

基于局地多尺度能量涡度分析法 (MS-EVA) 的北半球夏季西太平洋 MJO 动能分析

卢慧超^{①③*}, 梁湘三^{①②}, 容逸能^①

① 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044;

② 南京信息工程大学 海洋科学学院, 江苏 南京 210044;

③ 泰安市气象局, 山东 泰安 271000

* 联系人, E-mail: luhuichaocherry@gmail.com

2015-12-14 收稿, 2016-03-30 接受

国家自然科学基金资助项目(41276032); 全球变化与海气相互作用专项(GASI-IPOVAI-06); 2015 江苏双创团队项目; 江苏省特聘教授项目

摘要 采用局地多尺度能量涡度分析法 (MS-EVA) 和基于 MS-EVA 的局地正则传输与不稳定性理论对北半球夏季 MJO 的动能变化进行了诊断分析。结果表明: 1) 引起对流层上层和下层 MJO 动能变化的主要影响因素是有效位能转换和气压梯度力做功, 其中有效位能转换在对流中心以北有明显的正的大值带, 是 MJO 的主要动能源; 气压梯度力做功则主要是将从有效位能转换而来的动能在空间重新分布。2) 引起对流层中下层 MJO 动能变化的主要因素是动能跨尺度传输作用, 其中大尺度向 MJO 尺度的跨尺度传输在对流中心附近表现为明显的正值, 因此是该高度上 MJO 的动能源, 并受 5~15°N 区域上空正压不稳定制约。3) MJO 与天气尺度系统间的动能传输则主要表现为 MJO 的动能汇, 其与 MJO 环流场分布以及 MJO 对天气尺度波动动量通量的平流输送有关。

关键词

MJO (Madden-Julian Oscillation)
多尺度能量涡度分析 (MS-EVA)
多尺度子空间变换
正则传输
MJO 动能
西太平洋

热带大气环流具有复杂的多时空尺度变率, 如年际变率、季节循环、中尺度天气过程等。大气低频变化是连接天气尺度与季节平均尺度的桥梁, 是无缝隙预报的重要组成部分。因此对大气低频振荡进行研究至关重要, 而热带大气低频振荡的主要模式是 MJO (Madden-Julian Oscillation)。自从 20 世纪 70 年代初, Madden and Julian (1972) 在研究热带大气时发现 MJO 以来, 由于其自身结构及动力机制的复杂性, 有关 MJO 动力机制的理论研究一直是中外研究的热点问题 (陶丽等, 2015; 周伟灿等, 2015)。

MJO 的能量学研究在某种程度上可以作为 MJO 动力学机制理论研究的参考。早在 1988 年, 朱乾根等人从能量分析的角度指出低频振荡的主要

能量源是正压不稳定能量的传输和斜压不稳定能量的转换 (Zhu and Zhi, 1988), 从理论上验证了能量跨尺度传输的重要性; 1990 年, Sheng and Hayashi (1990a, 1990b) 指出 MJO 尺度动能来自 MJO 与另外两个天气时间尺度之间的相互作用, 即能量传输的三角法则; 之后, 相关研究发现 MJO 尺度—天气尺度系统的垂直倾斜结构有利于涡动动量传输项将 MJO 尺度的有效位能向大尺度水平动能传输 (Mapes et al., 2006; Khouider and Majda, 2006, 2007; Kiladis et al., 2009; Wang and Liu, 2011; Liu and Wang, 2013), 从而揭示了动能向有效位能跨尺度转换的重要意义; Hsu and Li (2011) 把流场分为大尺度和 MJO 尺度, 通过讨论非线性项对波动动能

引用格式: 卢慧超, 梁湘三, 容逸能, 2017. 基于局地多尺度能量涡度分析法 (MS-EVA) 的北半球夏季西太平洋 MJO 动能分析 [J]. 大气科学学报, 40(2): 224-232.

Lu H C, Liang X, San, Rong Y N, 2017. An energetic study of the boreal summer western Pacific MJO with the localized multi-scale energy and vorticity analysis (MS-EVA) [J]. Trans Atmos Sci, 40(2): 224-232. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20151214002. (in Chinese).

的贡献,进一步研究 MJO 尺度流场和天气尺度波动的相互作用,得出动能可以在不同尺度的系统间传输。但天气尺度如何影响 MJO 的发生发展尚待揭示;最近,Zhou et al.(2012)研究了 MJO 的动能收支分析,指出 MJO 动能的主要来源是气压梯度力做功项和有效位能向动能的转换项,但是天气尺度对大尺度的升尺度能量传输机制尚不清楚。

从 MJO 的发展和传播路径来看,在其发生发展过程中会有不稳定能量的输入促使其发展,而且其不稳定性具有时间间隙性和空间局地性;此外,不稳定过程往往具有高度非线性、多尺度交互相关的特征。在传统框架下,多尺度分解、多尺度能量概念的引入与多尺度的能量局地性是相左的(数理分析详见 Liang and Robinson, 2005; Liang and Anderson, 2007)。因此,传统上用于诊断稳定性的方法很难完全信实得表征观测到的实际动力过程。为了克服传统能量诊断方法在讨论非线性问题上的局限性, Liang and Anderson(2007)提出了一种新的诊断方法,即局地多尺度能量涡度分析法(localized Multi-Scale Energy and Vorticity Analysis, 简称 MS-EVA)。该方法建立在 Liang and Anderson(2007)创建的一套新的泛函工具(即多尺度子空间变换, Mutiscale Window Transform, MWT)的基础上,不含任何假设(完全非线性),并且在理论上证明了其所得能量传输与经典地球流体不稳定性的精确对应关系。

北半球夏季热带太平洋的多尺度天气气候系统明显增强(例如台风多发于夏季),且对我国天气气候有着较强的影响。因此对夏季 MJO 进行能量研究对于分析其动力机制以及跨尺度相互作用有着极为重要的参考意义。本文将采用 MS-EVA 方法,集中讨论北半球夏季 MJO 的动能转换和传输过程,试图对前人的跨尺度能量传输研究进行验证和完善。

1 数据和 MJO 合成

1.1 资料

本文使用的资料包括:

1) 欧洲中心 ERA Interim 逐日三维风场、温度场和高度场资料;

2) 以及 NOAA 的逐日向长波辐射(简称 OLR)资料。所用资料的空间分辨率均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 资料长度 1988—2010 年共 23 a。

1.2 MJO 合成

采用傅里叶变换处理北半球夏季区域($110^\circ \sim$

160°E , $0^\circ \sim 30^\circ \text{N}$) (北半球夏季西太平洋地区 MJO 动能在此区域变化最为明显)平均 OLR 场,得到功率谱如图 1 所示。可见,在季节内尺度(20~100 d)和天气尺度(小于 10 d)分别存在明显的峰值,并且峰值均超过红噪声线和 95% 的置信度检验。据此将原始环流场分解为大尺度、MJO 尺度和天气尺度场。

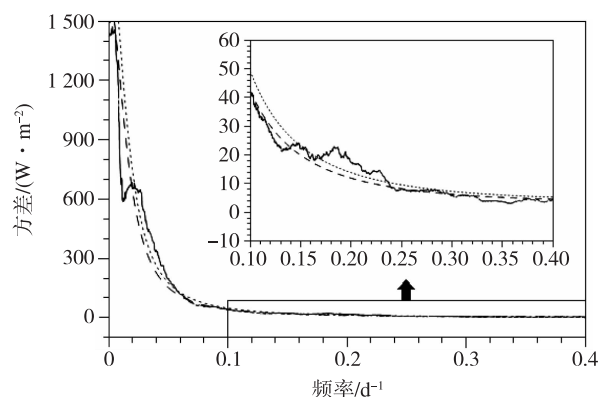


图 1 1988—2010 年北半球夏季(6—8 月)区域($110^\circ \sim 160^\circ \text{E}$, $0^\circ \sim 30^\circ \text{N}$)平均 OLR 功率谱(黑线)(虚线表示红噪声标准谱;点划线表示 95% 置信度)

Fig. 1 Power spectrum (black line) of the 1988—2010 summer (June—August) OLR averaged over the domain ($0^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, $110^\circ \sim 160^\circ \text{E}$) (The dashed line represents the red noise spectrum, and the dotted lines the 95% significance level)

本文根据澳大利亚 Wheeler and Hendon(2004)定义的 MJO 指数对 MJO 进行合成 (<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>)。MJO 指数是通过 EOF 分析选取最主要的 2 个主成分进行平方求和即可得到 MJO 的强度。MJO 可以分为 8 个位相,代表了 MJO 的位置(Wheeler and Hendon, 2004)。本文先运用 MS-EVA 对 1988—2010 年逐年进行计算,再综合选取夏季(6—8 月)MJO 指数大于 1 的强 MJO 事件按照 8 个位相进行合成,得到合成的 MJO 事件。

2 局地多尺度能量涡度分析法(MS-EVA)简介

2.1 MS-EVA 理论基础

MS-EVA 方法建立在 Liang and Anderson(2007)创建的多尺度子空间变换(MWT)上。MWT 通过泛函变换使得一个序列(时间或空间)得以被正交地分解为不同尺度的子空间之和,而这种正交分解能够保持物理过程的局地性特点。每一个

子空间对应不同的时间尺度范围, 又称作尺度窗。在 MWT 的框架下, 可以较为方便地研究地球流体内部复杂的多尺度交互作用。依本文需要, 将函数空间划分为 3 个子空间或者尺度窗: 大尺度空间、MJO 尺度空间和天气尺度空间(分别表示为 $\varpi = 0, 1, 2$; ϖ 表示变换后的子空间)。如果序列时长为 τ , 则其对应的时间尺度范围是 $[2^{-j_2}\tau, 2^{-j_1}\tau], [2^{-j_1}\tau, 2^{-j_0}\tau], [2^{-j_0}\tau, \tau]$ (这里 j_0, j_1, j_2 代表 3 个尺度界)。本文中 $\tau = 2^{13}$, 结合前文提及的谱分析结果, 取相近的尺度窗口, 即 $[2^0, 2^4], [2^4, 2^7], [2^7, 2^{13}]$, 分别代表大尺度窗、MJO 尺度窗和天气尺度窗。水平流场为 $V_{h,n}$, 子空间在时间步长 n 的动能即为 $K_n^\varpi = \frac{1}{2} \hat{V}_{h,n}^{-\varpi} \cdot \hat{V}_{h,n}^{-\varpi}, K_n^1$ 即为 MJO 动能。

2.2 MS-EVA 的动能收支计算

以下从大气基本方程组出发, 根据 MS-EVA 理论推导出 MJO 尺度动能方程。在等压面球坐标系下有:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) V_h + \left(f + u \frac{\tan \varphi}{a} \right) k \times V_h = -\nabla_h \Phi + F, \quad (1)$$

$$\nabla_h \cdot V_h + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0,$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\alpha_0.$$

其中: u, v, ω 分别是水平速度和等压面上垂直速度; a 是球心至质点的距离; f 是科氏参数; φ 是纬度, λ 是经度; Φ 是位势高度; F 是摩擦力; $\nabla_h \cdot V_h$ 表示水平速度的水平散度; $\alpha = \frac{RT}{p}$; T 是温度。

对(1)式做 MWT 变换, 然后点乘 $V_{h,n}^{-\varpi}$, 经过一系列简化可得到 MS-EVA 中 ϖ 尺度下的动能方程 (详见 Liang and Robinson, 2005):

$$\frac{(\partial K_n)}{\partial t} = -\nabla \cdot Q_{K,n} + \Gamma_{K,n} - \nabla \cdot Q_{P,n} - b_n + E. \quad (2)$$

其中: $-\nabla \cdot Q_{K,n}$ 表示 ϖ 尺度子空间的动能随不同尺度子空间下的流场平流输送项之和; $\Gamma_{K,n}$ 表示不同尺度子空间向 ϖ 尺度子空间的正压不稳定能量输送项; E 表示耗散项; 这里一个关键步是平流输送与尺度子空间传输的分解, 在 Liang (2016) 中有严格的推导, 其结果与传统的能量方程大不相同。这里简要写下结果:

$$\nabla \cdot Q_{K,n}^\varpi = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (Q_\varphi \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial Q_p}{\partial p}. \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \Gamma_n &= -\nabla \cdot (\overline{V_h V_h})_n^{-\varpi} \cdot \hat{V}_{h,n}^{-\varpi} + \nabla \cdot Q_{K,n}^\varpi = \\ &= -\frac{1}{2} \nabla \cdot \left[(\overline{V^{-0} + V^{-1} + V^{-2}}) (\overline{V_h^{-0} + V_h^{-1} + V_h^{-2}}) \right]_n^{-\varpi} \cdot \\ &\quad \hat{V}_{h,n}^{-\varpi} + \frac{1}{2} \left[(\overline{V^{-0} + V^{-1} + V^{-2}}) (\overline{V_h^{-0} + V_h^{-1} + V_h^{-2}}) \right]_n^{-\varpi} \cdot \\ &\quad \nabla \hat{V}_{h,n}^{-\varpi}. \end{aligned} \quad (4)$$

其中: Γ_n 是时间步 n 的函数, 所以完全保留了局地性。令 $\Gamma_n^{0 \rightarrow 1}, \Gamma_n^{2 \rightarrow 1}$ 分别表示大尺度对 MJO 尺度 (T_{01})、天气尺度对 MJO 尺度的跨尺度能量传输项 (T_{21}), 则可以推出:

$$\begin{aligned} T_{01} &= \Gamma_n^{0 \rightarrow 1} = \frac{1}{2} \nabla \cdot (\overline{V^{-0} V_h^{-1} + V^{-1} V_h^{-0} + V^{-1} V_h^{-1}})_n^{-0} \cdot \\ &\quad \hat{V}_{h,n}^{-0} - \frac{1}{2} (\overline{V^{-0} V_h^{-1} + V^{-1} V_h^{-0} + V^{-1} V_h^{-1}})_n^{-0} \cdot \nabla \hat{V}_{h,n}^{-0}. \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} T_{21} &= \Gamma_n^{2 \rightarrow 1} = -\frac{1}{2} \nabla \cdot (\overline{V^{-1} V_h^{-2} + V^{-2} V_h^{-1} + V^{-2} V_h^{-2}})_n^{-1} \cdot \\ &\quad \hat{V}_{h,n}^{-1} + \frac{1}{2} (\overline{V^{-1} V_h^{-2} + V^{-2} V_h^{-1} + V^{-2} V_h^{-2}})_n^{-1} \cdot \nabla \hat{V}_{h,n}^{-1}. \end{aligned} \quad (6)$$

需要注意的是, 分析大尺度—MJO 尺度跨尺度能量传输需要设置窗口 $\varpi = 0$, 即在大尺度窗口下进行分析。而研究大尺度向 MJO 尺度能量传输需要符号反向; 分析天气尺度—MJO 尺度跨尺度能量传输需要设置窗口 $\varpi = 1$, 即在 MJO 尺度窗口下进行分析。

$-\nabla \cdot Q_{P,n}^\varpi$ 和 $-b_n^\varpi$ 分别表示 ϖ 尺度子空间由于位势通量的辐合辐散和有效位能向动能的转换引起的动能变化:

$$-\nabla \cdot Q_{P,n}^\varpi = -\nabla \cdot (\hat{V}_n^{-\varpi} \hat{\phi}_n^{-\varpi}). \quad (7)$$

$$-b_n^\varpi = -\hat{\omega}_n^{-\varpi} \hat{\alpha}_n^{-\varpi}. \quad (8)$$

最后得到的简写的动能收支方程:

$$K_t = QK + T + QP + BUOY + R, T = T_{01} + T_{21}. \quad (9)$$

其中: K_t 表示 $\frac{\partial K_n^\varpi}{\partial t}$, 即动能的变化率; QK 表示 $-\nabla \cdot Q_{K,n}^\varpi$, 即动能随不同尺度子空间下的流场平流输送项之和; T 表示 Γ_n , 即能量在不同尺度间的正则传输; T_{01}, T_{21} 分别表示大尺度—MJO 尺度和天气尺度—MJO 尺度的动能跨尺度传输; QP 表示 $-\nabla \cdot Q_{P,n}^\varpi$, 即气压梯度力做功项; $BUOY$ 表示 $-b_n^\varpi$, 即有效位能向动能的转换; R 表示摩擦耗散 F 。由于我们关心的是 MJO, 接下来的能量分析一般在 MJO 尺度窗下进行讨论 (即 $\varpi = 1$), 值得注意的是

大尺度向 MJO 尺度的跨尺度相互作用项在大尺度窗下讨论(即 $\varpi = 0$)。

3 合成 MJO 的 MS-EVA 诊断分析

3.1 MJO 动能分析

图 2 是 8 个位相合成的北半球夏季(6—8 月) MJO 尺度动能的 100~1 000 hPa 垂直平均的标准差分布图。由图可见,西太平洋上空 MJO 尺度动能垂直平均标准差在 120~160°E、10~20°N 存在大值区,表明该区域的 MJO 尺度动能变化强烈,下文将着重对该区域进行分析。

图 3 分别为 MJO 尺度动能(简称 MJO KE)在 120~160°E、10~20°N 处的垂直剖面(图 3a)、MJO KE 与 OLR 随时间变化的曲线(图 3b)以及 MJO KE 变化率在西太平洋地区的水平分布(图 3c)。图 3a 中 MJO KE 大值分别位于对流层中下层和对流层顶附近。并且在 5—7 位相时,对流层中低层 700 hPa 附近的 MJO KE 明显增强;而从图 3b 可见随着负 OLR(即对流中心)在 5—7 位相移至西太平洋上空,MJO KE 明显升高;图 3c 中 MJO KE 变化大值中心位于对流中心以北,意味着在对流以北 MJO 尺度动能变化明显。下文将通过分析影响动能变化的各个因子探究造成该地区 MJO 尺度动能异常强

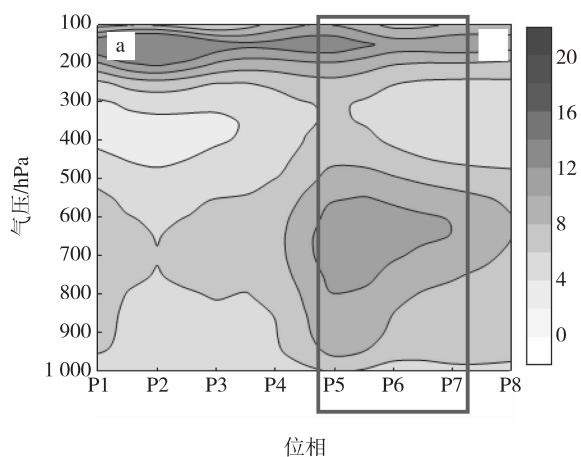


图 3 MJO 尺度动能(MJO KE)取区域(120~160°E, 10~20°N)平均得到的垂直剖面图(a), MJO KE(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和 OLR(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)随时间变化曲线(b; 在区域 120~160°E、10~20°N 处对 100~1 000 hPa 求平均得到)以及 MJO KE 变化率的水平分布(c; 5—7 位相相对 100~1 000 hPa 求平均得到)(图 3c 中等值线表示 5—7 位相平均的负 OLR 异常, 大小从 $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 开始, 间隔 $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig.3 Section distribution of MJO KE averages between 10—20°N and 120—160°E (a), the curves of both MJO KE (units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and OLR (units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) changed with time (b; for region 10—20°N, 120—160°E and averaged between 100—1 000 hPa) and horizontal distribution of MJO-scale KE and OLR for the region (120—160°E, 10—20°N) averaged over 100 through 1 000 hPa (c; averaged from phases 5 to 7) (The thick contours in Fig.3c show negative intraseasonal OLR anomalies averaged over phases 5—7, starting from $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, with an interval of $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

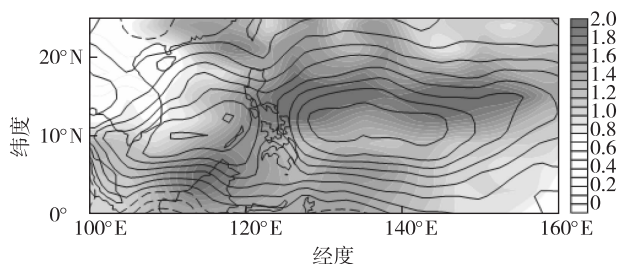


图 2 8 个位相合成的北半球夏季(6—8 月) MJO 尺度动能的 100~1 000 hPa 垂直平均的标准差分布(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (等值线表示 5—7 位相平均的负 OLR 异常, 大小从 $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 开始, 间隔 $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

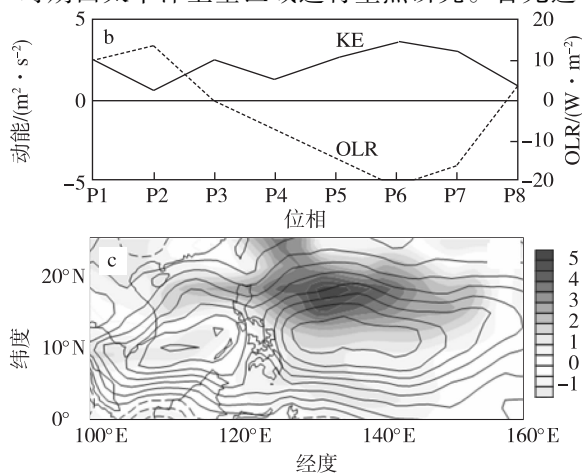
Fig.2 Composite summer (June—August) MJO KE standard deviation averaged over phases 1—8 and 100—1 000 hPa (units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (The thick contours show negative intraseasonal OLR anomalies averaged over phases 5—7, starting from $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, with an interval of $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

烈的主要影响因子。

3.2 西太平洋上空 MJO 动能收支分析

3.2.1 MJO 影响动能收支各项比重

上述研究得出 5—7 位相时北半球夏季西太平洋上空 MJO 尺度动能变化最为明显, 所以下文对该时期西太平洋上空区域进行重点研究。首先选取西



太平洋上空具有代表性的区域 (120°E ~ 160°E , 10°N ~ 20°N), 研究其动能收支各项的比重。值得注意的是, 前人验证此处存在明显的正压不稳定能量传输, 即动能在 MJO 活跃位相时期由 MJO 尺度传输至天气尺度系统促进了该处天气尺度的发生发展 (Hsu and Li, 2010; 何洁琳等, 2012), 故对此处 MJO 能量收支的研究具有重要意义。

图 4 表示 5—7 位相西太平洋地区 (120°E ~ 160°E , 10°N ~ 20°N) 在 100~1 000 hPa 上求平均得出的 MJO 动能收支各项。如图 4 所示, 动能在此期间的整体收支为正, 影响 MJO 动能变化的最主要的两项是有效位能向动能的转换项 (BUOY) 以及气压梯度力做功项 (QP)。有效位能向动能的转换项和大尺度—MJO 尺度动能传输项 (T_{01}) 是 MJO 动能的来源; 而动能平流输送项 (QK) 和天气尺度—MJO 尺度的跨尺度传输项 (T_{21}) 均为负, 是 MJO 动能的汇。

3.2.2 有效位能转换项 (BUOY) 和气压梯度力做功项 (QP) 的诊断分析

图 5 分别为有效位能转换项 (BUOY) 和气压梯度力做功项 (QP) 在 120°E ~ 160°E , 10°N ~ 20°N 处的垂直剖面 (图 5a) 和该两项在西太平洋地区 100~1 000 hPa 上垂直积分得到的水平分布 (图 5b、5c)。如图 5a 所示, BUOY 最大值位于 200~400 hPa 附

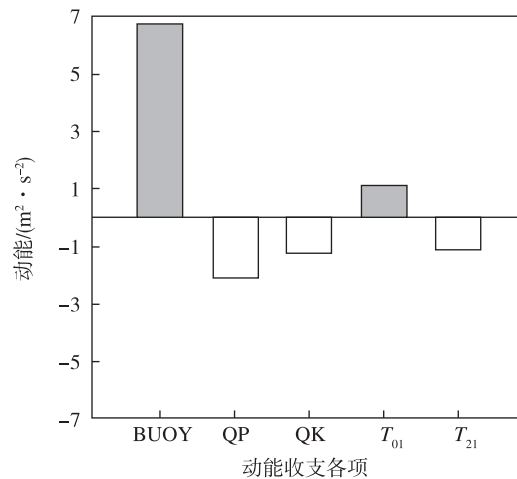


图 4 5—7 位相西太平洋地区 (120°E ~ 160°E , 10°N ~ 20°N) 100~1 000 hPa 平均的 MJO 动能收支各项 [参见文中 MJO 动能方程 (式 2); 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$]

Fig.4 Phase 5—7 MJO-scale KE balance for the region (10°N — 20°N , 120°E — 160°E) averaged over 100 through 1 000 hPa [see KE equation (Eq.2) in the text; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$]

近, QP 则在该高度上表现为负大值区, 在对流层顶以及对流层下层为正值, 这表示 QP 将有效位能转化而来的 MJO 尺度动能分别向上和向下输送, 使得动能的高度上重新分配。值得注意的是对流层中低层 600~700 hPa 附近动能明显增强, 但是 QP 以及

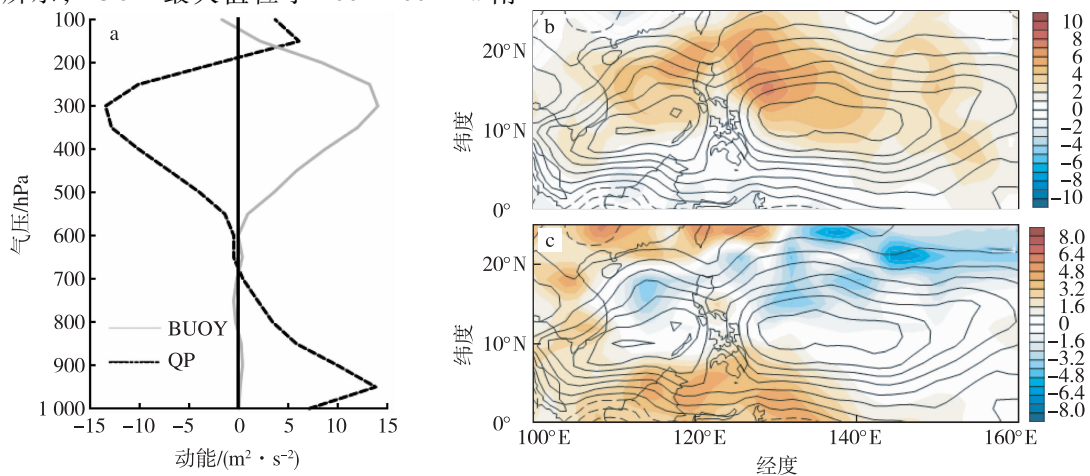


图 5 有效位能转换项 (BUOY) 和气压梯度力做功项 (QP) 的垂直剖面 (a; 所示为区域 120°E ~ 160°E , 10°N ~ 20°N 平均; 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 及 MJO 的 5—7 位相 100~1 000 hPa 的平均 BUOY (b; 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 和 QP (c; 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 水平分布 (图 5b、5c 中等值线表示 5—7 位相平均的负 OLR 异常, 大小从 $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 开始, 间隔 $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig.5 Section distribution of BUOY and QP (a; averaged over the region 10°N — 20°N , 120°E — 160°E ; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), BUOY conversion rate averaged over phases 5—7 and 100—1 000 hPa (b; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and horizontal distribution of QP (c; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) [The thick contours in (b) and (c) show negative intraseasonal OLR anomalies averaged over phases 5—7, starting from $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, with an interval of $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$]

BUOY 在此高度上的值并不大;图 5b 为 BUOY 的水平分布,该项为正表示有效位能向动能转换,使得对流以北的动能升高;图 5c 为 QP 的水平分布,该项在 BUOY 的正值大值区主要为负值,在其两侧主要为正值,表示 QP 将由有效位能转化而来的能量向南北输送,削弱了对流以北有效位能转换而来的动能。

根据上述分析,得出 BUOY 和 QP 是影响 MJO 动能变化的主要项,对流以北有明显的热源引起对流层上层有效位能向动能的转换增强,BUOY 随之增强,而 QP 将动能在垂直方向重新分配。

3.2.3 能量平流输送项(QK)以及跨尺度传输项(T)的诊断分析

能量平流输送项(QK)主要呈现负值,量级较小,对 MJO 动能影响较小,最大值分布在 950 hPa 和对流层顶附近(图略)。动能通过该项有由南向北的能量输送。

图 6 表示的是大尺度—MJO 尺度(T_{01})、天气尺度—MJO 尺度(T_{21})的跨尺度动能传输项以及二者之和的垂直剖面。可见, T_{01} 主要为正值(仅对流层顶该项为负),说明动能主要由大尺度系统传向 MJO; T_{21} 主要呈现负值,说明动能主要由 MJO 传向大尺度系统。该两项最大值均分布于对流层中下和对流层顶附近。值得注意的是,该两项之和的大值中心主要位于 600~700 hPa,对应动能的正异常中心。由于前文中其他各项在 600~700 hPa 高度处的值均很小,不能解释 MJO 动能在该高度上的动能大值中心,所以该处 MJO 动能的增强是由于动能跨尺度传输项(T_{01} 和 T_{21})作用。

由于动能跨尺度传输项主要影响对流层中下层 MJO 动能的变化,有必要研究对流层中下层(500~900 hPa)动能的跨尺度传输项。下文将分别探讨大尺度—MJO 尺度、天气尺度—MJO 尺度的跨尺度动能传输项(T_{01} 和 T_{21})。

对流层中下层(500~900 hPa)处 MJO 与大尺度流场之间的跨尺度传输的水平分布如图 7 所示,正能量传输在 5~15°N 处有明显的正值中心,正好位于对流中心以北。根据大尺度—MJO 尺度间的能量传输(T_{01})的表达式(式 5)。经计算发现等式右边第二项的值大于第一项,因此 T_{01} 与大尺度窗口下环流的水平切变紧密相关。当 MJO 气旋式环流移至西太平洋地区时,平均流的气旋式切变增强,MJO 从大尺度获得更多的动能。总之,动能总是由大尺度向 MJO 尺度传输,由于 MJO 在对流层低层

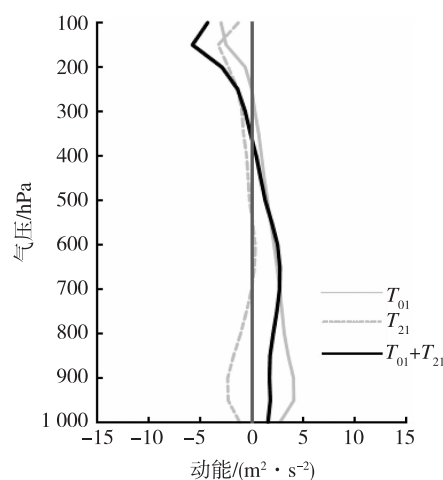


图 6 跨尺度动能传输项(T_{01} , T_{21})以及二者之和($T_{01} + T_{21}$)的垂直剖面(所示为区域(120~160°E, 10~20°N)上的平均;单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig.6 Section distribution of T_{01} , T_{21} and $T_{01} + T_{21}$, averaged over the region (10—20°N, 120—160°E) (units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)

为气旋式环流,增强了大尺度流场的气旋式切变,从而增强了该项能量的传输。故可得出北半球夏季西太平洋上空 5~15°N 区域上空正压不稳定引起的大尺度向 MJO 尺度的跨尺度动能传输对 MJO 动能的贡献至关重要。

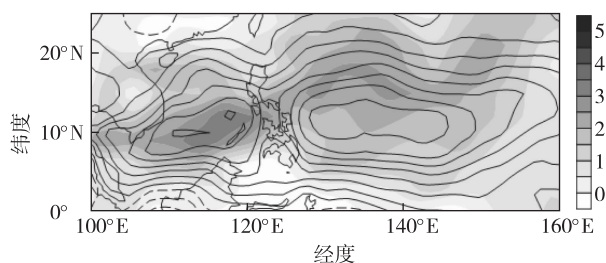


图 7 对流层中下层(500~900 hPa)5—7 位相大尺度向 MJO 的跨尺度平均传输项(T_{01})(阴影,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$;等值线表示 5—7 位相平均的负 OLR 异常,大小从 $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 开始,间隔 $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig.7 KE transfer from the background to the MJO scale (T_{01}) averaged over phases 5—7 at 500—900 hPa (shaded; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (The thick contours show negative intraseasonal OLR anomalies averaged over phase 5—7, starting from $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, with an interval of $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

图 8 所示为 5—7 位相时期,对流层中下层(500~900 hPa)动能从天气系统向 MJO 的跨尺度传输项(T_{21})以及 OLR 负异常水平分布。根据天气尺度—MJO 尺度间的能量传输(T_{21})的表达式(式 6)。

经计算发现等式右边第二项的值大于其他项,所以该项是主要影响 T_{21} 的因子。根据该项可知, T_{21} 与天气尺度动量通量梯度、MJO 尺度环流场以及 MJO 环流的水平切变紧密相关。由于西太平洋地区天气尺度系统的主要特征为东北西南倾斜的波列 (Hsu et al., 2010), 所以 $\mathbf{v}^{-2} \mathbf{v}_h^{-2} > 0$, 故 $\frac{1}{2} (\mathbf{v}^{-2} \mathbf{v}_h^{-2})_n^{-1} \cdot \nabla \hat{\mathbf{v}}_{h,n}^{-1}$ 的特征主要取决于 MJO 流场的梯度 $\nabla \hat{\mathbf{v}}_{h,n}^{-1}$ 。 T_{21} 中 $-\frac{1}{2} \nabla \cdot (\mathbf{v}^{-2} \mathbf{v}_h^{-2})_n^{-1} \cdot \hat{\mathbf{v}}_{h,n}^{-1}$ 则与 MJO 对天气尺度动量通量的平流输送有关。总之,在 MJO 气旋式环流背景下整体是 MJO 降尺度传输动能,局部地区存在动能的升尺度传输。

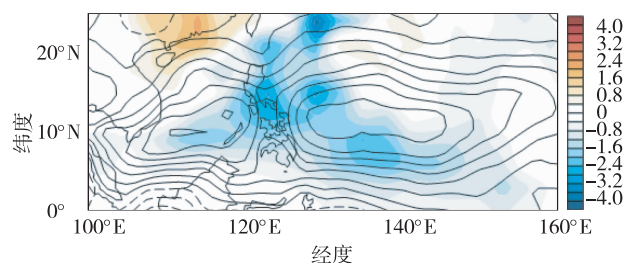


图 8 对流层中下层 (500~900 hPa)、5—7 位相天气尺度向 MJO 的跨尺度平均传输项 (T_{21}) (阴影; 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$; 等值线表示 5—7 位相平均负 OLR 异常, 大小从 $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 开始, 间隔为 $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig.8 KE transfer from the synoptic scale to the MJO scale (T_{21}) at 500—900 hPa, averaged over phases 5—7 (shaded; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (The thick contours show negative intraseasonal OLR anomalies averaged over phases 5—7, starting from $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, with an interval of $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

4 结论

本文运用新的能量分析方法—局地多尺度能量

涡度分析法 (MS-EVA) 诊断了北半球夏季 MJO 在太平洋上空的能量收支, 找出了造成 MJO 尺度动能异常强烈的主要影响因子, 并分析了其动力过程。主要结论如下:

1) 北半球夏季 MJO 对流移至西太平洋地区时 MJO 尺度动能明显升高, 且 MJO 动能的收支正值区域位于对流以北 (前人研究中, 冬、夏季合成的 MJO 动能的收支正值区域位于对流以东, 由于冬季 MJO 强度明显强于夏季, 所以夏季 MJO 北传的特点被掩盖, 这也是要考虑 MJO 季节非对称性的原因之一), MJO 动能的变化与 MJO 的移向有较为一致的对应关系。

2) 运用局地 MS-EVA 方法进行分析, 得出北半球夏季 MJO 动能大值中心分别位于对流层上层约 200 hPa 及对流层中低层 700 hPa 处。造成 MJO 尺度动能异常强烈的主要影响因子在对流层上层和下层是有效位能的转换项和气压梯度力做功项, 在对流层中低层则是能量的跨尺度传输项。其中有效位能转换项主要是受对流层上层潜热释放影响, 正值区主要位于 MJO 对流以北。气压梯度力做功项则将有效位能转换而来的动能在垂直方向上向对流层上下层输送, 在水平方向上向对流中心的南北两侧输送。

3) 在对流层中低层, 大尺度—MJO 尺度的跨尺度传输项是 MJO 动能源; MJO—天气尺度的跨尺度动能传输项是 MJO 动能汇。

虽然大多数 MJO 在能量收支上有着共同的特征, 但是存在个别 MJO 个例有着独特的能量收支持点。除此之外, 由于 MJO 冬、夏季特征具有明显的非对称性, 所以冬季 MJO 动能收支各项可能异于夏季。这些都值得进一步深入研究。

参考文献 (References)

- 何洁琳, 管兆勇, 万齐林, 等, 2012. 冬季西北太平洋热带气旋的生成与热带东风扰动的关系 [J]. 大气科学学报, 35 (2): 163-174. He J L, Guan Z Y, Wan Q L, et al., 2012. Relationship between the formation of tropical cyclone and tropical easterly disturbances in the western North Pacific in boreal winter [J]. Trans Atmos Sci, 35 (2): 163-174. (in Chinese).
- Hsu S D, Lin F M, Wu W Y, et al., 2010. miRTarBase: A database curates experimentally validated microRNA-target interactions [J]. Nucleic Acids Res, 2010. doi: 10. 1093/nar/gkq1107.
- Hsu P C, Li T, 2011. Interactions between boreal summer intraseasonal oscillations and synoptic-scale disturbances over the western North Pacific. Part II: Apparent heat and moisture sources and eddy momentum transport [J]. Climate, 24 (3): 940-959.
- Khouider B, Majda A J, 2006. A simple multicloud parameterization for convectively coupled tropical waves. Part I: Linear analysis [J]. J Atmos Sci, 63 (4): 1308-1323.
- Khouider B, Majda A J, 2007. A simple multicloud parameterization for convectively coupled tropical waves. Part II: Nonlinear simulations [J]. J Atmos Sci, 64 (2): 381-400.

- Kiladis G N, Wheeler M C, Haertel P T, et al., 2009. Convectively coupled equatorial waves[J]. *Reviews of Geophysics*, 47(2): 2003.
- Liang X S, 2016. Canonical transfer and multiscale energetics for primitive and quasi-geostrophic atmospheres[J]. *J Atmos Sci*, 73(11): 4439-4468.
- Liang X S, Robinson A R, 2005. Localized multiscale energy and vorticity analysis I: Fundamentals[J]. *Dyn Atmos Oceans*, 28(3): 195-230.
- Liang X S, Anderson D G M, 2007. Multiscale window transform[J]. *Siam Journal on Multiscale Modeling & Simulation*, 6(2): 437-467.
- Liu F, Wang B, 2013. Impacts of upscale heat and momentum transfer by moist Kelvin waves on the Madden-Julian Oscillation: A theoretical model study[J]. *Climate Dyn*, 40(1/2): 213-224.
- Madden R D, Julian P, 1972. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period[J]. *J Atmos Sci*, 29(6): 1109-1123.
- Mapes B, Tulich S, Lin J, et al., 2006. The mesoscale convection life cycle: Building block or prototype for large-scale tropical waves? [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 42(1): 3-29.
- Sheng J, Hayashi Y, 1990a. Observed and simulated energy cycles in the frequency domain.[J]. *J Atmos Sci*, 47(10): 1243-1254.
- Sheng J, Hayashi Y, 1990b. Estimation of atmospheric energetics in the frequency domain in the FGGE year[J]. *J Atmos Sci*, 47(10): 1255-1268.
- 陶丽, 吴盟盟, 沈新勇, 等, 2015. 1982—2009 年冬夏两季热带季节内振荡的趋势特征[J]. *大气科学学报*, 2015, 38(5): 641-649. Tao L, Wu M, Shen X Y, et al., 2015. Trend of tropical intraseasonal oscillations in summer and winter during 1982—2009[J]. *Trans Atmos Sci*, 38(5): 641-649. (in Chinese).
- Wang B, Liu F, 2011. A model for scale interaction in the Madden-Julian Oscillation[J]. *J Atmos Sci*, 68(11): 2524-2536.
- Wheeler M C, Hendon H H, 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction[J]. *Mon Wea Rev*, 132(8): 1917-1932.
- Zhou L, Sobel A H, Murtugudde R, 2012. Kinetic energy budget for the Madden-Julian Oscillation in a multiscale framework[J]. *J Climate*, 25(15): 5286-5403.
- 周伟灿, 沈海波, 赵海坤, 2015. 热带季节内振荡对西北太平洋台风生成的大尺度环境的影响[J]. *大气科学学报*, 38(6): 731-741. Zhou W C, Shen H B, Zhao H K, 2015. Effect of tropical intraseasonal oscillation on large-scale environment of typhoon genesis over the northwestern Pacific [J]. *Trans Atmos Sci*, 38(6): 731-741. (in Chinese).
- Zhu Q G, Zhi X F, 1988. Maintenance and oscillation mechanisms of summer tropical upper-tropospheric easterlies[J]. *Adv Atmos Sci*, 5(2): 127-139.

An energetic study of the boreal summer western Pacific MJO with the localized multi-scale energy and vorticity analysis(MS-EVA)

LU Huichao^{1,3}, X. San Liang^{1,2}, RONG Yineng¹

¹*School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;*

²*School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;*

³*Tai'an Meteorological Bureau, Tai'an, 271000, China*

Using the newly developed localized multiscale energy and vorticity analysis(MS-EVA) and the MS-EVA-based theory of canonical transfer and hydrodynamic instability, this study conducts a diagnosis on the variability of the boreal summer MJO kinetic energy(MJO KE). MS-EVA is based on a new functional analysis tool, namely multiscale window transform, which splits a signal orthogonally into different parts, each part characteristic of a specific scale range or scale window. In the present study, the atmospheric fields over the Western Pacific are reconstructed on a large-scale window, an MJO scale window, and a synoptic scale window, and the interactions among these windows are investigated. From the results it is found that, in the upper and lower layers of the troposphere, the MJO KE is governed by buoyancy conversion and pressure work. The positive center of the buoyancy conversion is located in the northern part of the convection, which is considered as the source of the MJO kinetic energy. The pressure work redistributes the energy over the region, the negative center of which is located near the convection, and the positive center is located around the convection. A deeper study reveals that, in the middle-lower layers, the MJO kinetic energy mainly originates from the canonical transfer across the scales. The canonical transfer between the mean flow and MJO scale windows, which are located in the convection due to the barotropic instability over the zonal band 5—15°N, and the canonical transfer between the MJO and synoptic scale windows, located in the convection, performs a pattern of the energy transfer from the MJO scale to synoptic

scale, and depends mainly on the MJO-scale velocity gradient and transport of the synoptic wave momentum flux.

Specifically, as the MJO convection propagates northwestward across the Western Pacific, the MJO KE undergoes variabilities, with the maximum located to the north of the convection center in both the mid-lower (~ 700 hPa) and upper (~ 200 hPa) troposphere. Our MS-EVA diagnosis reveals that the composite KE integrated through all levels increases with time to the north of the convection center. In the composite KE budget, the conversion from the available potential energy (APE) within the same scale and the work done by the pressure gradient dominate. This result is consistent with the Gill model result, in which heating contributes to the MJO development. In addition, geopotential fluxes from extra-tropics should be taken into account. The balance between the energy conversion from APE and pressure work for the composite MJO event is similar to that synoptic-scale disturbances. A large amount of KE dissipates near the tropopause due to the cumulus friction. The other important term in the KE balance is the cross-scale KE canonical transfer among the three scale windows. The KE transfer between the MJO and the synoptic scale windows is a sink of the MJO KE, while that between the MJO and large-scale windows is a major source. That is to say, barotropic instability is the main mechanism which extracts energy from the mean flow for MJO to grow; in particular, it has been shown that during the active phase over the Western Pacific, MJO extracts much more KE from the background.

MJO (Madden-Julian Oscillation); localized multi-scale energy and vorticity analysis (MS-EVA); multi-scale window transform; kinetic energy; canonical transfer; Western Pacific

doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20151214002

(责任编辑: 孙宁)