

# 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟<sup>\* 1</sup>

刘芸芸<sup>1,2,3</sup> 丁一汇<sup>2</sup>  
LIU Yunyun<sup>1,2,3</sup> DING Yihui<sup>2</sup>

1. 中国气象科学研究院,北京,100081

2. 国家气候中心,北京,100081

3. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *National Climate Center, Beijing 100081, China*

3. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2007-12-05 收稿,2008-04-06 改回.

**Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(5):789–799**

**Abstract** In the early 1980s, Chinese meteorologists discovered the positive correlation in summer rainfall between India and North China and the correlation was confirmed by some researches at home and abroad. Based on a variety of meteorological data from 1951 to 2005 and numerical simulations, the present study investigates such a correlation between Indian summer monsoon (ISM) and precipitation in North China. Furthermore, we discuss the intrinsic relations of the positive (northwest India)-negative (the Tibetan Plateau)-positive precipitation anomaly (North China) teleconnection pattern from two aspects of thermal and dynamical factors, which not only confirms the precipitation teleconnection previously discovered again, but also reveals the influence mechanism of the ISM on the rainfall in North China. The results show that: (1) when the ISM is strong (weak), the precipitation in North China tends to be more (less) than normal; however, when the rainfall in North China is more (less) than normal, the probability of the strengthening (weakening) of the ISM is relatively lower. This implies that the ISM anomaly has more impact on the rainfall in North China. (2) The Indian low usually dominantly impacts on the intensity of the ISM. When the Indian low deepens, the low troughs in mid-high latitudes are also frequently strengthened, and the ridge of the western Pacific subtropical high (WPSH) extends westwards. The southwesterly water vapor transport originated from low-latitudes and the southeasterly water vapor transport along the southwestern flank of the WPSH converge in North China, which is favorable for more rainfall there than normal, and vice versa. (3) The simulation results by using of the regional climate model developed by National Climate Center (ReGCM\_NCC) also capture the salient feature of the precipitation teleconnection between India and North China. The simulated anomalous atmospheric circulations are approximately the same as diagnosed ones, which confirms the existence and reliability of such a teleconnection from another angle.

**Key words** Indian summer monsoon, Summer precipitation, North China, Teleconnection, Regional climate model of the National Climate Center (ReGCM\_NCC)

**摘 要** 20 世纪 80 年代中国学者揭示了印度夏季风与中国华北降水的正相关关系,以后国内外又有一些研究证实了这种正相关关系的存在。文中利用 1951—2005 年多种气象资料和数值模拟方法,详细讨论了印度夏季风和中国华北地区夏季降水的关系,并针对由印度西北部经青藏高原到中国华北地区形成的正、负、正的遥相关型,从动力因子和热力因子两方面探讨了其中的内在联系,所得结果不但确证了以往的结论,而且进一步揭示了印度夏季风对华北地区降水的影响机制。结果表明:

\* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目“亚洲季风地区水分循环和变异机制”(2006CB403604)。

作者简介:刘芸芸,主要从事季风气候研究。E-mail:liuyuny@cma.gov.cn

(1)印度夏季风强(弱)时,华北地区容易出现降水偏多(少)的天气;华北地区降水偏多(少)时,印度夏季风偏强(弱)的机率却低一些,这说明印度夏季风的异常变化对华北地区夏季降水有更大的影响。(2)印度夏季风强度主要受印度季风槽的影响,在印度季风槽加深的同时,中高纬的低压槽也加深发展,而这时西太平洋高压脊西伸,来自低纬的西南风水汽输送和源于西太平洋的副热带高压南侧的东南风水汽输送共同作用,有利于华北地区的降水偏多;反之则不利于华北地区的降水。(3)区域气候模式模拟结果也很好地模拟出印度夏季风和华北夏季降水的遥相关关系,其相应的环流异常系统与诊断分析结果非常一致,这从另一方面证实了这种遥相关关系的存在和可靠性。

**关键词** 印度夏季风,华北降水,遥相关,区域气候模式(RegCM-NCC)

**中图法分类号** P434<sup>+</sup>.4

## 1 引言

亚洲季风是全球大气环流中的一个重要环流系统,大多数研究学者将其分为印度季风和东亚季风两个子系统,两者既相互紧密联系,又有其相对独立性(陈隆勋,1984;陶诗言等,1988)。朱乾根(1986)认为,东亚季风和印度季风的主要差异在于东亚季风是由热带季风和副热带季风组成,而印度季风仅仅受热带季风影响。中国华北地处东亚季风气候区的北边缘,其夏季降水既受到中高纬度环流的影响,同时在很大程度上又受到季风的影响,因此华北地区降水年际变化明显,且与季风变化关系密切。而印度地区夏季降水主要是印度夏季风的贡献。它们虽分别处于不同的季风子系统中,但不少研究表明,印度夏季风对中国夏季降水有明显的影响。郭其蕴等(1988,1992)用中国和印度的降水资料研究了两个地区在西南季风时期总雨量变化的关系,指出印度与中国华北的雨量变化有较高的正相关。梁平德(1988)研究了天津降水与印度夏季风降水的关系,得到两者之间有正相关关系。Ding等(2005)对北半球夏季环流的遥相关研究也表明,印度夏季降水与华北降水量变化存在较好的相关性。张人禾(1999)的研究表明,印度夏季风的强弱在中国华北地区夏季降水异常中具有重要的作用,即通过与印度夏季风相联系的水汽输送来影响中国华北地区的水汽输送,从而影响华北的夏季降水。戴新刚等(2002)则指出,印度季风的异常会影响夏季东亚上空的高度场,从而影响中国东部特别是江淮流域等地的降水。Kripalani等(1997a,1997b,2001)做了一系列有关印度季风的研究,发现印度季风降水与中国华北和日本南部的降水有很好的相关。最近,王绍武等(2006)的研究却指出,中国华北与印度夏季降水有很高的正相关,但这种相关性存在不稳定性。

以上研究结果对认识华北地区降水异常的成因

是很有帮助的,但总的来说,对华北地区降水和季风关系的研究还需深入,前面得到两者的相关关系大多仅仅是通过对两者降水时间序列的统计相关得到的,缺少对两者之间如何相互影响的环流分析和数值模拟,从而揭示印度季风和华北降水的内在关系及影响的成因。另外,由于对季风强弱定义不同,不同的研究结果往往会有所差别。郭其蕴等(2003)用 $110^{\circ}$ — $160^{\circ}$ E海平面气压差来定义夏季风指数,发现这个指数与华北降水为正相关,与长江流域降水为负相关,但正相关区大,相关高。本文则选用多数研究者使用的全印度6—9月平均的降水量序列代表印度夏季风强弱变化,利用中国近55年的月平均降水资料及其他多种气象资料,详细分析印度季风对华北地区夏季降水的影响作用,然后在诊断分析的基础上,应用国家气候中心改进发展的区域气候模式(RegCM-NCC)进行模拟研究,进一步揭示印度夏季风与中国华北地区夏季降水的内在关系。

## 2 资料和方法

本文所使用的资料包括:(1)中国气象局提供的1951—2005年中国160站的逐月降水资料;(2)1951—2005年全印度6—9月平均的、诸多降水观测站权重平均的降水量序列(Parthasarathy, et al, 1995a, 1995b);(3)NCAR/NOAA 1979—2005年逐月的向外长波辐射(OLR)卫星资料(Liebmann, et al, 1996),水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ;(4)1979—2005年的CMAP逐月降水率序列(Xie, et al, 1997);(5)NCEP/NCAR的月平均纬向风 $u$ 、经向风 $v$ 、比湿 $q$ 、地面气压 $p_s$ 、海平面气压 $p$ 等再分析资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。计算整层积分的水汽输送,垂直方向取1000、925、850、700、600、500、400、300 hPa,共8层。

单位截面的大气水汽输送通量矢量 $Q$ 的计算公式(刘芸芸等,2006)为

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \mathbf{V}q dp \quad (1)$$

式中  $\mathbf{V}$  为该单位气柱内各层大气的风速矢量,  $q$  是各层大气的比湿,  $p_s$ 、 $p_t$  分别是大气柱下界气压(地面气压)和上界气压(取 300 hPa),  $g$  是重力加速度,  $Q$  的单位为  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。

### 3 印度季风与华北降水的遥相关

许多研究指出,印度季风与中国华北降水存在较好的正相关关系(郭其蕴等,1988,1992;梁平德,1988;Ding, et al,2005;张人禾,1999)。本文选用全印度 6—9 月平均的降水量序列代表印度季风强度,由 1951—2005 年全印度降水量与同期中国 160 站降水的相关系数分布(图 1)可以看到,印度季风降水主要与中国华北地区呈正相关关系,而与青藏高原东部降水呈负相关关系,最大相关系数超过 0.25,达到  $\alpha=0.01$  的显著性水平。若将 1951—2005 年 6—9 月平均的全印度降水量与同期 CMAP 降水量求相关(图 2),可以看到高相关区由印度西北部,经青藏高原到华北地区,呈现西南—东北走向的遥相关型,相关系数在 0.15 以上,达到  $\alpha=0.05$  的显著性水平。分处于不同亚洲季风子系统的印度季风降水与华北降水之间为何存在如此显著的正相关关系? 本文以此为出发点,深入探讨

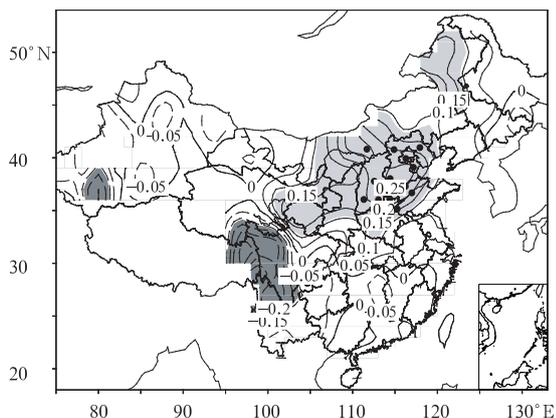


图 1 全印度与中国 160 站 6—9 月降水量的相关系数分布(黑点表示华北地区代表站的分布,阴影区为超过  $\alpha=0.01$  显著性水平的区域)

Fig. 1 Correlation distribution between the all-Indian summer (JJAS) rainfall and the precipitation in the same period at 160 stations in China

(Black dots denote the representation stations in North China. Correlations significant at  $\alpha=0.01$  confident level are shaded)

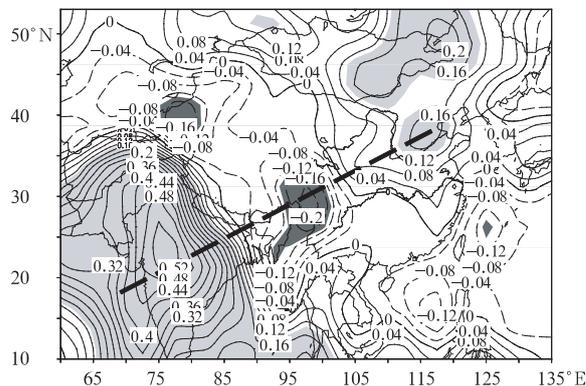


图 2 全印度与东亚地区 6—9 月降水量的相关系数分布(图中黑色粗虚线代表遥相关型,阴影区表示超过  $\alpha=0.05$  显著性水平)

Fig. 2 Correlation distribution between the all-Indian summer (JJAS) rainfall and the CMAP rainfall in the same period in East Asia

(The black thick dash denotes the path of teleconnection. Correlations significant at  $\alpha=0.05$  confident level are shaded)

印度季风与华北夏季降水之间的遥相关关系及影响机理。

在图 1 的高相关区内,选取 14 个站点:承德、张家口、呼和浩特、北京、天津、石家庄、德州、邢台、安阳、济南、菏泽、长治、太原和临汾。这 14 个站点的算术平均降水量代表华北地区的降水量。

### 4 印度季风强度与华北降水异常的联系

图 3 给出了印度与华北地区夏季风降水量的标准化距平序列,两序列的相关系数超过 0.53,达到  $\alpha=0.01$  显著性水平,可见印度季风与华北降水的确存在很好的对应关系。本文将印度季风降水的标准化距平大于 1 的年份定义为强季风年,相反,标准化距平小于 -1 个则为弱季风年,得到强季风年共 9 年,弱季风年 12 年。同样地,华北地区降水的标准化距平大于 1 的年份定义为华北涝年,而小于 -1 则为华北旱年,得到涝年共 8 年,旱年共 9 年(表 1)。

将强、弱季风年份与华北降水异常年份进行比较,可以发现,由于两者存在很强的正相关关系,在印度季风强的年份,华北地区几乎都是多雨,只有 1970 和 1983 年表现为降水异常偏少,异常年份所占比例为 2/9;而在印度季风弱的年份,华北地区有 10 年为旱年,只有在 1966 年和 2004 年华北降水略

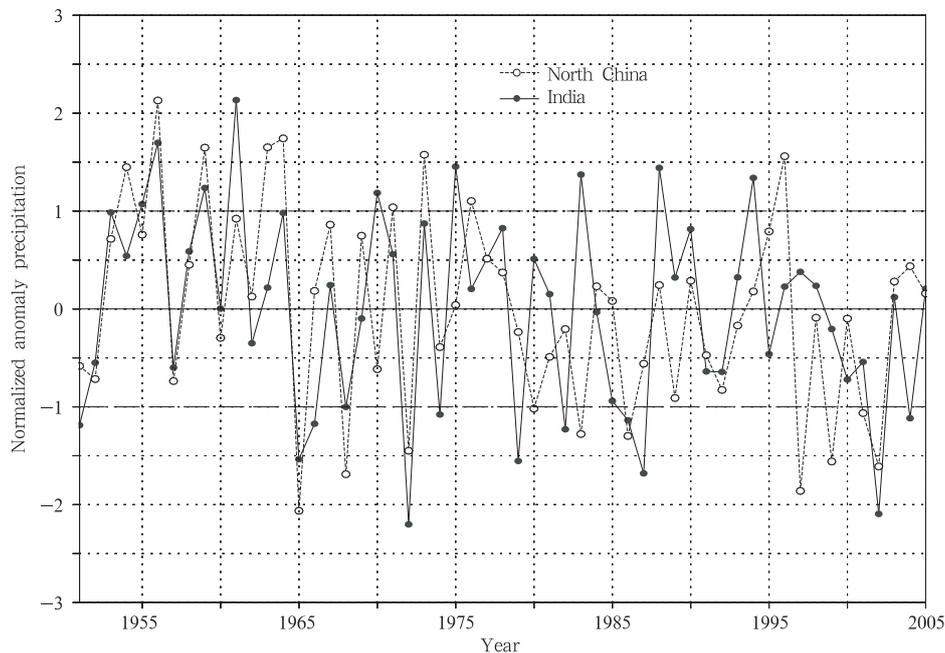


图3 6—9月平均的印度季风降水量(实心圆点)与华北降水量(空心圆点)的标准化距平序列

Fig. 3 Normalized anomaly series of the averaged precipitation over June to September in India and North China

表1 印度季风和华北降水异常年份

Table 1 Years of anomalous ISM rainfall and North China summer rainfall

| 印度季风  |      | 华北降水  |       |       |       |       |       |
|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 强年    | 弱年   | 涝年    | 旱年    |       |       |       |       |
| 1955  | 1956 | 1951  | 1965  | 1954* | 1956  | 1965  | 1968  |
| 1959  | 1961 | 1966* | 1968  | 1959  | 1963* | 1972  | 1980* |
| 1970* | 1975 | 1972  | 1974  | 1964  | 1971  | 1983* | 1986  |
| 1983* | 1988 | 1979  | 1982  | 1973  | 1996  | 1997* | 1999  |
| 1994  |      | 1986  | 1987  |       |       | 2002  |       |
|       |      | 2002  | 2004* |       |       |       |       |

注: \* 号代表不符合正相关关系的年份。

微偏多,所占比例为 2/12。反过来,考虑华北地区降水异常的年份,在华北涝年时,同期印度季风偏强的年份为 6 年,异常偏弱的年份所占比例为 2/8;而华北旱年时,同期印度季风偏弱的年份也为 6 年,异常偏强的年份所占比例为 3/9。这说明在印度季风异常强或弱的年份,华北地区降水异常偏多或偏少的机率也很大;而华北出现涝或旱的年份,同期印度季风偏强或偏弱的出现机率要低一些。导致这种差别的原因是影响两个地区的动力和热力因子不完全相同。

## 5 强、弱季风年降水和环流异常分析

印度夏季风与华北降水之间虽然存在显著的正相关关系,但通过上面的分析表明,印度夏季风的异常变化对华北地区夏季降水有更大的影响。因此,我们首先分别做强、弱印度季风年的合成场进行分析,讨论在印度夏季风的影响下,华北夏季降水异常的年际变化规律。我们再从华北夏季降水出发,分析影响其降水的多重影响因子,从而解释为什么在印度季风异常强或弱的年份,华北地区降水异常偏多或偏少的机率也很大;而华北出现涝或旱的年份,同期印度季风偏强或偏弱的出现机率要低一些。

### 5.1 强、弱季风年中国夏季降水的异常分布特征

由强、弱印度夏季风年中国夏季平均降水的合成场(图 4)可以看到,在印度夏季风强盛的年份,中国东部地区的降水异常场从南至北呈现典型的“+、-、+”的形势,即华北、华南多雨,长江流域少雨,这也是中国夏季降水的典型雨型之一(Ding, 2007)。在中国西部地区,青藏高原东部少雨,而四川盆地多雨。印度夏季风较弱的年份则相反,华北少雨,青藏高原多雨。这与印度夏季风降水和我国夏季降水的

相关场非常吻合,说明印度夏季风的强弱和华北地区的降水有着很好的对应关系,即印度夏季风强,则

华北地区夏季容易出现降水偏多的天气,印度夏季风弱则相反。

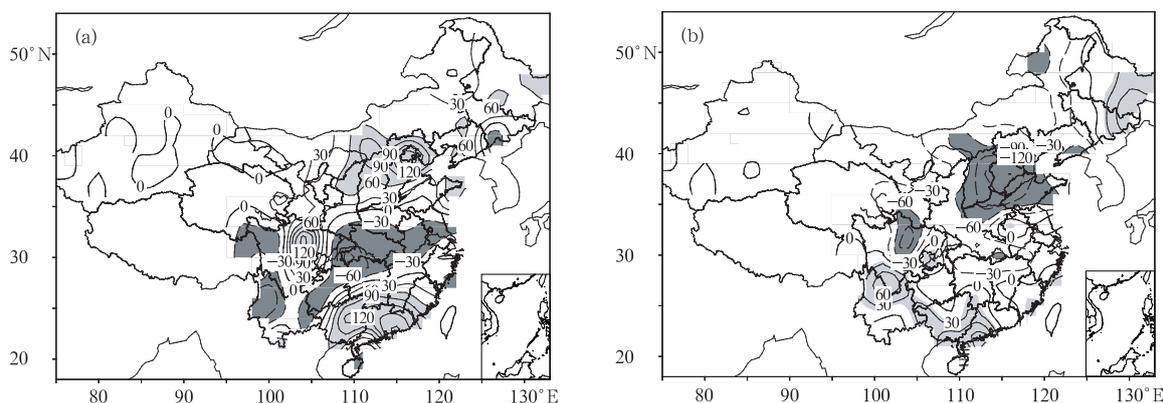


图4 强(a)、弱(b)印度夏季风年中国夏季平均降水量距平合成分布(单位:mm)

Fig. 4 Composite distributions of the summer average rainfall in China for strong (a)/weak (b) ISM years (unit: mm)

## 5.2 季风区各层环流系统的特征分析

印度夏季风异常往往伴随着各层环流系统出现相应的变化,从而影响中国华北地区夏季降水的多寡。因此我们分析强、弱印度夏季风年季风区各层环流系统的空间分布(图5)可以看到,无论是海平面气压场,还是高层的流场,在强、弱季风年时都表现出几乎反位相的分布。在印度夏季风强盛的年份,海平面气压异常场清楚地反映出季风异常的活动特征,印度低压中心偏强,向东、向北扩展明显,同时在中高纬地区也存在一个庞大的低压槽,两者的相互作用导致中国华北地区的降水偏多。而在两个低压系统之间,青藏高原地区则为相对高压带,对应高原东侧的少雨天气。此时在西北太平洋上为高压控制,高压脊西伸,高压西南侧的东南季风给中国北方地区输送充足的水汽。印度低压的加深及其西南侧的西南季风随之加强,使印度半岛的降水异常偏多。而对华北地区来说,既受到低纬季风的影响,同时在很大程度上又受到中高纬度低压环流的影响,这样的环流形势共同造成华北地区降水偏多。同样,在中高层环流系统中也有对应的变化:500 hPa 高度异常场上表现为中纬度地区槽、脊的加深加强,副高偏北,形成东高西低的环流形势,这有利于华北地区降水偏多,印度北侧低压也异常加深;而在200 hPa 异常风场上表现为西南—东北走向的

“反气旋、气旋、反气旋”的异常中心,对应着南亚高压的加强。相反,在印度夏季风减弱的年份,各环流系统都偏弱,低层印度和蒙古地区为异常高压带,同时西北太平洋地区为异常低压区,这样的环流形势自然不利于中国华北地区的降水。

以上分析表明,虽然印度和中国华北地区处于不同的纬度带,所属气候区不同,但通过大气环流的作用,使得两个区域发生同位相的遥相关作用。印度季风的强度主要受印度低压的影响,当印度低压加深的同时,中高纬低压槽也加深发展,西北太平洋高压脊西伸北跳,有利于华北地区的降水偏多。反之则不利于华北地区的降水。

## 5.3 季风区水汽输送场的异常分布特征

水汽输送特别是垂直积分的(整层)水汽输送的辐合辐散直接与降水有关,季风携带的水汽对于季风区域中水分平衡起着重要作用。因此下面再从水汽输送方面来分析强、弱季风年的不同特征。利用NCEP/NCAR再分析资料,根据式(1),即可计算出垂直积分的水汽输送矢量。由强、弱印度夏季风年时期垂直积分的夏季平均水汽输送场(图6)可以看到,有一条强劲的源自南半球在索马里沿岸越过赤道,流经阿拉伯海、印度、孟加拉湾等地的水汽输送大值带。在印度夏季风异常偏强的年份,水汽输送也偏强,低纬的西风水汽输送到达中国南海地区后

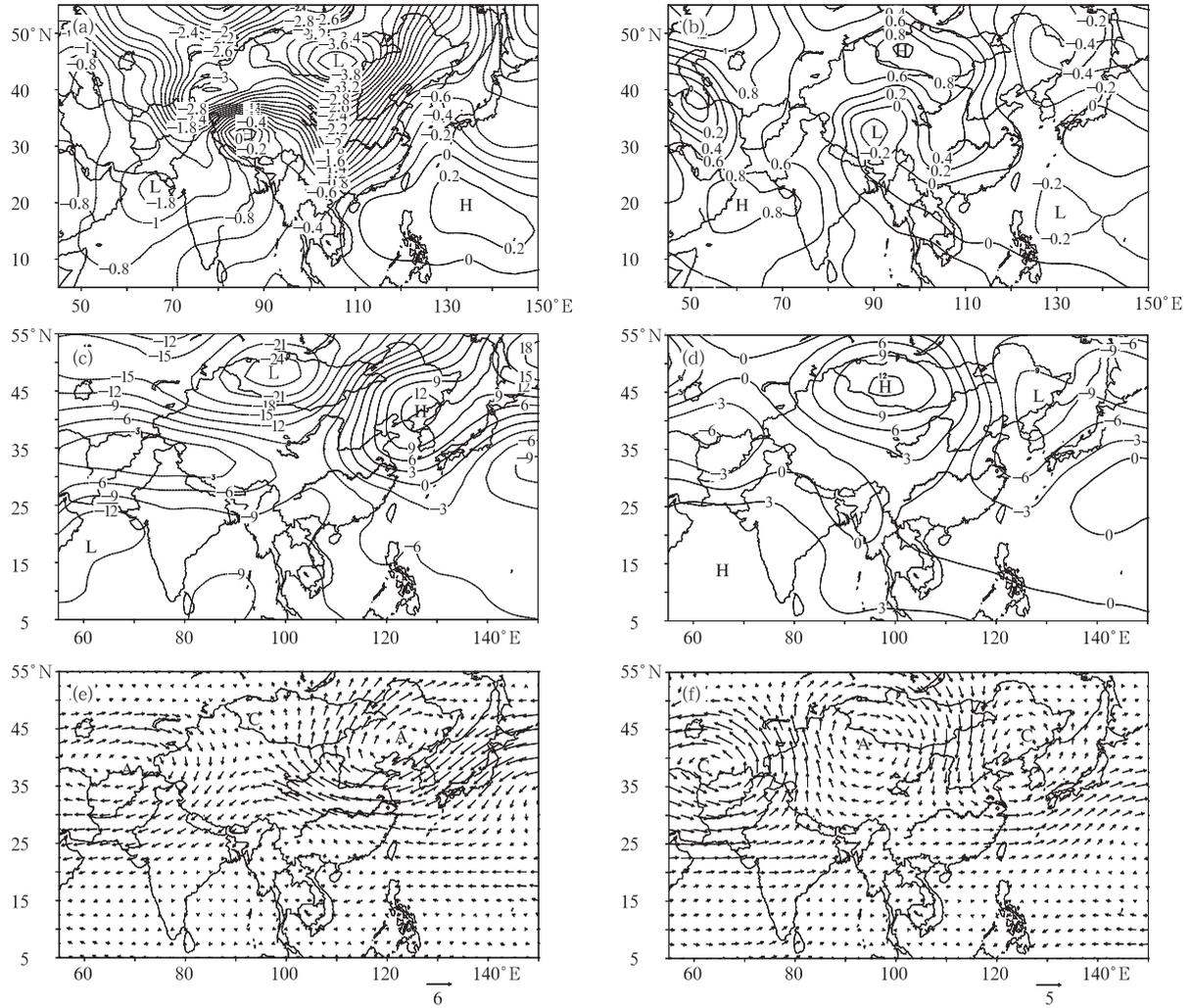


图5 强、弱印度季风年海平面气压距平场(a,b,单位:hPa),500 hPa 高度距平场(c,d,单位:gpm),  
200 hPa 风距平场(e,f,单位:m/s)(a,c,e为强季风年;b,d,f为弱季风年)

Fig. 5 Composite sea level pressure anomalies (a,b; unit: hPa), 500 hPa geopotential height anomalies (c,d; unit: gpm) and 200 hPa anomalous winds (e,f; unit: m/s) over strong (a, c, e), weak (b, d, f) ISM years

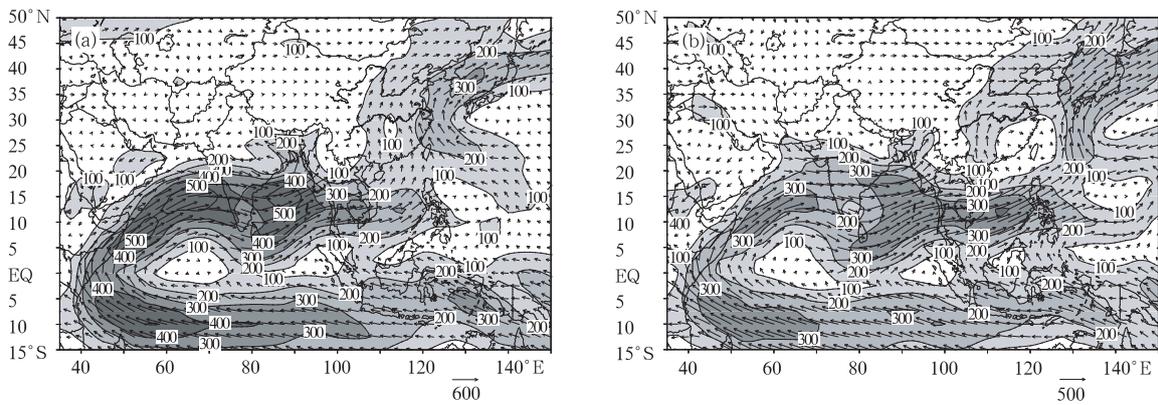


图6 强(a)、弱(b)印度季风年垂直积分的水汽输送合成场  
(阴影区为大于100 kg/(m·s)的水汽输送大值区)

Fig. 6 Composite vertical integrated water vapor transport fields over strong (a), weak (b) ISM years  
(Values of water vapor transport above 100 kg/(m·s) are shaded)

折向北,经中国东部地区,一直伸向华北、东北地区,并与来自西北太平洋上的水汽输送在中国北方地区汇合,为华北地区的多雨提供了充足的水汽条件。而在印度夏季风减弱的年份则有较大不同,低纬的西风水汽输送较弱,其强度只有强季风年的 2/3,并且水汽输送带在低纬地区异常东伸,分别在 110°E 和 130°E 附近出现较弱的向北输送分量,使进入中国东部地区的水汽较少,不足以北推至华北地区,水汽输送带在江淮流域就转向东流出中国;另一方面,源于西太平洋上的水汽输送带也减弱东退。正是由于副热带高压南侧的东风输送偏弱,使来自于孟加拉湾及其上游的西南水汽输送的转向位置偏东,它并未在南海地区转向北进入中国东部地区,而是一直东传至南海东侧的副热带西太平洋地区,水汽主要输送到日本地区,中国华北地区却因缺少足够的水汽流入而变得干旱少雨。

以上分析表明,当印度夏季风强盛时,西太平洋高压也相应西伸加强,来自低纬的西南风水汽输送和源于西太平洋的副热带高压南侧的东南风水汽输送,它们的共同作用使华北地区降水偏多,所以印度季风降水偏多时,华北地区夏季降水一般也偏多。但是反过来,当北太平洋高压加强时,印度低压却不一定同时加深,由高压南侧的东南水汽输送可以使中国华北地区降水偏多,但印度夏季风此时却不一定强盛。也就是说,影响华北地区夏季降水的因子是多重的,印度低压起着很重要的作用。因此,在印度季风异常强或弱的年份,华北地区降水异常偏多或偏少的机率也很大;而华北出现涝或旱的年份,同期印度季风偏强或偏弱的出现机率要低一些。

## 6 季风区对流加热异常场分析

季风区环流的异常变化与对流加热场的变化是密不可分的,在此用长波辐射 OLR 来估计对流强度。OLR 被公认是一个估算大气对流活动较好的指标,特别是热带深对流。由上面的分析得知,印度季风的强弱对华北地区夏季降水有很大的影响,但还存在其他影响因子。因此,从华北地区夏季降水出发,计算华北地区夏季降水量中距平与同期季风区 OLR 的相关分布(图 7)。由于 OLR 负距平表示对流强,因此负的相关系数代表对流强盛,而正的相关系数则为晴空,少对流。研究表明,夏季多年平均热带地区有 3 个主要的对流加热源区,分别位于印

度西部、菲律宾和孟加拉湾地区,并且以后者最强(叶笃正等,1996),它们对季风环流有很大的影响。由图 7 可以看到,中国华北地区夏季降水和印度西部及印度洋北部的对流活动有很好的相关关系,而与孟加拉湾、菲律宾地区的相关并不显著。印度西部的对流活动反映了印度季风的作用,华北降水与它的高相关也再次说明华北地区夏季降水的确与印度季风存在很好的对应关系,但菲律宾和孟加拉湾地区的对流活动对华北地区夏季降水影响不大。另一方面,我们也注意到,华北降水除了与印度西部的 OLR 距平有着显著的相关外,还和从中国东海岸到日本南部地区有着很好的正相关关系。该区域正好处于西太平洋副热带高压的北部,说明副热带高压的强弱也会对中国华北地区的夏季降水产生很大的影响。这也正好对应前面的环流异常场,说明多重因子影响华北地区夏季降水。

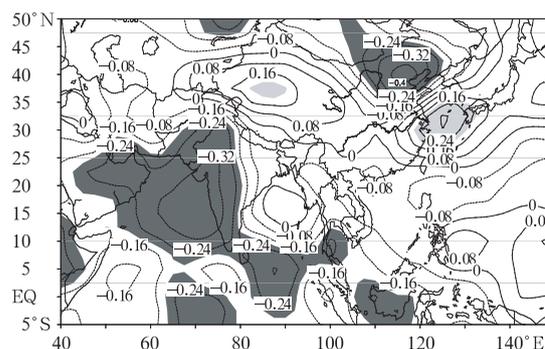


图 7 华北地区夏季降水量距平与同期季风区 OLR 的相关分布

(阴影区为超过  $\alpha=0.05$  的显著性水平的区域)

Fig. 7 Contemporaneous correlation distribution between the summer rainfall anomaly in North China and OLR in Asian monsoon region (Correlations significant at  $\alpha=0.05$  confident level are shaded)

## 7 数值试验

### 7.1 模式和试验设计

数值模拟试验使用的是国家气候中心改进的高分辨率区域气候模式(RegCM-NCC),该模式是在 NCAR/RegCM2 (1996 年版本)的基础上,通过改进和发展物理过程参数化方案而形成的,包含了更多的方案选择,在模拟东亚地区气候方面更具优势,近年来已被应用于中国天气和气候事件的个例研究及短期气候预测业务中(丁一汇等,2002;Liu, et al,

2002;Li, et al, 2005)。模式水平分辨率为 60 km, 格点数为  $171 \times 71$ , 区域中心位于  $33^\circ\text{N}, 105^\circ\text{E}$ , 基本覆盖了东亚及印度地区, 模式中的积云对流参数化方案选用的是 Betts-Miller 方案, 辐射方案选用 CCM3 模式的辐射传输方案, 陆面过程采用了 LPM2-NCC 方案, 该方案是在 BATS 的基础上改进而成的。初始、边界条件由 NCAR/NCEP 再分析资料提供, 侧边界每 12 h 输入 1 次, 海温资料来源于美国海洋大气局(NOAA)的 OI. v2 海温资料, 每周更新 1 次。积分时间步长为 40 s。

根据前面诊断分析的结果发现, 印度夏季风与华北地区降水异常有着显著的正相关关系, 当印度夏季风强时, 印度低压加深, 同时中高纬低压槽也加深发展, 西太平洋副热带高压脊西伸, 来自低纬的西南风水汽输送和源于北太平洋的副热带高压南侧的东南风水汽输送共同作用, 有利于华北地区的降水偏多; 反之则不利于华北地区的降水。为了更清楚地揭示两者间的关系, 我们设计一组试验, 根据前面分析的结果, 选取典型强、弱季风年各 5 年进行合成作为试验的初始场, 积分时间从 5 月 1 日至 9 月 30 日。考虑到模式计算前几天的结果受初始场影响很大, 因此从 6 月 1 日开始保存资料。表 2 给出试验所用的初始场、海温场及边界强迫。考虑到环流场异常经常是上下层之间相互联系、各物理量之间是相互匹配的, 以印度夏季风异常的合成场作为初始

场和边界强迫可能能够更好地再现印度夏季风与中国华北地区降水的关系。

表 2 数值试验的初始场与海温场

Table 2 Initial fields and SST field for numerical simulation experiments

| 试验名称 | 初始场和边界强迫  | 海温场       |
|------|-----------|-----------|
| CNTL | 多年平均气象场   | 多年平均海温场   |
| EX-1 | 强印度季风年合成场 | 强印度季风年合成场 |
| EX-2 | 弱印度季风年合成场 | 弱印度季风年合成场 |

## 7.2 模式模拟能力检验

在用区域气候模式模拟典型强、弱印度季风年的降水之前, 需要对模式模拟降水的能力作一检验, 以确知模式能否模拟出中国东部地区降水的异常。图 8 给出了控制试验和再分析资料的中国 6—9 月平均降水的空间分布场。

将控制试验结果与再分析资料相比较, 可以看出控制试验结果整体对中国降水模拟偏弱, 而在东北地区 and 青藏高原东侧则模拟偏强。但模拟结果大致反映了中国夏季降水的基本特征, 表现出南部较多、北部相对较少, 东部较多、西部相对较少的分布, 最大降水区主要在中国东南部。同时, 该区域气候模式对 200 hPa 南亚高压、500 hPa 西北太平洋副热带高压和 850 hPa 的水汽输送都具备较好的模拟能力(Li, et al, 2005; Liu, et al, 2006; Ding, et al, 2006)。因此, 该模式能够较准确地反映季风和中国

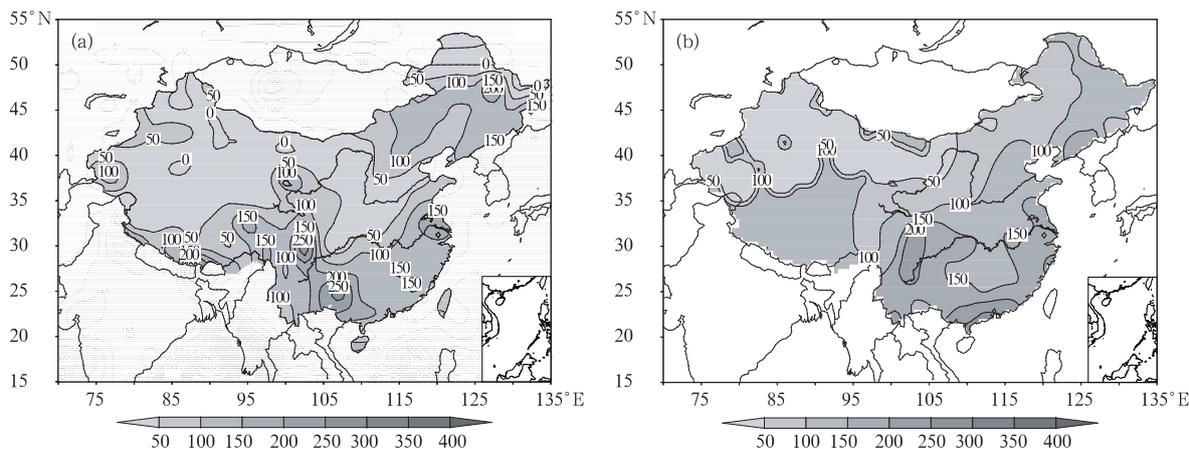


图 8 中国 6—9 月平均降水量的空间分布场

(a. 模式结果, b. NCEP 再分析结果; 单位: mm)

Fig. 8 Spatial distributions of the precipitation averaged from June to September in China

(a. simulated rainfall, b. NCEP reanalysis rainfall; unit: mm)

东部地区夏季降水的变化特征。

### 7.3 模拟试验结果分析

在合成试验中,印度季风的异常变化是与其他气候系统相联系的,考虑环流系统的综合作用,能够更好地揭示印度夏季风与中国华北地区夏季降水的关系。

由合成试验模拟的强、弱印度夏季风年中国降水异常分布(图9)可以看到,在不同的初始场影响下,中国东部地区的降水异常分布表现出几乎反位相的分布。在印度夏季风强盛的年份,中国东部地区降水异常中心从南至北呈现“+、-、+”的形势,华北、华南多雨,江淮地区少雨。这跟 NCEP 再分

析资料结果(图4a)几乎一致,但模拟的异常中心的范围和强度都比观测值弱,甚至在江淮下游地区出现了与观测结果相反的异常中心,这跟区域气候模式模拟中国东部地区降水本身就偏弱有关。而在印度夏季风减弱的年份,东部地区降水异常中心分布则完全相反,华北、华南为负异常中心,江淮之间则为正的降水异常偏多区。试验结果很好地模拟出印度夏季风异常年份华北降水也随之变化的特征,可见印度夏季风的强弱对华北夏季降水的确有重要的影响作用。

为进一步分析合成试验中导致华北地区降水偏

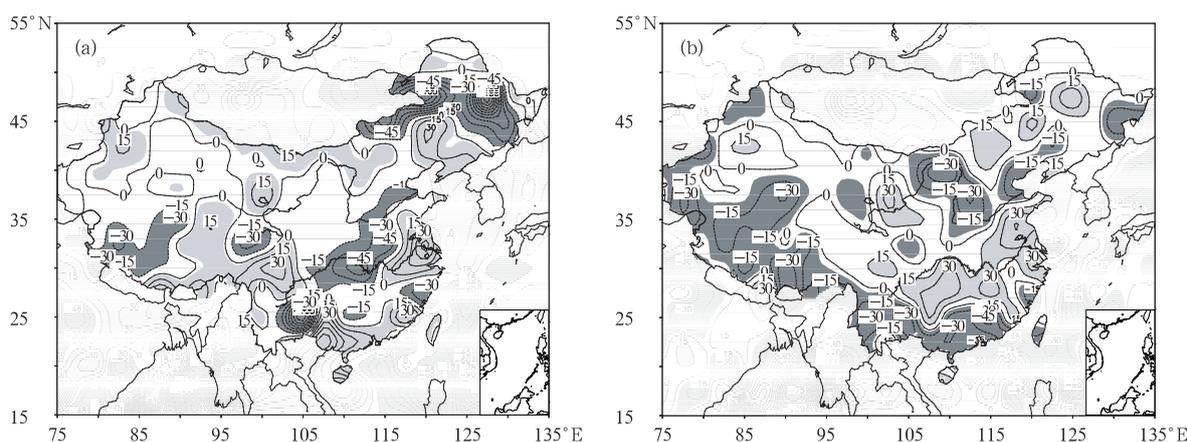


图9 模式模拟的强(a)、弱(b)印度季风年中国夏季平均降水量距平的合成分布(单位:mm)

Fig. 9 Composite distributions of simulated summer average precipitation in China

for strong (a), weak (b) ISM years (unit: mm)

多或偏少的原因和机制,我们再分析高、大气环流的异常状况及相互作用,低层印度夏季风与中国东部地区降水的遥相关通常是通过环流系统之间的相互作用来实现的。因此分别给出强、弱印度季风年850 hPa流场、500 hPa高度场和200 hPa风场(图10),并与前面的图5进行比较,可以看到模式模拟结果很好地表现出印度夏季风异常与各层环流系统间的相互影响,从而导致华北地区降水异常。强印度季风年,在低层印度低压偏强,范围偏大,同时在华北北侧的低压槽偏强,而在两低压系统之间的青藏高原地区为相对高压带,只是高压中心位置模拟稍偏南,西太平洋上的高压也偏强。印度低压的加深及其西南侧的西南季风随之加强,导致印度半岛降水异常偏多,而对华北地区来说,既受到低纬季风的影响,同时还受到中高纬环流的影响,这样的环

流形势共同造成华北地区降水偏多。而在弱印度季风年则正好相反,各环流系统都减弱,表现为与强季风年几乎完全相反的环流形势,自然非常不利于华北地区的降水。对中、高层环流,模式也基本模拟出了对应的环流异常中心,但环流异常中心值较观测结果偏大,强度偏强,这可能是模式模拟中高层环流系统本身就偏强所导致的。

利用强、弱印度夏季风的合成场作为初始场,模拟结果很好的表现了印度季风和中国华北地区降水的正相关关系。印度季风异常,伴随着各层环流中心异常,从而影响到中国华北的降水。这也说明印度夏季风的强弱,对中国华北地区夏季降水有着重要的影响作用,这对华北地区夏季降水的预报工作又提供了一个值得参考的因素。

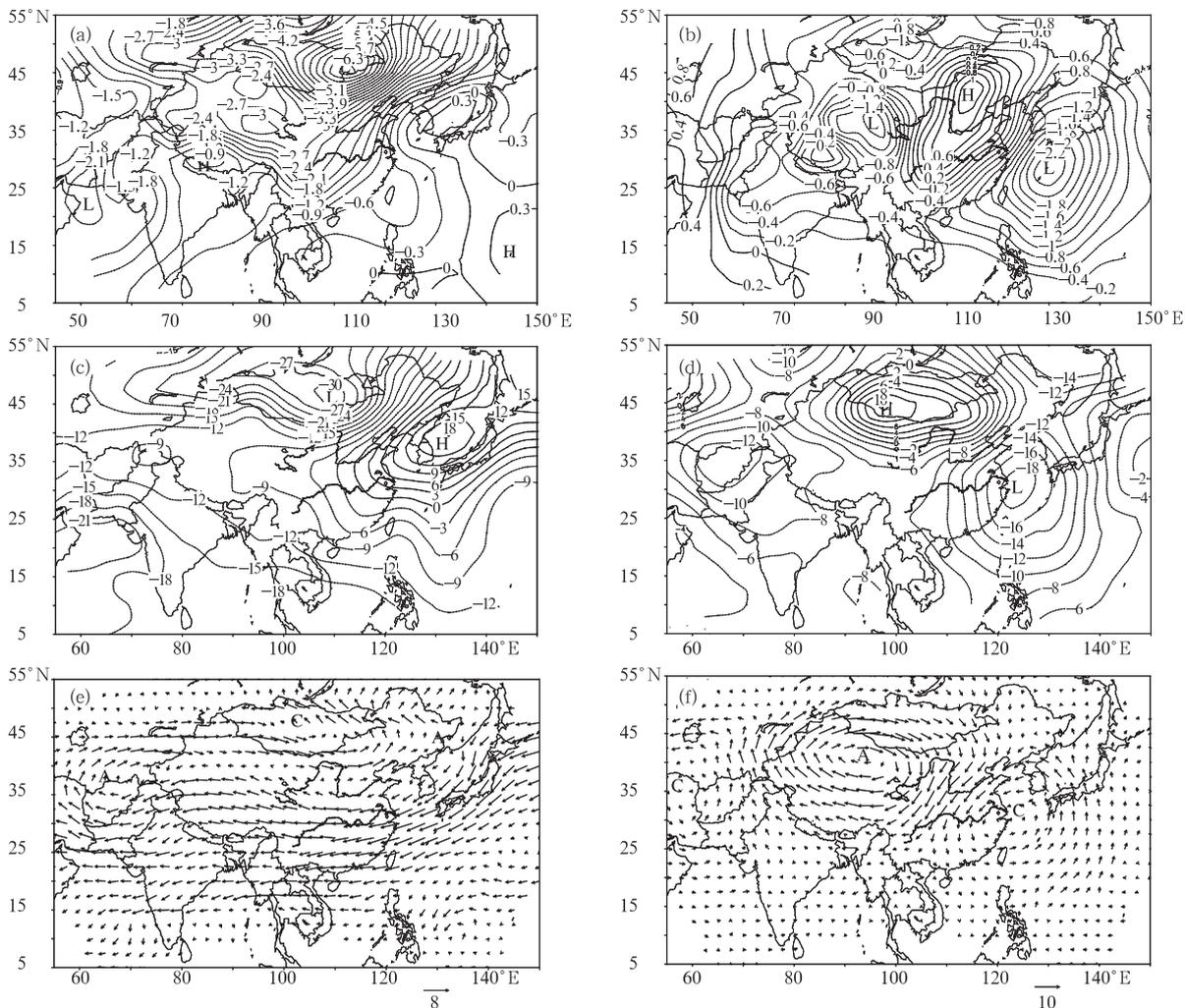


图 10 模式模拟的强、弱印度季风年海平面气压距平场(a、b, 单位:hPa), 500 hPa 高度距平场(c、d, 单位:gpm), 200 hPa 风异常场(e、f, 单位:m/s)(a、c、e 为强季风年;b、d、f 为弱季风年)

Fig. 10 Same as in Fig. 5 but for simulated results

## 8 结论

本文利用 1951—2005 年的多种气象资料, 详细讨论了印度夏季风和中国华北地区夏季降水之间的相互关系, 从动力因子和热力因子两方面探讨了两者之间的相互影响, 并运用国家气候中心发展的区域气候模式(RegCM-NCC)对其进行了模拟研究。通过合成环流分析和数值模拟, 可以发现:

(1) 印度夏季风强(弱)时, 华北地区容易出现降水偏多(少)的天气; 但华北地区降水偏多(少)时, 印度季风偏强(弱)的机率却低一些。这主要是华北地区夏季降水除了受印度夏季风影响外, 在一定程度上还受到中高纬环流和西北太平洋副热带高压的共同作用。同时也说明印度夏季风的异常变化对华北地区夏季降水有着更大的影响。

(2) 印度夏季风对华北地区夏季降水有很大的影响, 印度季风的强度主要受印度低压的影响, 当印度低压加深的时候, 中高纬低压槽也加深发展, 西太平洋高压脊西伸, 来自低纬的西南风水汽输送和源于西太平洋副高南侧的东南风水汽输送共同作用, 有利于华北地区的降水偏多。反之则不利于华北地区的降水。

(3) 区域气候模式的模拟结果很好地表现了印度夏季风和中国华北地区降水的正相关关系。印度夏季风异常, 伴随着各层环流中心异常, 从而影响中国华北的降水。这从另一方面证实了这种遥相关关系的存在和可靠性。

需要指出的是, 本文在数值试验中是利用强、弱季风年合成场作为初始场讨论华北地区降水的异常变化, 这是考虑到环流场异常经常是上下层之间相

互联系、各物理量之间是相互匹配的,以印度季风异常的合成场作为初始场和边界强迫可能能够更好地再现印度季风与中国华北地区降水的关系。模拟结果是令人鼓舞的,但也存在一定的不足,例如考虑影响因子不单一,合成场会平滑掉许多季节内的变化信号等。因此,在后面的工作中还将做多组敏感性试验,完善研究结果。

**致谢:**感谢国家气候中心气候系统模式室的刘一鸣研究员的帮助,尤其在模式调试阶段给予的很多指导!

## References

- Chen Longxun. 1984. The configuration of the East Asian monsoon circulation and its medium-term oscillation. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 6: 744-758
- Dai Xingang, Chou Jifan, Wu Guoxiong. 2002. The teleconnection relationship between Indian monsoon and East Asian summer circulation. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 60(5): 544-552
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J Climat*, 18: 3483-3505
- Ding Yihui, Liu Yiming, Song Yongjia, et al. 2002. Research and Experiments of the Dynamical Model System for Short-Term Climate Prediction. *Clim Environ Res (in Chinese)*. 7(2): 236-246
- Ding Y H, Li S X, Liu Y M, et al. 2006. Multi-year simulations and experimental seasonal predictions for rainy seasons in China by using a nested regional climate model (RegCM\_NCC). Part I: Sensitivity study. *Adv Atmos Sci*, 23(3): 323-341
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2007. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climat*, DOI: 10.1002/joc.1615
- Guo Qiyun. 1992. Teleconnection between the floods/droughts in North China and Indian summer monsoon rainfall. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 47(5): 394-402
- Guo Qiyun, Cai Jingning, Chao Xuemei, et al. 2003. Interdecadal Variability of East-Asian Summer Monsoon and Its Impact on the Climate of China. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 58(4): 569-579
- Guo Qiyun, Wang Jiqin. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India. *J Trop Meteor (in Chinese)*, 4(1): 53-60
- Kripalani R H, Kulkarni A. 1997a. Rainfall variability over south-east Asia-connections with Indian monsoon and ENSO extremes: new perspectives. *Int J Climat*, 17: 1155-1168
- Kripalani R H, Kulkarni A, Singh SV. 1997b. Association of the Indian summer monsoon with the Northern Hemisphere mid-latitude circulation. *Int J Clim*, 17: 1055-1067
- Kripalani R H, Kulkarni A. 2001. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia. *Int J Climat*, 21: 603-616
- Li Q P, D Y H. 2005. Multi-year simulation of the East Asian Monsoon and Precipitation in China using a regional climate model and evaluation. *Acta Meteor Sinica*, 19(3): 302-316
- Liang Pingde. 1988. The Indian summer monsoon and the rainfall in North China in summer. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 46(2): 75-81
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1275-1277

- Liu Y M, Ding Y H. 2002. Simulation of heavy rainfall in the summer of 1998 over China with regional climate model. *Acta Meteor Sinica*, 16(3): 348-362
- Liu Y M, Johnny C L Chan, Chow K C, et al. 2006. Ten-year climatology of summer monsoon over south China and its surroundings simulated from a regional climate model. *Int J Climat*, 26: 141-157
- Liu Yunyun, He Jinhai, Liang Jianyin, et al. 2006. Features of moisture transport in seasonal transition over Asian-Australian monsoon regions. *J Trop Meteor (in Chinese)*, 22(2): 138-146
- Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1995a. All India monthly and seasonal rainfall series; 1871-1993. *Theor Appl Clim*, 49: 217-224
- Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1995b. Monthly and seasonal rainfall series for all-India homogeneous regions and meteorological subdivisions; 1871-1994. Research Report No. RR-065, Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, 113pp
- Tao Shiyun, Zhu Wenmei, Zhao Wei. 1988. The interannual variability of Meiyu. *Scientia Atmos Sinica (in Chinese)*, 12 (special): 13-21
- Wang Chaowu, Huang Jianbin. 2006. The instability of the remote relationship between North China and Indian summer rainfall. *Progress Natural Sci (in Chinese)*, 16(8): 981-985
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 78: 2539-2558
- Ye Duzheng, Huang Ronghui, et al. 1996. Research in the rules and mechanisms of rainfall in Changjiang and Huanghe regions. Jinan: Press of Shandong Science and Technology, 111-126pp
- Zhang Renhe. 1999. The role of Indian summer monsoon water vapor transportation on the summer rainfall anomalies in the northern part of China during the El Nino mature phase. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 18: 567-574
- Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction. *Adv Atmos Sci*, 1986, 3:446-477

## 附中文参考文献

- 陈隆勋. 1984. 东亚季风环流系统的结构及其中期变动. *海洋学报*, 6:744-758
- 戴新刚, 丑纪范, 吴国雄. 2002. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系. *气象学报*, 60(5):544-552
- 丁一汇, 刘一鸣, 宋永加等. 2002. 我国短期气候动力预测模式系统的研究及试验. *气候与环境研究*, 7(2):236-246
- 郭其蕴. 1992. 中国华北旱涝与印度夏季风降水的遥相关分析. *地理学报*, 47(5):394-402
- 郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅等. 2003. 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响. *地理学报*, 58(4):569-579
- 郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究. *热带气象*, 4(1):53-60
- 梁平德. 1988. 印度夏季风与我国华北夏季降水. *气象学报*, 46(2): 75-81
- 刘芸芸, 何金海, 梁建茵等. 2006. 亚澳季风区水汽输送季节转换特征. *热带气象学报*, 22(2):138-146
- 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异. *大气科学*, 12(特刊):13-21
- 王绍武, 黄建斌. 2006. 中国华北与印度夏季降水遥相关的不稳定性. *自然科学进展*, 16(8):981-985
- 叶笃正, 黄荣辉等. 1996. 长江黄河流域旱涝规律和成因研究. 济南: 山东科学技术出版社, 111-126
- 张人禾. 1999. El Nino 盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用. *高原气象*, 18: 567-574