

文章编号: 2096-1618(2024)02-0200-08

安徽地区暖季降水回波日变化及环境场特征研究

郑佳玥^{1,2}, 唐晓文^{1,2}, 刘高平³, 张福贵^{1,2}

(1. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 中国气象局大气探测重点开放实验室, 四川 成都 610225; 3. 安徽省气象台, 合肥 安徽 230031)

摘要:安徽地处华东, 地势复杂且受夏季风影响, 通常于暖季(5-8月)发生频繁且复杂的降水过程。为加深安徽地区降水特征及降水环境场特征的理解, 利用安徽7部S-Band新一代天气雷达和ERA5再分析数据, 对安徽及周边地区2016-2019年暖季降水回波时空变化及相关环境特征进行分析。结果表明: (1) 安徽地区暖季降水回波发生频率的日变化呈双峰结构, 降水多发时段为06时和16时前后。(2) 凌晨降水峰值主要出现在6月, 午后降水峰值主要出现在7、8月。(3) 6月降水主要分布在皖南地区, 由大面积浅对流及层状云构成。7、8月降水空间分布零散, 无明显地域特征, 多为局地深对流导致。(4) 利用ERA5数据分析暖季降水峰值时刻的环境特征发现, 有利于对流发生的热力条件主要出现在7、8月的午后, 而5、6月的凌晨具有更有利的动力和水汽条件。各月降水峰值时刻的回波特征与环境场的特征存在很好的一致性。

关键词:降水回波; 降水日变化; 降水回波分类; 环境场; 雷达观测降水

中图分类号: P445+.1

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2024.02.011

0 引言

由于复杂的地形和气候背景, 中国是全球降水多发区域之一。每年暖季的强降水都可能引发严重的洪涝灾害, 给社会经济和人民生活带来极大的负面影响。由于降水事件可能导致严重灾害^[1], 中国学者广泛地开展了针对降水时空分布、环境场特征和生消演变机制的研究。施能等^[2]总结了20世纪中国年总降水量的气候趋势; 邓爱军等^[3]统计了中国汛期降水的时空分布特征; 张永领等^[4]对长江流域夏季降水区域特征和演变规律进行了分析; 傅云飞等^[5-7]分析了地形对暴雨的动力作用; 陈绍东等^[8]指出江南汛期降水异常特征的影响因素与海温异常有关; 龚道溢等^[9]分析了北极涛动对长江流域夏季降水的影响。以上研究有助于理解中国的各类降水过程, 为提高降水预警预报能力奠定了基础。

降水日变化特征及其成因一直是降水相关研究的重点。研究表明, 受青藏高原地形影响程度的不同, 中国降水日变化特征呈明显的三级阶梯变化。其中青藏高原东侧降水峰值出现在午夜^[10], 长江中游地区降水峰值出现在清晨, 江淮和华北地区的降水呈清晨和午后双峰结构^[11]。除青藏高原外, 中国中东部地区的局地地形及海陆差异^[12]也可能影响区域的降水日变化特征。针对降水日变化成因的研究, 主要从热力、动力

和水汽3个方面进行分析。热力方面, 有研究表明高原热源变化与华南、华北及江淮地区夏季降水分布联系密切^[13], 大气加热强度与长江沿岸降水有显著相关性^[14]。动力方面, 发现动力强迫作用是连续性降水得以维持的关键^[15]。水汽方面, 有研究指出持续的水汽输送是降水维持机制之一^[16]。

安徽省地处中国东部地区, 暖季降水日变化受夏季风和地形等多种因素影响, 呈现复杂的季节变化和显著的区域特征^[17]。针对降水日变化的研究主要集中在青藏高原东侧和长江中下游等地, 对中国东部地区的深入分析相对较少。特别缺乏基于长时间序列和高分辨率资料的安徽地区降水日变化及环境场特征的系统性研究。近年来, 安徽地区因降水引发的气象灾害引起了广泛关注。2020年7月入梅后, 安徽16市95县(市、区)发生严重洪涝灾害, 受灾人口约840万人, 农作物受灾面积986千公顷, 直接经济损失逾330亿元。因此有必要针对安徽地区降水过程开展进一步研究, 这对提升暖季降水灾害的预报预警能力具有重要意义。

本文基于安徽7部S-Band业务天气雷达2016-2019年的降水反射率数据, 分析暖季降水回波发生频率的时空分布特征。并结合ERA5再分析数据, 进一步分析与降水过程密切相关的热力、动力、水汽因子的分布特征。分析结果表明, 安徽地区降水回波发生频率的日变化特征呈明显的月际差异。暖季不同月份降水回波类型也存在明显的差异, 并与环境场具有很好的对应关系。研究结果有利于加深安徽地区降水分布规律

及形成机理的理解,对于该地区日常天气预报也具有一定的指导意义。

1 数据资料及分析方法

1.1 数据资料

使用的天气雷达资料来自安徽 7 部 S-Band 新一代天气雷达基数据,雷达站名和位置分布如图 1 所示)。基数据的时间跨度为 2016–2019 年每年 5 月 1 日至 9 月 30 日,时间分辨率为 6 min。安徽省地形复杂,部分天气雷达存在地物杂波、径向干扰和其他非降水回波等问题。本文首先使用基于偏度的方法去除地物杂波^[18],再提取径向上的多个特征参量,使用模糊逻辑算法识别去除存在问题的径向数据^[19]。对于孤立杂波和离散噪声杂波,使用改进的中值滤波算法进行滤除^[20]。质控后的基数据在径向和方位上分别使用最近邻居法和垂直线性内插法格点化到相同的三维网格空间,最后形成统一的拼图数据^[21]。单个时刻参与拼图的最少站点数为 4 个,最终有效拼图样本共 145633 个。拼图数据的纬度范围为 27°N~36°N,经度范围为 113°E~121°E,空间分辨率为 0.01°×0.01°,格点数为 800×900。为避免雷达低空探测盲区对分析结果的影响,每个雷达参与拼图的径向数据范围均为 230 km。

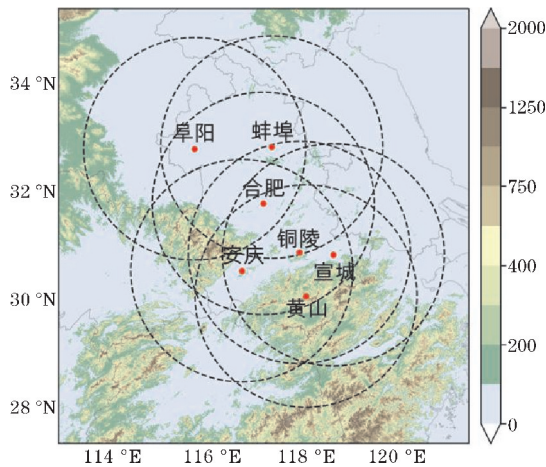


图 1 安徽及周边地区海拔高度(填色)及 7 部 S-Band 多普勒天气雷达地理位置分布(虚线圈半径为 230 km,表示该站点参与拼图的数据范围)

为分析与降水回波发生频率峰值时刻对应的环境场特征,本文从欧洲中期天气预报中心(European centre for medium-range weather forecasts,ECMWF)高分辨率 ERA5 再分析资料中提取多个与降水相关的环境场参数。环境场参数分为热力、动力和水汽三大类。其中,热力学参数选取对流有效位能(CAPE),动力学参数选取包括表征中低层动力条件^[22]的 850 hPa 涡度、

散度及水平风,水汽参数选取水汽通量及水汽通量散度进行分析。所选参数,CAPE、水平风可通过直接下载获取,其他参量则参考文献[23]内方法计算得到。

1.2 分析方法

质控后的天气雷达反射率数据包含降水和部分非降水回波。非降水回波主要分布在距雷达中心 50 km 范围以内,且反射率值通常小于 25 dBZ^[24]。为仅分析与降水相关的回波,选取反射率大于 25 dBZ 的回波进行统计分析。另外,由于雷达反射率与地面降水之间存在复杂的非线性关系($Z-R$ 关系),且 $Z-R$ 关系随着不同降水过程而变化。为避免 $Z-R$ 关系不确定性对分析结果的影响,本文未进行 $Z-R$ 关系的转换,而是直接针对降水回波进行统计分析。降水回波的统计内容为特定时空范围内降水回波出现的频率,其定义:

$$f(\%) = \frac{M}{T} \times 100\% \tag{1}$$

其中, M 表示统计时空范围(以网格为单位)内降水回波实际出现的频数(或数量), T 表示统计时空范围内格点总数, T 仅与统计的时空范围有关。

有研究表明,降水形成涉及复杂的热力转换、碰并增长及水汽条件改变等过程^[25]。为进一步理解降水过程的动力和微物理特征,利用 Zuo 等^[26]提出的降水回波分类算法,对安徽地区的反射率三维拼图数据进行回波分类。该方法主要依据反射率强度(Z)和回波顶高(ET)将降水回波分为 4 种类型,每种降水回波类型的名称及定义如下:

- 深对流云 DCC(deep-convective cloud):
 $Z \geq 45$ dBZ 且 $ET > 6$ km
- 浅对流云 SCC(shallow-convective cloud):
 $\begin{cases} Z \geq 45$ dBZ 且 $ET < 6$ km, 或 \\ $37 \leq Z < 45$ dBZ 且 $ET \geq 5$ km \end{cases}
- 混合对流-层状云 HCS(hybrid convective-stratiform cloud):
 $\begin{cases} 37 \leq Z < 45$ dBZ 且 $ET < 5$ km, 或 \\ $30 \leq Z < 37$ dBZ 且 $ET \geq 3$ km \end{cases}
- 层状云 SC(stratiform cloud):
 $25 \leq Z < 30$ dBZ 且 $ET < 3$ km

2 降水回波统计特征

2.1 回波时空变化统计

图 2 显示了安徽地区暖季平均及各个月份的降水回波发生频率的日变化结果,可以看出,暖季平均降水回波发生频率的日变化呈双峰结构,峰值分别出现在

06 时和 14 时,同时各月降水回波日变化特征差异明显。6 月降水回波发生频率的峰值出现在 06 时,而 7、8 月降水回波发生频率的峰值分别出现在 14 时及 17 时。5 月降水回波发生频率呈双峰结构,峰值分别出现在 05 时和 14 时,但峰值均弱于 6、7、8 月对应时刻的峰值。9 月降水回波发生频率的日变化均低于暖季平均日变化结果,因此本文不再分析 9 月的降水回波和环境场特征。

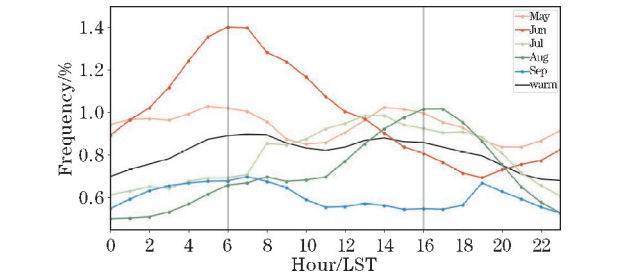


图 2 安徽地区 2016–2019 年降水回波发生频率暖季(黑色实线)及暖季逐月(彩色点实线)日变化特征,灰色实线为降水多发时刻(06 时和 16 时)

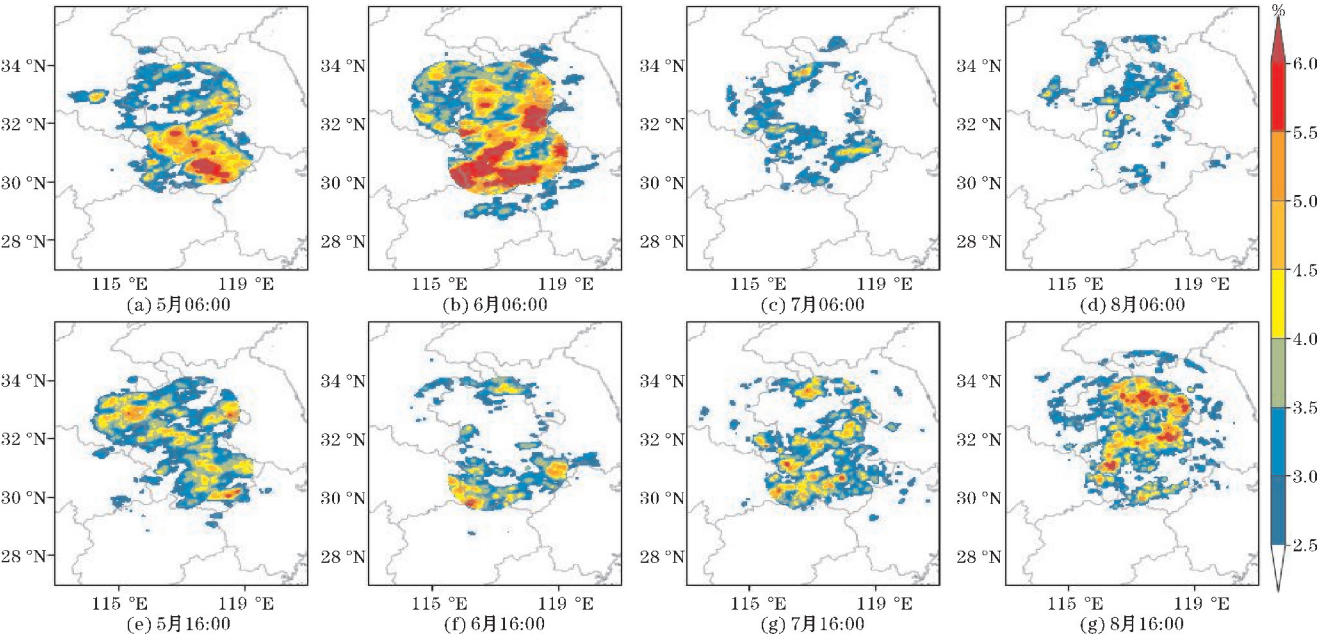


图 3 安徽地区 2016–2019 年降水多发时刻(06 时和 16 时)降水回波发生频率 5–8 月空间分布

2.2 不同类型降水回波的时空分布特征

根据前述的降水回波分类方法,将研究时段内雷达拼图的每个像素点分为深对流、浅对流、混合对流–层状及层状 4 种不同类型的降水回波,单个像素点面积为 1 km×1 km。并按月份统计得到不同类型降水回波面积(像素点数)的日变化结果。如图 4 所示,深对流降水集中发生在 7、8 月的 15 时前后,由归一化后结果可见深对流降水通常持续时间较短(图 4a)。浅对流降水通常发生在 6、7 月 08 时前后(图 4b),混合对流–层状云主要发生在 5、6 月 08 时前后(图 4c),层状

根据图 2 统计得到的降水回波发生频率的日变化特征,定义两个降水多发时刻,分别为“凌晨峰值降水时刻”06 时和“午后降水峰值时刻”16 时,以进一步分析各月降水回波空间分布特征。如图 3 所示,5、6 月凌晨峰值的降水回波主要分布于安徽中、南部地区。7、8 月凌晨峰值的降水回波强度和面积远弱于 5、6 月,仅存在零星分布的强中心。各月午后峰值时刻降水回波发生频率的空间分布差异较大,5 月午后峰值时刻降水回波发生频率呈皖北–皖南的带状分布,但强中心的频率值不高,约 4% 左右。6 月午后峰值时刻降水回波发生频率仅皖南存在零星弱中心。7 月午后峰值时刻降水回波发生频率较 5、6 月更高,虽为零散分布但皖南存在多个大值中心,部分区域降水回波发生频率达 6%。8 月午后峰值时刻降水回波发生频率较其他月份更高,有较多区域降水回波发生频率为 6% 以上,且主要分布在安徽中、北部地区。

云多出现在 5、6 月 09 时前后(图 4d)。由归一化结果可见浅对流或层状云降水通常持续时间较长。5、6 月层状云降水发生的时间明显滞后于浅对流和混合性降水。综合图 3 和图 4 可以看出,安徽地区降水回波发生频率日变化的两个峰值时刻的降水类型存在本质差异。凌晨峰值的降水主要为浅对流混合层状云降水,发生时面积较大。从归一化后的降水回波面积逐月时空分布特征来看,发生在凌晨或上午的降水较午后具有更长时间的生命史,且多发生在 5、6 月。发生在午后的降水多为局地深对流降水,生命史较短,发生时面

积较小,多发生在 7、8 月。上述分析与吴照宪等^[27]利用自动站小时降雨量研究安徽地区暖季(5–8 月)强降水时空分布特征的研究具有一致性,即安徽入梅前(5–6 月初)强降水发生频次低。梅雨期(6 月底至 7

月初)强降水发生频次呈双峰结构,且凌晨强降水事件累计雨量大、持续时间长。梅雨后(7 月底至 8 月)强降水发生频次呈午后单峰特征,是暖季午后短时强降水的主要贡献者。

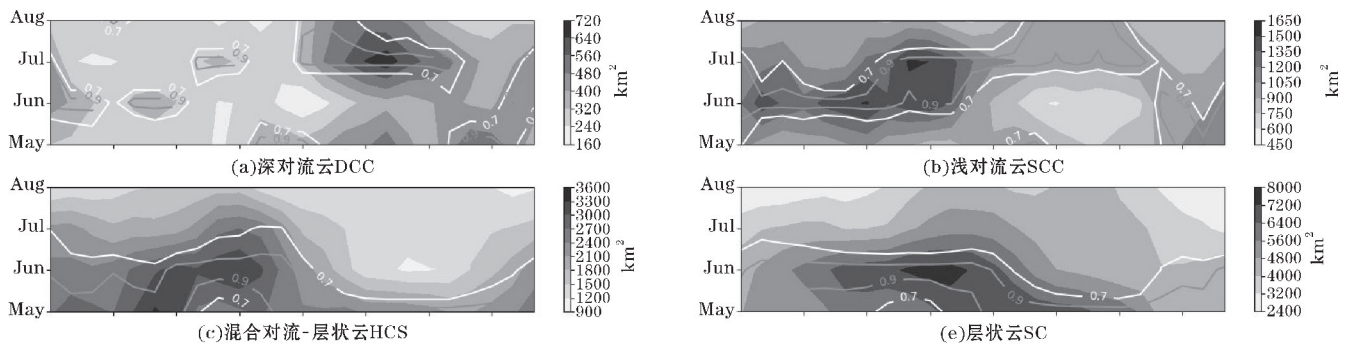


图 4 安徽地区 2016–2019 年 4 种不同类型降水回波的平均面积(填色)逐月日变化
(等值线为归一化后平均面积逐月日变化结果)

3 环境场分析

从上述统计结果可以看出,安徽地区暖季降水回波发生频率的日变化特征、空间分布和降水类型存在显著的差异。为进一步理解各月降水回波发生频率存在较大差异的原因,本文从影响降水形成和发展的热力、动力、水汽条件 3 个主要因素分析与降水回波相伴的环境场特征。

3.1 热力条件

CAPE 表示气块在环境中绝热上升时正浮力的垂直积分,是对流降水发展强弱的指标之一^[23]。图 5 显示了降水回波出现频率峰值时刻的月平均 CAPE 值的空间分布。如图 5(a)、(b)所示,5、6 月凌晨的弱 CAPE 值表明这一时段不易产生热对流,而此刻发生的降水则更可能是天气系统强迫导致^[28]。如图 5(g)、(h)所示 7、8 月午后的强 CAPE 值更有利于热对流的产生,这种形式的降水分布更为孤立、垂直发展更高,与图 4(a)反映的 7、8 月午后主要为深对流的特征一致。

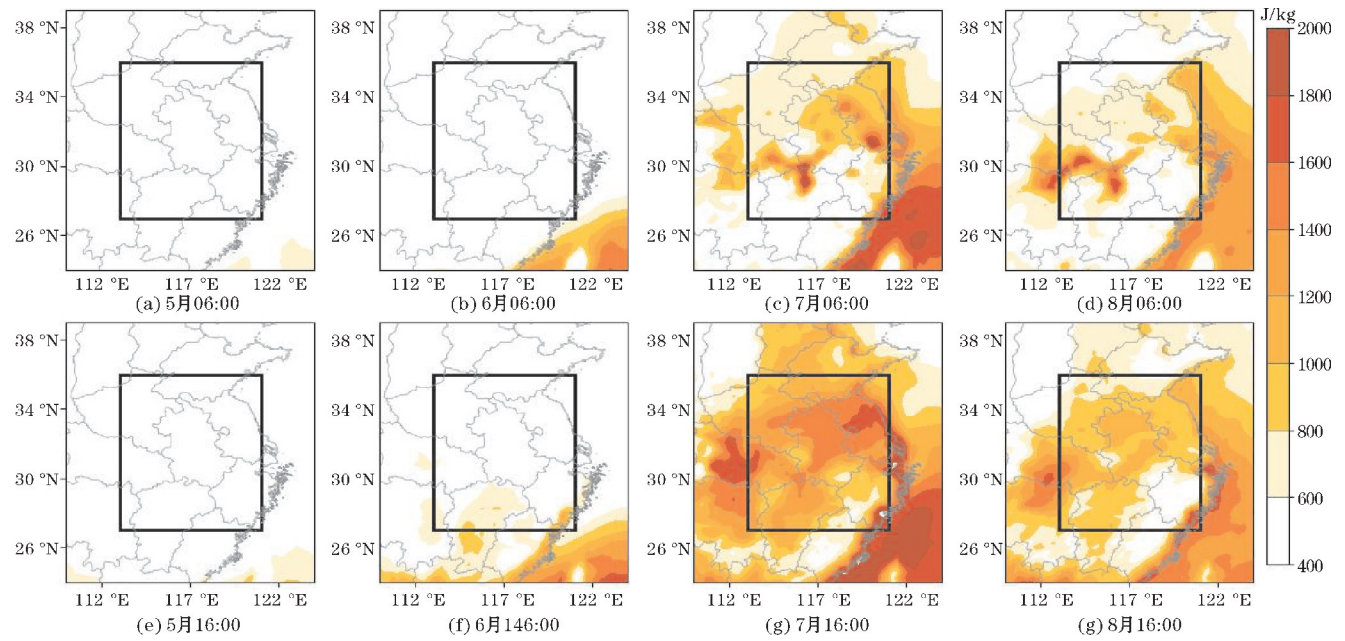


图 5 安徽地区 2016–2019 年暖季降水多发时刻(06 时和 16 时)热力不稳定条件(CAPE)5–8 月逐月平均(填色)(黑色框内对应图 1 研究范围)

3.2 动力条件

如前所述,降水过程既可能由局地热力不稳定触

发,也可能由天气尺度的强迫引起。为分析动力条件与安徽地区降水变化的关系,图 6 和图 7 分别显示了 850 hPa 高度上暖季凌晨和午后降水回波发生频率峰

值时刻的散度和涡度场分布。从图 6 可以看出,分析区域内 5、6、7 月的凌晨存在大范围的强辐合区。而在午后的降水峰值时刻,仅在研究区域的南侧边缘存在小面积辐合区域,其他位置均为辐散区。图 7 显示的涡度也存在相似的分布特征,即仅在 5、6 月的凌晨分析区域内存在数值较强,同时面积较大的正涡度区。进一步分析暖季凌晨峰值降水时刻的各月盛行风场可知,5、6 月安徽以北的西北风与安徽以南的西南风在皖南等地形成较强的辐合带。7 月过强的南风对辐合

作用并无加强,反而皖南等地存在辐合减弱的特征。8 月安徽地区少见西南风,多为偏东风,此时皖南地区受西南风影响进一步减弱,直至基本脱离南风控制而几乎没有较强辐合中心。

上述分析中研究区域内 5、6 月凌晨中低层存在的强辐合和正涡度区,可能与梅雨锋的形成及维持密切相关^[29]。在这样的天气背景下,降水的形成和发展通常与锋面导致的大尺度抬升密切相关,形成的降水多为浅对流和混合性降水,这与图 4(b)、(c)的结果一致。

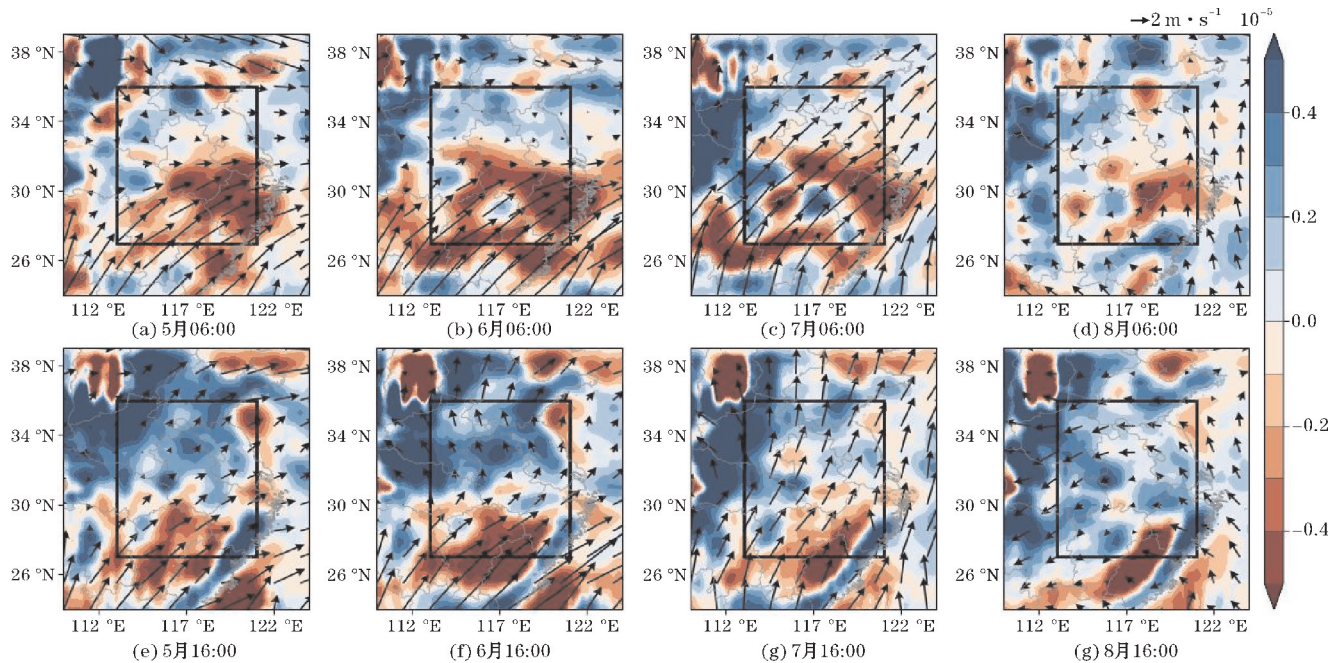


图 6 安徽地区 2016–2019 年 5–8 月降水多发时刻(06 时和 16 时)850 hPa 逐月盛行风场(矢量箭头)及散度平均(填色)

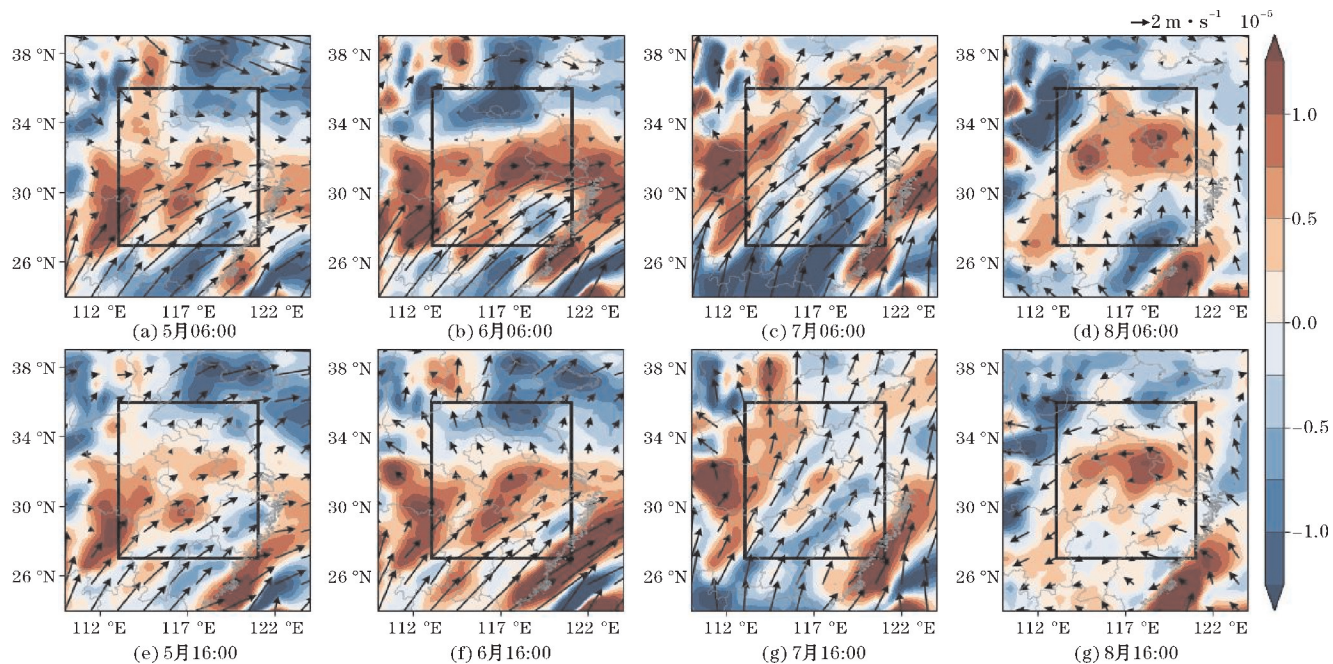


图 7 安徽地区 2016–2019 年 5–8 月降水多发时刻(06 时和 16 时)850 hPa 盛行风场(矢量箭头)及涡度平均(填色)

3.3 水汽条件

除了热力和动力条件引发的垂直运动,降水的维持同时需要充足的水汽条件。图 8 显示了分析区域内暖季凌晨和午后降水回波发生频率峰值时刻850 hPa高度的水汽通量及水汽通量散度的分布,可知安徽地区暖季

各月凌晨水汽辐合区的面积均大于午后。除局部区域外,5、6月凌晨降水峰值时刻的水汽输送条件均显然优于7、8月。5、6月凌晨皖南水汽自西南、西北向东输送至皖南辐合形成面积较大的水汽辐合带,而7月凌晨过强的水汽输送至安徽以北地区,未在安徽区域内大量累积,仅在部分山区存在强辐合中心。

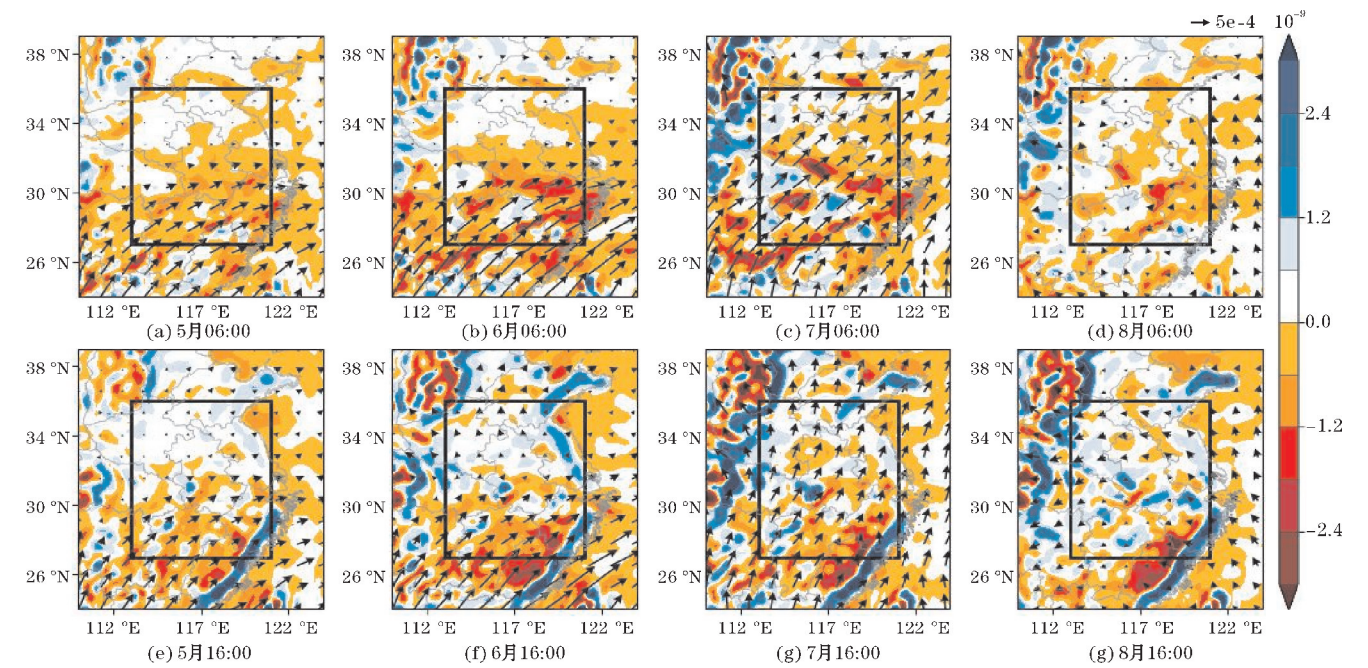


图 8 安徽地区 2016–2019 年 5–8 月降水多发时刻(06 时和 16 时)850 hPa 逐月平均水汽通量(矢量箭头)及水汽通量散度(填色)

4 结论

利用安徽 7 部 S-Band 新一代天气雷达的反射率资料,对安徽及周边地区 2016–2019 年暖季(5–8 月)降水回波发生频率进行统计分析。并利用 ERA5 再分析数据,对与降水过程发生发展密切相关的热力、动力和水汽条件进行分析。有利于加深安徽地区降水发生规律及形成机理的理解,对于日常天气的分析及预报也具有一定的指导作用。具体研究结论如下:

(1)降水回波发生频率的日变化统计结果表明,安徽地区暖季降水回波发生频率的日变化呈明显的双峰结构,且不同月份间存在显著差异。6 月降水回波发生频率的日变化结果显示其峰值出现在 06 时,7、8 月降水回波发生频率的峰值分别出现在 14 时和 17 时。5 月降水回波发生频率则存在弱双峰结构,峰值分别出现在 05 时和 14 时。9 月降水回波发生频率远低于其他月份,且无明显峰值。

(2)降水回波发生频率日变化峰值时刻的空间分布结果表明,5、6 月凌晨降水多发生在皖中及皖南地

区,且降水发生时面积较大。7 月午后降水零散分布于各个区域。8 月午后降水主要集中于皖北。

(3)安徽地区暖季对流云和层状云的分类及逐月日变化结果表明,安徽地区暖季深对流云分布最广的时间为 6 月 07 时前后;7、8 月 15 时前后,且降水发生时面积较小。层状云分布最广的时间为 6 月 07 时前后且降水面积较大。由上述结果可知,6 月凌晨降水过程主要为浅对流云和层状云共同主导的系统性降水,7、8 月午后降水过程主要为深对流云主导的强对流降水。

(4)热力环境的分析结果表明,各月份午后的 CAPE 值均大于凌晨,同时 7、8 月的 CAPE 值均大于 5、6 月。散度和涡度的空间分布结果表明,5、6 月的凌晨存在大面积较强的辐合和正涡度区,且与降水回波的空间分布位置接近。受季风环流北进的影响,5、6 月凌晨安徽中南部存在大面积的水汽通量辐合区,7 月水汽通量的辐合区逐渐移至安徽北部,而安徽地区 8 月受副高环流控制影响,水汽通量散度的大值区分布更加零散且强度明显减弱。

(5)分析安徽地区降水回波的时空变化特征及对

应的环境因子,对该地区各类降水过程加深了理解。6月凌晨降水的发生与维持主要和天气尺度的强迫及水汽输送密切相关,降水类型以浅对流、层云和混合云降水为主,降水发生的面积大、持续时间长。7、8月午后降水的发生主要与局地的热力强迫相关,降水类型主要以深对流为主,降水分布更加分散、持续时间短。5月的降水日变化同时存在凌晨和午后的峰值,但相较于6月和7、8月对应时刻的峰值都更弱。

参考文献:

- [1] 丁一汇,张建云.暴雨洪涝[M].北京:气象出版社,2009.
- [2] 施能,陈家其,屠其璞.中国近100年来4个年代际的气候变化特征[J].气象学报,1995,53(4):431-439.
- [3] 邓爱军,陶诗言,陈烈庭.我国汛期降水的EOF分析[J].大气科学,1989,13(3):289-295.
- [4] 张永领,高全洲,丁裕国,等.长江流域夏季降水的时空特征及演变趋势分析[J].热带气象学报,2006,22(2):161-168.
- [5] 傅云飞,冯静夷,朱红芳,等.西太平洋副热带高压下热对流降水结构特征的个例分析[J].气象学报,2005,63(5):750-761.
- [6] 崔春光,闵爱荣,胡伯威.中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用[J].气象学报,2002,60(5):602-612.
- [7] 孙健,赵平,周秀骥.一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响[J].气象学报,2002,60(3):333-342.
- [8] 陈绍东,王谦谦,钱永甫.江南汛期降水基本气候特征及其与海温异常关系初探[J].热带气象学报,2003,19(3):260-268.
- [9] 龚道溢,朱锦红,王绍武.长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关[J].科学通报,2002,47(7):546-549.
- [10] 计晓龙,吴昊旻,黄安宁,等.青藏高原夏季降水日变化特征分析[J].高原气象,2017,36(05):1188-1200.
- [11] Yu R,Xu Y,Zhou T,et al. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(13):L13703.
- [12] Li J,Yu R,Zhou T. Seasonal Variation of the Diurnal Cycle of Rainfall in Southern Contiguous China[J]. Journal of Climate,2008,21(22):6036-6043.
- [13] 赵平,陈隆勋.35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系[J].中国科学,2001,31(4):327-332.
- [14] 简茂球,罗会邦,乔云亭.青藏高原东部和西太平洋暖池区大气热源与中国夏季降水的关系[J].热带气象学报,2004,20(4):355-364.
- [15] 吴迎旭,张礼宝,张迎新,等.黑龙江省一次强降水的动力强迫作用分析[J].气象科技,2022,50(5):694-701.
- [16] 杨康权,肖递祥,罗辉,等.四川盆地西部两次暖区暴雨过程分析[J].气象科技,2019,47(5):795-808.
- [17] Fulton R A,Breidenbach J P,Seo D J,et al. The WSR-88D rainfall algorithm [J]. Weather and Forecasting,1998,13(2):377-395.
- [18] 孙伟,徐芬.基于偏度方法的地物杂波识别及去除[J].干旱气象,2018,36(3):522-528.
- [19] 文浩,张乐坚,梁海河,等.基于模糊逻辑的新一代天气雷达径向干扰回波识别算法[J].气象学报,2020,78(1):116-127.
- [20] 马中元,朱春巧,刘熙明,等.CINRAD雷达数据质量控制方法初探[J].气象,2010,36(8):134-141.
- [21] 肖艳姣,刘黎平.新一代天气雷达网资料的三维格点化及拼图方法研究[J].气象学报,2006,64(5):647-657.
- [22] 严仕尧,李昀英,齐琳琳,等.华北产生雷暴大风的动力热力综合指标分析及应用[J].暴雨灾害,2013,32(1):17-23.
- [23] 刘健文,郭虎,李耀东.天气分析预报物理计算基础[M].北京:气象出版社,2007.
- [24] 王丽容,卞韬,苏运涛.晴空回波在强对流天气临近预报中的应用[J].应用气象学报,2010,21(5):606-613.
- [25] 周毓荃,蒋元华,蔡森.北京“7.21”特大暴雨云降水结构及云雨转化特征[J].大气科学学报,2015,38(3):321-332.
- [26] Zuo Y,Hu Z,Yuan S,et al. Identification of Convective and Stratiform Clouds Based on the Improved DBSCAN Clustering Algorithm [J]. Ad-

vances in Atmospheric Sciences,2022,39(12):
2203–2212.

[27] 吴照宪,罗亚丽,刘希,等.2011–2018 年安徽暖
季短时强降水及其环流背景统计特征[J].气
象,2022,48(8):963–978.

[28] 何立富,陈涛,孔期.华南暖区暴雨研究进展
[J].应用气象学报,2016,27(5):559–569.

[29] 张舒阳,闵锦忠.2013 年 6 月 23 日江淮地区梅
雨锋暴雨的发展和维持机制[J].气象科学,
2018,38(6):707–718.

Diurnal Variation and Environmental Characteristics of
Precipitation Echo in Warm Season in Anhui

ZHENG Jiayue^{1,2}, TANG Xiaowen^{1,2}, LIU Gaoping³, ZHANG Fugui^{1,2}

(1. College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Key Open Laboratory of Atmospheric Sounding, China Meteorological Administration, Chengdu 610225, China; 3. Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031, China)

Abstract: Anhui is located in East China, with complex terrain that is influenced by the summer monsoon, resulting in higher precipitation levels during the warm season (May to August). To deepen the understanding of precipitation characteristics and the precipitation environment in Anhui. Based on 7 S-Band new generation weather radars and ERA5 re-analysis data in Anhui Province, the temporal and spatial variations of warm season precipitation echoes and related environmental characteristics in Anhui and the surrounding areas during 2016–2019 were analyzed. The results showed that: (1) The diurnal variation of precipitation echo frequency in the warm season in Anhui showed a bimodal structure, with precipitation occurring mainly around 6:00 am and 4:00 pm. (2) The peak precipitation in the early morning mainly occurred in June, while the peak precipitation in the afternoon mainly occurred in July and August. (3) The precipitation in June was mainly distributed in the southern Anhui, which was composed of large shallow convection and stratiform clouds. The spatial distribution of precipitation in July and August was scattered, with no obvious regional characteristics, mostly caused by local deep convection. (4) Using ERA5 data to analyze the environmental characteristics of precipitation peak time in the warm season, it is found that the thermal conditions conducive to convection mainly appear in the afternoon of July and August, while the early morning of May and June have more favorable dynamic and water vapor conditions. The echo characteristics of precipitation peak time in each month are in good agreement with the characteristics of the environmental field.

Keywords: precipitation echo; diurnal variation of precipitation; precipitation echo classification; environmental field; observe precipitation with radar