《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

# 中国中部鱼泉洞石笋多指标记录的早全新世季风突变事件及其水文响应

崔潇萌[1,2]，朱军吉[1,2]，赵侃[1,2*]，吴江滢[1,2]，梁怡佳[1,2]，宁亮[1,2]，邵庆丰[1,2]，汪永进[1,2]

1. 气候系统预测与变化应对全国重点实验室，南京 210023
2. 南京师范大学地理科学学院，江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心，南京 210023
* 通讯作者，E-mail：zhaokan@njnu.edu.cn

2025-06-25收稿，2025-11-13修回，2026-01-04接受，2026-03-10网络版发表
国家重点研发计划项目(2023YFF0804704)和国家自然科学基金项目(41931178、42071105)资助

**摘要** 8.2 ka B.P.事件和9.2 ka B.P.事件是早全新世显著的气候突变事件。然而，关于东亚夏季风在这两个事件期间的表现特征和响应机制的认识仍存在不足。本研究基于早全新世中国中部鱼泉洞石笋(编号YQ18)的高精度定年和高分辨率多指标($\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$、Mg/Ca和$\delta^{234}U$)记录，开展了水文气候重建。结果显示在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间，东亚夏季风显著减弱且区域水文条件趋于干旱，表明研究区干湿状况可能主要受控于东亚夏季风强度变化。YQ18石笋记录显示8.2 ka B.P.弱季风事件发生于约8.38–8.06 ka B.P.，持续时间约为320年，表现为双谷结构。9.2 ka B.P.事件发生于约9.33–9.06 ka B.P.，持续时间约为270年，表现为单谷结构。8.2 ka B.P.弱季风事件和区域干旱($\delta^{18}O$振幅~0.88‰；$\delta^{13}C$振幅~1.42‰)较9.2 ka B.P.事件更加突出($\delta^{18}O$振幅~0.44‰；$\delta^{13}C$振幅~1.18‰)。鱼泉洞石笋记录和北高纬气候指标的对比结果支持北高纬驱动观点，即淡水注入减弱大西洋经向翻转环流，通过改变半球间温度梯度，引起热带辐合带南移，导致东亚夏季风减弱。北大西洋两次大规模淡水注入可能是8.2 ka B.P.弱季风事件呈现双谷结构的重要因素。同时，淡水注入规模和火山喷发可能进一步加强和延长8.2 ka B.P.弱季风事件。因此，本研究强调东亚夏季风敏感响应于外部驱动和内部变率，相关认识为理解当前受人为因素影响下的季风异常事件提供重要参考。

**关键词** 中国中部，石笋，8.2 ka B.P.事件，9.2 ka B.P.事件，东亚夏季风

## 1 引言

大量研究表明全新世存在一系列百年尺度的气候突变事件(Bond等，1997；Alley等，2003；Mayewski等，2004；Li等，2023)，如9.2 ka B.P.、8.2 ka B.P.、4.2 ka B.P.和小冰期事件，这些事件常以北半球高纬度地区降温、亚洲夏季风减弱和低纬度地区干旱为特征(Thompson等，2002；Gupta等，2003；Mayewski等，2004；Li等，2023)。这些气候突变事件的起止时间、结构特征、影响范围及其驱动机制一直是全球变化领域的研究焦点(McKay等，2024；Liu等，2025)。其中8.2 ka B.P.事件是一次全球性的气候突变事件，被确定为早全新世和中全新世的分界线(Walker等，2012，2018)。在东亚季风区，高分辨率气候重建显示8.2 ka B.P.事件表现为双谷结构(Cheng等，2009；Zhang等，2025)，整个事件持续时间约为180年，中心事件约70年，与格陵兰冰芯记录在持续时间和演化特征上具有很好的一致性(Liu等，2013，2025)。相较于8.2 ka B.P.事件，9.2 ka B.P.事件的指标记录较少且大多分辨率较低，因此对9.2 ka B.P.事件特征和驱动机制的理解存在较大的不确定性(Vinther等，2006；Rasmussen等，2007；Fleitmann等，2008；An等，2012；Zhang W等，2018)。中国南方石笋和湖泊研究揭示9.2 ka B.P.事件表现为单谷结构，其事件强度甚至超过8.2 ka B.P.事件，被认为是全新世最剧烈的弱季风事件(Dykoski

中文引用格式：崔潇萌, 朱军吉, 赵侃, 吴江滢, 梁怡佳, 宁亮, 邵庆丰, 汪永进. 2026. 中国中部鱼泉洞石笋多指标记录的早全新世季风突变事件及其水文响应. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1480–1490, doi: 10.1360/SSTe-2025-0191
英文引用格式：Cui X, Zhu J, Zhao K, Wu J, Liang Y, Ning L, Shao Q, Wang Y. 2026. Early Holocene monsoon abrupt changes and hydrological response as recorded by a multiproxy stalagmite from Yuquan Cave, Central China. Science China Earth Sciences, 69(4): 1446–1455, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1817-1

© 2026《中国科学》杂志社

等，2005；张华生等，2016；Zhang W等，2016，2018），但是这一观点并没有得到广泛的证据支持。气候重建和模拟结果表明8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件可能与北高纬气候突变密切相关，即北大西洋融水注入通过海洋过程和/或大气传输机制驱动弱季风事件（McManus等，2004；Shi和Yan，2019；Cheng等，2019，2020）。此外，太阳活动减弱和火山爆发对8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件也有所贡献（Kobashi等，2017；Cole-Dai等，2021；Zhang等，2025）。然而，由于对8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件的持续时间、结构特征和事件强度的认识存在不确定性，限制了对两个事件动力学机制的理解。

中国石笋$\delta^{18}O$指标通常被认为反映东亚夏季风强度（Wang等，2001；Cheng等，2016；Zhang N等，2018；Liang等，2020），而$\delta^{13}C$、$\delta^{234}U$和微量元素可在一定程度上反映区域水文变化（Johnson等，2006；Fairchild和Treble，2009；Zhang N等，2018；Jia等，2022）。目前，高分辨率石笋记录，包括和尚洞（Hu等，2008；Liu等，2013）、石马洞（Zhao等，2025）、莲花洞（Zhang等，2013；张华生等，2016），董哥洞（Wang等，2005；Dykoski等，2005）和神农宫（Zhang等，2025），都记录到了8.2 ka B.P.和/或9.2 ka B.P.事件。但是，气候突变事件期间的东亚夏季风强度与区域水文变化之间的关系并不清楚。基于湖北和尚洞石笋$\delta^{18}O$和Mg/Ca数据的研究表明，在8.2 ka B.P.事件中$\delta^{18}O$值显著正偏与Mg/Ca值显著增大相对应（Liu等，2013），指示季风强度减弱与区域降水减少相一致，并且得到了钙同位素记录的支持（Owen等，2016）。来自同一地区的湖北豪猪子洞（Zhang H等，2018）石笋多指标研究发现，在Heinrich 1事件和新仙女木期事件期间$\delta^{18}O$值正偏，而微量元素Sr/Ca、Mg/Ca、Ba/Ca比值降低，表明东亚夏季风减弱的同时区域降雨量增加。针对上述矛盾，开展更多气候突变事件的多代用指标研究，将有助于加深对不同气候背景下东亚夏季风异常及其区域水文响应的理解，也有助于石笋氧同位素气候意义的全面认识。因此，本研究提供来自中国中部鱼泉洞早全新世石笋多指标气候记录，包括高分辨率的氧碳同位素、微量元素（Mg/Ca、Ba/Ca和Sr/Ca，以下简称X/Ca）、铀同位素和生长速率，来研究8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件的结构特征和驱动机制，并探讨大尺度季风环流与区域水文响应的联系。

## 2 研究区域、材料和方法

鱼泉洞（30°37′ N，110°32′ E；图1）位于湖北省宜昌市长阳土家族自治县，属于长江中游地区。洞口海拔约509 m，洞穴上覆厚约70 m的奥陶系灰岩，上覆土壤发育

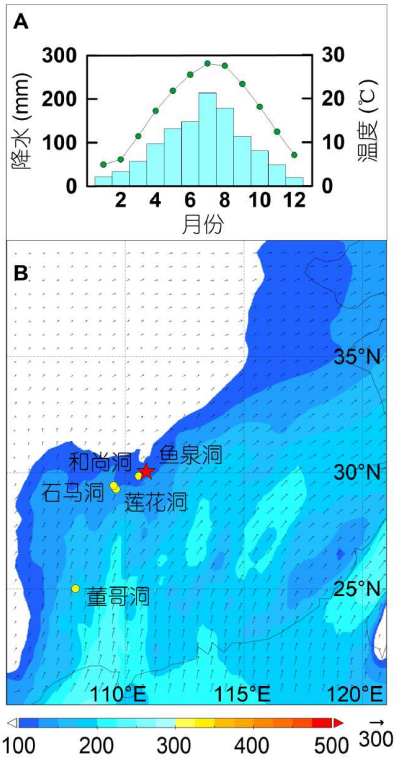


**图1** 宜昌市鱼泉洞地理位置和气候状况。（A）宜昌市1957–2016年月平均气温（黑色实线）和降水量（蓝色柱状）；（B）1979–2010年气候平均的夏季（6–8月）整层积分的水汽输送通量（单位：kg $m^{-1}$ $s^{-1}$；ERA5再分析数据，数据来源https://cds.climate.copernicus.eu）。鱼泉洞（红星）和涉及的和尚洞、石马洞、莲花洞和董哥洞的洞穴位置（黄色圆圈）。图中箭头表示整层积分水汽输送（Integrated Water Vapor Transport，IVT）的方向与大小，图下方为参考箭头，代表IVT大小为300 kg $m^{-1}$ $s^{-1}$。颜色表示IVT的空间分布

良好，植被覆盖密集，主要为木本植物和山地灌木丛。洞道绵延深入山体内部，长约1500 m，洞道共由两段构成，中间由狭窄入口分割开。后半段发育大量石笋、钟乳石以及石幔等其他各种形态的洞穴沉积物，部分区域仍存在大量滴水，但大部分石笋已经停止生长。本文所用石笋YQ18采集于洞穴后半段，该区域封闭性较好，平均温度约为14 ℃，湿度接近100%。研究区域主要受东亚夏季风影响，年均温约17 ℃，年平均降雨量约为1460 mm，其中6–8月份降雨量约占年总雨量的50%。

石笋YQ18（图2）呈上窄下宽的圆锥状，全长290 mm，底部直径约100 mm。切割和抛光后，发现样品纯净，呈半透明状，岩性为致密方解石，未发生溶蚀或重结晶现象。生长轴基本稳定，在150 mm处略有偏移，生长层平直且连续，顶部90 mm生长直径逐渐减小，无明显沉积间断。沿其生长轴总共钻取了16个约10 mg的粉末子样品，用于$^{230}Th$测年。子样品经化学实验处理分离U和Th（Shao等，2019）后，在南京师范大学同位素实验室使用

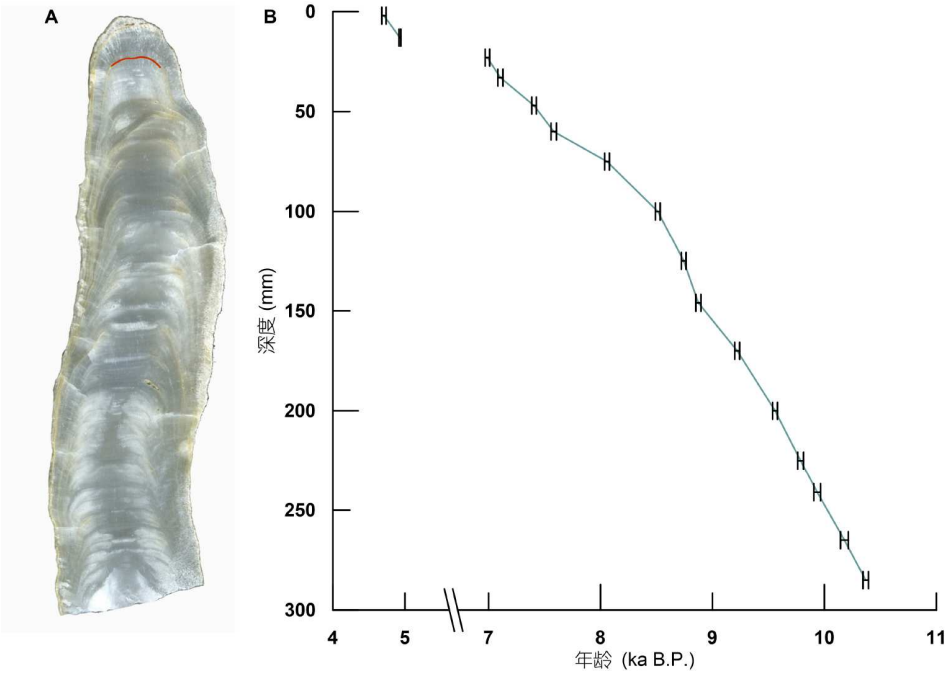


图 2　石笋YQ18样品及年龄模式。(A) YQ18石笋样品横截面扫描照片，红线表示沉积间断的位置；(B) 基于线性内插法的YQ18石笋年龄模型(2σ误差)

多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)进行U-Th年代测定。

使用0.5 mm的牙钻沿石笋生长轴每隔1 mm钻取子样品，共获取子样品291个，用于同位素测试。另外，在石笋64 mm、167 mm和249 mm深度分别钻取6个平行样品用于Hendy检验(Hendy，1971)。在南京师范大学同位素实验室使用碳酸盐自动进样装置(Kiel Carbonate Device)和稳定同位素质谱仪(Finnigan MAT-253)进行联机测试，同位素结果选用标准参照Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)标准进行。$\delta^{18}O$分析精度~0.06%(1σ)，$\delta^{13}C$为~0.05%(1σ)。

同位素测试剩余样品，用于微量元素测试，以保证石笋多指标数据位于同一深度。微量元素测试在南京师范大学宇生核素实验室完成，采用电感耦合等离子体光谱仪(ICP-OES)测得291组微量元素数据，标准误差小于2%。

## 3　结果

### 3.1　年代学

$^{230}Th$测年结果见表1。YQ18的$^{238}U$含量较高，平均含量约为2.62 ppm(1 ppm=1 μg/g)，测年误差较小(13–35年)，平均误差仅为23年。$^{230}Th$测年结果表明石笋YQ18生长于10.37±0.03至4.71±0.03 ka B.P.(B.P.表示年龄相对于1950 A.D.)。测年结果和岩性分析证实在15 mm附近存在沉积间断，因此，本文主要以其15–290 mm深度为主要研究对象，使用线性内插法建立年龄模型(图2)，研究时段约为10.42–6.90 ka B.P.。

### 3.2　氧碳同位素

石笋YQ18的稳定同位素在10.42–6.90 ka B.P.期间平均分辨率约为13年。$\delta^{18}O$值在−9.56‰和−8.19‰之间变化，变化幅度为1.37‰，平均值为−8.89‰。$\delta^{13}C$值在−9.28‰和−6.44‰之间变化，变化幅度为2.84‰，平均值为−7.90‰(图3A和图3B)。在10.42–6.90 ka B.P.范围内，$\delta^{13}C$与$\delta^{18}O$呈显著正相关($r$=0.65，$n$=276，置信区间95%；网络版附图S1)。$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值均表现出明显的百年尺度变化。在约8.56–7.61 ka B.P.和9.42–8.94 ka B.P.期间，$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值均表现出明显的正偏移，在~8.10 ka B.P.时，$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值均达到最大值。

### 3.3　微量元素

YQ18微量元素在研究时段的平均分辨率约为13年。Mg/Ca记录变化范围为0.012–0.030 mmol/mol，平均值为0.019 mmol/mol，在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.附近Mg/Ca的值显著增加(图3D)。Ba/Ca记录的变化范围为$0.44\times10^{-3}$–$1.21\times10^{-3}$ mmol/mol，平均值为$0.82\times10^{-3}$ mmol/mol；Sr/Ca记录变化范围为$0.38\times10^{-3}$–$0.66\times10^{-3}$ mmol/mol，平均

表1　石笋YQ18的铀系测年结果

| 样品名称 | 深度 (mm) | $^{238}$U (ppb) | $^{232}$Th (ppt) | $^{230}$Th/$^{232}$Th (原子数×10$^{-6}$) | δ$^{234}$U (测量值) | $^{230}$Th/$^{238}$U (活度比) | $^{230}$Th年龄(yr) (未校正) | $^{230}$Th年龄 (yr B.P.) (校正后) | δ$^{234}$U$_{初始值}$ (校正后) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| YQ18-2 | 2 | 1296.29±0.38 | 317.3±103.4 | 807±263 | 502.0±1.3 | 0.0647±0.0004 | 4714±30 | 4709±30 | 508.7±1.3 |
| YQ18-13 | 13 | 4024.52±0.72 | 10.5±96.7 | 80566±737630 | 533.2±0.6 | 0.0689±0.0002 | 4930±13 | 4930±13 | 540.7±0.6 |
| YQ18-23 | 23 | 2289.29±0.41 | 95.5±91.5 | 6876±6589 | 490.4±0.8 | 0.0938±0.0003 | 6991±20 | 6990±20 | 500.2±0.8 |
| YQ18-33 | 33 | 1983.06±0.41 | 26.9±99.3 | 21278±78806 | 478.3±0.8 | 0.0945±0.0003 | 7105±23 | 7106±23 | 488.0±0.9 |
| YQ18-47 | 47 | 2858.00±0.61 | 520.4±94.1 | 1666±301 | 491.2±0.8 | 0.0992±0.0003 | 7410±20 | 7407±20 | 501.5±0.8 |
| YQ18-60 | 60 | 2459.74±0.47 | 710.7±97.7 | 1072±147 | 488.2±0.7 | 0.1014±0.0003 | 7588±24 | 7583±24 | 498.8±0.7 |
| YQ18-75 | 75 | 2355.48±0.47 | 10.4±93.8 | 74506±679901 | 512.5±0.6 | 0.1091±0.0003 | 8059±21 | 8059±21 | 524.3±0.6 |
| YQ18-100 | 100 | 3197.18±0.62 | 240.7±89.8 | 4596±1714 | 490.3±0.7 | 0.1133±0.0003 | 8514±21 | 8512±21 | 502.2±0.7 |
| YQ18-125 | 125 | 2793.53±0.42 | 100.2±92.9 | 9869±9131 | 484.3±0.6 | 0.1157±0.0003 | 8742±21 | 8743±21 | 496.4±3.8 |
| YQ18-146 | 146 | 2966.88±0.58 | 777.6±88.2 | 1405±160 | 521.7±0.7 | 0.1205±0.0003 | 8879±23 | 8874±23 | 535.0±0.7 |
| YQ18-170 | 170 | 2934.99±0.53 | 6.3±97.8 | 177801±2726432 | 507.4±0.7 | 0.1237±0.0003 | 9221±22 | 9221±22 | 520.8±0.7 |
| YQ18-200 | 200 | 3210.16±0.60 | 300.6±93.6 | 4146±1291 | 495.6±0.6 | 0.1270±0.0003 | 9561±22 | 9559±22 | 509.2±0.6 |
| YQ18-225 | 225 | 2233.61±0.40 | 5.5±95.9 | 158264±2743711 | 463.9±0.7 | 0.1271±0.0003 | 9787±26 | 9787±26 | 476.9±0.7 |
| YQ18-241 | 241 | 2843.76±3.55 | 9.9±32.1 | 113616±366494 | 475.5±2.3 | 0.1300±0.0003 | 9936±30 | 9936±30 | 489.1±2.3 |
| YQ18-265 | 265 | 1247.46±0.33 | 0.3±94.6 | 2447247±773028642 | 531.2±1.4 | 0.1381±0.0004 | 10179±35 | 10179±35 | 546.7±1.5 |
| YQ18-285 | 285 | 3247.57±0.57 | 2345.7±88.6 | 583±22 | 499.6±0.7 | 0.1378±0.0003 | 10383±24 | 10369±24 | 514.4±0.7 |

U衰变常数：$\lambda_{238}$=1.55125×10$^{-10}$(Jaffey等，1971)，$\lambda_{234}$=2.82206×10$^{-6}$(Cheng等，2013)。Th衰变常数：$\lambda_{230}$=9.1705×10$^{-6}$(Cheng等，2013)。$^{234}$U=([$^{234}$U/$^{238}$U]activity−1)×1000，误差为2σ。校正$^{230}$Th年龄假设初始的$^{230}$Th/$^{232}$Th原子比为4.4±2.2×10$^{-6}$。B.P.全称“Before Present”，距今年龄相对于公元1950 A.D.。

值为0.51×10$^{-3}$ mmol/mol(图3E和图3F)。其中Ba/Ca与Sr/Ca显著正相关($r$=0.64，$n$=276，置信区间95%；图S1)，Mg/Ca与Sr/Ca($r$=0.33，$n$=276，置信区间95%；图S1)呈弱正相关，而Mg/Ca与Ba/Ca没有相关性。

## 4　讨论

### 4.1　石笋YQ18的多指标解释

同位素平衡分馏是石笋δ$^{18}$O作为古气候代用指标的重要前提条件。Hendy检验(Hendy，1971)结果显示鱼泉洞石笋同一纹层粉末样品的δ$^{18}$O变化均小于0.3‰，δ$^{13}$C变化均小于0.5‰(图S2)，且同一生长层内碳、氧同位素没有明显的由中心向边缘变重的趋势，也未表现出明显的线性相关。重现性检验也是证明同位素是否达到平衡分馏的重要手段(Dorale和Liu，2009)。鱼泉洞δ$^{18}$O序列与附近和尚洞(Hu等，2008；Liu等，2013)、石马洞(Zhao等，2025)、莲花洞(Zhang等，2013；张华生等，2016)和董哥洞(Wang等，2005；Dykoski等，2005)的石笋δ$^{18}$O序列具有相似的千年至百年尺度的波动特征(图4)，在测年误差范围内δ$^{18}$O值在~8.2 ka B.P.和~9.2 ka B.P.存在相似的正向偏移。这些结果表明石笋YQ18同位素接近平衡分馏，适合用于古气候重建。

中国洞穴石笋δ$^{18}$O被认为是反映东亚夏季风强度的代用指标(Cheng等，2016；Liang等，2020)，主要受到两大机制影响：即季风降雨量在年总降雨量中所占比例的变化(Wang等，2001)和水汽源地到洞穴地点之间的雨除效应(Yuan等，2004)。模拟结果也支持中国石笋δ$^{18}$O代表东亚夏季风强度的变化(Liu等，2014)。此外，在一致的夏季水汽输送背景下(图1B)，鱼泉洞石笋δ$^{18}$O记录与和尚洞、石马洞、莲花洞和董哥洞具有相似的变化特征(图4)。因此，石笋YQ18的δ$^{18}$O记录反映了大尺度季风环流或季风强度的变化，石笋δ$^{18}$O值偏正(偏负)反映了东亚夏季风强度减弱(增强)。

由于洞穴滴水首先通过上覆土壤，土壤有机质与植被密切相关，因此洞穴上覆植被类型和生物量对石笋碳同位素有重要影响(Dorale，1998；McDermott，2004)。当C3植被占主导时，石笋δ$^{13}$C值的变化范围为−14.0‰–−6.0‰；若C4植被占主导地位，δ$^{13}$C的变化范围为−6.0‰–−2.0‰(McDermott，2004)。鱼泉洞上覆植被主要为C3植被，石笋δ$^{13}$C变化范围为−9.28‰–−6.40‰，表明石笋δ$^{13}$C主要受控于C3植被覆盖和生物量变化。这一结果得到临近和尚洞HS-4石笋δ$^{13}$C$_{24FA}$记录的支持，δ$^{13}$C$_{24FA}$值在暖期湿润条件下(早全新世和中世纪暖期)显著偏负，指示C3植被主导(Wang等，2019)。此外，水岩相互作用

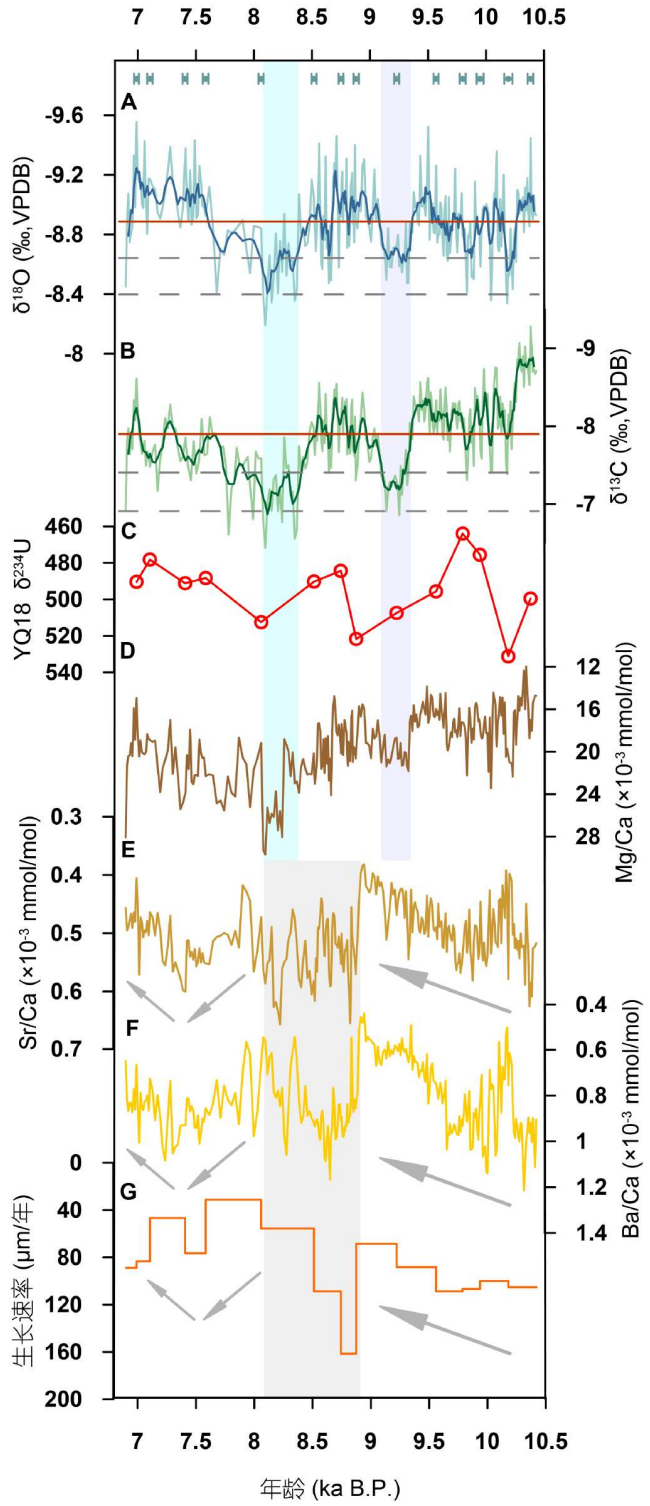


**图 3**　石笋YQ18的多指标记录和$^{230}$Th测年结果(2σ误差)。(A、B)$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$，深色实线为五点滑动平均结果；(C–G)$\delta^{234}U$、Mg/Ca、Sr/Ca、Ba/Ca和生长速率；(A)和(B)中红色水平线代表平均值，灰色虚线代表平均值加上一倍或两倍的标准差(standard deviation，SD)。将$\delta^{18}O$序列五点滑动平均结果偏正超过1 SD定义为弱季风事件，分别用蓝色和紫色条带指示8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件。灰色条带指示Ba/Ca和Sr/Ca值显著正偏，且生长速率增加部分，灰色箭头代表三个指标之间相似的变化趋势。蓝色点与误差棒是样品$^{230}$Th测年结果和2σ误差

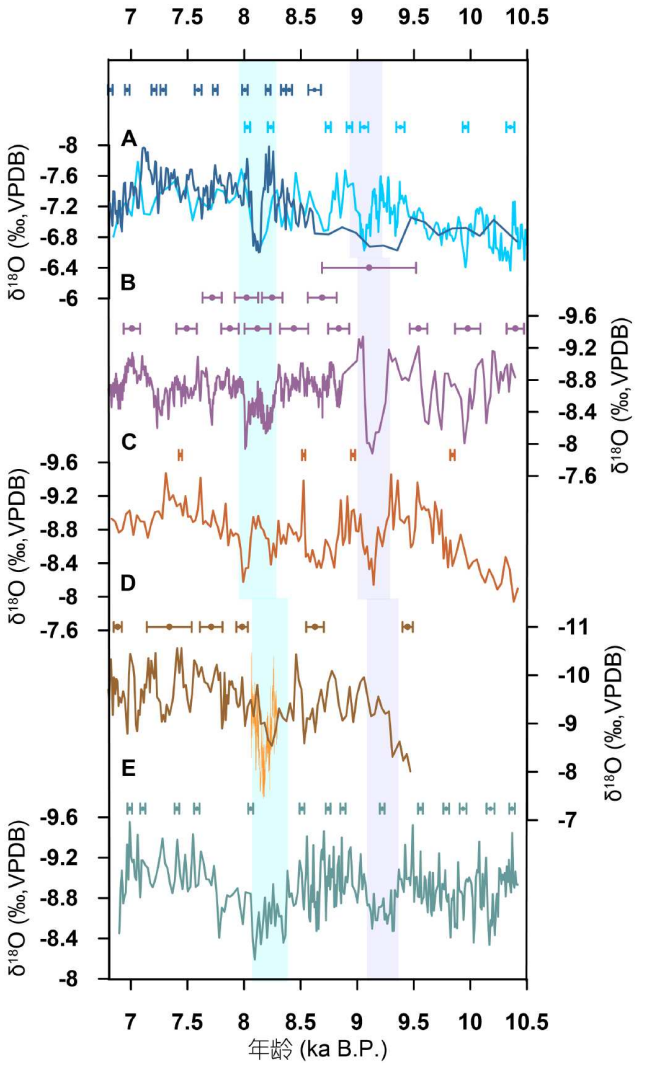


**图 4**　中国石笋氧同位素记录的8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件。(A)莲花洞石笋LH-2(深蓝色)和LHD5(浅蓝色)(Zhang等，2013；张华生等，2016)；(B) 董哥洞石笋DA和D4(Wang等，2005；Dykoski等，2005)；(C) 石马洞石笋(Zhao等，2025)；(D) 和尚洞HS-4石笋(Hu等，2008；Liu等，2013)；(E) 鱼泉洞石笋YQ18(本研究)。图中显示了各石笋记录的$^{230}$Th年龄及其误差(2σ)，蓝色和紫色条带分别指示8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件

(water-rock interaction，WRI)，方解石先期沉积作用(Prior Calcite Precipitation，PCP)和$CO_2$去气过程等因素也会对石笋$\delta^{13}C$产生重要影响。其中，干旱条件下(降水减少)，下渗水在岩层中停留时间较长，易发生PCP作用，$CO_2$去气作用增强，导致洞穴沉积物中$\delta^{13}C$值偏正(Baker等，1997)。石笋YQ18中$\delta^{13}C$与Mg/Ca呈显著正相关($r$=0.77，置信区间95%，图S1)，支持YQ18 $\delta^{13}C$的变化可能受到PCP作用影响，并与局地水文过程密切相关(Baker等，1997；Johnson等，2006)。因此，YQ18 $\delta^{13}C$记录主要反映与区域水文变化密切相关的植被变化，即

当区域降雨和土壤水分减少(增加)时，植被密度和土壤微生物活动的减少(增加)会导致土壤$CO_2$产量的减少(增加)和PCP作用增强(减弱)，最终导致石笋$\delta^{13}C$值增加(减少)。

大量研究表明石笋微量元素变化与PCP和WRI作用有关(Cruz等，2007；Zhang等，2018；Wassenburg等，2020；Jia等，2022)。在干旱气候条件下，WRI时间延长，基岩中Mg，Ba和Sr的淋溶增强。同时，渗透水在岩层中滞留时间变长，导致PCP作用增强，Ca优先沉积，使得Mg，Ba和Sr相对于钙的比值偏高(Fairchild等，2000；Fairchild和Treble，2009；Johnson等，2006)。石笋YQ18中Mg/Ca与$\delta^{13}C$的显著正相关指示PCP作用的重要影响(Fairchild和Treble，2009)。已有研究表明，若PCP作用占主导，则ln(Sr/Ca)与ln(Mg/Ca)呈线性相关，其趋势线斜率应处于0.709–1.45区间(Sinclair，2011；Wassenburg等，2020)，然而YQ18的ln(Sr/Ca)与ln(Mg/Ca)线性相关的趋势线斜率为0.21±0.04(图S1)，远低于预期斜率，表明除了PCP作用，其他过程也有重要贡献。Mg/Ca与Sr/Ca，Ba/Ca之间并没有显著正相关(图S1)也指示了不同的控制因素。已有研究表明锶分配系数D(Sr)对石笋生长速率变化较敏感，并与生长速率呈正相关(Mucci和Morse，1983；Tesoriero和Pankow，1996；Huang和Fairchild，2001；Day和Henderson，2013)。此外，由于D(Sr)和D(Ba)非常接近，在大多石笋样品中都可以发现Sr和Ba显著正相关(Day和Henderson，2013)。YQ18中生长速率变化显著，最大变幅由68.57 μm/年增大至161.54 μm/年，接近2.5倍。Ba/Ca、Sr/Ca曲线与生长速率曲线具有大体相似的变化趋势(图3E–G)，这可能反映了生长速率对Sr和Ba的影响(Day和Henderson，2013)。石笋生长速率对温度、降水、土壤$CO_2$分压和滴水速率等气候因素具有复杂的响应关系(Mariethoz等，2012；Proctor等，2002)。在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间，温度降低和降雨减少，土壤生物活动减弱和$CO_2$分压降低，滴水速率减慢，可能导致生长速率减缓，进而使得Ba/Ca和Sr/Ca值变小(图3)。综上所述，本文认为石笋YQ18的$\delta^{13}C$和Mg/Ca主要受控于PCP作用，反映局地水文变化，而Ba/Ca和Sr/Ca的变化可能主要受生长速率影响。

石笋铀同位素也能在一定程度上反映洞穴水文过程(Hellstrom和McCulloch，2000)。岩溶系统中$\delta^{234}U$变化与$^{234}U$衰变产生的α粒子反冲及$^{234}U$衰变后的淋失过程有关，而这两个因素都与渗透水的滞留时间相关，在干旱条件下两个因素都会引起$\delta^{234}U$值升高(Hellstrom和McCulloch，2000；Pan等，2023)。虽然YQ18石笋$\delta^{234}U$序列的分辨率较低，但是$\delta^{234}U$值在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间均有显著的增加(图3C)，与$\delta^{13}C$和Mg/Ca指示的干旱环境相一致。因此，$\delta^{234}U$值变化与区域降雨量和岩溶水渗透过程有关，和$\delta^{13}C$、Mg/Ca共同反映了局地水文变化。

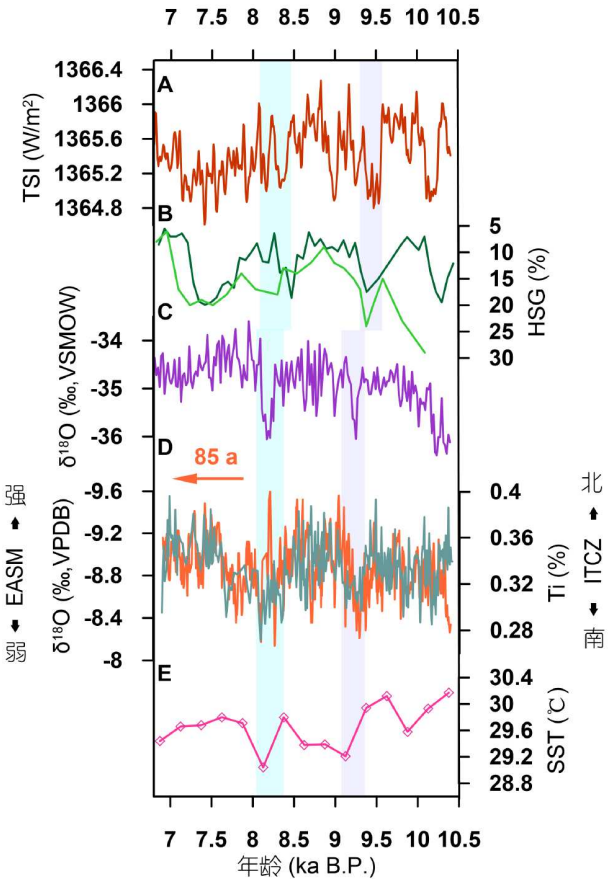


**图5** 基于石笋氧同位素重建的东亚夏季风强度与主要气候驱动因子的对比。(A) 总太阳辐射(TSI，Vieira等，2011)；(B) 北大西洋赤铁矿染色颗粒(HSG，Bond等，2001)；(C) 格陵兰冰芯NGRIP的20年分辨率$\delta^{18}O$记录(Vinther等，2006)；(D) 石笋YQ18的$\delta^{18}O$记录(蓝绿色，本研究)和反映ITCZ位置移动的Cariaco盆地Ti浓度记录(橙色，Haug等，2001，橙色箭头代表ITCZ时间序列的往年轻方向系统移动，在年龄误差范围内移动85年)；(E) 赤道西太平洋暖池表层浮游有孔虫Mg/Ca重建的SST数据(Stott等，2004)。蓝色和紫色条带分别指示8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件

## 4.2 中国中部地区8.2 ka和9.2 ka弱季风事件

根据已有研究对8.2 ka B.P.事件的定义方法(Liu等，2025)，以$\delta^{18}O$序列五点滑动平均结果偏正超过1 SD来计算8.2 ka B.P.事件的持续时间，则YQ18记录的8.2 ka B.P.事件开始于~8.38 ka B.P.，结束于~8.06 ka B.P.(图3，蓝色条带)，持续时间约为320年。这一持续时间略长于前人基于石笋年纹层计数的研究结果(Liu等，2013；Duan等，

2023；Liu等，2025)，可能是受到$^{230}$Th测年误差和线性内插年龄模型的限制。$\delta^{13}$C记录显示了和$\delta^{18}$O记录一致的8.2 ka B.P.事件时间和结构特征，且振幅更加突出。整个8.2 ka B.P.事件，$\delta^{18}$O振幅为~0.88‰，$\delta^{13}$C振幅为~1.42‰。根据YQ18 $\delta^{18}$O和$\delta^{13}$C值偏正超过2 SD的部分，可以判断8.2 ka B.P.事件的中心干旱开始于~8.13 ka B.P.，结束于~8.06 ka B.P.，持续约70年，这一结果与和尚洞研究相一致(Liu等，2013)。YQ18 $\delta^{18}$O记录的8.2 ka B.P.弱季风事件，呈现出双谷结构，这与以往的研究结果相一致(Cheng等，2009；Duan等，2023；Pan等，2023；Wood等，2023；Liu等，2025；Zhang等，2025)(图3，蓝色条带)。

同样，以$\delta^{18}$O序列五点滑动平均结果偏正超过1 SD计算，9.2 ka B.P.弱季风事件发生于约9.33–9.06 ka B.P.(图3，紫色条带)，持续时间约为270年。$\delta^{13}$C记录的9.2 ka B.P.事件持续时间和结构特征与$\delta^{18}$O记录一致，且事件特征更加显著。$\delta^{18}$O振幅为~0.44‰，$\delta^{13}$C振幅为~1.18‰。这一事件得到邻近石马洞(Zhao等，2025)、莲花洞(张华生等，2016)，以及董哥洞(Dykoski等，2005)石笋记录的支持(图4，紫色条带)。9.2 ka B.P.事件期间石笋记录的$\delta^{18}$O值持续偏正，表示东亚夏季风强度显著减弱。位于湖北神农架的大九湖沉积序列也记录了显著的9.2 ka B.P.事件，其地球化学指标和孢粉序列表明泥炭发育在9.2 ka B.P.左右突然中断，此时化学风化强度降低，孢粉减少，表明区域十分干旱，认为是亚洲夏季风显著减弱的证据(Zhang W等，2018)。YQ18记录的9.2 ka B.P.弱季风事件呈现类似于“V”形的单谷结构特征，与北高纬冰芯(Vinther等，2006)、大九湖(Zhang W等，2018)和董哥洞(Dykoski等，2005)记录的9.2 ka B.P.事件结构相似。相比之前研究代用指标分辨率较低以及测年误差较大等因素，YQ18石笋提供了9.2 ka B.P.弱季风事件更优的起止时间控制和结构特征(图4，紫色条带)。

在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间，YQ18氧碳同位素在事件结构，持续时间和事件强度上高度相似，并得到Mg/Ca的支持(图3)。$\delta^{18}$O-$\delta^{13}$C和$\delta^{18}$O-Mg/Ca之间的相关性在事件期间显著提高(表2)。这一结果说明中国中部(长江中游)区域水文变化($\delta^{13}$C，Mg/Ca和$\delta^{234}$U)敏感响应于东亚夏季风强度($\delta^{18}$O)，且同步快速响应全球性气候突变事件。这一结果和临近和尚洞石笋多指标重建结果相一致(Liu等，2013；Owen等，2016)。这一发现对未来相似气候背景下，中国长江经济带的水文气候预测，水资源和生态系统管理具有重要意义。此外，鱼泉洞YQ18记录的8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件对比发现存在以下显著差异：(1)8.2 ka B.P.事件持续时间略长于9.2 ka B.P.事件。

**表2　YQ18不同时段指标间相关性**

| 指标 | 相关系数($r$) | | |
|---|---|---|---|
| | 10.42–6.90 ka B.P. | 8.38–8.06 ka B.P. | 9.33–9.06 ka B.P. |
| $\delta^{18}$O-$\delta^{13}$C | 0.65 | 0.88 | 0.68 |
| $\delta^{18}$O-Mg/Ca | 0.47 | 0.54 | 0.72 |

(2)8.2 ka B.P.事件呈现双谷结构，而9.2 ka B.P.事件为单谷结构。(3)8.2 ka B.P.事件强度要大于9.2 ka B.P.事件。这些差异可能与气候突变事件的触发机制-信号传输和放大机制不同有关(Bond等，2001)。

### 4.3　8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件的驱动机制

已有研究表明全新世气候突变事件与北高纬气候变化密切相关(Bond等，2001；Wang等，2005；Cheng等，2009)。鱼泉洞石笋$\delta^{18}$O记录的8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件与太阳辐射减弱(图5A)(Vieira等，2011)，北大西洋深海沉积记录的冰漂碎屑增加(图5B)(Bond事件，Bond等，2001)和格陵兰冰芯记录的降温事件(图5C)(Vinther等，2006)在年龄误差范围内一一对应，支持太阳活动，北高纬气候和低纬水文变化的机制联系。然而，由于太阳辐射变化很小(Rind，2002)，需要额外的内部变率加以放大和传输，如大西洋经向翻转环流(Atlantic meridional overturning circulation，AMOC)(Bond等，2001)和/或厄尔尼诺和南方涛动(El Niño-Southern Oscillation，ENSO)(Emile-Geay等，2007)。大量研究表明早全新世气候突变事件是淡水注入北大西洋导致AMOC减弱引起的(Ellison等，2006)。AMOC减弱阻碍了温暖的表层水向北输送，造成北半球降温而南半球升温。研究表明热带辐合带(Intertropical Convergence Zone，ITCZ)通常向相对温暖的半球移动(Schneider等，2014)。因此，太阳辐射减弱背景下，淡水注入导致的AMOC减弱通过大气和/或海洋过程改变半球间温度梯度，驱动ITCZ向南移动(Hughen等，1996；Black等，1999；Yuan等，2023)。低纬季风强度变化直接受控于半球间温度梯度和ITCZ位置移动(Donohoe等，2013)，当ITCZ南移，北半球季风减弱而南半球季风增强(Cheng等，2009)。如图5D所示，鱼泉洞石笋$\delta^{18}$O记录和反映ITCZ位置移动的Cariaco盆地Ti浓度记录(Haug等，2001)具有高度相似性($r$=−0.27，$n$=257，在约10.26–7.00 ka B.P.期间)，支持北高纬气候突变通过调制ITCZ位置移动影响东亚夏季风强度的观点(Cheng等，2009；Zhao等，2023；Pan等，2023；Zhang等，2025)。

过去的研究表明ENSO也可能是太阳活动影响地球气

候变化的媒介之一(Emile-Geay等，2007)。太阳辐射减弱(增强)可能引起热带东太平洋变暖(变冷)，进入类厄尔尼诺(类拉尼娜)态(Marchitto等，2010)，这一响应模式称为“海洋动力恒温器”(Clement等，1996)。此外，大西洋径向翻转流的减弱也会触发厄尔尼诺态并加强西太平洋反气旋异常(Chen等，2015)。大量研究已经揭示了ENSO和东亚夏季风之间的链式响应关系(Wang等，2017)。厄尔尼诺期间沃克环流减弱，其上升支东移远离西太平洋暖池(Rasmusson和Carpenter，1983；Ropelewski和Halpert，1996)，由于对流加热受到抑制，从西太平洋暖池到印度形成一个反气旋脊，使得印度夏季风减弱、降水减少，进而导致向中国季风区的水汽输送减少(Wang等，2003；Sun等，2025)。与此同时，西太平洋副热带高压加强并向西延伸，导致东亚夏季风强度减弱和区域降水减少(Zhao等，2016)。模拟结果显示在较冷的时段，厄尔尼诺影响比温暖的时期更显著(Sun等，2025)。8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间，北半球降温，可能加强厄尔尼诺对东亚夏季风减弱的影响。鱼泉洞石笋$\delta^{18}O$记录和西太平洋海表温度记录(图5E)对比发现，在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件对应于西太平洋暖池海表温降低(Stott等，2004)，也就是类厄尔尼诺状态。南下加利福尼亚州西海岸的海表温重建数据同样表明8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件期间热带太平洋处于类厄尔尼诺的状态(Marchitto等，2010)。因此，太阳活动和北高纬气候变化可能通过热带海洋过程影响东亚夏季风强度的变化。

值得注意的是，YQ18记录揭示了8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件在持续时间，事件结构和强度上的显著差异，说明两个事件的影响因子及其贡献程度可能不同。已有研究表明8.2 ka B.P.事件主要由北大西洋融水脉冲引起的AMOC减弱所引发，太阳活动可能是次要影响因素(Muscheler等，2004；Wiersma和Renssen，2006；Cheng等，2009；Fleitmann等，2008；Pan等，2023)。但是，模拟研究显示太阳辐射减弱对9.2 ka B.P.事件具有显著贡献(王晶等，2024)，总太阳辐射量在9.2 ka B.P.事件期间显著降低(图5A)。大量证据显示8.2 ka B.P.事件期间北高纬地区发生两次大规模淡水注入过程(Teller等，2002；Ellison等，2006)，可能决定了弱季风事件的双谷结构(Cheng等，2009)。根据冰岛南部有孔虫Mg/Ca和$\delta^{18}O$重建的盐度记录证明在8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.期间分别出现两次和一次盐度低值(Thornalley等，2009；Ólafsdóttir等，2010)。在淡水注入强度上，9.2 ka B.P.事件期间北大西洋融水脉冲的估计体积仅为8.2 ka B.P.事件期间的5%(Teller和Leverington，2004；Fleitmann等，2008)。北大西洋副极地区域沉积物岩心的磁化率记录也显示，相比于9.2 ka B.P.事件，在8.2 ka B.P.事件期间出现显著低值(图6A和图6D)。该磁化率低值反映了由淡水输入造成的北大西洋副极地底层流强度的减弱(Kissel等，2013)。这一结果支持淡水注入强度不同导致8.2 ka B.P.弱季风事件较9.2 ka B.P.事件更加突出。此外，已有研究表明火山喷发对弱季风事件有放大和延长作用(Kobashi等，2017；Chen等，2020)。相对于9.2 ka B.P.事件期间不活跃的火山活动，8.2 ka B.P.事件期间发生了多次大型火山喷发事件(图6C和图6F，Cole-Dai等，2021)。一方面火山喷发可能通过内部变率的线性叠加，如改变海陆热力梯度，土壤湿度反馈，西太平洋副热带高压的强度和位置，加强和延长季风环流减弱(丁一汇等，2018；Chen等，2020)。另一方面热带火山喷发也可通过激发和延长厄尔尼诺态，进而减弱亚洲夏季风强度(Mann等，2005；Khodri等，2017)。因此，北大西洋淡水注入过程决定了8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件的结构特征，而淡水注入强度的差

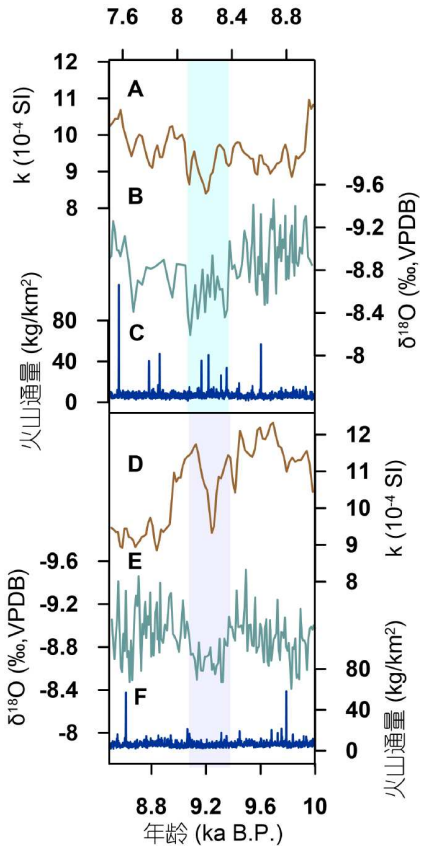


**图6** 8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.事件的地质记录对比。(A、D) 冰岛南部沉积物岩心MD99-2251记录的低场磁化率(棕色，Kissel等，2013)；(B、E) YQ18石笋$\delta^{18}O$(蓝绿色，本研究)；(C、F) WAIS Divide冰芯中非海盐硫酸盐(nss-$SO_4^{2-}$)年通量(深蓝色，Cole-Dai等，2021)记录。蓝色和紫色条带分别指示8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件

异和火山活动可能导致了两次弱季风事件在持续时间和事件强度上的显著差异。

## 5　结论

本文基于中国湖北省鱼泉洞石笋(YQ18)，通过U-Th测年、稳定同位素和微量元素数据，重建了早全新世(10.42–6.90 ka　B.P.)东亚夏季风强度与区域水文变化历史。YQ18石笋$\delta^{18}O$主要反映东亚夏季风强度变化，而$\delta^{13}C$，Mg/Ca和$\delta^{234}U$主要受控于区域干湿变化。$\delta^{18}O$与$\delta^{13}C$、Mg/Ca均呈显著正相关，表明大尺度季风环流与研究区域水文变化存在密切联系。研究结果进一步揭示了8.2 ka　B.P.和9.2 ka　B.P.弱季风事件及相应的两次干旱事件，说明长江中游地区的旱灾可能主要受控于东亚夏季风强度变化。东亚夏季风记录和北高纬气候指标、ITCZ代用指标的对比结果显示紧密的相关关系，支持了AMOC强度变化通过改变半球间温度梯度，进而调控ITCZ的移动位置，影响东亚夏季风强度的机制。因此，8.2 ka B.P.和9.2 ka B.P.弱季风事件的动力学机制：早全新世冰盖退缩，触发大规模淡水注入北大西洋，AMOC减弱，北高纬和欧亚大陆快速降温，导致ITCZ南移和东亚夏季风减弱。YQ18氧碳同位素记录的两次弱季风事件在持续时间，结构特征和事件强度方面存在显著差异。8.2 ka　B.P.事件期间，北大西洋两次大规模淡水注入可能是弱季风事件双谷结构的主要成因。同时，火山喷发，淡水注入和厄尔尼诺态加强可能进一步加强和延长8.2 ka B.P.弱季风事件。因此，早全新世东亚夏季风异常和极端水文事件可能是外部驱动和气候系统内部变率共同作用的结果，为理解当前全球变暖背景下东亚夏季风长期减弱的成因机制提供重要的自然背景参考。

**致谢**　感谢审稿专家提出的详细修改意见。感谢南京师范大学地貌学与第四纪地质学实验室张志刚教授在石笋微量元素测试分析中给予的帮助。

**补充材料**　补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(http://earthcn.scichina.com)。

## 参考文献

丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化. 大气科学, 42: 533–558
王晶, 孙炜毅, 何家智, 等. 2024. 9.2 ka BP 亚洲弱季风事件的模拟研究. 大气科学, 48: 1189–1200
张华生, 殷建军, 程海, 等. 2016. 全新世早期弱夏季风事件的精确定位及机制探讨——以湖南莲花洞LHD5石笋为例. 沉积学报, 34: 281–291
Alley R B, Marotzke J, Nordhaus W D, et al. 2003. Abrupt climate change. Science, 299: 2005–2010
An Z, Colman S M, Zhou W, et al. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. Sci Rep, 2: 619
Baker A, Ito E, Smart P L, et al. 1997. Elevated and variable values of $^{13}C$ in speleothems in a British cave system. Chem Geol, 136: 263–270
Black D E, Peterson L C, Overpeck J T, et al. 1999. Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability. Science, 286: 1709–1713
Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278: 1257–1266
Bond G, Kromer B, Beer J, et al. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294: 2130–2136
Chen K, Ning L, Liu Z, et al. 2020. One drought and one volcanic eruption influenced the history of China: The Late Ming Dynasty mega-drought. Geophys Res Lett, 47: e2020GL088124
Chen W, Lu R, Dong B. 2015. Intensified anticyclonic anomaly over the western North Pacific during El Niño decaying summer under a weakened Atlantic thermohaline circulation. J Geophys Res Atmos, 119: 13637–13650
Cheng H, Edwards R L, Sinha A, et al. 2016. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. Nature, 534: 640–646
Cheng H, Fleitmann D, Edwards R L, et al. 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}O$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. Geology, 37: 1007–1010
Cheng H, Lawrence Edwards R, Shen C C, et al. 2013. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Earth Planet Sci Lett, 371-372: 82–91
Cheng J, Ma W, Liu Z, et al. 2019. Varying sensitivity of East Asia summer monsoon circulation to temperature change since last glacial maximum. Geophys Res Lett, 46: 9103–9109
Cheng J, Ma Y, Wu H, et al. 2020. Migration of Afro-Asian monsoon fringe since last glacial maximum. Front Earth Sci, 8: 322
Clement A C, Seager R, Cane M A, et al. 1996. An ocean dynamical thermostat. J Clim, 9: 2190–2196
Cole-Dai J, Ferris D G, Kennedy J A, et al. 2021. Comprehensive record of volcanic eruptions in the Holocene (11,000 years) from the WAIS divide, Antarctica Ice Core. JGR Atmos, 126: e2020JD032855
Cruz F W, Burns S J, Jercinovic M, et al. 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. Geochim Cosmochim Acta, 71: 2250–2263
Day C C, Henderson G M. 2013. Controls on trace-element partitioning in cave-analogue calcite. Geochim Cosmochim Acta, 120: 612–627
Donohoe A, Marshall J, Ferreira D, et al. 2013. The relationship between ITCZ location and cross equatorial atmospheric heat transport: From the seasonal cycle to the last glacial maximum. J Climate, 26: 3597-3618
Dorale J 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
Dorale J A, Liu Z H. 2009. Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. J Cave Karst Stud, 71: 73–80
Duan P, Li H, Ma Z, et al. 2023. Interdecadal to centennial climate variability surrounding the 8.2 ka event in North China revealed through an annually resolved speleothem record from Beijing. Geophys Res Lett, 50: e2022GL101182
Dykoski C, Edwards R, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet Sci Lett, 233: 71–86
Ellison C R W, Chapman M R, Hall I R. 2006. Surface and deep ocean

interactions during the cold climate event 8200 years ago. Science, 312: 1929–1932
Emile-Geay J, Cane M, Seager R, et al. 2007. El Niño as a mediator of the solar influence on climate. Paleoceanography, 22: 3210
Fairchild I J, Borsato A, Tooth A F, et al. 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. Quaternary Sci Rev, 28: 449–468
Fleitmann D, Mudelsee M, Burns S J, et al. 2008. Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. Paleoceanography, 23: 1–6
Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. Nature, 421: 354–357
Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science, 293: 1304–1308
Hellstrom J C, McCulloch M T. 2000. Multi-proxy constraints on the climatic significance of trace element records from a New Zealand speleothem. Earth Planet Sci Lett, 179: 287–297
Hendy C H. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. Geochim Cosmochim Acta, 35: 801–824
Hu C, Henderson G M, Huang J, et al. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth Planet Sci Lett, 266: 221–232
Huang Y, Fairchild I J. 2001. Partitioning of $Sr^{2+}$ and $Mg^{2+}$ into calcite under karst-analogue experimental conditions. Geochim Cosmochim Acta, 65: 47–62
Hughen K A, Overpeck J T, Peterson L C, et al. 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. Nature, 380: 51–54
Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, et al. 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of $^{235}U$ and $^{238}U$. Phys Rev C, 4: 1889–1906
Jia W, Zhang P, Zhang L, et al. 2022. Highly resolved $\delta^{13}C$ and trace element ratios of precisely dated stalagmite from northwestern China: Hydroclimate reconstruction during the last two millennia. Quaternary Sci Rev, 291: 107473
Johnson K, Hu C, Belshaw N, et al. 2006. Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: The potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. Earth Planet Sci Lett, 244: 394–407
Khodri M, Izumo T, Vialard J, et al. 2017. Tropical explosive volcanic eruptions can trigger El Niño by cooling tropical Africa. Nat Commun, 8: 778
Kissel C, Van Toer A, Laj C, et al. 2013. Variations in the strength of the North Atlantic bottom water during Holocene. Earth Planet Sci Lett, 369-370: 248–259
Kobashi T, Menviel L, Jeltsch-Thömmes A, et al. 2017. Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. Sci Rep, 7: 1441
Li X, Liu X, Pan Z, et al. 2023. Transient vegetation degradation reinforced rapid climate change (RCC) events during the Holocene. npj Clim Atmos Sci, 6: 125
Liang Y, Zhao K, Edwards R L, et al. 2020. East Asian monsoon changes early in the last deglaciation and insights into the interpretation of oxygen isotope changes in the Chinese stalagmite record. Quaternary Sci Rev, 250: 106699
Liu Y, Hu C, Hu Z, et al. 2025. Extended duration of abrupt climate events from the early to Late Holocene. Geophys Res Lett, 52: e2025GL115543
Liu Y H, Henderson G M, Hu C-Y, et al. 2013 Links between the East Asian monsoon and North Atlantic climate during the 8200 year event. Nat Geosci, 6: 117–120
Liu Z, Wen X, Brady E C, et al. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. Quaternary Sci Rev, 83: 115–128
Mann M E, Cane M A, Zebiak S E, et al. 2005. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. J Clim, 18: 447–456
Marchitto T M, Muscheler R, Ortiz J D, et al. 2010. Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the Early Holocene. Science, 330: 1378–1381
Mariethoz G, Kelly B F J, Baker A. 2012. Quantifying the value of laminated stalagmites for paleoclimate reconstructions. Geophys Res Lett, 39: L05407
Mayewski P A, Rohling E E, Curt Stager J, et al. 2004. Holocene climate variability. Quat res, 62: 243–255
McDermott F. 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. Quaternary Sci Rev, 23: 901–918
McKay N P, Kaufman D S, Arcusa S H, et al. 2024. The 4.2 ka event is not remarkable in the context of Holocene climate variability. Nat Commun, 15: 6555
McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature, 428: 834–837
Mucci A, Morse J W. 1983. The incorporation of $Mg^{2+}$ and $Sr^{2+}$ into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition. Geochim Cosmochim Acta, 47: 217–233
Muscheler R, Beer J, Vonmoos M. 2004. Causes and timing of the 8200yr BP event inferred from the comparison of the GRIP 10Be and the tree ring Δ14C record. Quaternary Sci Rev, 23: 2101–2111
Ólafsdóttir S, Jennings A E, Geirsdóttir Á, et al. 2010. Holocene variability of the North Atlantic Irminger current on the south- and northwest shelf of Iceland. Mar Micropaleontol, 77: 101–118
Owen R A, Day C C, Hu C Y, et al. 2016. Calcium isotopes in caves as a proxy for aridity: Modern calibration and application to the 8.2 kyr event. Earth Planet Sci Lett, 443: 129–138
Pan L, Zhao J, Yang Y, et al. 2023. Different responses of precipitation patterns to the East Asian summer monsoon weakening: The 7.2 and 8.2 ka events. Quaternary Sci Rev, 319: 108329
Proctor C J, Baker A, Barnes W L. 2002. A three thousand year record of North Atlantic climate. Clim Dyn, 19: 449–454
Rasmusson E M, Carpenter T H. 1983. The relationship between eastern equatorial Pacific Sea Surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. Mon Wea Rev, 111: 517–528
Rasmussen S O, Vinther B M, Clausen H B, et al. 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. Quaternary Sci Rev, 26: 1907–1914
Rind D. 2002. The sun's role in climate variations. Science, 296: 673–677
Ropelewski C F, Halpert M S. 1996. Quantifying southern oscillation-precipitation relationships. J Clim, 9: 1043–1059
Schneider T, Bischoff T, Haug G H. 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. Nature, 513: 45–53
Shao Q F, Li C H, Huang M J, et al. 2019. Interactive programs of MC-ICPMS data processing for $^{230}Th/U$ geochronology. Quaternary Geochronology, 51: 43–52
Shi J, Yan Q. 2019. Evolution of the Asian–African Monsoonal Precipitation over the last 21 kyr and the Associated Dynamic Mechanisms. J Clim, 32: 6551–6569
Sinclair D J. 2011. Two mathematical models of Mg and Sr partitioning into solution during incongruent calcite dissolution. Chem Geol, 283: 119–133
Stott L, Cannariato K, Thunell R, et al. 2004. Decline of surface temperature

and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. Nature, 431: 56–59
Sun W, Wang B, Liu J, et al. 2025. Impact of the centennial changes in ENSO on the rise of the Chinese Qing empire. npj Clim Atmos Sci, 8: 1–9
Teller J T, Leverington D W. 2004. Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}$O record of Greenland. Geo Soc Am Bull, 116: 729–742
Teller J T, Leverington D W, Mann J D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. Quaternary Sci Rev, 21: 879–887
Tesoriero A J, Pankow J F. 1996. Solid solution partitioning of $Sr^{2+}$, $Ba^{2+}$, and $Cd^{2+}$ to calcite. Geochim Cosmochim Acta, 60: 1053–1063
Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. 2002. Kilimanjaro ice core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. Science, 298: 589–593
Thornalley D J R, Elderfield H, McCave I N. 2009. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. Nature, 457: 711–714
Vieira L E A, Solanki S K, Krivova N A, et al. 2011. Evolution of the solar irradiance during the Holocene. Astron Astrophys, 531: 1–20
Vinther B M, Clausen H B, Johnsen S J, et al. 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. J Geophys Res Atmos, 111: 2581–2591
Walker M J C, Berkelhammer M, Björck S, et al. 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). J Quaternary Sci, 27: 649–659
Walker M, Head M J, Berkelhammer M, et al. 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. Episodes, 41: 213–223
Wang B, Li J, He Q. 2017. Variable and robust East Asian monsoon rainfall response to El Niño over the past 60 years (1957–2016). Adv Atmos Sci, 34: 1235–1248
Wang B, Wu R, Li T. 2003. Atmosphere–warm ocean interaction and its impacts on Asian–Australian monsoon variation. J Clim, 16: 1195–1211
Wang C, Bendle J A, Greene S E, et al. 2019. Speleothem biomarker evidence for a negative terrestrial feedback on climate during Holocene warm periods. Earth Planet Sci Lett, 525: 115754
Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2001. A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 294: 2345–2348
Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 308: 854–857
Wassenburg J A, Riechelmann S, Schröder-Ritzrau A, et al. 2020. Calcite Mg and Sr partition coefficients in cave environments: Implications for interpreting prior calcite precipitation in speleothems. Geochim Cosmochim Acta, 269: 581–596
Wiersma A P, Renssen H. 2006. Model–data comparison for the 8.2kaBP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. Quaternary Sci Rev, 25: 63–88
Wood C T, Johnson K R, Lewis L E, et al. 2023. High-resolution, multiproxy speleothem record of the 8.2 ka event from mainland southeast Asia. Paleoceanog Paleoclimatol, 38: e2023PA004675
Yuan D, Cheng H, Edwards R L, et al. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. Science, 304: 575–578
Yuan S, Chiang H W, Liu G, et al. 2023. The strength, position, and width changes of the intertropical convergence zone since the Last Glacial Maximum. Proc Natl Acad Sci USA, 120: e2217064120
Zhang H, Griffiths M L, Chiang J C H, et al. 2018. East Asian hydroclimate modulated by the position of the westerlies during Termination I. Science, 362: 580–583
Zhang H L, Yu K F, Zhao J X, et al. 2013. East Asian Summer Monsoon variations in the past 12.5 ka: High-resolution $\delta^{18}$O record from a precisely dated aragonite stalagmite in central China. J Asian Earth Sci, 73: 162–175
Zhang N, Yang Y, Cheng H, et al. 2018. Timing and duration of the East Asian summer monsoon maximum during the Holocene based on stalagmite data from North China. Holocene, 28: 1631–1641
Zhang W, Yan H, Cheng P, et al. 2016. Peatland development and climate changes in the Dajiuhu basin, central China, over the last 14,100 years. Quaternary Int, 425: 273–281
Zhang W, Yan H, Dodson J, et al. 2018. The 9.2 ka event in Asian summer monsoon area: the strongest millennial scale collapse of the monsoon during the Holocene. Clim Dyn, 50: 2767–2782
Zhang X, Zhang H, Zhang R, et al. 2025. Spatiotemporal pattern of the East Asian monsoon hydroclimate during the 8.2 ka event inferred from a new speleothem multi-proxy record from SE China. Quaternary Sci Rev, 349: 109141
Zhao B, Wang Y, Zhao K, et al. 2025. Chinese speleothem evidence of the early-mid Holocene transition and the instability of Asian summer monsoon. Glob Planet Change, 254: 105010
Zhao J Y, Cheng H, Cao J, et al. 2023. Orchestrated decline of Asian summer monsoon and Atlantic meridional overturning circulation in global warming period. Innov Geosci, 1: 1–9
Zhao K, Wang Y, Edwards R L, et al. 2016. Contribution of ENSO variability to the East Asian summer monsoon in the Late Holocene. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 449: 510–519

（责任编委：刘晓东）