

# 1998 年 7 月 20 ~ 21 日武汉地区梅雨锋上突发性 中- $\beta$ 系统的发生发展分析\*

张小玲 陶诗言 张庆云

(中国科学院大气物理研究所,北京 100029)

## 提 要

1998 年 7 月 21 日鄂东南地区出现特大暴雨,其中武汉市出现 1 h 降水量超过 88 mm 的突发性大暴雨(简称“98.7”大暴雨)。通过诊断分析发现:武汉地区的“98.7”突发性大暴雨是中- $\beta$ 尺度系统强烈发展引起的;在暴雨发生前武汉附近整个对流层大气积聚了大量的水汽,整个层结接近饱和,并且蕴涵着大量对流有效位能(CAPE);中- $\beta$ 尺度系统形成后停滞少动数小时,使中- $\beta$ 系统区域积累大量的可降水,引起“98.7”突发性强暴雨。

关键词:突发性 中- $\beta$ 尺度系统 有效位能(CAPE)

## 引 言

1998 年江淮地区“二度梅”期间的 7 月 21 ~ 23 日,鄂西南、武汉地区、江汉平原以及鄂东南地区出现特大暴雨过程。从 20 日 20:00(北京时,下同)至 22 日 20:00 的 48 h,有 10 个县(市)降水量超过 300 mm;其中黄石市降水超过 500 mm,武汉市、鄂城、汉川三地降水分别达到 458 mm、407 mm、370 mm,为有降水记录以来所少见。武汉市 20 ~ 21 日 24 h 降了 268 mm 的特大暴雨,是有记录以来 7 月份出现的最大暴雨;其中 21 日 06:00 ~ 07:00 1 h 降水量达 88 mm,突破历史最高记录。本文分析这次突发性暴雨发生、发展的过程及其相伴的中尺度天气系统活动。

## 1 降水过程及大尺度环流背景

“98.7”特大暴雨的降水过程有明显的突发性中- $\beta$ 尺度对流系统(MCS)的特性,江汉平原和鄂东南的地形也对暴雨有一定的作用。7 月 20 日 20:00 至 22 日 19:00 湖北省的主要降水区位于沿着长江 105° ~ 117°E 的区域(图略);7 月 20 日 20:00 至 21 日 19:00 的 24 h 最大降水中心出现在武汉(280 mm);7 月 22 日 07:00,最大降水中心移到黄石(389 mm);降水量累计到 7 月 22 日 19:00,鄂东两个最大降水中心分别位于武汉(457 mm)和黄石(540 mm)。

\* 本文获得国家重点基础研究发展规划项目“我国重大气候和天气灾害形成机理与预测理论研究”第一部分(G1998040903)、第二部分(G1998040908)共同资助。

2001-01-09 收到,2001-04-30 收到修改稿。

图1是“98.7”暴雨期间6个代表站逐时降水量的直方图,各站1h的最大降水均超过50mm。降水的主要特征是具有明显的间歇性,并且具有突发性和相对持续性。这几个站都有两个强降水时段。以武汉为例,7月21日连续8h每小时降水量超过10mm,7月22日超过10mm/h的强降水也持续了6h,其中21日有2h的降水量超过50mm/h,最大1h降水达88mm。

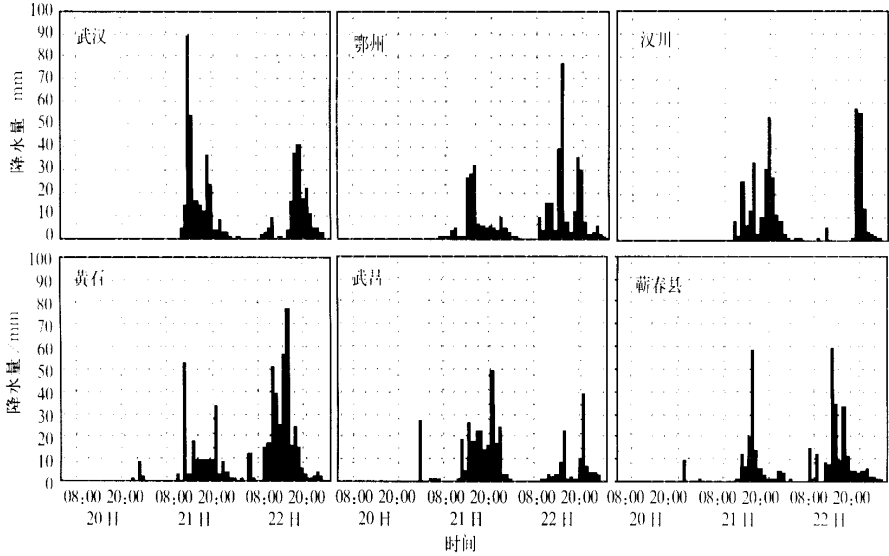


图1 1998年7月20~22日武汉及其附近地区的降水逐时演变图

“98.7”暴雨发生在大别山和幕阜山之间的长江河谷地带。图2是湖北东部的地形(等高线)图。在图2上还标有引起武汉和黄石市暴雨的雨团活动路径(国家气象中心,国

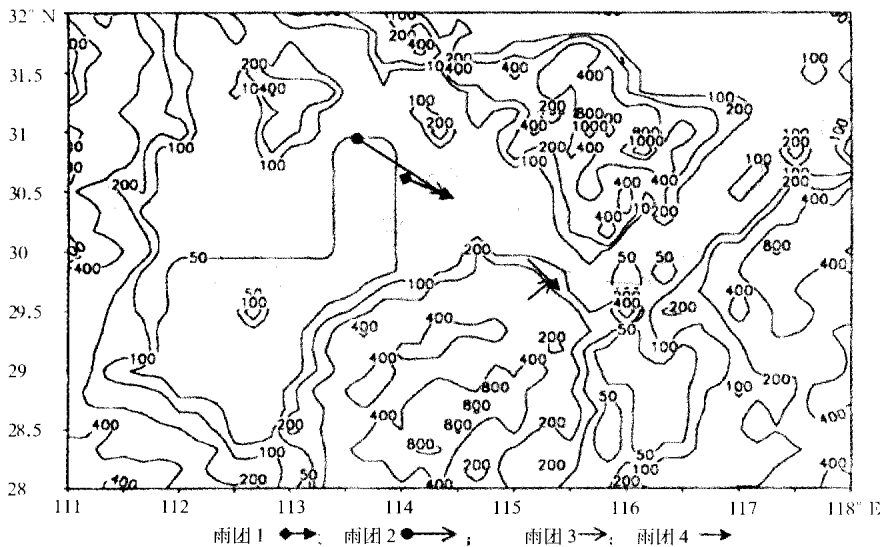


图2 湖北省东部地形图(等高线单位:m)

家卫星气象中心<sup>[1]</sup>,1999)。取1 h降雨量大于10 mm的等雨量线所包区域为雨团,1998年7月20日20:00至21日20:00鄂东南先后有10个中- $\beta$ 尺度强降雨团发生、发展,其中有3个雨团活动影响武汉降水(图2)。结合图1可见,7月21日03:00~04:00武汉西面的汉川县开始出现降水,05:00~06:00出现雨团(雨团1),雨团向东移到武汉后,武汉06:00~07:00雨量达88 mm,雨团在武汉停留4 h,雨团范围达150 km,09:00以后,雨团向南移至武汉郊县蔡甸消散。21日10:00在武汉西北部京山县产生一个雨团(雨团2)并向东南移动,12:00抵达武汉,造成12:00出现一场大雨(见图2),以后雨团折向西南移动,14:00在武汉西南方江夏县消散。另外7月21日04:00~10:00,在黄石市西南侧大冶产生一个雨团(雨团3)并向东北方移至黄石市,08:00~09:00黄石出现每小时30 mm的雨峰(图2),雨团形成后向南继而折向东移动并趋于消失。21日07:00在黄石市北侧的黄州市(雨团4)产生一个雨团并向东南方向移到黄石市,它在黄石市停数小时,然后移向鄂州并趋于消失。7月21日武汉市10:00~12:00出现的强降水是由当地产生的雨团引起,雨团形成后向西移后折偏南行,在武汉市周围郊县旋转,形成武汉市10:00~14:00的连续大雨。

根据国家气象中心和国家卫星气象中心<sup>[1]</sup>(1999)的每小时地面流场分析,每个雨团在流场上表现成东风倒槽或者中尺度切变线,这是中- $\beta$ 尺度低涡在地面流场上的表现。胡伯威等<sup>[2]</sup>(1996)指出,梅雨锋区的强降水绝大多数伴随中- $\alpha$ 和中- $\beta$ 低涡的活动,即使有一些梅雨锋区的暴雨在天气图上低涡环流不明显,但经过仔细分析仍可发现有弱的低涡环流存在。“98.7”暴雨属于胡伯威所指的第二种情形。

1998年7月上、中旬,西太平洋副热带高压北抬,控制了长江中、下游地区,长江流域的梅雨中断。7月下旬西太平洋副高南落、东退,副高主体位于日本以南洋面,高压脊伸向我国华南地区,梅雨锋重新出现在长江沿岸,长江流域出现“二度梅雨”。

充足的水汽供应是发生暴雨的重要物理条件,7月20~22日期间有大量来自孟加

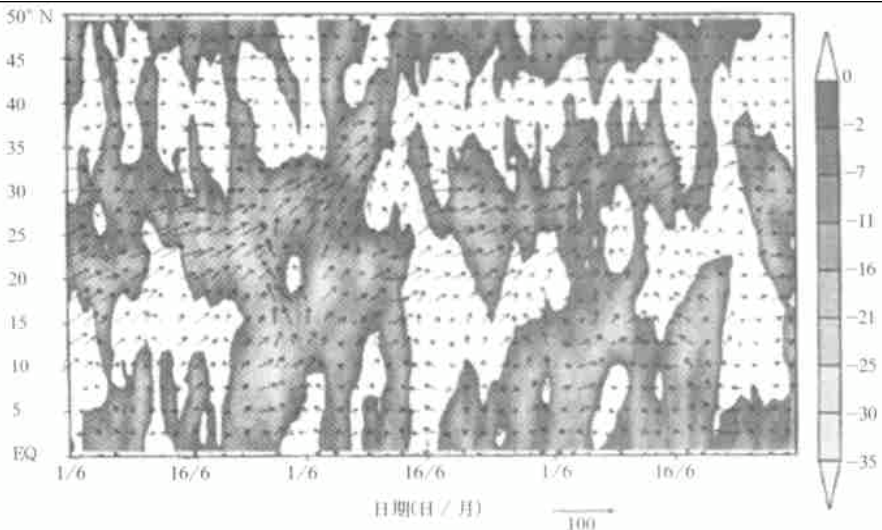


图3 1998年6~8月 $100^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ 范围平均的整层水汽输送通量 $qV$ (单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和TBB(阴影表示 $\text{TBB} < -10^{\circ} \text{C}$ )时间-纬度剖面图

拉湾和赤道西太平洋的水汽在南海汇合输送到长江。洞庭湖到鄱阳湖区域是高水汽含量(可降水)中心(图略)。梅雨期来自南方海洋的水汽输送是以“季风涌”的形式出现的。图3是1998年6~8月 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围平均的整层水汽输送通量和TBB纬度-时间剖面图。对应1998年6~7月的两次梅雨锋降水时段,从南海有两次强的季风涌向北爆发。张顺利等人<sup>[3]</sup>(2001)指出,在二度梅期间(7月20~30日),先后有三次高空短波低槽从河西走廊沿青藏高原东北部东移经过梅雨锋,由于北方有冷空气南下,与来自南海的季风涌相汇合,这使得梅雨锋的强度增加,致使最强水汽通量辐合区出现在武汉、黄石的上游。

图4是1998年6~8月沿 $30^{\circ}\text{N}$ 的600 hPa的涡度时间-经度剖面。正涡度的分布随时间的演变反映了中- $\alpha$ 尺度对流系统(MCS)的活动情况。MCS经常在 $100^{\circ}\text{E}$ 附近的高原东坡生成。有些MCS仅在高原东坡生消,有些能移出高原,并进入到梅雨锋中。6月10日有一个MCS从高原东移,12日移动到梅雨锋上,并不断激发MCS;7月19日也有一个MCS从高原东麓移出,21~23日移动到梅雨锋上以后,激发MCS,使得梅雨锋强度增加。

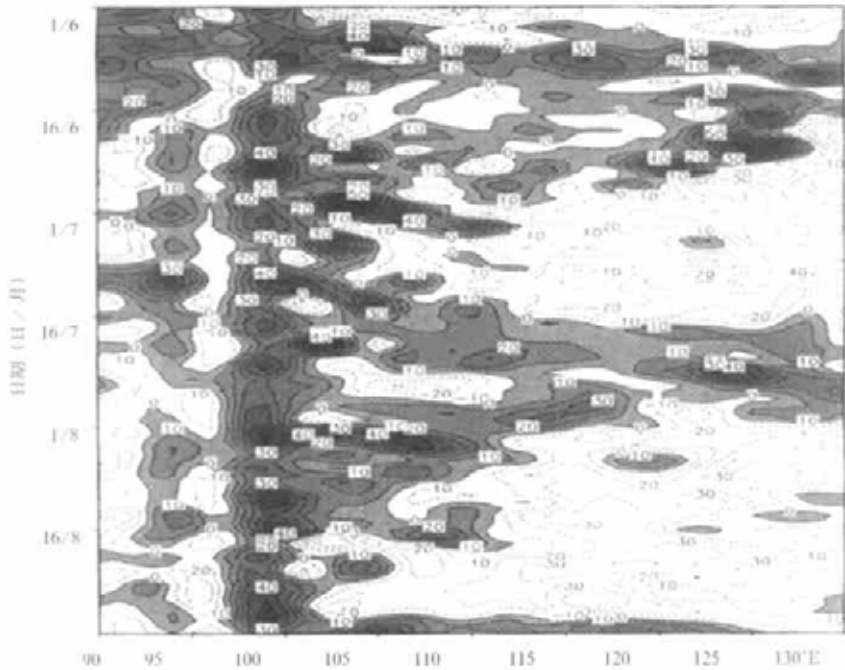


图4 1998年6~8月沿 $30^{\circ}\text{N}$ 的600 hPa的涡度时间-经度剖面(单位: $10^{-6}\text{s}^{-1}$ )

1998年7月20日20:00的地面图上有一静止锋位于长江沿岸;850 hPa图上长江以南地区出现强西南风(低空急流),四川有一个西南涡,梅雨锋表现成一条切变线;500 hPa图上梅雨锋表现成西北气流和西南气流的汇合区。整个高低空天气系统的配置极有利于在梅雨锋南侧的地区产生降水。

在某一地区,设降水的持续时间为 $D$ ,平均降水率为 $\bar{R}$ ,在该地区的降水量为 $P$ ,则有

$$P = \bar{R}D \quad (1)$$

对“98.7”武汉中-β尺度暴雨来讲,暴雨持续时间只有 3 ~ 4 h,强降水主要是由于 $\bar{R}$ 特别大造成的。而对于引起 1998 年 6.7 月长江流域严重洪涝来讲,是由于降水持续的时间太长(1 个月)。从天气学的观点分析,暴雨中的瞬时降水率与水汽的垂直输送通量  $q w$  成正比(Chappell<sup>[4]</sup>,1986),

$$R = E q w \tag{2}$$

式(2)中  $q$  是比湿,  $w$  是上升速度,  $E$  是比例系数。比例系数  $E$  是从云里落到地面的降水量与进入暴雨区上空的水汽总量之比。因此,一场突发性降水的总降水量为

$$P = E \bar{q} \bar{w} D \tag{3}$$

由式(3)可知,突发性暴雨的降水量决定于上升速度、水汽的不断供应以及降水持续的时间。在上述大尺度场背景条件中已指出,“98.7”暴雨中的水汽供应是充足的。强的上升速度一般出现在中尺度对流系统中(如 MCS),而降水时间要长(如维持 3 ~ 4 h),这要求中尺度对流系统移动很慢或停滞少动。中-β尺度对流系统中的上升速度与浮力所作的功(即对流有效位能,简称 CAPE 用  $E_c$  表示)有关系。

$$\frac{W^2 - W_0^2}{2} = \int_{z_1}^{z_2} g \frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} dz = E_c \tag{4}$$

其中  $W$  为最大上升速度,  $W_0$  为自由对流高度上的速度,  $\theta_c$  为上升气块的位温,  $\theta_{env}$  为环境气块的位温,  $z_1$  为自由对流高度,  $z_2$  为自由对流上限高度。假设  $W_0$  等于零,则 MCS 中的最大上升速度

$$W = \sqrt{2 E_c} \tag{5}$$

图 5 是 7 月 20 日 20:00 和 7 月 21 日 08:00 武汉的探空曲线( $T-\ln p$  图)。随着季风涌的爆发,武汉上空的湿空气层变得愈来愈厚,7 月 20 日 20:00,露点温度线与层结曲线几乎重合,表明在武汉上空整个对流层大气接近于饱和。从图 5 还可发现,低空没有强逆温存在;从 7 月 20 日 20:00 的温度层结曲线和绝热过程曲线看,从 750 hPa 一直到对流层顶绝热过程曲线的温度均高于层结曲线的温度,表明武汉上空大气蕴藏着大量对流有效位能(CAPE)。如果通过某种促发机制,使大量对流有效位能释放,将产生很强的上升运动,引起大量的水汽通量,产生强降水。假如 7 月 20 日 20:00 武汉探空的 CAPE 全部释放,根据公式(5)估计最大上升速度可达 120 m/s。实际上,由于 CAPE 不可能全部释

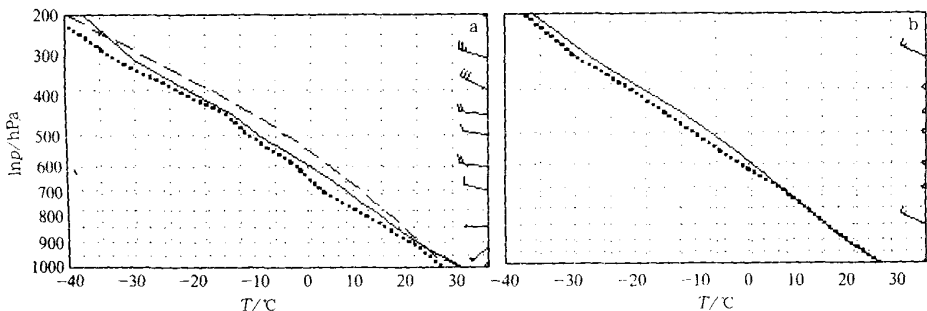


图 5 1998 年 7 月 20 日 20:00(a) ~ 21 日 08:00(b)  $T-\ln p$  图  
(点线为露点温度曲线;实线为层结曲线;虚线为绝热过程曲线)

放,而且当有强降水时,雨水能削减上升速度。若将其效率打3~5折,气块的抬升速度仍可达40~60 m/s,这与美国中尺度对流辐合体(MCC)中最强上升速度44 m/s相当(Peter S. Ray<sup>[5]</sup>,1986)。可以估计,最大上升速度的量级为 $10^1$  m/s,考虑雨水的削减、气压扰动效应以及其他阻滞作用,武汉这次暴雨的上升速度约为1~10 m/s。

7月21日08:00的探空曲线上从地面到500 hPa露点曲线与温度层结曲线完全重合,表明下过雨后的结果。

另外,从武汉上空的高空风垂直切变(图略)看,从地面到500 hPa出现很弱的暖平流。整个对流层的风矢量垂直切变很小。这有利于在对流层的发展过程中,云层不会有强烈的云砧,使得云中落下的降水都能降落在当地。

上述大尺度环流场的条件,均有利于在武汉地区出现强的对流性降水。关键在于CAPE如何释放以及梅雨锋所产生的MCS如何发生、发展。

## 2 中- $\beta$ 尺度系统的发生、发展分析

图6是1998年7月21日05:00 GMS红外云图和地面梅雨锋的位置。锋面云区主要位于梅雨锋上及其南侧。梅雨锋云系由两块中- $\alpha$ 云系组成,西面的云系是位于四川的西南涡云系,它与东面这块云系之间有空隙。图上\*是武汉的位置,也是7月21日05:00中- $\beta$ 对流系统强烈发展的地区,这个中- $\beta$ 对流系统是从东面的中- $\alpha$ 尺度云系西北端发展起来的。

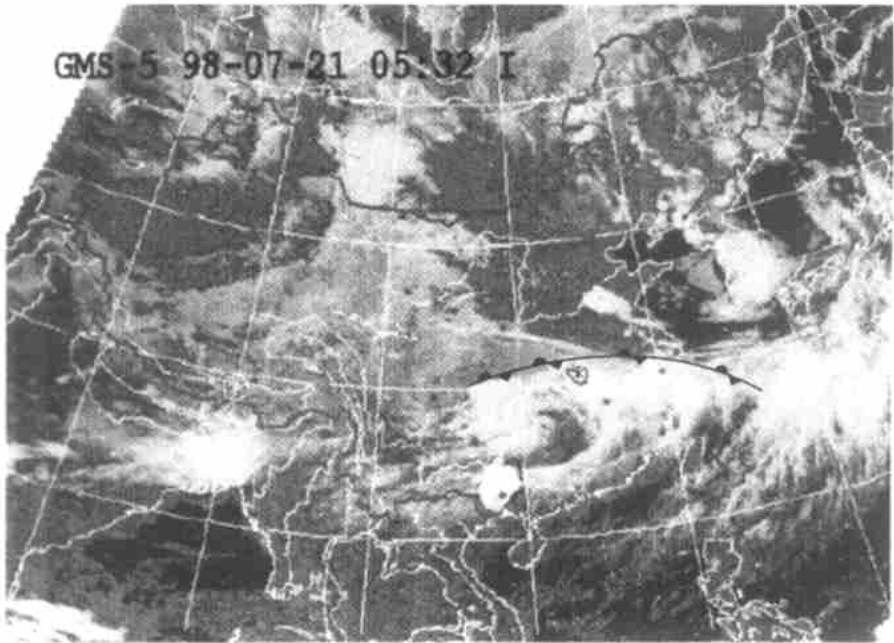


图6 1998年7月21日05:00 GMS红外云图



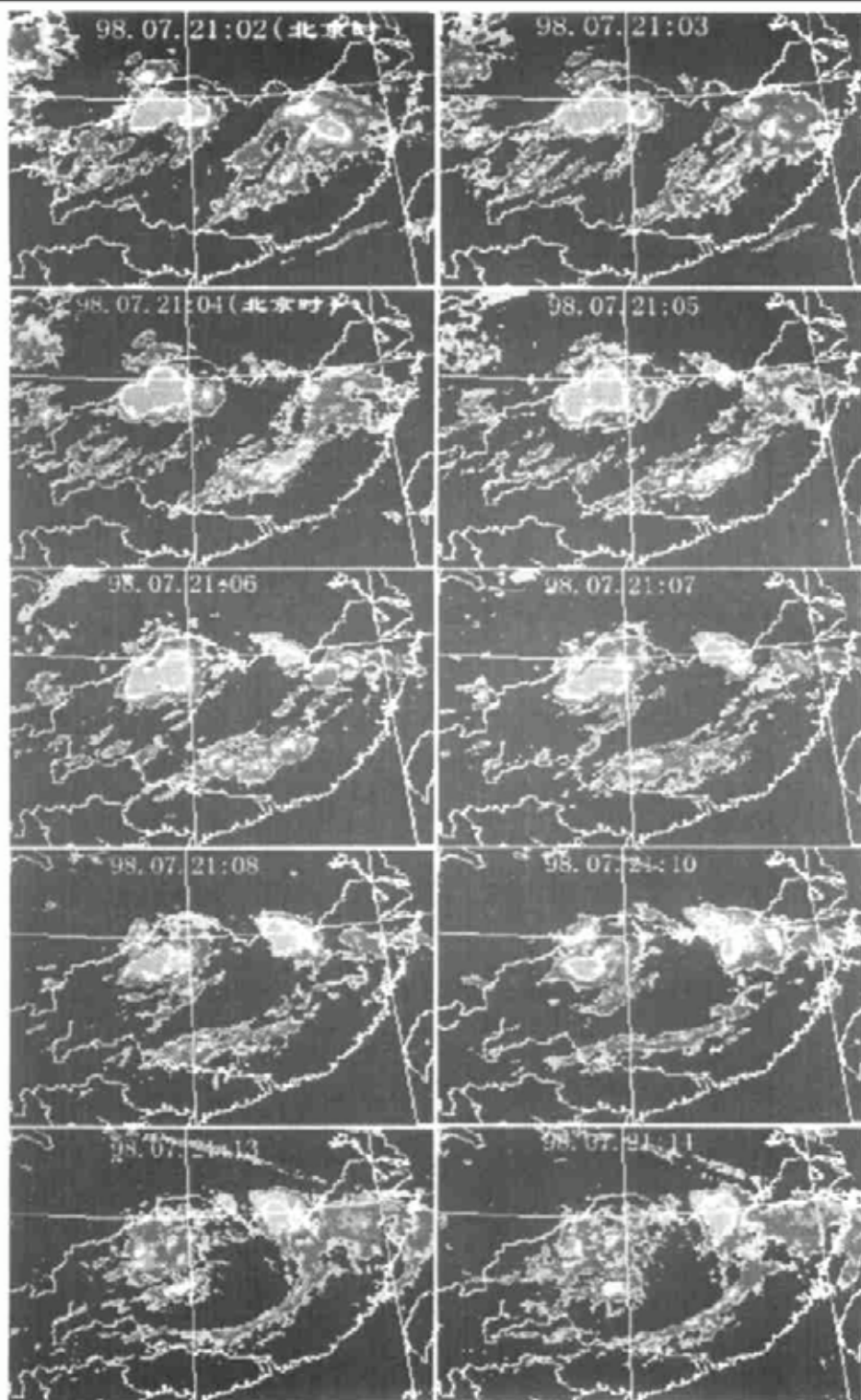


图7 1998年7月21日MB红外增强云图

图 7 是 1998 年 7 月 21 日 02:00 ~ 14:00 MB 红外增强云图(郑新江、陶诗言<sup>[6]</sup>, 1999)。21 日 02:00 武汉上空并无对流云发展。武汉的西、东两侧各有一块中- $\alpha$  尺度云系。03:00 在武汉西侧开始有中- $\beta$  对流云发展;04:00 ~ 05:00 对流云在武汉上空发展;06:00 ~ 08:00 中- $\beta$  对流云系强烈发展,使得 06:00 ~ 07:00 武汉 1 h 降水量达 88 mm;以后中- $\beta$  云区继续扩大,14:00 发展成东面这块中- $\alpha$  云系中的一个逗点云系。

对于这个中- $\beta$  尺度对流系统的发展,利用常规的天气图难以分辨出来,最好用每 10 ~ 20 min 一次的雷达探测资料追踪其发生、发展。可惜我们没有获得雷达资料。于是改用每 3 h 一次 GMS 高分辨率(0.25° × 0.25° 纬距)的 TBB 资料分析这次中- $\beta$  系统的发生、发展(图 8)。21 日 02:00 武汉东侧有一片中- $\beta$  云区,武汉上空没有对流云发展。05:00 武汉市西侧的汉川县开始出现对流云并有降水,08:00 这个中- $\beta$  尺度系统已发展到最盛阶段,中- $\beta$  云区西侧的 TBB 值达到 -75 °C,表示对流云顶已穿过对流层顶。21 日 11:00,这个中- $\beta$  系统开始减弱并向东移动,21 日 14:00 对流云趋于消亡,降水也减小。

这次中- $\beta$  系统发展过程中,在武汉附近停留了 3 ~ 4 h,它是一个准静止的系统。引起强降水的 MCS,大多数是多对流单体的对流系统。这种系统中包含多个处在不同发展阶段的对流单体。新的对流单体一般是在 MCS 的边界上生成,大约每隔 10 ~ 15 min 产生一个。每个单体发展成 MCS 中的主要单体后便趋于消散。在有些 MCS 中,对流单体

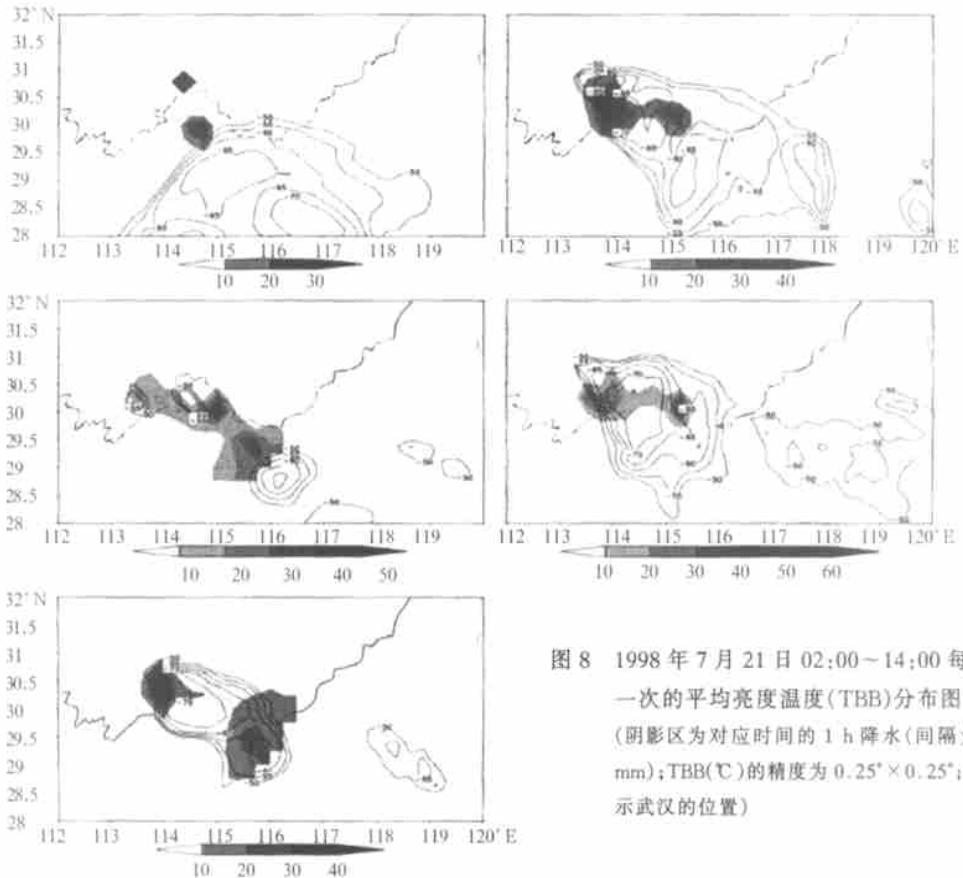


图 8 1998 年 7 月 21 日 02:00 ~ 14:00 每 3 h 一次的平均亮度温度(TBB)分布图 (阴影区为对应时间的 1 h 降水(间隔为 10 mm);TBB(°C)的精度为 0.25° × 0.25°;◆表示武汉的位置)



的生成区位于 MCS 的前部边界处,有些则位于后部边界处。“98.7”的 MCS 是属于后者。MCS 的移动一方面取决于对流单体的移动速度,单体一般随着 MCS 云层中的平均风速(略偏右或左)移动;另一方面单体生成区相对于已经存在的对流单体移动速度有一个相对速度,Chappell<sup>[4]</sup>(1986)称作单体的传播速度。相对速度的方向是从已经存在单体指向 MCS 中单体生成区的部位。如果单体生成区位于 MCS 的后部边界处,传播速度指向 MCS 的上游方向;反之则指向 MCS 的下游方向。Chappell 认为,MCS 的移动速度是上述两个矢量的和。“98.7”暴雨的中- $\beta$ 尺度系统中,这两个矢量方向大体上相反,因此这个中- $\beta$ 尺度系统在 3~4 h 停滞少动。相反在陈受钧等<sup>[7]</sup>(1998)所分析的 1991 年 6 月梅雨锋上 MCS 的个例中,单体生成区在 MCS 的前部边界处,即在已经存在的对流单体前方,不断有新单体生成,这类 MCS 是移动性的。值得注意的是,在这次中- $\beta$ 系统的发生、发展过程中,最强的对流出现在中- $\beta$ 系统的西侧,表示在这个中- $\beta$ 系统的西端不断有对流单体生成,这些单体生成后不断随环境风东移,可惜没有雷达资料,我们无法分析单体的生成和移动。但根据贝耐芳<sup>[8]</sup>(2000)的数值模式计算结果,对流单体是一个个由西向东的。传播矢量和移动矢量两者互相抵消,因此中- $\beta$ 对流系统移动的速度甚小。

在前述大尺度环流背景分析中,已经指出武汉附近环境场已具有出现对流性强降水的条件;中- $\beta$ 尺度系统发生、发展分析中指出,武汉附近两次突发性暴雨是通过两个中- $\beta$ 尺度系统的强烈发生、发展所引起的。现在的问题是通过怎样的机制,促使梅雨锋上的对流有效位能释放并促成中- $\beta$ 尺度对流系统的发生、发展。

1998 年 7 月 21 日 02:00 和 21 日 08:00 之间以及 22 日 02:00 和 22 日 08:00 之间,900~700 hPa 的对流层低层先后有两个扰动通过武汉上空(贝耐芳<sup>[8]</sup>,2000),这两个扰动分别对应两个中- $\beta$ 尺度对流系统。它们在 500 hPa 及其以上已不清楚。7 月 20 日 08:00 和 20:00 的 850 hPa、700 hPa 天气图上分析不出从西面和北面过来的系统,也分析不出在副高西北侧有小低压移过来。我们认为最可能的暴雨触发机制是暴雨南侧的低空急流中的扰动,这种扰动的周期为 6 h。孙淑清<sup>[9]</sup>(1985)根据衡山站风的变化,发现低空急流中有扰动存在,并通过重力波的传播影响下游的暴雨。徐亚梅、高坤<sup>[10]</sup>(2002)在分析 1998 年 7 月 22 日黄石附近的庐山中- $\beta$ 低涡的生成时,也认为当低空急流经过幕阜山时,水平风速显著加强。低空急流中的强风速扰动引起武汉至黄石的地面辐合线加强,并触发中- $\beta$ 低涡的生成。当然,7 月 21 日和 22 日的两次中- $\beta$ 系统的机制还值得进一步研究。

图 9 是武汉“98.7”突发性暴雨的中- $\beta$ 尺度对流系统的垂直结构。分析发现对流系统是一个整层上升的气柱,上升气流达对流层上层。相对涡度的垂直剖面上(图 9a),中- $\beta$ 尺度对流系统强烈发展区,500 hPa 高度以下为正相对涡度,其上空为负涡度;散度剖面上(图 9c),对流层中层和行星边界层出现很强的辐合,对流层上层出现大范围的辐散气流。低层的辐合和高层的辐散有利于气柱出现上升运动,并且在对流层中层(500~600 hPa 之间)出现最强的上升运动(图 9d),整个对流系统是一个上升气柱。气柱的右(东)侧约 300 km 处出现强的下沉气流,左(西)侧的对流层下层也出现动力补偿性的下沉气流。这种垂直直接环流圈是维持中- $\beta$ 尺度对流系统强烈发展所必需的。这个对流性上升气柱也是高湿的(图 9e),低层是对流性不稳定的(图 9f)。热带测雨卫星(TRMM)观测到 7

月 21 日梅雨锋上的中- $\beta$  尺度系统为 25 ~ 50 km, 而我们分析中使用的网格点距离为 100 km. 计算所得的结果只能代表中- $\beta$  尺度上限(250 km)的情况, 但所得分析结果与数值模拟结果(贝耐芳<sup>[8]</sup>(2000), 程麟生、冯伍虎<sup>[11]</sup>(2001)) 相同。

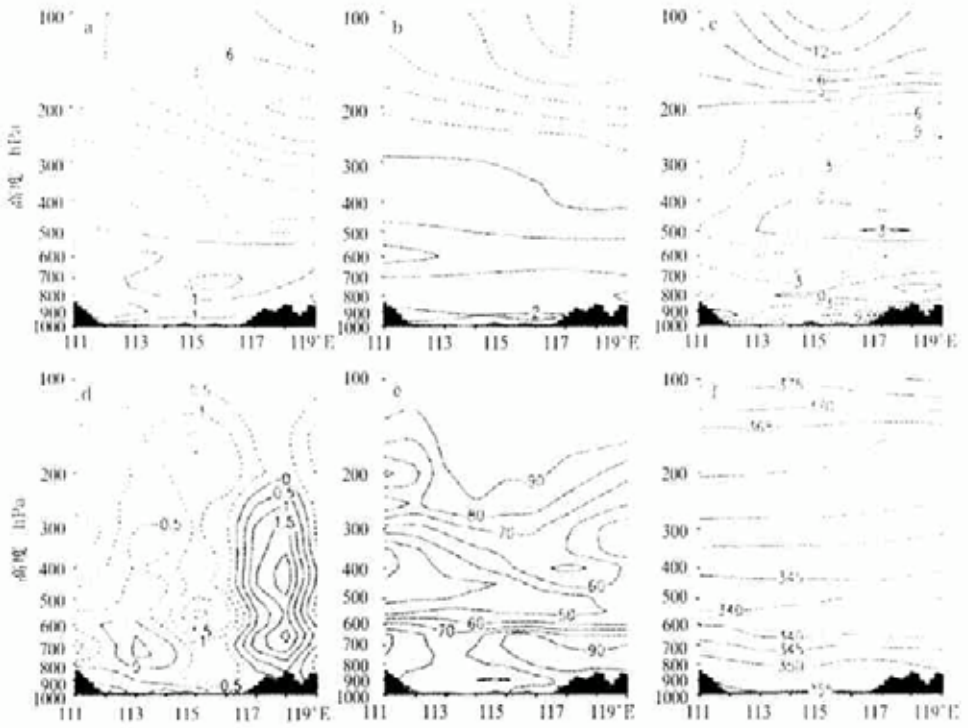


图 9 1998 年 7 月 21 日 08:00 沿 30°N 各种物理量垂直剖面

(a) 涡度  $\zeta (\times 10^{-5} s^{-1})$ , (b) 位涡度  $(\times 10^{-6} kg^{-1} \cdot m \cdot s^{-1})$ , (c) 散度  $(\times 10^{-5} s^{-1})$ ,  
 (d) 垂直速度  $w (\times 10^{-1} hPa \cdot s^{-1})$ , (e) 相对湿度(%), (f) 相当位温  $\theta_e (K)$  (阴影区表示地形高度)

我们勾画出“98.7”暴雨的中- $\beta$  尺度对流系统发展盛期的大尺度环境场和中- $\beta$  尺度系统的概略图(图 10)。大尺度环境场非常有利于中- $\beta$  尺度对流系统发展(图 10a), 梅雨锋南侧有两个中- $\alpha$  尺度的对流云。整个云区位于整层水汽辐合区, 湿轴和低空急流轴通过东面的中- $\alpha$  对流云的南面, 将大量的暖湿空气输送到对流云区。图 10c 是引起武汉“98.7”突发性强暴雨的中- $\beta$  尺度对流系统发展盛期的垂直结构图。整个对流系统是一个高湿的强上升气流柱, 强上升气流的右(东)侧有一支很强的补偿性下沉气流, 气柱的左(西)侧的对流层下层也有一支较弱的动力补偿性下沉气流, 气柱高空强的辐散和超低空的辐合是该系统维持发展的条件。等 0 °C 温度线和等 -25 °C 温度线分别出现在 500 hPa 和 300 hPa 的高度, 表明在 500 hPa 以下出现雨水, 500 hPa 和 300 hPa 之间是雪水, 300 hPa 以上有冰粒出现。

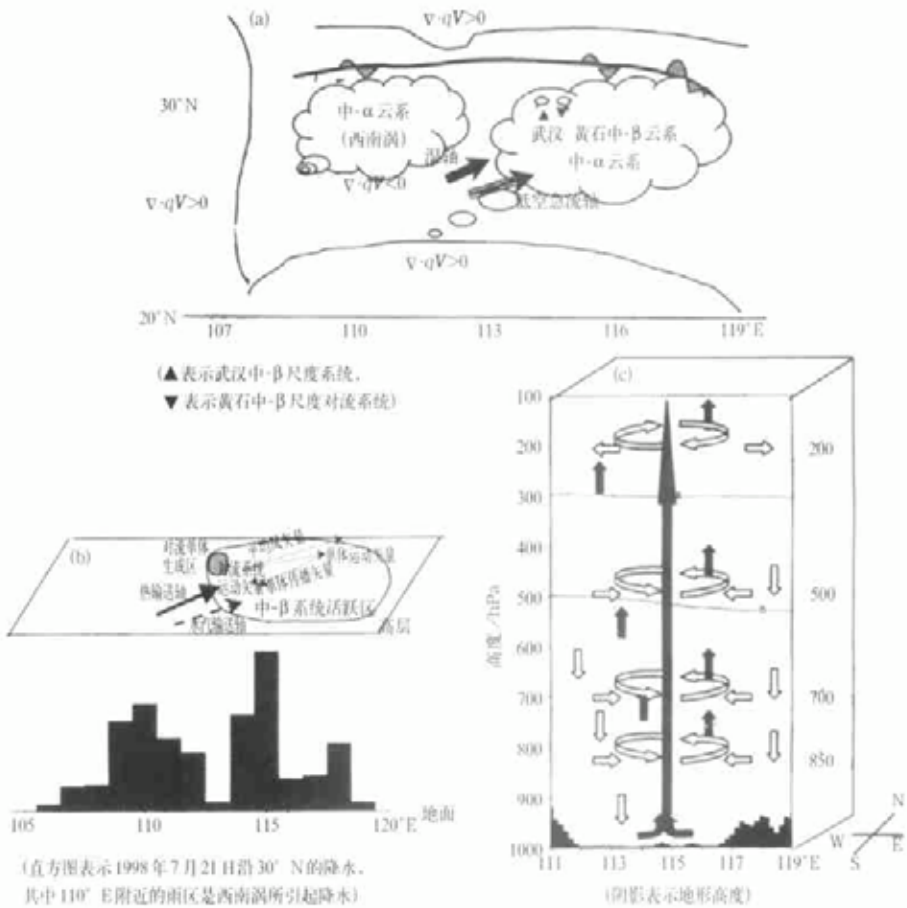


图 10 “98.7”暴雨的中- $\beta$ 尺度对流系统发生的概略图  
(a) 大尺度环境场, (b) 中- $\beta$ 尺度系统的平面结构, (c) 垂直结构

### 3 结论和讨论

- (1) 武汉地区两次突发性大暴雨是中- $\beta$ 尺度系统强烈发展所引起的;
- (2) 在暴雨发生前武汉附近整个对流层大气积聚了大量的水汽,整个层结接近饱和,并且蕴涵着大量对流有效位能(CAPE);
- (3) 暴雨区上空云层内的水平风的垂直切变很小,这保证从云层降下的水落在同一地区;
- (4) 暴雨区南面的低空急流中的扰动可能是触发这次弱的中- $\beta$ 尺度的扰动发生的机制,但这方面仍须进一步研究;
- (5) 中- $\beta$ 尺度系统在形成后停滞少动数小时,使中- $\beta$ 系统区域积累大量降水量,引起“98.7”突发性强暴雨。

本文分析的 1998 年 7 月 20 ~ 21 日梅雨锋上突发性的中- $\beta$  尺度系统所引起的暴雨形成机理的天气尺度环境场条件与美国的突发性暴雨的天气尺度环境场条件类似(Maddox 等<sup>[12]</sup>, 1979)。

袁恩国等<sup>[13]</sup>(1995)曾分析 1991 年 8 月 3 ~ 4 日凌晨发生在江汉平原上的突发性暴雨的过程,指出这次突发性暴雨与地面新生的中尺度强辐合线有关,并指出这类突发性暴雨在天气尺度和中- $\beta$  尺度系统的环境场上并不清楚。这类强降水具有突发性、高强度、短时性,且易在晚上和凌晨出现等特点,但引起的灾害性是严重的。袁恩国等分析的突发性暴雨不是在梅雨锋上产生的,但其大尺度环流背景和中- $\beta$  系统的发生、发展与本文分析结果类似。

这次武汉中- $\beta$  尺度暴雨突发性的发生、发展,利用常规天气图预报方法难以在 12 h 以前预报出来。对于这种降水系统,只能利用雷达和卫星探测进行监测,作出有效的临近预报,及时作出适当措施,以减少这种突发性暴雨的损失。

根据对“98.7”突发性暴雨的分析,建议夏季在暴雨发生频繁的淮河以南地区气象台每天的天气图分析中增加一些内容:在地面、850、700 和 500 hPa 的天气图上勾出  $T - T_d \leq$  临界值(临界值各高度不一样)的区域,这表示湿空气的范围和厚度;在 850 hPa 和 700 hPa 图上标出低空强风的轴线,并勾出卫星水汽图上的湿区,以及可见光或红外云图上从孟加拉湾或南海向北伸展的云区轴线;预报员根据这些标志并结合他们熟悉的槽来脊去的形势分析,参考数值预报的结果,估计强降水出现的可能落区。

## 参 考 文 献

- 1 国家气象中心和国家卫星气象中心.“98·7”鄂东南持续特大暴雨的中尺度分析. 1998 中国大洪水与天气预报. 北京:气象出版社, 1998. 1 ~ 352.
- 2 胡伯威, 潘鄂芬. 梅雨期江淮流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报, 1996, 7(2): 139 ~ 144.
- 3 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征. 应用气象学报, 2001, 12(4): 442 ~ 457.
- 4 Chappell C F. Quasi-stationary convective events. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1986. 289 ~ 310.
- 5 Ray P R. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston: American Meteorological Society, 1986. 338 ~ 341.
- 6 郑新江, 陶诗言, 罗敬宁, 等. 1998 年 7 月 21 ~ 22 日特大暴雨过程的中- $\beta$  尺度云团特征分析. 气象学报, 2001, 59(5): 625 ~ 631.
- 7 Chen S J, Kuo Y H, Wang W, et al. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. Mon. Wea. Rev., 1998, 126(9): 2330 ~ 2351.
- 8 贝耐芳.“98.7”突发性强暴雨中尺度系统的诊断和模拟研究: [博士研究生学位论文]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 2000.
- 9 Sun Shuqing. Gravity waves on the axis of low level jet and their instability. Adv. Atmos. Sci., 1985, 2(1): 111 ~ 123.
- 10 徐亚梅, 高坤. 1998 年 7 月 22 日长江中游中- $\beta$  低涡的数值模拟及分析. 气象学报, 2002, 60(1): 85 ~ 95.
- 11 程麟生, 冯伍虎.“987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟. 大气科学, 2001, 25(4): 465 ~ 478.
- 12 Maddox, Chappell, Hoxit. Synoptic and meso-scale aspects of flash floods. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1979, 60(2): 116 ~ 123.

13 袁恩国, 廖移山, 李劲, 等. 江汉平原突发性暴雨的中尺度研究. 气象学报, 1995, 53(增刊): 604 ~ 612.

## AN ANALYSIS ON DEVELOPMENT OF MESO- $\beta$ CONVECTIVE SYSTEM ALONG MEI YU FRONT ASSOCIATED WITH FLOOD IN WUHAN IN 20 - 21 JULY 1998

Zhang Xiaoling Tao Shiyan Zhang Qingyun

(The Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

### Abstract

On 21 July 1998 a flash flood associated with a meso- $\beta$  convective system occurred in Wuhan, producing 88 mm rainfall in an hour. A diagnostic study of the genesis and development of the mesoscale convective system (MCS) is presented. The conclusions are as follows: (1) The flash flood occurred during the rapidly developing stage of the MCS. (2) There was abundant moisture gathered in the lower troposphere and the atmosphere was nearly saturated with a big store of convective available potential energy (CAPE). (3) The MCS became nearly stationary in the vicinity of Wuhan after formed and a great amount of rainfall was accumulated in this area.

**Key words:** Flash flood MCS CAPE