

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 Ji-angyu, ZHAO Xuejie, LIU Yimin, 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

## 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

毛江玉<sup>1</sup>,赵雪洁<sup>1,2</sup>,刘屹岷<sup>1</sup>,何编<sup>1</sup>,吴国雄<sup>1</sup>

(1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG),北京 100029;  
2. 苏州市职业大学数理部,苏州 215104)

**摘要:** 基于我国气象台站观测降水数据和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)第五代大气再分析资料(ERA5),从位势涡度(位涡)强迫垂直运动的角度,揭示了江淮梅雨期持续性暴雨和极端强降水事件的动力学机制及差异。基于改进的两种事件定义方法,识别出1979—2020年梅雨区共发生了24次持续性暴雨事件及24次极端强降水事件。事件合成分析表明,持续性暴雨事件最强雨带主要位于长江及其以南地区,而极端强降水事件最强雨带则位于长江及其以北地区。持续性暴雨事件与热带大气低频振荡密切相关,其中南亚高压偏东、西北太平洋副热带高压偏西,因而高空偏南的西风急流附近具有高值位涡的干冷空气向南和向低空入侵,在中低层与西南暖湿气流辐合并形成梅雨锋区。极端强降水事件更大程度地取决于偏北的西风急流南侧的高空辐散及位涡强迫的强冷空气。对于极端强降水事件位涡收支的定量诊断表明,在强降水达到峰值及之前,高层负的位涡倾向主要由负的垂直位涡平流所导致,而中低层正的位涡倾向则主要取决于垂直非绝热加热的位涡制造和垂直位涡平流。结合典型个例的垂直速度分解,进一步证实梅雨区上空水平位涡平流随高度增加的垂直分布激发的上升运动分量在极端强降水事件起着重要作用。

**关键词:** 江淮梅雨;持续性暴雨;极端强降水;位涡

中图分类号: P458. 1\*21.1

文献标志码: A

DOI:10.12406/byzh.2023–202

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

MAO Jiangyu<sup>1</sup>, ZHAO Xuejie<sup>1,2</sup>, LIU Yimin<sup>1</sup>, HE Bian<sup>1</sup>, WU Guoxiong<sup>1</sup>

(1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*; 2. *School of Mathematical Sciences, Suzhou Vocational University, Suzhou 215104*)

**Abstract:** In this study, based on the rainfall measurements from weather stations over China and atmospheric reanalysis products from the fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis (ERA5) during the period of 1979–2020, the dynamic mechanisms and differences of persistent rainstorm (PRS) events and extreme intense rainfall (EIR) events over the Yangtze–Huaihe Meiyu domain (YMD) are revealed from the perspective of potential vorticity (PV)-forced vertical motion. According to the improved definitions of PRS and EIR events, 24 PRS events and 24 EIR cases are identified over the YMD during the Meiyu period from 1979 to 2020. Composite analyses for the two types of events demonstrate that the most intense rainband of PRS events is mainly located in the Yangtze River and over the southern regions of it, while for the EIR, the most intense rainband is located in the Yangtze River and over the northern regions of it. The PRS events are found to be closely related to tropical atmospheric intraseasonal oscillation, during which the upper-tropospheric South Asian high extends more eastward, while the northwestern Pacific subtropical anticyclone in the lower and middle troposphere shifts more westward. Thus, the dry and cold air with high-PV around the upper-tropospheric westerly jet located more southward latitudes tends to intrude equatorward and downward, converging with the warm and moist air from the southwest in the lower and middle troposphere to form Meiyu front. However, the EIR events are more dependent to a greater extent on the upper-tropospheric divergence on the southern

收稿日期: 2023–09–25;定稿日期:2023–12–25

资助项目: 国家自然科学基金项目(42288101,42175076);广东省基础与应用基础研究重大项目(2020B0301030004)

第一作者: 毛江玉,主要从事大气季节内振荡与极端天气机理研究。E-mail: mjj@lasg.iap.ac.cn

通信作者: 吴国雄,主要从事天气、气候动力学研究。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

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

side of the westerly jet located more northward latitudes and PV-forced downward-intruding cold air. The quantitative diagnoses of PV budget for EIR events show that before and during the peak of intense rainfall, the net negative PV tendency in the upper troposphere is mainly dominated by the negative vertical PV advection, while the positive PV tendency in the middle and lower troposphere is mainly caused by the PV generation due to the vertically non-uniform diabatic heating and vertical PV advection. The vertical velocity decomposition of a typical EIR event further demonstrates that the component of ascending velocity forced by the vertical increase of horizontal PV advection plays an important role in triggering the EIR event.

**Key words:** Yangtze-Huaihe Meiyu; persistent rainstorm; extreme intense rainfall; potential vorticity

## 引言

梅雨是东亚夏季风推进过程中特有的雨季。为做好梅雨监测和预测业务,中国气象局于2017年正式发布了“梅雨监测指标”国家标准(GB/T 33671-2017),将江淮流域梅雨监测区(梅雨区)范围确定为 $110^{\circ}$ — $122.5^{\circ}$ E、 $28^{\circ}$ — $34^{\circ}$ N,包括湖北、湖南、安徽、江西、浙江、江苏和上海等省市(赵俊虎等,2018;Ding et al., 2021)。近几十年的监测资料表明,平均入梅日期(赵俊虎等,2018;Ding et al., 2020)为6月上旬,而平均出梅日期为7月下旬,因而梅雨期通常定义为6—7月(Ding, 1992; Ma et al., 2022; Zhao et al., 2023)。梅雨期内,持续性暴雨和短时强降水事件往往频繁发生,给当地经济造成巨大损失。例如,1998年夏季长江流域发生了“二度梅”,持续的暴雨过程导致长江全流域性的大洪水,造成直接经济损失达2 500亿元、死亡人数约3 700人(National Climatic Data Center, 1999; Li and Mao, 2018)。2020年江淮流域出现了“超级暴力梅”,梅雨期长达62 d,降水量突破1961年以来的历史极值,直接经济损失超800亿元(Ding et al., 2021)。在2020年梅雨期内,至少发生5次暴雨过程,其中3次是持续性暴雨事件(高琦和姚秀萍, 2021),7月5日暴雨过程属于极端强降水事件(黄治勇等, 2021)。在全球变暖背景下,梅雨期内的极端强降水事件发生频次趋于增加,特别是区域性的江淮暴雨持续时间显著变长、影响范围变大、强度显著增强(Chen and Zhai, 2013; 翟盘茂等, 2017),因而经济损失将更加严重(罗亚丽, 2012; 赵宗慈等, 2014; Ding et al., 2020)。因此,有必要加强江淮流域持续性暴雨和极端强降水事件成因的研究,从而提高短期天气预报能力,为国家防灾减灾决策提供更可靠的依据。

准静止的梅雨锋是持续性和短时强降水产生的主要天气系统,它也是全球大气环流系统中主要的辐合带之一(Chen et al., 2000; Mao and Wu, 2006)。暴雨一般认为是中尺度对流系统或对流复合体造成的,但这种中尺度对流系统或对流复合体是在梅雨锋这种大尺度低压系统中孕育和发展起来的(曹舒娅等, 2023),即短时强降水或持续性暴雨的发生实际上涉及多尺度环流系统的配置及其相互作用(陶诗言, 1980, 丁一

汇, 1994; 汪小康等, 2022)。张顺利等(2002)基于1991年、1996年和1998年流域性的典型暴雨事件,归纳出了江淮流域致洪暴雨的多尺度天气学模型。这个模型涉及来自东、南、西、北4个方位的主要影响系统,包括西北太平洋副热带高压(以下简称西太副高)、南海季风涌、青藏高原的 $\alpha$ 中尺度低压系统以及中高纬度冷空气,其中,西太副高是最主要的影响系统。因为西太副高脊线和西伸脊点所处的地理位置决定着强降水的落区,所以西太副高强度和脊线位置的时间变化影响着锋面或季风槽等低压系统的时空变率(Tao and Chen, 1987; 丁一汇, 1994)。

丁一汇(1993)、Ding等(2020)指出,3 d以上的持续性暴雨还受到行星尺度甚至半球尺度长波系统的影响。持续性暴雨往往出现在长波系统稳定的时期,在此情况下,大尺度和中尺度系统在同一地区出现或沿同一路径移动,以致造成很大的累积降水量。这种长波系统的维持和调整实际上取决于中高纬大气的季节内变化及其与热带大气低频振荡的相互作用(丁一汇, 1994; Mao and Wu, 2006; 李健颖和毛江玉, 2019)。例如,1991年夏季江淮流域的3次持续性暴雨与准10~30 d的周期振荡密切相关(丁一汇, 1993; 毛江玉和吴国雄, 2005),而1998年长江流域的“二度梅”则依赖于热带大气30~60 d季节内振荡与中纬度环流在青藏高原附近的相互作用(Li and Mao, 2018)。

暴雨发生的必要条件是充足的水汽辐合和剧烈的上升运动。在梅雨期,来自热带的西南季风不断向江淮流域输送暖湿空气,暴雨发生的关键在于中高纬地区高层干冷空气的向南入侵过程及其对暖湿气块的抬升。Hoskins等(1985)详细论述了大气位势涡度(以下简称位涡)作为动力示踪物的重要性,强调了等熵位涡描述平流、辐散和垂直运动等动力学过程的优势,指出等熵位涡及其变化有助于深入理解实际天气系统的生消机制。位涡作为一种能够综合反映大气热力性质和动力性质的物理量,具有守恒性和可反演性两个重要特性(Hoskins et al., 1985)。一是在绝热无摩擦的情形下,位涡是物质守恒的;二是在给定适当的边界条件和风场平衡条件下,根据位涡异常可以反演环流场(Hoskins, 2015)。因而,位涡及其倾向方程

被广泛应用于天气系统的诊断和分析(吴国雄和刘还珠,1999;吴国雄等,2013;Zhang et al.,2021)。

在对流层上层的等熵天气图上,位涡的分布能够非常清楚地反映中高纬地区大振幅槽、脊系统的演变特征。因为高(低)位涡等值线向低(高)纬度的凸出或伸展表示冷(暖)空气的向南(北)入侵,本质上反映热带和热带外系统的相互作用(Hoskins et al.,1985),所以条状的高(低)位涡舌或脱落的单体实际上代表切断低压(阻塞高压)这类 Rossby 波破碎过程。欧美一些学者特别重视平流层下层至对流层上层的高值位涡舌对当地极端天气事件(如暴雨和热浪等)的影响(Martius et al.,2006; Bosart et al.,2017)。对流层上层的高值位涡舌(或干侵入)对我国夏季暴雨事件也有重要影响(徐海明等,2001)。姚秀萍和于玉斌(2005)分析了2003年江淮梅雨期4次暴雨事件的演变过程,发现每次过程均有来自高层和中高纬的干冷空气侵入,导致干空气层的形成和维持,减少低层大气的静力稳定度而增加对流有效位能。当这种高值位涡气流侵入到低层暖输送带内的高湿球位温大气时,会形成锋面,使得强对流天气快速发展(杨贵名等,2006;黄文彦等,2021)。在2020年梅雨期的5次典型暴雨过程中,均有较强的干冷空气南下入侵暖湿水汽输送带(高琦和姚秀萍,2021)。

马婷等(2020)对2016年6月28日—7月1日发生在长江中下游地区的暴雨过程进行位涡分析发现,移出青藏高原的低涡作为一种对流层中上层的位涡正异常是这次暴雨产生的重要因素。当它被纬向风平流到长江中下游地区时,一方面因热成风关系而直接引起低空气旋性环流发展,使得32°N以南的偏南风加强;另一方面根据位涡倾向方程,这种增强的偏南风势必增大负的经向位涡平流,由此增强了它与中上层的纬向位涡平流的垂直梯度,从而激发出更强的等熵面位移的上升运动分量。该分量表示等熵面位置在垂直方向上随时间抬高而导致的气块上升运动。在7月1日06时,30°—32°N附近中上层正的纬向位涡平流中心强度达到最大值,下方负的经向位涡平流中心也向上发展到正的纬向平流中心附近,位涡平流的垂直梯度趋于最大值,降水也达到峰值。

为深入理解垂直运动与位涡的依赖关系以及非绝热加热对上升运动的贡献,Wu等(2020)对绝热状态下的大气准地转位涡-垂直运动(PV-Omega)方程(Hoskins et al.,2003)进行了拓展,推导出了包括非绝热项的准地转位涡倾向方程。Zhang等(2021)利用垂直运动与位涡的动力约束关系(Wu et al.,2020),对2016年6月下旬长江中下游的暴雨天气过程进行了深入的定量分析,发现上升运动的三个分量自长江上游

地区“接力式”交替出现且向下游传播,形成极端强降水。最重要的是,根据垂直速度分解公式计算得到的三个分量总和与大气再分析资料(MERRA-2)提供的总垂直速度非常吻合。这说明尽管暴雨过程涉及中、小尺度扰动,非线性平流扰动项不能完全忽略,但是在准地转近似下,基于Ertel位涡强迫与垂直运动发展的动力约束关系,能够较好地反演出暴雨发生发展期间垂直运动的各个分量,从而明确相关的动力、热力因素的相对贡献。换言之,利用准地转位涡-垂直运动关系有助于揭示江淮梅雨期极端天气事件的物理机制。

持续性暴雨一般发生在一定的范围内,区域性的持续性暴雨往往给江淮梅雨区造成更严重的洪涝灾害。为此,本文在划分持续性暴雨和极端强降水事件的基础上,对比分析两种暴雨事件的环流特征,同时结合典型个例定量揭示位涡异常和非绝热加热对梅雨锋附近上升运动的影响。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料说明

本文使用的资料包括:(1)中国科学院气候变化研究中心提供的1979—2020年中国区域高分辨率格点化(水平分辨率为0.25°×0.25°)逐日降水数据(吴佳和高学杰,2013;Wu and Gao,2017),用于识别持续性暴雨和极端强降水事件。该数据集是基于我国2416个地面气象台站的观测资料,通过“距平逼近”、“薄盘样条函数”和“角距权重”等插值方法而建立。(2)欧洲中期天气预报中心(ECMWF)第五代大气再分析资料(ERA5)(Urraca et al.,2018;Hersbach et al.,2020),用其揭示持续性暴雨和极端强降水事件演变期间的三维环流结构,其中气象要素场包括温度、比湿、位势高度、垂直速度、水平风和位涡等。ERA5再分析资料的水平分辨率为0.25°×0.25°,在垂直方向上分为37层等压面(1000—1hPa)。ERA5具有逐小时的较高时间分辨率,因而逐日气象要素则由每日的逐小时资料进行算术平均而得到。

为突出持续性暴雨事件和极端强降水事件相对于梅雨期降水气候态异常的显著性,本文使用Student-t检验方法对合成事件的异常降水及相应环流变量进行统计显著性检验。

### 1.2 研究方法

#### 1.2.1 位涡倾向方程

等压坐标系下的大气运动位涡倾向方程可表示为(Ertel,1942;Hoskins et al.,1985;Zhang et al.,2021)

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -V_h \cdot \nabla_h P - \omega \frac{\partial P}{\partial p} - g \mathbf{k} \times \frac{\partial V_h}{\partial p} \cdot \nabla_h \theta - g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} - g(\nabla \times \mathbf{F}) \cdot \nabla \theta \quad (1)$$

其中,  $P$  表示 Ertel 位涡, 它是单位质量气块绝对涡度矢量与位温梯度的点乘积:  $P = \alpha \xi_a \cdot \nabla \theta$ ,  $\alpha$  表示气块比容,  $\xi_a$  表示三维绝对位涡,  $\nabla$  是三维空间梯度算子,  $\theta$  表示位温;  $V_h$  表示水平风矢量,  $\omega$  是垂直速度,  $k$  表示垂直方向的单位矢量,  $\dot{\theta}$  表示非绝热加热率,  $\zeta$  表示垂直方向上的相对涡度,  $F$  表示动量方程中单位质量气块所受到的摩擦力。方程(1)最左侧是位涡的局地变化项或倾向项, 方程(1)右侧各项是位涡倾向的强迫项, 分别为水平位涡平流、垂直位涡平流、水平非绝热加热、垂直非绝热加热和摩擦作用。

方程(1)表明, 位涡的局地变化与位涡平流、非绝热加热和摩擦作用有关。鉴于天气尺度过程中, 自由大气内部摩擦作用相对较小, 因此本文在第4节中重点考察位涡平流有关的动力过程和非绝热加热有关的热力过程对位涡倾向和垂直运动的贡献。

### 1.2.2 垂直运动分解

基于 Hoskins 等(2003)的研究, Wu 等(2020) 将包含非绝热加热的准地转热力学方程中的垂直速度( $\omega$ )分解为三部分

$$\omega = \omega_{ID} + \omega_{IG} + \omega_Q \quad (2)$$

其中,  $\omega_{ID}$  是由于等熵面位移而引起的垂直速度分量,  $\omega_{IG}$  表示气块沿等熵面滑动的垂直速度分量, 而  $\omega_Q$  表示与大气非绝热加热有关的垂直速度分量。

$$\begin{cases} \omega_{ID} = -\Theta_p^{-1} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right) \Big|_c \\ \omega_{IG} = -\Theta_p^{-1} (V_g - C) \cdot \nabla \theta \\ \omega_Q = \Theta_p^{-1} \dot{\theta} \Big|_c \end{cases} \quad (3)$$

其中,  $\Theta$  是某一固定空间和时间范围内平均的位温基本态,  $\Theta_p$  表示  $\Theta$  的垂直梯度,  $t$  表示时间,  $V_g = k \times f^{-1} \nabla \Phi$  是准地转风矢量,  $C$  表示参考系统的移动速度, 由于梅雨锋移动速度  $C$  的量级远远小于准地转风速, 因此在定量计算时, 本文不考虑  $C$  对  $\omega_{IG}$  的影响。

## 2 梅雨区持续性暴雨和极端强降水事件的划分

### 2.1 持续性暴雨事件的定义和识别

根据我国降水强度等级划分的标准(GB/T 28592-2012), 暴雨是指某地 24 h 累积降水量介于 50~99.9 mm 或 12 h 累积降水量到达 30~69.9 mm。但是, 根据研究目的不同, 对于持续性暴雨事件的定义和标准也不同。例如, 陶诗言(1980)将单站连续 3 d 及以上且总降水量超过 200 mm 的暴雨过程定义为单站持续性暴雨事件。但是, 对于多个站点同时发生暴雨的区域性持续暴雨过程, 为满足邻近站点降水分布的空间一致性, 需要降低降水强度的阈值。鲍名(2007)将一

定范围内连续 3 d 的累计降水量超过 100 mm 且每日降水量均大于 25 mm 的降水过程定义为区域性持续性暴雨事件。钱维宏(2011)提出相对阈值的持续性暴雨定义, 要求单站的日降水量超过第 90% 分位阈值, 且最大日降水量大于等于 50 mm。这种定义方式虽然考虑了降水的极端性, 但无法保证这些持续性暴雨事件中降水的区域性和时间的持续性。Chen 和 Zhai (2013)、翟盘茂等(2017)给出了一种区域性持续性暴雨事件的识别方法, 即在某一区域内, 至少有三个相邻(距离小于 200 km)的观测站均出现单站持续性暴雨, 且各观测站发生的单站持续性暴雨事件在其持续时段内至少有 1 d 与相邻单站的持续性暴雨事件时段重合。其中, 单站持续性暴雨事件要求持续 3 d 及以上, 且前 3 d 的日降水量均须大于 50 mm 的绝对阈值。为更好地区分区域性持续性暴雨事件与短时极端强降水事件, 本文在 Chen 和 Zhai (2013) 的基础上, 参考 Zscheischler 等(2014)对极端事件的定义, 将梅雨区内至少相邻 9 个格点的日降水率至少连续 3 d 均达到 50 mm·d<sup>-1</sup> 的降水过程定义为区域性持续性暴雨事件, 从而选定至少 3 d 达到暴雨级别的降水事件, 该定义方法可以更合理地识别出致灾性暴雨事件。

将上述改进的识别方法应用于 1979—2020 年江淮梅雨监测区, 共识别出 24 次区域性持续性暴雨事件(如表 1 所示)。与梅雨盛行期相一致, 梅雨区的持续性暴雨事件大多集中于 6 月下旬及 7 月上旬, 且持续时间大多为 3 d。该方法成功识别出 1991、1996、1998、2016、2020 年等发生的典型灾害性暴雨事件(Li and Mao, 2018; Zhang et al., 2021; Ma et al., 2022)。

### 2.2 极端强降水事件的定义和识别

极端强降水指某一区域内, 在统计分布上极少发生的异常偏多的降水(高涛和谢立安, 2014)。因此, 极端强降水事件的划分大多是基于极值概率定义的阈值, 即百分位法(Tank et al., 2009)。例如, Zhou 等(2016)用日降水量升序排列后降水量处于第 95% 分位的值(R95p)作为阈值, 当某日的降水量大于或等于 R95p 时, 该日的强降水过程被划分为极端强降水事件。本文基于中国气象局发布的极端降水监测指标(QX/T 303-2015), 并考虑极端强降水的空间连续性与致灾性, 以 R95p 和相临近至少 9 个格点作为梅雨区极端强降水日的强度及空间连续性的定义标准。具体计算步骤: 选取最新气候标准期(1991—2020 年)内日降水量每年的极值和次极值, 构建一个包含 60 个样本的序列, 对该序列从小到大进行排序, 取第 95% 分位(即排位第 58)的降水量值作为极端强降水阈值, 若空间上临近 9 个格点的日降水量均超过该阈值则定

表1 1979—2020年24次梅雨期持续性暴雨事件

Table 1 The 24 persistent rainstorm events during the Mei-yu period from 1979 to 2020

序号	年份	开始时间	结束时间	持续时间/d	序号	年份	开始时间	结束时间	持续时间/d
1	1983	7月7日	7月9日	3	13	1999	6月24日	7月1日	8
2	1986	6月21日	6月23日	3	14	2000	7月13日	7月15日	3
3	1987	7月2日	7月4日	3	15	2003	7月7日	7月11日	5
4	1989	7月1日	7月3日	3	16	2006	6月30日	7月2日	3
5	1991	7月1日	7月3日	3	17	2007	6月30日	7月2日	3
6	1993	7月3日	7月5日	3	18	2010	6月17日	6月20日	4
7	1995	6月22日	6月26日	5	19	2011	6月5日	6月7日	3
8	1996	6月29日	7月3日	5	20	2012	7月16日	7月18日	3
9	1996	7月14日	7月17日	4	21	2013	6月27日	6月29日	3
10	1997	7月8日	7月11日	4	22	2016	7月1日	7月5日	5
11	1998	6月13日	6月17日	5	23	2017	6月30日	7月2日	3
12	1998	6月24日	6月27日	4	24	2020	7月5日	7月8日	4

义为极端强降水事件。由图1可见,1979—2020年梅雨期内的极端强降水阈值普遍超过  $80 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ,且部分区域阈值甚至超过  $140 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。梅雨区的极端强降水阈值远大于划分暴雨的绝对阈值,因此在定义极端强降水事件时最好使用百分位相对阈值。基于图1识别出了1979—2020年发生的24次极端强降水事件(表2)。与表1相比,尽管极端强降水事件与持续性暴雨事件发生的频次相同,但是二者在发生日期上几乎没有重合,意味着两种事件的动力学机制存在差异。

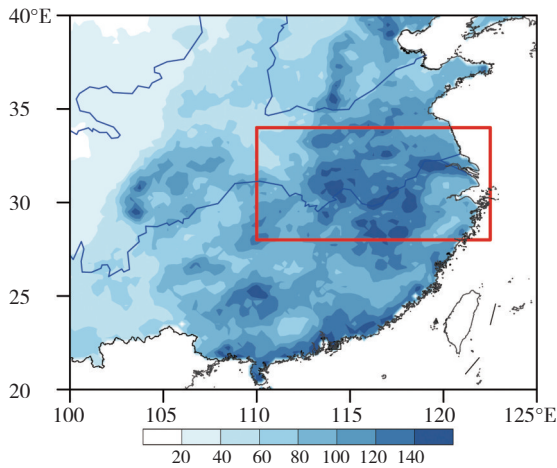


图1 基于最新气候标准期(1991—2020年)定义的极端强降水阈值(阴影,单位:  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ )的空间分布  
红色方框表示江淮梅雨监测区(YMD,  $110^\circ\text{—}122.5^\circ\text{E}$ ,  $28^\circ\text{—}34^\circ\text{N}$ ),蓝色曲线代表长江和黄河,下同

Fig.1 The spatial distribution of thresholds (shaded, unit:  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ) determined by the latest climate standard period (1991–2020) for classifying the extreme intense rainfall

The red rectangle represents the Yangtze–Huaihe Mei–yu domain (YMD,  $110^\circ\text{—}122.5^\circ\text{E}$ ,  $28^\circ\text{—}34^\circ\text{N}$ ). The Yangtze and Yellow Rivers are shown by blue curves, same hereafter

### 3 持续性暴雨和极端强降水事件的环流特征

图2给出1979—2020年梅雨期持续性暴雨日与极端强降水日合成的降水率和低层风场的空间分布。在持续性暴雨期间(图2a),江淮梅雨区受低空强西南风与弱气旋性切变影响。从850 hPa风矢量的空间分布可见,来自热带的暖湿空气主要在长江及其以南地区辐合,因而在长江以南形成纬向带状的大值雨带,其中最大日降水率超过  $40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图2a)。但是,极端强降水的雨带却主要位于长江及其以北地区(图2b),这是因为梅雨区北部处在低空西南风与较强的偏东风之间的强气旋性切变区(图2b)。可见,两种事件最强雨带的南北位置存在显著差异。

为揭示最强雨带的经向差异,图3给出持续性暴雨和极端强降水事件分别合成的对流层不同层次的环流结构及两者的差异。对于持续性暴雨事件(图3a),对流层高层的南亚高压作为亚洲夏季风的重要环流系统,其中心大致位于青藏高原南部,但是高压主体部分明显向东扩展,其中1250 dagpm等高线的东伸脊点位于西北太平洋上空  $135^\circ\text{E}$ 附近。江淮梅雨区恰好处在南亚高压北侧西风与西北风辐散的环流背景。这种高层辐散的动力抽吸作用必然激发大尺度上升运动,最强上升速度超过  $-0.3 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图3d),并增强低空西南气流携带水汽的辐合(图3g),从而产生暴雨(图2a)。值得注意的是,在对流层中低层,西太副高偏西(588 dagpm等高线的西伸脊点位于  $110^\circ\text{E}$ )、偏强,因而南、北风在江淮梅雨区的交汇产生较大的经向温度与水汽梯度,从而在  $30^\circ\text{N}$ 附近形成纬向带状的梅雨锋区,如700 hPa等压面上所示的相当温度经向梯度的密集区(图

表2 1979—2020年梅雨期24次极端强降水事件

Table 2 24 extreme intense rainfall events during the Mei-yu period from 1979 to 2020

事件序号	年份	降水时间	事件序号	年份	降水时间
1	1979	6月4日	13	1998	7月22日
2	1979	7月15日	14	2003	6月25日
3	1982	7月30日	15	2003	7月5日
4	1983	7月7日	16	2005	7月19日
5	1984	6月13日	17	2008	7月22日
6	1984	6月14日	18	2010	7月24日
7	1989	6月7日	19	2015	6月27日
8	1991	6月14日	20	2016	7月1日
9	1991	7月6日	21	2018	6月18日
10	1994	6月10日	22	2020	6月27日
11	1996	6月30日	23	2020	7月7日
12	1997	6月6日	24	2020	7月18日

3g)。从位涡的角度分析可知,南亚高压其实是一个低值位涡系统,2 PVU等值线基本位于 $35^{\circ}\text{N}$ 以南(图3a)。因而梅雨区北部的高值位涡系统势必引导干冷空气

向南和向下入侵,形成准静止锋区,迫使暖湿空气被强烈抬升,这种动力过程在第4节通过剖面图进行详细讨论。

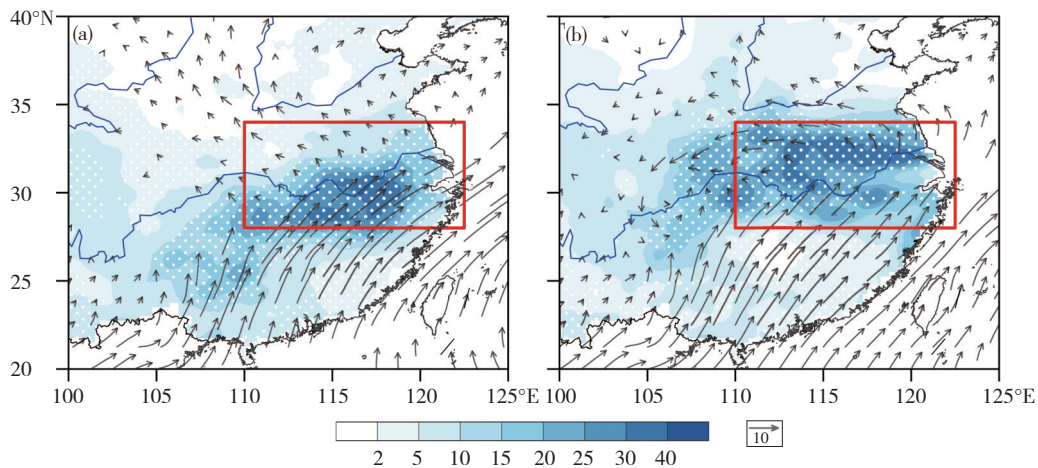


图2 1979—2020年梅雨期持续性暴雨事件(a)和极端强降水事件(b)合成的降水率场(阴影,单位:  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ )以及850 hPa水平风场(箭矢,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (白点区域表示降水异常通过显著性水平为0.1的统计检验)

Fig.2 Composite rainfall rate field (shaded, unit:  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ) and 850 hPa wind field (vector, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) for (a) persistent rainstorm events and (b) extreme intense rainfall events during the Mei-yu period from 1979 to 2020 (The white stippling indicates the composite rainfall anomalies being statistically significant at the 0.1 significance level)

当极端强降水事件发生时,南亚高压主体位置比持续性暴雨事件偏西(图3b),1 250 dagpm等高线的东伸脊点仅位于 $130^{\circ}\text{E}$ 以西,但是它的范围却向北扩张。不仅表现为1 242 dagpm等高线在我国东部所在经度带内越过黄河以北,而且在位涡的分布上也有明显体现,即2 PVU等值线整体接近 $40^{\circ}\text{N}$ 。实际上,两种事件之间的差值图(图3c)能够更加清楚地反映高空环流结构的差异。江淮梅雨区北部的反气旋环流及位涡负异常表明南亚高压在极端强降水期间位置偏北,而反气旋东南侧的异常偏北风主要位于长江以北,说明高空辐散区偏北,因而最强雨带位于长江流域

及其以北地区(图2b)。相应地,在极端强降水事件发生期间,对流层中层的西太副高也偏东、偏弱(图3e、f),低空水汽辐合及锋区位置偏北(图3h、i)。

#### 4 持续性暴雨和极端强降水事件的位涡动力学比较分析

##### 4.1 位涡的垂直耦合

上节分析表明,持续性暴雨事件的雨带位置主要在长江及其以南地区,这是因为江淮流域夏季持续性降水的季节内变化依赖于热带大气低频振荡(丁一汇, 1993; Mao and Wu, 2006; Li and Mao 2018)。但是,极端强降水

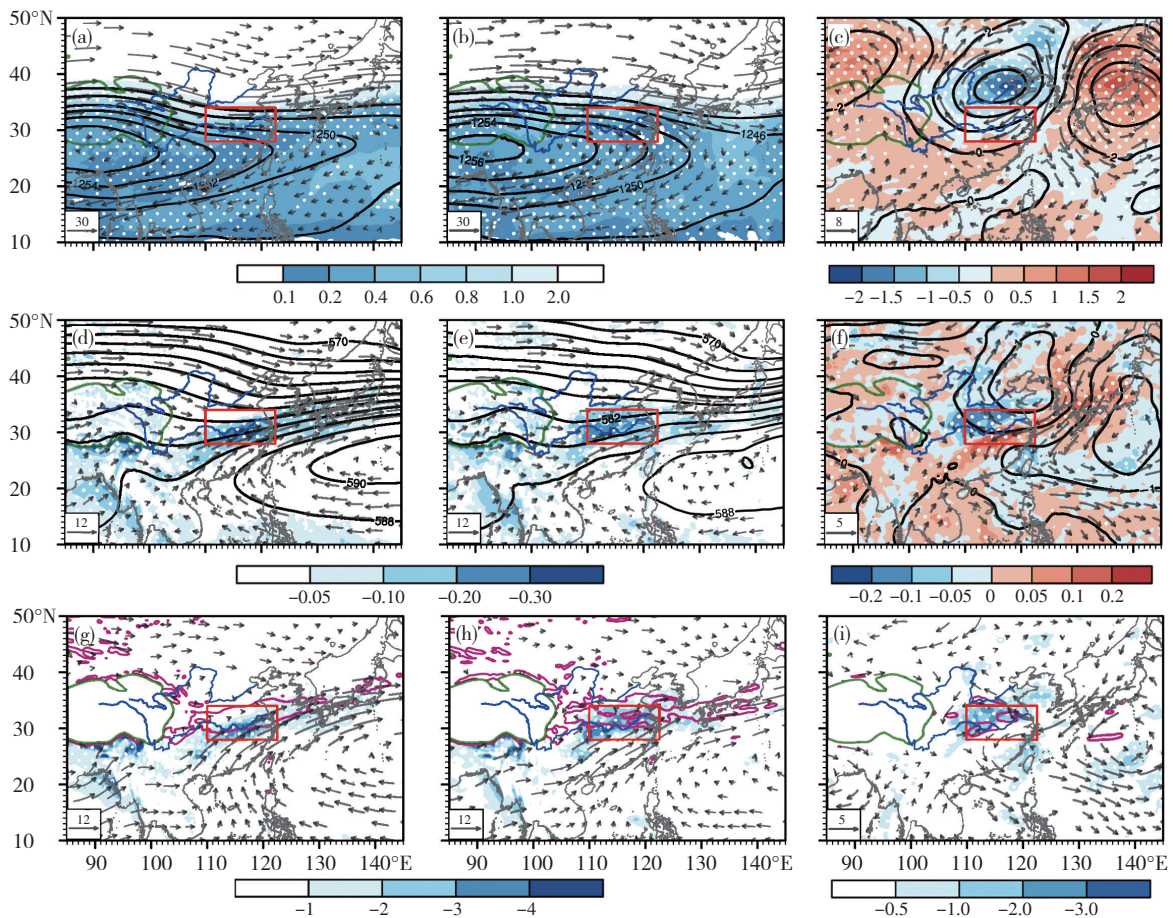


图3 1979—2020年梅雨期持续性暴雨事件(a、d、g)、极端强降水事件(b、e、h)和两种事件的差值(c、f、i)合成的200 hPa位涡(填色,单位: PVU,  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \cdot \text{K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ )、位势高度场(黑色等值线,单位: dagpm)和水平风场(箭矢,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (a—c), 500 hPa垂直速度(填色,单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )、位势高度场(黑色等值线,单位: dagpm)和水平风场(箭矢,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (d—f), 垂直积分(1 000—300 hPa)的水汽通量散度(填色,单位:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )、700 hPa相当温度经向梯度(紫红色等值线,单位:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ )和水平风场(箭矢,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (g—i) 白点区域表示填色变量通过了显著性水平为0.1的统计检验,仅显示了通过显著性水平为0.1的检验的风矢量,下同;绿色曲线表示青藏高原海拔高度等于3 000 m的地形线

Fig.3 Composite distribution of the (a–c) 200 hPa potential vorticity (shaded, unit: PVU,  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \cdot \text{K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), geopotential height (black contour, unit: dagpm) and wind (vector, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) fields, (d–f) 500 hPa vertical velocity (unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), geopotential height (black contour, unit: dagpm) and wind (vector, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) fields, (g–i) vertically-integrated (1 000–300 hPa) moisture flux divergence (unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 700 hPa meridional gradient of equivalent temperature (amaranthine contour, unit:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ ) and wind (vector, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) fields for (a, d, g) persistent rainstorm events during Mei-yu period, (b, e, h) extreme rainfall events and (c, f, i) differences between the two types of events from 1979 to 2020. The white stippling indicates the region where the color-shaded variables are statistically significant at the 0.1 significance level, only the wind vectors statistically significant at the 0.1 significance level are shown, same hereafter. The Tibetan Plateau with terrain altitude greater than 3 000 m is outlined by the thick green line

事件与高空北扩的反气旋环流和低空较强偏东风有关,表明中高纬冷空气活动对激发极端强降水起主导作用。

为探究对流层位涡演变影响暖湿空气上升的动力学机制,图4给出持续性暴雨和极端强降水事件合成的环流及其差值的经向垂直剖面图。如图4a所示,在持续性暴雨期间,半闭合的340 K等相当位温线位于 $28^\circ\text{N}$ 以南的对流层中低层(400 hPa以下),反映暖湿空气位于梅雨区南侧。其中的闭合等值线表明在梅雨区南侧和600 hPa以下,相当位温随高度增加而减少,说明低空暖湿空气是对流性不稳定的,有利于对流活动

的发生。在梅雨区上空,存在着自下而上向北倾斜的等相当位温线密集带所示的梅雨锋区(图4a)。锋区及其南侧强烈上升运动的产生固然与对流层高层辐散(散度大值中心超过 $15 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )及中低层辐合的动力强迫有关(图5a)。但是,除了等熵面位移引起气块的上升以外,气块还会沿着锋区内倾斜的等熵面而上滑,从而产生沿等熵面滑动的上升运动分量以及非绝热造成的上升运动分量(Wu et al., 2020)。由图4a可见,高值位涡(大于1 PVU)主要集中在对流层顶(2 PVU等值线表示对流层顶)附近及平流层,但在高空西风急流轴(图6a)

下方,有一支舌状大值位涡带显著地向南和向低空入侵到梅雨区。这种向下侵入的大值位涡一方面会引起等熵面下凹(图6a),引导高空和高纬的干冷空气进入梅雨区,同时强迫暖湿空气沿等熵面向上滑动而上升(即方程(2)中的 $\omega_{ic}$ );另一方面,在梅雨区的高空(150—250 hPa),北风伴随大值位涡,意味着高空存在正的水

平位涡平流,而在低空情况相反,南风不仅向北输送暖湿空气,而且向北输送低值位涡即引起负的经向位涡平流,由此形成水平位涡平流随高度增加的垂直结构。因此,根据位涡与垂直运动约束关系(Wu et al., 2020; 马婷等, 2020),这种正的水平位涡平流垂直梯度会激发出等熵面位移的上升运动分量(即方程(2)中的 $\omega_m$ )。

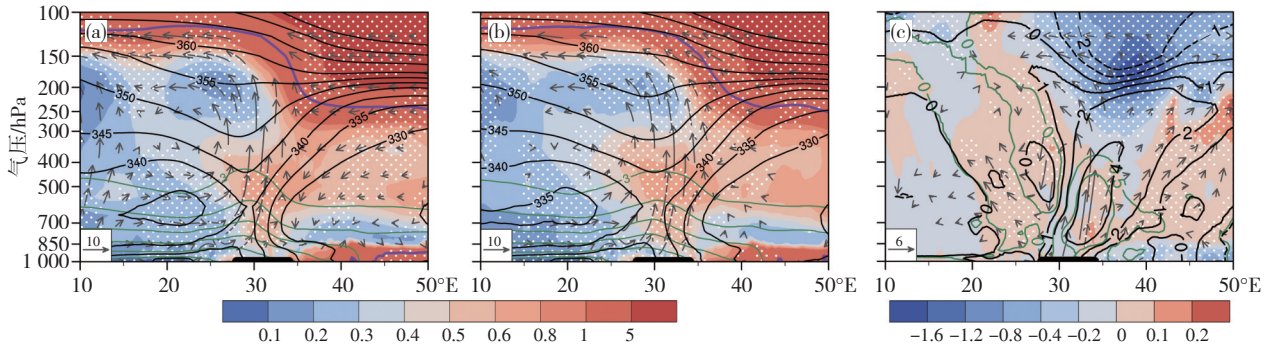


图4 1979—2020年梅雨期持续性暴雨事件(a)、极端强降水事件(b)和两种事件差值(c)合成的位涡(填色,单位:PVU,  $1 \text{ PVU}=10^{-6} \cdot K \cdot m^2 \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$ ),相当位温(黑色等值线,单位: K),比湿(绿色等值线,单位: $g \cdot kg^{-1}$ )以及经向风(单位: $m \cdot s^{-1}$ )—垂直速度(单位: $-50 \times Pa \cdot s^{-1}$ )环流(箭矢)沿  $110^\circ$ — $122.5^\circ E$  平均的经向垂直剖面

图(a)和(b)中的紫色粗实线表示2 PVU的位涡等值线;横坐标轴上的黑色粗实线表示江淮梅雨监测区的纬度范围( $28^\circ$ — $34^\circ N$ ),下同  
Fig.4 Meridional cross sections of composite potential vorticity (shaded, unit: PVU,  $1 \text{ PVU}=10^{-6} \cdot K \cdot m^2 \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$ ), equivalent potential temperature (black contour, unit: K), specific humidity (green contour, unit:  $g \cdot kg^{-1}$ ), meridional-vertical circulation (vector) of meridional wind (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and vertical motion ( $-50 \times Pa \cdot s^{-1}$ ) averaged over ( $110^\circ$ — $122.5^\circ E$ ) for (a) persistent rainstorm events, (b) extreme intense rainfall events and (c) differences between the two types of events during Mei-yu period from 1979 to 2020  
The 2 PVU contours are highlighted by thick purple curves in Fig.4a and Fig.4b. The thick black lines marked along the abscissa represent the meridional range ( $28^\circ$ — $34^\circ N$ ) of the YMD, same hereafter

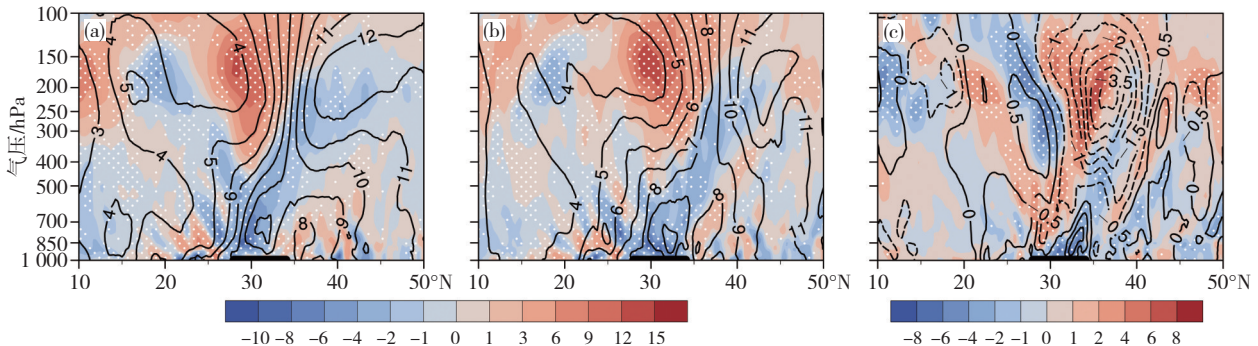


图5 同图4,但为合成的散度(填色,单位: $10^{-6} s^{-1}$ )和绝对涡度(黑色等值线,单位: $10^{-5} s^{-1}$ ) (a—c)

Fig.5 Same as Fig.4, but for (a—c) composite divergence (shaded, unit:  $10^{-6} s^{-1}$ ) and absolute vorticity (black contour, unit:  $10^{-5} s^{-1}$ )

对于极端强降水事件,尽管与位涡有关的垂直环流结构具有与持续性暴雨期间类似分布特征,但梅雨锋区、低空辐合中心和高空急流中心的位置均明显偏北(图4b、5b、6b)。由图6b可见,在极端强降水期间,高空西风急流中心位于 $38^\circ N$ 附近,急流强度也较持续性暴雨事件显著增强(图6c)。相应地,高空急流南侧的偏北风分量反而增强,从而引起梅雨区上空更强的高空辐散和低空辐合(图5b、c)以及 $30^\circ N$ 以北的梅雨区上空增加的湿度和更强的上升运动(图4c)。值得注意的是, $30^\circ N$ 以北梅雨区上空,极端强降水事件期间对流层高层位涡比持续性暴雨事件明显偏弱。根据

位涡强迫原理(Hoskins et al., 1985),这种高空位涡负异常会使得西风急流以下的位温升高(图6c)即等熵面上凸,而对流层中低层增强的位涡正异常则使得低空气旋性涡度增强(图5c)和近地层位温进一步降低(图6c),高低空位涡强迫的综合作用是导致梅雨区北部等相当位温等值线坡度增大、锋面变得更加陡立(图4b、c)的重要原因。可见,从位涡强迫的角度来看,梅雨区北部高层偏弱的位涡和中低层显著偏强的位涡协同影响了整个对流层的热力结构和动力抬升条件,使得来自中高纬的冷空气与增强的低空西南风(图6c)主要在梅雨区北部辐合,导致低空气旋性涡度增强、对流

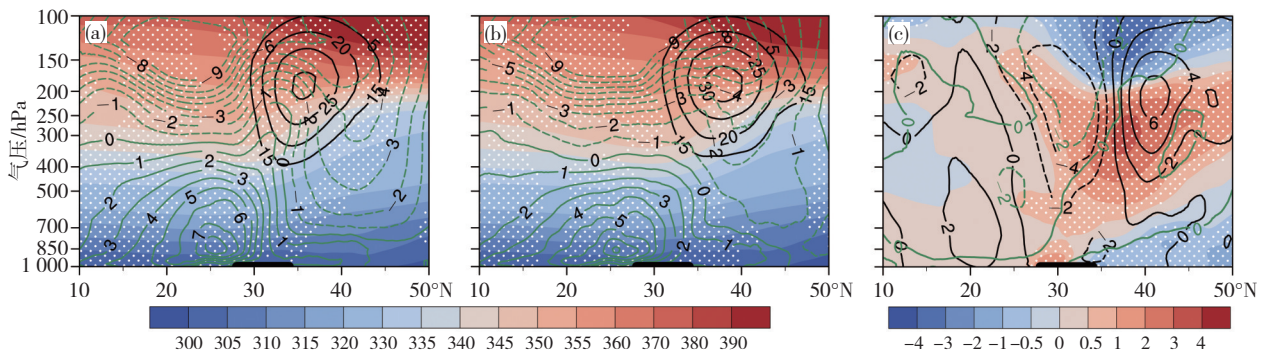


图6 同图4,但为合成的位温(填色,单位: K),纬向风速(黑色等值线,单位:  $m \cdot s^{-1}$ )和经向风速(绿色等值线,单位:  $m \cdot s^{-1}$ ) (a—c)

Fig.6 Same as Fig.4, but for (a—c) composite potential temperature (shaded, unit: K), zonal wind (black contour, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ), and meridional wind (green contour, unit:  $m \cdot s^{-1}$ )

不稳定度增大、高空辐散增强和陡立的梅雨锋区,从而产生更强的上升运动以及极端强降水。

因此,相较持续性暴雨事件,极端强降水事件中南亚高压主体偏西且偏北,高空急流中心位置也偏北,急流轴附近的高值位涡向南和向低空入侵,使得干冷空气在梅雨区北部形成了更加陡立的梅雨锋区。

### 4.2 位涡倾向

为进一步考察持续性暴雨和极端强降水事件发生、发展过程中位涡倾向与垂直运动变化的差异,图7给出两种事件发生期间分别合成的位涡局地变化及经圈环流垂直结构的演变剖面。由图7a可见,在持

续性暴雨事件发生前2 d,位涡局地变化显示梅雨区北部的高空200 hPa附近位涡有明显的减弱,根据图6c的分析,该减弱的位涡作为负异常将有利于梅雨区上空高空反气旋性涡度和偏北风的发展。随后,高空位涡进一步减弱、异常中心向南移动到梅雨区上空(图7b),对流层中低层位涡、湿度也增加,表明气旋性环流及水汽辐合增强。增加的相当位温大值区标志着梅雨锋的建立,形成了典型的梅雨区上升而在其南、北两侧下沉的经向耦合环流圈(图7b),从而导致持续性暴雨事件。由于江淮流域持续性暴雨大都与热带大气低频振荡有关(丁一汇,1993;Li and Mao,2018),二者的

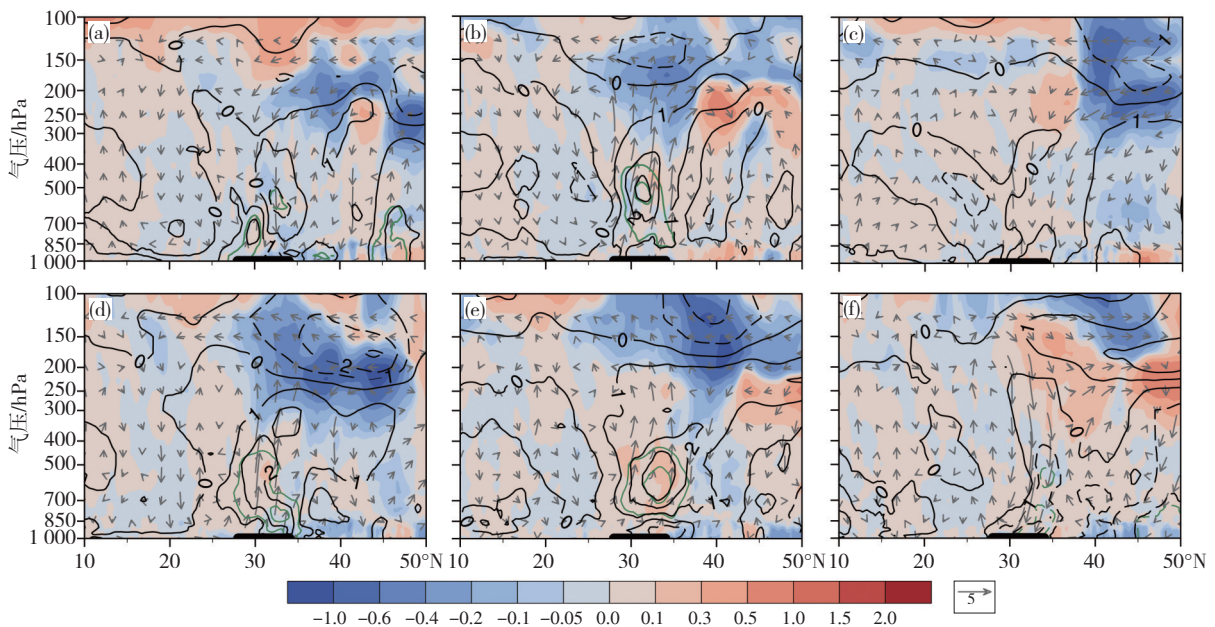


图7 1979—2020年梅雨期持续性暴雨事件(a—c)和极端强降水事件(d—f)发生前1 d与发生前2 d (a, d)、发生期间平均与发生前1 d (b, e)、发生后1 d与发生期间平均(c, f)的位涡(填色,单位: PVU),相当位温(黑色等值线,单位: K),比湿(绿色等值线,单位:  $g \cdot kg^{-1}$ )以及经向风(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )—垂直速度(单位:  $-50 \times Pa \cdot s^{-1}$ )环流(箭头)的差值合成沿  $110^{\circ}$ — $122.5^{\circ}E$  平均的经向垂直剖面

Fig.7 Meridional cross sections of composite differences between (a, d) 1 d before and 2 d before, (b, e) between during and 1 d before, (c, f) between 1 d after and during of the occurrence of persistent rainstorm events in terms of potential vorticity (shaded, unit: PVU), equivalent potential temperature (black contour, unit: K), specific humidity (green contour, unit:  $g \cdot kg^{-1}$ ) and meridional-vertical circulation (vector) of meridional wind (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and vertical motion ( $-50 \times Pa \cdot s^{-1}$ ) of averaged over ( $110^{\circ}$ — $122.5^{\circ}E$ ) for (a—c) persistent rainstorm events, (d—f) extreme intense rainfall events during Mei-yu period from 1979 to 2020

关联可以从图4a所示的经圈环流得到充分体现。除了梅雨期较强的上升支以外,在 $10^{\circ}\text{N}$ 附近还存在另一支上升气流,这种热带与副热带两支上升运动的分布特征与江淮流域季节内振荡湿位相合成图非常一致(李健颖和毛江玉,2019),表明持续性暴雨事件与热带大气低频振荡在赤道西太平洋的活跃对流是同位相的。因此,持续性暴雨事件的发生确实与热带低频振荡和高空西风急流附近的位涡强迫有关。当梅雨区高层位涡增加后,高层气旋性环流及辐合趋于增强,从而抑制上升运动(图7c),持续性暴雨事件也趋于减弱。

对于极端强降水事件,强降水发生前2 d的位涡倾向特征是梅雨区北部上空的高层位涡减弱而中低层位涡增加(图7d),有助于上升运动的发展,而且中低层比湿和相当位温也显著增加。随后,中低层的局地位涡和上升速度继续增强(图7e),导致极端强降水(图3h)。受热成风关系制约(Hokins et al., 1985),局地增强的中低层位涡正异常(图8a、f)会引起低空气旋性环流增强(图5b),从而增强水汽辐合和上升凝结(图7e)。此外,在极端强降水增强时,没有明显的梅雨区上升而两侧下沉的经向耦合环流圈(图7e),也没有热带的上升支(图4b),表明极端强降水事件的发生更大程度地取决于位涡强迫有关的冷空气干侵入。在

高层位涡急剧增加后,梅雨区上空转变为下沉运动(图7f),极端强降水随即结束。

综合上述分析可知,无论持续性暴雨事件还是极端强降水事件,梅雨区上空高层位涡的局地减弱及其强迫的异常上升运动均在降水发生、发展过程中起着重要作用,但不同的是位涡局地变化在后者所起的作用明显强于前者,因此下面进一步探究极端强降水事件中位涡局地变化的原因。

#### 4.3 极端强降水事件的位涡收支和垂直运动分解

为揭示位涡平流和非绝热加热对梅雨区上空位涡局地变化的相对重要性,图8给出基于方程(1)计算的极端强降水事件期间(降水前1 d、当天和后1 d)位涡倾向及其强迫项的合成演变图。如图8a所示,在极端强降水发生之前,梅雨区上空的高层(200 hPa以上)是负的位涡倾向,预示着位涡将减弱,对应图7d中高层的负位涡异常;而中低层位涡倾向是正值,表示位涡将增强。这种符号相反的位涡倾向垂直分布意味着高层反气旋性环流和中低层气旋性环流将同时增强,从而有利于上升运动的发展(图7d)。高层负位涡倾向和中低层正位涡倾向的结构持续到强降水发生的当天(图8f),从而产生极端强降水事件。对于位涡倾向的强迫项,在量级上高层负的垂直位涡平流是最大项,因

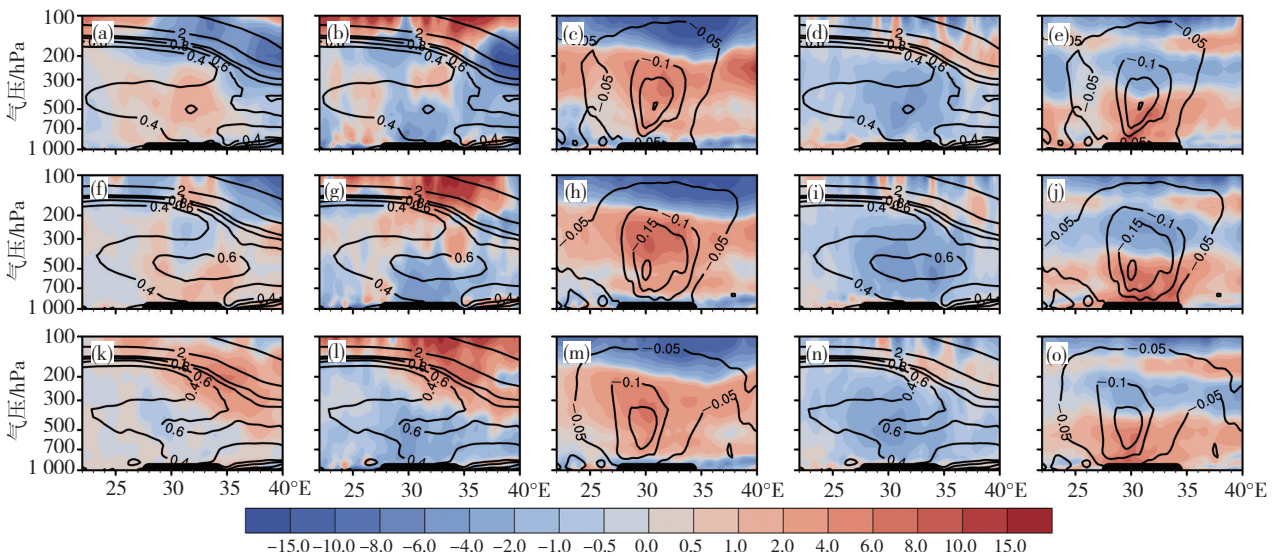


图8 基于方程(1)计算合成的极端强降水事件发生前1 d (a—e)、当天(f—j)和后1 d (k—o)位涡(PV)局地变化(填色,单位:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ )和位涡(黑色等值线,单位: PVU) (a, f, k)、水平位涡平流项(填色,单位:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ )和位涡(黑色等值线,单位: PVU) (b, g, l)、垂直位涡平流项(填色,单位:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(黑色等值线,单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (c, h, m)、水平非绝热加热的位涡制造项(填色,单位:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ )和位涡(黑色等值线,单位: PVU) (d, i, n)、垂直非绝热加热的位涡制造项(填色,单位:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(黑色等值线,单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (e, j, o)沿  $110^{\circ}$ — $122.5^{\circ}\text{E}$  平均的经向垂直剖面

Fig.8 Meridional cross sections of composite (a, f, k) local potential vorticity (PV) tendency (shaded, unit:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and PV (black contour, unit: PVU), (b, g, l) forcing term of horizontal PV advection (shaded, unit:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and PV (black contour, unit: PVU), (c, h, m) vertical PV advection (shaded, unit:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and vertical velocity (black contour, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (d, i, n) horizontal diabatic heating (shaded, unit:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and PV (black contour, unit: PVU), (e, j, o) vertical diabatic heating (shaded, unit:  $10^{-7} \text{PVU} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and vertical velocity (black contour, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) averaged over  $(110^{\circ}$ — $122.5^{\circ}\text{E})$  for (a—e) 1 d before, (f—j) during and (k—o) 1 d after the occurrence of extreme intense rainfall events

而它主导了对流层高层位涡的减弱趋势(图8c、h)。受逐渐加强的偏南风影响(图7d、e),梅雨区中低层存在负的水平位涡平流(图8b、g),使得梅雨区形成了水平位涡平流随高度增加的垂直结构,增强等熵面位移的上升速度分量(图8c、h)。另一方面,图8c、h所示的上升运动最大中心位于500 hPa附近,意味着降水释放的凝结潜热的最大值也位于对流层中层。因此,在对流层中低层(高层),非绝热加热的垂直梯度大于(小于)零,制造正(负)的位涡(图8e、j)。在中低层制造的正位涡中,部分被向上输送到中上层(图8c、h),部分被水平非绝热加热制造的负位涡(图8d、i)所抵消。因此,中低层正的位涡倾向(图8a、f)主要取决于垂直非绝热加热制造项(图8e、j)和垂直位涡平流项(图8c、h)。值得注意的是,既然垂直非均匀的凝结潜热有利于低空正位涡和高空负位涡的制造,那么低空正位涡将使得气旋性环流进一步增强,导致更多的水汽辐合而上升凝结,增强位涡的制造,因而位涡局地变化和非绝热加热之间存在一定的正反馈。

如图8k所示,极端强降水的减弱阶段主要伴随着

对流层中低层位涡的减弱及对流层高层位涡的增强。中低层负的水平位涡平流(图8l)和负的水平非绝热加热(图8n)导致位涡趋于减弱。而高层位涡的局地增加主要依赖于高层正的水平位涡平流及正的垂直位涡平流(图8l、m)。

位涡倾向方程诊断表明,在极端强降水发生、发展过程中,水平位涡平流随高度增加的特征显著。为了证实这种垂直结构及其激发的上升运动在极端强降水事件中的作用,本文以2003年7月5日的极端强降水事件(表2中第15个极端强降水日)作为典型个例,利用垂直速度分解方程(2)和(3)进行定量分析。如图9a、e、i所示,基于垂直速度分解方程计算得到的三个垂直速度分量之和(填色)与ERA5提供的总垂直运动(等值线)非常一致,且垂直上升速度的大值区位于长江以北,与梅雨期极端强降水频发区(图2b)吻合。这表明基于方程(3)计算的垂直速度分量可以用于解析实际大气中极端强降水的发生发展。诊断结果表明,在2003年7月4日即最强降水的前1 d,江淮梅雨区北部已具有一定强度的上升运动(图9a),其中向上

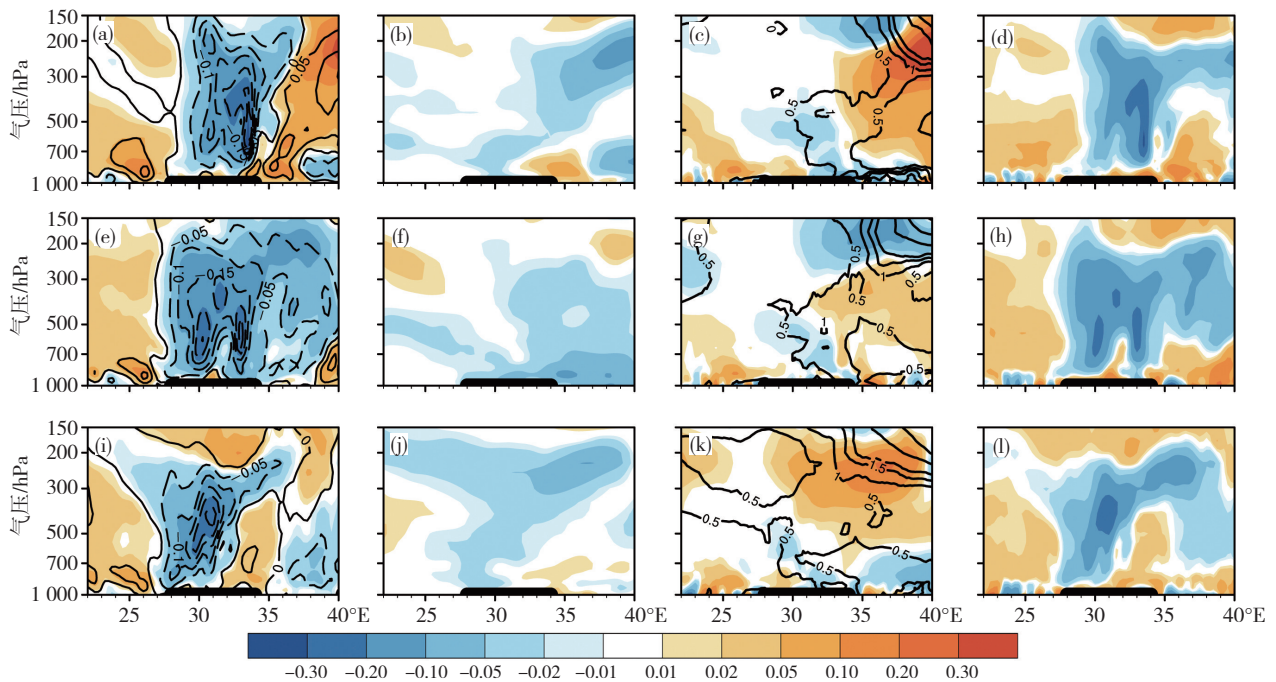


图9 基于方程(2)和(3)计算得到的2003年7月4日(a—d),5日(e—h)和6日(i—l)垂直速度(a, e, i,填色,单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ),由等熵面位移而引起的垂直速度分量  $\omega_{\text{ID}}$  (b, f, j) (填色,单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ),气块沿等熵面滑动的垂直速度分量  $\omega_{\text{IG}}$  (c, g, k,填色,单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )以及与大气非绝热加热有关的垂直速度分量  $\omega_{\text{Q}}$  (d, h, l,填色,单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )沿  $110^{\circ}\text{--}122.5^{\circ}\text{E}$  平均的经向垂直剖面

图9a, e, i中的黑色等值线表示ERA5资料提供的垂直速度(单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ),而图9c, g, k中的黑色等值线表示位涡(单位: PVU)

Fig.9 Meridional cross sections of (a, e, i) vertical velocity (shaded, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ), (b, f, j) vertical velocity component caused by isentropic surface displacement ( $\omega_{\text{ID}}$ , shaded, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ), (c, g, k) vertical velocity component of air parcel sliding along an isentropic surface ( $\omega_{\text{IG}}$ , shaded, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and (d, h, l) vertical velocity component related to non-adiabatic heating of the atmosphere ( $\omega_{\text{Q}}$ , shaded, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) recalculated based on the Eq.(2) and Eq.(3) averaged over ( $110^{\circ}\text{--}122.5^{\circ}\text{E}$ ) on (a-d) 4 Jun, (e-h) 5 Jun, and (i-l) 6 Jun 2003

Black contours in Fig.9a, Fig.9e, Fig.9i denote the ERA5-provided vertical velocity (unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ), while the black contours in Fig.9c, Fig.9g, Fig.9k represent potential vorticity (unit: PVU)

的 $\omega_{1D}$ 主要位于梅雨区低空700 hPa附近及其以北的中上层(图9b),它是由正的水平位涡平流垂直梯度而产生的;而向上的 $\omega_{1G}$ 主要集中在中层500 hPa附近(图9c),反映了中高层向下侵入的大值位涡导致等熵面倾斜而迫使暖湿气块沿着锋面向上滑动的分量。7月5日,梅雨区及其以北出现了较大范围向上的 $\omega_{1D}$ (图9f),尽管对流层中层向上的 $\omega_{1G}$ 有所减弱(图9g),但其在高层明显增强并向南扩展,因而总的上升运动范围扩大到整个梅雨区及其以北(图9e)。值得注意的是, $\omega_Q$ 作为凝结潜热性质的非绝热加热产生的上升运动分量,它在强降水阶段往往起更大的作用。降水释放的凝结潜热产生向上的 $\omega_Q$ ,从而增大总的上升运动,产生更强的降水,所以降水和 $\omega_Q$ 之间也存在一定程度的正反馈(图9d,h,l)。因此,在极端强降水时段,向上的 $\omega_Q$ 也较强(图9h)。不过,向上的 $\omega_{1D}$ 虽然在强度上弱于 $\omega_Q$ ,但在时间上却超前于 $\omega_Q$ 几个小时(图略),所以向上的 $\omega_{1D}$ 在强降水事件的起始阶段起重要作用。7月6日,梅雨区北部低层的向上的 $\omega_{1D}$ 转变为向下的 $\omega_{1D}$ (图9j),且中高层出现大范围的向下的 $\omega_{1G}$ (图9k),使得总的上升运动减弱、范围收缩(图9i),因而降水减弱。

## 5 结论与讨论

本文利用高分辨率的中国气象台站降水资料和ERA5大气环流再分析资料,在改进区域性持续性暴雨和极端强降水事件定义的基础上,识别出了江淮梅雨监测区1979—2020年期间发生的持续性暴雨和极端强降水事件。通过合成分析揭示了持续性暴雨和极端强降水这两种强度具有较大差异的暴雨事件的环流结构及其差异,从位涡强迫的角度,对比分析了两种暴雨事件发生、发展的动力学机制。最后,利用位涡倾向方程和垂直速度分解方程定量诊断了极端强降水事件期间位涡局地变化的强迫因素和垂直运动各分量与位涡强迫及非绝热加热的相对贡献。得出主要结论如下:

(1) 1979—2020年间梅雨监测区共发生24次持续性暴雨事件,大多集中于6月下旬和7月上旬;极端强降水事件也发生了24次。尽管两种事件发生的频数相同,但是二者在发生日期上几乎没有重合,意味着两种事件的动力学机制存在一定差异。合成分析表明,持续性暴雨事件的最强雨带主要位于长江及其以南地区,而极端强降水的最强雨带却主要位于长江及其以北地区。

(2) 梅雨区持续性暴雨事件大多发生于热带大气

低频振荡在赤道西太平洋的活跃对流位相。由于南亚高压主体偏东、高空西风急流位置偏南,使得急流轴附近的高值位涡向南和向低空入侵,引导干冷空气到达30°N附近,从而与西北太平洋副高北侧的西南暖湿气流辐合,形成梅雨锋。锋区及其南侧强烈上升运动不仅取决于对流层高层辐散与中低层辐合的动力作用,而且与高、低空位涡强迫导致的等熵面形变和水平位涡平流的垂直梯度有关。极端强降水事件对应的南亚高压主体偏西、偏北,高空急流中心也偏北,因而向下入侵的高值位涡干冷空气在梅雨区北部形成更陡立的锋区。所以,极端强降水事件更大程度地取决于位涡强迫的冷空气的干侵入。

(3) 位涡局地变化的对比分析表明,无论持续性暴雨事件还是极端强降水事件,梅雨区上空高层位涡的局地减弱及其强迫的异常上升运动均在降水发生、发展过程中起着重要作用,但高层位涡减弱对极端强降水事件的影响更显著。

(4) 位涡收支的定量诊断表明,在极端强降水达到峰值及之前,高层负的位涡倾向主要是由负的垂直位涡平流导致,而中低层正的位涡倾向则主要取决于垂直非绝热加热的位涡制造和垂直位涡平流。凝结潜热有利于低空正位涡和高空负位涡的制造,而低空正位涡将使得气旋性环流进一步增强,导致更多的气旋性环流而上升凝结,增强位涡的制造,因而位涡局地变化和非绝热加热之间存在一定的正反馈。在极端强降水发生、发展过程中,梅雨区上空水平位涡平流随高度增加的空间特征非常显著。基于典型个例的垂直速度分解证实,这种正的水平位涡平流垂直梯度激发的上升运动分量在强降水事件的起始至峰值阶段起重要作用。

本文从位涡的角度揭示了持续性暴雨和极端强降水事件最强雨带经向位置差异的成因,反映了位涡及其变化在暴雨机理诊断方面的优势以及暴雨预报的潜在应用价值。需要指出的是,本文仅利用垂直速度分解方程对极端强降水事件的个例进行了定量分析,对持续性暴雨事件的典型个例还有待于深入探究。

## 参考文献(References):

- 鲍名. 2007. 近50年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J]. 大气科学, 31(5): 779-794. Bao M. 2007. The statistical analysis of the persistent heavy rain in the last 50 years over China and their backgrounds on the large scale circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(5): 779-792 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.03
- 曹舒娅, 邹兰军, 王易, 等. 2023. 苏南一次梅雨锋大暴雨的环境条件及对流系统演变特征[J]. 暴雨灾害, 42(5): 532-540. Cao S Y, Zou L J, Wang Y, et al. 2023. Analysis of environmental conditions and charac-

- teristics of convective system evolution of a Mei-Yu front heavy rain-storm in southern Jiangsu [J]. *Torrential Rain and Disasters*,42(5): 532-540 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023-128
- 丁一汇.1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M].北京:气象出版社:255. Ding Y H. 1993. Research for the Jiang-Huai torrential rain in 1991 [M]. Beijing: China Meteorological Press:255 (in Chinese)
- 丁一汇.1994.暴雨和中尺度气象学问题[J].气象学报,52(3):274-284. Ding Y H. 1994. Some aspects of rainstorm and meso-scale meteorology [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,52(3):274-284 (in Chinese). doi: 10.11676/qxxb1994.036
- 高琦,姚秀萍.2021.2020年长江中下游梅汛期干冷空气演变特征及其作用分析[J].暴雨灾害,40(4):342-351. Gao Q, Yao X P. 2021. Evolution characteristics and effect on precipitation of dry cold air in the middle and lower reaches of the Yangtze River during 2020 Meiyu period [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(4):342-351 (in Chinese). doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2021.04.002
- 高涛,谢立安.2014.近50年来中国极端降水趋势与物理成因研究综述[J].地球科学进展,29(5):577-589. Gao T, Xie L A. 2014. Study on progress of the trends and physical causes of extreme precipitation in China during the last 50 years [J]. *Advances in Earth Science*,29(5): 577-589 (in Chinese). doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2014.05.0577
- 黄文彦,雷正翠,俞剑蔚,等.2021.2017年6月上旬江苏南部一次极端暴雨过程分析[J].沙漠与绿洲气象,15(1):9-18. Huang W Y, Lei Z C, Yu J W, et al. 2021. Analysis of an extreme rainstorm process in southern Jiangsu in early June 2017 [J]. *Desert and Oasis Meteorology*,15(1): 9-18 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2021.01.002
- 黄治勇,王婧羽,周文.2021.2020年7月4-8日长江中游极端暴雨特征分析[J].暴雨灾害,40(4):333-341. Huang Z Y, Wang J Y, Zhou W. 2021. Characteristics analysis of an extreme heavy rain event in the middle reaches of the Yangtze River from July 4 to 8 in 2020 [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(4):333-341 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2021.04.001
- 李健颖,毛江玉.2019.亚洲夏季风30~60天季节内振荡对中国东部地区持续性极端降水的影响[J].大气科学,43(4):797-813. Li J Y, Mao J Y. 2019. Impact of the boreal summer 30-60 day intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region on persistent extreme rainfall over eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,43(4): 797-813 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1809.18145
- 罗亚丽.2012.极端天气和气候事件的变化[J].气候变化研究进展,8(2): 90-98. Luo Y L. 2012. Changes in weather and climate extremes [J]. *Climate Change Research*,8(2):90-98(in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2012.02.003
- 马婷,刘屹岷,吴国雄,等.2020.青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J].大气科学,44(3):472-486. Ma T, Liu Y M, Wu G X, et al. 2020. Effect of potential vorticity on the formation, development, and eastward movement of a Tibetan Plateau vortex and its influence on downstream precipitation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,44(3):472-486 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18275
- 毛江玉,吴国雄.2005.1991年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡[J].气象学报,63(5):762-770. Mao J Y, Wu G X. 2005. Intraseasonal variability in the Yangtze-Huaihe river rainfall and subtropical high during the 1991 Meiyu period [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,63(5): 762-770 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2005.073
- 钱维宏.2011.气候变化与中国极端气候事件图集[M].北京:气象出版社: 259. Qian W H. 2011. Atlas of climate change and China extreme climate events [M]. Beijing:China Meteorological Press:259 (in Chinese)
- 陶诗言.1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:225. Tao S Y. 1980. Rainstorms in China [M]. Beijing:Science Press:225 (in Chinese)
- 汪小康,杨浩,崔春光,等.2022.2021年中国降水异常气候特征及4次典型极端天气过程分析[J].暴雨灾害,41(5):489-500. Wang X K, Yang H, Cui C G, et al. 2022. Analysis of unusual climatic characteristics of precipitation and four typical extreme weather processes in China in 2021 [J]. *Torrential Rain and Disasters*,41(5):489-500 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022-045
- 吴国雄,刘还珠.1999.全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J].气象学报,57(1):1-15. Wu G X, Liu H Z. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,57(1):1-15 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb1999. 001
- 吴国雄,郑永骏,刘屹岷.2013.涡旋发展和移动的动力和热力问题 II:广义倾斜涡度发展[J].气象学报,71(2):198-208. Wu G X, Zheng Y J, Liu Y M. 2013. Dynamical and thermal problems in vortex development and movement. Part II: Generalized slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,71(2):198-208 (in Chinese). doi: 10.11676/qxxb2013.019
- 吴佳,高学杰.2013.一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J].地球物理学报,56(4):1102-1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics*,56(4): 1102-1111 (in Chinese). doi:10.6038/cjg20130406
- 徐海明,何金海,周兵.2001.“倾斜”高空急流轴在大暴雨过程中的作用[J].南京气象学院学报,24(2):155-161. Xu H M, He J H, Zhou B. 2001. Role of the NW-SE oriented upper-tropospheric jet axis in rainstorm development [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*,24(2): 155-161 (in Chinese)
- 杨贵名,毛冬艳,姚秀萍.2006.梅雨期一次黄淮气旋发展的干侵入特征分析[J].热带气象学报,22(2):176-183. Yang G M, Mao D Y, Yao X P. 2006. The analysis of dry intrusion feature of a Huanghuai cyclone development in Meiyu period [J]. *Journal of Tropical Meteorology*,22(2): 176-183 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2006.02.010
- 姚秀萍,于玉斌.2005.2003年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用[J].大气科学,29(6):973-985. Yao X P, Yu Y B. Activity of dry cold air and its impacts on Meiyu rain during 2003 Meiyu period [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,29(6):973-985 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.06.13
- 翟盘茂,陈阳,廖圳,等.2017.中国持续性极端降水事件诊断[M].北京:气象出版社:232. Zhai P M, Chen Y, Liao Z, et al. 2017. Diagnoses in persistent extreme precipitation events in China [M]. Beijing:China Meteorological Press:232 (in Chinese)
- 张顺利,陶诗言,张庆云,等.2002.长江中下游致洪暴雨的多尺度条件[J].科学通报,47(6):467-473. Zhang S L, Tao S Y, Zhang Q Y, et al. 2002. Multi-scale conditions of rainstorm causing floods in the middle and lower reaches of Yangtze River [J]. *Chinese Science Bulletin*,47(6): 467-473 (in Chinese). doi:10.3321/j.issn.0023-074X.2002.06.017
- 赵俊虎,陈丽娟,熊开国.2018.基于新监测指标的江南入梅早晚的气候特

- 征及影响系统分析[J].气象学报,76(5):680–698. Zhao J H, Chen L J, Xiong K G. 2018. Climate characteristics and influential systems of Meiyu to the south of the Yangtze River based on the new monitoring rules [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,76(5):680–698 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2018.025
- 赵宗慈,罗勇,黄建斌.2014.极端天气与气候事件受到全球变暖影响吗?[J].气候变化研究进展,10(5):388–390. Zhao Z C, Luo Y, Huang J B. 2014. Are extreme weather and climate events affected by global warming? [J]. *Climate Change Research*,10(5):388–390 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1673–1719.2014.05.012
- Bosart L, Moore B, Cordeira J, et al. 2017. Interactions of North Pacific tropical, midlatitude, and polar disturbances resulting in linked extreme weather events over North America in October 2007 [J]. *Monthly Weather Review*,145:1245–1273. doi:10.1175/MWR-D-16-0230.1
- Chen T, Yen M, Weng S. 2000. Interaction between the summer monsoon in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,57:1373–1392. doi:10.1175/1520-0469(2000)0572.0.CO;2
- Chen Y, Zhai P. 2013. Persistent extreme precipitation events in China during 1951–2010[J]. *Climate Research*,57:143–155. doi:10.3354/er01171
- Ding Y. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. *Journal of Meteorological Society of Japan (Ser. II)*,70:373–396. doi:10.2151/jmsj1965.70.1B\_373
- Ding Y, Liang P, Liu Y, et al. 2020. Multiscale variability of Meiyu and its prediction: A new review [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,125:e2019JD031496. doi:10.1029/2019JD031496
- Ding Y, Liu Y, Hu Z. 2021. The record-breaking mei-yu in 2020 and associated atmospheric circulation and tropical SST anomalies [J]. *Advances of Atmospheric Science*,38:1980–1993. doi:10.1007/s00376-021-0361-2
- Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz [J]. *Meteorologische Zeitschrift*,59:277–281
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,146:1999–2009. doi:10.1002/qj.3803
- Hoskins B. 2015. Potential vorticity and the PV perspective [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*,32:2–9. doi:10.1007/s00376-014-0007-8
- Hoskins B, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,111:877–946. doi:10.1002/qj.49711147002
- Hoskins B, Pedder M, Jones D. 2003. The omega equation and potential vorticity [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,129:3277–3303. doi:10.1256/qj.02.135
- Li J, Mao J. 2018. The impact of interactions between tropical and midlatitude intraseasonal oscillations around the Tibetan Plateau on the 1998 Yangtze floods [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,144:1123–1139. doi:10.1002/qj.3279
- Ma T, Wu G, Liu Y, et al. 2022. Abnormal warm sea-surface temperature in the Indian Ocean, active potential vorticity over the Tibetan Plateau, and severe flooding along the Yangtze River in summer 2020 [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,148:1001–1019. doi:10.1002/qj.4243
- Mao J, Wu G. 2006. Intraseasonal variations of the Yangtze rainfall and its related atmospheric circulation features during the 1991 summer [J]. *Climate Dynamics*,27: 815–830. doi:10.1007/s00382-006-0164-2
- Martius O, Zenklusen E, Schwiertz C, et al. 2006. Episodes of Apline heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion: A climatology [J]. *International Journal of Climatology*,26:1149–1164. doi:10.1002/joc.1295
- National Climatic Data Center. 1999. The NCDC Global Surface Summary of the Day Dataset [R]. Asheville,NC: National Climatic Data Center
- Tank A K, Zwiers F W, Zhang X. 2009. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation [C]. *Climate data and monitoring, WCDMP No.72, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*:1–56
- Tao S, Chen L. 1987. A review of recent research on East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. London: Oxford University Press:60–92
- Urraca R, Huld T, Gracia-Amillo A, et al. 2018. Evaluation of global horizontal irradiance estimates from ERA5 and COSMO-REA6 reanalyses using ground and satellite-based data [J]. *Solar Energy*,164:339–354. doi:10.1016/j.solener.2018.02.059
- Wu G, Ma T, Liu Y, et al. 2020. PV–Q Perspective of cyclogenesis and vertical velocity development downstream of the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,125:e2019JD030912. doi:10.1029/2019JD030912
- Wu J, Gao X, Giorgi F, et al. 2017. Changes of effective temperature and cold/hot days in late decades over China based on a high resolution gridded observation dataset [J]. *International Journal of Climatology*,37: 788–800. doi:10.1002/joc.5038
- Zhang G, Mao J, Liu Y, et al. 2021. PV perspective of impacts on downstream extreme rainfall event of a Tibetan Plateau vortex collaborating with a Southwest China vortex [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*,38(11):1835–1851. doi:10.1007/s00376-021-1027-9
- Zhao X, Wu G, Mao J, et al. 2023. Factors responsible for the increasing trend of Meiyu season rainfall during 1979–2020 over the western and eastern Meiyu domain [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*,16:100323. doi:10.1016/j.aosl.2022.100323
- Zhou B, Xu Y, Wu J, et al. 2016. Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: Analysis of a high-resolution grid dataset [J]. *International Journal of Climatology*,36:1051–1066. doi:10.1002/joc.4400
- Zscheischler J, Mahecha M D, Buttlar V J, et al. 2014. A few extreme events dominate global interannual variability in gross primary production [J]. *Environmental Research Letters*,9:035001. doi:10.1088/1748-9326/9/3/035001

(责任编辑 唐永兰)