张雪蓉，王丽芳，王博妮，等，2022. 台风远距离影响下江苏两次梅雨期暴雨过程对比分析[J]. 气象，48(12)：1550-1564. Zhang X R，Wang L F，Wang B N，et al，2022. Comparison of two rainstorms related to distant typhoons affecting Jiangsu Province during Meiyu Period[J]. Meteor Mon，48(12)：1550-1564(in Chinese).

台风远距离影响下江苏两次梅雨期暴雨过程对比分析*

张雪蓉[1] 王丽芳[2] 王博妮[3] 田心如[4] 吴海英[4] 濮梅娟[4]

1 中国气象局交通气象重点开放实验室，南京气象科技创新研究院，江苏省气象科学研究所，南京 210041

2 上海市嘉定区气象局，上海 201800

3 江苏省气象服务中心，南京 210041

4 江苏省气象台，南京 210041

提 要： 台风远距离影响下江苏两次梅雨期暴雨过程(2001 年 6 月和 1986 年 7 月，以下简称“01·6”降水过程和“86·7”降水过程)的对比分析表明：“01·6”降水过程暴雨持续时段集中、落区稳定、降水强度大；“86·7”降水过程暴雨持续时间长、落区自北向南移动、降水强度稍弱。环流形势方面，“01·6”过程副热带高压北抬明显，台风倒槽北伸与低空急流共同构成低层风场辐合、输送暖湿气流，中高层低压槽稳定少动，高层冷空气影响较弱；“86·7”过程台风倒槽北伸和影响程度均不及“01·6”过程，低空急流对低层风场辐合及暖湿气流输送贡献更大，中高层低压槽东移较快且均明显南压，高层冷空气影响较强。动力条件方面，“01·6”过程高层辐散、低层辐合更剧烈，上负下正的涡度配置更加稳定深厚，非地转湿 Q 矢量辐合更强，且动力配置均稳定于江苏东南部；“86·7”过程动力条件稍弱，且高低空散度耦合、垂直涡度配置由江苏中北部向东南部移动，非地转湿 Q 矢量辐合区覆盖江苏东部。水汽条件方面，“01·6”过程较“86·7”过程低层水汽通量辐合更强，暴雨区上空饱和程度更高、深厚饱和层形成更早、维持时间更长。热力条件方面，“86·7”过程中低层大气对流不稳定性更强，但“01·6”过程 E 指数及其增幅更大，即中低层大气能量更高、水汽含量更丰富。

关键词： 远距离台风，暴雨，急流，动量下传，非地转湿 Q 矢量

中图分类号： P458 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.033101

Comparison of Two Rainstorms Related to Distant Typhoons Affecting Jiangsu Province During Meiyu Period

ZHANG Xuerong[1] WANG Lifang[2] WANG Boni[3] TIAN Xinru[4] WU Haiying[4] PU Meijuan[4]

1 Key Laboratory of Transportation Meteorology, CMA, Nanjing Joint Institute for Atmospheric Sciences, Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210041

2 Jiading District Meteorological Office of Shanghai, Shanghai 201800

3 Jiangsu Meteorological Service Center, Nanjing 210041

4 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210041

Abstract: A comparison of two rainstorms that ocurred in June 2001 and July 1986 (hereafter “01·6” and “86·7”) related to distant typhoons affecting Jiangsu Province during Meiyu period shows that for “01·6”, the precipitation duration is shorter, the precipitation area is not changed, and the rainfall intensity is stronger, while for “86·7”, the precipitation duration is longer, the precipitation area moves from north

* 国家自然科学基金项目(41805036)和江苏省气象学会青年科研基金项目(KQ201908，KQ202006)共同资助

2021 年 9 月 2 日收稿； 2022 年 3 月 31 日收修定稿

第一作者：张雪蓉，主要从事台风机理研究. E-mail：zhangxueronghua@sina.com

通讯作者：濮梅娟，主要从事天气动力与大气物理研究. E-mail：pumeijuan@126.com

to south, and the rainfall intensity is weaker. In terms of atmospheric circulations, during the "01 · 6" process, the subtropical high extends significantly to the north, the northward extending inverted trough of typhoon and the low-level jet jointly form the low-level convergence and transport the warm and moist air together, the low-pressure troughs at middle- and upper-level are stable, and the influence of upper-level cold air is weaker. Comparatively during the "86 · 7" process, the northward extension and impact of typhoon's inverted trough are weaker, the convergence of low-level wind and the transportation of warm and humid air flow rely more on low-level jet than on the inverted trough of typhoon, the low-pressure troughs at middle- and upper- level both move eastward and southward quickly, and the influence of upper-level cold air is strong. In terms of dynamical analysis, the high-level divergence and low-level convergence of the "01 · 6" process are more intense, the coupling of positive vorticity at lower level and negative vorticity at upper level is more stable and deep, the non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector convergence is stronger, and all these dynamic processes stay over the southeastern part of Jiangsu. However, for "86 · 7", the dynamic processes are weaker, the coupling of divergence and vertical vorticity move from north-central Jiangsu to the southeastern part of Jiangsu, and the non-geostrophic $\boldsymbol{Q}$ vector convergence zone covers eastern part of Jiangsu. Compared with "86 · 7", the low-level water vapor flux convergence of "01 · 6" is stronger, the air over the rainstorm area of "01 · 6" is more saturated, and the deep saturated layer "01 · 6" is formed earlier and maintain longer. In terms of thermodynamical analysis, the convective instability of middle- and lower-level atmosphere is stronger, but the E index and its increment of "01 · 6" are greater, which demonstrates that the middle- and low-level atmosphere contains more energy and more water vapor.

Key words: distant typhoon, rainstorm, jet stream, downward momentum transportation, non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector

引　言

台风活动过程中常伴有大风、暴雨洪涝和风暴潮,其中暴雨常见于台风登陆的沿海地区,也可发生在台风环流远距离影响的区域,是台风引发的主要灾害之一(丁治英和陈久康, 1995; 丁治英等, 2001;朱洪岩等,2000;赵宇和吴增茂,2004;曾欣欣等,2010)。江苏地处中纬度沿海,受台风正面登陆袭击概率较低,台风的远距离影响是造成江苏梅雨期暴雨过程的重要原因之一(钱维宏等,1990),当台风中心还远在华南沿海,其北伸倒槽及环流外围低空急流就开始影响华东地区北部并引发降水,特别是与西风槽或弱冷空气结合时,能够诱发更强的降水(王丽芳,2013),给人民生命财产造成重大损失。2000 年受台风派比安(0016)倒槽影响,江苏淮北地区,出现了大暴雨、部分地区特大暴雨,大暴雨中心盐城市响水县 24 小时雨量达到 830.3 mm,接近当地一年的降水量;2012 年强台风海葵倒槽与冷空气结合又给江苏淮北地区造成特大暴雨,响水县 24 小时雨量达到 507.8 mm。

对于台风与中纬度系统相互作用引发的暴雨,有关专家开展了相关研究。热带气旋倒槽与西风带弱冷空气结合造成大暴雨,具有中纬和低纬系统相互作用特征,同时低空东南急流为暴雨输送了热量和水汽(张少林等,2006)。热带低压倒槽辐合线产生上升运动,高低空急流耦合及高层强辐散为山东威海特大暴雨提供了有利的环境流场(闫淑莲等,2008)。2000 年台风派比安倒槽造成江苏淮北地区罕见特大暴雨,与锋区附近 β 中尺度系统的发生发展密切相关(濮梅娟等,2002)。台风倒槽内暖湿切变线上的中尺度对流云团是造成暴雨的重要条件之一(陈德花等,2015)。台风倒槽外围的东南急流为台风艾利引发河南东部大暴雨提供了水汽和热力条件,台风倒槽顶部的强辐合作用则是暴雨发生发展的动力机制(范学峰等,2007)。通过台风低压外围中尺度系统发生发展及环流背景分析,建立了河南省台风低压外围暴雨概念模型(游景炎等,1998)。

北方扩散南下冷空气与台风北侧外围的东风急流汇合使得辐合抬升加强，导致了上海及周边地区出现台风远距离大暴雨过程（曹晓岗和王慧，2016）。2012年台风海葵造成的江苏两段大暴雨过程，暴雨或大暴雨主要出现在西风槽与台风倒槽结合点附近或西风槽和台风倒槽之间（潘婧茹等，2016）。热带低压与冷空气结合产生的强烈上升运动和不稳定能量释放最终触发大暴雨产生（王丽芳等，2013；陈淑琴等，2014；2018）。

这些研究从不同角度揭示了台风与中纬度系统相互及台风远距离影响下暴雨形成的原因，但由于中纬和低纬系统相互作用过程复杂，精准预报难度大（高拴柱等，2018；徐道生等，2020；危国飞等，2021），且台风是影响梅雨的重要系统，以往研究多关注台风移入梅雨主要水汽输送通道从而中断和结束梅雨（陈联寿和丁一汇，1979；Cheng et al，1999；雷小途和陈联寿，2001），针对不同移动路径台风对梅雨的远距离影响研究较少，因此本文对2001年和1986年梅雨期分别由北上台风飞燕（0102）和西行超强台风佩姬（8607）远距离影响引发的两次江苏暴雨过程（下文简称“01·6”降水过程、“86·7”降水过程）进行对比分析，进一步揭示台风远距离影响下暴雨发生发展的动力热力机制，为提高此类暴雨的预报服务能力提供参考。

1 暴雨过程实况

2001年6月23日，在梅雨前期，由于受台风飞燕北伸倒槽和西风槽的共同影响，江苏东南部出现暴雨天气（即“01·6”降水过程），23日08时至24日08时，南通、无锡、苏州等地日雨量达暴雨量级，部分地区达大暴雨量级，海门和吕四站24小时累计降水量分别达到221 mm和233 mm（图1a）。

1986年7月10—12日，在梅雨后期，由于受超强台风佩姬北伸倒槽和西风槽的共同影响，江苏东部地区出现了暴雨天气（即“86·7”降水过程），盐城、南通、苏州部分地区48小时累计降水量超过100 mm（图1c），盐城大丰达183 mm。江苏境内雨带自北向南移动，10日08时至11日08时，暴雨集中发生在江苏江淮地区东部，连云港南部和盐城中北部出现暴雨、大暴雨，大暴雨中心大丰24小时累计降水量达176 mm；11日08时至12日08时，暴雨逐渐南压至沿江苏南东部，南通、无锡、苏州地区出现暴雨、大暴雨，大暴雨中心太仓、昆山、海门24小时累计降水量分别为160、133和116 mm。

2 大气环流特征

两次降水过程都发生在梅汛期台风倒槽与中高层低压槽的共同影响下，台风中心均离江苏较远。“01·6”降水过程属于登陆华南台风北上倒槽影响的暴雨过程，台风飞燕北上迅速，暴雨持续时段集中、落区稳定、降水强度大。“86·7”过程属于登陆华南台风西行倒槽影响的暴雨过程，江苏境内暴雨落区自北向南移动，影响范围大，暴雨持续时间长。两次降水过程不同高度层次上主要天气环流系统具有不同的特征。

2.1 低层风场

850 hPa上，两次降水过程环流的共同特征是存在低层台风倒槽北伸的影响，台风环流东侧与副热带高压（以下简称副高）西侧之间为风速达20 m·s^{-1}以上的偏南低空急流，急流前方和倒槽顶部附近的风速辐合共同为低层风场辐合创造条件，同时低空急流携带大量暖湿空气北上，较强的水汽、热量和动量的辐合，为强降水产生提供充足的水汽和能量。两次过程具体环流特征对比如下。

“01·6”降水过程，台风飞燕迅速北上，倒槽北伸明显，在台风登陆福建前后其倒槽顶部已北抬至江苏境内。台风环流东侧偏南低空急流随台风北抬增强，同时，在急流左前方倒槽顶部附近形成风场辐合区（图2a）。

“86·7”降水过程，台风佩姬在华南沿海西北行登陆，倒槽强度及北伸程度均不及“飞燕”，且台风环流与副高之间的偏南低空急流在台湾海峡附近与台风主体大风速环流分离，台风主体环流位置偏南，给华南降水带去影响，偏南低空急流靠近副高环流，急流左前方低层风速辐合北上影响江苏降水，江苏附近倒槽顶部的风场辐合弱于“01·6”过程（图2c）。

2.2 中层形势

500 hPa上，两次台风远距离影响下的暴雨过

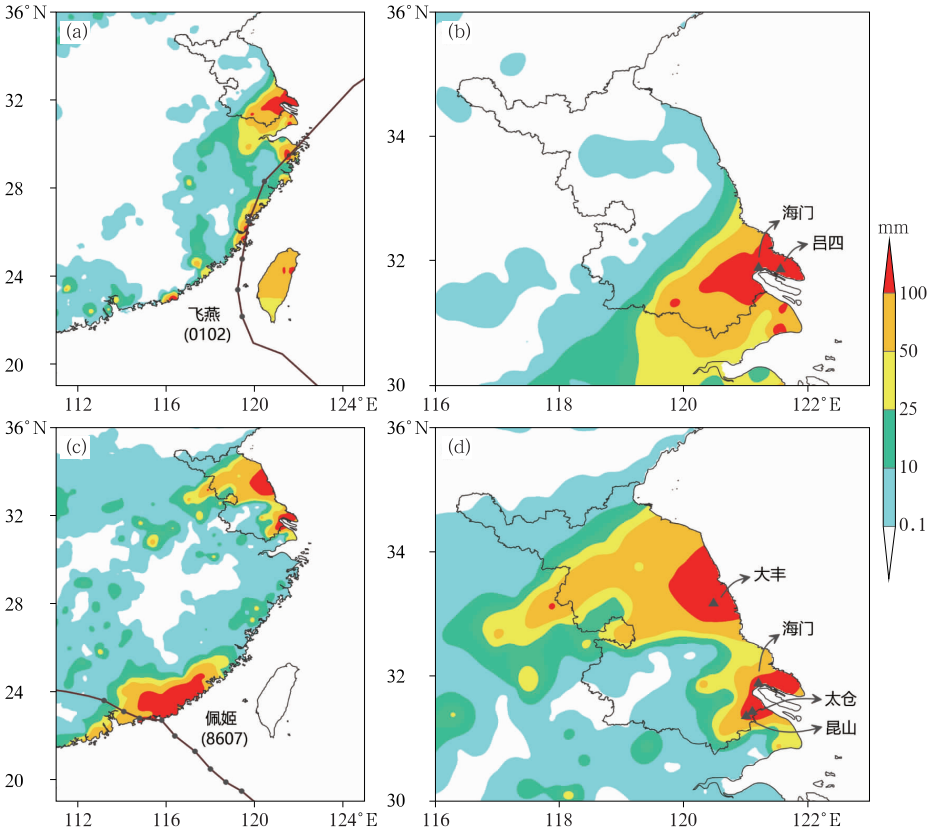


图 1　(a,b)“01・6”降水过程,(c,d)“86・7”降水过程的累计降水(填色)和台风路径(粗实线,圆点表示两次暴雨过程中对应的台风路径点)(三角标记表示降水中心代表站点)

Fig. 1　Observed accumulative precipitation (colored) and TC tracks (solid line, dots: track points) corresponding to the two heavy rainfall events (a, b) "01・6" (from 23 to 24 June 2001); (c, d) "86・7" (from 10 to 12 July 1986, the same below) (Triangle marks denote representative stations in maximum precipitation centers)

程中江苏均受中纬度西风槽以及台风环流和带状副高之间的偏南气流共同影响,中层风场辐合由台风副高之间偏南气流与西风槽气流交汇形成。

“01・6”降水过程,中纬度西风槽稳定于我国华北地区加深发展并切断出低涡中心,副高西侧偏南气流引导台风飞燕北上。随着副高北抬东退,“飞燕”登陆福建继续北上,西风槽前偏西气流与台风副高环流之间的偏南气流在江苏东南部辐合并逐渐加强(图 2b)。

“86・7”降水过程,中纬度西风槽也于华北地区加深发展但东移迅速,超强台风佩姬和副高之间的偏南气流与西风槽前偏西气流在江苏中北部辐合,随着副高逐渐东退,西风槽东移南压,台风和副高之间的偏南气流继而与西风槽后偏北气流辐合,辐合加强且辐合区域随西风槽东移南压影响江苏东南部(图 2d)。

2.3　高空急流

200 hPa 上,两次台风远距离影响下的暴雨区域均处于高空急流入口区右侧的高层辐散区下方。不同之处在于,“01・6”过程的 200 hPa 高空槽稳定于华北地区加深发展,江苏上空为槽前西南气流,槽后冷空气对江苏影响不明显,且槽前高空急流入口区右侧的辐散区一直处于江苏东南部上空,并与低层和中层稳定于江苏东南部的辐合区耦合,为暴雨的发生发展提供了有利的动力条件(图 2b)。而“86・7”过程,高空槽上游南亚高压剧烈发展,经向度显著增大同时持续增强东扩,高空槽随之迅速加深并东移南压,槽后冷空气对江苏影响逐渐增强,高层辐散区随槽前高空急流于江苏上空自北向东南移

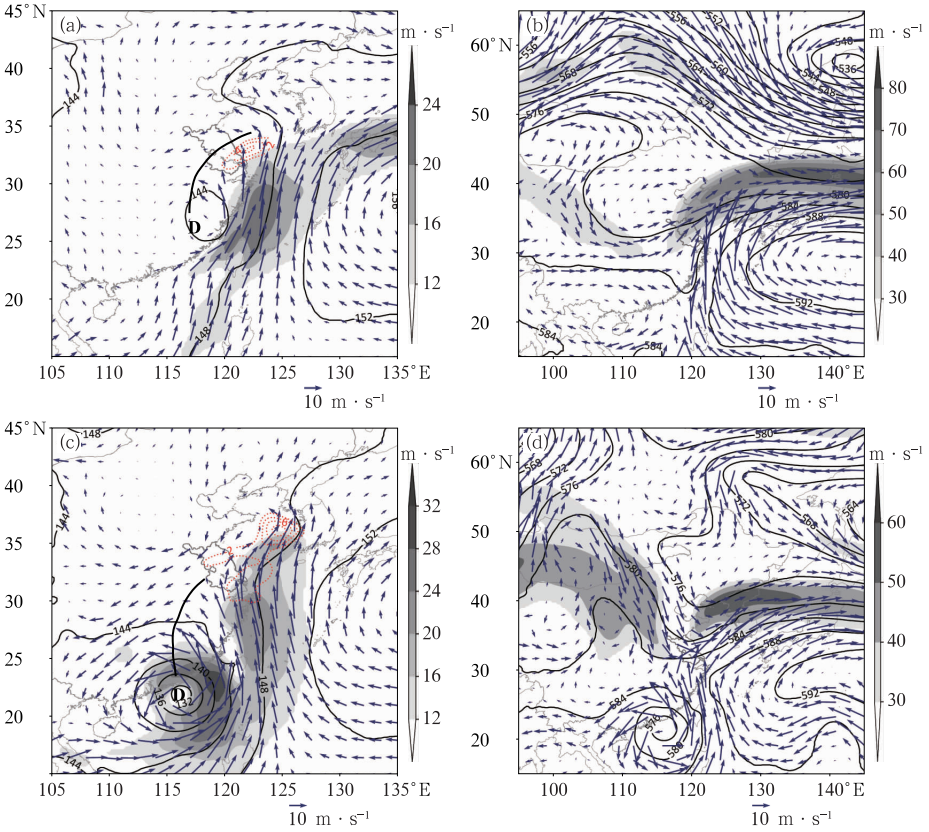


图 2 (a,c)850 hPa 风场(风矢)、高度场(等值线,单位:dagpm)、风场散度(红色虚线,单位:10^{-5} s^{-1})和低空急流(阴影);(b,d)500 hPa 风场(风矢)、高度场(等值线,单位:dagpm)和 200 hPa 高空急流(阴影)(a,b)"01·6"降水过程,(c,d)"86·7"降水过程

(图 2a 和 2c 中,D 表示台风中心,粗实线代表倒槽辐合线)

Fig. 2 (a, c) Wind field (vector), height field (solid line, unit: dagpm), divergence field (red dotted line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and low level jets (shaded) at 850 hPa; (b, d) height field (solid line, unit: dagpm) and wind field (vector) at 500 hPa, upper-level jet stream (shaded) at 200 hPa (a, b) "01·6", (c, d) "86·7"

(In Figs. 2a and 2c, D signs represent tropical cyclone centers, thick solid lines represent convergence lines of inverted-troughs)

动(图 2d)。

综上分析,两次降水过程各高度层次上的主要影响系统相同。而区别在于,"01·6"过程副高略有东退同时明显北抬,台风随之迅速北上,倒槽北伸影响明显,中高层低压槽均稳定少动,低层和中层辐合与高层辐散形成的动力条件稳定耦合于江苏东南部。"86·7"过程低层台风以偏西行为主,"佩姬"倒槽北伸和影响程度均不及"飞燕",使得江苏附近倒槽顶部风场辐合弱于"01·6"过程,而中高层低压槽东移较快且均明显南压,低层和中层辐合与高层辐散耦合形成的动力条件由江苏中北部向东南部移动。"01·6"过程和"86·7"过程环流形势的差异,是造成两次降水过程前者落区稳定、降水强度大,后者落区自北向南移动、强度稍弱的重要因素之一。

3 两次暴雨过程的动力条件特征

3.1 高低空散度

在高低空急流耦合作用下,两次降水过程暴雨区都形成了低层辐合、高层辐散的动力配置。高层风场辐散区位于高空急流入口区右侧,由高空槽加深后槽前的偏南风风速辐散造成;低层风场辐合区由低空急流左前方及台风倒槽顶部附近的风场辐合构成。

两次暴雨过程中高层辐散强度都与高空急流入

口区右侧南风大小成正比，并随南风风速的增大而不断加强。“01·6”降水过程，200 hPa 高空槽加深发展，槽前高空急流风速明显增大、风向由偏西风转为西南风，南风分量中心值由 20 m·s^{-1}增大至 40 m·s^{-1}，辐散中心值随之由 2×10^{-5} s^{-1}增大至 8×10^{-5} s^{-1}（图 3a，3b），高空急流入口区右侧的高层辐散大值区随高空急流增强发展为西南—东北带状分布，江苏东南部一直处于辐散大值带下方；“86·7”降水过程开始前，200 hPa 高空槽强度极弱，受上游效应影响高空槽随南亚高压发展增强，且高空槽加深同时快速东移南压，槽前平直西风迅速发展为强偏南风，高空急流南风分量中心值由 5 m·s^{-1}增大至 30 m·s^{-1}，辐散中心值由 1×10^{-5} s^{-1}增大至 4×10^{-5} s^{-1}（图 3c，3d），辐散大值带由几乎覆盖整个江苏区域随高空槽加深东移南压向江苏东南部移动。

Matsumoto and Ninomiya（1971）分析认为高空急流动量下传会触发低空急流发展增强。丁治英等（2001）研究指出高空动量下传主要表现在经向速度分量的动量下传。本文分析发现两次降水过程中，暴雨区上空高空急流入口区右侧南风动量均不断增大并向低层传递。

“01·6”降水过程的南风动量下传分为两个阶段，第一阶段为降水开始前 18 h 内（即 2001 年 6 月 22 日 08 时至 23 日 02 时），由图 4a 可见南风等风速线陡立并随时间由高层向低层下降，低层南风动量增大，低空偏南急流北缘由 20°N 附近快速北抬至 30°N 附近。第二阶段为降水达到最强前的 12 h 内（即 6 月 23 日 14 时至 24 日 02 时），南风等风速线继续随时间向低层下降，南风动量进一步下传（图 4a），低空急流南风风速中心值增加至 22 m·s^{-1}以上，低空偏南急流北缘北抬至 33°N 附近（图 4c）。

“86·7”降水过程的南风风速等值线近乎与等压面垂直，但南风等风速线分布并不密集，且降水增幅前（即 1986 年 7 月 11 日 08 时前）200 hPa 上高空槽前南风风速较小，故南风动量下传稍弱于“01·6”降水过程（图 4b），低空急流北抬同时低层南风动量增强相对较慢（图 4d）。

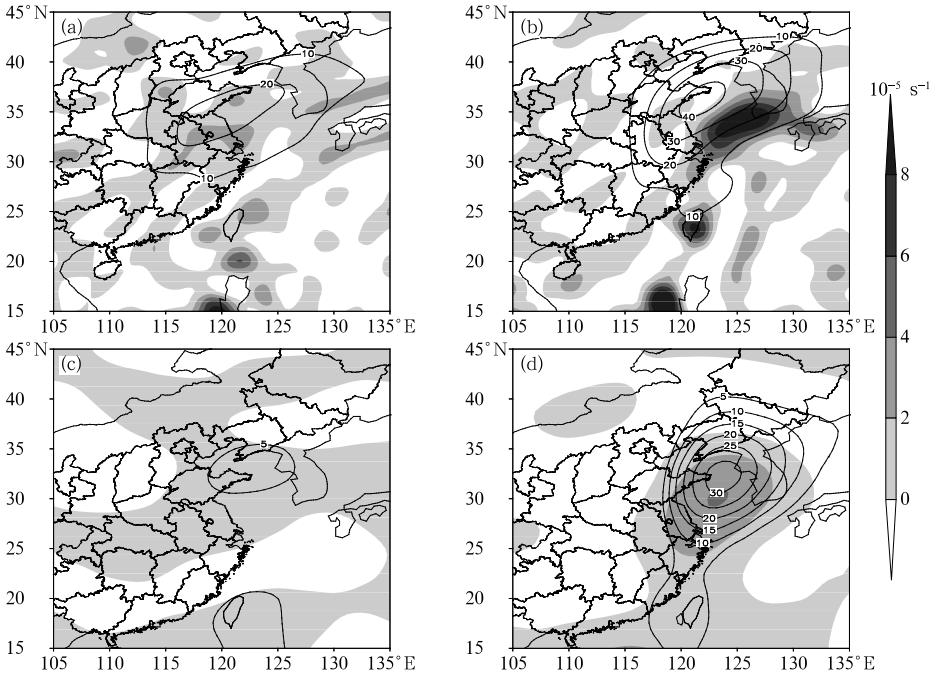


图 3　降水(a,c)开始和(b,d)最强时 200 hPa 南风风速（等值线，单位：m·s^{-1}）及风场散度（阴影）
(a,b)“01·6”降水过程：(a)23 日 02 时，(b)24 日 02 时；
(c,d)“86·7”降水过程：(c)10 日 08 时，(d)11 日 08 时

Fig. 3　The south wind speed (solid line, unit: m·s^{-1}) and total divergence of wind field (shaded) at 200 hPa at (a, c) the beginning and (b, d) strongest time of precipitation
(a) 02:00 BT 23 June 2001, (b) 02:00 BT 24 June 2001,
(c) 08:00 BT 10 July 1986, (d) 08:00 BT 11 July 1986

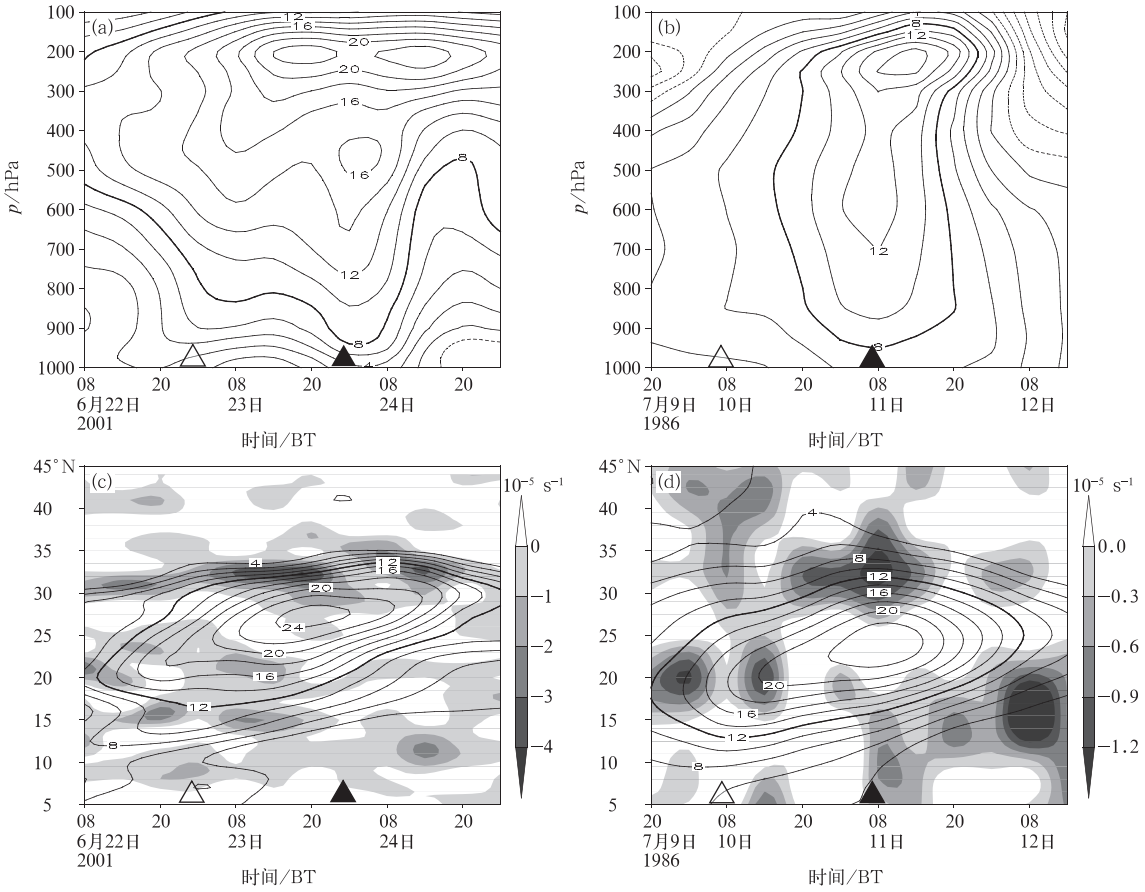


图4 (a,b)南风风速沿两次降水过程暴雨中心(32°N、122°E)的时间-高度剖面(实线,单位:m·s^{-1});(c,d)850 hPa南风风速(实线,单位:m·s^{-1})及风场散度(阴影,单位:10^{-5} s^{-1})沿低空急流中心(c)124°E和(d)123°E的经向-时间剖面

(a,c)"01·6"降水过程,(b,d)"86·7"降水过程

(△表示降水开始时刻,▲表示降水最强时刻,下同)

Fig. 4 (a, b) Time-height cross sections of south wind speed at rainstorm centers (32°N, 122°E) for the two heavy rainfall events (solid line, unit: m·s^{-1}); (c, d) time-meridional cross sections of south wind speed (solid line, unit: m·s^{-1}) and wind divergence (shaded) at 850 hPa along the center of low-altitude jet streams along (c) 124°E and (d) 123°E

(a, c) "01·6", (b, d) "86·7"

(Hollow triangles represent the beginning of the rain, black triangles represent the time of heaviest rain, the same below)

两次降水过程,台风环流与副高环流之间的低空急流都以偏南风分量为主,因此南风风速一定程度上可代表低空急流强度。对比两次降水过程850 hPa上南风风速和风场散度沿低空急流中心的经向时间剖面(图4c,4d),发现低空急流北抬增强与高层南风动量下传有很好的时间对应关系。

"01·6"降水过程开始前,台风飞燕中心位于20°N附近,大于12 m·s^{-1}的低空急流南风风速带分布在我国26°N以南东部海面上空,随着高空槽发展加深、槽前南风增强,下沉运动引起的高层南风动量下传使低空急流快速北抬、南风风速增大,同时台风飞燕北上倒槽北伸,急流左前方与倒槽顶部的南风风速辐合为降水开始提供了动力条件,降水开始后,高层南风动量继续下传,急流前方至倒槽顶部之间的南风等风速线愈发密集,风场辐合进一步增强,辐合中心值达-4×10^{-5} s^{-1}(图4c)。

"86·7"降水过程开始前,台风佩姬中心位于17°N附近,大于12 m·s^{-1}的低空急流南风风速带分布在"佩姬"环流东北侧27°N以南海面上空,台风偏西行过程中,受南亚高压剧烈发展影响,高空槽迅速加深并东移南压,南风动量随下沉运动由高层下传,低空急流随之北抬,降水发展过程中,低空急

流南风分量中心值增加至 20 m·s^{-1}以上，急流北缘北抬至 32°N 以北，但由于“86·7”过程南风动量下传稍弱于“01·6”过程，且“佩姬”倒槽强度及北伸程度均不及“飞燕”，故“86·7”过程低空急流南风风速增强程度和急流前方南风风速等值线密集程度均弱于“01·6”降水过程，低层风场辐合中心值仅达 -1.2×10^{-5} s^{-1}(图 4d)。

综上分析可见，高层南风动量下传对“低层辐合、高层辐散”动力条件的形成起关键作用，其强度和位置与暴雨强度和落区密切相关。一方面高层辐散随高空槽前南风增大而不断加强；另一方面高层南风动量下传使低空急流北抬增强，低空偏南急流前方南风风速辐合不断加强，高低空急流耦合，形成低层辐合、高层辐散的有利配置，为强降水的产生提供了十分有利的动力抬升条件。而高空急流入口区南风大小以及高层南风动量下传较弱导致的低层辐合、高层辐散强度相对偏弱，是“86·7”过程降水强度弱于“01·6”过程的原因之一。

3.2　垂直涡度和上升运动

垂直涡度与上升运动的有利配置是暴雨发生发展的另一重要动力机制。

“01·6”降水过程开始前，低空急流前方的正涡度带位于江苏以南 30°N 附近，江苏南部上空中层受西风槽前偏西气流与台风副高环流之间偏南气流辐合产生的正涡度影响，高层受 200 hPa 槽前高空急流入口区南侧负涡度影响，中低层正涡度中心值达 4×10^{-5} s^{-1}，高层负涡度中心值达 -6×10^{-5} s^{-1}(图 5a)。随着台风飞燕迅速北上，其倒槽顶部的低层正涡度区北抬，500 hPa 上副高与台风环流之间偏南气流增强北上与中纬度西风槽前偏西气流剧烈辐合，中层正涡度持续增强，江苏东南部(图 5 中由黑色三角标出)上空 500 hPa 以下均为正涡度，配合 200 hPa 高空槽加深后槽前高空急流入口区右侧增强的高层负涡度，1000～100 hPa 均为上升运动，上升速度中心值增大至 -0.9 Pa·s^{-1}以上，上升运动的增强激发了低空急流带来的暖湿气流与中高层槽后偏北风带来的干冷空气形成的对流不稳定能量以及凝结潜热的释放，上负下正的涡度配置提供了良好的动力条件，降水发生发展(图 5b)。随着“飞燕”继续北上，副高略有东退，低空急流继续北抬，台风倒槽顶部向东北方向伸展至低空急流前方，低层形成宽广的正涡度大值带，“飞燕”虽然强度略有减弱，但其深厚的正涡度柱北上与中层西风槽前及低层急流前方正涡度形成了 300 hPa 以下宽广深厚的正涡度柱，暴雨中心上空 925 hPa 正涡度中心值达 10×10^{-5} s^{-1}，400 hPa 附近垂直上升速度中心值增强至 -1.2 Pa·s^{-1}以上，降水达到最强(图 5c)，深厚的正涡度柱和整层强烈的上升运动是“01·6”降水过程暴雨增强的重要动力抬升条件。后期台风飞燕经

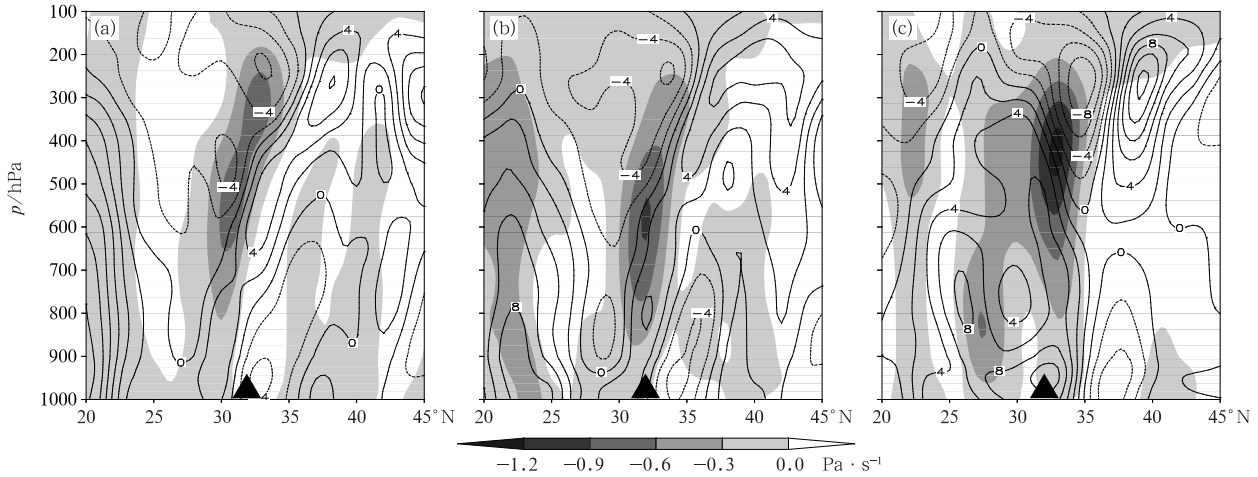


图 5　2001 年 6 月(a)22 日 14 时，(b)23 日 02 时，(c)24 日 02 时涡度垂直分量(等值线，单位：10^{-5} s^{-1})及垂直速度(阴影)沿“01·6”过程暴雨中心所在经度 122°E 的垂直剖面

(黑色三角表示暴雨中心所在位置)

Fig. 5　Vertical profiles of vertical vorticity (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (shaded) along 122°E at (a) 14:00 BT 22, (b) 02:00 BT 23, (c) 02:00 BT 24 June 2001

(Black triangle represents the location of rainstorm center for “01·6” heavy rainfall event)

舟山群岛东移入海，倒槽及低空急流远离江苏，正涡度大值带及强上升运动区移出江苏东南部，降水减弱渐止。

“86·7”降水过程，由于台风佩姬以偏西行为主，对中低层环流形势的影响与北上台风飞燕不同，故“86·7”过程上升运动与垂直涡度的配置演变与“01·6”过程略有差异（图略）。“佩姬”登陆广东前以向西偏北方向运动为主，其倒槽强度及北伸程度均不及“飞燕”，低层正涡度带主要由偏南低空急流前方的南风辐合构成，配合中层西风槽前偏西气流与台风副高之间北上偏南气流辐合形成的正涡度区以及高层高空急流南侧辐散形成的负涡度，江苏中北部上空也形成了上负下正的涡度配置，中低层正涡度达 6×10^{-5} s^{-1} 以上，高层负涡度达 -4×10^{-5} s^{-1}，相应的上升速度大值中心 -0.6 Pa·s^{-1} 分布于 500～400 hPa，降水于江苏中北部发生发展。“佩姬”登陆广东后，转向偏西方向移动，与副高环流之间距离逐渐增大，低空急流沿副高环流外围继续北上且强度逐渐减弱，急流前方正涡度带向东北方向移动对江苏影响减弱，中层西风槽东移南压，槽后偏北气流在江苏东南部上空与台风副高之间北上的偏南气流辐合，中层正涡度值增大至 10×10^{-5} s^{-1} 以上，高层高空急流入口区南侧负涡度区随高空槽加深东移南压至江苏东南部上空，故虽然“佩姬”西行后低层正涡度逐渐减弱，但中层正涡度增强并东移南压，500～400 hPa 上升速度大值中心增大至 -0.9 Pa·s^{-1}，江苏境内雨带南移至江苏东南角。之后随着“佩姬”继续西行以及中高层影响系统的继续东移，上负下正的涡度配置消失，降水渐止。

综上分析，上负下正的涡度配置激发产生了相应的垂直上升运动，而垂直上升运动将偏南低空急流带来的暖湿水汽由低层向高层输送，降雨发生发展的同时也激发了凝结潜热和高低空急流耦合形成的“低层暖湿，高层干冷”的不稳定能量的释放，促使上升运动增强，降水持续并出现增幅。“01·6”降水过程，随着副高北抬，台风飞燕快速北上，低层台风倒槽及低空急流与高空急流形成的上负下正的涡度配置稳定在江苏东南部深厚发展，降水时段集中、落区稳定、强度大。“86·7”降水过程，台风佩姬西行，低空急流沿副高外围北上，低层正涡度带由江苏中北部移向海上，西风槽和高空急流的东移南压也使影响江苏的中层正涡度及高层负涡度向江苏东南部移动，江苏境内降水持续时间较长、落区自北向南移动。

3.3 非地转湿 Q 矢量及其散度

非地转湿 Q 矢量考虑了凝结潜热作用，且有两个对暴雨发生发展条件具指示意义的特征：一是其方向指向上升气流区，而背向下沉气流区；二是其散度小于零时，对应区域有上升运动产生，而散度大于零时，对应区域为下沉运动，这是因为非地转湿 Q 矢量使热成风关系发生变化，从而激发垂直次级环流的形成（张兴旺，1998；姚秀萍和于玉斌，2000；杨晓霞等，2006；赵桂香等，2006）。

“01·6”降水过程开始前，非地转湿 Q 矢量辐合区中心值为 -15×10^{-15} $hPa^{-1}\cdot s^{-3}$，相应的次级环流上升支位于 28°～30°N 上空，江苏南部处在辐合上升支北侧的辐散下沉区中，随着台风倒槽北伸、低空急流北抬，非地转湿 Q 矢量辐合区逐渐北移至江苏南部，降水开始。当非地转湿 Q 矢量辐合进一步增强，江苏南部上空 400 hPa 附近辐合中心值达 -27×10^{-15} $hPa^{-1}\cdot s^{-3}$，北侧辐散中心值由 6×10^{-15} $hPa^{-1}\cdot s^{-3}$ 增强至 12×10^{-15} $hPa^{-1}\cdot s^{-3}$，相应的上升和下沉运动加强，激发垂直次级环流进一步发展，降水对应增强（图 6a）。随着次级环流逐渐减弱，降水减弱渐止。

“86·7”降水过程开始前，江苏上空非地转湿 Q 矢量散度大于零，由下沉运动控制。随着低空急流北上、西风槽东移，112°～126°E 上空为非地转湿 Q 矢量辐合区，辐合区东西两侧为较强的辐散区，完整的次级环流激发降水开始。之后低空急流进一步北抬，500 hPa 西风槽加深东移，高空急流入口区南风分量辐散增大，非地转湿 Q 矢量辐合带明显增强收窄于江苏东南部上空，形成了深厚的非地转湿 Q 矢量辐合柱，400 hPa 附近辐合中心值增大至 -1.6×10^{-15} $hPa^{-1}\cdot s^{-3}$，次级环流增强，降水达到最强（图 6b）。随着各层影响系统继续移动远离江苏，非地转湿 Q 矢量辐合区移出江苏，降水减弱。

分析两次降水过程最强阶段非地转湿 Q 矢量的水平流线和散度分布，发现非地转湿 Q 矢量水平流线辐合线对降水落区存在指示意义。根据非地转湿 Q 矢量方向总是指向上升气流区，而背向下沉气流区的特征，其水平流线辐合线所在处即为上升气流区，400 hPa 上两次降水过程均受一条西南—东北向的非地转湿 Q 矢量辐合线影响，周围非地转湿 Q 矢量流线均指向辐合线，且在辐合线附近分布着

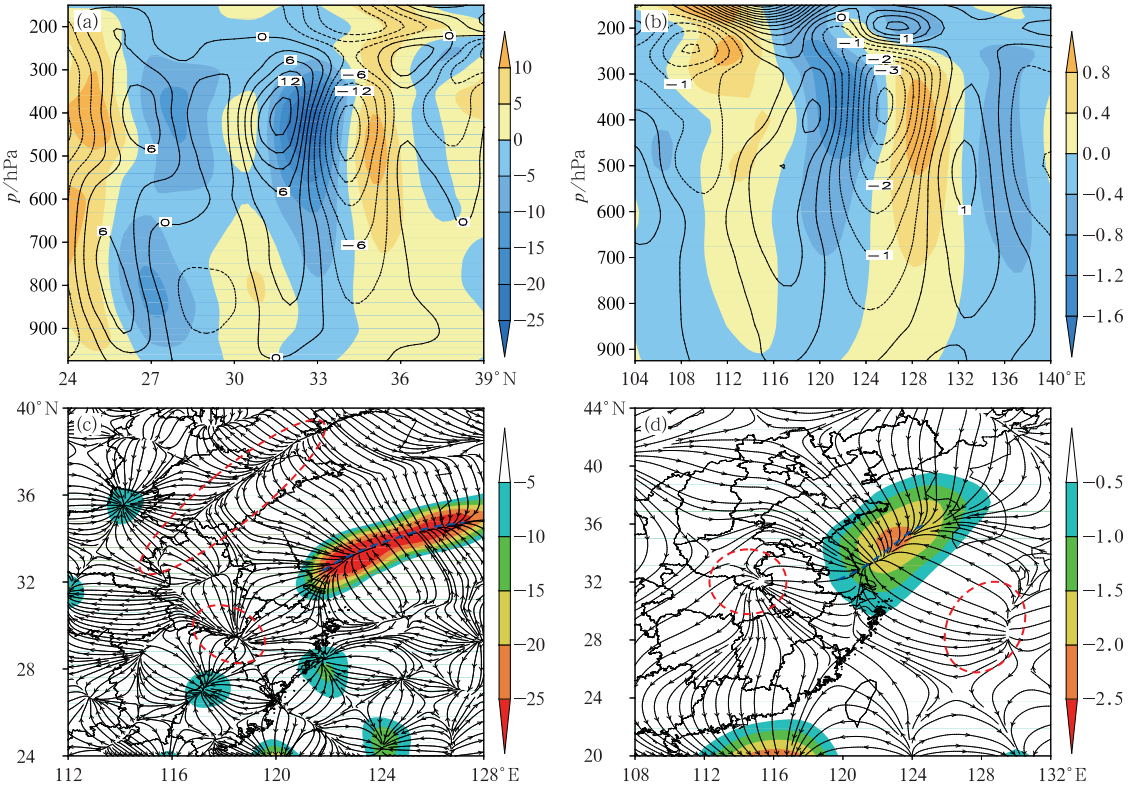


图 6　(a,b)非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量散度(填色,单位:10^{-15} hPa^{-1} · s^{-3})及非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量(等值线,单位:10^{-10} m · hPa^{-1} · s^{-3})沿暴雨中心的垂直剖面;(c,d)400 hPa 非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量流场及散度场(填色,单位:10^{-15} hPa^{-1} · s^{-3})(a,c)2001 年 6 月 24 日 02 时,(b,d)1986 年 7 月 11 日 08 时(蓝色粗虚线表示非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量的水平辐合线,红色虚线圆圈指示了对应的非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐散区)

Fig. 6　(a, b) Vertical profiles of non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector divergence (shaded, unit: 10^{-15} hPa^{-1} · s^{-3}), and non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector (contour, unit: 10^{-10} m · hPa^{-1} · s^{-3}); (c, d) 400 hPa streamlines and divergence (colored, unit: 10^{-15} hPa^{-1} · s^{-3}) of non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector (a, c) 02:00 BT 24 June 2001, (b, d) 08:00 BT 11 July 1986 (Blue thick dashed lines represent convergence lines of non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector, and red thick dashed circles denote divergence areas of non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$ vector)

相应的非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐散区,与辐合线共同建立次级环流激发降水。"01 · 6"降水过程,流线辐合线与相应的辐合区覆盖江苏东南角,与大暴雨落区吻合(图 6c);"86 · 7"降水过程,流线辐合线与相应的辐合区覆盖江苏东部,与大暴雨中心于江苏东部自北向南移动相符(图 6d)。

4　两次暴雨过程的水汽和热力条件特征

4.1　水汽输送及辐合

暴雨的发生发展需要良好的动力条件激发强烈上升运动的同时,也需要充足的水汽供应,两次降水过程中低层台风与副高环流之间强盛的偏南低空急流是水汽输送的主要途径,低层水汽通量大值带及中心值区域与低空急流及其极大风速中心分布范围吻合,而两次降水过程的大暴雨中心落区则与低层水汽通量散度的辐合大值区相对应(图 7a,7b)。

"01 · 6"降水过程开始前,低层副高分布位置偏南,低空急流前方和台风"飞燕"倒槽顶部的偏南气流还分布在 30°N 以南,江苏南部上空水汽通量大值区位于 600～500 hPa,水汽输送主要来源于中层台风与副高之间以及副高西北侧的偏南气流。随着台风北上和低空急流北抬,低层偏南气流带来的暖湿空气使江苏南部上空低层水汽通量明显增大,配

合低空急流前方的偏南风风速辐合带，江苏南部上空形成了深厚的饱和层（即温度露点差 $T-T_d \leqslant 2$℃的区域），900～800 hPa 出现了 -4×10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1} 的水汽通量辐合中心，降水开始。随着“飞燕”和低空急流继续北上，低空急流输送的水汽通量进一步增大，并在 900 hPa 附近形成了 20 g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1} 的水汽通量大值中心，且低层台风倒槽顶部至急流前方以及中层西风槽前辐合进一步增强，江苏南部上空低层至中层水汽通量辐合继续增大，辐合中心值达 -6×10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}，深厚饱和层维持，降水随之达到最强。之后，随着“飞燕”向东北方向移动入海，台风倒槽及低空急流的偏南气流远离江苏，水汽输送减弱，降水渐止（图 7c）。

“86·7”降水过程开始前，低层副高分布位置偏北，低层水汽沿副高外围的偏南气流已输送至江苏中部以南，中层副高 5880 gpm 线西伸脊点位于 119°E，阻挡了中层水汽进一步往北向江苏输送，故江苏上空中层水汽通量很弱，水汽通量大值区位于 850 hPa 以下。随着低空急流北抬，低层水汽通量

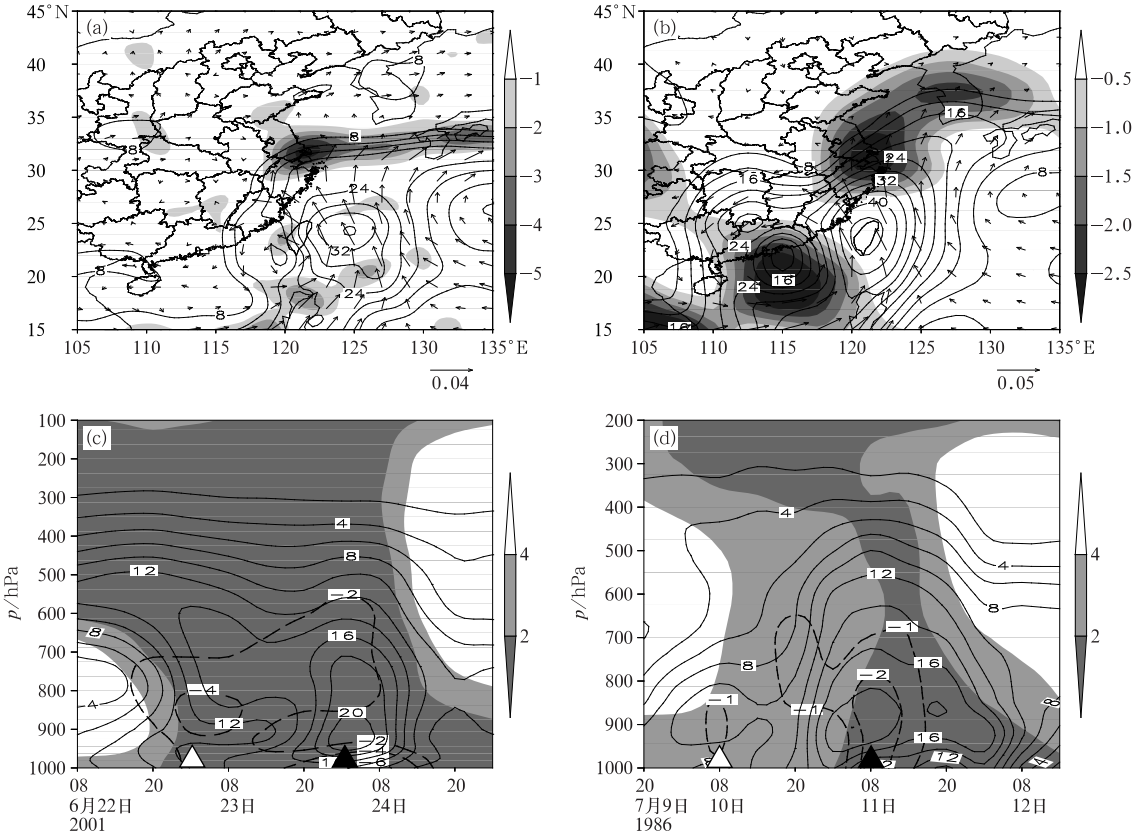


图 7 (a)2001 年 6 月 23 日 02 时和(b)1986 年 7 月 11 日 08 时 850 hPa 水汽通量（等值线和箭矢，单位：g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}）及水汽通量散度（阴影，单位：10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}）；(c)“01·6”降水过程和(d)“86·7”降水过程水汽通量（等值线，单位：g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}）、水汽通量散度（虚线，单位：10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}）及温度露点差（阴影，单位：℃）沿两次降水过程的暴雨中心的时间-高度剖面

Fig. 7 (a, b) The 850 hPa water vapor flux (contour and vertor, unit: g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}) and divergence of water vapor flux (shaded, unit: 10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}) at (a) 02:00 BT 23 June 2001 and (b) 08:00 BT 11 July 1986; (c, d) time-height cross sections of water vapor flux (contour, unit: g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}), divergence of water vapor flux (dashed line, unit: 10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}) and dew point depression (shaded, unit: ℃) for the two heavy rainfall events at rainstorm centers of (c) “01·6” and (d) “86·7”

继续增大,并在 900 hPa 附近形成 10 g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}的水汽通量中心,但是由于台风佩姬倒槽强度及北伸程度均不及“飞燕”,倒槽顶部至低空急流前方的偏南风辐合弱于“01·6”过程,江苏上空仅形成深厚湿层(即温度露点差 $T-T_d\leqslant4$℃的区域),水汽通量辐合中心值仅达-1×10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1},降水开始。直至副高明显东退,西风槽东移南压,中层水汽输送才不受阻挡,配合低空急流输送的暖湿气流和中低层风场辐合,江苏南部上空 900 hPa 附近水汽通量中心值增大至 18 g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1},800 hPa 以下水汽通量辐合中心值达-2×10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1},深厚的饱和层(即温度露点差 $T-T_d\leqslant2$℃的区域)形成,降水达到最强。随着低空急流及中高层低压槽逐渐远离江苏,副高再次西伸切断中层水汽输送,江苏上空的深厚饱和层仅维持约 6 h,低层水汽输送和辐合也逐渐减弱,降水渐止(图 7d)。

综上分析,两次降水过程的水汽输送及水汽辐合条件受各层系统的影响具有不同特征,而水汽条件与动力条件的有利配合会更好地激发暴雨产生。“01·6”降水过程开始阶段,副高分布偏南,中层水汽输送强于低层水汽输送,随着副高北抬,低空急流北上,低层水汽通量明显超过中层,降水发展增强。“86·7”降水过程开始阶段,副高分布偏北偏西,中层水汽输送受阻,低空急流水汽输送强于中层水汽输送,随着副高东退,中层水汽通量增大,降水发展增强,但水汽输送仍主要来源于低层。虽然两次降水过程的水汽通量辐合大值中心都处于低层,但是由于台风飞燕迅速北上,而“佩姬”以偏西行为主,故“佩姬”倒槽强度及北伸程度均不及“飞燕”,“01·6”过程低层台风倒槽顶部至急流前方的水汽通量辐合强于“86·7”过程。此外,在水汽输送及水汽辐合条件的共同影响下,“01·6”过程的暴雨区上空饱和程度更高、深厚饱和层形成更早、维持时间更长,使得上升运动激发的凝结潜热释放更多,降水持续时段更集中、强度更大;相反地,“86·7”降水过程持续时间长而强度稍弱。

4.2　不稳定能量

在具备有利的水汽和动力抬升条件的同时,若大气还具有不稳定层结,储存有对流不稳定能量,则抬升运动带来的不稳定能量释放会激发对流性上升运动,使暴雨发生发展。用 500 hPa 和 850 hPa 假相当位温的差值 $\Delta\theta_{se}=\theta_{se500}-\theta_{se850}$ 表示中低层大气的对流不稳定度,并用 E 指数 $E=\theta_{se500}+\theta_{se700}+\theta_{se850}-3\times273.16$ 体现中低层大气的暖湿程度,E 指数越大则表示中低层大气温度越高、水汽含量越丰富,在对流上升运动中可释放的能量越多(郑朝霞等,2019;王孝慈等,2020)。而 $\Delta\theta_{se}$ 负值区与 E 指数高值区的重合区域即为中低层高能高湿的对流不稳定区域,该区域有利于暴雨的发生发展。

“01·6”降水过程,台风飞燕和低空急流随副高北抬,暖湿气流随之北上,E 指数高值区由华南沿海伸向江苏南部(图 8a)。降水开始前 6 h,江苏东南部上空 E 指数为 197 K,中低层还保持着对流性稳定层结($\Delta\theta_{se}>0$),这与“01·6”过程开始阶段中层水汽输送强于低层水汽输送相符(图 7c),随着低层水汽输送增强,江苏东南部上空中低层转变为对流性不稳定层结($\Delta\theta_{se}<0$),降水发生发展,E 指数逐渐增强至最大值 225 K,增幅达 28 K,表示江苏东南部上空暖湿气流输送及辐合达到鼎盛,中低层大气温度和水汽含量都达到最高,配合前文分析的有利抬升条件,上升气流携带中低层暖湿空气至高层释放大量凝结潜热和对流不稳定能量,降水也随之达到最强(图 8c)。

“86·7”降水过程,E 指数高值区由华南沿海向江苏中南部伸展,由于台风佩姬以偏西移动为主且环流较强,暖湿气流尚未北上输送至江苏,在较低纬度就被“佩姬”抽吸了一部分水汽进入自身环流,并形成了一个 E 指数中心,故“86·7”过程北伸至江苏的 E 指数强度稍弱(图 8b)。且“86·7”过程从降水开始至减弱渐止,江苏上空中低层均为对流性不稳定层结($\Delta\theta_{se}<0$),且不稳定性强于“01·6”过程,这与东移南压的西风槽相关,受槽后偏北气流影响,中高层冷空气输送更加明显,大气具有更强的斜压性,结合副高的偏西分布对中层水汽向江苏输送的阻挡,“86·7”过程中上层空气更加干冷、对流性不稳定更强,且“86·7”过程从降水开始前 6 小时至降水最强时 E 指数仅增强至 212 K,增幅仅达 11 K,表明中低层大气所含水汽及能量均不及“01·6”过程,故“86·7”过程降水强度较“01·6”过程弱(图 8d)。

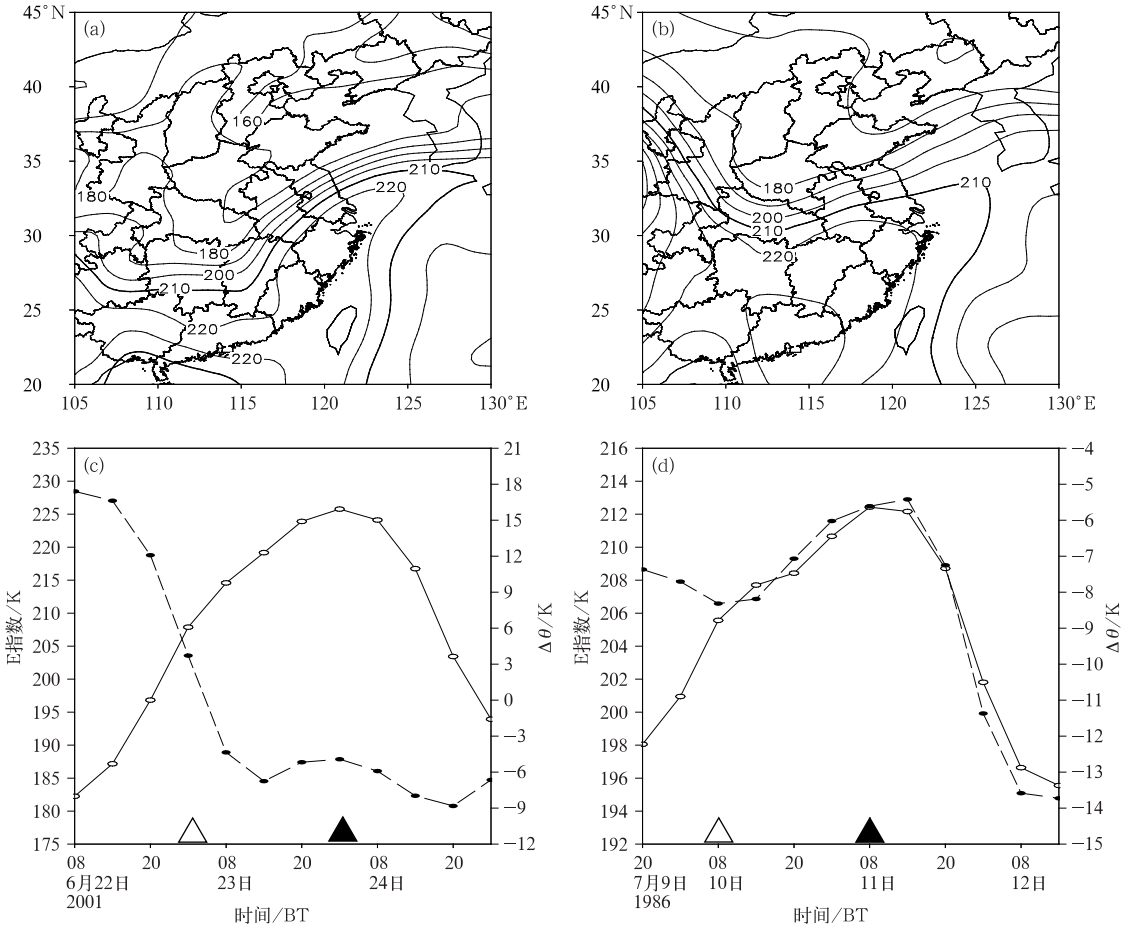


图8 (a)2001年6月24日02时,(b)1986年7月11日14时E指数(等值线,单位:K)水平分布;
(c)"01·6"降水过程,(d)"86·7"降水过程的暴雨中心上空E指数(实线)
及 $\Delta\theta_{se}$(虚线)的时间演变

Fig. 8 (a, b) E index (contour, unit: K) at (a) 02:00 BT 24 June 2001, and (b) 14:00 BT 11 July 1986;
(c, d) time series of E index (solid line) and $\Delta\theta_{se}$ (dashed line)
over the rainstorm centers of (c) "01·6" and (d) "86·7"

5 结 论

本文从环流形势以及动力、水汽、热力条件等特征对台风远距离影响下江苏两次梅雨期暴雨过程"01·6"和"86·7"进行对比分析,主要结论如下:

(1)环流形势以及动力、水汽和热力条件并不是相互孤立的,各因素相互影响、共同作用,造成了两次过程降水特征的不同,即:"01·6"降水过程暴雨持续时段集中、落区稳定、降水强度大,而"86·7"降水过程暴雨持续时间长、落区自北向南移动、降水强度稍弱。

(2)环流形势方面,两次降水过程都受到台风倒槽和中高层低压槽的共同影响,区别在于台风倒槽北伸的位置和低层、中层辐合与高层辐散耦合区域不同:"01·6"过程副高明显北抬,有利于台风倒槽北伸发展,并与低空急流共同构成低层风场辐合、输送暖湿气流,中高层低压槽均稳定少动,高层冷空气影响稍弱,低层和中层辐合与高层辐散稳定耦合于江苏东南部;"86·7"过程台风倒槽北伸和影响程度均不及"01·6"过程,低空急流对低层风场辐合及暖湿气流输送贡献更大,中高层低压槽东移较快且均明显南压,高层冷空气影响逐渐增强,低层和中层辐合与高层辐散的耦合由江苏中北部向东南部移动。

(3)动力条件方面,高低空散度、垂直涡度的配置以及非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐合区位置和强度不同,它们在激发相应上升运动使降水发展增强的同时,也对两次降水过程暴雨强度和落区的不同存在指示意

义。一方面，“01・6”过程较“86・7”过程暴雨时段更集中、强度更大，这是由于“01・6”过程高空急流入口区南风更大、高层南风动量下传更强，使得高层辐散、低层辐合更剧烈；同时，“01・6”过程台风倒槽强度及北伸程度更大，低层台风倒槽顶部至低空急流前方正涡度更强，上负下正的涡度配置更加稳定深厚，且非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐合更强。另一方面，“01・6”过程暴雨落区稳定于江苏东南部，而“86・7”过程暴雨落区存在自北向南的移动，这是由于“01・6”过程高低空散度耦合、垂直涡度配置以及非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐合区均稳定于江苏东南部；而“86・7”过程高低空散度耦合、垂直涡度配置由江苏中北部向东南部移动，非地转湿 $\boldsymbol{Q}$ 矢量辐合区覆盖江苏东部。

(4)水汽条件方面，偏南低空急流是水汽输送的主要途径，大暴雨中心落区则与低层水汽通量辐合大值区相对应，两次暴雨过程对应低层水汽通量辐合的区域和强度不同，“01・6”过程较“86・7”过程低层水汽通量辐合更强，暴雨区上空饱和程度更高、深厚饱和层形成更早、维持时间更长。

(5)热力条件方面，两次降水过程大暴雨中心的中低层大气都具有对流不稳定且高能高湿的特征，对比发现虽然“86・7”过程中低层大气对流不稳定性更强，但是“01・6”过程 E 指数及其增幅更大，说明“01・6”过程的中低层大气温度更高、水汽含量更丰富，在不稳定能量激发的对流上升运动中可释放更多能量。

致　谢：感谢江苏省气象局“海洋天气预报技术”培育团队在研究过程中的帮助支持。

参考文献

曹晓岗，王慧，2016.“8・23—24”上海远距离台风大暴雨影响分析[J]. 气象，42(10)：1184-1196. Cao X G，Wang H，2016. Analysis on a tropical cyclone remote rain event in Shanghai in 23－24 August 2015[J]. Meteor Mon，42(10)：1184-1196(in Chinese).

陈德花，张伟，尹烈，等，2015.“海贝思”残留螺旋云带的中尺度暴雨成因分析[J]. 暴雨灾害，34(2)：133-142. Chen D H，Zhang W，Yin L，et al，2015. Analysis on cause of a mesoscale rainstorm event induced by the residual spiral cloud band from the Tropical Depression Hagibis (1407)[J]. Torr Rain Dis，34(2)：133-142(in Chinese).

陈联寿，丁一汇，1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京：科学出版社. Chen L S，Ding Y H，1979. An Introduction to Typhoons over the Western North Pacific[M]. Beijing：Science Press(in Chinese).

陈淑琴，陈梅汀，龚奕，等，2014. 双 TC 和梅雨锋共同作用下的一次暴雨过程分析[J]. 气象科学，34(3)：335-342. Chen S Q，Chen M T，Gong Y，et al，2014. Analysis on a rainstorm caused by double tropical cyclones and Meiyu front[J]. J Meteor Sci，34(3)：335-342(in Chinese).

陈淑琴，徐燚，曹宗元，等，2018. 冷空气和热带低压共同作用下的一次暴雨预报失败原因分析[J]. 气象，44(1)：142-150. Chen S Q，Xu Y，Cao Z Y，et al，2018. Results of a failure forecast about a rainstorm caused by cold air and tropical low pressure[J]. Meteor Mon，44(1)：142-150(in Chinese).

丁治英，陈久康，1995. 不同雨强台风的诊断对比与数值试验研究[J]. 南京气象学院学报，18(2)：234-241. Ding Z Y，Chen J K，1995. Diagnosis，comparative analysis and simulation of typhoons with different rainfall intensities[J]. J Nanjing Inst Meteor，18(2)：234-241(in Chinese).

丁治英，张兴强，何金海，等，2001. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的研究[J]. 热带气象学报，17(2)：144-154. Ding Z Y，Zhang X Q，He J H，et al，2001. The study of storm rainfall caused by interaction between the non-zonal high level jet streak and the far distant typhoon[J]. J Trop Meteor，17(2)：144-154(in Chinese).

范学峰，吴蓁，席世平，2007. Aere 台风远距离降水形成机制分析[J]. 气象，33(8)：12-16. Fan X F，Wu Z，Xi S P，2007. Mechanism analysis of rainfall in the far distance of Typhoon Aere[J]. Meteor Mon，33(8)：12-16(in Chinese).

高拴柱，董林，许映龙，等，2018. 2016 年西北太平洋台风活动特征和预报难点分析[J]. 气象，44(2)：284-293. Gao S Z，Dong L，Xu Y L，et al，2018. Analysis of the characteristics and forecast difficulties of typhoons in western North Pacific in 2016[J]. Meteor Mon，44(2)：284-293(in Chinese).

雷小途，陈联寿，2001. 热带气旋与中纬度环流系统相互作用的研究进展[J]. 热带气象学报，17(4)：452-461. Lei X T，Chen L S，2001. An overview on the interaction between tropical cyclone and mid-latitude weather systems[J]. J Trop Meteor，17(4)：452-461(in Chinese).

潘婧茹，张雪蓉，马明明，等，2016. 2012 年“海葵”台风影响江苏的两段大暴雨特征分析[J]. 气象科学，36(1)：102-111. Pan J R，Zhang X R，Ma M M，et al，2016. Characteristics analysis on two stages of a torrential rain caused by the “Haikui” typhoon in Jiangsu Province[J]. J Meteor Sci，36(1)：102-111(in Chinese).

濮梅娟，沈树勤，曾明剑，等，2002. 地面中-β 尺度强锋区激发的特大暴雨过程分析[J]. 气象科学，22(4)：450-460. Pu M J，Shen S Q，Zeng M J，et al，2002. Analysis on a course of storm rainfall caused by strong meso-β scale front on surface[J]. Sci Meteor Sin，22(4)：450-460(in Chinese).

钱维宏，朱汉苏，吴峻，1990. 台风倒槽内江苏区域性大暴雨的统计和天气动力分析[J]. 海洋预报，7(3)：21-26. Qian W H，Zhu H S，Wu J，1990. A statistic-synoptic-dynamic analysis of the regional heavy rainfall at typhoon inverted-troughs in Jiangsu[J]. Mar Forecasts，7(3)：21-26(in Chinese).

王丽芳，2013. 江淮梅汛期热带气旋倒槽暴雨特征分析[D]. 南京：南

京信息工程大学. Wang L F,2013. An analysis of the characteristics of tropical cyclone inverted trough torrential rainfalls during the Meiyu period of Yangtze-Huai River Basin[D]. Nanjing:Nanjing University of Information Science & Technology(in Chinese).

王丽芳,濮梅娟,张雪蓉,2013. 2011年梅汛期影响江苏两次大暴雨过程对比分析[J]. 气象科学,33(3):264-272. Wang L F,Pu M J,Zhang X R,2013. A comparative analysis of two severe torrential rain processes in Jiangsu Province during Meiyu period of 2011[J]. J Meteor Sci,33(3):264-272(in Chinese).

王孝慈,李双君,孟英杰,2020. 2019年6—7月两湖流域雨情异常成因分析[J]. 干旱气象,38(6):937-946. Wang X C,Li S J,Meng Y J,2020. Analysis on causes of abnormal rainfall in the two-lake basin from June to July in 2019[J]. J Arid Meteor,38(6):937-946(in Chinese).

危国飞,刘会军,潘宁,等,2021. 台风路径数值预报实时订正技术及其集成应用[J]. 大气科学,45(1):195-204. Wei G F,Liu H J,Pan N,et al,2021. Real-time correction method for numerically modeled typhoon tracks and its integrated application[J]. Chin J Atmos Sci,45(1):195-204(in Chinese).

徐道生,陈子通,张艳霞,等,2020. 南海台风模式TRAMS 3.0的技术更新和评估结果[J]. 气象,46(11):1474-1484. Xu D S,Chen Z T,Zhang Y X,et al,2020. Updates in TRAMS 3.0 model version and its verification on typhoon forecast[J]. Meteor Mon,46(11):1474-1484(in Chinese).

闫淑莲,周淑玲,李宏江,2008. 远距离热带低压影响下山东半岛特大暴雨成因分析[J]. 热带气象学报,24(1):81-87. Yan S L,Zhou S L,Li H J,2008. Diagnostic analysis of rainstorm in Shandong Peninsula influenced by a far-away tropical depression[J]. J Trop Meteor,24(1):81-87(in Chinese).

杨晓霞,沈桐立,刘还珠,等,2006. 非地转湿$\boldsymbol{Q}$矢量分解在暴雨分析中的应用[J]. 高原气象,25(3):464-475. Yang X X,Shen T L,Liu H Z,et al,2006. Application of the wet $\boldsymbol{Q}$ vector partitioning method to the diagnosis of the heavy rainstrom[J]. Plateau Meteor,25(3):464-475(in Chinese).

姚秀萍,于玉斌,2000. 非地转湿$\boldsymbol{Q}$矢量及其在华北特大台风暴雨中的应用[J]. 气象学报,58(4):436-446. Yao X P,Yu Y B,2000. Non-geostrophic wet $\boldsymbol{Q}$-vector analysis and its application to typhoon torrential rain[J]. Acta Meteor Sin,58(4):436-446(in Chinese).

游景炎,胡欣,杜青文,1998. 9608台风低压外围暴雨中尺度分析[J]. 气象,24(10):14-19. You J Y,Hu X,Du Q W,1998. Mesoscale analysis on the heavy torrential rain within the outside lane of the typhoon low 9608[J]. Meteor Mon,24(10):14-19(in Chinese).

曾欣欣,黄新晴,滕代高,2010. “罗莎”台风造成浙江特大暴雨的过程分析[J]. 海洋学研究,28(1):62-71. Zeng X X,Huang X Q,Teng D G,2010. Process analysis of the extraordinarily torrential rainfall from Typhoon Krosa in Zhejiang[J]. J Mar Sci,28(1):62-71(in Chinese).

张少林,龚佃利,陈晓红,等,2006. 热带气旋远距离暴雨过程的诊断分析[J]. 气象,32(4):29-33. Zhang S L,Gong D L,Chen X H,et al,2006. Diagnostic analysis of heavy rainfall to distant onland tropical cyclone[J]. Meteor Mon,32(4):29-33(in Chinese).

张兴旺,1998. 湿$\boldsymbol{Q}$矢量表达式及其应用[J]. 气象,24(8):3-7. Zhang X W,1998. An expression of the wet $\boldsymbol{Q}$ vector and application[J]. Meteor Mon,24(8):3-7(in Chinese).

赵桂香,程麟生,李新生,2006. $\boldsymbol{Q}$矢量和湿$\boldsymbol{Q}$矢量在暴雨诊断中的应用比较[J]. 气象,32(6):25-30. Zhao G X,Cheng L S,Li X S,2006. Comparison and application of $\boldsymbol{Q}$-vector and wet-$\boldsymbol{Q}$-vector to diagnosis of storm rain[J]. Meteor Mon,32(6):25-30(in Chinese).

赵宇,吴增茂,2004. 9711号北上台风演变及暴雨过程的位涡诊断分析[J]. 中国海洋大学学报,34(1):13-21. Zhao Y,Wu Z M,2004. An analysis of the potential vorticity for the northward typhoon 9711 evolution and rainstorm[J]. J Ocean Univ China,34(1):13-21(in Chinese).

郑朝霞,刘学华,方桃妮,等,2019. 浙江中西部两次梅雨暴雨过程发生发展机理分析[J]. 气象科技,47(3):469-475. Zheng Z X,Liu X H,Fang T N,et al,2019. An analysis of trigger and enhance mechanisms of two typical Meiyu-front heavy rains in midwest Zhejiang Province[J]. Meteor Sci Technol,47(3):469-475(in Chinese).

朱洪岩,陈联寿,徐祥德,2000. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究[J]. 大气科学,24(5):669-675. Zhu H Y,Chen L S,Xu X D,2000. A numerical study of the interactions between typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics[J]. Chin J Atmos Sci,24(5):669-675(in Chinese).

Cheng Z H,Kang D,Chen L S,et al,1999. Interaction between tropical cyclone and Meiyu front[J]. Acta Meteor Sin,13(1):35-46.

Matsumoto S,Ninomiya K,1971. On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation[J]. J Meteor Soc Japan,49A:648-662.

(本文责编:俞卫平)