

一次长江中下游梅雨期暴雨的分析

章名立 李维亮*

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文分析了1972年梅雨期长江中下游地区6月21日的两次暴雨活动过程,得出暴雨产生的直接原因是受中尺度天气系统的发生、发展所支配。中间尺度(切变线、低涡)和低空西南急流等系统对暴雨的产生提供了背景条件,并在此分析的基础上提出了预报梅雨期暴雨的着眼点。

一、前 言

梅雨是长江中下游地区初夏期间的重要天气,但对于梅雨期暴雨的形成条件和暴雨系统发生发展的物理过程还缺乏了解。近年来,我国气象工作者开始在这方面做了不少工作^[1,2],日本松本诚一等^[3,4]利用较密的雷达网和高空探测网分析了日本地区上空梅雨期的暴雨。认为梅雨锋上一次强的暴雨过程往往和低空急流加强以及中间尺度系统活动有密切关系。英国的勃朗宁(Browning)和哈罗特(Harrold)^{[5][4][5]}认为在锋面气旋上空存在有所谓“传送带”的暖湿气流,当高空有一一次次干冷空气经过时产生了一系列强的对流雨带。我们对1972年6月20—22日时期长江中下游地区中暴雨梅雨的天气过程进行了分析,得出梅雨时期长江中下游的降水并不是单纯地取决于大尺度和天气尺度的天气系统。在一定的大尺度环流背景下出现的中间尺度天气系统造成有利的降水条件,直接与暴雨的产生和移动有密切关系的是尺度为100—300公里,生命期不到24小时的中尺度天气系统。本文着重于中间尺度和中尺度天气系统的发生发展,它们之间的相互作用和对降水的关系,以及大尺度雨区中暴雨形成条件的分析,并在此基础上提出一些预报梅雨中暴雨的着眼点。

二、梅雨中暴雨概况

这次降水过程的大雨区从安徽移伸到江苏的长江两岸。其中以安徽东部到江苏北部,长江北岸来安、镇江、仪征、泰州一线为最大,过程雨量在200毫米以上。从每小时雨

1976年5月11日收到

* 上海气象局张家澄同志和大气物理所李麦村同志参加了部分工作。

1) 湖北省气象局科研所,梅雨期内连续暴雨与急流、切变线、涡的关系的初步分析,1974年4月油印本。

2) 安徽省气象局和南京气象学院,暴雨中分析,1973年油印本。

量分布图(图略)可以得到有三次暴雨过程,其最大降水时间分别为:第一次是6月21日10—11时,发生在江苏仪征和瓜州之间,一小时雨量达40毫米。第二次是6月21日15—16时在安徽来安附近,降水达58.4毫米/小时,和17—18时在南京附近,雨量为54.7毫米/小时。第三次为6月22日1—2时,在安徽盱眙,一小时雨量为18.6毫米。同时在22日3—4时江苏东台也有暴雨中心,雨量为28.5毫米/小时。

本文限于分析前两次暴雨降水过程,为此我们做了这两次暴雨过程中一小时雨量大于10毫米的等时线图(图1(a)、(b)),由此可求得暴雨自西向东的移动路径和移动速度。图1(a)是第一次暴雨的移动路径,21日4时暴雨到达蚌埠,以后经过来安,六合,7时移到了江苏江都到镇江一线,移动速度为每小时60公里,以后(7—10时)缓慢少动,三小时内共移动了50公里,10时以后又开始加速东移,13时移到海安、如皋一带,再后就东移出海。

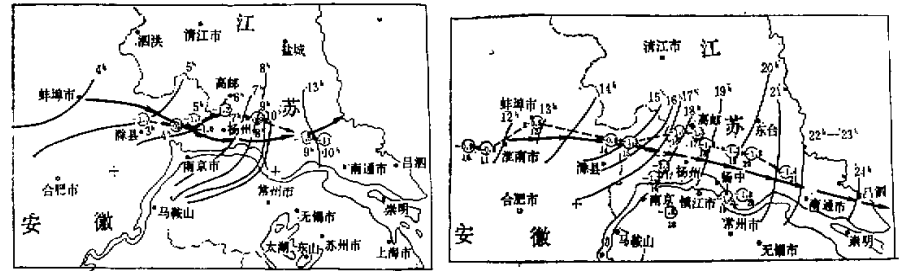


图1(a)、(b) 1972年6月21日雨量大于10毫米/小时等时线图

(细实线为等时线,圆圈内数值为三小时负变压中心数值,粗箭头为系统移动方向,虚线箭头为负变压中心移动方向)

第二次暴雨移动路径(图1(b)),为21日12时在淮南市附近,以每小时40公里的移速在15时移到了来安,以后到达安徽江苏交界处,稍向东南东方向移动,移速减到每小时20公里(15—18时),18时以后,移速又恢复为40公里/小时,一路经过高邮,泰州,海安,南通,吕泗后再出海。

这两次暴雨都是在中间阶段速度变慢,前后移速较快。移速缓慢,停留较久的都是在安徽江苏交界到镇江泰州一带。这时亦正是暴雨达到最强的时候。暴雨最强的区域在这两次亦是较一致的,都是以滁县,南京,镇江为中心的一块狭窄地区。暴雨移动路径基本上是沿着高空300毫巴气流方向。

三、梅雨中暴雨期的中间尺度天气系统的分析

1. 中间尺度天气系统和雨区的配置关系。

暴雨的产生和移动与850,700毫巴等压面上低涡和切变线的出现关系较大。低涡和切变线的水平尺度在500—1000公里之间,我们称之为中间尺度天气系统。6月20日08时700毫巴等压面上(图略)在四川盆地有一西南低涡存在,并向东伸出一个低槽,20日20时此低槽加深,从陕西、河南到安徽出现一个暖锋型切变线。到21日08时图上(图略)河南郑州以南已出现小低涡,四川低涡并未移出,伴随这个低涡的出现,切变线在115°—

120°E 范围内加强,切变线的纬度位置在 33°N 左右。低涡在形成后向东移动,22 日 08 时在江苏射阳附近出海(图略)。从安徽到江苏产生的上述两次暴雨就发生在低涡形成和东移的过程中,雨区的位置在低涡的东南方向。

2. 中间尺度天气系统及其与暴雨和低空急流的关系。

在 20—21 日期间,西太平洋副高西伸北跳,对流层低空西南气流增强。低空西南气流挺进虽然和副高的活动有关,但是 20 日 08 时四川西南暖低涡的发展也促进了低空西南气流的加强,20 日 08 时西南气流的北缘为 29°N,风速仅 10 米/秒(700 毫巴),到 20 日 20 时西南风北缘伸至 31°N 以北,武汉 700 毫巴风速由 5 米/秒增加到 18 米/秒,低空西南气流的加强有利于潮湿暖空气向北输送。预报经验指出,低空西南急流不仅在与北方冷槽的偏北气流相遇之处形成切变线;而且在偏南气流内部,特别是急流轴附近,由于风速差异造成切变线而形成强烈的辐合区。正是由于后一种原因,在 20 日 20 时长江下游和淮河流域形成一条切变线。后来就在这一切变线上,在河南郑州以南上空有中间尺度的闭合环流——低涡的出现。在 6 月 20 日 08 时,湖北、安徽的北部,河南的南部 700 毫巴以上的对流层中上层有一大片辐散区,辐散值最大达 $2 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ (图 2),这片辐散区处于东移的高空槽前。在下层 850 毫巴以下,相应为一层较薄的辐合区。高层大片辐散区分布的地区正是未来低涡生成的区域。它给未来中间尺度低涡的形成提供了动力条件。其它物理量的特征亦能预示未来低涡的生成。在对流层上层出现冷平流区,中下层是暖平流区,大气热力层结因此向不稳定发展。从涡度平流看则有气旋性涡度平流集中在这块地区。因此在 20 日 08 时动力和热力条件都是有利的未来低涡的出现。

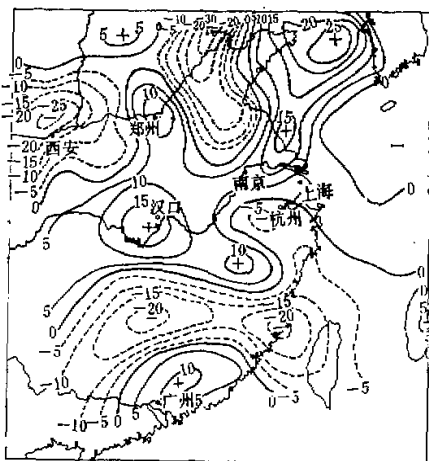


图 2 1972 年 6 月 20 日 08 时 550 毫巴辐散值分布图(单位: 10^{-5} 秒^{-1})

21 日 08 时此低涡发展得完整,对流层中下层是气旋性涡度中心,向上气旋性涡度很快减小,到 250 毫巴成为反气旋涡度中心。在低涡区 700 毫巴以下为上升运动区,其上升速度为 5 厘米/秒以下,550 毫巴以上为下沉运动区。这个地区的上升运动表示在低涡区以大尺度系统的垂直运动为主。另外气柱层结也很稳定,所以在中间尺度低涡中心地区对流运动得不到发展,这一带虽有降水,只限于量比较小的稳定性降水。这个低涡开始是暖性的,以后在东移过程中,由于北方小股干冷空气的入侵,到 22 日 08 已转变为弱的冷性涡旋,又引起一次暴雨。

在有关暴雨的一些分析研究工作中,常把暴雨的产生和低空急流紧密联系起来。松本诚一^[6]认为低空急流的加强是暴雨产生的结果。哈罗特^[4]等认为中尺度降水带和其中的暴雨是在暖湿“传送带”上产生的。这种“传送带”亦就是低空急流,并认为这种降水带与地面锋面关系反而小。湖北省气象局科研所的研究结果认为急流的加强在暴雨产生之前。为了进一步分析暴雨和低空急流的关系,我们分析了武汉、南京、上海三地的高空风

单站时间剖面图(武汉、上海未给出)(图3),从图中可看到如下几点:(1)低空急流和暴雨区有一起东传现象,武汉低空风速在20日20时明显增大,南京和上海是在21日08时表现增大。(2)越是接近暴雨区,低空西南气流越强,厚度也大,武汉是暴雨区的上游,21日08时仅只有在900毫巴上风速增大,达到20米/秒,维持时间不长。而处于暴雨中心的南京站800—550毫巴这一层内风速剧增,维持时间也较长。(3)在出现低空风速剧增的地区,高空西风往往有较大的减弱。

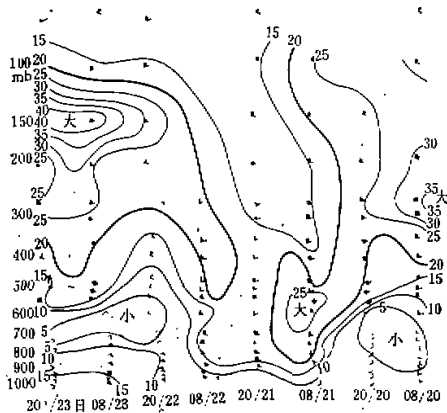


图3 1972年6月20—23日南京高空风时间剖面图(单位:米/秒)

3. 中间尺度天气系统附近的三维流场
三度空间流场分析表明这一暖性低涡是浅薄的,500毫巴等压面流场反映已不明显,而在300毫巴的流场上,对应低涡的上空流线呈辐散状。850—700毫巴之间低涡的垂直轴略向西北倾斜,但斜度不大。

图4是6月21日08时低涡东部沿 $118^{\circ}E$ 的南北向剖面图,这个剖面接近暴雨区,图上位于南京的西南方向有一锋区,其特点是坡度小,水平温度对比小,锋区上界只到800毫巴高度。据根同时穿过暴雨区的东西向剖面图(图略),南京800毫巴高度上 θ_{se} 达最大值,这是西南气流输送暖湿气流的结果。在南京上空800毫巴面上存在一个明显的对流不稳定层,上界到600毫巴。这个不稳定层分布在以南京为中心,半径为100—200公里的地区内,它的东西方向范围大,南北方向范围小。不稳定层的高度和厚度是向两侧降低的。

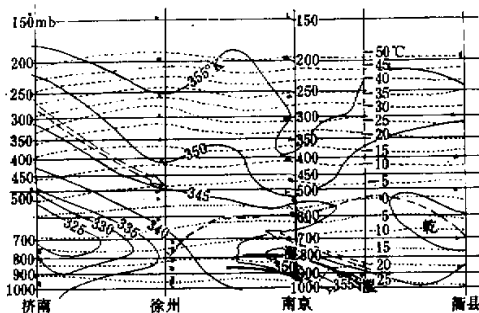


图4 1972年6月21日08时剖面图(细实线为等 θ_{se} 线,虚线为等温线,双虚线箭头表示空气垂直运动,粗实线为锋区上下界)。

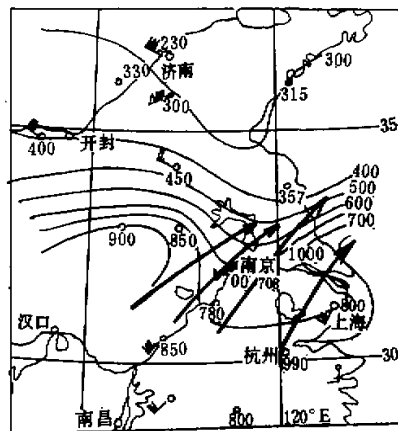


图5 1972年6月21日08时 $347^{\circ}K$ 等嫡面图(细实线为等压线,粗实线为流线)

若以 $\theta_{se} = 347^\circ\text{K}$ 作为不稳定层的下界,作等熵面图(5),在接近暴雨区等熵面高度较高,这是由于这一地区空气高温高湿的结果。暴雨区的北方等高线梯度最大。等熵面上的气流方向表明,在蚌埠的东南方(低涡东南侧)合肥,盱眙一线往东气流是从西南向东北沿等熵面爬升,在 34°N 以北气流下沉。

四、暴雨的中尺度天气系统

1. 中尺度天气系统的活动

中间尺度的切变线、低涡从生成发展到东移出海大约在 36—48 小时。在这个时间(21—22 日)共有三次暴雨活动,可见低涡还不是暴雨形成的直接原因。我们发现高空低涡的东南部与暴雨区低空强烈的辐合上升流场相应有一中尺度(100 公里左右)的扰动存在,暴雨区是随着这种扰动的东移而向东移动的。所以我们认为直接控制暴雨的产生和发展是中尺度天气系统,而这种中尺度天气系统却是产生在高空低涡和切变线的条件下的。

(1) 21 日 03—13 时的暴雨这次暴雨发生在安徽的西北部,经过约 10 小时以上,暴雨中心从苏北东移出海。在 21 日 08 时 1000 毫巴等压面天气图上(图略),这时地面低压中心在安徽西部,暴雨的南方有一明显的低压槽,在暴雨区及其附近还分析不出中尺度天气系统中心来,地面流场分析中亦只能看到在暴雨区的南部有一条东西向的辐合线。

我们用三小时气压倾向减去同时平均气压倾向的办法^[7]来反映气压场上的中系统。这样做的目的是在三小时气压倾向中去除气压日变化和天气尺度系统引起的变化,希望能够反映出中尺度天气系统的情况来。平均变压是由 $116^\circ-121^\circ\text{E}$, $31^\circ-33^\circ\text{N}$ 范围内各点变压平均得到的。图 1(a) 中亦表示了变压负值中心在暴雨期移动的情况。负变压中心位于暴雨区的东边,在暴雨来临前一至两小时负变压中心通过未来的暴雨区,其路径与暴雨路径是一致的。08 时 700 毫巴天气图上高空低压位置在河南和安徽西部。地面低压较高空低涡略偏东一些,但距离暴雨区还比较远。所以产生这次暴雨的应该是这个负变压中心所反映出来的中尺度天气系统。

(2) 21 日 11—24 时的暴雨这次暴雨同样是由安徽西北部向东移动的。路径较前一次略偏北一些。主要暴雨区在长江以北,苏南地区雨量较小。暴雨在 21 日 11 时到达安徽凤台,寿县一带,以后向东略偏北方向移动,经过加山,来安进入江苏省。

与上午产生的暴雨相同,这次暴雨亦是中尺度地面系统造成。在 21 日 20 时地面天气图上(图略),长江流域有一串气旋波存在,最东边的一个是在江苏南部太湖地区,这个低压是由安徽西部移入的,对应的高空低涡亦已东移。地面静止锋穿过这个低压。由 1000 毫巴小天气图(图略)发现这个地面低压并不是一个单一的系统,在低压槽的北部,长江沿岸还有一个尺度约为 100 公里的低压环流存在,暴雨区就分布在这个低压环流的东北部。配合地面流场,在暴雨区的南部有一个明显的气旋式辐合区,在每小时的地面流线分析中(图略)都能找到它,而且是随着暴雨移动的。在辐合区以南与地面锋面位置相当,是一条气流辐合线。这个小低压和辐合区证明了这次暴雨也是由一个中尺度系统带来的。

图 1(b) 上亦画上了负变压中心的路径,与第一次暴雨一样,在暴雨经过前一小时有

一个负变压中心通过,其路径与暴雨路径是一致的。

追踪系统的来源,它出现在安徽的西部,高空低涡的东南方。在 1000 毫巴等压面天气图上,中尺度天气系统活动的地区等高线气旋性曲率很大,配合高空流场,在 $115^{\circ}-120^{\circ}E$, $30-35^{\circ}N$ 范围内,700 毫巴上风向风速切变比周围地区大得多。地面气旋性曲率大和摩擦层以上风的巨大切变提供了中尺度系统产生的条件。由地面流场看,气流辐合相当强。

2. 和中尺度系统相联系的暴雨产生的条件

暴雨的产生需要有充分的水汽供应、大气层结不稳定和强烈的上升运动。最重要的

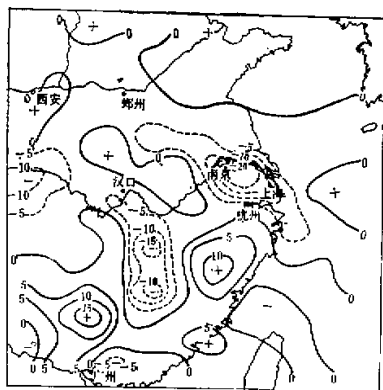


图 6 1972 年 6 月 21 日 08 时 700 毫巴垂直速度(ω)分布图

(单位: 10^{-3} 毫巴/秒)

是强烈上升速度的条件,前面已经指出在中间尺度低涡中心区域,上升运动为 5 厘米/秒左右,不足以产生大量的暴雨,需要有中尺度天气系统并夹有强烈的对流而使垂直速度加大,图 6 是用 ω 方程计算的 21 日 08 时 700 毫巴垂直速度分布图,08 时暴雨区已移至南京、镇江一带,正是上升速度最大中心区,最大上升速度达 25 厘米/秒,较低涡中心大一个量级,反映中尺度天气系统的特征,从前一节的天气分析中已经得到 08 时正有一个中尺度系统经过南京、镇江一带。在 ω 方程中加入对流参数化加热作用后,暴雨区的上升速度达到 1.5 米/秒。6 月 21 日 08 时在南京附近最大降水达每小时 25 毫米以上。我们曾用柏农 (Bannon)^[7] 方法,从降水估计垂直速度,最大为 1.7 米/秒,与上面考虑对流参数化后得到的量近似。说明 6 月 21 日的暴雨是在中尺度系统内强烈对流的条件下出现的。

暴雨区的特征有三:第一,充分的水汽供应,图 7 是 21 日 08 时 850 毫巴水汽通量散度分布图,在南京、镇江一带是水汽汇合的中心。在南京附近水汽汇合量为 0.58×10^{-6}

克/克·秒。用 $-\frac{1}{g} \int_{850}^{400} \nabla \cdot (qV) dp$ 计算南京附近空气柱水汽总辐合,如果所有输入水汽全部下降到地面,可造成每小时 49.7 毫米的雨量。所以水汽的供应是很充分的。第二,

潮湿不稳定层的存在,图 8 是 21 日 08 时东西向穿过暴雨中心的 σ_e 垂直剖面图,在暴雨区 850—600 毫巴之间有一层 $\sigma_e < 0$ 的不稳定层,并且在暴雨中心上空有 σ_e 负值中心,在不稳定层以上则 $\sigma_e \sim 0$ 是中性层结,暴雨中心的西边二百公里附近不稳定层最厚,到达 500 毫巴,这个深厚的不稳定层正位于安徽西部上空。从天气分析得到,21 日两次暴雨都是从安徽西部阜阳,风台一带东移的,所以在暴雨产生的地区较其它区地湿不稳定层更为深厚。第三,上面已经指出在暴雨区最大的上升速度达 1.5 米/秒,这是很强烈的上升运动。图 4 是穿过暴雨区南北向垂直剖面图。图中箭头是南北向气流和垂直方向气流合成的相对矢量(垂直速度比水平速度放大一百倍)。气流在暴雨区以最大的速度上升,在其南北各形成一个环流圈,南边的一支环流比较强大,北支正环流则相对较弱。根据东西向垂直剖面图(图 8),近地面层是东风气流,在暴雨区气流辐合上升,在 850 毫巴、700

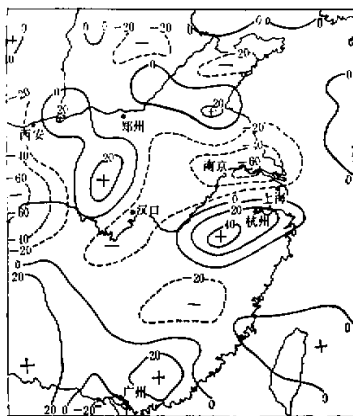


图7 1972年6月21日08时850毫巴水汽通量分布图
(单位: 10^{-4} 克/克·秒)

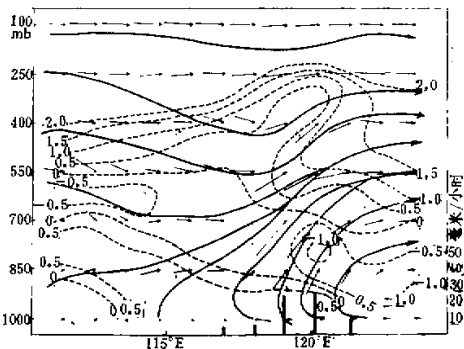


图8 1972年6月21日08时32°N东西向垂直剖面图
[虚线为等 σ_t 线,粗箭头线为流线,细箭头线为相对风的矢量(垂直方向比水平方向放大一百倍,水平风一厘米代表10米/秒)图下方粗柱线为雨量]

毫巴转为西风气流,700毫巴层附近从西边另有一支上升气流与它汇合,汇合的入口区是在上面已经指出的暴雨产生的区域。两支上升气流汇合,使得这个地区的上升速度加大,这对暴雨的产生过程是一个十分重要的因素。前一股上升气流是副热带高压边缘西南气流中的,它起传输热量和水汽的作用。在河南一带中间尺度低涡形成以后,就产生上面所说的第二股气流,两股气流进行汇合。在低涡东南方有中尺度扰动形成,这种扰动沿第二股气流东移,这个扰动中的上升运动区最后到达前两股气流汇合之处。三股上升气流叠加一起,在这叠加的地区就产生暴雨。

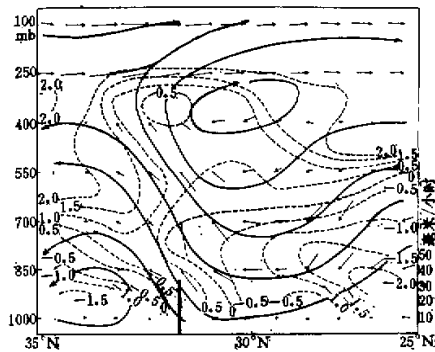


图9 1972年6月21日08时119°E南北向垂直剖面图(说明同图8)

五、结 论

通过以上分析,我们初步得到如下几点结论。

1. 由于西太平洋高压西伸北抬和西南低涡的发展,使低空西南急流北抬并加强,这样使得大量暖湿空气沿西南低空急流输向长江流域,与此同时在西风带中由青海一带有一股干冷空气东移,与这股冷空气相联的高空槽前有正的涡度平流,和低空的上升运动使得低空西南气流所输送暖湿空气造成的深厚潮湿不稳定气团中对流得到巨大发展,并在低空形成低涡和气旋,而在这个中间尺度的低涡和气旋发展过程中,出现一个个中尺度系统和与之相配合的暴雨中心,以较快的速度向东传播,这就是这次暴雨的概貌。

2. 与两次暴雨相伴随的中尺度系统,在地面图上尺度为100—200公里,生命史约为

10 小时左右, 这种中尺度系统在风场和气压场上都有表现, 尤以变压和流线的辐合较为清楚。在这个中尺度系统中有强的辐合和上升运动。我们认为这种尺度系统中的强上升运动是形成这次暴雨的直接原因。而大量的水汽凝结反过来又可以加强上升运动。

3. 暴雨的发生是与中尺度系统的发生和移动密切相关的。但是在梅雨大范围降水区

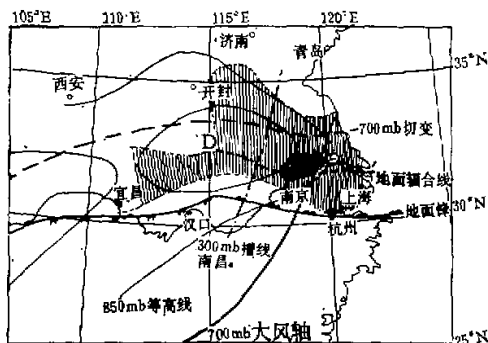


图 10 1972 年 6 月 21 日 08 时天气形势综合图
(阴影为雨区, 网格为暴雨区, $\odot$ 为地面负变压中心)

域中何时何地产生这种中尺度系统是暴雨预报问题中一个急待解决的问题。我们企图想通过上面的分析对暴雨预报提出一些思路, 图 12 是 1972 年 6 月 21 日 08 时暴雨时期三维结构图。地面静止锋位于 30°N 附近, 从四川穿过湖北、安徽到达浙江北部, 在地面静止锋相隔 3 个纬度为 700 毫巴的切变线, 两者基本上是平行的。在地面静止锋和高空切变线之间有一条狭长的降水带, 长江下游的暴雨正是雨带的东段。

暴雨在这个地区出现的条件: (1) 在暴雨区的西南方有一支西南向东北的爬升气流, 这支气流位于副高的东北边缘, 依靠它不断输送水汽和热量。(2) 暴雨区的西北方从中间尺度低涡的上空有一支来自西北的下沉气流, 当进入安徽境内后, 这支气流的一部分继续向东南方插入静止锋区的下部, 另一部分逐渐转向为上升气流, 并折向北, 与上述西南来的上升气流汇合, 这两支气流叠加的地区是暴雨出现的区域。(3) 高空 300 毫巴槽线是暴雨区的西界。(4) 从天气分析得到 200 毫巴高空西风急流 20 日在济南附近, 21 日北移了 4 个纬度, 到达北京附近上空, 风速亦加大了, 武汉气象台预报暴雨的经验中认为低空急流位于高空西风急流和东风急流的转换地带, 而暴雨在低空急流的北边, 20—21 日高空西风急流突然向北集中, 同时原来急流区以南的江苏北部地区高空出现大片的辐散区。高层大量的辐散和质量向南北集中, 起到了犹如抽气机的作用, 更加强了低空的辐合上升作用。(5) 对流层下层 850—700 毫巴辐合中心位于安徽到江苏一带, 250 毫巴对流层高层辐散中心位于江苏和浙江北部, 高空辐散中心和低空辐合中心的重合处是与暴雨区配合的。

从 6 月 21 日暴雨的分析中, 我们认为预报暴雨应该注意如下几点: (1) 由地面锋面和高空切变线确定雨带。(2) 中间尺度低涡的形成提供暴雨的背景条件, 产生暴雨的中尺度系统是在低涡的东南侧向外传播的。(3) 低空急流的加强北移提供了水汽热量的条件, 当中尺度系统与之重合时产生暴雨。(4) 高空 200—300 毫巴低槽的移入和高空西风急流北移加强, 使高空辐散中心出现, 使下层对流辐合加强。在分析暴雨能否出现时, 我们认为应抓住上述四点来进行预报。

参 考 资 料

- [1] S. Matsumoto, K. Ninomiya and S. Yoshizumi, Characteristic feature of "Baiu front" associated with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1971, 49, pp. 267—281.

- [2] S. Matsumoto and T. Akiyama, Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the "Baiu front" with a proposal on the role of convective Momentum transfer, *J. Meteor. Soc. Japan* 1970, **48**, pp. 91—102
- [3] K. A. Browning, The structure of rainbands within a mid-latitude depression, *Q. J. R. M. S.* 1973, **99**, (420)
- [4] T. W. Harrold, Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, *Q. J. R. M. S.* 1973, **99**, pp. 232—251.
- [5] K. A. Browning, Meso-scale structure on rain systems in middle latitudes, *Scientific Lectures*, 1974, P. 56. 4255. B877 No. 70
- [6] S. Matsumoto and R. Ninomiya, On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1971, **49**, pp. 648.
- [7] J. K. Bannon, The estimation of large scale vertical currents from the rate of rainfall, *Q. J. R. M. S.* 1948, **74**, pp. 57—66.