

中国科学院大气物理研究所集刊

第 7 号

夏季梅雨期降水的 形成和预报

科学出版社

中国科学院大气物理研究所集刊

第 7 号

夏季梅雨期降水的形成和预报

科 学 出 版 社

1 9 7 9

内 容 简 介

本集刊共包括九篇论文,主要是用天气图和卫星云图及其它气象资料,分析研究了长江中下游地区梅雨的结构、特征以及梅雨期中暴雨形成的条件和物理过程。并在此基础上,对梅雨期中的暴雨预报提出理论依据。同时利用波谱分析方法对梅雨的统计、特征以及和梅雨中暴雨相联系的中间尺度天气系统的结构特征进行了研究。

本集刊可供气象台站工作者、气象院校师生和气象研究工作者参考。

中国科学院大气物理研究所集刊

第 7 号

夏季梅雨期降水的形成和预报

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1979 年 3 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1979 年 3 月第一次印刷 印张: 7 1/4 插页: 1

印数: 0001—6,230 字数: 162,000

统一书号: 13031·960

本社书号: 1361·13—15

定价: 1.15 元

前 言

梅雨是初夏我国长江中下游地区的重要天气现象之一。梅雨期的起止,梅雨的强弱和梅雨期中暴雨的分布等密切地关系到这一地区的旱涝,影响农业收成。因而,梅雨的研究一向引起人们的注意。早期,梅雨的研究几乎全从气团和锋的概念出发来讨论梅雨锋的形成和维持,后来则重视梅雨与环流变化,尤其与东亚环流变化的联系。最近,随着观测技术发展和观测事实的不断增加,人们对梅雨本质的认识也不断地深入。

本集刊收集的九篇文章,是我所近几年来在梅雨方面研究的成果,其中有一部分是我所二室统计预报组与上海市气象局短期预报组共同协作、研究长江中下游地区梅雨预报工作的总结。所选文章大致包括四个部分:第一部分是对梅雨期中的暴雨和梅雨的结构进行天气学的个例分析(包括气象卫星云图资料在梅雨上分析的运用)。第二部分是进一步对梅雨期中的暴雨形成的物理过程和能量输送过程个例进行机制分析;第三部分是利用波谱分析方法研究不同梅雨年份的统计特征以及和梅雨期中暴雨相联系的中间尺度天气系统的结构特征。最后一部分是在前面天气分析和动力学分析的基础上得出的梅雨期中暴雨预报的着眼点,以及用概率统计方法做梅雨预报。

应该指出,我们开展对梅雨的研究时间较短,故大部分研究工作仅限于个例分析,所得结果是否具有普遍意义,还靠今后的进一步研究。另外,由于我们业务水平较低,对这个课题的认识尚较肤浅,在文章中难免有不恰当、甚至错误的地方,恳请读者批评指正。

中国科学院大气物理研究所

目 录

梅雨中暴雨的个例分析	章名立 李维亮 张家澄 李麦村 (1)
1973 年我国梅雨时期的环流结构	邱炳煊 丁一汇 (23)
长江流域梅雨天气的卫星云图和降水分析	肖稳安 方宗义 (33)
夏季长江流域中下游梅雨期暴雨的动力学个例分析	章名立 李维亮 (45)
1972 年梅雨期长江中下游地区上空的能量输送	李维亮 章名立 (66)
梅雨的统计特征	田生春 李麦村 (78)
在 1972 年梅雨期长江中下游地区上空中间尺度扰动的结构	李维亮 章名立 (89)
梅雨锋上暴雨的形成条件	章名立 李维亮 (97)
应用自然正交函数作单站气象要素的多元时间序列的预报	李麦村 (104)

梅雨中暴雨的个例分析*

章名立 李维亮
张家澄** 李麦村

一、引言

梅雨是我国长江流域初夏的特殊天气条件,对于入梅和出梅的天气条件和预报,梅雨期的降水预报已经进行了很多研究。梅雨锋降水包括持续性降水和暴雨,而后者由于降水量大和集中在较短的时间内,所以常常带来较大的危害,因此,目前梅雨中暴雨的形成条件和发生、发展的物理过程的研究引起了很多人的重视。近年来,我国气象工作者开始在这方面做了不少工作。湖北省气象局科学研究所分析了梅雨期暴雨与急流、切变线、低涡的密切关系,并提出了预报方法。安徽省气象局和南京气象学院对梅雨中暴雨个例进行了中尺度分析,将暴雨分为由暖区、气旋波顶和冷锋后部三种中尺度系统产生的结果。肖稳安^[1]对梅雨中的一次降水过程进行了分析,认为雨带中每个雨团的活动是与中间尺度扰动相联系的。日本松本诚一等^[4,5]利用了较密的雷达网和高空探测分析了日本地区上空梅雨期的暴雨,认为暴雨是出现在温度对比不太显著,但具有风向切变的梅雨锋上,一次强的暴雨过程往往和低空急流的加强以及中间尺度系统的活动有密切关系。英国的 K. A. Browning 和 T. W. Harrold^[6,7,8]等由于用了多普勒雷达来观测英国上空锋面低压的降水,发现在大范围的持续性稳定性的降水区中包括有一次次中尺度降水带,他们认为在锋面气旋上空存在有他们称之为“传送带”的暖湿气流,当高空有乾冷空气经过时产生了一系列强的对流雨带。

梅雨降水是与大尺度环流季节性调整、切变线的维持有密切关系,但暴雨并不是在梅雨期和梅雨区经常和到处出现的。支配梅雨中的暴雨产生的天气系统是什么?它和梅雨天气系统关系如何?它的发生发展的条件又是什么?

我们对1972年6月20—21日和1973年6月20—21日两次长江流域下游梅雨中的暴雨进行了分析,发现梅雨时期长江下游的降水并不单纯地取决于大尺度和天气尺度的天气系统。在一定的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还是尺度为100—300公里左右的、生命期为12小时左右的中尺度天气系统。本文着重分析中间尺度和中尺度天气系统的发生发展的条件,以及它们与暴雨的关系,并初步提出预报梅雨中的暴雨的一些着眼点。但因为这仅仅是个例分析,这些结果是否有可靠性和普遍性有待进一步的工作。

* 本工作得到安徽、江苏、浙江、江西、湖北各省气象局和上海市气象局以及所属有关台站提供资料,大力协助,在此表示感谢。此外,上海市气象局严关福参加部分工作。

** 上海市气象局。

二、1972 年 6 月 21 日暴雨分析

1. 暴雨概况

这次暴雨是在 1972 年入梅后第三天出现的,雨带分布在安徽,江苏两省,雨区分布较广。暴雨区域集中在安徽到江苏沿 32°N 纬线附近,雨量强度比较大,最大中心一天雨量为 200 毫米以上

从图 1 可以看出,21 日 02 点以前降水范围比较广,分布零乱,雨量强度不大,雨量较大区域分布在安徽境内,沿长江北岸的地区。21 日 02 点以后,雨量开始加大,雨区北移,最大降水轴呈东西向,雨区呈带状分布,从 21 日 02 点到 22 日 08 点期间 6 小时雨量图中可以分析得到共有三次暴雨活动。(1) 21 日 02—08 点和 08—14 点最大降水中心在南京到镇江之间,6 小时点最大雨量为 75 毫米以上(图 1a,b),以后此中心东移到江苏沿海地区如皋到如东一带(图 1b),这是第一次暴雨活动。(2) 21 日 14—20 点,对应于第二次暴雨活动,镇江到炳辉之间又出现一个暴雨中心区,6 小时雨量在仪征地区为 99 毫米(图 1c),这个暴雨中心亦同样向东移动。(3) 22 日 02—08 点,最大降水轴已北移,出现了第三次暴雨活动,暴雨区有两个,一在炳辉到盱眙之间,另一在东台、兴化一线。22 日 08 点以后(图略),雨区范围逐渐缩小,雨量也减弱,降水过程结束。

为了了解更细致的暴雨情况,我们分析了每小时的雨量分布图(图略),由此得出这三次暴雨过程的最大降水出现时间和地点为:第一次是 6 月 21 日 10—11 点江苏仪征和瓜州之间,一小时降水达 40 毫米,第二次是出现在 6 月 21 日 15—16 点安徽来安附近,降水量达 58.4 毫米/小时,和 17—18 点在南京附近,降水量为 54.7 毫米/小时,第三次为 6 月 22 日 01—02 点在安徽盱眙雨量为 18.6 毫米/小时,以及江苏东台(22 日 03—04 点)雨量为 28.5 毫米/小时。本文着重对前两次暴雨过程进行探讨。

分析两次暴雨过程,从图 2 中可看出两次暴雨都是自西向东移动,路线基本相同。第一次由蚌埠(21 日 04 点)经来安、六合,于 21 日 07 点到达江苏江都到镇江一线,在这段时间内,移动速度为每小时 60 公里,以后(07—10 点)缓慢少动,三小时内共移动了 50 公里,10 点以后又加速东移到海安、如皋一带(13 点)再出海。第二次暴雨的活动为 21 日 12 点在淮南市附近,以每小时 40 公里的移速在 15 点移到了来安,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 点),18 点以后,移速又恢复为 40 公里/小时,一路经过高邮、泰州、海安、南通、吕泗入海。

6 月 21 日 02—22 点长江流域中下游出现的两次暴雨有如下特点:(1) 这两次暴雨同是产生在梅雨持续性降水带中,它们是梅雨中的暴雨。(2) 两次暴雨出现时间相隔约 10—12 小时,每次暴雨从出现到消亡生命史约 10—14 小时。(3) 两次暴雨的移动路线基本重合。它们同是产生在安徽西部山地,然后自西向东移动,它们在同一地区雨强达到最大,经过暴雨最强的地区后,路径又以略偏南的方向东移,同是在江苏北部移出海去,并趋于消亡。(4) 暴雨最强的地区在以滁县、南京到镇江为中心的一块狭窄的地区,它正好是暴雨从安徽北部淮河流域东移接近长江下游的区域,这里四周由湖泊所包围(洪泽湖、巢湖、高宝湖等),而长江从西南方向流入折向东,江面在这里忽然开阔,所以下垫面是十分

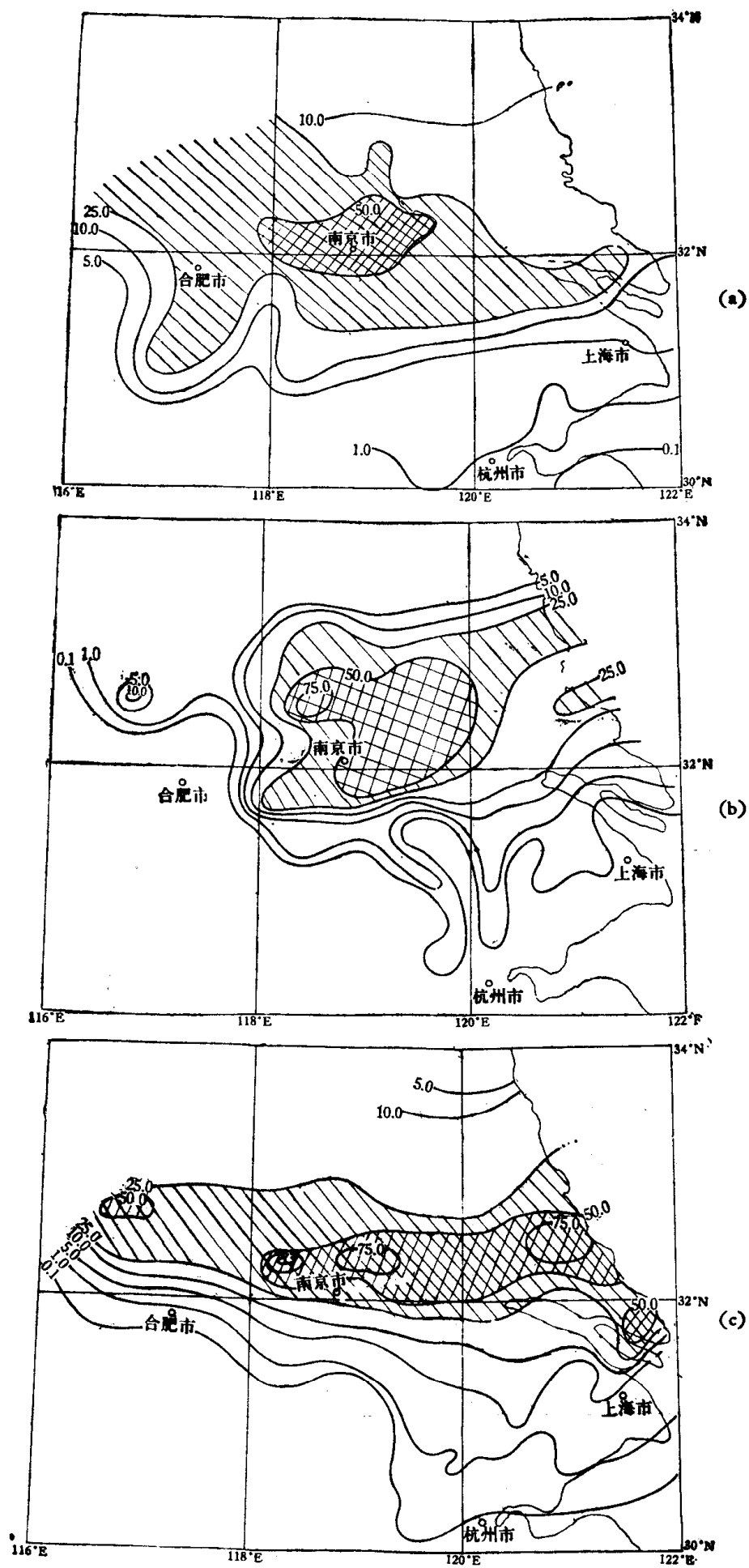


图1 1972年6月20—22日雨量图(单位:毫米)
(a) 21日02—08点 (b) 21日08—14点 (c) 21日14—20点

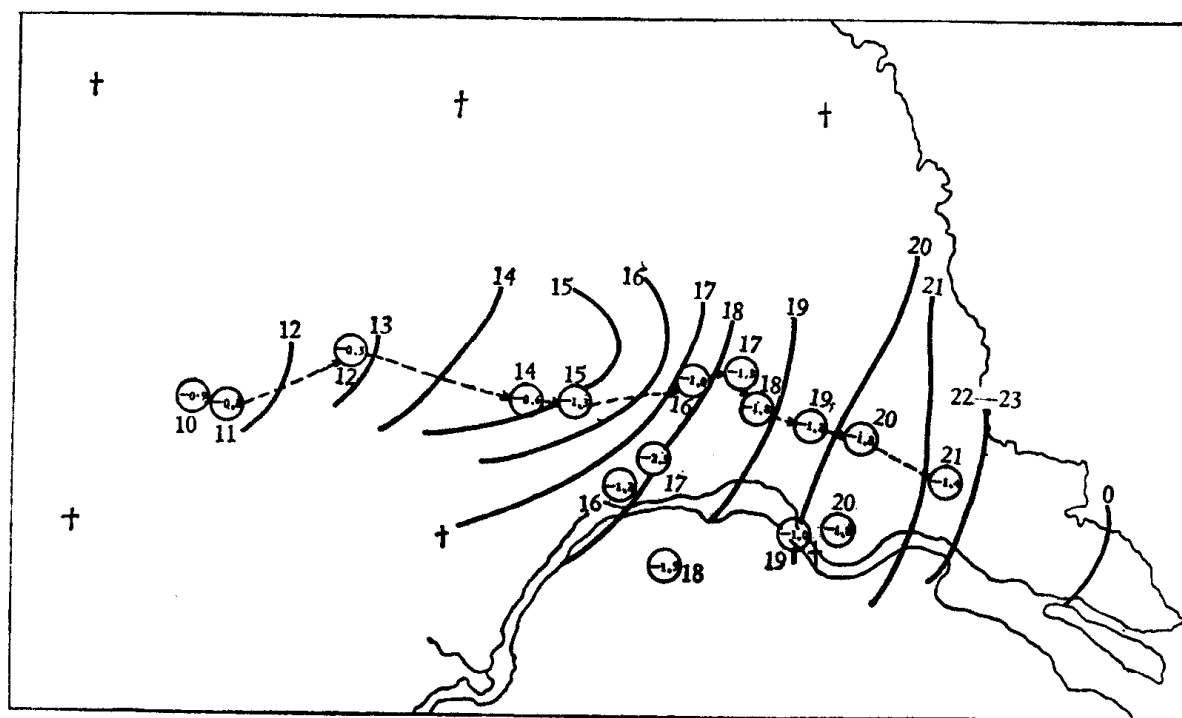
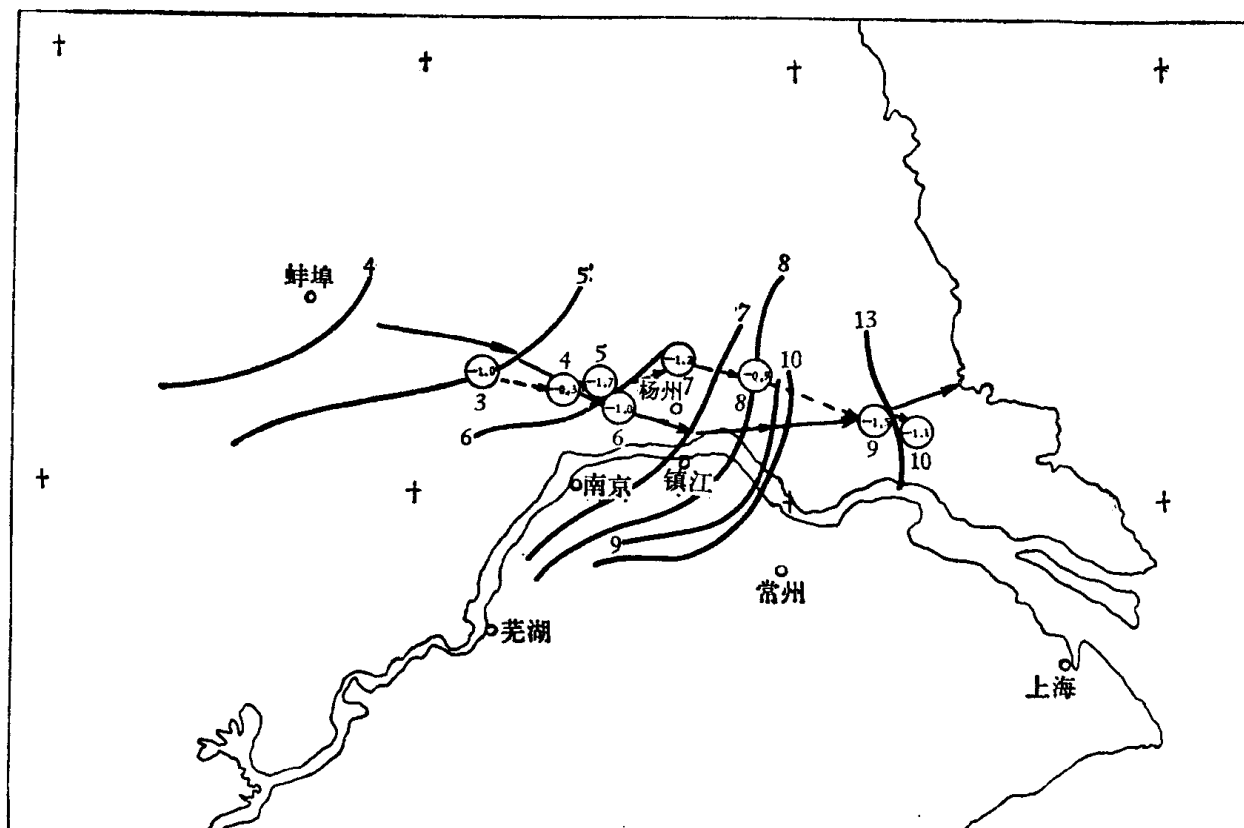


图2 1972年6月21日一小时雨量大于10毫米的等时线图
(图中数字为时间, 圆圈为负变压中心, 圈内数值为负变压值)

(a) 第一次暴雨; (b) 第二次暴雨

潮湿的。最大雨强：一小时为 59.7 毫米，十分钟为 26 毫米。(5) 暴雨中心移动的特点是在初期和后期移动速度都是比较快的，平均一小时为 50—60 公里，在中期亦就是当暴雨移近暴雨最强的地区时，移速明显变慢，近于停滞不前。

从两次暴雨活动的特点来看，它们似乎是在同一系统控制下两个较小扰动——亦就是中小尺度天气系统的发生发展所带来的降水活动。

2. 环流形势

1972 年 6 月 21 日长江下游暴雨是产生在梅雨时期，此时欧亚环流形势正经历一次调整，亚洲上空盛行纬向环流(图 3)。其特点是：(1) 贝加尔湖及其以西地区为高压脊区，脊的西南方有小股冷空气分裂东移，经我国新疆、甘肃进入我国东部。(2) 我国东北到日本海上空为稳定的低压槽区，它得到由高压脊南边移来的小股冷空气的补充。(3) 副热带高压脊已经北抬，边缘伸入我国东南沿海。在上述这种形势下，对流层低层长江流域维持一条切变线，暴雨就出现在切变线附近。

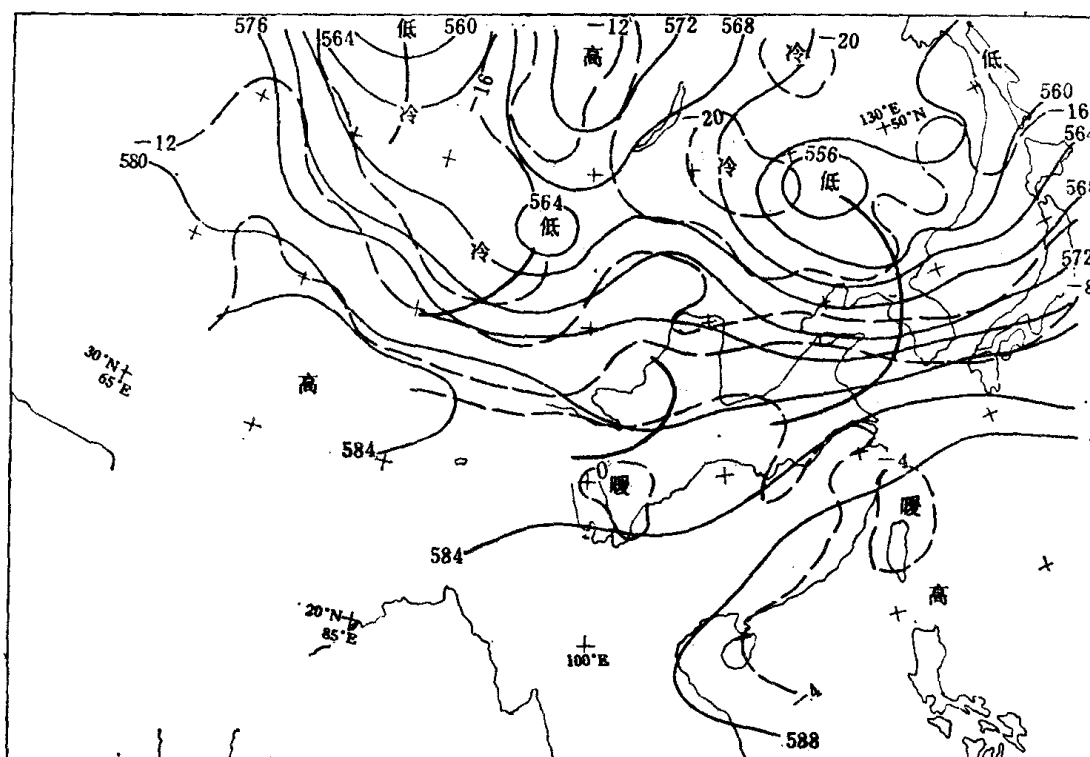


图 3 1972 年 6 月 20 日 20 点 500 毫巴形势图(实线为等高线，单位：位势什米；虚线为等温线，单位：℃)

3. 暴雨与中间尺度天气系统

长江流域入梅以后，对流层低层的形势特点是：四川盆地常有西南低涡维持和发展，与低涡相联系有东西向的切变线稳定在长江两岸。6 月 20—21 日的形势亦是如此(图 4a)，此时地面静止锋东端的位置在杭州湾到芜湖一带长江以南的地区。20 日这一天降水主要在浙江、江苏南部和安徽南部，范围比较大，但雨量不大，属于一般梅雨降水。21 日雨区向北推，大到暴雨出现，它们集中在长江沿岸和长江以北的狭窄地区内，与地面锋区相

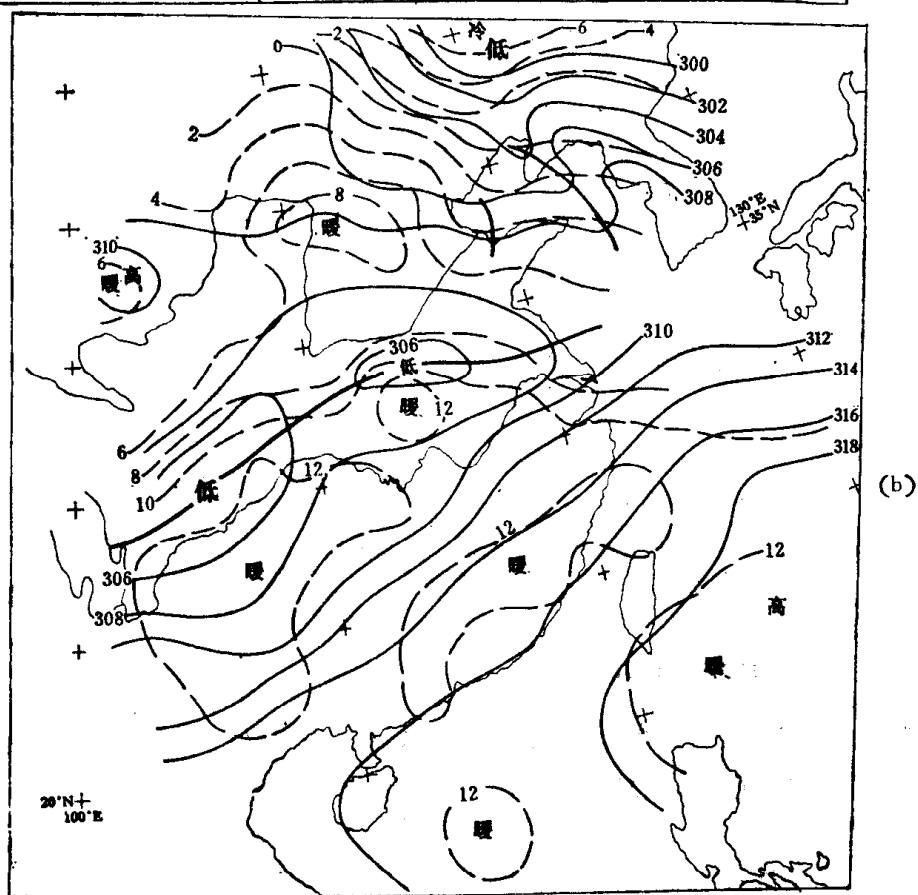
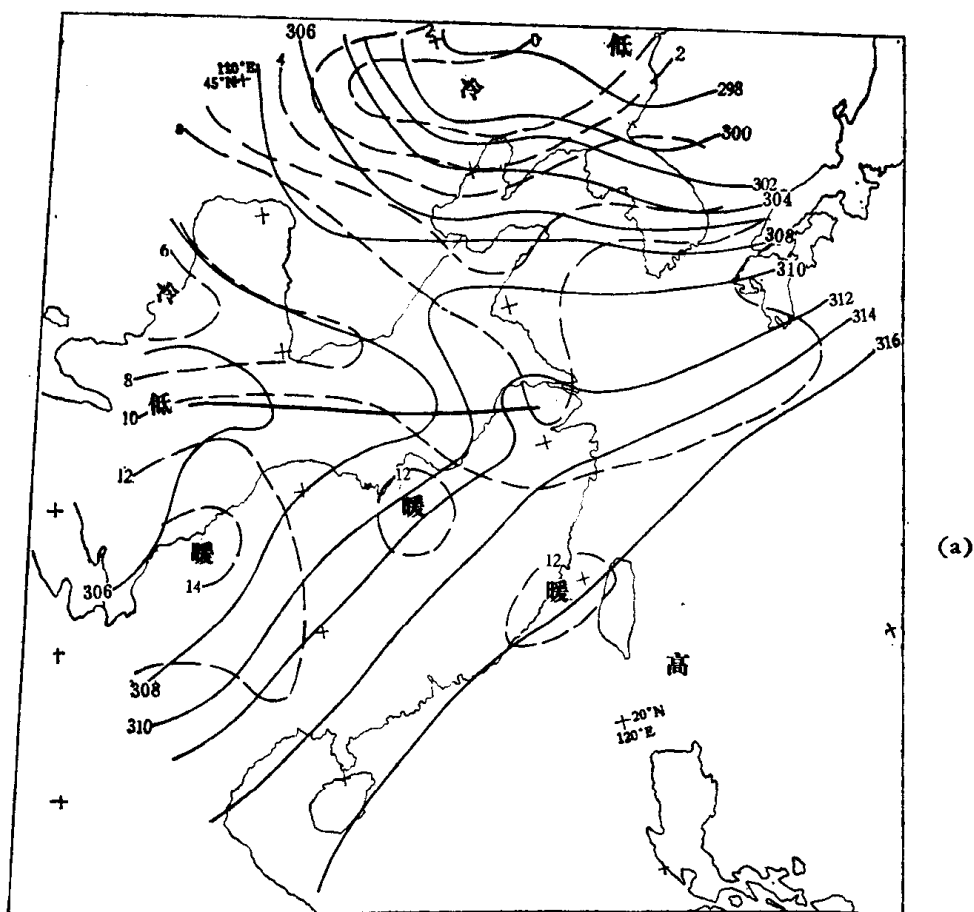


图4 1972年6月20—21日700毫巴形势图(说明同图3)
(a) 20日20点 (b) 21日08点

距有 200 公里。因此,暴雨的产生与地面静止锋没有直接关系。21 日 08 点 700 毫巴上空四川低涡并未移出,但在河南郑州以南上空有低涡出现(图 4b),这个低涡形成在 20 日 20 点以后,它是在河南当地生成的。暴雨出现是在 21 日 02 点以后,这个时间正是中间尺度低涡形成的时间,暴雨的位置是在安徽的西部大别山区,亦就是河南低涡的东南方。在这个中间尺度低涡生成和发展期间共有三次暴雨活动,而当低涡东移出海并消亡的时候,暴雨活动亦就停止了。所以这三次暴雨是与河南这个中间尺度低涡有密切关系的。

梅雨期大尺度环流背景有利于切变线的形成和维持,在切变线与地面锋之间有大片的持续性雨区。当切变线上有中间尺度低涡形成时,在大片的梅雨雨区中常有嵌有一个个暴雨雨团,这些雨团产生与中间尺度低涡形成有关,1972 年 6 月 21 日的暴雨就是如此。

4. 中间尺度低涡的形成过程及其性质

前面已经指出郑州以南的低涡是在切变线上形成的,它的形成可归纳为下面两个条件:(1)低空西南气流加强带来的这个地区风向风速切变的加大。6 月中旬后期,西太平洋副热带高压西伸北跳,我国东部沿海西南气流增强。6 月 20 日四川暖低涡发展,又促进了西南风的加大。20 日 08 点西南气流的北缘为 29°N ,风速仅 10 米/秒(700 毫巴上空)。20 日 20 点北缘伸至 31°N 以北,武汉上空 700 毫巴风速由 5 米/秒增加到 18 米/秒(图略),早就有人指出过西南低空急流不仅是在与北方冷槽的偏北气流相遇之处形成切变线造成辐合,而且能在偏南气流内部特别是急流轴附近,由于风速差异产生切变线,并有强烈的辐合区。在 20 日 20 点长江下游和淮河流域有明显的切变线。(2)高空冷槽过境,高空辐散和正的涡度平流使低空辐合上升加强。20 日 20 点到 21 日 08 点高空有小股冷空气经青海、甘肃过郑州上空。槽前 300 毫巴高空气流的辐散和正的涡度平流,引起对流层中上层气流上升,由于这一动力诱导作用,使得低空暖湿空气层内容易造成强烈的辐合上升。

这个中间尺度低涡在开始阶段是暖性的(图 4b)。在东移过程中,由于北方干冷空气的入侵,逐渐转变,到 22 日 08 点(图略)已转变为强度较弱的冷性涡旋,又引起一次暴雨,

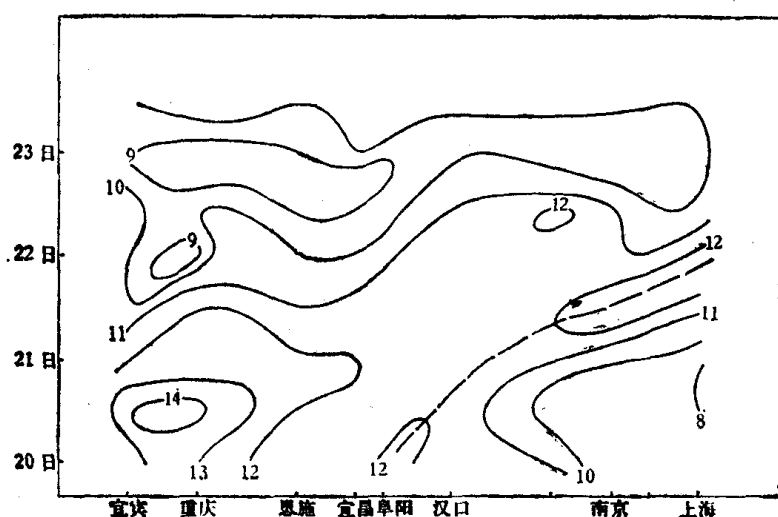


图 5 1972 年 6 月 20—23 日 700 毫巴温度时空变化图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

但已指出这次暴雨的降水强度是比较弱的。从图 5 中看到有一个暖中心向东移动, 20 日正在汉口上空, 21 日到达南京一带。以后暖中心消失, 由冷舌代替。同时在 $T-T_d$ 的变化曲线上(图 6), 亦可以看到一个差值小的中心由西向东传递。对于低涡暖中心的出现, G. V. Rao 等^[9]认为是由于边界层以上潮湿空气的抬升, 凝结释放潜热的结果。我们认为这里暖中心的出现, 一方面是由于青藏高原暖平流造成的暖脊东移, 而暴雨区凝结潜热的释放亦更使暖中心加强。

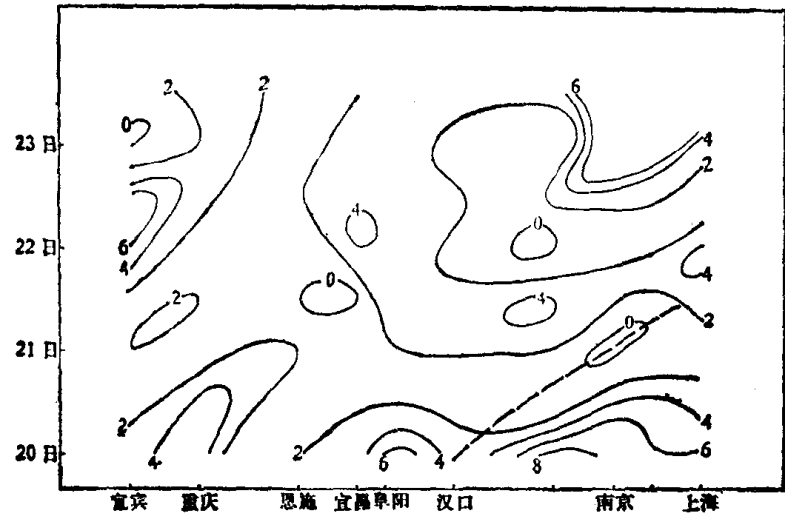


图 6 1972 年 6 月 20—23 日 700 毫巴 $T-T_d$ 时空变化图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

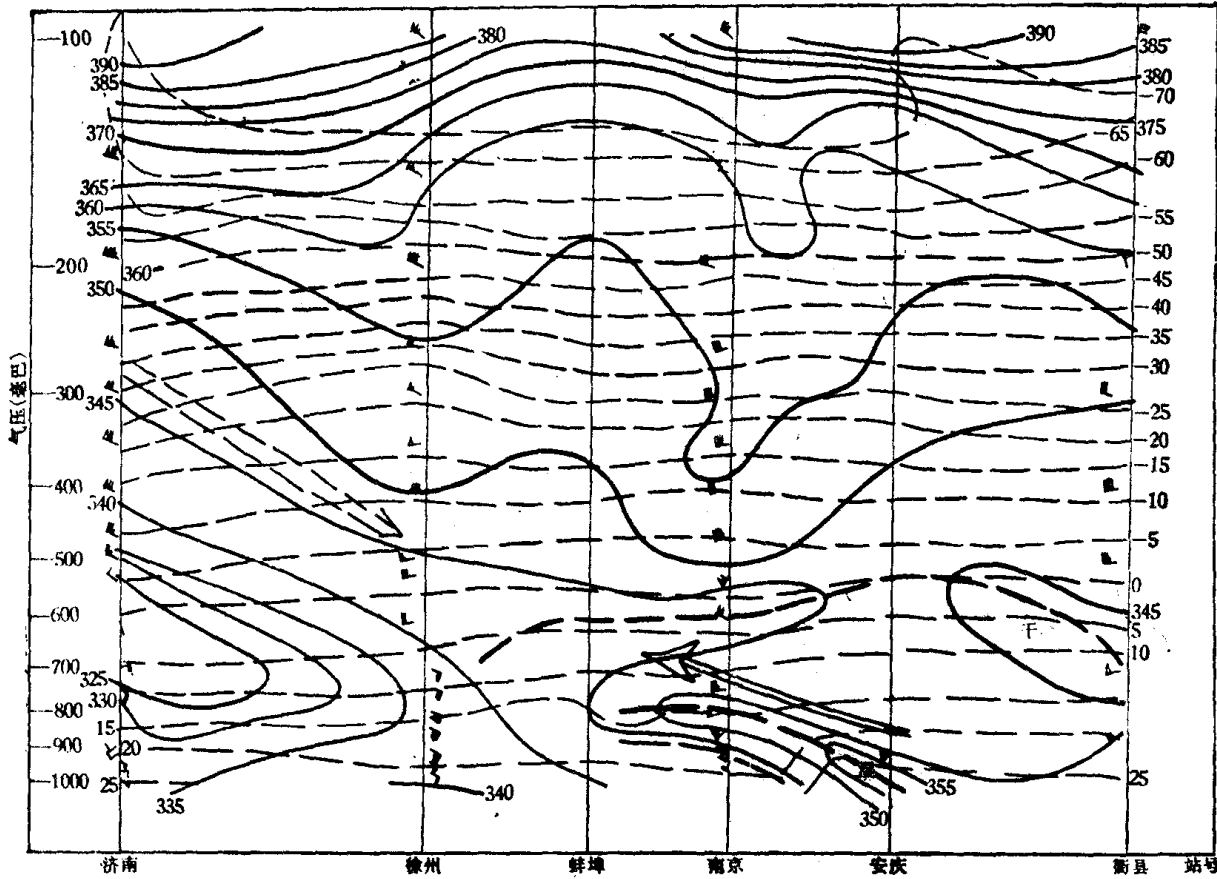


图 7 1972 年 6 月 21 日 08 点垂直剖面图(实线为等 θ_e 线, $^{\circ}\text{K}$, 虚线为等温线, $^{\circ}\text{C}$)

三度空间流场分析表明,中间尺度暖性低涡是浅薄的,它只是在 850 毫巴和 700 毫巴层内有闭合的小低涡存在,其垂直轴略向西北方倾斜,但斜度不大。500毫巴等压面上(图 3)低涡系统已不明显。辐散场的分布情况为:在低层,低涡所在处为气流辐合区,辐合中心在低涡的东南方,辐合量在 700 毫巴最大,在 700 毫巴以上气流开始逆转,逐渐变为辐散区。300 毫巴的流场上,对应低涡的上空是辐散区(见[2]图 1)。

5. 暴雨区的结构

从图 7,8 中看到在南京和安庆之间有一坡度小、水平温差小的锋区,其上界只到 800 毫巴,锋区以上南京 800 毫巴的 θ_{se} 值达到最大。图 9 中反映出 20 日 20 点以前西南风还没有加强前 θ_{se} 值比较低,当 21 日 08 点西南风加强, θ_{se} 值亦有较大的增加。 θ_{se} 值大表明空气暖而湿。在水汽辐合量分布图(参见[2]中图 4)上,辐合量最大值集中在长江下

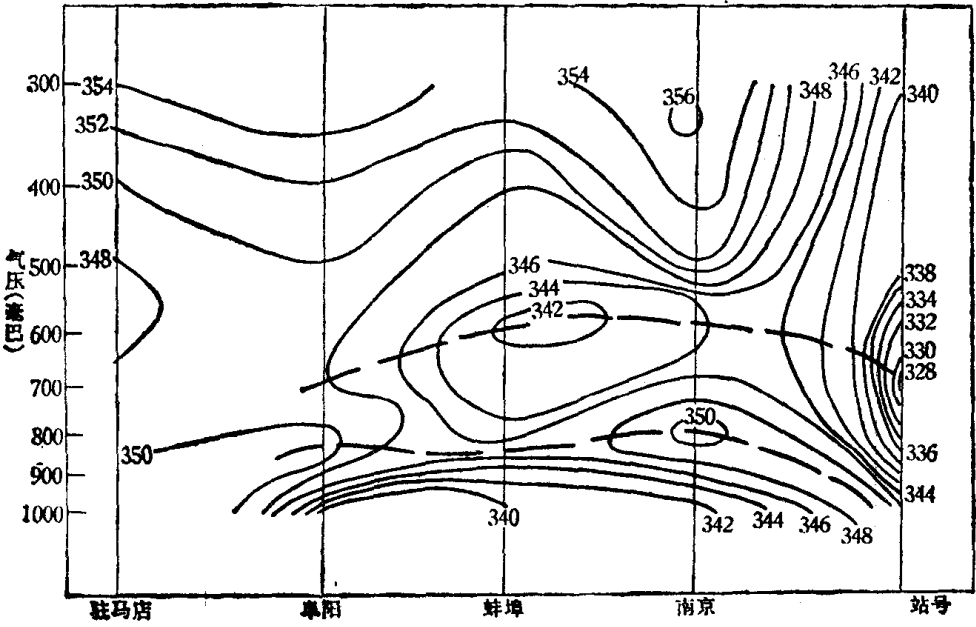


图 8 1972 年 6 月 21 日 08 点垂直剖面图(实线为等 θ_{se} 线)

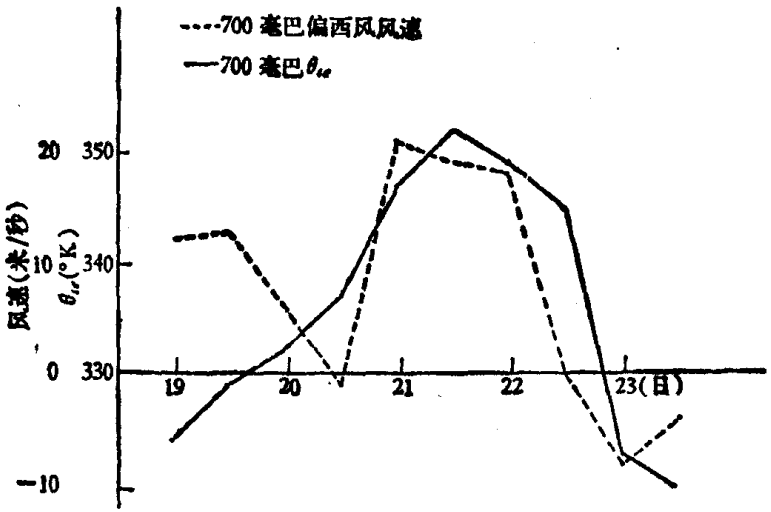


图 9 1972 年 6 月 19—23 日 700 毫巴偏西风风速与 θ_{se} 值变化曲线图

游，如对照其他各层，最大中心亦是出现在这个地区，但随高度略向东北偏斜。在暴雨区暴雨时空气水汽含量最大，它是由西南风气流大量输入的结果。图 7 和图 8 中又可以看到在暴雨区中有深厚的不稳定层，不稳定层的高度较周围为高。计算湿静力不稳定 σ_e 的分布表明(参见[2]中图 5)在暴雨区内 800—600 毫巴层内 $\sigma_e < 0$ 是不稳定层，600 毫巴以上是深厚近于中性的层结。

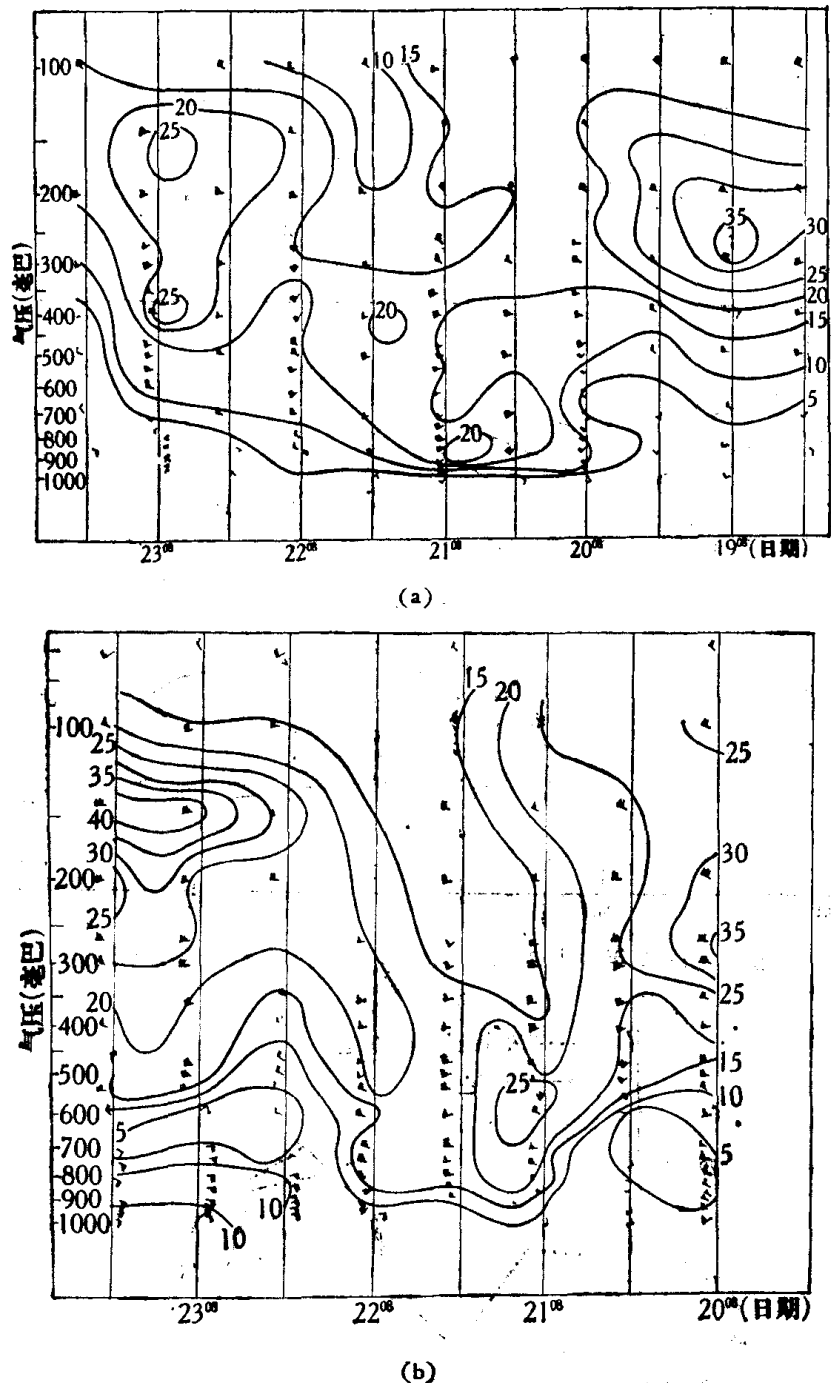


图 10 1972 年 6 月 18—23 日高空风时间剖面图(单位: 米/秒)
(a) 武汉 (b) 南京

由图 10 得到: (1) 低空急流有和暴雨一起东传的现象, 武汉风速在 20 日 20 点明显增大, 南京和上海是在 21 日 08 点。(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,故 21 日 08 点仅只有 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,850—550 毫巴这一层内,风速有显著的剧增,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削弱。这三点说明暴雨和低空西南急流有密切相关。松本诚一^[10] 把低空急流的加强作为暴雨产生的结果。Harrold^[7] 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,他们认为这种传送带就是低空急流,并认为这种降水带与地面锋面关系反而小。武汉气象科学研究所的研究结果是急流的加强在暴雨产生之前。从我们所分析的个例不能说明暴雨与西南风急流的因果关系,但是西南风的增强提供了充分的水汽和热量是显然的。上面已经指出西风风速与 θ_{se} 值的关系,同时在暴雨区低空水汽辐合量最大,这一地区亦是在西南风急流附近。朱乾根曾指出低空急流穿过湿舌,在低层带来较大的湿度平流,从而造成大气层上干下湿,形成了对流不稳定层。所以西南风急流的增强应是暴雨产生的重要条件。另外,从高层风速的显著减小来看,低空急流的加强似乎与高层动能下传有关。

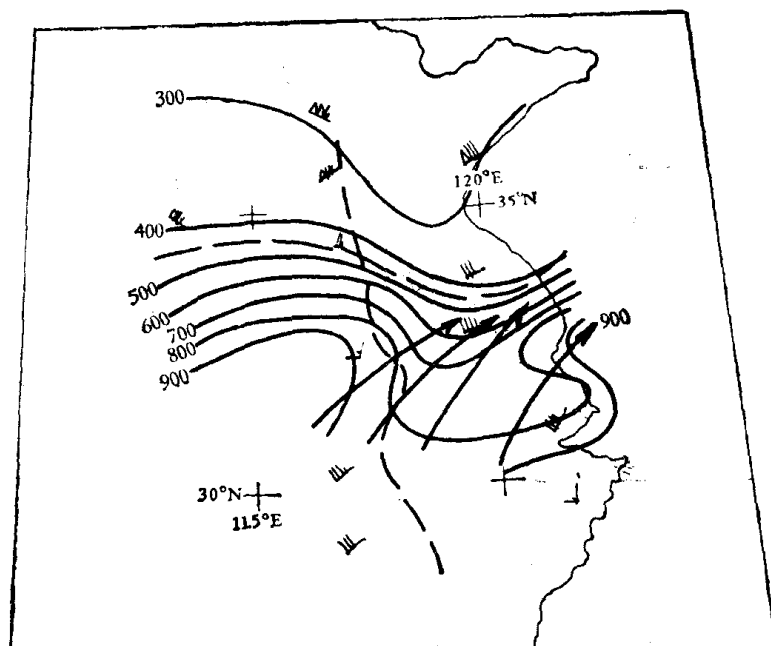


图 11 1972 年 6 月 21 日 08 点 347°K 等熵面图(实线为等压线,单位: 毫巴)

以 $\theta_{se} = 347^\circ\text{K}$ 定为不稳定层的下界作等熵面图(图 11)。在暴雨区等熵面高度较高,这是由于这一地区高温高湿的结果。暴雨区的北方等压线梯度最大。等熵面上的气流方向表明,在蚌埠的东南方(即低涡东南侧)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。在等熵面上粗略估计暴雨区的垂直速度,以南京附近上升速度为最大,约为 0.29 毫巴/秒,相当于 25 厘米/秒以上。一般大、中、对流尺度天气系统中的垂直速度的量级分别为 $w_s \sim 1$ 厘米/秒, $w_m \sim 10$ 厘米/秒, $w_h \sim 1$ 米/秒。所以 25 厘米/秒应该属于中间尺度系统造成的垂直速度。用 Bannon^[11] 方法,根据垂直运动与大气柱内的水汽分布的关系,用降水来估计垂直速度。图 12 分别是对应于第一和第二次暴雨一小时最大降水时的垂直速度。由降水估算得到的一小时最大平均垂直速度为 1.73 米/秒,南京 8 点平均垂直速度为 0.7 米/秒,如果用 10 分钟最大降水来求得的垂直速度为 4.6 米/秒。这些垂直速度的量级相当于对流尺度系统造成的上升气流。用 w

方程计算 21 日 08 点(暴雨时期)各层的垂直速度。对应于暴雨区都有一个大的上升速度区(垂直速度分布图见[1])。各层之间以 700 毫巴上升速度为最大,550 毫巴以上上升速度迅速减弱,有的地区转为下沉速度。在暴雨中心区最大上升速度达 25 厘米/秒,与等熵面图上计算得到的很相近。在 ω 方程中加入对流参数化的加热作用后,暴雨区的上升速度可达 1.5 米/秒,这与用降水倒算的垂直速度近似。这些说明这次暴雨是在中尺度系统的强烈对流条件下产生的。

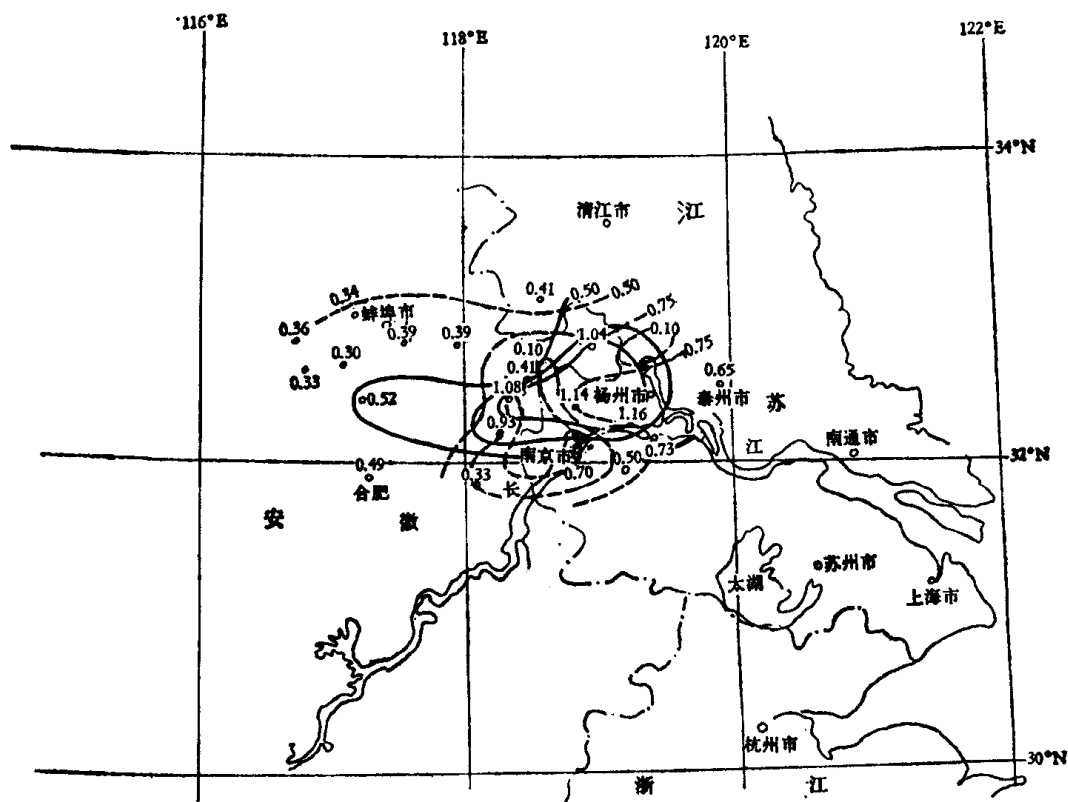


图 12 1972 年 6 月 21 日暴雨时垂直速度分布图
(由每小时雨量倒算,单位: 米/秒;实线为第一次暴雨,虚线为第二次暴雨。)

因此在暴雨前和暴雨期间,中间尺度低涡的形成和切变线的存在带来对流层低层强烈的风向风速辐合,低空西风急流输送了大量的水汽和热量,在边界层以上 800—600 毫巴出现暖而湿的不稳定空气层,再加上高层 500 毫巴以上气流辐散,这种流场的配置和气流柱本身的不稳定已经具备了产生上升运动释放不稳定能量的条件,当有一个中尺度系统叠加时,对流运动得到强烈的发展,暖湿空气由较大的上升速度带着穿过 800—600 毫巴这一层不稳定层到达很高的高度,水汽大量凝结产生暴雨,反过来潜热释放又加强了空气的不稳定性。

6. 控制暴雨的中尺度天气系统

上节已指出,造成暴雨的强烈上升运动,往往是中尺度或者对流尺度的天气系统带来的。中间尺度天气系统与暴雨的生成和发展有密切关系,但是这些切变线、低涡的生命期较长,如这次河南低涡从生成、发展到东移出海大约 48 小时以上,在这期间共有三次暴雨活动,可见它们还不是暴雨形成的直接原因。通过进一步的分析,在高空低涡的东南方,