

# 梅雨锋上的三类暴雨

张小玲 陶诗言 张顺利

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

**摘要** 根据观测分析研究, 概括出长江流域梅雨锋上主要有三类暴雨: 梅雨锋上  $\beta$  中尺度的对流性暴雨、梅雨锋东部 ( $115^\circ\text{E}$  以东) 的初生气旋暴雨、梅雨锋西端深厚高空低压槽前部的持续性强降雨。第一类暴雨局地性特征明显, 其范围一般小于 300 km, 暴雨的瞬时强度大, 暴雨发生所需的强上升运动由局地强的对流有效位能 (CAPE) 释放的浮力抬升引起。第二类和第三类暴雨的共同点在于都有明显的大尺度强迫过程, 大尺度的动力强迫使持续暴雨所需的垂直上升运动得以维持。后两类暴雨的数值预报效果较第一类的好, 比梅雨锋上  $\beta$  中尺度暴雨预报更容易掌握。

**关键词:** 梅雨锋; 暴雨; 对流有效位能; 大尺度强迫

**文章编号** 1006-9895 (2004) 02-0187-19 **中图分类号** **文献标识码** A

## 1 引言

梅雨锋及其引起的降水研究一直是气象学家关心的问题。20 世纪 70 年代, 日本组织了专门的梅雨观测试验和专题研究。1987 年在台湾地区进行了为研究东亚梅雨锋面上的中尺度对流系统的中尺度试验 (TAMEX)。1980~1983 年, 由中国人民解放军总参气象局组织并领导的华东中尺度天气实验, 利用时间和空间的加密观测资料来研究江淮流域梅雨锋的降水。20 世纪 90 年代以来, 长江流域的梅雨锋降水持续异常, 多次发生局部性的大洪水, 气象学家们多次组织了对梅雨锋降水的专门研究, 如对引发 1991 年江淮流域的大洪水的研究<sup>[1]</sup>、对 1998 年的全流域性大洪水的研究<sup>[2,3]</sup> 等。这些试验的进行以及其他学者对梅雨锋及其降水的研究<sup>[4~9]</sup> 表明, 梅雨锋上有  $\alpha$  中尺度、 $\beta$  中尺度和  $\gamma$  中尺度多种尺度组合的暴雨<sup>[1,10~13]</sup>。过去的研究<sup>[14~17]</sup> 还表明梅雨锋具有东西差异: 东部 (日本) 具有斜压性, 西部 (长江中游) 的正压性强。梅雨锋东西段的动力热力差异必然导致梅雨锋东西段上的暴雨具有不同的性质。根据 1980~1999 年梅雨锋上暴雨活跃的区域不同、性质不同、尺度不同, 我们把夏季我国的梅雨锋暴雨概括为主要的三种类型, 即  $\beta$  中尺度的对流性暴雨、梅雨锋东部 ( $115^\circ\text{E}$  以东) 的初生气旋引起的暴雨、梅雨锋西端深厚高空低压槽前的持续性暴雨。本文分析这三类暴雨出现的过程。在分析中, 我们主要针对长江流域的梅雨锋暴雨进行研究, 同时也将华南前汛期时的暴雨作为梅雨锋暴雨进行分析。这是因为台湾的气象学者将华南前汛期影响华南和台湾降水的锋系也称作梅雨锋, 它与长江流域的梅雨锋同属于东亚夏季风系统, 二者的结构类似, 都具有热带和副热带系统的特征。

## 2 第一类暴雨——梅雨锋上的 $\beta$ 中尺度对流性暴雨

Maddox<sup>[18]</sup>曾指出美国春夏的暴雨多数是由中尺度复合体(MCC)引起,并定义了典型MCC的范围为 $1 \times 10^5 \sim 10 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,生命史约为12 h,可产生10~20 cm的降水。但是,我国梅雨锋上的中尺度扰动很难达到这样的水平尺度量级,而广泛活跃的是具有深对流性质的 $\beta$ 中尺度对流系统(MCS)。下面以1998年为例,分析这类暴雨。

图1是1998年6、7月梅雨锋活跃期间我国东部地区 $\beta$ 中尺度深对流的活動情况。6月1~10日华南前汛期时,深对流主要活跃在 $23^\circ\text{N}$ 以南的华南地区(图1a)。活跃于 $110^\circ\text{E} \sim 118^\circ\text{E}$ 范围内的华南沿海的对流系统多为直径小于150 km的 $\beta$ 中尺度的MCS,而西面的大陆地区和东面的海洋地区对流系统的尺度相对较大,达到250 km以上。6月12~28日第一段梅雨期间,MCS主要活跃在长江南部的中下游地区(图1b)。其中湖南、江西以及浙江西部山区和福建北部,MCS的尺度较小,直径多小于150 km。长江上游的西南地区深对流系统尺度较大。7月20~30日长江流域发生了第二段梅雨,MCS主要活跃于长江中游地区(图1c)。在梅雨锋活跃期,发生于傍晚至凌晨的MCS更易发展,而中午生成的MCS通常持续的时间非常短。1998年华南前汛期和长江流域两段梅雨期的中尺度深对流系统移动路径主要有东北移动、东南移动、西移、原地生消。其中东北移动的系统多发生在沿海附近,沿海岸线移动;而东南移动的系统移速相

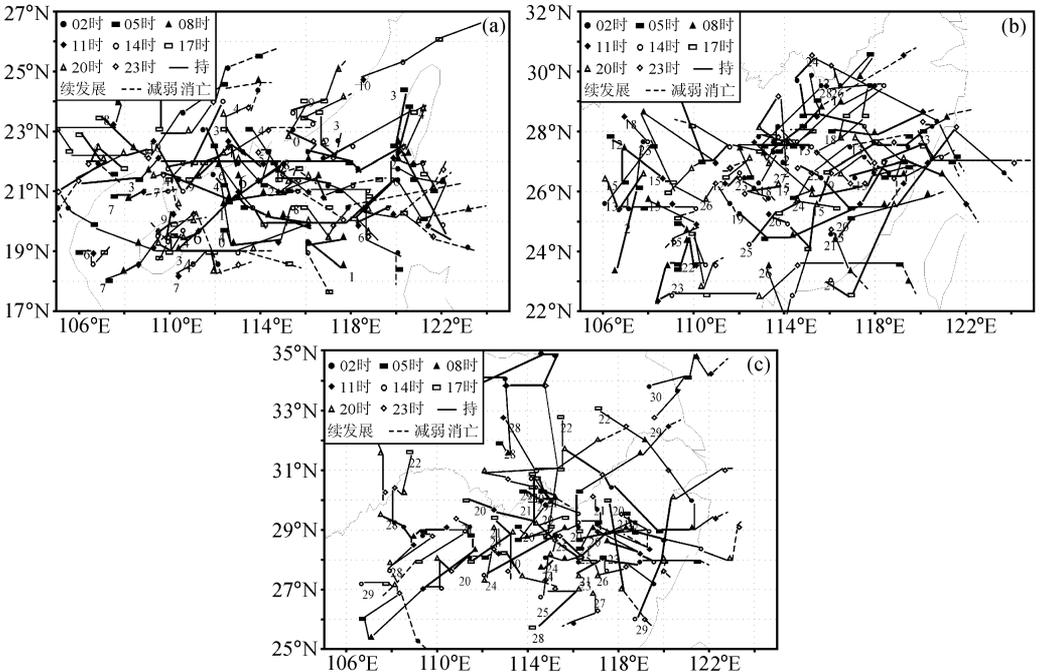


图1 1998年我国东部地区中尺度深对流系统的活动示意图

(a) 6月1~10日华南前汛期; (b) 6月12~28日第一段梅雨期; (c) 7月20~30日“二度梅”时期  
(所选的中尺度深对流是根据 $TBB \leq -50^\circ\text{C}$ 确定; 图中的标值表示日期)

对缓慢，在同一地区停滞的时间较长，引起的降水也更强。新的对流单体在原中尺度深对流后部不断生成，导致 MCS 在同一地区停滞少动。

对梅雨锋活跃的三段时期的降水（图 2）与它们对应的中尺度深对流活动进行比较，不难发现，无论是华南前汛期，还是长江流域两度梅雨期，中尺度深对流活跃区都是累积降水的高值区，说明梅雨锋上的降水主要由中尺度深对流引起。这类  $\beta$  中尺度系统暴雨是梅雨锋上最常见的一类暴雨，由其引起的降水量，占这三个时段梅雨锋降水总量的 60%~70%。

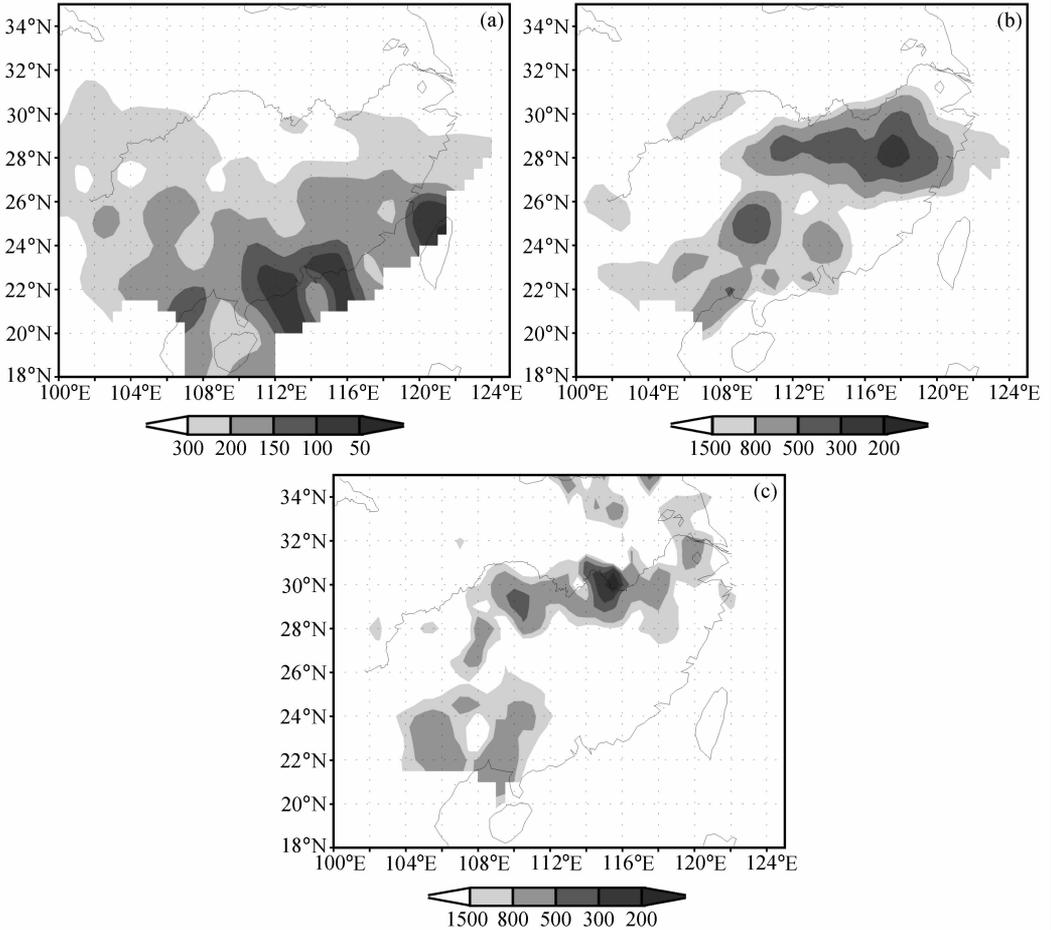


图 2 1998 年的累积降水分布（单位：mm）

(a) 6月1~10日；(b) 6月12~28日；(c) 7月20~30日

1998 年，梅雨锋上最典型的由  $\beta$  中尺度深对流系统引起的三次降水为：6 月 8 日 20 时~9 日 20 时（北京时，下同）香港大暴雨、6 月 16~17 日江西东南部南城和玉山大暴雨、7 月 21 日武汉大暴雨。图 3 是三次  $\beta$  中尺度暴雨发生的天气形势分布。这三次暴雨都发生在梅雨锋南侧的暖区里，正好是西风带南部边界与西太平洋副热带高压脊线的西北侧接壤处；产生暴雨的 MCS 活跃在梅雨锋南侧的高值区的轴线附近，这里也是 1000~500 hPa 等厚度线散开区，在这个散开区，沿着气流方向出现很强的非地转

风(图略),低空急流的出口区的左侧与其北面高空急流入口区的右侧在这里重合。在这个区域高空辐散最强,引起强烈的上升运动。同时,低空急流将大量的水汽向 MCS 的活跃区输送,使 MCS 形成后在原地停滞少动数小时,其中 6 月 8~9 日香港大暴雨时和 7 月 20~21 日武汉大暴雨时低空急流的强输送主要在 MCS 的南西南边界,使得新的对流单体不断在 MCS 的后部(西侧)生成,而 6 月 16~17 日低空急流的强输送主要在 MCS 的南边界。

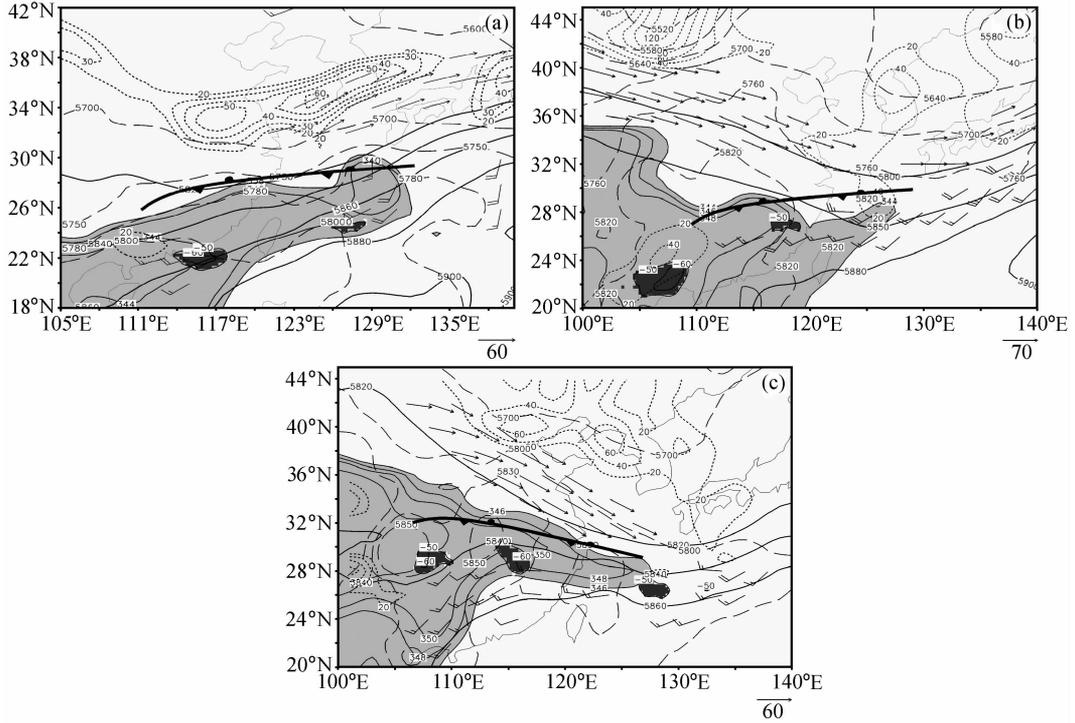


图 3 1998 年梅雨锋上三次典型  $\beta$  中尺度暴雨发生时的天气形势分布

(a) 香港, 浅色阴影区为 9 日 08 时 850 hPa  $\theta_e \geq 338$  K, 深色阴影区为 8 日 20 时~9 日 20 时平均的  $TBB \leq -50$  °C; (b) 赣东南, 浅色阴影区为 17 日 08 时 850 hPa  $\theta_e \geq 338$  K, 深色阴影区为 16 日 20 时~17 日 20 时平均的  $TBB \leq -50$  °C; (c) 武汉大暴雨, 浅色阴影区为 21 日 08 时 850 hPa  $\theta_e \geq 338$  K, 深色阴影区为 20 日 20 时~21 日 20 时平均的  $TBB \leq -50$  °C。箭矢线: 风速  $\geq 40$  m  $s^{-1}$ , 表示 200 hPa 面上的高空急流; 风标: 风速  $\geq 14$  m  $s^{-1}$ , 表示 900 hPa 面上的低空急流; 实线分别代表 9 日 08 时、17 日 08 时、21 日 08 时 500 hPa 等位势高度线 (gpm); 长虚线为对应时间的 1000~500 hPa 的等厚度线 (gpm); 短虚线为 500 hPa 上的等熵度线 ( $10^{-5} s^{-1}$ ); 粗实线表示梅雨锋

新的对流单体不断在 MCS 的西边界生成, 这在 3 小时一次的 TBB 分布图 (图 4~6) 上表现得尤为直观。1998 年 6 月 8 日 08 时, 珠江口外的邻近海域有一个直径超过 300 km 的 MCS, 最低温度达  $-70$  °C 以下 (图 4); 14 时 MCS 减弱东移; 8 日 17 时、20 时、23 时和 9 日 02 时在原 MCS 的西北面即珠江口不断有  $\beta$  中尺度对流单体生成, 并入 MCS 中发展; 9 日 14 时 MCS 减弱断裂, 沿海岸线向东偏北方向移动。6 月 16 日 08 时以 (29.5°N, 117.5°E) 和 (29.5°N, 118.5°E) 为中心有两个直径约 80 km 的  $\beta$  中尺度深对流扰动 ( $TBB \leq -50$  °C) 发生 (图 5); 11 时至 14 时  $\beta$  中尺度扰动在原地强烈发展, TBB 最低温度超过  $-60$  °C, MCS 在原地长时间的停滞导致玉山地区在 08

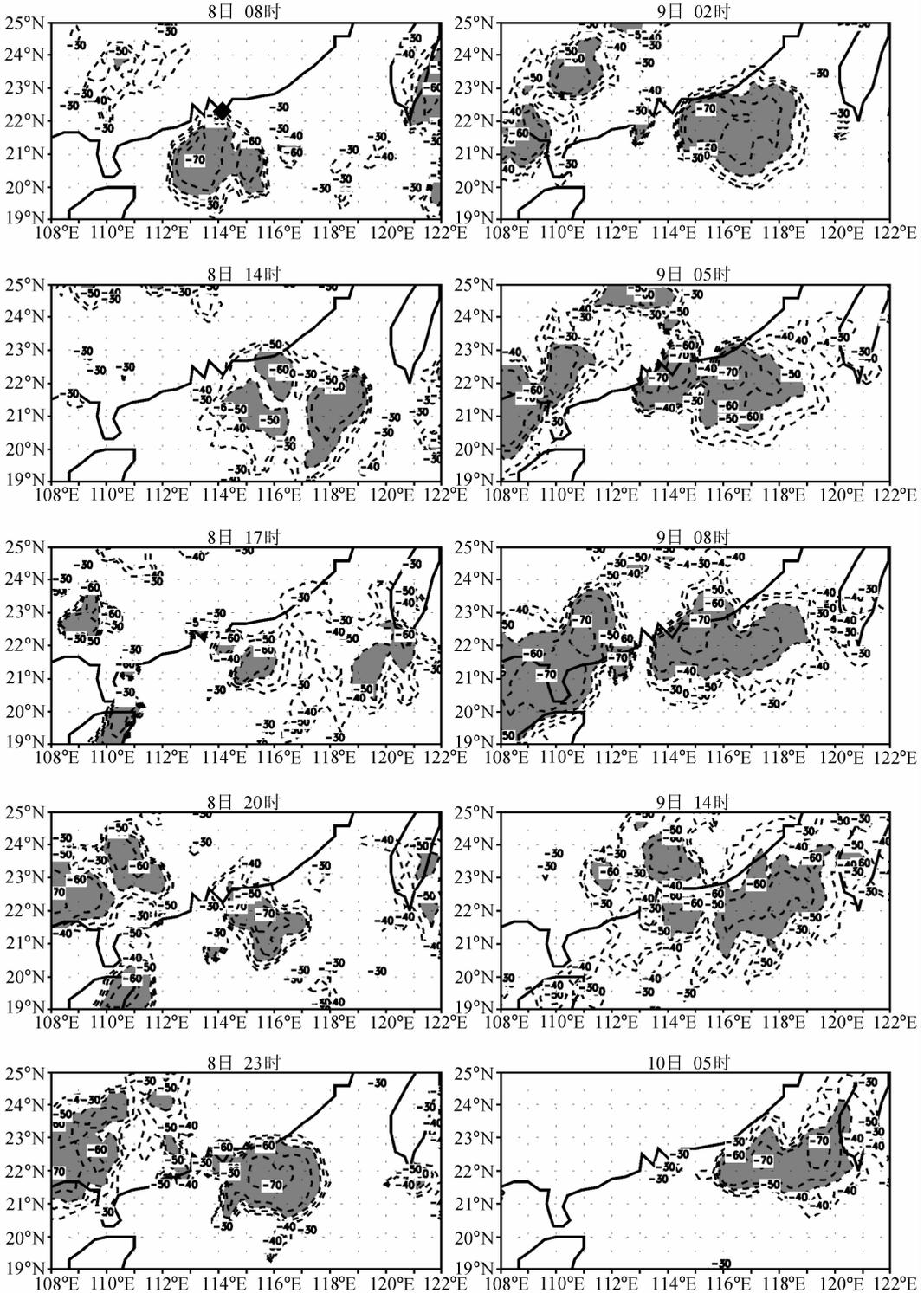


图4 1998年6月8日08时~10日05时每3小时一次的水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的TBB分布

阴影:  $TBB \leq -50^\circ\text{C}$ ;  $\blacklozenge$ : 香港的位置

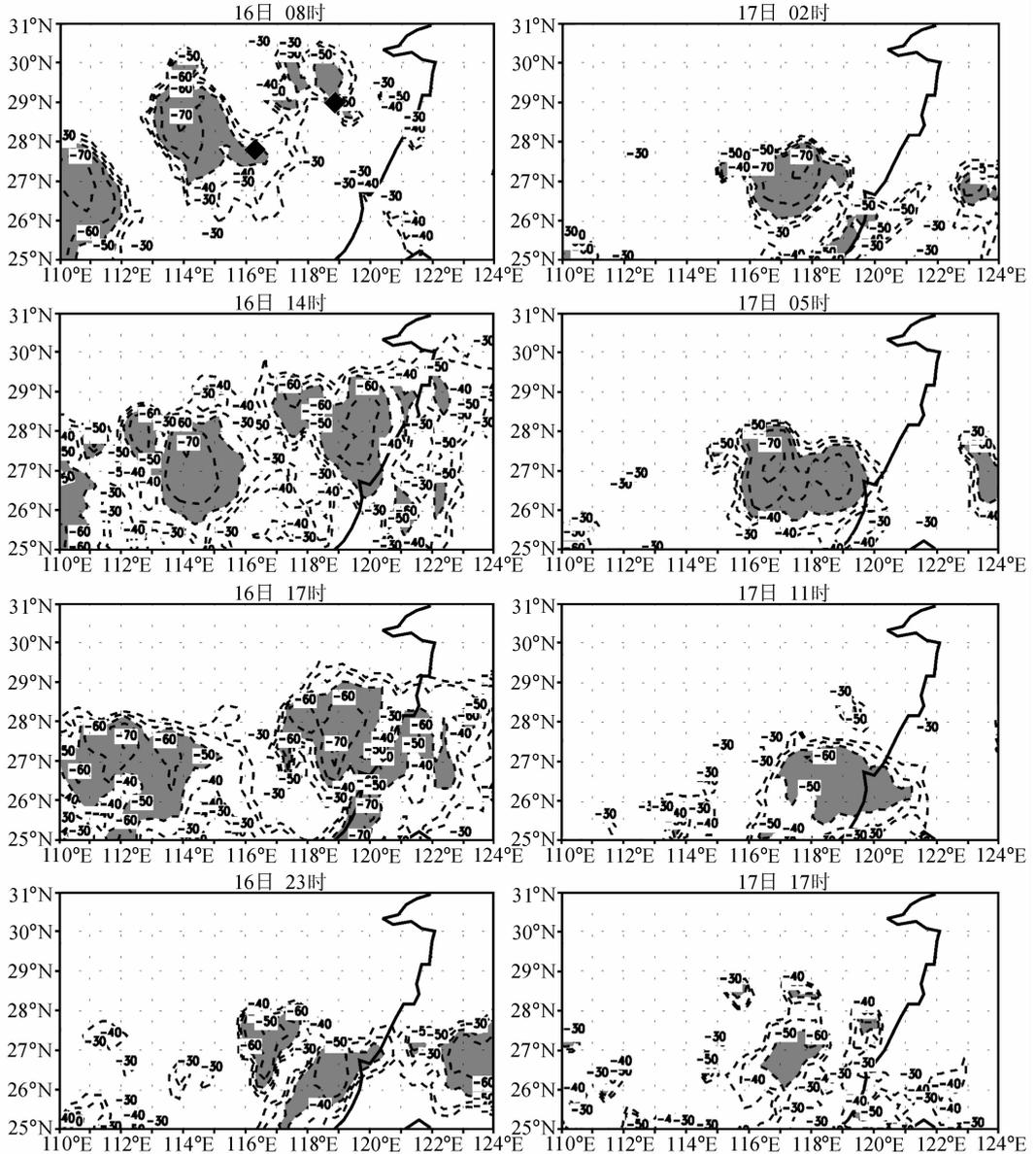


图5 同图4, 但为1998年6月16日08时~17日17时

◆表示玉山、南城的位置

时至14时的短短6个小时降水超过50 mm; 16日23时在原MCS的西北端又有新的对流单体生成、发展, 并在闽赣交界的武夷山西侧强烈发展, 停留9个小时以上, 致使南城在17日02时~08时的6小时累积降水高达96 mm。王建捷等<sup>[19]</sup>对产生这次暴雨的梅雨锋结构进行了详细分析。7月21日02时武汉东侧有一片 $\beta$ 中尺度云区(图6); 05时武汉市西侧的汉川县开始出现对流云并有降水; 08时这个 $\beta$ 中尺度系统已发展到最盛阶段,  $\beta$ 中尺度云区西侧的TBB值达到 $-75^{\circ}\text{C}$ , 表示对流云顶已穿过对流层顶; 21日11时, 这个 $\beta$ 中尺度系统开始减弱并向东移动; 14时对流云趋于消亡, 降水也减

小。结合 1998 年 7 月 21 日 02~14 时 MB 红外增强云图<sup>[20]</sup>可见, 21 日 04~05 时对流云在武汉上空发展, 06~08 时  $\beta$  中尺度对流云系强烈发展, 使得 06~07 时武汉 1 小时降水量达 88 mm。

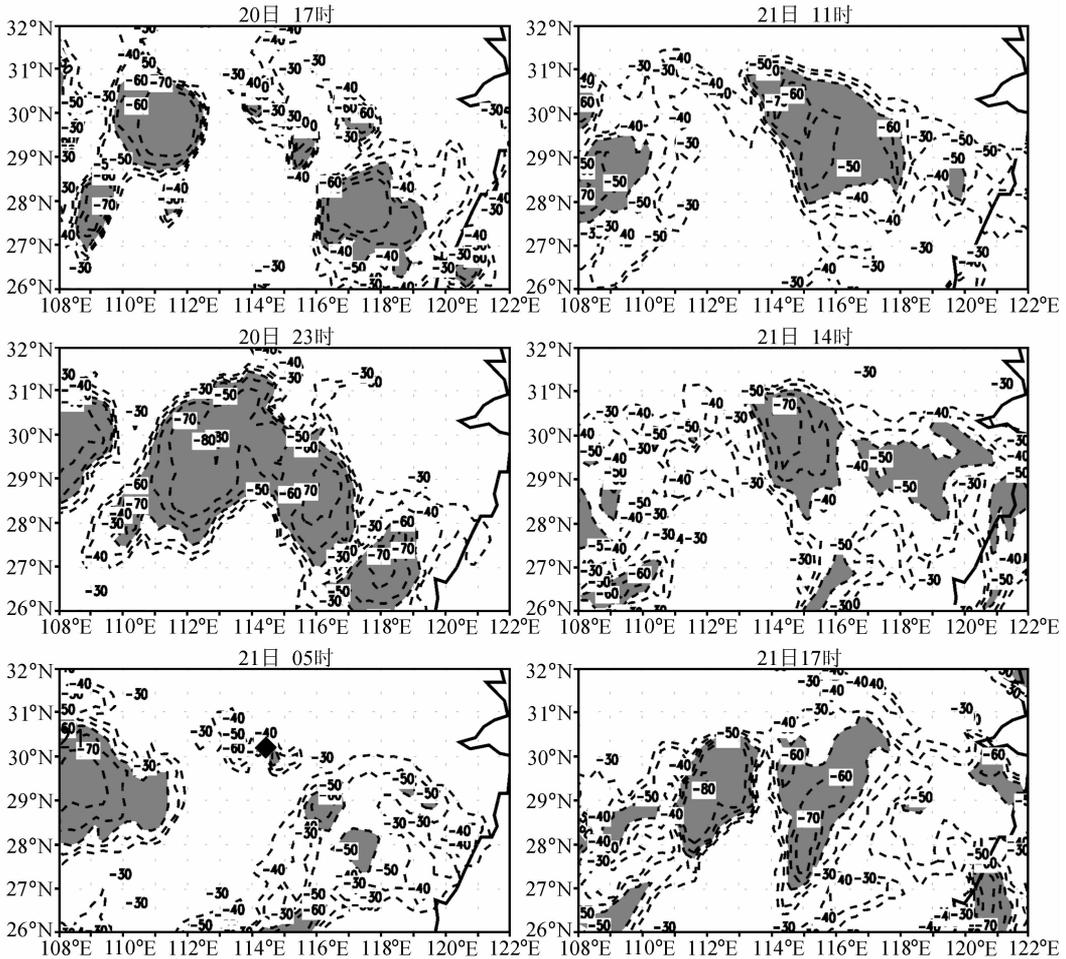


图 6 同图 4, 但为 1998 年 7 月 20 日 17 时~21 日 17 时

◆表示武汉的位置

在 MCS 的发展过程中, 我们发现 MCS 的大小与降水的强度关系不大, 而直接影响短时强降水的往往是那些新生成的  $\beta$  中尺度对流单体。以 6 月 8~9 日的香港大暴雨为例, 从 8 日 17 时开始不断有新的  $\beta$  中尺度对流单体在 MCS 的西面生成并入, 而对应时间香港的 6 小时降水<sup>[19]</sup>中, 8 日 14~20 时的 6 小时降水最大, 达 160 mm, 其次 8 日 20 时~9 日 02 时和 02~08 时的 6 小时降水也分别达到了 123 mm 和 120 mm, 远远大于其他时段。

一场突发性强降水的发生通常与降水持续的时间、水汽供应以及上升运动有关。以 7 月 20~21 日武汉大暴雨为例, 7 月 20 日, 武汉上空的湿空气层变得愈来愈厚, 气柱也越来越不稳定 (图略), 地面的  $\theta_e$  达到 373 K,  $K$  指数由 19 日 20 时的 15 °C 增加到 39 °C, 可降水高达 63.9 mm。7 月 20 日 20 时 (图 7a), 探空曲线图上露点温度线与

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,从地面到 200 hPa 上(除 500 hPa)空气的相对湿度都在 70%以上,可降水继续增加到最大(74.5 mm),达气候平均值的 138%。此外,从 7 月 20 日 20 时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,这时气柱中对流有效位能(CAPE)达到  $1649 \text{ J kg}^{-1}$ 。如果通过某种促发机制,使大量对流有效位能释放,这将会产生很强的上升运动,引起强的水汽辐合,产生强降水。7 月 21 日 08 时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(图 7b),CAPE 值下降到  $41 \text{ J kg}^{-1}$ 。根据张小玲等<sup>[22]</sup>的研究,由于 CAPE 的释放,武汉这次暴雨过程中上升速度约为  $1\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ 。高空风的分析(图 7)表明,当武汉的  $\beta$  中尺度暴雨发生时,高空风的垂直切变很小,这有利于从云层降下的水落在同一地区。

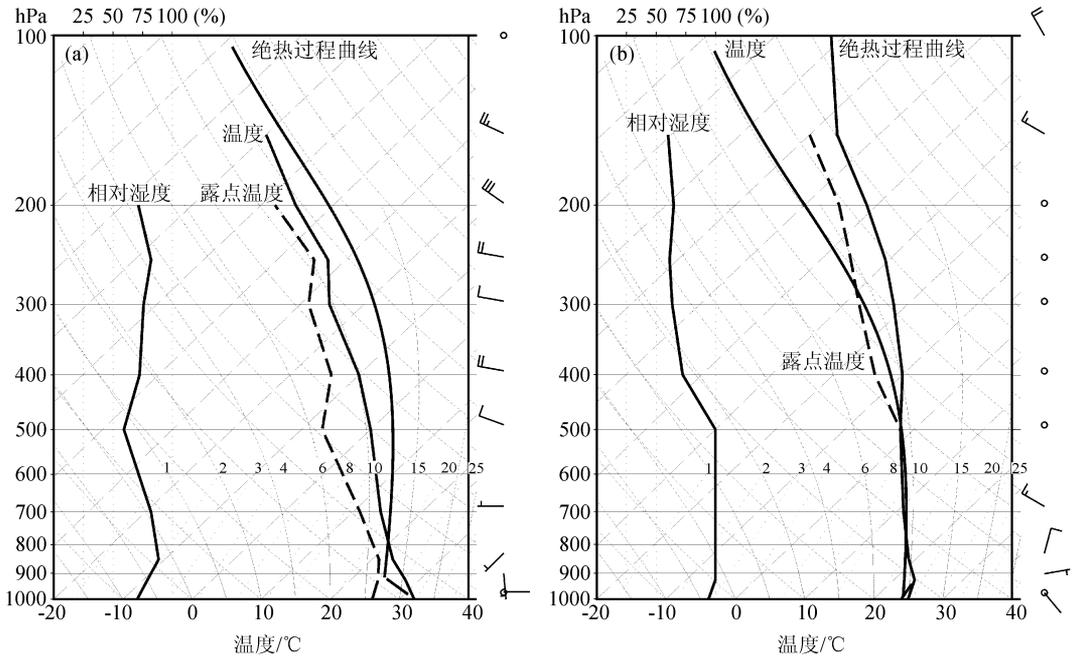


图 7 1998 年 7 月的探空曲线图  
(a) 20 日 20 时; (b) 21 日 08 时

此外,1998 年 6 月 8~9 日香港大暴雨、6 月 16~17 日鄂东南大暴雨发生前和发生时,暴雨上空的探空资料分析结果反映出与 7 月 20~21 日武汉大暴雨发生前和发生时类似的中尺度动力、热力条件和水汽条件。由于篇幅有限,这里不再赘述。

根据对 1998 年梅雨锋上三次典型的  $\beta$  中尺度强降水的诊断分析,我们归纳出这类暴雨发生的天气尺度和中尺度条件主要有:(1)维持一条东—西走向的边界(梅雨锋);(2)梅雨锋及其南侧有充足的水汽,可降水量达气候平均值的  $120\%\sim 150\%$ ,整层相对湿度  $\geq 70\%$ ;(3)低空存在一支低空急流,不断有水汽输入到梅雨锋区,造成辐合上升,辐合区位于地面锋的南侧、地面  $\theta_e$  的高值区;(4)大气是层结不稳定的,并具有一定程度的对流有效位能(通常 CAPE 值能达到  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  以上);(5)风廓线中风随高度顺转,并且高空风是与地面梅雨锋平行的;(6)不断有新的 MCS 在固定地区生成,

或者 MCS 一个接一个按同一路径传播。

1998 年引起三次梅雨锋暴雨的 MCS 形成后都在原地停留了 6 小时以上，与活跃于美国中部的中尺度对流复合体 (MCC) 引起的降水有相似的特征，两者都是在对流系统快速增长之前有最强的降水出现，6 月 8 日晚上至 9 日上午每一次新对流单体的产生都对应着香港降水的加强，7 月 21 日凌晨的新单体的生成也对应着武汉的降水增加。但是，美国的 MCC 的主要降水区通常位于 MCC 的中心部位，而梅雨锋上的 MCS 引起的强降水通常在 MCS 的边界处。

前面的分析表明，对 1998 年梅雨锋上的三次突发性  $\beta$  中尺度暴雨的发生、发展，用常规天气图预报方法难以在 12 小时以前预报出来。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，以减少这种突发性暴雨的损失。

1996 年，Doswell 等<sup>[23]</sup>提出了暴雨预报的“配料法”，指出定量预报暴雨的关键是追踪水汽条件、上升运动及持续时间等强降水发生的基本条件的变化。根据 20 世纪 90 年代以来美国对暴雨和强对流天气预报的成功经验<sup>[24~26]</sup>以及 1998 年我国梅雨锋上 3 次短时突发性暴雨的分析，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下列内容可能有利于中尺度对流性暴雨的预报：分析单站的探空曲线，确定单站上空的整层水汽含量（可降水量）是否大于气候平均值，气柱是否已经达 70% 的相对湿度；估算 CAPE 的大小；在地面、850 hPa、700 hPa 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。根据上述这些标志，预报员再参考数值预报图上的预报雨区，勾画出  $\beta$  中尺度暴雨区的可能落区。

### 3 第二类暴雨——梅雨锋上初生气旋暴雨

梅雨锋上初生气旋波活动是梅雨天气的一种表现。梅雨锋上江淮气旋的活动一般仅表现为气旋波或青年气旋，闭合低压环流比较少见。随着气旋的形成和发展，常带来强降水，并由此引起大范围大雨或暴雨。江淮气旋波是东亚高空经向环流明显发展时的产物，是中高纬系统与梅雨锋相互作用的表现。根据 1980 年以来的统计分析发现，初生气旋通常在 115°E 以东的梅雨锋上生成、发展，并东移出海。

1999 年 6 月 23 日 05 时，在大别山东北侧有气旋发生并向东北移，经朝鲜半岛、日本海加深，24 日到达日本北部（图 8 中 D1）。1998 年 6 月 30 日 08 时，在连云港有气旋生成，20 时已接近南朝鲜半岛，7 月 1 日 20 时到达日本海东面（图 8 中 D2）。这两次出海气旋所到之处，都引起了强降水。崔晓鹏<sup>[27]</sup>利用 MM5 成功模拟了 1999 年这次气旋的发生、发展过程。

图 9a、b 是 1999 年和 1998 年两次出海气旋发生、发展时沿 33~36°N 平均的 600 hPa 涡度的时间—经度剖面图。1999 年 6 月 22~24 日，从高原东北坡有高空槽随时间东移并加深；6 月 23 日 08 时高空槽到达山东，这时地面气旋在连云港附近；23 日 20 时高空槽继续加深东移到朝鲜半岛西侧，气旋在朝鲜半岛强烈发展。1998 年也有类似情况。6 月 27 日高原东北麓也有扰动随时间东传，东传的扰动 6 月 30 日到达黄海海

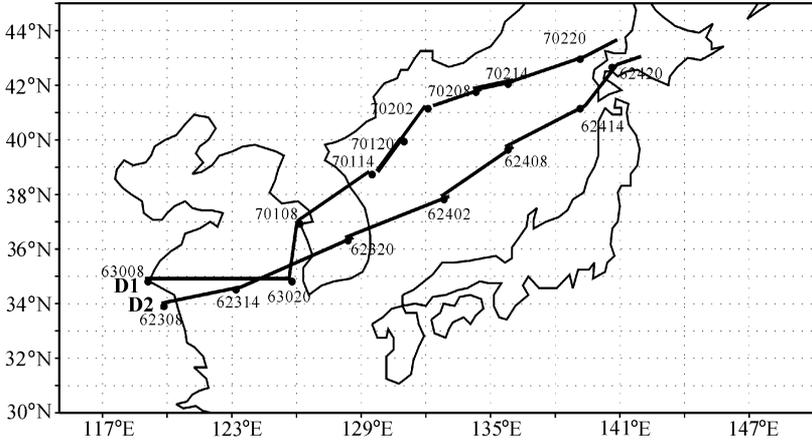


图 8 地面低压中心位置示意图

D1: 1999 年 6 月 23~24 日; D2: 1998 年 6 月 30~7 月 2 日

图中的数值, 如 63008 表示 6 月 30 日 08 时

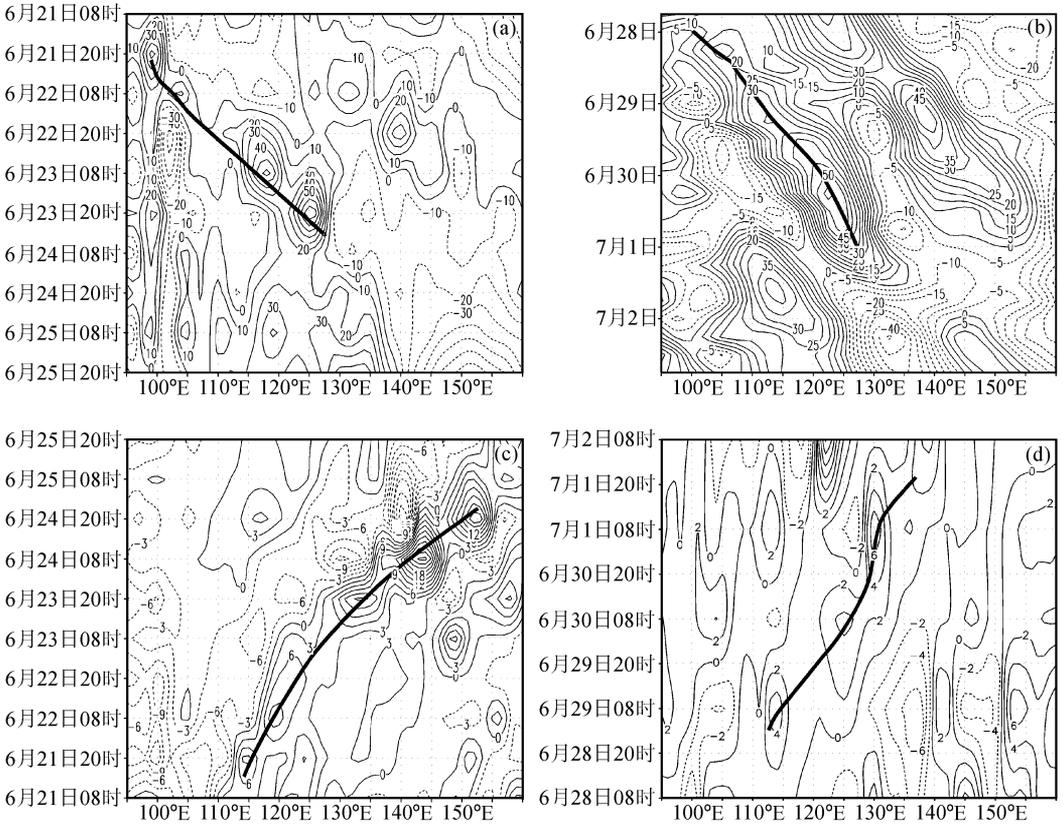


图 9 气旋发生、发展时涡度和温度平流沿 33~36°N 平均的经度—时间剖面图

(a) 1999 年气旋发生、发展时 600 hPa 涡度, 单位:  $10^{-6} \text{s}^{-1}$ ; (b) 同 a 图, 但为 1998 年;

(c) 1999 年 850 hPa 的温度平流, 单位:  $10^{-5} \text{K s}^{-1}$ ; (d) 同 c 图, 但为 1998 年

域, 7月1日清晨到达朝鲜半岛, 这段时间扰动最强, 这也正是梅雨锋上的气旋发展最旺盛的时期, 随后扰动继续东传并减弱。从高原东北麓东移过来的深厚高空槽具有比较强的斜压性, 这个高空槽与梅雨锋相互作用引起气旋生成。分析1999年和1998年两次气旋发展时的850 hPa温度平流( $-\mathbf{V} \cdot \Delta T$ ) (图9b、d)发现: 从气旋发生前(1999年6月21日、1998年6月28日)开始, 在 $33 \sim 36^\circ\text{N}$ 的纬带内从 $115^\circ\text{E}$ 附近有暖平流东传并逐渐加强, 当暖平流达最强时(1999年6月24日、1998年7月1日), 对应时间的气旋也是处于最强期; 当暖平流明显减弱(1999年6月25日、1998年7月2日), 气旋也减弱。可见, 槽前的暖平流的发展东传与江淮气旋东移发展路径是一致的, 这是因为暖平流增加了大气的斜压性, 有助于梅雨锋上气旋的发展。Ninomiya<sup>[28,29]</sup>在研究1991年7月1~10日梅雨锋上初生气旋东移出海时指出, 在 $120 \sim 160^\circ\text{E}$ 地区梅雨锋上的扰动东移发展为 $\alpha$ 中尺度的锋面低压, 与这些地区对流层低层强的斜压性有很大关系。这也是西段我国大陆梅雨锋上多 $\beta$ 中尺度的深对流<sup>[30]</sup>, 而在东段日本梅雨锋上多中间尺度扰动发生的原因<sup>[31]</sup>。

高空槽前的正涡度平流和锋前的暖平流强迫低层的上升运动, 使地面气旋发生发展。这种强迫作用在 $Q$ 矢量场中有更加直观的反映。从1999年6月23~24日气旋发展时的湿 $Q$ 矢量散度分布(图10)来看, 在对流层低层的850 hPa面上, 23日08时在我国大陆最大辐合中心位于 $120^\circ\text{E}$ 附近的渤海湾; 20时,  $Q$ 矢量的辐合高值区位于朝鲜半岛南部,  $\nabla \cdot Q$ 的最大负值超过 $-12 \times 10^{-15} \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 与08时相差 $-4 \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; 24日08时, 最大辐合中心移到日本中部, 辐合继续加强, 20时最大辐合中心位于日本北海道。1998年6月30日08时(图10), 在对流层低层的850 hPa面上, 从我国大陆东部一直到朝鲜半岛的中纬度地区都是 $Q$ 矢量的辐合区, 最大辐合中心位于 $125^\circ\text{E}$ 附近的黄海海域; 20时,  $Q$ 矢量的辐合高值区向北向东扩展, 最大辐合中心位于朝鲜半岛及其东面的日本海,  $\nabla \cdot Q$ 的最大负值超过 $-6 \times 10^{-15} \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 与08时相差 $-2 \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; 7月1日02时(图略), 最大辐合中心仍在原地维持; 14时(图略)辐合中心移出朝鲜半岛; 20时最大辐合中心位于日本中部; 7月2日受北方冷空气的影响,  $Q$ 矢量的最大辐合中心强度增加, 20时减弱东移出日本。 $Q$ 矢量及其散度场的时间变化表明, 随着气旋的移动, 上升运动区也从我国江淮流域下游经朝鲜半岛到日本东北部。

上述分析表明, 梅雨锋以我国大陆 $115^\circ\text{E}$ 为界, 东西段具有明显的差异: 西段的梅雨锋正压性强, 多 $\beta$ 中尺度的对流扰动, 在这里 $\alpha$ 中尺度的气旋波不易发展; 东段的梅雨锋受下垫面的海陆热力影响, 温度梯度大, 斜压性强, 气旋容易发展, 引起强降水, 如1980年梅雨期的6、7月, 在我国大陆 $115^\circ\text{E}$ 以东的江淮地区有9次梅雨锋上的气旋发生、发展东移出海, 而西段的梅雨锋上并没有气旋发展。梅雨锋上典型的气旋发生、发展过程还有1991年7月5~6日发生在淮河中游的一次气旋生成。在气旋生成过程中, 长江下游(苏、皖二省)出现暴雨洪涝。这次气旋发生过程和暴雨过程, 在文献[1]中做过详细分析。

#### 4 第三类暴雨——梅雨锋西端深厚高空低压槽前部的持续性暴雨

前面分析的 $\beta$ 中尺度的对流性暴雨和梅雨锋东部( $115^\circ\text{E}$ 以东)的初生气旋暴雨都

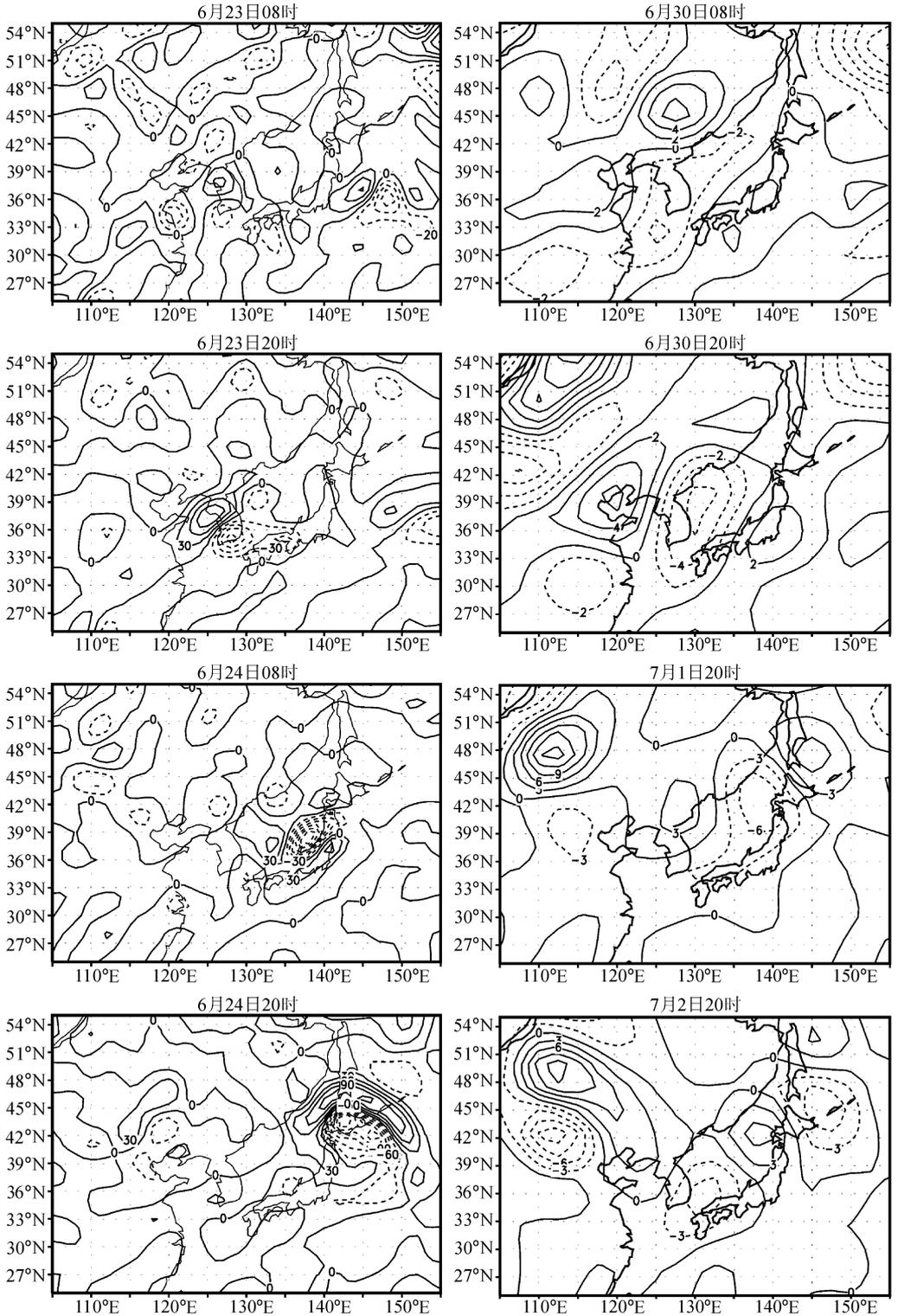


图10 850 hPa上 $\nabla \cdot Q$  (单位:  $10^{-15} \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) 的分布

左侧: 1999年6月23日08时~24日20时; 右侧: 1998年6月30日08时~7月2日20时

主要发生在我国大陆境内的梅雨锋东段。在梅雨锋西端的鄂西、湘西以及四川，在梅雨后期有时候会出现对流层深厚的低压槽，由于这类高空槽移动甚慢，高空槽前出现持续的暴雨，这类暴雨会造成严重的洪水灾害。这类暴雨虽然出现的概率比梅雨锋上的 $\beta$ 中尺度对流性暴雨和 $\beta$ 中尺度的气旋性暴雨要小得多，但造成的灾害严重，而且暴雨区接近三峡库区。因此，这也是一类不能忽视的梅雨锋暴雨。下面以1996年7月湖南大暴雨和1981年7月四川大暴雨为例分析此类暴雨过程。

1996年7月14~17日洞庭湖流域出现了大暴雨和特大暴雨，4天的降水量接近年平均值的1/3，湖南省出现了50年一遇的特大洪水。1981年7月9~14日的6天时间，降水一直持续在嘉陵江干流中游、涪江中下游、沱江中上游以及岷江、渠江中游(图略)，岷江、沱江、涪江、嘉陵江大部分地区的降水都超过了300 mm，部分地区6天的降水量甚至超过了400 mm，而广元上寺的6天降水更高达489.6 mm，致使长江上游干流重庆至宜昌河段及四川境内的沱江、涪江、嘉陵江等流域出现了建国以来的特大洪水。

图11是第三类暴雨发生时的500 hPa位势高度。1996年7月14~18日，深厚的

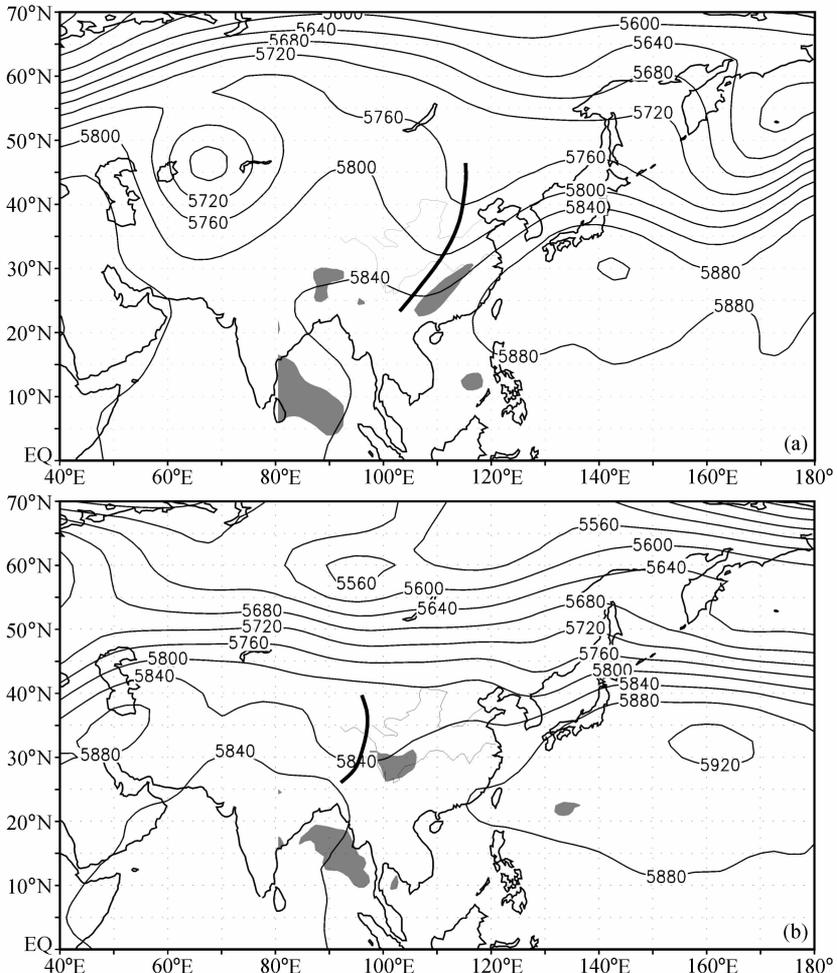


图11 第三类暴雨发生时的500 hPa位势高度分布

(a) 1996年7月14~18日平均；(b) 1981年7月9~14日平均

阴影： $TBB \leq -32^\circ\text{C}$ ；粗实线：槽线

高空低压槽一直维持在 ( $30^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ ) 附近 (图 11a)。1981 年 7 月 9~14 日, 青藏高原东侧  $100^{\circ}\text{E}$  维持一个高空低压槽, 这个低压槽与其南侧的孟加拉湾 500 hPa 低压连成一体 (图 11b)。来自西伯利亚的冷空气随高空低压槽后不断流入暴雨区, 这支干冷气流与对流层低层随低空急流北上的具有高位势不稳定能量的暖湿气流交汇, 在低压槽前形成大片持续暴雨区。

深厚高空槽的持续维持, 为水汽和位势不稳定能量向暴雨区不断输送提供了有利的大尺度环境场。以成都的探空记录计算结果为例 (表 1), 7 月 11~13 日成都站的  $K$  指数值均超过  $30^{\circ}\text{C}$ , 并在 7 月 12 日 20 时达到最大, 为  $41^{\circ}\text{C}$ , 可降水为 63.4 mm; 整层水汽分布显示, 从 11 日到 13 日, 水汽愈来愈充足, 在 12 日 20 时至 13 日 08 时这段时间, 水汽含量最高, 从地面到 300 hPa 整层的相对湿度都到达或超过 97%。成都的探空计算结果表明, 各项物理指标最利于在 7 月 12 日至 13 日发生强降水, 13 日 08 时, 成都上空的对流有效位能完全释放, 在成都引起了特大暴雨, 24 小时降水量超过 200 mm。

表 1 1981 年 7 月 11~14 日成都探空记录计算结果

	7 月 11 日		7 月 12 日		7 月 13 日		7 月 14 日		
	08 时	20 时							
$K$ 指数	38	37	39	41	39	31	28	29	
可降水/mm	52.8	53.7	56.5	63.4	62.5	50.7	42.6	41.0	
CAPE/ $\text{J kg}^{-1}$	383	1318	192	135	0	0	0	250	
比湿/ $\text{g kg}^{-1}$	地面	18.8	20.6	19.3	19.6	18.8	14.8	14.9	17.5
	850 hPa	16.0	16.1	17.1	17.7	17.3	12.3	11.9	11.8
	700 hPa	11.5	11.4	12.6	13.4	13.2	10.8	8.0	7.3
	500 hPa	5.8	6.1	5.8	7.4	7.4	6.5	5.6	5.3
	400 hPa	2.8	2.9	3.1	4.7	4.7	3.4	2.9	3.1
	300 hPa	0.7	0.8	1.0	1.6	1.6	1.1	0.8	0.9
相对湿度/ %	地面	97	93	96	97	98	95	98	83
	850 hPa	95	93	94	100	98	92	83	69
	700 hPa	92	91	90	100	97	92	71	68
	500 hPa	84	82	78	100	97	94	88	76
	400 hPa	75	64	74	100	92	84	72	78
	300 hPa	55	56	66	97	87	67	60	60
24 小时降水/mm	9.2		26.2		201.3		1.9		

与第一类暴雨 ( $\beta$  中尺度的对流性暴雨) 相比, 此类暴雨的对流有效位能 (CAPE) 不是很大, 中小尺度的条件很难产生强的持续性的上升运动。这种情况下, 大尺度的强迫就显得尤为重要。图 12 是 1996 年 7 月 12~17 日的对流层中层 (600~400 hPa)  $Q$  矢量及其散度的分布。7 月 12 日, 洞庭湖流域处于  $Q$  矢量的辐散区, 表明这些地区维持下沉运动; 13 日, 长江以南的地区处于  $Q$  矢量的辐合区, 辐合中心位于洞庭湖的南面; 14 日,  $Q$  矢量的辐合区扩展到长江中游的江北地区, 在贵州和湖北分别出现了辐合中心, 辐合强度增加, 表明大尺度的强迫在长江中游地区产生了强的上升运动; 15~17 日在长江中游仍然维持强的  $Q$  矢量辐合, 大尺度的强迫使得这些地区长时间维持较强的上升运动。图 13 是 1981 年 7 月 11~14 日的对流层中层 (600~400 hPa)  $Q$  矢量及其散度的分布。7 月 11 日 08 时,  $Q$  矢量的辐合中心位于青藏高原上空, 长江上

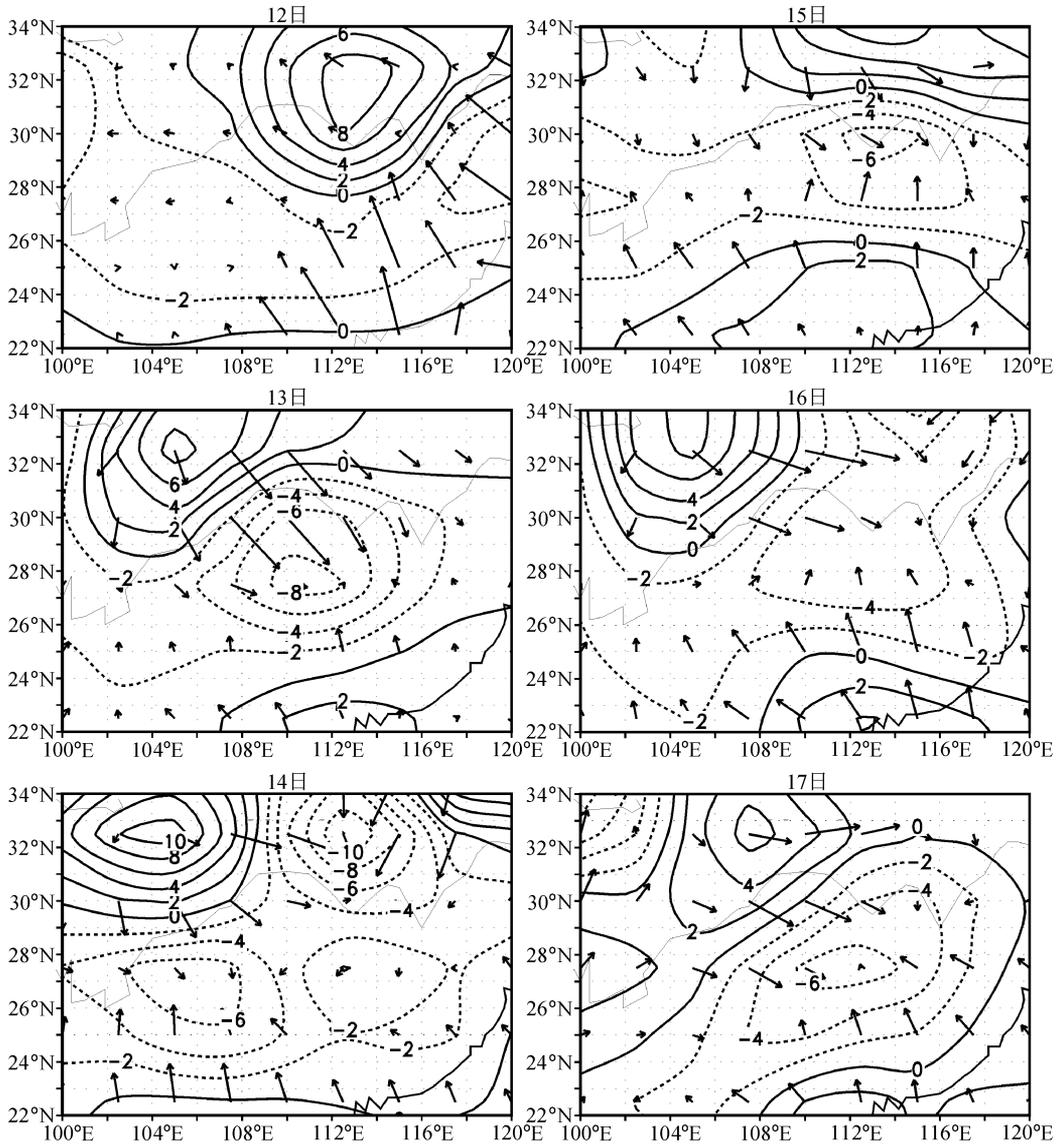


图12 1996年7月12~17日 $Q$ 矢量(单位:  $10^{-12} \text{ m hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$ )及其散度 $\nabla \cdot Q$ (单位:  $10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$ )分布

游的大部分地区处于 $Q$ 矢量的辐散区;12日20时辐合区东移扩大到长江上游和黄河上游之间的四川盆地,并且在13日08时仍然维持,中心位置在( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $108^{\circ}\text{E}$ )。14日20时,辐合中心向东北方向移动到黄河下游。 $Q$ 矢量及其散度场的分布表明,大尺度的环流强迫有利于长江上游的大范围地区维持较长时间的上升运动。1981年7月11~14日的川西大暴雨由于大尺度强迫过程明显, Kuo等<sup>[32]</sup>成功地模拟出了这次暴雨过程。

前面的分析表明,1996年7月湖南的持续性大暴雨和“81·7”四川大暴雨都是梅雨锋西端的高空低压槽前的持续性降水。高空槽的维持为暴雨的持续发生提供了充足的水汽和能量。而暴雨持续发生所需的强上升运动主要由大尺度强迫产生。

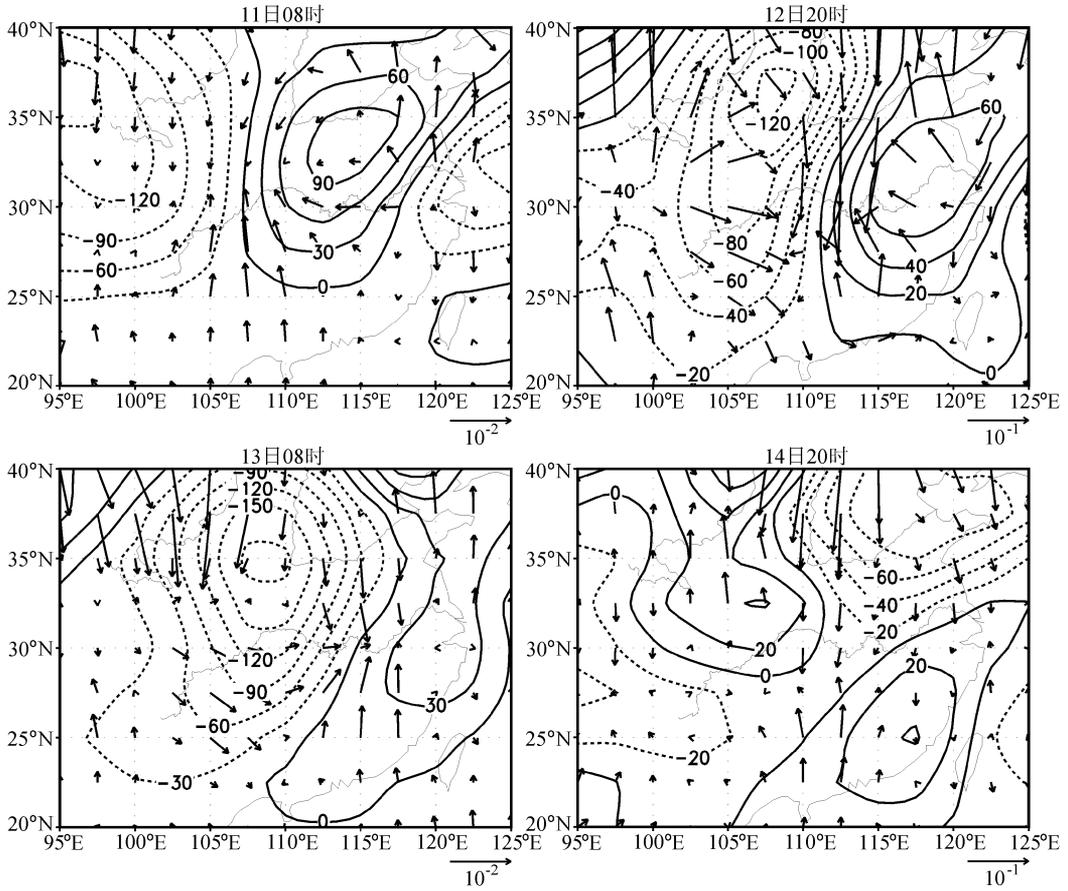


图 13 同 12, 但为 1981 年 7 月 11~14 日

## 5 小结和讨论

本文的分析表明, 梅雨锋上的三类暴雨既有共同点, 也有不同之处, 主要表现为:

(1) 第一类暴雨 ( $\beta$  中尺度对流性暴雨) 是梅雨锋上最主要的暴雨。这类暴雨的特征是: ①在暴雨发生前整个对流层大气已积聚了大量水汽, 整层接近饱和; ②暴雨是由对流有效位能 (CAPE) 释放所引起的浮力强迫作为暴雨生成的强上升运动, 暴雨主要是强对流性降水; ③暴雨区南面低空急流的强输送 (水汽和层结不稳定) 是 MCS 持续发展的重要因子, MCS 形成后, 在它后方不断有新的  $\beta$  中尺度对流单体生成并入 MCS, 使 MCS 形成后停滞少动数小时; ④暴雨区上空的环境风场垂直切变甚弱, 暴雨主要发生在夜间; ⑤这类暴雨由于具有局地性和突发性, 不容易为现有的数值预报模式预报出来, 是目前梅雨锋暴雨预报难点之一。  $\beta$  中尺度的对流性暴雨发生的一个重要条件是对流有效位能的释放、局地强的浮力抬升引起强的上升运动。这种暴雨的局地性特征明显, 其范围一般小于 300 km, 暴雨的瞬时强度大 (如 1998 年 7 月 21 日武汉 07~08 时 1 小时降水高达 89 mm)。

(2) 第二类暴雨(初生气旋暴雨)通常出现在梅雨锋东部(115°E以东),天气尺度的强迫作用比较明显,比起梅雨锋上 $\beta$ 中尺度暴雨预报容易掌握。由于梅雨锋上的这类气旋是移动性的,它在同一地区产生的持续性降水比第一类和第三类暴雨小。

(3) 第三类暴雨(梅雨锋西端深厚高空低压槽前部的持续性强暴雨)通常出现在鄂西、湘西以及四川。在梅雨后期有时候会在这些地区发展出对流层深厚的低压槽,由于这类高空槽移动甚慢,高空槽的持续维持以及MCS不断在高空槽前生消、维持使暴雨得以长时间维持。对流层低层的暖平流等大尺度强迫,使暴雨区能较长时间维持上升运动,高空槽前出现持续的暴雨区。这类暴雨会造成严重的洪水灾害。

(4) 梅雨锋上的三类暴雨的共同之处表现为: $\beta$ 中尺度的对流性暴雨(第一类暴雨)与高空槽前的持续性暴雨(第三类暴雨)的相似之处在于当发生持续性的暴雨时,都有MCS形成后停滞少动,并不断有新的对流单体在MCS的后部生成;第三类暴雨与梅雨锋上的气旋性暴雨(第二类暴雨)的共同之处在于这两类暴雨的大尺度强迫过程比较明显;三类暴雨的共同特征是:都是发生在副热带高压脊线西北侧和西风带南缘之间的过渡地区。

虽然梅雨锋上的第三类暴雨出现的次数小于前两类暴雨,但是这类暴雨大多出现在长江中上游的三峡库区附近,对三峡库区的防洪能力是很大的挑战。因此在研究梅雨锋上的暴雨时将这类高空槽前的持续性暴雨单独列为一类。1935年7月3~7日在宜昌附近的五峰5天的降水量达1200 mm,是我国历史上著名的暴雨之一,称五峰暴雨。这次暴雨也属于梅雨锋上的第三类暴雨。此外,1981年8月15~16日发生在川北和汉水流域的大暴雨、1983年8月4~5日发生在汉水中游的安康大暴雨、2002年夏季风刚开始的6月8~10日在陕西南部 and 四川盆地出现的高空槽前的持续暴雨都给四川、陕西造成洪涝。

## 参 考 文 献

- 1 丁一汇, 1991年长江淮河流域持续性特大暴雨研究, 北京: 气象出版社, 1993, 255pp.
- 2 国家气象中心和国家卫星中心, 1998中国大洪水与天气预报, 北京: 气象出版社, 1998, 352pp.
- 3 陶诗言、倪允琪、赵思雄等, 1998夏季中国暴雨的形成机理与预报研究, 北京: 气象出版社, 2001, 184pp.
- 4 赵思雄、周晓平、张可苏等, 中尺度低压系统形成和维持的数值实验, 大气科学, 1982, **6**, 109~117.
- 5 周晓平、赵思雄, 张宝平梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验, 大气科学, 1984, **8**, 353~361.
- 6 Chen S-J, Y. -H. Kuo, W. Wang et al., A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-yu front, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 2330~2351.
- 7 Chen S-J, W. Wang, Y. -H. Kuo et al., Chung, Mesoscale convective systems along the Meiyu front in a numerical model, *Meteor. Atmos. Phys.*, 2000, **75**, 149~160.
- 8 程麟生、冯伍虎, 双向嵌套网格和“987”特大暴雨模拟, 高科技研究中的数值计算, 2000, **6**, 465~478.
- 9 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**, 465~478.
- 10 Ninomiya, K., T. Akiyama, and M. Ikawa, Evolution and fine structure of a long-lived meso- $\alpha$ -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: evolution and meso- $\beta$ -scale characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66**, 331~350.
- 11 Akiyama, T., Large synoptic and meso-scale variations of Baiu front during July 1982. Part I: Frontal structure and disturbances, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1990, **68**, 557~574.
- 12 Akiyama, T., Large synoptic and meso-scale variations of Baiu front during July 1982. Part III. Space time scale

- and structure of frontal disturbances, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1990, **68**, 705~727.
- 13 Ninomiya K. , and T. Akiyama, Multi-scale feature of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70** (1B), 467~495.
- 14 Kato K. , On the abrupt Change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1985, **63**, 20~36.
- 15 Kato K. , Airmass transformation over the semi-arid region around north China and abrupt change in the structure of the Baiu Front in early summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**, 737~750.
- 16 Akiyama, T. , Large, synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part 1: Cloud features, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1989, **67**, 57~81.
- 17 斯公望, 论东亚梅雨锋的大尺度环流及其天气尺度扰动, *气象学报*, 1989, **47**, 312~323.
- 18 Maddox , R. A. , C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 1979, **60**, 115~123.
- 19 王建捷、陶诗言, 98 梅雨锋的结构特征及形成与维持, *应用气象学报*, 2002, **13**, 513~520.
- 20 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**, 625~631.
- 21 李晨光、李亚萍、陶祖钰, 华南暴雨试验 IOP608 期间对流层下部风廓线中的中尺度现象. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究, 周秀骥主编, 北京: 气象出版社, 2000, 118~124.
- 22 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- $\beta$  系统的发生发展分析, *应用气象学报*, 2002, **13** (4), 385~397.
- 23 Doswell, C. A. , H. E. Brooks, and R. A. Maddox, Flash flood forecasting: An ingredients-bases methodology, *Wea. Forecasting*, 1996, **11**, 560~581.
- 24 Johns, R. H. , and C. A. Doswell, Severe local forecasting, *Wea. Forecasting*, 1992, **7**, 588~612.
- 25 McNulty, R. P. , Severe and convective weather: A central region forecasting challenge, *Wea. Forecasting*, 1995, **10**, 187~203.
- 26 Hales, J. E. , and M. D. Vescuo, The 27 March 1994 tornado outbreak in the southeast U. S. : The forecast process from a storm prediction center perspective, *Natio. Wea. Digest*, 1997, **21** (4), 1~15.
- 27 崔晓鹏, 温带气旋倾斜涡度发展理论的研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2001, 146pp.
- 28 Ninomiya, K. , Large-and meso- $\alpha$ -scale Characteristics of Meiyu/Baiu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, **78**, 141~157.
- 29 Ninomiya, K. , Large  $\lambda$ -shaped cloud zone formed around July, 6, 1991 with pole-ward moisture transport from intense rainfall area in Meiyu-Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**, 141~157.
- 30 陶诗言, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980, 1~7.
- 31 Chen, G. T. -J. And C. -P. Zhang , The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan, *Mon. Wea. Rev.* , 1980, **108**, 942~953.
- 32 Kuo Y. -H. , L. -S. Cheng, R. A. Anthes, Mesoscale analysis of the Sichuan flood catastrophe 11-15 July 1981, *Mon. Wea. Rev.* , 1986, **114**, 1984~2003.

## Three Types of Heavy Rainstorms Associated with the Meiyu Front

Zhang Xiaoling Tao Shiyan Zhang Shunli

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

**Abstract** This paper presents a diagnostic study on the heavy rainfall associated with the Meiyu front over the Yangtze River Basin. It is found that there are three types of heavy rainstorms in Meiyu period: the meso- $\beta$  MCS rainstorms, the heavy rainfalls during the initial stage of developing cyclones to the east of  $115^{\circ}\text{E}$ , and rainstorms developed ahead of a deep trough in the upper reaches of the Yangtze River. The meso- $\beta$  rainstorm is most difficult to predict owing to its abruptness of occurrence and its small spatial scales. The deep convection associated with the rainstorm is due to the deep convection brought about by release of the convective available potential energy (CAPE). For the other two types of the rainstorms the large scale forcing is important for bringing about strong large scale lifting.

**Key words:** Meiyu front; rainstorm; convective available potential energy; large scale forcing