# 1998 年 6 月 8~9 日香港特大暴雨 中尺度对流系统分析\*

孙 健<sup>1)</sup> 刘淑媛<sup>2)</sup> 陶祖钰<sup>3)</sup> 王洪庆<sup>3)</sup>

- 1) (中国气象科学研究院,北京 100081)
- 2) (空军气象中心, 北京 100843)
- 3)(北京大学物理学院大气科学系,北京 100871)

摘 要 利用卫星和多普勒雷达的高时空分辨率观测资料,对 1998 年 6 月 8~9 日香港暴雨过程中的中尺度对流系统进行分析,表明: (1) 此次暴雨是冷锋前暖区的对流性降水,期间有 3 次强降水过程,每次维持时间 2~5 小时,中尺度对流系统是造成强降水的主要系统。(2) 雷达回波强度与卫星云图对比发现,强回波区全位于云顶温度< -32  $\subset$  的云团内,但具体分布有两种情况: 一种强回波区位于通常所说的发展强盛的  $\alpha$  中尺度云团的边缘 TBB等值线密集区,一种如尺度较小的线状强回波则位于两个  $\beta$  中尺度云团(云顶温度< -52  $\subset$  )之间。这利用常规观测资料是无法识别的。(3) 分析单多普勒雷达反演的水平风场发现: 大尺度的环境风场中,存在  $\beta$  中尺度系统的独立流场;中尺度云团内部的流场辐合与强回波带相对应。

关键词:暴雨;β中尺度对流系统;卫星云图;多普勒天气雷达

文章编号 1006-9895 (2004) 05-0713-09 中图分类号 P458 文献标识码 A

## 1 引言

暴雨是我国主要灾害性天气之一。1951~1982年,全国平均每年由暴雨造成的洪灾达53次,给国民经济和国防建设造成严重的影响。暴雨是在有利的大尺度环境下,由中尺度系统直接造成的,因而研究暴雨的中尺度特征和中尺度系统对暴雨的作用十分重要[1~4]。自20世纪60年代中期以来,我国已经组织过多次暴雨科学实验和综合分析研究。但是,由于常规观测站的分布受许多条件制约,导致常规观测无法得到几十公里乃至更高分辨率的气象场,因此仅仅从常规的观测资料来分析暴雨的中尺度结构往往是不够的,而现今发展的数值模拟技术的结果也需要有高分辨率的观测资料加以验证。因此,使用具有高分辨率的观测资料进一步分析暴雨的中尺度结构是非常必要的。

1998年进行的国家攀登项目"海峡两岸及邻近地区暴雨试验(HUAMEX)",以 华南地区的中尺度暴雨结构及其发展形成过程研究为主要目标。试验中,使用了卫星、 多普勒天气雷达和风廓线雷达等具有高分辨率的观测仪器并在暴雨期进行了加密观测, 获得了许多难得的高分辨率资料。本文就是主要利用此次试验的卫星和多普勒天气雷

<sup>2003-06-06</sup> 收到, 2003-11-04 收到修改稿

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金资助项目 40233036 和高等院校重点实验室访问学者基金资助项目共同资助

达观测资料,对加密观测期的 1998 年 6 月  $8\sim9$  日香港暴雨个例中的中尺度对流系统进行分析研究。

## 2 大尺度背景及降水过程概况

#### 2.1 常规观测分析

1998年5月下旬,随着南海季风爆发,华南前汛期降水开始。从5月25日到6月12日,雨带一直在华南沿海一带维持。6月8~10日是海峡两岸及邻近地区暴雨试验中的一个加密观测期。在这个加密观测期中,香港出现了暴雨天气。从6月8~9日香港

表 1 香港 1998 年 6 月 8~9 日每 6 小时雨量

日期	雨量/mm					
8 日	5	6	24	160		
9 日	123	120	5	14		

每6小时降水量实况(表1)可见,香港仅8日一天(世界时,下同)的降水量达195 mm,9日降水量达262 mm,两天总雨量457 mm。可见这是一次相当强的暴雨过程。

8~9日香港强降水时段,地面弱冷锋区一直滞留在广州北部,香港位于广州西北部低涡的东侧偏南气流的暖湿空气中,对流层低层为西南气流控制,并在南海北部出现低空急流(图 1a),另外从 850 hPa 的位势高度图上可见,这次香港特大暴雨和南海北部沿海低压中向东伸展的倒槽有关(图 1b),分析表明这是一次弱冷锋前暖区的强对流降水。

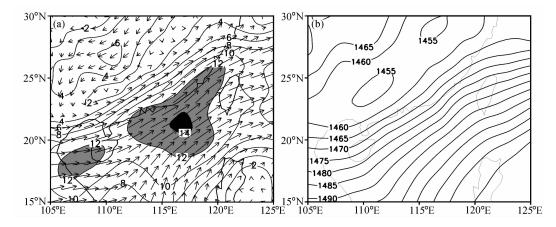


图 1 6月9日00时850 hPa 风矢量和等风速线(a,实线: $m s^{-1}$ ,阴影区为大于12 $m s^{-1}$ 风速区)及位势高度(b)

利用地面探空计算香港(45004)站(22.3°N,114.17°E)8日 18时的埃玛图 [图 2(见图版 I)] 并计算一些稳定度分析指数。8日 18时,香港最强暴雨发生前,1000 hPa 以上高空均为西南风,925 hPa 的风速已经达到  $10~{\rm m~s^{-1}}$ ,空中强大的不稳定能量(CAPE)为  $864.7~{\rm J~kg^{-1}}$ ,K 指数为 40.2。可见,香港上空存在很强的不稳定层结,并且湿度很大,有利于香港地区出现对流性强降水,只要有低层的扰动配合,即可发生强对流。

#### 2.2 加密观测分析

考察香港逐时雨量(图3)可以发现,这次特大暴雨由3次强降水过程组成。降水

有明显的间歇性、突发性和短时间的持续性。第一段强降水发生在8日20时~9日01时,5小时的总雨量达到163.4 mm,其中,8日21~24时3小时雨量为130.8 mm,最大1小时雨量48.0 mm。第二段强降水发生在9日04~06时,3个小时总雨量达到113.2 mm,最大1小时雨量39.9 mm。第三段强降水发生在9日08~10时,2小时雨量达到101.0 mm,最大1小时雨量71.7 mm。9日10时以后强降水结束,从10时到13时的3小时雨量只有0.1 mm。这3段强降水的持续时间分别为2~5小时,是典型的中尺度时间尺度。

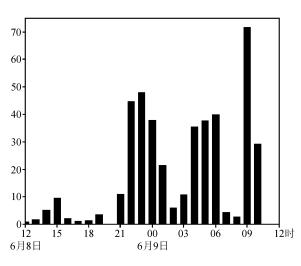


图 3 1998 年 6 月 8 日和 9 日香港每小时雨量 (单位: mm) 直方图

由此可见,这次降水过程具有强度大、突发性强、时间尺度小的特点。造成这种较短时间尺度的系统是难以靠常规观测资料(如常规探空和地面观测资料)来分析的,必须依靠时间和空间分辨率较高的卫星和雷达观测资料才能详细考察造成香港特大暴雨的中尺度强对流系统。

#### 3 卫星云图上的 MCS

郑永光等<sup>[5]</sup>利用逐时 GMS 卫星红外云图制作的 6 月 7~10 日的日平均 TBB 图考察台湾中部和珠江口地区中尺度云团分布结果表明,这次香港特大暴雨和锋前暖区及锋面云带中存在强烈的中尺度对流系统活动有关。

为了要进一步确认与 8~9 日香港 3 次强降水过程相联系的中尺度对流系统,下面对逐时的红外云图进行分析。图 4(见图版 I、II)给出了 9 日 01~10 时每个小时的红外云图 TBB分布。为了更清楚地显示中尺度对流系统的分布、移动和生消,给出的红外云图从 TBB $\leq$ -32  $\Box$  开始绘制。

图 4 中 TBB $\leq$  -32  $\subset$  和 TBB $\leq$  -52  $\subset$  的区域清楚地显示,在这 10 小时的时段内华南沿海一直存在活跃的 MCS 活动。在 9 日 01 时,香港上空东部有一个已经发展得很完好的  $\alpha$  中尺度云团 A,它造成了香港 8 日 20 时~9 日 01 时 5 小时的总雨量达到 163.4 mm 的大暴雨。在它的西面还有一个  $\alpha$  中尺度云团 B,它是一个有 4 个  $\beta$  中尺度对流系统组成的复合体。这 4 个  $\beta$  中尺度对流系统在 01~03 时这段时间内略有减弱。B云团中位于东南方的  $\beta$  中尺度对流系统 b2 造成了香港 9 日 03~06 时的第二段强降水,3 小时总雨量达到 113.2 mm。在 06 时的图上,对流系统 b3 重新发展,到 09 时发展成一个外形非常完整的  $\beta$  中尺度对流系统,它给香港带来了 9 日 08~10 时的第三段强降水,2 小时雨量达到 101.0 mm。最大 1 小时雨量 71.7 mm。

卫星云图清楚地表明,香港的特大暴雨是由中尺度对流云团造成的,中尺度对流

云团的发展无论在时间上还是在空间位置上都和香港的1小时雨量配合得很好。

为了更清楚地了解 9 日 01 时卫星云图中标示的两个  $\alpha$  中尺度云团 A、B 的发展和演变情况,表 2 给出了根据云团中心最低温度人工估计的 9 日 01~10 时两个  $\alpha$  中尺度云团的区域中心位置(经纬度表示,在云团中心最低温度区域高于一52  $\mathbb C$  时,不再给出中心位置)和云顶的温度。

从表 2 可以看到, A 云团的尺度最大、发展强盛、移动缓慢,影响香港地区时间最长。B 云团从 9 日 01 时开始一直与 A 云团共同作用影响香港地区。02 时减弱并分裂后首先是 b1 和 b2 重新得到发展,与 A 云团一起造成当日香港地区 04 时到 06 时的强降水。值得指出的是,B 云团中 b3 云团减弱后(TBB 值一度高于一48℃)06 时重新获得强烈发展,在 09 时发展最强烈并造成在整个暴雨过程中小时雨量最大的降水;红外云图的 TBB 分布也显示出此云团是一个发展非常强烈的β中尺度对流系统。

	- JV -	- H 11,7-7	小川川川八及五四。	~1000 ip ip ip ip ip			
			云 团				
时间	Α (α 中尺度)	B (α中尺度)					
01.81	(22°N, 116°E)	(22°N, 111.5°E), <−60°C					
01 时	<-60°C						
00 11	(22°N, 117°E)	(22°N, 112°E) 开始分裂为 4 个 β 中尺度云团					
02 时	<-60°C						
		b1	b2	b3	b4		
03 时	(22°N, 117°E)	(23.5°N, 113°E)	(21.7°N, 113.7°E)	(21.8°N, 112°E)	(22.5°N, 111°E)		
	<-60°C	<−60°C	<-60°C	$-60 \sim -56 ^{\circ}\text{C}$	$-60 \sim -56 ^{\circ}\text{C}$		
04 时	$(22^{\circ}N, 117^{\circ}E)$	(23.5°N, 113°E)	(21.7°N, 113.7°E)		(22.7°N, 111.2°E)		
	<−60°C	<−60°C	<-60°C	>−52°C	>-56℃		
05 时	(21.5°N, 117°E)	(23.5°N, 114°E)	(21.7°N, 114°E)		(22.8°N, 111.6°E)		
	<−60°C	<−60°C	<−60°C	>−48℃	>−56℃		
06 时	$(21.5^{\circ}N, 118^{\circ}E)$	(23.5°N, 115°E)	(21.7°N, 115°E)	(22°N, 113°E)	(23°N, 111.9°E)		
	<-60℃	<-60℃	<-60℃	加强	>-56℃		
07 时	(23°N, 119°E)	(23.5°N, 115°E)	(22°N, 116°E)	(22°N, 114°E)			
	<−60°C	$-60 \sim -56 ^{\circ}\text{C}$	>−56℃	<−60°C	>−52°C		
08 时	(23°N, 120°E)	(24°N, 116.5°E)	(22°N, 116.8°E)	(22°N, 114°E)			
	<−60°C	-60∼-56°C	>-56℃	<−60°C			
09 时	(23.5°N, 120.5°E)	(24°N, 117°E)		(22°N, 114.5°E)			
	<−60°C	>−56℃	>−52°C	<−60°C			
10 时	(23.5°N, 121°E)	(24.5°N, 117°E)		(22°N, 115°E)			
	<−60°C	>−56℃		<−60°C			

表 2 9日 01~10 时每小时的中尺度云团发展分布情况

## 4 多普勒雷达分析

卫星红外云图只能反映中尺度云团的云顶情况,而冷云盖的范围很大,从卫星云图无法了解云盖下面强对流的活动。要详细了解冷云盖下方的对流性降水及其中尺度流场结构必须依靠雷达探测资料。将雷达得到的高分辨率的水平流场和强度回波与卫

星云图结合比较分析,这样可以在分析雷达高分辨率的、但面积相对较小的水平流场和强度回波的同时,获取中小尺度系统在大范围天气形势中的 23°N 位置及相对较大系统的信息。

香港天文台大帽山(Tai Mo Shan)多普勒雷达(以下简称香港雷  $22^{\circ}N$  达),位于( $22.359^{\circ}N$ , $114.22^{\circ}E$ ),雷达所在位置海拔高度 0.58 km。扫描范围根据仰角变化, $0.5^{\circ}\sim4.7^{\circ}$ 仰角  $21^{\circ}N$  扫描范围为 256 km; $6.7^{\circ}\sim34.7^{\circ}$ 仰角 扫描范围为 127 km。考虑到由于方位角分辨率不变,距离雷达越远,数据水平分辨率将越低。到 125 km 处,切向相距  $1^{\circ}$ 的两个点的距离达到 2.2

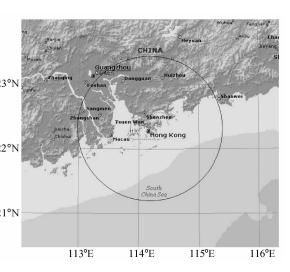


图 5 香港天文台大帽山多普勒雷达位置及 半径 125 km 的扫描范围

km。因此,在下面进行水平风场资料反演时仅使用 127 km 半径的扫描范围内的雷达资料(如图 5 所示)。

#### 4.1 暴雨的回波图像

下面给出每小时间隔的 6 月 9 日  $01\sim10$  时的海拔 2.00 km 高度相应的雷达回波强度 [图 6,(见图版 III、IV)],以便分析这一时段雷达回波强度的分布特征。

多年对雨强和雷达回波强度关系分析表明,在回波强度大于 35 dBZ 以上才有强降水的估算,而当回波强度在大约 40+1dBZ 左右时,对应的估算的降水量在 10 mm  $h^{-1}$  左右。因此在下面的回波强度分析中,本文将大于  $40\pm1$  dBZ 的回波区定为强回波区。为了更清楚地显示强回波的分布,只显示大于 30 dBZ 的回波。

第一段强降水过程主要发生在8日21时~9日00时。9日00时的850hPa上的风速显示香港位于急流轴的左侧,云团A、B(图4)均在急流中心轴的左侧,环境风场风向为西南风。在01时的雷达回波图中可以看到有a、b两块回波系统,其中回波b的强度还较弱,显然是在发展期。a回波区强度大于42dBZ的区域很大,是造成第一段强降水的回波系统,与卫星云图中的云团A相对应。它已移到雷达的东部,显示相对于香港而言第一段强降水过程行将结束。到02时,b回波带明显增强,回波强度大于42dBZ的回波区形成连续的带状。从01~03时的雷达回波和卫星云图(图4)均可以看出b回波带是向东南方向移动的,而中尺度云团A一直维持少动。到03时,TBB图(图4)上中尺度复合云团B追赶上中尺度云团A。在雷达回波图中,两者边缘产生的回波带结合到一起,形成"人"字形回波。将雷达回波以及卫星云图中中尺度云团的位置对应来看,03时在雷达东南"人"字型回波的"捺"的部分是中尺度云团A造成的回波带,发生在云团A西北侧TBB等值线密集区。而"人"字型回波的"撤"的部分则是中尺度复合体B的回波带,部分发生在云团B东北侧TBB等值线密集区,部分在β中尺度对流系统b2的边缘等值线密集区。

第二段强降水过程主要发生在 9 日  $04\sim06$  时。04 时,随着中尺度云团 B 中 b1 向

东南方向的移动。雷达回波显示,东北—西南走向的"人"字形回波带的"撇"部分向东南方向移动,强回波区到达雷达原点的位置。05 时,强回波区整体东移。卫星云图(图 4)上,云团 B 控制香港上空,雷达位于两个  $\beta$  中尺度对流系统 b1 和 b2 中间。由于 b1 向东南方向的移动更为明显,使得"人"字形回波带的"撇"部分的东北部从东北—西南的倾斜角度变小,而向东—西的横向转向,在回波带中出现三条明显的线状强回波区,强降水区在云团 B 内部的两个  $\beta$  中尺度对流系统 b1 和 b2(云顶温度《一52°C)之间,而且显然不是发生在通常所说的 TBB 等值线密集区,这在云图中是无法分辨的。这也许是引起三条线状强回波的对流系统的尺度比 b1 和 b2 更小,从而云顶高度较低,因而这种细微结构从自上向下拍摄的红外云图中无法区分。

一般来说层状云降水在  $10\sim30~\mathrm{dB}Z$ ,强对流回波在  $45\sim50~\mathrm{dB}Z$  以上 [6] 。为了更清楚地显示中尺度对流系统造成的这三条线状强回波的立体结构,图 7(见图版 II)绘制了 05 时回波强度大于 42 dBZ 的三维等值面。可以看到,三条的线状强回波区的大于 42 dBZ 的回波顶在 6 km 以下,在 6 km 的回波强度平面显示中,大于 30 dBZ 的回波已经很少了;而且呈近乎平行的状态自西向东排列。

中间的线状强回波区在 06 时略有减弱,而后面的线状强回波区则与这条线状强回波区接近,并融合在一起。但与前面的线状强回波区仍然各自独立。

07 时,中尺度云团 B 中 b1 和 b2 已经东移并减弱,中尺度云团 b3 到达香港上空,与之对应,雷达西南面又有一条新的线状强回波区出现,再次形成三条线状回波区。08~09 时,中尺度云团 b3 发展旺盛,显然是造成这两个时刻的强回波区的主要系统。

整个过程中,强回波区不断东移,移出雷达扫描区并从雷达的西南不断有新生强回波区移入,这与云团的移动相对应。

卫星云图与回波强度对比分析发现在常规观测中无法识别的现象,即虽然强回波区全部位于云顶温度 $\leq -32$ °的云团内部,但其具体分布区域又有两种情况:

- (1) 位于通常所说的发展强盛的两个  $\alpha$  中尺度云团的边缘 TBB 等值线密集区(如图 4 中 03 时"人"字型回波的右半部分)。这表明对于一个中尺度对流系统,强降水中心并不在强上升区,而是在强上升区边缘。
- (2) 尺度较小的线状强回波区位于两个  $\beta$  中尺度云团(云顶温度 $\leq$ -52°C)之间(如图 4 中 03 时"人"字型回波的左下部分和图 4 中 05 时的线状回波带)。可能是由于引发强回波的系统尺度比两个  $\beta$  中尺度云团更小(如 05 时,强回波区的宽度只有 20 km 左右),从而强线状对流区云顶相对较低,因此这种现象无法在云图中观测到。

#### 4.2 对流系统的水平流场结构

#### 4.2.1 水平风场反演的 VAP 方法

VAP(Velocity Azimuth Process)方法<sup>[7]</sup>是在假定反演廓线上的相邻  $2\Delta\theta$  的方位角速度相等(局地均匀)条件下,忽略雨滴降落速度,计算水平风向、风速。若规定  $v_r > 0$  径向风向趋近雷达, $v_r < 0$  远离雷达, $\alpha$  为径向速度与风矢量的夹角, $\theta$  为方位角。则:水平风速  $v = |v_{hrl} - v_{hr2}/2\sin\alpha\sin\Delta\theta|$ ,水平风向  $\tan\alpha = -[(v_{hrl} - v_{hr2})/(v_{hrl} + v_{hr2})]\cot\Delta\theta$ 。

在径向, VAP 方法反演风场的分辨率是雷达的探测资料的径向分辨率, 一般小于 1 km, 因此 VAP 方法反演风场的径向的分辨率绝对满足区别 β 中尺度 (20~200 km)

的分辨率需求。在切向(表 3),在半径 125 km 以内 VAP 方法反演的水平风场的 分辨率值小于 9 km,因此 VAP 方法反演 的水平风场的分辨率可以满足分辨 β 中尺度 (20~200 km) 天气系统的需求。

表 3 切向的分辨率随距离变化

半径/km	<10	10~20	>20	125
$\Delta \theta /$ (°)	7	6	$6\sim2$	2
切向/km	2.4 (10)	4.1 (20)	6	8.7

使用多种方法对 VAP 方法反演水平风场的正确性系统验证<sup>[8]</sup>也表明反演的水平风场可以用于对中尺度对流系统的风场结构进行分析。因此,下面利用 VAP 方法反演的水平风场进行水平流场结构的分析。

#### 4.2.2 反演的水平流场结构分析

第二段强降水过程主要发生在9日04~06时之间,因此下面主要分析这一时段水平流场分布。将反演的水平流场与回波的配合分析使中尺度的水平流场结构更为清楚。图8(见图版 IV)是利用 VAP 方法反演的6月9日03~06时2km 高度水平流场和回波的叠加图像,图中用箭头标出流场的主体走向。

分析图 8 可见,03 时,雷达西南的回波带是西南偏西风和偏南风之间的辐合,对应中尺度复合体 B 中 b2 的西北边缘。而雷达的西北侧回波带则位于 b1 东南边缘,是西南风和南风及东南风之间的辐合。东侧是西风和西南风之间的辐合。这些风场的辐合与强回波区很好的对应。因此,在大尺度的西南风的环境风场中,存在 β 中尺度系统的独立流场。在 04 时,"人"字型回波的"捺"的部分强度有所加强。在 05 时,三条线状回波出现,但 05 时、06 时风场的基本形势没有变化,只是系统整体在不断的向东南偏东移动,但移动缓慢。可见造成强回波带的系统是中尺度云团内部的偏西和偏南风之间的辐合。

分析 05 时放大后的半径 51 km 的流场 [图 9 (见图版 IV)] 发现,三条线状回波在 1 km 和 3 km 高度的流场基本一致。在第 1 条强回波带是西南风和西风 (西北风) 之间的辐合,第 2 条强回波带是西南风和南风及东南之间的辐合,在第 3 条强回波带是西风和西南风之间的辐合。因此,可以说造成 3 条线状强回波带的系统在流场上表现为中尺度云团内部的西南偏西风和南风之间以及西风与西南风之间的辐合。

## 5 结论

本文利用卫星和多普勒雷达资料,对 1998年 6月 8~10日香港特大暴雨个例进行了中尺度分析,得出以下主要结论:

- (1) 8~9日香港特大暴雨是一次冷锋前暖区的强中尺度对流降水。香港逐时雨量 表明,8日12时~9日12时的降水过程中包含了3次中尺度强降水,这次降水过程具 有强度大、突发性强、时间尺度小的特点,依靠常规天气图是难以分析和预报的,必 须依靠时间和空间分辨率较高的卫星和雷达监测资料。
- (2)  $\alpha$  中尺度云团 A 造成香港第一次强降水过程,B 云团中的  $\beta$  中尺度云团与 A 云团一起造成当日香港地区 04~06 时第二次的强降水;B 云团中的  $\beta$  中尺度 b3 云团造成在整个暴雨过程中 1 小时雨强最大 (09 时)的第三次强降水。中尺度对流系统是造成强降水的主要原因;

- (3) 每小时的雷达回波强度图与 TBB 图对比发现,强回波区的变化与 TBB 图上的两个较大的中尺度云团相对应,全部位于云顶温度 $\leq$ -32 $^{\circ}$ C 的云团内部。其分布区域可以分为两种情况:①通常所说的发展强盛的两个  $\alpha$  中尺度云团的边缘 TBB 等值线密集区,这表明对于一个中尺度对流系统,强降水中心并不在强上升区,而是在强上升区边缘;②尺度较小的线状强回波位于两个  $\beta$  中尺度云团(TBB $\leq$ -52 $^{\circ}$ C)之间。可能是由于引发强回波的系统尺度比两个  $\beta$  中尺度云团更小(如 05 时,强回波区的宽度只有 20 km 左右),从而强线状对流区云顶相对较低,从自上向下拍摄的红外云图中无法区分云下这种细微结构;
- (4) 单多普勒雷达反演的水平风场分析表明:在以西南风为主的大尺度环境风场中,存在β中尺度系统的独立流场,造成这次强降水的线状强回波带的系统为中尺度云团内部西南偏西风和南风之间以及西风与西南风之间的辐合。

由此可见,利用单多普勒雷达观测的回波可以观察到云图无法观测的云顶下面更详细的中尺度系统的分布;而利用单多普勒雷达资料反演的风场可以得到中尺度云团内部β中尺度对流系统的独立的流场结构。因此,利用雷达资料对造成强回波带的β中尺度对流系统的流场和散度场的三维结构进行更细致的分析是我们下一步将解决的问题。

致谢:感谢香港天文台提供 Doppler 雷达资料

#### 参考文献

- 1 周秀骥主编,98华南前汛期暴雨的中尺度特征分析,海峡两岸及临近地区暴雨实验研究,北京:气象出版社,2000,175~185.
- 2 张庆红、刘启汉、王洪庆等,华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟,科学通报,2000,45 (18),1988~1992.
- 3 孙建华、赵思雄,华南"94·6"特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究,大气科学,2002, **26** (4),633 $\sim$ 646.
- 4 张小玲、陶诗言、张庆云,1998年7月20~21日武汉地区梅雨锋上突发性中-β系统的发生发展分析,应用气象学报,2002,**13**(4),385~397.
- 5 郑永光、王洪庆、陶祖钰等. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验 IOP608 的中尺度对流系统, 热带气象学报, 2001, **17** (2), 10~19.
- 6 杜秉玉、陈钟荣、张卫青,梅雨锋暴雨的 Doppler 雷达观测研究:中尺度对流回波系统的结构和特征,南京气象学院学报,1999, **22** (1), 47~59.
- 7 陶祖钰, 从单 Doppler 速度场反演风矢量场的 VAP 方法, 气象学报, 1992, **50** (1), 81~90.
- 8 刘淑媛,多普勒雷达风场信息处理技术及暴雨中尺度结构研究,北京大学博士学位论文,2003.

# An Analysis of the Meso-Scale Convective Systems in a Heavy Rain Process during June 8 to 10 1998 at Hongkong

Sun Jian<sup>1)</sup>, Liu Shuyuan<sup>2)</sup>, Tao Zuyu<sup>3)</sup>, and Wang Hongqing<sup>3)</sup>

- 1) (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)
- 2) (Air Force Meteorological Center, Beijing 100843)
- 3) (Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract An analysis for the meso-scale convective systems in a heavy rain process during June 8 to 10 1998 is performed using the data observed by meteorological satellites and the Doppler radar. The following results are drawn. 1) This heavy rain process is caused by meso-scale convective systems, and there are three different periods in which strong precipitation processes happen. 2) Comparing the reflectivity observed by radar and the cloud distribution observed by satellite, it is found that although the area of strong reflectivity is located in the areas where the temperature of the cloud top is less than  $-32^{\circ}\text{C}$ , there is still two kinds of distributions. One is that the heavy rainfall is located in the area where the gradient of the TBB isoline is biggest, and the other is that the heavy rainfall is located in the area between two meso- $\beta$ -scale cloud groups, where the temperature of the cloud top is less than  $-52^{\circ}\text{C}$ . This situation cannot be distinguished by the routine observation. 3) Based on the horizontal wind field retrieved from Doppler velocity, it is found that there is isolated construction of meso- $\beta$ -scale wind field. The convergence between the southwest wind and the south wind and the convergence between the southwest wind and the west wind cause the strong precipitation.

Key words: heavy rainfall; meso-β-scale convective system; nephogram; Doppler radar

#### 孙 健等: 1998年6月8~9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析 图版 I

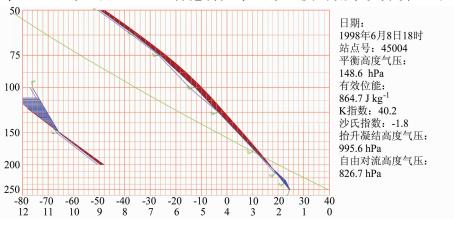


图 2 8 日 18 时香港 (45004) 站埃玛图 绿色为压高线;红色为状态曲线;蓝色为温压线;紫色为露压线

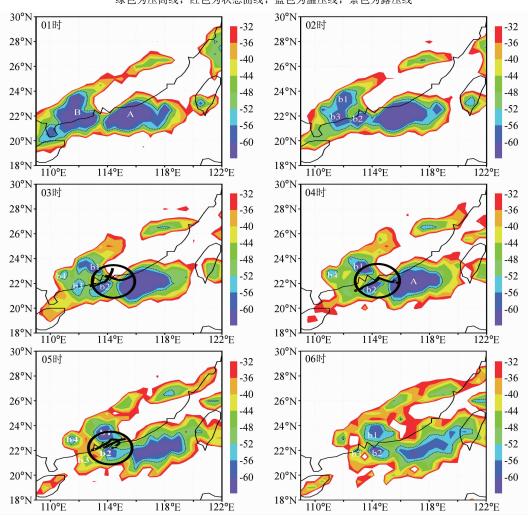
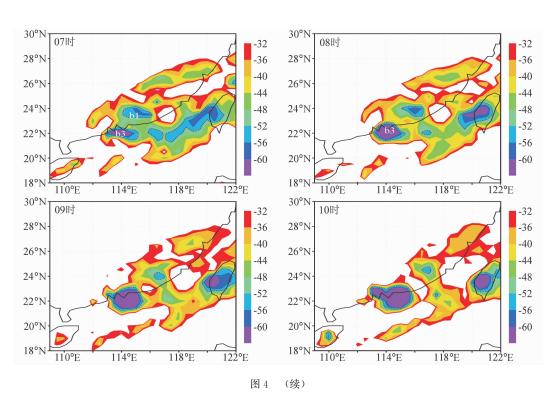


图 4 9日 01~10 时每小时的红外云图 TBB分布 圆圈内为雷达扫描的范围,粗实线为与图 6 相同时刻对应的强回波线位置



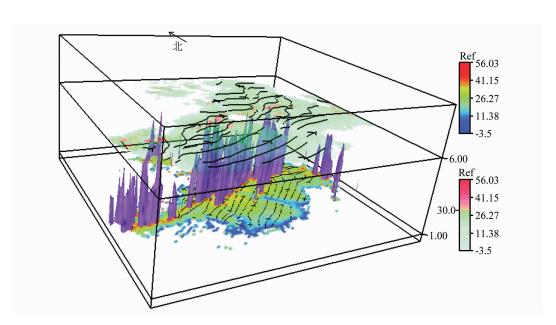


图 7 9日 05 时 00 分 1 km、6 km平面的回波强度、水平流线和回波强度的 42 dBZ 三维等值面图例 Ref 为回波强度,单位:dBZ,两个平面标示的数字为平面的海拔高度,单位:km

孙 健等: 1998年6月8~9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析 图版 III

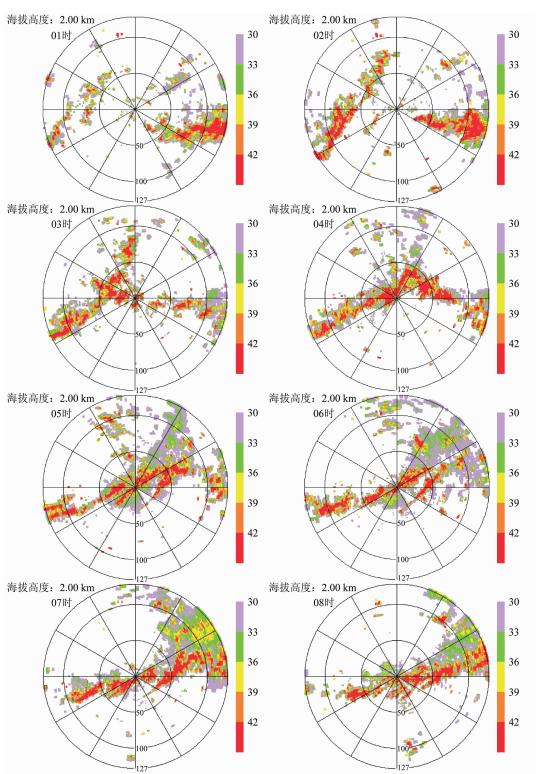
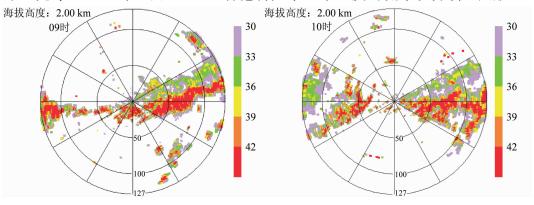
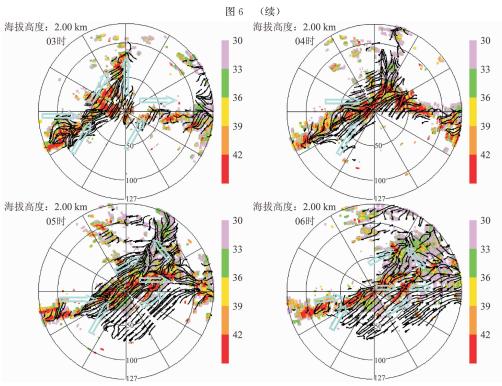


图 6 6月9日01~10时的海拔2km高度雷达强度回波图像

## 孙 健等: 1998年6月8~9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析 图版 IV





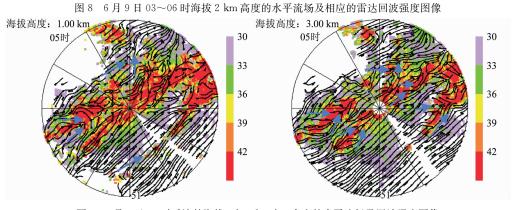


图 9 6 月 9 日 05 时反演的海拔 1 km 和 3 km 高度的水平流场及回波强度图像