

李崇银, 潘静, 宋洁. 2013. MJO 研究新进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 229–252, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12318. Li Chongyin, Pan Jing, Song Jie. 2013. Progress on the MJO research in recent years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 229–252.

MJO 研究新进展

李崇银^{1,2} 潘静¹ 宋洁¹

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

2 解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101

摘 要 MJO 与 ENSO 的关系、MJO 的数值模拟(预报)以及 MJO 对天气气候的影响是近些年来国内外大气科学研究的重要前沿问题。本文将综合介绍国内有关 MJO 对天气气候的影响以及 MJO 的数值模拟(预报)方面的近期研究进展, 因为过去已介绍过 MJO 与 ENSO 相互作用的研究结果。利用澳大利亚气象局的 RMM-MJO 指数研究 MJO 与西北太平洋台风活动的关系, 结果表明大气 MJO 对西北太平洋台风的生成有比较明显的调制作用, 在 MJO 的活跃期与非活跃期西北太平洋生成台风数的比例为 2:1; 而在 MJO 活跃期, 对流中心位于赤道东印度洋(即 MJO 第 2、3 位相)与对流中心在西太平洋地区(即 MJO 第 5、6 位相)时的比例也为 2:1。对大气环流的合成分析显示, 在 MJO 的不同位相西太平洋地区的动力因子和热源分布形势有极其明显不同。在第 2、3 位相, 各种因子均呈现出抑制西太平洋地区对流及台风发展的态势; 而在第 5、6 位相则明显有促进对流发生发展, 并为台风生成和发展创造了有利的大尺度环流动力场。对多台风年与少台风年 850 hPa 的 30~60 d 低频动能距平的合成分析表明, 在多台风年最显著的是低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区, 表明那里有强 MJO 的活动; 而少台风年的情况与多台风年相反, 菲律宾以东的西北太平洋上与季风槽位置对应区域是低频动能的负距平区, 那里 MJO 偏弱。即赤道西北太平洋上 MJO 活动的强(弱)年对应西北太平洋的台风偏多(偏少)。对应 MJO 的不同活动位相, 无论冬季、春季或夏季, 中国东部的降水都将出现特殊的异常形势。在春季, MJO 的第 2、3 位相有利我国东部长江中下游地区多雨、华南地区少雨; MJO 的第 4、5 位相有利我国华南地区多雨而长江中下游地区少雨; 在 MJO 的其它位相, 我国东部地区都为降水负异常。在冬季, 对应 MJO 的第 1~3 位相(特别是第 2、3 位相)中国华南降水偏多; 而对应 MJO 的第 6~8 位相(特别是第 6、7 位相)中国华南降水偏少。在夏季, MJO 位于印度洋时, MJO 可以通过低层西风急流的波导效应影响到中国东南部地区, 造成该地区降水偏多; 当 MJO 位于西太平洋地区时, 可以造成经向环流的上升支向北偏移, 导致西北太平洋副高的东撤、以及中国东南部地区水汽输送减弱, 降水减少。资料分析还表明, 在年际变化尺度上, 热带中、东印度洋 MJO 指数的持续异常对云南夏季降水有明显的影响。大气环流和数值模拟都表明, MJO 活动不同位相的强对流会在东亚/西北太平洋地区激发产生不同形势的遥响应(Rossby 波列), 导致在中国不同地区出现有利(或不利)降水的环流形势和条件, 是 MJO 活动影响中国降水的主要机制。用数值模式对 MJO 进行数值模拟(预报)是尚未很好解决的困难问题, 原因也没有完全搞清楚。我们的一系列数值模拟清楚表明, MJO 的模拟(预报)效果对模式所用对流参数化方案有很强的依赖关系; 模式能否很好描写(再现)热带大气非绝热加热廓线, 是极其关键的问题, 只有当加热廓线在对流层中低层有最大加热时, 模式才能得到同实际观测大体一致的 MJO 及其活动特征。这些数值模拟结果与我们过去从理论研究得到的结论相吻合, 彼此得到印证。

关键词 MJO (Madden-Julian Oscillation) 西北太平洋台风活动 中国东部降水异常 MJO 的数值模拟 对流加热廓线

文章编号 1006-9895(2013)02-0229-24

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12318

收稿日期 2012-10-31, 2012-11-13 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973 计划)2010CB950401, 国家自然科学基金资助项目 U0833602

作者简介 李崇银, 男, 1940 年出生, 研究员、教授, 主要从事天气气候变化及其动力学研究。E-mail: lcy@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 潘静, E-mail: pan@lasg.iap.ac.cn。

Progress on the MJO Research in Recent Years

LI Chongyin^{1,2}, PAN Jing¹, and SONG Jie¹

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 Meteorological and Oceanography College, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract Recently, the relationship between the Madden-Julian Oscillation (MJO) and the El Niño–Southern Oscillation (ENSO), the numerical simulation (forecasting) of the MJO, and the influences of the MJO on weather and climate have become some of the major issues at the forefront of atmospheric science. Studies of the interaction between the MJO and ENSO and their results has been reviewed in previous papers; therefore, in this paper we present a comprehensive overview of recent research advances by Chinese scientists on the MJO's influence on weather and climate, as well as numerical simulation (forecasting) of the MJO. The studies used the Australian Bureau of Meteorology Real-time Multivariate (RMM) MJO index to investigate the relationship between MJO and typhoon activity over the northwest Pacific. The results show that the MJO plays a significant role in modulating the genesis of the typhoon over the northwest Pacific. For the typhoon genesis number over the northwest Pacific, the ratio between the active and inactive periods of the MJO is 2:1. During the MJO active period, the ratio of the northwest Pacific typhoon genesis number between phases 2–3 of the MJO in which the convection center of the MJO is located in the tropical eastern Indian Ocean and MJO phases 5–6 where the convection center of the MJO is located in the western Pacific is also 2:1. Composite atmospheric circulations show that the distribution of the dynamic typhoon-influencing factors and heating sources of the western Pacific in the different MJO phases are very different. In phases 2–3 of the MJO, all the factors tend to suppress the development of convection and typhoons in the western Pacific. In MJO phases 5–6, however, these factors promote convection development and create a favorable large-scale background circulation for the generation and development of typhoons. The composites of the 30–60 day low-frequency kinetic energy at the 850 hPa level for the typhoon-rich years show positive low-frequency kinetic energy anomalies over the northwestern Pacific east of the Philippines and south of 15°N, indicating that the MJO activity is strong in that region. In contrast, on typhoon-poor years, negative low-frequency kinetic energy anomalies are found over the monsoon trough regions of the northwestern Pacific east of the Philippines suggesting that the MJO activity is weaker over that region. Generally speaking, there are more (less) typhoons over the northwestern Pacific in the years when the MJO activity over the northwestern tropical Pacific is strong (weak). Corresponding to the different MJO phases, the precipitation over eastern China is anomalous whether in winter or spring. In spring, during MJO phases 2–3, the middle and lower reaches of the Yangtze River are wetter, while South China is drier. During MJO phases 4–5, South China is wetter while the middle and lower reaches of the Yangtze River are drier. During the other phases of the MJO, the anomalous precipitation of eastern China is negative. In winter, during phases 1–3 (especially phases 2–3), South China is wetter; during phases 6–8 (especially phases 6–7) South China is drier. In summer, the MJO over the Indian Ocean (the western Pacific) can influence southeastern China through the wave-train effect of the westerly jet in the lower troposphere (the meridional circulation and subtropical high over the western Pacific) which results in a wetter (drier) season in southeastern China. Moreover, the continual anomaly of the MJO over the tropical middle-east Indian Ocean has a clear impact on summer rainfall in Yunnan on an interannual time-scale. The atmospheric circulation analysis and numerical simulations all show that strong convection for the different phases of the MJO will generate different teleconnection patterns (Rossby wave train). These will result in favorable (or unfavorable) circulation and conditions for rainfall in different regions of China, which is the primary mechanism responsible for the precipitation anomalies associated with the MJO. The simulation (prediction) of the MJO in the numerical model is far from success and still an open question. Our series of numerical simulations clearly indicates that the simulation of the MJO strongly depends on a convective parameterized scheme in the model; whether the model can reproduce a realistic diabatic heating profile of the tropical atmosphere is the key to a successful simulation of the MJO. The MJO activities in the model match those of the observations to a certain degree only when the maximum of the heating profile is located in the middle and lower troposphere. The results of these simulations are consistent with our previous theoretical studies.

Keywords Madden-Julian Oscillation (MJO), Typhoon generation over the northwestern Pacific, Precipitation anomalies in eastern China, Numerical simulation of the MJO, Convective heating profile

1 引言

在 20 世纪 70 年代初, Madden and Julian (1971; 1972) 发现赤道附近的大气中存在一种 40 天左右时间尺度的准周期振荡现象。其后的研究表明, 整个热带大气乃至全球大气都存在着 30~60 天的准周期振荡, 并被视为重要的大气环流系统之一, 将其称之为季节内振荡 (Intraseasonal Oscillation, ISO), 后来也有人将赤道附近的大气季节内振荡称之为 MJO (Madden-Julian Oscillation)。国内外从上个世纪 80 年代开始对大气季节内振荡特别是热带大气季节内振荡的研究得到蓬勃开展, 有关热带大气季节内振荡尤其是 MJO 的结构特征和基本活动规律研究较多, 它们也被揭露得较为清楚 (Krishnamurti and Subrahmann, 1982; Murakami, et al., 1984; Lau and Chan, 1985; Knuston and Weickmann, 1987; Li and Wu, 1990; 李崇银, 1991; Madden and Julian, 1994)。目前有关 MJO 的研究主要集中在它的活动及其异常对热带及全球气候系统的重要影响, 它与 ENSO 事件的相互关系, 以及它的数值模拟 (预报) 问题三个方面。

有关大气 ISO 活动 (其实也包括 MJO 的活动) 影响亚洲季风的爆发及异常的研究已有一些 (穆明权和李崇银, 2000; Li et al., 2001; 林爱兰等, 2005); 也曾有研究指出夏季江淮流域的旱涝与热带大气季节内振荡的活动异常有关 (Yang and Li, 2003; 贺懿华等, 2006)。国外也有研究表明, MJO 的活动通过对流异常的强迫和遥相关, 在其不同的传播位相可以对很多地区不同季节的降水产生影响, 例如 MJO 可以对东亚 (Jeong et al., 2008), 东南亚 (Barlow et al., 2005), 北美洲 (Jones, 2000; Bond and Vecchi, 2003) 和澳洲 (Wheeler et al., 2008) 等地区的降水产生影响。

关于 MJO 的异常对 ENSO 循环所起的重要作用也已有一些研究。我们早就指出东亚冬季风活动的异常, 通过引起赤道西太平洋地区 MJO 的强异常会对 El Niño 事件的激发产生有重要影响 (Li, 1989)。其后的一系列研究不仅表明赤道西太平洋大气季节内振荡 (MJO) 与 ENSO 有相互作用, 而且指出 MJO 影响 ENSO 主要是 MJO 年际异常的激

发作用 (Li, 1990; Li and Zhou, 1994; 李崇银和廖清海, 1998; Li and Long, 2001; Long and Li, 2002; Zhang and Gottschalck, 2002)。

有关大气 MJO 对热带气旋 (TC) 生成的调节作用, 针对不同地区的 TC 都有一些研究, 所得到的结论较为一致, 都认为 TC 易于生成在 MJO 的湿 (活跃) 位相中, 比如在西北太平洋, 印度洋和澳大利亚附近等地区 (Sobel et al., 2000; Liebmann et al., 1994; Hall et al., 2001); 有研究认为当 MJO 处于活跃状态时, 台风出现频率增加 (Maloney and Hartmann, 2000a, 2000b); 也有人指出 MJO 对热带气旋的生成具有一定的影响作用, 却不是关键因子 (Liebmann, 1994)。但是, 具体到 MJO 如何调制西北太平洋的台风发生, 目前还不是很清楚。而我国又是受西北太平洋台风经过和登陆影响最严重的国家, 探讨大气 MJO 对西北太平洋台风的调制问题, 对认识影响我国台风的发生发展乃至进行季节内尺度预报很有意义和价值。

大气季节内振荡 (ISO) 及 MJO 的数值模拟研究近些年更是引起国际上的广泛重视, 因为一些数值天气预报结果清楚地表明, 模式对大气 ISO 的描写 (预报) 如何, 对预报效果有十分重要的影响。对 5 个动力延伸预报的分析表明, 无论对 3 天还是十几天的预报, 大气 MJO 的预报误差对整个预报起着重要作用 (Hendon et al., 2000)。NCEP 的分析和预报也表明, 动力延伸预报的主要误差来自模式得到的热带大气 MJO 比较弱, 而且东传过快 (Jones, et al., 2000)。在大气 ISO 的气候模拟中, 大气环流模式比较计划 (AMIP) 用各国 15 个 GCM 就大气 ISO 的模拟进行了比较 (Slingo et al., 1996), 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播; 但严格来说, 没有一个模式能够抓住观测到的 MJO 的主要特征。目前, 大多数大气模式都低估了 MJO 的强度, 未能再现 MJO 的季节性倾向, 模拟倾向于较短的季节内振荡周期, 30 天以内的高频信号比观测有更强的功率谱。针对不同模式, 国内外研究者已进行了一些数值模拟研究, 对模式所模拟的大气 ISO 及 MJO 的特征进行了不同的分析 (Park et al., 1990; Slingo and Madden, 1991;

Li and Smith, 1995; Gualdi et al., 1997; 陈兴跃等, 2000; 李薇和俞永强, 2001; Maloney and Hartmann, 2001; Sperber, 2004)。然而, 上述大部分研究多为短时间数值积分结果的分析, 还没有找出模式模拟不好 MJO (或 ISO) 的重要原因。

近 10 年特别是近 5 年来, 中国学者对 MJO 又作了一系列的研究工作, 取得十分有意的成果。在 MJO 对中国天气气候的影响方面, 不仅研究了 MJO 的活动对中国不同季节和不同地区降水的明显影响及其机理 (Zhang et al., 2008; 贾小龙等, 2009; 朱红蕊等, 2010; 白旭旭等, 2011; 吕俊梅等, 2012); 还研究了大气季节内振荡或 MJO 活动对西北太平洋热带气旋和台风活动的影响及重要调制作用 (祝从文等, 2004; 陈光华和黄荣辉, 2009; 孙长等, 2009; 潘静等, 2010; 田华等, 2010)。在 MJO 的数值模拟方面的一系列研究, 不仅指出 MJO 的模拟 (预报) 好坏对整个大气环流和气候的模拟预报有重要影响, 而且对模式所用对流参数化方案有极强依赖性; 还特别揭示出热带大气非绝热加热廓线在 MJO 的模拟中起着极为重要的作用, 只有当模式很好再现了在对流层中低层有最大加热的情况下, 模式才能够模拟出与观测相一致的 MJO (贾小龙, 2006; Li et al., 2007; 董敏和李崇银, 2007; 贾小龙和李崇银, 2007a, 2007b; Li et al., 2008; Jia et al., 2008; 贾小龙等, 2009; 凌健, 2009; Ling et al., 2009; Jia et al., 2010; Yang et al., 2012)。

下面我们将就 MJO 活动对西北太平洋台风生成的调制影响, MJO 活动对中国不同季节降水的影响, MJO 的数值模拟以及对流加热廓线对 MJO 的重要性等方面的研究新进展和新成果作一个概括的归纳介绍。因写稿的时间关系, 难免有遗漏和不妥之处, 欢迎批评指正。

2 MJO 与西北太平洋台风

在 2005 年美国受到大西洋强飓风的严重影响之后, 美国科学家 Emanuel (2005) 和 Webster et al. (2005) 的工作在国际上推进了对热带风暴和台风研究的新高潮。他们用近 30 年资料的研究所得到的“随着海表温度的增加, 伴随着总气旋数目和发展期的减少, 达到 4~5 级强度的强台风不管是在数量还是比例上都大大增加”的结论并未被完全认同, 因为更长时间资料的分析表明, 特别在西北太平洋, 台风数和强台风数都没有随全球增暖而有

明显增多的趋势 (Wu et al., 2006; Oouchi et al., 2006; 黄勇等, 2008); 海温变化对西北太平洋台风生成的影响与大气动力学条件相比并非主要因素, 而年代际变化是西太平洋台风活动的主要特征。Gray (1979) 的研究早就指出, 热带气旋的生成具有一定周期的频发性, 活跃期一般为 1~2 周, 而两段活跃期之间大约为 2~3 周的非活跃期。因此在影响台风生成的诸多因素中研究准周期振荡的 MJO 活动对台风的作用, 也是十分有意义的。

2.1 MJO 不同位相时西北太平洋台风的生成频数分析

用澳大利亚气象局 Wheeler and Hendon (2004) 的 MJO 指数来描述 MJO 的变化特征, 并用三个台风资料序列 (中国气象局上海台风所的台风资料, 美国 JTWC 的台风资料, 以及日本气象厅 JMA 的台风资料) 分析西北太平洋台风活动。考虑统一性, 台风资料的时间长度均选取 1979~2004 年 (JMA 前期无资料); 将第一次最大风速达到台风级别 (中心持续风力达到 35 m s^{-1}) 的时刻和位置定义为台风生成的时间和位置。

根据 RMM 指数所描写的 MJO 活动的 8 个不同位相, 表 1 给出的是依据三种台风资料统计得到的在台风季 (6~10 月) 对应 MJO 不同位相时所生成的西太平洋台风数。

表 1 各种台风资料的统计结果 (潘静等, 2010)

Table 1 Typhoon numbers in different phases of the MJO for different typhoon data set (Pan et al., 2010)

台风资料	MJO 活跃位相								对比较弱 MJO
	第 1 位相	第 2 位相	第 3 位相	第 4 位相	第 5 位相	第 6 位相	第 7 位相	第 8 位相	
JTWC	26	21	13	22	31	41	27	22	202: 107
上海台风所	28	20	13	24	31	44	24	26	209: 85
日本气象厅	25	20	13	25	30	42	24	24	202: 86

对比三种台风资料的统计结果可以发现, 就台风季的台风生成总数而言三种资料的统计结果比较一致, 均揭示了发生在较强 MJO 位相中的台风数和发生在较弱/非 MJO 位相的台风数的比例约为 2:1。这说明台风多发生在较强 MJO 活动过程中。而在 MJO 的活跃期第 2、3 位相 (MJO 对流中心在赤道东印度) 生成的台风数偏少, 在第 5、6 位相 (MJO 对流中心在赤道西太平洋) 生成的台风数偏多。显然, MJO 对西太平洋达到台风级别的热带气旋有重要的调制作用, 西太平洋台风的出现频数随

着 MJO 强对流中心的移动而变。

分别对第 2、3 和第 5、6 位相的大气环流要素进行合成分析, 其结果清楚表明, 西太平洋季风槽 (ITCZ) 的变化对台风生成有很大的影响, 而对应 MJO 第 2、3 位相和第 5、6 位相时的海平面气压距平合成以及台风生成地点分布 (图 1) 表明, 西北太平洋地区的海平面气压异常分别为偏高和偏低, 季风槽偏弱 (偏强), 不利于 (有利于) 西北太平洋台风的生成和发展。风场和相对涡度异常场的合成也清楚表明 (图略), 当 MJO 处于第 2、3 位相时, 850 hPa 的反气旋环流占据了西太平洋的主要区域, 那里辐合减弱, 辐散增强, 在相对涡度场上表现为负的相对涡度异常; 在 200 hPa 高空, 主要以异常西风为主, 呈气旋型辐合环流形势; 但在 MJO 的第 5、6 位相时, 850 hPa 在西北太平洋均呈现为气旋性环流异常流场, 从低层到中层都有很强的辐合区; 在 200 hPa 高空西太平洋以偏东风和辐散环流为主。很显然, 在 MJO 处于第 2、3 位相时, 所对应的低层辐散, 高层辐合的异常形势不利于台风的发生发展; 而在 MJO 处于第 5、6 位相时, 对应着的低层气旋型环流异常和较强辐合, 高层为辐散的反气旋型环流异常很有利于对流的发生发展和维持。

对流层垂直风切变的大小, 决定热带扰动系统中所释放的凝结潜热能否集中加热气柱, 形成暖心结构, 从而是台风形成的重要因子。对应 MJO 的第 2、3 (5、6) 位相, 在台风经常生成的西太平洋区域所作合成分析结果表明 (图略), 分别在对流层存在较大 (小) 数值的垂直风切变, 因此在 MJO 的第 2、3 (5、6) 位相也就不利于 (利于) 台风的生成和发展。

进一步从对流及能量角度来对比研究不同位相时的不同分布情况。图 2 是整层热源 Q_1 异常的 1000~200 hPa 垂直积分在 MJO 不同位相时的分布。很显然, 在第 2、3 位相时异常热源主要位于印度半岛南部, 以及海洋性大陆一带, 西太平洋地区整层大气凝结潜热释放较少。而在第 5、6 位相时大气加热中心东传北跳至西太平洋地区, 西太平洋大部分地区为潜热大值区位, 两个大值中心分别位于南海及菲律宾以东地区。也就是说在 MJO 东传的两个时期, 热力状况变化剧烈; 当 MJO 东传至西太平洋地区时 (第 5、6 位相), 整层大气的凝结潜热释放相当强劲, 能够释放出大量的能量, 有

利于热带扰动的加强及台风生成。

图 3 是热源与垂直环流的配置的合成分析结果。在 MJO 的第 2、3 位相, 异常正热源中心位于 75°E 附近, 负中心位于西太平洋地区; 与之对应赤道东印度洋有上升, 在暖池以东有下沉的垂直环流相配合。上述这种分布形势, 不利于西太平洋地区气旋的发生和加强发展。而在第 5、6 位相, 西太平洋赤道以北地区, 也就是台风的易发区, 有强烈的上升运动, 与之配合在中层有强烈的加热, 表征潜热释放强劲, 为台风的发生和加强提供了良好的环境条件。从纬向平均的垂直速度和加热分布看, MJO 的第 2、3 位相对应加强的 Hadley 环流, 而第 5、6 则呈反 Hadley 环流的形势, 这同样说明两种情况对台风发生发展的影响大不相同。

2.2 西太平洋 MJO 强度对台风生成影响的进一步分析

为进一步分析 MJO 对台风生成的影响, 我们对多台风年和少台风年 850 hPa 的 30~60 天低频动能距平进行合成分析, 在赤道西太平洋地区其数值可反映那里 MJO 的强度。其结果表明, 在多台风年存在两个低频动能的大值区 (图略), 最显著的是低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区, 此区域正好为热带辐合带 (ITCZ) 所在的位置, 说明在多台风年里该区域的强 MJO 活动使得 ITCZ 加强, 从而有利于台风的生成。而在少台风年的情况与多台风年相反 (图略), 最大的低频动能中心位于印度半岛和我南海南部, 表明那里 MJO 异常活跃, 而菲律宾以东的西北太平洋上与 ITCZ 所在位置对应的区域为低频动能的负距平区, MJO 偏弱。在多台风年与少台风年低频动能的差值图上 (图略), 低频动能分布的差异被进一步突出出来, 位于西北太平洋 130°E~170°E 的正差值中心非常显著, 表明那里 MJO 差异最大。可以认为, MJO 的强度对西北太平洋台风生成区的 ITCZ 有重要作用, 进而对台风生成数有明显影响。

对多台风年与少台风年 6~10 月平均的 850 hPa 低频流场分别进行合成分析也表明, 在多台风年热带西太平洋有一个较强的低频气旋性环流一直延伸到 160°E 附近, 刚好与多台风年里 ITCZ 的范围相一致, 因此在多台风年菲律宾以东西北太平洋上较强 MJO 活动加强了该地区对流层低层的气旋性涡度, 使 ITCZ 加强并向东延伸, 从而有利于台风的生成。但在少台风年那里 MJO 活动较弱, ITCZ

相对较弱且偏西,不利于台风在 $120^{\circ}\text{E}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 区域的生成发展。

为了进一步证实多台风年和少台风年 MJO 强度分布的差异,分别用多台风和少台风年 6~10 月低频纬向风的方差贡献距平分布图来比较可以发现(图略),在多台风年,菲律宾以东的西北太平洋地区为低频风场方差贡献的正异常区,最大正异常中心位于 10°N 附近 $120^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 之间,表明在西北太平洋上风场的低频分量的强度相对于一般年份要强;而在少台风年, 120°E 以东的西北太平洋上基本为低频风场方差贡献的负异常区,其中最显著的区域为 $135^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 的近赤道地区。OLR 的方差贡献距平的分布情况与低频风场的方差贡献以及低频动能的分布相近(图略)。因此,从低频动能、纬向风场以及 OLR 方差贡献的距平都可以看出,多台风年和少台风年的 MJO 活动具有不同的形势。西北太平洋区域 MJO 的强度对台风的生成有重要的影响。

3 MJO 活动对中国东部降水的影响

已有研究表明, MJO 可以影响亚洲夏季风的爆发和中断(穆明权和李崇银, 2000; 林爱兰等, 2005; 贾小龙和梁云, 2011), 还可以影响到澳大利亚和北美的夏季风(Hendon and Liebmann, 1990; Higgins and Shi, 2001)。那么热带大气 MJO 的活动,必然通过对流异常的强迫和遥相关,在不同的传播位相对很多地区的不同季节降水产生影响。赤道大气季节内振荡(MJO)对天气气候的影响是近来国外研究重点之一,国内也有一些有关 MJO 对中国降水影响的研究,作为例子下面将从几个方面进行介绍。

3.1 MJO 活动对中国冬季降水的影响

由于中国冬季降水主要在华南地区,因此重点研究冬季华南降水与 MJO 活动的关系。图 4 是中国华南冬季降水与 MJO 位相变化的关系,很显然在 MJO 的第 2、3 位相华南降水多,而在第 6、7 位相降水少,这在一定程度上表明可以用 MJO 的活动作为一种工具来预报未来华南冬季降水。

进一步分析表明,当 MJO 在热带地区向东传播的过程中,中高纬度的大气环流也表现出一定的异常(图略)。对应 MJO 第 1 位相,在我国大陆上有一气旋性环流,东面的海洋上则是一个反气旋性环流;对应 MJO 第 2 位相,我国大陆上的气旋性

环流仍然存在,中心位置略向东,海洋上的反气旋性环流中心也向东移动;对应 MJO 第 3 位相,大陆上的气旋性环流中心已向东移动到大陆沿岸,海洋上的反气旋环流整体上也向东移动;对应 MJO 第 4 位相,大陆上的气旋性环流已经向东传播到海上,反气旋环流主体也向东收缩,对应 MJO 第 5~8 位相,两者继续向东传播,并逐渐减弱。

伴随上述气旋和反气旋环流的向东传播,造成了对应 MJO 第 1~3 位相我国大陆东部为异常的偏南风,表明冬季风较弱,而此时西太暖池的对流也受到抑制,弱的冬季风利于我国东部地区降水偏多;而随着气旋环流向东传播进入海上,东亚大陆东部位于异常环流后部,受异常的北风气流控制,冬季风较强,此时西太暖池的对流活动也较强,强的冬季风不利于水汽从海洋向大陆的输送,也就不利于我国东部地区冬季降水偏多(图 5a)。从上面的分析可以看出,热带 MJO 的活动可以在中纬度地区强迫出异常的波列,随着 MJO 的向东传播,中纬度波列也表现出向东的传播,并由此对东亚冬季风产生影响,进而影响我国冬季的气候异常。

另外,从低纬度地区来看,孟加拉湾南支槽也是影响冬季南海—孟加拉湾水汽向我国大陆地区输送的重要系统,而对应 MJO 的不同位相,孟加拉湾南支槽有何异常情况呢?为此进一步分析了孟加拉湾南支槽强度的变化情况,图 5b 是对应 MJO 活动 8 个位相的 500 hPa 孟加拉湾南支槽强度的变化,可以看出当 MJO 向东传播时,孟加拉湾南支槽也存在一个明显的连续变化特征。对应 MJO 第 1~3 位相,孟加拉湾南支槽以偏强为主要特征,尤其是对应第 2 位相;而对应 MJO 第 5~8 位相,孟加拉湾南支槽则偏弱。也即是说当 MJO 强对流位于印度洋时,孟加拉湾南支槽易于偏强,由印度洋向我国大陆的水汽输送也较强,而这时由于中纬度 Rossby 波的传播,东亚冬季风却较弱,冷空气势力不是太强,以至于低纬度暖湿气流易于北上,冷暖气流容易在我国大陆上形成交汇,进而容易导致中国东部冬季的降水偏多。

3.2 MJO 活动对中国春季降水的影响

MJO 对我国春季降水有没有影响以及如何影响的呢?也是很值得研究的问题。因此,我们用澳大利亚气象局的 MJO 指数(Wheeler and Hendon, 2004)从 MJO 传播过程对春季(3~5 月)我国东部地区降水的影响进行了研究,其结果清楚表明 MJO

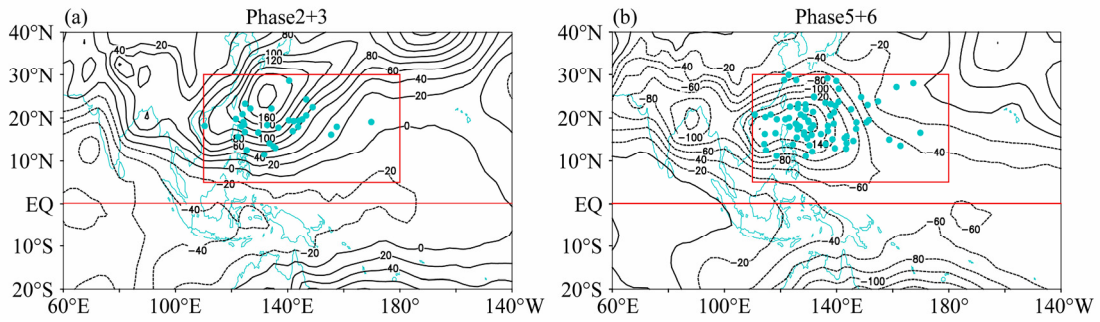


图 1 海平面气压距平场 (单位: hPa) 合成图和台风生成地点分布图: (a) 第 2、3 位相; (b) 第 5、6 位相。(潘静等, 2010)
Fig. 1 The composite of sea-level pressure anomaly (hPa) and the typhoon genesis locations: (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6. (Pan et al., 2010)

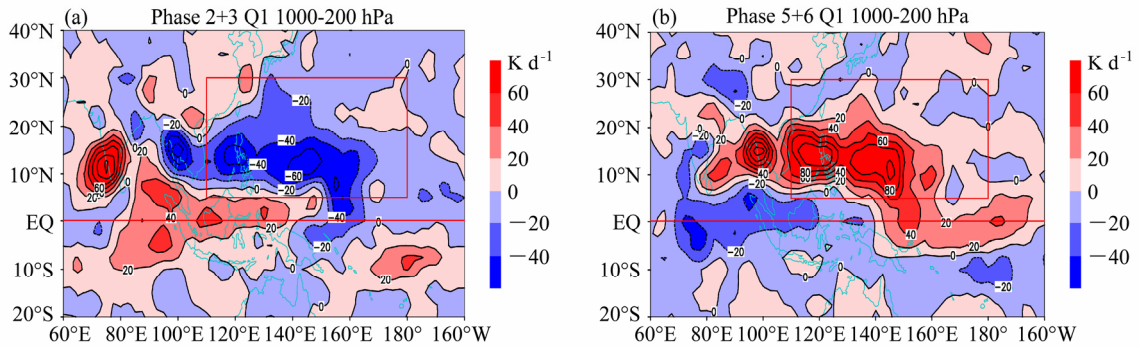


图 2 热源 Q_1 异常值在 1000~200 hPa 的垂直积分合成图 ($K d^{-1}$): (a) 第 2、3 位相; (b) 第 5、6 位相。(潘静等, 2010)
Fig. 2 The composite of the vertical integral of Q_1 anomaly during 1000~200 hPa: (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6. (Pan et al., 2010)

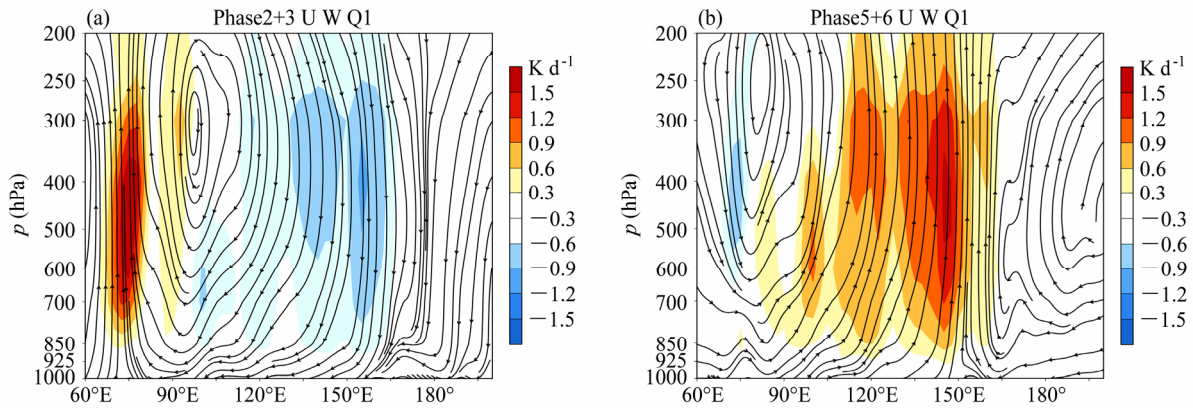


图 3 西太平洋地区沿纬圈 ($5^{\circ}N \sim 15^{\circ}N$) 平均的异常加热场 (Q_1 , 阴影) 和垂直环流合成图: (a) 第 2、3 位相; (b) 第 5、6 位相。(潘静等, 2010)
Fig. 3 The composite cross sections of Q_1 anomalies (shaded) and vertical circulation anomalies averaged over $5^{\circ}N \sim 15^{\circ}N$: (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6. (Pan et al., 2010)

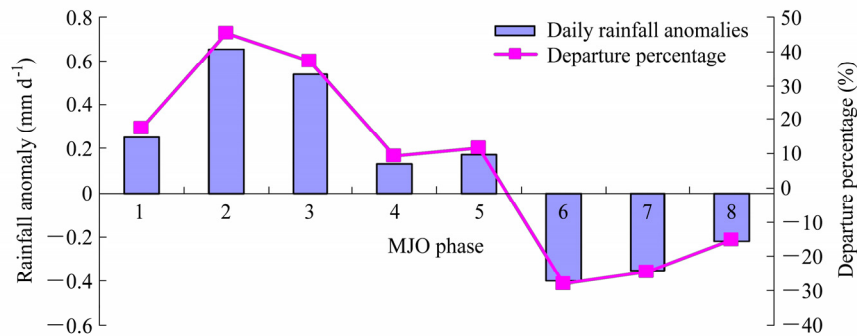


图 4 中国华南冬季降水与 MJO 位相变化的关系。(Jia et al., 2011)
Fig. 4 Relationship between winter precipitation in South China and MJO phase. (Jia et al., 2011)

活动对我国东部地区的春季降水影响十分明显,不同 MJO 位相所对应的我国东部地区春季降水的分布有极其显著的差异;同时,从大气环流和水汽输送角度对其影响途径所进行的分析,以及数值模拟试验结果都更进一步揭示了影响的途径(白旭旭等,2011)。

图 6 给出了对应 MJO 传播的 4 个阶段我国的降水异常形势。可以看到,当 MJO 处于第 1、4 阶段时(即第 8~1 位相,第 6~7 位相),我国东部地区都为降水负异常;在 MJO 第 2 阶段(第 2、3 位相),我国东部地区降水正异常中心位于长江中下游地区,华南地区为弱的降水负异常;当 MJO 处于第 3 阶段(第 4、5 位相),我国降水正异常中心位于华南地区,长江中下游地区主要为弱的负异常。也就是说,当 MJO 传播至中、东印度洋时对我国长江中下游地区的降水有正贡献,当 MJO 传播至中南半岛附近时,对我国华南地区的降水具有正贡献,而在其他阶段时则不利于我国东部的降水。

对 MJO 各阶段 850 hPa 涡度异常分布(图略)和 850 hPa 水汽通量散度分布合成图(图略)的分析,可以清楚看到,第 1 阶段和第 4 阶段,与中低空的正高度异常相对应,我国东部地区受到负涡度异常;第 2 阶段,长江中下游地区受正涡度异常控制,华南地区受负涡度控制。因此在第 1、4 阶段我国东部降水偏少,第 2 阶段我国长江中下游多雨,华南少雨,第 3 阶段和第 2 阶段形势基本相反,故长江中下游少雨,华南多雨。关于水汽通量的计算分析也表明,在第 1、4 阶段我国东部为水汽辐散,不利于成云致雨;第 2 阶段长江中下游有明显水汽辐合,利于降水,而华南水汽辐散,不利降水;第 3 阶段与第 2 阶段的形势基本相反,华南降水多。显然,通过以上关于 850 hPa 涡度异常和水汽通量异常的分析可很好解释不同 MJO 的活动位相为何能造成春季中国东部不同地区的降水形势。

上面的分析研究清楚表明,当 MJO 传播至东印度洋和中南半岛附近时(第 2、3 位相),对应春季在我国长江中下游降水偏多,华南降水偏少;而对应 MJO 的第 6、7 位相(在赤道西太平洋有强对流),我国东部春季的降水却异常偏少。虽然大气环流形势的分析可以对这些结果给出一定的物理解释,但相应的数值模拟也是十分必要的。针对在上述两个区域存在强对流异常的情况分别进行数值模拟试验,模式结果的分析比较研究将可以搞

清楚 MJO 对中国春季降水的影响,及其机制。分别在(10.63°S~10.63°N, 74.53°E~95.63°E)和(10.63°S~10.63°N, 160.32°E~180°E)的两个方形区域内增加非绝热加热,以表示在那里有异常强的对流强迫,看它们将会产生什么样的不同影响和过程。多初值的集合数值模拟试验表明,当在赤道东印度洋及赤道西太平洋低层大气中引进异常非绝热加热(强 MJO 活动)的强迫时,模式很好地模拟出了我国东部地区春季降水的异常形势,即在 MJO 的第 2、3 位相我国长江中下游地区多雨;而在 MJO 的第 6、7 位相我国东部大部分地区降水偏少(图略)。中国东部春季降水的模拟试验结果和诊断分析结果有很好的 consistency,它们都是在中国长江中下游地区出现了明显的降水正距平,充分显示了 MJO 活动处于第 2、3 位相时对中国春季降水的影响。

对模拟得到的大气环流响应场所进行的分析发现,无论是 500 hPa 高度响应场,还是 850 hPa 涡度和散度响应场,以及水汽通量及其散度场,都极为清楚地表明,当异常非绝热加热强迫在赤道东印度洋时(即对应 MJO 的第 2、3 位相),东亚大气环流的响应与异常非绝热加热位于赤道西太平洋时(即对应 MJO 的第 6、7 位相)非常不一样。当异常非绝热加热强迫在赤道东印度洋时,在长江中下游中低空的涡度为正异常,散度为负异常,是水汽通量的辐合区,有利降水;而当异常非绝热加热强迫在赤道西太平洋时,中国东部大部分地区中低空为负涡度异常和正散度异常,出现由北向南的水汽通量辐散,不利于我国东部地区春季降水。

模拟得到的 850 hPa 水汽通量散度响应场,可近似代表中低层水汽的辐合辐散状况。对于异常试验一,模拟得到的整层水汽通量散度的负值区主要位于我国长江中下游地区,而在我国华南地区则为水汽通量散度正异常区(图略);这样的结果正好对应我国长江中下游多雨,华南少雨的情况。对于异常试验二,模拟得到的结果是我国东部地区明显表现为较强的水汽通量散度正异常,正好对应春季在 MJO 的第 6、7 位相我国东部地区降水偏少。上述关于大气环流和水汽通量散度的模拟结果都同资料诊断分析的结果相当一致,既证明资料分析和数值模拟结果是比较可靠的,也较好说明了 MJO 活动对我国春季降水确实存在明显的影响。

通过对逐日模拟响应场的分析,还对 MJO 活

动影响我国春季降水的可能物理过程及机制进行了讨论。逐日响应场的演变表明,赤道附近的异常对流加热不仅可以在赤道附近激发产生大气的 Rossby 和 Kelvin 波型响应,而且还会在大气中激发

产生从热带到中高纬度的 Rossby 波列遥响应。但是,由于异常对流加热所发生的地区不同,大气遥响应场的形势也会十分不一样, Rossby 遥响应波列也就有差异,从而导致在东亚地区有不一样的影响。这里的模拟研究结果与已有的关于热带外大气环流异常是对热带对流异常强迫的响应机制相一致 (Bladé and Hartmann, 1995; Jin and Hoskins, 1995), 而大气响应不仅仅依赖于大气的基本态,还依赖于对流强迫的强度、位置及其时间演变。

3.3 MJO 活动对中国东南部夏季降水的影响

夏季是中国的主要雨季,影响因子十分复杂,西太平洋副高、夏季风、台风以及西风带高空槽等的活动都是大家注意并研究过的影响因素。近年来中国科学家也开始研究 MJO 活动对中国夏季降水的影响,这里我们简要介绍 Zhang et al. (2008) 研究 MJO 活动对中国东南部夏季降水影响的工作,他们利用 RMM-MJO 指数 (Wheeler and Hendon, 2004) 研究了在 MJO 不同位相时中国东南部地区的夏季降水异常。利用合成分析,他们的研究表明,随着 MJO 从第一位相演变为第八位相,中国东南部降水将从异常偏多转变为异常偏少 (图 7)。总体归纳起来可以认为,在 MJO 活动的前四个位相,对应着中国东南部夏季降水偏多,而在 MJO 活动的后四个位相,中国东南部夏季降水则偏少,其中

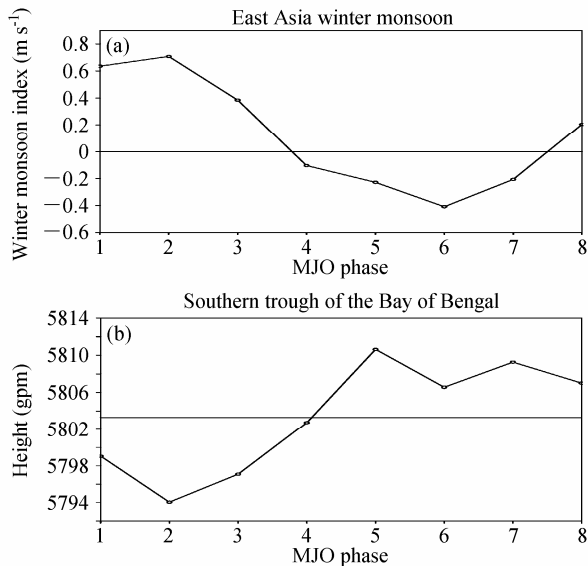


图 5 (a) 对应 8 个 MJO 位相的东亚冬季风指数距平 (m/s), 正值代表南风异常 (弱冬季风), 负值代表北风异常 (强冬季风); (b) 对应 8 个 MJO 位相的 500 hPa 孟加拉湾南支槽区 (20°N~25°N, 80°E~100°E) 平均的高度场
Fig. 5 (a) The MJO phases and East-Asian winter monsoon index anomaly, positive/negative values are southerly/northerly anomalies; (b) the MJO phases and 500-hPa height over the Bay of Bengal

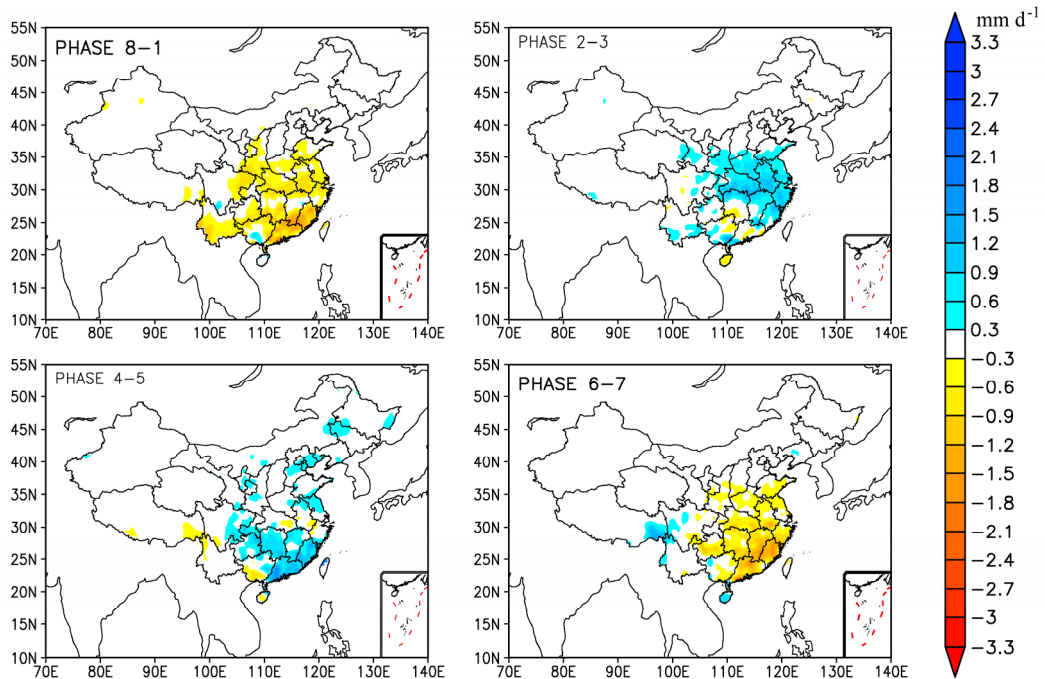


图 6 MJO 4 个阶段所对应的我国 3~5 月降水异常分布。(白旭旭等, 2011)
Fig. 6 Composite spring (MAM) precipitation anomalies corresponding to the four stages of MJO (shaded areas indicate anomalies that are statistically significant at the 90% level based on average *t*-test, unit: mm / d). (Bai et al., 2011)

尤其在 MJO 活动的第 4 和第 7 位相, 降水的异常偏多和偏少表现得最为明显。区域平均降水量的最大正负异常可以超过区域降水气候平均值的 10%。这表明在夏季, MJO 对中国东南地区的降水异常的影响不容忽视。

同时, 他们的研究结果还表明在 MJO 不同位相时的降水异常和同期相伴的环流形势, 例如西北太平洋副高、水汽输送、垂直运动等大尺度环流的异常密不可分。当 MJO 的主要对流活动中心位于赤道印度洋时, 西北太平洋副高位置偏西, 同时中国东南部地区的水汽输送和垂直上升运动增强, 有利降水偏多。而当 MJO 的主要对流活动中心进入西太平洋地区时西北太平洋副高位置偏东, 中国东南部地区的水汽输送和垂直上升运动同时减弱, 不利于降水的发生。因此可认为, MJO 主体位于印度洋地区时, MJO 影响可以通过低层西风急流的波导效应一路向下游影响到中国东南部地区, 造成该地区夏季降水偏多; 当 MJO 主体位于西太平洋地区时, 可以造成经向环流的上升支向北偏移, 将导致西北太平洋副高的东撤以及中国东南部地区水汽输送减弱, 夏季降水减少。

3.4 MJO 活动对中国云南降水的影响

分析 1978~2009 年夏季中, 东印度洋大气 MJO 指数的逐候演变曲线发现, 在整个夏季主要维持正值的年份孟加拉湾附近的对流活动较弱; 相反, 在 MJO 指数持续负值的年份孟加拉湾附近的对流活动偏强。为了获得中、东印度洋 MJO 指数持续异常对云南夏季降水的影响作用, 我们分别根据该指数持续正和持续负的年份对云南夏季降水距平百分率做合成分析, 其结果表明: 当 MJO 指数持续正时, 孟加拉湾对流受抑制, 云南夏季容易出现全省性干旱; 相反, 当 MJO 指数持续负时, 孟加拉湾对流活动强, 除了滇中以东和滇西北的部分地区, 云南夏季大部分地区降水偏多(图 8)。可见在年际变化尺度上, 热带中、东印度洋 MJO 指数的持续异常对云南夏季降水有明显的影

响。2009 年 6~10 月热带中、东印度洋 MJO 指数持续处于正值(图略), 考虑到 MJO 的这种变化特征以及降水的季节变化, 分别计算了 2009 年 6~8 月以及 9~10 月热带中、东印度洋 MJO 指数与云南同期降水的相关, 其结果是 2009 夏季 MJO 指数与云南大部分地区降水存在显著的负相关关系; 秋季, 除了滇中以东以及滇东北的部分地区外, MJO

指数与云南大部分地区的降水有显著的负相关关系(图略)。因此, 在季节内尺度上, 2009 年夏季至秋季热带中、东印度洋 MJO 指数的持续正异常使得孟加拉湾地区对流受到抑制, 并成为夏季到秋季云南大部分地区降水明显偏少的重要原因之一。

进一步的分析表明, MJO 主要通过以下的物理过程影响夏季和秋季云南的降水, 即中东印度洋 MJO 指数的持续正异常使得孟加拉湾地区的对流活动受抑制, 并且在 70°E~110°E 的热带印度洋地区激发出异常的下沉气流, 使得南亚地区的季风垂直环流异常减弱。2009 年 6~10 月在热带东印度洋, 海洋性大陆至南海的大片地区为异常下沉气流控制(图 9), 这种环流异常形势使得 2009 年夏季至秋季热带印度洋向云南地区的水汽输送减弱, 最终导致云南的降水持续偏少而形成干旱。

因此, 可以认为 2009 年 6~10 月热带中东印度洋 MJO 指数持续维持正值使得孟加拉湾地区对流活动减弱, 亚洲季风环流圈也异常减弱, 从而由印度洋向云南的水汽输送异常减少, 是最终导致夏季至秋季云南降水持续偏少和干旱的重要原因。这个结果也将为云南地区夏季和秋季降水预测提供一定的科学依据。

4 关于 MJO 的数值模拟

近些年来, 热带大气季节内振荡的数值模式研究更引起国际上的广泛重视, 因为一些数值天气预报结果清楚地表明, 模式描写(预报)大气季节内(30~60 天)振荡的情况如何, 对预报效果有十分重要的影响。对 5 个动力延伸预报的分析表明, 无论对 3 天还是十几天的预报, 大气 ISO 的预报误差对整个预报起着重要作用(Hendon et al., 2000)。NCEP 的分析和预报也表明(Jones et al., 2000), 动力延伸预报的主要误差来自模式所得到的热带大气 ISO 比较弱, 而且东传过快。在大气环流模式比较计划(AMIP)中, 用各国 15 个 GCM 就大气 ISO 的模拟进行了比较(Slingo et al., 1996), 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播。但严格来说, 没有一个模式能够再现观测到的热带 ISO 的主要特征。目前大多数大气模式都低估了 ISO 的强度; 不能再现 ISO 的季节性倾向, 模拟倾向于较短的季节内振荡周期, 30 天以内的高频信号比观测有更强的功率谱; 不能模拟出连续的东传

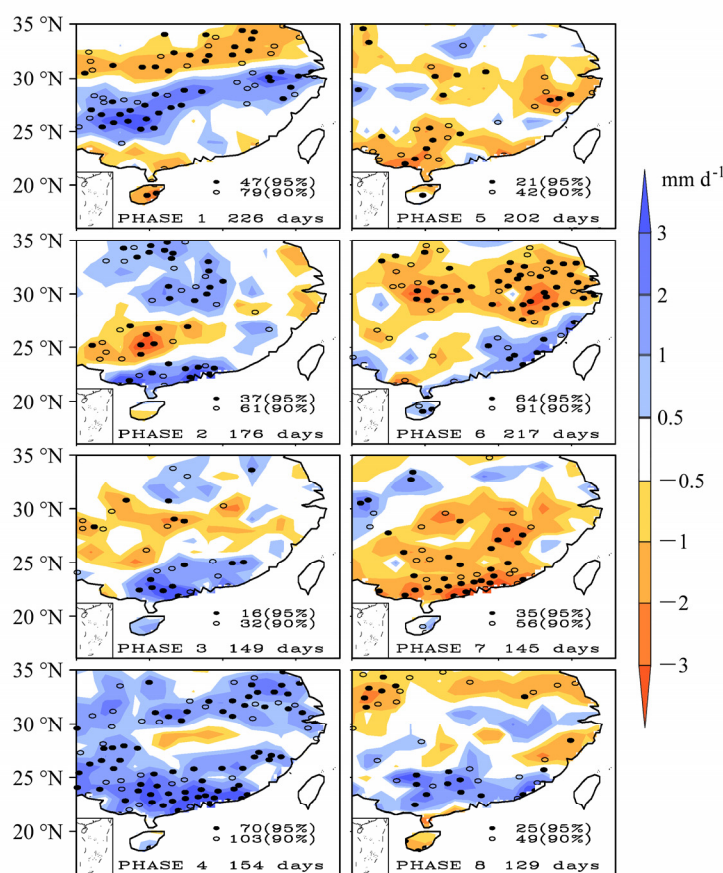


图 7 MJO 的 1~8 位相分别合成的夏季中国东南部地区降水异常 (单位: mm d^{-1}), 黑色空心 (实心) 圆圈代表降水异常通过 90% (95%) 信度检验的台站。(Zhang et al., 2009)

Fig. 7 Composites of rainfall anomalies (mm d^{-1}) in each of the MJO phases in summer. Black open and closed circles denote the stations that pass 90% and 95% significant tests. (Zhang et al., 2009)

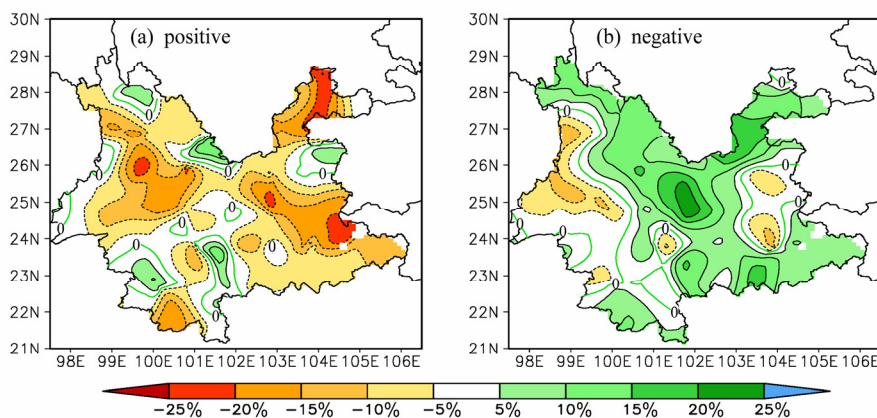


图 8 热带中东印度洋 MJO 指数持续性异常年份云南夏季降水距平百分率合成图: (a) MJO 持续正年份; (b) MJO 持续负年份。(吕俊梅等, 2012)
Fig. 8 Composites of summer rainfall anomalies corresponding to (a) positive and (b) negative values of the MJO index over the mid-eastern Indian Ocean. (Lü et al., 2012)

特征。为何现有模式都不能很好模拟出热带大气 ISO, 大家从不同方面进行了一些研究, 包括模式分辨率的影响, 模式对流参数化方案的影响, 云辐射方案的影响, 海气交换的影响等。因此, 热带大

气 ISO (特别是 MJO) 的数值模拟也就成为目前大气科学研究的国际前沿课题之一, 对它的研究和成果不仅在揭示其特征和规律, 认识气候系统及其变化方面有重要作用, 也对改进和提高数值模式的气

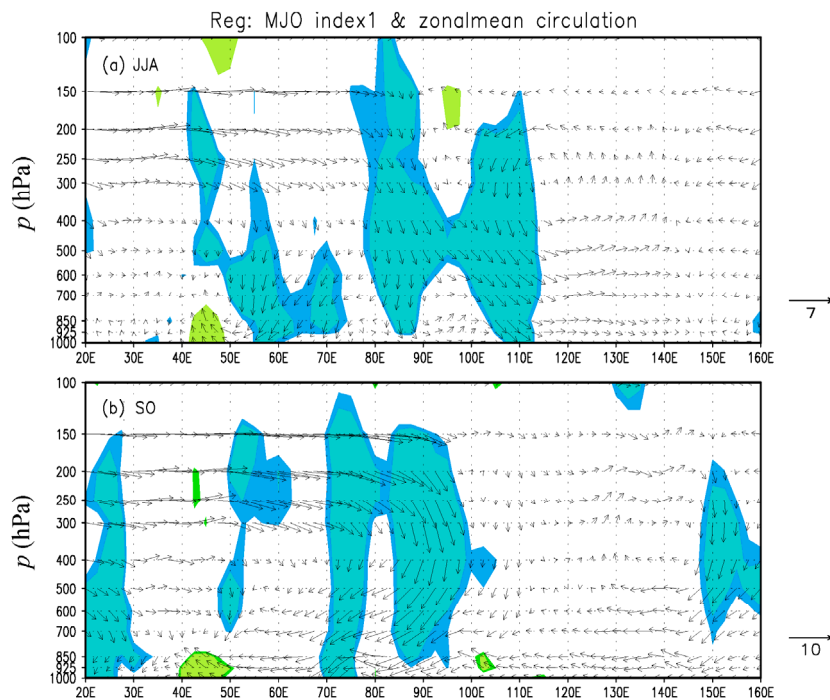


图9 2009年MJO指数对 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬向平均垂直环流的回归:(a)6~8月;(b)9~10月。阴影表示通过90%和95%显著性检验的区域。(吕俊梅等, 2012)

Fig. 9 The correlation between the MJO index over the mid-eastern Indian Ocean and zonal mean vertical circulation along $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ during Jun–Aug (a) and Sep–Oct (b). The shaded areas indicate significant at the 90% and 95% level. (Lü et al., 2012)

候预测能力有重要意义。

4.1 大气MJO在数值模拟中的重要性

为了更好地说明问题, Li et al. (2007) 分别用两个AGCM (SAMIL-R42L9和CAM2)进行了数值模拟试验。一个模式是SAMIL-R42L9, 它是由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)发展的一个菱形截断的42波, 9层全球大气环流谱模式(Wang et al., 2004)。另一个模式为美国NCAR通用大气模式CAM2版本, 它是NCAR的第5代大气环流模式(Collins et al., 2003), 模式的水平分辨率为T42(即三角形截断, 42个波), 垂直方向采用的是混合坐标, 有26层。所做模拟试验的积分时间都为1978年1月1日~1989年12月31日, 海温作为边界条件, 使用该时段的观测海温。用模式输出的逐日结果和相对应的逐日NCEP再分析资料进行误差分析, 研究气候模拟的好坏及其原因。在数值模拟研究中, 一般都用模式模拟值与观测值的均方根误差来表示模拟的好坏程度, 这里将计算和分析研究模式模拟的要素场与NCEP再分析资料的均方根误差分布, 从而确定模式模拟的效果和问题。

从SAMIL-R42L9模式模拟的500 hPa位势高度与NCEP再分析的500 hPa位势高度间的均方根误差分布, 以及模拟和NCEP资料经30~60天带通滤波后的均方根误差分布(表示对大气季节内振荡的模拟误差)的比较可以看到: 两者有非常好的一致性, 不仅偏差极大值带相当一致, 而且极大值中心位置也十分相近(图略)。对于500 hPa高度来讲, 大气季节内振荡的模拟误差达到整个模拟误差的三分之一以上, 而且误差分布形势基本一致。因此一定程度上可以认为, 大气季节内振荡模拟的不准确是造成500 hPa高度模拟不准确的重要原因。分析850 hPa的风场, 也有同500 hPa高度场相一致的结果(图略)。就全球分布看, 对于850 hPa纬向风来讲, 季节内振荡的模拟误差也占整个纬向风模拟误差的三分之一以上。因此, 大气季节内振荡模拟的不准确也可认为是造成850 hPa纬向风模拟不准确的极为重要的原因。

与分析SAMIL-R42L9的结果相类似, 对CAM2的12年模拟结果与NCEP再分析资料也进行了误差分析。无论是对500 hPa高度场的均方根误差还是850 hPa纬向风的均方根误差, 都与SAMIL-R42L9有相似的结果。对500 hPa高度来讲,

大气季节内振荡的模拟误差达到整个模拟偏差的三分之一以上, 与 SAMIL-R42L9 的结果十分相近。但 CAM2 对 500 hPa 高度的模拟偏差要略为大于 SAMIL-R42L9 的模拟误差, 但对 500 hPa 高度的季节内振荡的模拟来讲, 两个模式有近乎相同的模拟误差; 同样, 对于 850 hPa 纬向风来讲, 季节内振荡的模拟误差也占整个纬向风模拟误差的三分之一以上。

前面的比较分析表明, 大气季节内振荡的模拟好坏对整个大气环流的模拟有十分重要的作用, 但还未能很好揭示出热带地区大气 ISO, 特别是 MJO 模拟的差异。分析大气季节内振荡动能的模拟可以讨论对热带地区大气 MJO 的模拟情况。从 SAMIL-R42L9 的模拟试验中任意选取 3 年 (1987~1989) 的结果来进行对比分析发现, 热带大气 MJO 动能的差值甚至超过了本身的数值, 表明模式对热带大气 ISO 及 MJO 的模拟还存在相当大的误差; 而且, 差值场有明显的年变化和年际变化, 也表明模式对热带 MJO 的模拟还存在相当的问题。

4.2 模式中对流参数化方案的重要影响

为了揭示模式对流参数化方案对模拟 MJO 的影响, 将 ZM (Zhang and McFarlane, 1995) 对流参数化方案移植到 SAMIL-R42L9 中, 与对流调整方案 (MCA) 一起进行数值模拟, 通过结果的对比分析, 研究积云参数化方案的改变对 MJO 模拟的影响。MCA 方案假定不稳定层结产生的对流又使得层结变为中性, 将对流产生的凝结潜热和感热的垂直输送在对流调整后的最终状态中总计给出。ZM 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。

将上述两种对流参数化方案分别引入 SAMIL-R42L9 模式, 模拟试验中都以观测海温为边界强迫, 从 1978 年 1 月 1 日开始积分到 1989 年 12 月 31 日, 共 12 年, 取后 11 年的结果作为分析数据和比较分析研究。从风场和速度势场的时间—经度剖面看, ZM 方案所产生的 MJO 的振幅很弱 (图略)。使用时空谱对各物理量的谱特征进行分析, 其在 10°S~10°N 平均的 850 hPa 纬向风和降水的时空谱可以看到 (图 10), ZM 方案所模拟的 850 hPa 纬向风与 NCEP 资料和 MCA 方案的结果相比较, 在季节内时间尺度上基本没有模拟出明显的谱能量, 表明所

模拟的大气 MJO 强度很弱; 而且东传和西传谱能量的量值相当, 因而未能表现出大气 MJO 的主要特征; 而降水场的东传波动和西传波动的谱能量也基本相当, 并且西传分量是在空间纬向 4 波上有最大的谱值, 与 NCEP 资料和 MCA 方案的模拟结果相比较也有较大差距。

为得到一个整体上的传播图像, 以 150°E 为参考点, 用 30~60 天滤波的热带地区 (10°S~10°N) 平均的 200 hPa 和 850 hPa 纬向风以及 200 hPa 速度势的时间序列同各自空间场作超前滞后回归分析, 其结果可以很好表现 MJO 的传播特征。图 11 是所得到的从超前 30 天到滞后 30 天的回归结果 (850 hPa 纬向风), NCEP 资料和 MCA 方案模拟的结果较好表现了 MJO 沿赤道的东传特征, 尽管 MCA 方案模拟的结果还没有再现 MJO 东传在日界线附近的加速现象。然而 ZM 方案的模拟结果却基本没有表现出连续东传播的图像 (170°E 以东还是向西传的), 而且振幅非常弱。

上述分析比较, 以及用其他的物理量的比较分析结果都清楚表明, 在用同样模式 (例如 SAMIL-R42L9) 的情况下, ZM 参数化方案所模拟的大气 MJO, 无论在其强度, 还是结构和传播方面都与 NCEP 资料以及用 MCA 方案所得到的模拟结果相比有较大差异。因此, 数值模拟试验清楚地表明, 模式的对流参数化方案对模拟大气 MJO 有重要的影响, 必须在模式中采用较好的参数化方案, 才能较好模拟出与观测基本一致的 MJO。

4.3 模式分辨率对热带大气 ISO 模拟的影响

Slingo et al. (1996) 对 15 个 GCM 模拟结果比较认为, 高分辨率的 GCM 对热带大气 ISO 的模拟不一定就比低分辨率的要好, 因为 CNRM (The Centre National de Recherches Météorologiques) 的三个分辨率的 GCM (T21, T42, T79) 模拟的热带 ISO 的强度随着分辨率的提高反而减弱。Gualdi et al. (1997) 分析了三种水平分辨率的大气模式 ECHAM3 (T21, T42, T106) 的模拟结果, 同样显示提高水平分辨率实际上降低了对热带大气 ISO 的模拟能力。Inness et al. (2001) 分析了两种垂直分辨率的 Hadley 中心的大气环流模式 (HadAM3) 对热带大气 ISO 的模拟, 表明垂直分辨率的提高有利于改善热带大气 ISO 的模拟。而对 CCM3 结果的分析也表明模式模拟的热带大气 ISO 对水平分辨率的变化 (T42, T170, T239) 并不十分敏感。这些不同的

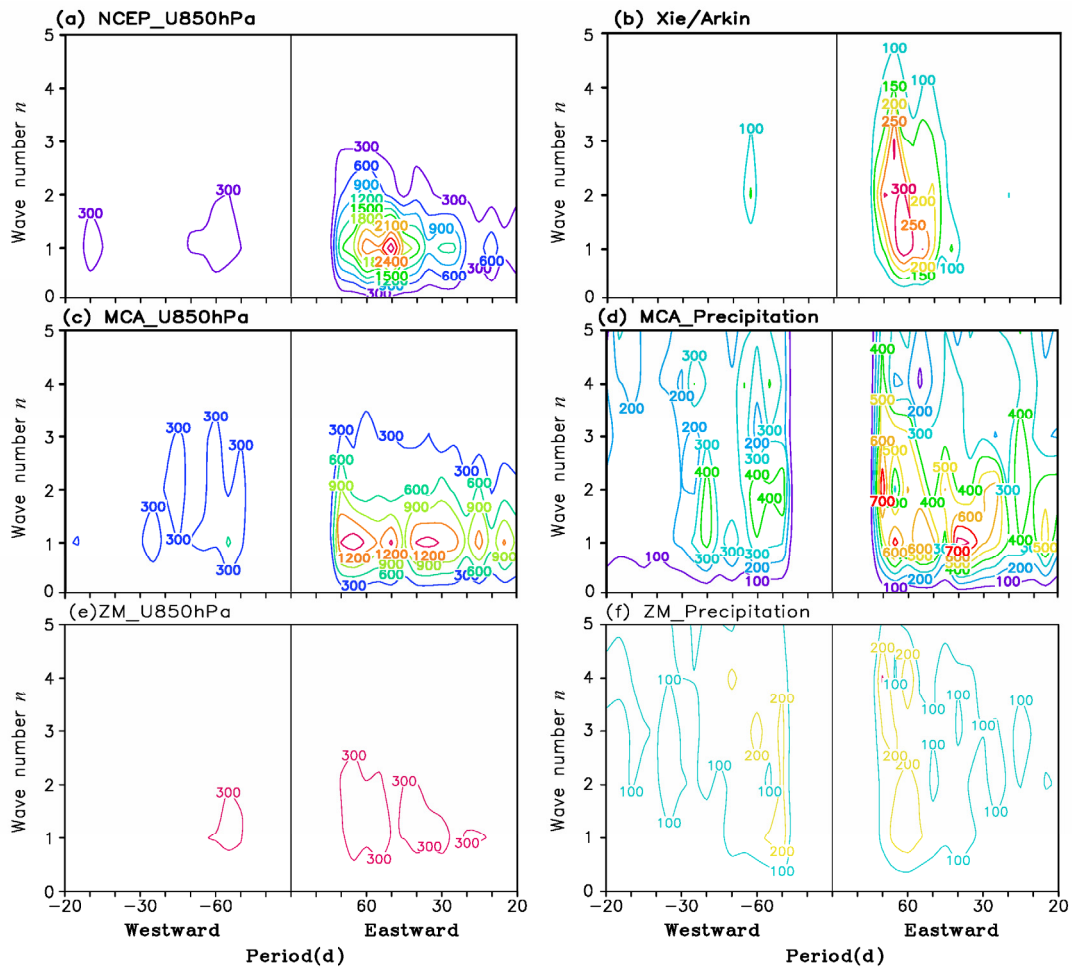


图 10 模拟的 850 hPa 纬向风 (左) 和降水 (右) 的平均时空谱与观测的比较。(a, b) 是 NCEP 的结果; (c, d) 和 (e, f) 是分别用 MCA 和 ZM 方案在 SAMIL-R42L9 模式中的结果 (贾小龙, 2006)

Fig. 10 Comparison of time-space spectra of the simulated and observed 850-hPa zonal wind (left) and precipitation (right). (a), (b) are the NCEP results; (c, d) and (e, f) are the results from SAMIL- R42L9 with the MCA and the ZM schemes, respectively (Jia, 2006)

模式模拟结果表明, 模式分辨率对热带大气 ISO 模拟的影响还存在一些不确定性, 需要进一步深入研究。

用中国科学院大气物理研究所 SAMIL 模式的不同分辨率版本, 即低分辨率的 R15L9, 高水平分辨率的 R42L9 和高分辨率的 R42L26, 对 MJO 的模拟结果进行了比较研究, 模式都是以 MCA 方案为对流参数化方案。模拟结果清楚地表明不同分辨率的模式对 MJO 的模拟能力并没有因分辨率的变化而发生本质的改变, 与 R42L9 相比, 低水平分辨率的 R15L9 和提高垂直分辨率的 R42L26 都模拟出了较为合理的 MJO 的主要特征, 虽然模式分辨率的变化对模拟的 MJO 的某些特征起到了一定的调制作用。比如, 由于大气 MJO 的行星尺度特征, 水平分辨率的降低 (R51L9) 并没有降低对 MJO 主要特征的模拟能力, 反而使得高频扰动信号有所减

弱, 谱特征与观测结果更为接近。传播过程中的风、湿和散度等的结构也更为清晰。但垂直分辨率的提高 (R42L26) 会使得降水场的谱值分布相对较低分辨率模式 (R15L9 和 R42L9) 而言更加集中在季节内尺度上, 使降水的空间分布更接近观测结果, 因而季节内降水的空间分布也更为真实。

从 SAMIL-R15L9、SAMIL-R42L9 和 SAMIL-R42L26 所分别模拟的 30~60 天带通滤波的 10°S~10°N 平均的 850 hPa 纬向风和降水的时间—经度剖面 (图 12) 的比较可以看到, 与 NCEP 资料的分析结果相比较, 三种分辨率的模式都能基本上模拟出热带大气低频振荡 MJO 东传的特征; 谱特征都能在季节内时间尺度有最强的东传功率谱值, 相对而言西传分量的谱值非常弱。降水量的时空谱也大体相似, 但高分辨率模式对季节内时间尺度降水特征的模拟有较为明显的改进。仔细对比分析可以发

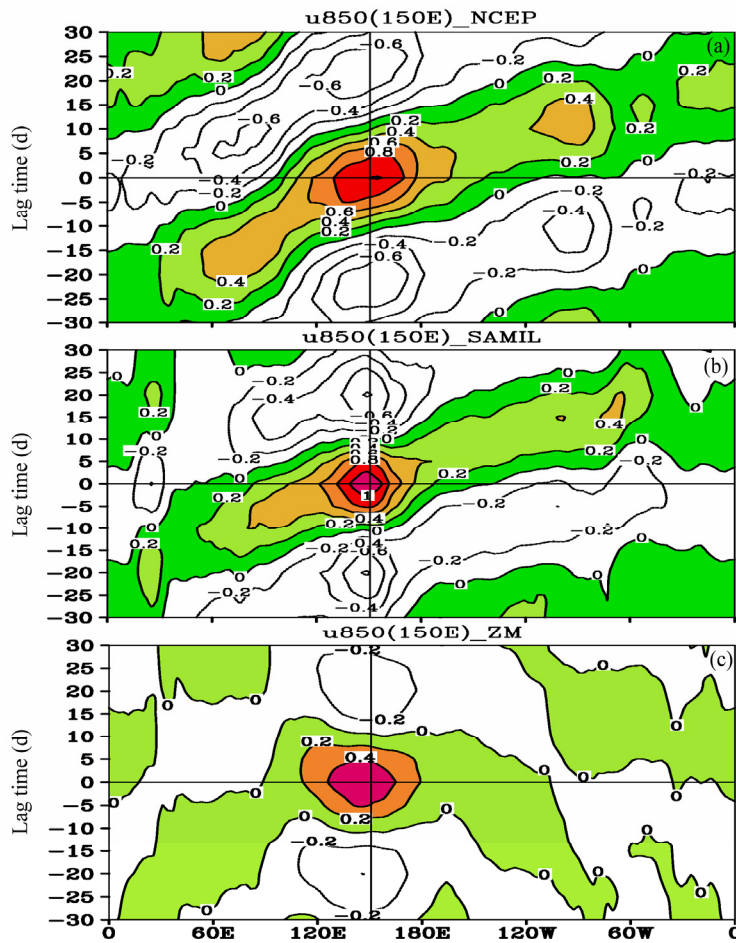


图 11 MCA (b) 和 ZM (c) 方案结果以 150°E 为参考点回归的 10°S~10°N 平均的 850 hPa 纬向风 (m s^{-1}) 与观测资料 (a) 的比较。(引自贾小龙和李崇银, 2007)

Fig. 11 Lag regression plot of 850-hPa zonal wind (m s^{-1}) averaged between 10°S~10°N as a function of longitude from the NCEP data (a) and CAM2 with MCA (b) / ZM (c) schemes, respectively. The reference time series is at 150°E, positive values are shaded. (Jia and Li, 2007)

现, 三种模式模拟的结果与 NCEP 资料相比在波数域上相对较为分散, 其西传分量的谱值还略为偏强; R42L9 模式的模拟其模拟效果并不及 R15L9 模式, 不仅谱峰较为分散, 西传分量也较强。R42L26 模式所模拟的结果与 R42L9 模拟的结果相比较可以发现, 模式垂直分辨率的提高对风场的模拟改进并不明显; 但是对季节内降水有好的改进, 主要谱带比较接近实际观测结果。

三个不同分辨率模式模拟结果在东传特征上的表现可以看到, 数值模拟的纬向风都表现出了连续的向东传播的特征, 周期大概为 40 天左右 (图略)。相对目前很多模式不能再现 MJO 在东西半球传播速度的差异而言, SAMIL 模拟的 MJO 传播特征更为真实一些。而 R15L9 模式模拟的 MJO 的传播特征并没有因为分辨率的偏低而发生明显的变化, 模拟结果比 R42L9 的结果还好, 与观测更为接

近。大家知道, MJO 的垂直结构主要表现为上下反向的特征, 也可以说类似 1 波的形势。模式的垂直分辨率只要能描写这种上下反向的结构特征, 即使分辨率低一些也不会有太大的影响, 这就是为何有了一定垂直分辨率后, 提高模式垂直分辨率并未明显提高模拟大气 MJO 能力的原因。

很显然, 上述模拟结果的分析表明, 模式水平分辨率的改变对大气 MJO 的模拟并没有十分明显的影响, 尤其是对风场的影响不大。这可能是因为 MJO 在空间上属于行星尺度系统, 只要有足够的模式分辨率即可较好描写它; 但是降水系统相对要小, 所以模式水平分辨率, 尤其是模式垂直分辨率的改变对降水场还有一些影响; 模式分辨率的提高也未能起到改进模拟 MJO 传播特征的作用。

4.4 积云动量垂直输送的影响

积云对流是热带大气中最为重要的物理过

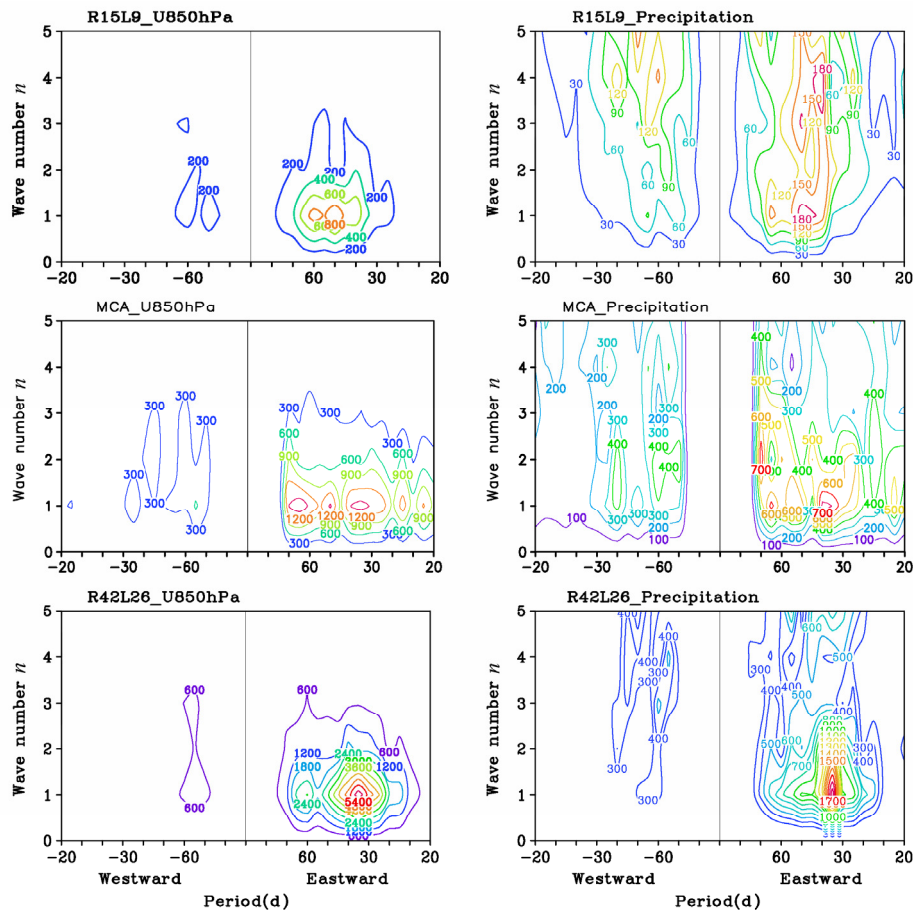


图 12 R15L9 (上), R42L9 (中) 和 R42L26 (下) 所模拟的 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 平均的 850 hPa 纬向风 (左) 和降水 (右) 的平均时空谱。(引自贾小龙, 2006; Jia et al., 2008)

Fig. 12 Time-space spectra of the simulated 850-hPa zonal wind (left) / precipitation (right) averaged during $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ with models R15L9 (top), R42L9 (middle), and R42L26 (bottom), respectively (Jia, 2006; Jia et al., 2008)

程,而积云对流的活动除了能释放凝结潜热影响大气环流系统之外,它所引起的动量交换对大气环流系统也有重要影响。早在 1973 年, Houze (1973) 等就用观测资料分析研究了积云对流引起的动量输送对大气角动量收支的贡献,发现其贡献在量级上同大尺度动量输送相当。在热带东风波的研究中, Stevens et al. (1977) 也发现要得到真实的热带东风波的模拟,引入较大的积云摩擦是需要的。Helfand (1979) 在对 Hadley 环流进行数值模拟研究时发现,利用 Schneider and Lindzen (1976) 的包含有积云摩擦的参数化方案后,冬季的 Hadley 环流明显增强,而且平均的经向风也更接近实际观测。李崇银 (1984) 的模拟研究表明,积云的垂直动量输送作用在台风的形成和维持过程中可以起到类似 Ekman 抽吸的作用;并且积云对动量的垂直输送在热带辐合带的形成中也有重要作用 (李崇银, 1984)。另一方面, Tiedtke

(1989) 利用 ECWMF 的业务预报模式结果,分析发现积云动量输送虽对辐散气流的影响很小,但提高了 200 hPa 旋转气流的模拟效果。还有一些数值模拟研究也表明,在 GCM 中引入积云动量输送参数化可以提高平均环流的模拟效果 (Zhang and McFarlane, 1995; Gregory et al., 1997; Inness and Gregory, 1997)。但关于在 GCM 中引入积云动量垂直输送对模拟 MJO 的影响如何,研究还相当少。因此,我们需要搞清楚在模式参数化中积云动量输送作用对 MJO 的数值模拟有什么样的影响。

在模拟试验中将模式积云对流参数化所用的 Tiedtke 方案中就有、无积云动量输送分别进行了长时间积分,积分过程中使用观测的 SST,积分从 1978 年 1 月 1 日开始到 1989 年 12 月 31 日。取后 11 年的结果作为模式资料来进行分析,对比有、无积云动量输送的试验结果,可以揭示积云动量输送

在模式模拟大气 ISO 中的实际作用。

图 13 分别是 CAM2 模式在有、无动量输送时模拟试验中所得到的 850 hPa 纬向风以及降水的平均时空谱。可以看到, 与有动量输送的结果 (图 e, f) 相比, 无动量输送试验所得的谱特征有明显的提高 (图 b, c), 在有动量输送的试验中纬向风最强的谱峰都位于东传的 73 天周期上, 并在 30 天以内也有较强的谱峰存在; 同时相对而言, 西传的季节内振荡的谱值也较强。而无动量输送试验中最强的谱峰在东传的 52 天周期, 与观测结果更为接近。另外, 有动量输送试验中存在的周期小于 30 天的几个谱峰在无动量输送试验中也消失了。因此, 用 CAM2 的模拟试验表明无动量输送参数化格式所模拟的 MJO 特征更为明显。

为了更好得到其整体的传播图像这里使用了线性回归的方法取西太平洋 150°E 为参考点, 分别将带通滤波的 200 hPa 和 850 hPa 纬向风以及 200 hPa 速度势在 10°S~10°N 之间平均, 得到三个时间序列; 然后用三个时间序列分别作超前一滞后回归, 其结果可显示纬向传播特征。图 14 是 850 hPa 的情况, 与有动量输送试验相比, 无动量输送试验最明显的一个提高就是模拟的纬向风都显示了连续的东传; 并且, MJO 在西半球比东半球传播速度更快的特征也模拟出来了。

总之, 通过数值模拟比较试验和分析可以看到, 在 CAM2 用 Tiedtke 积云对流参数化方案时, 大气 MJO 的模拟对于有、无积云动量输送有相当的敏感性。在引入了积云动量的垂直输送后, 实际上降低了模式对 MJO 的模拟能力。而在无积云动量输送时却模拟出了与观测更为接近的 MJO 的频谱特征和连续的东传特征, 明显提高了对大气 MJO 的模拟能力。

大家知道 MJO 的重要结构特征是对流层上下反向明显, 而积云动量垂直输送的重要动力作用是使扰动 (系统) 在垂直方向均匀化。也就是说, 积云动量垂直输送的作用并不有利于激发产生像 MJO 那样的系统。这也许就是在 CAM2 的参数化方案中存在积云动量垂直输送后反而模拟不好 MJO 的原因。但是, 积云动量垂直输送是大气中实际存在的一种物理过程, 模式中应该有描写这种过程的方案。因此, 如何在 GCM 中既包含有积云动量垂直输送的作用, 又能保证对 MJO 的很好模拟, 还是一个需要深入研究的问题。

5 加热廓线对 MJO 的重要性

早在 1983 李崇银 (1983) 通过理论研究就指出, 对流凝结加热垂直廓线对所激发的大气扰动的结构和性质都有重要影响; 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 天振荡。因此, 加热廓线与大气 MJO 的关系成为重要的研究课题, 而数值模拟试验是研究这一问题的有效途径。

为了搞清垂直加热廓线对 MJO 的重要性, 首先要知道与 MJO 相伴的热带大气加热场的情况。通过分析计算发现 (Ling and Zhang, 2011), MJO 产生时, 热带大气非绝热加热基本上处于中低层; 当 MJO 发展起来并且开始向东传播的时候, 大气非绝热加热的最大加热高度大约处于 400 hPa; 当 MJO 近于消亡的时候, 大气非绝热加热廓线的最大加热高度位于 300 hPa, 并且在低层没有加热 (图略)。通过分析 MJO 传播过程中对流层低层的水汽辐合和大气非绝热加热廓线之间的关系表明, 当大气非绝热加热位于对流层低层有利于在低层产生强的水汽辐合。而当大气非绝热加热位于对流层高层时候, 对流层低层的水汽辐合基本上被限制在 850 hPa 以下地区, 从而不利于该地区深对流层的发生和发展, 最终导致了在 MJO 活动位相的东部不能产生新的深对流, 从而不利于 MJO 活动位相的东传。

数值模拟试验清楚表明 (Li et al., 2008), SAMIL 模式能够较好模拟得到 MJO 的基本特征, 而 CAM2 模式的模拟却得不到 MJO 的时空谱和传播等基本特征。分析模式计算得到的热带大气非绝热加热的垂直分布又清楚表明, SAMIL 模式模拟的大气非绝热加热垂直廓线的最大加热位于对流层中下层, 而 CAM2 模式模拟的大气非绝热加热垂直廓线的最大加热位于对流层上层 (图略)。可见, 大气非绝热加热垂直廓线的分布特征, 对模式模拟 MJO 的能力有极其重要影响。

SAMIL 模式能够比较好地模拟出 MJO 的基本特征, 其重要原因是该模式所给出的热带地区非绝热加热的垂直廓线表现为在对流层中下层有最大的加热。那么通过改变模式的加热垂直廓线 (乘上一定的系数), 通过敏感性数值模拟试验是否能进一步证实已有结论呢? 对此, 用 SAMIL 模式进行了三个敏感性试验, 使热带地区最大的非绝热加热

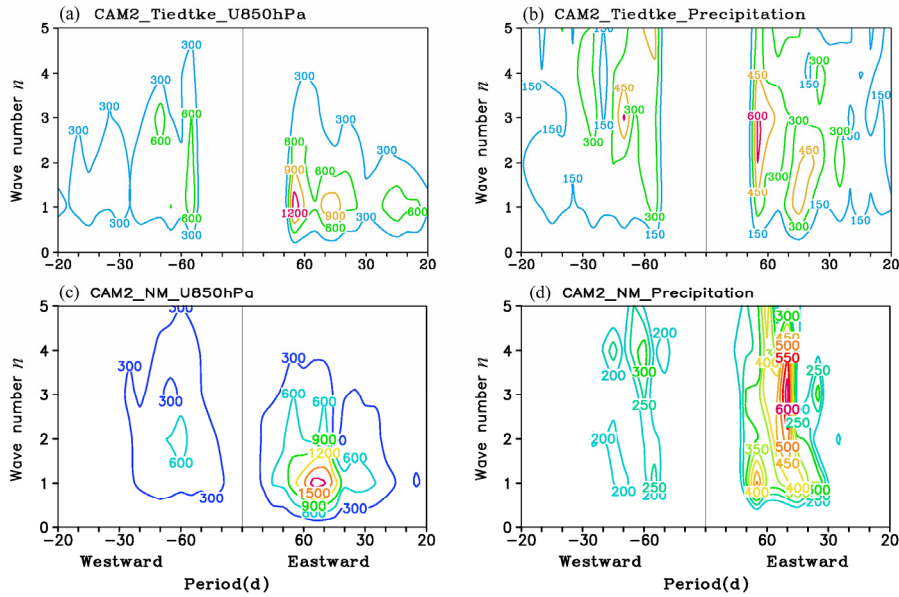


图 13 在 CAM2 模式中有、无动量输送试验得到的 850 hPa 纬向风 (左) 和降水 (右) 的平均时空谱。其中 (a), (b) 表示有动量输送情况; (c), (d) 表示无动量输送情况。(引自 Ling et al., 2009)

Fig. 13 Space-time spectra of the simulated U_{850} (left) and precipitation (right) averaged during $10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$ in the CAM2 with (a, b) and without (c, d) momentum transport respectively. (Ling et al., 2009)

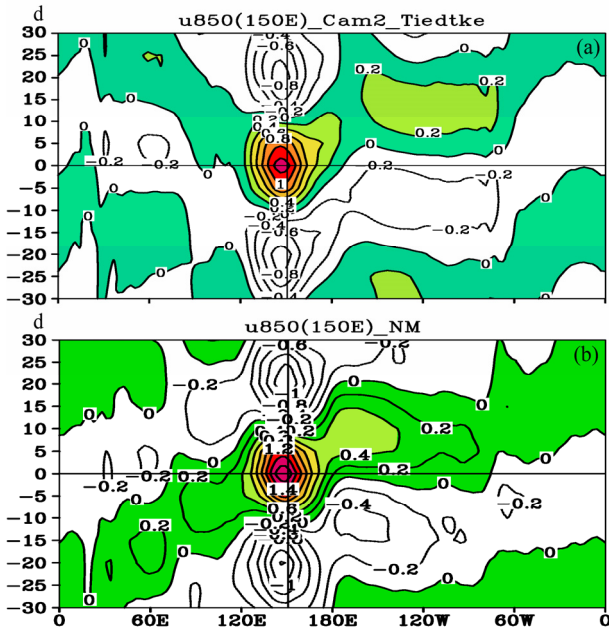


图 14 有 (a) 和无 (b) 动量输送模拟试验结果以 150°E 为参考点回归的 $10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$ 平均 850 hPa 纬向风 (m s^{-1}) 的时间—经度剖面。阴影区表示其值大于零; 纵坐标表示滞后时间。(引自 Ling et al., 2009)

Fig. 14 Lag regression plot of 850-hPa zonal wind (m s^{-1}) averaged between $10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$ as a function of longitude from the CAM2 with (a) and without (b) momentum transport. The reference time series is at 150°E ; positive values are shaded; y-axis shows lag time (d). (Ling et al., 2009)

分别位于对流层高层、中层和低层 (图 15), 并分别记为 HH 试验、MH 试验和 LH 试验。三个试验

的积分过程都采用气候平均的 SST, 先进行一年的控制积分, 然后改变 $20^{\circ}\text{S}\text{--}20^{\circ}\text{N}$ 非绝热加热的垂直分布, 再进行 3 年试验积分。

图 16 是三个敏感性试验分别模拟的热带 850 hPa 纬向风的时空谱。对比三个试验的结果可以看出, HH 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模式难以产生东传的信号, 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 天的周期上也有相对较强的谱值。以上的结果表明当热带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 MJO。

有不同加热廓线的三个模拟试验所得到的热带大气季节内扰动的传播特征表明 (图略), HH 试验得到的扰动呈明显西传特征, 根本不是 MJO 的传播特征; MH 试验得到的扰动整个呈现东传的特征, 并有 45 天左右的周期; LH 试验的结果也主要表现为扰动东传的特征。可见从传播角度也表明, 热带大气中最大的非绝热加热层位于中低层才有利于激发产生 MJO, 模式只有能够很好描写出这种特征也才能模拟出实际的 MJO。

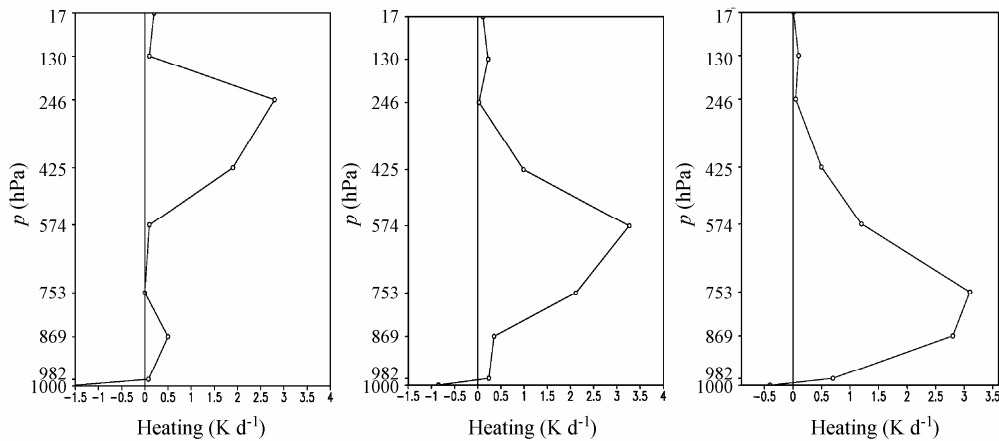


图 15 HH 试验 (左)、MH 试验 (中) 和 LH 试验 (右) 所对应的赤道西太平洋的大气加热 ($K d^{-1}$) 垂直廓线 (贾小龙, 2006)
Fig. 15 The distributions of vertical heating profile corresponding to the HH (left), MH (middle), and LH (right) experiments. (Jia, 2006)

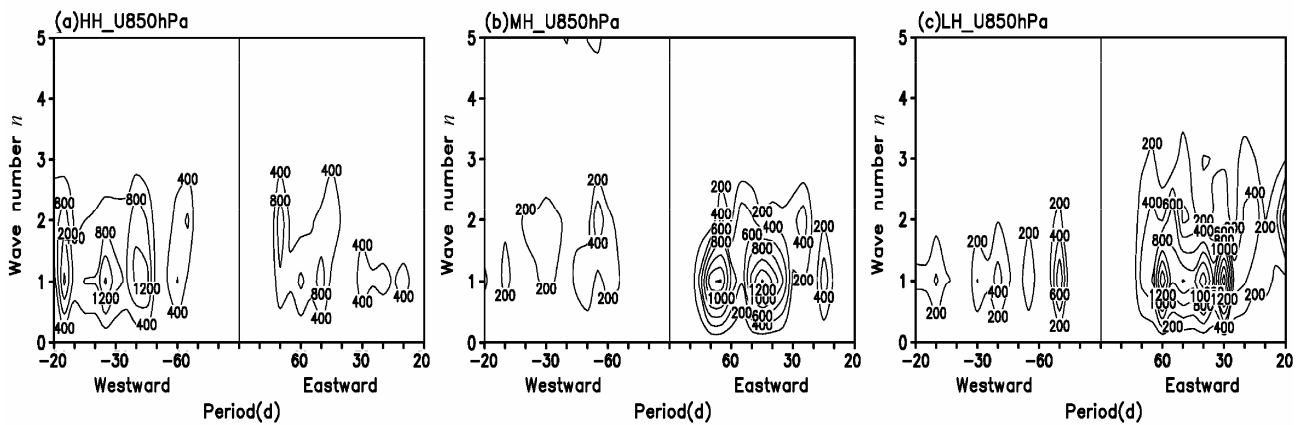


图 16 三个试验对应的 $10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N$ 平均的 850 hPa 纬向风的时空谱, (a) 为 HH 试验; (b) 为 MH 试验; (c) 为 LH 试验。(引自 Li et al., 2008)
Fig.16 Time-space spectra of the simulated U_{850} averaged between $10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N$ in the HH (a), MH (b), and LH (c) experiments respectively. (Li et al., 2008)

为进一步说明热带大气非绝热加热廓线对模式模拟 MJO 的重要作用, 凌建等 (2009) 进一步做了数值模拟试验, 仍然采用对 MJO 有较好模拟能力的 SAMIL-R42L26 模式来进行。三个模拟试验分别为 CT 试验、TH 试验和 BH 试验, 试验中, 大气非绝热加热的极大值中心位于 $150^{\circ}E \sim 180^{\circ}$ 地区; 在 CT (控制) 试验中, 大气非绝热加热廓线的最大加热高度在 $500 \sim 400$ hPa; 在 BH 试验中, 大气非绝热加热廓线的最大加热高度基本上都固定在 600 hPa 的高度; 而在 TH 试验中, 大气非绝热加热的最大加热高度都固定在 300 hPa 的高度。对模式模拟结果的时空谱 (图略) 的分析表明, 在 TH 试验中基本上也得不到明显的东传信号; 在 CT 试验和 BH 试验中, 模拟得到的纬向风都有明显的东传信号, 周期也基本在 $20 \sim 70$ 天范围。也就是说, 大气非绝热加热的最大加热高度在对流层上

层, 将难于在模式中得到 MJO 的信号。

图 17 是模式模拟得到的 MJO 传播情况, 通过比较不难发现, BH 试验和 CT 试验模拟的低层纬向风的传播特征基本一致; 但是对于高层纬向风的传播, BH 试验模拟的结果明显比 CT 试验的结果显得更为连续。BH 试验和 CT 试验结果的另外一个显著差别是 BH 试验模拟得到的 MJO 的传播的速度更加接近于实际大气 (NCEP 资料) 情况, 而且在 BH 试验中 MJO 的传播速度在日界线附近的转折特征也能很好地被模拟出来了。TH 试验的结果无论与 CT 试验或与 BH 试验的结果相比较都显得很差, 特别是 200 hPa 纬向风根本看不到一点东传的特征。所以, 数值模拟试验再次清楚表明, 只有当模式中大气非绝热加热廓线的最大加热位于对流层中低层的时候, 才有利于模式模拟出类似于真实大气中的 MJO 信号; 而当非绝热加热廓线的最大加

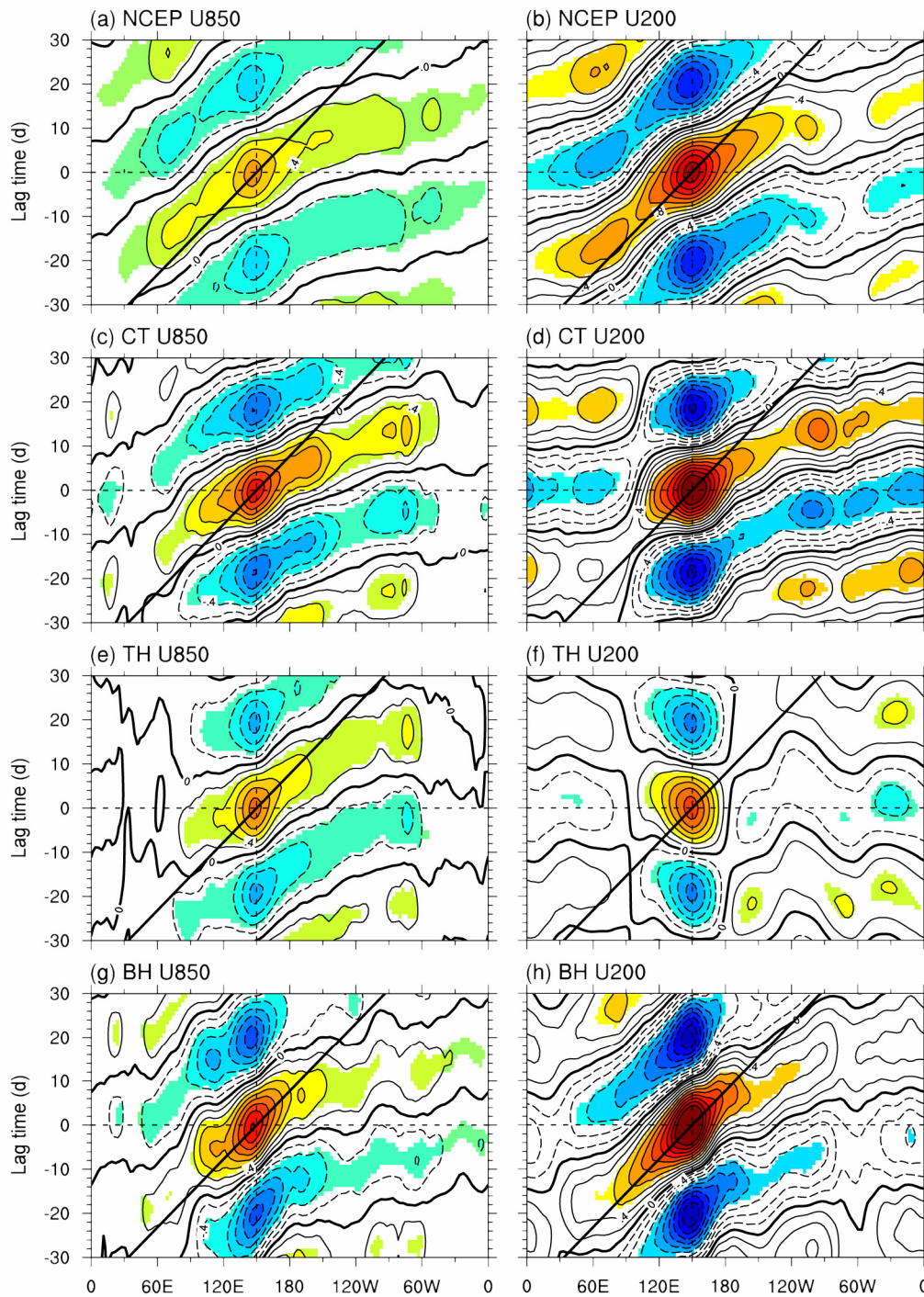


图 17 以 150°E 为参考点回归的热带 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 平均 850 hPa 和 200 hPa 的纬向风 (m/s)。黑实线表示实际大气中 MJO 的平均传播情况。阴影表示通过 90% 信度检验, (a) NCEP U850; (b) NCEP U200; (c) CT U850; (d) CT U200; (e) TH U850; (f) TH U200; (g) BH U850; (h) BH U200。(引自凌健, 2009)

Fig. 17 Lag regression plot of zonal wind (m/s) averaged between $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ at 850 hPa (left) and 200 hPa (right) as a function of longitude from the NCEP data (a, b) and SAMIL simulation with the CT (c, d), TH (e, f), and BH (g, h) heating profiles respectively. The reference time series is at 150°E , black wide lines show mean propagating speed of the MJO and shaded areas indicate significant at the 90% level. (Ling, 2009)

热位于对流层上层的时候, 模式将难于模拟出真实的 MJO 信号。这里的数值模拟结果再次证实了 1983 年李崇银的理论结果 (李崇银, 1983)。

6 结语

作为热带大气重要系统的 MJO, 近些年来越

来越引起各国学者的重视,不仅因为 MJO 与 ENSO 有明显关系,以及 MJO 的数值模拟(预报)还是一个亟待解决的问题,MJO 对天气气候的影响更是近年来国内外研究的大气科学前沿问题。本文综合介绍了国内有关 MJO 对天气气候的影响以及 MJO 的数值模拟(预报)方面的近期研究进展,归纳起来可以表述为如下主要进展和结果:

利用澳大利亚气象局的 RMM-MJO 指数研究 MJO 与西北太平洋台风活动的关系,结果表明大气 MJO 对西北太平洋台风的生成有比较明显调制作用,在 MJO 的活跃期与非活跃期西北太平洋生成台风数的比例为 2:1;而在 MJO 活跃期,对流中心位于赤道东印度洋(即 MJO 第 2、3 位相)与对流中心在西太平洋地区(即 MJO 第 5、6 位相)时的比例也为 2:1。对大气环流的合成分析显示,在 MJO 的不同位相西太平洋地区的动力因子和热源分布形势有极其明显不同。在第 2、3 位相,各种因子均呈现出抑制西太平洋地区对流及台风发展的态势;而在第 5、6 位相则明显有促进对流发生发展,并为台风生成和发展创造了有利的大尺度环流动力场。对多台风年与少台风年 850 hPa 的 30~60 天低频动能距平的合成分析表明,在多台风年最显著的是低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区,表明那里有强 MJO 的活动;而少台风年的情况与多台风年相反,菲律宾以东的西北太平洋上与季风槽位置对应区域是低频动能的负距平区,那里 MJO 偏弱。即赤道西北太平洋上大气 MJO 活动的强(弱)年对应着西北太平洋的台风偏多(偏少)。

对应 MJO 的不同活动位相,无论冬季、春季或夏季,中国东部的降水都将出现特殊的异常形势。在春季,MJO 的第 2、3 位相有利我国东部长江中下游地区多雨,华南地区少雨;MJO 的第 4、5 位相有利于我国华南地区多雨而长江中下游地区少雨;在 MJO 的其他位相,我国东部地区都为降水的负异常。在冬季,对应 MJO 的第 1~3 位相(特别是第 2、3 位相)中国华南降水偏多;而对应 MJO 的第 6~8 位相(特别是第 6、7 位相)中国华南降水偏少。在夏季,MJO 中心位于印度洋时,MJO 可以通过低层西风急流的波导效应影响到中国东南部地区,造成该地区降水偏多;当 MJO 中心位于西太平洋地区时,可以造成经向环流的上升支向北偏移,导致西北太平洋副高的东撤,以及

中国东南部地区水汽输送减弱,降水减少。资料的分析研究还表明,在年际变化尺度上,热带中、东印度洋 MJO 指数的持续异常对云南夏季降水有明显的影响。大气环流分析和数值模拟结果都表明,不同 MJO 活动位相的强对流会在东亚/西北太平洋地区激发产生不同形势的遥响应(Rossby 波列),导致在中国不同地区出现有利或不利降水的大气环流形势和条件,是 MJO 活动影响中国降水的主要机制。

用数值模式对 MJO 进行数值模拟(预报)是尚未很好解决的困难问题,是什么原因也没有完全搞清楚。我们的一系列数值模拟清楚表明,MJO 的数值模拟(预报)效果极大地依赖于模式所用的对流参数化方案;而且模式能否很好描写(再现)热带大气非绝热加热廓线,是极其关键的问题,只有当加热廓线在对流层中低层有最大加热时,模式才能得到同实际观测大体一致的 MJO 及其活动特征。这些模拟结果与我们过去从理论研究得到的结论相吻合,彼此得到印证。对于积云对流发生发展中的另一重要物理过程——动量垂直输送,数值试验也清楚表明它对 MJO 的模拟有相当的影响,需要在数值模式中恰当地给以处理和描写。

MJO 是热带大气的重要系统,它的活动及异常对天气气候都有显著的影响,已成为大家关注的重要课题。关于 MJO 活动的进一步研究,一是应该深入研究它活动的影响及其机理,并将结果应用于实际预测预报业务,在提高延伸期天气预报和短期气候预测能力上发挥作用;二是研究解决 MJO 难以准确预报的问题,主要应在模式参数化上下功夫,研究出能够很好预报大气 MJO 及整个 ISO 的参数化方案,提高模式对 MJO 及 ISO 的模拟预报能力。为了加深我们对 MJO 初始过程的认识,有效改进对 MJO 的模拟和预报,2011 年冬季到 2012 年春季在赤道印度洋上进行了国际 DYNAMO (Dynamics of the MJO) 观测试验。可以预期,MJO 活动和影响必将会被很好揭示,MJO 的模拟预报也将会取得满意的结果。

参考文献 (References)

- 白旭旭,李崇银,谭言科,等. 2011. MJO 对我国东部春季降水影响的分析 [J]. 热带气象学报, 27 (6): 814-822. Bai Xuxu, Li Chongyin, Tan Yanke, et al. 2011. The impacts of the MJO (Madden-Julian Oscillation) on spring rainfall in East China [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 27 (6):

- 814–822.
- Barlow M, Wheeler M, Luyon B, et al. 2005. Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 3579–3594.
- Bladé I, Hartmann D L. 1995. The linear and nonlinear extratropical response of the atmosphere to tropical intraseasonal heating [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 4448–4471.
- Bond N A, Vecchi G A. 2003. The influence of the Madden-Julian oscillation on precipitation in Oregon and Washington [J]. *Wea. Forecasting*, 18: 600–613.
- 陈光华, 黄荣辉. 2009. 西北太平洋低频振荡对热带气旋生成的动力作用及其物理机制 [J]. *大气科学*, 33 (2): 205–214. Chen Guanghua, Huang Ronghui. 2009. Dynamical effects of low frequency oscillation on tropical cyclogenesis over the western North Pacific and the physical mechanisms [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 33 (2): 205–214, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.01.
- Chen T C, Yen M C, Weng S P. 2000. Interaction between the summer monsoon in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57(9): 1373–1392.
- 陈兴跃, 王会军, 曾庆存. 2000. 大气季节内振荡及其年际变化 [M]. 北京: 气象出版社, 176pp. Chen Xingyue, Wang Huijun, Zeng Qingcun. 2000. *Atmospheric Intraseasonal Oscillation and Its Interannual Variation* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 176pp.
- Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 2) [R]. NCAR Technical Notes, pp 189.
- 董敏, 李崇银. 2007. 热带季节内振荡模拟研究的若干进展 [J]. *大气科学*, 31: 1113–1122. Dong M, Li C Y. 2007. Some progress in the simulation study of the intraseasonal oscillation of the tropical atmosphere [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 31 (6): 1113–1122.
- Emanuel K A. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years [J]. *Nature*, 436 (7051): 686–688.
- Gray W M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation [J]. *Meteorology over the Tropical Oceans*, 155–218.
- Gregory D, Kershaw R, Inness P M. 1997. Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single-column and general circulation models [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123: 1153–1183.
- Gualdi S, Navarra A, von Storch H. 1997. Tropical intraseasonal oscillation in operational analyses and in a family of general circulation models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 1185–1203.
- Hall J D, Matthews A J, Karoly D J. 2001. The modulation of tropical cyclone activity in Australian region by the Madden-Julian Oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (12): 2970–2982.
- 贺懿华, 王晓玲, 金琪. 2006. 南海热带对流季节内振荡对江淮流域旱涝影响的初步分析 [J]. *热带气象学报*, 22 (3): 259–264. He Yihua, Wang Xiaoling, Jin Qi. 2006. The preliminary analysis for the impact of intraseasonal of the tropical convection over South China Sea on the droughts and floods of Changjiang and Huaihe River basin [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 22 (3): 259–264.
- Helfand H M. 1979. The effect of cumulus friction on the simulation of the January Hadley circulation by the GLAS model of the general circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 36: 1827–1843.
- Hendon H H, Liebmann B. 1990. The intraseasonal (30–50 day) oscillation of the Australian summer monsoon [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47: 2909–2924.
- Hendon H H, Liebmann B. 1994. Organization of convection within the Madden-Julian oscillation [J]. *J. Geophys. Res.* 99: 8073–8083.
- Hendon H H, Liebmann B, Newman M E, et al. 2000. Medium range forecasts errors associated with active episodes of the Madden-Julian oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 69–85.
- Higgins R W, Shi W. 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system [J]. *J. Climate*, 14: 403–417.
- Houze R A. 1973. Climatological study of vertical transports by cumulus-scale convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30: 1112–1123.
- 黄勇, 李崇银, 王颖. 2008. 2006年西北太平洋热带气旋生成频数和源地异常的成因分析 [J]. *热带气象学报*, 24 (6): 590–598. Huang Yong, Li Chongyin, Wang Ying. 2008. Study on the causation of anomaly of cyclogenesis frequency and location of tropical cyclones over the western North Pacific in 2006 [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 24 (6): 590–598.
- Inness P M, Gregory D. 1997. Aspects of the intraseasonal oscillation simulated by the Hadley Centre Atmosphere Model [J]. *Climate Dyn.*, 13: 441–458.
- Inness P M, Slingo J M, Woolnough S J, et al. 2001. Organization of tropical convection in a GCM with varying vertical resolution; implications for the simulation of the Madden-Julian oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 17: 777–793.
- 贾小龙. 2006. 热带大气季节内振荡的数值模拟研究 [D]. 中国科学院研究生院博士学位论文. Jia Xiaolong 2006. *Numerical Simulation of the Intraseasonal Oscillation* [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences.
- 贾小龙, 李崇银. 2007. 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 [J]. *气象学报*, 65 (6): 837–854. Jia Xiaolong, Li Chongyin. 2007. Sensitivity of simulated tropical intraseasonal oscillation to cumulus parameterizations [J]. *Acta Meteor. Sin.* (in Chinese), 65 (6): 837–854.
- 贾小龙, 李崇银, 凌健. 2009. 积云参数化和分辨率对 MJO 数值模拟的影响 [J]. *热带气象学报*, 25 (1): 1–12. Jia Xiaolong, Li Chongyin, Ling Jian. 2009. Impacts of cumulus parameterization and resolutions on the MJO simulation [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 25 (1): 1–12.
- Jia Xiaolong, Li Chongyin, Ling Jian, et al. 2008. Impacts of the GCM's resolution on the MJO simulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (1): 139–156.
- Jia X L, Li C Y, Zhou N F, et al. 2010. The MJO in an AGCM with three different cumulus parameterization schemes [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 49: 141–163.
- Jia Xiaolong, Chen Lijuan, Ren Fumin, et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (3): 521–533.
- 贾小龙, 梁云. 2011. 热带 MJO 对 2009 年 11 月我国东部大范围雨雪天气的可能影响 [J]. *热带气象学报*, 27 (5): 639–648. Jia Xiaolong, Liang Yun. 2011. Possible impacts of the MJO on the severe ice snow weather in November of 2009 in China [J]. *Journal of Tropical*

- Meteorology (in Chinese), 27 (5): 639–648.
- Jin F, Hoskins B J. 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 307–319.
- Jeong J H, Kim B M, Ho C H, et al. 2008. Systematic variation in winter-time precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion [J]. *J. Climate*, 21: 788–801.
- Jones C. 2000. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian oscillation [J]. *J. Climate*, 13: 3576–3587.
- Jones C, Waliser D E, Schemm J K, et al. 2000. Prediction skill of the Madden-Julian Oscillation in dynamical extended range forecasts [J]. *Climate Dyn.*, 16: 273–289.
- Krishnamurti T N, Subrahmann D. 1982. The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX [J]. *J. Atmos. Sci.*, 39: 2088–2095.
- Knuston T R, Weickmann K M. 1987. 30–60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1407–1436.
- Liebmann B, Hendon H H, Glick J D. 1994. The relationship between the tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72 (3): 401–412.
- Lau K M, Chan P H. 1985. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113: 1354–1367.
- 李崇银. 1983. 对流凝结加热与不稳定波 [J]. *大气科学*, 7 (3): 260–268.
- Li Chongyin. 1983. Convective condensation heating and unstable mode [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 7 (3): 260–268.
- 李崇银. 1984. 积云摩擦作用对热带辐合带生成和维持的影响 [J]. *热带海洋*, 3 (2): 22–31.
- Li Chongyin. 1984. Effects of cumulus friction on the formation and maintenance of the ITCZ [J]. *J. Trop. Oceanogr. (in Chinese)*, 3 (2): 22–31.
- Li Chongyin. 1989. Frequent activities of stronger aerotroughs in East Asia in wintertime and the occurrence of the El Niño event [J]. *Science in China (B)*, 32: 976–985.
- Li Chongyin. 1990. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 7: 36–46.
- 李崇银. 1991. 大气低频振荡 [M]. 北京: 气象出版社, 310pp.
- Li Chongyin. 1991. Low Frequency Oscillation in the Atmosphere [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 310pp.
- 李崇银. 2000. 气候动力学引论 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社, 515pp.
- Li Chongyin. 2000. An Introduction of Climate Dynamics (2nd ed) [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 515pp.
- 李崇银, 廖清海. 1998. 热带大气季节内振荡激发 El Niño 的机制 [J]. *热带气象学报*, 14 (2): 97–105.
- Li Chongyin, Liao Qinghai. 1998. The exciting mechanism of tropical intraseasonal oscillation to El Niño event [J]. *J. Tropical Meteor. (in Chinese)*, 14 (2): 113–121.
- Li Chongyin, Wu Peili. 1990. An observational study of the 30–50 day atmospheric oscillations. Part I: Structure and propagation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 7: 294–304.
- Li Chongyin, Zhou Yaping. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO [J]. *Chinese J. Geophys.*, 37: 213–223.
- Li Chongyin, Smith I. 1995. Numerical simulation of the tropical intraseasonal oscillation and the effect of warm SSTs [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 9: 1–12.
- Li Chongyin, Long Zhenxia. 2001. Intraseasonal oscillation anomalies in the tropical atmosphere and the 1997 El Niño occurrence [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.*, 25: 337–345.
- Li Chongyin, Ling Jian, Jia Xiaolong, et al. 2007. Numerical simulation and comparison study of the atmospheric intraseasonal oscillation [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 21: 1–8.
- Li C Y, Jia X, Ling J, et al. 2009. Sensitivity of MJO simulations to diabatic heating profiles [J]. *Climate Dyn.*, 32 (2): 167–187, doi:10.1007/s00382-008-0455.x.
- Li Chongyin, Long Zhenxia, Zhang Qingyun. 2001. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18: 1146–1160.
- 李薇, 俞永强. 2001. 大气季节内振荡的耦合模式数值模拟 [J]. *大气科学*, 25 (1): 118–131.
- Li Wei, Yu Yongqiang. 2001. Intraseasonal oscillation in a coupled general circulation model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (1): 118–131.
- 林爱兰, 梁建茵, 李春晖. 2005. 南海夏季风对流季节内振荡的频谱变化特征 [J]. *热带气象学报*, 21 (5): 542–548.
- Lin Ailan, Liang Jianyin, Li Chunhui. 2005. Spectral variation characteristics of South China Sea summer monsoon convection in intraseasonal oscillation [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21 (5): 542–548.
- 凌健. 2009. MJO 及其数值模拟的进一步研究 [D]. 中国科学院研究生院博士学位论文.
- Ling Jian, 2009. A further study on the MJO and its numerical simulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences.
- Ling Jian, Li Chongyin, Jia Xiaolong. 2009. Impacts of cumulus momentum transport on MJO simulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (5): 864–876.
- Long Zhenxia, Li Chongyin. 2002. Interannual variation of tropical atmospheric 30–60 day low-frequency oscillation and ENSO cycle [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.*, 26: 51–62.
- 吕俊梅, 琚建华, 任菊章, 等. 2012. 热带大气 MJO 活动异常对 2009~2010 年云南极端干旱的影响 [J]. *中国科学: 地球科学*, 42 (4): 599–613.
- Lü Junmei, Ju Jianhua, Ren Juzhang, et al. 2012. The influence of the Madden-Julian oscillation activity anomalies on Yunnan's extreme drought of 2009–2010. *Science China: Earth Sciences (in Chinese)*, 55 (1): 98–112, doi:10.1007/s11430-011-4348-1.
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28: 702–708.
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40–50 day period [J]. *J. Atmos. Sci.*, 29: 1109–1123.
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 814–837.
- Maloney E D, Hartmann D L. 2000a. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation [J]. *Science*, 287: 2002–2004.
- Maloney E D, Hartmann D L. 2000b. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1451–1465.
- Maloney E D, Hartmann D L. 2001. The sensitive of intraseasonal

- variability in the NCAR CCM3 to changes in convection parameterization [J]. *J. Climate*, 14: 2015–2034.
- 穆明权, 李崇银. 2000. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动 [J]. *气候与环境研究*, 5: 375–387. Mu Mingquan, Li Chongyin. 2000. The onset of CSC summer monsoon in 1988 and activity of atmospheric intraseasonal oscillation [J]. *Climate and Environment Research (in Chinese)*, 5: 375–387.
- Murakami T, Nakazawa T, He J, et al. 1984. On the 40–50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part 1: Phase propagation [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62: 440–468.
- Oouchi, Yoshumara J, Yoshimara H, et al. 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84: 259–276.
- 潘静, 李崇银, 宋洁. 2010. 热带大气季节内振荡对西北太平洋台风的调制作用 [J]. *大气科学*, 34 (6): 1059–1070. Pan Jing, Li Chongyin, Song Jie. 2010. The modulation of Madden-Julian oscillation on typhoons in the Northwestern Pacific Ocean [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 4 (6): 1059–1070.
- Park C K, Straus D M, Lau K M. 1990. An evolution of the structure of tropical intraseasonal oscillation in three general circulation models [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68: 403–417.
- Schneider E K, Lindzen R S. 1976. Influence of stable stratification on thermally driven tropical boundary-layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33: 1301–1307.
- Slingo J M, Madden R A. 1991. Characteristics of the tropical intraseasonal oscillation in the NCAR community climate model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117: 1129–1169.
- 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 [J]. *Climate Dyn.*, 13: 325–357.
- Sobel A H, Maloney E D. 2000. Effect of ENSO and the MJO on western North Pacific tropical cyclones [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (12): 1739–1742.
- Sperber K R. 2004. Madden-Julian variability in NCAR CAM 2.0 and CCSM2.0 [J]. *Climate Dyn.*, 23: 259–278.
- Stevens D E, Lindzen R S, Shapiro L J. 1977. A new model of tropical waves incorporating momentum mixing by cumulus convection [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 1: 365–425.
- 孙丹, 琚建华, 吕俊梅. 2008. 2003 年东亚季风季节内振荡对我国东部地区降水的影响 [J]. *热带气象学报*, 24 (6): 641–648. Sun Dan, Ju Jianhua, Lü Junmei. 2008. The influence of the ISO of East Asian monsoon on the precipitation in East China in 2003 [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 24 (6): 641–648.
- 孙长, 毛江玉, 吴国雄. 2009. 大气季节内振荡对夏季西北太平洋热带气旋群发性的影响 [J]. *大气科学*, 33 (5): 950–958. Sun Zhang, Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2009. Influences of intraseasonal oscillations on the clustering of tropical cyclone activities over the western North Pacific during boreal summer [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (5): 950–958, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.06.
- 田华, 李崇银, 杨辉. 2010. 热带大气季节内振荡对西北太平洋台风生成数的影响研究 [J]. *热带气象学报*, 26 (3): 283–292. Tian Hua, Li Chongyin, Yang Hui. 2010. Modulation of typhoon genesis over the western North Pacific by intraseasonal oscillation [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 26(3): 283–292.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779–1800.
- Wang Zaizhi, Wu G X, Wu T W, et al. 2004. Simulation of Asian monsoon seasonal variations with climate model R42L9/LASG [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 879–889.
- Webster P J, Holland G J, Curry J A, et al. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment [J]. *Science*, 309: 1844–1846.
- Wheeler M, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of the index for monitoring and prediction in Australia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132: 1917–1932.
- Wheeler M C, Hendon H H, Cleland S, et al. 2008. Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation [J]. *J. Climate*, 22: 1482–1498.
- Wu M C, Yeng K H, Chang W L. 2006. Trends in western North Pacific tropical cyclone intensity [J]. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 87: 537–538.
- Yang Hui, Li Chongyin. 2003. The relation between atmospheric intraseasonal oscillation and summer severe flood and drought in the Jianghuai River basin [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (4): 540–553.
- Yang Jing, Bao Qing, Wang Xiacong, et al. 2012. The tropical intraseasonal oscillation in SAMIL coupled and uncoupled general circulation models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (3): 529–543.
- Zhang C, Gottschalck J. 2002. SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the equatorial Pacific [J]. *J. Climate*, 15: 2429–2445.
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulation to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model [J]. *Atmos. Ocean*, 33: 407–446.
- Zhang L N, Wang B Z, Zeng C Q. 2009. Impacts of the Madden-Julian oscillation on summer rainfall in Southeast China [J]. *J. Climate*, 22: 201–216.
- 祝从文, Nakazawa T, 李建平. 2004. 大气季节内振荡对印度洋—西太平洋地区热带低压/气旋生成的影响 [J]. *气象学报*, 62 (1): 42–50. Zhu Congwen, Nakazawa T, Li Jianping. 2004. Modulation of tropical depression/cyclone over the Indian-western Pacific oceans by Madden-Julian oscillation [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (1): 42–50.
- 朱红蕊, 江志红, 张勤, 等. 2010. 基于 SSA-AR 方法的 MJO 指数预报模型试验 [J]. *热带气象学报*, 26 (3): 371–378. Zhu Hongrui, Jiang Zhihong, Zhang Qin, et al. 2010. MJO index forecasting based on SSA-AS model [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 26 (3): 371–378.