

# 暴雨和强对流天气的研究

陶诗言 丁一汇 周晓平\*

(中国科学院大气物理所)

我国是一个多暴雨的国家,暴雨常常带来严重的洪水灾害。建国以来发生的1954年长江大水,1958年黄河大水,1963年海河大水,1975年淮河水就是由持续性的强暴雨造成。我国地处东亚地区,每年夏季深受夏季风的影响。活跃的季风可以到达华北、西北、甚至东北地区。在这个环流背景下,加上我国复杂的地形作用,使得我国经常出现强暴雨。这和美国以局地强对流天气(龙卷、雷暴等)为主的情况有明显的差异。1975年8月上旬河南特大暴雨发生后,暴雨问题更引起了各气象部门的重视。1977年,我国建立了华南前汛期暴雨试验观测网,并开展了多方面的暴雨科研协作,通过这几年的工作,取得了不少重要的成果,使我国的暴雨研究和预报水平有了相当的提高。

## 一、暴雨发生的大尺度环流背景

许多大暴雨都是出现在大尺度环流发生明显调整的时期,例如“75.8”暴雨就是发生在东亚地区纬向环流转变为经向环流的时期<sup>[1]</sup>。“58.7”黄河大暴雨也是发生在东半球中纬度长波系统有反位相调整的时间<sup>[2]</sup>。又如,在“58.7”暴雨出现的前期(7月11—15日),在40°E, 110°E分别为两个稳定的长波槽,其间在80°—90°E是一长波脊。15日以后,长波系统发生迅速的反位相调整,80°—90°E转变为稳定的长波槽区,而40°, 110°E则转变为长波脊。这种调整使长波槽及高空冷涡系统能稳定在我国西部地区,致使黄河流域出现持续性强暴雨。关于暴雨的大尺度环流型过去曾进行过许多研究。比如,根据我国许多特大暴雨和大暴雨的分析,我们概括出了十一种暴雨环流型<sup>[3]</sup>,其中以能造成特大暴雨或持续性暴雨的环流型尤其重要。在经向环流下持续性特大暴雨环流型的基本特点是日本海高压和青藏高压稳定对峙,冷空气不断沿贝加尔湖高压前部流入两高压之间的高空槽或切变线中。在纬向环流下持续性暴雨的环流型的基本特点是,从宽广的西伯利亚低槽中分裂东南下的冷空气与付热带高压西侧的暖湿气流不断交汇,形成持续性强暴雨。

在暴雨大尺度环流型的研究中,近年来强调了三个方面的问题。第一,中低纬度环流系统的相互作用,尤其是低纬环流系统的作用。研究表明,在我国的每一场大暴雨中都可发现有热带环流系统的作用。例如,在“75.8”和“63.8”暴雨期间热带辐合区有明显的北推。在其它夏季暴雨期间也有类似现象。热带辐合区的北推加强了西南气流和东南气流,提供了大量的水汽来源,同时热带辐合区中的有些低压系统可直接北上造成暴雨。最近

1979年4月24日收到。

\* 参加本工作的还有孙淑清、蔡则怡、覃名立、李吉顺、田生春、赵思雄、朱翠娟、方宗义、李玉兰、张可苏、刘苏红。

的分析还指出<sup>[4]</sup>, 由于热带辐合区常常有不止一个涡旋存在, 当一个台风登陆时, 如果海上还有低压存在或发展构成涡旋群, 这时涡旋群与北面副热带高压之间形成强偏东气流, 这股东风从海上一直延伸到内陆, 成为暴雨的主要水汽通道。第二, 强调了副热带高压和日本海高压的阻挡作用<sup>[5]</sup>。日本海高压的稳定维持经常是北方暴雨或特大暴雨形成的重要原因之一。这些系统在下流地区的稳定维持或西伸, 能使暴雨系统移速减慢, 停滞或回旋, 从而有利于形成持续性大暴雨。第三, 强调了弱冷空气的作用。在不少大暴雨中都揭示出冷空气是在低层由西北和东北方向影响暴雨区的, 因而在暴雨区附近常能分析出浅薄的锢囚锋。

## 二、造成暴雨的天气系统及其垂直环流

造成我国暴雨的天气系统很多, 有台风、冷锋、低涡、高空槽、切变线、副热带高压北侧的湿舌区等, 其中尤以台风暴雨影响最大。许多研究表明, 当台风与中纬度天气系统相结合时造成的暴雨最强烈。例如 1967 年 10 月 17—19 日发生在我国台湾省新寮的台风暴雨 24 小时达 1672 毫米, 三天总量为 2769 毫米, 就是由冷锋与台风相互作用造成的<sup>[6]</sup>, 这是我国最大的一次暴雨。除了上述系统以外, 在华南前汛期暴雨的研究中还发现强暴雨也可以由一些低层的 (850 毫巴以下) 次天气尺度系统引起 (主要表现为低层切变线)<sup>[7][8]</sup>。

暴雨系统内的三维气流结构对于了解暴雨的形成很重要。Browning 等人曾进行过不少研究。根据近年来对我国一些暴雨系统三维气流结构的研究, 可以概括出五种环流结构:

第一种是台风暴雨的环流结构 (图 1a)。暴雨发生最有利的地区是在台风环流的东侧或东北侧。这里是低空偏东急流 (或偏南低空急流) 造成的强上升区。低空急流也输送了大量水汽。并且低层偏东气流和中层偏南 (或偏西) 气流之迭加形成了位势不稳定释放和重建的条件。风的垂直切变也甚明显。在这个地区也常是低层偏北冷空气与偏东 (或偏南) 气流形成中尺度切变线的地区, 这是强对流发生的一种触发机制。在高层为明显的反气旋辐散环流。所有这些条件都有利于积雨云或暴雨的发生发展。如果大形势稳定, 就可造成持续性强暴雨<sup>[9]</sup>。如果高层的辐散环流不存在或转变为辐合环流, 则暴雨常常受到抑制, 只能引起短时期的强暴雨, 1978 年 7 月 25 日, 1972 年 7 月 27 日北京地区的台风暴雨就是这种情况。

第二种环流结构的基本特征是低层为低涡系统, 高层 200 毫巴上有明显的反气旋环流, 在其南北两侧常各有一偏东和偏南气流存在, 这加强了该层的辐散流出 (图 1b)。这种低空辐合、高空辐散的形势有利于暴雨区强对流的持续出现。这种环流型常出现在华南前汛期暴雨中。1966 年 6 月 12 日和 1972 年 6 月中旬的香港大暴雨<sup>[10]</sup>, 1973 年 5 月 28 日的广东省台山大暴雨 (24 小时雨量达 850 毫米) 都是这种情况。

第三种是与北方低槽冷锋暴雨相联系的垂直环流圈<sup>[11]</sup> (图 1c)。在垂直于冷锋的剖面上围绕着暴雨区有两个明显的环流圈。强暴雨出现在南面或东面垂直环流圈的上升支中。如果有低空急流存在, 上升气流位于急流轴的左方或前方。另一个明显的特点是在

其北侧或西侧多伴有从中上层下沉的冷空气,它一直流到锋前与南来或东来气流辐合,进一步加强上升支中的气流。所以这种冷锋的强暴雨或强对流活动主要出现在锋前的强上升气流中。华北夏季的急行冷锋常常是这种情况。

高空冷锋暴雨的垂直环流结构基本特征与图 1c 相似,但强烈的垂直上升气流主要出现在对流层中上部。1977 年 8 月 1 日下午在陕北与内蒙交界地区出现的特大暴雨(8 小时雨量大于 1050 毫米)就是这种情况<sup>[12]</sup>。

第四种是代表江淮梅雨期和华南准静止锋暴雨的垂直环流结构(图 1d)。由于冷空气变性或减弱,锋面高度低,坡度小,暖空气活跃,主要表现为暖湿的南来空气沿锋面主动滑升,暴雨发生在这支斜升的位势不稳定气流中(在地面冷锋与 700 毫巴切变线之间)。如果冷空气较强,沿锋面斜升的斜升气流可在锋上折转垂直向上<sup>[13,14]</sup>。华南准静止锋暴雨的垂直环流与江淮梅雨的结构很相似,主要也是有沿中低层锋面斜升的强位势不稳定气流。

第五种是与暖切变线相联系的垂直环流<sup>[15,16]</sup>。由于在切变线附近风向辐合最强烈,存在着强烈的上升气流。一般切变线是近于垂直的,暴雨和强对流就出现在切变线附近(图 1e)。如果切变线南侧的偏南暖湿气流中有低空急流存在,由于其中的风速辐合远较

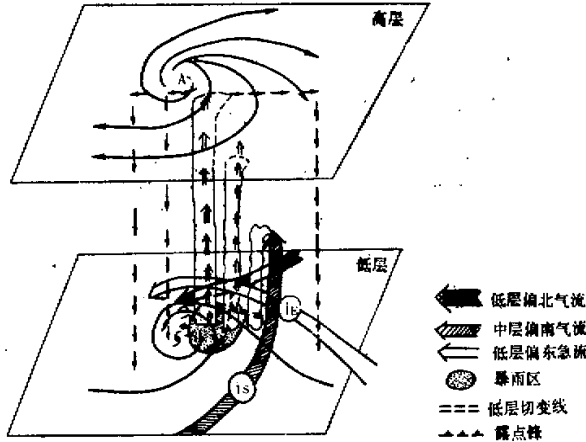


图 1a 持续性台风暴雨的环流结构

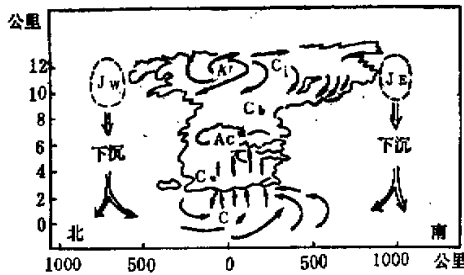


图 1b 华南暴雨的一种环流结构

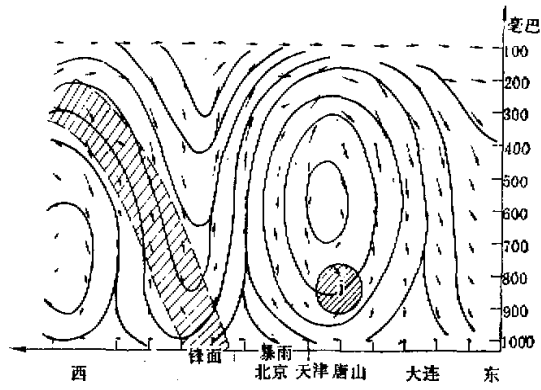


图 1c 冷锋暴雨的环流结构

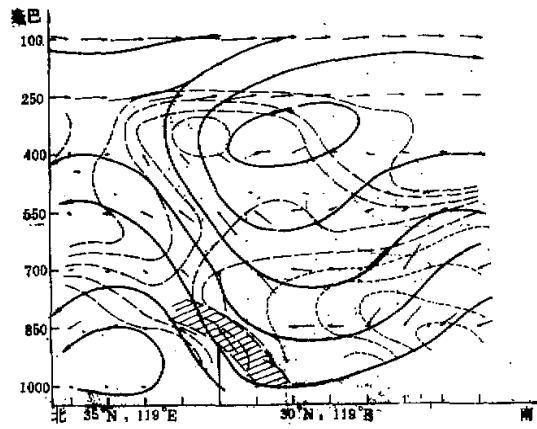


图 1d 准静止锋的环流结构

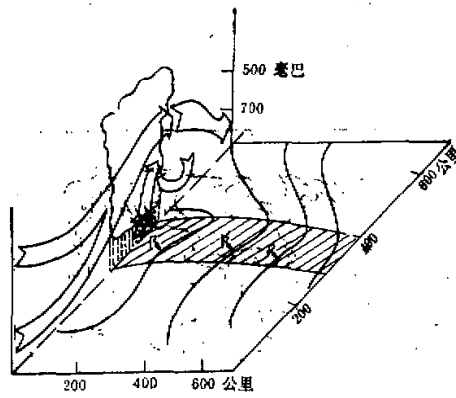


图 1e 暖切变线的环流结构

切变线附近的风向辐合强,暴雨和强对流可出现在地面切变线之南。

### 三、暴雨和强对流发生的物理条件

暴雨和强对流天气与其环境条件(包括热力和动力的)有密切的关系。大尺度环境条件不但制约了暴雨和强对流天气的性质和演变过程,而且还影响对流系统内部的结构、强度、运动和组织的程度。在大尺度环境中,有组织的对流系统不是随机发生和分布的,而是出现在一定的地区和时间内,这也是目前制作中尺度预报的依据。关于暴雨和强对流发生的物理条件过去已归纳很多,一般需要满足:(1)有位势不稳定层结,对雷暴系统还应有逆温层存在;(2)低层有湿舌或水汽辐合;(3)有位势不稳定释放的机制(如低空辐合、重力波、密度流、地形等);(4)常有低空急流和高空急流存在;(5)强雷暴要求有强的风垂直切变;(6)对于强对流天气,中空有冷干空气。目前对于上述条件与暴雨和强对流的关系虽然有了更多的了解,但对这些物理条件与中尺度系统的发展在物理上究竟有什么联系还不十分清楚,对于两者之间的因果关系还没有完全弄清楚。这在很大程度上是受观测资料的限制。应该指出,暴雨和强对流系统与中尺度环境条件之间在其发展的不同阶段,其相互依赖和相互作用的程度是不同的。在发生和初期发展时期,主要决定于大尺度环境条件的作用,但是暴雨和强对流系统得到强烈发展后,大尺度环境条件不但失去了对其制约作用,反而会受到对流风暴的影响。

近年来,在各种物理条件的研究中人们注意到了下面三个问题。一是低空急流的作用,许多统计表明,无论在南方和北方<sup>[17,18]</sup>,暴雨与低空急流都有密切的关系,相关率达80%左右。一般暴雨多出现在急流轴的左前方或最大风速中心的前方。从低空急流的建立到暴雨的发生其间平均可有2.5天<sup>[19]</sup>。因而低空急流分析具有一定的预报意义。急流轴的高度一般在1.5—3公里层中,有时在边界层中(950—900毫巴)还可以发现另一个急流中心;许多分析表明,沿急流轴传播的扰动比急流本身对暴雨更重要,人们发现三个明显的事实:(1)沿低空急流存在着中尺度的大风速中心,它沿急流轴向下游传播,相应位于其前方或左侧的暴雨区也向下游移动。有时在一次大暴雨过程中可发现有几个中尺度大风速中心传播。每一个大风速中心有一个垂直环流圈相伴存在,大风速中心前方是上升,后方是下沉,暴雨即出现在急流大风速中心前方的强上升气流中。分析还发现,随大风速中心的传播,相应热量、水汽和位势不稳定空气的最大值中心也向下游传播,因而低空急流是通过中尺度脉动的形式向下游传播动量、热量和水汽的。(2)根据一些高山站风速资料的研究,在一次中尺度大风速中心传播过程中,风速变化是很不均匀的,存在着一种周期更短,但振幅很大(可达10—12米/秒)的脉动<sup>[20]</sup>。在一次急流大风速中心通过时,这种风速脉动可出现5—6次,并且它们与暴雨的强度变化或脉动有十分密切的关系。图2表明雨峰与九仙山风速变化的对应关系。几乎每一次雨峰都对应一次风速的强烈脉动。这可能表明风速脉动与中尺度雨团的生成有密切的关系。(3)低空急流在整个过程中并不都是超地转的,有时是处于地转平衡中。只有在大风速区或风速明显增强时,超地转现象才发生。在地转平衡的建立和破坏中,风场的变化在前,气压场变化在后,暴雨即出现在强非地转时段。前述的短周期风速脉动可能反映了由非地转运动激发出的一

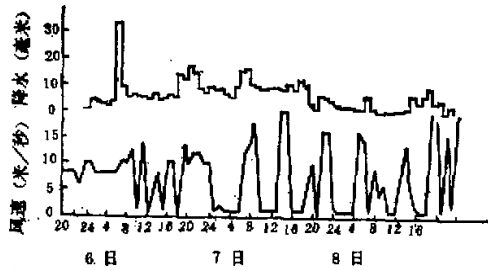


图2 福建九仙山(海拔1644米)1978年6月6日—8日的风速变化(折线)和相应时间下游150公里内的最大降水量分布(方框线)

系列重力波的作用。

至于低空急流形成的原因目前还没有一致的看法。过去用边界层的惯性振荡来解释夜间低空急流的形成,后来有人强调了山脉障碍对低空急流的加速作用。近年来用水平动量的下传来说明低空中尺度急流的形成。也有人用气压系统发展时(如西侧低压加强)所产生的非地转风来说明大尺度低空急流的形成。这个问题值得进一步研究。

第二是边界层的作用。在华南和华北暴雨研究中,发现在暴雨期间在500米(约950毫巴)水平辐合达最大值<sup>[21,22]</sup>,并且水汽、湿度值也很高,冷暖空气的对比也最明显(图3)。当暴雨减弱时,边界层的辐合最大值消失。因而边界层中的动量、水汽、热量辐合对暴雨的贡献最大。并且在暴雨和强天气出现前,动量、热量、水汽的累积最先出现在边界层中,其中边界层风速最大值出现最早,以后再向上输送。以上结果说明,边界层对于位势不稳定层结的建立、水汽的供应和触发暴雨的发生都有重要的作用。

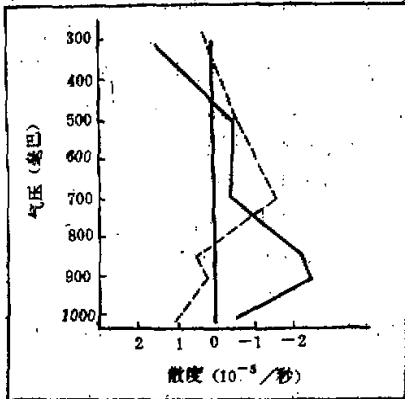


图3 暴雨加强(实线)和减弱时(虚线)北京散度垂直廓线(单位:  $10^{-5}$  秒<sup>-1</sup>)

第三是关于暴雨与强对流天气(如冰雹、雷暴、龙卷等)物理条件差异的研究。根据最近的研究,两者有不少明显的差别<sup>[23]</sup>。根据暴雨和强对流天气平均层结的比较,强对流天气时在近地面层有一个逆温层或等温层存在,暴雨则没有。从750毫巴向上强对流天气温度比暴雨的要明显偏低。到400毫巴两者差8℃。因而7公里以下强对流天气的递减率比暴雨大1—3℃/1公里。这是中上层冷空气作用的结果。强对流天气的潜在不稳定能量层次比暴雨厚,但自由对流高度要高一些(表1)。这说明强对流天气需要更强的触发条件才能爆发。但一旦发生,对流发展的强度要比暴雨猛烈。边界层的物理量差别

也很大,出现暴雨时的湿度远较出现强对流时要大。最大可能降水、整层水汽辐合、水汽垂直输送等表征水汽含量和水汽来源的量差别也很明显。暴雨比强对流的整个水汽辐合可大三倍。这表明为了使暴雨维持,水汽应以比强对流大二倍的速度向暴雨区辐合,而对

表 1 暴雨和强对流发生的物理条件比较

物理量 天气	凝结高度 (mb)	自由对流高度 (mb)	抬升指数 (°C)	对流层顶高度 (mb)	1—9公里 平均递减率 (°C/100米)	10—12公里 平均递减率	0°C层高度 (mb)	K 指数	900mb 以下 最高温度	900mb 以下 最大比湿	975—275 mb 最大 可能降水 (mm)
暴雨	935	820	3.5	119	0.63	0.67	600	35.1	27.3	17.5	4.8
强天气	835	670	5.2	227	0.72	0.40	630	34.8	24.5	13.5	3.1

物理量 天气	地面— 300 mb 水汽水平 辐合*	通过边 界层顶 的水汽 输送*	纬向风 垂直切 变( $10^{-3}$ 秒 $^{-1}$ )	$\theta_{e2000}$	$\theta_{e2000}$	$\Delta\theta_{e0}$ (500—850)	$T_{d500}$	$T_{d850}$	$T_{500}$	$T_{850}$
暴雨	1.9	2.0	1.0	75.0	78.3	-2.9	-4.4	17.0	-2.2	19.4
强天气	0.85	0.55	3.5	56.4	63.4	-6.8	-17.3	12.1	-8.4	18.1

\* 单位:  $10^{-4}$  克/厘米 $^2$ 秒。

于强对流活动,则与空气柱本身开始时所含有的水汽量关系更大。

风的垂直切变差别也很明显。暴雨是在弱切变环境下发展的,而强对流是在强切变环境下发展的。图 4 是槽前暴雨和强对流形势下平均垂直切变的比较,两者差别十分明显。造成垂直切变差别大的主要原因在于高空风速的不同。强对流系统多位于高空急流轴附近,而暴雨多位于急流轴以南 200—500 公里的区域内。强垂直切变是使强对流风暴维持的重要条件。

表征气团性质的一些物理量差别很显著。比较  $T_{d850}$ ,  $T_{d500}$ ,  $T_{250}$ ,  $T_{500}$ ,  $\theta_{e2000}$ ,  $\theta_{e500}$  后可以得到,低空的湿度差异是主要的,温度差异不大,即暴雨的低空是高温高湿空气,而强对流的空气湿度要小得多,可以是变性的极地大陆气团。高层的温度、湿度差异都十分明显,强对流的中层空气非常干冷,尤其是温度很低。两者可差  $13^{\circ}\text{C}$ 。这是由于在强对流发生时高层有明显的冷平流。暴雨时在 500 毫巴以下空气都是比较潮湿的,上下的温湿特征差别不大。因而通过上面的分析可得,暴雨主要发生在较深厚的暖湿气团中,暴雨的特征也主要决定于中低层暖湿气团的性质及其与冷空气的水平配置;而强对流天气主要决定于中上层冷空气(或冷平流)的强度以及它与中低层暖湿空气的垂直配置。

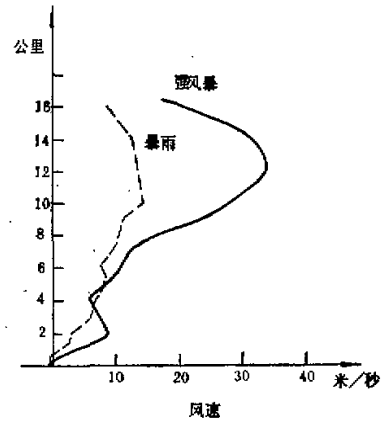


图 4 暴雨(实线)和强对流(虚线)环境纬向风垂直切变的比较

#### 四、中尺度系统的研究

暴雨和强对流天气是一种中尺度系统。1963—1965 年在长江下游地区曾进行了中

尺度分析试验研究,对于中尺度系统的发生条件、活动规律及与天气的关系得到了不少有益的结果<sup>[24]</sup>。从1976年开始又分别在华南和湘中地区进行了暴雨和中小尺度系统的观测试验研究<sup>[25]</sup>,进一步加深了对影响我国的中小系统的基本事实和特征(尤其是中尺度雨团)的认识。在中尺度系统的研究中有四个方面的问题:(1)中尺度系统的结构和活动特点;(2)中尺度系统发生发展和维持的机制,例如中尺度系统的触发机制是什么?在什么条件下积雨云单体能组织成中尺度系统?中低压和中高压的发展和维持是通过什么物理过程?(3)中尺度系统对大尺度环境场的反馈作用,(4)中尺度系统的合并对中系统增强或强天气发展的作用。其中以问题(2)最重要。

关于中尺度系统的触发和组织机制是什么至今还没有一致的意见。一般认为低层中尺度或次天气尺度辐合线和重力波是重要的触发机制。其它因子和系统如冷锋、地形、低空急流、风速的不连续线、露点锋、海陆风、密度流等也可触发暴雨和强对流的发生。在各种不连续线相遇的地点对暴雨的触发作用更强。例如,在华南暴雨分析中发现,在两条向内陆推进的海风锋相交区可出现很强的雨团。从中低层扩展至冷锋前方的中尺度冷空气团对暴雨也有触发作用,另外当西面来的高空槽线或切变线迭加在边界层的辐合线上时,也能触发暴雨中系统的发生<sup>[26]</sup>。

在中尺度系统的发生发展中最主要的是要说明中尺度低压的形成,因为中高压一般认为是降水反馈的结果。目前对中低压的形成有三种看法:(1)地面中低压由中尺度对流系统前方平流层下部和对流层上部的补偿下沉气流引起的增暖造成。(2)中低压由发展的积云顶产生的蒸发冷却所引起的下沉运动造成;(3)中低压由凝结潜热释放过程产生。另外,也有人认为暖平流等机制可引起高空增暖及地面气压下降而形成中低压<sup>[27]</sup>。至于上述几种机制那一种更合理目前还不能肯定。这个问题的解决一方面需要更多的观测事实,一方面需要进行更多的定量计算和数值模拟。一旦中低压形成,低空辐合和水汽供应增加,积云发展更强,从而可使中高压迅速加强起来,形成气压偶。通过中低压和中高压的相互作用,使对流带或中尺度雨带不断向前传播,并不断启动前方有新的对流云发展,中尺度系统也不断向前传播。中尺度系统的发生发展涉及到中尺度不稳定机制问题,它与几种尺度的系统相互作用有关,对这个问题从理论上研究得还不够。近年来有人用与重力波有关的“波动性第二类条件不稳定”机制来说明中尺度系统的发展和结构,引起了人们的注意。

观测和分析表明,当中尺度系统合并时常常造成明显的发展或加强,出现激烈的天气<sup>[28]</sup>。目前对中系统合并导致强烈发展的机制还不十分清楚。有人认为中尺度系统合并时体积增大,使水汽热量向上输送增加,对流发展更激烈。也有人认为在一定环境条件下,当两个处于不同发展阶段的雷暴相互接近时,新雷暴的上升气流与老雷暴中的下沉气流可以组合一起形成类似局地强风暴的强对流系统,造成激烈的天气。

## 五、暴雨和强对流的动力学问题

我国在暴雨的动力学及数值预报研究上有以下三个主要方面:(1)暴雨发生前和发生时大尺度天气发展的动力学模拟;(2)与暴雨有关的一些中尺度系统的动力学过程;



(3) 积雨云的强对流过程等。

在天气学分析的基础上用动力学数值模拟方法已能预报出大约 100 毫米/日以上的降水<sup>[29,30]</sup>。不同网格的模式比较的结果表明,要预报暴雨天气形势,网格不能大于 100 公里,否则无法描写形成暴雨的较小尺度的环流。最近几年有关水汽在动力学发展的作用方面做了一些较深入的研究。谢义炳等<sup>[31,32]</sup>开始的湿斜压大气动力学研究表明,在水汽充足并能获得释放的条件下,大气长波的最不稳定波长可大大缩小。如果不稳定波长为:

$$L_m = \left( -\frac{a}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \right)^{\frac{1}{2}}$$

则只要湿绝热递减率为 0.7 左右,  $L_m$  可比干绝热条件下的  $L_m$  小一半左右。虽然实际大气并不处处都完全呈饱和状态,但这从极端条件下的分析说明,水汽的作用不可忽视,它对于形成小区域集中的暴雨是十分重要的。

由于暴雨范围较小,对于描写这种尺度运动表征垂直加速度项作用的格拉斯霍夫数虽小于 1,但却不是小到不可忽略的数,因此是否需要使用非静力方程就成为一个有争论的问题。近年研究表明<sup>[33]</sup>,要正确描写在暴雨天气形成过程中起重要作用的重力波使用非静力方程是必需的,因为静力模式中实际大气的重力波有很大歪曲。一些可用于研究暴雨和强对流天气的非静力平衡模式正在设计中。在克服了一些技术困难(如初值,边界值)和提高了机器速度及容量后,暴雨数值预报问题可望有较大进展。考虑重力使在水平不均匀层结条件下发展而形成强天气的研究也有一些进展<sup>[34]</sup>,它能解释低空急流左前方易于发生暴雨的事实。

暴雨和对流云的发展是分不开的。积雨云的动力学研究是暴雨动力学不可缺少的一个分支。六十年代初期我国已开始了积云动力学研究<sup>[35]</sup>,对积云在不同层结风场条件下发展情况作了分析。这些分析为当前暴雨动力学模拟和数值预报提供了必要的基础。但近十年来我国对强对流系统的数值模拟还开展不多。

## 六、暴雨和强对流的分析和预报

近年来,在暴雨和强对流天气分析中比较普遍地采用了总能量分析<sup>[36]</sup>,揭示出了不少能指示强风暴发生的前期特征。根据垂直不稳定能量分析,已概括出与不同对流天气强度相对应的典型能量廓线类型。水平不稳定能量场的分析表明,暴雨和强对流天气经常出现在  $Q$  型的强能量锋附近。不少单位也进行了暴雨的动力学诊断分析。目前由北京大学地球物理系和吉林省气象局设计的适合暴雨研究的客观动力学诊断方案对暴雨分析和研究十分有帮助。图 5 给出修正的连续方程计算的一些暴雨个例的平均垂直速度 ( $\omega$ ), 散度 ( $D$ ), 涡度 ( $\zeta$ ), 水汽辐合 ( $\frac{1}{g} \nabla \cdot vq$ ) 的垂直分布,可以看到,暴雨区是发生在低空辐合、高空辐散,低空为正涡度区,高空为负涡度区,在深厚层次中有强上升运动的区域中。上升运动的最大值一般位于 500—600 毫巴,辐合和辐散最大值分别位于 900 毫巴和 200—300 毫巴。水汽辐合的最大值也位于 850 毫巴,因而低层水汽辐合是暴雨的主要水

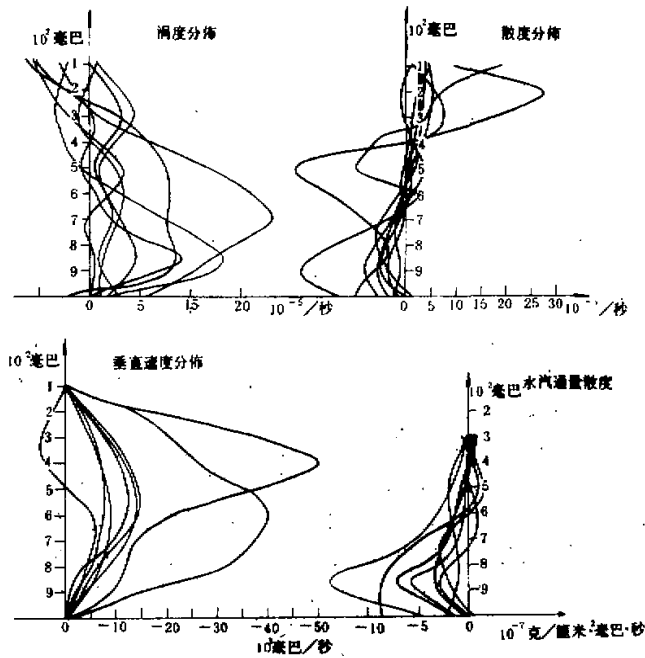


图5 暴雨区散度( $D$ ), 涡度( $\zeta$ ), 垂直速度( $\omega = \frac{dp}{dt}$ ), 水汽通量

散度( $\frac{1}{\sigma} \nabla \cdot vq$ )的平均垂直分布. 单位:  $\omega$ :  $10^{-3}$  毫巴/秒;  $D, \zeta$ :  $10^{-5}$  毫米/秒

$\frac{1}{\sigma} \nabla \cdot vq$ :  $10^{-7}$  克/厘米<sup>2</sup>·毫巴·秒

汽来源. 根据  $\omega$  方程的诊断, 可以估计各种物理因子对总  $\omega$  的贡献. 许多暴雨个例的分析表明, 由凝结潜热造成的垂直运动占总  $\omega$  的 80% 到 90%. 这说明凝结潜热的反馈作用很大. 但对于强对流系统, 凝结潜热对  $\omega$  的作用很小或接近零.

暴雨和强对流天气的预报是一个难题, 它涉及到各种尺度天气系统的相互作用问题. 目前国内外的暴雨预报水平都不高, 并且主要限于短期 (0—12 小时). 至于中期暴雨预报目前主要是根据环流的背景. 在短期暴雨预报中, 现在主要有三种方法; 一是天气图经验预报方法, 其中又分两种: 一是天气型方法, 即用暴雨出现前和出现时各种天气系统的配置特点来确定暴雨区的位置, 这种方法在我国气象台站正普遍采用, 其缺点是对造成暴雨的物理条件考虑不够. 有时虽然天气型相同, 但可以不出现在暴雨. 而且在作预报时, 常不易确定天气型的相似. 另外对于迅速发展和减弱或移速突然变化的暴雨系统常常不易报准. 第二种方法是落区法. 主要的根据暴雨出现时的一些物理条件来确定暴雨区的位置. 这个方法由于考虑了与暴雨有关的物理条件, 常能得到较好的结果. 尤其在“758”暴雨之后, 不少单位都开始试用落区法预报暴雨<sup>[57]</sup>. 但这个方法的一个主要缺点是所采用的条件或指标大多用初始时刻的. 这对于移动较快的系统的暴雨落区常报不准, 因而最

好采用预报时刻的物理条件和指标, 这个问题可用数值预报方法解决。另外也有用低空急流作为主要指标来作暴雨预报的<sup>[30]</sup>。

第二种方法是统计方法。目前比较常用的是分型统计方法。这个方法的优点是考虑了各类天气型的特点而采用一组因子反映暴雨形成的一种过程, 显然这比采用一组因子反映各类暴雨形成的过程要好得多。但是缺点是有时分型太多, 并且对过渡型不好处理。也有采用判别分析方法作暴雨预报的。根据中央台的预报试验, 预报的雨带和雨量中心与实况比较一致, 但空报太多。尤其是对暴雨的预报准确率并不高。

第三种方法是数值预报方法和动力——统计预报方法相结合。关于数值预报方法前面已有说明, 总是处于研究和试验阶段。动力——统计预报方法 (MOS 方法) 在国外已较普遍用于各种要素预报, 取得一定效果。但目前由于我国业务数值预报还不能提供充分的物理因子, 故这个工作没有开展。

另外广大县站也积累了一套中短期的暴雨预报方法, 例如用“九线图”并结合多种指标和谚语作预报。这对于提高暴雨预报的准确率是一个很好的途径。

### 参 考 资 料

- [1] “758”暴雨研究组, 1975年8月河南特大暴雨研究报告, “758”暴雨研究会战领导小组, 1977年3月
- [2] 黄河中游暴雨预报科研协作小组, 黄河中游“58.7”大暴雨的分析研究, 黄河水利委员会, 1976年。
- [3] 陶诗言等著, 中国之暴雨, 科学出版社, 1979年。
- [4] 北京大学地球物理系气象专业, 初论西风带和热带辐合带环流系统的相互作用, 大气科学, 第二期, 1977。
- [5] 丁一汇等, 影响华北暴雨的几类天气尺度系统分析, 中国科学院大气物理所集刊, 第9号, 科学出版社。
- [6] 蔡则怡等, 1967年10月和1963年9月台湾省特大暴雨初步分析, “中国暴雨”, 第八章, 1977年。
- [7] 包澄渊、李真光、梁必琪, 1977年华南前汛期暴雨研究(一)、(二), 气象, 1978年, 7月, 8月
- [8] 方宗义、李玉兰、朱翠娟, 一次前汛期暴雨过程的综合分析, 1977年华南前汛期暴雨文集。
- [9] 丁一汇、蔡则怡、李吉顺, 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究, 大气科学, 第二卷, 第4期, 1978。
- [10] 丁一汇、范惠君, 夏季影响我国低纬度地区几类天气系统的卫星云图分析, 中国科学院物理所集刊, 第2号, 科学出版社, 1974。
- [11] 章名立、丁一汇、蔡则怡、李鸿洲、李吉顺、陈怀义, 暴雨和强对流天气的诊断研究(二)(尚未发表)。
- [12] 蔡则怡、章名立、温市耕、王秋晨, 1977年8月陕西、内蒙交界地区强对流暴雨的分析(尚未发表)。
- [13] 章名立、李维亮, 梅雨锋上暴雨的形成条件, 中国科学大气物理所集刊, 第7号, 科学出版社, 1979。
- [14] 郑志敏、付顺琰, “75.6”长江中游一次梅雨锋特大暴雨分析, 北京大学地球物理系“暴雨分析预报进修班科研成果汇编”, 1978。
- [15] 游景炎, 华北暖性切变线结构的一些特征, 气象学报, 第一期, 1965。
- [16] 郭尚容, 华北夏季暖切变暴雨个例的初步分析, 大气科学, 第4期, 1977。
- [17] 广东省热带海洋气象研究所天气研究室, 华南前汛期低空急流过程与广东暴雨的分析, 大气科学, 第2期, 1977。
- [18] 孙淑清, 关于低空急流研究的综合评述, 大连暴雨会议文集, 吉林省人民出版社, 1979年。
- [19] 南京气象学院实习台, 长江中、下游梅雨期850毫巴低空急流及其与暴雨关系的初步普查, 1978年江苏省气象学会年会文集(三)。
- [20] 孙淑清, 关于低空急流对暴雨的触发作用的一种机制, 气象, 1979年, 第4期。
- [21] 李吉顺、李鸿洲, 1978年5月26—28日华南暴雨分析的几点看法, 气象, 1979年第4期。
- [22] 李吉顺, 北京地区夏季暴雨过程层结演变分析(尚未发表)。
- [23] 丁一汇、李鸿洲、李吉顺、章名立、蔡则怡, 暴雨和强对流天气的诊断研究(一)(尚未发表)。
- [24] 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。
- [25] 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。
- [26] 中央气象局研究所, 夏季冷低阻高型京津冀地区中尺度天气过程的分析研究(一)、(二), 雷达气象文集, 1977。
- [27] 朱乾根, 暴雨维持和传播的机制分析, 1978年江苏省气象学会年会文集(三)。
- [28] 杨国祥等, 一次强辐线的中分析, 大气科学, 第3期, 1977。
- [29] 陈受物, 五层模式的降水试验研究, 全国第二次数值预报会议文集, 科学出版社, 1979年。

- [30] 周晓平等,暴雨预报的数值试验(尚未发表)。
- [31] 谢义炳,湿斜压天气的天气动力学,大连暴雨会议文集。吉林省人民出版社,1979。
- [32] 王两铭、罗会邦,暴雨天气动力学一些问题的探讨(1),中山大学学报,第一期,1978年。
- [33] 张可苏,大气模式的比较研究,大气科学(尚未发表)。
- [34] 巢纪平,非均匀层结对暴雨形成的作用,1977年华南前汛期暴雨年会会议文集。
- [35] 巢纪平、周晓平,积云动力学,科学出版社,1964年。
- [36] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华,用不稳定能量,理论分析和预报夏季强风暴的一种方法,大气科学,第二卷,第4期,1978年。
- [37] 华东地区台风暴雨科研协作组,华东地区台风暴雨及其预报,1978年。
- [38] 田生春、曾阳英,低槽冷锋暴雨的对比分析(尚未发表)。
- [39] 章海等,低空急流与汛末暴雨预报,1978年中国气象学会年会报告。