

引发梅雨锋暴雨的频发型中尺度低压 (扰动) 的诊断研究^{*}

董佩明¹⁾ 赵思雄²⁾

1) (空军航空气象研究所, 北京 100085)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 利用再分析资料及加密观测资料, 对 1999 年 6 月下旬有利大尺度环境条件下长江中下游地区梅雨锋上频发的 5 个中尺度低压 (扰动) 进行了诊断研究。由合成分析得到了长江中下游地区中尺度低压 (扰动) 的基本特征 (共性); 依其特征将之归纳为两种类型; 之后选择两个典型个例分析了它们各自发生发展过程中特征的异同 (个性)。分析结果揭示了梅雨锋中尺度低压 (扰动) 的动力和热力结构特征、暴雨过程中对流活动的详细过程及典型雨团的路径和生命史。此外, 高山站每小时的风记录等信息反映出低空西南急流和其上大风速中心同中尺度低压 (扰动) 及暴雨发生演变过程有密切关系。高空急流对中尺度低压 (扰动) 的发展及暴雨有明显的作用, 有无高空西风急流与低空急流的耦合似乎是未来发展与不发展中尺度低压 (扰动) 之间重要的动力学区别之一。

关键词: 中尺度低压 (扰动); 梅雨锋; 暴雨

文章编号 1006-9895 (2004) 06-0876-16 **中图分类号** P441 **文献标识码** A

1 引言

暴雨研究是当今大气科学的前沿课题之一。由于暴雨常与中小尺度天气系统相联系, 突发性强, 可预报时效短, 使得暴雨问题也成为了困难的问题之一^[1]。对典型暴雨两个例的深入研究很有必要。

长江流域梅雨期暴雨是我国主要的暴雨之一, 经常造成长江流域严重洪涝。长江流域是我国工农业经济发达的地区, 而梅雨期暴雨常给国民经济发展带来重大的损失。因而, 对长江流域梅雨期暴雨的研究一直是我国气象工作者关心和研究的重点。

多年来, 国内外学者对梅雨锋暴雨的研究不断深入, 从包括梅雨期大尺度环流特征、梅雨锋的结构和性质、暴雨产生的条件、中尺度低压的数值模拟和分析、高低空急流、水汽收支、能量转换、以及梅雨锋云系特征和雷达回波特征等多个角度做了大量的工作, 得到了不少有意义的结果。

归纳起来, 对梅雨的研究大体有三个主要方面^[2]: 第一、梅雨与东亚季风区环流变化的联系; 第二、梅雨期的大尺度环流系统及梅雨锋的结构、性质等; 第三、梅雨锋区内的中尺度对流系统。近些年来, 更多的工作涉及到第三方面的内容。中尺度对

2003-05-22 收到, 2003-09-10 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展项目 G1998040907 及国家自然科学基金资助项目 49735180 共同资助

流系统是梅雨锋暴雨的直接制造者，而中尺度低压（扰动）是梅雨锋暴雨的主要中尺度天气系统之一，它与中尺度对流系统的发生发展有密切的关系。

日本学者在 1968~1972 年梅雨暴雨研究计划期间，提出了在梅雨锋上存在中间尺度系统，也就是在梅雨云雨带中产生的水平尺度 1000 km 左右（即 α 中尺度）的扰动，这种扰动一般沿梅雨锋向东北方向移动，和中尺度雨带及降水中心有一定的对应关系^[3,4]。中国学者的研究指出，梅雨期间长江流域的暴雨过程多与梅雨锋上自西向东移动的低层气旋性扰动（低压）有直接关联。胡伯威等^[5]将这些扰动分为两类：一类为串行于梅雨切变线上的小型气旋性弱扰动；另一类为与短波槽相联系的东移西南涡。而孙淑清等^[6]指出，在不少个例中，影响长江中下游地区的低压（扰动），并非是东移来的西南涡，而是在长江中下游地区有利地形处由于动力和热力原因局地新生的涡旋扰动。谢安等^[7]对梅雨期次天气系统的能量作了分析。赵思雄^[8]讨论了梅雨锋上两类扰动（低压）的发展，并比较了它们能量过程之间的差异。此后又有一些新的研究和进展^[9,10]，贝耐芳等^[11,12]对长江流域由 β 中尺度系统引发的突发暴雨进行了研究，张凤等^[13]对梅雨锋上发展的 α 中尺度气旋的暴雨作了探讨。但是对梅雨锋上发生发展的中尺度低压（扰动），仍有一些问题有待弄清，包括在有利的环境条件下梅雨锋上一系列引发暴雨的频发型中尺度低压（扰动）以及这些低压的共性与个性是什么等，这些正是本文要重点讨论的内容。

1999 年 6 月下旬长江流域特别是中下游地区多次出现较大范围的暴雨天气过程，致使该地区降水量达常年同期的 3~4 倍^[14]。图 1 为 1999 年 6 月 22 日 00 时~30 日 00 时（世界时，下同）8 天 24 小时降水量的累计，最大降水中心达到了 600 mm 以上，导致出现了洪水的严重威胁。究其原因，可以发现有一系列中尺度低压（扰动）发生发展。它们与 1998 年 7 月“二度梅”突发性大暴雨期间的 β 中尺度低涡很不相同，而是属于频发型的暴雨 α 中尺度低压。虽然强降水往往直接发生在 β 中尺度及 γ 中尺度对流系统中，但是产生成片的灾害性暴雨过程，关键却是在次天气尺度（即 α 中尺度）

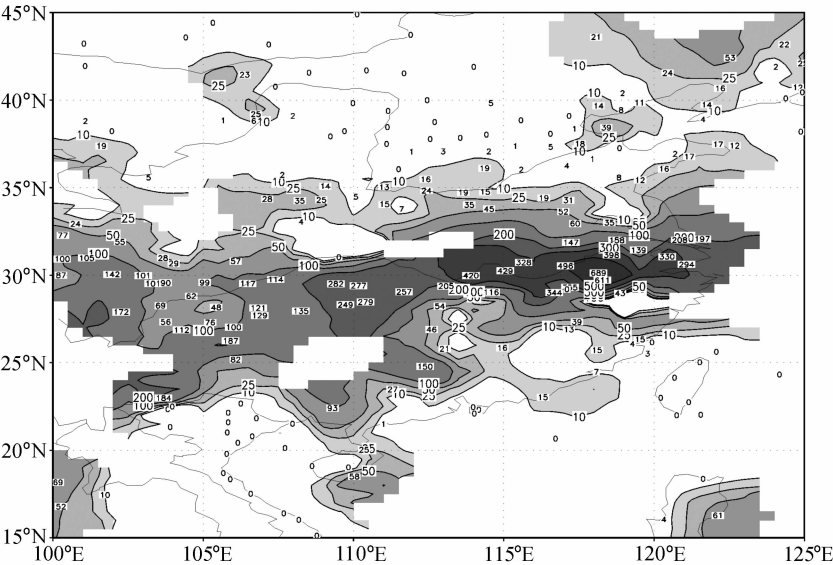


图 1 1999 年 6 月 22 日 00 时~30 日 00 时 8 天 24 小时降水量的累计（单位：mm）

系统持续的水汽汇集和潜热反馈等机制。毫无疑问，1999 年 6 月下旬的这次过程为我们研究梅雨锋中尺度低压（扰动）提供了很好的机会。我们注意到，对 1999 年 6 月下旬的例子已有一些分析，主要涉及梅雨锋性质和结构等^[15]，然而，在这次过程中为什么会有一系列中尺度低压（扰动）发生发展？这些低压的共同点与不同点是什么？它们的大尺度环境条件是否存在一些差异？为此，本研究将集中于中尺度低压（扰动），通过研究力图进一步揭示长江流域梅雨锋上中尺度低压（扰动）的结构特征与性质，描述其发生、发展和演变过程的物理图像，加深对中尺度扰动发生发展的机制与机理的理解，以期能够为丰富与完善梅雨锋暴雨中尺度系统概念模型提供帮助。

2 中尺度低压（扰动）活动情况及路径分析

采用时间间隔 6 小时，水平分辨率 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 的 T106 再分析资料，我们对造成 1999 年 6 月下旬长江中下游地区暴雨的中尺度低压（扰动）的活动情况进行了分析。图 2 给出了中尺度低压（扰动）各时刻的位置及移动路径示意图。结果清楚表明，在这一期间，该区域内至少有 5 个中尺度低压（扰动）活动并直接引发了暴雨。5 个中尺度低压（扰动）的情况分述如下：

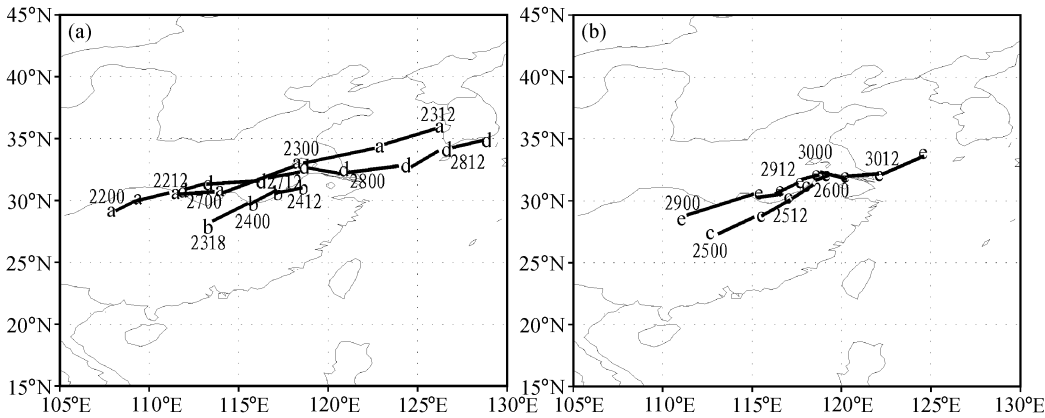


图 2 中尺度低压（扰动）各时刻位置及移动路径示意图

图中字母 a、b、c、d 和 e 代表各中尺度低压（扰动）以及其各时刻位置所在，
a：22~23 日个例；b：23~24 日个例；c：25~26 日个例；d：27~28 日个例；
e：29~30 日个例。数字为时间（如 2200 代表 22 日 00 时），连线表示移动路径

- (1) 6 月 22 日 00 时，在北方低压发展东移的引导下，其后部冷空气开始南侵，西南倒槽向东北方向伸展，西南低空急流亦随之加强东移，正涡度中心逐渐自西南向东北方向移动并发展，23 日 00 时在江淮地区发展成为气旋，并于当晚出海。这次过程整个移动路径较偏北，在两湖地区及安徽造成了暴雨天气。
- (2) 23 日 18 时后，在长江中游地区切变线上又有一中尺度扰动发生发展起来，24 日上午水平环流最为明显，中心位于江西北部 and 安徽南部。该中尺度扰动逐渐向东北移动，24 日晚移出消失。
- (3) 25 日，同样又有一中尺度扰动再次生成发展，在桂北湘南等地形成暴雨。该

中尺度低压（扰动）一天内缓慢东北向移动了不到 500 km，没有一个显著发展的过程，之后逐渐减弱消失。

(4) 27 日，伴随西南倒槽的发展东伸，从长江中上游一正涡度中心移向长江中下游地区，并在长江入海口处发展成为气旋，安徽、江苏等省出现大暴雨天气。气旋于 28 日上午移出入海。

(5) 29 日西南倒槽再次东伸，30 日在江淮地区又发展成为一个气旋，并于当晚出海。

依照中尺度低压（扰动）的特征我们可将它们大体归纳为两种类型：

第一种是与西南倒槽的东伸发展相联系，可以追踪出一个对流层低层气旋性环流中心自长江中上游发展东移的过程。这类中尺度低压（扰动）往往表现为 1~2 天内由长江中上游快速移动到下游地区，并可能在长江中下游及东部沿海得到显著发展，之后出海。当然，是否东部发展的低压都一定与上游移来的扰动有关？还有待作更多的研究。

第二种则是在长江中游地区局地新生的梅雨锋中尺度扰动，与第一类低压相比，其生命期为一天左右，水平移动距离不是很大，没有一个显著发展的过程，但同样给长江中下游地区带来了暴雨天气。

3 中尺度低压（扰动）发生发展演变特征分析

由于大尺度形势相对稳定，中尺度低压（扰动）在梅雨锋上频繁发生发展，它们也许有某些共同之处。为了探讨它们的共性，在这一节中，我们先对 5 个中尺度低压（扰动）作一合成分析，目的在于了解长江中下游地区中尺度低压（扰动）的基本特征（共性）。合成过程中不考虑具体的地域，其范围以中尺度低压（扰动）的中心点为中心，东西、南北各 18 个经纬度，所取时刻为各低压在长江中下游活动的代表性时刻，依次为 6 月 22 日 18 时、6 月 24 日 00 时、6 月 25 日 12 时、6 月 27 日 12 时和 6 月 29 日 18 时。然后选择 27~28 日、23~24 日两个过程（分别定义为低压 A、B 个例）作为前述两种类型的代表，分析它们各自发生发展中特征的异同（个性）。

叙述按合成场（共性）、单个个例（个性）逐一对比讨论。

3.1 形势场分布

850 hPa，合成场（图 3a）可以看到区域中心处有一明显气旋性环流中心，对应为合成得到的中尺度低压（扰动）。其西南部也呈气旋性环流，而在东北部则有一反气旋性环流中心存在。

对两个个例，可以看到低压 A 个例 27 日 00 时西部有一气旋性环流中心存在，与其相伴的倒槽东北向一直伸向长江中下游地区（图 3b）。之后环流中心随倒槽东伸而东移发展，28 日 00 时已在长江入海口处，并且得到较为强盛的发展（图 3c）。而低压 B 个例 24 日 00 时在长江中游地区表现为一气旋性环流，流场较高度场表现明显，过程中水平移动距离不大且未见有显著发展（图 3d）。

中尺度低压（扰动）自下而上逐渐向北倾斜，到 500 hPa 涡旋已消失，低压上空对流层中层为一致的平直西风，由此可见梅雨锋上的这种中尺度低压（扰动）是对流层

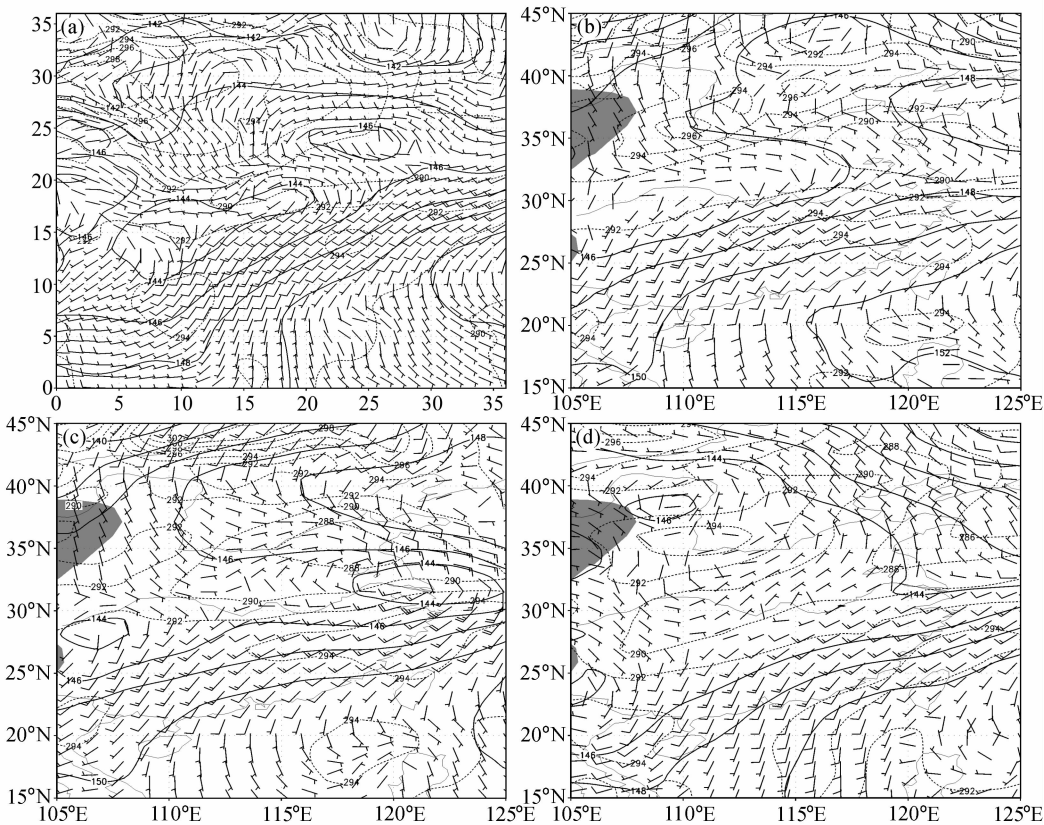


图 3 850 hPa 形势场

(a) 合成场，合成低压的中心点在 (18, 18) 处，横坐标为径向距离/ (°)，纵坐标为纬向距离/ (°)，
以下关于合成图的坐标说明与此相同；(b) 27 日 00 时；(c) 28 日 00 时；(d) 24 日 00 时

中低层的系统。200 hPa 上，则可清楚看到中尺度低压（扰动）的高层为南亚高压东侧辐散气流所控制，其北侧等高线密集，有西风急流存在。

至于两个个例的具体情况，低压 A 个例 500 hPa 上西太平洋副热带高压较 B 个例西伸得多，而 200 hPa 上南亚高压位置又较后一个例偏东。研究表明^[16]：南亚高压偏东时，500 hPa 上 5880 线一般偏西偏北，雨带偏在长江流域北侧，反之，雨带多在长江流域偏南地区。从上述两个例 24 小时累计降水分布形势看，情况确是如此（图 4a、b），由此看来，大范围的降水落区与大尺度的环流形势关系更加密切，同样它也就预示了其上中尺度系统的可能发生区。

3.2 涡度、散度和垂直速度场特征

与流场上气旋性环流相配合的有正涡度中心，850 hPa 的合成涡度场上（图 5a）可以看到大气低层中尺度低压（扰动）的位置有一正涡度中心，最大数值达 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

对两个个例而言（图略），低压 A 个例 850 hPa 涡度场上，27 日 00 时正涡度中心在 (30°N, 112°E)，中心数值为 $6.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。其后随着西南倒槽的东伸，正涡度中心逐渐东移发展，27 日 12 时中心数值为 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心已位于 (31.5°N, 116.5°E) 附近，到 28 日 00 时，与显著发展时刻相对应的正涡度中心已移到长江入海口

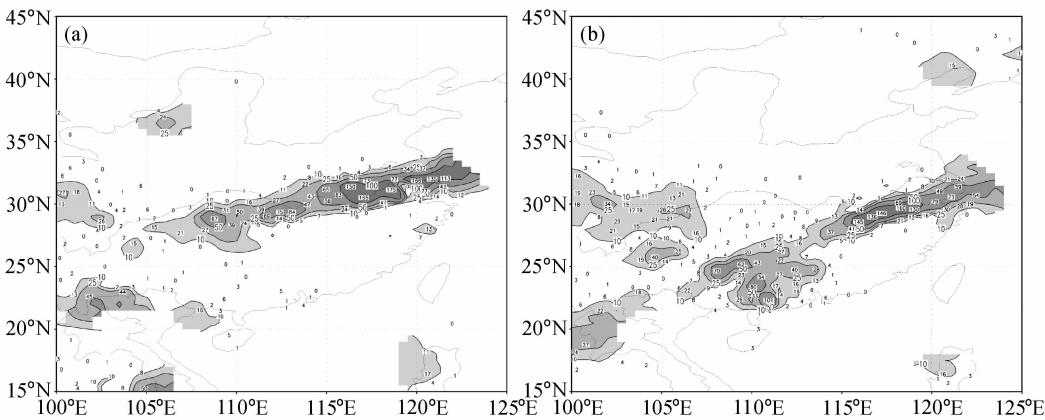


图 4 24 小时累计降水量

(a) 个例 A 27 日 00 时~28 日 00 时；(b) 个例 B 24 日 00 时~25 日 00 时^①（单位：mm）

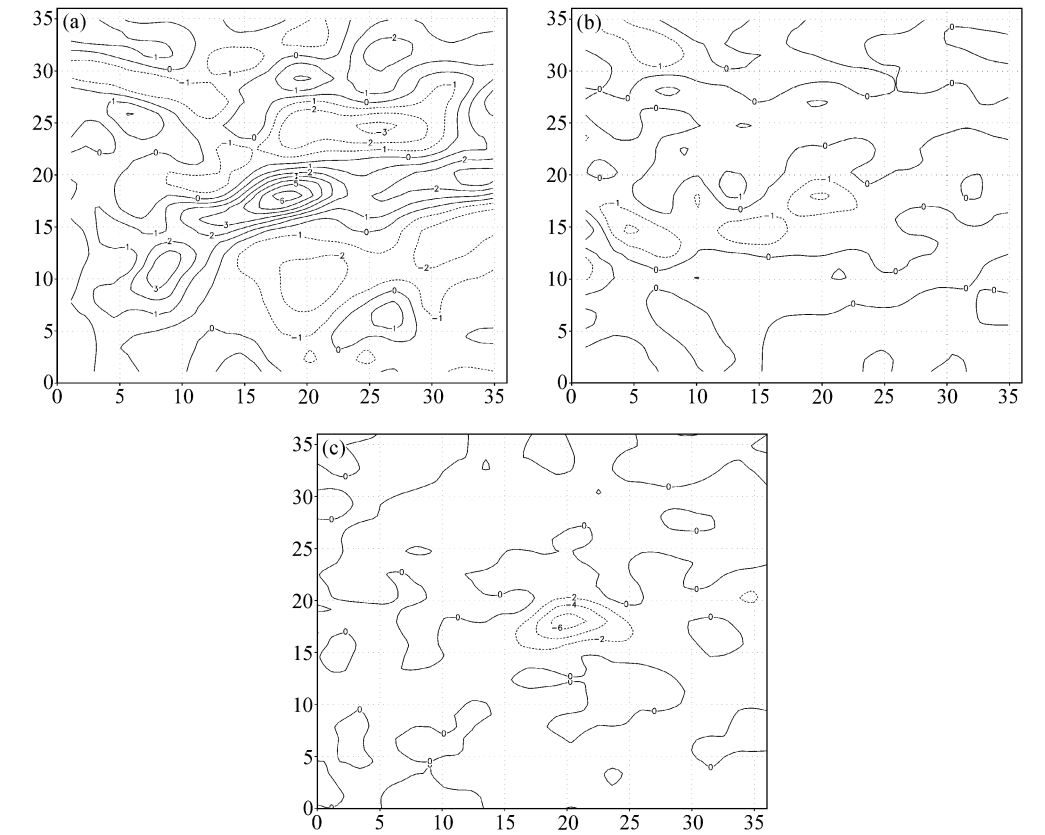


图 5 合成 850 hPa 涡度场 (a, 单位： $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 和散度场

(b, 单位： $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 及 500 hPa 垂直运动场 (c, 单位： $\times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$)

^① 对应该中尺度低压（扰动）活动期间 23 日 12 时~24 日 12 时没有相应时段的 24 小时累计降水量。

处,数值达 $13\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。对低压 B 个例,长江流域水平风切变线对应的带状正涡度区上的正涡度中心 24 日 00 时位于 $(30^{\circ}\text{N}, 116.0^{\circ}\text{E})$ 附近,数值为 $6\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。之后的时段内,强度变化不大,水平移动也不多,24 日 06 时大致在 $(30^{\circ}\text{N}, 116.5^{\circ}\text{E})$ 左右,强度略有减弱为 $4\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。至 24 日 12 时, $6\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的涡度中心在 $(30^{\circ}\text{N}, 117.5^{\circ}\text{E})$ 附近。

同中尺度低压(扰动)相伴的水平辐合区、垂直上升运动区与涡度中心的水平配置方面,从合成场的图 5b、c 上可以看到,它们与正涡度中心并不重合,而是位于涡度中心的东侧 2~3 个经度处。由此中尺度低压(扰动)伴随的水汽辐合及天气区也是位于其东侧,中尺度低压(扰动)的东侧也就成为对流活动及气旋性发展的中心,这是中尺度低压(扰动)东移的一种物理机制。

对所选择的个例(图略),情况亦是如此,低压 A 个例中这种水平上的距离还表现出先远后近的变化。同时,低压 A 个例 850 hPa 的辐合中心与 500 hPa ω 表征的上升运动区也如涡度中心一样有较大水平距离的移动,强度分别从 27 日 00 时的 $-2.0\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 和 $-10\times10^{-3}\text{ hPa s}^{-1}$ 增强到 28 日 00 时的 $-10\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 和 $-20\times10^{-3}\text{ hPa s}^{-1}$ 。而低压 B 个例中辐合与垂直上升运动区水平移动的距离不大,强度变化也不多,维持在 $-2\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 和 $-6\times10^{-3}\text{ hPa s}^{-1}$ 左右。

垂直伸展方向上 [图 6 给出了两个例各时刻中尺度低压(扰动)附近涡度和散度

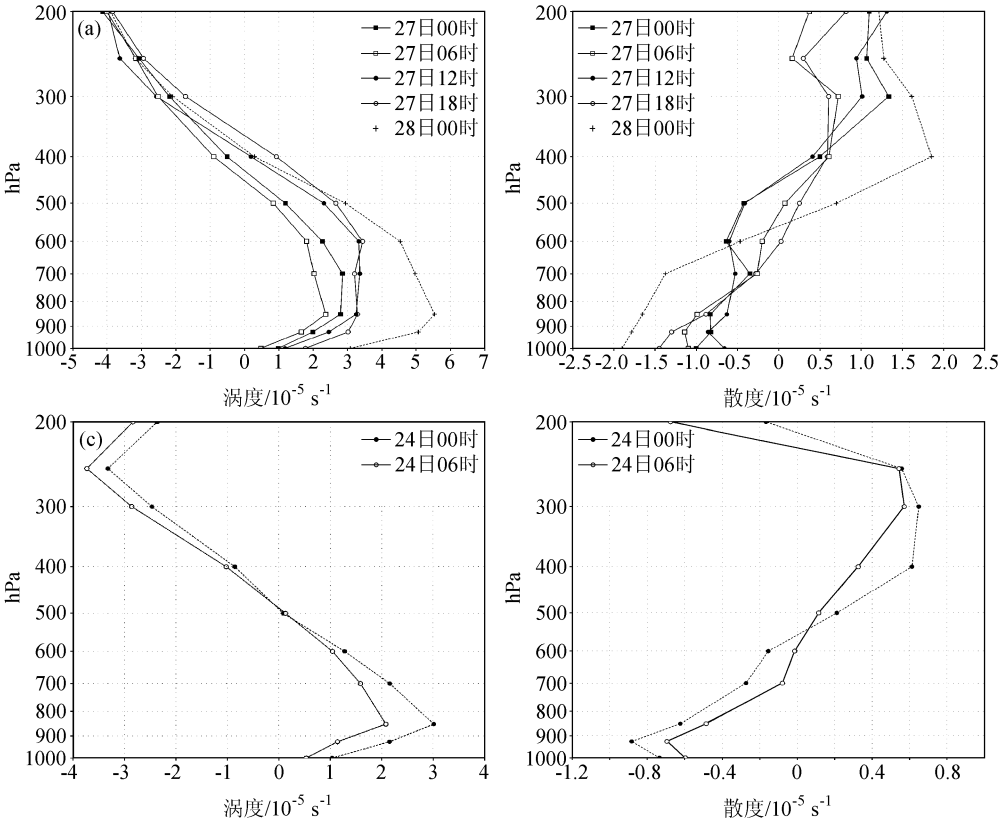


图 6 两个例各时刻中尺度低压(扰动)附近涡度(a、c)和散度(b、d)区域平均的垂直分布

区域平均的结果],合成低压在对流层低层对应的是正涡度区和辐合区,低层正涡度的最大值出现在850~600 hPa之间,400 hPa以上转为负涡度。散度场上无辐散层大约位于500 hPa左右,高层则转为较强的辐散。中尺度低压(扰动)相伴的上升运动占据了整个对流层,最大上升运动出现在对流层中层500 hPa附近。

具体到两个个例,可以发现,低压A个例涡度大值区同辐合区在对流层低层占据的层次较为深厚,相比之下,低压B个例相应的大值区出现的层次则较低。这说明两个个例都是梅雨锋上对流层中低层的天气系统,相对而言,与西南倒槽发展东伸相联系的低压A要较深厚一些,低压B为一个相对浅薄的中尺度扰动。但是,即便是后者,中尺度低压(扰动)相伴的上升运动的最大值都位于对流层的中上层。

3.3 温、湿场特征

从850 hPa合成的温度、湿度场的分布来看(图7a),中尺度低压(扰动)的东南侧是一东北—西南走向的暖湿气流带,而北侧中高纬地区有一干冷空气自东北伸向西南。温度场上,梅雨锋锋区和低压区有一条等温线较密集的弱锋区,湿度场上则为高湿区并且南北湿度的水平梯度较大。再看我们所选择的两个个例,情况亦是如此,低压B个例中东北伸向西南的冷槽侵入得较低压A还要深。

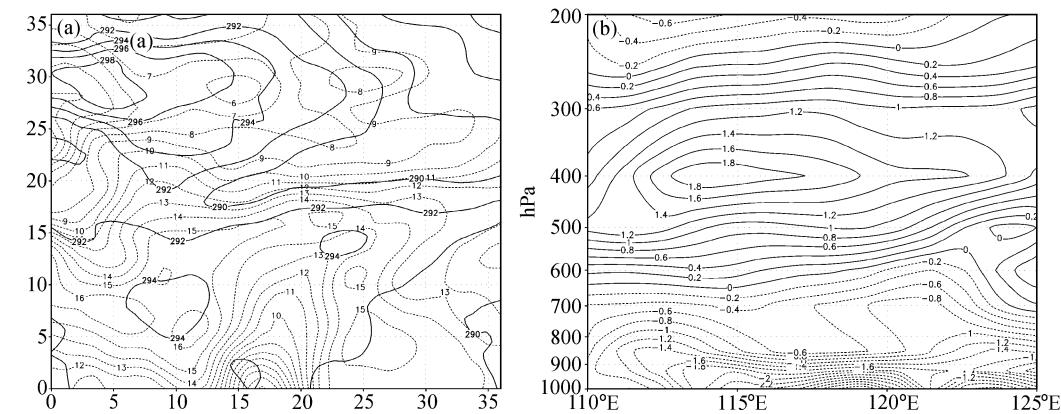


图7 (a) 合成850 hPa温湿场,实线为温度线,单位: K,虚线为湿度线,单位: g kg⁻¹; (b) 低压A个例27日00时的温度纬向离差垂直剖面图

上述两支气流与流场的配合使得在通过中尺度低压(扰动)中心的温度平流纬向剖面上(图略),中尺度低压(扰动)的东侧对应为暖平流,而西侧大气低层则对应为弱的冷平流。两个个例中,低压A东侧的暖平流要强于后一个例,这归因于低压A伴有强度较强一些的低空西南急流。同时低压A西侧的冷平流较后一个例为弱,与低压B个例中东北伸向西南的冷槽侵入得深相符合。由此看来,虽然梅雨锋系中冷空气的强度不是很强,但低层仍然有冷空气的存在及作用,丁一汇的研究^[17]也认为梅雨锋及其降水的形成发展离不开冷空气的作用,上述分析结果也可作为这种观点的支持。

一般说来,梅雨锋上的中尺度低压(扰动)不如温带气旋或热带气旋那样强烈。对温度场的结构我们采用对空间平均值求离差的方法来进行进一步讨论。具体的作法是,先将要讨论的中尺度低压(扰动)区划上网格,这里就使用资料的经纬网格,然后求出通过中尺度低压(扰动)中心附近的纬向剖面上格点相应经向上的平均值,再求出

纬向剖面上各点值对此平均值的偏差，从而可以得到离差的垂直剖面图。由图 7b 可见，温度离差上 600 hPa 以下是冷空气堆，之上到 250 hPa 都为暖性结构，最大暖区在 400 hPa 附近，即中尺度低压（扰动）具有上暖下冷的结构。这种上暖下冷的结构，高层增暖的原因可能是对流增暖，即水汽凝结释放大量的潜热造成的，而低层变冷则可能与西北区冷空气的楔入和降水的蒸发冷却作用有关。

4 加密自记地面风和降水资料的分析

江苏、浙江、安徽和江西四个省的自记测站分布见图 8，图上的数字代表各省测站位置且是各省对该省测站的排序。自记测站数分别为：江苏 20 个，浙江 30 个，安徽 79 个，江西 87 个，共计 216 个自记测站。

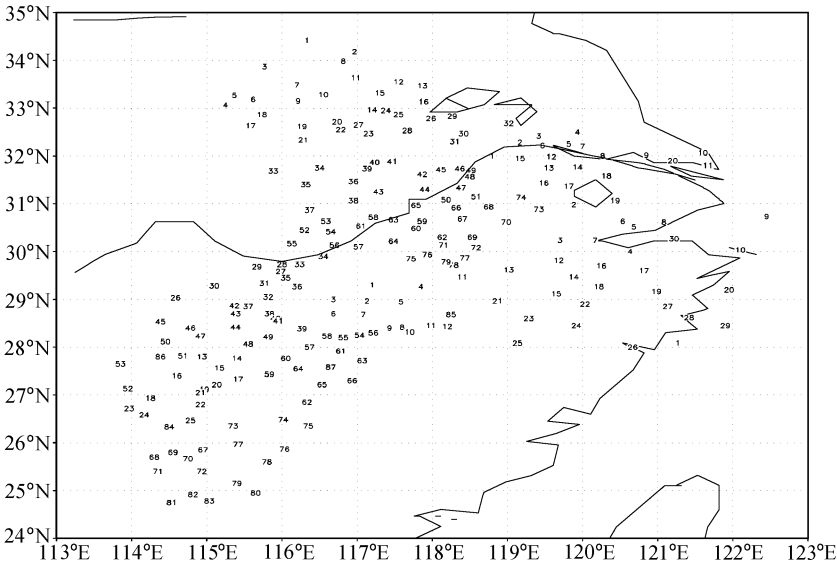


图 8 江苏、浙江、安徽和江西四个省的自记测站分布图

对这些测站每小时的自记降水和地面风向风速记录，我们进行了解码整理，以分析中尺度低压（扰动）活动期间降水和地面风的变化特征。要说明一点，对降水自记资料，可能由于记录仪器的原因，有些测站一小时自记降水量在降水集中时段，往往好几个时次无记录，而随后一个时次降水记录较大，估计为前几个时次的累计，所以有时某些测站自记降水量的代表性要差一些。

4.1 单站每小时降水量随时间的演变

图 9 给出了长江中下游地区三个测站 1999 年 6 月下旬每小时降水量连续演变情况。从黄山、九江和安庆站可以发现，6 月下旬有四次主要的降水过程，空间分布较集中，时段上分别与 23~24 日、25~26 日、27~28 日和 29~30 日的过程相对应，与前述中尺度低压（扰动）活动的时间相吻合。考虑到 6 月 22~23 日低压路径较为偏北，自记测站降水记录上反映不甚明显可以理解。因此，降水资料可以佐证 1999 年 6 月下旬长江中下游地区至少有 5 个中尺度低压（扰动）在活动。

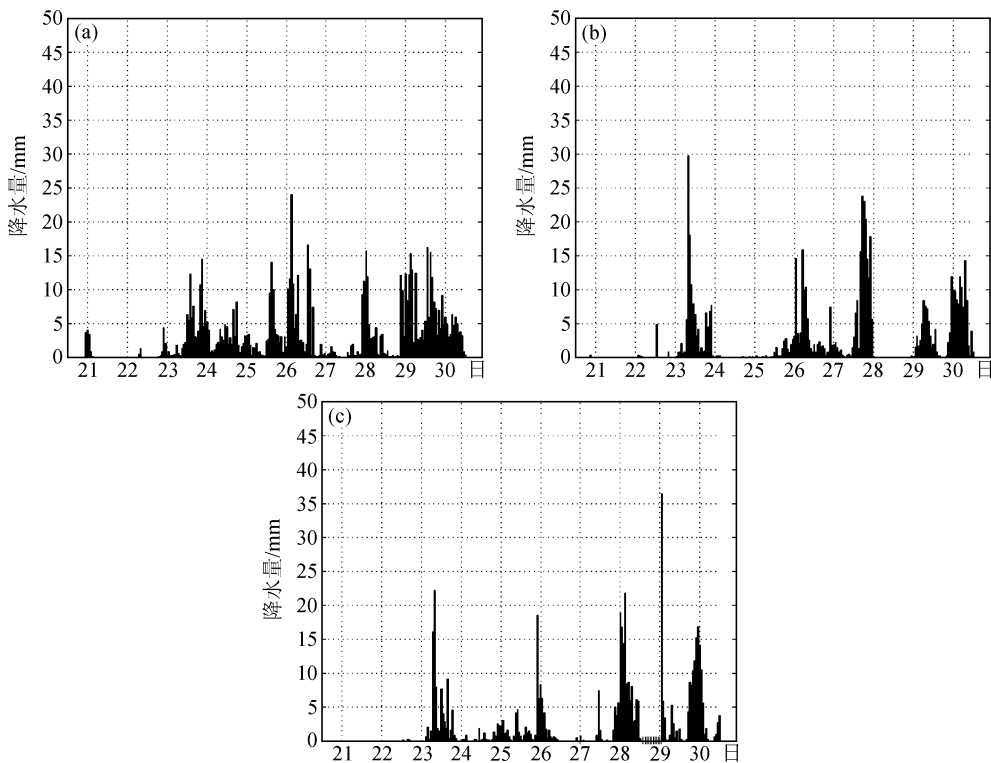


图 9 长江中下游地区 1999 年 6 月下旬三个测站自记降水随时间变化的直方图

横坐标为时间，如“21”代表 21 日 00 时，标有 | 线的表示该时刻缺测

(a) 黄山 (30.1°N, 118.15°E); (b) 安庆 (30.5°N, 117.05°E); (c) 九江 (27.7°N, 116.0°E)

4.2 雨团活动情况及移动路径

为了揭示中尺度低压（扰动）过程中对流随时间演变的情况，我们对两个个例中的雨团进行了分析。这里雨团定义为 1 h 降水量≥10 mm，生命史≥2 小时且范围达到或超过几十公里的雨区。雨团活动概况见表 1，其移动路径示意图见图 10。

雨团 A 是低压 A 个例中最主要、也是持续时间最长、移动距离最远的雨团，它在

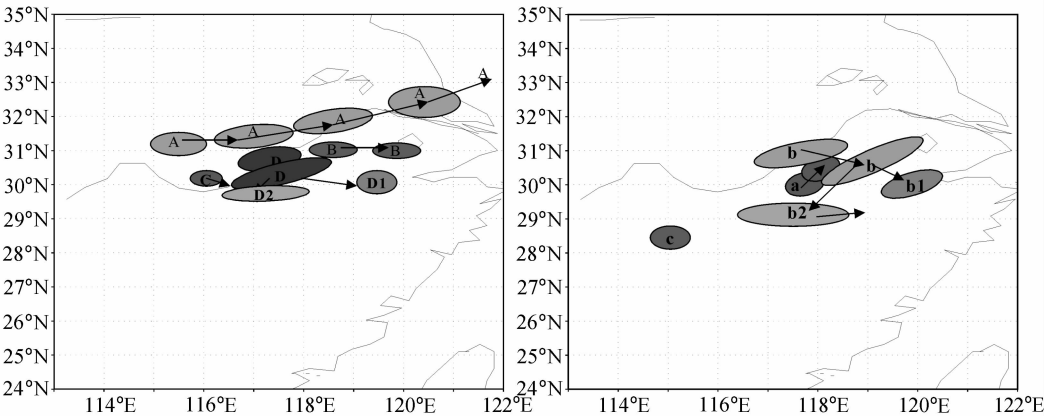


图 10 雨团移动路径示意图

一开始位于长江中游地区，之后逐渐发展并向东移，与低压的东移路径相一致。雨团 B 初期位于长江中下游地区，期间略向东移了一段距离，维持 5 小时后消失。在东移雨团 A 的西南侧，27 日 12 时后又有雨团 C 生成，2 小时后即消亡。而 27 日 13 时生成的雨团 D 在之后的时间里维持发展起来，并随之呈狭长带状向东北伸展。27 日 19 时雨团 D 分成两个雨团 D1 和 D2，D1 在略向东移的 2 小时后减弱消失，D2 则维持并向东发展。

对低压 B 个例，雨团的活动情况则较低压 A 简单，雨团 a、c 分别是过程前期和末期的局地对流降水，而造成过程降水的雨团主要是生成于 23 日 20 时的雨团 b，该雨团生成后位置略向东南移。24 日 01 时雨团断裂为 b1 和 b2，b1 稍向东移 2 小时后减弱消亡，而 b2 呈近东西走向狭带状，维持了 7 个小时，并且带状雨团中有中心向东伸展。

无论对于低压 A 和低压 B 而言，其发生发展过程中都与多个雨团相对应，而这些雨团又是由不同尺度的多个对流单体所组成。因此，对于它们之间的复杂关系今后还应开展更进一步的研究。

表 1 低压 A、B 个例期间雨团活动概况

序号	生成时间	消亡时间	生命期/h	最大覆盖范围/km ²	最大中心雨强/mm h ⁻¹
A	27 日 01 时	入海	>22	300×100	32
B	27 日 01 时	27 日 05 时	5	200×100	34
C	27 日 12 时	27 日 13 时	2	100×50	33
D (D1)	27 日 13 时	27 日 21 时	9	200×100	47
D2	27 日 20 时	28 日 00 时	5	200×100	20
a	23 日 13 时	23 日 15 时	3	70×50	24
b (b1)	23 日 20 时	24 日 03 时	7	200×100	20
b2	24 日 01 时	24 日 07 时	7	100×50	21
c	24 日 11 时	24 日 12 时	2	50×50	21

注：A~D 属于低压 A 个例，a~c 为低压 B 个例

4.3 地面加密风记录与低空西南强风速带分析

每小时四省的地面风场与降水的叠加（图略）可看出中尺度低压（扰动）地面的气旋性环流，而且地面风场形成的辐合线的位置、走向同呈狭长带状的雨区有着较好的对应关系^[18]。地面风场辐合线与降水的这种对应关系说明了地面辐合或许是降水发生的一种触发机制，同时也是降水发展维持的一个有利条件。

从每小时的地面风场还可以看到两次过程中长江流域以南地区低空强西南气流的存在与维持，特别值得注意的是安徽省黄山站的地面风记录。由于黄山站的海拔高度为 1833.2 m，大体相当于低空急流所在的高度，因而在某种程度上可以反映低空急流的情况。在本文的一些个例中，可以看到黄山站较其他测站西南风明显且稳定维持，有可能表明了低空西南急流的存在。

为此，我们作了 1999 年 6 月下旬黄山站 u 、 v 风分量随时间的演变图（图 11）。可以看到，6 月下旬黄山站 v 分量有 5 次明显的增大与减小过程，时间上对应为 21~22 日、22~24 日、25~26 日、27~28 日和 29~30 日。 u 分量的变化不像 v 分量那么清楚，但它在 v 分量增减的相应时段也表现出类似的增强与减弱。可见黄山站风的资料可反映低空西南急流的存在与演变，是长江中下游地区暴雨中西南低空急流的一个有

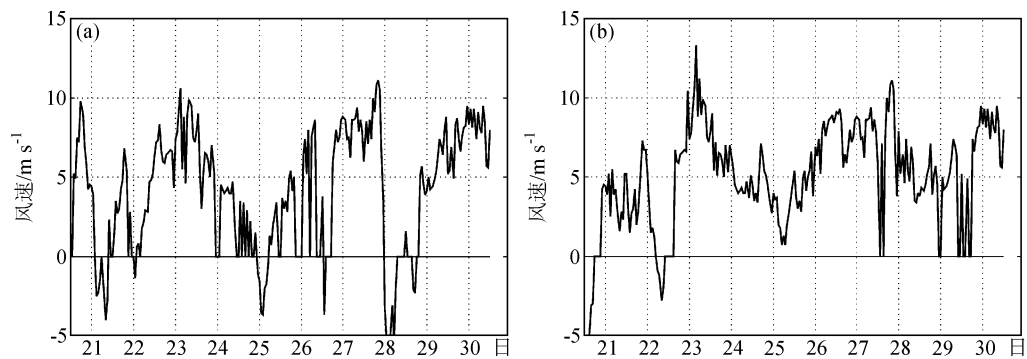


图 11 黄山站 (30.1°N, 118.15°E) 1999 年 6 月下旬 u 、 v 风分量随时间变化的曲线图
(a) v 分量; (b) u 分量

用指标。从黄山站的 u 、 v 随时间变化的曲线也可看出，中尺度低压（扰动）与低空西南急流关系密切，该图也再次从这一侧面证明了 1999 年 6 月下旬长江中下游地区活动着 5 个中尺度低压（扰动）。两个例相比较，尽管低压 B 个例前期黄山站 u 、 v 风分量与低压 A 个例大小相当，但低压活动期中（23 日 12 时~24 日 12 时）要弱于低压 A。

5 高低空急流特征及其作用

从合成 850 hPa 和 200 hPa 的等风速分布（图 12a 和 b）可以看到对流层低层中尺度低压（扰动）的东南侧有一条东北—西南走向的西南风大风速带，合成风速在 8 m s^{-1} 以上，并且在其上有一中心风速达 12 m s^{-1} 的大风速中心与中尺度低压（扰动）配合。该低空西南急流和其上的大风速中心对中尺度低压（扰动）及暴雨的发生发展具有重要的作用。对流层高层，中尺度低压（扰动）上空对应的是南亚高压，其东南侧的东北气流正好叠加在低层的西南气流上，由此可能构成东北—西南向的次级环流。这种高低层的叠置关系是有助于梅雨锋上中尺度低压（扰动）和暴雨的发生发展。南亚高压北侧的高层西风急流带风速为 35 m s^{-1} ，近似为东西走向，与中尺度低压（扰

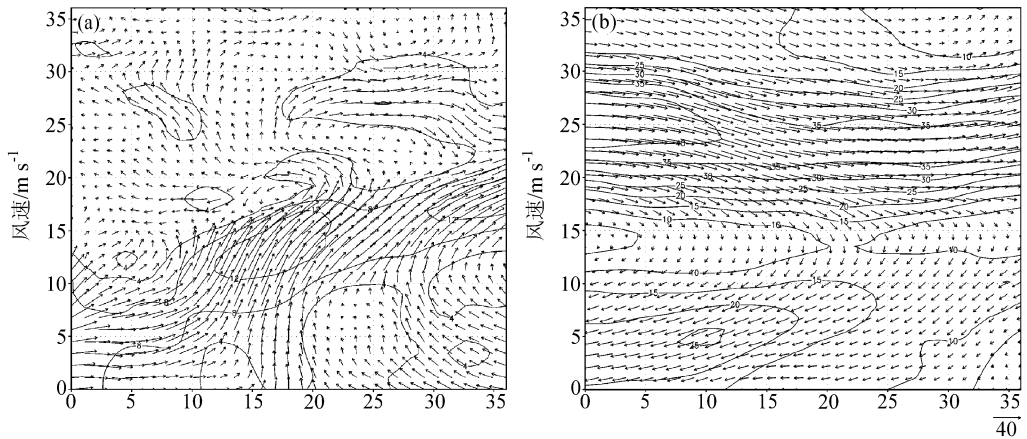


图 12 合成 850 hPa (a) 和 200 hPa (b) 的风速场

动)相距约 7~8 个纬度。

值得一提的是,对流层高层除南亚高压东南侧的东北风与低层的西南风构成耦合关系外,个例 A 中南亚高压北侧的西风急流带初始时呈近东西走向,之后整个急流风速带渐呈西北—东南走向,从而使得逐渐东移的中尺度低压(扰动)及与之相伴的西南低空急流两者在长江中下游地区距离逐渐靠近,构成另一种利于高低空耦合的形式。对于低压 B 个例,南亚高压北侧对应的也是一支高空西风急流大风速带,平均风速较低压 A 的还大一些,为 45 m s^{-1} ,但整个风速带维持近东西走向且中心轴线一直在 35°N 以北。

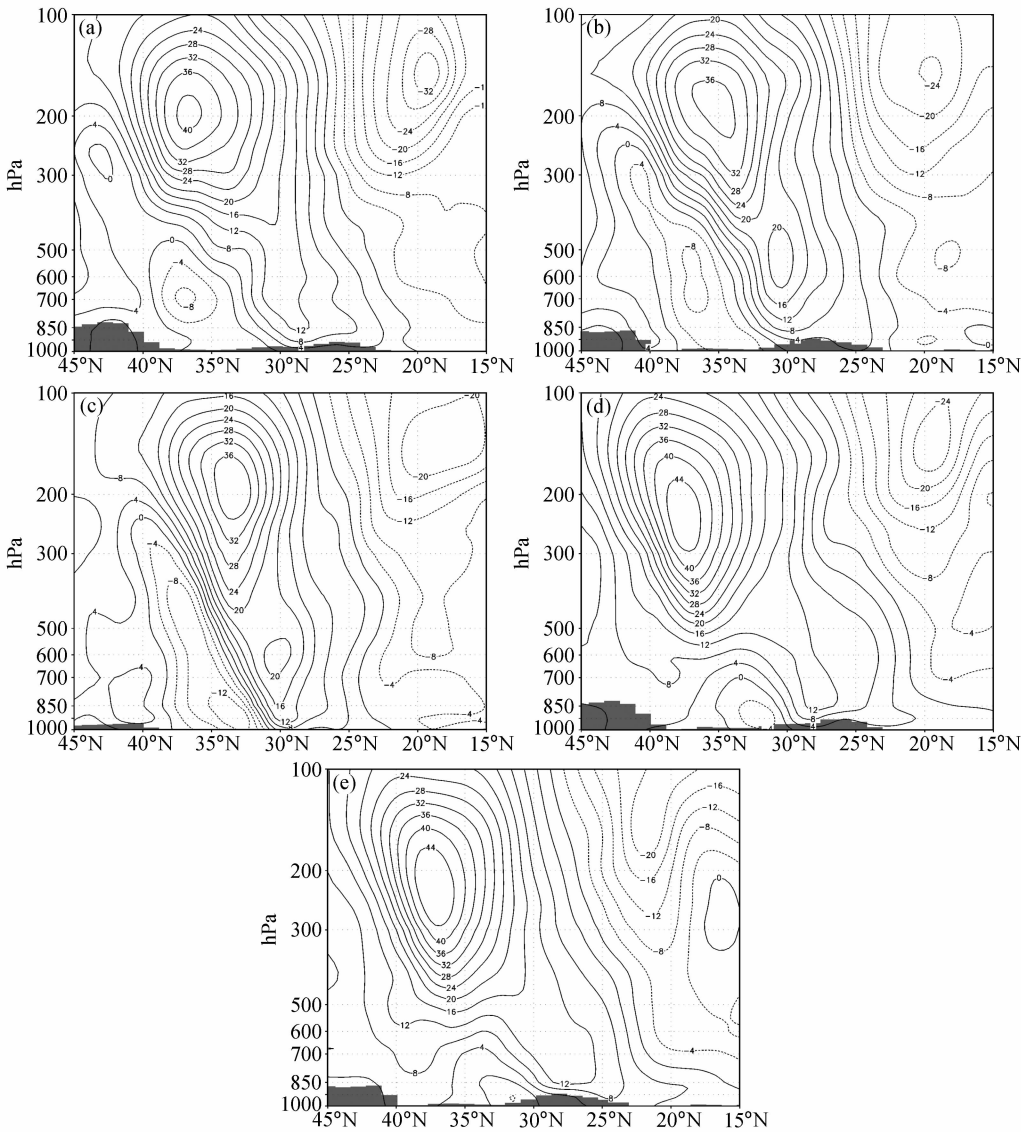


图 13 通过中尺度低压(扰动)东侧上升运动区的 u 分量经向剖面(单位: m s^{-1})
(a) 27 日 00 时, 116.0°E ; (b) 27 日 12 时, 119°E ; (c) 28 日 00 时, 124°E ;
(d) 24 日 00 时, 117.5°E ; (e) 24 日 06 时, 119.0°E

上述情况从通过中尺度低压（扰动）东侧上升运动区的 u 风速经向剖面可以看得更加清楚。图 13a、b、c 分别是 27 日 00 时、27 日 12 时和 28 日 00 时的 u 分量剖面，27 日 00 时高层的西风急流中心位于 200 hPa， 37°N 附近，而低层的西风大值中心在 30°N 附近，大小为 12 m s^{-1} ，大于 16 m s^{-1} 的等风速线在 400 hPa 以上。27 日 12 时 200 hPa 中心风速为 36 m s^{-1} 的西风急流中心南移到 35°N ， 16 m s^{-1} 的等风速线向下伸展到了 700 hPa 以下，并在 600~500 hPa 之间，低层 30°N 附近出现了 20 m s^{-1} 的风速中心。到了 28 日 00 时，高层西风中心已南推到 33°N 左右，大于 16 m s^{-1} 的等风速线向下伸展至 850 hPa 以下。由此可见，高层的西风强风区的向下扩展与低层西南急流逐渐增强以及低压的发展过程是相当一致的。而在低压 B 的剖面图上（图 13d、e），我们看到位于 300~200 hPa 的高空西风急流中心风速达 44 m s^{-1} ，位置一直维持在 38°N ，与低层 29°N 左右的低空风速区位置相距多达 10 个纬距。

由此看来，低压 A 个例中还存在着高层西风急流与低层西南急流的相互作用关系，而低压 B 个例高层的西风急流位置一直偏北，与低层西南急流难以构成有利的耦合形势。从这一点讲，或许这是低压 A 后期显著发展的一个重要原因。因而，我们在不断强调低空急流作用的同时，应该注意高空急流的演变及其重要作用。这也许是我们对比低压 A 和低压 B 个例差异后得到的主要结论之一。

6 结论和讨论

通过研究，可知 1999 年 6 月下旬长江中下游暴雨是由梅雨锋上频发的中尺度低压（扰动）所致。文中对此次暴雨过程中中尺度低压（扰动）作了分析，用合成方法研究了长江中下游地区中尺度低压（扰动）的基本特征，然后选取两个不同类型的个例作为研究对象，使用 T106 再分析资料，江苏、浙江、江西和安徽四个省的自记降水与地面风资料，分别对它们作了更细致的分析，从而确认了基本事实，对它们发生发展过程中的演变特点有了更深入的了解。主要结论如下：

（1）系列中尺度低压（扰动）引发了暴雨：1999 年 6 月下旬长江中下游暴雨期间至少有 5 个中尺度低压（扰动）相继发生，它们是暴雨天气的直接制造者。按其特征大体可归纳为两种类型：第一类中尺度低压（扰动）往往表现为 1~2 天内由长江中上游快速移动到下游地区，并可能在长江中下游显著发展，之后出海。第二类则是在长江中游地区局地新生的梅雨锋中尺度扰动，生命期一天左右，水平移动距离不是很大，其后未见有显著发展，虽然如此，同样可能给长江中下游地区带来暴雨天气。

（2）地面每小时的加密观测资料揭示：中尺度低压过程中雨团及对流活动旺盛。每小时降水的演变可以揭示出对流活动的详细过程及典型雨团的路径及其生命史。两个例中对流都表现为在呈狭长带状区域内发展，低压 A 相伴有对流雨团自西向东的移动，主体雨团的移动路径与低压的移动路径相近。降水带与地面辐合线的对应关系很好，说明地面辐合或许是降水发生的有利环境，同时也是降水发展维持的重要条件。

（3）中尺度低压（扰动）的动力和热力结构特征：中尺度低压（扰动）是对流层中低层的天气系统。对所选择的两个个例，相对而言，与西南倒槽发展东伸相联系的低压 A 个例较为深厚，但低压 B 同样伴有强烈的上升运动且上升速度大值区也可达对

流层中上部。中尺度低压(扰动)的辐合区和上升运动区等多位于涡度中心的东侧,由此水汽通量辐合、降水区等也位于涡度中心以东,因而在低压的东侧将不断有新的对流系统生成,未来低压系统表现为明显的向东移动。温度场离差分析表明中尺度低压(扰动)具有上暖下冷的结构特征,同时中高纬大气低层有干冷空气从中尺度低压(扰动)西北部侵入。

(4) 低空强风速区的作用,由高山站每小时的风记录等信息揭示低空西南急流(或强风速带)和其上大风速中心同中尺度低压(扰动)及暴雨发生演变过程有密切关系。尤其需要强调的是对黄山站资料的分析,黄山站海拔 1833.2 m,大体位于低空急流所在的层次上,其风场的时间连续变化在一定程度上可反映西南低空急流(强风带)的活动与演变特征。它们为中尺度低压(扰动)系统及其暴雨提供重要的热力学和动力学条件。在 1999 年 6 月下旬的几次低压暴雨过程的发生发展均与低空急流的加强有关。

(5) 高空急流对中尺度低压(扰动)及暴雨有明显的作用,尤其是当低空急流在长江中下游地区靠高层副热带西风急流较近,低空急流的前端甚至与高空急流轴重合,两者重叠处可形成极强的次级环流时,有利于低层中尺度低压(扰动)得到显著发展(低压 A),并且还注意到似乎有高空动量下传过程存在。而不发展个例低压 B 中副热带西风急流较偏北,与低空急流保持较远的距离,未见到有如前者那样的耦合形式。有无高空急流的影响在上述发展与不发展的个例中似乎是重要区别之一。

参 考 文 献

- 1 陶诗言等,中国之暴雨,北京:科学出版社,1980,225pp.
- 2 Ninomiya, K., Large-and meso- α -scale characteristics of Meiyu/Baiu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, **78** (2), 141~157.
- 3 Akiyama, T., A medium scale cloud cluster in a Baiu Front, Part I: Evolution process and fine structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1984, **62** (3), 485~504.
- 4 Ninomiya, K., T. Akiyama, and M. Ikawa, Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in a baiu front zone, Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66** (2), 331~350.
- 5 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), 138~144.
- 6 孙淑清、杜长萱,江淮流域梅雨锋的维持与锋上扰动的发展特征,应用气象学报,1996, **7** (2), 153~159.
- 7 谢安、肖文俊、陈受钧,梅雨期间次天气尺度扰动的能量平衡,气象学报,1980, **38** (4), 351~359.
- 8 赵思雄,梅雨锋上扰动发生发展的能量分析,1988,大气科学(特刊),191~201.
- 9 斯公望,论东亚梅雨锋的大尺度环流及其次天气尺度扰动,气象学报,1989, **47** (3), 312~323.
- 10 施曙、赵思雄,梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环境流场的诊断研究,大气科学,1994, **18** (4), 476~484.
- 11 Bei Naifang, Zhao Sixiong, and Gao Shouting, Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998, *Meteor. Atmos. Phys.*, 2002, **80**, 153~164.
- 12 贝耐芳、赵思雄,1998“二度梅”期间突发性暴雨系统的中尺度分析,大气科学,2002, **26** (4), 526~540.
- 13 Zhang Feng, and Zhao Sixiong, Study on one kind of cyclone on Meiyu (Baiu) front, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, Tokyo, Japan, 2002, 117~122.
- 14 马巧英,长江中下游暴雨洪涝,华北持续高温天气,1999年6月,气象,1999, **25** (9), 62~63.

15 周玉淑，梅雨锋系的空间结构特征、形成机理及湿位涡异常的研究，中国科学院大气物理研究所博士学位论文，2002，189pp.

16 朱乾根、林锦瑞、寿绍文等，天气学原理和方法（修订本），北京：气象出版社，1996，623pp.

17 丁一汇，1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究，北京：气象出版社，1993，255pp.

18 周军、闫冠华、唐镭，梅雨锋强暴雨中低层系统物理图象研究 I：特大暴雨的雨团活动与地面流型，南京气象学院学报，2000，23（2），175~181.

A Diagnostic Study of Mesoscale Lows (Disturbances)
on Meiyu Front and Associated Heavy Rainfall

Dong Peiming¹⁾ and Zhao Sixiong²⁾

1) (*Aviation Meteorological Institute of Air Force, Beijing 100085*)
2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract By utilizing reanalysis and intensive observation data, characteristics of mesoscale lows (disturbances) are studied, which occurred on Meiyu front over the middle and lower reaches of the Yangtze River during the last ten-day of June in 1999. It is confirmed that there existed at least five mesoscale lows (disturbances), which were the direct makers of heavy rainfall, occurring during that period. They could be divided into two groups according to their characteristics. The common characteristics of mesoscale lows (disturbances) over the middle and lower reaches of the Yangtze River are obtained by means of compositive analysis. Then two typical cases are selected and analyzed. The dynamical and thermodynamical structures of mesoscale lows (disturbances) are investigated. The detailed evolution of convection, track and lifecycle of typical convection are also revealed. In addition, wind data of Huangshan station and other information show that southwest low-level jet and wind streak on it are related closely with the process of mesoscale lows (disturbances) and associated heavy rainfall. The coupling between the westerly upper-level jet and the southwest low-level jet seems to be one of main dynamical factors that cause the evident development of mesoscale low (disturbance).

Key words: mesoscale low (disturbance); Meiyu front; heavy rainfall