

李柯薇, 张昇祺, 黎伟标. 西北太平洋热带气旋强度变化对雨带分布特征影响[J]. 热带气象学报, 2023, 39(5): 764-773.

文章编号: 1004-4965(2023)05-0764-10

西北太平洋热带气旋强度变化对雨带分布特征的影响

李柯薇¹, 张昇祺^{1,2}, 黎伟标^{1,2}

(1. 中山大学大气科学学院, 广东 珠海 519080;

2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519080)

摘 要: 已有研究表明热带气旋强度变化与雨带分布间存在紧密联系, 然而其在西北太平洋区域的量化特征尚待揭示。利用 2000—2018 年 6—9 月的中国气象局(CMA)热带气旋最佳路径数据集和全球测雨计划(GPM)格点级降水数据(IMERG)降水数据, 建立了西北太平洋区域热带气旋移动坐标系, 并根据气旋中心气压变化将热带气旋分为初生、缓慢增强、快速增强、稳定和消散共五类, 在此基础上研究了各类气旋的降水分布及变化特征。结果表明, 初生型气旋的降水率在距离气旋中心 10 km 和 40 km 处分别存在两个峰值; 快速增强型气旋也存在两个峰值, 分别出现在 10 km 和 30 km 处; 缓慢增强和减弱型气旋的降水率随径向距离的变化均呈现出单峰分布, 峰值分别出现在 40 km 和 60 km 处。气旋内雨带降水变化与气旋强度变化间存在显著的正相关关系; 而外雨带降水变化与气旋强度变化间则存在负相关关系。气旋各个方位降水变化对强度变化的响应不同, 减弱型热带气旋的降水率减小主要发生在气旋西侧, 应与热带气旋登陆过程有关。研究结果可为西北太平洋热带气旋强度及降水模拟提供事实依据。

关 键 词: 热带气旋; 强度变化; 雨带分布; 降水变化

中图分类号: P444

文献标志码: A

Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2023.066

1 引 言

热带气旋指形成于热带洋面上并具有闭合环流的强低压系统, 其初始的能量源是大气边界层中空气上升时的潜热释放^[1]。根据 Clausius-Clapeyron 方程, 近洋面气体的相对位温随温度增加而快速上升, 因此热带气旋几乎全部形成于海温超过 26.5 °C 的洋面地区^[2-3]。西北太平洋区域是全世界海温最高和热带气旋活动最频繁的地区, 热带气旋伴随的狂风、暴雨、巨浪和风暴潮等灾害性事件, 严重威胁着沿海的国家和地区, 并在区域及全球大气环流中起着重要的调节作用^[4-6]。

通常而言, 热带气旋降水包含三类降水雨带, 即眼墙附近的内雨带、螺旋云带形成的外雨带以

及热带气旋远距离降水^[7-8]。Hence 等^[9]利用热带测雨卫星(TRMM)、测雨雷达(PR)研究指出, 气旋中心附近经常出现两个同心眼墙, 新旧眼墙的更替过程对于内雨带对流活动具有重要影响。Yang 等^[10]研究表明, 层云降水占据热带气旋内雨带和外雨带降水的 78% 以上, 强对流性降水多发生在眼墙附近。Wang 等^[11]通过结合观测及模式模拟, 指出台风“桑达”通过外围环流场的水汽输送, 导致 1 200 km 以外的地区出现强降水。

尽管热带气旋是形成于热带地区的正压系统, 大量研究表明热带气旋内雨带和外雨带降水的分布特征存在不对称性^[12-13]。在环境垂直风切变的影响下, 热带气旋的眼墙对流活动通常存在一个波数为 1 的非对称性结构, 而对流活动则主要发生在顺垂直风切的左侧^[14-15]。周玲丽等^[16]通过结合再分

收稿日期: 2022-10-01; 修订日期: 2023-08-11

基金项目: 广东省基础与应用基础研究重大项目(2020B0301030004); 国家自然科学基金项目(42075004、42005062)共同资助

通讯作者: 张昇祺, 男, 安徽省人, 副研究员, 主要从事卫星遥感降水研究。E-mail: zhangaoq3@mail.sysu.edu.cn

析数据、卫星及常规观测资料、雷达反射率数据以及WRF模式模拟,研究了台风“韦帕”登陆期间的强降水过程,指出其登陆期台风西侧的冷暖空气交汇以及有利的地形条件,导致了强降水的发生。

热带气旋的生命史多包含四个阶段,即形成阶段、发展阶段、成熟阶段和消散阶段,其中发展阶段又可细分为快速增强阶段和缓慢增强阶段^[17]。气旋的强度变化是划分各类生命阶段的主要依据,其由海温、不稳定能量、环境涡度和上层大气的散度等多种因子控制,是当前台风模拟预报中的难题^[18-21]。大量研究表明,热带气旋中降水的强度及分布与气旋的强度变化存在着紧密联系^[22-25]。深入研究热带气旋强度变化过程中降水的分布及变化特征,对于理解热带气旋生命过程及改善热带气旋强度模拟等具有重要意义。

基于上述研究背景,本文将结合热带气旋路径数据和高时空分辨率降水产品,就西北太平洋热带气旋强度变化过程中降水的分布及变化情况开展细致研究。文章包含4个主要部分,第二部分描述了研究中使用的数据和方法;第三部分具体介绍热带气旋系统内部不同强度变化条件下降水的强度及变化特征;最后一部分是文章的结论。

2 数据和方法

本研究所使用的热带气旋路径数据来自中国气象局(CMA)。该数据集提供了逐6小时的热带气旋强度等级、发生时间、中心经纬度、中心最低气压和近中心最大平均风速等信息^[26]。依据《热带气旋等级国家标准》,该数据集中的热带气旋强度等级被划分为10个不同级别。本文选取了研究区域内的所有样本点,我们主要研究的是气压的变化,没有深入区别影响气压变化的因素,因此没有剔除即将登陆和登陆后的样本点。

本文所使用的降水数据是由降水测量计划(PMM)网站(<https://pmm.nasa.gov>)提供的全球测雨计划(GPM)格点级降水数据(IMERG)。依据计算时间和使用数据的不同,IMERG分为“early run”、“late run”和“final run”三种。本文使用的是IMERG“final run”产品,其对热带气旋降水的捕捉能力已受到了大量文献的验证^[27-28]。

依据气旋中心最低气压相较于上一个时次的变

化,我们将2000—2018年6—9月西北太平洋地区的热带气旋分为了五类,即初生型、缓慢增强型、快速增强型、稳定型和减弱型气旋。将热带气旋最佳路径中气旋出现的第一个时次定义为初生型气旋;我们将缓慢增强阶段和快速增强阶段分界值设为6 hPa,这是基于所有样本气压差值分布所决定的(图1),气压差值小于6 hPa的样本位于气压强度变化约94.72%分位数,因此我们定义缓慢增强型气旋中心气压相较于上一时刻减小小于6 hPa,快速增强型气旋中心气压相较于上一时刻减小大于等于6 hPa,而减弱型气旋中心气压相较于上一时刻增大;稳定型气旋中心气压相较于上一时刻维持不变。研究范围内五种类型热带气旋的数量分别为295、1 885、484、4 452和1 607个时次,由于稳定型气旋在目前资料的时间分辨率下没有必要区分,因此我们只对初生型、缓慢增强、快速增强型和减弱型气旋进行分类研究。

本文的研究区域(图2)为西北太平洋区域的热带气旋降水。由于GPM IMERG降水产品只提供2000年以后的降水信息,且6—9月是西北太平洋热带气旋的高发季,因此本文的研究时间为2000—2018年的6—9月。在此范围内,我们依据CMA气旋路径信息建立了移动气旋坐标系,并将气旋发生时次前后半小时的GPM IMERG降水数据同化到了此坐标系下,后续的统计工作均在此坐标系下开展。

各类型热带气旋的分布特征如图2所示。通过统计平均,初生型、缓慢增强型、快速增强型和减弱型气旋的平均经度分别为134.21 °E、132.22 °E、133.23 °E和125.21 °E,平均纬度分别为16.15 °N、19.33 °N、19.30 °N和27.29 °N。由图可见,初生型气旋几乎全位于研究区域南部的洋面地区(图2a);缓慢增强型气旋的分布稍北于初生型气旋,也几乎全位于洋面(图2b);快速增强型气旋平均位置稍南于缓慢增强型气旋,位于研究区域中间(图2c);而由于气旋登陆后,下垫面摩擦显著增强,导致气旋强度减弱,因此减弱型气旋多位于研究区域西北的陆面地区(图2d)。这一渐变性的分布规律是由于热带气旋生命演变规律和移动方向导致的,热带气旋生命演变中通常有着初生-增强-稳定-减弱的先后顺序,而西北太平洋区域内热带气旋的移动方向则多是自东南向西北移动。

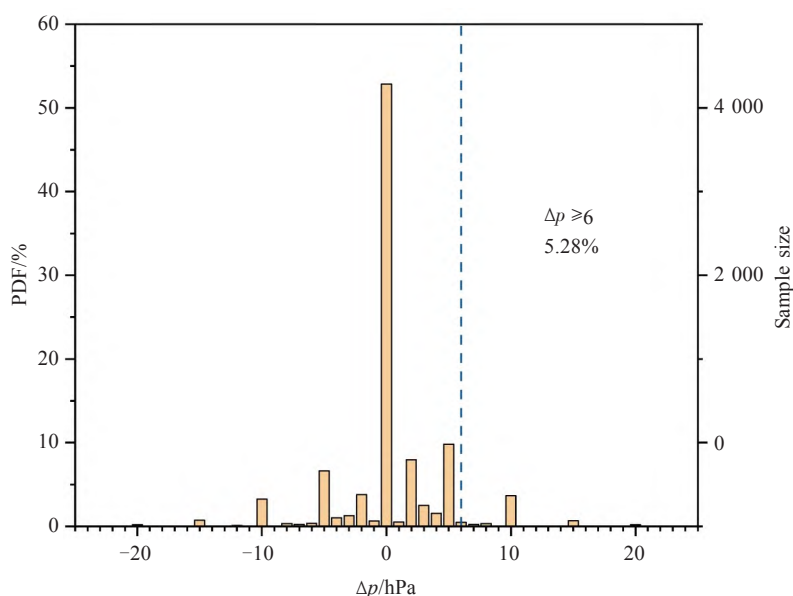


图1 2000—2018年6—9月西北太平洋区域气压差值的概率密度分布
 Δp 指气压差值,5.28%指 $\Delta p \geq 6$ hPa样本出现的概率密度。

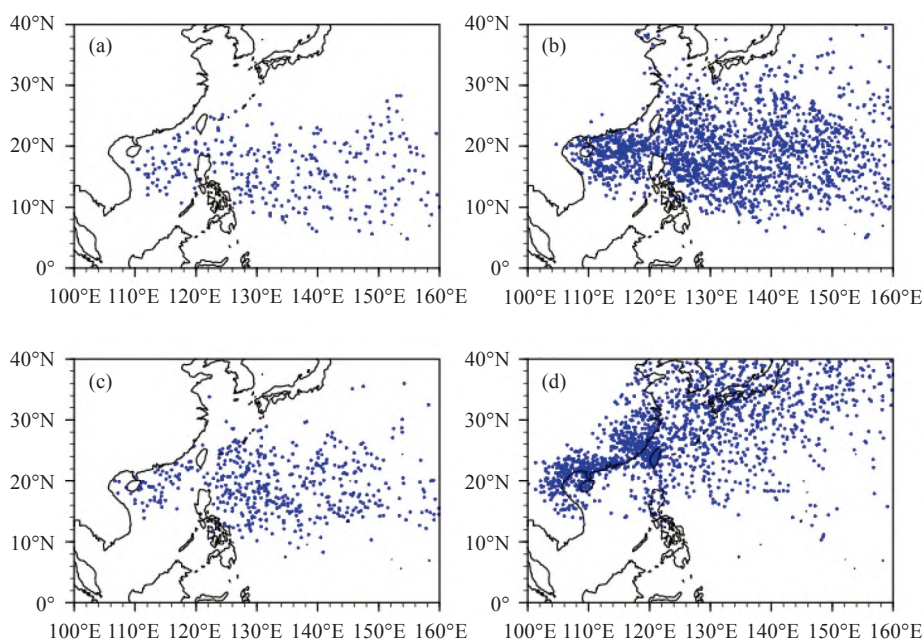


图2 2000—2018年6—9月西北太平洋区域初生型(a)、缓慢增强型(b)、快速增强型(c)、减弱型(d)热带气旋的分布特征

3 结 果

3.1 降水的空间分布特征

图3给出了移动气旋坐标系下各类型热带气旋降水的空间分布特征。特别地,降水率为0的样本也被统计在内。就整体而言,由于研究区域南

部区域降水条件(温度和水汽)优于北面,因此各类气旋降水都呈现出南多北少的分布特征,与Wen等^[13]的研究结果一致。降水中心位置出现在气旋中心正南50~100 km处,对应着热带气旋南部眼墙的位置。热带气旋初生时(图3a),雨带分布十分零散,边缘很不平滑,降水中心最大雨强约为7 mm/h。这可能是由于此时气旋内部结构还

不紧凑,对流活动稀疏分布。热带气旋缓慢增强阶段(图3b),最大平均雨强超过10 mm/h;雨带覆盖范围也最广,边缘相较于初生阶段更加平滑。热带气旋快速增强时(图3c),平均降水率为各类型中最大,距气旋中心100 km范围内雨强均超过

10 mm/h。减弱型热带气旋存在明显的眼区弱降水特征,是因为此时眼区辐散增强且面积增大;此时的雨带呈现出“逗号”状的分布,与温带气旋十分类似,标志着这类热带气旋强度很容易发生变性(图3d)。

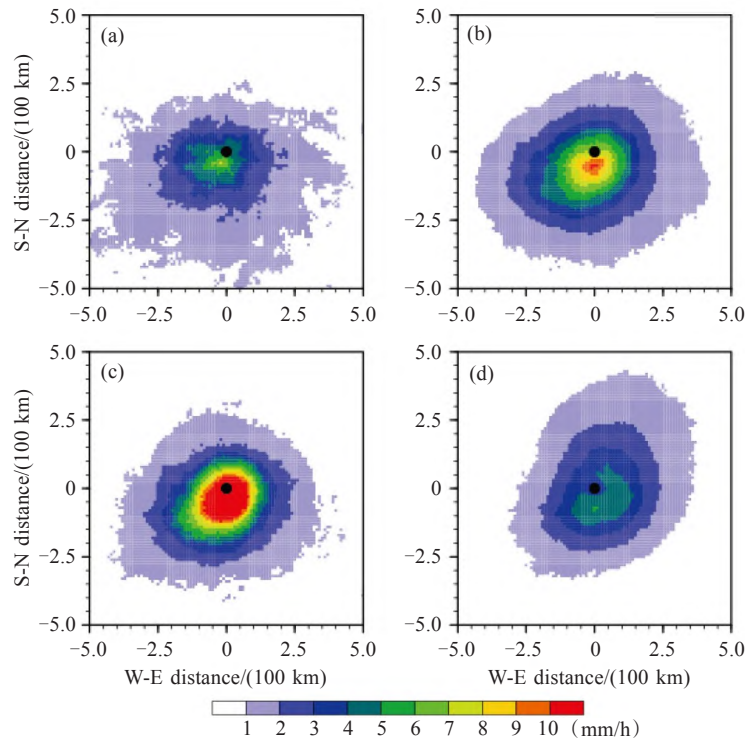


图3 移动气旋坐标系下初生型(a)、缓慢增强型(b)、快速增强型(c)、减弱型(d)热带气旋降水的空间分布特征 图中黑点指示着气旋中心,x轴和y轴的采样间隔均为10 km。

为研究热带气旋强度变化时其周围雨带的变化特征,我们计算了缓慢增强、快速增强和减弱气旋的降水率相对其上一个时次(间隔6小时)的变化率(图4)。特别地,图4中的黑点指示着此时的气旋位置,黑色空心圆指示着上一时刻的气旋位置。如图4a所示,在热带气旋缓慢增强阶段,气旋中心100 km范围内降水强度相对上一时次均呈现为增加的特征,增幅5%~10%;对于外围雨带而言,气旋北侧降水强度增幅可达15%~20%,而南侧却略有下降。在气旋快速增强阶段(图4b),降水变化幅度相比缓慢增强阶段来说更大,气旋降水增加和减少均可达20%以上,但总体还是呈现北增南减的趋势,这是由于在100 km范围内,对流主要在气旋移动方向前部发生,在100 km以外的外围雨带,对流主要在气旋移动方向的右前象限发生,而本文研究的台风大多是东南-西北走

向^[29]。在气旋减弱阶段(图4c),由于眼墙附近耦合上升运动减小,气旋眼墙和螺旋雨带降水呈现明显的下降特征,6 h的降幅可达20%以上;气旋外围降水则呈现出一个增加的特征,增幅5%~10%。

3.2 气旋降水与所处方位及径向距离的关系

进一步地,图5给出了各类型热带气旋降水率及降水变化与气旋径向距离间的关系。初生型气旋的降水率在距离气旋中心10 km和40 km处分别存在两个峰值,对应的降水率均为4.9 mm/h左右(图5a)。结合图3a,我们认为这是因为初生型气旋结构松散,眼墙区降水不够突出导致的。快速增强型气旋也存在两个峰值,出现在10 km和30 km处,降水率在12.9 mm/h左右。缓慢增强和减弱型气旋的降水率随径向距离的变化均呈现出单峰分布,峰值分别出现在40 km和60 km处,对

应的平均降水率分别为 7.5 mm/h 和 4.2 mm/h (图 5a)。在增强阶段,眼墙最靠近气旋中心,降水率最强;衰亡阶段则刚好相反。除初生型气旋外,各

类型热带气旋降水率大小的径向分布表现出了一致性:快速增强型最强,缓慢增强型其次,消散型最弱(图 5a、5b)。

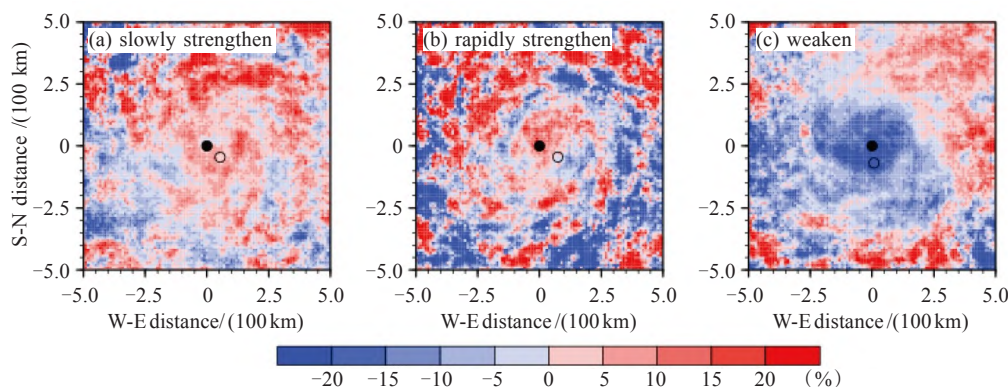


图4 移动气旋坐标系下缓慢增强型(a)、快速增强型(b)、减弱型(c)气旋降水相对上一个时次的变化率
图中黑点指示着此刻的气旋中心,圆圈指示着上一个时刻的台风中心,x轴和y轴的采样间隔均为 10 km。

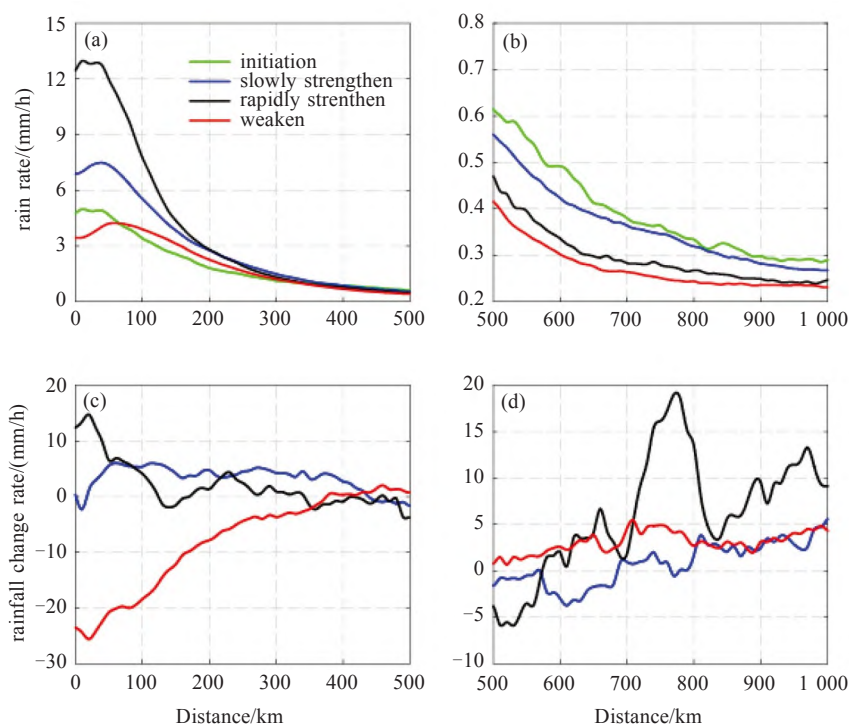


图5 各类型热带气旋平均降水率(a、b)以及相对上一时次的平均降水变化率(c、d)随着径向距离的变化

与上一时次气旋的平均降水率相比,缓慢增强型和快速增强型气旋降水率变化的径向分布均呈现出三段式的特征(图 5c~5d)。在缓慢增强阶段,0~430 km 内降水率增强,平均增幅约 3.9%; 430~680 km 内降水率减弱,平均降幅约 1.5%; 680 km 以外降水率增强,平均增幅为 2.2%。在快速增强阶段,0~340 km 内降水率增强,平均增幅约 3.5%; 340~570 km 内降水率减弱,平均降幅约

2.2%; 570 km 以外降水率增强,平均增幅约 8%。这是因为 340~680 km 正好是增强型气旋的外围辐散场范围,高层辐合低层辐散,500 hPa 以下有弱的上升气流,500 hPa 以上有强的下沉气流^[30]。减弱型气旋降水率变化的径向分布呈现出明显的两段式特征(图 5c~5d),在 375 km 范围内降水率迅速减弱,越靠近眼墙降水降幅越大,眼墙区的 6 h 降幅可达 25%;在 375 km 范围外降水率略增

加2%~3%,可能是由于消散阶段内围云带扩散至外围导致的。

类似地,我们给出了热带气旋中心500 km范围内降水率及降水变化率与所处气旋方位的关系(图6)。整体而言,各类气旋的平均降水率均在其西北象限最低(图6a),谷值分别为0.69 mm/h、0.92 mm/h、1.14 mm/h和0.75 mm/h(由前至后分别为初生型、缓慢增强型、快速增强型和减弱型气旋)。这是因为西北象限下垫面温度较低且水汽来源不足,最不利于降水形成。初生型、缓慢增强型和快速增长型气旋的降水率均在其西南象限最高,峰值分别为1.9 mm/h、2.6 mm/h和2.9 mm/h,这应该是与气旋南侧的偏东气流有关,偏东气流与海上的西南气流相遇,水汽于西南象限辐合产

生降水^[31],同时也与西南季风的水汽输送有关。减弱型气旋其在东北象限降水率最高,峰值为1.7 mm/h,这是因为热带气旋多在登陆后开始减弱,在西北太平洋热带气旋的登陆过程中,由于下垫面的摩擦作用,气旋多是西南-东北走向,而平均降水最大值大多分布在气旋移动的前部^[31]。

与上一时次的降水率相比(图6b),气旋强度增加时,降水率增强主要出现在西北和东北两个象限,缓慢增强型气旋增强幅度约5.4%,快速增强型气旋增强幅度约3.6%,是由于更强的气旋性环流向北侧输送了更多水汽。气旋强度减弱时,降水率减弱则主要发生在气旋西侧,幅度可达10%以上,这是由于登陆中及登陆后西侧水汽输送下降最为明显有关^[31]。

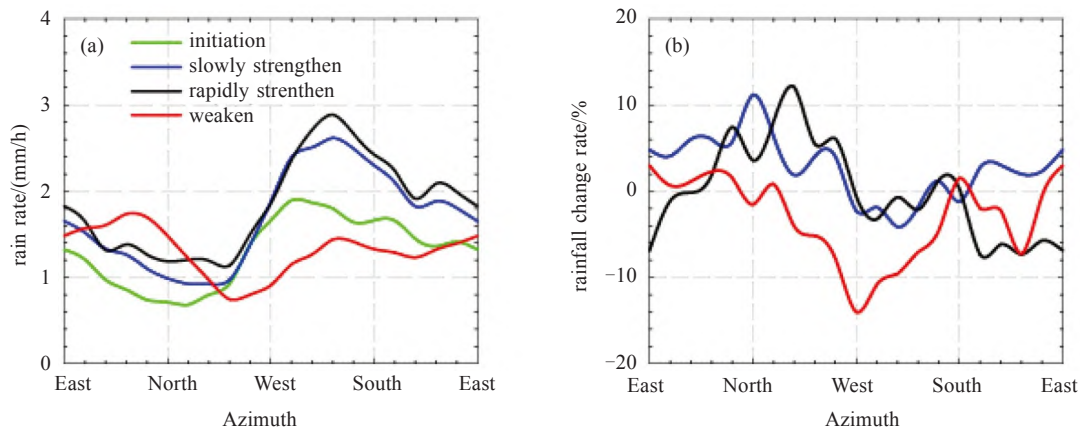


图6 各类型热带气旋500 km范围内平均降水率(a)以及相对上一时次的平均降水变化率(b)与所处气旋方位的关系

3.3 中心气压和气旋降水的相关性

最后,为了验证热带气旋强度变化对于降水的影响,我们对气旋不同径向距离和不同方位下的降水变化率和气压变化(Δp)进行了相关性分析(图7、图8)。结果表明,在距离中心100 km以内以及100~200 km范围内(图7a、7b),随着 Δp 的增加,降水变化率呈现出显著的下降特征,斜率分别为-1.76%/hPa和-1.2%/hPa;且当 Δp 为0时,降水变化率都在0左右。这表明热带气旋眼墙降水和内雨带降水变化与气旋强度变化间存在很好的正相关性——热带气旋强度的增强幅度越大,降水增强越多;反之亦然。与之相反,在距离中心300~400 km范围内(图7d),随着 Δp 的增加,降水变化率呈现出显著的上升特征,斜率约0.59%/hPa。这表明随着外雨带降水率变化与气旋强度

变化间为负相关关系——热带气旋强度减弱幅度越大,外雨带降水增强越多。200~300 km和400~500 km的径向距离内降水变化率与 Δp 间的相关关系不显著,且拟合直线斜率的绝对值很小(图7c、7e),表明此区域降水变化与热带气旋强度变化关系不大。

对于气旋各个方位而言,随着 Δp 的增加,降水变化率均呈现出下降特征(图8)。其中,在西北、西南和东南三个象限内(图8a、8c、8d),降水率下降显著,斜率分别为-0.61%/hPa、-0.50%/hPa和-0.78%/hPa,其中东南侧降水率变化受到强度变化的影响最大。在气旋东北侧,降水变化率与 Δp 间没有明显的相关关系,拟合斜率的绝对值也较小,表明降水率变化受强度变化的影响较小。

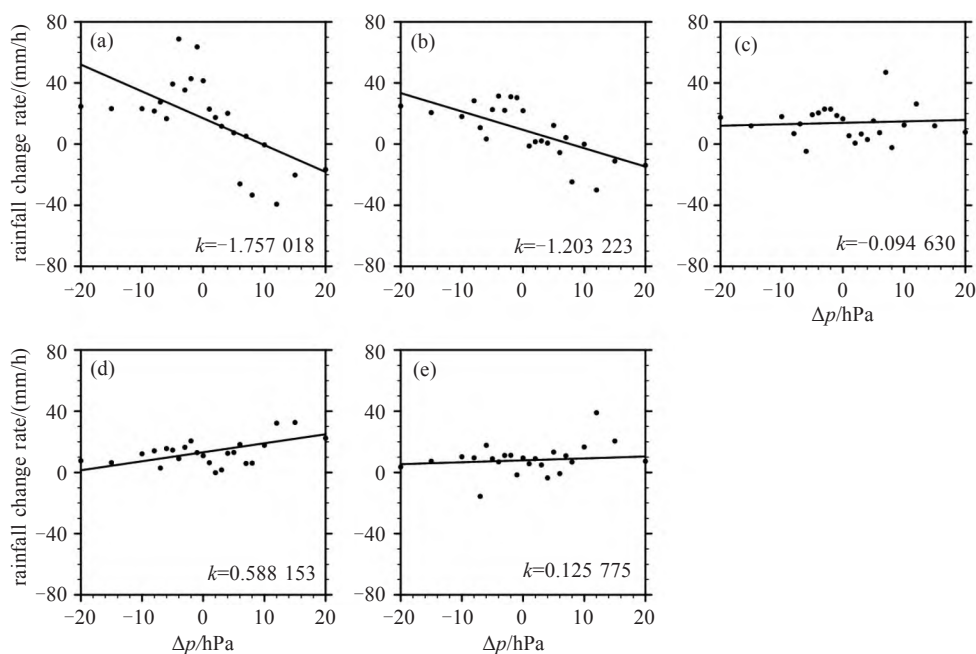


图7 热带气旋径向距离100 km以内(a)、100~200 km(b)、200~300 km(c)、300~400 km(d)和400~500 km(e)降水变化率与气压变化(Δp)的散点分布
降水变化率指移动气旋坐标系下降水相对于上一个时次的变化,
 Δp 指此时次中心气压与上一个时次之差。黑线代表拟合的直线, k 为拟合直线的曲率。

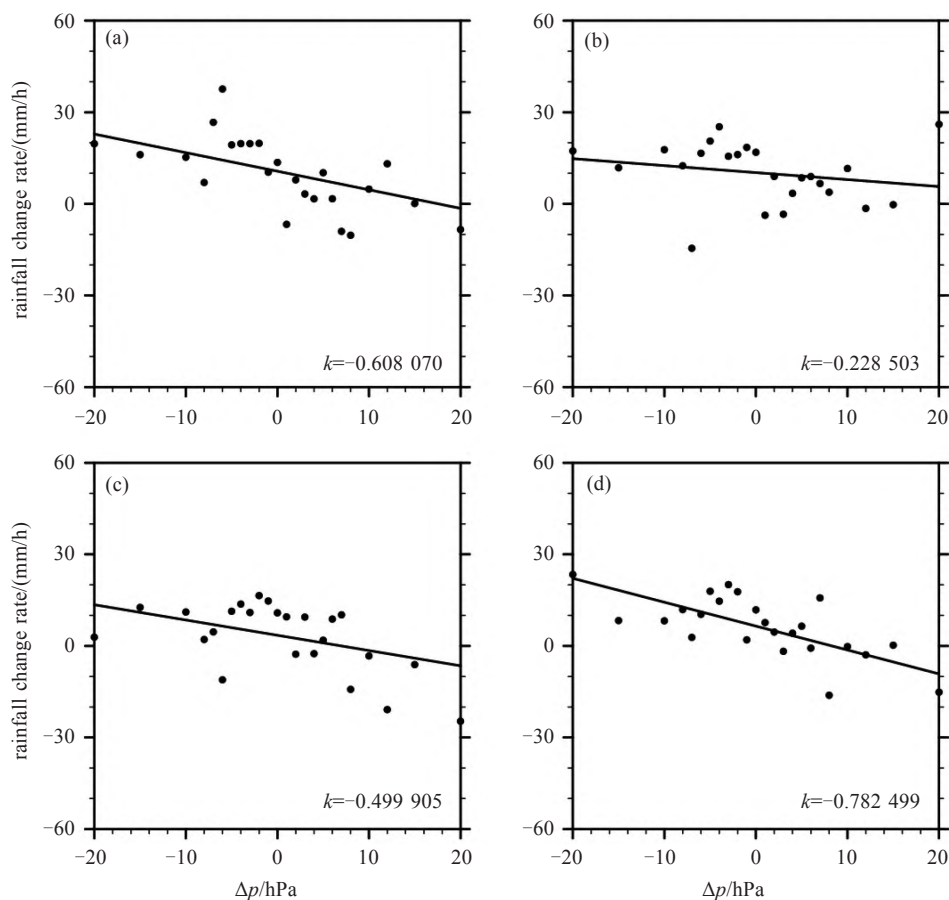


图8 同图7,但为热带气旋方位为西北(a)、东北(b)、西南(c)和东南(d)

4 结 论

本文利用2000—2018年6—9月的CMA热带气旋最佳路径数据集,建立了热带气旋移动坐标系,并依据气旋中心气压变化将热带气旋分为五类:初生型、缓慢增强型、快速增强型、稳定型和减弱型。在此基础上,通过结合最新一代IMERG高时空分辨率降水产品,论文研究了西北太平洋区域各类型台风的雨强分布特征,以及台风强度变化过程中雨带的变化特征。

2000—2018年6—9月期间西北太平洋区域CMA最佳路径数据集记录的初生型、缓慢增强型、快速增强型、稳定型和减弱型气旋数量分别为295、1 885、484、4 452和1 607个时次。由于热带气旋生命演变中通常有着初生-增强-稳定-减弱的先后顺序,因此各类型气旋存在由东南至西北的分布特征,减弱型气旋通常出现在登陆之后。由于研究区域南部区域降水条件(温度和水汽)优于北面,因此各类气旋降水都呈现出南多北少的分布特征,与Wen等^[13]的研究结果一致。降水峰值中心出现在气旋中心正南50~100 km处,对应着热带气旋南部眼墙的位置。

在气旋径向距离上,依据各类气旋的降水分布和变化特征可将气旋划分为两个区域,即热带气旋内雨带和外雨带。初生型气旋降水结构松

散,平均降水率峰值出现在离气旋中心10 km和40 km处。快速增强型气旋峰值出现在10 km和30 km处,指示着台风的双眼壁结构^[8]。缓慢增强和减弱型气旋平均降水率的径向分布均呈现出单峰分布,峰值分别出现在40 km和60 km处。

相较于上一个时次,200 km范围内的气旋内雨带降水变化率与气旋强度变化间存在显著的正相关关系,增强型气旋内雨带平均降水增加约3.5%,而减弱型气旋减少幅度可达15%~20%。与之相反,在300~400 km的径向距离内,气旋外雨带降水则与气旋强度变化呈现出显著的负相关关系,增强型气旋外雨带平均降水减少约2%,减弱型气旋则增加2%~3%。

在气旋方位上,初生型、缓慢增强型和快速增长型气旋的降水率均在其西南象限最高,这应该是与气旋南侧的偏东气流有关,偏东气流与海上的西南气流相遇,水汽于西南象限辐合产生降水,同时也与西南季风的水汽输送有关。减弱型气旋其在东北象限降水率最高,是由于气旋的登陆过程中东北象限水汽输送最为充足导致的。相对上一个时次,在热带气旋西北、西南和东南三个象限内,降水变化率与气旋强度变化间存在显著的正相关关系;而在气旋东北侧,降水变化率与 Δp 间没有明显的相关关系,拟合斜率的绝对值也较小,表明降水率变化受强度变化的影响较小。

参 考 文 献:

- [1] 吴立广. 台风一词的历史沿革[J]. 气象学报, 2020, 78(6): 1 065-1 075.
- [2] 吴国雄. 海温异常对台风形成的影响[J]. 大气科学, 1992, 16(3): 322-332.
- [3] MEI W, XIE S, PRIMEAU F, et al. Northwestern Pacific typhoon intensity controlled by changes in ocean temperatures[J]. Sci Adv, 2015, 1(4): e1500014.
- [4] LUO S, FU Y, ZHOU S, et al. Analysis of the relationship between the cloud water path and precipitation intensity of mature typhoons in the Northwest Pacific Ocean[J]. Adv Atmos Sci, 2020, 37(4): 359-376.
- [5] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展[J]. 大气科学, 2001, 25(3): 420-432.

- [6] 王慧,丁一汇,何金海. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响[J]. 气象学报, 2006, 64(3): 345-356.
- [7] LONFAT M, ROGERS R, MARCHOK T, et al. A parametric model for predicting hurricane rainfall[J]. Mon Wea Rev, 2007, 135(9): 3 086-3 097.
- [8] HOUZE R. Clouds in tropical cyclones[J]. Mon Wea Rev, 2010, 138(2): 293-344.
- [9] HENCE D, HOUZE R. Vertical structure of tropical cyclones with concentric eyewalls as seen by the TRMM precipitation radar[J]. J Atmos Sci, 2012, 69(3): 1 021-1 036.
- [10] YANG Z, YUAN T, JIANG H, et al. Stratiform and convective precipitation properties of tropical cyclones in the Northwest Pacific[J]. J Geophys Res, 2018, 123(7): 3 513-3 529.
- [11] WANG Y, WANG Y, FUDEYASU H. The role of typhoon Songda (2004) in producing distantly located heavy rainfall in Japan[J]. Mon Wea Rev, 2009, 137(11): 3 699-3 716.
- [12] THAKUR M, LAKSHMI K, DWIVEDI S, et al. On the rainfall asymmetry and distribution in tropical cyclones over Bay of Bengal using TMPA and GPM rainfall products[J]. Nat Hazards, 2018, 94(2): 819-832.
- [13] WEN G, HUANG G, HUANG H, et al. Observed rainfall asymmetry of tropical cyclone in the process of making landfall in Guangdong, south China[J]. Int J Climatol, 2019, 39(7): 3 379-3 395.
- [14] BARNES C, BARNES G. Eye and eyewall traits as determined with the NOAA WP-3D lower-fuselage radar[J]. Mon Wea Rev, 2014, 142(9): 3 393-3 417.
- [15] LI Q, DAI Y. Revisiting azimuthally asymmetric moist instability in the outer core of sheared tropical cyclones[J]. Mon Wea Rev, 2020, 148(3): 1 297-1 319.
- [16] 周玲丽,翟国庆,王东海,等. 0713号“韦帕”台风暴雨的中尺度数值研究和非对称性结构分析[J]. 大气科学, 2011, 35(6): 1 046-1 056.
- [17] KLOTZ B, NOLAN D. SFMR surface wind undersampling over the tropical cyclone life cycle[J]. Mon Wea Rev, 2019, 147(1): 247-268.
- [18] CHEN X, WANG Y, ZHAO K. Synoptic flow patterns and large-scale characteristics associated with rapidly intensifying tropical cyclones in the South China Sea[J]. Mon Wea Rev, 2015, 143(1): 64-87.
- [19] DEMARIA M, SAMPSON C, KNAFF J, et al. Is tropical cyclone intensity guidance improving?[J]. Bull Amer Meteor Soc, 2014, 95(3): 387-398.
- [20] WANG Y, WU C. Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes? a review[J]. Meteorol Atmos Phys, 2004, 87(4): 257-278.
- [21] WU Y, CHEN S, LI W, et al. Relative vorticity is the major environmental factor controlling tropical cyclone intensification over the Western North Pacific[J]. Atmos Res, 2020, 237: 104874.
- [22] KELLEY O. Tall precipitation cells in tropical cyclone eyewalls are associated with tropical cyclone intensification[J]. Geophys Res Lett, 2004, 31(24): L24112.
- [23] TOUMA D, STEVENSON S, CAMARGO S, et al. Variations in the intensity and spatial extent of tropical cyclone precipitation[J]. Geophys Res Lett, 2019, 46(23): 13 992-14 002.
- [24] ZHOU X, WANG B, GE X, et al. Impact of secondary eyewall heating on tropical cyclone intensity change[J]. J Atmos Sci, 2011, 68(3): 450-456.
- [25] 沈新勇,毕明玉,张玲,等. 中尺度对流系统对台风“风神”移动路径影响的研究[J]. 气象学报, 2012, 70(6): 1 173-1 187.
- [26] YING M, ZHANG W, YU H, et al. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database[J]. J Atmos Ocean Tech, 2014, 31(2): 287-301.
- [27] CHEN F, HUANG H. Comparisons of Gauge, TMPA and IMERG products for monsoon and tropical cyclone precipitation in southern China[J]. Pure Appl Geophys, 2019, 176(4): 1 767-1 784.
- [28] HUANG C, HU J, CHEN S, et al. How well can IMERG products capture typhoon extreme precipitation events over southern China? [J]. Remote Sens, 2019, 11(1): 70.
- [29] CORBOSIERO K, MOLINARI J. The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones [J]. J Atmos Sci, 2003, 60(2): 366-376.
- [30] 许春林,王文波,杨森槐,等. 台风“鹦鹉”登陆过程中肇庆降水显著偏弱的原因[J]. 广东气象, 2009, 31(6): 32-35.
- [31] 卜松,李英. 华东登陆热带气旋降水不同分布的对比分析[J]. 大气科学, 2020, 44(1): 27-38.

IMPACT OF TC INTENSITY CHANGE ON PRECIPITATION DISTRIBUTION OVER THE NORTHWESTERN PACIFIC

LI Kewei¹, ZHANG Aoqi^{1,2}, LI Weibiao^{1,2}

(1. School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Zhuhai, Guangdong 519080, China;

2. Southern Marine and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai, Guangdong 519080, China)

Abstract: Previous studies have revealed the close relationships between the intensity change and rainband distributions of tropical cyclones. However, their quantitative characteristics over the northwestern Pacific are yet to be revealed. In this paper, we used the CMA best track dataset and the GPM IMERG precipitation data from June to September 2000–2018. The tropical cyclones over the northwestern Pacific were classified into five categories, namely initiating, slowly strengthening, rapidly strengthening, stable, and weakening typhoons, respectively. The precipitation distribution as well as its changes for various types of tropical cyclones was studied based on a mobile cyclonic coordinate system. It is shown that the radial rainfall of initiating cyclones peaks at 10 km and 40 km away from cyclonic centers, respectively; the radial rainfall of rapidly strengthening cyclones peaks at 10 km and 30 km away from cyclonic centers, respectively; the radial precipitation distributions for both the slowly strengthening and weakening cyclones present a unimodal distribution, with the peaks appearing at 40 km, and 60 km to the centers, respectively. A significant positive correlation exists between the rainfall change of the inner rainband and cyclonic intensity change, whereas a negative correlation exists between the change of the outer rainband and cyclonic intensity change. Moreover, the precipitation changes in various azimuths of cyclonic centers respond differently to intensity change. Specifically, the decrease of precipitation in weakening cyclones mainly occurs on the west side, which is likely related to the cyclonic landing process. These findings could provide observational evidence for the model of tropical cyclones over the northwestern Pacific.

Key words: tropical cyclone; intensity change; rainband distribution; precipitation change