

台风艾云尼非对称降水及动热力结构演变特征分析*

周芯玉¹ 程正泉² 涂静² 肖婷¹ 高晓荣¹ 胡东明²
ZHOU Xinyu¹ CHENG Zhengquan² TU Jing² XIAO Ting¹ GAO Xiaorong¹ HU Dongming²

1. 广州市气象台, 广州, 511430

2. 广东省气象台, 广州, 510080

1. *Guangzhou Meteorological Observatory, Guangzhou 511430, China*

2. *Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510080, China*

2020-03-20 收稿, 2020-07-20 改回.

周芯玉, 程正泉, 涂静, 肖婷, 高晓荣, 胡东明. 2020. 台风艾云尼非对称降水及动热力结构演变特征分析. 气象学报, 78(6): 899-913

Zhou Xinyu, Cheng Zhengquan, Tu Jing, Xiao Ting, Gao Xiaorong, Hu Dongming. 2020. Analysis on the asymmetrical precipitation and evolution of dynamic and thermodynamic structure of typhoon Ewiniar. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(6):899-913

Abstract Before and after the second landing of typhoon Ewiniar (No 1804) in Guangdong, the precipitation showed significant asymmetric distribution characteristics, and heavy precipitation was mainly located on the right side of its path. Based on the reanalysis data of ECMWF ERA5 and wind profiler observations and rainfall observations, the circulation background and evolution characteristics of the dynamic and thermal structures responsible for the asymmetric precipitation are analyzed. The results show that the differences in water vapor transport and dynamic and thermal conditions between the left and right sides of Ewiniar were the main reason for the asymmetric precipitation. The enhanced low-level jet and water vapor transport associated with typhoon Maliksi (No 1805) provided a better water vapor background for the occurrence of heavy rainfall on the right side of the typhoon, and the enhancement of the low-level jet combined with the strong divergence and suction in the upper levels led to significantly larger ascending movement on the right side than on the left side. In the boundary layer, the strong low-level jet and large friction and convergence above the underlying surface of the Pearl River Delta resulted in a stronger radial inflow, a deeper inflow layer and a higher boundary layer in the front right side of Ewiniar. The above phenomenon was more obvious in areas close to the typhoon eye wall, where the wind speed was also large. Therefore, the dynamic and water vapor conditions both were favorable for the generation of heavy rainfall. During the period of heavy rainfall, the lower atmosphere on the right side of Ewiniar remained unstable. Further analysis shows that the strong pseudo equivalent potential temperature advection and its weakening with height made up for the energy loss caused by heavy rainfall, which was an important mechanism for the maintenance of unstable energy.

Key words Typhoon Ewiniar, Asymmetrical precipitation, Circulation background, Evolution of structure

摘要 台风艾云尼(1804号)第2次登陆广东过程中降水表现出显著的非对称分布,强降水主要位于其路径前进方向的右侧(简称台风右侧)。利用欧洲中期天气预报中心ERA5再分析资料、广东风廓线雷达观测资料以及降水观测资料,对造成非对称降水的环流背景和动力、热力结构演变特征进行了分析。结果表明:艾云尼左右两侧水汽输送及动力、热力条件差异是造成降水非对称的主要原因。加强的低空急流以及台风马力斯(1805号)水汽的输送为台风右侧强降水的产生提供了更好的水汽背

* 资助课题: 广东省自然科学基金项目(2020A1515010602)、广州市科技计划项目(201903010101、201704020169)、国家自然科学基金项目(41875182)、广东省科技计划项目(2017ZC0402)、广东省气象局科技创新团队项目(201703)、广东省气象局重点项目(GRMC2018Z01)。

作者简介: 周芯玉, 主要从事观测资料应用研究。E-mail: xiao-yu1985114@163.com

通信作者: 程正泉, 主要从事热带气旋预报与研究工作。E-mail: chengzq1975@126.com

景,而低空急流的加强配合高空强的辐散抽吸使得右侧垂直上升运动也明显大于左侧。边界层内强盛的低空急流以及珠江三角洲地区下垫面强摩擦辐合作用导致艾云尼右前侧径向入流强度更强、强入流层厚度更厚、边界层高度更高,且由于距离台风眼墙越近风速越大,上述现象越明显,为强降水的产生提供的动力和水汽条件越好。强降水期间艾云尼右侧低层大气维持不稳定状态,分析表明强低空急流携带的 θ_{se} 平流及其随高度的减弱弥补了强降水造成的能量损耗,是不稳定能量维持的重要原因。

关键词 艾云尼台风,非对称降水,环流背景,结构演变

中图法分类号 P458.1+24

1 引言

中国是世界上台风登陆最多的国家,受台风灾害影响十分严重(陈联寿等,1979)。而登陆台风暴雨是其中最重要的灾害之一,经常导致山洪、泥石流等次生灾害的发生,严重威胁人民的生命和财产安全。因此,登陆台风暴雨一直是气象科学研究的一个重点,也是预报服务工作的焦点和难点之一。影响登陆台风降水强度及分布的因素复杂,大尺度环流场、环境风垂直切变、下垫面及中小尺度系统等因素的综合作用会导致台风降水时间、空间分布发生明显变化,降水强度突增或减弱、降水空间分布呈明显的非对称性分布等。随着近几十年来监测手段和数值模式的不断发展完善,对于登陆台风暴雨的研究也取得了长足的进步。研究表明西风槽、脊等外部环境流场与影响台风暴雨的水汽、垂直运动、位势不稳定、对流层上层辐散及中小尺度系统等物理量密切相关(陈联寿等,1979;程正泉等,2014)。中低纬度环流系统与台风的相互作用也会对台风变性及其外围暴雨产生一定的影响(Atallah, et al, 2007; Chen, 2011; 刘学刚等, 2011; Wang, et al, 2010),弱冷空气的参与会增加台风暴雨的强度(杜惠良等,2011)。卫星估测降水资料统计显示,登陆不同地区的台风降水具有不同的非对称分布特征,Yu等(2010b)、石顺吉等(2010)指出其中环境风垂直切变起重要的作用。中国沿海多变的地形条件也是登陆台风暴雨复杂多变的重要原因之一,地形抬升、下垫面摩擦等作用会对暴雨增幅及分布不均匀造成明显的影响(Wu, et al, 2002; Lin, et al, 2005, 2006; Yu, et al, 2012; 周海波等, 2017; 岳彩军等, 2019)。中小尺度系统的发生、发展对于台风暴雨的强度及分布也具有至关重要的作用。Yu等(2010a)通过对登陆台风环流内中尺度涡新生与合并过程的研究,指出在正位涡水平平流和非绝热加热作用下,中尺度涡从低层向高

层形成,合并发展后有利于局地强降水的发生。另外,很多学者提出用宏观物理量来诊断分析登陆台风的动力、热力特征,例如湿Q矢量(Yue, 2009; 岳彩军等, 2016)、等熵位涡(黎惠金等, 2016)、位势切变变形波作用密度(楚艳丽等, 2013)等也取得很多新的研究结果。2009年启动的国家登陆热带气旋研究项目(LTCRP)已经开展了10 a,其第一阶段(2009—2014年)致力于对中国登陆热带气旋近岸路径和强度突然变化,包括大陆架沿海浅水的海-气相互作用开展研究,并在浅水区的海-气拖曳系数、边界层高度变化等方面获得新的观测结果,发展了针对登陆台风的多源资料融合方法,揭示了不同尺度系统活动导致台风路径突变、登陆台风强度变化等的物理机制,建立了台风海-陆-气耦合模式,台风数值预报关键技术的研发也取得长足的进步(端义宏等, 2014)。第二阶段(2015—2019年)则将研究的重点聚焦于登陆台风精细结构的观测、预报及台风影响评估,在登陆台风精细结构、云和降水微物理特征以及影响评估等方面均取得了明显的进展,提高了对中国登陆台风结构和风雨分布的认识(Duan, et al, 2019)。但是,在实际登陆台风的风雨预报业务中,尤其是对于非对称分布的台风暴雨的预报仍然很难,主要原因是目前对于登陆台风精细结构及其对台风风雨分布的影响认识仍较不足(端义宏, 2015; 颜玲等, 2017),从而影响了防灾、减灾等工作的开展,甚至在某些情况下加剧了灾情的危害。因此,台风登陆前后其内部动力、热力、水汽等精细结构是如何变化的,这些变化又对降水的强度及分布产生何种影响仍需要做更深入的研究。

台风艾云尼先后3次登陆中国(两次登陆广东,一次登陆海南),导致华南地区多地受灾,给人民生命和财产安全造成了极大的损失。其带来的降水具有强度大、持续时间长、且呈现明显的非对称分布特点。尤其在第2次登陆广东前、后降水非

对称特征更加明显,强降水主要集中在台风移动路径右侧。文中利用中国气象局最佳路径数据集、广东新会、花都、罗定边界层风廓线雷达探测资料(探测高度为6 km,时间分辨率为5 min,空间分辨率为60 m)以及欧洲中期天气预报中心ERA5再分析资料(空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为1 h),结合雨量站数据对艾云尼第2次登陆广东(非特别说明,下文所说登陆均为第2次登陆广东)前后环流背景、水汽输送及动热力结构特征进行了分析,探讨造成艾云尼非对称降水的原因,以期为今后登陆台风降水预报提供有益的参考。文中对于环境风垂直切变的计算,采用的是以台风所在位置为中心,在 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 的正方形网格内计算200 hPa和850 hPa的平均水平风矢量差来取得的,具体见式(1)

$$V_{WS} = \overline{V_{200} - V_{850}} \quad (1)$$

式中, V_{200} 、 V_{850} 为200、850 hPa水平风。

2 艾云尼概况及降水特征

2018年6月2日20时(北京时,下同)中国南海南部海面有热带低压生成,并向偏北方向移动,强度缓慢加强,于5日08时加强为台风(艾云尼),中心附近最大风力8级(18 m/s),中心最低气压998 hPa。随后艾云尼继续向偏北方向移动,强度继续增强,于6日06时25分在广东湛江沿海地区登

陆,登陆时中心附近最大风力8级(20 m/s),中心最低气压992 hPa,之后在琼州海峡附近回旋,强度略有减弱。6日14时50分艾云尼在海南岛沿海再次登陆,登陆时中心附近最大风力8级(18 m/s),中心最低气压995 hPa,6日20时起转向东北方向移动,强度再次增强,并于7日20时30分在广东阳江第3次登陆,登陆时中心附近最大风力9级(23 m/s),中心最低气压990 hPa。进入内陆后艾云尼强度逐渐减弱,于8日20时减弱为热带低压,9日08时中央气象台对其停止编号(图1)。

艾云尼登陆广东前、后降水呈现明显的非对称分布特征,强降水主要位于移动路径附近及其右侧的粤西东部、珠江三角洲以及粤北地区,7日08时至9日08时,广州、江门、惠州等地普遍出现了200 mm以上的强降水(图2),造成了严重的城市内涝和山体滑坡等地质灾害。其中8日,广州花都国家观测站测得累计雨量286.4 mm,刷新该站历史记录;广州全市单日特大暴雨站数(60个,占18.5%)和大暴雨站数(198个,占61%)均创有记录以来的历史新高。而艾云尼移动路径左侧降水明显较弱,粤西雷州半岛及广西以小雨量级降水为主。6 h累计降雨量显示7日凌晨到中午,广东主要受艾云尼外围环流影响,珠江三角洲及其两侧沿海地区出现了大到暴雨。随着艾云尼继续北上,广东逐渐转受其本体环流影响,降水强度明显增大,非对称性增强,强降水主要集中在台风移动路径的右前侧。

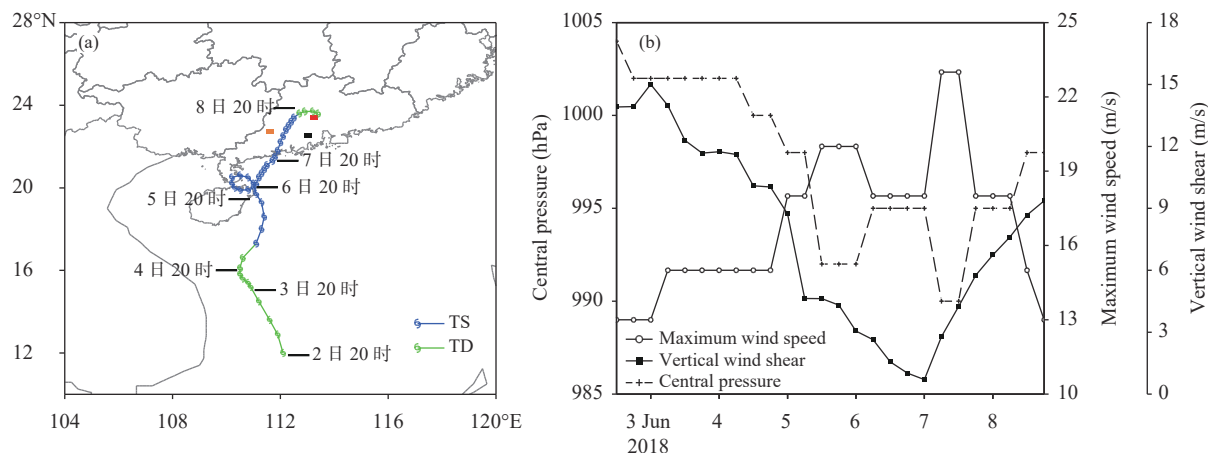


图1 (a) 艾云尼移动路径、强度及风廓线雷达站位置(橙色、红色、黑色正方形分别代表罗定站、花都站以及新会站), (b) 艾云尼最大风速(单位:m/s)、中心最低气压(单位:hPa)以及风垂直切变(单位:m/s)

Fig. 1 (a) The track and intensity of typhoon Ewiniar and the location of the wind profiler stations (orange, red and black squares represent Luoding station, Huadu station and Xinhui station respectively), (b) time series of maximum wind speed (unit: m/s), central pressure (unit: hPa), and vertical wind shear (unit: m/s)

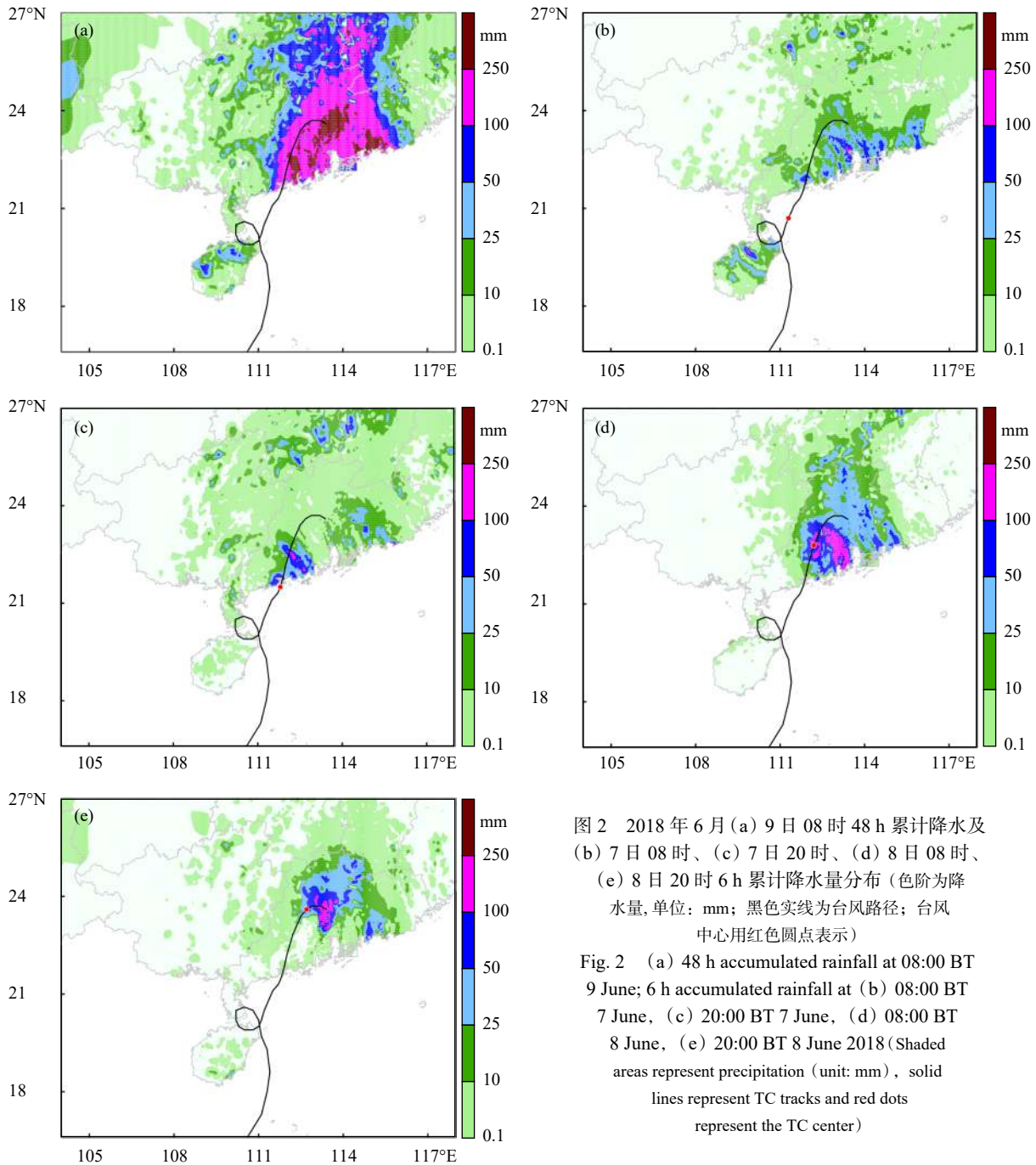


图2 2018年6月(a)9日08时48 h累计降水及(b)7日08时、(c)7日20时、(d)8日08时、(e)8日20时6 h累计降水量分布(色阶为降水量,单位:mm;黑色实线为台风路径;台风中心用红色圆点表示)

Fig. 2 (a) 48 h accumulated rainfall at 08:00 BT 9 June; 6 h accumulated rainfall at (b) 08:00 BT 7 June, (c) 20:00 BT 7 June, (d) 08:00 BT 8 June, (e) 20:00 BT 8 June 2018 (Shaded areas represent precipitation (unit: mm), solid lines represent TC tracks and red dots represent the TC center)

3 天气环流背景分析

从中层来看,5—6日由于引导气流较弱,艾云尼在琼州海峡附近回旋,之后受高空槽及副热带高压西侧的偏西南气流共同影响,缓慢向东北方向移动(图3a)。此阶段菲律宾以东洋面上副热带高压南侧有热带低压不断发展并向北移动。随后热带低压继续加强北移,并于8日08时加强为台风马力

斯(1805号),受其影响副热带高压不断减弱东退,与艾云尼的直接联系也逐渐被切断。受高空槽前西南气流的影响,艾云尼于7日20时30分在广东阳江登陆后继续向东北深入内陆,随后强度缓慢减弱。此阶段两个台风相距超过1700 km,无明显的藤原效应。8日23时以后,随着高空槽逐渐东移,艾云尼转受槽后西北气流影响,同时马力斯继续北移使得二者距离逐渐缩短至1400 km以内,在槽后

西北气流与藤原效应共同作用下,艾云尼转为向东偏南移动(图3b)。此阶段,高空槽后的冷平流使得冷空气持续向艾云尼中心输送(图4a),艾云尼暖心结构逐渐被破坏。从图4b中可以看到7日20时艾云尼即将登陆时暖心结构很明显,暖中心在400—300 hPa高度附近,相对于台风中心呈基本对称分布,最大温度距平为4℃左右,暖心附近温度梯度

大;而到了8日23时(图4c),暖心结构变得不规则,强度明显减弱,最大温度距平减小为2℃左右,高度也下降到500 hPa附近。此时在艾云尼西侧350 hPa高度附近有一个明显的冷中心,表明暖心结构受到冷平流破坏。在下垫面摩擦力的共同作用下艾云尼强度继续减弱,9日08时停止编号。

充沛的水汽输送是台风造成强降水的重要条

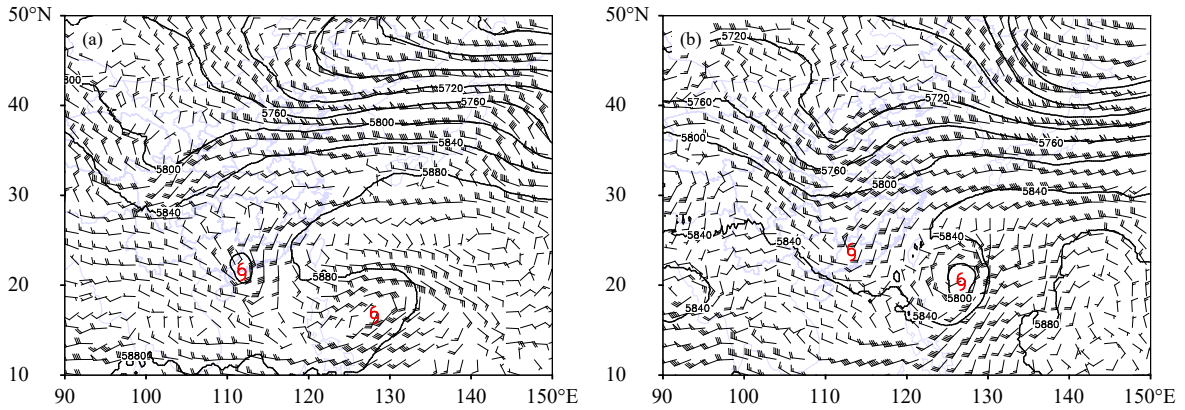
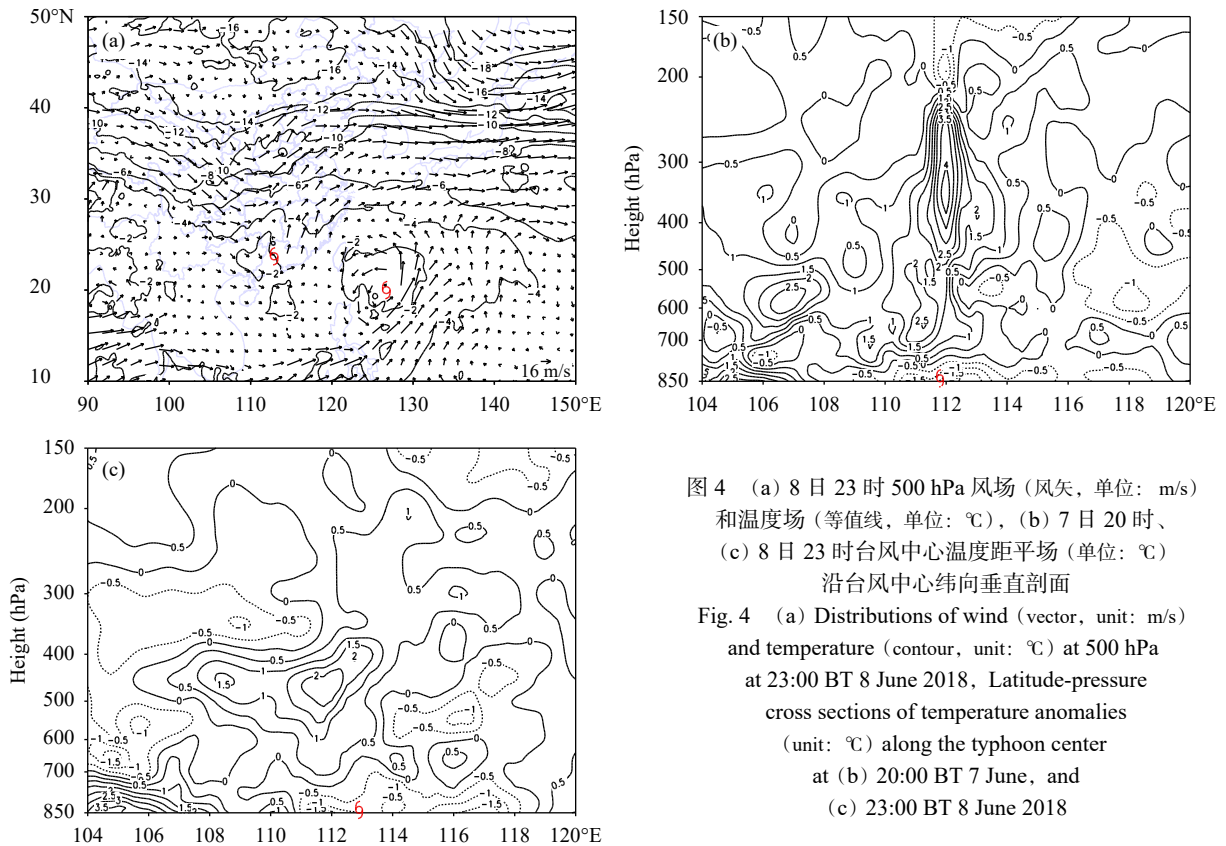


图3 500 hPa 位势高度场(等值线,单位:gpm)及风场(风矢,单位:m/s)
(a. 7日20时, b. 9日02时;台风中心用台风符号表示,下同)

Fig. 3 Distributions of geopotential height (contour, unit: gpm) and wind (barbed arrow, unit: m/s) at 500 hPa
(a. 20:00 BT 7 June, b. 02:00 BT 9 June 2018; Typhoon symbols represent the TC center, the same hereafter)



件之一,而低空急流是水汽的重要载体,台风与急流联系持续时间越长、急流越强,造成的降水则越强(李英等,2005)。此次过程正处于西南夏季风爆发时间,艾云尼登陆前(图5a),从孟加拉湾来的低空急流携带充沛水汽一方面向艾云尼输送,另一方面向艾云尼东南侧的热带低压输送。此时,艾云尼的水汽通量场及水汽辐合区基本呈对称分布。此后,随着艾云尼不断向东北方向移动,其与副热带高压之间梯度不断增大。热带低压也不断加强北移,其北侧偏东气流与副热带高压南侧的偏东气流汇合加强并携带充沛水汽向艾云尼输送,由于受到台湾岛阻挡,水汽通道分为南、北两支。此时艾云尼东到东北侧的东南急流明显加强,水汽通量场转为非对称分布,强水汽输送位于其东侧及北侧(图5b),

强水汽辐合区也位于艾云尼东侧、珠江三角洲西部,与台风造成的强降水分布(图2c)一致。此后,热带低压加强为台风马力斯并继续北移,其北侧偏东气流携带充沛的水汽绕过台湾岛一直与艾云尼相连。随着艾云尼继续向东北方向移动,其右前侧水汽通量输送及辐合均显著增强,非对称分布特征更加明显(图5c)。此阶段其造成的强降水同样位于台风附近及其右侧,雨强明显增大(图2d)。后期,马力斯不断发展使得西南季风向其中心输送增强,同时随着其继续北移,原台湾岛南侧的偏东风转为西北风,使得原来与艾云尼相连的西南急流与东南急流均明显减弱,在下垫面摩擦力的共同作用下艾云尼减弱消失。但此时艾云尼西北部西风槽后冷平流引导的低层冷空气与艾云尼东侧的东南

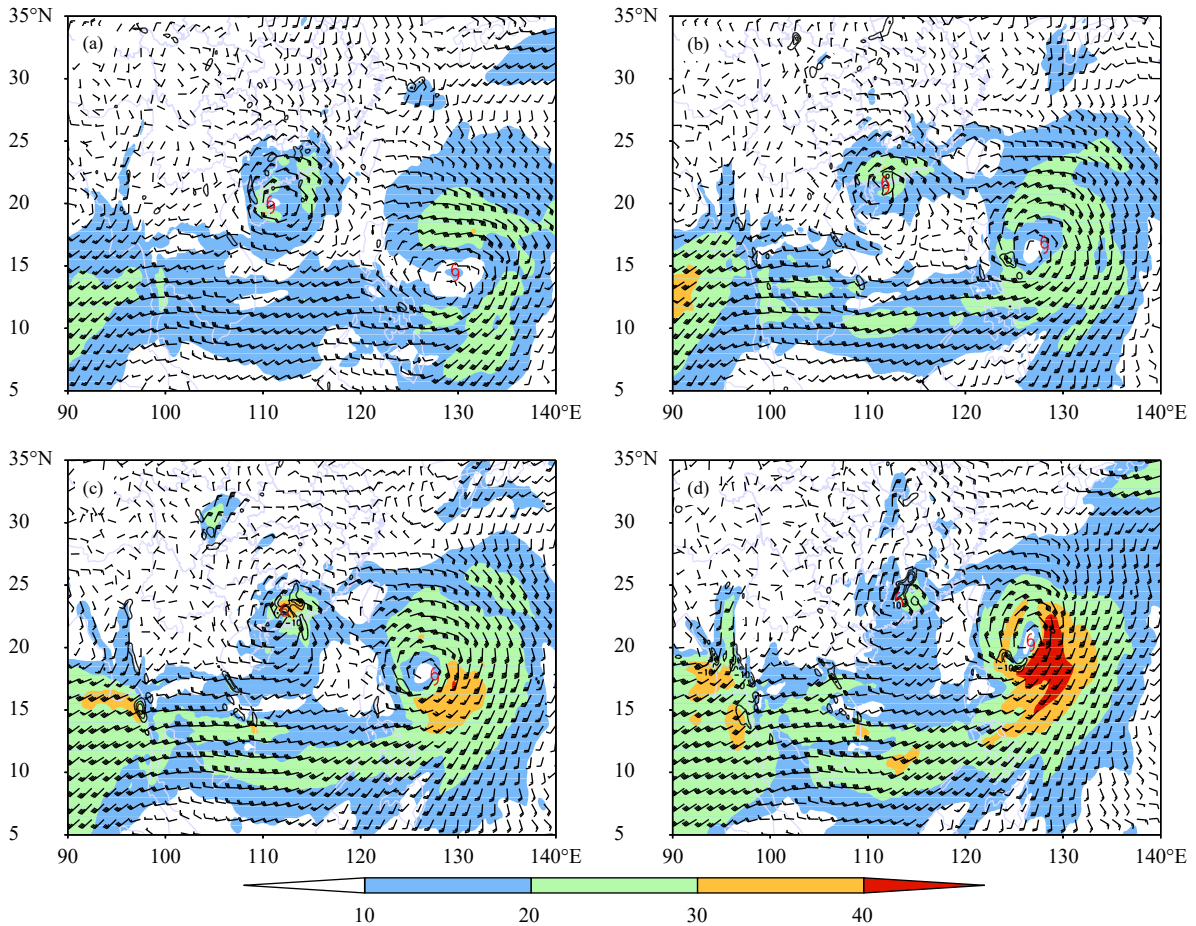


图5 900 hPa 风场(风矢,单位: m/s)、水汽通量(色阶,单位: $g/(s \cdot cm \cdot hPa)$)及水汽通量散度(等值线,单位: $10^{-6} g/(s \cdot cm^2 \cdot hPa)$)
(a. 6日20时, b. 7日20时, c. 8日08时, d. 9日02时)

Fig. 5 Distributions of wind (barbed arrow, unit: m/s), moisture flux (shaded, unit: $g/(s \cdot cm \cdot hPa)$) and moisture flux divergence (contour, unit: $10^{-6} g/(s \cdot cm^2 \cdot hPa)$) at 900 hPa
(a. 20: 00 BT 6 June, b. 20: 00 BT 7 June, c. 08: 00 BT 8 June, d. 02: 00 BT 9 June 2018)

急流形成明显的水汽辐合区(图 5d),这也是艾云尼减弱后仍出现了较强降水的原因。

从高层 200 hPa 来看,艾云尼登陆前南亚高压呈现为两个中心(图 6a),其中一个位于青藏高原南侧 20°N 附近,另一个位于西北太平洋,其西北侧的西南气流与高空槽前西南气流辐合形成高空急流区。广东位于高空槽前高空急流入口区的右侧,辐散抽吸作用为台风低层辐合上升及强降水产生、维持提供很好的动力条件。而艾云尼西侧广西一带位于高空槽底部及后部,无明显的辐散流场。台风登陆后,高空槽东移加深(图 6b),槽前正涡度平流与高空急流相叠加,使得艾云尼右侧高层辐散抽吸

作用显著增大。而艾云尼左侧广西、雷州半岛等地仍然位于高空槽底部及后部,不利于强降水的出现。后期,高空槽逐渐东移减弱,辐散抽吸作用变弱。另外,结合图 1b 可以看到,艾云尼第 2 次登陆后在广东维持的时间长达 36 h,期间环境风垂直切变一直在 9 m/s 以下,较弱的风垂直切变使得艾云尼暖心结构不容易被破坏,有利于其登陆后仍然能维持一定的强度不衰减。

可见,中层副热带高压的强度及位置变化、高空槽与台风的相互作用、低空急流及水汽的分布、高空急流的位置及强度的变化等,均对台风暴雨的强度及落区产生重要的影响。

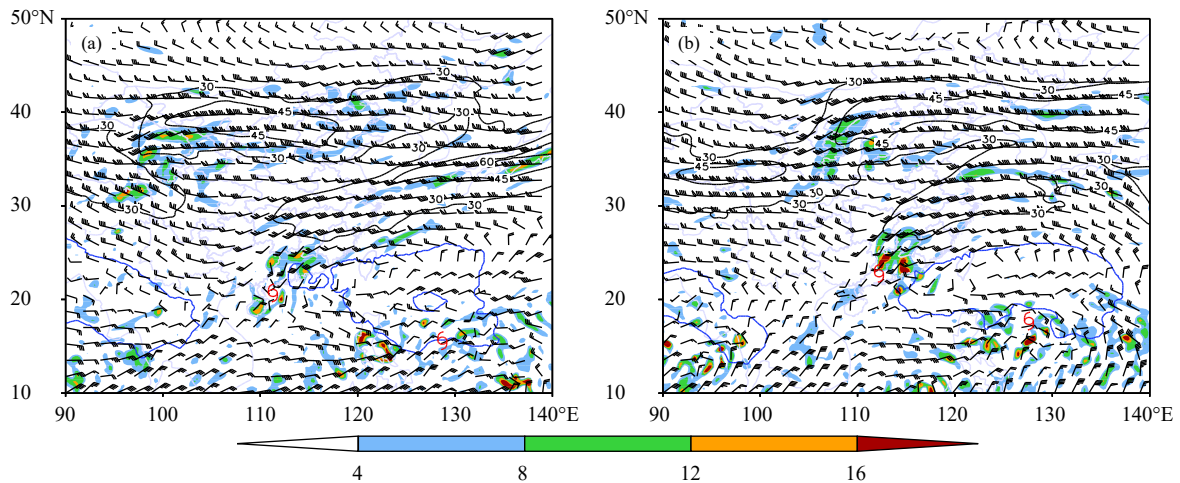


图 6 200 hPa 风场(风矢,单位: m/s; 黑色等值线为大于等于 30 m/s 的急流区,蓝色等值线为 12540 gpm 位势高度)及散度场(色阶,单位: 10^{-5} s^{-1})(a. 7 日 08 时, b. 8 日 08 时)

Fig. 6 Distributions of wind (barbed arrow, unit: m/s; black contours indicate wind speed ≥ 30 m/s, blue contours represents the 12540 gpm line) and divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 200 hPa (a. 08:00 BT 7 June, b. 08:00 BT 8 June 2018)

4 艾云尼登陆前后动力、热力结构变化

4.1 散度与垂直速度特征分析

从散度、垂直速度垂直剖面(图 7)可以看到,在艾云尼登陆前散度场相对于台风中心基本呈对称分布(图 7a),400 hPa 以下均为辐合区,近地面辐合强度超过 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,高空 300—200 hPa 为强辐散区。低层辐合、高层辐散使得垂直上升运动较强,垂直速度与散度场一致,相对于台风中心基本呈对称分布,强中心位于 500—300 hPa 高度。从云图上也可以看到,此时台风云系基本呈对称分布(图略)。艾云尼登陆广东后,辐合区下降到 600 hPa 高度以下(图 7b),但辐合强度明显增大,强辐合中

心位于 950 hPa 高度附近,强度超过 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,且辐合区随着高度的增高向台风右侧倾斜。此时,辐散区也表现出随高度向台风右侧倾斜的特点。辐合、辐散场的配置使得艾云尼右侧中低层垂直上升运动明显增大,而其左侧无明显的上升运动。上述现象表明,台风登陆后动力结构发生了变化,呈现明显的非对称特点,台风右侧较强的垂直上升运动更加有利于强降水的出现,而从 6 h 降水分布(图 2)中也可以看出,此阶段强降水主要位于艾云尼路径右侧的珠江三角洲及其以西地区。此时,在珠江三角洲东侧 115°E 附近存在明显的下沉区,与台风中心上升区形成垂直环流圈,且上升运动明显强于下沉运动。根据已有的研究结果(Braun, 2006),这种

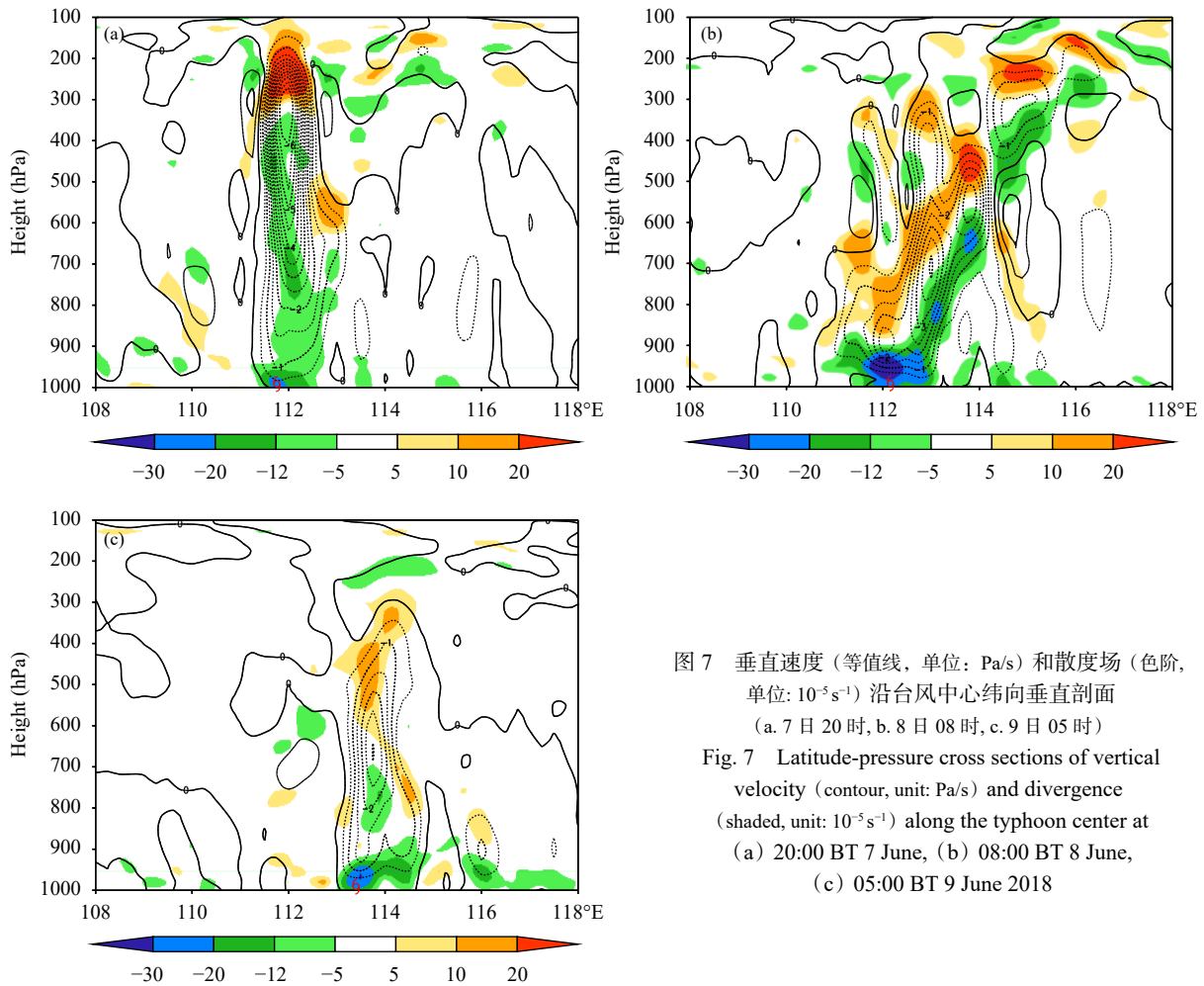


图7 垂直速度(等值线, 单位: Pa/s)和散度场(色阶, 单位: 10^{-5}s^{-1})沿台风中心纬向垂直剖面
(a. 7日20时, b. 8日08时, c. 9日05时)

Fig. 7 Latitude-pressure cross sections of vertical velocity (contour, unit: Pa/s) and divergence (shaded, unit: 10^{-5}s^{-1}) along the typhoon center at (a) 20:00 BT 7 June, (b) 08:00 BT 8 June, (c) 05:00 BT 9 June 2018

结构增强了水汽的垂直向上输送,加强了凝结潜热释放,有利于艾云尼暖心结构的维持,从而减缓了艾云尼的衰亡速度。另外,下沉运动也使得此阶段粤东地区无明显降水出现。随着艾云尼继续向东北移动,低层辐合及中高层辐散强度均明显减弱,垂直上升运动变弱(图7c),相应的降水强度也显著减小。

4.2 径向入流特征分析

研究表明,地面摩擦减少了向外的科里奥利力和惯性离心力,使得台风边界层内梯度风平衡被打破,产生向内的合力,有利于径向入流的增强,且台风边界层内风速越大,径向入流则越强(Kepert, 2001; 赵坤等, 2015)。而径向入流可以为台风暴雨的产生提供较好的水汽与动力辐合条件。文中选取艾云尼移动路径右侧的新会、花都以及左侧的罗定边界层风廓线雷达探测资料,对台风登陆过程中不同位置径向入流与降水的关系进行分析。

为了减小台风降水对风廓线雷达探测数据质量的影响,采用周芯玉等(2015)的方法对风廓线雷达数据做质量控制,并选取台风登陆前、后花都风廓线雷达、清远探空站以及与清远探空站距离最近的ERA5网格点(23.75°N , 113.0°E , 距离清远站11 km)再分析资料进行对比,来验证质量控制后风廓线雷达探测数据的质量(图8)。由于艾云尼登陆过程中,清远站探空数据500 hPa对应的高度约为6000 m,因此选取0—6000 m(1000—500 hPa)高度的资料进行对比。7日14时,艾云尼位于(21.1°N , 111.5°E),距花都风廓线雷达站320 km,风廓线雷达探测到的风速、风向与探空观测到的较为一致,1600 m高度以下风速随高度增大,风廓线雷达数据略大0—2 m/s,随后维持在12 m/s左右;风向随高度呈顺时针旋转,4000 m高度以下二者基本一致,4000 m高度以上误差逐渐增大到 10° 左右。而ERA5再分析资料误差较大,相较于清远探空在

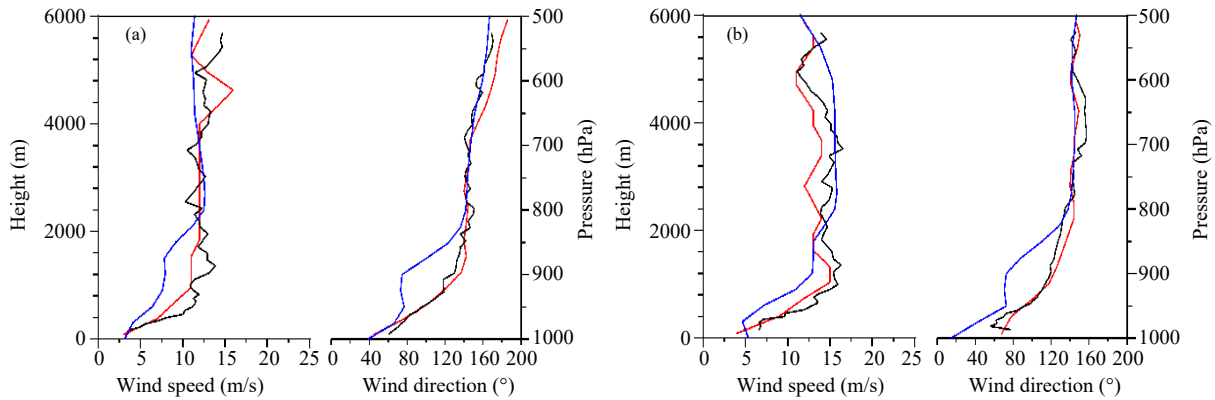


图8 花都风廓线雷达站、清远探空站与ERA5网格点(23.75°N, 113.0°E)再分析资料风速、风向对比
(a. 7日14时, b. 8日02时; 黑色实线为风廓线雷达数据, 红色实线为探空数据, 蓝色实线为ERA5数据)

Fig. 8 Comparisons of wind speed and wind direction at Huadu wind profiler station and Qingyuan sounding station with the reanalysis data of ERA5 (23.75°N, 113.0°E) at (a) 14:00 BT 7 June, (b) 02:00 BT 8 June 2018

(The black solid lines represent wind profiler data, the red solid lines represent sounding data, and the blue solid lines represent ERA5 data)

400—2000 m 风向偏小 20° — 60° , 2000—4000 m 较为一致, 4000 m 高度以上误差逐渐增大到 10° 左右, 同时在 400—2000 m 风速小 3—4 m/s。8 日 02 时, 艾云尼位于 (22.2°N , 112.0°E), 距离花都站 180 km, 此时风廓线雷达观测到的风速、风向与探空观测到的仍较为相似, 最大风速出现在 800—4000 m 高度, 且增大到 15 m/s 左右, 风廓线雷达数据略大 0—2 m/s。ERA5 再分析资料在 2000 m 高度以下风向偏小 20° — 60° , 风速也表现出 2000 m 高度以下小 2—4 m/s, 2000 m 高度以上大 3—5 m/s 的特征。通过比较可以看出, 风廓线雷达与探空观测较为接近, 考虑到两个观测站之间存在一定的距离 (30 km 左右), 且台风影响期间探空气球上升过程中存在位置漂移, 两者之间的观测结果必然存在一定的差异, 但总体上可以确定风廓线雷达的观测结果可信。而 ERA5 再分析资料存在一定误差, 尤其是 2000 m 高度以下与实况具有较大的差异。

图 9a—c 为艾云尼登陆过程中 3 个风廓线雷达探测到的径向流 (负值为入流, 正值为出流) 及 3 个站的逐时降雨量。从台风移动路径右侧的新会站 (图 9a₁) 可以看到, 7 日早晨入流强度为 6 m/s 左右并逐渐增大, 1000 m 高度以下为稳定的入流区, 1000 m 高度以上呈现为入流、出流相交替的特征。此阶段新会站降水比较平稳 (图 9a₂), 小时雨量为 1—3 mm。随着风廓线雷达不断靠近台风中心, 入流强度不断增大, 7 日 20 时台风登陆时超过了 9 m/s, 最大入流超过 12 m/s。与此同时, 稳定入流区的厚

度也不断增厚, 最高达到 4500 m 左右, 超过 9 m/s 的入流区厚度大于 2000 m。与之相对应的, 7 日 22 时起新会站降水明显增强, 7 h 出现了超过 20 mm 的短时强降水, 最大小时雨量 40 mm, 至 8 日早晨 12 h 累计降雨量达到 260 mm。8 日 08 时之后, 随着台风继续北移, 新会站逐渐由台风右前侧转为右后侧, 虽然距离台风中心仍然较近, 但由于风速减小 (图 5c), 入流明显减弱, 降水也随之减弱。花都站探测到的径向入流特征与降水也表现出较好的对应关系 (图 9b₁、b₂), 台风登陆前入流强度约为 6 m/s, 稳定入流层厚度 1000—2000 m, 此阶段花都站以小于 5 mm/h 的弱降水为主。随着台风半径减小, 稳定入流层厚度不断增厚至 5000 m, 超过 9 m/s 的入流区厚度增厚至 2000 m。同时入流强度也明显增强, 8 日 01 时 500 m 高度处入流强度超过 12 m/s, 8 日 14 时最大入流超过 15 m/s。此阶段花都站降水强度也明显增大, 多个时次出现了超过 20 mm 的短时强降水, 其中 8 日 14—15 时入流强度最大的时刻出现了 84.7 mm 的最大小时降水。8 日 17 时后, 花都站逐渐转到台风右后侧, 风速明显减小, 入流减弱, 强降水也随之结束。而艾云尼移动路径左侧的罗定站虽然也表现出距离台风中心越近, 入流强度增大、入流厚度增厚的特点, 但入流特征仍明显偏弱 (图 9c₁), 稳定的入流层厚度较低, 始终维持在 1000 m 左右, 1000 m 高度以上呈现为入流、出流相交替的特征, 强度均较弱, 且强入流的持续时间较短, 相对应的降水强度也一直较小 (图 9c₂)。

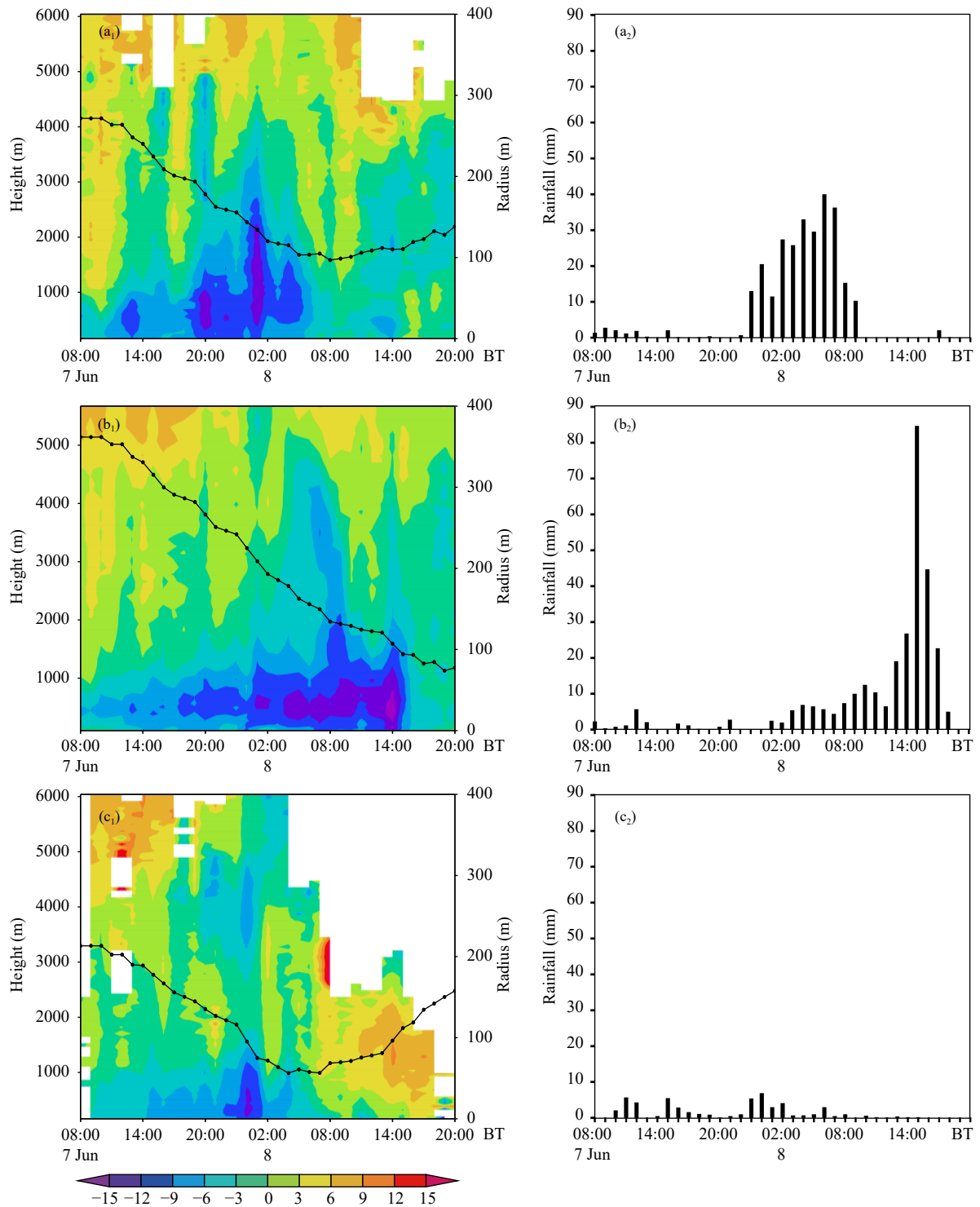
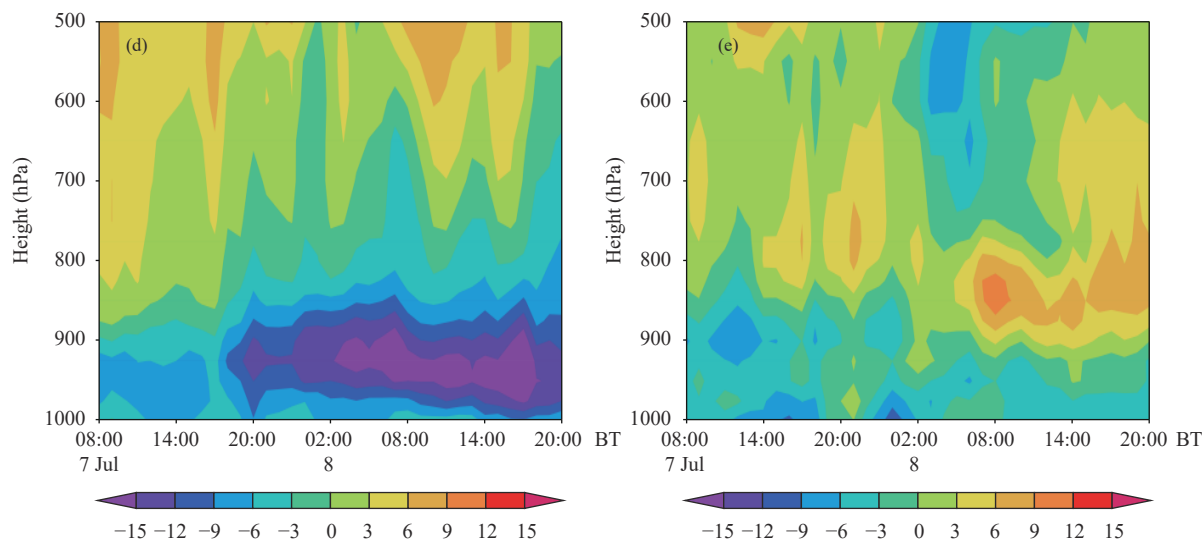


图9 不同风廓线雷达站测得径向风的时间-高度分布(色阶,单位:m/s;黑色圆点实线为风廓线雷达与台风中心的距离,单位:m; a₁. 新会, b₁. 花都, c₁. 罗定), 不同风廓线雷达站降雨量(单位:mm; a₂. 新会, b₂. 花都, c₂. 罗定)及ERA5资料计算的径向风的时间-高度分布(色阶,单位:m/s; d. (23.5°N, 113.25°E), e. (22.75°N, 111.5°E))

Fig. 9 Time-height cross sections of radial airflow (shaded, unit: m/s; the black solid dotted line represents the distance between the station and the typhoon center, unit: m) at (a₁) Xinhui, (b₁) Huadu, (c₁) Luoding; rainfall (unit: mm) at (a₂) Xinhui, (b₂) Huadu, (c₂) Luoding; time-height cross sections of radial airflow from the ERA5 data (shaded, unit: m/s; d. (23.5°N, 113.25°E), e. (22.75°N, 111.5°E))



续图 9

Fig. 9 Continued

最近的研究 (Kepert, et al, 2016; 廖菲等, 2017) 普遍认为入流层高度可以准确地反映台风边界层高度, 从图 9a₁—c₁ 可以看到, 艾云尼登陆过程中移动路径两侧边界层高度及变化具有较明显的差异。移动路径右侧的边界层高度要明显高于左侧, 新会、花都探测到的最大边界层高度均超过了 4500 m, 同时随着降水强度的增大, 边界层高度也呈现出不断增高的特点, 出现超过 20 mm 短时强降水的时刻, 边界层高度都超过了 3000 m。而移动路径左侧的罗定站稳定的入流高度一直在 1000 m 以下, 边界层高度较低, 降水也较弱。

图 9d、e 为利用距离花都、罗定最近的 ERA5 网格点 ((23.5°N, 113.25°E), 距离花都站 9 km; (22.75°N, 111.5°E), 距离罗定站 10 km) 再分析资料计算的径向入流时间-高度分布。从图 9d 中可以看到, ERA5 入流层厚度变化特征与花都风廓线雷达较为一致, 但入流的强度、变化及强入流持续时间等均存在较大的差异。ERA5 资料从 7 日 20 时至 8 日 20 时入流强度始终超过 12 m/s, 一直较花都站探测实况大。同时, 在出现较明显降水的 8 日 02—17 时内, ERA5 资料一直表现为超过 15 m/s 的强入流, 强度无明显变化, 17 时降水结束之后, 入流强度仍超过 12 m/s。而花都风廓线雷达则探测到入流强度逐渐增大的特点, 14—15 时最强降水出现时入流强度也达到最大值, 17 时降水结束以后入流强度也明显减小, 过程中入流的变化特征与降水的

变化特征更加一致。对罗定风廓线雷达与 ERA5 资料进行对比, 也可以发现 ERA5 资料 (图 9e) 入流层厚度与风廓线雷达具有较一致的变化特征, 稳定的入流区一直在 900 hPa 高度以下, 但入流强度较风廓线雷达明显小。可见, ERA5 再分析资料与风廓线雷达资料均能较好地反映入流层厚度的变化特征, 但风廓线雷达探测数据能够更加真实地反映入流的强度、变化及强入流持续时间等入流特征。

上述现象表明艾云尼右侧的边界层高度更高, 且随着降水强度的增大而逐渐增高, 其中右前侧径向入流强度更强、强入流层更厚, 与之对应的降水的强度也更大。在台风登陆时刻前后, 径向入流表现出明显增强的特点。结合图 5 可以看到, 这可能是因为台风右前侧低空急流更强, 且珠江三角洲喇叭口地形使得下垫面摩擦辐合更大, 从而出现了更强更厚的径向入流。尤其在台风登陆时刻前后, 下垫面性质的变化使得入流强度明显增强。强且厚的径向入流为强降水提供了更好的水汽和动力辐合条件。而台风左侧风速较小, 径向入流弱且薄, 风场所携带的水汽条件也较右侧差得多, 因而没有造成较明显降水。较差的水汽条件也是罗定站出现短时间入流较强时仍未出现强降水的重要原因。艾云尼左右两侧径向入流条件及边界层高度的差异是造成台风降水非对称分布的一个重要原因。另外, 不难看出在台风同一象限, 随着台风半径减小, 径向入流表现出越强越厚的特点。这主要

是由于距离台风眼墙越近风速越大造成的。同时, 风廓线雷达探测数据相较 ERA5 再分析资料能更真实地反映入流的强度、变化及强入流持续时间等入流特征。

4.3 热力不稳定特征分析

强的对流性降水需要在不稳定的大气层结下才能发生, 假相当位温 (θ_{se}) 是包含大气温度、湿度、气压特性的物理量, 其随高度的变化可以反映大气的对流性稳定程度, θ_{se} 随高度减小为对流性不

稳定, 有利于强降水的发生。从图 10a 中可以看到, 在艾云尼登陆前, 不稳定性就表现出非对称特点, 台风右侧 850 hPa 以下为较强的不稳定, θ_{se} 的垂直递减率超过 16×10^{-4} K/Pa, 有利于强降水的产生, 而艾云尼左侧则较为稳定。台风登陆后, 右侧不稳定强度仍然维持(图 10b), 强的不稳定中心位于 925—850 hPa, 925 hPa 以下稳定度增大。一般来说, 对于连续性强降水过程, 由于受到雨滴蒸发、下垫面冷却等非绝热作用, 边界层内气温逐渐下

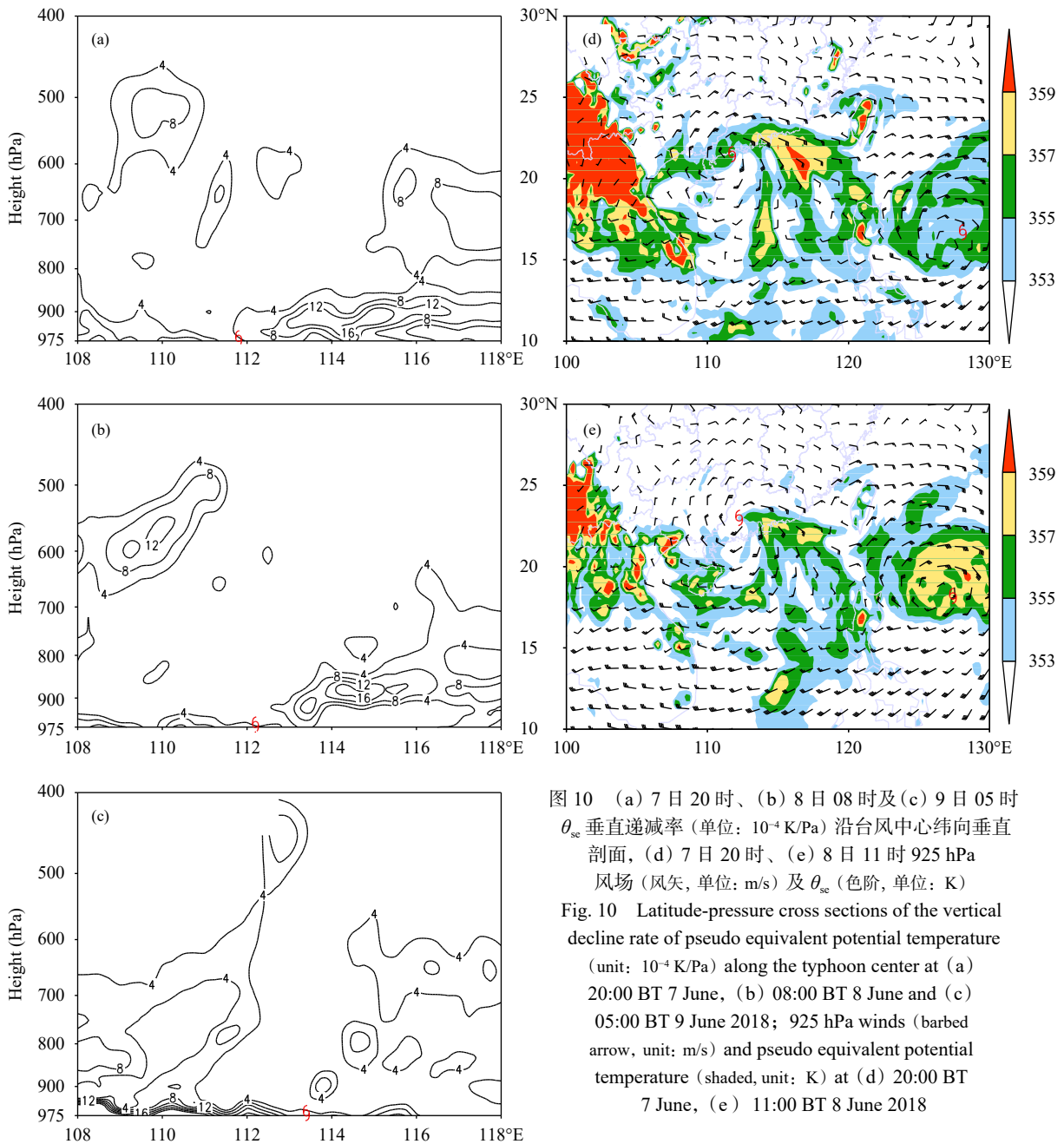


图 10 (a) 7 日 20 时、(b) 8 日 08 时及 (c) 9 日 05 时 θ_{se} 垂直递减率 (单位: 10^{-4} K/Pa) 沿台风中心纬向垂直剖面, (d) 7 日 20 时、(e) 8 日 11 时 925 hPa 风场 (风矢, 单位: m/s) 及 θ_{se} (色阶, 单位: K)

Fig. 10 Latitude-pressure cross sections of the vertical decline rate of pseudo equivalent potential temperature (unit: 10^{-4} K/Pa) along the typhoon center at (a) 20:00 BT 7 June, (b) 08:00 BT 8 June and (c) 05:00 BT 9 June 2018; 925 hPa winds (barbed arrow, unit: m/s) and pseudo equivalent potential temperature (shaded, unit: K) at (d) 20:00 BT 7 June, (e) 11:00 BT 8 June 2018

降。而由于水汽凝结潜热释放,中上层大气有所升温,从而导致大气趋于稳定。此时,艾云尼右侧已经出现了长时间大范围的强降水,受蒸发冷却作用,近地层稳定度增大,但925—850 hPa却仍然维持较强的不稳定状态,因此必然存在某种机制来维持不稳定能量的持续补充。低空急流所携带的暖湿气流可以向暴雨区输送大量的潜热能,这也是广东地区暴雨的一个重要原因。分析925 hPa风场与 θ_{se} 分布可以看到,由于西南季风、马尔斯外围环流以及副热带高压边缘东南气流汇合形成的东南急流一直维持,从而在艾云尼右侧形成了明显的高能舌,急流方向与 θ_{se} 梯度方向一致(图10d、e),有极强的 θ_{se} 平流输送。相对的,整个过程中700 hPa及以上高度 θ_{se} 平流明显较低层小(图略),高低层 θ_{se} 平流的差异使得 θ_{se} 随高度一直是减弱的,从而维持大气的对流不稳定状态,为强降水的产生提供了有利条件。后期,随着急流减弱以及地面的持续蒸发冷却,大气逐渐转为稳定状态(图10c)。而艾云尼左侧,各层 θ_{se} 平流均一直较弱,因此始终维持较稳定状态,不利于强降水的产生。

由上述分析可知,高低层 θ_{se} 平流的差异可能是艾云尼右侧大气层结不稳定维持的重要原因。为了进一步证明这一点,对对流不稳定性的局地变化方程进行了分析。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \right) = \frac{\partial}{\partial p} (-V \nabla_h \theta_{se}) - \frac{\partial \omega}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} - \omega \frac{\partial^2 \theta_{se}}{\partial p^2} + Q \quad (2)$$

式(2)左边为对流不稳定性的局地变化,右边第1项为 θ_{se} 平流随高度的变化。当 θ_{se} 平流随高度减弱时,对流不稳定性增强。反之,对流不稳定性减弱。右边第2项为散度对对流不稳定性的影响。在原来对流性不稳定的气层中,如果空气辐合,则对流性不稳定减弱,反之对流性不稳定增强。右边第3项为对流不稳定的垂直输送。对于一般大气而言,低层对流不稳定性总是大于高层,所以当有上升运动时,将使低层不稳定性向上输送,对流不稳定层次则有所增厚。对于局部地区和某一层大气,则需视具体情况而定。右边第4项为非绝热加热项,当有降水发生时中高层由于水汽凝结潜热释放而升温,低层由于雨滴蒸发、下垫面冷却而降温,使得大气是趋于稳定的。为了进一步讨论台风右侧大气不稳定的维持机制,对台风右侧强降水区域

(22°—24°N, 112°—115°E)平均900 hPa上述方程前4项进行了计算(图11),可以看到虽然受到台风强降水的影响,但 θ_{se} 的局地变化项一直维持在0值附近,没有表现出明显的减小。对比公式右侧前3项, θ_{se} 平流随高度的变化始终为正值,相对于另外2项要大得多,且其变化趋势与 θ_{se} 局地变化项的变化趋势较为一致。可见此次过程中,高低层 θ_{se} 平流的差异是造成台风右侧对流不稳定能量维持的主要原因,从而弥补了强降水造成的能量损耗,有利于强降水的维持。

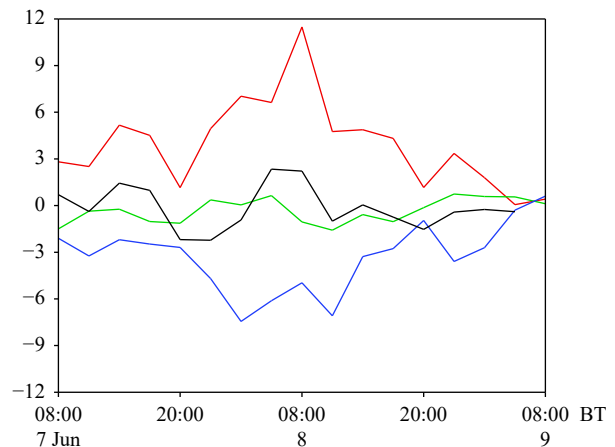


图11 6月7日08时至9日08时(22°—24°N, 112°—115°E)900 hPa平均 θ_{se} 局地变化项(黑色实线)、 θ_{se} 平流随高度变化(红色实线)、散度对对流不稳定影响项(绿色实线)及对流不稳定垂直输送(蓝色实线)(单位: 10^{-8} K/(Pa·s))

Fig. 11 Area averages (22°—24°N, 112°—115°E) of pseudo equivalent potential temperature local variation term (black solid line), pseudo equivalent potential temperature advection variation with height (red solid line), influence of convergence on convective instability (green solid line), and convective instability vertical transport (blue solid line) from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 9 June 2018 (unit: 10^{-8} K/(Pa·s))

5 小结与讨论

对台风艾云尼第2次登陆广东前、后降水的非对称性及动、热力结构变化进行了分析,探讨了环流背景、水汽输送和系统配置对艾云尼结构及降水强度、落区的影响,得到以下初步结论:

(1) 台风艾云尼登陆广东前、后降水表现出明显的非对称性特点,强降水主要位于路径右侧。低层水汽输送及辐合差异是造成强降水非对称性的

原因之一。艾云尼登陆前水汽输送强度及水汽辐合呈对称分布,随着台风东移,低空急流的加强及台风马力斯水汽的输送使得艾云尼右侧水汽通量强度及辐合明显大于左侧,为强降水的产生提供了更为有利的水汽条件。高层南亚高压、高空急流、高空槽与台风的相对位置及双台风作用对于台风降水分布也有重要的影响。艾云尼登陆过程中,其右侧一直位于高空槽前高空急流入口区右侧,强的辐散抽吸作用为强降水的产生提供了较好的动力条件。高空槽东移加深使得动力抽吸增大,有利于艾云尼登陆后右侧降水强度的增强。另外,较弱的环境风垂直切变有利于艾云尼登陆后强度的维持,而后期高空槽后冷平流的侵入则对台风暖心结构有一定的破坏作用。

(2)垂直速度场和散度场分布一致,艾云尼登陆前基本呈对称分布,上升运动较强,中心较高。艾云尼登陆后动力结构发生明显变化,辐合区高度下降,但强度明显增强,且随高度升高向台风右侧倾斜,辐散场也表现出类似特征。辐合、辐散强度及结构的变化使得艾云尼右侧垂直上升气流明显强于左侧,为强降水的产生提供了有利的动力条件。

(3)台风右侧的边界层高度更高,且随着降水强度的增大而逐渐增高,其中右前侧径向入流强度更强、强入流层更厚,与之对应的降水的强度也更大。在台风登陆时刻前后,径向入流表现出了明显增强的特点。更强的低空急流以及珠江三角洲地区摩擦辐合更强的下垫面条件可能是造成这一现象的重要原因。而强且厚的径向入流为降水提供了更好的水汽和动力辐合条件,导致了台风右侧出现了大范围的强降水。艾云尼左侧较小的风速使得径向入流弱且薄,所携带的水汽条件也较差,不利于强降水的产生。而由于在同一象限,距离台风眼墙越近风速越大,因此径向入流也表现出强度更强、厚度更厚的特点。同时,风廓线雷达探测数据相较于ERA5再分析资料,能够更加真实地反映入流的强度、变化及强入流持续时间等入流特征。

(4)艾云尼登陆后其右侧低层大气在已经出现了长时间大范围强降水的情况下始终维持不稳定状态,这是因为台风登陆过程中强的低空东南急流在艾云尼右侧形成了明显的高能舌,较强的 θ_{se} 平流始终向其右侧输送。对强降水区域对流不稳定

局地变化方程分析表明,强的 θ_{se} 平流以及其随高度的减弱弥补了强降水造成的能量损耗,是不稳定能量一直维持的重要原因,有利于强降水的维持。

文中主要对艾云尼登陆前后环流背景、水汽分布及动热力结构与降水非对称分布的关系进行了讨论,所做的分析还比较初步。并没有充分考虑登陆过程地形作用、中小尺度系统发展等因素,后期还需要高分辨率数值模拟等更加深入的工作。登陆台风暴雨非对称性分布一直是研究人员关注的重点及预报业务的难点,这方面还需要开展更加深入的分析研究工作。

参考文献

- 陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1-10. Chen L S, Ding Y H. 1979. Introduction to Typhoon in Western Pacific Ocean. Beijing: Science Press, 1-10 (in Chinese)
- 程正泉,林良勋,沙天阳等. 2014. “尤特”特大暴雨过程的热力条件分析. 气象, 40(12): 1507-1512. Cheng Z Q, Lin L X, Sha T Y, et al. 2014. Analysis of atmosphere stratification in extremely heavy rainfall event associated with severe typhoon Utor. Meteor Mon, 40(12): 1507-1512 (in Chinese)
- 楚艳丽,王振会,冉令坤等. 2013. 台风莫拉克(2009)暴雨过程中位势切变形成波作用密度诊断分析和预报应用. 物理学报, 62(9): 099201. Chu Y L, Wang Z J, Ran L K, et al. 2013. Diagnosis and application of potential shear deformation wave-activity density in the torrential rain of typhoon Morokat (2009). Acta Phys Sinica, 62(9): 099201 (in Chinese)
- 杜惠良,黄新晴,冯晓伟等. 2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响. 气象, 37(7): 847-856. Du H L, Huang X Q, Feng X W, et al. 2011. The effect of the interaction between weak cold flow and typhoon depression on a rainstorm. Meteor Mon, 37(7): 847-856 (in Chinese)
- 端义宏,陈联寿,梁建茵等. 2014. 台风登陆前后异常变化的研究进展. 气象学报, 72(5): 969-986. Duan Y H, Chen L S, Liang J Y, et al. 2014. Research progress in the unusual variations of typhoons before and after landfalling. Acta Meteor Sinica, 72(5): 969-986 (in Chinese)
- 端义宏. 2015. 登陆台风精细结构的观测、预报与影响评估. 地球科学进展, 30(8): 847-854. Duan Y H. 2015. Monitoring and forecasting of finescale structure and impact assessment of landfalling typhoons. Adv Earth Sci, 30(8): 847-854 (in Chinese)
- 黎惠金,黄明策,覃昌柳. 2016. 台风“尤特”的等熵位涡分析. 高原气象, 35(3): 777-787. Li H J, Huang M C, Qin C L. 2016. Isentropic potential vorticity analysis of typhoon "Utor". Plateau Meteor, 35(3): 777-787 (in Chinese)
- 李英,陈联寿,徐祥德. 2005. 水汽输送影响登陆热带气旋维持和降水的数值试验. 大气科学, 29(1): 91-98. Li Y, Chen L S, Xu X D. 2005.

- Numerical experiments of the impact of moisture transportation on sustaining of the landfalling tropical cyclone and precipitation. *Chinese J Atmos Sci*, 29(1): 91-98 (in Chinese)
- 廖菲, 邓华, 李旭. 2017. 基于风廓线雷达的广东登陆台风边界层高度特征研究. *大气科学*, 41(5): 949-959. Liao F, Deng H, Li X. 2017. A study on boundary layer height characteristics of landing typhoons by wind profilers in Guangdong Province. *Chinese J Atmos Sci*, 41(5): 949-959 (in Chinese)
- 刘学刚, 李庆宝, 张金艳等. 2011. 近年来引发青岛暴雨的台风特征分析. *气象*, 37(9): 1091-1099. Liu X G, Li Q B, Zhang J Y, et al. 2011. The analysis on characteristics of recent typhoons causing heavy rainfall in Qingdao. *Meteor Mon*, 37(9): 1091-1099 (in Chinese)
- 石顺吉, 林秀斌, 吴陈锋等. 2010. 强热带风暴“莲花”(0903)非对称降水结构分析. *海洋预报*, 27(5): 64-71. Shi S J, Lin X B, Wu C F, et al. 2010. Analysis of asymmetric rainfall structure due to strong tropical storm Linfa (0903). *Marine For*, 27(5): 64-71 (in Chinese)
- 颜玲, 周玉淑, 刘宣飞. 2017. 1410号台风Matmo登陆前后的动热力结构演变和水汽输送特征分析. *大气科学*, 41(2): 289-301. Yan L, Zhou Y S, Liu X F, et al. 2017. Dynamic and thermodynamic structure analysis of typhoon Matmo (1410) and associated moisture characteristics before and after its landfall. *Chinese J Atmos Sci*, 41(2): 289-301 (in Chinese)
- 岳彩军, 郑世林, 吴蔡等. 2016. 湿Q矢量释用技术在登陆华东台风定量降水预报(QPF)中的应用研究. *暴雨灾害*, 35(1): 17-24. Yue C J, Zheng S L, Wu Z, et al. 2016. Study on the application of the moist Q vector interpretation technique to quantitative precipitation forecast (QPF) for landfalling typhoons in eastern China. *Torr Rain Dis*, 35(1): 17-24 (in Chinese)
- 岳彩军, 唐玉琪, 顾问等. 2019. 城市阻碍效应对局地台风降水的影响. *气象*, 45(11): 1611-1620. Yue C J, Tang Y Q, Gu W, et al. 2019. Study of urban barrier effect on local typhoon precipitation. *Meteor Mon*, 45(11): 1611-1620 (in Chinese)
- 赵坤, 王明筠, 朱科峰等. 2015. 登陆台风边界层风廓线特征的地基雷达观测. *气象学报*, 73(5): 837-852. Zhao K, Wang M J, Zhu K F, et al. 2015. An analysis of the CINRAD-98D observations for the landfalling typhoon boundary layer wind profiles and their characteristics. *Acta Meteor Sinica*, 73(5): 837-852 (in Chinese)
- 周海波, 白爱娟, 蔡亲波. 2017. 对强台风“纳沙”(1117)登陆海南岛前后降水非对称性的分析. *热带气象学报*, 33(3): 386-398. Zhou H B, Bai A J, Cai Q B. 2017. Analysis on asymmetric precipitation of the strong typhoon Nesat (1117) before and after landing on Hainan island. *J Trop Meteor*, 33(3): 386-398 (in Chinese)
- 周芯玉, 廖菲. 2015. 利用中位数方法对风廓线雷达数据质量控制的研究. *热带气象学报*, 31(6): 804-810. Zhou X Y, Liao F. 2015. A study on the quality control of wind profiler data by using the median method. *J Trop Meteor*, 31(6): 804-810 (in Chinese)
- Atallah E, Bosart L F, Ayyer A R. 2007. Precipitation distribution associated with landfalling tropical cyclones over the eastern United States. *Mon Wea Rev*, 135(6): 2185-2206
- Braun S A. 2006. High-resolution simulation of hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget. *J Atmos Sci*, 63(1): 43-64
- Chen G H. 2011. A comparison of precipitation distribution of two landfalling tropical cyclones during the extratropical transition. *Adv Atmos Sci*, 28(6): 1390-1404
- Duan Y H, Wan Q L, Huang J, et al. 2019. Landfalling tropical cyclone research project (LTCRP) in China. *Bull Amer Meteor Soc*, 100(12): ES447-ES472
- Keper T J. 2001. The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part I: Linear theory. *J Atmos Sci*, 58(17): 2469-2484
- Keper T J, Schwendike J, Ramsay H. 2016. Why is the tropical cyclone boundary layer not "Well Mixed"? *J Atmos Sci*, 73(3): 957-973
- Lin Y L, Chen S Y, Hill C M, et al. 2005. Control parameters for the influence of a mesoscale mountain range on cyclone track continuity and deflection. *J Atmos Sci*, 62(6): 1849-1866
- Lin Y L, Witcraft N C, Kuo Y H. 2006. Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon Wea Rev*, 134(12): 3509-3538
- Wang L, Lu S, Guan Z Y, et al. 2010. Effects of low-latitude monsoon surge on the increase in downpour from tropical storm Bilis. *J Trop Meteor*, 16(2): 101-108
- 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. *Wea Forecasting*, 17(5): 1001-1015
- Yu Z F, Liang X D, Yu H, et al. 2010a. Mesoscale vortex generation and merging process: A case study associated with a post-landfall tropical depression. *Adv Atmos Sci*, 27(2): 356-370
- Yu Z F, Yu H, Gao S T. 2010b. Terrain impact on the precipitation of landfalling typhoon Talim. *J Trop Meteor*, 16(2): 115-124
- Yu Z F, Yu H. 2012. Application of generalized convective vorticity vector in a rainfall process caused by a landfalling tropical depression. *J Trop Meteor*, 18(4): 422-435
- Yue C J. 2009. Quantitative analysis of torrential rainfall associated with typhoon landfall: A case study of typhoon Haitang (2005). *Progr Nat Sci*, 19(1): 55-63