



## 第六讲 暴雨回波分析降水量和估算

### 讲 座

许 梓 秀

暴雨是我国夏季常见的一种重要天气现象，有时可引起河流泛滥，山洪爆发，泥石流等危及人民生命财产的灾害，因此，暴雨的探测和研究，一直是我国气象工作者所关心的问题。

人们发现，直接产生暴雨的系统常常是中尺度系统（水平尺度由30—40公里至300—400公里）。小型的暴雨中尺度系统在常规天气图上常易漏掉而发现不了，所以用天气雷达来探测和研究暴雨，愈益引起人们重视，并取得了一定的进展。

本讲主要根据713（5厘米）、711（3厘米）天气雷达的探测资料，简要地介绍暴雨回波和降水定量估算的问题。

#### 一、暴雨和对流降水单体

暴雨绝大多数降自积雨云或积雨云与层状云的混合云中，几分钟至半小时的局地暴雨，往往是由一块大的积雨云引起的；而持续性暴雨（几小时至24小时）则常常是由多个强大的积雨云连续活动所造成。积雨云（或积雨云群）在雷达上表现为大小不等的对流降水单体，它们是组成暴雨中尺度回波系统的基本单元。

对流降水单体的水平尺度为10—20公里，少数可达数十公里，垂直高度由数公里至十几公里，生长、消亡很迅速，大多数单体的生命期由几分钟至20—30分钟。但是，少数大而强的对流降水单体，持续时间可达1—2小时甚至更长。对流降水单体中的降水强度除与单体的环境条件（如湿度的垂直分布、风的垂直

切变、地形影响）、积雨云内的微物理状态（如水成物的相态，水滴、冰粒的大小）有关外，还与对流单体本身的水平尺度、垂直尺度、强度等特征有关。一般说来，降水强度大的对流降水单体，水平尺度、垂直尺度和强度都是较大的。如直径只有1—2公里的小单体，最大降水强度不到1毫米/小时，而水平直径达数十公里的强大单体，最大降水强度可以超过50毫米/小时，有时甚至达到100—500毫米/小时。

暴雨日出现频数与强大单体出现频数关系十分密切。如根据北京1979年夏季713天气雷达获取的400多个对流降水单体的尺度、强度特征资料，直径为3—4公里的单体频数最大，随着尺度的增加，频数减小，直径15公里的单体，占总数的14%；直径超过20公里的单体，仅占总数的5%。对流降水单体的回波强度为40—45dBZ的约占总数的15%，强度超过50dBZ的，占总数的5%。北京地区对流活动虽有明显的年际变化，但是这一结果与用20年北京地区降雨资料统计降水量 $\geq 50$ 毫米的暴雨日，平均每年为8.1次（最多年份15次，最少年份只有2次）的结果还是较接近的。这些统计数据表明，暴雨日与强大对流降水单体活动密切相关。

在暴雨中尺度系统中，强大的对流降水单体起了重要作用。水平尺度仅30—50公里的小型暴雨中尺度系统，一般包含一个强大的对流降水单体，而水平直径达300—400公里的大型暴雨中尺度系统，则可包含几个强大的对流降水单体。当一个强大的单体在某地

停滞2—3小时，或几个强大单体相继影响某一地区时，就可引起暴雨或大暴雨。因此，在分析、预测暴雨时，要特别注意强大对流降水单体的发生、发展。

## 二、对流降水单体的合并

雷达观测发现，对流降水单体的合并是降水增长和强大对流降水单体形成的基本方式。

国外有人应用10厘米天气雷达进行“积云合并”观测试验，结果表明，由于对流单体回波合并而产生的降水占对流降水单体数的86%，单独的单体降水仅占14%。单体合并一次后，水平尺度比原来的可增大4—6倍，降水量可增大6—8倍，甚至达一个量级。如果回波再次进行合并，则二次合并后的单体体积和降水强度比一次合并又将成倍增长。这些观测结果说明，合并过程对降水单体的增长，降水量的增大都是相当可观的。

兰州高原大气物理研究所根据永登、天祝的雷达观测发现，90%的强烈风暴是由两块积雨云合并而形成的。

北京地区雷达观测也表明，强大对流降水单体的发生与对流降水单体的并合过程紧密联系。常见的合并方式有两种：一种是由一个系统上的多个对流单体合并形成，例如图1，有一条对流雨带被阻滞在北京西部山区，移动缓慢，带上箭头指处的强大对流降水单体系由雨带上先后出现的多个单体合并形成，在它所经之处，引起了局地暴雨。

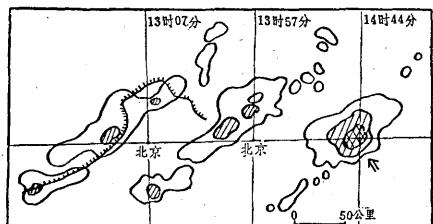


图1 在一条雨带上形成的一个强大对流降水单体  
(1976年8月14日)

另一种方式常常是两个不同尺度或相同尺度的天气系统相交或合并时形成的，在它们的相交点或合并区，由多个原有和新生的对流降水单体迅速合并形成强大的对流降水单体。例如1979年7月24日京津地区的暴雨，就是由冷锋与锋前暖区的中尺度雨带相交接所形成的一串强大的对流降水单体引起的。图2a（见封三图2）中箭头所指即锋前暖区的中尺度雨带，它开始形成在北京以南200公里处，以后随西南气流向东北传播，它的西端与锋面降水回波相联接，在它们的交接区，相继发生了4个水平尺度达30—50公里的强大的对流降水单体，图2b为与图2a相近时刻的20dBZ回波外廓线，可见锋线上的2、3、4号强大单体，其中2、3号单体已处减弱阶段，4号单体正处于发展成熟中，每个强大单体引起的雨强分别达到了50—65毫米/小时。

合并过程引起降水急剧增长的物理机制是十分复杂的，迄今还不完全清楚。但是，通过雷达观测发现，

对流降水单体在合并过程中，并不单纯是多个单体的扩展合并，而更多的是合并区新生单体的发展。这种发展过程，常见有两种方式：①在原单体前方附近激发新生单体并强烈发展，老单体衰亡。这一特点和目测的“云接云”现象相同。图3a是北京711天气雷达获取的每间隔10分钟的一组PPI回波图（图中只画出了大小不等的对流降水单体密集排列成带状的回波外廓线）。由图可清晰的看出，在原有对流雨带前方不远处，激起了许多小的新生对流单体，它们也呈带状排列（11时20分—11时30分），以后，新生单体发展增大，原雨带上的单体迅速减弱。这一过程我们可从沿319°方位的RHI回波图象（图3b）上更清楚地看出来，原雨带上的对流降水单体A，在31分钟内，高



图3a 1975年8月11日PPI回波 每圈距离50公里

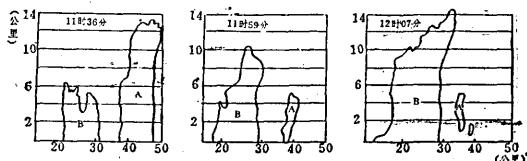


图3b 1975年8月11日RHI回波 方位319°

度和体积都大大减小，由一个顶高为13公里的大单体迅速蜕变为只有5公里高的弱小云体。与此同时，它前方的新生单体B，却发展到顶高14公里的大单体。大约在12时30分，原有雨带上的单体接近全部消亡，而新生雨带上的对流降水单体得到了更大的发展，历时约一小时。根据这种合并过程特点，人们可以认为，当两个处于不同发展阶段的单体相互接近时，处于发展中的新生单体的上升气流和成熟、衰亡期的老单体中的下沉气流可能结合在一起，形成一对更强的升、降气流（一般不如冰雹云那样强大），促使在新生云区中暖湿气流上升增强，使较小的对流降水单体迅速地发展为强大的对流降水单体。

②当两个发展成熟的对流降水单体回波相互趋近，或两个回波系统辐合，在它们的汇合处可诱发新的上升气流区，从而导致新生的对流单体发生发展，这和目测的“云搭桥”现象相同。如图4a、b是1975年7月29日京、津、唐大暴雨过程中的部份PPI和RHI图象。这次暴雨系在锋前暖区的中尺度对流雨带（B回波）与冷锋的一段降水区（A回波）合并过程中产生的，当它们相互趋近时，在其辐合区可清楚地发现在其间出现了多个新生的对流降水单体（图中11:05分的黑点所示），并排列成带，这些单体开始出现在中空，以后向上、向下迅速发展（见图4b中N回波），在中尺度雨带（B回波）与锋面（A回波）之间形成了强大的对流降水单体群（图4a中N回波，全黑色所示）。以后，以新生单体群为主体，随着锋面冷空

（B回波）与冷锋的一段降水区（A回波）合并过程中产生的，当它们相互趋近时，在其辐合区可清楚地发现在其间出现了多个新生的对流降水单体（图中11:05分的黑点所示），并排列成带，这些单体开始出现在中空，以后向上、向下迅速发展（见图4b中N回波），在中尺度雨带（B回波）与锋面（A回波）之间形成了强大的对流降水单体群（图4a中N回波，全黑色所示）。以后，以新生单体群为主体，随着锋面冷空

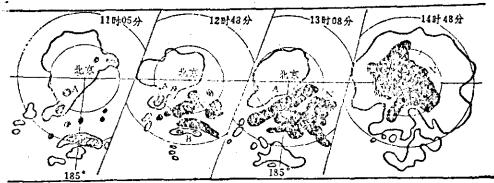


图4a 北京1975年7月29日PPI回波 每圈距离100公里

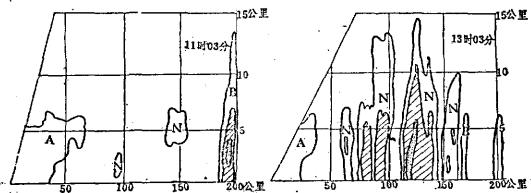


图4b 1975年7月29日RHI回波 方位185°

气的进入，锋面上的层状云回波与积雨云合并，形成了一个强大的逗号状回波系统（相应的地面环流是一个中尺度低涡），致使京津唐地区的降水维持了十几个小时，造成了一次遍及华北平原北部的大暴雨过程。

不论哪种合并方式，在合并区，总是促使气流辐合加强，水汽、热量、能量的垂直输送增加。北京地区的雷达回波与密集的地面风场结合分析后还发现，如果这些合并区的辐合量达到 $10^{-4}$ 量级时，将会有明显的中尺度环流发生（辐合点和雷暴高压、中尺度气旋、辐合线等）。中尺度环流一旦形成，对流降水单体群进一步有规律的组织化，形成具有一定形态特征的暴雨中尺度回波系统，降水将获得进一步发展和加强。

### 三、暴雨中尺度回波系统的基本特征

京、津、冀地区最多见的暴雨中尺度系统有复合单体回波、带状回波、涡旋（或逗号）回波系统等。

#### 1. 复合单体回波系统

本身就是一个强大的对流降水单体，它的水平尺度从30—40公里到70—80公里，可以在1—3个小时内维持比较稳定的形态，可引起局地暴雨或洪暴。暴雨复合单体的结构与强冰雹云的超级单体回波系统的结构不同。在PPI回波图上，强度梯度比较均匀（参见图1中箭头指处的强大单体），不象冰雹云回波那样强大的梯度集中在回波移行方向的前沿。在RHI回波图上，最强中心偏低（见封三图5），无强大冰雹云回波所具有的回波穹窿、悬垂回波、回波墙等特征（参见第四讲），这些特点表明在暴雨复合单体回波系统中，上升、下沉气流不如冰雹云那样强大和更加组织化。

#### 2. 涡旋回波系统

与其相应的环流为中尺度低压，常见的有两类。一类涡旋回波的直径仅30—50公里，属小型的中尺度系统，生命史较短，约1—2小时。此类系统常孪生在回波带上，它的出现，与地形引起的强辐合中心有关，由多个对流降水单体形成一条或两条数十公里长、

20—30公里宽的螺旋雨带组成。螺旋雨带旋转辐合愈紧密，引起的降水也愈大。图6（见封三图6）中箭头指处是一个螺旋结构很清晰的直径约50公里的涡旋状回波，涡旋中心在方位309°、59公里处，直径约4—5公里。它发生在北京西部山区，所经之处，引起了较强降水。

第二类涡旋回波的尺度比第一类的大，水平尺度可由上百公里至300—400公里，成熟期的典型特征呈逗号状回波系统（见图4a中14时48分），或由多条螺旋雨带紧密旋转组成（图6b），它的主回波区（图6b中A回波）由积雨云和层状云混合组成。此类涡旋回波系统生命史可达十几小时至24小时以上，常可引起某一地区的大暴雨或特大暴雨。统计北京地区1963—1981年的雷达资料表明，京、津、冀较大范围的大暴雨过程，几乎无例外的都与此类中尺度系统活动有关。对北京地区20多次暴雨中尺度低涡回波发展演变概括分析，发现具有以下的主要特征：发生阶段大多为两条中尺度雨带或中尺度雨带与锋面系统的合并；低涡在合并区形成以后，常常移动缓慢，可引起间歇性的几场大雨；低涡暴雨继续维持的一个主要标志是，中尺度涡旋暖区内偏南风区中不断有一条条尺度数十公里的对流雨带发生，它们向东北方向传播（见封三图6中标号1、2、3、4的雨带），并依次补充进入主要雨区（A）中成为新的强降水中心，带来间歇性的大雨；当低涡暖区不再有对流雨带发生，而冷区或切变线上降水回波呈明显的带状时，低涡回波系统的移速加快，低涡开始逐渐衰亡，降水即将减弱。

#### 3. 中尺度暴雨带

数十公里至上百公里的带状回波（相应的环流为辐合线）引起暴雨的过程也是比较常见的，它仍然是对流单体或群体的合并所形成的。图7a、b、c（见封三图7）是两条尺度约80公里的中尺度雨带，在其南移过程中，北边雨带西南端的前方激发了多个对流降水单体（图中箭头指处），30分钟以后，新生回波南移与南边的雨带合并，形成了一条很强的中尺度暴雨带。

### 四、降水量的估算

应用雷达测出的回波强度Z，可以定量的估算对流降水单体的降水强度I和降水通量R，以及一段间内的总降水量。

在北京地区的夏季降水中，根据雨滴谱资料计算出的Z-I关系式为：

$$Z = 264 I^{1.89} \quad (1)$$

式中Z的单位为毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>，I的单位为毫米/小时。

降水通量是指单位时间内单体面积的降水总量，它的表达式为

$$R = \int_S I ds \quad (2)$$

式中I是降水强度，S是单体降水的覆盖面积，R是降水通量，常用单位是吨/分。

由上述可知，通过Z-I关系式，先求出降水强度

的分布以后，对整个单体的覆盖面积进行积分，就可求得单位时间内的降水通量。

如图8是一个强大对流降水单体的多层次显示素描图，具有五个层次，每层所对应的Z值（以dBZ表示）为：第一层20—30dBZ，第二层30—40dBZ，第三层40—50dBZ，第四层50—60dBZ，第五层≥60dBZ。计算时取各层Z值的平均值，按（1）式计算各层对应的降水强度，如附表所示。

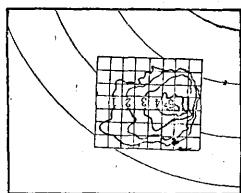


图8 PPI多层显示回波图（1980年6月21日  
17时12分） 距离每圈20公里

附表

层	次	平均 Z 值	I (毫米/10分钟)
第一	层	25	0.2
第二	层	35	1.0
第三	层	45	5.2
第四	层	55	27.4
第五	层	60	62.7

在计算每层面积时，为了方便，我们取边长为5公里的小方格，每小格面积为 $5 \times 5 = 25$ 平方公里，读取每层的格数，求出第一层约11格为275平方公里，第二层约11格为275平方公里，第三层约7格为175平方公里，第四层约2格为50平方公里，第五层约1格为25平方公里，将各层的面积和雨强代入（2）式计算，获得单体10分钟的降水量为 $4.17 \times 10^6$ 吨。

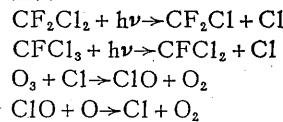
为了测定单体总降水量，可以按一定时间间隔进行观测取样，估算出不同时间的降水通量，进而可以得出一段时间内单体的总降水量。

用上述方法估算的结果，是很粗略的，误差较大，因为雷达定量测定降水的精度受到多种因子的影响，如雷达参数的不稳定，反射因子Z和降水强度之间关系随雨型的变化，以及雷达观测取样时间间隔的长短，仰角的高低等等，都能造成雨量测量上的误差。尽管如此，由于雷达能很快地获得较大面积上的降水信息，它的优越性是明显的。如果能在测量区域设置一个或几个标准雨量计，对雷达定量测量结果根据不同天气类型进行验证和修订，完全可以改善测量精度。这在实际工作中还是可行的。

今后，随着713天气雷达与计算机联接应用，可以预料，在雷达资料处理和数字化、定量化方面将会取得较大的进展。

（上接44页）

(Freon)，其成分为 $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ 或 $\text{CFCI}_3$ ，外国人为了驱除汗味而常常喷洒的香料中也有它。这种物质在对流层中比较稳定，但当大气扩散作用将其从近地面带到平流层之后，受到0.175—0.22微米的太阳紫外线的照射，便发生光化反应，分解出氯原子，氯原子同臭氧和原子氧均能起化学反应，从而导致臭氧的破坏。主要反应为



一个关于Freon对臭氧破坏的数值试验表明，如果Freon的使用不加控制，那么，要不了多少年，大气中的臭氧将遭到严重破坏，只会剩下现在臭氧量的70%。因此，氯系物质对臭氧影响的问题，愈来愈引起人们的极大关注。

## 七、结语

大气中的臭氧主要集中在25公里附近的平流层中，它是通过光化反应而生成的。一般在30公里以上的平流层中，臭氧处于光化平衡状态，臭氧含量变化不大，而在平流层低层和对流层中，由于大气环流所引起的垂直交换和水平输送，变化较大。臭氧含量在全球的分布和变化是光化作用和大气环流动力作用共同影响的结果。臭氧的分布和变化也影响着平流层的热状态，从而可以影响大气环流。臭氧的生成直接同太阳紫外辐射和原子氧的存在有关，而它们又同太阳活动以及高层大气（中层和热层）状态有联系，因此，臭氧层可能起着太阳活动及高层大气过程同低层大气环流和天气变化联系纽带的作用。这方面的问题，尚待深入研究。

臭氧层的存在对地球上生物有重要保护作用，而人类活动正在对臭氧产生越来越大的影响，使臭氧含量有逐渐减少的趋势。因此，进一步研究臭氧生消的光化过程，探索保护大气臭氧层的科学途径，无疑是重要的。同时，我们也不要因臭氧含量有减少趋势而恐慌，大气中也同时有相反的机制。例如，光化反应速度同温度有弱的相关，如果臭氧量减少，平流层温度降低，光化反应可能加快，减少的臭氧会得到一定补偿。

近年来有关对流层中臭氧的研究很多，有人认为，臭氧在对流层中的产生也是不可忽视的。

## 参 考 资 料

- [1] 赵九章等，高空大气物理，科学出版社，1964年。
- [2] Craig, R. A., The Upper Atmosphere, Meteorology and Physics, 1965.
- [3] Prabhara, C., Mon. wea. Re., Vol. 91(1963), No. 9.
- [4] Proceedings of the International Conference on Structure, Composition and General Circulation of the Upper and Lower Atmospheres and Possible Anthropogenic Perturbations, Toronto, 1974.
- [5] Proceedings of the Joint Symposium on Atmospheric Ozone, 1977, Berlin.