

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.

2009年5月9—10日华北南部强降水天气分析^{*}

杨晓霞¹ 周庆亮² 郑永光² 刘鑫华² 周晓霞²

1 山东省气象台, 济南 250031

2 国家气象中心, 北京 100081

提 要: 应用常规天气图、地面加密降水观测资料、探空资料和 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料, 对 2009 年 5 月 9—10 日华北南部大范围持续性强降水天气过程进行分析研究。结果表明, 强降水是在冷空气与西南暖湿气流交汇的过程中产生的。500 hPa 为槽前西南气流, 850~700 hPa 为东北—西南向切变线, 地面冷锋转变为静止锋, 之后生成弱的气旋波向东南方向移动消失。大气高温高湿, 中层为弱的对流不稳定和对称不稳定。冷空气从底层楔入, 一方面与暖湿气流汇合产生辐合上升, 另一方面抬升暖湿气流, 使上升运动加强, 降水增幅。中高层空气暖湿, 0°C 层较高, 以强降水天气为主, 伴有雷电。由于暖湿气流较强, 冷空气在南下过程中逐渐减弱, 速度减慢, 冷暖空气在黄河下游长时间对峙, 强降水持续时间长。

关键词: 强降水, 不稳定, 切变线, 冷空气楔入

Analysis of the Severe Precipitation in Southern North China During 9—10 May 2009

YANG Xiaoxia¹ ZHOU Qingliang² ZHENG Yongguang² LIU Xinhua² ZHOU Xiaoxia²

1 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

2 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract: By using the weather chart, surface densified observation of precipitation, sounding data and NCEP/NCAR reanalysis data (resolution $1^\circ \times 1^\circ$), the large-scale persistent severe precipitation in southern North China from 9 to 10 May 2009 is analyzed. Results demonstrate that the severe precipitation is produced when the cold air met with southwest warm wet air. There is southwest current ahead of the trough at 500 hPa. and the northeast-southwest shear line at the 850 and 700 hPa. The surface cold front turns to stationary front. Then the weak cyclonic wave is formed and moved to southeast and finally disappears. The atmosphere has high temperature and humidity. There are weak convective instability and symmetric instability in middle levels. The invasion of cold air takes place in the lower levels. The cold air meets with warm wet air to form the convergence and updraft on the one hand, and on the other hand, the cold air makes the warm wet air ascended. As a result, the ascending movement has been strengthened and the precipitation is increase. The middle-high level atmosphere is warm and wet. The level of 0°C is relatively high. The weather mainly is severe precipitation accompanied with thunder and lightning. Owing to the severe warm and wet currents, the cold air weakens during moving to southward and the velocity slows down. The cold air and warm air confront each other for a long time in the lower reaches of the Huanghe River, therefore, the severe precipitation is maintained persistently.

Key words: severe precipitation, instability, shear line, cold air invasion

^{*} 中国气象局 2009 年业务建设项目“中尺度天气分析业务建设”项目资助

2009 年 7 月 2 日收稿; 2010 年 1 月 8 日收修定稿

第一作者: 杨晓霞, 主要从事天气动力学研究. Email: yxxjn@163.com

引 言

2009 年 5 月 9 日下午 14 时至 10 日 12 时,河北南部、山东西北部、河南北部和西部先后出现 1 小时雨量 ≥ 20 mm 的大范围强降水天气,并伴有雷电,河北邢台在 9 日 19—20 时 1 小时雨量达 83.4 mm。由于降水强度大、持续时间长,上述地区出现暴雨和大暴雨,山东大部分地区雨量在 100 mm 以上,山东高青过程雨量达 225.5 mm。在北方春季如此大范围历时长的大降水,在历史上实属罕见。随着自动气象观测站、多普勒雷达和气象卫星等观测系统的建立,对暴雨、强降水、强对流等中小尺度强天气的观测和认识不断深入。随着中尺度数值模式的发展,对暴雨和强降水等中尺度强天气的预报水平也不断提高。近年来,利用中尺度观测系统和数值模式对暴雨和强降水的形成机制也进行了大量的研究^[1-6]。对历史上山东春季暴雨的分析研究^[6]表明,山东春季的暴雨是由江淮气旋和黄淮气旋影响产生的,副热带高压较弱,西风槽较深,槽前有较强的西南风急流,山东位于急流的左前方。地面气旋中心位于江淮流域,倒槽北伸到山东。暴雨产生在气旋中心的北部偏东风与东北风的汇合处。而这次暴雨与以往有所不同,产生在地面静止锋附近。在华北,暴雨和强降水大多出现在夏季,春季较少,故对华北夏季强降水的研究较多,而对春季强降水的研究较少,预报准确率也较低。对华北春季暴雨的形成机制有待于进一步深入研究,以提高预报准确率。本文应用常规天气图资料、雷达和卫星观测资料、地面加密自动降水观测资料、探空资料和 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对华北这次大范围持续性强降水天气进行了分析研究,以便为北方春季强降水天气预报提供依据。

1 强降水实况分析

这次强降水过程 1 小时雨量 ≥ 20 mm 的强降水分布见图 1a,强降水持续时间长,从 9 日 14 时到 10 日 12 时历时 22 个小时,每个时次都有雨量大于 20 mm 的强降水,其中有 6 个时次 1 小时降水量大于 50 mm(图 1b),1 小时最大降水量在 30 mm 以上的降水主要出现在 9 日 15 时至 10 日 03 时,10 日 03 时以后雨强有所减弱。

选取高青、齐河、济南、邢台 4 个大暴雨站作为代表站(9 日 17 时至 10 日 12 时 4 个代表站的累积

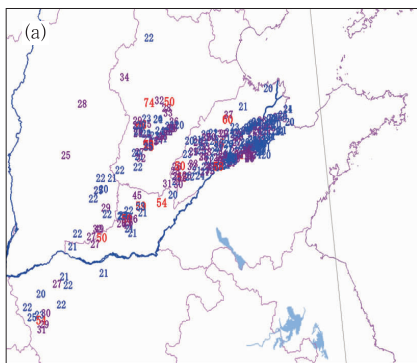


图 1a 2009 年 5 月 9 日 14 时至 10 日 12 时 1 小时雨量 ≥ 20 mm 的强降水分布
Fig. 1a Hourly precipitation exceeding 20 mm during 1400 BT, May 9 to 1200 BT, May 10 in 2009

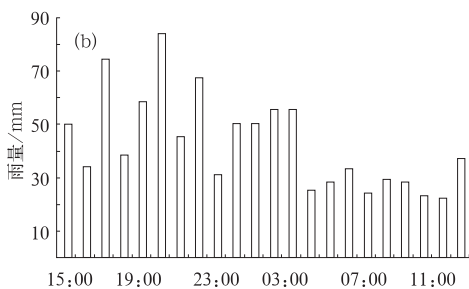


图 1b 2009 年 5 月 9 日 15 时至 10 日 12 时每小时最大雨量时序图
Fig. 1b Time series of the hourly maximum precipitation from 1500 BT, May 9 to 1200 BT, May 10 in 2009

雨量分别为 215.5 mm、191.0 mm、121.7 mm、175.2 mm),从 4 站每小时雨量演变可见(图略),强降水主要集中在两个时段,9 日 17—22 时和 10 日 07—10 时,10 日 10 时以后降水明显减弱。除邢台 9 日 19—20 时 1 小时降水量 83.4 mm 外,强降水时段的 1 小时雨量在 10~30 mm。

2 环流特征和影响系统

这次历时长的大范围强降水天气产生在 500 hPa 槽前脊后较强的西南暖湿气流中。9 日 08 时至 10 日 08 时,华东沿海为较强的高压脊,高原东部为弱的西风槽区,槽前脊后强盛的西南风急流在华北直达 40°N 附近。由于沿海高压脊较强,西风槽在东移过程中减弱。槽前西南气流与沿海高压脊后的西南气流相结合,加强了暖湿气流向华北的输送(图 2a)。850 hPa 与 700 hPa 环流相似,我国东部地区为东高西低的环流形势,华东地区为海上较强高压脊的西部,一股强盛的偏南风急流从华南沿海直达山东北部。由此可见,850~500 hPa 形成深厚的暖湿气流,向华北强降水区输送。中高纬度西风槽东移受海上高压脊阻挡,9 日 08 时演变成东北一

西南向切变线,与西南低涡切变线相连接,穿过山东西北部、河北南部和河南北部。温度场上,在 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$ 附近形成较强的东西向锋区,说明有冷空气堆积。在东北地区南部,切变线西侧的较强东北气流引导冷空气从低层南下,9 日下午至夜

间,在河北南部、山东西北部和河南北部,与西南暖湿气流交汇。9 日 20 时,850 hPa 上表现为明显的冷舌从东北直伸到河北南部、山西和陕西(图 2b),在冷舌的东南部,冷空气与较强的西南暖湿气流的交汇处,产生较强的辐合上升运动,造成强降水。

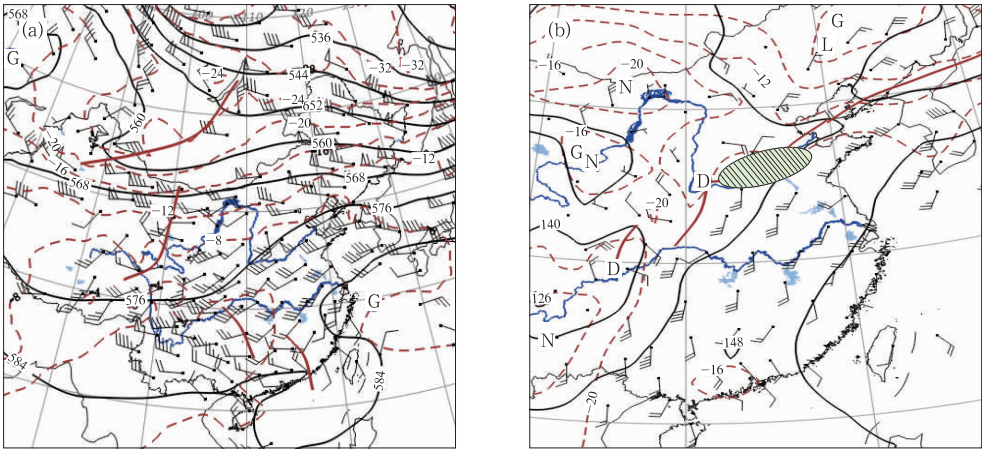


图 2 2009 年 5 月 9 日 20 时 500 hPa (a) 和 850 hPa (b) 天气形势图
阴影区为强降水区

Fig. 2 Weather charts at 500 hPa (a) and 850 hPa (b) at 2000 BT May 9, 2009

从地面气压场的演变可以看出,9 日 14 时以后,冷空气从东北回流南下,9 日 20 时东西向的冷锋

到达山东北部(图 3a)。由于暖湿气流较强,冷锋逐渐转变成东北—西南向静止锋,位于黄河下游(图 3b)。

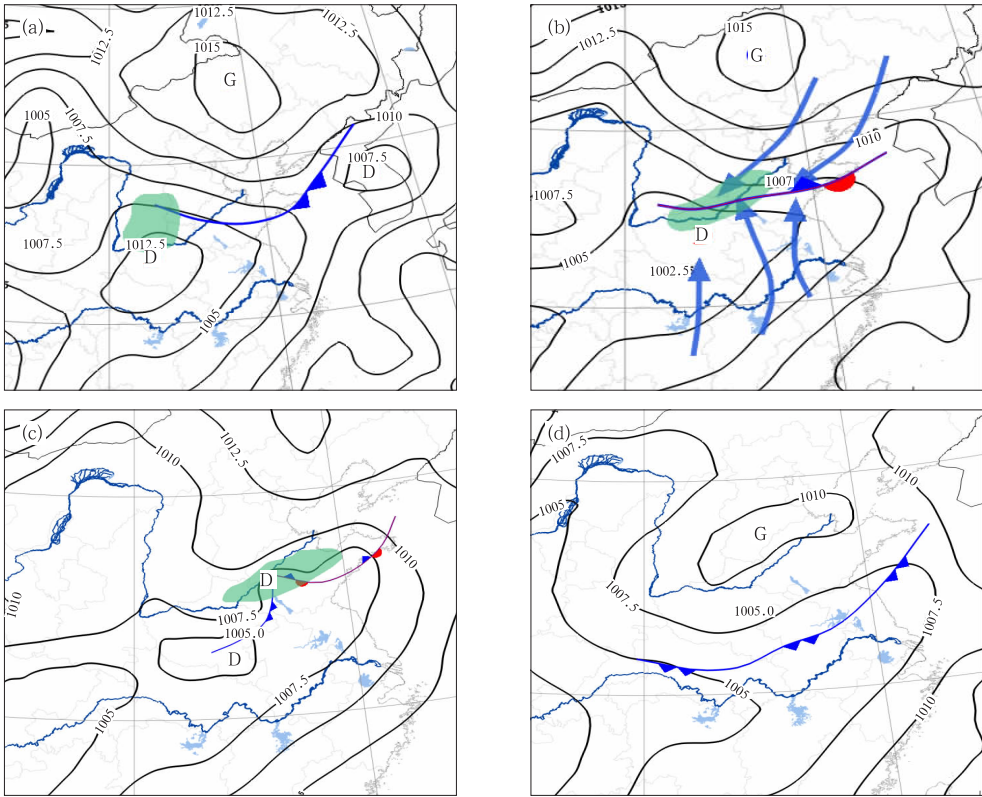


图 3 2009 年 5 月 9 日 20 时(a)、10 日 02 时(b)、10 日 08 时(c)、
10 日 20 时 (d) 地面环流形势图(阴影为 6 小时强降水区)

Fig. 3 Surface weather charts at (a) 2000 BT, May 9, (b) 0200 BT, May 10, (c) 0800 BT May 10, and (d) 1400, May 10, 2009

冷暖空气在静止锋附近辐合,暖湿气流上升。静止锋一直维持到 10 日 08 时(图 3c),长达 12 小时。由于北方冷空气逐渐南下,静止锋西端转变成冷锋,在济南附近形成弱的气旋性环流,10 日 14 时形成弱的气旋波,向东南移动,20 时减弱消失(图 3d)。2003 年 4 月 17 日山东西北部暴雨与此次暴雨过程的不同是,2003 年 4 月 17 日暴雨期间,强冷空气从西部进入到深厚的低压倒槽中,在鲁南生成气旋波,加深并快速向东北方向移动^[6-10],强降水维持时间短。

综上所述,这次强降水天气产生在 500 hPa 槽前西南暖湿气流中,由 850~700 hPa 经向切变线和地面静止锋共同影响产生的,中低空较强的西南风急流与从东北回流南下的冷空气汇合,产生强降水。由于东部海上高压脊较强,脊后强盛的暖湿西南气流致使冷空气在南下过程中变性减弱,使得系统静止少动,强降水长时间维持。

3 大气高温高湿弱对流不稳定和对称不稳定

从邢台和济南(章丘)探空站资料中可以看到

(图略),9 日 08 时对流发生前,邢台上空 700~500 hPa 为对流不稳定,湿度较高,近于饱和。在 400 hPa 附近为一干层,低层 700 hPa 以下风速较小,温度平流不明显。济南上空为稳定大气,850 hPa 以下的低层大气较干,850~400 hPa 中高层大气近于饱和,低层西南风较大,在 850~700 hPa 风随高度顺转,有暖平流,有利于大气向不稳定发展。从表 1 中可见,邢台的抬升指数为 $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, K 指数为 $34\text{ }^{\circ}\text{C}$,对流有效位能 $92\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,大气高温高湿,弱对流不稳定,有利于对流发展。由于大气湿层深厚, $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层较高(4250 m)有利于产生强降水,而不利产生冰雹。济南上空湿层深厚,虽然大气较稳定,但低层暖平流有利于大气向不稳定发展,暖平流产生上升运动,使暖湿空气上升,有利于产生对流。9 日下午,邢台和济南产生雷暴伴有 1 小时雨量大于 20 mm 的强降水。9 日 20 时,邢台和济南上空整层近于饱和,济南近地面层转为偏东风,气温下降了 $12\text{ }^{\circ}\text{C}$,说明近地面层有冷空气侵入。济南 K 指数升高到 $36\text{ }^{\circ}\text{C}$,邢台的 K 指数升高到 $38\text{ }^{\circ}\text{C}$,说明大气非常暖湿。

分析 θ_{se} 的垂直分布可见,9 日 08 时至 10 日 20

表 1 邢台和济南对流参数变化
Table 1 The variation of convective parameters at Xingtai and Jinan

邢台	9 日 08 时	9 日 20 时	10 日 08 时	济南	9 日 08 时	9 日 20 时	10 日 08 时	10 日 20 时
LI	-1.2	-0.9	14.91	LI	4.78	10.46	16.73	17.67
SI	1.32	-0.55	10.34	SI	5.71	0.39	3.61	3.84
K 指数	34	38	22	K 指数	28	36	31	30
$CAPE/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	92	244.2	18	$CAPE/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	0	0	15.7	0
$0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度/m	4250	3730	4326.3	$0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度/m	4365	4608.6	3690	3060

时,在 550 hPa 附近有一低值舌在偏南风气流中从南向北伸展,直达强降水区上空,在 550 hPa 附近 $\Delta\theta_{se}$ 小于零的对流不稳定区从 30°N 北伸到 37°N 强降水区,说明在强降水区的中层大气对流性不稳定(图略)。分析湿位涡的分布可见,从 9 日 08 时至 10 日 20 时,在 650 hPa 附近强降水区上空 $MPV<0$ (图略),说明大气处于对称不稳定状态。

分析 850 hPa 以下比湿、水汽通量和水汽通量散度的分布(图略)可见,9 日 08 时至 10 日 02 时,水汽通量大于 $10\text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 的高值舌沿西南气流经湖北、河南伸向河北东部和山东西北部暴雨区,10 日 02 时在湖北中北部至河南中南部水汽通量中心值达到 $24\text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 。随着水汽的输送,大气迅速增湿,比湿大于 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的

高湿舌从西南直伸到华北,9 日 20 时,河北南部、河南北部和山东西北部的比湿达到 $10\sim13\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。9 日 14 时以后,850 hPa 以下在暴雨区形成较强的水汽辐合,9 日 20 时 850 hPa 的水汽辐合中心在济南附近,中心值达到 $-6\times10^{-8}\text{ g}\cdot(\text{cm}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 。强降水区位于偏南风急流的左前方,有充分的水汽输送,高湿且有较强的水汽辐合,对产生强降水非常有利。

4 动力触发机制

这次强降水过程的主要动力触发机制是,冷空气在 850 hPa 以下的低层从东北回流南下,一方面与暖湿气流汇合,产生辐合上升运动;另一方面冷空

气从底层楔入,把暖湿气流抬升,产生沿锋面的斜升运动,使得上升运动增强,触发中层的不稳定能量释放,产生强降水。从强降水区的温度平流的经向剖面图(图略)中可以看出,北部为较强的冷平流,南部为较强的暖平流,暖平流叠加在冷平流之上,说明冷空气从底层楔入。

4.1 垂直涡度增大

从风场和 θ_{se} 的水平分布中可以看出,9 日下午,东北气流携带的干冷空气从低层南下,9 日 20 时,在 950 hPa 上表现为一较强的 θ_{se} 的低值舌从东北伸向河北南部(图 4a),在 850 hPa 上低值舌较弱,且位置明显偏北,说明冷空气从底层楔入。从沿

116°E 的 θ_{se} 和风场的垂直剖面图(图 4b)中可以看出,9 日 20 时,850 hPa 以下 θ_{se} 的低值舌从强降水区北部的底层楔入,等 θ_{se} 线突然变得陡立密集, θ_{se} 的垂直梯度接近于零,大气湿斜压性增大,垂直稳定度接近于零。暖湿气流在 θ_{se} 的锋面附近沿等 θ_{se} 线畅通无阻地上升。在等 θ_{se} 线变得陡立密集的区域, θ_{se} 垂直梯度减小。在其他条件变化不大的条件下,根据湿位涡守恒原理^[11], θ_{se} 垂直梯度的突然减小必然导致垂直涡度的猛烈增大(从图 7d 中可以看到 10 日 08 时 850 hPa 涡度显著增大),以保持湿位势涡度的守恒。垂直涡度的增大导致了上升运动增强,使得降水强度增大。

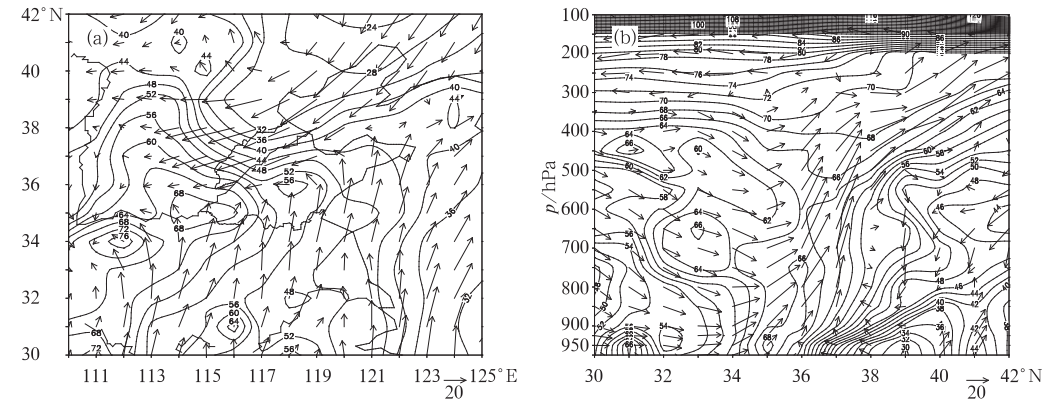


图 4 2009 年 5 月 9 日 20 时 950 hPa θ_{se} 和风场(a; u,v)及沿 116°E θ_{se} 剖面图($v,-2\omega\times 10$)(b)
Fig. 4 (a) The 950 hPa θ_{se} and wind field (u,v) at 2000 BT, May 9, (b) vertical cross section of θ_{se} and ($v,-2\omega\times 10$) along 116°E at 2000 BT May 9, 2009

4.2 较强的风切变

从邢台和济南的探空风的演变(图 5)中可以看

出,邢台在 8 日 20 时低层为较强的西南风气流,9 日 08 时突然转为较弱的偏北风,高层偏西风较大,有较强的风垂直切变。研究表明^[12],大的风垂直切

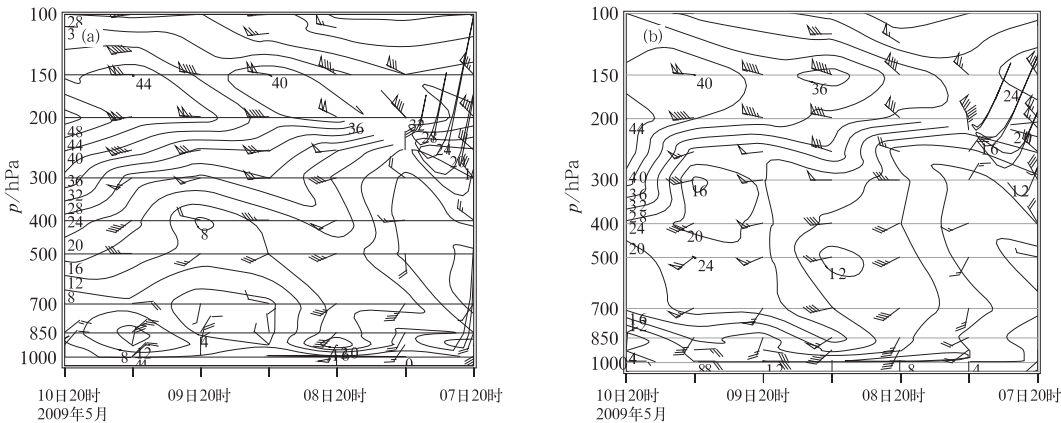


图 5 探空资料中 2009 年 5 月 7 日 20 时至 10 日 20 时高空风的演变
(等值线为等风速线,单位: $m\cdot s^{-1}$) (a)邢台, (b)济南(章丘)

Fig. 5 Time series of sounding wind from 2000 BT, May 7 to 2000 BT, May 10, 2009
(isoline is isotach, unit: $m\cdot s^{-1}$) (a) Xingtai, (b) Jinan (Zhangqiu)

变对一般雷暴不利,但对有组织的雷暴发展有利。9 日 20 时低层偏北风增大,说明有冷空气侵入。济南(章丘探空站)在 9 日 08 时以前,低层一直为较强的西南风,9 日 20 时,850 hPa 以下转为较强的偏东风,持续到 10 日 08 时以后才明显减弱。说明冷空气在 850 hPa 以下从东部侵入。低层有较强的风向切变,有利于产生对流。强降水期间,中高层一直为深厚的西南和偏西暖湿气流,没有高位涡的干冷空

气侵入,位势扰动较小,冷暖空气只在低层汇合,以湿型的强降水天气为主。

过太原、邢台、济南和青岛做风的探空垂直剖面图(图 6)可见,从 9 日 08 时到 10 日 08 时,850 hPa 以下,在邢台和济南之间维持较强的风切变,邢台为较弱的偏北风,济南为较强的偏南风 and 偏东风,冷空气在邢台和济南之间汇合,产生持续的强降水。

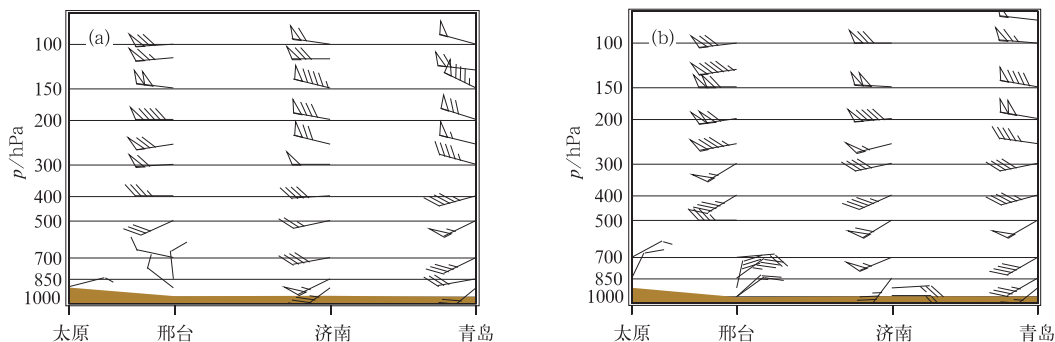


图 6 2009 年 5 月 9 日 08 时(a)和 10 日 08 时(b)探空风的垂直剖面图
Fig. 6 Vertical cross section of sounding wind at (a) 0800 BT, May 9, (b) 0800 BT, May 10, 2009

4.3 低层辐合高层辐散上升运动发展

分析强降水区的散度、涡度和垂直速度特征可见,低层在强降水区有较强的西南气流与东北气流的辐合(图 7),高层 300~400 hPa 有较强的西南气流辐散相配合。低层辐合高层辐散有利于上升运动的发展,触发对流不稳定能量释放,产生强降水。9 日 20 时低层辐合中心在济南附近,10 日 08 时向东北移到黄河口附近。850 hPa 辐合中心与强降水区有较好的对应关系,1 小时大于 20 mm 的强降水落

区也随低层辐合中心从西南向东北方向移动。在涡度场上,低层切变线附近正涡度强烈发展,9 日 20 时 700 hPa 以下,在河北南部和山东西北部形成近于圆型的正涡度中心,稳定少动,在原地发展,直到 10 日 20 时中心才稍向东移。低层辐合和垂直涡度增强,必然产生较强的上升运动,在 700 hPa 附近上升运动达到最强。9 日 20 时上升运动中心位于山东的西北部,与强降水区相对应,10 日 08 时东移到山东北部。

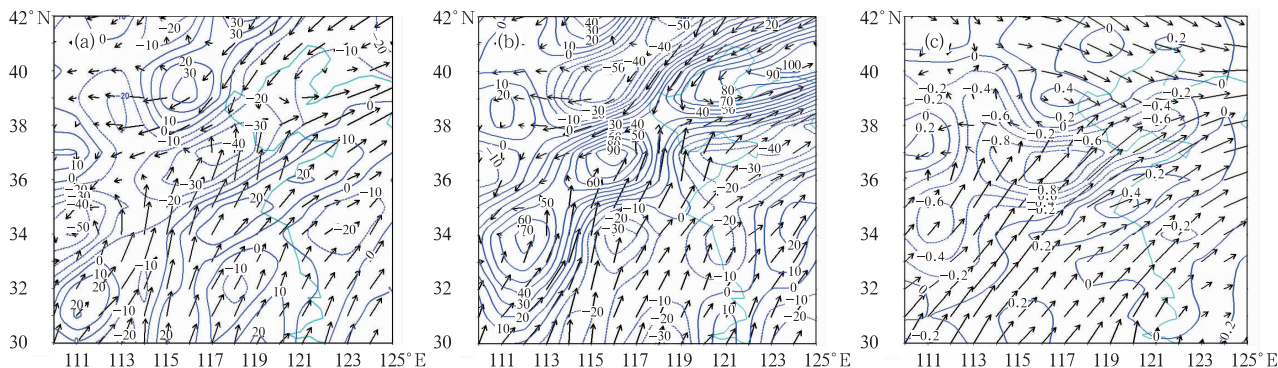


图 7 2009 年 5 月 9 日 20 时 850 hPa 涡度(a),850 hPa 散度(b)及 700 hPa 垂直速度和(u, v)
Fig. 7 (a) Divergence and (u, v) at 850 hPa at 2000 BT, May 9, (b) vorticity and (u, v) at 850 hPa at 2000 BT, May 9, (c) vertical velocity and (u, v) at 700 hPa at 2000 BT, May 9, 2009

从垂直速度的剖面图中(图 8)可以看到,在强降水区上空有一股从西南伸向东北的斜升气流,斜升气流中心位于 700 hPa 附近。低层东北气流楔入

到暖湿的西南气流之下,把深厚的西南暖湿气流抬升,触发中层的对流不稳定能量释放,产生强烈的上升运动,把低层的暖湿气流抬升,造成剧烈降水。9

日20时斜升气流最强,10日08时有所减弱。强降

水产生在斜升气流较强的时段。

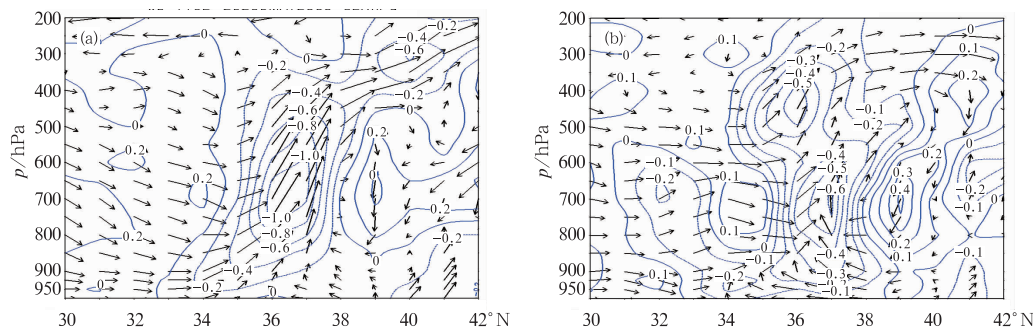


图8 2009年5月9日20时(a)和10日08时(b)沿116°E垂直速度剖面图

Fig. 8 Pressure-latitude section (along 116°E) of vertical velocity
at (a) 2000 BT May 9, (b) 0800 BT, May 10, 2009

5 卫星云图和雷达回波特征

分析强降水的卫星云图特征可见,产生强降水的云顶亮温并不低,在 -32°C 到 -52°C 之间。产生邢台强降水的对流云团呈圆形,云顶 $-52^{\circ}\text{C} < TBB < -42^{\circ}\text{C}$ (图略),维持1小时。黄河下游的强降水,其云团呈片状,中间夹杂着小的对流云团,从西南向东北方向移动。

分析强降水的雷达回波特征可见,产生强降水的雷达回波基本上是东北—西南向的带状回波,回波带整体稳定少动,在回波带上有一些小回波单体自西南向东北方向移动,移速缓慢。回波单体的强度在35~50 dBz。最大液态水含量在 $25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右,最大1小时降水量达63 mm,比实况偏小(邢台9日19—20时1小时降水量83.4 mm)。

6 小 结

(1) 这次华北南部的强降水是在冷空气从东北平原回流南下与西南暖湿气流交汇的过程中产生的。500 hPa为槽前西南气流,850~700 hPa为东北—西南向切变线,地面为冷锋转变为静止锋,后期生成弱的气旋波,向东南方向移动消失。

(2) 整层大气高温高湿,中层有弱的对流不稳定和对称不稳定。冷空气从底层楔入,一方面与暖湿气流汇合产生辐合上升,另一方面抬升暖湿气流,使上升运动加强,降水加剧。中高层空气暖湿,属于暖湿型强降水对流性天气。

(3) 在低层冷暖空气汇合区,等 θ_{se} 线变得陡立密集, θ_{se} 垂直梯度减小,根据湿位涡守恒原理,必然

导致垂直涡度增大,上升运动增强,降水加剧。

(4) 低层强烈的辐合与高层辐散相配合,低层正涡度强烈发展,上升运动增强。一股较强的斜升气流从西南向东北伸展,700 hPa附近上升运动最强。

(5) 由于暖湿气流较强,冷空气在南下过程中逐渐变性减弱,速度减慢。冷暖空气在黄河下游长时间对峙,强降水持续时间长。

参考文献

- [1] 李斌,杨晓霞,孙桂平,等. 青岛奥帆赛期间二个黄淮气旋暴雨对比分析[J]. 气象,2008,34(专刊):38-46.
- [2] 赵玮,王建捷. 北京2006年夏季接连两场暴雨的观测对比分析[J]. 气象,2008,34(8):3-14.
- [3] 梁卫芳,耿敏,李庆宝. 台风韦帕全区性大暴雨过程分析[J]. 气象,2009,35(1):74-79.
- [4] 何群英,东高红,贾慧珍,等. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析[J]. 气象,2009,35(7):16-22.
- [5] 陈艳秋,袁子鹏,黄阁,等. 一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析. [J]. 气象,2009,35(2):41-48.
- [6] 杨晓霞,万丰,刘还珠,等. 山东省春秋暴雨天气的环流特征和形成机制初探[J]. 应用气象学报,2006,17(2):183-191.
- [7] 杨晓霞,赵宇,高留喜. 山东省春季大暴雨天气的形成机制个例分析[J]. 气象科技,2005,33(1):45-49.
- [8] 杨晓霞,沈桐立,刘还珠,等. 非地转湿Q矢量分解在暴雨分析中的应用[J]. 高原气象,2006,25(3):464-475.
- [9] 卓鸿,姚秀萍,郑永光. 黄河下游春季一次MaCS暴雨过程的综合分析[J]. 气象学报,2004,62(4):504-511.
- [10] 龚佃利,王庆,刘诗军. 山东一次春季暴雨过程的水汽收支和降水转化数值分析[J]. 气候与环境研究,2006,1(1):109-118.
- [11] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,1995,53(4):387-404.