

张丽霞, 周天军, 曾先锋, 等. 2011. 积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响 [J]. 大气科学, 35 (4): 777-790. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Zeng Xianfeng, et al. 2011. The annual modes of tropical precipitation simulated with LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 777-790.

# 积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响

张丽霞<sup>1,2</sup> 周天军<sup>1</sup> 曾先锋<sup>1,2</sup> 陈昊明<sup>3</sup> 包庆<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象科学研究院, 北京 100081

**摘要** 本文利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 发展的大气环流模式 (SAMIL), 采用 Zhang-McFarlane (ZM) 和 Tiedtke (TDK) 两种积云对流参数化方案, 讨论了积云对流参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响。结果表明, 两种积云对流参数化方案均能合理再现热带降水年循环模态的基本分布特征。SAMIL 两种对流方案中热带太平洋地区的春秋非对称模态偏差较大, 印度季风以及北澳季风区季风模拟强度偏弱, 西北太平洋季风以及非洲季风、美洲季风模态偏强。SAMIL 两种参数化方案模拟的季风模态偏差主要来自于模式对北半球夏季西北太平洋降水的模拟。西北太平洋夏季, SAMIL 两种参数化方案的对流层温度低层偏暖, 高层偏冷, 如此造成的对流不稳定是西北太平洋对流异常偏强, 降水偏多的原因之一, 同时模式中经向温度梯度模拟偏低, 直接影响到东亚副热带西风急流偏弱, 是急流出口区右侧的西北太平洋对流异常的动力条件。两种参数化方案的差异主要体现在 ZM 方案中的西北太平洋地区季风模态降水强于 TDK 方案, ZM 方案低层比湿明显强于 TDK 方案与观测, 是 ZM 方案夏季西北太平洋季风降水强于 TDK 方案与观测的重要因子之一。西北太平洋地区温度和湿度场的改进是 SAMIL 后续发展过程中需要重点解决的问题之一。

**关键词** 积云对流参数化 全球季风 降水年循环模态

**文章编号** 1006-9895 (2011) 04-0777-14

**中图分类号** P435

**文献标识码** A

## The Annual Modes of Tropical Precipitation Simulated with LASG/IAP AGCM: Sensitivity to Convection Schemes

ZHANG Lixia<sup>1, 2</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1</sup>, ZENG Xianfeng<sup>1, 2</sup>, CHEN Haoming<sup>3</sup>, and BAO Qing<sup>1</sup>

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

**Abstract** The annual modes of tropical precipitation are simulated with a Spectrum Atmospheric General Circulation Model (SAMIL) developed by LASG/IAP. Sensitivity of the model's response to convection schemes is discussed. Two convection schemes, i. e. the revised Zhang-McFarlane (ZM) and Tiedtke (TDK) convection schemes, are employed in two sets of AMIP-type SAMIL simulations, respectively. The major characteristics of the annual mean

**收稿日期** 2010-08-28, 2011-01-12 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40890054、40821092, 财政部/科技部公益性行业专项 GYHY200706005、GYHY200706010

**作者简介** 张丽霞, 女, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事季风变化的观测分析和数值模拟研究。E-mail: lixiazhang@mail.iap.ac.cn

precipitation can be reasonably reproduced in both simulations. There are some uniform simulation biases when using the ZM and TDK schemes. Both of them show bad performance in the simulation of spring-fall asymmetric mode. The simulated Indian monsoon and northern Australian monsoon are weaker, while the western North Pacific, African and American monsoons are stronger than the observations. The simulated bias of monsoon mode is derived from the simulation of the western North Pacific (NWP) precipitation in the boreal summer. In the boreal summer, the simulated temperature with both the schemes is cooler than that from the NCEP data in the upper troposphere and warmer in the lower troposphere, which results in convective instability in the NWP and heavier precipitation there. The mean temperature from the surface to the tropopause is cooler than the observations in the simulations. It leads to the weaker temperature gradient and weaker westerly jet over the NWP. The weaker westerly jet provides favorable dynamic condition for the convection anomaly over the NWP. Nonetheless, there are also some differences between the TDK and ZM schemes. The simulated monsoon mode in the western North Pacific is stronger with the ZM scheme than with the TDK scheme. The simulated specific humidity is larger with the ZM scheme than with the TDK scheme. It is one of the reasons that the simulated NWP summer monsoon precipitation is heavier with the ZM scheme. The performance of the SAMIL in simulating the tropospheric temperature and humidity over the NWP deserves further improvement.

**Key words** convection scheme, global monsoon, annual modes of precipitation

## 1 引言

随着太阳高度角的年变化,南北半球之间的温度梯度以及海陆间的温度梯度都会出现季节反向,全球大尺度大气环流随之发生改变,热带大气和海洋具有独特的年变化特征。降水在地球系统的大尺度环流和水文循环中的作用独特,它不仅将外部辐射强迫和大气环流联系起来,降水释放的潜热在驱动热带大气环流和气候系统能量平衡中还起着非常重要作用(Wang and Ding, 2008)。

与全球其他任何地方相比,季风区是各种时间尺度(季节、年际、年代际)降水变率最大的地区(符淙斌和曾昭美, 1997),全球降水很大程度上由季风降水决定。当前的全球季风系统包括非洲季风系统、亚洲季风系统以及美洲季风系统(Webster et al, 1998)。Trenberth et al. (2000)认为全球季风是全球尺度的大气环流随季节变化的持续性翻转。Wang and Ding (2008)通过对热带地区气候态逐月降水和 850 hPa 风场做多元 EOF 分析,定义了热带降水与环流的年循环模态,进而从环流及降水的年变化角度定义了全球季风区,这从季节循环及全球季风的角度的角度,为气候模式的检验和评估提供了一个新思路。

降水年循环模态是全球季风的一个重要表现,模式能否合理模拟直接关系到模式对季风变率的模拟效果。太阳辐射的季节循环(Wang, 1994)、海

气相互作用(Wang and Ding, 2008; 张丽霞等, 2008)、积云对流参数化(Zhang, 1994)等都会影响降水年循环模态的模拟。张丽霞等(2008)将 Wang and Ding (2008)的方法用于耦合的气候系统模式评估,结果发现耦合模式的 SST 年循环位相对春秋非对称模态的模拟效果影响较大。除了海气耦合过程的影响之外,大气模式中的积云参数化方案,亦可能对热带降水年循环模态产生影响。

积云对流参数化是气候模式中重要的物理过程之一。积云对流参数与大规模环流的相互作用直接影响大气能量、质量输送和分布以及降水过程的物理过程,气候模式中积云对流参数化方案的选取对降水的模拟作用至关重要(Arakawa, 2004)。积云参数化对季风环流及相应降水的影响较大(Zhang, 1994),全球降水尤其是夏季降水对积云参数化方案的选取比较敏感(成安宁等, 1998),积云参数化方案对东亚夏季风的预报能力随地区和年际而有所不同(王晓彬, 2007)。Chen et al. (2010)系统分析了最新的 NCAR CAM3.5 模式在采用四种不同积云对流参数化情况下所模拟的东亚季风,发现东亚夏季风降水和季风经圈环流对积云参数化方案的选取比较敏感。对流参数化方案的修正直接影响到东亚夏季降水的模拟能力,但是模拟技巧具有很强的时间和空间依赖性(Liang et al., 2004; Fernandez et al., 2007; Zhu and Liang, 2007; Yhang and Hong, 2008)。通过修改模式中积云对流参数化方

案中的浅对流, 可以提高模式对温度、湿度场的模拟性能(刘屹岷等, 2007)。Zhang et al. (2010) 分析了不同积云参数化方案对中国科学院大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)大气模式 SAMIL 对流层温度的垂直变化的影响; Wu et al. (2010) 讨论了 LASG/IAP 大气模式的水汽和云辐射强迫作用对积云参数化方案选取的敏感性。

中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的全球大气环流谱模式 SAMIL-R42L26, 已经被广泛地应用于亚澳季风(吴波等, 2009)、东亚季风(陈昊明等, 2009)、季风区海气相互作用(李博等, 2009)、陆面过程影响(包庆等, 2006)以及副热带西风急流(Guo et al., 2008)的模拟研究。本文的目的, 是考察该模式对热带降水年循环模态的模拟能力, 讨论两种不同积云对流参数化方案的影响。

本文第 2 节扼要介绍试验设计以及资料方法, 第 3 节主要分析两种对流参数化方案对热带降水年循环模态的模拟结果及偏差, 第 4 节讨论模式中北半球夏季降水偏差的原因, 全文总结在第 5 节给出。

## 2 模式、资料和方法介绍

### 2.1 模式介绍及试验设计

SAMIL 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的全球大气环流谱模式(Wu et al., 1996; Wu et al., 2004; Bao et al., 2010), 其水平方向为菱形截断 42 波, 分辨率相当于  $2.8125^\circ$  经度  $\times 1.66^\circ$  纬度, 垂直方向采用  $\sigma - p$  混合坐标系, 分为 26 层。SAMIL 采用 Edwards and Slingo (1996) 提出的新辐射参数化方案和云量诊断参数化方案, 引入基于统计方案的层积云方案, 采用非局地的边界层参数化方案, 该大气模式及其耦合模式系统 FGOALS\_s, 已经被广泛地应用于各种气候过程的模拟研究中(周天军等, 2005a, 2005b)。

为了探讨积云对流参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响, 分别采用修订后的 Zhang-McFarlane (简称 ZM) (Zhang, 2002) 和 Tiedtke (简称 TDK) (Tiedtke, 1989) 两种对流参数化方案进行连续积分。本文试验所用的两种积云参数化

方案都是质量通量型方案, 即采用质量通量的观点来描述积云对于网格尺度运动的总体作用, 但是两种方案的云模型以及计算方法不同。二者均采用观测的 SST 强迫, 从 1979 年 1 月开始积分, 积分 22 年, 本文选取 1980~1999 年的 20 年积分结果进行分析。

为了检验模式结果, 本文用到如下观测资料和再分析资料: (1) CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) 逐月降水资料 (Xie and Arkin, 1997); (2) NCEP/NCAR 逐月再分析资料 (Kalnay et al., 1996)。所有资料长度均为 1980 年 1 月至 1999 年 12 月, 为便于论述, 下文将上述资料称之为观测资料。

### 2.2 方法介绍

Wang and Ding (2008) 通过计算气候态逐月降水和 850 hPa 风场的多元 EOF, 即将 12 个月的降水、850 hPa 纬向风与经向风合成一个矩阵, 再执行 EOF, 提取降水与低层风场耦合关系的模态, 结果发现它们的前两个模态具备年循环特征。第一主导模态为太阳位于至日点(冬至、夏至日)时的季风模态, 其空间型用 6~9 月的平均降水 (JJAS) 与 12 月和来年 1~3 月的平均降水 (DJFM) 之差计算。第二主导模态为春秋非对称模态, 其空间型由 4~5 月份 (AM) 的平均降水与 10~11 月份 (ON) 的平均降水之差描述。季风模态主要是太阳辐射关于赤道反对称模态的一种表现。春秋非对称模态, 代表了降水在春季和秋季两个过渡季节的非对称特征, 它是热带环流季节变化的重要特征, 尤其是春季和秋季热带辐合带 (ITCZ) 位置的非对称表现 (Wang, 1994)。年循环模态是对热带地区多年平均的逐月降水和 850 hPa 风场作多元 EOF 分析得到, 季风模态和春秋非对称模态具备年循环周期, 总方差贡献占到 84%, 体现了热带地区降水和低层风场的季节转变特征, 即体现了季风特性, 可以认为全球季风就是热带地区降水和环流场的年循环的主要模态 (Wang and Ding, 2008)。

本文采用 Wang and Ding (2008) 定义的如下全球季风降水指数 ( $I_{MP}$ ):

北半球

$$I_{MP} = (P_{MJJAS} - P_{NDJFM}) / P_{mean}, \quad (1)$$

南半球

$$I_{MP} = (P_{NDJFM} - P_{MJJAS}) / P_{mean}, \quad (2)$$

其中,  $P_{MJAS}$ ,  $P_{NDJFM}$  分别为 5~9 月、11 月至次年 3 月平均降水,  $P_{mean}$  代表年平均降水, 将降水年变化大于 300 mm, 且  $I_{MP} > 0.5$  的区域定义为季风区。此方法与 Wang and Lin (2002) 及 Wang and Ding (2006) 采用其他参数定义的季风指数划分的季风区域接近。

### 3 积云对流参数化方案对降水年循环模态的模拟结果

#### 3.1 气候态降水

图 1 为观测和模拟的气候态降水及偏差分布。两种积云对流参数化方案都较合理地模拟出降水大

值区。两种参数化方案模拟偏差一致的地方(图 1d-f)体现在:(1)模式中美洲赤道地区的降水明显偏强,其强度与热带辐合带和南太平洋辐合带(SPCZ)的降水强度相当。(2)二者模拟的高原下游地区降水偏强。在东非高原东部、亚洲青藏高原下游、北美落基山下游以及南美安第斯山东部都是正降水偏差的大值区。(3)赤道东印度洋、大西洋的负偏差和西北太平洋的正偏差区域。

除一致的偏差外,两种方案的差别也很显著,主要体现在 ZM 方案模拟的 SPCZ 降水过于东伸,太平洋北侧的 ITCZ 降水不及 TDK 方案,TDK 方案在赤道地区的模拟偏差强度较 ZM 方案小。从两

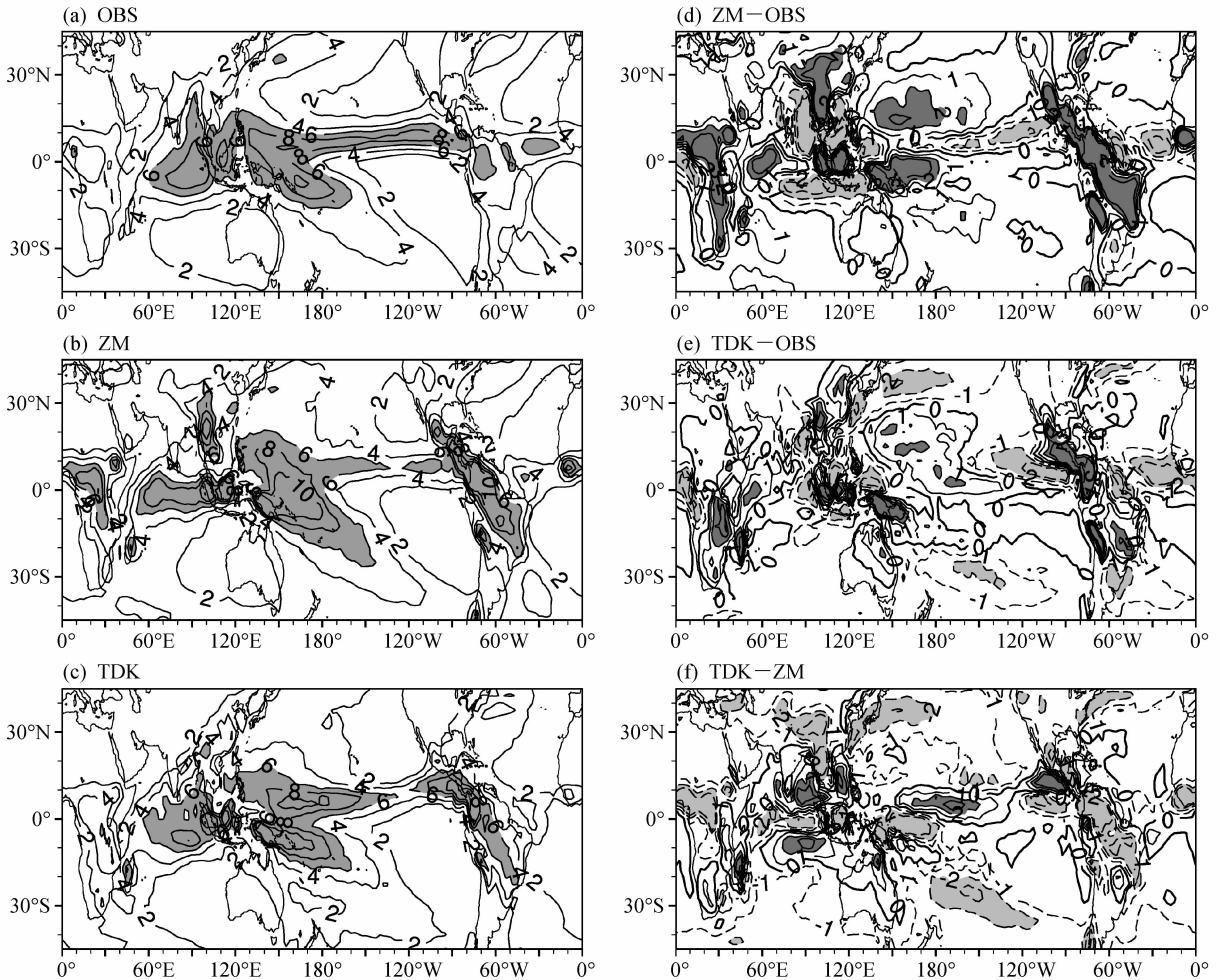


图 1 观测和模拟的年平均降水分布 (a-c) 以及误差 (d-f): (a) CMAP; (b) ZM 方案; (c) TDK 方案; (d) ZM-CMAP; (e) TDK-CMAP; (f) TDK-ZM。 (a-c) 阴影: 降水大于 6 mm/d, 等值线间隔: 2 mm/d; (d-f) 深、浅阴影: 降水偏差大于 2 mm/d、小于 -2 mm/d, 等值线间隔: 1 mm/d

Fig. 1 The spatial patterns of long-term annual mean precipitation (shading: larger than 6 mm/d, contour interval: 2 mm/d) derived from (a) the CMAP data, (b) ZM scheme, (c) TDK scheme; the corresponding differences for (d) ZM and CMAP, (e) TDK and CMAP, and (f) TDK and ZM. In (d) - (f), the dark (light) shading denotes the biases are larger than 2 mm/d (less than -2 mm/d), and the contour interval is 1 mm/d

方案的偏差图(图 1f)上可以看出, TDK 方案模拟的赤道外降水明显弱于 ZM 方案。

### 3.2 模式模拟的热带降水季风模态

图 2 为观测(OBS)和模拟的热带降水季风模态及其偏差分布。季风模态由 6~9 月(JJAS)的平均降水与 12 月和来年 1~3 月(DJFM)的平均降水之差表征, 体现了降水和风场冬夏季节转变的特征, 即季风(季风表现为每年中降水和风场的季节转变)。在北半球, 季风模态正(负)值大小代表了北半球季风(非季风)特性的强度, 在南半球, 季风模态负(正)值大小代表了南半球季风(非季风)特性的强度。两种积云对流参数化方案均能合

理再现观测中季风模态降水及 850 hPa 环流沿赤道反对称的现象, 即东亚、北美、北非季风区的正值区以及南非、澳大利亚和南美的负值区域(图 2a-c)。

两方案模拟的季风模态偏差具有一定的一致性, 体现在: (1) 均未模拟出印度地区降水中心; (2) 西北太平洋降水偏强、位置偏东偏北; (3) 北澳季风区西北部地区降水均未能再现; (4) 非洲及美洲大陆季风模态强度强于观测, 说明 SAMIL 中非洲和美洲季风强度偏强。从 850 hPa 风场来看, 观测中西北太平洋季风槽位于(15°N, 150°E)地区, 而 ZM 方案与 TDK 方案中此季风槽位置偏西偏北, 中心位于(20°N, 180°E), 这与西北太平洋

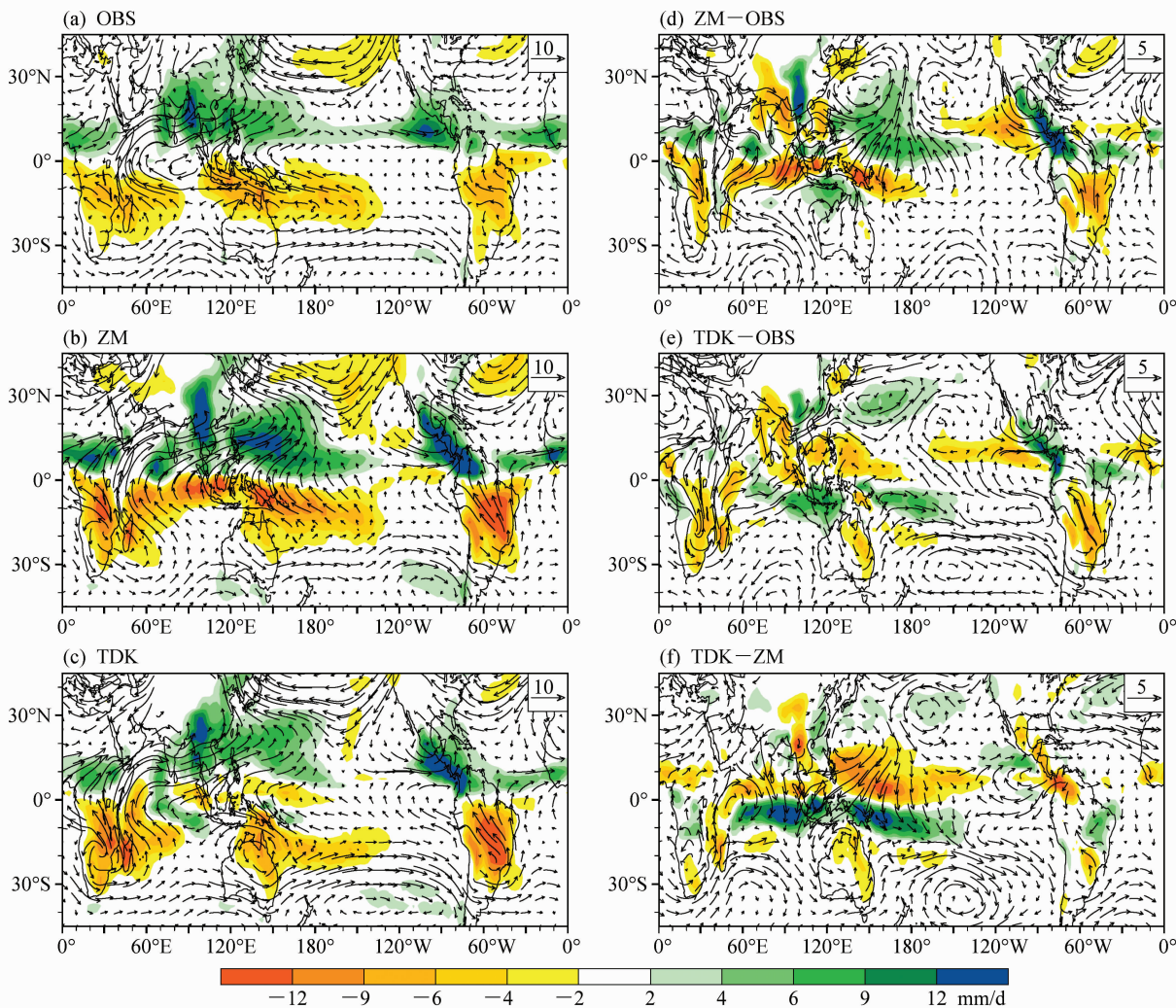


图 2 观测与模拟的季风模态降水(彩色, 单位: mm/d)及 850 hPa 风场(矢量, 单位: m/s)的分布(a-c)以及误差(d-f): (a) 观测; (b) ZM 方案; (c) TDK 方案; (d) ZM-OBS; (e) TDK-OBS; (f) TDK-ZM

Fig. 2 The distributions of precipitation (shading) and 850-hPa wind (vector, units; m/s) in observed and simulated monsoon modes derived from (a) observations, (b) ZM, and (c) TDK; the corresponding differences between (d) ZM scheme and observations, (e) TDK scheme and observations, and (f) TDK scheme and ZM scheme

地区降水异常对应。(5) 两方案均未能再现澳洲西北部地区的反气旋环流, 这与澳洲西北部季风模态偏弱一致。

虽然两方案模拟的季风模态存在上述的一致性, 但是差异也很显著, 例如: ZM 方案中季风模态在赤道明显强于观测, TDK 方案却不明显; TDK 方案模拟的南印度洋季风模态降水出现了正值, 这在观测中是不存在的; 对比 TDK 方案与 ZM 方案 (图 2f), 最为显著的差异是热带印度洋—中太平洋关于赤道反对称的降水异常。此外, 除东亚沿海及印度季风区之外, TDK 方案模拟的北半球季风模态弱于 ZM 方案, 南半球陆地的季风模态强于 ZM 方案。从 850 hPa 风场来看, 两方案中西北太平洋季风槽位置偏东, ZM 方案相对于 TDK 方案更为偏东偏强, 表现在季风模态上为 ZM 方案较

之 TDK 方案模拟的西北太平洋季风模态偏强。

### 3.3 模式模拟的热带降水春秋非对称模态

观测和模拟的热带降水春秋非对称模态如图 3 所示。两方案合理再现了热带季风降水春秋非对称模态降水及 850 hPa 风场的主要特征, 但是模式中春秋非对称模态的位相与观测有较大偏差, 特别是热带太平洋地区。在热带太平洋地区, 观测中 ITCZ 与 SPCZ 之间为负值, 中心位于  $200^{\circ}\text{E}\sim 220^{\circ}\text{E}$ , 而 SAMIL 两方案都未能再现 SPCZ 的非对称模态的负值带, 也未能体现 SPCZ 与 ITCZ 直接的正值中心。从 850 hPa 风场来看, 观测中 ITCZ 与 SPCZ 之间为反气旋环流控制, 而 SAMIL 的两种对流参数化方案模拟的该环流都移至  $180^{\circ}\text{E}$  以西, 这是降水模拟偏差的一个重要原因。此外, 在热带太平洋—大西洋地区, 观测中春秋非对称模态表现为南北

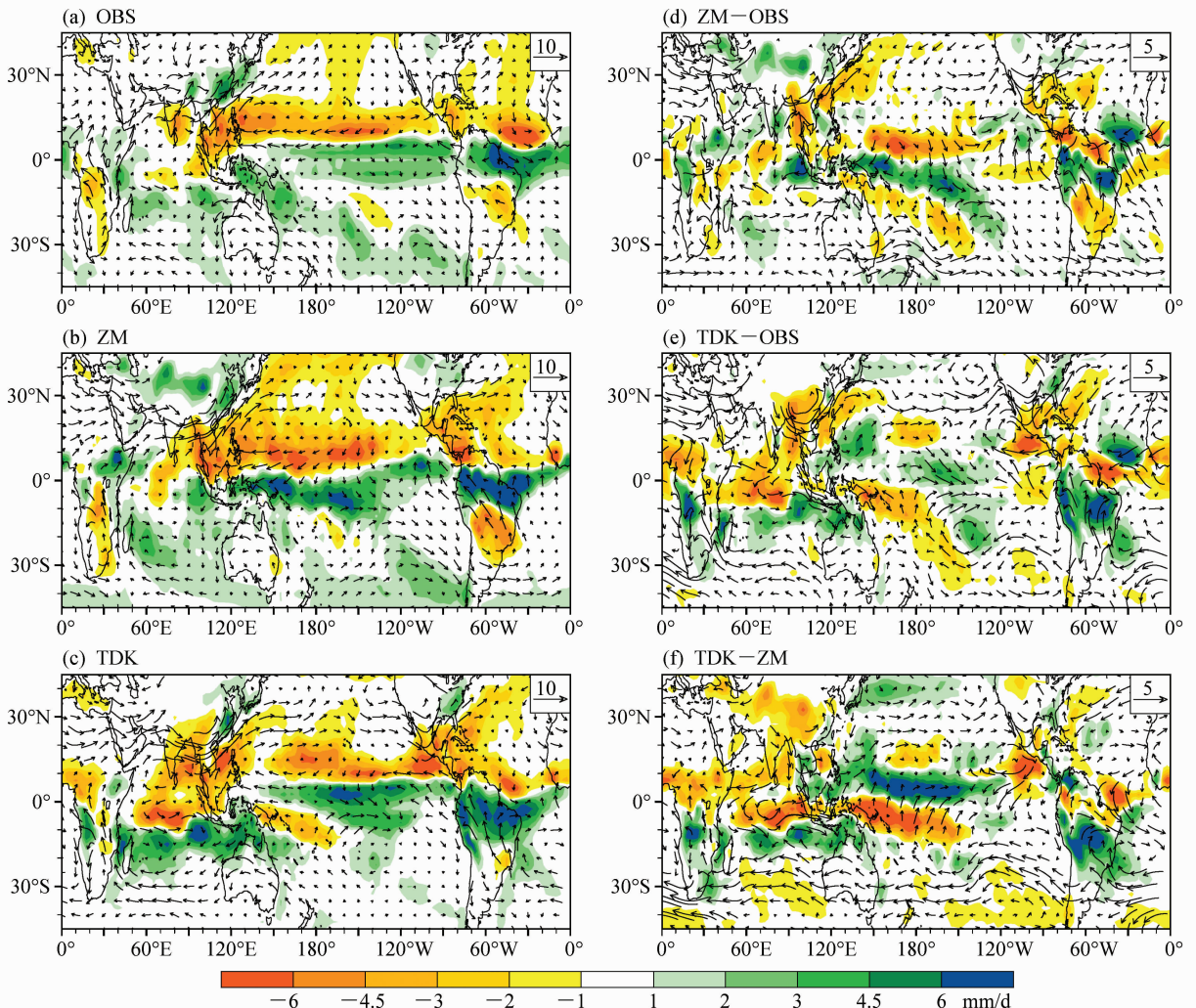


图 3 同图 2, 但为春秋非对称模态结果

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the spring-fall asymmetry mode

反位相, 模式虽能模拟出此反位相特征, 但是强度强于观测, ZM 方案尤为突出。从对应的低层环流来看, SAMIL 中热带太平洋地区跨赤道气流远强于观测, 有利于热带南太平洋降水增加, 北太平洋降水减少。

两参数化方案的差异 (图 3f) 最为显著的地方仍是热带印度洋—中太平洋关于赤道反对称的降水异常。同时, TDK 方案模拟的北半球春秋非对称模态弱于 ZM 方案, 南半球陆地的春秋非对称模态强于 ZM 方案。从二者与观测的风场偏差上可以看出, TDK 方案在南非、南美有明显的风场辐合偏差, 此偏差使模式模拟的上升运动偏强, 对流增强, 从而造成模拟的春秋非对称模态强度偏强。二者的另一个差异位于 ITCZ 东侧, TDK 方案模拟的

东风偏强, 造成此处存在风场的辐散偏差, 春秋非对称模态强度减弱, 而 ZM 方案则模拟的东风偏弱, 风场异常辐合, 此模态强度偏强。

从北半球春季 (4~5 月份平均) 与秋季 (10~11 月份平均) 的降水场及其与观测的偏差来看 (图略), 模式对春秋非对称模态的模拟偏差主要由于模式对 ITCZ 的再现能力不足。在北半球春季, 观测中降水带位于 5°N 的整个纬度带及南太平洋辐合带, 而 ZM 方案中的主要降水位于南太平洋辐合带地区, 北太平洋的雨带未能得以再现; TDK 方案中的降水呈双 ITCZ 形式分布。

### 3.4 模式模拟的全球季风区域

根据全球季风划分标准, 计算了观测和模拟的降水年变化和季风区域分布 (图 4)。两方案均模拟

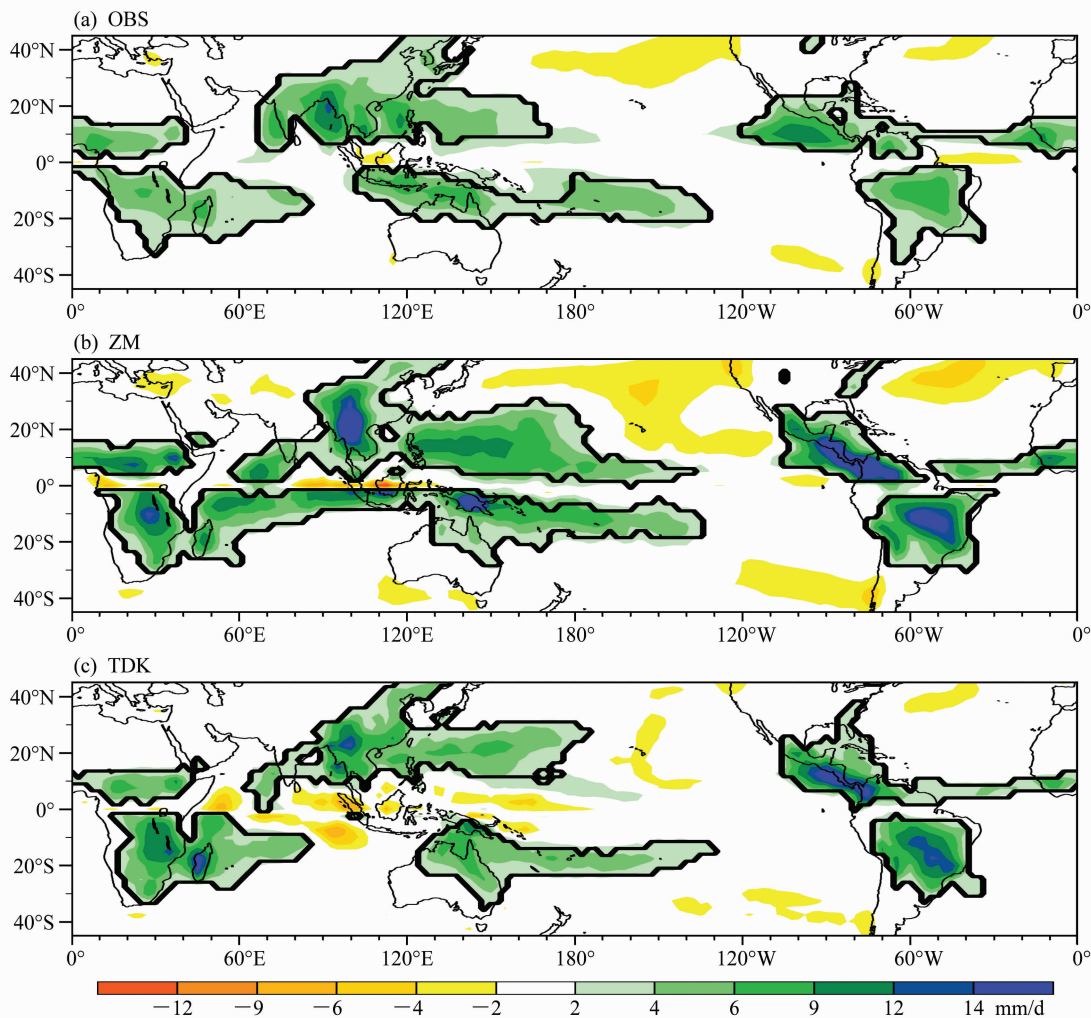


图 4 观测和模拟的降水年变化 (彩色, 单位: mm/d) 和季风区 (等值线): (a) 观测 CMAP; (b) ZM 方案模拟; (c) TDK 方案模拟  
 Fig. 4 The observed and simulated annual range of precipitation (shading). The areas circled by bold lines indicate the monsoon domains: (a) CMAP; (b) ZM scheme; (c) TDK scheme.

出主要的季风区, 包括亚澳季风区, 南非、北非、南美、北美季风区, 但是模拟的西北太平洋、非洲、美洲季风强度偏强, 印度季风区范围偏小, 而且都没有模拟出澳洲西北部的季风区。两种方案模拟差异较大的区域为西北太平洋季风区和热带印度洋地区。较之 TDK 方案, ZM 方案模拟的西太平洋季风区范围偏大偏强, 南非和澳洲季风区连为一体, 这与 ZM 方案中季风模态在西北太平洋及热带印度洋偏强有关。

#### 4 模式中全球季风区域存在偏差的原因

由于季风区域表现为当地夏季与冬季降水的差值, 为了探讨到底是哪个季节的降水模拟偏差占主要地位, 本文分别计算了 JJAS (图 5) 和 DJFM

(图略) 的降水及偏差。结果表明, SAMIL 两种参数化方案模拟的季风区域偏差主要来自于模式对北半球夏季降水 (JJAS) 的模拟误差。例如, 两方案模拟的印度季风范围偏小是由模式模拟的印度夏季风降水偏少造成的; 澳洲西北部的季风区未能在两方案中得以体现是由于 ZM 方案和 TDK 方案模拟的此地区 JJAS 降水太强; ZM 方案模拟的北半球夏季热带南印度洋降水偏少, 是南非和澳洲季风区连为一体的重要原因。由此可见, 模式对北半球夏季降水的再现能力直接影响其对全球季风的模拟。

什么原因造成了北半球夏季全球季风降水的偏差? Webster et al. (1998) 以及 Trenberth et al. (2000) 曾指出, 北半球夏季的全球季风系统包括三个主要环流系统, 即 Hadley 环流、Walker 环流

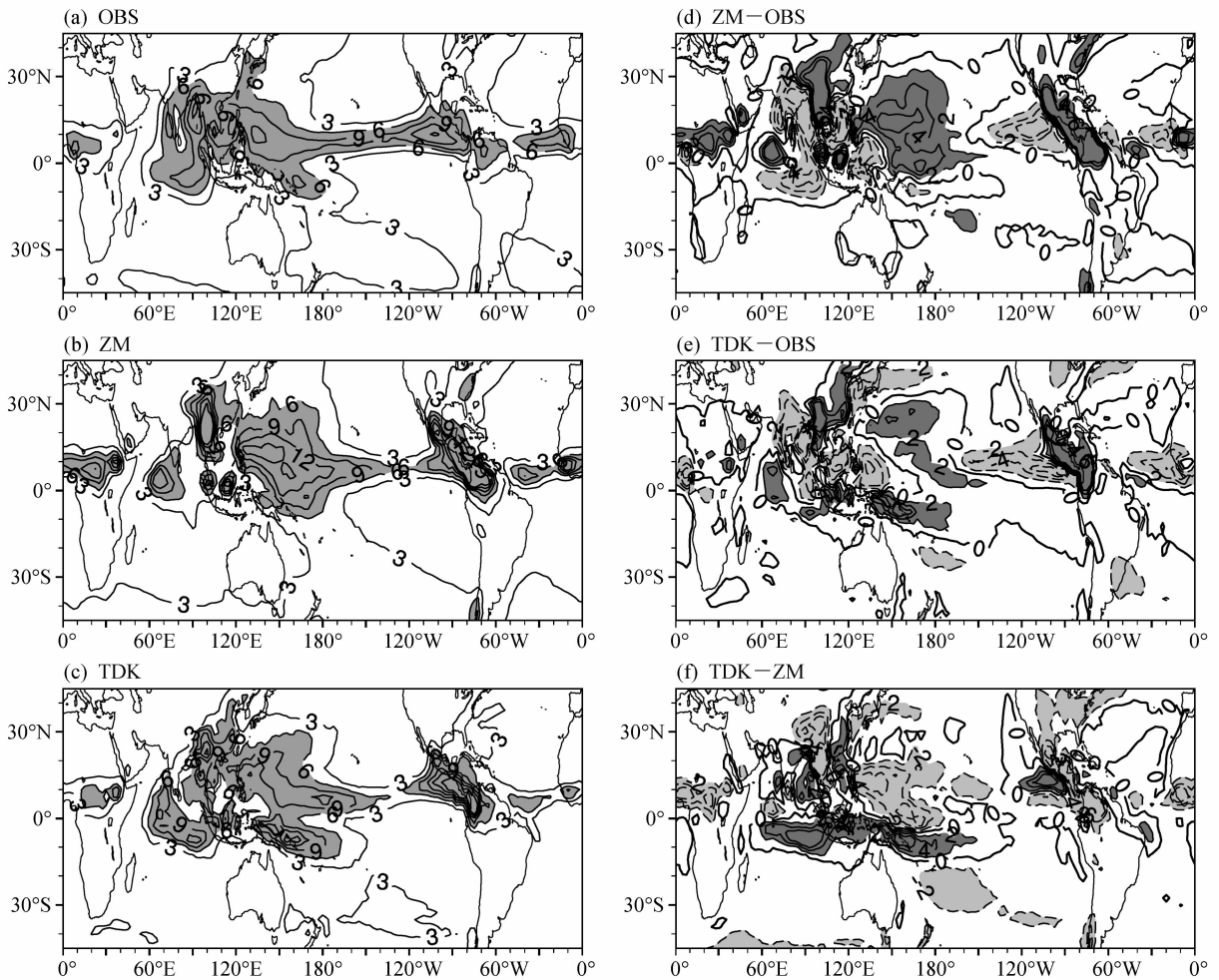


图 5 同图 1, 但为北半球夏季 (JJAS) 平均。(a-c) 等值线间隔为 3 mm/d, (d-f) 等值线间隔为 1 mm/d

Fig. 5 Same as Fig. 1, but for the precipitation in boreal summer (JJAS). The contour interval in (a-c) is 3 mm/d, and the contour interval in (d-f) is 1 mm/d



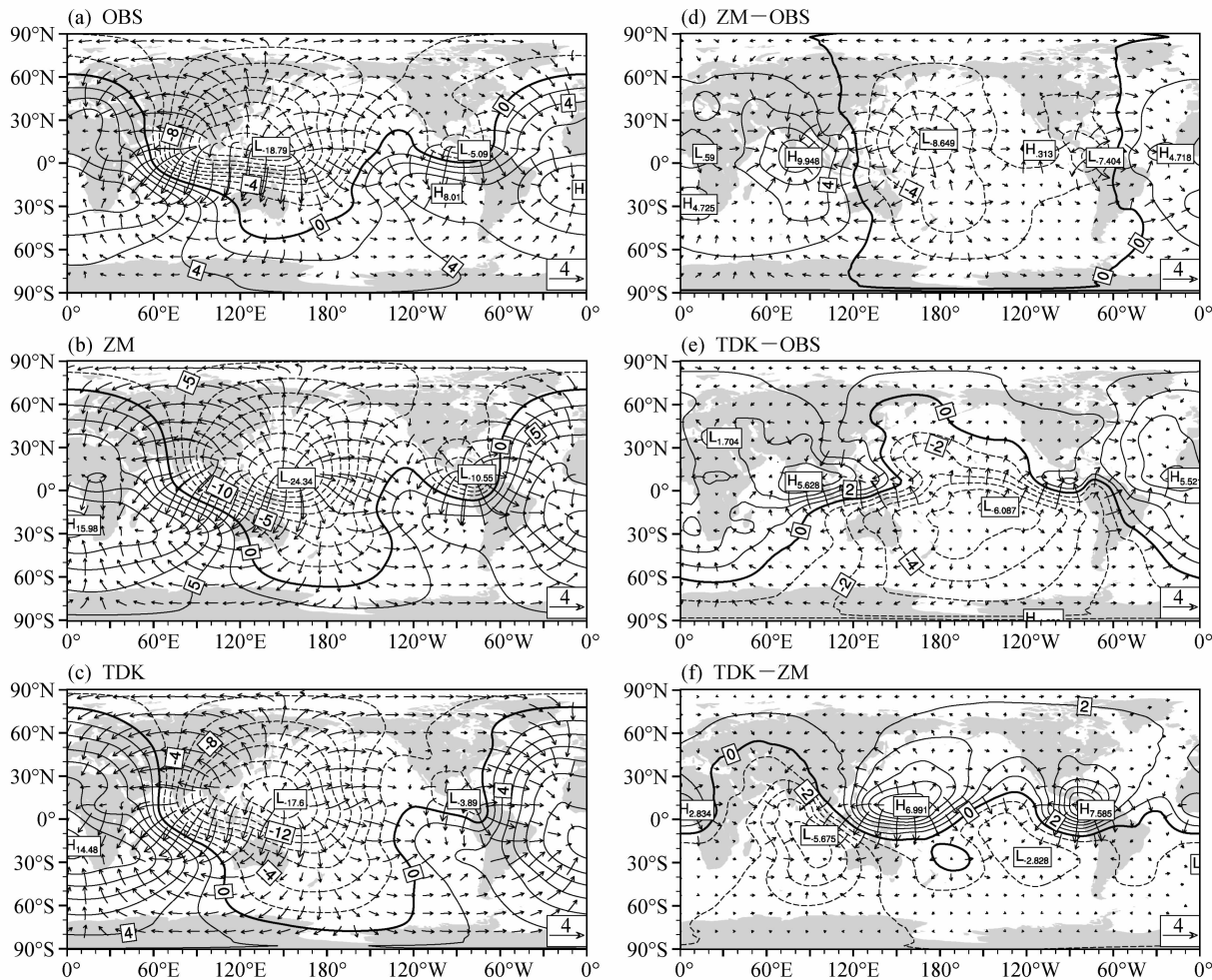


图 6 同图 5, 但为 200hPa 速度势 (等值线, 单位:  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ) 及辐散风 (矢量, 单位:  $\text{m/s}$ )

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for velocity potential (contour, units:  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ) and divergence wind (vector, units:  $\text{m/s}$ )

(太平洋、印度洋以及大西洋), 以及亚洲—中东、北非的侧向环流, 这三个环流系统的上升支均位于西北太平洋地区, 中心位于 ( $15^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E}$ ) 附近 (图 6a)。模式对西北太平洋地区的模拟误差, 会通过上述三个环流系统影响其他季风区的模拟效果。两种对流参数化方案都能模拟位于热带西北太平洋的高空辐散中心, 但是模拟的位置都在  $150^{\circ}\text{E}$  附近, 明显偏东。同时, 两方案模拟的西北太平洋季风槽位置较观测偏东, 尤其是 ZM 方案更为明显, 在低空环流上表现为  $150^{\circ}\text{E}$  附近的辐合 (图略)。这样, 在西北太平洋地区, 模式模拟的环流场低层异常辐合, 而高层异常辐散 (图 6d, e), 有利于上升运动, 增加局地对流活动, 造成模式中西北太平洋地区降水偏多。偏强偏东的西北太平洋对流一方面通过印度洋 Walker 环流使得印度洋对流位置东

移, 整个印度洋地区对流被抑制 (图 6d, e), 印度夏季风降水模拟偏少; 另一方面通过异常太平洋 Walker 环流, 抑制东太平洋地区对流, 造成热带东太平洋降水减少。

ZM 方案与 TDK 方案中均存在上述模拟误差, 但是也有其不同之处。主要体现在 ZM 方案模拟的高空辐散偏差较之 TDK 方案偏强, 表现为西北太平洋高层辐散与印度洋高层辐合的东西对比; 而 TDK 方案高层辐散场在赤道太平洋两侧均出现异常辐散中心 (图 6e)。从 TDK 方案与 ZM 方案的差值图上可以看出, TDK 方案模拟的 Walker 环流弱于 ZM 方案, 表明 TDK 方案中西北太平洋夏季降水弱于 ZM 方案, 这与图 5f 中的降水偏差一致。

西北太平洋地区的高空辐散与副热带西风急流

紧密联系。北半球夏季，在东亚副热带高空 40°N 左右存在一条强西风带，中心最大风速达 30 m/s 以上 (图 7a)，西北太平洋地区位于西风急流出口区右侧。在急流出口区右侧，向下游风速不断减弱，进而产生反气旋性风切变。急流出口区右侧高层反气旋切变抑制了此处空气的上升运动发生 (丁一汇, 2005)。因此，副热带西风急流强度与西北太平洋地区的高空辐散场直接相关。模式中副热带西风急流的模拟误差可能是造成高空辐散误差的重

要原因之一。SAMIL 大体能模拟出东亚高空的这条强西风带，但模拟的急流强度比观测弱，且只模拟出了 80°E 左右一个急流中心，其中心强度不到 20 m/s，而且未模拟出观测中位于日本上空西风急流出口区。此外，模式中急流的位置偏北 10° 左右。ZM 方案与 TDK 方案模拟的西风带大致一致，主要区别在于 ZM 方案模拟强度略强于 TDK 方案。观测中，西北太平洋地区位于西风急流出口区的右侧，一般此区域高空为反气旋性切变，而模式

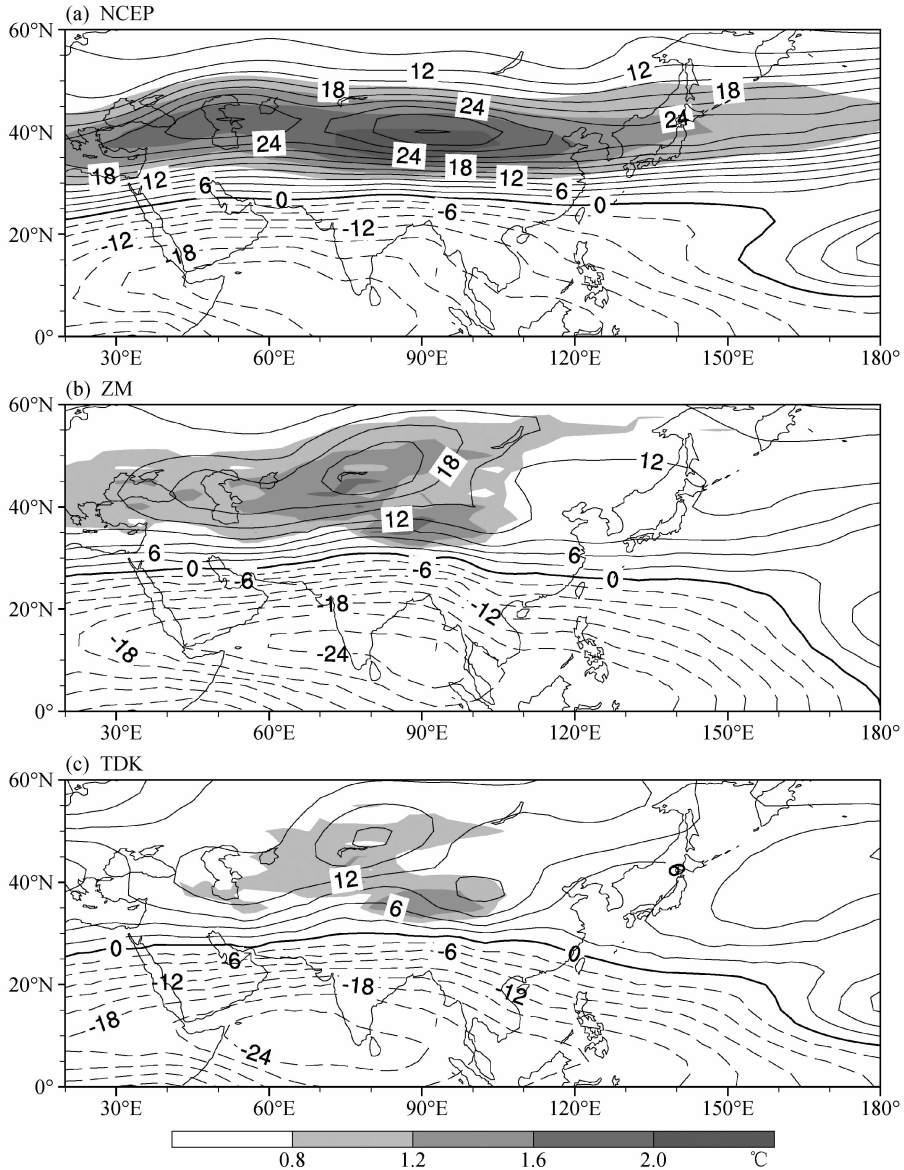


图 7 北半球夏季 (JJAS) 平均的 200 hPa 纬向风 (等值线, 单位: m/s) 以及 500~200 hPa 平均的经向温度差 (阴影): (a) NCEP 资料; (b) ZM; (c) TDK

Fig. 7 The distributions of mean 200-hPa zonal wind (isolines, units: m/s) and meridional air temperature differences averaged from 500 hPa to 200 hPa (shading) in JJAS: (a) NCEP data; (b) ZM; (c) TDK

中急流出口区西风强度偏弱, 使得急流出口区右侧的反气旋式切变减弱, 高层辐散偏强, 进而模拟出异常上升运动, 有利于模式中西北太平洋地区的对流发展, 这与前面指出的模式中西北太平洋地区降水模拟偏强一致。

由热成风关系可知, 模式对急流模拟的不足, 与模式中温度场的系统性偏差有关。图 7 同时给出 500 hPa 到 200 hPa 平均的经向温度差分布图。这里经向温度差的计算采用与 Zhang et al. (2006) 中相同的方法。由图 7a 可以看到, NCEP 资料中的强西风急流带与经向温度梯度存在着非常好的对应关系。两种方案模拟的经向温度梯度都比 NCEP 资料偏弱 (图 7b、c), TDK 方案几乎模拟不出强的经向温度梯度。在急流出口区, NCEP 资料中温度经向梯度可以达到  $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上, 而两种方案中都小于  $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 因此模式模拟的经向温度梯度较之 NCEP 资料偏弱是造成模式中副热带西风急流偏弱的重要原因之一。

为了进一步证实上述猜测, 本文考察了模式中西北太平洋地区 ( $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 平均的温度偏差随高度的变化情况 (图 8)。两方案模拟的热带地区对流层中高层温度低于再分析资料, 最大冷偏差达到  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 位于  $250\sim 200\text{ hPa}$ , 而热带对流层低层  $700\text{ hPa}$  以下为弱的暖偏差, 上冷下暖的偏差说明模式中的对流不稳定偏强, 有利于对流的加强。同时模式中  $40^{\circ}\text{N}$  以北地区的整层温度均高于再分析资料, 模式中对流层温度南冷北暖的偏差使得温度经向梯度减弱, 造成西风急流模拟偏弱。

对流活动可能通过改变大气低层与高层之间的热量、动量和水汽的交换以及水汽凝结潜热等过程影响大气的垂直热力结构。对此, 我们根据 Yanai et al. (1992) 进一步检查了观测和模拟的视热源分布, 视热源代表了非绝热加热对大气的加热作用, 模式相对于 NCEP 资料的偏差见图 9。ZM 方案与 TDK 方案模拟的偏强对流使得模式中的非绝热加热强于 NCEP 资料 (图 9a、b), 热带地区的正偏差中心分别位于对流层中层  $500\text{ hPa}$  的  $15^{\circ}\text{N}$  和  $20^{\circ}\text{N}$ , 说明模式模拟的对流层高层温度加热率低于中低层, 可能造成模式中的高层温度低于中低层温度, 使得模式中的垂直层结更加不稳定, 有利于对流进一步发展。ZM 方案与 TDK 方案的差异在于热带地区 ( $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) ZM 方案的非绝热加热大于 TDK

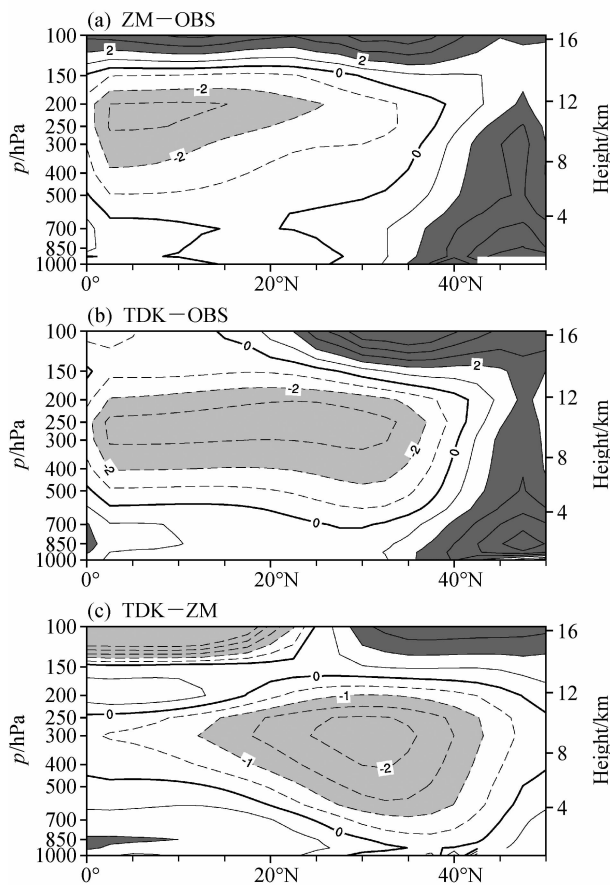


图 8 北半球夏季 (JJAS) 西北太平洋地区纬向平均 ( $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 的温度垂直分布差值图 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) ZM 方案与 NCEP 资料之差; (b) TDK 方案与 NCEP 资料之差; (c) TDK 方案与 ZM 方案之差。阴影: 大于  $1^{\circ}\text{C}$  的区域

Fig. 8 Latitude-height cross sections of JJAS mean temperature differences ( $^{\circ}\text{C}$ ) averaged over the northwestern Pacific ( $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ): (a) ZM-NCEP; (b) TDK-NCEP; (c) TDK-ZM. The areas with values larger than  $1^{\circ}\text{C}$  are shaded

方案, 中心位于  $500\text{ hPa}$ , 最大偏差可达  $2.4^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 且 ZM 方案的非绝热加热发展更加深厚, 对应了其对流不稳定强于 TDK 方案。此外热带外地区模式模拟的非绝热加热偏强, 与图 8 中模式模拟的热带外温度偏高相对应。

从两种参数化方案的差值图 (图 8c) 来看, TDK 方案中  $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$  区域, TDK 方案冷于 ZM 方案, 中心位于  $300\text{ hPa}$  左右, 说明 TDK 方案中  $20^{\circ}\text{N}$  以北地区的对流不稳定高于 ZM 方案, 而 TDK 方案中此地区降水却小于 ZM 方案, 那么是什么原因造成了 TDK 方案对流不稳定强于 ZM 方案, 而降水强度却不及 ZM 方案? 前面的讨论主要

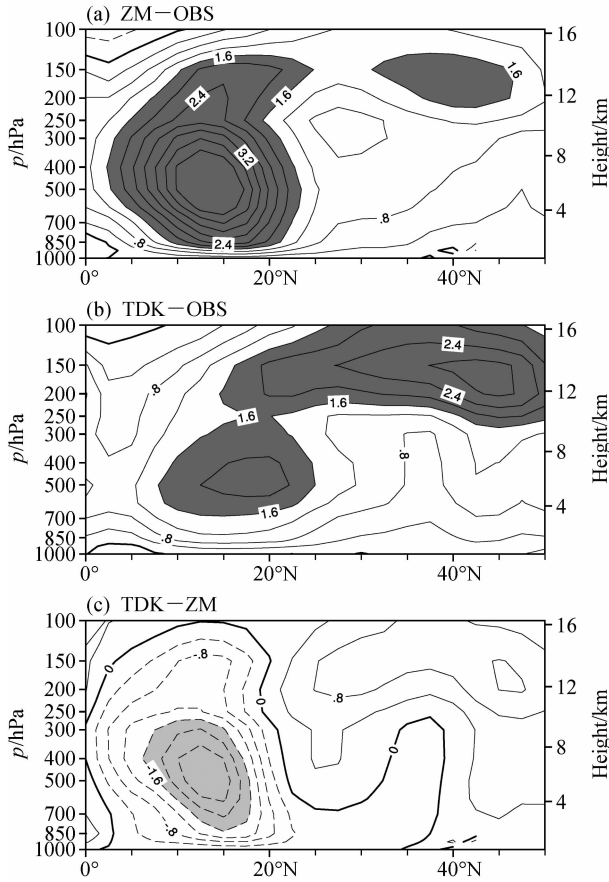


图9 同图8, 但为视热源分布(单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )。阴影: 大于  $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$  的区域

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for apparent heat source differences ( $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ). The areas with values larger than  $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$  are shaded

针对对流形成的动力热力条件, 水汽也是影响降水必不可少的条件之一。图10为模式中西北太平洋地区 ( $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 平均比湿偏差随高度的变化情况。可以看出, ZM方案模拟的西北太平洋比湿明显强于NCEP资料, 偏差中心位于850 hPa的  $20^{\circ}\text{N}$  附近, 最大强度超过  $2.0\text{ g}/\text{kg}$ , 而TDK方案却小于再分析, 且远小于ZM方案, 最大偏差中心位于  $20^{\circ}\text{N}$  附近。虽然TDK方案中对流不稳定强于ZM方案, 但是其水汽远远小于ZM方案, 所以TDK方案在西北太平洋地区的对流不及ZM方案, 致使降水强度偏弱。

## 5 总结

本文利用LASG/IAP大气环流模式SAMIL, 采用Zhang-McFarlane和Tiedtke两种积云对流参数化方案, 讨论了积云对流参数化方案对热带降

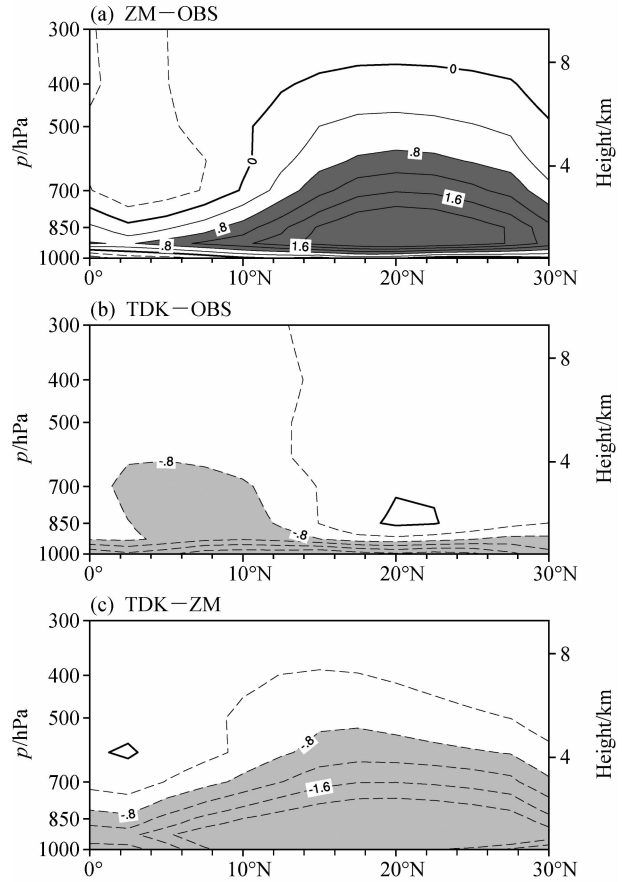


图10 同图8, 但为比湿差值分布(单位:  $\text{g}/\text{kg}$ )。阴影: 大于  $0.8\text{ g}/\text{kg}$  的区域

Fig. 10 Same as Fig. 8, but for specific humidity differences ( $\text{g}/\text{kg}$ ). The areas with values larger than  $0.8\text{ g}/\text{kg}$  are shaded

水年循环模态的模拟影响, 主要结论如下:

(1) 两种积云对流参数化方案均能合理再现热带降水年循环模态的基本分布特征, 尤其季风模态中降水与环流关于赤道反对称的特征。模式中热带太平洋地区的春秋非对称模态偏差较大, 主要是由于模式对赤道辐合带的模拟能力不足造成的。两方案模拟的印度季风以及北澳季风区强度偏弱, 而在西北太平洋季风以及非洲季风、美洲季风模态都偏强, 从而造成模式对西北太平洋季风区、非洲季风区以及美洲季风区的降水年循环强度模拟较之观测偏强, 印度季风偏弱。

(2) SAMIL两种参数化方案模拟的季风区域偏差主要来自于模式对北半球夏季降水(JJAS)的模拟误差。西北太平洋地区是联系北半球夏季全球季风的关键系统, SAMIL中西北太平洋夏季降水偏强偏东, 一方面通过印度洋Walker环流使得印

度洋对流位置东移, 整个印度洋地区对流被抑制, 使得印度夏季风降水模拟偏少; 另一方面通过异常太平洋 Walker 环流, 抑制东太平洋地区对流, 造成热带东太平洋降水减少。模式模拟的西北太平洋地区对流偏强与温度、湿度偏差有关。SAMIL 两种参数化方案模拟的夏季西北太平洋地区对流层温度低层偏暖, 高层偏冷, 如此造成的对流不稳定是西北太平洋夏季风对流异常偏强的原因之一。同时模式中温度经向梯度模拟偏低, 直接影响到东亚副热带西风急流偏弱, 导致急流出口区右侧高层的反气旋式切变减弱, 高层辐散加强, 有利于对流发展。

(3) 两种参数化方案模拟的降水年循环模态存在较大差异, TDK 方案模拟的季风模态以及春秋非对称模态在北半球弱于 ZM 方案, 南半球强于 ZM 方案。ZM 方案模拟的全球季风强度强于 TDK 方案, 范围大于 TDK 方案。在西北太平洋地区, ZM 方案与 TDK 方案中均存在上述结论 (2) 提到的问题, 但是 ZM 方案低层比湿远远强于 TDK 方案与观测, 这是 ZM 方案中夏季西北太平洋季风降水强于 TDK 方案与观测的重要因子之一。由上面的讨论可知, 西北太平洋地区温度和湿度场的改进, 是 SAMIL 后续发展过程中需要重点解决的问题之一。

## 参考文献 (References)

- Arakawa A. 2004. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future [J]. *J. Climate*, 17 (13): 2493–2525.
- 包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. 2006. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. *大气科学*, 30: 1077–1090. Bao Q, Liu Y M, Zhou T J, et al. 2006. The sensitivity of the Spectral Atmospheric General Circulation Model of LASG/IAP to the land process [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30 (6): 1077–1090.
- Bao Q, Wu G X, Liu Y M, et al. 2010. An introduction to the coupled model FGOALS1.1-s and its performance in East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1131–1142.
- 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 [J]. *J. Climate*, 23: 3657–3675.
- 陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FOGALS\_s 模拟的东亚夏季风 [J]. *大气科学*, 33 (1): 155–167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS\_s [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (1): 155–167.
- 成安, 陈文, 黄荣辉. 1998. 积云对流参数化方案对气候数值模拟的影响 [J]. *大气科学*, 22 (6): 814–824. Cheng A N, Chen W, Huang R H. 1998. Influence of convective parameterization schemes on climate numerical simulation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 22 (6): 814–824.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 138pp. Ding Yihui. 2005. *Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese) [M]*. Beijing: China Meteorological Press, 138pp.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 689–719.
- Fernández J, Montávez J P, Sáenz J, et al. 2007. Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D04101, doi: 10.1029/2005JD006649.
- 符滨斌, 曾昭美. 1997. 季风区——全球降水变率最大的地区 [J]. *科学通报*, 42 (21): 2306–2310. Fu Congbin, Zeng Zhaomei. 1997. Monsoon regions: The highest rate of precipitation changes observed from global data [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 42 (21): 2306–2310.
- Guo Lanli, Zhang Yaocun, Wang Bin, et al. 2008. Simulations of the East Asian subtropical westerly jet by LASG/IAP AGCMs [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25: 447–457.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–471.
- 李博, 周天军, 吴春强, 等. 2009. 大气环流模式和耦合模式模拟的降水-海温关系之比较 [J]. *大气科学*, 33 (5): 1071–1086. Li Bo, Zhou Tianjun, Wu Chunqiang, et al. 2009. Relationship between rainfall and sea surface temperature simulated by LASG/IAP AGCM and CGCM [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (5): 1071–1086.
- Liang X Z, Li L, Dai A G, et al. 2004. Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L24208, doi: 10.1029/2004GL021054.
- 刘屹岷, 刘琨, 吴国雄. 2007. 积云对流参数化方案对大气含水量及降水的影响 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1201–1211. Liu Y M, Liu K, Wu G X. 2007. The impacts of the cumulus convective parameterization on the atmospheric water-content and rainfall simulation in SAMIL [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (6): 1201–1211.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779–1800.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. *J.*

- Climate, 13: 3969–3993.
- Wang B. 1994. On the annual cycle in the tropical eastern central Pacific [J]. *J. Climate*, 7: 1926–1942.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15: 386–398.
- Wang B, Ding Q. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L06711, doi: 10.1029/2005GL025347.
- Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 44: 165–183.
- 王晓彬. 2007. 积云对流参数化方案对东亚夏季风模拟对比 [J]. *中国民航大学学报*, 25 (5): 61–64. Wang X B. 2007. Comparative study of cumulus convective parameterization schemes for summer East Asian monsoon [J]. *Journal of Civil Aviation University of China (in Chinese)*, 25 (5): 61–64.
- Webster P J, Palmer T, Yanai M, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 14451–14510, doi: 10.1029/97JC02719.
- 吴波, 周天军, Li Tim, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS\_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. *大气科学*, 33 (2): 285–299.
- Wu Bo, Zhou Tianjun, Li Tim, et al. 2009. Interannual variability of the Asian–Australian monsoon and ENSO simulated by an ocean–atmospheric coupled model [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (2): 285–299.
- Wu Chunqiang, Zhou Tianjun, Sun Dezheng, et al. 2010. Water vapor and cloud radiative forcings over the Pacific Ocean simulated by the LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28: 80–98, doi: 10.1007/s00376-010-9205-1.
- Wu Guoxiong, Liu Hui, Zhao Yucheng, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13: 1–18.
- Wu Tongwen, Wang Zaizhi, Liu Yimin, et al. 2004. An evaluation of the effects of cloud parameterization in the R42L9 GCM [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 153–162.
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 2539–2558.
- Yanai M, Li C F, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 (1B): 319–351.
- Yhang Y B, Hong S Y. 2008. Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia [J]. *J. Climate*, 21: 963–979.
- Zhang G J. 1994. Effects of cumulus convection on the simulated monsoon circulation in a general-circulation model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 2022–2038.
- Zhang G J. 2002. Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parameterization [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D14): 4220, doi: 10.1029/2001JD001005.
- Zhang J, Zhou T J, Bao Q, et al. 2010. The vertical structures of atmospheric temperature anomalies associated with El Niño simulated by the LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1051–1063, doi: 10.1007/s00376-010-9167-3.
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asian [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.
- 张丽霞, 周天军, 吴波, 等. 2008. 气候系统模式 FGOALS\_s1.1 对热带降水年循环模态的模拟 [J]. *气象学报*, 66 (6): 968–981.
- Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Wu Bo, et al. 2008. The annual modes of tropical precipitation simulated by LASG/IAP ocean–atmosphere coupled model Fgoals\_s1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (6): 968–981.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005a. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS\_s——亚洲季风区海陆气相互作用对我国气候变化的影响 (第四卷) [M]. 北京: 气象出版社, 2450pp. Zhou T J, YU R C, Wang Z Z, et al. 2005a. The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and Its Associated Coupled Climate System Model FGOALS\_s—Impacts of the Ocean–Land–Atmosphere Interaction over the Asian Monsoon Domain on the Climate Change over China (Volume 4) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2450pp.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005b. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005b. The climate system model FGOALS\_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 702–715.
- Zhu J H, Liang X Z. 2007. Regional climate model simulations of U. S. precipitation and surface air temperature during 1982–2002: Interannual variation [J]. *J. Climate*, 20: 218–232.