

热带大气季节内振荡数值模拟对积云对流 参数化方案的敏感性^{*}

贾小龙^{1,2} 李崇银^{2,3}

1 国家气候中心, 北京, 100081

2 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029

3 解放军理工大学气象学院, 南京, 211101

摘 要

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)的大气环流模式(SAMIL-R42L9)研究了热带大气季节内振荡(MJO)的模拟对积云对流参数化方案的敏感性,结果表明两种对流参数化方案——湿对流调整方案(MCA)和 Zhang-McFarlane(1995 年)方案对 MJO 的模拟能力有明显的差异。MCA 方案较好地模拟出了 MJO 的基本特征,包括季节内的时间尺度和向东的传播。Zhang-McFarlane(1995 年)对流方案模拟的 MJO 振幅非常弱,而且缺乏连续的传播特征,在 MJO 的演变过程中弱的低层水汽辐合使 MJO 难以维持和传播。两种不同的对流参数化方案产生的非绝热加热垂直廓线明显不同,Zhang-McFarlane(1995 年)方案产生的非绝热加热强度在对流层各层过于一致,没有明显的最大加热层,而且平均的加热强度太弱,这是该方案难以模拟出合理的 MJO 的主要原因之一。因此,模式对热带大气季节内振荡的模拟能力很大程度上依赖于所使用的积云对流参数化方案,当积云参数化方案改变时模式模拟的 MJO 也发生明显变化,而非绝热加热廓线是对流参数化方案影响 MJO 模拟的一个重要影响因子。3 种不同的非绝热加热垂直分布的敏感性试验表明,当最大的加热层位于对流层中低层尤其是对流层中层时,更容易产生出与观测较为接近的季节内的扰动,而当最大加热位于对流层高层时,更易于激发出西传的扰动。

关键词: 热带大气, 季节内振荡, 对流参数化, 非绝热加热廓线。

1 引 言

热带大气季节内振荡是热带大气的主要模态之一,自 Madden 和 Julian 在 20 世纪 70 年代发现以来^[1-2](故称为 Madden and Julian Oscillation,简称 MJO),国际上对其观测特征进行了大量的研究。概括而言,MJO 具有纬向一波为主的行星尺度空间结构;没有严格的周期,表现为 30—70 d 的宽频带振荡周期;纬向上主要以向东传播为主;垂直结构上表现为对流层上、下反相的“斜压”结构;季节上表现为冬春较强而夏秋较弱的季节性变化^[3-5]。MJO 在生命循环上表现为在印度洋和西太平洋为对流和环

流的强烈耦合,在结构上表现为混合 Kelvin-Rossby 波的结构^[6]。在主要对流区以外的地区,日界线以东的西半球,MJO 的信号在速度势、纬向风、散度和比湿上表现为干的 Kelvin 波的结构和以更快的速度向东传播^[7-9]。不少研究已表明行星边界层的摩擦造成的低层水汽辐合一般发生在 MJO 对流区的东侧,并对维持 MJO 的东传起了重要的作用^[9-11]。

目前大气环流模式(AGCM)对 MJO 的模拟并不理想,大气环流模式比较计划(AMIP)用各国 15 个 GCM 就 MJO 的模拟进行了比较^[7],其结果表明,虽然大多数模式能够反映大气季节内时间尺度的振荡信号,再现对流层上层速度势异常的向东传

^{*} 初稿时间:2006 年 3 月 15 日;修改稿时间:2006 年 10 月 25 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40575027 和 40675051)和中国科学院创新项目(ZKCX-SW-226)。

作者简介:贾小龙,主要从事气候预测及数值模拟研究。E-mail:jiaxl@cma.gov.cn

播。但严格来说,没有一个模式能够抓住观测到的热带季节内振荡的主要特征,目前,大多数大气模式都低估了大气季节内振荡的强度;未能再现其季节性倾向;模拟倾向于较短的季节内振荡周期,30 d 以内的高频信号比观测有更强的功率谱;模拟的 MJO 缺乏连续的传播特征。针对不同模式,国内外研究者对众多模式对 MJO 的模拟进行了分析。模式中所使用的对流参数化方案对 MJO 的模拟起了重要的作用。Park 等^[12]分析了 3 个 GCM (GLA, GLAS, UCLA) 模拟的 MJO,使用荒川-舒伯特 (Arakawa 和 Schubert (1974 年)) 的 UCLA 没有模拟出明显的 MJO 信号。但是 GLAS 使用了相同的方案,只是把穿透性对流限制在 340 hPa 以下,模拟出了 20—60 d 周期的振荡信号,尽管强度比观测的要弱。Slingo 等^[7]对比了使用各种对流参数化方案的不同 AGCM 对 MJO 的模拟,认为使用基于浮力闭合对流方案的 AGCM 比使用基于水汽辐合对流方案的 AGCM 模拟出了更好的 MJO 特征。Wang 等^[13]用 UIUC 的 AGCM 研究了 MJO 模拟对积云参数化方案的依赖性,表明 MCA (Manabe, 1965 年) 方案产生的 MJO 信号最强,修改的荒川-舒伯特 (Arakawa 和 Schubert) 方案最弱, Kuo (1974 年) 方案处在两者之间,同时研究认为模式模拟的 MJO 高度地依赖于方案中使用的判断对流触发的相对湿度判据 (RHc), 在 3 种对流参数化方案中加大对流相对湿度判据 (RHc) 的值,模拟的 MJO 也会加强。但 Maloney 等^[14]分析了 CCM3 中 3 种对流方案 (Zhang-McFarlane (1995 年), Hack (1994 年), McRAS) 模拟的 MJO,发现 McRAS 方案产生了比其他两种方案明显好的季节内变化,但是增加边界层触发对流的相对湿度判据并没有使模式模拟的 MJO 得到明显提高,却发现使用 McRAS 方案模拟的 MJO 高度敏感于不饱和环境空气中对流性降水的蒸发和饱和下曳。进一步的分析表明^[15], McRAS 方案模拟的 MJO 强烈地依赖于表面辐合造成的对流层低层的水汽。Rajendran 等^[16]分析了 CCM2 用 MCA (Manabe, 1965 年) 和 Hack (1994 年) 方案模拟的 MJO, MCA 方案的表现要好于 Hack 方案。Myong-In 等^[17]也研究了对 3 种积云参数化方案 (简化的荒川-舒伯特方案 (SAS), Kuo 方案和 MCA 方案) 模拟的 MJO,表明 GCM 模拟的 MJO 强度和传播显著依赖于积云参数化方案的选

择, MCA 方案产生的 MJO 最强, SAS 最弱, 并且认为越严格限制的对流方案产生的季节内振荡的信号越强。Sperber^[18]分析了 CAM2 对 MJO 的模拟,表明模式产生的 MJO 偏弱并且传播特征也不理想。Liu 等^[19]将 Tiedtke (1989 年) 方案植入 CAM2 替代 Zhang-McFarlane (1995 年) 方案使模式对 MJO 的模拟得到较明显的提高。虽也有个别的研究工作,但用 AGCM 对 MJO 进行模拟研究在国内相对较少。薛峰等^[20]和屈述军、张铭^[21]用中国科学院大气物理研究所的 IAP GCM 研究了模式中的 MJO 现象。李薇等^[22]用中国科学院大气物理研究所的海气耦合模式 GOALS-CGCM 和单独的大气模式 GOALS-AGCM 进行了 MJO 的数值模拟,表明海气耦合模式对热带 ISO 的模拟要好于单独的大气模式。贾小龙^[23]和李崇银^[24]对中国科学院大气物理研究所的 SAMIL-R42L9 模拟的 MJO 进行了分析。刘芸芸等^[25]对全球变暖下热带大气季节内振荡的特征进行了数值模拟。这些研究都得到了一些有意义的结果,但具体什么物理和动力学过程会引起 AGCM 对 MJO 的模拟差异还不是十分清楚。

本文将分析一个大气环流模式对 MJO 的模拟,通过比较不同对流参数化方案的结果,研究 MJO 的模拟对对流参数化方案的敏感性,并通过敏感性试验研究非绝热垂直加热廓线对 MJO 模拟的影响。

2 模式、对流参数化方案、积分方案和资料

本文使用的模式 SMAIL (Spectral Atmospheric Model of IAP LASG)/R42L9 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 (LASG) 的菱形谱截断全球大气环流模式,也是 LASG 耦合气候系统模式 FGOALS (Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model) 的大气分量模式。该模式在水平方向上为菱形截断 42 波,分辨率为 128×108 (高斯) 格点,相当于 2.8125° 经度 $\times 1.66^\circ$ 纬度,采用 σ 垂直坐标系,分为 9 层。模式动力框架独特,为减少截断误差和负地形影响,采用了参考大气扣除的方法,采用半隐式时间积分方案。辐射采用 Edwards 等^[26]提出的辐射参数化方案。云参数化采用 Slingo^[27-28] 诊断云方案。边界层参数化采用 Holtslag 等^[29]提出的非局地边界层参数化方案。模式的其他具体介绍可参考文献^[30]。

本文的模拟使用了两种对流参数化方案,一是湿对流调整方案^[31](MCA)。MCA 方案包括了干、湿对流和大尺度凝结。对流调整方案假定不稳定层结产生的对流又使层结变为中性,将对流产生的凝结和感热潜热的垂直输送在对流调整后的最终状态中总计给出。在每一时间步内,从模式的最低层逐层检查大气柱的湿不稳定性,如果相邻两层的递减率超过了湿非绝热递减率,就进行热量和水汽的垂直混合,并且产生凝结。对流调整后任何过饱和都由大尺度调整来消除。另一个是 Zhang-McFarlane^[32]对流参数化方案(以下简称 ZM 方案),该方案为积云谱型质量通量方案,采用积云谱模型描述积云群对大尺度场的作用。由于该方案只描述云顶高度在对流层中层最小饱和湿静力能所在层之上的积云,所以该方案主要描述深对流。最近,Zhang 等^[33]对 ZM 方案进行了修改,在 NCAR CCM3 中的应用表明对 MJO 的模拟得到了较明显的提高。本文使用的仍是 ZM 方案。

模式的运行采用 AMIP 积分,从 1978 年 1 月 1 日开始积分到 1989 年 12 月 31 日,共 12 a,取后 11 年的结果作为分析数据。模式输出结果为日平均的资料,包括风场、降水场、散度场、比湿场、垂直速度场和非绝热加热场。作为对比,以相应的 NCAR/

NCEP 再分析资料^[34]作为观测资料。观测的降水用的是 Xie/Arkin^[35]的逐候降水资料。在分析季节内时间尺度的变化时,对日或候(降水)资料去除了气候平均,得到日(候)距平序列,然后进行 30—60 d 的带通滤波,得到季节内尺度的时间序列。主要的分析方法包括时空谱、EOF 分析和线性回归的方法。

3 两种对流参数化方案模拟的 MJO 特征的比较

3.1 时间-经度剖面

诊断季节内振荡最基本的方法是时间-经度剖面。图 1 给出 10°S — 10°N 平均的 30—60 d 带通滤波 850 hPa 纬向风的时间-经度剖面。为节省篇幅仅给出了 1980 年的结果。由 NCEP 资料结果可以看出(图 1a),MJO 在时间-经度剖面图上表现明显的向东传播,典型周期为 45 d,也存在西传的情况,但主要以东传为主。这种扰动具有纬向 1—3 波的水平结构,位相速度在西半球一般快于东半球,西半球一般是 15 m/s,东半球一般是 4—6 m/s 左右。MCA 方案(图 1b)在季节内尺度上也产生了一系列明显的连续东传的扰动信号,而且强度与 NCEP 结果相当,在有的年份强度甚至更强。但 ZM 方案(图 1c)模拟的 850 hPa 纬向风的扰动信号很弱,并且扰

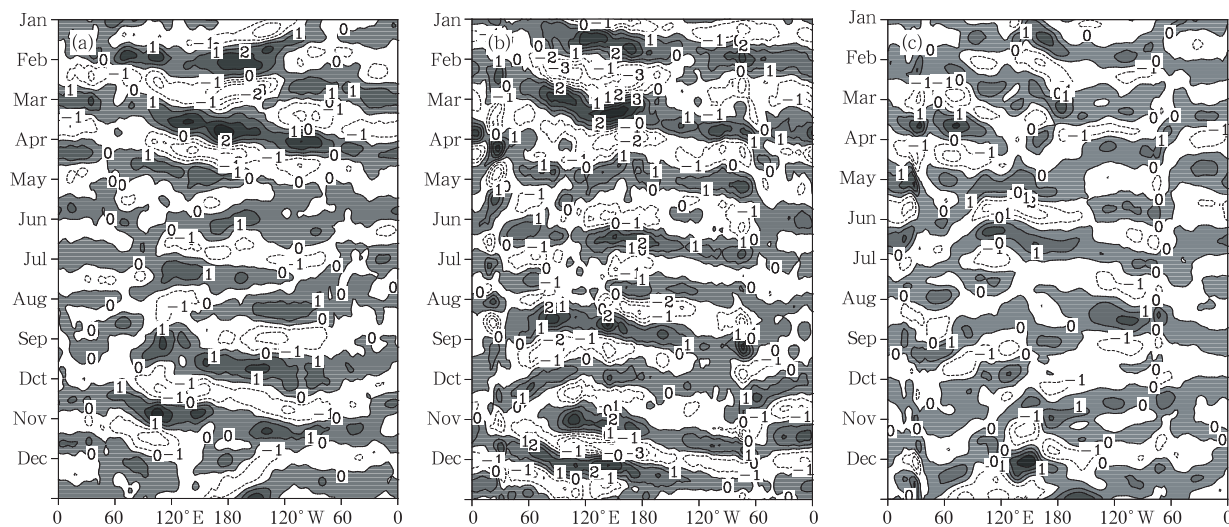


图 1 30—60 d 带通滤波的 10°S — 10°N 平均 850 hPa 纬向风的时间-经度剖面(1980 年)

(a. NCEP, b. MCA, c. ZM; 等值线间隔为 1 m/s, 阴影区为大于零)

Fig. 1 Time-longitude cross sections of the 30—60 day band-pass filtered 850 hPa zonal wind averaged over 10°S — 10°N from the NCEP and simulated data by SAMIL-R42L9 for 1980

(a. NCEP, b. MCA scheme, c. ZM scheme; the contour interval is 1 m/s, and positive values are shaded)

动信号没有呈现出有组织的东传。时间-经度剖面图可以说明 MCA 方案相对 ZM 方案模拟出了更明显的 MJO 的信号。

时间-经度剖面可以直观地展现 MJO 的基本图像,但这种分析只是定性的,时空谱通过将要素场在时间和空间上进行傅立叶变换可以更好的定量地分析 MJO 的时间和空间上的谱特征。下面将进一步

使用时空谱的方法分析 MJO 的时空谱。

3.2 平均时空谱特征

将每一年 850 hPa 纬向风和降水去除年循环(减去逐日(候)相应的气候平均),然后在 10°S — 10°N 进行平均,对得到的每一年的时间序列进行时空谱分析,然后对 11 年的结果进行平均,得到平均时空谱(图 2)。可以看出,NCEP 的 850hPa 纬向风

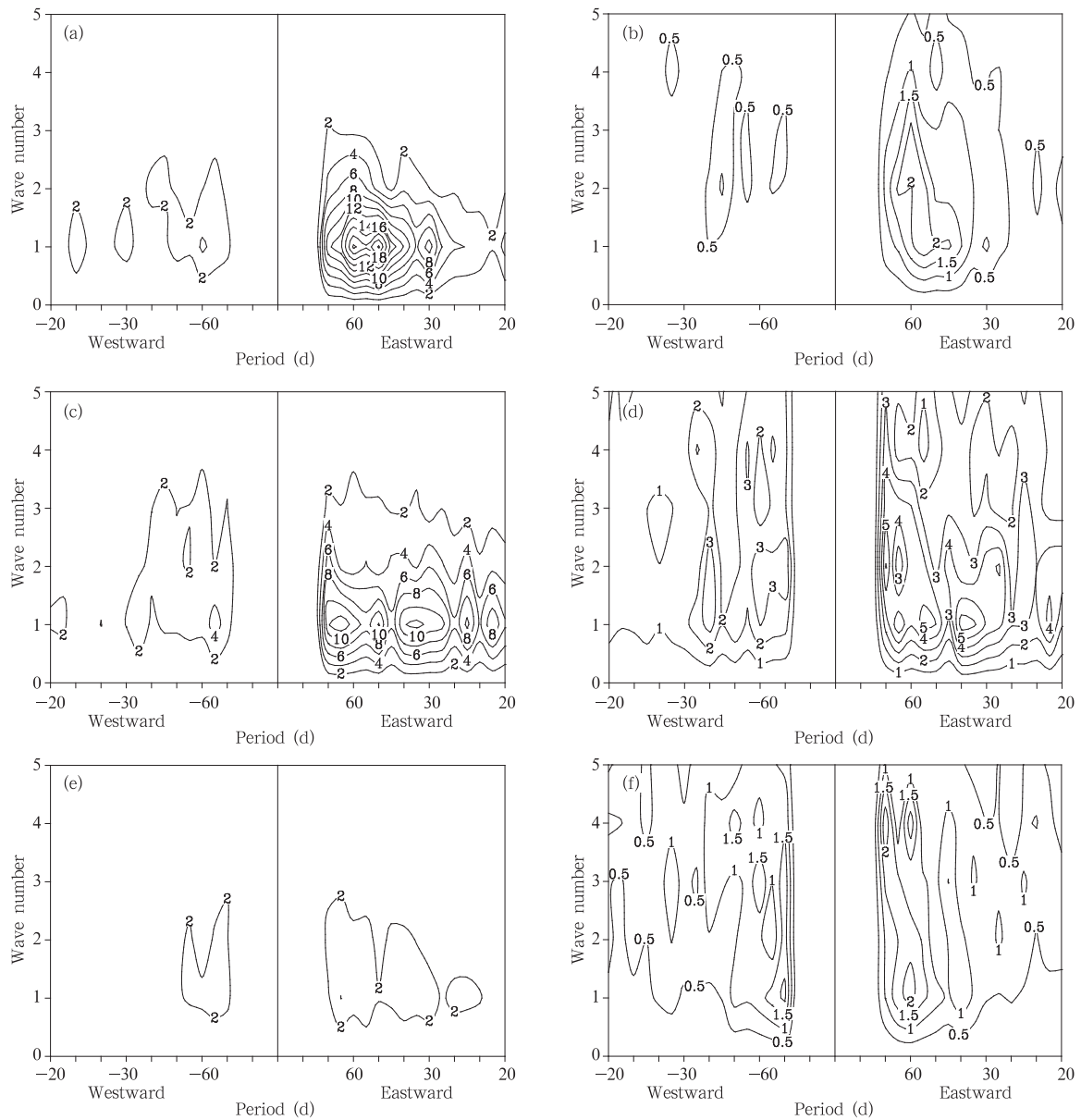


图 2 观测和模拟的 10°S — 10°N 平均 850 hPa 纬向风(单位: m^2/s^2)和降水的时空谱(单位: mm^2/d^2)分布
(a. NCEP U850, b. Xie/Arkin 降水, c. MCA U850, d. MCA 降水, e. ZM U850, f. ZM 降水)

Fig. 2 Space-time power spectra of observed and simulated 850 hPa zonal wind (m^2/s^2) and precipitation (mm^2/d^2) averaged over 10°S — 10°N

(a. U850 from NCEP, b. precipitation from Xie/Arkin, c. U850 from MCA, d. precipitation from MCA, e. U850 from ZM, f. precipitation from ZM)

(图 2a)谱值主要集中在空间波数为 1, 向东传播周期范围在 30—70 d 的扰动上, 典型周期为 45.6、60 和 30 d, 西传波动的能量相对而言小得多。降水场(图 2b)的谱能量在波数域上比纬向风场要分散, 2—4 波也有较大的能量, 周期也主要体现为东传的 30—60 d 内, 最大的谱值位于 45 d 左右。虽然不同的研究使用的资料、长度和分析范围都有所不同, 所以结果之间可能存在细微的差别, 但本文的这些结果与前人的结论^[14,36-37]还是一致的。对比两种对流参数化方案的结果, MCA 方案模拟的 850 hPa 纬向风(图 2c)在季节内时间尺度上也产生了较强的东传扰动的谱值, 并且谱值也主要集中在纬向一波上, 同时东传谱值明显大于西传谱值, 典型周期为 73、45.6 和 36 d, 但同时在小于 30 d 的周期上也产生了较明显的谱值。降水(图 2d)的主要周期与 850 hPa 纬向风相一致, 在东传的季节内尺度上也有最强的谱值, 尽管谱值分布在时间尺度和空间尺度上比观测结果都要分散。ZM 方案 850 hPa 纬向风(图 2e)在季节内时间尺度上基本没有模拟出明显的谱能

量;而降水场(图 2f)的东传波动与西传波动谱能量相当, 并且在空间纬向 4 波上有最大的谱值。所以在时间-经度剖面上 ZM 方案产生的 MJO 的振幅很弱, 而且没有明显的传播特征。

相对而言, 两种方案中 MCA 方案模拟的 MJO 与观测最为相似, 不过与 NCEP 结果相比, MCA 方案表现出多个周期特征, 并且在小于 30 d 的周期上也有很强的谱值。

3.3 传播特征

为了能得到 850 hPa 纬向风季节内振荡的传播特征以及纬向风沿赤道的振幅, 这里使用了线性回归的方法。根据观测分析^[36], MJO 的振幅在西太平洋和印度洋最大。因此参考 Maloney 等^[14]以及 Liu Ping 等^[19]的方法, 取西太平洋 150°E 为参考点, 将带通滤波的 850 hPa 纬向风在 10°S—10°N 平均, 然后用此时间序列同 10°S—10°N 平均的带通滤波 850 hPa 纬向风作超前-滞后回归, 并以参考点 850 hPa 纬向风的 1 倍标准偏差作为衡量, 得到 850 hPa 纬向风的滞后时间-经度图(图 3)。

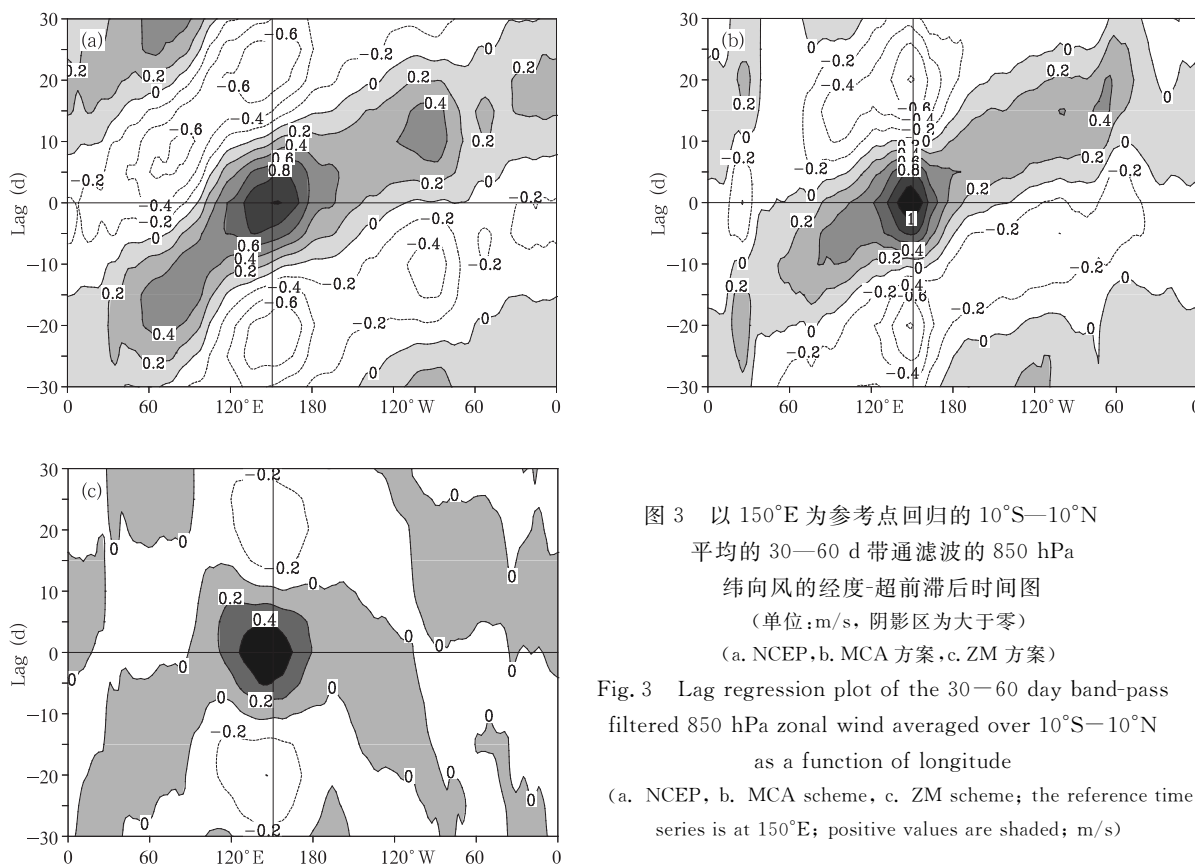


图 3 以 150°E 为参考点回归的 10°S—10°N 平均的 30—60 d 带通滤波的 850 hPa 纬向风的经度-超前滞后时间图
(单位:m/s, 阴影区为大于零)
(a. NCEP, b. MCA 方案, c. ZM 方案)

Fig. 3 Lag regression plot of the 30—60 day band-pass filtered 850 hPa zonal wind averaged over 10°S—10°N as a function of longitude
(a. NCEP, b. MCA scheme, c. ZM scheme; the reference time series is at 150°E; positive values are shaded; m/s)

图 3a 是 NCEP 资料 850 hPa 纬向风的结果,可以看出 MJO 首先在西印度洋爆发,连续向东传播,并且越过日界限进入西半球后传播速度明显加快。整个传播周期大概在 45 d 左右,与前面的谱分析结果一致,并与前人的结论^[9,14]也一致。MCA 方案模拟(图 3b)的 850 hPa 纬向风也都表现出了连续向东传播的特征,周期大概为 40 d,并且可以看到振幅接近 NCEP 结果,传播速度东西半球的差异也有所表现。但 ZM 方案模拟的 850 hPa 纬向风(图 3c)没有得到任何连续传播的信号,而且 MJO 的扰动振幅非常弱。

4 合成的 MJO 生命循环

考察 MJO 的结构特征可以有助于了解其维持和传播机制,下面将进一步对两种参数化方案模拟的 MJO 的水平结构和垂直结构进行分析。

4.1 MJO 指数

为了进一步分析 MJO 的结构,首先参考 Maloney 等^[11]方法,构建一个 MJO 指数。对 30—60 d 带通滤波的 1979 年 1 月 1 日—1989 年 12 月 31 日逐日 850 hPa 纬向风在(10°S—10°N)内平均,然后在纬向格点空间(NCEP 资料为 144 个格点,模式资料为 128 个格点)上进行 EOF 分解。图 4a 是 NCEP 资料 EOF 分析得到的前两个空间模态(EOF1 和 EOF2),解释方差分别为 37.4% 和 26.2%,与 Maloney 等的结果^[11](解释方差分别为 32% 和 22%)不完全一样,主要是解释方差略高以及 EOF 模态的振幅略微偏弱,这是因为他们使用的资料为 1979—1995 年候平均资料,并且做 EOF 分析的范围是 5°S—5°N 平均。由于前两个空间模态在空间上具有一定的相似性,并且计算前两个空间模态对应的时间系数 R_{PC1} 和 R_{PC2} 之间的超前-滞后相关(图 4b), R_{PC2} 滞后 R_{PC1} 为 11 d 时两者的正相关系数达到最大,超过 0.7,说明了显著的从空间模态 EOF1 到空间模态 EOF2 的向东传播,而且 R_{PC2} 滞后 R_{PC1} 的相关系数越大说明传播特征越明显。图 4c 是 MCA 方案模拟的 850 hPa 纬向风的 EOF1 和 EOF2,对应的时间系数 R_{PC2} 滞后 R_{PC1} 9 d 时两者的正相关系数达到最大(图 4d),接近 0.6,虽然低于 NCEP 结果,但仍是高度显著的,说明模拟的季节内 850 hPa 纬向风也表现出了明显的从空间 EOF1 模态向 EOF2 模态的东传。ZM 方案模拟(图 4e)的

850 hPa 纬向风的 EOF1 和 EOF2 没有表现出空间的相似性,并且对应的时间系数 R_{PC2} 和 R_{PC1} 之间没有任何显著的超前-滞后相关性(图 4f)。说明 ZM 方案模拟的季节内 850 hPa 纬向风没有表现出明显的东传特征,这与前面的分析也是一致的。

由于 R_{PC1} 和 R_{PC2} 分别代表了 MJO 前两个主要空间模态的时间演变特征,而且 R_{PC1} 和 R_{PC2} 之间存在显著的超前滞后相关,表明空间模态 EOF1 和 EOF2 在时间演变上是表现出传播特征的,因此将 R_{PC1} 和 R_{PC2} 在两者显著滞后相关时段上进行线性叠加,得到一个新的时间序列,这个时间序列既包含了空间模态 EOF1 的演变信息,也包含了 EOF2 的变化信息,因此这样构建的时间系数实际可以用来作为表征 MJO 演变的一个时间系数。以 R_{PC1} 和 R_{PC2} 的超前-滞后相关系数 ≥ 0.4 为标准,定义 R_{PC1} 和 R_{PC2} 的线性组合作为 NCEP 和 MCA 方案 MJO 的指数:

$$\text{NCEP: } I_1(t) = R_{PC1}(t) + \frac{1}{15} \sum_{i=4}^{18} R_{PC2}(t+i)$$

$$\text{MCA: } I_2(t) = R_{PC1}(t) + \frac{1}{11} \sum_{i=5}^{15} R_{PC2}(t+i) \\ (t = 1, 3985)$$

其中 t 表示时间(d), i 表示时间间隔(d)。

4.2 MJO 生命循环

为了得到 MJO 生命循环过程中风、降水、水汽等条件的演变过程,下面使用了超前-滞后线性回归的方法。用上文定义的 MJO 指数序列分别与 30—60 d 带通的 850 hPa 风、降水、比湿等在所有格点上建立各个物理量超前 MJO 指数 20 d 到滞后 MJO 指数 20 d 的线性回归方程: $Y(i, j, t) = a + bx$, 其中 Y 为回归得到的各物理量; i 和 j 为空间格点; t 为物理量超前滞后 MJO 指数的天数; x 为 MJO 指数。然后取 MJO 指数 x 等于 1 倍的标准差时得到的各物理量的回归值作为回归的结果,这样就可以得到各物理量从超前 20 d 到滞后 20 d 的平均演变图像。

图 5 和 6 是用 MJO 指数回归的 NCEP 从超前 20 d 到滞后 20 d 的 850 hPa 风/降水、850 hPa 比湿场、1000 hPa 和 850 hPa 散度场。从 850 hPa 风/降水场(图 5)可以看出 MJO 对流首先出现在超前 20 d 的西印度洋地区,对应了 850 hPa 东风异常,并伴有低层正的水汽异常和低层的异常辐合(图 6),并且 1000 hPa 辐合超前于 850 hPa, 位于对流区及对

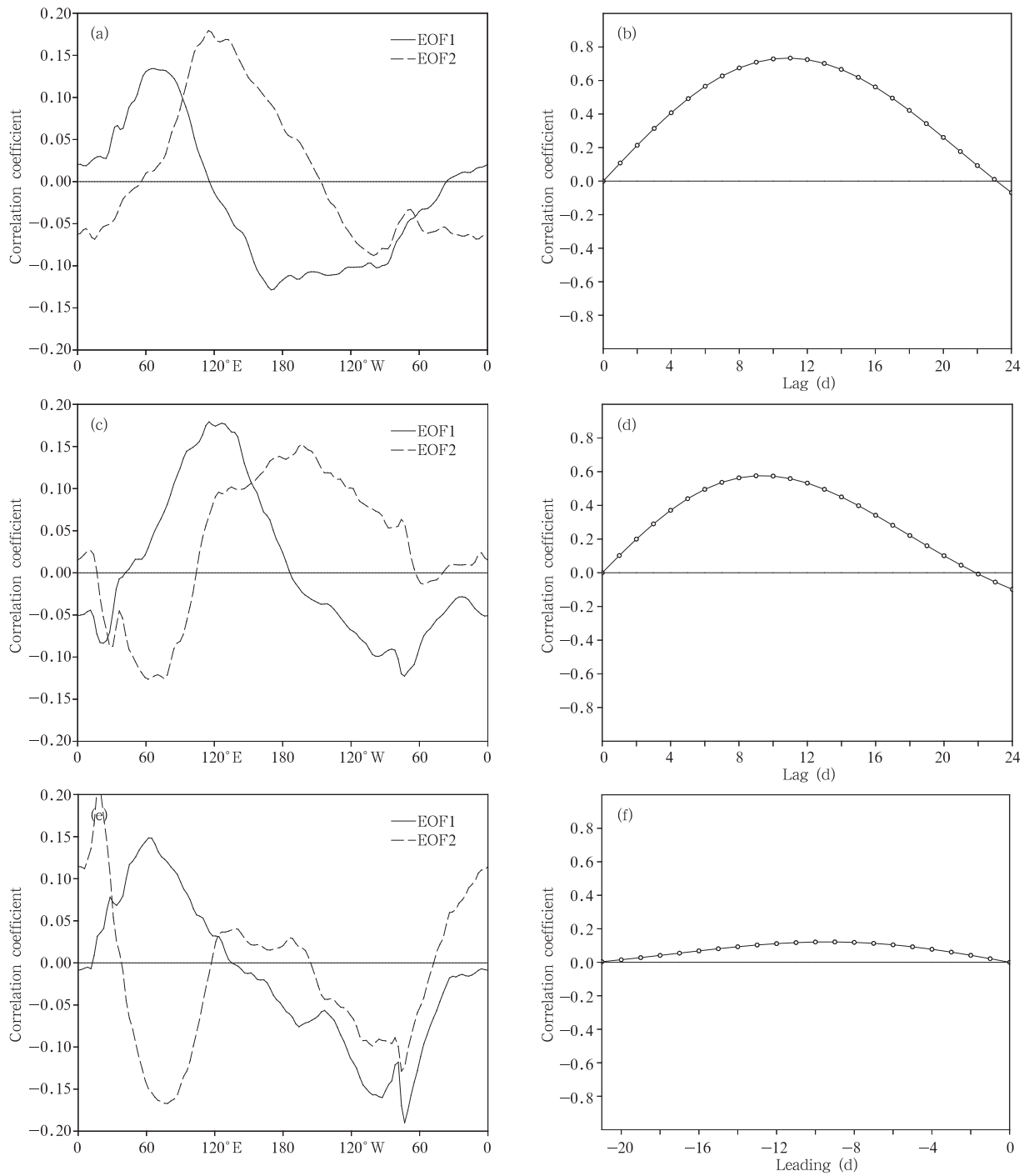


图4 10°S — 10°N 平均的 30—60 d 带通滤波的 850 hPa 纬向风的前两个 EOF 模式
(a. NCEP, c. MCA 方案, e. ZM 方案) 及对应的时间系数 R_{PC1} 对 R_{PC2} 的滞后/超前
相关系数(b. NCEP, d. MCA 方案, f. ZM 方案)

Fig. 4 Averages over 10°S — 10°N of first two EOFs of the 30—60 day band-pass filtered 850 hPa zonal wind and the (lead) lag correlation between corresponding time coefficient R_{PC1} and R_{PC2} from (a, b) the NCEP data, and (c, d/e, f) its counterparts simulated using MCA/ZM scheme

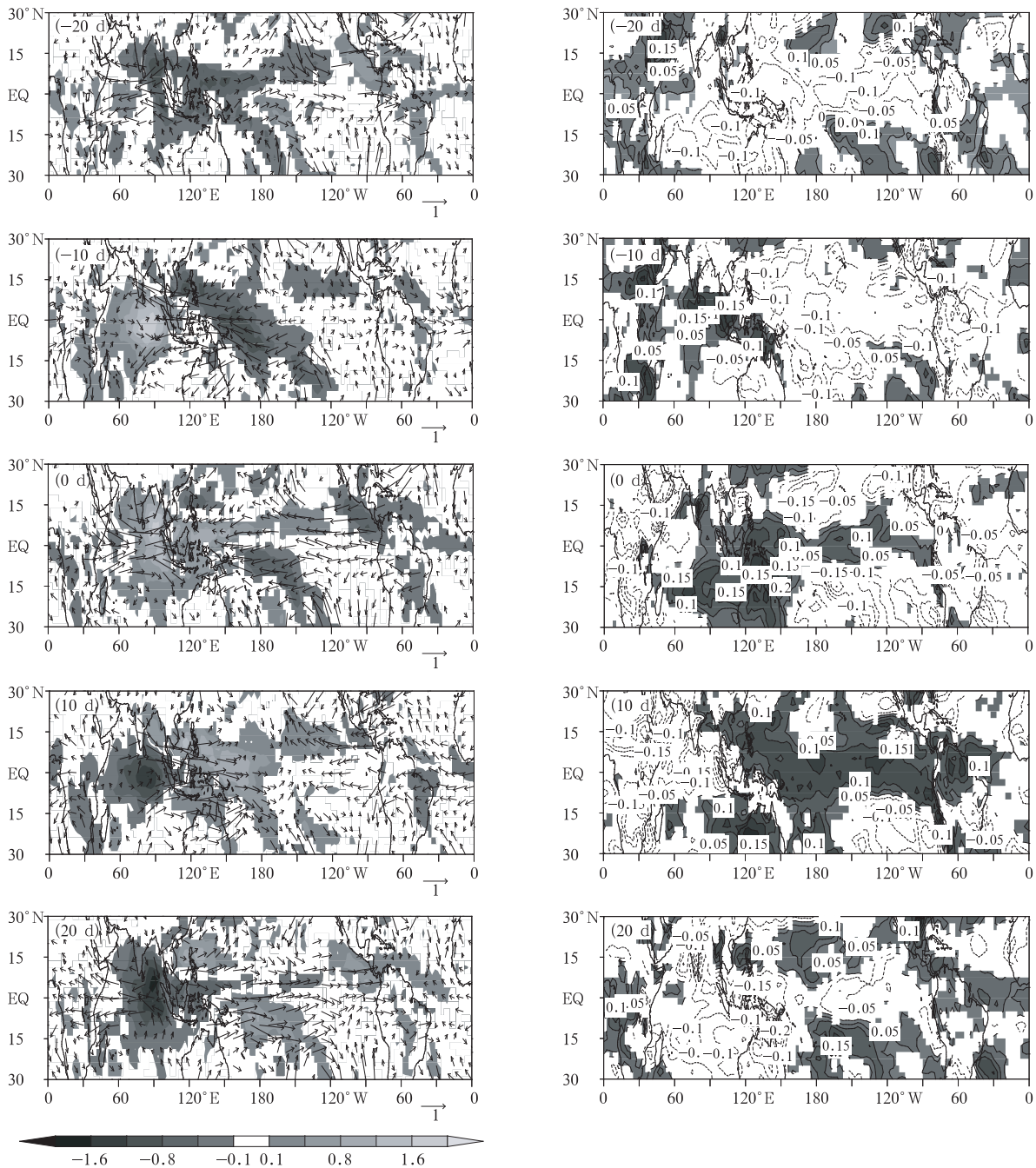


图5 NCEP MJO 指数回归的超前 20 d 到滞后 20 d 的 30—60 d 带通滤波的 850 hPa 风

场/降水场(mm/d,左侧)和 850 hPa 比湿(右侧,阴影区为大于零,单位:g/kg)

Fig. 5 30—60 day band-pass-filtered 850 hPa wind (m/s), rainfall (shadings; mm/day) (left panels), and specific humidity (right panels; positive values are shaded; g/kg) linearly regressed at a time lag from -20 days to 20 days with the MJO index for the NCEP data

流区的前方(东侧)(图 6)。到超前 10 d,异常风场东传并伴随降水异常加强东传到东印度洋,同时伴有低层正的水汽异常(图 5);850 hPa 辐合场也加强扩展到整个印度洋,与对流相一致,而 1000 hPa 散

度超前 850 hPa 散度和对流,扩展到了海陆洲和西太平洋(图 6);到滞后 0 d,风场对应了 EOF1 分布,最大的西风异常位于印度洋,中东太平洋为东风异常,伴随降水正异常也东传进入西太平洋,与 850 hPa 辐

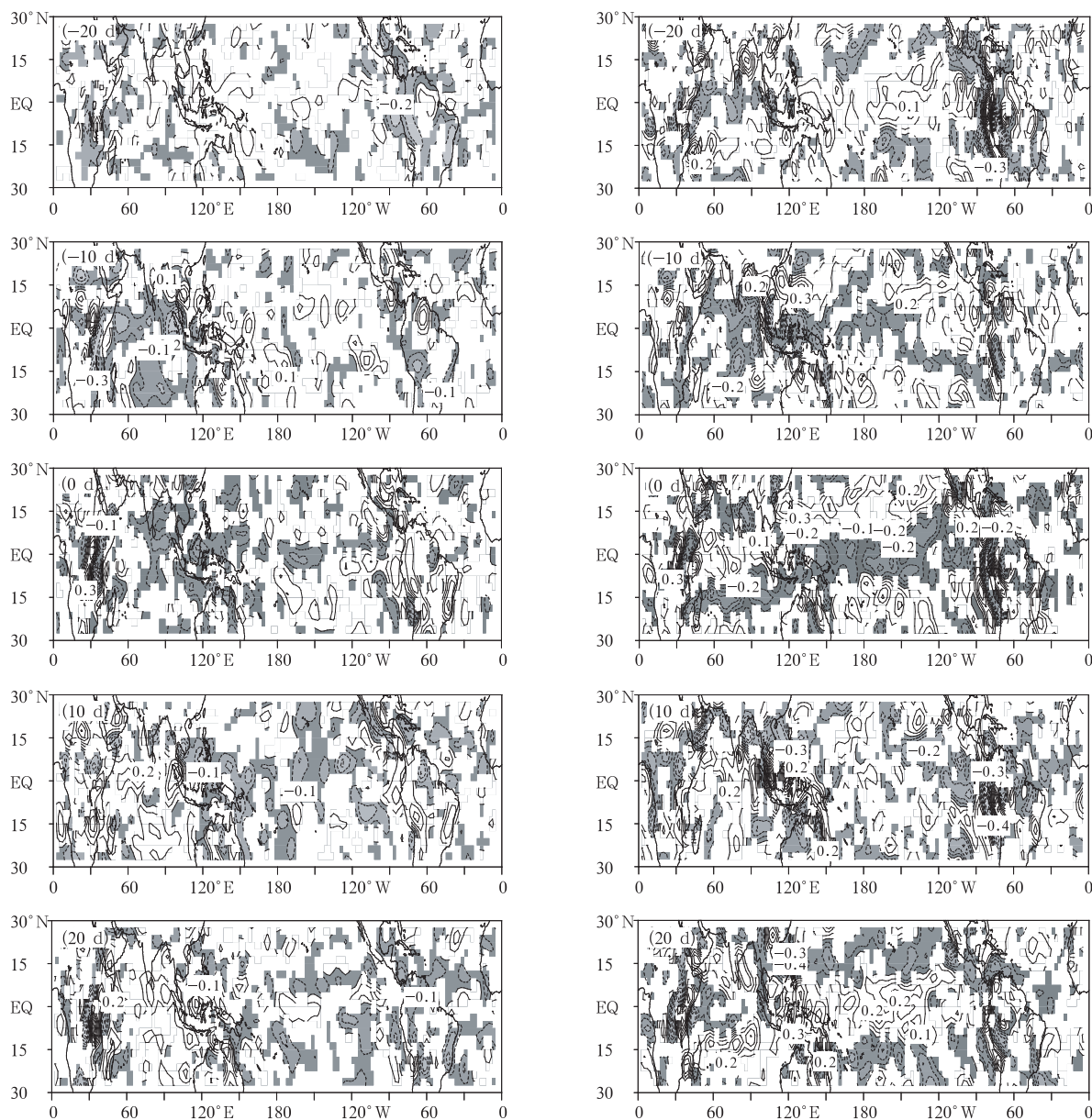


图 6 NCEP MJO 指数回归的超前 20 d 到滞后 20 d 的 30—60 d 滤波的 850 hPa 散度
(左侧)和 1000 hPa 散度(右侧,阴影区为小于零,单位 10^6 s^{-1})

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for 30—60 day band-pass filtered 850 hPa (left panels)
and 1000 hPa (right panels) divergence (Negative values are shaded; unit: 10^6 s^{-1})

合场相对应,1000 hPa 辐合区位置较 850 hPa 更偏东,并伴有低层正的水汽异常;滞后 10 d 的风场对应 EOF2,最大的西风异常东传到海陆洲—西太平洋,主要的对流区也东传到西太平洋,印度洋为负的降水异常,印度洋为负的水汽异常,太平洋为正异常(图 5),850 hPa 辐合区与风场和降水场相一致,而 1000 hPa 辐合位于东太平洋和南美洲(图 6);10 d 后正异常降水传入南太平洋和南海,异常西风也伴

随东传,最大位于中太平洋;滞后 30 d(图略),异常对流又出现在西印度洋,并伴随与之相对应的风、散度和水汽异常,从而 MJO 完成一个生命循环。整个 MJO 的演变过程中 MJO 水平结构上赤道附近表现为 Kelvin 波的结构特征,离开赤道伴有弱的 Rossby 波的特征。另外,可以看出在 MJO 的演化过程中 1000 hPa 合总是超前于 850 hPa 和对流异常,位于他们的东侧,这对于维持 MJO 的传播有重

要的作用,也被许多观测研究所证实。这些结果与已有的观测分析^[4,9-11]是一致的。

图 7 是用 NCEP 的 MJO 指数回归的 MJO 经度-滞后时间图,完整的展现了其时间演变。850 hPa 风和降水(图 7a)为一致的东传,降水异常首先出现在超前 20 d 的西印度洋,向东传播进入太平洋,到日界线附近降水信号消失,而风场扰动继续以更快的速度向东传播。对应降水异常的东传伴随

有垂直运动的东传,正降水异常对应上升运动,负降水异常对应下沉运动(图 7b)。降水异常的演变伴有同步的低层 850 hPa 水汽变化(图 7c),1000 hPa 的散度超前降水异常,辐合位于降水中心及其前方(图 7d),而 850 hPa 辐合基本对应降水区(图 7e)。

图 8 和 9 是 MCA 方案模拟得到的 MJO 指数回归的超前 10 d 到滞后 20 d 的 850 hPa 风场/降水场、850 hPa 比湿场以及 1000 hPa 和 850 hPa 散度

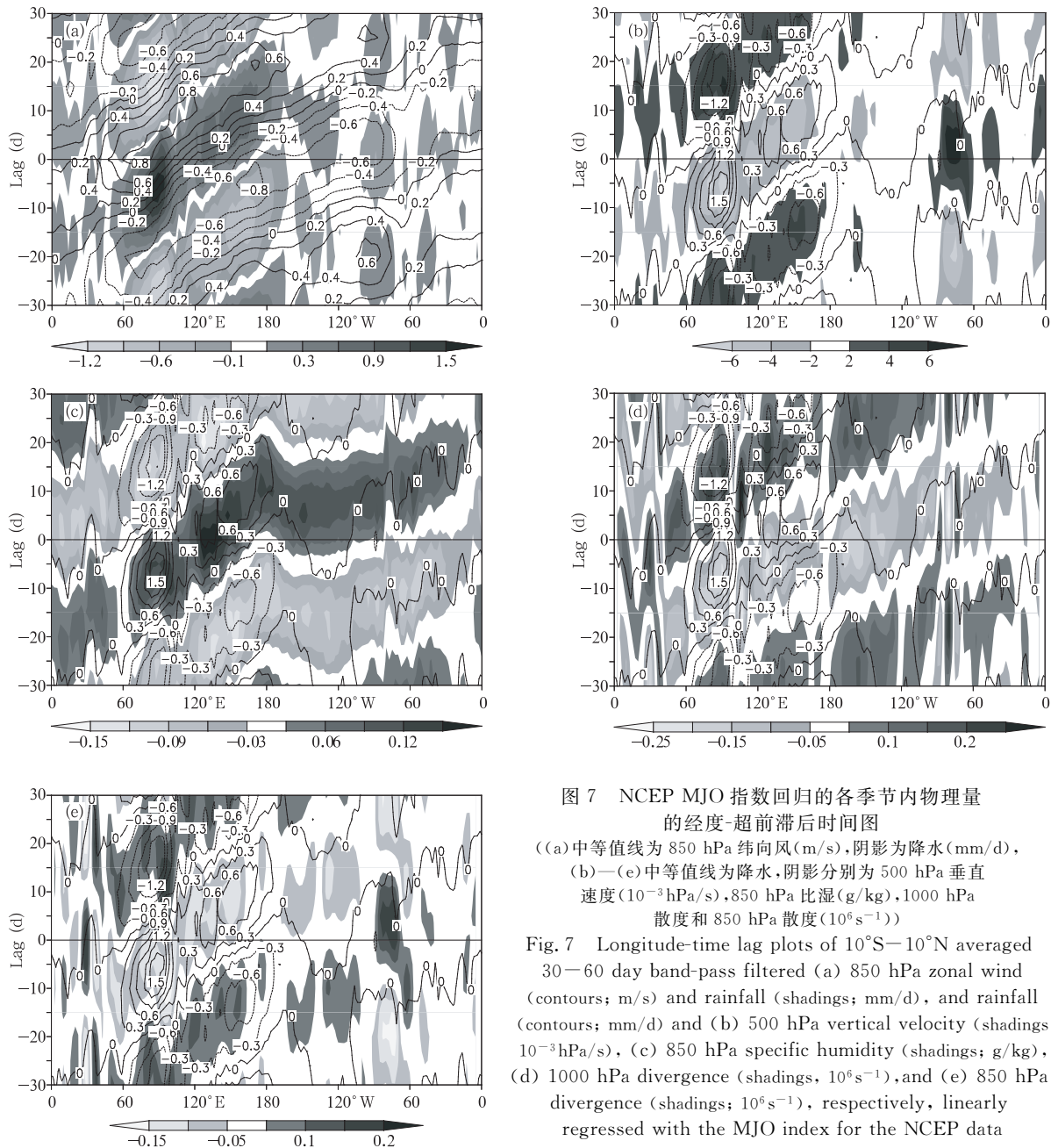


图 7 NCEP MJO 指数回归的各季节内物理量的经度-超前滞后时间图

((a)中等值为 850 hPa 纬向风(m/s),阴影为降水(mm/d),

(b)~(e)中等值为降水,阴影分别为 500 hPa 垂直速度(10^{-3} hPa/s),850 hPa 比湿(g/kg),1000 hPa 散度和 850 hPa 散度(10^6 s $^{-1}$))

Fig. 7 Longitude-time lag plots of 10°S–10°N averaged 30–60 day band-pass filtered (a) 850 hPa zonal wind (contours; m/s) and rainfall (shadings; mm/d), and rainfall (contours; mm/d) and (b) 500 hPa vertical velocity (shadings; 10^{-3} hPa/s), (c) 850 hPa specific humidity (shadings; g/kg), (d) 1000 hPa divergence (shadings; 10^6 s $^{-1}$), and (e) 850 hPa divergence (shadings; 10^6 s $^{-1}$), respectively, linearly regressed with the MJO index for the NCEP data

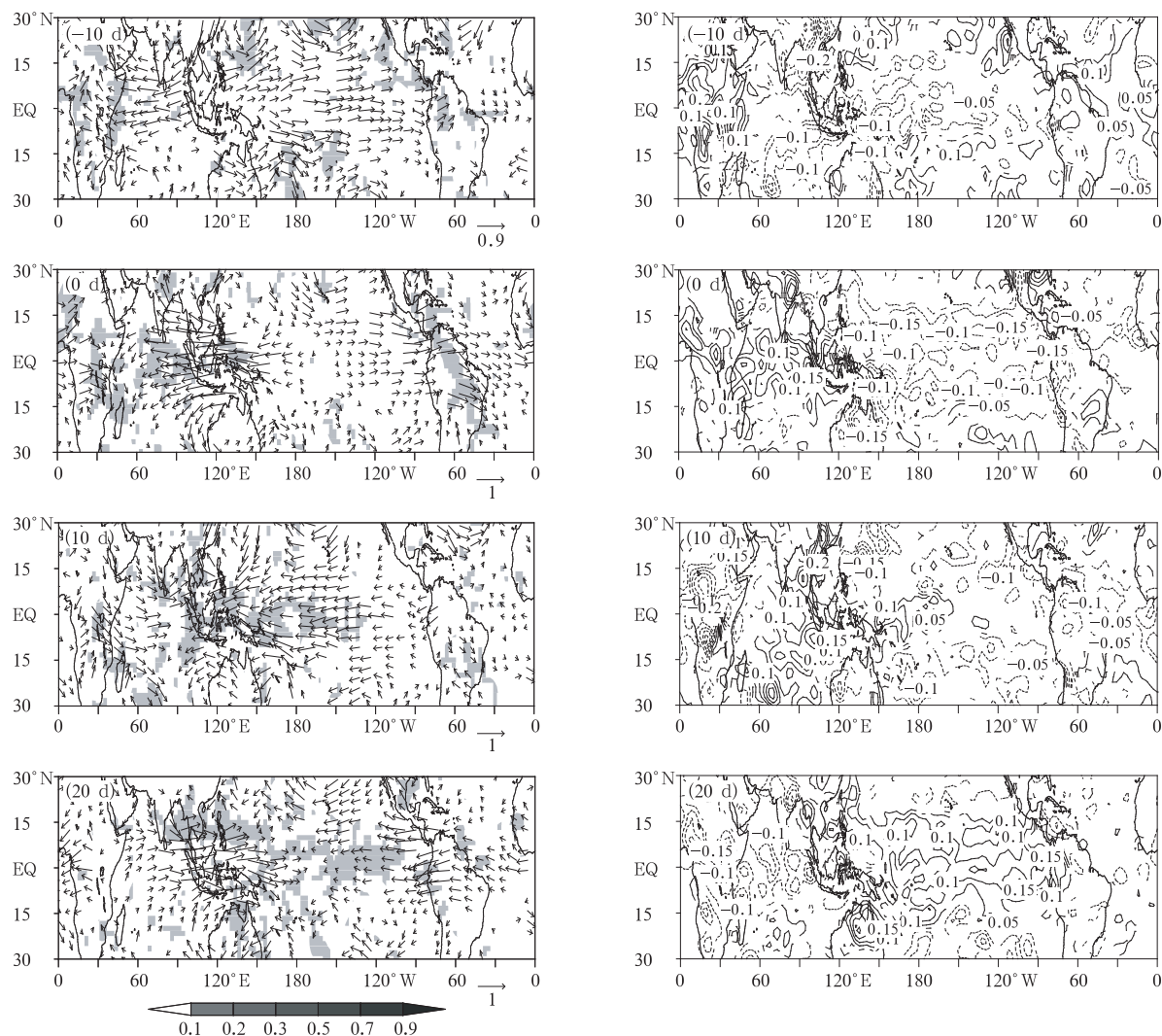


图 8 MCA 对流方案 MJO 指数回归的超前 10 d 到滞后 20 d 的 30—60 d 滤波的 850 hPa 风场/降水场(mm/d)
(左侧,阴影区为降水大于零)和 850 hPa 比湿(右侧,阴影区为大于零,g/kg)

Fig. 8 Same as Fig. 5 but for the MCA scheme simulations at a time lag from -10 days to 20 days

场。MJO 降水首先出现在超前 10 d 的非洲和西印度洋,伴随 850 hPa 东风异常和低层正的水汽异常(图 8),同时低层 1000 hPa 和 850 hPa 为异常辐散(图 9)。海陆洲和西太平洋为负的降水异常,对应负的水汽异常(图 8)和异常的辐散(图 9)。到滞后 0 d,降水异常加强东传到整个印度洋(图 8),1000 和 850 hPa 散度在印度洋也为辐合,并且 1000 hPa 辐合略微超前于 850 hPa(图 9),正的水汽异常也加强东传到整个印度洋(图 8)。10 d 后,850 hPa 风场对应了 EOF2 的分布,降水信号也东传至海陆洲(通常指印度尼西亚群岛、菲律宾群岛附近的区域)和西太平洋,对应低层正的水汽异常(图 8)和低层异常

的辐合(图 9)。滞后 20 d,850 hPa 风继续东传,然而降水信号也东传进入中东太平洋,伴有低层正的水汽异常(图 8)。

图 10 是 MCA 方案模拟得到的 MJO 经度-滞后时间图。850 hPa 风表现了连续的东传特征,并且西半球的传播速度也要快于东半球。降水也表现出明显的东传,位于 850 hPa 东西风辐合区并偏向于东风区,过多的降水信号传入东太平洋(图 10a)。东传的降水伴随了上升运动的东传(图 10b)和低层正的水汽异常的东传(图 10c);1000 hPa 辐合弱的超前于降水(图 10d),而 850 hPa 辐合主要位于降水异常区(图 10e)。

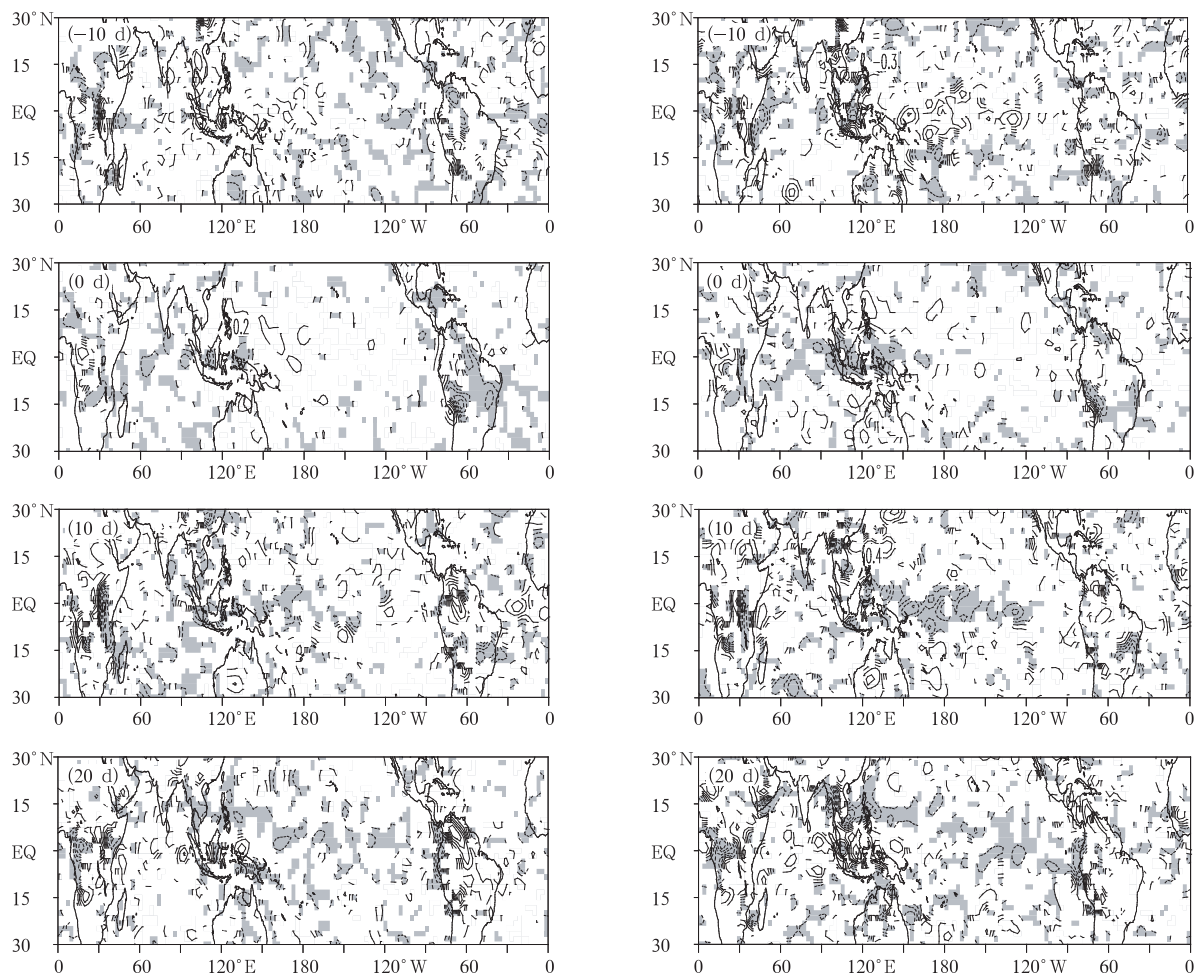


图9 MCA 对流方案 MJO 指数回归的超前 10 d 到滞后 20 d 的 30—60 d 滤波的 850 hPa 散度 (左侧)和 1000 hPa 散度(右侧)(阴影区为小于零,单位 10^6 s^{-1})

Fig. 9 Same as Fig. 6, but for the MCA scheme simulations at a time lag from -10 days to 20 days

MCA 方案模拟的 MJO 整个演变过程,表现出了类似混合 Kelvin-Rossby 波的结构,较好再现了风、降水、低层散度和水汽场之间的耦合,低层的水汽辐合对 ISO 的传播和维持起了重要作用,支持了波动-CISK 的机制。另外与 NCEP 结果相比有过多的 MJO 降水信号传入了东太平洋,并且南美和非洲的降水异常信号偏强,这与模式在这些地区模拟了过多的降水有关(图略)。另外,与观测结果相比模拟的季节内降水扰动的空间尺度偏小,有一定的零星性。

对 ZM 方案来说,由于 850 hPa 纬向风前两个 PC 没有任何通过信度的超前-滞后相关性,无论用

R_{PC1} 还是 R_{PC2} 回归的 MJO 的水平结构(图略),包括风、降水、散度和水汽场都没有表现出有组织的传播特性,并且振幅都太弱,结构凌乱。图 11 是用 R_{PC1} 回归的纬向风/降水、1000 hPa 水汽、1000 hPa 和 850 hPa 散度的经度-滞后时间图。可以看到,风和降水(图 11a)都没有东传特征,最大的降水异常中心位于西风中心;低层水汽和上升运动在印度洋和西太平洋异常的弱(图 11b, c),同样基本没有强的低层辐合(图 11d),弱的水汽辐合不利于积云对流加热的产生,因而难以产生波动-CISK 机制, MJO 也就难以维持和传播。

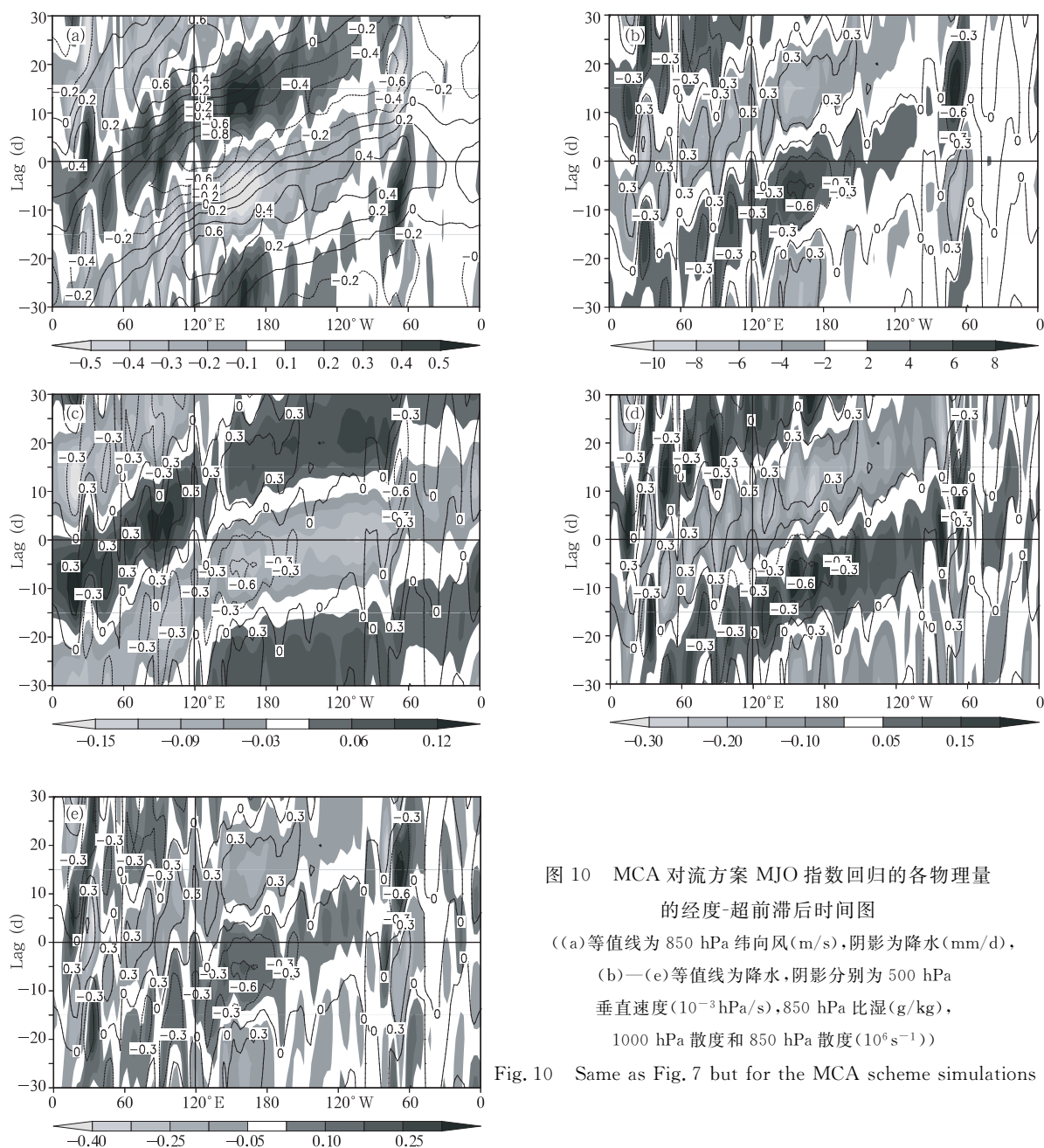


图 10 MCA 对流方案 MJO 指数回归的各物理量的经度-超前滞后时间图

((a)等值线为 850 hPa 纬向风(m/s), 阴影为降水(mm/d),
(b)一(e)等值线为降水, 阴影分别为 500 hPa
垂直速度(10^{-3} hPa/s), 850 hPa 比湿(g/kg),
1000 hPa 散度和 850 hPa 散度(10^6 s $^{-1}$))

Fig. 10 Same as Fig. 7 but for the MCA scheme simulations

5 垂直加热廓线

李崇银的理论研究^[38]表明当对流层中低层有最大加热时激发出的不稳定模比较接近观测的热带大气 30—60 d 振荡。Lau 等^[39]以及 Sui 等^[40]简单的理论研究也认为, MJO 的位相速度敏感的依赖于对流凝结加热的垂直结构, 最大加热率的高度越高, 振荡的位相速度也越高。使用了荒川-舒伯特(Arakawa 和 Schubert (1974 年))对流参数化方案的

UCLA 模式产生了对流层上下一致的垂直加热廓线, 同样该模式对 MJO 的模拟是不理想的^[12]。图 12 是两种参数化方案模拟的热带西太平洋地区 (130° — 160° E) 平均的 MJO 降水最大正位相对应的非绝热加热的垂直廓线。MCA 方案最大的加热位于对流层中层, 并且最大加热有明显的下扩。这种加热的下移根据 Sui 等^[40]的理论必然反映在 ISO 的纬向速度上, 使 MCA 有更慢的传播速度(最强周期为 73 d)(图 2)。与 MCA 方案相比, ZM 方案非

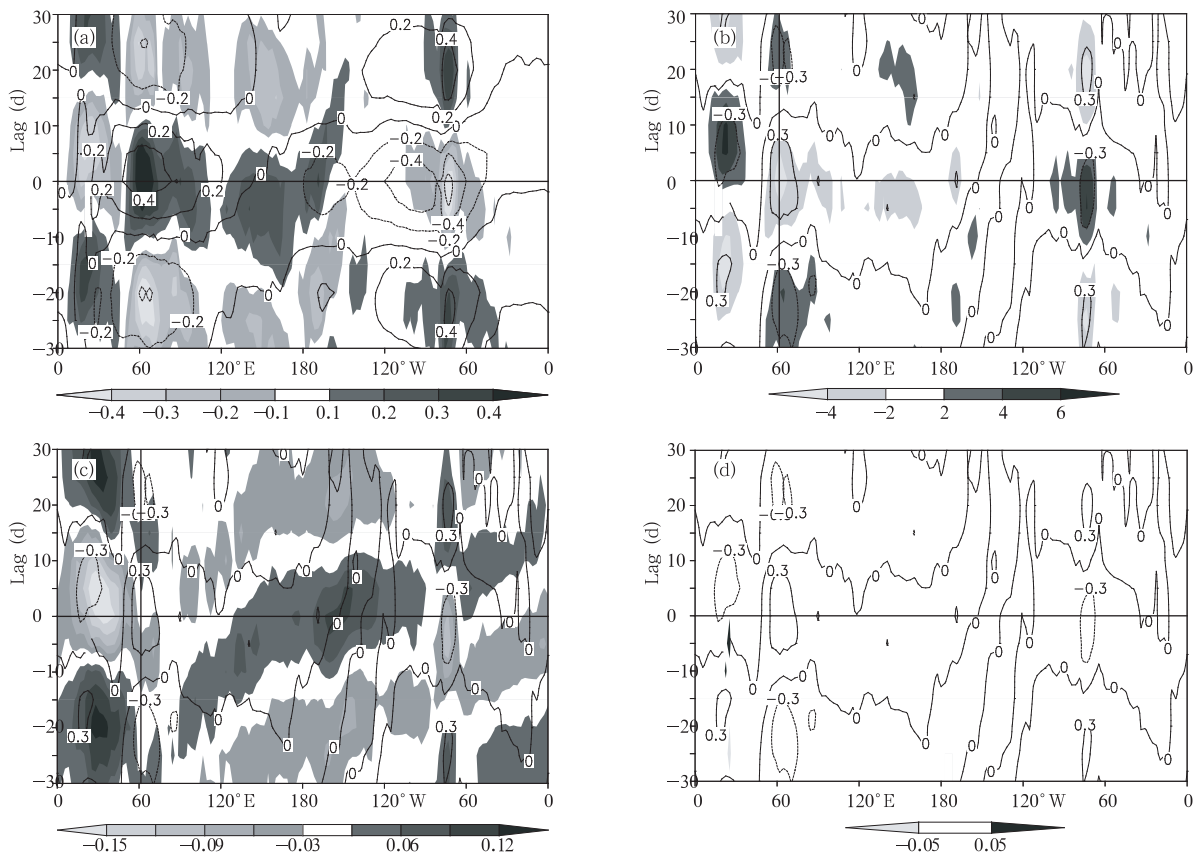


图 11 ZM 方案 R_{PC1} 回归的各物理量的经度-滞后时间图

((a)中等值线为 850 hPa 纬向风(m/s), 阴影为降水(mm/d), (b)—(d)中等值线为降水, 阴影分别为 500 hPa 垂直速度(10^{-3} hPa/s), 850 hPa 比湿(g/kg)和 1000 hPa 散度(10^6 s $^{-1}$))

Fig. 11 Same as Figs. 7a, b, c, d but for the R_{PC1} of the ZM scheme simulations

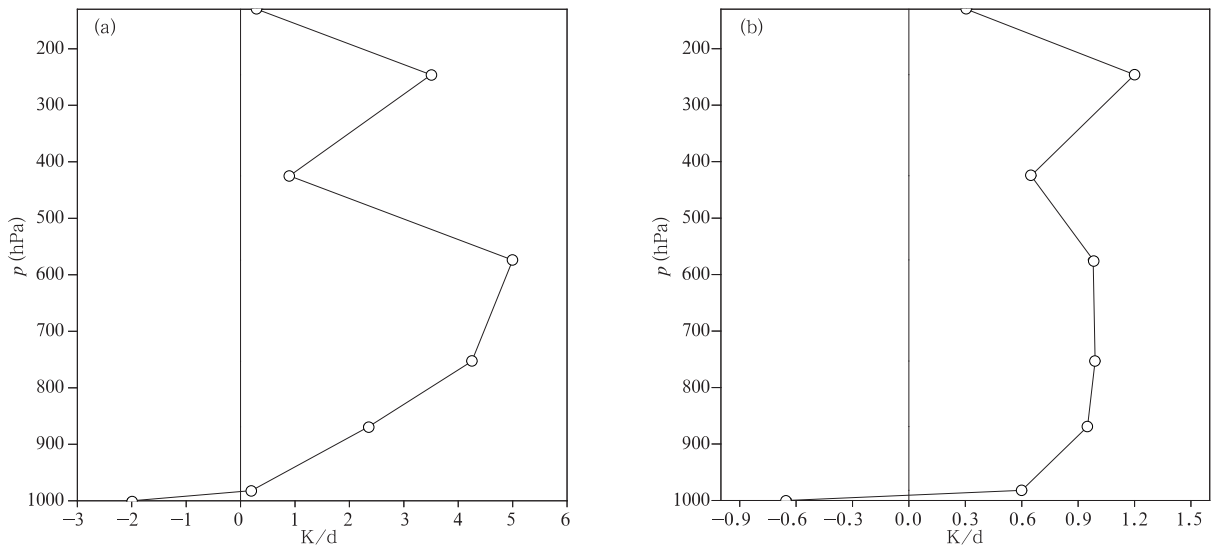


图 12 MCA(a)和 ZM(b)对流方案模拟的热带西太平洋地区 MJO 降水最大正位相对应的非绝热加热垂直廓线

Fig. 12 Vertical profiles of diabatic heating (K/d) corresponding to the maximum 30—60 day band-pass filtered rainfall in the western tropical Pacific (10°S — 10°N , 120°E — 180°) produced by (a) the MCA scheme and (b) ZM scheme

绝热加热的强度非常弱,冬夏最大分别为 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 和 $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$,而 MCA 方案达到了 $5\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$;另外一个最明显的差异是在垂直结构上,ZM 方案的非绝热加热表现为在整个对流层过于上下一致的加热强度,并且最大加热高度太高。可以认为,ZM 方案的模拟结果缺乏 MJO 信号的主要原因可以归结为该方案所产生的对流层上下层加热强度过于一致的结构,而这种垂直加热结构表明过多的穿透性积云对流进入平流层^[12]。

6 不同非绝热加热廓线垂直分布的敏感性试验

为验证模式模拟出的 MJO 对不同非绝热加热廓线垂直分布的响应,这里进行了 3 个简单试验,试验目的是通过改变模式产生的非绝热加热的垂直分布,分析模式模拟的 MJO 对其的敏感性。具体的试验设计如下:采用气候平均的只有年循环的 SST 作为边界条件,将模式先进行一年的控制积分,然后在模式积分的每一时间步将 $20^{\circ}\text{S}\text{--}20^{\circ}\text{N}$ 范围内模式产生的总的非绝热加热分别乘上图 13 所示的系数,将模式产生的非绝热加热进行重新分配,使得热带地区最大的非绝热加热分别位于对流层高层、中层和低层,分别记为 UH 试验,MH 试验和 LH 试验,3 个试验分别继续积分 3 a。图 14 是 3 个试验对应的平均加热垂直廓线,代表了 3 种不同的垂直加热分布。

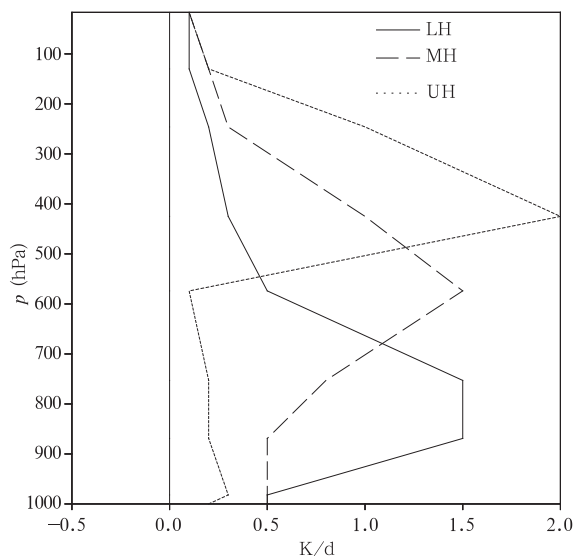


图 13 UH、MH 和 LH 试验中非绝热加热所乘的系数

Fig. 13 Coefficients multiplied in UH, MH, LH experiment

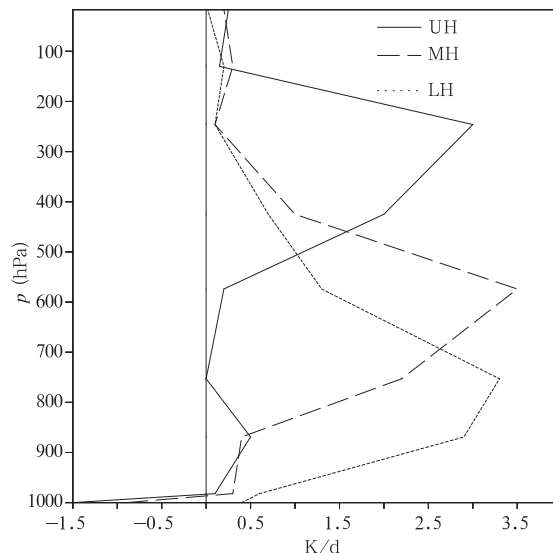


图 14 UH、MH 和 LH 试验对应的西太平洋地区平均的非绝热加热垂直廓线

Fig. 14 Vertical profiles of diabatic heating (K/d) in the western tropical Pacific ($10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\text{--}180^{\circ}\text{E}$) simulated in UH, MH and LH experiment

首先看一下 3 个试验产生的季节内扰动的传播特征。图 15 是 3 个试验模拟的 $10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$ 平均的 30—60 d 带通滤波 850 hPa 纬向风以 150°E 为基点的超前滞后相关-经度图。可以看出 UH 试验模拟的 850 hPa 纬向风为连续西传的;MH 和 LH 试验的 850 hPa 纬向风是连续东传的。

图 16 是 3 个试验模拟的热带 850 hPa 纬向风的时空谱。对比 3 个试验的结果可以看出,UH 试验在季节内时间尺度上西传的谱能量明显强于东传的能量,说明当最大加热高度位于对流层高层时,模式难以产生东传的 MJO 信号,而易于激发出明显的向西传播的扰动。对应 MH 试验,850 hPa 纬向风在季节内尺度上都有明显的谱值,而且东传谱值明显强于西传的谱值。LH 试验在季节内时间尺度上也有很强的向东传播的谱值特征,但是在小于 30 d 的周期上也有相对较强的谱值,同时,西传的谱值比 MH 试验也要强。以上的结果表明当大气最大的加热层位于中低层,尤其是位于大气中层时,容易激发出与实际较为接近的季节内的扰动。

7 结论和讨论

本文利用中国科学院大气物理研究所 LSAG

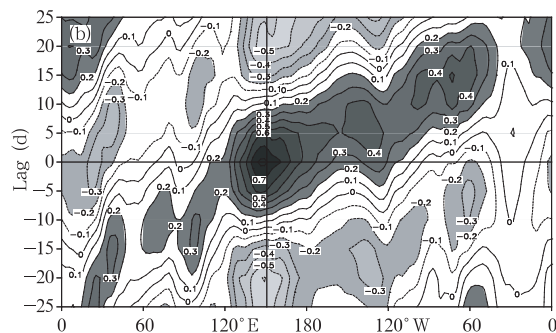
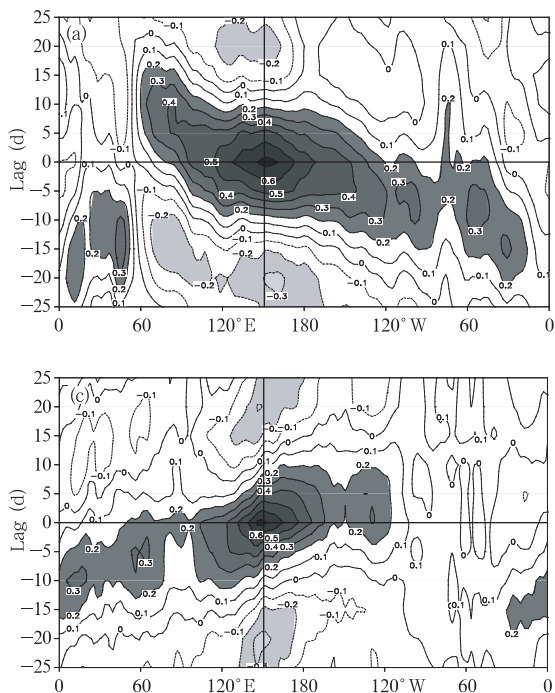


图 15 10°S — 10°N 平均带通滤波的 850 hPa 纬向风以 150°E 为基点的超前-滞后相关
(a. UH, b. MH, c. LH; 阴影区为超过 99% 信度检验)

Fig. 15 Lag correlation coefficients of the 30–60 day band-pass filtered 850 hPa zonal wind averaged over 10°S — 10°N as a function of longitude from (a) UH, (b) MH, (c) LH experiment (The reference time series is at 150°E ; shadings: 0.99 significance)

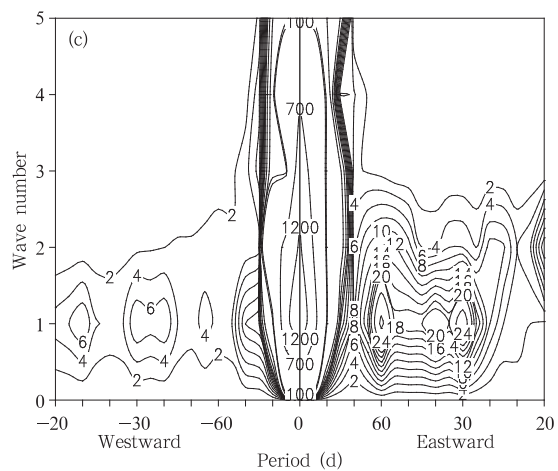
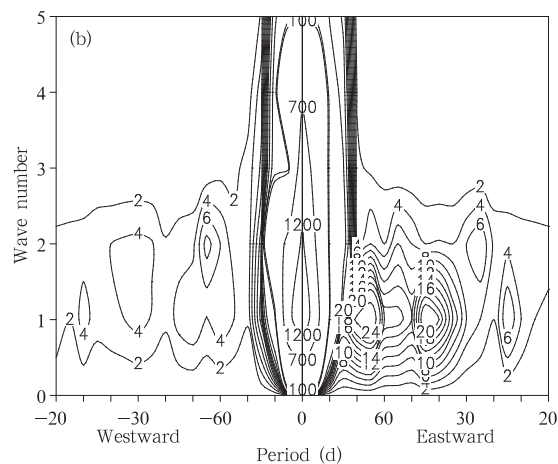
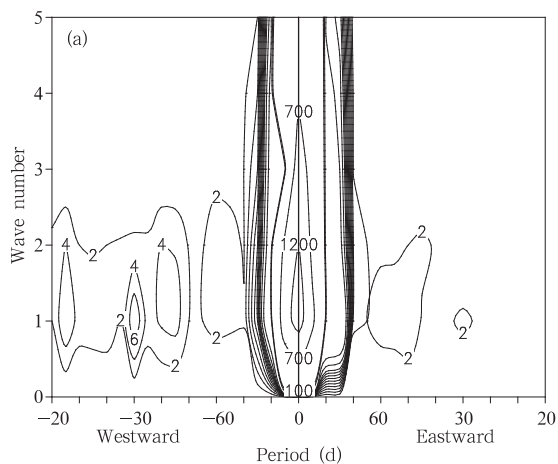


图 16 3 个试验对应的 10°S — 10°N 平均的 30–60 d 带通滤波 850 hPa 纬向风的时空谱
(a. UH 试验, b. MH 试验, c. LH 试验; 单位: m^2/s^2)

Fig. 16 Space-time power spectra of the 30–60 day band-pass filtered 850 hPa zonal wind averaged over 10°S — 10°N (a. UH, b. MH, c. LH experiment; m^2/s^2)

的大气环流谱模式(SAMIL)研究了热带大气季节内振荡的模拟对积云对流参数化方案的敏感性。文中比较了两种对流参数化方案,一个是 MCA(Manabe,1965 年)对流参数化方案,另一个是质量通量型积云对流参数化方案 Zhang-McFarlane (1995 年)。两种方案的结果表明:

(1) 模式对热带大气季节内振荡的模拟能力很大程度上依赖于所使用的积云对流参数化方案,MCA 方案的模拟结果要明显好于 Zhang-McFarlane 方案,包括有比较合理的 MJO 的振幅、平均的时空谱分布、传播特征以及 MJO 的生命循环。

(2) Zhang-McFarlane 对流方案模拟的 MJO 的振幅非常弱,而且缺乏连续的传播特征,在 MJO 的演变过程中弱的低层水汽辐合使 MJO 难以维持和传播。

(3) 两种方案在模式中产生的非绝热加热的垂直分布明显不同,MCA 方案在对流层中层产生了最大的加热,而 Zhang-McFarlane 方案在对流层各层的加热强度都比较接近,没有明显的最大加热层,而且平均的加热强度太弱,也是模拟 MJO 振幅太小的原因。对流加热的垂直分布廓线对于 MJO 的数值模拟有重要的影响。

(4) 简单试验表明,当最大加热高度位于对流层的中下层,尤其是中层时,模式产生的 MJO 扰动比较接近观测,而当加热高度过高时更容易激发西传的扰动。

两种积云参数化方案对 MJO 模拟的差异也许并不令人感到意外,很多的 AGCM 使用了 MCA 对流方案都模拟出了相对较好的 MJO,比如 GLA 使用 MCA 方案对模拟 MJO 东传要好于张弛荒川-舒伯特方案和简单对流方案^[41]。UIUC 的 AGCM 使用 MCA 方案对 MJO 的模拟也要好于修改的荒川-舒伯特方案和 Kuo 方案^[13]。另外,CCM2 用 MCA 方案模拟的 MJO 也要好于 Hack 方案^[16]。而 Zhang-McFarlane 方案是目前 NCAR 的大气模式 CAM 使用的对流参数化方案,分析表明,CCM3 以及 CAM2 使用该方案模拟的 MJO 也偏弱^[16,18]。最近,Zhang 等对 Zhang 和 McFarlane 方案进行了修改,在 NCAR CCM3 中的应用表明对 MJO 的模拟得到了较明显的提高^[31]。这些研究比较的对流参数化方案都各不相同,而本研究将 MCA 和 Zhang-McFarlane 方案置于同一个动力框架下,比较表明

MCA 方案对 MJO 模拟的表现要明显好于 Zhang 和 McFarlane 方案。其中一个重要的原因是两种方案在模式中产生的非绝热加热的垂直分布明显不同,MCA 方案在对流层中层产生了最大的加热,而 Zhang-McFarlane 方案在对流层各层的加热强度都比较接近,没有明显的最大加热层,而且平均的加热强度太弱,也是模拟的 MJO 振幅太小的原因。当然本文的试验主要考虑了不同的垂直加热分布对 MJO 模拟的影响,对于不同的加热强度并没有进行考虑,试验中的加热强度可以看作是中等加热强度的情况(大约 3—4 K/d)。而且一般而言,加热强度越强,大气的扰动对其响应也会越强。然而不管怎样,试验结果还是可以表明模式模拟的 MJO 在某种程度上依赖于模式所产生的垂直加热结构,而大气的加热主要是由对流参数化方案决定的。

参考文献

- [1] Madden R A, Julian P R. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Atmos Sci*, 1971, 28:702-708
- [2] Madden R A, Julian P R. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40—50 day period. *J Atmos Sci*, 1972, 29:1109-1123
- [3] 李崇银. 大气低频振荡. 北京:气象出版社:1991:265pp
- [4] Madden R A, Julian P R. Observations of the 40—50 day tropical oscillation-A review. *Mon Wea Rev*, 1994, 122:814-837
- [5] Hendon H H, Salby M L. The life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 2225-2237
- [6] Chao W C, Lin S J. Tropical intraseasonal oscillation, supper cloud cluster, and cumulus convection schemes. *J Atmos Sci*, 1994, 51:1282-1297
- [7] Slingo J M, et al. Intraseasonal oscillation in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. *Climate Dyn*, 1996, 12:325-357
- [8] Matthews A J. Propagating mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Meteor Soc*, 2000, 126:2637-2651
- [9] Sperber K R. Propagation and the vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. *Mon Wea Rev*, 2003, 131:3018-3037
- [10] Jones C, Weare B C. The role of low-level moisture convergence and ocean latent heat fluxes in the Madden and Julian oscillation: An observational analysis using ISCCP data and ECMWF analysis. *J Climate*, 1996, 9:3086-3104
- [11] Maloney E D, Hartmann D L. Frictional moisture conver-

- gence in a composite life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J Climate*, 1998, 11:2387-2403
- [12] Park C K, Straus D M, Lau K M. An evolution of the structure of tropical intraseasonal oscillation in three general circulation models. *J Meteor Soc Japan*, 1990, 68: 403-417
- [13] Wang W, Schlesinger M E. The dependence on convection parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated in the UIUC 11-layer atmospheric GCM. *J Climate*, 1999, 12: 1423-1457
- [14] Maloney E D, Hartmann D L. The sensitive of intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to changes in convection parameterization. *J Climate*, 2001, 14:2015-2034
- [15] Maloney E D. An intraseasonal oscillation composite life cycle in the NCAR CCM3.6 with modified convection. *J Climate*, 2002, 15: 964-982
- [16] Rajendran K, Nanjundiah R S, Srinivasan J. Comparison of seasonal and intraseasonal variation of tropical climate in NCAR CCM2 GCM with two different cumulus schemes. *Meteorol Atmos Phys*, 2002, 79:57-86
- [17] Lee Myong-In, Kang In-Sik, Mapes B E. Impacts of cumulus convection parameterization on aqua-planet AGCM simulations of tropical intraseasonal variability. *J Meteor Soc Japan*, 2003, 81: 963-992
- [18] Sperber K R. Madden-Julian variability in NCAR CAM 2.0 and CCSM2.0. *Climate Dyn*, 2004, 23:259-278
- [19] Liu Ping, Wang Bin, Sperber K R, et al. MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke convection scheme. *J Climate*, 2005, 18: 3007-3020
- [20] 薛峰, 梁信忠, 王万秋等. 大气低频振荡的数值模拟. *大气科学*, 1996, 20(6): 654-661
- [21] 屈述军, 张铭. IAP9L AGCM 中大气季节内振荡的时空特征. *气候与环境研究*, 2004, 9(4): 567-574
- [22] 李薇, 俞永强. 大气季节内振荡的耦合模式数值模拟. *大气科学*, 2001, 25(1):118-131
- [23] 贾小龙, 李崇银. 热带大气季节内振荡的一个数值模拟研究. *气象学报*, 2004, 62(6):725-739
- [24] 李崇银, 贾小龙, 董敏. 大气季节内振荡的数值模拟研究. *气象学报*, 2006, 64(4):412-419
- [25] 刘芸芸, 俞永强, 何金海等. 全球变暖背景下热带大气季节内振荡的变化特征及数值模拟. *气象学报*, 2006, 64(6):723-733
- [26] Edwards J M, Slingo A. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1996, 122:689-719
- [27] Slingo J M. A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 747-770
- [28] Slingo J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1987, 113: 899-927
- [29] Holtslag A A M, Boville B. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J Climate*, 1993, 6: 1825-1842
- [30] 周天军, 宇如聪, 王在志等. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s. 北京: 气象出版社, 2005: 288pp
- [31] Manabe S, Smagorinsky J, Strickler R F. Simulated climatology of general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon Wea Rev*, 1965, 93: 769-798
- [32] Zhang G J, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulation to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model. *Atmos-Ocean*, 1995, 33: 407-446
- [33] Zhang G J, Mu M Q. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in the NCAR CCM3 Using a Revised Zhang-McFarlane Convection Parameterization Scheme. *J Climate*, 2005, 18: 4046-4064
- [34] Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull Amer Soc*, 1996, 77: 437-471
- [35] Xie P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bull Amer Soc*, 1997, 78: 2539-2558
- [36] Salby M L, Hendon H H. Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the Tropics. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 2207-2224
- [37] 董敏, 张兴强, 何金海. 热带季节内振荡时空特征的诊断研究. *气象学报*, 2004, 62(6):821-830
- [38] 李崇银. 对流凝结加热与不稳定波. *大气科学*, 1983, 7(3): 260-268
- [39] Lau K M, Peng L. Origin of low frequency (intraseasonal) oscillation in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 950-972
- [40] Sui C H, Lau K-M. Origin of low frequency (intraseasonal) oscillation in the tropical atmosphere. Part II: Structure and propagation by mobile wave-CISK modes and their modification by lower boundary forcings. *J Atmos Sci*, 1989, 46:37-56
- [41] Chao W C, Deng L. Tropical intraseasonal oscillation, super cloud cluster, and cumulus convection schemes. Part II: 3D aquaplanet simulations. *J Atmos Sci* 1998, 55: 690-709

SENSITIVITY OF NUMERICALLY SIMULATED TROPICAL INTRA-SEASONAL OSCILLATIONS TO CUMULUS SCHEMES

Jia Xiaolong^{1,2} Li Chongyin^{2,3}

1 National Climate Center, Beijing 100081

2 LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract

The sensitivity of the simulated MJO to different cumulus parameterization schemes employed is studied by using the atmosphere general circulation model-SAMIL-R42L9 developed by the Laboratory for Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG) in the Institute of Atmospheric Physics (IAP) of Chinese Academy Sciences. Results show clearly that the performance of the model in simulating the MJO changed widely when using two different cumulus parameterization schemes—the moist convective adjustment scheme (MCA) and the Zhang-McFarlane scheme, respectively. The MJO simulated by the MCA scheme was found to be more realistic than that by the Zhang-McFarlane scheme including the intraseasonal timescales and eastward propagation. The MJO produced by the Zhang-McFarlane scheme was too weak and showed little propagation characteristics. The weak moisture convergence at the low level simulated by the Zhang-McFarlane scheme is not strong enough to maintain the structure and the eastward propagation of the oscillation. This two cumulus schemes produced different vertical structures of the heating profiles. The heating profile in the Zhang-McFarlane scheme is nearly uniform with height and the heating strength is too weak compared to that produced by the MCA scheme, which maybe contributes greatly to the failure of simulating reasonable MJO. Comparing simulated MJOs by the two schemes indicate that the intraseasonal oscillations simulated by the general circulation model are highly sensitive to cumulus parameterization schemes employed. The performance of the general circulation model in simulating MJO can change widely when the cumulus parameterization scheme is changed. For different cumulus parameterization schemes, the diabatic heating profiles produced by them plays important role on the performance of the GCM. In order to argue further the impacts of the diabatic heating profiles on the MJO simulation, three sensitive experiments with different heating profiles were designed in which modified heating profiles respectively peak in the upper (UH), middle (MH), and lower troposphere (LH). Both the LH run and MH run produced eastward propagating signals at the intraseasonal timescales, while it is interesting to note that the intraseasonal timescales signals produced by the UH run propagated westward. This indicates that realistic intraseasonal oscillation is more prone to be excited when the maximum heating concentrates in the middle-low level, especially in middle level, while, westward propagating disturbances on the intraseasonal time scales are more prone to be produced when the height of the maximum heating is too high.

Key words: Tropical intraseasonal oscillation, Cumulus parameterization, Diabatic heating profile.