

丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测 [J]. 大气科学, 37 (2): 253–280, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12302. Ding Yihui, Sun Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 253–280.

## 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测

丁一汇<sup>1</sup> 孙颖<sup>1</sup> 刘芸芸<sup>1</sup> 司东<sup>1</sup> 王遵娅<sup>1</sup> 朱玉祥<sup>2</sup>  
柳艳菊<sup>1</sup> 宋亚芳<sup>1</sup> 张锦<sup>1</sup>

1 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

**摘要** 本文是对我们近五年在亚洲夏季风年代际与年际变率及其未来预测方面研究的一个综述。主要包括下列三个问题:

(1) 根据 123 年中国夏季降水资料和印度学者的分析, 检测出亚洲夏季风具有明显的年代际尺度减弱, 这种年代际变化使中国东部(包括东亚)和南亚夏季降水的格局在过去 60 年中发生了明显变化。在东亚, 从 1970 年代后期开始, 主要异常雨带有不断南移的趋势, 结果造成了南涝北旱的降水分布, 这主要受到 60~80 年代际振荡的影响。青藏高原前冬和春季积雪的年代际减少与热带中东太平洋海表温度的年代际增加是东亚降水型改变的主要原因, 这是通过减弱亚洲地区夏季海陆温差与夏季风强度而实现的。未来亚洲夏季风的预测表明, 东亚夏季风和南亚夏季风对气候变暖有十分不同的响应。东亚夏季风在本世纪将增强, 雨带北推, 尤其在 2040 年代之后; 而南亚夏季风环流将继续减弱。这种不同的变化是由于两者对高低层海陆热力差异的不同响应造成。

(2) 年际尺度的变率在亚洲夏季风区主要表现为 2 年与 4~7 年的振荡。本文着重分析了 2 年振荡(TBO)形成的过程、机理及其对东亚降水的影响。对 TBO—海洋机理进行了具体的改进, 说明了东亚夏季风降水深受 TBO 影响的原因, 尤其是阐明了长江型(YRV) TBO 和淮河型(HRV) TBO 的特征及其形成的循环过程。

(3) 在总结亚洲夏季风时期遥相关型的基础上, 本文提出了季节内和年际尺度的低空遥相关型: 即西北太平洋季风的遥相关型与印度“南支”和“北支”遥相关型。它们基本上反映了沿低空夏季风强风速带 Rossby 波群速度传播的结果。据此可以根据西北太平洋和印度夏季风的变化分别预测中国梅雨和华北雨季来临和降水异常。

最后研究还表明, 在本世纪亚洲夏季风可能更显著地受到人类活动造成的全球变暖的影响, 未来的亚洲夏季风活动是人类排放的 CO<sub>2</sub> 引起的全球变暖与自然变化(海洋和陆面过程(积雪))共同作用的结果。

**关键词** 亚洲夏季风 年代际和年际变率 对流层两年振荡(TBO) 遥相关型 季风预测

**文章编号** 1006-9895(2013)02-0253-28

**中图分类号** P466

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12302

## Interdecadal and Interannual Variabilities of the Asian Summer Monsoon and Its Projection of Future Change

DING Yihui<sup>1</sup>, SUN Ying<sup>1</sup>, LIU Yunyun<sup>1</sup>, SI Dong<sup>1</sup>, WANG Zunya<sup>1</sup>, ZHU Yuxiang<sup>2</sup>, LIU Yanju<sup>1</sup>,  
SONG Yafang<sup>1</sup>, and ZHANG Jin<sup>1</sup>

1 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 Meteorological Training Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

**Abstract** The present paper presents a concise summary of our studies on interdecadal and interannual variabilities of

收稿日期 2012-09-03, 2012-11-15 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2010CB950404、2012CB417205, 国家自然科学基金重点项目 41130960, 国家自然科学基金资助项目 41005037

作者简介 丁一汇, 男, 1938 年出生, 研究员, 主要从事亚洲季风、气候变化和中国灾害性天气气候等方面的研究。E-mail: dingyh@cma.gov.cn

the Asian summer monsoon and its projection for recent five years, which can be summarized in the following three aspects:

1) A significant interdecadal weakening of the Asian summer monsoon was identified on the basis of our analysis of a 123-year precipitation dataset in China and studies made by Indian investigators. This variability has caused significant changes in summer precipitation patterns in both East and South Asia. In East Asia, the main monsoon precipitation belt has continuously retreated southward, leading to a precipitation pattern of droughts in North China and floods in South China. The interdecadal change in the preceding winter and spring over the Tibetan Plateau and the sea surface temperature anomaly (SSTA) of the tropical central and eastern Pacific, in addition to the resulting land-sea thermal contrast, are the main drivers for the weakening of the Asian summer monsoon. In the future, the responses of the South and East Asian summer monsoons to a warmer climate will differ, with a continuous weakening in the former and enhanced circulation and precipitation fields in the latter.

2) The interannual variability is mainly characterized by biennial and four–seven-year oscillations. The present paper focuses on formative processes, mechanisms and influences of tropospheric biennial oscillation (TBO) on precipitation in East Asia. The formation and cycle processes of two particular TBO modes, the Yangtze River Valley (YRV) and the Huaihe River Valley (HRV) modes, have been examined.

3) On the basis of previous studies of teleconnection modes in the Asian monsoon region, we suggest the occurrence of low-level teleconnection types propagating along a strong monsoonal airflow belt from South Asia or the western North Pacific to East Asia. Such teleconnection types can exert an important effect on the Meiyu/Baiu season and summer precipitation in North China and Northeast Asia.

Finally, it is indicated that global warming will have a more significant effect on the Asian summer monsoon in this century. Therefore, both anthropogenic and natural forcing are important factors in the long-term variation of the Asian summer monsoon.

**Keywords** Asian summer monsoon, Interdecadal and interannual variabilities, Tropospheric biennial oscillation (TBO), Teleconnection, Monsoon projection

## 1 前言

亚洲季风作为一种耦合的气候系统是日射的年变化、大尺度海陆热力差异、地形以及不稳定的环流系统等共同强迫的结果。从经典的观点看，其中大尺度海陆热力差异是区域季风及其降水的主要驱动力。亚洲季风有两个主要的特征：一是风有明显的季节反向；二是干、湿季或雨季有迅速的交替（Webster et al., 1998）。在 30 多年以前，亚洲季风被大多数西方学者认为只是热带的印度季风或南亚季风，东亚夏季风只是印度季风的向北和向东的延伸或扩展。只是到了 1980 年代以后，亚洲夏季风应划分为南亚和东亚两个子系统的观念才逐渐在国际上被接受（Tao and Chen, 1987; Wang et al., 2005; Ding and Chan, 2005）。亚洲季风的研究具有长期的历史，但是最重要的进展是出现在 1960 年代以后，尤其是 1978~1979 年 FGGE 国际季风试验（MONEX）之后。一方面通过一系列的外场试验揭示了许多新的事实和取得了不少新的发现；另一方面发表和出版了大量研究文献和专著（Chang and Krishnamurti, 1987; Ding, 1994; Chang et

al., 2005; Wang, 2006; Chang et al., 2011）不断总结和深化亚洲季风的研究成果，使亚洲季风研究的科学水平和预报达到了一个新的高度。现在人们已充分认识到，亚洲季风不但具有重要的区域影响，可引起旱涝和其他重大气象灾害（Ding and Sikka, 2006），而且通过中低纬相互作用、季风—ENSO 关系、全球遥相关等对全球气候系统和全球气候预测产生重要影响（Webster et al., 2005; Ding and Wang, 2005; Wang, 2006）。

概括起来，亚洲季风的研究主要有以下九个方面（Ding, 2007）：（1）亚洲季风的全球观或从全球季风观点研究亚洲季风；（2）亚洲季风的季节进程和年循环，包括季风的爆发、活跃、中断循环和撤退；（3）多尺度变率，包括季节内、年际、年代际变率；（4）亚洲季风的能量和水循环；（5）与亚洲季风相关的天气系统、中尺度过程、日变化和对流系统；（6）大尺度物理过程和动力学，包括热带波动力学、耦合的季风—海洋与 SST—季风关系、生态—季风关系与陆面—季风相互作用、雪—季风关系、Rossby 波—遥相关理论、青藏高原的动力（大地形和摩擦）和热力作用等；（7）亚洲季风的可预

报性和不同时间尺度的预测; (8) 古气候时期的季风演变和机理, 包括百年、千年、轨道尺度的变化; (9) 亚洲季风对社会—经济的影响和灾害防御与预警, 尤其是对农业和水资源部门。近十几年来, 除了上述问题以外, 关于气候变化对亚洲夏季风的影响日益引起人们的关注, 尤其是人类活动排放 CO<sub>2</sub> 引起的全球变暖和大气气溶胶对亚洲季风的影响。研究表明, 气候变化最重要的影响表现在季风环流的改变和陆地季风区降水的减少 (Wang and Ding, 2006; Ding et al., 2008, 2009; Bollasina et al., 2011; Ghosh et al., 2012; Turner and Annamalai, 2012)。前者主要表现为亚洲 (Wang and Ding, 2006) 冬夏季风的减弱, 后者表现为干旱区的加剧。因而, 在不同的排放情景下预测未来亚洲季风的变化具有重要意义。

本文根据我们最近五年来的研究工作对夏季风的多尺度变率, 尤其是年代际和年际变率; 亚洲夏季风的遥相关和未来预测问题进行综述, 以期了解在全球气候变化背景下过去百年来亚洲季风, 尤其是东亚夏季风经历了什么变化, 是什么原因造成了这种变化, 以及未来百年将是如何变化的。

## 2 亚洲夏季风的年代际和年际变率及其可能的机理

### 2.1 亚洲夏季风的年代际变化与原因

亚洲季风的年代际变率是亚洲季风多时间尺度变化的一种长期分量, 一般周期为 10~100 年 (Ding, 2007), 由于缺乏足够的高质量观测资料, 相比于其他时间尺度, 其时间演变和空间型的研究结果具有更大的不确定性, 对造成这种时间尺度变率的影响因子和机理认识也不足 (Goswami, 2005)。地面要素 (温度、气压、降水、风等) 仪器的观测在北半球可有 140 年左右的记录, 高空资料一般只有 50 年长度。因而为了研究季风的年代尺度变率, 需要多种来源资料 (如树轮、冰芯、历史文献等) 与仪器观测资料的融合, 以得到尽可能准确的长时间序列和空间分布, 这是一个挑战性的工作。

根据印度次大陆 1871~2000 年夏季 (JJAS) 比较可靠的降水记录分析, 没有发现印度夏季风具有长期趋势或气候变化的信号, 但是含有 55~60 年振荡分量 (Goswami, 2006), 并且具有大尺度的空间分布型。这可能是印度季风年代际变化的一个主要模态, 它大致与印度地区的旱涝长期持续时段相

关。最近的研究 (Turner and Annamalai, 2012) 也指出了印度夏季风年代际变率的存在, 并且证实这种长期的年代际变率模糊了百年尺度变化的趋势, 结果主要表现为夏季降水的年代际强弱变化。从 1950 年开始, 印度夏季风处于减弱的趋势, 直到 2000 年, 这段时期的趋势与年代际变化处于同位相阶段。

对于东亚夏季风的年代际变化, 不少人进行过研究 (如 Huang et al., 2004; Wang, 2001), 揭示出从 1960 年代中和 1970 年代末分别发生一次突变过程, 表现出了夏季风的两次减弱现象。Ding et al. (2008) 利用中国 123 年 (1880~2002 年) 的资料对东亚夏季风的年代际变化进行了详细分析, 揭示了其年代际周期除 60~80 年外, 还具有 10~14、20~30、40 年的周期, 另外也存在明显的 2~9 年的年际变化周期。其趋势的突变点总体上有三个: 1960 年代中、1970 年代末或 1980 年代初、1992~1993 年。但对于不同分区突变点又有一定不同 (张人禾等, 2008), 这可能与区域降水型对东亚和西太平洋环流变化的响应与转型并不同步所致 (黄荣辉等, 2011)。如: 70 年代末或 80 年代初的突变主要发生在华北和长江流域, 而 90 年代初的突变主要发生在华南。在上世纪初 (1901~1905 年) 和 20~30 年代的长江梅雨季还出现两个突变点。图 1 是根据 1978 年和 1992 年东亚和南亚两个季风区共同的显著突变点综合得到的中国夏季 (JJA) 降水距平分布图。

可以清楚地看到, 中国东部季风区的雨区在 1951~1978 年分别位于华北、东北、华南沿海, 其间为少雨区, 表现为 “+—+” 的三极型经向分布。以后主要的北方季风雨带移到江淮地区, 转变为 “—++” 雨型。最后, 主雨带继续移到长江流域以南, 表现为 “—+” 的偶极型分布, 即所谓南涝北旱型。三极型和偶极型季风降雨异常型是东亚夏季风产生的两种主要降水模态, 这与 Huang et al. (2004) 的结果一致。中国东部降雨从 1950 年代至 1970 年代的北方多雨向南不断移动, 转变为南方多雨, 大致经历了 30 年的时间, 约为 60~80 年年代际振荡的半个周期。图 2 更清楚地显示出东亚夏季风与降水的年代际减弱过程。相应的水汽输送、垂直速度场分布等也都表现出了在 1978 年前后发生了显著变化或突变, 反映了东亚季风减弱的基本特征。

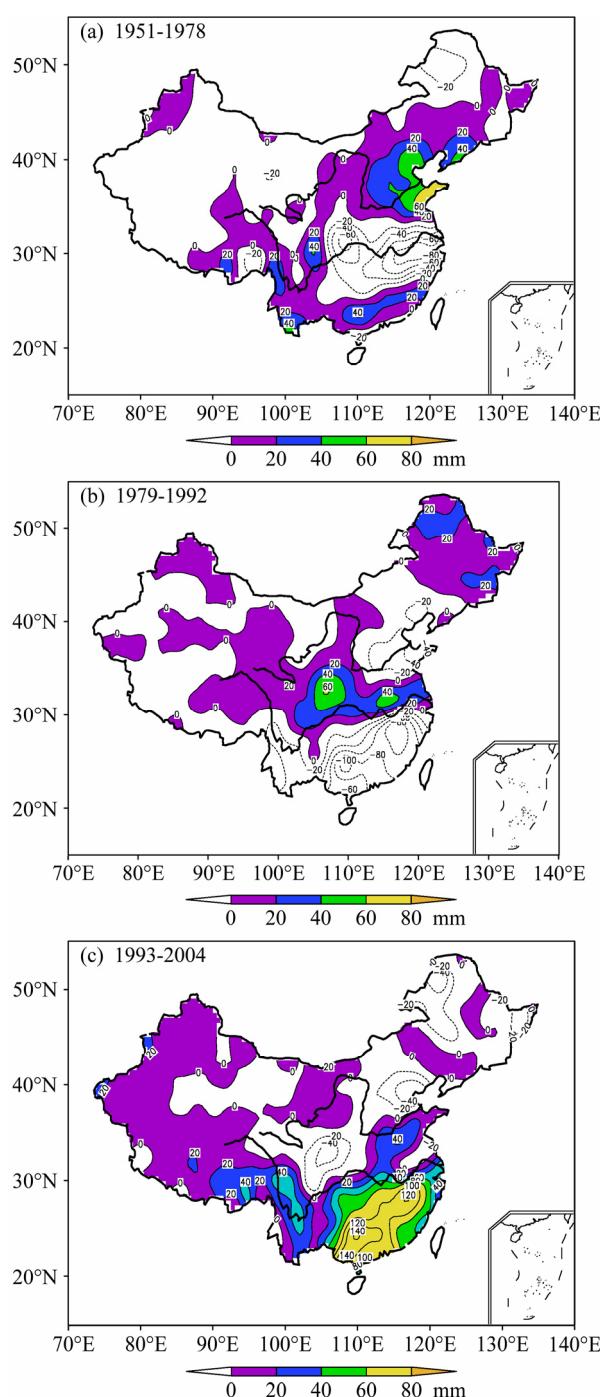


图 1 (a) 1951~1978 年、(b) 1979~1992 年、(c) 1993~2004 年夏季 (6、7、8 月) 740 个站的降水距平 (相对于 1971~2000 年平均值) 分布图。实线 (虚线) 为正 (负) 距平。阴影区为正距平区。(引自 Ding et al., 2008)

Fig. 1 Patterns of rainfall departure for summer (JJA) (mm) averaged for 1951–1978 (a), for 1979–1992 (b), and for 1993–2004 (c). Departures are relative to the climatological mean of 1971–2000 based on 740 surface stations in China. Solid lines (dashed lines) denote positive (negative) departures. Shaded areas denote positive departures. The Yellow River (in North China) and the Yangtze River (in Central China) are depicted with bold black lines. (From Ding et al., 2008)

如果用修正的 Webster-Yang 季风指数(即  $DHI = U_{850} - U_{150}$ ) 计算亚洲夏季风强度的长期变化 (1948~2003 年), 可以看到, 亚洲夏季风的减弱 (图 3a) 主要是由于热带东风急流 (TEJ) 强度的减弱 (图 3b)。而热带东风急流的减弱又主要是由于夏季亚洲大陆对流层上部增温出现年代际减弱 (或变冷) 所致。这种高空变冷在青藏高原及其邻近地区更为明显。

青藏高原大气的冷却与高原前冬和春季积雪的年代际变化直接有关。图 4a 是青藏高原地区 50 个地面站平均的冬、春积雪厚度 (SDI) 的时间序列。可以看到, 从 1976 年以后, 高原积雪突然地增加, 以后 20 多年一直维持在一个高积雪的水平 (虽然有年际变化), 至上世纪末 (约 1999 年) 才又恢复到低积雪水平。因而从 1960 年至今呈现了低—高—低的年代际变化 (图 4d)。1976 年以后由于高原冬春积雪的增加, 通过反照率的增加和地表感热通量的减小, 使以后春、夏高原的大气热源减弱 (叶笃正等, 1979)。图 5 是高原地区春夏大气热源 ( $Q_1$ ) 的时间序列, 春夏高原热源在 1980 年前后减弱或变为负距平, 夏季尤其明显。我们也计算了亚洲陆地与周围海洋大气热力差异指数 (QLS) 的变化 (图 6), 同样可以看到 QLS 在 1960 年代中期减弱, 并在 1980 年以后变为负距平的情况。1960 年代中期的突变点 (夏季风开始减弱) 只在华北降雨的时间序列中检测到。这与 QLS 第一次明显减弱密切相关。这表明夏季风的年代际减弱最先影响的是位于东亚夏季风前沿的华北地区, 它开始减弱了东亚夏季风季节性向北推进的程度。

QLS 的减弱也包括包围亚洲大陆周边海洋  $Q_1$  的变化。它与海洋的增暖密切相关。为了证实这一点, 我们只给出了热带中东太平洋 ( $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{E} \sim 80^{\circ}\text{W}$ ) 海表温度距平 (SSTA) 与相应 850 hPa 纬向风分量的变化 (图 7)。可以看到, 热带中东太平洋的两次明显增温与东亚夏季雨带的两次南移 (1978 年前后与 1992 年前后) 一致, 并且与低层纬向西风的异常爆发和增强相对应。这意味着在这个时期热带海洋有更多的暖事件 (如 El Niño) 发生。由于 QLS 的减弱, 导致了对流层中上部 ( $500 \sim 100 \text{ hPa}$ ) 经向温度梯度 (对南亚季风) 和纬向温度梯度 (对东亚季风) 的减弱 (图 8)。这必然导致南亚夏季风和东亚夏季风的减弱。图 9 是亚洲夏季风减弱原因的示意图。

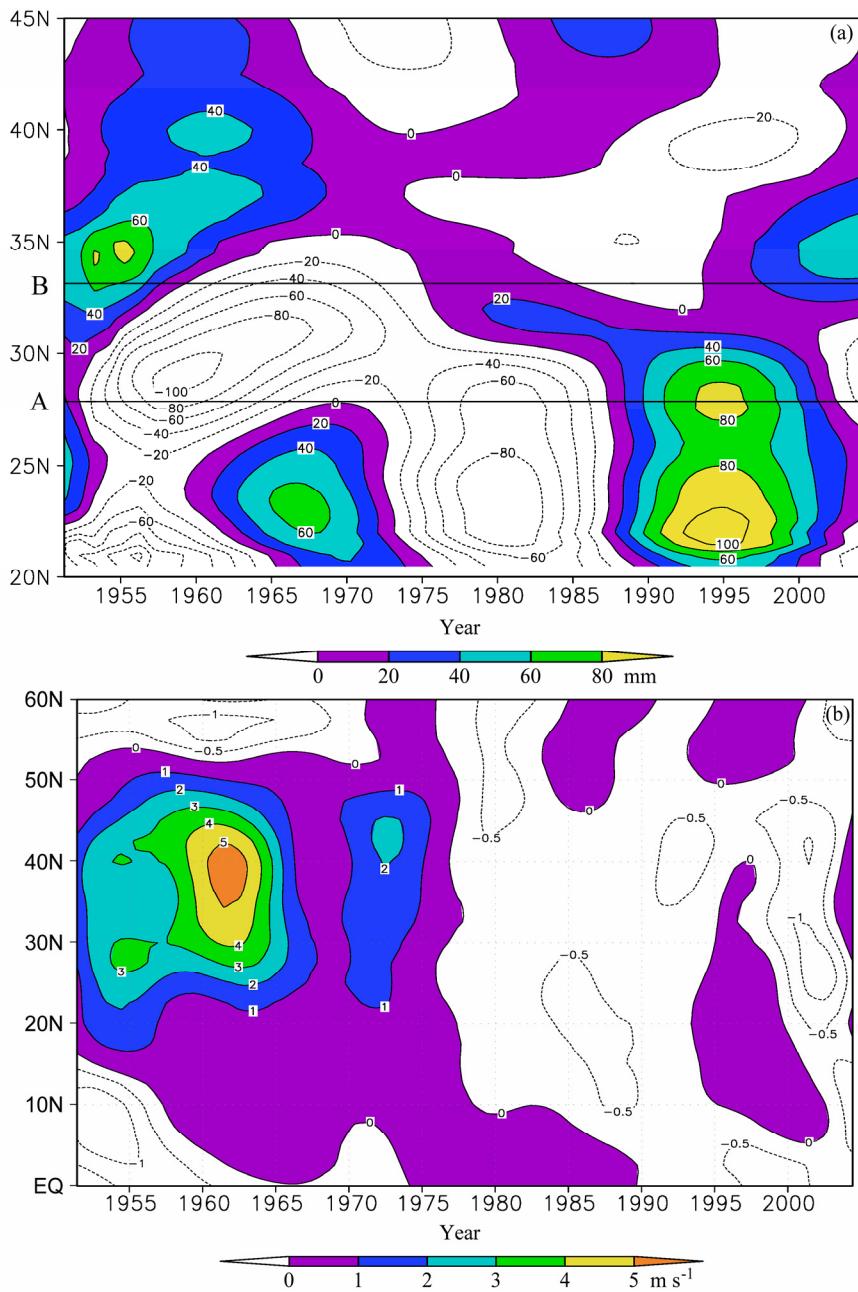


图 2 (a) 1951~2004 年中国东部和日本西部 ( $107.5^{\circ}\text{E}$ ~ $130^{\circ}\text{E}$ ) 夏季降水距平的纬度—时间剖面图。进行了 25 年滑动平均。阴影区为正距平, A、B 水平线分别代表华南和长江流域、长江流域与华北的大致分界线。单位: mm。(b) 同图 (a), 但是对 850 \text{hPa} 经向风分量 (一般可代表东亚夏季风的指数)。实 (虚) 线为正 (负) 距平即异常南风 (异常北风), 单位:  $\text{m s}^{-1}$ 。(引自 Ding et al., 2008)

Fig. 2 (a) Latitude-time cross-sections of the anomalous precipitation in summer of 1951–2004 for East China ( $107.5^{\circ}\text{E}$ – $130^{\circ}\text{E}$ ). The 25-year running average is applied. Shaded areas denote positive departures. Horizontal bars A and B represent the demarcation lines between South China and the Yangtze River basin, and between the Yangtze River basin and North China, respectively. Unit: mm. (b) Same as (a), but for 9-year running mean meridional wind component ( $v$ , unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) at 850 hPa. Solid (dashed) lines denote positive (negative) departures, representing anomalous southerly (northerly) wind. Shaded areas denote positive departures (anomalous southerlies). (From Ding et al., 2008)

1999 年以后, 高原冬季积雪转为偏少的时期 (图 4d), 同时热带中东太平洋 SSTAs 相比于过去变冷 (图略), 这导致了高原热源  $Q_1$  和海陆温差指数 QLS 开始增加 (图 10), 从而驱动东亚夏季风加

强, 季风雨带北推 (司东等, 2010), 可以由图 11 看到, 从 1999 年开始, 夏季风雨带从长江流域推进到淮河—黄河流域。它与高原冬春积雪的滞后正相关区也由 1978~1998 年的长江流域北推到黄淮

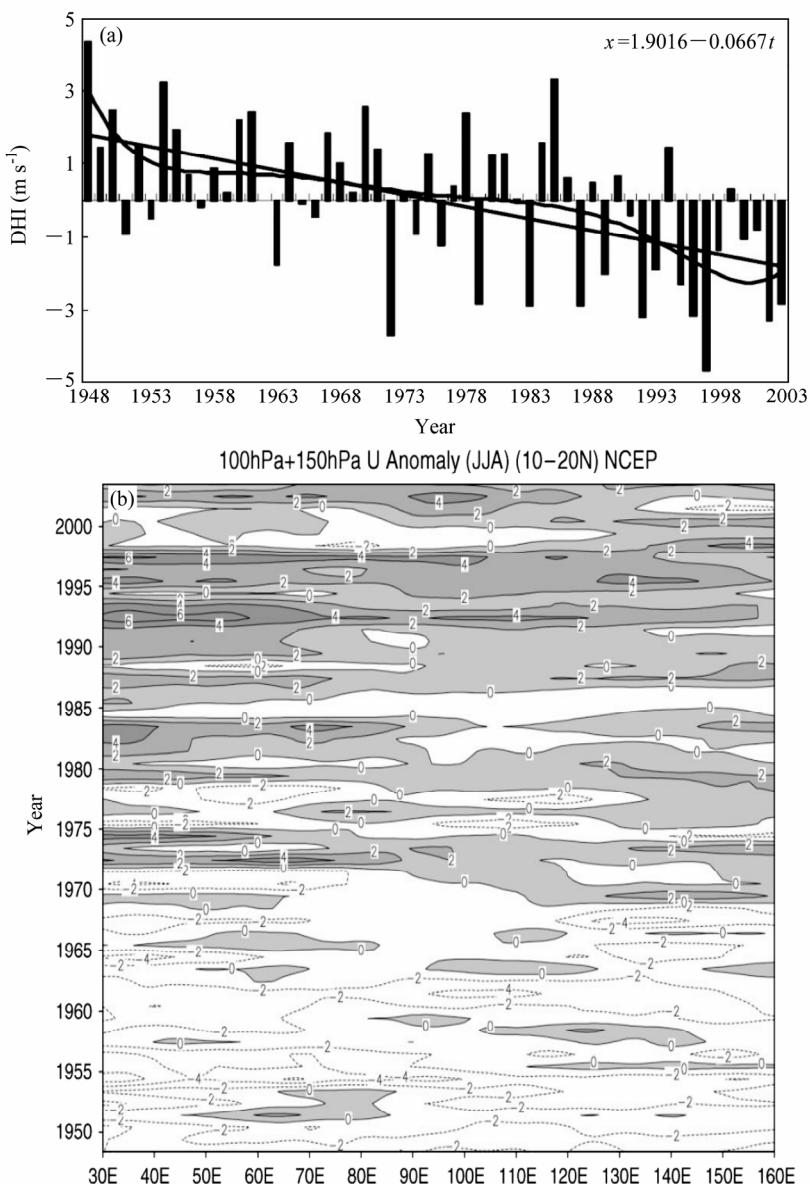


图 3 (a) 1948~2003 年异常夏季风指数 ( $DHI = U_{850} - U_{150}$ ) 的时间序列。据 NCEP 再分析资料计算, 粗直线是线性回归趋势, 非平滑曲线由 6 阶多项式拟合得到。单位:  $m\ s^{-1}$ 。(b) 夏季 (6~8 月) 150~100 hPa 层,  $10^{\circ}\text{N}$ ~ $20^{\circ}\text{N}$  纬带平均  $U$  分量经度—时间剖面图。异常西风由实线和阴影区代表。(引自 Ding et al., 2008)

Fig. 3 (a) Summer monsoon index ( $DHI = U_{850} - U_{150}$ ) estimated by using NCEP reanalysis dataset. Bold straight lines denote the linear regression trend. The non-smoothed curves are obtained with the 6-order polynomial fitting. Unit:  $m\ s^{-1}$ . (b) 150~100 hPa layer mean  $U$ -component averaged for  $10^{\circ}\text{N}$ ~ $20^{\circ}\text{N}$  in summer (June–August). Unit:  $m\ s^{-1}$ . Data source: NCEP reanalysis datasets. Anomalous westerly wind is represented by solid lines and shading. (From Ding et al., 2008)

地区(图 12)。

## 2.2 亚洲夏季风的年际变化及其原因

亚洲夏季风的年际变化一般定义为季节过渡或季节过程对平均年循环的年偏差。这种季风的年偏差常表现为十年尺度以下的多种振荡; 最主要的有 2、4、7 年周期的振荡。年际变化也存在着大尺度空间变率型, 因而亚洲季风区可以依空间变率型

的差异进一步分成一些重要的区域分量或分区, 如南亚季风区、东亚季风区等。由上可见, 亚洲季风区的年变化是由一些随季节和空间而变化的特征来表征的。

亚洲夏季风年际变化的主要模态或空间型主要有四种: (1) 对流层 2 年振荡 (TBO); (2) 印度洋偶极子 (IODM); (3) 南亚和东南亚之间降水

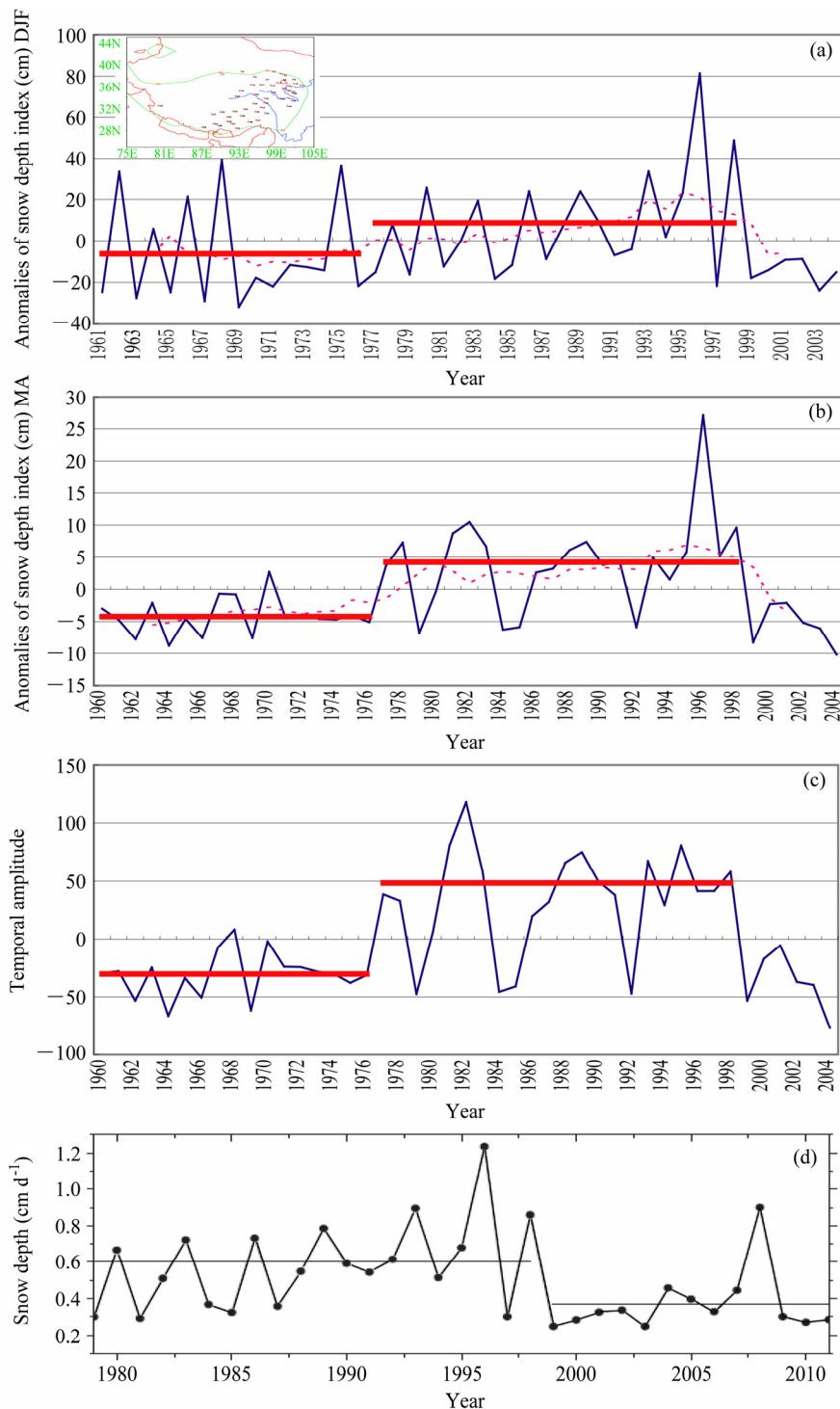


图 4 1960~2004 年青藏高原 50 个站 (见左上小图) 平均积雪深度指数 (SDI) 时间序列: (a) 冬季 (12~2 月), (b) 春季 (3~4 月), (c) 春季 EOF 第一模态时间系数, 虚线为 9 年滑动平均, 单位: cm (引自 Ding et al. 2009); (d) 1979~2011 年高原 72 站冬季积雪深度, 单位:  $\text{cm d}^{-1}$  (引自 Si and Ding, 2012)

Fig. 4 Time series of snow depth (SDI) over the Tibetan Plateau averaged for 50 surface stations (see the inserted small diagram in left upper corner) for winter (December, January and February) (a), for spring (March, April) (b), and the first EOF mode time coefficient series for spring (c). Horizontal bars represent averages for different periods, and dashed lines 9-year running average. Unit: cm. (From Ding et al., 2009). (d) Time series of winter snow depth ( $\text{cm d}^{-1}$ ) over the Tibetan Plateau averaged for the 72 stations for 1979–2011. Horizontal solid lines indicate averaged values for the two decadal periods of 1979–1999 and 2000–2011. (From Si and Ding., 2012)

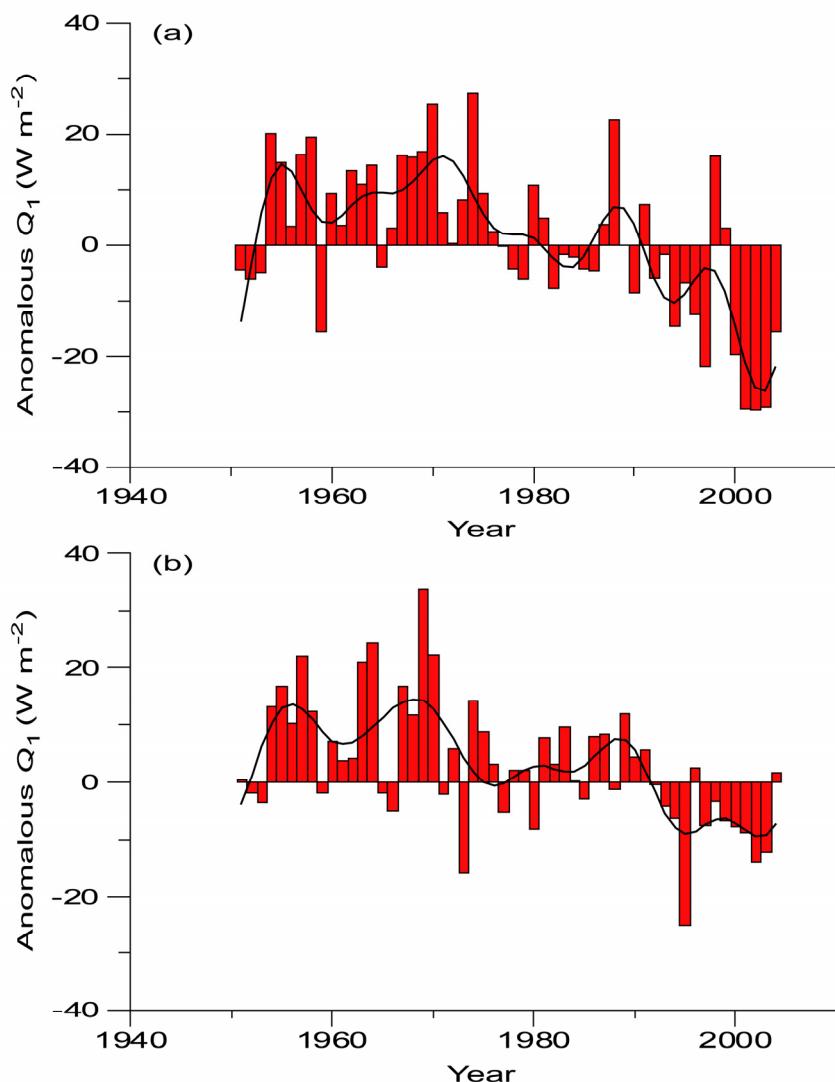


图 5 垂直积分的(地面至 100 hPa)高原地区( $27.5^{\circ}\text{N} \sim 42.5^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ )异常热源( $Q_1$ )的时间序列: (a) 夏季; (b) 春季。实线为 9 年滑动平均, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ 。(引自 Ding et al., 2009)

Fig. 5 Time series of the anomalous vertically integrated (from surface to 100 hPa) apparent heat source ( $Q_1$ ) averaged for the entire Tibetan Plateau ( $27.5^{\circ}\text{N}$ – $42.5^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{E}$ – $105^{\circ}\text{E}$ ) (a) for summer and (b) for spring. Solid lines denote 9-year running mean curves. Unit:  $\text{W m}^{-2}$ . (From Ding et al., 2009)

的偶极型变化; (4) 4~7 年模态的振荡。

其中(1)和(4)模态的方差占其原始时间序列总方差的 57.2% (刘芸芸和丁一汇, 2012)。对于东亚地区, 除了(2)以外, 其他 3 种年际变化的模态都十分明显。

准 2 年振荡可能是亚洲—太平洋夏季风系统的一种固有振荡, 热带太平洋和印度洋海洋异常的准 2 年循环导致亚洲—太平洋季风区大气环流存在 TBO 特征。因此这个地区的 TBO 与暖洋面上的海气相互作用振荡有密切关系 (Li et al., 2006)。TBO 实际上是从年际尺度上反映了亚洲夏季风受热带太平洋—印度洋海温的强迫而表现出的明显的整

体一致性。

图 13 (见文后彩图) 给出了亚洲—太平洋夏季风位于 TBO 正位相时期的大气环流、水汽输送、热源和热带海温相互匹配的示意图。它描述了亚洲—太平洋与热带海气相互作用关系。

在亚洲—太平洋夏季风表现为异常偏强的时期, 从印度洋西海岸到中东太平洋地区海温呈现出“十一+”的异常型, 并在当年秋、冬季节海温距平值继续加强。在对流层低层, 印度季风区上空出现异常西风距平, 对应印度夏季风偏强; 而在东亚季风区西太平洋地区上空为异常的气旋性环流异常, 为显著的水汽辐合区,  $30^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$  为异常的

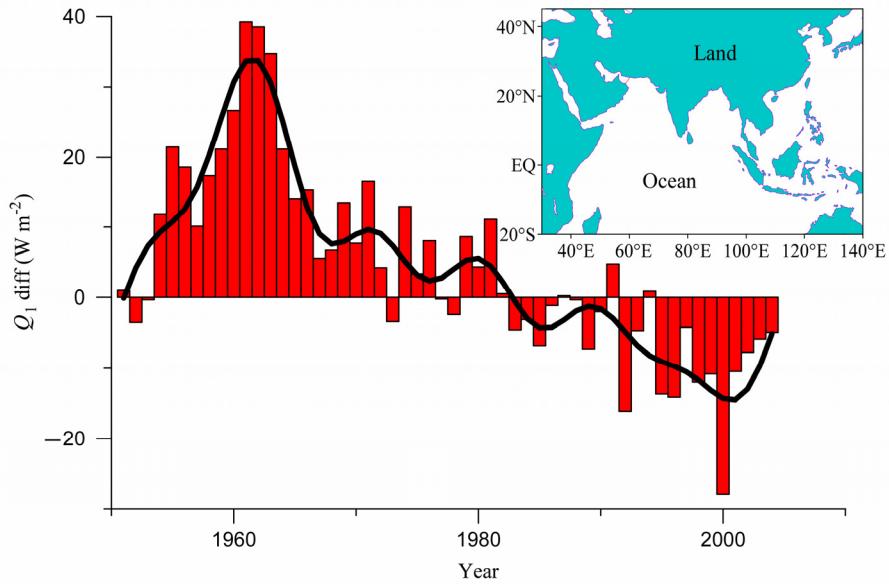


图 6 亚洲季风区及其相邻海岸区陆地 (547 个格点, 见右上角小图中的计算区) 与海洋 (668 个格点) ( $20^{\circ}\text{S} \sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ ) 热力差异指数 (QLS) 的时间序列。实线为 9 年滑动平均。(引自 Ding et al., 2009)

Fig. 6 Time series of the land-sea thermal index LS,  $Q_1$  difference between land areas (547 grid points) and oceanic areas (668 grid points) in the Asian monsoon and neighbouring oceanic regions ( $20^{\circ}\text{S} \sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ ). The inserted diagram shows the domain of land and oceanic areas for estimating QLS. The solid line is the 9-year running average. Unit:  $\text{W m}^{-2}$ . (From Ding et al., 2009)

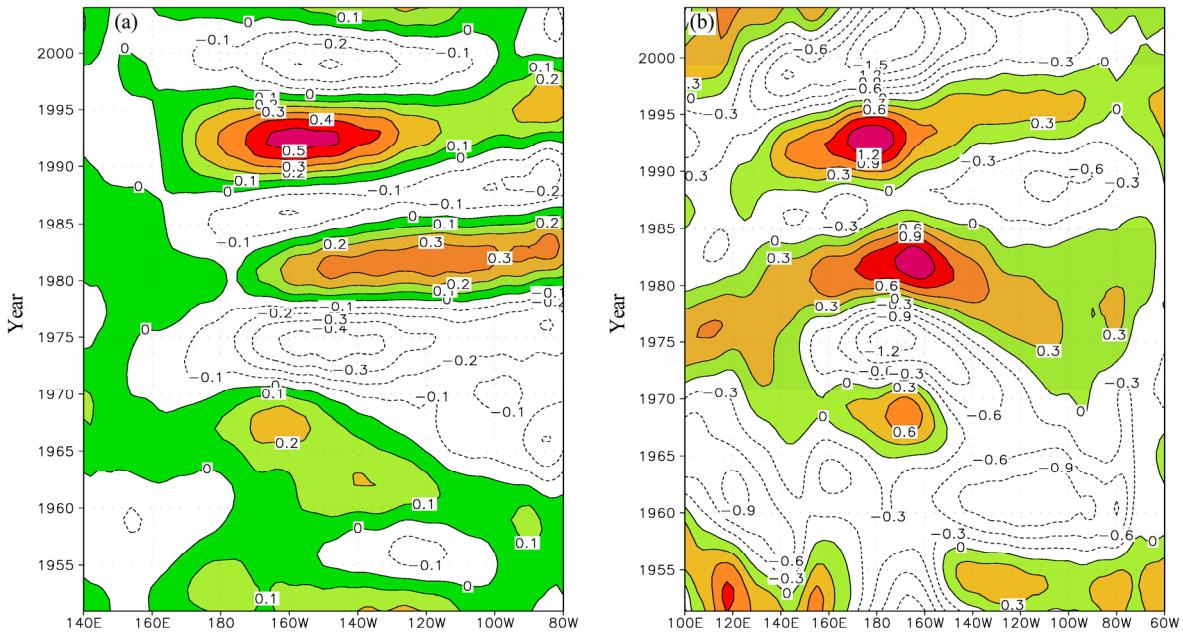


图 7 (a)  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$  纬带 SSTA 年代尺度分量 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 经度—时间剖面图; (b) 同 (a), 但是对 850 hPa 纬向风 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ); 线性趋势和年际变化已除去。正 SST 和西风为阴影区。(引自 Ding et al., 2009)

Fig. 7 Longitude-time cross-sections of (a) SSTA decadal component (unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) 850-hPa zonal wind (unit:  $\text{m s}^{-1}$ ), averaged for  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$ . Linear trend and interannual variability is removed. Positive SST and westerly wind anomalies are shaded. (From Ding et al., 2009)

反气旋性环流异常, 表明副热带高压异常偏北, 其西侧的偏南风距平异常偏强, 使得我国华北和东北地区为明显的水汽辐合区, 同时也是大气热源正值区, 对应东亚夏季风偏强。在上述两异常环流的中间为异常强的东风距平, 使得我国长江流域上空成

为水汽辐散区, 因而不利于降水的发展。在亚洲—太平洋夏季风表现为异常偏弱时, 大气环流和海温则呈反位相分布。

准两年振荡对中国的夏季降水和东亚大尺度环流有十分明显的影响 (Meehl and Arblaster, 2002;

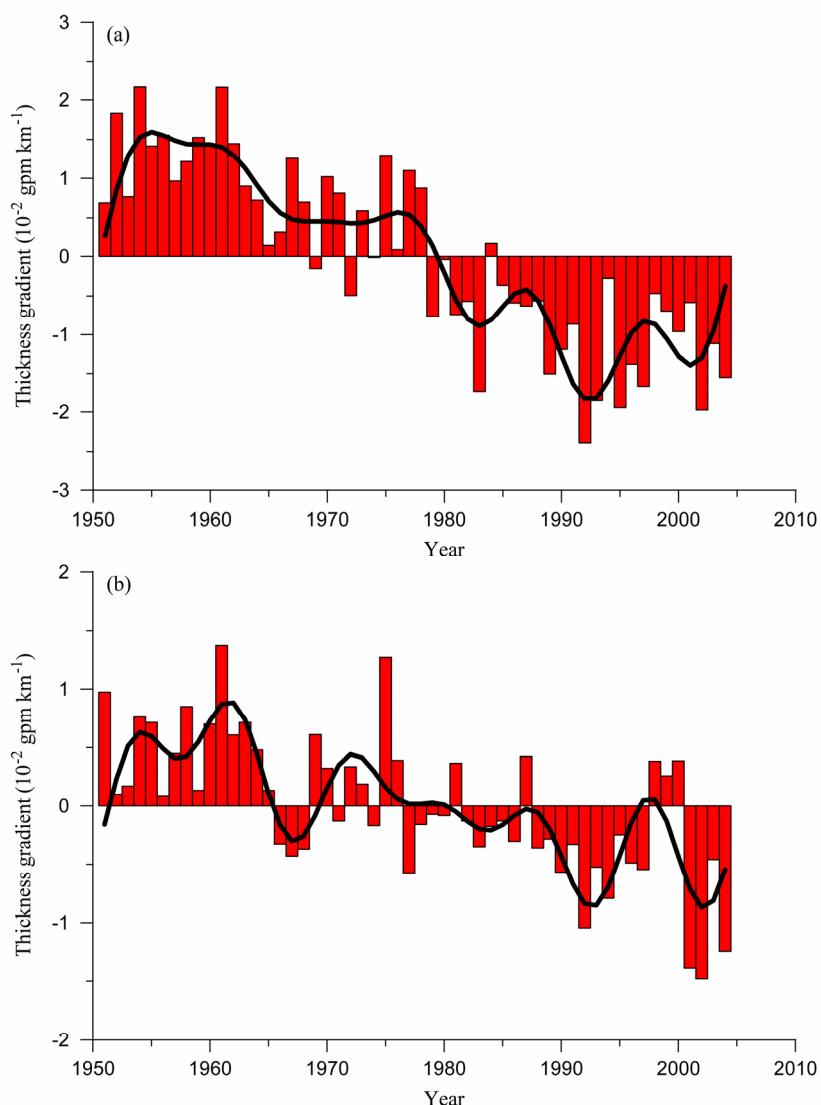


图 8 (a) 南亚夏季风区 ( $0^{\circ}$ ~ $20^{\circ}$ N,  $40^{\circ}$ E~ $105^{\circ}$ E) 500~100 hPa 层平均经向温度梯度  $\partial\Delta H / \partial y$  变化, 由异常平均经向厚度梯度代表。(b) 东亚季风区 (沿  $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ E~ $140^{\circ}$ E) 平均纬向温度梯度, 由异常纬向厚度梯度  $-\partial\Delta H / \partial y$  代表。单位:  $10^{-2} \text{ gpm km}^{-1}$ 。(引自 Ding et al., 2009)

Fig. 8 Time series of the mean meridional temperature gradient in high troposphere (500–100 hPa) represented, approximately, by an anomalous thickness gradient (a) for the mean meridional temperature  $\partial\Delta H / \partial y$  in the South Asian summer monsoon region ( $0^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $40^{\circ}$ E– $105^{\circ}$ E), and (b) for the mean zonal temperature gradient  $-\partial\Delta H / \partial y$  in the East Asian summer monsoon region (along  $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ E– $140^{\circ}$ E).  $\Delta H$  is anomalous thickness between 100 and 500 hPa. The gradient of mean temperature between 500 and 100 hPa was computed in three steps: (1) obtaining 54-year time series of anomalous  $\Delta H$  for each grid; (2) computing the meridional and zonal gradients of anomalous  $\Delta H$ , respectively, for each grid; and (3) computing the 54-year time series of area-averaged meridional  $\Delta H$  gradient for the South Asian summer monsoon region ( $0^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $40^{\circ}$ E– $105^{\circ}$ E) and area-averaged zonal  $\Delta H$  gradient for the East Asian summer monsoon region (along  $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ E– $140^{\circ}$ E). Unit:  $10^{-2} \text{ gm km}^{-1}$ . (From Ding et al., 2009)

黄荣辉等, 2006; Si and Ding, 2011)。利用 1953~2006 年中国 160 个台站降水资料和 S-EOF (season-dependent EOF) 分析, Si and Ding (2012) 对 TBO 对中国东部夏季季风区降水的影响进行了研究, 发现 TBO 带通过滤波的降水序列中, 前两个 EOF 模态的最大变率区分别位于长江流域和淮河流域。这说明江淮地区即梅雨区是 TBO 影响夏季季风降水最显著的地区 (图 14)。他们指出, 东亚的 TBO 作

用既依赖于热带印度洋—太平洋的大尺度海气耦合, 也依赖于西北太平洋 (WNP) —东亚的中低纬度相互作用过程。东亚地区 TBO 的基本要素是西北太平洋季风, 它不仅是热带 TBO 循环的一个重要分量, 也是东亚副热带地区 TBO 信号的一种重要来源。WNP—东亚地区的经向遥相关 Rossby 波列作为一种传送带, 可把热带的 TBO 信号输送到东亚的中纬度地区, 并在东亚大尺度环流和降水中

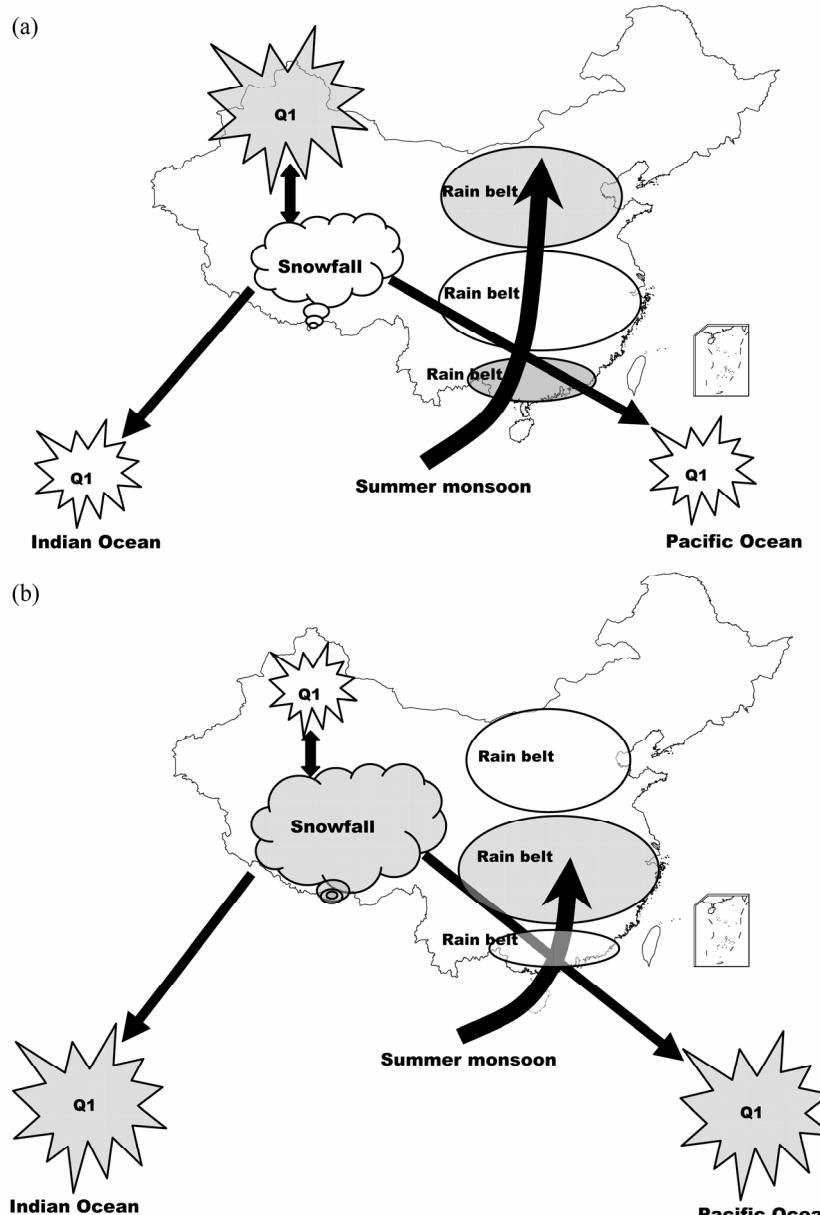


图9 亚洲夏季风减弱可能原因的概略图。异常强、弱的夏季风条件由(a)、(b)驱动。阴影区为多雪、高SSTA、强大气加热和多雨。粗箭头为夏季风气流。(引自Ding et al., 2009)

Fig. 9 Schematic diagram of possible cause of weakening of the Asian summer monsoon. The anomalously strong and weak Asian summer monsoon condition is illustrated by (a) and (b), respectively. Shaded areas indicate much snow, high SSTA, intense atmospheric heating, and much precipitation. Bold arrows represent the summer monsoon airflow. (From Ding et al., 2009)

留下“印记”。此外，北半球夏季东亚中高纬的冷空气活动也是热带—中纬度相互作用过程中的一种重要机制。它可以增强东亚TBO模态的作用。图15是东亚季风区长江流域(YRV)TBO模态的物理过程概略图。开始时，在北半球，夏季JJAO有弱夏季风，强的WNP季风。WNP地区增强的对流在东亚强迫出经向的“十一+”遥相关Rossby波列，造成了从长江中下游到日本南部的负降水距平。另一方面，造成了WNP地区增强的对流而引

起的强的向北的跨赤道气流。这种异常风可使海洋大陆地区(MC)和印度洋东部的SSTA冷却，导致Walker环流与东南印度洋(SEIO)异常低层反气旋环流。到秋天，热带印度洋—太平洋地区的异常SST型通过风—海洋动力过程持续存在，在WNP区开始形成一弱的异常反气旋。在冬季，异常的纬向大气遥相关Rossby波列“十一-”型可从东欧传播到北太平洋，其中最强的正距平位于东亚中纬地区，结果导致弱的东亚冬季风。同时，北半球冬季

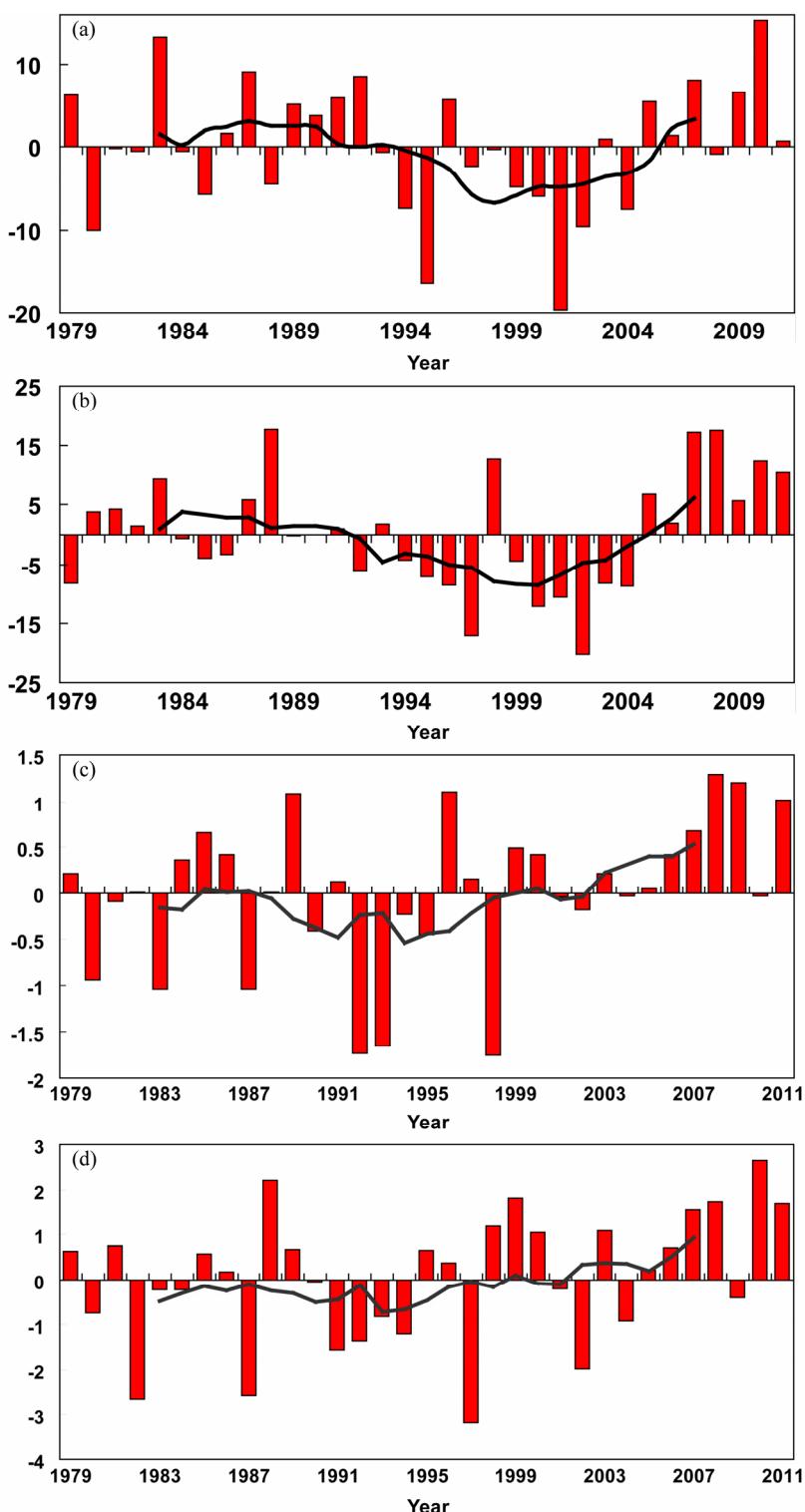


图 10 (a) 1979~2011 年高原地区 ( $30^{\circ}\text{N}$ ~ $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E}$ ~ $100^{\circ}\text{E}$ ) 春季垂直积分(地表至 250 hPa)的异常  $Q_1$  时间序列(单位:  $\text{W m}^{-2}$ ), 实线为 9 年滑动平均; (b) 同 (a), 但为夏季; (c) 春季高原地区(同上)和热带中东太平洋 ( $10^{\circ}\text{S}$ ~ $10^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}$ ~ $120^{\circ}\text{W}$ ) 垂直积分热源 ( $Q_1$ , 单位:  $\text{W m}^{-2}$ ) 差值的时间序列; (d) 同 (c), 但为夏季。实线为 9 年滑动平均。(引自 Si and Ding., 2012)

Fig. 10 (a) Time series of the anomalous vertically integrated (from surface to 250 hPa) apparent heat source ( $Q_1$ , unit:  $\text{W m}^{-2}$ ) averaged over the Tibetan Plateau ( $30^{\circ}\text{N}$ ~ $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E}$ ~ $100^{\circ}\text{E}$ ) for the spring; (b) same as Fig. 10 (a), but for the summer; (c) time series of the difference between the normalized vertically integrated (from surface to 250 hPa) apparent heat source  $Q_1$  averaged over the Tibetan Plateau and the tropical central and eastern Pacific ( $10^{\circ}\text{S}$ ~ $10^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}$ ~ $120^{\circ}\text{W}$ ) for the spring; (d) same as Fig. 10 (c), but for the summer. Solid lines denote 9-year running mean curves. (From Si and Ding., 2012)

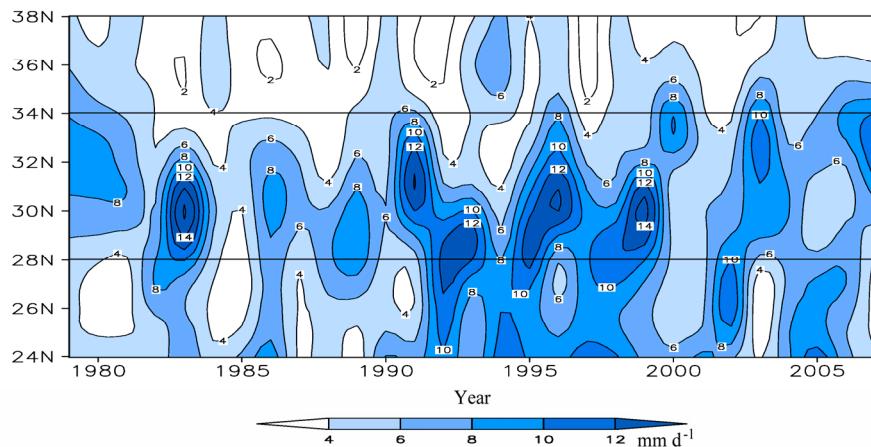


图 11 1979~2007 年中国东部 ( $110^{\circ}\text{E}$ ~ $120^{\circ}\text{E}$ ) 梅雨期降水 (单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 的纬度—时间剖面图。(引自司东等, 2010)

Fig. 11 Temporal evolution of the observed Meiyu precipitation (unit:  $\text{mm d}^{-1}$ ) averaged over  $110^{\circ}\text{E}$ – $120^{\circ}\text{E}$  from 1979 to 2007. (From Si et al., 2010)

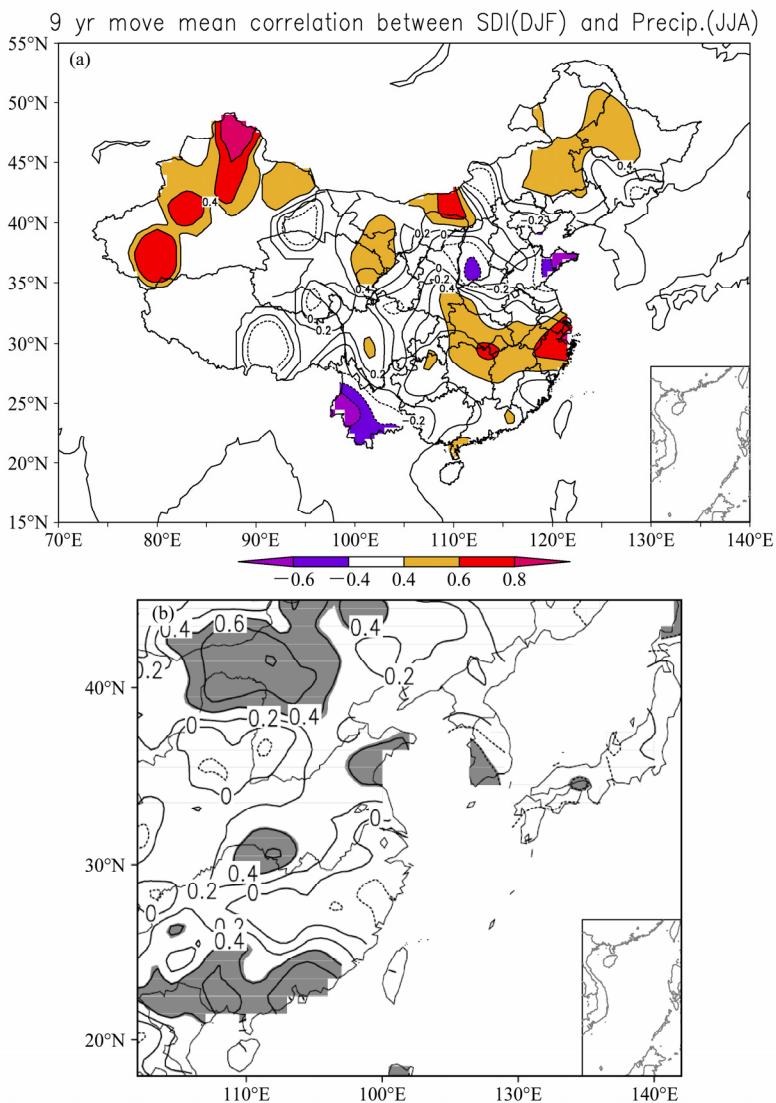


图 12 (a) 1960~2004 年高原前冬积雪深度 (SDI) 与以后夏季中国降水相关场。实线 (虚线) 是正 (负) 相关系数; 阴影区为通过 0.01 显著性水平区 (引自 Ding et al. 2009)。(b) 2000~2011 年高原 72 站前冬 SDI 与中国东部夏季降水相关图, 阴影区为 95% 信度的统计显著相关区 (引自 Si and Ding, 2012)

Fig. 12 (a) The 9-year running mean pattern of SVD mode 2 of summer precipitation in China (right field) and winter (December–February) snow depth (left field) over the Tibetan Plateau for 1960–2004 (from Ding et al. 2009). (b) Correlation between the winter snow depth over the Tibetan Plateau averaged for the 72 stations and the observed summer precipitation over East China for 2000–2011. The shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level. (From Si and Ding, 2012)

冷的 SSTA 和异常 WNP 反气旋可持续到下一年春夏。这种过程的发展可以有 ENSO 事件的影响, 也可以没有 ENSO 事件的影响。如果在北半球有 El Niño 事件发生, 不论它在下一个夏天是否持续或过渡到 La Niña 事件, 异常反气旋都可能在 WNP 持续, 结果, 这导致次年夏季出现弱的 WNP 夏季风 (Gu et al., 2010), 然后通过东亚遥相关 Rossby 波列引起强夏季风, 其位相与前一年弱东亚夏季风位相相反, 以此完成了从弱夏季风向强夏季风的过渡, 即 TBO 的半个周期。以后, TBO 循环继续下去, 但过程的符号与第一个半周期循环相反。TBO 的 HVR 模态由于其降水的空间分布型与 YRV 模态不同 (图 14), 其 TBO 的循环过程与 YRV 模态也有不同, 这里不再讨论。

许多研究表明, 对于亚洲夏季风的年际尺度变率, 由 ENSO 事件引起的 SST 异常是这种季风变率的主要强迫因子 (Ding, 2007; Turner and Annamalai, 2012)。虽然季风—ENSO 遥相关关系的稳定性近年来出现一定的变化, 但这种季风与海气相互作用的联系在暖气候下仍是成立的。今后更深入地认识在气候变暖条件下 ENSO 事件将可能发生什么变化, 这将十分有助于预测季风的年际变率, 特别是预测是否会有更强的季风与更弱的季风的交替变化。

### 3 亚洲夏季风的遥相关型

亚洲季风的遥相关型通常由季风的年际变率

和季节内变率激发。其起源一般在由强降水和热带对流产生的异常热源区。如果这些热源位于 20°N 以北, 所产生的 Rossby 波列可以从亚洲季风区通过北太平洋传播到北美。遥相关另一种可能的机制是通过热力产生的经圈环流扰动和中纬高空急流, 以后再通过急流激发出向下游传播的环流异常。亚洲季风区遥相关型的存在清楚地表明亚洲季风与其他遥远地区甚至全球的联系。过去我们对亚洲季风区的遥相关型曾作过总结 (Ding, 2007) (表 1), 但这五年中, 一个明显的进展是, 这种遥相关型的传播不仅最有效地发生在对流层中上层的强风速带或高空急流中, 而且低层的强夏季风气流带也可产生明显的遥相关型。根据定常波的 Rossby 群速度公式, 其纬向和经向分量分别为:

$$C_{gx} = \frac{2Uk^2}{K^2}, \quad C_{gy} = \frac{2Ukl}{K^2}, \quad (1)$$

这里,  $C_{gx}$  为纬向群速度,  $C_{gy}$  为经向群速度,  $U$  为平均风速度,  $l$  为波长,  $K$  为 Rossby 总波数。

由上可见, 定常 Rossby 波的能量传播总是向东的。在极限情况下, 即定常波南北无限伸长, 群速度 2 倍于平均纬向风速。这说明稳定的强风速带对波能的传播十分有利。上式中 Rossby 波的总波数  $K = (\beta_*/\bar{U})^{1/2}$ , 正压不稳定判据  $\beta_* = \beta - (\partial^2 \bar{U} / \partial y^2)$  代表绝对涡度的经向变化, 其中  $\beta$  为罗斯贝参数。  $K$  与平均风速成反比, 平均风速大, 则  $K$  偏小, 群速度将更快。

表 1 亚洲季风区的遥相关型

Table 1 Teleconnection types over the Asian monsoon region

研究者	名称	源区和传播路径
Nitta (1987) Huang and Wu (1989)	日本—太平洋型 (JP) 或东亚/太平洋型	热带西太平洋异常对流活动从菲律宾海经过东亚到日本
Wang et al. (2000)	太平洋—东亚遥相关型 (PEA)	ENSO 事件通过在菲律宾海引起反气旋异常环流发展对东亚夏季风产生滞后的影响
Wang (2001)	西北太平洋—北美遥相关型	西北太平洋强夏季风由 WNP 通过北太平洋到达北美
李崇银和张利平 (1999)		
Lau and Weng (2002)	东京—芝加哥快车	日本和中国东北降水异常从日本和中国东北通过北太平洋到加拿大西部, 北美大草原和美国中西部
Lau et al. (2004)		
Lau et al. (2004)	上海—堪萨斯快车	印度洋—太平洋季风区热源, 热汇的脉动由东亚中部射出, 经北太平洋到达北美
郭其蕴和王继琴 (1988)	印度—华北型	印度半岛夏季降水产生的加热异常从印度半岛通过青藏高原到达华北, 再到日本
Ding and Wang (2005)	全球遥相关型	异常印度夏季风和北大西洋急流出口区产生的热源由印巴西北部, 通过东亚和北太平洋到北美, 或从西欧, 通过俄罗斯欧洲部分, 印度和东亚到北美。

注: 起源于亚洲季风区以外的遥相关型未列入此表, 如丝绸之路遥相关型 (Enomoto et al., 2003)

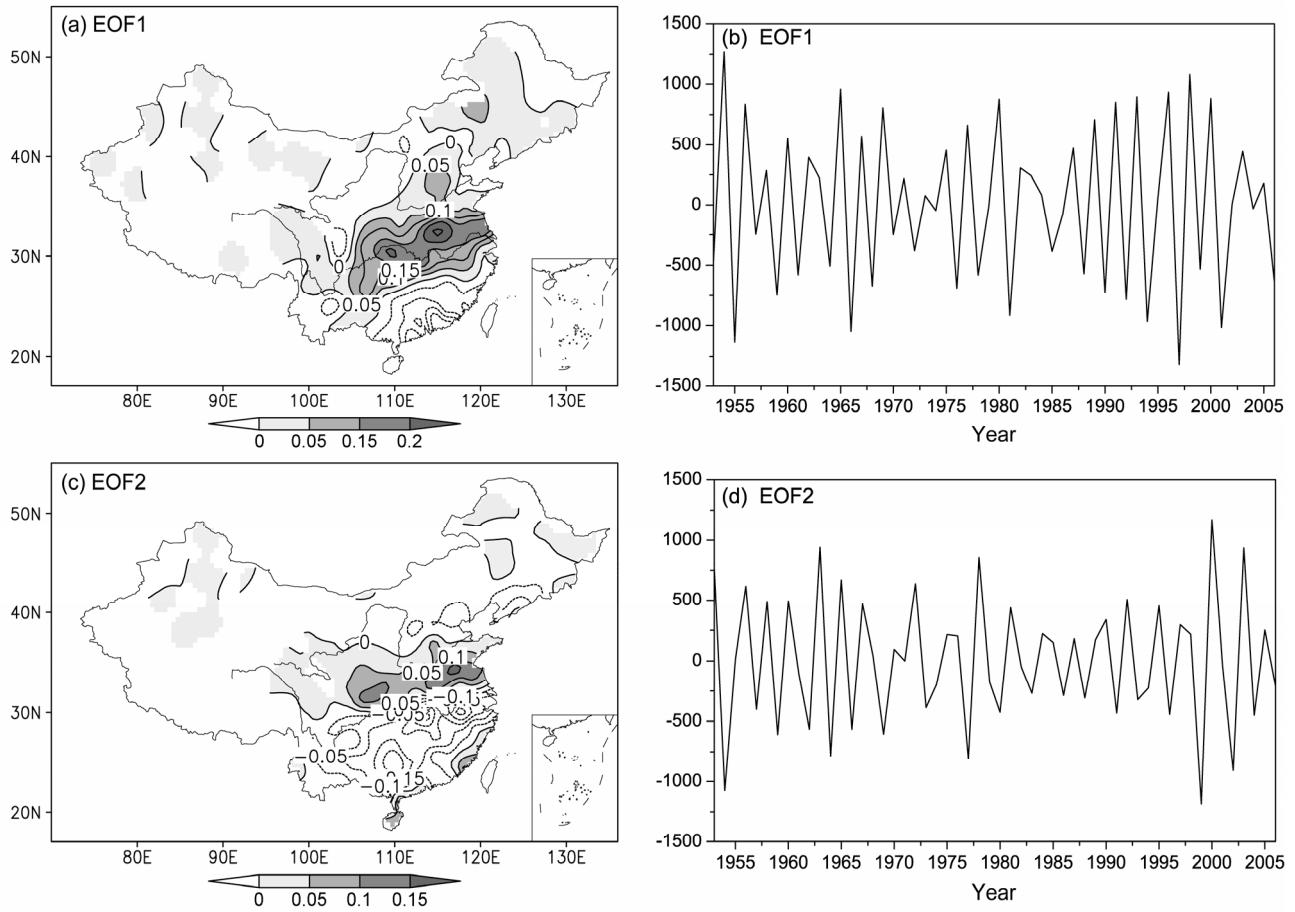


图 14 观测的 TBO 带通滤波的中国降水的 (a) EOF1 和 (c) EOF2 模态及其相应时间系数 (b) 与 (d)。(引自 Si and Ding, 2012)

Fig. 14 (a, c) The first two leading modes of the observed TBO bandpass-filtered summer rainfall over China and (b, d) their time series: (a, b) EOF1; (c, d) EOF2. (From Si and Ding, 2012)

图 16a 是亚洲—太平洋夏季风区 6~8 月降水场的相关分布图 (刘芸芸和丁一汇, 2009)。最明显的特征有两个: 一是在东亚和西北太平洋地区夏季降水之间 (包括南海和东南亚) 存在着“十一+”的经向相关型, 即西北太平洋夏季降水与长江流域降水呈反相关, 而与华北降水成正相关。这与西北太平洋夏季风的强弱与中国东部夏季降水的相关场非常吻合, 这说明中国夏季的降水深受西北太平洋夏季风异常的影响。Zhang (2001) 的研究也指出了这种关系。另一方面, 中国夏季的降水也明显地受到印度季风活动的影响, 可以看到 (图 16b), 印度季风可以通过两条遥相关路径分别影响中国江淮地区和华北地区的降水。另外, 来自欧洲的 Rossby 波列, 可以通过与印度夏季降水的相互作用进一步向下游传播影响中国的北方降水 (Ding and Wang, 2005)。

刘芸芸和丁一汇 (2008a) 详细讨论了印度夏

季风的爆发与中国长江流域梅雨的遥相关关系。结果发现: 印度西南部的克马拉邦地区夏季风爆发后两周左右, 中国长江流域梅雨开始, 这与 Tao and Chen (1987) 的统计结果一致。印度夏季风爆发后, 形成从印度西海岸经孟加拉湾到达中国长江流域及日本南部地区的遥相关型, 它在时间和空间上都不同于盛夏期间印度夏季风经青藏高原影响中国华北降水的遥相关型。前者可称为亚洲夏季风的“南支”遥相关型, 主要发生在季风爆发初期; 后者可称为“北支”遥相关型, 主要形成于亚洲季风盛期。在“南支”遥相关型形成的过程中, 亚洲季风环流发生了一系列重要变化, 印度夏季风爆发、南亚高压北进、中层爆发性涡旋出现、低层热带西风带不断加强东传及西太平洋副高东退北跳。结果, 在印度夏季风爆发后两周左右, 高层南亚高压控制了整个亚洲地区, 而在中低层, 则形成一条从阿拉伯海经印度南部、孟加拉湾和南海, 再沿西太

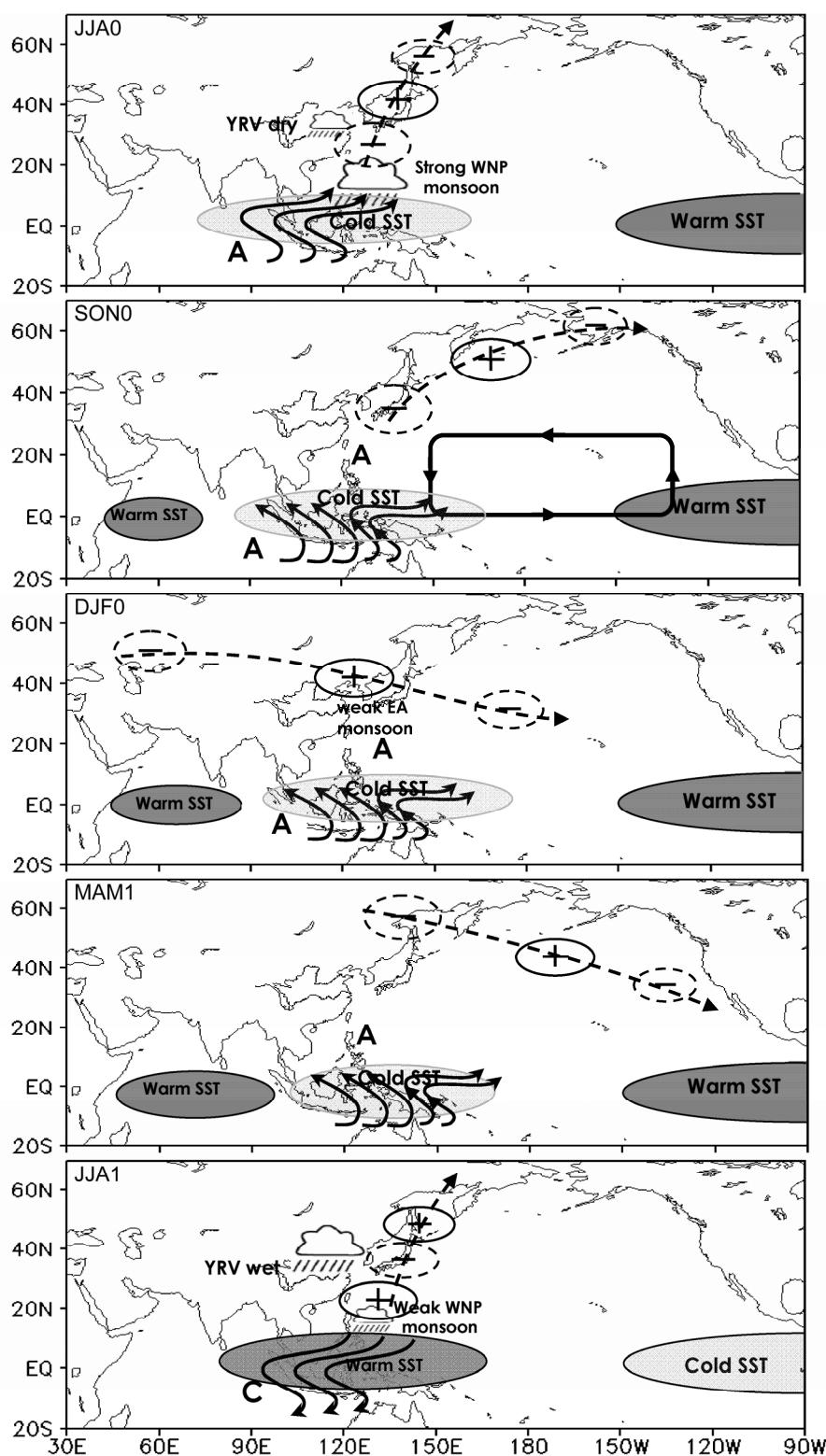


图 15 东亚季风区 TBO YRV 模态的形成过程示意图。黑线阴影区为暖(冷) SST 区, 矩形框为 Walker 环流。实(虚)线(带箭头)是跨赤道气流(遥相关 Rossby 波列方向), A(C) 是低层反气旋(气旋), 实线(虚线)椭圆为正(负) 500 hPa 高度距平。(引自 Si and Ding, 2012)

Fig. 15 Schematic diagram of the proposed mechanism for the TBO in the East Asia monsoon region for YRV mode. Dark (light) shaded ellipses denote warm (cold) SST, rectangular squares denote large-scale Walker circulation, solid (dashed) curves with an arrow indicate the cross-equatorial flows (direction of the teleconnection Rossby wave train), characters A (C) denote low-level anticyclone (cyclone) and solid (dashed) ellipses denote positive (negative) 500-hPa height anomalies. (From Si and Ding, 2012)

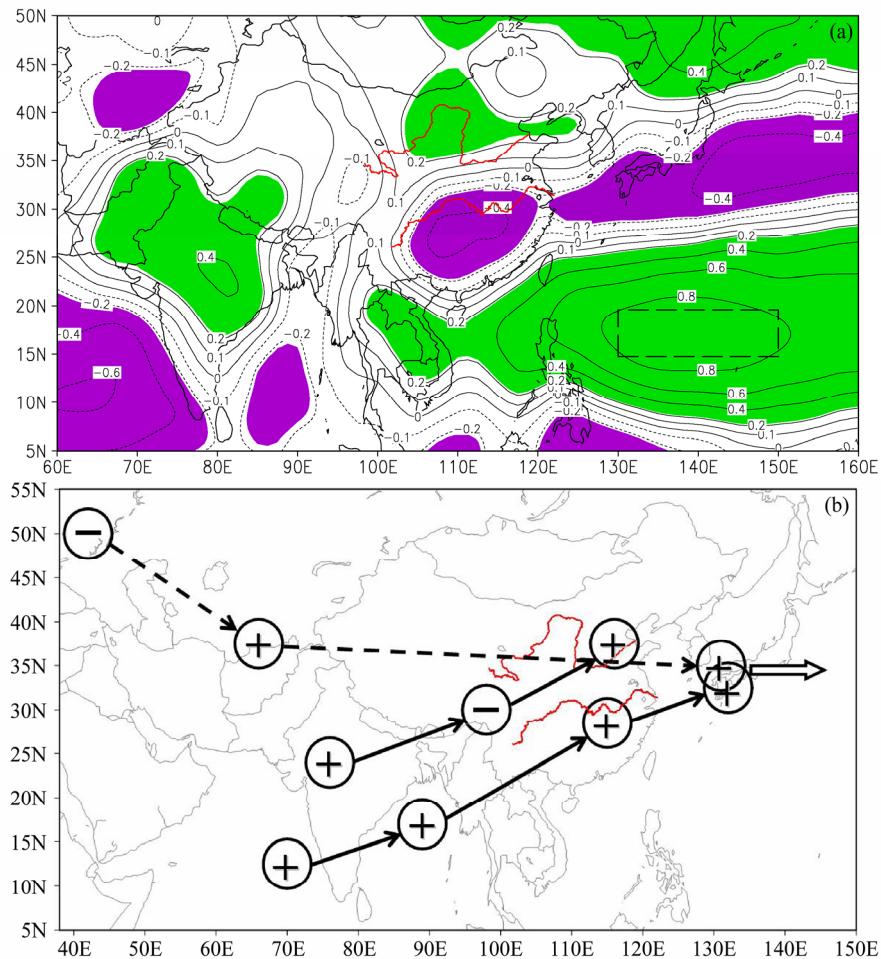


图 16 (a) 西太平洋关键区 ( $12.5^{\circ}\text{N}$ ~ $20^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E}$ ~ $150^{\circ}\text{E}$ ) 6~9月降水时间序列 (1979~2005 年) 与亚洲—西太平洋季风区同期夏季降水的相关分布图。彩色区为超过 0.05 显著性水平相关区, 方框是计算相关的基点区。(b) 印度季风区与东亚季风区的遥相关模式示意图。实线分别代表印度“北支”和“南支”遥相关型分布图, 虚线取自 Ding and Wang (2005) 的 CGT 遥相关型

Fig. 16 (a) Correlation coefficients between the precipitation in the key area of WNSPM from Jun to Sep and CMAP summer precipitation in the EASM area. Correlation with significance level at  $\alpha=0.05$  is displayed by shading. Box in the western Pacific is base point for estimate of correlation coefficients. (b) Schematic diagram of the teleconnection mode distribution. The solid lines are the “north” and the “south” teleconnection modes, and the dashed line is from the CGT teleconnection pattern of Ding and Wang (2005)

平洋副热带高压的西边界到达中国长江流域及日本南部的强西风带, 这支强西风带可有利于印度西海岸的季风扰动能量向下游传播, 产生遥相关影响; 由于副热带急流的北跳, 在东亚地区上空形成相互耦合的高、低空西风急流, 而长江流域则正好位于高、低空急流之间高空急流入口区右侧和低空急流左侧的上升运动区, 因此触发了长江流域梅雨的发生。

实际上, 这种南支遥相关型不只限于印度夏季风爆发对东亚梅雨季开始的影响, 它也适用于整个夏季季风时期 (6~9 月, 图 17)。我们将印度克拉拉邦 (Kerala) 6 月 1 候至 9 月 6 候的降水与东亚地区的候平均降水作了滞后分析, 结果发现, 克拉拉邦 6~9 月候平均降水与滞后 3 候的长江流域相关

性最好。相关系数在 0.5 以上, 达到 0.01 的显著性水平。除了与长江流域降水存在显著的正相关外, 印度西海岸降水还与孟加拉湾, 日本南部地区呈正相关分布, 而和中印半岛、西太平洋地区呈负相关分布, 形成从印度西海岸—阿拉伯海经孟加拉湾、南海再折向北经过中国长江流域以后到达日本南部地区的遥相关分布。此遥相关型正好与南海夏季风建立后源自南半球经索马里越过赤道后经南亚和东南亚低纬地区再向北折向中国大陆并伸向西北太平洋的大值水汽输送带的位置一致。这说明此遥相关型可能与这条水汽输送带中的辐散辐合存在有密切联系。最近 Watanabe 和 Yamazaki (2012) 也证实了在 5 月和 6 月从阿拉伯海经过孟加拉湾到

菲律宾海定常的 Rossby 波异常沿印度地区低层强西风带向东传播到菲律宾的遥相关型。

过去许多研究指出, 印度夏季风与中国华北降水存在着正相关关系(郭其蕴和王继琴, 1988; 梁

平德, 1988; Zhang, 2001; Ding and Wang, 2005)。

根据刘芸芸和丁一汇(2008b)最近利用1951~2005年全印度降水量与同期中国160站降水的相关分析(图18), 确证了这种正相关关系的存在, 并与青

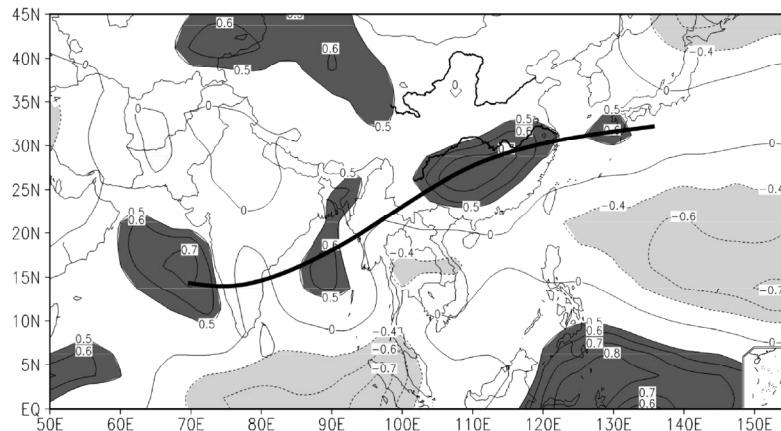


图17 东亚地区6~9月候平均降水与印度克拉拉邦6~9月候平均降水滞后3候的相关场。阴影区为达到0.01显著性水平的显著相关区

Fig. 17 Correlation between the pentad mean precipitation in Kerala from June to September and lag 3 pentads' precipitation in East Asia. Areas with correlations at the significance level of  $\alpha = 0.01$  are shaded

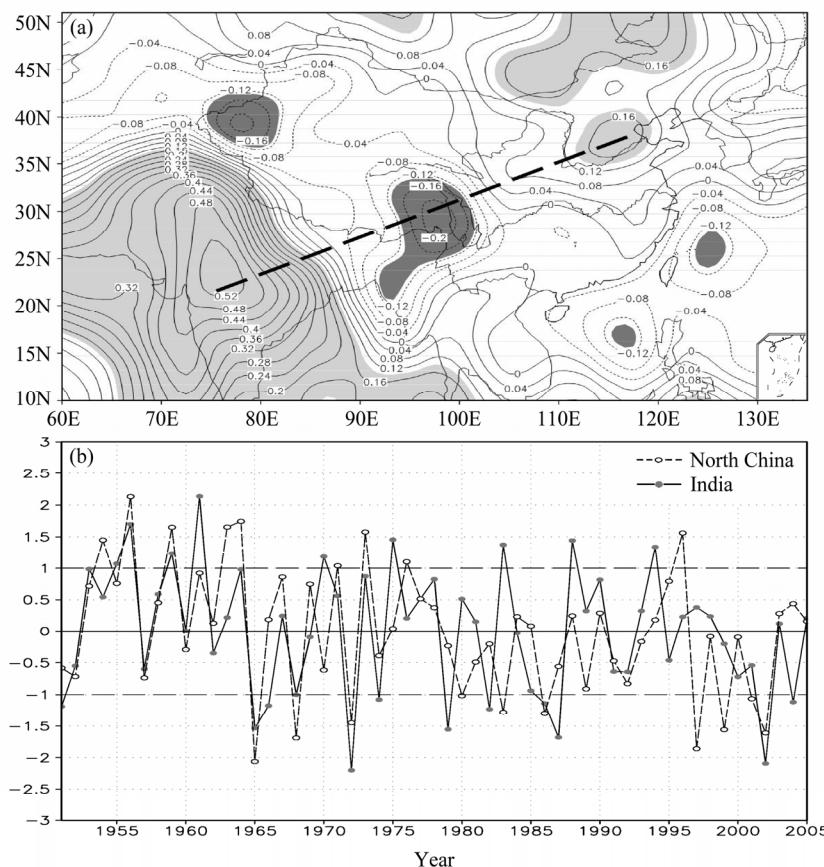


图18 (a) 全印度与东亚地区6~9月降水量的相关系数分布。黑色粗虚线代表遥相关型, 细实(虚)线为正(负)相关系数等值线。阴影区表示超过0.05显著性水平相关区。(b) 6~9月平均的印度季风降水量(实心圆圈)与华北降水量(空心圆圈)的标准化距平序列。(引自刘芸芸和丁一汇, 2008b)

Fig. 18 (a) Correlation distribution between the all Indian summer (JJAS) rainfall and the CMAP rainfall in the same period in East Asia (The black thick dashed denotes the path of teleconnection. Correlations significant at  $\alpha=0.05$  confidence level are shaded). (b) Normalized anomaly series of the averaged precipitation over June to September in India and North China. (From Liu and Ding, 2008b)

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 0.01 的显著性水平。若只考虑 CMAP 资料时期（1979~2005 年）全印度降水与同期东亚降水的关系，则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，显著性水平为 0.05。如果比较印度与华北夏季降水量的标准化距平序列，两者的相关系数超过了 0.53，达到了 0.01 的显著性水平。可见印度夏季风与华北降水的正相关关系一直持续到今天。我们的研究还进一步揭示了印度夏季风对华北降水影响的机制，结果表明，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。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和向下游传播，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。通过对上述两类遥相关分布的比较，我们可以看到，在不同的时期，印度夏季风降水通过不同的遥相关型，与中国不同地区的季风降水联系在一起。长江流域的降水对应着印度夏季风爆发时期，此时印度降水区域位于西南部；而当中国的雨带移至华北地区时，印度夏季风也不断北推，从而形成华北地区与印度西北部的夏季风降水显著的正相关关系。也就是说，亚洲季风的“南支”遥相关型主要发生在季风爆发初期和北推过程中，而“北支”遥相关型则主要发生在季风盛期。

Liu et al. (2010) 指出，根据 1951~2006 年时期 6~7 月中国降水和台风数的研究发现，江淮地区的梅雨降水量与西太平洋台风生成数有明显的反相关，呈现一种同期的遥相关关系。这是亚洲夏季风水汽输送向东（西太平洋）和向北（东亚地区）的分配不同和东亚中低纬环流的差异造成的。这种负相关关系对于台风和梅雨的季节预报有一定的参考意义。

#### 4 亚洲夏季风未来变化的预测

关于在全球气候变暖条件下，亚洲季风未来变化的预测已有不少工作。早期使用的气候模式比较简单，主要是进行温室气体浓度增加，夏季风降水和环流响应的理想试验，如 Hu et al. (2000) 使用

CMIP2 的 16 个模式的结果得到 CO<sub>2</sub> 加倍时中国地区夏季降水将会增加，但模式间的差别很大。后来孙颖和丁一汇（2009）利用最新一代气候模式（CMIP3）结果对政府间气候变化委员会（IPCC）SRES A1B 情景（中等排放情景）下的东亚夏季降水和季风环流未来演变特征进行了预测。结果表明，东亚地区的降水在未来将会增加，在 21 世纪 40 年代末出现阶段性变化，在此之前降水的增加量较小（约 1%），并有较明显的振荡特征，而在 2040 年代之后降水明显增加（约 9%），中国东部地区进入全面的多雨期（图 19，见文后彩图）。这种变化以华北最为明显，华南和长江中下游地区次之（图 20）。而气候模式对未来中国东部夏季降水型预测的 EOF 分析表明（图 21），未来百年中国东部的雨型将以多雨型为主，相应的时间系数在 2040 年代末后进入正位相的高值期，而其他 2 种降水型的方差贡献较小，无明显变化趋势。这两个模态反映了东亚季风区“十一+”三极型与偶极型分布，主要与自然的强迫有关（Ding et al., 2009）。这可能表明未来百年东亚季风的变化将受到人类活动引起的 CO<sub>2</sub> 增加和自然变化（如海洋）的共同影响。相应，未来东亚地区的夏季风环流将会加强（图 20e），在低层这主要是由于西北太平洋地区的副热带反气旋西北侧西南气流加强的结果；而在高层主要是由于南亚上空异常反气旋东侧东北气流加强的结果。这一季风环流的加强在中国东部也呈现出阶段性的变化特征，在 2040 年代之后东亚夏季风得到全面加强。同时，未来东亚大气中的水汽含量将会逐渐增加，进入中国东部地区的西南风水汽输送在 2040 年代后也出现阶段性的增强。这说明，在全球气候变化的背景下，东亚地区的水循环和环流场对全球变暖的响应基本一致，即降水和水汽的增加对应着季风环流的加强，降水的变化是气候变暖条件下动力和热力学因子共同作用的结果。

Sun et al. (2010) 与孙颖和丁一汇（2011）进一步研究了在全球变暖条件下南亚夏季风和东亚夏季风的变化。他们的研究表明：在中等排放情景 SRES A1B 下的气候模式输出的南亚和东亚夏季风对未来海陆增温的变化有不同的响应。虽然未来青藏高原（TP）近地面增暖快于同高度的热带印度洋（TIO）和西太平洋（NWP）地区，但在对流层中高层，TP-TIO 和 TP-NWP 地区的陆海热力差异都将减弱。在从年代际到长期变化的时间尺度，南

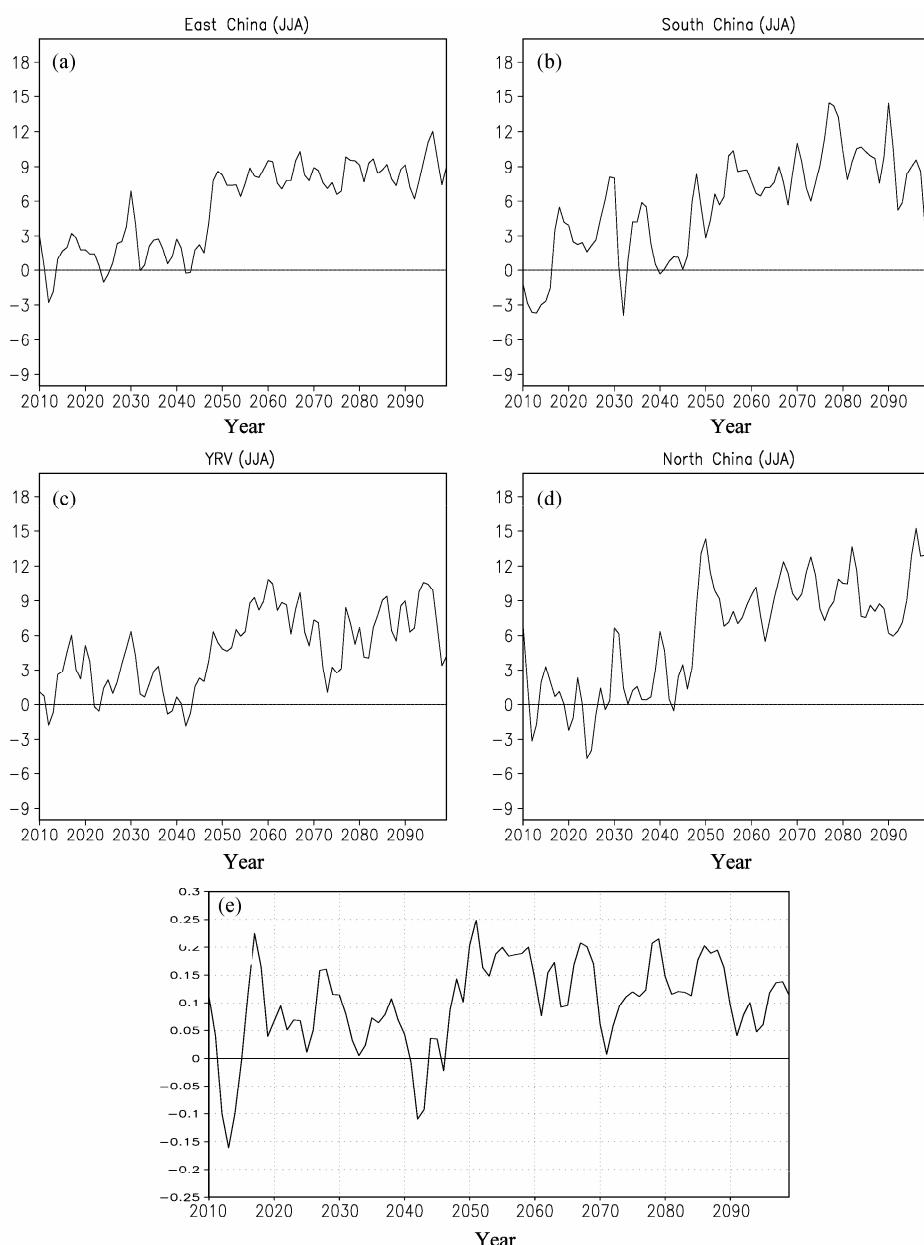


图 20 2010~2099 年 (a) 中国东部、(b) 华南、(c) 长江中下游流域、(d) 华北 6~8 月的降水变化以及 (e) 东亚季风指数 (850 hPa 经向风, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 的变化。(a-d) 的纵坐标表示降水变化 (%), 相对于 1980~1999 年。(引自孙颖和丁一汇, 2009)

Fig. 20 Future (2010–2099) percentage changes (%) in summer precipitation for (a) East China, (b) South China, (c) Yangtze River Valley (YRV), and (d) North China, relative to climatological mean of 1980–1999. Projections are based on 19 IPCC AR4 climate models. (e) Future change of the East Asian summer monsoon index for next 100 years based on the definition of monsoon index by Lu and Chan (1999), with estimate of the  $v$ -component of wind. (From Sun and Ding, 2009)

亚夏季风环流主要由 TP-TIO 高层热力差异变化驱动 (Ding, 2007), 而东亚夏季风环流则与 TP-NWP 地区低层热力差异变化联系更明显。而在年际时间尺度, 南亚和东亚夏季风与高层热力差异变化的相关更显著一些。

图 22 为 SRES A1B 情景下 2000~2099 年夏季 TP-TIO-NWP 地区对流层低层和高层热力差

异以及南亚和东亚夏季风指数的变化。由于高原地形高度的原因, 对流层低层和高层热力差异分别采用温度和位势高度来进行定义。南亚地区, 季风指数 SAMI 与高层热力差异有着很好的关系, 不仅长期变化都表现为减弱的趋势, 同时年际和年代际时间尺度的相关也非常显著, 分别为 0.73 和 0.96。而 SAMI 与低层陆海热力差异的长期变化则表现

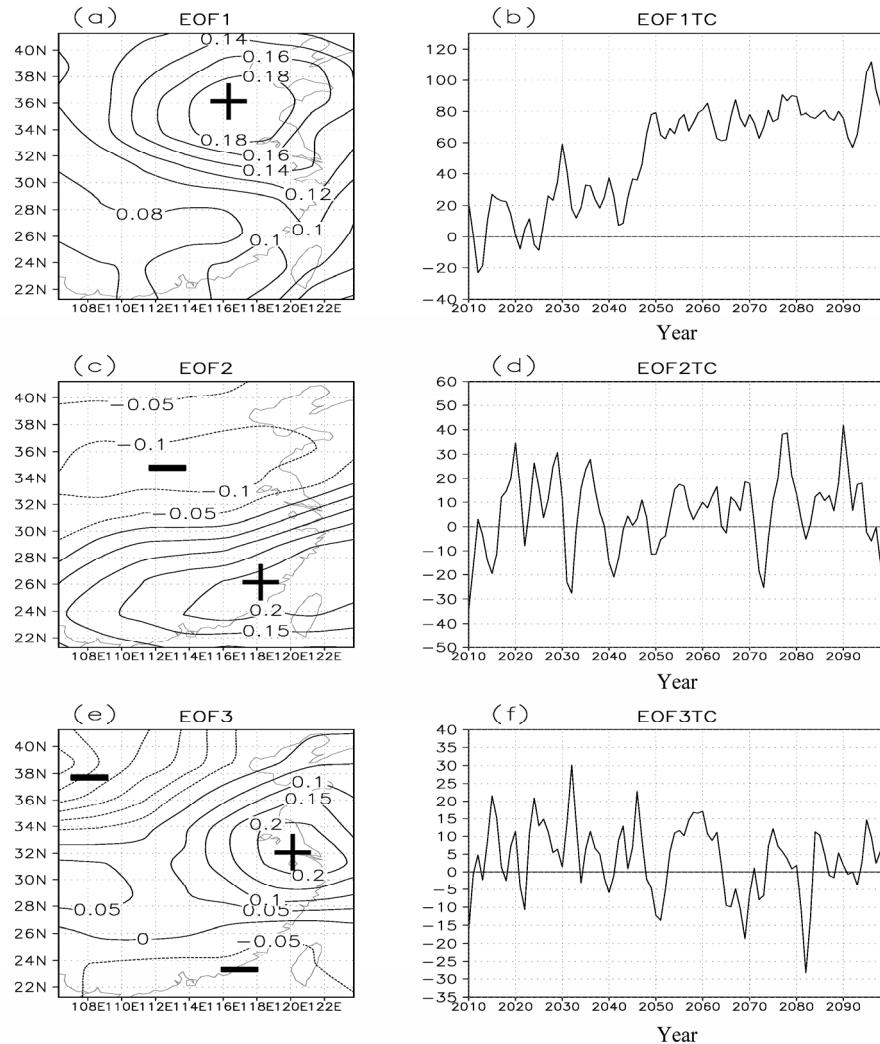


图 21 中国东部地区 2010~2099 年 6~8 月降水百分率变化（相对于 1980~1999 年）的 EOF 分析：(a) 第一特征向量 (EOF1); (b) EOF1 对应的时间系数; (c) 第二特征向量 (EOF2); (d) EOF2 对应的时间系数; (e) 第三特征向量 (EOF3); (f) EOF3 对应的时间系数。(引自孙颖和丁一汇, 2009)

Fig. 21 The first three components of EOF analysis based on percentage change of JJA precipitation in eastern China for 2010–2099: (a) The first component (EOF1, 33.6% of total variance); (b) time coefficient of EOF1; (c) the second component (EOF2, 11.9% of total variance); (d) time coefficient of EOF2, (e) the third component (EOF3, 9.1% of total variance); (f) time coefficient of EOF3. (From Sun and Ding, 2009)

为相反的趋势，年际和年代际时间尺度的相关为 0.35 和 -0.48。这说明，对流层高层热力差异对未来南亚夏季风环流变化影响的显著性要强于对流层低层热力差异。东亚地区，对流层低层和高层热力差异  $TC_{lower}$  (TP-NWP) 和  $TC_{upper}$  (TP-NWP) 的变化与南亚地区类似，分别表现为加强和减弱的趋势。但是，东亚夏季风指数 (EAMI) 表现为加强趋势，与低层热力差异变化一致，而与高层热力差异变化相反。而在年际和年代际时间尺度上，EAMI 和低层热力差异的相关分别为 0.01 和 0.74，与高层热力差异的相关分别为 0.32 和 -0.45。这说明，东亚夏季风年代际到长期的变化主要受低层热

力差异影响，而在年际时间尺度则与高层热力差异的相关更显著一些。因此，东亚夏季风的长期变化表现为与近地面陆海热力差异加强的一致的变化趋势。为了进一步了解东亚的变化，图 22c 显示了 TP-NWP 海平面气压差 DSPLP 及东亚季风指数 EAMI 和同区域平均的 850 hPa 纬向风  $U_{850-EA}$  变化。可以看到，TP-NWP 海平面气压差随时间的变化表现为负的变化趋势，这说明，东亚沿岸的海陆气压梯度力加强（注意，这里的海陆气压梯度力是由海洋指向陆地，因此负趋势表明了气压梯度力的加强），东亚夏季风加强。而这可能是由于陆地近地面增温较快所引起的欧亚大陆海平面气

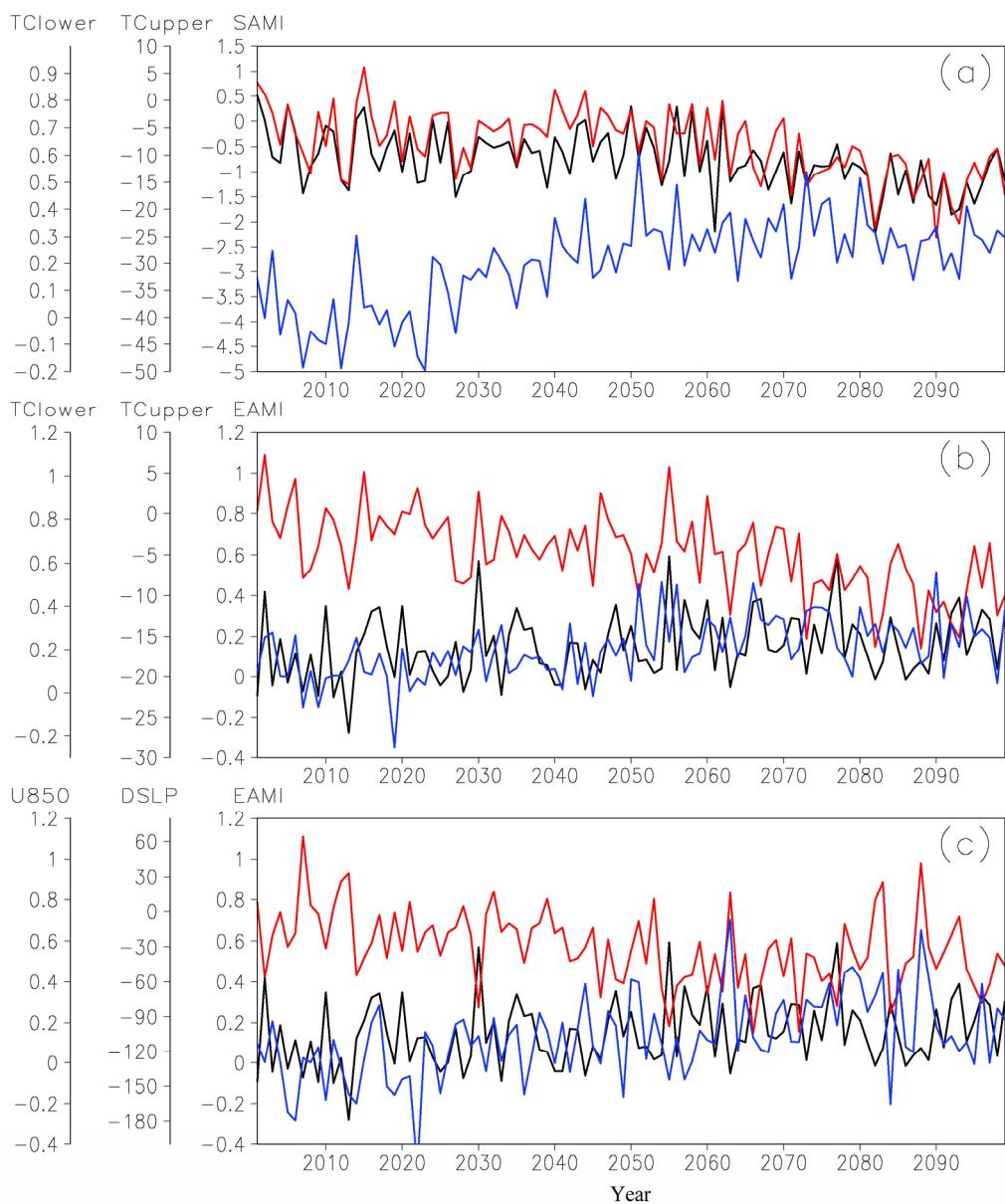


图 22 IPCC 9 个模式集合平均的 2000~2099 年 6~8 月南亚 (a) 和东亚 (b) 地区夏季风指数 (m/s, 黑线), 高层 (gpm, 红线) 和低层 (K, 蓝线) 热力差异的变化 (相对于 1980~1999 年平均), 以及 (c) 东亚夏季风指数 (m/s, 黑线), 东亚区域 ( $10^{\circ}\text{N}$ ~ $30^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ ~ $125^{\circ}\text{E}$ ) 850 hPa 纬向风  $U_{850}$  (m/s, 蓝线) 和 TP-NWP 海平面气压差 DSPL (Pa, 红线) 的变化。(引自 Sun and Ding, 2011)

Fig. 22 IPCC 9-model mean (a) JJA changes (relative to 1980–1999 average) in SAMI (m/s, black line),  $\text{TC}_{\text{upper}}$  (gpm, red line) and  $\text{TC}_{\text{lower}}$  (K, blue line) for 2000–2099 in South Asia. (b) Same as in (a), but for EAMI (m/s, black line),  $\text{TC}_{\text{upper}}$  and  $\text{TC}_{\text{lower}}$  in East Asia. (c) JJA changes in EAMI (m/s, black line),  $U_{850}$ -EA (m/s, blue line) and DSPL (Pa, red line). (From Sun and Ding, 2011)

压减弱所致。从相关系数来看, TP-NWP 海平面气压差在年代际时间尺度与低层热力差异  $\text{TC}_{\text{lower}}$  (TP-NWP) 的相关 ( $-0.86$ ) 比高层 ( $-0.46$ ) 要显著一些, 而在年际时间尺度则与高层热力差异的相关 ( $-0.71$ ) 比与低层 ( $-0.28$ ) 更显著。这种相关与东亚季风指数 EAMI 和高低层热力差异的相关一致, 即低层陆海热力差异的影响在较长的时间尺度要更显著, 而高层陆海热力差异的影响主要

体现在较短的年际时间尺度。而对海平面气压差 DSPL 和东亚季风指数 EAMI (即季风经向风分量) 的相关计算表明, 二者不论在年际还是年代际时间尺度, 相关都是显著的 ( $-0.59$  和  $-0.81$ )。同时, DSPL 和东亚季风纬向风  $U_{850}$ -EA 的相关也是显著的, 在年际和年代际时间尺度分别为  $0.66$  和  $0.76$ 。因此海陆气压梯度力的加强 (减弱) 同时对应着季风经向和纬向风的加强 (减弱), 也从未

来气候变化的角度说明 TP-NWP 海陆气压梯度差是表征东亚夏季风变化的一个较好指标, 这和很多研究用海平面气压梯度差来讨论当前东亚夏季风变化的结果一致。

图 23a 显示了高原所在经度 ( $60^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ ) TIO 温度未来变化 (2080~2099 平均减去 1980~1999 平均) 及其与高原未来温度变化比较的垂直剖面。虽然 TP 和 TIO 地区温度随时间变化的垂直分布很相似, 但是在  $60^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$  剖面上, 最大的变暖中心在赤道附近, 即热带印度洋上空。因此, 虽然高原近地面增温快于同高度的其他地区, 陆海热

力差异加强, 但在高层, 变暖中心位于周围热带印度洋上空, 因此高原和周围海洋的热力差异在高层将会减弱。

因此, 在上述这种温度变化背景下, 对 TP 和 TIO 所在纬度带的经向热力差异变化(即  $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$  平均减去  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$  平均的变化, 变化指 2080~2099 减去 1980~1999) 分析表明 (图 23b), 这两条纬带高层的经向热力差异在未来将减弱, 即代表了北半球副热带和热带地区的高层经向热力差异在大部分地区都减弱, 而减弱的最大中心就在 TP-TIO 上空, 几乎覆盖了这一地区的整个对流层

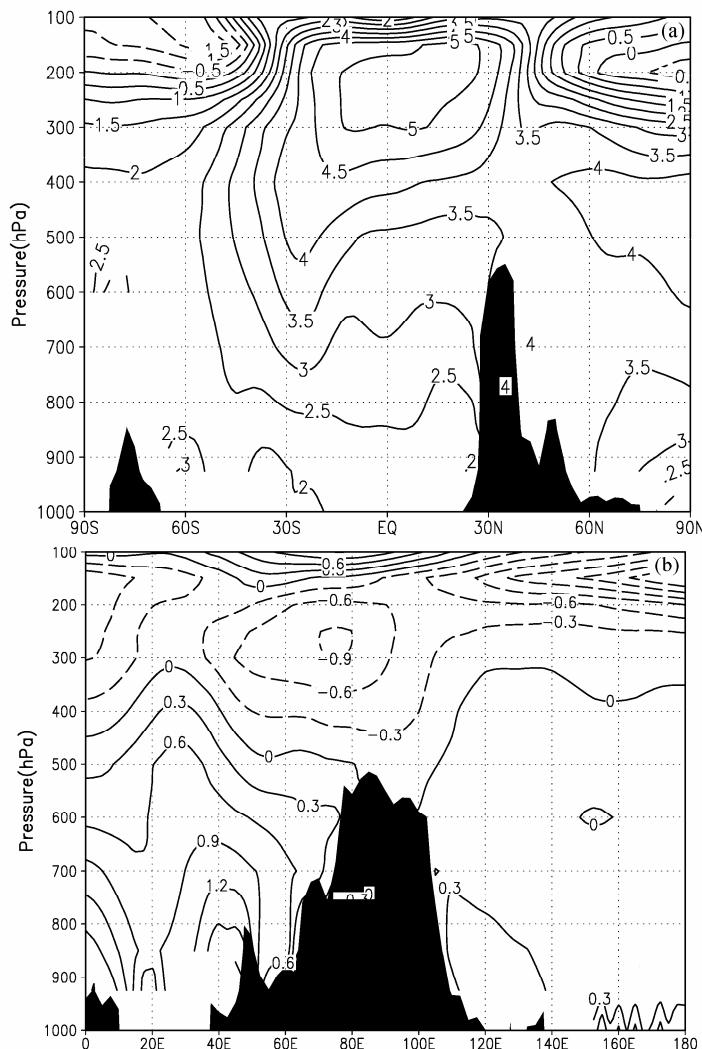


图 23 (a) IPCC AR4 9 个耦合模式平均的 2080~2099 年 TP 与 TIO 所在经度带 ( $60^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 温度变化 (单位: K, 相对于 1980~1999 年平均) 的高度—纬度剖面图。实(虚)线为正(负)距平。(b) 同 (a), 但是对 TP 与 TIO 所在纬度带的经向热力差异变化 (即  $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$  减  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$  平均的变化, 相对于 1980~1999 年平均)。实(虚)线代表 (TP-TIO) 经向梯度加强(减弱)。可见对流层中上部 TP 以及其以南地区的经向温度梯度减弱

Fig. 23 (a) IPCC 9-model mean latitude-height cross-section of JJA temperature changes (K, relative to 1980–1999 average) along the longitude belt (i.e.  $60^{\circ}\text{E}–100^{\circ}\text{E}$  average) over the TP and TIO for 2080–2099. (b) IPCC 9-model mean longitude-height cross-section of changes (K, relative to 1980–1999 average) in meridional thermal contrasts between the latitude belts over the TP and over the TIO for 2080–2099, i.e., the change in difference of the  $20^{\circ}\text{N}–40^{\circ}\text{N}$  average minus that for the  $10^{\circ}\text{S}–10^{\circ}\text{N}$  average

中高层(500~150 hPa)。

由于对流层中上部 TP-TIO 经向热力差是南亚夏季风的主要驱动力(Ding, 2007), 因而在未来一个世纪南亚夏季风将减弱, 表现出与东亚季风的加强完全不同的变化方向。至于南亚夏季风未来降水的变化, 早期的耦合模式预测了印度夏季风降水的增加。CMIP3 的结果也预测了平均降水的增加。如上所述, 印度夏季风环流将继续减弱, 而降水将增强, 这就产生了季风降水和环流变化不一致的悖论。这种悖论可能是由于赤道地区对流加热增加的结果。而这又是全球变暖导致的全球性环流减弱的一部分(Turner and annamalai, 2012)。但现在和未来南亚夏季降水是不均匀的, 空间变率增加, 多雨区将主要出现在喜马拉雅山麓, 孟加拉国, 孟加拉湾和印度半岛的南部; 而中部少雨或不变。这种情况与印度季风中断的条件有一定类似。

应该指出, 亚洲夏季风预测具有不确定性, 尤其是气候模式对于热带对流和对流层中上部加热场的预测偏高, 这明显影响亚洲夏季风的海陆温差与驱动力, 这需要在 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 的模式中加以改进。

## 5 结语

本文对过去五年来我们的研究组在亚洲夏季风年代际和年际变化研究方面所取得的主要结果进行了综述。由于篇幅所限, 对亚洲季风研究的其他方面未总结在内, 这包括: (1) 季风的季节内变率及其在延伸预报中的应用(柳艳菊等, 2007; 丁一汇等, 2007; 丁一汇和梁萍, 2010); (2) 亚洲夏季风的变化对中国不同地区雨季的影响, 尤其是江淮地区和华北地区(Chen and Ding, 2007; 陈桦等, 2007; 王遵娅和丁一汇, 2008; 胡娅敏和丁一汇, 2010; 郝立生等, 2011; 赵亮和丁一汇, 2009; 周晓霞等, 2008; 刘海文和丁一汇, 2011); (3) 夏季风及其降水的预报(杨明珠和丁一汇, 2006; 杨明珠等, 2007; 柳艳菊等, 2007; 梁萍等, 2008; 张莉等, 2008; 李巧萍等, 2008); (4) 冬季风的变化及其与中国冷冬以及冰雪冻雨灾害的影响(马晓青等, 2008; 何溪澄等, 2008; 丁一汇等, 2008; 索渺清和丁一汇, 2009)。亚洲季风的研究是国际气象界重要的研究课题之一, 尤其是它的影响与预测关系到亚洲地区的防灾减灾和社会经济的发展

等重大问题。但由于亚洲季风的变化涉及气候系统的各个圈层以及物理与生物化学过程(如气溶胶与生态系统反馈)的影响, 目前, 其各种尺度的预测技巧是十分低的, 因而其变化机理和预测问题是一个复杂和挑战性任务。今后需要从三个方面进行工作: (1) 改进和发展更可靠的季风预测模式, 不断减少模式预测的不确定性; (2) 为了为模式提供更可靠的观测资料和初始场, 应大力改进和增强季风区乃至全球的观测系统, 包括继续开展不同规模的季风外场观测试验; (3) 加强季风动力学与各种影响因子, 影响过程和机理的研究。这包括人类活动影响下 CO<sub>2</sub> 增加造成的气候变暖对全球季风的影响, 气溶胶等因子对全球和区域水循环影响的研究; 季风变率对极端天气气候事件的影响等。通过上述研究, 可以相信一定会把亚洲季风的研究和预测水平推进到一个更新的高度。

## 参考文献 (References)

- Bollasina M A, Ming Y, Ramaswamy V. 2011. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon [J]. *Science*, 334: 502–505.
- Chang C P, Krishnamurti T N. 1987. Monsoon Meteorology (Oxford Monographs on Geology and Geophys. No. 7) [M]. Oxford: Oxford University Press, 544pp.
- Chang C P, Wang B, Lau N C G. 2005. The Global Monsoon System: Research and Forecast [M]. WMO/TD, No. 1266 (TMPR Report No. 70). 542pp.
- Chang C P, Ding Y H, Lau N C G, et al. 2011. The Global Monsoon System: Research and Forecast (2nd Edition) [M]. Singapore: World Scientific, 594pp.
- 陈桦, 丁一汇, 何金海. 2007. 夏季热带东风急流的结构、变化及其与亚洲季风降水的关系 [J]. 大气科学, 31: 926–936. Chen Hua, Ding Yihui, He Jinhai. 2007. The structure and variation of tropical easterly jet and its relationship with the monsoon rainfall in Asia and Africa [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31: 926–936.
- Chen Yan, Ding Yihui. 2007. Cold air activities in July 2004 and its impact on intense rainfalls over Southwest China [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 21 (3): 302–319.
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. *J. Climate*, 18: 3483–3505.
- Ding Y H. 1994. Monsoons over China [M]. Dordrecht/Boston/ London: Kluwer Academic Publisher, 419pp.
- Ding Y H. 2007. The variability of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85: 858–854.
- Ding Y H, Chan C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 89: 117–142.
- Ding Y H, Sikka D R. 2006. Synoptic systems and weather [M] // Wang Bin. The Asian Monsoon. Chichester, UK: Praxis Publishing, 131–202.

- 丁一汇, 梁萍. 2010. 基于 MJO 的延伸预报 [J]. 气象, 36 (7): 111–122.
- Ding Yihui, Liang Ping. 2010. Extended range forecast basing on MJO [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (7): 111–122.
- 丁一汇, 柳俊杰, 孙颖, 等. 2007. 东亚梅雨系统的天气—气候学研究 [J]. 大气科学, 31 (6): 1082–1101.
- Ding Yihui, Liu Junjie, Sun Ying, et al. 2007. A study of the synoptic-climatology of the Meiyu system in East Asia. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1082–1101.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I. Observed evidences [J]. International Journal of Climatology, 28: 1139–1161.
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方2008年1月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系 [J]. 气象学报, 66 (5): 808–825.
- Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (5): 808–825.
- Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible cause [J]. International Journal of Climatology, 29: 1926–1944.
- Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. [J], 129: 157–178.
- Ghosh S, Das D, Kao S C, et al. 2012. Lack of uniform trends but increasing spatial variability in observed Indian rainfall extremes [J]. Nature Climate Change, 2: 86–91.
- Goswami B N. 2005. The Asian monsoon: Interdecadal variability [M]// The Global Monsoon System: Research and Forecast. By Chang C P, Wang Bin, and Lau N C G, Eds. WMO/TD, No. 1266, 472–511.
- Goswami B N. 2006. The Asian monsoon: Interdecadal variability [M] // Wang Bin. The Asian Monsoon. Chichester, UK: Praxis Publishing, 295–328.
- Gu D J, Li T, Ji Z P, et al. 2010. On the phase relations between the Western North Pacific, Indian, and Australian monsoons [J]. J. Climate, 23: 5572–5589.
- 郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究 [J]. 热带气象学报, 4 (1): 53–60.
- Guo Qiyun, Wang Jiqin. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India [J]. Journal of Tropical Meteorology, 4 (1): 53–60.
- 郝立生, 丁一汇, 闵锦忠, 等. 2011. 华北降水季节演变主要模态及影响因子 [J]. 大气科学, 35 (2): 217–234.
- Hao Lisheng, Ding Yihui, Min Jinzhong, et al. 2011. Analysis on seasonally evolutive main modes of North China precipitation and their influence factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (2): 217–234.
- 何溪澄, 丁一汇, 何金海. 2008. 东亚冬季风对 ENSO 事件的响应特征 [J]. 大气科学, 32 (2): 335–344.
- He Xicheng, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Response characteristics of the East Asian winter monsoon to ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 335–344.
- 胡娅敏, 丁一汇. 2010. BCC\_RegCM 1.0 对 1991~2005 年江淮梅雨季的数值模拟 [J]. 科学通报, 55 (6): 490–496.
- 梁萍, 丁一汇, 何金海. 2008. 长江下游夏季降水与东亚夏季风及春季太平洋海温的关系 [J]. 高原气象, 27 (4): 772–777.
- Liang Ping, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Relations between summer rainfall over the lower reach of Yangtze River and East Asian summer monsoon as well as sea surface temperature over the Pacific in spring [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 772–777.
- 梁平德. 1988. 印度夏季风与我国华北夏季降水量 [J]. 气象学报, 46 (2): 75–81.
- Liang Pingde. 1988. The Indian summer monsoon and the rainfall in North China in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 46 (2): 75–81.
- 刘海文, 丁一汇. 2011. 华北汛期降水月内时间尺度周期振荡的年代际 2010. Simulation of 1991–2005 Meiyu season in Yangtze–Huaihe region using BCC\_RegCM 1.0 [J]. Chinese Sciences Bulletin (in Chinese), 55 (6): 490–496.
- Hu Z Z, Latif E, Roeckner E, et al. 2000. Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 2681–2684.
- 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 2011. 我国东部夏季降水异常主模态的年代际变化及其与东亚水汽输送的关系 [J]. 大气科学, 35 (4): 589–606.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Liu Yong. 2011. Interdecadal variation of the leading modes of summertime precipitation anomalies over eastern China and its association with water vapor transport over East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 589–606.
- Huang, R., and Y. Wu. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanisms. Adv. Atmos. Sci. [J], 6: 21–32.
- Huang R H, Huang G, We Z G. 2004. Climate variations of the summer Asian monsoon [M] // Chang C P. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific, 564pp.
- 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 2006. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因 [J]. 大气科学, 30 (4): 545–560.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang, et al. 2006. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (4): 545–560.
- Lau K-M, Weng H Y. 2002. Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and North America [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80, 1309–1324.
- Lau K-M, Kim K M, and Lee J Y. 2004. Interannual variability, global teleconnection and potential predictability associated with the Asian summer monsoon [M] // Chang C P, Ed. East Asian Monsoon. World Scientific, 564 pp.
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风活动及其影响 [J]. 大气科学, 23 (3): 257–266.
- Li Chongyin and Zhang Liping. 1999. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (3): 257–266.
- 李巧萍, 丁一汇, 董文杰. 2008. SRES A2 情景下未来 30 年我国东部夏季降水变化趋势 [J]. 应用气象学报, 19 (6): 770–780.
- Li Qiaoping, Ding Yihui, Dong Wenjie. 2008. Summer precipitation change over eastern China in future 30 years under SRES A2 scenario [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 19 (6): 770–780.
- Li T, Liu P, Fu X, et al. 2006. Spatiotemporal structures and mechanisms of the tropospheric biennial oscillation in the Indo-Pacific warm ocean regions [J]. J. Climate, 19: 3070–3080.
- 梁萍, 丁一汇, 何金海. 2008. 长江下游夏季降水与东亚夏季风及春季太平洋海温的关系 [J]. 高原气象, 27 (4): 772–777.
- Liang Ping, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Relations between summer rainfall over the lower reach of Yangtze River and East Asian summer monsoon as well as sea surface temperature over the Pacific in spring [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 772–777.
- 刘海文, 丁一汇. 2011. 华北汛期降水月内时间尺度周期振荡的年代际

- 变化分析 [J]. 大气科学, 35 (1): 158–166. Liu Haiwen, Ding Yihui. 2011. Analysis on the interdecadal change of submonthly time scales oscillation of precipitation over North China during rainy seasons and its cause [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 158–166.
- 柳艳菊, 丁一汇. 2007. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析 [J]. 气象学报, 65 (4): 511–526. Liu Yanju, Ding Yihui. 2007. Analysis of the basic features of the onset of Asian summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (4): 511–526.
- Liu Y J, Ding Y H, Song Y F. 2010. Relationship between the Meiyu over the Yangtze–Huaihe River basins and the frequencies of tropical cyclone genesis in the western North Pacific [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 89: 141–152.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008a. 印度夏季风的爆发与中国长江流域梅雨的遥相关分析 [J]. 中国科学 D 辑 (地球科学), 38 (6): 763–775. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008a. Teleconnection between the Indian summer monsoon onset and the Meiyu over the Yangtze River valley [J]. Science in China (Series D: Earth Science) (in Chinese), 38 (6): 763–775.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008b. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟 [J]. 气象学报, 66 (5): 789–799. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008b. Analysis and numerical simulations of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (5): 789–799.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2009. 西北太平洋夏季风对中国长江流域夏季降水的影响 [J]. 大气科学, 33 (6): 1225–1237. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2009. Influence of the western North Pacific summer monsoon on summer rainfall over the Yangtze River basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1225–1237.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2012. 亚洲—太平洋夏季风系统的基本模态特征分析 [J]. 大气科学, 36 (4): 673–695. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2012. Analysis of the leading modes of the Asian–Pacific summer monsoon system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 673–695.
- 马晓青, 丁一汇, 徐海明, 等. 2008. 2004/2005 年冬季强寒潮事件与大气低频波动关系的研究 [J]. 大气科学, 32 (2): 380–394. Ma Xiaoqing, Ding Yihui, Xu Haoming, et al. 2008. The relation between strong cold waves and low-frequency waves during the winter of 2004/2005 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 380–394.
- Lu E, Chan J C L. 1999. A unified monsoon index for South China. J. Climate, 12: 2375–2385
- Meehl G A, Arblaster J M. 2002. The tropospheric biennial oscillation and Asia–Australian monsoon rainfall [J]. J. Climate, 15: 722–744.
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65 (3): 373–390.
- Si D, Ding Y H. 2012. The tropospheric biennial oscillation in the East Asia monsoon region and its influence on the precipitation in China and large-scale atmospheric circulation in East Asia [J]. International Journal of Climatology, 32 (11): 1697–1716.
- Si Dong, Ding Yihui. 2012. Decadal change in correlation pattern between the Tibetan Plateau winter snow and East Asian summer precipitation [J]. (submitted to J. Climate).
- 司东, 丁一汇, 柳艳菊. 2010. 中国梅雨带年代际尺度上的北移及其原因 [J]. 科学通报, 55 (1): 68–73. Si dong, Ding Yihui, Liu Yanju. 2010. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 55 (1): 68–73.
- 索渺清, 丁一汇. 2009. 冬半年副热带南支西风槽结构和演变特征研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 426–442. Suo Miaoqing, Ding Yihui. 2009. The structures and evolutions of the wintertime southern branch trough in the subtropical westerlies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 426–442.
- 孙颖, 丁一汇. 2009. 未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究 [J]. 中国科学 D 辑 (地球科学), 39 (11): 1487–1504. Sun Ying, Ding Yihui. 2009. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences) (in Chinese), 39 (11): 1487–1504.
- Sun Y, Ding Y H, Dai A G. 2010. Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land–sea thermal contrasts under a warming scenario [J]. Geophys. Res. Lett., 37: L02704, doi: 10.1029/2009GL041662.
- 孙颖, 丁一汇. 2011. 全球变暖情景下南亚和东亚夏季风变化对海陆增温的不同响应 [J]. 科学通报, 56 (7): 1–10. Sun Ying, Ding Yihui. 2011. Responses of South and East Asian summer monsoons to different land–sea temperature increases under a warming scenario [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 56 (7): 1–10.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent advances in research on Asian monsoon in China [M] // Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 60–92.
- Turner A G, Annamalai H. 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon [J]. Nature Climate Change: 587–595.
- Wang B, Wu R G, and Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13: 1517–1536.
- Wang B, Wu R G, and Lau K-M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons [J]. J. Climate, 14: 4073–4090.
- Wang B. 2006. The Asian Monsoon [M]. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd., 787pp.
- Wang B, Ding Q H. 2006. Changes in global monsoon precipitation over past 56 years [J]. Geophys. Res. Lett., 33l06711. doi: 10.1029/2005 GL025347.
- Wang B, Li T, Ding Y H, et al. 2005. East Asian–Western North Pacific monsoon: A distinctive component of the Asian–Australian monsoon system [C]// Chang C P, Wang B, Lun N C G, Eds. The Global Monsoon System: Research and Forecast. WMO/ TD, No. 1266 (TMRP Report No. 70), 72–94.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18: 376–386.
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征 [J]. 大气科学, 32 (1): 1–13. Wang Zunya, Ding Yihui. 2008. Climatic characteristics of rainy seasons in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 1–13.
- Watanabe T, Yamazaki K. 2012. Influence of the anticyclonic anomaly in the subtropical jet over the western Tibetan Plateau on the intraseasonal

- variability of the summer Asian monsoon in early summer [J]. *J. Climate*, 25: 1291–1303.
- Webster P J, Magata V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Progress, predictability and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 144501–144510.
- Webster P J. 2005. Oceans and monsoons [C]// Chang C P, Wang Bing, Lau N C G, Eds. *The Global Monsoon System: Research and Forecasting*. TD No. 1266, 253–296.
- 杨明珠, 丁一汇. 2006. 印度洋海表温度的变化及其对印度夏季季风降水影响的诊断研究 [J]. *海洋学报*, 28 (4): 9–16. Yang Mingzhu, Ding Yihui. 2006. Diagnostic study of the variation of Indian Ocean sea surface temperature and its impact on Indian summer monsoon rainfalls [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 28 (4): 9–16.
- 杨明珠, 丁一汇, 李维京, 等. 2007. 印度洋海表温度主模态及其与亚洲夏季季风的关系 [J]. *气象学报*, 65 (4): 528–536. Yang Mingzhu, Ding Yihui, Li Weijing, et al. 2007. Leading mode of the Indian Ocean SST and its impacts on Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 65 (4): 528–536.
- 叶笃正, 高由禧, 等. 1979. 西藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Ye Duzheng, Gao Youxi, et al. 1979. *Tibet Plateau Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. *大气科学*, 32 (2): 261–276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 261–276.
- Zhang R H. 2001. Relation of water vapor transport from Indian monsoon with that over East Asia and summer rainfall in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18: 1005–1007.
- 张人禾, 武炳义, 赵平, 等. 2008. 中国东部夏季气候 20 世纪 80 年代后期的年代际转型及其可能成因 [J]. *气象学报*, 66 (5): 697–706. Zhang Renhe, Wu Bingyi, Zhao Ping, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 697–706.
- 赵亮, 丁一汇. 2009. 东亚夏季风时期冷空气活动的位涡分析 [J]. *大气科学*, 33 (2): 360–374. Zhao Liang, Ding Yihui. 2009. Potential vorticity analysis of cold air activities during the East Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 360–374.
- 周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 2008. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响 [J]. *气象学报*, 66 (1): 59–70. Zhou Xiaoxia, Ding Yihui, Wang Panxing. 2008. Moisture transport in Asian summer monsoon region and its relationship with summer precipitation in China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (1): 59–70.

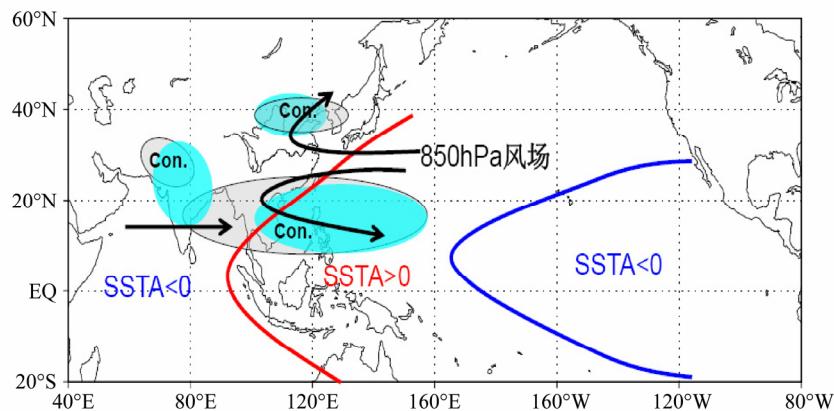


图 13 亚洲—太平洋夏季风 TBO 正位相的异常场示意图。绿色: 夏季大气热源的正值区; 黑箭头: 850 hPa 异常环流场; 灰色: 异常水汽辐合场; 红(蓝)线: 正(负)海温异常场。(引自刘芸芸和丁一汇, 2012)

Fig. 13 Schematic diagram of ocean-atmosphere interaction in the positive TBO period of the Asian-Pacific summer monsoon. The green shaded areas denote the positive value of the atmospheric heat source; the black arrows denote the 850-hPa atmospheric circulation anomaly; the gray areas denote anomalous water vapor convergence; the red/blue curves denote positive/negative SST anomaly (SSTA). (From Liu and Ding, 2012)

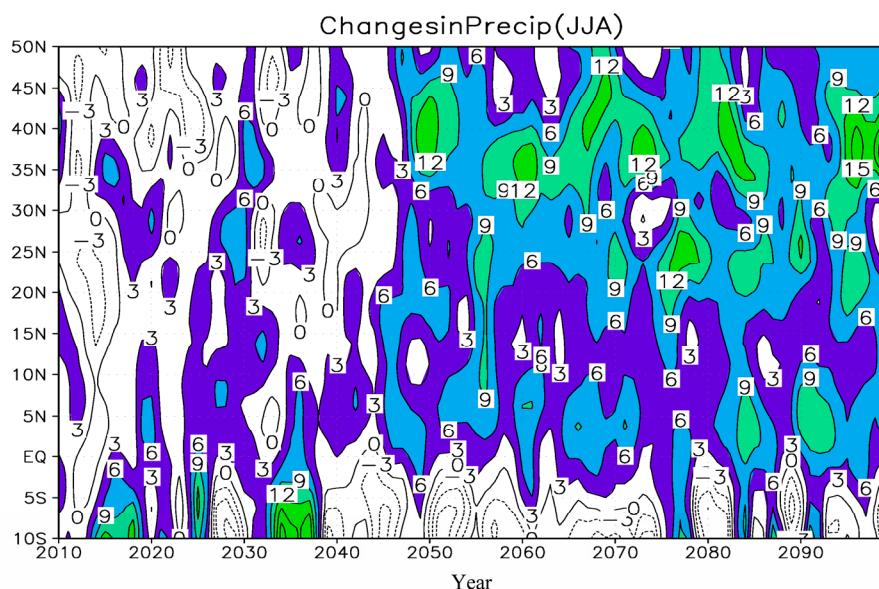


图 19 中国东部 (110°E~120°E) 2010~2099 年夏季 (6~8 月) 降水变化 (相对于 1980~1999 年) 的时间—纬度剖面图。(引自孙颖和丁一汇, 2009)

Fig. 19 Latitude-time cross-section of East Asian summer precipitation for 2010–2099. (From Sun and Ding, 2009)