

# 珠穆朗玛峰东绒布 80.36 m 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 气候意义\*

张东启<sup>①②\*\*</sup> 秦大河<sup>①②</sup> 侯书贵<sup>①</sup> 任贾文<sup>①</sup>  
P. Mayewski<sup>③</sup> 康世昌<sup>①③</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室, 兰州 730000; <sup>②</sup>中国气象科学研究院, 北京 100081;  
<sup>③</sup>Institute for Quaternary and Climate Studies, University of Maine, Orono, ME04469, USA)

**摘要** 珠穆朗玛峰东绒布 80.36 m 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录与喜马拉雅山南、北坡气象资料和北半球气温变化之间的关系表明, 该冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  基本上不反映年际温度的变化, 但冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  与净积累量具有负相关关系, 这是该地区夏季降水(占全年降水量的 80% 以上)中  $\delta^{18}\text{O}$  “降水量效应”的一种具体表现. 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的变化可作为印度季风活动强弱变化的替代指标. 在季风活动强盛阶段, 冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较低; 在季风活动衰弱阶段, 冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较高.

**关键词** 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  温度 印度夏季风

就全球范围内季节尺度上降水中稳定氧同位素比率( $\delta^{18}\text{O}$ )与气温和降水量的关系来看, 地球中、高纬度地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与气温呈现出显著的正相关性, 即所谓的“温度效应”<sup>[1-3]</sup>. “温度效应”在两极地区表现最显著, 向赤道方向逐渐减弱. “温度效应”是极地和中、高纬度地区根据冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  变化恢复过去温度变化的基础<sup>[4-9]</sup>. 在低纬度热带地区和一些季风区, 月降水中稳定同位素比率(包括  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$ )与降水量呈现负相关关系, 称为“降水量效应”<sup>[1-2]</sup>, “降水量效应”的产生与强烈的对流现象相联系<sup>[1, 10, 11]</sup>.

在青藏高原北部地区, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  主要受“温度效应”的影响, 表现出夏高冬低的特征<sup>[12-15]</sup>; 而在青藏高原南部地区, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与水汽来源有密切关系: 来自低纬度海洋的水汽产生的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  偏低, 来自中、高纬度大陆性的水汽产生的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  偏高<sup>[13, 14]</sup>. 由于受印度夏季风降水的影响, 喜马拉雅山地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  主要表现出“降水量效应”. “降水量效应”主要是由于夏季风活动的强弱变化引起的, 季风降水还使得青藏高原南部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与气温表现出很差的相关性. 如在喜马拉雅山南北两侧的印度新德里<sup>[16]</sup>和中国拉萨<sup>[17, 18]</sup>降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的研究都发现了不同程度的“降水量效应”, 而大量对青藏高原南缘喜马拉雅山区降水中稳定同位素比率的研究<sup>[19-23]</sup>也都表明该地区存在明显的“降水量效应”.

以上所谓的“温度效应”和“降水量效应”都是在天气尺度和季节尺度上讨论降水中稳

2002-05-27 收稿

\* 中国科学院知识创新工程重大项目(批准号: KZCX1-10-02, KZCX2-108, KZCX2-305)、国家重点基础研究(批准号: G1999043400)、国家自然科学基金(批准号: 40205007, 49901004), 国际合作项目“中美珠穆朗玛峰绒布冰川冰芯合作研究”和中国气象科学研究院博士启动基金联合资助

\*\* E-mail: zhangdq@cams.cma.gov.cn

定同位素比率与温度和降水量之间的关系. 由于极高山地区降水、气温等实测气象资料极难获得, 长期以来也就难以对这些地区长时间序列的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与当地温度和降水量之间关系进行研究. 近年来, 在喜马拉雅山高海拔地区冰芯钻取工作取得了丰硕的成果, 获得了长时间序列的冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化资料, 使得在年际尺度上探讨喜马拉雅山高海拔地区冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的气候学意义成为可能<sup>[23,24]</sup>. 本文将珠穆朗玛峰东侧东绒布冰川上钻取的冰芯为研究对象, 探讨东绒布冰川积累区降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  与降水量、温度之间的关系.

## 1 样品采集与测试

1998年9月, 我们在珠穆朗玛峰(86°55'E, 27°59'N, 8848 m a.s.l.)东侧东绒布冰川粒雪盆海拔6450 m处钻取了一支长度为80.36 m的冰芯. 对该冰芯进行3.5~5 cm连续切样, 共得到1886个样品. 在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室用Delta-plus气体稳定同位素质谱仪对样品中  $\delta^{18}\text{O}$  进行了测定, 测量精度为0.5‰. 在美国新罕布什尔大学气候变化研究中心用DIONEX公司DX600型离子色谱仪对主要可溶性离子浓度进行了测定. 此外, 在该研究中心还测量了冰芯上部的  $\beta$ 总活度. 根据冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  及主要可溶性离子的变化特征, 并以1954年和1963年两次全球规模的热核试验所形成的  $\beta$ 活度度峰值作为定年参考层, 确定该冰芯跨越的年代为154年, 即公元1844~1997年<sup>[25]</sup>(图1). 同时, 根据实测的冰芯的密度和各年层冰芯的厚度恢复出了该冰芯154年的年净积累量. 本文主要讨论冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化特征及其所指示的气候意义.

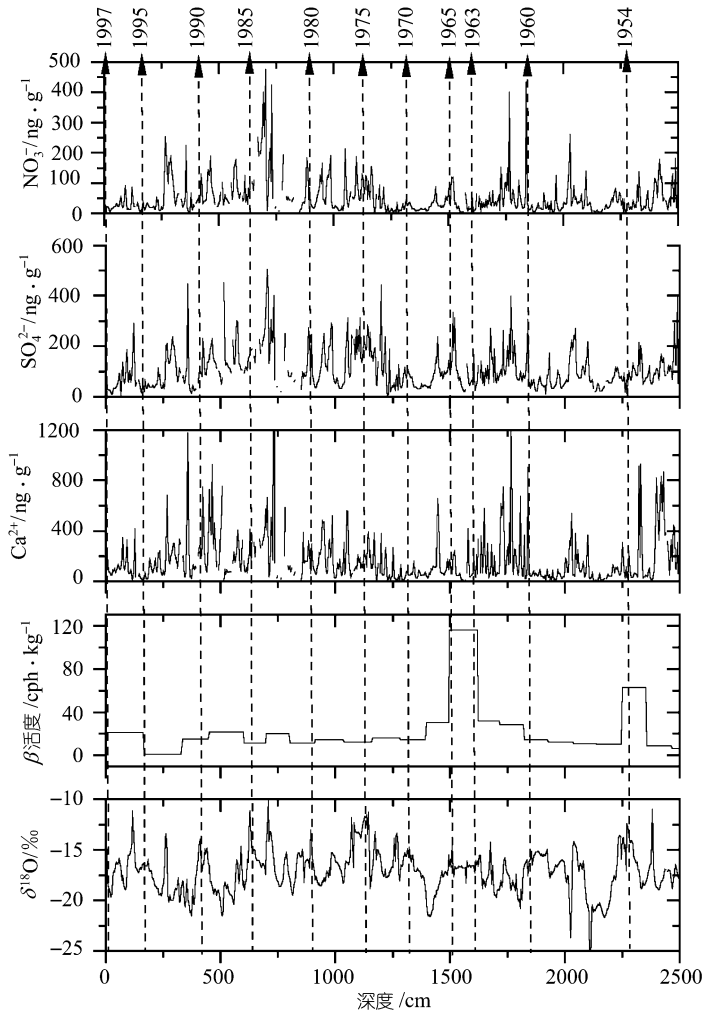


图1 东绒布冰芯定年图片段

## 2 东绒布冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系

为研究东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  变化是否反映了区域气候的变化特征, 将东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  与喜马

拉雅山北面青藏高原上 19 个气象台站和喜马拉雅山南面印度次大陆 17 个气象台站年平均气温及各季节平均气温进行了相关性分析(表 1), 结果显示冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  与绝大多数站点的年平均气温不存在显著的相关性, 因此可以说东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  并没有像青藏高原北部地区那样反映当地气温的变化<sup>[26-28]</sup>. 而从总体上看,  $\delta^{18}\text{O}$  与高原春、秋季气温相关系数绝大多数为正值, 而与青藏高原冬、夏季气温的相关系数却多为负值. 因为各气象站气温记录年限不同, 显著性水平大于 0.1 的相关系数见表 1 所列. 由表可见,  $\delta^{18}\text{O}$  只有在 9~11 月与高原上部分站点的气温相关性才是显著的, 其他季节与青藏高原上气象站点的相关性并不显著. 与青藏高原相比,

表 1 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  与喜马拉雅山南北气象台站气温相关系数<sup>a)</sup>

地点	12~2 月气温	3~5 月气温	6~8 月气温	9~11 月气温	年平均气温	北纬/(°)	东经/(°)	气温记录年限
定日	0.04	0.34*	0.06	0.44*	0.28	28.6	87.1	1959~1990
日喀则	0.10	0.13	-0.14	0.27*	0.18	29.2	88.9	1955~1990
帕里	-0.30*	0.27	-0.05	0.38*	0.14	27.7	89.1	1956~1990
拉萨	-0.02	0.17	0.00	0.10	0.09	29.7	91.1	1935~1991
申扎	0.04	0.26	-0.20	0.41*	0.24	30.9	88.6	1960~1990
隆子	-0.27	0.29*	0.00	0.47*	0.09	28.4	92.5	1959~1990
那曲	-0.04	-0.06	-0.15	0.24	0.02	31.5	92.1	1954~1990
玉树	-0.08	0.09	-0.22	0.22	0.06	33.0	97.0	1952~1990
沱沱河	-0.21	0.16	-0.15	0.45*	0.18	34.2	92.4	1956~1990
五道梁	-0.24	0.03	-0.14	0.34*	-0.01	35.2	93.1	1957~1990
班戈	-0.01	0.10	-0.26	0.33*	0.03	31.4	90.0	1959~1990
都兰	-0.09	-0.01	-0.20	0.25*	-0.06	36.3	98.1	1950~1997
大柴旦	-0.21	0.04	0.11	0.26	-0.04	37.9	95.4	1956~1990
德令哈	-0.04	0.07	-0.19	0.20	-0.01	37.4	97.4	1955~1990
格尔木	-0.06	0.17	-0.02	0.32*	0.13	36.4	94.9	1956~1990
丁青	-0.16	0.27	0.01	0.44*	0.33*	31.4	95.6	1954~1990
林芝	-0.26	0.14	0.09	0.26*	0.11	29.6	94.5	1953~1990
索县	-0.31*	0.12	-0.32	0.35*	-0.11	31.9	93.8	1956~1990
杂多	-0.28*	0.21	-0.14	0.28*	0.02	32.9	95.3	1957~1990
平均	-0.14	0.14	-0.11	0.31*	0.08			
Calcutta	-0.10	-0.04	0.16	0.11	0.02	22.5	88.3	1903~1997
Bogra	-0.15	-0.11	0.23*	0.20	0.01	24.9	89.4	1936~1987
Dinajpur	-0.17	-0.02	0.26*	0.02	-0.01	25.6	88.7	1931~1988
Dhubri	-0.02	-0.14	0.02	0.06	-0.07	26.0	90.0	1903~1984
Agra	-0.12	0.28*	-0.09	0.10	0.09	27.2	78.0	1931~1987
Kathmandu	-0.09	0.26	-0.18	0.22	0.10	27.7	85.4	1961~1980
Dajeeling	-0.13	0.01	0.19*	0.05	0.08	27.1	88.3	1897~1987
Daltonganj	-0.08	0.03	0.07	0.22*	0.09	24.1	84.1	1893~1997
New Delhi	-0.17	0.20	-0.17	0.04	0.00	28.6	77.2	1931~1997
Dumka	-0.19	-0.14	0.17	-0.07	-0.04	24.3	87.3	1893~1992
Allahabad Bam	-0.12	-0.20	-0.21	0.02	0.08	25.4	81.7	1931~1997
Jodhpur	-0.24	0.19	-0.01	-0.03	-0.05	26.3	73.0	1931~1997
Mukteshwar Ku	-0.13	0.00	0.05	-0.02	-0.05	29.5	79.7	1897~1997
Srinagar	-0.02	0.24	-0.14	0.00	0.04	34.1	74.8	1931~1997
Leh	0.10	0.12	-0.12	0.14	0.09	34.1	77.6	1882~1968
Gauhati	-0.33*	-0.24*	-0.24	-0.24*	-0.24*	26.1	91.6	1903~1997
Mymensingh	-0.10	-0.16	0.19	0.28	0.03	24.7	90.4	1931~1988
平均	-0.09	0.04	0.03	0.08	0.03			

a) \* 表示在 90%置信度水平上显著相关. 气温单位为  $^{\circ}\text{C}$

$\delta^{18}\text{O}$  与南亚地区的气温变化没有显示任何相关性, 即  $\delta^{18}\text{O}$  不反映南亚地区任何季节气温的变化. 另外, 为了研究东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  变化能否反映半球尺度上的气温变化特征, 将东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化趋势与北半球年平均气温的变化趋势也进行了对比(图 2). 结果显示, 二者不存在显著相关关系, 有别于希夏邦马峰北坡达索普冰芯的  $\delta^{18}\text{O}$  记录, 后者与北半球的气温变化表现出基本一致的变化趋势<sup>[24]</sup>. 我们认为, 采样地点高度的差别以及两地水汽来源和运移过程可能存在一定程度的差异, 这很可能是导致两地  $\delta^{18}\text{O}$  结果差异的主要原因. 希夏邦马峰达索普冰芯钻取地点海拔 7200 m, 正位于青藏高原 400 hPa 高湿层内<sup>[29]</sup>, 而珠穆朗玛峰东绒布冰芯钻取地点海拔仅 6450 m, 两个地点 700 m 以上的高差所造成的“高程效应”<sup>[1]</sup>会对  $\delta^{18}\text{O}$  结果产生较大的影响. 此外, 珠穆朗玛峰周围(尤其是南侧)海拔 7000 m 甚至 8000 m 以上的数座高峰或多或少地阻挡了部分南来气流到达东绒布冰川粒雪盆, 使得两地冰芯的平均净积累量相差达 1.6 倍, 这也部分造成了两地冰芯的  $\delta^{18}\text{O}$  结果出现差异.

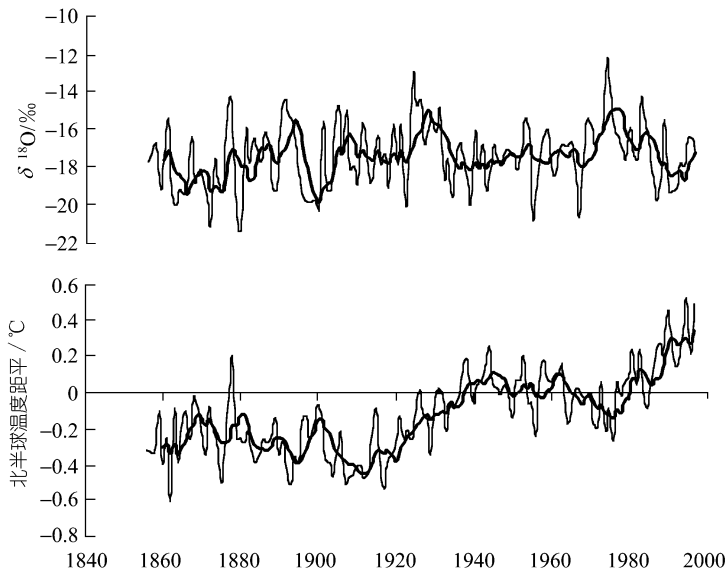


图 2 东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  变化与北半球温度距平变化的比较

### 3 东绒布冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 与年净积累量

高山地区实测降水资料难以获得, 但由于高海拔、高积累量和低温无消融等条件, 东绒布冰芯净积累量可以作为东绒布冰川积累区历史降水量的替代指标. 对东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的年平均值与年净积累量进行相关分析, 结果表明二者有着较好的负相关关系, 其相关系数为  $-0.22$  (显著性水平  $\alpha = 0.01$ ). 统计结果显示, 有 99 个年份冰芯年净积累量的正距平与  $\delta^{18}\text{O}$  的负距平或者是净积累量的负距平与  $\delta^{18}\text{O}$  的正距平相对应, 占冰芯记录总年数的 64.3%. 从图 3 可以看到 20 世纪 30 年代以前以及 60 年代中期以后的两段时间内, 二者具有较明显的负相关性, 即冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的高值基本对应净积累量的低值(反之亦然). 统计结果表明, 公元 1844~1935 年的 92 年中, 有 50 年冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的正距平(负距平)分别与净积累量的负距平(正距平)相对应;

1) 田立德. 青藏高原降水中稳定同位素及稳定同位素水文循环研究. 中国科学院兰州冰川冻土研究所博士学位论文. 1999

而公元 1960~1997 年的 38 年中, 冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的正距平(负距平)分别与净积累量的负距平(正距平)相对应的年份为 22 个, 分别占两个时段总年数的 54.3% 和 57.9%. 从图 3 还可以看到, 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  平均值与净积累量的变化趋势也呈相反状态, 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  值升高时, 对应时段的冰芯净积累量则降低, 这一点在二者的 5 年滑动平均曲线上表现得尤为明显. 从总体上看, 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的年平均值与年净积累量之间的关系似乎表现出“降水量效应”的特征. 这一现象可以通过以下的推论进行解释: 在珠穆朗玛峰地区, 夏季降水主要来源于印度夏季风带来的孟加拉湾和阿拉伯海的热带海洋水汽, 热带海洋水汽向高纬度方向移动时, 水汽中的重同位素在沿途不断随降水过程而丢失, 使得  $\delta^{18}\text{O}$  值降低<sup>[17,22]</sup>. 印度夏季风活动强的年份, 该地区由夏季风带来的降水量就增多, 这一年降落在冰川上的降水中就会有更多的含较低值  $\delta^{18}\text{O}$  的部分不断累加, 表现为该年冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  总值降低. 反之, 如果某一年印度夏季风活动弱, 该地区降水量就会减少, 表现为该年冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  总值升高. 由于在珠穆朗玛峰地区, 年降水量的 80% 以上集中在夏季(6~9 月)<sup>[30]</sup>, 夏季降水对冰芯净积累量的贡献率非常大, “降水量效应”对冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的贡献也就最突出, 而其他季节由于降水量少, 控制降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化的因素也就不容易表现出来.

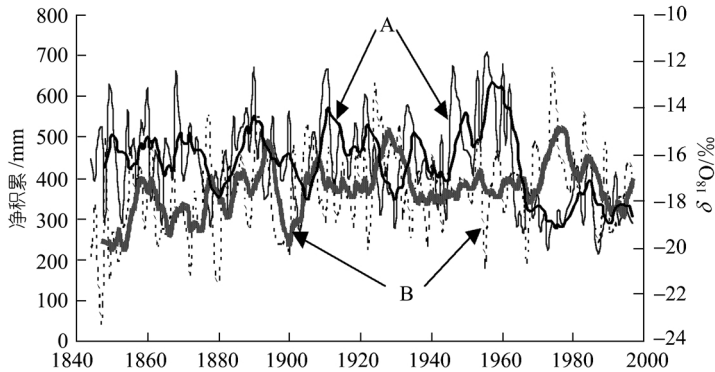


图 3 东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  与净积累量变化  
A, B 分别代表冰芯净积累量和  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值

#### 4 冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 反映的季风活动的强弱变化

从上文可知, 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  与冰芯净积累量之间存在负相关关系. 由于冰芯的净积累量与印度夏季风带来的降水密切联系, 而夏季降水量的多少基本上决定于印度夏季风的强弱变化, 那么, 能否将冰芯中的  $\delta^{18}\text{O}$  作为一种指标来大致反演印度夏季风的强弱变化呢? 首先, 我们将对这一推论进行验证.

符淙斌等<sup>[31]</sup>根据印度季风中断日数对印度季风进行强弱阶段的划分时指出, 公元 1888~1984 年的近 100 年可以大致分为 4 个阶段: (1) 大约在公元 1920 年之前为季风不活跃期, 尤其是 1905~1920 年间; (2) 公元 1920 年以后, 直到 1963 年, 为相对的季风活跃期, 特别是 1933~1945 年和 1955~1963 年; (3) 1963~1980 年为另一季风不活跃期; (4) 公元 1980 年以后进入另一个季风活跃期. 我们将公元 1905~1920 年和 1963~1980 年作为两段较典型的季风不活跃期, 而 1933~1945 年和 1955~1963 年作为两段较典型的季风活跃期. 对东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  在上述各个阶段的平均值进行计算, 结果显示  $\delta^{18}\text{O}$  在季风活跃期和不活跃期有着较明显的差异.

在季风不活跃期冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较高, 公元 1905~1920 年和 1963~1980 年两段分别为  $-17.2\text{‰}$  和  $-16.4\text{‰}$ , 而在季风活跃期冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较低, 1933~1945 年和 1955~1963 年两段分别为  $-17.9\text{‰}$  和  $-17.7\text{‰}$ , 季风不活跃期与活跃期的划分大致可以  $\delta^{18}\text{O}$  平均值大于或小于  $-17.5\text{‰}$  为界限. 从上述比较中可以得出结论, 冰芯中的  $\delta^{18}\text{O}$  能够清楚地反映印度季风活动的强弱变化.

根据  $-17.5\text{‰}$  的划分标准, 对东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录的印度季风活动进行重新划分 (图 4). 可见, 公元 1844~1997 年的 154 年中, 公元 1844~1854 年、1862~1875 年、1895~1903 年、1932~1967 年和 1986~1997 年是印度季风活动的 5 个活跃期, 公元 1855~1861 年、1876~1894 年、1904~1931 年和 1968~1985 年为印度季风活动的 4 个不活跃期. 在季风活跃期的各个阶段, 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  平均值都低于  $-17.7\text{‰}$ , 在 4 个季风不活跃期东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  平均值都高于  $-17.0\text{‰}$ . 值得注意的是, 在印度季风的前两个不活跃阶段 (均发生于 19 世纪), 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值为  $-17.0\text{‰}$ , 而进入 20 世纪后, 在印度季风的另外两个不活跃阶段, 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值逐渐增长到了  $-16.6\text{‰}$  和  $-16.0\text{‰}$ , 似乎暗示着 150 多年来印度季风的不活跃期有逐渐增强的趋势.

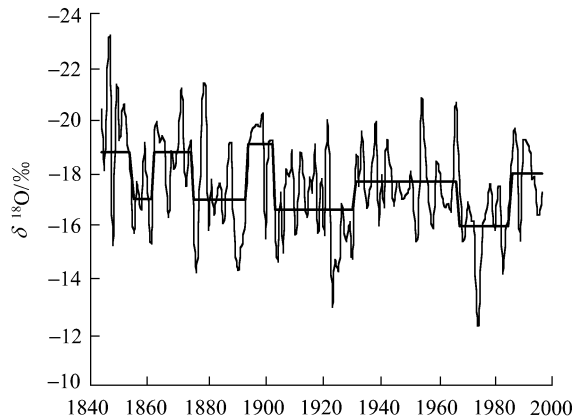


图 4 东绒布冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  与印度季风活跃期和不活跃期比较

## 5 结论

东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  与冰芯净积累量具有负相关关系, 是该地区夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  “降水量效应”的一种具体表现. 该冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  并不反映区域和半球尺度的气温变化, 这与希夏邦马峰达索普冰芯研究结果有较大差异. 采样地点高度的差别以及两地水汽来源和运移过程可能存在的差异很可能是导致两地  $\delta^{18}\text{O}$  结果差异的主要原因. 通过印度季风活动强(弱)、印度夏季风降水多(少)、冰芯净积累量多(少)、冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  值低(高)这一连串有因果关系的事件的前后联系, 东绒布冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化可以作为印度季风活动强弱变化的一个替代指标. 在季风活动强盛期, 冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较低, 在季风活动衰弱期, 冰芯中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值较高. 根据这一研究结果, 我们对该冰芯记录的印度夏季风的强弱变化阶段进行了划分. 这对于恢复印度季风的演化、验证气候模型结果、探讨季风气候系统的机理和预测工作给出了新的思路.

**致谢** 美国新罕布什尔大学气候变化研究中心 S. Whitlow 测试了冰芯中的离子浓度, C. Wake 为  $\beta$  总活化度的测试提供了条件, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室的孙维贞和李凤霞指导测试了冰芯中的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 作者在此表示衷心感谢, 同时感谢 1998 年珠峰冰川科学考察队所有队员的帮助.

## 参 考 文 献

- 1 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436~468
- 2 Jouzel J, Froehlich K, Schotterer U. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: data and modeling. *Journal of Hydrological Sciences*, 1997, 42(5): 747~763
- 3 Siegenthaler U, Oeschger K. Correlation of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 1980, 285: 314~319
- 4 Dansgaard W, Johnson S J, Clausen H B. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: Turekian K K, ed. *The Late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven: Yale University Press, 1997. 37~56
- 5 Lorius C, Jouzel J, Ritz C, et al. 150000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 316: 591~595
- 6 Jouzel J, Lorius C, Petit J T, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160000 years). *Nature*, 1987, 329: 403~407
- 7 Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. A 1000 year climatic ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 175~181
- 8 Yao T D, Thompson L G, Jiao K Q, et al. Recent warming as recorded in the Qinghai-Tibetan cryosphere. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 196~200
- 9 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 348~353
- 10 章新平, 姚檀栋. 大气降水中的氧同位素分馏过程的数学模拟. *冰川冻土*, 1994, 16: 156~165
- 11 Yapp C J. A model for the relationship between precipitation D/H ratios and precipitation intensity. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87: 9614~9620
- 12 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化特征. *中国科学, B 辑*, 1995, 25(7): 854~864
- 13 Zhang X P, Yao T K, Tian L D. A study on spatial and temporal distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation in the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1995, 1: 27~31
- 14 姚檀栋, 丁良福, 蒲建辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中  $\delta^{18}\text{O}$  特征及其与水汽来源的关系. *科学通报*, 1991, 36(20): 1570~1573
- 15 Tian L D, Yao T D, Yang Z H, et al. A 4-year's study of stable isotope in precipitation on the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1997, 3: 32~36
- 16 Rozanski K, Argusa-Argusa L, Gongiantini R. Isotope patterns in modern global precipitation. *Geophysical Monograph 78*. In: *Climate Change in Continental Isotope Records*. American Geophysical Union, 1993. 1~36
- 17 章新平, 中尾正义, 姚檀栋, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的时空变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(5): 353~361
- 18 田立德, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征. *冰川冻土*, 1997, 19(4): 295~301
- 19 Wushiki H. Deuterium content in the Himalayan precipitation at Khumbu District, observed in 1974/1975. *SEPPYO*, 1977, 39(Special Issue): 50~56
- 20 Wake C P, Stievenard M. The amount effect and oxygen isotope ratios recorded in Himalayan snow. In: *Proceedings of the 1995 Nagoya IGBP-PAGES/PEP-II Symposium Paleoclimate and Environmental Variability in Austral-Asian Transect during the Past 2000 Years*, 1995. 236~241
- 21 康世昌, 秦大河, 姚檀栋, 等. 希夏邦马峰达索普冰川高海拔区夏季风期间大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  特征. *山地学报*, 2000, 18(1): 1~6
- 22 章新平, 中尾正义, 藤田耕史, 等. 喜马拉雅山郎塘流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(3): 206~213
- 23 Qin Dahe, Mayewski P A, Wake C P, et al. Evidence for recent climate change from ice cores in the Himalayas. *Annals of Glaciology*, 2000, 31: 153~158
- 24 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E. A high-resolution millennial record of the South Asian monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2001, 289: 1916~1919
- 25 Qin D H, Hou S G, Zhang D Q, et al. Preliminary results from the chemical records of an 80m ice core recovered from the East Rongbuk Glacier, Mt. Qomolangma. *Annals of Glaciology*, 2002, 35: 278~284
- 26 姚檀栋, Thompson L. G. 敦煌冰芯记录与过去 5ka 温度变化. *中国科学, B 辑*, 1992, (10): 1089~1093
- 27 Yao T D, Thompson L G, Qin D H, et al. Climatological significance of  $\delta^{18}\text{O}$  in north Tibetan ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101: 29531~29537
- 28 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 以来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 348~353
- 29 侯书贵, 秦大河, 姚檀栋, 等. 青藏高原冰芯积累量的近期变化. *科学通报*, 2002, 47(20): 1588~1591
- 30 沈志宝. 珠穆朗玛峰地区的降水特征. 见: *珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1968)*, 气象与太阳辐射. 北京: 科学出版社, 1975. 11~20
- 31 符滨斌, 王 强. 南亚夏季风长期变化中的突变现象及其与全球迅速增暖的同步性. *中国科学, B 辑*, 1991, (6): 666~672