

刘文婷, 朱佩君. 2018. 登陆台风 Matmo (2014) 北侧对流雨带的触发和发展过程 [J]. 大气科学, 42 (5): 1038–1054. Liu Wenting, Zhu Peijun. 2018. The initiation and development of convective rainbands to the north of the landfalling typhoon Matmo (2014) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1038–1054, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17176.

# 登陆台风 Matmo (2014) 北侧对流雨带的 触发和发展过程

刘文婷 朱佩君

浙江大学地球科学学院, 杭州 310027

**摘 要** 登陆台风 Matmo (2014) 北侧弱回波区突发多条强对流雨带, 造成严重影响。本文利用 NCEP/NCAR 的 FNL (Final) 再分析资料, 地面自动站加密观测资料、雷达拼图资料等对台风北侧连续出现的 3 条对流雨带的触发和发展过程进行研究。结果表明: 初始对流是在弱的对流不稳定和条件对称不稳定条件下, 由锋面强迫和地形抬升作用共同触发。接二连三发生的 3 条对流雨带是在台风北部高湿环境, 长时间稳定的水汽辐合, 明显的对流不稳定, 局部弱条件对称不稳定条件下, 由近地面辐合线在辐合稳定并加强后触发的, 有利的环境和多层不稳定的叠加有利于雨带的发展和维持。先后触发对流雨带的 3 条辐合线在发生位置上相当接近。辐合线的形成一方面由海陆下垫面差异、江苏和山东南部海岸线曲率、台风风速随半径分布特点所决定; 另一方面, 辐合线 2 和 3 的形成还与它们北侧对流雨带的冷出流密切相关。对流带上的强降水中心往往对应着稳定的辐合中心, 辐合中心主要位于风速大小梯度明显的位置上。而辐合线上的风速梯度主要受海岸线、地形附近的降水分布影响。

**关键词** 登陆台风 雨带 触发 辐合线

文章编号 1006-9895(2018)05-1038-17

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17176

## The Initiation and Development of Convective Rainbands to the North of the Landfalling Typhoon Matmo (2014)

LIU Wenting and ZHU Peijun

School of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou 310027

**Abstract** Three strong convective rainbands suddenly initiated and developed to the north of the landfalling typhoon Matmo (2014), where radar echoes were weak at the initial time. The intense convective precipitation later led to serious disasters over this region. The mechanisms for the convection triggering and developing processes are studied using the NCEP/NCAR final reanalysis data, automatic observation data and radar reflectivity data. Results show that the low-level frontal forcing combined with orographic lifting triggered the initial convection under the condition of symmetric instability and weak conditional convective instability. The rainbands were triggered by three convergence lines near the ground and kept developing when the convergence intensified under the circumstances of high humidity, persistent moisture convergence, and obvious convective instability accompanied with weak conditional symmetric instability. The forming positions of the three convergence lines are quite similar, which might be attributed to the difference in surface

收稿日期 2017-06-05; 网络预出版日期 2017-10-24

作者简介 刘文婷, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事中尺度研究。E-mail: wtlou@zju.edu.cn

通讯作者 朱佩君, E-mail: zhupj@zju.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2013CB430104, 国家自然科学基金项目 41475039、41575042

**Funded by** National Key Research and Development Project of China (Grant 2013CB430104), National Natural Science Foundation of China (Grants 41475039 and 41575042)

roughness between land and sea, the coastline curvature of northern Jiangsu and southern Shandong province, and the distribution of typhoon wind speed with radius. On the other hand, the generation of the second and third convergence lines was also closely related to the cold outflow from the previously formed convective rainband to its north. Strong precipitation centers along the convective rainbands often correspond to stable convergence centers that are located in the area with large wind velocity gradient. The wind speed gradient along the convergence line is mainly affected by the distribution of coastline, topography, and precipitation in the surrounding area.

**Keywords** Landfalling typhoon, Rainband, Convective initiation, Convergence line

## 1 引言

我国是世界上台风登陆最多的国家,而台风是最强的暴雨天气系统,其所引起的台风暴雨往往会造成山洪爆发、耕地受淹、城市内涝等灾害,造成巨大的财产损失。因此台风暴雨一直是暴雨天气系统中研究的重点和难点。Chen et al. (2010) 提出台风的降雨率与登陆台风强度、水汽输送、潜热释放、地形、中尺度对流系统等有关。Chen and Li (2004) 将登陆台风暴雨分为六种:台风核心区降雨、台风螺旋雨带或外围降雨(包括台风倒槽降水和台风内切变线雨)、台风内部中小尺度降雨、不稳定降雨、台前飚线雨和台风远距离暴雨。其中,台风螺旋雨带或外围降雨,台前飚线和台风远距离暴雨主要发生在台风前侧(陶祖钰等, 1994; 陈联寿和孟智勇, 2001; Chen and Li, 2004; 陈永林等, 2009; Houze, 2010; Meng and Zhang, 2012; 刘佳等, 2013), 这些降水很大程度上扩大了登陆台风降水的影响范围。赵宇等(2008)研究表明台风倒槽内强风和弱风的强辐合诱使了大暴雨的发生,倒槽发展和中尺度 $\beta$ 涡旋形成主要归因于对流层低层产生的涡度以及对流层低层到中层涡度的垂直输送。台前飚线是指产生在台风外围前部的强对流回波带,其传播速度比螺旋雨带快的多。Meng and Zhang (2012) 基于雷达反射率的阈值将台前飚线定义为,连续超过 40 dBZ 的回波区域的水平尺度需超过 100 km, 时间超过 3 h, 且区域前端应该是线性或者准线性的。刘佳等(2013)对“麦莎”台前飚线的敏感性实验表明,台风的强度直接影响着台前飚线的强度,台风越强,台前飚线的回波就越强,移动速度更快,生命史也越长。台风远距离暴雨是指发生在台风范围之外且与台风有着内在物理联系的降水(陈联寿, 2007)。Corbosiero and Molinari (2002) 认为远距离雨带距离台风中心 100~300 km。很多研究结果表明,台风的远距离暴雨是台风与西风槽、弱冷空气、高低空急流、东北冷涡、西南涡、副热带高

压(简称副高)等中纬度系统相互作用的结果(从春华等, 2011)。陶祖钰等(1994)在研究 9216 号台风 Polly 时指出,当台风北侧存在中纬度槽并与台风环流相结合时,台风降水将产生不对称分布。张少林等(2006)通过对 0418 号热带气旋暴雨的诊断分析得出西风带的弱冷空气侵入到台风倒槽后,黄淮之间明显的暖锋锋生触发了倒槽区域中尺度对流发展,产生暴雨。

2014 年第 10 号台风 Matmo 登陆福建后,其强度和结构发生变化导致降水分布不均,南侧多北侧少(郭达烽等, 2014),学者们多研究台风的南侧降水和山东的台风远距离降水(郭达烽等, 2014; 郑秀云等, 2014; 林文等, 2016; 颜玲等, 2017)。然而,台风北侧雷达弱回波区从 7 月 24 日 06:00(协调世界时,下同)开始,不断突发强对流雨带(Wang et al., 2016),造成严重影响,导致房屋倒塌、农田受淹、航班取消、城镇内涝、供电中断等。其中,24 日 00:00 至 24 日 08:00,江苏泗洪县的雨量达到 237 mm。江苏沭阳县的单站小时降雨量达到 120 mm。此次台风暴雨过程是由台风北侧依次产生的 3 条强对流雨带移动和发展共同造成的,突发性强对流是目前中尺度研究的重点和难点。本文将对 1410 号 Matmo 台风暴雨过程中这 3 条强对流雨带的发生机制和发展演变过程进行分析,揭示该台风北部弱回波区强对流突发的原因。

## 2 资料来源及个例概况介绍

### 2.1 资料来源

本文主要采用 2014 年 7 月 23、24 日 NCAR/NCEP 的 FNL 再分析资料(水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 时间间隔为 6 h); 2014 年 7 月 23、24 日的地面自动站加密观测资料,华东雷达拼图、小时雨量数据和 FY-2E 红外卫星 TBB (Black Body Temperature) 资料。

考虑到自动站观测的误差,本文对研究范围内地面自动站加密观测资料进行了质量控制。质量控

制的常用方法包括气候学界限值检查, 时间一致性检查和空间一致性检查: (1) 气候学界限值检查是指超过气候学界限值的资料被认为是错误资料; 经检查, 本文中的降水和风场数据均处于界限值范围内(任芝花等, 2015)。(2) 时间一致性检查是指对站点的气象数据进行时间变率的检查; 由于降水和风向、风速的时间变化是非连续的, 因此对其连续无变化进行检查; 剔除数据中连续 6 个时次降水量(大于 0 mm)无变化数据(任芝花等, 2010), 及相邻分钟风速变化大于  $5 \text{ m s}^{-1}$  的站点数据。(3) 空间一致性检查, 当自动站密度较大时, 其区域内的气象要素数据应当接近, 若某一站点的气象要素值与周围站点差异较大, 则认为该站数据有误; 本文采取的是任芝花等(2015)文中的空间极值比较法, 若某一站点与周围 50 km 范围内站点风速平均值之差超过  $3 \text{ m s}^{-1}$ , 则认为站点数据有误并删除。

Matmo 台风路径资料来自中国气象局热带气旋资料中心网(Ying et al., 2014)。TBB 资料来自国家卫星气象中心数据服务网。

## 2.2 台风及降水概况

1410 号台风 Matmo 于 2014 年 7 月 17 日 18:00

在菲律宾以东的西北太平洋洋面上生成(图 1); 7 月 22 日 16:15 在台湾台东县长滨乡沿海以强台风级别登陆, 中心最低气压 955 hPa, 登陆时中心附近最大风力 14 级; 7 月 23 日 07:30 以强热带风暴级别登陆福建省福清市, 登陆时中心附近最大风力减弱至 11 级; 台风登陆后减弱至热带风暴, 先向西移动, 后向偏北方向移动, 途经福建—江西—安徽—江苏; 7 月 25 日 09:10 登陆山东荣成, 然后穿过山东半岛东部后进入黄海北部海面, 变性为温带气旋。

郭达烽等(2014)指出台风 Matmo 进入江西后存在空心现象, 台风中心经过的区域降水量小。从华东雷达拼图(图 2a)可以看出, 台风进入江西后其北侧的雷达回波较弱。24 日 00:00, 仅在安徽及湖北交界处有小范围的对流形成, 随着台风北上对流向北发展。到 06:00, 在安徽中部和江苏北部地区形成了一条东北—西南向的线状对流带(称为对流带 1, 图 2b), 对流带上有若干对流单体和短的线状对流, 其中雷达回波的最大强度超过 50 dBZ。24 日 09:00, 在对流带 1 和台风中心环流之间又形成了一条东北—西南向的线状对流带(称为对流带 2, 图 2c)。随着对流带 1 和 2 的减弱北移, 24 日

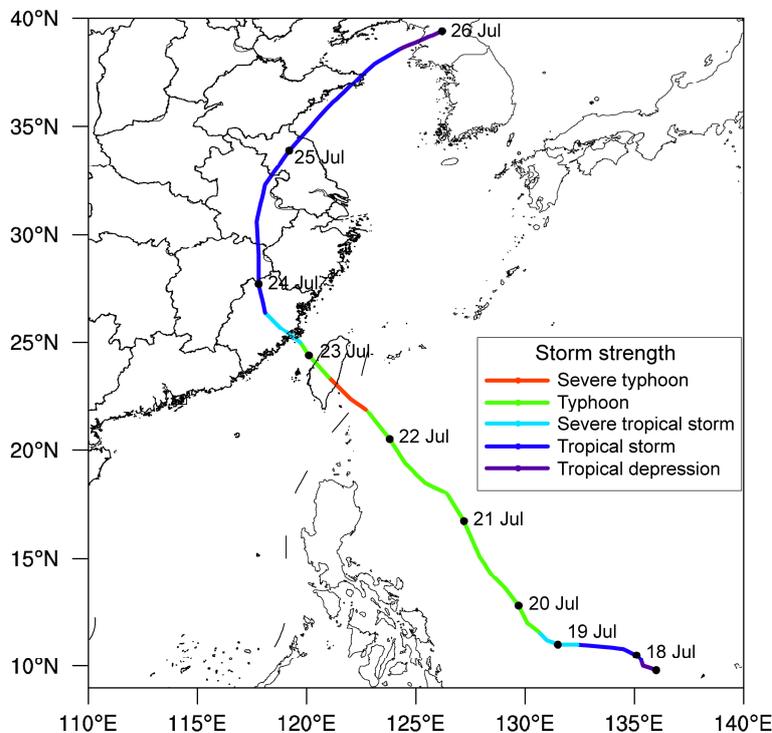


图 1 2014 年 1410 号台风 Matmo 路径

Fig. 1 The track of typhoon Matmo (1410) in 2014

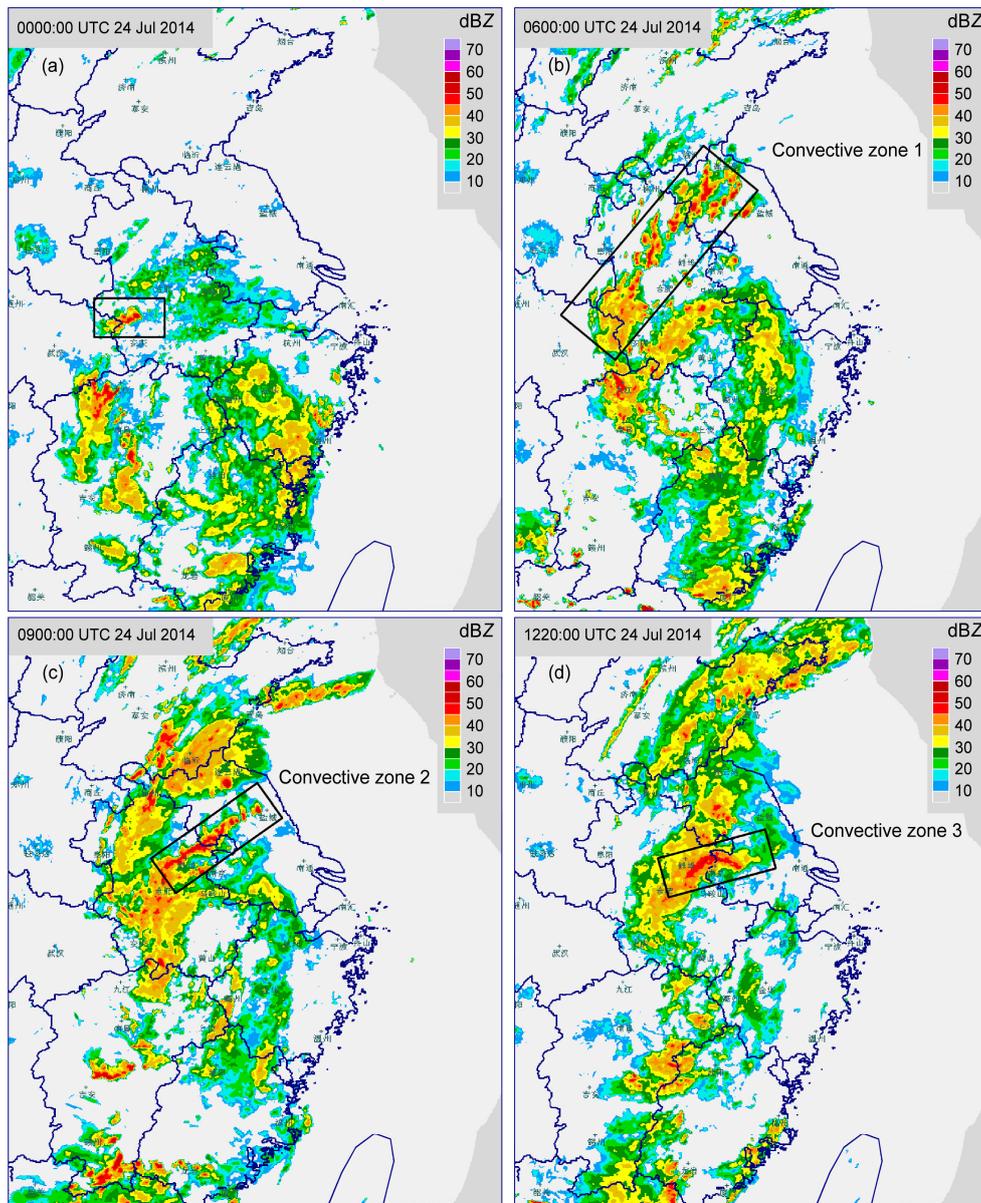


图 2 2014 年 7 月 24 日华东雷达基本反射率 (单位: dBZ) 拼图: (a) 00:00; (b) 06:00; (c) 09:00; (d) 12:20

Fig. 2 Radar base reflectivity (units: dBZ) images in East China at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 0900 UTC, and (d) 1220 UTC on 24 July 2014

12:20, 台风北侧南京附近又加强发展出一条强对流带 (称为对流带 3, 图 2d)。此条对流带的结构与前两条有所不同, 为连续的带状结构。图 3 为对流带 1、2、3 形成过程中对应的小时降雨量图, 类似的, 在台风北侧依次产生了三条雨带, 其中在雨带 1 上有几个大于  $20 \text{ mm h}^{-1}$  的强降水中心, 均达到了暴雨级别; 雨带 2 有两个降水大值区, 其中心值超过了  $28 \text{ mm h}^{-1}$ ; 雨带 3 降水中心值超过了  $32 \text{ mm h}^{-1}$ 。

Matmo 台风北侧三条雨带的依次产生给安徽及江苏中北部地区造成了极强的降水 (唐健和代

刊, 2014; Wang et al., 2016; 颜玲等, 2017), 因此探究三条雨带的产生机制尤为重要。下文主要针对初始对流发生区 (图 2a 中所示方框) 及雨带 1、2、3 (图 3) 的发生发展机制进行研究。

### 2.3 环流背景特征

从 500 hPa 高空图可以看出, 台风 Matmo 登陆福建后, 副高断裂, 台风向偏北方向移动 (图 4a)。注意到在大陆高压和副高之间存在一个东北—西南走向的高空低槽, 低槽上有明显的温度密集带。低槽逐渐东移并和台风低压环流相互作用, 使得山

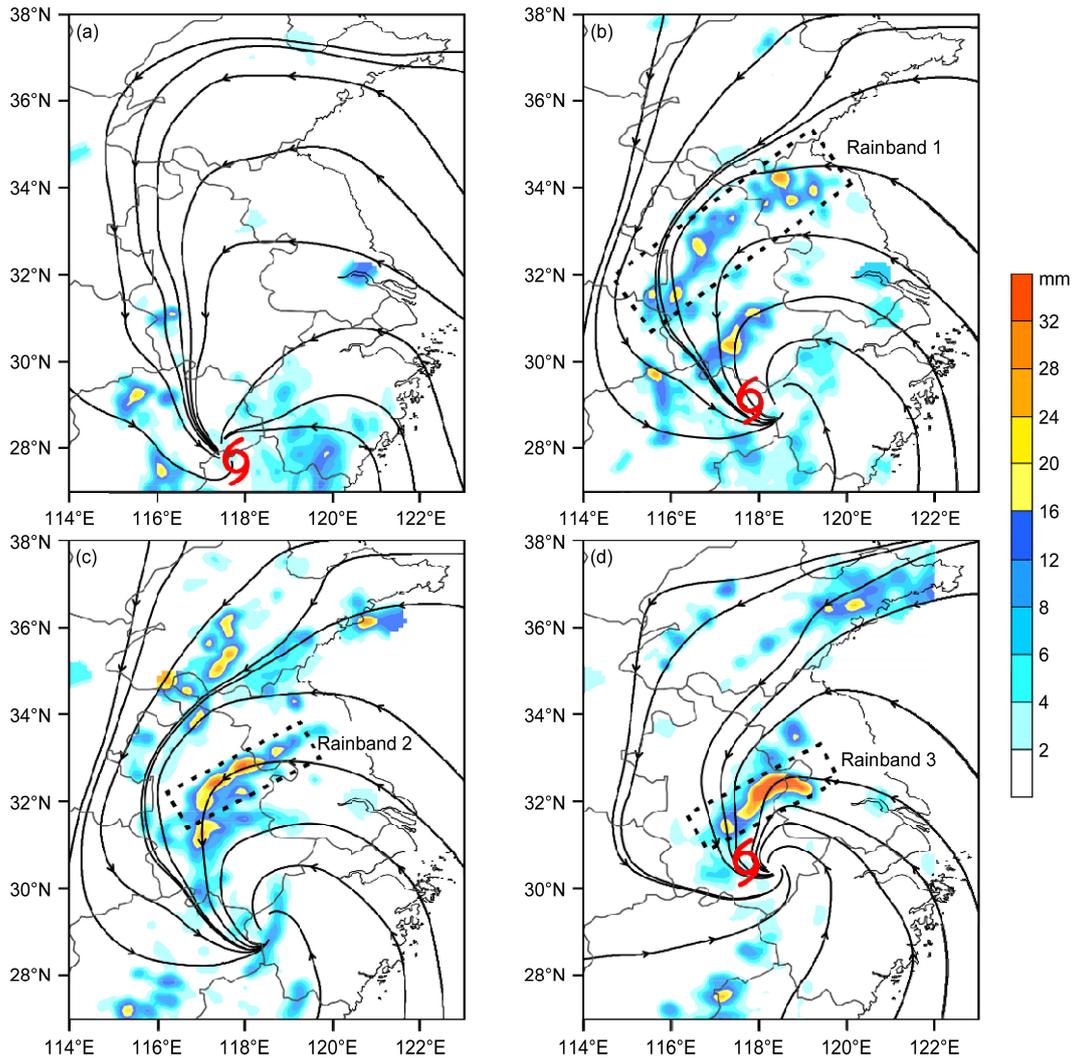


图3 2014年7月24日自动站小时雨量(填色,单位:mm)和再分析资料10 m高度的流场(黑色实线)分布:(a) 00:00流场,00:00~01:00小时雨量;(b) 06:00流场,06:00~07:00小时雨量;(c) 06:00流场,09:00~10:00小时雨量;(d) 12:00流场,12:00~13:00小时雨量。台风中心用台风符号表示

Fig. 3 Hourly rainfall observed at automatic weather stations (shaded, units: mm) and 10-m-height stream field derived from FNL analysis data: (a) Stream field at 0000 UTC, 1-h accumulative precipitation from 0000 UTC to 0100 UTC; (b) stream field at 0600 UTC, 1-h accumulative precipitation from 0600 UTC to 0700 UTC; (c) stream field at 0600 UTC and 1-h accumulative precipitation from 0900 UTC to 1000 UTC; (d) stream field at 1200 UTC and 1-h accumulative precipitation from 1200 UTC to 1300 UTC. The typhoon symbol represents Matmo's center

东等地的降水显著增加(丛春华等, 2011)。从雷达回波的连续演变可以看出, 山东的强降水是本文所研究的对流带北移的结果。但对流带触发在斜压带前约3~5个经纬距的台风环流内。随着低槽和台风系统的移动, 两者之间的距离逐渐减少, 有利于两者的相互作用。已有的研究表明, 冷空气对于登陆台风的降水增幅和分布有着重要的影响(陈联寿和孟智勇, 2001; 钮学新等, 2005; 张建海等, 2010; 杜惠良等, 2011; 张建海和庞盛荣, 2011; Wu et al., 2015)。适当的冷空气侵入会给登陆台风

提供斜压势能和对流不稳定, 从而增加降水(张建海等, 2010; 杜惠良等, 2011; 张建海和庞盛荣, 2011; 刘汉华等, 2016)。另一方面, 如果强冷空气侵入并填满了残留的涡旋, 热带气旋降水会受到抑制。西北侧斜压带的活动为Matmo台风北侧强对流雨带的触发提供了有利的环境。

另外, 从850 hPa图上可以看出强对流带产生在低空急流的左前方。低空急流携带的大量暖湿空气在暴雨区辐合, 一方面为暴雨区提供了充分的水汽条件, 另一方面使得大气层结向不稳定状态发

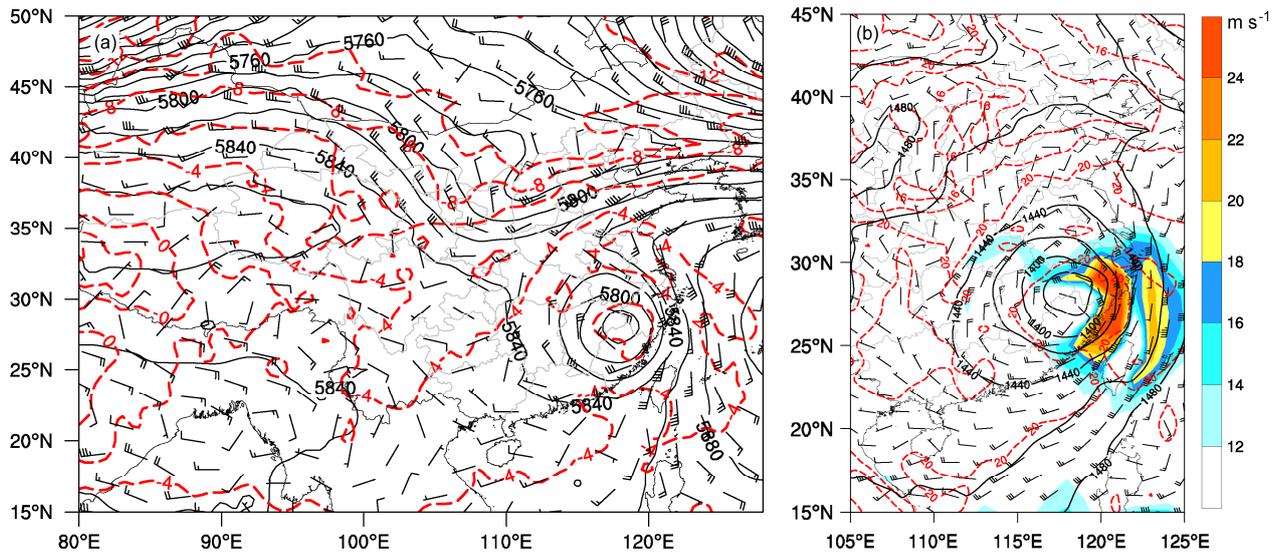


图 4 2014 年 7 月 24 日 00:00 (a) 500 hPa、(b) 850 hPa 位势高度 (黑色实线, 等值线间隔 20 gpm)、温度 (红色虚线, 等值线间隔 2°C) 以及风场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 分布。(b) 中填色区为 850 hPa 低空急流 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )  
Fig. 4 Distributions of geopotential height (black solid lines, interval: 20 gpm), temperature (red dashed lines, interval: 2°C), wind vectors (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at (a) 500 hPa and (b) 850 hPa at 0000 UTC 24 July 2014. The shaded area in (b) stands for low-level jet (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at 850 hPa

展, 不稳定能量得以组建或重建, 有利于强对流的连续发展。

### 3 对流环境条件分析

#### 3.1 不稳定条件

大气不稳定是强对流发生的重要条件 (Markowski and Richardson, 2010; Schultz and Schumacher, 1999), 下面分别从对流稳定性和对称稳定度进行分析。

##### 3.1.1 对流性不稳定

由于假相当位温  $\theta_{se}$  包含温湿参量, 在干绝热或湿绝热过程中都是守恒的, 因此常被用来分析气团和锋面, 判断大气的层结稳定度。沿 116°E 和 118°E 分别做 00:00、06:00 和 12:00  $\theta_{se}$  的垂直剖面, 分别用于分析初始对流、对流带 1 和 2 以及对流带 3 发生时段的大气层结特征。

24 日 00:00, 从图 5a 穿过初始对流发生位置的  $\theta_{se}$  垂直剖面可以看到, 该区域 (31°N 附近) 500 hPa 以下, 除了在 850~800 hPa 之间为对流不稳定外, 其余层次都显示为对流中性层结。这从图 5d 也可以看出, 该区域对流有效位能 (CAPE) 微乎其微, 但仍有对流触发并发展, 说明这可能是由其他类型的不稳定条件造成的。在初始对流发展位置北侧 900~700 hPa 之间存在明显的对流不稳定层结。北

侧的对流不稳定为初始对流的北移发展提供了条件。台风环流东侧的低空急流源源不断的将海上的暖湿气流输送到安徽及江苏境内, 使得安徽东部及江苏地区的 CAPE 值较大, 为未来对流雨带 1 的发展提供了不稳定能量。

图 5b 为 24 日 06:00 穿过发展中的对流带 1 北段 (34°N 附近) 以及未来触发的对流带 2 (32°N 附近) 的  $\theta_{se}$  剖面, 从台风中心 (29.1°N) 到对流带 1 的对流不稳定都相当明显, 而且不稳定程度由南向北逐渐加强。一方面是由于近地面  $\theta_{se}$  的变化, 另一方面, 在 37°N 附近 600 hPa 高度上有一个  $\theta_{se}$  的低值中心。该低值中心对应台风北上过程中副高断裂区域 (图 4a), 位于中层低槽与台风环流之间, 在水平方向上呈现出东北—西南向的分布特征, 所以在图 5a 剖面相同高度上也可以看到  $\theta_{se}$  低值区。该区域空气相比于它南面的台风环流表现为干冷, 相比于它北面的低槽环流则表现为干暖, 且具有负的涡度和下沉气流 (图略)。从以上分析可以看出, 对于强对流雨带 1 的北段和强对流雨带 2 触发和发展过程, 斜压带并没有直接参与。相比于 6 小时前, 此时 CAPE 值加强并且大值区向西扩展, 这是由于太阳辐射对地面加热的影响, 大气不稳定性增强, 以及低空急流向西北伸展到安徽境内所致。安徽及江苏中部的 CAPE 值超过  $2200 \text{ J kg}^{-1}$ ,

远大于中国东部地区飊线环境 CAPE 范畴 (Meng et al., 2013), 为对流带 1 和 2 的发生发展提供了对流不稳定能量。

24 日 12:00, 图 5c 为穿过对流带 3 (32.5°N 附近) 的  $\theta_{se}$  垂直剖面, 台风中心 (30.6°N) 及其北侧

对流雨带 3 发生区域对流层低层为不稳定层结, 中层为中性层结。此时对流带 3 处于发展最强时次, 与湿绝热上升运动对应。而此时的 CAPE 分布 (图 5f) 显示对流有效位能强度和范围都明显减弱, 与对流带 1 和 2 的活动对能量的消耗以及日变化密切

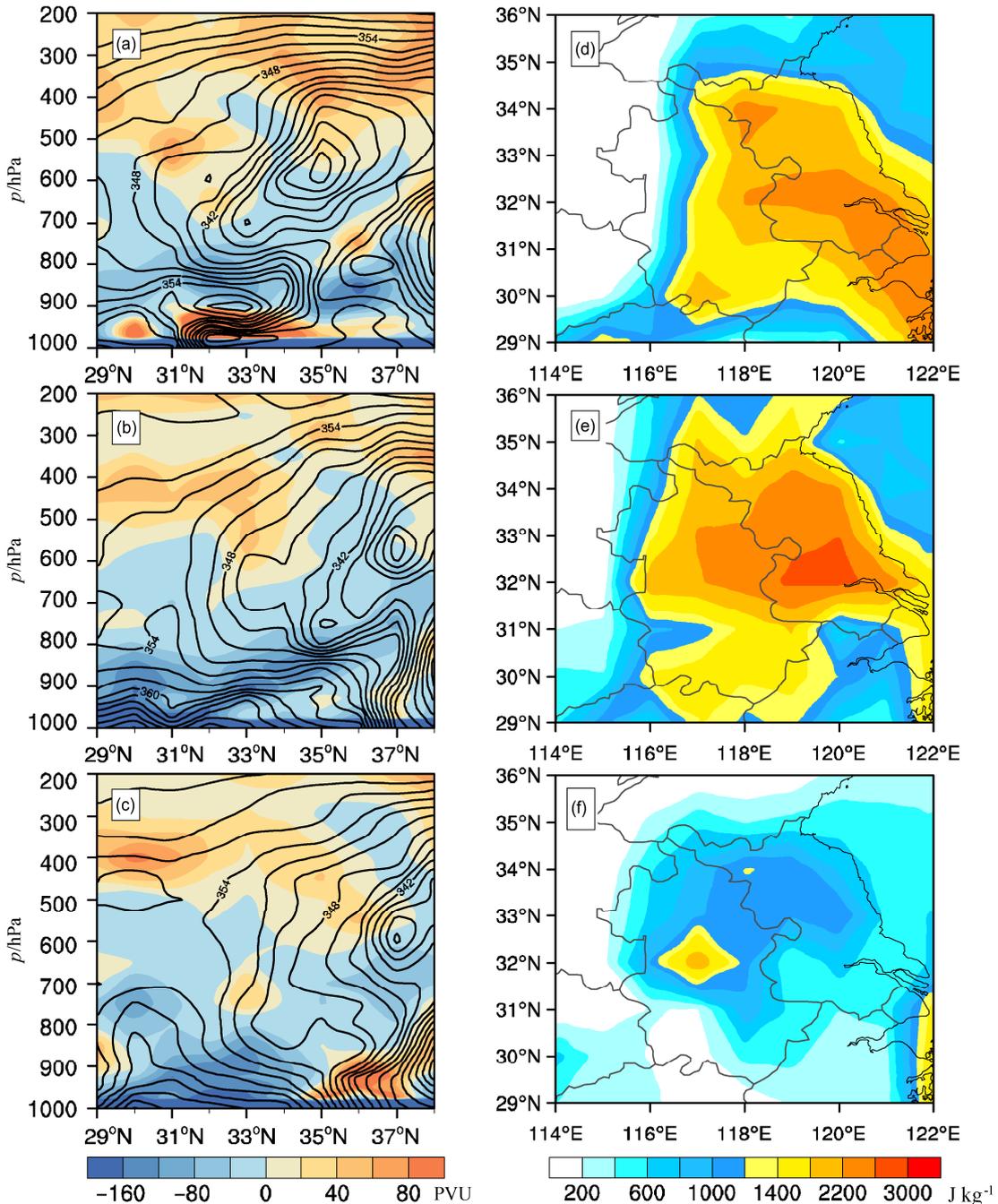


图 5 (a, b, c) 2014 年 7 月 24 日  $\theta_{se}$  (黑色实线, 等值线间隔 2 K) 和  $M_{PV}$  (填色, 单位: PVU; 1 PVU= $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ ) 的垂直剖面: (a) 00:00, 沿 116°E 剖面; (b) 06:00, 沿 118°E 剖面; (c) 12:00, 沿 118°E 剖面。2014 年 7 月 24 日 (d) 00:00、(e) 06:00、(f) 12:00 对流有效位能 CAPE (单位:  $J kg^{-1}$ ) 分布

Fig. 5 Vertical cross sections of pseudo-equivalent potential temperature  $\theta_{se}$  (black solid lines, interval: 2 K) and moist potential vorticity  $M_{PV}$  (shaded, units: PVU; 1 PVU= $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ ) along (a) 116°E at 0000 UTC, (b) 118°E at 0600 UTC, (c) 118°E at 1200 UTC, respectively; distributions of CAPE (Convective Available Potential Energy; units:  $J kg^{-1}$ ) at (d) 0000 UTC, (e) 0600 UTC, (f) 1200 UTC on 24 July 2014

相关。但在雨带 3 发展的位置仍有超过  $1800 \text{ J kg}^{-1}$  的不稳定能量积聚, 为雨带 3 的发展提供强的不稳定能量。

### 3.1.2 对称性不稳定

对称不稳定是一种中尺度不稳定, 是在水平方向上惯性稳定, 垂直方向上对流稳定的大气倾斜运动时产生的一种不稳定, 当等位温  $\theta$  面倾斜程度大于等动量  $M$  面时可以产生。湿位涡 ( $M_{PV}$ ) 是能够综合反映大气动力和热力属性的物理量, 且其在湿过程中具有守恒性, 因此常用来判断条件性对称不稳定, 当大气对流稳定或者中性但  $M_{PV} < 0$  时, 则可判断大气为条件性对称不稳定 (寿绍文等, 2009)。

假定大气垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小的多, 因此可以忽略  $\omega$  的水平变化, 则  $p$  坐标系下湿位涡 (吴国雄等, 1995) 可表示为

$$M_{PV} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}, \quad (1)$$

其中,  $\zeta$  为相对涡度,  $f$  为地转涡度,  $\theta_{se}$  为假相当位温。湿位涡的单位为 PVU ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ )。

24 日 00:00 (图 5a) 初始对流发生区 ( $31^\circ\text{N}$  附近)  $650 \text{ hPa}$  以下的  $M_{PV} < 0$ , 对流不稳定层结 ( $850 \sim 800 \text{ hPa}$ ) 的上方和下方假相当位温几乎呈陡立分布, 为对流中性层结, 说明在初始对流发生区存在条件对称不稳定, 一旦具备抬升机制触发对流便可不稳定发展。这也是在该区域 CAPE 很小 (图 5d) 但对流持续发展的一个原因。

在对流雨带 2、3 形成发展过程中,  $M_{PV}$  的大小与绝对涡度的垂直分量和  $\theta_{se}$  垂直梯度的乘积关系密切, 而水平风垂直切变和斜压项的影响较小。06:00 (图 5b), 对流层低层  $800 \text{ hPa}$  以下  $\partial \theta_{se} / \partial p > 0$ , 为对流不稳定状态, 在形成对流带 2 的过程中,  $32^\circ\text{N}$  附近  $800 \sim 600 \text{ hPa}$   $\theta_{se}$  陡立发展, 其  $M_{PV} < 0$ , 低层  $\theta_{se}$  等值线密集, 梯度较大, 对流不稳定性强,  $\theta_{se}$  垂直梯度最大处有  $M_{PV}$  的大值中心与之对应; 中层存在条件对称不稳定, 低层对流不稳定和中层条件对称不稳定的叠加, 使得低层对流不稳定能量释放后, 条件对称不稳定仍可继续维持对流带 2 的发展 (王亦平等, 2008)。12:00 (图 5c), 由于对流雨带 1、2 的强度减弱, 释放了不稳定能量, 低层  $\theta_{se}$  梯度减小, 使得低层  $M_{PV}$  值降低, 但对流层中层以下仍主要为  $M_{PV} < 0$ , 其中在对流带 3 发生位置  $700$

$\text{hPa}$  左右,  $M_{PV} > 0$ , 即大气是条件对称稳定的, 由此可见, 对流带 3 主要是受低层的对流不稳定控制。

### 3.2 动力条件

沿  $116^\circ\text{E}$  和  $118^\circ\text{E}$  分别做 00:00 和 06:00, 06:00 和 12:00 散度和垂直速度、涡度的经向垂直剖面 (图 6、图 7)。24 日 00:00 (图 6a、图 7a), 在初始对流发生区 ( $31^\circ\text{N}$  附近) 对流层中层辐合, 高层和底层为辐散, 导致  $500 \text{ hPa}$  以下为下沉运动,  $500 \sim 250 \text{ hPa}$  之间为向北倾斜的上升运动。对应九江的雷达回波可以看到, 此时该对流的回波中心强度达  $60 \text{ dBZ}$ ,  $40 \text{ dBZ}$  回波高度达  $11 \text{ km}$  (图略), 后  $1 \text{ h}$  降水量大于  $16 \text{ mm}$  (图 3a), 说明此时对流已发展成熟出现明显的降水, 对流云的中下部表现为下沉运动。由于凝结潜热释放, 在对流中高层容易形成暖心而导致暖心下  $500 \text{ hPa}$  附近有正涡度区出现。由于初始对流发生区域北侧的对流层低层存在辐合入流, 在  $32^\circ\text{N}$  附近存在上升运动中心, 对应低层为正涡度区, 中高层为负涡度区, 有利于对流北移更新并维持。06:00 (图 6b、图 7b), 初始对流向北移动到  $32^\circ\text{N}$ , 发展成为对流带 1 的南段部分, 低层正涡度中心加强, 中高层正涡度区向北延伸, 低层辐合也明显增强, 上升运动伸展到  $300 \text{ hPa}$  附近, 上升速度中心最大值达到  $-1.0 \text{ Pa s}^{-1}$ 。强的上升运动为暴雨的发生发展提供了有利的动力条件。

06:00 (图 6c、图 7c) 对流带 1 北段部分 ( $34^\circ\text{N}$  附近) 对应的上升运动强盛,  $500 \text{ hPa}$  附近极大值中心  $-1.2 \text{ Pa s}^{-1}$  以上, 这与  $850 \text{ hPa}$  和  $600 \text{ hPa}$  附近的两层辐合叠加分不开。在  $300 \text{ hPa}$  和  $200 \text{ hPa}$  以上还有一层辐合辐散配置, 使对流带上的上升运动一直伸展到  $150 \text{ hPa}$  附近。对流带上方的涡度也对应正一负一正一负的叠加分布特征, 另外对流带 1 中低层有正涡度区向下向南延伸, 直至地面, 从后文分析可知, 这是对流带 1 触发的主要机制。未来对流带 2 发生位置在台风中心环流附近对流 ( $31^\circ\text{N}$ ) 和对流带 1 之间, 此时有大尺度弱的上升运动 (图 6c)。

12:00 (图 6d 和图 7d) 对流带 3 ( $32^\circ\text{N}$  附近) 对应明显的正涡度区, 正涡度向上一直伸展到  $200 \text{ hPa}$ 。雨带南侧为下沉运动, 而北侧为几乎贯穿整个对流层的上升运动,  $500 \text{ hPa}$  中心强度达到  $-1.6 \text{ Pa s}^{-1}$  以上, 比  $6 \text{ h}$  前明显增强, 并伸展更高, 和对

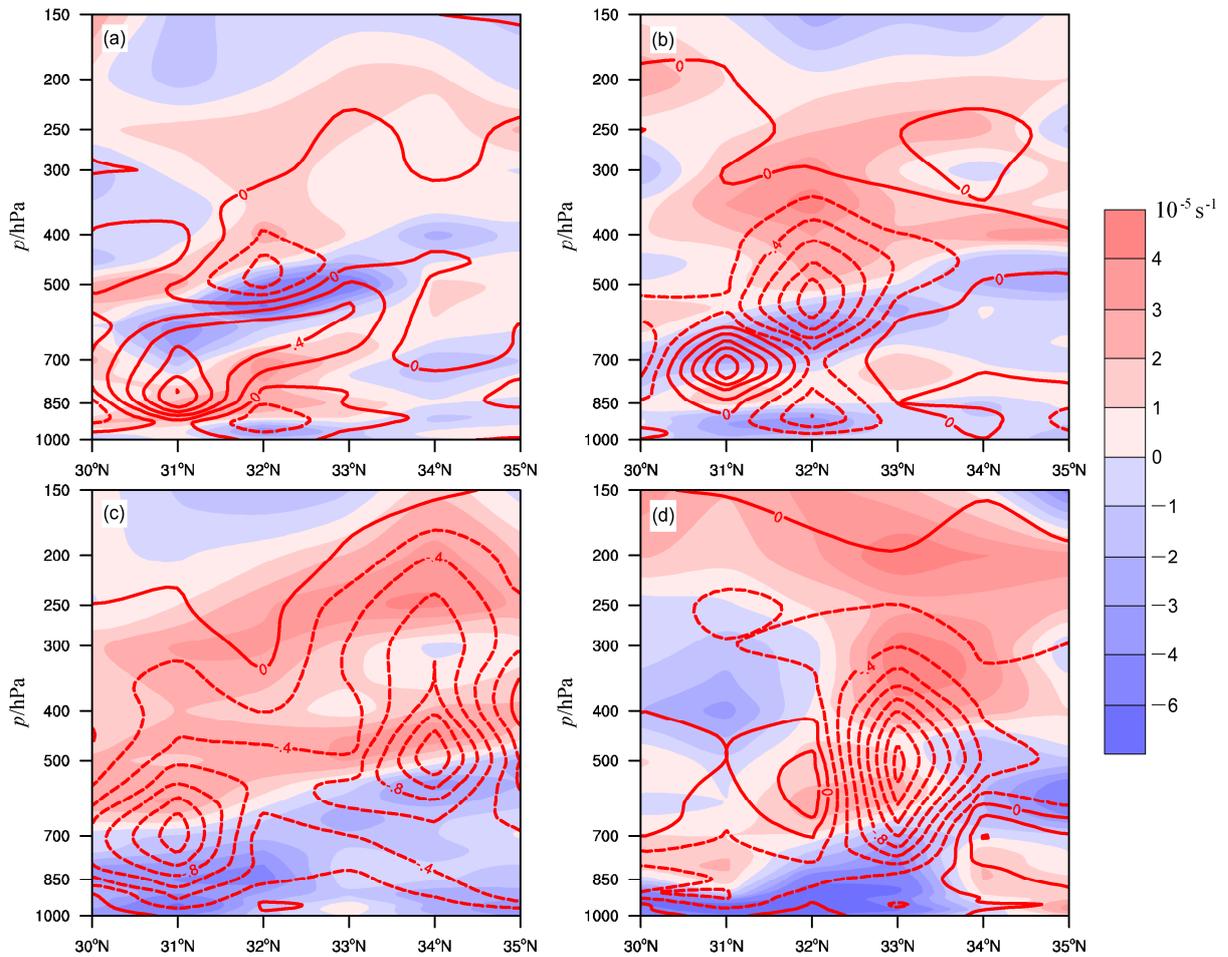


图6 2014年7月24日(a) 00:00、(b、c) 06:00和(d) 12:00散度(填色, 单位:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(红色实线为正, 虚线为负; 等值线间隔  $0.2 \text{ Pa s}^{-1}$ )沿(a、b)  $116^\circ\text{E}$ 和(c、d)  $118^\circ\text{E}$ 垂直剖面

Fig. 6 Vertical cross sections of divergence (shaded, units:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) and vertical velocity (red solid lines are for positive, red dashed lines for negative; interval:  $0.2 \text{ Pa s}^{-1}$ ) along (a, b)  $116^\circ\text{E}$  and (c, d)  $118^\circ\text{E}$  at (a) 0000 UTC, (b, c) 0600 UTC, and (d) 1200 UTC on 24 July 2014

流带3向北移动发展一致。

### 3.3 水汽输送

此次强对流以短时强降水为主, 这离不开充沛的水汽条件。由  $975 \text{ hPa}$  水汽通量及水汽通量散度(图8)的演变情况看, 台风环流东侧水汽通量散度为正值, 有水汽的流出; 暴雨区附近水汽通量散度为负值, 表明有水汽的流入。由水汽通量可知, 台风东侧的偏南气流源源不断的向暴雨区输送水汽, 建立起了一条水汽通道。24日 00:00(图8a), 在安徽、江西和湖北交界处有一水汽通量散度负大值区, 有水汽的强辐合, 对应其后6 h雨量可以看到, 00:00~06:00此处的降水最强盛。在雨带1形成前, 安徽有一条明显的东北—西南向的水汽辐合带, 与雨带1的位置对应, 辐合带上有几个辐合中心, 中心值最强达到  $10^{-4} \text{ kg hPa}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。06:00(图

8b), 东北西南向的水汽辐合带仍维持在安徽, 同时可以看到江苏中部地区有一条新的水汽辐合带, 这两条水汽辐合带的稳定维持为雨带1、2的发生和发展提供了水汽条件。12:00(图8c), 台风北上, 安徽及江苏交界处存在一条近乎南北走向的水汽辐合带, 雨带3主要位于辐合带上的大值中心处。所以三条雨带在发生和移动过程中, 都位于水汽通量的辐合区, 水汽输送通道使雨带始终发生在一个高湿的环境中(图略)。

## 4 触发机制分析

### 4.1 锋面诊断分析

在台风北侧对流雨带发生过程中, 对流层低层在安徽西部和山东存在  $\theta_{\text{se}}$  密集区, 对流雨带1的北段和对流雨带2、3分布在密集区东南侧的高温高

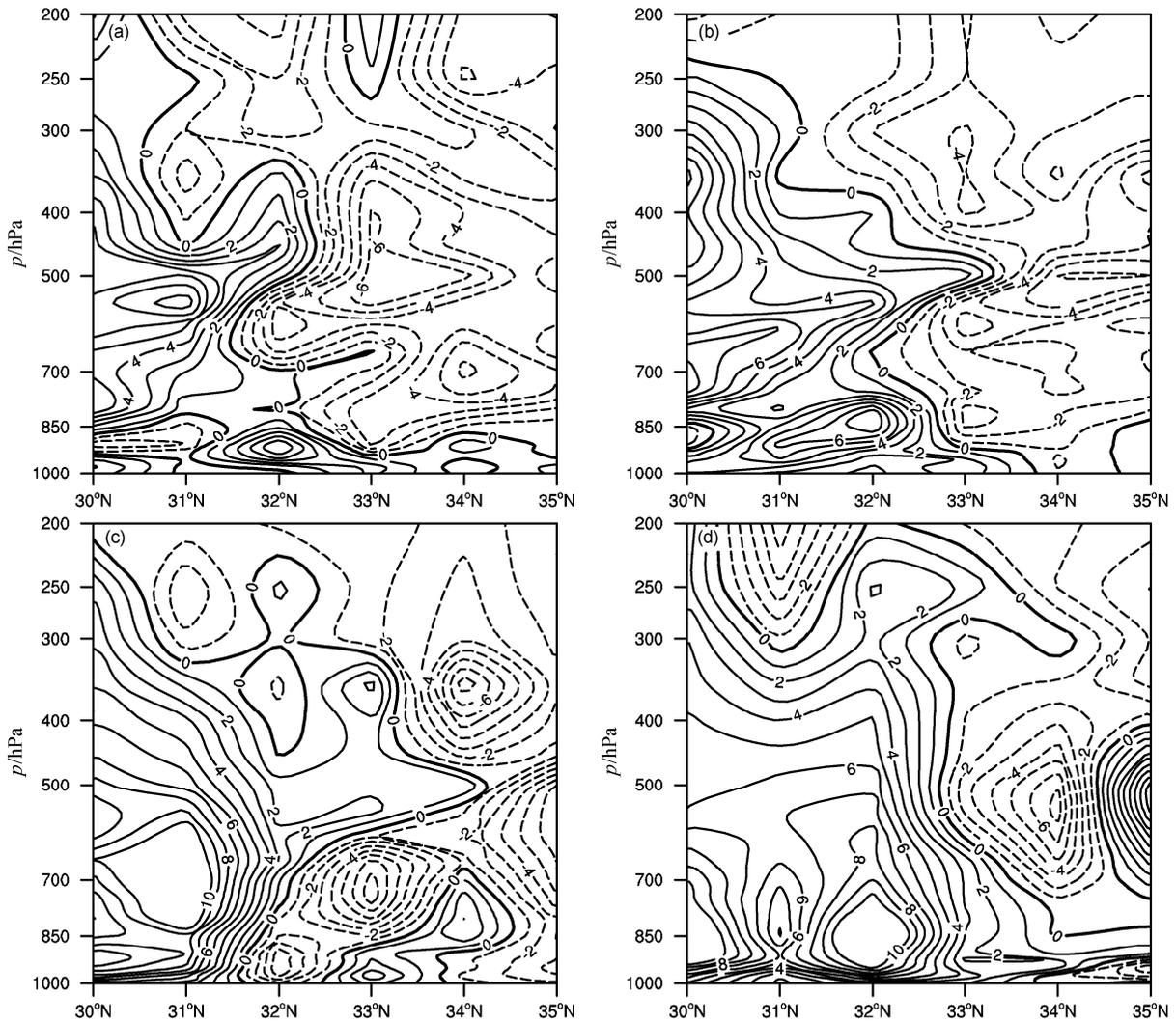


图7 2014年7月24日(a) 00:00、(b、c) 06:00和(d) 12:00相对涡度(实线为正,虚线为负,等值线间隔:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )沿(a、b)  $116^\circ\text{E}$ 和(c、d)  $118^\circ\text{E}$ 剖面垂直剖面

Fig. 7 Vertical cross sections of relative vorticity (solid lines are for positive, dashed lines for negative, interval:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) along (a, b)  $116^\circ\text{E}$  and (c, d)  $118^\circ\text{E}$  at (a) 0000 UTC, (b, c) 0600 UTC, and (d) 1200 UTC on 24 July 2014

湿环境中,即图5中高的CAPE范围。初始对流和对流雨带1的南段位于安徽西部的锋区内,该锋面西侧为干冷的大陆性质偏北气流,东侧为台风暖湿的海洋性质偏东气流,它们之间形成温湿和风场的对比(图9a、b)。纬向的垂直剖面上可以看到(图9c),在950 hPa高度上有冷区向东延伸,在其东侧有暖湿气流辐合并在冷区上爬升,最大上升运动约  $-0.4 \text{ Pa s}^{-1}$ ,上升气流远远高于凝结高度,促使凝结以及对流的发生。

台风北侧对流雨带1的南段以及初始对流与锋面密切相关,锋生函数可以定量的分析锋面的演变过程。从00:00 975 hPa的锋生函数可以看到(图9d),

在安徽中部地区存在锋生大值区。王建中和丁一汇(1995)以及Schultz and Schumacher (1999)曾指出,在湿对称不稳定比较小的情况下,需要锋面强迫等提供强迫上升条件,释放湿对称不稳定,从而形成强上升运动,产生强降水。初始对流发生在南部的锋生区内,强的锋生作用促使初始对流发生区低层的对称不稳定能量释放,产生大量降水。其后初始对流向北发展,与北部的锋生大值区密切相关,其锋生大值使得锋区加强,从而有利于辐合和上升运动的加强,有利于降水产生。06:00(图略),安徽中部的锋生强度大大减弱,其后雨带1南段的对流也渐趋消亡。

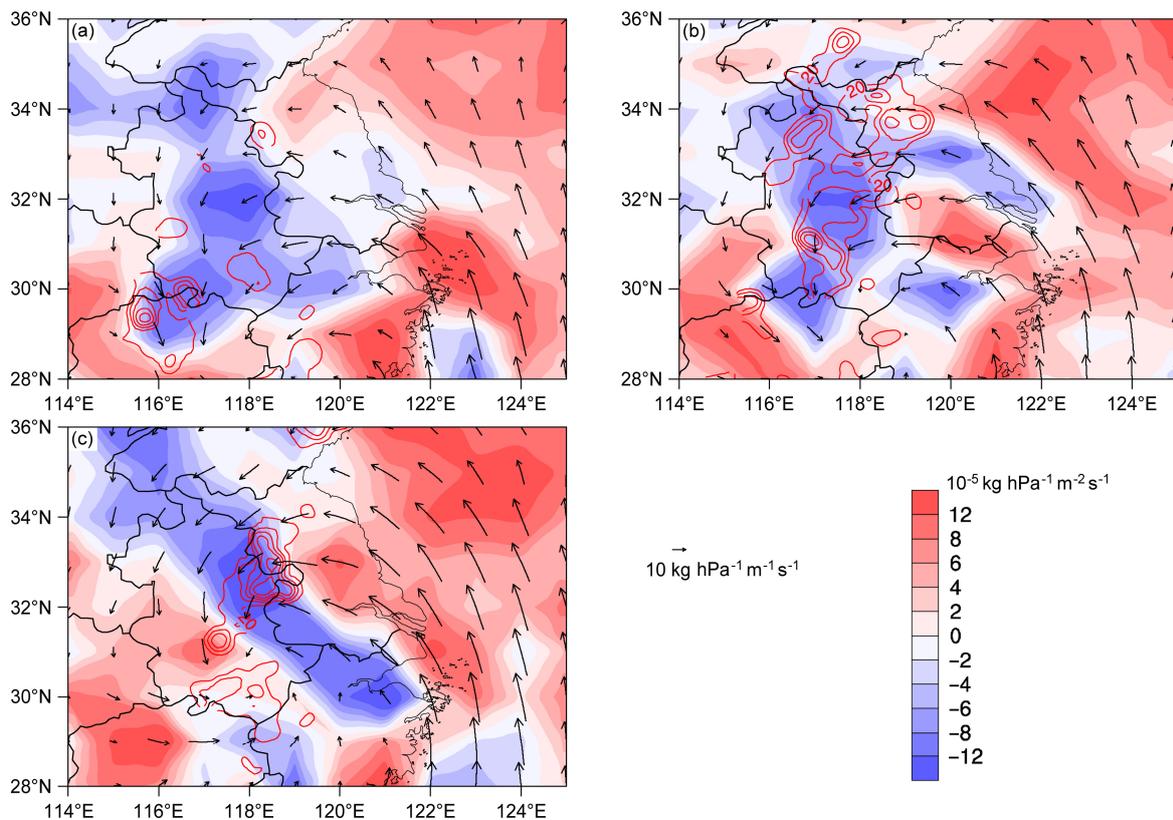


图8 2014年7月24日(a) 00:00、(b) 06:00和(c) 12:00 975 hPa水汽通量(单位:  $\text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ )、水汽通量散度(填色, 单位:  $10^{-5} \text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )和(a) 00:00~06:00、(b) 06:00~12:00、(c) 12:00~18:00自动站6 h累积降水量(红色实线, 等值线范围: 20~120 mm, 间隔为20 mm)分布  
Fig. 8 Water vapor fluxes (units:  $\text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), water vapor flux divergence (shaded, units:  $10^{-5} \text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, and (c) 1200 UTC on 24 July 2014 and 6-h accumulative rainfall [(a) 0000 UTC–0600 UTC, (b) 0600 UTC–1200 UTC, (c) 1200 UTC–1800 UTC] from automatic stations (red solid lines range from 20 to 120 mm, interval: 20 mm)

## 4.2 地形抬升作用

已有研究指出(Yu and Cheng, 2008; Yu et al., 2010; 董美莹等, 2011; 赵玉春和王叶红, 2017), 地形对强对流的触发有着重要的影响。从图 10 可以看出, 初始对流发生在大别山山区, 因此还要考虑地形因素对对流触发的作用。由自动站 10 min 的流场和风速演变可以看出, 由于地形的阻挡, 在大别山北部上游风速一直都较小没有对流触发。直到 23 日 21:50, 由于环境风速的整体加强, 特别表现为大别山东西两侧的峡谷和大别山东部的风速和显著增强, 在 2 h 后卫星 TBB 图上, 有小于  $-40^{\circ}\text{C}$  的云区出现(图 10a), 预示着有强对流产生。由此可以推测大别山区风速的突然加大强迫气流抬升, 从而导致强对流的发生。

Yu and Cheng (2008) 指出长时间的抬升和水凝物相对低的下落速度会使得在迎风面产生降水。利用 24 日 00:00 再分析资料作风场和地形沿

116°N 的剖面(图 10b), 初始对流发生区(31°N 附近)北部有气流持续沿地形爬升, 超过抬升凝结高度, 水汽凝结下落, 在迎风坡和山顶附近产生降水。

## 4.3 地面流场特征分析

研究表明边界层辐合线是强对流发生的重要触发因子(俞樟孝等, 1985; Wilson and Schreiber, 1986; Weckwerth and Parsons, 2004; Weckwerth et al., 2008; Yu and Cheng, 2008; Zhou et al., 2011; Wang and Xue, 2012)。利用 10 min 地面自动站加密资料分析雨带 1、2、3 发生前的地面流场和散度特征, 揭示对流的近地面触发机制。

从地面流场和散度演变图可以看出, 24 日 01:00, 江苏北部到安徽中部就开始形成一条东北—西南向的气流辐合线(图略), 称为辐合线 1, 距离台风中心约 5 个经纬距。辐合线由偏东—偏东北气流汇合而形成, 但此时辐合线上的辐合较弱, 在此

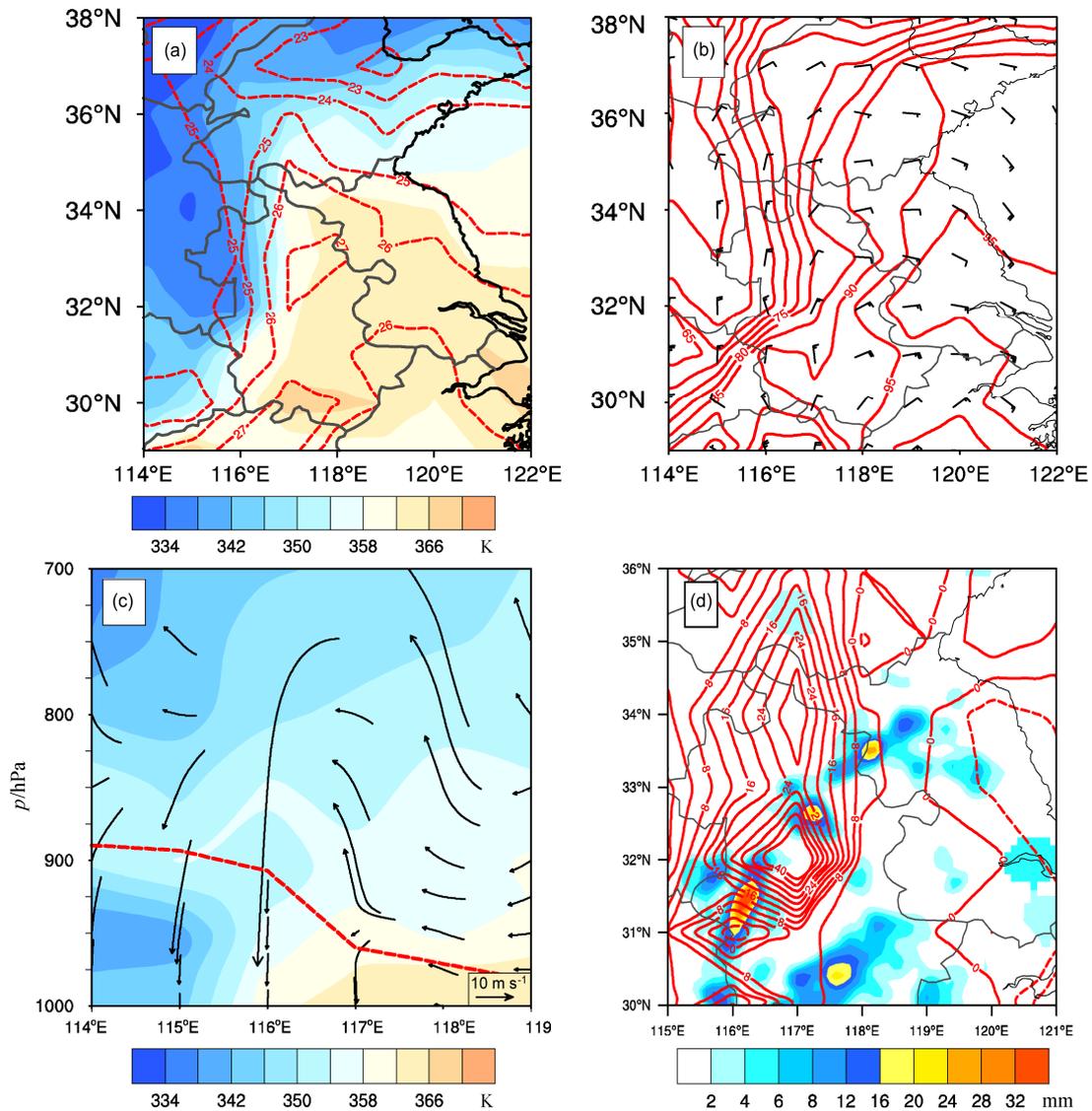


图9 2014年7月24日00:00要素场: 975 hPa (a)  $\theta_{se}$  (填色, 单位: K)、温度 (红色虚线, 等值线间隔:  $1^{\circ}\text{C}$ ) 分布以及 (b) 相对湿度 (红色实线, 等值线间隔: 5%) 和风向分布; (c) 沿  $31^{\circ}\text{N}$  的  $\theta_{se}$  (填色, 单位: K)、 $(u, 100w)$  风场垂直剖面, 红色虚线为抬升凝结高度 (LCL); (d) 975 hPa 锋生函数 (红色实线为正, 等值线间隔:  $2 \times 10^{-10} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$ , 红色虚线为负, 等值线间隔:  $6 \times 10^{-10} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) 及 05:00~06:00 小时降雨量 (填色, 单位: mm)

Fig. 9 Element fields at 0000 UTC on 24 July 2014: Distributions of (a)  $\theta_{se}$  (shaded, units: K) and temperature (red dashed lines, interval:  $1^{\circ}\text{C}$ ), (b) relative humidity (red solid lines, interval: 5%) at 975 hPa; (c) vertical cross section of  $\theta_{se}$  (shaded, units: K),  $(u, 100w)$  along  $31^{\circ}\text{N}$ , the red dashed line indicates LCL (Lifting Condensation Level); (d) frontogenesis function at 975 hPa (red solid lines are for positive, interval:  $2 \times 10^{-10} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$ , red dashed lines are for negative, interval:  $6 \times 10^{-10} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ). Shading in (d) shows 1 h rainfall from 0500 UTC to 0600 UTC (units: mm)

后的4个多小时里, 辐合线位置稳定少变(图11a)。造成辐合线的形成及其稳定特征, 一方面由于海陆下垫面差异, 台风北侧气流从洋面到陆地过程中动量衰减而造成明显的次地转, 流场上出现折角。这种现象常出现在华东沿海登陆的台风北侧(钱自强和张德, 1985; Chen and Li, 2004; 孙建华等, 2006; 赵宇等, 2008, 2011); 其次, 台风环流本身的风速随半径增大而减少(Anthes, 1982), 从而

使受下垫面影响后衰减的小值风速区在台风北部随纬度逐渐向海岸靠近(图11b), 从11b中可以看出沿海附近的小值风速区大约在江苏省  $119^{\circ}\text{E}$  附近, 这也是台风倒槽槽线所在的大约位置, 即风向出现拐点的位置, 这有利于在其西北侧形成东北—西南走向的辐合线(图11a); 第三, 辐合线出现并较长时间稳定在江苏北部到安徽中部(包括后来形成的第2和第3条辐合线), 并不随着台风移动而

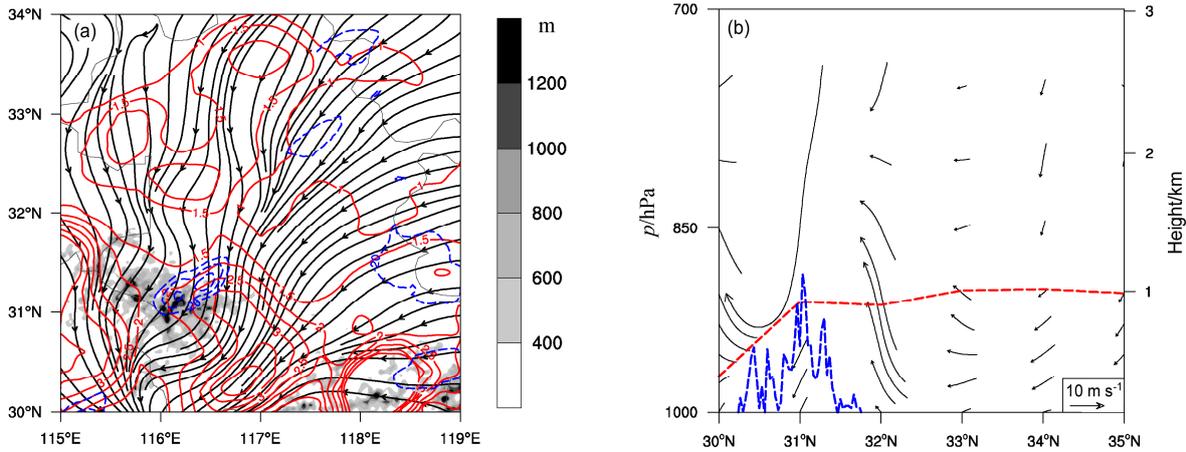


图 10 2014 年 7 月 (a) 23 日 21:50 自动站流场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、风速 (红色实线, 等值线间隔:  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ )、地形 (黑色阴影, 单位:  $\text{m}$ ) 的分布以及 24 日 00:00 TBB (蓝色虚线, 等值线间隔:  $10^\circ\text{C}$ ) 分布; (b) 24 日 00:00 沿  $116^\circ\text{N}$  的  $(v, 100w)$  垂直剖面, 蓝色虚线为地形高度 (单位:  $\text{m}$ ), 红色虚线为 LCL  
Fig. 10 (a) Distributions of stream field (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) collected at automatic weather stations, wind speed (red solid lines, interval:  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ ), and terrain height (black shaded, units:  $\text{m}$ ) at 2150 UTC 23 July and distributions of TBB (blue dashed lines, interval:  $10^\circ\text{C}$ ) at 0000 UTC 24 July 2014. (b) Vertical cross section of  $(v, 100w)$  along  $116^\circ\text{N}$  at 0000 UTC 24 July 2014, the blue dashed line stands for terrain height (units:  $\text{m}$ ), and the red dashed line stands for LCL

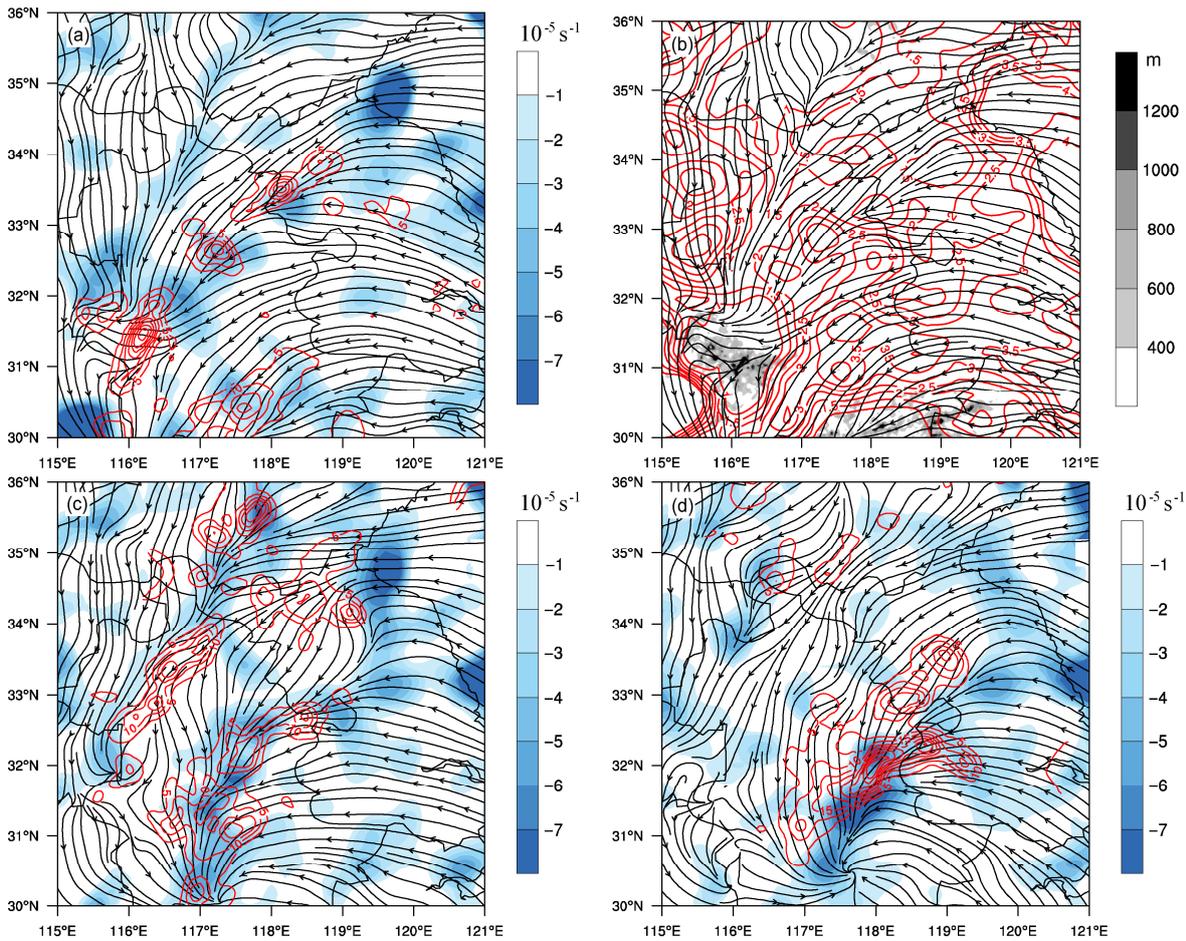


图 11 2014 年 7 月 24 日 (a) 04:50、(c) 08:00 和 (d) 11:00 自动站资料地面流场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、散度场 (填色, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 和小时雨量 (红色实线, 等值线范围:  $5 \sim 40 \text{ mm}$ , 间隔:  $5 \text{ mm}$ ) 的分布以及 (b) 04:50 自动站资料地面风速 (红色实线, 等值线间隔:  $\text{m s}^{-1}$ )、流场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和地形 (黑色阴影, 单位:  $\text{m}$ ) 分布图  
Fig. 11 Distributions of stream field (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), divergence (shaded, units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), and 1-h accumulative rainfall (red solid lines range from 5 to 40 mm, interval: 5 mm) from automatic station data at (a) 04:50 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1100 UTC 24 July 2014. (b) Distributions of wind speed (red solid lines, interval:  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ ) and stream field (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) based on automatic data at 0450 UTC 24 July 2014, and terrain height (black shaded, units:  $\text{m}$ )

北移。从风速分布的连续演变可以看到, 在江苏北部和山东南部交界处的海面上始终维持一个大值的偏东风。注意江苏北部海岸线向西北方向偏折, 而山东南部海岸线向东北方向延伸, 使此处的海岸线相对于偏东气流具有喇叭口收集的特征, 容易使偏东风出现加速的现象(图 11b), 从而使大值风速区更多地进入内陆, 在陆地摩擦形成的次地转风向偏折下, 有利于形成较明显的偏东北气流, 所以使台风北侧的辐合线没有随台风中心北移而北移。不过, 随着台风的北移, 辐合线南段的辐合强度首先得到加强, 这为初始对流的北移加强提供了条件。到 04:00, 辐合线 1 北段上的辐合程度虽然没有很大的变化, 但一些对流开始发生, 这和近地面气温增高, 对流不稳定加强有关(图 5)。此后随着台风继续北上, 辐合中心强度总体上加强, 辐合中心附近对应强降水中心(图 11a), 说明辐合中心对强降水的分布有着重要的影响。

分析同时刻的近地面风场(图 11b), 可以看到, 从沿海到内陆, 辐合线上主要呈现出 3 对风速大小值间隔分布的特征, 辐合中心就分布在风速从大到小演变的最大梯度处。第 1 对风速的形成和气流从海洋到陆地下垫面的减速作用有关。第 2 和第 3 对风速的小值区分别位于滁州山区和大别山上游, 与地形对气流的阻挡作用相关, 从而与上游风速之间形成梯度。不过由于滁州山区海拔较低, 随着台风的北上其大值风速在边界层上随高度变化, 使得第 2 对风速分布略有变化。其他两对风速大小值分布都非常稳定, 辐合强度也较强(图 11a)。

随着雨带 1 的北移加强, 地面上逐渐由辐合转为辐散, 这和强降水的冷出流相对应。24 日 06:30, 强对流雨带 1 上已有较明显的冷出流, 与台风偏东气流在安徽中部附近又产生了一条东北—西南向的辐合线, 称为辐合线 2, 辐合带上对流开始发生并发展逐渐成为对流雨带 2(图 11c)。辐合线上的辐合中心一方面和台风北部流向内陆的气流梯度有关, 另一方面和雨带 1 的冷出流之间的较强辐合有关。随着对流雨带 2 的发展, 来自东南方向的暖湿空气更多地被雨带 2 切断, 从而实现了对流雨带 1 到对流雨带 2 的强弱替换过程。

随着雨带 2 降水的加强, 09:20 开始, 雨带南侧转为一致流出偏东北气流, 和台风的偏东气流形成第三条辐合线, 成为辐合线 3。由于台风的北上, 此时辐合线是从台风中心一直延伸到江苏北部。其

南段的辐合强度随着台风北上而加强(图 11d), 从而使台风中心附近的弱回波发展(图 2), 而辐合线北段的对流一直较弱, 这和这个时段对流有效位能显著减弱相一致。

地面风场及辐合线分布, 和雨带在形态、位置和时间上都有很好的对应关系, 说明近地面的辐合线是有利的对流条件下触发台风北侧强对流雨带的主要因子。

综上所述, 锋面强迫和地形抬升作用共同触发了初始对流及雨带 1 的南段部分, 近地面的辐合线触发了台风北侧 3 条强对流雨带。辐合线的形成一方面由于气流从洋面到陆地动量衰减造成风速减弱从而次地转加强形成辐合线, 另一方面, 江苏北部和山东南部海岸线的曲率分布、以及台风风速沿半径的分布特征都影响着辐合线的形成位置。此外, 辐合线 2 和 3 的形成还和其北侧的对流雨带的冷出流密切相关。对流带上的强降水中心往往对应着稳定的辐合中心, 辐合中心主要位于风速大小梯度明显的位置上。辐合线上的风速梯度主要受海岸线、地形分布、降水冷出流影响。

## 5 结论和讨论

通过对 2014 年 10 号台风 Matmo 登陆后其前侧弱回波区突发的三条强对流雨带的实况分析得到以下主要结论:

初始对流是在弱的对流不稳定即小 CAPE 值, 条件对称不稳定环境下, 在锋面强迫和地形抬升作用下共同触发的, 初始对流北移发展后成为第一条对流雨带的南段部分。接二连三发生的三条对流雨带是在台风北部高湿环境下, 持续的水汽通量辐合, 明显对流不稳定即大值 CAPE, 局部弱的条件对称不稳定环境下, 由近地面辐合线在辐合稳定并加强后触发的, 多层的不稳定的叠加有利于雨带的发展维持。

辐合线的形成一方面受气流从洋面到陆地动量衰减造成明显的次地转; 其次, 台风风速随半径增大而减少从而使衰减后的小值风速区随纬度逐渐向海岸靠近, 使辐合线成为东北—西南走向; 第三, 江苏北部海岸线的折角以及和山东交界处海岸线的曲率分布使大值风速区更多地进入内陆, 有利于形成较明显的偏东北气流, 从而使台风北侧形成的三条辐合线发生位置几乎是稳定的。此外, 辐合线 2 和 3 的形成还与它们北侧的对流雨带的冷出流

密切相关,这也是使这两条辐合线的相对偏南的原因。对流带上的强降水中心往往对应着稳定的辐合中心,辐合中心主要位于风速大小梯度明显的位置上。辐合线上的风速梯度主要受海岸线、地形分布、降水冷出流的影响。

在雨带发生时对流层低层存在一定的正涡度区,部分可以看出和地面的辐合线区域连接在一起,由于再分析资料的时间分辨率原因,不能确定正涡度区是由于地面辐合加强正涡度增加并向对流层低层发展的结果,还是相反?它们的发展过程决定着台风北侧强对流雨带触发的具体物理过程。此外,在初始对流发展过程中,存在多种的可能触发机制,但它们的相互重要性在目前的低时空分辨率实况资料下还无法确定。以上两个问题有待于在高分辨率数值模拟中得到进一步的分析。

### 参考文献 (References)

- Anthes R A. 1982. Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure and Effects [M]. Boston: American Meteorological Society, 208pp.
- 陈联寿. 2007. 登陆热带气旋暴雨的研究和预报 [C]//第十四届全国热带气旋科学讨论会论文集. 上海: 中国气象学会, 3-7. Chen Lianshou. 2007. An evolution on landfalling tropical cyclone rainfall research and operational forecasting [C]// Papers on the Fourteenth Symposium on the Tropical Cyclones (in Chinese). Shanghai: China Meteorological Society, 3-7.
- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 25 (3): 420-432. Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 420-432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.11.
- Chen L S, Li Y. 2004. An overview on the study of the tropical cyclone rainfall [C]// Proc Inter Conf. on Storms. Brisbane: Australian Meteorological and Oceanographic Society, 112-113.
- 陈永林, 王智, 曹晓岗, 等. 2009. 0509 号台风(Matsa)登陆螺旋云带的增幅及其台前飚线的特征研究 [J]. 气象学报, 67 (5): 828-839. Chen Yonglin, Wang Zhi, Cao Xiaogang, et al. 2009. Characteristic analysis of the strengthening spiral bands and the preceding squall lines in association with the 0509 typhoon "Matsa" [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 67 (5): 828-839, doi:10.11676/qxxb2009.081.
- Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones [J]. Adv. Atmos. Sci., 27 (5): 967-976, doi:10.1007/s00376-010-8171-y.
- 丛春华, 陈联寿, 雷小途, 等. 2011. 台风远距离暴雨的研究进展 [J]. 热带气象学报, 27 (2): 264-270. Cong Chunhua, Chen Lianshou, Lei Xiaotu, et al. 2011. An overview on the study of tropical cyclone remote rainfall [J]. J. Tropical Meteor. (in Chinese), 27 (2): 264-270, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.02.016.
- Corbosiero K L, Molinari J. 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones [J]. Mon. Wea. Rev., 130 (8): 2110-2123, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<2110:TEOVWS>2.0.CO;2.
- 董美莹, 陈联寿, 程正泉, 等. 2011. 地形影响热带气旋“泰利”降水增幅的数值研究 [J]. 高原气象, 30 (3): 700-710. Dong Meiyang, Chen Lianshou, Cheng Zhengquan, et al. 2011. Numerical study of topography effect on rainfall reinforcement associated with tropical cyclone "Talim" [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30 (3): 700-710.
- 杜惠良, 黄新晴, 冯晓伟, 等. 2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响 [J]. 气象, 37 (7): 847-856. Du Huiliang, Huang Xinqing, Feng Xiaowei, et al. 2011. The effect of the interaction between weak cold flow and typhoon depression on a rainstorm [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 37 (7): 847-856, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2011.7.009.
- 郭达烽, 包慧濛, 周芳, 等. 2014. 空心台风“麦德姆”(2014)引发的江西局地暴雨过程分析 [J]. 气象与减灾研究, 37 (4): 24-32. Guo Dafeng, Bao Huimeng, Zhou Fang, et al. 2014. Analysis of local torrential rain caused by the hollow typhoon "Matmo" [J]. Meteorology and Disaster Reduction Research (in Chinese), 37 (4): 24-32, doi:10.3969/j.issn.1007-9033.2014.04.004.
- Houze Jr R A. 2010. Clouds in tropical cyclones [J]. Mon. Wea. Rev., 138 (2): 293-344, doi:10.1175/2009MWR2989.1.
- 林文, 林长城, 李自良, 等. 2016. 登陆台风麦德姆不同部位降水强度及谱特征 [J]. 应用气象学报, 27 (2): 239-248. Lin Wen, Lin Changcheng, Li Bailiang, et al. 2016. Rainfall intensity and raindrop spectrum for different parts in landing typhoon Matmo [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 27 (2): 239-248, doi:10.11898/1001-7313.20160212.
- 刘汉华, 陈懿妮, 张子涵, 等. 2016. 1410 号台风登陆后强度减弱缓慢及暴雨成因分析 [C]//第 33 届中国气象学会年会 s1 灾害天气监测、分析与预报. 西安: 中国气象学会. Liu Hanhua, Chen Yini, Zhang Zihan, et al. 2016. Analysis on the causes of the slow intensity and heavy rain after landfall of typhoon 1410 [C]//The Annual Meeting of Chinese Meteorological Society. Shaanxi: China Meteorological Society.
- 刘佳, 沈新勇, 张大林, 等. 2013. 台风“麦莎”的强度对台风前部飚线发展过程影响的研究 [J]. 大气科学, 37 (5): 1025-1037. Liu Jia, Shen Xinyong, Zhang Dalin, et al. 2013. Impact of typhoon intensity on the development of a pre-tropical cyclone squall line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, (in Chinese), 37 (5): 1025-1037, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12134.
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 41-58.
- Meng Z Y, Zhang Y. 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China [J]. Mon. Wea. Rev., 140 (2): 445-470, doi:10.1175/MWR-D-10-05080.1.
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China [J]. Mon. Wea. Rev., 141 (5): 1329-1647, doi:10.1175/MWR-D-12-00208.1.
- 钮学新, 董加斌, 杜惠良. 2005. 华东地区台风降水及影响降水因素的气候分析 [J]. 应用气象学报, 16 (3): 402-407. Niu Xuexin, Dong Jiabin, Du Huiliang. 2005. Climatic analysis on typhoon rainfall of east China and affecting factors of the precipitation [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 16 (3): 402-407, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2005.03.014.
- 钱自强, 张德. 1985. 上海地区台风倒槽暴雨分析 [J]. 大气科学, 9 (4):

- 400–405. Qian Ziqiang, Zhang De. 1985. An analysis of heavy rains due to typhoon inverted-V trough in Shanghai area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 9 (4): 400–405, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1985.04.09.
- 任芝花, 赵平, 张强, 等. 2010. 适用于全国自动站小时降水资料的质量控制方法 [J]. *气象*, 36 (7): 123–132. Ren Zhihua, Zhao Ping, Zhang Qiang, et al. 2010. Quality control procedures for hourly precipitation data from automatic weather stations in China [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 36 (7): 123–132, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.7.019.
- 任芝花, 张志富, 孙超, 等. 2015. 全国自动气象站实时观测资料三级质量控制系统研制 [J]. *气象*, 41 (10): 1268–1277. Ren Zhihua, Zhang Zhifu, Sun Chao, et al. 2015. Development of three-step quality control system of real-time observation data from AWS in China [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 41 (10): 1268–1277, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.10.010.
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127 (12): 2709–2732, doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2709:TUAMOC>2.0.CO;2.
- 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2009. 中尺度大气动力学 [M]. 北京: 高等教育出版社. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2009. *Mesoscale Atmospheric Dynamics* (in Chinese) [M]. Beijing: Higher Education Press.
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究 [J]. *气象学报*, 64 (1): 57–71. Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhao Sixiong. 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in North China by “9608” typhoon [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 64(1): 57–71, doi:10.11676/qxxb2006.006.
- 唐健, 代刊. 2014. 2014年7月大气环流和天气分析 [J]. *气象*, 40 (10): 1286–1292. Tang Jian, Dai Kan. 2014. Analysis of the July 2014 atmospheric circulation and weather [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 40 (10): 1286–1292, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.014.
- 陶祖钰, 田佰军, 黄伟. 1994. 9216号台风登陆后的不对称结构和暴雨 [J]. *热带气象学报*, 10 (1): 69–77. Tao Zuyun, Tian Baijun, Huang Wei. 1994. Asymmetry structure and torrential rain of landing typhoon 9216 [J]. *J. Tropical Meteor.* (in Chinese), 10 (1): 69–77, doi:10.16032/j.issn.1004-4965.1994.01.009.
- 王建中, 丁一汇. 1995. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究 [J]. *气象学报*, 53 (4): 451–460. Wang Jianzhong, Ding Yihui. 1995. Research of moist symmetric in a strong snowfall in North China [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 53 (4): 451–460, doi:10.11676/qxxb1995.051.
- Wang Q W, Xue M. 2012. Convective initiation on 19 June 2002 during IHOP: High-resolution simulations and analysis of the mesoscale structures and convection initiation [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (D12): D12107, doi:10.1029/2012JD017552.
- Wang M, Zhao K, Xue M, et al. 2016. Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall over eastern China based on polarimetric radar observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 121 (20):12415–12433, doi:10.1002/2016JD025307.
- 王亦平, 陆维松, 潘益农, 等. 2008. 淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究 II: 不稳定条件及其增强和维持机制分析 [J]. *气象学报*, 66 (2): 177–189. Wang Yiping, Lu Weisong, Pan Yinong, et al. 2008. Numerical simulation of a torrential rain in the northeast of Huaihe basin. Part II: Instability conditions and the mechanism of intensification and maintenance [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 66 (2): 177–189, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.02.005.
- Weckwerth T M, Parsons D B. 2004. A review of convection initiation and motivation for IHOP\_2002 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (1): 5–22, doi:10.1175/MWR3067.1.
- Weckwerth T M, Murphey H V, Flamant C, et al. 2008. An observational study of convection initiation on 12 June 2002 during IHOP\_2002 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (7): 2283–2304, doi:10.1175/2007MWR2128.1.
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114 (12): 2516–2536, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<2516:IOCSAR>2.0.CO;2.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 53 (4): 387–405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 53 (4): 387–405, doi:10.11676/qxxb1995.045.
- Wu H Y, Chen H S, Zeng M J, et al. 2015. Analysis of the cold air effect on an extreme precipitation event triggered by an inverted trough of Typhoon Haikui (1211) [J]. *J. Tropical Meteor.*, 21 (3): 211–221, doi:10.16555/j.1006-8775.2015.03.001.
- 颜玲, 周玉淑, 刘宣飞. 2017. 1410号台风 Matmo 登陆前后的动热力结构演变和水汽输送特征分析 [J]. *大气科学*, 41 (2): 289–301. Yan Ling, Zhou Yushu, Liu Xuanfei. 2017. Dynamic and thermodynamic structure analysis of typhoon Matmo (1410) and associated moisture characteristics before and after its landfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 41 (2): 289–301, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1607.15329.
- Ying M, Zhang W, Yu H, et al. 2014. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31 (2): 287–301, doi:10.1175/JTECH-D-12-00119.1.
- Yu C K, Cheng L W. 2008. Radar observations of intense orographic precipitation associated with typhoon Xangsane (2000) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (2): 497–521, doi:10.1175/2007MWR2129.1.
- Yu Z F, Yu H, Gao S T. 2010. Terrain impact on the precipitation of landfalling Typhoon Talim [J]. *J. Tropical Meteor.*, 16 (2): 115–124, doi:10.3969/j.issn.1006-8775.2010.02.003.
- 俞樟孝, 吴仁广, 翟国庆, 等. 1985. 浙江冰雹天气与边界层辐合的关系 [J]. *大气科学*, 9 (3): 268–275. Yu Zhangxiao, Wu Renguang, Zhai Guoqing, et al. 1985. The relationship between the boundary layer convergence and occurrence of hail weather in Zhejiang [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 9 (3): 268–275, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1985.03.07.
- 张建海, 庞盛荣. 2011. “莫兰蒂”台风(1010)暴雨成因分析 [J]. *暴雨灾害*, 30(4): 305–312. Zhang Jianhai, Pang Shengrong. 2011. Analysis on the cause of rainstorm of the typhoon Meranti (1010) [J]. *Torrential Rain and Disasters* (in Chinese), 30 (4): 305–312, doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2011.04.003.
- 张建海, 于忠凯, 何勇. 2010. 两个路径相似台风暴雨过程的模拟分析 [J]. *热带气象学报*, 26 (4): 392–400. Zhang Jianhai, Yu Zhongkai, He Yong. 2010. Analysis of a simulation of heavy rainfall associated with two typhoons with similar routes [J]. *J. Tropical Meteor.* (in Chinese), 26 (4): 392–400, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2010.04.002.
- 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 Shaolin, Gong Dianli, Chen Xiaohong, et al. 2006. Diagnostic analysis of heavy rainfall to distant onland tropical cyclone [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 32 (4): 29–33, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2006.04.005.
- 赵玉春, 王叶红. 2017. 2013 年“苏力”台风西行登陆引发闽南大暴雨成因的模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 22 (3): 365–380. Zhao Yuchun, Wang Yehong. 2017. A numerical investigation of the formation mechanism for the extremely heavy-rain event in southern Fujian induced by westward-moving typhoon Soulik in 2013 [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 22 (3): 365–380, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16181.
- 赵宇, 崔晓鹏, 王建国. 2008. 由台风低压倒槽引发的山东暴雨过程研究 [J]. 气象学报, 66 (3): 423–436. Zhao Yu, Cui Xiaopeng, Wang Jianguo. 2008. A study on a heavy rainfall event triggered by inverted typhoon trough in Shandong Province [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (3): 423–436, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.03.012.
- 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭. 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究 [J]. 大气科学, 35 (5): 945–962. Zhao Yu, Cui Xiaopeng, Gao Shouting. 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 945–962, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.14.
- 郑秀云, 章秋英, 孙琼博, 等. 2014. 1410 号台风“麦德姆”暴雨诊断分析 [C]/第 31 届中国气象学会年会 s2 灾害天气监测、分析与预报. 北京: 中国气象学会. Zheng Xiuyun, Zhang Qiuying, Sun Qiongbo, et al. 2014. The diagnosis of heavy rain caused by 1410 typhoon Matmo [C]/The 31th Annual Meeting of Chinese Meteorological Society (in Chinese). Beijing: China Meteorological Society.
- Zhou L L, Zhai G Q, He B. 2011. Numerical study of the mesoscale systems in the spiral rainband of 0509 typhoon Matsa [J]. Adv. Atmos. Sci., 28(1): 118–128, doi: 10.1007/s00376-010-0023-2.