

沈晓玲,冯博,李锋,等,2024.一次弱天气背景下浙江局地暖区暴雨成因分析[J].气象,50(2):170-180. Shen X L, Feng B, Li F, et al, 2024. Cause analysis of rainstorm in local warm sector under a weak weather background in Zhejiang Province[J]. Meteor Mon, 50(2): 170-180 (in Chinese).

一次弱天气背景下浙江局地暖区暴雨成因分析*

沈晓玲¹ 冯博² 李锋³ 徐一平¹

1 浙江省绍兴市气象局, 绍兴 312000

2 浙江省绍兴市柯桥区气象局, 柯桥 312030

3 浙江省诸暨市气象局, 诸暨 311800

提 要: 利用多源观测资料及 ERA5(0.25°×0.25°)再分析资料,对 2021 年 6 月 9 日夜浙江首场梅汛期局地暖区暴雨的降水成因进行了诊断分析。结果表明:此次过程环流形势与典型梅雨完全不同,属于弱天气背景下的局地暖区暴雨;南海低压和西太平洋副热带高压之间东南气流的维持,为暴雨区提供充沛的水汽来源,925 hPa 超低空偏南风急流的加强有利于低层增温增湿,不稳定层结加剧,暴雨区位于急流轴左侧;整层高湿背景及较低的自由对流高度导致的弱抬升条件就能触发对流,中高层气旋性辐合旋转加强使暴雨加强,较厚的暖云层有利于提高降水效率;地面中尺度辐合带的生成激发了初始对流,其维持和加强不断激发对流云团生成,产生列车效应,导致暴雨形成。龙门山小尺度地形有利于东南气流在迎风坡强迫抬升,对流加强,且垂直速度的发展程度与地形有较好的对应关系,地形高度越高,激发的垂直速度越强。

关键词: 暖区,弱天气背景,超低空急流,地形

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.051901

Cause Analysis of Rainstorm in Local Warm Sector Under a Weak Weather Background in Zhejiang Province

SHEN Xiaoling¹ FENG Bo² LI Feng³ XU Yiping¹

1 Shaoxing Meteorological Office of Zhejiang Province, Shaoxing 312000

2 Shaoxing Keqiao Meteorological Station of Zhejiang Province, Keqiao 312030

3 Zhuji Meteorological Office of Zhejiang Province, Zhuji 311800

Abstract: Based on multi-source observation data and ERA5 (0.25°×0.25°) reanalysis data, the causes of the first rainstorm in the local warm sector of Zhejiang in the Meiyu period over the night of 9 June 2021 are analyzed. The results are as follows. The circulation situation of this process was different from that of the typical Meiyu, and belonged to the rainstorm in the local warm sector under a weak weather background. The maintenance of the southeast air flow between the South China Sea low pressure and the western Pacific subtropical high provided abundant water vapor for the rainstorm area. The strengthening of 925 hPa ultra-low level southerly jet was conducive to the increase in temperature and humidity in the low layer and the aggravation of unstable stratification, and the rainstorm area was located on the left side of the jet axis. The weak lifting condition caused by the high humidity background triggered convection. The strengthening of cyclonic convergence and rotation in the middle and high layers strengthened the rainstorm, and the thicker warm cloud layer was beneficial to improving the precipitation efficiency. The

* 浙江省自然科学基金联合基金项目(LZJMD23D050001)和浙江省气象局重点科技计划项目(2022ZD02)共同资助

2022 年 5 月 26 日收稿; 2023 年 5 月 19 日收修定稿

第一作者:沈晓玲,主要从事短时临近、中短期预报预警服务工作. E-mail: 13893561@qq.com

formation of mesoscale convergence zone stimulated the initial convection, and its maintenance and strengthening stimulated the formation of convective cloud clusters, producing train effect and leading to the formation of rainstorm. The small-scale topography of Longmen Mountain was favorable for the forced uplift of southerly air flow on the windward slope, strengthening the convection. The development of vertical velocity had a good corresponding relationship with the height of the topography. The higher the topography height, the stronger the vertical velocity to be stimulated.

Key words: warm sector, weak weather background, ultra-low level jet, topography

引言

暖区暴雨通常是指发生在锋前西南暖湿气流中,距离锋面 200~300 km 的暴雨,有时发生在西南风和东南风汇合气流里,也可能发生在一致的西南气流辐合区中。近年来,由暖区暴雨引发的灾害日趋增多,受到广泛关注,由于暖区暴雨具有局地性、突发性、对流性强、降水效率高等特点,已经成为气象部门关注的重点和难点,针对暖区暴雨已开展了大量研究(何立富等,2016;孙健等,2002;蒲义良等,2023)。汪玲瑶等(2018)对夏季江南地区暖区暴雨进行统计分析,并提出 4 种天气概念模型:暖切变型、冷锋型、副热带高压型、强西南急流型。陈玥等(2016)将长江中下游地区的暖区暴雨分为 3 种类型:冷锋型、暖切变型、副热带高压边缘型,并建立了概念模型。

除天气分型外,专家学者对暖区暴雨成因也进行了一系列研究。暖区暴雨常发生在弱天气尺度背景下,对流触发机制与非均匀下垫面强迫、大气内部多类不稳定热动力、边界层浅薄冷空气活动、海陆分布等因素有关,并且生消变化快,数值模式对暖区暴雨的预报能力有限(张晓美等,2009;唐佳等,2021;雷蕾等,2020)。胡雅君等(2020)研究指出,暖区特大暴雨发生在强盛的超低空西南急流区内,超低空急流具有明显的脉动特征,其突然增强引起低空扰动加强,造成明显的低层辐合。张冰等(2021)通过数值模拟方法发现,超低空急流是暖区暴雨的重要影响系统,其增强能加强大气的斜压性,促进低涡发展,有利于形成足够的低层辐合区厚度,进而促进暖空气抬升。同时暖区暴雨跟地形也密切相关,中尺度地形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,对华南暴雨有明显的增幅作用(孙建华和赵思雄,2002;孙建华等,2013)。曾智琳等(2018)研究指出,强降

水发生前暖空气在山前堆积造成升温升压,具有较高的对流边界层位置触发了对流,并与地形强迫造成的风速辐合共同作用触发了另一个对流。

目前对暖区暴雨的研究,主要针对我国华南地区,江淮流域和江南地区特别是浙江的暖区暴雨研究较少,且集中在大尺度天气分型上,对其中尺度对流系统演变及触发机制的研究较少。2021年6月9日夜浙江绍兴诸暨发生暖区大暴雨过程,为诸暨有气象记录以来最强的一次短时强降水过程。对局地暴雨过程模式预报误差较大,且此次过程没有明显的高空槽、锋面等系统影响,预报难度大。本文利用高低空观测资料、多普勒雷达资料、ERA5($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)再分析资料,对此次过程的天气背景、环境条件、中尺度对流系统触发机制、地形影响进行诊断分析,以期今后此类弱天气背景下局地暖区暴雨预报提供一定参考。

1 资料

本文所用资料包括:(1)常规地面和高空观测资料;(2)经过质量控制后的浙江省范围内国家级和区域级气象观测站逐小时观测资料;(3)间隔为 6 min 的宁波多普勒雷达资料;(4)ERA5 再分析资料(水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为 1 h)。资料时段均为 2021 年 6 月 9 日 08 时至 10 日 08 时(北京时,下同)。

2 降水特征

2021 年 6 月 9 日午后到夜间,浙江绍兴诸暨西北部出现大暴雨(图 1),个别站出现 8 级雷雨大风。过程可分为两个阶段:第一阶段为 9 日午后至 20 时,浙江中北部为分散性雷阵雨天气,绍兴部分地区出现小时雨强为 $20 \sim 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水,最大为诸暨街亭($37 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$);第二阶段为 9 日 21 时至 10 日 04 时,诸暨西北部出现暴雨部分大暴

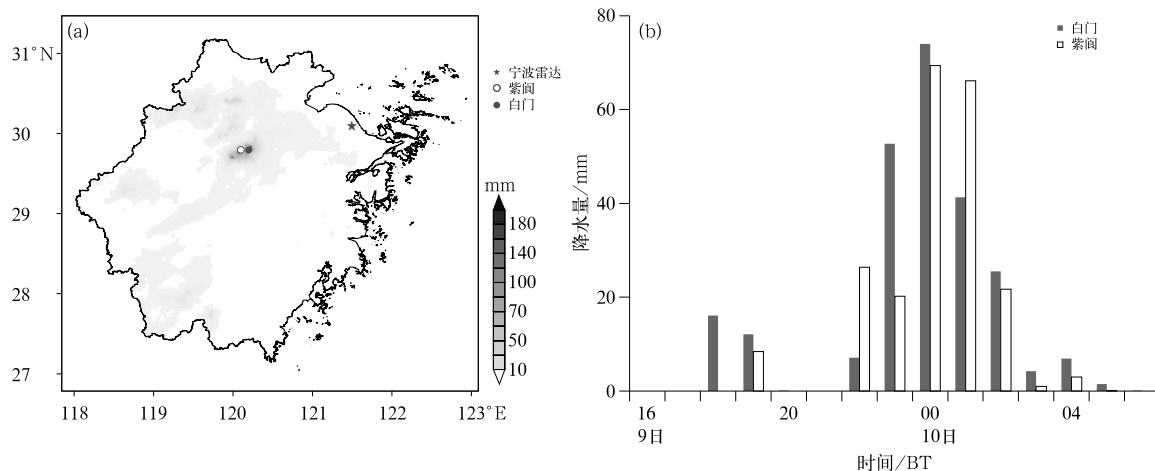


图 1 2021 年 6 月 9 日 16 时至 10 日 06 时 (a) 累计降水量, (b) 白门和紫阁逐小时降水量

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation and (b) hourly precipitation in Baimen and Zilang from 16:00 BT 9 to 06:00 BT 10 June 2021

雨过程, 马剑、应店街、五泄、姚江、陶朱等镇街 6 h 累计降水量为 130~150 mm, 局地超过 200 mm, 最大为陶朱街道白门(211.7 mm), 该区域最大小时雨强及 2、3、6 h 累计降水量均为历史第一位。第二阶段大暴雨雨带呈西南—东北向, 东西横跨 0.4 个经度, 南北不到 0.3 个纬度, 具有暴雨范围小、局地性强、降水强度大、强降水时段集中、发展迅速、突发性强等特点。位于暴雨中心的白门站连续 3 h 出现小时降水量 ≥ 30 mm 的强降水(图 1b), 暴雨中心的强降水时段主要出现在 9 日 22 时至 10 日 02 时, 最强小时降水量达 89.7 mm, 出现在姚江镇祝园村 9 日 23 时至 10 日 00 时。受第二阶段大暴雨影响, 诸暨市五泄镇泄峰村泄溪自然村、应店街镇紫阁村发生次生灾害, 导致民房倒塌, 造成 4 人死亡、1 人受伤。本文重点对第二阶段大暴雨的成因进行分析。

3 天气背景及环境条件

3.1 天气背景

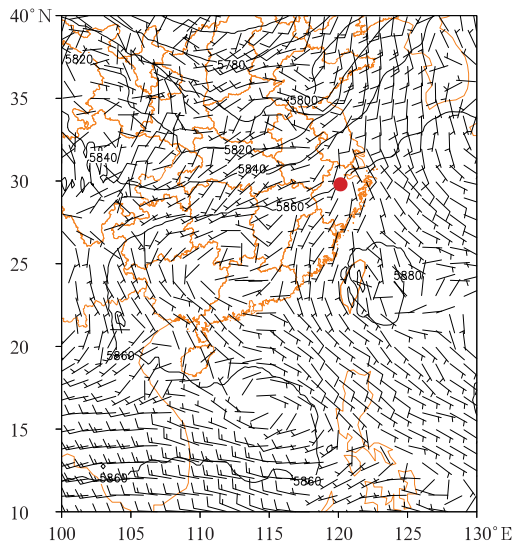
大暴雨发生前, 2021 年 6 月 9 日 14 时 200 hPa (图略) 南亚高压位于华南, 1255 dagpm 线位于青藏高原以南, 浙江处于南亚高压东北侧的反气旋式环流中, 高空西风急流位于 35°N 以北, 浙江处于急流入口区右侧, 风场辐散有利于上升运动发展。500 hPa 我国中高纬地区为两脊一槽, 低槽位于内蒙古到华中一带, 两脊分别位于新疆以北和朝鲜半岛以东, 30°N 以南地区为高压环流控制, 但副热带高压(以下简称副

高) 势力较弱, 浙江上空 700 hPa 西南急流为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 30°N 附近 850 hPa 存在东西向弱切变, 切变两侧为西南风和东南风, 风速仅 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 地面处于大范围低压倒槽中。20 时(图 2) 30°N 以北的西风槽略有东移南压, 同时副高略有增强, 588 dagpm 线位于台湾岛及其以东洋面上, 脊线位于 24°N 附近, 有利于副高南侧和西侧的水汽向暴雨区输送。浙江上空 700 hPa 西南急流维持 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 850 hPa 切变进一步减弱, 暴雨区上空转为偏南气流, 风速仍较小, 并在浙江北部 30°N 附近形成偏南风与东南风构成的弱辐合。浙江于 6 月 10 日入梅, 此次大暴雨过程也是梅汛期首场局地性大暴雨过程。综上分析, 环流形势与典型梅雨完全不同, 中高层为西南气流, 700 hPa 不存在急流, 850 hPa 为弱辐合, 无冷空气影响, 因而此次过程属于弱天气背景下的暖区暴雨。

3.2 环境条件

3.2.1 水汽条件

暴雨的产生必须有充足的水汽供应。从各层水汽通量和水汽通量散度看, 850 hPa 水汽输送明显强于 925 hPa 和 700 hPa。850 hPa 流场显示(图略), 2021 年 6 月 9 日 14 时海南岛东部有弱低压环流形成, 其东侧的东南气流经福建转为偏南气流向浙江输送水汽, 850 hPa 水汽通量、水汽通量辐合的大值区均位于浙江中北部沿海一带。20 时南海低压环流增强, 形成了明显的气旋中心, 且位置少动, 同时台湾以东的副高也有所增强, 除偏南气流外, 受副高西南侧的东南气流引导, 大量水汽直接向浙江输送,



注:红点为暴雨中心。

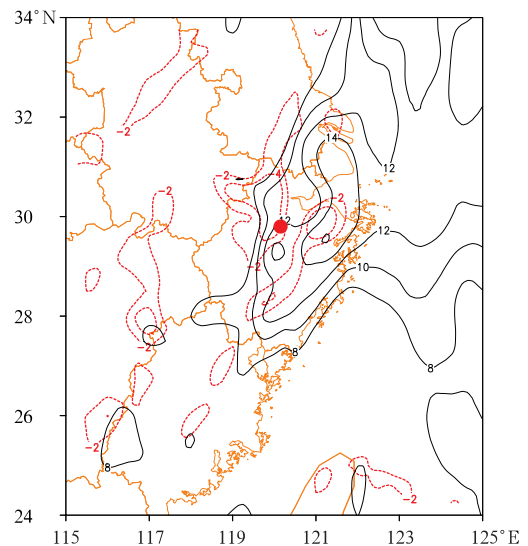
图 2 2021 年 6 月 9 日 20 时 500 hPa 高度场
(等值线,单位:gpm)、850 hPa 风场(风羽)
Fig. 2 Distribution of height at 500 hPa
(contour, unit: gpm), wind field at 850 hPa
(barb) at 20:00 BT 9 June 2021

为暴雨区提供充沛的水汽来源,提高降水效率。浙江中北部上空水汽辐合增强(图 3),水汽通量明显增大,中心强度达 $14 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,并形成两个水汽通量辐合中心,分别位于宁绍平原和龙门山附近,中心值达 $4 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,结合图 1a 分析,后者与暴雨区正好对应。可见同样的水汽条件下,山脉分布处较平原地区更容易产生强降水。22 时(图略)龙门山一带水汽通量辐合中心增强至 $5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,有利于降水维持,10 日 01 时转为水汽通量辐散区,降水减弱。可见 850 hPa 水汽通量散度变化与降水强度和落区均有较好的对应,在今后预报中可作为参考。

分析 925 hPa 偏南气流演变,9 日 20 时前(图略)浙江中西部上空偏南气流维持在 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,浙江中北部沿海为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,均未达到急流强度。20 时后偏南气流逐渐增强,10 日 01 时(图 4a)杭州湾地区增强至 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暴雨中心附近也达到急流强度。从图 4b 可以看出,暴雨中心上空偏南气流于 10 日 00 时后增强至急流强度,02 时后逐渐减弱,变化趋势与暴雨中心小时降水量(图 1b)基本一致,暴雨产生在急流轴左侧,可见暴雨的产生与超低空偏南风急流的加强、维持密切相

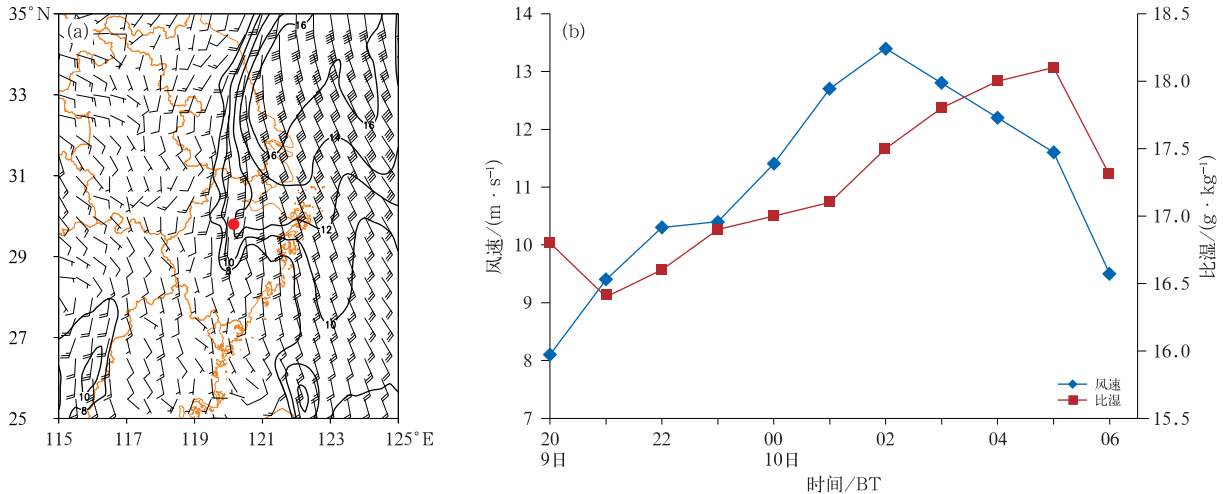
关,其发展加强有利于超低空对流不稳定层结的建立和维持,同时可以产生超低空天气尺度上升运动,进而触发不稳定能量的释放,产生小尺度的强上升运动。暴雨产生在超低空偏南风急流加强过程中,超低空偏南风急流可将大湿度空气向暴雨区输送,这也表现在比湿的变化中,整个过程 925 hPa 比湿均在 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,随着偏南风气流增强,暴雨区上空比湿增大。10 日 05 时超低空急流减弱,比湿也随之减小。

基于“配料法”的总降水量预报方程为 $P = Eq \cdot wD$,表明强降水与 E (降水效率)、 q (比湿)、 w (垂直速度)、 D (持续时间)均密切相关,其中 E 在深厚湿对流造成的强降水中的重要意义(Doswell III et al, 1996)。研究表明,一般情况下,环境相对湿度越高、雨滴蒸发率越小、降水效率越高(徐珺等, 2014)。850 hPa 强水汽输送和辐合使 9 日浙江全省地面露点温度保持在 22°C 以上,尤其是暴雨中心 20 时增强至 25°C ,温度露点差维持在 $3 \sim 4^\circ\text{C}$ 。另外从暴雨中心上空相对湿度的垂直分布(图略)来看,暴



注:红点为暴雨中心。

图 3 2021 年 6 月 9 日 20 时 850 hPa 水汽通量
(黑线,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)、
水汽通量散度(红线,
单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)分布
Fig. 3 Distribution of 850 hPa water vapor flux
(black line, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$),
water vapor flux divergence (red line,
unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)
at 20:00 BT 9 June 2021



注:红点为暴雨中心。

图 4 2021 年 6 月 (a) 10 日 01 时 925 hPa 风场(风羽和等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b) 9 日 20 时至 10 日 06 时暴雨中心 925 hPa 偏南风速和比湿演变

Fig. 4 (a) Distribution of wind field (barb and contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 925 hPa at 01:00 BT 10,
(b) evolution of 925 hPa southerly wind speed and specific humidity at
rainstorm center from 20:00 BT 9 to 06:00 BT 10 June 2021

雨发生前后整层均处于高湿环境中,相对湿度都在 75% 以上,且 850 hPa 的相对湿度强于 925 hPa 和 700 hPa,高湿环境有利于提高降水效率。

9 日 20 时暴雨中心探空(图略)显示,整层大气湿层深厚,相对湿度 $\geq 80\%$ 的湿层到达 250 hPa,探空曲线分布十分有利于短时强降水发生。俞小鼎(2011; 2013)研究表明,暖云层(抬升凝结高度到 0°C 层高度之间)厚度越大,降水效率越高,对流有效位能(CAPE)不太大时,露点温度很高,也能产生很高的降水效率。此次过程由于地面露点温度较高,温度露点差较小,因此抬升凝结高度也较低,在 1000 hPa 附近,同时自由对流高度位于 950 hPa 附近,2 种高度均低于 850 hPa,高湿背景下弱的抬升条件就能触发对流,产生暖区暴雨(徐珺等, 2014),同时整层高湿环境使蒸发率降低,暖云层厚度增大,为 5 km 左右,有利于出现高效率降水。

CAPE 同时包含低层、高层的空气特性,能够较真实地描述探空资料所代表的大气不稳定性。分析暴雨中心 CAPE 逐时演变发现:对流发生前 9 日 19—20 时,CAPE 维持在 $2540 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右,能量条件有利于对流发生发展;21 时增大至 $2690 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,与偏南风气流增强时间正好一致,降水的产生导致凝结潜热释放,因此 22—23 时 CAPE 有所下降,10 日 00 时偏南风再次加强并达到急流强度,

CAPE 也再次增强至 $1924 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,可见低空暖湿气流的持续输送使不稳定能量得以维持;02 时后急流强度减弱,CAPE 也缓慢减小。

3.2.2 热力不稳定条件

假相当位温(θ_{se})反映了大气的温湿状况,应用其水平分布和垂直分布可以分析大气中的能量分布、垂直稳定性、大气湿斜压性。从暴雨区假相当位温及其平流变化(图 5)分析,2021 年 6 月 9 日 20 时前 900 hPa 以下已存在 θ_{se} 等值线密集区,特别是 975 hPa 以下更密集,不稳定能量已积聚,且 θ_{se} 随高度增加而减小,表明层结处于不稳定状态。20 时后 900 hPa 附近的冷平流逐渐减弱,随着偏南风气流增强,冷平流转为暖平流并迅速增强,22—24 时 850 hPa 中心值超过 $6 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,同时中高层冷平流也明显增强,中心位于 500 hPa,23—24 时达 $6 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,冷暖中心垂直叠加,层结不稳定性显著加强,造成暴雨中心及附近 23 时至 10 日 01 时连续出现 $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的局地短时强降水,可见边界层偏南风低空急流为暴雨的发生和发展提供了暖湿能量和不稳定层结(叶朗明等, 2019)。10 日 01 时后冷暖平流均减弱,冷平流向扩展至 900 hPa,且 θ_{se} 等值线密集度减小,不稳定层结减弱,降水强度也迅速减小。

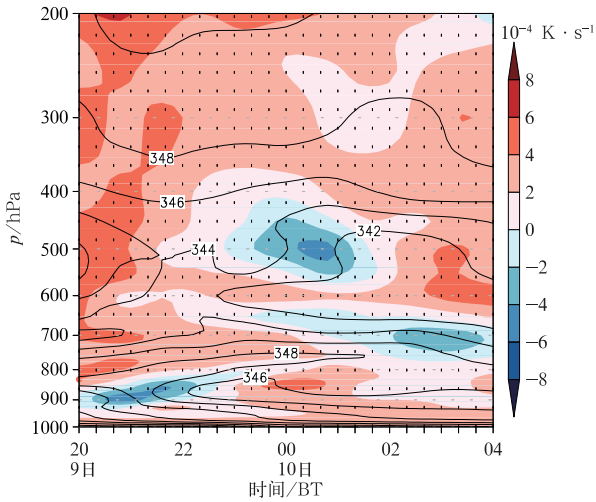


图 5 2021 年 6 月 9 日 20 时至 10 日 04 时暴雨区 (29.5°~30°N, 120°~120.5°E) 假相当位温 (黑线, 单位: K) 及其平流 (填色) 分布
 Fig. 5 Distribution of θ_{se} (black line, unit: K) and its advection (colored) in rainstorm area (29.5°–30°N, 120°–120.5°E) from 20:00 BT 9 to 04:00 BT 10 June 2021

3.2.3 动力不稳定条件

螺旋度不仅考虑了大气旋转的特性,还考虑了水平和垂直方向的输送作用,可以有效表征不稳定能量的释放。垂直螺旋度是垂直涡度和垂直速度的

乘积,在一定程度上不但能反映系统的维持状况,还可以反映系统发展和天气现象的剧烈程度,其物理意义为:气旋区的上升(下沉)运动和反气旋区的下沉(上升)运动分别意味着正的垂直螺旋度向上(下)输送和负的垂直螺旋度向下(上)输送,而对应此时的垂直螺旋度为正(负)值(岳彩军等,2011)。

从整个过程沿 120.25°E 的垂直螺旋度、散度、垂直速度垂直剖面分析,2021 年 6 月 9 日 20 时(图 6a) 30°N 附近上空 500 hPa 以下已有正垂直螺旋度和上升运动重合区,并对应辐合,辐合高度发展至 300 hPa,表明暴雨中心上空存在一个正涡度的气旋式对流系统,但强度偏弱,最大垂直螺旋度为 $2 \times 10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$ 。22 时(图 6b)正垂直螺旋度迅速向上发展至对流层高层,并在 600 hPa 和 300 hPa 出现两个正值中心,强度分别达到 $4 \times 10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$ 、 $6 \times 10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$,整层辐合也明显增强,两个正垂直螺旋度中心分别对应两个辐合中心,散度为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,同时上升运动速度中心也发展至 400 hPa,强度增强,这表明垂直方向上气旋式辐合旋转运动加强,垂直涡度向上输送增强。10 日 02 时后(图略)暴雨区中高层垂直螺旋度正值区迅速减弱至 $1 \times 10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$,800 hPa 以下仍维持在 0 值附近,中高层转为辐散,上升速度减弱至 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见此次过程动力不稳定主要出现在中高层,结合探空

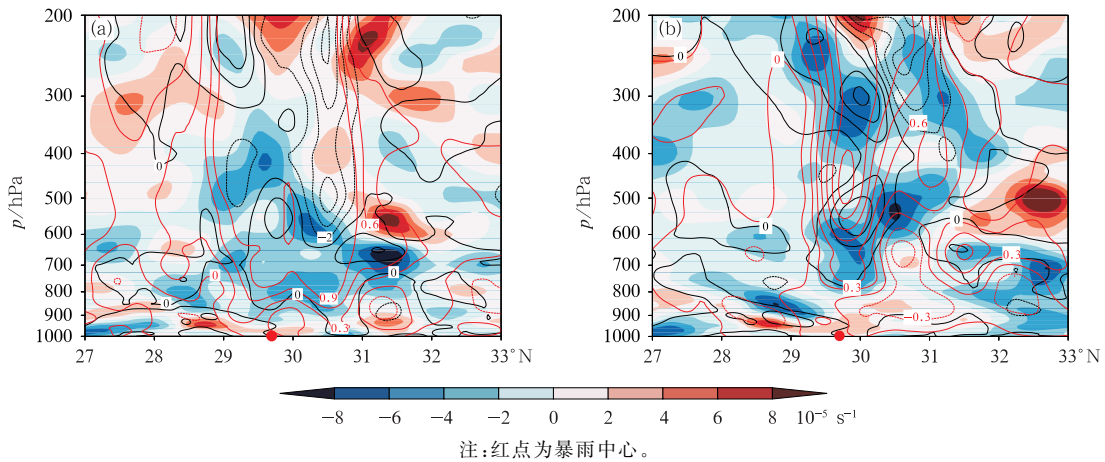


图 6 2021 年 6 月 9 日(a)20 时,(b)22 时沿 120.25°E 垂直螺旋度(黑线,单位: $10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$)、垂直速度(红线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(填色)的垂直剖面
 Fig. 6 Vertical profile of vertical helicity (black line, unit: $10^{-5} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{Pa} \cdot \text{s}^{-2}$), vertical velocity (red line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), divergence (colored) along 120.25°E at (a) 20:00 BT and (b) 22:00 BT 9 June 2021

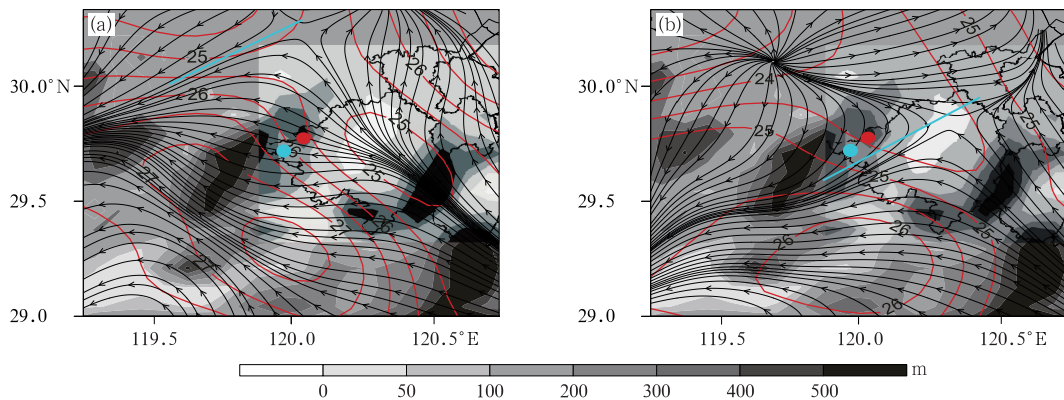
分析,低层在高湿背景下,弱的抬升就能触发对流,到达中高层后垂直涡度向上输送增强,上升运动强度随螺旋度正值区的发展而增强,有利于暴雨加强发展。

4 对流触发及维持机制

4.1 地面中尺度辐合带

从 2021 年 6 月 9 日 19 时至 10 日 02 时地面流场、温度场分布来看,降水发生前(19 时)浙江省以东南风为主,龙门山附近为东到东南气流(图 7a),其北侧湖州南部 30.5°N 附近为辐散中心,中心南侧的偏北气流与北上的东南气流形成弱辐合区,降水中心与弱辐合区对应,辐合两侧温度梯度不明显。宁波多普勒雷达组合反射率因子(图略)显示,9 日 20 时强回波主要位于诸暨以西的桐庐、富阳一带,中心强度为 $40\sim 50\text{ dBz}$,对流单体在西南气流引导下,向东北方向移动。21 时(图 7b)辐散中心南压至 30°N 附近,其南侧偏北气流加强,在龙门山南侧与东南气流汇合,形成地面中尺度辐合带,同时辐合带两侧温度梯度加大,南侧 26°C 暖湿中心表征暖湿气流的积聚,为强降水的发生提供了热力条件。雷达回波显示 21 时(图 8a)诸暨西部有新生回波发展,表明初始对流形成,且该初始对流在东移北抬过程中范围和强度都迅速加强,中心最强回波达 50 dBz 以上,造成马剑 $40.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降水。从

整个过程来看,正是山前这条地面中尺度辐合带的形成,加强了辐合上升运动,导致初始对流发展。22 时(图略)东南气流加强北抬,湖州南部的辐散中心继续南压至 29.8°N ,使辐合带两侧气压梯度加大,有利于辐合带维持和加强。另一方面,分析 1 h 变温分布,辐合带北侧为 $0.1\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ 的负变温,而南侧为 $0.2\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ 的正变温,表明超低空急流的增强使得温度梯度加大,同时降水粒子蒸发冷却,地面气温下降,形成冷池,冷池内部密度较大的冷空气产生的出流增强,地面暖空气遇到干冷下沉气流侵入,在热力强迫作用下暖空气易于被抬升(章翠红等, 2018),促进辐合带加强,对流发展。相应地,雷达图上(图 8b)诸暨以西的金华北部又有多个 γ 中尺度对流单体新生,东移北抬过程中与其下游的回波合并,22:40 左右形成了一条长约 40 km 的回波带,中心强度维持在 50 dBz 以上,降水正好位于辐合带附近,22—23 时小时雨强持续增强,最大为应店街 $57.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,之后诸暨西部与金华交界处不断有对流单体生成(图 8c, 8d),并东北向移动,列车效应十分显著,23 时至 10 日 00 时小时雨强增强至 $50\sim 70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,局部 $80\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上。10 日 01 时(图略)随着超低空急流的进一步增强,地面东南气流继续向北推进,龙门山一带转为辐散气流影响,地面中尺度辐合带减弱消亡,对应反射率因子回波强度逐渐减弱至 $30\sim 40\text{ dBz}$,诸暨西侧未再有新单体生成,降水迅速减弱,10 日 02—03 时小时雨强减弱至 $10\sim 25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,降水趋于结束。



注:红点为暴雨中心,蓝点为初始对流触发位置,蓝线为地面中尺度辐合带,填色为海拔。

图 7 2021 年 6 月 9 日(a)19 时,(b)21 时地面流场(流线)、气温(红线,单位: $^{\circ}\text{C}$)分布
Fig. 7 Distribution of surface flow field (streamline) and temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$)
at (a) 19:00 BT and (b) 21:00 BT 9 June 2021

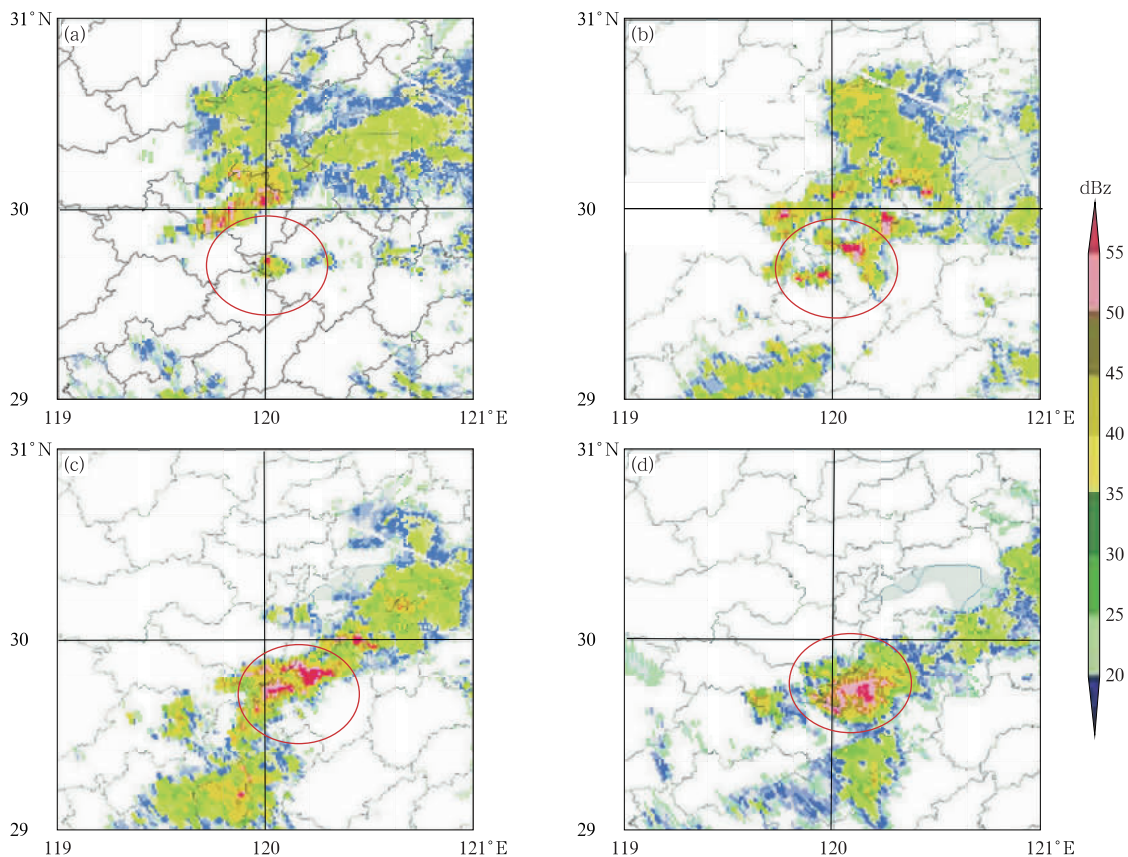


图 8 2021 年 6 月(a)9 日 21:06,(b)9 日 22:06,(c)9 日 23:06,
(d)10 日 00:01 宁波多普勒雷达组合反射率因子

Fig. 8 Composite reflectivity factor of Ningbo Doppler Radar at (a) 21:06 BT 9,
(b) 22:06 BT 9, (c) 23:06 BT 9, and (d) 00:01 BT 10 June 2021

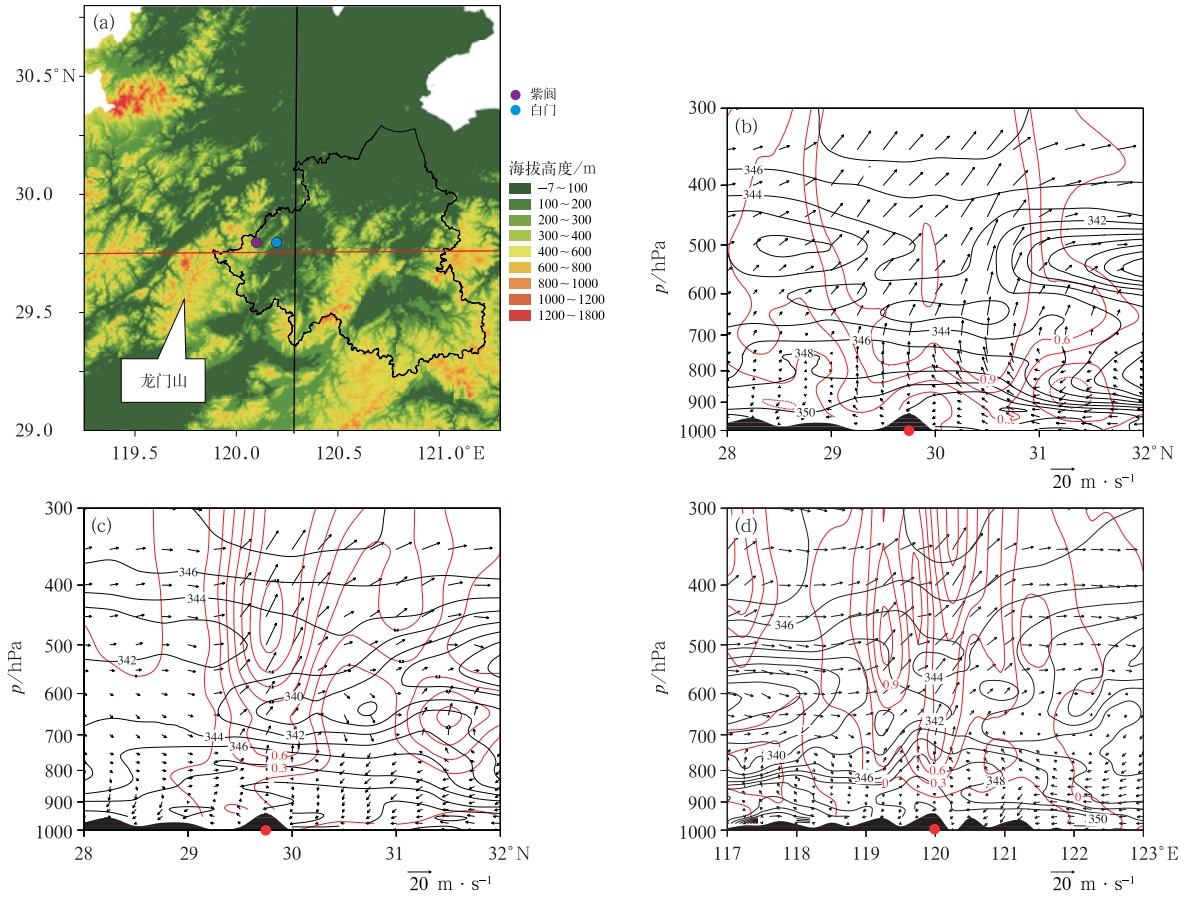
综上所述,偏北气流与东南气流共同作用形成了地面中尺度辐合带,是初始对流激发的主要成因,地面中尺度辐合带的维持和加强不断激发对流云团生成,产生列车效应,导致暴雨形成。超低空偏南风急流加强,使温度梯度加大,对流得到发展和加强,当超低空偏南风急流进一步北上时,中尺度雨带减弱消亡,因此超低空偏南风急流在此次过程中起着重要作用。

4.2 地形强迫抬升

地形对降水的作用不可忽略。研究表明,风场与地形相配合的地形抬升作用是降水增幅的主要动力因子,对暴雨有明显的增幅作用(赵玉春等,2008;刘裕禄和黄勇,2013)。绍兴市位于浙江省中北部、杭州湾南岸,全市地貌可概括为“四山三盆两江一平原”,从图 9a 可以看到,诸暨盆地位于浦阳江流域,其西部为龙门山,龙门山脉为富春江和浦阳江的分水岭,呈西南—东北走向。图 9a 表明,此次强降水

中心位于龙门山东北侧,地形波状起伏明显,其东南侧为地势较低的诸暨盆地,其西北侧地势逐渐升高。龙门山海拔高度在 500 m 以上,主峰 1247 m,为小尺度地形,对地面风场影响明显。2021 年 6 月 9 日白天龙门山南侧东到东南风风力较小(图略),地形抬升作用较小,9 日 20 时后东南风逐渐增强,且与龙门山走向基本垂直,有利于东南气流在山前迎风坡抬升,增强对流。

9 日 20 时沿 120.25°E 的垂直速度、 θ_{se} 和垂直环流剖面(图 9b)显示,700 hPa 以下为 θ_{se} 密集区,29.5°N 以北低层为 350 K 的高温高湿中心,650 hPa 附近存在 342 K 的干冷中心,上冷下暖的配置使不稳定层结加剧。从垂直速度分布可以看到,上升运动发展不旺盛,仅 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。22 时(图 9c)暴雨中心上空 θ_{se} 350 K 等值线向南移动,650 hPa 干冷中心增强至 340 K,中低层 θ_{se} 梯度加大,可见超低空急流北上,使低层增温增湿,不稳定层结加剧,有利于对流加强发展。同时受地形强迫抬升影响,气层



注:红点为龙门山。

图 9 (a)浙江地形,(b~d)2021年6月9日(b)20时和(c)22时沿图9a中黑线(120.25°E),
(d)22时沿图9a中红线(29.75°N)垂直速度(红线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温(黑线,单位:K)
和 u 与 w 合成的垂直环流(w 扩大10倍,风矢)的剖面

Fig. 9 (a) Topographic height of Zhejiang, (b~d) vertical profile of vertical velocity (red line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
 θ_{se} (black line, unit: K) and synthetic vertical circulation
of u and w (w 10 times expansion, vector)

(b, c) along 120.25°E (black line in Fig. 9a) at (b) 20:00 BT and (c) 22:00 BT 9 June,
and (d) along 29.75°N (red line in Fig. 9a) at 22:00 BT 9 June 2021

被整层抬升到凝结高度以上,也使对流不稳定性加强,垂直运动得到强烈发展,上升运动发展至对流层顶,最大速度中心到达 400 hPa,为 $1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动在不稳定层结大气中强烈发展,激发深厚对流,为强降水的发生提供了有利背景(娄小芬等, 2020)。从 9 日 22 时沿 29.75°N 垂直速度、 θ_{se} 和垂直环流剖面(图 9d)还可以看到, 120°E 上空上升运动最旺盛, 119°E 、 121°E 虽然也有山脉分布,但由于高度较低,上升运动明显偏小,平原地区基本未有上升运动发展,可见山脉迎风坡垂直速度明显高于平原地区,且垂直速度的发展程度与地形高度有一定相关性,高度越高,激发的垂直运动越强。这也解释

了图 3 中 850 hPa 水汽通量辐合集中在龙门山附近及其西北侧山区,但降水差异显著的原因。图 9a 显示,龙门山西北侧的山区分布较为分散,北侧及东北侧为宁绍平原,地势高度均远远低于龙门山,不利于垂直运动强烈发展,因此降水强度偏弱。

5 结论和讨论

本文利用多源观测资料及 ERA5 再分析资料,对 2021 年 6 月 9 日夜里浙江首场梅汛期局地暖区暴雨的降水特点和成因进行了分析,得到以下结论。

(1)本次过程环流形势与典型梅雨完全不同,

500 hPa 处于西风槽前西南气流中,700 hPa 西南气流未达到急流强度,850 hPa 为弱辐合,无冷空气影响,属于弱天气背景下的暖区暴雨。

(2)南海低压和副高之间东南气流的维持为暴雨区提供充沛的水汽来源,同时 925 hPa 超低空偏南风急流的加强有利于热力不稳定增长和水汽输送,暴雨区位于急流轴左侧,并产生在超低空急流加强过程中。850 hPa 水汽通量散度变化与降水强度和落区均有较好对应,在今后预报中可作为参考。

(3)整层高湿背景降低了抬升凝结高度和自由对流高度,弱的抬升条件即可触发对流,中高层上升运动强度随垂直螺旋度正值区的发展而增强,有利于暴雨加强。CAPE 值的变化对对流触发、加强、减弱有一定的指示意义。

(4)山前偏北气流与东南气流形成地面中尺度辐合带,是初始对流激发的主要成因,地面中尺度辐合带的维持和加强不断激发对流云团生成,产生列车效应,导致暴雨形成。超低空急流加强北抬,使低层增温增湿,不稳定层结加剧,同时龙门山小尺度地形有利于东南气流在山前迎风坡强迫抬升,加强对流,且垂直速度的发展程度与地形高度有较好的对应关系,地形高度越高,激发的垂直速度越强。

此次暴雨过程发生在弱天气背景下,突发性强、降水强度大,对降水强度和落区、全球模式、中尺度模式及预报员的预报误差均较大。本文从环流背景、环境条件、触发机制等方面分析了此次暴雨的成因,得到今后预报此类弱天气背景下短时暴雨的几点启示:一是要充分重视南海或西太平洋上热带气旋或热带低压的作用,其稳定少动能为暴雨发生提供充足的水汽,有利于暴雨增幅;二是在日常预报分析中,往往只关注 08 时或 20 时 CAPE 值大小是否有利于对流发生,对其时间演变分析较少,此次过程 CAPE 值在对流触发、加强时均有增强,具有一定指示意义,在今后预报中可作为参考;三是要特别关注局地地形的影响。

参考文献

陈玥, 谌芸, 陈涛, 等, 2016. 长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J]. 气象, 42(6): 724-731. Chen Y, Chen Y, Chen T, et al, 2016. Characteristics analysis of warm-sector rainstorms over the middle-lower reaches of the Yangtze River[J]. Meteor Mon, 42(6): 724-731(in Chinese).

何立富, 陈涛, 孔期, 2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报, 27(5): 559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of

studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. J Appl Meteor Sci, 27(5): 559-569(in Chinese).

胡雅君, 张伟, 赵玉春, 等, 2020. “5. 7”闽南沿海暖区特大暴雨中尺度特征分析[J]. 气象, 46(5): 629-642. Hu Y J, Zhang W, Zhao Y C, et al, 2020. Mesoscale feature analysis on a warm-sector torrential rain event in southeastern coast of Fujian on 7 May 2018[J]. Meteor Mon, 46(5): 629-642(in Chinese).

雷蕾, 邢楠, 周璇, 等, 2020. 2018 年北京“7. 16”暖区特大暴雨特征及形成机制研究[J]. 气象学报, 78(1): 1-17. Lei L, Xing N, Zhou X, et al, 2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15-16 July 2018 in Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin, 78(1): 1-17(in Chinese).

刘裕禄, 黄勇, 2013. 黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究[J]. 高原气象, 32(2): 608-615. Liu Y L, Huang Y, 2013. Study of Huangshan Mountain terrain on precipitation enhancement condition[J]. Plateau Meteor, 32(2): 608-615(in Chinese).

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 on the causes of extreme precipitation by Typhoon “Lekima”(1909) in Zhejiang Province[J]. J Meteor Sci, 40(1): 78-88(in Chinese).

蒲义良, 卢桐诗, 胡胜, 等, 2023. 华南沿海一次暖区特大暴雨的对流特征和发展机制分析[J]. 气象, 49(2): 201-212. Pu Y L, Lu X S, Hu S, et al, 2023. Convective characteristics and development mechanisms of an extreme warm-sector rainfall in the coastal area of South China[J]. Meteor Mon, 49(2): 201-212(in Chinese).

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[J]. 气象学报, 60(3): 333-342. Sun J, Zhao P, Zhou X J, 2002. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography[J]. Acta Meteor Sin, 60(3): 333-342(in Chinese).

孙建华, 赵思雄, 2002. 华南“94. 6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究——I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究[J]. 大气科学, 26(4): 541-557. Sun J H, Zhao S X, 2002. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China part I: a numerical simulation study of meso- β convective system inducing heavy rainfall[J]. Chin J Atmos Sci, 26(4): 541-557(in Chinese).

孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等, 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 37(3): 705-718. Sun J H, Zhao S X, Fu S M, et al, 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing area on July 21, 2012[J]. Chin J Atmos Sci, 37(3): 705-718(in Chinese).

唐佳, 叶成志, 唐明晖, 等, 2021. 弱天气尺度背景下湖南两次暖区暴雨对比分析[J]. 高原气象, 40(4): 815-828. Tang J, Ye C Z, Tang M H, et al, 2021. Contrast analysis of two warm-sector heavy rainfall processes under weak synoptic scale background in Hunan[J]. Plateau Meteor, 40(4): 815-828(in Chinese).

汪玲瑶, 谌芸, 肖天贵, 等, 2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析

- [J]. 气象, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al, 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in summer[J]. Meteor Mon, 44(6): 771-780 (in Chinese).
- 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[J]. 气象, 40(12): 1455-1463. Xu J, Yang S N, Sun J, et al, 2014. Discussion on the formation of a warm sector torrential rain case in North China[J]. Meteor Mon, 40(12): 1455-1463 (in Chinese).
- 叶朗明, 吴乃庚, 张华龙, 等, 2019. 海陆风和地形对一次弱天气背景下暖区特大暴雨的影响分析[J]. 暴雨灾害, 38(6): 597-605. Ye L M, Wu N G, Zhang H L, et al, 2019. Analysis of the influence of sea-land breeze and topography on the extraordinary heavy rain in warm sector under a weak weather background[J]. Torr Rain Dis, 38(6): 597-605 (in Chinese).
- 俞小鼎, 2011. 基于构成要素的预报方法-配料法[J]. 气象, 37(8): 913-918. Yu X D, 2011. Ingredients based forecasting methodology[J]. Meteor Mon, 37(8): 913-918 (in Chinese).
- 俞小鼎, 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害, 32(3): 202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. Torr Rain Dis, 32(3): 202-209 (in Chinese).
- 岳彩军, 郭煜, 寿绍文, 等, 2011. 螺旋度在我国多种灾害性天气研究中的应用进展[J]. 暴雨灾害, 30(2): 107-116. Yue C J, Guo Y, Shou S W, et al, 2011. Progress in application study of helicity to severe weathers[J]. Torr Rain Dis, 30(2): 107-116 (in Chinese).
- 曾智琳, 湛芸, 朱克云, 等, 2018. 2017年“5.7”广州特大暴雨的中尺度特征分析与成因初探[J]. 热带气象学报, 34(6): 791-805. Zeng Z L, Chen Y, Zhu K Y, et al, 2018. Mesoscale characteristic analysis and primary discussion on the formation of the 7 May 2017 torrential rainfall in Guangzhou[J]. J Trop Meteor, 34(6): 791-805 (in Chinese).
- 张冰, 郑媛媛, 沈菲菲, 等, 2021. 2017年苏南一次特大暴雨高分辨率模拟及特征分析[J]. 气象科学, 41(3): 386-397. Zhang B, Zheng Y Y, Shen F F, et al, 2021. Characteristics and simulation of a torrential rainstorm over southern Jiangsu in 2017 revealed by a high-resolution numerical model[J]. J Sci Meteor Sin, 41(3): 386-397 (in Chinese).
- 章翠红, 夏茹娣, 王咏青, 2018. 地形、冷池流出和暖湿空气相互作用造成北京一次局地强降水的观测分析[J]. 大气科学学报, 41(2): 207-219. Zhang C H, Xia R D, Wang Y Q, 2018. Observational analysis of a local heavy rainfall in Beijing caused by terrain, cold pool outflow and warm moist air interactions[J]. Trans Atmos Sci, 41(2): 207-219 (in Chinese).
- 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等, 2009. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析[J]. 热带气象学报, 25(5): 551-560. Zhang X M, Meng W G, Zhang Y X, et al, 2009. Analysis of mesoscale convective systems associated with a warm sector heavy rainfall event over South China[J]. J Trop Meteor, 25(5): 551-560 (in Chinese).
- 赵玉春, 李泽椿, 王叶红, 等, 2008. 2006年6月5—8日梅雨锋上中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析[J]. 大气科学, 32(3): 598-614. Zhao Y C, Li Z C, Wang Y H, et al, 2008. Diagnosing analysis of heavy rain in northern Fujian Province triggered by mesoscale convective systems along the Meiyu front during 5—8 June 2006[J]. Chin J Atmos Sci, 32(3): 598-614 (in Chinese).
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 11(4): 560-581.

(本文责编:王蕾 侯翠梅)