

喜马拉雅山地区冰川积累量记录的季风降水对气候变暖的响应

段克勤 姚檀栋 蒲健辰 孙维贞

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000. E-mail: kqduan@ns.lzb.ac.cn)

摘要 重建了喜马拉雅山中部达索普冰芯积累量记录, 该记录反映了当地夏季风降水变化, 与印度北部夏季风降水趋势一致. 该记录长期变化趋势与北半球温度变化关系显著, 当北半球变暖时, 积累量呈降低趋势, 反之当北半球变冷时, 积累量呈升高趋势, 平均而言, 温度每升高 0.1 K, 积累量减少约 90 mm. 在目前全球变暖背景下, 特别自 1920 年以来, 全球温度约升高了 0.5 K, 达索普冰川积累量则减少了约 450 mm, 由此对喜马拉雅山中部季风降水作了情景预测.

关键词 达索普冰芯 净积累量 全球变暖

哺育亚洲重要河流(如恒河)的喜马拉雅山冰川近年来以惊人的速度在退缩, 这种情况如得不到改善, 科学家预言由此造成的水资源短缺将使恒河平原的 4 亿人口面临生存威胁^[1]. 1884~1978 年间全球冰川后退是 20 世纪全球变暖的结果^[2]. 在全球变暖背景下, 未来 100 年山地冰川将失去 1/3 至 1/2, 到 2050 年可能有 1/4 的冰川融化消失^[3]. Kotlyakov 等人^[4]在假设气候变暖和降水减少情况下, 估计了亚洲中部冰川的萎缩趋势, 认为冰川消融强烈增加, 冰川面积大幅度减少. 近百年来气候变暖目前已是不争的事实. 然而, 在全球变暖背景下, 未来喜马拉雅山地区降水如何变化, 却仍未进行研究.

冰川积累量的变化直接反映了冰川对气候变化的响应. 冰川积累量是当地降水量的直接记录, 因此过去几十年里, 从冰芯恢复冰川积累量并以其反映当地的降水变化^[5~7], 证明是一种行之有效的方法.

最近对喜马拉雅山达索普冰芯的研究表明, 达索普冰芯记录的离子对印度季风活动很敏感^[8], 从达索普冰芯恢复的积累量直接反映了当地夏季风降水^[9]. 本文则进一步研究达索普冰芯积累量与印度各区降水之间关系, 然后分析其在全球变暖背景下变化规律.

达索普冰川(28° 23' N, 85° 43' E), 位于喜马拉雅山北坡(图 1), 海拔超过 7000 m, 面积 21.67 km², 厚度超过 200 m, 地形平坦, 年净积累量高, 年平均温度低, 这些特点保证了从达索普冰川可获得高分辨

和长时间的冰芯记录. 有关达索普冰芯的提取、分析和研究请参考文献[9~12].

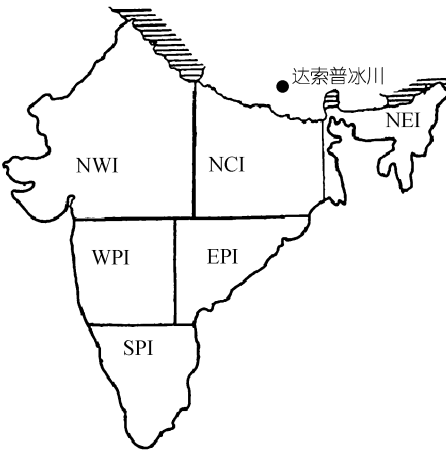


图 1 达索普冰川位置及其印度季风降水分区的划分
说明见正文

1 达索普冰芯积累量所指示的季风降水变化

1997 年 8 月 15 日~10 月 3 日在达索普冰川顶部进行了气象观测, 结果表明白天最高温度低于零度, 9 月中午平均温度低于-4℃, 这意味着在达索普冰川表面没有足够的热量用来融化和蒸发积雪. 在观测期间, 也没有发现积雪表面有融化现象. 在目前的气象条件下, 冰川表面的积雪厚度应当真实反映了当地的降雪量, 因此, 从达索普冰芯所恢复的积累量记

录就是当地的降水记录。

观测和雪坑的研究均表明达索普冰川顶部年积雪厚度超过 2 m, 折合成水层超过 1000 mm, 而样品长度在冰芯上部 120 m 为 5 cm, 下部 29 m 为 2 cm, 这保证了一年之中有足够的样品用来确定离子的季节变化。由此通过 $\delta^{18}\text{O}$ 和离子的峰值, 就可确定冰芯上部的冰年龄^[8]。冰芯 114 m 处可以精确定年到 1700 年, 平均年层厚度超过 38 cm。由冰年龄所对应的深度, 可得冰芯的逐年年层厚度, 但这样得到的年层厚度, 由于压缩和冰的流动, 并不能真实反映最初降在冰面上的雪层厚度, 但由物质的连续方程可知冰川垂直方向上的流动速度是与每年的积累量(积雪厚度)成比例的, 而流动速度可由年层厚度随深度变化得到^[13,14]。由此可以恢复历史时期降到冰面上的实际积雪厚度, 由雪层密度把年积雪厚度换算为水当量, 即得逐年的积累量^[9](图 2, 图 3)。对达索普冰芯而言, $\delta^{18}\text{O}$ 和离子的峰值都出现在春季^[8], 因此所

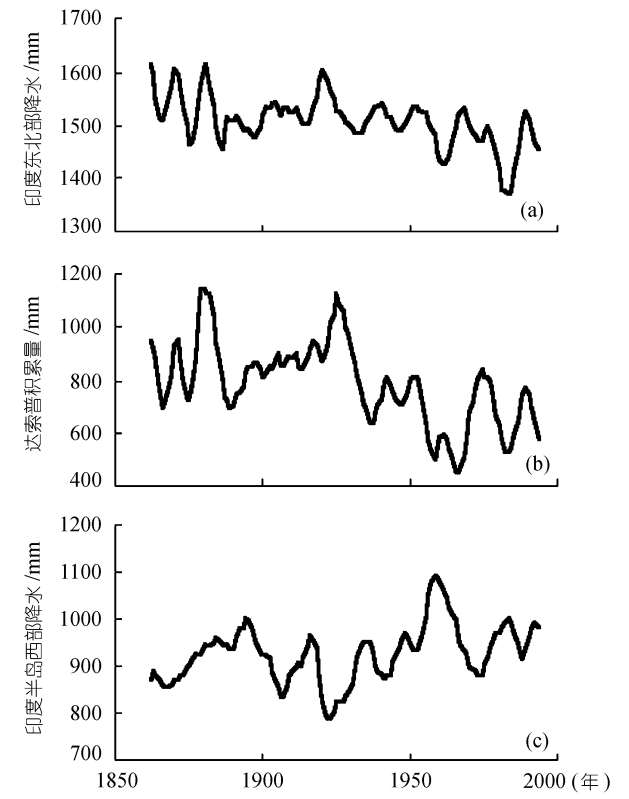


图 2 印度东北部(NEI)季风降水(a)、达索普冰芯积累量(DSP An)(b)和印度半岛西部(WPI)季风降水(c)的 11 点滑动平均比较

恢复的积累量再现的是从春季到春季的降水。此外达索普冰川上的降水主要发生在夏季(6 ~ 9 月), 因而恢复的积累量基本真实反映了当地的夏季风降水。

依据降水变化特征, 印度划分了 6 个部分(图 1)^[15], 即西北部(NWI)、中北部(NCI)、东北部(NEI)、印度半岛西部(WPI)、印度半岛东部(EPI)和印度半岛南部(SPI), 其季风降水记录可以延伸到 1850 年。为了确定季风降水空间变化格局以及喜马拉雅山地区夏季风降水与印度不同地区夏季风降水的联系, 对 1850 ~ 1995 年间达索普积累量与上述印度 6 个地区夏季风季风降水做经验正交函数 EOF 分析。前两个特征值解释总方差的 58%(分别为 40.3%, 17.7%), 它们的特征向量见表 1。第 1 特征向量揭示出达索普积累量与印度东北部季风降水变化相一致(图 2), 而与其他各区及全印度平均降水变化不同, 这反映了季风降水有很强的地域特点。

第 2 特征向量揭示出达索普积累量与印度北部各区季风降水变化相一致, 而与中部各区降水变化相反(图 2)。最近对印度 3700 个台站的逐日降水的研究表明^[16], 夏季风期间季风交替表现为活跃期(active phase)和不活跃期(break phase), 在活跃期, 印度中部逐日降水比平均日降水偏多, 而印度北部及喜马拉雅山山麓逐日降水比平均日降水偏少; 在季风不活跃期, 上述情况正好相反^[16]。对 1850~1995 年期间达索普冰芯积累量及印度各区夏季风降水进行突变分析^[10], 发现 1930 年是一个突变点。在 1850 ~ 1930 年期间, 喜马拉雅山及印度东北部降水偏多, 印度半岛中部(包括印度半岛西部和东部)降水偏少; 相反在 1930 ~ 1995 年期间, 喜马拉雅山及印度东北部降水偏少, 印度半岛中部(包括印度半岛西部和东部)降水偏多。可见在多年时间尺度上, 同夏季风期间一样, 喜马拉雅山高山地带及其山麓降水与印度半岛中部降水变化呈相反的变化。

2 达索普冰芯积累量与北半球温度

图 3 表示了过去 0.3 ka 来达索普冰川顶部积累量的波动情况。0.3 ka 来积累量的平均值为 750 mm, 在这 0.3 ka 内, 积累量在 18 世纪为降低趋势, 积累量相对较低, 一般在 400 ~ 650 mm。根据青藏高原的研究结果^[17,18], 这时正是过去 0.5 ka 中的一个相对温暖时

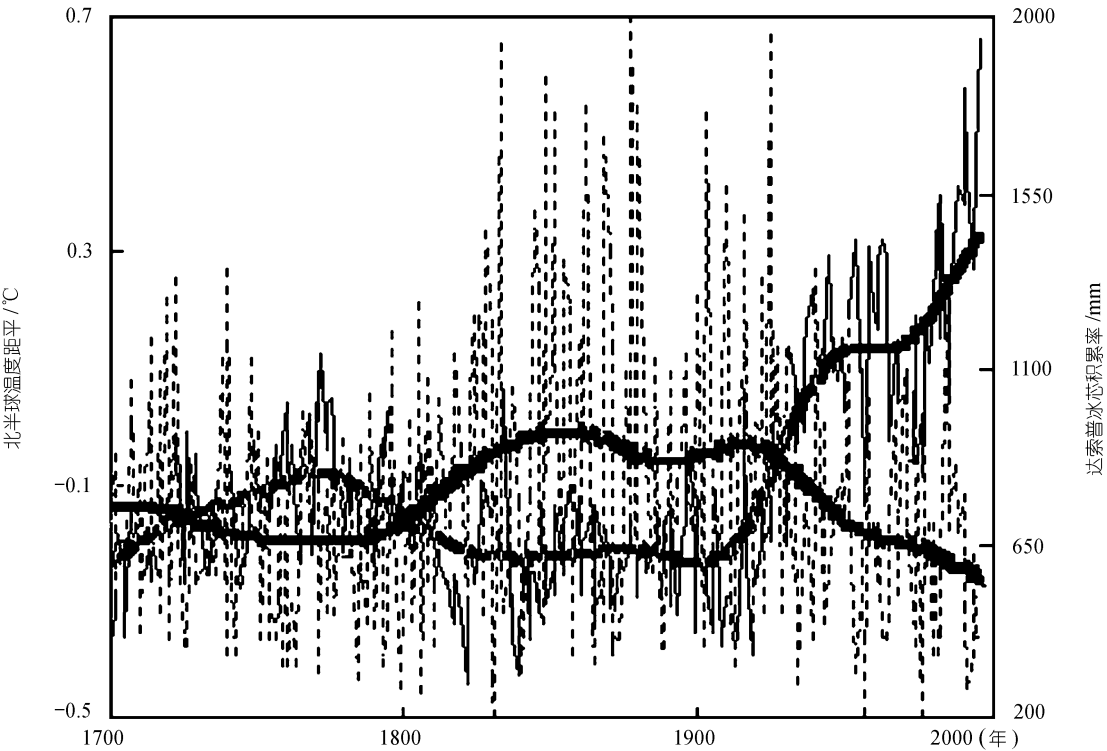


图 3 达索普冰芯净积累(细虚线)与北半球温度(细实线)的变化曲线比较
图中粗线分别为两时间序列的长期变化趋势

表 1 对达索普积累量(DSP An)与印度各部季风降水 EOF 所得第 1 和第 2 特征向量

	EOF1	EOF2
NWI	-0.44	-0.18
NCI	-0.16	-0.64
NEI	0.19	-0.56
WPI	-0.45	0.24
EPI	-0.36	0.04
SPI	-0.20	0.17
All-Indian	-0.51	-0.30
DSP An	0.33	-0.25
Variance	40.3%	17.7%

期. 从 1820 年左右开始, 进入了一个相对高积累量时期, 这一时期一直持续到 1921 年左右, 积累量最大达 1800 mm, 平均积累量为 18 世纪的 1.5 倍, 这一时期正好对应青藏高原的变冷时期^[6,17]. 这时期的一个很大特点是积累量变幅很大, 最低为 500 mm 多,

最高可超过 1800 mm, 是最低积累量的 3 倍多, 而在 18 世纪, 最高积累量是最低积累量的 1 倍多. 从 1920 年直到 20 世纪末, 进入一个类似于 18 世纪的低积累量期, 这期间正好对应全球变暖.

为了在更长时间尺度上探讨达索普冰芯积累量与温度之间的关系, 图 3 表示了达索普冰芯积累量与北半球温度自 1700 年以来二者的比较. 对比这两根曲线, 可以观测到如下重要的现象:

(i) 两者具有明显的反相变化趋势: 当北半球变暖时, 达索普冰芯积累量降低; 当北半球降温时, 达索普冰芯积累量增加. 从 1700 ~ 1995 年达索普冰芯积累量和北半球温度变化可分为 4 个阶段, 具体表现为从 18 世纪初开始至 18 世纪 70 年代, 达索普冰芯积累量为降低趋势, 积累量减少约 200 mm, 而同期北半球温度约上升了 0.2 K; 从 18 世纪 70 年代至 19 世纪中叶, 达索普冰芯积累量迅速增加, 约增加 500 mm, 同期北半球温度降低约 0.3 K; 从 19 世纪中

叶至 20 世纪初, 达索普冰芯积累量与北半球温度没有明显变化趋势, 只是这期间达索普冰芯积累量在过去 0.3 ka 中是最高值, 而北半球温度在过去 0.3 ka 中是最低值; 从 20 世纪初至 20 世纪末, 达索普冰芯净积累量迅速下降, 下降约 425 mm, 而北半球温度迅速升高约 0.5 K. 平均而言, 北半球温度每变化 1 K, 相应达索普冰芯积累量变化约 800~1200 mm.

(ii) 所计算的达索普冰芯积累量与北半球温度两序列的相关系数为-0.18($n = 295$), 而当温度提前两年时, 相关系数为-0.23, 达到 99%的信度. 因为冰芯定年 1 年的误差都会影响统计结果, 因而, 对两序列进行 5 年平均以消除定年误差, 再计算两时间序列相关系数, 则达到了-0.41. 当温度提前 10 年时, 相关系数达到-0.51, 远远超过了 99.9%信度要求. 这个特性在两序列的低频滤波中表现得更明显(图 3). 这就是说, 近 0.3 ka 来的达索普冰芯积累量的长期振荡与北半球气温的振荡是密切联系的, 且温度的变化超前于积累量变化约 10~20 年.

3 讨论与结论

喜马拉雅山冰川主要由季风降水来补给, 如果降水不足, 在全球变暖背景下, 冰川势必大幅度退缩, 这将对河流的补给、河川径流的变率产生重大影响. 在气候变暖情况下, 不同地区季风降水变率很大, 就印度不同地区而言, 近百年来, 季风降水在不同地区有增有减. 过去 0.3 ka 来达索普积累量与北半球温度呈良好的反相关关系, 因此我们认为在未来气候变暖情况下, 喜马拉雅山中部地区的季风降水将会减小. 据 IPCC Data Distribution Centre 提供的 HadCM2Gsa1 模拟图式, 也预期青藏高原南部同印度北部降水将减少. IPCC^[18]综合气候模式计算结果认为: 在按照不同方案限制温室气体排放条件下, 全球气温每 10 年将增长 0.1~0.2℃. 由此综合起来, 可预测未来若干年内, 喜马拉雅山中部季风降水将减少, 冰川将以冰川后退、冰川厚度减薄的变化趋势为主.

致谢 本工作受中国科学院创新(KZCX2-301)、冰芯室创新支持费(210506)、国家重点基础研究发展规划(G1998040800)和国家自然科学基金(批准号: 40101006)项目资助.

参 考 文 献

1 Constance H. Himalayan glacier backing off. *Science*, 1998, 281(5381): 1277

2 Orelemans J. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*, 1994, 264: 243~245

3 Orelemans J, Fortuin J P F. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 1992, 258: 115~118

4 Kotlyakov V M, Grosswald M G, Dyurgerov M B, et al. The reaction of glaciers to impending climate change. *Polar Geography and Ecology*, 1991, 15(3): 203~217

5 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

6 姚檀栋, 焦克勤, 杨志红. 古里雅冰芯中小冰期以来的气候变化. *中国科学, B 辑*, 1995, 25(10): 1108~1114

7 姚檀栋, 焦克勤, 杨梅学. 古里雅冰芯中过去 400a 降水变化研究. *自然科学进展*, 1999, 9(增刊): 1161~1165

8 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E. A High-resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2000, 289(5486): 1916~1920

9 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 年来印度夏季风降水变化. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(6): 619~627

10 段克勤, 王宁练, 李月芳. 青藏高原达索普冰芯中积累量与太阳活动. *科学通报*, 1999, 45(1): 75~78

11 段克勤, 王宁练, 蒲健辰. 达索普冰芯记录的印度季风突变. *科学通报*, 2001, 46(24): 2069~2073

12 姚檀栋, 蒲健辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现. *科学通报*, 1998, 43(1): 94~97

13 Bolzan J F. Ice flow at the dome-c ice divide based on a deep temperature profile. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(D5): 8111~8124

14 Reeh N. A flow-line model for calculating the surface profile and the velocity, strain-rate, and stress-fields in an ice-sheet. *Journal of Glaciology*, 1988, 34(116): 46~54

15 Sontakke N A, Singh N. Longest instrumental regional and all-India summer monsoon rainfall series using optimum observations: Reconstruction and update. *Holocene*, 1996, 6(3): 315~331

16 Krishnamurthy V, Shukla J. Intraseasonal and Interannual variability of rainfall over India. *Journal of Climate*, 2000, 13(24): 4366~4377

17 姚檀栋, 谢自楚, 武筱舸. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. *中国科学, B 辑*, 1990, (11): 1196~1201

18 Houghton J T, Callander B A, Varney S K, eds. Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 1992. The IPCC Supplementary Report*. Cambridge: Cambridge Univ Press, 1992. 200

(2002-02-25 收稿, 2002-06-07 收修改稿)