



“6·20”浙江西北部梅汛期极端暴雨过程特征与成因分析

陶然亭 徐雪兴 樊李苗 郦敏杰 娄小芬 张红蕾

Analysis of the characteristics and causes of the "6·20" localized extreme precipitation event during the Meiyu season in northwestern Zhejiang

TAO Ranting, XU Xuexing, FAN Limiao, LI Minjie, LOU Xiaofen, ZHANG Honglei

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.12406/byzh.2025-060>

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

内蒙古东北部“21.7”罕见极端暴雨特征及成因分析

Analysis of the characteristics and causes of the July 2021 rare extreme rainstorm in northeastern Inner Mongolia

暴雨灾害. 2025, 44(2): 177–185 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-096>

基于分钟雨量的浙江省汛期短时强降水特征研究

Investigating the characteristics of short-duration heavy rainfall during flood season in Zhejiang Province using the minute rain gauge data

暴雨灾害. 2025, 44(1): 60–70 <https://doi.org/10.12406/byzh.2024-062>

江淮梅雨期持续性暴雨和极端强降水事件的位涡比较分析

Comparative analysis of potential vorticity between persistent rainstorm and extreme intense rainfall events during the Yangtze-Huaihe Meiyu period

暴雨灾害. 2024, 43(2): 121–134 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-202>

北京地区两次极端特大暴雨过程中短时强降水环境条件对比分析

Comparison of short-duration heavy rainfall environmental conditions during two extreme torrential rainfall events over Beijing area

暴雨灾害. 2021, 40(1): 27–36 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.01.004>

2020年7月4—8日长江中游极端暴雨特征分析

Characteristics analysis of an extreme heavy rain event in the middle reaches of the Yangtse River from July 4 to 8 in 2020

暴雨灾害. 2021, 40(4): 333–341 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.04.001>

基于聚类分析的浙江省汛期OCF降水预报分区订正试验

Regional correction calibration for OCF precipitation in flood season in Zhejiang Province based on cluster analysis

暴雨灾害. 2023, 42(6): 716–723 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-042>



关注微信公众号，获得更多资讯信息

陶然亭,徐雪兴,樊李苗,等.2026.“6·20”浙江西北部梅汛期极端暴雨过程特征与成因分析[J].暴雨灾害,45(4):487–499. TAO Ranting, XU Xuexing, FAN Limiao, et al. 2026. Analysis of the characteristics and causes of the "6·20" localized extreme precipitation event during the Meiyu season in northwestern Zhejiang [J]. *Torrential Rain and Disasters*,45(4):487–499 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2025-060

“6·20”浙江西北部梅汛期极端暴雨过程特征与成因分析

陶然亭¹, 徐雪兴², 樊李苗¹, 郦敏杰¹, 娄小芬³, 张红蕾⁴

(1. 浙江省杭州市气象台, 杭州 310000; 2. 浙江省淳安县气象台, 淳安 311700; 3. 浙江省气象台, 杭州 310000;
4. 浙江省气象科学研究所, 杭州 310017)

摘要: 2024年6月20日(以下简称“6·20”)浙江西北部的梅汛期暴雨过程,具有持续时间长、累计降水量大、局地性明显以及极端性强等特点。为探究此次极端暴雨天气过程的特征与成因,利用浙江省及周边地区气象观测站数据、ERA5再分析资料、双偏振雷达及中小尺度数值预报分析场数据等,结合天气学诊断分析方法,分析了此次暴雨过程的极端性特征、环流背景、物理量特征、雷达回波特征以及地形对降水的增幅作用等,并建立了天气过程概念模型。结果表明:(1)此次暴雨过程存在两个阶段:阶段Ⅰ由边界层急流出口区的辐合触发对流,低层对流不稳定层结的能量释放维持发展;阶段Ⅱ因高层西北气流辐散场与低层西南急流辐合场相耦合的动力强迫,产生抽吸效应使降水持续。(2)暴雨过程的极端性受到水汽通量和低空急流的显著气候异常影响。(3)地形对低空风场存在动力强迫作用,山前的降水增幅明显,高山前的过程平均累计降水量是其他地区的1.78倍。(4)降水回波具有阶段性差异:阶段Ⅰ以对流云为主,低层存在西南径向速度辐合;阶段Ⅱ为层积混合云降水,在高低空径向速度辐合辐散的耦合处对应有利对流云。研究揭示了此次梅汛期极端暴雨是由天气形势阶段性演变导致降水长时间持续而造成,其中天气系统异常与地形强迫效应的共同作用是极端暴雨发生的关键原因。

关键词: 浙江西北部; 梅汛期; 极端暴雨; 高低空耦合; 地形强迫

中图分类号: P458.1*21.1

文献标志码: A

DOI: 10.12406/byzh.2025-060

Analysis of the characteristics and causes of the "6·20" localized extreme precipitation event during the Meiyu season in northwestern Zhejiang

TAO Ranting¹, XU Xuexing², FAN Limiao¹, LI Minjie¹, LOU Xiaofen³, ZHANG Honglei⁴

(1. Zhejiang Hangzhou Meteorological Observatory, Hangzhou 310000; 2. Zhejiang Chun'an Meteorological Observatory, Chun'an 311700; 3. Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310000; 4. Meteorological Science Research Institute of Zhejiang Province, Hangzhou 310017)

Abstract: The Meiyu season rainstorm event in northwestern Zhejiang on June 20, 2024 (hereinafter referred to as "6·20"), was characterized by its long duration, large cumulative precipitation, distinct localized nature, and extreme intensity. To investigate the characteristics and mechanisms of this extreme rainstorm, multiple datasets were employed, including meteorological observation station data from Zhejiang and surrounding areas, ERA5 reanalysis data, dual-polarization radar observations, and mesoscale numerical forecast analysis fields. By combining these datasets with synoptic diagnostic methods, this study analyzed the extreme precipitation characteristics, circulation background, physical quantity features, topographic enhancement, and radar echo characteristics of the rainstorm, and established a conceptual model for the weather process. The results are as follows. (1) The rainstorm process consisted of two phases. In phase I, convection was triggered by convergence in the exit region of the boundary layer jet and sustained by energy release from a conditionally unstable layer in the lower troposphere. In phase II, dynamic forcing resulting from the coupling of upper-level northwesterly divergence and lower-level southwesterly jet convergence created a pumping effect that sustained the precipitation. (2) The extremeness of the rainstorm was significantly influenced by notable climatic anomalies in water vapor flux and the low-level jet. (3) Topography exerted a dynamic forcing effect on the low-level wind field, with a pronounced increase in precipitation in front of

收稿日期: 2025-03-24; 定稿日期: 2026-04-12

资助项目: 国家自然科学基金青年项目(42305010); 浙江省气象局科技计划重点项目(2022ZD01)

第一作者: 陶然亭, 主要从事雷达气象及短临天气预报研究。E-mail: tao_ranting@foxmail.com

通信作者: 郦敏杰, 主要从事短临天气预报预警技术及相关方面的研究。E-mail: liminjie1998@163.com

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY-NC-ND 4.0

mountains, where the average accumulated precipitation amount was 1.78 times that in other areas. (4) Radar precipitation echoes displayed phased differences. Phase I was dominated by convective clouds with low-level southwesterly radial velocity convergence, while phase II featured mixed stratiform-convective precipitation, with convective clouds corresponding to the coupling of radial convergence and divergence at high and low levels. This study reveals that the extreme Meiyu rainstorm resulted from sustained precipitation driven by the phased evolution of the synoptic situation, and that the combined influence of the synoptic situation and topographic forcing was key to the occurrence of this extreme rainstorm.

Key words: northwestern Zhejiang; Meiyu season; extreme rainstorm; vertical coupling; topographic forcing

引 言

极端暴雨具有突发性、致灾性、可预报性低等特点,常引发严重城市内涝、山洪等灾害,并造成重大生命财产损失(苏爱芳等, 2021; 安礼政等, 2025; 周明飞等, 2025)。浙江省地处我国东南沿海,地势由西向东倾斜,常年受西北太平洋副热带高压(以下简称副高)、热带气旋、梅雨锋和东风波等多种系统影响。近年来,浙江省内极端暴雨频发,李正泉等(2018)研究发现浙江省杭州市 3 h、6 h 及日最大降水的重现期降水量呈增大趋势,极端降水重现期呈缩短趋势。据统计,浙江暴雨主要集中在 5—9 月,其中 6 月最多,即梅汛期(贾安琪等, 2023),其带来的极端暴雨过程因具有连续性、区域性、降水强度大等特点而备受关注(杜银等, 2007; 毛江玉等, 2024)。

针对梅汛期极端暴雨已有大量研究,主要集中在以下三个方面:(1) 气候特征方面。如刘明丽和王谦谦(2006)、杨玮和程智(2015)揭示了梅汛期极端降水的时空分布特征及长期变化规律,发现江淮区域暴雨以上量级的极端降水总量和极端降水日数最大值均发生在梅汛期,且呈显著上升趋势。(2) 暴雨机理方面。如刘芸芸和丁一汇(2020)针对特定梅汛期极端年份的异常特征开展成因分析,从大尺度环流角度分析其气候背景特征发现,梅雨期东亚季风区多个关键大气环流系统的平均位置相对稳定,且表现出显著的准双周振荡特征;同时,众多研究表明,低空急流、水汽输送以及中小尺度系统的演变对极端暴雨的触发和维持起到了关键作用(陶诗言, 1980; 翟国庆等, 1999)。(3) 监测预报方面。如王丽颖等(2023)、傅良等(2020, 2021)对梅汛期极端指数的数值预报技术开展应用评估,发现最优阈值预报、多阈值组合预报等方法能得到更好的暴雨预报效果;马杰等(2021)针对 2016 年一次梅汛期极端暴雨过程的雨带位置预报偏差,对比分析了数值预报的确定性和集合预报差异及误差原因。上述研究加强了对梅汛期极端暴雨的气候背景、发生机理以及数值预报技术等方面的认识。然而,梅汛期极端暴雨过程是多尺度天气系统共同作用的产物,对于天气尺度系统的演变,以及中小尺度地形动力作用等的

协同如何影响局地极端暴雨的发生发展,仍需要深入探究。

浙江省的极端暴雨具有明显地域差异,大多数研究针对的是台风、热带低压等东风带系统影响的过程,主要发生在浙江东部沿海地区(刘汉华等, 2014; 娄小芬等, 2020; 胡鑫蓉, 2022; 龚俊强等, 2023)。相比之下,浙江西北部地区地形复杂,西部与天目山脉及黄山相连,以山地丘陵为主,山峰海拔大多在 1 000 m 以上,是极端降水日数和总量的高值中心(蔡敏等, 2013)。此外,该地区梅汛期的暴雨中心多位于迎风坡地带(黄哲等, 2019)。然而,目前针对浙江西北部地区梅汛期极端暴雨的研究仍相对薄弱,尤其是对于具有明显阶段性演变的梅汛期极端暴雨过程,其天气系统的阶段性演变,动力、热力场的转换特征,以及复杂地形对降水的增幅作用等,还有待进一步分析。

2024 年 6 月 20 日新安江流域出现了一次大范围大暴雨、局地特大暴雨的降水过程(以下简称为“6·20”暴雨过程)。该过程具有持续时间长、累计降水量大、局地性明显、极端性强等特点,浙江省西北部的杭州市淳安县多个乡镇受灾严重,是淳安县自 1951 年有气象记录以来最强的一次。数值模式和业务预报对该过程的降水阶段性变化和极端性预估存在明显偏差,反映出当前对持续时间长的梅汛期极端暴雨的成因认识尚显不足。因此,本文选取此次事件,利用浙江省及周边地区的气象观测站降水数据、ERA5 再分析资料、双偏振雷达及中小尺度数值预报分析场数据等,采用天气学诊断方法,分析此次暴雨过程的极端性特征、环流背景、物理量特征、雷达回波特征和地形对降水的增幅作用等,并建立此次梅汛期极端暴雨天气过程的概念模型,以加深对此类复杂地形下梅汛期长时间持续极端暴雨过程的认识和理解,为本地防灾减灾预报业务提供参考和决策支持。

1 资料与方法

1.1 资料说明

本文使用的数据资料主要包括:(1) 2024 年 6 月 19—20 日浙江省及周边区域(117°—122°E, 27°—

32°N)气象观测站的逐小时降水数据,来源于国家气象信息中心;浙江省气象观测站建站以来逐小时降水数据极值,来源于浙江省极端气候事件监测评估系统,用于分析降水强度特征及其极端性。(2)欧洲中期天气预报中心提供的1990—2020年第五代大气再分析数据集(ECMWF Reanalysis 5th Generation, ERA5),时间分辨率1 h,水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,垂直方向1 000—100 hPa共27层,用于天气形势、物理量特征及其气候异常度分析。(3)2024年6月19—20日杭州市9部X波段和1部S波段双偏振雷达的平面位置扫描(Plan Position Indicator, PPI)资料,来源于浙江省气象信息网络中心,用于降水回波特征分析。(4)2024年6月19—20日浙江临近3 km数值预报(ZJNOW)分析场数据,资料来源于浙江省气象信息网络中心,用于中小尺度形势场分析。

1.2 方法介绍

1.2.1 物理量异常度计算

物理量异常度的计算是根据Hart and Grumm (2001)提出的方法,通过标准化过程将气象要素转化为正态分布后,利用标准化值的绝对值大小判定因子在极端事件中的异常特征,即用环境场各物理量相对于历史同期气候平均值的标准差倍数(N)来表征其偏离气候态的程度, $|N| \geq 3\sigma$ 通常视为显著异常。由于不同时期环境场的物理量值差异较大,为统一衡量其异常性,本文参照张霞等(2021)的环境场标准差倍数计算方法,采用1990—2020年极端降水日当天及其前后2 d共5 d的数据计算历史同期气候平均值。

用于计算环境场(包括各层水汽通量、急流风速等)标准差倍数的公式如下

$$N = \frac{X - \bar{x}}{\sigma} \quad (1)$$

其中, N 为环境场的标准差倍数; X 为计算时刻的环境参数值; $\bar{x}$ 为环境参数历史同期气候平均值; σ 为计算日当天及其前后2 d共5 d的气候态标准差。标准差(σ)的计算公式如下

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (2)$$

其中, x_i 为1990—2020年计算日及其前后2 d共5 d逐日物理量值, n 为样本数。

1.2.2 水汽通量计算

为估计水汽输送对暴雨区域的影响,本文计算了水平水汽通量的垂直分布,以及整层积分水平水

汽通量,计算公式如下

$$Q = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} q \cdot V dp \quad (3)$$

其中, Q 水平水汽通量,单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, g 为重力加速度, q 为比湿, V 为风速矢量, P_1 和 P_2 分别为积分的上下边界气压,整层积分水平水汽通量是从地面到300 hPa。

2 降水及其极端性特征

2.1 降水强度及其极端性特征

本次降水过程主要出现在2024年6月19日20时(北京时,下同)—20日20时,24 h过程累计降水的分布如图1a所示。本文根据24 h累计降水量的分布,将24 h过程累计降水 >100 mm的区域(117.5° — 120°E , 29.5° — 30°N)定义为过程暴雨区域,后续的天气分析将主要围绕该区域展开,但重点关注新安江流域浙江西北部境内的暴雨区域。计算24 h累计降水面雨量发现,杭州全市86.7 mm,远高于其它地市(均低于15 mm),居于首位,其中位于浙江西北部的杭州市淳安县面雨量最大,为135.8 mm,其次是杭州市桐庐县129.7 mm。杭州市共出现暴雨542站,大暴雨206站,特大暴雨15站,其中特大暴雨站点均位于淳安县西北部乡镇的山地丘陵以及迎风坡地带(图1d),造成了中小河流严重洪水,可见此次过程的暴雨落区分布集中,并与地形关系密切。从过程的小时降水强度来看,小时雨强并不极端,最大小时雨强普遍在 $30 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 有13站,超过 $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 有1站,最大小时雨强为桐庐县百江镇联盟村 $71.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (20日08—09时)。

在本次暴雨过程2024年6月19日20时—20日20时期间,杭州市共有138站突破历史极值,其中出现特大暴雨的15个站点均突破了历史极值,平均超极值幅度可达90%以上。单站日累计降水量有4站超过300 mm,最大为淳安县威坪镇琴坑村(K1337)315.1 mm,打破淳安县2010年7月9日中洲镇木瓜村(K1307)294.7 mm的历史极值纪录。根据Zheng等(2016)对中国极端降水空间特征的统计结果,24 h降水量超过230 mm属于II级极端强降水(历史最大降水序列排序后的第69%和50 a降水量序列第70%),超过305 mm属于最强的III级极端强降水(历史最大降水序列约第89%和50 a降水量序列第90%),本次过程的最大累计降水量达到III级极端强降水标准,表明其具有显著的极端性,存在很高的致灾风险。

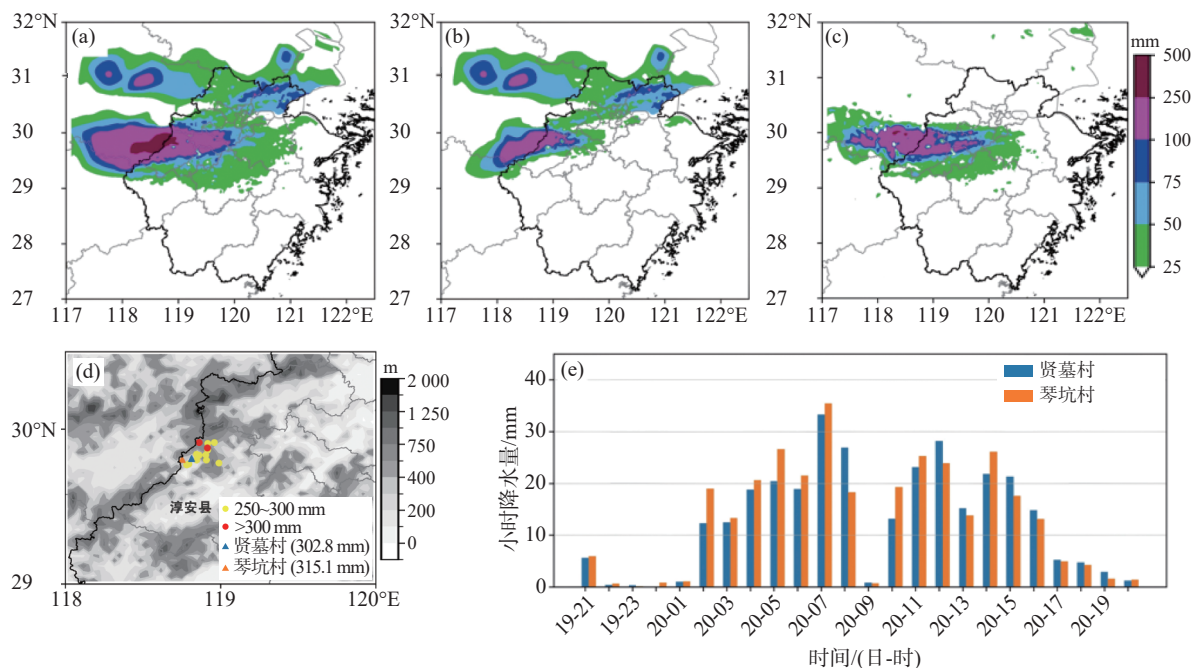


图 1 6 月浙江省 2004 年 6 月 19 日 20 时—20 日 20 时 24 h (a)、阶段 I (b)、阶段 II (c) 累计降水量分布和特大暴雨站点 (彩色圆点) 及地形 (填色) 分布 (d) 及贤墓村、琴坑村逐小时降水量演变图 (e)

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation distribution in Zhejiang Province from 20:00 BT on June 19 to 20:00 BT on June 20, 2024: (a) 24 h, (b) Phase I and (c) Phase II, (d) distribution of stations (color dots) with 24 h accumulated precipitation exceeding 250 mm and topographic (shaded) and (e) hourly precipitation evolution at Xianmu Village and Qinkeng Village

2.2 降水阶段性特征

本次降水过程的雨强并不极端,但是持续时间较长,在暴雨过程的主要时段中,2024 年 6 月 19 日 20 时—20 日 20 时降水持续了 24 h。根据此次过程的天气系统演变、雨带移动以及雷达回波变化特点等(图 2、9),可以发现降水的持续具有阶段性特征。本文选取暴雨中心附近 24 h 累计降水量超过 300 mm 的两个站点(琴坑村和贤墓村)为代表,分析暴雨过程的阶段性特征。两个代表站点的地理位置如图 1d 所示,均位于淳安县西北部山区地形的迎风坡。根据图 1e 的逐小时降水量演变情况,可将本次极端暴雨的 24 h 过程降水大致分为两个阶段:阶段 I (19 日 20 时—20 日 09 时,下同),02 时降水开始增强,之后雨强维持在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右,07 时出现过程最大雨强 ($>30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),此时累计降水量已达大暴雨级别,随着雨带北抬,09 时出现降水间歇;阶段 II (20 日 10—20 时,下同),10 时起随着雨带南落,降水持续,至 14 时累计降水量达特大暴雨级别,其中琴坑村站的累计降水量在 16 时达 302.3 mm,已超过淳安县 294.7 mm 的历史极值纪录,从 17 时开始整体降水逐渐减弱。值得注意的是,两个站点在两个阶段的降水强度和持续时长基本相当,平均小时雨强相近(约 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),大于 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的有效降水持续时长相等,为 7 h,有效降水的总持续时长约 14 h。由

此可见,此次降水过程的阶段性持续导致了总降水时间偏长,这是累计降水量突破历史极值的重要原因。

为进一步分析两个阶段中降水区域的演变特征,本文分别将两个阶段中累计降水 $>100 \text{ mm}$ 的区域定义为阶段性暴雨区域。图 1b 为阶段 I 的累计降水量分布图,阶段 I 的阶段性暴雨区域约为 118° — 119.2°E , 29.5° — 30°N ,呈东北—西南向分布,浙江省内大暴雨落区集中在淳安县北部山区丘陵地带;对比阶段 II 的累计降水量分布(图 1c),阶段 II 的阶段性暴雨区域(约为 117.5° — 120°E , 29.5° — 30°N),略呈东南—西北向分布,范围更大,向浙江东部扩展明显,但仍覆盖淳安县北部山区丘陵地带。两个阶段的暴雨落区走向略有摆动,但整体位置较为稳定,具有大范围降水叠加的影响。下文将通过对对比分析两个阶段的环流形势和关键物理量的时空演变,探究不同阶段降水过程发生发展的内在天气机理,进而揭示此次浙西北梅汛期局地极端暴雨的具体成因。

3 环流背景与物理量特征的阶段性演变

3.1 环流形势

从 2024 年 6 月 20 日 02 时的 500 hPa 环流形势上看(图 2a₁),588 dagpm 线最北位于 27°N ,浙西北地区处于副高北侧的西风带气流中,位于 584 dagpm 线附近;在安徽至江苏北部一带有一低涡系统,浙江位

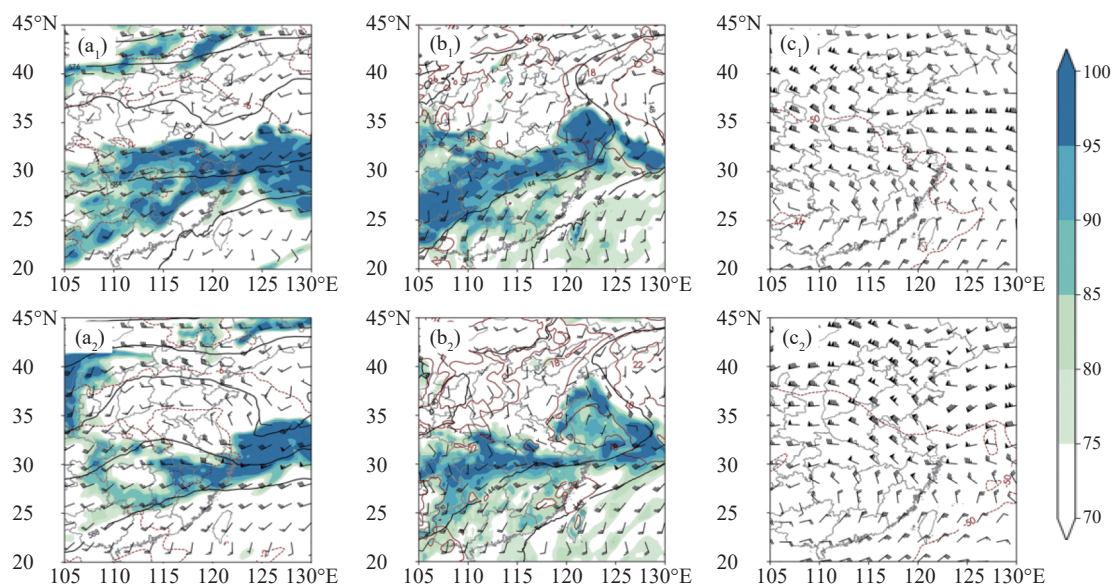


图2 2024年6月20日02时(a₁、b₁、c₁)和14时(a₂、b₂、c₂)500 hPa(a₁—a₂)、850 hPa(b₁—b₂)、200 hPa(c₁—c₂)的位势高度场(黑色等值线,单位:dagpm)、温度场(红色等值线,单位:℃)、相对湿度场(填色,单位:%)和风场(风向杆,单位:m·s⁻¹)空间分布

Fig. 2 Synoptic situation of the geopotential height field (black contours, unit: dagpm), temperature field (red contours, unit: °C), relative humidity field (shaded, unit: %), and the wind field (barbs, unit: m·s⁻¹) of (a₁—a₂) 500 hPa, (b₁—b₂) 850 hPa, (c₁—c₂) 200 hPa at (a₁, b₁, c₁) 02:00 BT and (a₂, b₂, c₂) 14:00 BT on June 20, 2024

于低涡南侧,受到西风带弱槽脊波动的影响。在02时的850 hPa层上(图2a₂),浙西北部地区处于低涡系统西侧冷式切变线南侧的暖区中,位于西南急流轴的顶端。在14时,可从500hPa的天气形势场(图2b₁)看到,低涡系统快速东移入海,低压槽后的脊区发展东移,浙江西北部由浅槽转为槽后强西北气流控制,降水过程从阶段Ⅰ向阶段Ⅱ转变。由于高压脊与副高发生同相位叠加,588 dagpm线略有北抬。14时,850 hPa的急流轴有所转平,浙江西北部处于西南偏西急流控制,仍处于急流顶端。在高空200 hPa层上,02和14时(图2c₁、c₂)浙江西北部持续出现高空急流分流区,高空强辐散场的维持有利于降水的持续发生。结合两个时次的湿度场分布来看,副高边缘的西风带向暴雨区域输送了充沛的水汽,各层相对湿度>85%,为高湿区。这种低层辐合、高层辐散的垂直环流配置与充沛的水汽输送共同构成了典型的梅汛期暴雨天气形势,为本次极端暴雨过程提供了必要的环流背景。

3.2 动力条件

随着环流形势的演变,影响两个阶段的天气系统发生变化,高低层的大气动力场配置也出现了显著转变。图3给出暴雨中心(118.75°E, 29.75°N)位置风场垂直结构的时序演变,在整个过程中,700—925 hPa持续受西南急流控制,急流强度在700—850 hPa尤为显著,阶段Ⅰ(09时以前)的急流强度最强可达22 m·s⁻¹以上,明显强于阶段Ⅱ(09时以后)的

极值(约18 m·s⁻¹),阶段Ⅰ中更强的低空急流表明,期间低层的动力作用比阶段Ⅱ更为突出。因此,图3中阶段Ⅰ对应的辐合层高度偏低,厚度浅薄,位于850 hPa以下,最大辐合($<-8\times10^{-5} \text{ s}^{-1}$)出现在925 hPa附近,垂直上升运动局限在500 hPa以下,垂直速度最大可达到 $-0.5 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在阶段Ⅱ中,随着高层低涡系统东移入海,暴雨中心在500 hPa及以上转为明显的西北气流,在600 hPa以上配合有强辐散场,强度最强达 $16\times10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,与低层辐合形成高低空耦合。阶段Ⅱ中低层辐合明显强于阶段Ⅰ,散度可达 $-12\times10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,辐合层从近地面扩展至700 hPa以上;同时,上升运动也更为强盛,贯穿400—1 000 hPa,垂直速度中心位于500 hPa左右,最大超过 $-2.5 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这是因为阶段Ⅱ高层西北气流形成的强辐散场,一方面,与低层西南风急流辐合场相耦合产生了强抽吸作用,通过质量补偿驱动垂直上升运动的增强;另一方面,增加了高低层之间的垂直风切变,这有利于气旋性涡度发展,加强中低层气流辐合的持续加强(郑婧等,2018)。根据以上对比分析可知,两个阶段在动力场垂直结构配置上有显著转变,但是均有利于强降水的发生发展,阶段Ⅰ中,低层强西南急流为辐合上升运动提供了有利的大尺度背景;阶段Ⅱ则是在低层西南急流辐合与高层西北气流辐散相耦合的动力场配置下,形成了更强的动力上升条件。

为探究有利于降水发生的动力场在水平方向上的分布情况,图4给出阶段Ⅰ和Ⅱ两个特征时次

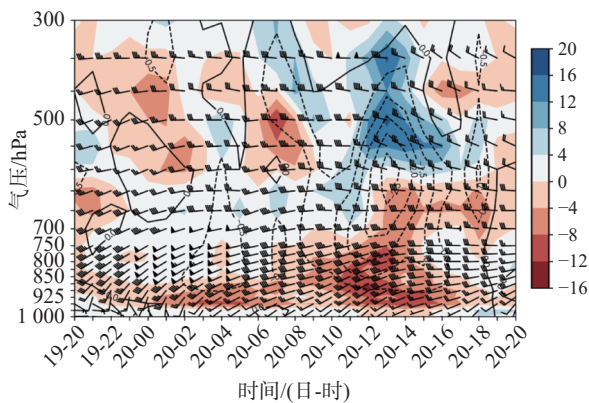


图 3 2024 年 6 月 19 日 20 时—20 日 20 时暴雨中心 (118.75°E, 29.75°N) 散度场 (填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直速度 (实线为正、虚线为负, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、风场 (风向杆, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的时间-高度剖面图

Fig. 3 Time-height cross section of divergence field (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), vertical velocity (solid lines for positive values, dashed lines for negative values, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), and wind field (wind barbs, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at the rainstorm center (118.75°E, 29.75°N) from 20:00 BT on June 19 to 20:00 BT on June 20, 2024

(6 月 20 日 02 时和 14 时) 在 500 hPa 和 925 hPa 层的动力场水平空间分布。根据上文的垂直空间分布得知, 两个阶段在 925 hPa 均有明显辐合, 从图 4a、b 中 925 hPa 动力场的水平分布上可见, 两阶段的辐合大值区 ($<-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 均位于边界层急流 (925 hPa 风速 $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的出口区前侧。但是, 阶段 I 的边界层急流较阶段 II 更强, 位置更北, 因而辐合区域的范围更大, 强度也更强 ($<-12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。两个阶段的暴雨区域 (图 4a、b 中的黑色框区域) 均位于边界层急流出口处的强辐合区, 表明在大尺度边界层急流的背景下, 急流出口处形成较强的风速梯度, 能直接加强水平质量汇聚, 有利于在边界层内形成中小尺度辐合, 直接触发对流降水的发生。在 500 hPa 层 (图 4c、d), 阶段 I 的辐合辐散强中心靠近低涡系统附近, 位置偏北, 暴雨区域对应较弱的辐合 (图 4c); 阶段 II 中, 500 hPa 西北气流下的强辐散中心正好位于暴雨区域上空 (图 4d), 与边界层 925 hPa 的强辐合中心 (图 4b) 重叠形成耦合, 通过动力强迫作用加强并维持了暴雨区域的上升运动, 导致大范围降水的持续。此外, 高层西北气流能起到引导气流的作用, 可解释雨带由阶段 I 的东北—西南走向转为阶段 II 的东南—西北走向, 并有略微南落的现象。不过, 由于副高位置基本稳定, 且在阶段 II 存在高、低层系统在南北相反方向气流的制衡, 雨带的南北摆动幅度不大, 基本以暴雨区域为中心发生走向转变, 因此, 两个阶段的天气尺度系统虽然发生转变, 但是在暴雨

区域产生了先后叠加的影响, 造成此次暴雨过程的阶段性持续特征。

3.3 水汽条件和不稳定条件

持续性暴雨的激发和维持受到正压非平衡强迫和湿斜压热、动力耦合强迫的共同影响, 正压非平衡强迫源于大气动力场的快速调整, 与水平风场的瞬变过程相关, 主要在暴雨初期激发低层气柱内辐合增长产生暴雨; 而湿斜压热、动力耦合强迫与温湿场的垂直梯度和潜热释放密切相关, 能够通过能量转换来维持暴雨系统的持续发展 (陈忠明, 2007)。下面将针对此次过程的水汽和不稳定条件开展分析, 探讨极端暴雨过程中湿斜压热、动力耦合强迫影响的阶段性差异。

3.3.1 水汽条件

持续暴雨的产生除了有利的动力条件, 还需要有充足的水汽与之相配合, 根据此次过程的环流形势 (图 2) 可知, 副高外围的西风带气流为暴雨区域输送了丰富的水汽。根据图 5 暴雨中心位置水汽通量和风场的时间-高度剖面可见, 西南急流核中心 ($>18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和强水汽通量中心 ($>2.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 在 700—925 hPa 有重合, 其中在 850 hPa 附近最强, 为水汽输送的核心层。在 850 hPa 水汽条件的水平空间分布上, 西南急流核中心和整层积分水汽通量高值区的位置也存在对应 (图略), 且在两个阶段中均位于暴雨区域附近, 表明暴雨区域在整个过程中维持着有利的水汽条件。值得注意的是, 两个阶段的水汽通量强度存在差异, 在 850 hPa, 阶段 I 的水汽通量最大可达 $2.8 \sim 3.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 较阶段 II 的 $2.4 \sim 2.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 更大。经计算, 暴雨中心在阶段 I (20 日 09 时之前) 的平均整层积分水汽通量为 $950.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 同样大于阶段 II (20 日 09 时之后) 的平均值 $896.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 这与阶段 II 中 850 hPa 急流较阶段 I 强度减弱、位置南落 (图 2) 有关。尽管在水汽供应方面, 阶段 II 较阶段 I 略偏弱, 但结合上文关于动力场的分析可知, 阶段 II 的动力辐合和上升运动较阶段 I 更强, 因此, 强抬升动力能将水汽更有效地汇聚, 使得阶段 II 关键时段 10—17 时在暴雨中心位置的整层积分水汽通量散度的平均值高达 $-100.7 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 明显大于阶段 I 关键时段 00—09 时的平均值 $-23.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

3.3.2 不稳定条件

基于上文可知, 在阶段 II 中, 浙江西北部高层转为强西北气流控制, 根据图 6 暴雨中心位置的温度平流时间-高度分布发现, 西北气流风速虽达 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 但在 20 日 13—16 时 350—500 hPa 的温度平

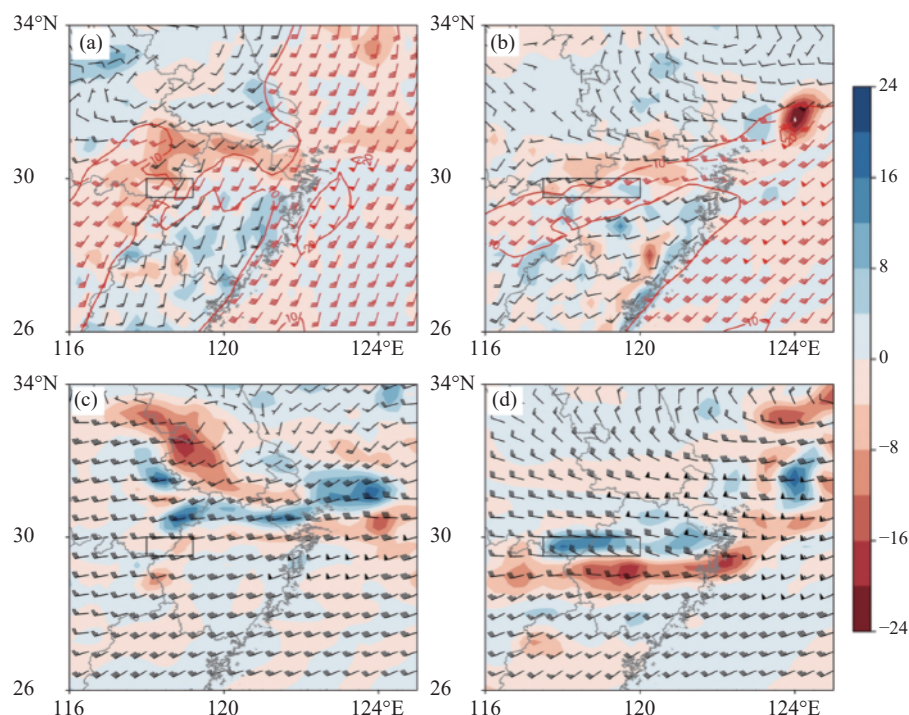


图4 2024年6月20日02时(a、c)和14时(b、d)925 hPa(a、b)、500 hPa(c、d)散度场(填色,单位: 10^5 s^{-1})叠加风场(风向标)的空间分布图(图4a、b中的红色实线、红色风向杆表示925 hPa风速 $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,图4a、c中的黑色方框为阶段I暴雨区域,图4b、d中的黑色方框为阶段II暴雨区域)

Fig. 4 Spatial distributions of divergence (shaded, unit: 10^5 s^{-1}) overlaid with wind fields at (a, b) 925 hPa and (c, d) 500 hPa at (a, c) 02:00 BT and (b, d) 14:00 BT on June 20, 2024 (The red solid lines and wind bars indicate wind speeds $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 925 hPa. The black boxes in Fig. 4a and Fig. 4c indicate the heavy rainfall area of Phase I, while those in Fig. 4b and Fig. 4d indicate the heavy rainfall area of Phase II)

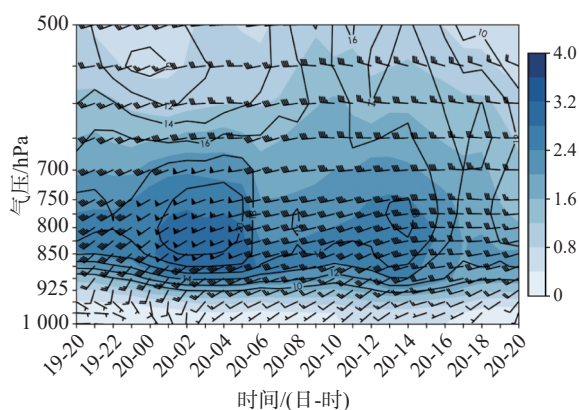


图5 2024年6月19日20时—20日20时暴雨中心水汽通量(填色,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)叠加风场(风向杆,等值线为风速,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的时间-高度剖面图

Fig. 5 Time-height cross section of water vapor flux (shaded, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) overlaid with wind field (wind bars and contours for wind speed, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at the rainstorm center from 20:00 BT on June 19 to 20:00 BT on June 20, 2024

流为 $(0 \sim 10) \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, 冷平流强度很弱, 甚至在20日10—16时500—700 hPa受到暖平流的影响, 温度平流约 $(0 \sim 25) \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, 由此可见, 阶段II的高层西北气流未能引发显著的冷空气侵入。对比阶段I, 高层西风带虽没有明显西北气流, 但受500 hPa西风

带弱波动的影响, 在00—07时, 500 hPa高度上下有冷平流影响, 约 $(-5 \sim -15) \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, 这与750 hPa以下受低空西南急流控制的暖平流高值区(峰值可达 $30 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)叠加配合。“上冷下暖”的温度平流垂直差异, 使得阶段I的大气层结具备不稳定的背景条件(朱禾和王秀明, 2016)。

在天气学分析中, 常利用假相当位温(θ_{se})随高度的变化来表征大气对流稳定度, 图6中假相当位温的时间-高度分布显示, 在阶段I中, 750 hPa以下, θ_{se} 等值线随高度增加而减小, 有较强垂直温度梯度($\Delta\theta_{se(750-1000)} > 12 \text{ K}$), 这表明低空西南急流输送的充沛水汽和暖湿能量在低层集中, 使得低层大气层结呈对流不稳定状态。此外, 阶段I在边界层急流辐合的背景下, 低层暖平流中配合有强上升运动(图3a), 这有利于触发不稳定能量释放, 易激发梅雨锋上的中尺度对流系统生成。降水过程中水汽凝结释放的潜热, 能够进一步增强气层的不稳定性, 有利于中小尺度对流上升运动的维持。因此, 阶段I在低层西南急流的热、动力共同驱动的背景下, 中尺度对流性降水系统得以发生发展。在阶段II中, 尤其在10—17时, θ_{se} 等值线从925 hPa到400 hPa的垂直分布无明显梯度变化, 表现为均值场, θ_{se} 约352~354 K, 这

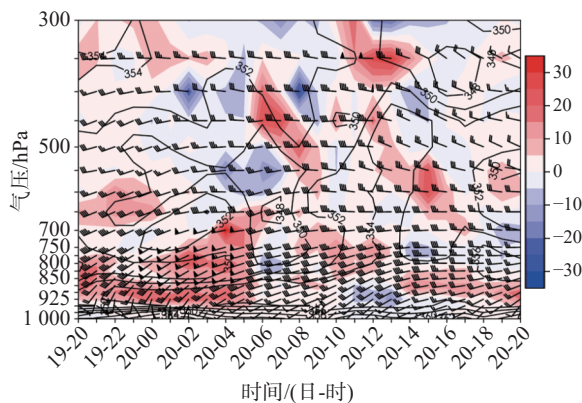


图 6 2024 年 6 月 19 日 20 时—20 日 20 时暴雨中心温度平流 (填色, 单位: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$) 和假相当位温 (等值线, 单位: K) 叠加风场 (风向杆, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 的时间-高度剖面图

Fig. 6 Time-height cross section of temperature advection (shaded, unit: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$), equivalent potential temperature (contours, unit: K), and overlaid wind field (wind barbs, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at the rainstorm center from 20:00 BT on June 19 to 20:00 BT on June 20, 2024

表明阶段 II 中大气层结为中性, 热力不稳定能量弱, 无法支持深厚对流的发展。在高空西北气流辐散和低层西南气流辐合的大尺度背景下, 高低层垂直耦合形成的动力强迫维持了上升运动, 形成了大范围的降水, 这是阶段 II 降水持续的主要原因。

3.4 物理量异常度的贡献

为分析极端暴雨过程中关键物理量的气候异常程度, 并探究其在极端事件中的贡献, 根据上文分析, 本文选取该过程中水汽通量和风速这两个关键物理量, 计算过程暴雨区域内关键层次的物理量气候异常度。图 7 为物理量气候异常度区域平均值的逐小时变化图, 从中可见, 700 hPa、850 hPa 层水汽通量 (图 7a) 和 850 hPa、925 hPa 层低空急流风速 (图 7b) 在降水关键时段基本持续呈显著正异常 ($>3\sigma$), 这表明异常偏强且持续的水汽输送和急流强度是造成此次暴雨过程较为极端的关键因素。

此外, 关键层的水汽通量和低空急流风速的气候异常度均呈现双峰结构, 峰值时次与两个阶段的

降水关键时段高度同步。从水汽通量异常度来看, 阶段 I 在 700 hPa 和 850 hPa 层的峰值分别为 3.9σ 和 4.5σ , 明显高于阶段 II 的 3.7σ 和 3.8σ , 表明水汽输送强度存在阶段性减弱。从各层风速异常度看 (图 7b), 925 hPa 层的异常度最为突出, 在两个阶段中的峰值大小相当, 最大可达 5σ , 说明整个过程中 925 hPa 层风场风速较气候态呈现显著正异常, 凸显出 925 hPa 边界层辐合的抬升触发作用具有重要影响。此外, 500 hPa 层风速异常度 ($<2\sigma$) 未呈现显著异常, 但是也具有正异常特征, 峰值出现在 09 时以后, 为阶段 II 中 500 hPa 西北气流下偏强的辐散场提供了背景条件。综合上文的分析发现, 两个阶段的水汽和动力配置并不平衡, 阶段 I 的水汽条件更好, 动力驱动主要来自于异常偏强的低空急流; 而阶段 II 水汽供应较阶段 I 减弱, 但有高空强辐散场抽吸作用的加持, 动力上升条件更强。尽管两个阶段的水汽与动力条件在强度配置上存在差异, 但两者均表现为强弱互补, 使得整个过程中的降水强度相对恒定, 并未发生剧烈的波动, 过程小时雨强也未达极端程度, 因此, 阶段性衔接使得降水长时间持续仍是此次极端暴雨发生的重要原因。

4 山前地形对降水的增幅作用

由于此次过程中浙江境内的特大暴雨站点均位于淳安县西北部的山地丘陵以及迎风坡地带, 为探究地形对局地极端降水的影响, 本文通过分析降水量与地形的纬向分布关系来揭示两者的关联性。图 8a、b 为过程暴雨区域内在阶段 I、II 的区域平均累计降水量和最大小时雨强叠加海拔高度的纬向分布图, 可以看到两个阶段累计降水量的分布情况大体相似, 大值主要分布在高山区 (海拔 $>800\text{ m}$) 前部的浅山区 (海拔约 400 m) 和平原区 (海拔 $<200\text{ m}$), 约 $118^{\circ}\text{--}118.9^{\circ}\text{E}$ 范围处 (此区域下文简称, 高山前), 并且呈现双峰结构, 峰值分别位于平原和浅山区, 而高

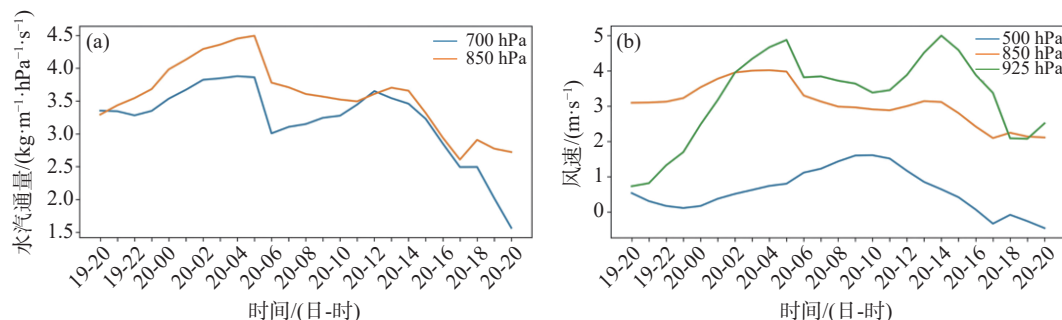


图 7 2024 年 6 月 19 日 20 时—20 日 20 时过程暴雨区域不同高度层水汽通量 (a) 和风速 (b) 的逐小时区域平均气候异常度

Fig. 7 Hourly area-averaged climatic anomalies of (a) water vapor flux and (b) wind speed at different vertical levels over the rainstorm area from 20:00 BT on June 19 to 20:00 BT on June 20, 2024

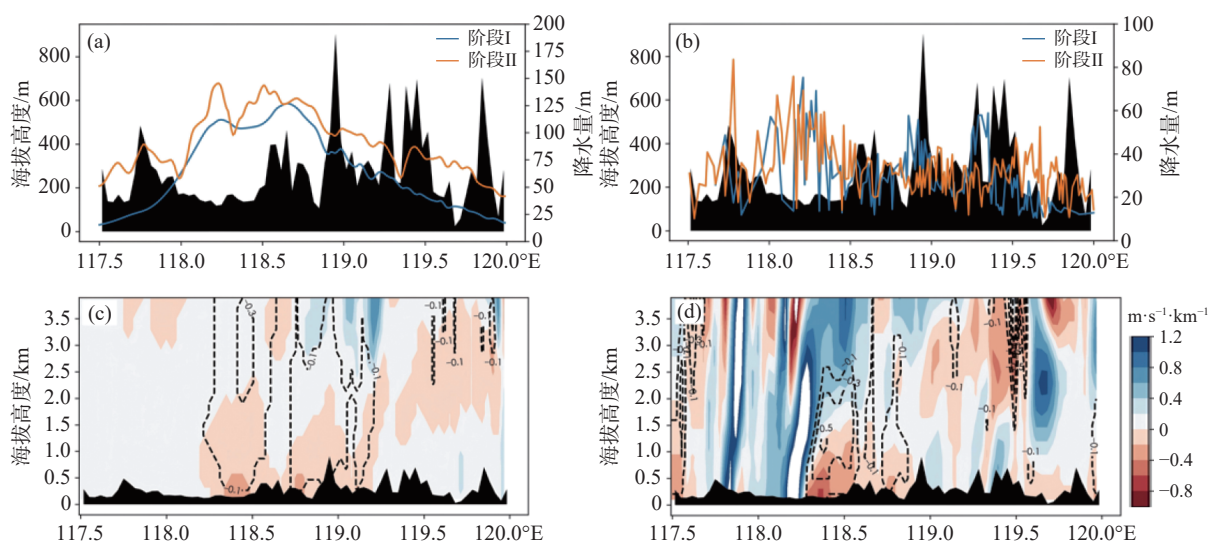


图8 过程暴雨区域在阶段 I、II 的累计降水量 (a) 和最大小时雨量 (b) 的纬向分布, 以及阶段 I 05 时 (c) 和阶段 II 11 时 30 分 (d) ZJNOW 分析场的散度 (填色, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) 和垂直速度 (等值线, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 沿 29.8°N 的纬向垂直分布 (黑色阴影为地形)

Fig. 8 Zonal distributions of (a) accumulated precipitation and (b) maximum hourly precipitation intensity over the heavy rainfall area during Phases I and II; zonal spatial distributions of divergence (shaded, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) and vertical velocity (contours, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) along the 29.8°N zonal cross-section from the ZJNOW analysis field at (c) 05:00 BT during Phase I and (d) 11:30 BT during Phase II (topography is denoted by black shading)

山区后部的累计降水量显著减小。整个过程的平均累计降水量在高山前是其他地区的 1.78 倍, 其中在阶段 I、II 中分别是 2.05 倍和 1.51 倍。阶段 I 中, 在高山前的累计降水双峰的峰值呈西低东高, 有自西向东增加的趋势, 在浅山区 (即暴雨中心位置附近) 达到最大值; 阶段 II 中累计降水双峰的峰值大小相近, 累计降水量整体略大于阶段 I。由于累计降水量是区域平均值, 而小时雨强是区域内纬向分布的最大小时雨强站点数据, 故图 8b 中小时雨强沿地形纬向分布的波动较大。从最大小时雨强的整体分布情况 (图 8b) 来看, 阶段 I、II 最大小时雨强相当, 基本在 $20\sim 50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 最大可达 $80\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 左右。两个阶段在浅山前 (约 $118^\circ\text{E}\sim 118.5^\circ\text{E}$) 均出现显著峰值, 阶段 I 中最大小时雨量的位置分布与地形存在更明显的对应关系, 在 119°E 和 119.4°E 附近的山区前侧均存在大于 50 mm 的极大值。阶段 II 在峰值区以东区域 (即 118.5°E 以东) 最大小时雨量整体偏弱, 基本在 50 mm 以下, 与地形分布无明显对应。

为进一步探究山前强降水集中的原因, 以及地形强迫对低空风场是否存在中小尺度响应, 本文利用 ZJNOW 分析场数据叠加地形进行分析。图 8c、d 为阶段 I、II 中两个时刻物理量沿暴雨中心位置的纬向垂直分布图, 由图可知, 阶段 I、II 均在浅山和高山前的迎风坡 (约 $118.2^\circ\text{E}\sim 118.5^\circ\text{E}$, $118.6^\circ\text{E}\sim 118.8^\circ\text{E}$) 有垂直上升运动, 并在低层 500 m 以下有强辐合中心 ($< -0.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$), 这与浅山和高山前的累计降水双峰值位置吻合, 表明大尺度背景下的低空急流, 在

遇山前迎风坡地形时, 受到小尺度地形的动力抬升强迫作用, 会迫使气流在迎风坡形成稳定且显著的中小尺度辐合上升区, 为对流的发生提供局地、持续且强化的触发机制, 会导致降水在山前迎风坡反复触发和滞留。对比两个阶段的辐合和上升运动强度发现, 山前的辐合和上升运动在阶段 I 的延展高度更高 (阶段 I 分别在 2 km 和 4 km 以上, 阶段 II 分别在 1.5 km 和 3 km 左右), 这表明在阶段 I 中, 地形的强迫抬升作用对低空风场的垂直抬升影响更为深厚。同时, 阶段 II 在浅山前的辐合和上升运动强度均大于阶段 I, 辐合强度最大可达 $-0.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$, 垂直速度最大约 $-0.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这是因为阶段 II 在浅山前存在高层辐散与低层辐合的动力耦合 (图 8d), 耦合作用与低空气流在迎风坡受地形动力强迫的抬升作用相叠加, 进一步增强了中小尺度上升运动, 即地形作用放大了中小尺度动力环流。尽管阶段 II 和阶段 I 同样在高山区前侧出现了小时雨强极值, 但是阶段 II 在其他地区 (如 117.7°E 、 119.7°E 附近) 也出现较大的小时雨强, 这是因为在其他有高低层辐合辐散耦合的位置也易发生较明显的降水, 这加剧了降水落区的不均匀性, 也能解释阶段 II 暴雨区域更大的原因。

5 雷达回波的阶段性特征

为揭示此次极端暴雨过程在阶段性演变下降降水回波的特征差异, 本文利用杭州多部 X 波段和 S 波段双偏振雷达的观测数据进行分析, 图 9 分别给出了两个阶段中代表时次的多波段雷达组网水平组合

反射率以及 X 波段雷达协同观测的距离高度显示 (RHI)。根据图 9a₁、a₂ 中两个阶段的水平组合反射率可知, 从阶段 I 到 II, 雨带回波的位置略有南落, 但始终影响淳安北部暴雨区域, 暴雨区域在阶段 I 位于雨带南部, 在阶段 II 位于雨带北部。过程降水回波主要以层积混合云为主, 在大范围层积云中许多中小尺度对流云团, 最大对流回波强度在 45 dBz 以上, 受后向传播机制影响, 上游不断有对流云团沿着雨带东移, 对流云团的移动方向与雨带走向基本平行, 使得淳安县暴雨区域持续受到列车效应的影响。

在雷达回波的垂直结构方面, 对比两个阶段的

反射率因子剖面 (图 9b₁、b₂) 发现, 阶段 I 中降水回波的对流性更明显, 呈现塔状暖云结构, 回波顶部发展高, 大于 18 dBz 的回波顶最高可达 13 km; 阶段 II 的回波以层状云为主, 其中嵌有弱对流云, 对流云发展高度和强度较阶段 I 偏弱, 回波顶高低于 12 km, 但回波最大值和阶段 I 相当 (约 40~45 dBz), 这是因为阶段 II 缺乏热力不稳定能量, 上升运动局限在动力强迫层内, 难以发展成孤立对流塔, 因此表现为大范围层状云中嵌入较弱的对流云。由于组合反射率产品融合了 S 波段雷达资料, 相比之下, 单部 X 波段雷达的反射率因子数据受衰减的影响强度略偏弱。

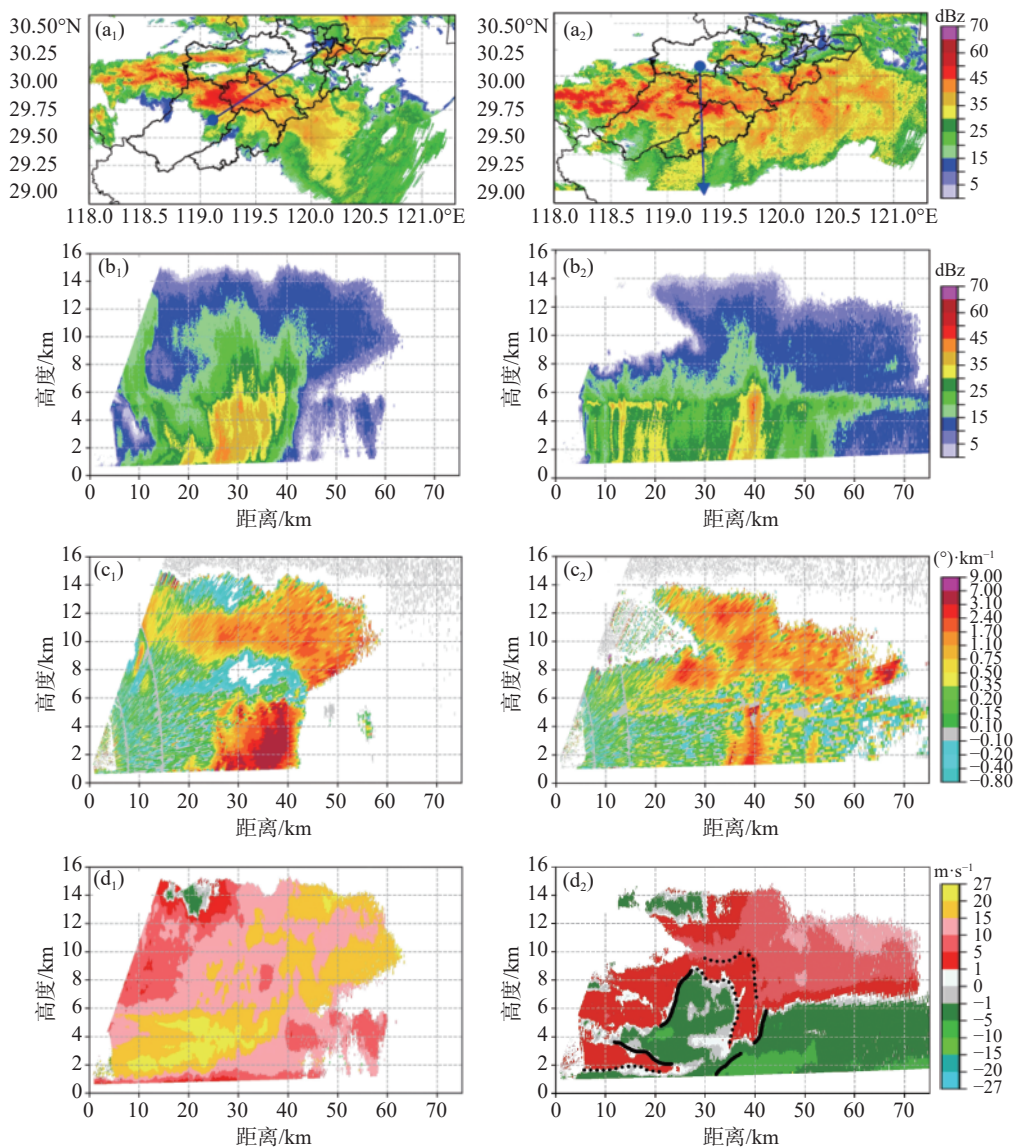


图 9 阶段 I 6 月 20 日 08 时 17 分 (a₁)、阶段 II 6 月 20 日 11 时 20 分 (a₂) 的多波段雷达组网水平组合反射率, 临近时次的临安笔架山和淳安 X 波段雷达协同观测的反射率因子 Z_H (b₁、b₂)、比差分相位移 K_{DP} (c₁、c₂) 和径向速度 V (d₁、d₂) 的距离-高度剖面图 (图 9a₁、a₂ 中圆点为 X 波段雷达位置, 箭头为扫描方位; 图 9d₂ 中实线为径向辐合, 虚线为径向辐散)

Fig. 9 Composite reflectivity from multi-band radar network at (a₁) 08:17 BT on June 20 during Phase I and at (a₂) 11:20 BT on June 20 during Phase I, range-height indicator (RHI) scans of (b₁, b₂) Z_H, (c₁, c₂) K_{DP} and (d₁, d₂) V from observations by the Lin'an Bijiashan and Chun'an X-band Radar at nearly coincident times (in Fig. 9a₁ and Fig. 9a₂, the dot and arrow indicate the location and scanning azimuth of the X-band radar, respectively. In Fig. 9d₂, the solid and dashed lines indicate radial convergence and divergence, respectively)

如图 9c₁、c₂ 所示, 阶段 I、II 的回波均呈现低质心结构, 大于 35 dBz 的回波位于 6 km 以下, 对应 K_{DP} 高值区, 阶段 I 的 K_{DP} 强度 ($>3.1^{\circ}\cdot\text{km}^{-1}$) 明显高于阶段 II (最大约为 $2.4\sim 3.1^{\circ}\cdot\text{km}^{-1}$), 表明阶段 I 中该时次降水中心的雨滴浓度更大, 降水效率更高。

根据图 9d₁、d₂ 中雷达径向速度的垂直剖面可以分析阶段 I、II 的中小尺度动力场结构变化, 在阶段 I (图 9d₁) 中, 降水回波整层为远离雷达的出流径向速度, 即西南径向速度, 在协同方位距雷达 8—37 km 处的 1—6 km 高度上存在 $>20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流核, 急流核前侧有明显的径向速度辐合, 促使该区域的回波发展增强 (图 9b₁), 且回波垂直结构呈前倾趋势, 辐合处对应 K_{DP} 高值区 (图 9c₁), 表明此处发生强降水。阶段 II (图 9d₂) 在 6 km 高度以下以朝向雷达的入流径向速度为主, 即偏南径向速度, 而在 6 km 以上高度则以偏北径向速度为主。在距雷达 30—40 km 处, 低层 4 km 以下存在偏南径向速度辐合 (图 9d₂ 黑色实线所示); 6 km 以上的偏北径向速度层在 40 km 距离附近出现风速辐散 (图 9d₂ 黑色虚线所示)。在水平距离 35—40 km 处, 偏北径向速度向下侵入偏南径向速度层至 4 km 高度处, 在 40 km 距离处的 4—6 km 高度出现风向辐合; 同时, 在 35 km 距离处的 4—8 km 高度上出现了风向辐散, 进一步加强了上层的辐散强度。与 3.2 节的分析一致, 在 30—45 km 距离处形成了低层辐合和高层辐散的动力场配置结构, 此处动力抽吸作用最明显, 促进上升运动加强形

成了局地对流云 (图 9b₂)。此外, 在协同方位上距雷达 30 km 以内的距离, 由于偏北径向速度侵入到 2 km 以下, 破坏了低空偏南径向速度层中的辐合上升运动, 抑制了对流运动的发展, 使得降水回波北部以稳定的层状云降水为主 (图 9b₂), 降水效率偏低, 进一步说明了阶段 II 雨带北侧发展受到抑制, 整体雨带未发生北抬, 受引导气流影响略有南落。

6 天气过程概念模型

基于上文的分析结果, 为更好地理解此类阶段性持续极端暴雨过程的成因, 本文总结了该过程不同高度层、多尺度天气系统共同作用下的概念模型 (图 10)。该过程分为两个阶段的影响, 阶段 I 以低空急流为大尺度背景, 边界层辐合叠加地形的中小尺度抬升作用产生上升运动, 上升气流触发上冷下暖不稳定层结的能量释放, 配合充沛的水汽供应形成对流性降水; 随着高空形势场演变, 在阶段 II, 尽管低空急流与水汽输送减弱, 但在高低空散度场耦合的配置下, 强动力强迫带来的强上升运动使得大范围降水持续。尽管两个阶段的天气尺度系统以及不同尺度系统之间的相互作用不同, 但对暴雨区域造成了持续影响, 其产生的降水叠加效应是造成此次极端暴雨发生的主要原因。此外, 地形对低空气流的强迫抬升, 引发水平辐合和垂直运动增强, 使山前地形对降水产生增幅作用, 是此次极端暴雨空间分布呈局地性的关键原因。

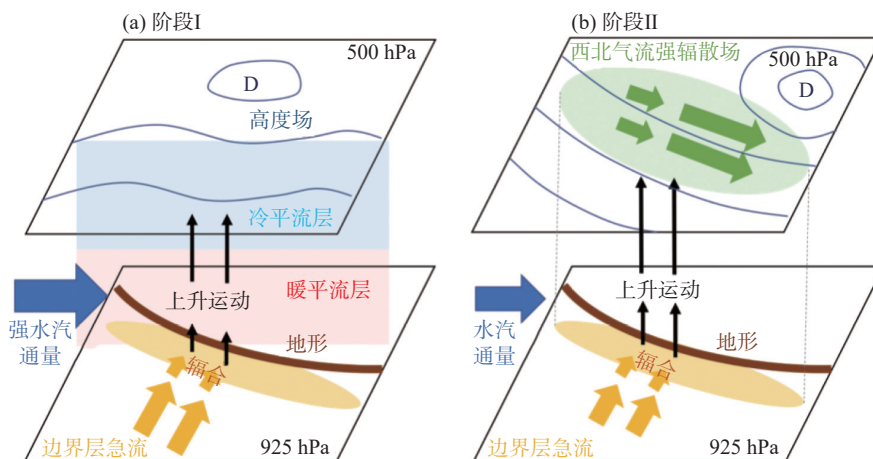


图 10 浙江西北部梅汛期 2024 年 6 月 20 日持续极端暴雨在阶段 I (a) 和阶段 II (b) 的天气过程概念模型

Fig. 10 Conceptual model of the weather process during (a) Phase I and (b) Phase II of the sustained extreme rainstorm during the Meiyu season in northwestern Zhejiang on June 20, 2024

7 结论与讨论

2024 年 6 月 20 日浙西北地区梅汛期极端暴雨过程发生于副高边缘、低层切变线南侧、西南急流顶端, 为典型的梅雨期暴雨天气形势。极端暴雨集中

发生在浙江西北部淳安县的山地地形区域, 具有持续时间长、累计降水量大、局地性明显、极端性强等特征。本文针对该过程的极端性特征、环流背景、物理量特征、地形增幅和雷达回波特征等进行了分析,

得出主要结论如下:

(1) 此次降水过程可分为两个阶段,其带来的长时间持续性降水是造成此次极端暴雨的主要原因。两个阶段降水过程的成因存在显著差异,阶段 I 是在低空急流背景下,边界层急流出口区形成辐合,提供中小尺度抬升条件,上升运动触发对流不稳定能量释放,并通过降水的凝结潜热释放进一步维持对流的发展。阶段 II 低空急流虽有所减弱,但在边界层急流出口处仍有明显辐合,受低层辐合和高层辐散的动力耦合影响,产生的抽吸作用加强了大范围上升运动。此外,两阶段副高位置基本稳定,阶段 II 中雨带在高层西北引导气流与低层西南气流的制衡下,未发生大幅度南北摆动,对暴雨区域产生了降水叠加效应。

(2) 根据该过程中关键物理量的气候异常度分析发现,异常偏强且持续的水汽输送和急流强度对暴雨过程的极端性具有贡献作用。水汽通量和低空急流的异常度在降水时段均大于 3σ , 不过阶段 I 中水汽通量、850 hPa 急流强度明显高于阶段 II。925 hPa 急流强度在整个过程中呈现极端异常(接近 5σ),说明 925 hPa 低层辐合的动力触发效应在此次过程中的贡献突出。

(3) 地形对低空风场存在动力强迫作用,导致降水在山前增幅明显,高山前的过程平均累计降水量是其他地区的 1.78 倍,其中在阶段 I、II 分别为 2.05 倍和 1.51 倍。地形强迫对低空风场的中小尺度响应存在阶段性差异,阶段 I 中地形强迫抬升作用使低空风场的垂直抬升高度更高;阶段 II 主要受高低层动力耦合影响,低层山前因耦合作用放大了地形抬升后上升运动的强度。

(4) 过程降水的雷达回波带上,对流单体呈后向传播,存在列车效应,以层积混合云为主,但呈现阶段性差异,阶段 I 的对流性质比阶段 II 更明显,对流回波顶更高, K_{DP} 数值更强,降水效率更高。阶段 I 的强降水区域对应低层西南径向风的显著辐合;阶段 II 在径向速度场上有低层辐合与高层辐散相耦合的位置对应出现对流云。

以上对此次梅汛期极端暴雨过程的特征与成因进行了初步分析,揭示了在复杂地形与多尺度天气系统相互作用下引发阶段性持续局地暴雨的关键机理,可为梅汛期类似天气形势演变下的极端暴雨预报提供参考。然而,本文对于西北气流下极端暴雨过程的研究仅限于此次高低层散度场相耦合的动力强迫背景,未涉及与其他类型高空西北气流背景(如高空冷平流强迫型)下的极端暴雨过程的对比分

析。此外,本文关于浙江西北部特殊地形下降水增幅作用的探讨,仅用到地面观测、中小尺度数值预报分析场等资料,如何进一步量化在不同天气形势下地形产生的降水增量,还有待通过高分辨率数值模拟作深入探究,未来可借助中小尺度数值模式开展地形敏感性试验,对梅汛期极端降水中的地形定量贡献进行系统评估。

参考文献 (References):

- 安礼政,刘梅,汤洁,等.2025.两次相似路径江淮气旋引发的极端强降雨特征及诊断分析[J].*暴雨灾害*,44(6):792–803. An L Z, Liu M, Tang J, et al. 2025. Analysis of the characteristics and diagnosis of extreme heavy precipitation associated with two Jiang-huai cyclones with similar paths [J]. *Torrential Rain and Disasters*,44(6):792–803 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2024–226
- 蔡敏,黄艳,吴惠娟,等.2013.浙江省极端降水事件分布及其概率特征[J].*浙江气象*,34(2):10–15,28. Cai M, Huang Y, Wu H J, et al. 2013. Distribution and probability characteristics of extreme precipitation events in Zhejiang Province [J]. *Zhejiang Meteorology*,34(2):10–15,28 (in Chinese). doi:10.16000/j.cnki.zjwx.2013.02.007
- 陈忠明.2007.暴雨激发和维持的正、斜压强迫机制的理论研究[J].*大气科学*,31(2):291–297. Chen Z M. 2007. Theoretical study on the positive and baroclinic forcing mechanisms of rainstorm initiation and maintenance [J]. *Atmospheric Science*,31(2):291–297 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2007.02.10
- 杜银,张耀存,谢志清,等.2007.长江中下游梅汛期强降水过程非均匀特征[J].*气象科学*,27(2):133–139. Du Y, Zhang Y C, Xie Z Q, et al. 2007. Study on heterogeneity characteristics of durative heavy precipitation during the Meiyu period in low-middle reach of Yangtze River [J]. *Journal of the Meteorological Sciences*,27(2):133–139 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1009–0827.2007.02.003
- 傅良,娄小芬,张玉静.2020. EC-thin 降水预报与极端天气预报指数在浙江暴雨预报中的检验与释用[J].*气象与减灾研究*,43(4):275–283. Fu L, Lou X F, Zhang Y J. 2020. Verification and explanation of EC-thin precipitation forecast and extreme weather forecast index in Zhejiang rainstorm forecast [J]. *Meteorology and Disaster Reduction Research*,43(4):275–283 (in Chinese). doi:10.12013/qxyjzyj2020–039
- 傅良,张玉静,罗玲,等.2021. ECMWF 降水极端天气指数在浙江的应用评估[J].*暴雨灾害*,40(1):69–77. Fu L, Zhang Y J, Luo L, et al. 2021. Application evaluation of ECMWF precipitation extreme weather index in Zhejiang [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(1):69–77 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2021.01.009
- 龚俊强,叶妍婷,蔡晓冬,等.2023.一次近海快速增强型台风引发金华东部极端强降水成因分析[J].*沙漠与绿洲气象*,17(2):154–161. Gong J Q, Ye Y T, Cai X D, et al. 2023. Cause analysis on extreme rainfall in eastern Jinhua caused by an offshore rapidly enhanced typhoon [J]. *Desert and Oasis Meteorology*,17(2):154–161 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002–0799.2023.02.020
- 胡鑫蓉.2022. “黑格比”台风局地特大暴雨过程分析及地形影响研究[D]. 北京:中国气象科学研究院. Hu X R. 2022. Analysis of local extreme heavy rainstorm process and terrain impact of typhoon “Hagupit” [D]. Beijing:Chinese Academy of Meteorological Sciences (in Chinese)
- 黄哲,查贵,沈杭锋,等.2019.浙江西北部山地暴雨特征[J].*浙江大学学报(理学版)*,46(2):217–224. Huang Z, Zha B, Shen H F, et al. 2019.

- Characteristics of rainstorm in mountainous areas of northwestern Zhejiang [J]. *Journal of Zhejiang University (Science Edition)*,46(2): 217–224 (in Chinese). doi:10.3785/j.issn.1008-9497.2019.02.010
- 贾安琪,姚佳骏,李美琳,等.2023.近50年浙江省暴雨时空分布特征及对农业的影响[J].*农业灾害研究*,13(6):73–75. Jia A Q, Yao J J, Li M L, et al. 2023. Spatial and temporal distribution characteristics of rainstorm in Zhejiang Province in the past 50 years and its impact on agriculture [J]. *Agricultural Disaster Research*,13(6):73–75 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.2095-3305.2023.06.025
- 李正泉,宋莉莉,梁卓然,等.2018.杭州市降水特征及极端降水趋势预估[J].*气象*,44(6):781–789. Li Z Q, Song L L, Liang Z R, et al. 2018. Characteristics of precipitation in Hangzhou and estimation of extreme precipitation trend [J]. *Meteorological Monthly*,44(6):781–789 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.06.006
- 刘明丽,王谦谦.2006.江淮梅雨期极端降水的气候特征[J].*大气科学学报*,29(5):676–681. Liu M L, Wang Q Q. 2006. Climatic characteristics of Changjiang-Huaihe River Valley extreme precipitation in Meiyu period [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*,29(5):676–681 (in Chinese). doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2006.05.014
- 刘芸芸,丁一汇.2020.2020年超强梅雨特征及其成因分析[J].*气象*,46(11):1393–1404. Liu Y Y, Ding Y H. 2020. Characteristics and possible causes for the extreme Meiyu in 2020 [J]. *Meteorological Monthly*,46(11):1393–1404 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2020.11.001
- 刘汉华,彭霞云,张子涵,等.2014.浙江北部一次热带低压引发的大暴雨过程分析[J].*暴雨灾害*,33(2):139–148. Liu H H, Peng X Y, Zhang Z H, et al. 2014. Analysis of a heavy rainstorm process triggered by a tropical low pressure in northern Zhejiang [J]. *Torrential Rain and Disasters*,33(2):139–148 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2014.02.006
- 娄小芬,马昊,黄旋旋,等.2020.台风“利奇马”造成浙江极端降水的成因分析[J].*气象科学*,40(1):78–88. Lou X F, Ma H, Huang X X, et al. 2020. Analysis of the causes of extreme precipitation in Zhejiang caused by typhoon "Lekima" [J]. *Meteorological Science*,40(1):78–88 (in Chinese). doi:10.3969/2019jms.0062
- 毛江玉,赵雪洁,刘屹岷,等.2024.江淮梅雨期持续性暴雨和极端强降水事件的位涡比较分析[J].*暴雨灾害*,43(2):121–134. Mao J Y, Zhao X J, Liu Y M, et al. 2024. Comparative analysis of potential vorticity between persistent rainstorm and extreme intense rainfall events during the Yangtze-Huaihe Meiyu period [J]. *Torrential Rain and Disasters*,43(2):121–134 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023-202
- 马杰,尹娜,金荣花,等.2021.一次梅汛期极端降雨过程雨带位置模式预报性能对比分析[J].*大气科学*,45(3):487–498. Ma J, Yin S, Jin R H, et al. 2021. Comparative analysis of forecast evaluation for rain band position in an extreme Meiyu rainfall event [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,45(3):487–498 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.20116
- 苏爱芳,吕晓娜,崔丽曼,等.2021.郑州“7.20”极端暴雨天气的基本观测分析[J].*暴雨灾害*,40(5):445–454. Su A F, Lyu X N, Cui L M, et al. 2021. Basic observation analysis of the extreme rainstorm weather in Zhengzhou on "7.20" [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(5):445–454 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2021.05.001
- 陶诗言.1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,8–11. Tao S Y. 1980. Heavy Rain in China [M]. Beijing: Science Press, 8–11 (in Chinese)
- 王丽颖,娄小芬,罗玲,等.2023.极端天气预报指数和集合异常预报法在浙江台风和梅雨暴雨预报中的应用[J].*气象科学*,43(1):25–35. Wang L Y, Lou X F, Luo L, et al. 2023. Application of extreme weather forecast index and ensemble anomaly forecast method in typhoon and plum rain rainstorm forecast in Zhejiang [J]. *Meteorological Science*,43(1):25–35 (in Chinese). doi:10.12306/2022jms.0009
- 杨玮,程智.2015.近53年江淮流域梅汛期极端降水变化特征[J].*气象*,41(9):1126–1133. Yang W, Cheng Z. 2015. Variation characteristics of extreme precipitation during Meiyu flood period over Yangtze-Huaihe Basin in recent 53 years [J]. *Meteorological Monthly*,41(9):1126–1133 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.08.010
- 翟国庆,丁华君,孙淑清,等.1999.与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究[J].*大气科学*,23(1):112–118. Zhai G Q, Ding H J, Sun S Q, et al. 1999. Physical characteristics of heavy rainfall associated with strong low level jet [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,23(1):112–118 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.01.13
- 张霞,杨慧,王新敏,等.2021.“21·7”河南极端强降水特征及环流异常性分析[J].*大气科学学报*,44(5):672–687. Zhang X, Yang H, Wang X M, et al. 2021. Analysis of the characteristics and circulation anomalies of the extreme heavy precipitation in Henan in "21·7" [J]. *Journal of Atmospheric Science*,44(5):672–687 (in Chinese). doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20210907001
- 郑婧,许爱华,孙素琴,等.2018.高空西北气流下特大暴雨的预报误差分析及思考[J].*气象*,44(1):93–106. Zheng J, Xu A H, Sun S Q, et al. 2018. Analysis of forecast errors and thoughts on extreme heavy rainstorm under upper northwesterly airflow [J]. *Meteorological Monthly*,44(1):93–106 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.008
- 周明飞,谢清霞,罗敬,等.2025.贵州乌蒙山区地形作用下的一次局地暴雨过程分析[J].*高原山地气象研究*,45(2):70–78. Zhou M F, Xie Q X, Luo J, et al. 2025. Analysis of a local rainstorm process in Northwest Guizhou under the effect of Wumeng mountain topography [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*,45(2):70–78 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2025.02.007
- 朱禾,王秀明.2016.影响气温直减率变化的物理过程讨论[J].*气象科技进展*,6(5):51–54. Zhu H, Wang X M. 2016. A Discussion About the Physical Process of Environmental Temperature Lapse Rate Tendency [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology*,6(5):51–54 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.2095-1973.2016.05.008
- Hart R E, Grumm R H. 2001. Using normalized climatological anomalies to rank synoptic-scale events objectively [J]. *Monthly Weather Review*,129(9):2426–2442. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<2426:UNCATR>2.0.CO;2
- Zheng Y G, Xue M, Li B, 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]. *Advances in Atmospheric Sciences*,33(11):1218–1232. doi:10.1007/s00376-016-6128-5