

MJO 对中国春季降水影响的数值模拟研究^{* 1}

白旭旭^{1,2} 李崇银^{1,3} 李琳¹

BAI Xuxu^{1,2} LI Chongyin^{1,3} LI Lin¹

1. 解放军理工大学气象学院, 南京, 211101

2. 解放军 61741 部队, 北京, 100094

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

1. *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China*

2. *61741 Troops of PLA, Beijing 100094, China*

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

2011-09-14 收稿, 2012-03-28 改回.

Bai Xuxu, Li Chongyin, Li Lin, 2012. Numerical simulation study of the Madden-Julian Oscillation influences on spring precipitation in China. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(5): 986-1003

Abstract The influences of the two propagating phases of the Madden-Julian Oscillation (MJO) on spring precipitation in eastern China are studied through ensemble numerical simulations with the multi-initial fields by using the IAP-AGCM (Institute of Atmospheric Physics-Atmospheric General Circulation Model). When anomalous diabatic heating (strong MJO convection) is respectively introduced in an area over the equatorial eastern Indian Ocean and equatorial western Pacific, the anomalous patterns of spring precipitation in eastern China are reproduced very well as shown in the model's results. And the numerical simulation results are similar to our previous data diagnoses, that is, corresponding to the 2-3 (6-7) phases, there is more precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River (less precipitation in the most parts of eastern China). The analyses of the simulated geopotential height, wind, divergence, vorticity and water vapors transport showed that the genesis of anomalous spring rainfalls in eastern China is closely related to anomalous pattern of the atmospheric circulation over the western North Pacific/East-Asia caused by anomalous diabatic heating (strong MJO convection activity). Through analyzing daily response fields, the physical process and mechanism for spring precipitation anomalies in eastern China due to the MJO activity are discussed. It is shown that atmosphere responses excited by anomalous diabatic heating over the equator are not only the Rossby and Kelvin wave patterns in the equatorial atmosphere, but also the Rossby wave-train pattern in the atmosphere from the tropics to middle-high latitudes. If the location of anomalous diabatic heating is different, the response pattern in the atmosphere will be different and its influence on weather and climate is also different. When there is anomalous convection heating over the equatorial eastern Indian Ocean (corresponding to the 2-3 phases of the MJO), the atmospheric Rossby wave-train response will lead to an anomalous large-scale circulation over the western North Pacific / East-Asia, which is favourable to causing more precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River. When there is anomalous convection heating over the equatorial western Pacific (corresponding to the 6-7 phases of the MJO), the atmospheric Rossby wave-train response will lead to an anomalous large-scale circulation over the western North Pacific/East-Asia, which is unfavourable to causing spring precipitation in the most parts of eastern China.

Key words Madden-Julian Oscillation activity, Spring precipitation in eastern China, Convection anomalies, Numerical simulation, Rossby wave-train response

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(U0833602)。

作者简介: 白旭旭, 主要从事亚洲季风活动及其影响研究。E-mail: bx1113@163.com

摘要 利用 IAP-AGCM4.0 模式,通过多初值集合数值模拟研究了赤道附近的大气季节内振荡(MJO)传播的两个关键位相期对中国东部春季降水的影响。当在赤道中东印度洋及赤道西太平洋引进异常非绝热加热(强 MJO 活动)强迫时,模式很好地模拟出了中国东部地区春季降水的异常形势,模式模拟与先期所作的诊断分析结果极为相似,即在 MJO 的第 2—3(6—7)位相,中国长江中下游地区多雨(中国东部大部分地区降水偏少)。对模式输出的高度场、风场、散度和涡度场以及水汽输送场的分析表明,中国春季降水异常的发生分别与异常非绝热加热在东亚/西北太平洋地区所造成的异常大气环流形势密切相关。对逐日响应场的分析表明,就 MJO 活动影响中国春季降水的可能物理过程及机制进行的讨论表明,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罗斯贝波和开尔文波型响应,而且,还会在大气中激发产生从热带到中高纬度的罗斯贝波列遥响应。但是,由于异常对流加热发生的地区不同,大气遥响应场的形势也会十分不同,它所导致的影响也就很不一样。当异常对流加热发生在赤道中东印度洋(对应 MJO 的第 2—3 位相)时,大气的罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成有利于中国东部(尤其是长江中下游地区)春季降水偏多的形势;当异常对流加热发生在赤道西太平洋(对应 MJO 的第 6—7 位相)时,大气的罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成不利于中国东部春季降水的形势。

关键词 MJO 活动, 中国东部春季降水, 对流异常, 数值模拟, 罗斯贝波列响应

中图法分类号 P435+.2 P426.6

1 引言

美国科学家 Madden 等(1971)最先发现赤道附近地区的风场及其异常变化存在 45—50 d 的准周期振荡现象,随后 Yasunari(1980)在印度季风区、Krishnamurti 等(1982)在南亚季风槽脊的活动中、Lorenz(1984)在 200 hPa 的辐散场中都发现了大气低频振荡的存在。其后,大气低频振荡的研究便在 20 世纪 80 年代中期蓬勃发展起来,人们也逐步清楚地了解了大气低频振荡的结构特征和基本活动规律,一般将 30—60 d 的低频振荡称为大气季节内振荡(简称 ISO),又将在赤道附近的大气季节内振荡特别称为 Madden-Julian 振荡(简称 MJO)。李崇银(1993)对大气低频振荡的活动和结构特征以及动力学机制进行了系统的总结,认为 MJO 可视为主要具有纬向 1 波特征的周期为 30—60 d 的东传扰动;在垂直结构上,表现为对流层上下层反相的“斜压结构”;水平结构上,在印度洋和西太平洋表现为混合开尔文-罗斯贝波的结构。另外,MJO 有明显的季节性活动特征,冬春季较强,夏秋季较弱;最重要的动力学机制是积云对流加热的反馈。近些年的诊断分析已基本确定了热带大气季节内振荡的基本特征(董敏等,2004;贾小龙等,2009)。

MJO 作为热带大气的重要系统之一,主要表现为热带深对流异常从西印度洋的向东传播,途经印度尼西亚等地区进入西太平洋,一般在日界线附近消失(Madden, et al, 1994),故其必然会对热带及热带外的天气和气候产生影响。因为热带外大气环流异常的一个重要机制被认为是对热带对流异常强迫的响应,且响应不仅仅依赖于背景场的基本态,而且,依赖

于对流强迫的强度、位置及其时间演变(Ting, et al, 1993; Jin, et al, 1995; Bladé, et al, 1995)。已有研究表明,MJO 可以影响亚洲夏季风的爆发和中断(穆明权等,2000;林爱兰等,2005;贾小龙等,2009),还可以影响到澳大利亚和北美的夏季风(Hendon, et al, 1990; Higgins, et al, 2001; Lawrence, et al, 2009)。那么热带地区 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。目前的相关研究都采用澳大利亚气象局网上的 MJO 指数来表示 MJO 的活动(<http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM/>),该指数是一个实时的多变量的 MJO 指数(Wheeler, et al, 2004),它是将逐日 15°S—15°N 平均的向外长波辐射(OLR)、850 hPa 和 200 hPa 纬向风 3 个变量的联合经验正交函数分解(EOF)前两个主成分(PC)时间序列作为 MJO 指数,分别被称为 RMM1 和 RMM2,由两个系数定义构成了 MJO 传播的 8 个位相空间。这样,MJO 传播过程就分别用 8 个位相表示,位相 1 表示 MJO 的对流中心位于西印度洋附近,2—3 位相对流中心位于中东印度洋,4—5 位相对流中心位于中南半岛附近,6—7 位相对流中心位于西太平洋,第 8 位相对流中心位于太平洋的日界线附近。

每年的 3—5 月为气候意义上的春季。张洁等(2009)的研究表明,中国春季典型降水有 3 个异常模态,分别对应华南地区、长江中下游地区、黄淮地区的多雨。显然在春季中国东部地区尤其是长江中下游地区和华南地区是雨量较为充沛的区域,特别是华南地区在春季的 4—5 月就已进入前汛期(鹿世瑾,1990);在降水异常偏多的年份,也很容易造成洪

涝灾害;此外,由于春季大气环流调整频繁,导致东部地区降水变率较大,干旱也时常出现。另一方面,中国东部地区人口稠密、经济发达,频繁的旱涝灾害往往给国家经济建设和人民生命财产安全带来巨大损失。因此,对春季中国东部降水的变化规律和成因的研究具有十分重要的现实意义。

已有研究表明,中国夏季东部地区降水具有明显的低频特征,且降水的分布形势与低频振荡的传播密切相关,表明大气低频振荡对中国夏季降水有显著的影响,包括 MJO 活动的影响(李崇银,1996;Yang, et al,2003;丁一汇等,2004;琚建华等,2005;闵锦忠等,2005;Barlow, et al, 2005;Zhang, et al, 2009)。相对于大气低频振荡对中国夏季降水的研究,研究热带大气季节内振荡影响中国其他季节降水的文献相对较少。最近也有研究热带大气季节内振荡(包括 MJO)对中国冬季降水影响的工作(吴俊杰等,2009;刘冬晴等,2010;Jia, et al, 2011)。那么 MJO 对中国春季降水的影响情况也是很值得研究的问题。白旭旭等(2011)利用澳大利亚气象局的 MJO 指数(Wheeler, et al, 2004),从 MJO 传播过程对中国东部地区春季降水的影响分析(下文阐述涉及到的“诊断分析结果”均指此文所得的诊断分析结果)表明,MJO 对中国东部地区春季降水的影响十分明显,不同 MJO 位相所对应的中国东部地区春季降水的分布有较明显的差异;同时,还从大气环流和水汽输送角度对其影响的途径进行了初步分析和揭示。

本文旨在通过大气环流模式的数值模拟试验结果,深入研究 MJO 对中国东部地区春季降水的影响,既是对资料诊断分析结果的验证,也将进一步揭示其影响过程和可能机理。

2 资料和模式简介

2.1 资料

研究使用的大气环流资料来自欧洲中心(EC-MWF)逐日再分析数据资料集,包括地面气压(p)、纬向风(u)、经向风(v)、位势高度(h)、温度(t)、比湿(q),空间水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直方向分为 23 层。

2.2 模式介绍

本文用的是中国科学院大气物理研究所的 IAP-AGCM4.0 模式,是基于原有模式发展的第 4 代大气环流模式,水平分辨率约为 $1.4^\circ \times 1.4^\circ$,垂直分为 26 层(张贺,2009)。该模式也是中国科学院重要方向项

目群计划“地球系统动力学模式研究”研制的地球系统动力学模式中的大气模式部分,其动力框架部分是在前几代 IAP 大气环流模式的基础上发展而来,并且,新引入了允许替代、高纬度灵活性跳点、时间分解等方法以及半拉格朗日水汽输送方案等;物理过程大部分采用美国国家大气研究中心的 NCAR-CAM 3.1 的物理参数化方法。用 Rossby-Haurwitz(R-H)波初值及 Held-Suarez(H-S)强迫对 IAP-AGCM4.0 的动力框架部分进行的检验表明,高纬灵活性跳点格式和时间分解算法较好地保持了大气的守恒性质,未引入虚假的源和汇,并有效地提高了模式的运行效率。对 IAP-AGCM4.0 进行 17 年的气候态积分试验表明(张贺等,2011),该模式对全球气候的基本特征有很好的模拟能力,其总体模拟性能与 NCAR-CAM3.1 相当,其中,海平面气压场、纬向风场及温度场的模拟,IAP-AGCM4.0 要明显优于 NCAR-CAM3.1,而对动量和各主要辐射通量的模拟,NCAR-CAM3.1 要稍好于 IAP-AGCM4.0,两个模式模拟的全球降水的分布模态非常相似。

3 模拟试验设计及资料介绍

3.1 模拟试验对象及初始资料使用

对 MJO 影响中国春季降水的资料诊断分析清楚地表明,当 MJO 传播至中东印度洋时(第 2—3 位相),对应在中国春季长江中下游降水偏多;而 MJO 的第 6—7 位相(在赤道西太平洋有强对流),则对应中国东部春季降水的异常偏少(白旭旭等,2011)。对大气环流异常特征的分析进一步表明,在 MJO 的第 2—3 位相时,大气环流导致东亚地区中低空有异常偏南气流,有利于水汽向中国东部地区的输送。涡度异常及水汽通量散度异常的分析表明,这时正的涡度中心和负的水汽通量散度异常位于长江中下游地区,那里水汽辐合上升运动明显,对降水有促进作用。而在 MJO 第 6—7 位相时,大气环流导致东亚地区中低空有异常偏北气流,中国东部地区主要受负涡度异常和水汽通量散度正异常控制,不利于水汽辐合上升,导致降水偏少。十分明显,MJO 的主要特征及其影响是异常对流(Hendon 等(1994)称其为 MJO 对流)由西向东的传播。对中国春季降水影响较为典型的分别是在 MJO 第 2—3 位相和第 6—7 位相,它们又分别对应赤道中东印度洋和赤道西太平洋有强 MJO 对流活动。因此,本文的模拟试验旨在对上述两个区域存在强对流异常的情况分别进行数值积分,

通过模式结果的分析研究 MJO 对中国春季降水的影响及其机制。分别在图 1 所示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,研究其不同的影响和过程,其中区域 1 为(10.63°S—10.63°N,74.53°—95.63°E),区域 2 为(10.63°S—10.63°N,160.32°E—180°)。

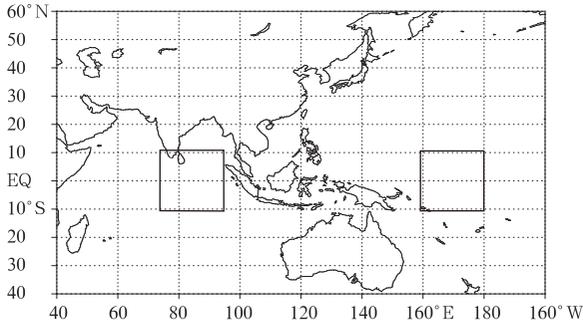


图 1 试验选取的大气异常对流加热区域

Fig. 1 Regions of anomalous convection heating the atmosphere set for the experiments

需要指出,数值模拟中特别注意了在该阶段 MJO 的两个位相有较好的连续性的时段,用该时段第 1 天的资料作为初始场的要素资料,以使初始场对 MJO 对流异常的大气环流形势有一定的代表性,这些初值包括纬向风(u)、经向风(v)、位势高度

(h)、温度(t)、比湿(q)。同时,模拟过程中模式下边界的海温用的是气候平均值。因为欧洲中心资料的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直 23 层,因此,需要进行插值才能与模式要求一致,其中,水平插值采用三次样条插值,垂直插值采用权重插值。

3.2 试验方案

数值试验分为控制试验和异常强迫试验,无论是控制试验还是异常强迫试验都采用多初值集合的方法,以保证模拟试验结果的可靠性。在控制试验中分别选用 5 个大气初始场,进行 90 d 的积分计算,然后将 5 组试验结果进行平均作为控制试验结果,即 A1 场和 A2 场。

异常强迫试验采用以下方法进行:

选取和控制试验相同的 5 个大气初始场进行异常强迫试验,分别在上述所选择的区域引入异常对流强迫(异常加热)10 d,且加热选定为 700 hPa 以下大气层,加热强度为 1.0×10^{-4} K,之所以将最大加热放在对流层低层是因为已有研究表明,只有在对流层低层有相对最大份额的非绝热加热,模式才能模拟出与观测一致的 MJO(Li, et al, 2009),对模式连续积分 90 d,然后将 5 组试验结果进行平均作为异常强迫试验结果,即 B1 场、B2 场。其所有的试验说明见表 1。

表 1 数值模拟试验方案设计说明

Table 1 The explanation of the schemes for numerical simulation experiments

方案名称	积分时段	异常加热	输出场	集合场
控制试验 1	1975 年 3 月 1 日—1975 年 5 月 29 日	无	A1.1	A1 = (A1.1 + A1.2 + A1.3 + A1.4 + A1.5)/5
	1977 年 4 月 2 日—1977 年 6 月 30 日		A1.2	
	1981 年 3 月 22 日—1981 年 6 月 19 日		A1.3	
	1989 年 3 月 27 日—1989 年 6 月 24 日		A1.4	
	1996 年 3 月 17 日—1996 年 6 月 14 日		A1.5	
异常试验 1	1975 年 3 月 1 日—1975 年 5 月 29 日	区域 1 加 正异常 1.0×10^{-4} K	B1.1	B1 = (B1.1 + B1.2 + B1.3 + B1.4 + B1.5)/5
	1977 年 4 月 2 日—1977 年 6 月 30 日		B1.2	
	1981 年 3 月 22 日—1981 年 6 月 19 日		B1.3	
	1989 年 3 月 27 日—1989 年 6 月 24 日		B1.4	
	1996 年 3 月 17 日—1996 年 6 月 14 日		B1.5	
控制试验 2	1977 年 3 月 7 日—1977 年 6 月 4 日	无	A2.1	A3 = (A2.1 + A2.2 + A2.3 + A2.4 + A2.5)/5
	1980 年 3 月 17 日—1980 年 6 月 15 日		A2.2	
	1982 年 3 月 27 日—1982 年 6 月 24 日		A2.3	
	1985 年 3 月 1 日—1985 年 5 月 29 日		A2.4	
	1990 年 3 月 14 日—1990 年 6 月 11 日		A2.5	
异常试验 2	1977 年 3 月 7 日—1977 年 6 月 4 日	区域 2 加 正异常 1.0×10^{-4} K	B2.2	B3 = (B2.1 + B2.2 + B2.3 + B2.4 + B2.5)/5
	1980 年 3 月 17 日—1980 年 6 月 15 日		B2.1	
	1982 年 3 月 27 日—1982 年 6 月 24 日		B2.3	
	1985 年 3 月 1 日—1985 年 5 月 29 日		B2.4	
	1990 年 3 月 14 日—1990 年 6 月 11 日		B2.5	

类似一般数值模拟试验结果的分析,将异常加热强迫试验的输出场与控制试验输出场的差值视为大气对异常外源强迫的响应场。因此,对于本文所作的试验研究,(B1 - A1)场视为大气对区域 1 有强

对流异常的响应场,(B2 - A2)场为大气对区域 2 有强对流异常的响应场。

3.3 试验结果的处理

由于模拟试验中大气初始场数据的时间选取存

在几天到 20 d 左右的差异,以便保证它们都能较好反映 MJO 活动位相的一致性。这样在模式运行至 90 d 时,部分试验已经进入 6 月中下旬,而本文的研究是模拟对中国春季降水的影响,为消除模式运行至夏季时对降水的影响,本文用来分析的资料统一选为积分前 70 d 的结果。又由于试验前 10 d 为异常加热时间,模式处于调整期,因此,在资料分析时也相应将这部分去除。所以,本文用作分析的资料长度都为 60 d。为了便于进行对比研究,以下对模式模拟结果的分析都将从降水场、高度场、散度场、涡度场、水汽通量及其散度场等响应场来进行。

4 赤道中东印度洋 MJO 对流加强的影响

这里将通过数值模拟结果,研究 MJO 处于第 2—3 位相时,即赤道中东印度洋有强对流活动时对

中国春季降水的影响情况。

4.1 降水场分析

从平均降水场(图 2)分布形势来看,从中国长江中下游到中国东海至日本南部一带都为降水的正异常区,中心最大值达到 2 mm/d,位于中国浙江及东部沿海附近;从图中还可以看出,降水负异常区位于中国华南地区、台湾以东洋面至西太平洋。这里的结果与诊断分析中关于 MJO 第 2 阶段(第 2—3 位相)的影响下中国春季降水异常的分布十分一致,中国长江中下游地区附近多雨,而华南地区少雨。可以认为模式很好地模拟出了对应 MJO 第 2—3 位相时中国降水的异常形势。并且, MJO 传播的第 2—3 位相在赤道中东印度洋产生的强对流异常,确实是中国春季长江中下游降水偏多的重要影响因素。

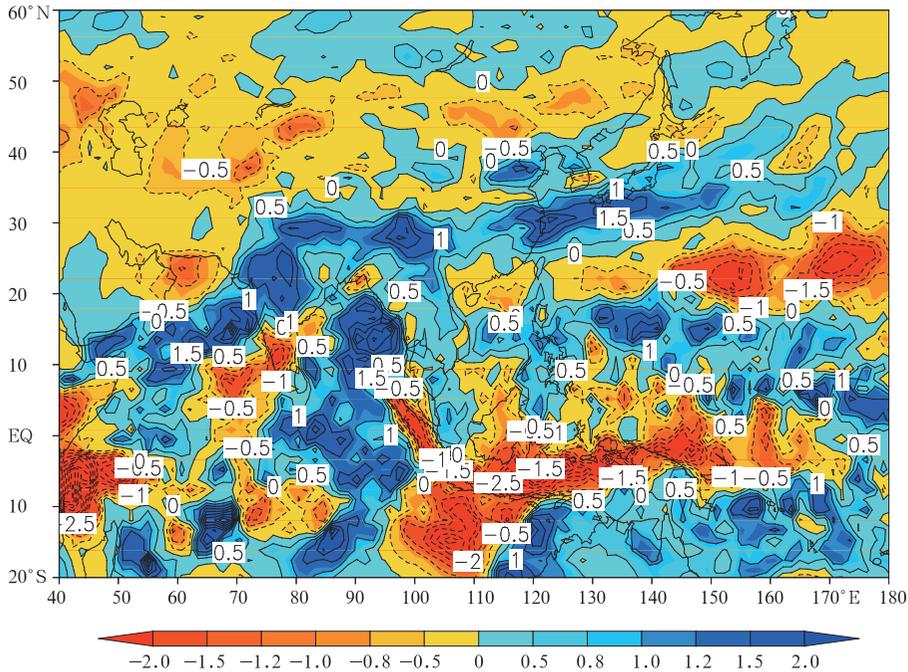


图 2 异常试验 1(赤道中东印度洋有强对流异常)的平均降水异常场(单位:mm/d)
Fig. 2 Mean precipitation anomalies (mm/d) from abnormal experiment 1
(anomalous convection heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

4.2 高度场及风场分析

从异常试验 1 的 500 hPa 平均高度和风的响应场(图 3)可以看出,在内蒙古中部以北地区以及西北太平洋为强的异常负高度距平和气旋式环流。在中国东海及西太平洋为正高度距平和反气旋式环流控制,且向西伸展至中国南方大部分地区,从而使长江中下游以南地区都为正高度距平控制。从 500 hPa 高度场和风场的整体形势来看,当对流异常位于赤道中东印度洋时,中国处于北低南高、西低东高形势控

制之下,和资料诊断分析得到的形势较为相似。这种形势导致中国南部上空受偏南气流控制,将对中低空的水汽输送起到一个由南向北的引导作用。一般来说,春季西太平洋副热带高压(副高)的脊线维持在 15°—20°N(黄土松等,1962)。而从图 3 可以发现,当对流加热异常位于赤道中东印度洋时,导致了副高偏西、偏北,这也将有利于中国春季雨带偏北。

在异常试验 1 的 850 hPa 平均高度和风的响应场(图 4)上,中国西北部被正高度异常及反气旋式

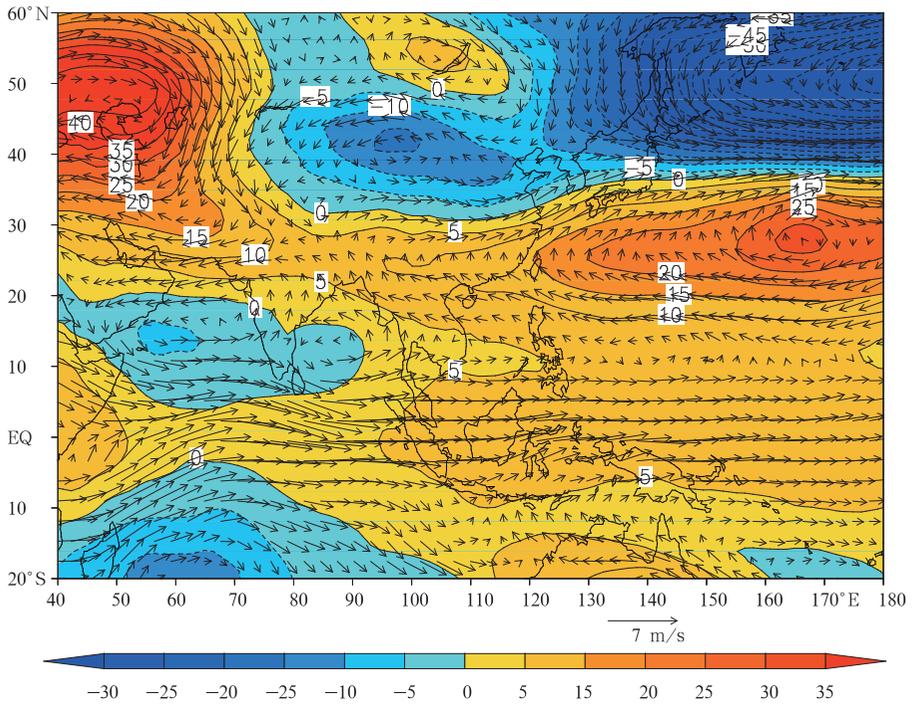


图3 异常试验1的500 hPa平均位势高度(单位:gpm)及风的响应场
Fig. 3 Responses of the geopotential height (gpm) and wind fields at 500 hPa from abnormal experiment 1 (anomalous heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

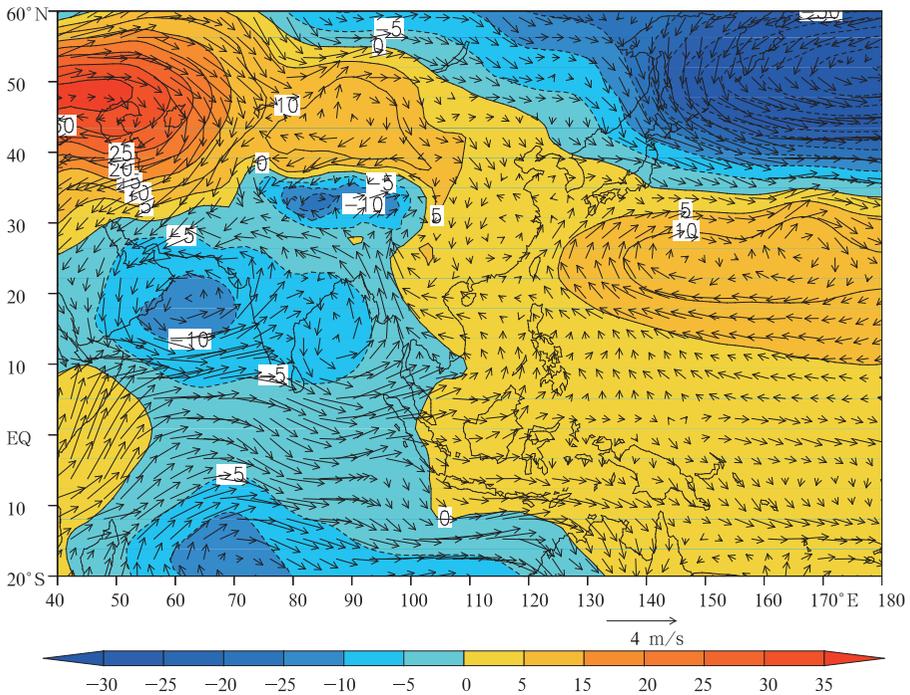


图4 异常试验1的850 hPa平均位势高度(gpm)及风的响应场
Fig. 4 As in Fig. 3 but at 850 hPa (anomalous heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

环流所控制,中国东北及北太平洋被负高度异常及气旋式环流异常控制,印度洋及孟加拉湾为一广阔的负高度异常及气旋式环流控制。而中国以东的西太平洋为正高度距平,西太平洋副高区有高度正异常和异常反气旋环流,表明西太平洋副高偏强且位置偏西偏北。上述大气环流系统的异常将导致中国东部地区处于南北气流的交汇之地,对降水增多有利。实际上从图4的风场异常也可以看出,在中国长江中下游地区存在一个弱的气旋式环流,这将使长江中下游地区的辐合作用明显,对降水有利。

4.3 涡度及散度场分析

进一步分析中低空的涡度场形势(图5)可以看到,异常涡度场的分布与中低空的异常高度场和风场形势有很好的对应,在印度洋和孟加拉湾以及中国长江中下游地区有较强的正涡度异常区,而在华南地区为负的涡度异常区;同时,西北太平洋副高位置有强的负涡度区存在。正涡度异常说明大气有气旋性运动趋势,中低层大气的气旋性运动有利于大气的辐合和垂直上升运动,相应对水汽的上升凝结也就有利,而负涡度区有利于高压和反气旋环流的加强。

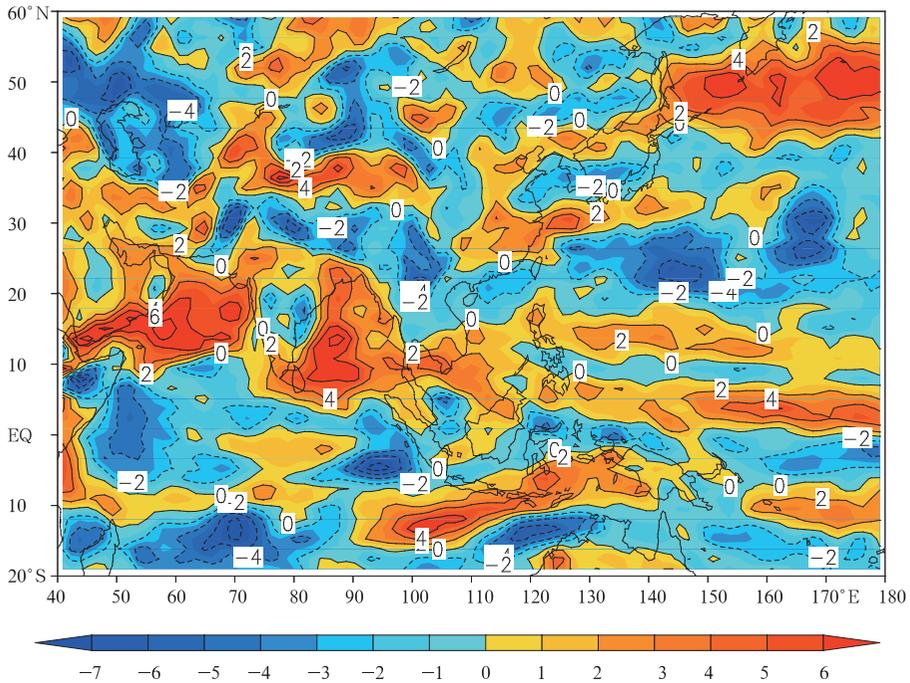


图5 异常试验1的850 hPa 涡度平均响应场(单位: $10^{-6} s^{-1}$)

Fig. 5 As in Fig. 4 but for the vorticity ($10^{-6} s^{-1}$)

(anomalous convection heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

图6为850 hPa散度的响应场特征,因为正涡度代表大气有气旋式运动,相应辐合趋势,而散度为负;大气为负涡度时有辐散趋势,散度为正。所以涡度和散度一般为反相关系。从图6可以看出,散度的分布特征和涡度基本相反,在中国长江中下游地区为负散度区控制,而在华南地区为正散度区控制。中低层大气的负散度区代表那里大气有辐合趋势,相应会有利于水汽的上升和凝结,有利降水;正散度区则相反。850 hPa在长江中下游地区分布的负散度异常,对其降水有利,而分布于华南地区的正散度异常,对其降水不利。

4.4 水汽通量的异常形势

整层水汽通量响应场的平均分布(图7)采用如下方法得到:即用控制试验的平均地面气压作为积分下限,上限设定为300 hPa,将水汽通量的纬向分量和经向分量分别积分,用异常强迫试验和控制试验的结果进行相减作为响应场,再进行时间平均。从图7可以看出,在西印度洋和孟加拉湾活跃着两个异常气旋式环流,而来自于西太平洋副热带高压南侧的水汽由东向西传播至中国南海后分为两支,一支向北沿中国东南沿海向日本南部传播,另一支继续向西传播与孟加拉湾向偏北方向传播的水汽汇

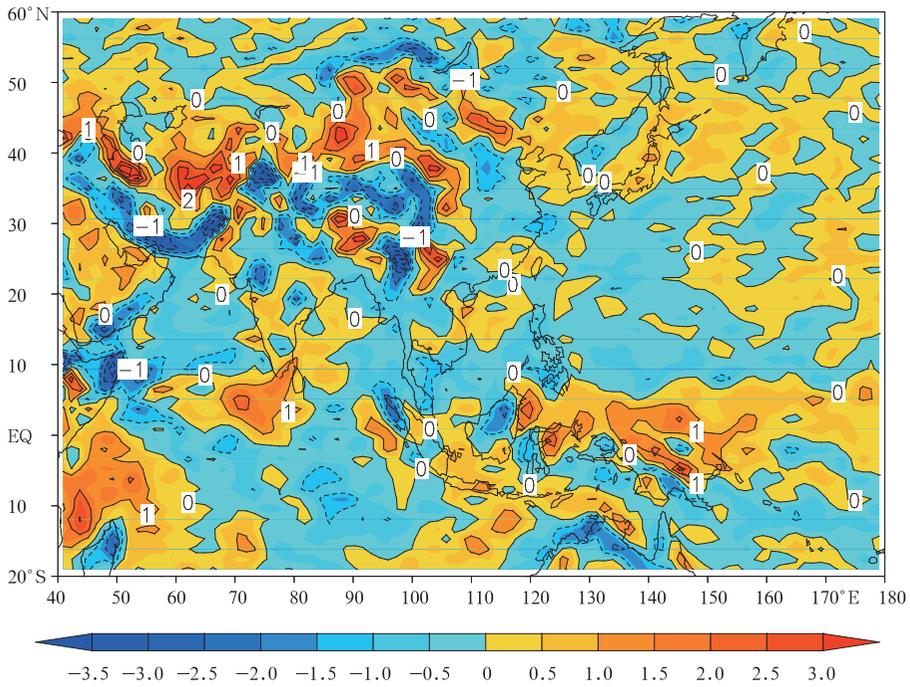


图 6 异常试验 1 的 850 hPa 散度平均响应场(单位: 10^{-6} s^{-1})

Fig. 6 As in Fig. 5 but for the divergence (10^{-6} s^{-1})

(anomalous convection heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

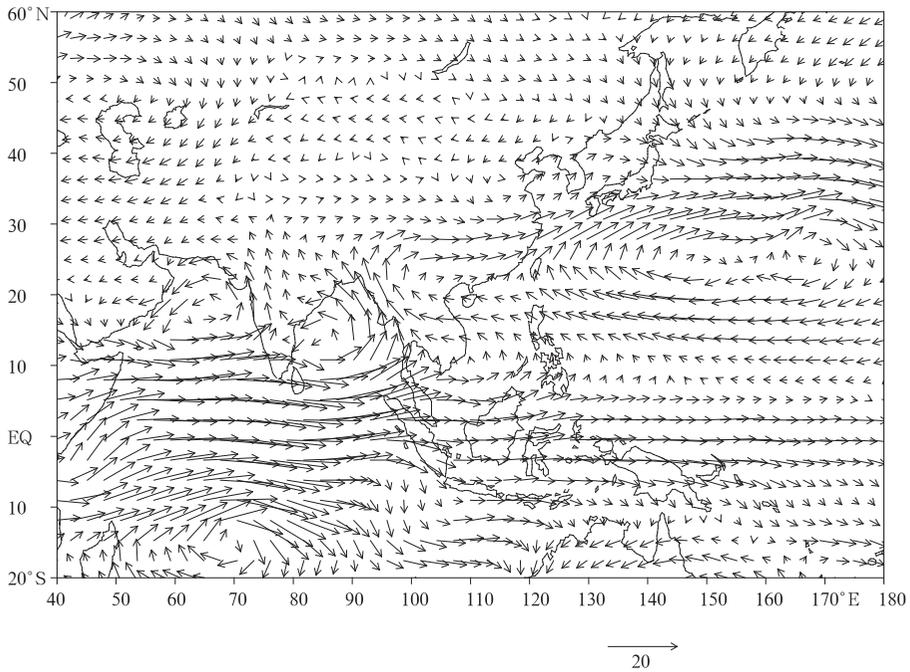


图 7 异常试验 1 的整层平均水汽通量响应场(单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)

Fig. 7 As in Fig. 4 but for the averaged water vapour

flux ($\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$) over the troposphere

(anomalous convection heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

合后向东传播到中国。上述两支气流在中国长江中下游地区汇合加强。而在华北地区有一弱的气旋式环流中心,这将导致南北气流的交汇区主要位于长江中下游地区,与资料诊断结果一致。

从整层水汽通量散度的响应场(图 8)来看,整层水汽通量散度负值区主要位于中国长江中下游地区,而在华南地区则为散度正异常区,表明在长江中下游地区水汽的辐合上升活跃,对其降水增多有利。

而在华南地区的散度正异常,必然不利于那里的降水。850 hPa 水汽通量散度响应场可以近似代表中低层水汽的辐合辐散状况(图略),它同样表明长江中下游地区为明显的水汽通量散度负异常,而华南地区为水汽通量散度正异常区,和整层水汽通量散度的结果类似。上述关于水汽通量散度的模拟结果也同资料诊断分析结果相当一致。

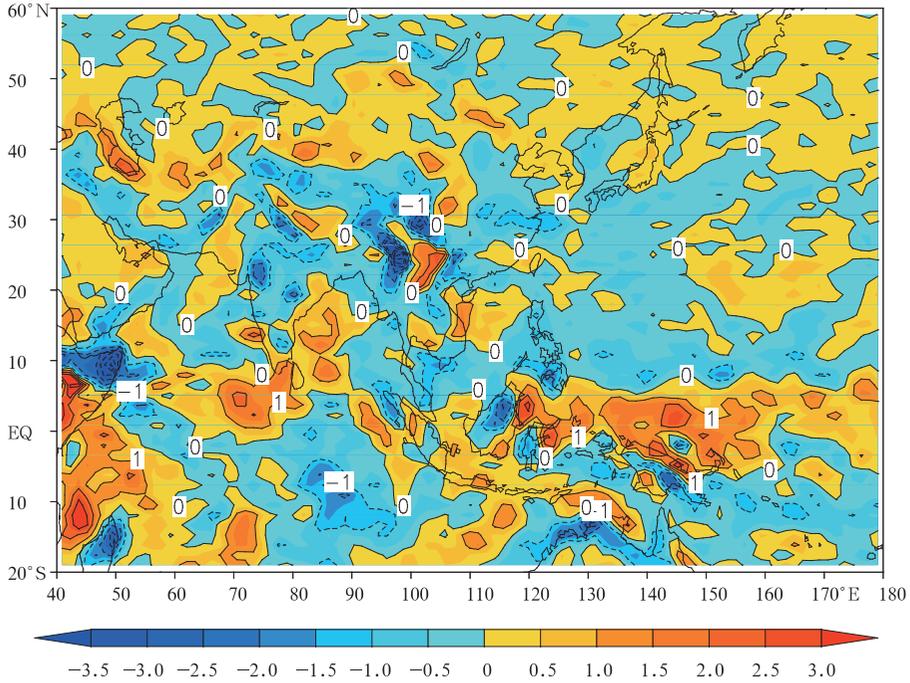


图 8 异常试验 1 的整层平均水汽通量散度响应场(单位: $10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)

Fig. 8 As in Fig. 7 but for the averaged water vapour flux divergence ($10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)

(anomalous heating is shown over the equatorial eastern Indian Ocean)

5 赤道西太平洋对流(MJO)加强的影响

类似第 4 节的分析讨论,下面将看到在赤道西太平洋有 MJO 对流加强(对应为 MJO 的第 6—7 位相)时,对中国东部的春季降水将有何影响。

5.1 降水场分析

类似异常试验 1 的分析,先分析春季降水异常对赤道西太平洋 MJO 对流加强的响应情况。从异常试验 2 平均降水异常场的分布形势(图 9)可以看到,中国东部地区,尤其是北方地区基本都是降水负异常区,在浙江和福建地区也有一个负异常中心,只

是在长江下游小部分地区和华南中部有弱的降水正异常。对比图 2 的降水异常,可以认为对应 MJO 第 6—7 位相中国春季降水主要表现为东部基本为降水负异常,异常试验 2 基本上模拟出了诊断分析结果。因此可以认为,MJO 传播第 6—7 位相所产生的在赤道西太平洋的异常强对流可以认为是中国东部地区春季降水偏少的重要因素。

5.2 高度场及风场分析

从异常试验 2 的 500 hPa 平均高度响应场形势(图 10)可以看出,在中国大部分地区都被正高度异常和反气旋式环流所控制,且两个高度正异常中心

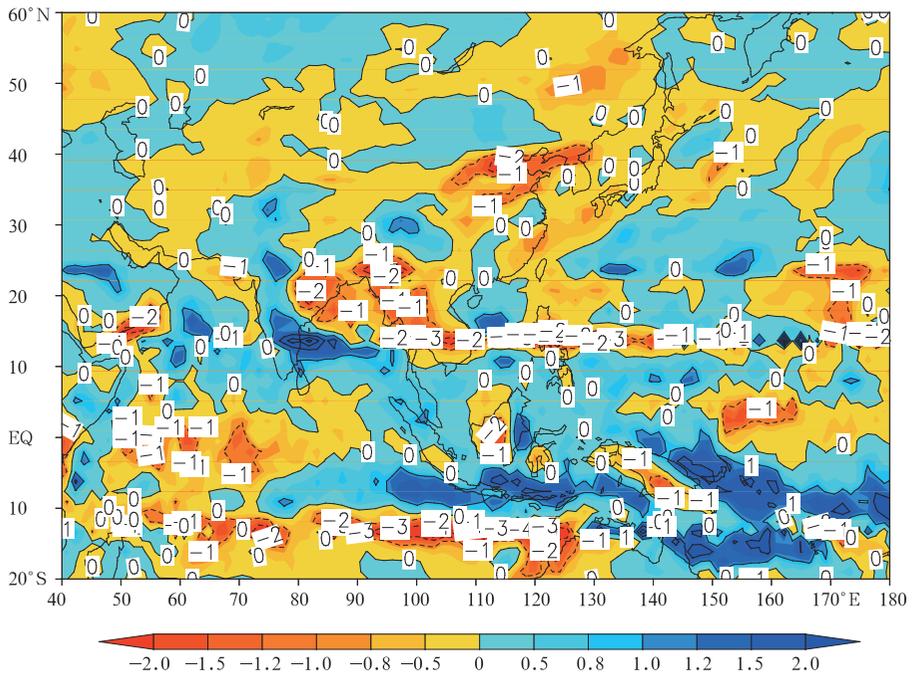


图9 异常试验2的平均降水响应场(单位: mm/d)

Fig. 9 Mean precipitation anomalies (mm/d) from abnormal experiment 2

(anomalous convection heating is shown over the equatorial western Pacific)

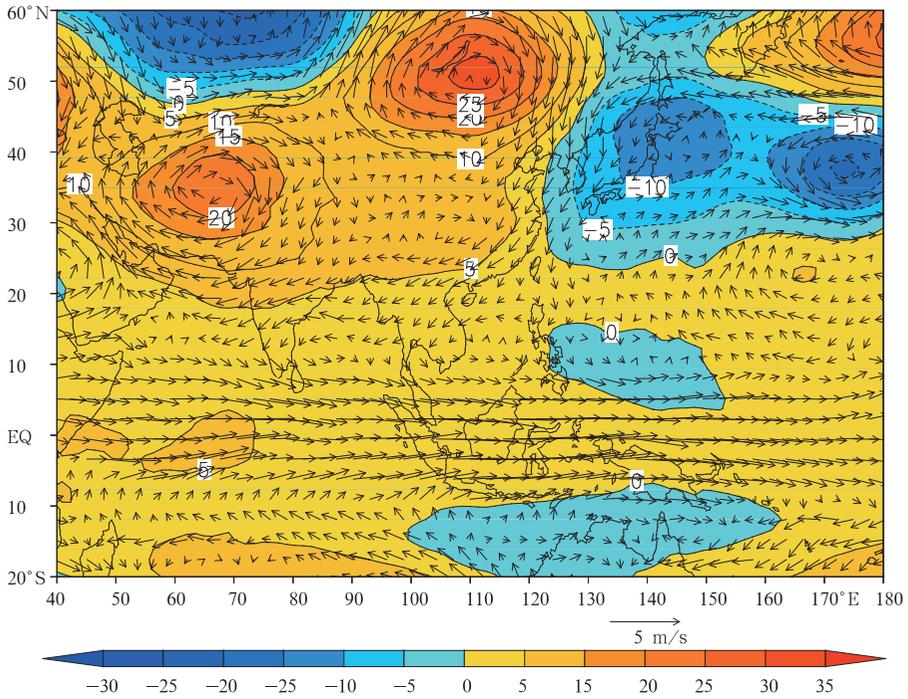


图10 异常试验2的500 hPa位势高度场(单位: gpm)及风场(单位: m/s)的响应形势

Fig. 10 As in Fig. 9 but for the geopotential height (gpm) and wind field (m/s) at 500 hPa

和反气旋中心分别位于中亚地区和内蒙古以北地区。西北太平洋为负高度距平和气旋式环流所控制,负高度距平中心及气旋环流中心位于日本岛附近,西太平洋副高偏弱且偏东表现得十分清楚。这里所模拟得到的异常形势和资料诊断分析时得到的形势十分相似,它们都可造成中国高空受到较强的偏北气流控制,对中低空水汽的由南向北输送到中国极为不利,也就不利于降水。

在异常试验 2 的 850 hPa 平均高度和环流响应的分布(图 11)上可以看出,中国大部分地区被正高度异常及反气旋式环流所控制,西北太平洋被负高度异常及气旋式环流异常控制,西太平洋副高比较弱。这种西高东低的异常形势,造成中国东部地区被一致的异常偏北气流控制,难以形成水汽的南北交汇和辐合上升,对中国大部分地区的春季降水不利。

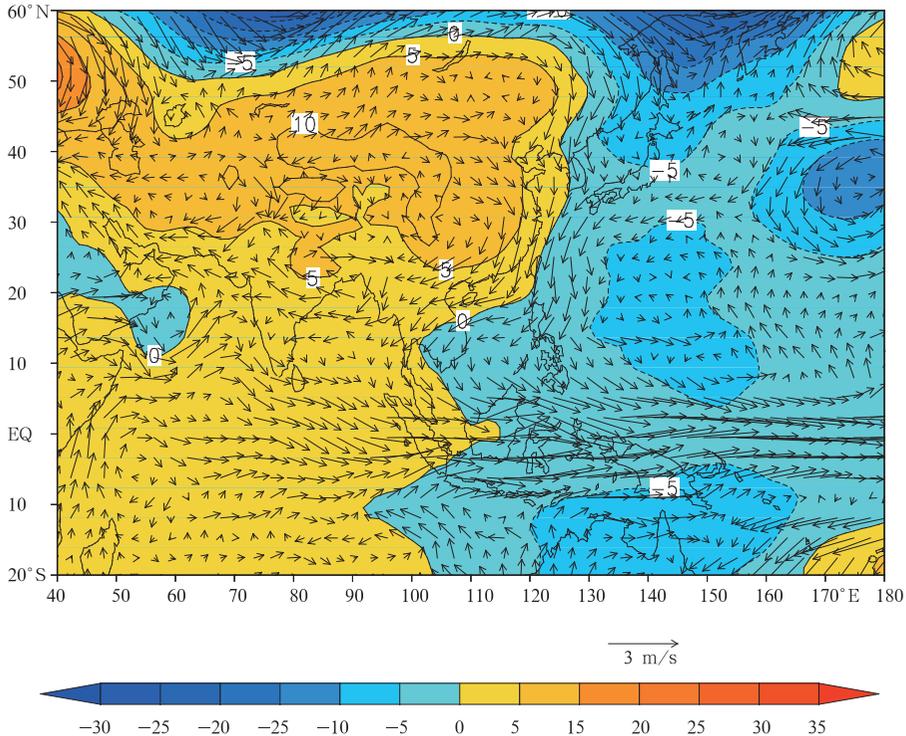


图 11 异常试验 2 的 850 hPa 平均位势高度场(单位:gpm)及风场响应形势

Fig. 11 As in Fig. 10 but at 850 hPa

5.3 散度及涡度响应分析

从异常试验 2 得到的 850 hPa 散度场和涡度场的响应特征(图 12)可以看出,散度的分布(图 12a)特征和涡度(图 12b)基本相反。在中国东部大部分地区为正散度异常控制,只是在中国华南东部的小部分地区为负散度控制,这说明在中国东部大部分地区,中低层的辐散趋势较强(图 12a),与之相应大气的下沉运动活跃,不利于水汽的上升凝结。同时,响应涡度场在中国东部大部分地区都为负异常,在长江中下游和江南地区还有强的负异常中心(图 12b),这些负的涡度异常将使大气的反气旋式环流

加强,不利于大气的辐合上升,也对降水不利。显然,模拟得到的散度场和涡度场的响应特征都同资料诊断分析得到的异常形势十分类似。

5.4 水汽异常形势分析

异常试验 2 得到的整层平均水汽通量的响应形势(图 13)表明,在西太平洋存在两个弱的气旋式“环流”,中国大陆有一弱的反气旋式“环流”,并在中国东部地区形成一致的由北向南的水汽通量异常。这和高度场及风场所反映的形势密切相关,这种水汽通量异常的形势将不利于水汽向中国大陆的输送,导致水汽条件不足,使中国东部春季降水偏少。

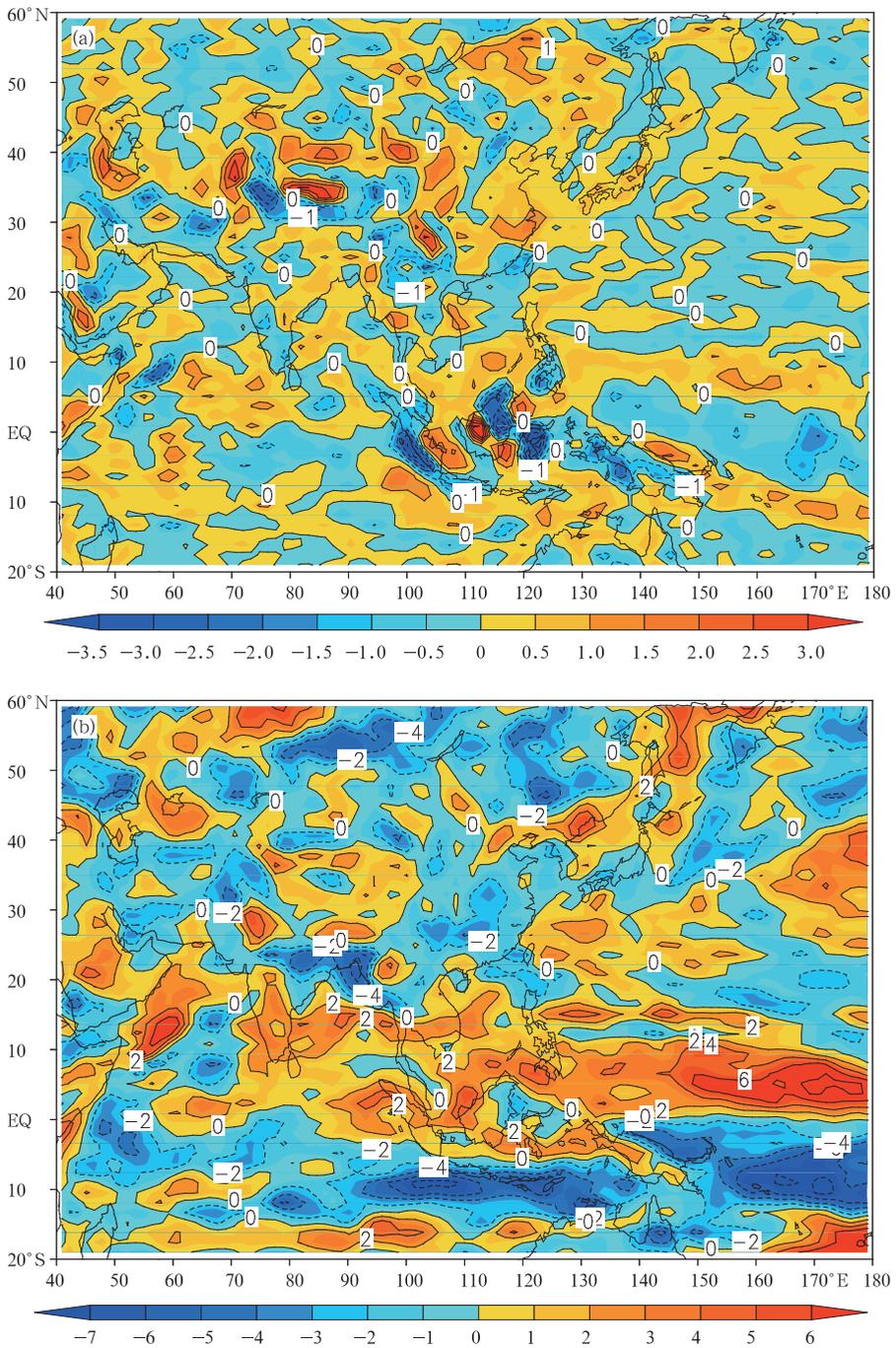


图 12 异常试验 2 的 850 hPa 平均散度(a)和涡度(b) 响应场(单位: 10^{-6} s^{-1})

Fig. 12 As in Fig. 11 but for the (a) divergence and (b) vorticity (10^{-6} s^{-1})

从异常试验 2 得到的整层水汽通量散度场(图 14)来看,中国东部大部分地区整层水汽通量散度都为明显正异常区,说明当 MJO 对流加热异常出现在赤道西太平洋时,中国东部地区没有水汽辐合,对

东部地区春季降水不利。

从异常试验 2 得到的代表中低层 850 hPa 水汽通量散度场(图略)来看,在中国东部地区明显表现为水汽通量散度正异常,不利于春季降水。而在华

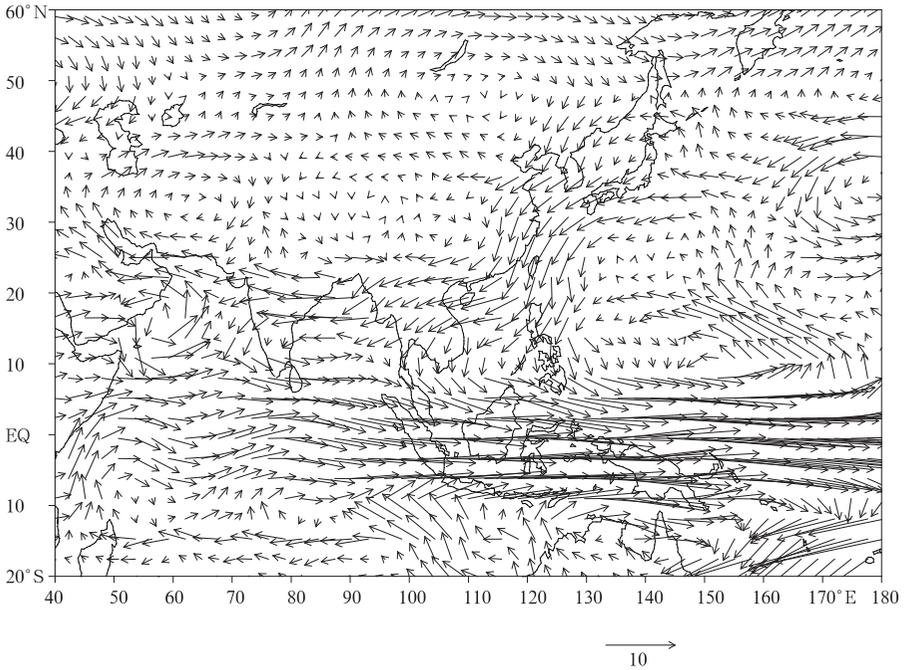


图 13 异常试验 2 的整层平均水汽通量响应场(单位:kg/(m·s))

Fig. 13 As in Fig. 9 but for the averaged water vapour flux (kg/(m·s)) over the troposphere

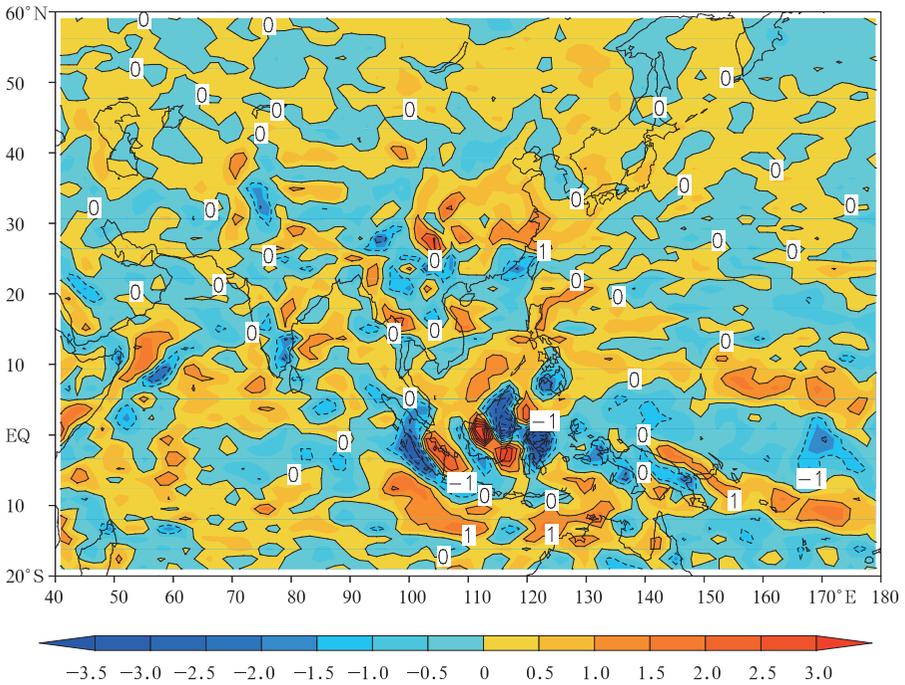


图 14 异常试验 2 的整层平均水汽通量散度响应场(单位: $10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)

Fig. 14 As in Fig. 13 but for the averaged water vapour flux divergence ($10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) in the troposphere obtained in abnormal experiment 2

南小部分地区负异常与前面降水异常场的结果匹配,表明这一小负异常区确实给华南小部分地区带来了降水的正异常。但中国东北大部分地区水汽通量散度的正异常和诊断分析结果(东北春季降水偏少)还是较为一致的。

6 影响过程及机制的分析

从以上模式试验结果的分析可以看出,当在赤道中东印度洋和西太平洋加入非绝热加热(代表强 MJO 活动)强迫时,确实会对中国春季降水异常产生不同的影响,而且和诊断分析结果相似。以下将从整个强迫响应过程来探讨其可能的影响机制。为简便,这里只分析 850 hPa 高度场及风场响应场的情况。

6.1 对异常试验 1 的分析

从异常试验 1 得到的逐日 850 hPa 高度场及风场演变来看(图 15,因篇幅限制这里仅给出了第 2、4、8 和第 12 天的异常响应形势),在加入异常强迫的第 2 天,非绝热加热已经在赤道中东印度洋激发出赤道南北对称的两个负高度异常以及气旋式环流中心,这两个中心不断加强且缓慢西移,向南北扩展得更明显;同时在上述两个异常中心东面的赤道附近还有一个负异常及气旋式环流中心,不断向东传播和扩展。显然,赤道中东印度洋的异常加热首先在赤道附近的大气中同时激发产生了罗斯贝波型和开尔文波型的响应;其后在强迫的第 4 天,可以看到在日本岛附近出现了一个正高度异常及反气旋式环流中心,此中心在接下来的时间里不断加强;至第 8 天,在 45°N , 180°E 附近,又出现一个负高度异常及反气旋式环流中心,它也随着时间推移而不断加强。这样,在赤道中东印度洋异常非绝热加热的强迫下,不仅在热带地区有罗斯贝-开尔文波型响应的不断发展,从赤道到中高纬度还同时激发出一个正负高度异常相间的罗斯贝波列。这个罗斯贝波列的形成,使东亚和西北太平洋地区的大气环流发生明显异常,中国东部持续处于东高西低的高度(气压)场形势控制之下,盛行偏南气流,有利于水汽输送到长江流域,也有利于春季长江中下游降水偏多。

因此,可以认为,在赤道中东印度洋的持续异常非绝热加热(也就是 MJO 活动的第 2—3 位相)所强

迫激发产生的罗斯贝波列(遥)响应,会在东亚和西太平洋地区形成东高西低的异常大气环流形势,有较好的暖湿气流条件,是导致中国东部(特别是长江中下游地区)降水偏多的重要机制。

6.2 对异常试验 2 的分析

类似试验 1,对赤道西太平洋有异常非绝热加热(MJO 活动的第 6—7 位相)强迫时对中国春季降水影响的大气环流异常的过程及机理进行分析讨论,给出异常试验 2 得到的逐日 850 hPa 高度场及风场响应场(图 16)形势(因篇幅限制这里仅给出了第 2、4、8 和第 12 天的异常响应形势)。从图 16 可以看出,与异常试验 1 的结果类似,在赤道西太平洋持续异常非绝热加热的强迫下同样在赤道附近产生了罗斯贝-开尔文波型响应,并也出现从热带到中高纬度地区的正负异常相间的罗斯贝波列遥响应特征。与异常试验 1 不同的是,因为强迫源的地理位置不同其所激发的罗斯贝波列的地理位置也很不一样;这里的罗斯贝波列是从赤道太平洋向东北方到北美地区,而在东亚和西北太平洋地区激发出持续的西高东低型异常大气环流形势,中国东部主要为偏北气流控制,故不利于中国东部春季降水的产生。

上面虽然仅就 850 hPa 的模拟试验结果进行了分析讨论,但赤道附近异常对流加热(也就是 MJO 活动)的影响过程和可能机理还是比较清楚的。赤道附近的异常对流加热不仅可以在赤道附近激发产生罗斯贝-开尔文波型响应,而且还会激发产生从热带到中高纬度的大气罗斯贝波列遥响应。但是,因为强迫源(异常对流加热)的地理位置不同,大气遥响应场的形势会十分不同,其影响也就很不一样。如果异常对流加热发生在赤道中东印度洋(对应 MJO 活动第 2—3 位相),大气罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成西低东高的异常大气环流形势,中国东部主要为异常偏南气流控制,暖湿气流有利于中国东部(特别是长江中下游地区)春季降水。如果异常对流加热发生在赤道西太平洋(对应 MJO 活动第 6—7 位相),大气罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成西高东低的异常大气环流形势,中国东部主要为异常偏北气流控制,干冷气流不利于中国东部春季降水。

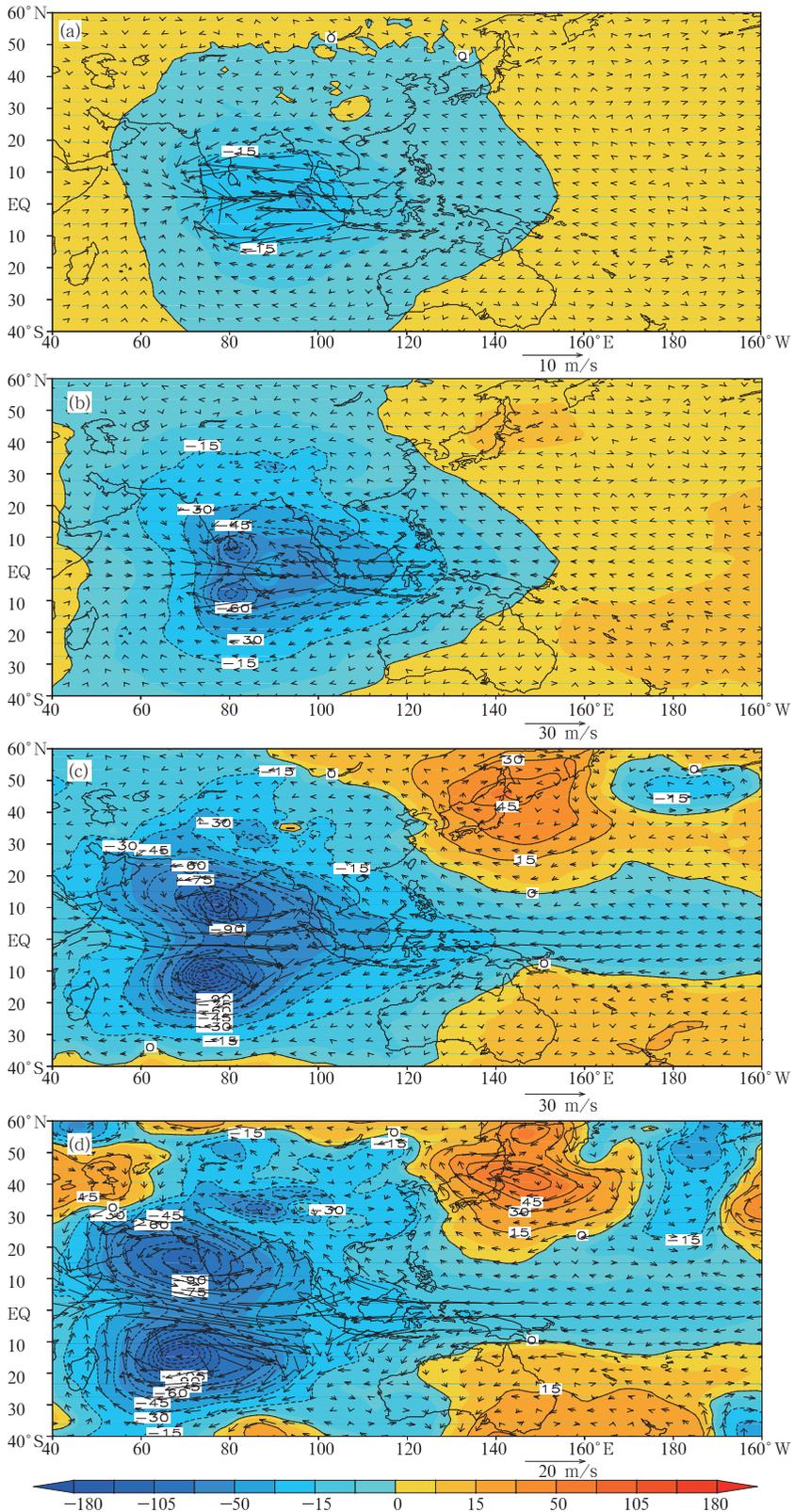


图 15 异常试验 1 得到的 850 hPa 位势高度(单位:gpm)和场风(单位:m/s)响应场的逐日演变 (a. 第 2 天, b. 第 4 天, c. 第 8 天, d. 第 12 天)

Fig. 15 Daily evolution of the responses of the geopotential height (gpm) and wind (m/s) fields at 850 hPa from abnormal experiment 1 (a. the second day, b. the fourth day, c. the eighth day, d. the twelfth day)

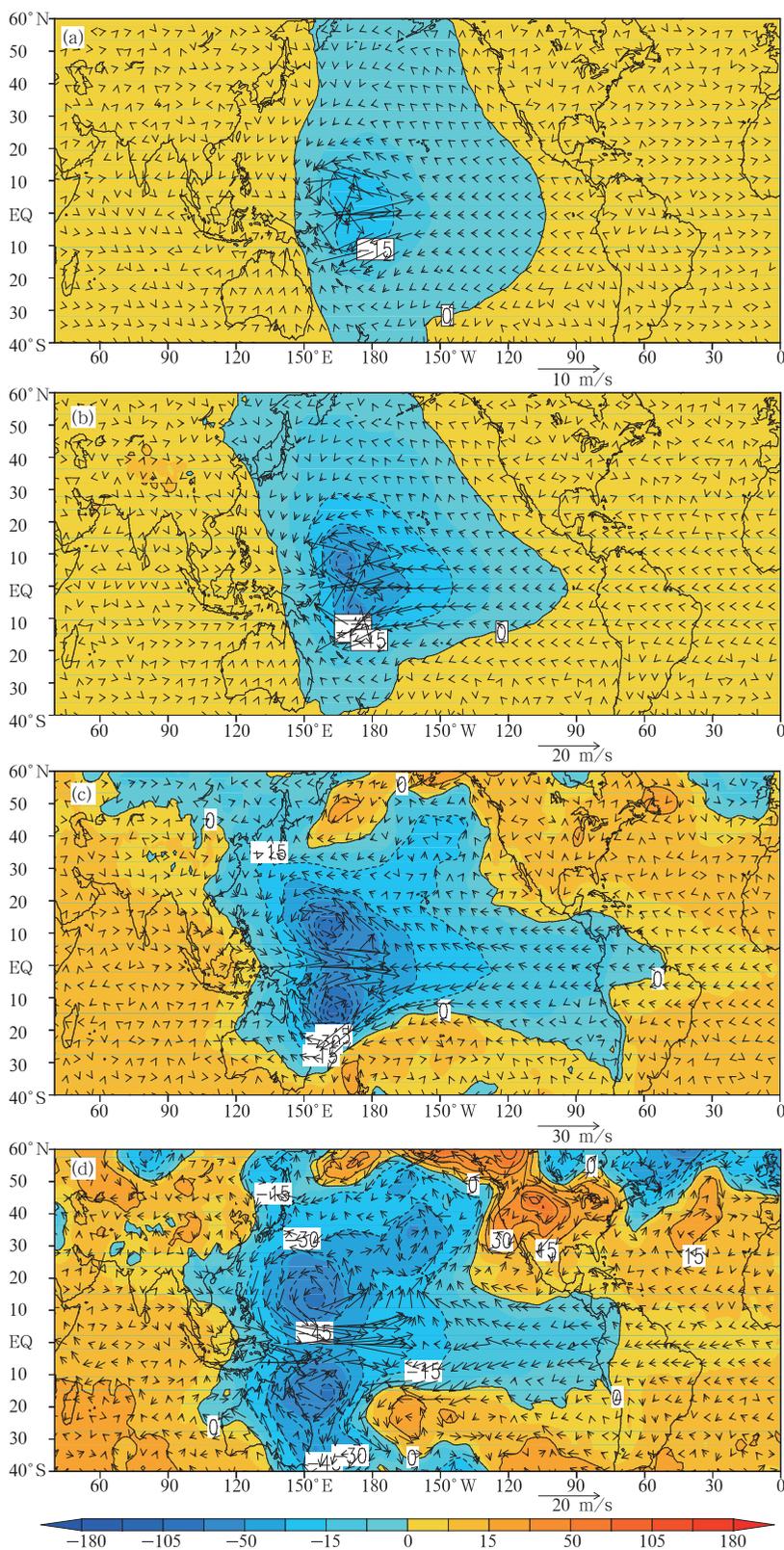


图 16 异常试验 2 得到的 850 hPa 位势高度(单位:gpm)和风场(单位:m/s)响应场形势的逐日演变 (a. 第 2 天, b. 第 4 天, c. 第 8 天, d. 第 12 天)

Fig. 16 As in Fig. 15 but from experiment 2

7 结论和讨论

在资料诊断分析(白旭旭等, 2011)的基础上, 利用 IAP AGCM4.0 模式, 选取了两个具有代表性的 MJO 活动阶段(分别对应 MJO 的第 2—3 位相和第 6—7 位相)进行 MJO 异常对中国东部春季降水影响的模拟研究, 通过对数值试验结果进行的比较分析, 得出如下主要结论。

(1) 当在赤道中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)强迫时, 模式很好地模拟出了中国东部地区春季降水的异常形势, 即在 MJO 第 2—3 位相中国长江中下游地区多雨, 而在 MJO 第 6—7 位相中国东部大部分地区降水偏少。关于 MJO 活动影响中国东部春季降水的模拟试验结果与诊断分析结果有很好的一致性。

(2) 对模拟得到的高度响应场进行分析发现, 当异常非绝热加热强迫在赤道中东印度洋时(对应 MJO 的第 2—3 位相), 500 hPa 高度响应场使中国处于北低南高、西低东高形势控制之下, 和资料诊断分析得到的形势较为相似, 这种形势将导致中国南部上空受偏南气流控制, 将对中低空的水汽输送有利; 对于 850 hPa 高度响应场, 中国西北部被正高度异常及反气旋式环流所控制, 中国东北及北太平洋被负高度异常及气旋式环流异常控制, 而在西太平洋副高的位置为正高度异常和异常反气旋环流, 表明西太平洋副高偏强且位置偏西偏北, 长江中下游地区上空存在一个气旋式环流, 上述大气环流系统的异常将导致中国东部地区南北气流在长江流域交汇且上升凝结, 对那里春季降水增多有利。当异常非绝热加热位于赤道西太平洋时(对应 MJO 第 6—7 位相), 500 hPa 高度响应场上, 在中国大部分地区都被正高度异常和反气旋式环流所控制, 中国以东的西北太平洋为负高度距平和气旋式环流所控制, 西太平洋副高偏弱且偏东, 这些将导致高空盛行偏北气流, 对水汽的输送不利; 在 850 hPa 高度响应场上, 中国大部分地区被正高度异常及反气旋式环流所控制, 西北太平洋被负高度异常及气旋式环流异常控制, 西太平洋副高大为减弱, 这种西高东低的形势, 难以形成水汽的南北交汇和辐合上升, 对中国东部的春季降水不利。

(3) 对涡度及散度响应场的分析表明, 当异常非

绝热加热强迫在赤道中东印度洋时, 在长江中下游地区中低空的涡度为正异常、散度为负异常, 表明在长江中下游地区具备辐合上升条件, 有利水汽的上升凝结和降水; 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, 不利于中国东部地区上升运动的发展以及水汽凝结和降水。

(4) 对模拟得到的水汽通量及其散度场的分析表明: 当异常非绝热加热强迫在赤道中东印度洋时, 活跃在西印度洋和孟加拉湾的两个异常气旋式环流, 以及副高南侧的气流共同给中国长江中下游地区带来大量水汽; 水汽通量散度的分析还进一步表明, 在中国长江中下游地区是水汽通量的辐合区, 故对中国长江中下游地区春季降水增多有利。当异常非绝热加热强迫在赤道西太平洋时, 西太平洋的两个弱的气旋式中心, 以及中国东部地区的弱的反气旋式中心, 使中国东部地区出现由北向南的水汽通量异常, 这一形势将导致中国东部水汽条件不足, 引起中国东部春季降水偏少。

(5) 通过对逐日响应场的分析, 对 MJO 活动影响中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罗斯贝和开尔文波型响应, 而且还会在大气中激发产生从热带到中高纬度的罗斯贝波列遥响应。但是, 由于异常对流加热发生的地区不同, 大气遥响应场的形势也会十分不同, 它所导致的影响也就很不一样。当异常对流加热发生在赤道中东印度洋时(对应 MJO 第 2—3 位相), 大气的罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成西低东高的异常环流形势, 中国东部主要为异常偏南气流控制, 暖湿气流有利于中国东部(尤其是长江中下游地区)春季降水偏多; 当异常对流加热发生在赤道西太平洋(对应 MJO 第 6—7 位相), 大气的罗斯贝波列遥响应将在东亚/西太平洋地区形成西高东低的异常形势, 中国东部主要为异常偏北气流控制, 干冷气流不利于中国东部的春季降水。

本文通过数值模拟试验得到与资料诊断分析中类似的结果, 证实了 MJO 活动所产生的对流异常及其位置确实会对中国东部春季降水的时空特征产生明显影响。这些结论补充和完善了已有关于 MJO 活动对热带外天气和气候影响的研究, 将有助

于进一步加深对 MJO 及其活动的认识和了解。但降水本身是很复杂的, 模拟试验特别是有关机理的分析讨论还是初步的, 一些结论有待更深入细致的研究做进一步的验证。

致谢: 特别感谢中国科学院大气物理研究所张贺博士在模式方面给予的无私帮助和悉心指导。

参考文献

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. *热带气象学报*, 27(6): 814-822

丁一汇, 李崇银, 何金海等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风. *气象学报*, 62(5): 561-586

董敏, 张兴强, 何金海. 2004. 热带季节内振荡时空特征的诊断研究. *气象学报*, 62(6): 821-830

黄士松, 汤明敏, 霍义强等. 1962. 副热带高压位置一年中南北变动的一些特征及其意义. *南京大学学报(自然科学)*, (2): 41-56

贾小龙, 李崇银. 2009. 热带大气季节内振荡及其数值模拟. 北京: 气象出版社, 25-59

琚建华, 赵尔旭. 2005. 东亚夏季风区的低频振荡对长江中下游旱涝的影响. *热带气象学报*, 21(2): 163-171

李崇银. 1993. 大气低频振荡. 北京: 气象出版社, 310pp

李崇银. 1996. 江淮流域汛期降水与热带大气季节内振荡的活动// 灾害性气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 72-76

林爱兰, 梁建茵, 李春辉. 2005. 南海夏季风对流季节内振荡的频谱变化特征. *热带气象学报*, 21(5): 542-548

刘冬晴, 杨修群. 2010. 热带低频振荡影响中国东部冬季降水的机理. *气象科学*, 30(5): 684-693

鹿世瑾. 1990. 华南气候. 北京: 气象出版社, 50-80

闵锦忠, 李春, 吴苗. 2005. 夏季热带西太平洋对流与长江中下游降水关系的研究. *大气科学*, 29(6): 947-954

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. *气候与环境研究*, 5(4): 375-387

吴俊杰, 袁卓建, 钱钰坤等. 2009. 热带季节内振荡对 2008 年初南方持续性冰冻雨雪天气的影响. *热带气象学报*, 25(B12): 103-112

张贺. 2009. 大气环流模式 IAP-AGCM4.0 的设计及其数值模拟 [D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所

张贺, 林朝晖, 曾庆存. 2011. 大气环流模式中动力框架与物理过程的相互响应. *气候与环境研究*, 16(1): 15-30

张洁, 周天军, 宇如聪等. 2009. 中国春季典型降水异常及相联系的大气水汽输送. *大气科学*, 33(1): 121-134

Barlow M, Wheeler M, Luyon B, et al. 2005. Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian oscillation. *Mon Wea Rev*, 133(12): 3579-3594

Bladé I, Hartmann D L. 1995. The linear and nonlinear extratropi-

cal response of the atmosphere to tropical intraseasonal heating. *J Atmos Sci*, 52(24): 4448-4471

Hendon H H, Liebmann B. 1990. The intraseasonal (30—50 day) oscillation of the Australian summer monsoon. *J Atmos Sci*, 47(24): 2909-2924

Hendon H H, Liebmann B. 1994. Organization of convection within the Madden-Julian oscillation. *J Geophys Res*, 99(D4): 8073-8083

Higgins R W, Shi W. 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American Monsoon System. *J Climate*, 14(3): 403-417

Jia X L, Chen L J, Ren F M, et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China. *Adv Atmos Sci*, 28(3): 521-533

Jin F F, Hoskins B J. 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J Atmos Sci*, 52(3): 307-319

Krishnamurti T N, Subrahmany D. 1982. The 30—50 day mode at 850 mb during MONEX. *J Atmos Sci*, 39(9): 2088-2095

Lawrence D M, Webster P J. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection. *J Atmos Sci*, 59(9): 1593-1606

Li C Y, Jia X L, Ling J, et al. 2009. Sensitivity of MJO simulations to diabatic heating profiles. *Climate Dyn*, 32(2-3): 167-187

Lorenc A C. 1984. The evolution of planetary-scale 200 mb divergent flow during the FGGE year. *Quart J Roy Meteor Soc*, 110(464): 427-441

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

Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40—50-day tropical oscillation: A review. *Mon Wea Rev*, 122(5): 814-837

Ting M, Sardeshmukh P D. 1993. Factors determining the extratropical response to equatorial diabatic heating anomalies. *J Atmos Sci*, 50(6): 907-918

Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO Index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon Wea Rev*, 132(8): 1917-1932

Yang H, Li C Y. 2003. The Relation between atmospheric intraseasonal oscillation and summer severe flood and drought in the Changjiang-Huaihe River basin. *Adv Atmos Sci*, 20(4): 540-553

Yasunari T. 1980. A quasi-stationary appearance of 30—40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J Meteor Soc Japan*, 58(3): 225-229

Zhang L N, Wang B Z, Zeng Q C. 2009. Impact of the Madden-Julian oscillation on summer rainfall in Southeast China. *J Climate*, 22(2): 201-216