

陈玥, 谌芸, 陈涛, 等. 2016. 长江中下游地区暖区暴雨特征分析. 气象, 42(6): 724-731.

# 长江中下游地区暖区暴雨特征分析<sup>\*1</sup>

陈 玥<sup>1</sup> 谌 芸<sup>2</sup> 陈 涛<sup>2</sup> 何 晗<sup>3</sup>

1 南京信息工程大学, 南京 210044

2 国家气象中心, 北京 100081

3 成都信息工程大学, 成都 610225

**提 要:** 利用 2007 到 2013 年 5—9 月间常规和非常规资料以及 6 h 一次的 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析资料, 将长江中下游地区暖区暴雨按天气形势划分为冷锋前暖区暴雨、暖切变暖区暴雨以及副热带高压边缘暖区暴雨三种类型。统计表明暖区暴雨一般发生在距离切变线(锋线)100~300 km 的暖区内。主要结论包括:(1) 冷锋型降水强度偏弱且分布均匀, 集中在 5、6 月; 暖切变型发生次数最多且强度大, 主要发生在 6、7 月长江中下游地区的偏南部; 副热带高压边缘型发生次数最少但强度较大, 发生在 7、8 月。暖区暴雨的发生次数及强度在大别山、皖南山区较为集中。(2) 暖区暴雨中短时强降水贡献大。(3) 冷锋背景下的暖区暴雨一般产生在锋前低压槽中, 暴雨落区与高低空急流耦合有紧密联系; 暖切变型以低层暖切变线为主要天气背景, 地面常有弱静止锋, 暖区对流活动与中尺度急流结构、地形强迫等因素存在较高的相关性; 副热带高压边缘暖区暴雨与局地的水汽积累和对流不稳定条件的发展有密切关系。据此建立三类暖区暴雨的概念模型。

**关键词:** 暖区暴雨, 统计, 冷锋, 暖切变, 副热带高压

**中图分类号:** P466

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.06.008

## Characteristics Analysis of Warm-Sector Rainstorms over the Middle-Lower Reaches of the Yangtze River

CHEN Yue<sup>1</sup> CHEN Yun<sup>2</sup> CHEN Tao<sup>2</sup> HE Han<sup>3</sup>

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Chengdu University of Information Science and Technology, Chengdu 610225

**Abstract:** By analyzing the NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  6 h reanalysis data and conventional and non-conventional observation data from May to September during 2007—2013, the warm-sector rainstorms over the middle-lower reaches of the Yangtze River are studied. The warm-sector rainstorms in this area can be divided into three types based on the weather situation, which are cold-front, warm shear-line and the edge of subtropical high. The statistical results show that the warm-sector rainstorms occur generally in the warm sector being 100—300 km away from the shear line at 850 hPa (cold front on the ground). The significant characteristics obtained from the research are: (1) the cold-front-type precipitation often occurs in May and June, with weak intensity and uniform distribution. The warm shear-line-type rainfall usually occurs in the south part of this area with high frequency and strong intensity, mainly in June and July. The precipitation on the edge of subtropical high occurs least but with the strongest intensity and often in July and August. The orographic action of the Dabie Mountain and Wannan Mountain provide favorable conditions for local heavy rains. (2) Short-time heavy rainfalls make great contribution to the rainstorm. (3) The warm-sector rain-

\* 国家自然科学基金面上项目(41175048)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206004 和 GYHY201406003)共同资助

2015 年 3 月 5 日收稿; 2015 年 12 月 16 日收修定稿

第一作者: 陈玥, 主要从事中尺度气象研究. Email: ccchenyue@126.com

通信作者: 谌芸, 主要从事中尺度天气研究. Email: chenyun@cma.gov.cn

storms under the background of cold front generally happen in the prefrontal trough, and the rainfall area is closely related to the coupling of upper and low-level jets. In the second type, the rainstorms have high correlations with the structure of mesoscale jet and topographic forcing under the background of warm shear line in the lower level and stationary front on the ground. And the heavy rainfall happens on the edge of the subtropical high has close relations with accumulation of water vapor and the development of convective instability condition. Thus, three kinds of conceptual model have been built based on the above.

**Key words:** warm-sector rainstorm, statistical analysis, cold front, warm shear line, subtropical high

## 引 言

暖区暴雨的定义最早由黄士松(1986)针对华南前汛期提出,此类暴雨具有强度大、降水集中、对流性质明显的特点。最近的业务预报和研究分析中都发现,在长江中下游地区一些强降雨过程也常发生在暖湿气流中,其特点与华南暖区暴雨有类似之处。相对于锋面暴雨而言,暖区暴雨成因的认识更加不清楚,业务预报效果通常也更差,有必要对暖区暴雨展开进一步研究。

在针对华南暖区暴雨的历史统计研究上,丁治英等(2011)、陈翔翔等(2012)分析了华南暖区暴雨的气候背景,得出西风槽、西太平洋副热带高压(以下简称副高)和南亚高压脊线以及西南季风对暖区暴雨的影响。

在形成暖区暴雨的天气背景和环境条件方面,沈杭锋等(2015)认为华南暖区暴雨存在明显的中尺度铅直运动和波状结构。上升运动主要发生在暖湿气流中,低层没有明显的冷空气入侵,主要天气系统为中低层西南风急流和高层西风急流(师锐等,2010)。苏贵睦等(2010)、卢伟萍等(2010)认为充沛的水汽供应、强烈辐合以及强上升运动并形成有组织的对流活动,是产生暖区暴雨的必要条件。暖区暴雨与锋面降雨对比(周明飞等,2014;孙兴池等,2006;2015;赵玉春等,2008;2009),伴有更强的对流不稳定能量的重建和释放过程,且只需存在一定的抬升机制,不稳定能量很容易被触发而形成对流(谌芸等,2012;王淑莉等,2015;文丹青等,2011;徐燚等,2013)。

国内研究者在暖区暴雨的形成机理上也有诸多研究成果,程正欣等(1990)指出江淮地区暖区暴雨中几种大尺度系统共同作用产生强风速切变激发出重力内波,重力内波发展后激发和维持中尺度系统引起暴雨。孙健等(2002)、刘蕾等(2012)认为地形

的阻挡和绕流作用,使得低层气流辐合加强,形成中尺度对流系统,地形诱导的重力波提供了中尺度触发机制。罗建英等(2009)认为超低空和低空急流的爆发并以接力振荡的形式快速东传,有利于暖区产生强风速辐合并累积充沛的水汽。

但需要指出的是,以往研究多为针对华南暖区暴雨的个例研究,对于江淮地区暖区暴雨的统计性研究相对较少。因此本文将统计长江中下游地区的暖区暴雨过程,得到特定天气背景下的暖区暴雨过程的时空统计特征,建立降水发生时的概念模型,为长江中下游地区的暖区暴雨预报提供一定参考。

## 1 所用资料和长江中下游地区暖区暴雨的定义

本文使用的资料包括长江中下游地区(包括江苏、安徽、浙江、湖北、湖南和江西六省)(魏凤英,2006)2007—2013年5—9月间常规地面资料、卫星资料和探空站资料、逐小时自动站降水资料、 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  6 h NCEP再分析资料。

长江中下游区域性暴雨过程主要定义为超过3个相邻的国家基本站08—08时的累积降水达到50 mm以上。排除了登陆台风或者残留低压系统直接影响下的暴雨过程后,按照该地区暖区暴雨的天气背景系统进行分类,所选个例的基本天气形势可划分为三类。

(1) 冷锋型:移动性冷锋在南下过程中,在长江中下游地区与南边的暖湿气流交汇,除锋面本身的降水带外,在锋前暖区中产生的强降水。

(2) 暖切变型:天气背景与典型梅雨锋形势类似,地面没有典型意义上的锋面,850 hPa存在西南风与东南风构成的暖式切变线,切变线南北摆动幅度小,在切变线上可能有低涡活动,暴雨区域位于切变线以南的暖湿气流内。

(3) 副高边缘型:副高控制长江中下游地区,低

层为偏南气流,带来大量水汽,中层可能有高空槽活动,副高边缘区域产生局地性降水。

在冷锋型和暖切变背景下的暖区暴雨过程中,无论地面是否有经典意义的锋面(即在天气图上温度水平梯度大而窄的区域,且随高度向冷区倾斜,由冷气团和暖气团形成的密度不连续面,锋区内垂直温度梯度小,锋面附近风场具有气旋性切变,锋面两侧气压梯度也不连续,锋区处于低压槽中),在低层 925~700 hPa 一般都存在有较为明显的风场水平切变线,若从典型的天气图上分析,暖区暴雨总是发生在低空切变线,或者锋面以南的暖湿气团中。通过对这两类暖区暴雨站点与切变线之间距离为 100~400 km 内出现降水的站点进行统计(图 1),得到 100~250 km 出现降水的站点占总站点数的百分比已达到 90%,100~300 km 内达到 95%。

按照上述结果,进一步细化暖区暴雨的指标,冷锋型为距离地面冷锋 100~300 km 内,但不直接受冷锋系统影响的锋前暖区内产生的暴雨,暖切变型为距离 850 hPa 切变线 100~300 km 内暖区一侧产生的暴雨,副高边缘型为降水无移动性且位于副高边缘范围。

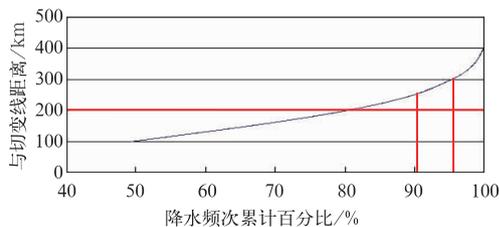


图 1 距离切变线不同距离的站点的降水频次累计百分比

Fig. 1 The rainfall frequency cumulative percentage of stations with different distances from warm shear line

## 2 三类暖区暴雨的统计特征

### 2.1 时间分布特征

三类暖区暴雨的个例数统计如表 1,共挑选暖区暴雨 220 例,其中冷锋型占 30%,暖切变型占 68%,副高边缘型占 2%,其中 85% 的冷锋型、92.96% 的暖切变型以及副高边缘型都发生在季风爆发以后 (<http://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/mon->

soon.php),东亚季风爆发后中国南方地区低层转为西南风控制,带来大量暖湿气流,此时长江中下游地区温度升高且水汽充沛,更有利于产生暖区暴雨。

表 1 三类暖区暴雨个例数

Table 1 The number of three kinds of warm-sector rainstorms

	冷锋型	暖切变型	副高边缘型	总数
个例数	66	150	4	220
季风爆发前	15%	7.04%	0	
季风爆发后	85%	92.96%	100%	

分析三类暖区暴雨逐月的降水次数(图 2)及总降水量(图略)得到,暖切变型暴雨发生次数最多,总降水量最大,2007—2013 年共发生 150 次,主要发生在 6 月中下旬到 7 月上旬,两月降水量之和占 5—9 月所统计的所有暖切变型暖区降水总量的 76.6%,随着副高北抬,其副热带高压脊线位置移到 22°~25°N,使得切变线多位于江淮流域,此时长江中下游地区常处于梅雨季节,地面有准静止锋停滞(梅雨锋),低层为江淮切变线。

冷锋型暴雨主要发生在 5 月中下旬到 6 月上中旬,两月降水量之和占 5—9 月总降水量的 80.6%,由于此时处于春、夏交替,北方冷空气南下活动频繁,锋面系统活跃,而此时长江中下游地区及以南地区大部分受温暖湿润的低层偏南气流控制,受锋面系统影响时容易在暖区形成暴雨过程。

副高边缘型暖区暴雨发生次数最少,主要产生于 7 月下旬到 8 月,这是由于在 7 月中旬以后,副高西伸北跳,副热带高压脊线位置北移到 30°~35°N,基本控制江淮流域,在其边缘易产生降水,7、8 月降水量之和占 5—9 月总降水量的 87.3%。

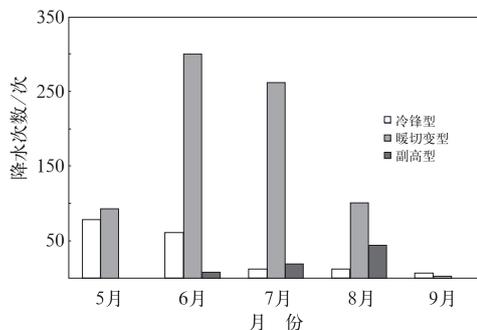


图 2 三类暖区暴雨发生频次随时间的变化

Fig. 2 The variation of frequency with time in three kinds of rainstorms

## 2.2 空间分布特征

从每类暖区暴雨在 2007—2013 年 5—9 月间发生的频次、所有过程总降水量、每次暴雨过程中的最大日降水量站点分布以及 2007—2013 年站点的平均降水量等方面对三类暖区暴雨的空间分布特征进行分析。

冷锋型降水频次图(图 3a)上站点主要分布在  $115^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ , 此处位于江西、浙江、安徽的交界处, 图上可以看到该地区地形高度较周围稍高, 为大别山和皖南山区, 此外该型中出现的降水次数较少, 基本为 1~3 次。总降水量图(图 3b)的分布特征与频

次图基本相同, 降水量大值区主要位于皖南山区和大别山区。平均降水量(图 3c)基本在 60 mm 以下, 其中湖南南部、浙江南部有站点的平均降水量较大, 浙江南部局部达到 130 mm 以上, 但此站点降水频率不高, 因此表明冷锋系统造成的暖区暴雨整体在三类暖区暴雨中强度是最小的, 但局部地区也可产生较强降水, 具有局地性和突发性。最大降水量(图 3d)主要分布在江西、安徽交界处, 可能受到复杂地形条件的影响, 其中 4 个站点最大降水量超过 120 mm, 但 79% 的站点最大降水量  $< 120$  mm, 因此可以看出冷锋前暖区降水的强度在三类中是最弱的。

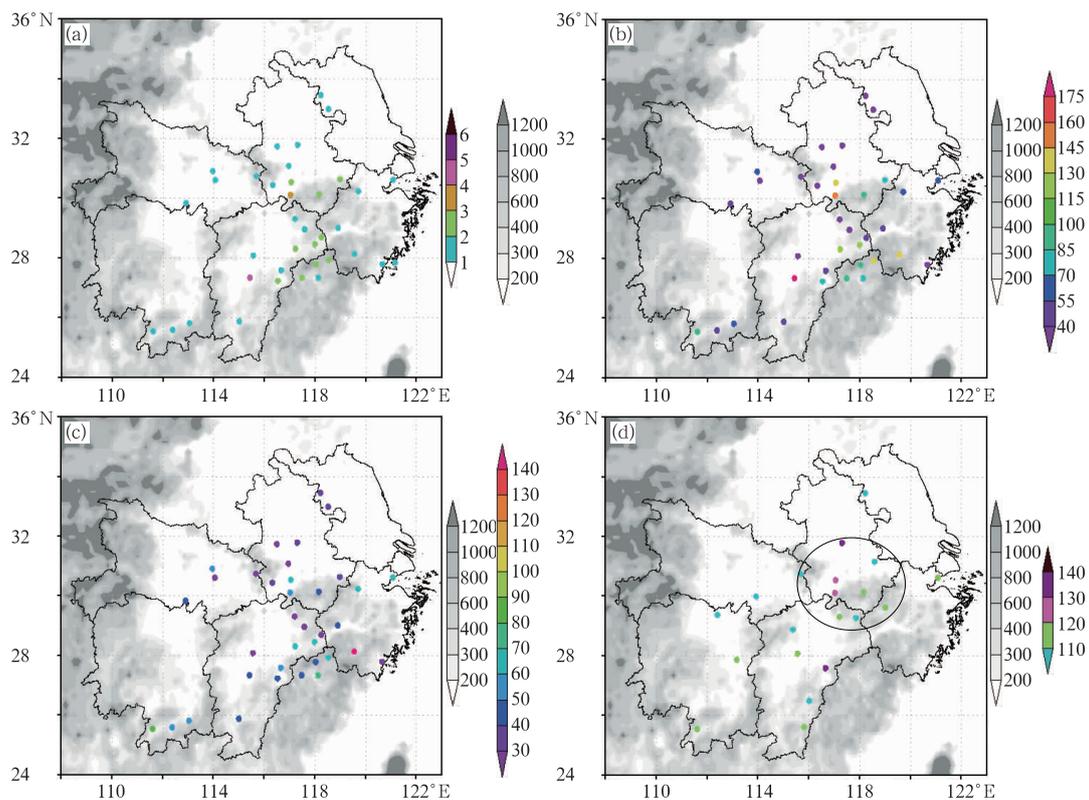


图 3 冷锋型站点降水频次分布(a), 站点总降水量分布(b, 单位: mm), 站点平均降水量分布(c, 单位: mm), 最大降水量站点分布图(d, 圆点颜色为降水量大小, 黑色圆圈为站点密集区)

(灰色阴影表示地形高度)

Fig. 3 Distributions of rainfall frequency (a), total precipitation (b, unit: mm), average precipitation (c, unit: mm), and stations with maximum precipitation (d, the black circle is for dense sites region, the color of dots for precipitation)

(the gray shadow for terrain height)

暖切变型的暖区降水分布范围广, 强度大。其频次分布和总降水量的分布特征较为一致(图 4a 和 4b), 降水次数越多的地区总降水量就越大, 均呈南多北少的分布状态, 其南部大值区呈东北—西南走向, 频次大都在 4 次以上, 最多的站点达到 13 次, 5

年总降水量为 1075.5 mm, 北部大都在 3 次以下。其分布形式与暖式切变线位置相关, 此时切变线主要位于副高北侧的长江中下游北部地区, 则该暴雨常发生在所选区域的南部。在江西、浙江的交界处出现明显的频次和总降水量大值中心, 基本处于

大别山区、皖南山区复杂地形区域内,中尺度地形对流系统的触发可能是造成此处降水偏多的原因,这与孙健等(2002)认为华南地区的地形为部分暖区暴雨提供了主要的动力条件的结论相一致。平均降水量图(图 4c)中偏南区域降水量在 40~80 mm,而偏北地区(方框处)出现 100 mm,局部 200mm 的强降水,同频次和总降水量的分布几乎相反,表明单次

暖区降水经常有很强的降水效率,降水区域小,局地性强。最大日降水量的站点整体分布(图 4d)范围较广,大值区主要出现在长江中下游地区偏南的呈东北—西南向的带状区域,在地形复杂的大别山区、皖南山区分布最为密集,63.8%的站点最大降水量超过 80 mm,46.4%的站点超过 100 mm。

通常情况下,副高控制下为下沉气流,抑制较大

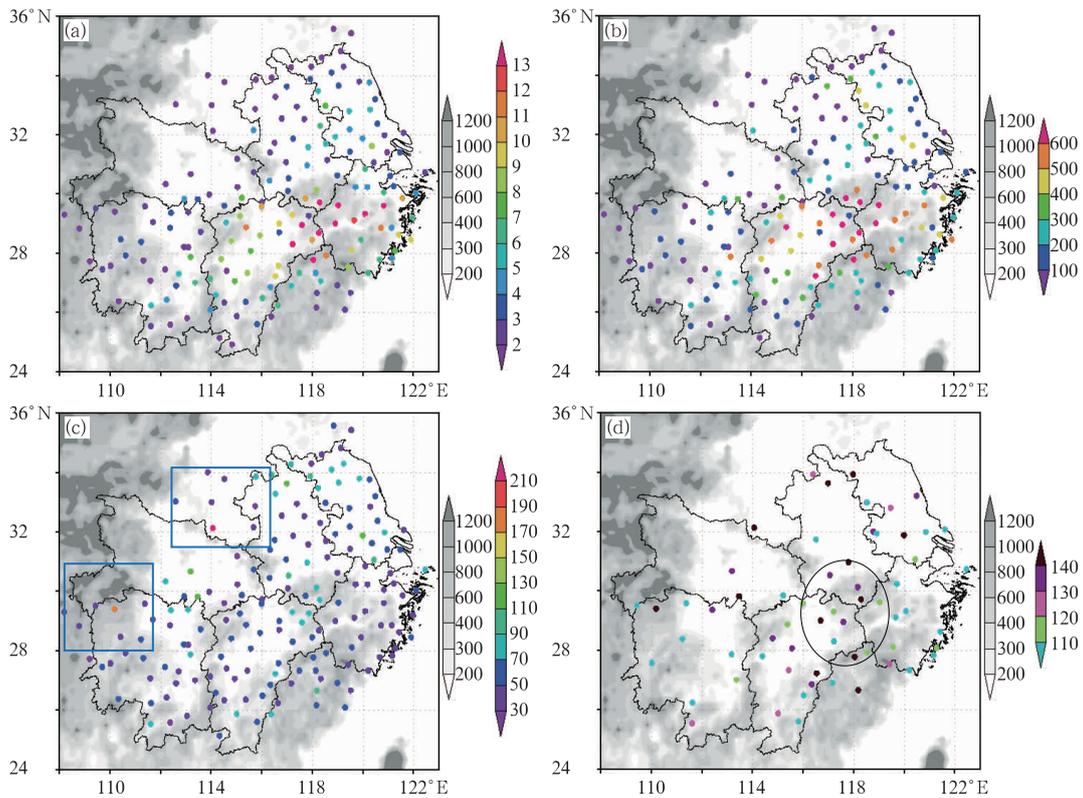


图 4 同图 3,但为暖切变型

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the warm shear-line type

范围的对流活动;但在其边缘地区可能积累不稳定能量,结合一定的水汽条件和对流触发机制时,也会出现局地的对流性暴雨。由于其对流产生条件的特殊性,副高边缘型暖区暴雨发生次数最少(傅云飞等,2005;冯沙等,2008)。副高边缘型暖区暴雨的降水频次(图 5a)、总降水量(图 5b)和平均降水量(图 5c)空间模态分布较为一致,副高边缘型降水在大部分区域降水频次为 0~1 次,在江西浙江交界处频次稍大为 2 次。

最大降水量站点主要(图 5d)位于 30°N、118°E 附近,此处降水频次和年降水量也为大值中心,与暖切变型暖区暴雨频发的位置相类似,同为大别山和皖南山区(圆圈区域),中尺度地形对暖区对流系统

的触发作用可能是造成该类型暴雨的重要原因。其中 75%的站点超过 100 mm,最大达到 130 mm,副高边缘型暖区暴雨过程也能形成较大的降水强度。

### 2.3 暖区暴雨的降水性质分析

统计所选个例 24 h 总降水量在 50 和 100 mm 以上的站点中,出现短时强降水的站点的百分比(表 2)。当日降水量超过 50 mm 时,冷锋型暖区暴雨小时雨量 > 20 mm 的站点平均占到 25.54%,且降水量平均占日降水量的 51.15%(表 3);暖切变型中站点比例为 26.92%,其降水量比例为 49.48%;副高边缘型中站点比例为 17.2%,降水量比例为 62.09%,即小于 1/4 的站点贡献了一半以上的降

水。日降水量超过 100 mm 时,冷锋型中站点比例为 31.66%,暖切变型为 35.74%,副高边缘型为 21.53%,降水越强出现短时强降水的站点越多,对

总降水的贡献越大,在部分个例中,三种类型的短时强降水对日降水量的贡献都可以达到 90%以上,因此三类暖区暴雨过程的中尺度特征十分明显。

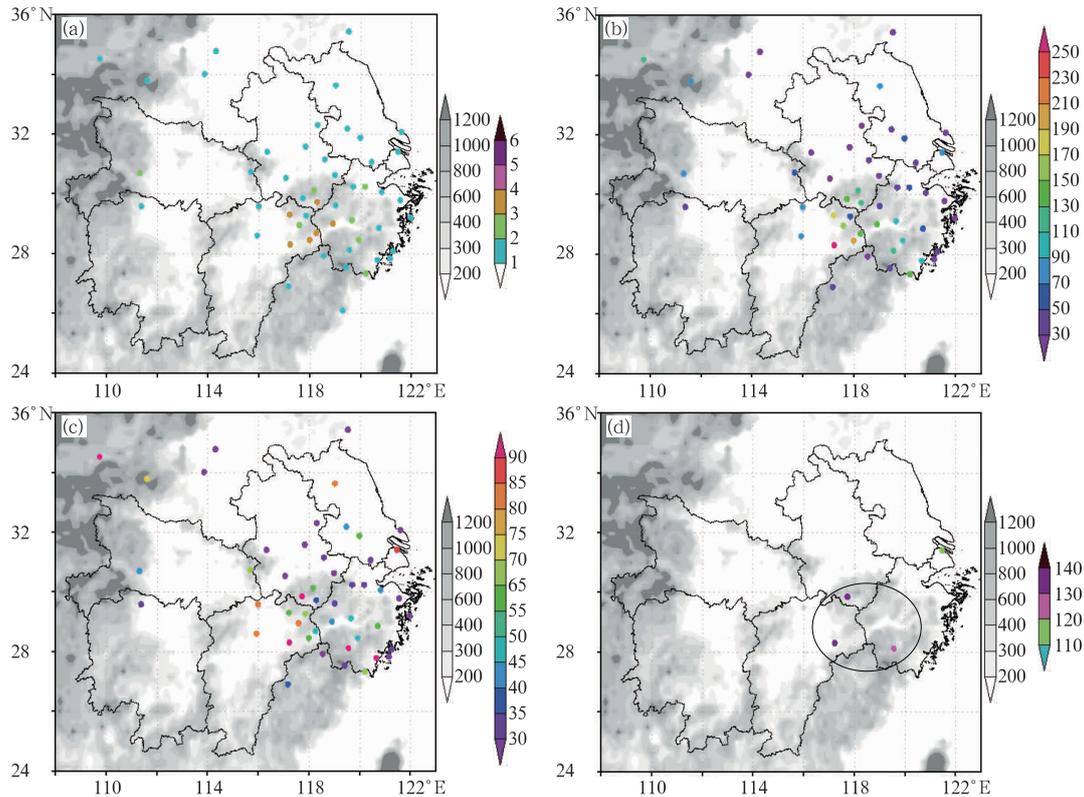


图 5 同图 3, 但为副高边缘型

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the type of subtropical high edge

表 2 三类暴雨中出现短时强降水的站点数占总站点数的百分比  
Table 2 The proportion of stations with short-time severe rainfall in the total stations in three types of rainstorms

	日降水量 /mm	>20 mm · h <sup>-1</sup> 百分比/%	>30 mm · h <sup>-1</sup> 百分比/%	>50 mm · h <sup>-1</sup> 百分比/%
冷锋型	50	25.54	16.11	6.8
	100	31.66	21.02	9.28
暖切变型	50	26.92	18.14	9.01
	100	35.74	26.93	15.66
副高边缘型	50	17.20	10.55	4.34
	100	21.53	14.60	6.77

表 3 三类暖区暴雨出现 >20 mm · h<sup>-1</sup> 的总雨量占日雨量的百分比

Table 3 The proportion of precipitation more than 20 mm · h<sup>-1</sup> caused by short-time severe rainfall in the daily rainfall amount in three types of rainstorms

日降水量	冷锋型	暖切变型	副高边缘型
50 mm	51.15%	49.48%	62.09%

### 3 三类暖区暴雨的概念模型

利用中尺度分析规范(寿绍文等,1993;1997;2003),挑选 12 个暖区暴雨的典型个例,每种类型 4 个,对其中尺度系统环境场条件进行诊断分析,得到每类个例的环境场配置,并综合之前得到的统计结

果建立其暴雨发生时的概念模型。

冷锋型暴雨(图 6a)中,春、夏交替时中高纬 500 hPa 环流主要有两槽一脊型、两脊一槽型以及多波型,分别从东北路或西路引导冷空气南下,西太平洋副高 588 线位于  $22^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$ ,冷暖空气在长江中下游地区交汇易形成冷锋系统,地面锋前暖区水汽充沛,低层常有暖平流,造成暖区暴雨的主要原因是锋前急流与大范围的暖平流造成中尺度抬升或有地形作用,已处于不稳定状态的大气产生对流,此外降水区位于高低空急流耦合处,低层辐合高层辐散,垂直上升运动得以加强。

暖切变型(图 6b)中,6 月初南亚高压位于江淮流域上空,使得高空形成辐散区叠加在垂直方向上,副热带急流位于  $117^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ ,副高控制华南地区,850 hPa 在长江中下游地区维持一条东南风和西南风形成的暖式切变线,地面常伴随有准静止锋(梅雨锋),从华南到江南地区低层盛行西南风。暖切变型暴雨的主要特点为低空及超低空风速大值不断以振

荡的形式快速东传,有利于积累大量水汽并产生有组织的对流,统计表明暖区暴雨区域水汽条件充分,低层相对湿度基本可达到 80% 以上,局地可达 90% 以上,整层可降水量大于 40 mm,大气的抬升凝结高度都较低,且夏季  $0^{\circ}\text{C}$  层高度较高,深厚暖云层有利于出现高的降水效率。200 hPa 西风急流与低空急流相配合,大气对流不稳定性增强,当有中尺度地形作用,垂直上升运动更加强烈。

副高边缘型暖区暴雨(图 6c)具有降水强度大和时空尺度小的特点,随着 7、8 月副高脊线北抬至长江中下游地区,暴雨发生地区长时间处于高温控制,积累了较大的能量,副高边缘地区低层南来的温暖空气和中层西北干冷空气的前沿在这里叠加,使得大气处于不稳定状态,当低层相对湿度达到 80% 以上易发生对流。前面统计得到副高边缘型暴雨主要发生在皖南和大别山区,不稳定层结受到中尺度地形的强迫作用,易发生局地性、突发性暴雨。



图 6 冷锋型(a)、暖切变型(b)和副高边缘型(c)的概念模型

[绿色阴影锋面(切变线)降水,填色区为暖区降水区]

Fig. 6 The conceptual model of (a) cold front, (b) warm shearline, (c) subtropical high edge causing the warm-sector rainstorm

(The green shadow represents frontal rainfall associated with warm shearline, the shaded areas represent warm-sector precipitation)

## 4 结论与讨论

本文将暖区暴雨影响系统分为暖切变系统、冷锋系统以及副热带高压边缘系统,统计得到长江中下游地区暖区暴雨的定义:即距离地面锋线/切变线 100~300 km 的暖区一侧产生的暴雨,以及副热带高压边缘产生的暴雨。

对三类暖区暴雨进行了时间和空间上的统计分析,其变化特征取决于环境场条件的变化。暖切变型暴雨常发生在 6—7 月,在研究区域的偏南部发生

频率更高,且降水强度大。冷锋型暴雨常发生在 5—6 月,发生频率较均匀,降水强度偏弱。副高边缘型暴雨发生次数最少但强度大,常发生在 7—8 月。三类暴雨的降水次数及强度都在大别山区和皖南山区出现大值中心,复杂的地形作用可能是造成此结果的原因之一。

通过建立三类暖区暴雨的概念模型得到,其水汽通道主要为 850 和 925 hPa 偏南风急流,低层充沛的水汽输送和水汽辐合使得整层可降水量大,低层大气保持高湿的特征。冷锋型中低空急流与低层暖平流提供抬升作用,暖平流使得大气柱升高,地面

减压造成辐合,高低空急流耦合提供对流发生发展的动力条件,此外局部的中尺度地形也对暴雨的产生有重要影响。暖切变型中,低层大风速的脉冲作用造成强辐合可能对形成有组织的对流起着重要作用,此外南亚高压造成高空辐散区对暴雨的产生有积极作用。副高边缘型中,当低层水汽条件充足,低层南来的温暖空气和高层西北干冷空气的前沿在这里叠加使得大气不稳定,并与地形相互作用而产生局地短时强降水。暖切变型和副高边缘型中尺度特征明显, $\beta$ 中尺度对流系统的连续生消作用直接导致了暴雨的产生。

### 参考文献

- 陈翔翔,丁治英,刘彩虹,等. 2012. 2000—2009年5、6月华南暖区暴雨形成系统统计分析. 热带气象学报, 28(5):707-718.
- 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. 气象, 38(10):1254-1266.
- 程正欣,包澄澜. 1990. 暖湿气流中大暴雨成因的中尺度数值试验. 气象学报, 48(4):480-485.
- 丁治英,刘彩虹,沈新勇. 2011. 2005—2008年5、6月华南暖区暴雨与高、低空急流和南亚高压关系的统计分析. 热带气象学报, 27(3):307-316.
- 冯沙,傅云飞. 2008. 尺度副热带高压中心内降水分析. 气象学报, 66(6):982-992.
- 傅云飞,冯静夷,朱红芳,等. 2005. 西太平洋副热带高压下热对流降水结构特征的个例分析. 气象学报, 63(5):752-761.
- 黄土松. 1986. 华南前汛期暴雨. 广州:广东科技出版社:244.
- 刘蕾,丁治英,常越,等. 2012. WRF中地形重力波参数化方案在一次华南暖区暴雨形成机制分析中的应用. 气象科技, 40(2):233-240.
- 卢伟萍,梁维亮,李菁. 2010. 北部湾海风锋暴雨气候特征分析. 气象研究与应用, 31(3):1-4.
- 罗建英,廖胜石,黄归兰,等. 2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析. 气象, 35(10):50-57.
- 沈杭锋,章元直,查贲,等. 2015. 梅雨锋上边界层中尺度扰动涡旋的个例研究. 大气科学, 39(5):1025-1037.
- 孙兴池,郭俊建,王业宏,等. 2015. 低涡和副热带高压共同影响下的暴雨落区分析. 气象, 41(4):401-408.
- 苏贵睦,蒙昭臻,陈向东,等. 2010. 2009年7月一次锋前暖区暴雨分析. 气象研究与应用, 31(2):26-30.
- 孙健,赵平,周秀骥. 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 60(3):333-342.
- 孙兴池,王业宏,迟竹萍. 2006. 气旋冷暖区暴雨对比分析. 气象, 32(6):59-65.
- 师锐,陈永仁,王春国. 2010. 副高断裂前后四川盆地一次暴雨过程的比较分析. 高原山地气象研究, 30(4):18-25.
- 寿绍文,励申申,徐建军,等. 1997. 中国主要天气过程的分析. 北京:气象出版社.
- 寿绍文,励申申,姚秀萍. 2003. 中尺度气象学. 北京:气象出版社.
- 寿绍文,刘兴中,王善华,等. 1993. 天气学分析基本方法. 北京:气象出版社.
- 王淑莉,康红文,谷湘潜,等. 2015. 北京7·21暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟. 气象, 41(5):544-553.
- 魏凤英. 2006. 长江中下游夏季降水异常变化与若干强迫因子的关系. 大气科学, 30(3):202-211.
- 文丹青,黄波,刘峰. 2011. 一次华南前汛期锋前暖区暴雨的分析. 广东气象, 33(2):9-15.
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等. 2014. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨. 气象, 40(12):1455-1463.
- 徐燧,闫敬华,王谦谦,等. 2013. 华南暖区暴雨的一种低层重力波触发机制. 高原气象, 32(4):1050-1061.
- 赵玉春,李泽椿,肖子牛. 2008. 华南锋面与暖区暴雨个例对比分析. 气象科技, 36(1):47-54.
- 赵玉春,王叶红. 2009. 近30年华南前汛期暴雨研究概述. 暴雨灾害, 28(3):193-202.
- 周明飞,杜小玲,熊伟. 2014. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析. 气象, 40(2):186-195.