

大气热带波动研究进展

武亮^{1,2} 冯涛³ 黄荣辉¹

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2. 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030

3. 河海大学海洋学院, 南京 210098

摘要: 本文简要回顾了热带波动的浅水理论解及对应的波动特征。系统回顾了从观测资料中区分和分离热带波动的信号的方法, 指出近年来在热带波动观测和分离研究方面取得了明显进展, 许多不同于经典波动理论的新特征被揭示。在此基础上回顾了几种影响波动演变的机制(如波流相互作用、波动-积云对流相互作用、水汽作用等)来部分解释观测热带波动与理论的差异的可能原因。这些研究表明局地大尺度环流和湿对流等在热带波动结构演变、强度和位置中有着重要作用。文中还综述了热带波动对热带气旋生成及路径影响及机制, 这表明热带波动的变化能够较好解释热带天气如热带气旋活动的变化特征。最后, 大气热带波动研究依然有许多科学问题亟待解决, 它对于大气科学发展具有重要科学意义。

关键词: 大气热带波动; 浅水方程解; 观测特征和机理; 热带气旋

文章编号: 2023321A 中图分类号: 文献标志码: A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2310.23321

Progress in Tropical Wave Research¹

Liang Wu^{1,2}, Tao Feng³, Ronghui Huang¹

¹ Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Shanghai Typhoon Institute, China Meteorological Administration, Shanghai 200030

³ College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098

Abstract: This paper provides an overview of the theoretical solutions for shallow water equations and the characteristics of tropical waves. It also presents systematic methods for identifying equatorial waves from observations. Recent advancements in tropical wave observational studies have revealed several mechanisms that affect tropical wave evolutions, such as wave-flow interaction, wave-cumulus convection interaction, and moisture mode. Local large-scale circulation and cumulus convection play a critical role in controlling the structure, intensity, and movements of tropical waves. This paper also reviews the impact and mechanism of tropical waves on the formations and tracks of tropical cyclones. By examining tropical waves, the multiscale variation of tropical cyclone activity can be explained well. However, further research is necessary to address scientific problems related to atmospheric tropical waves to advance tropical atmospheric dynamics.

Key words: Tropical waves, Shallow water theory, Observed characteristics and mechanisms, Tropical cyclone

收稿日期 2023-06-12; 网络预出版日期

作者简介 武亮, 男, 1981 年出生, 研究员, 博士生导师, 主要从事热带气旋、热带波动与热带大气动力学、热带气旋与气候变化等研究。E-mail: wul@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 42175050, 41875117, 上海台风研究基金项目 TFJJ202002, 中国科学院青年创新促进会项目 Y2021030

Funded by National Natural Science Foundation of China Grant 42175050, 41875117, the Shanghai Typhoon Research Foundation Grant TFJJ202002, and the Youth Innovation Promotion Association CAS Y2021030

31 1 引言

32 大气热带波动是地球大气流体在一定空间和时间尺度上的振荡现象，它是热带大气运动
33 最重要的形式，能导致大气的温度、压强、对流和风场等的振荡(Wheeler 2002)。如此的大气
34 振荡能使得大气中天气气候现象呈现周期性变化特征，对于热带天气和气候产生重要影响。
35 热带波动是大气受到重力、气压梯度力和科里奥利力共同作用的结果，而科里奥利力在跨越
36 赤道的变号，使得热带波动的振幅在远离赤道时衰减，被限制在赤道附近区域；同时，大气
37 热带波动与热带对流活动之间存在强烈的耦合关系，一方面移动的对流热源能驱动环流，另
38 一方面尺度更大的波动能通过环境条件调制对流，因此它又被称为对流耦合赤道波动
39 (CCEW)，它能在调节热带对流方面发挥着重要作用。热带天气主要由深对流组织成的中尺
40 度到行星尺度的天气系统所主导，而对流的潜热释放是最重要的加热机制能影响热带大气环
41 流，因此描述和理解组织热带对流的大气过程并确定其尺度选择具有重要意义(Wheeler et al.
42 2000)。大气热带波动传播可以引起对流(热源)影响在较大距离上传播，也可通过影响低层
43 水汽汇聚模式部分控制对流(热源)的时空分布影响热带气旋、暴雨等极端天气事件或者 ITCZ
44 等热带大气环流。极端天气事件也能触发新的大气热带波动，例如热带对流释放的潜热或者
45 较高纬的冷空气传入热带引起的涌动都可以激发大气热带波动，热带气旋有可能成为新的热
46 带波动的能量来源。因此，热带波动理论是理解热带天气现象的核心问题之一。

47 20 世纪 40 年代 Riehl (1945)发现热带东风波和 Palmer (1952)提出赤道波模型以来，热带
48 波动理论一直都是热带大气动力学研究的基础。Matsuno (1966a)在前人的研究基础上通过 β
49 平面浅水波方程的推导得到纬向传播的赤道波动的解，从理论上证实了赤道罗斯贝(ER)波、
50 惯性重力波、混合罗斯贝重力(MRG)波、开尔文(Kelvin)波的存在(如图 1 所示)。在此
51 基础上，Yanai and Maruyama (1966)从观测中发现了混合罗斯贝重力(MRG)波，继而 Wallace
52 and Kousky (1968)在观测中发现了开尔文波的存在，自此开始赤道波动被广泛的应用于热带动
53 力气象的研究中。Gill(1980)开创性的提出热带波动对外部热源的响应情况，使得热带波动更
54 广泛的被应用于解释热带不同尺度的天气和气候现象。除了上述经典理论波解，在后来的观
55 测研究中又逐渐发现了热带地区存在季节内低频振荡(MJO, Madden and Julian 1971, 1994)和
56 热带低压型波扰动(TD, Liebmann and Hendon 1990)这两种非经典的热带波动的存在。这些波
57 动的发现为热带大气现象的动力解释提供了很好的基础。

58 随着卫星观测的发展，热带波动的更多特征和影响也逐渐被发现，它们在理解热带大气
59 现象中起到了重要作用。例如，平流层中加速向东开尔文波和加速向西 MRG 波的周期性(22
60 个月)变化被用来解释平流层准两年振荡(QBO)的运行原理(Baldwin and Dunkerton 2001)；

而对流层中开尔文波和 ER 波常被用来解释热带对流加热导致大气的 Gill-型环流响应(Gill 1980)。热带波动一般被限制在近赤道的低纬地区沿纬向传播,在较高纬度地区逐渐衰减,但是在西北太平洋地区受季风环流等因素影响能够在热带的高纬度维持,甚至加强向北移动影响中纬度地区,能够对我国夏季的天气和气候产生重要影响,例如季风活跃-中断的周期,台风生成和路径等。本文主要聚焦对于天气和气候影响最直接的对流层中的热带波动。主要总结了主要热带波动的理论解及其观测的特征和可能机制,并以热带气旋为例简介了热带波动对与热带天气的影响。

2 热带波动的理论解及其特征

通过求解赤道 β 平面上(科氏力参数 f 正比于到赤道距离 y , 即 $f=\beta y$) 的浅水方程组的纬向传播的波解, Matsuno (1966)得到了频率和波数的水平频散(色散)关系:

$$\frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\omega^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\omega} \beta \right) = 2n+1; \quad n=0,1,2,\dots$$

其中 k 是纬向波数, ω 是频率, g 是重力加速度, h_e 是流体的自由高度(等效(无扰动)深度), β 是科氏参数的经向梯度。 n 为经向模态数,对应于经向速度的经向剖面中的节点数。该水平频散关系的解能成功地描述和预测了主要热带波动的基本特征。方程(1)是 ω 的三次方,所以对于特定的 k 和 n 有三个解。

(1) 罗斯贝(Rossby)波解(当低频时, ω^2/gh_e 远小于其他项):

$$\omega \approx \frac{-\beta k}{k^2 + (2n+1)\beta / \sqrt{gh_e}}$$

纬向相速度($C_p=\omega/k$)是频散关系图(图 1)上由相对于原点的位置决定,而纬向群速度($C_g=\partial\omega/\partial k$)是曲线的局部(切线)斜率。根据该解 ω 与 k 反号,因此罗斯贝波的位相相对于基本气流总是向西传播,而波动能量可向东也可向西传(群速度)由纬向尺度决定(图 1)。利用该理论解代入浅水方程,可以得到 Rossby 波的水平结构(图 3c)。

(2) 惯性重力(IG)波解(当高频时, $-k\beta/\omega$ 为小项):

$$\omega \approx \pm[(2n+1)\beta\sqrt{gh_e} + k^2 gh_e]^{1/2}$$

这些解集对应的波分别称为东向惯性重力波(正)和西向惯性重力波(负)。对于大 k 和小 n , 这些波的频散(色散)近似于纯重力波的频散。

除了非常低波数的西传惯性重力波外,惯性重力波也是相位和能量传播一致的波。显然,惯性重力波的传播速度比罗斯贝波快得多,而开尔文波的相位速度处于中等水平。

(3) 混合罗斯贝重力波 (MRG) 解和东传的惯性重力(IG)波解 (当 $n=0$ 时)

$$\omega = k\sqrt{gh_e} \left[\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4\beta}{k^2\sqrt{gh_e}} \right)^{1/2} \right]$$

负号时为 MRG 波, 同时包含罗斯贝波和惯性重力波的特性。MRG 相位向西的传播, 能量向东; 正号时为东传的惯性重力波。

(4) 开尔文 (Kelvin) 波解 (经向风为零), 由简化后的浅水方程能推导出开尔文的频散关系:

$$\omega = k\sqrt{gh_e}$$

开尔文波, 常被设置 $n=-1$,

$$u = \exp(-\beta y^2 / 2\sqrt{gh_e})$$

u 在远离赤道衰减, 所以相速度为正, 波动总向东传。开尔文波是纬向速度和经向压力梯度的地转平衡, 科氏力在赤道的符号变化保证了开尔文波存在。开尔文波是非频散波, 它们的相位同群速度一致向东传。

不同热带波动的水平结构之间的存在根本差异, 如惯性重力波和开尔文波的风较弱往往更具辐散性, 而 MRG 和 ER 波的风则更强更具旋转性 (图 2)。

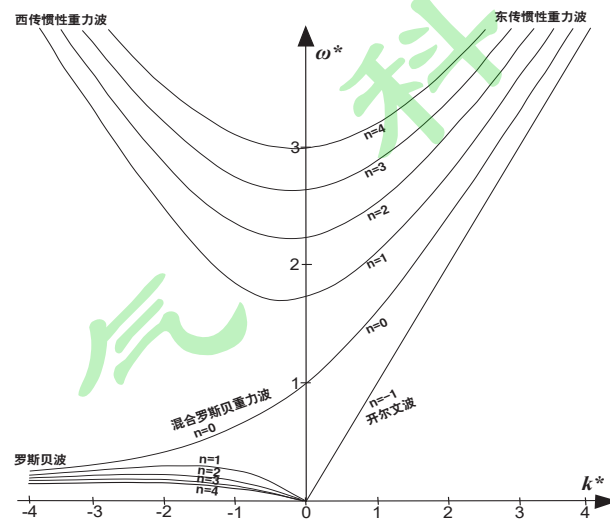


图1 Matsuno (1966a)的赤道波动频散关系图, k^* 是无量纲纬向波数, ω^* 是无量纲频率。图改自 Wheeler(2002)。

Figure 1. Dispersion curves for equatorial waves as a function of the nondimensional zonal wave number k^* , and nondimensional frequency, ω^* . (Adapted from Wheeler 2002)

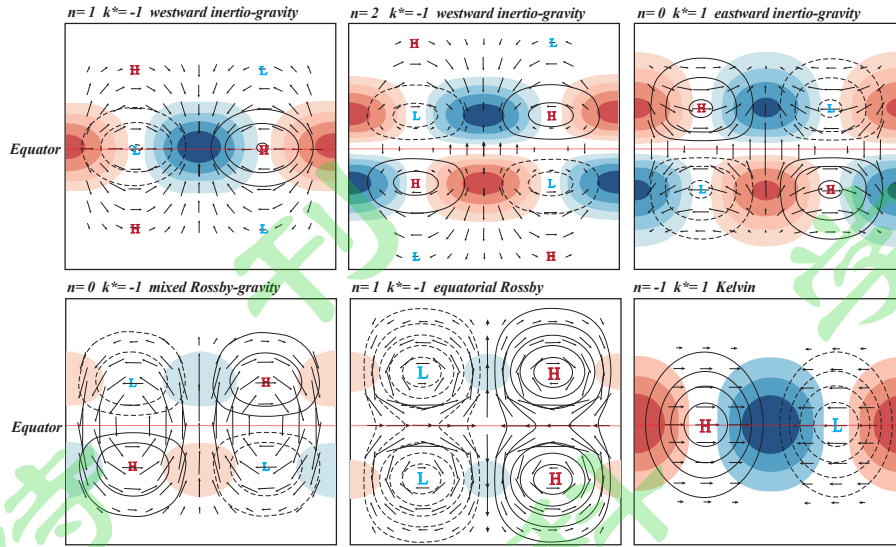


图 2 赤道 β 平面上浅水方程的纬向波解的水平结构。图中的时间和长度单位均已无量纲化。 k^* 为无量纲的纬向波数， $k^* = \pm 1$ 。纵坐标 0 为赤道位置。阴影为辐散区（红）和辐合区（蓝），间隔 0.6 个单位。等值线是位势，间隔 0.5 个单位。图改自 Kiladis et al. (2009)

Figure 2. Horizontal structures of the zonally propagating wave solutions to the shallow water equations on an equatorial β plane. Each is shown for a nondimensional zonal wave number, $k^* = \pm 1$. The equator runs through the center of each diagram. The colors are for convergence (blue shading) and divergence (red shading), with a 0.6 unit interval between successive levels. Contours are geopotential, with a contour interval of 0.5 units. (After Kiladis et al. 2009)

3 热带波动信号的提取及观测特征

3.1 热带波动的划分及滤波方法

从观测资料中准确分离出不同热带波动的信息对于热带波动及相关问题的研究都有重要意义。由于各种波动的在周期上有所重叠，常用的通过周期滤波（如 Butterworth 滤波）并不能准确的提取单一波动的信号。Kasahara(1976) 提出了 Hough 函数展开方法，它是利用球坐标下浅水波方程的本征解作为基函数（Hough 函数），同时配置将高度场、纬向风场、经向风场联合展开成各种波动。Yang 等(2003)提出了抛物线柱函数展开法，它是利用 β 平面下线性化方程的理论解（用抛物线柱函数）展开波动。Wheeler and Kiladis (1999)在时空谱分析的基础上，利用不同波动的频率-波数的差异去分离各种热带波动的信号(图 3)。这些方法都能有效的分离出热带波动的信号，而运用时空谱分析来提取各种波动的信号是目前使用比较多的方法。

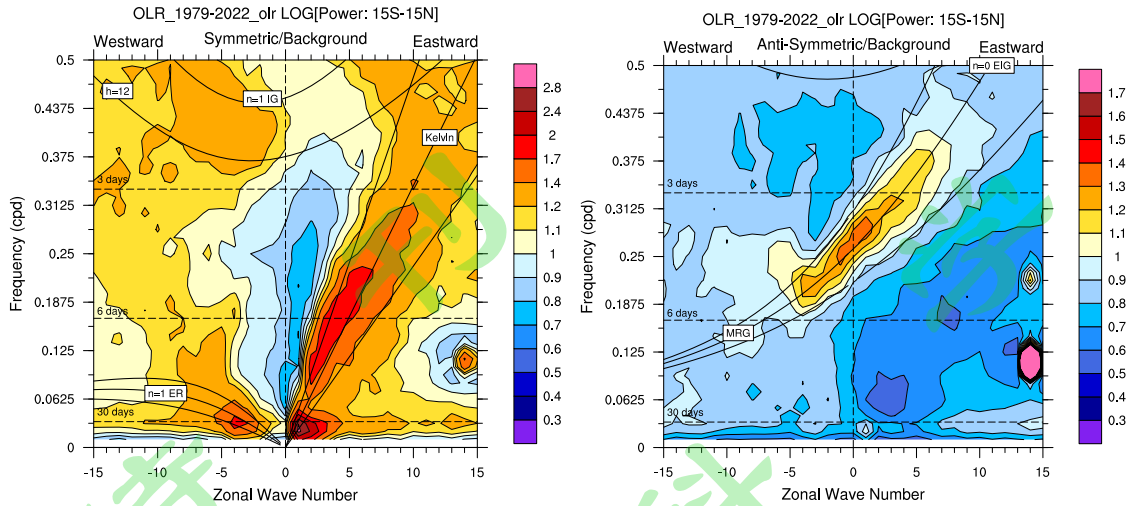


图 3 1979-2022 年 15°N-15°S 平均的对流 (OLR) 的(a)对称和(b)反对称分量的频率-波数谱 (wavenumber-frequency spectrum)。不同的热带波动的时空域被标明。

Figure 3. Normalized wavenumber-frequency spectrum of (a) symmetric and (b) antisymmetric OLR averaged between 15°N and 15°S during Jul–Nov 1979–2022. The Peaks associated with each wave types are labeled.

时空谱分析 (Space-time power spectra) 主要是利用二维 (时间、空间) 傅里叶变换(Bath 1974)来做谱分析。一个有 M 个空间点 (x_m) 和 N 个时间点 (t_n) 的二维函数 $f(t_n, x_m)$ ，他的时空谱能量 E 可以表示为: $E = F * F$ ，其中

$$F(\omega, k) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M f(t_n, x_m) \exp[-i(\omega t_n - k x_m)], \quad i = \sqrt{-1}$$

此时的谱能量 E 就是频率 (ω) 和波数 (k) 的函数。同理可以做两个二维函数之间的交叉谱 (cross-power spectra)，这里就不做详细叙述。

时空谱分析能够通过波数-频率的不同，区分出天气尺度和行星尺度的各种大气信号。Wheeler and Kiladis (1999)利用一个背景谱来改进时空谱分析的结果，使得时空谱分析的结果能够更加明显的反映大气中的热带波动。Roundy and Frank (2004c)引入一个标准化方案对 Wheeler and Kiladis 的时空谱分析进行改造，使得其能够在不同物理量间对比。Hendon and Wheeler (2008)对这个方法做了详细的描述和总结。为了区分普通的时空谱分析，我们把 Wheeler and Kiladis (1999)改进后的谱称为频率-波数谱 (wavenumber-frequency spectrum)。近十年，已有不少利用频率-波数谱分析对热带大气的波动及其影响的研究(Bessafi and Wheeler 2006; Frank and Roundy 2006; Masunaga 2007; Roundy and Frank 2004a, 2004b; Roundy et al. 2009; Wheeler et al. 2000)。这些研究研究的结果从一定意义上证实了该方法的可行性，如图 3 所示全球-15°S-15°N 的 OLR 的频率-波数谱中常见的热带波动都能清晰的区分。频率-波数谱分析要求物理量在纬圈上的连续，因此先前的研究都是对全球热带进行分析，这样无法反应

153 热带波动在局地的特征。Wu et al. (2014)通过在局地资料的两端选取一定纬度使其衰减到零的
154 方案，对于时空谱做了进一步的改进，使得它能够反映局地热带波动的特征。

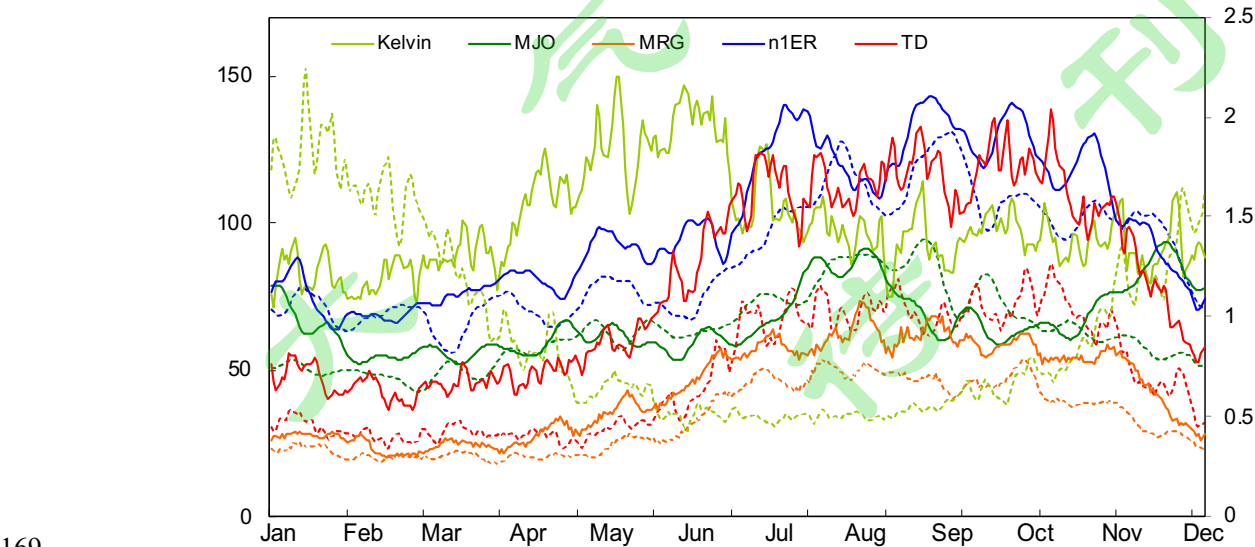
155 在时空谱分析得到能量谱的基础上，可以区分出不同热带波动对应频率-波数的能量谱，
156 再通过二维傅里叶变换的逆运算可以得到该频率-波数对应的原始场中的分量。利用这种方法
157 可以运用时空谱分析对不同资料进行滤波。通过不同大气热带波动在频率和波数上的差异来
158 滤波，对于大气热带波动信号的提取要远远优于传统的只利用周期来提取的滤波方法。该滤
159 波方法已经被应用于不同物理量的热带波动特性分析中(Bessafi and Wheeler 2006; Frank and
160 Roundy 2006; Masunaga 2007; Roundy and Frank 2004a, 2004b, 2004c; Roundy et al. 2009;
161 Wheeler and Kiladis 1999; Wheeler et al. 2000)，这些研究结果证明该方法能有效提取热带波动
162 的信号。常用的各种热带波动的滤波标准被列在表 1 中。滤波主要是根据各种波对应的不同
163 周期（频率）、波数以及相应的波等效深度（the equivalent depths）所对应的周期和波数来提
164 取。由于 MRG 两种波在频率和周期上与 TD 重合，他们很难通过频率波数来分离。为了有效
165 的分离 TD 波，给出的定义的 TD 波比实际 TD 波的范围要小。

166 表1 各种大气热带波动的滤波标准

167 Table 1 the corresponding wavenumber-frequency domain associated with each wave types

	ER	MRG	TD	TD-MRG	Kelvin	MJO
周期 (day)	6.25~48	2.5~10	2~8.5	2~10	2.5~20	30~96
波数*	-10~-1	-10~-1	-15~-6	-14~-1	1~14	1~5
深度 (m)	8-90	8-90	>90 (MRG mode)		8-90	

168 *波数为负代表西传波，为正代表东传波



170 图 4 1979-2011 年西北太平洋 (120°-180°E, 0°-20°N) 气候平均的不同热带波动的对流强度 (OLR 扰动的

方差, 实线) 和涡旋强度 (850 hPa 扰动动能, 虚线) 的逐日变化。改自 Wu and Takahashi (2018)

Figure 4. Mean annual cycles of OLR (solid) and 850hPa EKE (dashed) variance in the indicated filter bands for the WNP basin (100°E-180°, 0°-20°N). (Adapted from Wu and Takahashi 2018)

3.2 热带波动的观测特征

从观测的热带大气信号 (如风、对流等) 的时空谱的峰值分布与(Matsuno 1966b)浅水波方程解的频散曲线吻合的非常好, 但是在结构和移动特征上存在一定差异。例如, 观测对流耦合波动的相速度比浅水方程得到的理论速度慢, 并且垂直结构也随着高度的上升有明显的倾斜(e.g., Liebmann and Hendon 1990; Takayabu and Nitta 1993; Wheeler and Kiladis 1999)。这很可能是由于实际大气中热带波动常伴随着对流活动, 它们的特征与自由大气中的波动有着重要的区别。随着更多高质量观测资料和滤波方法的出现, 热带波动的特征被不断的揭示出来(e.g., Feng et al. 2016; Kiladis et al. 2016; Kiladis et al. 2009; Wang and Zhang 2015)。近期观测研究(Wu and Takahashi 2018)发现, 热带波动气候平均的扰动对流 (OLR扰动的方差) 和扰动动能展现了不一致的年循环, 其峰值存在明显偏差 (图 4)。

(1) ER 波

对流层赤道罗斯贝波表现为向西传播的气旋对, 通常具有全球纬向6波的水平结构(Kiladis and Wheeler 1995), 这与Matsuno (1966b) 给出的 $n=1$ Rossby的浅水理论结构 (图2) 的特征相似。观测中ER波的对流位置更偏西偏赤道位于低层西风向极的气流中, 与 850 hPa辐合区一致(Wheeler et al. 2000)。当ER波与弱对流耦合情况下, 其垂直方向上具有极深厚的正压结构 (能够到100 hPa), 而在暖池上与深对流耦合时, 展现为复杂的垂直结构(Kiladis and Wheeler 1995; Yang et al. 2007)。ER波在太平洋中部较为常见, 并传播到西太平洋, 与西风爆发密切相关, 并能进一步通过风应力影响赤道海温(Kiladis and Wheeler 1995)。相对于其他热带波动, ER波的速度较慢、空间尺度较大, 与背景环境相互作用的可能更大。例如, 在MJO中ER波持续时间足够长且移速足够慢, 能引起Gill型响应(Hendon and Salby 1994), 并且ER能够沿背景风传播并被调制, 因此MJO风异常的大小与ER波的相位速度的大小相似(Kiladis et al. 2009)。

(2) MRG 波

Matsuno (1966b)从理论得到的 MRG 波的波长大约 9000 km 左右, 环流中心位于赤道, 具有南北反对称的风场结构, 辐合辐散分别位于经向风场的出流和入流区域, 沿着赤道向西或者向东传播 (图 2c)。MRG 波的环流与热带深对流之间的存在着耦合关系, 对流活动的变化与径向风有很好的关系(Dunkerton and Baldwin 1993; Takayabu 1994)。增强 (抑制) 对流对应低层风向极地 (向赤道) 的分量, 与对流相比风倾向于出现在更东边位置; 温度扰动的垂直

202 结构与开尔文波的垂直结构非常相似，因传播方向相反故倾斜也是相反的(Wheeler et al.
203 2000)。

204 MRG 波西传过程中受局地基本气流影响会发生结构的变化，甚至会变为其他类型的波
205 动。在纬向辐合气流的作用下，MRG 波的对流层低层风场的水平尺度发生收缩，移动速度减
206 慢(Webster and Chang 1988a)，并逐渐离开赤道向高纬地区移动。同时，MRG 波西传过程中的
207 动力热力结构会发生系统性的变化，并且还伴随着垂直方向的传播，环流的中心会与深对流
208 活动的中心逐渐重合，对流活动与波动环流更加紧密地耦合在一起，这时候 MRG 波的性质
209 会发生变化，转变成为 TD 型波动(Dickinson and Molinari 2002b; Takayabu and Nitta 1993; Wu et
210 al. 2014)，部分能够引发热带气旋生成。

211 (3) 开尔文波

212 开尔文波是动力结构最简单的热带波动，它是向东传播的纬向风的非频散扰动，在赤道
213 最强向两极呈高斯衰减(Roundy and Frank 2004c)。它们在赤道附近的结构本质上是向东传播
214 的重力波的结构(Straub and Kiladis 2003)。观测的对流耦合开尔文波具有与线性浅水方程解一
215 致的传播特性和水平结构(Straub and Kiladis 2003; Takayabu and Murakami 1991)。同时，
216 Yasunaga and Mapes (2012)注意到是以辐散为主的开尔文波和惯性重力波主要受浮力扰动控
217 制，不同于以旋转为主的 Rossby 波、MRG 波和 TD 波，它们与水汽耦合更强。开尔文波中
218 浅对流往往先于深对流和层状降水东传 (Straub and Kiladis 2002)，OLR 异常与最强烈的垂直
219 运动的位置一致。观测中对流耦合开尔文波通常以 $10\text{--}20\text{ m s}^{-1}$ 的相位速度和 $3000\text{--}7000\text{ km}$ 的
220 波长向东移动(Roundy 2008; Wheeler and Kiladis 1999)。这个速度远小于浅水方程解的（干）
221 开尔文速度，这很可能是对流和波动相互作用极大限制湿开尔文波的相速度，但是其机理并
222 没有被很好解释。

223 (4) TD（东风）波

224 TD 型波动又名东风波，是发生在对流层的一种向西传播的天气尺度波动，通常是以不对
225 称波出现。虽然 TD 波不对应于浅水方程的理论解，但它们是太平洋和大西洋，以及撒哈拉
226 以南非洲地区最常见的天气波动之一，具有极其重要的影响。TD 波被认为是赤道外向西传播
227 的不稳定罗斯贝波，常与季风环流和 ITCZ 联系(Kiladis et al. 2009; Wang and Xie 1996)。早期
228 东风波研究表明，TD 波的波长为 $2500\text{--}3500\text{ km}$ ，相位速度为 8 m s^{-1} ，周期为 3-4 天，最大
229 经向风异常在 $700\text{--}850\text{ hPa}$ (Kiladis et al. 2009; Reed et al. 1977)。TD 波动的水平结构和对流耦
230 合特征在不同陆地、海洋区域有所差异，这种差异与基本气流具有密切关系。而它的垂直
231 结构与 MRG 波相似(Kiladis et al. 2006; Serra et al. 2008)。东风波在非洲主要从垂直风切变中

萃取能量,在海上以正压能量转化为主从水平切变中提取能量,在太平洋 ITCZ 中潜热具有重要影响。TD 波动伴随着周期性的湿对流降水过程对热带天气产生显著影响,部分 TD 型波动会发展出暖心结构形成热带气旋,它是热带气旋的重要胚胎(例如 Cai et al. 2018; Fu et al. 2007)。

(5) MJO

Madden-Julian 振荡 (MJO)是一种季节内振荡,行星纬向波数在 1-5 左右,周期在 30 到 60 天之间。MJO 表现出数千公里的对流和纬向反转环流的东传,MJO 不同于对流耦合的赤道波,因为它发生在远离赤道波频散曲线的波数和频率上。大尺度运动和对流非绝热加热相互作用起到了核心作用。MJO 常伴随着热带降雨增强和减弱的区域向东传播,它是一种全球的波动,在印度洋和太平洋上空更为活跃。MJO 引起的大气异常与 MJO 对流加热导致的 Rossby 环流有关。MJO 对于全球热带降水、季风的爆发和中断、热带气旋活动等都有重要的调节作用。由于数值模式仍无法较好再现热带对流过程,因此目前多数数值模式并不能很好地模拟和预测 MJO 活动。

4 热带波动的动力学理解

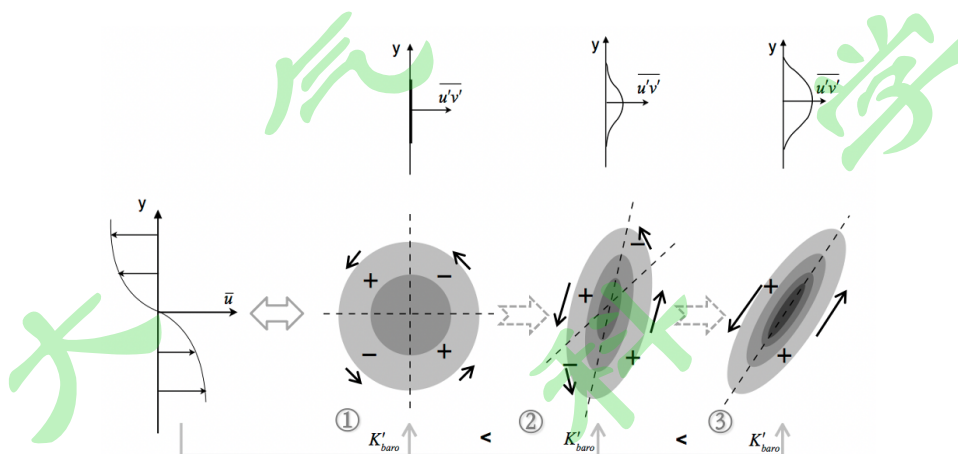
经典的“干”线性赤道 β 平面浅水理论(Matsuno 1966b)成功地描述和预测了大气热带波动的基本结构和运动特征,但是浅水理论不足以精确解释观测到的热带波动的主要特征。且热带波动的耦合结构和速度在不同季节和区域存在较大差异。因此,解释导致热带波动特征差异的成因已经成为热带波动理论研究的主要挑战之一。非线性波波相互作用和波流相互作用可能会改变波的结构和频散关系(Straub and Kiladis 2003; Zhang and Webster 1989)。对流层中的热带波动波多与“湿”深对流有关,也因此被称为对流耦合波动,因此将“湿”的影响引入热带波动理论中能够改进热带波动的特征解释。有很多方法可以实现,但完整的讨论“湿”影响超出了本文研究范畴。对流耦合意味着对流和波动力之间存在相互作用,这种波动-对流相互作用也可改变热带波动的特征(Lindzen 2003; Wheeler and Kiladis 1999)。本文仅回顾了波流(波)相互作用、波动-积云对流相互作用、以及水汽在对流耦合波动中的作用的机制。

4.1 波-流相互作用

热带波动在传播过程中,其水平和垂直结构、传播特征都会发生变化。已有研究表明这与局地大尺度基本气流密切相关,Lau and Lau (1992)使用波-流相互作用的能量平衡方程诊断分析了热带扰动的主要能量来源。随后的一些研究(Maloney and Hartmann 2001; Maloney and Dickinson 2003; Sobel and Maloney 2000)指出,西北太平洋上夏季环流有利于能量向小尺度的

262 大气波扰动的转化，这使得热带波动在西北太平洋活动更活跃。Wu et al. (2012)指出这种波-
 263 流能量转化与夏季西太季风槽环流系统密切相关，它使得季风槽年际变化与天气尺度扰动增
 264 长和热带气旋生成之间密切联系。如此的能量转化会使得能量在热带波动中累积，使得波动
 265 结构和振幅发生改变(Done et al. 2011)。已有研究(Webster and Chang 1988b; Webster and Chang
 266 1997)发现辐合气流能够使得 Rossby 波的纬向波数增加、波长减小。Kuo et al. (2001)表明波扰
 267 动在接近季风汇合区时能够通过季风平均流的相互作用引起的波尺度收缩形成新的扰动涡
 268 旋。Wu et al. (2015a, 2015b)进一步研究指出大尺度的季风切变和辐合基本气流能够使得 ER、
 269 MRG、TD 波的水平结构收缩和倾斜（见图 5）。这种波-流相互作用也存在于不同尺度间的波
 270 动之间，如 Aiyyer and Molinari (2003)利用线性浅水模型模拟了 MRG 波与 MJO 大尺度环流
 271 相互作用，发现这会使得 MRG 波的波长缩短，可能会发展出 TD 扰动，并且进一步在观测
 272 中证实(Aiyyer and Molinari 2008)。

273



274

275 **图 5** 季风槽切变气流通过正压能量转化导致水平倾斜波结构的发展和维持的示意图。（从左至右）季风槽
 276 的纬向风异常、季风槽中初始热带波动的涡旋和平均的异常涡动通量、平均的涡动量通量和 NE-SW 倾斜
 277 的涡旋结构的产生和发展（当波动通过正压能量转换与季风槽切变气流相互作用从季风槽中提取正压能量
 278 时）。图改自 Wu et al. (2015b)

279 FIG. 6. Schematic diagram for illustrating the development and maintenances of horizontal tilted wave by
 280 barotropic energy conversion processes in the monsoon trough region. (from left to right) A zonal wind anomaly
 281 along the monsoon trough, the eddy and the mean anomalous eddy momentum flux of the initial tropical waves in
 282 the sheared zonal flow of monsoon trough, and the mean eddy momentum flux and NE-SW tilting of eddy
 283 generated and development, when the eddy interacts with the sheared zonal flow of the monsoon trough by
 284 barotropic energy conversion, which accelerates to extract barotropic energy from the monsoon trough. (Adapted
 285 from Wu et al. 2015a)

286 4.2 波动-积云对流相互作用

287 热带波动的动力结构与对流耦合能够影响到热带波动的结构和运动特征。这里以太平洋
288 上对流层中常见的天气波动的 TD 波为例来讨论波动-积云对流相互作用对于热带波动不稳定
289 发展的特征与作用机制。虽然波-流相互作用能够在很大程度上解释 TD 波活动的统计特征，
290 但在太平洋上 TD 型波动的最主要能量来源于凝结降水造成的非绝热加热，而并非来源于基
291 本气流(Lau and Lau 1992; Tam and Li 2006)。李崇银(1985)和 Li(1993)发现积云对流加热的
292 的反馈是激发热带东传或者西传波动的重要动力学机制；Li(2006)通过数值试验发现，如果
293 没有湿对流的反馈过程，即使基本气流存在水平与垂直切变，TD 型波动的强度仍然会逐渐衰
294 减；只有加入了对流的反馈过程，波动的强度才会发生不稳定增长。这些研究表明，要抓住
295 赤道波动演变的关键物理机制，必须考虑积云对流反馈的作用。

296 目前用来解释热带环流-对流耦合的两大类理论框架是：波动-第二类条件不稳定
297 (wave-CISK)和准平衡(quasi-equilibrium)。Wave-CISK 理论认为边界层的辐合引起波动中
298 的凝结潜热加热，而潜热加热则进一步破坏了大气的稳定性，造成不稳定发展(Hayashi 1970;
299 Li et al. 2002; Lindzen 1974; Ling et al. 2009)。从二十世纪 70 年代开始，wave-CISK 就已经被
300 用来解释热带波动的稳定性(例如 Hayashi 1970; Lau and Peng (1987); Ling et al. (2013); Liu et
301 al. (2019))。然而，由于不同文献中 TD 波的结构具有很大的差异，该波动中是否存在 wave-CISK
302 反馈机制，存在着比较大的争议。例如，Tam and Li (2006)发现 TD 波中的垂直运动与边界
303 层的最大涡度相重合，暗示着 wave-CISK 在其中可能起了重要作用。Feng et al. (2016)同样发
304 现 TD 波中的垂直运动最大值发生在边界层辐合的上方，并且如理论所要求的一样，垂直速
305 度随高度向波动后侧倾斜。更多的研究则否认了 TD 波中存在 wave-CISK 反馈。Reed and
306 Recker (1971)使用了太平洋上空的探空观测资料，发现自由大气中的垂直运动与边界层辐合
307 之间没有确定的联系。Takayabu and Nitta (1993)强调了边界层的辐合在 TD 波生成中的作用，
308 但是垂向速度的垂直廓线并没有随高度倾斜，不符合 wave-CISK 的理论。最近研究(Feng et al.
309 2020)强调了对流层中低层水汽的平流输运对 TD 波湿对流影响。

310 近年来，准平衡的思想及其诊断方法在热带对流耦合波动现象的研究中发挥了重要作用
311 (例如 Benedict and Randall (2007); Ling et al. (2016a); Wang et al. (2018))。准平衡认为大尺度的
312 环流造成热量与水汽的输运，使得不稳定能量(例如湿静能 moist static energy, MSE)在大气
313 气柱内累积，而积云对流通过释放不稳定能量使得大气变得稳定(Arakawa and Schubert 1974;
314 Emanuel et al. 1994)。例如，在热带重力惯性波中，大气的湿化过程导致 MSE 的增加，而深
315 对流的发生对应着对流层整层 MSE 的减少，意味着深对流释放了不稳定能量(Sumi and

Masunaga 2016)。然而，TD 波中的对流与不稳定能量的变化并不符合这个过程。在 TD 波中，当深对流发生时，整层大气 MSE 仍然处于逐渐增加的状态，造成大气气柱进一步的不稳定。MSE 的进一步增加并非完全由平流所贡献，因为即使不考虑平流的作用，气柱的不稳定性仍然在增大(Feng et al. 2020)。可以推测，TD 波中的对流-云-辐射-边界层之间相互作用的净贡献是使得大气变的不稳定。因此，积云对流引起的凝结潜热释放和云-辐射反馈是影响热带波动稳定性的的重要因素。

4.3 水汽作用

尽管以上研究强调了积云对流在热带波动动力学中所起的作用，考虑到热带积云对流的演变同时受到对流层温度层结（即大气稳定性）与水汽层结的影响，实际上隐含了水汽在赤道波动中起到重要作用。一些考虑水汽作用的经典不稳定模型也能够用来解释水汽在对流耦合赤道波动中的作用。例如，将传统的正压、斜压不稳定拓展到湿大气，综合若干种不稳定而成的一种复合不稳定，例如湿斜压不稳定（moist baroclinic instability）常被应用来解释印度季风低压和非洲东风波(Cohen and Boos 2016; Moorthi and Arakawa 1985)。

近年来，“水汽模态”（moisture mode）理论模型(Adames and Maloney 2021; Takayabu 1994)得到了快速的发展与广泛应用，很多传统上认为是干动力学起主导的赤道波动，都被陆续指出水汽起到主要作用。水汽模态的本质是强调波动的结构与传播特征主要是由大气中的水汽过程决定的，整层或者中低层水汽异常决定了降水的异常，而对流降水加热和层云降水加热的交替出现又影响了波动的移动(e.g., Khouider and Majda 2008; Wang and Zhang 2015)。不断涌现的观测和理论都证明了大气水汽过程对于热带波动结构的决定性作用 e.g. (Wang and Zhang 2015; Yu et al. 1998)。Adames (2021)和 Mayta and Adames (2023)提出了在弱温度梯度近似下对赤道波动的湿动力方程组进行量纲分析，从理论上指出水汽是控制 ER 波与 TD 波的关键因素，指出这观测中这两种波动的特性更接近“水汽模态”而非传统的干波动模态。在此基础上，提出了水汽-涡旋不稳定(moisture-vortex instability)来解释水汽梯度影响下热带波动的不稳定增长(Adames 2021; Adames and Ming 2018a, 2018b; Russell et al. 2020)。

5 热带波动对于热带气旋生成和路径的影响及机理研究

众所周知，热带气旋的生成需要合适的大尺度环境的动力和热力条件和初始扰动的共同作用，而热带气旋的路径由生成位置和大尺度环境的引导气流条件决定。由于观测资料和研究手段的限制，以往对于热带气旋生成和路径的短期气候变化研究多集中于大尺度环境条件的作用，而对于初始扰动变化和引导气流的高频（天气尺度）变化的作用研究相对较少。虽然利用大尺度环境背景条件与经典热带气旋生成理论（如 CISK 机制和 WISHE 机制等）

347 能很好的解释已有扰动涡旋发展成为热带气旋的过程，但是无法解释扰动涡旋系统的形成；
348 而背景引导气流（如副高等环流系统）虽然能解释热带气旋路径气候分布的成因，但这无法
349 解释相似背景环流（特别是较弱环流系统）下热带气旋路径的差异，这很可能是由于热带波
350 动与大尺度引导气流相互作用引起的引导气流的高频变化所致，相关机理依然不清。因此，
351 热带波动作为热带大气扰动和环流高频变化的重要来源，它很可能在热带气旋生成和路径的
352 季节内和年际变化中扮演重要角色。

353 5.1 热带波动影响热带气旋生成及可能机理

354 热带波动是热带大气运动最重要的形式，它们能导致大气的温度、压强、对流和风场等
355 的振荡进而影响热带天气(Wheeler 2002)。基于二维傅立叶变换的频率-波数谱分析方法
356 (Wheeler and Kiladis 1999)能有效的从观测资料中分离出五种主要热带波动信号，即热带低压
357 型(TD)波、混合罗斯贝重力(MRG)波、赤道罗斯贝(ER)波、季节内低频振荡(MJO
358 波)和开尔文(Kelvin)波。在此基础上，国际上关于热带波动与热带气旋关系的研究得到了
359 广泛发展。已有统计研究表明，热带波动对热带气旋的生成具有显著影响(Frank and Roundy
360 2006; Schreck III et al. 2012)。Dickinson and Molinari (2002a)指出 MRG 波增强并向 TD 波的转
361 化最终会导致 TD 波的增长和热带气旋生成，进一步研究指出这种向小尺度热带波动的转化
362 能够很好解释热带气旋生成的年际变化的特征(Wu et al. 2015b; Wu et al. 2014); Lombardo
363 (2004)和 Molinari et al. (2007)发现热带气旋常生成在 ER 波的波包内，进一步的模式研究证实
364 了 ER 波的增长会导致热带气旋的生成(Gall and Frank 2010; Gall et al. 2010)。而东传的 MJO
365 波由于尺度较大并不直接生成热带初始扰动，但常与西传的热带波动相互作用共同影响热带
366 气旋生成，因此 MJO 西风(对流)相位更有利热带气旋生成(Aiyyer and Molinari 2008; Aiyyer
367 and Molinari 2003); 开尔文波虽然对部分热带气旋生成有一定贡献(Schreck 2015; Schreck III
368 and Molinari 2011)，但多数研究表明它对西北太平洋热带气旋生成的影响不大(Frank and
369 Roundy 2006)。而我们的研究(Wu and Takahashi 2018)指出，热带波动的活动能够很好解释热
370 带气旋生成的季节内和年际变化的特征。例如，El Niño 年，伴随季风槽加强东伸波流相互作
371 用加剧使得热带波动在西北太平洋东南象限活动增强，热带气旋生成位置偏东南。这些研究
372 表明，热带波动在热带气旋生成过程中起到重要作用，波动的增长有利于初始扰动和热带气
373 旋的生成，但是其成因和机制尚不明确。

374 目前，一些研究已经开始致力于解释热带波动增长并触发热带气旋生成的过程。早期研
375 究(Chang and Webster 1990, 1995; Webster and Chang 1988a)注意到波动能量累积常发生在大尺
376 度环流的辐合区。进一步的研究(Maloney and Hartmann 2001; Sobel and Bretherton 1999; Sobel

and Maloney 2000)指出西北太平洋夏季大气环流有利于向热带波动的能量转化,而这种能量向热带波动的累积有利于热带气旋的生成和维持(Done et al. 2011)。我们的工作(Wu et al. 2015b; Wu et al. 2014)证实这种能量向热带波动的转化和累积与热带气旋生成的年际变化关系密切。这些研究很好的解释了西北太平洋和南海上空热带波动发展和演变过程,但是这些热带波动的能量来源及其季节内和年际变化特征还需深入调查。我们也注意到,虽然有超过 60% 的热带气旋生成在热带波动中,但仅有不到 20% 的热带波动能最终发展成为热带气旋(Avila et al. 2000);观测实验表明,这除了受大尺度环流对波动能量增长的影响外,还与热带波动在发展过程中的动力和热力结构的配置(Zawislak and Zipser 2014)以及能量的转化密切相关(Ross et al. 2009)。因此,系统分析热带波动加强形成初始扰动涡旋的演变过程及其季节内和年际变化特征,有助于深入理解热带波动对热带气旋生成影响的物理机制。

5.2 热带波动影响热带气旋路径及可能机理

热带气旋的移动路径主要由引导气流(Holland 1983; Wu and Zhao 2012)和热带气旋生成位置(Wu and Wang 2004; Wu et al. 2012)共同决定。首先,热带波动能通过影响热带气旋生成的位置影响热带气旋的路径。Wu and Wang (2004)指出,热带气旋的生成位置变化对于热带气旋路径的影响要超过大尺度引导气流的影响。我们的研究(Wu et al. 2012)也发现热带气旋的生成位置能够影响热带气旋的路径和强度的年际变化特征。其次,热带波动能够引起热带大气环流的季节内和天气尺度振荡,从而影响热带气旋的引导气流异常和路径。已有研究表明,热带波动活动对应的大气季节内振荡(ISO)的 30~60 天(MJO)和 10~24 天(ER 波和 MRG 波)模态都能够通过传播途径和对流位相的改变影响热带气旋的生成和路径(Li and Zhou 2013a, 2013b; Ling et al. 2016b)。MJO 的西风相位常伴随更多热带气旋(飓风)活动(Camargo et al. 2008; Kim et al. 2008; Maloney and Hartmann 2000),当 MJO 的对流位于西太平洋(印度洋)上时西北太平洋热带气旋路径区域偏西(东)(Kim et al. 2008)。我们的研究(Chen et al. 2018)表明,西北太平洋热带气旋倾向于在 10-24 天 ISO(ER 波和 MRG 波)的气旋异常中并沿着它向西北传播接近我国台湾地区,且上述热带气旋的移动是伴随着西北-东南扩展的 30-60 天 ISO(MJO)气旋异常提供的有利背景条件。而 10°-20°N 区域的大气季节内振荡(10~60 天 ISO)的异常环流对的中间会出现异常的东风气流,将引导热带气旋西行进入南海地区(Chen 2017; Wu et al. 2020b)。这些研究很好的解释了热带波动所对应的大气季节内振荡(ISO)对于热带气旋路径具有重要影响,但是不同种类的热带波动对于热带气旋路径影响的差异,热带波动对于引导气流影响的机理及其季节内和年际变化特征还需深入调查。

5.3 热带波动活动对热带气旋活动气候异常的影响

407 随着全球气候变暖,近年来极端天气和气候事件频繁出现,热带波动在其中很可能发挥
408 了重要作用。热带波动是造成2018年我国热带气旋活动异常活跃的关键因素之一,它与强季
409 风槽相互作用加剧了热带气旋活动异常并调节了热带气旋活动区域(Wu et al. 2020a)。在2018
410 年大气热带波动如10~24天季节内振荡(ER和MRG波)和天气尺度扰动(TD波)活跃主
411 要集中在6-9月,并沿着季风槽在台湾岛以东洋面快速增强,与热带气旋时空分布十分吻合;
412 而北传的30~60天大气季节内振荡(MJO)的活动局限于140°E以西的南海海域,从而更多
413 的影响南海的热带气旋生成和活动。已有研究开始关注热带波动活动的气候异常,指出西北
414 太平洋热带波动存在明显的年际变化特征(Chen and Weng 1998; Huang and Huang 2011; Zhou
415 et al. 2018)。这主要是由于厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)通过调节大气环流来影响热带波动的
416 能量累积进而影响热带波动的年际变化(Wu et al. 2015b; Wu et al. 2014),它能进一步引起热带
417 气旋等极端天气的年际变化(Wu and Takahashi 2018)。虽然国际上已经越来越重视对于热带波
418 动活动及影响的气候特征和机理的研究,但是对于热带波动对于全球变暖响应的认识依然有
419 限。

420

421 6 总结及展望

422 本文回顾和综述了热带波动的浅水理论解,进而系统回顾了热带波动的信号分离方法及
423 观测特征。进而,回顾了几种热带波动的机理。此外,文中还对热带波动对于热带气旋生成
424 及路径影响机制进行了系统回顾。文中指出:近年来在热带波动观测和分离方面取得了明显
425 进展,波动的许多新特征被揭示,它们与理论特征存在着差异。现有理论(如波流相互作用、
426 波动-积云对流相互作用、水汽作用等)能够部分解释观测热带波动与理论的差异。这些研究
427 不仅表明局地环流和湿对流等在热带波动结构演变、强度和位置中有着重要作用。同时,也
428 有众多研究关注热带波动对于热带天气系统的影响,文中回顾了不同热带波动对于热带气旋
429 生成和路径的影响,这些影响能够较好解释热带气旋形成和移动的机理,并表明热带波动的
430 变化能够较好解释热带气旋数量和分布的气候变异。尽管近年来在热带波动活动观测特征、
431 机理及其影响的研究中取得了重要进展,但是依然有许多科学问题亟待解决,例如:

432 (1) 观测技术发展,虽然卫星观测技术的发展已经大大改进了对于热带波动(特别是海
433 上)特征的了解,但是目前资料的变量的种类、垂直和水平分辨率等都大大的限制了对于其
434 特征的分析。多源多平台的观测资料(如卫星、雷达、探空、地面站等),对热带波动的时空
435 分布特征、结构特征和能量特征进行更精细和全面的分析,以及对热带波动与降水、风场、
436 温度、湿度等要素的关联性进行更深入的探讨有助于揭示热带波动的新观测事实。

437 (2) 机理和理论模型发展, 热带波动的观测与理论的差异成因, 对流耦合机制及影响,
438 波动在热带对流组织中作用, 波动对于气候的反馈影响等等都需要进一步研究。这些问题解
439 决对于揭示热带波动的动力学和物理过程, 探讨不同类型的热带波动之间的相互作用和转化
440 机制, 以及热带波动与其它尺度的大气运动的相互作用(如对流组织、季节内变化、年际和
441 年代际变化、全球变暖等)。

442 (3) 数值模式中热带波动的模拟问题, 虽然模式已经能较准确模拟多数天气气候事件,
443 但是数值模式往往无法准确模拟热带波动尤其是对流耦合波动, 这很可能导致了模式结果的
444 不确定性。因此提高热带波动的预测能力和技巧, 评估热带波动在不同预报模式中的表现和
445 不确定性, 对于提高模式可信度具有重要科学意义。这需要正确理解对流和环流之间相互作
446 用, 未来利用热带波动改进模式中对流和动力学之间的相互作用表现, 对于改进模式对于热
447 带天气气候的模拟能力具有重大前景。

448 (4) 热带波动对于全球变暖响应和预估问题, 热带波动在热带天气气候事件中具有重要
449 作用, 因此无法理解热带波动对于气候变化的响应就无法正确理解气候变化。无法解释热带
450 波动活动的理论和模式对于未来气候变化的预估结果可信度也存疑。

451 (5) 天气预报问题, 热带波动主要为天气-季节内时间尺度, 它们与天气预报和短期气
452 候预测的尺度最为密切, 但是热带波动目前很少被运用到预报业务中。这主要是由于观测中
453 很难直接识别热带波动信号, 而目前滤波技术需要波动完成才能被识别(Wheeler 2002)。发展
454 和改进热带波动的识别和预测技术对于引入热带波动具有重要意义, 能够为天气预报和短期
455 气候预测提供指导和依据。

456 本文尝试回顾了热带波动研究的历史发展, 并评估了它们对热天气如热带气旋的影响,
457 但是依然不全面, 仅仅提供了部分参考。热带波动的研究对于大气科学发展具有重要意义,
458 必将继续吸引更多研究开展。这些成果将提高对于天气和短期气候(季节内)变化特征及热
459 带天气气候事件对于气候变化响应的机理认识, 这对提高天气预报和气候预测预告水平都有
460 较好的应用价值。

参考文献

Adames, Á. F. 2021. Interactions between water vapor, potential vorticity, and vertical wind shear in quasi-geostrophic motions: Implications for rotational tropical motion systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 78: 903-923.

Adames, Á. F., Y. Ming. 2018a. Interactions between water vapor and potential vorticity in synoptic-scale monsoonal disturbances: Moisture vortex instability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 75: 2083-2106.

———. 2018b: Moisture and moist static energy budgets of South Asian monsoon low pressure systems in GFDL AM4.0. *J. Atmos. Sci.*, 75: 2107-2123.

Adames, Á. F., E. D. Maloney. 2021. Moisture mode theory's contribution to advances in our understanding of the

Madden-Julian oscillation and other tropical disturbances [J]. *Current Climate Change Reports*, 7: 72-85.

Aiyyer, A, J Molinari. 2008. MJO and Tropical Cyclogenesis in the Gulf of Mexico and Eastern Pacific: Case Study and Idealized Numerical Modeling [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 2691-2704.

Aiyyer, A R, J Molinari. 2003. Evolution of Mixed Rossby–Gravity Waves in Idealized MJO Environments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 2837-2855.

Arakawa, A, W H Schubert. 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment [J], Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31: 674-701.

Avila, L A, R J Pasch, J-G Jiing. 2000. Atlantic tropical systems of 1996 and 1997: Years of contrasts [J]. *Monthly weather review*, 128: 3695-3706.

Baldwin, M P, T J J S Dunkerton. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294: 581-584.

Båth, M. 1974. *Spectral Analysis in Geophysics* [M]. Elsevier, 563 pp.

Benedict, J J, D A Randall. 2007. Observed characteristics of the MJO relative to maximum rainfall [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 2332-2354.

Bessafi, M, M C Wheeler. 2006. Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 638-656.

Cai, W., G Wang, B Dewitte, et al. 2018. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming [J]. *Nature*, 564: 201-206.

Camargo, S J, A W Robertson, A G Barnston, et al. 2008. Clustering of eastern North Pacific tropical cyclone tracks: ENSO and MJO effects [J]. *Geochimistry Geophysics Geosystems*, 9: Q06V05.

Chang, H-R, P J Webster. 1990. Energy Accumulation and Emanation at Low Latitudes. Part II: Nonlinear Response to Strong Episodic Equatorial Forcing [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47: 2624-2644.

——, 1995. Energy Accumulation and Emanation at Low Latitudes. Part III: Forward and Backward Accumulation [J]. *J Journal of Atmospheric Sciences*, 52: 2384-2403.

Chen, J-M, P-H Tan, L Wu, et al. 2018. Interannual variability of summer tropical cyclone rainfall in the western North Pacific depicted by CFSR and associated large-scale processes and ISO modulations [J]. *Journal of Climate*, 31: 1771-1787.

Chen, J-M, P-H Tan, L Wu, et al. 2017. Climatological analysis of passage-type tropical cyclones from the Western North Pacific into the South China Sea [J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 28: 327-343.

Chen, T-C, S-P Weng. 1998. Interannual variation of the summer synoptic-scale disturbance activity in the western tropical Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 1725-1733.

Cohen, N Y, W R Boos. 2016. Perspectives on Moist Baroclinic Instability: Implications for the Growth of Monsoon Depressions [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73: 1767-1788.

Dickinson, M, J Molinari. 2002a. Mixed Rossby-Gravity Waves and Western Pacific Tropical Cyclogenesis. Part I: Synoptic Evolution [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 2183-2196.

——, 2002b. Mixed Rossby–gravity waves and western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic evolution [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 2183-2196.

Done, J M, G J Holland, P J Webster. 2011. The role of wave energy accumulation in tropical cyclogenesis over the tropical North Atlantic [J]. *Clim. Dyn.*, 36: 753-767.

Dunkerton, T J, M P Baldwin. 1993. Observation of 3–6-day meridional wind oscillations over the tropical Pacific, 1973–1992: Horizontal structure and propagation [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52: 1585-1601.

Emanuel, K A, J D Neelin, C S Bretherton. 1994. On large-scale circulations in convecting atmospheres [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120: 1111-1143.

Feng, T, X-Q, Yang, J-Y Yu, et al. 2020. Convective coupling in tropical-depression-type waves. Part I: Rainfall characteristics and moisture structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 77: 3407-3422.

Feng, T, X-Q, Yang, W Zhou, et al, 2016. Synoptic-scale waves in sheared background flow over the western North Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73: 4583-4603.

Frank, W M, P E Roundy. 2006. The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134:

2397-2417.

Fu, B, T Li, M Peng, et al. 2007. Analysis of tropical cyclone genesis in the western North Pacific for 2000 and 2001 [J]. *Wea. Forecasting*, 22: 763-780.

Gall, J S, W M Frank. 2010. The Role of Equatorial Rossby Waves in Tropical Cyclogenesis. Part II: Idealized Simulations in a Monsoon Trough Environment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138: 1383-1398.

Gall, J S, W M Frank, M C Wheeler, 2010. The Role of Equatorial Rossby Waves in Tropical Cyclogenesis. Part I: Idealized Numerical Simulations in an Initially Quiescent Background Environment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138: 1368-1382.

Gill, A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106: 447-462.

Hayashi, Y. 1970. A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 48: 140-160.

Hendon, H H, M L Salby. 1994. The life cycle of the Madden-Julian oscillation [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51: 2225-2237.

Hendon, H H, M C Wheeler. 2008. Some space-time spectral analyses of tropical convection and planetary-scale waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 2936-2948.

Holland, G J. 1983. Tropical cyclone motion: environmental interaction plus a beta effect [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40: 328-342.

Huang, P, R Huang. 2011. Climatology and Interannual Variability of Convectively Coupled Equatorial Waves Activity [J]. *Journal of Climate*, 24: 4451-4465.

Kasahara, A. 1976. Normal modes of ultralong waves in the atmosphere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 104: 669-690.

Khouider, B, A J Majda. 2008. Equatorial convectively coupled waves in a simple multicloud model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 3376-3397.

Kiladis, G N, M Wheeler. 1995. Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves [J]. *Journal of Geophysical Research*, 100: 22981-22997.

Kiladis, G N, C D Thorncroft, N M J Hall. 2006. Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63: 2212-2230.

Kiladis, G N, J Dias, M Gehne. 2016. The relationship between equatorial mixed Rossby-gravity and eastward inertio-gravity waves. Part I [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73: 2123-2145.

Kiladis, G N, M C Wheeler, P T Haertel, et al. 2009. Convectively coupled equatorial waves [J]. *Rev. Geophys.*, 47: RG2003.

Kim, J-H, C-H Ho, H-S Kim, et al. 2008. Systematic Variation of Summertime Tropical Cyclone Activity in the Western North Pacific in Relation to the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, 21: 1171-1191.

Kuo, H-C, J-H Chen, R T Williams, et al. 2001. Rossby waves in zonally opposing mean flow: Behavior in northwest Pacific summer monsoon [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 1035-1050.

Lau, K, L Peng. 1987. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44: 950-972.

Lau, K-H, N-C Lau. 1992. The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances [J]. *Monthly weather review*, 120: 2523-2539.

Li, C, H-R Cho, J-T Wang. 2002. CISK kelvin wave with evaporation-wind feedback and air-sea interaction-A further study of tropical intraseasonal oscillation mechanism [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19: 379-390.

Li, R C Y, W Zhou. 2013a. Modulation of Western North Pacific Tropical Cyclone Activity by the ISO. Part II: Tracks and Landfalls [J]. *Journal of Climate*, 26: 2919-2930.

———. 2013b. Modulation of Western North Pacific Tropical Cyclone Activity by the ISO. Part I: Genesis and Intensity [J]. *Journal of Climate*, 26: 2904-2918.

Li, T. 2006. Origin of the summertime synoptic-scale wave train in the western North Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63: 1093-1102.

Liebmann, B, H H Hendon. 1990. Synoptic-Scale Disturbances near the Equator [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47: 1463-1479.

- Lindzen, R S. 1974. Wave-CISK in the tropics [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31: 156-179.
- Lindzen, R S. 2003. The Interaction of Waves and Convection in the Tropics [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60: 3009-3020.
- Ling, J, C Li, X Jia. 2009. Impacts of cumulus momentum transport on MJO simulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26: 864-876.
- Ling, J, C Li, W Zhou, et al. 2013. Effect of boundary layer latent heating on MJO simulations [J]. *Advances in atmospheric sciences*, 30: 101-115.
- Ling, J., C Li, T Li, et al. 2016a. Challenges and opportunities in MJO studies [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98: ES53-ES56.
- Ling, Z, Y Wang, G Wang, 2016b. Impact of Intraseasonal Oscillations on the Activity of Tropical Cyclones in Summer over the South China Sea. Part I: Local Tropical Cyclones [J]. *Journal of Climate*, 29: 855-868.
- Liu, Y, Z-M Tan, Z Wu. 2019. Noninstantaneous wave-CISK for the interaction between convective heating and low-level moisture convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 76: 2083-2101.
- Lombardo, K. 2004. Influence of Equatorial Rossby Waves on Tropical Cyclogenesis in the Western Pacific. 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. 4C.5 Influence of Equatorial Rossby Waves on Tropical Cyclogenesis in the Western Pacific [C].
- Madden, R A, P R Julian. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. *J. Atmos. Sci*, 28: 702-708.
- . 1994. Observation of the 40-50-day tropical oscillation--A review [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 814-837.
- Maloney, E D, D L Hartmann. 2000. Modulation of hurricane activity in the gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation [J]. *Science*, 287: 2002-2004.
- . 2001. The Madden-Julian Oscillation, Barotropic Dynamics, and North Pacific Tropical Cyclone Formation. Part I: Observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 2545-2558.
- Maloney, E D, M J Dickinson. 2003. The Intraseasonal Oscillation and the Energetics of Summertime Tropical Western North Pacific Synoptic-Scale Disturbances [J]. *J. Atmos. Sci*, 60: 2153-2168.
- Masunaga, H. 2007. Seasonality and Regionality of the Madden-Julian Oscillation, Kelvin Wave, and Equatorial Rossby Wave [J]. *J. Atmos. Sci*, 64: 4400-4416.
- Matsuno, T. 1966a. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44: 25-43.
- Matsuno, T. 1966b. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 44: 25-43.
- Mayta, V C, Á F Adames. 2023. Moist Thermodynamics of Convectively Coupled Waves over the Western Hemisphere [J]. *Journal of Climate*, 36: 2765-2780.
- Molinari, J, K Lombardo, D Vollaro. 2007. Tropical cyclogenesis within an equatorial Rossby wave packet [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 1301-1317.
- Moorthi, S, A Arakawa. 1985. Baroclinic Instability with Cumulus Heating [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42: 2007-2031.
- Palmer, C. 1952. Reviews of modern meteorology - 5. Tropical meteorology [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 78: 126-164.
- Reed, R J, E E Recker. 1971. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28: 1117-1133.
- Reed, R J, D C Norquist, E E Recker. 1977. The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE [J]. *Monthly Weather Review*, 105: 317-333.
- Riehl, H. 1945. Waves in the Easterlies and the Polar Front in the Tropics [M]. Misc. Rep. Chicago: University of Chicago Press.
- Ross, R S, T Krishnamurti, S Pattnaik, et al. 2009. Energy Transformation and Diabatic Processes in Developing and Nondeveloping African Easterly Waves Observed during the NAMMA Project of 2006 [J]. *Weather and Forecasting*, 24: 1524-1548.
- Roundy, P E. 2008. Analysis of Convectively Coupled Kelvin Waves in the Indian Ocean MJO [J]. *Journal of the*

Atmospheric Sciences, 65: 1342-1359.

Roundy, P E, W M Frank. 2004a. Applications of a Multiple Linear Regression Model to the Analysis of Relationships between Eastward- and Westward-Moving Intraseasonal Modes [J]. J. Atmos. Sci, 61: 3041-3048.

——. 2004b. Effects of low-frequency wave interactions on intraseasonal oscillations [J]. J. Atmos. Sci., 61: 3025-3040.

——. 2004c. A climatology of waves in the equatorial region [J]. J. Atmos. Sci., 61: 2105-2132.

Roundy, P E, C J Schreck III, M A Janiga. 2009. Contributions of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves and Kelvin Waves to the Real-Time Multivariate MJO Indices [J]. Mon. Wea. Rev., 137: 469-478.

Russell, J O, A Aiyyer, J D White. 2020. African Easterly Wave Dynamics in Convection - Permitting Simulations: Rotational Stratiform Instability as a Conceptual Model [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 12: e2019MS001706.

Schreck, C J. 2015. Kelvin Waves and Tropical Cyclogenesis: A Global Survey [J]. Monthly Weather Review, 143: 3996-4011.

Schreck III, C J, J Molinari. 2011. Tropical Cyclogenesis Associated with Kelvin Waves and the Madden-Julian Oscillation [J]. Monthly Weather Review, 139: 2723-2734.

Schreck III, C J, J Molinari, A Aiyyer. 2012. A Global View of Equatorial Waves and Tropical Cyclogenesis [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 774-788.

Serra, Y L, G N Kiladis, M F Cronin. 2008. Horizontal and vertical structure of easterly waves in the Pacific ITCZ [J]. J. Atmos. Sci, 65: 1266-1284.

Sobel, A H, C S Bretherton. 1999. Development of synoptic-scale disturbances over the summertime tropical northwest Pacific [J]. J. Atmos. Sci, 56: 3106-3127.

Sobel, A. H., and E. D. Maloney, 2000. Effect of ENSO and the MJO on Western North Pacific Tropical Cyclones [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 1739-1742.

Straub, K H, G N Kiladis. 2002. Observations of a convectively coupled Kelvin wave in the eastern Pacific ITCZ [J]. J. Atmos. Sci., 59: 30-53.

——. 2003. The observed structure of convectively coupled Kelvin waves: Comparison with simple models of coupled wave instability [J]. J. Atmos. Sci., 60: 1655-1668.

Sumi, Y, H Masunaga. 2016. A Moist Static Energy Budget Analysis of Quasi-2-Day Waves Using Satellite and Reanalysis Data [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 73: 743-759.

Takayabu, Y N. 1994. Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves Part I: Spectral features of the cloud disturbances [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 72: 433-449.

Takayabu, Y N, M Murakami. 1991. The structure of super cloud clusters observed in 1-20 June 1986 and their relationship to easterly waves [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 69: 105-125.

Takayabu, Y N, T Nitta. 1993. 3-5 day-period disturbances coupled with convection over the tropical Pacific Ocean [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 71: 221-246.

Tam, C-Y, T Li. 2006. The origin and dispersion characteristics of the observed tropical summertime synoptic-scale waves over the western Pacific [J]. Monthly weather review, 134: 1630-1646.

Wallace, J W, V E Kousky. 1968. Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere [J]. J. Atmos. Sci., 25: 900-907.

Wang, B, X Xie, 1996. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 53: 449-467.

Wang, L, T Li, T Nasuno. 2018. Impact of Rossby and Kelvin wave components on MJO eastward propagation [J]. Journal of Climate, 31: 6913-6931.

Wang, X, M Zhang. 2015. The coupling of mixed Rossby - gravity waves with diabatic heating during the TRMM - KWAJEX field campaign [J]. Geophysical Research Letters, 42: 8241-8249.

Webster, P J, H-R Chang. 1988a. Equatorial energy accumulation and emanation regions: Impacts of a zonally varying basic state [J]. J. Atmos. Sci., 45: 803-829.

Webster, P J, H-R Chang. 1988b. Equatorial Energy Accumulation and Emanation Regions: Impacts of a Zonally

Varying Basic State [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45: 803-829.

Webster, P J, H-R Chang. 1997. Atmospheric wave propagation in heterogeneous flow: basic flow controls on tropical—extratropical interaction and equatorial wave modification [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 27: 91-134.

Wheeler, M. 2002. Tropical meteorology | Equatorial waves. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* [M]. Elsevier, 1-12.

Wheeler, M, G N Kiladis. 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 374-399.

Wheeler, M, G N Kiladis, P J Webster. 2000. Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57: 613-640.

Wu, L, B Wang. 2004. Assessing Impacts of Global Warming on Tropical Cyclone Tracks [J]. *J. Climate*, 17: 1686-1698.

Wu, L, H Zhao. 2012. Dynamically Derived Tropical Cyclone Intensity Changes over the Western North Pacific [J]. *Journal of Climate*, 25: 89-98.

Wu, L, M Takahashi. 2018. Contributions of tropical waves to tropical cyclone genesis over the western North Pacific [J]. *Climate Dynamics*, 50: 4635-4649.

Wu, L, Z Wen, R Wu. 2015a. Influence of the Monsoon Trough on Westward-Propagating Tropical Waves over the Western North Pacific. Part I: Observations [J]. *Journal of Climate*, 28: 7108-7127.

———. 2015b. Influence of the Monsoon Trough on Westward-Propagating Tropical Waves over the Western North Pacific. Part II: Energetics and Numerical Experiments [J]. *Journal of Climate*, 28: 9332-9349.

Wu, L, Z Wen, R Huang, et al. 2012. Possible Linkage between the Monsoon Trough Variability and the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140: 140-150.

Wu, L, Z Wen, T Li, et al. 2014a. ENSO-phase dependent TD and MRG wave activity in the western North Pacific [J]. *Climate dynamics*, 42: 1217-1227.

Wu, L, H Zhang, T Feng, et al. 2020a. Tropical Cyclones and Multiscale Climate variability: Active Western North Pacific Typhoon Season of 2018 [J]. *Science China: Earth Sciences*, 63: 1–11.

Wu, L, H Zhang, J-M Chen, et al. 2020b. Characteristics of tropical cyclone activity over the South China Sea: Local and nonlocal tropical cyclones [J]. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 31: 261-271.

Yanai, M, T Maruyama. 1966. Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44: 291-294.

Yang, G-Y, B Hoskins, J Slingo. 2003. Convectively Coupled Equatorial Waves: A New Methodology for Identifying Wave Structures in Observational Data [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 1637-1654.

Yang, G-Y, B Hoskins, J Slingo. 2007. Convectively coupled equatorial waves. Part I: Horizontal and vertical structures [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64: 3406-3423.

Yasunaga, K, B Mapes. 2012. Differences between More Divergent and More Rotational Types of Convectively Coupled Equatorial Waves. Part I: Space–Time Spectral Analyses [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69: 3-16.

Yu, J-Y, C Chou, J D Neelin. 1998. Estimating the gross moist stability of the tropical atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 1354-1372.

Zhang, C, P J Webster. 1989. Effects of Zonal Flows on Equatorially Trapped Waves [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46: 3632-3652.

Zhou, X, R Lu, G Chen, et al. 2018. Interannual variations in the synoptic-scale disturbances over the western North Pacific [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35: 507-517.