

杨晓霞,高留喜,宋佳嘉,等. 山东夏季强降水的影响系统和物理量特征[J].海洋气象学报,2018,38(3):57-66.
Yang Xiaoxia, Gao Liuxi, Song Jiajia, et al. Synoptic system and physical quantity characteristics of heavy rainfall in summer in Shandong [J]. Journal of Marine Meteorology, 2018, 38(3): 57-66. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.03.007. (in Chinese)

山东夏季强降水的影响系统和物理量特征

杨晓霞¹,高留喜¹,宋佳嘉¹,张磊¹,邢如峰¹,田雪珊²,李恬²

(1. 山东省气象台,山东 济南 250031; 2. 济南市气象局,山东 济南 250102)

摘要:应用2009—2013年6—9月山东全省加密自动站资料、地面和探空观测资料,选出了98次区域性强降水过程。统计分析产生强降水的天气系统特征,把500 hPa天气系统分为6种类型,850~700 hPa天气系统分为5种类型,地面影响系统分为7种类型。统计分析了强降水过程中及前期24个代表大气热力、水汽和动力特征的物理量,给出了最小值、最大值、平均值和各阈值所占百分率。850 hPa和700 hPa偏南风达到急流($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)强度的分别占56.1%和62.2%。对流有效位能(CAPE) $\geq 300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 占72.6%。K指数 $\geq 30 \text{ }^\circ\text{C}$ 占86.7%。沙氏指数 $\text{SI} \leq 0$ 占75.5%。925 hPa $\theta_{\text{se}} \geq 68 \text{ }^\circ\text{C}$ 占82.2%,850 hPa $\theta_{\text{se}} \geq 66 \text{ }^\circ\text{C}$ 占74.8%。GPS/MET水汽监测大气可降水量 $\geq 55 \text{ mm}$ 占81.8%。850 hPa和700 hPa的水汽通量平均值分别为 8.0 和 $5.9 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$,水汽通量散度平均值分别为 -4.6×10^{-9} 和 $-2.7 \times 10^{-9} \text{ g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})^{-1}$ 。925 hPa、850 hPa和700 hPa的涡度平均值分别为 12.6×10^{-6} 、 12.3×10^{-6} 和 $9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,散度平均值分别为 -5.5×10^{-6} 、 -3.1×10^{-6} 、 $-3.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。850 hPa、700 hPa和500 hPa的垂直速度平均值分别为 -4.5×10^{-4} 、 -7.4×10^{-4} 和 $-11.1 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

关键词:夏季强降水;影响系统;物理量参数

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2018)03-0057-10

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.03.007

Synoptic system and physical quantity characteristics of heavy rainfall in summer in Shandong

YANG Xiaoxia¹, GAO Liuxi¹, SONG Jiajia¹, ZHANG Lei¹,
XING Rufeng¹, TIAN Xueshan², LI Tian²

(1. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China; 2. Jinan Meteorological Bureau, Jinan 250102, China)

Abstract Based on the data of Intensified Automatic surface Weather observation System (IAWS), ground observation data and sounding data of Shandong Province from June to September from 2009 to 2013, 98 regional heavy rainfall cases are selected, and the synoptic system characteristics of heavy rainfall are statistically analyzed. The synoptic systems at 500 hPa are divided into 6 types, the synoptic systems from 850 hPa to 700 hPa are divided into 5 types, and the surface mesoscale systems are divided into 7 types. The 24 physical quantities representing atmospheric thermal, water vapor and dynamic characteristics during the heavy rainfall and the earlier period are statistically analyzed, and the minimum values, maximum values, mean values, and percentages of threshold values are calculated. The

收稿日期:2017-07-13; 修订日期:2017-12-21

基金项目:山东省气象局科研项目(2013sdxq01,2014sdxqm20);中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-040);山东省气象科学研究所数值天气预报应用技术开放研究基金项目(SDQXKF2014Z05);中国气象局预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160208)

作者简介:杨晓霞,女,研究员级高级工程师,主要从事短期天气预报和研究工作,yxxjn@163.com。

percentages of southerly wind at 850 hPa and 700 hPa that reached jet stream ($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) are respectively 56.1% and 62.2%. CAPE (Convective Available Potential Energy) equal to or higher than $300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ takes up 72.6%, K index equal to or higher than $30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ takes up 86.7%, SI (Showalter Index) equal to or lower than 0 takes up 75.5%, θ_{se} equal to or higher than $68 \text{ }^{\circ}\text{C}$ at 925 hPa takes up 82.2%, and θ_{se} equal to or higher than $66 \text{ }^{\circ}\text{C}$ at 850 hPa takes up 74.8%. The precipitable water equal to or more than 55 mm from GPS/MET water vapour monitoring system takes up 81.8%. At 850 hPa and 700 hPa, the mean values of water vapour flux are respectively $8.0 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$ and $5.9 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$, and the mean values of water vapour flux divergence are respectively $-4.6 \times 10^{-9} \text{ g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})^{-1}$ and $-2.7 \times 10^{-9} \text{ g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})^{-1}$. At 925 hPa, 850 hPa and 700 hPa, the mean values of vorticity are respectively $12.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $12.3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and $9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, and the mean values of divergence are respectively $-5.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $-3.1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and $-3.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. At 850 hPa, 700 hPa and 500 hPa, the mean vertical velocities are respectively $-4.5 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, $-7.4 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ and $-11.1 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$.

Key words heavy rainfall in summer; synoptic system; physical quantity parameters

引言

短时强降水是强对流天气的一种类型,是对流系统在短时间内造成的,降水强度大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,有时在 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,极强降水超过 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。强降水在一个地区的持续时间一般不超过 6 h,降水集中时段一般在 3 h 以内。由于强降水历时短,强度大,在较短时间内累积了较大的降水量,往往会造成暴洪、城市内涝、山洪、泥石流等灾害。特别是近几年来,由于城市规模的扩大,短时强降水造成的城市内涝致使交通瘫痪,给城市带来巨大的财产损失甚至人员伤亡,因此短时强降水是目前大气科学中最受关注的重点研究领域之一。

致灾性暴雨过程往往包含短时强降水过程,暴雨(日降水量 $\geq 50 \text{ mm}$)主要关注降水在给定时间段的累积量,短时强降水更加强调的是降水强度特征和短历时特征^[1]。一次暴雨过程往往包含若干个短时强降水过程,而短时强降水过程主要是由强对流造成,因而对短时强降水的研究多集中在影响系统、环境条件、中尺度对流系统、对流云团、潜势预报和临近预报等方面。各种物理量参数从不同侧面反映了大气的的环境特性,对各种类型强对流天气的发生发展具有一定的指示意义,季节不同、地理位置不同,产生各类强对流天气的物理量参数的临界值不同。大量研究^[1-10]表明,大多数暴雨过程都是多尺度天气系统相互作用下的强降水过程,特别是中尺度系统在暴雨中起重要作用。陶诗言等^[2-3]和鲍名^[4]对中国暴雨发生的多尺度相互作用、暖湿

季风输送带、高低空急流、物理条件、地形增幅作用等方面进行了研究。近年来,随着观测资料时空分辨率的提高和数值模式的进步,对暴雨和强降水的研究进一步深入。杨波等^[10]把北京地区产生强降水的天气系统分为 4 种类型,并对地面中尺度系统进行了分析研究。国内对强对流天气的预报方法也已有很多研究^[11-20],特别是利用对流参数进行潜势预报成为重要的预报方法之一,沈澄等^[19]基于物理量参数建立了江苏短时强降水预报模型。但是短时强降水落区、时间和强度一直都是预报中的难点。

对于产生山东暴雨和强降水的天气系统及其形成机制也已有大量研究^[21-30],但大多是个例分析,缺乏对短时强降水的影响系统和物理量特征的系统性研究。本文利用 2009—2013 年 6—9 月地面加密自动站资料、常规地面和高空资料、GPS/MET 水汽监测资料等,统计分析了区域性短时强降水的特征,对产生强降水的天气系统和物理量特征进行分析研究,给出产生强降水的天气系统特征及代表大气热力、水汽和动力特征的物理量参数特征,为夏季短时强降水天气的预报预警提供参考依据。

1 强降水统计特征

山东夏季短时强降水较多,对 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的区域性强降水进行研究。利用 2009—2013 年 6—9 月全省 1 600 个自动雨量观测站的小时雨量资料进行统计分析,以 20 时为日界,一天内 1 个时次有 10 站以上连续成片的小时雨量 $\geq 30 \text{ mm}$,且 1 站

以上小时雨量 ≥ 50 mm 或连续 3 h 降雨量 ≥ 100 mm, 作为一个强降水日; 如果强降水从下午开始持续到第二天, 统计为一次强降水过程。共选出 98 次强降水过程, 年均 19.6 次, 2013 年最多, 30 次, 2011 年最少, 15 次。强降水主要集中在 7—8 月, 7 月最多, 年均 10.2 次, 8 月次之, 年均 8.6 次, 6 月和 9 月很少, 年均不足 1 次。

2 强降水的天气系统特征类型

利用探空站资料, 借助于 MICAPS 气象信息综合分析处理系统, 对 98 次强降水过程, 普查天气图, 以 500 hPa 影响系统为主、低层影响系统为辅, 对产生强降水的天气系统进行分类归型, 共分为 6 种类型: 西风槽前型, 副高边缘型, 台风影响型, 华北低涡型, 冷性低涡型, 西风槽后型。每种类型所占的百分率见图 1。

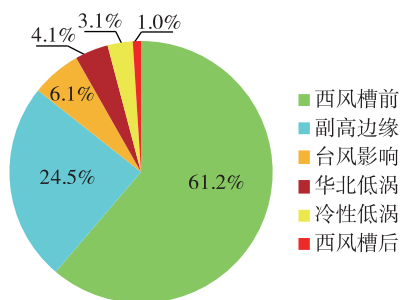


图 1 山东夏季产生强降水的 500 hPa 各种天气系统所占的百分率

Fig.1 Percentages of various synoptic systems at 500 hPa that caused heavy rainfall in summer in Shandong

1) 西风槽前型, 受 500 hPa 西风槽前西南气流影响, 低层 850~700 hPa 为中尺度低涡、切变线或偏南气流的辐合, 此类型最多, 占 61.2%。

2) 副高边缘型, 受 500 hPa 副热带高压(以下简称“副高”)边缘的西南气流或经向切变线东部的偏南气流影响, 低层 850~700 hPa 为切变线或中尺度低涡配合, 此型占 24.5%。

3) 台风影响型, 占 6.1%, 有 3 种类型, 一是台风登陆北上直接影响, 二是台风倒槽影响, 三是远距离台风影响。

4) 华北低涡型, 受华北低涡中心东部暖式切变线影响, 占 4.1%。

5) 冷性低涡型(蒙古冷性低涡、东北冷性低涡), 占 3.1%。

6) 西风槽后型, 受 500 hPa 槽后西北气流影响, 低层 850 hPa 及以下为切变线影响, 占 1.0%。

其中前 4 种类型主要发生在夏季 7—8 月, 以强降水为主, 范围大、时间长, 有时伴有雷暴大风; 后 2 种类型主要发生在 6 月和 9 月, 以雷暴大风或冰雹为主, 强降水的范围小、持续时间短。

2.1 西风槽前型

夏季 7—8 月副高控制华东沿海, 山东位于副高的西北侧, 从低层到 500 hPa 均受偏南暖湿气流影响, 当中高纬度有西风槽东移影响山东或在华北维持时, 西风槽前的西南气流与副高边缘的西南气流相叠加, 加强了偏南暖湿空气向山东的输送和辐合, 为强降水的产生提供了充足的水汽和能量。西风槽前型的强降水又分为 3 种类型。

1) 副高脊线偏南在 25~30°N, 500 hPa 西风槽东移影响山东, 槽前西南气流增强, 低层 850~700 hPa 在副高北部边缘形成西南风与东南风之间的横向暖式切变线, 位于鲁南, 或形成中尺度低涡, 低涡中心位于河南北部和河北南部, 在低涡中心东部形成暖式切变线, 位于鲁南, 在切变线附近, 鲁南和鲁中南部暖湿气流辐合上升, 产生强降水。

2) 副高较强、脊线偏北稳定在 30~35°N, 500 hPa 西风槽偏北东移, 影响华北和山东北部, 中低层 850~700 hPa 暖式切变线偏北, 位于鲁西北地区, 在鲁西北造成强降水。有时低层 850~700 hPa 有弱冷空气在 40°N 附近东移南下, 鲁西北地区的暖式横向切变线减弱消失, 被西北风与偏南风之间的经向切变线所代替, 在经向切变线的偏南气流一侧产生强降水。

3) 副高较强, 控制华东, 脊线位于 35°N 附近时, 500 hPa 在河套地区有较深的低槽, 槽前西南气流与副高边缘的西南气流相叠加, 影响山东西部地区, 低层 925~850 hPa 华东沿海为东南风, 低层的东南气流与西南气流在山东西部汇合, 近地面中尺度低压或倒槽发展, 在近地面中尺度低压或倒槽辐合区产生强降水。

2.2 副高边缘型

7—8 月副高较强, 控制华东沿海, 山东位于副高北部边缘, 500 hPa 上西风带环流较平直, 在 40°N 以北副高北部边缘有弱的西风槽东移时, 受副高边缘西南气流辐合或副高边缘经向切变线东部的偏南气流辐合影响, 产生强降水。副高边缘型强降水对应于低层 850~700 hPa 影响系统的落区分为 3 种。

1) 强降水产生在 850~700 hPa 中低层暖式切变线附近。

2) 强降水产生在低层倒槽式切变线附近,即东南风与东北风的辐合区。

3) 700 hPa 以下在山东西部形成气旋性环流,中心随高度向西倾斜,地面上形成中尺度气旋,穿过山东向东北移动,在中低层气旋性环流中心附近和其东部的暖式切变辐合区、地面气旋中心附近产生强降水。强降水一般产生在鲁西北、鲁中和鲁南。

2.3 台风影响型

山东受台风影响产生的强降水有 3 种类型,一是台风登陆北上,台风中心直接影响山东时,强降水产生在台风中心影响前 12~24 h,在台风中心北部的倒槽区和台风中心东部的偏南气流区,台风中心影响时强降水基本结束。二是台风中心在华南,倒槽北伸,在 500 hPa 及以下有明显的台风倒槽影响山东,强降水产生在倒槽顶部的辐合区。三是远距离台风造成的强降水,台风中心远离山东,在华南或华东沿海,受台风外围的偏南气流与西风带系统共同影响产生的强降水,没有明显的台风倒槽。

2.4 华北低涡型

500 hPa 在华北出现中尺度低涡,低涡中心位于山西和河北的南部,中心东部的暖式切变线影响鲁西北地区,在暖式切变线的南部有较强的西南风辐合;中低层 850~700 hPa 也有中尺度低涡环流中心与 500 hPa 相配合,中心偏南偏东,强降水产生在 500 hPa 低涡中心东部的暖式切变线附近及南部、700 hPa 以下中尺度低涡环流中心的北部偏南风与偏北风的辐合区,或低层低涡中心的东部暖式切变线辐合区,与低层偏南气流的前部辐合密切相关。

2.5 冷性低涡型

冷性低涡在山东产生的强降水次数较少,只占总次数的 3.1%,强降水范围小,伴有雷暴大风或冰雹,一般产生在山东的北部。在 850~500 hPa 为一致的冷性低涡系统,强降水产生在低涡中心南部 850~500 hPa 的暖区中。一是在蒙古冷性低涡东移,其南部低槽影响的过程中产生;二是在东北冷涡西部横槽转竖的过程中产生。

2.6 西风槽后型

在 500 hPa 西风槽的后部产生强降水的次数很少,只占总次数的 1.0%,强降水范围小,伴有雷暴大风或冰雹。850 hPa 附近为暖区切变线影响,上下层形成前倾槽结构。

3 强降水落区与中低层天气系统的对应关系

3.1 强降水落区与 850~700 hPa 天气系统的对应关系

强降水落区与中低层的天气系统密切相关,对应 850~700 hPa 中尺度天气系统的位置,可分为 5 种类型:1) 中尺度低涡中心东部;2) 偏南气流辐合区(西风槽前偏南气流或副高边缘偏南气流的辐合区);3) 经向切变线辐合区(偏南风或偏东风与北到东北风之间的经向切变辐合区);4) 台风倒槽辐合区(台风倒槽或台风外围东风波辐合区);5) 暖式横向切变线辐合区。各种系统所占的百分率见图 2。

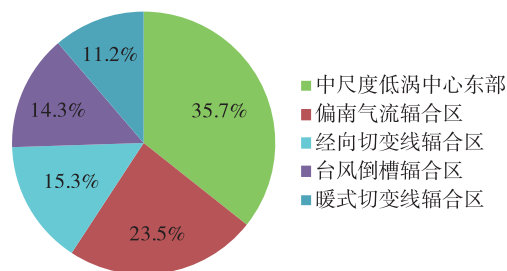


图 2 产生强降水的 850~700 hPa 各种天气系统所占百分率

Fig.2 Percentages of various synoptic systems from 850 hPa to 700 hPa that caused heavy rainfall

3.1.1 中尺度低涡中心东部

强降水产生在 850~700 hPa 中尺度低涡(或低涡环流)中心东部横向暖式切变线辐合区,此类强降水出现的次数最多(图 3a),占总次数的 35.7%。若低涡中心偏北,位于山西中北部—河北中南部,其东部的暖式切变线影响鲁西北和鲁中西部,强降水区在鲁西北和鲁中西部地区,若低涡中心东移,在鲁中北部和山东半岛北部也会出现强降水;若低涡中心偏南,在山西南部—河南北部,其东部的暖式切变线位于鲁南,强降水区出现在鲁南和鲁中南部地区,若低涡发展东移,鲁中和山东半岛南部地区也会出现强降水。

3.1.2 偏南气流辐合区

强降水出现在 850~700 hPa 较强的西风槽前偏南气流前部、副高边缘偏南气流的前部或偏南气流的侧向辐合区,此种类型占总次数的 23.5%(图 3b)。西南风或东南风较强,经常达到急流的强度,强降水区位于偏南气流的前部或左前部的辐合区。鲁西北、鲁南和山东半岛南部的强降水多属于此种类型。

3.1.3 经向切变线辐合区

强降水出现在 850~700 hPa 偏南风或偏东风与北到东北风之间的经向切变线的辐合区,此种类型占总次数的 15.3% (图 3c、d),强降水位于切变线东侧的偏南风或偏东气流中。鲁西北、鲁西南和鲁中地区此类型的强降水较多。

3.1.4 台风倒槽辐合区

受台风倒槽或台风外围东风波影响产生强降水次数占总次数的 14.3%,强降水位于倒槽或东风波东侧偏南气流或偏东气流中(图 3e),山东半岛地区较多。

3.1.5 暖式横向切变线辐合区

强降水出现在 850~700 hPa 暖式横向切变线附近的占 11.2%,不同于低涡暖式切变线类型,没有中尺度低涡环流中心,只是在偏南气流中形成横向暖式切变线(图 3f),此类型在鲁南和鲁西北地区较多。

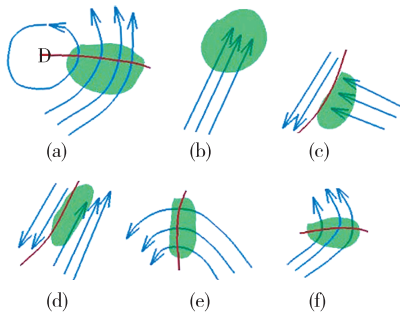


图 3 850~700 hPa 产生强降水的天气系统特征和对应的强降水落区(a.中尺度低涡中心东部型,b.偏南气流辐合型,c-d.经向切变线型,e.台风倒槽型,f.暖式切变线型;箭头线为流线,粗实线为切变线,绿色区为强降水落区)

Fig.3 Characteristics of synoptic systems that caused heavy rainfall from 850 hPa to 700 hPa and corresponding heavy rainfall areas (a. the eastern region of mesoscale vortex center, b. convergence of southerly air current, c-d. meridional shear line, e. inverted trough of typhoon, f. warm shear line; arrow lines for streamlines, heavy lines for shear lines, green areas for heavy rainfall areas)

3.2 强降水落区与地面天气系统的对应关系

地面上产生强降水的天气系统较复杂,主要可分为 7 种类型,分别是低压倒槽区、冷锋前部暖区、黄淮气旋影响、东高西低气压场、台风低压倒槽区、低压槽区、鞍型场。各种类型所占的百分率见图 4。

3.2.1 低压倒槽区

强降水产生在低压倒槽区的最多,占总次数的 30.6%,若低压倒槽从西南向东北伸展到山东时,强

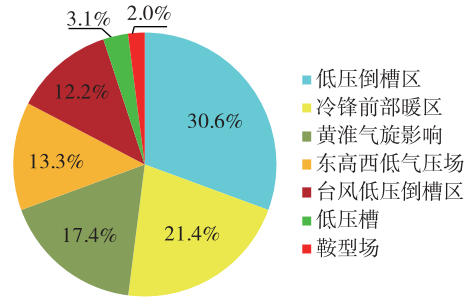


图 4 地面产生强降水的各种天气系统所占的百分率
Fig.4 Percentages of various surface synoptic systems that caused heavy rainfall

降水产生在低压倒槽的顶部区域。低压倒槽从西向东伸展时,强降水产生在低压倒槽北部的偏东到东南气流中。

3.2.2 冷锋前部暖区

当近地面层有弱冷空气东移南下时,在弱冷锋前部的暖区产生强降水,这种类型占 21.4%。

3.2.3 黄淮气旋影响

受黄淮气旋影响产生的强降水占 17.4%,在黄河下游至淮河中下游地区形成气旋中心,向东或东北方向移动,造成山东大范围强降水,强降水产生在气旋中心附近和北部的倒槽区,气旋中心偏南时,在鲁南、鲁中和山东半岛地区造成强降水;气旋中心偏北时,在鲁西北、鲁中和山东半岛地区造成强降水。

3.2.4 东高西低型的气压场

东高西低型的气压场占 13.3%,东部海区为高压,西部内陆为低压区,强降水位于东高西低的气压场中,吹偏南风。

3.2.5 台风低压倒槽区

强降水出现在台风低压倒槽区的占 12.2%,台风中心远离山东,受其北伸的倒槽影响,强降水产生在倒槽顶部的辐合区。

3.2.6 低压槽区和鞍型场

强降水产生在低压槽区和鞍型场的较少,其中低压槽区占 3.1%,强降水主要产生在低压槽的辐合区;鞍型场占 2.0%,气压场较弱,呈鞍型场分布,强降水产生在鞍型场的中心,有西南风与偏东风的辐合。

3.3 850~700 hPa 偏南风急流特征

98 次强降水过程中,有 97 次是受 850~700 hPa 偏南气流(西南风—东南风)影响,只有 1 次是受台风中心西部的偏北气流影响。强降水区及附近,对应 850~700 hPa 偏南风风速都在

$6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,700 hPa 偏南风风速达到急流($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)强度的占 62.2%;850 hPa 偏南风风速达到急流($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)强度的占 56.1%。由此可见,850~700 hPa 偏南风急流的建立与强降水有密切关系,但是在中低层偏南风达不到急流的情况下,出现强降水的几率也较大。

4 产生强降水的物理量参数特征

应用探空站资料,借助于 MICAPS 气象资料处理和显示系统,对 98 次强降水过程,普查了 24 个代表大气热力、水汽、动力特征的物理量参数,其中 7 个代表大气热力特征的物理量参数为:对流有效位能(CAPE)、K 指数、沙氏指数(SI)以及 925 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa 的假相当位温(θ_{se})。8 个代表大气水汽特征的物理量参数为:925 hPa、850 hPa、700 hPa 比湿,850 hPa、700 hPa 水汽通量,850 hPa、700 hPa 水汽通量散度以及 GPS/MET 大气水汽监测的可降水量。9 个代表大气动力特征的物理量参数:925 hPa、850 hPa、700 hPa 涡度,925 hPa、850 hPa、700 hPa 散度以及 850 hPa、700 hPa、500

hPa 垂直速度。若强降水产生在白天,查算 08 时的参数,若在夜间,查算 20 时参数。普查了每次强降水过程中强降水前和强降水期间强降水区上空各个物理量参数的最小值或最大值,统计分析了 98 次区域性强降水过程中各个物理量参数最大值或最小值的平均值以及在各数值阈的百分率。

4.1 产生强降水的热力参数特征

4.1.1 对流有效位能

对流有效位能(CAPE)为大气中可以转换成动能的能量,统计分析强降水前和强降水期间强降水区对流有效位能(CAPE)的最小值,结果表明,CAPE 在 $0 \sim 3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $746.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,CAPE $\geq 300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的次数占 72.6%, $\leq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的次数占 76.4%,在 $100 \sim 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的占 37.7%, $501 \sim 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的占 30.2%(图 5a),在 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的只占 23.6%。说明强降水前和强降水期间大气中的对流有效位能并不是很高。在分析中发现,随着强降水的产生,CAPE 值不都是降低,有时随着低层暖湿气流的增强而升高。CAPE $\geq 300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 可作为产生强降水的临界值。

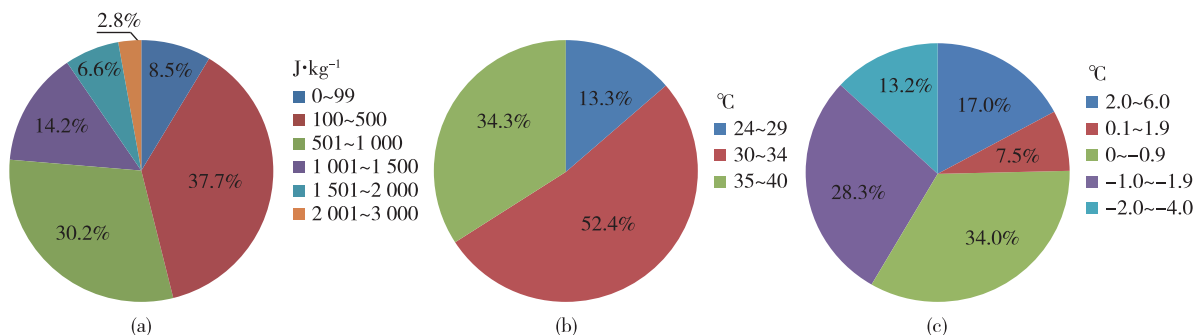


图5 对流有效位能(a)、K指数(b)最小值和SI指数(c)最大值所占的百分率

Fig.5 Percentages of the minimum values of CAPE (a) and K index (b), and the maximum values of SI (c)

4.1.2 K 指数

K 指数代表中低层大气的温湿特征,K 指数越高表明中低层大气越暖湿。统计分析 98 次强降水过程中强降水前和强降水期间强降水区 K 指数的最小值,K 指数在 $24 \sim 40 \text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $32.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。K 指数 $\geq 30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的次数占总次数的 86.7%,在 $30 \sim 34 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的最多,占总次数的 52.4%;在 $35 \sim 40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间的占 34.3%,在 $24 \sim 29 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的较少,只占 13.3%(图 5b)。说明强降水期间 700 hPa 及以下的中低层大气高温高湿,K 指数 $\geq 30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 可作为产生强降水的临界值。

4.1.3 沙氏指数

沙氏指数(SI)代表大气层结稳定度,若 $\text{SI} < 0$,大气层结不稳定,若 $\text{SI} = 0$,大气为中性层结。统计

分析 98 次强过程开始前和强降水期间强降水区 SI 的最大值,SI 在 $-4 \sim 6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,平均值为 $0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。SI ≤ 0 的次数占 75.5%,在 $0 \sim -1.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间的最多,占 62.3%(图 5c),说明大气层结弱不稳定或中性。SI ≤ 0 可作为产生强降水的临界值。

4.1.4 假相当位温

假相当位温(θ_{se})反映了大气的温湿特征, θ_{se} 越高则大气越暖湿。统计分析 98 次强降水过程中强降水前和强降水期间强降水区上空 925~500 hPa 各层 θ_{se} 的最小值,低层 925 hPa θ_{se} 在 $45 \sim 90 \text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $72.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $\theta_{se} \geq 68 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的次数占总次数的 82.2%。850 hPa θ_{se} 在 $44 \sim 84 \text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $69.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$,850 hPa $\theta_{se} \geq 66 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的次数占总次数的 74.8%。

925 hPa 和 850 hPa θ_{se} 在 66~80 °C 的最多, 分别占 84.1% 和 74.8% (图 6)。700 hPa 和 500 hPa θ_{se} 平均值都为 63.9 °C, 700 hPa θ_{se} 在 42~78 °C, 500 hPa θ_{se} 在 44~76 °C, 在 60~75 °C 之间的最多, 分别占 76.4% 和 78.3%。由此可见, 强降水期间 925~850 hPa 的 θ_{se} 较高, 大气暖湿, 而 700~500 hPa 的 θ_{se} 较低, 说明中层为相对干冷层, 大气对流性不稳定。925 hPa $\theta_{se} \geq 68$ °C 和 850 hPa $\theta_{se} \geq 66$ °C 可作为产生强降水的临界值。

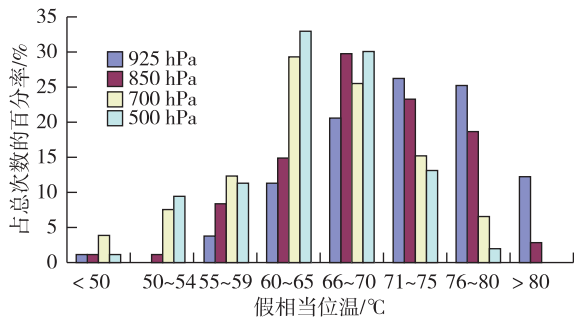


图 6 925 hPa、850 hPa、700 hPa 和 500 hPa 的 θ_{se} 最小值所占的百分率

Fig.6 Percentages of the minimum values of θ_{se} at 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, and 500 hPa

4.2 产生强降水的水汽参数特征

4.2.1 比湿

统计分析 98 次强降水过程中强降水前和强降水期间强降水区上空 925~700 hPa 各层比湿的最小值。925 hPa 比湿在 8~20 $g \cdot kg^{-1}$, 平均为 14 $g \cdot kg^{-1}$, $\geq 10 g \cdot kg^{-1}$ 的占 98.1% (图 7), $\geq 13 g \cdot kg^{-1}$ 的占 73.6%, 在 10~16 $g \cdot kg^{-1}$ 之间的占 83%。850 hPa 比湿在 5~18 $g \cdot kg^{-1}$, 平均值为 12.2 $g \cdot kg^{-1}$, $\geq 10 g \cdot kg^{-1}$ 的占 90.6%, $\geq 11 g \cdot kg^{-1}$ 的次数占 71.7%, 在 10~12 $g \cdot kg^{-1}$ 的占总次数的 49.1%, 在 12.1~14.0 $g \cdot kg^{-1}$ 的占总次数的 27.4%。700 hPa 比湿在 2~11.0 $g \cdot kg^{-1}$, 平均值为 7.1 $g \cdot kg^{-1}$, $\geq 5 g \cdot kg^{-1}$ 的占 85.9%, $\geq 6 g \cdot kg^{-1}$ 的占 79.2% 在 5~9.9 $g \cdot kg^{-1}$ 的占 70.8%。

4.2.2 GPS/MET 水汽监测的大气可降水量

统计分析 98 次强降水过程中 GPS/MET 水汽监测的大气可降水量的最小值, 发现大气可降水量在 37~76 mm, 平均值为 61.5 mm, 最小值 ≥ 50 mm 的次数占总次数的 90.9%, ≥ 55 mm 的次数占总次数的 81.8%, 在 60~69 mm 的次数最多, 占 50.9% (图 8a), ≥ 70 mm 的次数只占 14.5%。大气可降水量 ≥ 55 mm 可作为产生强降水的临界值。

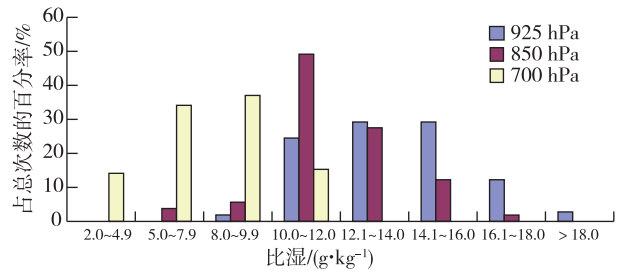


图 7 强降水期间 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 比湿 (单位: $g \cdot kg^{-1}$) 最小值所占的百分率

Fig.7 Percentages of the minimum values of specific humidity (units: $g \cdot kg^{-1}$) at 925 hPa, 850 hPa, and 700 hPa during heavy rainfall cases

统计 98 次强降水过程中强降水区上空大气可降水量的最大值, 在 70~79 mm 之间的最多, 占总次数的 72.7%, 最大达 89 mm, 70~89 mm 的占 80.0% (图 8b)。GPS/MET 监测的强降水区整层大气可降水量分布的梯度较大, 最大值与最小值之间相差 10 mm 左右。

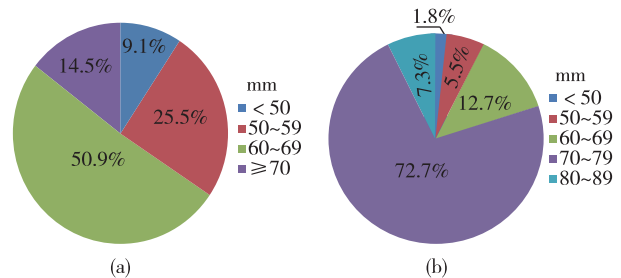


图 8 强降水期间 GPS/MET 监测的大气可降水量的最小值(a)和最大值(b)所占的百分率

Fig.8 Percentages of the minimum(a) and maximum (b) values of precipitable water from GPS/MET water vapour monitoring system during heavy rainfall cases

4.2.3 水汽通量

水汽通量代表大气中的水汽输送量, 统计分析每次强降水过程中强降水前和强降水期间强降水区上空 850~700 hPa 水汽通量的最小值, 850 hPa 水汽通量在 2~26 $g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$, 平均值为 8 $g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$, 850 hPa 水汽通量 $\geq 4.0 g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$ 的次数占总次数的 96.3%, $\geq 6.0 g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$ 的次数占总次数的 73.4%, 在 4.0~11.9 $g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$ 时占总次数的 78.9%, $\geq 12.0 g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$ 的只占 17.4% (图 9a)。700 hPa 水汽通量在 2~18 $g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$, 平均值为 5.9 $g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$, $\geq 4.0 g \cdot (cm \cdot hPa \cdot s)^{-1}$ 的占 73.4%, 由此可见, 850 hPa 的水汽输送大于 700 hPa, 水汽输送主要在

低层。

4.2.4 水汽通量散度

水汽通量散度代表大气中水汽的辐合和辐散,水汽通量散度 <0 ,即水汽辐合。统计分析强降水前和强降水期间强降水区上空850~700 hPa水汽通量散度的最大值。850 hPa水汽通量散度在 $-30\times 10^{-9}\sim 15\times 10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$,平均值为 $-4.6\times 10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$ 。850 hPa水汽通量散度 <0 占总次数的83.3%,在 $-0.1\times 10^{-9}\sim -8.0\times$

$10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$ 之间的最多,占总次数的54.1%(图9b)。700 hPa水汽通量散度在 $-15\sim 15\times 10^{-9}\times 10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$,平均值为 $-2.7\times 10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$,水汽通量散度 <0 的次数占总次数的76.9%,在 $-0.1\times 10^{-9}\sim -8.0\times 10^{-9}\text{ g}\cdot(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})^{-1}$ 之间的次数占总次数的61.5%。说明850~700 hPa都有明显的水汽辐合,低层850 hPa的水汽辐合大于700 hPa的水汽辐合。

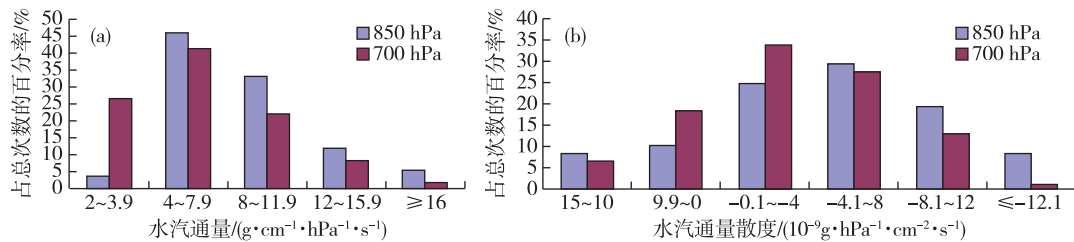


图9 850 hPa、700 hPa水汽通量最小值(a)和水汽通量散度最大值(b)所占的百分率

Fig.9 Percentages of the minimum values of water vapour flux (a) and the maximum values of water vapour flux divergence (b) at 850 hPa and 700 hPa

4.3 产生强降水的动力参数特征

从第2节产生强降水的天气系统可见,在700 hPa及以下的低层为中尺度低涡和切变等,有较强的正涡度和辐合,因此,分析700 hPa以下的涡度和散度特征及850~500 hPa垂直速度特征。

4.3.1 涡度

统计分析强降水前和强降水期间强降水区上空925~700 hPa涡度的最小值,925 hPa涡度在 $-10\times 10^{-6}\sim 50\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。平均值 $12.6\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,850 hPa涡度在 $-12\times 10^{-6}\sim 60\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,平均值 $12.3\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。700 hPa涡度在 $-2\times 10^{-6}\sim 50\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,平均值 $9\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。925 hPa、850 hPa和700 hPa涡度 ≥ 0 的次数分别占总次数的94.5%、89.7%和84.4%(图10a),在 $0\sim 10\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 的最多,三层分别占总次数的52.3%、50.5%和49.5%;在 $10.1\times 10^{-6}\sim 20\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 之间的分别占总次数的29.4%、25.2%和23.9%。由此可见,产生强降水时的涡度在850 hPa以下较大,说明正涡度主要在低层,且随高度的增高而减小,在低层有中尺度涡旋系统发展。

4.3.2 散度

统计分析强降水前和强降水期间强降水区上空925~700 hPa散度的最大值,925 hPa散度在 $-20\times 10^{-6}\sim 8\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,平均值为 $-5.5\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。850 hPa散度在 $-20\times 10^{-6}\sim 28\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,平均值为 $-3.1\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。700 hPa散度在 $-15\times 10^{-6}\sim 34\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,平均值

为 $-3.4\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。925 hPa、850 hPa和700 hPa散度 ≤ 0 的次数分别占总次数的87.2%、82.6%和79.6%(图10b),说明辐合主要在低层,且随高度的增高而减小。在 $0\sim -4.0\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 最多,分别占总次数的40.4%、49.5%和38.9%。

4.3.3 垂直速度

统计分析强降水前和强降水期间强降水上空850~500 hPa垂直速度的最大值,850 hPa垂直速度在 $-20\times 10^{-4}\sim 6\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$,平均值为 $-4.5\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。700 hPa垂直速度在 $-30\times 10^{-4}\sim 6\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$,平均值为 $-7.4\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。500 hPa垂直速度在 $-40\times 10^{-4}\sim 8\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$,平均值为 $-11.1\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。850 hPa、700 hPa、500 hPa垂直速度 ≤ 0 的次数分别占总次数的86.1%、90.7%、94.4%(图10c),850~500 hPa上升速度随高度的增加而增大。强降水前和强降水期间强降水区上空,850 hPa垂直速度在 $0\sim -4.0\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 的次数最多,占总次数的39.8%,500 hPa垂直速度 $< -12\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 的次数最多,占总次数的34.3%。说明,850~500 hPa的上升运动随着高度的增高而增强。

分析强降水期间的水汽通量、水汽通量散度、涡度、散度和垂直速度随时间的变化发现,水汽通量辐合的高值和上升运动的大值出现在强降水的前期,正涡度的大值、辐合和水汽通量的高值出现

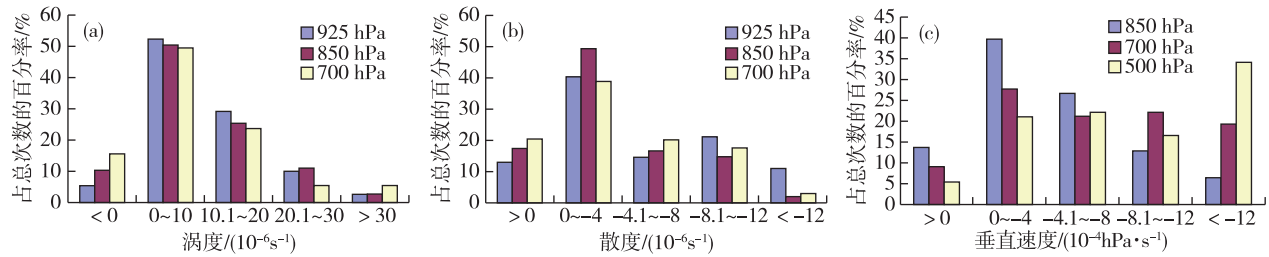


图 10 925 hPa、850 hPa、700 hPa 涡度最小值(a)、散度最大值(b)和 850 hPa、700 hPa、500 hPa 垂直速度(c)最大值所占的百分率

Fig.10 Percentages of the minimum values of vorticity (a) and the maximum values of divergence (b) at 925 hPa, 850 hPa, and 700 hPa & percentages of the maximum values of vertical velocities (c) at 850 hPa, 700 hPa, and 500 hPa

在强降水的后期。说明在强降水的前期有较强的水汽辐合和上升运动,在强降水期间,有正涡度和辐合发展,有水汽的输送。在强降水区,大气辐合、水汽辐合、正涡度和上升运动的范围都较小,有一个中尺度的极值中心,具有中尺度系统特征。

5 结论

1) 山东区域性强降水年均 19.6 次,主要集中在 7—8 月,7 月最多,年均 10.2 次,8 月年均 8.6 次,6 月和 9 月不到 1 次。

2) 强降水的天气系统以 500 hPa 为主分为 6 种类型,西风槽前型最多,其次是副高边缘型。将 850~700 hPa 天气系统与强降水落区相对应,分为 5 种类型,中尺度低涡东部和偏南气流的辐合区强降水最多,给出了强降水落区的天气学模型;对应地面有 7 种天气系统类型,低压倒槽区和冷锋前部的暖区强降水较多。

3) 强降水前和强降水期间,700 hPa 的偏南风达到急流($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)强度的占 62.2%;850 hPa 偏南风达到急流($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)强度的占 56.1%。

4) 强降水前和强降水期间,大气中的对流有效位能(CAPE)不高,CAPE $\geq 300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 占 72.6%, $\leq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 占 76.4%,K 指数较高, $\geq 30 \text{ }^\circ\text{C}$ 的次数占 86.7%,沙氏指数(SI) ≤ 0 的次数占 75.5%。 θ_{se} 在 925~850 hPa 较高,925 hPa $\theta_{se} \geq 68 \text{ }^\circ\text{C}$,占 82.2%,850 hPa $\theta_{se} \geq 66 \text{ }^\circ\text{C}$ 占 74.8%。在 700~500 hPa 较低。GPS/MET 水汽监测的大气可降水量 $\geq 55 \text{ mm}$ 占 81.8%,在 50 mm 以上的占 90.9%。在 850 hPa 附近水汽通量较高、水汽辐合较大,850 hPa 和 700 hPa 水汽通量平均值分别为 8.0 和 $5.9 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$ 、水汽通量散度平均值分别为 -4.6×10^{-9} 和 $-2.7 \times 10^{-9} \text{ g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})^{-1}$ 。

5) 强降水前和强降水期间,700 hPa 以下正涡

度和辐合随高度增高而减小,925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 涡度平均值分别为 12.6×10^{-6} 、 12.3×10^{-6} 和 $9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 散度平均值分别为 -5.5×10^{-6} 、 -3.1×10^{-6} 、 $-3.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。850~500 hPa 上升速度随高度的增加而增大,850 hPa、700 hPa 和 500 hPa 垂直速度的平均值分别为 -4.5×10^{-4} 、 -7.4×10^{-4} 和 $-11.1 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。说明强降水前和强降水期间在低层有中尺度涡旋发展、辐合增强,中高层的上升运动加强。

参考文献:

- [1] 陈炯,郑永光,张小玲,等.中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析[J].气象学报,2013,71(3):367-382.
- [2] 陶诗言.有关暴雨分析预报的一些问题[J].大气科学,1977,1(1):64-72.
- [3] 陶诗言,丁一汇,周晓平.暴雨和强对流天气的研究[J].大气科学,1979,3(3):227-238.
- [4] 鲍名.近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J].大气科学,2007,31(5):779-792.
- [5] 丁一汇.暴雨和中尺度气象学问题[J].气象学报,1994,52(3):274-284.
- [6] 丁一汇.陶诗言先生在中国暴雨发生条件和机制研究中的贡献[J].大气科学,2014,38(4):616-626.
- [7] 程麟生,Kuo K-H,彭新东,等.中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟(I)诊断分析[J].应用气象学报,1993,4(3):257-268.
- [8] 程麟生,Kuo Y-H,彭新东.中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟(II)数值模拟[J].应用气象学报,1993,4(3):269-277.
- [9] 赵洋洋,张庆红,杜宇,等.北京“7.21”特大暴雨环流形势极端性客观分析[J].气象学报,2013,71(5):817-824.
- [10] 杨波,孙继松,毛旭,等.北京地区短时强降水过程的多尺度环流特征[J].气象学报,2016,74(6):919-934.

- [11] 李耀东,刘健文,高守亭.动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究[J].气象学报,2004,62(4):401-409.
- [12] 樊李苗,俞小鼎.中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J].高原气象,2013,32(1):156-165.
- [13] 张小玲,谌芸,张涛.对流天气预报中的环境场条件分析[J].气象学报,2012,70(4):642-654.
- [14] 郝莹,姚叶青,郑媛媛,等.短时强降水的多尺度分析及临近预警[J].气象,2012,38(8):903-912.
- [15] 杨晓霞,胡顺起,姜鹏,等.雷暴大风落区的天气学模型和物理量参数研究[J].高原气象,2014,33(4):1057-1068.
- [16] 段鹤,夏文梅,苏晓力,等.短时强降水特征统计及临近预警[J].气象,2014,40(10):1194-1206.
- [17] 雷蕾,孙继松,王国荣,等.基于中尺度数值模式快速循环系统的强对流天气分类概率预报试验[J].气象学报,2012,70(4):752-765.
- [18] 仇娟娟,何立富.苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析[J].气象,2013,39(5):577-584.
- [19] 沈澄,孙燕,魏晓奕,等.基于物理量参数的江苏短时强降水预报模型的研究[J].气象,2016,42(5):557-566.
- [20] 杨晓霞,周庆亮,郑永光,等.2009年5月9—10日华北南部强降水天气分析[J].气象,2010,36(6):43-49.
- [21] 孙兴池,王西磊,周雪松.纬向切变线暴雨落区的精细化分析[J].气象,2012,38(7):779-785.
- [22] 杨成芳,阎丽凤,周雪松.利用加密探测资料分析冷式切变线类大暴雨的动力结构[J].气象,2012,38(7):819-827.
- [23] 孙兴池,吴炜,周雪松,等.经向切变线暴雨落区分析[J].气象,2013,39(7):832-841.
- [24] 杨晓霞,吴炜,姜鹏,等.山东省三次暖切变线极强降水的对比分析[J].气象,2013,39(12):1550-1560.
- [25] 杨晓霞,蒋义芳,胡顺起,等.2009年“8·17”鲁南低涡暖式切变线极强降水分析[J].暴雨灾害,2013,32(3):224-234.
- [26] 阎丽凤,孙兴池,周雪松.影响山东的黄淮气旋暴雨落区分析[J].气象,2014,40(12):1439-1445.
- [27] 杨晓霞,王金东,姜鹏,等.山东半岛南部一次沿海强降雨成因分析[J].气象科技,2015,43(3):512-521.
- [28] 孙兴池,郭俊建,王业宏,等.低涡和副热带高压共同影响下的暴雨落区分析[J].气象,2015,41(4):401-408.
- [29] 杨晓霞.副热带高压边缘连续两次强降水形成机制分析[J].海洋气象学报,2017,37(3):62-72.
- [30] 张永婧,高帆,于丽娟,等.济南市区短时强降水特征分析与天气分型[J].海洋气象学报,2017,37(3):109-116.