

# 两次触发 MJO 对流事件的物理过程对比研究

冯婧<sup>1,2</sup> 李天明<sup>1</sup> 朱伟军<sup>1</sup>

(1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044; 2 北京市气象局气象信息中心; 北京 100089)

**摘要** 用 OLR 的逐日数据和 2002—2003 年 ERA-Interim 的逐日再分析数据集的多个变量  $q, T, u, v, \omega$ , 结合水汽收支分析和多尺度波流相互作用的方法研究了 2002 年冬季两支东传的 MJO 对流事件 MJO1 和 MJO2 被触发的物理过程发现, MJO1 和 MJO2 的对流分别发生在 2002 年 10 月 31 日和 12 月 8 日, 对流发生区域均在赤道印度洋, 分别为  $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}, 50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$  和  $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}, 50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 。水汽距平的正异常和垂直上升运动超前于对流的发生时间, 使得二者发生区域边界层的水汽增加, 形成了有利于对流发生的上干下湿的对流不稳定条件。在对流发生的前 3 天, 水平湿度平流的正贡献是二者发生区域内水汽增加的主要原因, 是由 MJO 尺度的东风分量把发生区域东侧更大的背景场水汽分量输送到发生区域中的平流过程导致的; 二者水汽增长过程的最大区别是 MJO1 中垂直湿度对流的正贡献几乎为零, MJO2 中有较强的垂直湿度对流的正贡献, 造成这一巨大差别的主要原因, 是 MJO2 中边界层的 MJO 尺度的垂直上升运动比 MJO1 中更强。

**关键词** MJO 对流事件; 水汽收支; 垂直平流; 水平平流

**中图分类号:** P433 **DOI:** 10.19517/j.1671-6345.20160106 **文献标识码:** A

## 引言

Madden and Julian Oscillation (MJO)<sup>[1-2]</sup> 是热带大气最主要的低频振荡模态, 一般具有 20~90 天宽频振荡周期和行星尺度的一波结构, 冬季振幅强, 主要表现是深对流、降水异常和环流异常耦合在一起沿赤道东传, 活跃位相和抑制位相交替东传<sup>[3]</sup>, MJO 对流通常发生在赤道印度洋, 经海洋大陆, 到达赤道西太平洋, 最远可到达赤道中太平洋日界线附近。

MJO 对全球天气和短期气候有重要影响, 其活跃位相的影响更直接。研究表明 MJO 通过对流强迫和遥相关, 影响很多地区的降水异常<sup>[4-6]</sup>, 在其活跃位相时, 台风生成频数会增加<sup>[7-10]</sup>。MJO 对流的预报对全球天气和延伸期预报有重要影响, 当前各大气候预测中心亟待提高的延伸期动力预报水平, 很大程度取决于模式对 MJO 对流预报的好坏<sup>[11]</sup>,

是研究热点和难点, 说明 MJO 对流的发生机制还未完全认清。因此正确认识 MJO 对流的触发过程, 对提高数值预报水平及改进数值预报模式有重要意义。

MJO 对流触发机制主要分热带内和热带外机制。热带内触发机制主要有积云对流加热反馈机制<sup>[12]</sup>, 对流耦合的 Kelvin 波的环航触发机制<sup>[13]</sup>等。热带外的触发机制主要有, 中纬度 Rossby 波列向赤道传播触发 MJO 对流的机制<sup>[14]</sup>。MJO 对流从对流层低层开始发展, 低层湿度累积形成上干下湿的不稳定层结, 由浅对流发展成深对流, 低层水汽增加的方向指示着未来对流生成方向, 是 MJO 对流发生发展的重要前兆信号。近年来对 MJO 的模式和观测研究都告诉人们水汽在 MJO 对流的发生和传播中的作用非常重要: Sobel<sup>[15]</sup> 等人在理论模式中发现 MJO 对流的发生和传播由水汽主导, 提出 MJO 对流是“湿模”的概念; 动力模式中 MJO 对流

的预报效果非常依赖于对流参数化方案,当垂直加热廓线呈现中低层的最大加热型分布,模拟出的MJO对流最接近观测<sup>[11]</sup>;边界层水汽辐合引导MJO对流东传<sup>[16]</sup>;MJO对流总是向湿静力能增加的方向传播,水汽增加是MJO对流产生的重要前兆信号<sup>[17]</sup>。

本文从多年MJO对流事件中挑选了2002年冬季相继发生的两次典型的东传的MJO对流事件MJO1和MJO2,通过计算水汽收支方程和多尺度相互作用的平流过程,对比分析了两次MJO对流事件被触发的物理过程及异同,所用的多尺度波流相互作用的方法对于认清MJO对流触发的物理过程和机制有重要意义。

## 1 数据处理和研究方法

滤波是提取变量各时间尺度信号的必要方法。本文应用气象中常用的Lanczos时间滤波,对变量进行201个时间点的高通、带通和低通滤波,分解为20天以下的高频分量,用“\*”号标记;20~90天的季节内分量(又称MJO时间尺度或MJO尺度分量),用“'”号标记;90天以上的低频分量(又称背景场分量),用上横线“-”标记。若“A”代表变量,则A精确等于3个时间尺度分量之和,如式(1)。

$$A = \bar{A} + A' + A^* \quad (1)$$

空间分辨率 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 经纬度,240×121个格点,1982—2012年31年的逐日OLR数据被用作深对流的近似,通过20~90天的滤波,然后在 $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 纬度带做平均,将所得的全球 $0^\circ \sim 358.5^\circ\text{E}$ 范围内的240个经度点上31年逐日的时间经度数据,从 $10.5^\circ\text{E}$ 经度的点(第8个点)开始到 $348^\circ\text{E}$ 经度的点(第238个点)结束,在每个经度点上用与该点相隔10个经度的前后两个点的时间序列做15天超前滞后相关,当最大相关系数为正,说明在该点上MJO向东传播,由此可以挑出31年中所有东传的MJO对流事件,结果发现2002年冬季有两支东传的MJO对流事件,本文研究了两次MJO对流事件发生的物理过程。具体方法是通过计算水汽收支方程的收支项,分析对流发生前,发生区域内湿度增长的物理过程。

总的水汽收支方程如式(2)所示<sup>[18]</sup>:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = (-V \cdot \nabla q) - \omega \frac{\partial q}{\partial p} - \frac{Q_2}{L_v} \quad (2)$$

其中各变量和常数的名称分别为: $q$ 比湿, $t$ 时间, $V$ 风矢量, $\omega$ 垂直速度, $p$ 气压, $Q_2$ 与蒸发凝结相关的大气显湿汇, $L_v$ 潜热常数, $\nabla$ 梯度算子,均采用国际标准物理单位。方程各项意义为:左边是比湿趋势 $\frac{\partial q}{\partial t}$ ,右边分别是水平湿度平流项 $-V \cdot \nabla q$ ,垂直湿度对流项 $-\omega \frac{\partial q}{\partial p}$ ,与蒸发凝结有关的显湿汇项 $-\frac{Q_2}{L_v}$ 。单位均为1/s。将式(2)两边各项运用20~90天的滤波<sup>[16]</sup>,可得到MJO尺度的水汽收支方程,如式(3)所示。

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)' = (-V \cdot \nabla q)' - \left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)' - \left(\frac{Q_2}{L_v}\right)' \quad (3)$$

将变量 $q, V$ 和 $\omega$ 的分量形式(1)代入水汽收支方程(3),可将MJO尺度上水平湿度平流 $(-V \cdot \nabla q)'$ 和垂直湿度对流 $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$ 分解为9个分量项,如式(4)、(5)所示,从而找出各时间尺度相互作用的分量对MJO时间尺度上水汽增加 $\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)'$ 的主要贡献项和物理过程。

$$\begin{aligned} -(V \cdot \nabla q)' = & -(\bar{V} \cdot \nabla \bar{q})' - (\bar{V} \cdot \nabla q')' - \\ & (\bar{V} \cdot \nabla q^*)' - (V' \cdot \nabla \bar{q})' - (V' \cdot \nabla q')' - \\ & (V' \cdot \nabla q^*)' - (V^* \cdot \nabla \bar{q})' - (V^* \cdot \nabla q')' - \\ & (V^* \cdot \nabla q^*)' \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} -\left(\omega \cdot \frac{\partial q}{\partial p}\right)' = & -\left(\bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)' - \left(\bar{\omega} \frac{\partial q'}{\partial p}\right)' - \left(\bar{\omega} \frac{\partial q^*}{\partial p}\right)' - \\ & \left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)' - \left(\omega' \frac{\partial q'}{\partial p}\right)' - \left(\omega' \frac{\partial q^*}{\partial p}\right)' - \left(\omega^* \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)' - \\ & \left(\omega^* \frac{\partial q'}{\partial p}\right)' - \left(\omega^* \frac{\partial q^*}{\partial p}\right)' \end{aligned} \quad (5)$$

本文用空间分辨率 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ ,2002—2003年的ERA-Interim逐日资料集变量 $q, u, v, \omega$ 等分解成如式(1)的3个分量,计算了MJO尺度的水汽收支方程式(3)的收支项、各尺度相互作用的平流分量项式(4)、式(5),通过分析计算结果,认识了2002年冬季两次MJO对流被触发的物理过程及其异同。

## 2 MJO1和MJO2对流事件的典型特征

图1显示2002年11月到2003年1月有两支东传的MJO对流事件,两次MJO对流事件都东传到了赤道中太平洋日界线( $180^\circ\text{E}$ )附近,为了便于描述起见,分别记为MJO1和MJO2。

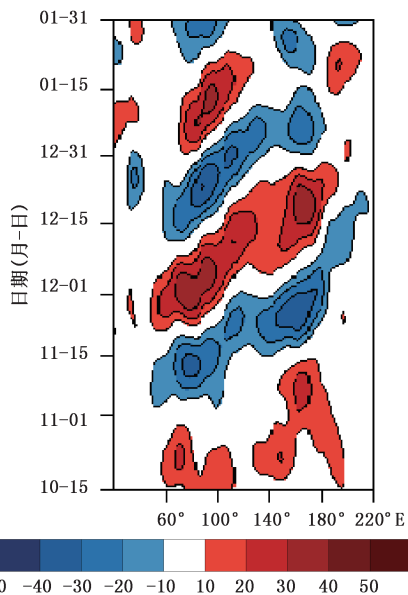


图 1 20~90 天滤波的  $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$  平均的 OLR 时间经度剖面(单位:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )

### 3 MJO1 和 MJO2 发生日期和发生区域的确定

为了研究 MJO1 和 MJO2 对流触发的物理过程,需要找到各自对流的发生区域和发生时间。MJO 对流发生区域是指 20~90 天滤波的 OLR 的距平最先由正变为负的区域,发生时间是指各自发生区域平均的 OLR 距平由正变为零的那一天。通过 20~90 天滤波的 OLR 的二维距平场每 5 天的连续演变发现(图 2,彩页):MJO1 和 MJO2 的对流均发生于赤道印度洋,发生区域分别为  $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}, 50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$  和  $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}, 50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ , 记为区域 1 和区域 2(图 2,红色方框标注区域)。直接观察图 2 可判断 MJO1 的对流发生在 10 月 26 日至 11 月 5 日的某一天,MJO2 的对流发生在 12 月 1 日至 12 月 21 日的某一天。为了确定对流的发生日期,分别计算了区域 1 和区域 2 平均的 OLR 距平的时间序列,结果显示:区域 1 和区域 2 的对流分别发生在 10 月 31 日和 12 月 8 日(图 3a,图 3e,红线标注了对流发生日期,彩页)。

### 4 MJO1 和 MJO2 的对流被触发前湿度增长的物理过程对比分析

为了查找对流发生的前兆信号,检查了 3 个变量:对流发生区域平均的 MJO 尺度的比湿趋势距平、比湿距平和垂直速度距平的高度-经度垂直剖

面。根据的对流发生区域 1 和区域 2,将 OLR 距平场分别在  $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$  和  $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$  纬带上做平均,发现 MJO1 和 MJO2 对流发生前 3 天(图 3a~d,图 3e~h,两条黑线之间,彩页),边界层(1000~700 hPa)的比湿趋势的正距平(图 3b,f)、比湿的正距平(图 3c,g)和垂直速度的负距平即垂直上升运动(图 3d,h)均超前于对流的发生时间。比湿趋势的正距平说明水汽在增加,垂直上升运动会向上输送低层的水汽加湿上层大气,比湿的正距平是水汽累积的结果,因此在对流发生的前 3 天,是低层水汽不断累积的阶段,创造了有利于对流发生的下湿上干的对流不稳定条件。相比而言 MJO1 的边界层比湿趋势的正距平(图 3b,f)、比湿的正距平(图 3c,g)和垂直上升运动都比 MJO2 弱(图 3d,h)。

为了进一步研究 MJO1 和 MJO2 对流触发的具体物理过程及差异,MJO 尺度的水汽收支方程(3)的各收支项被计算并进行对比。从式(3)可知,MJO 尺度上的比湿趋势距平  $\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)'$ ,是由水平湿度

平流项  $-(\mathbf{V}\cdot\nabla q)'$ 、垂直湿度对流项  $-\left(\omega\frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  以及与垂直上升(或下沉)运动有关的凝结(或蒸发)项(又称显湿汇项)  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  共同决定的。对式(3)各项做边界层(1000~700 hPa)的垂直积分,再分别做区域 1 和区域 2 的平均,然后分别计算各项在 MJO1 和 MJO2 对流发生前 3 天 10 月 28 日至 10 月 31 日和 12 月 5 日至 12 月 7 日的平均值发现(图 4a,彩页):在对流发生前 3 天,区域 1 和区域 2 边界层的比湿趋势距平  $\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)'$  为正即二者发生区域内水汽都增加。区域 1 中水汽的增加主要来源于水平湿度平流项  $(-\mathbf{V}\cdot\nabla q)'$  的正贡献,蒸发凝结项  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  造成的正贡献也是比湿趋势正距平  $\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)'$  的部分来源,而垂直湿度对流项  $-\left(\omega\frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献几乎为零。垂直湿度对流项  $-\left(\omega\frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献几乎为零,说明在 MJO1 的边界层中,垂直上升运非常弱,因此垂直湿度对流项  $-\left(\omega\frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献几乎为零。蒸发凝结项  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  的贡献为正,说明 MJO1

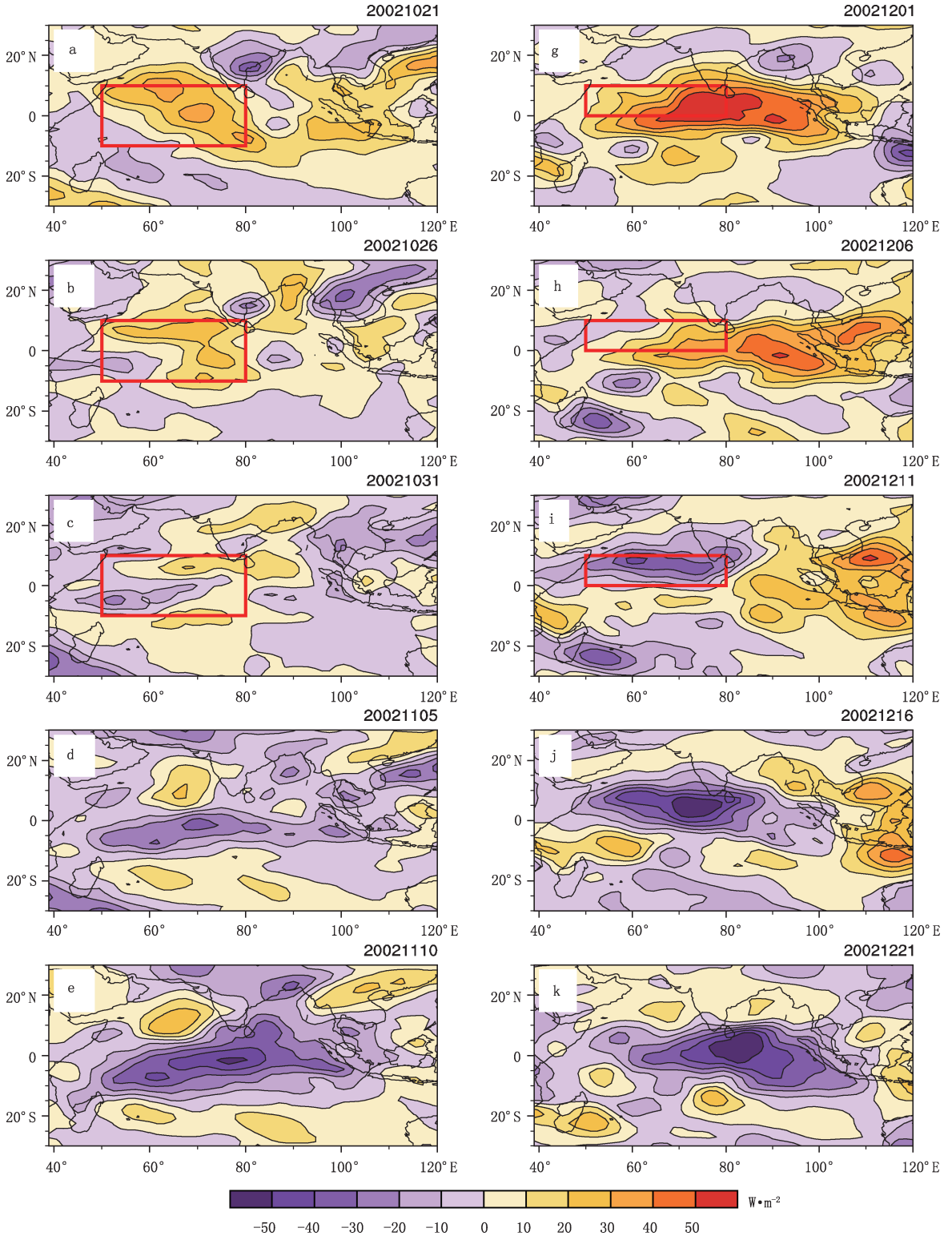


图 2 2002 年 10 月 21 日(a)到 11 月 10 日(e)为 MJO1 对流发生阶段(左列),2002 年 12 月 1 日(f)到 12 月 21 日(k)为 MJO2 对流发生阶段 20~90 天滤波的 OLR 距平场每 5 天的连续演变(红色方框分别标记了 MJO1 和 MJO2 的对流发生区域  $10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N, 50^{\circ}E \sim 80^{\circ}E$  和  $0^{\circ} \sim 10^{\circ}N, 50^{\circ}E \sim 80^{\circ}E$ , 即区域 1 和区域 2)

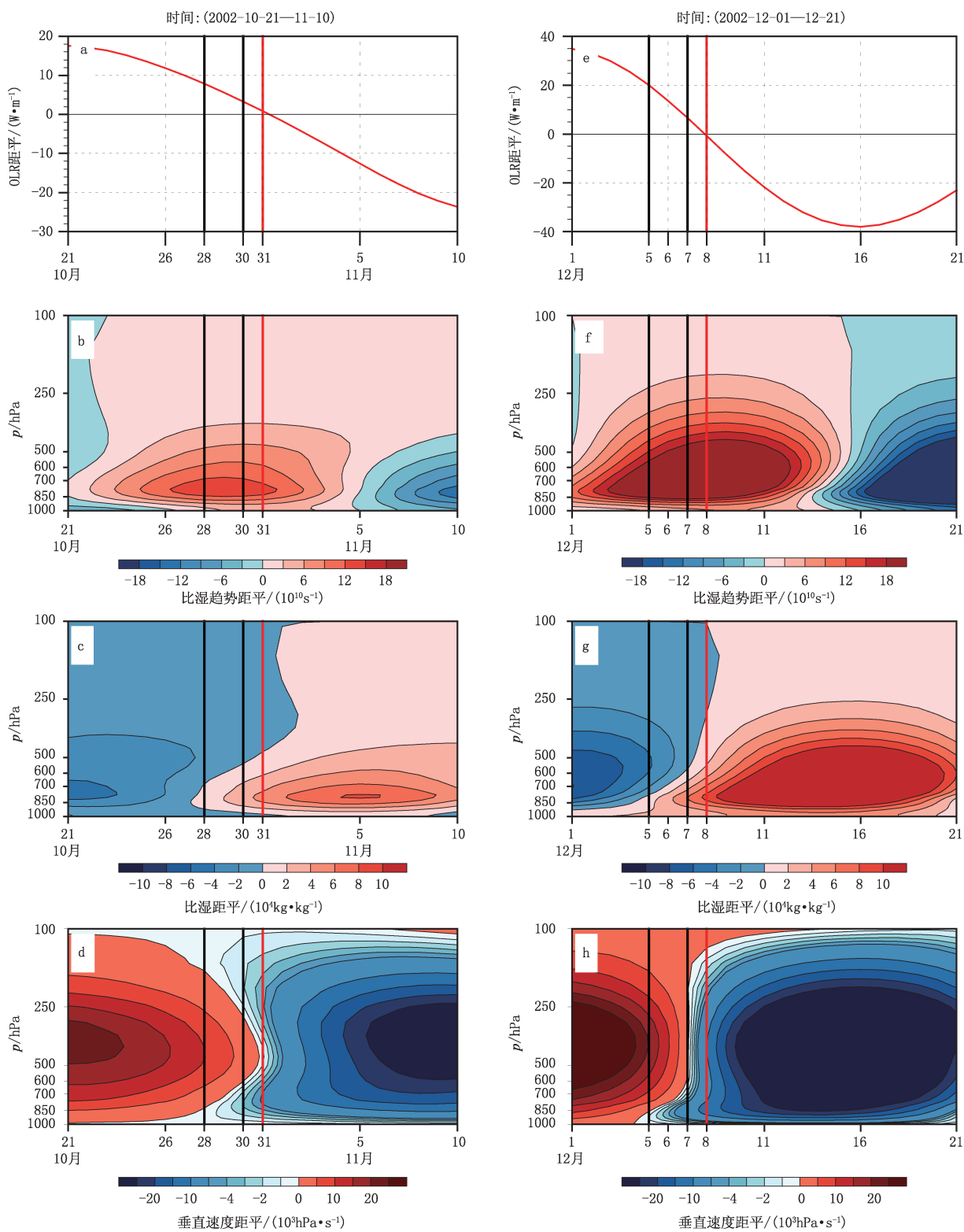


图 3 区域 1 和区域 2 平均 20~90 天滤波的 OLR 距平时间序列(a,e)以及 MJO1 和 MJO2 在区域 1 和区域 2 平均 20~90 天比湿趋势距平(b,f)、比湿距平(c,g)、垂直速度距平(d,h)的时间-高度剖面  
 (图 3a~3d 第 1 条和第 2 条黑线分别标记 MJO1 对流发生的前 3 天 10 月 28 日和前 1 天 10 月 30 日,红线标记 MJO1 对流发生日 10 月 31 日;图 3e~f 第 1 条和第 2 条黑线分别标记 MJO2 对流发生的前 3 天 12 月 5 日和前 1 天 12 月 7 日,红线标记 MJO2 的对流发生日 12 月 8 日)

中存在海洋中通过蒸发过程向大气输送水汽的过程。因为 MJO1 中垂直运动较弱,因而垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献几乎为零,又因为蒸发凝结项  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  的贡献为正不为负,因此没有发生与垂直上升运动相伴随的凝结过程去抵消垂直上升运动向上层大气输送的水汽,由此判断 MJO1 中水汽含量未饱和。相比较而言,区域 2 的水汽增加大部分来源于水平湿度平流项  $(-V \cdot \nabla q)'$  的正贡献,以及部分垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献。

MJO2 中蒸发凝结项  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  为负贡献而不是正贡献,说明 MJO2 中有水汽凝结过程,而 MJO2 中垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  和蒸发凝结项  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  大小相当,符号相反,  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  绝对值略大于  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$ ,说明垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献

大部分被与垂直上升运动伴随的凝结过程  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  的负贡献所消耗。以上分析说明在 MJO2 中,边界层有明显的垂直上升运动,且已出现上升凝结过程来消耗水汽,因此水汽含量饱和。图 4a(彩页)显示,MJO1 和 MJO2 中垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的

差别巨大,为了找到造成垂直湿度对流差异巨大的原因,将其分成如式(5)所示的 9 个分量,发现差异主要来自 MJO 尺度的垂直运动  $\omega'$  对背景场的水汽  $\bar{q}$  的平流分量  $-\left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)'$  的贡献(图 4b,彩页),该项在 MJO2 中的正贡献远大于 MJO1。由于背景场的水汽是低层大高层小,所以应该是 MJO 尺度的垂直上升运动  $\omega'$  把低层较大的背景场的水汽  $\bar{q}$  向上层输送,使得  $-\left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)'$  项贡献为正。因为  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$  是 90 天以上的背景场水汽在垂直方向上的梯度,而 MJO1 和 MJO2 发生在同一个冬季,故  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$  在二者中的大小几乎相等(图略),因此  $-\left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)'$  项的差别主要来自边界层的 MJO 尺度的垂直运动  $\omega'$  的差别,这一点对比图 3d 和图 3h 边界层的垂直运动  $\omega'$

就能证实,MJO2 的上升运动  $\omega'$  明显强于 MJO1 的  $\omega'$ ,因此造成了  $-\left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)'$  项值差别较大,进而造成了 MJO1 和 MJO2 总的垂直湿度对流项  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献差异巨大。

MJO1 和 MJO2 水汽增长的贡献  $\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)'$  主要来自水平湿度平流  $(-V \cdot \nabla q)'$ (图 4a),为了找到各自水平湿度平流正贡献的主要过程,比较了 MJO1 和 MJO2 中  $(-V \cdot \nabla q)'$  的 9 个分量(图 4c,彩页),发现二者水平湿度平流项  $(-V \cdot \nabla q)'$  的主要正贡献都来自 MJO 尺度的风场  $V'$  对 90 天以上背景场水汽  $\bar{q}$  的分量  $-(V' \cdot \nabla \bar{q})'$ 。分别画出 MJO1 和 MJO2 的  $(-V \cdot \nabla q)'$  的分量  $-(V' \cdot \nabla \bar{q})'$  在边界层从 1000~700 hPa 每一层的值并找出该分量最大值所在的层分别为 775 hPa 和 750 hPa(图略),因此分别画出 MJO1 在 10 月 28 日至 10 月 31 日平均的 775 hPa 和 MJO2 在 12 月 5 日至 12 月 7 日平均的 750 hPa 气压层上 MJO 尺度的风场  $V'$  和背景水汽场  $\bar{q}$ (图 5a,图 5b,彩页),发现是 MJO 尺度的东风输送了东边相对更大的背景场水汽到对流发生区域导致水汽增加,图 5a,图 5b 显示的风场分量对湿度场分量的平流输送过程很好解释了图 4c 显示的分量  $-(V' \cdot \nabla \bar{q})'$  怎样对总的水平湿度平流  $(-V \cdot \nabla q)'$  做出正贡献的物理过程。

## 5 结论

(1) MJO1 和 MJO2 是东传的 MJO 对流事件,发生区域分别是  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$ ,  $50^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$  和  $0 \sim 10^{\circ}\text{N}$ ,  $50^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$ ,发生时间分别是 10 月 31 日和 12 月 8 日。

(2) 20~90 天的边界层水汽正异常和垂直上升运动超前于对流发生时间,使得水汽不断累积,为对流发生创造了对流不稳定条件。水汽的累积是 MJO1 和 MJO2 对流触发的主要原因。

(3)  $-\left(\frac{Q_2}{L_v}\right)'$  对 MJO1 的边界层水汽增加的贡献为正,说明 MJO1 边界层水汽未达到饱和,仍然存在海洋的水通过蒸发向大气输送水汽的过程;对 MJO2 贡献为负,与  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献大小相当,说明 MJO2 中边界层的水汽已饱和并出现与上升

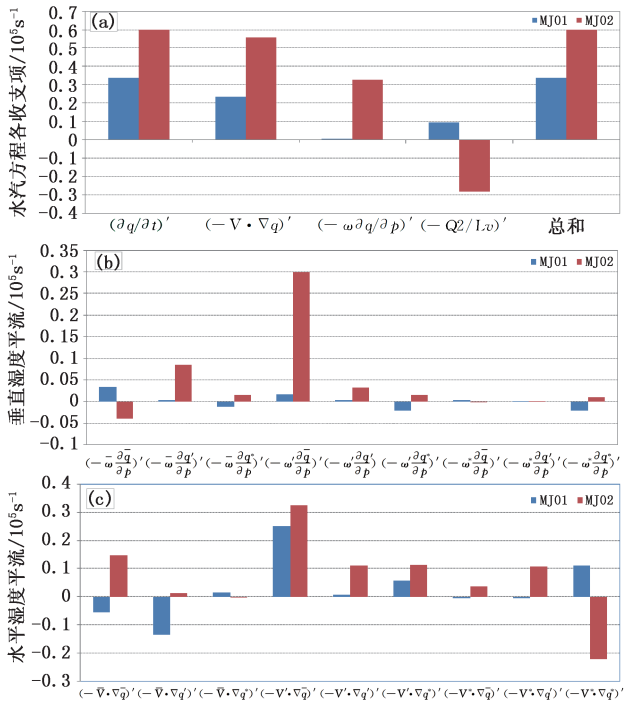


图 4 MJO1(MJO2)在 10 月 28 日至 10 月 31 日(12 月 5 日至 12 月 7 日)平均的 1000~700 hPa 垂直积分在区域 1 (区域 2)平均:(a)水汽收支方程的水汽趋势距平,水平湿度平流项,垂直湿度对流项,显湿汇项以及后 3 项之和;(b)垂直湿度平流的 9 个分量;(c)水平湿度平流的 9 个分量(单位:  $1e+5 \text{ s}^{-1}$ )

运动伴随的凝结过程,因此 MJO2 的边界层的相对湿度比 MJO1 中要大。

(4)MJO1 和 MJO2 的垂直湿度对流的正贡献存在着巨大差别,MJO1 中  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的贡献虽然为正,但是几乎为零,而 MJO2 中  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的正贡献却很明显,进一步对比 MJO1 和 MJO2 的  $-\left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)'$  的 9 个分量项发现,造成二者在该项上差别巨大的原因是分量项  $-\left(\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}\right)'$  的正贡献在 MJO1 中明显小于 MJO2 中,主要因为 MJO1 中边界层的 MJO 尺度的上升运动  $\omega'$  大于 MJO2 中的  $\omega'$ 。

(5)MJO1 和 MJO2 对流爆发前 3 天,水平湿度平流是二者边界层水汽增长的最重要的贡献,主要是平流分量  $-(V' \cdot \nabla \bar{q})'$  的正贡献造成的,是 MJO 尺度的东风把发生区域东侧相对更大的背景水汽场水汽输送到对流发生区域 1 和区域 2 中造成的。

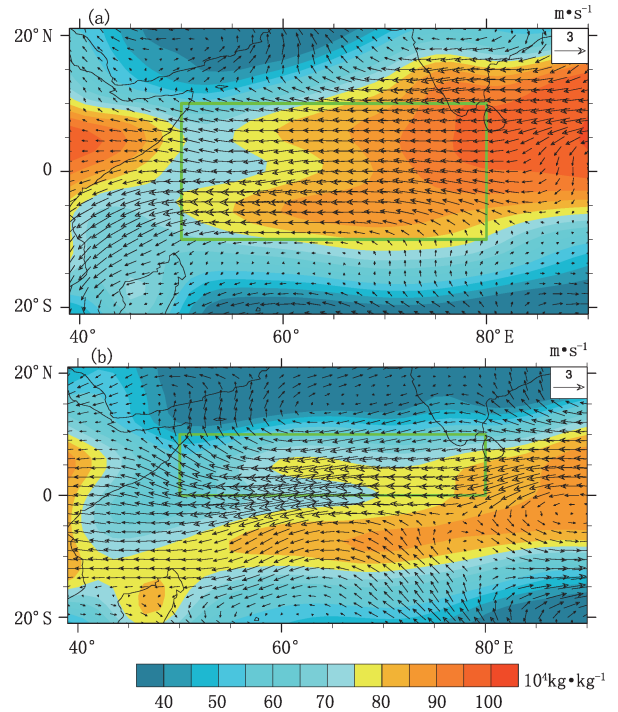


图 5 90 天以上滤波水汽场和 20~90 天滤波风场:(a)MJO1 中 10 月 28 日至 10 月 31 日平均,(b)MJO2 中 12 月 5 日至 12 月 7 日平均(蓝色方框分别标记区域 1 和区域 2)

通过多尺度波流相互作用的方法分析 MJO 对流触发前的水汽的增长过程,可以更加清楚地认识 MJO 对流被触发的具体平流过程和环流过程,从而认识 MJO 对流触发的机制,对于 MJO 的发生机制的认识和 MJO 和延伸期的动力预报的改进都有重要意义。

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 [J]. J Atmos Sci, 1971, 28: 702-708.  
 [2] Madden R A, Julian P R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period [J]. J Atmos Sci, 1972, 29: 1109-1123.  
 [3] Wheeler M C, Hendon H H. An all-season real-time multivariate MJO Index: Development of an index for monitoring and precipitation [J]. Mon Weather Rev, 2004, 132: 1917-1932.  
 [4] 李崇银, 潘静, 宋洁, 等. MJO 研究新进展 [J]. 大气科学, 2013, 37 (2): 229-252.  
 [5] 穆明权, 李崇银. 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, 2000, 5: 375-387.  
 [6] Jeong J H, Kim B M, Ho C H, et al. Systematic variation in

- winter-time precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion [J]. *J Climate*, 2008, 21: 788-801.
- [7] 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.
- [8] 祝丽娟, 王亚非, 尹志聪. 热带 MJO 和 ENSO 对西北太平洋热带气旋影响研究综述[J]. *气象科技*, 2012, 40(1): 65-73.
- [9] 杨双艳, 武炳义, 周顺武, 等. 大气季节内振荡研究进展[J]. *气象科技*, 2012, 40(6): 938-948.
- [10] 苏丽欣, 周锁铨, 吴战平. 西北太平洋热带气旋强度与环境气流切变关系的气候分析[J]. *气象科技*, 2008, 36(5): 561-566.
- [11] 贾小龙. 热带大气季节内振荡的数值模拟研究 [D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2006.
- [12] 李崇银. 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*, 1984, 3(2): 22-31.
- [13] Lau K M, Peng L. Origin of Low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. I: Basic theory [J]. *J Atmos Sci*, 1987, 44(6): 950-972.
- [14] Kiladis G N, Weickmann K M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter [J]. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 1900-1923.
- [15] Sobel A H, Nilsson J, Polvani L M. The weak temperature gradient approximation and balanced tropical moisture waves [J]. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 3650-3665.
- [16] Hsu P C, Li T. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden-Julian oscillation [J]. *J Climate*, 2012, 25: 4914-4931.
- [17] Feng J, Li T, Zhu W J. Propagating and nonpropagating MJO events over Maritime Continent [J]. *J Climate*, 2015, 28: 8430-8449.
- [18] Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 611-627.

## Comparison between Physical Processes of Triggering Two MJO Convective Events

Feng Jing<sup>1,2</sup> Li Tianming<sup>1</sup> Zhu Weijun<sup>1</sup>

(1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044; 2 Beijing Meteorological Information Center, Beijing 100089)

**Abstract:** The observed outgoing longwave radiation (OLR) from NOAA and variables of  $q$ ,  $T$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $\omega$  from ERA-Interim daily data set in 2002 and 2003 are analyzed by a new method of interaction among multiple time-scale components to reveal the process of moisture increasing in the boundary layer before the initiation of two MJO convective events (MJO1 and MJO2, happening in the winter of 2002). It is found that during 3 days before the two MJO convections initiated, there are the 20–90 day filtered positive moisture tendency, positive moisture anomaly and vertical ascending motion leading the MJO1 and MJO2 convections in boundary layer, which indicates that moisture increasing in the boundary layer creates the convectively unstable layer good to the initiation of MJO convections. Positive horizontal moisture advection is the main contributor to the moisture increasing in both MJO1 and MJO2, which contributed to the advection process in which intra-seasonal easterly transports the larger mean background moisture to the two initiation regions. The greatest difference in the process of moisture increasing between MJO1 and MJO2 is the positive vertical moisture convection, which is much larger in MJO2 than that in MJO1, which mainly contributed to the distinct difference of the component of mean background moisture by intra-seasonal vertical ascending motion between MJO1 and MJO2, because there is a larger ascending motion of 20 to 90 day time scale in MJO2 than that in MJO1.

**Keywords:** MJO convective event; moisture budget; vertical advection; horizontal advection