

何立富,陈涛,孔期. 华南暖区暴雨研究进展. 应用气象学报, 2016, 27(5): 559-569.
doi:10.11898/1001-7313.20160505

华南暖区暴雨研究进展

何立富* 陈涛 孔期

(国家气象中心,北京 100081)

摘 要

华南前汛期暴雨预报一直是我国大气科学界的一个研究热点,特别是发生在锋前的暖区暴雨,由于其天气尺度斜压性强迫不明显,环境大气水汽含量丰富,热动力不稳定性强,边界层触发机制复杂,以及特殊的地形和海陆热力差异的外强迫作用,导致暴雨突发性强,地域性特征显著,也是困扰预报业务人员的难点问题。目前我国预报业务中使用的全球数值预报模式对暖区暴雨的预报能力十分有限,高分辨率中尺度数值模式的预报效果也不尽人意。该文回顾了近 40 年华南前汛期暴雨大部分研究成果,针对华南暖区暴雨的提出及典型背景场、暖区暴雨与低空急流的关系、暖区中尺度对流系统的形成及传播、暖区暴雨触发机制等独特的天气动力学特征进行了系统梳理与分析,并依据前人研究成果及中央气象台预报实践经验,总结提炼了 3 类华南暖区暴雨类型——边界层辐合线型、偏南风风速辐合型,以及强西南急流型的天气系统配置及触发因子。最后提出针对华南暖区暴雨需要进一步研究的科学问题。

关键词: 暖区暴雨;斜压性强迫;海陆热力差异;边界层辐合线;中尺度对流系统

引 言

华南前汛期暴雨作为我国夏季风雨带的第 1 阶段,具有中国汛期暴雨的共同之处,它通常是副热带高压(简称副高)西北侧的西风带系统与来自低纬度地区的西南或偏南暖湿气流共同作用的结果,其锋面系统具有广义梅雨锋结构特征;但由于地处低纬度地区,华南暴雨与长江流域的梅雨及华北盛夏暴雨相比又有一定的地域性特征。在华南暖季,由于温度水平方向变化远不及因辐射和对流所引起的温度局地变化,其锋面斜压特征明显不及中纬度地区。海峡两岸气象学家的研究证实^[1-9],华南静止锋的结构与典型的中纬度锋具有显著差异,中纬度锋主要表现为温度对比(斜压锋区),而华南静止锋主要是湿度对比(湿度锋区),而温度梯度不明显;华南静止锋具有较强的相当位温梯度和深厚的湿中性层,其上不断有对流不稳定发生。大量观测研究^[10-16]表

明,华南暴雨与传统的挪威学派气旋理论迥异,气旋波动模式中的主要天气现象为锋系活动,降水发生在冷空气一侧,暖区多晴好天气;但华南地区强降水区通常并不是出现在锋际或锋后,而是位于锋前暖区,暖区暴雨是华南暴雨最显著的特点,特别是一些罕见的特大暴雨,绝大多数出现在锋前暖区中。暖区暴雨具有明显的中尺度特征,它常常与强对流活动相联系,突发性强,短时雨强大,易引发洪涝灾害,给经济建设和人民生命财产带来重大损失。

华南前汛期暴雨一直是我国大气科学界的研究热点,20 世纪 70 年代至今,我国先后开展了 4 次较大规模的外场加密观测科学试验^[17-20]。1977—1982 年首次华南前汛期暴雨试验表明,华南暴雨具有明显的暖区强降雨特征;通过 1983—1993 年中国台湾地区中尺度试验(TAMEX),对华南暴雨锋面性质及中尺度对流系统(MCS)的形成及发展有了许多新的认识;90 年代,由中国气象科学研究院主持先后开展了 1994 年华南特大暴雨研究集中攻关和 1998

2016-06-20 收到,2016-07-27 收到再改稿。

资助项目:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)

* email: helifu@cma.gov.cn

年国家“九五”攀登科技专项“海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究”(简称为华南暴雨科学试验, HUA-MEX), 应用自动气象站、风廓线仪、多普勒天气雷达、气象卫星、全球定位探测系统以及机载下投式探空等新型遥感探测技术和手段, 结合中尺度数值模式, 对华南暴雨监测分析和 β 中尺度结构及变化过程等方面取得了大量成果; 近十几年来, 国家科技部又连续开展“我国重大天气灾害形成机理与预测理论研究”和“我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究”两个国家重点基础研究发展计划项目以及中国南方暴雨野外科学试验(SCHeREX, 2008/2009年), 中国气象科学研究院牵头组织各相关单位暴雨研究领域的专家学者先后对梅雨锋上 α 中尺度及空间尺度更小的 β 中尺度暴雨系统的结构、机理展开了深入研究, 形成了一批具有应用前景的中尺度暴雨监测与预报技术及理论, 并逐步在我国各级业务部门推广应用^[21-23]; 2013年后中国气象局组织了南海季风降水试验(SCRM EX), 在新型中尺度观测技术、暖区对流发生发展机制、精细化定量降水预报(QPF)技术等方面取得了诸多进展^[24-29]。

华南暖区暴雨由于其独特的中尺度对流特征, 长期以来一直是大气科学研究和定量降水预报业务中的难点问题。由于暖区暴雨往往发生在锋前西南暖湿气流中, 有时则发生在西南风和东南风汇合气流里, 甚至一致的西南气流辐合区, 同时华南地区复杂的地形以及海陆热力差异等外强迫作用, 使其预报难度非常大。为了系统梳理华南暖区暴雨的独特天气学特征及锋前暖区里中尺度对流系统形成和发展机制, 以及凝练华南暖区暴雨有待继续深入研究的科学问题, 本文系统回顾和总结了近40年华南暖区暴雨研究进展及部分成果, 并在此基础上, 总结提炼出3类华南暖区暴雨天气系统配置关系, 以期在实际预报业务提供分析思路。

1 华南暖区暴雨的天气学特征

1.1 华南暖区暴雨的提出

华南前汛期的4—6月, 西太平洋副高北移, 夏季偏南季风开始活跃, 将热带洋面上大量暖湿空气不断输送到华南地区; 西风带的冷空气活动逐步减弱, 但仍频繁影响华南地区, 在两者共同作用下, 华南地区形成了一个季节性雨带。华南前汛期暴雨中, 有相当一部分出现在冷锋前的暖区中, 在这个区域存在湿度和位势不稳定, 均满足暴雨发生条件, 若

出现有利的触发条件, 便可生成一个个中尺度对流系统, 带来一个个中尺度雨团。观测资料分析显示^[30-34], 华南准静止锋雨带不时出现多个雨区或两条雨带; 卫星云图资料也表明: 在准静止锋云带的南侧, 特别是在中部丘陵和华南沿海地区常常伴有多个深对流云团发展。20世纪70年代末期开展的华南前汛期暴雨试验发现^[17], 在观测到的总计12次暴雨过程中, 有11次过程中出现锋前暖区暴雨, 可见暖区暴雨是华南前汛期暴雨的主要形式之一。进一步分析发现, 5月中旬以前, 华南地区雨带主要位于华南北部, 降雨性质以锋面性质降水居多; 5月中旬以后, 受西南季风影响, 强降雨带移至华南沿海, 降水量增大, 主要表现为暖区降水。锋前暖区暴雨的降水量比锋面降水明显偏大, 其局地性强, 降水范围小, 夜雨现象明显。基于此, 将华南前汛期暴雨分为两类: 一类是大范围一般性暴雨, 由冷空气——锋面等西风带低值系统引起, 从本质上看, 它与中高纬度地区暴雨机制相同, 只是锋面较弱; 另一类是影响严重但范围较小的暖区强对流性暴雨, 主要由热带天气系统和来自孟加拉湾—南海中南部的暖湿西南气流, 以及来自西太平洋的暖湿东南气流所引起。李真光等^[35]研究也表明, 华南暴雨的形成有两种基本天气过程: 一种是冷锋暴雨, 在形成热低压或热倒槽后, 西风带有冷性低槽进入, 相应西太平洋副高西伸, 使华南沿海西南气流的厚度增高。而低层热低压或热低槽由于暖平流加强而获得发展, 并伴有超地转的低空西南急流产生, 在冷空气激发下, 形成华南暴雨过程; 另一种是锋前暖区暴雨, 在热低压的东南象限与越赤道气流结合, 在850 hPa上形成强偏南类低空急流。地面冷空气未到达时, 可造成广东沿海的强降雨, 且暴雨量远大于冷锋暴雨。黄士松^[17]为暖区暴雨提出了一个较为宽泛的定义: 暖区暴雨一般是指发生在地面锋面南侧暖区, 或是南岭附近至南海北部没有锋面存在、华南未受冷空气或变性冷高脊控制时产生的暴雨。此类暴雨大多发生在地面锋面系统前端200~300 km位置(有时与锋面系统的距离更大), 有时则发生在西南风和东南风的汇合气流中, 甚至无切变的西南气流里。在第2种情况下, 华南出现暴雨时, 冷空气和锋面离广东省较远, 甚至未来2~3 d均不可能受到冷空气影响, 暖区暴雨更多是指这种情况。

根据《广东省天气预报技术手册》^[36], 暖区暴雨具有以下共同特点: 强度大, 一般为冷锋暴雨强度的3~5倍; 范围小, 多呈块状, 一般仅占整个暴雨区

面积的 $1/3 \sim 1/4$ 以下,其尺度只有几十到几百公里,有的特大暴雨区宽度仅 $20 \sim 30$ km;降水对流性强,常伴有强烈雷暴活动,回波顶高达 $14 \sim 16$ km;降水时段集中。陶诗言^[10]对 1961—1970 年华南地区 4—6 月降水量统计显示,广西、广东、福建三省区均有超过 900 mm 的最大降雨中心。广西的极值中心位于以桂林为中心的桂北地区,广东的最大降水中心有 3 个:云开大山迎风侧的恩平和阳江附近、九连山的迎风侧的粤中地区、粤东沿海。1977—1982 年第 1 次华南野外科学试验的观测事实也表明,华南前汛期降水有两个大值带:一条雨带位于武夷山到南岭南麓,另一条雨带位于华南沿海地区。华南前汛期暴雨绝大部分表现出暖区暴雨性质,强降水中心大多与特定地形对暖湿空气的对流触发和动力强迫关系密切^[17]。

1.2 华南暖区暴雨典型背景场特征

暴雨是不同尺度系统共同作用的结果,要有高中低层系统的适当配置(动力及动力不稳定条件),还需要有利的内在条件(水汽、热力不稳定条件)。分析表明:绝大多数华南暴雨过程均有西风槽配合,它诱导冷空气南侵,与低纬度槽前的暖湿空气共同作用下导致华南暴雨的发生,从冷空气路径的差异可以区分华南前汛期暴雨的天气类型^[17]。总体来说,华南前汛期暴雨典型环流配置有如下特点^[37-38]:①副热带高空西风急流北跳,稳定在 30°N 以北;②副高脊稳定在 18°N 附近或以南地区,华南上空为平直西风带,低层常存在南北两条低空急流;③中高纬度地区均有低槽活动,北方冷空气与活跃的东亚季风气流交汇于华南;④200 hPa 中南半岛上为南亚高压控制。陶诗言^[10]通过对大量华南暴雨过程综合分析也指出,华南暴雨环流型的特点是南支槽与北支槽的共同作用,中纬度西风带较为平直,并有短波槽东移,引导冷空气南下,同时南支西风带有低槽自青藏高原南侧东移,在槽前输送大量暖湿空气,两者交绥于南岭以南地区,造成华南暴雨。根据地面锋面、低空急流等关键天气系统的配置关系,从业务预报角度给出了华南前汛期暴雨 4 类天气学概念模型:锋面低槽型、锋际低空急流型、锋面低空急流型和低涡锋面型。

由于先前中尺度观测资料的缺乏,对暖区暴雨环流系统配置关系及环境场热动力特征还有待进一步研究。黄土松^[17]最先提出华南暖区暴雨天气具有如下特点:一是暖切变暴雨,暖区内具有一定斜

压性的大气中西南风与东南风的辐合触发产生的中尺度暴雨带多数为南北走向,与边界层中尺度的偏南风急流相一致,有时是偏东气流与西南气流的切变触发的;二是沿海急流暴雨,当华南沿海低空西南风迅速加强,形成南海北部的低空急流时,对应的沿海暴雨区形成东西向分布,有时可持续数日,形成特大暴雨;三是锋前急流暴雨,华南地区锋前低空急流较常见,低空急流核附近的风速脉动或风速辐合区可触发锋前暖区的对流性暴雨,通常与冷锋一起南移的低空急流所引起的暖区暴雨也随之南移。林良勋^[36]对华南暖区暴雨典型环流特征也归纳为 3 种类型:回流暴雨型、高空槽型和强西南季风型,其中回流暴雨型一般出现在 4 月初—5 月中旬,主要表现为暖区中边界层存在着一定斜压性,回流东风与西南风辐合所触发的中尺度暴雨。一般情况下,出现回流暴雨是在前一股冷空气变性减弱东移出海,后一股冷空气尚在长江流域之时;高空槽型暖区暴雨主要表现为华南沿海地面为一致的偏南风,强烈的边界层风速辐合及地形强迫抬升效应,或由地面中尺度低压、中尺度切变线所触发的中尺度暴雨;强西南季风型暖区暴雨多出现在 5 月中旬以后,主要表现为华南地区低压槽强烈发展,季风气流加强推进到南海北部和华南上空,低空急流轴或大风核以及边界层风速脉动、地形抬升效应等中尺度触发机制与暖区暴雨的形成有密切关系。

依据已有研究成果^[17,36,39-41]及中央气象台预报实践经验,本文总结了如下 3 类典型华南暖区暴雨的天气系统配置关系。

边界层辐合线型。暖区暴雨主要由边界层西南风与东南风或偏南风的辐合配合中尺度地形抬升,以及地面中尺度辐合线、中尺度能量锋(露点锋)、中尺度海风锋等所触发。其环流形势:500 hPa 中高纬度地区多为两脊一槽型或两槽一脊型,中低纬度华西地区多为阶梯槽形势,南支槽前西南气流较为强盛,华东地区为弱高压脊;低层 850~925 hPa 上,长江流域有冷暖式切变线,华南大部为明显的西南或偏南风,华南东部为南到东南风,两者形成辐合渐近线,或北部湾附近出现低压倒槽,华南中西部沿海为暖式切变;地面东海以东为出海的变性高压区,华南东部沿海为来自其南侧的偏东风;对流层上层 200 hPa 上,南亚高压多位于中南半岛附近,华南中南部上空气流呈散开状。

偏南风速辐合型。暖区暴雨主要由华南沿海

强烈的低层偏南风风速辐合加上地形的抬升效应,以及地面中尺度暖式切变线或中尺度低压所触发。其环流形势:500 hPa 中高纬度地区多为两脊一槽型,中低纬度华西地区到中南半岛有西风槽,且南支槽槽底位置偏南且东移缓慢,南海副高呈明显的带状;低层 850~925 hPa 上,西南风一直推进到长江流域,配合暖式切变线也位于长江一线,随着 500 hPa 南支槽逼近,华南西部的西南气流急剧加强,在中西部沿海形成明显的风速辐合;地面维持宽广强盛的低压槽,广东沿海偏南风不断加强;对流层上层 200 hPa 上,中南半岛到江南南部一直存在强盛的副热带高空急流,华南东部位于高空急流右侧分流区中。

强西南急流型。暖区暴雨主要由低空急流轴或大风核以及边界层风速脉动加上地形抬升所触发。其环流形势:500 hPa 中高纬度地区多为两脊一槽型,槽区位于贝加尔湖地区。中低纬度华西地区到西南地区有西风槽,且东移缓慢,南海副高主体偏东,脊线在 16°N 附近;850 hPa 上,西南地区为低压区,江南到西南地区有切变线,西南季风气流从中南半岛加强推进到南海北部和华南上空,急流轴在华南沿海地区;地面西南低压槽发展,华南沿海偏南风较强,长江以南无锋面或有时有弱静止锋;对流层上层 200 hPa 上,南亚高压位于中南半岛北部,华南上空具有明显的辐散气流。

1.3 低空急流、凝结潜热释放对华南暖区暴雨作用

低空急流是形成暴雨的重要天气系统,统计表明,大约 75%~80% 的华南暴雨与低空急流(LLJ)有关,而暖区暴雨基本伴有低空西南急流发展或边界层急流加强^[36]。低空急流对华南暴雨的作用,很多人进行了探讨。研究表明,LLJ 强烈的动力抬升和气旋式切变是产生暴雨的有利动力背景^[42-45];陶祖铎^[46]分析得出,低空急流区总是与暖舌相结合,在暖舌两侧则相应为冷舌。由于低层 θ_{se} 的增大,使局地层结变得极不稳定,有利于对流的发展,同时急流轴上风的不均匀性及由南向北输送的水汽是引起水汽堆积的主要因素;汪永铭等^[47]计算三维空间流场发现,低空急流轴前方左侧为辐合上升区,其上层有辐散中心配合,并与右侧的下沉运动组成了一个大的垂直次级环流圈,高低空急流同时存在的环境场有利于中尺度对流活动的发展。巢纪平^[48]研究表明,若低空急流中存在风速脉动,低空急流的大风核沿急流轴向前传播时,可能导致重力波并触发对流

性暴雨及相应的雨量振动;赵平等^[49]、林永辉等^[50]对低空急流的研究也揭示了类似规律。另外,华南沿海实测风的日变化分析表明,低空急流也有明显的日变化特征,一般早晨较强,傍晚前后风速较小,清晨风速的加强对于加剧低层的不稳定性有一定作用,可解释许多暖区大暴雨的夜发性。

对于华南及南海北部低空急流的形成机制,一般认为季风气流、高低值系统间的压力加强等起到重要作用。黄士松^[17]将华南地区低空急流的生成和发展分为有两类:一类是由于副高加强及其西侧低值系统的发展而形成;另一类与中南半岛和南海北部西南季风的加强有关,这类急流往往强且持续时间长。它通常伴随着一次明显的西南季风潮的爆发,其形成和加强可以是印度季风潮或南海季风加强的结果。有时随着长江流域切变线的形成和南压,可在华南低空出现两支西南急流;对南海北部低空急流的成因分析^[51-52]表明,LLJ 的发展与高空急流出口区的质量和动量调整的耦合过程有关,处于高空急流出口区的 LLJ 很大部分是由于气压梯度增大所致。同时,副热带高空急流入口区右侧辐散可引起低层变压风的发展,从而有利于 LLJ 发展和加强。

另外,对流潜热对 LLJ 的形成所起的作用也受到关注,Matsumoto 等^[53]研究认为,通过暴雨区中积云对流可将高空西风动量下传,有利于 LLJ 发生发展,并使急流产生超地转特征。Chen 等^[54]研究台湾梅雨锋 LLJ 的加强机制后指出,热成风调整、对流、惯性及条件对称不稳定对低空急流的形成非常重要,并认为梅雨锋的南支环流由锋的垂直深对流所驱动,低层这支环流的返回气流能通过地转调整产生 LLJ。模拟结果^[55-57]也表明,低空西南急流在与暴雨凝结潜热释放相互作用过程中得以维持和加强,凝结潜热加热对华南低空急流和暴雨有十分重要的作用,它是产生华南暴雨的重要机制之一,同时又对急流维持及其中心东移有明显反馈作用。低空急流与降水之间存在一种正反馈机制,低空急流有利于降水触发,而降水凝结潜热释放又可使低空急流加强。

2 华南暖区暴雨中尺度对流系统特征

2.1 中尺度对流系统的发生发展

研究表明,华南暖区暴雨具有强烈的对流不稳

定性,暴雨雨团或对流云团显示出 α 或 β 中尺度特征^[58]。Akiyama^[59]和Chen^[60]分析得出,华南强降水通常由 α 中尺度气旋内有组织的 β (或 γ)中尺度对流系统(MCS)产生,MCS沿梅雨锋自西向东移动,当MCS到达台湾海峡,与陡峭的地形相互作用,在台湾产生局地性强降水,24 h降水量可达数百毫米。对1991年静止锋云系的观测研究发现,中尺度云团水平尺度为100~500 km,新云团多在旧云团的东面生成,正如重力波在风暴中的传播。在中尺度对流系统发生发展机制方面,国内学者大量诊断分析和数值模拟结果^[61-64]表明,对流层低层及边界层内一些扰动可能对中尺度对流系统具有触发作用,降水潜热加热及其形成的中层扰动对MCS的移动和发展起重要作用;孙建华等^[65]研究表明,行星边界层过程对底层水汽辐合及位势不稳定层结的建立和维持有影响,尤其是在对流发生阶段更为明显,而对发展的影响似乎不大,地面感热和潜热通量对对流系统的强度有影响;对锋前对流云团与环境场的相互作用的分析可得出中尺度辐合系统是暖区暴雨的重要触发机制。

暖区暴雨与锋面暴雨中的对流系统在动力结构、大气不稳定机制等方面存在明显差异,这些差异可能是造成锋前暖区暴雨难以准确预报的主要原因。陈敏等^[66]对1998年5月23—24日华南暴雨过程发生在梅雨锋上以及发生在锋前暖湿气团中两类不同的对流系统进行了模拟研究,结果显示:两类MCS具有某些共同的中尺度特征,即对流系统的底层和顶部分别存在 β 尺度的低压和高压中心;对流系统内部具有暖心结构等,但锋面上的MCS较暖区中的对流系统具有更强的斜压性;二者内部的流场与三维运动结构也具有不同特征,来自西南和偏南方向的空气从底部流入锋前暖区MCS时受到中低压的气压梯度力作用而加速;而锋面上MCS中不仅有来自锋前的暖湿空气,还有来自锋后的冷空气参加对流;张晓惠等^[67]通过对华南暴雨典型个例的锋面对流系统与暖区对流系统二者进行对流强度、维持机制以及湿位涡结构的比较分析发现,锋面对流系统与暖区对流系统的对流上升速度都很大,引起的局地降水量也相差不多;对二者成熟阶段维持机制的对比分析得到,具有锋面特征的MCS中高层有很强的偏北气流进入,以对流对称不稳定机制维持对流运动;而具有非锋面结构的对流系统主要由湿对流不稳定机制维持对流运动。另

外,由湿位涡结构的对比分析得出:二者均表现出中低层潜在对称不稳定结构特征;锋面对流系统表现出南北气流相互作用的特征,而暖区对流系统表现出高低空气流相互作用的特征。

2.2 暖区中尺度对流系统的结构与传播

对流性暴雨主要由雨强大小和降水持续时间两个要素确定。雨强大小取决于降水效率、云底上升气流速度和比湿的综合效应。一般而言,降水效率与环境条件密切相关,对流层整层相对湿度越大,垂直风切变越小,雨滴越不容易蒸发,降水效率越高^[68]。降水效率还与暖云层厚度有关,暖云层厚度越厚,降水效率越大。通常将对流类型分为大陆强对流型和热带型两种^[69]。大陆型强对流强回波可扩展到较高的高度,重心较高;而热带型对流强回波主要位于低层,重心较低。对于同样的反射率因子,热带降水型的雨强明显大于大陆强对流降水型对应的雨强,反射率因子越大,差异越大。判断是否会出现对流性暴雨的另一个要素是降水的持续时间,高降雨率的区域越大,降水系统移动越慢,则持续时间越长。一般而言,如果整层高空风都很弱,则降水系统一定移动缓慢。而在垂直风切变比较明显情况下,则对流降水系统移动的判断相对困难一些,关键是判断传播的效应。华南由于地处低纬度地区,对流系统基本为热带型,暖云层(抬升凝结高度到0℃层高度)厚度高,来自西南暖湿低空急流的高比湿云底水通量输送,使得暖区暴雨强度大,降水量相对集中,极端强降水事件频发。

受到暖季频发的暴洪灾害影响,美国同行较为重视暖季中尺度对流性降水天气的总结分析。暖季局地暴雨的形成多与MCS相关,MCS的组织结构、移动传播与定量降水预报有较为直接的关系。Dossell等^[70]研究表明,对流系统的运动特征、组织结构对于降水落区、强度有重要影响,局地暴雨的形成与持续的水汽输送、不稳定能量的补充及中尺度对流系统的维持密切相关,基于此提出了针对局地强降雨配料法预报技术思路,对局地降水量与MCS组织结构、移动方向之间关系的进一步分析发现,当多个线状排列的雷暴单体形成列车效应时,最有利于形成局地较高的降水量。Blustein等^[71]对多普勒天气雷达观测资料统计分析得出,对流系统的发展方式可以分为断线型、后向传播型、区域碎片型和区域嵌入型等形式;Parker等^[72]对88例线状对流的分析表明,MCS成熟期的组织结构可以根据对流核

心和层云的关系分为层云拖曳(TS)型、层云平衡(PS)型、层云先导(LS)型等,并指出TS型对流系统占统计风暴总数的60%,其余两种结构的对流系统为40%;并进一步分析了各种类型对流风暴的环境风场和热力场特征。Schumacher等^[73-74]对美国东部184次暴洪过程进行了统计分析,研究表明:其中2/3的暴雨过程与MCS直接相关,造成局地暴雨的线状对流系统可以区分为线状对流/层云伴随(TL/AS)与后向发展(BB)、层云拖曳(TS)3种主要的对流组织结构。最近针对江淮梅雨和华南暖区暴雨过程中对流系统结构的研究,Luo等^[75]和Wang等^[76]还提出了雨带列车效应(rainband-training)、回波列车效应(echo-training)等新型的暴雨对流组织结构模型,强调了中尺度地形、海岸边界在对流激发和组织过程上的重要性。

局地准静止的MCS通常具有后向发展特征,与移动性的对流风暴相比能够带来更为显著的强降水风险。Corfidi^[77]较为系统地论述了对流系统移动与传播过程,总结了预测对流系统移动的向量预报方法。他指出对流系统的移动取决于对流系统的平流和传播运动矢量,其中平流矢量与风暴承载层(通常为300~850 hPa)的平均风一致,而传播过程则与对流单元的新生方向较为一致,通常与低空急流反向。由于新生对流单元与地面冷池有更为直接的关系,Corfidi^[78]进一步修正了上述原则,对流单元通常在冷池边缘具有最大抬升凝结高度(LLC)的区域内新生。

3 华南暖区暴雨的触发机制

3.1 边界层内侵入的浅薄冷空气

统计表明,92.5%华南暴雨过程与南下冷空气活动有关^[17]。华南暴雨期间地面多存在天气尺度斜压区,是冷空气南下与华南暖湿空气对峙而成。

进入暖季以后,北方冷空气势力明显减弱,南下冷空气到达南岭后,由于山脉阻挡,在迎风坡有停留过程,锋面厚度往往变得很浅薄;冷空气主要由行星边界层内侵入华南地区,为暖区暴雨的形成提供了低层辐合抬升条件;当冷空气侵入接近850 hPa高度,破坏了位势不稳定层结和低层的水汽供应后降水迅速停止。研究表明,边界层内侵入的浅薄冷空气对华南暖区暴雨的触发起重要作用^[79-80]。回流型暖区暴雨与边界层中弱冷空气侵入有关,由于变性

高压脊西伸至闽粤沿海,形成华南沿海西北—东南向温度密梯度区,导致边界层偏东南风与西南风辐合抬升低层暖湿空气,触发大量不稳定能量释放。

华南暖区暴雨出现在锋前暖湿气流中,往往由强的中小尺度对流系统造成,林应河^[81]对一次华南特大暖区暴雨过程的中尺度系统回波特征分析认为,中尺度辐合系统是暖区暴雨的重要触发机制,边界层内中尺度斜压区(如中尺度能量锋、露点锋等)与中尺度扰动关系密切,也是华南暖区暴雨的一个重要触发因子。慕建利等^[82]对2005年6月华南暴雨环境条件和中尺度扰动分析表明:强降水主要发生在地面静止锋和锋前暖区的中尺度切变线和中尺度涡旋附近,中尺度涡旋内的降水由飑线上 γ 中尺度对流单体形成的列车效应产生,而中尺度切变线附近的降水则是飑线的发展合并加强产生的。

3.2 地形作用

大量观测结果显示,暴雨源地与特定的地形有关,特大暴雨通常发生在山地迎风坡、喇叭口地形、气流汇合的河谷、山谷风和海岸线等地方。黄士松^[17]指出,地形对锋面暴雨和暖区暴雨的影响不同,前者主要表现为复杂山脉地形对冷空气南侵的阻挡,造成华南形成多雨中心;后者主要体现在地形对暖空气的动力抬升作用、喇叭口地形对气流的辐合作用以及地形影响低层暖湿空气的输送上。李真光等^[35]研究也表明,喇叭口地形的辐合作用不仅地形抬升明显,且易形成偏南风辐合区和中尺度辐合线,造成暖湿气流上升和对流云发展,有利于暴雨产生和加强;海陆风效应可使原有辐合线加强,维持和加强沿海暴雨过程。不同尺度地形对降水作用方式不同,分析发现,中尺度雨团不能直接翻越1000 m以上的高山,多会减慢停滞,平行于山脉移动或绕山折向,因为雨团的传播主要依据积雨云前部地面强辐合不断触发前方新对流云的发展^[83-84]。

暖区暴雨往往发生于低层为偏南风的形势下,如山脉地形与盛行偏南风垂直时,暖空气被迫抬升,会造成对流单体或降水增幅。多数暴雨尤其是特大暴雨经常在动力抬升与喇叭口地形收缩作用相结合的情形下产生^[85],在向南开口的喇叭口地形作用下,有边界层内北上的偏南气流在此产生辐合,这种偏南风辐合,特别是伴有风速的辐合时,它往往导致中尺度切变线、中尺度涡旋等系统的形成,王珏等^[86]的模拟结果也证实了这一点,且中尺度地形的阻塞作用导致气流在底层转向辐合,触发中尺度切

变线和中尺度涡旋形成,加速上升运动和中层对流发展,导致在迎风坡形成强降水中心。景丽等^[87]对华南复杂地形的敏感性试验表明,前汛期暴雨与中小尺度地形有非常密切的关系,采用接近实际的高分辨率地形可能会提高降水预报效果。孙建华等^[88]数值试验则表明,中尺度地形的改变对大尺度雨带影响不大,决定暴雨是否发生的主要因子仍是大尺度气象环境场,但中尺度地形尤其是喇叭口地形对暴雨强度和落区有一定影响;珠江三角洲喇叭口地形在一定程度上决定暴雨落区,对华南暴雨有明显的增强作用。

3.3 海陆分布的作用

观测事实和部分研究表明,华南沿海地形和海陆分布引起气流的日变化是许多中尺度辐合系统发生的原因,华南沿海地区海陆风伸展高度在 600 m 左右,对海陆风散度场的计算发现,与海陆风的日变化相对应,散度场也有明显的日变化,后半夜到次日凌晨辐合中心强度较大^[89-94]。华南地区降水过程特别是与强西南季风相伴的暖区暴雨具有明显日变化。对 2005 年 6 月 22—24 日华南暖区暴雨过程分析显示,广东沿海暴雨有明显的日变化,一般在凌晨到上午降水增强,03:00—11:00(北京时)降水出现峰值,午后到上半夜急剧减弱。

陶诗言^[10]指出,由于地形差异造成下垫面加热不均匀产生的局地环流有时和大尺度盛行环流相互作用形成切变线;其次,海陆分布产生的边界层加热不均匀可触发中尺度系统产生,特别是加热不均匀产生的海风活动可导致两条海风锋的交点处产生中尺度系统触发暴雨。伍志芳等^[95]研究发现,广东沿海地区在陆风维持阶段,雷达上经常有与海岸线的形状和走向一致的回波带,这种回波带伴随海陆风辐合线而生消,多午夜生成,早晨加强,午后消散。刘运策等^[96]对珠江口地区由海风锋触发出的强对流天气分析认为,夏季沿海海上海风活跃,华南处于脊后弱气压场时,边界层偏南海风与弱偏北陆风或盛行风交汇形成中尺度海风锋,多形成于夜间和早晨的海岸线附近;黄忠等^[97]对珠江口附近一次特大暴雨过程分析得出,强降水除了高空槽等天气系统影响外,也与海陆风辐合形成的中尺度低压和中尺度切变线有关,导致下半夜至清晨最强降水的出现。

4 小 结

本文回顾了近 40 年华南暴雨的研究成果,针对

华南暖区暴雨的提出,暖区暴雨过程主要天气型、低空急流与暖区暴雨的关系、暖区暴雨中尺度对流系统的发生发展及组织传播、暖区暴雨触发机制等独特的天气动力学特征进行了系统梳理与分析。

华南暖区暴雨的概念最早在 20 世纪 70 年代末期开展的华南前汛期暴雨试验中提出,一般指发生在地面锋面南侧暖区,距离地面锋面系统前端 200~300 km 位置(或距离更大);有时则发生在西南风和东南风的汇合气流中,甚至无切变的西南气流里。暖区暴雨降水量比锋面降水明显偏大,其对流性强,范围小,多呈块状,降水时段集中。华南暖区暴雨主要表现为 3 类:暖切变暴雨、沿海急流暴雨、锋前急流暴雨,本文依据前人研究成果及中央气象台预报实践经验,总结提炼出了这 3 类典型华南暖区暴雨天气系统配置关系。

低空急流轴前方左侧为强烈的动力抬升和气旋式切变辐合上升区,其上层有辐散中心配合,并与右侧的下沉运动组成了一个大的垂直次级环流圈,高低空急流同时存在的环境场有利于中尺度对流活动的发展;低空急流区总是与暖舌相结合,由于低层 θ_{se} 的增大,使局地层结变得极不稳定;低空急流的大风核沿急流轴向前传播时,可能导致重力波并触发对流性暴雨。热成风调整、对流、惯性及条件对称不稳定对低空急流的形成和加强非常重要,低空急流与降水之间存在一种正反馈机制。

华南暖区暴雨具有强烈的对流不稳定性,其对流系统基本为热带型,暖云层(抬升凝结高度到 0℃层高度)厚度高;暖区暴雨与锋面暴雨中的对流系统在动力结构、大气不稳定机制等方面存在明显差异;二者内部的流场与三维运动结构也具有不同特征。最新研究表明,华南暖区暴雨 MCS 的组织结构与移动传播具有雨带列车效应、回波列车效应等新型的暴雨对流组织结构,强调了中尺度地形、海岸边界在对流激发和组织过程上的重要性。

中尺度辐合系统是暖区暴雨的重要触发机制,边界层内中尺度斜压区(如中尺度露点锋等)与中尺度扰动有密切关系,是华南暖区暴雨的一个重要触发因子;同时华南地区山地迎风坡、喇叭口地形易形成偏南风辐合区和中尺度辐合线,对暴雨触发、增幅和落区有一定影响;海陆分布产生的边界层加热不均匀产生的海陆风效应或海风锋也可触发暖区中尺度对流系统产生。

应当指出,由于中尺度观测技术的限制,我国现

阶段对华南前汛期暖区暴雨物理机制的研究还不够系统和深入。同时,中尺度数值模式对华南暖区暴雨的模拟还难以真实再现,对华南暖区暴雨的研究大部分仅局限于个例的观测分析,其数值试验研究结果还有待更精细的观测事实验证,这些方面限制了对华南暖区暴雨发生发展机制和可预报性的深入探讨。目前,仍有不少科学问题需要深入研究:①华南暖区暴雨的发生对锋面系统的水汽输送和热动力结构影响及其影响途径;②暖区暴雨的对流触发、组织化与对流环境反馈影响等方面物理机制相当复杂,不同强度、方向的环境气流作用下的差异;③在多源中尺度观测资料逐渐丰富的前提下,暖区暴雨中尺度概念模型的建立仍缺乏环境场物理参数的阈值分析和预报指标;④华南独特的地形、海陆热力效应以及边界层过程是在何种环境场约束条件下能对暖区暴雨的发生发展起作用。

最近,美国国家海洋及大气局的强风暴预报中心(SPC)、美国国家气象局(NWS)、俄州大学大气系等单位组织的灾害性天气春季预报试验(HWT)通过科研业务人员的联合工作,将基于多初值扰动方案、多物理过程的中尺度数值模式集合进行预报应用和检验,在2015年有26个基于WRF或ARPS中尺度数值模式参与预报试验,分辨率达到1 km,深入验证了风暴尺度的集合模式对于确定性预报模式的优越性,并发展了多种集合扰动生成方法、雷达资料同化、对流尺度集合预报资料处理、中尺度模式检验技术等方面的预报业务技术。检验表明:通过中尺度集合模式的应用,在分类对流概率预报、短时定量降水预报(QPF)、对流天气预报提前量等方面都取得了比较理想的成果^[98-101]。

参考文献

- [1] 王两铭. 饱和湿空气天气动力学. 北京:气象出版社,1981:47-67.
- [2] 胡伯威. 梅雨锋上 MCS 的发展、传播以及与低层“湿度锋”相关联的 CISK 惯性重力波. 大气科学,1982,29(6):845-853.
- [3] 赵思雄,陶祖钰,孙建华,等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京:气象出版社,2004.
- [4] 陈红,赵思雄. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究. 大气科学,2000,24(2):238-252.
- [5] 史学丽,丁一汇. 1994年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究. 气象学报,2000,58(6):666-678.
- [6] Chen G T J, Chang C P. The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over south-eastern China and Japan. *Mon Wea Rev*,1980,108:942-953.
- [7] Chen Y L, Hui N B F. Analysis of a shallow front during Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon Wea Rev*,1990,118:2649-2667.
- [8] Chen Y L. Some synoptic-scale aspects of the surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon Wea Rev*,1993,121:50-64.
- [9] Chen S J, Kuo Y H. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. *Mon Wea Rev*,1997,126:2330-2351.
- [10] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1980.
- [11] 蒙伟光,王安宇,李江南,等. 华南中尺度对流系统的形成及湿位涡分析. 大气科学,2004,28(3):330-341.
- [12] 蒙伟光,王安宇,李江南,等. 华南前汛期一次暴雨过程中的中尺度对流系统. 中山大学学报:自然科学版,2003,42(3):73-77.
- [13] 赵玉春,李泽椿,肖子牛. 华南锋面与暖区暴雨个例对比分析. 气象科技,2008,36(1):47-54.
- [14] Ninomiya K, Akiyama T. The development of medium-scale disturbance in the Baiu front. *J Meteor Soc Japan*,1971,49:663-677.
- [15] Ninomiya K, Akiyama T. Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. *J Meteor Soc Japan*,1974,52:300-313.
- [16] Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a longlived meso- α -scale convective system in a Baiu front zone. Part I: Evolution and meso-scale characteristics. *J Meteor Soc Japan*,1988,66:331-350.
- [17] 黄土松. 华南前汛期暴雨. 广州:广东科技出版社,1986:94-95.
- [18] Kuo Y H, Chen G T J. The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull Amer Meteor Soc*,1990,71:488-503.
- [19] 薛纪善. 1994年华南夏季特大暴雨研究. 北京:气象出版社,1999:1-185.
- [20] 周秀骥,薛纪善,陶祖钰. 98年华南暴雨科学试验研究. 北京:气象出版社,2003:1-228.
- [21] 倪允琪,周秀骥,张人禾,等. 我国南方暴雨的试验与研究. 应用气象学报,2006,17(6):690-704.
- [22] Zhang Renhe, Ni Yunqi, Liu Liping, et al. South China Heavy Rainfall Experiments (SCHeREX). *J Meteor Soc Japan*,2011,89A:153-166.
- [23] 倪允琪,张人禾,刘黎平,等. 中国南方暴雨野外科学试验(SCHeREX). 北京:气象出版社,2013.
- [24] 王立琨,郑永光,陶祖钰,等. 华南暴雨试验过程的环境场和云团特征的初步分析. 气象学报,2001,59(1):115-119.
- [25] 孙建华,张小玲. 2002年中国暴雨试验期间一次低涡切变线上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学,2004,28(5):675-691.
- [26] 蒙伟光,张艳霞,戴光丰,等. 华南沿海一次暴雨中尺度对流

- 系统的形成和发展过程. 热带气象学报, 2007, 23(6): 521-530.
- [27] 王黎娟, 管兆勇, 何金海. 2005年6月华南致洪暴雨的大尺度环流特征及成因探讨. 南京气象学院学报, 2007, 30(2): 145-152.
- [28] 熊文兵, 李江南, 姚才, 等. “05.6”华南持续性暴雨的成因分析. 热带气象学报, 2007, 23(2): 90-97.
- [29] 何立富, 周庆亮, 陈涛. “05.6”华南特大暴雨过程大尺度水汽输送特征. 气象与减灾研究, 2009, 32(1): 10-16.
- [30] 周仲岛, 洪景山, 邓秀明. 梅雨锋面对流雨带双多卜勒雷达分析. 大气科学(台湾), 1990, 18: 239-264.
- [31] 郑维忠, 余志豪. 梅雨锋暴雨两个例的中尺度数值模拟研究(I)——中 α 尺度双雨带. 南京大学学报, 1999, 35(3): 346-354.
- [32] 韦统健. 华南前汛期暖区暴雨流场结构的特征. 热带气象学报, 1994, 10(1): 37-46.
- [33] 赵玉春, 王叶红. 近30年华南前汛期暴雨研究概述. 暴雨灾害, 2009, 28(3): 193-202; 228.
- [34] 闫敬华, 薛纪善. “5.24”华南中尺度暴雨系统结构的数值模拟分析. 热带气象学报, 2002, 19(4): 302-308.
- [35] 李真光, 梁必骥, 包澄澜. 华南前汛期暴雨的成因与预报问题//华南前汛期暴雨文集. 北京: 气象出版社, 1981.
- [36] 林良勋. 广东省天气预报技术手册. 北京: 气象出版社, 2006: 119-150.
- [37] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 天气学原理与方法(第三版). 北京: 气象出版社, 2000.
- [38] 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 2004.
- [39] 汪永铭, 苏百兴, 常越. 1998年试验期间华南暴雨的系统配置和环流特点. 热带气象学报, 2000, 16(2): 123-130.
- [40] 何立富, 周庆亮, 陈涛. “05.6”华南暴雨中低纬度系统活动及相互作用. 应用气象学报, 2010, 21(4): 385-394.
- [41] 陈红, 赵思雄. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究. 大气科学, 2000, 24(2): 238-252.
- [42] 孙淑清, 瞿国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用. 大气科学, 1980, 4(4): 178-188.
- [43] 高守亭, 孙淑清. 次天气尺度低空急流的形成. 大气科学, 1984, 8(2): 178-188.
- [44] 瞿国庆, 丁华君, 孙淑清. 与低空急流相伴的暴雨天气的诊断研究. 大气科学, 1999, 23(1): 112-118.
- [45] Chen G T J, Wang C C, Lin D T W. Characteristics of low-level jets over Northern Taiwan in Mei-yu season and their relationship to heavy rain. *Mon Wea Rev*, 2005, 133(1): 20-43.
- [46] 陶祖钰. 湿急流的结构及形成过程. 气象学报, 1980, 38(4): 331-340.
- [47] 汪永铭, 薛纪善. 华南前汛期低空急流的诊断分析. 热带气象, 1985, 1(2): 121-128.
- [48] 巢纪平. 非均匀层结大气中的重力惯性波及其在暴雨中的初步应用. 大气科学, 1980, 4(3): 230-235.
- [49] 赵平, 孙健, 周秀骥. 1998年春夏南海低空急流形成机制研究. 科学通报, 2003, 48(6): 623-627.
- [50] 林永辉, 廖清海, 王鹏云. 低空急流形成发展的一种可能机制——重力波的惯性不稳定. 气象学报, 2003, 61(3): 374-378.
- [51] Chen Y L, Chen X A, Zhang Y X. A diagnostic study of the low level jet during TAMEX IOP 5. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 2257-2283.
- [52] Chen X A, Chen Y L. Development of low-level jets during TAMEX. *Mon Wea Rev*, 1995, 123(6): 1695-1719.
- [53] Matsumoto S, Akiyama T. Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the Baiu front with a proposal on the role of convective momentum transfer. *J Meteor Soc Japan*, 1970, 48: 91-102.
- [54] Chen G T, Yu C C. Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over Northern Taiwan in the Mei-yu season. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 884-891.
- [55] 王建捷, 李泽椿. 一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断. 气象学报, 2002, 60(2): 146-155.
- [56] 王春红, 蒋全荣. 一次华南低空急流和暴雨过程的对比数值. 高原气象, 1996, 15(3): 318-325.
- [57] 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究. 大气科学, 2000, 24(3): 382-391.
- [58] 石定朴. 98华南前汛期暴雨的中尺度特征分析//海峡两岸及临近地区暴雨试验研究. 北京: 气象出版社, 2000: 175-185.
- [59] Akiyama T. A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I: Evolution process and a fine structure. *J Meteor Soc Japan*, 1984, 62: 485-504.
- [60] Chen G T J. Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-yu season. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 497-515.
- [61] Zhang D L. The formation of a cooling induced mesovortex in the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 2764-2785.
- [62] Nagata M, Ogura Y. A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a LLJ over Japan in the Baiu Season. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 1309-1336.
- [63] Anthes R A, Kuo Y H, Benjamin S G, et al. The evolution of the Mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 1187-1213.
- [64] 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报, 2000, 45(18): 1988-1992.
- [65] 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及环境场研究 I, 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, 26(4): 541-557.
- [66] 陈敏, 郑永光, 王洪庆, 等. 一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究. 气象学报, 2005, 63(3): 313-324.
- [67] 张晓惠, 倪允琪. 华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究. 气象学报, 2009, 67(1): 108-121.
- [68] Divis R S. Flash Flood Forecast and Detection Methods. *Amer Meteor Soc*, 2001, 50: 481-526.
- [69] Lemon L R. New severe thunderstorm radar identification

- techniques and warning criteria; A preliminary report. NO-AA Tech Memo, NWS-NSSFC, 1977.
- [70] Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea Forecasting*, 1996, 11: 560-581.
- [71] Bluestein H B, Jain M H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J Atmos Sci*, 1985, 42(16): 1711-1732.
- [72] Parker M D, Johnson R H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2000, 128(10): 3413-3436.
- [73] Schumacher R S, Johnson R H. Characteristics of US extreme rain events during 1999-2003. *Wea Forecasting*, 2006, 21(1): 69-85.
- [74] Schumacher R S, Johnson R H. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2005, 133(4): 961-976.
- [75] Luo Y, Gong Y, Zhang D L. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Mei-Yu front in east China. *Mon Wea Rev*, 2014, 142(1): 203-221, doi: 10.1175/MWR-D-13-00111.1.
- [76] Wang H, Luo Y, Jou B J D. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCM-REX: Observational analysis. *J Geophys Res Atmos*, 2014, 119: 13206-13232.
- [77] Corfidi S F, Merritt J H, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Wea Forecasting*, 1996, 11: 41-46.
- [78] Corfidi S F. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCS's. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 997-1017.
- [79] Menard R D, Fritsch J M. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 1237-1261.
- [80] 赵思雄, 周晓平. 风场在预报暴雨发生中的作用. *大气科学*, 1984, 8(1): 1-6.
- [81] 林应河. "1977.5"特大暴雨的雷达回波及中尺度系统探讨. *中山大学学报*, 1979, 8(1): 1-6.
- [82] 慕建利, 王建捷, 李泽椿. 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. *气象学报*, 2008, 66(3): 437-451.
- [83] 吴恒强. 海南岛地形造成的绕流效应对粤桂南部降雨的影响. *大气科学*, 1983, 7(3): 335-340.
- [84] 吴洪, 林锦瑞. 垂直切变和地形影响下惯性重力波的发展. *气象学报*, 1997, 55(4): 499-505.
- [85] 孙健, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. *气象学报*, 2002, 60(3): 333-341.
- [86] 王珏, 沈新勇, 寿绍文, 等. 06.6福建大暴雨的数值模拟及复杂地形影响试验. *南京气象学院学报*, 2008, 31(4): 546-554.
- [87] 景丽, 陆汉城. 复杂地形与锋面系统共同作用对台湾岛暴雨影响的数值分析. *气象科学*, 2004, 24(1): 35-44.
- [88] 孙建华, 赵思雄. 华南946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的作用. *大气科学*, 2002, 26(5): 633-646.
- [89] 梁海河. 华南暴雨试验天气雷达数据处理及暴雨中尺度结构个例分析. *应用气象学报*, 2004, 15(3): 281-290.
- [90] 王建捷, 郭肖容. 1996年初次华南暴雨过程的数值模拟及其分析. *应用气象学报*, 1997, 8(3): 257-268.
- [91] 周广强, 赵春生. 不同辐射传输方案对中尺度降水影响的对比分析. *应用气象学报*, 2005, 16(2): 148-158.
- [92] 姜海燕, 葛润生, 朱晓燕, 等. 华南暴雨试验 IOP-6期间6月9日长乐地区强降水风场结构的初步分析. *应用气象学报*, 2001, 12(1): 97-101.
- [93] 唐圣钧, 王东海, 杜钧, 等. 混合集合预报法在华南暴雨短期预报中的试验. *应用气象学报*, 2015, 26(6): 669-679.
- [94] 王鹏云, 阮征, 康红文, 等. 华南暴雨中云物理过程的数值研究. *应用气象学报*, 2002, 13(1): 78-87.
- [95] 伍志方, 叶爱芬, 胡胜, 等. 中小尺度天气系统的多普勒统计特征. *热带气象学报*, 2004, 20(4): 391-400.
- [96] 刘运策, 庄旭东, 李猷洲. 珠江三角洲地区由海风锋触形成的强对流天气过程分析. *应用气象学报*, 2001, 12(4): 433-441.
- [97] 黄忠, 庄旭东, 翁向宇. 珠江三角洲一次暖性强降水的中尺度分析. *暴雨·灾害*, 2001, 5(1): 74-81.
- [98] Karstens C D, Stumpf G, Ling C, et al. Evaluation of a probabilistic forecasting methodology for severe convective weather in the 2014 Hazardous Weather Testbed. *Wea Forecasting*, 2015, 30: 1551-1570.
- [99] Schumacher R S, Clark A J. Evaluation of ensemble configurations for the analysis and prediction of heavy-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2014, 142: 4108-4138.
- [100] Schwartz C S, Romine G S, Sobash R A, et al. NCAR's experimental real-time convection-allowing ensemble prediction system. *Wea Forecasting*, 2015, 30: 1645-1654.
- [101] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术发展. *气象学报*, 2012, 70(3): 311-337.

A Review of Studies on Prefrontal Torrential Rain in South China

He Lifu Chen Tao Kong Qi

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The torrential rain forecast during pre-summer flood season in South China attracts a lot of research interests. The rainstorm occurring in prefrontal zone strong shows abrupt and significant regional characteristics, and it's especially difficult to solve in operational forecast, due to its inapparent synoptic scale baroclinity forcing, rich moisture content, strong environmental atmospheric thermodynamic instability, complex triggering mechanism in boundary-layer, external forcing effect of special terrain and land-sea thermal difference. For the torrential rain occurs in prefrontal district, forecasting capabilities of various global numerical weather prediction models used in China Meteorological Administration are very limited, and forecast results of high-resolution meso-scale numerical models are also disappointing. Most of results on torrential rain during pre-summer flood season in South China since the 1970s are reviewed. The unique synoptic and dynamics characteristics are systematically analyzed, such as the first proposing of the rainstorm occurs in prefrontal zone in South China and its typical synoptic scale background, the relationship between the rainstorm in prefrontal zone and the low level jet(LLJ), the formation and propagation of meso-scale convective system(MCS) produced, and triggering mechanisms of the torrential rain. Finally, according to these studies and practical experiences of China Central Meteorological Observatory, synoptic system configurations and triggering factors for torrential rain in prefrontal zone in South China are summarized as three types: The pattern of boundary layer convergence lines, the pattern of southerly wind convergence and the pattern of stronger southwest jet, and scientific problems which require further in-depth study are proposed.

Key words: the prefrontal torrential rain; baroclinity forcing; land-sea thermal difference; boundary layer convergence lines; meso-scale convective system(MCS)