

暴雨的分析和预报

南京大学气象系 编
中山大学气象专业

热带天气科研协作领导小组办公室印

一九七七年十二月

编 写 说 明

热带天气科研协作领导小组决定开展“华南前汛期暴雨成因和预报综合试验”，为了培训干部，提高暴雨分析、预报和科研水平，委托南京大学气象系与中山大学地理系气象专业联合举办“华南暴雨短训班”。“暴雨的分析和预报”即为短训班的一门主要课程。

这本讲义由包澄阉、王德瀚、党人庆、林春育、梁必琪等同志分工写出，由于水平有限，错漏谬误之处，在所难免，加上时间匆促，仅把各人所写内容收集编在一起，来不及加工综合修订。欢迎各有关同志提出宝贵意见，经过短训班教学实践及暴雨综合试验科研实践后再作进一步修改提高。

目 录

第一篇 暴雨形成的基本原理

第一章	暴雨形成的物理条件	4
§ 1.1	充沛的水汽	4
§ 1.2	强烈的铅直上升运动	6
§ 1.3	地形对降水的影响	11
§ 1.4	较长的降水持续时间	12
第二章	大中小尺度的降水天气系统	13
§ 2.1	暴雨是中尺度现象	13
§ 2.2	天气尺度系统对降水的作用	16
§ 2.3	中尺度系统对暴雨的作用	18
§ 2.4	小尺度系统对暴雨的作用	19
第三章	暴雨的分析和预报问题	21

第二篇 暴雨的天气学分析方法

第四章	大气的基本公式和主要方程组	25
§ 4.1	大气的物理状态	25
§ 4.2	大气静力学方程	28
§ 4.3	大气热力学方程	29
§ 4.4	大气动力学方程	33
第五章	流场分析	41
§ 5.1	流线分析	41
§ 5.2	散度、涡度的计算	45
§ 5.3	铅直速度的计算	49
第六章	水汽和稳定度分析	55
§ 6.1	湿度场分析	55
§ 6.2	稳定度分析	58
§ 6.3	能量场分析	65

第七章	中小尺度天气分析方法	78
§ 7.1	中尺度天气系统的特点	78
§ 7.2	气压场分析	79
§ 7.3	温度场、湿度场分析	82
§ 7.4	流场分析	83
§ 7.5	雨量分析	84
§ 7.6	辅助图分析	85

第八章	降水量计算	86
§ 8.1	可降水量与可降水率	86
§ 8.2	列线图求降水量	86
§ 8.3	降水量公式之一——凝结函数法	87
§ 8.4	降水量公式之二——平均W法	88
§ 8.5	降水量公式之三——相对散度法	90
§ 8.6	凝结潜热对暴雨量的反馈作用	92

第三篇 暴雨天气系统和特大暴雨过程

第九章	南方降水的气候特征	94
§ 9.1	年降水量分布	94
§ 9.2	降水量的年内分配	96
§ 9.3	东亚环流的季节变化与我国降水	103

第十章	华南前汛期暴雨	106
§ 10.1	华南前汛期暴雨的统计特征	106
§ 10.2	华南前汛期暴雨开始和结束的环流形势	109
§ 10.3	前汛期暴雨的主要天气系统	116

第十一章	长江中下游梅雨期暴雨	118
§ 11.1	梅雨期暴雨机制	118
§ 11.2	江淮切变线	125
§ 11.3	西南低涡	130
§ 11.4	低空急流	141

第十二章	盛夏季节的暴雨	144
§ 12.1	台风暴雨	144
§ 12.2	其它热带天气系统的暴雨	163
§ 12.3	华北的盛夏暴雨	170

第十三章	降水的中尺度天气系统	177
§ 13.1	雷暴单体	177
§ 13.2	包*线	181
§ 13.3	龙卷	190
§ 13.4	梅雨锋上的暴雨	194
§ 13.5	气旋中暴雨的中分析	198
§ 13.6	“638”特大暴雨的中分析	202
§ 13.7	“758”特大暴雨的中分析	204

第四篇 暴雨的动力学分析

第十四章	尺度分析	208
§ 14.1	尺度的概念	208
§ 14.2	无因次量	209
§ 14.3	中纬度大尺度运动方程组的简化	210
§ 14.4	热带大气运动的尺度分析	213
§ 14.5	运动方程中几个参数	217
第十五章	垂直运动的计算与分析	219
§ 15.1	简单情形下的 OMEGA 方程 (准地转、绝热、无摩擦)	219
§ 15.2	包含稳定性降水凝结潜热的 OMEGA 方程	223
§ 15.3	湿对流中的静力稳定度	225
§ 15.4	包含对流性凝结潜热的 OMEGA 方程	230
§ 15.5	中尺度分析	236
第十六章	降水动力学分析实例	243
§ 16.1	“758”暴雨分析的计算方法	247
§ 16.2	“758”暴雨分析的计算结果	247
§ 16.3	对流参数化两个方案的比较	252
第十七章	降水数值预报和包*线动力学简介	260
§ 17.1	热带降水数值预报一个模式的简单介绍	260
§ 17.2	包*线动力学概述	265

第五篇 暴雨的中短期预报

第十八章	长江中下游梅雨预报	269
§ 18.1	梅雨期内 500 毫巴环流特征和梅雨锋建立	271

§ 18.2	梅雨期内暴雨出现的气候概况	276
§ 18.3	初夏长江中下游切变线暴雨预报	277
§ 18.4	初夏西南低涡暴雨预报	282
§ 18.5	天气型与数理统计相结合的大——暴雨中期预报	287
§ 18.6	汛期内连续性暴雨的形成条件和预报着眼点	291
第十九章	华南前汛期(4—6月)暴雨预报	297
§ 19.1	低空急流过程与华南暴雨预报	297
§ 19.2	初夏南支西风槽与暴雨预报着眼点	304
§ 19.3	暖式切变的大——暴雨预报	307
第二十章	暴雨的分析和预报步骤	310

附 录

第二十一章	可能最大降水估算	317
§ 21.1	概述	317
§ 21.2	降水因子放大	317
§ 21.3	暴雨移置	321
§ 21.4	组合暴雨	324

暴雨的分析和预报

晴雨降水，尤其是大雨和暴雨，对国防建设、国民经济建设，以及劳动人民的日常生活，都有着直接的影响。而大范围持续性的暴雨，和集中的特大暴雨，往往引起严重的洪涝灾害，强烈威胁着人民的生命财产，造成巨大的损失。解放以来，我国一些著名的特大暴雨和洪涝，如1975年8月的河南“758”特大暴雨，1963年8月的河北“688”特大暴雨，1954年7月长江流域特大洪水，1959年6月的东江洪水，1976年6月桂北一湘江暴雨，1976年9月7619台风特大暴雨等等，都造成了严重的洪涝灾害。解放后，由于大规模兴修水利，已经大大的增加了抗洪排涝的能力，大大减轻了自然灾害造成的损失。气象部门则必须遵照敬爱的周恩来总理的指示：“气象工作就是保护人民的，首先是保护劳动人民的”。把直接威胁千百万劳动人民生命财产的暴雨，尤其是特大暴雨的分析和预报，当作我们的工作和研究的重点，集中力量，首先加以分析研究，提高暴雨预报的准确率。这是我们气象部门责无旁贷的光荣而艰巨的任务。

暴雨预报，历来是天气预报中的难题。国际上，暴雨预报的准确率相当低。我国有若干先进台站，暴雨预报经实际服务检验，效果很好，达到了百分之八十左右。但总的来说，预报水平不高。而且，一般只能作出暴雨的落区预报，即在几个地区以至1—2个省的较大范围内有一次暴雨过程的趋势预报。而暴雨的落时和落点预报尚缺少有效的方法。对于200—300 mm以上的特大暴雨雨量的预报，目前还只有少数成功的个例。这也要求我们气象工作者集中力量，加强努力，着重研究暴雨的成因及其预报方法，尽快地把暴雨预报准确率提高到一个新的水平，以适应国防建设和国民经济建设发展的要求。

“暴雨的分析和预报”一课，将以华南和长江流域暴雨为对象，从天气学、动力学等各个方面，系统地介绍和总结暴雨的成因，分析研究方法，预报方法等等基本知识和技术方法，为暴雨的分析和预报的进一步提高和开展，提供一个参考和基础。我们一定要高举毛主席的伟大旗帜，在华主席的领导下，抓纲治国，为提高暴雨预报准确率，更好地为国民经济和国防建设服务而努力奋斗。

第一篇 暴雨形成的基本原理

中央气象局规定：日雨量在 25 mm 以上为大雨，日雨量在 50 mm 以上为暴雨，日雨量在 100 mm 以上为大暴雨，特大暴雨则指日雨量达 200 mm 以上。华南由于暴雨次数频繁，雨量较大，故广东省气象局规定，广东省的大雨指日雨量 40 mm 以上，暴雨指日雨量 80 mm 以上，大暴雨指日雨量 200 mm 以上，特大暴雨指日雨量 300 mm 以上。

上述标准都指我国常见的暴雨情况而定。在实际确定过程雨量时，过去一般是取气象站的雨量资料。由于气象站每县只有一个，往往设在县城较平坦地区，所以最大暴雨中心雨量值往往偏低。设在各种地形的水文站雨量极值就比气象站记录高得多，例如，7503号台风造成的河南省“758”特大暴雨过程中，气象站雨量记录最大为 847.3 mm，但全省有 22 个水文站记录过程总雨量超过 1000 mm，最大中心雨量达 1631mm，高出气象站记录几乎达一倍。有些没有测站的山区甚至可能有比水文站记录更大的。这在调查访问中可以得出一些概念，但因没有数据，不能作为正式分析研究的依据。目前研究的暴雨过程雨量，都指水文站或气象站记录。

表 1. 国内外最大雨量记录

国 内				国 外			
历 时	雨 量	地 点	时 间	历 时	雨 量	地 点	时 间
5 分钟	53	山 西		1 分钟	38	留尼汪岛	1952.3
1 小时	235	河南林庄	1975.8	42分钟	306	美 国	1947.6
6 小时	830	河南林庄	1975.8	6 小时	830	中国林庄	1975.8
12小时	954.4	河南林庄	1975.8				
一 天	1672	台湾新寮	1967.10	一 天	1870	留尼汪岛	1952.3
	1060	河南林庄	1975.8				
	950	河北獐木	1963.8				
	858	广东台山	1963.8				
三 天	2749	台湾新寮	1967.10	三 天	3240	留尼汪岛	1952.3
五 天	1631	河南林庄	1975.8				
七 天	2050	河北獐木	1963.8	八 天	4130	留尼汪岛	1952.3

在上述定义中，没有也无法给出特大暴雨量上限的标准，而只能规定某一标准以上都算特大暴雨。目前已知的我国和世界最大雨量记录见表 1 所示。

从表 1 可以看出，一些罕见的特大暴雨的雨量大得惊人，比特大暴雨量的下限值大若干倍。另外，这些特大暴雨过程有的出现在热带，有的出现在温带。影响天气系统也各不相同，有的是台风，有的是温带气旋，也有的是高空低压或切变线。这些都说明暴雨分析预报的复杂性。

第一章 暴雨形成的物理条件

降水是云的产物，但是，有云不一定有降水，只有当云发展到一定程度时，才能产生降水。降水条件更加充分时才会出现暴雨。

形成云的条件有三个：大气中存在足够的凝结核、有足够的水汽、要有使水汽发生凝结的冷却过程（主要是上升运动引起的绝热冷却）。而云中的云滴只有增大到一定程度，才能下降转为降水。使云滴增长、云层增厚的过程有二种，即冰晶效应和云滴的碰撞冲并作用。在暴雨降水的分析研究和实际预报中，常常是假定一些微观物理条件，如凝结核、冰晶、碰撞等条件已经具备，不予考虑（或是间接考虑如云层厚度作为辅助条件），而集中精力考虑宏观物理条件如水汽输送、铅直上升运动、大气环流和天气系统等天气学问题。

§ 1.1 充沛的水汽

形成暴雨必须要有极其充足的水汽条件，这就要求大气本身含水量高（温度高、湿度大），饱和层厚，同时还要求有源源不断的水汽供应。

首先，大气中水汽含量的 85—90% 集中于 500mb 以下的对流层下半部。通常计算整个大气柱的水汽含量，是取地面—400mb 的水汽量之和。而粗略地定性表示水汽含量的一般情况，则以 850 或 700mb 上的比湿 q 或露点温度 T_d 表示就可以了。

在 850—700mb 上分析等 q 线（或等 T_d 线）以了解水汽的空间分布，就有一些舌状的高低值区，称为湿舌或干舌，在干湿舌地区内有时可出现闭合中心。降水量大的地区常与湿中心（或湿舌）相配合。根据江淮流域的统计，850 mb 上 $q \geq 12$ 克/千克（ $T_d \geq 15^\circ\text{C}$ ），或 700 mb 上 $q \geq 8$ 克/千克（ $T_d \geq 6^\circ\text{C}$ ），就有利于暴雨的生成。这个湿度数值也常被当作暴雨的指标。

在假定云中凝结的水汽全部下降，而且地面层流场辐合高达 $D_0 \approx -10^{-4}\text{sec}^{-1}$ 时，计算得出的 1 小时雨量强度与 850mb 湿度关系如表 1.1 所示。可见，当 850mb $T_d \geq 15^\circ\text{C}$ 时，就可以出现大致达 10mm/1 小时左右的暴雨，其必要条件是流场辐合高达 -10^{-4}sec^{-1} ，这种辐合值只出现于中尺度系统中。

表 1.1 $D_0 \approx -10^{-4}\text{Sec}^{-1}$ 时不同 T_{d850} 条件下的 1 小时雨量

T_{d850}	22.2	20.0	17.8	15.5	13.3	11.0	8.7	6.4	4.1	1.8	-0.6	-2.8	-5.1 $^\circ\text{C}$
1 小时雨量	10.42	9.46	8.09	7.54	6.63	5.78	5.0	4.30	3.67	3.12	2.64	2.22	1.87 mm

其次，单靠大气中现存的水汽含量要产生较大的降水量，往往是不够的。在含水量较多的积雨云中，含水量只有几克/米³，（层积云中少 1—2 个量级），即使云中含水量全部降落

(称为可能降水量),也只有10—20 mm。在强烈低层辐合—强烈上升运动条件下最多1—2个小时就结束了降水过程。在很短时间内雨量强度可达暴雨程度,但日雨量不一定达到暴雨程度。造成我国大一暴雨以上的气团,一般是在太平洋、南海或印度洋上生成的热带海洋气团或赤道气团,非常潮湿。但如果把这种气团丝毫没有变性地搬到陆地上,并使其强烈抬升,最大的可能降水量也只有50 mm左右而一次暴雨往往一天能下100—200 mm。因此,要下一场暴雨,必需要有水汽源源不断地由云外输入,云内水汽又不断凝结才有可能。这种源源不断的雨滴降落和水汽补充往往需要几次到几十次的循环进行。通常认为,要使得中尺度(100—200 Km范围)的暴雨区能够维持,就要求暴雨的外围区外面在大尺度流场中出现水汽通量的辐合。这个大尺度的水汽通量辐合区比暴雨区的面积至少要大十倍以上,这样才能使暴雨的外围区不断有水汽积累,用来供应暴雨区的水源。

水汽含量随时间的变化,往往有不连续的现象。在降水前一段时间,如1—2天内,水汽缓慢增加,然而到降水前1—2个小时内水汽突然很快增加,湿舌形成的时间距暴雨出现的时间往往不超过一天。据江淮流域的统计,在新生暴雨出现前24小时,850mb上的露点 T_d ,有半数以上低于 16°C ,而新生暴雨开始时的 T_d ,却有84%大于 16°C 。这就说明,不仅要考虑水汽的水平输送,更要考虑水汽的铅直输送,还要考虑水汽随时间的二级变化,即水汽输送的加速度引起的变化。

最后,我们就来考虑这个水汽输送的问题。

湿度的水平输送是引起湿度局地变化的重要因子。当有湿平流时,会引起湿度增大,反之,有干平流时,会引起湿度减小。分析湿度平流的方法如图1.1所示。对于A站来说,气流的上游方向为湿度(T_d 或 q)的高值区,有比较强的湿平流。对于B站来说,就有比较强的干平流。水汽水平输送的大小决定于风速的大小和等 T_d 线的梯度,以及二者方向的夹角。

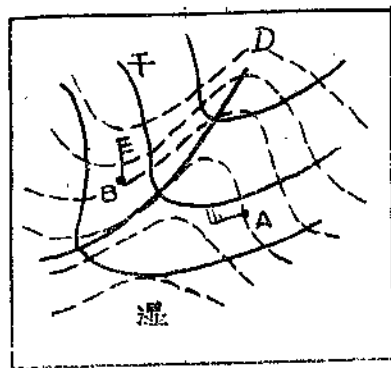


图 1.1 湿度平流示意图

一般来说,由于我国东部和南部都面临海洋,是水汽供应的主要源地。所以,在高空槽前和高压后部的SW—S气流,或是高压南—西南部的E—SE气流控制下,最有利于水汽的增加。而在高空槽后和高压前部的N—NW控制下,由于空气来自干燥的大陆地区,往往使湿度减小。

水汽的铅直输送也是引起湿度局地变化重要因子。

输送量的大小决定于上升运动的大小和水汽的铅直梯度。上升运动可以将低层集中起来的水汽输送到高层,使高层水汽增多并接近饱和,从而使湿层增厚。一些个例计算表明,在降水快要开始时,水汽的铅直输送起重要作用,使降水区的850—700mb上水汽迅速增大,其数值甚至远大于水平输送量,同时湿层显著增厚。由于在业务预报中不易直接计算上升速度,只有依靠低层辐合流场来间接判断,这也易使降水量预报偏低。

水汽的水平和铅直输送的作用在于:(1)使水汽向某个地区集中,水汽含量增大,形成湿舌或湿中心区。并使空气达到饱和,湿层增厚,而产生降水。(2)使水汽源源不断的输送,

使降水得以维持,降水量增大。而在比暴雨区面积大十倍以上的暴雨外围区域的水汽输送,形成大尺度的水汽通量辐合区,为暴雨区提供了必要的水源。(3)由于低层湿度比高层大得多,低层易有更强的暖湿平流,因而增强了层结的对流性(潜在)不稳定。一旦有抬升条件,触发不稳定能量的释放,从而促使对流活动强烈发展,而使降水强度大增。

水汽输送的有利条件往往是与大尺度低值天气系统相结合的。例如在高空槽、切变线、低涡、锋面附近,不仅有暖湿平流和水汽通量辐合,而且低层辐合上升也造成有利的水汽铅直输送。湿舌一般位于700mb槽前或850mb的槽区和切变线附近,轴向与槽线或切变线位置大致平行。湿中心的发展则与低层低涡有一致的关系。而且湿舌(湿中心)常随天气系统的移动而移动。又如在副高西北侧、与低值天气系统的南面,当暴雨发生前或暴雨时,低空往往出现一支 $\geq 12\text{m/s}$ 以上的强西南气流,称为低空西南急流,它的出现高度位于900—600mb之间。低空西南急流对暴雨形成有极其强烈的影响:它造成低层极其强烈的水汽水平输送,它使层结的对流性不稳定大大增强;它的左侧与西风带低值系统相联系,有强烈的低层辐合、上升运动和水汽的铅直输送;因而极其有利于暴雨的形成和维持。

§ 1.2 强烈的铅直上升运动

大气中有了充足的水汽,还必须有使水汽冷却凝结的条件,才能形成云和降水。空中冷却凝结的主要过程就是铅直上升的绝热冷却。铅直上升运动的重要作用在于:一方面使空气上升,绝热冷却到达饱和,水汽凝结成云降水;另一方面是将水平输送来的水汽源源不断的向上输送,使凝结成云降水的过程持续循环进行。对于暴雨来说,这种循环过程特别重要,而且要求有足够强烈的上升运动,以及较快速的低层辐合—铅直上升—高层辐散—云外下沉—低层辐合的铅直环流圈的循环过程。

铅直速度有多种计算方法,数值预报中也可以定量预报(效果并不理想),但日常工作中还难于定量应用,目前只能根据天气系统来定性估计铅直速度,大气中与降水有关的铅直运动可分成:

1. 在斜压系统中大范围的上升运动,包括锋面抬升作用和低层辐合上升。
 2. 在热带系统中的大范围上升运动。
 3. 小尺度对流活动引起的上升运动。
 4. 地形引起的上升运动。
 5. 中尺度重力波引起的波状上升运动。
- 在这一节里我们介绍其中几种上升运动。

一、锋面抬升作用

当有密度不同的冷暖气团相遇时,由于地球自转作用而形成倾斜的交界面过渡带—锋区。冷空气成楔状伸入暖空气下面,暖空气则沿锋面往冷空气上抬升。由于暖湿空气的上升运动较明显,锋面附近常形成大范围云雨天气。锋面是我国各季节降水的重要天气系统。

锋面降水不仅与锋上空气的暖湿程度有关，还取决于锋面抬升速度的大小。而抬升速度则正比于锋面坡度，以及空气相对于锋面的运动。在暖锋情况下，暖空气沿锋面爬升。当锋面坡度大时，暖空气吹向锋面，而且风速大时，爬升速度就大。降水区范围广阔，都出现在地面暖锋的前方。如为冷锋，冷空气往前移动将暖空气抬升。当冷锋移速较慢，云和降水主要出现在锋后，强度也不大。移速较快时，抬升作用强，常在冷锋二侧附近造成较强的降水，但日降水总量不一定很大。如锋面呈准静止状态，暖空气迎锋而上，造成静止锋附近持续的抬升运动，降水强度虽不很大，但降水总量常很大。这时高空有切变线配合。夏季暴雨常与这类静止锋一切变线活动有关。一般来说，地面锋面与相应的700mb槽线或切变线的相对位置，可间接代表锋面坡度与抬升速度的大小。二者相距大时，锋面坡度小，所产生的降水，具有雨带宽广，强度较小的特点。二者相距越小，则坡度越大。当距离小于 2° 纬距时，其降水具有雨带狭窄（集中于这二者之间），强度较大的特点，可能有暴雨。

二、低层辐合上升

根据大气质量连续方程，低层（地面层）的流场辐合，必然造成上升运动。如果大气中具有足够的水汽条件，这种上升运动常常导致大量降水。有利于降水的低层辐合流场大致有以下几种：

（1）气流辐合区

在低层700mb或850mb甚至地面图上，常出现一些明显的气流辐合区或辐合带，如图1.2所示：

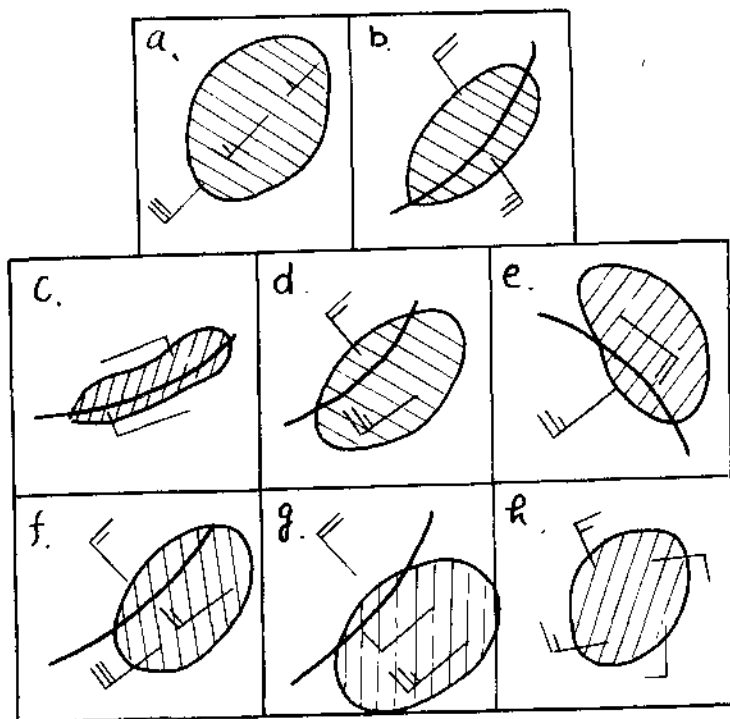


图 1.2 气流辐合区（带）与降水区分布示意图

辐合带型：包括单纯的风速辐合（图a）和风向辐合（图b）。

切变线型：包括静止锋型切变（图c）、冷锋型切变（图d）、暖锋型切变（图e）、

切变辐合型：大多由冷锋型切变与低空急流共同造成（图f—g）。

低压辐合型：闭合低压中心附近四面流场辐合（图h）。

（2）等高线气旋式弯曲区

在700或850mb图上，常有低涡、槽、倒槽等气旋式环流系统。这些系统大多与辐合相联系，然而只有在等高线自南向北走，而且气旋性弯曲（曲率）增大的区域才有大量的低层辐合。

因此，大降水量多出现在下列地区：

低涡（例如西南涡）的东部。

槽东部气旋式曲率最大的地区。

倒槽（包括台风倒槽）顶端的东部。

当然，在实际情况中，出现暴雨时常是流场辐合和气旋式曲率二者结合作用的结果，不能截然分开。

（3）负变高（压）区

根据地转偏差中的变压风项，在低层负变压（高）区，多为辐合上升区，常与大雨相联系。在实际工作中，如遇到负变压（高）较大的中心，就应注意大雨和新的气流波出现的可能性。

（4）高层辐散的作用

在低层辐合区上空如有高层（指300—200mb，粗略地也可以500mb代表）辐散相配合，则可形成一个铅直环流圈，可使上升运动得以维持和加强，降水量增大，高层辐散通常出现在高空槽前等高线散开处，以及高空低涡的东南象限。事实上，这些地区经常出现大一暴雨。

三、小尺度对流活动引起的上升运动

对流活动能造成积云、积雨云、雷暴、冰雹、包*线、龙卷等现象，暴雨时经常伴有积雨云和雷暴等强烈对流活动。

要产生降水、雷暴、冰雹等天气现象，关键在于云中水滴的大小。一般不下雨的云中水滴半径只有几微米(10^{-4}cm)，而连续性降水雨滴半径0.3—2.0mm，阵性降水雨滴半径1.5—3.5mm，冰雹的半径达5—50mm以上。云滴增长有二种过程：一是机械冲并过程，大水滴下落快，赶上小水滴发生冲并而增大。一是当云中有冰晶（温度需在 -20°C 以下）和过冷水滴共存时，由于水面和冰面饱和水汽压不同，水滴不断蒸发成水汽，而直接凝华在冰晶上，而使冰晶增大。这种过程称为相态的胶性不稳定。这就要求云的垂直发展超过冻结高度，即温度为 -20°C 左右的高度，相当于6—7公里以上。也就是说要求强烈的上升运动。

发生强烈对流活动前的天气条件是：（1）大气中要有充沛的水汽，特别是低层水汽要比高层大得多。（2）大气低层近于绝对不稳定，即 $r \geq r_0$ 。其上为很厚的条件性不稳定，即 $r_m \leq r \leq r_0$ ，有相当多的可供大气上升的不稳定能量。这种能量越大，对流越严重。

*包线的“包”本应风字边加一个包字，但因无此结构，故用“包”字代替，以下同。

(3) 大气低层有很厚的对流性不稳定层,即整层被抬升后,原先稳定的层结会转化为不稳定。这种层次越厚,不稳定程度越强,对流天气越严重。图 1.3 为强烈对流天气的层结曲线示意图。曲线呈喇叭口型。低层近于饱和,非常暖湿,而且达绝对不稳定,上层相对冷干,其间有一薄层逆温层。在这种情况下,低层质点上升到逆温层,将受抑制而不易再上升。但是,如有外力冲击,例如整层被抬升约 100mb,逆温层就会受到破坏,不稳定能量被释放,出现强烈对流活动。

大气具备了大量的不稳定能量(真潜在不稳定或对流性不稳定),必须在足够的冲击力(动力的和热力的)的触发下,不稳定能量才能释放而形成强烈对流。大中气冲击力的来源很多,主要有以下一些:

(1) 天气系统的抬升和辐合作用

锋面抬升以及气旋、低涡、槽线、切变线等天气系统引起的辐合上升,都能作为大气中不稳定能量释放的触发机制。因此,雷暴多产生在上述天气系统中。

有些突然加速的强冷锋,由于移速快、坡度大、温湿对比大、辐合强,它的抬升作用当然更大。在这种冲击力作用下,突然加速的强冷锋前部往往产生强烈对流,雹线等危险天气常产生于此。也有一些所谓“露点锋”或“干线”。

锋前有强烈的 SW 暖湿平流,形成明显的湿舌。锋后有从高原急速移来的 N—NW 暖(下沉增暖和地面受热)干空气。这二者之间形成极其明显的干湿分界面,有强烈的低层辐合(据国外飞机探测,辐合量级高达 $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$),形成强烈的冲击力而产生强烈对流活动。美国经常出现龙卷风就和那里经常形成干线密切相关。我国东部地区在春夏之间,经常出现一种高空 500mb 阶梯槽形势(见图 1.4)。原先低层有较弱的暖湿平流,或前面槽的降水使湿度加大,但高空一个个小槽南下,高空有冷干平流,形成明显的潜在不稳定,加上小槽的上升运动触发,形成强烈对流。这是华东地区冰雹形势中主要的一种。1974 年 6 月 17 日一次强烈包*线,造成南京阵风 39—40m/s 的,也是这种阶梯槽形势。因此,在考虑强烈对流天气时,必须注意上下层不同的平流情况。当低层有暖湿平流,高层有冷干平流时,易使层结趋于不稳定,而易有强烈对流天气发展,和使降水量增大。

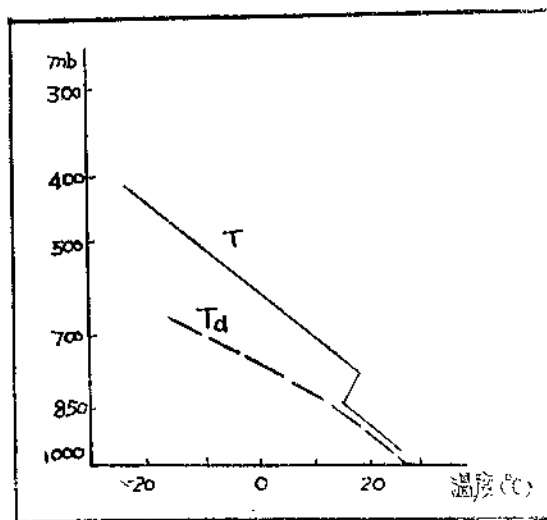


图 1.3 强烈对流天气的层结示意曲线图

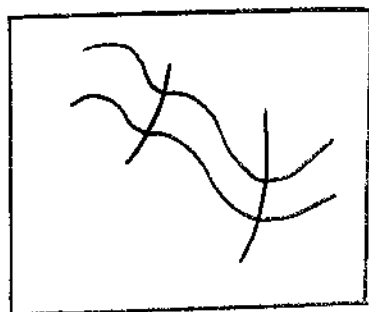


图 1.4 500mb 阶梯槽

这里还要提到铅直风速切变对于强烈对流活动维持和传播的影响(如图 1.5 所示)。在强烈发展的积雨云柱中,由于湍流混合,风速较均匀,为 $\vec{V}_c$ 。四周空气运动速度 $\vec{V}_e$, 高层大于低层。从而, 高层风速大于云速, 即风对于云有一顺切变的相对速度 $\vec{V}_r = \vec{V}_e - \vec{V}_c$ 。在低层, 风速小于云速, 四周空气对云有一逆切变的相对速度 $\vec{V}_r = \vec{V}_c - \vec{V}_e$ 。因此, 在云的前方低

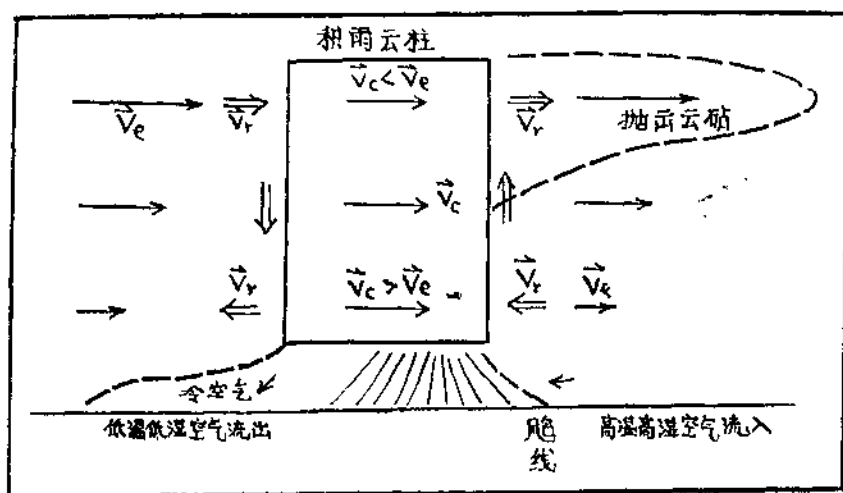


图 1.5 铅直风速切变对积雨云的影响

层暖湿空气向内流入, 高层的云内空气向前抛出, 就产生了一种附加上升运动。在云的后方则相反, 高层云外空气追上云柱, 低层云内空气流出, 产生一种下沉运动。结果, 在云的前方不断有云柱新生, 而在后方云柱不断消失。同时, 原先对流云中有无数对无组织的上升和下沉运动, 这种情况下, 对流云不会发展得极其厉害。而当有适当的铅直风速切变时, 就可将云中的上升运动组织成为一大股强烈的上升气流, 使积雨云顶甚至超过对流顶, 而伸展到平流层下部。强烈积雨云(包*线)的铅直结构如图 1.6 所示。

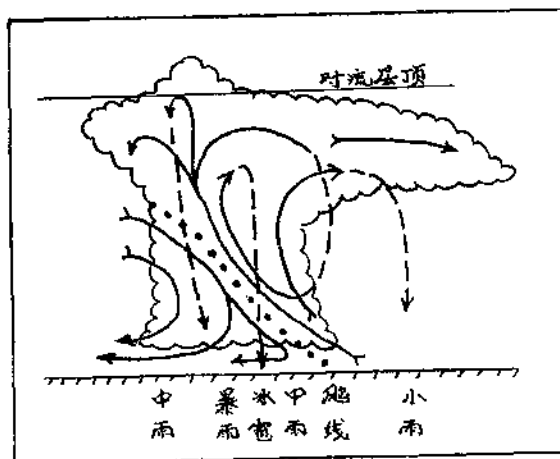


图 1.6 包*线铅直剖面示意图

(2) 气团内部的热力涡动

热力涡动形成的原因是地表受热不均匀而产生的温差。例如在沿江沿湖地区, 陆地日射升温强, 空气将上升。水面日射升温弱, 空气将下沉。水陆之间形成一个铅直环流圈。陆地

上有利于对流云发展，产生热雷雨。而湖面上对流不易发展，午后常为一片晴空区，而在湖周围的陆地上则是对流云密布。一般来说，单纯的日射热力涡动，只能产生局部小规模热雷雨，雨量也不会太大。

(3) 空气动力涡动的影响

当空气在粗糙不平的地表面上运动时，因地面摩擦的不均匀，可产生一系列不规则的涡动，影响可达1 km的高度。这种涡动，常使低层稳定度减小，而有利于对流的发展。

§ 1.3 地形对降水的影响

地形对降水的影响极大。其主要表现是多雨带大多在迎风坡，最大降水中心也在迎风坡的一面，降水中心轴的走向也与山脉的走向一致。例如在广西壮族自治区，桂北的桂林地区位于南岭山脉南麓，桂西北连接云贵高原，多向南坡和向西坡。而桂南多平原。因此，在4—6月的前汛期雨季中，主要多雨中心出现在桂林地区，以及河池—百色地区的迎风坡上，桂南雨量较小。而且桂林雨季开始期，平均比南宁要早一个月左右。再以较小范围的东兴和上思县为例。这二个县之间隔着东北—西南走向的十万大山，位于南侧迎风坡的东兴县站多年平均年雨量为2860 mm，有二个公社的年雨量竟达4217.7和4245.0 mm。而位于十万大山北侧背风坡上思县站，年雨量仅1118 mm。相距50 km，雨量相差2—3倍，可见地形影响之重要。

图1.7是“638”河北特大暴雨时二个东西向剖面。“638”特大暴雨有沿太行山脉走

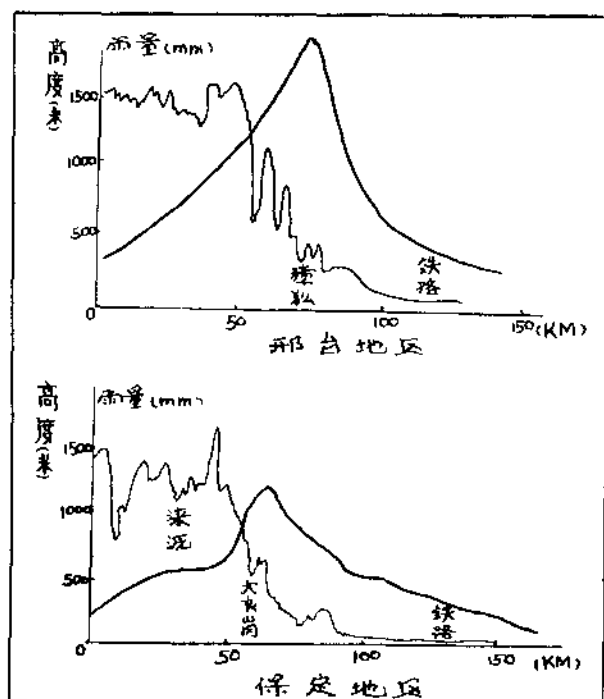


图 1.7 邢台和保定地区的地形和雨量剖面图