

冷锋前部中尺度雨带特征及其机制分析*

许梓秀 王鹏云

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

通过对移经京、津、冀地区的 33 次冷锋前部雨带的雷达观测分析, 归纳出三种不同类型的暖区中尺度雨带: 平行类、交角类和垂直类。讨论了各类雨带的宏观特征、发生源地、传播方式以及与强对流天气的关系。并用对称不稳定、开尔文-赫姆霍兹型不稳定、切变不稳定等理论对各类雨带发生发展的可能机制作了初步分析探讨。

一、引 言

在北美、欧洲和东亚对气旋系统中中尺度雨带的观测研究中都注意到, 在地面冷锋之前的暖区里经常有与冷锋走向平行的中尺度雨带。Hobbs^[1]把这种雨带叫做暖区雨带, 作为锋面气旋降水的六类中尺度雨带之一; Browning^[2]根据此类雨带的对流性质, 称之为深厚对流型雨带; 许梓秀等^[3]研究了东亚蒙古气旋冷锋前部平行于冷锋的中尺度雨带的宏观特征和活动规律。这些工作, 对冷锋降水的复杂性有了较多的认识。

本文对 1963—1979 年 5—8 月间, 在蒙古、东北、华北气旋和低压冷锋天气形势下, 冷锋移经京、津、冀地区的 33 次过程中的雷达资料进行分析, 发现冷锋前部中尺度雨带的活动甚为频繁而复杂, 不仅有与冷锋平行的雨带, 还有与冷锋走向垂直或有较大交角的中尺度雨带, 其发生发展、传播特征也与平行类明显不同, 它们产生的对流天气也有差异。在 33 次过程中有 31 次冷锋前部出现暖区雨带, 按北京雷达探测范围内扫过京、津、冀地区的雨带统计共有 78 条, 每条冷锋前一般有 2—3 条, 占统计总数的 79%, 有时可达 6 条, 但频数较少。

这些结果使我们对华北地区冷锋前部降水的复杂多样性有更多的了解, 这对提高短时预报水平具有实际意义。

二、暖区雨带分类及其特征

为了简便, 我们根据暖区雨带相对冷锋的走向把它们叫做平行类、交角类和垂直类中尺度雨带。其实这三类雨带不仅其走向不同, 其它主要宏观特征也有差异, 如表 1 所示。下面我们分别结合观测实例予以讨论。

1. 平行类

众多的实例表明, 此类中尺度雨带初生时大多发生在冷锋前沿约 10—20 km 范围内,

本文于 1988 年 1 月 6 日收到, 1988 年 6 月 23 日收到最后修改稿。

表 1 冷锋前部暖区中尺度雨带的宏观特征

类别 (频数)	水平尺度(km)			相对冷 锋走向	相对冷锋 移向、移 速**	发生源	传播方式	衍生的其它 中尺度系统	相伴冷锋 上天气	伴随的 对天气	主要天 气形势
	长 度	宽 度	间 距*								
平行类 (50%)	100—500	50—100	10—100	与冷锋平 行	与冷锋移 向相同、移 速不同	在锋线前 沿	老带减弱 新带生成 的不连续 传播	飑线、中尺 度暴雨带、 强风暴系 统***	对流降水, 随锋前雨带 发展而减弱	雷雨、冰 雹、暴雨	高空冷 涡, 蒙古 气旋, 东 北、华北 低压
交角类 (36%)	20—200	10—50	10—50	与冷锋斜 交 (30— 60度角)	与冷锋移 向移速相 同	在锋线上	沿雨带走 向的连续 传播	强风暴系 统***	离散的对流 降水, 随锋 前雨带发展 而消亡	雷雨、冰 雹	短波槽
垂直类 (14%)	20—150	10—50	10—50	与冷锋垂 直	与冷锋移 向移速不 同	在锋前暖 湿气流 的中尺度 扰动区	老带减弱 新带形成 的不连续 传播	中尺度气旋	混合型降 水, 随锋前 雨带发展对 流加强	暴雨、大 暴雨	西风大 槽、低空 偏东气流

* 指两条中尺度雨带之间的水平距离, ** 指雨带整体的移向移速, *** 指超级单体、多单体等强风暴系统。

初生时常常是先有个别对流单体出现,而后大约 10—30 分钟内形成平行于冷锋的带状回波,尔后以大于冷锋的速度,以老带消亡、新带生成的方式向前传播。图 1 是 1963 年 8 月 14 日北京三公分雷达获取的一次冷锋前中尺度雨带的发生、传播过程。在该日的 18 时 10 分回波图上,在冷锋前部约 10—20 km 远处发生了多个对流小单体,至 19 时 00 分,形成一条长约 180 km 的带状回波(图中标 1 的雨带),雨带宽约 20—30 km。它以大于冷锋的速度南移,至 19 时 55 分此雨带已距锋面 40—50 km。此时,值得注意的是,在这条中尺度雨带前方 20 km 处,开始有新生单体(图中箭头指处),15 分钟内,在其前部形成了一条长约 150 km、宽约 30 km 的新生雨带(图中标 2),它与第一条雨带平行。以后在其移动过程中,老带减弱,新带发展。至 21 时 50 分,老带已接近消亡。这种新陈代谢过程,在有利的环境场中,可以产生 4—6 条,传播距离可达 300—400 km。

此类中尺度雨带在一般情况下,由若干个直径为几公里至十几公里大小的对流单体组成,可引起小到中等程度的雷阵雨。但是,在它们移经地区,在有利环境下,可以演变为飑线、中尺度暴雨带、或在雨带上孳生强大对流单体,从而引起强烈的对流天气。这些活跃形式的出现与边界层条件、不同尺度天气系统的相互作用、地形影响以及对流反馈作用等有关。对此类雨带引起的强对流天气的几类中尺度过程,文献[3]中有较详细的讨论。

2. 交角类

回波单体常发源于锋线,似乎在锋线上存在几个回波发生源地。在锋上源处不断新生的回波,沿着锋前中高空气流方向向下游移动,在锋线附近形成一条条(2—6条)与锋线成一定交角(一般 30—60 度)的相互平行的回波带。每条回波带上的单体往往处于不同的发展阶段,远离锋线的一端回波单体在发展、成熟、衰亡,而靠近锋线一端的回波单体,则处于新生、发展阶段。每条雨带上的回波单体都可能发展得很旺盛,强雷雨、冰雹就发生在强大单体之中。

图 2a 是 1980 年 7 月 18 日北京雷达探测到的冷锋前部三条相互接近平行,但与锋线走向成 30—40 度交角的回波带,它们的长度约 100 km。从连续的三张图可见,三条雨带的整体移动与冷锋移向相同,两者均向东南缓慢移动。但三条回波带上的单体移动都

是向东北方向移动, 如图中第一条回波带上标注的 a, b, c 单体, 在连续的三个时刻图上, 可以看出它们自西南向东北方向移动传播, 并处于不同的发展阶段。

图 2b 是 2a 中第一条雨带上 a 单体的 RHI 剖面。可以清楚看出, a 单体在大约 50 分钟内由发展成熟到逐渐减弱的过程。在其发展旺盛阶段, 回波高度达 15 km 以上, 40 dB 的强回波区伸展高度达 12 km。在 58 分钟以后, 总高度降低了约 5 km, 强度也明显减弱。

此外, 从 2a 可以清楚看出, 锋线上的三个“源地”(图中冷锋线后标有小箭头处)。从 16 时 38 分到 17 时 08 分, 由第一源地发生的单体进入第一条中尺度回波带的尾端; 第二个源地新生回波从锋线移出在第二条雨带北侧紧邻处形成一条新生短回波带(17 时 08 分), 以后并入第二条回波带中(17 时 57 分); 第三个源地上也不断有新生的回波出现, 沿第三条回波带北侧向东北移动, 最后并入第三条回波带中。在这三条回波带上, 都出现了雷雨、冰雹, 特别是第二条回波带上的强大单体, 在延庆地区出现了杏核大的冰雹块。

3. 垂直类

雨带的发生源与平行类和交角类都不相同, 它们不是初生在锋线前沿或锋线上, 而是与来自海洋的暖湿偏东气流中的中尺度扰动有关联。这类雨带有时呈弧带状, 间接反映了中尺度扰动中气旋式曲率的发展。

图 3 是 1979 年 7 月 18 日一次锋前出现垂直于锋面的中尺度雨带的实例。冷锋上有大片混合型降水回波。锋前二条中尺度雨带其水平长度约 100—150 km, 彼此相距约 20—40 km, 相互平行。雨带由多个对流单体组成, 并与偏东气流里的中尺度风场扰动相配合, 雨带回波沿东风气流伸展(见图 3a 中的风), 并随高空偏南气流以新陈代谢方式向北传播。由图 3b 给出的 184° 方位上的 RHI 剖面图可见, 这时第二条雨带上的对流单体正在发展中, 高度达 9 km, 强度在 30 dB 以上, 而第一条雨带上的对流单体已明显减弱。它们在北移过程中引起了局地大雨, 未见冰雹。到 08 时 57 分, 二条雨带回波与锋面降水回波联接, 于 10 时 00 分合并成一中尺度气旋回波, 在京、津地区引起了 100 mm 以上的暴雨。

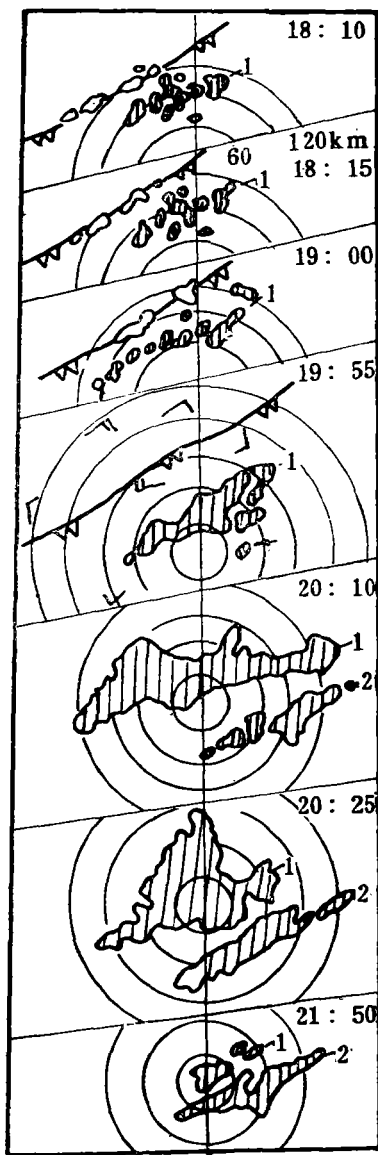


图 1 1963 年 8 月 14 日北京
三公分雷达回波演变图
(0 dB, 仰角 5°, 每圈距离 30 km)

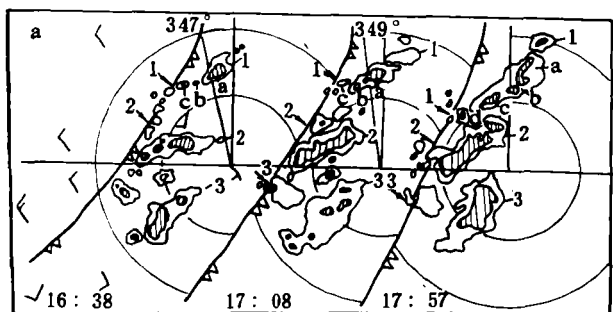


图 2a 1980 年 7 月 18 日北京五公分
雷达回波演变图

(回波强度外层 0 dB, 斜线区 30 dB;
仰角 2°, 距离每圈 100 km)

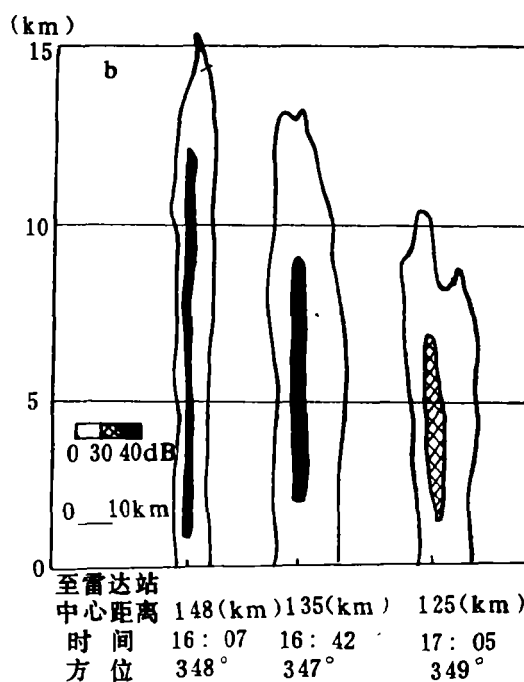


图 2b. 单体 a 在不同时刻的 RHI 回波

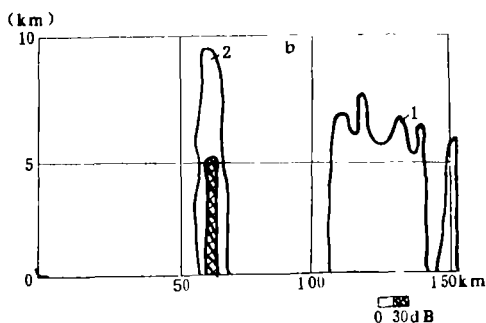
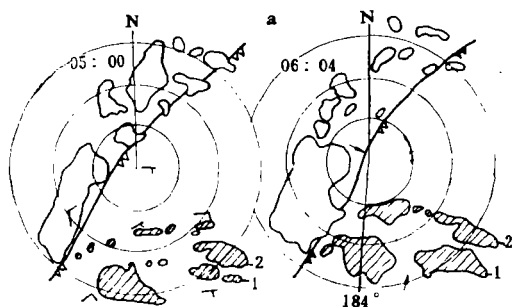


图 3 1979 年 7 月 18 日北京五公分雷达回波演变图
(a: PPI, 0 dB, 仰角 2°, 距离每圈 50 km, b: RHI, 方位 184°)

三、暖区雨带发生发展的可能机制

涉及雨带发生发展的动力机制很多, 这里我们只根据雨带特征选择最可能的机制结合实例作初步讨论。

1. 平行类

走向与锋区附近热成风平行的平行类雨带和由对称不稳定或考虑了潜热影响后的条件对称不稳定触发的扰动一致^[4, 5], 因而对称不稳定是这类雨带发生发展的一种可能机制。

判断对称不稳定条件满足与否的不稳定参数 S 定义为:

$$S = \frac{\eta}{f} - \frac{1}{\text{Ri}} \quad (1)$$

其中 η 为绝对涡度; Ri 为理查孙数, 潜热影响反映在 Ri 的计算中。

当 $S < 0$ 或 $\text{Ri} < \frac{f}{\eta}$ 时, 对称不稳定发生。在近似情况下可用 $\text{Ri} < 1$ 作为判据。

由对称不稳定触发的波动特征, 除其走向与风的垂直切变矢量平行外, 波的传播速度与基流一致, 波长与不稳定层厚度和等熵面坡度有关, 考虑潜热影响并用热成风关系有:

$$L \approx \frac{Hg}{f\bar{\theta}_e} \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \frac{\Delta\theta_e}{\Delta V} \quad (2)$$

式中 $\Delta\theta_e, \Delta V$ 为最大不稳定层两端的相当位温和风速差。

下面我们利用 1985 年 7 月 22 日观测的雨带为例来讨论平行类雨带由对称不稳定机制触发的可能性。

由图 4 可见, 在冷锋到达北京以前, 一条宽广的冷锋雨带位于锋后。在冷锋到达北京以后, 在其前部暖区开始发生、发展中尺度雨带(图 4 b), 到 15 时 59 分, 在冷锋前部暖区已形成二条平行于冷锋的雨带, 雨带上回波离散, 其北段比较清楚(图 4 c), 雨带宽度约 20—30 km, 雨带间隔约 40 km; 到 16 时 59 分, 雨带南段明显发展; 到 20 时 14 分, 锋前北段还有一条雨带清晰可见。

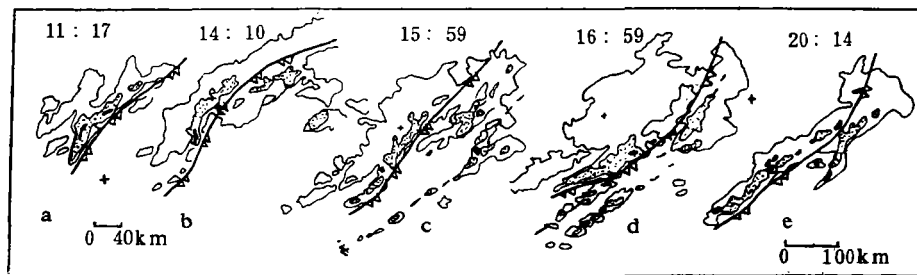


图 4 1985 年 7 月 22 日北京五公分雷达回波演变图
(仰角 1.5° ; 外层 20 dBz, 麻点区 30 dBz, 涂黑区 40 dBz; + 为雷达位置)

利用 7 月 22 日 20 时实测探空资料在水平格距 30 km、垂直方向自地面至 100 hPa 共 10 层的网格上的客观分析值计算 S 值。结果表明, 当不考虑水汽凝结影响时, 除 850 hPa 以下近地面层由于摩擦作用 S 值有负值区外, 其余各层均为正值(图略); 在考虑了水汽凝结影响后 S 值在北京东南 100—200 km, 700—400 hPa 出现负值带状区(图 5), 带的走向和雨带方向一致。因而, 在雨带所在的对流层中层满足条件对称不稳定条件。

用北京站 14 时和 20 时探空资料计算的理查孙数随高度的分布也有类似的结果。在不考虑水汽影响时, 基本不存在 $0 < \text{Ri} < 1$ 的气层; 在考虑了水汽影响后, 在 14 时, 640—560 hPa 层, Ri 的值为 0.12—0.94; 在 20 时, 700—560 hPa 层, Ri 的值为 0.21—0.94。

用对称不稳定理论计算波动特征时, 考虑到所要比较的雨带发生在 14 时 00 分—20 时 00 分二次探空之间, 所以拟用二次探空资料计算的特征值取平均作为理论值, 与雷达观测的雨带特征平均值进行比较。雷达观测的雨带间平均距离为 30—50 km, 在垂直雨

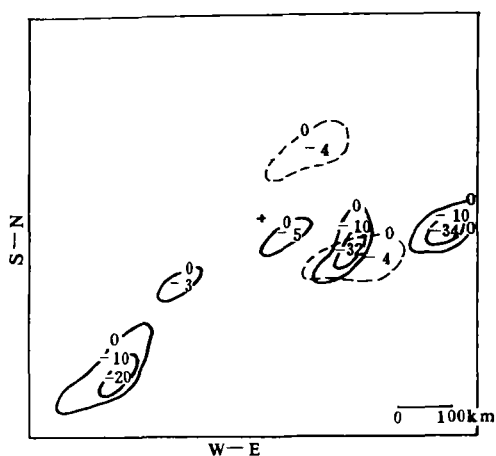


图 5 1985 年 7 月 22 日 20 时条件对称
不稳定参数 S 值负值区分布图
(实线为 700—500 hPa 层, 虚线为 500—400 hPa 层)

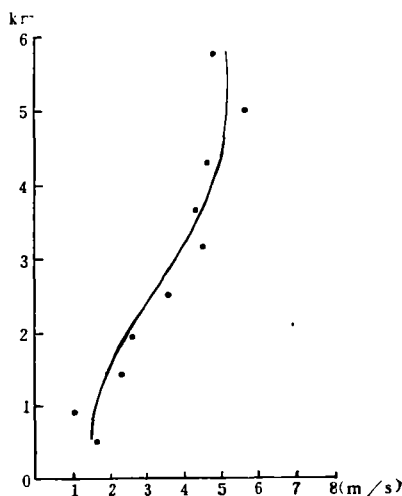


图 6 1979 年 7 月 18 日 8 时垂直于雨带
的水平风的垂直廓线
(图中圆点为观测资料, 曲线为用双曲
正切关系拟合的曲线)

带方向(西北-东南)的移动速度约 8 m/s。理论计算的平均波长 L 为 42 km; 由 $Ri < 1$ 决定的不稳定层在 700—560 hPa, 因而可用 4 km 高度上测风值来估算基流速度, 风向为 241° — 278° , 风速为 10—14 m/s, 由此估算的基流速度约为 7 m/s; 此外, 二次探空测得的风的垂直切变量, 在对流层中层(3—5 km 高度)方向为 210° — 230° (按风向定义), 与雨带方向也大体一致。

2. 交角类

按杉山清春^[6]的讨论, 在地面冷锋附近由于地面摩擦作用产生的较大的垂直风切变以及较大的水汽含量, 可能使得理查孙数值较小因而产生开尔文-赫姆霍兹型波。

用 1980 年 7 月 18 日 14 时和 20 时探空资料计算近地面层(1 km 以下)理查孙数随高度的分布(图 2 例)表明, 在不考虑水汽影响时, 用 14 时探空资料算得的理查孙数在 500 m 以下的近地面层为 0.46—0.80, 用 20 时探空计算在 300—1000 m 层为 0.16—0.73。考虑到用探空资料会低估风切变量而使得理查孙数值偏高 20—50%^[4], 因而在近地面层的 Ri 值在 0.25 以下是可能的。在考虑了水汽影响后, 用 14 时探空算得的 Ri 值在 500 m 高度以下各层为 0.16—0.28, 用 20 时探空算出的 Ri 值为负值, 即气层为对流性不稳定。因此, 在地面锋附近满足开尔文-赫姆霍兹型不稳定条件($0 < Ri < 0.25$), 波动的上升气流就成为对流发生的源地。沿锋面不断触发的对流单体在流动的大气中, 沿高空气流边移动边发展, 在冷锋前方形成与冷锋走向成一定交角的回波带, 交角的大小与盛行气流方向有关。

在本例中, 北京 14 时探空测得的 1000—3000 m 层风向为 253° — 2° , 在 20 时风向变为 265° — 219° , 估计二次探空之间的风向约 260° — 230° 。与此对应, 在 16—17 时之间雷达探测的雨带走向约 240° , 与 1000—3000 m 高空风向一致。

3. 垂直类

此类雨带多发生在冷锋前部偏东气流中,与气流的垂直切变量相垂直,其特征与Wang等^[7]讨论的与冷锋垂直的波状雨带的切变不稳定扰动类似。

在Lalas和Einaudi^[8]的切变不稳定模式中,在切变区附近水平风速在垂直方向的廓线用双曲正切函数代表,即:

$$V(z) = V_0 + \Delta V \tanh\left(\frac{z - z_0}{h}\right) \quad (3)$$

其中, V 是沿切变矢量方向的水平风速, z 是高度, z_0 是 V 的垂直廓线中的拐点高度, V_0 是 V 在 z_0 处的数值, ΔV 是 V 在切变层内增量的一半, h 是切变层厚度的一半。

1979年7月18日8时(即图3例),北京探空测得的水平风在垂直于暖区雨带方向的分量可以用这种廓线形式较好地描述(图6),其拟合参数分别为 $V_0 = 3.2$ m/s, $z_0 = 2.5$ km, $\Delta V = 2.0$ m/s, $h = 1.5$ km。由于风廓线的特点 $\left(y_1 = -\frac{z_0}{h} = -1.67\right)$,对应于Lalas和Einaudi理论中的模态1。用上述参数估算的波长范围为16—21 km,相速度为9 km/h,这与雷达观测的暖区雨带间距20—40 km、沿垂直于雨带方向移动的平均速度14 km/h是接近的。

四、结 论

对京、津、冀地区雷达观测的33次冷锋过程的研究表明,有31次在冷锋前部暖区中有中尺度雨带活动。根据雨带与冷锋的相对走向、移动和发生源等特征,可将暖区中尺度雨带分为三类:平行类、交角类和垂直类。它们是京、津、冀地区强对流天气发生发展的重要系统。

平行类雨带约占全部暖区雨带的50%,尺度较大,“前生后消”式的不连续传播是其典型特征。发展强烈的平行类雨带则成为飑线、中尺度暴雨带或在雨带上孳生强对流单体的风暴系统。这类雨带形成和发展的一种可能机制是条件对称不稳定。

交角类雨带约占全部暖区雨带的36%,尺度较小。雨带的发生源在冷锋上,回波单体由锋线向外沿高空风连续传播。伴随这类雨带,在京、津、冀地区常出现冰雹天气。冷锋区与地面相交处的开尔文-赫姆霍兹不稳定是锋上发生源的可能机制。

垂直类雨带出现频数最小,只占14%,尺度也较小。但这类雨带在京、津、冀地区常与冷锋雨带合并,诱生新的中尺度气旋,产生大范围暴雨。风的垂直切变不稳定是其发展的可能动力机制。

由于资料条件的限制,本文对雨带发生发展动力机制的讨论是初步的,但可为今后进一步深入细致的研究提供一些线索和例证。

参 考 文 献

- [1] Hobbs, P. V., Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 741—755, 1978.
- [2] Browning, K. A., Mesoscale structure and mechanisms of frontal precipitation systems, *Mesoscale Meteorology*, May 30—June 10, Sweden, 1983.
- [3] 许梓秀等,夏季冷低阻高型京津冀地区中尺度天气过程的分析研究(二),雷达气象文集, 17—39, 1977.
- [4] Hoskins, B. J., The role of potential vorticity in symmetric stability and instability, *Quart. J. Roy.*

Meteor. Soc., 100, 480—482, 1974.

[5] Bennets, D. A., and B. J. Hoskins, Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 945—962, 1979.

[6] 杉山清春, 带状降水区的生成机制, 天气, 19, 343—349, 1972。

[7] Wang, P. Y. (王鹏云), D. B. Parsons and P. V. Hobbs, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, VI. Wavelike rainbands associated with a cold-frontal zone, *J. Atmos. Sci.*, 40, 543—558, 1983.

[8] Lalas, D. P., and F. Einaudi, On the characteristics of gravity waves generated by atmospheric shear layers, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1248—1259, 1976.

MESOSCALE RAINBANDS AHEAD OF COLD FRONTS IN NORTHERN CHINA AND THEIR DYNAMICAL MECHANISM ANALYSES

Xu Zixiu Wang Pengyun

(Academy of Meteorological Sciences, State Meteorological Administration)

Abstract

From the radar observations of 33 cold frontal systems which passed Beijing-Tianjing and Zhangjiakou area from May to August during 1963—1979, it was recognized that among the 33 systems there existed mesoscale rainbands in the warm sectors ahead of 31 cold fronts.

According to the orientation, movement, formation and development of these rainbands, they are divided into three types: parallel, angulate, and perpendicular. In this paper the basic characteristics, generating sources and propagation of the three types of rainbands and the severe convective weather associated with the bands are presented. The possible mechanisms responsible for the formation and development of these rainbands are also briefly discussed.