

华北一次双低涡暴雨的分析

吴正华*

(气象科学研究院中尺度气象研究所)

提 要

本文分析了华北地区初夏一次罕见暴雨过程。指出,这次暴雨过程是西北涡和西南涡在同—经度上连接并相互作用造成的;重力惯性波不稳定和条件性对称不稳定对这次过程在华北平原北部降水骤增可能有一定的作用。

一、引 言

西北涡和西南涡都是造成华北地区夏季降水的天气系统。前者的发生发展与极锋锋区相联系,次数较多。但初夏(5—6月)影响华北的西北涡,降水强度一般较弱^[1]。后者的发生发展与副热带锋区活动有关,对华北北部影响的次数较少,且主要发生在盛夏,常会造成较大降水。丁一汇等人在归纳华北暴雨天气尺度系统时,指出华北强暴雨大都是二个或二个以上天气尺度系统相互作用造成的,并给出了相互作用的四种情况^[2]。但是,他们没有包括两个低涡在同经度上南北连接而相互作用的情况。1986年6月26—27日华北地区大范围暴雨过程,是由几乎位于同一经度上的西北涡和西南涡和暖切变共同造成的。其降水范围和强度之大,在1949年以来的同期降水过程中属罕见。本文分析了两个低涡的演变过程,并初步探讨了它们相互作用和27日凌晨暴雨骤增的机制。

二、暴雨实况

1986年6月26—27日,京津冀地区出现一次区域性大暴雨过程,仅北京市29个测站(其中21个气象站)中,26日08时—27日08时(北京时间,下同)24小时雨量超过100毫米的就有14个、100—50毫米的12个,其暴雨覆盖面积和强度均为历史同期所罕见。北京157毫米和天津129毫米均超过90多年来同期24小时降水量最高记录。降水时间主要集中在26日夜间到27日上午。27日02—08时,五塔寺降水104.9毫米、丰台降水94.1毫米。河北省乐亭6小时降水达132.0毫米(27日08—14时)。

这次降水过程,25日开始于青藏高原东北部,有两条西南—东北走向的降水带(图1):

本文1988年3月3日收到,7月27日收到修改稿。

* 现在北京市气象局工作

一条从陇东经陕北、晋北、冀西北进入辽西地区,从25日20时到27日14时,历时约42小时。最强降水发生在26日上午(陕西神木6小时降水61毫米)。第二条是从豫北、冀南经京、津两市和冀东而进入辽南(包括辽东半岛),从26日14时到27日20时,历时约30小时,最强降水在27日凌晨和上午,普遍出现暴雨和大暴雨。

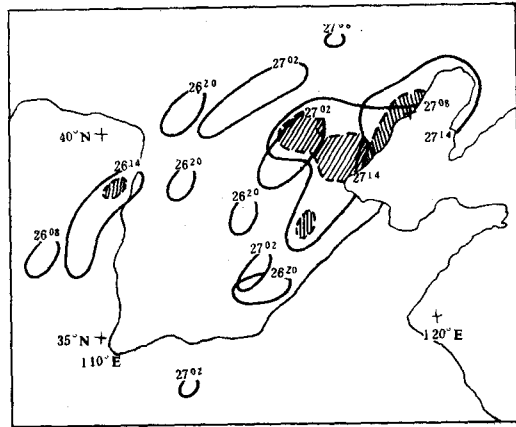


图1 1986年6月25—27日六小时雨量≥25毫米区动态图
(图中阴影区为≥50毫米/6小时区)

三、环流形势和影响系统

这次暴雨过程发生在亚洲中高纬500hPa等压面形势从一槽一脊调整到二脊一槽之后。东亚地区呈现较明显经向环流,冷空气从蒙古低涡后部沿河西走廊南下。在700hPa层上,青藏高原东北部有西北涡东移,同时,华北高压东移并与西太平洋副热带高压在115°E以东呈反气旋打通,组成一个缓慢东移的高压坝,其西侧的西南气流通过西南涡与来自孟加拉湾的夏季风衔接,使西南暖气流明显加强,并长驱直抵华北北部,形成具有明显经向特征的“东高西低”华北暴雨形势(图2)。

在这种东高西低形势下,来自甘肃东部的西北涡和来自四川盆地的西南涡先后影响华北,并有暖切变线位于西南气流前部,先后与西北涡(26日08时)和西南涡(27日08时)连接而组成“三合点”形势(图略)。这两个低涡在其初期都是浅薄暖性低涡。西北涡一开始东移,即有明显斜压结构发展。图1中从陕北到辽西的第一条降水带,是西北涡和暖切变共同造成的。26日白天降水最强之时,即西北涡斜压特征发展之盛期,到20时700hPa层西北涡已处于500hPa低槽后的西北气流中,开始填塞。而西南涡,26日08时位于四川盆地,仅限于850hPa层有闭合环流。由于涡前部西南风加强(安康、西安、延安的700hPa层偏南风风速达20米/秒)且增能明显(安康700hPa层总温度24小时增加13°C),使西南涡向东北方向移动,但仍保持浅薄暖性低涡,也未产生明显降水。在西南涡经过安康的前后,安康单站的风向在1500米以下有气旋性变化(偏东的南风转为偏北的西风),而2000米以上一直维持偏南风(图略),这说明1500米以下的浅薄的西南涡在26日08时到20时确实

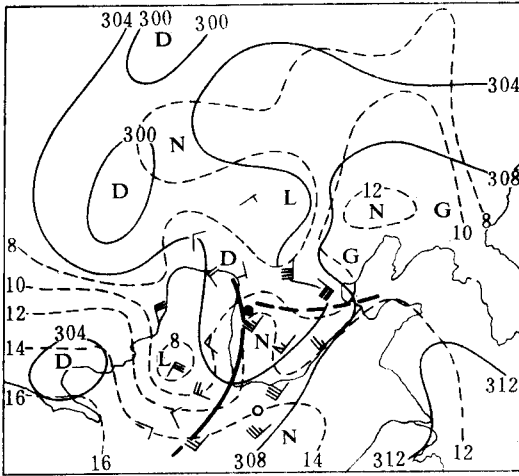


图2 1986年6月26日20时700hPa形势图

实线为等高线,细虚线为等温线,粗实线和粗虚线为槽线和切变线,实心圆为西北涡在850hPa层位置,空心圆为西南涡在850hPa层位置

是经过安康抵达豫西。只是由于26日20时从西北涡南伸的槽线与西南涡迭加,测站又较稀,在850hPa层上仅表现为气旋性弯曲,看不出闭合环流。到20时,700hPa等压面上,可以看到850hPa西南涡的西北侧有冷平流侵入(图2),开始有斜压发展,26日20时前后,在700hPa暖切变与850hPa西南涡之间的豫北、冀南发生较明显降水,第二条降水带出现(图1中的细实线)。特别是,在西南涡中心附近的南阳地区北部,有一个中尺度降水系统发生,其生命仅七个小时,最强三小时降水量达222.1毫米(21—24时),六小时降水量为305.0毫米。在27日02—14时,西南涡向东北方向移动并快速发展,700hPa层出现闭合环流,第二条降水带扩展到京、津、冀东北和辽南,降水强度骤增,出现大片六小时雨量超过50毫米的强降水区。

四、双低涡的演变特征

1. GMS云图上的演变特征

从日本静止气象卫星GMS云图看到,有位于不同纬度的处于不同发展阶段的低涡云系迭加,其演变与两个低槽南北迭加^[3]不同。

25日14时,青藏高原东北部上空有一条云带,其北边界清晰,对应高空急流轴。西侧有一V形缺口,六小时后,500hPa西风槽逼近,V形缺口北侧云带消失,而其东侧白亮云团向北突起,这里正是700hPa层的西北涡中心所在地(图略)。由于冷空气入侵,西北涡在东移中斜压发展,同时,西北涡的正涡度云系与西南涡的中低云系相连接。到26日14时,西北涡引导冷空气南下,南侧白亮云团出现向西开口的V形缺口(图略),这比常规天气图上看到冷干平流入侵西南涡要提前6个小时,有预兆意义。26日20时以后,西北涡中心逐渐进入高空急流中心右后方,开始减弱。而西南涡云系(图略)则很快发展成涡旋云系,并向东北方向移动,京津冀地区降水明显加强。27日08时以后,西北涡云系已经明显减弱,西南涡云系发展到最盛,但它与南侧的白亮云团已经脱离(图略),而开始转入减弱阶段。

在这次不同纬度的低涡云系迭加演变过程中,25日08—20时为西北涡云系初生阶段,历时约12小时;25日20时—26日14时为西北涡云系斜压发展和西南涡云系初生阶段,约18个小时;26日20时—27日08时为西北涡云系减弱和西南涡云系斜压发展阶段,约12小时;27日08时以后双低涡云系均为减弱消散阶段。

2. 急流与低涡的移动和强度变化

西北涡于25日20时出现于甘肃东部后,其东移斜压发展时,是位于700hPa层急流中心左前方、300hPa层急流中心的右后侧,直到26日20时前,西北涡仍处于低空急流中心左前方辐合区和高空急流中心右后侧辐散区(图略)。到27日08时,西北涡已远离低空急流中心,并位于高空急流中心的左后侧辐合区,明显填塞减弱。

西南涡在26日08—20时,处于700hPa层急流中心左侧下方,受其引导,西南涡向东北方向移动。但由于它是位于700hPa层急流中心的左后侧、850hPa层急流中心的左前方,使得其发展仅限于2000米以下。到27日08时,西南涡位于700hPa层急流中心左前方,300hPa层急流中心右后侧,而且此时高、低空急流轴近于平行,相距约4个纬距,于是,高低空急流的耦合作用使西南涡明显发展,700hPa层出现气旋性闭合环流。27日20时以后,西南涡进入高空急流左后侧辐合下沉区,并远离低空急流中心(图略),开始填塞减弱。

3. 准经向剖面上热力和动力结构特征

从26日08时起,西北涡和西南涡是几乎在相同经度上同时向东北方向移动,为了讨论两个低涡的结构演变过程,我们取每个时次经过两个低涡中心附近的准经向剖面,分析它们的热力和动力结构特征。

25日20时,西北涡呈暖心结构(图略)。由于冷空气南下,26日08—20时,它位于锋区上,斜压性明显,降水最强。而西南涡在这段时间内,从南北剖面看仍是呈暖心结构,但从图2可见,在26日20时已开始有冷空气从其西侧入侵。到27日08时,西北涡已完全处于冷干空气控制之中,而西南涡正位于强能量锋区上,其斜压发展最盛(图略)。27日20时,西南涡也被冷干空气逐渐填塞,锋区南移,并趋于平缓,主要降水带退到山东半岛。

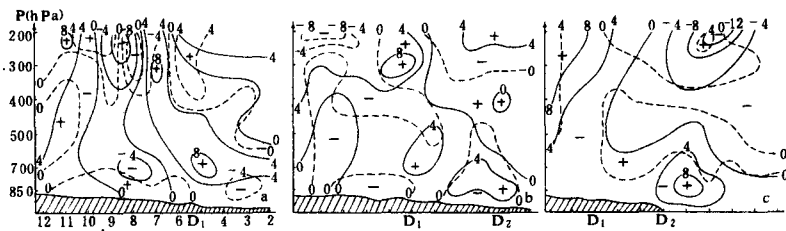


图3 通过低涡中心的经向剖面图

(a)6月26日08时(107°E) (b)6月26日20时(111°E) (c)6月27日08时(116°E)

实线为等相对涡度线($\times 10^{-5}S^{-1}$);虚线为等散度线($\times 10^{-5}S^{-1}$)

D₁为西北涡, D₂为西南涡,横座标一格为180公里,数字为行数,图中坐标同图3a

从经向剖面上的散度和涡度场分布来看,26日08时,与西北涡对应有一深厚正涡度区,正涡度中心向北倾斜。在低涡中心上空,400hPa层以下为辐合,以上为辐散(图3a)。相应的经向二维环流为深厚上升运动区,最大上升运动在500hPa层附近,并偏于西北涡中心的南侧。涡中心及北侧呈现出一个热力正环流(图4a)。在26日20时,西北涡中心虽为正

涡度区,但除近地面和对流层中层(400hPa附近)有浅薄辐合外,其余层次均为辐散(图3b)。因此,西北涡中心区几乎整层为弱下沉气流控制(图4b),表明其开始减弱。而西南涡中心的情况相反,500hPa层以下为正涡度辐合区,正涡度中心位于850hPa层(图3b)。但有深厚的上升运动,最大上升运动在500hPa层附近。在西南涡北侧和西北涡南侧,有一个热力正环流圈(图4b)。到27日08时,西北涡中心上空仅有弱正涡度值和弱上升运动。而西南涡中心的正涡度区已伸展到500hPa层以上,正涡度中心值增大一倍,从低层到高层,辐合和辐散层次相间(图3c),整层为上升运动,最大上升速度位于400—500hPa层,其中心附近的深厚热力正环流圈正好位于高空急流南侧、低空急流北侧,呈现高、低空急流耦合作用形成的垂直环流圈(图4c)。

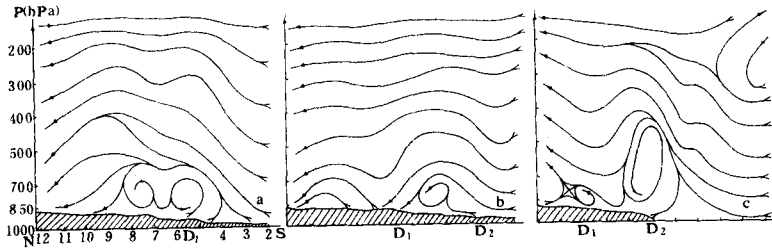


图4 通过低涡中心的经向二维环流图

(a)6月26日08时(107°E) (b)6月26日20时(111°E) (c)6月27日08时(116°E),

(坐标说明同图3)

五、讨论

1. 双低涡的相互作用

西北涡和西南涡几乎在同—经度上南北相连,(水平距离约7个纬距),并先后与暖切变组成“三合点”形势,这是此例华北大范围暴雨过程的一个特点。这在华北夏季暴雨天气形势中是少见的。文献[2]也没有这类个例分析。两个低涡南北相连所表现出来的相互作用,是中、低纬度天气系统相互作用的一种形式。具体表现在:

(1)西南涡的“南水北调”作用

西北涡降水主要发生在26日08时以后,其东南侧偏南暖湿急流的出现,是降水加大的主要原因。图5是每个时次经过低涡中心的700hPa层 V 分量和总温度(T_e)的经向分布时间剖面图,纵坐标为纬度,横坐标为时间。此图表明,在西北涡形成之前后,偏南风较弱,低涡附近的南风相对大值区与30°N以南的南风大值($V > 8$ 米/秒)区不连接,中间隔有弱南风区,且这里的能级较低($T_e < 64^\circ\text{C}$)。当西北涡东移,并在几乎同一经度上出现西南涡时(26日08时),立即显现偏南气流迅速增大和明显北抬。表现为:一是西北涡东南侧偏南风出现20米/秒的急流中心;二是西南季风通过西南涡与西北涡的南风区连接, $V \geq 8$ 米/秒的强南风带一直向北伸到37°N附近,形成抵达华北的长达数千公里的暖湿水汽输送带,原

在30°N以南的 $T_0=68^{\circ}\text{C}$ 等值线,亦北抬6—7个纬距,为华北暴雨区提供充沛水汽;三是随着西南涡和西北涡的东移,强南风中心和暖湿空气也随之东移,总温度水平梯度为4—8°C/100公里的能量锋区一直维持在35°N以北,使华北暴雨持续。因此,浅薄的西南涡对西北涡降水(即第一条降水带)的水汽供应,起着“提水泵”式的接力作用。

(2)西北涡诱导冷干空气南下的作用

西北涡与西南涡在同一经度相连接,等于是西南涡的北部迭加一个正涡度环流,如图3b所示。这两个大值正涡度区南北距离约4个纬距。当西北涡开始减弱,逐渐被冷干空气填塞,其对流层中层呈辐散(图3b)时,北侧正涡度环流就会诱导冷干空气南下,侵入西南涡,使西南涡很快斜压发展。

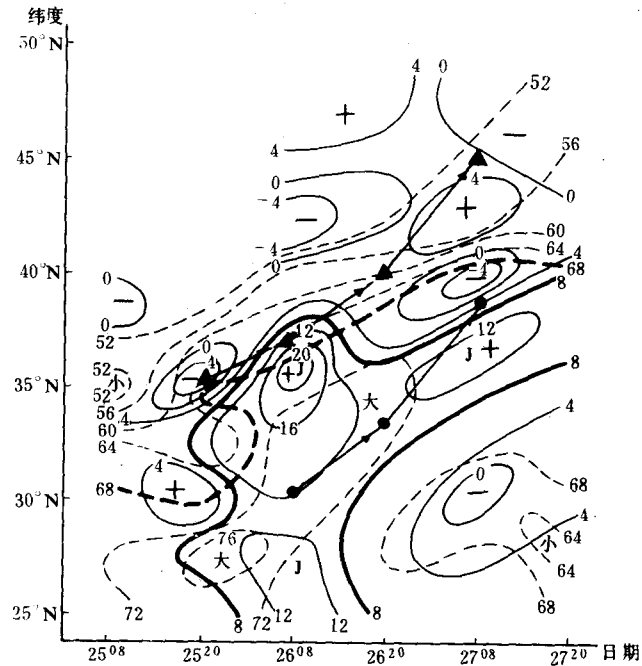


图5 沿低涡中心经向的700hPa层 U 和 T_0 时间剖面图
实线为等风速线(m/s),虚线为总温度 T_0 等值线(°C),黑三角为西北涡,圆点为西南涡

分析位于两个低涡之间的西安、太原、邢台等测站700hPa层的温湿变化,表明26日08时到27日08时,各站的总温度 T_0 都有明显下降,12小时的变化 $\Delta_{12}T_0$ 为-5—-11°C。不过其中温度下降不明显,主要是露点温度下降。冷干空气的南下,使西南涡中心附近总温度南北水平梯度达10°C/100公里(27日08时),湿斜压性发展为最强值。

2. 急流与京津冀大暴雨的发生

这次过程另一个显著特点是,从26日20时到27日08时,浅薄的西南涡移到华北平原北部时,表现明显发展,使降水强度骤然增大,出现超历史同期记录的降水强度。这除了西南涡斜压发展原因外,还可能与高低空急流耦合作用有关,大致有以下几点:

(1)陈秋士在满足条件性不稳定或准饱和大气的条件下,不考虑边界层摩擦作用时,分析了高空急流右后侧的非热成风向热成风平衡调整及垂直环流不稳定发展机制^[4],指出重力惯性波的不稳定发展,使得在距离高空急流轴以南半个波长($\frac{1}{2}L_v$)地区的对流层低层流场调整,形成一支低空急流。在温度层结为 $\gamma - \gamma_m = 0.05^\circ\text{C}/100$ 米的准饱和条件下, $35^\circ\text{N} - 40^\circ\text{N}$ 范围的重力惯性波不稳定发展的临界半波长 πL_o (L_o 为热成风适应的特征尺度)值为 $490 - 437$ 公里,当 $\frac{1}{2}L_v < \pi L_o$ 时,则可以出现重力惯性波不稳定。在本例中,27日08时,京津冀地区对流层中、下层为准饱和,北京的地面-600hPa层饱和能差 $\frac{L}{c_p}(q_s - q) \leq 1^\circ\text{C}$,700hPa急流轴与300hPa急流轴接近平行,水平距离约440公里,这正好满足 $\frac{1}{2}L_v < \pi L_o$ 的条件,重力惯性波不稳定发展,这可能是700hPa急流能维持发展的一种解释。

(2)这种高空急流右后侧发生的非热成风向热成风调整过程,使得垂直环流加强,也在本例中表现出来。如图4c的正环流圈就比图4b中的正环流圈深厚得多。在300hPa急流轴以南,最大上升运动出现在天津附近的400-500hPa高度上。这里与300hPa急流轴的水平距离约200公里,即 $\frac{1}{4}L_v$ 。由于重力惯性不稳定波发展,在距离最大上升运动区的南侧对流层低层(即距高空急流轴 $\frac{1}{2}L_v$ 处的低空急流所在),西风分量增加(本例增加10米/秒),而在最大上升运动区北侧距离 $\frac{1}{4}L_v$ 的对流层低层(即与高空急流轴对应的对流层低层),东风分量增加(本例增加2.5米/秒)。因此,风向切变使得天津附近的500hPa层以下的正涡度加大。当西南涡到达华北平原北部与这个正涡度加大区迭置时,便很快明显加深,700hPa和850hPa两层都出现闭合等高线。可见,27日08时西南涡的明显发展,似乎还与重力惯性波不稳定发展有关。还看到,这个最大上升运动区的周围,就是本过程降水强度最大的地区(见图1中阴影区)。这些情况,都与江淮流域暴雨(梅雨期)过程中,在近于平行的高低空急流之间出现对流层低层强切变辐合和暴雨中心的情况^[4]相类似。

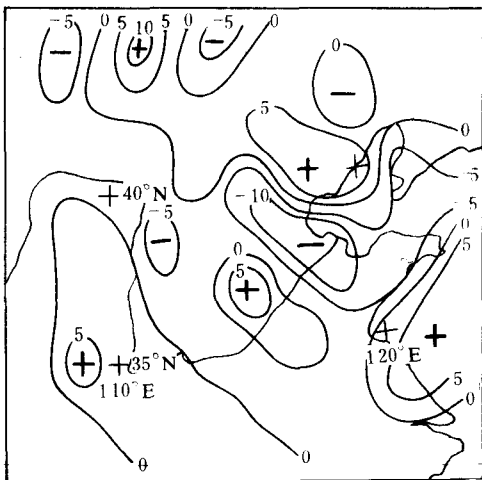


图6 1986年6月27日08时500hPa层垂直速度分布图(等值线数字单位为 $\times 10^{-3}\text{hPa/s}$)

(3)从对流层中低层的垂直速度场水平分布来看(见图6),华北平原有一个准经向次天气尺度扰动,其水平波长约为460公里。另外,在图4c中,西南涡北侧,对流层中低层有两个滚轴状垂直环流,它们水平距离约350公里。这两个垂直环流圈分别与西南涡降水带和正在减弱的西北涡降水带相对应。

根据张可苏给出的假定条件和判据^[5],条件性对称不稳定的判据为:

$$R_i < R_{ic} = \frac{f}{f_a} - \frac{f_a}{f} n^2 \left(\frac{L^2}{L_o^2} \right)$$

这里, R_i 为理查逊数, R_{ic} 为理查逊数临界值, f_a 为绝对涡度, f 为科氏参数, L_o 为热成风惯性圆半径。文献^[5]中,取 $L_o = 400$ 公里(中纬度地区), $f =$

2f.。这个判据表明,当 $R_i < R_{ic}$ 时,对称不稳定将使中尺度扰动发展。

在北京地区,我们取 $L=350-460$ 公里,并假定扰动的垂直半波长相当于对流层的厚度,即 $n=1$,于是得到 R_{ic} 为 1.62—1.34。而利用北京每日四次探空资料计算的 R_i 值如表1。可见,北京地区在26日20时—27日08时,地面到850hPa层的 R_i 数绝对值为0—3,特别是27日08时,地面—700hPa层的 R_i 均小于3,且900—800hPa层(低空急流高度,风速为14—16米/秒)的 $R_i \leq 1 < R_{ic}$ 。因此,北京地区在27日凌晨出现特强降水,可能与条件性对称不稳定造成中尺度扰动发展有关。

表1 北京单站 R_i 数值

R_i 层次	时 间	26日			27日		
		08时	14时	20时	02时	08时	14时
地面—900hPa		1.5	4.2	0.3	—0.0	2.7	—7.3
900—850hPa		—1340.0	—0.8	—0.7	—3.1	0.8	—62.9
850—800hPa		—40.9	—17.1	7.3	—11.7	1.0	0.8
800—700hPa		5.7	—34.2	—157.5	4.1	2.5	50.9

致谢:承中央气象台华北科、北京市气象局方文举、陕西省气象局刘天适、河南省南阳地区气象处陈观秀等提供部分资料;本组石定朴、孙岚和张小锋协助完成部分资料填绘和计算工作。

参 考 文 献

- [1] 唐惠芳、林明智,西北涡的统计分析,北方天气文集(1),69—75,北京大学出版社,1981年。
- [2] 丁一汇等,影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析,中国科学院大气物理所集刊(9),1980。
- [3] 丁一汇等编,高等天气学讲义(油印稿),1985年。
- [4] 陈秋士,天气学的新进展,60—86,气象出版社,1986年。
- [5] 张可苏,斜压气流的中尺度稳定性 I、对称不稳定,教学与研究,第3期,44—55,空军气象学院,1986年。

AN ANALYSIS OF A SEVERE RAIN STORM BY TWO MESO— α VORTICES

Wu Zhenghua

(*Institute of Mesoscale Meteorology, AMS*)

Abstract

In this paper, a case study of the process of a severe rain storm in North China by two meso— α vortices has been made. It is found that the heavy rain has been caused by the interaction between a meso— α vortex coming from northwestern China and a meso— α vortex from southwestern China located in the same longitude. It is also found that the inertia gravitational wave instability and condition symmetric instability may have a contribution to the suddenly heavy rainfall in the north of North China plain.