

# 槽后形势下华东地区强对流活动的特点和临近预报线索

陈良栋

(空军气象学院)

## 提 要

根据槽后形势下6次强对流天气过程的中尺度分析,初步归纳出该形势下,华东地区强对流活动的一些特点。在此基础上,提出了使用天气雷达资料,制作强对流天气临近预报的一些线索。

槽后形势是华东地区发生强对流天气的又一重要的天气形势。在这种环流形势下,5月下旬到6月中旬,华东地区较大范围的强对流天气过程主要发生在 $30^{\circ}\text{N}$ 以北的苏皖地区。

### 一、强对流天气发生前的环境条件

#### 1. 大尺度环流形势

500hPa图上槽线位于华东沿海,呈NE—SW或S—N走向,槽后有强的冷温度槽。在 $115^{\circ}\text{E}$ 附近还有一个短波槽和与之对应的温度次冷中心。华东地区为西北气流控制,有冷空气入侵。其中在54区有冷性低压持续维持的称为冷涡型,否则为冷槽型。在850hPa图上,暖中心位于华东的西面,华东地区通常处在槽后的西北或偏西气流中,有暖平流。由于冷空气势力偏北,北方的冷锋在南下过程中常常减弱消散,或演变成切变线,停滞在苏皖南部。图1为一典型示例。

#### 2. 地面中尺度环境条件

强对流发生之前,冷锋位于华北,苏皖平原上总的温度分布是东部沿海冷,西部陆地暖,等温线大致呈南北走向。苏北的连云港地区也是低温区。气流分布状况是盛行偏南风。由于地面形势的差别和地形的影响,苏皖平原上的盛行气流或者来自东南方,或者来自

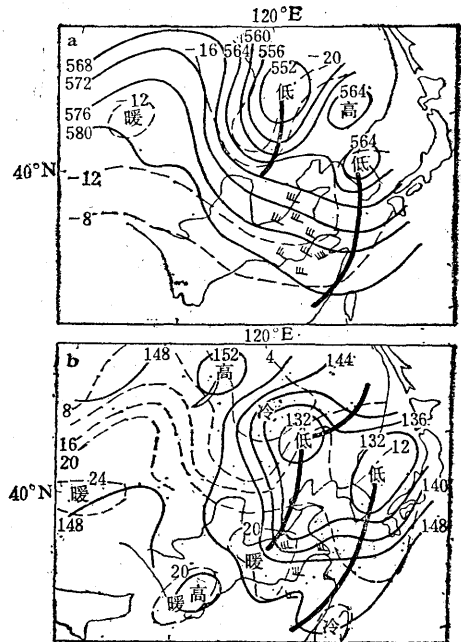


图1 1979年6月8日08时天气形势图 a 为500hPa形势; b为850hPa形势

西南方,也可能是东南气流与西南气流并存。图2中绘出了强对流活动发生前1小时苏皖地区中尺度的流场和温度场。从图2 a和b中可以看出,来自华东沿海的东南气流与来自华中西南气流之间,形成了中尺度气流辐合线I,在其两侧温度和露点没有明显的差别,苏北的连云港地区有小股偏东

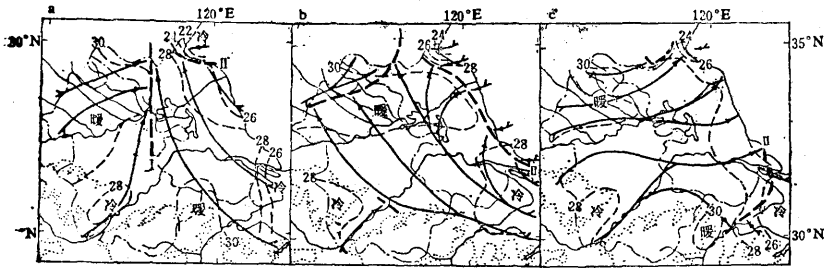


图2 对流风暴发生前华东中尺度流场(实线)和温度场(细虚线)示例  
a.1983年5月20日13时; b.1984年5月29日12时; c.1984年5月28日13时

气流,它是由局地地形造成的,具有准常定性。这股偏东气流与盛行的偏南气流之间,形成了尺度较小的气流辐合线II,这实际上是一条海风锋,在其两侧有较明显的温度差。当苏北陆地上为弱的偏西风时(图2b),午后在沿海也可以有海风锋形成。当华东地区盛行较强的西南风时(图2c),连云港地区的偏东风仅存在于西连岛一个站上,苏皖地区没有中尺度辐合线。海风锋在长江口附近。

当冷锋或由其演变而成的切变线停滞于苏皖南部时,切变线的北侧盛行偏北风,湿度较小,而切变线的南侧盛行偏南风,湿度较大。因此在切变线附近形成露点锋区和气

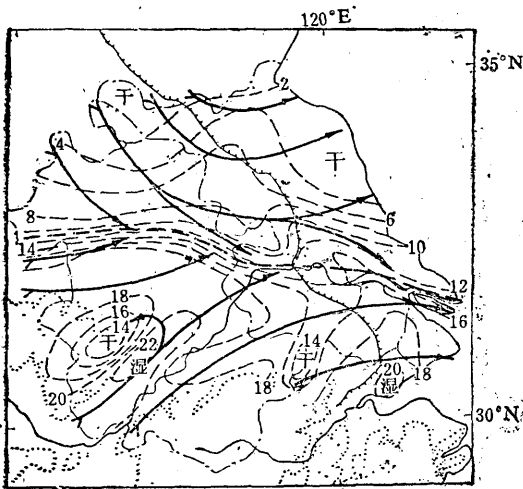


图3 1975年5月30日13时流线(实线)和等露点线(虚线)

流的辐合(图3),而切变线两侧的温度差别不大。

当赣北平原有较大的偏南风,且08时安庆850 hPa风向在WNW—SSE之间,风速较大时,在大别山与黄山、天目山区之

间的长江河谷中常有穿谷流形成(风速大于 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),因鄱阳湖位于长江河谷入口区的南面,所以穿谷流的露点温度较高(见图3),在长江河谷及其下风方形成湿静力能量的高值区。穿谷流是一定的天气形势和地形共同作用的结果,可以准定常地维持较长的时间。但地面风有较明显的日变化,随着白天低层气温的升高西南风逐渐建立和增强,入夜后减弱〔1〕。

### 3. 大气层结

与南支槽前形势相比,在槽后形势下,由于高空强的冷平流和低层的回暖,华北地区的大气层结为较强的对流性不稳定,具有较大的不稳定能量,边界层中的逆温层也较弱,很容易被白天的辐射增温所破坏。所以只要有适当的冲击力就可以触发产生对流运动。图4绘出了南支槽前和高空槽后形势下,两个有代表性的测站的层结曲线。从中可以看出两种形势下大气层结的差别。

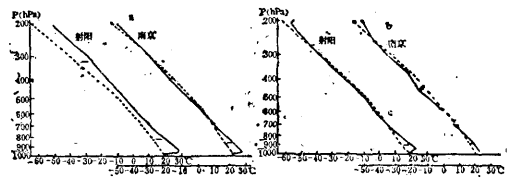


图4 有代表性的测站南京和射阳在两种不同形势下的层结曲线

a 为1985年5月12日08时南支槽前形势时的层结曲线, b 为1984年5月29日08时高空槽后形势时的层结曲线

#### 4. 风随高度的分布

在槽后形势下，未来将产生强对流天气的地区，通常低层为偏南风，高层为西北风，风的垂直切变较大。但一般偏南风的层次较薄，风速也较小。

### 二、中尺度强对流系统活动特点

通过对发生在华东地区6次（共9个强对流日）较大范围的强对流过程的分析，可以归纳出以下槽后形势下华东地区的强对流活动的特点。

1. 在华东地区产生强对流天气的对流风暴，主要是在本地区就地产生的。统计表明，在这6次强对流过程中，共有36个中尺度对流风暴，其中的29个对流风暴是在本地产生的，占总数的81%，另7个是从外地移入的，占19%。具体统计情况见附表。

附表 槽后形势下华东地区对流风暴的来源

过程日期	外面移入	本地区产生
1975年5月30日		5
1976年6月10日		5
1979年6月8—9日	2	7
1982年6月17—18日	1	4
1983年5月20日	2	2
1984年5月28—29日	2	6
合计	7	29

2. 泰沂山区是影响华东地区的外来风暴的主要源地（约占外来对流风暴的85%）。在冷涡或冷槽形势下，当冷锋位于华北，暖区中的偏南风抵达泰沂山区时，在14时的卫星云图上常可以见到，在槽后大片的晴空区中，泰沂山区有小块积云云团产生，它们沿槽后的西北气流向东南方向移动，影响苏北地区。图5给出1982年6月17日的例子，图5a中绘出了17日08时500hPa形势和14时卫星云图上积云云团的位置，箭头所指的为在泰沂山区产生的积云云团，图5b为与该积云云团相伴的对流回波的演变和地面实况分布。据初步统计，1967—1983年的4—6月苏北降雹日中，源自泰沂山区的“东

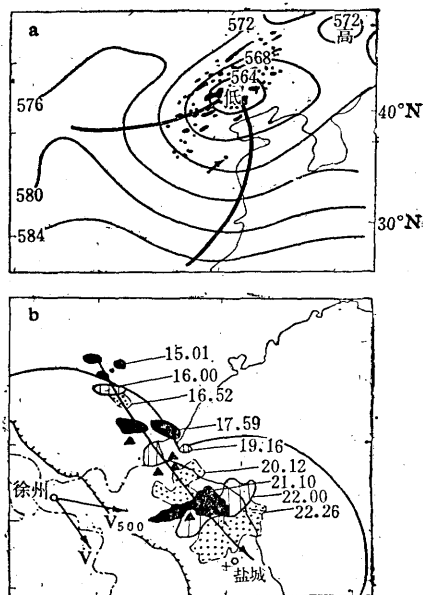


图5 1982年6月17日午后泰沂山区产生的外来对流风暴

a. 17日08时500 hPa形势和14时卫星云图上积云云团分布，箭头所示为在泰沂山区产生的；b. 源自泰沂山区的对流回波演变和地面实况分布（ $V_{500}$ 为20时徐州500hPa高空风矢， $V$ 为雹云平均移向矢量）

路”雹云引起的占60%。<sup>\*</sup>

如果泰沂山区的对流回波在上午就已产生并向东南方向移动，则在大尺度天气形势不变的情况下，午后在同一源地还可以再次产生对流回波，并影响苏北。图6为1983年5月20日的例子，当日上午9时在泰山的南面有对流回波B产生，14时又在同一源地产生了对流回波E。但是，如果泰沂山区上午为云层所覆盖，则午后一般不易再产生对流回波。

在泰沂山区产生的对流回波，有的在山区就可以发展成雹云，在当地降雹，但更经常是当它从山区移入沂水河谷时，由于进入低层西南暖湿气流的通道而迅猛发展起来，在山东的临沂地区降雹，尔后移入苏北，苏北开始降雹的时间，多在14时以后。

在泰沂山区产生的对流回波，通常是由

\* 栾承森、黄冠东，苏北地区冰雹的发生源。

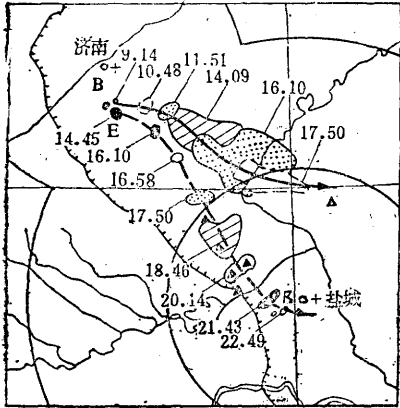


图6 1983年5月20日对流风暴B和E的演变动态及地面天气实况分布(每圈为200km)

几块对流回波组合而成的对流回波群，当它们南下进入平原地区时，右侧不断有新的单体发生和发展，而左侧则有单体在消亡。这一方面使雹云具有较长时间的生命史，常可以维持7—8小时，甚至更长；另一方面也使雹云的移向显著地右偏于高空引导气流，如图5中雹云的平均移向，右偏于500hPa风向约45°。

当雹云进入苏北连云港地区准定常的低温区时，常趋于减弱，使连云港市成为苏北地区的相对少雹区，源自泰沂山区的雹云通常只影响苏北盐城以北地区。

3.在冷涡形势下，由于大尺度天气形势稳定，在华东地区可以连续几天出现强对流天气，并常有中尺度对流系统从西北方移入。它们有的是午后在太行山区的东南部触发产生；有的来自冷涡积云区南侧的积云云团；有的是冷涡外圈的中尺度对流云团。它们在傍晚或夜间移入安徽时，多数已减弱为一般的雷阵雨回波带（或群），只有少数对流系统发展成对流风暴，在华东地区产生强对流天气。一般影响华东的外来对流风暴，只有15%来自西北方的河南省境内。

4.华东地区就地产生的对流风暴，其对流运动最主要的触发机制，是低层气流的辐

合抬升。它可以由冷锋或由其演变而成的中尺度切变线引起，也可以由中尺度的气流辐合线、海风锋和山区地形引起。在华东地区这些触发系统的强度都比较弱，所以通常多在中午前后当低层气温较高时才触发产生对流回波。随着低层流场的不同，触发系统的位置也不同，因而对流风暴产生的位置和影响区域也不同。下面分五种情况分别叙述。

(1)当冷锋位于华北，苏皖平原上有多股气流存在时。这时不仅盛行的偏南气流可以在泰沂山区触发产生对流回波，而且气流之间的中尺度辐合线和海风锋上，也可以有对流风暴发展形成。其中由盛行的东南气流和西南气流之间形成的中尺度辐合线I最为重要，它的位置取决于这两股气流的相对强弱。辐合线I的北端通常位于泰沂山区南麓的枣庄、苍山附近，那里既有气流的辐合，又有山地的强迫抬升，最有利于对流运动的触发产生。据统计，在枣庄、苍山、睢宁、濉溪之间的地区形成的“中路”雹云所产生的降雹，占苏北降雹日数的25%，并且其强度和影响范围超过“东路”雹云。1983年5月20日午后，除了图6中所示，在泰沂山区有对流回波B和E发生发展之外，14时09分和45分在中尺度辐合线I上（见图2a）还有对流回波C和D触发产生，然后发展成雹云，如图7所示。

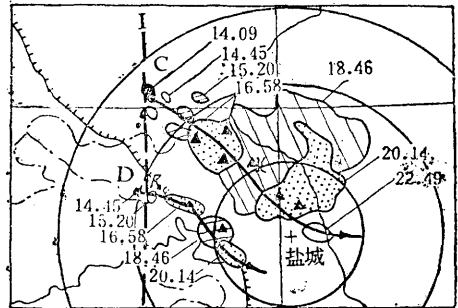


图7 1983年5月20日13时中尺度辐合线I的位置和在其上触发产生的对流回波C和D的演变，以及地面强天气分布(每圈200km)

由于中尺度辐合线 I 是地面形势和地形作用共同形成的。因而维持时间较长，在其上可以多次产生对流风暴。

连云港地区准定常的偏东气流与苏北的盛行偏南气流之间构成的海风锋上，通常不产生对流回波。当苏北沿海为弱的偏西风时，则午后由于海陆风环流的发展，可以使该海风锋向南延伸（图 2b），并逐渐向内陆推进，在有利的大气层结条件下，可以触发产生对流回波，并发展成对流风暴。从 1984 年 5 月 29 日对流回波的演变动态（图略）可以看出，12 时以后在辐合线 I 上先后有 3 个对流风暴形成，与此同时，在苏北沿海的海风锋上有 4 块对流回波先后产生。这些对流回波一方面沿高空的引导气流向偏东方向移动，另一方面由于海风锋的向内陆推进而在原回波的西面不断产生新的对流单体，使之向西传播，因而较长时间停滞于原地。图 8 所示为南通雷达站探测到的对流回波  $d_1$  和  $d_3$  的短时间间隔的演变素描图，可以大致反映出它们的演变特征。这些在海风锋上产生的对流回波，有的在当地产生降雹然后减弱消散，有的与自西北向东南移动的对流风暴合并，使地面的降雹区沿海风锋向东南方扩展。

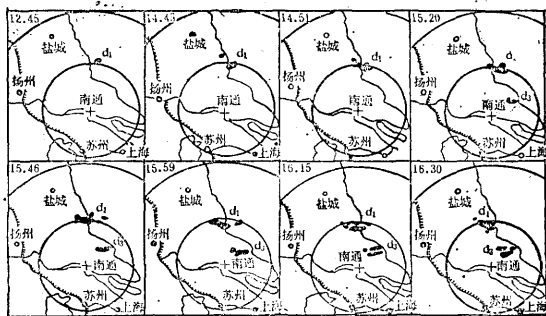


图 8 1984 年 5 月 29 日两块在海风锋上触发产生的对流回波  $d_1$  和  $d_3$  的演变（每图 100km）

(2) 当冷锋位于华北，华东地区盛行较强的偏西风时（参看图 2c），苏皖平原上

没有中尺度的辐合线和海风锋存在，华东地区的强对流天气单纯地由源自泰沂山区的雹云产生，在苏北沿海较狭窄的区域中降雹。图 9 所示为 1984 年 5 月 28 日的例子，当天午后在泰沂山区不断有对流回波产生和南下，形成了大致呈南北走向的对流回波带。其中有两块先后发展成雹云，在苏北沿海的狭窄区域中降雹。

(3) 当上午有冷锋南下时，虽然锋线两侧温差不明显，也没有强的降水区与之相伴，但它作为两种气团之间的界面，风的切变还是很明显的，所以仍然是触发产生对流运动的重要系统。在一定的层结条件下，在午后尤其是当冷锋与有利的局地条件相结合时，常可以触发产生对流回波，并发展成对流风暴。例如 1979 年 6 月 8 日的强天气过程。当天 08 时冷锋西段位于济南—郑州一线，势力很弱，只有一些积云与之相伴。14 时以后在冷锋与泰沂山区的交汇处以及当冷锋靠近洪泽湖北岸的局地锋区时，分别有对流回波 A 和 B 触发产生。其中对流回波 B 发展成飚线回波带，在苏皖广大地区产生强对流天气〔2〕。

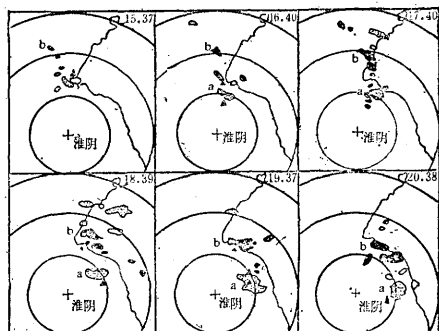


图 9 1984 年 5 月 28 日淮阴雷达站探测到的源自泰沂山区的对流回波演变和地面强天气分布（每图 100km）

(4) 当冷锋或由其演变而成的切变线停滞于苏皖南部时，在有利的层结条件下，午后可以沿整个切变线或在其局部段上触发产生对流回波，然后发展成对流风暴，影响

切变线附近及以南地区。图 10 所示是 1975 年 5 月 30 日的例子。当天午后在切变线上 (图 3) 气流辐合最强的局部段上有三块对流回波产生, 然后东移演变成一条飢线回波带, 使苏皖许多地方产生强对流天气。

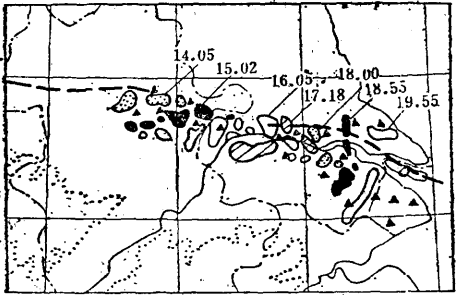


图 10 1975 年 5 月 30 日在切变线的局部段上产生的对流回波的演变和强对流天气的分布

(5) 当长江河谷中存在强的穿谷流时 (安庆地面风速大于  $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), 则穿谷流在大别山东北方的急剧绕流所形成的中尺度涡旋, 以及穿谷流与对流风暴的雷暴冷出流之间的辐合, 也是在华东地区触发产生对流运动的重要系统。前者通常在中午前后触发产生对流回波, 在向东南方移动越过大别山的东北角进入长江河谷时, 由于获得了更充沛的低层暖湿空气的供应而迅猛发展成雹云; 后者当水平尺度较大的对流风暴在苏皖南部通过时, 常在其西面附近触发产生对流回波, 然后发展成新的对流风暴。图 11 为 1979 年 6 月 8 日的例子, 飢线回波带  $B_1$  在 20 时移到长江附近, 其雷暴冷出流与来自长江河谷的西南气流之间有强的辐合 (左图), 21 时 14 分在回波带  $B_1$  的西面触发产生新的对流回波  $B_2$  和  $B_3$ , 它们于 22 时和 23 时先后发展成雹云 (右图), 并降雹使丹阳遭受三次冰雹袭击。

5. 在华东地区就地产生的对流风暴中, 只有少数 (17%) 在冷锋或由其演变而成的切变线上产生的对流回波, 可以发展成水平尺度较大 (100km 以上) 的对流风暴——飢

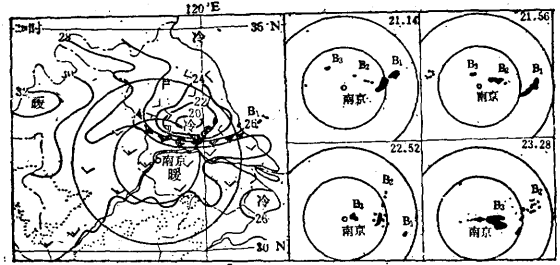


图 11 1979 年 6 月 8 日 20 时的中尺度风场和温度场 (左图), 以及在飢线回波带  $B_1$  西面触发产生新的对流回波发展成对流风暴  $B_2$  和  $B_3$  的过程 (右图, 每圈 100km)

线回波带, 其余的 (83%) 在中尺度气流辐合线、海风锋和山地触发产生的对流回波, 通常发展成水平尺度较小 (100km 以下) 的对流风暴——雹云。它们所产生的强对流天气, 主要是降雹同时伴有大风, 很少产生暴雨, 它们的发展演变, 受近地面气象条件的影响很大, 有明显的日变化, 地形的作用也比较明显。

### 三、临近预报线索

通过上述对于槽后形势下华东地区强对流活动特点的总结, 可以得出如下简要结论和临近天气预报线索。

1. 泰沂山区是影响苏皖北部的重要雹云源地。当冷锋位于华北, 锋前盛行的偏南气流抵达山东境内时, 中午前后要注意警戒在泰沂山区产生的对流回波的发展南下。当雹云移入连云港地区准常定的低温区时将减弱消散, 而在其西侧通过的雹云可以持续维持 7、8 个小时, 直到 20 时左右才趋于减弱, 其影响区域南界通常不超过盐城地区。在冷涡形势下, 还应注意傍晚前后从河南省境内移入的中尺度对流回波, 它们通常为雷阵雨带, 少数情况也可以是强对流风暴。

2. 在华东地区产生强对流天气的对流风暴, 主要是午后在本地区就地产生的。因此要注意警戒触发系统上对流回波的发生和发展。

3.冷锋或由其演变而成的切变线是对流回波重要的触发系统,即使它很弱,甚至在常规天气图上已分析不出来,但若在中分析图上比较明显,就要注意中午前后在冷锋(或切变线)上对流回波的发生和发展。强对流天气多产生在冷锋(或切变线)附近及其以南地区。

4.苏皖平原上盛行的东南气流和西南气流之间构成的中尺度辐合线,是对流运动的最重要的中尺度触发系统,午后它可以不只一次地触发生成对流回波,并发展成对流风暴。随着低层流场的不同,该辐合线的位置也不同,因而对流风暴发生和发展的区域也不同。

5.在苏北沿海形成的海风锋上,通常不产生对流回波。但是当沿海的陆地上为弱的偏西风时,中午前后由于海风锋上气流辐合的加强和向内陆推进,可以触发生成对流回波并就地发展加强,也有时与从西北移来的对流风暴合并,在当地产生强对流天气。

6.长江河谷中的穿谷流在大别山东北方形成的中尺度涡旋,以及穿谷流与苏南地区水平尺度较大的对流风暴的冷出流之间的辐合,也可以触发生成对流回波。前者发生在午后,而且当对流回波越过大别山进入长江河谷时猛烈发展成雹云;后者发生在原对流风暴的后方(西方),并可以发展成为新的对流风暴。

7.在槽后形势下形成的对流风暴,大多数是水平尺度小于100km的单个雹云,只有少数是水平尺度超过100km的飚线。它们属于局地风暴,多产生降雹和雷雨大风天气,很少形成暴雨。其发展演变与近地面层的环境条件有很大关系,有明显的日变化,受地形的影响也比较大。

### 参考文献

- [1]陈良栋,高太长,长江河谷穿谷流对其下方强对流活动的影响,气象,1983年第9期。
- [2]陈良栋等,1979年6月8日飚线触发机制探讨,强对流天气文集,1981年,气象出版社。

## Characteristics of severe convective processes and leads of nowcasting in aft-trough pattern over East China

Chen Liangdong

(Air Force Meteorological Institute)

### Abstract

Based on the mesoanalysis of six convective processes in 500hPa aft-trough pattern. Some characteristics of activities of severe convective systems over East China are found. Combined with the actual situation, the auther points out the leads when using weather radars data to do nowcasting of severe convective weather.