



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

对流耦合开尔文波的升尺度效应对 MJO 传播的影响

作者姓名: 李馨雨

指导教师: 段安民 研究员 中国科学院大气物理研究所

吴国雄 院士 中国科学院大气物理研究所

王晓聪 副研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学硕士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2022 年 6 月

Impacts of Upscale Effects of Convective Coupled Kelvin Waves
on MJO Propagation

A thesis submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Master of Philosophy
in Meteorology
By
Li Xinyu
Supervisor: Professor Duan Anming
Professor Wu Guoxiong
Associate Professor Wang Xiaocong

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences

June 2022

中国科学院大学

研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

作者签名： 李馨雨

日期：2022年6月4日

中国科学院大学

学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延期后适用本声明。

作者签名： 李馨雨

日期：2022年6月4日

导师签名： 严安民 美丽娟

日期：2022年6月4日

摘要

热带大气季节内振荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 是热带大气季节内尺度的主导模态，而行星尺度波包以约 5 m s^{-1} 的速度沿赤道缓慢东传是 MJO 的主要特征之一。MJO 按照传播速度可以分为快、慢两种类型，目前对快、慢两类 MJO 的讨论少有从多尺度角度考虑。

为深化对快、慢 MJO 中多尺度相互作用机制的理解，基于美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 提供的逐日射出长波辐射资料以及 ERA-Interim 再分析资料，本文首先详细分析了 1979-2013 年北半球冬季两类 MJO 中对流耦合开尔文波 (CCKWs) 的结构演变特征，进而对季节内行星-赤道天气尺度动力 (intraseasonal planetary equatorial synoptic dynamics, IPESD) 模型进行编码实现，并利用该模型探究了当 CCKWs 加热形态不同时，升尺度涡旋动量传递 (EMT) 和热量传递 (EHT) 对 MJO 传播的影响。结果表明：

- 1) 快 MJO 中，CCKWs 低 (高) 层辐合 (辐散) 的风场结构稳定性更强，利于主对流持续东传；慢 MJO 中，由于 CCKWs 深对流发展程度更强，导致凝结潜热释放增强，深对流南北两侧除 Kelvin 波外，还包括与沿赤道向东移动的热源响应相一致的显著环流结构；
- 2) 两类 MJO 中，CCKWs 的垂直结构和赤道地区绝大部分有组织对流系统相同，但深对流-层云发展程度有明显差异。快 MJO 中，层云发展程度更强，表现为对流层高层更广的加热范围；慢 MJO 中，深对流发展程度更强，表现为对流层中低层更强的纬向风辐合和更大的相对湿度梯度及强度；
- 3) 基于两类 MJO 中 CCKWs 深对流-层云发展程度的差异，利用 IPESD 模型分析了 CCKWs 不同加热形态对 MJO 传播的影响。结果表明，相比于对流加热，层云加热强度弱时，天气尺度波动向西倾斜和 top-heavy 式垂直加热结构退化，与之对应的升尺度 EMT、EHT 分布形式不变，但强度随之减弱，对流层行星尺度风场响应的强度也减弱。这说明在 IPESD 理论框架下，快

MJO 中 CCKWs 深对流 (层云) 发展程度更弱 (强), 层云加热强度增强, 由此引起更强行星尺度风场响应将加速主对流东侧低层水汽的聚集, 更利于 MJO 东传。

上述结论表明 CCKWs-MJO 多尺度相互作用对 MJO 传播存在较大影响, CCKWs 加热形态的差异将通过升尺度 EMT、EHT 反映至 MJO 风场响应强度中, 进而影响 MJO 传播速度。

关键词: 热带大气季节内振荡, 对流耦合开尔文波, 季节内行星-赤道天气尺度动力 (IPESD) 模型, 升尺度效应, 多尺度相互作用

Abstract

The Madden-Julian oscillation (MJO) is a dominant mode on the intraseasonal time scale in the tropics; the slow eastward propagation of planetary-scale wave envelope at approximately 5 m s^{-1} along the equator is the most fundamental feature of the MJO. MJO can be classified into two groups (fast propagation and slow propagation) based on the phase speed. However, most studies on the fast and slow propagating MJO did not fully address how the multi-scale interactions affect the MJO propagation. This work attempts to address this issue.

This study analyzes the structure and propagation characteristics of the convectively coupled Kelvin waves (CCKWs) in different groups of the MJO by using daily observed outgoing longwave radiation (OLR) data from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and the ERA-Interim reanalysis datasets during 1979-2013 boreal winter; then explores the impacts of upscale eddy momentum transfer (EMT) and eddy heat transfer (EHT) by CCKWs on the propagation of MJO by using intraseasonal planetary equatorial synoptic dynamics (IPESD) model. The results show that:

- 1) In the fast MJO, the wind field structure stability of the convergent (divergent) low (high) layer of CCKWs is more robust, which is conducive to the continuous eastward propagation of the central convection; in the slow MJO, due to the more robust development of deep convection in CCKWs, the release of latent heat of condensation is enhanced, and there is a significant Gill-type circulation structure on the north and south sides of the deep convection that responds to the equatorial symmetric moving heat source except for Kelvin waves;
- 2) The vertical structure of CCKWs in the two types of MJO is the same as that of most organized convective systems in the equatorial region. However, the development degree of deep convective-stratus clouds is significantly different. In the fast MJO, the development of stratus clouds is more robust, which is

manifested by a more comprehensive heating range in the upper troposphere; in the slow MJO, the development of deep convection is more robust, which is manifested by a more robust zonal wind convergence and greater relative troposphere. Humidity gradient and intensity;

- 3) Based on the difference in the development degree of CCKWs deep convective-stratus clouds in the two types of MJO, the IPESD model was used to analyze the influence of different heating modes on CCKW MJO propagation. The results show that when the relative heating intensity of stratus clouds is weak, the synoptic-scale fluctuations tilt westward and the top-heavy vertical heating structure degenerates, and the corresponding up-scale EMT and EHT distribution forms remain unchanged, but the intensity decreases accordingly, and the tropospheric planetary-scale wind The strength of the field response is also weakened. This shows that under the IPESD theoretical framework, compared with the slow MJO, the CCKWs in the fast MJO have a weaker (more substantial) development degree of deep convection (stratus), and the relative heating intensity of the stratus is enhanced, resulting in a stronger planetary-scale wind field. The response will accelerate the accumulation of low-level water vapor on the east side of the central convection, which may be more conducive to the eastward propagation of the MJO than the slow event.

In general, the CCKWs-MJO multi-scale interactions considerably influence the MJO propagation. The difference in the CCKWs' heating forms will be reflected in the intensity of the MJO wind field through the upscale EMT and EHT, thereby affecting the MJO propagation speed.

Key words: Tropical atmospheric intraseasonal oscillation, Convectively coupled equatorial Kelvin waves, Intraseasonal planetary equatorial-synoptic dynamic (IPESD) model, Upscale effects, Multi-scale interactions

目 录

第 1 章 绪论.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 快、慢 MJO 国内外研究进展.....	3
1.3 存在的问题.....	5
1.4 IPESD 理论国内外研究进展	6
1.4.1 MJO 分层结构简述.....	6
1.4.2 对流耦合开尔文波简述.....	7
1.4.3 IPESD 模型国内外研究进展	9
1.5 主要研究内容与创新点.....	11
1.6 论文章节安排.....	12
第 2 章 数据、方法和模型	13
2.1 数据和滤波方法.....	13
2.2 MJO 相速度追踪方法.....	13
2.3 合成方法.....	15
2.4 IPESD 模型	16
第 3 章 对流耦合开尔文波在快、慢 MJO 中的观测特征	23
3.1 快、慢 MJO 事件的分类.....	23
3.2 经度-时间 (Hovmöller) 传播模式	26
3.2.1 MJO 背景场.....	26
3.2.2 OLR 及 850 hPa 纬向风合成.....	27
3.2.3 OLR 及 200 hPa 纬向风合成.....	29
3.3 水平传播特征.....	30
3.3.1 OLR 和 850 hPa 风场、位势高度场合成.....	30
3.3.2 OLR 和 200 hPa 风场、位势高度场合成.....	32
3.4 垂直结构特征.....	33
3.5 本章小结.....	36

第 4 章 对流耦合开尔文波不同加热形态对 MJO 传播的影响	39
4.1 IPESD 模型的编码实现	39
4.2 天气尺度热源结构.....	40
4.3 升尺度涡旋动量、热量传递.....	41
4.4 行星尺度环流响应.....	43
4.5 本章小结.....	46
第 5 章 总结与讨论	47
5.1 全文总结.....	47
5.1.1 对流耦合开尔文波在快、慢 MJO 中的观测特征.....	47
5.1.2 对流耦合开尔文波升尺度效应对 MJO 传播的影响.....	48
5.2 问题展望.....	50
参考文献.....	51
致 谢.....	58
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	59

图表目录

图 1.1 MJO 分层结构示意图 (引自 Kikuchi et al. 2012)。	7
图 1.2 以 7.5° N, 172.5° E 为参考点, 与参考点开尔文波亮温场相关的 (a) 850 hPa 以及 (b) 200 hPa 的异常亮温场 (阴影), 位势高度场 (等值线) 以及风场 (矢量)。粗虚线表示赤道(引自 Kiladis et al. 2009)。	9
图 2.1 以 2006 年 12 月 1 日至 2007 年 1 月 31 日为例追踪 MJO 相速度。x0 表示参考经度; t0 表示参考时间; 蓝色粗虚线以内的 OLR 异常小于平均值以下 1 SD; 红色细实线为 TL; 绿色粗实线为 CTL; 黄色粗实线表示最终追踪线; E1 表示断裂片段间距离超过 10 经度的事件, 因而 E1 对应 TL 不能被选为 CTL; E2 表示断裂片段相隔小于 10 经度的事件, 粉红色粗实线为 E2 对应相速度。	15
表 2.2 IPESD 模型参数设置。	17
图 3.1 100 例 MJO 事件传播速度直方图。	23
图 3.2 (a) 快、(b) 慢 MJO 10° S- 10° N 平均 OLR 异常 等值线, W m^{-2} 合成 Hovmöller 图。等值线间隔 5 W m^{-2} 。阴影区 OLR 异常通过 95% 的显著性检验。	25
图 3.3 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 MJO 滤波 OLR (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 纬向风 (等值线, m s^{-1}) 合成图。等值线间隔 0.2 m s^{-1} (0 等值线忽略)。Day 0 表示 CCKWs 指数达到最小值的日期。水平黑色细实线表示 Day 0, 垂直黑色细实线表示参考经度 (90° E)。绿色圆点表示参考经度在 Day 0 的位置。红色等值线表示西风异常, 蓝色等值线表示东风异常。变量均进行 5° S- 5° N 平均。	26
图 3.4 同图 3.3, 但为 200 hPa 合成图。等值线间隔 0.4 m s^{-1} 。	27

图 3.5 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波 OLR (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 纬向风 (等值线, m s^{-1}) 合成图。等值线间隔 0.1 m s^{-1} 。红色粗实线表示最小二乘法于 $70^\circ - 100^\circ \text{ E}$ 拟合的 OLR 负异常相速度。变量均进行 $5^\circ \text{ S}-5^\circ \text{ N}$ 平均。其余同图 3.1。 28	
图 3.6 同图 3.5, 但为 200 hPa 合成图。等值线间隔 0.2 m s^{-1} 。 30	
图 3.7 基于 (a) - (c) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (d) - (f) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波 OLR (阴影, W m^{-2}) 及 850hPa 风场 (矢量, m s^{-1}) 合成图。风场通过 90% 显著性检验。绿色圆点表示参考经度在赤道的位置。“G” 表示气旋式环流。 31	
图 3.8 基于 (a) - (c) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (d) - (f) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波 OLR 场 (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 位势高度场 (等值线, m) 合成图。等值线间隔 3 m。(d) - (f) 同 (a) - (c), 但为慢 MJO。 32	
图 3.9 同图 3.7, 但为 200 hPa 合成图。 33	
图 3.10 同图 3.8, 但为 200 hPa 合成图。等值线间隔 6 m。 33	
图 3.11 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波纬向风合成图。等值线间隔 0.4 m s^{-1} 。变量进行 $5^\circ \text{ S}-5^\circ \text{ N}$ 平均。 35	
图 3.12 同图 3.11, 但为相对湿度合成图。等值线间隔 0.6%。 35	
图 3.13 同图 3.11, 但为温度合成图。等值线间隔 0.1 K。 36	
图 4.1 IPESD 模型编码框架图。 39	
图 4.2 当 $\phi_0=\pi/4$, $\alpha=2/3$ 时, 赤道上方无量纲天气尺度热源 $S\theta'$ (阴影区) 以及相应风矢量的 y、z 方向剖面图。 41	

图 4.3 同图 4.2, 但 $\alpha=1/3$ 。	41
图 4.4 当 $\alpha=2/3, \phi_0=\pi/4$ 时, 作为 y, z 函数的 (a) 涡旋动量传递 F_U 和 (b) 涡旋热量传递 F_θ 。	42
图 4.5 同图 4.4, 但 $\alpha=1/3$ 。	43
图 4.6 当 $\alpha=2/3, \phi_0=\pi/4$ 时的行星尺度响应。图中为 (a) 2 km, (b) 4 km 以及 (c) 12 km 处的气压扰动场 (等值线) 和风场 (矢量)。实线表示气压扰动正值区, 虚线表示负值区。气压扰动等值线和风矢量在每个高度上依据其最大值进行缩放; 每个高度最大纬向风速分别为: (a) 3.8, (b) 7.7 以及 (c) 7.7 m s^{-1} 。	44
图 4.7 $\alpha=1/3, \phi_0=\pi/4$ 时的行星尺度响应。每个高度最大纬向风速分别为: (a) 1.9, (b) 3.8 以及 (c) 3.8 m s^{-1} 。其余同图 4.6。	45
图 5.1 CCKWs 升尺度效应对 MJO 传播的影响示意图。	50

第1章 绪论

1.1 研究背景

热带大气季节内振荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 是热带大气季节内尺度主导模态 (Madden and Julian 1971, 1972)。尽管其主对流局限于热带地区，但对全球天气和气候均有显著影响 (Maloney and Hartmann 2000; Ren et al. 2018; Tong et al. 2009; 凌健 2009)。对流异常构成的大尺度波包以大约 5 m s^{-1} 的速度沿赤道缓慢东传是 MJO 最主要的特征之一 (Jiang et al. 2020; Lau. et al. 2012; Li 2014; Zhang 2005; Zhang et al. 2020)，因此解释其东传特性是 MJO 研究中的核心课题，目前已有大量基于热带波动力学 (尤其是对流耦合开尔文波) 以及边界层动力学的假说，包括大气对热带季节内稳定强迫 (Hu and Randall 1994)、随机强迫 (Majda and Biello 2004) 和赤道外强迫 (Hsu et al. 1990) 的响应，以及综合边界层摩擦水汽反馈机制 (Wang 1988)、非线性波动-第二类条件不稳定机制 (Lau and Peng 1987; Lindzen 1974) 以及蒸发-风反馈机制 (Emanuel 1987; Neelin et al. 1987) 的摩擦耦合湿开尔文-罗斯贝波波动理论 (Wang and Rui 1990; Wang and Li 1994) 等。其中摩擦耦合赤道波动理论将目光集中于对流加热、热带低频波动以及边界层摩擦辐合作用，指出“类 MJO”信号的东传速度实际上是多尺度结构的群速度。但由于忽略了水汽反馈过程，模拟速度仍远大于观测速度，约 $10\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$ 。随后几十年间，各类假说经过不断发展和完善，逐渐形成当前主流的 MJO 理论，Zhang et al. (2020) 将其大致分为四类：

- 多尺度相互作用理论 (Majda and Stechmann 2009a): 旨在解释 MJO 的三个基本特征：1) $d\omega/d\kappa \approx 0$ 的频散关系；2) 相速度 $\sim 5 \text{ m s}^{-1}$ ；3) 位涡结构呈水平四极子形态。该理论的核心在于，低空行星尺度水汽激发天气尺度波活动 (wave activity)，波活动通过调制热源 (包含行星尺度热源及向上涡动强迫) 形成 MJO 并产生东传特征。该理论的源头可以追溯至 Majda et al. (2003) 提出的季节内行星-赤道天气尺度动力 (intraseasonal planetary equatorial synoptic dynamics, IPESD) 模型，与重力波理论同为多尺度理论的分支。

- 重力波 (gravity wave) 理论 (Yang and Ingersoll 2013): 该理论基于二维浅水波模型, 核心在于描述短生命周期、小尺度重力波如何形成长周期、大尺度的 MJO。位势高度低于阈值时对流触发, 气柱质量增加并激发重力波, 重力波活动使对流中心的质量异常减小, 位势高度降低, 进而激发下一次对流。MJO 东传原因可以归结为 β 效应下东传惯性重力波 (eastward-propagating inertia-gravity, EIG) 的相速度大于西传惯性重力波 (westward-propagating inertia-gravity, WIG), 东传速度为两者相速度之差的一半。
- 三重相互作用 (trio-interaction) 理论 (Wang et al. 2016): 综合对流加热、水汽、波动-边界层动力效应三重因子, 三重相互作用理论是对 Matsuno-Gill 理论 (Gill 1980; Matsuno 1966) 的进一步完善。MJO 东传速度取决于基本态湿静力能 (moist static energy, MSE)、水汽反馈以及开尔文-罗斯贝波的耦合, 边界层及云-辐射反馈提供 MJO 发展的不稳定性。
- 水汽模态 (moisture mode) 理论 (Adames and Kim 2016): 相较于以往 MJO 理论对边界层动力的着重强调, 近年来为学界广泛接受的“水汽模态”理论将目光集中于水汽扰动的重要影响。MJO 东传主要由大尺度水平及垂直 MSE 平流所维持, 传播速度与水平尺度成反比。

当前各类理论对 MJO 东传机制的解释均有其合理性, 同时也存在局限性, 具体可见 Zhang (2005), Zhang et al. (2020) 以及 Wang et al. (2016) 关于 MJO 理论的综述。如何选用更为丰富的范式对各类理论进行检验及进一步完善, 进而更加深刻地认识 MJO 东传机制成为了学界关注的焦点。近期研究表明, 在观测以及全球气候模型 (global climate models, GCMs) 中均存在快速和缓慢传播的两类 MJO 事件。Jiang et al. (2015b) 对 24 个 GCMs 结果进行检验, 发现 MJO 在某些 GCMs 中的传播速度比观测资料得到的平均速度更慢。Zhang and Ling (2017) 利用客观方法对印太暖池区 190 例季节内尺度降水信号的相速度进行追踪, 发现有近 40 例相速度 $\leq 3 \text{ m s}^{-1}$, 近 30 例 $\geq 6.5 \text{ m s}^{-1}$ 。Yadav and Straus (2017) 通过分析 1980-2011 年北半球 32 个的冬季 OLR 场资料, 识别出 26 个从第三相位传播至第六相位时间不超过 10 天的快 MJO 事件, 以及 8 个慢 MJO 事件, 在两个相位间传播至少需要 20 天。Wang et al. (2019) 将 MJO 事件分为四类 (standing,

jumping, fast propagation, slow propagation), 分别代表以驻波形式停留于东印度洋 (eastern equatorial Indian Ocean, EIO) 的 MJO, 湿位相于 5-10 天后从 EIO“跳跃”至赤道西太平洋 (equatorial western Pacific, EWP) 的 MJO, 快速东传的 MJO 以及缓慢东传的 MJO, 并指出不同类型的 MJO 具有自身独特的环流和热力结构。在此基础上, Chen and Wang (2020) 通过客观方法将 MJO 分为快、慢两类并探讨了影响其相速度的环流因子。Lyu et al. (2021) 从 MJO 相速度年际变率出发, 挑选出 1900-2010 年传播速度最快和最慢的两组各十例冬季 MJO 事件, 指出其纬向尺度存在显著差异, 并强调其对 MJO 加速和减缓的决定性影响。

综上所述, 越来越多的研究结果证实 MJO 可以分为快、慢两种类型, 不同类型 MJO 的内部结构存在显著差异。从不同角度分析快、慢 MJO 的结构差异, 基于此对其加速和减缓的机制进行合理解释, 有助于揭示 MJO 东传的物理本质。

1.2 快、慢 MJO 国内外研究进展

多位学者对快、慢 MJO 的结构特征差异展开研究。比如 Wang et al. (2019) 通过聚类分析, 将 1979-2013 年北半球冬季湿位相位于印度洋的 103 例 MJO 事件分为四类: standing (24%), jumping (16%), fast eastward propagation (29%), slow eastward propagation (16%)。观测结果表明两类 MJO 的环流和垂直热力结构均具有显著的纬向不对称性: 就环流结构而言, 两类 MJO 主对流与开尔文波响应 (Kelvin wave response, KWR) 强烈耦合, 但快 MJO 的 KWR 强度更强、纬向尺度更大 (或称 MJO 东侧东风异常延伸范围广)。就热力结构而言, 快 MJO 具有更强的垂直倾斜结构, MSE 层由 EIO 延伸至 EWP, 由此引发的对流不稳定性增强有利于 MJO 东侧浅对流和浓积云生成。Chen and Wang (2020) 更详细地探讨了两种类型 MJO 环流结构的纬向非对称性, 通过分析 MJO 开尔文波分量的结构, 他们发现快 MJO 的 KWR 纬向尺度更大、强度更强, 通过对开尔文波指数和 MJO 传播速度进行相关分析, 确认了 MJO 传播速度与 KWR 强度呈正相关。对 MJO 垂直热力结构的分析表明, 两类 MJO 相关对流层低层水汽正异常均超前于深对流, 但快 MJO 的低层水汽更强, 水汽层厚度更大。Hu and Li (2021) 通过对 1979-2012 年北半球冬季共 84 例 MJO 事件进行分析, 发现所有 MJO 事件均具有

范围从 $9^\circ - 23^\circ$ 的垂直倾斜结构 (vertically tilted structure, VTS)，平均值和标准差分别为 14.2° 和 2.7° ，依据倾斜的强弱将 MJO 事件分为强倾斜 (strong tilt group, STG) 和弱倾斜 (weak tilt group, WTG) 两类，结果表明两者的传播速度存在显著差异，前者约 7.9 m s^{-1} ，后者约 5.9 m s^{-1} ，这种“相速度-VTS”的关系通过单个 MJO 事件的相关分析进一步被证实。Wang and Li (2021) 利用聚类分析探讨了 MJO 最大强度、纬向尺度和传播速度的多样性，发现纬向尺度与相速度有显著相关关系，纬向尺度越大，MJO 传播速度越快。

对 MJO 加速/减缓机制的解释多基于 PBL 摩擦耦合理论以及水汽模态理论。例如 Wang et al. (2019) 认为，MJO 传播速度的快慢与 KWR 的强弱以及纬向尺度密切相关，进而可与背景海温场相联系。当海表温度为 El Niño 型时，MJO 纬向尺度增大，根据水汽模态理论以及 MJO 频率-谱分布，MJO 纬向尺度与传播速度成正比，因而 MJO 相速度加快。同时，强 KWR 导致的 MJO 东侧东风异常使边界层水汽辐合加强，从而加强低层对流不稳定、浓积云发展加强，MJO 深对流生成，有利 MJO 东移。Chen and Wang (2020) 将 1979-2013 年印度洋冬季 MJO 分为快、慢两类，发现不同类型 MJO 的开尔文波和罗斯贝波分量有很大差异，其中 KWR 是影响 MJO 相速度的关键因子。快速传播的 MJO 伴随强度更强、水平尺度更大的 KRW。更强的 KWR 通过放大对流层低层大气预湿润作用，增强垂直热力结构的纬向非对称性，后者表现为超前浅对流以及浓积云的增强。增强的浅对流以及浓积云将预先湿润对流层中低层大气，加速深对流的生成，进而加快 MJO 传播速度。此外，他们同样认为太平洋中部和东部的背景 SST 是影响 KWR 强度的关键因子，对于 El Niño 型背景 SST，印太暖池纬向尺度将增大，这导致 MJO 纬向尺度增大，进而 KWR 加强。基于快、慢 MJO 垂直倾斜结构的观测结果，Hu and Li (2021) 利用两类水汽模态理论解释 VTS 对 MJO 相速度的影响。第一类水汽模态理论强调行星边界层 (PBL) 的水汽非对称性。有研究表明超前的 PBL 水汽正异常可触发局地对流不稳定，促进对流向东传播 (Chen and Wang 2020; Hsu and Li 2012)。虽然 STG 和 WTG 均表现出 PBL 水汽正异常超前结构，但 STG 通过增强垂直和经向水汽平流，使前部水汽扰动更大，因而 MJO 传播速度加快。第二类水汽模态理论强调大气柱整体 MSE 倾向的非对称性，有

学者指出 MSE 中心和 MJO 对流中心大约同相 (Jiang et al. 2015a; Wang et al. 2017), 如果 MSE 倾向呈现东 (西) 正 (负) 的纬向非对称结构, 则 MJO 向东传播速度加快。在此理论框架下, PBL 水汽本身是否非对称并不重要。研究表明, VTS 导致 MJO 对流东侧气流强烈下沉, 这种垂直速度分布引起东 (西) 正 (负) MSE 垂直平流异常, 加快 MJO 向东传播。与此同时, Lyu et al. (2021) 从 MJO 相速度的年际变率出发, 挑选出 1900-2010 年传播速度最快和最慢的两组各十例冬季 MJO 事件, 发现两者的纬向尺度存在明显差异。环流纬向尺度越大, 水汽平流引发的 MJO 东 (西) 侧低层湿润 (干燥) 效应越强, MJO 传播速度加快。

1.3 存在的问题

通过 1.2 节可知, 当前国内外对两类 MJO 的研究方法为: 1) 使用统计分析方法将 MJO 分为快、慢两类, 详细分析不同类型 MJO 的结构特征差异; 2) 根据结构差异在相应 MJO 理论框架下探讨其加速/减缓机制。然而目前对快、慢 MJO 的研究多基于 PBL 摩擦耦合理论以及水汽模态理论, 对多尺度相互作用机制的讨论较为匮乏。大量研究结果表明 (Fei and Wang 2013; Grabowski 2001; Hendon and Liebmann 1994; Kikuchi et al. 2012; Kiladis et al. 2009; Majda and Stechmann 2009a; Moncrieff et al. 2007; Nakazawa and Tetsuo 1988), 在对流层中, MJO 是由对流耦合赤道波构成的行星尺度复杂系统, 即 MJO 波包内部包含多个快速东传的天气尺度 CCKWs 及快速西传的 WIG 波, 同时天气尺度系统内部又包含大量西传的中尺度对流系统 (mesoscale convective systems, MCSs), 各个有组织对流系统在垂直热力结构 (包括云分布、温度、湿度等) 上具有显著的自相似性。因此在讨论 MJO 时, 分层结构及多尺度相互作用理论是不能回避的问题。

快、慢 MJO 内部 CCKWs 的结构是否存在差异? 在多尺度理论框架下, 这种差异会对 MJO 产生什么影响? 这些问题都有待进一步研究和回答。作为 MJO 多尺度动力学的代表性理论之一, IPESD 理论是连接 CCKWs 与 MJO 的桥梁。本文拟从 IPESD 理论出发, 首先详细讨论快、慢 MJO 内部 CCKWs 的结构差异, 然后利用 IPESD 模型研究 CCKWs 升尺度涡旋动量传递 (EMT) 和热量传递 (EHT) 对 MJO 传播的影响。

1.4 IPESD 理论国内外研究进展

1.4.1 MJO 分层结构简述

IPESD 理论的目标在于探究 CCKWs 的 EMT、EHT 对 MJO 的升尺度影响，MJO 分层结构是该理论的基本出发点。上文指出，MJO 分层结构与 CCKWs 有极为密切的联系，早期，研究利用卫星观测资料对 CCKWs 和 MJO 进行区分 (Wallace and Chang 1972; Zangvil 1975)，发现相较于 CCKWs，MJO 的传播速度更慢、尺度更大，在波数-频率谱上集中于纬向 1-2 波。之后随着更高分辨率卫星观测以及全球模型资料的出现，Nakazawa and Tetsuo (1988) 对 MJO 分层结构进行了更为清晰的阐述，他们指出季节内行星尺度 MJO 云系由大量快速向东移动的短周期天气尺度“superclusters”构成，“superclusters”水平尺度大约 3300-6600 km、时间尺度小于 10 d、在西太平洋的东移相速度约 $15-20 \text{ m s}^{-1}$ ；而“superclusters”内部又包含大量向西移动的中尺度“cloud clusters”。 “superclusters”随后被确认为 CCKWs (Takayabu and Murakami 1991)。这种从中尺度到行星尺度的复杂对流波包即 MJO 分层系统 (图 1.1)。尽管 MCSs、CCKWs 和 MJO 在水平尺度和传播特性上存在很大差异，但其云状、温度、湿度等变量的垂直结构存在非常显著的“自相似或尺度不变性”，这种分层波动间的自相似性是 IPESD 理论得以成型的重要观测基础。Kiladis et al. (2009) 总结了从 MCSs 到 MJO 尺度赤道扰动的垂直结构演变过程：

- 深对流之前和期间，对流层较低层（地面至~500 hPa）温度正异常转换为负异常；
- 对流层上层 (~500 至 150 hPa) 温度正异常在 250 hPa 左右达到峰值，该区域略超前于深对流，或与深对流同位相；
- 在~250 hPa 至 300 hPa 附近，温度场和风场发生垂直倾斜 (elbow)；
- 在深对流之前，对流层低层逐渐增湿，紧接着整个对流层的水汽迅速抬升，在对流峰值期间和其后都保持较大的相对湿度；
- 气流下沉的时候，靠近地表的最浅层有一个单独的冷、干信号；
- 就云状而言，在逆温作用下被盖住的淡积云首先发展成更高的浓积云，浓积云通过湿润对流层中层对大气产生影响，有利于积雨云中的深对流加热发展。

之后伴随层云降水，相对干燥的对流层低层因水汽蒸发而变冷。云状的演变同样体现在非绝热加热 Q_1 的垂直结构中，具体参考 Kiladis et al. (2009) 图 11b。

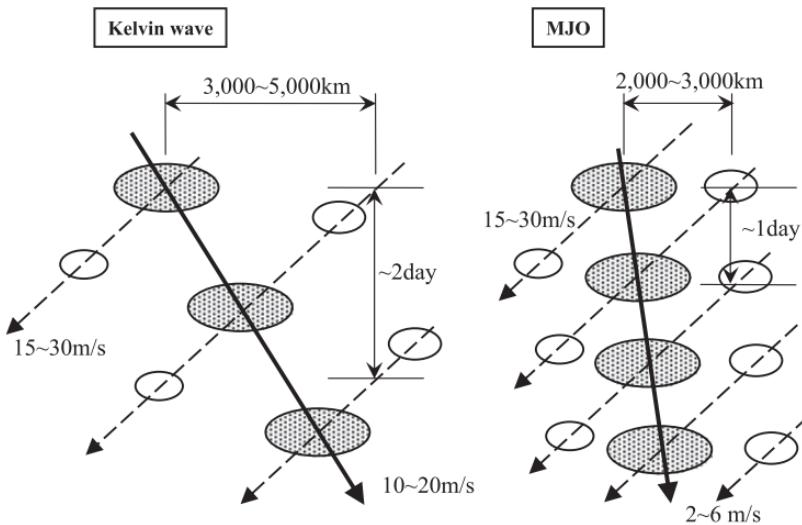


图 1.1 MJO 分层结构示意图 (引自 Kikuchi and Wang 2010)。

Figure 1.1 Diagram of MJO hierarchical structure (from Kikuchi and Wang 2010).

1.4.2 对流耦合开尔文波简述

IPESD 理论聚焦于 CCKWs 对 MJO 的升尺度作用，所以 MCSs 不是本文的讨论对象——其效果已经包含在 CCKWs 之中，即大尺度动力学结构代表了这些发生在向东传播的云包络线内的许多更小尺度事件的净效应 (Dias et al. 2012; Straub and Kiladis 2003)。CCKWs 是沿赤道向东传播的热带天气系统(Dunkerton and Crum 1995; Matthews 2021; Takayabu 1994; Wheeler and Kiladis 1999)，它使赤道地区降水率提高 ~ 10 mm/day (Baranowski et al. 2016)，同时也是赤道对流耦合波的一种类型 (Kiladis et al. 2009)。CCKWs 对季风降水有重要影响(Mekonnen et al. 2008)，是 MJO 活跃位相对流系统波包的主要组成部分 (Haertel et al. 2015; Kikuchi et al. 2018)。事实上，当前气候模型对 CCKWs 及其它赤道对流耦合波的模拟能力极大影响了对 MJO 的模拟精度 (Guo et al. 2015)。

从动力学角度看，虽然观测到的 CCKWs 与线性理论下的赤道开尔文波 (Gill 1980; Matsuno 1966) 在质量 (位势高度) 和动力 (纬向风) 场上具有较大差异

(Roundy 2012), 但通常认为两者的动力学特性是相似的。举例来说, 基于高分辨率卫星观测以及再分析资料, Kiladis et al. (2009) 对 CCKWs 结构进行了详细阐述, 如图 1.2a 所示, 在对流层低层 (850 hPa), 与 CCKWs 有关的风场有很强的纬向分量, 而经向分量很弱, 风场和位势高度场关于赤道的对称性以及同相关系与线性赤道 β 平面浅水波理论的预测结果相似。西风主要位于对流中心西侧, 东风位于东侧, 纬向辐合最大值区位于对流最小值区东侧几百公里处。有研究结果表明, 开尔文波理论模型与 CCKWs 对流层低层水平动力结构的观测结果基本相符, 比如 Straub and Kiladis (2003) 的图 2 以及 Ventrice et al. (2012) 的图 8。不过 Roundy (2008) 通过分析印度洋 CCKWs 发现, CCKWs 异常风场结构与 MJO 背景场有密切联系, 当处于 MJO 背景下时, CCKWs 动力场在赤道附近与浅水波理论模型较为符合, 但在整个热带地区出现较强的经向风异常, 尤其当 CCKWs 穿过 MJO 活跃位相时, 这种异常表现得更加明显, 通常表现为一对关于赤道对称的、经向尺度约 10 个经度的气旋性环流。对于该现象, Roundy 认为是在 CCKWs 传播过程中还混合了其它系统性的扰动, 因为环流表现形式与对赤道东移热源的 Gill 响应 (Chao 1987) 相同。为避免与纯开尔文波的“对称性”“无经向风量”等特征产生混淆, Chao (2007) 建议将 CCKWs 称为“嵌合开尔文波”。对流层高层 (图 1.2c), 风场和位势高度场与 850 hPa 接近反相, 纬向气流和气压场配合良好, 但出现经向气流将质量输向和输出赤道, 引发显著的非地转环流。这表明在对流层上层的真实大气中, 环流与浅水波理论会出现较大偏差。

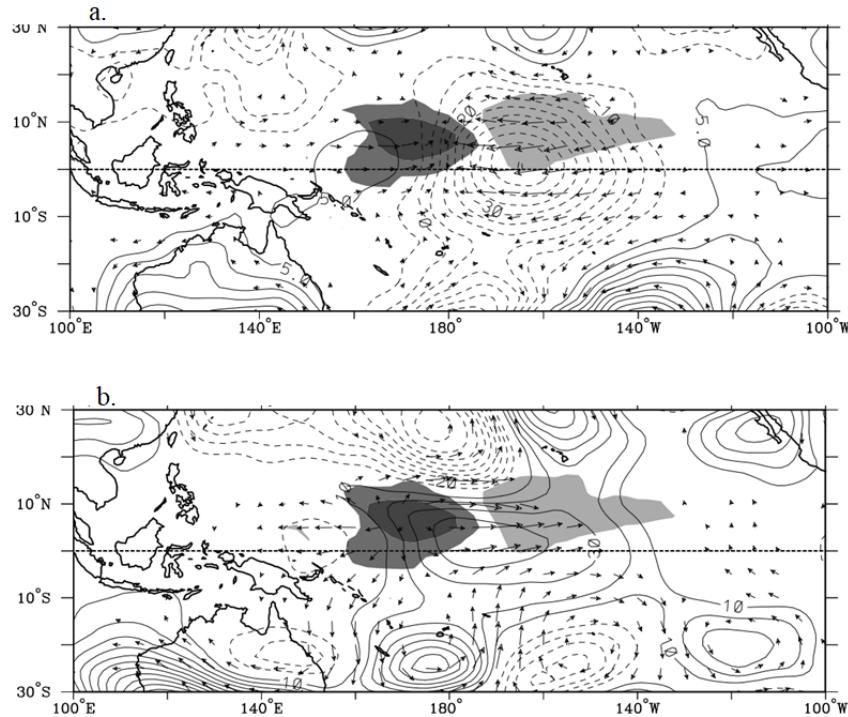


图 1.2 以 $7.5^{\circ}\text{N}, 172.5^{\circ}\text{E}$ 为参考点, 与参考点开尔文波亮温场相关的 (a) 850 hPa 以及 (b) 200 hPa 的异常亮温场 (阴影), 位势高度场 (等值线) 以及风场 (矢量)。粗虚线表示赤道(引自 Kiladis et al. 2009)。

Figure 1.2 Taking $7.5^{\circ}\text{N}, 172.5^{\circ}\text{E}$ as the reference point, the anomalous brightness temperature field (shadow), potential height field (contour line) and wind field (vector) of (a) 850 hPa and (b) 200 hPa which are correlated with the kelvin wave brightness temperature field. The thick dotted line represents the equator (from Kiladis et al. 2009).

1.4.3 IPESD 模型国内外研究进展

IPESD 模型主要用于研究 MJO 分层结构下“superclusters”(CCKWs) 对 MJO 的升尺度影响。模型聚焦于“superclusters”波列产生的赤道天气尺度环流, 以及与天气尺度环流相互作用引起的行星尺度环流异常。这也是对热带地区中纬度斜压不稳定问题的模拟, 其中“superclusters”代表赤道天气尺度扰动, MJO 则被认为是动能和势能升尺度转换产生的行星尺度响应 (Majda and Biello 2004)。 Majda et al. (2003) 从原始方程出发, 采用渐进方法首次系统性地导出多尺度平衡 IPESD 方程组, 并提供了由赤道天气尺度扰动转换而成的 EMT、EHT 的解析解, 以激发行星尺度 MJO 型环流响应。模型强调 EMT 在 CCKWs 升尺度作用中

的重要影响，对开尔文-罗斯贝波耦合型环流结构以及西风爆发有很好的模拟效果。Majda and Biello (2004) 对该模型进行了简练概括 (后称 MB04)，阐述了由向后倾斜“superclusters”引起的 EMT 对 MJO 型环流的影响。

MB04 指出，IPESD 模型理论上可以模拟出行星尺度波包对赤道天气尺度平衡环流在季节内时间尺度上的响应，即 IPESD 模型应当可以具备以下性能：囊括下述 A、B、C 三个关于 CCKWs 观测事实的天气尺度波动能够通过 QLELWE 激发囊括 D、E、F、G、H 五个关于 MJO 观测事实的行星尺度环流响应。

- A. CCKWs 有组织对流系统在对流层低层的变化范围在 $1500 \sim 3000$ km 之间，即 CCKWs 为赤道天气尺度系统；
- B. CCKWs 活动范围限制于赤道，东移相速度约 15 m s^{-1} ；
- C. CCKWs 中速度和气压结构具有明显的垂直向上、向西倾斜特征；
- D. MJO 具有独特的四极型流场结构。对流层低层，前部一对对称的近赤道反气旋南北延伸大约 ± 2500 km，伴随低层东风；与此同时后部一对气旋对同样南北延伸大约 ± 2500 km，伴随强烈的赤道西风爆发。对流层高层呈现非常明显的第一斜压模结构；
- E. MJO 以大约 5 m s^{-1} 的速度穿越印度洋和西太平洋；
- F. MJO 是赤道天气尺度 CCKWs (“superclusters”) 构成的波包；
- G. MJO 中的赤道天气尺度扰动由强度为 $5 \sim 10^\circ \text{ K/day}$ 的潜热加热所驱动；
- H. 赤道西风爆发区上空存在较强的垂直风切变。对流层低层， $4 \sim 5$ km 高度上的西风爆发最强，往下的西风爆发较弱。

在 Biello and Majda (2005) 的文章中，IPESD 模型被进一步改进 (后称 BM05)，天气尺度扰动除了对流波包西侧的“superclusters”外，还包含波包东侧的浓积云。BM05 重现了 MJO 四极子型环流结构。Majda and Stechmann (2009b) 研究了不考虑地球自转的情况下，赤道纬向平均流和 EMT 的相互作用，该模型在平均气流中产生了一种季节内振荡，但没有对向东传播作出解释。在此基础上，Majda and Stechmann (2009a) 提出 skeleton 模型。本文将利用 BM05 模型对 CCKWs 的升尺度影响进行讨论，关于 BM05 模型的介绍将可见 2.4 节。

1.5 主要研究内容与创新点

从上述回顾可知, MJO 可根据相速度分为快、慢两种类型, 不同类型 MJO 的结构特征存在显著差异, 从不同角度揭示两类 MJO 的结构差异, 并在此基础上利用不同理论对 MJO 加速和减缓的原因进行合理解释将有助于揭示 MJO 东传的物理本质。

以往对快、慢 MJO 结构的研究多基于 PBL 摩擦耦合理论以及水汽模态理论, 对多尺度相互作用机制的讨论较为匮乏。为深化对快、慢 MJO 中多尺度相互作用机制 (即: 快、慢 MJO 影响 CCKWs 活动, 反之不同 CCKWs 活动会通过层云-深对流影响快、慢 MJO) 的理解, 本文将首先详细分析两类 MJO 中 CCKWs 的结构演变特征, 进而利用一个季节内行星-赤道天气尺度动力 (IPESD) 模型, 在 IPESD 理论框架下探讨 CCKWs 升尺度效应对 MJO 传播的影响。

本文的主要研究目标为:

- 1) 详细分析当 MJO 湿位相干印度洋建立时, CCKWs 在快、慢 MJO 中的结构演变特征及差异;
- 2) 根据 BM05 文章, 编码实现 IPESD 模型;
- 3) 利用 IPESD 模型讨论 CCKWs 升尺度效应对 MJO 传播的影响。

本文的主要创新点为:

- 1) 从 MJO 多尺度结构的角度出发, 详细分析了快、慢 MJO 中 CCKWs 的结构特征, 发现在慢 MJO 中, CCKWs 的深对流 (层云) 发展程度更强 (弱), 动力场中除 Kelvin 波外, 还包括与沿赤道向东移动的热源响应相一致的显著环流结构;
- 2) 从 MJO 多尺度相互作用理论着手, 独立编码实现 IPESD 模型, 并将模型应用于快、慢 MJO 中 CCKWs-MJO 多尺度相互作用的研究;
- 3) 基于两类 MJO 中 CCKWs 深对流-层云发展程度的差异, 利用 IPESD 模型探讨了 CCKWs 不同加热形态对 MJO 的升尺度效应, 发现由于快 MJO 中 CCKWs 深对流 (层云) 发展程度更弱 (强), 层云加热相对占比加大, 由此引起的更强行星尺度风场响应将加速主对流东侧低层水汽的聚集, 相比慢事件可能更利于 MJO 东传。

1.6 论文章节安排

论文章节安排如下。

- 第 1 章 绪论
- 第 2 章 数据、方法和模型
- 第 3 章 对流耦合开尔文波在快、慢 MJO 中的观测特征
- 第 4 章 对流耦合开尔文波不同加热形态对 MJO 传播的影响
- 第 5 章 总结与讨论

第2章 数据、方法和模型

2.1 数据和滤波方法

- 美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 提供的逐日向外长波辐射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 资料 (Liebmann and Smith 1996)，表征与热带波动相关的深对流。数据集水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。
- ERA-Interim 再分析资料 (Dee et al. 2011) 每日 0000、0600、1200、1800 四个时次平均，得到逐日水平风场、温度场、相对湿度场以及位势高度场。为了与 OLR 场吻合，水平分辨率选择 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。垂直方向以 50 hPa 为间隔，选取 1000-100 hPa 共 19 层。

参照 Roundy (2008) 的指数定义方法，首先减去每个格点的长期平均以及气候态前三个谐波分量，去除季节循环。然后将去季节循环的 OLR 数据在波数-频率域上滤波 (Wheeler and Kiladis 1999)。选取纬向 1-14 波、周期 2.5-20 天、等效深度 8-50 m，得到 CCKWs 信号；选取纬向 1-5 波、周期 20-80 天，得到 MJO 信号。滤波时首先在经度上进行傅里叶变换，然后在时间上进行另一次变换，如果傅里叶系数在上述波数-频率域之外，则取零，最后进行傅里叶逆变换得到 OLR 异常场。选取参考区域为 90°E , $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$ ，将滤波后参考区域内平均 OLR 异常分别定义为 MJO 指数以及 CCKWs 指数。同时，由于 MJO 为热带季节内振荡冬季主导模态 (Kikuchi et al. 2012)，因此本次研究主要关注 1979-2013 年北半球冬季 (NDJFMA) 发生的 MJO 事件。

2.2 MJO 相速度追踪方法

追踪相速度之前，首先需要挑选 MJO 事件。基于上文得到的 MJO 指数，我们依据以下标准挑选 MJO 事件：1) 如果 MJO 指数连续五天小于平均值以下 1 标准差 (SD)，则认为发生一次 MJO 事件；2) 将 MJO 发生过程中 OLR 异常达到极小值的日期定义为 t_0 。结果表明 1979-2013 年共发生 MJO 事件 197 次，其

中冬季 (NDJFMA) 发生 118 次。

为进一步完善模型对 MJO 预测能力的评估技巧, Ling et al. (2014) 首次引入全球以及区域尺度模型评估的概念, 并提出可以利用 MJO 追踪方法作为 MJO 区域尺度评估方式。相较于广泛应用的全球尺度实时多要素 MJO 监测 (RMM) 指数 (Wheeler and Hendon 2004), MJO 追踪方法可以定量给出单个 MJO 在某一特定区域内传播的详细信息, 如: 相速度、发生/消亡对应的经度以及日期、纬向传播范围以及纬向尺度等 (图 2.1b)。该方法随后由 Zhang and Ling (2017) 和 Chen and Wang (2020) 进一步完善。除了在根据研究需求选定特定区域时会引入唯一先验假设外, 追踪法可以最大程度减少测量 MJO 相速度时的人为干预, 客观识别具有东传特征的单个 MJO 的传播速度。具体步骤如下:

- (i) 绘制 1979-2013 年冬季 $10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$ 平均 OLR 异常的 Hovmöller 图, 并选取参考经度为 90°E , 追踪区域为 $20^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{W}$;
- (ii) 在给定日期 $t \in [t_0 + 12, t_0 - 12]$ 绘制一族经过参考经度、不同斜率 c 的试验线 (Trial Line, TL), 即图 2.1a 中的红色细实线。本文选取 $c \in [1, 25] \text{ m s}^{-1}$, 间隔为 0.1 m s^{-1} 。坐标 (t, c) 表示在时刻 t 以速度 c 通过参考经度的 TL;
- (iii) 识别每一 TL 中满足 OLR 异常连续小于平均值以下 1SD 的片段, 称为备选追踪线 (Candidate Tracking Line, CTL)。如果断裂片段的经度相差不超过 10° , 则两片段合并为一个片段 (图 2.1a 中的粉色粗实线);
- (iv) 计算每一 CTL 最长片段的累积振幅 $A(t, c)$ 以及经度跨度 $L(t, c)$ 。 $A(t, c)$ 指沿着 CTL 每个格点的 OLR 异常总和, 可表征 MJO 深对流强度。 $L(t, c)$ 指 CTL 起点和终点经度之差, 表征 MJO 纬向传播范围;
- (v) 对每一例 MJO 对应的 t_0 重复步骤 (2)-(4), 得到所有 t_0 对应事件的 $A(t, c)$, $L(t, c)$;
- (vi) 定义函数 $B(t, c) = A(t, c)/A_m(t, c) + L(t, c)/L_m(t, c)$ 。 $A_m(t, c)$ 和 $L_m(t, c)$ 分别表示最大 OLR 异常累积振幅以及最大经度跨度, 同理 $B_m(t, c)$ 。与 B_m 对应的 CTL 即最终追踪线 (图 2.1a 中的黄色粗实线)。

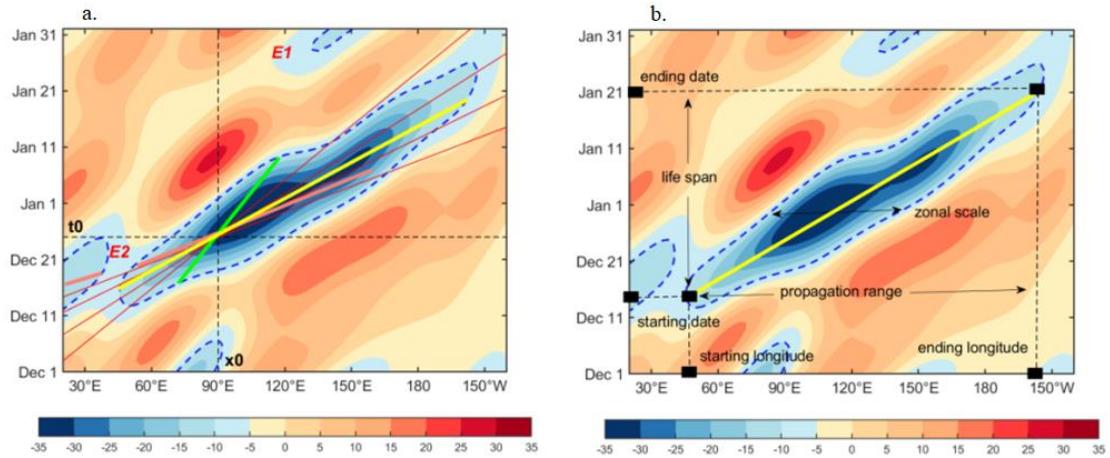


图 2.1 以 2006 年 12 月 1 日至 2007 年 1 月 31 日为例追踪 MJO 相速度。 x_0 表示参考经度; t_0 表示参考时间; 蓝色粗虚线以内的 OLR 异常小于平均值以下 1 SD; 红色细实线为 TL; 绿色粗实线为 CTL; 黄色粗实线表示最终追踪线; E1 表示断裂片段间距离超过 10 经度的事件, 因而 E1 对应 TL 不能被选为 CTL; E2 表示断裂片段相隔小于 10 经度的事件, 粉红色粗实线为 E2 对应相速度。

Figure 2.1 The MJO phase velocity was tracked from December 1, 2006 to January 31, 2007. x_0 represents the reference longitude; t_0 represents the reference time; The OLR anomalies within the thick dashed blue line was less than 1 SD below the mean. Thin solid red lines are TL; The thick solid green line is CTL; The thick solid yellow line represents the final trace line; E1 represents the event where the distance between fragments is more than 10 longitude, so the corresponding TL of E1 cannot be selected as CTL. E2 represents the event with fracture segments separated by less than 10 longitudes, and the thick solid pink line represents the corresponding velocity of E2.

2.3 合成方法

通过分析快、慢 MJO 事件中的 CCKWs 指数, 可以对 Kelvin 滤波后的数据进行合成, 从而得到 CCKWs 在两类 MJO 中的结构演变情况。将 CCKWs 指数达到极小值且小于平均值以下 1SD 定义为发生一次 CCKWs 事件, 结果表明 1979-2013 年共发生 CCKWs 事件 1288 次, 其中冬季发生 610 次。结合 3.1 节得到的快、慢 MJO 事件, 得到两个日期集:

- (i) 31 例快 MJO 事件对应 t_0 前后五天内发生的 CCKWs 归于集合 1。该集合包含 42 个成员，代表快 MJO 中越过参考点东传的 CCKWs 事件；
- (ii) 30 例慢 MJO 事件对应 t_0 前后五天内发生的 CCKWs 归于集合 2。该集合包含 41 个成员，代表慢 MJO 中越过参考点东传的 CCKWs 事件。

根据两个日期集对 Kelvin 滤波数据进行合成，确定 CCKWs 的结构特征。此外不难看出，CCKWs 在两类 MJO 中的发生频数几乎相同，说明 MJO 传播速度的快慢并不影响 CCKWs 的发生频率。CCKWs 频率的变化可能更多地取决于 MJO 所处的位相 (Roundy 2008)。

2.4 IPESD 模型

IPESD 模型为本文拟使用的多尺度平衡模型，用以探究 CCKWs 在快、慢 MJO 中的升尺度 EMT、EHT 对 MJO 的影响。自 Majda and Klein (2003) 首次系统推导出该模型方程组以来，IPESD 模型经历了逐代更新，本文采用 BM05 版本。接下来对该模型进行详细介绍。

IPESD 模型的动力基础是具有定常浮力频率的一组 Boussinesq 方程，浮力频率取对流层标准值 $N = 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。模型忽略了平流层和边界层的影响，在自由对流层的底部 (0.5 km) 以及顶部 (16.5 km) 无垂直运动处取刚盖近似为边界条件。自然参考速度 c_{ref} 为第一斜压模对应重力波的传播速度 $c = 50 \text{ m s}^{-1}$ 。标准赤道天气长度尺度、时间尺度 l_s ， T_s 分别定义为 $l_s = (c/\beta)^{\frac{1}{2}} = 1500 \text{ km}$ ， $T_s = (c\beta)^{-\frac{1}{2}} = 8.3 \text{ h}$ ，其中 β 代表地球曲率效应在赤道的一阶导。模型包含 U, V, W, P, θ 五个动力和热力学变量，分别表示速度的纬向 (x)、经向 (y)、垂直向 (z) 分量，压强以及等效温度。由于参考速度 $c = 50 \text{ m s}^{-1}$ 对风速而言过大，因此自然引入弗劳德数 $Fr = v_{\text{ref}}/c = \varepsilon$ ，即经向参考速度与基本波速的比率。小参数 Fr 的选取范围为 $0.1 \leq \varepsilon \leq 0.4$ ，使赤道对流层运动有较为合理的流速。利用小参数，直觉地得到存在平流时间尺度 $T_I = l_s/v_{\text{ref}} \approx 3.5 \text{ days}$ ，为季节内时间尺度；与此同时，由于赤道周长约 40000 km，天气尺度运动的长度尺度 $l_s \approx 1500 \text{ km}$ ，自然可推测天气尺度运动受行星尺度波包调制，即 $X = \varepsilon x$ 。表 2.2

为本文选取的模型参数以及特征尺度，与 Biello and Majda (2005) 的参数选择一致。

表 2.2 IPESD 模型参数设置。

Table 2.2 List of scale parameters in the IPESD model.

物理量	名称	值或单位特征值
赤道 β 参数	β	2.3×10^{-11}
弗劳德数	ε	0.125
第一斜压模重力波速	c	50 m s^{-1}
赤道天气尺度特征时间	T_s	$(c\beta)^{-1/2} = 8.3\text{h}$
赤道变形半径	l_s	$(c/\beta)^{1/2} = 1500\text{km}$
对流层高度	H_T	16km
(天气尺度) 特征水平尺度	$[x, y]$	$l_s = 1500\text{km}$
特征垂直尺度	$[z]$	$H = H_T/\pi \approx 5\text{km}$
行星尺度特征纬向长度	$[X]$	$l_s/\varepsilon \approx 12000\text{km}$
行星尺度平流时间	$[t]$	$T_I \equiv T_s/\varepsilon \approx 3\text{days}$
水平速度尺度	$[u', v', \bar{U}]$	$\varepsilon c = 6.25 \text{m s}^{-1}$
垂直速度尺度	$[w']$	$\varepsilon c H / l_s = 2.5 \text{cm s}^{-1}$
温度尺度	$[\theta', \bar{\Theta}]$	3K
压强尺度	$[P', \bar{P}]$	$\varepsilon c^2 = 312 (\text{m s}^{-1})^2$
天气尺度加热率	$[S^{\theta'}]$	10K/day
行星尺度加热率	$[S^\theta]$	1.25K/day
动量阻尼	d	$T_I/5\text{days} \approx 0.55$
热阻尼	d_θ	$T_I/15\text{days} \approx 0.18$

IPESD 模型为天气与行星尺度耦合的多尺度模型，其变量包含纬向天气尺度平均（行星尺度变化）以及天气尺度扰动两部分。任意大气变量 $g(X, x, y, z, t)$ 可表示为：

$$g(X, x, y, z, t) = \bar{g}(X, y, z, t) + g'(X, x, y, z, t) \quad \dots (2.1)$$

其中

$$\bar{g}(X, y, z, t) = \lim_{L \rightarrow \infty} \frac{1}{2L} \int_{-L}^L g(X, x, y, z, t) dx. \quad \dots (2.2)$$

$\bar{g}(X, y, z, t)$ 表示不存在 x 方向天气尺度扰动的大尺度平均变量, $g'(X, x, y, z, t)$ 表示大尺度平均为 0 的变量, 即 $\bar{g}' = 0$ 。由此 U, V, W, P, θ 五个变量可以分解为如下形式:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta'(\varepsilon x, x, y, z, t) + \bar{\theta}(\varepsilon x, y, z, t) + O(\varepsilon) \\ P &= p'(\varepsilon x, x, y, z, t) + \bar{P}(\varepsilon x, y, z, t) + O(\varepsilon) \\ U &= u'(\varepsilon x, x, y, z, t) + \bar{U}(\varepsilon x, y, z, t) + O(\varepsilon) \\ V &= v'(\varepsilon x, x, y, z, t) + \varepsilon \bar{V}(\varepsilon x, y, z, t) \\ W &= w'(\varepsilon x, x, y, z, t) + \varepsilon \bar{W}(\varepsilon x, y, z, t) \end{aligned} \quad \dots (2.3)$$

根据以上形式的天气和大尺度波包变量分解, Majda et al. (2003) 以及 Majda and Biello (2004) 基于原始方程组系统地导出了 IPESD 方程。IPESD 方程分为两部分, 天气尺度运动满足平均加热为 0 的赤道天气尺度弱温度梯度 (SEWTG) 方程:

$$\begin{aligned} -yv' + p'_x &= 0 \\ w' = S^{\theta'}, \bar{S}^{\theta'} &= 0 \\ yu' + p'_y &= 0 \\ p'_z &= \theta' \\ u'_x + v'_y + w'_z &= 0. \end{aligned} \quad \dots (2.4)$$

大尺度波包运动满足准线性赤道长波方程 (QLELWE):

$$\begin{aligned} \bar{U}_t - y\bar{V} + \bar{P}_x &= F^U - d\bar{U} \\ \bar{\theta}_t + \bar{W} &= F^\theta - d_\theta \bar{\theta} \\ y\bar{U} + \bar{P}_y &= 0 \\ \bar{P}_z &= \bar{\theta} \\ \bar{U}_x + \bar{V}_y + \bar{W}_z &= 0. \end{aligned} \quad \dots (2.5)$$

其中, 强迫项 F^U 和 F^θ 通过计算湍流的纬向动量和温度通量获得:

$$\begin{aligned} F^U &= -\overline{(u'v')_y} - \overline{(u'w')_z} \\ F^\theta &= -\overline{(\theta'v')_y} - \overline{(\theta'w')_z}. \end{aligned} \quad \dots (2.6)$$

至此可以看出, IPESD 模型通过强迫项, 即升尺度涡旋动动量和热量传递 F^U 和 F^θ , 将赤道弱温度梯度 (SEWTG) 方程和准线性赤道长波方程 (QLELWE) 方程耦合起来, 主要目的是讨论天气尺度热源产生的 EMT 和 EHT 对行星尺度环流的升尺度效应, 以探究赤道天气尺度和行星尺度波动间的多尺度相互作用机制。

虽然 IPESD 方程组是多尺度非线性方程组, 但通过求解两组线性方程, 可以以“准线性”的方式得到 IPESD 方程的解, 求解步骤分三步:

(1) 设定天气尺度扰动的加热结构 $S^{\theta'}$;

IPESD 模型对天气尺度热源的设置基于以下三点考量: 首先, 通过大尺度调节函数 $F(X) = \cos(\pi X/2L)^+$, 赤道天气尺度活动被理想化为局部发生在印度洋海盆, 其中 $L=5000$ km, 中心设定在 90°E , 即印度洋存在连续的深对流活动扰动以提供赤道天气尺度潜热加热。其次, 热带大气非绝热加热廓线存在两种主要的模态, 第一模态表示深对流所产生的大气非绝热加热廓线, 第二模态表示层云降水产生的大气非绝热加热廓线。这为多个研究所证实, 比如 Lin et al. (2004) 利用观测资料绘制 MJO 垂直加热异常廓线时发现整条廓线可分为层云加热、深对流加热及辐射加热三部分, 其中深对流加热整层大气, 加热中心出现在对流层中层, 层云加热对流层上层大气, 冷却下层大气。再次, Kiladis et al. (2009) 总结了 CCEWs 的垂直加热结构, 指出从 MCSs 尺度到 MJO 尺度, 赤道有组织对流系统的非绝热加热表现出显著的向西倾斜以及头重脚轻 (top-heavy) 形态, 在云系演变中表现为最深对流前部对流层低层有浅层云发展, 而后迅速转变为深对流加热中层大气, 最深对流后部对流层高层出现雨层云加热。根据以上特点, IPESD 模型给出赤道天气尺度热源结构:

$$S^{\theta'} = Q(x, y, z)F(X) \quad \dots (2.7)$$

$$Q(x, y, z) = G_x^1(x, y, t) \sin(z) + G_x^2(x, y, t) \sin(2z) \quad \dots (2.8)$$

$$Q = H(y)[\cos(x - \phi(t)) \sin(z) - \alpha \cos(x - \phi(t) + \phi_0) \sin(2z)] \quad \dots (2.9)$$

该热源包含第一和第二斜压模, 即 $\sin(z)$, $\sin(2z)$, 分别代表热带大气深对

流加热以及层云加热。其中 $H(y) = H_0 e^{-(y+y_0)^2}$, 表示层云和深对流加热具有相同的经向结构, 关于 y_0 对称。 $\phi_0 = \pi/4$ 为层云滞后相位, $\phi(t)$ 为任意波速。 α 为层云加热相对于深对流加热的强度, $0 < \alpha < 1$, 当 $\alpha = 0$ 时, 只有普遍的第一斜压模加热, 即 CCKWs 内部仅存在深对流加热, 当 $\alpha > 0$ 时, 由于有组织对流活动, 印度洋出现显著的层云加热。通过改变 α 的数值可以模拟 CCKWs 不同加热形态, α 值越大, 则层云加热越强, 反之亦然。带入 SEWTG 方程后得到天气尺度变量的表达式:

$$\begin{aligned} u' &= -[(2G^1 + yG_y^1) \cos(z) + 2(2G^2 + yG_y^2) \cos(2z)] \\ v' &= y[G_x^1 \cos(z) + G_x^2 \cos(2z)] \\ w' &= G_x^1 \sin(z) + G_x^2 \sin(2z) \\ p' &= y^2[G^1 \cos(z) + 2G^2 \cos(2z)] \\ \theta' &= -y^2[G^1 \sin(z) + 4G^2 \sin(2z)] \end{aligned} \quad \dots (2.10)$$

(2) 通过 SEWTG 方程得到 EMT、EHT 的解析解;

IPESD 模型中, 天气尺度热源通过 SEWTG 方程产生升尺度涡旋动量 (EHT)、热量传递 (EMT)。将形式如公式(2.9)的天气尺度热源带入 SEWTG 方程, 得到 EMT、EHT 的解析解为:

$$\begin{aligned} F^U &= \kappa(\cos(z) - \cos(3z))(2H^2 + yHH_y) \\ F^\theta &= -\kappa\{\sin(z)[5y^2H^2 + 4y^3H_yH] + (\sin(3z)/3)[15y^2H^2 + 4y^3H_yH]\} \end{aligned} \quad \dots (2.11)$$

其中 $\kappa = 3/4F(X)^2\alpha\sin(\phi_0)$ 。不难看出, EHT 和 EMT 作为驱动 QLELWE 的强迫项, 有几个关键特征。首先, EMT 和 EHT 不依赖于天气尺度有组织对流活动的波速, 即在 IPESD 模型中, CCKWs 的传播速度对 MJO 没有影响。其次, 当 $\alpha = 0$ 或 $\phi_0 = 0$ 时, 天气尺度波动结构没有倾斜, 因此也没有动能和热能的升尺度传递, 即 $F^U \equiv 0$, $F^\theta \equiv 0$ 。再次, 行星尺度动量强迫 F^U 在赤道不为 0, 而热强迫 F^θ 在临近赤道区域退化为 0, 因此赤道区域为 EMT 主导 CCKWs 对 MJO 的升尺度影响。

(3) 将 EMT、EHT 带入赤道长波方程, 利用谱展开方法 (Majda 2003),

计算得到行星尺度响应。

第3章 对流耦合开尔文波在快、慢MJO中的观测特征

本章将通过合成分析，分别从经度-时间演变、水平结构以及垂直结构三个角度详细阐述印度洋CCKWs在当地快、慢MJO中的传播特征。

3.1 快、慢MJO事件的分类

首先对快、慢MJO事件进行分类。由于本文研究对象是始于印度洋且持续东传一定距离的MJO，所以只保留起始经度在 80°E 以西、终点经度在 120°E 以东的100例MJO事件。图3.1为MJO相速度的频率分布直方图。由图可知MJO相速度范围为 $2\text{--}12\text{ m s}^{-1}$ ，峰值位于 $4\text{--}5\text{ m s}^{-1}$ 以及 $5\text{--}6\text{ m s}^{-1}$ 的区间，总体接近正态分布。将相速度大于70%分位数(5.5 m s^{-1} , 31例)的MJO归入快事件一类，小于30%分位数(4.3 m s^{-1} , 30例)的MJO归入慢事件一类，详细信息列于表3.1中。图3.2为快、慢MJO赤道地区($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$)平均OLR异常合成图，已通过95%显著性检验。从图中可以看出，快事件的平均传播速度约为 6.9 m s^{-1} ，慢事件 3.7 m s^{-1} ，两者差距接近一倍。快MJO对流异常的纬向传播范围更广，西侧可以到达非洲大陆东侧，东侧到达赤道东太平洋，而慢MJO的对流消亡在日界线附近。快MJO的纬向尺度更大，与Wang et al. (2019)的结论一致。

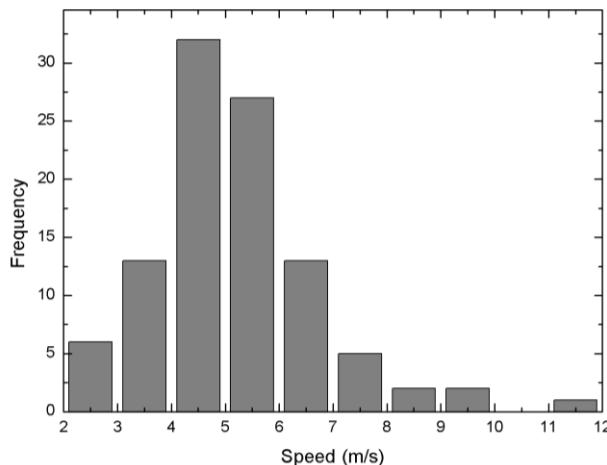


图3.1 100例MJO事件传播速度直方图。

Figure 3.1 The histogram of propagation speed for the 100 propagating MJO events.**表 3.1** 快、慢 MJO 事件的起始日期、结束日期以及 MJO 指数达到最小值的日期 t_0 。**Table 3.1** The start date, end date, and the date when the MJO index reaches the minimum value t_0 of fast and slow MJO events.

Fast			Slow		
start	end	t_0	start	end	t_0
11 Mar 1982	31 Mar 1982	17 Mar 1982	25 Dec 1981	13 Feb 1982	8 Jan 1982
16 Apr 1982	13 May 1982	23 Apr 1982	20 Dec 1982	26 Jan 1983	25 Dec 1982
26 Oct 1982	19 Nov 1982	1 Dec 1982	26 Mar 1984	19 Apr 1984	5 Mar 1984
4 Nov 1983	23 Nov 1983	10 Nov 1983	18 Nov 1984	7 Jan 1985	7 Nov 1984
27 Apr 1986	20 May 1986	30 Apr 1986	1 Feb 1985	15 Mar 1985	9 Feb 1985
23 Apr 1987	15 May 1987	28 Apr 1987	4 Apr 1985	3 May 1985	14 Apr 1985
1 Apr 1989	25 Apr 1989	6 Apr 1989	25 Dec 1985	3 Feb 1986	5 Jan 1986
25 Feb 1990	20 Mar 1990	1 Mar 1990	9 Mar 1987	23 Apr 1987	15 Mar 1987
4 Apr 1990	26 Apr 1990	11 Apr 1990	18 Jan 1988	2 Mar 1988	29 Jan 1988
6 Mar 1991	18 Mar 1991	13 Mar 1991	13 Nov 1988	22 Dec 1988	19 Nov 1988
16 Apr 1991	6 May 1991	18 Apr 1991	6 Jan 1989	30 Jan 1989	17 Jan 1989
11 Jan 1993	3 Feb 1993	17 Jan 1993	22 Nov 1992	8 Jan 1993	1 Dec 1992
21 Mar 1995	5 Apr 1995	27 Mar 1995	12 Nov 1994	5 Jan 1995	16 Nov 1994
29 Apr 1995	21 May 1995	30 Apr 1995	28 Dec 1994	29 Jan 1995	5 Jan 1995
19 Apr 1996	12 May 1996	26 Apr 1996	28 Oct 1995	25 Nov 1995	11 Dec 1995
6 Feb 1997	15 Mar 1997	13 Feb 1997	20 Jan 1996	11 Mar 1996	28 Jan 1996
28 Mar 1997	15 Apr 1997	2 Apr 1997	21 Oct 1998	18 Nov 1998	1 Nov 1998
19 Apr 2001	8 Mar 2001	25 Apr 2001	22 Jan 2001	28 Feb 2001	31 Jan 2001
14 Jan 2002	26 Jan 2002	20 Jan 2002	27 Apr 2005	31 May 2005	30 Apr 2005
29 Apr 2002	17 May 2002	30 Apr 2002	3 Jan 2006	9 Feb 2006	12 Jan 2006
7 Nov 2002	10 Dec 2002	16 Nov 2002	12 Mar 2006	6 Apr 2006	21 Mar 2006

20 Dec 2002	13 Jan 2003	24 Dec 2002	5 Dec 2007	26 Jan 2008	16 Dec 2007
27 Apr 2004	14 May 2004	30 Apr 2004	1 Nov 2009	16 Dec 2009	11 Nov 2009
27 Dec 2004	11 Jan 2005	2 Jan 2005	18 Dec 2009	15 Feb 2010	30 Dec 2009
14 Apr 2006	7 May 2006	21 Apr 2006	30 Dec 2010	21 Jan 2011	9 Jan 2011
10 Apr 2008	28 Apr 2008	17 Apr 2008	28 Feb 2012	9 Apr 2012	10 Mar 2012
11 Nov 2008	24 Nov 2008	17 Nov 2008	15 Apr 2012	2 May 2012	23 Apr 2012
4 Apr 2009	30 Apr 2009	10 Apr 2009	2 Feb 2013	16 Mar 2013	14 Feb 2013
20 Apr 2011	9 May 2011	26 Apr 2011	24 Mar 2013	22 Apr 2013	3 Apr 2013
22 Nov 2011	5 Dec 2011	28 Nov 2011	29 Nov 2013	3 Jan 2014	7 Dec 2013
22 Dec 2012	17 Jan 2013	28 Dec 2012			

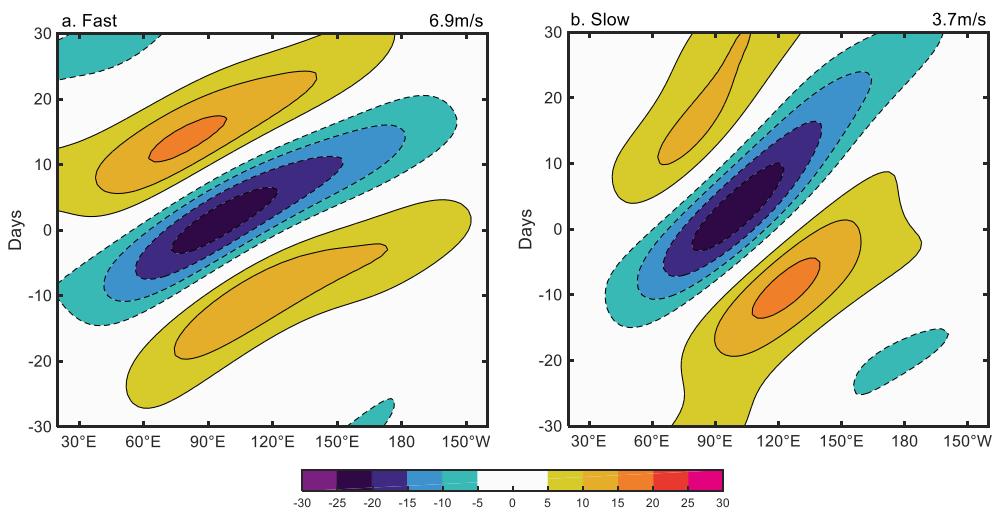


图 3.2 (a) 快、(b) 慢 MJO $10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$ 平均 OLR 异常 (等值线, W m^{-2}) 合成 Hovmöller 图。等值线间隔 5 W m^{-2} 。阴影区 OLR 异常通过 95% 的显著性检验。

Figure 3.2 The composited Hovmöller diagram of the equatorial ($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$ averaged) OLR anomalies (isolines, W m^{-2}) are shown for the (a) fast and (b) slow MJO events. The isolines interval is 5 W m^{-2} . The OLR anomalies above 95% confidence level are shaded.

3.2 经度-时间 (Hovmöller) 传播模式

3.2.1 MJO 背景场

在对 CCKWs 的结构特征进行合成前，首先对其 MJO 背景场进行分析。2.3 节根据快、慢 MJO 中的 CCKWs 指数得到两个日期集：1) 发生于快 MJO 中的 CCKWs；2) 发生于慢 MJO 中的 CCKWs。图 3.3 为基于两个日期集的 MJO 滤波 OLR 以及 850 hPa 纬向风合成图。变量均进行了 $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 平均，绿色圆点表示参考经度 (90°E) 在 Day 0 时刻的位置。可以看出，图 3.3a 中 OLR 异常传播速度更快、纬向尺度更大，西风异常位于 OLR 异常最大值区的西侧、东风异常位于东侧，东风异常沿辐合线（未示出）向东传播，传播速度较之图 3.3b 明显更快，这和根据 MJO 客观追踪方法得到的合成特征（图 3.2）相同，说明本文对快、慢 MJO 中 CCKWs 日期集的分类能较好地体现赤道 MJO 背景场传播速度的差异。除此之外，结合图 3.4 可以看出 200 hPa 和 850 hPa 纬向风呈现非常明显的第一斜压模结构，与 MJO 基本特征相符。

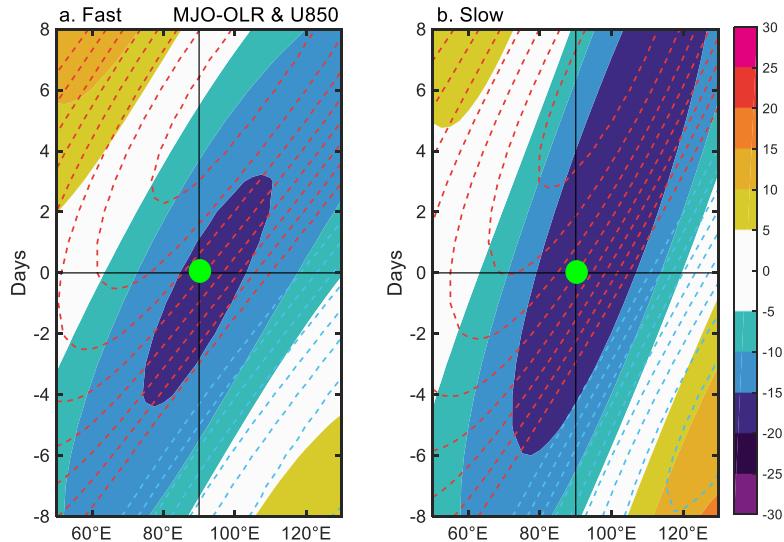


图 3.3 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 MJO 滤波 OLR (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 纬向风 (等值线, m s^{-1}) 合成图。等值线间隔 0.2 m s^{-1} (0 等值线忽略)。Day 0 表示 CCKWs 指数达到最小值的日期。水平黑色细实线表示 Day 0，垂直黑色细实线表示参考经度 (90°E)。绿色圆点表示参考经度在 Day 0 的位置。红色等值线表示西风异常，蓝色等值线表示东风异常。变量均进行 $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 平均。

Figure 3.3 MJO-filtered OLR (shading, W m^{-2}) and 850 hPa zonal winds (contours, m s^{-1}) composited diagram. Contours are spaced 0.2 m s^{-1} (0 contours are ignored). Day 0 represents the day on which the CCKWs index reaches its minimum value. The horizontal thin solid black line represents Day 0, and the vertical thin solid black line represents the reference longitude (90°E). The green dot represents the reference longitude at Day 0. The red contour line represents the westerly anomaly, and the blue contour line represents the easterly anomaly. Variables were averaged $5^\circ\text{S}-5^\circ\text{N}$.

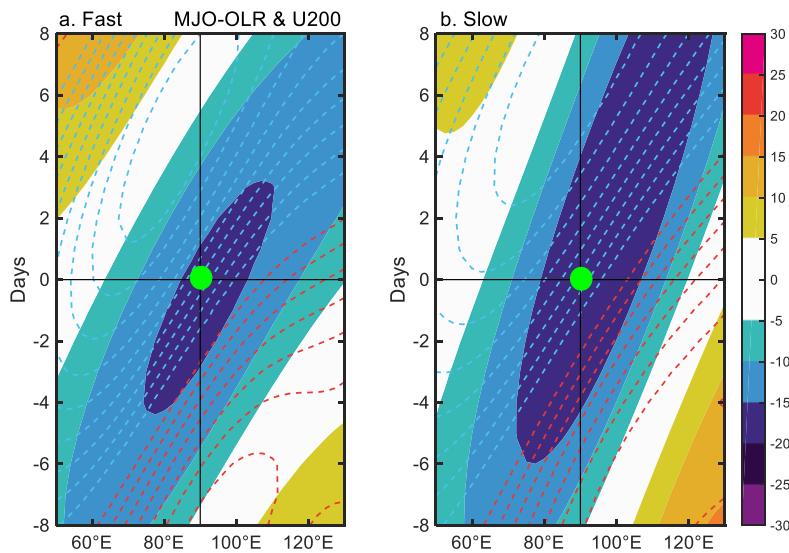


图 3.4 同图 3.3，但为 200 hPa 合成图。等值线间隔 0.4 m s^{-1} 。

Figure 3.4 Same as figure 3.3, but for 200 hPa. Contours are spaced 0.4 m s^{-1} .

3.2.2 OLR 及 850 hPa 纬向风合成

图 3.5 为 Kelvin 滤波 OLR 及 850 hPa 纬向风的时间-经度合成图，变量均经过 $5^\circ\text{S}-5^\circ\text{N}$ 平均。图 3.5a 为基于快 MJO 中 CCKWs 日期集的合成。Day -8 至 Day -4，参考点以西为东风异常所占据，振幅约 0.1 m s^{-1} ，以东为无风区。Day -4，强度为 -9 至 -12 W m^{-2} 的 OLR 负异常进入赤道印度洋，负异常内部伴随着显著的西风异常，负异常东侧为延伸至苏门答腊岛的东风异常，风辐合区位于 OLR 负异常中心东侧约 600 km 的位置，该结构与开尔文波理论解较为吻合，代表较为稳定的 CCKWs 开始在印度洋形成并东传。Day -2，对流东传至卡尔斯伯格海岭区域，且强度进一步增强，OLR 负异常最大振幅达到 15 W m^{-2} ，东风以及西

风异常最大振幅达到 0.3 m s^{-1} 。参照 Roundy (2008) 的方法, 利用最小二乘法对 $70^{\circ} - 100^{\circ}\text{E}$ (对应日期为 Day -2 至 Day 1) 各经度 OLR 负异常最小值进行拟合, 得到主 OLR 负异常经过参考点的速度约为 13.59 m s^{-1} 。Day 0, CCKWs 抵达参考点, 此时 OLR 负异常的最大振幅仍旧保持在 15 W m^{-2} , 西风异常中心与 OLR 负异常中心重合, 最大振幅约 0.5 m s^{-1} , 东风异常最大振幅同样达到 0.5 m s^{-1} 。相较基于慢 MJO 中 CCKWs 日期集的合成 (图 3.5b), 可以明显看出后者的主对流强度要比快 MJO 中的 CCKWs 更强, 最大振幅达到 18 W m^{-2} , 这可能是由于超前风辐合强度更强 (西风异常最大振幅约 0.7 m s^{-1}) 的原因。而 OLR 作为 MJO 或赤道波活动的监测指标, 在热带地区主要表示对流层的积云深对流活动, 说明 CCKWs 在慢 MJO 中的深对流发展程度要比快 MJO 更旺盛。Day 0 之后, CCKWs 继续东传, 可以看出有组织对流在快 MJO 中的传播范围比慢 MJO 更广, 可以完全越过海洋大陆到达赤道西太平洋; 而可能是由于超前风辐合迅速减弱的原因, 不利于对流层低层水汽聚积, 有组织对流在慢 MJO 中则登陆苏门答腊岛后迅速消散, CCKWs 整体传播范围变窄。此外值得注意的是, 慢 MJO 中, CCKWs 主 OLR 负异常经过参考点的速度约 12.44 m s^{-1} , 与快 MJO 中的差距很小。

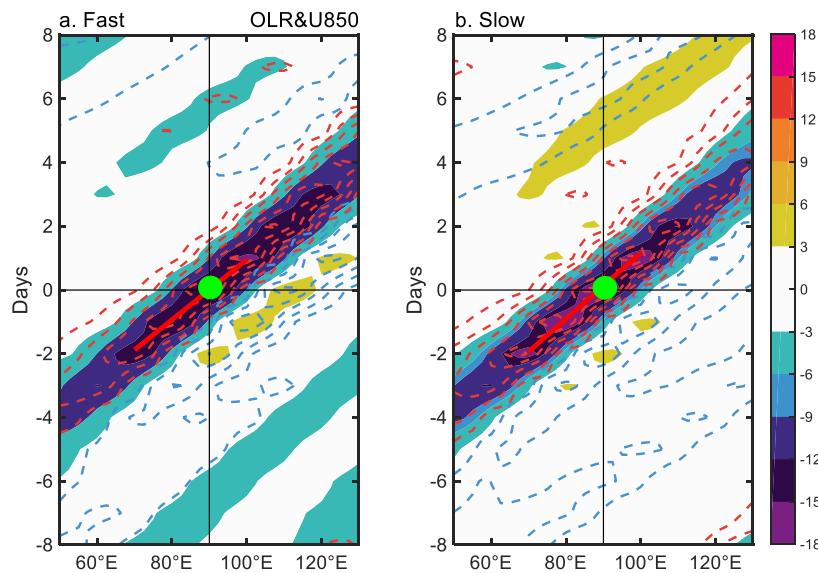


图 3.5 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波 OLR (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 纬向风 (等值线, m s^{-1}) 合成图。等值线间隔 0.1 m s^{-1} 。

红色粗实线表示最小二乘法于 $70^{\circ} - 100^{\circ}\text{E}$ 拟合的 OLR 负异常相速度。变量均进行

5°S – 5°N 平均。其余同图 3.1。

Figure 3.5 Kelvin-filtered OLR (shading, W m^{-2}) and 850 hPa zonal winds (isolines, m s^{-1}) compositing diagram. Contours are spaced 0.1 m s^{-1} . The red thick solid line represents the OLR negative anomalous phase velocity fitted by the least-squares method at $70^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$. Variables were averaged 5°S–5°N. The rest is the same as Figure 3.1.

3.2.3 OLR 及 200 hPa 纬向风合成

图 3.6 为 Kelvin 滤波 OLR 及 200 hPa 纬向风的时间-经度合成图，可以看到无论是在快、慢 MJO 中，CCKWs 纬向风均具有显著的第一斜压模结构。图 3.6a 为基于快 MJO 中 CCKWs 日期集的合成图。Day -8 至 Day -4，OLR 负异常尚未进入赤道印度洋，但在当地出现了较为明显的纬向风辐合。Day -4 之后，OLR 负异常进入西印度洋地区并向东传播，纬向风辐散区滞后于 OLR 负异常约 200 km，不同于 850hPa，辐散气流均延伸至距离 OLR 负异常区至少约 1000 km 的位置。结合图 3.5a 可以发现，快 MJO 中 CCKWs 的风场结构更加稳定，即一直维持低（高）层辐合（辐散）的状态越过海洋大陆，直至西太平洋；而慢 MJO 中的低层风辐合虽然更强，但低（高）层辐合（辐散）的状态在登录苏门答腊岛后迅速减弱，不利于主对流进一步东传。综合 3.2.2 及 3.2.3 节，CCKWs 在快、慢 MJO 中的时间-经度传播模式差异主要表现在：

- 主对流强度或深对流发展程度。本文选用 OLR 作为波活动的监测指标，在热带地区主要表示对流层的深对流活动，OLR 负异常在慢（快）MJO 中强度明显更强（弱），表明其深对流发展程度更强（弱）；
- 风场结构的稳定性。快 MJO 中 CCKWs 纬向风低（高）层辐合（辐散）的结构更加稳定，可以一直维持至西太平洋地区；慢 MJO 中则在登录苏门答腊岛后迅速减弱；
- 主对流传播范围。虽然主对流在快 MJO 中强度更弱，但由于风场结构的稳定性更强，导致其有利于主对流持续东传，能够越过海洋大陆到达赤道西太平洋地区；在慢 MJO 中则登录苏门答腊岛后迅速消散。

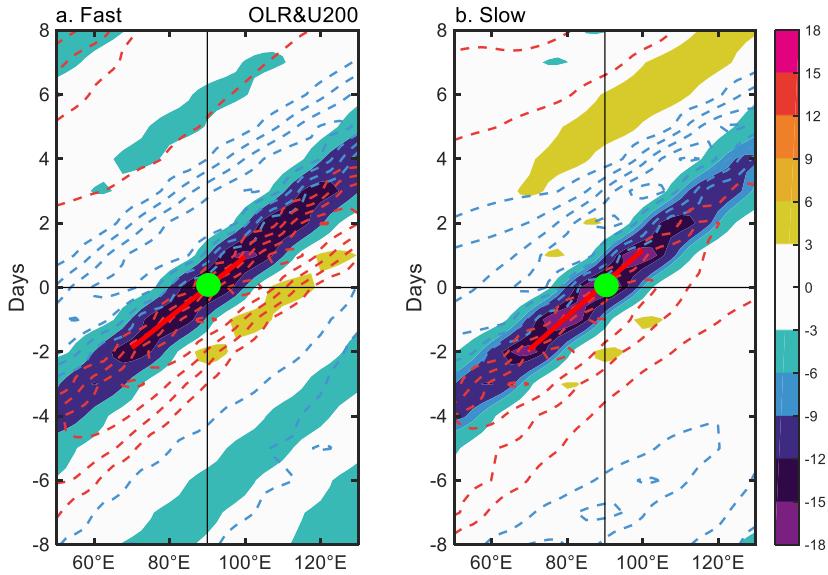


图 3.6 同图 3.5, 但为 200 hPa 合成图。等值线间隔 0.2 m s^{-1} 。

Figure 3.6 Same as figure 3.5, but for 200 hPa. The contour interval is 0.2 m s^{-1} .

3.3 水平传播特征

3.3.1 OLR 和 850 hPa 风场、位势高度场合成

图 3.7、3.8 为基于两类日期集的 Kelvin 滤波 OLR 及 850hPa 风场、位势高度场合成图, 选取 Day -2、0、+1 三天进行分析。图 3.7(a)-(c)和图 3.8(a)-(c)为快 MJO 中 CCKWs 的传播特征。Day -2, OLR 负异常关于赤道对称, 位于 $10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}, 65^{\circ} - 75^{\circ}\text{E}$ 即卡尔斯伯格海岭附近, 其东侧有非常弱的 OLR 正异常区, 强度约 5 至 10 W m^{-2} 。对流区及其西侧为显著的西风异常所占据, 同时出现高压异常, 高压异常中心位于对流中心西侧约 500 km 处; 东侧有低压异常, 低压异常中心位于对流中心西侧约 1000 km 处, 同时伴随有东风异常; 纬向风于对流中心东侧辐合。此外, 相比于纬向风分量, 经向风分量并不显著。这种风压场配置与线性赤道 β 平面浅水波理论所预测的开尔文波水平动力结构较为符合 (Matsuno 1966)。该动力场结构一直维持至 Day +1, 且强度略有增强, 这也印证了 3.2 节的结论: 快 MJO 中 CCKWs 风场结构稳定性很强。图 3.7(d)-(f)和图 3.8(d)-(f)为慢 MJO 中 CCKWs 的传播特征, 其结构与快 MJO 主要存在以下差异:

- 对流中心附近的赤道两侧出现一对显著的气旋式环流，图中以“G”表示，该气旋性环流几乎伴随CCKWs在印度洋的整个生命周期。这一结果与Roundy(2008)一致，他通过对印度洋MJO对流活跃期158例CCKWs进行合成分析发现CCKWs的经向分量强度很可能与其背景MJO场有密切联系，当MJO处于活跃位相时，CCKWs相应风场会出现很强的经向风分量，表现为赤道两侧深对流附近的气旋式环流异常。Roundy认为这种气旋式环流的结构与移动热源下的Gill解(Chao 1987)很相似，是系统性形成的，与东移OLR负异常相关。说明CCKWs不仅仅是Kelvin波(Kelvin波理论解)，还包括与沿赤道向东移动的热源响应相一致的环流结构。而基于CCKWs水平动力场观测结果存在的“非对称”“强经向风分量”特征，Chao(2007)认为“嵌合开尔文波”或“对流耦合非线性 15 m s^{-1} 东移复合开尔文-罗斯贝波”是比较“对流耦合开尔文波”更为贴切的名字，其中“非线性”指东移波动与其中的西移中尺度系统之间的非线性相互作用，“ 15 m s^{-1} ”是为了与MJO做区分；
- Day -2至Day +1期间，快MJO中的OLR负异常强度明显弱于慢MJO，这和图3.5、3.6的合成结果吻合，进一步验证了3.2.3节CCKWs在慢MJO中深对流发展程度更旺盛的结论。与此同时，深对流发展导致的更强的凝结潜热释放可能是导致慢MJO中出现除Kelvin波外显著环流响应的原因之一。

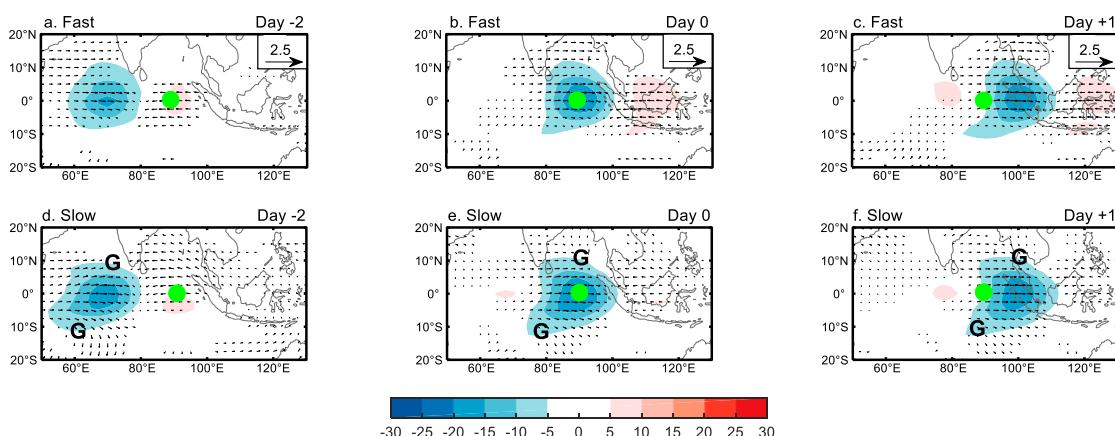


图3.7 基于(a)–(c)快MJO中CCKWs日期集和(d)–(f)慢MJO中CCKWs日期集的Kelvin滤波OLR(W m^{-2})及850hPa风场(m s^{-1})合成图。风场通过90%显

著性检验。绿色圆点表示参考经度在赤道的位置。“G”表示气旋式环流。

Figure 3.7 Kelvin-filtered OLR (shaded, W m^{-2}) and 850hPa wind field (vector, m s^{-1}) composite graph. The wind field passed the 90% significance test. The green dots indicate the position of the reference longitude at the equator. "G" indicates cyclonic circulation.

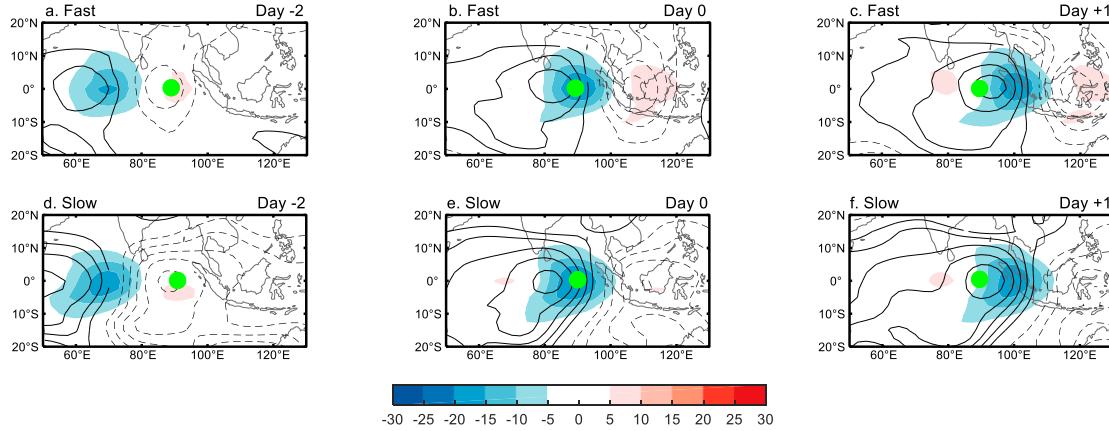


图 3.8 基于 (a) – (c) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (d) – (f) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波 OLR 场 (阴影, W m^{-2}) 及 850 hPa 位势高度场 (等值线, m) 合成图。等值线间隔 3 m。 (d) – (f) 同 (a) – (c) , 但为慢 MJO。

Figure 3.8 Kelvin-filtered OLR field (shaded, W m^{-2}) and 850 hPa geopotential height based on (a) – (c) CCKWs date set in fast MJO and (d) – (f) CCKWs date set in slow MJO field(contours, m) composite map. Contours are spaced 3 m apart. (d) – (f) are the same as (a) – (c), but for slow MJO.

3.3.2 OLR 和 200 hPa 风场、位势高度场合成

图 3.9、3.10 为基于两类日期集的 Kelvin 滤波 OLR 及 200hPa 风场、位势高度场合成图，同样选取 Day -2、0、+1 三天进行分析。图 3.9(a)-(c)和图 3.10(a)-(c)为快 MJO 中 CCKWs 的传播特征。可以看到在赤道地区的狭窄纬度带内 ($5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$)，动力场与浅水波理论解较为吻合，呈现第一斜压模结构，对流中心西侧为低压异常，伴随东风异常；对流中心东侧为高压异常，伴随西风异常；辐散中心位于对流中心西侧。结合 850hPa 合成图可知，这一动力结构在快 MJO 中维持的时间更长、更为稳定，而在慢 MJO 中则从 Day +1 开始逐渐退化，与 3.1

节的结论相符。而在狭窄纬度带之外，无论是快、慢MJO，均出现了很显著的经向风分量，与理论解差别较大，这和 Roundy (2008) 以及 Matthews (2021) 的结果相符，说明相比于低层，对流层高层CCKWs动力场和线性理论解有更大的差异。

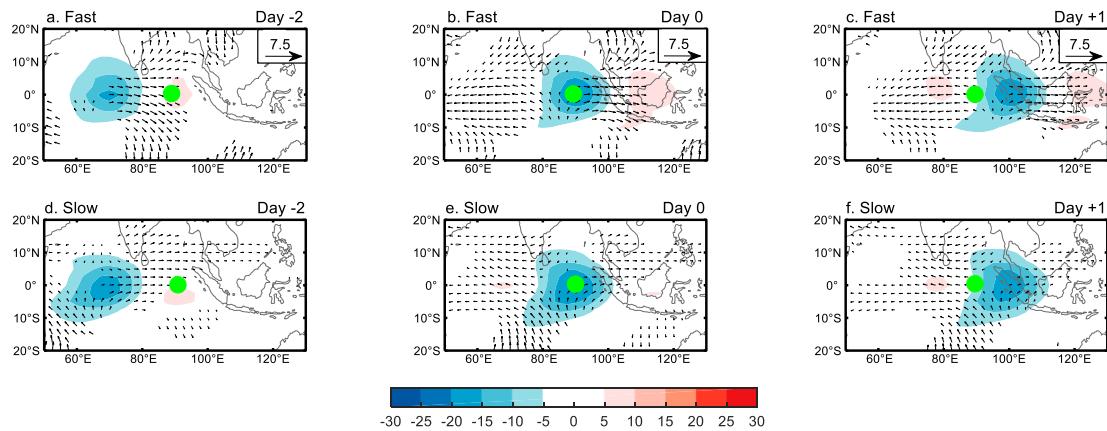


图3.9 同图3.7，但为200 hPa合成图。

Figure 3.9 Same as figure 3.7, but for 200 hPa.

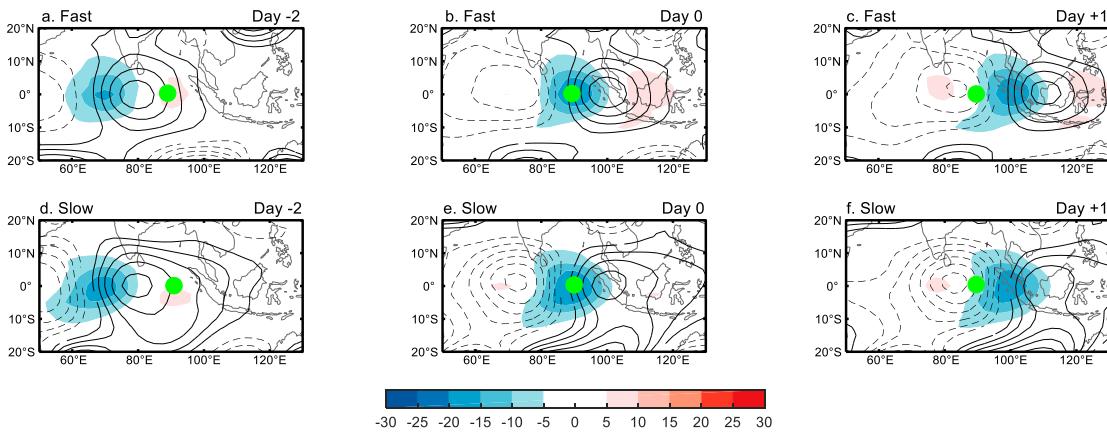


图3.10 同图3.8，但为200 hPa合成图。等值线间隔6 m。

Figure 3.10 Same as figure 3.8, but for 200 hPa. The contour interval 6 m.

3.4 垂直结构特征

图3.11为Day 0时刻， $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 平均纬向风异常垂直结构合成图，图中只包含经 Kelvin 滤波后的数据。可以看出在快MJO背景下(图3.11a)，对流层低

层的风场强度很弱，深对流中心（即参考点）有弱西风（ $\sim 0.5\text{--}1 \text{ m s}^{-1}$ ）出现，随高度向西倾斜，直至 250 hPa 处突然向东倾斜，这种对流层高（低）层向上向东（西）倾斜的“回旋”结构同时反映在风场和温度场中，与多位学者的研究结果相符 (Kiladis et al. 2009; Mayta et al. 2021; Roundy 2008; Straub and Kiladis 2003)。慢 MJO 背景下 (图 3.11b)，CCKWs 的纬向风强度更强，回旋结构仍旧存在，参考点东侧~1000 km 苏门答腊岛附近有东风异常向西风异常的转换，这和图 3.8 的时间-经度演变特征吻合，同时在地面 OLR 最小值的经度附近出现一条低空纬向风合流线，该线随高度向西倾斜至 400 hPa 左右。图 3.12 和图 3.13 分别为相对湿度和温度合成图，两者是 CCKWs 热力结构的重要表征。从图 3.12 可以看出，风和温度的回旋现象伴随 OLR 最小值东部的低空湿润以及西部的深层湿润，表明。随后在最小值的更西侧出现“moist-over-dry”模型。图 3.13 表明 OLR 负异常最小值东侧，对流层低层为暖异常区，中层到高层为冷异常区，这种温度分布模型在最小值西侧刚好相反，即对流层低层为冷异常而中高层为暖异常。这说明 OLR 负异常以东有低层加热，随着深对流的发展迁移到对流层中上层；随后，伴随着后部雨层云的发展，对流层中高层出现显著的加热，而雨层云下部的区域则冷却。这种云系演变模型和诸多研究结果相同，即从 OLR 负异常前侧浅积云迅速转换为 OLR 最小值附近的深对流，然后延伸至 OLR 最小值西侧升高的雨层云。综上，两类 MJO 中 CCKWs 垂直结构的演变特征主要为：

- 对流层低层东西风辐合，淡积云发展成更高的浓积云，两者首先湿润对流层中低层大气，对其进行预处理以利于深对流的发展；
- 随着深对流的发展，整个对流层大气变得潮湿，对流层中上层出现对流加热异常；
- 随后积雨云往层云发展，对流层中低层为干燥区，上层为层云湿润区，同时低层由于层云降水的蒸发作用出现冷空气异常。

当然，CCKWs 在快、慢 MJO 中的演变特征依旧存在差异。慢 MJO 背景下，CCKWs 在深对流阶段的发展更为旺盛，表现为中低层东西风辐合更强、温度以及相对湿度梯度更大，相对湿度异常中心峰值约 7%，快 MJO 只有 5% 左右。快 MJO 背景下，CCKWs 层云阶段的发展更为旺盛，表现为高层加热范围更广。

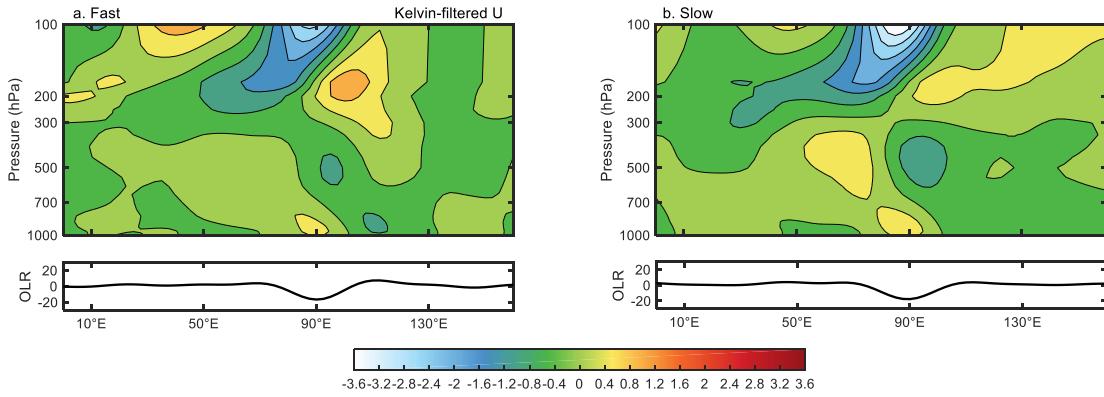


图 3.11 基于 (a) 快 MJO 中 CCKWs 日期集和 (b) 慢 MJO 中 CCKWs 日期集的 Kelvin 滤波纬向风合成图。等值线间隔 0.4 m s^{-1} 。变量进行 $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 平均。

Figure 3.11 The composited diagrams of $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$ average Kelvin-filtered zonal wind anomalies of CCKWs in (a) fast MJO and (b) slow MJO. The contour interval 0.4 m s^{-1}

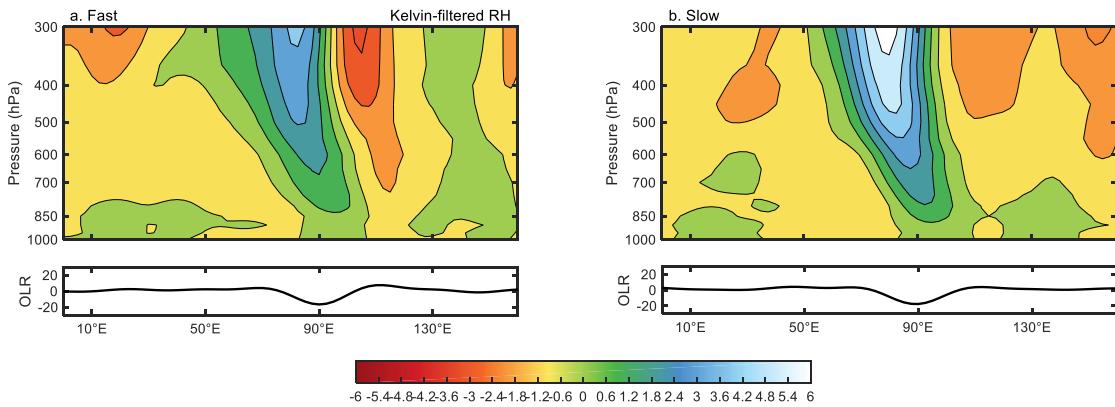


图 3.12 同图 3.11，但为相对湿度合成图。等值线间隔 0.6% 。

Figure 3.12 Same as figure 3.11, but is the composited diagrams of relative humidity anomalies. The contour interval is 0.6% .

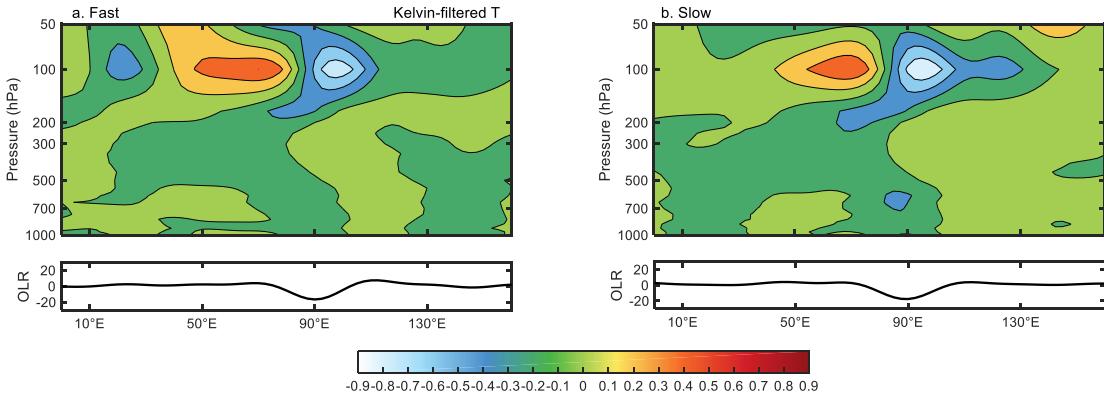


图 3.13 同图 3.11, 但为温度合成图。等值线间隔 0.1 K。

Figure 3.13 Same as figure 3.11, but is the composited diagrams of temperature anomalies. The contour interval is 0.1K.

3.5 本章小结

本章利用 MJO 相速度追踪方法将 1979-2013 年冬季印度洋 100 例 MJO 事件分为快 (31 例, 平均速度 6.9 m s^{-1})、慢 (30 例, 平均速度 3.7 m s^{-1}) 两类后, 得到 42 例发生于快 MJO 的 CCKWs, 构成日期集 1, 41 例发生于慢 MJO 的 CCKWs, 构成日期集 2。根据两个日期集, 对 Kelvin 滤波数据进行合成, 分析了在不同 MJO 中 CCKWs 的时间-经度传播模式、水平结构以及垂直结构演变特征。得到以下主要结论:

- 1) CCKWs 在快、慢 MJO 中的发生频率相同, 时间-经度传播模式主要差异为:
 - ①慢 MJO 中 CCKWs 深对流发展程度更强。本文选用 OLR 作为波活动的监测指标, 在热带地区主要表示对流层的深对流活动, OLR 负异常在慢 MJO 中强度明显更强, 表明其深对流发展程度更强; ②快 MJO 中 CCKWs 风场结构稳定性更强。快 MJO 中 CCKWs 纬向风低 (高) 层辐合 (辐散) 的结构更加稳定, 可以一直维持至西太平洋地区; 慢 MJO 中则在登录苏门答腊岛后迅速减弱; ③快 MJO 中 CCKWs 主对流传播范围更广。虽然主对流在快 MJO 中强度更弱, 但由于风场结构的稳定性更强, 导致其有利于主对流持续东传, 能够越过海洋大陆到达赤道西太平洋地区; 在慢 MJO 中则登录苏门答腊岛后迅速消散;

- 2) CCKWs在快、慢MJO中的水平动力结构和浅水波理论解基本相符(Matsuno 1966):对流层低层,对流区及其西侧为显著的西风异常所占据,同时出现高压异常,高压异常中心位于对流中心西侧约500 km处;东侧有低压异常,低压异常中心位于对流中心西侧约1000 km处,同时伴随有东风异常;纬向风于对流中心东侧辐合。但也存在差异:①对流层低层,慢MJO中狭窄纬度带以外的区域出现了一对显著的气旋式环流。该模态和赤道东移对称热源Gill响应的Rossby分量类似,说明CCKWs水平动力场中除纯Kelvin波外,实际上还包括与沿赤道向东移动的热源响应相一致的环流结构,而该模态形成的原因可能是由于慢MJO中CCKWs深对流发展程度更旺盛导致的凝结潜热释放增强,有利于环流响应;②相比于低层,对流层高层CCKWs动力场和线性理论解有更大差异,表现为狭窄纬度带之外,无论是快、慢MJO,均出现很显著的经向风分量;
- 3) CCKWs在快、慢MJO中的垂直结构演变过程和大部分赤道有组织对流系统相似(Kiladis et al. 2009; Mayta et al. 2021; Roundy 2008):①OLR最小负异常之前,对流层低层温度异常暖区转换为冷扰动区;②~250 hPa至300 hPa附近,温度场和风场发生回旋(boomerang);③OLR最小负异常之前,对流层最底层有辐合和水汽湿润,紧接着整个对流层的水汽迅速抬升,在对流峰值期间和紧接其后迅速演变为潮湿区;④气流下沉的时候,对流层低层为冷、干信号;⑤热力结构演变情况表明,淡积云首先发展成更高的浓积云,浓积云通过湿润对流层中层对大气进行预处理,有利于积雨云的发展,之后伴随层云降水,相对干燥的对流层低层因水汽蒸发而变冷。但在慢MJO中,CCKWs深对流的发展更为旺盛,表现为中低层东西风辐合更强,温度以及相对湿度梯度更大、强度更强,这和结论1互相印证;快MJO中,CCKWs在层云阶段的发展更为旺盛,表现为高层加热范围更广。

第4章 对流耦合开尔文波不同加热形态对MJO传播的影响

第3章对CCKWs时间-经度传播模式、水平结构以及垂直结构演变特征的分析均表明，相比于快MJO，慢MJO中CCKWs的深对流（层云）发展程度更强（弱）。CCKWs深对流-层云发展程度的差异会对MJO传播产生怎样的影响？为了这一问题，本章将利用季节内行星-赤道天气尺度动力IPESD模型，定量分析CCKWs层云加热相对深对流加热强度不同时（即加热形态不同时），所引发的升尺度效应对MJO传播的影响。

4.1 IPESD模型的编码实现

参照BM05文章，首先对IPESD模型进行编码实现。根据如2.4节所述，通过求解两组线性方程，可以“准线性”的方式得到IPESD方程的解，求解步骤分三步：

- 1) 设定对流耦合开尔文波加热结构；
- 2) 通过SEWTG方程得到EMT、EHT的解析解；
- 3) 将EMT、EHT带入QLELWE，通过谱展开方法，结合数值计算得到行星尺度MJO响应。

按照三步求解法，对IPESD模型的编码实现框架图如下：

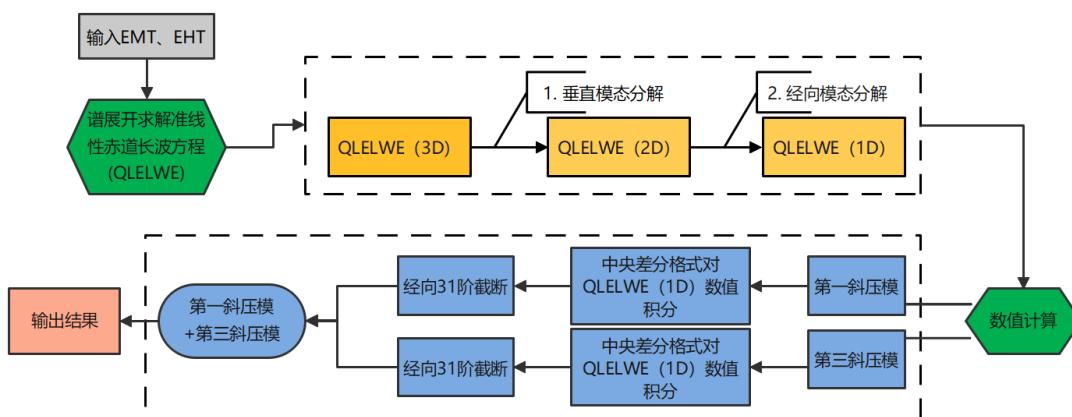


图4.1 IPESD模型编码框架图。

Figure 4.1 IPESD model coding framework diagram.

其中垂直模态分解方法为： $f(x, y, z, t) = \sum_{q=1}^{\infty} f_q \cos(qz), f \in \{u, v, p, F^u\};$
 $g(z, y, z, t) = \sum_{q=1}^{\infty} g_q [-q \sin(qz)], g \in \{w, \theta, F^{\theta}\}。$

经向模态分解方法为： $f(x, y, t) = \sum_{m=0}^{\infty} f_m(x, t) \phi_m(y), f \in \{u, v, p, F^u, F^{\theta}\}$ ，其
中 $f_m(x, t) = \int_{-L}^{+L} f(x, y, t) \phi_m(y) dy$ 。

接下来通过改变 IPESD 模型中的 CCKWs 层云加热相对深对流加热的强度 α ，
进行 $\alpha = 2/3$ (层云相对加热强度强，对应快 MJO 中的 CCKWs 加热形态) 及
 $\alpha = 1/3$ (层云相对加热强度弱，对应慢 MJO 中的 CCKWs 加热形态) 两组试验，
探究 CCKWs 不同加热形态的升尺度效应对 MJO 传播的影响。

4.2 天气尺度热源结构

本文将选取天气尺度热源的两种形式，以对比 CCKWs 两种加热形态对 MJO 环流的影响差异。图 4.2 和图 4.3 分别为 $\alpha = 2/3$ 及 $\alpha = 1/3$ 时的天气尺度热源结构及 SEWTG 平衡环流。可以看出，当 $\alpha = 2/3$ 时 (图 4.2)，热源具有垂直向上向西倾斜的结构，最大加热 (冷却) 发生在对流层上层约 10 km 处，呈现明显的头重脚轻形式。当 $\alpha = 1/3$ 时 (图 4.3)，由于赤道有组织对流系统中，层云加热对流层上层大气、冷却下层大气，深对流加热对流层整层大气而最大加热中心位于对流层中层，因此相比 $\alpha = 2/3$ 的情况，其加热 (冷却) 中心明显下移，纬向加热梯度减弱 (尤以低层最为明显)，垂直方向加热梯度减弱，即头重脚轻以及向西倾斜结构退化。

该结果表明，在 IPESD 理论框架下，如果仅考虑由层云相对加热强度不同导致的天气尺度热源形态差异，则相比于快 MJO，慢 MJO 中 CCKWs 的 top-heavy 型以及西倾结构退化。

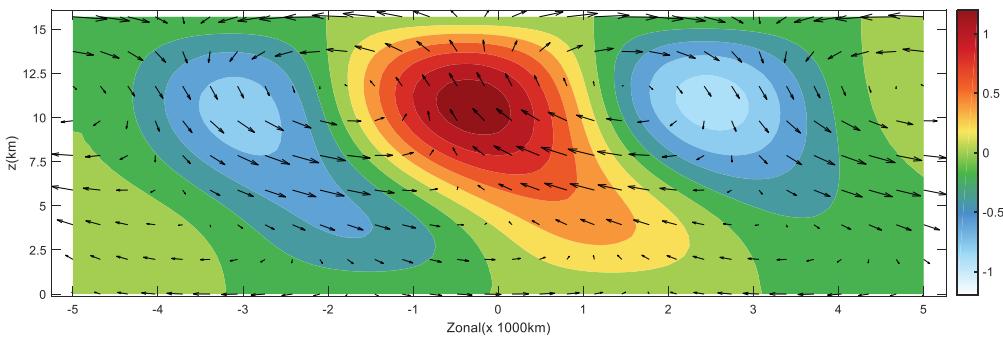


图 4.2 当 $\phi_0 = \pi/4$, $\alpha = 2/3$ 时, 赤道上方无量纲天气尺度热源 $S^{\theta'}$ (阴影区) 以及相应风矢量的 y 、 z 方向剖面图。

Figure 4.2 A dimensionless synoptic scale heating source $S^{\theta'}$ (shaded areas) and velocity vector above the equator as a functions of x and z when $\phi_0 = \pi/4$ and $\alpha = 2/3$.

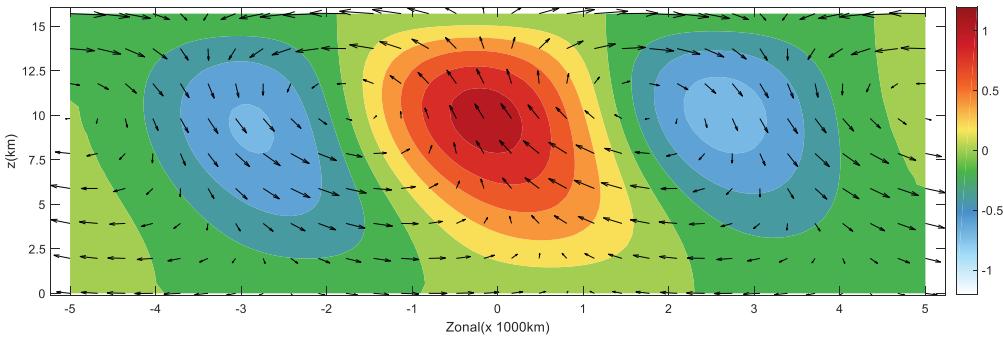


图 4.3 同图 4.2, 但 $\alpha = 1/3$ 。

Figure 4.3 Same as figure 4.2, but $\alpha = 1/3$.

4.3 升尺度涡旋动量、热量传递

图 4.4 和图 4.5 分别为 $\alpha = 2/3$ 及 $\alpha = 1/3$ 时的 F^U 、 F^θ 结构示意图。从图 4.4 可以看出, 1) 动量强迫在赤道区域处处比热量强迫大一个量级, 在赤道外区域两者量级持平, 说明在赤道地区由 EMT 主导升尺度影响, 赤道外则由 EMT 和 EHT 共同主导; 2) EMT 将西风动量向下输送至对流层中低层附近, 并集中于赤道区域; 3) EHT 关于赤道对称, 冷却赤道附近对流层低层和高层大气, 加热赤道及赤道外对流层中层大气。本质上来说, EHT 的分布形式趋向于把热量带

离加热区，类似 Hadley 环流。当 $\alpha = 1/3$ 时（图 4.5）， F^U 、 F^θ 的分布形式和图 4.4 类似， F^U 的无量纲强度同样是 F^θ 的 6 倍左右，EMT 主导赤道地区的升尺度影响，赤道外地区由两者共同主导。不难看出， F^U 、 F^θ 整体强度是层云加热强度更强时的一半，说明当层云加热强度弱时，其产生的 EMT、EHT 对 MJO 的升尺度强迫减弱。

该结果表明，在 IPESD 理论框架下，由层云相对加热强度不同引发的天气尺度热源形态差异将导致 CCKWs 在快、慢两类 MJO 中产生的 EMT、EHT 分布形式相同，但在慢 MJO 中的整体强度偏弱。

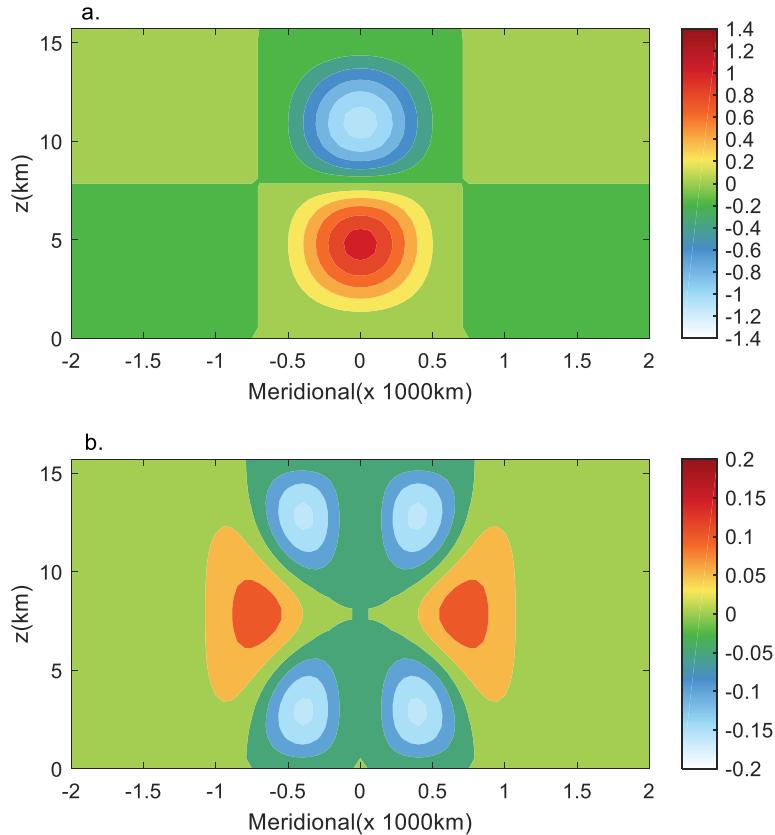
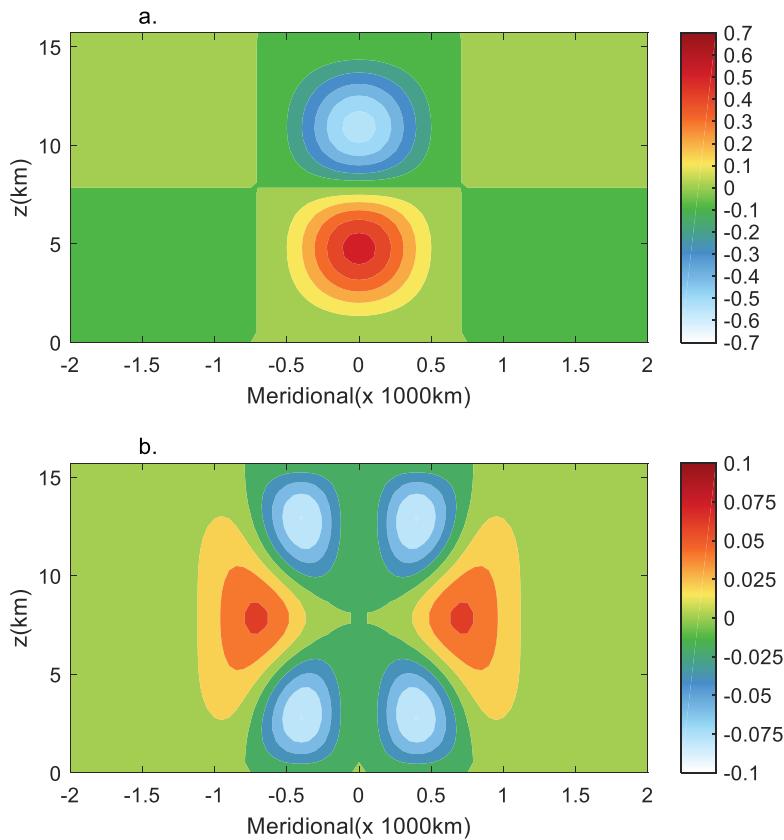


图 4.4 当 $\alpha = 2/3$, $\phi_0 = \pi/4$ 时，作为 y 、 z 函数的 (a) 涡旋动量传递 F^U 和 (b) 涡旋热量传递 F^θ 。

Figure 4.4 (a) Eddy momentum transfer F^U and (b) eddy heat transfer F^θ as functions of y and z when $\alpha = 1/3$ and $\phi_0 = \pi/4$.

图 4.5 同图 4.4, 但 $\alpha = 1/3$ 。**Figure 4.5** Same as Figure 4.4, but $\alpha = 1/3$.

4.4 行星尺度环流响应

EMT、EHT 通过 QLELWE 引起行星尺度响应。由 4.2 节可知, EMT、EHT 的基本分布特征包括: 1) 西风动量集中于赤道地区, 向下输送至对流层中低层; 2) EHT 的强度比 EMT 弱得多, 趋于把热量带离赤道, 类似 Hadley 环流; 3) CCKWs 的传播速度对 MJO 环流响应没有影响。图 4.6 为当 $\alpha = 2/3$ 时 2、4、12 km 高度处的行星尺度环流响应。从图中可以看出, 模型模拟的对流层低层有明显的西风爆发区, 纬向风速在 4 km 处达到最大值, 约为 7.7 m s^{-1} ; 向下风速逐渐减弱, 在 2 km 处约 3.8 m s^{-1} , 说明赤道西风爆发区上空有较强的垂直风切变。在对流活动中心的西侧有一个明显的远离赤道的偶极型罗斯贝环流, 而东侧只有较弱的涡流, 对流中心东部约 4000 km 以东为东风所占据; 对流活动中心附近, 气压扰动场在垂直方向上呈现明显的第一斜压模结构。此外, 在对流波包和对流活动的

东部均没有显著的风分布。图 4.7 为 $\alpha = 1/3$ 时的行星尺度环流响应。环流场的结构和图 4.6 相似，气压扰动场在高 (12 km) 低 (2、4 km) 层斜压结构明显，对流活动中心西侧为一对偶极型罗斯贝环流，东侧涡旋性环流较弱，伴随显著的赤道西风爆发。但在纬向风速上呈现巨大的差异，即层云加热强度弱时，CCKWs 激发的行星尺度纬向风速相比层云加热强度强时弱得多，深对流加热为层云加热的两倍时，纬向风速减弱为后者的约 1/2。这表明如果 CCKWs 非绝热加热场中层云加热强度强，其驱动的 EMT、EHT 强度将增强，进而导致 MJO 响应中对流层整层纬向风及对流活动中心东侧的纬向风辐合增强，有利于低层水汽辐合、加速水汽聚积，为之后深对流的发展提供良好的水汽条件，加快 MJO 东传。

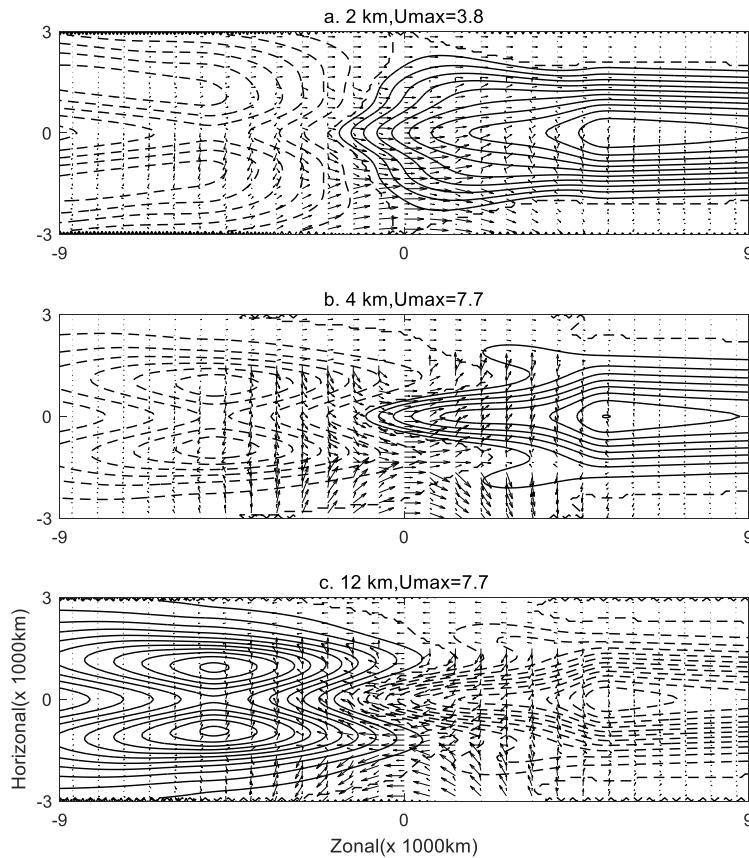


图 4.6 当 $\alpha = 2/3$, $\phi_0 = \pi/4$ 时的行星尺度响应。图中为 (a) 2 km, (b) 4 km 以及 (c) 12 km 处的气压扰动场 (等值线) 和风场 (矢量)。实线表示气压扰动正值区，虚线表示负值区。气压扰动等值线和风矢量在每个高度上依据其最大值进行缩放；每个高度最大纬向风速分别为：

(a) 3.8, (b) 7.7 以及 (c) 7.7 m s^{-1} 。

Figure 4.6 The planetary-scale response when $\alpha = 2/3$ and $\phi_0 = \pi/4$. In the figure are the pressure disturbance field (isolines) and wind field (vectors) at (a) 2 km, (b) 4 km and (c) 12 km. The solid line indicates the positive area of barometric disturbance, and the dotted line indicates the negative area. The barometric disturbance isolines and wind vectors are scaled at each height according to their maximum value; The maximum zonal wind speeds at each height were : (a) 3.8, (b) 7.7 and (c) 7.7 $m s^{-1}$.

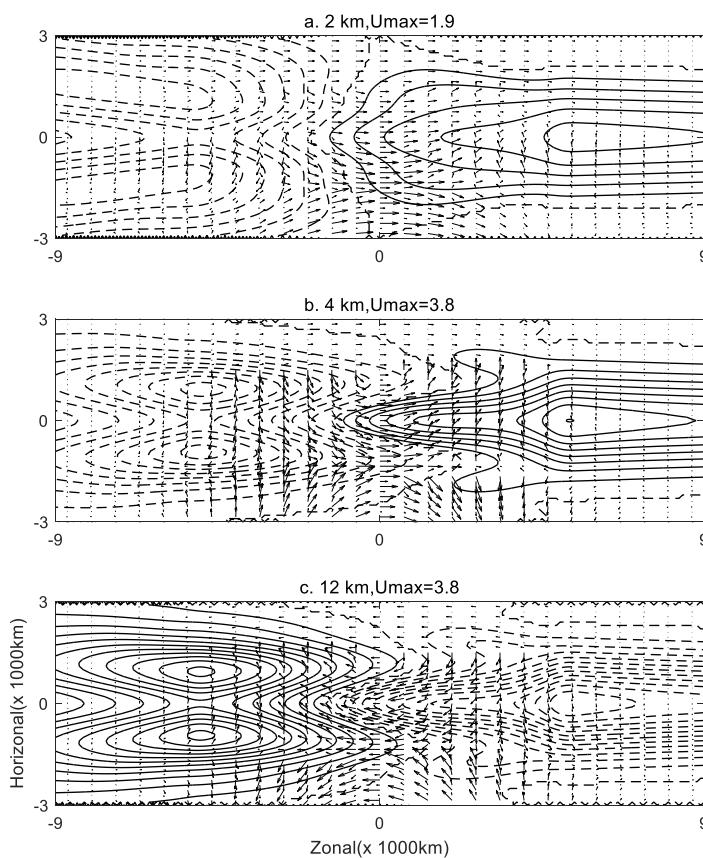


图 4.7 $\alpha = 1/3$, $\phi_0 = \pi/4$ 时的行星尺度响应。每个高度最大纬向风速分别为: (a) 1.9, (b) 3.8 以及 (c) $3.8 m s^{-1}$ 。其余同图 4.6。

Figure 4.7 The planetary-scale response when $\alpha = 1/3$ and $\phi_0 = \pi/4$. The maximum zonal wind speeds at each height were : (a) 1.9, (b) 3.8 and (c) $3.8 m s^{-1}$. The rest are as shown in

Figure 4.6.

4.5 本章小结

为探究 CCKWs 深对流-层云发展程度不同对 MJO 的可能影响, 本章编码实现 IPESD 模型, 并利用该模型进行 $\alpha = 2/3$ (层云相对加热强度强, 对应快 MJO 中的 CCKWs 加热形态) 及 $\alpha = 1/3$ (层云相对加热强度弱, 对应慢 MJO 中的 CCKWs 加热形态) 两组试验, 结果表明:

- 1) 相对慢 MJO, 快 MJO 中 CCKWs 西倾及 top-heavy 型垂直加热形态可能更显著, 表现为 CCKWs 加热(冷却)中心下移, 纬向加热梯度(尤以对流层低层最为显著)和垂直向加热梯度减弱;
- 2) 快、慢 MJO 中的 CCKWs 具有相似的升尺度 EMT、EHT 形式。主要表现为:
 - a) EMT 和 EHT 在赤道地区的无量纲强度相差大约 6 倍, 由 EMT 主导升尺度影响; 赤道外则由 EMT 和 EHT 共同主导; b) EMT 将西风动量向下输送至对流层中低层附近, 并集中于赤道区域; c) EHT 关于赤道对称, 冷却赤道附近对流层低层和高层大气, 加热赤道及赤道外对流层中层大气, 对热量的输送效果类似 Hadley 环流。但快 MJO 中的 CCKWs 具有更强的 EMT、EHT;
- 3) 快、慢 MJO 中的 CCKWs 引发的行星尺度环流响应具有相似的形式。主要表现为: 对流层气压扰动场具有明显的第一斜压模结构, 低层对流活动中心西侧为一对偶极型罗斯贝环流, 东侧为较弱的涡旋性环流, 西风爆发区非常明显且具有很强的垂直风切变。但当层云加热强度弱时 ($\alpha = 1/3$), 风场响应强度是层云加热强度强时 ($\alpha = 2/3$) 的大约一半, 这将有利于对流中心东侧对流层低(高)层风场辐合(辐散), 加速对流层低层水汽聚集, 为深对流的形成提供良好的水汽条件, 有利于 MJO 主对流东传。因此, 在 IPESD 理论框架下, 相比于慢 MJO, 快 MJO 中更强的行星尺度风场响应将利于主对流前部低层水汽的聚集, 相比慢事件更有利于 MJO 的东传。

第 5 章 总结与讨论

5.1 全文总结

热带大气季节内振荡是热带大气季节内尺度主导模态，尽管其主对流局限于热带地区，但对全球天气和气候均有显著影响。对流异常构成的大尺度波包以大约 5 m s^{-1} 的速度沿赤道缓慢东传是 MJO 最主要的特征之一，解释其东传特性是 MJO 研究中的核心课题之一。

近年来，越来越多的研究结果表明 MJO 可以分为快、慢两种类型，不同类型 MJO 结构特征具有很大差异，依据其差异探究 MJO 相速度加速和减缓的因子有助于揭示 MJO 东传的物理本质。然而，目前对两类 MJO 的讨论多从 PBL 摩擦耦合理论及水汽模态理论出发，少有从多尺度相互作用的角度考虑。

为深化对快、慢 MJO 多尺度相互作用机制（即：快、慢 MJO 影响 CCKWs 活动，反之不同 CCKWs 活动会通过层云-深对流影响快、慢 MJO）的理解，本文首先详细分析了当 MJO 湿位相于印度洋建立时，CCKWs 在两类 MJO 中的结构演变特征，然后利用季节内行星-赤道天气尺度动力模型讨论了 CCKWs 深对流-层云加热形态不同时 EMT、EHT 对 MJO 的升尺度效应。主要结论如下。

5.1.1 对流耦合开尔文波在快、慢 MJO 中的观测特征

基于美国国家海洋和大气管理局提供的逐日向外长波辐射资料以及 ERA-Interim 逐日水平风场、温度场、相对湿度场以及位势高度场再分析资料，首先利用 MJO 客观追踪方法对 1979-2013 年北半球冬季赤道印度洋 100 例东传 MJO 事件的相速度进行追踪及分类，最终确认快 MJO 事件 31 例，平均速度约 6.9 m s^{-1} ，慢 MJO 事件 30 例，平均速度约 3.7 m s^{-1} ，其中快 MJO 对流异常的纬向尺度更大、传播范围更广，向东到达赤道东太平洋地区。根据 MJO 指数达到最小值的日期 t_0 ，对两类 MJO 中的 CCKWs 事件进行确认，得到两个集合：

- 1) 发生于快 MJO 中的 CCKWs (42 例); 2) 发生于慢 MJO 中的 CCKWs (41 例)，这表明快、慢 MJO 背景场并不影响 CCKWs 的发生频率。根据两个集合，对 Kelvin 滤波数据进行合成，得到快、慢 MJO 中 CCKWs 的时间-经度、水平结构以及垂

直结构演变特征。

快 MJO 中, CCKWs 主对流经过参考点的速度约 13.59 m s^{-1} , 慢 MJO 中约 12.44 m s^{-1} , 相比快、慢 MJO 近两倍的相速度差距几乎可忽略不计。两者时间-经度传播模式主要差异为: ①慢 MJO 中 CCKWs 深对流发展程度更强。作为波活动的监测指标, OLR 在热带地区主要表示对流层的积云深对流活动, 合成结果表明 OLR 负异常在慢 MJO 中强度明显更强, 说明其深对流发展程度更强; ②快 MJO 中 CCKWs 风场结构稳定性更强。快 MJO 中 CCKWs 纬向风低(高)层辐合(辐散)的结构可以一直维持至西太平洋地区, 相较慢 MJO 更加稳定; ③快 MJO 中 CCKWs 主对流传播范围更广。虽然主对流在快 MJO 中强度更弱, 但由于风场结构的稳定性更强, 有利于主对流持续东传。

CCKWs 在快、慢 MJO 中的水平动力结构和浅水波理论解基本相符 (Matsuno 1966), 但也存在差异: ①对流层低层, 慢 MJO 中赤道外区域出现了一对显著的气旋式环流。该模态和赤道东移热源 Gill 解的 Rossby 波分量类似, 说明 CCKWs 水平动力场中除纯 Kelvin 波外, 实际上还包括与沿赤道向东移动的热源响应相一致的环流结构, 而该模态形成的原因可能是由于慢 MJO 中 CCKWs 深对流发展程度更旺盛, 导致的凝结潜热释放增强有利于环流结构的激发; ②相比于低层, 对流层高层 CCKWs 动力场和线性理论解有较大差异, 表现为狭窄纬度带之外, 无论是快、慢 MJO, 均出现很显著的经向风分量。

CCKWs 垂直结构的演变过程和大部分赤道有组织对流系统相似, 在云系演变中表现为: 淡积云首先发展成更高的浓积云, 浓积云湿润对流层中层大气, 有利于深对流发展, 之后伴随层云降水, 相对干燥的对流层低层因水汽蒸发而变冷。但值得关注的是, 慢 MJO 中 CCKWs 在深对流阶段的发展更为旺盛, 表现为对流层中低层更强的纬向风辐合和更大的相对湿度梯度及强度; 快 MJO 中 CCKWs 在层云阶段的发展更为旺盛, 表现为对流层高层更广的加热范围。

5.1.2 对流耦合开尔文波升尺度效应对 MJO 传播的影响

合成分析结果表明, CCKWs 在快、慢 MJO 中的深对流-层云发展程度明显不同, 慢 MJO 中 CCKWs 的深对流(层云)发展程度更强(弱)。为了探究这种差异对 MJO 的可能升尺度影响, 本文根据 BM05 文章对 IPESD 模型进行了独立

编码实现，然后利用 IPESD 模型进行了两组试验：

- (i) $\alpha = 2/3$, 层云相对加热强度强, 对应快 MJO 中的 CCKWs 加热形态;
- (ii) $\alpha = 1/3$, 层云相对加热强度弱, 对应慢 MJO 中的 CCKWs 加热形态。

模拟结果表明, 层云加热强度弱时, CCKWs 热力场向西倾斜以及 top-heavy 的垂直结构发生明显退化, 表现为加热和冷却中心的下移以及纬向和垂直向加热梯度的减弱, 其中纬向加热梯度的减弱尤以对流层低层最为显著。通过涡旋动量传递 (EMT) 和涡旋热量传递 (EHT), CCKWs 对 MJO 产生升尺度强迫。虽然 CCKWs 的传播速度对 MJO 环流响应没有显著影响, 但层云加热强度弱时, EMT、EHT 整体强度减弱, 说明 CCKWs 在快 MJO 中可能具有更强的升尺度影响。EMT、EHT 在两类 MJO 中的分布形式相似, 具体表现为: 赤道地区由 EMT 主导 CCKWs 升尺度效应, 将西风动量向下输送至对流层中低层附近; 赤道外地区则由 EMT 和 EHT 共同主导 CCKWs 的升尺度效应。其中 EHT 冷却赤道附近对流层低层和高层大气, 加热赤道及赤道外对流层中层大气, 对热量的输送效果类似 Hadley 环流。

EMT 和 EHT 作为行星尺度强迫激发 MJO 环流, 两种情况下环流结构具有相似的分布特征: 对流活动中心西侧有一对偶极型罗斯贝环流, 东侧涡旋性环流较弱, 伴随有弱东风。对流中心附近, 对流层低层有明显的赤道西风爆发区, 纬向风速在 4 km 处达到最大值 ($\sim 7.7 \text{ m s}^{-1}$), 向下风速逐渐减弱, 表明西风爆发区上空有较强的垂直风切变。行星尺度环流响应最大的区别在于其风场强度, 当层云加热强度更强时, CCKWs 将激发更强的风场响应。因此, 在 IPESD 理论框架下, 当深对流 (层云) 发展程度更弱 (强) 时, 对流活动中心东侧对流层低层风场辐合将增强, 水汽聚积加速, 为之后 MJO 深对流的发展提供良好的低层水汽条件, 有利于 MJO 东传。概括为 CCKWs 升尺度效应对 MJO 传播的影响:

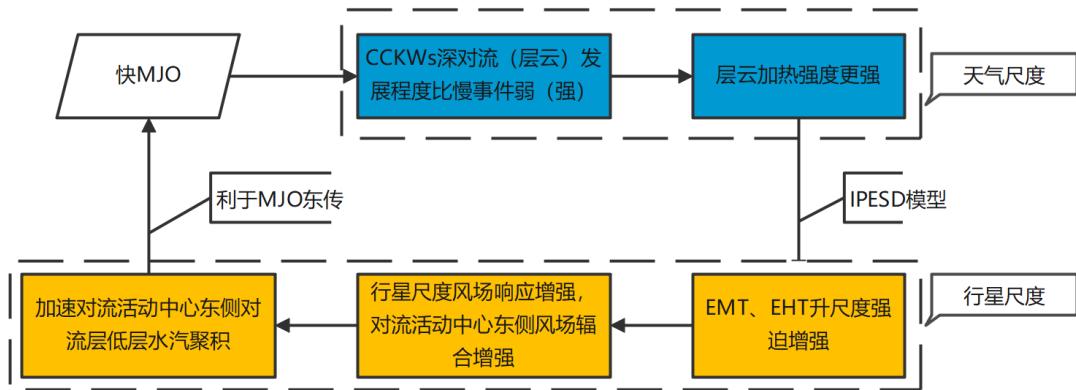


图 5.1 CCKWs 升尺度效应对 MJO 传播的影响示意图。

Figure 5.1 Schematic diagram of the impacts of upscale effects of CCKWs on MJO propagation.

5.2 问题展望

- 1) 本文在利用 IPESD 模型进行不同加热形态的试验时并没有对两类 MJO 中的 CCKWs 非绝热加热场进行垂直模分解(Scott et al. 1985)，进而定量地得到层云加热强度 α 的精确数值，而是根据 CCKWs 纬向风、相对湿度以及温度的垂直结构(图 3.11, 3.12, 3.13)定性地得到快 MJO 中 CCKWs 深对流(层云)发展程度更弱(强)的结论，然后利用 IPESD 模型进行不同加热形态的两组试验，进而对比快慢事件得到 CCKWs 对 MJO 的可能作用机制。因此在后续研究可以着眼于定量分析两类 MJO 中 CCKWs 层云加热相对强度。
- 2) 从快、慢 MJO 中 CCKWs 日期集合成的 OLR 异常(图 3.1)来看，快 CCKW 中的 OLR 强度明显偏弱且很难穿过海洋性大陆地区，说明相比于慢 MJO，CCKW 在快 MJO 中可能会减弱 OLR 强度并且抑制对流的进一步东传。该结论与本文主要结论相悖的原因可能是在 IPESD 模型中，EMT 和 EHT 不仅与 α 相关，层云滞后相位 ϕ_0 也是很重要的影响因子，因此利用垂直模分解方法得到两类 MJO 中 ϕ_0 的精确数值也是未来 CCKWs 升尺度影响研究中值得考虑的问题。

参考文献

- 凌健 2009. 积云对流参数化对 MJO 模拟的影响 [M]. 中国科学院大气物理研究所.
- ADAMES Á F, KIM D 2016. The MJO as a Dispersive, Convectively Coupled Moisture Wave: Theory and Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 73: 913-941.
- BARANOWSKI D B, FLATAU M K, FLATAU P J, et al. 2016. Impact of atmospheric convectively coupled equatorial Kelvin waves on upper ocean variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 121: 2045-2059.
- BIELLO J A, MAJDA A J 2005. A New Multiscale Model for the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 62: 1694-1721.
- CHAO W C 1987. On the Origin of the Tropical Intraseasonal Oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 44: 1940-1949.
- CHAO W C 2007. Chimeric equatorial waves as a better descriptor for “convectively-coupled equatorial waves”. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* [J], 85: 521-524.
- CHEN G, WANG B 2020. Circulation Factors Determining the Propagation Speed of the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate* [J], 33: 3367-3380.
- DEE, DE R P, UPPALA, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 137: 553–597.
- DIAS J, TULICH S N, KILADIS G N 2012. An object-based approach to assessing the organization of tropical convection. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 69: 2488-2504.
- DUNKERTON T J, CRUM F X 1995. Eastward propagating~ 2 - to 15 - day equatorial convection and its relation to the tropical intraseasonal oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 100: 25781-25790.
- EMANUEL K A 1987. An Air-Sea Interaction Model of Intraseasonal Oscillations in the Tropics. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 44: 2324-2340.
- FEI L, WANG B 2013. Impacts of upscale heat and momentum transfer by moist Kelvin waves on

- the Madden-Julian oscillation: a theoretical model study. *Climate Dynamics* [J], 40: 213-224.
- GILL A E 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 106: 447-462.
- GRABOWSKI W W 2001. Coupling Cloud Processes with the Large-Scale Dynamics Using the Cloud-Resolving Convection Parameterization (CRCP). *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 58: 978-997.
- GUO Y, WALISER D E, JIANG X 2015. A systematic relationship between the representations of convectively coupled equatorial wave activity and the Madden-Julian oscillation in climate model simulations. *Journal of Climate* [J], 28: 1881-1904.
- HAERTEL P, STRAUB K, BUDSOCK A 2015. Transforming circumnavigating Kelvin waves that initiate and dissipate the Madden-Julian Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 141: 1586-1602.
- HENDON H H, LIEBMANN B 1994. Organization of convection within the Madden-Julian oscillation. *Journal of Geophysical Research* [J], 99: 8073-8083.
- HSU H-H, HOSKINS B J, JIN F-F 1990. The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 47: 823-839.
- HSU P-C, LI T 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate* [J], 25: 4914-4931.
- HU F, LI T 2021. Effects of MJO Vertically Tilted Structure on Its Phase Speed from the Moisture Mode Theory Perspective. *Journal of Climate* [J], 34: 4505-4520.
- HU Q, RANDALL D A 1994. Low-frequency oscillations in radiative-convective systems. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 51: 1089-1099.
- JIANG X, ADAMES Á F, KIM D, et al. 2020. Fifty Years of Research on the Madden-Julian Oscillation: Recent Progress, Challenges, and Perspectives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 125: e2019JD030911.
- JIANG X, WALISER D E, XAVIER P K, et al. 2015a. Vertical structure and physical processes of the Madden - Julian oscillation: Exploring key model physics in climate simulations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* [J], 120: 4718-4748.

- JIANG X, WALISER D E, XAVIER P K, et al. 2015b. Vertical structure and physical processes of the Madden - Julian oscillation: Exploring key model physics in climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 120: 4718-4748.
- KIKUCHI K, KILADIS G N, DIAS J, et al. 2018. Convectively coupled equatorial waves within the MJO during CINDY/DYNAMO: Slow Kelvin waves as building blocks. *Climate Dynamics* [J], 50: 4211-4230.
- KIKUCHI K, WANG B. Spatiotemporal wavelet transform and the multiscale behavior of the Madden–Julian oscillation[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(14): 3814-3834.
- KILADIS G N, WHEELER M C, HAERTEL P T, et al. Convectively coupled equatorial waves[J]. *Reviews of Geophysics*, 2009, 47(2).
- LAU K-M, PENG L 1987. Origin of Low-Frequency (Intraseasonal) Oscillations in the Tropical Atmosphere. Part I: Basic Theory. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 44: 950-972.
- LAU W K M, WALISER D E. Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system[M]. Springer Science & Business Media, 2011.
- LI T 2014. Recent advance in understanding the dynamics of the Madden-Julian oscillation. *Journal of Meteorological Research* [J], 28: 1-33.
- LIEBMANN B, SMITH C A 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc* [J], 77: 1275-1277.
- LIN J, MAPES B, ZHANG M, et al. 2004. Stratiform Precipitation, Vertical Heating Profiles, and the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 61: 296-309.
- LINDZEN R S 1974. Wave-CISK in the Tropics. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 31: 156-179.
- LING J, BAUER P, BECHTOLD P, et al. 2014. Global versus Local MJO Forecast Skill of the ECMWF Model during DYNAMO. *Monthly Weather Review* [J], 142: 2228-2247.
- LYU M, JIANG X, WU Z, et al. 2021. Zonal-Scale of the Madden-Julian Oscillation and Its Propagation Speed on the Interannual Time-Scale. *Geophysical Research Letters* [J], 48: e2020GL091239.
- MADDEN R A, JULIAN P R 1971. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in

- the Tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 28: 702-708.
- MADDEN R A, JULIAN P R 1972. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 29: 1109-1123.
- MAJDA A J, KLEIN R. Systematic multiscale models for the tropics[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2003, 60(2): 393-408.
- Majda A J. *Introduction to PDEs and Waves for the Atmosphere and Ocean*[M]. American Mathematical Soc., 2003.
- MAJDA A J, BIELLO J A 2004. A multiscale model for tropical intraseasonal oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* [J], 101: 4736-4741.
- MAJDA A J, KLEIN R 2003. Systematic Multiscale Models for the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 60: 393-408.
- MAJDA A J, STECHMANN S N 2009a. A simple dynamical model with features of convective momentum transport. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 66: 373-392.
- MAJDA A J, STECHMANN S N 2009b. The skeleton of tropical intraseasonal oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences* [J], 106: 8417-8422.
- MALONEY E D, HARTMANN D L 2000. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation. *Science* [J], 287: 2002-2004.
- MATSUNO T 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* [J], 44: 25-43.
- MATTHEWS A J 2021. Dynamical propagation and growth mechanisms for convectively coupled equatorial Kelvin waves over the Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 147: 4310-4336.
- MAYTA V C, KILADIS G N, DIAS J, et al. 2021. Convectively Coupled Kelvin Waves over Tropical South America. *Journal of Climate* [J], 34: 6531-6547.
- MEKONNEN A, THORNCROFT C D, AIYYER A R, et al. 2008. Convectively coupled Kelvin waves over tropical Africa during the boreal summer: Structure and variability. *Journal of Climate* [J], 21: 6649-6667.

- MONCRIEFF M W, SHAPIRO M, SLINGO J, et al. 2007. Collaborative research at the intersection of weather and climate. boletin latinoamericano y del caribe de plantas medicinales y aromaticas [J].
- NAKAZAWA, TETSUO 1988. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 66, 823-8. *Journal of the Meteorological Society of Japan* [J], 66: 823-839.
- NEELIN J D, HELD I M, COOK K H 1987. Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences* [J], 44: 2341-2348.
- REN P, REN H L, FU J X, et al. 2018. Impact of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southeastern China and its predictability in CFSv2. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 123: 4423-4442.
- ROUNDY P E 2008. Analysis of Convectively Coupled Kelvin Waves in the Indian Ocean MJO. *J.atmos* [J], 65: 1342-1359.
- ROUNDY P E 2012. Observed structure of convectively coupled waves as a function of equivalent depth: Kelvin waves and the Madden-Julian oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 69: 2097-2106.
- SCOTT, R., FULTON W, et al. 1985. Vertical normal mode transforms: theory and application. *Monthly Weather Review* [J], 113.
- STRAUB K H, KILADIS G N 2003. The Observed Structure of Convectively Coupled Kelvin Waves: Comparison with Simple Models of Coupled Wave Instability. *J.atmos* [J], 60: 1655-1668.
- TAKAYABU Y N 1994. Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves Part I: Spectral features of the cloud disturbances. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* [J], 72: 433-449.
- TAKAYABU Y N, MURAKAMI M 1991. The structure of super cloud clusters observed in 1-20 June 1986 and their relationship to easterly waves. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* [J], 69: 105-125.
- TONG H, CHAN J C, ZHOU W 2009. The role of MJO and mid-latitude fronts in the South

- China Sea summer monsoon onset. Climate Dynamics [J], 33: 827-841.
- VENTRICE M J, THORNCROFT C D, SCHRECK C J 2012. Impacts of Convectively Coupled Kelvin Waves on Environmental Conditions for Atlantic Tropical Cyclogenesis. Monthly Weather Review [J], 140: 2198-2214.
- WALLACE J, CHANG L 1972. On the application of satellite data on cloud brightness to the study of tropical wave disturbances. Journal of the Atmospheric Sciences [J], 29: 1400-1403.
- WANG B 1988. Dynamics of Tropical Low-Frequency Waves: An Analysis of the Moist Kelvin Wave. Journal of Atmospheric Sciences [J], 45: 2051-2065.
- WANG B, CHEN G, LIU F 2019. Diversity of the Madden-Julian Oscillation. Science Advances [J], 5: eaax0220.
- WANG B, LI T 1994. Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. Journal of the Atmospheric Sciences [J], 51: 1386-1400.
- WANG B, LIU F, CHEN G 2016. A trio-interaction theory for Madden-Julian oscillation. Geoscience Letters [J], 3: 1-16.
- WANG B, RUI H 1990. Dynamics of the Coupled Moist Kelvin–Rossby Wave on an Equatorial β -Plane. Journal of Atmospheric Sciences [J], 47: 397-413.
- WANG L, LI T, MALONEY E, et al. 2017. Fundamental causes of propagating and nonpropagating MJOs in MJOTF/GASS models. Journal of Climate [J], 30: 3743-3769.
- WANG T, LI T 2021. Factors Controlling the Diversities of MJO Propagation and Intensity. Journal of Climate [J], 34: 6549-6563.
- WHEELER M, KILADIS G N 1999. Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber–Frequency Domain. Journal of the Atmospheric Sciences [J], 56: 374-399.
- WHEELER M C, HENDON H H 2004. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. Monthly Weather Review [J], 132: 1917-1932.
- YADAV P, STRAUS D M 2017. Circulation Response to Fast and Slow MJO Episodes. Monthly Weather Review [J], 145: 1577-1596.

- YANG D, INGERSOLL A P 2013. Triggered Convection, Gravity Waves, and the MJO: A Shallow-Water Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 70: 2476-2486.
- ZANGVIL A 1975. Temporal and spatial behavior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data. *Monthly Weather Review* [J], 103: 904-920.
- ZHANG C. Madden-julian oscillation[J]. *Reviews of Geophysics*, 2005, 43(2).
- ZHANG C, ADAMES Á F, KHOUIDER B, et al. 2020. Four Theories of the Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics* [J], 58: e2019RG000685.
- ZHANG C, LING J 2017. Barrier Effect of the Indo-Pacific Maritime Continent on the MJO: Perspectives from Tracking MJO Precipitation. *Journal of Climate* [J], 30: 3439-3459.

致 谢

感谢我的导师段安民老师在研究生期间对我学术上的极大鼓励、支持、指导，以及对学生个性的极大包容，课题组包容的氛围让三年的时光格外沉静而绚烂。感谢吴国雄老师的宽和广博以及对后辈的包容与提携，第二次大组会上的鼓励深刻影响了我的人生轨迹。感谢王晓聪老师一直以来对课题的悉心指导，让我对热带动力学有了更加深入的理解。感谢课题组的胡文婷老师、任荣彩老师、毛江玉老师、刘屹岷老师、包庆老师、何编老师等所有老师们的殷切指导与鼓励。感谢罗德海老师在最初提供的重要指导。感谢盲审老师们对本论文的严谨要求。感谢研究生部老师们的辛苦付出。各位老师们对学术的严谨态度、对后辈的关照是我一生的榜样。感谢课题组胡蝶、汤雨恒、庄默然、彭玉琢、沈子力、张萍、汤彬、姚懿芸、魏吉林等所有同学们以及我舍友们的出现，你们是我人生道路上独一无二的风景。感谢我的家人们一直无条件相信我支持我，特别是我搞笑的老妈和舅舅们，还有外公外婆。感谢我所有的朋友们和我一起断断续续走过这么多年。最后感谢我自己。

2022年5月25日于北京

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历:

2015年9月—2019年6月，在兰州大学大气科学学院获得理学学士学位。

2019年9月—2022年6月，在中国科学院大气物理研究所攻读硕士学位。