

浙江暴雨过程的中尺度低压

俞樟孝 翟国庆 王泽厚

(杭州大学地理系)

提 要

本文应用带滤波法分析浙江暴雨过程中的中尺度天气系统。结果表明:(1)分析的五次暴雨过程都与中尺度地面低压有密切联系;(2)中低压是暖性的,有一较强的中尺度水汽辐合中心与它相伴,位于它的北部或东部;(3)暴雨的发生与水汽辐合中心密切相关,暴雨的地点、雨强和水汽辐合中心的位置、强度相对应;(4)地面中低压的发展与300 hPa上发散流场和辐散中心的出现,以及对流层内非热成风涡度和上升运动的发展等环境条件有密切关系。

一、引 言

暴雨天气过程受大尺度天气系统的制约,而与中尺度天气系统的联系更为直接。因此,近20多年来,国内外研究中尺度天气系统的人越来越多。早在1963年,我国进行了华东地区中尺度分析试验研究^[1],1976年后又相继在华南、湘中和长江下游地区组织了中尺度天气系统的观测试验研究^[2,3],对中尺度天气系统的活动规律,以及与天气的联系得到了不少有意义的成果。近年来,不少作者应用尺度分离方法研究中尺度系统取得了一些有益的结果^[4-6]。本文试图应用滤波方法分析浙江暴雨过程中的中尺度系统,探讨它们的基本特征、与天气的联系、以及发展的环境条件。

二、资 料 和 方 法

本文对五次浙江暴雨过程(见表1)进行分析。资料采用国家气象局发布的高空、地面常规观测记录,对个别记录的明显错误作了主观订正。计算地面气象参数时,网格中心定在(30°N, 119°E),格距为50km,格点数为15×15,共输入45个站的地面记录,在网格中央地区测站平均距离为130km。计算高空气象参数时,网格中心与地面同,格距为90km,格点数为9×9,共输入18个站的高空记录,网格中央地区测站平均距离为240km。

客观分析和滤波方法采用文献[4]的方案,其要点是:首先选取二个适当的低通滤波器(F_1 , F_2),要求其中之一(如 F_2)得到的结果能代表大尺度场,并且二者响应函

表 1 本文分析的暴雨过程实例

日 期	6 小时最大 降雨量 (mm)	出现最大 降雨的测站
1983-5-29	50	杭州
1983-7-4	57	杭州
1984-6-9	95	金华
1984-6-13	73	杭州
1984-6-28	53	宁波

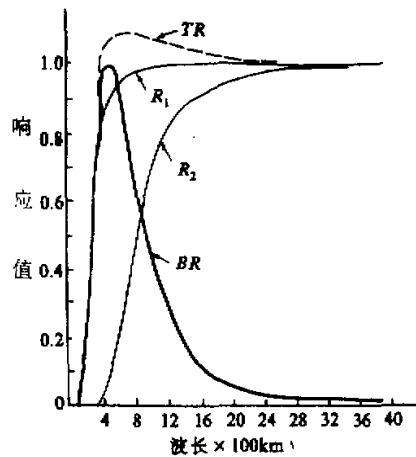
数 (R_1, R_2) 的最大差值正好出现在希望得到的中尺度波长处, 则得到带通滤波器 (B) 的响应函数为:

$$BR = \frac{1}{r} (R_1 - R_2),$$

r 是 R_1 和 R_2 的最大差值. 用 B 得到的即为中尺度场. 大尺度场和中尺度场相加即为总气象场. 有关这方法的详细论述请参看文献 [4] 或 [7].

图 1 是本文地面客观分析中所用的响应曲线. 由图可知, 进行带通滤波后, 主要保留波长为 500km 左右的中尺度系统, 分析所得的总场已滤去了波长小于 100km 的系统.

由于高空测站之间的平均距离太大, 用高空资料分离波长为 500km 的中尺度系统其可靠性差, 因此高空只计算总场未作尺度分离.

图 1 地面客观分析用的响应曲线^[4]

三、地面中低压的基本特征

本文讨论的五次暴雨过程, 应用原始记录 (未作过滤) 分析, 浙江都处于低压槽 (东北-西南向或东-西向) 内, 即使每隔 1.0 hPa 分析一条等压线, 也只有 1984 年 6 月 9 日 14 时的低槽内有一条闭合等压线, 其它四次均未出现闭合中心. 低槽内的温度场都为暖区, 若每隔 1.0 °C 分析一条等温线, 其中三次暖区内有一闭合中心, 直径约 400km. 低槽内的风场, 除 1984 年 6 月 13 日 08 时外, 都为较明显的辐合. 对这五次过程的气压、温度和风场进行带通滤波后, 发现在浙江或浙江附近都有一个闭合的中尺度低压 (过滤后气压的相对低值中心) 和暖中心 (过滤后温度的相对高值中心), 其中两次在南昌附近也有一个中低压. 本文只讨论出现在浙江或浙江附近的中低压. 除 6 月 13 日外, 中低压范围内, 其过滤后的风场是向该低压内辐合, 但并不一定是气旋式环流, 并且有个别格点上的风不是吹向低压内, 这可能与地形有关.

分析结果表明, 这五次暴雨过程都与地面中低压的活动有密切联系.

暴雨发生前 6—12 小时, 在江浙边界或皖南, 或赣东北有一地面中低压出现, 其直径一般为 300km 左右, 中心扰动值为 -0.6 hPa 上下, 它们的移动速度约 6 小时 200km, 6—12 小时后移入浙江境内, 其水平范围变化不大, 而强度有明显发展, 中心都加深至 -1.0 hPa 以下, 强的可达 -1.5 hPa 以下。

中低压出现时, 地面温度场上有一中尺度暖区相伴, 二者的中心几乎重合, 暖中心略偏东南 50km 左右, 中心扰动值为 $+1.0^\circ\text{C}$ 上下, 它的水平范围及移动基本上和中低压相同。6—12 小时后移入浙江境内, 中心扰动值增加至 $+2—+3^\circ\text{C}$, 强的可达 $+4^\circ\text{C}$ 以上。

中低压范围内始终有一中尺度地面辐合区相伴, 它的水平尺度与中低压相当, 辐合中心(最小值)位于中低压北部或东部, 距低压中心约 50—100km, 它随中低压加深而迅速增强, 中低压刚出现时, 辐合中心较弱, 一般都大于 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (以下单位同), 有的仅 -1.0 左右, 当中低压移入浙江发展至最强时, 相伴的辐合中心也显著加强, 一般都小于 -5.0 , 强的可达 -10.0 以下, 往往在 6 小时内可增强一倍以上, 此时在低压的西北角出现一个 $+2.0$ 以上的中尺度辐散中心。

中低压处于地面大尺度散度场的辐合区内, 但其辐合值很小, 一般大于 -1.0 , 在最强的例子中也仅 $-1.5—-2.0$, 因此中低压内总场的散度分布与中尺度的散度分布基本一致, 只是辐合中心比中尺度的略强一点。

采用 950hPa 总温度减 500 hPa 饱和总温度表示大气的潜在不稳定性; 950 hPa 总温度减 500 hPa 总温度为对流不稳定性; 潜在不稳定性与对流不稳定性之和为位势不稳定性, 正值越大越不稳定, 计算结果表明, 在发展前期, 整个中低压处于位势不稳定环境中, 到后期中低压开始减弱, 低压内大部地区变成稳定, 只有南部边缘地区仍为不稳定, 但不稳定度也已明显减小。

为了扼要地给出地面中低压的基本特征, 将五次暴雨过程中各次中低压最强时的地面气压、温度、散度的中尺度扰动值进行合成, 如图 2 所示, 由图可见, 地面中低压是个暖性低压, 整个中低压内几乎都是辐合区, 辐合中心位于低压中心以东 100km, 中心值小于 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 低压的西北角为辐散区。

对高空只计算了总场各种量, 图 3 是地面中低压发展至最强时或前 6 小时, 低压上空各象限内的环境(总)场散度、垂直速度平均廓线合成图, 低压北部(1、2 象限)中、低层的辐合和上升运动, 明显地比南部大, 这可能与北部离高空短波槽近有关, 它们也有共同之处; 高层都有辐散; 无辐散层在 500hPa 附近, 这一点与强对流天气过程的情况显然不同^[8]。

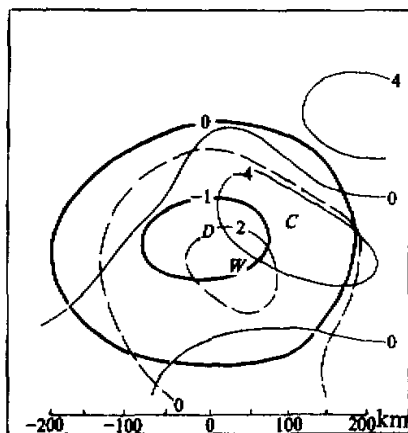


图 2 地面中低压合成(五例)图
粗实线: 等压线(hPa) 虚线: 等温线($^\circ\text{C}$)
细实线: 等散度线(10^{-5} s^{-1}) W: 暖中心,
D: 低压中心, C: 辐合中心。

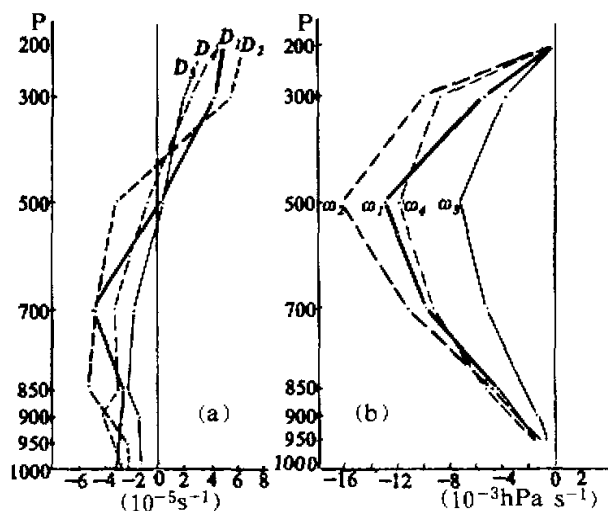


图 3 地面中低压上空的环境场散度 (a) 与垂直速度 (b) (五例) 合成廓线图脚标为象限序号

四、地面中低压与暴雨的关系

这五次暴雨发生的时间、地点及雨强,都与中低压及其辐合中心的活动有十分密切的联系。

以 1984 年 6 月 9 日浙江南部的一次暴雨过程为例,说明中低压与暴雨的关系。9 日 08 时浙南的中尺度气压扰动值为 $-0.3 \sim -0.5 \text{ hPa}$, 水汽辐合 ($\nabla \cdot q\vec{V}$) 为 $-2 \sim -3 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (以下单位同), 6 小时最大降雨量仅 14 mm (金华)。此时江西东北部有一地面中低压, 中心在景德镇附近, 中心值为 -0.8 hPa , 它的东北方有一辐合中心, 相应地有一水汽辐合中心, 其值为 -10 。以后赣东北的中低压及水汽辐合中心东移发展, 14 时低压中心移至衢州附近, 加深至 -1.5 hPa , 水汽辐合中心移至金华附近, 其强度为 -20 , 比 08 时增强了一倍, 浙南地区的水汽辐合都在 -15 以下, 比 08 时增强了 4—5 倍。与此相应, 在 14—20 时浙南出现了一片 6 小时雨量大于 25 mm 的雨区, 最大降雨量为 95 mm, 发生在金华, 即水汽辐合中心附近。14 时后中低压和水汽辐合中心继续东移, 20 时已达瓯江口, 9 日 20 时至 10 日 02 时, 温州附近产生了一片大于 25 mm 的雨区, 温州雨量最大为 32 mm。此时金华的 6 小时雨量仅 0.5 mm。

除 1984 年 6 月 13 日的暴雨过程外 (此例无较强的辐合中心), 其余三例与 6 月 9 日的过程十分相似。因此中低压与暴雨的关系可以概括如下: 暴雨发生前 6—12 小时, 在浙江附近先有地面中低压出现, 随着地面中低压移入浙江并发展, 它北部或东部的辐合中心迅速增强至 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以下, 相应地产生一个较强的水汽辐合中心, 其值为 $-10 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 随后的 6 小时内, 在水汽辐合中心前部, 产生一片 6 小时降雨量大于 25 mm 的雨区, 其半径为 50—80 km, 最大雨量发生在辐合中心附近 (见图

4),都在 50mm 以上,它们大致与水汽辐合中心的值成反比,即辐合中心越强雨量越大;随着中低压及其辐合中心移出浙江或减弱,暴雨亦随之结束.当水汽辐合中心值达 -10 以下时,一般 6 小时后将迅速减弱.因此这五次暴雨过程中,浙江没有出现连续二个 6 小时都发生大于 50mm 的降雨.

这五次暴雨开始前,300hPa 以下各层水汽辐合总和,都有一个水汽净辐合区位于地面中低压的北部或东部.除 1934 年 6 月 13 日外,该辐合区与地面水汽辐合区几乎重合,6 小时最大降雨量也发生在净辐合中心附近,但是雨量的大小并不与该辐合中心的值成反比,如 1983 年 7 月 4 日 20 时—5 日 02 时,浙北雨区内最大雨量为 57mm,4 日 20 时净辐合中心的值为 -30;1984 年 6 月 9 日 14 时—20 时,浙南的最大雨量为 95mm,可是 9 日 08 时净辐合中心的值仅 -13.

这可能与所用高空资料和地面中低压发展的时差有关.地面中低压 14 时发展至最强,而只能用 08 时的高空资料计算水汽净辐合,因此辐合明显偏小.上升运动与暴雨之间的关系,与以上情况相似,雨区基本上与上升中心相合,但雨量与 ω 值不成反比.然而凡是中低压发展至最强的时间正好与高空观测时间相合的例子,雨量大小基本上与水汽净辐合中心和 ω 的值成反比.这正说明了中尺度系统的重要性,只用 12 小时一次的高空资料往往不能反映出中尺度系统的作用,因此必然给暴雨的分析和预报带来很大困难.

以上的分析结果表明,地面中低压对暴雨的重要贡献,在于低压发展后在前方产生一个强辐合区,有利于水汽的汇集和上升运动的发展,致使暴雨区的位置和雨强与该辐合区的位置和强度有很好的对应关系.

五、地面中低压发展的环境条件

这五次过程的中低压,二次发生在冷锋上,二次发生在暖锋后的暖区中,一次发生在冷锋前的暖区中.总之它们的发生与锋面活动有关,同时大气中具有较大的位势不稳定性.

中低压发展时空形势的主要特征是:地面中低压处于弱的短波槽前,槽线一般位于浙江西北方 200—300km;300hPa 上的流场为发散型,苏北地区为 250° 左右的西南西风,浙南、闽北为 300° 左右的西北西风,浙江处于发散流场中.

我们应用文献 [9, 10] 的热成风适应机制,分析地面中低压发展的环境条件.文献 [9] 指出,调整过程中垂直运动的变化,可由非热成风涡度决定,在二层模式中有如下关系:

$$\frac{\partial \omega_2}{\partial t} = \frac{-P}{4} f \left[\Delta(\psi_1 - \psi_3) - \frac{g}{f} \Delta(H_1 - H_3) \right] = \frac{-P}{4} f \zeta'_2, \quad (1)$$

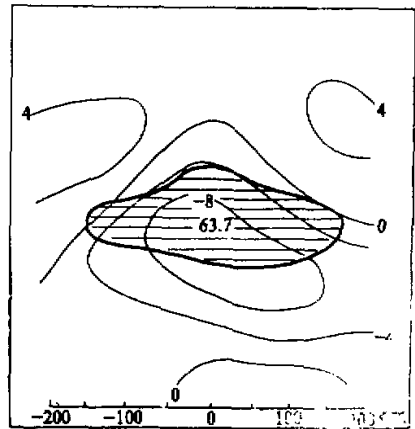


图4 地面水汽散度及 6 小时后降雨量合成(四例)图
细实线:等水汽散度线(10⁻³ s⁻¹)
阴影区:6 小时 25mm 以上雨区
63.7:最大雨量平均值(mm)

ω 为 p 坐标垂直速度, $P=1000\text{hPa}$, f 是地转参数, $\Delta(\psi_1 - \psi_2)$ 为上、下层的流场涡度差, $\frac{g}{f} \Delta(H_1 - H_2)$ 为上、下层地转涡度差, 即热成风涡度, ζ_T 称为非热成风涡度, 表示大气中非地转平衡的程度.

(1) 式表明, 当非热成风涡度 ζ_T 大于零时, 将有上升运动发生或加强, 从而有利于地面低压系统的发展. 而非热成风涡度的发生发展又与天气系统的结构有关. 若只考虑平流变化, 则有^[10]:

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial P} [\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f)] - \frac{g}{f} \Delta \left[\vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial H}{\partial P} \right) \right], \quad (2)$$

式中的符号均为一般常用. 由静力方程可知, $\partial H / \partial P = -RT/gP$, 故 $\vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial H}{\partial P} \right)$ 相当于温度平流. 温度平流的拉普拉斯运算可以近似地认为与温度平流成反比, 即

$$\Delta \left[\vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial H}{\partial P} \right) \right] \propto -\vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial H}{\partial P} \right).$$

由 (2) 式可知, 当涡度平流随高度增加, 或有暖平流时, 有利于非热成风涡度的发生发展.

计算结果表明, 将有地面中低压发展的地区上空, 都有较强的暖平流, 并且涡度平流也多 (4/5) 随高度增大. 图 5 是五次过程的 500hPa 以下温度平流总和以及 300hPa 与 850hPa 的涡度平流差合成图. 由图可见, 未来有中低压发展的地区, 正是暖平流大值区

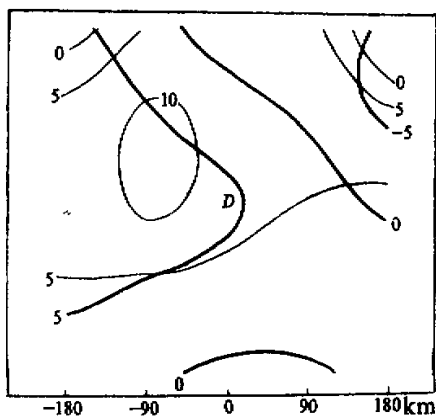


图 5 500hPa 以下温度平流总和及上、下层涡度平流差 (五例) 合成图
粗实线: 温度平流总和 ($10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)
D: 6—12 小时后的中低压中心
细实线: 涡度平流差 (10^{-10} s^{-2})

和涡度平流差大值区相迭加的区域, 有较强的暖平流, $180 \times 180 \text{ km}^2$ 范围内 9 个格点的平均值为 $+5.3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 涡度平流随高度明显增大, 9 个格点涡度平流差的平均值为 $6.4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, 因此有利于正值非热成风涡度的发生发展, 从而有利于上升运动增强. 事实正是这样, 12 小时后该地区的上升运动显著增大, ω 平均值由 $-0.1 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (以下单位同) 减小为 -4.7 , 在发展猛烈的例子中, 可由 $+2.1$ 的下沉运动, 发展为 -8.3 的上升运动.

可用散度方程计算地面中低压发展前 12 小时 300hPa 上的散度局地变化. 由于夏季长江以南等压面的位势高度梯度很小, 非地转涡度项 $f(\zeta - \zeta_g)$ 对高度误差很敏感, 而 300hPa 上的高度误差又较大, 故计算不容易准确.

因此采用文献 [11] 的简化方案, 只计算由于惯性加速不均匀造成的散度变化, 即用

$$\frac{\partial D}{\partial t} \approx -\vec{V} \cdot \nabla D + 2J(u, v) - D^2$$

计算,其结果是:未来有中低压发展的地区 300hPa 上的 $\partial D/\partial t$ 平均值为 $2.3 \times 10^{-5} s^{-2}$,这预示 300 hPa 上的辐散将有增大的趋势.实际变化与此相符,发展前 300hPa 上该地区的散度平均值为 $1.8 \times 10^{-5} s^{-1}$,发展后增大为 $3.8 \times 10^{-5} s^{-1}$.从 300hPa 的散度场上可以清楚地看到,有一个大于 $4.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ 的辐散中心自安徽移入浙江,这辐散中心正好与 300hPa 上的气流发散区相伴(见图6).高层辐散增大,有利于中层上升运动和地面低压的发展.这一结果与上述应用热成风适应机制分析的结果相一致,都表明未来有地面中低压发展的地区,与环境场上升运动将有较大发展的地区相吻合.

综上所述,可将地面中低压发展的环境条件归纳为如表 2 所示.

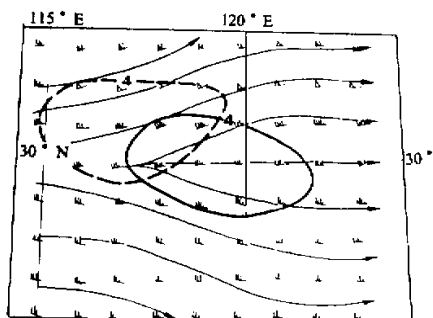


图6 300hPa 流场、散度场(五例)合成图
箭头线:流场
闭合实线:等散度线($10^{-5} s^{-1}$)
闭合虚线:12 小时前等散度线($10^{-5} s^{-1}$)

表 2 地面中低压发展的环境条件

地面形势	冷锋上或锋前的暖区中	涡度平流	300hPa 的涡度平流大于 850hPa 的平流
高空形势	短波槽前;300hPa 上气流发散	散度	300hPa 上的 $\partial D/\partial t$ 大于零,有辐散中心移来
温度平流	500hPa 以下有较强的暖平流	垂直运动	中层上升运动有较大发展

六、结 论

(1) 浙江的暴雨过程,与中尺度地面低压的活动有密切联系.中低压的直径约 300km,中心扰动值为 $-0.6 \sim -1.5$ hPa,维持时间 12 小时以上.它是个暖性低压,低压内几乎都是辐合区,有一中尺度辐合中心位于低压中心以北或以东 50—100km,它随中低压一起移动,并随中低压加深而迅速增强,当低压发展至最深时,辐合中心的值一般小于 $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$.

地面中低压的环境场是:地面处于大尺度辐合区中,但辐合值很小,因此总场辐合中心的位置和强度基本上和中尺度辐合中心一致;无辐散层在 500hPa 附近,对流层中、低层有较强的辐合和上升运动;发展前期整个中低压范围内的位势不稳定性都较大,后期只有南部边缘仍为不稳定.

(2) 中低压内暴雨的发生,与中尺度辐合中心有非常密切的关系.暴雨发生前 6—12 小时,在浙江附近先有地面中低压出现,随着中低压的加深,相伴的辐合中心迅速加强,相应出现一个较强的水汽辐合区,其值为 $-10 \times 10^{-4} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ 左右,随后在该辐合区前部,产生一片 6 小时降雨量大于 25mm 的雨区,其直径约 100—150km,该雨区内的最大降雨量都在 50mm 以上,发生于辐合值最小的格点附近,并且大致与最小辐合值成反比.随着中低压和辐合区移出浙江或减弱,暴雨便结束.可见地面水汽辐合中心的位置和强度与暴雨的位置和雨强有很好的对应关系.

(3) 地面中低压产生于冷锋上或暖区中, 它们的发展, 与 300hPa 上发散流场和较强辐散中心的出现, 以及对流层中有非热成风涡度和上升运动的发展等环境条件有密切关系。

(4) 本文分析的地面中低压, 其发生发展与“75·8”特大暴雨过程中的中低压有所不同。前者产生在暴雨之前, 其发展主要与大气的斜压性及高空流场有关, 而后者产生于暴雨之后, 其发生发展“更主要的可能是凝结潜热反馈作用的结果。”^[12] 它们与暴雨落区之间的关系是相同的, 暴雨都发生在与中低压相伴的水汽辐合中心的下风方向。

(5) 应用带通滤波法分析地面中尺度天气系统, 对预报暴雨的落区和雨强, 有一定的实际意义。

参 考 文 献

- [1] 华东中小尺度天气系统试验基地协作组, 1978, 中小尺度天气系统分析文集。
- [2] 湖南湘中中、小系统灾害天气科研协作组, 1976, 1977, 1978 年中小尺度天气预报分析文集, 1979。
- [3] 总参谋部气象局, 1985, 华东中尺度天气试验论文集(一、二)。
- [4] Maddox, R. A., 1980, An objective technique for separating macroscale and mesoscale feature in meteorological data, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, 1108-1121.
- [5] Livingston, R. L., et al., 1983, On operational band-pass filtering of hourly surface data, *Perprints 13th Conf. severe local storms, Amer. Meteor. Soc.*, 253—256.
- [6] 党人庆, 1984, 中尺度滤波法及对中间尺度云团分析的初步应用, *气象科学*, 第 2 期, 9—14。
- [7] 丁一汇, 1984, 现代天气学中的诊断分析方法, 中国科学院大气物理研究所。
- [8] 俞樟孝等, 1985, 冷锋前浙江大范围冰雹天气的发生条件, *气象学报*, Vol. 43, No. 3, 295—303。
- [9, 10] 陈秋士, 1963, 简单斜压大气中热成风的建立和破坏(一、二), *气象学报*, Vol. 33, No. 1, 51—63, No. 2, 153—162。
- [11] 孙淑清, 中尺度系统诊断分析的几个问题, 1986, 中国科学院大气物理研究所。
- [12] 75·8 暴雨研究会战领导小组, 1977, 1975 年 8 月河南特大暴雨研究报告, 60—64。