

# 印度夏季风的减弱及其与对流层温度的关系<sup>\*</sup>

何立富

(南京信息工程大学, 南京, 210044; 国家气象中心, 北京, 100081)

武炳义

管成功

(中国气象科学研究院, 北京, 100081) (国家气象中心, 北京, 100081)

## 摘 要

对 43 a NCEP/NCAR 再分析资料和台站实际观测资料的分析, 揭示了对流层温度变化和印度夏季风环流减弱之间的联系。印度夏季风的变化与东亚上空对流层温度具有密切的关系, 主要表现为对流层平均温度与整个印度夏季降雨和季风环流强度之间存在显著的正相关。结果表明: 印度夏季风环流在近几十年经历了两次减弱过程, 第一次减弱约发生在 20 世纪 60 年代中期, 第二次减弱则发生在 20 世纪 70 年代后期; 通过改变海陆热力对比, 对流层平均温度在印度夏季风减弱过程中可能起着重要作用, 东亚地区与东印度洋至西太平洋热带地区之间的对流层温度差异导致了印度夏季风环流的减弱。

**关键词:** 印度夏季风, 对流层温度, 东亚地区, 海陆热力对比。

## 1 引 言

东亚地区是世界上季风气候最显著的地方, 印度夏季风的强弱变化对东亚地区的气候变化无疑有着重要影响。近年来, 人们发现不但印度夏季风与 ENSO 之间的关系在迅速减弱<sup>[1~3]</sup>, 印度夏季风本身在 20 世纪 60 年代中期以后也显示出一个减弱的趋势<sup>[4~5]</sup>。

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<sup>[6,7]</sup>, 例如印度洋偶极型、欧亚大陆雪盖、中纬度环流和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印度夏季风持续减弱的可能原因, 就象 Stephenson 等<sup>[8]</sup>所提出, 由于全球变暖的效应, 印度季风可能将以 0.1%~0.3% 的速度减弱。还有人认为北大西洋对流活动和海表温度异常以及欧亚大陆冬季地面气压异常也与印度夏季风的变化有关<sup>[9,10]</sup>。可见, 对于印度夏季风的年际年代际变化特征及可能的成因, 仍需要作更深入的研究。

Li 和 Yanai<sup>[11]</sup>指出, 亚洲夏季风的爆发是与青

藏高原南侧对流层上层经向温度梯度的反转同时发生的; Verma<sup>[12]</sup>也认为对流层上层热力异常对印度季风的环流十分重要; Singh 等<sup>[13]</sup>研究得出, 在年际变化尺度上, 印度季风降水与季风爆发前春季对流层温度异常有强的正相关; Liu 和 Yanai<sup>[14]</sup>则分析了印度季风降水与欧亚大陆对流层温度之间的联系。关于对流层温度与印度夏季风之间的关系, 大量研究工作都还集中在对流层温度变化(TTV)对印度季风降水的可能影响, 很少有人去考察东亚地区对流层温度变化对印度夏季风减弱的作用, 特别是与印度夏季风环流之间的关系。鉴于此, 本文试图通过对多种资料的计算分析去揭示它们之间的内在联系。

## 2 资 料

本文所使用的资料包括: 1958~2000 年共 43 a NCEP/NCAR 再分析月平均资料的海平面气压(SLP)、位势高度、气温和纬向风; 全印度夏季(6~9 月)降雨资料(IMR)取自 Liu 和 Yanai<sup>[14]</sup>; 华北地区 28 站夏季(6~9 月)1951~1994 年降水资料 and 北京

\* 初稿时间: 2004 年 4 月 2 日; 修改稿时间: 2004 年 11 月 26 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40225012)。

作者简介: 何立富(1963. 6), 男, 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。

站月平均海平面气压(1951~2000年)取自国家气象中心。此外,作为NCEP/NCAR再分析资料库的一个重要补充,本文还用到了台站观测资料<sup>①</sup>,包括北京(39.48°N,116.28°E)(1940~2002年)、北半球热带地区(0°~24°N,0°~360°E)和全球平均地面气温(1941~2002年)。为了剔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°×2.5°水平分辨率)。

### 3 印度夏季风及其与对流层温度变化

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<sup>[15~18]</sup>。一般而言,印度夏季风是由海陆热力差异引起。通过使用简单的线性模式来描述加热作用,Webster<sup>[19]</sup>和Gill<sup>[20]</sup>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两者之间的关系,由此印度夏季风可以被认为是低频斜压Rossby波对热力强迫的响应。根据这一简单

理论,Webster和Yang<sup>[15]</sup>将印度季风指数定义为区域平均(0°~20°N,40°~110°E)纬向风的垂直切变( $U_{850}-U_{200}$ )。由此可以看出,印度夏季风环流的变化与对流层大气变化应具有密切关系。

下面,我们首先通过计算印度季风降水(IMR)和Weber与Yang季风指数(以下简称WY季风指数)与夏季(注:本文夏季是指6~9月4个月的平均)对流层平均大气温度之间的相关系数来反映它们之间在年际变化尺度上的关系。

对印度季风降水(IMR)、WY季风指数与不同等压面上(1000~200 hPa)的夏季温度的相关系数的计算显示,最大的相关主要出现在对流层中高层而不是近地面层(图略),这个结果与Liu和Yanai<sup>[14]</sup>的结论是一致的。在剔除青藏高原地形影响后,我们先求出从850到200 hPa的夏季对流层平均温度,然后再分别计算它与印度季风降水IMR和WY季风指数之间的相关系数(图1)。

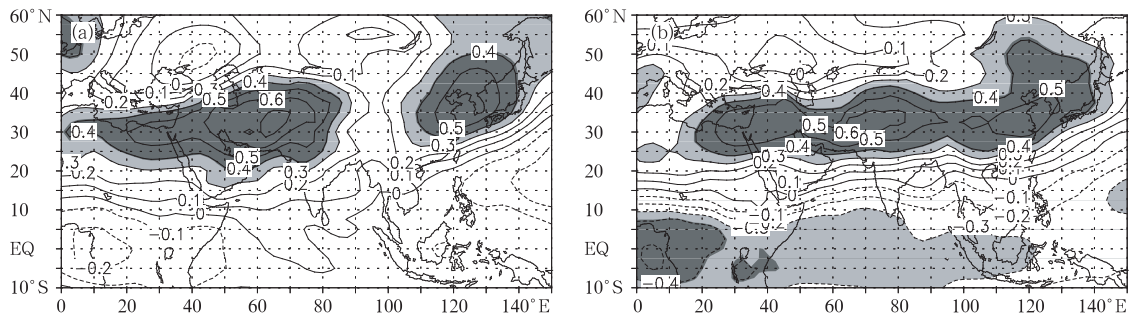


图1 相关系数的空间分布

(a. 对流层平均温度与印度季风降水, b. 对流层平均温度与WY季风指数; 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)

Fig. 1 Spatial distributions of CCs of the tropospheric mean temperature averaged from 200 hPa to 850 hPa with (a) the IMR, (b) the WY index. Interval is 0.1.

(The light and heavy shading area denote CCs above 0.05 and 0.01 significant levels, respectively)

从图1a中可以看到,夏季对流层平均温度与印度季风降水之间正相关区出现在90°E以西、20°N以北的区域以及东亚地区,最大正相关系数区域从印度西北部向西伸展到伊朗。对流层平均温度与WY季风指数之间相关系数的计算结果(图1b)显示,较大正相关区位于从北非到东亚之间25°N以北地区,并与10°N以南的热带地区存在一致的负相关。图1中相关系数的空间分布实际上反映了对流层热力差异对印度夏季风环流的影响,它清楚地

表明,印度夏季风的活动与东亚地区上空对流层温度变化之间存在密切联系。Wang等<sup>[12]</sup>指出,强(弱)印度夏季风与东亚上空相当正压反气旋性(气旋性)异常具有良好对应关系。因此,我们有理由相信,东亚上空对流层温度变化在一定程度上影响印度夏季风环流。

为了进一步描述夏季对流层平均温度和印度夏季风之间在年代际变化尺度的可能联系,本文采用Butterworth带通滤波方法<sup>[21]</sup>对所有资料进行滤波

① <http://www.giss.hhasa.gov/data/update/gistemp/>

处理,对印度季风降水最大谱分析显示,印度季风扰动主要呈现 18 a 周期(图略),带通滤波中心频率对应一个大约 18 a 的主周期,两个半频率周期分别为 8 a 和 40 a。从经过带通滤波后印度夏季降水与夏季对流层平均温度之间相关系数的空间分布(图 2a)不难看到,在年代际时间尺度上,东亚和东北亚地区为一个大的正相关区,最大相关系数覆盖整个朝鲜半岛。然而,尽管 WY 季风指数与夏季对流层

平均温度之间的最大相关系数也出现在东亚地区,其位置则明显偏南(图 2b)。由此可见,印度季风降水和印度季风垂直切变与夏季对流层平均温度在年代际变化尺度上也具有密切联系。这也与年际尺度上(未经过滤波)二者之间的相关(图 1b)有明显差异,主要原因在于 WY 季风指数很好地反映了南亚季风区的大尺度垂直切变,而南亚季风区的海陆热力差异更直接导致纬向风环流的变化。

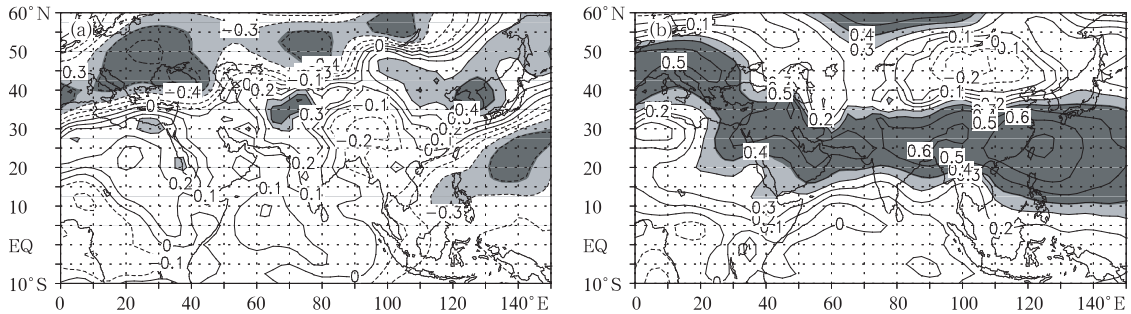


图 2 经过带通滤波后的相关系数分布

(a. 平均对流层温度与印度季风降水, b. 平均对流层温度与 WY 季风指数; 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)

Fig. 2 Same as Fig. 1 except for the data-filtered by using a band-pass filter

#### 4 最近几十年印度季风环流的减弱变化

##### 4.1 印度夏季风的年际年代际变化特征

为了更好地描述夏季对流层平均温度与南亚地区上空纬向风环流之间可能存在的关系,我们选取 850 hPa 纬向风的区域平均来表示印度夏季风强度的变化(图 3a)(以下简称 ZW 季风指数)。这样做的

主要原因有两点,一方面是由于 850 hPa 风的变化比高层环流或垂直切变更好地反映了对流加热响应的变化<sup>[8]</sup>;另一方面,更为重要的是,在图中阴影区 850 hPa 上区域平均的纬向风非常好地描述了印度夏季风环流的减弱趋势以及与东亚地区对流层温度变化之间的关系。

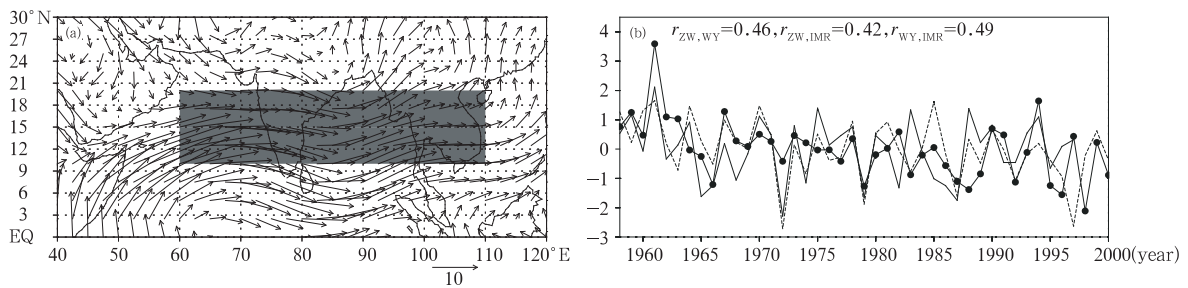


图 3 夏季 850 hPa 每年平均(1958~2000 年)风场(a)和印度夏季风指数和降水的年际变化(b)

(a 中阴影为印度季风区, b 中实线:季风降水, 虚线:WY 季风指数, 带点实线:ZW 季风指数)

Fig. 3 (a) Summer(June-September)850 hPa wind field averaged for 1958-2000,(unit:m/s). The grid values of zonal winds for the shading region (60°-110°E,10°-20°N) are averaged to define the intensity index of the Indian summer monsoon circulation, (b) Interannual variations of the normalized IMR (Indian monsoon rainfall) (solid), WY(Webster and Yang) (dashed) and ZW (zonal wind) indices (dotted solid)

从 ZW 季风指数与印度季风降水和 WY 季风指数的相关系数(图 3b)来看,它们都超过 0.01 的置信度水平。但 ZW 季风指数和印度季风降水之间的相关系数较小,主要原因可能在于印度季风降水只是整个季风降水的一部分。而 WY 季风指数与印度季风降水之间的相关系数为 0.49,这也与以前的研究有明显不同<sup>[15,17]</sup>,主要原因在于不同的样本数量。尽管相关系数为 0.49,但 WY 季风指数与印度季风降水之间关系不是十分密切,特别是在 1980 年之后(图 3b)。Ailiku 和 Yasunari<sup>[22]</sup> 也认为 WY 季风指数与西太平洋地区对流活动有更密切的关系,而与印度季风区对流活动的关系则不是很明显。事实上,这个论断是完全合理的,因为 WY 季风指数的本意是寻求一种能准确描述大范围季风环流变化的表示方法,以便寻找到大气环流在某些方面的

遥相关。在 ZW 季风指数年际变化时间系列上,图 3b 也清晰地展示了最近几十年印度夏季风指数的下降趋势。

从 7,9 和 11 a 滑动平均的印度夏季风环流的年代际演变(图 4),可以清楚看出,印度夏季风环流强度在 20 世纪 60 年代中期以后显现出明显的衰减趋势,而且这种衰减趋势几乎不依赖于滑动平均方法。对于 7 a 滑动平均的 ZW 季风指数,先后有两次气候变化发生,分别发生在 1965 和 1976 年。而对于 9 和 11 a 滑动平均,由于采用不同的滑动平均方法,气候变化的转折点存在一些小差异。从 WY 季风指数的 7,9 和 11 a 滑动平均演变来看(图略),印度季风环流虽然总体上也显示出明显的减弱趋势,但两次气候变化的特征却不甚清晰。

在年际变化尺度上,70°E 以东地区,特别是东

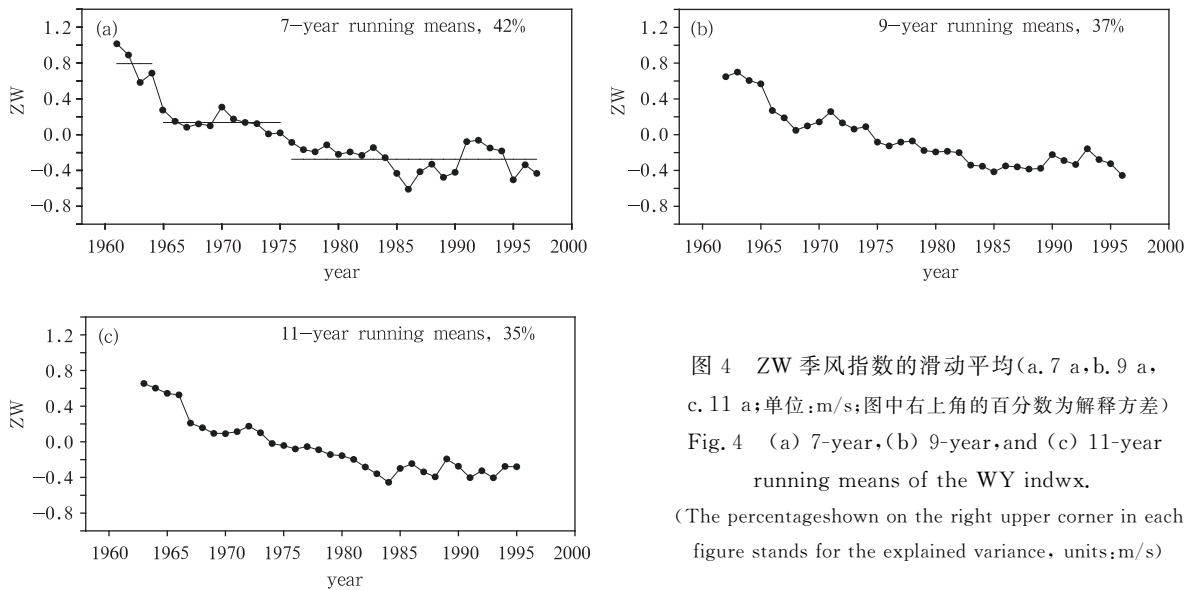


图 4 ZW 季风指数的滑动平均(a. 7 a, b. 9 a, c. 11 a; 单位:m/s; 图中右上角的百分数为解释方差)  
Fig. 4 (a) 7-year, (b) 9-year, and (c) 11-year running means of the WY indwx.

(The percentages shown on the right upper corner in each figure stands for the explained variance, units:m/s)

亚地区以及 70°E 以东、10°N 以南的热带地区,为对流层温度变化与 ZW 季风指数高相关区(图 5a);在年代际变化尺度上,相关系数的分布(图 5b)也同样显示了东亚地区为一正相关区,信度水平达到 0.01。

由此我们看到,与 WY 季风指数相比,ZW 季风指数在年代际变化尺度上不但更好地描述了印度季风的下降减弱趋势,而且也更明确地显示了其与东亚地区夏季对流层平均温度变化的密切联系。

#### 4.2 东亚地区对流层温度的变化及其对印度夏季风的影响

分析东亚地区夏季对流层平均温度的区域平均

(35°~50°N, 100°~130°E)及其年际变化(图 6),可清楚地看到,在东亚地区,夏季对流层平均温度的时间序列存在两次下降变化过程,主要转折点分别出现在 1964 和 1975 年。不难发现,东亚地区夏季对流层平均温度的变化特征与印度夏季风的两次减弱过程在时间上十分接近。

1958~1964 年,东亚上空夏季对流层平均温度比长期气候平均值明显偏高。1965~1975 年,东亚地区夏季对流层平均温度则显著下降。1976~1999 年,夏季对流层平均温度又再一次出现长时间的缓慢降低过程。

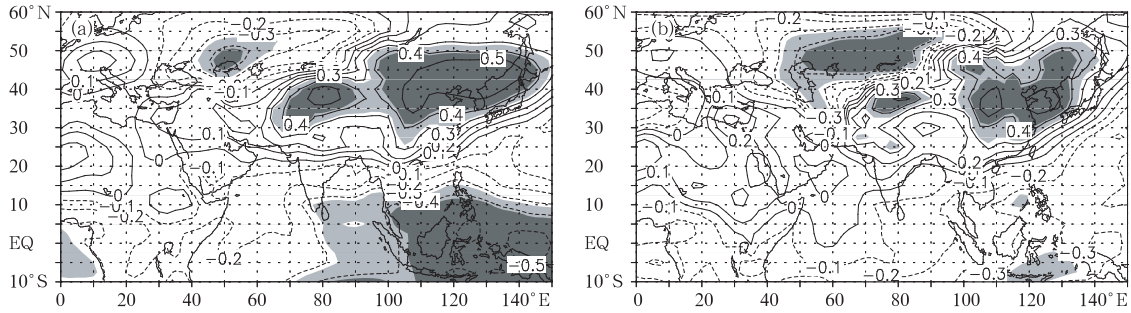


图 5 相关系数的空间分布

(a. 对流层平均温度与年际尺度 ZW 季风指数, b. 对流层平均温度与年代际尺度 ZW 季风指数;  
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)

Fig. 5 Spatial distributions CCs of the tropospheric mean temperature averaged from 200 hPa to 850 hPa with (a) the ZW index on interannual timescales, (b) the ZW index on interdecadal timescales (Interval is 0.1. The light and heavy shading area denote CCs above 0.05 and 0.01 significant levels, respectively)

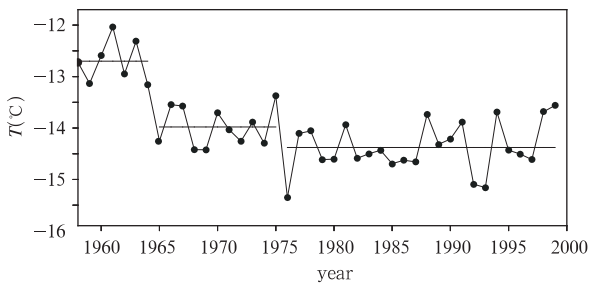


图 6 东亚地区夏季对流层平均温度(单位: °C)

Fig. 6 The time series of the regional averaged (35°-50°N, 100°-130°E)SMTT. (units: °C)

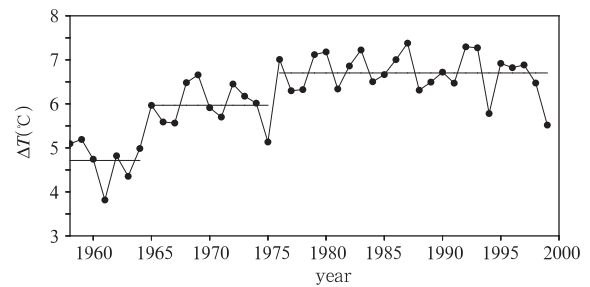


图 7 东印度洋至西太平洋热带地区与东亚地区对流层平均温度之差(单位: °C)

Fig. 7 Differences of the regional-averaged tropospheric mean temperature (the tropical western Pacific and the maritime continent (100°-150°E, 10°S-10°N) minus the East Asia (100°-130°E, 35°-50°N); unit: °C)

东亚地区对流层平均温度的不断下降必然导致邻近地区海陆对流层热力对比的改变,从而引起印度季风的强弱变化。为了表征东亚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(10°S~10°N, 100°~150°E)与东亚地区(35°~50°N, 100°~130°E)之间的夏季对流层平均温度的区域平均之差  $\Delta T$ (图 7)。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,与图 4 对比分析可知,这种热带地区和东亚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,从热带地区和东亚地区之间的温差分布的时间序列来看,气候突变发生的时间也与图 4 的结果十分吻合。

图 8 反映了夏季对流层平均温度距平的水平分布。1958~1964 年,亚洲大陆和西北太平洋的部分地区是北半球最暖的地区,超过 1.8 °C 的最大正距平位于 40°~50°N, 90°~110°E(图 8a),而 20°N 以南、60°E 以东热带地区,其夏季对流层平均温度则接近多年平均值。由此可知,正是夏季对流层平均

温度距平的这种分布特征使得海陆之间热力对比降低(图 7),从而对应着印度季风的强盛时代(图 4)。1965~1975 年的夏季,东亚大陆的对流层平均温度与 1958~1964 年相比明显下降,正距平值远小于前期超过 1.5 °C 的量值,同时在 20°N 以南热带地区,温度的下降比前期小 0.3 °C。正因为如此,夏季对流层平均温度距平加强了海陆之间的热力差异(图 7),从而产生印度夏季风的第一次减弱(图 4)。同时,我们也注意到,夏季对流层平均温度差(1965~1975 年减去 1958~1964 年)大于 0.01 信度水平的地区主要位于 20°N 以北亚洲大陆的中东部、东亚地区、北非和南欧。然而,在印度洋和西北太平洋都没有明显的温度变化。由此推断,印度季风的第一次减弱可能是东亚季风区和非洲季风区夏季对流层平均温度发生明显变化而引起。1976 年之后(图 8c)与图 8b 相比,30°N 以南的热带地区出现了明显的对流层变暖,且超过 0.01 的信度水平。因此,可

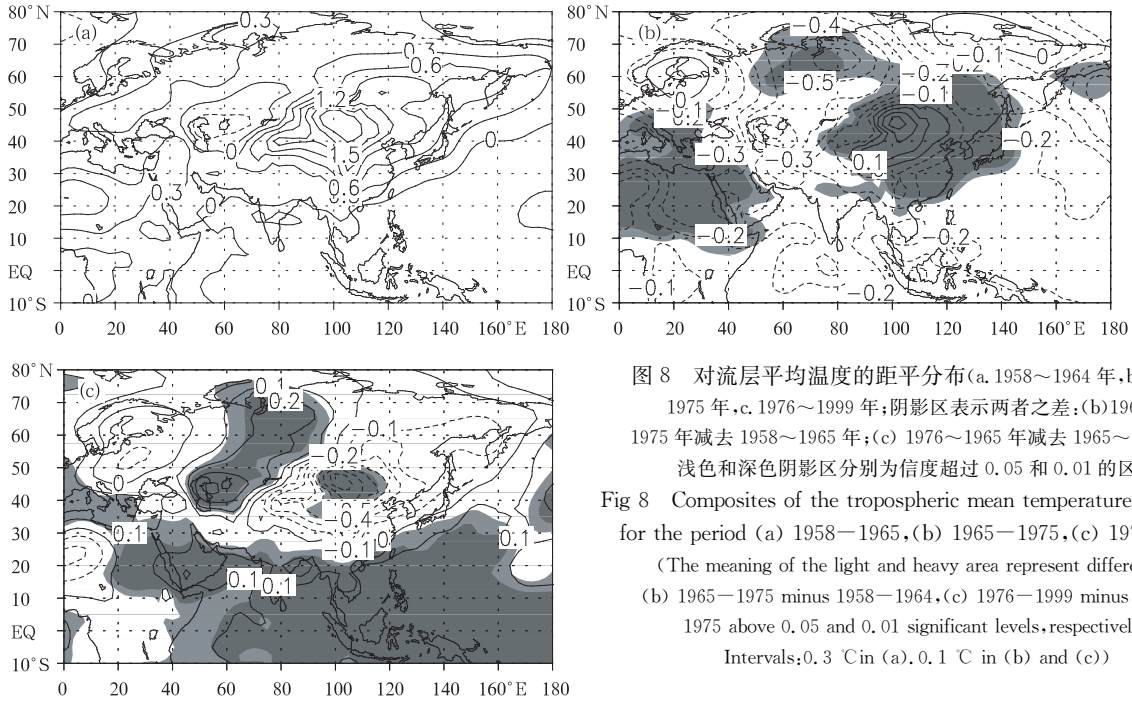


图 8 对流层平均温度的距平分布(a. 1958~1964 年, b. 1965~1975 年, c. 1976~1999 年; 阴影区表示两者之差; (b) 1965~1975 年减去 1958~1965 年; (c) 1976~1999 年减去 1965~1975 年; 浅色和深色阴影区分别为信度超过 0.05 和 0.01 的区域

Fig 8 Composites of the tropospheric mean temperature anomalies for the period (a) 1958—1965, (b) 1965—1975, (c) 1976—1999 (The meaning of the light and heavy area represent differences (b) 1965—1975 minus 1958—1964, (c) 1976—1999 minus 1965—1975 above 0.05 and 0.01 significant levels, respectively. Intervals: 0.3 °C in (a), 0.1 °C in (b) and (c))

以认为热带地区对流层明显增暖可能与印度夏季风第二次减弱有一定联系。

为了进一步证实发生在 20 世纪 60 年代中期和 70 年代后期的 2 次气候变化的存在事实。在东亚地区, 分析具有典型意义的、记录较完整的北京 (39.48°N, 116.28°E) 气象观测资料, 发现该站夏季海平面气压 (SLP) 的时间演变中 (图 9a), 其年代际变化呈现出两次突变过程。1951~1964 及 1981~1996 年, 北京站夏季海平面气压值明显低于正常值, 而 1965~1980 年的夏天, 其 SLP 则明显上升。从图上可以看到, 海平面气压的跳跃分别发生在 1964~1965 和 1980~1981 年。与图 6 相比, 1958~1964 年, 东亚地区夏季对流层平均温度比长期气候平均值偏暖, 并与东亚地区该时期强的热低压相

对应。而 1965~1980 年, 东亚地区为一减弱的热低压, 部分原因是由于东亚地区上空对流层平均温度的降低而引起, 正是由于大陆热低压的减弱抑制了该地区的对流活动, 从而导致华北地区夏季降水的减少 (图略)。同样, 北京站的地面气温也经历了明显的年代际变化, 例如, 在 1965 年之前和在 1981 年之后, 北京的地面气温比 1965~1981 年明显偏高 (图 9b)。从根据北半球台站观测资料所作的夏季平均和年平均地面气温的时间演变 (图 10) 来看, 地面气温的年代际变化也很明显, 特别是在 1977 年之前 (图 10b), 转折点的发生时间大约在 60 年代中期。从 1977 年开始, 北半球平均地面气温不断增高, 这一结果也与许多已有研究结论是一致的<sup>[23]</sup>。

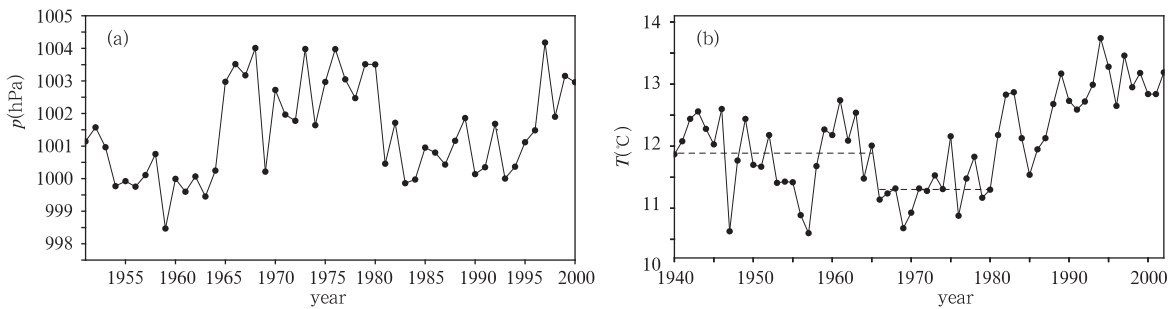


图 9 北京站夏季 SLP (a. hPa) 和年平均地面气温 (b. °C) 年际变化特征 (虚线为年代间的平均)

Fig 9 Interannual variations of (a) summer SLP (hPa) and (b) annual mean surface air temperature (°C) at Beijing (39.48°N, 116.28°E) (The dashed line denotes the epochal mean)

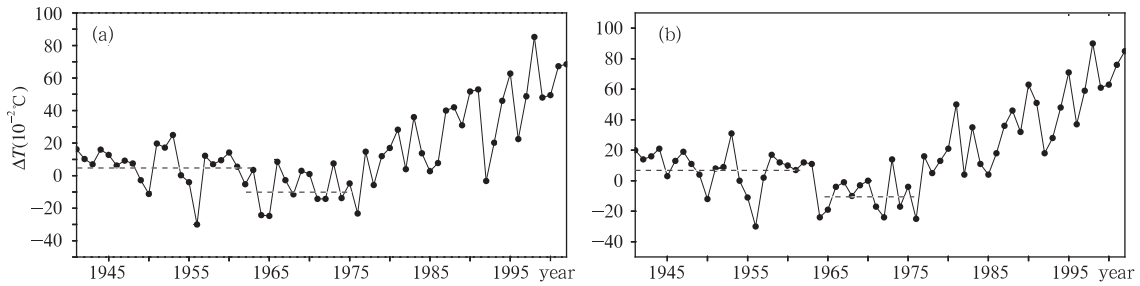


图 10 北半球地面气温距平的年际变化(a. 夏季, b. 年平均; 单位:  $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 虚线为年代间的平均)

Fig. 10 Interannual variations of Northern Hemisphere (a) summer and (b) annual mean surface air temperature anomalies (unit:  $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; The dashed line denotes the epochal mean)

## 5 结论和讨论

本文通过对 NCEP/NCAR 再分析资料、印度季风降水资料以及台站实际观测资料的多种计算分析,研究了近几十年印度夏季风的减弱及可能的成因。重点分析了印度夏季风的减弱与东亚地区和东印度洋至西太平洋热带地区对流层平均温度变化二者之间的可能联系。得出一些有意义的结果:

(1) 在近几十年期间,印度季风环流经历了两次减弱过程,第一次约发生在 20 世纪 60 年代中期,第二次减弱过程发生在 70 年代后期。印度季风环流的第二次减弱与东亚地区发生的气候变化在时间上十分吻合,特别是与对流层平均温度的变化有很好的对应关系。

(2) 东亚地区和东印度洋至西太平洋热带地区之间对流层平均温度所产生的海陆热力差异具有减弱印度季风环流的作用。

(3) 对于约发生在 60 年代中期的印度季风第一次减弱过程,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;而 70 年代后期的第二次减弱过程可能是印度洋至西太平洋之间热带地区对流层显著变暖所产生。

以上的分析揭示出,在近几十年印度季风环流呈现出一种明显的减弱趋势,而印度夏季风的减弱与东亚地区和从印度洋东部到西太平洋之间热带地区对流层温度变化有十分密切的关系,然而却没有证据证实印度季风降水的时间变化也是具有同样减弱的趋势。分析发现,东亚地区和热带地区之间的海陆热力差异的变化与印度季风环流的变化存在对应关系。关于近几十年发生在东亚地区和北半球的两次气候突变,大量研究工作<sup>[24]</sup>都把重点放在 70 年代后期的气候变化,并将它归因于热带海洋的年

代际变化和沃克(Walker)环流的异常变化,然而,却很少有人揭示出中国北方或东亚地区年代际变化也是其可能的原因,特别是 60 年代中期发生的气候突变事实。尽管有部分研究工作探讨了中国北方夏季降水减少趋势的可能成因,认为热带海洋的变化是造成中国北方夏季降水不断减少的原因<sup>[25]</sup>,也有人归因于西太平洋副热带高压的变化<sup>[26]</sup>,还有人提出是由中纬度环流变化而引起,很显然,他们并没有得出一致的结论。同时,印度季风的活动及成因更为复杂。因此,要深入理解印度季风和中国北方发生的年代际变化的物理机制,还需要在以后作进一步的气候模拟和观测研究。

## 参考文献

- [1] Webster P J, Palmer T N. The past and the future of El Niño. *Nature*, 1997, 390: 562–564
- [2] Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. On the weakening of relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 1999, 284: 2156–2159
- [3] Chang C -P, Harr P, Ju J. Possible roles of Atlantic circulations on the weakening Indian monsoon rainfall-ENSO relationship. *J Climate*, 2001, 14: 2376–2380
- [4] Kripalani R H, Kulkarni A. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia. *Int J Climatol*, 2001, 21: 603–616
- [5] Kumar J R, Dash S K. Interdecadal variations of characteristics of monsoon disturbances and their epochal relationships with rainfall and other tropical features. *Int J Climatol*, 2001, 21: 759–771
- [6] 李培基. 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. *气象学报*, 1997, 54(3): 379–384  
Li Peiji. Comments on an apparent relationship between Himalayan snow cover and summer monsoon rainfall over India. *Acta Meteor Sinica*, 1997, 54(3): 379–384

- [7] 戴新刚,丑纪范,吴国雄. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系. 气象学报, 2002, 60(5):544-552  
Dai Xingang Chou Jifan Wu Guoxiong. The teleconnection relationship between Indian monsoon and East Asian circulation in summer. *Acta Meteorologica Sinica*, 2002, 60(5):544-552
- [8] Stephenson D B, Douville H, Kumar K R. Searching for a fingerprint of global warming in Asian summer monsoon. *Mausam*, 2001, 52 (1): 213-220
- [9] Srivastava A K, Rajeevan M, Kulkarni R. Teleconnection of OLR and SST anomalies over Atlantic Ocean with Indian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29 (8): 125
- [10] Rajeevan M. Winter surface pressure anomalies over Eurasia and Indian summer monsoon, *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(10): 94
- [11] Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 1996, 9: 358-375
- [12] Verma R K. Importance of upper tropospheric thermal anomalies for long-range forecasting of Indian summer monsoon activity. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1072-1075
- [13] Singh G P, Chattopadhyay J. Relationship of tropospheric temperature anomaly with Indian southwest monsoon rainfall. *Int J Climatol*, 1998, 18: 759-763
- [14] Liu X D, Yanai M. Relationship between the Indian monsoon rainfall and the tropospheric temperature over the Eurasian continent. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2001, 127: 909-937
- [15] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877-926
- [16] Kawamura R, A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J Meteorol Soc Jpn*, 1998, 76: 1009-1027
- [17] Goswami B N, Krishnamurthy V, Annamalai H. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1999, 125B: 611-633
- [18] 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 Climate*, 2001, 14: 4073-4090
- [19] Webster P J. Response of the tropical atmosphere to local, steady, forcing. *Mon Wea Rev*, 1972, 100: 518-540
- [20] Gill A E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 447-462
- [21] Murakami T. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon Wea Rev*, 1979, 107: 994-1013
- [22] Ailikun, Yasunari T. On the two indices of Asian summer monsoon variability and their implications, *Proceedings of International Conference on Monsoon and Hydrologic Cycle*, Kyongju, Korea, 22-25, April 1998
- [23] Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. A closer look at United States and global surface temperature change. *J Geophys Res*, 2001, 106: 23947-23963
- [24] 刘莉红,郑祖光,夏友龙等. 南亚地区季风与邻近海域海温相互影响的初步研究. 气象学报, 2004, 62(2):180-188  
Liu Lihong, Zheng Zuguang, Xia Youlong et al. A primary study of interaction between monsoon and sea-surface temperature in the neighboring sea area in South Asia. *Acta Meteor Sinica*, 2004, 62(2):180-188
- [25] 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. 高原气象, 1999, 18(4):465-476  
Huang R H, Xu Y H, Zhou L T. The interdecadal variation of summer precipitation in China and the drought trend in North China. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 1999, 18 (4): 465-476
- [26] 张庆云. 1880年以来华北降水及水资源的变化. 高原气象, 1999, 18 (4): 486-495  
Zhang Q Y. The variations of the precipitation and water resource in North China since 1880. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 1999, 18(4): 486-495



## WEAKENING OF INDIAN SUMMER MONSOON AND ITS RELATION WITH TROPOSPHERIC TEMPERATURE VARIATION

He Lifu

*(Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044;  
National Meteorological Center, Beijing 100081)*

Wu Bingyi

*(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)*

Guan Chenggong

*(National Meteorological Center, Beijing 100081)*

### Abstract

The analysis of 43-year NCEP-NCAR reanalysis data and the station observations reveals the correlation between troposphere temperature variations and the weakening of the Indian summer monsoon circulation. The Indian summer monsoon variation is strongly linked to tropospheric temperature over East Asia, showing significant positive correlations of mean tropospheric temperature with all-Indian summer rainfall and the monsoon circulation intensity. The result shows Indian summer monsoon circulation underwent twice-weakening processes for recent decades. The first occurred in the circ. mid-1960s, and the other occurred in the circ. late 1970s. The finding indicates that the mean tropospheric temperature may play a crucial role in weakening of the Indian summer monsoon intensity via changing land-sea thermal contrast. The troposphere temperature contrast between East Asia and the tropical area from the eastern Indian Ocean to the tropical western Pacific lead to weaken the Indian summer monsoon circulation.

**Key words:** Indian summer monsoon, Tropospheric temperature, East Asia, Land-sea thermal contrast.