

对流性天气的分析和预报

中国人民解放军空军气象学校

一九七六年元月

目 录

第一章 对流云的一些观测事实	(1)
第一节 对流云的宏观特征.....	(1)
第二节 对流云的微观结构.....	(6)
第二章 对流发展的动力学分析	(10)
第一节 对流运动的动力学方程组.....	(10)
第二节 制约对流发展的主要因子和过程.....	(13)
第三章 中、小尺度天气系统	(33)
第一节 中、小尺度天气系统的特点.....	(33)
第二节 与对流性天气有关的中、小尺度天气系统.....	(34)
第三节 中尺度分析方法.....	(53)
第四章 对流性天气的预报	(56)
第一节 雷暴的形成及其预报.....	(56)
第二节 雷暴大风的形成及其预报.....	(74)
第三节 冰雹的形成及其预报.....	(77)
第四节 暴雨的形成及其预报.....	(89)

对流性天气的分析和预报

强烈的雷暴发生时，往往伴有强风（**飑**）、暴雨，有时还会出现冰雹或龙卷风。这些天气现象都是由于大气中发生的强烈对流而造成的，所以常把它们统称为对流性天气。

对流性天气一般影响范围小，出现时间短，但是，发展很快，天气剧烈，破坏性很大，它是一种局部的灾害性天气。并且，由于积雨云中有强烈的气流扰动及积冰、放电等现象，对飞行安全威胁很大，因此，对流性天气是对飞行影响最大的天气现象之一。

为了预防对流性天气的突然袭击，必须准确、及时地预报对流性天气的发生时间、地点及强度。要做到这一点，就要求我们深入地研究和掌握对流性天气的发生、发展机制以及它们的活动规律，并在实际天气预报工作中正确地加以应用。

第一章 对流云的一些观测事实

对流性天气现象都与对流云的强烈发展有关，因此，研究对流云的发展对于预报对流性天气是很重要的。近年来，由于观测方法、观测工具的改进和发展，特别是雷达的广泛使用，对于对流云的特征已有一定的了解。毛主席说：“**理性认识依赖于感性认识**”，“**只有感觉的材料十分丰富（不是零碎不全）和合于实际（不是错觉），才能根据这样的材料造出正确的概念和论理来。**”显然，由于借助现代观测技术，取得对流云的一些观测结果，对于认识和掌握对流云的活动规律，是有帮助的。

第一节 对流云的宏观特征

云的宏观特征，包括云的外形、生命史、云内温度、气流状况等等，它是了解云和降水的基础。本章梗概介绍对流云的宏观特征，在介绍之前需要指出的是，各个地区对流云的宏观特征差别很大，各个对流云单体之间的差别也很大，因此在应用这些观测结果时，必须要考虑到这一点。

一、对流云的尺度和生命期

从气团内部单纯由热力作用而形成的对流云来说，通常是由于地面受到太阳强烈的照射，地温很高，进一步加热了近地面气层，而形成不稳定层结。这样在近地面气层中就生成了大大小小的，和外界温度、湿度、密度稍有不同的气块，这些气块不断生成又不断消失。如图 1—1 所示。较大的气块维持时间较长，气块内温度高，受周围空气浮力作用随风飘泊上升，并不断膨胀增大，达到凝结高度以上，而形成了积云的胚胎。这种上升的气块有时也叫对流单体。见图 1—2 所示。

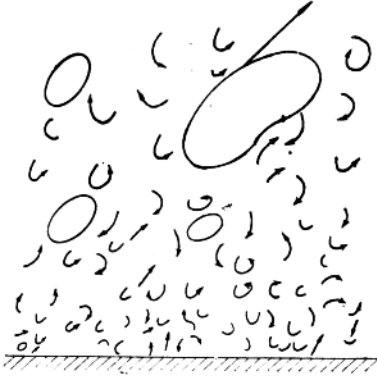


图 1—1 近地面层中气块示意图

由积云胚胎逐步补充、发展、形成了积云，在适合的层结条件下进一步发展成积雨云，直到产生降水。

这种热力对流泡的水平尺度，一般是几十米，最大可达千米以上。它与大气对流状况和地面受热情况有关。在山区一般山峰处比山谷处的对流单体尺度大，数目多。

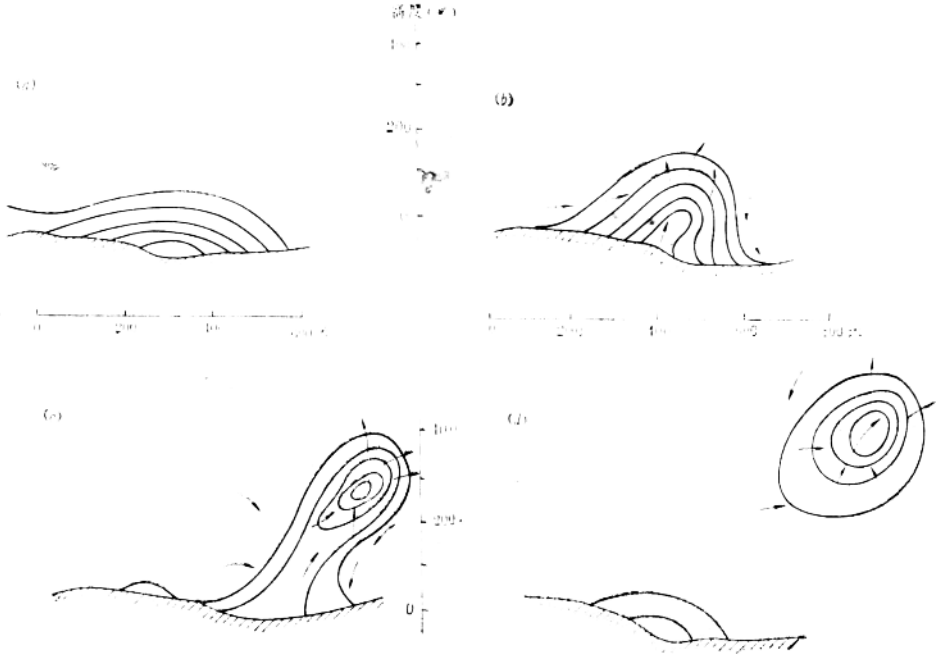


图 1—2 大气中对流单体的生成（实线为等位温线，箭头表示气流）

在实际大气看到的一块对流云，通常是由若干个对流单体组成，这种单体是指对流云中

有明显分隔的云团，也常称为云塔。每一个云塔又是由好几个云泡堆积而成。对流单体的水平尺度是 500—2000 米，云泡是 50—200 米左右。

一次雷雨过程，多数情况下是由数块积雨云构成的积雨云群(或称雷暴群)参与的，这些对流云的发展、成熟及产生降水都不是同时的，而是此长彼消。同一块对流云中各云塔及云泡的发展演变也是不一致的。

在大气中，局地对流的尺度谱是很宽的，可以从几十米的热力对流云泡，到一、二十公里的雷暴云。不同尺度的对流，生命期是不一样的。有时在同一时间里，不同地区的同一尺度的对流云维持的时间也会有很大的差异。

一块局地对流云，从整块云看来，其生命期常可超过半小时，短的十几分钟，长的可达 1—2 小时。但是其中的各个单体生命期大多只有 5—20 分钟，一般是 10 分钟左右，云泡的生命期更短，只有几分钟的历史。

对发展完整的雷暴云，生命史可以分成三个阶段：

1. 形成阶段：从初始的淡积云发展成为浓积云。此阶段的特征是云中皆为上升气流。从外形上看，云顶轮廓清楚呈圆弧状或花椰菜状，云体耸立成塔状。此阶段持续时间约为 15 分钟左右。

2. 成熟阶段：从浓积云向积雨云发展阶段。云内除了有系统的上升气流外，也出现了有系统的下沉气流，云的外形主要表现为云顶常成砧状，云上部有冰晶化的丝缕出现。这个阶段的持续时期约为 15—30 分钟。降水、雷暴现象也就从这个阶段开始。

3. 消散阶段：主要表现为下沉气流。云体逐渐瓦解，云上部很快变为高积云或伪卷云，云底有时还有碎积云或碎层云，这些碎云是积雨云降水蒸发后凝成的。此阶段的持续时期可以长到 30 分钟。

对流云的垂直伸展范围 H 和它的水平尺度具有同一量级。不同地方，不同的发展阶段，对流云的垂直尺度相差也很大。例如我国西北水汽少，对流云即使发展到积雨云阶段也只有 3—4 公里左右；中高纬度的锋面性对流云在发展初期厚度就可达到 5—6 公里；华南地区由于水汽充沛，浓积云就可发展到 10 公里以上；而热带的对流云更加高耸雄伟，甚至穿入平流层，高达 20 公里以上。

对流云整个体积的增长，在许多情况下是先在垂直方向有较快的向上增长，当云顶增长较稳定时，在水平方向的增长即加快。

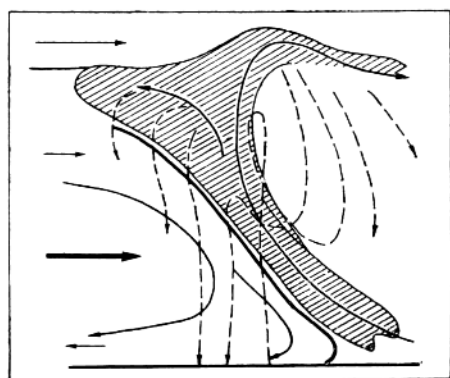
二、对流云中的垂直运动

对流云中的垂直气流的大小和分布，随对流云的发展阶段而不同。发展旺盛的积雨云中，上升气流和下沉气流是同时存在的。上升气流通常在云的移动方向的前部。构成雷暴群的积雨云多在云的右前侧观测到上升气流最强，有时在这个部位出现龙卷风。一般上升气流在云的中上部达最大，可以超过 25—30 米/秒。根据落地冰雹大小的判断，云中最大的上升气流速度可达 60 米/秒。国外对积雨云的飞机观测，曾观测到过 63 米/秒的强大上升气流。

云中的下沉气流在云底部显著，雷达观测到下沉气流在凝结高度附近开始向水平方向扩展，在地面出现雷暴大风。雷暴大风风速有的超过 50 米/秒。随着积雨云的消散，下沉气流

扩展到整个云体。积雨云的强大上升、下沉气流对飞行安全危害很大，特别是下沉气流，强大的下沉气流往往使飞机难以操纵，使飞机下降有撞山的危险。所以，一般通过积雨云区飞行时，往往采取绕过或从云顶飞越的办法。

在实际观测中发现强烈对流，特别是伴有冰雹的强烈对流，巨大的积雨云体是有组织的倾斜着的，其中强大的上升气流呈准定常倾斜着。这时，云的前方（相对盛行风的方向）是上升气流，后方是下沉气流，中间形成一个强切变区，如图 1—3 所示。对流发展起来



→气流方向 ---→冰雹运动路径
图 1—3 强烈对流云体中的垂直气流

后，切变作用使得云从其前方低层不断吸进新鲜的潮湿空气，加强了上升运动。当空气上升到对流层顶附近高度，浮力减小，上升减速。上升气流有时可分为三支。一支按惯性原理，仍依原方向运动，但高空风很强，不致伸到云柱后方很远就微弱下沉。最旺盛的一支可以伸展到平流层低层。这一支当到云顶后，远比周围空气为冷，逐渐下沉。另外一支被强风吹向云柱前方，特别是上升气流不太强的云体，被吹得很远，形成云砧。这一支气流还有一种很重要的作用，就是把凝结潜热大量抛出云柱传到远方，使上升气流不断维持。否则，热力稳定度减小，环流将减弱，云柱难以维持。下沉气流的部分，由两种作用导致，一种是降水拖带的下沉气流，另一种由于中、低空有风切变存在，云柱后部低值 θ_{se} 的冷空气追赶上云柱，自对流层中层顺切变方向流入而作下沉运动。在一般雷雨情况下，降水拖带下沉是主要的，而在上述强烈对流的情况下，云外流入冷空气是主要的，云外流入冷空气具有强风速，有能力楔入上升气流的下方，使上升气流呈准定常状态。

三、对流云中的乱流

在对流云中还有一种不规则运动。它无论在速度的空间分布和随时间的变化上都是不规则的，而且还有涡旋出现，这种运动就是乱流（也叫湍流）。由于乱流的存在，对流云内的垂直气流表现为明显的阵性。

在积雨云中乱流很强，云中存在着 2—300 米的小尺度涡旋。根据飞机观测，云中乱流分布一般在云的中部最大，常可超过 7 米/秒，最强烈的乱流出现在发展着的积雨云云内，同时上升运动的强度亦最大，看来乱流多见于有规律的上升或下沉气流区边界附近。它是从基本上升（或下沉）气流中吸取动能来维持其自身的。

云外也存在着乱流，乱流尺度比云中大些，观测结果指出，和对流云有关的大气乱流，水平范围经常超过云底面积的 2—3 倍，在垂直方向也比云体厚度大得多。在积雨云云顶上部 3000 米高度飞行仍可遇到中等强度的乱流。

强度较强的乱流对飞行影响重大，引起颠簸，然而如果浓积云内和积雨云内的有规律垂直运动与乱流阵性结合则对飞行危险性最大。

四、对流云中的温度

观测得知云中的温度正距平区（即对同一高度上平均温度的正偏差）是和上升运动区配置在一起的，负距平区是和下沉运动区相配置的。

根据观测，云泡中的温度平均比四周高出 0.5°C 左右。在浓积云中约为 $1.0-2.0^{\circ}\text{C}$ ，在积雨中温度偏差可以达到 4°C ，在积雨的消散阶段，云顶上绝大多数还有正距平，但 $\Delta T < 0.5^{\circ}\text{C}$ ，而在云底部的下沉气流中负距平可达到 4°C 。

此外观测还表明，对流云中的温度递减率要比湿绝热递减率大得多，它与云外空气的递减率接近，说明云内外空气存在着很强的混合过程。

五、对流云中的雷电

在积雨云发展的同时，云块会带有大量的电荷。一个发展完善的积雨云，其正负电荷分布如图 1—4 所示，上部带正电，中部和下部带负电荷，底部又有一部分正电荷区。

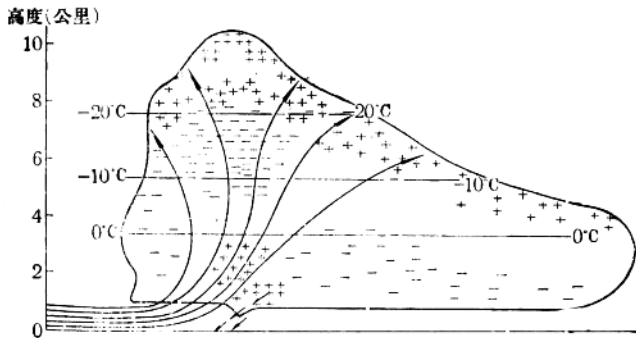


图 1—4 积雨云中电荷分布（矢线表示气流）

积雨云中的电荷是怎样产生的呢？说法不一。有的认为是由于云滴在运动过程中的相互摩擦而产生的；有的认为是由于云滴在大气电场中分裂而产生的；有的认为云中过冷水滴在冰晶（或冰雹）上冻结可引起带电，等等。

由于云中下沉气流存在，负电荷自高空被带到云底部，这时附近地面便被感应，聚集正电荷。如果云地之间的电场强度超过了某种限度，比如电位梯度大到每厘米几千伏特甚至上万伏特时，云地间就会出现竖向的闪电。除云地间放电外，还有云中主要正负电荷之间的放电，以及云中主要正、负电荷和周围空间负、正电荷的放电。在这种情况下，闪电的方向有竖向的，也有横向的。

闪电有枝状、片状、联珠状、球状等多种形状。经常见到的是枝状闪电，其平均长度为 2—3 公里，也有个别长达 20—30 公里的。枝状闪电通路的平均直径为 16 厘米，个别的可达 40 厘米。

空中出现闪电时，闪电处空气温度在 10000°C 以上。空气受热急剧膨胀，形成疏密波，

就是雷声。由于声波在大气中被吸收或扩散，减弱很快，雷声传播的半径一般较小，最大半径为 30 公里。所以，远处有雷暴时，往往只见闪电，不闻雷声。

位于闪电附近听到的雷声，是尖锐的霹雳声。在稍远处，由于局部地形的回声及反射，因而雷声将变得低沉而又隆隆不绝。同时闪电路径的曲折和放电能的分布不均，使雷声长短不均高低不同。一次闪电发出的雷声延续时间通常为 30 秒左右，在个别情况下可达一分钟。

在冰雹云中，由于进入云中的上升气流一般是倾斜上升的，因此云底正电荷中心偏前，负电荷中心则偏后，正负电荷中心强度都很大。这样，正负电荷间的放电，就会以横向闪电为主。由于冰雹云以横闪为主，在云与地面感应电位差尚未达到放电程度时，横闪就中和了一部分电荷，使竖闪不易产生。当冰雹云强度减弱时，斜升气流就不那么倾斜，云中负电荷的中心也就移到云底正电荷中心的上方，于是容易竖闪，但这时下冰雹就不容易了。当然，这些并不是说在下冰雹的云中不会产生竖闪，当冰雹云底离地很近时，横闪在进行过程中仍可出云打击地面，形成竖闪。

闪电对飞行有一定的影响。如果在积雨云区飞行，飞机有被闪电击中（遭到雷击）的可能，另外，可使无线电通讯受到强烈干扰，电器仪表失灵，闪电的强光耀眼，会给飞行员带来操纵上的困难等等。但是，闪电对飞行也有其可利用的地方。它的出现指出了积雨云的位置，使飞机不致误入其中，特别是暗夜飞行，云状分辨不清时，更有其重要作用。

第二节 对流云的微观结构

毛主席说：“人们的认识，……是一步又一步地由低级向高级发展，即由浅入深，由片面到更多的方面”。人们对于对流云的认识，也是由浅入深、由片面到全面地逐步发展的。起初，人们的认识只限于对流云的宏观特征，以后由于航空活动和人工影响局部天气等方面的需要，才逐渐深入到对流云内，认识对流云的微观结构。

云的微观结构，主要是指云滴的相态、大小、浓度以及云的含水量等特征，它直接关系到云中能见度的优劣、降水的形成、飞机积冰的强弱等等，由于对流云的微物理结构的观测工作开展得比较晚，目前所获得的资料不多，这里只是简要的介绍与对流云发展有关的一些情况。

一、云滴的相态

云滴的相态是指组成云的云滴是水滴还是冰晶。它主要决定于云体的温度。在云体温度高于 0°C 时，云由水滴组成；低于 0°C 时，云可由过冷水滴或冰晶单独组成，也可以由它们共同组成。由于大气中的过冷水滴一般在 -20°C 左右开始冻结，人们把 -20°C 高度称为自然结晶高度。而在 -40°C 时，大多冻结为冰晶。故云体温度在 0°C 至 -20°C 之间多为过冷水滴组成，在 -20°C 至 -40°C 之间多为过冷水滴与冰晶共同组成，在 -40°C 以下多为冰晶组成。

根据观测表明一个成熟的雷暴单体它的相态分布如图 1—5 所示；

0°C等温线高度以下的部分，主要是由水滴组成；0°C至-20°C等温线之间，是由过冷水滴和雪花组成；-20°C等温线高度以上的部分，则由冰晶、雪花和少数过冷水滴共同组成。在-40°C等温线高度以上那些的含水量很小了基本上以冰晶形成存在。

当然在不断运动着的雷暴云中，各高度上的相态由于上升或下降气流互有渗入，但在总体相态分布上基本如图1—5所示。

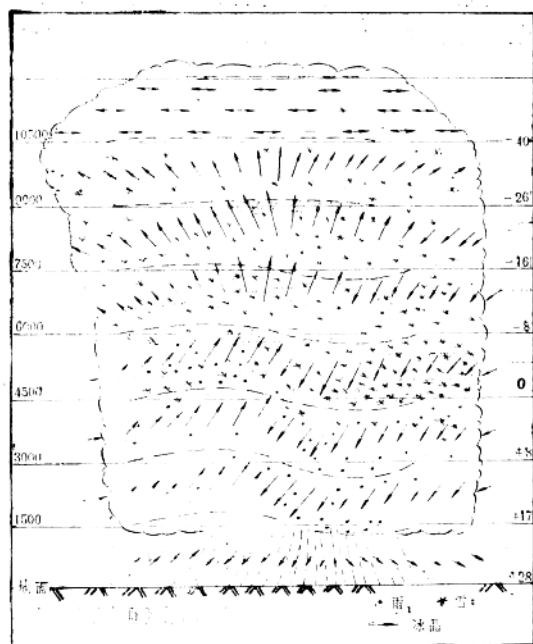


图1—5 发展成熟的雷暴云

二、云滴的大小和浓度

组成云的水滴和冰晶极小，其半径多数在2—15微米（1微米等于 10^{-3} 毫米）之间，小的1微米以下，大的也只有十分之一毫米。在云中，把半径小于100微米的水滴称作云滴，如果云滴增长至大于100微米则称作雨滴。

对流云的云滴半径在发展的不同阶段是有差别的。淡积云云滴半径一般在1—33微米；浓积云云滴半径在2—83微米；而积雨云云滴半径变化范围则较大，通常为2—100微米。

单位体积云内所包含的云滴个数，称为云滴浓度。通常用个/厘米³来表示。对流云内的云滴浓度在不同发展阶段也有所差异。一般淡积云为300个/厘米³浓积云为100—600个/厘米³，积雨云为50—100个/厘米³。

对同一块云来说，云滴浓度一般在云底最大，云的中部或上部最小。根据观测，在浓积云的底部，云滴浓度可达400个/厘米³以上，而在云的中部或上部（大水滴区），云滴浓度

常小于 $100/\text{厘米}^3$ 。

在云中，云滴尺度大小并不都是相同的，而在单位体积中对应于不同尺度的云滴个数也并不都是相同的。把对应于各种不同尺度的云滴浓度分布，称作滴谱。处于不同阶段的对流云滴谱有很大的差异，在对流云各不同部位，云滴谱也有较大差异，这里取一个典型资料进行比较。

图 1—6 给出了 1960 年在我国南岳观测的淡积云、浓积云、积雨云的滴谱资料。其中，横坐标为云滴半径，纵坐标为半径 r 云滴的相对浓度，它表示处在 $r \rightarrow r + \Delta r$ 区间内的云滴

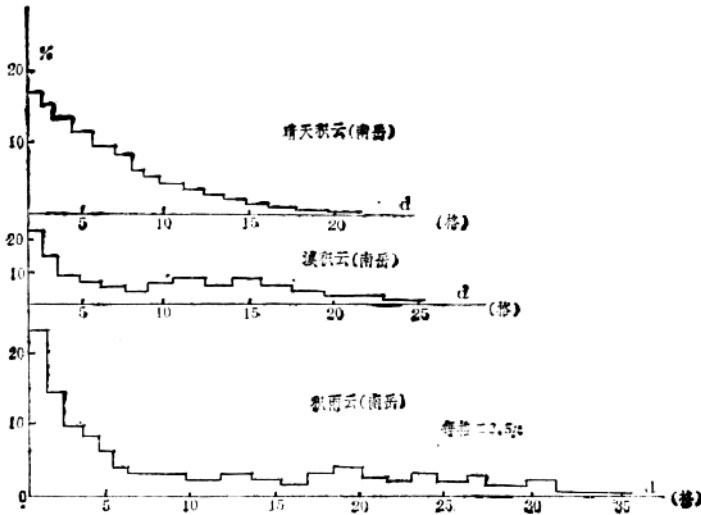


图 1—6 处在对流云不同发展阶段的云滴谱 (d 表示格数)

的浓度，对各种半径云滴总浓度的比值的百分数。由图可以看出，随着对流的加强，对流云的云滴谱变宽，即小滴减少，大滴增加，平均尺度加大。这里云滴谱的宽窄反映了云滴大小分布的情况。云的滴谱宽，有利于降水的形成，滴谱窄，则不利。

三、云的含水量

单位体积云中水滴和冰晶的总质量，称为云的含水量。通常用克/米³来表示。

云中含水量的多少对降水的形成有重要意义，一般说来，云的含水量愈大，愈容易形成降水。对过冷水滴来说，含水量愈大所引起的飞机积冰愈强。

积云中含水量的平均值约为 $0.3—0.4$ 克/米³，积雨云中则约为 $0.6—0.7$ 克/米³。对流云中含水量随高度有显著的变化，一般从云底向上增大，在云的中（上）部达到最大值，云顶和云的边缘则比较小。这是因为对流云的中（上）部是大云滴区，虽然它们的云滴浓度比较小，但由于每个云滴的质量都比较大，所以仍然有很大的含水量。观测表明，在积云的中（上）部，含水量最大可达 4 克/米³，在积雨云的中（上）部，含水量最大可达 20 克/米³。

云中含水量与云内垂直气流的大小和分布有极密切的关系。当垂直气流速度量级大时，

其含水量一般也比较大。如图 1—7 所示。这是对浓积云一个观测结果。在这里我们可以看到这块云中有 4—5 个含水量最大值，它们可能是和对流云中一个个云泡相对应的。

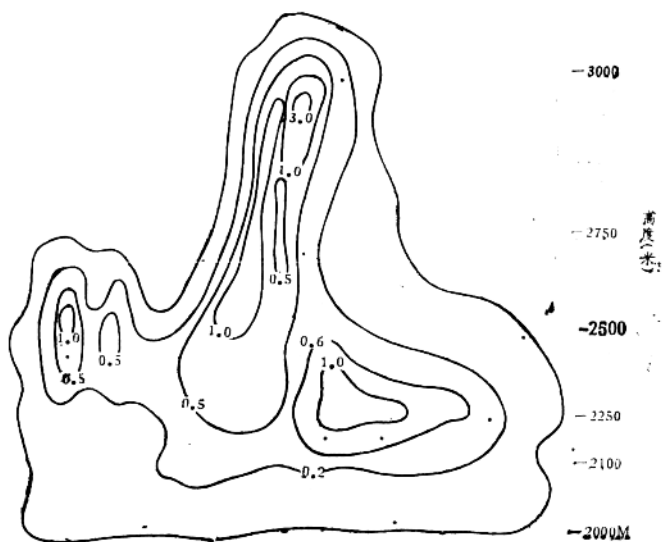


图 1—7 一块浓积云中的含水量分布

观测得出，对流云中温度递减率要比湿绝热递减率大，而云内实际出现的含水量值，一般都比根据空气团绝热上升凝结计算出来的凝结水量小，并且愈到高空，两者差值愈大。这样看来，对流云内外空气的混合过程是很剧烈的。当然，这并不是绝对的，有时也有出现大于绝热含水量情况。

第二章 对流发展的动力学分析

许多小范围的灾害性天气，如雷暴、冰雹和暴雨等都是同对流云的强烈发展有关的。对流云在什么条件下能够形成、发展，以致出现对流性天气，这是个复杂问题。因为它涉及的因子很多。为了发动对流，需要启动的能源。启动的能源可以来自地面的不均匀加热、地形扰动、边界层中的涡旋，也可以由一定的天气系统活动所引起。当对流形成以后能否继续发展，则又与当时、当地的气象条件，如层结、湿度、盛行风的大小和分布有关。同时，对流本身的动力过程也会制约它进一步发展，而云中的微观过程，在一定的条件下，对云的宏观发展也有影响。

毛主席说：“研究任何过程，如果是存在着两个以上矛盾的复杂过程的话，就要用全力找出它的主要矛盾。捉住了这个主要矛盾，一切问题就迎刃而解了”。对流云的发展，固然受着许多因子的制约，但在许多因子中，对流运动是主要的，由于它的存在和发展，规定或影响着显热和水汽的垂直输送，凝结物的产生或降落，雷电分布以及水平气流的变化等等，因此，我们这里只对对流发展的条件作动力学分析，以便给对流性天气预报提供一定的理论依据。在分析时，我们将天气形势所造成的背景条件作为已知参数处理，并且不考虑云滴形成和增长等微观过程对于对流云发展的影响。在这些前提下，首先建立对流运动的动力学方程组，尔后分析制约对流发展的因子和过程。

第一节 对流运动的动力学方程组

运动本身就是矛盾。“一个事物是它自身，同时又在不断变化，它本身有‘不变’和‘变’的对立，——这就是矛盾”。运动就是不变和变的对立统一。这不变或变的两个方面，反映在自然科学的定律中，有动量守恒定律、质量守恒定律以及能量守恒和转化定律。它们是研究大气对流运动的物理基础。大气对流运动的宏观过程，可以用一组可压缩流体的动力学方程组来描写。这一方程组，就是由上述三个定律导出的。

由于对流单体是一种小尺度现象，它的持续时间很短，因而研究对流运动可以不考虑地转偏向力的影响。另外，为了简单起见，我们暂且撇开摩擦力的作用。这样，由动量守恒定律可得运动方程：

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{G} \quad (2-1)$$

式中 $\vec{V}$ 是空气的速度矢量，它沿水平坐标轴 x 、 y 和垂直坐标轴 z 的分量，分别为 u 、 v 和 w ， p 和 ρ 是大气压强和密度， $\vec{G}$ 是重力加速度矢量。

由质量守恒定律可得连续方程:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \operatorname{div} \vec{V} = 0. \quad (2-2)$$

由表达能量守恒和转化的热力学第一定律得到

$$\frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{1}{C_p T} \frac{dQ}{dt}. \quad (2-3)$$

式中 $\frac{dQ}{dt}$ 为非绝热加热项。在对流云的发展过程中, $\frac{dQ}{dt}$ 主要有两种形式: 一是由乱流或挟卷过程引起的热交换; 二是由于水汽相变时的潜热释放。 θ 是位温, 根据定义 $\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{\kappa}{C_p}}$, 而温度 T 可以通过状态方程与 p 和 ρ 联系起来, 即 $\theta = \frac{(1000)}{R} \frac{p^{1/\kappa}}{\rho}$ = 常数 $\frac{p^{1/\kappa}}{\rho}$ 。式中 $\kappa = C_p/C_v$, C_p 、 C_v 分别是空气的定压比热和定容比热。

(2-1)、(2-2)、(2-3) 就是研究对流运动的基本方程。但是, 对流运动发生的原因是: 空气团的密度在水平方向的差异所引起的阿基米德浮力, 同时, 在对流运动发展的过程中, 大气层结的状况起着重要的作用。这是大气对流和一般流体对流不同的地方。为了反映出大气对流运动的这种物理本质, 我们还要进一步对上面的基本方程组加以处理。

现设对流运动发生的背景条件是: $\bar{p} = \bar{P}(z)$, $\bar{\rho} = \bar{\rho}(z)$, $\bar{\theta} = \bar{\theta}(z)$, 即平均的气压、密度和位温, 它们只是高度的函数, 并且满足静力平衡关系:

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -\bar{\rho} g. \quad (2-4)$$

假定 $p = \bar{p} + p'$, $\rho = \bar{\rho} + \rho'$, $\theta = \bar{\theta} + \theta'$, (2-5)

式中 p' , ρ' 和 θ' 是由于对流运动而引起的气压、密度和位温的扰动量。对于对流运动, 温度偏差很少超过 10°C , 气压偏差很少超过 10 毫巴。所以,

$$\frac{p'}{\bar{p}} \ll 1, \quad \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \ll 1, \quad \frac{\theta'}{\bar{\theta}} \ll 1. \quad (2-6)$$

应用上面的假定和条件, 方程 (2-1) 右方可改写成:

$$\begin{aligned} -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{G} &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \nabla (\bar{p} + p') + \vec{G} \\ &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \nabla p' - \frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho} + \rho'} \vec{G} + \vec{G} \\ &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \nabla p' + \frac{\rho'}{\bar{\rho} + \rho'} \vec{G} \\ &\approx -\frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' + \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \vec{G} \end{aligned}$$

在上式中，只有与重力相联系的项中才保留了密度偏差，而在气压梯度力中，则略去了密度偏差的影响。这样的近似称对流近似。

在对流近似条件下，运动方程取新的形式：

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p' + \frac{\rho'}{\rho} \vec{G}。 \quad (2-7)$$

连续方程为：

$$\begin{aligned} \frac{d(\bar{\rho} + \rho')}{dt} &= -(\bar{\rho} + \rho') \operatorname{div} \vec{V}, \\ \frac{d\rho'}{dt} &= -\operatorname{div} \bar{\rho} \vec{V}。 \end{aligned} \quad (2-8)$$

在绝热假定下，(2-3)式变为绝热方程，再把(2-6)式代入后，就有：

$$\begin{aligned} \frac{d\theta'}{dt} &= -W \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \\ &= -W \frac{\bar{\theta}}{T} (\gamma_d - \gamma) \\ &= -\alpha W。 \end{aligned} \quad (2-9)$$

其中 $\alpha = \frac{\bar{\theta}}{T} (\gamma_d - \gamma) \approx \gamma_d - \gamma$ ，为大气静力稳定度。

由于对流云发展的主要能源是水汽相变时的潜热释放，因而如果考虑非绝热加热，则可以主要考虑凝结热的作用。在这种情况下，

$$\frac{d\theta'}{dt} \approx -\alpha^* W。 \quad (2-10)$$

式中 $\alpha^* = \gamma_m - \gamma$ ，就是说，当空气饱和时，应该以湿绝热递减率代替(2-9)中的干绝热递减率。

(2-9)、(2-10)中的位温扰动量和气压、密度扰动量有关，这可以从微分位温公式得到。由位温公式

$$\theta = \text{常数} \frac{p^{\frac{1}{\kappa}}}{\rho}。$$

对上式取对数后求微分，就有

$$\frac{\theta'}{\theta} = \frac{1}{\kappa} \frac{p'}{p} - \frac{\rho'}{\rho}。 \quad (2-11)$$

描写对流运动的这一组方程(2-7)——(2-11)，与一般可压缩流体力学方程组的主要差别：一是用阿基米德浮力代替了重力；二是在绝热方程中多了一项描写大气层结影响的新项。

第二节 制约对流发展的主要因子和过程

现在,我们以对流近似条件下的动力学方程为基础,分析制约对流发展的主要因子和过程。前面已经说到,大气对流与一般对流不同的地方是在于大气是层结流体,大气层结特性对于对流发展有重要的影响,而静力稳定度 α 是表征大气层结特性的一个参数,因此,这里的分析首先从大气静力稳定度开始。

一、静力稳定度

如果近似地把对流云看成是一孤立气块,那末,在假定气块中的压力随时同其周围空气压力相适应(称准静态条件)的前提下,由方程(2-7)和(2-11)有

$$\frac{dW}{dt} = -\frac{\rho'}{\rho}g = \frac{\theta'}{\theta}g. \quad (2-12)$$

上式对 t 求导数后与绝热方程联立即得:

$$\frac{d^2W}{dt^2} = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta'}{dt} = -\frac{g}{\theta} \alpha W.$$

或写成
$$\frac{d^2W}{dt^2} + N^2 W = 0. \quad (2-13)$$

式中 $N^2 = \frac{g}{T}(\gamma_d - \gamma)$, 为静力稳定度参数。该方程的

$$W = Ae^{-iNt}. \quad (2-14)$$

从上面的解容易看出,当大气层结为稳定时,即

$$\gamma < \gamma_d$$

时, $\frac{g}{T}(\gamma_d - \gamma)$ 为正值, N 为一实数,则此方程的解代表振动。气块受外力上升后,将恢复到原位置,并在原位置附近作上下简谐振动,其振幅为 A , 圆频率为

$$N = \sqrt{\frac{g}{T}(\gamma_d - \gamma)}. \quad (2-15)$$

这个频率叫做布伦特—维赛拉频率。若 $\gamma = 0.6^\circ/100$ 米, $\bar{T} = 300^\circ K$, 则 $N \approx 1.1 \times 10^{-2} \text{秒}^{-1}$,

其周期

$$\tau = \frac{2\pi}{N} \approx 9 \text{分钟}.$$

当大气层结为不稳定时,即

$$\gamma > \gamma_a$$

时, $\frac{g}{T}(\gamma_a - \gamma)$ 为负值, N 为一虚数, 则 (2-14) 式的解代表随时间作指数增大的运动。

因而上升气块将一直向上作浮升运动, 有对流运动发展。这就是静力不稳定的情况。

自然, 在大气中除了贴近地面的气层之外, $\gamma > \gamma_a$ 这种干绝热不稳定状态是很少见到的。不过, 湿绝热不稳定 $\gamma > \gamma_m$ 的情况却是经常能够出现的。当大气是真潜势不稳定或位势(对流性)不稳定时, 在一定的触发机制引发下, 大气中潜在的不稳定能量释放, 对流运动就能得到发展, 而原来储存的不稳定越多, 对流运动发展越强。

稳定层结是抑制对流发展的, 如等温、逆温或温度递减率很小的气层, 它们阻挡对流的发展, 因而可以统称之为阻挡层, 然而, 正如毛主席教导的“在一定条件之下, 矛盾的东西能够统一起来, 又能够互相转化”。阻挡层限制对流发展的作用, 只是问题的一面。除此以外, 我们还必须看到, 如果在对流层的中、低层有阻挡层, 特别是有强烈下沉逆温的存在, 它对于大气低空不稳定能的储存和积累有重要的作用。逆温层阻碍了湿空气向上穿透, 再通过平流和日间加热, 使逆温层以下的气层变得更暖更湿。同时, 对流层中间和上层可以变得更冷。这样, 在阻挡层以下的深厚气层里, 积累更多的潜在不稳定能量, 一旦有某种机制使阻挡层消失, 强烈的对流就会爆发。

例如, 1974年6月17日南京地区经过了一条强飑线, 在它过境时, 出现了持续一小时之久的20米/秒以上的大风, 瞬时风速达38.9米/秒, 十分钟最大降水量为18.6毫米, 有的地方还下了象拳头大的冰雹。这种强烈对流天气, 在南京历史上是罕见的。就在这天, 南京07时和13时的层结曲线上, 在800毫巴附近都可以见到一个相当强的下沉逆温, 抑制着对流的发展。(见图2-1和4-1)从南京的天气实况看到, 雷暴发生在19时以后, 19时的地面气

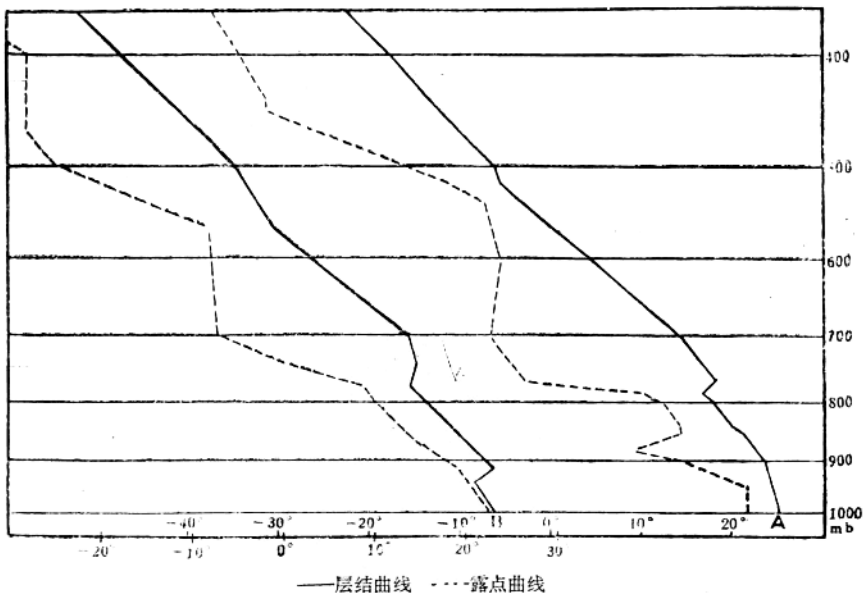


图2-1 17日07时徐州(A)和南京(B)探空曲线

温为 29.8°C 。可是，13 时气温已达 30.8°C ，16 时气温又增至 32.5°C ，这时不但没有发生雷暴，甚至连浓积云也看不到，只有少量的碎积云。下沉气流造成的下沉逆温是压制对流发展的。但是，这个相反的东西，同时却是相成的东西。在对流未发生之前，在下沉逆温下面储存了大量的不稳定能量。在对流已经发生之后，周围的下沉气流一面抑制着强对流云体新的对流发展，一面也趋使对流云外的暖湿空气从底部源源不断地流入对流云中，促使对流云继续加强发展。这种作用就是使不稳定能量不致于零散释放，到处都发生对流，而是使不稳定能量集中在具有强大触发机制的地区释放，造成剧烈的对流天气。由此可见，我们分析预报强烈对流天气的出现，应当充分注意中、低空阻挡层的存在及其对不稳定能量积累的作用。

二、挟卷过程

观测表明，在对流云的四周有补偿性的下沉运动存在。由于云内上升气流和云外下沉气流是对流环流的一个统一的整体，因此，上升空气从不稳定层结中所取得的能量，并不完全都用在加强上升运动的本身，其中有一部分是消耗在维持下沉运动上。从这个意义上讲，云外补偿性下沉运动也是上升运动的一种阻力。如果云体以上升气流区为界，那末，云外下沉气流对云的发展就会有影响。

尤其重要的，云由空气上升的过程中，还会将云外空气，大量卷入云内。云外的空气同云内相比是干而冷的，云中空气由于显热的混合和云中水份进到卷进来的空气里部分蒸发而变冷了，这样就不能不使云中空气的浮力减小，从而使云的发展受到影响。根据第一章的观测事实指出，云内温度递减率要比湿绝热递减率大得多，而云内实测的含水量值也总比该高度上云中空气绝热上升所凝结出来的水量（绝热含水量）小很多。这些事实表明了云内外空气存在着强烈的混合过程。云内外空气存在混合过程的一个更直接的证明是，在高耸的对流云四周所施放的一群测风气球，在对流层中部明显地辐合起来。如果将云中质量增加的百分率定义为挟卷率，有人指出，对于发展旺盛的对流云，在 500 毫巴高度挟卷率至少要达 100%。这表明在 500 毫巴高度从云四周进入的空气量与从云底进入的相等。

挟卷过程主要是质量连续性所要求产生的。因为在云内，由于不稳定能量的释放，空气将加速上升，如果上升气柱的外形不变，那末，在云柱内任意两个相邻断面所包含的体积元中，从上断面流出的质量，要比从下断面进入的多，于是空气必需从四周流入以补偿这一体积元中空气质量之不足。由于这种原因引起的挟卷，称为“动力挟卷”，其挟卷率可从质量连续性的关系得出。对于上升气柱半径为 r 的水平断面，其连续方程式为

$$\frac{d}{dz}(\pi r^2 \rho w) = 2\pi r \rho u. \quad (2-16)$$

这里，不考虑密度随时间的变化，并假定云内外空气密度是相同的，而 w 为云中的垂直速度， u 为水平断面半径方向水平风速分量，以指向断面的中心为正。（2—16）式右端表示在单位时间内从单位厚度云柱外壁流入的空气量。等式左端括号中的 $\pi r^2 \rho w$ 为对流云中上升气流在单位时间内通过水平面断面的空气质量，可以由 M 表示。如果再假设