# 华南冬季强降水及高、低纬两支波列的协同影响

陈婉玲1, 李秀珍1,2,3

1 中山大学大气科学学院, 珠海 519082

2 中山大学广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 珠海 519082

3 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海),珠海 519082

摘要采用1979~2015年ERA-Interim再分析资料和中国756个站点的逐日降水观测资料, 利用百分位法定义了华南冬季强降水事件,通过聚类分析发现中国冬季强降水的中心主要集 中在5个地区:长江中下游地区、华南中西部、华南东南部、淮河流域以及中国西南部。为 了揭示华南南部大范围强降水的成因,对比分析了由西南地区自西向东移动至东南沿海的东 移型强降水事件与西南地区局地型强降水事件。结果表明,南支槽槽前的暖湿气流与冷空气 活动的强弱对峙是触发以及维持这两类强降水的关键。在局地型强降水中,活跃的冷空气活 动抑制了南支槽的发展和东扩,强降水局限于西南地区;对于东移型强降水,由于冷空气活 动偏弱,南支槽槽前西南暖湿气流东扩,降水落区随之东移。高纬度波列与南亚急流波列的 协同作用是影响冷、暖气流相对强弱的关键环流系统。当高纬度波列与南亚急流波列同步发 展时,冷、暖空气均较强形成强烈对峙,强降水主要局限在西南地区;当高纬度波列活动超 前于南亚急流波列,冷空气活动与南支槽的加深错开,强降水可持续并东移,影响较大范围。

关键词 冬季强降水 南支槽 冷空气 波列
 文章编号
 中图分类号

文献标识码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2102.20246

X



**收稿日期** 2021-05-07; **网络预出版日期** 作者简介 陈婉玲, 女, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事冬季强降水的研究。E-mail: chenwl26@mail2.sysu.edu.cn 通讯作者 李秀珍, E-mail: lixiuzhen@mail.sysu.edu.cn 资助项目 国家自然科学基金项目 41775043 Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41775043)

# The Cooperation of High and Low Latitudes-Wave Trains in the occurrence of Extreme Winter Precipitation over South China

CHEN Wanling<sup>1</sup>, LI Xiuzhen<sup>1, 2, 3</sup>

- 1 Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai 519082
- 2 Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster
  - Studies, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082
- 3 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory, Zhuhai 519082

Abstract By using the ERA-Interim reanalysis data and daily precipitation observation from 756 stations over China, the extreme winter precipitation over South China during 1979-2015 are identified. They could be classified into five groups according to their spatial distribution via kmeans clustering method. That is, the extreme precipitation occurs over the Yangtze River valley, central South China, southeastern South China, Huaihe River Valley and Southwest China. To disclose the causes of the widespread extreme winter precipitation over South China, the extreme precipitation with an eastward migration from Southwest China to the coastal Southeast China have been further analyzed, by comparing with that occurs locally over Southwest China. The results show that the main differences in the trigger and maintenance mechanisms of winter extreme precipitation between the local and eastward migrating cases, are the confliction between warm and moist advection by India-Burma trough and intensity of cold air activity. For the local cases, active cold air activity inhibits the development of India-Burma trough, resulting in the constraint of extreme precipitation over Southwest China. On the contrary, the warm and moist advection by India-Burma trough move eastward continuously in the eastward migration cases along with weak cold air activity. The cooperation of high-latitude wave train and South Asian jet wave train is crucial to the confliction between cold air activity and warm advection. When these two wave trains develop synchronously, the cold air activity over South China will be strong and the warm advection from the Bay of Bengal will be confined over Southwest China, so does the resulting precipitation. However, when the high-latitude wave train developed ahead of South Asian jet wave train, and the cold air activity is weak when the India-Burma trough is enhanced by the South Asian jet wave train, the warm advection from the Bay of Bengal could move eastward continuously, resulting in the eastward migration of precipitation from Southwest China to the coastal Southeast China. Keywords: Extreme winter precipitation, India-Burma trough, Cold air activity, Wave train

1 引言

中国冬季降水主要集中在黄河以南地区,由于受到东亚冬季风的影响,降水量大约仅占全年降水量的十分之一(王林和冯娟,2011)。当冬季降水异常偏少时,会导致旱情的发生,不利于次年的春耕;当降水异常偏多甚至以冻雨或雪的形式出现,不仅严重影响交通出行,造成重大的经济损失,甚至威胁人民群众的生命安全,如2008年1月的冰冻雨雪灾害(丁一汇等,2008;陶诗言和卫捷,2008),2013年12月大范围极端暴雨(Liand Sun,2015)以及2018/19年长江中下游超长连阴雨天气(Lietal.,2020)。因此,对冬季强降水进行研究具有重要的科学和社会意义。

前人对于中国南方冬季降水的研究大多是从年际或年代际的角度出发,其中 东亚冬季风系统异常是许多学者关注的重点之一。施能(1996)指出冬季风偏弱 时,中国冬季气候偏暖偏湿,冬季风偏强时则相反。曾剑等(2010)的工作表明 南方冬季降水对冬季风的响应随着冬季风的增强而加强,同时具有区域性差异。 Zhou(2011)进一步对冬季风影响降水的动力机制进行研究,指出当冬季风偏弱 时,有利于水汽输送,导致降水偏多。南支槽是影响冬季华南降水的关键水汽输 送系统。索渺清(2008)指出南支槽影响中国南方降水有移动和静止两种方式, 静止性南支槽可以提供源源不断的水汽输送,移动性的槽前气流除了输送水汽还 触发上升运动。若是单一的南支槽活动,一般只产生局地的雨、雪天气,当其与 强冷空气活动结合,则可造成强降水大气并伴随强烈降温(秦剑等,1990)。近 年研究越来越多关注冬季极端强降水的成因。如2008年1月份的冰冻雨雪灾害, 国内众多学者从降水过程、大气环流特征、La Nina 的影响等各方面进行了一系 列分析(丁一汇等,2008;李崇银等,2008;高辉等,2008;布和朝鲁等,2008; 陶诗言和卫捷,2008)。李崇银等(2019)的工作表明大气环流系统的组合性异 常是造成极端天气气候事件发生的直接原因。

强降水的发生往往不仅受到局地环流系统的影响,还与更大尺度的环流变异 相联系。大气遥相关波列作为联系各个异常系统的纽带和桥梁,对冬季极端降水 有重要作用。Li and Sun (2015)通过分析 2013 年 12 月中国南方极端降水事件, 发现副热带西风急流中东传的 Rossby 波列有利于加深南支槽,大量水汽输送到 中国南方,造成大范围降水的发生。Li et al. (2020)对比了 2015/16 年华南沿岸

3

与2018/19年长江中下游冬季降水异常,指出南亚急流波列除了调控南支槽的活动,对西北太平洋反气旋的异常也有重要影响,对这两个系统的不同作用是导致降水落区差异的主要原因。除了强降水个例,Zong et al. (2014)和 Ding and Li (2017)通过对多个极端降水事件进行合成分析,指出南亚急流波列对极端降水 具有一定的调控作用。对于中高纬遥相关波列的研究大多关注东亚气温的变化,如刘毓赟和陈文(2012)的研究指出当欧亚遥相关处于正位相时,东亚地区温度 偏低,负位相时则相反。Song and Wu (2017)对强冷空气事件的分析指出中高 纬度波列有利于引导冷空气南下,造成中国东部大范围降温,当中高纬度波列位 置偏北且伴随着低纬南亚急流波列的活动时,冷空气则主要影响中国东北部以及 日本北部地区。中高纬波列对降水的影响方面,王林和冯娟(2011)指出斯堪的 纳维亚遥相关与中国冬季降水的第二模态有密切关系,当处于负位相时,有利于

以往对于中国华南地区冬季强降水的研究,多集中于某个极端事件分析,较 少对比不同区域的差异以及跨区域移动的持续性大范围强降水的机制。为此,本 工作主要探究以下问题:华南冬季强降水的分布及演变特征?强降水维持的热力、 动力和水汽条件是什么? 高、低纬波列的协同作用对强降水的维持有何影响?

### 2 数据与方法

本文所使用的数据包括:(1)欧洲中期天气预报中心的 ERA-Interim 再分析 资料,时间分辨率为6小时,水平分辨率为1.5°×1.5°,所用气象要素包括水平风 场、位势高度、气温、相对湿度和整层积分的水汽输送通量等。(2)中国气象局 国家气象信息中心提供的全国 756 个站点的逐日降水观测资料。研究时段为 1979–2015 年冬季,其中冬季指的是从当年12 月到次年2月。

本工作采用的分析方法主要有聚类分析、合成分析、回归分析和波活动通量 诊断等,为了定量估计准静止 Rossby 波的传播特征,引入了 Takaya 和 Nakamura (2001)定义的波活动通量,在水平面上二维波活动通量 W 为:

$$W = \frac{p / p_0}{2|\mathbf{U}|} \begin{pmatrix} U(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + V(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \\ U(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + V(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \end{pmatrix}$$
(1)

其中,*U*、*V*分别为纬向和经向基本气流,这里取 30 年气候态(1981–2010 年)冬季的平均,*p*为气压,*p*<sub>0</sub>为1000 hPa,*Ψ*为流函数;""表示异常值。在空间缓变介质中,矢量方向平行于局地群速度,这意味着因此该矢量的方向对应 Rossby 波能量传播的方向(林中达, 2011)。

本文采用 K-means 聚类分析根据强降水的空间分布对其进行划分。聚类分析是通过一个没有类别标记的样本集按某种相似性划分为若干类,将相似的样本 尽可能地被归为一类,不相似的样本尽量划分到不同类中(刘伟东等,2014)。 K-means 聚类方法是其中应用最广最基础的算法之一。

对于强降水事件的定义采用国内外研究中常用的百分位法。首先将各个站点 1979-2015 年冬季逐日的日降水量按升序排序,将第 95 个百分位的值作为该站 点的降水阈值(迟潇潇等,2015)。某站点日降水量超过其降水阈值,则认为该 站出现强降水,若某日在中国南方地区中超过 20 个邻近站点出现强降水就认为 当天出现了区域性强降水,其中邻近站点定义为在经度跨度不超过 10 度,纬度 跨度不超过 5 度的区域内站点。本文关注的中国南方地区的经度范围为 97°~ 123°E,纬度范围为 22°~35°N。

## 3 华南冬季强降水的定义及演变特征

中国南方冬季强降水具有显著的区域差异。利用 K-means 聚类方法根据降水的空间分布对 1979-2015 年冬季中国南方发生的 234 个强降水日进行聚类分析,发现冬季中国南方强降水大致可分成 5 类,降水中心分别位于长江中下游、华南中西部、华南东南部、淮河流域以及中国西南部(图1)。各区域强降水天数占总强降水日的比例分别为 24.36%、23.08%、23.08%、19.23%和 10.25%,即长江中下游冬季强降水的发生次数略大于华南中西部、华南东南部和淮河流域,西南地区强降水发生次数则较其他地区显著减少约 50%。强降水强度的区域差异较大,其中华南东南部降水强度最大,降水中心超过 30 毫米/天,降水强度由南向北、自东向西逐渐减弱,西南地区强降水的强度最弱,降水最大值小于 15 毫米/天。从低层异常环流场上看,除了西南地区外,各区域强降水的发生伴随着局地气旋式环流异常,南侧偏南风显著加强,偏南风向北推进的纬度决定降水的落区的位置。西南地区更多表现为异常东南风和西南风的辐合。







图 1 1979-2015 年华南冬季强降水日聚类分布合成(单位: 毫米/天)及 850 hPa 异常风场 (箭头, 仅画出通过 95%信度水平检验部分, 单位: m/s,), 右上角为该类强降水天数占总 强降水天数的百分比。

Fig. 1 Distribution of the composited extreme winter precipitation (shading, units: mm/day) and anomalous 850-hPa horizontal wind (vectors, only the result significant at the 90% confidence level is shown, units: m/s) clustered via k-means method over South China during 1979–2015. The percentage of total extreme winter precipitation days is shown at the top right of each panel.

考虑到若冬季强降水持续且影响范围较大时,有助于缓解冬季气象干旱, 本工作对华南地区的强降水事件的持续移动性进行了分析,主要可以分为东移 型降水和南移型降水。下文将重点探讨西南地区自西向东移动至东南沿海的东 移型强降水事件,并与西南地区局地型强降水进行对比,以揭示大范围强降水 发生的有利条件。具体定义为若在西南地区发生强降水后三天之内在华南地区 也出现了强降水,该强降水过程定义为东移型强降水事件,否则为局地型,据 统计,局地型和东移型强降水事件大约各占西南地区总强降水事件的一半。图 2 给出这两种类型事件的降水分布随时间演变。在局地型事件中,虽然前期弱 降水在西南地区开始发生,且强降水发生后华南东南部地区也有较弱降水,但 强降水落区集中在西南地区,且主要持续一天(图 2b)。在东移型强降水事件 中,强降水首先发生在西南地区,强度较局地型强降水弱,华南东南部降水也 同时开始发生(图 2e)。随后一天,西南地区降水逐渐减弱,东南地区降水则 迅速加强达到降水峰值,随后逐渐减弱(图 2f)。东移型降水中强降水出现显著 东移,整个降水过程持续时间较长,且降水大值区的分布范围较广。



图 2 冬季局地型(a-c)和东移型(d-f)强降水事件中降水水平空间分布随时间演变图 (单位:毫米/天)。其中 0d 为强降水发生当天,负值(正值)表示提前于(落后于)降水 日的天数。

Fig. 2 Evolution of the composited precipitation (shading, units mm/day) from Day -1 to Day +1 in (a-c) the local cases and (d-f) the eastward migration cases.

# 4 东移型及局地型强降水的环流特征及差异

### 4.1 动力、热力及水汽条件

降水的发生与局地的动力抬升、不稳定能量的堆积以及水汽供应密切相关。 本工作首先对有利于强降水发生的动力条件进行分析,图3给出局地型和东移型 强降水事件分别合成的沿25°N垂直剖面的异常纬向环流。两类强降水事件都对 应着非常深厚的异常上升运动,最强上升速度出现在500hPa左右。对于局地型 强降水事件,异常的上升运动主要维持在100°E附近的云南高原上空,并且在局 地增强及消散,这与降水的变化一致。在东移型强降水事件中,异常上升运动首 先出现在云南高原西侧(-1天),随后快速自西向东移动至中国东南部,并进一 步东移出海。

热力条件上,两类强降水事件伴随的热力状况异常存在较大差异。由强降水 发生过程中假相当位温的演变特征可见,在局地型强降水事件中,前期(-1天) 西南地区上空为暖湿异常,其东部华南东南部低层则受干冷空气影响(图 3a)。 在强降水发生当天,在低层偏东风的影响下,干冷空气入侵至云南上空,暖湿异 常消失,强上升运动发展(图3b),这说明冷空气入侵导致的抬升作用在西南局 地型强降水中可能起着重要影响。相反,东移型强降水的异常上升运动伴随着对 流层中低层异常暖湿气流异常,暖湿气流首先出现在云南高原西侧,随后东移(图 3d-f),与上升运动的东移一致,这说明移动型强降水的抬升过程与低层暖湿气 流异常造成的对流不稳定联系更密切。由此可见,两类强降水中抬升运动及其成 因存在显著差异,冷空气入侵导致的抬升作用可能是导致局地型强降水的关键, 移动型强降水的抬升作用则更多与低层暖湿气流有关。这可能与大尺度环流异常 导致的冷暖空气强度差异有关,将在后面详细分析。



图 3 局地型(a-c)和东移型(d-f)异常纬向环流(箭头,单位:m/s;10<sup>2</sup> Pa/s)和假相当位温(等值线,单位:K)及其异常(填色,单位:K)沿 25°N的纬向-垂直剖面演变图。黑色箭头表示通过 95%信度水平检验。

Fig. 3 Zonal–vertical evolution of anomalous zonal circulation (vectors, units: m/s; 10<sup>2</sup> Pa/s, black arrows represent statistically significant above the 95% confidence level), along with pseudoequivalent potential temperature (black contours, units: K) and its anomalies (shading, units: K) along 25°N in (a–c) the local cases and (d–f) the eastward migration cases.

充足的水汽供应对于强降水的触发和维持同样起着关键作用,尤其在冬季, 受东亚冬季风影响,来自热带海洋的大部分水汽供应被切断。图 4a-b 为两类强 降水发生当天整层积分的水汽输送通量及其散度异常。在局地型强降水事件中, 一范围较广的反气旋式水汽环流控制西北太平洋,其南侧来自南海北部的偏东水 汽输送和来自孟加拉湾北部的西南水汽输送异常在西南地区辐合,但强度较弱。 在东移型强降水事件中,来自孟加拉湾的较强西南水汽输送至我国西南和东南部, 配合南海北部较弱的偏东气流,在西南--华南一带形成强烈的水汽辐合,为强降 水的发生提供了良好的水汽条件。该类型强降水的水汽主要来源于孟加拉湾北部, 这与孟加拉湾北部异常加深的南支槽密切相关。由此可见,两类强降水中,水汽 供应的多寡及控制环流也存在显著差异。



图 4 局地型 (左) 和东移型 (右) 强降水发生时 (a-b) 整层积分水汽输送通量异常 (箭头, 单位: kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>) 及其散度 (填色,单位:  $10^{-5}$  kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>),只显示水汽通量大于 50 kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> 的箭头; (c-d) 700 hPa 异常风场 (箭头,单位: m/s) 和涡度场 (填色,单位:  $10^{-6}$  s<sup>-1</sup>)。 黑色箭头及打点区域表示通过 95%信度水平检验。AC 和 C 分别代表反气旋和气旋。 Fig. 4 (a-b) Anomalous vertically integrated water vapor fluxes (vectors, units: kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>, only abnormal water vapor flux larger than 50 kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> are shown) and their divergence (shading, units:  $10^{-5}$  kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), (c-d) anomalous 700-hPa horizontal wind (vectors, units: m/s) and relative vorticity (shading, units:  $10^{-6}$  s<sup>-1</sup>) in the (left) local cases and (right) eastward migration cases. The locations of anticyclones and cyclones are marked as "AC" and "C," respectively, in (c-d).

#### 4.2 关键环流系统异常

南支槽槽前的水汽输送是华南地区冬季水汽来源的一个重要通道(Li et al. 2017)。参考 Li and Zhou (2016) 定义的南支槽强度指数,通过计算可得在两种 类型强降水事件发生当天南支槽强度较强且差异不大(强度指数分别为 1.6 和

1.5)。随后南支槽在局地型强降水事件中迅速减弱,在东移型强降水事件中则维持偏强的状态(图略)。由 700 hPa 环流场(图 4c-d)可见,强降水发生当天孟加拉湾北部都存在显著的气旋式环流异常,对应南支槽的加深,槽前西南风有利于孟加拉湾的水汽输送到西南地区。同时,中国东部-西北太平洋存在一反气旋式环流异常,该反气旋的位置可影响南支槽的东移及槽前西南气流影响的范围。局地型强降水事件中反气旋中心偏西(120°E 附近),华南中西部地区的纬向气压梯度较大,南支槽槽前经向风分量较强,主要影响我国西南地区。东移型强降水事件中反气旋中心位置偏东(120°E 以东洋面)时,南支槽槽前纬向风分量较强,可影响到中国东南部,配合反气旋西南侧的东南气流,导致水汽在西南-华南地区强烈辐合。



图 5 局地型(左)和东移型(右)强降水发生时(a-b)海平面气压(等值线,单位: Pa) 及其异常场(填色,单位: Pa);(c-d) 850 hPa 异常风场(箭头,单位: m/s)和假相当位 温(填色,单位: K);(e-f) 500 hPa 位势高度(等值线,单位: gpm)及其异常(填色,单 位: gpm)。黑色箭头及打点区域表示通过 95%信度检验。

Fig. 5 Composites of (a–b) sea level pressure (contour, units: Pa) and its anomaly (shading, units: Pa), (c–d) anomalous 850-hPa horizontal wind (vectors, units: m/s) and pseudoequivalent potential temperature (shading, units: K), and (e–f) 500-hPa geopotential height (contour, units: gpm) and its anomaly (shading, units: gpm) in the (left) local cases and (right) eastward migration cases. The black arrows and dotted areas represent statistically significant above the 95% confidence level.

前面关于位温垂直剖面的分析指出,两类强降水事件中除了暖湿气流的强弱外,冷空气的配合也存在较大差异。中国东部冷空气的活动受到多个系统的共同作用,尤其是低层西伯利亚冷高压以及中层东亚大槽的影响。图5给出两类强降水事件中海平面气压、低层风场及位温和中层槽脊活动异常。从图5a可见,局地型强降水发生时,西伯利亚地区至中国华南沿海一带受异常高压控制,日本以东洋面则为异常低压,即陆地冷高压和阿留申低压都明显偏强,导致中国东部—西北太平洋偏北冬季风显著加强,冷空气入海后在30°N附近发生反气旋式旋转,回流至华南-西南一带(图5c)。东亚与西北太平洋的高低压异常在500hPa高度场仍显著(图5e),说明该异常在垂直方向上是相当正压的,西北太平洋上的低压异常对应东亚大槽加深,槽后等高线近乎南北走向,有利于冷空气南侵。相比之下,东移型强降水事件中,虽然阿留申低压也偏强,但范围减小(图5b),西伯利亚高压整体偏弱,500hPa高度上异常信号显著减弱(图5d)。因此,冷空气活动路径明显偏东且强度较弱,中国东部受异常偏南风控制,位温偏高(图5f)。

由上述分析可知,南支槽槽前的暖湿气流与冷空气活动的强弱差异是强降水 是否持续及东移的关键。它们的差异不仅由局地环流决定,而且受到更大尺度环 流异常的调控。从 500 hPa 的高度场可见(图 5e-f),低纬和高纬分别出现正、 负高压中心交替分布的波列。其中,低纬度波列的结构在两种类型强降水中类似, 强度存在一定的差异,南支槽的活动明显受到低纬度波列的调制作用;高纬度波 列的结构和强度则存在较大差异,下文将进一步进行分析。

# 5 高、低纬两支波列的协同影响

### 5.1 华南强降水中高、低纬两支波列的协同

大气遥相关波列是链接上游扰动信号与下游天气/气候异常的桥梁,扰动信号沿波列传播至下游地区,并激发出新的扰动或增强原有的异常信号。由前面的分析发现两类强降水与上游西风带中的波列活动密切相关。为详细分析波列的活动特征,图6给出两种类型强降水事件中200hPa的波活动通量分布随时间演变图。两类强降水事件在降水触发时中低纬度均存在沿副热带西风带传播的南亚急流波列,表现为欧亚大陆上分别位于地中海、阿拉伯半岛东北部、阿拉伯海以及

青藏高原上空四个正、负交替的异常活动中心,其中青藏高原上空的中心与低层 南支槽的加深密切相关。两类强降水发生当天(图 6e,k),波列的强度及信号的 传播存在一定的差异:局地型强降水事件中,青藏高原上空活动中心接收上游输 入的能量减弱或中断,相反,能量往下游输出较强,这说明扰动已经处于消亡阶 段;东移型强降水事件中,波列中的能量传播较为活跃,上游地区尤其是中东地 区往青藏高原上空的能量传播仍持续,说明高原上的扰动中心仍处于发展阶段。



图 6 局地型 (a-f) 和东移型 (g-l) 事件中从-12 天至+3 天合成的 200 hPa 波活动通量 (箭头,单位: m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>) 和准地转流函数 (填色,单位: 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)随时间演变图。黑色箭头及 打点区域表示通过 95%信度检验。

Fig. 6 Evolution of anomalous horizontal wave activity fluxes (vectors, unit:  $m^2 s^2$ ) and quasigeotrophic streamfunction (shading, unit:  $10^6 m^2 s^{-1}$ ) at 200 hPa from Day -12 to Day +3 in (a-f) the local cases and (g-l) the eastward migration cases. The black arrows and dotted areas represent statistically significant above the 95% confidence level.

为进一步对比南亚急流波列在两类强降水中的差异,图7给出了沿着南亚急流波列(20-40°N平均)的转地转流函数及波活动通量从-7天至+3天的纬向--时间演变。南亚急流波列主要在强降水发生前一周内发展并向下游传播。在局地型强降水事件中,北大西洋东部的异常气旋活动中心最先出现,逐步加强并在-3天达到峰值,同时扰动信号向东传播,并在下游地中海东部、西部以及阿拉伯海上空分别激发出一个较弱的反气旋、气旋以及反气旋异常中心。-2天左右,扰动信号传播至青藏高原,加强高原上空的气旋活动中心。该气旋活动中心在-1天达到峰值,中心位于100°E以西。在强降水发生(0天)当天,波列上游的信号均已消散,青藏上空的气旋中心也开始减弱。在东移型强降水事件中,北大西洋东部的异常信号并不显著,从-5天开始,异常活动中心依次在阿拉伯半岛、阿拉伯海、青藏高原上空生成,其中青藏高原上空的气旋活动中心在+1天达到峰值,并东移到100°E以东。对比这两类强降水事件中波活动能量的传播速度可见,局地型强降水中能量传播速度略快于移动型,各活动中心能量的耗散与汇集也相对较快。



图 7 局地型(a)和东移型(b)事件合成的 200 hPa 波活动通量(箭头,单位: m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>)和 准地转流函数(填色,单位: 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)沿 20-40°N 平均从-7 天至+3 天的纬向-时间分 布。黑色箭头表示通过 95%信度水平检验。红色箭头表示波列能量传播的方向,红线表示 通过 95%信度水平检验。

Fig. 7 Zonal–temporal sections of 200-hPa anomalous horizontal wave activity fluxes (vectors, unit:  $m^2 s^{-2}$ ) and quasigeotrophic streamfunction (shading, unit:  $10^6 m^2 s^{-1}$ ) averaged over 20–40°N from

Day -7 to Day +3 in the (a) local cases and (b) eastward migration cases. The black arrows represent statistically significant above the 95% confidence level. Red arrow denotes the direction of propagation. Red lines represent statistically significant above the 95% confidence level.

除南亚急流波列的活动外,局地型事件中强降水发生当天高纬也存在一支来 自大西洋地区的波列,表现为乌拉尔山脉附近的气旋式异常以及西伯利亚地区显 著的反气旋式异常(图 6e),相比之下,东移型事件中强降水触发时高纬不存在 明显的波列活动信号(图 6k),而是在前期有明显的波列活动迹象(图 6g-i)。为 进一步分析强降水伴随的高纬波列的活动及演变特征,图 8 给出沿 50-70°N 平 均的转地转流函数及波活动通量纬向-时间演变。对于局地型强降水事件,波列 活动从-4 天开始,气旋活动中心出现在欧洲上空,并在-2 天达到峰值。西伯利亚 的反气旋活动中心在-2 天后伴随上游气旋中心的减弱而增强东移,并在强降水 发生当天达到最大值。与局地型强降水事件不同,东移型强降水中,高纬波列主 要在降水发生前两周(-12 至-6 天)活动,表现为波列在北大西洋到西西伯利亚 地区一带能量向下游传播且波列中心东移的过程。-6 天左右,西北大西洋上空的 负异常中心加强并伴随有信号的东传,但信号较弱,范围较小,降水发生期间西 伯利亚地区没有出现明显的扰动异常。



图 8 同图 7, 但为从-12 天至+3 天沿 50-70°N 平均的时间-纬向分布。 Fig. 8 As in Fig. 7, but averaged over 50-70°N from Day -12 to Day +3.

综上所述,在局地型强降水事件中,强降水发生时同时受到高纬波列与南 亚急流波列的影响,两支波列的强度演变同步均在降水发生时达到最强;在东 移型强降水事件中,强降水发生时主要受到南亚急流波列影响,高纬度波列的 发展与南亚急流波列不同步,超前于强降水。

#### 5.2 高、低纬波列协同作用及其对华南强降水的影响

高、低纬两支波列的同步与错位如何通过调控环流系统进而影响中国南方局 地强降水的持续与移动?为回答这个问题,分别选取波列活动最强时刻 200 hPa 位势高度异常中心定义高、低纬波列活动指数。由于两类强降水事件中南亚急流 波列的分布差异并不显著(图6),故采用同一个指数表征,即东移型强降水发生 当天(0天)的波列中心进行定义。对于高纬度波列,由于两类强降水事件中的 波列中心存在纬向位相差和时间差,故定义两个指数(Ihigh\_local和 Ihigh\_moving)分 别进行探讨,局地型强降水事件选择降水发生前 2 天(-2 天),东移型则选择降 水发生前 8 天(-8 天)。波列活动指数具体定义如下:

 $I_{high\_local} = \frac{1}{5}\overline{H}(52^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{W}) - \frac{2}{5}\overline{H}(58^{\circ}\text{N}, 34.5^{\circ}\text{E}) + \frac{2}{5}\overline{H}(62^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ (2)

 $I_{high\_moving} = \frac{1}{5}\overline{H}(52^{\circ}\text{N}, 5^{\circ}\text{E}) - \frac{2}{5}\overline{H}(62^{\circ}\text{N}, 77.5^{\circ}\text{E}) + \frac{2}{5}\overline{H}(40^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ (3)

 $I_{SAJWT} = \frac{1}{4}\overline{H}(35.5^{\circ}\text{N}, 9^{\circ}\text{E}) - \frac{1}{4}\overline{H}(31^{\circ}\text{N}, 40^{\circ}\text{E}) + \frac{1}{4}\overline{H}(25^{\circ}\text{N}, 67.5^{\circ}\text{E}) - \frac{1}{4}\overline{H}(26.5^{\circ}\text{N}, 99^{\circ}\text{E})$ (4)

其中*H*表示 200 hPa 上的异常位势高度。由 200 hPa 准地转流函数与波列指数的 相关分布图上(图 9)可见,局地型强降水事件中的高纬度波列的三个活动中心 分别位于北大西洋、斯堪的纳维亚半岛和西伯利亚地区,与斯堪的纳维亚遥相关 分布相似(Liu et al. 2014)。与之相比,东移型强降水事件中高纬度波列在空间 分布上东移 1/4 位相,活动中心分别位于欧洲西部、西西伯利亚平原以及中国北 部附近。



图 9 1979-2015 年冬季逐日波列指数与 200 hPa 准地转流函数的相关系数分布图,其中填色为局地型对应的高纬度波列,红色等值线为东移型对应的高纬度波列,黑色等值线则是南亚急流波列;红色圆点、红色三角形和黑色正方形分别代表三个波列指数选取的高度中心。仅显示通过 95%信度水平检验部分。

Fig. 9 The distribution of correlation coefficient between 200-hPa quasigeotrophic streamfunction

and the wintertime daily wave train indexes (shading: I<sub>high-local</sub>; red lines: I<sub>high\_moving</sub>; black lines: I<sub>SAJWT</sub>) during 1979–2015. Red dots, red triangles and black squares represent the height center selected for the wave train indexes. Only results above the 95% confidence level are shown.

进一步揭示波列对东亚以及中国南部地区环流系统异常的影响,图 10 给出 波列指数回归的高、低层环流。局地型强降水事件对应的高纬度波列可导致西伯 利亚至我国华南沿海地区出现显著的海平面气压升高,即近地面冷高压显著增强, 对流层中层西伯利亚上空的高压增强和东亚大槽的加深,导致异常北风携带干冷 空气影响中国东部地区(图 10a, d, g),这种环流场的配置与局地型强降水事件 合成的结果一致。这说明在局地型强降水事件中,高纬波列活动异常导致西伯利 亚高压以及东亚大槽的加强,是冷空气偏强并影响我国南方地区的主要原因。东 移型强降水事件中,高纬波列由于活动中心东移 1/4 位相,导致 500 hPa 乌拉尔 山脉-西西伯利亚地区受异常气旋控制,不利于阻高的形成,冷空气堆积减少,低 层西伯利亚高压西北侧显著减弱。下游位于中国北部的反气旋中心呈准正压结构, 反气旋加强南侧华南-南海的偏北风及冷空气活动(图 10b, e, h),但由于该高纬 度波列活动主要发生在东移型强降水事件前期,在没有高纬度冷空气持续补充的 情况下,冷空气活动随着波列的消散而减弱(图略)。至于低纬度的南亚急流波 列,它一方面通过调控孟加拉湾北部的气旋异常导致南支槽的增强加深,把大量 的水汽输送至华南地区,另一方面通过调控西太平洋上的反气旋活动中心导致来 自西北太平洋的东南风异常,有利于暖湿气流往华南地区输送(图 10c, f, i)。

因此,在东移型强降水事件中,前期高纬度波列的消亡使得冷空气活动减弱, 配合后期南亚急流波列的活动,有利于来自低纬度海洋的暖湿气流往华南地区输 送,为大范围及持续降水提供了有利条件。局地型强降水中,由于高纬度波列导 致冷空气活动偏强,配合低纬度南支波列导致南支槽加深,致使气流在西南地区 辐合,强降水发生,随后由于冷空气进一步入侵,降水减弱。

P



图 10 局地型(左)、东移型(中)高纬度波列和南亚急流波列(右)指数回归的(a-b) 海平面气压场(单位: Pa,等值线为重建后的海平面气压);(c)整层积分水汽输送通量 (矢量箭头,单位: kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>)及其散度场(填色,单位: 10<sup>-5</sup> kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>);(d-f) 850 hPa 风场(矢量箭头,单位: m/s,黑色箭头表示通过95%信度水平检验)和假相当位温场(填 色,单位: K);(g-i) 500 hPa 位势高度(单位: gpm,等值线为重建后的位势高度场)。 仅显示通过95%信度水平检验部分。

Fig. 10 The regression of (a–b) sea level pressure (units: Pa, contour: reconstruction of sea level pressure), (c) vertically integrated water vapor fluxes (vectors, units: kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>) and their divergence (shading, units:  $10^{-5}$  kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), (d–f) 850-hPa horizontal wind (vectors, units: m/s, the black arrows represent statistically significant above the 95% confidence level) and pseudoequivalent potential temperature (shading, units: K), and (g–i) 500-hPa geopotential height (units: gpm, contour: reconstruction of geopotential height) on the high-latitude wave train indexes of the (left) local cases and (middle) eastward migration cases and (right) South Asian jet wave train index, respectively. Only results above the 95% confidence level are shown.

# 6 总结与讨论

本文利用聚类分析方法根据降水的空间分布,将中国南方冬季强降水划分成 五种类型,即降水中心分别位于长江中下游、华南中西部、华南东南部、淮河流 域和中国西南部。进一步分析由西南地区自西向东移动至东南沿海的强降水事件, 并与西南地区局地型强降水进行对比,以揭示中国南方持续大范围强降水的成因。 结果表明,西南--华南地区冬季强降水的发生与南支槽槽前的暖湿气流密切 相关,强降水能否移动到东南沿海则与东亚冷暖空气的对峙有关。在西南局地型 强降水中,西伯利亚高压的显著增强使得大量冷空气南下入侵,抑制南支槽的发 展,导致强降水只局限于西南地区。与之相反,东移型强降水中,西伯利亚高压 的减弱使得偏北风减弱,同时南支槽的增强则使得大量暖湿空气输送到我国南方 地区,槽前的上升运动也为降水的发生提供了抬升条件。另外,冷空气活动偏弱 有利于南支槽东移,降水落区也随之东移。

高纬度波列与南亚急流波列的协同作用是冷暖气流相对强弱的关键。局地型 强降水中,高纬度波列与南亚急流波列同步发展,来自高纬度的强冷空气抑制南 亚急流波列中南支槽槽前西南暖湿气流东移,降水难以持续;当高纬度波列的发 展超前于强降水,虽然前期在华南地区同样存在冷空气活动,但随着高纬度波列 的消亡,冷空气活动减弱。南亚急流波列发展导致南支槽加深东移,强降水持续 并东移。

本文主要分析了南、北两支波列对东亚冷暖空气活动及降水的影响,对于波 列的触发过程暂没有深入研究。由图 6 可见,波列上游异常信号的来源主要来自 北大西洋。前人工作强调了 AO/NAO 信号对南、北波列的激发作用。黄荣辉等 (2012)在研究西南地区 2009-2010 年严重干旱事件时强调了东亚冷空气活动主 要受到 AO 的调控作用,Li and Sun (2015)和 Li et al. (2020)对中国南方极端 降水个例的分析中表明了 NAO 对南亚急流波列有一定的触发作用,Huang et al. (2020)的工作进一步指出了南亚急流波列的触发与 NAO 的活动密切相关,且 其关系具有多样性。Song et al. (2014)的工作中指出 NAO 既可以触发中高纬波 列,又可以激发南亚急流波列,主要受到非洲副热带地区位势涡度的经向梯度变 化以及 ENSO 的调制作用。关于两支波列的耦合的机制,目前仍不清楚,有待进 一步探究。

18

#### 参考文献(References)

- 布和朝鲁,纪立人,施宁. 2008. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 I:亚非副热带急流低频波 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 419–433. Bueh Cholaw, Ji Liren, Shi Ning. 2008. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008 Part I: Low-frequency waves embedded in the Asian-African subtropical jet [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(4): 419–433. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.07
- 迟潇潇, 尹占娥, 王轩, 等. 2015. 我国极端降水阈值确定方法等对比研究 [J]. 灾害学, 30(3): 186–190. Chi Xiaoxiao, Yin Zhan'e, Wang Xuan, et al. 2015. A comparison of methods for benchmarking the threshold of daily precipitation extremes in China [J], Journal of Catastrophology (in Chinese), 30(3): 186–190. doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2015.03.034
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变 暖的关系 [J]. 气象学报, 66(5): 808–825. Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(5): 808–825. doi: 10.11676/qxxb2008.074
- Ding F, C Li. 2017. Subtropical westerly jet waveguide and winter persistent heavy rainfall in South China [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 122: 7385–7400. doi: 10.1002/2017JD026530
- 高辉, 陈丽娟, 贾小龙, 等. 2008. 2008 年 1 月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析 II: 成因分析 [J]. 气象, 34(4): 101–106. Gao Hui, Chen Lijuan, Jia Xiaolong, et al. 2008. Analysis of the severe cold surge, ice-snow and frozen disasters in South China during 2008: II. Possible climate causes [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(4): 101–106. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2008.4.013
- 黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析 [J]. 大气科学, 36(3): 443-457. Huang Ronghui, Liu Yong, Wang Lin, et al. 2012. Analyses of the causes of severe drought occurring in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(3): 443-457. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11101
- Huang S J, Li X Z, Wen Z P. 2020. Characteristics and Possible Sources of the Intraseasonal South Asian Jet Wave Train in Boreal Winter [J]. J. Climate, 33: 10523–10537. doi: 10.1175/JCLI-D-20-0125.1
- 李崇银,杨辉,顾薇. 2008. 中国南方冰冻雨雪异常天气原因的分析 [J]. 气候与环境研究, 13(2): 113–122. Li Chongyin, Yang Hui, Gu Wei. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain and snow over South China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(2): 113–122. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.02.01

- 李崇银,杨辉,赵晶晶. 2019. 大气环流系统组合性异常与极端天气气候事件发生 [J]. 大气科学学报, 42(3): 321–333. Li Chongyin, Yang Hui, Zhao Jingjing. 2019. Combinational anomalies of atmospheric circulation system and occurrences of extreme weather/ climate events [J]. Trans Atmos Sci (in Chinese), 42(3): 321–333. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20190302001
- Li C, Sun J. 2015. Role of the subtropical westerly jet waveguide in a southern China heavy rainstorm in December 2013 [J]. Adv. Atmos. Sci., 32(5): 601–612. doi: 10.1007/s00376-014-4099-y
- Li X Z, Zhou W. 2016.Modulation of the interannual variation of the India-Burma Trough on the winter moisture supply over Southwest China [J]. Climate Dyn., 46: 147–158. doi: 10.1007/s00382-015-2575-4
- Li X Z, Chen Y Q D, Zhou W. 2017. Response of winter moisture circulation to the India-Burma trough and its modulation by the South Asian waveguide [J]. J. Climate, 30: 1197–1210. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0111.1
- Li X Z, Wen Z P, Zhou W. 2020. Modulation of South Asian Jet wave train on the extreme winter precipitation over Southeast China Comparison between 2015/16 and 2018/19 [J]. J. Climate, 33: 4065–4081. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0678.1
- 林中达. 2011. 盛夏两类东亚高空西风急流北跳的动力过程 [J]. 大气科学, 35(4): 631-644. Lin Zhongda. 2011. Dynamical processes of two categories of northward jumps of the East Asian upper-tropospheric jet stream in midsummer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(4): 631-644. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.04.04
- 刘伟东, 尤焕苓, 任国玉, 等. 2014. 北京地区自动站降水特征的聚类分析 [J]. 气象, 40(7): 844-851. Liu Weidong, You Huanling, Ren Guoyu, et al. 2014. AWS precipitation characteristics based on K-means clustering method in Beijing area [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 40(7): 844-851. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.07.008
- 刘毓赟, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的特征及其对我国气候的影响 [J]. 大气科学, 36(2): 423–432. Liu Yuyun, Chen Wen. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(2): 423–432. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11066
- Liu Y Y, Wang L, Zhou W, et al. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies [J]. Climate Dyn., 42: 2817–2839. doi: 10.1007/s00382-014-2163-z
- 秦剑, 潘里娜, 石鲁平. 1990. 南支槽与强冷空气结合对云南冬季天气的影响 [J]. 气象, 17(3): 39-43. Qin Jian, Pan Lina, Shi Luping. 1990. Influences of the southern trough and strong cold air on the winter weather

over Yunnan province [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 17(3): 39–43. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.1991.3.009

- 施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系 [J]. 应用气象学报, 7(2):
  175–182. Shi Neng. 1996. Features of the east Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent
  40 years and their relation to climate [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 7(2): 175–182.
- Song J, Li C Y, Zhou W. 2014. High and low latitude types of the downstream influences of the North Atlantic Oscillation [J]. Climate Dyn., 42:1097–1111. doi: 10.1007/s00382-013-1844-3
- Song L, Wu R G. 2017. Processes for Occurrence of Strong Cold Events over Eastern China [J]. J. Climate, 30: 9427–9266. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0857.1
- 索渺清. 2008. 南支西风槽建立、传播和演变特征及其对中国天气气候的影响 [D]. 中国气象科学研究院博 士学位论文, 109pp. Suo Miaoqing. 2008. Formation, propagation and evolution characteristics of wintertime southern branch trough in the subtropical westerlies and its impacts on the weather and climate in China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 109pp.
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. J. Atmos. Sci., 58(6): 608–627. doi: 10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 337-350. Tao Shiyan, Wei Jie. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(4): 337-350. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.01
- 王林, 冯娟. 2011. 我国冬季降水年际变化的主模态分析 [J]. 大气科学, 35(6): 1105–1116. Wang Lin, Feng Juan. 2011. Two major modes of the wintertime precipitation over China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(6): 1105–1116. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.06.10
- 曾剑, 张强, 王同美. 2010. 东亚冬季风与中国南方冬季降水的关系分析 [J]. 高原气象, 29(4): 975-981. Zeng Jian, Zhang Qiang, Wang Tongmei. 2010. Analysis on relationship of East-Asian winter monsoon intensity and winter precipitation in southern China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29(4): 975-981.
- Zhou L T. 2010. Impact of East Asian winter monsoon on rainfall over southeastern China and its dynamical process [J]. International Journal of Climatology, 31: 677–686. doi: 10.1002/joc.2101
- Zong H F, Bueh C, Ji L R. 2014. Wintertime extreme precipitation event over southern China and its typical circulation features [J]. Chin. Sci. Bull., 59(10): 1036–1044. doi: 10.1007/s11434-014-0124-x