

文章编号: 1004-4965 (2005) 03-0257-08

印度夏季风的年代际变化与我国北方的气候跃变

何立富¹, 武炳义², 毛卫星¹

(1. 国家气象中心, 北京 10081; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要: 利用 NCEP/NCAR 再分析资料及台站实测资料分析了近几十年印度夏季风的年代际变化特征及我国北方所发生的气候变化, 揭示了印度夏季风的减弱与我国北方地区的气候演变具有密切的联系。分析结果表明: 在 1960 年代中期和 1970 年代后期印度夏季风环流经历了两次明显的减弱过程, 这两次减弱过程的出现与我国北方地区所发生的气候跃变在时间上十分接近; 印度夏季风的年代际变化与北方地区 (包括华北、东北、蒙古东部及朝鲜半岛) 对流层温度变化存在显著的正相关关系, 北方地区对流层温度的不断下降改变了海陆之间的热力对比, 从而引起印度夏季风的减弱。

关 键 词: 印度夏季风; 年代际变化; 气候跃变

中图分类号: P425.4.2

文献标识码: A

1 引 言

我国是世界上季风气候非常典型的地区, 人们很早就已经认识到印度夏季风的强弱变化对我国的气候演变有着重要影响。近年来, 人们发现印度夏季风与 ENSO 之间的关系在迅速减弱, 而且其本身也开始显示出一个减弱的时代^[1, 2]。大家知道, 印度夏季风的活动是一个十分复杂的科学问题, 其影响因子很多, 例如印度洋偶极型、欧亚大陆雪盖、中纬度环流及青藏高原热力条件等, 另外, 全球变暖和人类活动也被认为是影响印度夏季风活动的可能原因。尽管人们普遍认为热带海洋和沃克 (Walker) 环流的异常变化是影响印度季风环流的主要因素, 但是到目前为止, 对于印度夏季风所发生的年代际变化及其物理机制还不是十分清楚, 仍然需要进行更为深入的观测分析和数值模拟研究。

1990 年代以来, 年代际时间尺度的气候变化问题引起了人们的普遍关注。黄荣辉等^[3]分析了我国夏季降水的年代际变化特征及华北干旱化趋势, 指出我国夏季降水在 1965 年前后发生了一次气候跃变, 认为热带海洋的 ENSO 循环是其主要原因; 张庆云^[4]对华北地

收稿日期: 2004-04-16; 修订日期: 2004-09-20

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No.40225012) 资助

作者简介: 何立富 (1963-), 男, 湖北人, 高工, 南京信息工程大学博士生, 主要从事热带天气分析及中尺度暴雨研究。

E-mail: helifu@sohu.com

区降水变化的分析也得到了类似的结论,认为 1965~1997 年间华北地区降水处于偏少阶段,并将这种变化归于西太平洋副热带高压的异常;吕俊梅等^[5]、吴尚森等^[6]则分别研究了东亚夏季风和南海夏季风与我国汛期降水的关系,认为东亚夏季风和南海夏季风与我国夏季雨带的移动有较好的对应关系。而关于印度夏季风环流对我国北方地区短期气候的影响,特别是与我国北方地区所发生的年代际变化之间的关系,则很少有人涉及。基于此,本文试图通过对多种资料的计算分析来揭示它们之间的可能联系。

2 资 料

本文所使用的资料包括:1958~2000 年共 43 年 NCEP/NCAR 再分析的海平面气压(SLP)、位势高度、气温和纬向风月平均资料;全印度夏季(6~9 月)降雨资料(IMR)取自参考文献[7];华北地区 28 个站气温和夏季(6~9 月)降水资料取自国家气象中心。为了去除青藏高原地形影响,在计算平均对流层温度时我们还使用了全球地形高度资料($2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 水平分辨率)。本文夏季是指 6~9 月 4 个月的平均。

3 中国北方地区的气候跃变

3.1 华北地区夏季降水的年代际变化

对 1954~1991 年华北地区 28 个代表站的夏季降水资料以及全印度夏季降水资料取夏季平均,再分别求出它们的 7 年滑动平均,即得到这两个地区夏季降水的年代际变化特征(图 1),华北地区 28 个代表站的位置如图 2 所示。

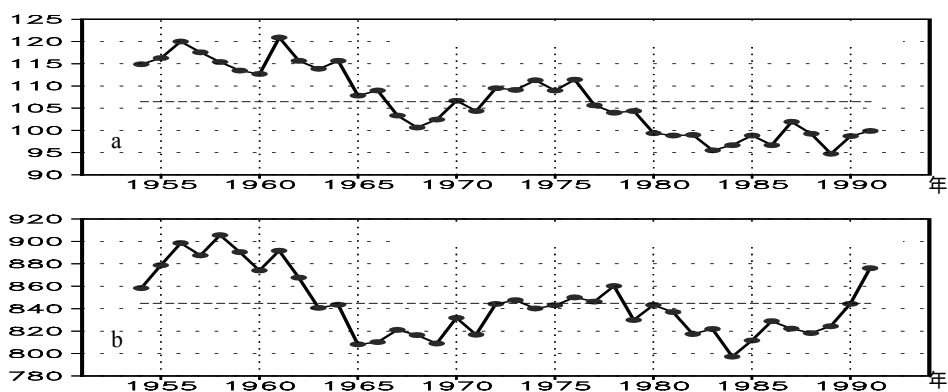


图 1 7 年滑动平均 a. 华北 28 站夏季降水; b. 印度季风降水。单位: mm。

从图 1a 可以看出,在近几十年中,华北地区的夏季降水总体上表现出一种不断下降的趋势并出现两次气候跃变,1960 年代中期以前是降水偏多,1960 年代中期~1970 年中期为降水由偏多变为偏少的过渡时期,1970 年代末期以后降水处于偏少阶段,这两次气候跃变的大约转折点分别出现在 1965 年和 1980 年。同样地,在印度季风降水的时间序列上(图 1b),印度地区夏季降水的 7 年滑动平均也表现出类似的下降趋势,在 1963~1989

年期间的大多数年份比正常年份偏少,从 1990 年开始,才返回到正常状态,气候突变的发生时间大约在 1963 年夏天和 1979 年夏天。

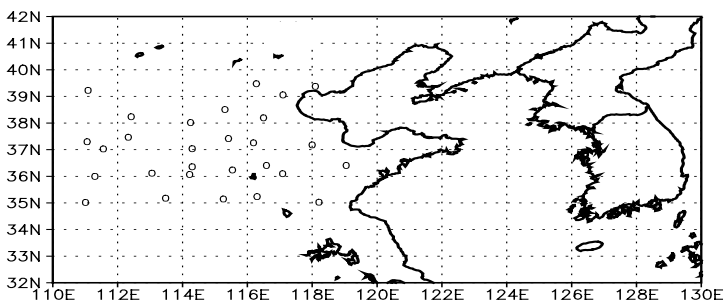


图 2 华北 28 个代表站的地理位置

以上分析表明,华北地区夏季降水和印度季风降水在近几十年间经历了类似的年代际变化,分别在 1960 年代中期和 1970 年代末期出现了两次气候突变过程。尽管两者在气候突变的转折点上还存在小的差别,但我们认为这可能是由于印度地区的降水只是南亚季风降水的一部分,它并不能十分准确地反映整个季风降水的性质。

3.2 华北地区地面气温的时间演变

研究气候变化离不开对温度长期变化的分析,下面分析我国华北地区地面气温的气候变化特征。对华北地区 28 个站的月平均地面气温资料(1951~2003 年)进行区域平均和年平均,即可得到华北地区平均地面气温的年际变化特征(图 3)。从图 3 可以看出,华北地区的地面气温在近五十年间同样经历了两次明显的年代际变化,气候突变的时间分别出现在 1967 年和 1977 年。在 1967~1976 年期间,华北地区地面温度出现了一次下降过程;但是在 1977~2003 年,华北地区的地面气温却出现了一次非常明显的上升过程,而且自 1977 年以后,地面气温的上升几乎呈现不断增长的趋势。需要特别指出的是,尽管华北地区地面气温同样出现了两次明显的气候突变过程,但其长期变化趋势与华北降水和印度降水的趋势并不一致,特别是自 1977 年之后的温度变化不但没有出现下降,反而出现明显的上升趋势。我们认为,由于我国是季风气候,气候变化更多地表现在降水的变化。季风环流与降水的关系可能更为密切,对温度变化的影响相对要弱一些;同时影响温度变化的因子更多,过程更为复杂,导致 1977 年以后华北地区气温出现明显上升过程的原因主要是由于全球变暖的影响,这一观点与 Hansen 等^[8]的研究结论是一致的。

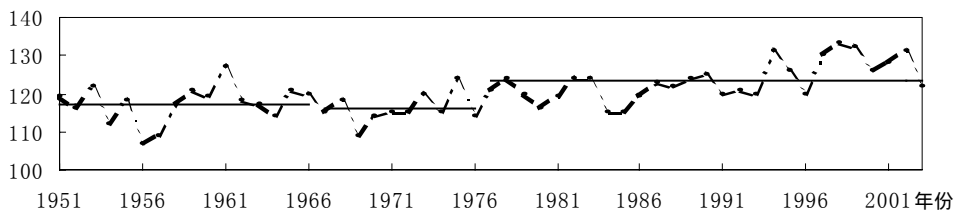


图 3 华北地区年平均地面气温(0.1°C)的年际变化特征

横线为年代间的平均。

4 印度夏季风的年代际变化

在整个夏季,印度夏季风对中国大陆的影响强大而持久,印度夏季风不但作为一条稳定的水汽输送带影响我国夏季降水的强度和雨带位置,而且宽大的大陆热低压也是造成对流活动和气温异常的主要影响系统。上一节的分析发现,中国北方地区在近几十年间经历了两次气候跃变,我们认为这两次气候变化的发生可能与印度夏季风的年代际变化有密切关系。基于不同的印度夏季风指数,人们对印度夏季风进行了大量的研究^[9~10]。为保证所得到的结果更具代表性,我们选取两种不同的印度夏季风指数来描述印度夏季风的年代际变化。先简单介绍一下 Webster and Yang 季风指数^[11](以下简称 WY 季风指数)。一般而言,印度夏季风是由海陆热力差异引起,通过使用简单线性模式来描述加热作用,Webster^[12]和 Gill^[13]确立了南亚地区上空热力作用的强度与该地区垂直切变大小之间的关系。由此,他们将印度夏季风指数定义为区域($0 \sim 22^{\circ}\text{N}$, $40 \sim 110^{\circ}\text{E}$)平均纬向风的垂直切变($U_{850} \sim U_{200}$)。由此可见, WY 季风指数很好地反映了南亚季风区的大尺度垂直切变特征。

实际上,我们认为南亚季风区的海陆热力差异更直接地导致了纬向风环流的变化,为了更好地描述印度夏季风环流强度的变化趋势,我们再选取另外一种印度季风指数——ZW 季风指数,即用 850 hPa 纬向风的区域($60 \sim 100^{\circ}\text{E}$, $10 \sim 20^{\circ}\text{N}$)平均来表示印度夏季风的强度。从 ZW 指数与经过标准化后的印度夏季风降水(IMR)和 WY 指数之间的相关系数(图 4)来看,它们的值都超过了 0.01 的信度水平,相关系数分别为 0.42 和 0.46,而 WY 季风指数与印度季风降水之间的相关系数为 0.49。因此,可以认为 WY 指数和 ZW 指数这两个印度夏季风指数在反映季风降水的强度时都具有较好的指示性。另外,在 ZW 指数和 WY 指数的年际变化时间系列上,图 4 则清晰地展示了印度夏季风在近几十年期间的不断减弱趋势。

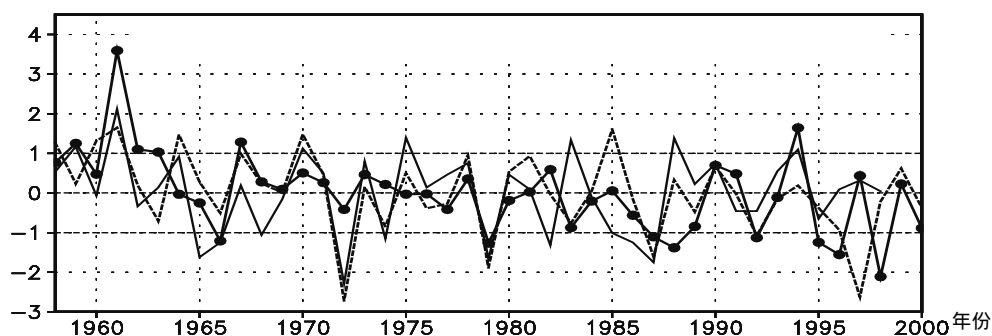


图 4 标准化处理的印度夏季风降水(细实线)、WY 季风指数(虚线)、ZW 季风环流指数(粗实线)的年际变化

下面再分别采用以上两个季风指数来分析印度夏季风的年代际变化特征。图 5 是 WY 季风指数的 7 年滑动平均,从图中可以看出,印度季风环流在最近 3 个 10 年间经历了连续的减弱过程,在 1960 年代中期以后,印度夏季风环流显示出明显的衰减趋势,而且这

种衰减趋势几乎不依赖于滑动平均方法,而 1970 年代末期的第二次减弱过程则相对较为平缓。而对于 WZ 季风指数的 7 年滑动平均演变系列(图 6),其年代际变化特征更为突出,印度夏季风环流强度不仅在 1960 年代中期以后显示出明显的减弱趋势,而且在 1970 年代后期的减弱过程也相当清晰。图 6 清晰表明,WZ 季风指数在近几十年先后有两次气候变化发生,分别出现在大约 1965 年和 1976 年。在 9 年和 11 年滑动平均图上(图略),气候跃变的转折点也与 7 年滑动平均的计算结果十分接近。

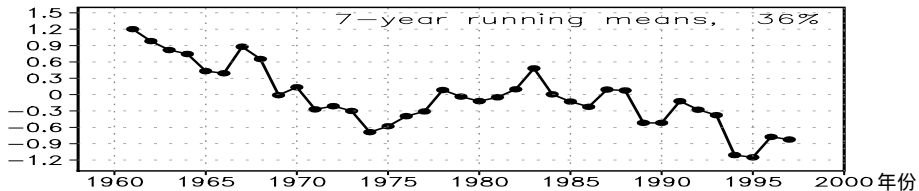


图 5 WY 季风指数的 7 年滑动平均 单位:米/秒;右上角的百分数为解释方差。

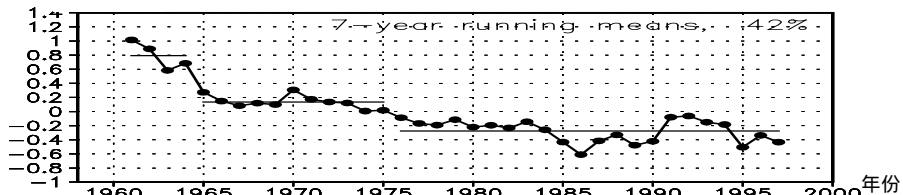


图 6 WZ 季风指数的 7 年滑动平均 说明同图 4。

5 北方地区对流层温度变化及其对印度夏季风年代际变化影响

由前两节的分析知道,印度夏季风环流在近几十年中经历了两次明显的减弱过程,与此同时,我国华北地区的降水和温度也出现了两次气候跃变。由此可见,我国北方地区的气候变化与印度夏季风的年代际变化之间具有密切的联系。

印度季风和东亚季风既相互联系又因为地理纬度的不同而有所差异。Kripalani 和 Kulkarni^[14](2001)对东亚和印度地区季风降水之间的关系进行过深入的研究得出:印度季风降水的年际变化和中国北方地区夏季降水存在同位相关关系,而与日本南部的降水为反位相关关系;在年代际尺度上,人类活动的影响如全球变暖对印度和中国夏季降水异常影响并不明显;中国北方和印度季风降水与北半球环流指数和赤道太平洋 ENSO 循环具有内在联系。Kripalani 等^[15](1997)基于中纬度大振幅波动向南传播可造成印度季风中断的思想,研究了北半球中纬度环流与印度夏季风的关系,得出印度季风降水的年际年代际变化与北半球中纬度环流特征有一定关系。在季节内时间尺度,印度季风降水与北方地区(包括华北、东北、蒙古东部和朝鲜半岛)、里海和阿尔及利亚 3 个地区位势高度之间显示出正相关关系,其中以我国北方地区相关系数最为显著,并认为这可能与季风热力直接环流的上升支和下沉支的位置有一定关系。

为了考察我国北方地区的气候变化与印度夏季风年代际变化之间的关系,我们借鉴

Kripalani 等的分析结果,通过对北方地区与南亚地区之间热力对比的计算,进一步分析北方地区对流层温度变化对印度夏季风年代际变化的影响。先对北方地区 ($100 \sim 130^{\circ}\text{E}$, $35 \sim 50^{\circ}\text{N}$) 夏季对流层 ($1000 \sim 200 \text{ hPa}$) 温度取平均,然后进行区域平均,得到其年际变化(图 7)。在夏季对流层平均温度的时间序列上可以看到,分别发生两次下降变化过程,两个主要转折点出现在 1964 年和 1975 年。非常巧合的是,这种变化过程几乎与印度夏季风的年代际变化特征完全一致。在 1958~1964 年间,北方地区上空对流层平均温度比气候平均值明显偏高,而且它还与亚洲大陆一个强大的热低压相对应(图略),在 1965~1975 年间,北方地区夏季对流层温度大幅下降,接着从 1976 年开始它再一次出现下降。我们推测,正是由于对流层平均温度的下降导致了北方地区与赤道太平洋之间海陆热力对比的改变,从而引起印度夏季风活动的年代际变化。

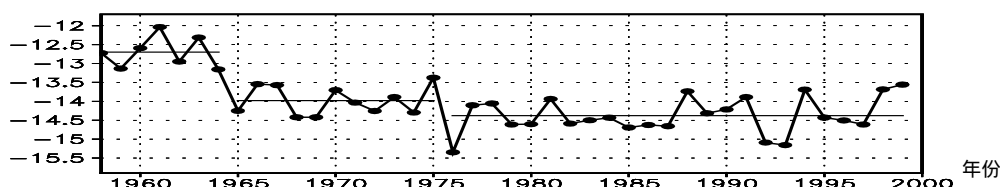


图 7 北方地区夏季对流层平均温度变化的时间序列 单位:度。

为了表征北方地区与热带海洋之间的对流层热力差异,我们计算了东印度洋至西太平洋热带地区 ($100 \sim 150^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$) 与北方地区 ($100 \sim 130^{\circ}\text{E}$, $35 \sim 50^{\circ}\text{N}$) 夏季对流层平均温度的区域平均之差(图 8)。很显然这种温度之差是正值,它反映了热带地区的对流层平均温度要高于东亚地区,由上一节对印度夏季风的年际年代际变化的分析结果可知,这种热带地区和北方地区之间热力差异的作用是减弱印度季风环流而不是去加强它,从热带地区和北方地区之间温度差分布的时间序列来看,气候突变发生的时间也与图 7 的结果十分吻合。

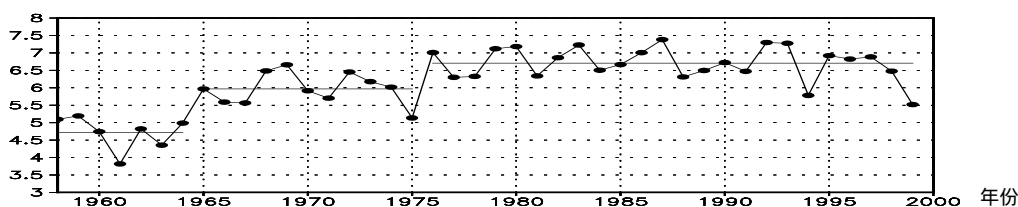


图 8 北方地区对流层平均温度与热带海洋区域平均温度之差

西太平洋热带地区 ($100 \sim 150^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$) 减去北方地区 ($100 \sim 130^{\circ}\text{E}$, $35 \sim 50^{\circ}\text{N}$); 单位:度。

最后,进一步描述北方地区夏季对流层平均温度对印度夏季风年代际变化的可能影响。本文采用 Butterworth 带滤波方法对所有资料进行滤波处理^[15](Murakami,1979)(带滤波中心频率对应一个大约 18 年的主周期,两个半频率周期分别为 8 年和 40 年),从而得到 ZW 季风指数在年代际变化尺度与夏季对流层平均温度之间相关系数的空间分布(图 9)。相关系数的计算结果显示,北方地区为一片正值区,统计检验的结果显示阴影

区的信度水平超过 0.05, 最大正相关系数位于我国北方和朝鲜半岛, 相关系数的值接近 0.5, 信度水平超过 0.01。图 9 的计算结果清楚表明, 印度夏季风的活动在年代际时间尺度与北方地区对流层的温度变化之间存在显著的正相关。因此, 我们有理由相信, 印度夏季风的活动及其我国北方的气候变化与北方地区上空对流层温度变化之间存在密切联系, 北方地区上空对流层温度变化在一定程度上影响印度夏季风环流的年代际变化。

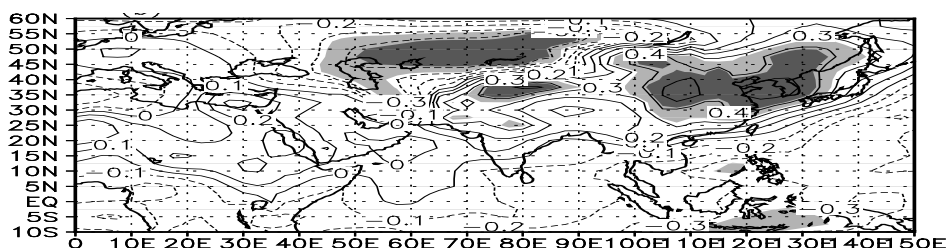


图 9 平均对流层温度与年代际尺度 ZW 季风指数相关系数的空间分布
等值线间隔为 0.1, 浅色和深色阴影区分别为信度超过 0.05 和 0.01 的区域。

6 结 论

通过对 NCEP/NCAR 再分析资料、印度季风降水资料和台站观测资料的多种计算分析, 研究了近几十年印度夏季风的年代际变化特征及我国北方所发生的气候跃变, 揭示了印度夏季风的减弱与我国北方气候演变之间的可能联系, 得出了一些有意义的结果:

(1) 近几十年来, 印度夏季风环流经历了两次减弱过程, 第一次减弱过程发生在大约 1960 年代中期, 第二次减弱过程发生在大约 1970 年后期, 这两次减弱过程的出现与我国北方地区所发生的气候跃变在时间上十分接近。

(2) 印度夏季风的年代际变化和我国北方地区夏季对流层平均温度之间存在显著的正相关, 通过改变海陆热力对比, 北方地区对流层温度变化可能是导致印度夏季风减弱的原因之一。

参 考 文 献:

- [1] KUMAR K K, RAJAGOPALAN B, CANE M A. On the weakening of relationship between the Indian monsoon and ENSO[J]. Science, 1999, **284** (12) : 2156-2159.
- [2] KUMAR J R, DASH S K. Interdecadal variations of characteristics of monsoon disturbances and their epochal relationships with rainfall and other tropical features[J]. Intl J Climatology, 2001, **21**(6) : 759-771.
- [3] 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象, 1999, **18**(4) : 465-476.
- [4] 张庆云. 1880 年以来华北降水及水资源的变化[J]. 高原气象, 1999, **18**(4) : 486-495.
- [5] 吕俊梅, 任菊章, 琚建华. 东亚夏季风的年代际变化对中国降水的影响[J]. 热带气象学报, 2004, **20**(1) : 73-80.
- [6] 吴尚森, 梁建茵, 李春晖. 南海夏季风强度与我国汛期降水的关系[J]. 热带气象学报, 2003, **19** (增刊) : 25-36.
- [7] LIU X D, YANNI M. Relationship between the Indian monsoon rainfall and the tropospheric temperature over the Eurasian

- continent[J]. Q J R Meteor Soc, 2001 , **127**(8) : 909-937.
- [8] HANSEN J, RUEDY R, SATO M. A closer look at United States and global surface temperature change[J]. J Geophys Res, 2001, **106**: 23947-23963.
- [9] GOSWAMI B N, KRISHNAMURTHY V, ANNAMALAI H. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon[J]. Q J R Meteor Soc, 1999 , **125**(6) : 611-633.
- [10] WANG B , WU R G , LAU K M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western northern Pacific-East Asian Monsoons[J]. J Climate, 2001 , **14** : 4073-4090.
- [11] WEBSTER P J, YANG S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems[J]. Q J R Meteor Soc, 1992 , **118** : 877-926.
- [12] WEBSTER P J. Response of the tropical atmosphere to local, steady, forcing[J]. Mon Wea Rev, 1972 , **100**(5) : 518-540.
- [13] GILL A E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation[J]. Quart J R Meteor Soc, 1980 , **106**(5) : 447-462.
- [14] KRIPALANI R H, KULKARNI A. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia[J]. Intl J Climatology, 2001 , **21**(6) : 603-616.
- [15] KRIPALANI R H, KULKARNI A, SINGH S V. Association of the Indian summer monsoon with the Northern Hemisphere mid-latitude circulation[J]. Intl J Climatology, 1997 , **17** : 1055-1067.
- [16] MURAKAMI T. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area[J]. Mon Wea Rev, 1997 , **107** : 994-1013.

THE INTERDECADAL VARIABILITY OF INDIAN SUMMER MONSOON AND THE CLIMATE STATE SHIFT IN NORTH CHINA

HE Li-fu¹, WU Bing-yi², MAO Wei-xing¹

(1. National Meteorological Center, Beijing 100081, China;

2. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: The interdecadal variation of Indian summer monsoon and the climate shift in North China are analyzed by using of NCEP-NCAR reanalysis data and the stations observations. It reveals the strong connections between the climate regime shift in North China and the weakening of the Indian summer monsoon circulation. The result shows that Indian summer monsoon circulation underwent two weakening processes in recent decades. The first occurred in the mid-1960s, and the other occurred in the late 1970s. The two weakening processes were very well coincident with the regime shift that occurred in North China. It also shows significant positive correlations between mean tropospheric temperature over the North region(including North China, Northeast China, East Mongolia and Korea Peninsula) with the interdecadal variation of Indian summer monsoon. The declining of the mean troposphere temperature over the North region may lead to the weakening of the Indian summer monsoon intensity via the changing of land-sea thermal contrast.

Key words: Indian summer monsoon; interdecadal variability; climate regime shift