

# 近 50 a 来青藏高原东部高海拔洞穴现代石笋氧同位素组成及其含义

杨勋林<sup>①\*</sup> 张平中<sup>①\*</sup> 陈发虎<sup>①</sup> 扈治安<sup>②</sup> 李红春<sup>③</sup> 程海<sup>④</sup>  
Kathleen R. Johnson 刘敬华<sup>①</sup> 安春雷<sup>①</sup>

( 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000; 中央研究院地球科学研究所, 台北 115; 成功大学地球科学系, 台南 700; Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, MN 55455, USA; Department of Earth Sciences, Oxford University, Oxford OX1 3PR, UK. \* 联系人, E-mail: pzzhang@lzu.edu.cn)

**摘要** 基于  $^{210}\text{Pb}$ 和  $^{230}\text{Th}$ 两种定年方法, 并结合黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 测试数据建立了青藏高原东部近半个世纪以来平均分辨率达到年际的亚洲季风变化序列。通过对黄龙洞石笋氧同位素体系的研究, 表明现代洞穴滴水与洞穴周围大气降水的氧同位素具有一致性, 石笋方解石与洞穴滴水是在同位素平衡分馏状态下沉积的。与器测数据对比分析发现, 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 的轻重变化主要受西南季风(印度季风)带来的降水量效应所控制, 受温度的影响比较弱。石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 在短时间尺度上的轻重变化主要反映了季风降水  $\delta^{18}\text{O}$ 的信息, 指示了西南季风的年际变化。最近 50 a来, 四川黄龙洞石笋的氧同位素组成具有逐渐变重的趋势, 即逐渐变得相对富集  $^{18}\text{O}$ , 与亚洲季风区其他石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 具有相同的变化趋势, 而且也与东亚、南亚季风指数所指示的季风减弱趋势相一致, 与全球季风指数密切相关。这种亚洲季风的减弱趋势主要受太阳辐射变化的影响, 并紧密地匹配于高空平流层的温度变化。

**关键词** 石笋 氧同位素组成 亚洲季风 高分辨率 青藏高原

洞穴石笋生长时间跨度大、储存信息完整并适合于精确定年和具有独立的绝对年代标尺 [1,2], 有效地补充和完善了冰芯、黄土、湖泊、海洋沉积物等记录 [3], 是大陆气候替代指标一个独特数据源, 成为当前国际研究领域的重要发展方向之一。虽然石笋的气候指标有许多, 例如, 碳氧同位素、微量元素、生长纹层等, 但是石笋碳酸盐的氧同位素组成依然是目前应用最广泛的指标之一 [4]。由于洞穴碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$ 值受到降水  $\delta^{18}\text{O}$ 值、碳酸盐沉积过程以及沉积时洞穴温度等多种因素影响, 故不同地区石笋碳酸钙氧同位素指示的气候环境意义存在区域差异 [5,6], 尤其在受夏季风影响强烈的地区, 对石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 轻重的解释更为复杂 [7,8]。因此, 对石笋形成的现代氧同位素体系及其所指示气候环境意义进行研究显得极其重要。目前, 石笋作为记录古气候环境变化的历史档案, 在亚洲季风变迁的历史、幅度、驱动因素等冰期/间冰期以及千年尺度上的研究已经取得重要成果 [9~11]。在短时间尺度上, 虽然 Burns等人 [12]利用石笋记录与现代气象观测数据探讨了阿曼南部石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 记录

与季风降水之间的关系, 但是, 在石笋现代沉积过程以及石笋氧同位素组成在小尺度上对气候环境变化响应等方面的研究还比较薄弱。鉴于以上情况, 本文以青藏高原东部高海拔洞穴——黄龙洞为例, 在对黄龙洞现代石笋碳酸盐-水的氧同位素体系研究的基础上, 深入研究了近 50 a来石笋氧同位素组成的含义, 讨论了气象时间尺度上季风降水与高空平流层温度变化的关系以及季风活动驱动因素, 为利用石笋记录重建亚洲季风区变化的历史、预测未来变化的趋势提供可靠的理论依据。

## 1 样品与实验

### 1.1 研究区概况与采样方法

黄龙洞(32°43'N, 103°49'E, 3588 m a. s. l.)位于青藏高原东部的黄龙沟, 形成于三叠纪的灰岩中。黄龙沟气候属于高寒山区型 [13], 年均降水量为 759 mm, 年均气温 4℃, 处于典型季风系统相互作用的青藏高原东部边缘地带, 对季风的变化十分敏感, 是研究石笋沉积和季风变化关系的理想位置。

2002 年 5 月利用轻便岩芯取样机分别在两根大型石笋顶部中央沿着生长轴方向,由上向下垂直钻取直径为 30 mm,长度分别为 300 mm(HL021)和 135 mm(HL022)的两根石笋岩芯,采集时洞穴内有丰富的滴水,石笋顶面存在大量的水膜,显示石笋正在接受洞顶滴水沉积作用,对石笋顶部的  $^{210}\text{Pb}$  放射性活度测定和洞穴内现代碳酸钙的沉积实验,也表明两根石笋仍处于生长时期.两根石笋整体上均为亮白色紧密结晶,中间有浅灰色条带,无明显的沉积间断.为了研究石笋沉积的现代过程以及利用器测数据来分析石笋氧同位素指示的气候环境意义,本文分别选取石笋 HL021 顶部 6 mm 和 HL022 顶部 10 mm 为主要研究对象.同时,分别在 1999 年 10 月,2002 年 5 月从洞口到洞尾系统地收集洞穴滴水样品;另外,为了收集洞穴底板上正在沉积的现代碳酸盐沉积样品,在滴水处正在沉积的石笋上方放置了一些毛玻璃片来接受现代沉积的碳酸钙;并在洞内距洞口最远处安装了连续自动温度-湿度检测仪,连续检测 1 a.

为了获得黄龙洞石笋碳氧稳定同位素分析样品,沿着石笋生长轴的方向把石笋切开抛光,使用刻刀沿石笋生长轴方向且平行于生长纹层的采样面上刮磨,每毫米刮磨 20 个样品,分析时为避免样品交叉污染,采用间隔取样分析.在黄龙洞石笋抛光面上沿着生长轴方向,根据颜色变化分别在石笋 HL021 和 HL022 上各刻取了 1 个  $^{230}\text{Th}$  测年样品.石笋的  $^{210}\text{Pb}$  年代分析样品是从石笋顶端向下间隔为 2.5 mm 均匀采样,HL021 采集 8 个年代样品,HL022 采集 7 个年代样品,采集方式是用刻刀沿石笋的生长纹层刮削.

### 1.2 实验方法

洞穴滴水的同位素组成分析是在美国加州大学伯克利分校同位素地球化学中心完成,以  $\delta$  表示氢氧同位素数据,  $\delta = [(R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}})-1] \times 1000$ , 其中  $R$  分别为  $\text{D}/\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . 洞穴滴水的  $\delta^{18}\text{O}$  采用  $\text{CO}_2$  与水平衡的方法,用 VG Prism II 同位素质谱计分析  $\delta^{18}\text{O}$  值,  $\delta\text{D}$  用与 Delta Plus 质谱计相连的 MAT 氢装置测定,  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  值相对于 VSMOW 标准,  $\delta^{18}\text{O}$  精度为  $\pm 0.01\%$ , 而  $\delta\text{D}$  的精度为  $\pm 0.1\%$ .

黄龙洞石笋氧同位素分析样品的前期处理采用 McCrea 方法 [14]. 石笋氧同位素测试仪器为 Finnigan-Delta-Plus 稳定同位素气体质谱仪. 结果以  $\delta = [(R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}})-1] \times 1000$  表示,  $R$  为  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , 相对于 VPDB 标准, 精度是  $\pm 0.1\%$ . 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的分析是在兰州大学西部环

境教育部重点实验室稳定同位素质谱分析室完成. 黄龙洞石笋的  $^{230}\text{Th}$  年代测试方法见文献 [15], 分析仪器为 MC-ICP-MS, 在美国 Minnesota 大学地质和地球物理系同位素年代学实验室完成, 年龄误差为  $2\sigma$ ; 石笋的  $^{210}\text{Pb}$  年代分析实验方法见文献 [16,17],  $^{210}\text{Pb}$  年代的测定是在台湾中央研究院放射性同位素实验室利用低本底多道 alpha 谱仪测量完成.

## 2 结果与讨论

### 2.1 石笋年代模型的建立

黄龙洞石笋 HL021 和 HL022 都是正在生长的年轻石笋,而且铀含量高,质地致密,无重结晶、溶蚀等现象,无明显的沉积间断,适合  $^{210}\text{Pb}$  和  $^{230}\text{Th}$  法精确测年.

$^{210}\text{Pb}$  的半衰期为 22.3 a, 使得  $^{210}\text{Pb}$  测年法很适合沉积环境相对于  $^{210}\text{Pb}$  封闭的洞穴碳酸盐沉积系统在短时间尺度的精确定年 [16]. 石笋 HL021 和 HL022 从顶部至下方 20 mm 部分,颜色比较单一,说明黄龙洞石笋在短时间尺度内沉积比较均匀,可以利用  $^{210}\text{Pb}$  放射性活度随取样深度变化的关系(表 1, 图 1)计算出它们在顶部 20 mm 内的年平均沉积速率,建立起石笋 HL021 和 HL022 最近 50 a 来的时间序列. 黄龙洞石笋的  $^{210}\text{Pb}$  放射性活度随深度呈指数衰变,衰变的趋势逐渐减缓,在 16.25 mm 以下放射性活度接近为常数,可以认为在 16.25 mm 以下部分的  $^{210}\text{Pb}$  放射性活度是由  $^{226}\text{Ra}$  衰变的支持  $^{210}\text{Pb}$  (本底值)所贡献的. 而在这之上样品的  $^{210}\text{Pb}$  多数来自水体和大气中过剩的  $^{210}\text{Pb}$ . 过剩  $^{210}\text{Pb}$  的存在表明选取的石笋样品年龄  $< 100$  a. 如果用总的  $^{210}\text{Pb}$  ( $y_{\text{tot}}$ ) 放射性活度来拟合石笋生长速率,可得到石笋 HL021 和 HL022 的最大生长速率分别为 0.144 和 0.246 mm/a. 而用 16.25 mm 以下的  $^{210}\text{Pb}$  值代表  $^{210}\text{Pb}$  本底值,由过剩  $^{210}\text{Pb}$  ( $y_{\text{ex}}$ ) 拟合出两根石笋的平均生长速率分别为 0.104 和 0.143 mm/a.

黄龙洞石笋 HL021 和 HL022 的  $^{230}\text{Th}$  测年结果见表 2. 利用石笋  $^{230}\text{Th}$  的测年数据估算黄龙洞石笋的平均沉积速率,用来检验  $^{210}\text{Pb}$  测年结果的可靠性. 根据黄龙洞石笋的  $^{230}\text{Th}$  测年数据,计算出石笋 HL021 和 HL022 的平均沉积速率分别为 0.105 和 0.145 mm/a, 这与利用过剩  $^{210}\text{Pb}$  ( $y_{\text{ex}}$ ) 计算的沉积速率在定年误差范围之内是一致的. 而且,  $^{210}\text{Pb}$  定年结

表1 石笋 HL021 和 HL022 的 <sup>210</sup>Pb 放射性活度

样品编号	深度 /mm	Tot <sup>210</sup> Pb <sup>a)</sup> /dpm·g <sup>-1</sup>	Ex <sup>210</sup> Pb <sup>b)</sup> /dpm·g <sup>-1</sup>	样品编号	深度 /mm	Tot <sup>210</sup> Pb <sup>a)</sup> /dpm·g <sup>-1</sup>	Ex <sup>210</sup> Pb <sup>b)</sup> /dpm·g <sup>-1</sup>
HL021-01	1.25	5.962±0.221	5.742	HL022-01	1.5	3.419±0.170	3.051
HL021-02	3.75	6.262±0.343	6.042	HL022-02	4.75	2.296±0.131	1.929
HL021-03	6.25	4.384±0.270	4.164	HL022-03	8.25	2.847±0.142	2.479
HL021-04	8.75	2.418±0.188	2.198	HL022-04	11.25	2.041±0.110	1.674
HL021-05	11.25	1.389±0.144	1.169	HL022-05	13.75	1.103±0.079	0.735
HL021-06	13.75	0.567±0.093	0.347	HL022-06	16.25	0.569±0.093	0.201
HL021-07	16.25	0.274±0.061	0.054	HL022-07	18.75	0.368±0.081	0
HL021-08	18.75	0.220±0.045	0				

a) Tot<sup>210</sup>Pb 代表总的 <sup>210</sup>Pb; b) Ex<sup>210</sup>Pb 代表过剩 <sup>210</sup>Pb

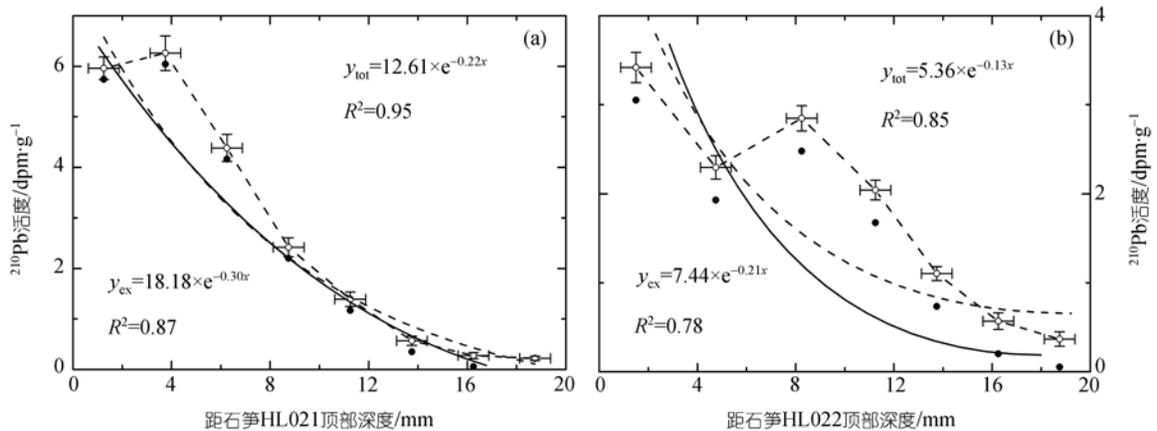


图1 黄龙洞石笋 HL021 (a)和 HL022 (b)的 <sup>210</sup>Pb 放射性活度随深度的衰变关系

有误差短线的虚线指示石笋 <sup>210</sup>Pb 放射性活度随深度衰变的关系; 虚曲线和实曲线分别指示了指数拟合的石笋总的 <sup>210</sup>Pb 和过剩 <sup>210</sup>Pb 的放射性活度随深度衰变的关系

表2 石笋 HL021 和 HL022 的 MC-ICPMS-铀系测年结果<sup>a)</sup>

样品编号	深度 /mm	<sup>238</sup> U /×10 <sup>-9</sup>	<sup>232</sup> Th /×10 <sup>-12</sup>	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th(原子比) /×10 <sup>-6</sup>	δ <sup>234</sup> U 测量值	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U 活度比	未校正的 <sup>230</sup> Th 年龄/a	校正的 <sup>230</sup> Th 年龄/a
HL021-01	58	201.3±0.4	216±5	114±3	423.4±2.4	0.0074	568±8	553±9
HL022-02	134	179.6±0.4	368±17	100±5	426.9±3.2	0.0124	951±19	922±22

a) <sup>234</sup>U 的衰变常数 λ<sub>234</sub> = 2.8263×10<sup>-6</sup> a<sup>-1</sup>; <sup>238</sup>U 的衰变常数 λ<sub>238</sub> = 1.55125×10<sup>-10</sup> a<sup>-1</sup>; <sup>234</sup>U = [(<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U)<sub>活度比</sub> - 1] × 1000; 校正的 <sup>230</sup>Th 年龄是假定初始的 <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th 原子比为 (4.4±2.2) × 10<sup>-6</sup>

果显示两根石笋在 1963 年附近出现 <sup>210</sup>Pb 放射性活度异常峰值, 可能与 1963 年核试验造成较大规模的放射性物质扩散有关 [18,19], 这也间接证明了石笋 <sup>210</sup>Pb 测年数据的可靠性. 因此利用由过剩 <sup>210</sup>Pb (y<sub>ex</sub>) 拟合出的生长速率分别建立了黄龙洞石笋 HL021 和 HL022 最近 50 a 来的时间序列.

## 2.2 现代洞穴碳酸盐-水的同位素体系研究

石笋氧同位素记录能否准确指示过去气候环境

信息需要检验 [20,21]. 黄龙洞封闭性比较好, 年平均温度较低, 相对湿度为 100%. 对石笋沉积的现代条件进行系统的研究, 来检验洞穴滴水 and 大气降水氧同位素是否具有-一致性; 洞穴滴水与其沉积的现代碳酸钙氧同位素在洞穴温度下的平衡性以及相同时段两根石笋氧同位素记录的重复性是检验洞穴石笋是否在同位素平衡状态下沉积的重要标准 [20,21].

为了表征黄龙洞洞穴滴水的特征, 将 2002 年 5

月收集的洞穴滴水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值投在张等人 [22] 建立的黄龙洞周围地区的大气降水方程  $\delta D = 7.3 \delta^{18}O + 2.3$  ( $R = 0.98$ ) 上, 它们的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值直接落在了地方性大气雨水线上(图 2)。这种分布表明洞穴上覆岩层或土壤表面的蒸发过程没有对洞穴滴水产生重要的影响, 洞穴滴水来源于洞穴外部的大气降水, 滴水的同位素组成反映了洞穴上部降水的同位素组成。

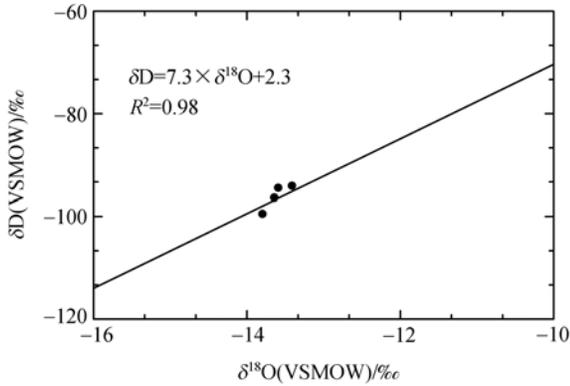


图 2 四川黄龙洞滴水同位素组成在地区大气降水线上的分布 [22]

实线代表了地方性的大气雨水线, 圆点指示了滴水的氢氧同位素组成

2001 年 5 月~2002 年 5 月在黄龙洞内用毛玻璃片收集了 14 个未结晶的碳酸盐粉末样品, 它们的  $\delta^{18}O$  测试值变化范围在  $-9.50\text{‰} \sim -11.07\text{‰}$  (VPDB) 之间, 平均值为  $-10.00\text{‰}$ 。同时在 1999 年 10 月和 2001 年 5

月收集的 9 个现代未结晶体管状钟乳石下部的  $\delta^{18}O$  值的变化范围在  $-10.07\text{‰} \sim -11.10\text{‰}$  之间, 平均值为  $-10.75\text{‰}$ , 现代未结晶表层沉积碳酸盐  $\delta^{18}O$  总的平均值为  $-10.29\text{‰}$ 。同期收集的黄龙洞洞穴滴水的  $\delta^{18}O_w$  值变化范围为  $-13.07\text{‰} \sim -13.91\text{‰}$ , 平均值为  $-13.75\text{‰}$  (VSMOW)。连续自动温度-湿度检测仪器监测的黄龙洞 2001 年 5 月~2002 年 5 月期间平均温度为  $4.64$  ; 利用无机碳酸盐氧同位素组成与古温度的 O'Neil 方程 [23], 计算出最新沉积的碳酸盐  $\delta^{18}O_c$  值为  $-10.17\text{‰}$  (VPDB), 该值与沉积速度较快、未结晶碳酸盐实验室测试的  $\delta^{18}O$  平均值  $-10.29\text{‰}$  (VPDB) 十分相近, 表明黄龙洞碳酸盐氧同位素是在同位素平衡分馏状态下沉积的 [21]。

由同一洞穴两根石笋 HL021 和 HL022 相同时段的  $\delta^{18}O$  记录来看(图 3), 两根石笋的变化趋势大体一致, 具有较好的可重复性, 结合以上现代沉积过程分析, 根据 Hendy [21] 的同位素平衡分馏检验准则可知, 黄龙洞石笋 HL021 和 HL022 是在同位素平衡状态下沉积的; 通过平衡检验的石笋氧同位素记录可以作为反映气候和环境变化的指标, 指示当时降水的同位素组成和洞穴温度的变化 [20,21]。

### 2.3 近 50 a 来的石笋 $\delta^{18}O$ 记录

黄龙洞石笋 HL021  $\delta^{18}O$  值在 1951~2002 年时段内的变化范围为  $-11.55\text{‰} \sim -10.07\text{‰}$ , 平均值为

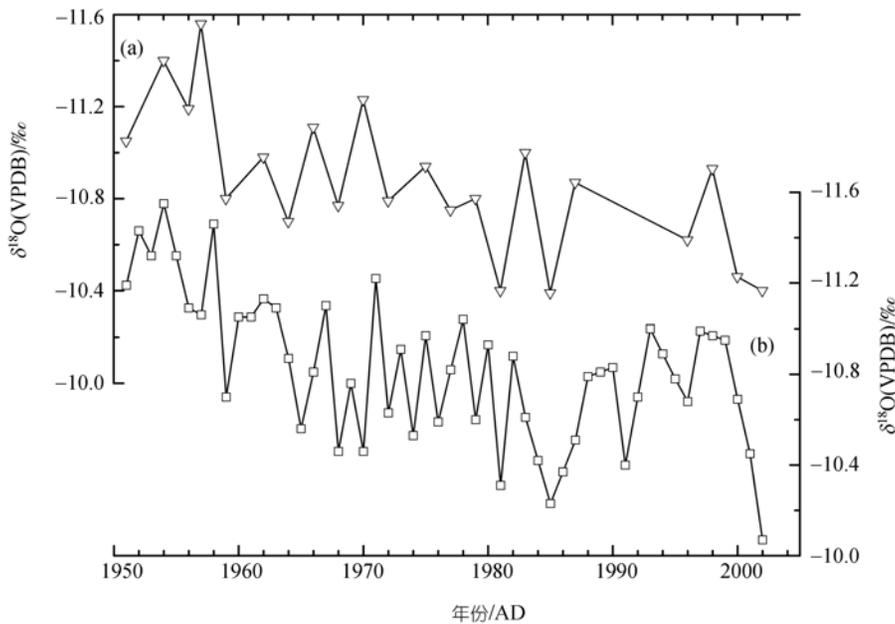


图 3 黄龙洞石笋 HL022(a)和 HL021(b)的  $\delta^{18}O$  记录对比

-10.82‰, 变化幅度达到 1.5‰. 同属西南季风区、海拔较低的荔波董歌洞 [24] (25°02'N, 108°05'E, 680 m a. s.l.) 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  在相同时段内变化范围为 -7.53‰ ~ -7.18‰, 平均值为 -7.31‰, 变化幅度仅为 0.35‰; 而地处热带低海拔的阿曼 Kahf Defore 洞 [12,25] (17°07'N, 54°05'E, 150 m a. s. l.) 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 0.20‰ ~ -1.01‰, 平均值为 -0.38‰. 可见, 由于海拔效应和距离水汽来源远近不同等因素的影响, 在相同时段内黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围和变化幅度都比董歌洞和 Kahf Defore 洞的要大, 说明处于中纬度、高海拔的黄龙洞石笋相对于低海拔的董歌洞和 Kahf Defore 洞石笋对气候环境的响应可能更加敏感.

大量研究已表明, 亚洲季风区石笋氧同位素记录主要反映了在冰期/间冰期或冰段/间冰段等大尺度上的亚洲季风变化 [11,20,24-27], 代表了当时降水氧同位素信息. 但是, 在短时间尺度、年分辨率上, 亚洲季风区石笋氧同位素变化所代表的气候意义还存在许多不确定因素. 通过相关分析发现, 黄龙洞 HL021  $\delta^{18}\text{O}$  记录与附近松潘气象站监测的 1951~2002 年期间夏季(5~10月)降水量呈显著的负相关(图 4), 相关系数为 -0.53 (信度达到 99.95%), 说明季风带来的降水量效应是影响石笋  $\delta^{18}\text{O}$  轻重的重要因素之一. 由于黄龙洞所在的黄龙沟夏季主要受西南季风的影响, 降水主要集中在西南季风比较盛行的夏季, 夏季降水量占全年的 80%以上. 夏季当来自孟加拉湾的

西南季风与南下冷空气辐合时, 导致季风锋面降水, 较强的季风带来较大的降水量. 因此, 平均分辨率达到年际的黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的轻重变化主要反映了西南季风的年际变化以及季风带来的降水量信息.

通过黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录与反映西南季风强度的印度洋西岸阿曼西南部 Kahf Defore 洞石笋氧同位素记录(1951~1996年) [12,25] 对比(图 5)发现, 两者呈显著的正相关, 相关系数为 0.33(信度达到 99.00%), 从氧同位素的变化趋势可以看出, 它们具有很好的一致性; 与同受西南季风影响的董歌洞石笋 [24]  $\delta^{18}\text{O}$  在同时期也具有相似的变化趋势, 从而更进一步证明了黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  主要指示了西南季风强度的年际变化. 从 20 世纪 50 年代到 21 世纪初, 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  与董歌洞、阿曼 Kahf Defore 洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  均有加重的趋势, 反映了近半个世纪以来西南季风具有逐渐减弱的趋势. 在相同生长期, 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录与位于东亚季风区中国北方的北京石花洞  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [28,29] (图 5) 具有相同的变化趋势, 表明东亚季风和西南季风在最近半个世纪以来具有相似的变化趋势. 来自董歌洞和葫芦洞的  $\delta^{18}\text{O}$  记录显示出西南季风和东亚季风在千年尺度上的变化也具有同步性 [27,30].

姜大膀等人 [31] 利用美国国家环境预测中心/大气

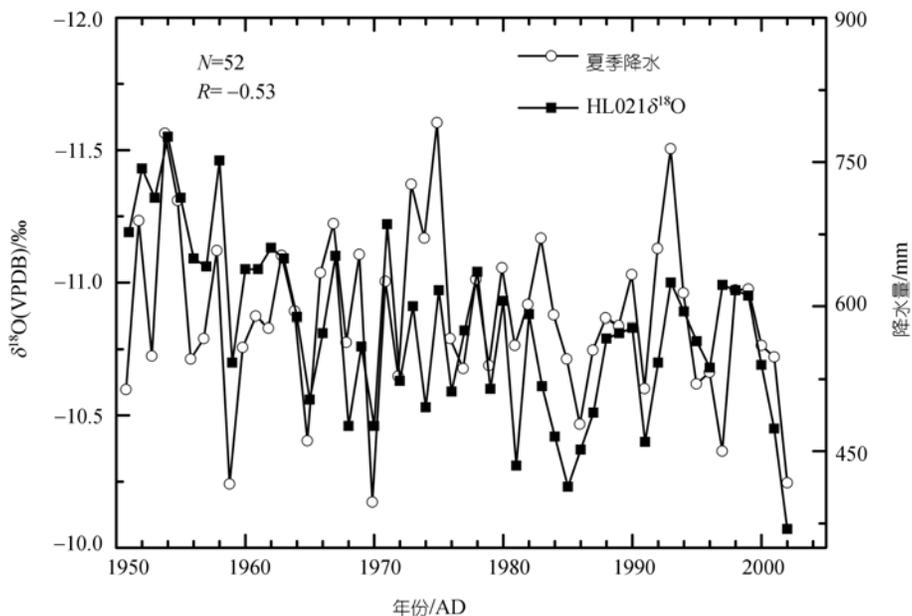


图 4 黄龙洞石笋 HL021  $\delta^{18}\text{O}$  记录(1951~2002 年)与松潘气象站器测夏季降水的年际关系

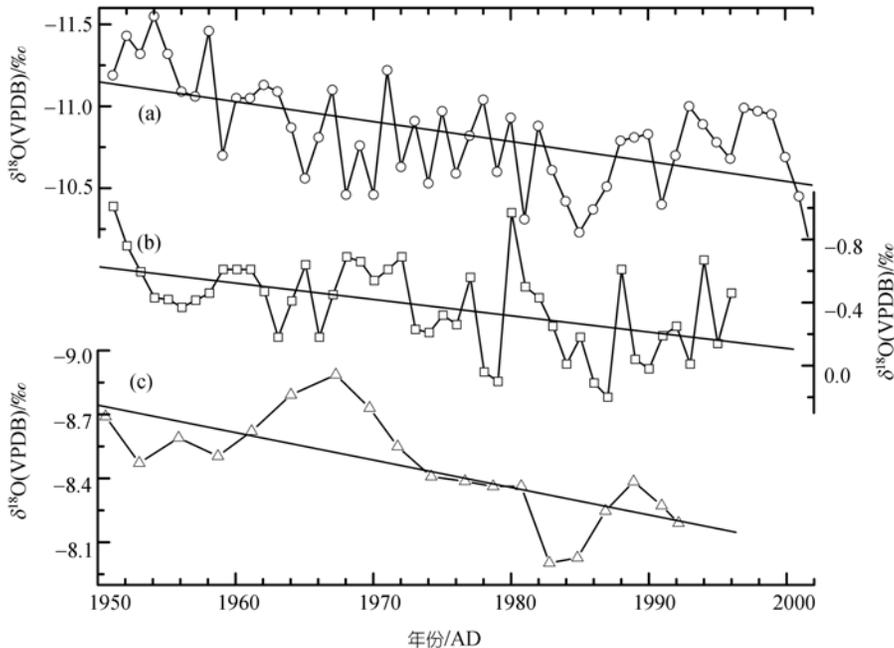


图 5 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录(1951~2002 年)与同时期石笋记录对比

(a) 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录; (b) Kahf Defore 洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [12,251]; (c) 石花洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [28,29]; 图中的斜线分别指示了它们线性拟合的趋势线

研究中心(NCEP/NCAR) [32] 分析资料建立的东亚夏季风强度指数以及 Wang 等人 [33] 利用全球季风降水监测数据作为指标建立的全球季风指数与黄龙洞 HL021  $\delta^{18}\text{O}$  记录在相同时段内均有很好的负相关关系(图 6), 相关系数分别为 -0.58 和 -0.52, 即石笋  $\delta^{18}\text{O}$  变重, 季风强度减弱, 反之亦然. Li 等人 [34,36] 通过对动态风场标准化作为各年季风指数, 计算了世界各主要季风区域平均季风指数的年际变化, 得到南亚、东亚、南海季风区以及北美、西非季风区自 20 世纪中后期起都有不同程度的长期减弱趋势. 以上分析显示了以东亚季风和西南季风为主体的亚洲季风系统在最近 50 a 来的减弱趋势具有一致性, 现代季风的衰退具有全球性, 但衰退趋势在 1980 年后变得不太明显, 同时也支持了黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值在短时间尺度的变化能够反映亚洲季风变化.

Yuan 等人 [27] 和 Dykoski 等人 [30] 通过对亚洲季风区董歌洞石笋研究指出同位素平衡状态下沉积的石笋  $\delta^{18}\text{O}$  可以主要由大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  和洞穴温度来解释. 温度对石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的影响比较复杂, 受温度影响的水-方解石分馏系数为 -0.24‰/ [37]; 但与此相反, 降水氧同位素与温度呈正相关, 它们之间的现代经验系数大约是 0.69‰/ [38], 不过这一关系并不在亚洲

季风地区普遍适用, 即使温度与洞穴石笋氧同位素为正相关, 在中低纬度季风地区其影响也是次要的, 被氧同位素与夏季风降水量强烈的反相关关系所掩盖 [39,40]. 黄龙洞 HL021  $\delta^{18}\text{O}$  记录与当地气象站观测的年平均温度和夏季平均温度均呈比较弱的正相关关系, 与夏季温度的相关性更大一些, 但相关系数仅为 0.15, 没有达到 90.00% 显著相关水平. 因此, 在年分辨率上, 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的轻重变化主要受夏季降水量效应的影响, 温度的影响是次要的. 这也与 Johnson 等人 [7] 关于中国现代降水同位素体系空间变率分布的研究结果相一致.

近半个世纪以来亚洲季风的减弱, 已经为许多研究所证实 [31,33,34,36]. 亚洲季风在千年时间尺度上的变化主要受轨道引起的北半球日照率(Insolation)变化的影响 [11,26,27,41~43], 而短尺度上影响季风变化的因素更为复杂. Xia 等人 [35] 利用美国 NCEP 太阳辐射数据以及中国气象局数据中心(CDC/CMA)提供的数据研究发现, 1961~2000 年, 中国区域的太阳辐射明显下降, 尤其是中国南方地区, 下降幅度达到每 10 a 为 5%, 而这一变化与黄龙洞 HL021  $\delta^{18}\text{O}$  在相同时段内的变化具有明显的负相关(相关系数为 -0.36, 95.00% 的置信度), 说明季风在年际变化上也受到太阳辐射

的影响. 何立富等人 [44] 研究认为夏季风的变化与东亚上空对流层中上部温度具有密切的关系, 发生在

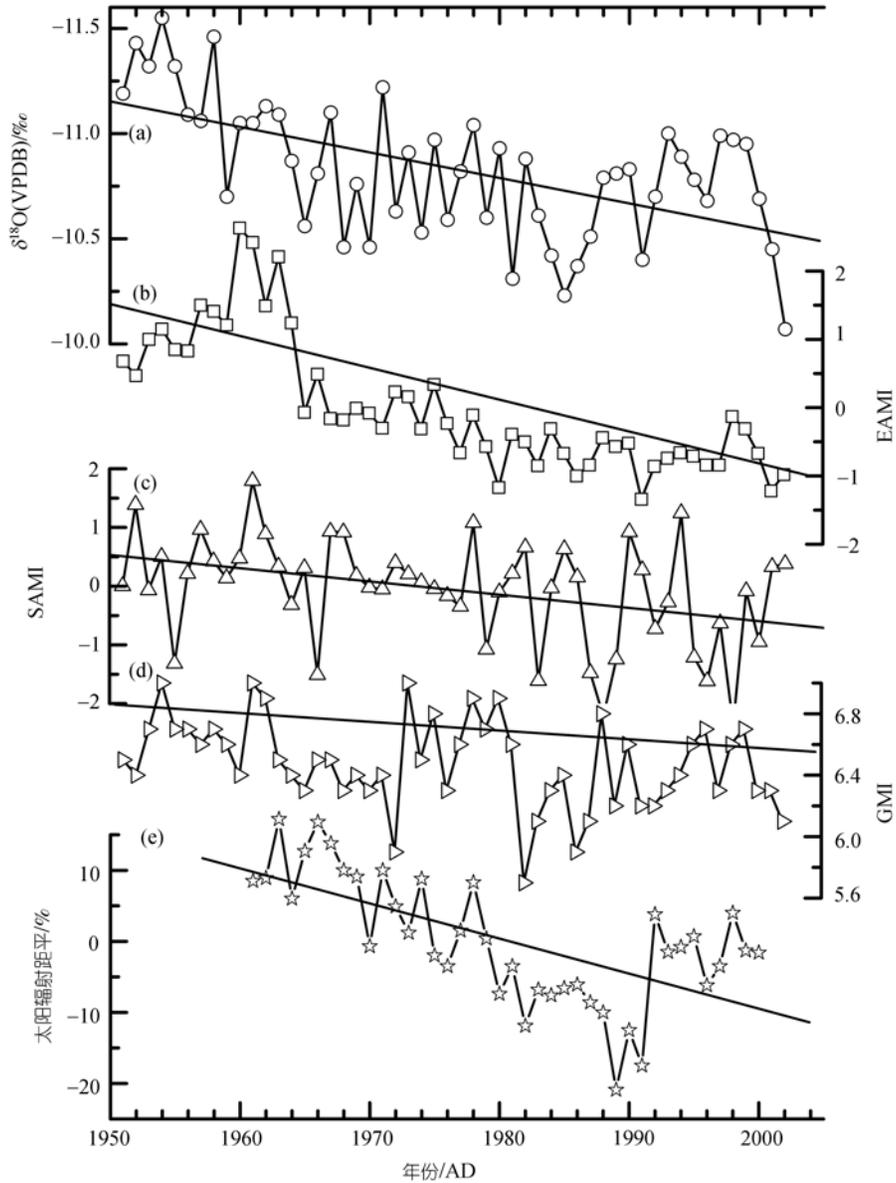


图6 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录(1951~2002年)与不同季风指数、太阳辐射的对比

(a) 黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录; (b) 东亚夏季风强度指数 (EAMI) [44], (c) 南亚季风指数 (SAMI) [45], (d) 全球季风指数 (GMI) [46], (e) 中国南方太阳辐射距平 [47]. 图中的斜线分别指示了它们线性拟合的趋势线

20 世纪 60 年代中期的夏季风减弱过程, 其主要原因可归于东亚季风区和非洲季风区在对流层温度的大幅下降. Ramaswamy 等人 [45] 通过模拟和对比微波探测卫星观测的资料证实了在人类和自然共同的驱动作用, 全球平流层底部温度在 1979~2003 年是在逐渐变冷的. Box 等人 [46] 最近也指出格陵兰上空平流层以及对流层上部的温度在 1964~2005 年是逐渐降低的. Vecchi 等人 [47] 研究发现随着近一个世纪的全球变暖,

热带印度洋-太平洋地区的海平面气压梯度在逐渐减小, 导致太平洋上空的沃克环流在减弱, 从而影响毗邻大陆的季风变化. 综上所述, 最近的探测资料显示中国主要季风区上空的太阳辐射在减弱, 高空平流层以及对流层上部的温度也在降低 [44-48], 这可能是导致近半个世纪以来亚洲季风减弱的自然原因. 关于此次亚洲季风系统年代际减弱原因的探索还处于初级阶段, 研究清楚亚洲季风这种状态转变发生

的成因及其机制,对东亚区域气候预测将有重要意义.

### 3 结论

处于典型季风系统交互作用的青藏高原边缘区高海拔的黄龙洞石笋氧同位素组成对季风的变化十分敏感.

通过对黄龙洞石笋现代沉积条件和沉积过程进行系统的研究发现,该洞穴滴水来自大气降水,石笋氧同位素组成的变化能够反映洞穴外部气候变化信息.使用  $^{210}\text{Pb}$  和  $^{230}\text{Th}$  两种定年方法,建立了黄龙洞最近半个世纪以来平均分辨率达到年际的石笋时间序列.通过与器测气象数据对比分析发现,黄龙洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的轻重主要受季风带来的降水量效应影响,受温度的影响比较弱.亚洲季风区的石笋氧同位素不仅在冰期/间冰期等大尺度上反映了亚洲季风变化,代表了当时的降水氧同位素信息,在短时间尺度上亦是如此,指示了季风年际变化的强弱以及降水  $\delta^{18}\text{O}$  的信息.

近半个世纪以来黄龙洞石笋以及亚洲季风区其他石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录都显示了亚洲季风在逐渐减弱,与利用气象观测数据重建的亚洲季风指数变化趋势相一致.现代亚洲季风的减弱可能与太阳辐射减弱以及高空平流层、对流层上部温度降低等自然因素有关.

致谢 感谢张平宇、代志波、周静、张德中等参加了野外采样和分析工作,感谢两位匿名评审人提出的有益建议.

### 参 考 文 献

- Burns S J, Fleitmann D, Matter A, et al. Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9 to 13. *Science*, 2003, 301: 1365—1367[DOI]
- Henderson G M. Caving in to new chronologies. *Science*, 2006, 313: 620—622[DOI]
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 2003, 300: 1737—1739[DOI]
- McDermott F, Matthey D P, Hawkesworth C. Centennial-Scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  record from SW Ireland. *Science*, 2001, 294: 1328—1331[DOI]
- McDermott F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. *Quat Sci Res*, 2004, 23: 901—918[DOI]
- Bar-Matthews M, Ayalon A, Kaufman A. Late Quaternary paleo-climate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quat Res*, 1997, 47(2): 155—168[DOI]
- Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220 (3-4): 365—377[DOI]
- 李彬, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐氧同位素研究及其环境意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(1): 81—87
- Wang X, Auler A S, Edwards R L, et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 2004, 432: 740—743[DOI]
- Cruz F W, Burns S J, Karmann I, et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 2005, 434: 63—66[DOI]
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348[DOI]
- 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 Geophys Res*, 2002, 107(D20): 4434, doi:10.1029/2001JD001281
- Yoshimura K, Liu Z, Cao J, et al. Deep source  $\text{CO}_2$  in natural waters and its role in extensive tufa deposition in the Huanglong Ravines, Sichuan, China. *Chem Geol*, 2004, 205: 141—153[DOI]
- McCrea J M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J Chem Phys*, 1950, 18: 849—857[DOI]
- Shen C C, Edwards L R, Cheng H. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem Geol*, 2002, 185: 165—178[DOI]
- Paulsen D E, Li H C, Ku T L. Climate variability in central China over the last 1270 years revealed by high-resolution stalagmite records. *Quat Sci Res*, 2003, 22: 691—701[DOI]
- Baskaran M, Illiffe T M. Age determination of recent cave deposits using excess  $^{210}\text{Pb}$ —A new technique. *Geophys Res Lett*, 1993, 20(7): 603—606
- Crozaz G, Piccioto E, De Breuck W. Antarctic snow chronology with  $^{210}\text{Pb}$ . *J Geophys Res*, 1964, 69 (12): 2594—2604
- 赵焯, 徐翠华. 南极长城站地区湖泊沉积岩芯的  $^{210}\text{Pb}$  分布特征. *北京师范大学学报*, 1995, 3: 140—142
- 程海, 艾思本, 王先锋, 等. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义. *第四纪研究*, 2005, 25 (2): 157—163
- Hendy C H. 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*, 1971, 35 (8):

- 801—824
- 22 张平中, 陈一萌, Johnson K R, 等. 甘肃武都万象洞滴水与现代石笋同位素的环境意义. 科学通报, 2004, 49(15): 1529—1531
- 23 O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J Chem Phys*, 1969, 51: 5547—5558
- 24 何尧启, 汪永进, 孔兴功, 等. 贵州董哥洞近 1000 a 来高分辨率洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录. 科学通报, 2005, 50 (11): 1114—1118
- 25 Fleitmann D, Burns S J, Neff U, et al. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from southern Oman. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 935—945[DOI]
- 26 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857[DOI]
- 27 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578[DOI]
- 28 李红春, 顾德隆, Stott L D, 等. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一: 京津地区 500 a 来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$  记录. 中国科学 D: 地球科学, 1998, 28(2): 181—186
- 29 Tan M, Liu T S. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(12): 1617, doi: 10.1029/2003GL-017352
- 30 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. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71—86. [DOI]
- 31 姜大膀, 王会军. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性. 科学通报, 2005, 50 (20): 2256—2262
- 32 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437—472[DOI]
- 33 Wang B, Ding Q H. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L06711, doi: 10.1029/2005GL025347
- 34 Li J P, Zeng Q C. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 299—302
- 35 Xia X A, Wang P C, Chen H B, et al. Analysis of downwelling surface solar radiation in China from National Centers for Environmental Prediction reanalysis, satellite estimates, and surface observations. *J Geophys Res*, 2006, 111, D09103, doi:10.1029/2005JD006405
- 36 Li J P, Zeng Q C. A unified monsoon index. *Geophys Res Lett*, 2000, 29 (8): 1—4
- 37 Gascoyne M. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quat Sci Rev*, 1992, 11 (6): 609—632[DOI]
- 38 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436—468
- 39 Dorale J A, Edward R L, Ito E, et al. Climate and vegetation history of the mid-continent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 1998, 282: 1871—1874[DOI]
- 40 卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响. 地球化学, 1994, 23 (1): 33—41
- 41 Braun H, Christl M, Rahmstorf S, et al. Possible solar origin of the 1470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, 2005, 438: 208—211[DOI]
- 42 Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 2001, 411: 290—293[DOI]
- 43 Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, et al. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 1996, 12: 213—225[DOI]
- 44 何立富, 武炳义, 管成功. 印度夏季风的减弱及其与对流层温度的关系. 气象学报, 2005, 63 (3): 365—373
- 45 Ramaswamy V, Schwarzkopf M D, Rand W J, et al. Anthropogenic and natural influences in the evolution of lower stratospheric cooling. *Science*, 2006, 311: 1138—1141[DOI]
- 46 Box J E, Cohen A E. Upper-air temperatures around Greenland: 1964—2005. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L12706, doi: 10.1029/2006GL025723
- 47 Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, et al. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 2006, 441: 73—76[DOI]
- 48 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测. 地球物理学报, 2004, 47 (4): 590—596