

基于天气分型的四川盆地西侧极端强降水事件环流异常配置与演变特征

陈龙光, 陈斌*, 赵瑞瑜, 徐祥德

(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

摘要: 四川盆地西侧是中国区域极端强降水事件发生频率最高的区域之一, 然而, 由于区域地形和天气系统复杂性, 对强降水事件理解尚不充分。本文以发生在盆地西侧的 100 个极端强降水事件为研究对象, 基于 2001-2020 年中国地面气象观测站网观测的降水数据、GPM-IMERG 降水数据以及 ERA5 大气再分析资料, 采用基于 k-means 聚类分析的天气分型方法, 并结合大气动力-热力诊断方法, 分析了不同类型降水事件环流异常配置与演变特征。研究结果表明, 3 种类型强降水发生期间, 位势高度均表现为高层正异常 (200hPa) 和低层负异常 (850hPa), 大气垂直速度明显增大, 温度异常呈现“上冷下暖”结构, 并伴随着来自低纬海洋地区的水汽输送增强。但三种类型降水对应的南亚高原 (SAH)、西太副高 (WPSH) 以及西风急流等大尺度环流因子在位置和强度上存在差异: 发生频次最多的 1 型降水的水汽主要来自低纬孟加拉湾和中国南海; 2 型降水发生期间 WPSH 发展最强, 其水汽主要来自东亚季风控制下的中国南海, 而孟加拉湾水汽输送受到限制; 而发生在 SAH 强度偏弱期间的 3 型降水发生频次最少, 其主要受青藏高原东北侧的反气旋异常和东亚季风控制下的水汽输送影响。3 种类型降水环流演变特征分析显示, 强降水发生前, 罗斯贝波作用量呈增强趋势、大气垂直速度增加以及温度异常更为显著, 这些异常特征使得局地对流活动和高空辐散低层辐合过程增强, 有利于极端降水事件形成。进一步分析表明, 与 SAH 比较而言, WPSH 位置和强度的变化对强降水形成预测具有更好的指示意义。

关键词: 四川盆地; 大尺度环流异常; 极端强降水

*收稿日期: 2023-02-05; 修稿日期: 2023-10-10

第一作者: 陈龙光, 男, 主要从事极端降水研究。

通讯作者: 陈斌, 男, 研究员, E-mail: chenbin@cma.gov.cn

资助项目: 科技部第二次青藏高原科学考察 (2019QZKK0105), 国家自然科学基金 (42175010)、中国气象科学研究院科技发展基金 (2021KJ021, 2023KJ027) 共同资助。

Configuration of large scale circulation anomalies and its evolution for extreme heavy precipitation events in the west of Sichuan Basin based on classified weather pattern

Longguang Chen, Bin Chen and Xiangde Xu

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing
100081, China

The western side of the Sichuan Basin is one of the regions with the highest frequency of extreme heavy precipitation events (HPEs) in China. However, due to the complexity of terrain and atmospheric circulations systems, the formation mechanism of HPEs remains elusive. Based on the gauged data by China Meteorological Administration from 2001 to 2020, GPM-IMERG precipitation and ERA5 reanalysis data, we selected 100 extreme HPEs in the west of Sichuan Basin, and classified these HPEs into three categories with K-means clustering method. Then, the anomalies of atmospheric circulation and its evolution with respect to different category of HPEs are explored. The results show that, during the period of precipitation, the geopotential height is characterized by a positive anomaly at the upper-level (200hPa) and negative anomaly at the lower-level (850hPa), together with the enhanced vertical wind speed, a "top-cold and bottom-warm" atmospheric temperature structure, and the increased water vapor transport departing from the low latitude ocean area. However, their atmospheric circulations configuration, including the South Asian High, the Western Pacific Subtropical High, and the westerly jet in upper level, shows obvious difference and plays a dominant role in shaping the precipitation formation of different types and associated water vapor transport: For category 1 HPEs ranked the highest frequency of occurrence, its associated water vapor transport mainly comes from the Bay of Bengal and the South China Sea, which controlled both by the Indian monsoon and the East Asian monsoon. As to category 1, HPEs occurs with the strengthened WPSH, and its water vapor mainly comes from the South China Sea, while the water vapor transport from the Bay of

Bengal is restricted. When it comes to the category 3, its water vapor transport mainly controlled by the East Asian monsoon. Prior to the occurrence of HPEs, it can be found that the Rossby wave action shows an increasing trend, the atmospheric vertical wind speed increase significantly, and the temperature anomaly was more significant. These features are conducive to the occurrence of extreme precipitation events. The results also indicate that the changes in WPSH position and intensity on synoptic time scales are better indicators for the prediction of heavy precipitation formation compared to SAH.

Key words: Sichuan Basin; Large scale circulation; Extreme heavy precipitation

1. 引言

四川盆地西侧区域（包括四川、重庆、云贵高原等部分地区，经纬度范围：23~30°N, 90~105°E）是高原与盆地的过渡带，高度落差大，地形极为复杂（图1a），气象条件多变，夏季极端性强降水频发（陶诗言, 1980; 李跃清等, 2011; 胡迪和李跃清, 2015; 曹瑜等, 2017; 冯晓莉, 2020），往往亦是导致长江中下游洪涝灾害发生的直接原因（丁一汇和胡国权, 1998; 徐祥德等, 2003; 周玉淑等, 2005）。另外，该区域位于当前国家重点建设项目川藏铁路的东段，极端强降水引起的山体滑坡塌方、泥石流等次生地质灾害是铁路建设和日常运行面临的最大挑战之一（周创兵和李典庆, 2009）。

全球变化背景下，近二十多年来四川盆地西侧及其周边持续性暴雨灾害发生频次有增加的趋势（Ding et al., 2008; You et al., 2008; IPCC, 2014; Karki et al., 2017; Dai and Nie, 2022），如 2000 年 7 月 1-8 日发生在重庆万县、川南的宜宾等地大暴雨天气、2004 年 9 月 1-6 日川东地区暴雨过程、2007 年 7 月 8-10 日四川盆地南部特大暴雨天气过程、2007 年 7 月 17 日重庆西南部特大暴雨、2008 年 6 月 11-14 日中国四川南部和华南经历了一次强的降水过程、2009 年夏季 6 月 28-30 日四川盆地出现的西南涡降水过程，其中有多次强降水事件创有气象记录以来的历史极值。初步分析结果表明，该区域夏季强降水事件发生频率呈现增

加趋势（图 1d）。

然而，整体而言，由于青藏高原特有复杂地形的动力和热力效应影响，相比较于华南和长江中下游地区的极端强降水研究而言，人们对该区域强降水发生机理尚不完全清楚，降水预测预报理论发展水平相对薄弱，极端强降水预报水平仍然相对较低。就目前研究状况而言，该区域极端强降水的形成机理和预测预报理论发展仍是目前大气科学领域研究所急需解决的一个科学问题。

除了受高原自身的动力和热力效应影响外(吴国雄等, 2013; 徐祥德等, 2015; Fu et al., 2019)，青藏高原东南侧降水是多尺度天气系统协同作用的结果。在行星尺度或者大尺度上，来自印度洋、孟加拉湾和高纬度地区的冷暖气流和干湿气流在此交汇，南亚季风和东亚季风、WPSH 和 SAH、东亚中高纬度阻塞高压和印缅大槽等大尺度环流系统皆对该区域降水有着重要影响（陶诗言等，1980；丁一汇，2005；吴国雄等，1998）。在天气尺度上，高原涡、高原切变线和西南涡等是影响高原东南侧夏季降水的主要天气尺度系统，很大程度上影响着强降水发生的强度、频数及范围（高守亭, 2003；陈忠明等, 2004；李国平等, 2019；Fu et al., 2019；Yao et al., 2020）。热带气旋甚至可以通过增强低层辐合和水汽输送而使得高原降水强度增强（陈忠明等, 2002）。在小尺度上， α 、 β 中尺度扰动和局地活跃的强对流对高原夏季强降水有直接影响（江吉喜等, 2002；傅慎明等, 2019）。高原大气的非绝热加热效应、天气尺度系统及中尺度对流系统之间的正反馈机制也有利于高原降水过程的发生发展（吴国雄等, 2008；Liu et al., 2007；李国平等, 2016）。另外，极端强降水往往是在某些大尺度环流系统的配置（即环流型）下发生的（陈栋等, 2015），不同天气形势下，影响高原降水的不同尺度环流系统存在差异并且之间还存在复杂相互作用（Nie and Sun, 2021）。

已有研究揭示四川盆地东侧及其周边区域强降水的多尺度环流系统及其协同作用的事实，但整体而言，目前人们对强降水形成机理的认识仍然不足，特别缺少对不同环流型配置下强降水事件的细致分析，因此有必要对区域内的降水事

件进行分类研究和讨论。随着计算机统计技术的发展,对天气环流进行客观分型的方法日趋完善,客观分型方法可以更有效的归纳天气系统的空间分布,其中聚类分析在之前的一些研究中得到应用,在不同国家和地区被用来对强降水相关的天气背景进行环流分型,对区域强降水大气环流场的特征具有一定指示意义 (Zhang and Villarini, 2019; Liu et al., 2021)。

本文将基于气象观测站网观测的降水数据,在挑选出极端强降水事件基础上,使用客观环流分型的方法对区域内的强降水事件进行分类,进而分析不同类型强降水事件发生过程和发生前的动力、热力结构异常及其演变特征,以期为进一步揭示该区域强降水事件形成和发生发展机理研究提供参考。

2. 资料和方法

2.1 资料

本文使用了两套降水数据:一套为国家气象信息中心发布的 1981-2020 年中国国家级地面气象站基本气象要素日降水地面观测数据。这套数据经过质量控制后,1951-2010 年各要素数据的质量及完整性相对于以往发布的地面同类数据产品明显提高。具体观测站点分布见图 1a。为比较验证,选取 GPM 计划中发布的 IMERG 卫星近实时降水数据,与高原站点观测极端强降水事件进行比较和校验。IMERG 数据空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 经纬度网格。对比研究表明该降水数据在评估中国西南地区强降水时表现较好 (Nie and Sun, 2020),可以弥补青藏高原东南缘地面观测站点稀疏的不足。由于 IMERG 数据的观测年份较新,本研究重点关注 IMERG 资料完整的 2001-2020 年。

大气动力-热力结构诊断数据采用欧洲中心第五代大气再分析资料 (ERA5),资料时间分辨率为 6 小时/次,空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 经纬度。该资料是目前研究天气分析和机理研究较新和最常用的再分析资料。

2.2 方法

2.2.1 强降水事件定义

已有研究针对不同研究区域的降水气候特征有不同的划分。已有研究表明,四川盆地东侧区域 ($96^{\circ} \sim 105^{\circ} \text{E}$, $24^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}$) 年平均年降水量的 80% 集中在这 5-9 月 (D. H. Dong et al., 2018; Nie and Sun, 2020),这与我们基于站点和 IMERG

2001-2020 年降水数据的分析结果一致。这里结合区域降水的气候特征及暴雨的降水量标准，这里确定区域强降水事件的方法如下：根据区域年均降水量（第 95 百分位降水量）和区域单日降水达 50mm 的降水事件，首先确定该区域内降水量、强降水量、极端强降水频率共同的极大值区，然后根据 IMERG 降水量数据格点平均值选取 100 个极端降水事件（具体信息见表 1）。

表 1 挑选的 100 个区域极端强降水事件发生日期及其对应的天气分型
Table 1. Selected 100 dates of extreme precipitation events and their corresponding weather classifications

Date					
WT1					
2001-06-28	2001-07-24	2001-07-27	2001-08-16	2001-08-18	2002-08-08
2003-08-01	2007-06-28	2007-08-30	2008-07-20	2009-06-27	2009-07-08
2009-07-22	2009-07-30	2010-07-24	2011-07-06	2012-07-21	2013-06-20
2013-07-04	2013-07-17	2013-07-31	2013-09-18	2014-07-09	2014-09-17
2016-06-23	2018-05-21	2018-06-29	2018-07-10	2018-07-11	2018-07-14
2018-07-26	2018-08-02	2019-08-02	2019-08-05	2020-08-11	2020-08-12
2020-08-15	2020-08-16				
WT2					
2001-07-10	2001-08-07	2002-08-24	2003-07-18	2003-08-29	2004-09-03
2005-09-20	2006-07-22	2006-07-31	2006-09-04	2007-08-10	2008-07-31
2008-08-20	2009-08-16	2009-08-25	2010-07-16	2010-08-12	2010-08-13
2012-09-10	2013-07-28	2013-08-07	2014-07-31	2015-06-29	2015-08-03
2015-08-08	2015-08-16	2015-08-18	2016-06-06	2016-07-26	2017-08-07
2017-08-22	2018-08-21	2018-09-05	2019-07-21	2019-07-22	2019-07-28
2019-08-19	2019-09-12	2019-09-13	2020-07-25	2020-08-06	2020-08-17
2020-08-23	2020-08-30	2020-09-05			
WT3					
2001-09-19	2004-05-17	2004-08-02	2005-07-02	2007-07-27	2008-06-30
2008-09-22	2008-09-23	2011-07-03	2012-05-11	2013-06-18	2013-06-19
2013-06-29	2013-07-08	2013-07-09	2018-07-02	2020-06-26	

2.2.2 大气环流分型方法

K-means 聚类算法是比较经典的聚类分析方法之一，因执行效率高，算法简单等优点在许多领域得到广泛应用，已被广泛用于对降水事件的天气分型且具有较好的效果（Agarwal et al., 2016；Lolis 和 Türkes, 2016）。对于 K 均值方法，必须先验地指定期望的聚类数（K）。为了确保聚类结果的准确性和客观性，通过两个客观测试来确定最佳 K 值，即平方误差指数之和（SSEI）和 Davies -

Bouldin 指数 (DBI)，每个分区的 K 值从 1 到 10 不等。SSEI 的公式可以表示为：

$$SSEI = \sum_{K=1}^K \sum_{x \in X_i} d^2(c_i, x) \quad (1)$$

其中 K 是总簇数， c_i 是簇 i 的质心， $d^2(c_i, x)$ 是同一簇的向量之间的欧几里得距离。SSEI 将随着 K 的增加而迅速减少，并且将出现拐点（即，最佳簇数），其中 SSEI 的减少率将在拐点之后随着 K 的增大而大大降低。DBI 用于描述组内距离与不同组间距离的比率，可表示为：

$$DBI = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K R_k \quad (2)$$

$$R_k = \max_{j \neq k} \frac{d(X_k) + d(X_j)}{d(c_k, c_j)} \quad (k \neq j) \quad (3)$$

其中 $d(X_k)$ 和 $d(X_j)$ 分别是簇 k 和 j 的平均距离， $d(c_k, c_j)$ 是两个不同簇的质心之间的距离。DBI 越小意味着簇内的相对距离越小，不同簇之间的相对距离也越大，这表明聚类结果的效果越好。

对于青藏高原及其周边地区，对降水具有重要作用的天气系统在 500hPa 位势高度场上有所体现，因此本研究使用 Scikit-learn (Pedregosa et al., 2011) 中的 K-Means 聚类分析方法对筛选出的个例在 25~40°N，70~110°E（青藏高原及其周边）区域 500hPa 位势高度数据进行分型，得到了区域强降水的 3 种类型环流分型。

2.2.3 大气整层水汽通量和水汽散度

从地表 (P_s) 到 300hPa 厚度的整层纬向水汽通量 (Q_u)、经向水汽通量 (Q_v)、水汽通量散度 (Q_{div}) 的计算方法如下：

$$Q_u(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_s} q(x, y, p, t) u(x, y, p, t) dp \quad (4)$$

$$Q_v(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_s} q(x, y, p, t) v(x, y, p, t) dp \quad (5)$$

$$Q_{div} = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_s} \nabla \cdot (V q) dp \quad (6)$$

这里 q 为比湿， p 为气压， u ， v 为纬向和经向和风速。

2.2.4 波作用通量计算

在分析扰动对天气灾害天气影响时，常用波作用通量（Wave Activity Flux, TNF）可通过表征波列活动过程中的水平动量输送来诊断 Rossby 波的传播。Takaya 和 Nakamura (2001) 在 E-P 通量的基础上，提出了 T-N 波作用通量诊断方法，得到了可以更好诊断叠加在基本气流上的小振幅扰动的工具，表达式如下：

$$W = \frac{p \cos \phi}{2|U|} \left(\begin{aligned} &\frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \\ &\frac{U}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right] \\ &\frac{f_0^2}{N^2} \left\{ \frac{U}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial z} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial z} \right] + \frac{V}{a} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \frac{\partial \psi'}{\partial z} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi \partial z} \right] \right\} \end{aligned} \right) \quad (7)$$

其中 ψ' 表示流函数， λ 和 ϕ 分别表示经度和纬度， U 表示基本气流， p 为标准化之后的气压。

2.2.5 南亚高压、西太平洋副高的强度和面积指数

南亚高压（SAH）及西太平洋副热带高压（WPSH）的位置和强度以及延伸区域对极端强降水事件具有重要影响（Ning et al., 2017; Nie and Sun, 2021; 雷显辉等, 2022）。通常采用强度指数、面积指数、脊线位置和东西伸脊点来描述 SAH 和 WPSH 的特征。为了定量描述 SAH 和 WPSH 位置和强度变化，并对比这两个主要影响系统在不同降水类型中的差异特征，本文根据 Ning 等（2017）之前的研究，SAH 面积指数定义为 200hPa 高度的 12500（gpm）等值线内的网格点数量，SAH 强度指数定义 200hPa 高度上 12500（gpm）等值线内网格位势高度的平均。500 hPa 高度场上（10°N -50°N, 110°E -150°E）区域内在 5880（gpm）等值线范围内格点数量和位势高平均值和最大值定义为 WPSH 的面积和强度指数。

此外，本文还用到距平分析、合成分析等方法。本文气候态指 2001-2020 年 5-9 月夏季平均值，判断异常或计算距平以此为依据。

3. 结果分析与讨论

3.1 区域强降水时空分布特征

分析区域强降水的动力、热力结构特征之前，有必要先了解该区域的降水特

征。图 1 给出了对 2001-2020 年四川盆地西侧区域降水统计比较结果与分布特征，这里包括年平均降水量、5-9 月平均降水量、95 分位以上强降水雨量以及 IMERG 数据降水等分布特征。可以看到，虽然 IMERG 降水总量和极端值存在低于地面观测的情况，IMERG 的区域平均 95 分位降水量和日数偏大，但 IMERG 资料与站点观测资料的时空分布有较好的一致性。年降水总量和夏季降水量的等值线空间分布与青藏高原大地形落差大的区域相吻合，说明区域降水受到高原大地形控制。区域降水极大值中心位于高原东南缘与四川盆地交界处的 104°E 和 29.5°N 附近，年降水量超过 2000 mm。区域年降水量、雨季降水量、强降水降水量（95% 分位以上）及降水量 $\geq 50\text{ mm d}^{-1}$ 天数（图 1b-e）具有相似的空间分布型，说明区域降水分布型主要受到强降水事件的影响。

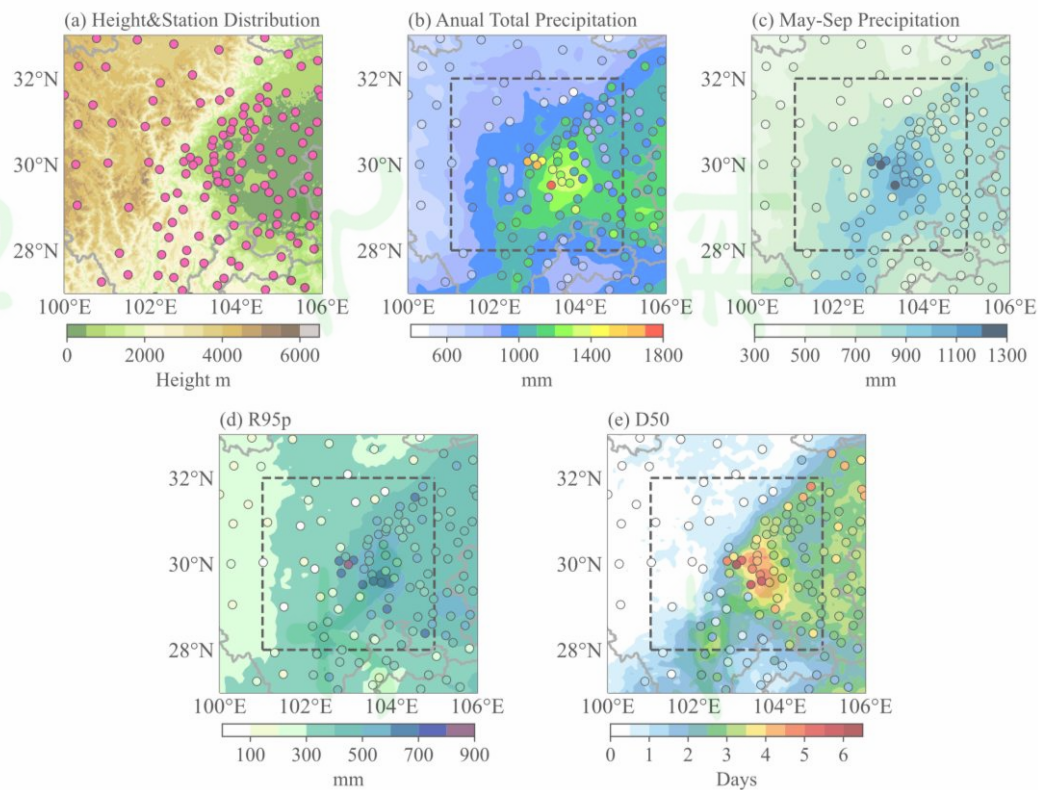


图 1 四川盆地西侧地形及降水分布特征（散点使用数据为中国地面站观测资料，填色数据使用IMERG降水资料）。其中，（a）地形及降水观测站点分布；（b）年均降水量；（c）年均5-9月降水量；（d）年均极端降水量（95分位以上降水总量）；（e）降水量 $\geq 50\text{ mm d}^{-1}$ 的格点天数。

Figure 1. The topography and precipitation characteristics distribution in the west of Sichuan Basin. Wherein, (a) topography and observed stations distribution; (b) average annual precipitation; (c) average annual precipitation from May to September; (d) average annual strong precipitation (total precipitation above 95th percentile); (e) number of grid days with precipitation

$\geq 50\text{mm d}^{-1}$.

针对目标区域的极端强降水事件，采用 K-Means 聚类分析方法对 25-40°N，70-110°E 区域的 500hPa 日平均位势进行分型，主要得到 3 种不同天气分型结果。在 100 个例中，2 型最多有 45 个，1 型有 38 个其次，3 型最少仅占 17 个。图 2 给出了不同天气型下区域强降水的空间分布。可见 1 和 2 型强降水极大值中心比较吻合（大体位于 103°E 以东和 30°N 以南），2 种分型强降水空间分布特征与区域强降水量、强降水日数一致，2 种分型强降水中心降水大值区总体一致。相较于 1 型和 3 型降水分布南北方向延伸，2 型降水范围更为集中，意味着降水发生过程中天气系统的移动较弱，降水具有较强的局地性特征。

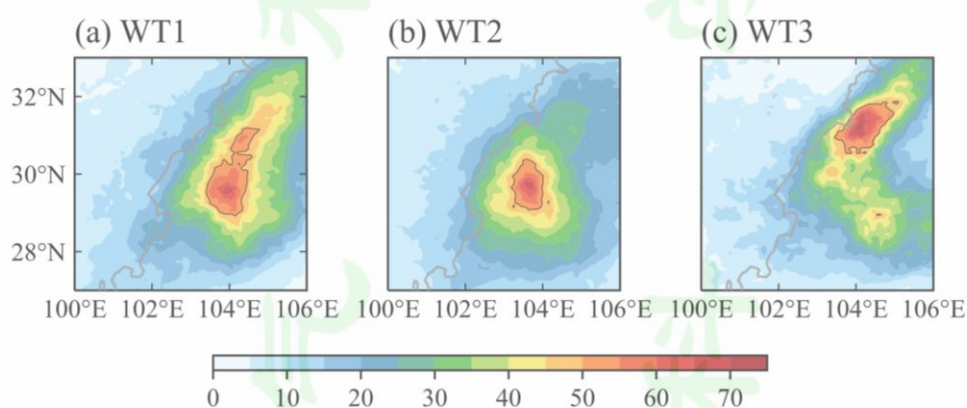


图 2 三种类型强降水量的空间分布（单位: mm），其中黑线内为 50mm 以上区域。

Figure 2. Spatial distribution of three types of heavy precipitation (unit: mm). The black line indicates the amount of precipitation larger than 50mm.

3.2 强降水发生期间大气环流异常配置

高原区域夏季总体呈现出中低层气旋式辐合，高层辐散，垂直方向以上升运动为主（叶笃正等，1979；杨伟愚等，1992）。高原东南缘与四川盆地交界处区域的降水亦受上游高原生成并东移的天气系统影响（李国平等，2018）。下面就强降水发生当日大气动力-热力结构异常特征讨论。

3.2.1 位势高度异常

图 3 给出了三种环流型对应的强降水事件在 200、500、850hPa 高度上风速、位势高度和位势高度异常的分布。在 200hPa 高度上，1 型和 2 型降水位势高度距平具有相似特征，即青藏高原以及高纬度地区上空大范围区域位势高度呈现正异常。但对 3 型而言，SAH 中心强度小于其他 2 种分型且位置最偏南，只在高

原的东北侧存在一个正异常极值中心，在高原西侧和中国东北地区为负异常极值中心。

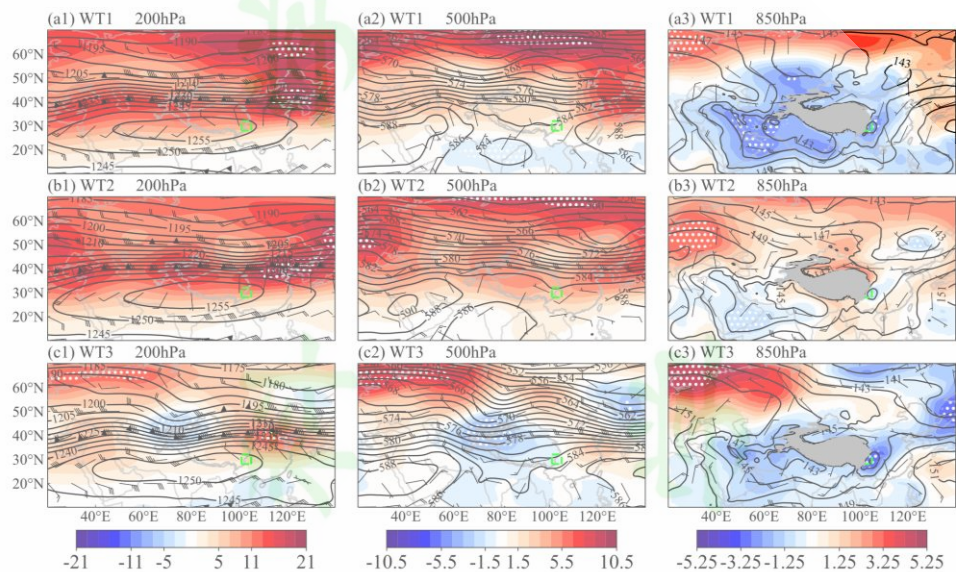


图 3 三种环流型对应的强降水事件200、500、850hPa的风速、位势高度（黑色实线）和位势距平分布（彩色阴影，单位：dagpm）；白色打点区域为超过95%区间的范围，图a3、b3和c3中灰色阴影区为青藏高原位置。

Figure 3. Composite horizontal wind speed, geopotential height (black solid line) and geopotential height anomalies (color shadow, unit: dagpm) on 200 hPa (left column), 500 hPa (middle column) and 850 hPa (right column), corresponding to the three circulation patterns of heavy precipitation events (WT1, upper; WT2, middle, and WT3, bottom), separately. The white dotted areas indicate that the anomalies are statistically significant at the 95% confidence level, and the gray shaded area in Figure shows the location of the Tibetan Plateau.

在 500hPa 高度上，受到印度季风和高原地形影响，3 分型在 20-30°N、80-110°E 区域都存在一个低压槽，但位势高度距平差异显著。以降水区为中心(图 3 中浅绿虚线)，3 种分型在降水区东西两侧呈现出不同的位势高度异常分布。2 型在降水区东西两侧都呈现出较强正异常；1 型与 2 型存在相似，但降水区两侧的正异常差异较大，西侧为较弱正异常；而 3 型与 1、2 型差异明显，在降水区西侧为负异常，东侧为较弱正异常。且在亚洲南部（25°N 以南），2 型仍有正异常区，而 1、3 型存在较大范围的负异常区。显然，这种不同类型异常分布的差异明显与 SAH 强度和 WPSH 的位置有关。

对 2 型而言，WPSH 最强，586(dagpm) 线越过青藏高原，WPSH 和北非副高在高原上连通。异常强的 WPSH 改变了孟加拉湾至四川盆地的中层风向，抑制了西南暖湿输送。而 1 型和 3 型降水对应的副高虽然偏弱，但这 2 型的降水区

位于 WPSH 边缘, 来自南海的水汽沿着副高边缘北上, 形成有利于强降水的条件。而 3 型中层还受从孟加拉湾至四川盆地的西南气流影响, 利于西南水汽输送。

在 850hPa 高度上, 降水区都位于一个位势高度的负异常中心, 该负异常中心亦对应着对流发展旺盛区域 (见后文)。但 1 型和 3 型强降水发生期间, 高原及其周边区域皆为位势高度负异常, 而 2 型降水除了降水区、中国东北地区及高原西南侧为位势高度负异常, 其他区域都为正异常。考虑到高原附近低层主要为气旋式环流, 所以 1 型和 3 型对应着高原低层气旋环流的增强, 而 2 型对应着高原低层除了四川盆地的气旋环流减弱。因此, 可以推断, 2 型降水出现属于高原东南缘特殊现象, 降水的局地性特征更为显著, 这从区域强降水的空间分布亦可以进一步证实 (图 2)。

总体可见, 3 种类型强降水发生期间, 大尺度主导型环流和高低空配置有共同点, 但也差异显著。对于 1 型和 3 型降水而言, 低层为位势高度负异常, 高层为位势高度正异常, 考虑到高原自身的环流情况, 表明这两种类型降水发生在高原热力作用更为显著期间, 而 2 型降水中高层都显示为较强的位势高度正异常, 高原自身的热动力效应相对较弱, 受到较强的 SAH 和 WPSH 影响明显。已有研究表明, SAH 和 WPSH 有相向移动的趋势, 即 SAH 中心向东移动的同时, WPSH 西伸, 两者相互靠近, 反之两者互相远离 (雷显辉等, 2022)。2 型降水发生时 SAH 和 WPSH 都较强, 1 型降水发生时 SAH 较强但 WPSH 偏弱, 而 3 型降水发生时 SAH 和 WPSH 均较弱, 这也导致不同类型降水降水强度和空间分布上呈现出差异特征。

3.2.2 散度与温度异常

图 4 给出了不同分型降水发生期间 101-105 °E 平均大气散度与涡度的垂直剖面。3 种类型降水发生过程中, 在低层 (500hPa 以下) 存在较强的辐合, 对应正涡度异常, 表征中低层涡旋的发展, 而中高层 (500hPa 以上) 均存在较强辐散区, 对应较强的负涡度异常, 说明该区域的对流发展旺盛。可以看到, 2、3 型的高层辐散强于 1 型。2 型的低层辐合也是 3 型中最强的, 说明 2 型具有较好的上升运动发展条件, 这和前文中分析结果相吻合, 即 2 型强降水局地性受到局地性的大气动力-热力条件影响更为显著。3 种分型在降水落区以南均有气旋式涡

度异常区，其中 1 和 2 型的正涡度异常可以向下发展到 700hPa 甚至更低，这说明 1 型和 2 型强降水受到来自距离较近的南海大气输送（水汽）影响更大，而 3 型则是受到距离较远的来自孟加拉湾大气输送影响（图 6a-c）。在 50°N 附近低层亦存在一个次强的上升运动（图 5），该上升运动可以发展到 300hPa 高度以上，但在 1 型和 2 型上升运动较强，尤其是对 3 型降水在该区域甚至为下沉运动，因此可以推断，1、2 型强降水更多受到中纬度中高层反气旋式环流异常影响，这和图 3 中给出的位势高度异常相吻合。

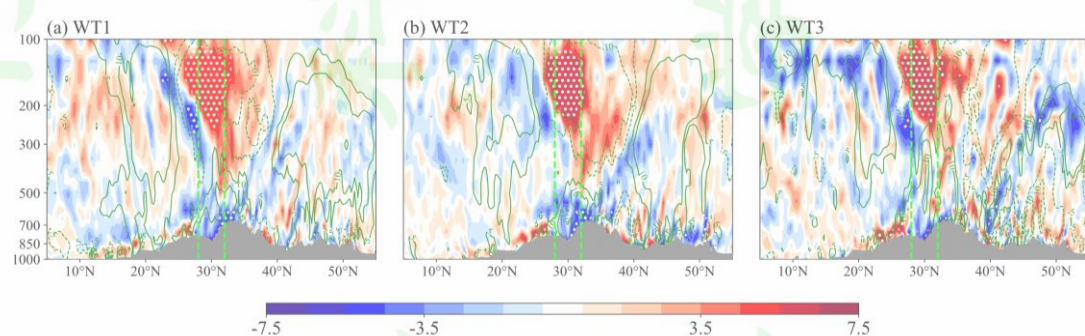


图 4 不同分型降水发生期间 101-105°E 平均散度（彩色阴影，单位： 10^{-6}s^{-1} ）及涡度（绿线，单位： 10^{-6}s^{-1} ）距平的纬向-高度垂直剖面。浅绿色虚线表示强降水发生位置。

Figure 4. Latitudinal-height cross section of divergence (color shadow, unit: 10^{-6}s^{-1}) and vorticity (green line, unit: 10^{-6}s^{-1}) for three categories of precipitation events. All the variables are derived from the longitudinal average (101-105°E). The light green dotted line indicates the location of heavy precipitation occurred.

图 5 给出了 3 种降水型强降水发生时 101-105°E 平均的大气温度异常垂直剖面。在强降水发生区域，从地表到 200hPa 高度附近都表现为温度正异常，特别是 500~300hPa 高度之间存在温度正异常的极大值区，而 200hPa 高度以上，表现为显著的温度负异常，整体上形成了“上冷下暖”的偶极型异常结构。这种异常结构，在低层容易形成大气层结的不稳定，促进对流活动的发展，而在高层对流层顶附近的冷异常抑制了垂直运动的向上发展，使得气流向周边扩散然后下沉，进而形成了局地垂直环流。对比这种中低层“暖异常中心”和上平流层“冷中心”的强度，可见 1 型降水最强，2 型较强，3 型最弱，但至于平流层上“冷异常中心”的形成原因需要进一步分析。同时，在温度偶极型结构中间，3 型均有一个位势高度正异常中心存在，这表示高层位势高度异常发展和温度异常存在联系。另外，在中纬地区温度异常分布方面，3 型降水和 1、2 型差异较明显，主要表

现为 3 型降水在 30-50°N 中低层温度正异常明显弱于其他 2 型，且 3 型低层在 40°N 有小部分温度负异常存在。在中纬度地区 200hPa 以下都表现为温度正异常，且温度异常偶极子中间的位势高度正异常更强，这也是中纬度地区的环流和 1、2 型降水关系的间接证据。

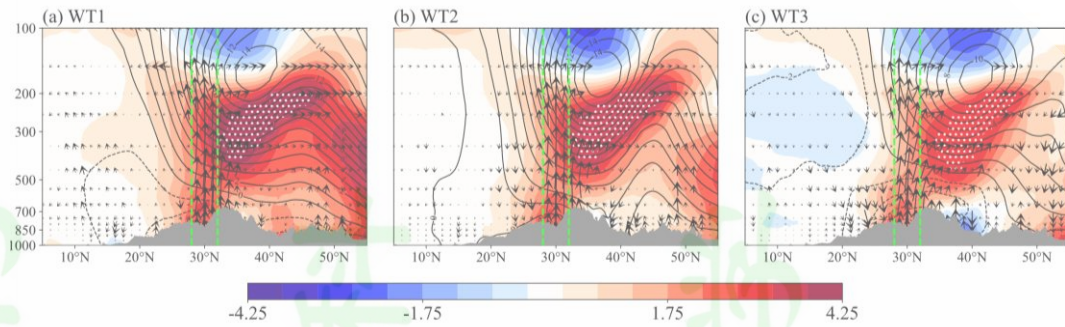


图 5 三种类型降水发生期间 101-105°E 平均的大气温度距平的纬向-高度垂直剖面（彩色阴影，单位：K，白色打点区域为超过 95%信度水平）。图中箭头和黑色线分别表示叠加的大气垂直速度距平（箭头，单位： m s^{-1} ）和位势高度距平（单位：dagpm），浅绿色虚线表示强降水发生位置。

Figure 5. Latitude-altitude cross-section of the anomalies of atmospheric temperature (colored areas; unit: K), vertical velocity (black arrows, unit: m s^{-1}) and geopotential height (black lines, unit: dagpm) for WT1 (left), WT2 (middle), and WT3 (right) precipitation events, averaged for 101-105°E. The white dotted areas indicate the anomalies exceeding the significance test at the 95% confidence level. The terrain is masked as the gray shading (corresponding to right coordinate). The light green dotted line indicates the location of heavy precipitation occurred.

3.2.3 水汽输送异常

从低纬度热带洋面至 30°N 附近的水汽通量整体呈现出西南-东北走向，在青藏高原南部及其以南的区域均为整层水汽输送较强的区域，尤其是来自低纬海洋地区的孟加拉湾至和中国南海的水汽在四川盆地西侧形成强的水汽辐合，为强降水提供了水汽输送的有利条件输送通量（图 6a-c）。但进一步分析可以发现，不同降水型水汽通量异常亦存在差异。

3 型的主要水汽来源不同，1 型的水汽由孟加拉湾和南海共同输送，其中南海输送较强（图 6a），2 型的主要水汽来源为南海（图 6b），3 型主要水汽来源则为孟加拉湾（图 6c）。3 型的水汽来源差异在水汽通量的异常上反映更为明显（图 6d-f）。1、2 型降水区以北的中国西北部存在水汽辐散及辐散异常，且 2 型有较明显的西北水汽通量异常指向降水区，而 3 类型降水区以北无明显水汽通

量异常；而 3 型降水区北侧位于水汽弱辐合区，存在弱辐合异常。对于降水区南侧，3 型均有水汽辐散区，但水汽通量的来源不同，其中，造成在南海有来自西南侧孟加拉湾和东侧太平洋的水汽输送，水汽输送与异常分布较为一致，两支气流汇合在南海的水汽再向北输送至降水区。

受到偏强偏西的 WPSH 和印缅槽的共同影响，1 型强降水期间中国南海存在显著的水汽输送异常增加，在中国南海-华南地区和孟加拉湾北部分别存在反气旋式和气旋式水汽输送异常（图 6d），来自中国南海-中南半岛（水汽通量散度正值区）大范围水汽输送可以直接到达降水区，对强降水有明显贡献。但由于孟加拉湾气旋式水汽输送异常的存在，使得来自孟加拉湾的水汽输送增加是否可以对强降水具有直接贡献并不清晰。2 型强降水水汽辐散在中低纬地区较强，与 1 型降水显著不同的是，它从低纬地区向降水区的水汽输送异常较弱，而是在降水区以北 30-40°N 范围存在从高纬向低纬度水汽输送的异常。因此，综合前文中 2 型强降水发生位势高度和温度异常条件（图 3 和图 5）可以进一步推断，2 型降水与 WPSH 在中纬度异常加强有关。3 型降水发生期间在高原南部至东侧存在一个气旋式水汽输送异常，来自孟加拉湾的气旋式输送异常显著，从图 6f 中可见，这只来自西南方向的水汽输送增强可能为强降水事件发生提供了最多的水汽贡献。

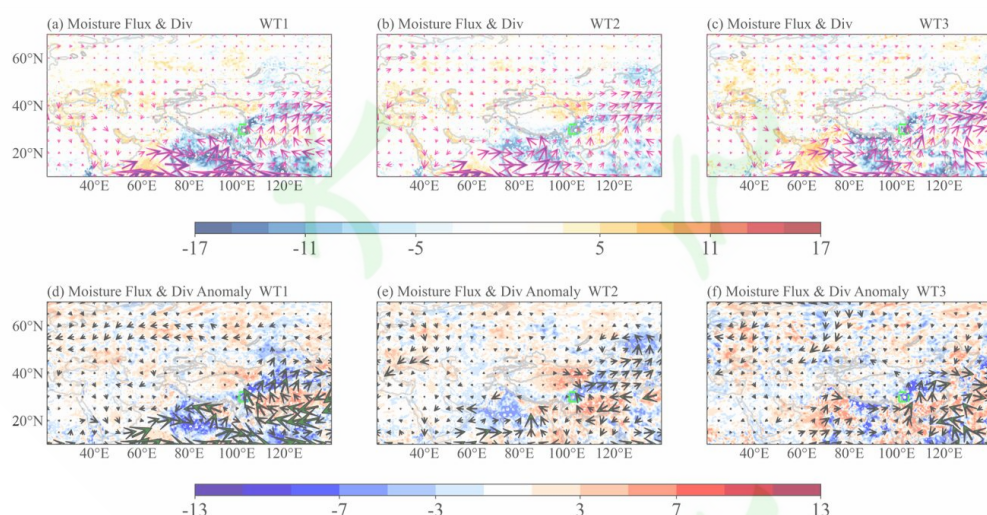


图 6 WT1 (a)，WT2 (b) 和 WT3 (c) 型不同降水型对应的水汽输送通量（紫色箭头）和水汽通量散度（单位： $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）；(d)，(e)，(f) 分别为对应的水汽通量距平（黑色箭头）和水汽通量散度距平（阴影，单位： $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）。

Figure 6. Upper panels show the integrated column water vapor transport flux and its divergence

(unit: $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) of three category of precipitation patterns. Lower panels are their corresponding anomalies.

3.3 降水发生前大尺度环流异常的演变特征

上文分析区域极端降水事件发生当日的大气环流配置和异常特征。为进一步深入了解强降水发生形成过程,下面进一步分析降水前 8 天大气环流形势的演变过程。

3.3.1 波作用通量

波作用通量是一种诊断大尺度波动传播的工具,常用来分析大尺度扰动对极端天气的影响。由于高层大气更具有准地转特征,这里给出 3 种降水高层 (200hPa) 位势高度演变及 T-N 波作用通量分析 (图 7)。3 种类型降水的波动能量传播具有如下共同特征:降水前 8 天,亚欧大陆上 3 种波动能量均自西向东传播,在亚洲中纬度 (25-50 °N) 区域形成一条纬向的波作用通量大值带,波作用通量大值区主要在高空急流南侧;随着波动向下游传播,40 °N 附近的副热带急流带向东移动,中国中、北部地区形成明显的反气旋式异常,降水区逐渐形成偏北的波作用通量输送。而 3 型的主要差异如下:1、2 型的波作用通量纬向分布更明显,在 30-40 °N 之间持续存在较强的波作用通量带,表明波动能量主要在这个范围内沿纬向传播,进而导致了 SAH 中心向东发展;亚欧大陆整体被反气旋式异常影响。3 型波作用通量的经向分布最明显,波动能量从高纬向中纬输送动量最显著,最终使青藏高原至中国北部的反气旋式异常增强,同时使青藏高原西北至中亚的气旋式异常也得到增强;但 3 型波作用通量明显小于其他 2 型。

波动能量传播与高空急流关系密切,在 3 种类型的系统形成过程中,副热带急流紧邻 SAH 北侧,沿着青藏高原北缘与 SAH 共同东移。在 1、2 型的发展过程中,在急流与 SAH 之间存在持续较强的波作用通量,这两者协同作用,将上游波动能量输送到降水区上空。对于高空急流的范围来说,2 型最小,主要位于中国北方,横跨 60 个经距;3 型降水对应的急流范围最大,几乎横跨整个亚洲,达到 100 经距;在这 3 种极端降水的天气型中,副热带急流面积与 SAH 中心强度呈现出负相关的倾向。

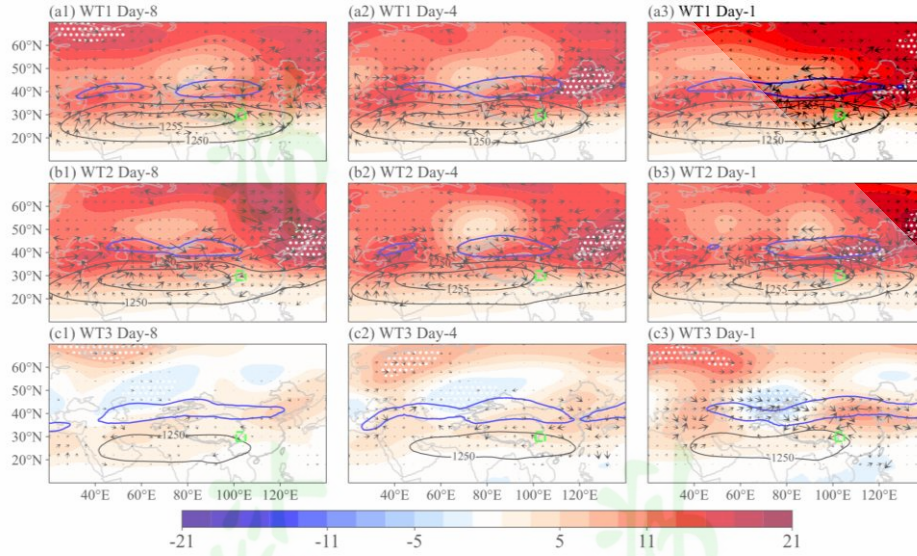


图 7 强降水事件发生前 8 天、4 天、1 天 200h 上位势高度（黑色实线）和波作用通量（箭头）以及叠加的位势高度距平（阴影，单位：dagpm）和高空急流区位置（蓝色实线，水平风速 $\geq 30 \text{ m s}^{-1}$ ）。浅绿色框表示强降水发生位置，白色打点区域表示超过 95% 信度水平区域。

Figure 7. The geopotential height (black lines) and wave action flux at 200hPa (arrow) on the (left column) 8th day, (middle) 4th day and (right) 1th day before the extreme precipitation for WT1, WT2 and WT3, superimposed by corresponding geopotential height anomaly (shaded, unit: dagpm), the location of the upper jet zone with horizontal wind speed larger than 30 m s^{-1} . The blue rectangle indicates the location of precipitation of occurred, and the dotted area denotes the values passing the significance test at the 95% confidence level.

3.3.2 中低层大气环流异常演变

为考察不同高度的大气环流异常的演变特征，图 8 给出给出了三种类型强降水发生前 8、4 和 1 天 500hPa 高度上水平风速距平和位势距平。1 型强降水发生前最为明显的变化是乌拉尔山以西的反气旋式异常逐渐移动至西伯利亚中部，对应着 WPSH 西伸并增强，中国东部至洋面上的反气旋式环流随之异常增强，使得东南部气流持续增强，有利于中低层来自西太平洋及南海面的水汽输送的增强；比较而言，2 型强降水发生前，整个 30°N 以南区域没有明显的位势异常，控制亚欧大陆北侧的反气旋式异常逐渐南移，最终在中国西北部及中国中东部形成两个反气旋式环流增强，特别是降水发生前一天，中国中东部的反气旋式异常增强伴随着对 WPSH 的西伸（强度及西伸强度最大），588（dagpm）线在降水前一天向西越过 110°E 靠近降水区。高原东北侧的气旋发展增强使得降水区北侧纬向气流加强。另外，WPSH 的西伸在中国南方的反气旋式异常区与偏东风异常虽然不利于来自孟加拉湾的水汽输送，但增强了东亚季风控制下的南海等区域水汽输送，为强降水提供有利水汽条件；对 3 型降水而言，位于西西伯利亚的气旋

式异常逐渐南移, 青藏高原西北侧逐渐呈现位势高度的负异常, 气旋式环流增强。即使 WPSH 较弱, 该环流形势下, 但中国东部及西太平洋洋面的反气旋式异常也逐渐增强, 来自孟加拉湾和中国南海的水汽输送在四川盆地西侧合并, 促进强降水事件形成。

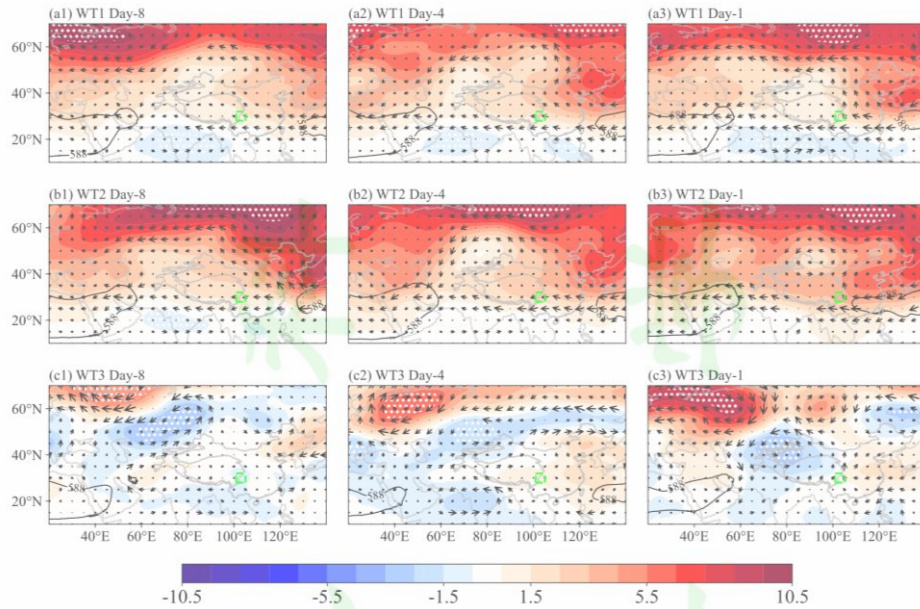


图 8 3 种类型强降水事件发生前 8 天、4 天、1 天 500hPa 高度水平风速距平 (黑色箭头)、位势高度距平 (阴影, 白色打点区域为超过 95% 信度水平)。黑色实线为 5880gpm 位势高度等值线。

Figure 8. The anomalies of horizontal wind speed (arrow) and geopotential height (shaded) at 500hPa on the (left column) 8th day, (middle) 4th day and (right) 1th day before the extreme precipitation for WT1, WT2 and WT3. The white dotted area indicates the areas with 95% confidence level. The black solid contours indicate the 5880 gpm geopotential height.

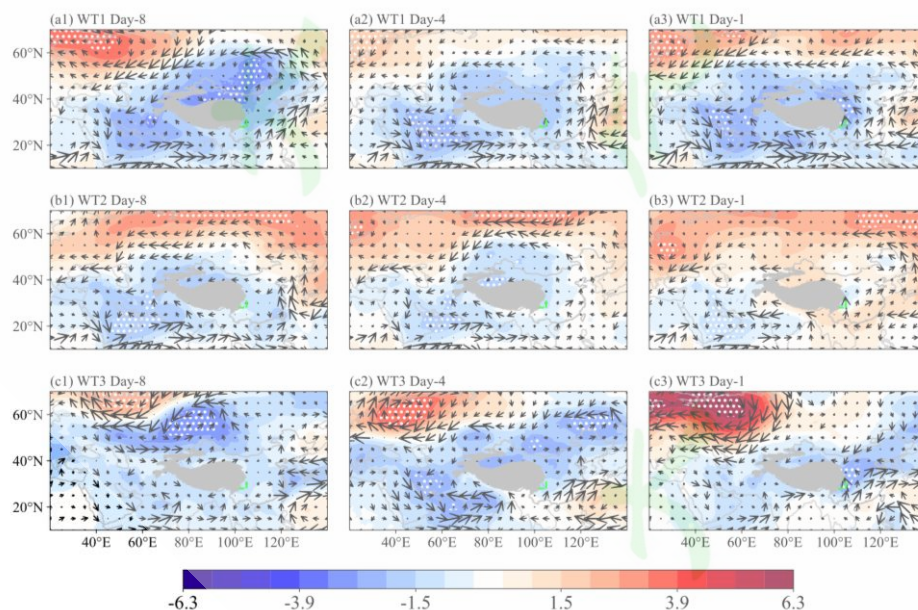


图 9 同图 8，但为 850hPa 高度。

Figure 9. Same as Figure 8, but for the height on 850 hPa.

在低层（850hPa）降水发生前环流异常形势的演变（图 9）与 500hPa 高度类似，1 型降水在降水发生之前，高原东南及西南的气旋式异常逐渐增强，即其对应的两个气旋式环流增强，在两个气旋式环流共同加强的作用下，有利于来自孟加拉湾与西太平洋的低层水汽输送至南海，共同增强偏南水汽输送；2 型降水低层（图 9b）的气旋式异常随着降水日邻近而逐渐减弱，高原周边除东南侧外其余区域均转为反气旋式异常，并在高原以北形成反气旋式异常中心。在高原以北的反气旋式异常作用下，在高原东北部形成偏北气流异常利于由北向南的水汽输送，而在高原东南的气旋式异常及华南的反气旋式异常共同作用下，形成的偏南风异常有利于来自南海的水汽输送，偏东风异常不利于来自孟加拉湾的水汽输送；3 型降水随着降水日邻近，高原东侧形成了气旋式异常中心，降水区附近的偏南风异常持续增强；同时，位于中国东南侧的反气旋式异常逐渐减弱，低层西南气流逐渐增强，在高原南侧邻近区域逐渐形成偏东风异常，与 1 型的偏西风异常相反，利于来自孟加拉湾的水汽输送。

3.3.3 垂直环流与温度异常演变

图 10 给出了 3 种分型强降水发生前 8、4、1 天 101-105 °E 平均的垂直速度、温度和位势高度距平垂直剖面。可见，强降水发生前从高空平流层到对流层低层都出现了弱的“上冷下暖”温度异常偶极子结构，随着暴雨临近，这种温度异常偶极子变得更为显著，且逐渐移动到强降水区域，而降水区北侧至 45 °N 大范围区域都呈现强的上升运动发展。3 种分型均有高空急流出现在降水区以北 40 °N 附近区域，且高空急流的经向截面逐渐增大，其中 2 型增幅最明显，即体现出随着降水邻近急流逐渐增强的过程。而随着急流增强，可以看到紧邻急流区的高层位势正异常也逐渐增大；同时，在中高层位势正异常和温度负异常也逐渐增强。上述变化说明在降水区以北，整层位势、温度异常的发展与高空急流的发展密切相关。而在降水前一天，在降水区 3 型在垂直层面均出现逆时针的风速异常，降水区北侧的风速异常指向急流区，该异常可能与位势、温度异常及急流的增强有关。1、2 型的温度正异常更强且大值区的纬向分布范围更大，3 型的温度正异常明显小于其他两型。而 2 型降水温度异常偶极子显著强于其他两型，这进一步证

实影响 2 型降水环流系统主要受到东亚季风环流强盛期增强的 WPSH 控制，降水局地性特征明显。

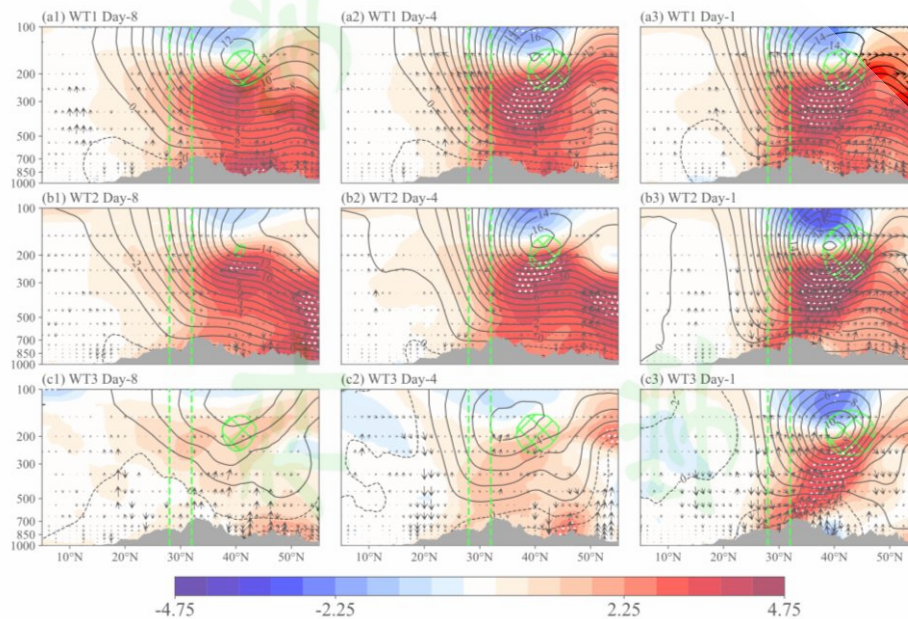


图 10 3 种类型强降水事件发生前 8 天、4 天、1 天 101-105 °E 平均的大气垂直速度（箭头，单位： m s^{-1} ）、温度（阴影，单位：K，白点区域为温度距平超过 95% 信度区间）和位势高度（黑线）距平的纬度-高度垂直剖面。绿线圈表示风速 $\geq 30 \text{ m s}^{-1}$ 的急流区，浅绿色虚线框强降水区位置。

Figure 10. The latitudinal-height cross section (averaged over 101-105 °E) for the anomalies of atmospheric vertical velocity (arrow, unit: m s^{-1}), temperature (shadow, unit: K) and geopotential height (black line) on the (left column) 8th day, (middle) 4th day and (right) 1th day before the extreme precipitation for WT1, WT2 and WT3. The green circle indicates the location of upper lever jet zone with wind speed exceeding 30 m s^{-1} , and the dotted green line frame indicate the location of the precipitation events. The white dotted area shows the temperature anomalies exceeding 95% confidence interval.

3.3.4 南亚高压（SAH）及西太平洋副热带高压（WPSH）强度演变

从已有研究和前文分析可知，SAH 和 WPSH 是东亚区域大气环流最为重要两个成员，两者的强度和位置变化可直接影响强降水的系统发展的位势及风异常的空间分布。为了更直观的对比不同类型强降水发生前 SAH 及 WPSH 的作用大小，图 11 给出了 SAH 和 WPSH 的强度、面积指数以及 SAH 中心东伸脊点和 WPSH 西伸脊点在强降水发生前 8 天的演化特征。可以看到，在区域强降水发生前 8 天，2 型的 WPSH 和 SAH 最强，SAH 向东覆盖面积最大，WPSH 西伸最多；而 3 型对应的 WPSH 和 SAH 面积指数最小，SAH 东伸脊点位置偏西，WPSH 位置偏东。从时间演化上来看，降水发生前 SAH 面积和强度指数变化不显著，2 型和降水发生前 SAH 中心东伸脊点西移，而 3 型降水发生前 SAH 中心东伸脊点

先向东再向西移动，1 型降水前 SAH 无显著变化。需要说明的是，在图 7 中可以看到 1、2 型 SAH 中心 1255（dagpm）线在强降水前 8 天持续东移。而图 11 中为了和 SAH 中心强度较弱的 3 型对比，使用 1250（dagpm）线包围的区域代表 SAH 中心。1、2 型在降水前位置相对稳定和西移的是 1250（dagpm）线的东脊点，结合 1255（dagpm）线东移，说明 SAH 中心极大值区东移并影响降水区高层，但 SAH 中心整体有一定程度收缩。

和 SAH 强度指数比较而言，三种类型降水发生前的 WPSH 指数有显著变化。2、3 型 WPSH 面积指数有相反的变化趋势，分别有两次增大（减小）的过程，在区域强降水发生前 1 天达到峰（谷）值，二者的 WPSH 强度指数呈现出降水前 3-7 天增加、前 1-2 天减少的变化趋势；WPSH 的西伸情况 2、3 型也呈现出相反的趋势，但只有在强降水前 2 天出现一次明显的高峰（低谷）。3 型降水主要表现为降水前两天 WPSH 面积增加和位置东西移动。这些结果表明，WPSH 位置和强度等变化对极端降水发生具有更强的指示意义。

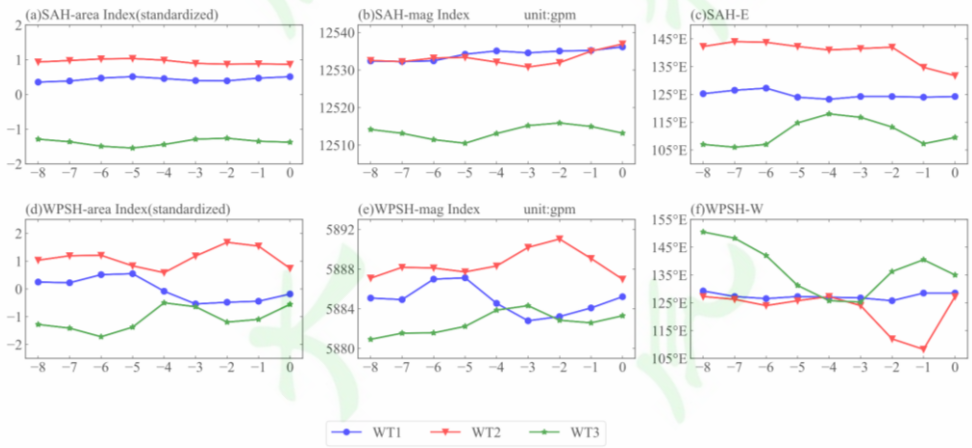


图 11 3 种类型强降水前 8 天 SAH 及 WPSH 面积、强度指数及东/西伸脊点位置变化。
Figure 11. The 8-days evolution of area, intensity index and location of east/west ridge points for the SAH (upper) and WPSH (bottom) before the occurrence of three categories of heavy precipitation events.

4. 总结

本研究以四川盆地西侧 100 个极端强降水事件为研究对象，采用聚类分析方法将天气分型，将强降水事件划分为 3 种类型，并分析了不同类型降水事件环流

异常的配置与演变。主要结果和结论总结如下：

(1) 1型和2型占有所有降水事件的83%，是区域内极端强降水发生的主导降水型，而3型降水事件相对较少，且多发生在5月和9月；GPM-IMERG与站点降水观测资料有较好的一致性。

(2) 不同类型强降水发生期间，大气环流配置具有共同异常特征，包括位势高度的高层200hPa正异常和低层850hPa负异常，降水区上方大气垂直速度增大，温度异常“上冷下暖”的偶极子结构，以及来自低纬海洋地区水汽输送增强。

(3) 除了局地热力条件（如西南涡）影响外，大尺度环流因子的位置和强度变化（如SAH、WPSH和西风急流等）对降水形成影响具有显著差异特征。特别是控制降水形成的涡旋发展和水汽输送异常方面，1型降水水汽主要来自低纬海洋的孟加拉湾和中国南海，2型降水发生期间WPSH发展最强，其水汽主要来自东亚季风控制下的中国南海，孟加拉湾水汽输送受到限制，降水局地性特征较强，而3型降水主要受青藏高原东北侧的反气旋异常和东亚季风控制下水汽输送影响。

(4) 极端强降水发生前不同类型降水环流异常的演变亦具有一些共同特征，如降水区及其周边罗斯贝波作用量增大、大气垂直速度增加、温度异常偶极子更为显著，这些变化都有利于极端降水事件发生，但不同类型强降水的环流异常变化存在差异性。与SAH比较而言，WPSH位置和强度天气时间尺度上的变化对强降水形成具有更好的指示意义。

由于篇幅所限，这里只是给出了不同类型极端强降水发生期间大气动力-热力结构的异常配置及其前期特征，不同降水型之间环流异常配置差异特征形成的深层次原因需要借助更多典型个例数据分析或数值模拟实施更深入的分析研究。

参考文献

- [1]. Agarwal, A., Maheswaran, R., Sehgal, V., Khosa, R., Sivakumar, B. and Bernhofer, C. 2016. Hydrologic regionalization using wavelet-based multiscale entropy method. *Journal of Hydrology*, 538, 22–32.
- [2]. Dai, Panxi & Nie, Ji. 2022. Robust Expansion of Extreme Midlatitude Storms Under Global Warming. *Geophysical Research Letters*. 49. 10.1029/2022GL099007.
- [3]. Dong, D. H., Huang, G., Tao, W. C., Wu, R. G., Hu, K. M., & Li, C. F. 2018.

- Interannual variation of precipitation over the Hengduan Mountains during rainy season. *International Journal of Climatology*, 38(4), 2112–2125.
- [4]. Fu, S.-M., Mai, Z., Sun, J.-H., et al. 2019. Impacts of convective activity over the Tibetan Plateau on plateau vortex, southwest vortex, and downstream precipitation [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(12): 3803–3830.
- [5]. Karl, T.R. and Easterling, D.R. 1999. Climate extremes: selected review and future research directions. *Climatic Change*, 42(1), 309–325.
- [6]. Li W, Bi X, Sheng L, Luo Y and Sun J. 2021. Modulations of Synoptic Weather Patterns on Warm-Sector Heavy Rainfall in South China: Insights From High-Density Observations With Principal Component Analysis. *Front. Earth Sci.* 9:678230
- [7]. Liu, X., Y. Liu, X. Wang, and G. Wu. 2020, Large-Scale Dynamics and Moisture Sources of the Precipitation Over the Western Tibetan Plateau in Boreal Winter, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(9), e2019JD032133.
- [8]. Lolis, C.J. and Türkes, M. 2016. Atmospheric circulation characteristics favoring extreme precipitation in Turkey. *Climate Research*, 71(2), 139–153.
- [9]. Nie, Y., & Sun, J. 2020. Evaluation of high-resolution precipitation products over southwest China. *Journal of Hydrometeorology*, 21(11), 2691–2712.
- [10]. Nie, Y., & Sun, J. 2021. Synoptic-scale circulation precursors of extreme precipitation events over southwest China during the rainy season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2021JD035134.
- [11]. Ning, L., J. Liu, and B. Wang. 2017. How does the South Asian High influence extreme precipitation over eastern China?, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 4281–4298.
- [12]. Scikit-learn: Machine Learning in Python, Pedregosa et al., *JMLR* 12, pp. 2825–2830, 2011.
- [13]. Yao, X.-P., Xia, Z, et al. 2020. Characteristics of the Meridionally Oriented Shear Lines over the Tibetan Plateau and Its Relationship with Rainstorms in the Boreal Summer Half-year[J], *J Trop Meteor*, 26(1): 93–102.
- [14]. You Qinglong, Kang Shichang, Aguilar Enric, et al. 2008. Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961—2005[J]. *J Geophys Res Atmos*, 113(D7) : 1639—1647.
- [15]. Zhang, W., Villarini, G. 2019. On the weather types that shape the precipitation patterns across the U.S. Midwest. *Clim Dyn* 53, 4217–4232.
- [16]. 曹瑜,游庆龙,马茜蓉,等. 2017. 青藏高原夏季极端降水概率分布特征[J]. 高原气象, 36(5) : 1176—1187. Cao Yu, You Qinglong, Ma Qianrong, et al. 2017. Probability distribution for the summer extreme precipitation in the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 36(5) : 1176—1187.
- [17]. 陈栋, 黄荣辉, 陈际龙. 2015. 我国夏季暴雨气候学的研究进展与科学问题[J]. 气候与环境研究, 20(4):477-490, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15038.
- [18]. 陈忠明, 黄福均, 何光碧. 2002. 热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究 I . 诊断分析[J]. 大气科学, (03):352-360.
- [19]. 陈忠明, 闵文彬, 缪强等. 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, 23(1):6.
- [20]. 丁一汇, 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究[M]. 气象出版社.
- [21]. 冯晓莉, 申红艳, 李万志, 等. 2020. 1961-2017 年青藏高原暖湿季节极端降水

时空变化特征 [J]. 高原气象, 39 (4): 694-705.

- [22]. 傅慎明, 赵思雄, 孙建华等. 2010. 一类低涡切变型华南前汛期致洪暴雨的分析研究[J]. 大气科学, 34(02):235-252.
- [23]. 江吉喜, 范梅珠. 2002:夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学, 26(2):263-270.
- [24]. 雷显辉, 宋敏红, 张少波. ,2022. 夏季南亚高压和西太副高活动特征指数与中国东部降水分布的联系[J].高原气象, 41(02):489-501.
- [25]. 李国平, 2016. 低涡降水学, 北京:气象出版社, 48171pp.
- [26]. 李国平, 陈佳. 2018. 西南涡及其暴雨研究新进展[J].暴雨灾害, 37(4):293-302.
- [27]. 李国平, 张万诚. 2019. 高原低涡、切变线暴雨研究新进展[J], 暴雨灾害, 38(05):464-471.
- [28]. 屈顶, 李跃清.2021. 西南涡之九龙涡的三维环流和动力结构特征 [J]. 高原气象, 40 (6): 1497-1512.
- [29]. 陶诗言.1980: 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社.
- [30]. 吴国雄, 段安民等.2013: 青藏高原极端天气气候变化及其环境效应[J]. 自然杂志, 35(3): 167-171.
- [31]. 吴国雄, 张永生. 1998: 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发*I. 爆发地点[J]. 大气科学, 22(6): 22-35.
- [32]. 徐祥德等. 2015: 青藏高原影响与动力学机制探讨, 北京:气象出版社.
- [33]. 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 1992.夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 II: 环流场的主要特征及其大型垂直环流场[J].大气科学, 16(3):287-301.
- [34]. 叶笃正, 高由禧等. 1979. 青藏高原气象学, 科学出版社, 255.
- [35]. 周创兵, 李典庆.2009. 暴雨诱发滑坡致灾机理与减灾方法研究进展[J], 24(5):477-487.