

曾智琳, 湛芸, 王东海. 2020. 2018 年 8 月华南超历史极值降水事件的观测分析与机理研究 [J]. 大气科学, 44(4): 695–715. ZENG Zhilin, CHEN Yun, WANG Donghai. 2020. Observation and Mechanism Analysis for a Record-Breaking Heavy Rainfall Event over Southern China in August 2018 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 695–715. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18265

2018 年 8 月华南超历史极值降水事件的 观测分析与机理研究

曾智琳^{1,3} 湛芸^{2,3} 王东海^{1,3}

1 中山大学大气科学学院, 珠海 519082

2 国家气象中心, 北京 100081

3 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082

摘 要 2018 年 8 月 30~31 日一条超长生命期的中尺度线状对流(线状 β -MCS)引发了华南沿海一次极端降水事件 [$1056.7 \text{ mm} (24 \text{ h})^{-1}$], 刷新广东省 24 小时雨量历史纪录, 造成严重洪涝并引起社会极大关注。文章采用多源观测资料与 NCEP/NCAR_FNL 分析资料, 首先从观测分析角度提炼该次过程的降水特点与卫星、雷达的基本演变特征, 然后分析了极端降水的天气尺度背景与中尺度环境条件, 最后从中尺度大气动力学角度探讨超长生命期线状 β -MCS 的触发演变与海陆边界风向旋转维持的关系, 并揭示线状对流组织与维持的可能物理机制。结果表明: 季风低压作为稳定的天气尺度背景, 大气层结表现为深厚暖湿与持续不稳定, 季风云团北推上岸造成华南沿海大范围暴雨, 一条超长生命期、准静止、低顶高、低质心并具备后向传播特征的线状 β -MCS 造成高潭持续性强降雨, 降水强度大、持续时间极长是累积雨量破纪录的主要原因。对流触发及线状 β -MCS 组织发展与地面风场有密切关系, 海陆边界风向旋转率方程定性分析发现地面风场受多尺度调节影响, 季风低压的天气尺度项、局地地形摩擦项与中尺度气压梯度项对地面风场协同形成的反向强迫及平衡机制, 是偏南气流长时间维持的关键。斜坡地形与黄江河谷一侧偏南气流增强并建立“暖脊”, 致使山脉一侧冷池出流边界无法向南扩展, 形成强烈的水平温度梯度, 基于中尺度动力学方程定量诊断表明 β -MCS 的线状组织过程及对流维持的动力机制来源于局地垂直风切变, 这种局地垂直风切变有别于环境垂直风切变, 其显著增强是对地面强烈纬向水平温度梯度响应的结果。

关键词 极端降水事件 线状 β -MCS (中尺度线状对流) 对流组织化 温度梯度 局地垂直风切变

文章编号 1006-9895(2020)04-0695-21

中图分类号 P458.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18265

Observation and Mechanism Analysis for a Record-Breaking Heavy Rainfall Event over Southern China in August 2018

ZENG Zhilin^{1,3}, CHEN Yun^{2,3}, and WANG Donghai^{1,3}

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

2 National Meteorological Center, Beijing 100081

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

收稿日期 2018-12-09; 网络预出版日期 2019-10-31

作者简介 曾智琳, 男, 博士研究生, 主要从事中小尺度天气学机理与数值模拟研究。E-mail: 445800133@qq.com

通讯作者 湛芸, E-mail: chenyun@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划专项项目 2017YFC1502501, 国家自然科学基金项目——国际(地区)合作与交流项目 41861164027, 国家自然科学基金项目 41775097

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFC1502501), National Natural Science Foundation of China—International (Regional) Cooperation and Exchange Project (Grant 41861164027), National Natural Science Foundation of China (Grant 41775097)

Abstract An extreme rainfall event [maximum of 1056.7 mm (24 h)⁻¹] induced by an ultra-long-duration, linearly-shaped mesoscale convective system (β -MCS) occurred over Gaotan town (GT) of the Guangdong Province on 30–31 August 2018. This event broke the highest record for the Guangdong Province, caused a severe flash flood, and created social concern. Using multiple observations and NCEP/NCER_FNL data, we performed an evaluation of the precipitation, convection, and environmental conditions as well as initiation and maintenance for the β -MCS. The data showed that the tropical cloud clusters moved northward and induced large-scale heavy rainfall, with a background of a monsoon depression in a mesoscale favorable environment. A linearly-shaped β -MCS, characterized with a back-building, ultra-long-duration, quasi-stationary, low echo-top-height, and low echo-convective-centroid was responsible for the record-breaking rainfall over GT. Analysis using a rotation rate equation of sea and land breezes indicated the convection initiation and organization are closely related to the near-surface flow affected by multiscale systems. Southerly flow was sustained for a long period that was determined by reverse forces between the monsoon depression, local terrain, and barometric gradient, while all three came to a balance. Strengthening of the southerly flow on the HJ river valley side over the terrain slope helped warm-ridge development of the temperature field, blocking cold pooling. The outflow boundary moved southeastward on the mountain side over the terrain slope, leading to a sharp temperature gradient in that region. Quantitative diagnosis using a mesoscale atmospheric dynamics equation demonstrated the dynamic mechanism sustaining the convection maintenance and β -MCS organization to local vertical wind shear, causing a sharp temperature gradient.

Keywords Extreme rainfall, Linearly-shaped β -MCS (Mesoscale Convective System), Convection organization, Temperature gradient, Local vertical wind shear

1 引言

华南沿海地形复杂, 分布有众多山脉及低矮丘陵, 并镶嵌有许多纵横交错的河谷, 濒临热带海洋, 环境大气水汽充沛, 是暴雨灾害频发区域。尽管华南沿海许多中尺度地形仅有数百米海拔高度, 但曲折的海陆边界(如深圳大鹏湾、惠州大亚湾等)及其引起的热力差异、特殊的地形结构(如珠江三角洲的喇叭口、汕尾莲花山脉及漯河河谷等)都能产生复杂的海陆风环流, 与局地地形协同作用并可诱生中尺度辐合线、中尺度低涡等系统, 触发深厚湿对流, 并对暴雨有显著增幅作用(Chen et al., 2002; 夏茹娣和赵思雄, 2009; 李博等, 2013; 王坚红等, 2014, 2017; 苗春生等, 2017), 在高温高湿的中尺度环境条件下, 低 CIN(对流抑制能量)、低 LFC(自由对流高度)是对流容易被触发, 且一旦触发便能迅速发展的关键(Wu and Luo, 2016)。

大量研究表明, 局地极端降水与中尺度环境条件关系更为密切, 例如大气层结不稳定、持续水汽输送及不稳定能量的补充, 最终影响地面降水落区和强度(Wandishin et al., 2008, 2010; Zhao et al., 2013), 其中局地对流的触发对大气湿度极为敏感(吴亚丽等, 2018; 鲁蓉等, 2018), 数值模式难

以精确刻画初始场及侧边界的湿度, 进而直接影响 CAPE(对流有效位能)与初始扰动的发展(Melhauser and Zhang, 2012; Wu et al., 2013; 孙建华等, 2014), 产生了难以避免的预报偏差。

从不同持续时间的降水量历史极值来看, 华南沿海为极端强降水高发区, 相较于我国其它地区, 短时降水强度更大、持续时间也更长(Tian et al., 2015; Zheng et al., 2016; Luo et al., 2016)。大多数极端降水事件都伴随有中尺度对流组织化的特征(Chen, 1992; Ding and Liu, 2001; Luo et al., 2013; Xu et al., 2012), 并以准静止、慢移动的后向传播、列车对流效应最为明显, 降水粒子的拖曳下沉及蒸发冷却所形成的冷池出流边界不断抬升前侧的暖湿不稳定空气, 形成对流连续性触发过程(Srock and Bosart, 2009; Davis and Lee, 2012; Wang et al., 2014), 从而产生洪涝灾害(Schumacher and Johnson, 2005, 2008)。关于中尺度系统的发生发展(蒙伟光等, 2007; 张晓美等, 2009; Meng et al., 2008)、对流结构(王立琨等, 2001; 孙建华和赵思雄, 2002)及演变特征(蒙伟光等, 2004; 慕建利等, 2008; Zhang et al., 2011)有大量研究结果可供借鉴参考。

前述大量研究成果都来源于华南前汛期(4~6月)典型个例或统计, 其中季风性对流降

水事件的研究也大多集中在南海季风爆发后的华南前汛期降水盛期。然而, 华南后汛期(7~9月)降水主要由热带系统贡献, 如热带气旋、辐合带以及东风波等, 其中热带气旋造成的降水占据主要比例, 其研究主要分为两类, 一类是基于热带气旋降水的统计性研究(Jiang et al., 2018), 另一类是典型的热带气旋极端降水个例研究(Zhang et al., 2010; Wang et al., 2012)。但华南后汛期非热带气旋的降水, 例如热带辐合带降水、副高边缘午后对流降水等大多具有时空不连续的特征, 加之极少造成极端降水, 因此多为从气候尺度上的统计分析(李春晖等, 2017)。本文研究个例是发生在华南后汛期、但为非热带气旋影响下的极端降水事件, 这在历史上是罕见的, 有必要针对其开展研究。

近年来, 基于华南季风降水试验(SCMREX, Luo et al., 2017)并依托热带季风区云降水物理野外科学试验基地, 华南地区对地域频发强降雨(“雨窝”)开展重点研究, 目前被认定为华南“雨窝”的包括惠州龙门、台山端芬、海丰梅陇等的 20 个乡镇。高潭作为“雨窝”之一, 2013 年热带气旋“尤特”残涡环流影响期间曾创下广东 24 小时雨量极值[924.3 mm, 2013 年 8 月 16 日 14 时至 17 日 14 时(北京时, 下同)]。然而, 2018 年 8 月末的极端降水事件再次发生在高潭(24 小时雨量 1056.7 mm), 突破广东省日雨量历史极值, 位居中国大陆日雨量历史第二位。基于数值模式产品和传统暴雨预报模型与经验, 从定量降水预报的角度, 要把握住这种局地极端性降水依然非常困难, 从观测分析及机理的角度来说, 加深认识该“雨窝”对流发生发展及其结构特征和演变规律, 是提高此类极端降水预报能力的前提和基础。该次降雨为何具有超长持续时间, 其落区为何偏偏发生在高潭这一特定区域, 中小尺度过程及局地地形对该次具有超长持续时间极端降水的影响值得我们去细致的观测分析与研究。

2 数据资料与分析方法

2.1 数据资料介绍

该次降水过程持续时间长、影响范围广, 但极端降水局地性特征明显, 为此文章采用多源资料开展分析。数据资料可分为两部分: (1) 由国家气象中心提供的常规、非常规观测资料, 其中常规观测资料包括国家级自动观测站逐 3 小时(02、05、

08、11、14、17、20 和 23 时)地面常规观测, 08、20 时高空常规观测; 非常规观测资料包括华南区域自动观测站逐小时观测(气温、小时雨量、风向和风速等)、FY-2G 逐小时云顶黑体亮温(Black body temperature, 简称 TBB)和汕尾(Z9660)多普勒天气雷达基数据。上述资料主要用于对该次过程的观测分析。(2) 由 NCEP/NCAR(美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心)提供的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、时间间隔为 6 h 的 FNL 分析资料, 主要用于天气尺度与中尺度环境条件的分析。

2.2 分析方法

基于多源资料, 首先对地面降水、卫星与雷达等常规、非常规观测展开分析, 然后利用分析资料探明该次过程的天气尺度形势背景和中尺度环境特征, 最后将观测资料与分析资料相结合, 定性诊断分析海陆边界风向的旋转过程与局地对流触发及演变的关系, 并定量计算分析局地垂直风切变对线状对流系统组织化维持的作用。

3 极端降水事件的观测分析

本节从观测分析的角度提炼该次极端降水的分布特点, 并进一步根据卫星与雷达监测分析造成极端降水的影响系统演变特征。

3.1 极端降水的分布特点

2018 年 8 月 27~31 日受季风低压持续影响, 华南地区东部($22^\circ\text{N} \sim 24^\circ\text{N}$, $114^\circ\text{E} \sim 117^\circ\text{E}$)出现大范围暴雨到大暴雨, 部分地方特大暴雨的过程, 其中 30~31 日范围最广、强度最强。基于对区域自动站的雨量统计, 30 日 05 时至 31 日 05 时华南地区东部出现暴雨或以上量级($\geq 50 \text{ mm}$)降水有 376 站, 占该区域站点数量的 57.2%, 其中特大暴雨($\geq 250 \text{ mm}$)有 78 站, 占区域站点数量的 11.9%。从空间分布来看(图 1a), 特大暴雨呈带状分布于莲花山脉附近, 存在两个极端降水 [$\geq 500 \text{ mm} (24 \text{ h})^{-1}$] 中心: 一个位于莲花山脉山间低洼地带, 以高潭为中心($\geq 750 \text{ mm}$ 共 3 站, 以下简称高潭中心), 其中高潭镇政府(站号 711730) $1056.7 \text{ mm} (24 \text{ h})^{-1}$, 打破广东省 24 小时雨量的历史极值, 仅次于 1975 年 8 月河南林庄 $1060.3 \text{ mm} (24 \text{ h})^{-1}$ (李泽椿等, 2015; 丁一汇, 2015), 为大陆气象观测站 24 小时雨量的第二高; 另一个位于莲花山脉与峨眉嶂构成的漯河河

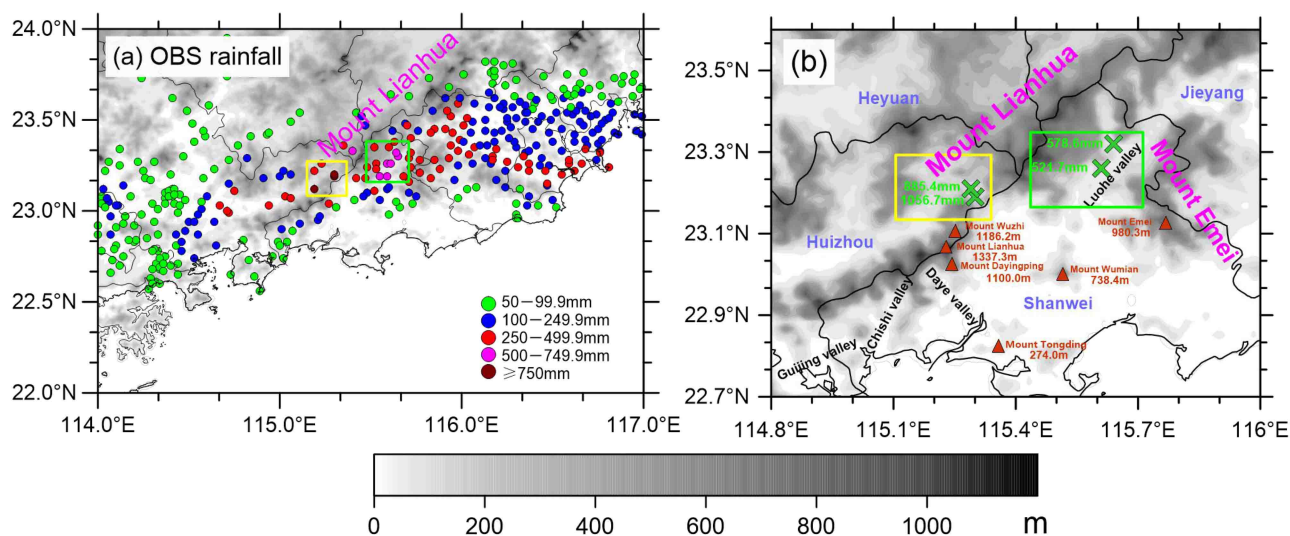


图1 (a) 2018年8月30日05时至31日05时(北京时,下同)自动站24小时雨量 ≥ 50 mm站点分布,灰色阴影为地形,黄色和绿色方框表示高潭(GT)、陆河(LH)极端降水中心,(b)基于卫星资料90 m分辨率地形与高潭中心(黄色方框)、陆河中心(绿色方框)位置,其中1056.7 mm[站号711730,高潭镇政府(23.19°N, 115.30°E)],885.4 mm[站号715516,高潭镇中学(23.20°N, 115.30°E)],578.6 mm[站号715615,河田镇农业基地(23.32°N, 115.64°E)],521.7 mm[站号715613,上护镇分健生站(23.26°N, 115.61°E)]为两个降水中心具有代表性的自动站24小时雨量,棕色三角形为标注山脉主峰及海拔高度

Fig. 1 (a) Automatic weather stations (AWSs) for the observed accumulated rainfall (≥ 50 mm) from 0500 BT 30 Aug to 0500 BT 31 Aug 2018 (units: mm), gray shadings represent terrain elevation; (b) 90 m-resolution topography from satellite. Yellow and green frames in (a) and (b) denote the control region for Gaotai (GT) and Luhe (LH), respectively; representative rain gauge observations “x” from AWSs, station numbers: 711730 [1056.7 mm, GT town government (23.19°N, 115.30°E)], 711516 [885.4 mm, GT town middle school (23.20°N, 115.30°E)], 715615 [578.6 mm, Hetian (HT) town agriculture base (23.32°N, 115.64°E)], 715613 [521.7 mm, Shanghu (SH) town Fenjiansheng station (23.26°N, 115.61°E)], brick-red triangles in (b) denote the main peaks with the elevations labeled

谷内,以陆河为中心(500~750 mm共6站,图1a,以下简称陆河中心)。

为更细致地分析该过程两个极端中心的降水特征,从高潭中心选取高潭镇政府(站号711730)、高潭镇中学(站号715516),从陆河中心选取河田镇农业基地(站号715615)、上护镇分健生站(站号715613)4个代表站,图2给出了代表站的小时雨量序列。分析高潭中心发现以下特点:降水过程可大致分为4个阶段(图2a),第I阶段(30日11~16时)小时雨强以30~50 mm h⁻¹为主,第II(30日18~21时)、第III(31日00~02时)阶段介于50~70 mm h⁻¹之间,第IV阶段(31日04~05时)在80~100 mm h⁻¹,小时雨强有阶段性增强的趋势,这种趋势非常稳定,第II、III和IV阶段几乎全都是由 ≥ 50 mm h⁻¹的极端短时强降水构成(俞小鼎等,2012; Chen et al., 2013; 郑永光等,2017)。另外,阶段降水的持续时长逐渐缩短,由第I阶段的6 h缩短到第IV阶段的2 h;不同阶段过渡(雨强减弱期)很短(1~2 h)。陆

河中心的降水表现出波动性特征(图2b),第一个降水波峰在30日08时前后,第二个降水波峰在31日04时前后,其降水强度要弱于高潭中心。

整体而言,两个极端中心的降水各有特点,但共同点在于持续时间长,是形成多站 ≥ 500 mm (24 h)⁻¹极端降水的原因之一。高潭中心强降水的持续性特征异常显著、对流性质明显、降水强度有阶段性增强特征,与2017年广州“5.7”极端降水(徐珺等,2018; 伍志方等,2018; 田付友等,2018)不同的是,此次过程并没有出现非常极端的小时雨强(≥ 120 mm h⁻¹),也不具备突发性的特征,24小时降水量破纪录是稳定、持续性强降水长时间累积的结果。

3.2 热带季风对流云团的演变特征

TBB能够定量表征中尺度对流系统的位置、范围与发展程度,并判断其强度及演变。从FY-2G监测反映(图3),30~31日华南沿海的热带对流云团非常活跃,并呈现逐渐北推的趋势,112°E以东的对流云团从南海北部移至华南南部,

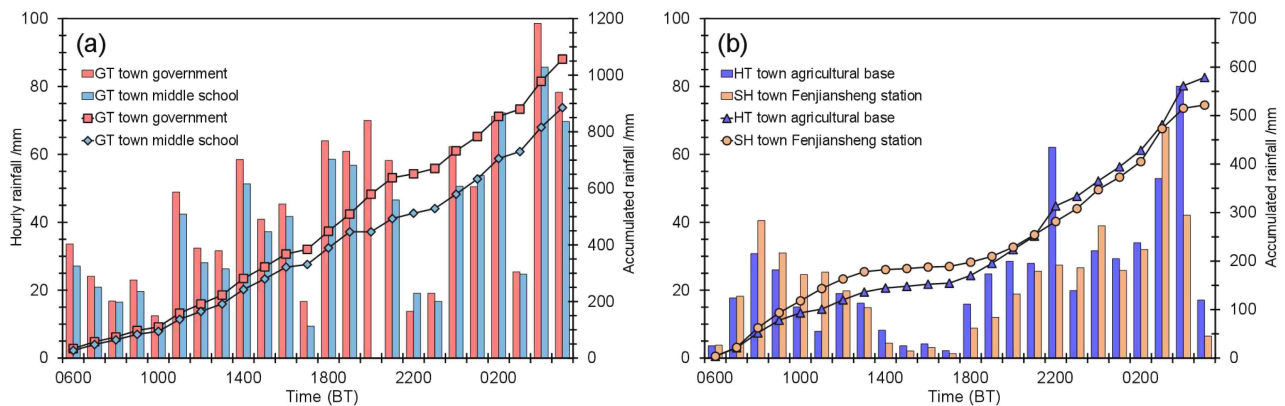


图2 2018年8月30日05时至31日05时(a)高潭中心高潭镇政府、高潭镇中学,(b)陆河中心河田镇农业基地、上护镇分健生站小时雨量(柱状,单位:mm)和累积雨量(折线,单位:mm)

Fig. 2 Observed hourly rainfall (bar, units: mm) and accumulated rainfall (fold line, units: mm) from 0500 BT 30 Aug to 0500 BT 31 Aug 2018: (a) The GT town government and GT town middle school; (b) the HT town agricultural base and SH town Fenjiansheng station

呈东西带状分布包含多个不同尺度的对流云团,其南侧由高层流出造成的絮状特征清晰。 -32 K 以下的云顶亮温范围在白天(图3c-e)明显大于夜间(图3a, b, f-i),这种对流云数量增长及发展旺盛程度的日变化特征,可能与大气少量吸收太阳短波辐射引起的非绝热增温、从而加剧水汽相变潜热释放,并最终导致白天较大范围的抬升凝结有关,该问题需要进一步从大气热量收支角度做更为详细的探讨。值得注意的是,夜间 -52 K 以下的云顶亮温范围减小不明显,华南东部沿海孤立对流云膨胀扩展,结构明显更紧凑密实,夜间热力条件变差,该对流云反而显著发展,局地潜热释放可能发挥着重要作用,其中心亮温 $<-62\text{ K}$,亮温等值线梯度呈非对称性分布,以北缘的亮温递减梯度最显著(图3f-h),但冷云区覆盖面积、持续时间并未达到MCC(中尺度对流复合体)标准,因此极端降水是 β -MCS造成的。

大尺度对流云带北推过程属于慢速移动型,具有准静止特征,使降水具备了持续性的特征。然而,与季风槽降水的弱环境风场不同,此次降水有低空急流配合(图7a),为何对流云团稳定在华南沿海?下面利用多普勒天气雷达进一步探讨引发极端降水的对流系统特征。

3.3 线状对流的发展与结构特征

前述可知强降雨持续时间极长是该次过程最典型的特征之一,基于多普勒天气雷达分析,引发高潭极端降水的回波发展演变与垂直结构具有如下特征:

3.3.1 超长生命期的线状 β -MCS

30日白天,广泛的层状回波($<40\text{ dBZ}$)镶嵌着很多侧向排列的 β 中尺度线状对流(图4a-c),其反射率强度在 $40\sim 50\text{ dBZ}$,入夜后层状回波面积显著缩小,这与前述TBB分析结果一致,线状对流数量从5~8条减至2条(图4f, g),反射率增强到 50 dBZ 以上,高潭附近的 β 中尺度线状对流(以下简称线状 β -MCS)几乎贯穿该次过程的始末,其位置稳定少变。该线状 β -MCS呈东北—西南走向,水平尺度介于 $30\sim 50\text{ km}$,持续时间超过 24 h ,属于典型的 β 中尺度对流系统,但具有超长生命期。

3.3.2 零散单体与线状 β -MCS的合并加强

从尺度分析的角度来说, β 中尺度对流系统持续时间一般只有数小时,很少超过 12 h ,该线状 β -MCS为何能如此长时间维持呢?分析发现,30日傍晚起上游地区(西南方向)不断触发零散的 γ 尺度对流单体(γ -MCS),从线状 β -MCS南端并入(图4d-g),这种由上游触发的 γ -MCS与线状 β -MCS合并现象在随后的31日凌晨更明显(图4h-i),其直接结果是使线状 β -MCS组织化发展,强度增强,并且发生形变,类似火把状,高潭降雨强度进入峰值阶段。

3.3.3 低顶高、低质心的对流结构

对流性天气类型与对流本身的结构有密切关系,具有倾斜结构的深对流很容易产生雷暴大风、冰雹等强烈对流性天气,然而热带海洋的暖云对流往往具有更高的降水效率,其产生的强对流以短时强降

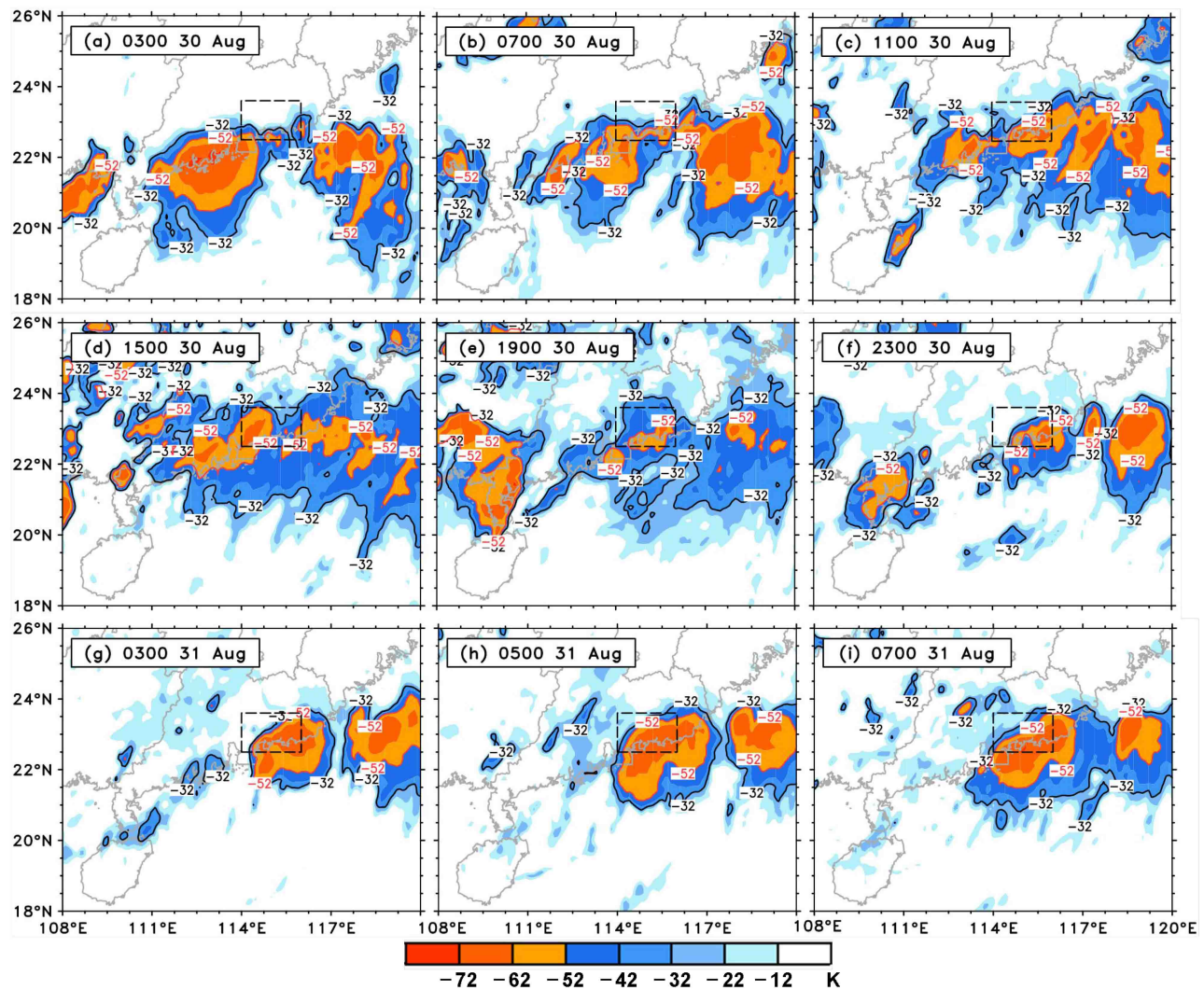


图3 2018年8月30日(a) 03时、(b) 07时、(c) 11时、(d) 15时、(e) 19时、(f) 23时, 31日(g) 03时、(h) 05时、(i) 07时地球静止轨道气象卫星FY-2G云顶亮温(Black Body Temperature, 简称TBB, 单位: K), 虚线方框表示高潭、陆河中心所在区域

Fig. 3 Black body temperature (TBB, units: K) at (a) 0300 BT, (b) 0700 BT, (c) 1100 BT, (d) 1500 BT, (e) 1900 BT, (f) 2300 BT 30 Aug, and (g) 0300 BT, (h) 0500 BT, (i) 0700 BT 31 Aug 2018 from the geostationary orbit meteorological satellite FY-2G. Dashed frames denote the control region for GT and LH

水为主(郝莹等, 2012; 孙继松和陶祖钊, 2012; 孙继松, 2014)。考虑到该 β -MCS具有超长的生命期, 为此选取其中比较有代表性时刻(30日18时00分、19时12分)的雷达回波体扫研究其垂直结构, 结合线状 β -MCS的位置与前述对高潭周边的中小尺度地形(图1b)分析发现, 该线状 β -MCS基本与大液河谷、大银瓶山、莲花山、五指嶂、高潭镇政府在同一条直线上(图5a), 剖面可见其回波发展高度较低, 顶高在9 km以下, 属于中等深对流(Xu and Zipser, 2011, 2012), 其中强回波(>50 dBZ)基本在3 km以下, 该气层以下环境温度在10°C以上(图略), 表明对流回

波主要由液态水粒子构成, 冰相态粒子含量低, 暖云过程引起的碰撞合并, 可归类为热带型低质心的对流(Vitale and Ryan, 2013), 造成了很高的降水效率。

值得注意的是, >40 dBZ的对流回波顶具有波状特征(图5a), 其波峰与山脉是对应的, 山脉产生的强迫抬升促使对流加强, 随低层背景风(西南偏南风)向下游移动稳定经过高潭镇政府, 造成持续性强降雨, 具备列车效应特征。结合19时12分线状 β -MCS三维结构来看, ≥ 40 dBZ的对流回波堆积在3 km以下(图5b), 也印证其质心低、顶高低的对流结构特征, 但速度三维结构反映出的

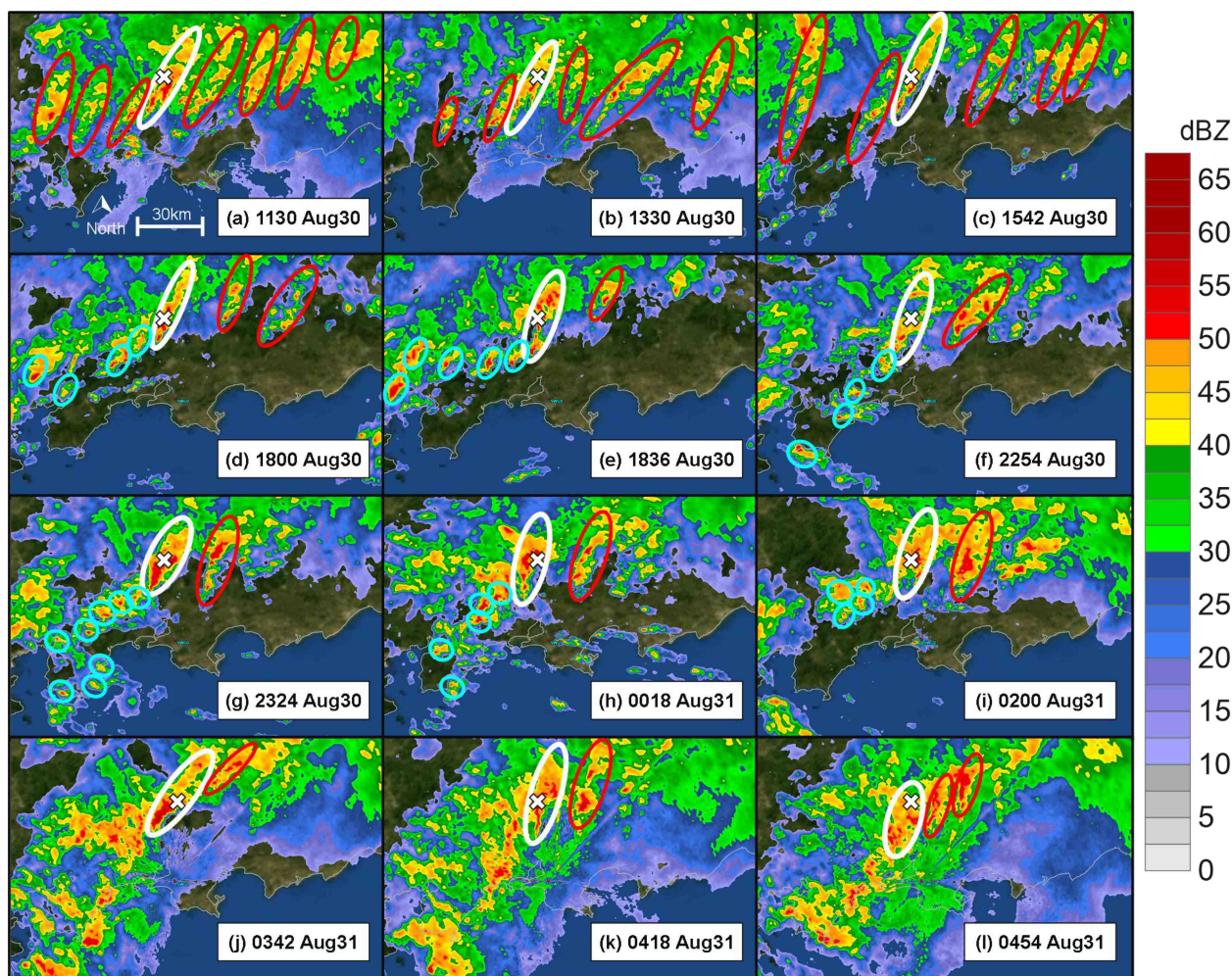


图 4 2018 年 8 月 30~31 日汕尾多普勒天气雷达 1.5°仰角基本反射率, “×”表示高潭镇政府, 红色椭圆圈表示线状中尺度对流系统, 其中位于高潭附近的线状中尺度对流系统以白色特别标示, 亮蓝色圆圈表示零散对流单体 (γ -MCS)

Fig. 4 Reflectivity at 1.5° elevation for Shanwei Doppler weather radar on 30–31 Aug 2018. The “×” denotes the GT town government; the red-colored ellipses denote linearly shaped MCSs (mesoscale convective systems), within which the linearly shaped MCSs around GT was specially marked in white; the bright blue ellipses denote γ -MCSs (γ -meso convective systems)

辐合并不明显, 仅仅在近地面有辐合 (图 5b), 速度辐合达到 17.1 m s^{-1} , 表明粗糙下垫面引起的强迫性辐合对线状 β -MCS 连续性触发及移动过程中的增强起到重要作用。

线状 β -MCS 南端不断有对流被触发, 具备准静止后部建立型的“列车带”特征 (Maddox et al., 1979; Bluestein and Jain, 1985; Doswell et al., 1996; Davis, 2001; Wang et al., 2014), 这与边界层地形摩擦触发、顺着低层背景风场移动有关。然而, 对流回波的主质心高度仅 1.8 km 左右 (图 5a), 比起以往的一些极端降水事件 (谌芸等, 2012; 方翀等, 2012; 傅佩玲等, 2018) 暖区部分的低质心型回波高度还要更低, 是否意味着在有利的中尺度

环境条件下、该区域特殊地形结构可以强迫促使水汽上升过程中, 在很低的高度就能快速凝结为降水雨滴呢? 还是热带季风对流独有鲜明的特征呢? 该部分需要从对流微物理角度做更多研究。

4 极端降水的多尺度环境场条件分析

4.1 季风低压的天气尺度强迫

季风低压引起如此极端的降水在历史上实为罕见, 该过程在天气尺度上有何特点呢? 图 6 可见, 925 hPa 季风低压有清晰的气旋性环流, 与之对应 500 hPa 有多条闭合等高线, 表明该低压系统较深厚, 其中心稳定在北部湾至越南北部, 低槽向东北方向伸展, 控制江南地区。南海处在低压中心东

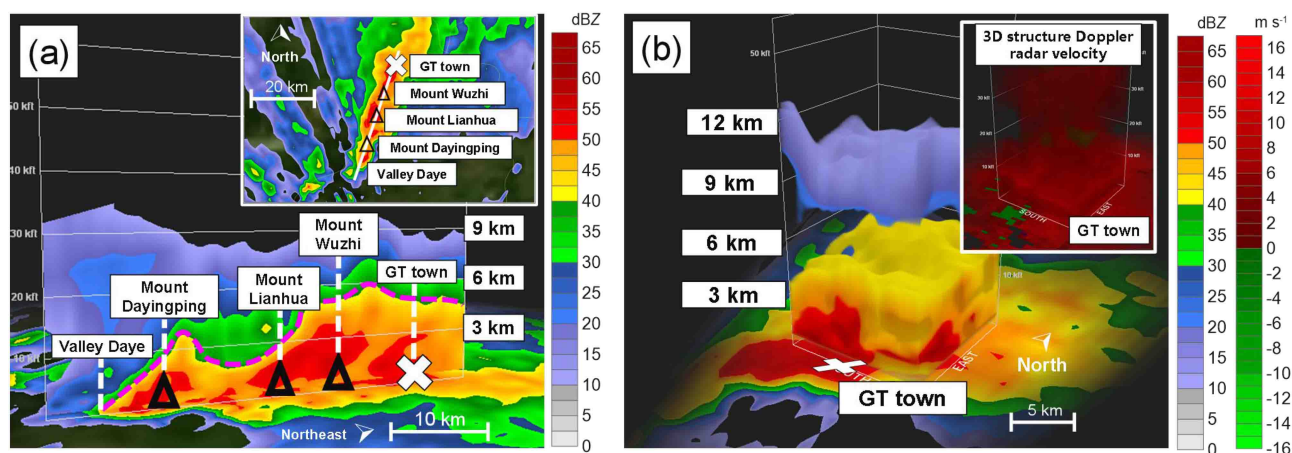


图5 (a) 2018年8月30日18时00分高潭附近线性 β -MCS雷达反射率垂直剖面, 紫红色虚线标注 >40 dBZ对流回波顶高边界, 右上角图为该时刻 1.5° 仰角上水平方向雷达反射率; (b) 8月30日19时42分高潭附近雷达反射率三维结构, 三维结构中黄色与红色反射率的部分表示 >40 dBZ的对流回波, 蓝色部分表示 <20 dBZ的云顶回波, 右上角图为该时刻雷达速度三维结构

Fig. 5 (a) Vertical cross section of radar reflectivity for the linearly shaped β -MCS around GT town at 1800 BT 30 Aug 2018 (the magenta-colored dashed line denotes the top boundary of the 40 dBZ convection echo; the diagram at the top right in (a) denotes the radar reflectivity at 1.5° elevation at the corresponding time); (b) the radar reflectivity three-dimensional structure at 1942 BT 30 Aug around GT town (the radar reflectivity three-dimensional structure shaded in yellow and red colors denotes convective echo >40 dBZ, while shaded in blue denotes top echo with reflectivity <20 dBZ; the diagram at the top right in (b) denotes the three-dimensional structure for the Doppler radar velocity around GT town at the corresponding time)

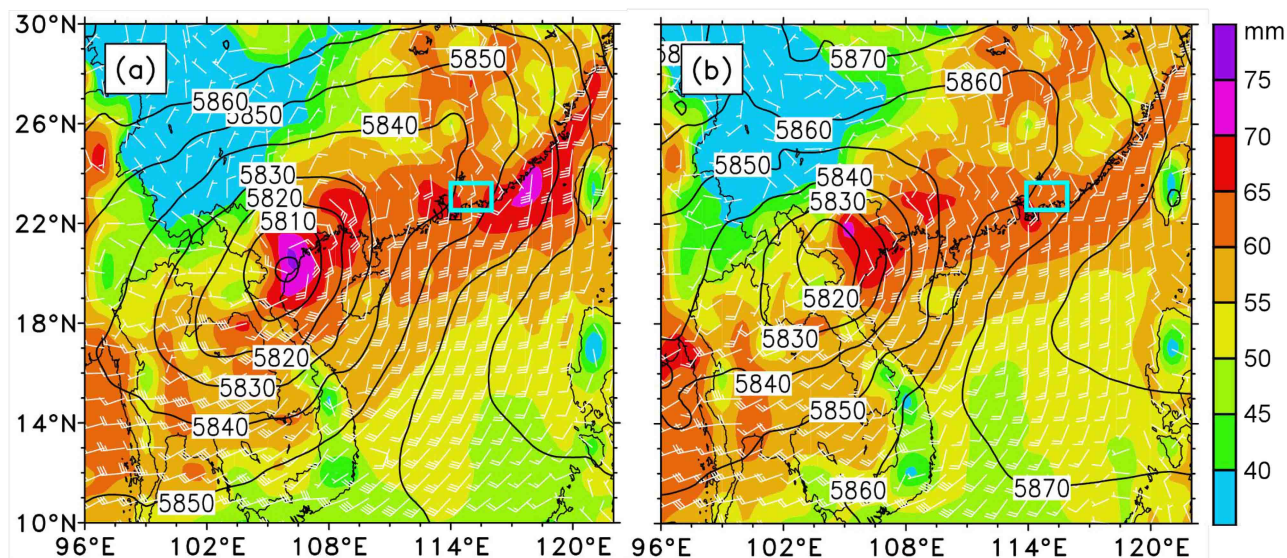


图6 2018年8月30日 (a) 08时和 (b) 20时基于NCEP/NCAR_FNL分析资料500 hPa位势高度(等值线, 单位: gpm)、925 hPa风(白色风杆)和PWAT(大气可降水量, 填色, 单位: mm), 亮蓝色方框表示高潭中心与陆河中心所在区域

Fig. 6 500 hPa geopotential height (solid black contours, units: gpm), 925 hPa wind (white barbs) and precipitable water (PWAT, color shading, units: mm) from NCEP/NCAR_FNL analysis data at (a) 0800 BT and (b) 2000 BT 30 Aug 2018. Bright blue frames denote the control region for GT and LH

侧的强盛西南或偏南季风急流区, 925 hPa 风速 $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$, 与华南海岸线形成较大的交角, 来自孟加拉湾和南海的两支水汽输送在华南海岸线汇合, 提供了充沛的水汽输送, PWAT (大气可降水量) >60

mm 的高值带稳定在华南海岸线。

可见, 季风低压从天气尺度提供了强迫, 边界层偏南急流在海陆边界附近有风速辐合(向岸风辐合), 叠加莲花山脉地形(图1a)的强迫抬升效

应引发该次强降雨过程, 这解释了特大暴雨沿莲花山脉呈东西带状分布的特征。

4.2 深厚暖湿层与大气对流不稳定

由于两个极端降水中心相距仅 30 km, 故选取高潭中心尝试窥探极端降水的中尺度环境场条件。由于水汽垂直梯度 ($\partial q/\partial p$) 是影响对流降水强度 ($R_c \propto w\partial q/\partial p$) 的重要因素 (俞小鼎, 2013; 孙继松, 2017), 分析发现 28 日起 $10\sim 14\text{ g kg}^{-1}$ 比湿层的高度趋于降低 (图 7a), 对流层低层水汽垂直梯度加大, 同时高 θ_{se} (假相当位温, $>340\text{ K}$) 从地面延伸至 400 hPa, 说明暖湿大气深厚, 而对流层中低层 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$, 呈现对流不稳定状态, 若有动力条件配合, 很容易有对流性降水发生。

风场演变 (图 7a) 可见, 29 日 20 时西南风风速从 850 hPa 附近开始增强并向上扩展, 900~800 hPa θ_{se} 为隆起结构, 随后高潭降水强度加强, 进入第 I 阶段 (图 2a), 可见极端降水前具备西南风增强、低层大气增暖增湿的先兆特征。30 日 20 时

900~800 hPa 风速略减弱, 对应随后 2 h 降水减弱, 31 日 02 时再度增强, 进入第 IV 阶段, 08 时风速趋于减弱, 降水显著减弱。 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 贯穿整个降水过程, 不稳定大气结构没有因为强降雨的发生而遭受破坏, 表明暖湿气流的持续输送及补充对于层结不稳定的维持非常关键。

从 30 日 20 时 115.30°E 的经向剖面 (图 7b) 发现, 华南海岸线附近边界层 (925 hPa 以下) 具有密集的风速递减梯度与较明显的上升运动, 该区域 850 hPa 以下有显著的水汽堆积 (水汽通量辐合区), 说明海陆边界及沿海地形强迫形成风速辐合为强降雨发生提供良好条件。

探空资料是获取大气垂直结构数据的重要手段, 香港京士柏探空位于高潭中心西南方向 150 km 左右, 可以较好地反映本地附近的大气层结状态。由于无明显的干冷空气参与 (图略), 图 8 反映整层大气温湿廓线始终很靠近, 具备深厚湿层, 最不稳定层一直在近地面 ($66\sim 87\text{ m}$), 说明近地面的暖

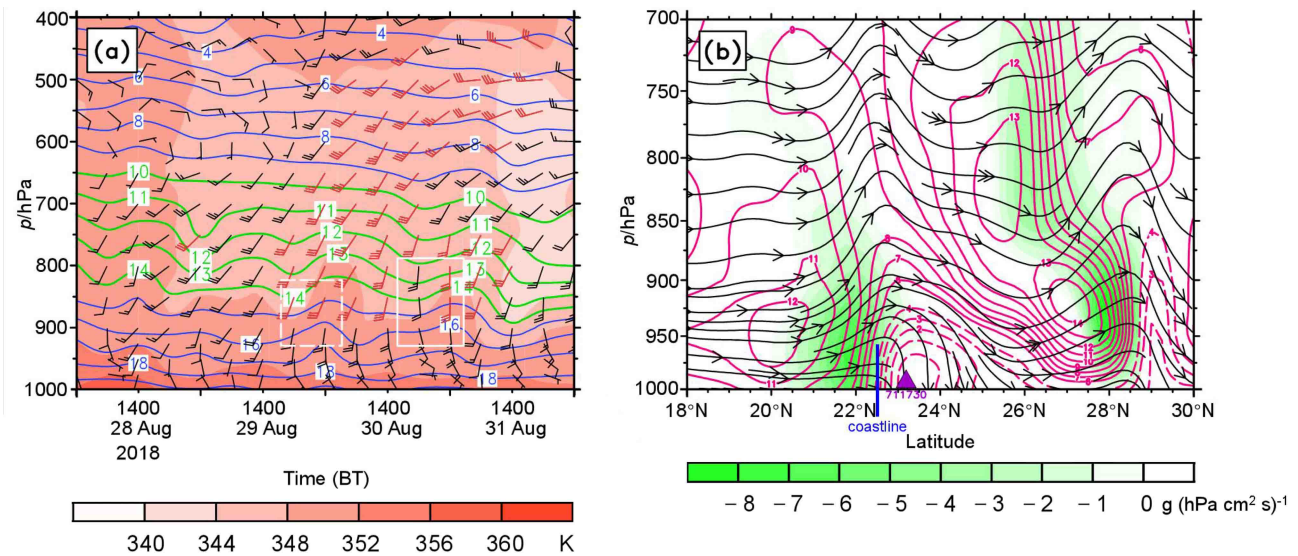


图 7 (a) 2018 年 8 月 28 日 02 时至 9 月 1 日 02 时高潭镇政府大气水平风 (风杆, 其中黑色风杆表示风速 $<12\text{ m s}^{-1}$, 红色风杆表示风速 $\geq 12\text{ m s}^{-1}$)、比湿 (等值线, 单位: g kg^{-1} ; 其中绿色等值线表示 $10\sim 14\text{ g kg}^{-1}$) 和假相当位温 (θ_{se} , 填色, 单位: K) 的垂直分布, 虚线框表示假相当位温开始升高, 实线框表示风速开始增强; (b) 8 月 30 日 20 时沿 115.30°E 过高潭镇政府 (紫色三角形, 711730) 水汽通量散度 [绿色阴影, 单位: $\text{g (hPa cm}^2\text{ s)}^{-1}$]、流线 (经向风—垂直速度合成, 垂直速度 $\times 100$) 和经向风风速 (紫红色等值线, 虚线为风速值 <5 , 单位: m s^{-1}) 的垂直—经向剖面, 蓝实线为海岸线

Fig. 7 (a) Time–height crosssection of wind [barbs, black (red) barbs indicate wind speed $<12.0\text{ m s}^{-1}$ ($\geq 12.0\text{ m s}^{-1}$)], specific humidity (contours, units: g kg^{-1} ; green contours denote the value for specific humidity from 10 to 14 g kg^{-1}), and pseudo-equivalent potential temperature (θ_{se} , shading, units: K) over GT town government from 0200 BT 28 Aug to 0200 BT 1 Sept 2018 (the dashed frame denotes the θ_{se} rising stage; the solid frame denotes the wind speed strengthening stage); (b) latitude–height cross section at 115.30°E for divergence of water vapor flux [green shading, units: $\text{g (hPa cm}^2\text{ s)}^{-1}$], stream lines (combine meridional wind with vertical velocity, 100 times for the vertical velocity), and meridional wind speed (magenta contours, dashed contours denote the values <5 , units: m s^{-1}) at 2000 BT 30 Aug 2018 [the blue solidline denotes the coastline; the purple triangle denotes GT town government (711730)]

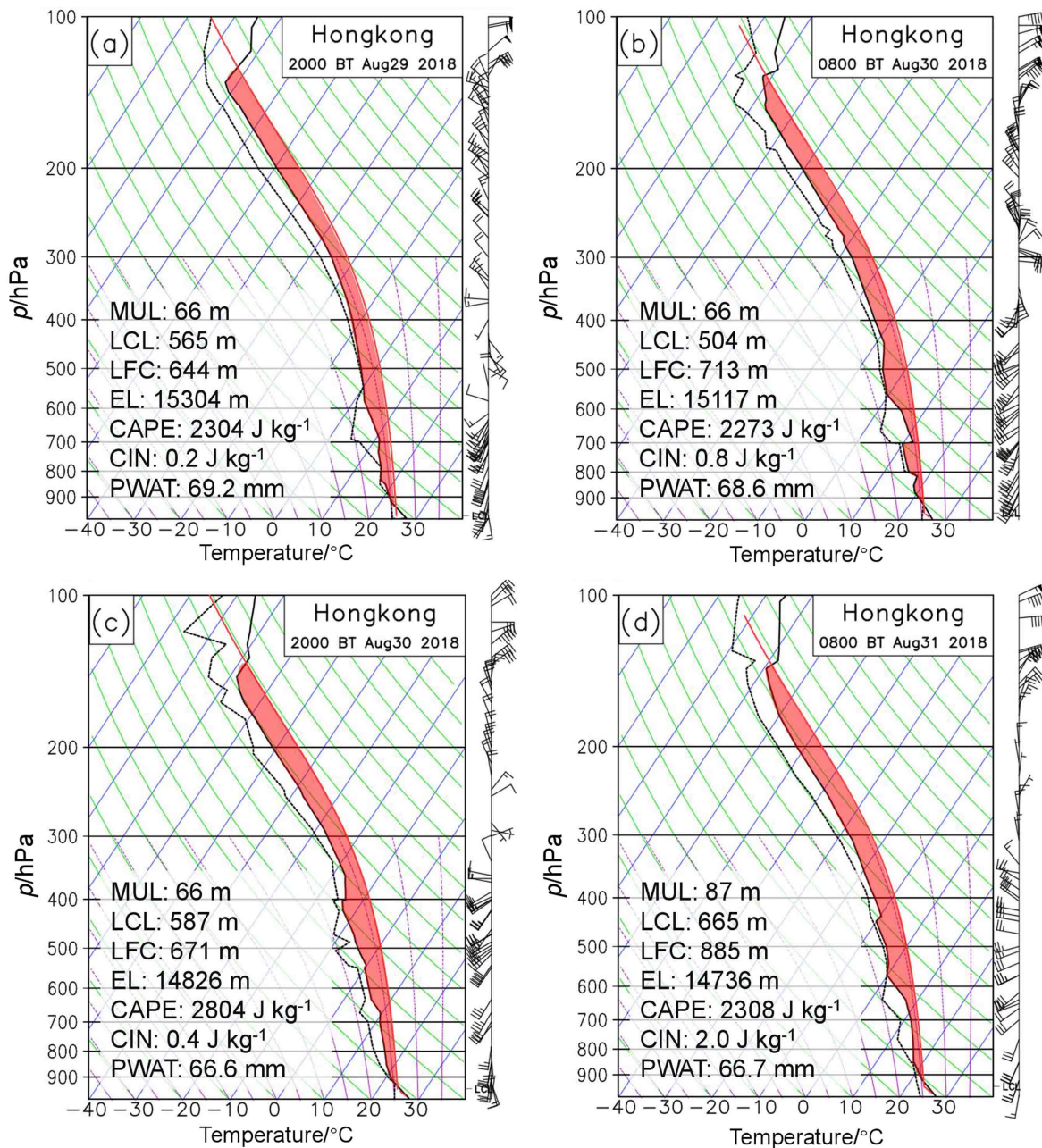


图8 2018年(a)8月29日20时、(b)8月30日08时、(c)8月30日20时、(d)8月31日08时香港京士柏站(站号45004) T - $\ln p$ 探空曲线图, 黑色实线表示环境温度曲线, 黑色虚线表示环境露点温度曲线, 红色实线为气块绝热上升曲线, MUL为最不稳定层高度, LCL、LFC和EL分别为抬升凝结高度、自由对流高度和平衡高度, CAPE(对流有效位能, 红色阴影)为从最不稳定层作为起始抬升点计算的对流有效位能, CIN(对流抑制能量)为基于订正虚温计算的对流抑制能量

Fig. 8 Skew T - $\ln p$ diagram over Hong Kong Kings Park sounding station (45004) at (a) 2000 BT 29 Aug, (b) 0800 BT 30 Aug, (c) 2000 BT 30 Aug, and (d) 0800 BT 31 Aug 2018. Ambient temperature, dewpoint temperature, and path of adiabatic uplift for parcel are represented by solid black line, dotted black line, and solid red line. MUL indicates the most unstable level; LCL, LFC, and EL indicate the lifting condensation level, level of free convection, and equilibrium level, respectively; CAPE indicates the convective available potential energy calculated from the most unstable level; and CIN indicates the convective inhibition based on the revised virtual temperature of the most unstable level

湿水汽对大气不稳定建立与维持起主要作用, 低层大气温度接近湿绝热递减, CIN非常弱 ($0 \sim 1 \text{ J kg}^{-1}$), 不具备能量储备机制, 因此没有出现

强对流风暴, 这与实况未发现雷暴大风、冰雹等的观测事实相符。加之LCL(抬升凝结高度)、LFC不高, 对流的触发并不需要很强的动力抬升,

对流发展很容易获得这些不稳定能量并加速上升凝结产生持续降水, 为该区域出现局地极端降水创造了可能。另外, $>2000 \text{ J kg}^{-1}$ 的 CAPE 贯穿整个降雨过程, 因此持续、稳定较强的 CAPE 是该次强降雨具备显著持续性特征的原因之一, 期间 CAPE 呈狭长、较“胖”的结构, 与热带云团型造成珠三角地区重大短时强降水过程非常类似 (陈元昭等, 2016), 其中 30 日 20 时 CAPE 增至 2804.0 J kg^{-1} , 对应随后高潭中心降雨进入最强阶段 (图 2a)。

通过观测分析表明, 该次极端降水有季风低压系统作为天气尺度强迫, 边界层偏南风急流提供持续、稳定的暖湿输送, 大气垂直结构表现为深厚暖层、深厚湿层, 并有持续的对流不稳定层结, 与 Chappell (1986) 研究的发生强降雨对流结构的环境非常类似, 受到华南海陆边界及沿海莲花山脉的地形正面抬升, 弱的 CIN 以及低的 LFC 等环境条件有利于被触发的对流迅速抬升凝结并产生密集降水, 图 9 给出了该次极端降水的多尺度环境条件的概念模型。为何最极端的降水发生在高潭这一特定区域? 如此强的降水落区为何会稳定落于同一地点呢? 文章后半部分从中小尺度热力、动力条件角度寻找原因。

5 对流触发演变与极端降水机理分析

大多数暖季极端降雨过程中都发现有列车效应 (Train Effect)、后向传播 (Back-building) 等现象, 很多研究都有明确提及列车效应这种现象, 但不同过程的列车效应成因不尽相同。海陆边界风场变化以及中小尺度地形对该次过程局地对流触发与演变如何起作用? 线状 β -MCS 组织化与长时间维持的原因是什么?

高潭附近地形条件颇为复杂 (图 10), 整体为北高南低的地形分布特征, 莲花山脉呈东北—西南走向, 南侧分布有许多数公里至数十公里的中小尺度河谷, 面向南海, 向南敞开, 若近地面盛行偏南风, 这些中小尺度河谷容易引起水汽的局地辐合。

5.1 海陆边界风向旋转维持与对流发展演变的关系

29 日 20 时高潭附近地区地面为偏东风场控制 (图 11a), 此时未发生降雨。30 日 05 时 (图 11b), 海岸线附近率先转为偏南风, 与原来偏东风相互作用, 在中小尺度河谷触发很多对流。值得

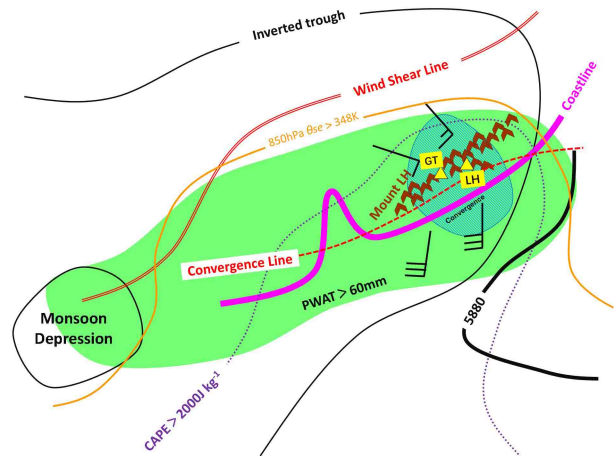


图 9 2018 年 8 月 30~31 日华南海极值降水事件的多尺度环境条件概念模型

Fig. 9 Multiscale schematic diagram for the extreme rainfall event over southern China during 30–31 Aug 2018

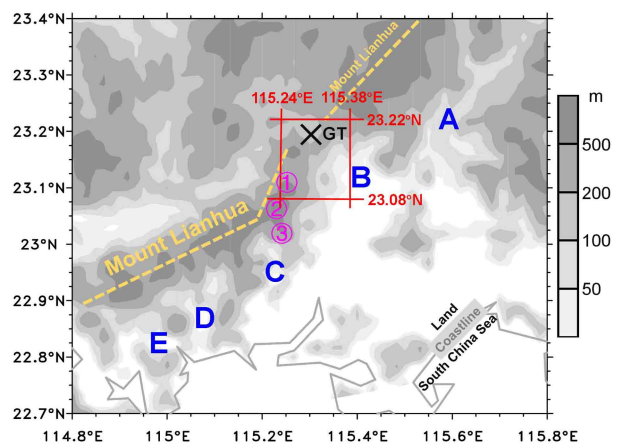


图 10 2018 年 8 月 30~31 日高潭附近中小尺度地形分布。“×”表示高潭镇政府; 字母表示河谷: A 为漯河河谷、B 为黄江河谷、C 为大液河谷、D 为赤石河谷、E 为圭景河谷; 数字表示山峰: ①为五指峰 (海拔 1186.2 m)、②为莲花山 (海拔 1337.3 m)、③为大银瓶山 (海拔 1100.0 m); 黄色虚线为莲花山脉; 红色方框为标注区域 ($23.08^{\circ}\text{N}\sim 23.22^{\circ}\text{N}$, $115.24^{\circ}\text{E}\sim 115.38^{\circ}\text{E}$)

Fig. 10 Meso-small scale terrain around GT town during 30–31 Aug 2018. The “×” denotes the GT town government; the letters denote the river valley, where A, B, C, D, and E indicate Luohe, Huangjiang, Daye, Chishi, and Guijing, respectively; figures denote mountain peaks, where ①, ②, and ③ indicate the Wuzhi, Lianhua, and Dayingping, respectively; the yellow dashed lines denote the Mountains Lianhua; the red frame indicates the labeled region ($23.08^{\circ}\text{N}\sim 23.22^{\circ}\text{N}$, $115.24^{\circ}\text{E}\sim 115.38^{\circ}\text{E}$)

注意的是, 大液河谷风场辐合配合低层西南风作用形成线状 β -MCS, 这与前述雷达观测分析结果对应。可见, 大液河谷聚拢并堆积暖湿空气造成的抬

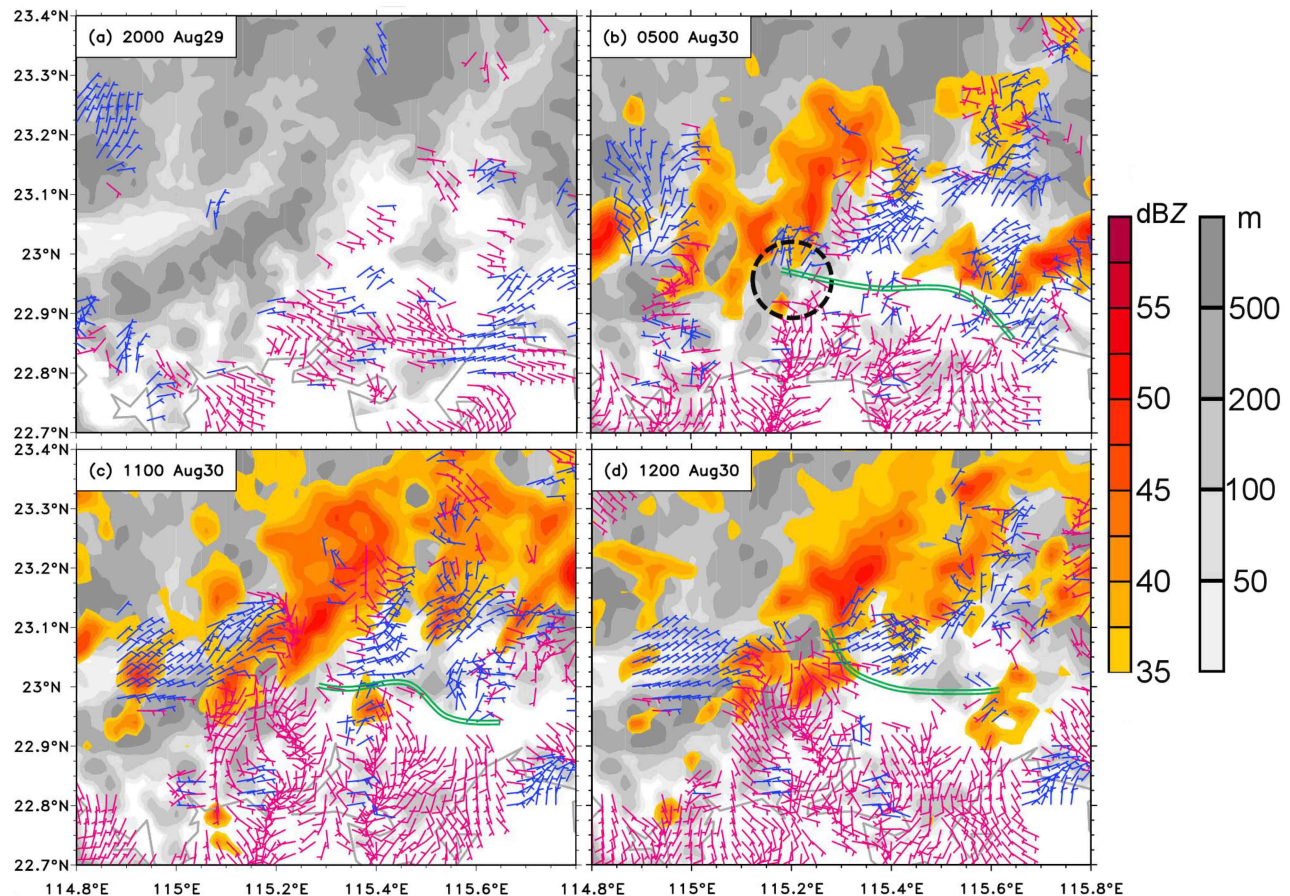


图 11 2018 年 8 月 29 日 (a) 20 时, 8 月 30 日 (b) 05 时, (c) 11 时, (d) 12 时地面区域自动站观测格点化风场。深蓝色风杆表示全风速有北风分量 ($v < 0$), 紫红色风杆表示全风速有南风分量 ($v > 0$); 橙色和红色阴影表示 2 km 高度 > 35 dBZ 雷达反射率 (单位: dBZ); 图 b、c 和 d 中的绿色双实线表示辐合线; 图 b 虚线圈表示大液河谷; 灰色阴影为地形

Fig. 11 Observed surface gridding wind field at (a) 2000 BT 29 Aug, (b) 0500 BT, (c) 1100 BT, and (d) 1200 BT 30 Aug 2018. Wind barbs with a northerly component are in deep blue and with a southerly component are in magenta; the radar reflectivity > 35 dBZ at 2 km above mean sea level (orange and red shading, units: dBZ); green double solid lines in (b), (c), and (d) denote shear lines; the circle in (b) denotes the Daye River valley; the gray shadings represent terrain

升, 对线状 β -MCS 南端的对流连续性触发非常关键。

随着海岸偏南风向北扩展范围, 其前沿与偏东风的形成的辐合线随之北抬至更为内陆的地区 (图 11b-d)。然而, 南风的增强直接造成大量零散的对流单体 (γ -MCS) 从上游地区赤石河谷、圭景河谷触发, 并且从西南侧向线状 β -MCS 合并 (图 12a-d), 并在随后的组织化增长过程中, 线状 β -MCS 强度显著增强 (图 12e-g), 与之对应高潭的降水强度不断加强。当偏南风减弱, 该区域的对流也明显减弱 (图 12h)。

从选取的江牡岛自动站分析 (图 13), 29 日 20 时至 30 日 05 时 (极端降水发生之前) 温度露点差仅 $0.2 \sim 0.3^\circ\text{C}$, 反映地面大气接近饱和状态,

但未发生降雨, 此时风向极不稳定, 降雨开始之后, 风向变化小, 稳定为偏南风, 风速表现为逐步增强。观测事实表明高湿的环境在降雨发生之前一直是存在的, 当风向转为偏南风, 并稳定下来, 降雨便开始发生, 而风速逐渐增强, 降雨强度也随之加强。

综合分析结果可见, 从对流触发、到线状 β -MCS 组织发展, 海岸风场变化特征是: 风向由偏东风顺转为偏南风, 风速不断增强, 这种特征与降雨强度不断加强有密切联系, 向岸风 (偏南风) 与向风敞开的中小尺度河谷配合, 显然更有利于该区域 γ -MCS 的连续性触发。那么, 为何海岸偏东风会顺转为偏南风? 转为偏南风后, 其长时间维持的机理是什么?

参考 Neumann (1977) 对海陆边界附近风向

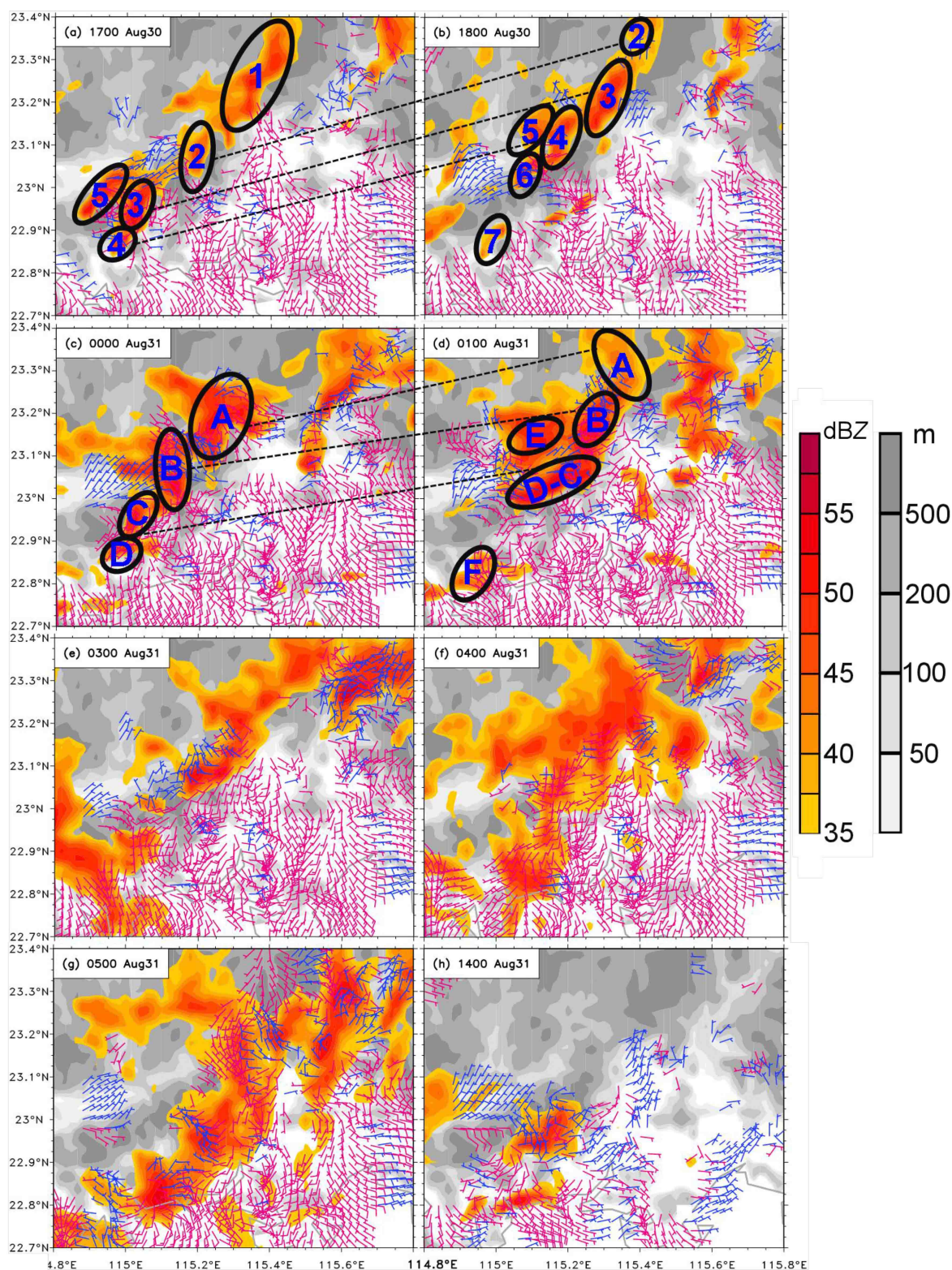


图 12 同图 11, 但为 2018 年 8 月不同时间: (a) 30 日 17 时; (b) 30 日 18 时; (c) 31 日 00 时; (d) 31 日 01 时; (e) 31 日 03 时; (f) 31 日 04 时; (g) 31 日 05 时; (h) 31 日 14 时。图 (a)、(b)、(c) 和 (d) 中椭圆内的数字和字母表示 γ -MCSs, 黑虚线表示该时刻至下一时刻 γ -MCSs 位置变化

Fig. 12 Same as in Fig. 11, but at (a) 1700 BT 30 Aug, (b) 1800 BT 30 Aug, (c) 0000 BT 31 Aug, (d) 0100 BT 31 Aug, (e) 0300 BT 31 Aug, (f) 0400 BT 31 Aug, (g) 0500 31 Aug, (h) 1400 BT 31 Aug 2018. The numbers and letters inside the ellipses in (a), (b), (c), and (d) denote γ -MCSs; the black dotted lines denote location evolution for γ -MCSs

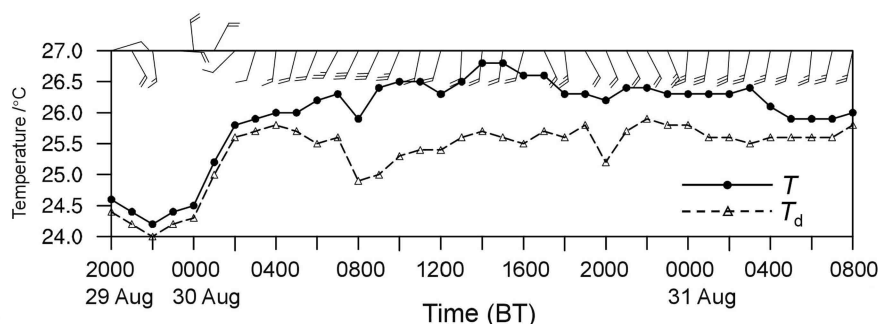


图 13 2018 年 8 月 29 日 20 时至 31 日 08 时江牡岛自动站 [站号 59504 (22.74°N, 115.18°E)] 逐小时气温、露点温度 (单位: °C) 和阵风 (风杆)

Fig. 13 Temperature, dew-point temperature (units: °C), and wind gusts (barbs) at 1 hour interval at Jiangmu Island station [AWS number: 59504 (22.74°N, 115.18°E)] from 2000 BT 29 Aug to 0800 BT 31 Aug 2018

旋转率的研究, 以定性分析该区域风场变化规律与原因。海陆边界风向旋转率方程为

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = -f + \frac{f}{U^2} (uu_g + vv_g) - \frac{1}{\rho U^2} \left(u \frac{\partial p_m}{\partial y} - v \frac{\partial p_m}{\partial x} \right) + \frac{1}{U^2} (uF_y - vF_x) - \left(u \frac{\partial \alpha}{\partial x} + v \frac{\partial \alpha}{\partial y} + w \frac{\partial \alpha}{\partial z} \right), \quad (1)$$

其中, α 为地面风向与 x 轴 (东西) 方向之间的夹角, f 为地转参数, ρ 为空气密度, U 为地面全风速, u 、 v 分别为地面风速的 u 、 v 分量, p_m 为中尺度气压扰动, u_g 、 v_g 分别为地转风的 u 、 v 分量, F_x 、 F_y 分别为 x 、 y 轴方向的摩擦力变化。公式 (1) 等号左端定义为风向的旋转率, 等号右端从左到右的五项分别为: 局地常数项、天气尺度项、中尺度气压梯度项、摩擦项和非线性变化项。

由于北半球 $f > 0$, 故局地常数项作用恒使海陆边界风向随时间呈顺时针变化 ($\partial \alpha / \partial t < 0$)。暂且不考虑非线性项作用。而摩擦项难以直接定性分析, 故参考 Shir (1973) 提出的湍流模式将 F_x 、 F_y 展开:

$$F_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial u'}{\partial z}, F_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial v'}{\partial z}, \quad (2)$$

其中 u' 、 v' 分别为局地地形摩擦引起风场扰动的分量。

基于观测数据事实与分析资料, 分析该次极端降水发生前 (以 29 日 20 时为例): 天气尺度项, 该区域对流层中层 (500 hPa) 处在季风低压东侧的西南流场中 (图 6), u_g 、 v_g 均为正值, 但高潭南侧的海陆边界地面为偏东风 (风向角度大致为 90°至 100°, 图 11a), 忽略 v 分量, $u < 0$, 故有 $\partial \alpha / \partial t < 0$, 即天气尺度项使旋转率增加, 强迫海岸

偏东风顺转变化; 中尺度气压梯度项, $\partial p_m / \partial y < 0$, $\partial \alpha / \partial t < 0$, 表明中尺度气压梯度项作用也是使旋转率增加的, 强迫海岸偏东风顺转变化; 摩擦项, 考虑到摩擦力在垂直方向上的差异, 假定扰动叠加于海岸偏东风上, 基于公式 (2) 即有 $u < 0$ 、 $u' < 0$ 、 $v' > 0$, v 风很小取值为 0, 摩擦作用下扰动 u' 、 v' 随高度减弱, 即有 $F_x < 0$, $F_y > 0$, 所以 $\partial \alpha / \partial t < 0$, 强迫海岸偏东风顺转变化。同理, 分析极端降水期间 (8 月 30 日 05 时至 8 月 31 日 05 时, 海陆边界盛行偏南风), 结果如表 1 所示。

定性诊断结果分析显示, 极端降水发生之前, 高潭附近的海陆边界盛行偏东风, 季风低压的天气尺度强迫、地面低压槽区的中尺度气压梯度强迫, 及与高潭附近局地地形的共同作用, 使海陆边界附近的偏东风顺转为偏南风。当海陆边界附近转为偏南风后, 降水显著增强, 季风低压的天气尺度项与地形摩擦力项发生改变, 强迫偏南风发生逆转变, 但此时地面低压槽区的中尺度气压梯度项仍然强迫偏南风顺转变化。所以, 当天气尺度强迫项、摩擦力项与中尺度气压梯度项对海陆边界的风向顺逆转变形成反向强迫, 达到平衡状态, 最终使该区域的偏南风能长时间维持。可见, 这种海陆边界的偏南风维持是多尺度相互作用并取得平衡的结果。

5.2 局地垂直风切变对强烈温度梯度的响应

大量研究表明, 那些伴随风雹的深对流系统发展维持非常依赖于环境的垂直风切变 (Johns and Doswell, 1992) 以及地面冷池出流的持续抬升 (Luo and Chen, 2015; Wu and Luo, 2016), 然而该次过程未观测到雷暴大风、冰雹等强对流天气, 并且前述分析发现对流发展高度较低, 那么线状 β -

MCS 是如何维持、其组织化发展原因是什么?

首先, 利用香港京士柏就近时刻(30 日 08、20 时)探空边界层温度垂直递减率将不同海拔高度地面区域自动站的观测温度订正到同一高度(100 m), 再计算区域(22.7°N~23.4°N, 114.8°E~115.8°E)平均温度, 最后把订正后自动站温度减去区域平均温度。从图 14 可见, 排除地形条件差异后, 大气温度大致为正常的南暖北冷分布(图 14a), 然而从 30 日傍晚起标注区域(23.08°N~23.22°N,

115.24°E~115.38°E, 图 14a~d 蓝色方框)东部有“暖脊”建立, 出现强烈的纬向温度梯度, 高潭位于该密集的梯度带(图 14b)。为何该处“暖脊”突然建立呢?结合前述分析, 标注区域为“西高东低”的斜坡地形, 地形从东向西由海拔<40 m 的黄江河谷过渡至>1000 m 的莲花山脉(图 10), 由于暖湿偏南风在海拔较低的黄江河谷向北扩展并不断增强(图 11, 12), 但同时受到莲花山脉阻挡, 因此“暖脊”在黄江河谷显著发展。下面尝试分析

表 1 极端降水之前(8月30日05时之前)、极端降水期间(8月30日05时至8月31日05时)高潭附近海陆边界风向旋转率变化
Table 1 Rotation rate evolution of the near-surface wind direction over the coastline around Gaotan (GT) before and during the extreme rainfall (from 0500 BT 30 Aug to 0500 BT Aug 2018)

天气尺度项		中尺度气压梯度项	摩擦力项
极端降水之前(盛行偏东风)	旋转率增加, 顺转偏东风→偏南风	旋转率增加, 顺转偏东风→偏南风	旋转率增加, 顺转偏东风→偏南风
极端降水期间(盛行偏南风)	旋转率减小, 逆转偏南风→偏东风	旋转率增加, 顺转偏南风→偏西风	旋转率减小, 逆转偏南风→偏东风

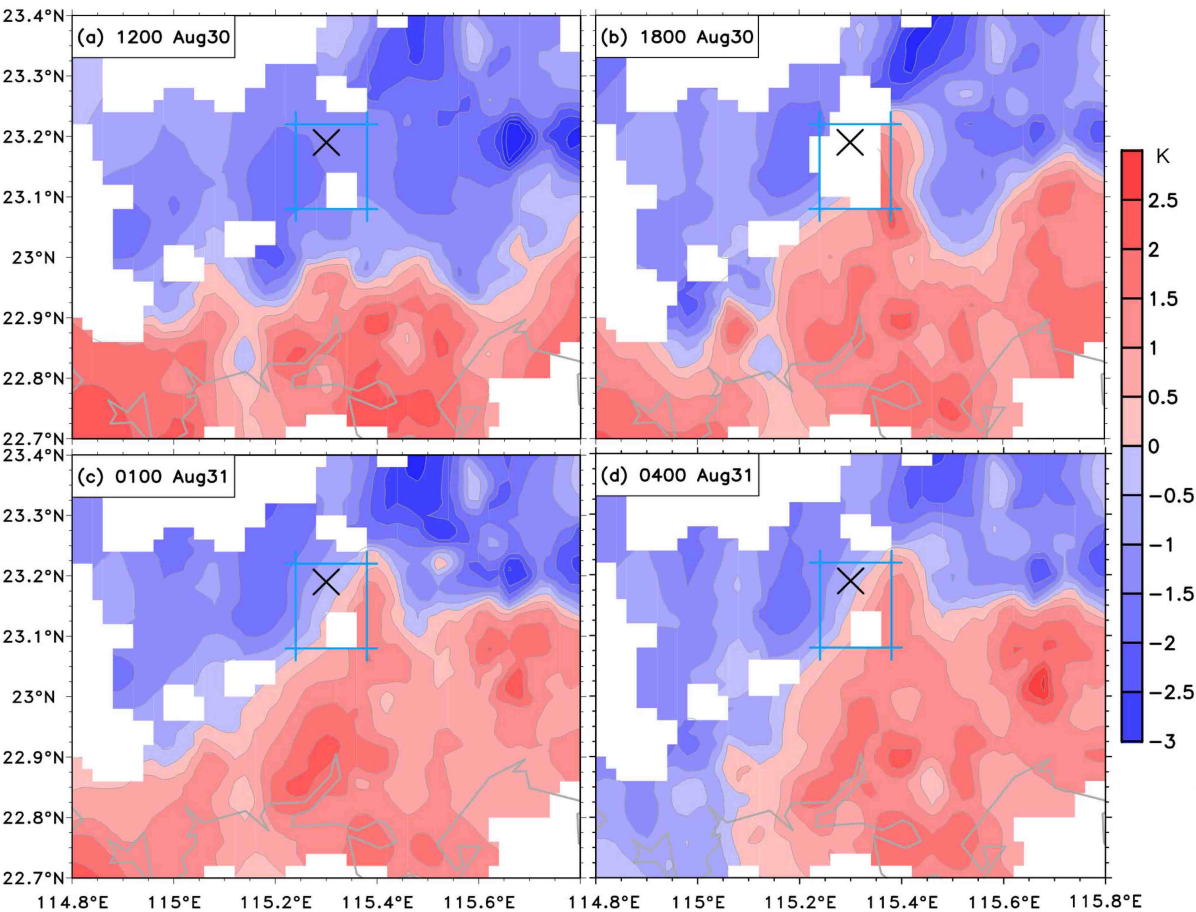


图 14 高潭附近区域(22.7°N~23.4°N, 114.8°E~115.8°E)温度距平分布(单位: K): (a) 30 日 12 时; (b) 30 日 18 时; (c) 31 日 01 时; (d) 31 日 04 时。蓝色方框(同图 10 红色方框)为标注区域(23.08°N~23.22°N, 115.24°E~115.38°E), “×”标注高潭镇政府
Fig. 14 Temperature anomalies (units: K) distribution in area around GT (22.7°N~23.4°N, 114.8°E~115.8°E) at (a) 1200 BT, (b) 1800 BT 30 Aug, (c) 0100 BT, (d) 0400 BT 31 Aug 2018. The blue frames (corresponding to the red frame in figure 10) denote the labeled region (23.08°N~23.22°N, 115.24°E~115.38°E); the “×”denotes the GT town government

密集的温度梯度与局地垂直风切变的关系及其在对流维持中的作用。

为了解决具有超长生命期的线状 β -MCS 组织过程及对流维持的问题, 对中尺度动力学方程组进行线性简化处理, 暂不考虑区域内垂直运动的水平、垂直变化, 所以方程组简化为

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + k \frac{\partial u^2}{\partial z^2}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \frac{g}{T} \theta, \quad (5)$$

$$\pi = c_p \theta_0 \left(\frac{p}{1000} \right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (6)$$

其中, π 为代替气压 p 的 Exner 函数, k 为湍流系数, θ 为标注区域位温 (单位: K), θ_0 为标注区域 (图 14a 蓝色方框) 位温平均值, c_p 为定压比热容 [单位: $\text{J}(\text{kg K})^{-1}$], T 为标注区域热力学温度均值 (单位: K), g 为重力加速度 (取 9.8, 单位: m s^{-2})。对公式 (3)、公式 (5) 分别作 z 、 x 的偏微分处理后相加, 简化处理得到公式 (7), 由于标注区域无明显的锋面及切变线, 故可假定触发对流的垂直运动完全由地形强迫造成, 即 $w = u \cdot \Delta h$, u 为纬向风, ∇h 为标注区域内的纬向地形坡度, w 表示由纬向风与纬向地形坡度强迫造成的垂直运动。结合公式 (4)、公式 (7) 最终得到公式 (8), 即标注区域垂直风切变对温度梯度的响应函数。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial x}. \quad (8)$$

由于垂直风切变是对流发展、维持的重要条件 (Weisman and Klemp, 1982, 1984; Weisman and Rotunno, 2000), 必须指出局地地形对于中小尺度的垂直风切变影响是大尺度分析资料很难反映的。基于中尺度垂直风切变对温度梯度响应的尺度分析研究表明, 水平温度梯度量级为 $1 \text{ K} (10 \text{ km})^{-1}$, 形成对流所需的垂直风切变的时间在十几分钟到 1 小时 (孙继松和杨波, 2008), 我们很难将其响应时间具体定量。为此取其中位值, 即假设响应时间为半小时 (1800 s), 并从观测实况计算标注区域的热力学均温及订正后的温度梯度 ($\partial \theta / \partial x$), 最终计算得到标注区域垂直风切变 (表 2)。

从表 2 分析, 标注区域从 30 日 18 时起水平温度梯度增强至 $3.3 \sim 3.5 \text{ K} (10 \text{ km})^{-1}$, 是 30 日 12 时的 6 倍以上。由强烈水平温度梯度强迫形成的局地垂直风切变在 $20 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 左右, 比基于 NCEP_FNL 分析数据计算得到的大尺度环境风低层 ($0 \sim 3 \text{ km}$) 垂直切变大了一个量级, 表明标注区域东西方向的斜坡地形及冷池边界造成的强烈水平温度梯度, 强迫局地垂直风切变明显增强, 这解释了高潭附近的对流从 30 日傍晚开始不断组织化发展维持、上游地区连续触发的 γ -MCS 东移至该处后得到加强的重要原因, 并最终造成列车效应过程, 一方面使高潭强降雨持续不断, 另一方面使降水强度表现出阶段性增强的特征。所以, 局地垂直风切变的生长来源于标注区域特定的中小尺度斜坡地形及其与暖湿气流发展共同引起的热力差异。线状 β -MCS 的组织化过程机制与早期提出的“RKW 理论”对飚线发展维持 (Rotunno et al., 1988; Parker and Johnson, 2004) 有很大差异, 该次过程新生对流传播方向更接近于 PS 型 (Parallel Stratiform, Parker and Johnson, 2000), 这显然与飚线前侧不断触发对流、

表 2 高潭附近标注区域 ($23.08^\circ\text{N} \sim 23.22^\circ\text{N}$, $115.24^\circ\text{E} \sim 115.38^\circ\text{E}$) 的垂直风切变在高潭镇政府极端降水第 I~IV 阶段的演变

Table 2 Evolution of the vertical wind shear in the labeled region ($23.08^\circ\text{N} \sim 23.22^\circ\text{N}$, $115.24^\circ\text{E} \sim 115.38^\circ\text{E}$) around GT during states I to IV of the extreme rainfall over GT town government

	$\frac{\partial \theta}{\partial x} / \text{K} (10 \text{ km})^{-1}$	区域均温 T/K	环境的垂直风切变/ 10^{-3} s^{-1}	标注区域垂直风切变/ 10^{-3} s^{-1}
第 I 阶段(2018年8月30日12时)	0.50	297.22	1.65^*	2.97
第 II 阶段(2018年8月30日18时)	3.37	298.67	$1.10^\#$	19.90
第 III 阶段(2018年8月31日01时)	3.47	298.28	1.17^{**}	20.50
第 IV 阶段(2018年8月31日04时)	3.38	298.30	1.17^{**}	20.00

注: *、#和**分别为基于 NCEP/NCAR_FNL 分析资料 2018 年 8 月 30 日 14、20 时和 31 日 02 时计算的 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变

从而延长飑线发展生命期的方式不同。

然而, 从前述对雷达回波演变及剖面结构分析线状 β -MCS 排列较松散、组织性不太强, 这可能与季风低压本身斜压性较弱、垂直方向缺乏不同类型天气系统配置影响有关, 仅由海陆边界及沿海复杂地形强迫更倾向于产生尺度较小的 MCS, 由此发展起来的对流不容易组织化为结构紧凑的 MCS。当然, 关于标注区域线状 β -MCS 更为细致的内部结构, 日后需要开展高分辨率的数值模拟予以更充分的探讨。

6 结果与讨论

2018 年 8 月 30~31 日广东高潭 24 小时雨量打破广东省历史极值, 该次过程是华南后汛期非热带气旋引起的、历史罕见的极端降水事件。文章基于多源资料开展综合分析, 并从中尺度动力学的角度重点探讨了超长生命期线状 β -MCS 的形成及组织维持等问题, 定性、定量地解释了引发极端降水的中尺度对流系统可能物理过程与机制。研究结论如下:

(1) 该次过程具有暴雨范围广、强降水持续时间极长、降雨逐阶段增强、过程累积雨量极端等特点。特大暴雨沿莲花山脉呈带状分布, 镶嵌有高潭、陆河两个 $\geq 500 \text{ mm } 24^{-1}$ 的极端降水中心。高潭 24 小时雨量 1056.7 mm 刷新广东历史纪录, 其降雨的对流性质显著、强度阶段性增强以及持续时间极长是造成破纪录的主要原因。

(2) 季风推动旺盛的热带对流云团北涌至华南, 造成海岸对流持续触发、后向传播并稳定少动。高潭极端降水是由一条超长生命期、准静止、低顶高、低质心的线状 β -MCS 直接造成的。

(3) 季风低压系统作为该次过程的天气尺度强迫背景场, 边界层强盛的偏南风持续、稳定地提供着充沛的水汽输送, 华南沿海具备高温高湿的对流环境条件, 向岸风效应配合莲花山脉的地形抬升, 为该区域产生局地极端降水创造了可能。

(4) 线状 β -MCS 组织化增长、高潭降雨强度不断增强与地面风场的调整变化有密切关系。利用海陆风旋转率方程定性分析表明, 沿岸偏东风顺转、偏南风长时间维持是多尺度机制调节的结果, 季风低压的天气尺度强迫、高潭附近地形摩擦使海岸偏南风逆转, 与中尺度气压梯度强迫偏东风顺转相互作用, 顺逆转强迫达到平衡状态, 是偏南风长时间

维持的关键。

(5) 高潭附近西高东低的斜坡地形以及偏南风增强引起黄江河谷一侧“暖脊”发展, 同时抑制山脉一侧冷池出流扩展, 形成了该区域强烈的纬向水平温度梯度。基于中尺度动力学方程的定量诊断结果表明, 局地垂直风切变对这种强烈的水平温度梯度有显著的响应作用, 该区域局地垂直风切变显著增强是线状 β -MCS 不断地组织化增长以及对流维持的动力机制。

文章基于观测事实与中尺度大气动力学相结合的方法对该次极端降水进行了较为详细的剖析, 但诸如线状 β -MCS 微物理过程对降水效率的影响、局地垂直风切变如何作用于线状 β -MCS 本身等关键问题, 都有待利用高分辨率的数值模拟予以深刻的研究。

参考文献 (References)

- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42(16): 1711–1732. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<1711:fomlop>2.0.co;2
- 湛芸, 孙军, 徐珺, 等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一) 观测分析及思考 [J]. *气象*, 38(10): 1255–1266. Chen Yun, Sun Jun, Xu Jun, et al. 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing. Part I: Observation and thinking [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 38(10): 1255–1266. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.10.012
- 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]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 42(2): 144–155. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.02.002
- Chappell C F. 1986. Quasi-stationary convective events [M]// *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston, MA: American Meteorological Society, 289–310. doi: 10.1007/978-1-935704-20-1_13
- Chen C S, Lin C Y, Chuang Y J, et al. 2002. A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the Mei-yu season [J]. *Atmospheric Research*, 65(1): 129–149. doi:10.1016/s0169-8095(02)00061-3
- 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 Meteorologica Sinica*, 27(6): 868–888. doi:10.1007/s13351-013-0605-x
- Chen T J. 1992. Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season [J]. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 70(1): 497–561. doi:10.2151/jmsj1965.70.1b_497

- 丁一汇. 2015. 论河南 75.8" 特大暴雨的研究: 回顾与评述 [J]. *气象学报*, 73(3): 411–424. Ding Yihui. 2015. On the study of the unprecedented heavy rainfall in Henan Province during 4–8 August 1975 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 73(3): 411–424. doi:10.11676/qxxb2015.067
- Davis R S. 2001. Flash flood forecast and detection methods [J]. *Meteor. Monogr.*, 28(50): 481–526. doi:10.1175/0065-9401-28.50.481
- 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
- Ding Y H, Liu Y J. 2001. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998 [J]. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 79(1): 255–276. doi:10.2151/jmsj.79.255
- Doswell C A III, 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
- 方翀, 毛冬艳, 张小雯, 等. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析 [J]. *气象*, 38(10): 1278–1287. Fang Chong, Mao Dongyan, Zhang Xiaowen, et al. 2012. Analysis on the mesoscale convective conditions and characteristics of an extreme torrential rain in Beijing on 21 July [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 38(10): 1278–1287. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.10.014
- 傅佩玲, 胡东明, 张羽, 等. 2018. 2017 年 5 月 7 日广州特大暴雨微物理特征及其触发维持机制分析 [J]. *气象*, 44(4): 500–510. Fu Peiling, Hu Dongming, Zhang Yu, et al. 2018. Microphysical characteristics, initiation and maintenance of record heavy rainfall over Guangzhou region on 7 May 2017 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 44(4): 500–510. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.003
- 郝莹, 姚叶青, 郑媛媛, 等. 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警 [J]. *气象*, 39(8): 902–912. Hao Ying, Yao Yeqing, Zheng Yuanyuan, et al. 2012. Multi-scale analysis and nowcasting of short-time heavy rainfall [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 39(8): 902–912.
- Jiang X L, Ren F M, Li Y J, et al. 2018. Characteristics and preliminary causes of tropical cyclone extreme rainfall events over Hainan Island [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 35(5): 580–591. doi:10.1007/s00376-017-7051-0
- Johns R H, Doswell C A III. 1992. Severe local storms forecasting [J]. *Wea. Forecasting*, 7(4): 588–612. doi:10.1175/1520-0434(1992)007<0588:slsf>2.0.co;2
- 李博, 刘黎平, 赵思雄, 等. 2013. 局地低矮地形对华南暴雨影响的数值试验 [J]. *高原气象*, 32(6): 1638–1650.
- Li Bo, Liu Liping, Zhao Sixiong, et al. 2013. Numerical experiment of the effect of local low terrain on heavy rainstorm of South China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 32(6): 1638–1650.
- 李春晖, 吴志伟, 蒙伟光, 等. 2017. 影响华南后汛期季风持续性暴雨和热带气旋持续性暴雨的大尺度环流背景分析 [J]. *热带气象学报*, 33(1): 11–20. Li Chunhui, Wu Zhiwei, Meng Weiguang, et al. 2017. Compared analysis characteristics of impact of large scale circulation on the persistent heavy rains in post-flood season in South China associated with monsoon and tropical cyclone [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 33(1): 11–20. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2017.01.002
- 李泽椿, 谌芸, 张芳华, 等. 2015. 由河南 “75·8” 特大暴雨引发的思考 [J]. *气象与环境科学*, 38(3): 1–12. Li Zechun, Chen Yun, Zhang Fanghua, et al. 2015. Consideration by “75·8” extreme heavy rainfall event in Henan [J]. *Meteorological and Environmental Sciences (in Chinese)*, 38(3): 1–12. doi:10.3969/j.issn.1673-7148.2015.03.001
- 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 Yali, Wang Hui, Zhang Renhe, et al. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River basin [J]. *J. Climate*, 26(1): 110–132. doi:10.1175/jcli-d-12-00100.1
- Luo Yali, Chen Y. 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 Yali, Wu Mengwen, Ren Fumin, et al. 2016. Synoptic situations of extreme hourly precipitation over China [J]. *J. Climate*, 29(24): 8703–8719. doi:10.1175/jcli-d-16-0057.1
- Luo Yali, Zhang Renhe, Wan Qilin, 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
- 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
- 蒙伟光, 张艳霞, 戴光丰, 等. 2007. 华南沿海一次暴雨中尺度对流系统的形成和发展过程 [J]. *热带气象学报*, 23(6): 521–530. Meng Weiguang, Zhang Yanxia, Dai Guangfeng, et al. 2007. The formation and development of a heavy rainfall mesoscale convective system along southern China coastal area [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 23(6): 521–530. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2007.06.001
- 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]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 33(1): 53–63. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2017.01.006
- 慕建利, 王建捷, 李泽椿, 等. 2008. 2005 年 6 月华南特大连续性暴雨的环境条件和中尺度扰动分析 [J]. *气象学报*, 66(3): 437–451.
- Mu Jianli, Wang Jianjie, Li Zechun, et al. 2008. A study of environment and mesoscale convective systems of continuous heavy rainfall in the South of China in June 2005 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66(3): 437–451.
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R. 1979. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60(2): 115–123. doi:10.1175/1520-0477-60.2.115
- Meng Weiguang, Zhang Yanxia, Dai Guangfeng, et al. 2008. The formation and development of a mesoscale convective system with heavy rainfall along South China coastal area [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 14(1): 57–61.
- 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
- Neumann J. 1977. On the rotation rate of the direction of sea and land breezes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34(12): 1913–1917. doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1913:otrot>2.0.co;2
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128(10): 3413–3436. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:omomm>2.0.co;2
- Parker M D, Johnson R H. 2004. Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(5): 545–567. doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0545:sadoqm>2.0.co;2
- 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
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨 [J]. *大气科学*, 32(6): 1352–1364. Sun Jisong, Yang Bo. 2008. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(6): 1352–1364. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.10
- 孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题 [J]. *气象*, 38(2): 163–173. Sun Jisong, Tao Zuyu. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 38(2): 163–173.
- 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]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 40(1): 1–6. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.001
- 孙继松. 2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系 [J]. *暴雨灾害*, 36(6): 498–506. Sun Jisong. 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 36(6): 498–506. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2017.06.002
- 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
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(4): 961–976. doi:10.1175/mwr2899.1
- Schumacher R S, Johnson R H. 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136(10): 3964–3986. doi:10.1175/2008mwr2471.1
- Shir C C. 1973. A preliminary numerical study of atmospheric turbulent flows in the idealized planetary boundary layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30(7): 1327–1339. doi:10.1175/1520-0469(1973)030<1327:apnsa>2.0.co;2
- Srock A F, Bosart L F. 2009. Heavy precipitation associated with southern Appalachian cold-air damming and Carolina coastal frontogenesis in advance of weak landfalling tropical storm Marco (1990) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(8): 2448–2470. doi:10.1175/2009mwr2819.1
- 田付友, 郑永光, 张小玲, 等. 2018. 2017 年 5 月 7 日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制 [J]. *气象*, 44(4): 469–484. Tian Fuyou, Zheng Yongguang, Zhang Xiaoling, et al. 2018. Structure, triggering and maintenance mechanism of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7 May 2017 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 44(4): 469–484. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.001
- Tian Fuyou, Zheng Yongguang, Zhang Tao, et al. 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China [J]. *J. Meteorol. Res.*, 29(3): 370–384. doi:10.1007/s13351-014-4119-y
- Vitale J, Ryan T. 2013. Operational recognition of high precipitation efficiency and low-echo-centroid convection [J]. *J. Operational. Meteor.*, 1(12): 128–143. doi:10.15191/nwajom.2013.0112
- 王坚红, 徐碧裕, 刘刚, 等. 2014. 华南前汛期广东暴雨分区动力特征及特大暴雨分析 [J]. *气象与环境学报*, 30(6): 43–51. Wang Jianhong, Xu Biyu, Liu Gang, et al. 2014. Dynamics characteristics of rainstorm division in Guangdong Province and analysis of a severe rainstorm process [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 30(6): 43–51.
- 王坚红, 杨艺亚, 苗春生, 等. 2017. 华南沿海暖区辐合线暴雨地形动

- 力机制数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 41(4): 784–796. Wang Jianhong, Yang Yiya, Miao Chunsheng, et al. 2017. The numerical study of terrain dynamic influence on warm area heavy rainfall of convergence lines in South China coast [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(4): 784–796. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16182
- 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 Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 59(1): 115–119.
- 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 Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(3): 323–342.
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等. 2018. 2017 年广州“5·7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性 [J]. *气象*, 44(4): 485–499. Wu Zhifang, Cai Jingjiu, Lin Liangxun, et al. 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. *Meteorological Monthly. (in Chinese)*, 44(4): 485–499. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.002
- 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
- Wang C C, Kuo H C, Chen Y H, et al. 2012. Effects of asymmetric latent heating on typhoon movement crossing Taiwan: The case of Morakot (2009) with extreme rainfall [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(11): 3172–3196. doi:10.1175/jas-d-11-0346.1
- Wang H, Luo Y L, Jou 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, 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:tuovws>2.0.co;2
- Wu Duochang, Meng Zhiyong, Yan Dachun. 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
- Wu Mengwen, Luo Yali. 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. Meteorol. Res.*, 30(5): 719–736. doi:10.1007/s13351-016-6089-8
- 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
- 徐珺, 毕宝贵, 湛芸, 等. 2018. “5·7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析 [J]. *气象学报*, 76(4): 511–524. Xu Jun, Bi Baogui, Chen Yun, et al. 2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(4): 511–524.
- Xu Weixin, Zipser E J. 2011. Diurnal variations of precipitation, deep convection, and lightning over and east of the eastern Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 24(2): 448–465. doi:10.1175/2010jcli3719.1
- Xu W X, Zipser E J. 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(7): L07802. doi:10.1029/2012gl051242
- Xu Weixin, Zipser E J, Chen Yileng, et al. 2012. An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(8): 2555–2574. doi:10.1175/mwr-d-11-00208.1
- 俞小鼎. 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法 [J]. *暴雨灾害*, 32(3): 202–209. Yu Xiaoding. 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 32(3): 202–209. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2013.03.002
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展 [J]. *气象学报*, 70(3): 311–337. Yu Xiaoding, Zhou Xiaogang, Wang Xiuming. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 70(3): 311–337.
- 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等. 2009. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析 [J]. *热带气象学报*, 25(5): 551–560. Zhang Xiaomei, Meng Weiguang, Zhang Yanxia, et al. 2009. Analysis of mesoscale convective systems associated with a warm sector heavy rainfall event over South China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 25(5): 551–560. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2009.05.005
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎. 2017. 强对流天气预报的一些基本问题 [J]. *气象*, 43(6): 641–652. Zheng Yongguang, Tao Zuyu, Yu Xiaoding. 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 43(6): 641–652.
- Zhang F Q, Weng Y H, Kuo Y H, et al. 2010. Predicting typhoon

- Morakot's catastrophic rainfall with a convection-permitting mesoscale ensemble system [J]. *Wea. Forecasting*, 25(6): 1816–1825. doi:10.1175/2010waf2222414.1
- Zhang R H, Ni Y Q, Liu L P, et al. 2011. South China heavy rainfall experiment [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89A: 153–166. doi:10.2151/jmsj.2011-a10
- 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 Meteorologica Sinica*, 27(5): 626–635. doi:10.1007/s13351-013-0507-y
- Zheng Yongguang, Xue Ming, Li Bo, et al. 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(11): 1218–1232. doi:10.1007/s00376-016-6128-5