第48卷 第4期 气 象 学 报 Vol. 48, No. 4
1990年11月 ACTA METEOROLOGICA SINICA Nov., 1990

浙江大范围强对流天气过程中的中尺度（α）低压*

俞樟孝 俞连根 丛黎强 任鸿翔

（杭州大学） （浙江省气象台）

强对流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，中尺度天气系统越来越引起人们的关注。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系统的观测试验研究[2,3]，对中尺度系统的活动规律以及与天气的关系得到了不少有意义的成果。作者也曾发现浙江大范围强对流天气与中尺度系统有密切联系[4]，但由于当时的条件所限未能作深入分析。

近年来，不少作者应用滤波方法研究中尺度系统取得了一些有益的结果[5-8]。本文试图应用滤波方法，对浙江大范围强对流过程中的中尺度系统作进一步分析，探讨它们的基本特征、与天气的联系、以及发展时的环境场条件。

1. 资料和方法

近 10 年来，浙江省发生大范围（15 个县以上）强对流天气过程共 5 次（见表 1），本文对这 5 次过程作了分析。资料采用国家气象局发布的高空、地面常规观测记录，计算前对个别记录的明显错误作了主观订正。强对流天气记录是根据浙江省气象台收到的危险天气报告。对每次过程，高空计算前一天的20时、当天的08时和20时3次，网格中心定在 30°N，119°E，格距 90 km，格点数为 9×9，计算时输入18个高空记录，网格中央地区高空测站的平均距离为 230 km。地面计算当天的 08 时、11 时、14 时和 20时共 4 次，网格中心与高空同，格距 50 km，格点数为 15×15，输入 45 个地面记录，中央地区测站平均距离为 140 km。

表 1 本文分析的 5 次强对流过程

日 期	出现强对流天气*的范围
1976.4.22.	嘉兴、丽水等地区18个县
1977.4.24.	全省各地区25个县
1981.5.2.	全省各地区44个县
1983.4.28.	嘉兴、宁波、金华等地区26个县
1986.4.10.	全省各地区19个县

* 强对流天气指冰雹和八级以上大风

客观分析和滤波采用文献[5]的方法。进行带通滤波后，主要保留波长为 500 km 左右的中尺度系统。客观分析所得的总场已滤去了波长小于 100 km 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 500 km 左右的中尺度系统其可靠性差，因此高空只计算总场而未作尺度分离。

2. 地面中低压的基本特征

这 5 次强对流过程，都与地面中低压的活动有密切联系。浙江大范围强对流天气过程发生前 6—12 小时（约当日 08 时），在江、浙边界，或皖南，或赣东北有一中低压出现，其直径一般为 200—300 km，低压中心的扰动值为－1.0 hPa 左右，6—12 小时后中低压逼近或移入浙江，其水平尺度变化不大，而强度有明显发展，中心扰动值一般可达－2.5 hPa 左右。

* 本文于 1986 年 9 月 26 日收到，1990 年 5 月 16 日收到最后修改稿。

中低压内，地面扰动温度场上有一中尺度暖区相伴，二者的中心几乎重合，暖中心略偏南50 km左右，中心的扰动值约为+3.0℃，它的水平尺度及移动趋势基本上和中低压相同。当中低压发展到最强盛时，暖中心扰动值亦增至5—6℃，强的可达7.0℃以上。

中低压附近始终有一中尺度地面辐合区存在。它的水平尺度与中低压相当。中低压刚出现时，各次辐合中心的强度相差较大，弱的仅$-2.0\times10^{-5}s^{-1}$左右，强的可达$-10.0\times10^{-5}s^{-1}$以下。当中低压移至浙江省内(或附近)发展至最强时，辐合中心多(4/5)位于低压的东南东方，距中心约100 km左右，辐合强度显著加强，中心值平均为$-6.0\times10^{-5}s^{-1}$以下，强的可达$-12.0\times10^{-5}s^{-1}$。

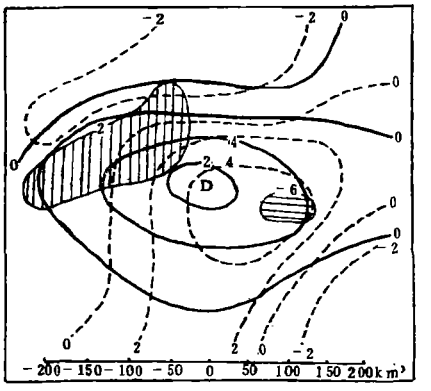


图1　地面中低压的气压、温度、散度扰动值合成图
(实线:等压线(hPa),虚线:等温线(℃),
阴影区:散度中心,D:低压中心)

图1是5次过程中各次中低压最强时地面气压、温度、散度的中尺度扰动值合成图。由图可见，地

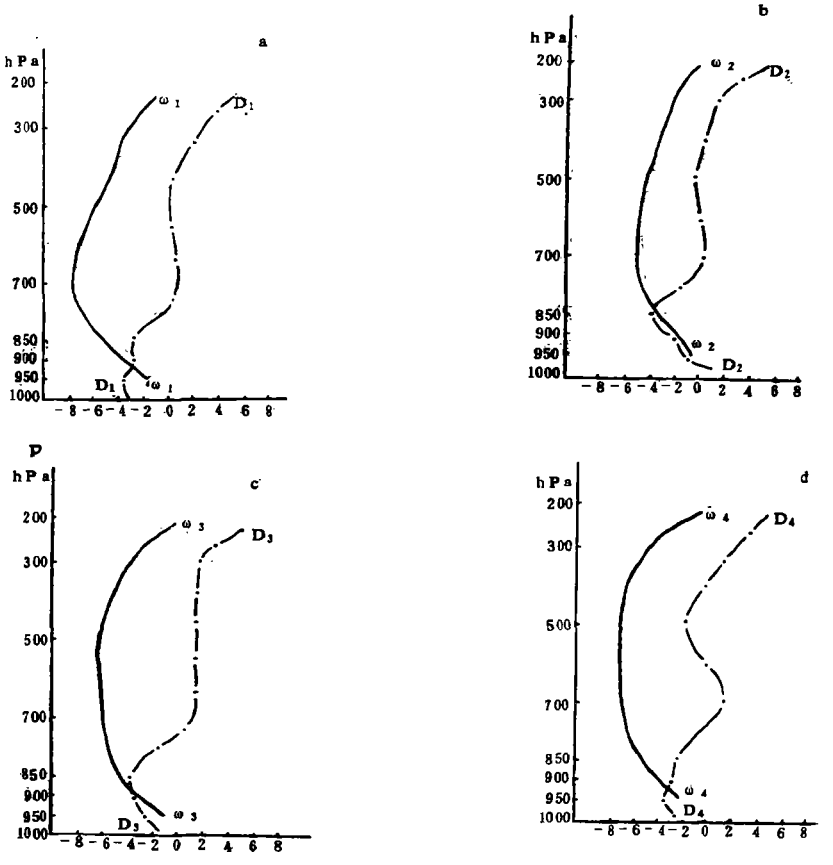


图2　中低压各象限的环境场散度、垂直速度平均铅垂廓线合成图
(ω:垂直速度(10^{-5}hPas^{-1}),D:散度($10^{-5}s^{-1}$);a,b,c,d分别为第1,2,3,4象限)

面中低压是暖性低压，它的东部和南部为辐合区，辐合中心位于低压前方，中心值平均在 $-6.0\times10^{-5}s^{-1}$ 以下，低压的西北部有一辐散中心，其平均值在 $2.0\times10^{-5}s^{-1}$ 以上。

中低压亦处于大尺度辐合区中，其辐合值较小，平均为 $-2.0\times10^{-5}s^{-1}$ 左右，仅为中尺度辐合值的1/3。

采用 950 hPa 总温度减 500 hPa 饱和总温度，以及 950 hPa 总温度减 500 hPa 总温度二者之和为不稳定指数，以表征大气不稳定能量的大小，正值越大表示不稳定能越大。分析结果表明，中低压处于有较大不稳定能的环境中，总场的不稳定能大值中心与中尺度暖区相合，二者的移动和变化趋势基本相同。

对高空只计算了总场的一些动力和热力学量。图 2 为中低压最强时各象限内的散度、垂直速度平均廓线合成图。低压东部和西部的散度垂直分布有明显不同：西部近地层的辐合较小，西北（第 2）象限甚至是辐散，最强的辐合出现在 850 hPa；东部近地层的辐合较强，尤其是东北（第 1）象限，最强的辐合出现在 950 hPa。它们也有共同的特点：辐合都集中在 700 hPa 以下，以 700 hPa 开始转为辐散，500 hPa 以上辐散随高度急剧增大。垂直速度廓线的特征各象限基本相同：自近地面层直至对流层顶都为上升运动，最强的上升运动都出现在 700 hPa 或 500 hPa。但西部的上升运动比东部弱，尤其是西北象限更明显。

与散度垂直分布相联系，中低压内的水汽（比湿）通量辐合，全集中在 700 hPa 以下，并且绝大部分集中在 850 hPa 以下（图略）。

上述散度垂直分布特征，不仅能在低层积聚大量水汽和产生上升运动，并且有利于不稳定能的维持或加强，因此对于强对流的爆发和维持具有重要意义。

3. 中低压与强对流天气的关系

本文分析的 5 次过程，在 08 时就有地面中低压出现于浙江境内或附近，但除 1981 年 5 月 2 日外，08 时中低压内都没有强对流天气发生，一般到 12 时后才陆续爆发。

随着中低压发展，中尺度辐合中心加强，上空的环境条件也有很大变化。图 3 是通过低压中心的环境条件经向合成图。比较 a，b，c 图可见，无强对流天气和有强对流天气发生时的环境场，在热力条件方面并无明显差别，低层总温度都比较高，均在 56℃以上，都有一较厚（850 hPa—500 hPa）的对流不稳定气层。但在动力条件上却显然不同。有强对流天气发生时：中低压上空，300 hPa 上的散度为 $2.0\times10^{-5}s^{-1}$

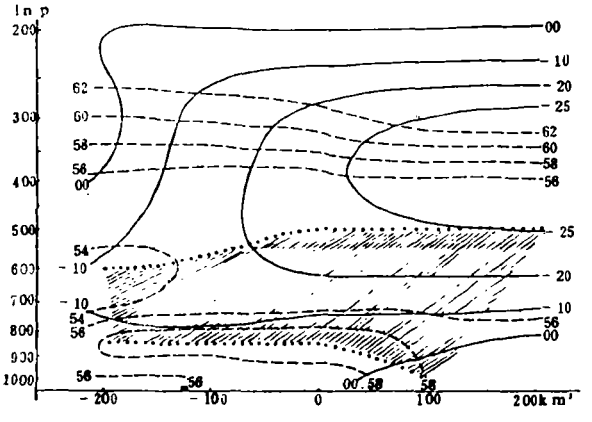


图 3a 通过 08 时（无强对流天气）中低压中心的环境场合成垂直剖面图
（实线：等垂直速度线（$10^{-4}hPas^{-1}$），
虚线：等总温度线（℃），阴影区：对流不稳定区）

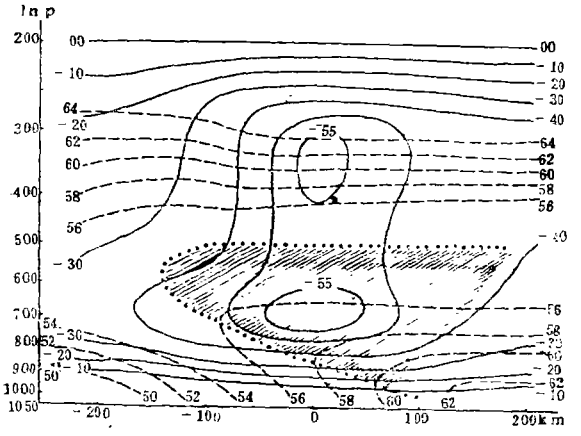


图 3b　通过 20 时(有强对流天气)中低压中心的环境场合成垂直剖面图(说明同 3 a)

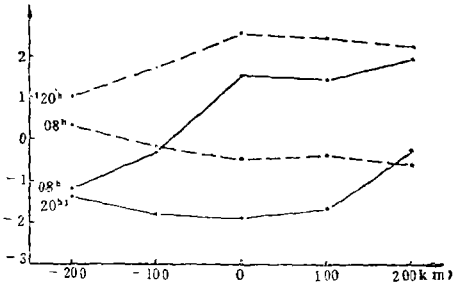


图 3c　通过低压中心环境场散度差、低层水汽通量散度合成曲线
(实线：低层水汽通量散度($10^{-4}gkg^{-1}s^{-1}$)，虚线：上、下层散度差($10^{-5}s^{-1}$))

左右，950 hPa 上为$-1.0\times10^{-5}s^{-1}$左右，上、下层的散度差(300 hPa 散度减 950 hPa 散度)为较大的正值(见图 3 c)，这有利于上升运动发展；低层有较强的上升运动，中层最大上升速度达$-6.0\times10^{-3}hPas^{-1}$；低层有较强的水汽辐合。无强天气时：300 hPa 上散度很弱，其值为 0.0——$1.0\times10^{-5}s^{-1}$，950 hPa多是弱的辐散，上、下层散度差几乎都是负值(见图 3 c)，不利于上升运动发展；850 hPa以下的上升运动很弱，都在$-0.5\times10^{-3}hPas^{-1}$以上，中层最大上升速度仅$-2.5\times10^{-3}hPas^{-1}$；地面至 850 hPa (包括 850 hPa)的水汽通量散度总和几乎都是正值(见图3c)。

统计结果表明，强对流天气几乎全发生在与中低压相伴的地面总场辐合区（中尺度辐合占 75%左右)内，即中低压的东部和南部。并且80%左右的冰雹天气发生在外围等值线为$-6.0\times10^{-5}s^{-1}$的辐合区内。

4. 地面中低压发展的环境条件

高空形势的主要特征是：地面中低压处于 500 hPa 弱的短波槽前，短波槽一般位于浙江西北方 300 km 左右；200 hPa 上气流发散，苏北为 240 度左右的西南风，浙南闽北为 270 度左右的偏西风。

分析结果表明，中低压上空的环境风场有较大的地转偏差。文献[10]指出：调整过程中垂直运动的变化，可由非热成风涡度决定。在两层模式中有如下关系：

$$\frac{\partial\omega_2}{\partial t}=\frac{-P}{4}f\left[\Delta(\Psi_1-\Psi_3)-\frac{g}{f}\Delta(H_1-H_3)\right]=\frac{-P}{4}f\zeta'_T \tag{1}$$

ω 为 p 坐标垂直速度，$P=1000$ hPa，f 为地转参数，$\Delta(\Psi_1-\Psi_3)$为上、下层的流场涡度差，$\frac{g}{f}\Delta(H_1-H_3)$为上、下层的地转涡度差，$\zeta'_T$称为非热成风涡度。

为了计算上的方便，本文定义非热成风涡度为：

$$\zeta'_T=(\zeta_{300}-\zeta_{850})-(\zeta_{g300}-\zeta_{g850}) \tag{2}$$

$\zeta_{300},\zeta_{850},\zeta_{g300},\zeta_{g850}$分别为 300 hPa 和 850 hPa 上的流场涡度和地转涡度。

计算结果表明，在 6—12 小时后将有地面中低压发展的地区，每次都有较大的正值非热成风涡度。图 4 是 5 次过程中，6—12 小时后将有中低压发展地区的非热成风涡度合成图。由图可见，在该地区有一正值非热成风涡度中心。这表明该地区有利于上升运动发展，从而有利于地面正涡度和低压发展。

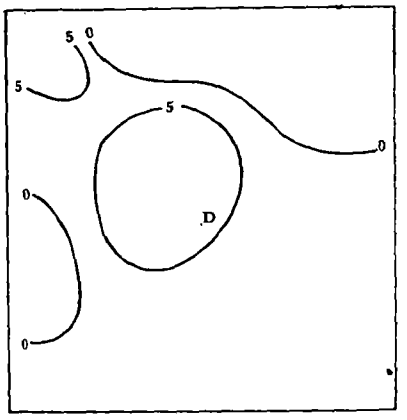


图 4 地面中低压发展前的非热成风涡度合成图
(单位：$10^{-5}s^{-1}$。D:6—12 小时后的中低压中心)

这 5 次过程的中低压，都是在冷锋前的暖区中发展起来。暖区中的不稳定能较大，冷锋移速较快，一般为 250 km/6 h，锋前有较强的抬升作用，这表明中低压的发展可能与锋前暖空气的不稳定能释放有关。在未来有中低压发展的地区，300 hPa 上几乎都是冷平流，5 次过程的区域平均值为$-9.2\times10^{-6}°Cs^{-1}$，相当于 12 小时后应下降 0.4℃。但实际的 12 小时变温平均值为+2.0℃。另一方面，该地区的不稳定指数平均值，12 小时后由+2.6℃下降为−0.7℃。这表明 300 hPa上的增温可能与不稳定能释放有关。如前所述，在中低压减弱之前，一直处于总场不稳定能大值区中，并且低压内水汽辐合随时间急增(见图3 c)。因此，在地面中低压的发展过程中，第二类条件不稳定可能起着重要作用。

5. 结 论

1. 浙江的大范围强对流天气过程，与地面中尺度低压的活动有密切联系，中低压的直径约 300km，维持时间 12 小时以上，有一较强的中尺度辐合区与它相伴，辐合中心多位于低压中心的偏东方向，辐合中心随中低压发展而加强，低压最强时，其辐合中心的值，一般在$-6.0\times10^{-5}s^{-1}$以下。中低压处于具有较大不稳定能和辐合的大尺度环境中，辐合值仅为$-2.0\times10^{-5}s^{-1}$左右。

2. 地面中低压内有无强对流天气发生，与中尺度地面辐合中心的强度有密切关系。随着中低压发展，辐合中心加强，边界层内水汽辐合和上升运动亦迅速加强，这对于强对流天气的爆发十分有利。

3. 地面中低压产生于冷锋前的暖区中。它的发展与 200 hPa 上发散流场的出现、大气中具有较大的不稳定能、以及有非热成风涡度发生发展等环境条件有密切关系，第二类条件不稳定可能起着重要作用。

参 考 文 献

[1] 华东中小天气系统试验基地协作组，中小尺度天气系统分析文集，1978 年。
[2] 湖南湘中中、小系统灾害天气科研协作区，1976，1977，1978 年中小尺度天气预报分析文集，1979 年。
[3] 总参谋部气象局，华东中尺度天气试验论文集(一，二)，1985 年。
[4] 俞樟孝等，浙江冰雹天气与边界层辐合的关系，大气科学，9，3，268—275，1985。
[5] Maddox, R. A., An objective technique for separating maroscale and mesoscale feature in meteorological data, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 8, 1108—1121, 1980.
[6] Livingston, R. L., et al., On operational band-pass filtering of hourly surface data, Preprints 13th Conf. severe local storms, Amer. Meteor. Soc., 253—256, 1983.
[7] Bothwell, P. D., et al., The operational use of surface objective analyses in evaluating the potential for heavy convection, Preprints 13th Conf. severe local storms, Amer. Meteor. Soc., 372—375, 1983.
[8] 党人庆，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—14，1984 年。
[9] 丁一汇，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，1984 年。
[10, 11] 陈秋士，简单斜压大气中热成风的建立和破坏(一，二)，气象学报，33，第 1 期，51—63，第 2 期，153—162，1963年。

ON THE MESOSCALE DEPRESSION IN LARGE-AREA SEVERE CONVECTION EVENTS OVER ZHEJIANG

Yu Zhangxiao
(Department of Geography, Hangzhou University)

Yu Liangen　Cong Lijiang　Ren Hongxiang
(Meteorological observatory, Zhejiang Province)

Abstract

The use of the band-pass filter is made to analyze the mesoscale systems in large-area severe convection events over Zhejiang. It is found that all cases analyzed are closely related to the mesoscale surface depressions. The outbreak of severe convection in the depression is derectly related to the moisture convergence and the asending motion in the boundary layer. Most of hailfalls occur in the convergence center.