

卜松, 李英. 2020. 华东登陆热带气旋降水不同分布的对比分析 [J]. 大气科学, 44(1): 27–38. BU Song and LI Ying. 2020. Comparative Analysis of Precipitation Distributions of Tropical Cyclones Making Landfall in East China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 27–38. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18180

华东登陆热带气旋降水不同分布的对比分析

卜松 李英

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘要 利用CMORPH降水资料, 将热带气旋(TC)登陆后的降水分为路径左侧降水(L型)和右侧降水(R型)两类, 并针对登陆华东地区TC的L型和R型降水的大气环流场、环境水平风垂直切变以及台风环流内的热力条件进行对比分析, 结果表明: 2005~2014年间登陆华东地区的20例TC中包括12例L型和8例R型。总体来看, 大气环流因子对于登陆华东TC降水分布起主要作用。L型降水TC高层南亚高压主要呈纬向带状分布, 在登陆过程中路径左侧维持偏东风高空辐散气流, 中层西风槽偏东, 西太平洋副热带高压(简称副高)偏南, 环境水平风垂直切变指向西南。R型降水TC高层南亚高压断裂, 呈经向分布。TC路径左侧风场较均匀, 右侧东南风高空辐散气流明显。副高的位置偏北呈块状, 同时环境水平风垂直切变指向东北, 有利于路径右侧降水。台风环流内, 低层冷暖平流输送以及水汽辐合与降水落区也有较好对应关系。L型TC低层暖平流的输送使TC西南象限低层增暖, 大气稳定性降低。同时水汽辐合区也主要位于西南象限, 有利于TC路径左侧降水。而R型TC副高位置偏北可将南侧的东南暖湿气流向台风环流更西部输送, 东北象限维持暖平流, 有利于路径右侧降水发生。

关键词 热带气旋 华东登陆 降水 不同分布

文章编号 1006-9895(2020)01-0027-12

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18180

Comparative Analysis of Precipitation Distributions of Tropical Cyclones Making Landfall in East China

BU Song and LI Ying

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract In this paper, the atmospheric circulation field, vertical shear of ambient horizontal wind, and dynamical and thermal conditions within the typhoon circulations of East China-landfalling tropical cyclones (TC) for the period 2005–2014 were compared and analyzed. Using CMORPH precipitation data, the TC precipitation was classified into two categories: left side of track (L) and right side of track (R). Results showed that the 20 landfalling TCs included twelve L TCs and eight R TCs. In general, atmospheric circulation factors played a major role in the TC precipitation distributions. During landfall of the L TCs, in the upper troposphere, the South Asian high was zonally distributed and the flow was divergent on the left side of the track area, a westerly trough featured to the east mid-troposphere, and the western Pacific

收稿日期 2018-06-22; **网络预出版日期** 2019-09-29

作者简介 卜松, 男, 1994年出生, 硕士研究生, 主要从事热带气旋研究。E-mail: bsnuist@163.com

通讯作者 李英, E-mail: yli@cma.gov.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目2015CB452804, 国家自然科学基金项目41475055、41575063, 气象预报业务关键技术发展专项YBGJXM(2018)1B-08、2018KJ027

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB452804), National Natural Science Foundation of China (Grants 41475055, 41575063), Meteorological Forecasting Operation Key Technology Development Program (Grants YBGJXM (2018) 1B-08, 2018KJ027)

subtropical high was located to the south, with a southwesterly vertical speed shear of the ambient horizontal wind. In contrast, for the R TCs, the South Asian high was longitudinally oriented in the upper troposphere, then broke down. On the left side of track, wind was relatively uniform, except for a strong divergent flow on the right. The subtropical high was much further north and was blocking, and the vertical shear of the ambient horizontal wind was northeast, which was conducive to R-type precipitation. Thermal advection and water vapor convergence within the typhoon circulation corresponded well with the rainfall area. Warm advection occurred in the lower layers of the southwest quadrants of the L TCs, leading to decreasing atmospheric stability. At the same time, the water vapor convergent zone was also located in the southwest quadrant, contributing to precipitation on the left side of the TC track. For R TCs, the subtropical high was further north and transported warm, moist air on southeasterly flow to the west of the typhoon, and the northeastern quadrant always maintained warm advection, which was favorable for rainfall on the right side of the track.

Keywords Tropical cyclones, Landfalling East China, Precipitation, Different distributions

1 引言

我国是受台风影响最多、最严重的国家之一,每年约 35% 的西北太平洋台风在我国登陆,造成大风、降水、风暴潮等灾害性天气(陈联寿和丁一汇, 1979)。其中台风暴雨带来的洪灾以及滑坡、泥石流等次生灾害给国家经济以及人民生命财产安全构成巨大威胁。而登陆热带气旋(TC)降水分布多变,这与登陆阶段海—气相互作用逐渐转变为陆—气相互作用,涉及海、陆、气三者共同复杂作用有关(陈联寿等, 2004)。下垫面的变化、台风与中高纬度系统的相互作用、TC 运动变化等都会对 TC 降水强度和分布产生影响。如“桑美”(0608)台风登陆后内核区和外围降水更多地出现在移动路径的后方,而不是登陆前的右侧(陈镭等, 2010)。即使强度和路径相近的 TC 登陆后降水分布也会出现明显差异,这给 TC 降水预报造成困难。故认识 TC 登陆过程中降水分布及其变化的原因,对提高登陆 TC 暴雨落区预报水平有重要意义。

登陆阶段影响 TC 降水分布的一个因子是下垫面地形,包括海岸、岛屿以及内陆山脉等。Parrish et al. (1982) 发现 TC 降水沿海岸的非对称分布特征主要是登陆时 TC 气流与沿海地形相互作用在其眼墙北部激发深厚的对流系统造成的。冀春晓等(2007)分析雷达观测资料发现,0414 号台风 Rananim 在登陆过程中其右前方出现强回波带。其形敏感性试验结果显示,海岸地形通过迎风坡和背风坡效应激发中尺度对流系统,造成了台风南北部的雨量差异。Wu et al. (2002) 研究发现,台湾中央山脉使迎风坡湿空气抬升,增加台风 Herb

(1996) 在台湾地区的总降水量。Yu et al. (2010) 利用 MM5 模式研究地形对于登陆台风“泰利”(0513)降水的影响,结果发现武夷山通过增强底层辐合和高层的辐散作用激发对流系统使降水强度增加,而庐山和大别山则通过阻挡作用使泰利登陆后降水位置较为偏东。

登陆过程中台风与大气环流场相互作用对其降水分布的影响也十分重要。Atallah et al. (2007) 利用位涡和准地转理论分析 TC 降水关于路径非对称分布的问题,指出偏左型降水分布主要是由 TC 的变性引起的,而偏右型则是由 TC 与下游脊相互作用产生。丁治英等(2009)发现台风“海棠”(0505)在登陆过程中雨带发生了断裂,主要是因为台风外围气流与南亚高压气流在台风西北部地区相遇形成倒槽,造成高层正涡度输送,抑制了该处的降水。关于环境水平风垂直切变对降水的影响也有大量的研究(Jones, 1995, 2000a, 2000b; Frank and Ritchie, 1999)。最近, Xu et al. (2014) 利用 TRMM 卫星高分辨率降水资料研究了中国南部和美国东北部 TC 登陆过程中的降水分布变化,指出环境水平风垂直切变对 TC 登陆之后降水非对称分布仍具有很大影响。Zhang and Chanh (2006) 利用位涡反演系统和准平衡 ω 方程(Wang and Zhang, 2003)得到了 Andrew 飓风的准平衡三维环流场,并分别讨论了潜热释放、摩擦以及干动力过程对飓风中强迫次级环流的影响,其中环境水平风垂直切变决定了干动力过程,它可以在台风内核区产生与环境水平风垂直切变方向相反的垂直次级环流,即在顺风切一侧会产生上升运动,而逆风切一侧产生下沉运动。

另外,台风自身移动方向及移速也对其降水分

布有一定影响。Lonfat et al. (2004) 对全球海区的 TCs 进行统计, 发现平均降水的最大值分布于移向的前部, 而且这种降水非对称程度会随着移速的增大而增强。Corbosiero and Molinari (2003) 统计 1985~1999 年期间大西洋地区 TCs 则发现, 距离 TC 100 km 以内的内核区域, 对流主要发生于 TC 移动方向的前部, 并偏向于右侧, 而 TC 外部雨带区域 (100~300 km) 对流主要发生于移动方向的右前象限。Rodgers et al. (1994) 在对北大西洋地区的 18 个 TC 进行统计结果指出, 对于移动较缓慢的 TC, 最大降水多发生于 TC 前侧, 而移动较快的 TC 则多发于移动方向右侧。但是 Chen et al. (2006) 则指出 TC 降水的非对称分布特征决定于 TC 的移动和环境水平风垂直切变的相对大小和位置, 在环境水平风垂直切变较大时, 其对降水分布的影响更大, 反之, TC 的移动影响更大。

虽然关于 TC 降水分布特征和机制已有了大量的研究。但对于登陆阶段海陆复杂作用下台风降水分布的变化机理尚不很清楚, 而且中国海岸线从低纬度走向高纬度, 不同地区登陆的 TC 所受到的大气环流和地形影响也是不同的。本文针对 2005~2014 年间华东登陆 TC 样本, 筛选得到路径左侧降水和右侧降水两种降水分布类型, 分别对两类降水的大气环流场进行动态合成, 对比分析其环流形势、环境水平风垂直切变以及台风环流内热力条件之间的差异, 以认识 TC 登陆后降水分布变化机理。

2 登陆华东热带气旋不同降水分布

2.1 分型方法

判断登陆 TC 降水非对称分布有多种方法, 其中利用傅里叶分解方法得到台风一波非对称降水是一种主要手段 (Lonfat et al., 2004; Yu et al., 2015)。Atallah et al. (2007) 主要通过人工主观判断降水中心相对于路径的分布。Frank (1977) 则是利用观测资料计算台风四个象限平均降水率。本文主要研究 TC 登陆后 24 h 内累积降水分布。拟通过比较 TC 路径左、右两侧 24 h 内累积降水量的空间分布来进行分型。采用的 CMORPH 降水资料由美国气候预测中心 (CPC) 提供, 始于 2002 年 12 月。该资料主要融合了卫星微波观测数据以及红外数据 (Joyce et al., 2004), 其空间分辨率为 $0.072^\circ \times$

0.072° (在赤道地区约为 8 km), 每 30 min 一次, 覆盖 $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$ 区域。登陆 TC 的降水分布类型判别方法具体如下:

(1) 设 TC 登陆时间记为 t_0 , 登陆后的第 6 h、12 h、18 h 和 24 h 分别记为 t_{+6} 、 t_{+12} 、 t_{+18} 、 t_{+24} , 第 i 时刻 TC 的位置则记为 (x_i, y_i) , x_i 和 y_i 分别表示 TC 中心所在的经度和纬度坐标。利用中央差形式计算第 i 时刻 TC 的移动方向, 用矢量形式表示为 $(x_{i+6} - x_{i-6}, y_{i+6} - y_{i-6})$ 。

(2) 定义距离 TC 中心 D_0 (取 500 km) 范围内的降水为 TC 降水 (任福民等, 2001), 并以 TC 的移动方向为基准划分左右象限。分别计算 TC 登陆后两个象限 0~6 h、6~12 h、12~18 h 和 18~24 h 内空间总降水量 (6 h 内 500 km 范围内所有降水格点过程降水量之和) 和空间平均降水量 (6 h 内 500 km 范围内所有格点的总降水与格点总数之比)。

(3) 综合登陆后 0~6 h、6~12 h、12~18 h 和 18~24 h 降水非对称情况, 计算登陆后 24 h 时间段内路径左侧和右侧的总降水量和时间平均降水量。若左侧总降水量和平均降水量均大于右侧, 则称为路径左侧降水分布 TC (L 型), 反之则称为路径右侧降水分布 TC (R 型)。

2.2 热带气旋登陆我国沿海后的降水类型

根据中国气象局上海台风所提供的热带气旋最佳路径数据集资料, 2005~2014 年登陆我国的 TC 共 86 例, 其中登陆地点为中国大陆或海南岛 (台湾地区除外) 并且登陆 24 h 内未消亡的 TC 样本数为 58 例。58 例中 L 型降水 TC 37 例, R 型 16 例, 还有 5 例因空间总降水量和空间平均降水量判断结果不一致, 这里暂不考虑。其中在华东地区 (江苏、浙江以及福建地区) 登陆的台风样本为 20 例。图 1 显示的则是 2005~2014 年内在华东地区登陆的 20 个台风路径, 包含 12 例降水 L 型 TC, 年均 1.2 个, 8 例 R 型 TC, 年均 0.8 个。L 型 TC 登陆后以偏西路径移动的数量较多, 而 R 型 TC 则登陆后以西北向路径较多。

2.3 登陆华东热带气旋个例介绍

挑选出在华东地区登陆的不同降水分布的 TC 各 4 例, 并保证它们在研究时段内的路径相似、强度相近、登陆季节和登陆地点相近 (见表 1)。其中 L 型 TC 为: “Kaemi” (0605)、“Fung-wong” (0808)、“Soulik” (1307)、“Trami” (1312)。R 型

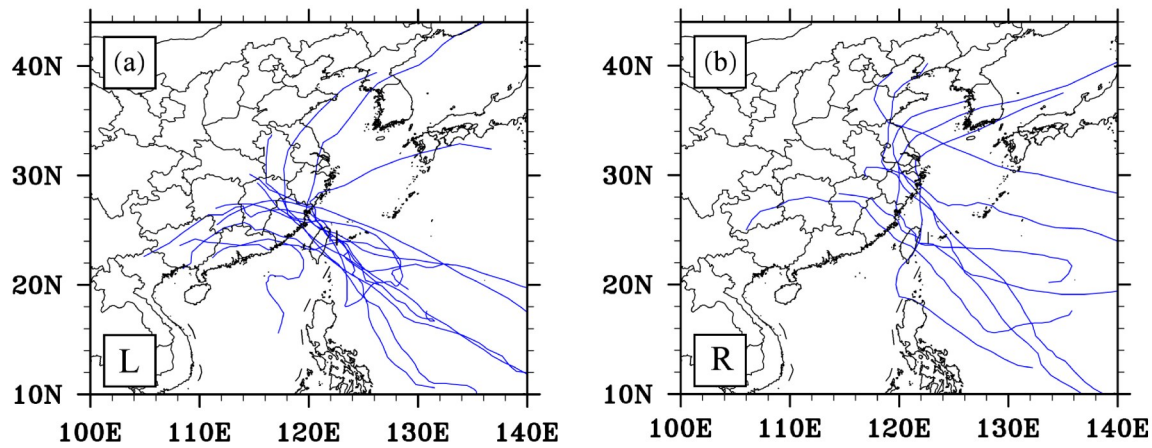


图1 2005~2014年登陆华东地区L型(a)和R型(b) TC路径
Fig. 1 Tracks of (a) L (left side of track), and (b) R (right side of track) tropical cyclones (TCs) making landfall in East China during 2005–2014

表1 登陆华东地区L型和R型TC个例
Table 1 Cases of L and R TCs making landfall in East China

降水类型	个例	登陆时强度	登陆时间(协调世界时)
L 型	Kaimei	台风	2006年7月25日06时
	Fung-wong	台风	2008年7月28日12时
	Soulik	台风	2013年7月13日06时
	Trami	台风	2013年8月21日18时
R 型	Haitang	台风	2005年7月19日06时
	Masta	台风	2005年8月6日00时
	Sepat	台风	2007年8月18日18时
	Haikui	台风	2012年8月9日00时

TC 为：“Haitang”（0505）、“Masta”（0509）、“Sepat”（0709）、“Haikui”（1211）。

图2是L型TC样本登陆后24 h 累计降水分布及其路径（图中红色箭头之间为降水阶段路径）。可以看出相对于路径的降水分布与2.1部分计算所得分型结果一致。Kaemi 台风在福建省南部登陆，2006年7月25日6时至26日6时（协调世界时，下同）登陆后24 h 累计降水的主要大值中心位于路径左侧的台湾海峡南部以及广东省的中东部地区。Fung-wong 台风在福建中部地区登陆，2008年7月28日12时至29日12时登陆后向西北方向移动过程中24 h 累积降水主要位于广东附近海域、台湾海峡、广东省东部、福建中南部地区、浙江北部以及江苏南部。Soulik 台风在2013年7月13日6时至14日6时登陆过程中24 h 累计降水主要位于福建中南部以及广东东部。Trami 台风登陆后24 h 的累积降

水区位于江西南部、福建中南部以及台湾海峡地区。可见L型TC降水主要集中在台湾岛附近以及大陆上。台湾岛附近强降水与山脉迎风坡的抬升效应有一定联系。而TC登陆后，路径左侧海岸为离岸风，下垫面由陆地转为海洋，粗糙度减小而造成风速辐散，不利于左侧降水，但左侧大陆上仍出现降水中心。从图中可以看到，Kaimei、Fung-wong 以及 Trami 在路径右侧也出现了一些零星的较强降水区，这可能与其路径右侧向岸气流引起的风速辐合或者地形抬升作用有关。

图3显示R型TC样本登陆路径以及其登陆后24 h 累积降水的分布。Haitang 台风在福建省北部登陆，登陆后前期降水中心主要位于浙闽两省附近海域以及台湾岛中南部地区，降水在路径两侧分布，随着Haitang 的进一步登陆降水区则主要位于路径的右侧，从24 h 总体来看路径右侧降水大于左

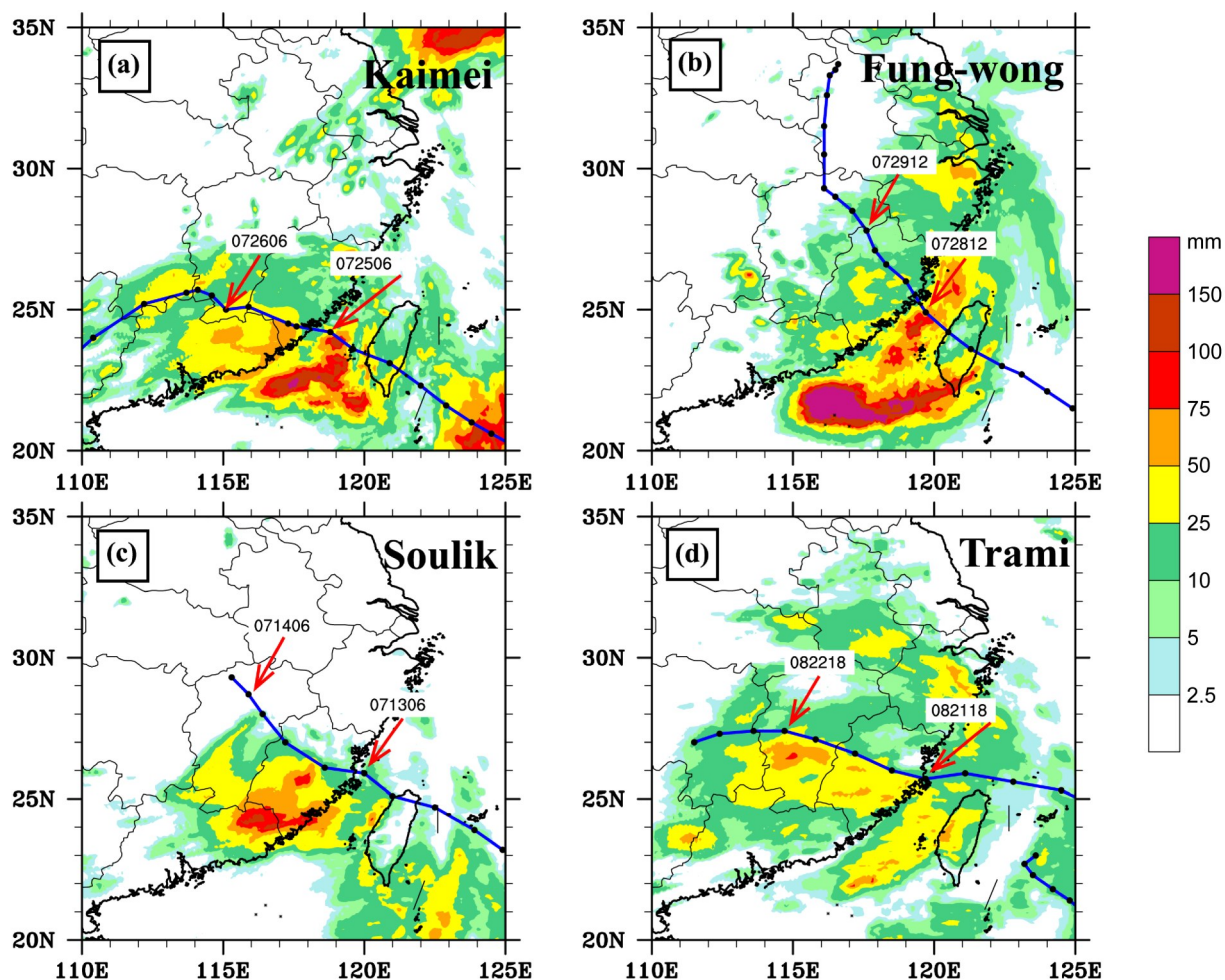


图2 L型TC (a) Kaimei、(b) Fung-wong、(c) Soulik 和 (d) Trami 台风登陆后 24 h 累计降水分布 (填色) 以及 6 h 间隔的移动路径。图中箭头标记登陆时间和登陆后 24 h 时间 (时间格式: 月/日/时, 协调世界时); 降水量为该时间段内累积, 下同

Fig. 2 Accumulated precipitation distributions (shaded) of L TC cases 24 h after landing and tracks at 6-h intervals: (a) Kaimei, (b) Fung-wong, (c) Soulik, and (d) Trami arrows represent landing time and 24 h after landing (time format: month/day/hour, UTC). Precipitation is accumulated during this period, the same below

侧。Masta 台风在浙江中部登陆, 2005 年 8 月 6 日 00 时至 7 日 00 时 24 h 累积降水中心主要位于路径右侧的江浙附近海域、浙江北部和江苏南部区域。Sepat 台风登陆后 24 h 内降水分布虽然没有明显偏于路径一侧, 但整体降水右侧要大于左侧。降水区主要在台湾海峡、浙闽交界地区以及台湾的西部地区。Haikui 台风在浙江北部登陆, 登陆后 24 h 降水量明显偏在路径右侧, 位于江苏中南部、江西和安徽交界处。R 型 TC 在登陆过程中的降水分布与其路径右侧的向岸气流产生的风速辐合以及海岸地形强迫抬升效应有一定的联系。如图 3b、d 中 Masta 和 Haikui 降水主要位于江苏南部的平原一带, 在该地区台风的向岸气流由海上到陆地, 下垫面粗糙度增加, 造成风速的辐合有利于产生降水。而图 3a、

c 中 Haitang 和 Sepat 台风路径右侧的强降水中心可能与偏东气流在浙闽一带的山脉迎风坡前辐合抬升有一定联系。

本文主要考虑 TC 登陆后 24 h 内的累计降水, 从挑选出的登陆华东个例看, 登陆后 24 h 内 TC 移动方向均为偏西或西北方向, 路径相似, 并且移速相近, 只是 R 型 TC 移动的向北分量略大一些, 因此 TC 移动对 L 型和 R 型 TC 降水分布差异影响相对其他因素比较小, 同时从 L 型 TC 分布来看, 移动方向右侧的降水很弱, 说明移动对其降水分布的影响不显著。台湾岛地形抬升作用对两类台风的降水有一定增幅作用, 而海岸地形对台风局部降水也有一定影响。

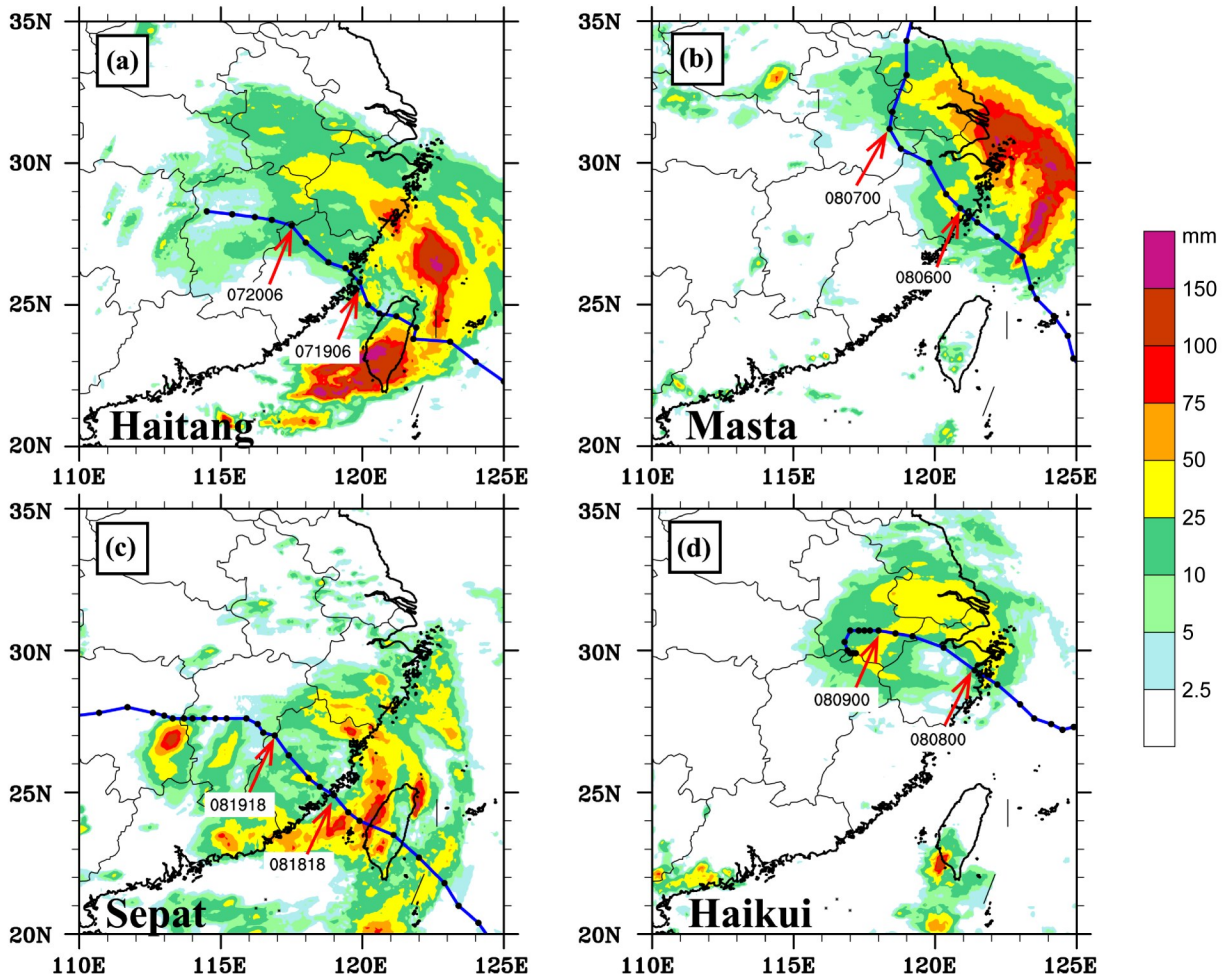


图3 R型TC (a) Haitang、(b) Masta、(c) Sepat和 (d) Haikui台风登陆后24 h累计降水分布(填色)以及6 h间隔的移动路径

Fig. 3 Accumulated precipitation distributions (shaded) of R TC cases 24 h after landing and tracks at 6-h intervals: (a) Haitang, (b) Masta, (c) Sepat, and (d) Haikui

3 合成对比分析

对以上L型和R型降水TC样本分别做动态合成(李英等, 2004),即以各时刻TC中心位置为合成中心,做气象要素场的样本平均。采用NCEP FNL格点资料,其空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$,时间分辨率为每6 h一次,垂直层次为26层,包括从1000~10 hPa,其中部分物理量少于26层。

3.1 大尺度环流形势对比

图4是登陆华东地区L型和R型降水TC在登陆时刻200 hPa和500 hPa合成位势高度场和风场,台风中心位于坐标(0, 0)。L型200 hPa环流场上(图4a),南亚高压呈狭长的纬向带状分布,位于TC北部。其主体位于TC西北象限,TC北侧也有一个副中心。该形势在TC登陆24 h期间维持。TC

主要处于南亚高压南部的偏东气流当中,其西南象限为辐散气流所控制。登陆后12 h(图略)南亚高压略往西撤,而靠近TC西南象限依旧为辐散气流,这有助于TC路径左侧降水发生。而R型TC登陆时(图4b)南亚高压高压带出现断裂,呈经向分布,位于TC的西部。在TC中心的东北象限另有一个反气旋环流,TC主要受其西南部的东南气流的影响,在其东北象限形成较强的高空辐散。登陆后12 h(图略)虽然东北象限的反气旋环流相较于12 h前略减弱,并且与西部的南亚高压主体有连接趋势,但TC中心东北象限仍维持着辐散气流,直至登陆后24 h(图略)。台风东北象限的高层辐散有利于路径右侧降水的发生。

在500 hPa环流场上,L型TC登陆时(图4c)距离TC中心10~20个经纬度的北部地区有一西风

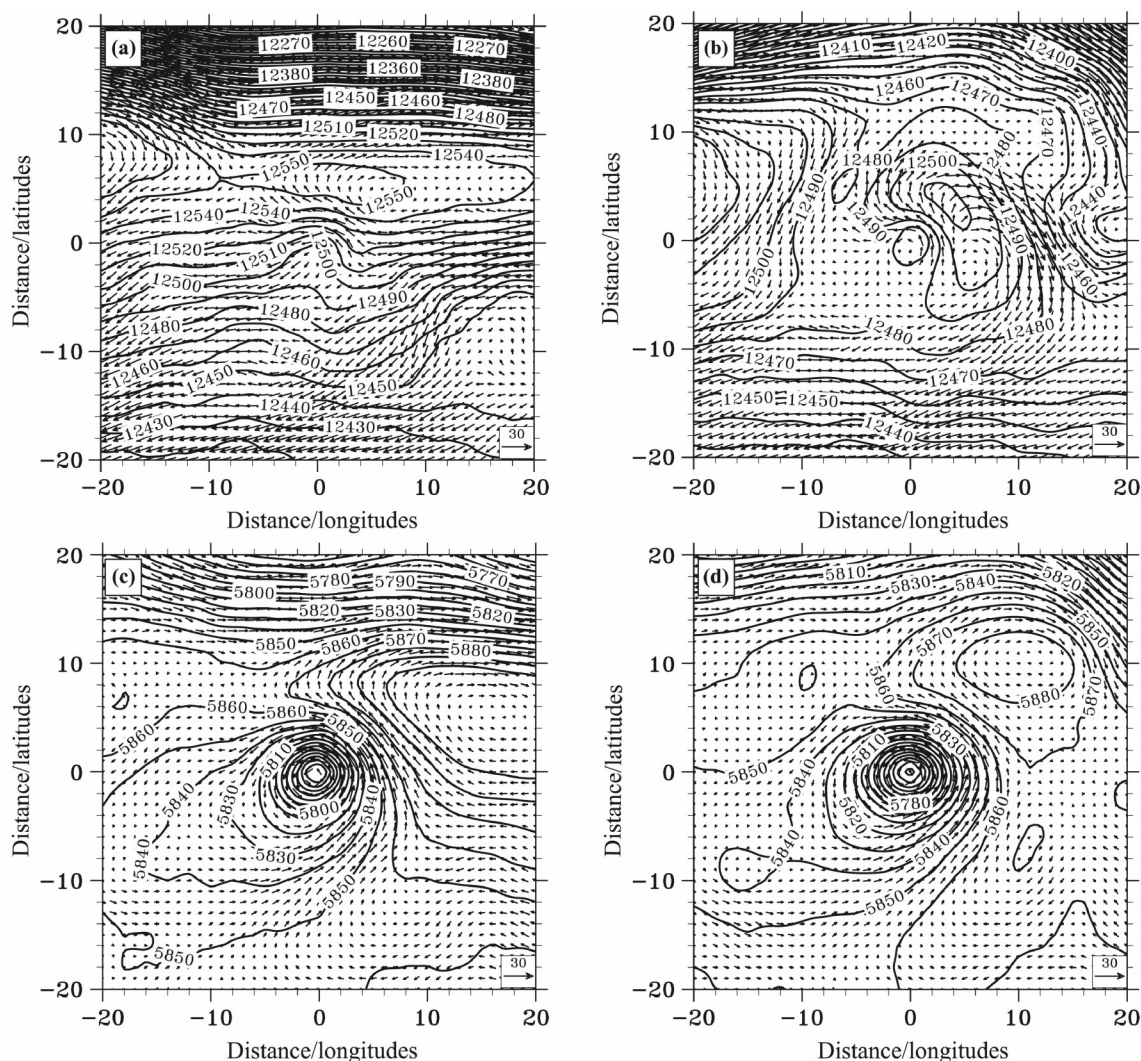


图4 L型(左列)和R型(右列)TC登陆时刻合成的(a、b) 200 hPa和(c、d) 500 hPa位势高度场(等值线, 单位: gpm)和风场(矢量, 单位: m s^{-1})。其中, 台风中心位于坐标(0, 0), 横纵坐标为格点数, 向北向东为正, 向南向西为负, 格距为 1°

Fig. 4 Composite (a, b) 200-hPa and (c, d) 500-hPa geopotential height (solid line, units: gpm) and wind (vector, units: m s^{-1}) for L (left column) and R (right column) TCs at landing time. the TC center locates in (0, 0), horizontal and vertical coordinates are grid points, positive denotes northward and eastward, negative denotes southward and westward, with grid spacing of 1°

槽, 槽前为一弱脊。TC位于偏东副高的西南侧。登陆后12 h时(图略), 西风槽已经移动到TC的东北象限, 强度已明显减弱, 副高也略南落。但在此过程中西风槽与TC的位置相距较远, 西风槽底与TC中心相距约为15个经纬度, 其北侧主要受副高环流的影响。L型副高主体相对TC中心偏东, 两者之间的气压梯度较弱, 风速较小, 不利于向路径右侧输送更多水汽。而R型的环流形势则有所不同, TC登陆时(图4d), 距离其TC中心10~20个经纬度范围内的北部地区主要受到西伸的副高控制, 而西风槽相对于TC的位置更偏西偏远。副高位置较L型更偏东偏北, 与台风之间的气压梯度更

强, 形成较强的风速带, 有利于将东南暖湿气流沿着TC外围向其移动方向的右侧输送, 促进右侧降水发生。登陆后12 h时(图略), 副高强度和对应脊强度相较于12 h前有所减弱, 但副高相对于TC的位置变化不大。

两者登陆时850 hPa的环流形势(图略)和与各自对应的500 hPa较为相似。与R型相比, L型TC东部副高西侧的偏南气流向北延伸的纬度位置较低, 低层暖湿气流无法继续向路径右侧的位置输送, 不利于路径右侧降水。而R型TC登陆时850 hPa(图略)上副高位置要更偏北, 尤其是在登陆后12 h时, 在TC的东北象限出现一闭合的反气旋

中心,与副高的主体脱离,使其西南部的东南气流能向更西部输送,将暖湿空气带到TC移动方向右侧,有利于此处降水发生。

3.2 环境水平风垂直切变

有研究表明,环境水平风垂直切变会影响台风对流性降水的分布特征。Frank and Ritchie (1999)在考虑了台风当中的湿过程之后,发现顺风切下方的左侧更有利于强降水的发生。Chen et al. (2006)则综合了环境水平风垂直切变和移动路径对TC降水分布的影响,指出在不同的风切强度下,移动路径的作用是不同的,一般环境水平风垂直切变大于 7.5 m s^{-1} 时,环境水平风垂直切变占主导作用,内核降水易发生在顺风切下方左侧,环境水平风垂直切变较小时($<5 \text{ m s}^{-1}$),移动则发挥主要作用。

这里定义环境水平风垂直切变为距离台风中心5个经纬正方形区域内平均的200 hPa与850 hPa两层之间的水平风矢量之差。图5给出各TC样本登陆24 h内逐6 h环境水平风垂直切变的矢端分布(实心点标记登陆时刻)。可见L型TC在登陆过程中环境水平风垂直切变大小平均在 $4\sim 8 \text{ m s}^{-1}$ 之间,除Fung-wong和Trami台风部分时次环境水平风垂直切变指向东南和西北象限,其他均指向西南方向。而R型TC登陆24 h内环境水平风垂直切变值普遍要小于L型,平均大小在 $1\sim 4 \text{ m s}^{-1}$ 之间,方

向指向东北。一般环境水平风垂直切变下风方的左侧区域有利于TC降水,而TC移动的方向大致为西北向,因此西南向环境水平风垂直切变有利于L型TC路径左侧降水,东北向环境水平风垂直切变有利于R型TC路径右侧降水,但由于环境水平风垂直切变绝对值较小,地形等其他因子的作用也较明显。R型TC个例中Sepat的环境风垂直风切变在登陆24 h内指向西南,且登陆后期数值较大。从其降水分布看,其路径左侧也有强降水发生。故Sepat的降水分布主要与地形、水汽输送等其他因素的影响有关。

3.3 台风环流内的冷暖平流

台风环流内的冷暖平流对降水强度和分布有一定的影响,Chen et al. (2011)对比两个降水分别位于路径左侧和右侧的登陆台风指出,Haima台风北部的东南气流向TC的西北部输送暖湿空气,暖平流沿等 θ_e 线上升利于西北象限的上升运动,促进左侧降水。而Masta台风东北象限的暖平流,则促进路径右侧对流发展。

图6给出登陆华东地区L型和R型TC所对应的登陆时、登陆后12 h以及24 h的850 hPa风矢量场和温度平流(填色)分布。登陆时(图6a)L型TC西南和东北象限分别存在两个暖平流中心,西北和东南象限则存在冷平流中心。图中可见西南象限的暖平流中心相比于东北象限要更强,范围更

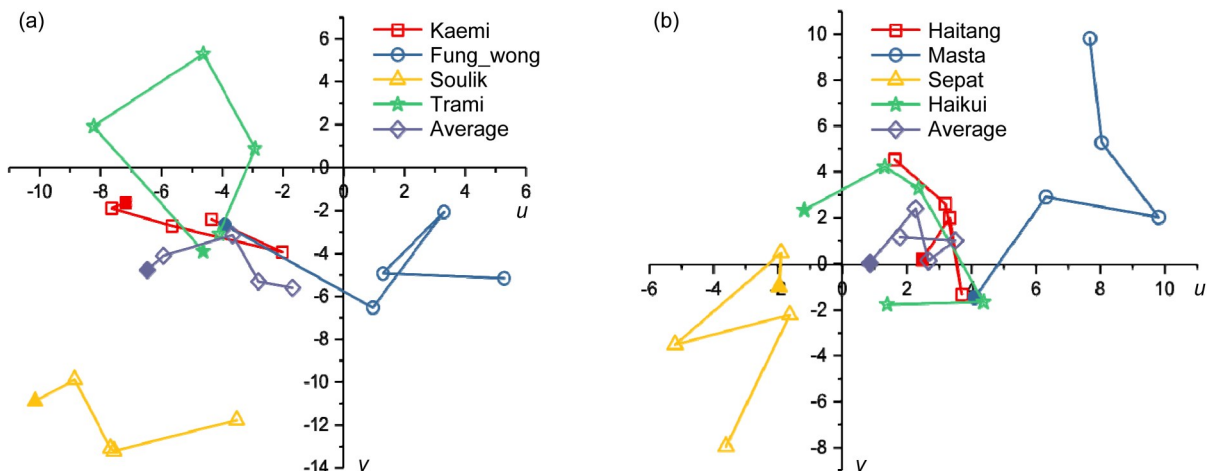


图5 (a) L型和 (b) R型TC环境水平风垂直切变矢量端点分布(单位: m s^{-1}),实心点代表TC登陆时刻,其余点按每隔6 h时间序列递推,横坐标为 u 方向垂直切变,纵坐标为 v 方向垂直切变,原点指向任一端点即为该时刻环境水平风垂直切变矢量

Fig. 5 Vector endpoint distributions of ambient horizontal wind vertical shear for (a) L and (b) R TCs (units: m s^{-1}). Solid point represents TC landing time, other points are at 6-h intervals; horizontal coordinate is u -direction vertical shear, and vertical coordinate is v -direction vertical shear; vectors from the origin to any endpoint are ambient horizontal vertical wind shear at each moment

大。登陆后 12 h 时（图 6b）TC 的东北象限转为冷平流所控制，台风环流内的暖平流从西南象限可一直延伸至东南象限。登陆后 24 h（图 6c）整个台风环流内的温度平流强度明显减弱，主要与登陆后期

整个台风环流的强度减弱，风速减小有关，但其温度平流场的结构仍是南部象限以暖平流为主，而东部象限冷平流为主。可见 L 型 TC 登陆过程 TC 移动路径左侧以暖平流为主，有利于低层增暖，降低大

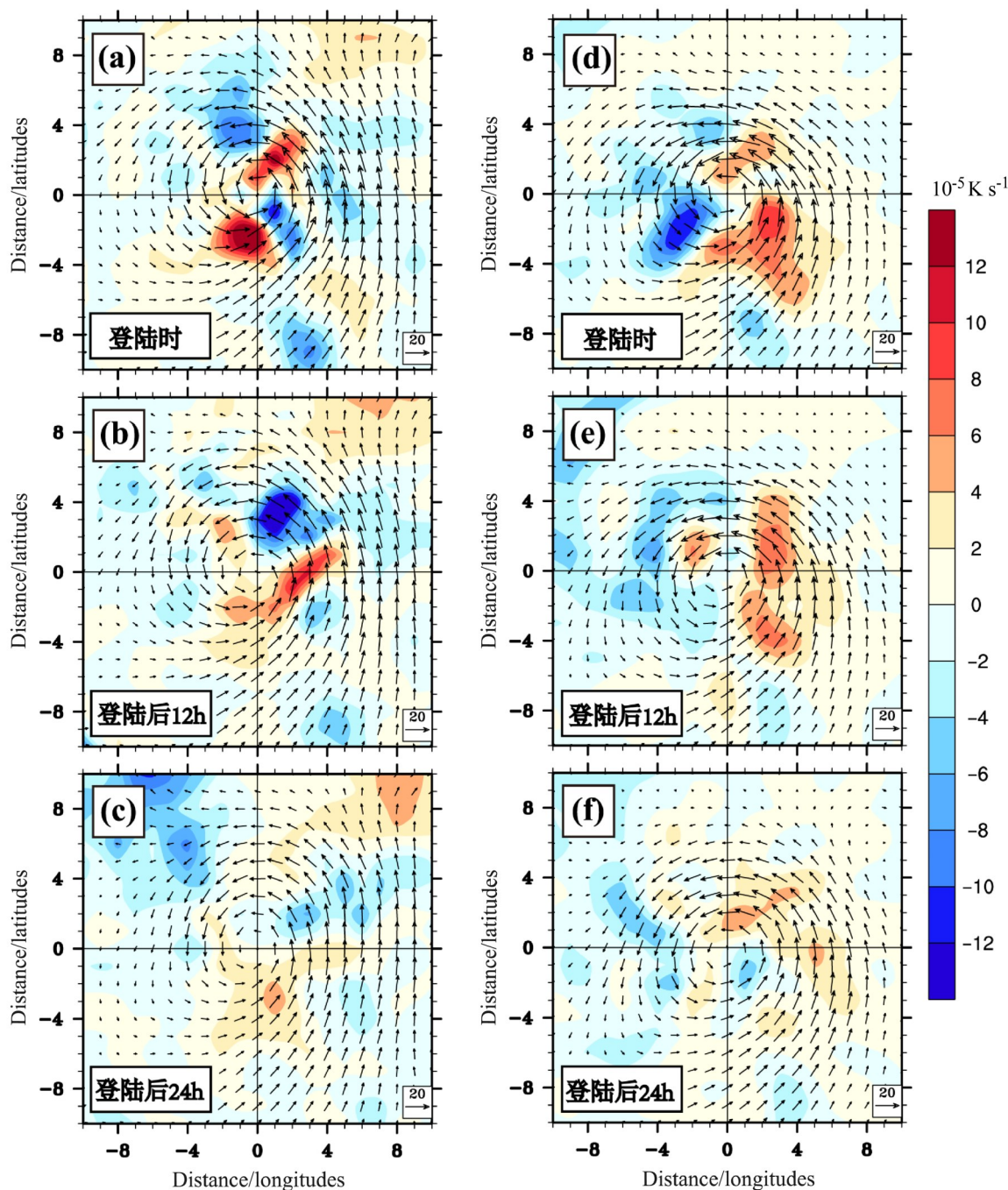


图6 L型（左列）和R型（右列）TC（a、d）登陆时刻、（b、e）登陆后12h和（c、f）登陆后24h动态合成的850 hPa温度平流（填色，单位： 10^{-5} K s^{-1} ）和风场（矢量，单位： m s^{-1} ）。其中，台风中心位于坐标（0，0），横纵坐标为格点数（向北向东为正，向南向西为负，格距为 1° ，下同）

Fig. 6 Movable composite 850-hPa thermal advection (shaded, units: 10^{-5} K s^{-1}) and wind (vector, units: m s^{-1}) for L (left column) and R (right column) at TC (a, d) landing time, (b, e) 12 h after landing, and (c, f) 24 h after landing. the TC center locates in (0,0) and the horizontal and vertical coordinate grid points (positive denotes northward and eastward, negative denotes southward and westward, with grid spacing of 1° , the same below)

气稳定度, 促进降水的发生。而R型温度平流的分布于L型TC明显不同, TC登陆时刻(图6d)在东南象限和东北象限分别存在暖平流中心, 西南和西北象限则为冷平流区。登陆后12 h时东北象限暖平流增强, 东南象限有所减弱, 西北象限出现了小范围暖平流。登陆后24 h时温度平流强度普遍减弱, 但东北象限仍存在暖平流中心。西北象限冷平流减

弱, 而西南象限仍有冷平流维持, 并且东南象限出现冷平流。R型TC登陆过程中东北象限低层一直存在暖平流, 有利于路径右侧降水发生。而西南象限则一直由冷平流控制, 增强大气稳定度, 不利于路径左侧降水发生。

3.4 台风环流内的水汽辐合

图7为登陆华东地区L型和R型TC登陆时、

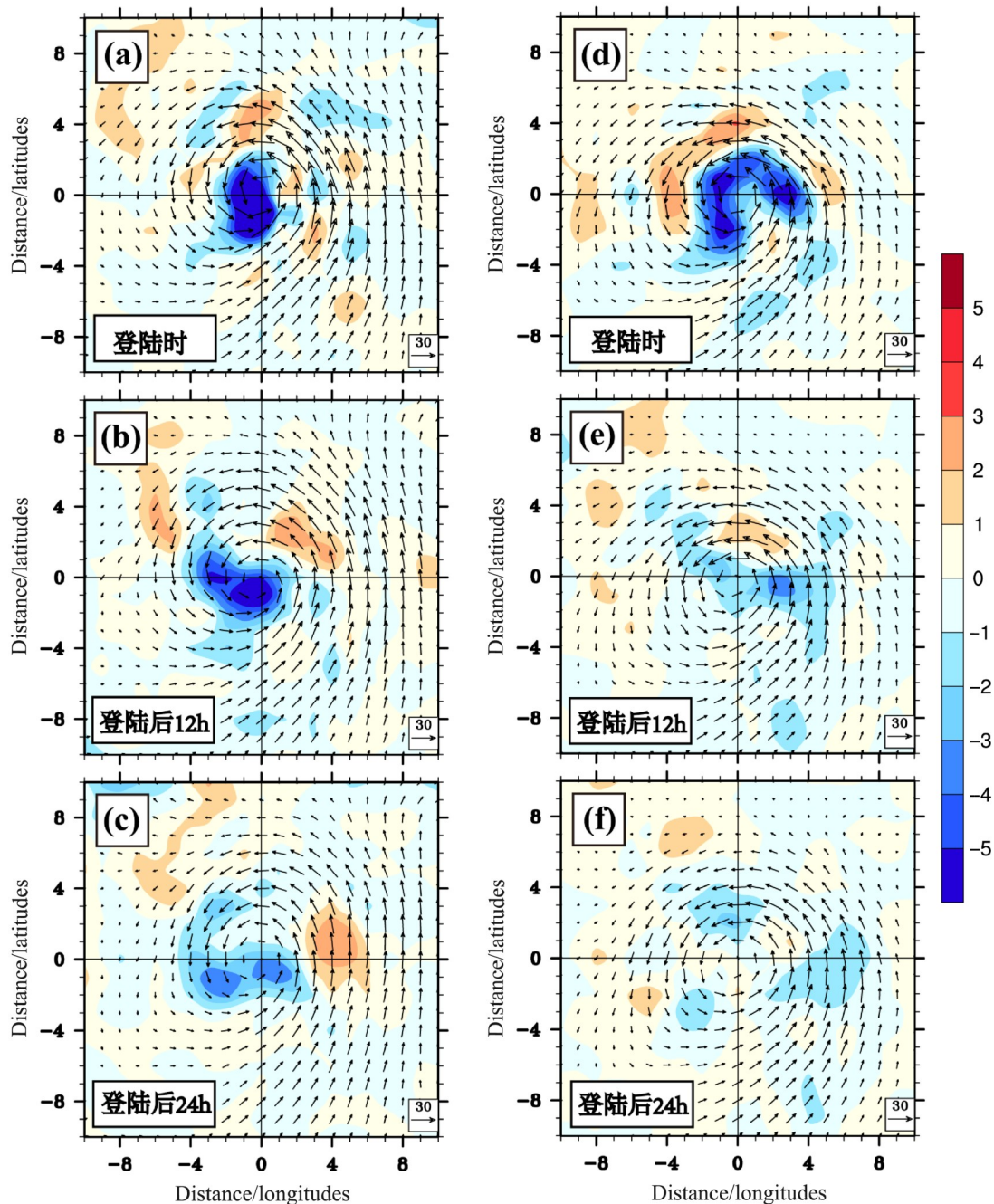


图7 同图6, 但为850 hPa水汽通量散度(填色, 单位: $10^{-7} \text{ g hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)、水汽通量(矢量箭头, 单位: $\text{g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 850-hPa water vapor flux divergence (shaded, units: $10^{-7} \text{ g hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and water vapor flux (vector, units: $\text{g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

登陆后 12 h 以及 24 h 的 850 hPa 水汽通量 (矢量) 以及水汽通量散度 (填色) 的动态合成场。登陆时 (图 7a), 在 L 型 TC 的东部有强的水汽通量输送, 主要和副高东部的偏南气流有关。水汽通量的辐合区主要位于 TC 西南部地区, 主要由 TC 西部的偏北气流与来自于海上的西南气流在 TC 西部相遇产生, 这与 L 型 TC 降水分布的位置大体一致。登陆后 12 h 时 (图 7b), TC 东部水汽输送已经明显减弱, TC 路径右侧输送的水汽量减少, 同时 TC 西侧的水汽辐合中心趋向移动左侧的西南象限, 而路径右侧的东北象限则出现了较大范围的水汽辐散。登陆后 24 h (图 7c) 时, TC 路径左侧水汽辐合中心依然存在, 但强度减弱, 而其东部地区的水汽通量输送变得更弱并伴随水汽辐散。

R 型 TC 水汽辐合区分布在移动方向右侧的特征并不是很明显, 登陆时 (图 7d) 在 TC 中心附近出现两个水汽辐合中心, 一是位于西南象限的辐合, 由 TC 外围偏北气流与西南暖湿气流相遇所形成, 二是副高西南侧的东南急流前端在 TC 东北象限的风速辐合, 这与 R 型 TC 对应的副高位置更偏北有很大的关系。TC 登陆后, 水汽辐合强度明显减弱, 尤其是西南象限的辐合中心。登陆后 12 h 时 (图 7e) 辐合中心主要位于 TC 西北和东南象限, 但偏南急流的水汽输送相比于同时刻的 L 型 TC 所能达到的位置更偏西。登陆后 24 h 时 (图 7f) TC 的东北象限仍有水汽输送, 并维持一定的水汽辐合。可以看出, L 型 TC 在西南象限有低层偏北气流与西南暖湿空气辐合, 有利于路径左侧降水发生, 其东部有水汽辐散则不利于其路径右侧的降水。而 R 型 TC 在登陆期间其东部低层偏南急流输送的水汽能延伸到 TC 更西部, 并伴随水汽辐合, 有利于路径右侧降水发生。

4 结论

将 2005~2014 年间登陆中国 TC 的降水分布按相对于其路径分为 L 型和 R 型, 对比分析了登陆华东地区 L 型和 R 型降水 TC 各 4 个样本合成的大气环流场、环境水平风垂直切变以及台风环流内热力和水汽条件, 得到以下结论:

(1) 2005~2014 年间登陆我国大陆的 TC 共有 86 例, 其中登陆我国 (不包括台湾地区) 并维持 24 h 以上的 TC 58 例。包括 20 例登陆华东地区 TC,

其中 12 例 L 型和 8 例 R 型 TC, L 型 TC 以偏西路径为主, 而 R 型则为偏西北路径。

(2) 登陆华东地区的 L 型 TC 200 hPa 高层台风中心北侧南亚高压主要呈带状分布, TC 西南象限维持偏东风辐散气流, 而 R 型台风北侧的南亚高压经向度大, 分为西北和东北两个高压中心, TC 东北象限在登陆期间维持东南风辐散气流。500 hPa 上 L 型 TC 北侧有西风槽东移, 副高中心位于 TC 东偏北一侧, 而 R 型比 L 型 TC 副高位置更偏北, 位于 TC 东北部, 其东南暖湿气流可沿着 TC 外围向西北输送, 利于路径右侧降水发生。

(3) L 型 TC 登陆过程中环境水平风垂直切变方向主要指向西南, 大小在 $4\sim 8\text{ m s}^{-1}$ 之间; R 型 TC 环境水平风垂直切变方向平均指向东北, 大小 $1\sim 4\text{ m s}^{-1}$ 之间。两种环境水平风垂直切变分别有利于路径左侧和右侧降水分布。

(4) 不同类型降水 TC 环流内低层温度平流分布不同。L 型 TC 登陆过程中其西南象限维持暖平流, 而 R 型 TC 登陆过程中东北象限维持暖平流, 使相应地区大气变得更不稳定, 分别促进 L 和 R 型降水发生。而两类 TC 其他象限则冷暖平流交替或一直为冷平流控制, 底层增暖不明显, 不利于降水发生。

(5) L 型 TC 在西南象限存在水汽辐合, 则有利于路径左侧降水发生, 其东部在登陆后期伴随水汽辐散, 则不利于其右侧降水。而 R 型 TC 登陆期间其东部东南低空急流输送的水汽能够到达 TC 的更西部, 且具有水汽辐合, 则有利于右侧降水发生。

(6) 在移动路径相似, 移速相近的条件下, TC 的移动对两种降水分布的影响相对于其他因素比较小。而台湾岛地形对于两类台风的降水都具有一定增幅作用, 华东地区海岸地形对局地降水有一定的影响, 但总体来看大气环流因子对于降水分布的作用更大。

参考文献 (References)

- Eyad H A, Lance F B, Anantha A. 2007. Precipitation distribution associated with landfalling tropical cyclones over the eastern United States [J]. *Monthly Weather Review*, 135(6): 2185–2206. doi: 10.1175/MWR3382.1
- 陈镭, 徐海明, 余晖, 等. 2010. 台风“桑美”(0608) 登陆前后降水结构的时空演变特征[J]. *大气科学*, 34(1): 105–119.
- Chen Lei, Xu Haiming, Yu Hui, et al. 2010. Temporal and spatial variations in precipitation of typhoon Saomai (0608) before and after its landfall

- [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(1): 105–119. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.01.10
- Chen Guanghua. 2011. A comparison of precipitation distribution of two landfalling tropical cyclones during the extratropical transition [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(6): 1390–1404. doi:10.1007/s00376-011-0148-y
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 440–442. Chen Lianshou, Ding Yihui 1979. Introduction to the Western Pacific Typhoon (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 440–442.
- 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 2004. 登陆热带气旋研究的进展[J]. *气象学报*, 62(5): 541–549. Chen Lianshou, Luo Zhexian, Li Ying. 2004. Research advances on tropical cyclone landfall process [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 62(5): 541–549. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.05.003
- Chen S Y, Knaff J A, Marks F D. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM [J]. *Monthly Weather Review*, 134(11): 3190–3208. doi:10.1175/MWR3245.1
- Corbosiero K L, Molinari J. 2003. The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(2): 366–376. doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0366:TRBSMV>2.0.CO;2
- 丁治英, 王勇, 沈新勇, 等. 2009. 台风登陆前后雨带断裂与非对称降水的成因分析[J]. *热带气象学报*, 25(5): 513–520. Ding Zhiying, Wang Yong, Shen Xinyong, et al. 2009. On the causes of rainband breaking and asymmetric precipitation in typhoon Haitang (2005) before and after its landfall [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 25(5): 513–520. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2009.05.001
- Frank W M. 1977. The structure and energetics of the tropical cyclone. I. Storm structure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 105(9): 1119–1135. doi:10.1175/1520-0493(1977)105<1119:tsacot>2.0.co;2
- Frank W M, Ritchie E A. 1999. Effects of environmental flow upon tropical cyclone structure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127(9): 2044–2061. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2044:coefut>2.0.co;2
- 冀春晓, 薛根元, 赵放, 等. 2007. 台风Rananim登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验[J]. *大气科学*, 31(2): 233–244. Ji Chunxiao, Xue Genyuan, Zhao Fang, et al. 2007. The numerical simulation of orographic effect on the rain and structure of typhoon Rananim during landfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(2): 233–244. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.02.05
- Jones S C. 1995. The evolution of vortices in vertical shear. Part I: Initially barotropic vortices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 821–851. doi:10.1002/qj.49712152406
- Jones S C. 2000. The evolution of vortices in vertical shear. Part II: Large-scale asymmetries [J]. *Q. J. Royal Met. Soc.*, 126(570): 3137–3159. doi:10.1002/qj.49712657008
- Jones S C. 2000. The evolution of vortices in vertical shear. Part III: Baroclinic vortices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 3161–3185. doi:10.1002/qj.49712657009
- Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, et al. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution [J]. *J. Hydrometeorol.*, 5(3): 487–503. doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2
- 李英, 陈联寿, 王继志. 2004. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. *气象学报*, 62(2): 167–179. Li Ying, Chen Lianshou, Wang Jizhi. 2004. The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after its landfall [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 62(2): 167–179. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.02.004
- Lonfat M, Marks F D, Chen S Y. 2004. Precipitation distribution in tropical cyclones using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave imager: A global perspective [J]. *Mon. Wea. Rev.* 132: 1645–1660. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1645:pditcu>2.0.co;2
- Parrish J R, Burpee R W, Marks F D, et al. 1982. Rainfall pattern observed by digitized radar during the landfall of hurricane Frederic (1979) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 1933–1944. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1933:rpobdr>2.0.co;2
- 任福民, Byron Gleason, David Easterling. 2001. 一种识别热带气旋降水的数值方法[J]. *热带气象学报*, 17(3): 308–313. Ren Fumin, Gleason B, Easterling D. 2001. A numerical technique for partitioning cyclone tropical precipitation [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 17(3): 308–313. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2001.03.015
- Rodgers E B, Chang S W, Pierce H F. 1994. A satellite observational and numerical study of precipitation characteristics in western North Atlantic tropical cyclones [J]. *J. Appl. Meteor.*, 33(2): 129–139. doi:10.1175/1520-0450(1994)033<0129:asoans>2.0.co;2
- Wang X, Zhang D L. 2003. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part I: Formulation and quasi-balanced flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 1593–1607. doi:10.1175/2999.1
- Wu C C, Yen T H, Kuo Y H, et al. 2002. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect [J]. *Wea. Forecasting*, 17: 1001–1015. doi:10.1175/1520-0434(2003)017<1001:rsawth>2.0.co;2
- Xu Weixin, Jiang Haiyan, Kang Xianbiao. 2014. Rainfall asymmetries of tropical cyclones prior to, during, and after making landfall in South China and Southeast United States [J]. *Atmos. Res.*, 139: 18–26. doi:10.1016/j.atmosres.2013.12.015
- Yu Zifeng, Yu Hui, Gao Shouting. 2010. Terrain impact on the precipitation of landfalling typhoon Talim [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 16(2): 115–124. doi:10.3969/j.issn.1006-8775.2010.02.003
- Yu Zifeng, Wang Yuqing, Xu Haiming. 2015. Observed rainfall asymmetry in tropical cyclones making landfall over China [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54(1): 117–136. doi:10.1175/jamc-d-13-0359.1
- Zhang D L, Kieu C Q. 2006. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part II: Quasi-balanced contributions to forced secondary circulations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63(11): 2898–2914. doi:10.1175/jas3790.1