

梅雨锋暴雨区内中尺度雨带的分布 及其演变

赵清云*

提 要

本文通过对1983年6月24日南京地区的一次梅雨锋暴雨过程的雷达回波、地面降水以及探空资料的综合分析,详细讨论了梅雨锋暴雨区内中尺度雨带的分布及其形成和演变过程。结果表明,发展成熟的中尺度雨带,往往能造成较大面积的强降水。

一、引 言

梅雨锋暴雨,大多发生在静止锋上有低压扰动生成和发展的地方。已往的观测资料表明,在梅雨锋暴雨区内,降水云系的雷达回波往往集中成若干条中尺度的回波带^{[1][2]}。与其相对应,地面上也常常出现带状的强降水区。霍布斯(Hobbs, P.V.)等人曾在中纬度气旋的研究中,将这些具有中尺度特征的带状降水系统称为“中尺度雨带”,并对其进行了详细的讨论^{[3][4]}。在本文的讨论中,也将梅雨锋暴雨区内的中尺度降水系统称为“中尺度雨带”。关于梅雨锋中尺度雨带的空间分布及其随时间的演变,目前还很少有人进行过这方面的讨论。

1983年6月24日—7月1日,南京地区先后出现了两次梅雨锋强降水过程。在这两次降水过程中,作者使用南京气象学院的“711”天气雷达,对降水系统进行了长时间的连续观测,每半小时左右取一套不同仰角、逐档衰减的PPI回波资料 and 不同方位、逐档衰减的RHI回波资料。事后,又收集了南京附近265个地面雨量站每小时的降水资料以及南京、安庆、阜阳等探空站每天两次的探空资料。图1是“711”雷达的PPI扫描范围图。

本文主要以6月24日这次强降水过程作为例子,通过对雷达回波、地面降水及探空资料的综合分析,着重讨论梅雨锋暴雨区内中尺度雨带的空间分布、形成过程以及它们在

* 本文于1984年4月16日收到,10月10日收到修改稿

* 我院1984届硕士,本文为其学位论文的一部分

不同发展阶段的雷达回波特征和降水特征，并对产生强降水的云系结构作了大致了解，从而对梅雨锋降水的中尺度结构进行初步探讨。

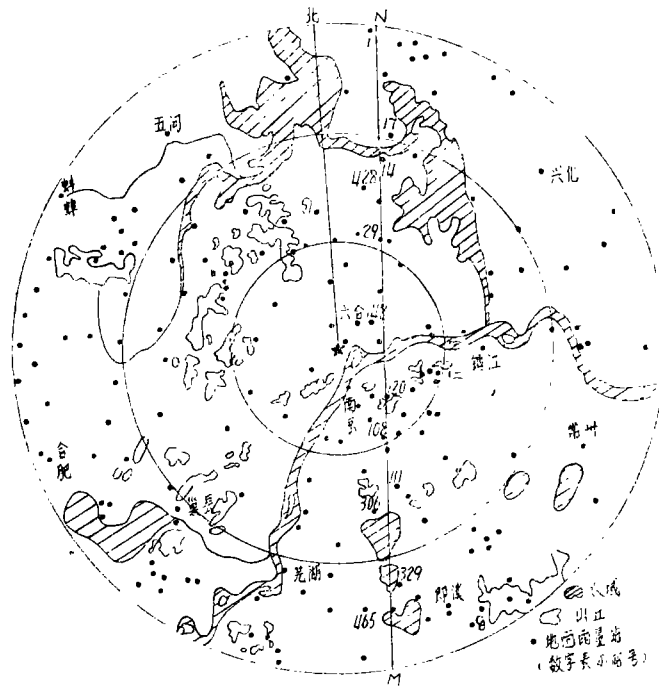


图 1 “711” 雷达PPI扫描范围图（图中每圈代表50公里）

二、梅雨锋暴雨区内中尺度雨带的分布

从6月24日08时的地面天气图(图略)上可以看到，在30°N附近有一条东西向的静止锋，在南京以西的锋线上有一个低压扰动生成，低压中心位于湖北黄石(115°E, 30°N)附近。该低压自西向东移动，形成南京地区一次梅雨锋暴雨过程。本雷达站从24日3时开始出现降水，到25日9时降水过程结束，总降水量达100多毫米。

为了解暴雨区内中尺度雨带的分布，首先在图1中作M、N两点的连线，该线近于南北走向，其长度代表实际为293公里的距离。通过计算不同时刻的PPI回波图在该线上各点的回波强度，就得到一张MN线上各点回波强度随时间的演变图(图2a)。图中回波强度 η_d (单位：分贝)由下式定义

$$\eta_d = 10 \lg \eta$$

其中， η 是雷达反射率，单位：(厘米)⁻¹。

需要注意，图2a看起来是一张回波强度平面图，其实不然。由于MN线上各点距雷达站的距离不同，计算中所使用的资料是以2°仰角观测到的PPI回波图。在这些回波图上，MN线上各点所代表的实际高度是不同的(图2b)。所以图2a实际上是一张曲面图。但为了便于分析，仍将其画成平面图。图3是根据MN线上11个地面雨量站的每小时降

水量而得到的地面降水的时间演变图。

从图2a和图3中明显看到, 24日5时到25日9时, 有四条中尺度雨带经过雷达站(图中

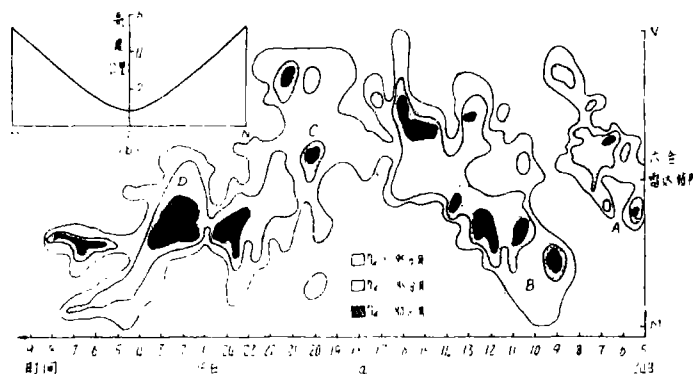


图 2 (a)MN线上各点回波强度的时间演变图, (b)MN线上各点的实际高度(天线仰角为2°)

分别标为A、B、C、D)。由于MN线近于南北走向, 故A和B两条雨带呈西北—东南走向, C和D两条雨带呈东北—西南走向。如果将其与24日08时及20时的地面天气图(图略)相比较, 就会发现, A和B都位于低压扰动前部的暖锋位置上, 其中B的降水很强, 最强降水达40毫米/小时, 说明低压前部是强降水区; C和D都位于低压后部的冷锋部位, 其中C靠近低压中心, 降水也比较强, D位于冷锋尾部, 以孤立的阵性降水为主。在低压的暖区及低压中心附近, 云系回波很弱, 地面未出现降水。

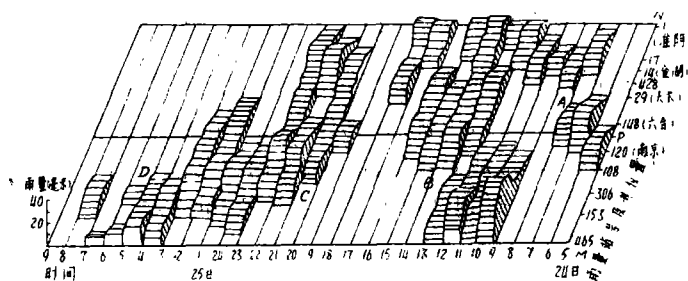


图 3 1983年6月24日5时—25日9时MN线上各点每小时降水量的时间演变图

应该指出, 由于每一条中尺度雨带在移动过程中, 其本身也存在着一种生消和演变过程。严格地讲, 图2a中的回波强度随时间的演变图并不代表某一时刻低压扰动附近中尺度雨带的分布情况, 但由于这种低压扰动属于次天气尺度的系统, 其生命期往往比中尺度雨带的生命期长得多。因此在某条雨带生成之前或消失之后, 在相同位置上还会有其它雨带产生降水。从这个观点出发, 就可将图2a看成典型的梅雨锋暴雨区内低压扰动附近的中尺度雨带分布图。

三、中尺度雨带的形成及演变

在这两次降水过程中，曾观测到几条中尺度雨带的生消和演变过程。其中雨带B的生消和演变过程最典型，故本节以此为例进行讨论。

该雨带是24日5时30分，在雷达站西南约150公里处出现的。开始只是几个孤立的点状回波，后来不断发展并向雷达站移来，约在10时左右就形成了一条具有中尺度规模的雨带。产生强降水后，开始减弱，18时左右便消散了，整个生命期共经历了12小时左右。根据该雨带的雷达回波及地面降水特征，将其整个生命期分成三个阶段：形成阶段、发展阶段和消散阶段，下面分别讨论。

1. 形成阶段

由图4可见，在5时30分的PPI回波图上，在雷达站西南方向、距雷达站约150公里处，出现了几个孤立的回波点。到6时45分，回波点增多，并呈与近处的雨带相平行的线状排列向雷达站移来。对于这些孤立的回波点，虽然没有RHI回波资料证

明它们是小积云单体，但应注意到，这些回波点距雷达站较远，回波的出现证明它们还是有一定的回波强度。从5—6时和6—7时两张地面一小时雨量图可见，这些回波点已达地面；虽然降水并不太强，但从空间分布来看，它们是几个与回波点相对应的孤立降水区，具有小积云单体的降水特征。再根据以后的发展，便可认为这些孤立的回波是初生的小积云单体。

现在对这些小积云单体的形成原因作初步分析。根据济南、阜阳、徐州、南京、安

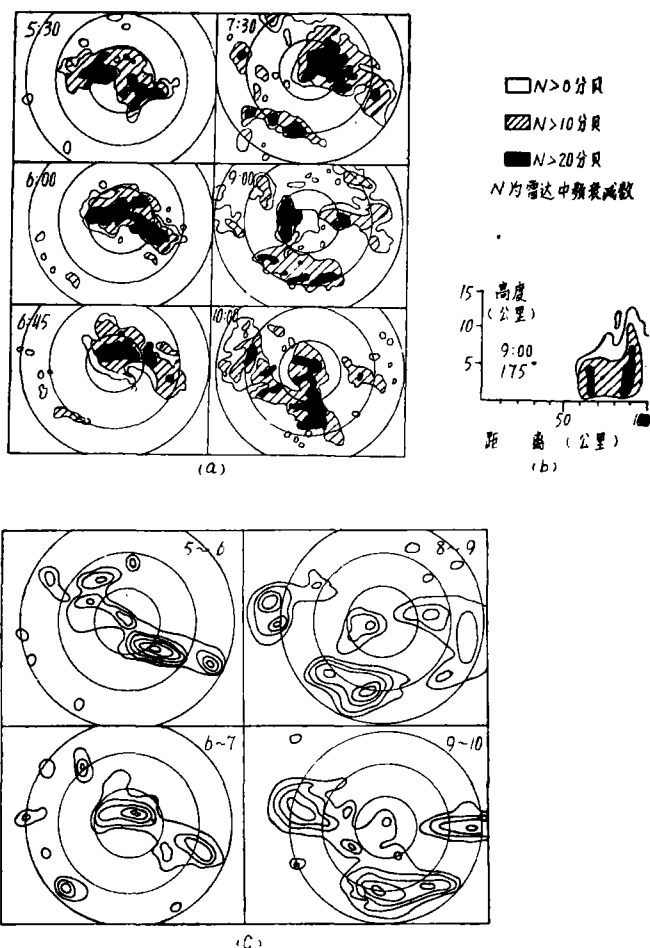


图4 1983年6月24日5—10时雨带B形成阶段图。(a)PPI回波素描图，(b)RHI回波素描图，(c)地面1小时雨量图（图中每圈代表50公里，等雨量线由外向内分别为1、3、5、10、15、20毫米）

庆和南昌等站24日08时的探空资料，作温度、比湿和相当位温的垂直剖面图(图略)，便可发现，地面锋线位于南京以南，而高空锋区位于南京以北的阜阳和徐州上空。南京、安庆两地上空，空气比湿较大，在900—600百帕之间，相当位温随高度增加而减小，说明该层大气层结不稳定。在这种条件下，若存在天气系统所导致的大范围辐合或有利的地形抬升作用，就会形成对流现象。24日08时，地面暖锋位于安徽庐江附近，来自副热带地区的潮湿空气，在低层锋区附近产生辐合抬升，再遇到不稳定层结，必然造成大范围的普遍对流。由此可见，将这些孤立回波点看成初生的积云单体是有根据的。

7时以后，回波出现了合并现象。9时，雷达站南部就形成了一条长100公里、宽50公里的回波带。由图4b可见，该回波带是一条对流云带，云内对流旺盛，云顶高达13.0公里。在8—9时的地面一小时雨量图上，该回波带在地面形成了带状强降水区，最强降水为21毫米/小时。10时左右，回波带发展到长200公里左右、宽约50公里的中尺度系统，地面上也出现了一条中尺度带状降水区。此时，中尺度雨带B已经形成。

2. 发展阶段

雨带B刚刚形成时，回波及降水都未达到最强。形成以后的一段时间内，该雨带不断发展，大约13时左右达到最强。图5给出了该阶段雨带B的几张典型的PPI、RHI回波素描图和地面一小时雨量图。

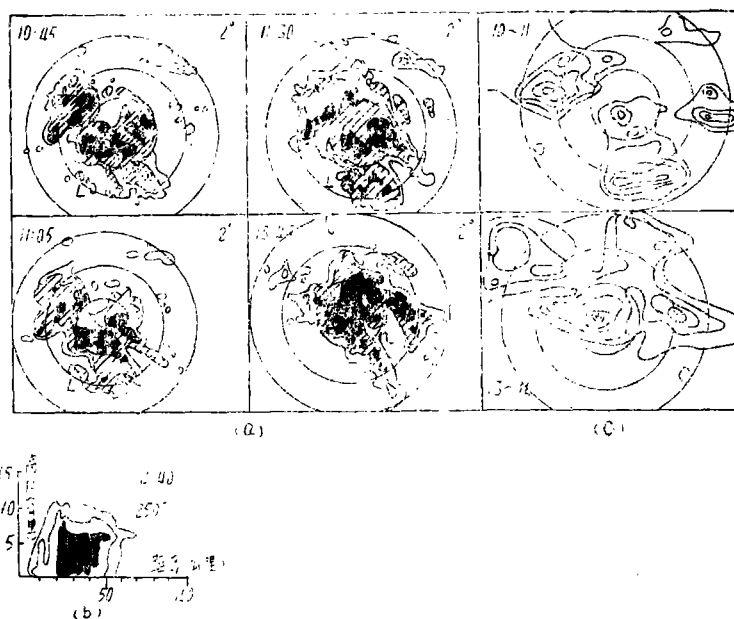


图5 1983年6月24日10—14时雨带B发展阶段图。(a)PPI回波素描图，(b)RHI回波素描图，(c)地面1小时雨量图(图中等值线数值同图4)

雨带B的发展主要表现在两个方面，一方面就是其回波范围不断扩大。在雨带B的周围有许多零散回波，它们在不断发展的过程中，逐渐被合并到雨带上。比较典型的例子就是在10时45分的PPI回波图上，在雨带南部距雷达站约100公里处，有几个回波点

排成一线(见图中L)。11时05分, 线上各回波点互相连接, 到11时30分, 它们就并入到雨带上去。

雨带发展的另一方面即为大范围内回波增强。在10时45分的PPI回波图上, 雨带内强回波的分布比较零乱。而在13时45分, 雨带内就形成大范围的强回波区, 与此同时, 出现了大片的强降水。由图5c可见, 地面降水开始表现为几个孤立的强降水区, 到13时左右, 强降水区的范围明显增大。这种降水主要是由大片的层状云中夹有若干个对流云体组成的混合云系产生的。由于积云和层状云之间的相互作用, 可以使两者的降水能力都明显提高。图5b给出了雷达探测到的这种混合云系的垂直剖面结构。

3. 消散阶段

由图6a可见, 14时以后, 雨带B开始减弱, 並加速向东移去。17时45分, 已位于雷达站以西100公里的地方, 且变得很零散。在图6b上, 地面降水很弱。因此可认为该雨带已基本消散。

此外, 在17时45分的PPI回波图上可以看到, 在B的上游又出现了一些零散回波。以后的观测证明, 这些零散回波不断发展, 相互结合, 在18时左右又形成一条中尺度雨带。该雨带的形成方式与雨带B有许多相同之处。由此可见, 在老的雨带消散之前, 它的上游就会有新的雨带形成、发展並向下游移动, 最后取代老的雨带而继续产生降水。这种新老雨带的交替出现, 是梅雨锋能在某一地区维持长时间强降水、造成暴雨的主要原因。

四、结 语

在这次暴雨观测中, 使用的是“711”天气雷达。由于距离衰减和途中降水质粒对雷达电磁波的衰减作用, 使100公里以外降水系统的观测结果有较大误差。因此本文利用稠密的地面雨量、雷达回波及探空等资料进行综合分析, 以减小误差, 同时, 对两次暴雨过程的观测资料进行挑选, 使其在某种程度上能代表梅雨锋降水的一般特征, 当然也还有一定的片面性。

根据本文的讨论, 可归纳出以下几点:

(1) 梅雨锋最强降水出现在低压中心前部的暖锋位置上。在靠近低压中心的冷锋位置上, 降水也较强。冷锋的尾部, 以阵性降水为主。低压中心及暖区内, 降水很弱。

(2) 中尺度雨带是由小积云单体通过合并而形成的。在它的发展阶段, 出现大范围的强回波和强降水。

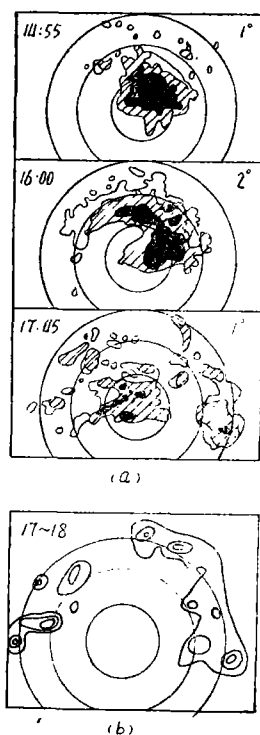


图6 1983年6月24日14时—18时雨带B消散阶段图。(a) PPI回波素描图, (b)地面1小时雨量图(图中等值线数值同图4)

本文是在王鹏飞教授、周文贤和李子华老师的指导下完成的。本院大气物理系宗长才、章晴两同志参加了本文部分资料的处理工作。在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Ninomiya, K., Yamazaki, K., Heavy Rainfalls Associated with Frontal Depression in Asian Subtropical Humid Region, (I) Mesoscale Features of Precipitation, Radar Echoes and Stratification, J. Met. Soc. Japan, Vol. 57, No. 5, 399—413, 1979.
- [2] Akiyama, T., Mesoscale Pulsation of Convective Rain in Medium-Scale Disturbances Developed in Baiu Front, J. Met. Soc. Japan, Vol. 56, No. 4, 287—283, 1978.
- [3] Hobbs, P. V., et al., The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, I: A Case Study of Cold Front, J. Atmos. Sci., Vol. 37, No. 3, 568—596, 1980.
- [4] Herzegh, P. H., and Hobbs, P. V., The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, II: Warm Front Clouds, J. Atmos. Sci., Vol. 37, No. 3, 597—611, 1980.

DISTRIBUTION AND DEVELOPMENT OF MESO-SCALE RAINBANDS IN HEAVY RAINSTORMS ASSOCIATED WITH THE MEIYU FRONT

Zhao Qingyun*

ABSTRACT

Through a complex analysis of the radar echoes, rainfall observations and radiosonde data of the Meiyu storm over Nanjing on June 24, 1983, the distribution and development of the meso-scale rainband within the storm area are discussed in detail. The results show that a mature meso-scale rainband usually generates intense rainfall over a large area.

* The author received his Master's degree from the N.I.M. in 1984