亚洲夏季风的强度, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负指示季风强度增强, 偏正则指示季风强度减弱.



图中不同颜色的误差棒分别表示对应石笋的测年点和年龄误差($\pm 2\sigma$)。

图 4 研究时段内羊子洞石笋记录中的千年尺度强季风事件与其他气候记录的对比^[5, 6, 11-17]

相比 $\delta^{18}\text{O}$, 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响因素更为复杂。根据前人的研究, 石笋碳同位素通常被解释为千年一轨道尺度上的植被类型、区域温度和湿度变化的代用指标^[19]。此外, 石笋碳同位素组成还会受到方解石先期沉淀、CO₂ 脱气、水岩相互作用等的影响^[20]。但总的来说, 以上因素均受到当地水文气候条件的限制, 即当洞穴外部水热条件改善时, 洞穴上方的植被覆盖面积增加, 岩溶水运移速度加快, 水岩相互作用减弱, 土壤 CO₂ 的生产速率提高, 此时, 大气 CO₂ 和基岩对石笋碳来源的相对贡献减小, 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。重庆地区的洞穴监测结果^[21]和已有的羊子洞石笋记录研究^[7]也支持这一观点。因此本研究认为羊子洞石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 可反映当地水文气候和生态环境变化, 即当石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负时, 指示洞穴外部水热条件较好, 洞穴上方植被覆盖面积增加, 岩溶水运移速度加快, 水岩相互作用减弱。而当石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正时, 则情况相反。

2.3 石笋氧碳同位素记录

如图 3 所示, Y01 共测试 558 个样品, 平均时间分辨率约 19.9 a。Y02 共测试 864 个样品, 平均时间分辨率约 37.2 a。石笋 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列覆盖的时段为 78.7~67.6 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-9.5\text{\textperthousand}$ ~ $-7.2\text{\textperthousand}$ 变化, 平均值为 $-8.3\text{\textperthousand}$ 。石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列覆盖的时段为 92.3~60.1 ka, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-9.7\text{\textperthousand}$ ~ $-6.8\text{\textperthousand}$ 变化, 平均值为 $-8.0\text{\textperthousand}$ 。石笋 Y01 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为 $-11.8\text{\textperthousand}$ ~ $-10.1\text{\textperthousand}$, 平均值为 $-11.2\text{\textperthousand}$ 。石笋 Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为 $-12.1\text{\textperthousand}$ ~ $-4.7\text{\textperthousand}$, 平均值为 $-10.4\text{\textperthousand}$ 。

从整体趋势上看, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出了明显的阶段差异(图 3)。石笋 Y01 记录显示在 78.7~72.8 ka 时段相对 72.8~67.6 ka 时段 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏负, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示在 81.8~72.2 ka 时段相对 92.3~88.6 ka 时段和 72.2~60.1 ka 时段的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更为偏负。具体来看, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在长期趋势上又叠加了多次正偏负偏过程。Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了一次发生在 73.4 ka 左右的负偏波动, 随后石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著偏正, 偏正幅度达 $1.8\text{\textperthousand}$ 。Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了 5 次比较明显的负偏波动, 最早的一次负偏过程开始于 91.5 ka, 另外 3 次显著的负偏波动分别发生在 80.2, 74.7, 64.2 ka 左右, 在 70.1 ka 左右还发生了一次较弱的短暂负偏波动。

不同于石笋氧同位素记录明显的阶段分异特征, Y01 $\delta^{13}\text{C}$ 记录没有明显的趋势变化(图 3)。Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 记录除在 63.0 ka 左右发生了一次强烈的正偏移之外, 整个序列没有表现出大幅度的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏移。此外, 在 89.0, 80.2, 64.3 ka 左右, Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 序列记录到了可与 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相对应的 3 次负偏波动。值得注意的是, 在 75.8~64.9 ka 时段, Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线呈现出在高频振荡下持续缓慢偏正的变化过程, 整个阶段持续时间近 11 ka, 偏正幅度为 $3.2\text{\textperthousand}$, 而 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中没有相对应的变化。

3 讨论

3.1 92.3~60.1 ka 千年尺度季风变化

在 92.3~60.1 ka 时段, 羊子洞石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了多次千年尺度季风增强事件(图 4), 分别为 CIS22, 21, 20, 19, 18 事件, 分别对应于 NGRIP 冰芯记录中的 GI22, 21, 20, 19, 18 事件, 表明亚洲季风与北高纬气候的紧密联系^[1]。石笋 Y01 与 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化类似(图 3), 但石笋 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列覆盖时段较短, 仅完整地记录了 CIS20 事件。

羊子洞石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示的 CIS22 事件开始于 91.5 ka, 并在 89.1 ka 达到最负值 $-8.8\text{\textperthousand}$ (图 4c), 比 NGRIP 冰芯记录中 GI22 事件的开始时间(89.6 ka)早了 1.9 ka(图 4a), 这可能是年龄误差所致^[11]。此外, 格陵兰冰芯记录显示的 GI22 事件具有“快速变暖, 缓慢变冷”的特征, 而石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的 CIS22 事件表现出“缓慢开始, 快速结束”的变化模式, 与 Jiang 等^[6]在研究亚洲季风区三星洞石笋记

录时发现的 CIS22 事件开始阶段的缓变特征一致(图 4d), 因此 CIS22 事件的缓慢开始可能普遍存在于亚洲季风区。

CIS21 事件是整个研究时段季风强度最强盛的气候突变事件, 石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 CIS21 事件的开始阶段存在间断, 仅记录到了该事件的结束阶段。与羊口洞(图 4d)和永兴洞(图 4f)石笋记录对比显示, 羊子洞石笋 Y01 和 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 CIS21 事件结束后未表现出明显的冰阶, 这可能与区域气候和沉积环境差异有关。此外, 同季风区其他石笋记录一致, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示与 CIS21 事件相比, CIS20 事件的季风强度要更低, 即季风出现了阶梯式减弱的变化趋势(图 4)。这可能是由于北高纬夏季太阳辐射处于减弱过程中, 即使在 CS21 后季风强度回升, CIS20 的季风强度也无法恢复到先前的水平。

随着北高纬夏季太阳辐射强度的持续减弱, 在 CIS20 事件结束之后, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录反映的亚洲夏季风强度显著降低。随后 Y01 和 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列显示石笋氧同位素值在小幅高频振荡中逐渐缓慢偏负, 与雾露洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的变化趋势一致(图 4e), 表明季风强度在较弱的状态下缓慢增强。在此长期趋势上, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了一次发生在 70.1 ka 左右的较弱的季风增强波动, 可能对应于 CIS19 事件。与格陵兰冰芯记录(图 4a)和欧洲石笋记录(图 4b)中十分强盛的 GI19 事件不一致, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录的 CIS19 事件明显弱于先前的 CIS20 和 CIS21 事件, 类似的情况也出现在羊口洞(图 4d)和永兴洞(图 4f)石笋记录中。这可能是因为在 CIS19 事件期间, 北半球夏季太阳辐射处于谷值, 由此产生的海陆热力差异减小, 制约了季风强度的增强, 但具体原因还有待于进一步的研究。

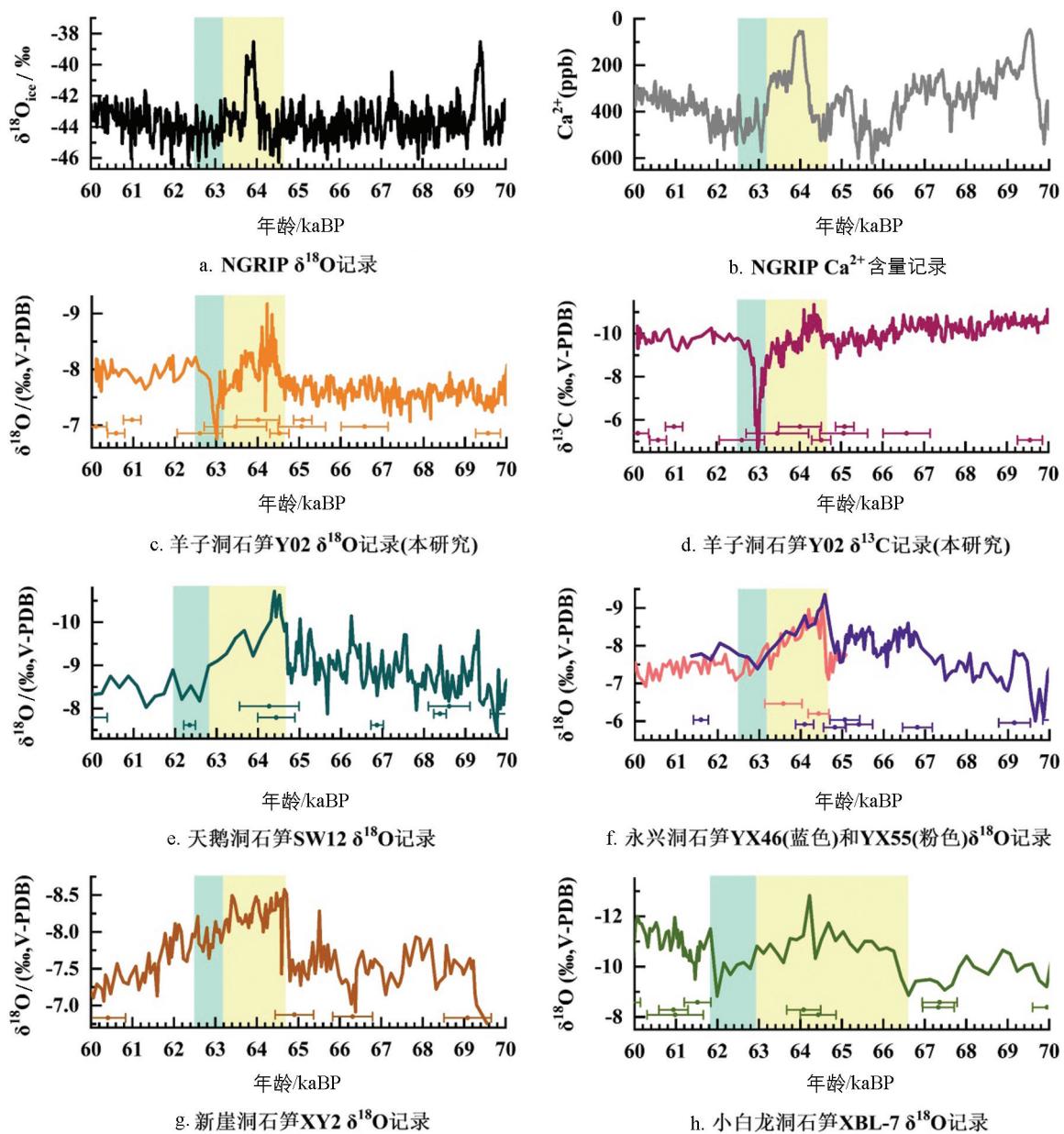
在 64.2 ka 左右, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了一个显著的季风增强事件, 即 CIS18 事件, 对应于格陵兰冰芯记录中的 GI18 事件。关于 CIS18 事件的讨论将在 3.2 部分详细展开。

总的来说, 在 92.3~60.1 ka 时段, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的 5 次千年尺度强季风事件与季风区内其他洞穴石笋记录基本可以对应, 不同记录之间事件的变化幅度、发生时间的差异可能是样品分辨率、测年误差和洞穴区域背景条件的不同等引起的。而石笋 Y01 和 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的细微差异则可能是由于样品分辨率、测年误差、石笋生长速率等因素的影响。

3.2 CIS18 事件

在 64.2 ka 左右, Y02 石笋氧碳同位素值显著偏负, 对应着 CIS18 事件(图 5)。从事件的细节特征来看, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 64.7 ka 开始在波动中逐渐偏负, 并在 64.2 ka 左右达到最负值, 指示夏季风强度达到最盛, 整个过程持续了约 500 a, 变化幅度约为 1.7‰。Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 记录显示的 CIS18 事件开始阶段为 64.6~64.3 ka, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度接近 2‰, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录基本一致。随后, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 序列逐步正偏, 期间叠加了多次短时间尺度的负偏波动, 在 63.2 ka 左右 CIS18 事件结束。在 CIS18 事件的结束阶段, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化幅度约为 1.9‰, 与此相对应的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度达 3.7‰。值得注意的是, 在 CIS18 事件结束之后的 63.0 ka 左右, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 序列均记录了一次短暂的弱季风事件。

与 NGRIP 冰芯记录对比发现(图 5), 羊子洞石笋记录中的 CIS18 事件与千年尺度暖事件 GI18 的发生时间(63.9 ka)基本一致。但是不同于 NGRIP 记录中“快速开始、快速结束”的变化特征, Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录中的 CIS18 事件表现为“快速开始、缓慢结束”的变化模式, 并且事件的持续时间明显要长, 约 1.5 ka。与亚洲季风区内其他石笋记录的对比显示(图 5), Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录的 CIS18 事件的开始时间与永兴洞(64.7 ka)、天鹅洞(64.6 ka)、新崖洞(64.7 ka)记录基本一致, 并且上述记录均表现出 CIS18 事件“快速开始, 缓慢结束”的变化特征。与印度季风区小白龙洞石笋记录进行比较, 发现小白龙洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的 CIS18 事件发生在 64.2 ka 左右, 在误差范围内与 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录一致。不同区域洞穴石笋记录在 CIS18 事件细节特征上的不一致可能是测年误差、样品分辨率和不同洞穴区域背景条件的差异等引起的。



图中黄色阴影指示强季风事件，绿色阴影指示弱季风事件，不同颜色的误差棒分别表示对应石笋的测年点和年龄误差($\pm 2\sigma$)。

图 5 CIS18 事件期间 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 序列与其他气候记录的对比^[5, 11, 22-25]

格陵兰冰芯中的粉尘主要来源于东亚^[26]，因此冰芯中钙离子含量的变化，既表明了亚洲夏季风向东亚大陆内部输送水分状况的变化以及由此导致的粉尘源区的干湿变化，又可指示亚洲大陆内部干旱区的风暴活动强度。NGRIP Ca^{2+} 含量在 64.5~63.1 ka 时段显著下降，表明亚洲大陆内部干旱区的环境明显改善，风暴活动减弱，与 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的 CIS18 事件基本对应(图 5b)。

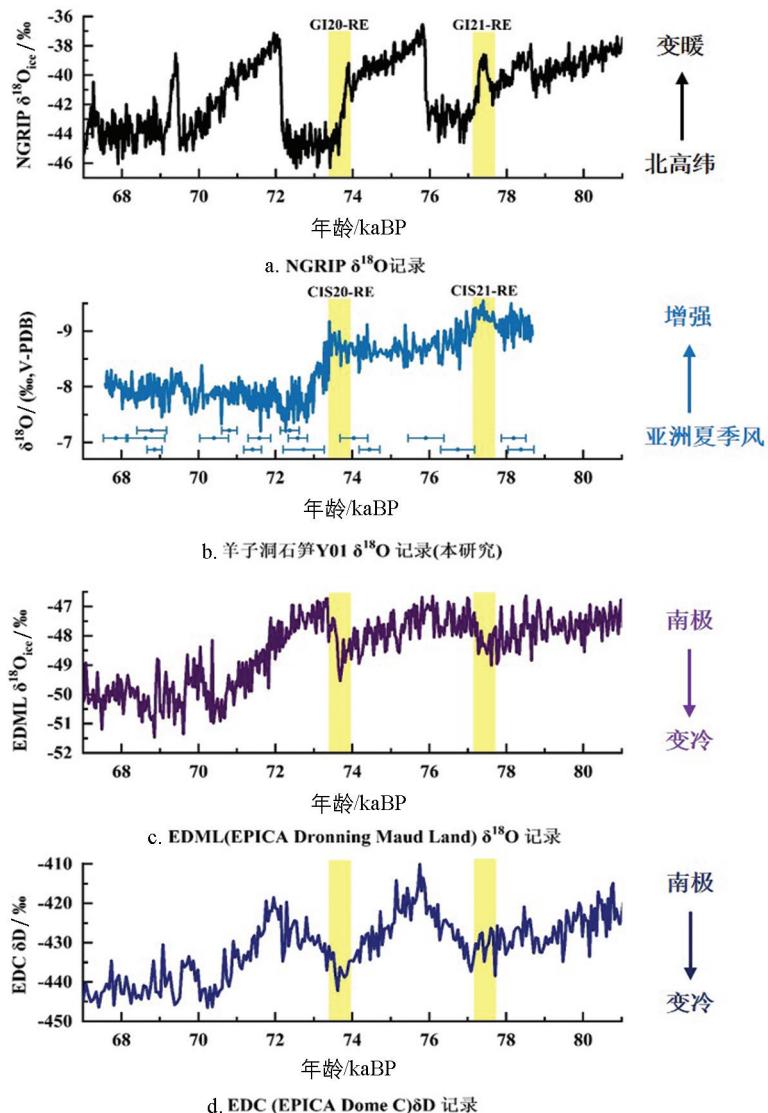
通过上述记录(图 5)，我们可以推断出 CIS18 事件期间亚洲季风气候和洞穴所在区域环境变化情况。在 CIS18 事件的开始阶段，北高纬快速升温，亚洲夏季风强度增强，亚洲内陆干湿度降低，风暴活动减弱。此时 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 值快速偏负，但 Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度较小，可能是在 MIS4 冰期北高纬显著降温、亚洲夏季风强度减弱的背景下，洞穴上覆植被大范围退化，CIS18 事件期间短暂的水热条件改善无法促使植被的明显恢复。在 CIS18 事件的结束阶段，Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 序列均表现出了大幅度的偏正趋势，但石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度(3.7‰)明显更大。此时北高纬温度处于低谷，亚洲夏季风快速减弱，亚洲内陆干湿度增强，

风暴活动增强。这可能表明在寒冷的冰期气候背景下, 一旦洞穴外部水热条件恶化, 尚未恢复的洞穴上覆植被和土壤可能会加速衰退, 植被覆盖面积会大幅减少。同时, 降水减少使得水流经岩溶区时的留存时间延长, 与基岩的相互作用增强, 导致更多偏重的碳进入母液中, 石笋碳同位素组成偏重。

3.3 石笋记录与南极记录对比

在 92.3~60.1 ka 时段, 石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在整体变化趋势上与北高纬夏季太阳辐射一致(图 4), 显示太阳辐射在轨道尺度上对亚洲季风强度的控制^[2]。此外, 亚洲夏季风的千年尺度变化受到北高纬气候变化的深刻影响(图 4), 但是在事件的变化细节特征方面, 南半球的作用不可忽略^[5]。

在 CIS21 和 CIS20 事件结束之前, 高分辨率的石笋 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了分别发生在 77.4 ka 和 73.4 ka 左右的 2 次季风恢复的亚千年尺度事件(图 6), 我们将其标记为 CIS21-RE 事件和 CIS20-RE 事件(the rebound monsoonal events, RE)。CIS21-RE 事件开始于 78.0 ka, 结束于 77.1 ka, 变化幅度为 0.9‰, 持续了约 900 a。CIS20-RE 事件开始于 73.7 ka, 结束于 73.4 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -8.4‰ 负偏至 -9.2‰, 变化幅度为 0.8‰, 持续时间约为 300 a。

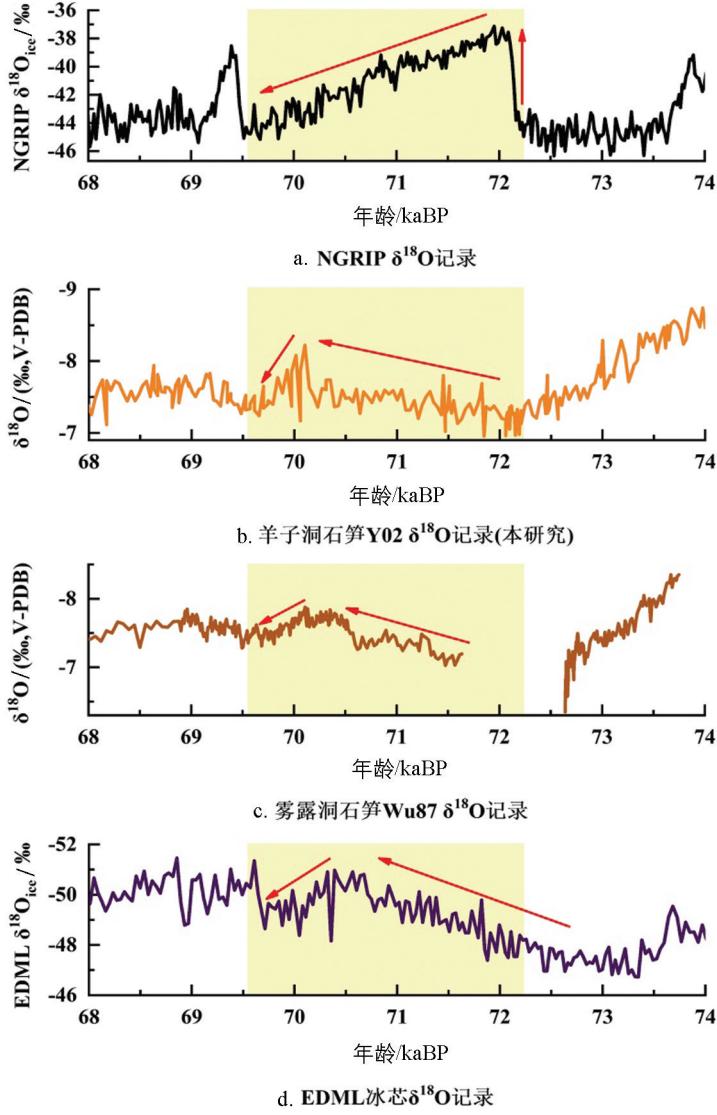


图中黄色阴影指示 2 次季风反弹事件, 蓝色误差棒指示石笋 Y01 的测年点和年龄误差($\pm 2\sigma$)。

图 6 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与南北极冰芯记录的对比^[11, 27, 28]

我们发现 Y01δ¹⁸O 记录中的 2 次季风反弹事件 CIS21-RE 和 CIS20-RE 可以与 NGRIP 记录中 2 次亚千年尺度的暖事件对应，并且其发生时间与南极冰芯记录中的 2 次温度低谷期一致(图 6)。一方面，北高纬的温度变化可以通过高低纬间快速的海气重组影响亚洲季风区。另一方面，南半球的气候信号可以通过跨赤道气流的作用影响亚洲季风^[16]。当南极温度降低的时候，马斯克林高压增强，导致南半球更高的温度梯度，造成更强的越赤道气流，使得亚洲季风环流增强^[29]。反之，当北高纬变冷，大西洋经向翻转环流减弱时，亚洲夏季风减弱，此时大西洋中北向的热量传输减少，热量在南半球积聚，南极温度升高，即南北半球“跷跷板”模式的气候变化^[30]。因此，可能是南半球的持续降温和北半球高低纬之间海气环流的快速重组等因素的共同作用导致了 CIS21-RE 和 CIS20-RE 2 次季风反弹事件的发生。

在 72 ka 左右，NGRIP 冰芯记录显示的北高纬温度迅速升高，在达到最高值后又开始缓慢下降，而 Y02 δ¹⁸O 记录显示的亚洲夏季风强度从 72 ka 左右开始缓慢增强，对应于南极冰芯记录显示的南极温度逐渐降低(图 7)。



图中黄色阴影指示千年尺度气候突变事件，箭头指示曲线变化趋势。

图 7 MIS4 早期中国石笋 δ¹⁸O 记录与南北极冰芯记录对比^[11,17,27]

在 70.1 ka 左右，Y02 δ¹⁸O 序列记录了一次快速的负偏过程，可能标志着强季风事件 CIS19 的发生，此时南极的温度也降到低谷。随后，在 70.1~69.6 ka 时段，石笋氧同位素值开始快速偏正，表明季风强度快速减弱，与此同时，南极温度开始回升。同样的变化模式在雾露洞石笋记录中也有所体现(图 7c)。总的

来说, 在 MIS4 早期, 亚洲夏季风的逐渐增强对应于南极温度的逐渐降低, 季风的快速减弱对应于南极的快速升温, 这表明该时段的季风强度与南极温度反向变化^[5], 亚洲夏季风的变化特征有着显著的南半球气候变化的印记。

4 结论

本研究通过覆盖 92.3~60.1 ka 时段的中国西南地区羊子洞石笋氧碳同位素记录, 经过数据对比与分析, 主要得出以下结论:

在 92.3~60.1 ka 时段内, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录长期变化趋势与北半球夏季太阳辐射变化一致。在此基础上, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录了 5 次千年尺度强季风事件 CIS22, 21, 20, 19, 18, 与季风区内其他石笋记录中的千年尺度事件基本一致, 并且基本对应于 NGRIP 冰芯记录中的千年尺度暖事件 GI22, 21, 20, 19, 18, 表明北高纬气候与亚洲夏季风的紧密联系。

石笋 Y02 $\delta^{18}\text{O}$ 序列完整记录了强季风事件 CIS18 的起止时间和基本结构。CIS18 事件开始于 64.7 ka, 亚洲夏季风强度快速增强并在 64.2 ka 左右达到最盛, 随后季风强度逐渐减弱并在 63.2 ka 左右达到低谷, CIS18 事件结束。在此期间, Y02 $\delta^{13}\text{C}$ 序列与 $\delta^{18}\text{O}$ 序列变化基本一致, 指示洞穴所在区域植被、土壤、水岩相互作用等对季风控制下的外界水热条件变化的响应。

高分辨率的 Y01 $\delta^{18}\text{O}$ 序列记录到了 2 次亚千年尺度季风反弹事件 CIS21-RE 和 CIS20-RE, 其分别对应于 NGRIP 冰芯记录中的 2 次升温波动和南极冰芯记录中的 2 次温度低谷, 表明南北半球的气候联系以及南半球的气候变化在季风反弹事件发生中的作用。此外, 在 MIS4 早期, 羊子洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示 72~70.1 ka 和 70.1~69.6 ka 时段的季风变化与南极冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示的南极温度变化反相关, 且二者的变化模式类似, 表明南半球气候变化对亚洲夏季风的影响。

参考文献:

- [1] 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(5550): 2345-2348.
- [2] CHENG H, EDWARDS R L, SINHA A, et al. The Asian Monsoon over the Past 640, 000 Years and Ice Age Terminations [J]. Nature, 2016, 534(7609): 640-646.
- [3] RASMUSSEN S O, BIGLER M, BLOCKLEY S P, et al. A Stratigraphic Framework for Abrupt Climatic Changes during the last Glacial Period Based on Three Synchronized Greenland Ice-Core Records: Refining and Extending the INTIMATE Event Stratigraphy [J]. Quaternary Science Reviews, 2014, 106: 14-28.
- [4] DANSGAARD W, JOHNSEN S J, CLAUSEN H B, et al. Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-Kyr Ice-Core Record [J]. Nature, 1993, 364(6434): 218-220.
- [5] CHEN S T, WANG Y J, CHENG H, et al. Strong Coupling of Asian Monsoon and Antarctic Climates on Sub-Orbital Timescales [J]. Scientific Reports, 2016, 6: 32995.
- [6] JIANG X Y, WANG X Y, HE Y Q, et al. Precisely Dated Multidecadally Resolved Asian Summer Monsoon Dynamics 113. 5~86. 6 Thousand Years ago [J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 143: 1-12.
- [7] WU Y, LI T Y, YU T L, et al. Variation of the Asian Summer Monsoon since the last Glacial-Interglacial Recorded in a Stalagmite from Southwest China [J]. Quaternary Science Reviews, 2020, 234: 106261.
- [8] 朱学稳, 张远海, 韩道山, 等. 重庆丰都雪玉洞群的洞穴特征和洞穴沉积物 [J]. 中国岩溶, 2004, 23(2): 85-90, 164.
- [9] SCHOLZ D, HOFFMANN D L. StalAge - an Algorithm Designed for Construction of Speleothem Age Models [J]. Quaternary Geochronology, 2011, 6(3/4): 369-382.
- [10] DORALE J A, LIU Z H. Limitations of Hendy Test Criteria in Judging the Paleoclimatic Suitability of Speleothems and the Need for Replication [J]. Journal of Cave and Karst Studies, 2009, 71(1): 73-80.

- [11] ANDERSEN K K, AZUMA N, -M BARNOLA J, et al. High-Resolution Record of Northern Hemisphere Climate Extending into the last Interglacial Period [J]. *Nature*, 2004, 431(7005): 147-151.
- [12] BOCH R, CHENG H, SPÖTL C, et al. NALPS: a Precisely Dated European Climate Record 120-60 Ka [J]. *Climate of the Past*, 2011, 7(4): 1247-1259.
- [13] MOSELEY G E, SPÖTL C, SVENSSON A, et al. Multi-Speleothem Record Reveals Tightly Coupled Climate between Central Europe and Greenland during Marine Isotope Stage 3 [J]. *Geology*, 2014, 42(12): 1043-1046.
- [14] MOSELEY G E, SPÖTL C, BRANDSTÄTTER S, et al. NALPS19: Sub-Orbital-Scale Climate Variability Recorded in Northern Alpine Speleothems during the last Glacial Period [J]. *Climate of the Past*, 2020, 16(1): 29-50.
- [15] LASKAR J, ROBUTEL P, JOUTEL F, et al. A Long-Term Numerical Solution for the Insolation Quantities of the Earth [J]. *Astronomy & Astrophysics*, 2004, 428(1): 261-285.
- [16] ZHANG T T, LI T Y, CHENG H, et al. Stalagmite-Inferred Centennial Variability of the Asian Summer Monsoon in Southwest China between 58 and 79 Ka BP [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 160: 1-12.
- [17] LIU D B, LIU S S, FANG Y F. A Southern and Northern Control on Speleothem-Based Asian Summer Monsoon Variability during MIS 4 [J]. *Quaternary Research*, 2019, 92(3): 738-753.
- [18] YANG X L, YANG H, WANG B Y, et al. Early-Holocene Monsoon Instability and Climatic Optimum Recorded by Chinese Stalagmites [J]. *The Holocene*, 2019, 29(6): 1059-1067.
- [19] ZHANG H W, BRAHIM Y A, LI H Y, et al. The Asian Summer Monsoon: Teleconnections and Forcing Mechanisms—A Review from Chinese Speleothem $\delta^{18}\text{O}$ Records [J]. *Quaternary*, 2019, 2(3): 26.
- [20] COSFORD J, QING H R, MATTEY D, et al. Climatic and Local Effects on Stalagmite $\delta^{13}\text{C}$ Values at Lianhua Cave, China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 280(1/2): 235-244.
- [21] LI T Y, LI H C, XIANG X J, et al. Transportation Characteristics of $\delta^{13}\text{C}$ in the Plants-Soil-Bedrock-Cave System in Chongqing Karst Area [J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(4): 685-694.
- [22] BIGLER M. Hochauflösende Spurenstoffmessungen an Polaren Eisbohrkernen: Glazio-chemische und Klimatische Prozessstudien [D]. Bern, Switzerland: Physics Institute, University of Bern, 2004.
- [23] 刘殿兵, 汪永进, 陈仕涛. 神农架天鹅洞石笋 76~58 ka B. P. 时段 DO 事件 [J]. *沉积学报*, 2007, 25(1): 131-138.
- [24] 李廷勇, 袁道先, 李红春, 等. 重庆新崖洞 XY2 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 57~70 ka BP 古气候变化及其对 D-O 和 H 事件的反映 [J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 2007, 37(6): 798-803.
- [25] CAI Y J, FUNG I Y, EDWARDS R L, et al. Variability of Stalagmite-Inferred Indian Monsoon Precipitation over the Past 252, 000 Y [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112(10): 2954-2959.
- [26] SVENSSON A, BISCAYE P E, GROUSSET F E. Characterization of Late Glacial Continental Dust in the Greenland Ice Core Project Ice Core [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2000, 105(D4): 4637-4656.
- [27] BARBANTE C, BARNOLA J M, BECAGLI S, et al. One-to-one Coupling of Glacial Climate Variability in Greenland and Antarctica [J]. *Nature*, 2006, 444(7116): 195-198.
- [28] JOUZEL J, MASSON-DELMOTTE V, CATTANI O, et al. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800 000 Years [J]. *Science*, 2007, 317(5839): 793-796.
- [29] ROHLING E J, LIU Q S, ROBERTS A P, et al. Controls on the East Asian Monsoon during the last Glacial Cycle, Based on Comparison between Hulu Cave and Polar Ice-Core Records [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(27/28): 3291-3302.
- [30] BROECKER W S. Paleocean Circulation during the last Deglaciation: a Bipolar Seesaw? [J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(2): 119-121.