

杨晓霞,吴炜,姜鹏,等. 2013. 山东省三次暖切变线极强降水的对比分析. 气象, 39(12):1550-1560.

山东省三次暖切变线极强降水的对比分析^{*}

杨晓霞¹ 吴 炜¹ 姜 鹏¹ 徐 娟² 胡顺起³ 刁秀广¹
高留喜¹ 王文青¹ 华雯丽⁴

1 山东省气象台, 济南 250031
2 山东省聊城市气象局, 聊城 252500
3 山东省临沂市气象局, 临沂 276004
4 成都信息工程大学大气科学系, 成都 610072

提 要: 应用加密观测、常规观测、卫星云图和雷达探测的资料及 NCEP/NCAR(1°×1°)再分析资料,对山东省三次极强降水天气进行了诊断和对比分析。结果表明,低层暖式切变线和 500 hPa 西风槽是三次强降水的主要影响系统。强降水前低层大气高温、高湿、对流不稳定,有较高的对流不稳定能量。低层暖式切变线辐合和暖湿平流产生的上升运动与地面辐合线附近产生的上升运动相叠加,触发对流不稳定能量释放,产生强对流,造成强降水。较强的风垂直切变使得对流有组织地发展。强降水期间,中高层弱的干冷空气侵入,使得对流不稳定加强,中高层具有高位涡的干冷空气入侵诱发低层中尺度涡旋发展,辐合上升运动加强。低层暖湿气流螺旋式辐合上升与中高层入侵的干冷空气相遇,水汽凝结率增大,降水强度增强。中高层干冷空气侵入的时段与极强降水的时段相对应。有利的地形对局地短时极强降水有重要作用。低层暖式切变线和 500 hPa 低槽的位置、强弱不同,中高层冷空气的强度和入侵路径不同,对流云团的发生发展、内部结构和移动方向不同,造成强降水的地理位置和强度不同。

关键词: 极强降水, 诊断和对比分析, 低层暖切变线, 高空槽, 中高层干冷空气侵入, 地形作用, 云团特征

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.12.003

Contrastive Analysis on Three Extreme Heavy Rainfalls Triggered by Warm Shear Line in Shandong Provinc

YANG Xiaoxia¹ WU Wei¹ JIANG Peng¹ XU Juan² HU Shunqi³
DIAO Xiuguang¹ GAO Liuxi¹ WANG Wenqing¹ HUA Wenli⁴

1 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031
2 Liaocheng Meteorological Office of Shandong, Liaochen 252500
3 Linyi Meteorological Office of Shandong, Linyi 276004
4 Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610072

Abstract: By using dense convective observational data, satellite images, radar data and NCEP/NCAR (1°×1°) reanalysis data, the weather systems for the three extreme heavy rainfalls are diagnosed and analyzed. The results show that westerly trough at 500 hPa and low-level warm shear line are the main impact system for the three heavy rainfalls. Before the rainfalls, high temperature, high humidity and convection instability exist in lower atmosphere. The ascending movement caused by convergence of low-level shear line and the warm and wet advection and the surface wind convergence line trigger the release of convection instability energy, producing strong convection and extreme rainfall. The strong vertical wind shear makes

^{*} 中国气象局预报员专项(CMAYBY-2011-026 和 CMAYBY-2013-040)及山东省气象局 2012 和 2013 年科研项目(2012sdqxz03 和 2013sdqx01)共同资助
2012 年 10 月 9 日收稿; 2013 年 5 月 31 日收修定稿
第一作者:杨晓霞,主要从事暴雨(雪)、强对流等灾害性天气的预报和研究. Email:yxjxn@163.com

convection systematically develop. During the heavy rainfalls dry and cold airs invade from middle-upper level so that convection instability gets intensified. On the other hand, the dry and cold airs with high potential vortex intruding from middle-upper level induce mesoscale vortex to develop in low-level atmosphere so that convergence and ascending movement increase. That the warm and wet airs in low-level helically converge and encounter the dry and cold airs from middle-higher level, so the water vapour condensation and rain intensity increase. The periods when the dry and cold airs intrude from middle-higher level correspond with the periods of extremely strong rains. Terrain plays an important part in local and short-time extreme heavy rainfalls. The position and intensity for 500 hPa westerly trough and 850 hPa warm shear line are different and the intensity and tracks of the dry and cold airs at upper level are different, the convective cloud's development, evolution, movement and internal structure are different, causing the difference of rainstorm areas and intensity.

Key words: extreme severe rainfalls, diagnosis and comparison analysis, low-level warm shear line, higher-level trough, intrusion of middle-higher-level dry and cold airs, terrain effect, cluster features

引 言

山东省位于华东沿海的北部,虽然地理纬度较高,但是强降水天气较多,1 h 雨量在 50 mm 以上的强降水屡见不鲜,有时也出现 1 h 雨量在 100 mm 以上的极强降水,造成人员伤亡和严重灾害。随着气象现代化监测系统的发展和数值模式的改进及完善,强降水的预报准确率也不断提高。对暴雨和强降水的成因及形成机制已有大量的分析和研究,吴宝俊等(1996)把螺旋度理论应用到暴雨的诊断分析中,取得了较好的效果。吴国雄等(1995;1997)把湿位涡守恒和倾斜涡度发展理论应用于暴雨形成机制的研究中,对暴雨的认识有了较大的进展。大量的研究表明,中高层干冷空气侵入对暴雨的产生起了至关重要的作用(吴国雄等,1995;1997;姚秀萍等,2003;于玉斌等,2003;蒙伟光等,2004;赵宇等,2004;王中等,2008;张志刚等,2009;刘会荣等,2010;2011)。对于山东的暴雨,近年来已引用各种理论进行了大量的研究(谭志华等,2000;杨晓霞等,1997;2001;2006a;2006b;2008a;2008b;2008c;2010;李斌等,2008;卓鸿等,2011);也研究了山东中部山地和海岸地形对暴雨的增幅作用(郇庆国等,2007;张可欣等,2007;高留喜等,2011)。由于产生强降水的范围小、突发性强,目前对强降水的预报水平还较低,强降水的出现时间、地点和强度仍然是预报中的一大难点。分析强降水的特点和产生强降水的天气系统及热力、水汽和动力条件,研究产生强降水的机理和中尺度云团特征,加深对强降水天气的认识,对提高强降水天气的预报准确率、增强社会服

务效益具有极其重要的意义。最近,对北京“7·21”特大暴雨的成因和中尺度对流条件及中尺度云团特征进行研究(湛芸等,2012;孙军等,2012;方翀等,2012;俞小鼎,2012),得出对预报有应用价值的结果。本研究应用加密自动站观测资料、探空资料、卫星云图、多普勒雷达回波和 NCEP/NCAR($1^{\circ}\times 1^{\circ}$)再分析资料,对山东省近年来三次极强降水天气进行多尺度分析,应用螺旋度和倾斜涡度发展理论分析研究强降水的形成机制,为以后强降水的预报提供参考依据。

1 三次极强降水特征的对比分析

三次强降水都是突发性强、强度大,雨量大,预报难度大,造成的灾害严重。都有 1 站 1 h 最大雨量在 100 mm 以上,在 1 站 1 h 雨量 ≥ 50 mm 的强降水最多维持 3 h。三次强降水的过程雨量分布见图 1。在三次强降水过程中,2009 年 8 月 17 日下午至 18 日早晨鲁南的强降水范围最广、雨量最大、雨强最强,强降水自西向东移动,历经 18 h,伴有雷电和短时大风(图 1a)。有 18 个县过程雨量 ≥ 100 mm,费县雨量最大达 302.3 mm,突破 1959 年以来的日雨量纪录。在中尺度雨量站中,1 h 雨量 ≥ 30 mm 的 345 站, ≥ 50 mm 的 133 站, > 100 mm 的 1 站。17 日 15 时至 18 日 07 时 1 h 最大雨量在 58.0~137.2 mm,鲁东南的费县 18 日 01—02 时 1 h 雨量达 137.2 mm,00—03 时 3 h 雨量 242.2 mm。受灾人口 240 万,农作物受灾面积 180 hm^2 ,直接经济损失 11.3 亿元。

2010 年 8 月 8 日下午至 9 日早晨鲁西北的强

降水自北向南移动,范围比前一次小(图 1b),降水强度也比前一次弱。在中尺度雨量站中,1 h 雨量 ≥ 30 mm 的 156 站, ≥ 50 mm 的 62 站, > 100 mm 的 1 站。8 日 17 时至 9 日 08 时 1 h 最大雨量 54.5 ~ 101.8 mm,长清 9 日 01—02 时 1 h 雨量 101.8 mm,00—03 时 3 h 雨量 143.9 mm,聊城 9 日 02—04 时 1 h 雨量分别为 75.5 和 83.4 mm,01—04 时 3 h 雨量 180.2 mm,01—06 时 5 h 雨量 211.9 mm。在济南南部的长清和聊城一带是强降水中心。聊城日雨量达 235.0 mm,是 1951 年以来 8 月日雨量的极值。在聊城东部的长清(160.0 mm)、茌平(152.7 mm)和东阿(188.3 mm)3 县日雨量突破全年日雨量的极值。强降水造成农作物受灾面积 20 万 hm^2 ,绝产面积 3.3 万 hm^2 ,直接经济损失达 10 亿元。

2011 年 7 月 25 日傍晚山东半岛南部的乳山出现极强降水,18 时开始降水量增大,19—20 时 1 h 雨量突然增大到 127.8 mm,20—21 时 1 h 雨量 92.2 mm,19—21 时 2 h 雨量达到 220.0 mm,18—21 时 3 h 雨量达 249.5 mm,25 日总雨量 296.3 mm,1 h 雨量和日总雨量都突破了乳山的历史纪录。强降水只局限在乳山附近,虽然范围小,但强度大,造成的灾害及其严重,极端强降水造成的洪水冲毁河坝、水库塘坝、虾池、桥梁、城市道路等,导致房屋倒塌、供电中断、农田被淹、山体滑坡等灾害,造成 6 人死亡,经济损失 6.7 亿元。

2 天气系统的对比分析

强降水都是在一定的环流背景下受天气尺度系统的影响由中尺度系统直接影响产生的,天气尺度系统为强降水提供了能量和水汽条件,中尺度系统为强降水提供了动力触发条件。造成 2009 年 8 月 17 日下午至 18 日上午鲁南地区强降水的天气系统为 850 hPa 低涡东部暖式切变线、500 hPa 西风槽和 700 hPa 经向切变线。在河南西部的低涡环流发展向东北移动,其东部的暖式切变线影响鲁南,500 hPa 西风槽在东移中受副热带高压(以下简称副高)阻挡,移速北快南慢,逐渐形成南北向狭窄的切变线,在影响鲁南时,与 850 hPa 低涡东部暖式切变线和 700 hPa 经向切变线相配合,造成强降水。强降水产生在暖式切变线的北部东南气流中(图 2a),地面上为低压中心北部的倒槽区(图 2d),造成 2010 年 8 月 8 日下午至 9 日早晨鲁西北地区强降水的天气系统为 850~700 hPa 弱暖式切变线和 500

hPa 西风槽。强降水位于 850~700 hPa 在纬向切变线的南部、西南风的侧向辐合区(图 2b),在 500 hPa 西风槽的底部,地面上为从西南向东北伸展的中尺度低压倒槽区(图 2e)。由于低层切变线较弱,两侧的风速小,辐合也弱,给预报带来了一定的难度。

2011 年 7 月 25 日傍晚乳山强降水的影响系统为 500~850 hPa 西风槽前 850 hPa 西南风与南风之间的切变线(图 2c)。500~850 hPa 的低槽加深东移,上下层槽线近于垂直,到达山东西部时,槽前 850 hPa 上在山东半岛东南部沿海,青岛与成山头之间形成西南风与南风的切变线,切变线两侧西南风和南风都较强,风速在 $14\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,切变线的范围非常小,乳山强降水区位于切变线之间的辐合区(图 2c)。地面上低压中心位于鲁西北地区,乳山强降水区有较强的东西向气压梯度,山东半岛中部为偏南风与东南风之间的暖切变线,强降水区位于切变线的南部、偏南向岸风的辐合区(图 2f)。

由此可见,三次强降水都是受低层暖式切变线和中高层西风槽影响产生的,在 850 hPa 附近都有较强的暖平流。造成第一次强降水的切变线较强,500 hPa 西风槽较狭窄。造成第二次强降水的低层切变线较弱,500 hPa 西风槽较宽广,位置偏北,强降水产生在暖式切变线的南部。造成第三次强降水的低层切变线范围较小,西风槽深厚,且位置偏南,槽前有强盛的偏南气流,地面上有向岸风的辐合。

3 强降水成因分析

3.1 暖湿层深厚、中低层大气强烈的对流不稳定

在三次强降水期间,大气层暖湿且湿层深厚,中低层大气近于饱和,低层大气强烈的对流不稳定,且有较强的风垂直切变。在探空资料中,850 hPa 以下比湿 $\geq 14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,近地面层比湿在 $17\sim 21\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 3a)。中低层 θ_{e} 随高度的升高而减小,在 700~500 hPa 之间达到最小值,低层最大值与中层最小值之差大于 10°C (图 3b),低层大气强烈的对流不稳定。前两次有较高的对流有效位能,CAPE 值的正值区形状呈长条形,有较低的抬升凝结高度和较高的平衡高度(图 3d 和 3e),而第三次强降水期间 CAPE 值很小,低层有逆温层。三次过程中温度层结曲线和露点层结曲线非常接近,整层的温度露点差较小,大气近于饱和。第一次强降水前,徐州探空站上空的 CAPE 达到 $2543.2\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,由不稳定

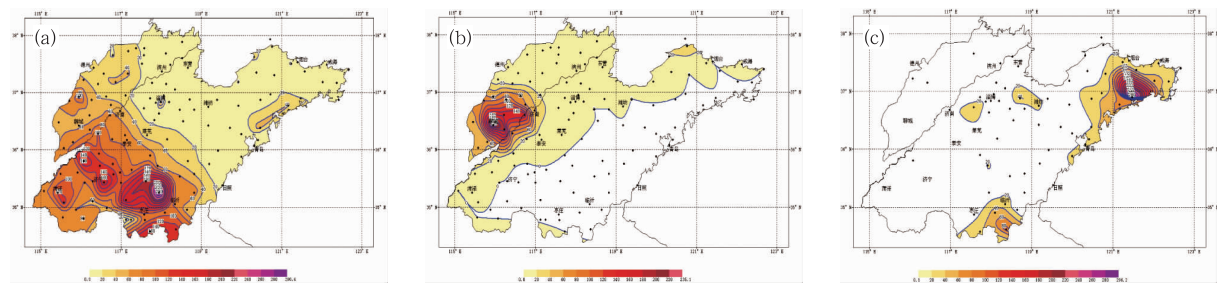


图 1 (a) 2009 年 8 月 17 日 12 时至 18 日 12 时总雨量分布(单位:mm,等值线间隔 20,下同),

(b) 2010 年 8 月 8 日 16 时至 9 日 10 时总雨量分布, (c) 2011 年 7 月 25 日 14 时至 26 日 02 时总雨量分布

Fig.1 Rainfalls (unit: mm, the isoline interval 20) (a) from 12:00 BT 17 August to 12:00 BT

18 August 2009, (b) rainfalls from 16:00 BT 8 August to 10:00 BT 9 August 2010,

(c) rainfalls from 14:00 BT 25 July to 02:00 BT 26 July 2011

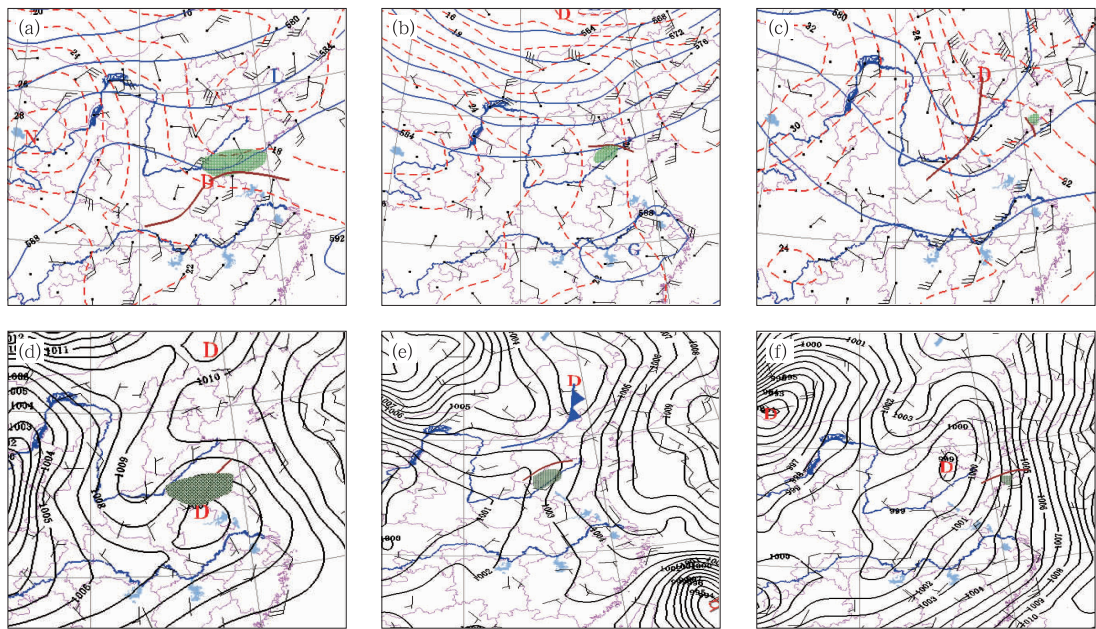


图 2 850 hPa 风场和切变线(棕色粗实线)、等温度线(红色虚线,等值线间隔 2℃)及

500 hPa 等高线(蓝色实线,间隔 4 dagpm)

(a) 2009 年 8 月 17 日 20 时, (b) 2010 年 8 月 8 日 20 时, (c) 2011 年 7 月 25 日 20 时 (阴影区为强降水区),

(d) 2009 年 8 月 18 日 02 时地面气压场, (e) 2010 年 8 月 9 日 02 时地面气压场,

(f) 2011 年 7 月 25 日 20 时地面气压场(等压线间隔 1 hPa)

Fig.2 The winds, shear line (brown solid curve) and the isotherm (red dashed line, isoline interval 2℃)

at 850 hPa, the contour line at 500 hPa (blue solid curve, interval 4dagpm)

(a) 20:00 BT 17 August 2009, (b) 20:00 BT 8 August 2010, (c) 20:00 BT 25 July (the shaded areas are severe

rainfall areas), (d) surface pressure at 02:00 BT 18 August 2009, (e) surface pressure at 02:00 BT

9 August 2010, (f) surface pressure at 20:00 BT 25 July 2011 (interval 1 hPa)

能量释放产生的最大上升速度可达到 $50.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, K 指数为 38°C , 抬升凝结高度处的温度为 27°C 。第二次强降水前济南探空站上空的 $CAPE$ 值达到 $2472.7\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 由不稳定能量释放产生的最大上升速度可达到 $49.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, K 指数达到

42°C , 抬升凝结高度处的温度为 23.4°C 。第三次强降水期间青岛探空站的 $CAPE$ 值接近于零, 但是 K 指数较高达到了 39°C 。三次强降水期间 0°C 层高度在 $5109\sim 5468\text{ m}$, 中低层大气暖湿, 有利于产生强降水, 而不易形成冰雹。

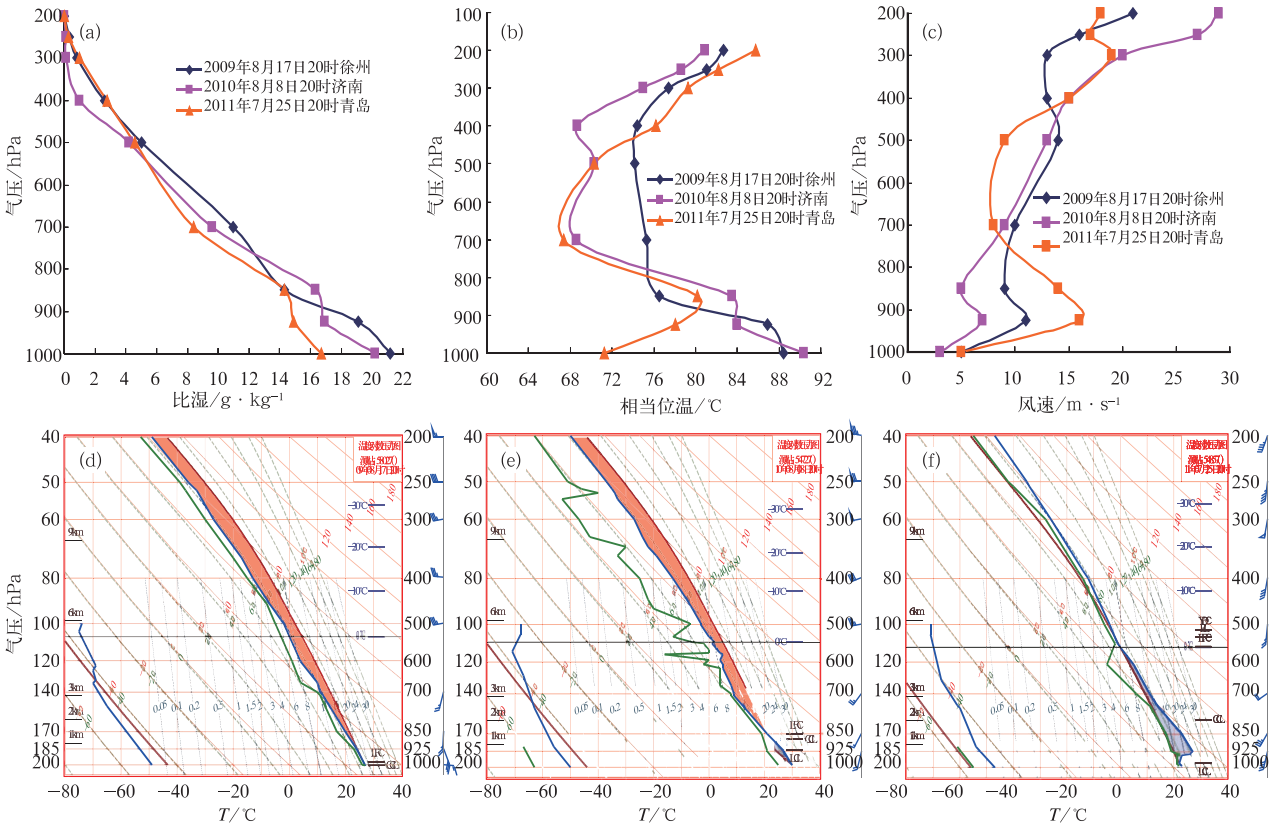


图 3 三次强降水前探空站上空(a)比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) 相当位温 θ_{se} (单位: $^{\circ}\text{C}$)和(c)风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$);

(d) 2009 年 8 月 17 日 20 时徐州探空站上空 $T\text{-log}p$ 图, (e) 2010 年 8 月 8 日 20 时济南探空站上空 $T\text{-log}p$ 图, (f) 2011 年 7 月 25 日 20 时青岛探空站上空 $T\text{-log}p$ 图

Fig. 3 (a) The specific humidity (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) θ_{se} (unit: $^{\circ}\text{C}$), (c) wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (d) $T\text{-log}p$ over Xuzhou at 20:00 BT 17 August 2009, (e) $T\text{-log}p$ over Jinan at 20:00 BT 8 August 2010, (f) $T\text{-log}p$ over Qingdao at 20:00 BT 25 July 2011

3.2 较强的风垂直切变有利于对流有组织的发展

从探空站上空风的垂直变化(图 3c、3d、3e 和 3f)可以看出,在前两次强降水过程中,700 hPa 以下为西南风,500 hPa 以上为偏西风,从地面到 500 hPa 风向随高度顺时针旋转,700~500 hPa 风向变化最大(图 3d 和 3e),低层 925 hPa 附近风速较大,850 hPa 附近风速较小,850 hPa 以上风速随高度明显增大(图 3c),有较强的风垂直切变。在第三次过程中,700 hPa 以下,由偏南风顺时针转为西南风,700~500 hPa 由西南风逆时针转为南风(图 3f); 925 hPa 以下风速随高度迅速增大(图 3c),925~700 hPa 风速随高度减小,500 hPa 以上风随高度明显增大,也有较强的风垂直切变。较强的风垂直切变有利于对流有组织的发展,形成强对流。值得注意的是,在三次过程中都是在低层 925 hPa 附近有较强的偏南风,存在超低空偏南风急流。

3.3 低层较强的暖湿平流和水汽辐合、中高层有弱的干冷空气侵入

假相当位温 θ_{se} 代表大气的温湿状况,从上下层风场和 θ_{se} 的分布可见,在三次强降水前和强降水期间,低层偏南风增大,850 hPa 以下 θ_{se} 的高值舌随偏南气流向北伸展,有偏南风输送的 θ_{se} 的正平流(图 4a、4c 和 4e),即暖湿平流,使得强降水区 θ_{se} 升高,低层大气增温、增湿,不稳定能量增大。在 850 hPa 及以下形成中尺度的水汽辐合中心。在 700 hPa 以上的中高层都有弱的干冷空气侵入, θ_{se} 的低值舌侵入到强降水区,叠加在低层高值舌之上。极强降水时段与中高层干冷空气入侵的时段相对应。因此,在以后的短时极强降水预报中要特别注意分析中高层弱的干冷空气的活动。

在第一次强降水期间,2009 年 8 月 17 日 20

时,低层 θ_{se} 的高值舌沿偏南气流向北向上伸展,850 hPa 以下 $\theta_{se} \geq 72^{\circ}\text{C}$ 的高值舌控制鲁南强降水区,近地面层的 θ_{se} 达到 88°C ,由于偏南气流的增强, θ_{se} 高值舌的前部梯度增大,大气湿斜压性增强,水汽辐合,在鲁西南地区形成水汽辐合中心。17 日下午至傍晚,在水汽辐合中心附近,鲁西南地区产生强降水。随着中尺度低涡的东移, θ_{se} 的高值舌和水汽辐合中心沿暖式切变线东移,18 日 02 时移到鲁东南地区时,在高值舌的前部,偏南风与等 θ_{se} 线近于垂

直,有较强的暖湿平流,在偏南风的左前方形成水汽的辐合中心(图 4a)。低层的暖湿平流一方面使得大气对流不稳定增大,另一方面,使得上升运动发展(朱乾根等,2007),有利于触发对流不稳定能量释放,产生强对流。低层 θ_{se} 的高值舌在沿偏南气流北伸时,其前部的梯度加大,等 θ_{se} 线(图 4c)突然变得陡立密集,大气湿斜压性增强,对流不稳定度减小而变为中性,在其他条件不变的条件下,由湿位势涡度守恒和倾斜涡度发展理论可知,对流不稳定度减小

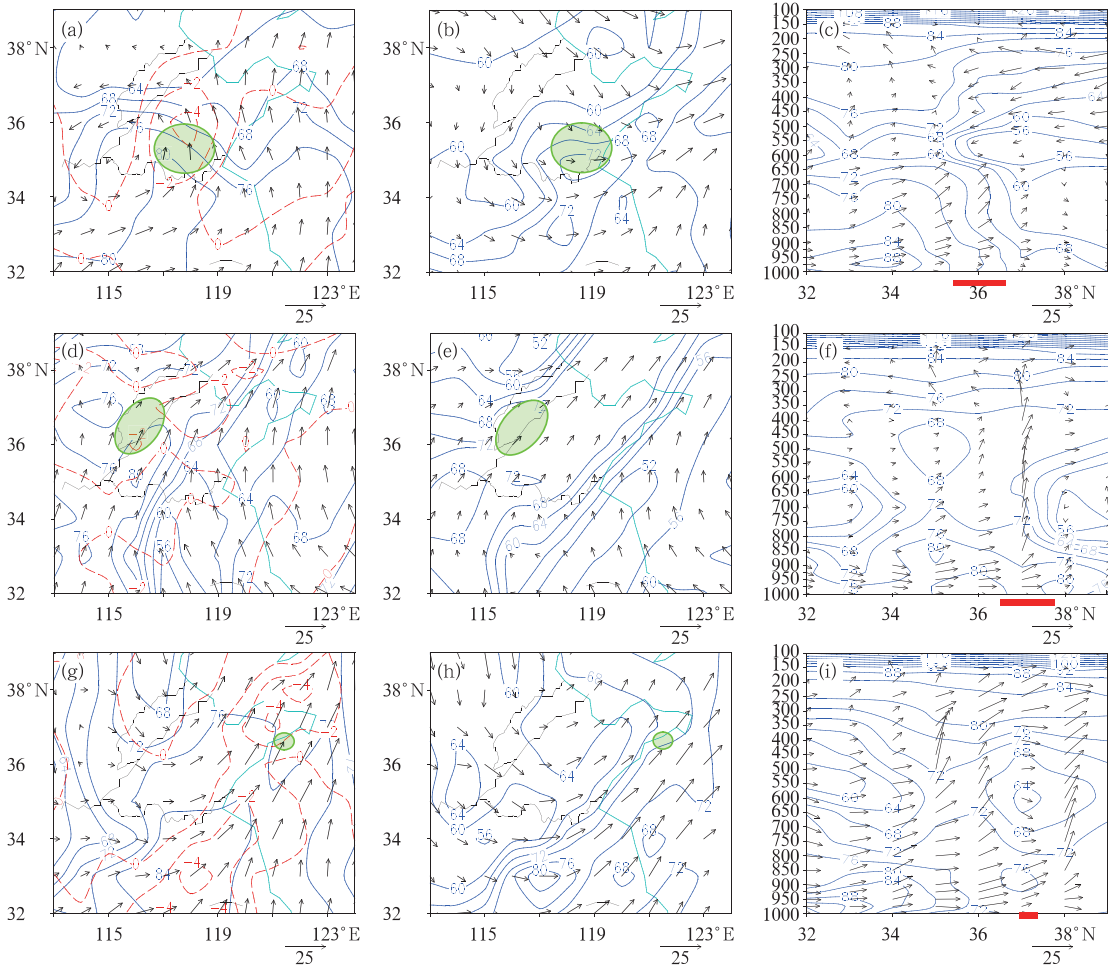


图 4 水汽通量散度(虚线,单位: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,等值线间隔 2), θ_{se} (实线,单位: $^{\circ}\text{C}$,等值线间隔 4)和风场分布
(a, b) 2009 年 8 月 18 日 02 时 850 和 500 hPa, (d, e) 2010 年 8 月 9 日 02 时 850 和 500 hPa,
(g, h) 2011 年 7 月 25 日 20 时 850 和 500 hPa(阴影区为强降水区);强降水区上空 θ_{se} 和 $(v, -10\omega)$
的垂直剖面图(单位: $^{\circ}\text{C}$,等值线间隔 4), (c) 2009 年 8 月 18 日 02 时沿 118°E , (f) 2010 年 8
月 9 日 02 时沿 116°E , (i) 2011 年 7 月 25 日 20 时沿 121°E (图下横线为强降水区跨度)
Fig. 4 The water vapour flux divergence (unit: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, isoline interval 2) and winds
(a, b) 02:00 BT 18 August 2009 at 850 hPa and 500 hPa, (d, e) 02:00 BT 9 August 2010 at 850 hPa and
500 hPa, (g, h) 20:00 BT 25 July 2011 at 850 hPa and 500 hPa (shaded for severe rainfall areas)
The cross section of θ_{se} on rainstorm areas (unit: $^{\circ}\text{C}$, isoline interval 4) and $(v, -10\omega)$ (c) along 118°E at 02:00 BT
18 August 2009, (f) along 116°E at 02:00 BT 09 August 2010, (i) along 121°E at 20:00 BT 25 July 2011
(The thick short line beneath the picture indicates the area of the rainstorm)

导致绝对涡度增大,垂直涡度发展、辐合上升运动加强,降水强度增大。同时,在 600 hPa 以上偏北气流携带的干冷空气侵入到强降水区,550 hPa 附近 θ_{se} 的低值舌从北向南伸展到强降水区的北部,低值舌叠加在低层高值舌之上(图 4b),一方面使得下层的对流不稳定加剧,对流加强,另一方面,中高层具有高位涡的干冷空气侵入,诱发低层中尺度涡旋发展,低层辐合上升运动增强,对流加剧,降水强度增大。低层高温高湿具有暖湿平流的偏南暖湿气流辐合上升,在中高层与偏北气流携带的弱干冷空气相遇,水汽的凝结率增大,降水强度增强,产生 1 h 雨量 >50 mm 的强降水,费县产生 1 h 雨量 137.2 mm 的极强降水。

在第二次强降水中,850 hPa 以下 $\theta_{se} \geq 72^\circ\text{C}$ 的高值舌控制鲁西北地区(图 4d),近地面层为 $\theta_{se} \geq 84^\circ\text{C}$ 的高值舌。850 hPa 上鲁西北的西部强降水区位于 76°C 高值舌的前部,有偏南气流输送的暖湿平流和水汽的辐合,暖平流和辐合产生上升运动,触发对流不稳定能量释放,产生对流,造成强降水。在强降水期间,中层 700 hPa 附近有弱的干冷空气从北部侵入(图 4e),9 日 02 时, θ_{se} 的低值舌伸向强降水区的北部,叠加在低层高值舌之上(图 4f)。在高层低值舌与低层高值舌相叠置的区域,2010 年 8 月 9 日 01—04 时在长清至聊城一带产生极强降水。与第一次不同的是, θ_{se} 的低值舌位于 700 hPa,从东北向西南伸展,在低值舌区没有偏北气流。

在第三次强降水中,850 hPa 以下 $\theta_{se} \geq 76^\circ\text{C}$ 的高值舌从南向北伸向半岛西部,强降水区位于高值舌的前部,有西南风输送的暖湿平流和水汽的辐合(图 4g),在 700~500 hPa 为槽前西南气流输送的从西南向东北伸展的 θ_{se} 的低值舌,叠加在低层高值舌之上(图 4h)。在垂直剖面图上为 600 hPa 附近的 64°C 的低值中心叠置在低层 76°C 的高值中心之上(图 4i)。在低值中心与高值中心相叠置的区域,2011 年 7 月 25 日 19—21 时产生极强降水。与前两次过程不同的是中高层的 θ_{se} 低值舌来自与槽前的西南气流输送,北部的干冷空气随高空槽后的西北气流到达槽底,然后随槽前西南气流伸向东北,叠置在低层高值舌之上。

3.4 低层暖湿气流螺旋式辐合上升、高层有弱的下沉运动

螺旋度是反映旋转与沿旋转轴方向运动强弱程度的物理量(吴宝俊等,1996),它代表了大气垂直运动的分布特征和旋转状况,为了突出表现强降水区

的正涡度和上升运动,只分析低层具有上升运动和正涡度的正螺旋度和辐合场的分布。在三次强降水过程中,都是在低层暖式切变线附近,气旋性辐合运动加强,垂直涡度和上升运动发展,形成中尺度的正螺旋度中心(正涡度配合上升运动),强降水产生在低层正螺旋度中心的东部偏南气流的辐合区(图 5)。

第一次强降水期间,2009 年 8 月 17 日 20 时 850 hPa 在鲁西南低涡中心附近的辐合区,形成强的中尺度正螺旋度中心(图 5a),说明气旋性辐合使得垂直涡度增大,产生中尺度涡旋,辐合上升运动增强,触发对流不稳定能量释放,产生有组织的强对流,在正螺旋度中心的东北部、偏南气流的辐合区,螺旋式上升运动触发对流不稳定能量释放,产生强降水。随着系统的东移,18 日 02 时在暖式切变线的北部,鲁中地区的南部形成强辐合中心(图 5b),在辐合中心的南部鲁东南地区,气旋性涡度增大,上升运动增强,正螺旋度增大,正螺旋度中心东移,在正螺旋度中心的东部和强辐合中心的南部的东南气流中,气旋性上升运动触发对流不稳定能量释放,产生极强降水。从强降水区上空的垂直速度剖面图中可以看出,极强降水期间,18 日 02 时,550 hPa 以下为较强的上升运动,中心在 750 hPa 附近,500 hPa 以上为槽后偏北风伴随的弱下沉运动(图 5c),在高空弱的偏北气流的前部弱下沉运动与低层强上升运动相叠置的区域,降水强度达到极强。中高层弱冷空气的侵入,使得低层对流不稳定增强,诱发低层中尺度涡旋发展,上升运动增强,有利于降水增强。另外,低层辐合上升的暖湿空气,在上升过程中与中高层侵入的干冷空气相遇,温度降低,水汽凝结率增高,水滴快速增长形成雨滴,由于在中高层侵入的弱冷空气中有下沉运动,使得中高层的上升运动减弱,或转为弱的下沉运动,凝结的雨滴不能上升到高空,而是迅速地下降到地面,造成更强或极强的降水。

在第二次强降水中,2010 年 8 月 8 日 20 时在低层 850 hPa 切变线的南部,鲁西北的北部和鲁中北部地区产生较强的辐合(图 5d),在辐合中心的南部偏南气流中产生中尺度对流云团,造成局部强降水。夜间随着偏南气流的增强,9 日 02 时在鲁中北部形成较强的辐合中心,在辐合中心的西部,由于西南气流的侧向辐合,造成气旋性涡度发展,上升运动增强,在鲁西北的南部形成正螺旋度中心(图 5e),暖湿气流在此螺旋式辐合上升,触发对流不稳定能量释放,对流强烈发展,在螺旋度中心的东部和辐合中心的西部偏南气流的侧向辐合区产生极强降水。

低层的正螺旋度远小于第一次强降水期间的正螺旋度。极强降水期间,9 日 02 时垂直速度在高空的分布与第一次不同,整层都为上升运动(图 5f),且上升运动较强,有两个中心,一个在 650 hPa 附近,主要由低层西南气流左前方的辐合和暖平流产生的上升运动触发对流不稳定能量释放产生更强的上升运动,另一个在高层 350 hPa,主要由槽前正涡度平流产生。较强的垂直上升运动使得对流维持和发展,

强降水在聊城附近维持时间较长,但 1 h 降水强度比第一次小。

在第三次极强降水前,2011 年 7 月 25 日 14 时,低层 850 hPa 在半岛西部的西南气流中产生辐合(图 5g),随着西风槽的东移,25 日 20 时辐合中心东移到半岛北部,在辐合中心附近,气旋性涡度发展,辐合上升运动增强,在半岛西部和东部分别形成两个正螺旋度中心(图 5h),形成螺旋式辐合上升,

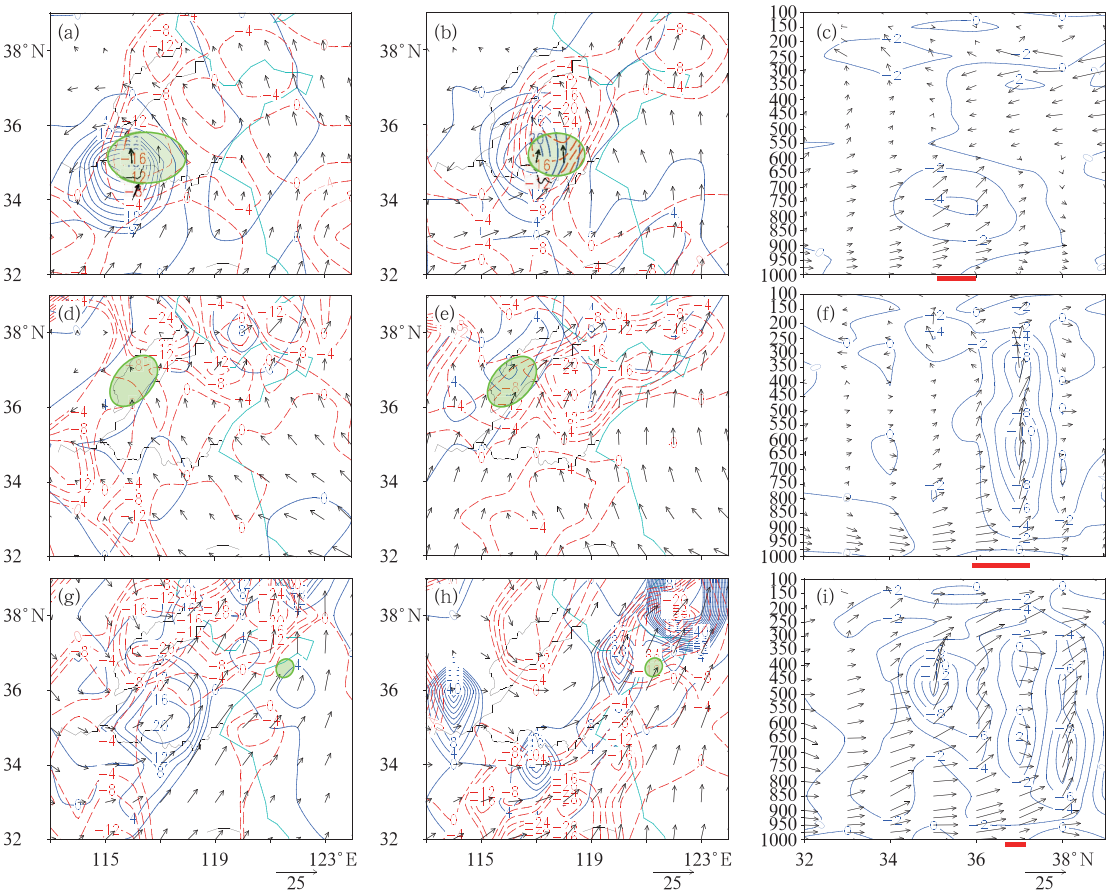


图 5 强降水期间 850 hPa 正螺旋度(实线,单位: -10^{-9} hPa $\cdot$ s $^{-2}$,间隔 4)和辐合场(虚线,单位: -10^{-6} s $^{-1}$,间隔 4)的分布

(a,b) 2009 年 8 月 17 日 20 时和 18 日 02 时, (d,e) 2010 年 8 月 8 日 20 时和 9 日 02 时, (g,h) 2011 年 7 月 25 日 14 和 20 时(阴影区为强降水区);
穿过强降水区的垂直速度(单位:等值线间隔)剖面(单位: 10^{-4} hPa $\cdot$ s $^{-1}$,等值线间隔 2)和 $(v, -10\omega)$,
(c) 2009 年 8 月 18 日 02 时沿 118°E, (f) 2010 年 8 月 9 日 02 时沿 116°E,
(i) 2011 年 7 月 25 日 20 时沿 121°E(图下横线为强降水区的纬度)

Fig. 5 The positive value of helicity (solid line, unit: -10^{-9} hPa $\cdot$ s $^{-2}$, isoline interval 4) and distribution of convergence area (dashed line, unit: -10^{-6} $\cdot$ s $^{-1}$, isoline interval 4)
(a, b) at 20:00 BT 17 and 02:00 BT 18 August 2009, (d, e) at 20:00 BT 8 and 02:00 BT 9 August 2010, (g, h) at 14:00 BT and 20:00 BT 25 July 2011 (The shadow areas are strong rainfall areas);
The cross section of vertical velocity (unit: 10^{-4} hPa $\cdot$ s $^{-1}$, isoline interval 2) and $(v, -10\omega)$ on rainstorm areas, (c) at 02:00 BT 18 August 2009 along 118°E, (f) at 02:00 BT 9 August 2010 along 116°E, (i) at 20:00 BT 25 July 2011 along 121°E
(The thick short line beneath the picture indicates the area of the rainstorm)

触发对流不稳定能量释放,在半岛的东南部沿海,产生强对流,造成极强降水。从强降水期间的垂直速度的剖面图中可以看出,850 hPa 以下为上升运动(图 5i),850 hPa 以上为下沉运动,700 hPa 为下沉运动中心。进一步说明在 700 hPa 附近的偏南气流中有弱的干冷空气侵入,使得对流不稳定加大。在强降水区的北部整层都为较强的上升运动。具有下沉运动的干冷空气在中层从南部侵入,使得低层偏南气流倾斜上升,低层暖湿空气在上升运动中与中层弱的干冷空气相遇,温度降低,水汽凝结率增大,由于高层上升运动减小而变为下沉运动,大量的雨滴不能继续上升,下降到地面,造成极强降水。北部较强的上升运动,对低层的暖湿空气具有抽吸作用,850 hPa 以下的偏南气流产生向北的斜升运动。由于强降水上空 750~300 hPa 都为弱的下沉运动,强降水维持的时间短、范围小,只产生短时的局部极强降水。

3.5 对流云团的发展演变特征

在 FY2D 红外卫星云图中,产生强降雨的对流云团,边缘整齐,移动缓慢,有新老云团的更替,强降雨都是产生在新生云团的发展和成熟期,最低云顶亮温 TBB 在 $-72.2 \sim -56.0^{\circ}\text{C}$ 。第一次强降雨的对流云团在西部发展向东移动,在东移过程中,北部新生对流云团,取代老对流云团(图 6a)。在第二次强降雨中,前期有多个小对流云团发展、合并,向南移动,中期两个对流云团合并加强,形成边缘整齐的中尺度云团(图 6d),降水强度增大,对流云团向南偏西移动。第三次强降雨由小尺度的对流云团产生,在主对流云团的东北方向新生小尺度的对流云团(图 6g),迅速发展,造成局地强降雨。

在雷达回波中,三次强降雨中都有多个小对流单体的合并、发展。最大回波强度在 $55 \sim 76 \text{ dBz}$,回波顶高度在 $9 \sim 11 \text{ km}$ 。第一次强降雨的对流云团回波向北传播和汇集(图 6b),主体向东移动,对流云团内部风场结构是暖平流辐合性流场(图 6c),回波呈涡旋状分布,强回波反气旋式移动;第二次强降雨的对流云团前期在北部生成向西南传播和发展(图 6e),后期在南部生成小对流云团,向北传播和汇集,主体向南偏西移动。在对流云团中的风场结构中有逆风区(图 6f),回波呈片状分布,在逆风区的南部,即风速辐合线上存在 γ 中尺度的涡旋;第三

次强降雨的对流云团在沿海生成,向北汇集和发展(图 6h),主体向东北移动,对流云团中有中尺度涡旋和中气旋产生(图 6i)。

3.6 特殊地形对局地短时极强降水有重要作用

特殊地形与近地面层风场的配合在局地极强降水中起了重要作用,山谷口的迎风坡、下坡风的地形和绕流的出口区、沿海向岸风和山地的迎风坡区是极强降水的易发地。有利的地形加强低层暖湿气流的辐合上升,使得对流加强,降水强度和雨量增大。

费县县城位于尼山山脉东麓的狭长山谷的谷口区(图 7),南部为山区,北部为西北—东南向峡谷的谷口,山谷的北部是高大的蒙山山脉。2009 年 8 月 17 日 22 时至 18 日 00 时东到东南风增大,费县位于山谷的迎风坡,有辐合上升和爬坡上升运动,对费县的短时极强降水具有重要作用。与费县西部相邻的平邑县相比,平邑没有山谷口这一特殊地形,平邑的最大 1 h 雨量只有 54.7 mm 。

长清和聊城位于鲁西北平原的东部和鲁中山区的西部(图 7),东部为鲁中山区较高的山地。在第二次强降雨中,长清至聊城一带为东部山区来的山风和下坡风,与东到东南风叠加使得偏南风增强。偏北风与偏南的山风和下坡风产生辐合,上升运动增强,降水猛烈增幅,在长清产生 1 h 101.8 mm 的极强降水。在鲁中山区的西南部边缘,东南风受鲁中山区阻挡产生绕流,聊城正位于绕流的东南风的前部出口区,有明显的风速和风向的辐合,产生上升运动,与低层的辐合上升运动相叠加,上升运动维持和发展,产生持续的强降水。聊城 9 日 01—06 时 5 h 降水量达到 211.9 mm 。聊城东部接近山区的东阿县 9 日 02—05 时 3 h 雨量 138.2 mm ,而聊城南部的阳谷县距离山区较远,降水量只有 31.0 mm 。

乳山位于山东半岛的南部沿海(图 7),北部和西部为较高的半岛丘陵地带,地势较高,东南部为沿海,地势较低。2010 年 7 月 25 日傍晚来自于海上向岸的暖湿东南气流在乳山附近受西北部较高地形的阻挡,产生辐合上升和爬坡抬升,与中低层切变线辐合产生的上升运动相叠加,上升运动增强,对流加剧,降雨猛烈增幅,致使乳山产生 1 h 雨量 127.8 mm 、3 h 雨量 249.5 mm 的极强降水。由此可见,极强降水与海岸线附近的向岸风和迎风坡地形都密切相关。

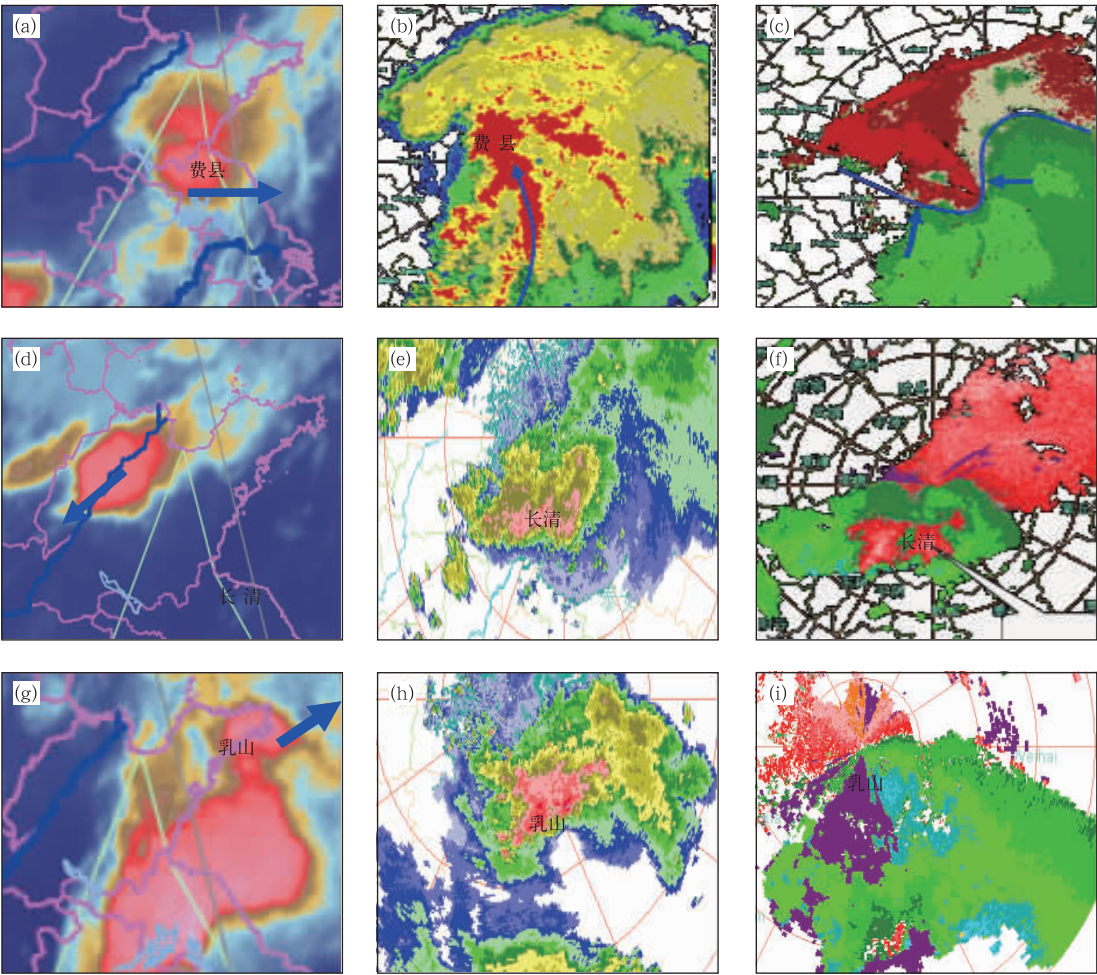


图 6 FY2D 红外卫星云图

(a) 2009 年 8 月 18 日 02 时, (d) 2010 年 8 月 9 日 02 时, (g) 2011 年 7 月 25 日 20 时 (箭头为对流云团的移向);
(b,c) 2009 年 8 月 18 日 02:02 临沂雷达 CR38 和 V27, (e,f) 2010 年 8 月 9 日 01:37
济南雷达站综合回波(CR37)和径向速度 1.5°仰角的 V26 产品, (h,i) 2011 年 7 月 25 日 19:36
烟台雷达站综合回波(CR37)和 0.5°仰角的(V27)

Fig. 6 FY2D infrared satellite images

(a) 02:00 BT 18 August 2009, (d) 02:00 BT 9 August 2010, (g) 20:00 BT 25 July 2011 (The arrow shows the direction of cloud cluster moving); (b,c) CR38 and V27 at 02:02 BT 18 August 2009 at Linyi Radar Station, (e, f) CR37 and 1.5° elevation V26 at 01:37 BT 9 August 2010 at Jinan Radar Station, (h, i) CR37 and 0.5° elevation V27 at 19:36 BT 25 July 2011 at Yantai Radar Station

4 小 结

(1) 三次强降水都是受低层暖式切变线和高空槽影响产生的,强降水产生在低层 850 hPa 暖式切变线附近。切变线越强,降水强度越大。地面上为倒槽区或向岸风的辐合区。

(2) 强降水前低层大气高温、高湿,强烈的对流不稳定,内陆地区有较高的对流不稳定能量,沿海地区的不稳定能量小。暖湿层深厚,抬升凝结高度较

低。925 hPa 附近的偏南风较大,有较强的风垂直切变。强降水期间,中高层有弱的干冷空气侵入,极强降水的时段与中高层干冷空气入侵的时段相对应。在强降水预报中要高度重视中高层干冷空气的活动。

(3) 三次强降水都产生在低层中尺度正螺旋度中心的东部和辐合中心的南部区域,即在偏南气流的气旋式辐合上升运动中。第一次和第三次强降水期间,中高层入侵的干冷空气中伴有下沉运动,低层暖湿气流螺旋式辐合上升与中高层入侵的弱干冷空



图 7 山东省地形图和三次极强降水落区的地理位置

(箭头为强降水时地面的风向)

Fig. 7 Terrain map of Shandong Province and the geographical locations of 3 extremely severe rainfalls

(Arrows refer to the wind direction on the ground when it pours down)

气的下沉运动相遇,降水强度增大,产生极强降水。

(4) 特殊地形与近地面层风场相配合有利于产生极强降水,在山谷口、迎风坡、下坡风、绕流的出口区、沿海的向岸风区是有利于产生极强降水的地区,在以后的预报中应引起高度重视。

(5) 产生强降水的中小尺度对流云团,在卫星云图中为椭圆型,云顶 TBB 在 $-72 \sim -56^{\circ}\text{C}$ 。在雷达回波中,中小尺度的对流云团向一个方向传播和汇集。

(6) 三次强降水的共同点是受低层暖式切变线和中高层西风槽的影响,低层暖湿气流螺旋式辐合上升。中高层有弱的干冷空气侵入,伴有弱的下沉运动。

(7) 低层暖式切变线和高空槽的位置、强弱不同,中高层冷空气的强度和入侵路径不同,对流云团的发生、发展、内部结构和移动方向不同,造成强降水的地理位置和强度不同。

参考文献

- 湛芸,孙军,徐珺,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一)观测分析及思考. 气象, 38(10): 1255-1266.
- 方翀,毛冬艳,张小雯,等. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析. 气象, 38(10): 1278-1287.
- 高留喜,王彦,王明波,等. 2011. 2009—08—17 山东特大暴雨雷达回波及地形作用分析. 大气科学学报, 34(2): 239-245.
- 李斌,杨晓霞,孙桂平,等. 2008. 青岛奥帆赛期间两个黄淮气旋暴雨对比分析. 气象, 34(S1): 38-46.
- 刘会荣,李崇银. 2010. 干侵入对济南“718”暴雨的作用. 大气科学, 34(2): 374-386.

- 刘会荣,李崇银,周育锋. 2011. 山东地区一次台风降水事件的干侵入特征分析. 气候与环境研究, 16(3): 289-300.
- 蒙伟光,王安宇,李江南,等. 2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析. 大气科学, 28(3): 331-341.
- 孙军,湛芸,杨舒楠,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (二)极端性降水成因初探及思考. 气象, 38(10): 1267-1277.
- 谭志华,杨晓霞. 2000. “99.8”山东特大暴雨的螺旋度分析. 气象, 26(9): 7-11.
- 邵庆国,汤剑平,高留喜,等. 2007. 海岸地形作用在青岛一次晚秋暴雨过程中的数值模拟分析. 气象科学, 27(6): 633-640.
- 吴宝俊,许晨海,刘延英,等. 1996. 螺旋度在分析一次三峡大暴雨中的应用. 应用气象学报, 7(1): 108-112.
- 吴国雄,蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学, 21(3): 273-282.
- 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, 53(4): 387-404.
- 王中,白莹莹,杜钦,等. 2008. 一次无地面冷空气触发的西南涡特大暴雨分析. 气象, 34(12): 63-71.
- 杨晓霞,陈联寿,刘诗俊,等. 2008a. 山东省远距离热带气旋暴雨研究. 气象学报, 66(2): 236-250.
- 杨晓霞,李春虎,李峰,等. 2008b. 山东半岛致灾大暴雨成因个例分析. 气象科技, 36(2): 190-196.
- 杨晓霞,华岩,黎清才,等. 1997. 螺旋度在暴雨分析和预报中的应用. 南京气象学院学报, 20(4): 499-504.
- 杨晓霞,沈桐立,刘还珠,等. 2006a. 非地转湿 Q 矢量分解在暴雨分析中的应用. 高原气象, 25(3): 464-475.
- 杨晓霞,万丰,刘还珠,等. 2006b. 山东省春秋季节暴雨天气的环流特征和形成机制初探. 应用气象学报, 17(2): 183-190.
- 杨晓霞,王建国,杨学斌,等. 2008c. 2007 年 7 月 18—19 日山东大暴雨天气分析. 气象, 34(4): 61-70.
- 杨晓霞,谭志华,华岩. 2001. 一次特大暴雨天气的 Q^* 矢量分析. 气象, 27(2): 44-47.
- 杨晓霞,周庆亮,郑永光,等. 2010. 2009 年 5 月 9—10 日华北南部强降水天气分析. 气象, 36(6): 43-49.
- 姚秀萍,于玉斌. 2005. 2003 年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用. 大气科学, 29(6): 973-985.
- 于玉斌,姚秀萍. 2003. 干侵入的研究及其应用进展. 气象学报, 61(6): 669-778.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11): 1313-1329.
- 张可欣,汤剑平,邵庆国,等. 2007. 鲁中山区地形对山东省一次暴雨影响的敏感性数值模拟试验. 气象科学, 27(5): 510-515.
- 张志刚,金荣花,牛若芸,等. 2009. 干冷空气活动对 2008 年梅雨降水的作用. 气象, 35(4): 25-33.
- 赵宇,杨晓霞,孙兴池. 2004. 影响山东的台风暴雨天气的湿位涡诊断分析. 气象, 30(4): 15-19.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2007. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 107-135.
- 卓鸿,赵平,任健,等. 2011. 2007 年济南“718”大暴雨的持续拉长状对流系统研究. 气象学报, 69(2): 263-276.