

对“喜马拉雅山积雪与印度季风降水呈明显反相关关系”的商榷*

李培基

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州, 730000)

摘 要

亚洲高原积雪百余年来一直为气候学家所瞩目。过去根据有限的积雪资料分析认为, 喜马拉雅山积雪与印度夏季降水呈明显反相关关系。本文根据 1957—1992 年 60 个基本气象台站逐日雪深、密度记录, 1978—1987 年 SMMR 微波周积雪深度资料, 以及 1966—1989 年 NOAA 周积雪面积资料所反映的高原积雪空间分布, 季节变化, 与年际波动特征, 和高原积雪异常、印度季风降水异常、ENSO 三者发生时间的对比分析以及相关计算, 提出对前人研究结论的商榷。

关键词: 亚洲高原积雪, 印度季风降水, ENSO。

1 引 言

积雪大尺度气候效应研究已成为当今地球科学的前沿课题之一, 其蓬勃开展正促进着冰川学, 大气科学和海洋学的相互交叉与渗透。青藏高原积雪及其对亚洲季风的影响, 近百年来一直为中外气候学家所瞩目。过去被接受的看法认为, 它是亚洲季风异常, 甚至赤道太平洋海气异常的一个诱发因子, 与南亚和中国夏季降水关系密切, 成为东南亚旱涝预测的有效手段。早在 1884 年 Blanford 就提出喜马拉雅山积雪对印度季风降水影响的假设^[1]。1910 年 Walker 也分析了两者的反相关关系^[2]。在当时条件下, 他们只能根据一个点的积雪观测来探讨这一问题。1976 年以来, 气候学家陆续用 NOAA 月积雪面积资料来证实这一假设^[3-5]。由于 NOAA 积雪资料仅限于积雪面积, 初期分辨率低^[6], 严重地受到云的干扰, 喜马拉雅山地区大面积漏测^[7], 以及月积雪面积统计方法改变造成的资料非协调性等^[8], 对相关计算结果影响很大, 导致天气学个例诊断的不确定性。在积雪气候效应的模拟试验中也不得不使用假设的积雪胁迫^[9], 与实际积雪变化相差到失真的程度。

当前能否真实而详尽地表现出高原积雪变化, 已成为研究其气候效应的先决条件。事实上, 准确而详实的积雪空间分布, 季节变化, 与年际波动是阐明其气候效应内在物理机制所必不可缺少的依据。

2 高原区域积雪资料系列的建立

* 初稿时间: 1994 年 2 月 5 日; 修改稿时间: 1994 年 9 月 1 日。

世界雪监测会议反复强调,区域积雪数据库的建立必须使用综合积雪资料。本文使用高原 60 个基本气象台站 1957—1992 年逐日雪深密度记录。不再沿用 NOAA 月积雪面积资料,改用周积雪面积资料(1966—1989 年),并且与美国国防气象卫星(DMSP)影像图经判读绘制的密网格($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)积雪图进行了对比,但仍难以完全克服 NOAA 积雪图用于区域尺度时精度不足的问题。对美国宇航局(NASA)SMMR 雪深反演公式补充了大气厚度订正与积雪面积订正^[10],用高原雪深反演公式对 1978—1987 年 SMMR 周积雪深度图进行了修正。

3 从时空分布特征分析高原积雪气候效应

3.1 空间分布

目前揭示高亚洲(以青藏高原为主海拔 3000m 以上亚洲高原)积雪空间分布的最佳资料首推 SMMR 周积雪深度图。图 1 为冬季积雪鼎盛时期 2120 个格点($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$)周积雪深度 10 年平均结果。可以看出,冬季积雪鼎盛时期海拔 3000m 以上的亚洲高原也只有 79% 的地表被积雪所覆盖,平均雪深 18.5cm,相当于 30—40mm 水当量。高亚洲仅四周边缘多雪,东西两侧各分布着一个多雪区;广大腹地贫雪。雪深 ≥ 20 cm 地区占 47.5%,雪深 ≤ 10 cm 地区(不含塔里木盆地)占 31.2%。积雪空间分布显著有别于北美和欧亚大陆北部,不可能像后者那样对大气起着强有力的致冷作用。

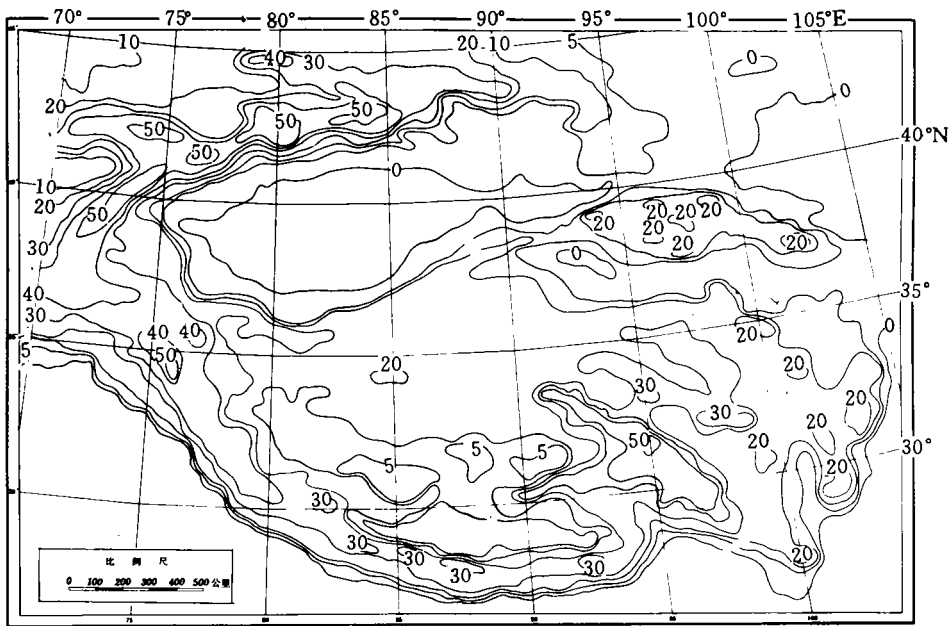


图 1 高亚洲冬季积雪鼎盛时期雪深(cm)分布
(1978—1987 年由 SMMR 估算)

3.2 季节变化

图 2 表示以周为时间间隔的亚洲高原积雪量(SMMR)和积雪面积(NOAA)的年循

环过程。与邻近地区(例如新疆自治区)相比,年循环过程的共同特点是积雪集中在冬季;显著区别是高原秋季积雪建立得早而迅速,春季消退得迟而缓慢。在雪盖建立过程中主要表现为面积的扩展;在消退阶段,则首先是雪深的减少,最后是面积减少。因此高原积雪秋季和初冬反射率效应和春季水文效应相对显得突出,但此时并非高原积雪峰值时期,春季雪消融时高原积云对流的发展将部分抵消融雪对大气的冷却作用。

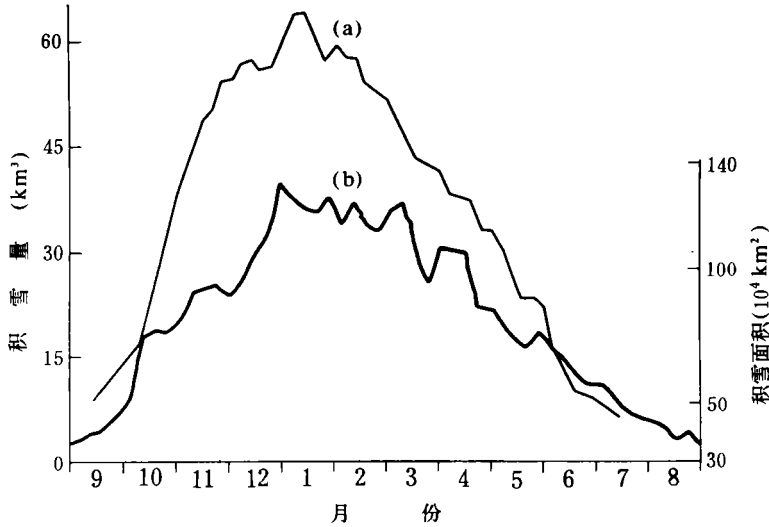


图2 亚洲高原积雪量(a)与积雪面积(b)年循环过程

3.3 年际波动

地面台站积雪深度, SMMR 积雪量, 和 NOAA 积雪面积三种时间序列一致表明, 高原积雪年际变率显著高于新疆、内蒙古和东北地区。积雪量和积雪深度年际变率大于积雪面积年变率。积雪深度年变率冬季最大, 秋季次之, 春季第三(表1)。雪深年变化最显著地区为高原东部与南部高山地区, 但区域范围有限, 例如 1985/1986 年异常大雪发生在唐古拉山、巴颜喀拉山和阿尼玛卿山区。雪深为平均值的 5 倍以上, 但雪深异常的范围仅占高亚洲面积的 24.2%。1989 年喜马拉雅山东段多雪, 1992/1993 年青海省东南部积雪显著偏多, 大雪范围不及 1985/1986 年。由于高原积雪发生显著年变化的区域范围不够大, 春季积雪年变率不够高, 因此积雪气候效应也不会很显著。

表1 青藏高原雪深年际变率 C_v(1957 年—1992 年)

月份	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	全年
青藏高原		0.41	0.58	0.81	0.82	0.96	0.74	0.69	0.42	0.32	0.38		0.47
西藏地区		0.96	1.00	1.07	1.12	1.25	0.97	0.95	0.66	0.59	0.73		0.66
青海地区		0.44	0.54	0.86	0.90	0.92	0.66	0.48	0.44	0.32	0.42		0.41

注:表中青藏高原近似地以西藏自治区和青海省为代表。

4 高原积雪异常,印度季风异常和 ENSO 出现时间的对比

这里,通过高原积雪异常,印度夏季季风降水异常和赤道太平洋海气异常三个事件发生时间顺序的对比来检验“高原多雪(少雪)→印度季风减弱(增强)→ENSO 出现(不出现)”的假设^[9](笔者称之为 Blanford-Barnett 假设)。表 2 表明,从 1951—1992 年共发生 ENSO 事件 12 次,全印度夏季降雨量显著偏少年份 10 个,其中 8 个发生在 ENSO 年内;但 ENSO 出现在前者 6 次,发生在后者 2 次。因此印度季风减弱引起赤道太平洋海气异常的观点难以成立。在 9 个印度季风降雨显著偏少的夏季,仅 4 个与前冬高原积雪偏多相对应;在 13 个少雪的冬季里只有 5 个对应着次夏降水偏多。1977/1978 年冬为最多雪年,次夏印度降雨量为正距平;1984/1985 年冬积雪最少,次夏降雨量为负距平。因此有理由认为印度夏季季风降雨量的变化主要并非高原积雪异常的结果。

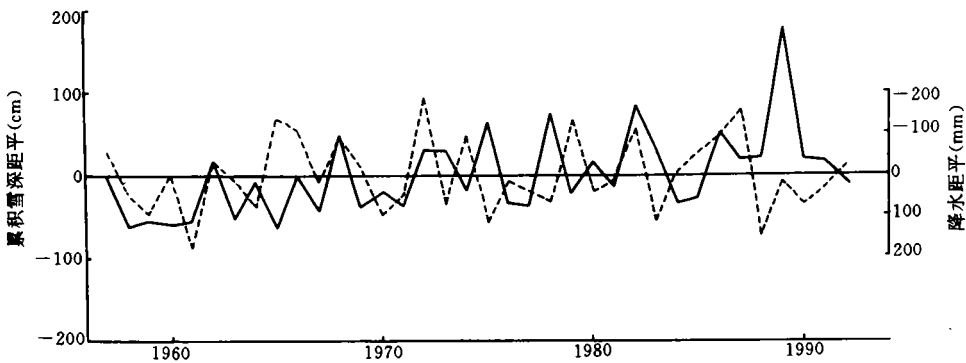


图 3 前冬高亚洲积雪深与次夏全印度季风降雨量的关系
(——雪深;.....降水)

5 相关计算及结论

用 1957—1992 年前冬高亚洲积雪深与次夏全印度季风降水量进行相关分析(图 3),结果表明两者相关系数仅-0.06。用 1966—1989 年 NOAA 前冬积雪面积做相关计算,相关系数也仅为-0.098。1972 年以前两者负相关关系明显;1972 年之后,正相关性明显。因此两者之间不存在所谓的明显相关关系。

表 2 高亚洲积雪异常,印度季风降水异常和 ENSO 发生时间对比

	El Nino		SO	全印度季风降水		高原积雪	
	开始月	结束月	发生年份	偏少年份	偏多年份	偏多年份	偏少年份
1951	5						
1952		2					
1953	1	11					
1954							
1955							
1956							
1957	3						
1958		7					
1959							
1960							
1961							
1962							
1963	7						
1964		1					
1965	4						
1966		5					
1967							
1968							
1969	1						
1970		2					
1971							
1972	2						
1973		3					
1974							
1975							
1976	5						
1977		3					
1978							
1979	8						
1980		6					
1981							
1982	4						
1983							
1984		1					
1985							
1986	8						
1987							
1988		3					
1989							
1990							
1991	3						
1992							

参考文献

- [1] Blanford H F. On the connexion of the Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India. Proc Roy Soc, London, 1884, 37:3—22.
- [2] Walker G T. Correlation in seasonal variation of weather 11. Mem Ind Met Dept, 1910, 21:22—45.
- [3] Hahn D J, Shukla J. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. J Atmos Sci, 1976, 33:2461—2462.
- [4] Dey B, Bhanu Kumar O S R U. Himalayan winter snow cover area and summer monsoon rainfall over India, J Geophys Res, 1983, 88:5471—5474.
- [5] Khandekar M L. Eurasian snow cover, Indian monsoon and El Nino/Southern Oscillation—A synthesis. Atmos-Ocean, 1991, 29(4):636—647.
- [6] Barry G G. Snow data: Status and future prospects. Snow Watch'85, 1986, GD-18:127—139.
- [7] Ropelewski C F, Robock A, Matson M. Comments on “An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon”. J Climate Appl Meteor, 1984, 23:341—342.
- [8] Robinson D A, Dewey K F, Heim Jr R R. Global snow cover monitoring: An update, Bulletin of the American Meteorological Society, 1993, 74(9):1689—1696.
- [9] Barnett T P et al. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, J Atmos Sci, 1989, 46(5):661—685.
- [10] Chang A T C et al. The use of microwave radiometer data for characterizing snow storage in western China, Annals of Glaciology, 1992, 16:215—219.

**COMMENTS ON “AN APPARENT RELATIONSHIP BETWEEN
HIMALAYAN SNOW COVER AND SUMMER MONSOON
RAINFALL OVER INDIA”**

Li Peiji

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology Academia sinica, Lanzhou, 730000)

Abstract

The snow cover in central high Asia has been the focus of climatologists interests for many decades. Earlier studies indicate that Himalayan snow cover has a significant effect on Indian monsoon rainfall, but they have relied on very limited snow cover data.

In this paper, three complete high Asian snow cover data sets are used. They consist of SMMR weekly snow depth charts covering the period 1978—1987, operational NOAA weekly snow cover extent during the period between 1966—1989, and daily snow depth records at 60 primary weather stations over the 36-year period 1957—1992. Unpervasive feature, dearth of snow mass in the interior, and limited portion affected by substantial interannual variability reveal that the high Asian snow cover itself could not greatly influence the Indian monsoon rainfall. A simple approach of lead/lag relation between high Asian snow cover, Indian monsoon rainfall, and ENSO shows that snow cover over the high Asia is not a key variable influencing the Indian monsoon. Further correlation calculation indicates that only a week signal was found.

Key Words: Snow cover over the High Asia, Indian monsoon rainfall, ENSO.