0577-6619/2009/67(6)-0912-22 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

北京气候中心大气环流模式对季节内振荡的模拟*

董 敏 吴统文 王在志 张 芳
DONG Min WU Tongwen WANG Zaizhi ZHANG Fang

中国气象局气候研究开放实验室;国家气候中心,北京,100081
Laboratory for Climate Studies, CMA; National Climate Center, Beijing 100081, *China*
2007-11-15 收稿,2008-04-09 改回.

Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, Zhang Fang. 2009. Simulations of the tropical intraseasonal oscillations by the AGCM of the Beijing Climate Center. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6):912—922

Abstract The performance of the BCC (Beijing Climate Center) AGCM (Atmospheric General Circulation Model version 2.0.1) in simulating the tropical intraseasonal oscillations (TIO) is examined in this paper. The simulations are validated against observation and also compared with the NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model, Version 3). The BCC AGCM2.0.1 is developed based on the original BCC AGCM (version 1) and NCAR CAM3. A new reference atmosphere and reference pressure are introduced in to the model. Therefore, the original prognostic variables of temperature and surface pressure become their departures from the reference atmosphere. A new Zhang-Mcfarlane convective parameterization scheme is incorporated into the model with a few modifications. Other modifications include those in the boundary layer process and snow cover calculation.

All simulations are run for 52 years from 1949 to 2001 under the lower boundary conditions of observed monthly SST. The tropical intraseasonal oscillations from the model are analyzed. The comparison shows that the NCAR CAM3 model has a poor performance in simulating the TIO. The simulated strength of the TIO is very weak. The energy of the eastward moving waves is similar to that of the westward moving waves in CAM3. While in observation the former is much larger than the latter. Seasonal variations and spatial distributions of the TIO produced by CAM3 are also much different from the observation. The ability of the BCC AGCM2.0.1 in simulating the TIO is largely improved. The simulated TIO is evident. The sthength of the TIO produced by the BCC AGCM2.0.1 is close to that of the observation. The energy of eastward moving waves is much stronger than that of the westward moving waves. This is close to the observation. There is no significant difference in the seasonal variations and spatial distributions of the TIO between the BCC model simulations and the observation. In general the BCC model is better than the CAM3 in simulating the TIO.

Key words Beijing Climate Center(BCC), Atmospheric general circulation model (AGCM), Intraseasonal oscillation, Simulation study

摘 要 对北京气候中心大气模式(BCC AGCM2.0.1)模拟热带季节内振荡的能力进行了检验。北京气候中心新一代气候模式(BCC AGCM2.0.1)是在原中国国家气候中心模式的基础上参考 NCAR CAM3 改进形成的。新模式中引进了一个新的参考大气和参考面气压。因此原模式的预报量中的气温(T)和地面气压(p_s)则变为它们对参考大气气温的偏差和对参考面气压的偏差。模式还加入了新的 Zhang-Mcfarlane 对流参数化方案,并对其参数计算方法进行调整和改进。此外还对模式边界层处理、雪盖计算等进行了改进。

上述模式在实测的月海温作为下边界条件的情况下运行 52 年(1949 年 9 月—2001 年 10 月)。然后对运行结果中的季节内振荡的状况进行分析,主要结果如下:NCAR CAM3 模式模拟热带季节内振荡的能力很差,主要表现在模拟的热带季节内

* 资助项目:中国气象局数值模式发展项目,国家自然科学基金项目(40575027)。
作者简介:董敏,研究方向:气候模式的研制与应用,热带气象及季风研究。E-mail:dongm@cma.gov.cn
通讯作者:吴统文,主要从事气候动力学、气候系统模式发展和模拟研究。Email:twwu@cma.gov.cn

振荡强度很弱;东移波与西移波的强度很接近,而实际观测中是东移波的能量要远大于西移波;季节内振荡的季节变化及空间分布与观测相差很远。北京气候中心大气模式(BCC AGCM2.0.1)模拟热带季节内振荡的能力有显著的提高。模拟的热带季节内振荡很明显,强度接近于观测结果;模拟东移波的能量要大于西移波,这与观测较为一致;季节内振荡的季节变化和空间分布与观测相差不大。总的来看,BCC AGCM2.0.1 模式在模拟热带季节内振荡方面比 CAM3 模式有明显的改进。

关键词　国家气候中心,大气模式,季节内振荡,模拟研究

中图法分类号　P435

1　引　言

随着气象学、气候学的发展及计算机技术的进步,数值预报模式近年来获得了快速的发展。这表现在构成气候系统的各主要分量,如大气圈、水圈(海洋、海冰、河湖)、陆地圈、生物圈等分量都已模式化,并且互相耦合起来;模式的分辨率(水平和垂直)越来越高;模式不仅在边界层越来越细,而且向上伸展到平流层和中层;目前的模式详细地包含了各种物理过程以及它们之间的相互作用,同时也逐渐地把化学过程、生物学过程包括进来。因此气候模式已经成为一个越来越复杂的系统。

发展气候(天气)数值模式的目的就是要建立一个表示天气气候变化的数学工具,它可以再现当前的天气或气候,人们可以利用这一工具来研究天气气候的形成、变化机制,进一步用它预报未来的天气和气候。所以,模式发展过程中的一个关键问题就是要对模式的模拟或预测能力进行验证。通过"研发-验证-改进"的路线使模式不断向前发展。

北京气候中心(Beijing Climate Center－BCC)目前正在发展新一代气候模式。因此也必须进行有关的模式验证研究。有关模式模拟的基本气候态的验证将在其他文章给出。本文把验证的重点放在模式模拟季节内振荡能力的验证上。热带季节内振荡是 Madden 和 Julian 于 1971 年发现的(Madden, et al, 1971)。因此也称作 MJO(Madden Julian Oscillation)。它是热带大气的一个非常重要的模态。它与热带地区的很多天气气候现象有密切的关系(Zhang,2005)。然而,季节内振荡的模拟对很多气候模式来说却是一个十分困难的任务。Slingo (1996)曾检验了参加模式比较计划的 15 个大气模式模拟季节内振荡的能力,结果发现很不理想。Sperber (1997)的研究也表明模式模拟季节内振荡的能力有限。直到最近,一些证据显示模式模拟季节内振荡的能力有显著改进(Inness, et al, 2003; Liu, et al, 2005; Zhang, et al, 2006)。由此可见,目前不同的模式在模拟季节内振荡的能力方面存在较大差异。

2　模式、资料和验证方法

2.1　模式

北京气候中心新一代气候模式(BCC AGCM 2.0.1)是在原中国国家气候中心模式的基础上参考 NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model Version3, Collins, 2004)经过改进形成的。模式的动力框架及主要物理过程在 Wu 等(2008)的文章中有详细介绍,其主要的改进如下:

(a) 引进了一个新的参考大气和参考面气压。因此原模式的预报量中的气温(T)和地面气压(p_s)则变为它们对参考大气气温的偏差和对参考面气压的偏差。

(b) 引入了新的对流参数化方案 (Zhang, et al, 2005)。同时对方案中的一些具体参数进行了调整。

(c) 采用了颜宏(1987)提出的干对流调整方案。

(d) 采用了Wu等(2004)提出的雪盖参数化方案。

(e) 鉴于洋面上潜热通量计算受风速的影响较大,采用了新的潜热通量计算方案。

2.2　模式运行实验

模式以观测的月平均海温作为下边界的条件下运行50年(1949年9月—2001年10月)。为了进行比较,NCAR CAM3 也在同样的条件下运行 50 年。

2.3　验证资料和验证方法

模式输出每日资料,为了减少资料的量,有时也将日资料处理成候平均值。ECMWF 和 NCEP 再分析资料以及 CMAP 降水资料(Xie, et al, 1997)作

为观测对模式的结果进行验证。

ECMWF 和 NCEP 的资料均为 1958—2000 年,而 CMAP 资料则为 1979—2000 年。

本文采用的分析方法主要有:用二维快速傅里叶变换进行的时空谱分析;滤波和时间序列重建,方差分析和小波分析等。

3 结果分析

3.1 模拟结果的谱结构

图 1 给出 850 hPa 纬向风(U)分量在 10°S—

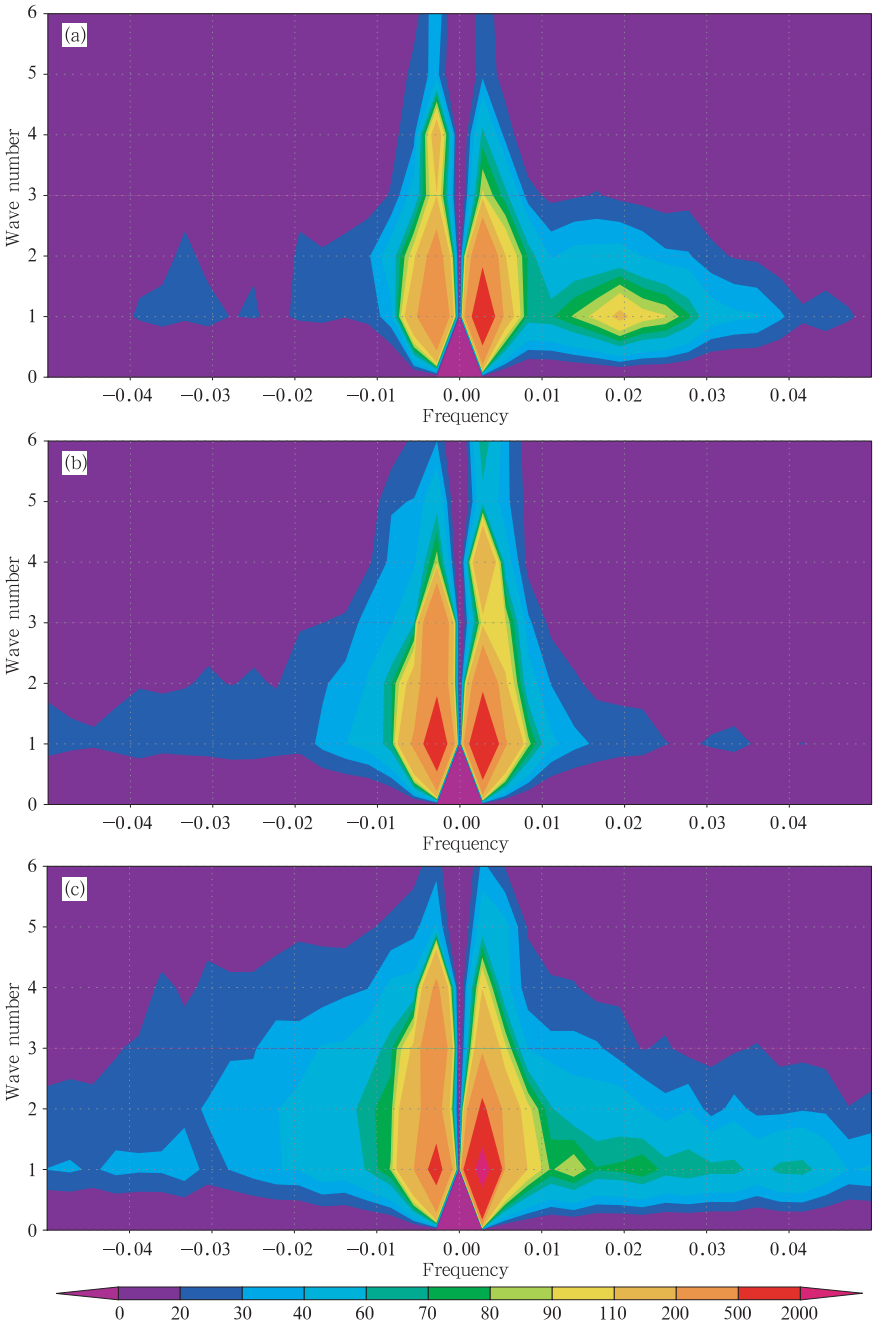


图 1 850 hPa 纬向风(U)分量在 10°S—10°N 平均的时空谱

(a. ECMWF 资料,b. CAM3 模式, c. BCC 模式)

Fig. 1 The averaged time-space spectra of zonal wind (U) at 850 hPa in the tropical region (10°S—10°N) for (a) ECMWF data, (b) CAM3, and (c) BCC

10°N 平均的时空谱。该谱图是这样计算的:取每一年,每一个纬圈上所有经度上的 U 值所组成的资料矩阵,它的维数为纬圈上的经度数(128——模式格点或 144——观测的 NCEP 或 ECMWF 资料的格点)乘以天数(365)。先在纬圈方向上作傅里叶变换,得到空间傅氏系数,然后对时间作傅里叶变换即得到二维的时空傅里叶系数,其平方即为时空谱的能量。将所得的结果在 10°S—10°N 平均,然后再对年份平均,最后得到热带地区 850 hPa 纬向风的气候平均时空谱。图 1a 为用 ECMWF 资料计算的结果,图 1b、1c 分别为 CAM3 模式和北京气候中心(BCC)模式的结果。NCEP 资料所得的结果与 ECMWF 的基本一样(图略)。

频率为正值表示东移波、负值表示西移波。图中的色块代表每一个波数,每一个频率的波所对应的谱能量。从 ECMWF 的图可以看出能量的中心在频率接近而略大于 0.02,波数为 1 的地方,即周期为 42—50 d 的波动有最大的能量。

图 1b 表明 CAM3 模式的时空谱的能量主要集中在非常低频的部分。在季节内振荡所对应的频率段能量很弱。而且在季节内振荡所对应的频率段上,西移波(负频率)的能量似乎略大于东移波。因此,CAM3 基本上不能模拟出与观测符合的季节内振荡。北京气候中心模式(图 1c)的谱结构虽然与观测有一定的差距,但比 CAM3 要有相当大的改进。主要的能量中心分布在波数为 1,频率为 0.013、0.022、0.0275、0.033 及 0.04 等处,即存在着大尺度(1 波)周期为 77、45、36、30、25 d 的振荡。最强的季节内振荡是 77 d,这比观测的主周期略长。但它还存在一些周期更短的振荡。在 BCC 模式的模拟结果中,50—60 d 周期的波动比观测弱,而 70—90 d 的低频波和 20—30 d 的高频波则比观测略强。另一个值得注意的现象是,东移波的能量要大于西移波。这是符合观测的,但东移波的能量与西移波能量的差异没有观测的大,即模拟结果中西移波仍然保留了较强的强度。由于波数相同振幅相等而频率符号相反的波可形成驻波,这表明模拟结果中含有比观测更多的驻波成分。这是模式的另一不足之处。

图 2 给出的是 CMAP 降水资料、CAM3 及 BCC 模拟出的降水的时空谱。由于 CMAP 降水资料是候资料,图 2a 是根据 1979—2000 年的候平均资料计算的。为便于比较,CAM3 和 BCC 模式也使用同一时段的候资料。

从图 2a 可以看出,降水在波数为 1 频率为 0.1 的地方存在着最大的谱能量中心。由于资料的取样间隔为 5 d,频率 0.1 相当于周期为 50 d。从图 2a 还可以看出降水的季节内振荡在波数 2—3 上也有较大的能量。图 2b 则显示 CAM3 模拟的降水基本上没有季节内振荡。图 2c 则表明 BCC 模拟的降水存在着季节内振荡,但其强度要比观测的弱。此外,BCC 模拟降水的季节内振荡的东移波的能量也大于西移波,这也是与观测相符合的。但是由于在 −0.1 频率附近也有相当一部分能量,因此东移波与西移波的能量差也比观测要小。

3.2　热带季节内振荡的地理分布

应用观测和模式输出的候平均资料,在对其进行时空谱分解之后,取空间 1—5 波,时间周期为 20—90 d 的波动,利用傅里叶逆变换重新合成一个时空序列。在空间点上计算时间变化的方差。我们就得到热带季节内振荡的地理分布情况。

图 3a 给出用 NCEP 资料所做出的 850 hPa 纬向风(U)的季节内振荡方差在各个季节的地理分布。冬季,季节内振荡主要活跃在南半球。沿 10°S 从印度洋一直延伸到太平洋中部(150°W),其强中心在 180°和 120°E 附近,中心强度约 10 m^2/s^2。在春季,季节内振荡的中心向北和西北方向移动,中心位于赤道附近的印度洋(80°E)和西太平洋(150°E),强度略为减弱。夏季,季节内振荡的活跃地带则进一步北移到 10°N 附近的西亚到菲律宾以东的洋面上。其中心位于中印半岛附近,中心强度约为 11—12 m^2/s^2,达到其一年的最大强度。秋季,季节内振荡的强度开始减弱并南移,进行相反方向的变化。此外,在赤道北侧的东太平洋地区也有一个季节内振荡的活跃区,其强度在夏秋季较强而冬春季较弱,但其位置却不随季节而变化。ECMWF 资料所显示的结果与 NCEP 的结果相同,故不详述。

在 CAM3 模式中,季节内振荡的活跃区与观测有很大的差别。冬季它的最活跃区出现在印度洋及印度尼西亚一带,但其中心位置不在南半球而是在赤道附近。其他季节,季节内振荡的强度均较弱且

主要在北半球。在赤道北侧的东太平洋地区,季节内振荡强度与观测相比也非常弱。这些均表明CAM3模式模拟季节内振荡的能力相当弱(图3b)。

图3c给出了BCC模式输出的850 hPa纬向风季节内振荡方差的地理分布。显然它比CAM3的模拟结果有明显的改进。季节内振荡在各个季节的地理分布与观测基本一致。不足之处是夏、秋季节模拟结果中东亚地区的季节内振荡太强。在沿10°N从90°E到150°E的地带其强度超过12 m^2/s^2。

图4给出降水的季节内振荡方差的各个季节的地理分布。与850 hPa纬向风类似,观测的降水资料的季节内振荡方差冬季主要在南半球,春季它向

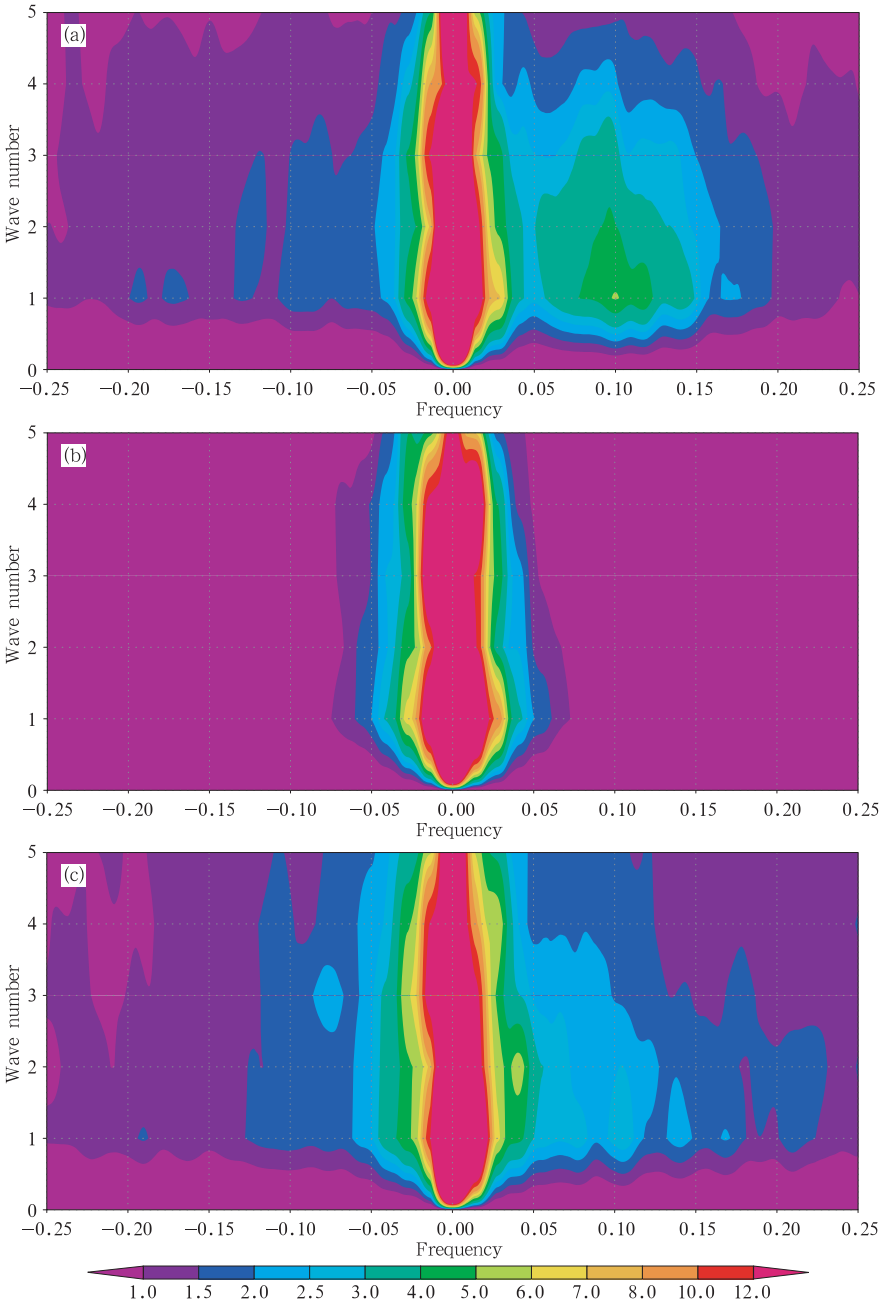


图2 降水在10°S—10 °N平均的时空谱(候资料)

(a. CMAP资料,b. CAM3模式,c. BCC模式)

Fig. 2 The averaged time-space spectra of precipitation (pentad data) in the tropical region (10°S—10°N) for (a) CMAP data, (b) CAM3, and (c) BCC

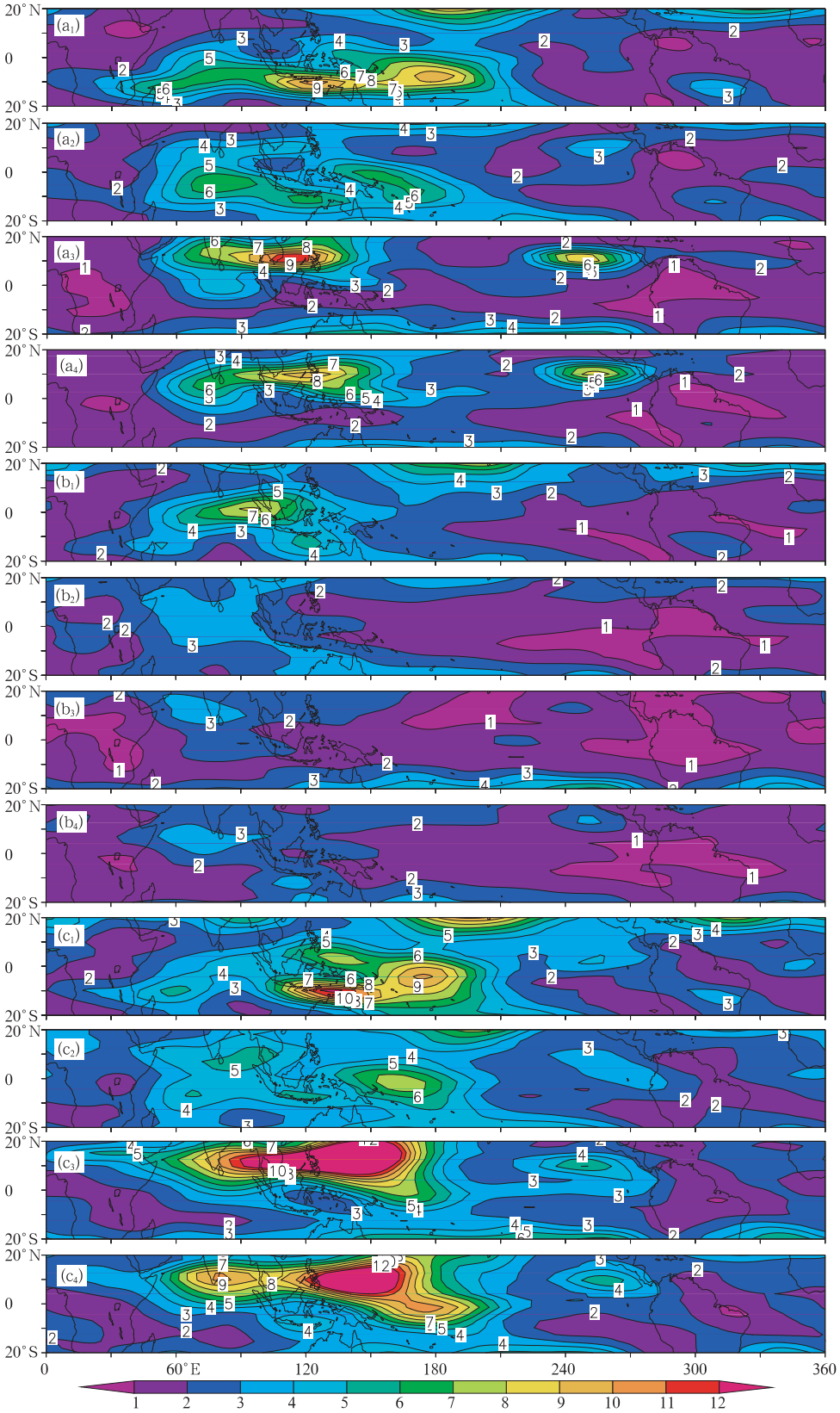


图 3　热带地区 850 hPa 纬向风(U)的季节内振荡方差在各个季节的分布

(a. NCEP 资料,b. CAM3 模式, c. BCC 模式; 1. DJF, 2. MAM, 3. JJA, 4. SON;单位:m^2/s^2)

Fig. 3　Variance distributions of the intraseasonal oscillations of the filtered (reconstructed) 850 hPa U wind for each season for (a) NCEP, (b) CAM3, and (c) BCC data

(Annotations of the subscripts are: 1. DJF, 2. MAM, 3. JJA, 4. SON; unit: m^2/s^2)

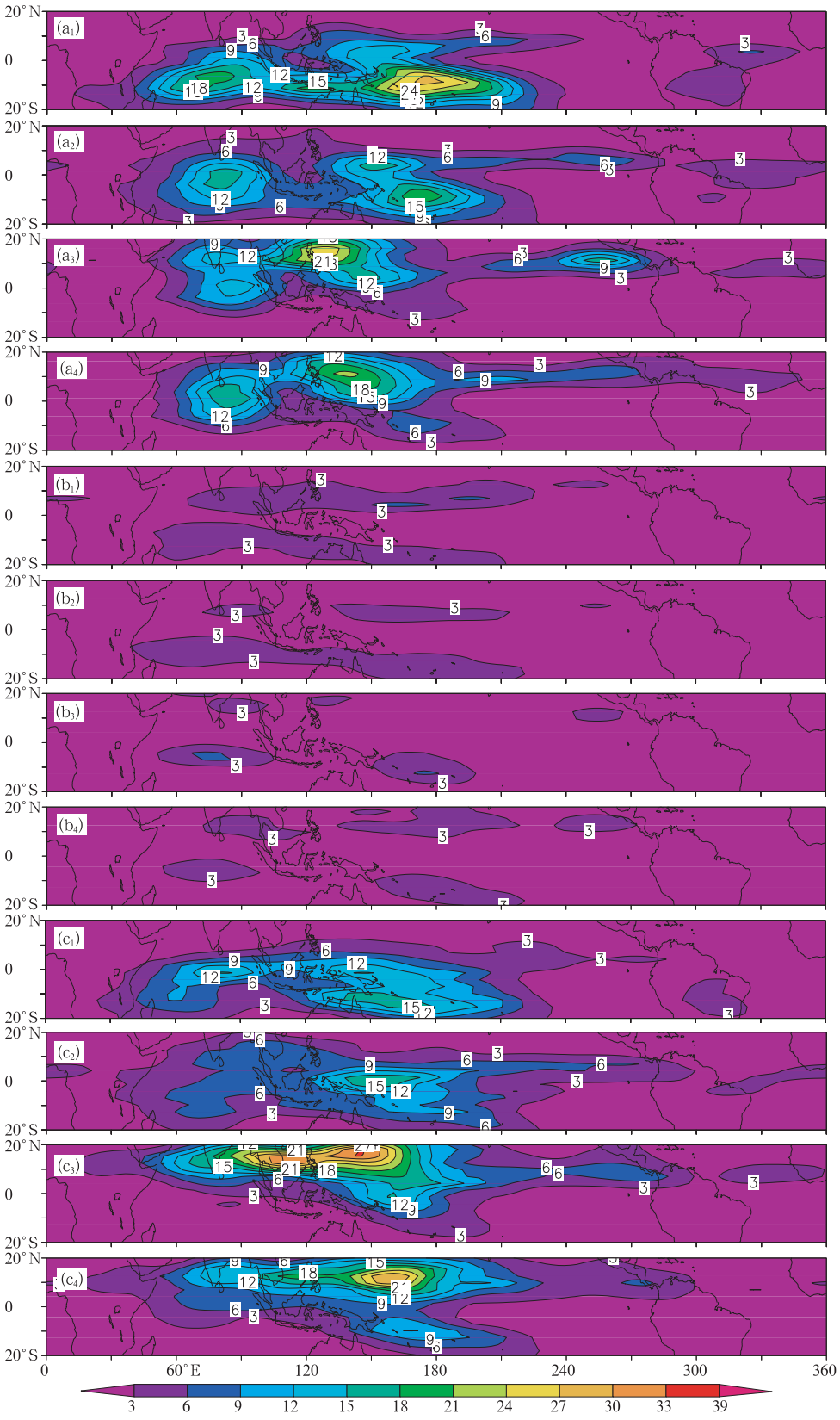


图 4 热带地区降水的季节内振荡方差在各个季节的分布

(a. NCEP 资料,b. CAM3 模式,c. BCC 模式;1. DJF,2. MAM,3. JJA,4. SON;单位:mm^2/d^2)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for precipitation (unit: mm^2/d^2)

赤道移动,而夏季则到北半球。但降水季节内振荡在西太平洋和印度洋分别为两个相对独立的中心。此外,赤道北侧的东太平洋上也有一个季节内振荡的次中心其夏季较明显而冬春季节很弱(图 4a)。

CAM3 模拟降水的季节内振荡的方差无论那个季节都很弱(图 4b)。而且一年四季主要方差带均在赤道两侧,没有明显的季节移动。所有这些与观测实际是很不符合的。

BCC 模拟降水的季节内振荡的方差分布与实际观测的结果比较接近(图 4c)。它也是冬季主要在南半球,夏季在北半球,具有明显的季节性的时空移动。与观测略有差别的是:在印度洋上模拟的季节内振荡的强度比观测略弱,且位置略偏北。夏季东南亚地区的季节内振荡的强度比观测值强。赤道北侧东太平洋上的季节内振荡比观测的弱。

3.3　热带季节内振荡的年内变化

使用 Morlet 小波,对经过时空傅里叶变换和逆变换滤过波的资料做小波分析。在热带(20°S—20°N)地区每一个点上作时间的小波分析,所得到的小波系数是时间和尺度的函数。在小波分析中尺度是与频率(或周期)对应的。小波系数的平方即是对应于某一时间和某一周期的波的能量。将对应于 20—90 d 周期的波动能量平均,就得到热带地区每一(经度、纬度格点)点上、每一时刻的季节内振荡的能量。由于我们使用的是候资料,于是将其对一年中每一候作气候平均就得到热带地区每一(经度、纬度格点)点上,一年中每一候季节内振荡的能量。图 5 给出观测的(图 5a)及两个模式(图 5b、5c)的季节内振荡能量随时间及经度(或纬度)的变化。

从 NCEP 资料 850 hPa 纬向风的季节内振荡随时间与经(纬)度的变化(图 $5a_1$)可以看出,印度洋到中太平洋地区的热带季节内振荡在冬季最强($21\ m^2/s^2$)。随着季节的推移,南半球的季节内振荡减弱,并向北挺进并于夏季达到 10°N。其强度与冬季近似。秋冬季季节内振荡的活动区又移回南半球,完成一次明显的年内季节循环。图 $5a_2$ 则显示,中、西太平洋的热带地区(10°S—10°N)为明显的冬季强夏季弱的特征。在印度洋上则是春季最强。而当考察的范围放到更广泛的热带地区时(20°S—20°N)。在印度洋上的季节内振荡则是春夏季最强。

CAM3 模式模拟的 850 hPa 纬向风的季节内振荡的年内季节变化与观测有较大的差异。从图 $5b_1$ 可以看到季节内振荡的大值中心冬季位于赤道的南侧,以后逐渐减弱,到夏季最弱,冬季再增强。但是它没有一个随季节南北移动的过程。图 $5b_2$、$5b_3$ 也与观测有较大的区别。冬季印度洋上的季节内振荡要大于西太平洋上的季节内振荡,且夏季没有明显的增强过程。

BCC 模式对季节内振荡年内变化的模拟比 CAM3 有显著的改进。如图 5c 所示,印度洋到中太平洋地区的热带季节内振荡在冬季最强,达 $20\ m^2/s^2$。随着季节的推移,南半球的季节内振荡减弱,并向北挺进且于夏季达到 10°N。不同的是夏季季节内振荡的强度要比观测强,最大达 $40\ m^2/s^2$。从图 $5c_2$、$5c_3$ 我们也可以看出与观测类似的年内变化。不足之处是季节内振荡的最强中心比实际略偏西,夏季的强度太强。

3.4　热带季节内振荡的传播速度

观测事实表明,热带季节内振荡是东移的,东移的速度约 5 m/s。为了检查模式模拟的季节内振荡的传播方向和速度,我们在某一纬圈上(例如赤道)选取一个参考点,这里我们选取(150°E,0)为参考点,然后计算参考点与同纬度其他点的超前和滞后相关(图 6)。

图 6a 是 NCEP 资料 850 hPa 纬向风,经过滤波后的值(保留了季节内振荡分量)所做的滞后相关图。图中正相关区呈带状分布,从图的左下方伸向右上方。这表明,参考点西侧点的前期值及参考点东侧的后期值与参考点的值有最好的关系。这预示波动是东传的。用这一相关带所伸展的经度对应的距离除以这一相关带所伸展的时间长度(候数)我们得到这一正相关带的斜率。根据它可以大致估计出波动移动的速度为 5—10 m/s。

图 6b 和 6c 分别是 CAM3 和 BCC 模式的情形。可以看出,CAM3 模拟结果是西移的。而 BCC 模式模拟的季节内振荡是东移的。由图 6c 中正相关带的斜率可以判断出其移速也是与观测一样的。

4　结论与讨论

根据以上讨论我们可以看到,BCC 模式在模拟季节内振荡方面比 CAM3 模式有明显的改进,也比过去很多模式模拟的结果(Slingo,1996)要好。这

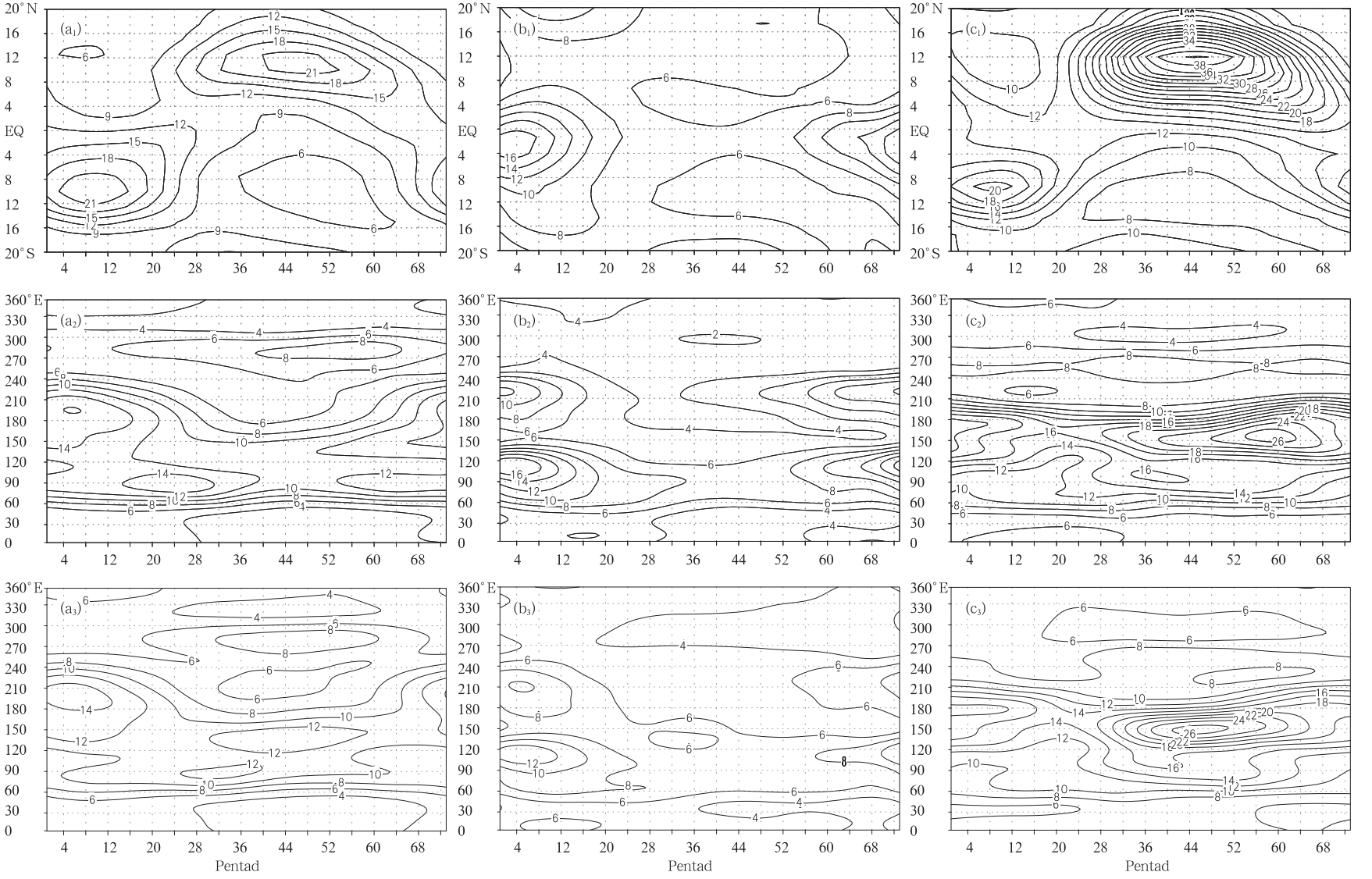


图5　850 hPa纬向风的季节内振荡的小波能量随时间与经（纬）度的变化

(a.NCEP，b.CAM3，c.BCC；(a_1,b_1,c_1) 60°E—180°平均，(a_2,b_2,c_2) 10°S—10°N平均，(a_3,b_3,c_3) 20°S—20°N平均)

Fig. 5 The wavelet power of the intraseasonal oscillations for the filtered (reconstructed) 850 hPa *U* wind as a function of time and longitude (or latitude).

(a.NCEP, b.CAM3, c.BCC; (a_1,b_1,c_1) 60°E—180°, (a_2,b_2,c_2) 10°S—10°N, (a_3,b_3,c_3) 20°S—20°N)

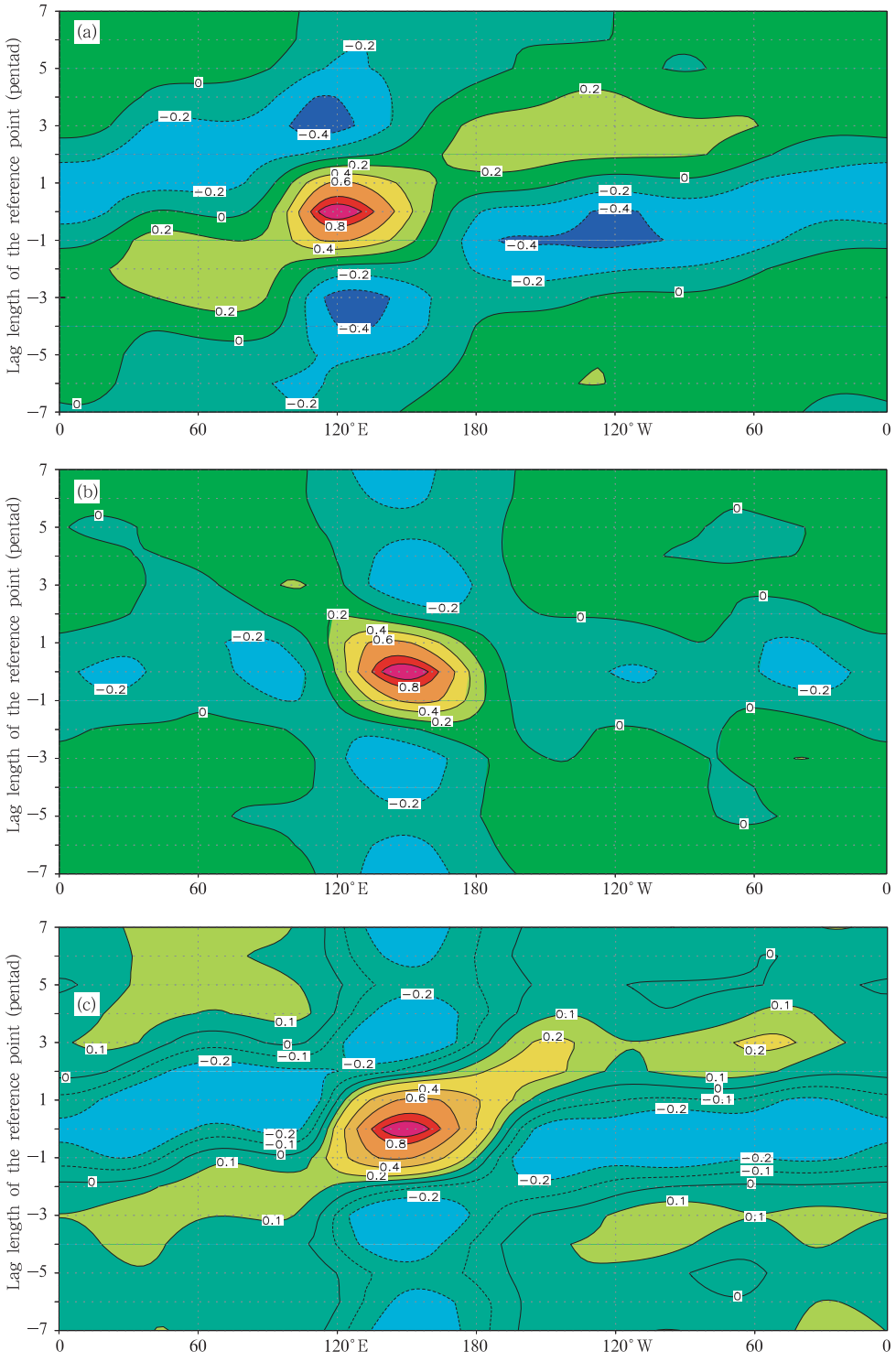


图 6　850 hPa 纬向风的季节内振荡分量在参考点(0°N,150°E)的值与赤道上其他点上的值的滞后相关

(a. NCEP, b. CAM3, c. BCC, 纵坐标为滞后时间(候数),负值表示参考点落后于其他点,正值表示其他点落后于参考点)

Fig. 6　The lag/lead correlation of the intraseasonal component of the 850 hPa U wind at the reference point (0°N,150°E) with the same U wind at other points along the equator

(The ordinate is the leading or lag time (unit is pentad), negative value means the value at the reference point lags those at other points while positive value means the reverse)

(a. NCEP, b. CAM3, c. BCC)

主要表现在：

(1) 模拟结果具有比较接近实际观测的谱结构。在空间 1 波周期为 20—90 d 的地方有明显的能量中心。

(2) 模拟的季节内振荡有比较符合实际的地理分布。它主要分布在西太平洋和印度洋，东太平洋赤道北侧地区也有一个相对较强的活跃区。

(3) 模拟的季节内振荡也具有明显的年循环。西太平洋与印度洋上的季节内振荡冬季在南半球，夏季则在北半球。东太平洋赤道北侧的季节内振荡一年中位置变化不大，但有夏季变强冬季变弱的季节变化。

(4) 模拟的季节内振荡为东移的，其移动速度与观测基本一致。

BCC 模式在模拟季节内振荡方面的改进主要是对流参数化所起的作用。由于 BCC 模式在 CAM3 的基础上不仅改变了对流参数化，因此我们另作了一个实验，只改变 CAM3 模式对流参数化方案(用 2005 年新的 Zhang 对流方案替代 1995 年 Zhang-Mcfarlane 方案-简称 CAM3Z 模式)，然后对模式模拟季节内振荡的能力进行分析。发现也有很大的改进，其 850 hPa 纬向风及降水的时空谱与图 1 及 2 很相似(图略)。这说明对流参数化改进所起的决定性作用。当然 BCC 模式在这方面效果比 CAM3 更好一些。尤其是对季节内振荡的年内循环的模拟比 CAM3Z 模式更好一些，夏季东南亚的季节内振荡虽然仍然比实际观测强但比 CAM3Z 模式弱了很多(图略)。这说明其他方面的改进(如动力框架的改进)也起到一定的作用。Slingo 等(1996)指出，如果模式能够较好地模拟出基本气候态，包括季节变化、降水的合理分布等，则其模拟的季节内振荡的情况也较好。BCC 模式对季节内振荡模拟的效果之所以有进一步的改进，很可能与模式总体性能的改进也有关系。

尽管 BCC 模式能较好地模拟出热带季节内振荡现象，但它还存在一些有待改进的问题。主要是：

(1) BCC 模式输出结果的谱结构不如观测那样集中。观测的谱能量集中在 50 d 左右，而 BCC 模式的谱能量则比较分散，20—90 d 的谱都有一定的能量。

(2) BCC 模式模拟的季节内振荡的西移波的成分要比观测的强。

(3) BCC 模式模拟的季节内振荡在西太平洋比观测强，而印度洋则比观测的弱。

(4) BCC 模式模拟的季节内振荡在夏季在东南亚地区太强。

要解决上述问题需要更深入的研究对流加热过程对季节内振荡影响的机制，找出对流参数化方案的不足并加以改进。

References

Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0). NCAR Tech. Notes NCAR/TN-464+STR National Center for Atmosphere Research, Boulder, Colo.

Inness P M, Slingo J M, Guilyardi E, et al. 2003. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part Ⅱ: The role of the basic state. J Climate, 16: 365-382

Liu P, Wang B, Sperber K R, et al. 2005. MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke convective scheme. J Climate, 18: 3007-3020

Madden R A, Julian R R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708

Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. Climate Dyn, 12(5): 325-357

Sperber K R, Slingo J M, Inness P M, et al. 1997. On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and the GLA and UKMO AMIP simulations. Clim Dyn, 13: 769-795

Wu Tongwen, Yu R, Zhang F. 2008. Modified dynamic framework for the atmospheric spectral Model and its application. J Atmos Sci, 65(7): 2235-2253

Wu Tongwen, Wu Guoxiong. 2004. An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs. Adv Atmos Sci, 21: 529-535

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

Yan Hong. 1987. The design of a nested fine-mesh model over complex topography part 2: parameterization of sub grid physical procceses. Plateau Meteor (in Chinese), 6(Supl): 64-139

Zhang Chidong. 2005. Madden-Julian Oscillation. Rev Geophys, 43: RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158

Zhang C, Dong M, Guldi S, et al . 2006. Simulations of the Madden-Julian oscillation in four pairs of coupled and uncoupled global models. Climate Dyn, doi: 10.1007/s00382-006-0148-2

Zhang G, Mu M. 2005. Effects of modification to the Zhang-Mcfarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmosphere Research Community Climate Model, Version 3. J Geophys Res, 110: D09109, doi: 10.1029/2004JD00517

附中文参考文献

颜宏. 1987. 复杂地形条件下嵌套细网格模式的设计(二)：次网格物理过程的参数化. 高原气象, 6(增刊): 64-139