

曾智琳, 谌芸, 朱克云. 2019. 2017 年 6 月一次华南沿海强降水的对流性特征及热动力机制研究 [J]. 大气科学, 43(6): 1295–1312. ZENG Zhilin, CHEN Yun, ZHU Keyun. 2019. Convective Characteristics and Thermal Dynamic Mechanisms for Coastal Torrential Rainfall over South China during June 2017 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1295–1312. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18207

2017 年 6 月一次华南沿海强降水的对流性特征及 热动力机制研究

曾智琳^{1,2,4} 谌芸^{2,3} 朱克云⁴

1 中山大学大气科学学院, 珠海 519082

2 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082

3 国家气象中心, 北京 100081

4 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

摘 要 在华南北部或长江流域有锋面雨带活动时, 华南沿海常常会出现对流性强降水, 突发性很强, 给预报造成很大的困惑。文章采用多种观测资料、ERA-Interim $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 逐 6 h 再分析资料, 对 2017 年 6 月 15~16 日华南北部的锋面雨带及沿海强降雨过程开展分析, 对比了二者降水特征与环境条件, 重点探讨了该次过程华南沿海强降雨的对流触发与维持, 揭示了一种由边界层风切变强迫造成涡度持续发展的动力效应。结果表明: (1) 锋面雨带与华南沿海强降雨在降水特征上有显著差异, 并各有特点。锋面雨带以大尺度层状云降水和弱对流性降水为主, 降水强度东段弱西段强。沿海强降雨以对流性降水为主, 局地性强、落区集中、强降雨持续时间长、夜发性明显。(2) 水汽方程诊断发现沿海强降雨在边界层水平水汽平流项、垂直水汽输送项比锋面雨带东段具有更大量级, 大气层结反映出更深厚的暖层、湿层与对流不稳定, 是二者降水强度及性质差异的主要原因。(3) 莲花山、峨眉嶂造成气流侧向摩擦与正面阻挡促使漯河河谷内垂直涡度发展, 暖湿空气堆积上升并达到自由对流高度, 触发了华南沿海最初的降水。夜间建立的西南风急流使边界层垂直风速切变增强, 水平涡度倾斜部分转化为垂直涡度发展, 与风速水平切变造成的垂直涡度叠加, 是强降雨持续时间长的动力机制。海陆边界摩擦差异造成水平、垂直两个方向的风切变增强, 共同强迫垂直涡度发展是此次强降雨过程对流维持的动力效应。(4) ω 方程诊断表明华南沿海强降雨由对流潜热释放造成的垂直上升速度占总垂直上升速度的 39%~75%, 持续、稳定的对流潜热释放是强降雨持续时间长的热力驱动因素。

关键词 锋面雨带 沿海强降雨 降水特征 对流触发 热动力机制

文章编号 1006-9895(2019)06-1295-18

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18207

Convective Characteristics and Thermal Dynamic Mechanisms for Coastal Torrential Rainfall over South China during June 2017

ZENG Zhilin^{1,2,4}, CHEN Yun^{2,3}, and ZHU Keyun⁴

1 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai 519082

2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082

3 National Meteorological Center, Beijing 100081

4 School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

收稿日期 2018-07-30; **网络预出版日期** 2019-01-22

作者简介 曾智琳, 男, 1992 年出生, 博士研究生, 主要从事中小尺度灾害性天气机理与数值模拟研究。E-mail: 445800133@qq.com

通讯作者 谌芸, E-mail: chenyun@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划专项项目 2017YFC1502501

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFC1502501)

Abstract Torrential rainfall often occurs at the coast of South China, with background of frontal rain band over northern South China or the Yangtze River basin, but it is difficult to forecast. Based on multiple observation data and ERA-Interim $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ interval 6 h reanalysis data, we researched coastal torrential rainfall event from 15 June to 16 June 2017. We contrasted the precipitation characteristics and ambient atmospheric conditions between frontal rain band and coastal rainfall, and analyzed convection initiation and maintenance mechanisms for the latter. Finally, dynamic effect of the convection maintenance was proposed. The results are as follows. (1) There was considerable discrepancy between frontal rainfall and coastal rainfall. The former is presented as stratification cloud rainfall and weak convective rainfall caused by synoptic scale system (cold front), and its intensity is heavier to the west than that to the east. The latter characterized with convective, local, concentrated, and long-lived, which occurred at midnight. (2) Horizontal water vapor advection and vertical water vapor transport within boundary layer accounted for discrepancy between frontal rainfall and coastal rainfall. Owing to convective instability in middle and low troposphere associated with warm and moisture transport, rain rate over coastal South China is notably higher than those under the east of frontal rain band. (3) Lateral friction and direct block from the Lianhua Mountains and the Emei Hills caused vertical vorticity develop in river valley Luohe, ultimately triggering updrafts and convection initiation. Horizontal vorticity developed with strengthening of vertical wind shear, while southwesterly jet in boundary layer enhanced at midnight, and horizontal vorticity then partly converted into vertical vorticity, overlying the vertical vorticity originated from lateral friction and direct block. The process above is responsible for the long duration of coastal rainfall as well as dynamic effect of convection maintenance. (4) Rainfall sustaining long duration is also associated with the continuous releasing of convection latent heat. Upward vertical velocity caused by thermal buoyancy related to convection latent heat accounted for 39%–75% of total updraft vertical velocity.

Keywords Frontal rain band, Coastal torrential rain, Rainfall characteristics, Convection trigger, Thermal dynamic mechanisms

1 引言

在华南北部或长江流域有大尺度锋面雨带活动时, 华南沿海常出现突发性、局地性很强的对流性降水, 持续时间较长、24 h 累积降水量可达 300 mm 以上, 这种现象以往并未引起太多关注。中央气象台业务定量降水预报 (Quantitative Precipitation Forecast, 简称 QPF) 发现, 欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 简称 ECMWF)、美国国家环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP)、日本气象厅 (Japan Meteorological Agency, 简称 JMA) 等机构提供的全球确定性与集合预报对此类天气的预报能力都相当有限, 我国 GRAPES_Meso、SMS_WARMS (华东区域高分辨率模式) 等中尺度数值模式的预报效果也难让人满意, 给预报带来很大挑战, 有必要对该类对流性强降水发生发展机理开展分析。

华南地区的强降雨通常由数个有组织性的 β -MCS 构成的中尺度气旋造成 (Akiyama, 1984; Chen, 1992; 王立琨等, 2001; 夏茹娣和赵思雄,

2009; Zhang et al., 2011), 其中凝结潜热释放形成的正反馈作用有利于对流系统的维持, 并且凝结潜热释放会引起较强的负变压, 变压风迫使超低空急流进一步加强 (高守亭和孙淑清, 1984), 是华南产生持续性暴雨的重要机制 (王春红和蒋全荣, 1996; 孙建华和赵思雄, 2000, 2002; 王建捷和李泽椿, 2002)。数值模拟结果也表明, 如果关闭对流潜热释放, 会出现对流组织零散、强度减弱并无法向外传播的现象, 证明了潜热释放在对流发展、传播过程中的重要性 (赵玉春等, 2008; 苗春生等, 2017; 鲁蓉等, 2018)。南海季风涌的频繁活动并建立一支异常强劲的水汽输送通道, 是华南地区产生致洪性暴雨的显著天气尺度特征 (王东海等, 2011), 但局地暴雨的产生与中尺度环境条件的关系更为密切, 比如大气层结不稳定、持续水汽输送及不稳定能量的补充, 其中水汽条件及湿度扰动会影响中尺度对流系统的组织形态与发展强度, 从而影响降水落区和强度 (Wandishin et al., 2008, 2010; Zhao et al., 2013; 孙建华等, 2014)。早期研究认为较强的深层垂直风切变是强对流风暴维持的动力机制 (Weisman and Klemp, 1982, 1984;

Weisman and Rotunno, 2000), 但后来逐渐发现, 并非所有深对流都依赖强烈的垂直风切变环境来维持, 如暖区对流性暴雨的云体在弱垂直风切变条件下同样能较长时间维持发展(孙继松, 2014), 这种动力机制更多地依赖于地面冷池的出流作用(Luo and Chen, 2015; Wu and Luo, 2016), 形成诸如后向传播、列车效应等现象。基于雷达观测以及统计分析结果表明, 华南沿海对流高频带与短时强降水多发区与向岸低空急流以及海陆边界摩擦差异有密切关系(Chen et al., 2014; 郑永光等, 2015)。关于华南沿海强降水的夜发性特征, 大量观测事实与数值模拟认为除低空急流的日变化外(Jiang et al., 2017), 华南沿岸边界层风的离(向)岸传播(Du et al., 2014; Du and Rotunno, 2018; Li et al., 2018)、海陆边界及特殊地形造成的强迫抬升或辐合(Wu and Luo, 2016; Chen et al., 2018)对沿海雨带形成以及夜间对流加强的作用都极为关键。基于模式对复杂云方案模拟华南沿海暴雨表明, 模式对初始时刻大气湿度高度敏感, 增加初始场水汽与云水物质, 对流能够被快速激发(吴亚丽等, 2018), 所以数值模式难以精确刻画华南及周边地区大气初始场, 可能是华南沿海此类强降水可预报性较低的主要原因(Pappenberger et al., 2011; Melhauser and Zhang, 2012; Wu et al., 2013)。集合预报产品对华南前汛期降水的预报效果评估也发现, 局地强降雨比大范围、持续性强降雨的预报具有更大的挑战性(Huang and Luo, 2017)。

华南地区是暖季强降水的多发区(Chen et al., 2013), 近年来对华南暖区对流降水的形成机理研究(夏茹娣等, 2006; 蒙伟光等, 2004; Meng et al., 2008; Wang et al., 2014)取得不少的科研成果, 国外关于热带对流的触发、维持机制等方面(Rotunno et al., 1988; Menard and Fritsch, 1989; Weisman, 1992; Ciesielski and Johnson, 2006; Li et al., 2006; Davis and Lee, 2012)也有大量分析和研究可借鉴。

针对近年华南的极端暴雨事件, 华南季风降水试验(简称SCMREX)开展了许多研究(Luo et al., 2017), 但对于华南沿海弱天气尺度强迫背景下产生的强降雨发生发展机制的认识仍然薄弱, 基于地面稠密观测资料开展分析, 深入研究其中的机理非常重要, 也是后续开展数值模拟研究的前提。

2017年6月15~16日在华南北部的锋面雨带活动背景下, 华南东部沿海的强降雨尤为突出。本文将首先对锋面与沿海的降水特征开展分析, 然后重点探讨沿海强降雨的触发、维持机制问题, 以期加深对这类沿海暴雨的发生发展及热力、动力机制问题的认识, 为以后业务工作提供借鉴与参考。

2 数据与资料

文章采用的资料包括地面与高空常规、非常规观测资料以及欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasting, 简称ECMWF)提供的ERA-Interim再分析资料。其中常规、非常规观测资料涵盖全国(不含港澳台)2418个国家级自动站(含基准站、基本站和一般站)、60536个区域自动站, 时间分辨率为1 h, 观测数据包括温度、露点、小时降水量、最大阵风以及站点气压, 主要用于降水的统计以及地面中小尺度过程分析; 高空观测资料采用了广东汕头、江西赣州的L波段探空数据。ERA-Interim再分析资料时间分辨率为6 h, 空间分辨率为 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$, 主要用于天气尺度背景、中尺度环境场条件的分析。

3 锋面与沿海的降水特征分析

2017年6月15~16日我国南方地区出现大范围强降雨天气过程, 广西北部 and 西部、湖南中南部、江西中部、浙江南部、福建大部以及广东等地普降大雨到暴雨, 部分地方大暴雨或特大暴雨。此次降水过程具有影响范围广、局地降水强度大等特点, 从24 h累积降水量(图1a)和华南雷达拼图(图1b)都可发现, 对比850 hPa切变线相联系的大尺度锋面雨带(以下简称为锋面雨带)降水, 华南降水累积量更大, 雷达反射率因子也更强。锋面雨带呈东北东—西南西走向, 长约1500 km, 与850 hPa切变线的位置基本对应, 雨带上有东段(A中心)、西段(C中心)两个大值区, A中心多为暴雨量级(50~100 mm), C中心为大暴雨级(≥ 100 mm)。华南东部降水中心较多, 分布零散, 但以广东东部沿海(B中心)最为突出, 东西长约330 km, 暴雨落区集中, 局地性明显, 共有4个自动站的24 h降水量 > 300 mm, 为特大

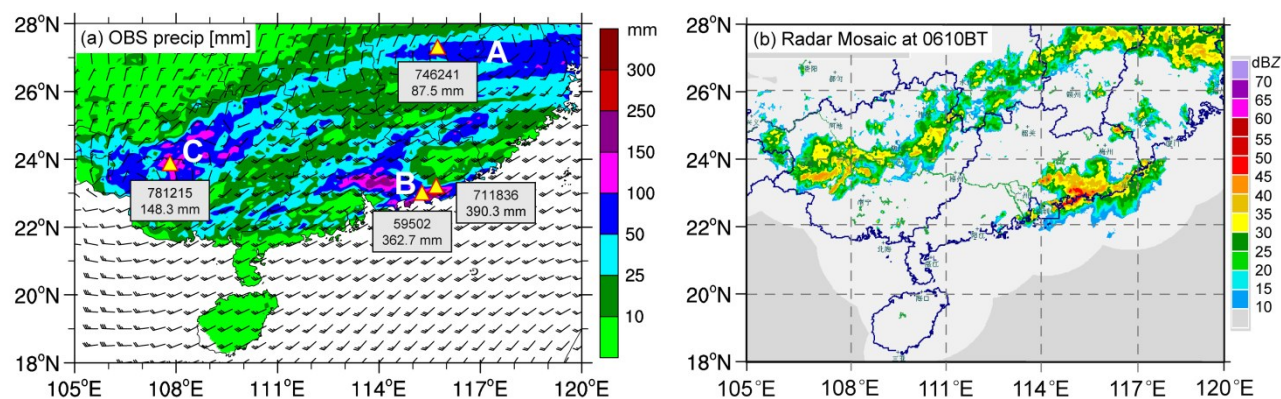


图1 2017年6月16日 (a) 20时 (北京时, 下同) 24 h 累积降水量 (填色, 单位: mm) 与 08时 850 hPa 风场, 标注字母为强降雨中心, 标注三角形为自动站, 方框内信息为自动站站号与降水量; (b) 06时 10分华南地区雷达回波组合反射率 (单位: dBZ) 拼图

Fig.1 (a) Observed accumulated rainfall (units: mm) from 2000 BT (Beijing time) 15 June to 2000 BT 16 June 2017, and 850 hPa wind at 0800 BT 16 June 2017, labeled letters denote heavy rainfall centers, labeled triangles indicate AWSs (automated weather stations) and information in frames indicates AWSs numbers and observed accumulated rainfall; (b) radar composite reflectivity mosaic for South China at 0610 BT 16 June 2017

暴雨量级。

几乎所有短时强降水事件 (小时降水量 $\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$) 都是由深厚湿对流产生, 绝大部分的城市内涝或山体滑坡事件都与短时间内降水强度密切相关 (Doswell III et al., 1996), $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 属于发生频率很低的极端天气 (Zhang and Zhai, 2011; Chen et al., 2013)。考虑到锋面雨带和沿海强降雨的空间尺度差异大, 为使二者具有可比性, 首先把小时雨强 $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$ 站点定义为雨带覆盖范围, 然后对 $< 20 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $20.0 \sim 49.9 \text{ mm h}^{-1}$ 和 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 三个等级的降水强度的站点数量占有所有站点数量比例的统计, 图2a可见, 锋面雨带 $< 20 \text{ mm h}^{-1}$ 的站点比例稳定占到整条雨带的90%左右, $20.0 \sim 49.9 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 则分别仅占10%~15%和小于2%, 所以锋面雨带的降水强度整体较弱, 主要以大尺度层状云降水和弱对流性降水为主 (Fu and Liu, 2003; Chen et al., 2013)。沿海强降雨在 $20.0 \sim 49.9 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 两个等级的站点占其整个降水范围的比例明显更高, 其中15日21~23时的比例超过40%, 对流性质突出。另外, $< 20 \text{ mm h}^{-1}$ 的站点比例随着时间逐渐增加, $20.0 \sim 49.9 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 两个等级的站点比例则趋于降低 (图2a), 表明一开始降水强度就很大, 突发性强, 强降雨范围扩展的同时, 降水强度增强。

逐小时降水数据更能反映精细特征 (Trenberth

et al., 2003; Westra et al., 2014), 分别从锋面雨带及沿海强降雨B中心各选2个代表自动站 (图1a), 锋面雨带东段的江西省抚州市黄坡镇 (站号746421) 过程24 h降水量虽然达87.5 mm, 但小时雨强弱 (图2b), 最大仅 16.8 mm h^{-1} , 以稳定性降水为主。锋面雨带西段的广西区南宁市百龙滩镇 (站号781215) 在16日08~09时的小时雨强分别为 40.6 mm h^{-1} 、 72.4 mm h^{-1} , 具有对流性, 但仅持续了2 h, 其余都 $< 10 \text{ mm h}^{-1}$ 。华南沿海陆丰国家观测站 (站号59502)、汕尾市陆丰八万镇 (站号711836) 的降水强度非常大, 对流性更突出, 最大小时雨强 99.0 mm h^{-1} , 18 h的累积降水量分别达354.5 mm和390.3 mm。

此次过程中, 锋面与沿海的降雨都具有“白天弱, 后半夜强”的特点, 其降水强度峰值都发生在15日后半夜至16日早晨, 二者日变化特征类似。但沿海强降雨夜发性特征更显著, 短时强降水持续时长达7个小时 (16日02~08时, 图2b), 短时间内累积雨量陡增。不少研究都表明华南地区低空西南气流夜间加速现象可在长江流域激发出早晨暴雨走廊事件, 长江流域夜间至清晨的强降雨事件与大尺度低空急流的日变化有密切关系 (Chen et al., 2009, 2010; Yin et al., 2009; Yuan et al., 2012), 在美国部分地方也有类似现象 (Jiang et al., 2006; Tuttle and Davis, 2006), 然而在华南沿海的夜发性强降雨事件是否也与上述原因类似呢? 这需要

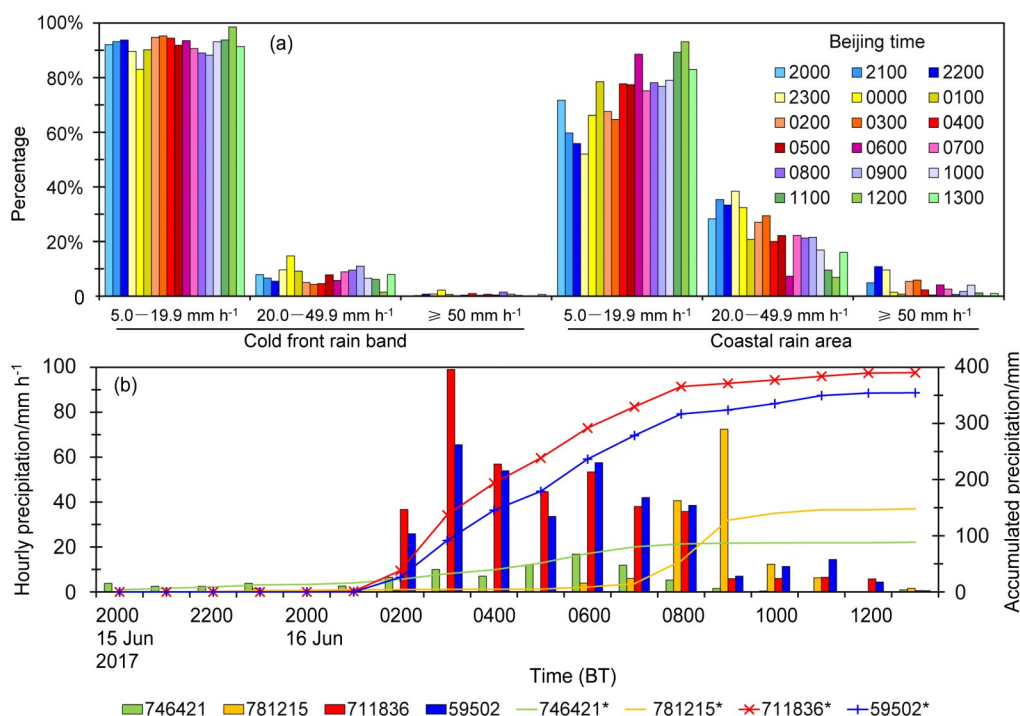


图2 (a) 2017年6月15日20时至6月16日13时锋面雨带、沿海降水区域中三种等级的小时降水强度 ($<20 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $20.0\sim49.9 \text{ mm h}^{-1}$ 和 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$) 站点数量分别占锋面雨带、沿海降水区域总站点数量的比例, 锋面雨带、沿海降水区域总站点数量均以 $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$ 确定, (b) 2017年6月15日20时至6月16日13时江西省抚州市黄坡镇 (站号 746421)、广西区南宁市百龙滩镇 (站号 781215)、广东省汕尾市八万镇 (站号 711836)、广东省陆丰市国家观测站 (站号 59502) 逐小时降水量 (柱状, 单位: mm) 与累积降水量 (折线, 单位: mm), 其中前两者分别代表锋面雨带东段 (A 中心)、西段 (C 中心), 后两者代表沿海降水区域 (B 中心)

Fig.2 (a) Hourly proportion of the number of AWSs with different hourly rainfall intensity grades ($<20 \text{ mm h}^{-1}$, $20.0\sim49.9 \text{ mm h}^{-1}$, and $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$) in the whole number of AWSs from 2000 BT 15 June to 1300 BT 16 June 2017 over cold front rain band and coastal rain area, which defined as hourly rainfall $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$; (b) observed hourly rainfall (bar, units: mm) and accumulated rainfall (fold line, units: mm) of Huangpo town, Fuzhou City, Jiangxi Province (AWS number: 746421) and Bailongtan town, Nanning City, Guangxi Province (AWS number: 781215), Bawan town, Shanwei City, Guangdong Province (AWS number: 711836), and Lufeng City, Guangdong Province (AWS number: 59502) from 2000 BT 15 June to 1300 BT 16 June 2017, the former two AWSs represent the east (center A) and the west (center C) for frontal rain band respectively, the latter two AWSs represent the coastal rain area (center B)

大量的个例统计及采用数值模拟方法做更多分析。

可见, 锋面雨带以稳定的层状云降水和弱对流性降水为主, 降水强度有西段强、东段弱的特征。沿海强降雨突发性强、对流性质明显、降水强度大, 强降水持续时间长。锋面雨带与沿海降水各有特点, 沿海强降雨 (B 中心) 正好位于锋面雨带东段 (A 中心) 低层西南风的上游, 那么沿海强降雨的形成是否对锋面雨带东段的降水造成影响呢? 该问题将在下一节予以分析探讨。

4 锋面雨带及沿海强降雨的环境条件

此次过程期间, 500 hPa 华北冷涡缓慢东移南掉, 冷涡后部横槽东移南压, 带动低层冷空气南下

到长江流域, 与西南暖湿空气交汇形成了锋面雨带。与此同时, 我国西南地区到华南西部有一短波槽东移, 与北面的横槽构成了类似“丁”字型形势场 (图略), 华南沿海受到西太平洋副高北缘、短波槽前的西南偏西风场控制, 由于低层切变线和地面锋面位于江南地区, 华南沿海的动力抬升条件并不清晰, 属于一次弱天气尺度强迫背景下的 β 中尺度的强降雨过程。

4.1 边界层环境湿度及水汽输送

充沛水汽是深厚湿对流发展的重要条件, Doswell III et al. (1996) 表明引发暴雨的降水因素取决于降水强度与持续时间。大气整层可降水量 [P_{PWAT} ; 公式 (1)] 对强降雨发生具有良好的指示

意义, 短时强降水的发生概率随 P_{PWAT} 升高而增大 (Tian et al., 2015), 图 3a 分析发现, 16 日 02 时 P_{PWAT} 大值区从华南伸向江南, A、B 中心附近 P_{PWAT} 都在 65 mm 左右, 但实况降水差异却很大, 显然 P_{PWAT} 与降水强度不能直接建立线性对应关系。所以, 把降水持续时间 t 考虑在内, 则降水强度 P 如式 (2) 所示, 然后利用偏微分展开公式 (2), 得到式 (3)。

$$P_{\text{PWAT}} = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp, \quad (1)$$

$$P = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{dq}{dt} dp, \quad (2)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \frac{\partial q}{\partial \mathbf{s}} + \omega \frac{\partial q}{\partial p}, \quad (3)$$

$$\mathbf{F}_H = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} \mathbf{V} q dp, \quad (4)$$

其中, q 为比湿 (单位: g kg^{-1}), p_0 为地面气压 (取 1000 hPa), g 为重力加速度 (取 9.8 m s^{-2}), $\mathbf{V}$ 为速度矢量, $\mathbf{s}$ 为流线的切线方向, ω 为垂直速度 (单位: Pa s^{-1}), $\mathbf{F}_H$ 为气层内积分水汽通量 [单位: $\text{kg cm}^{-1} \text{ s}^{-1} (X \text{ hPa})^{-1}$, 其中 X 为气层厚度], p_1 为积分上限的气压高度 (单位: hPa)。

从公式 (3) 可见, 单位气柱内的水汽含量决定于气柱内水汽局地变化 (右端第一项)、水平水汽的平流变化 (右端第二项) 以及垂直水汽输送 (右端第三项)。暂不考虑水汽局地变化, 由于大气中的水汽集中分布在对流层低层, 然而利用公式 (4) 对低层 (1000~700 hPa) 水汽通量的积分结果却发现 A、B 中心附近低层水汽通量的量级差异很小 (图略), 为何观测实况 B 中心降水强度显著大于 A 中心呢? 故尝试对边界层 (1000~900 hPa) 水汽通量进行积分, 图 3a 分析发现: 水汽通量的密集梯度带并不是出现在锋面雨带 (850 hPa 切变线) 附近, 而是在华南沿海, B 中心附近边界层水汽通量 $0.3 \sim 1.5 \text{ kg cm}^{-1} \text{ s}^{-1} (100 \text{ hPa})^{-1}$, 水汽输送量的递减梯度很大, 表明存在强的水汽通量辐合, 计算得到其平均值为 $1.1 \text{ kg cm}^{-1} \text{ s}^{-1} (100 \text{ hPa})^{-1}$, A 中心则只有 $0.2 \sim 0.4 \text{ kg cm}^{-1} \text{ s}^{-1} (100 \text{ hPa})^{-1}$, 故 B 中心边界层水汽平流 (量级 10^3) 比 A 中心 (量级 10^2) 高一个量级。另外, 15 日 20 时 A、B 中心垂直水汽 (比湿) 分布的主要差别在于 700 hPa 以下的比湿垂直梯度 (图 3c, d), B 中心地面比湿 (约 19 g kg^{-1}) 明显高于 A 中心 (约 15 g kg^{-1}), 前者 1000~

700 hPa 比湿垂直递减梯度为 $10 \text{ g (300 hPa)}^{-1}$, 后者仅 $4 \text{ g (300 hPa)}^{-1}$, 前者低层水汽垂直梯度 (量级 10^1) 比后者 (量级 10^0) 大了接近一个量级。利用探空资料把垂直速度 ω 考虑在内, 能分别代表 A、B 中心的赣州、汕头探空计算得到对流有效位能 (简称 CAPE, 表 1) 分别为 10.3 J kg^{-1} 、 1233.6 J kg^{-1} , 假设绝热无摩擦, 对流有效位能向动能转化使气块获得理论最大上升气流速度为 $\sqrt{2\text{CAPE}}$, 即 B 中心最大垂直上升速度 49.7 m s^{-1} , A 中心为 4.5 m s^{-1} , 如果把气块上升过程中产生的气压扰动及对流交换考虑在内, 实际最大上升速度会衰减 1/2 或以上 (Markowski and Richardson, 2010), 即便如此, B 中心最大垂直上升气流速度为 24.9 m s^{-1} (量级 10^1) 仍要比 A 中心 (量级 10^0) 高一个量级。

综合前述, B 中心在边界层水平水汽的平流项、低层垂直水汽输送项都比 A 中心具有更大的量级, 解释了二者 PWAT 相当, 但 B 中心具有更强的边界层水汽平流及通量辐合、更强的垂直向上的水汽输送, 是其降水强度比 A 中心更大、强降雨持续时间比 A 中心更长的原因之一。所以, B 中心低层有很强水汽垂直梯度, 水汽绝大部分是在边界层内输送, 而夜间边界层西南风加强 (图 3d) 使水汽输送量级增大, 并冲击到海陆边界, 在华南沿岸形成了水汽通量梯度密集带, 并产生强烈的水汽辐合。对于华南沿海发生夜间对流性强降雨, 关注重点可能需要放在边界层内的水汽输送量以及低层的水汽垂直梯度上, 边界层水汽越是充沛 (比湿越大), 低层水汽 (比湿) 垂直递减率越大, 则越有利于沿海发生强降雨, 日后有必要结合更多相似典型个例开展分析, 以更充分挖掘其关键因素。

对于锋面雨带上 A、C 中心降水差异, 前述分析可知, A 中心、C 中心最大小时雨强分别出现在 16 日 06 时、09 时 (图 2b), 故利用再分析资料 16 日 02 时过 A 中心 115.7°E (图 3b1)、16 日 08 时过 C 中心 108.2°E (图 3b2) 的经向剖面, 分析发现, 二者最大小时雨强都发生在地面冷锋的北侧, 然而 C 中心附近的锋面坡度大于 A 中心, 即 C 中心冷锋的抬升面更接近于垂直, 前侧的暖湿空气被迫爬升更陡, 这可能是让 C 中心产生了比 A 中心更强降水的原因之一。此外, A、B 中心几乎处在同一条经线上, 偏南暖湿气流在海岸线附近低层气流受到弱的

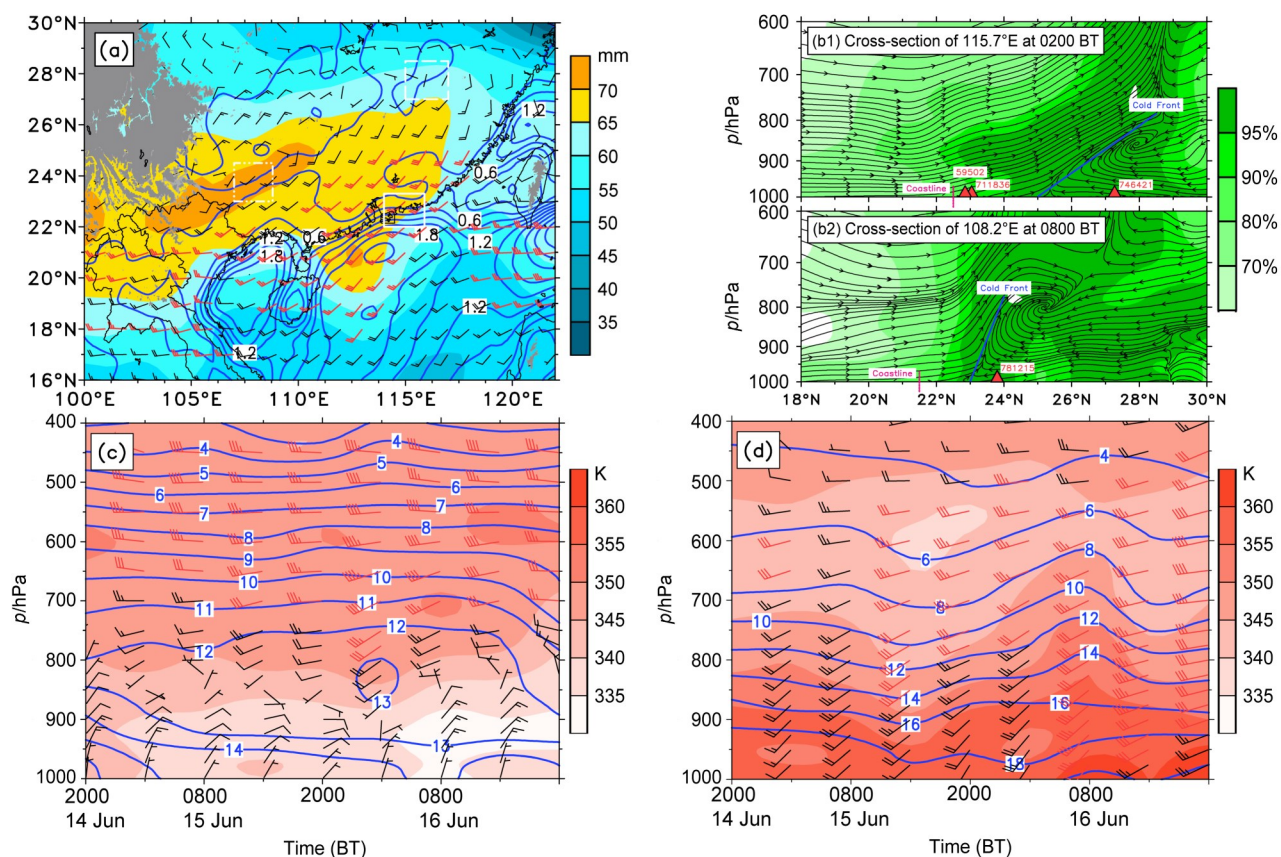


图3 (a) 2017年8月16日02时850 hPa风场、整层大气可降水量PWAT(填色, 单位: mm)和1000~900 hPa积分水汽通量[蓝色实线, 单位: $\text{kg cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ (100 hPa^{-1})], 红色风杆风速 $\geq 10.8 \text{ m s}^{-1}$, 灰色阴影为 $\geq 1500 \text{ m}$ 地形, 白色实线框为B中心, 白色虚线框为A中心, 白色点虚线框为C中心; 8月16日(b1) 02时过115.7°E和(b2) 08时过108.2°E相对湿度(填色, 单位: %)和经向风与垂直速度合成流场(垂直速度 $\times 25$); 2017年6月14日20时至6月16日20时(c) A中心(26.5°N~28.0°N, 115.5°E~117.5°E)和(d) B中心(22.0°N~23.5°N, 114°E~116°E)风场、比湿场(等值线, 单位: g kg^{-1})和假相当位温场(填色, 单位: K)的高度—时间剖面, 红色风杆风速 $\geq 12.0 \text{ m s}^{-1}$

Fig.3 (a) 850 hPa wind, PWAT (precipitable water; color shaded, units: mm), and integral vapor flux from 1000 hPa to 900 hPa [blue solid lines, units: $\text{kg cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ (100 hPa^{-1})] at 0200 BT 16 June 2017, red wind barbs $\geq 10.8 \text{ m s}^{-1}$, gray shaded areas indicate terrain $\geq 1500 \text{ m}$, white solid frame, dashed frame, and point dotted frame indicate regions B, A, and C, respectively; (b1) cross section along 115.7°E at 0200 BT and (b2) cross section along 108.2°E at 0800 BT 16 June for relative humidity (shaded, units: %) and stream lines (combine meridional wind with vertical velocity, 25 times for vertical velocity); the wind, specific humidity (contour lines, units: g kg^{-1}), and pseudo-equivalent potential temperature (shaded, units: K) in cross sections of region A (26.5°N–28.0°N, 115.5°E–117.5°E) and (d) region B (22.0°N–23.5°N, 114°E–116°E) from 2000 BT 14 June to 2000 BT 16 June 2017, red wind barbs $\geq 12.0 \text{ m s}^{-1}$

抬升, 并在B中心附近产生了强降雨, 水汽在该处部分被消耗, 可能是A中心降水偏弱的另一个原因。

4.2 大气层结稳定度

对流系统能否发展、发展的强弱以及持续时间的长短, 取决于大气层结稳定度(章丽娜等, 2017)。从假相当位温垂直结构来看, A中心800 hPa以下为干冷性质(图3c), 大气层结稳定($\partial\theta_{\text{se}}/\partial p < 0$), 降水是850 hPa附近的西南暖湿气流

沿冷垫持续、稳定爬升的结果, 是A中心降水强度弱的主要原因。B中心则为对流不稳定($\partial\theta_{\text{se}}/\partial p > 0$, 图3d), 850 hPa与500 hPa θ_{se} 差值为6.4 K(表1), 16日凌晨强降雨并没有破坏层结不稳定, 说明夜间边界层西南急流建立, 持续供应了充沛水汽, 使低层暖湿维持, 有利于对流持续发展。

赣州探空(代表A中心)呈“上干下湿”结构(图4a), 湿层较薄, 对流有效位能(CAPE)弱, 仅 10.3 J kg^{-1} , 并且在800~900 hPa处有浅薄逆温

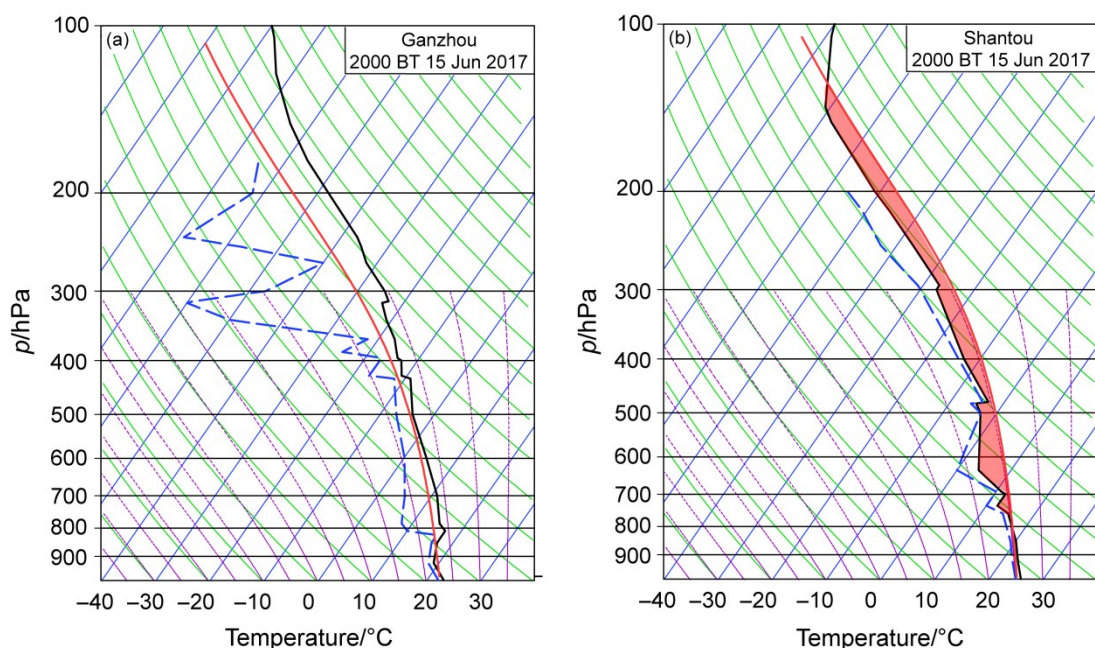


图4 2017年6月15日20时 (a) 赣州 (A中心) 和 (b) 汕头 (B中心) 的探空曲线。黑色实线为温度曲线, 蓝色虚线为露点曲线, 红色实线为气块状态曲线, 紫色虚线为湿绝热线, 绿色实线为干绝热线, 蓝色实线为温度坐标线, 图b红色阴影部分为对流有效位能

Fig.4 Sounding curves for (a) Ganzhou (center A), (b) Shantou (center B) at 2000 BT 15 June 2017. Black solid curve indicates temperature, blue dashed curve indicates dew-point, red solid curve indicate parcel state, purple dotted lines indicate moist pseudo-adiabats, green solid lines indicate dry adiabats, blue solid lines indicate temperature coordinate system, and the red shading in figure (b) denotes the Convective available potential energy

逆湿结构, 始终抑制着对流发展, A中心代表站最大小时雨强仅 16.8 mm h^{-1} (16日06时)。Chappell (1986) 总结了产生强降水的对流结构, 具有深厚湿层、深厚暖层有利于产生密集的降水粒子, 从而形成高的降水效率 (Davis, 2001), 汕头探空 (代表B中心) 整层温度露点差 $< 5^\circ\text{C}$, 湿层深厚, 有中等程度CAPE (1233.6 J kg^{-1}), 对流抑制能量 (CIN) 较弱 (25.2 J kg^{-1}), 故B中心对流的触发不需要特别强的动力抬升, 加之暖云层厚度 (抬升凝结高度到冻结层高度) 达 4.9 km , 远高于珠三角地区重大短时强降水事件 (小时雨强 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$) 所需平均厚度 (4.1 km ; 陈元昭等, 2016), 所以对流一旦被触发, 对形成高效率降水是有利的。

综上, A中心并不具备对流发展的有利条件, 而B中心降雨的对流性明显、降水强度大的特点与层结不稳定有密切关系, 大气层结持续不稳定是夜间边界层西南风急流建立, 持续补充水汽和能量的结果。锋面雨带低层有切变线配合, 动力抬升条件清晰, 故不作过多讨论, 而华南沿海在未受到明显

的切变、锋面等天气系统直接影响的天气背景下, 产生如此强的降雨, 对流触发的动力抬升机制是什么呢? 短时强降水能持续如此长时间, 沿海地形、环境风的动力因素对强降雨的产生与维持是否起作用? 文章第5、6节将从中小尺度热力、动力条件寻找原因。

5 沿海对流的触发与地面中尺度特征

沿海强降雨B中心地势北高南低 (图5a), 北侧有东北—西南走向的莲花山脉, 与西北—东南走向的峨眉嶂, 构成了类似于“人”字形的漯河河谷, 河谷最宽处约 160 km , 纵深约 130 km , 从过程降水量 (图1a) 以及逐小时雨强 (图5) 来看, 最强降雨发生在漯河河谷, 汕尾市陆丰八万镇 (站号711836)、陆丰国家观测站 (站号59502) 为此次过程降水量最大的两个自动站点。

5.1 初始对流触发机制的探讨

对流的启动需要有动力或热力的强迫抬升机制, 释放自由对流高度上部的不稳定能量, 触发对流。首先, 从20时温度场发现, 河谷附近及沿海

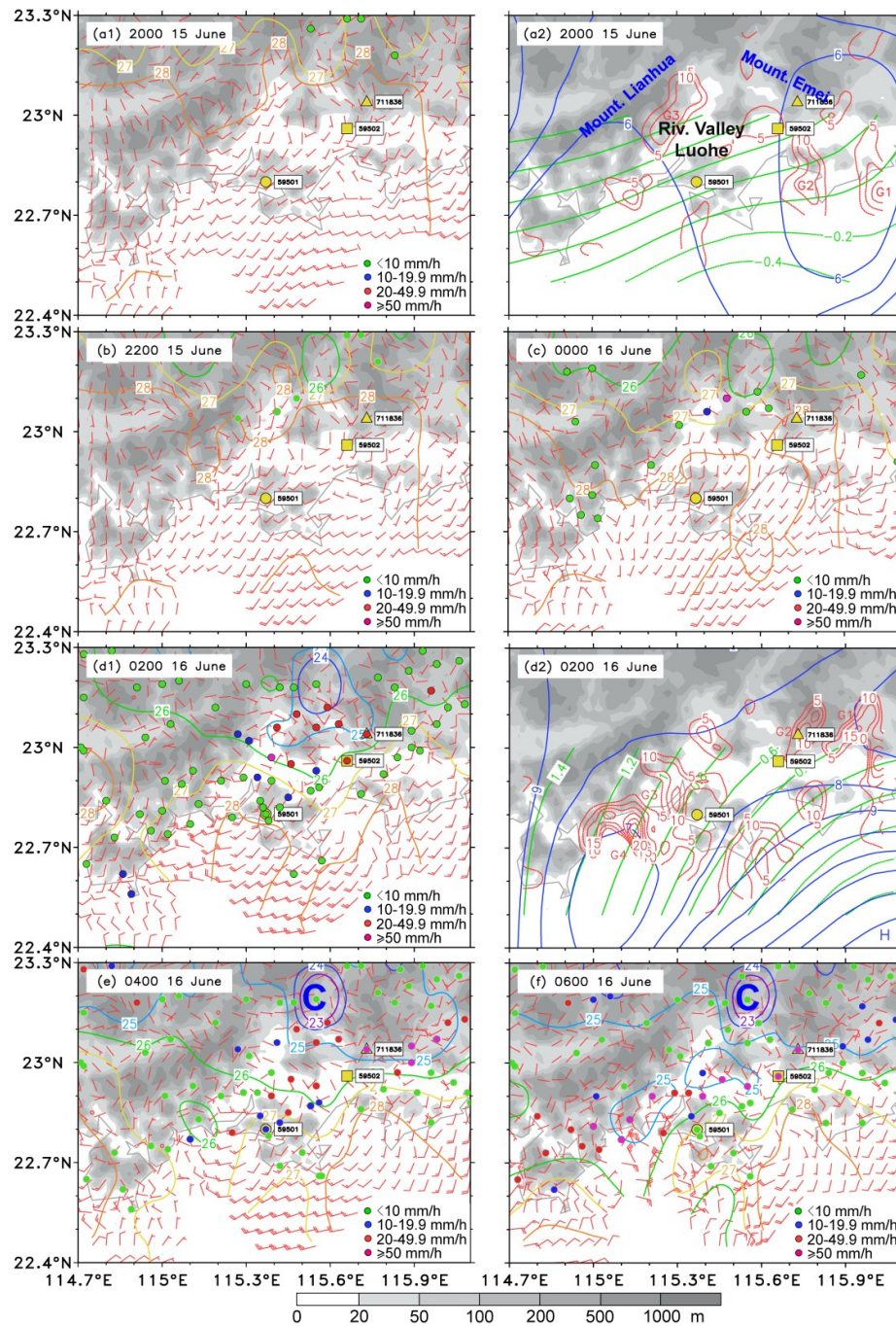


图5 2017年6月15日 (a1) 20时、(b) 22时, 6月16日 (c) 00时、(d1) 02时、(e) 04时、(f) 06时、(g1) 08时、(h) 10时和 (i) 12时地面区域自动站温度场 (彩色等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、小时雨强 (圆点, 单位: mm h^{-1}) 和格点化风场, 字母C为地面冷池; 6月15日 (a2) 20时、6月16日 (d2) 02时和 (g2) 08时 0~1 km垂直风切变 (蓝色实线, 单位: 10^{-3} s^{-1})、地面垂直涡度 (红色虚线, 单位: 10^{-5} s^{-1})、975 hPa垂直速度经向分布 $[-\partial\omega/\partial y]$, 绿线, 单位: $\text{Pa s}^{-1} (100 \text{ km})^{-1}$, G1、G2、G3和G4表示地面垂直涡度大值中心, H表示0~1 km垂直风切变大值中心, 灰色阴影为地形, 黄色三角形、方形和圆形分别标注711836、59502和59501自动站

Fig.5 Temperature (color contour, units: $^{\circ}\text{C}$), observed hourly rainfall (dots, units: mm h^{-1}), and gridding wind fields from surface AWSs at (a1) 2000 BT, (b) 2200 BT on 15 June, (c) 0000 BT, (d1) 0200 BT, (e) 0400 BT, (f) 0600 BT, (g1) 0800 BT, (h) 1000 BT, and (i) 1200 BT on 16 June 2017, letter C denote cold pool over surface; 0~1 km vertical wind shear (blue solid lines, units: 10^{-3} s^{-1}), surface vertical vorticity (red dashed lines, units: 10^{-5} s^{-1}), and meridional distribution ($-\partial\omega/\partial y$) for 975 hPa vertical velocity [green lines, units: $\text{Pa s}^{-1} (100 \text{ km})^{-1}$] at (a2) 2000 BT 15 June, (d2) 0200 BT, and (g2) 0800 BT 16 June, G1, G2, G3, and G4 denote surface vertical vorticity high-value centers, H denote 0~1 km vertical wind shear high-value centers, gray shaded areas represent terrain elevation, yellow triangle, square, and circular represent AWSs 711836, 59502, and 59501 respectively

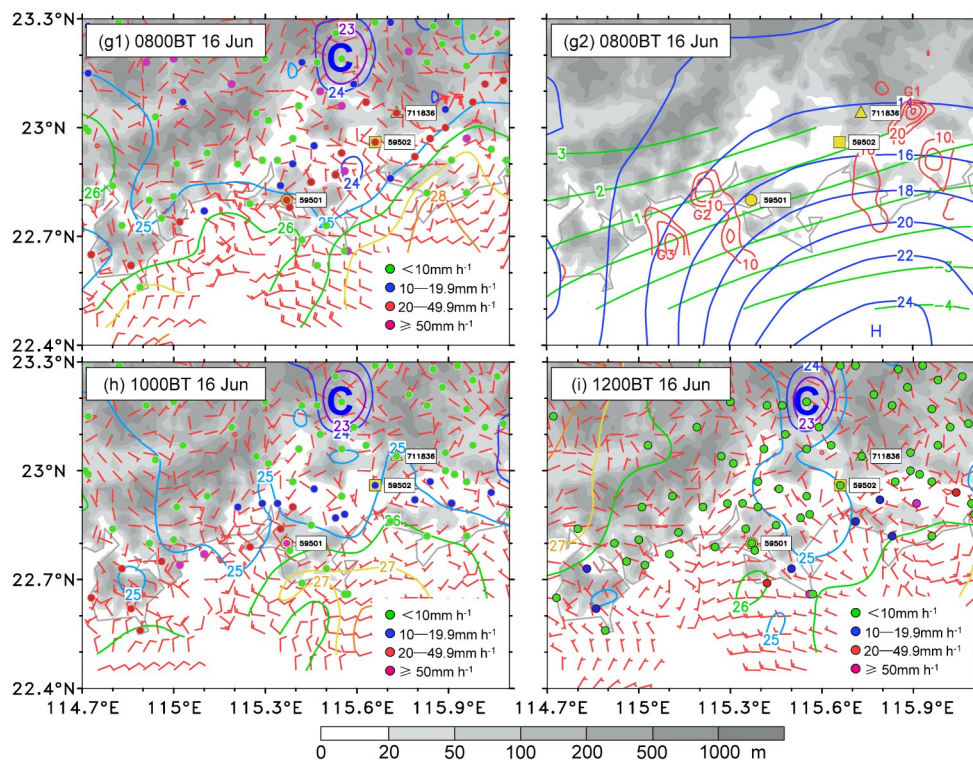


图5 (续)
Fig.5 (Continued)

低海拔（海拔高度 $<50\text{ m}$ ）地区温度在 $28\sim29^{\circ}\text{C}$ 之间，汕头（海拔 8 m ）探空资料计算得到的对流温度为 28.8°C （表1），沿海低海拔地区温度接近或达到该温度值，但实况并未出现降水，加之入夜后地面温度应该是逐渐降低的，因此可认为初始降水不是因为地面不均匀加热触发的。同时，莲花山及峨眉嶂上的站点在 27°C 左右，山上温度略低于河谷及低海拔地区，但未发现有吹向漯河河谷的山风，表明初始降水也不是由山谷风效应触发。由图5a1和图5b可知， $20\sim22$ 时沿海为西南风，风速 $4\sim8\text{ m s}^{-1}$ ，风向与峨眉嶂接近垂直，表1代表B中心的汕头探空反映了自由对流高度（LFC）在 801.5 hPa ，对应海拔高度 1997.7 m ，但峨眉嶂主峰海拔仅为 980.3 m ，故初始降水也并非是由地形正面抬升直接造成的。值得注意的是，从海岸线到漯河河谷，越靠近莲花山一侧，西南风的风速越小，表明存在风速水平切变，且西南气流在河谷处出现明显的气旋性弯曲， 22 时河谷内有3个自动站率先出现 $<10\text{ m s}^{-1}$ 的弱降水（图5b）。所以，初始降水的触发，是由于受莲花山地形侧向摩擦影响，西南气流在其法向方向（西北方向）上风速减弱，出现风

表1 2017年6月15日20时基于汕头、赣州探空资料计算的物理参数

Table 1 Physical parameters from Shantou and Ganzhou soundings at 2000 BT 15 June 2017

	CAPE / J kg^{-1}	CIN / J kg^{-1}	LCL /hPa	LFC /hPa	$\Delta\theta_{\text{se}}(850-500\text{ hPa})/\text{K}$	对流温度 / $^{\circ}\text{C}$
汕头	1233.6	25.2	985.5	801.5	6.4	28.8
赣州	10.3	2.0	977.5	957.5	1.2	23.7

注：CAPE、CIN、LCL和LFC分别表示对流有效位能、对流抑制能量、抬升凝结高度和自由对流高度， $\Delta\theta_{\text{se}}(850-500\text{ hPa})$ 表示 850 hPa 与 500 hPa 的假相当位温差

速水平切变，从而有利于该处正涡度发展，再配合西南气流前侧的峨眉嶂正面阻挡，强迫气流向左转向，最终使漯河河谷内出现气旋性环流，形成局地垂直涡度中心（图5a2），表明暖湿空气在河谷内不断堆积并形成上升过程，达到了LFC高度，触发了最初的降水。然而，地形引起的重力波效应对降水的触发、传播也有影响，鉴于观测手段很有限，此次过程中重力波到底起到多大作用，我们可能需要开展高分辨率数值模拟予以更精细的研究。

5.2 降雨突然增强的中尺度特征

实况降水资料(图5和图2b)显示,B中心强降雨集中在16日02~08时。由图5d1~g1风场分析发现,02~06时海岸线附近的西南风加强,由20~22时的 $4\sim 8\text{ m s}^{-1}$ 加强到 $8\sim 12\text{ m s}^{-1}$,从汕尾国家观测站(站号59501)和陆丰国家观测站的温度和露点变化(图6a)可见,02时之前温度线不断向露点线靠拢,表明夜间大气存在增湿过程,在西南风加强时段(02~06时)温度露点线最接近,所以西南风加强提供了更充沛的水汽输送。02时开始河谷内降水强度突然加强,先是有9个自动站出现 $\geq 20\text{ mm h}^{-1}$ 的短时强降雨(图5d1),水平尺度35 km左右,强降雨落区集中,局地性很强。随后短时强降雨站点继续增多,小时雨强也增强,02~03时汕尾市陆丰八万镇产生了 99.0 mm h^{-1} 的极端短时强降雨。

进一步结合自动站温度场分析,由于强降雨的拖曳下沉以及蒸发冷却,04时漯河河谷内出现一30 km左右 24°C 以下的闭合冷中心(中尺度冷池,图5e),与海岸线附近形成了 $3\sim 4^\circ\text{C}$ 的温度梯度,但冷池出流很弱,风速 $1\sim 4\text{ m s}^{-1}$,且无固定风向。弱的冷池出流可能更利于暖湿空气沿冷池“主动”爬升过程中充分凝结释放潜热,产生持续密集的降水。08时之后,伴随着西南风的减弱,降水强度也趋于减弱(图5g1-i)。

整体来看,漯河河谷的降水从触发到增强,最后逐渐减弱的过程,是从河谷缓慢地向海岸线方向推移的过程,其推移方向与对流层中层环境风(西南偏西风)接近相反(图略),是冷池出流抬升前方的暖湿不稳定空气,促使对流向南连续传播、强降雨区缓慢南移的结果。由于对冷池的垂直观测手段很有限,关于此次过程冷池坡度对强降雨分布的影响,需要更多观测资料予以更深入的探讨。

6 沿海对流维持的热动力机制

6.1 水平、垂直风速切变引起垂直涡度发展

小时雨强最大的站点不是一直都分布在莲花山和峨眉峰的迎风坡上,而是在低海拔的河谷内到海岸线附近(图5),所以地形并不是造成强降雨长时间持续的直接原因。很多研究证实了华南暖区对流非常依赖于地面冷池出流的动力抬升(Wang et al., 2014; Luo and Chen, 2015; Wu and Luo, 2016),那么除了冷池作用外,是否还存在其它动力机制呢?由图6b分析,B中心的深层(0~6 km)、低层(0~3 km)垂直风切变较弱,均小于 $5\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$,不利于对流系统倾斜发展,不容易高度组织发展为强风暴,与实况未观测到对流性大风和冰雹的事实相符,表明此次强降雨的维持机制有别于产生雷暴大风、冰雹等的对流风暴。分析发现,边界层西南急流在夜间建立(图3d),Du et

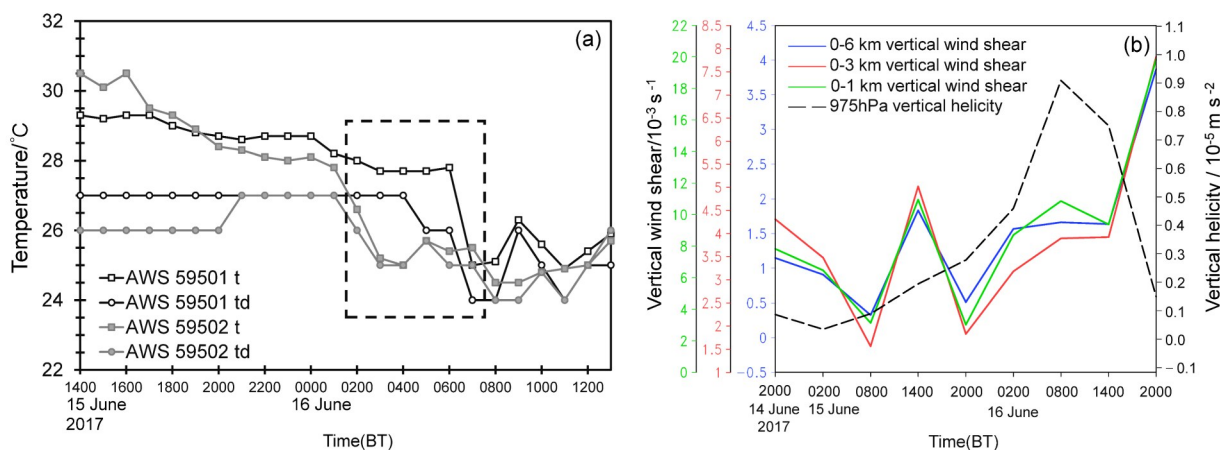


图6 (a) 2017年6月15日14时至6月16日13时汕尾国家观测站(站号59501)、陆丰国家观测站(站号59502)逐小时气温(t)和露点(t_d)(单位: $^\circ\text{C}$),虚线框标注B中心强降雨时段; (b) 2017年6月14日20时至6月16日20时B中心深层(0~6 km)、低层(0~3 km)、边界层(0~1 km)垂直风切变(vertical wind shear, 单位: 10^{-3} s^{-1})和975 hPa垂直螺旋度(vertical helicity, 单位: 10^{-5} m s^{-2})

Fig.6 (a) Hourly temperature (t) and dew-point (t_d) for Shanwei national AWS (59501), Lufeng national AWS (59502) from 1400 BT 15 June to 1300 BT 16 June 2017, dashed frame denotes phase of heavy rainfall for center B; (b) 0-6 km, 0-3 km, 0-1 km (height) vertical wind shear (units: 10^{-3} s^{-1}) and 975 hPa vertical helicity (units: 10^{-5} m s^{-2}) for center B from 2000 BT (1200 UTC) 14 June to 2000 BT (1200 UTC) 16 June 2017

al. (2014) 认为在海陆风效应基础上, 沿海白天的向岸风 (非地转风) 入夜后在科氏力作用下顺时针旋转并与地转风叠加, 是造成夜间边界层急流发展的原因。边界层 ($0\sim 1\text{ km}$) 垂直风切变从 15 日 20 时的 $3\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ 增强至 16 日 08 时的 $11\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ (图 6b), $0\sim 1\text{ km}$ 垂直风切变主要是垂直方向上的风速切变 (图 5 和图 3d), 这有利于促使该气层内水平涡度发展, 15 日 20 时、16 日 02 时 陆丰国家观测站边界层的水平涡度矢方向均指向西北 (图 7a), 即指向漯河河谷内, 同时发现边界层 (975 hPa) 垂直速度从海岸线向漯河河谷方向递增 ($-\partial\omega/\partial y > 0$, 图 5a2、d2 和 g2), 说明指向西北方向的水平涡度矢可以倾斜成为垂直涡度 (Houze and Hobbs, 1982; Davis and Weisman, 1994; Skamarock et al., 1994; Zhao and Ding, 2018), 进而有利于加强对流的发展。更重要的是, 图 5a2、d2 和 g2 一致反映出, 漯河河谷及海岸线附近有很多垂直涡度大值中心, 均位于边界层强的垂直风切变大值中心的北侧或西北侧, 这解释了地面垂直涡度不仅仅是地形强迫造成风速水平切变的产物, 边界层风速垂直切变也可能起了关键作用。

所以, 夜间边界层西南急流的建立是强迫地面风速水平切变、边界层风速垂直切变产生的主要原

因, 前者促使垂直涡度发展, 后者先形成水平涡度, 再部分转化为垂直涡度, 从图 6b 可见, 975 hPa 垂直螺旋度从 $0.29\times 10^{-5}\text{ m s}^{-2}$ (15 日 20 时) 增强至 $0.91\times 10^{-5}\text{ m s}^{-2}$ (16 日 08 时), 垂直涡度发展与上升运动的耦合使垂直螺旋度在 12 h 内强度增加了 2 倍, 这促使扰动动能的能量集中发展 (Lilly, 1986), 从而使产生强降雨的对流系统生命史延长, 图 7b 给出了此次强降雨过程动力机制的概念模型。

6.2 凝结潜热释放的热力驱动作用

只考虑非绝热加热项的作用, 准地转 ω 方程简化为公式 (5), 水汽相变潜热是非绝热加热 (dQ/dt) 的重要来源, 并可分为: 天气尺度垂直运动释放的凝结潜热和 (中小尺度) 对流释放的凝结潜热 (以下简称为对流潜热)。由于天气尺度垂直运动造成的水汽凝结释放的潜热需要满足 $\omega < 0$ 、 $q/q_s > 0.8$ 和 $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ 等基本条件 (雷蕾等, 2017), 而前述分析表明 B 中心大气层结不稳定 ($\partial\theta_{se}/\partial p > 0$), 也无明显天气系统抬升, 所以天气尺度垂直运动释放潜热很弱。从降水特征可知, B 中心以对流性降水为主, 对流潜热是否对强降雨长时间维持起了作用? 因此通过地面实况降水资料, 利用式 (7) (Kuo, 1965, 1974) 诊断对流潜热对大气的加热效率。

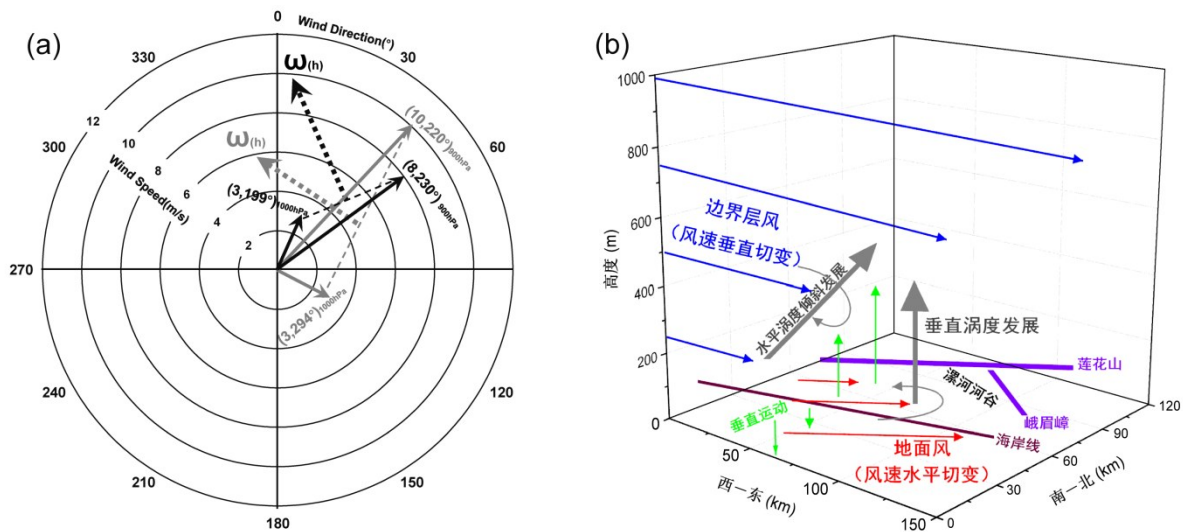


图7 (a) 2017年6月15日20时 (黑色箭头)、6月16日02时 (灰色箭头) 陆丰国家观测站 (站号59502) 地面 (1000 hPa) 与900 hPa 的风速矢端图的水平涡度矢 $\omega_{(h)}$ (虚线箭头) 极坐标图, 半径为风速 (单位: m s^{-1}), 角度为风向; (b) 2017年6月16日沿海B中心持续性强降雨和对流维持的动力模型

Fig. 7 Wind shear vectors pole coordinate horizontal vorticity $\omega_{(h)}$ (dashed arrows) between 1000 hPa and 900 hPa from Lufeng national AWS (59502) at (a) 2000 BT 15 June (black arrows) and 0200 BT 16 June (gray arrows) 2017, radius indicates wind speed (units: m s^{-1}), angle indicates wind direction; (b) schematic diagram depicting the convective maintenance for long-duration torrential rainfall over center B during 16 June 2017

$$\left(\nabla^2 \sigma + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \cdot \omega_c = - \frac{R_d}{C_p (p_{LCL} - p_{EL})} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}, \quad (5)$$

$$f^2 \left(\frac{\pi}{p_0} \right)^2 \omega_c = - \frac{R_d}{C_p (p_{LCL} - p_{EL})} \left(\frac{\pi^2}{L_x^2} + \frac{\pi^2}{L_y^2} \right) \frac{dQ}{dt}, \quad (6)$$

$$\frac{dQ}{dt} \approx \frac{gLR}{C_p (p_{LCL} - p_{EL})}, \quad (7)$$

其中, $\sigma = -(1/\rho\theta) \cdot (\partial\theta/\partial p)$ 为静力稳定度, 假设 B 中心 σ 在水平方向分布均匀, 则 $\nabla^2 \sigma = 0$, ω_c 为对流潜热转化而来的垂直速度 (单位: Pa s^{-1}), 基于站点降水量来计算 ω_c , 所以不考虑 ω_c 在 x 、 y 方向变化, 在 p 方向按正弦波变化, 为垂直方向半波波长。 dQ/dt 在 x 、 y 方向按正弦波的半波波长变化, 所以公式 (5) 整理得到公式 (6), f 为地转参数, p_0 以 16 日 02~07 时汕尾国家观测站的地面气压平均值来确定 (1004 hPa), L_x 、 L_y 以 02~07 时 B 中心及周边地区降水范围平均距离来确定, 计算得到 L_x 平均值为 330 km, L_y 平均值为 275 km, $R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1}$ 为干空气的气体常数, $L = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 为相变潜热, $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$ 为重力加速度, p_{LCL} 、

p_{EL} 分别为理论云底、云顶高度 (单位: Pa), R 为单位时间地面观测得到的降水量 (单位: mm) C_p 为比定压热容 (单位: $\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)。

诊断结果显示 (图 8), 对流潜热沿海岸线呈狭长分布, 对流潜热随着时间的推移由单中心分裂为多中心, 从对流潜热转化而来的垂直上升速度分布与对流潜热分布基本一致, 最大小时雨强落在对流潜热中心 (最大垂直上升速度中心) 的边缘梯度最大处。强降雨时段 (16 日 02~07 时) 对流潜热加热率持续在 4°C h^{-1} 以上, 其中 03 时最大对流潜热达 7.9°C h^{-1} , 转化为 18.7 m s^{-1} 的垂直上升速度, 并产生 99.0 mm h^{-1} 的小时雨强, 这比 2016 年“7.20”华北极端强降水过程 (雷蕾等, 2017) 的对流潜热释放更大。另外, 由对流潜热转化而来的最大垂直上升速度达 $9.6 \sim 18.7 \text{ m s}^{-1}$, 前述基于探空计算得到最大垂直上升速度在考虑衰减后约为 24.9 m s^{-1} , 显然由对流潜热释放而产生的垂直上升速度占到总垂直上升速度的 $38.5\% \sim 75.1\%$, 丁一汇等 (1978) 对河南“75.8”特大暴雨也进行了类

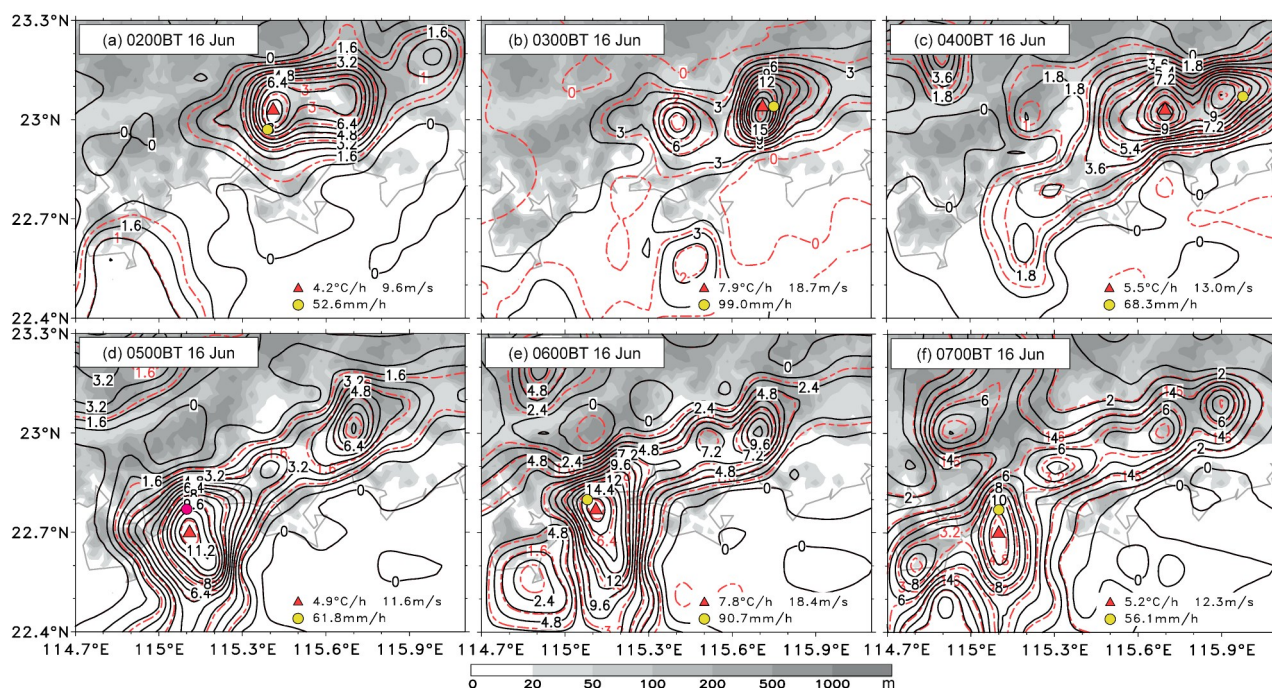


图8 2017年6月16日 (a) 02时、(b) 03时、(c) 04时、(d) 05时、(e) 06时和 (f) 07时对流潜热释放 (红色虚线, 单位: $^\circ\text{C h}^{-1}$) 和对流潜热释放转化而来的垂直速度 (黑色实线, 单位: m s^{-1}), 灰色阴影为地形, 红色三角形表示最大对流潜热中心及对流潜热转化而来的最大垂直上升速度中心, 黄色圆形表示该小时地面观测降水量最大的站点

Fig.8 Convective latent heat release (red dashed lines, units: $^\circ\text{C h}^{-1}$) and vertical velocity (black solid lines, units: m s^{-1}) triggered by convective latent heat release at (a) 0200 BT, (b) 0300 BT, (c) 0400 BT, (d) 0500 BT, (e) 0600 BT, and (f) 0700 BT 16 June 2017, gray shaded areas represent terrain elevation, red triangles indicate maximum positions for convective latent heat release and vertical velocity from convective latent heat release, yellow dots indicate maximum locations for observed hourly rainfall

似诊断, 河南板桥水库最大雨强 (189.5 mm h^{-1}) 时凝结潜热转化而来的垂直上升速度占到总垂直上升速度的 87%, 证明对流潜热的加热作用对垂直上升速度加强起到非常关键的作用。所以, 对流潜热的不断释放是此次过程对流持续发展、强降雨长时间维持的热力驱动因素之一。

为何此次过程会产生如此强、并且能如此长时间的对流潜热呢? 原因有二, 首先 $0\sim 3 \text{ km}$ 、 $0\sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变都很弱 (图 6b), 表明对流潜热可以集中释放, 从而在对流内部形成暖心结构, 潜热反馈作用使被加热的湿空气块与环境温度形成较强的温度差, 热浮力正贡献使上升运动加强, 要保持质量连续, 边界层产生水平辐合补偿, 更多的水汽进入对流内, 使对流潜热持续释放。其次, 对流潜热的能量来源于水汽, 前述分析表明 B 中心低层具有很强的水汽垂直梯度 (图 3d), 边界层内环境高湿并接近饱和, 夜间建立的边界层西南风急流, 提供持续、稳定、充沛的水汽输送, 保证了对流潜热释放在短时间内不会因水汽不足而衰减或中断。

综合来看, 此次过程沿海强降雨的发生、发展过程如下: 夜间海风风向逐渐顺转与地转风叠加, 迫使边界层西南急流建立, 受到广东东部海陆边界及两支山脉的地形的摩擦差异影响, 产生风速水平切变, 漯河河谷内垂直涡度发展, 产生上升运动, 堆积的暖湿空气抬升触发降水。边界层摩擦差异使垂直风速切变增强, 指向河谷一侧的水平涡度发展, 在上升气流作用下部分转化为垂直涡度, 强迫对流发展与维持 (图 7b), 使降水强度增强。与此同时, 强降雨持续不断地释放对流潜热, 高空增暖促使下层辐合加强, 而边界层持续的水汽补充, 在河谷高空释放更多的对流潜热, 进一步维持或增强了其右侧的边界层西南急流, 形成对流与环境的互反馈机制, 导致强降雨长时间持续。另外, 降水引起的蒸发冷却作用在地面形成了弱的中尺度冷池, 冷池出流助力对流连续性触发, 也是对流维持与强降雨持续时间长的原因之一。当然, 由凝结潜热释放引起风场、散度场等对流内部细致结构的影响过程, 需要结合高分辨率的数值试验进行更多分析。

7 结论与讨论

华南北部或长江流域有锋面雨带活动时, 华南沿海常常会出现一类对流性强降水, 因未受明显的

天气尺度系统影响, 预报难度很大。本研究选取了 2017 年 6 月 15~16 日华南北部有锋面雨带活动背景下, 发生在华南沿海的一次典型强降雨个例, 对比了锋面雨带与沿海强降雨的降水特征与环境条件, 重点探讨了沿海强降雨的触发机制, 并提出了边界层风场与该区域海陆边界及特殊地形结构配合下形成的一种对流维持的动力机制, 得到如下结论:

(1) 锋面雨带与天气尺度切变线配合, 以层状云降水和弱对流性降水为主, 雨带上的降水具有东段弱、西段强的特征。华南沿海强降雨是在弱天气尺度强迫背景下产生, 属于 β 中尺度的强降雨过程, 并具有突发性强、降水强度大、强降雨持续时间长、夜发性明显的特征。

(2) 水汽方程诊断发现沿海强降雨 B 中心在边界层水平水汽平流项、垂直水汽输送项比锋面雨带 A 中心有更大的量级, 探空反映 B 中心具有比 A 中心更深厚的暖层、湿层, 大气层结稳定度的差异是造成二者降水特征差异的主要原因。

(3) 入夜后边界层西南风增强, 在海陆边界及沿海地形的正面阻挡、侧向摩擦作用下形成风速水平切变, 促使漯河河谷内垂直涡度发展, 产生上升运动, 堆积的暖湿空气抬升, 触发最初的降水。边界层垂直风速切变增强, 形成了指向河谷的水平涡度矢, 在上升气流作用下部分转化为垂直涡度, 与风速水平切变造成的垂直涡度叠加, 是夜间对流维持、强降雨长时间持续的主要动力机制。

(4) 准地转 ω 方程对非绝热加热项诊断表明, 沿海强降雨 B 中心降水最强时段对流潜热释放对大气加热率很高, 由对流潜热转化而来的垂直最大上升速度占理论最大总垂直上升速度的 39%~75%, 持续、稳定的对流潜热释放是对流维持、强降雨持续时间长的关键因素之一。而低层 ($0\sim 3 \text{ km}$)、深层 ($0\sim 6 \text{ km}$) 较弱的垂直风切变环境以及边界层稳定、充沛的水汽补充输送则是对流潜热持续不断释放的重要原因。

文章对华南沿海强降雨的产生与锋面雨带降水强度偏弱的因果关系并没有做过多深入分析, 二者关系可能需要日后开展数值模拟予以更充分的探讨。关于沿海强降雨触发、维持机制的问题上, 侧重在边界层内, 并且动力机制及概念模型的提出是仅限于个例分析, 是否具有普遍性, 仍然有待开展更多类似典型个例的对比研究工作。

参考文献 (References)

- Akiyama T. 1984. A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I: Evolution process and fine structure [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62(3): 485–504. doi:10.2151/jmsj1965.62.3_485
- Chappell C F. 1986. Quasi-stationary convective events [M]//Ray P S. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 289–310. doi: 10.1007/978-1-935704-20-1_13
- Chen G T J. 1992. Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-yu season [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(1): 497–516.
- Chen G X, Sha W M, Iwasaki T. 2009. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: 2. Impact of the diurnal monsoon variability [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114(D21): D21105. doi:10.1029/2009JD012181
- Chen X C, Zhao K, Xue M. 2014. Spatial and temporal characteristics of warm season convection over Pearl River Delta region, China, based on 3 years of operational radar data [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(22): 12447–12465. doi:10.1002/2014JD021965
- 陈元昭, 俞小鼎, 陈训来. 2016. 珠江三角洲地区重大短时强降水的基本流型与环境参量特征 [J]. *气象*, 42(2): 144–155. Chen Yuanzhao, Yu Xiaoding, Chen Xunlai. 2016. Characteristics of short-time severe rainfall events based on weather flow and key environmental parameters in Pearl River Delta [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 42(2): 144–155. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.02.002
- Chen H M, Yu R C, Li J, et al. 2010. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River Valley [J]. *J. Climate*, 23(4): 905–917. doi: 10.1175/2009JCLI3187.1
- Chen J, Zheng Y G, Zhang X L, et al. 2013. Distribution and diurnal variation of warm-season short-duration heavy rainfall in relation to the MCSs in China [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 27(6): 868–888. doi:10.1007/s13351-013-0605-x
- Chen G X, Lan R Y, Zeng W X, et al. 2018. Diurnal variations of rainfall in surface and satellite observations at the monsoon coast (South China) [J]. *J. Climate*, 31(5): 1703–1724. doi:10.1175/JCLI-D-17-0373.1
- Ciesielski P E, Johnson R H. 2006. Contrasting characteristics of convection over the northern and southern South China Sea during SCSMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(4): 1041–1062. doi: 10.1175/MWR3113.1
- Davis R S. 2001. Flash flood forecast and detection methods [M]//Doswell III C A. *Severe Convective Storms*. Boston: American Meteorological Society, 481–526. doi: 10.1007/978-1-935704-06-5_12
- Davis C A, Lee W C. 2012. Mesoscale analysis of heavy rainfall episodes from SoWMEX/TiMREX [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(2): 521–537. doi:10.1175/JAS-D-11-0120.1
- Davis C A, Weisman M L. 1994. Balanced dynamics of mesoscale vortices produced in simulated convective systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(14): 2005–2030. doi: 10.1175/1520-0469(1994)051<2005:BDOMVP>2.0.CO;2
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1978. 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究 [J]. *大气科学*, 2(4): 276–289. Ding Yihui, Cai Zeyi, Li Jishun. 1978. A case study on the excessively severe rainstorm in Honan Province, early in August, 1975 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 2(4): 276–289. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1978.04.02
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. *Wea. Forecasting*, 11(4): 560–581. doi: 10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2
- Du Y, Rotunno R. 2018. Diurnal cycle of rainfall and winds near the south coast of China [J]. *J. Atmos. Sci.*, 75(6): 2065–2082. doi: 10.1175/JAS-D-17-0397.1
- Du Y, Zhang Q H, Chen Y L, et al. 2014. Numerical simulations of spatial distributions and diurnal variations of low-level jets in China during early summer [J]. *J. Climate*, 27(15): 5747–5767. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00571.1
- Fu Y F, Liu G S. 2003. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81(6): 1353–1369. doi:10.2151/jmsj.81.1353
- 高守亭, 孙淑清. 1984. 次天气尺度低空急流的形成 [J]. *大气科学*, 8(2): 178–188. Gao Shouting, Sun Shuqing. 1984. The forming of subsynoptic scale low-level jet stream [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 8(2): 178–188. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1984.02.08
- Houze R A Jr, Hobbs P V. 1982. Organization and structure of precipitating cloud systems [J]. *Advances in Geophysics*, 24: 225–300, C1, 301–315. doi:10.1016/S0065-2687(08)60521-X
- Huang L, Luo Y L. 2017. Evaluation of quantitative precipitation forecasts by TIGGE ensembles for South China during the presummer rainy season [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(16): 8494–8516. doi:10.1002/2017JD026512
- Jiang X N, Lau N C, Klein S A. 2006. Role of eastward propagating convection systems in the diurnal cycle and seasonal mean of summertime rainfall over the U.S. Great Plains [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(19): L19809. doi:10.1029/2006GL027022
- Jiang Z N, Zhang D L, Xia R D, et al. 2017. Diurnal variations of presummer rainfall over southern China [J]. *J. Climate*, 30(2): 755–773. doi:10.1175/JCLI-D-15-0666.1
- Kuo H L. 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 22(1): 40–63. doi:10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2
- Kuo H L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31(5): 1232–1240. doi: 10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.

- CO₂
- 雷蕾, 孙继松, 何娜, 等. 2017. “7.20” 华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究 [J]. 气象学报, 75(5): 685–699. Lei Lei, Sun Jisong, He Na, et al. 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 75(5): 685–699. doi:10.11676/qxxb2017.054
- Li X Z, Lau N C, Lee T C. 2018. An observational study of the diurnal variation of precipitation over Hong Kong and the underlying processes [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 57(6): 1385–1402. doi: 10.1175/JAMC-D-17-0320.1
- Li B, Wielicki B A, Minnis P, et al. 2006. The effect of environmental conditions on tropical deep convective systems observed from the TRMM satellite [J]. J. Climate, 19(22): 5745–5761. doi: 10.1175/JCLI3940.1
- Lilly D K. 1986. The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization [J]. J. Atmos. Sci., 43(2): 126–140. doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<0126:TSEAPO>2.0.CO;2
- 鲁蓉, 孙建华, 傅慎明. 2018. 近海水汽初值和对流影响一次华南前汛期沿海强降水对流系统发展过程的机理研究 [J]. 大气科学, 42(1): 1–15. Lu Rong, Sun Jianhua, Fu Shenming. 2018. Influence of offshore initial moisture field and convection on the development of coastal convection in a heavy rainfall event over South China during the pre-summer rainy season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(1): 1–15. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9895. 1705.16261
- Luo Y L, Chen Y R X. 2015. Investigation of the predictability and physical mechanisms of an extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East China: An ensemble approach [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 120(20): 10593–10618. doi:10.1002/2015JD023584
- Luo Y L, Zhang R H, Wan Q L, et al. 2017. The Southern China monsoon rainfall experiment (SCMREX) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98(5): 999–1013. doi:10.1175/BAMS-D-15-00235.1
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Chichester: Wiley-Blackwell, 407pp
- Melhauser C, Zhang F Q. 2012. Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscales [J]. J. Atmos. Sci., 69(11): 3350–3371. doi:10.1175/JAS-D-11-0315.1
- Menard R D, Fritsch J M. 1989. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex [J]. Mon. Wea. Rev., 117(6): 1237–1261. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1237:AMCCGI>2.0.CO;2
- 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析 [J]. 大气科学, 28(3): 330–341. Meng Weiguang, Wang Anyu, Li Jiangnan, et al. 2004. Moist potential vorticity analysis of the heavy rainfall and mesoscale convective systems in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28(3): 330–341. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.03.02
- Meng W G, Zhang Y X, Dai G F, et al. 2008. The formation and development of a mesoscale convective system with heavy rainfall along South China coastal area [J]. J. Trop. Meteor., 14(1): 57–61.
- 苗春生, 杨艺亚, 王坚红, 等. 2017. 两类华南沿海暖区暴雨特征及热力发展机制对比研究 [J]. 热带气象学报, 33(1): 53–63. Miao Chunsheng, Yang Yiya, Wang Jianhong, et al. 2017. Comparative study of characteristics and thermodynamical development mechanism on two types of warm sector heavy rainfall in South China coast [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 33(1): 53–63. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2017.01.006
- Pappenberger F, Cloke H L, Persson A, et al. 2011. HESS Opinions "On forecast (in)consistency in a hydro-meteorological chain: Curse or blessing?" [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 15(7): 2391–2400. doi:10.5194/hess-15-2391-2011
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45(3): 463–485. doi: 10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSL>2.0.CO;2
- Skamarock W C, Weisman M L, Klemp J B. 1994. Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 51(17): 2563–2584. doi: 10.1175/1520-0469(1994)051<2563:TDEOSL>2.0.CO;2
- 孙继松. 2014. 从天气动力学角度看云物理过程在降水预报中的作用 [J]. 气象, 40(1): 1–6. Sun Jisong. 2014. Role of cloud physics in precipitation forecasting by synoptic dynamics [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 40(1): 1–6. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.001
- 孙建华, 赵思雄. 2000. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究 [J]. 大气科学, 24(3): 381–392. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2000. A diagnosis and simulation study of a strong heavy rainfall in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric sciences (in Chinese), 24(3): 381–392. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9895.2000. 03.10
- 孙建华, 赵思雄. 2002. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用 [J]. 大气科学, 26(5): 633–646. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II : Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso-β convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(5): 633–646. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.05
- 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 2014. 水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验 [J]. 大气科学, 38(4): 742–755. Sun Jianhua, Zheng Linlin, Zhao Sixiong. 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(4): 742–755. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13187
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al. 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy

- rainfall over central and eastern China [J]. *J. Meteor. Res.*, 29(3): 370–384. doi:10.1007/s13351-014-4119-y
- Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. 2003. The changing character of precipitation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84(9): 1205–1218. doi:10.1175/BAMS-84-9-1205
- Tuttle J D, Davis C A. 2006. Corridors of warm season precipitation in the central United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(9): 2297–2317. doi:10.1175/MWR3188.1
- Wandishin M S, Stensrud D J, Mullen S L, et al. 2008. On the predictability of mesoscale convective systems: Two-dimensional simulations [J]. *Wea. Forecasting*, 23(5): 773–785. doi: 10.1175/2008WAF2007057.1
- Wandishin M S, Stensrud D J, Mullen S L, et al. 2010. On the predictability of mesoscale convective systems: Three-dimensional simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138(3): 863–885. doi: 10.1175/2009MWR2961.1
- 王春红, 蒋全荣. 1996. 一次华南低空急流和暴雨过程的对比数值试验 [J]. *高原气象*, 15(3): 318–325. Wang Chunhong, Jiang Quanrong. 1996. Some contrast numerical experiments of an LLJ and heavy rain process in South China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 15(3): 318–325.
- 王东海, 夏茹娣, 刘英. 2011. 2008年华南前汛期致洪暴雨特征及其对比分析 [J]. *气象学报*, 69(1): 137–148. Wang Donghai, Xia Rudi, Liu Ying. 2011. A preliminary study of the flood-causing rainstorm during the first rainy season in South China in 2008 [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 69(1): 137–148. doi: 10.11676/qxxb2011.012
- 王捷, 李泽椿. 2002. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析 [J]. *气象学报*, 60(2): 146–155. Wang Jianjie, Li Zechun. 2002. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in Meiyu period of 1998 [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 60(2): 146–155. doi:10.11676/qxxb2002.018
- 王立琨, 郑永光, 王洪庆, 等. 2001. 华南暴雨试验过程的环境场和云团特征的初步分析 [J]. *气象学报*, 59(1): 115–119. Wang Likun, Zheng Yongguang, Wang Hongqing, et al. 2001. Preliminary analysis of environment and cloud clusters during Huanan rainstorm experiment [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 59(1): 115–119. doi:10.11676/qxxb2001.013
- Wang H, Luo Y L, Jou B J D. 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX: Observational analysis [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(23): 13206–13232. doi:10.1002/2014JD022339
- Weisman M L. 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49(19): 1826–1847. doi:10.1175/1520-0469(1992)049<1826:TROCGR>2.0.CO;2
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(6): 504–520. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2
- Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112(12): 2479–2498. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2
- Weisman M L, Rotunno R. 2000. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57(9): 1452–1472. doi:10.1175/1520-0469(2000)057<1452:TUOVVS>2.0.CO;2
- Westra S, Fowler H J, Evans J P, et al. 2014. Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall [J]. *Rev. Geophys.*, 52(3): 522–555. doi:10.1002/2014RG000464
- Wu M W, Luo Y L. 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015 [J]. *J. Meteor. Res.*, 30(5): 719–736. doi: 10.1007/s13351-016-6089-8
- Wu D C, Meng Z Y, Yan D C. 2013. The predictability of a squall line in South China on 23 April 2007 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(2): 485–502. doi:10.1007/s00376-012-2076-x
- 吴亚丽, 蒙伟光, 陈德辉, 等. 2018. 一次华南暖区暴雨过程可预报性的初值影响研究 [J]. *气象学报*, 76(3): 323–342. Wu Yali, Meng Weiguang, Chen Dehui, et al. 2018. A study of the impact of initial conditions on the predictability of a warm-sector torrential rain over South China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 76(3): 323–342. doi:10.11676/qxxb2018.001
- 夏茹娣, 赵思雄. 2009. 2005年6月广东锋前暖区暴雨 β 中尺度系统特征的诊断与模拟研究 [J]. *大气科学*, 33(3): 468–488. Xia Rudi, Zhao Sixiong. 2009. Diagnosis and modeling of meso- β -scale systems of heavy rainfall in warm sector ahead of front in South China (middle part of Guangdong Province) in June 2005 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33(3): 468–488. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.03.06
- 夏茹娣, 赵思雄, 孙建华. 2006. 一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统环境特征的分析研究 [J]. *大气科学*, 30(5): 988–1008. Xia Rudi, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2006. A study of circumstances of meso- β -scale systems of strong heavy rainfall in warm sector ahead of fronts in South China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(5): 988–1008. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.26
- Yin S Q, Chen D L, Xie Y. 2009. Diurnal variations of precipitation during the warm season over China [J]. *Int. J. Climatol.*, 29(8): 1154–1170. doi:10.1002/joc.1758
- Yuan W H, Yu R C, Zhang M H, et al. 2012. Regimes of diurnal variation of summer rainfall over subtropical East Asia [J]. *J. Climate*, 25(9): 3307–3320. doi:10.1175/JCLI-D-11-00288.1
- 章丽娜, 周小刚, 徐丽娅. 2017. 从不稳定能量角度对条件不稳定相关问题的讨论 [J]. *气象学报*, 75(3): 517–526. Zhang Lina, Zhou

- Xiaogang, Xu Liya. 2017. A discussion about the conditional instability from the perspective of unstable energy [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 75(3): 517–526. doi:10.11676/qxxb2017.036
- Zhang H, Zhai P M. Temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation over eastern China in the warm season [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 2011, 25(5): 1177–1183.
- Zhang R H, Ni Y Q, Liu L P, et al. 2011. South China heavy rainfall experiments (SCHeREX) [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89A: 153–166. doi: 10.2151/jmsj.2011-A10
- Zhao X J, Ding Z Y. 2018. The relationship between horizontal vorticity induced by vertical shear and vertical motion during a squall line process [J]. *J. Trop. Meteor.*, 24(1): 1–14.
- 赵玉春, 李泽椿, 王叶红, 等. 2008. 2006年6月5~8日梅雨锋上中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析 [J]. *大气科学*, 32(3): 598–614. Zhao Yuchun, Li Zechun, Wang Yehong, et al. 2008. Diagnosing analysis of heavy rain in northern Fujian Province triggered by mesoscale convective systems along the Meiyu front during 5–8 June 2006 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32(3): 598–614. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9895.2008. 03.16
- Zhao Y Y, Zhang Q H, Du Y, et al. 2013. Objective analysis of circulation extremes during the 21 July 2012 torrential rain in Beijing [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 27(5): 626–635. doi: 10.1007/s13351-013-0507-y
- 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等. 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展 [J]. *应用气象学报*, 26(6): 641–657. Zheng Yongguang, Zhou Kanghui, Sheng Jie, et al. 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 26(6): 641–657. doi:10.11898/1001-7313.20150601