

## 湖北省春、夏季暴雨中尺度对流回波系统初探

胡伯威· 房春花· 万玉发 顾宗华\*

(武汉中心气象台)

### 提 要

根据1987—1989年武汉和宜昌数字化雷达回波资料,将湖北省春、夏季暴雨初步分为中- $\alpha$ 尺度暴雨云团、冷锋暴雨、暖区对流降水带、登陆台风暴雨、复合(或超级)单体等五类。描述了各类暴雨的中尺度结构及其变化的一些特点。

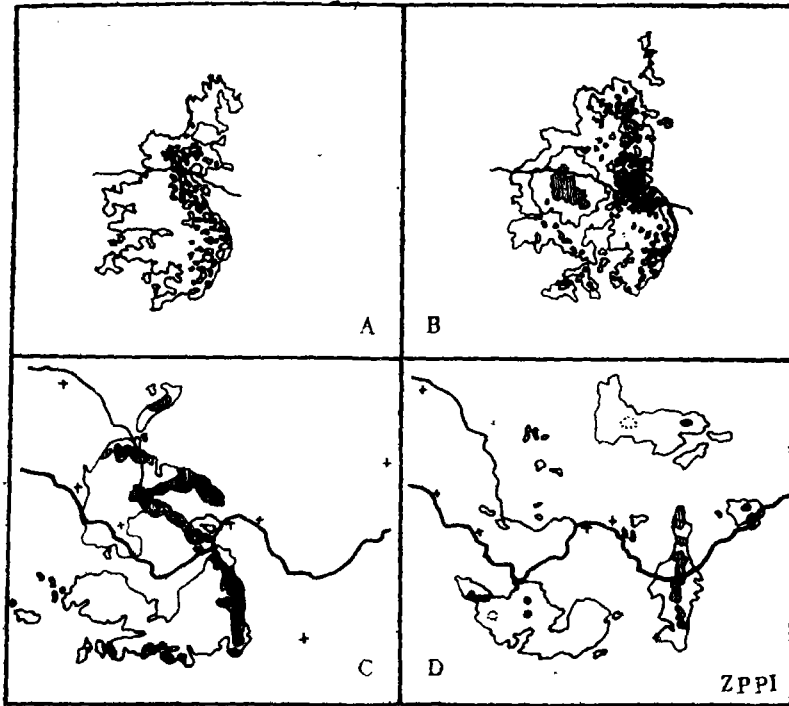
湖北省1986年以前中尺度气象观测,特别是气象雷达观测的基础十分薄弱,因此对本省的中尺度天气系统基本上不了解。1987年以来我们利用新设的武汉WSR-81S数字化雷达系统和宜昌713数字化雷达系统的一批回波资料,对本省春、夏季直到初秋发生的几类暴雨过程中的中尺度回波现象进行了初步分析、归纳,从中找出一些规律,为暴雨的短时监测预报和今后进一步研究提供线索。结果表明,回波的中尺度结构基本形态与它的次天气尺度系统背景密切相关。因此本文以次天气尺度系统背景作为分类的基础。

### 一、中- $\alpha$ 尺度暴雨云团

中- $\alpha$ 尺度暴雨云团是导致本省暴雨的主要系统。其流场形式表现为对流层下部的气旋性扰动(包括梅雨锋上的扰动),其中少数在影响长江中游的整个过程中呈明显的低层涡旋流场,称为低涡;多数情况下,涡旋流场并不明显,但可以看到低层辐合和局部正涡度的明显加强。在云图上它们都表现为300—600千米尺度的对流云团,且在发展盛期出现高空反气旋式辐散的卷云羽结构,类似美国中部的MCC。

这类中- $\alpha$ 尺度系统最前方的中尺度对流系统(先导系统)的回波结构有些类似中纬度飑线。回波整体表现为南北长、东西短的椭圆形。强的对流回波相对集中于东部(图1A),在其前方边界层暖湿条件充裕情形下形成一条清楚的弧形对流线;对应的地面风场为一条辐合线,有点象飑锋(图略)。但一般情况下没有强的阵风和其它强对流现象。在它后部是一个逐渐展宽的弱回波区。在次天气尺度涡旋运动弱的情况下,这种系统一般向东移动,其中较快的移速可达每小时50千米以上。其环境高空风和风的铅直切变都不很强。系统的移速可以超过高空任何一层的风速,说明对流系统通过触发其前方新

的暖湿上升气流和对流单体发展而向东传播。高空风的铅直切变弱是这类对流系统产生强降水为主而其它强对流现象发生较少的的原因之一。



回波强度标志：外圈白色区域21—34dBz，斜影区域34—41dBz，  
黑色区域41—50dBz，内白色区域>50dBz，下图均同此

图1 A: 1988年6月10日13时10分宜昌雷达回波图 B: 1988年6月10日17  
时05分宜昌雷达回波图 C: 1987年4月24日04时10分武汉雷达回波图  
D: 1987年4月24日09时40分武汉雷达回波图

这种中尺度对流系统在东移过程中逐渐伸长、展宽。这时在对流线后方的弱回波区中会出现新的对流回波团(图1B)。由于它的范围较宽,通过测站时带来的累积降水量明显大于系统前沿狭窄对流线的贡献。

由于鄂西山地复杂地形的影响,在上述第一个中尺度对流系统之后,在地形有利的地区又会发展起新的对流系统。我们分析的例子中,后继的系统发展更快,几个对流系统迅速蔓延、汇合形成庞大的中- $\alpha$ 尺度对流回波团,最强降水出现在两个系统并接之处,而且主要发生在湘-鄂西分水岭这个著名的气候暴雨中心区,其次是长江和清江的分水岭。

此外,在暴雨云团前方边界层受暖气团控制的情况下,由于白天鄂西山地东坡的山地-平原热力环流发展,这种局地环流中的边界层辐合线与云团系统前沿辐合线合一。强的对流降水集中在山地东坡地区。

到了中、后期,随着次天气尺度涡旋运动和加强,中尺度对流回波系统发生相对旋转移动(图1C)。这时其后部由于有干空气插入,那里回波趋于消散。最后,整体的

中心部分成为基本无回波区，残存的回波位于边缘，成为西北方开口的环状（图1D），这时已处于整体的消散阶段。

如果暴雨云团发生在静止锋（包括梅雨锋）上，则当涡旋运动加强时，回波带呈锋面波动的形式（图略）。主要降水区分别在“冷锋式”回波带和“暖锋式”回波带上。

在预报上还要特别注意一点，在低层气旋性环流加强时，原回波系统前方和后方可能分别出现边界层暖锋锋生和冷锋锋生，在这种锋生区发展新的对流回波系统，而且可能成为以后主要的暴雨区。有时这种锋生辐合与地形（如鄂西山地）作用相结合，停滞在山地附近。

## 二、冷 锋 暴 雨

在影响湖北省暖季的冷锋系统中，降水回波中尺度结构与中高纬度气旋冷锋不同。一般说来，结构比较松散、零乱且多变化。但可以归纳出以下几个特点：

1. 在冷锋主体回波（这里称为“宽回波带”——虽然实际上并没有完整的回波带）之前常有形如飑锋的对流降水线南移。它有时位于宽回波带的边缘（图略）；有时可以加速南移离开宽回波带（图2A），这时常呈弧状。这种“飑锋”在地面风场上表现为一条辐合线。在一次冷锋过程中可以有一次以上的飑锋式降水线在宽回波带前方产生和南移。

2. “冷锋宽回波带”实际上是很不均匀的。主要特点是其中常有直径100—150千米的回波团沿着平行于冷锋的方向移动。一次冷锋过程中可以有相继几次这样的扰动（图2B）。冷锋宽回波带的较强降水都集中在这种显然比次天气尺度更小的扰动中。这些雨团往往移到大别山一带（包括河南信阳地区）停滞发展，造成较大的累积降水量。目前还不了解这种小型扰动的气象要素场结构和它的动力性质。在每一次回波团（雨团）活动（东移）之后，整个冷锋回波带向南推进一步。

3. 与一次次的雨团在大别山附近停滞发展有关，当整个冷锋回波带南移过大洪山之后，回波带的东北段（在大别山附近）发展成范围较大的回波团（图2C）。而在汉江河谷和江汉平原一带变得很狭窄，只剩下一条对流回波线。后面弱的宽回波带消失，但在鄂西南山地东侧往往滞留一片降水回波。因此冷锋暴雨过程往往表现为东西两端强，而中段（汉江河谷和江汉平原中部）弱。这是由于干冷

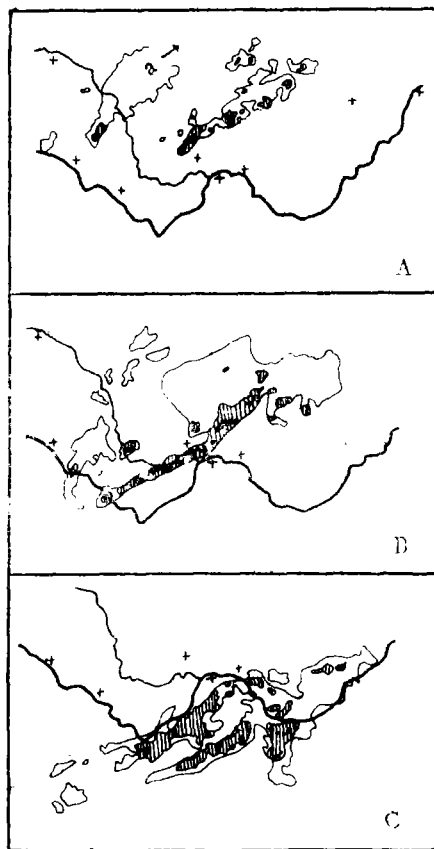


图 2 A, 1987年7月5日20时00分武汉雷达回波图  
B, 1987年5月1日13时00分武汉雷达回波图  
C, 1987年5月12日13时10分武汉雷达回波图

空气先倾入平原河谷。正因为这样,有时在窄回波线上发生强阵风。

4.紧接着上一阶段,大别山附近的回波团减弱南移,最后到鄂东南形成宽回波带。其中的较强回波呈现平行的多带结构(两条或三条)。这种情况可能与九官山-幕阜山一带的山脉地形有关。但是这些窄带出现后也是向南移动的。

### 三、暖区对流降水带

这类中尺度对流回波系统多出现在8月份。此时西太平洋高压脊强大,位置偏北。长江中游受暖湿气团控制。北方冷空气前沿在长江-淮河分水岭以北。但有时副高脊北沿的高空横切变(出现在700百帕和850百帕面上)位于地面冷锋以南(倒倾斜)。紧靠着这条切变线(南侧)可能发生暖区对流降水带,多半在午后(14时)开始出现,逐渐加强,到傍晚最盛。武汉WSR-81S雷达所能测到的这一段位置一般都在湖北省中部到大别山一带,取向NE-SW或ENE-WSW,移速一般很缓慢,当它南移接近武汉时已趋消散。

演变过程大致如下:

1.下午在高空切变线附近开始出现分布零散的对流单体或小的回波团(图略)。

2.对流单体或团逐渐增多,宏观上构成一条宽约100千米的带。但在“微观”上显得紊乱无组织(图3A)。

3.在这种移动和生消更替过程中逐渐趋向组织化,即发展和存留的单体和团愈来愈整齐的排列在带内,并开始在整体上发生结构的分化。带的东南侧的对流加强,形成一条比较整齐狭窄的、强的对流回波线。在它北侧的那些单体或团的强度减弱,连成一片。在这个阶段,它逐渐变宽,宽度可达到100千米以上(图3B)。

地面风场在前沿对流线南侧有一条比较明显的气旋性切变辐合线,辐合线附近没有强的阵风。这种对流回波线的移动速度很慢,日雨量往往呈带状分布。

4.解体消散阶段,回波带中部后方出现缺口,最终断开(图3C),断裂之处多在江汉平原中部。此时东北段在大别山附近演变成团。西南段残留在鄂西南山区的清江以南到江汉平原西南部一带。与上节提到的夏季冷锋降水带移过大洪山以后的情况有些类似。

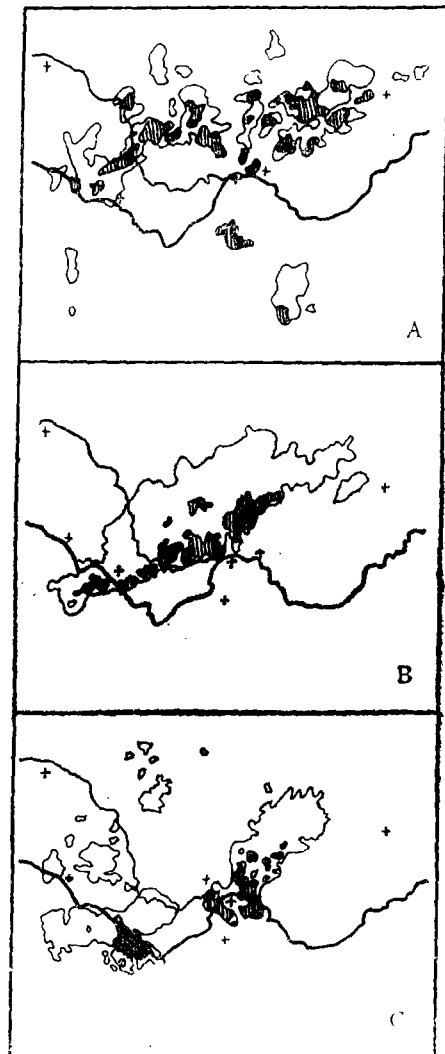


图3 A: 1987年8月19日17时20分武汉雷达回波图  
B: 1987年8月19日21时30分武汉雷达回波图  
C: 1987年8月20日00时30分武汉雷达回波图

有两类过程可使暖区对流降水带暴雨显著加强。一是北方冷锋回波带以较快速度南移与暖区对流带合并。二是高空正涡度平流系统（如逗点云系）东移到暖区对流降水带上空（图略）。

#### 四、登陆台风（低压）暴雨

台风在深入内陆的过程中逐渐减弱为低压，过程降水量沿台风移动方向呈带状分布，其中嵌有大于100毫米的强降水中心，它们发生在台风（低压）环流中心的南侧，地面流场上往往对应有中尺度辐合中心。

##### 1. 登陆台风暴雨

这阶段雷达回波宏观上表现为相对于环流中心南北准对称的中尺度螺旋回波带，带内的降水分布不均匀，较强雨核对应着嵌在带内的较强回波团。

以1988年8月8—9日登陆台风过程为例。当台风中心位于大别山北麓时，东风水汽输送带气流绕过大别山北麓，沿山脉西端的狭谷灌入，气旋式地迂回到大别山南麓，在局地地形的动力作用下形成如图4A所示的回波带分布。这时地面大别山南侧有一个显著的辐合中心。回波带内的较强回波团由带外端向辐合中心移动（图4B、4C），在辐合中心附近合并发展（图4D），造成单站三小时174毫米的大暴雨。

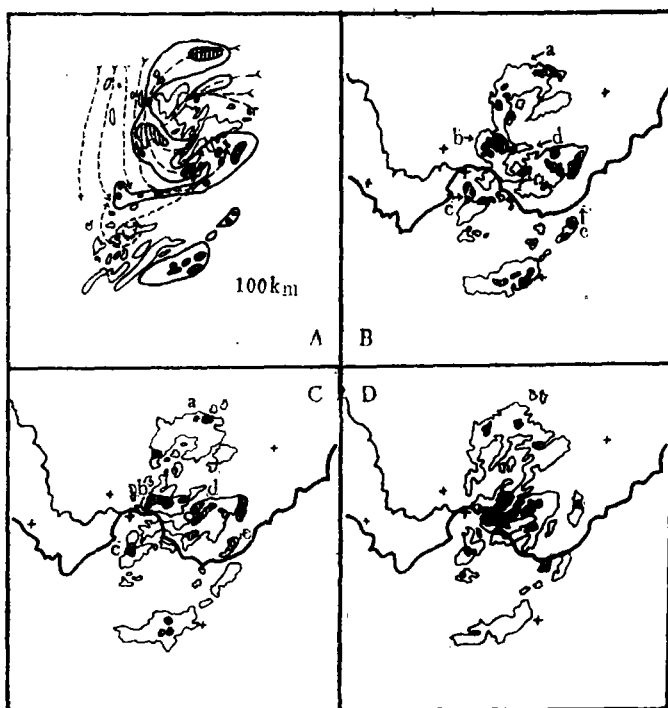


图4 A, 1988年8月8日21时10分叠加有地形(细实线)、地面流线(断线)的武汉雷达回波(粗实线)示意图 B, 1988年8月8日21时10分武汉雷达回波图 C, 1988年8月8日21时40分武汉雷达回波图 D, 1988年8月8日22时30分武汉雷达回波图

## 2. 登陆台风减弱为低压初期的暴雨

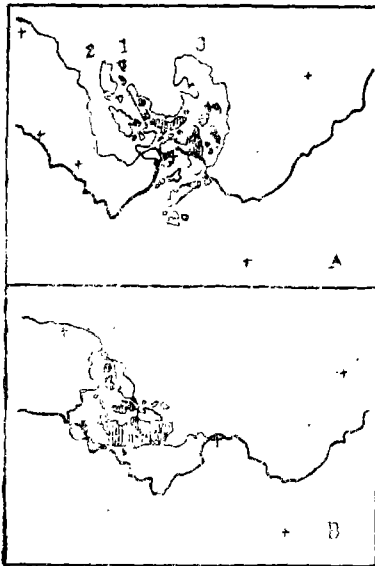


图15 A: 1988年8月9日03时00分武汉雷达回波图 B: 1989年8月6日23时36分武汉雷达回波图

这时雷达回波仍为多条中尺度回波带结构, 但分布为南北非对称, 见图5A。随着回波带1、2以新旧更替的方式南移, 其中的对流回波团由带外端移向内端, 而带3内的对流回波团则向北移动, 最后对流回波团相遇于多条带未来的接并处, 酿成此处暴雨发生。

## 3. 登陆台风减弱为低压后期的暴雨

台风减弱为低压两天后, 气旋式环流仍存在, 但强度减弱。这时雷达回波上只有一个中 $\alpha$ 尺度层状回波团, 它位于气旋式环流西南侧, 随低压系统向SSW移动。回波团中嵌有2—3条中 $\beta$ 尺度对流回波带, 其西北部拖有均匀的层状回波区(图5B)。当系统的移动变慢时, 回波团西北部的层状回波区减弱, 变零散, 回波团转向东移。由于其中的对流回波带西部的东移速度快于东部, 强回波在对流回波带的东端合并增强, 降水加大。但因为回波整体不断东移, 局地降水量并不很大。

## 五、造成局地大暴雨的复合单体和超级单体

1987年8月18日下午和夜间先后在随州市附近和荆门市附近发生两场局地特大暴雨。它们都是由范围小、强度大的超级单体和复合单体造成的。我们在“长江中游复杂地形和盛夏局地大暴雨”一文中有详细介绍。这里值得提出的有如下几点:

1. 这种中 $\beta$ 尺度的强系统可能也属于线状对流系统的一段。在特别有利的条件下突出发展。它们强烈发展时, 可能由于其补偿下沉气流抑制了附近对流云的发展而在一段时间内变成强而孤立的。

2. 这种局地突出发展都与特殊的地形综合作用造成的边界层中尺度辐合有关。地形作用包括机械强迫和热力条件日变化造成的山谷风效应等。

3. 高空风和高层风的铅直切变很弱。

4. 它们的生命史在4小时以上。

A PRELIMINARY STUDY OF THE  
CONVECTIVE ECHO SYSTEM IN SPRING -  
SUMMER MESOSCALE HEAVY RAIN  
OCCURRENCES IN Hubei PROVINCE

Hu Bowei\* Fang Chunhua\* Wan Yufa\*\* Gu Zhonghua\*

**ABSTRACT**

In the light of Wuhan and Yichang digitized radar echo data obtained during 1987—1989, the heavy rain occurrences in Hubei province in spring and summer are classified into five types, namely, meso- $\alpha$  scale heavy rain cloud cluster, cold front heavy rain, convective rain band in warm areas, landing typhoon, and multicell or supercell. Some characteristics of their mesoscale structures and evolution processes are described in this study.

\*Affiliated with the Wuhan Research Institute of Heavy Rain

\*\*Affiliated with the Wuhan Central Meteorological Observatory