

暴雨的分析与预报

包澄澜 王德瀚等编著



农业出版社

暴雨的分析与预报

包澄澜 王德瀚等编著

农业出版社

内 容 简 介

暴雨是我国主要的灾害性天气之一。尤其是特大暴雨和大范围连续性暴雨，都会引起洪涝灾害，严重地威胁社会主义建设和人民的生命财产。

本书以江淮流域直到华南的我国南方地区暴雨为主要对象，从天气学、动力学等各个方面，尽可能系统地阐述有关暴雨成因和预报的基本知识、基本原理和技术方法。

全书共分八章。按内容可分为四部分。第一部分从物理条件阐述暴雨形成的基本原理。第二部分介绍常规的天气尺度分析方法和中小尺度分析方法，包括卫星气象和雷达探测的基本原理。第三部分介绍南方地区各类暴雨天气系统以及著名的特大暴雨过程，其中包括华南前汛期暴雨、江淮流域梅雨季节暴雨、盛夏台风暴雨，以及中小尺度暴雨系统。第四部分介绍暴雨预报的方法和途径。另外，附录中还给出目前暴雨分析研究中常用的若干物理量计算的查算表。

本书可供气象和水文水利部门从事暴雨分析、预报的研究工作和实际业务单位的科技人员、高等和中等专科学校师生参考，亦可供初学者参考使用。

2153/07

暴雨的分析与预报

包澄渊 王德瀚等编著

农业出版社出版（北京朝内大街130号）

新华书店北京发行所发行 农业出版社印刷厂印刷

787×1092毫米 16开本 17.75印张 390千字
1981年5月第1版 1981年5月北京第1次印刷
印数 1—3,750册

统一书号 16144·2187 定价 1.85元

序 言

暴雨，尤其是大范围持续性暴雨和集中的特大暴雨，往往引起严重的洪涝灾害。解放后大规模兴修水利，已经大大地提高了抗洪排涝能力。但是一些著名的特大暴雨和特大洪涝，如1954年7月长江流域特大洪涝，1963年8月河北“638”特大暴雨、1975年8月河南“758”特大暴雨、1977年5月粤东“775”特大暴雨，等等，依然给人民的生命财产造成严重的威胁。

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，经预报服务检验，暴雨预报效果较好。但总的来说，预报水平不高。而且，一般只能作出在1—2个省的较大范围内有无暴雨过程的趋势预报。对于200—300mm（毫米）以上的特大暴雨的雨量预报，目前还只有少数成功的个例。

我国中央气象局规定：日雨量在25mm以上为大雨，日雨量在50mm以上为暴雨，日雨量在100mm以上为大暴雨，特大暴雨则指日雨量达200mm以上。我国华南地区由于暴雨次数频繁，雨量强度较大，上述标准显低。故广东省气象局专门规定：广东省的大雨为日雨量40mm以上，达80mm以上为暴雨，200mm以上为大暴雨，特大暴雨的日雨量须在300mm以上。

上述标准都是根据我国实际的降雨强度而定。在实际确定某次暴雨过程雨量时，过去一般是取气象站的雨量资料。由于每个县只有一个气象站，它往往设在县城较平坦地区，所以最大暴雨中心雨量值总偏低。设在各种地势地形条件下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“758”特大暴雨过程中，气象站雨量记录最大为847.3mm。但全省有22个水文站记录过程总雨量超过1000mm，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雨量，这在调查访问中可以得出一些雨量量级的概念，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。

在上述规定中，没有也无法给出特大暴雨雨量上限的标准，而只能规定某一标准值以上都算特大暴雨。目前已知的我国和世界最大雨量记录如表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，比特大暴雨雨量的下限值大若干倍。还可以看出，我国的一些特大暴雨强度分别接近或达到了世界记录。我国地处最大的亚欧大陆的东南侧，最高的青藏高原位于我国西部；我国还濒临最大的海洋太平洋，邻接南海和印度洋，属于明显的季风气候区。是世界上暴雨特别频繁而又强烈的地区之一。特大暴雨不仅出现在我国南方热带地区，也可出现在我国北方温带地区。甚至在内蒙古与陕西交界的沙漠地区乌审旗，1977年8月1—2日竟出现日雨量1850mm（非正式观

表1 国内和世界最大雨量 (mm) 记录

国 内				世 界			
历 时	雨 量	地 点	时 间 (年. 月)	历 时	雨 量	地 点	时 间 (年. 月)
5 分钟	53	山 西	1951	1 分钟	38	留 尼 汪 岛	1952.3
1 小时	189.5	河 南 泌 阳 老 君	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	1870	留 尼 汪 岛	1952.3
一 天	1672	台 湾 新 寮	1967.10	三 天	3240	留 尼 汪 岛	1952.3
	1248	台 湾 百 新	1963.9	八 天	4130	留 尼 汪 岛	1952.3
	1060	河 南 林 庄	1975.8				
	950	河 北 獐 犸	1963.8				
	850	广 东 台 山	1973.5				
三 天	2749	台 湾 新 寮	1967.10				
	1794	台 湾 百 新	1963.9				
五 天	1631	河 南 林 庄	1975.8				
	1461	广东陆丰白石门水库	1977.5				
七 天	2050	河 北 獐 犸	1963.8				
	1318	湖 北 五 峰	1935.7				

测值, 为事后调查推算值) 罕见的特大暴雨。由此可见暴雨问题对我国各地具有普遍的重要意义。

本书主要以华南和长江—淮河流域暴雨为研究对象, 从天气学、动力学等各个方面, 尽可能系统地阐述有关暴雨成因和预报的基本知识、基本原理和技术方法, 为初学或从事暴雨分析、预报和研究工作的同志, 提供一个参考和基础。

本书附图由石宗祥同志绘制, 谨此致谢。

目 录

序 言

第一章 暴雨形成的物理条件	1
§ 1.1 充沛的水汽	1
§ 1.2 强烈而持久的上升运动	6
§ 1.3 位势不稳定	12
§ 1.4 大中小尺度天气系统的作用	22
§ 1.5 暴雨问题研究途径的讨论	32
第二章 暴雨成因分析方法 (一)	
——大尺度分析方法	36
§ 2.1 大气动力学方程	36
§ 2.2 流场分析	47
§ 2.3 散度与涡度的计算	50
§ 2.4 铅直速度的计算	54
§ 2.5 降水量计算	58
§ 2.6 卫星云图的接收和分析	62
第三章 南方降水的气候特征	72
§ 3.1 平均降水量的时空分布	72
§ 3.2 东亚环流的季节变化与我国降水	82
§ 3.3 华南前汛期暴雨季节的环流形势	94
§ 3.4 长江中下游梅雨期的环流形势	100
第四章 暴雨天气系统 (一)	
——春末夏初的暴雨天气系统	111
§ 4.1 江淮切变线	111
§ 4.2 西南低涡	121
§ 4.3 江淮气旋	132
§ 4.4 低空西南风急流	138
第五章 暴雨天气系统 (二)	
——盛夏暴雨天气系统	147
§ 5.1 影响台风暴雨的因子	147
§ 5.2 “758”河南特大暴雨过程	166
§ 5.3 台风的平均雨量分布	170
§ 5.4 其它热带天气系统的暴雨	174
§ 5.5 盛夏北方暴雨季节	183
第六章 暴雨成因分析方法 (二)	

——中尺度分析方法	190
§ 6.1 中尺度天气系统的特点	191
§ 6.2 雨量分析	192
§ 6.3 气压场和流场分析	194
§ 6.4 温度场和湿度场分析	198
§ 6.5 雷达测雨原理	200
第七章 暴雨天气系统 (三)	
——降水的中尺度天气系统	210
§ 7.1 雷暴单体	210
§ 7.2 飑线	216
§ 7.3 龙卷	224
§ 7.4 梅雨锋上暴雨的中分析	227
§ 7.5 气旋中暴雨的中分析	232
§ 7.6 特大暴雨的中分析	235
第八章 暴雨预报	243
§ 8.1 预报着眼点	243
§ 8.2 落区模式法	252
§ 8.3 卫星和雷达资料的应用	257
§ 8.4 单站资料的应用	264
附录	268
表一 各层等压面上从 T_d 求 q (单位 g/kg) 的查算表	268
表二 位温 θ ($^{\circ}C$) 查算表	269
表三 从 $(t, t-t_d)$ ($^{\circ}C$) 求 θ_0 ($^{\circ}K$) 的查算表	270
表四 从 (T_{850}, T_{d850}) ($^{\circ}C$) 求 T'_{850} ($^{\circ}C$) 的查算表	274
表五 u, v 值查算表	275
表六 D, ζ 值 (单位: $10^{-5}sec^{-1}$, 网格距 $h = 200km$) 查算表	276
表七 潜热项 ($2.5q$) 查算表	277

第一章 暴雨形成的物理条件

降水是云的产物。但是，有云不一定降水。只有当云发展到一定程度时，才能有降水。降水条件进一步发展时才会出现暴雨。

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、云层增厚的过程有两种，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，可不予考虑（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和动力学问题。

§ 1.1 充沛的水汽

形成暴雨必须要有极其充沛的水汽条件。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。

一、湿度的表证方式

实际大气总是含有或多或少的水汽。表示大气中水汽含量多少（即潮湿程度）的物理量称为湿度。湿度有各种表证方式。常用的有：

1. 水汽压（ e ）和饱和水汽压（ e_s ） 气态水汽本身的压强叫水汽压。它的概念和单位与气压完全相同。在饱和状态时，即一定温度一定体积空气已含有最大限度水汽时（超过这一限度，多余的水汽就开始凝结）的水汽压称为饱和水汽压 e_s 。 e_s 的数值与温度成一定的函数关系：

$$\begin{cases} e_{s, \text{水}} = e_{s_0} \times 10^{\frac{7.45t}{238+t}} \\ e_{s, \text{冰}} = e_{s_0} \times 10^{\frac{9.5t}{265+t}} \end{cases} \quad (1.1)$$

其中， $e_{s, \text{水}}$ 和 $e_{s, \text{冰}}$ 是指清洁水面和冰面的饱和水汽压， e_{s_0} 是温度 $t=0^\circ\text{C}$ 时的饱和水汽压。

水汽压 e 小于或等于饱和水汽压 e_s 。因此，把 $(e_s - e)$ 称为饱和差，用以表示空气的潮湿程度，或实际空气距离饱和的程度。它的数值越小，表示空气越潮湿；数值越大，

空气越干燥。

2. 绝对湿度 (a) 即水汽密度, 单位体积空气中含有的水汽量。如 e 的单位取 mm Hg, a 的单位取 gm/m³, 则有

$$a = 289 \frac{e}{T} \quad (1.2)$$

当 $T = 289^\circ\text{K}$ (即 $t = 16^\circ\text{C}$) 时, $a = e$ 。因此, 在一般情况下, 在地面常以 e 代替 a 。在县站预报工具中常使用绝对湿度 a , 但在高空分析中则很少使用之。

3. 比湿 (q) 在湿空气中, 水汽质量与该团湿空气总质量之比称为比湿。设 m_w 为水汽质量, m_d 为干空气质量, 则

$$\left. \begin{aligned} q &= \frac{m_w}{m_w + m_d} \\ \text{换算为} \quad q &= 0.622 \frac{e}{p} \text{ gm/gm} = 622 \frac{e}{p} \text{ gm/kg} \\ \text{饱和时} \quad q_s &= 622 \frac{e_s}{p} \text{ gm/kg} \end{aligned} \right\} \quad (1.3)$$

在暴雨分析中经常使用 q 和 q_s 这两个量。还有一个与 q 差不多的物理量: 混合比 σ , 为水汽质量与该团湿空气中的干空气质量的比值。二者数值差不多 $q \approx \sigma$, 在一般分析中这两个物理量是通用的。

4. 相对湿度 (f) 它直接表示空气距离饱和的程度。

$$f = \frac{e}{e_s} \times 100\% = \frac{a}{a_s} \times 100\% = \frac{q}{q_s} \times 100\% \quad (1.4)$$

饱和时, $f = 100\%$ 。

5. 露点 (T_d) 在一定气压时, 若水汽含量不变, 温度降低到使空气刚刚达到饱和时的温度, 称为露点 (T_d)。露点 T_d 时的 e_s 就是实际空气的 e 。在高空等压面图上, T_d 与 q 是等价的, 可以用等 q 线即等 T_d 线来表示空气中水汽含量的空间分布。各等压面上由 T_d 求 q 值见附录表一。

二、大气中的可降水量

大气中的水汽含量越充沛, 就越是有利于成云降水。在单位截面积大气柱中的全部水汽含量, 称为大气的可降水量 W 。

$$\begin{aligned} W &= \int_0^\infty \rho q dz \\ &= \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp \end{aligned} \quad (1.5)$$

若 q 单位以 gm/kg 计, p 单位以 mb 计, W 以 mm 水深计, 则

$$W = 10^{-2} \int_0^{P_0} q dp \quad (1.6)$$

通常，水汽含量随高度迅速减少，递减率比气压快得多。大气中全部水汽含量的 90% 左右都集中于 500mb 以下的中低层。因此，要计算可降水量 W 时，只需取地面—400mb 气层的积分即可。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 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。其中经常出现一些舌状的高低值区称为湿舌或干舌。在干湿舌地区有时可出现闭合中心。降水量大的地区常与湿中心（湿舌）相配合。

表 1.1 新生暴雨开始时的温度场

T_{850} (°C)	12—13	14—15	16—17	18—19	20—21	22—23
百分率 (%)	1	15	32	40	11	1
$(T - T_d)_{850}$ (°C)	0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	
百分率 (%)	39	25	20	13	3	
$T_{d\text{地面}}$ (°C)	10—12	13—15	16—18	19—21	22—24	25—27
百分率 (%)	1.3	1.3	14.1	27.0	42.2	14.1

根据 1957—1959 年 6—8 月长江流域暴雨的普查，在新生暴雨开始时（如 1 日 08 时—2 日 08 时有暴雨，取 1 日 08 时记录），850mb T_d 数值主要集中于 16—19°C。大约有 84% 的情况 $T_{d850} \geq 16^\circ\text{C}$ （约有 83% $T_{d\text{地面}} \geq 19^\circ\text{C}$ ）。同时，850mb 上的饱和程度也与暴雨有关。以 $(T - T_d)_{850}$ 代表 850mb 上的饱和程度，则有 84% 的 $(T - T_d)_{850} \leq 5^\circ\text{C}$ ，有 64% 的 $(T - T_d)_{850} \leq 3^\circ\text{C}$ 。但在新生暴雨开始前 24 小时， $T_{d850} < 16^\circ\text{C}$ 的竟占 53%。在这 24 小时期间， T_{d850} 值上升的占 70%，不变的 19%，下降的也占 11%（表略）。这些统计表明，暴雨时必须要有较多的水汽含量。 $T_{d850} = 15—16^\circ\text{C}$ 可以作为新生暴雨开始时所必需的最低露点温度的临界值。但是也有一部分暴雨开始前，水汽含量还很少，但增加得很快，也就是说，水汽到达临界数值与降水开始几乎是同时出现的，把它作为预报指标则时数还嫌短。

需要指出，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 g/m^3 （层积云中还要少 1—2 个量级），即使云中降水含水量全部降落，也只有 10—20mm。在低层强烈辐合一强烈上升运动条件下最多 1—2 个小时就结束了降水过程。这相当于一个积雨云单体或一个积雨云群中的降水。在很短时间内雨量强度可达暴雨程度（1 小时雨量达 10mm 以上），但日雨量不一定达到暴雨标准。造成我国大—暴雨以上的气团，一般是来自太平洋、南海或印度洋上的热带海洋气团或赤道气团，非常潮湿。但即使把这些最潮湿的气团丝毫没有变性地搬到陆地上，并使其强烈抬升，使其中所有水汽全部凝结，统统下落到地面，这样得到的最大的可降水量也只有 50mm 左右。何况实际大气中决没有这么高的造雨效率。而一次暴雨过程往往一天就能下 100—200mm 以上，远远超过现有大气中的可降水量。例如河南“758”特大暴雨时，林庄的一日最大降水量 1005.4mm，而用附近探空站南阳资料计算得出的可降水量只有

70.8mm, 相距竟达 15 倍。因此, 要下一场暴雨, 必须要有源源不断的水汽供应, 从云外输入云内, 从外围输入暴雨区内。通常要求在暴雨区外围 (面积至少比暴雨区大 10 倍以上) 有大范围的水汽辐合, 即有水汽的输送和累积, 并集中到较小范围的暴雨区内, 以供应暴雨所需的充沛的水汽。

三、水汽的输送

在热带洋面, 每天有大约几至十几mm 水深的蒸发量, 这就构成大气中水汽的主要来源。对于各个地区的空气而言, 引起湿度局地变化最重要的因子则是水汽的水平输送。当有湿平流时, 会使湿度增大; 反之, 有干平流时, 引起湿度减小。如图 1.1 所示。对于 A 站来源, 气流的上游方向为湿度 (T 或 q) 高值区, 故有湿平流。B 站则有干平流。也可以用矢量 $\vec{V}q$ 来表示水汽水平输送的方向和数值。制作 $\vec{V}q$ 分布图, 即分析 $|Vq|$ 值的等值线, 加上矢量方向, 就可以清楚地看出水汽平流情况。沿着矢量方向的等 $|Vq|$ 线大值带轴, 正是主要的潮湿气流输送带。一般来说, 我国暴雨的水汽来源于太平洋、南海和孟加拉湾。因此, 主要的潮湿气流就是高空槽前和高压后部的西—西南和偏南暖湿气流, 以及高压南侧的东南—东暖湿气流。有时一次暴雨可以同时或先后有其中 1—3 种暖湿气流供应水汽。

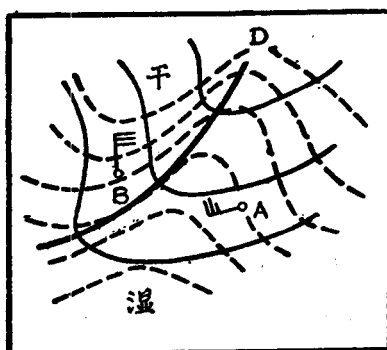


图 1.1 湿度平流示意图

大气中既有水汽的水平输送量 $\vec{V}q$ (或分解为 x, y 方向分量 uq, vq), 又有水汽的铅直输送量 wq (或 ωq)。考虑一个固定的无限小的体积元 $\delta x \delta y \delta z$ (图 1.2)。在 x 方向流过两个 $\delta y \delta z$ 侧面的水汽平流量为 $\rho u q \delta y \delta z$ 和 $\left[\rho u q + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u q) \delta x \right] \delta y \delta z$ 。则在单位时

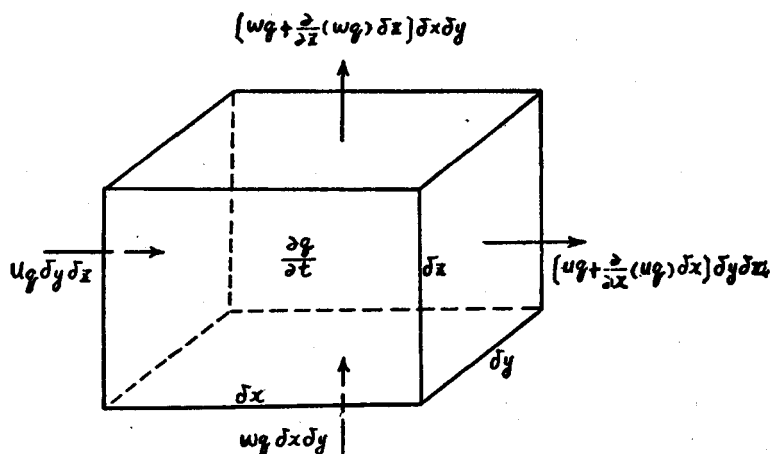


图 1.2 流过体积元的水汽收支

间、单位体积内净得的水汽量为： $-\frac{\partial}{\partial x}(\rho u q)$ 。y, z方向的水汽净得为： $-\frac{\partial}{\partial y}(\rho v q)$ 和 $-\frac{\partial}{\partial z}(\rho w q)$ 。加上体积元中水汽含量的局地变化 $\frac{\partial}{\partial t}(\rho q)$ ，则可得出水汽的收支平衡方程：

$$\begin{aligned}\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial x}(\rho u q) - \frac{\partial}{\partial y}(\rho v q) - \frac{\partial}{\partial z}(\rho w q) + S \\ \frac{\partial(\rho q)}{\partial t} &= -\nabla \cdot (\rho q \bar{V}) - \frac{\partial}{\partial z}(\rho q w) + S\end{aligned}\quad (1.7)$$

其中， $\rho q \bar{V}$ 为水汽的水平通量， $-\nabla \cdot (\rho q \bar{V})$ 为水汽通量散度，即水汽水平输送结果引起某地的水汽变化。S 是任何一种水汽的源和汇，包括水汽的蒸发、凝结和降水。

如果对单位截面积的整个大气柱积分，显然 $-\int_0^\infty \frac{\partial}{\partial z}(\rho q w) dz = 0$ 。考虑到水平方向的密度变化较小，而且短期内几乎没有什么时间变化。则有：

$$R = -\int_0^\infty \rho \frac{\partial q}{\partial t} dz - \int_0^\infty \rho \nabla \cdot \bar{V} q dz + E \quad (1.8)$$

或改用 (x, y, p) 座标，得

$$R = -\frac{1}{g} \int_0^{P_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_0^{P_0} \nabla \cdot \bar{V} q dp + E \quad (1.9)$$

其中，R 为降水量，E 为蒸发量。(1.8) 和 (1.9) 式即为水汽平衡方程。也就是说，单位时间内，整个大气柱中水汽含量的减少率，加上水汽通量散度的水汽净得，就是大气的降水率（减去地面蒸发率）。

在发生暴雨期间，水汽含量一直保持较高的数值。也就是说，水汽的局地变项数值很小，可以不予考虑。在陆地上，蒸发总量比之暴雨雨量同样要小几个量级。结果就有：

$$R \approx -\frac{1}{g} \int_0^{P_0} \nabla \cdot \bar{V} q dp \quad (1.10)$$

对一个地区来说，降水量主要取决于水汽通量的水平辐合量。当然，水汽的铅直输送可将低层水汽迅速输送到中高层，使中高层水汽增多，湿层增厚，对于深厚的云和降水的发生发展是十分重要的。但是，从水汽收支来看，大陆上低层铅直向上输送的水汽，主要也是来自水汽的水平辐合。

由于 90% 以上的水汽都集中在 500mb 以下的中低层，计算水汽通量辐合通常只取从地面至 400mb 位面的积分计算值。其中又可分为二层，即 (1000—700mb) 的低层和 (700—400mb) 的中层。在暴雨前和暴雨时，低层 (1000—700mb) 往往有很强的水汽辐合，其数值大约占整层水汽辐合值的 70—90%。在降水前低层辐合的水汽有一部分用于使水汽含

量增大, 即 $\frac{\partial q}{\partial t} > 0$ 。当空气大致达饱和及降水以后, 水汽含量基本上保持不变, 即 $\frac{\partial q}{\partial t} \approx 0$ 。

这时低层辐合的水汽中大约有一半左右在 700mb 以下凝结成水滴, 成云致雨。另外一半则通过 700mb 位面向上输送到对流层中高层。在 700—400mb 间的水汽水平辐合量比低层小得多, 通过 400mb 位面向上输送的水汽量也很小 (但这却是高层云体的主要水汽来源)。因此, 由 700mb 位面上输的水汽大部分在 700—400mb 之间凝结成水滴。由此可见, 整个气柱的降水量, 就等于整层的水汽辐合量, 近似等于低层的水汽辐合量。

水汽通量辐合又可以分解为两部分:

$$\nabla \cdot \bar{V}q = \bar{V} \cdot \nabla q + q \nabla \cdot \bar{V} \quad (1.11)$$

式右第一项是由于干湿不均匀而造成的水汽平流输送, 仅占总数的 20—30%。第二项是由于风场辐合造成的水汽辐合, 占总数的 70—80%。也就是说, 总的水汽辐合量主要取决于低层风场的辐合和湿度 q 的大小。因此可以从天气图上的流场结构和天气系统来估计水汽的辐合和辐散。在若干大尺度低值天气系统 (与湿舌或湿中心相结合) 附近, 不仅有暖湿平流和水汽通量辐合, 而且上升运动也导致有利的水汽铅直输送, 因而特别易于造成暴雨。

计算水汽通量辐合, 往往是取比暴雨区面积大得多 (10 倍以上) 的区域 (常取长方形或不规则多边形), 对东、西、南、北边界取各层的平均值 $\overline{uq} \times \Delta y$, $\overline{vq} \times \Delta x$, 然后计算整层 (1000—400mb) 积分的水汽辐合总量。这样, 净得的水汽总量应与大面积的平均雨量 (注意并非最大中心暴雨雨量) 相对应。

§ 1.2 强烈而持久的上升运动

一、上升运动的作用

大气中有了充沛的水汽, 还必须有使水汽冷却凝结的物理过程, 才能形成云和降水。空中冷却凝结过程主要是铅直上升运动的绝热冷却。铅直上升运动对于成云降水的重要作用在于: 一是使空气绝热上升, 首先未饱和湿空气将以干绝热递减率一面上升, 一面冷却降温。在这同时空气所含的水汽量不变。当上升空气到达抬升凝结高度时, 空气温度已冷却而达饱和。以后饱和空气继续上升时, 将以湿绝热递减率冷却减温。同时过饱和的水汽将不断的凝结成水滴。如果空气上升到 0℃ 层以上, 甚至 -20℃ 层以上, 水汽将凝华为冰晶。这些水滴和冰晶就组成为云。在条件合适时, 云中水滴下降到地面就成为降水。二是上升运动可将低层水平输送进来的大量水汽源源不断的向上输送, 使得绝热冷却凝结成云降水的过程得以持续循环进行。对于暴雨过程来说, 这种循环过程特别重要。而且要求有足够强烈而持久的上升运动, 以及较强的低层辐合——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。以保证云柱的不断发展和增强, 从而产生足够大的强度的降水。

铅直上升运动对于成云降水还有两种作用。(1) 如果低层空气处于对流性不稳定状态 (详见 § 1.3), 例如下湿上干的状态, 则整层气层被抬升后, 原先稳定的层结会变得不稳

定。也就是说，当初始的铅直上升运动将低层对流性不稳定的气层抬升到一定高度后，气层将由稳定层结转为不稳定层结，气层将自动继续上升。这样，初始的铅直上升运动已把层中潜存的不稳定能量（称位势不稳定能量）激发释放出来，转化为铅直运动动能，反过来增强了空气的铅直上升运动。（2）空气上升到达饱和以后，水汽发生凝结，就会释放出大量凝结潜热，使得中高层气柱增暖。这样一方面使空气浮力加大，一方面使气层增厚，高层等压面抬高，而出现高层反气旋——高层辐散。结果就促使铅直上升运动猛烈加强。这就称为凝结潜热的反馈作用。

二、铅直上升运动的种类

大气中与降水有关的铅直上升运动大致可分类为：锋面抬升（爬升）作用引起的大范围斜压性上升运动；低层辐合——高层辐散引起的大范围动力性上升运动；小尺度局地对流活动引起的上升运动；地形引起的上升运动；中尺度系统（如重力波）引起的上升运动。这里简要的介绍前三类上升运动。

（一）锋面抬升作用引起的上升运动

当两种不同性质（密度、温度、湿度）的冷暖气团发生大规模相对运动时，它们之间的交界面由于地球自转作用而形成倾斜的交界面过渡带——锋区。冷空气呈楔状插入暖空气下面，暖空气则被冷空气抬升或沿锋面往冷空气上面爬升。由于暖湿空气上升运动较明显，锋面附近常形成大范围的云雨天气，有时可出现雷阵雨或暴雨。图1.3为典型的冷锋和暖锋天气模式。

锋面是我国各地区重要的降水天气系统。夏季冷锋南下时，如果暖空气含有足够的水汽，往往会产生较强的对流性降水或暴雨。而移动缓慢的准静止锋常常是南方地区持续性暴雨的重要因子。

锋面附近冷暖空气的铅直速度 w , w' 可写为：

$$w' - w = (v' - v) \tan \alpha \quad (1.12)$$

其中， v 和 v' 是冷暖空气垂直于锋面的风速分量， α 为锋面坡度，即锋区与地面的交角。因此，锋面抬升引起的上升运动主要取决于冷暖空气相对于锋面的运动，即垂直于锋线的冷暖空气风速分量之差。同时还与锋面坡度成正比。一般来说，锋面坡度大，

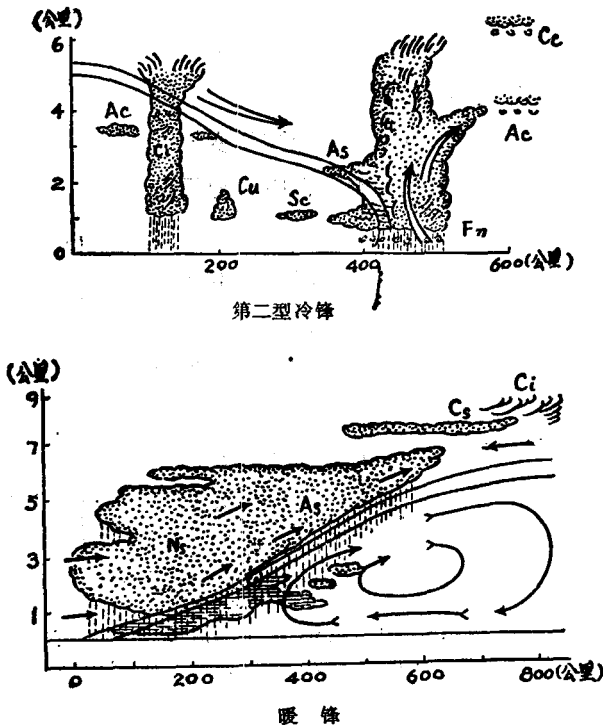


图 1.3 锋面天气示意图

垂直于锋面的风速分量，则降水强度也大。除此之外，锋面总是与一定的气压系统相伴而出现，气压系统的铅直运动，对于锋面相对运动造成的铅直运动有很大的影响。通常，高空槽前有上升运动，槽后有下沉运动。所以当锋面处在高空槽前时，锋面的上升运动激烈，会有大范围强烈的云雨天气。当锋面处于高空槽后，锋面的上升运动就受到很大抑制，甚至出现下沉运动，不易有云雨天气产生。静止锋常与低层切变线相伴而出现。如果切变线上（尤其是暖空气一侧）风的辐合较强，就会加剧锋上云雨现象。切变线上辐合较弱时，锋面天气也不会很强。一般来说，地面锋面常处于700mb槽线或切变线的暖空气一侧。这二者间的相对位置常可间接代表锋面坡度与抬升上升速度的大小。二者相距大时，锋面坡度小，所产生的降水，具有雨区宽广，强度较小的特点。二者相距越小，坡度越大，其降水具有雨带狭窄（产生于地面锋面—700mb槽或切变线之间）、强度较大的特点。当距离小于 2° 纬距时，就可能有暴雨。

（二）低层辐合——高层辐散引起的上升运动

根据大气质量连续方程，低层的流场辐合，必然引起上升运动，造成高层流场辐散。同样，高层辐散也能引起上升运动。如果低层辐合之上迭加着高层辐散，将导致强烈的铅直上升运动。这时只要大气中含有足够的水汽，往往会产生较强的降水。由于目前常规使用的只是中低层850、700、500mb图，很难分析高层流场（冬半年或西风带系统则可以粗略地取500mb代表高层流场）。因此，习惯上使用低层辐合流场来定性估计铅直上升运动。

如图1.4所示，有利于降水的低层（700或850mb甚至地面图上）辐合流场大致有以下几种：

辐合型 包括单纯的风速辐合（图a）和风向辐合（图b）。

切变型 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层西南急流共同造成（图f—g）。

低压辐合型 闭合低压中心四周流场的气旋性辐合（图h）。

由此可见，要造成有利于上升运动——降水的低层流场辐合，从天气系统来说，主要来自于闭合低压、切变线、锋面。此外，等高线呈气旋式弯曲的区域，即在高空槽（前部）、低涡、倒槽处，也是盛行低层辐合——上升运动，有利于降水的区域。

这些降水区域，实际上包括两大部分。一部分是西风带低值系统（高空槽、低涡、切变、锋系、气旋），它们既有低层辐合引起的上升运动，往往还迭加着锋面抬升（爬升）引

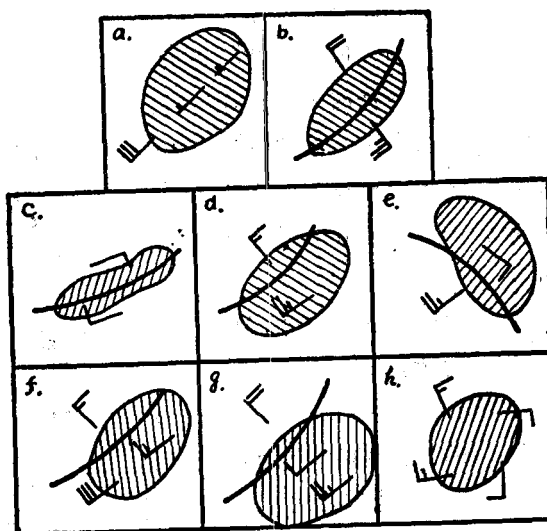


图1.4 气流辐合区与降水区分布示意图

起的上升运动。一部分是热带低值系统（台风、热带辐合带、东风波、台风倒槽等），则主要是由强烈的低层辐合迭加着高层辐散引起的上升运动，加上热力对流的上升运动，而完全不存在斜压性上升运动。

（三）小尺度局地对流活动引起的上升运动

对流活动能造成积雨云、雷暴、冰雹、飑线、龙卷等危险天气现象（即局地强烈对流性风暴）。暴雨时也经常伴有积雨云和雷雨等强烈对流活动。

发生强烈对流活动前的大气条件是：（1）大气中要有充沛的水汽，特别是低层水汽要比高层多得多。（2）近地面层大气近于绝对不稳定，即 $\gamma > \gamma_a$ 。其上为很厚的条件性不稳定气层， $\gamma_a \leq \gamma \leq \gamma_s$ ，有相当多的潜在不稳定能量可供释放以使空气上升。这种能量越大，对流越严重。（3）大气低层有很厚的对流性不稳定层。当整层被抬升后，原先稳定的层结会转化为不稳定层结。这种气层越厚，不稳定程度越强，对流天气越严重。总之，要发生强烈对流天气，大气必须先具备大量的不稳定能量（真潜在不稳定或对流性不稳定）。

大气具备了大量的不稳定能量，必须在足够的冲击力的触发下，不稳定能量才能释放而形成强烈对流。大气中冲击力的来源很多，主要有以下几类：

（一）天气系统的上升运动

锋面抬升，西风带低值系统和热带低值天气系统的辐合上升运动，都能作为大气中不稳定能量释放的触发机制。因此，大范围的雷雨区多产生在上述天气系统之中。

中尺度天气系统，如中尺度切变线（辐合线）、中尺度气旋、重力波、飑线等，都能造成非常强烈的低层辐合——上升运动，从而能更有效的触发不稳定能量的释放。导致有组织的强烈对流性天气的发生发展。

有一种所谓“露点锋”或“干锋”（可以是天气尺度的，也可以是中尺度的）。锋前有强烈的暖湿西南气流，形成明显的湿舌。锋后有从高原或其它地方移来的北—西北暖干气流。这二者之间形成极其明显的干湿交界面，即露点锋。它往往与强烈的低层辐合相配合，形成强烈的冲击力，从而造成强对流活动。这在我国常可形成暴雨，而在美国则常诱生出龙卷风等强烈对流性风暴。

我国东部地区，在春夏之间经常出现一种500mb阶梯槽形势（见图1.5）。原先低层有较强的暖湿平流，或前面槽的降水使湿度加大。高空有一个个小槽南下，槽后有高空冷干平流，形成明显的潜在不稳定。加上小槽的上升运动触发，引起强烈对流。这是华东地区降冰雹的一种常见天气形势。1974年6月17日一次强飑线，使大范围地区降雹，南京阵风39m/s，也是这种阶梯槽形势。这时的层结曲线（图1.6），700mb以下达饱和，而且从地面到500mb有整层的 $\gamma > \gamma_a$ ，为超湿绝热递减率，极有利于强烈对流。

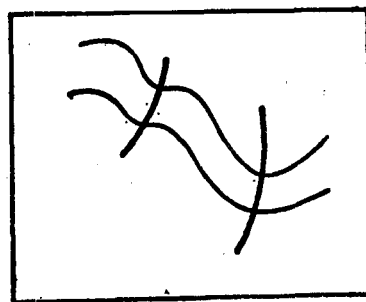


图1.5 500mb阶梯槽

（二）气团内部的热力涡动

由于太阳辐射增暖,近地面层强烈升温,层结成超绝热递减率, $\gamma \geq \gamma_a$, 有利于对流发展。只要有足够的不稳定能量,就会形成局地热雷雨。当然这种热雷雨尺度很小(10km以下),历时很短(1小时以内),雨量也不会很大。在沿江沿湖地区还可产生下述奇异现象。陆地上日射增温强,有上升运动。水面日射增温弱,有下沉运动。水陆间形成一个铅直环流圈。湖面上对流不易发展,午后常为一片晴空区,而在湖上周围的陆地上密布着一圈对流云。

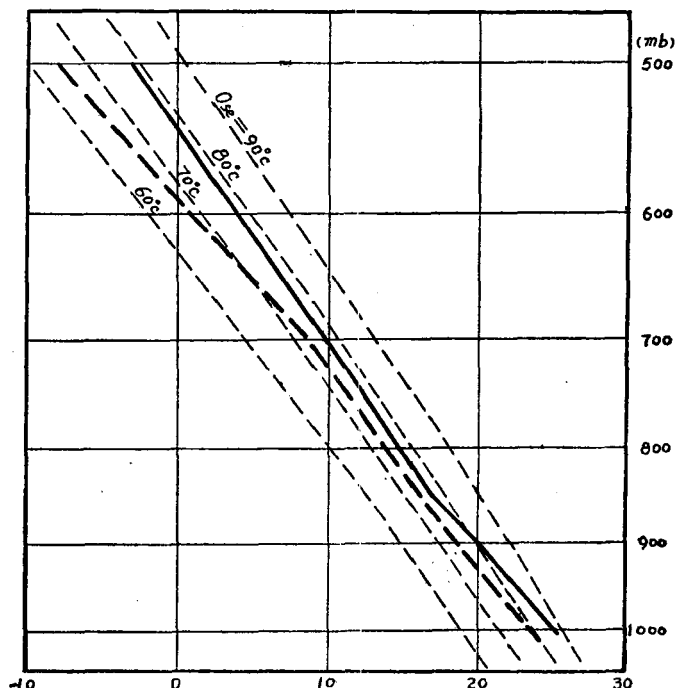


图 1.6 1974年6月17日20时南京的层结曲线

(三) 空气动力涡动

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1km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。

三、地形对上升运动的影响

地形对上升运动和降水的影响很大,主要表现为:

(一) 地形坡度的强迫抬升作用

当气流沿地形坡度吹向迎风坡时,因山坡的强迫抬升作用而产生地形性上升速度 w_e :

$$w_e = \vec{V} \cdot \nabla S \quad (1.13)$$

其中, $\vec{V}$ 是地面风矢, ∇S 为地形坡度。当地形坡度越大,地面风速越大,风向与地形坡度方向越平行即风越是与山脉正交时,则地形上升速度越大,迎风坡对降水的振幅作用就越大。图 1.7 是著名的河北“638”特大暴雨期间两个东西向剖面。可以清楚地看出地形与雨量的关系。整个“638”特大暴雨带有沿太行山脉走向分布的特点,而且最大雨量中心不是在平原或近山脊处,而是在迎风坡的半山腰,如图中的獐犸和大良岗两地。其中的獐犸还处在向东开口的喇叭形地点,低空偏东风急流沿喇叭形地形向里面辐合,也大大有利于上升运动的加强。因此,獐犸的七天总雨量达到2050mm的最高纪录。

图 1.8 表示了日本四国岛地形对降水的影响。四国的地形特点是横贯岛的中北部有一条背棱山脉,面向南方形成一个开口的圆弧形。1963年8月8—10日,有一个台风从其西侧的九州岛北上,在四国岛南部整个迎风坡上产生600mm以上(极大值超过1200mm)