

# BCC 大气环流模式对亚澳季风 年际变率主导模态的模拟<sup>\* 1</sup>

王 璐<sup>1,2</sup> 周天军<sup>1</sup> 吴统文<sup>3</sup> 吴 波<sup>1,2</sup>  
WANG Lu<sup>1,2</sup> ZHOU Tianjun<sup>1</sup> WU Tongwen<sup>3</sup> WU Bo<sup>1,2</sup>

1. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京, 100049

3. 中国气象局国家气候中心, 北京, 100081

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

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

3. National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

2009-05-18 收稿, 2009-07-14 改回.

**Wang Lu, Zhou Tianjun, Wu Tongwen, Wu Bo. 2009. Simulation of the leading mode of Asian-Australian monsoon interannual variability with the Beijing Climate Center atmospheric general circulation model. Acta Meteorologica Sinica, 67(6):973-982**

**Abstract** The performance of Beijing Climate Center (BCC) atmospheric general circulation model version 2.0.1 (BCC-AGCM) was evaluated in reproducing the leading mode of Asian-Australian monsoon (A-AM) rainfall interannual variability forced by historical sea surface temperature covering the period of 1979-2000. The observed first mode revealed by the seasonal-reliant EOF analysis is associated with the turn about of warming to cooling in the (ENSO) and is featured by the seasonal evolution of the precipitation anomalies over the southeastern Indian Ocean and the western North Pacific Ocean. This mode has a quasi biennial oscillation and a low frequency component (4-6 year). The corresponding model results indicate that the model can reasonably reproduce the year-to-year temporal variations of the first leading mode, as well as its relationship with ENSO evolution. The deficiency of BCC-AGCM lies in reproducing the spatial pattern of the first mode, which is possibly related to the model biases in simulating general circulation. The observed western North Pacific (WNP) anticyclone is onset in D(0) JF(1), while the simulated one is onset in SON(0). This deficiency may be due to the systematic eastward shift of simulated circulation over this region. In addition, the phase locking of the South Indian Ocean (SIO) anticyclone reproduced by BCC is boreal winter, one season later than its counterpart in observation. It may be related to the strategies of the stand-alone AGCM simulation in which the local air-sea coupling process that is important for the evolution of the SIO anticyclone is neglected. Furthermore, the model has the lowest skill in reproducing rainfall distribution in boreal summer. Further discussion suggests that this lowest skill may be related to simulated bias in mean state of summer rainfall, especially the lack of precipitation over the southeastern Indian Ocean, which is possibly resulted from the convection scheme.

**Key words** Asian-Australian monsoon, Interannual variability, Atmospheric general circulation model

**摘 要** 利用观测海温驱动下的北京气候中心大气环流模式(BCC-AGCM)1979—2000年的模拟数据,从亚澳季风(A-AM)年际变率的角度,对该模式的性能进行了分析。通过季节依赖的EOF分析方法(S-EOF)得到观测第1模态,与ENSO从暖位相向冷位相的转变相联系,并伴随东南印度洋和西北太平洋的降水异常随季节变化。该模态具有准2a和4—6a周期的谱峰。分析结果显示,BCC模式可以很好地模拟出第1模态的时间变化特征,及其与ENSO位相的同步关系。但是,模式模拟

\* 资助课题:财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200706010、GYHY200706005)和国家自然科学基金(40625014、40821092、90711004)。

作者简介:王璐,主要从事大气环流运动研究。E-mail: wanglu2007@mail.iap.ac.cn

的降水空间型与观测存在偏差,这主要是由于模式对环流场模拟的偏差造成的,具体表现在西北太平洋(WNP)反气旋和南印度洋(SIO)反气旋的季节锁相模拟偏差。前者与模式模拟的环流场整体偏东有关,后者是由于SIO反气旋的发展和衰亡过程受印度洋局地海气相互作用影响,而单独大气模式则无法合理地反映这一过程。另外,模式模拟的第一模态降水空间型在夏季效果较差,原因在于模式模拟的夏季平均降水量存在偏差,尤其是东南印度洋的降水量模拟偏少。进一步分析表明,这可能与对流参数化方案的选择有关。

**关键词** 亚澳季风,年际变率,大气环流模式

**中图法分类号** P435<sup>+</sup>.2

## 1 引言

亚澳季风区(A-AM)(30°S—40°N, 40°—160°E)是世界上最大、人口最密集的地区,约占全球热带和副热带的三分之一。季风变化对该区域的经济和社会发展有深远的影响。提高对季风降水变化的预测能力对未来变化趋势的预估能力具有重要意义(王斌,2008;丁一汇等,2008;张人禾等,2008)。已有的研究表明,A-AM降水和环流异常具有明显的年际变化特征,并表现出地域差异和随季节演变的特点(Meehl, 1987; Lau, et al, 1988; Meehl, et al, 2002)。在El Niño发展年的北半球夏季,印度季风降水减少(Rasmusson, et al, 1983; Shukla, et al, 1983; Bhalme, et al, 1984; Webster, et al, 1992),这一关系在最近20年有所减弱(Kumar, et al, 1999);西北太平洋(WNP)降水增加,这是由于赤道中太平洋的加热中心在WNP强迫出一个气旋性异常,从而使WNP季风加强而引起的(Wu, et al, 2009)。在成熟期(北半球冬季),澳大利亚(Meehl, 1987)和WNP(Wu, et al, 2009)季风降水减少,印度(Prasad, et al, 1996)和华南降水增多(Zhang, et al, 1999)。在衰减年的北半球夏季,WNP降水减少(Wang, et al, 2000),东亚梅雨锋降水增加(Chen, et al, 1992; Chang, et al, 2000; Lau, et al, 2001);秋季,中国南海降水增加;冬季,中国东南部/日本南部降水减少(Wu, et al, 2009)。

数值模式是开展气候变率研究的重要工具,而现有的数值模式,在模拟A-AM年际变率方面还存在许多问题。Sperber等(1996)评估了参加大气模式比较计划(Atmospheric Model Intercomparison Project,简称AMIP)的32个大气环流模式,这些模式对1979—1988年的全印度降水几乎没有模拟能力(1987和1988年的La Nina除外)。Wang等(2004)利用11个大气环流模式对1996年9月—

1998年8月的夏季降水作集合模拟,发现模拟的A-AM区降水空间型与观测之间的相关系数只有0.45,而在赤道中东太平洋则达到0.8。Wang等(2008b)指出A-AM的年际变率是3种因素综合作用的结果:(1) ENSO遥强迫;(2) 季风-暖洋面的局地海气相互作用;(3) 季风年循环。因此,单纯利用海温(SST)强迫大气环流模式可能难以合理再现A-AM的所有年际变率特征。

近期研究发现,A-AM的年际变率存在两个主导模态:第1模态对应ENSO位相转变,具有显著的2年周期;第2模态则超前ENSO 1年,但是其物理机制还不清楚(Wang, et al, 2008a)。这两个主导模态具有较高的可预报性,因此可以作为检验模式对A-AM年际变率模拟能力的标准之一。Wang等(2008b)利用10个耦合模式,分析了其回报A-AM年际变率主导模态的能力,发现当提前一个月进行季节预测时耦合模式的预报效果较好。Zhou等(2009)分析了参加国际大气环流模式比较计划II的包括LASG/IAP模式在内的11个大气环流模式及其多模式集合平均的结果,发现在热带地区,多模式集合对两个主导模态的模拟能力与NCEP2再分析资料相当;但是在热带外的西北太平洋和中国南海地区,再分析资料比单独大气模式的结果要好,原因是在热带外地区的北半球夏季,大气对海洋的强迫作用依赖很强,而单独大气模式无法正确反映这一过程。另外,AGCM所模拟的A-AM年际变率主导模态的环流型在季节演变位相上不同于观测,原因可能在于忽视了西太平洋的局地海气相互作用(Zhou, et al, 2009)。

最近,中国国家气候中心在美国国家大气研究中心(NCAR)通用大气模式CAM3.0(Community Atmosphere Model version 3;Collins, et al, 2006)的基础上,发展了其第2代大气环流模式(BCC-AGCM2.0.1)。和前一个版本的BCC-AGCM1.0

(Dong, 2001)相比,该版本在算法结构和动力框架方面都作了重大的修改(Wu, et al, 2008a),使模式的运算速度和模拟能力有了显著的改进。Wu 等(2008b)对 BCC-AGCM2.0.1(简称为 BCC-AGCM)模拟的降水、温度、环流等要素的气候态年平均和季节循环状况进行了系统评估,指出该模式在许多方面性能要优于 CAM3.0。发展 BCC-AGCM 的目的之一在于提高对亚澳季风降水的预报能力。但是,目前该模式对 A-AM 降水变率的模拟能力如何尚不清楚。本文的目的是检验 BCC-AGCM 对 A-AM 降水年际变率主导模态的模拟能力,讨论造成该模式模拟偏差的原因,以期为后续模式改进提供依据,同时亦为该模式未来用于中国国家气候中心的短期气候预测业务提供参考。

## 2 模式和资料方法

### 2.1 模式和资料简介

本文所用的模式为中国气象局国家气候中心第 2 代大气环流模式 BCC-AGCM。关于该模式的详细介绍参见 Wu 等(2008a, 2008b)的文章, BCC-AGCM 的水平分辨率为 T42, 纬向为均匀分布的 128 个格点, 经向为高斯格点, 共 64 个。垂直方向采用混合坐标, 共 26 层, 模式顶气压为 2.914 hPa。该模式在 NCAR 大气环流模式 CAM3.0 基础上, 引进了几个新的物理参数化方案, 包括 Zhang 等(2005)最新质量通量型积云对流参数化方案基础上的修改方案、整层位温守恒的干绝热调整方案、在开洋面上计算感热和水汽通量的方案以及计算雪盖百分率的经验方程等。

本文采用 BCC-AGCM AMIP 试验 1979—2000 年的积分结果。AMIP 试验就是用观测的逐月海温和海冰强迫 AGCM 做连续积分(Phillips, 1996)。为了检验模式模拟效果, 本文用到如下数据: (1) CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) 的逐月降水资料(Xie, et al, 1997); (2) NCEP2 的再分析资料(Kanamitsu, et al, 2002); (3) HadISST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature) 的逐月 SST 资料(Rayner, et al, 2003)。以上资料的时段统一为 1979 年 1 月到 2000 年 12 月。Niño 3.4 指数定义为 Niño 3.4 区(5°S—5°N, 120°—170°W)的区域平均 SSTA。

### 2.2 分析方法

A-AM 系统的年际变率具有明显的地域差异以

及随季节演变的特点, 并且与 ENSO 的位相密切相关(Meehl, 1987)。已有的工作表明传统的 EOF 分析方法无法表征 A-AM 随季节变化的特征(Lau, et al, 2001; Webster, et al, 1992)。基于这种考虑, Wang 等(2005)提出了季节依赖的 EOF 分析方法(Season-reliant EOF, 简称 S-EOF 方法), 该方法可以很好地刻画出变量异常随季节变化的特点。由于本文关注的是季风系统, 故采用 Yasunari(1991)提出的“季风年”概念, 将第 0 年夏季 6—8 月至次年春季 3—5 月的 4 个季节连起来视为一个“季风年”, 各季节依次记为 JJA(0), SON(0), D(0), JF(1), MAM(1)。S-EOF 的具体作法是将 4 个季节平均变量的距平视为一个整体, 构造协方差矩阵, 对其做 EOF 分解, 再将特征向量重新分解为 4 个季节。最后得到的每个主导模态都包括一个主成分时间序列及其对应的从 JJA(0)到 MAM(1)的 4 个季节的空间分布。

本文先对 A-AM 区降水进行 S-EOF 分析, 分别得到观测和模拟的季节平均的降水距平随季节变化的主导模态, 然后将 A-AM 区 850 hPa 风场距平和太平洋区的观测 SST 距平对主成分时间序列(PC)进行回归, 得到降水主导模态对应的低层环流场和 SST 距平场。为了突出年际变率的特点, 在进行 S-EOF 分解之前, 我们采用 Lanczos 滤波器(Duchon, 1979)去除原始数据中 8 年以上时间尺度的变率。

## 3 结果分析

### 3.1 降水主导模态

用 CMAP 降水资料对 A-AM 季节平均降水距平做 S-EOF 分析, 得到 A-AM 降水随季节演变的年际变率主导模态, 前两个模态分别解释了总方差的 27.4% 和 10.6%, 均通过 North 准则检验(North, et al, 1982)。由于第 2 模态的物理成因目前尚不清楚(Wang, et al, 2008a; Zhou, et al, 2009), 本文主要关注第 1 模态。从观测 S-EOF 第 1 模态随季节演变的空间分布(图 1a)可以看到, 在 JJA(0), 菲律宾海地区为正降水异常, 而在南印度洋(SIO)和印度尼西亚地区为降水负距平。到了 SON(0), 降水负距平加强, 且区域扩大至菲律宾群岛和整个热带南亚地区。此时, 热带西印度洋出现正降水异常, 从而在热带印度洋地区形成“西湿东干”的降水偶极子型, 该偶极子型对应“西暖东冷”的偶极子 SST 距平型(Saji, et al, 1999; Webster, et

al,1999)。D(0)JF(1),SIO 降水负距平强度减弱,赤道西印度洋正降水和西北太平洋(WNP)降水负

距平强度变强。到了 MAM(1),SIO 的降水负距平中心消失,WNP 的降水负距平强度减弱。

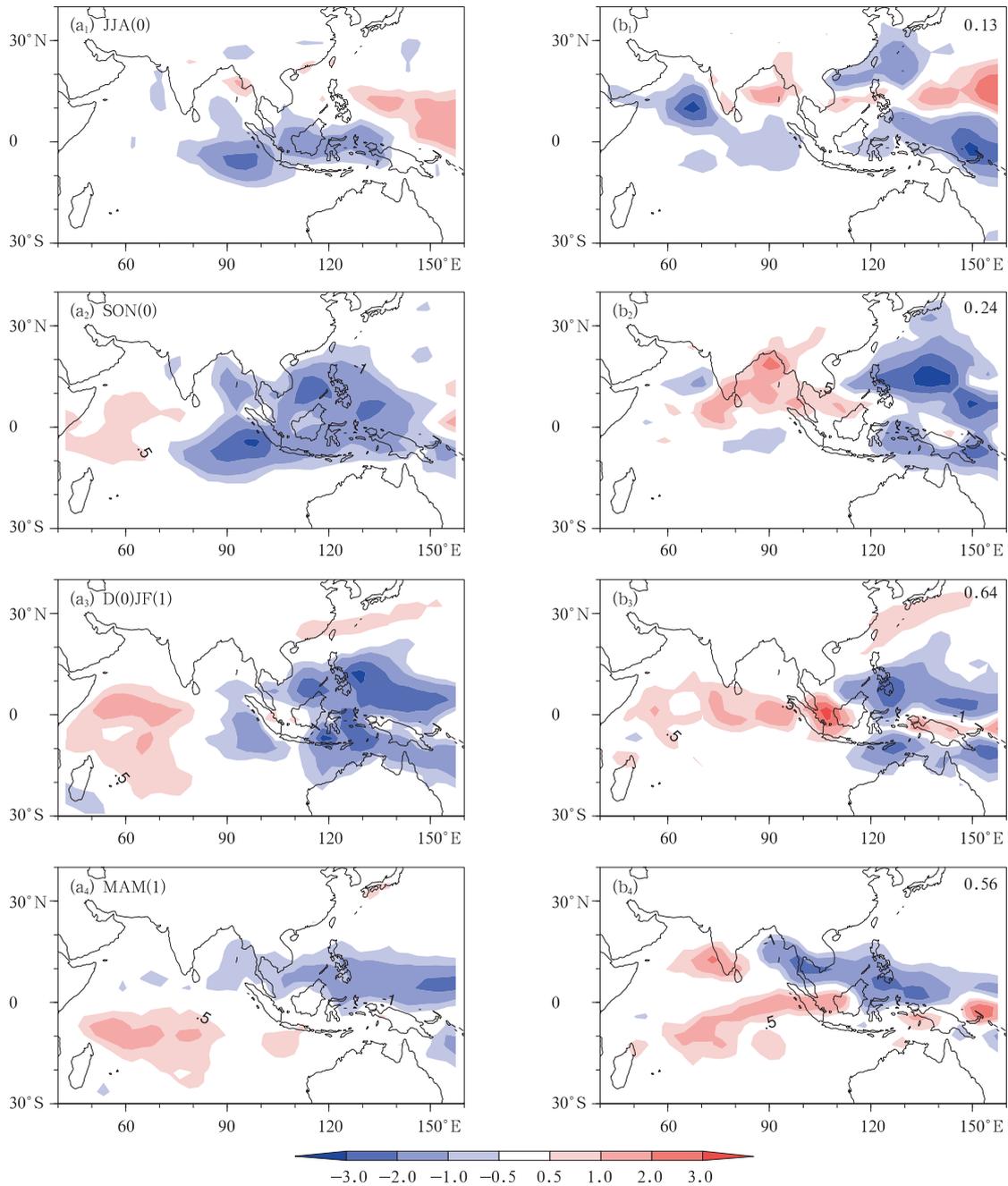


图1 CMAP降水量(a)、模式降水量(b)分别与 S-EOF 第 1 模态主成分时间序列的回归系数空间分布 (a<sub>1</sub>,b<sub>1</sub>. 夏季; a<sub>2</sub>,b<sub>2</sub>. 秋季; a<sub>3</sub>,b<sub>3</sub>. 冬季; a<sub>4</sub>,b<sub>4</sub>. 春季。填色,单位:mm/d;图的右上角为空间相关系数)  
 Fig.1 Spatial patterns of the linear regression fields of seasonal precipitation anomalies (color shading, units of mm/d) obtained from CMAP observation (a) and from BCC-AGCM (b) respectively against the corresponding first principal component from JJA (0) to MAM (1) (Spatial pattern correlations of rainfall anomalies with the observation are marked at the upper-right corner of each panel) (a<sub>1</sub>,b<sub>1</sub>. JJA(0); a<sub>2</sub>,b<sub>2</sub>. SON(0); a<sub>3</sub>,b<sub>3</sub>. D(0)JF(1); a<sub>4</sub>,b<sub>4</sub>. MAM(1))

从 S-EOF 第 1 模态对应的 PC 时间序列(图 2a)可以看出,PC1 表现出明显的年际变化特征。

PC1 与 Niño 3.4 指数之间的超前/滞后相关(图 2b)表明,相关系数在 D(0)JF(1)最大——超过0.9,

表明第 1 模态对应 ENSO 从发展到衰减的演变过程(Wang, et al,2008a)。

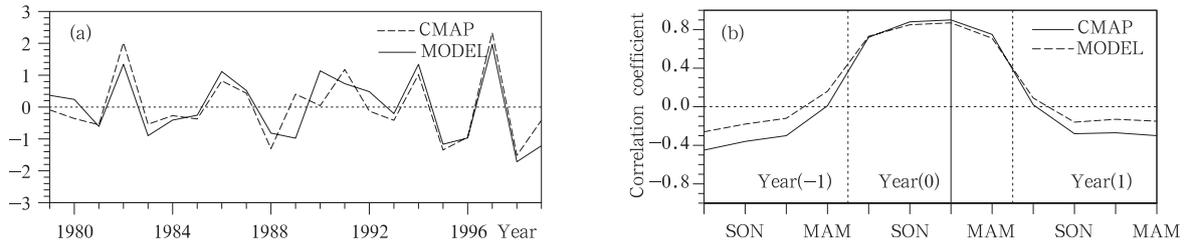


图 2 S-EOF 第 1 模态主成分时间序列(a)及其与 Niño 3.4 指数超前滞后相关(b)

Fig. 2 (a) Principle components of the first S-EOF mode of seasonal precipitation anomaly obtained from CMAP and (b) lead/lag correlations between the first S-EOF principal component and the Niño 3.4 index

为了检验 BCC-AGCM 对 A-AM 年际变率第 1 模态的模拟能力,我们对模式结果进行同样的 S-EOF 分析,得到的第 1 模态解释了总方差的 17.1%,能够通过 North 准则检验,但方差较之观测偏小。从降水空间型的分布(图 1b)看,模式能够模拟出 SON(0)、D(0)JF(1)和 MAM(1) WNP 降水量负异常的特征,但是没有模拟出 SIO 降水量负异常的特征。在 JJA(0),海洋大陆地区的降水量负距平没有模拟出来,观测中 WNP 的降水量正距平在模式中被降水量负距平所取代。定量比较降水空间分布的模拟效果,发现模式对 S-EOF1 降水量的模拟效果具有明显的季节依赖性,即在冬春较好(空

间相关系数在 0.55 以上),夏秋较差(夏季的空间相关系数只有 0.13)。根据 Zhou 等(2009)对 AMIP 11 个大气环流模式的多模式集合平均的结果(简称 MME)(可视 MME 为大气模式所能达到的最高水平),MME 模拟的 S-EOF1 降水量和观测值的空间相关系数在 4 个季节均超过 0.65,其中冬季相关系数为 0.81,为各季节中最高的。将 BCC-AGCM 的结果和 AMIP MME 对比,发现二者的共同点是在冬季模拟效果最好。但是,JJA(0),AMIP MME 能够模拟出海洋大陆地区的降水量负距平特征,并且空间相关系数可达 0.65。BCC-AGCM 的模拟技巧明显低于 AMIP MME,呈现出较大的模拟偏差。

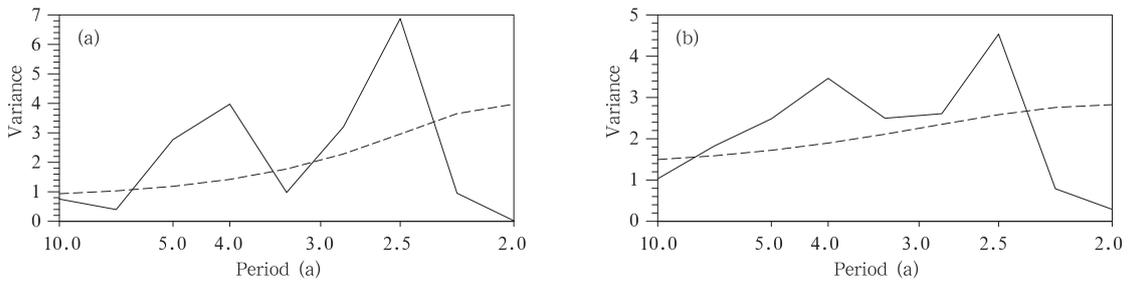


图 3 S-EOF 第 1 模态主成分的功率谱密度分布(实线)和红噪声检验(虚线)(a. CMAP; b. BCC-AGCM)

Fig. 3 The power spectrum density (solid line) and red noise (dashed line) of the first S-EOF principal component of seasonal precipitation anomaly obtained from CMAP observation (a) and from BCC-AGCM (b)

将模式降水量对应的 PC1 和观测求相关(图 2a),相关系数达到 0.89,通过了 5% 的显著性检验。进一步检验其与 Niño 3.4 指数的超前/滞后相关(图 2b),发现模拟和观测值有很好的 consistency。因此,在 BCC-AGCM 中,A-AM 降水年际变率的第 1 模态亦表现为与 ENSO 相关联的距平型。将观测降水量对应的 PC1 做功率谱分析和红噪声检验(图

3a),发现 PC1 存在 2.5 和 4 年两个显著的周期,分别对应对流层准 2 年振荡(TBO)和低频振荡(LF)(Zhou, et al, 2008)。而模式可以很好地模拟出 PC1 的这一特征(图 3b)。

### 3.2 环流场和 SST

A-AM 年际变率的第 1 模态对应的降水空间分布与大尺度环流密切相关,并受到 ENSO 遥强迫的

影响。将 PC1 分别对 850 hPa 风场和 SST 的季节距平求回归, 回归系数的分布即可揭示相应的环流异常和 SST 异常。图 4a 和 4b 分别给出观测和模式模拟的情况。从图 4a 可知, 在 JJA(0), 海洋大陆到阿拉伯海一线受反气旋性环流控制, 菲律宾海上空为气旋性环流, 这两块区域分别对应降水负距平

区和正距平区(图 4a<sub>1</sub>)。到了 SON(0), SIO 地区出现反气旋性环流, 对应该处的降水量负距平加强, 而菲律宾海的气旋性环流东移, 与其对应的降水量正距平区东移(图 4a<sub>2</sub>), 并且在菲律宾以南出现纬向辐散气流。到了 D(0)JF(1), SIO 反气旋减弱, 与其对应的降水负距平减弱, WNP 出现反气旋性环流,

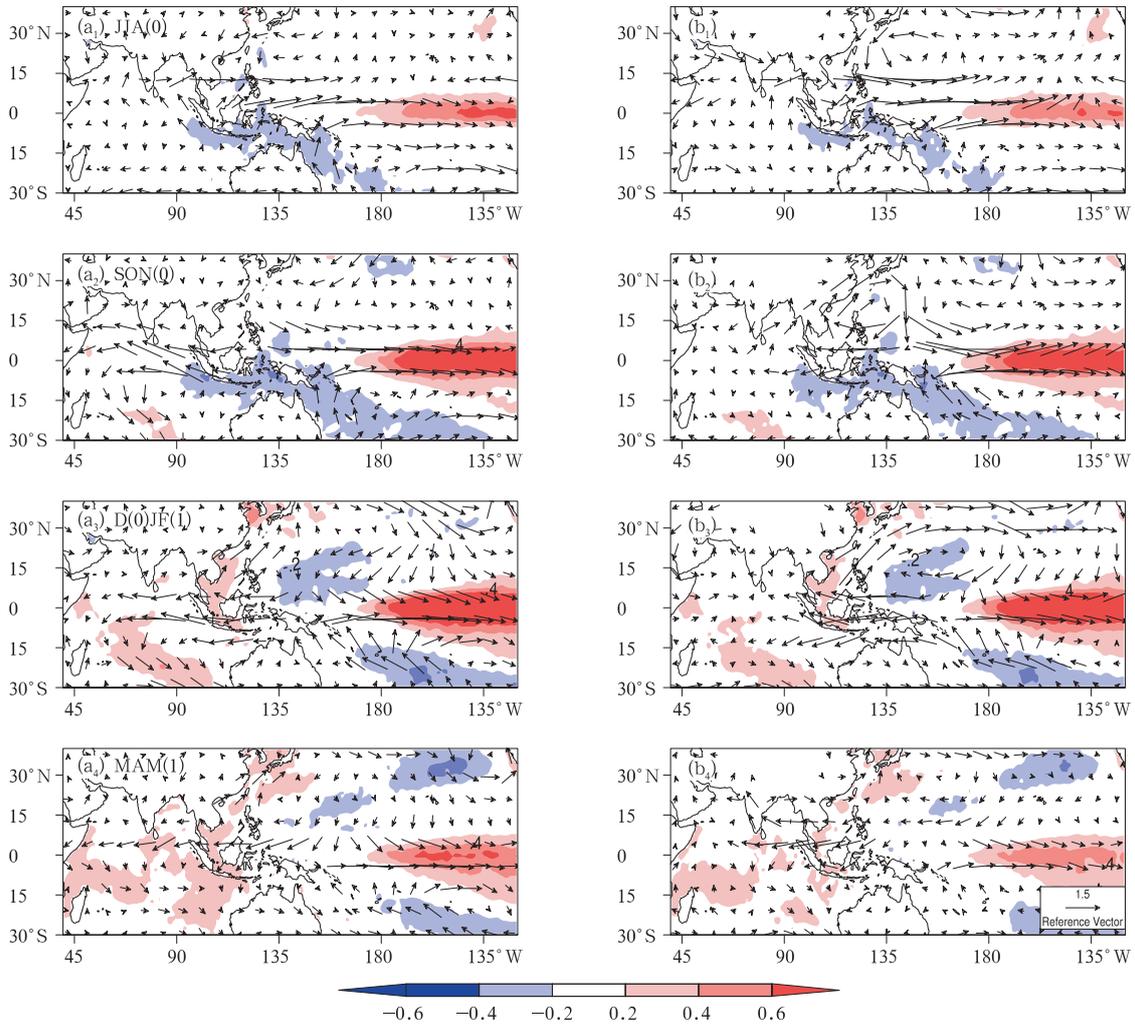


图 4 850 hPa 风(矢量, 单位: m/s)及 SST(填色, 单位: °C)与 CMAP 降水 S-EOF1 时间序列的回归系数分布 (a); (b) 同(a), 但为模式的结果  
(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>. 夏季(0); a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>. 秋季(0); a<sub>3</sub>, b<sub>3</sub>. 冬季(1); a<sub>4</sub>, b<sub>4</sub>. 春季(1))

Fig. 4 Seasonally evolving patterns of 850 hPa wind (vector, units: m/s) and SST (shaded, units: °C) anomalies regressed onto the principal component of the first S-EOF mode in CMAP observation (a) and BCC-AGCM (b)  
(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>. JJA(0); a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>. SON(0); a<sub>3</sub>, b<sub>3</sub>. D(0)JF(1); a<sub>4</sub>, b<sub>4</sub>. MAM(1))

对应的该处出现降水负距平(图 4a<sub>3</sub>)。而到了 MAM(1), SIO 反气旋消亡, WNP 反气旋维持, 印度洋上空转变为跨赤道气流; 对应的 SIO 降水负距平中心消失, WNP 降水负距平减弱(图 4a<sub>4</sub>)。由以上分析知, 第 1 模态对应的 850 hPa 环流场中, 最主要的特征就

是分别位于 WNP 和 SIO 的两个反气旋性环流, 而这两个反气旋的演变可以在很大程度上解释第 1 模态降水空间分布及其季节变化特征。由图 4a 可见, 赤道中东太平洋正的 SSTa, 在 JJA(0) 出现, 到 D(0)JF(1) 达到最强, 从 MAM(1) 开始衰减, 这正好对应着

El Niño 从发展到衰亡的演变过程,再次说明了第 1 模态与 ENSO 演变具有同位相的关系。

BCC-AGCM 中季风环流对 El Niño 强迫的响应(图 4b)。和观测相比,模拟环流场的偏差主要表现为模式模拟的 SIO 反气旋和 WNP 反气旋位相偏差。图 5 分别给出观测和模拟的 850 hPa 流函数场。观测中(图 5a),SIO 反气旋在秋季达到峰值,

冬季衰减,WNP 反气旋在冬季达到峰值,维持至次年春季和初夏。而在模式中(图 5b),SIO 反气旋则在冬季达到峰值,次年春季衰减,WNP 反气旋在秋季就开始建立,维持至冬季。为了更清楚的对比这两个反气旋的季节变化,分别计算二者的涡度随季节演变(图略)显示,模拟的两个反气旋较之观测,存在明显的位相差。

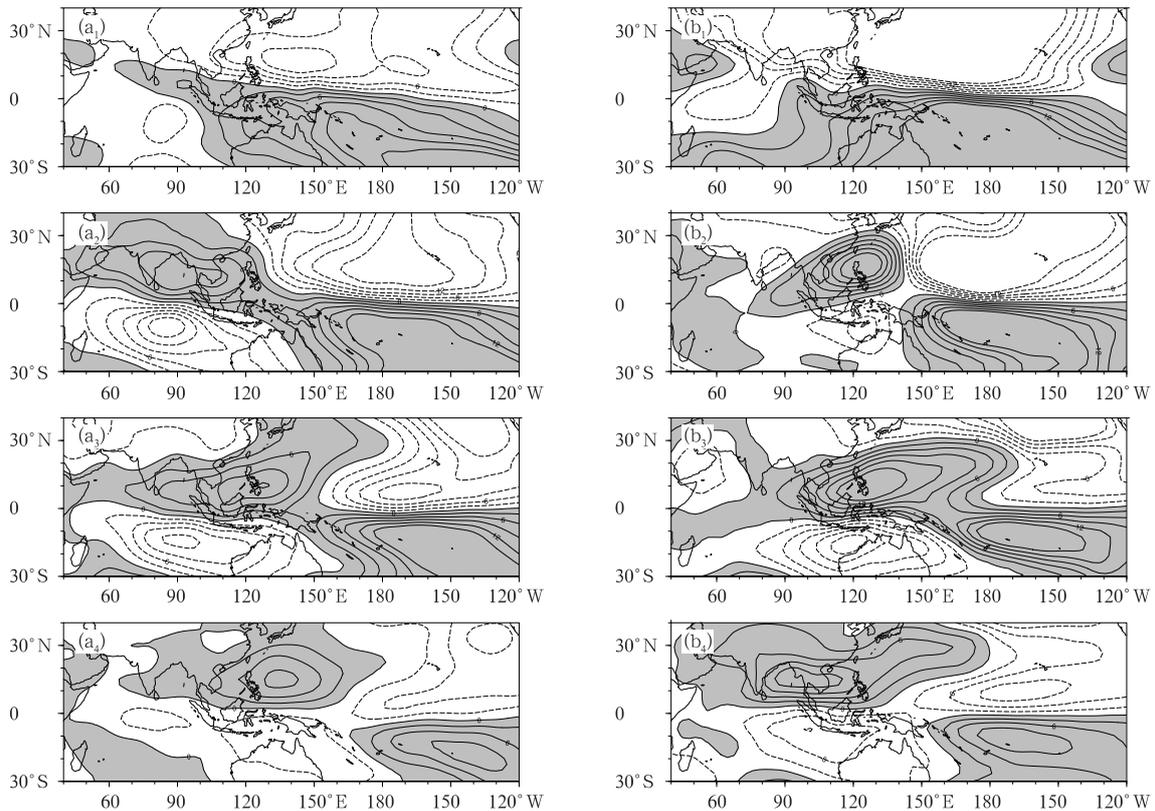


图 5 850 hPa 流函数场与 CMAP 降水 S-EOF1 时间序列的回归系数分布(a)。(b)同(a),但为模式的结果(北(南)半球,负(正)值表示气旋,正(负)值表示反气旋(阴影区大于 0))

(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>. 夏季(0); a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>. 秋季(0); a<sub>3</sub>, b<sub>3</sub>. 冬季(1); a<sub>4</sub>, b<sub>4</sub>. 春季(1))

Fig. 5 Stream functions of the regressed 850 hPa winds with respect to the first principal component in CMAP observation (a) and the model (b). In northern (southern) hemisphere, negative (positive) area represents cyclone, positive(negative) area represents anticyclone. (The shaded area is greater than zero)

(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>. JJA(0); a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>. SON(0); a<sub>3</sub>, b<sub>3</sub>. D(0); a<sub>4</sub>, b<sub>4</sub>. MAM(1))

Li 等(2003)提出 SIO 反气旋的季节锁相是局地海气相互作用和背景风场的季节循环共同作用的结果。在北半球夏季和秋季,苏门答腊西岸盛行东南风,SIO 反气旋东侧的东南风异常和平均风叠加的结果是局地风速加大,从而使该处的海表面蒸发加强,沿岸上升流加强,SST 降低,SST 的降低进一步令反气旋增强,即 SIO 反气旋异常与局地 SST 负异常之间发生正反馈作用,反气旋发展;而在冬季,

盛行风向转为西北风,海气之间发生负反馈作用,SIO 反气旋衰减。Wang 等(2008b)分析了当前最好的 10 个耦合模式模拟的季节平均降水异常,并作多模式集合平均,结果显示(原文献图 3a),耦合模式模拟的苏门答腊以西的负降水异常中心,在夏季发展,秋季达到峰值,冬季衰减,与观测的位相一致,这进一步证明了海气耦合过程对 SIO 反气旋季节锁相特征形成的重要性。而利用单独大气模式无法

反映出上述过程,因此难以正确模拟 SIO 反气旋在 SON(0)达到峰值位相的特征。对比图 5a 和 5b 发现,模式模拟的环流场较之观测位置整体偏东,从而导致 WNP 反气旋在秋季建立。BCC-AGCM 对第 1 模态对应的环流场的模拟偏差,能够合理解释该模式的降水异常空间型模拟偏差。

### 3.3 关于模拟偏差的讨论

前文已经指出,BCC-AGCM 模拟的第 1 模态降水空间型的效果具有季节依赖性,即对 JJA(0)的降水模拟效果较差,主要表现为赤道东南印度洋(包括海洋大陆地区)的降水负距平模拟偏差。以下我们对造成这种模拟偏差的原因进行讨论。

Sperber 等(1996)指出热带降水年际变率的模拟有赖于气候平均态的模拟。Turner 等(2005)提出要想准确预测与 ENSO 有关的大气遥相关型,需要准确的模式气候态。因此,本文先从气候态模拟的角度,来考察 BCC-AGCM 模拟的 A-AM 年际变率第 1 模态降水在夏季效果较差的原因。表 1 给出观测和模拟的 A-AM 区各季节气候平均态降水空间相关系数和均方根误差(RMSE)。从总体上看,模式能够较好地模拟出气候平均态降水的空间分布特征(空间相关系数均在 0.75 以上)。但是相对而言,夏季的模拟效果比其他季节要差。

表 1 观测和模拟 A-AM 区气候态降水的空间相关系数和均方根误差

Table 1 Pattern correlation coefficients and RMSE between the observed and simulated seasonal mean state of precipitation

	JJA(0)	SON(0)	D(0)JF(1)	MAM(1)
相关系数	0.797	0.822	0.823	0.817
均方根误差	2.72	1.89	1.93	1.67

图 6 给出模拟的夏季平均降水和 850 hPa 环流场与观测之差。从图中可知,模式模拟的夏季平均降水偏差较大,主要表现在赤道东南印度洋(包括海洋大陆地区)降水偏少。所以无论是异常的沃克环流下沉支,还是局地的冷海温异常,都不会使该地区产生明显的负降水异常。因此,对夏季平均降水的模拟偏差可能是导致该模式模拟的年际变率降水异常出现偏差的原因之一。

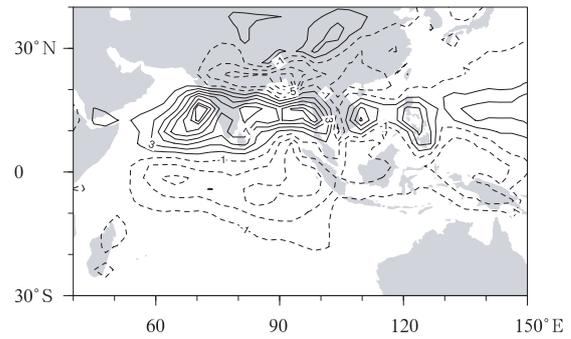


图 6 BCC-AGCM 模拟的夏季平均降水量与观测之差(实线:正偏差;虚线:负偏差;单位:mm/d)  
Fig. 6 The differences of mean rainfall rate between BCC-AGCM and observation in summer (solid line: positive; dashed line: negative; unit: mm/d)

为什么 BCC-AGCM 对赤道东南印度洋的夏季平均降水模拟偏少呢? 对流参数化方案的选择可能是造成该结果的原因之一。Wu 等(2008)比较了 BCC-AGCM 和 CAM3 对夏季平均降水的模拟结果。BCC-AGCM 采用的对流参数化方案为 RZM 方案(Zhang, et al, 2005), CAM3 采用的是 ZM 方案(Zhang, et al, 1995)。结果显示(Wu 等(2008)文中图 7d, 7e), CAM3 能够模拟出夏季赤道印度洋的强降水带, 而 BCC-AGCM 则不能。需要指出的是, BCC-AGCM 与 CAM3 的差别不仅包括对流参数化方案, 还包括整层位温守恒的干绝热调整方案、在开洋面上计算感热和水汽通量的方案以及计算雪盖百分率的经验方程等(具体内容参见 Wu 等(2008)), 但对流参数化方案对印度洋降水带模拟的影响不可忽略。Chen 等<sup>①</sup>分析了 NCAR/CAM3.5 模拟的亚洲季风气候态对不同对流参数化方案的响应。用于比较的方案包括: ZM 方案(Zhang, et al, 1995), NZM 方案(Neale, et al, 2008), ZZM 方案(Zhang, 2002)和 WZM 方案(Wu, et al, 2003)。ZM 和 NZM 方案采用的是对流有效位能假设(CAPE), 强调对流不稳定在对流产生中的作用。NZM 还考虑了环境大气对对流的影响。ZZM 方案和 WZM 方案采用的是准平衡假设, 该假设认为大气的不稳定是对流层扰动引起的。结果显示(Chen 等<sup>①</sup>图 1), 当采用 ZM 方案时, 模式可以模拟出夏季赤道印度洋的

① Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the new NCAR CAM3.5 Model in East Asian summer monsoon simulations: sensitivity to modifications of the convection scheme. Submitted to J Climate

降水带,但是和 CMAP 降水相比,强度偏强,并且中心偏西。而在采用 NZM、ZZM 和 WZM 方案时,模拟结果的一个共同特点就是赤道印度洋的降水偏少。由此可见,对流参数化方案是影响该区域气候态降水的一个重要因子。

需要指出的是,对流参数化方案并不是影响模式对夏季赤道印度洋降水带模拟的唯一因子。对参加 AMIP II 计划的 11 个模式的模拟结果进行分析,发现对印度洋降水带模拟偏弱是众多模式的一个普遍缺陷,而与模式所采用的对流参数化方案关系不明显(张丽霞,私人通信)。

综上所述,影响赤道印度洋夏季平均降水模拟的因子非常复杂,对流参数化方案可能是众多因子之一。该问题还需进行更加深入的研究。

#### 4 结 论

本文基于观测事实,对全球大气谱模式 BCC-AGCM 模拟的 A-AM 年际变率的主导模态,进行了较为系统的分析,得到主要结论:

(1) 观测中 A-AM 年际变率的第 1 模态主要表现为热带东南印度洋(包括海洋大陆)以及西北太平洋降水距平随季节演变,这种空间型变化具有明显的准 2 年周期,对应 ENSO 从发展到衰减的转变位相。BCC-AGCM 能够在一定程度上模拟出该模态的基本特征,如 PC1 的 2 个显著周期、第 1 模态与 ENSO 位相的同步关系。

(2) BCC-AGCM 模拟的第 1 模态降水空间分布的偏差主要表现为热带东南印度洋的降水负距平位置偏东,并在冬季达到最强,WNP 的降水负距平在秋季偏强。造成上述降水偏差的原因来自环流模拟偏差。观测中 SIO 反气旋在夏季发展,秋季达到最强,冬季衰减;WNP 反气旋在冬季建立并达到最强。而模式中,SIO 反气旋在秋季发展,冬季达到最强,并且位置偏东;WNP 反气旋在秋季即建立起来。前者可能由于 SIO 反气旋的发展和衰亡过程很大程度上受到印度洋局地海气相互作用的影响,而单独大气模式则无法合理反映这一过程;后者则与模式模拟的环流场整体偏东有关。

(3) BCC-AGCM 模拟的 A-AM 年际变率第 1 模态降水空间分布在夏季效果最差,原因可能是由于模式模拟的气候平均态降水在夏季存在较大偏差。分析发现,这一偏差的出现可能与对流参数化

方案的选择有关。

#### References

- Bhalme H N, Jadhav S K. 1984. The Southern Oscillation and its relation to the monsoon rainfall. *J Clim*, 4:509-520
- Chang C P, Zhang Y, Li T. 2000. Interannual and interdecadal variations of the east Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Role of the sub tropic ridge. *J Clim*, 13:4310-4325
- Chang C P, Wang Z, Ju J, et al. 2004. On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J Clim*, 17:665-672
- Chen L X, Dong M, Shao Y N. 1992. The characteristics of interannual variations on the East Asian monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70:397-421
- Ding Y H, Liu Y Y. 2008. A study of the teleconnection in the Asian-Pacific monsoon region. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 66(5): 670-682
- Duchon C. 1979. Lanczos filtering in one and two Dimensions. *J Appl Meteor*, 18: 1016-1022
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc*, 77:437-472
- Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284:2156-2159
- Lau K M, Shen S. 1988. On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO. *J Atmos Sci*, 45:1781-1797
- Lau K M, Weng H. 2001. Coherent modes of global SST and summer rainfall over China: An assessment of the regional impacts of the 1997/98. *J Clim*, 14:2880-2895
- Lau K M, Wu H T. 2001. Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian summer monsoon-A reassessment of the monsoon-ENSO relationship. *J Clim*, 14: 2880-2895
- Li T, Wang B, Chang C P, et al. 2003. A theory of the Indian Ocean dipole-zonal mode. *J Atmos Sci*, 60:2119-2135
- Li T, Tung Y C, Hwu J W. 2005. Remote and local SST forcing in shaping Asian-Australian monsoon anomalies. *J Meteor Soc Japan*, 83:153-167
- 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 Clim*, 19:3070-3087
- Meehl G. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean region. *Mon Wea Rev*, 115:27-50
- Meehl G, Arblaster J. 2002. The tropospheric biennial oscillation and Asian-Australian monsoon rainfall. *J Clim*, 15:722-744
- Neale R B, Jochum M, Richter J H. 2008. The impact of convection on ENSO: From a delayed oscillator to a series of events. *J Clim*, 21:5904-5924

- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Wea Rea*, 110:699-706
- Phillips T J. 1996. Documentation of the AMIP models on the World Wide Web. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1191-1196
- Prasad K D, Singh V. 1996. Seasonal variations of the relationship between some ENSO parameters and Indian rainfall. *Int J Clim*, 16:923-933
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1983. The relationship between the eastern Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon Wea Rev*, 111:517-528
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 360-363
- Shukla J, Paolino D A. 1983. The Southern oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon anomalies over India. *Mon Wea Rev*, 111:1830-1837
- Sperber K R, Palmer T N. 1996. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the atmospheric model intercomparison project. *J Clim*, 9: 2727-2750
- Turner A G, Inness P M, Slingo J M. 2005. The role of the basic state in the ENSO: Monsoon relationship and implications for predictability. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131:781-804
- Wang B. 2008. Thrusts and prospects on understanding and predicting Asian monsoon climate. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 66(5):653-669
- Wang B, An S I. 2005. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis. *Geophys Res Lett*, 32: L15710, doi: 10.1029/2005GL022709
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J Clim*, 17:803-818
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? *J Clim*, 13: 1517-1536
- Wang B, Yang J, Zhou T, et al. 2008a. Interdecadal changes in the major modes of Asian-Australian monsoon variability: Strengthening relationship with ENSO since late 1970s. *J Clim*, 21: 1771-1789
- Wang B, Lee J Y, Kang I S, et al. 2008b. How accurately do coupled climate models predict the leading modes of Asian-Australian monsoon interannual variability? *Clim Dyn*, 30:605-619
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 118:877-926
- Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 401: 356-360
- Wu B, Zhou T, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian Climate. Submitted to *J Climate*
- Wu T, Yu R, Zhang F, et al. 2008a. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate. *Clim Dyn*, doi: 10.1007/s00382-008-0487-2
- Wu T, Yu R, Zhang F. 2008b. A modified dynamic framework for atmospheric spectral model and its application. *J Atmos Sci* 65: 2235-2253. doi:10.1175/2007JAS2514.1
- Wu R, Kirtman B P, Krishnamurthy V. 2008. An asymmetric mode of tropical Indian Ocean rainfall variability in boreal spring. *J Geophys Res*, 113,D05104
- Wu X, Liang X Z, Zhang G J. 2003. Seasonal migration of ITCZ precipitation across the equator: Why can't GCMs simulate it? *Geophys Res Lett*, 30(15): 1824, doi:10.1029/2003GL017198
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Ame Meteor Soc*, 78:2539-2558
- Yasunari T. 1991. The monsoon year: A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull Ame Meteor Soc*, 72:1331-1338
- Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of on the precipitation in China. *Adv Atmos Sci*, 16: 229-241
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. *Atmos Ocean*, 33: 407-446
- Zhang G J. 2002. Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parameterization. *J Geophys Res*, 107(D14), 4220, doi: 10.1029/2001JD001005
- Zhang G J, Mu M. 2005. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. *J Geophys Res*, 110:D09109. doi:10.1029/2004JD005617
- Zhang R H, Wu B Y, Zhao P, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 697-706
- Zhou T J, Zhang L, Li H. 2008. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. *Geophys Res Lett*, doi:10.1029/2008GL034881
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of Asian-Australian Monsoon? *J Clim*, 22: 1159-1173, doi:10.1175/2008JCLI2245.1

#### 附中文参考文献

- 丁一汇,刘芸芸. 2008. 亚洲—太平洋季风区的遥相关研究. *气象学报*, 66(5):670-682
- 王斌. 2008. 认识和预报亚洲季风气候:前沿突破点和展望. *气象学报*, 66(5):653-669
- 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. *气象学报*, 66(5):697-706