

强对流天气发生和发展演变的最近研究

陈良栋

(空军气象学院)

提 要

归纳了近几年关于中尺度对流风暴的发生条件和发展演变原因的研究成果,并提出了预报着眼点。

强对流天气日益受到气象工作者的重视。在强对流天气的短时预报中,了解中尺度对流风暴的发生和发展演变规律是十分重要的。但是由于问题的复杂性,至今还有许多机制尚未搞清,目前国内外都在研究和试验之中。

一、关于强对流的发生

产生强对流天气的中尺度对流风暴,是在一定的物理条件下由触发机制触发产生对流运动,然后发展形成的。

1. 有利于对流风暴发生的物理条件

对流风暴发生不仅要求有大的对流性不稳定,而且要求有上干下湿的水汽垂直分布和强的垂直风切变。

大气层结不稳定是产生对流运动的必要条件,并基本上决定了对流运动的强弱。通常用各种稳定度指数(如沙氏指数、K指数等)或假相当位温的垂直分布来度量大气层结的不稳定程度。可用有代表性的气块垂直上升时通过未扰动气层的浮力能 B 来精确地度量:

$$B = g \int \frac{\theta(Z) - \bar{\theta}(Z)}{\bar{\theta}(Z)} dZ$$

式中 $\theta(Z)$ 为上升气块的位温, $\bar{\theta}(Z)$ 为环境的位温,积分只在气块温度高于环境温

度的气层中进行。 B 相当于温度-对数压力图上正能区的面积。若不考虑气压扰动、降水负荷和混合的影响,则可求得气块的最大上升速度等于:

$$W_{\max} = (2B)^{1/2}$$

实际的最大上升速度约为上式计算值的一半⁽¹⁾。但是在同样的大气层结条件下,从不同高度上升的气块所具有的浮力能往往不同。所以,首先要确定有代表性气块是从哪一层开始上升的。在通常情况下,可以假定气块是从近地面层上升的;当边界层中有逆温时,则可以假定是从逆温层的顶部开始上升的。

低层水汽含量大有利于增大上升气块的浮力能;中上层水汽含量少,可以使从后部侵入对流风暴的环境空气由于云内水分的蒸发而进一步冷却,产生强的下沉气流,从而增大其对前方暖湿空气的辐合抬升作用。因此,都有利于对流风暴的发展和维持。

强的垂直风切变在对流风暴发展中的重要性,已被国内外的许多观测事实所证实。它的作用首先是增大低层空气的相对入流速度,使入流气流能与上升气流相匹配;其次是形成倾斜的上升气流,使得其中的降水由于相对于对流风暴的水平运动而落入下沉气流中,从而可以减少上升气流的降水负荷,

并由于降水的蒸发和拖带作用形成强的下沉气流；第三是能够从高空急流中获得动能，进一步加强下沉气流对其前方暖湿空气的辐合抬升作用。

2. 对流风暴的触发产生

在一定的大尺度天气形势的有利的环境中，对流风暴并不是到处产生和随机分布的。它产生的具体地点和产生的时间与触发机制有密切关系。

对流运动的触发机制有多种。如与高空冷涡、槽线和切变线等大尺度天气系统相伴的空气辐合上升运动，可以在位势不稳定气层中产生对流运动；由各种尺度的天气系统（如冷锋、地形辐合线、雷暴冷出流边界等）和山地迎风坡对低层空气的强迫抬升；由动力或热力原因引起的各种局地垂直环流；以及各种大气波动，在一定的大气层结条件下也可以触发产生对流运动。

了解影响本地区的对流风暴的触发系统（触发产生对流运动的天气系统）和地形对流发生源，以及它们的形成条件和强度变化，可以在有利于对流风暴发生发展的环境条件中，具体地估计对流风暴可能产生的时间和地点，以及可能的影响区域，从而加强雷达监测，及早发现和判别强对流回波，提高预报时效。

目前国内已经开始重视对触发系统的研究。例如，通过对多次强对流过程的分析，华东地区总结出春末夏初中尺度对流风暴的主要触发系统是：冷锋及由其演变而成的切变线、中尺度地形辐合线、地形涡旋、雷暴冷出流边界、海风锋和湖风锋⁽²⁾；厦门气象台总结出，850hPa切变线（槽线）和低空急流大风核前方的辐合区对影响闽南地区的对流风暴的触发产生有十分重要的作用⁽³⁾；王树

芬探讨了海风锋的触发作用⁽¹⁾；翟国庆和俞樟孝提出中尺度扰动汇合线对于对流运动的产生有重要作用⁽²⁾。

3. 强对流天气发生可能性的展望预报

产生强对流天气的中尺度对流风暴，可以是在本地区就地产生的，也可以是从外地移来的。因此，在作强对流天气发生可能性的展望预报时，既要考虑本地区是否存在有利于对流风暴发生发展的物理条件，以及未来对流风暴可能产生的时间和地点，还要考虑外来对流风暴的位置和高空引导气流。利用卫星云图和区域雷达回波综合图，可以确定外来对流风暴的位置，然后结合高空引导气流，估计其影响本地区的可能性和可能的影响时间和地点。

根据实时的探空和高空风资料，可以判断当时当地是否存在有利于对流风暴发生发展的物理条件。然而在作展望预报时，还必须考虑环境气象条件随时间的变化。这一方面可以利用数值预报产品对现有的气象条件进行修正；另一方面也可以根据大尺度天气形势和物理量场分布特征来估计。我国普遍采用后一种方法。许多气象台统计了发生强对流天气时的大尺度天气形势、物理量场等特征和物理条件，并与发生区域性暴雨时的进行对比，如吉林省台⁽³⁾、山东省台⁽⁴⁾和邯郸地区台等⁽⁵⁾。

二、关于强对流的发展演变

对流风暴形成以后，未来它的强度将如何变化？它将向何处移动？是临近预报最关心的问题之一。

1. 对流风暴发展演变的原因

中尺度对流风暴的发展演变，受环境条件变化的影响。在水平均匀并且不随时间改

(1) 王树芬，一次由海风锋触发的强对流天气分析

(2) 翟国庆、俞樟孝，强对流的一种触发机制对流

(3) 王晓明，吉林省夏季（6—8月）暴雨和强对流天气的特征分析

(4) 黎清才、朱君鉴，山东省中尺度强对流天气预报方法研究

(5) 赵玉清等，雷暴与暴雨环境条件对比分析及雷暴预报流程方案设计

变的环境场中, 对流风暴的自身演变由对流风暴与环境大气的相互作用引起, 如中尺度对流反馈和环境气流与对流风暴之间的动力相互作用等。当外界条件改变时, 对流风暴的强度也会发生变化。因此, 中尺度对流风暴的发展演变, 可以由下述6种原因引起:

(1) 中尺度对流反馈的影响。根据国外的实际测量, 在对流风暴内部强而持续的上升气流发展的同时, 在云体内外有下沉气流形成。在云内是与降水相伴的湿下沉气流, 在云外是由于补偿作用形成的干下沉气流。E. Kessler认为, 云内的湿下沉气流所产生的冷流出边界(飑锋)可以触发产生新的对流运动, 如果条件有利, 可以进一步发展成新的对流风暴, 并再次触发产生新的对流运动, 使对流风暴以这种方式持续发展维持。云外的补偿性下沉运动引起的绝热增温, 可以加强低层的逆温, 从而抑制对流风暴下方对流运动的发生, 有利于低层能量的积累。同时, 在对流风暴前方的低层形成一个中尺度低压或低压槽(图1), 风将适应这种气压场的改变而吹向低压区, 在低压区的前方形成辐散区, 可以促使低层的云消散, 而在低压区与出流边界之间形成辐合区, 有利于新的对流运动的触发产生。因此云内外的下沉运动都有利于对流风暴的持续维持^[4]。

当环境条件不利时, 如由于日变化等原因低层气温降低, 对流风暴的出流边界将不足以触发产生新的对流运动。这时, 由于云外的补偿性下沉运动所造成的环境变暖, 将使云内上升气流的浮力减小, 从而导致对流风暴减弱消散。

(2) 环境气流与对流风暴之间动力相互作用的影响。观测表明, 强烈的对流风暴在环境大气中好似一个机械障碍物, 周围的空气主要从其侧面流过, 并在对流风暴的不同部位产生不同的流体动压力。当存在风垂直切变时, 就会在对流风暴的侧面产生垂直动

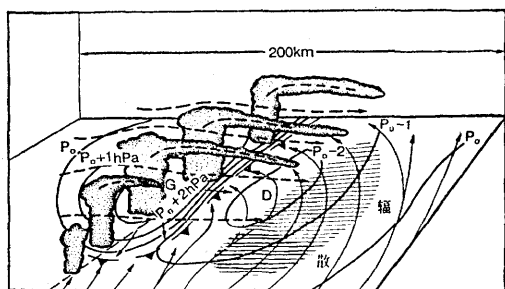


图1 三维流线模式

虚线为高层流线; 实线为地面流线; 阴影区为气压迅速下降区

压梯度。正的(向上的)垂直动压梯度可以诱生新的上升运动, 有利于对流风暴的维持和传播; 负的(向下的)垂直动压梯度产生下沉运动, 促使云体消散。与此同时, 一部分环境空气从对流风暴的后部进入, 并形成下沉气流, 使高空的动量下传, 使得当垂直风切变的情况不同时, 对流风暴的出流边界对低层暖湿空气的辐合抬升情况也不同, 从而影响新单体触发产生的可能性及可能产生的位置。因此, 在不同的风垂直切变情况下, 对流风暴有不同的发展演变。这点已为国内外数值模拟所证实^[1], 如图2所示。图2a为弱切变的情况, 它只产生短生命史的多单体风暴; 图2b为强切变的情况, 这时单个的对流单体演变成一条飑线, 其右端为长生命史的超级单体, 左端为多单体的风暴带; 图2c绘出了对流风暴发生分裂的情况和风矢图, 其中右移的较强, 左移的较弱, 它与实际例子(图3)非常相似。

按照风切变的理论, 当风矢图曲线的弯曲情况相反时, 模拟的结果是镜像对称的。图4中绘出了一块雹云云团的分裂过程, 可以看出左面的一块较强, 右面的一块较弱, 当时风矢图曲线的弯曲情况正好与图2c中的相反。

因此, 数值模拟的结果提供了在不同的风垂直切变情况下对流风暴可能的演变情况, 这对强对流天气的临近预报当然是非常有用的。不过图2中的数值模拟仅是对中等

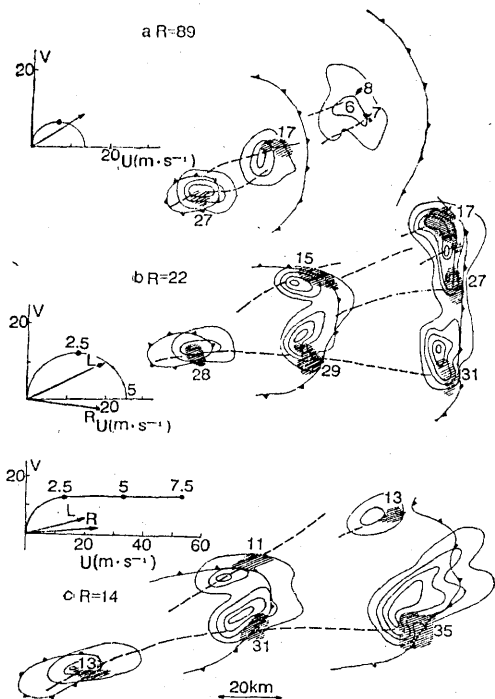


图 2 三种风矢图情况下对流风暴演变的数值模拟结果

图中绘出了第40、80和120分钟风暴的结构。相对于地面的风暴位置；虚线为上升气流中心的移动路径；低层(1.8km)的降水量(类似于雷达的反射率)以 2g/kg 为间隔；中层(4.6km)上升气流速度超过 5m/s 的区域加了阴影；地面阵风锋定义为地面等温线 1° 的扰动；上升气流中心的数字代表该时刻的最大垂直速度(m/s)；风矢图上高度的单位为 km ，箭头指示80—120分钟风暴的平均移动， R 为总体的理查孙数

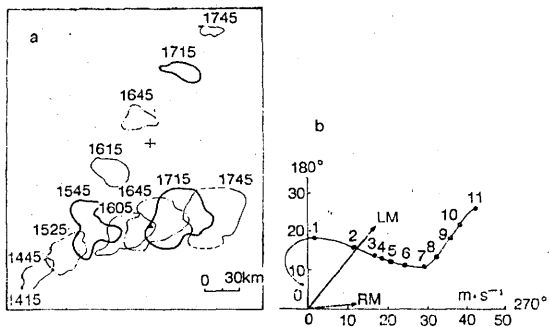


图 3 美国俄克拉何马州WSR-57雷达观测的一次对流风暴分裂过程(a)和环境风矢图(b)

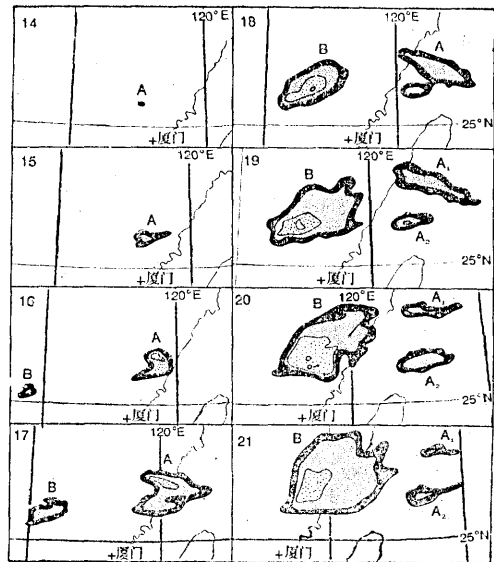


图 4a 根据每小时GMS红外云图绘制的雷云云团的分裂过程

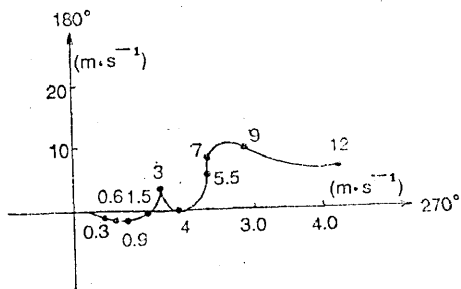


图 4b 当天08时厦门的风矢图

程度的对流不稳定(浮力能 $B = 2200\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)进行的，也没有考虑湿度随高度的分布情况，距实际预报应用还有一定的距离。然而从中可以看出，数值模拟在揭露对流风暴发展演变规律方面的作用。

(3) 环境气象条件改变的影响。对流风暴的发展演变与环境气象条件(尤其是低层的气象条件)有密切的关系，这点已为许多观测事实和个例分析所证实。但是对于其机制，仍不很清楚。有人用动态平衡的观点对此进行解释，并得到一些与观测事实相一致的定性规则〔2〕。

对流风暴形成以后，一方面不断地输入能量和水分，另一方面不断地消耗能量和水

分, 可以看作是处在某种对流强度的动态平衡之中。因此, 一旦能量和水分的收支情况发生改变, 对流风暴的强度也就会发生相应的改变, 并在新的对流强度下建立新的平衡。这种能量和水分的收支, 与周围的环境气象条件有密切的关系, 包括高层、中层和低层的流场、温度场和湿度场等。一般来说, 能量和水分的输入主要来自低层, 而支出则主要取决于中高层的环境条件。由于中、高层的环境气象条件主要是由大尺度天气形势所决定, 在较短的时间和较近的距离上一般不会有较大的改变, 而低层(尤其是近地面层)的环境气象条件则由于受地形和日变化等的影响, 在时间和空间上都呈现明显的中尺度变化。因此, 由低层气象条件改变引起的能量和水分供应情况的改变, 成为引起对流风暴强度发生变化的重要原因。

此外, 当中尺度对流风暴的能量和水分的供应来源不同时, 其发展演变的规律也将不同。与大尺度辐合上升运动相伴的对流风暴, 它们的能量和水分供应主要来自对流层中下层空气的辐合上升运动, 因此其发展演变与850hPa的散度场关系密切, 与地形及近地面层气象条件关系不大, 日变化不明显; 而由于近地面层空气被强迫抬升产生的局地强风暴, 它们的能量和水分供应主要来自近地面层空气的相对入流, 因此近地面层的气象条件对于它们的发展演变有很大的影响。由于单位时间输入局地强风暴的能量和水汽与近地面层空气的湿静力能和相对入流速度成正比, 所以当局地强风暴处在不同的地面气象条件下, 就会有不同的强度变化:

a. 地面湿静力能分布与局地强风暴的发展演变。当低层气流的相对入流速度相同时, 单位时间输入局地强风暴的能量和水分取决于空气的湿静力能。因此, 位于高能区中的对流风暴由于单位时间内可以获得较多的能量和水分供应而发展较强, 而位于低能区中的发展较弱。并且, 当对流风暴从低能

区移入高能区时将进一步发展增强, 而当从高能区移入低能区时趋向减弱消散。

b. 地面流场与局地强风暴的发展演变。当湿静力能分布均匀时, 则近地面层空气的相对入流速度越大, 单位时间输入局地强风暴的能量和水分越多。由于对流风暴基本上是沿着500hPa高空引导气流移动的, 所以当地面风与500hPa风的差别越大时, 越有利于对流运动的发展; 反之, 当地面风与500hPa风差别越小时, 越不利于对流风暴的发展。

观测还发现, 低层的散度分布也会影响对流风暴的发展演变。华东地区长江河谷中的强穿谷流与苏皖平原上盛行气流之间构成的中尺度辐合区, 常使移入其中的对流回波持续发展^[5]; 而当长江河谷为弱穿谷流时, 则在河谷出口处形成准常定的中尺度辐散区, 常使移入其中的对流风暴减弱消散^[6]。这与辐合(散)区中有水汽的汇聚(扩散)和空气的上升(下沉)运动有关。

(4) 地形对强对流发展演变的影响。地形的影响是确实存在的, 许多的观测事实证明了这一点。因此, 了解本地区地形对于对流风暴发展演变的影响, 对强对流天气的临近预报是非常重要的, 但也是一个十分复杂而未完全解决的问题。

从现有的研究结果来看, 地形的影响一方面是通过影响低层的气象条件(如流场、温度场和湿度场等)来影响对流风暴的发展演变; 另一方面是产生各种波动。

夏季白天, 水体是个冷源, 因而是低能区, 不利于对流运动的发展。强烈的对流风暴可以越过狭窄的江面和较小的湖泊, 但在移入大的水体时常趋向减弱消散。然而, 夏季白天大的水体还是个湿源, 在有利的条件下可以在其附近形成高能区, 使移入其中的对流风暴进一步发展起来, 产生强烈天气。

山地对气流的机械阻挡作用会影响低层气流的运行。在一定的天气形势下, 大的河

谷和山谷常常是低层暖湿空气输送的通道,形成高能区,当对流单体移入其中时常进一步发展加强,产生强对流天气。

此外,由于山地会影响低层气流的运行,所以当对流风暴处在不同的地形条件时,其向南传播的情况也不同。

国外的观测表明,在对流风暴的前方20 km处就已经建立起低层入流气流的通道,系统地向对流风暴输送能量和水分。因此,除了一些大的山谷和河谷之外,山地错综复杂的山脉走向不利于这种入流通道的建立。在观测中常发现,当平原上的对流风暴移入山区时往往减弱;而当山区的对流风暴移到平原或大的山谷、河谷时往往加强。

目前国内对于地形影响的研究,一是通过对观测资料的统计或多次个例分析的综合归纳来揭露其事实,如沈树勤⁽⁶⁾和马国元⁽⁷⁾分别根据大量的观测事实探讨了下垫面热力性质的非均匀性和洪泽湖对冰雹等强对流天气的影响,郑成均等⁽⁸⁾和李清森⁽⁹⁾通过对多次强对流个例的分析归纳,分别得出了地形对闽南强对流活动影响的五个方面和张家口地区的风暴源地及移动特点。二是利用数值模式进行诊断分析,如杨金锡⁽⁹⁾和任齐⁽¹⁰⁾分别对华东的地形和泰山的作用进行了诊断。这两种研究方法是相辅相成的。

研究地形影响的一个重要困难,是如何从众多的因子中区分出地形的影响。这个问题还没有很好解决。利用数值模式诊断方法研究地形影响,目前还只是对个例进行分析,所得出的结论是否具有普遍意义,尚待进一步研究。

(5) 触发系统强度变化的影响。对流运动触发系统的移动情况有两种,有的停滞少

动,有的移动明显。前者对于对流风暴只起触发作用,当对流运动产生后,云体随高空引导气流移动,脱离原触发系统而自行生消;后者在条件有利的地区可以不断触发生新的对流运动,使对流风暴与其相伴不断地向前传播。

观测发现,在同样的大气层结条件下,对流运动的强度与触发作用的强弱有关。例如在强冷锋前方暖区中,由于气流扰动产生的对流系统,常常是一般的雷暴群,它们沿引导气流移动,通常不产生强对流天气;而在其附近与强冷锋相伴的则是一条强烈的雷暴带,在沿途产生大范围的强对流天气。这可能是因为当触发作用强时,产生的对流单体不仅尺度较大,而且数量较多,彼此之间距离较近,易发生单体之间的相互合并而进一步增强。因此,与移动性的触发系统(如冷锋和高空槽等)相伴的对流风暴的发展演变,除了受环境气象条件改变的影响外,还要受与其相伴的触发系统强度变化的影响。在同样的环境气象条件下,当触发系统加强时,对流风暴的强度也加强;当触发系统减弱时,对流风暴的强度也减弱,甚至消散。

(6) 中尺度系统相互作用的影响。对流风暴在移动过程中,若与其它对流系统合并或交汇,则其强度将进一步加大。这是因为当对流单体合并时云体的直径加大,挟卷的影响相对减小,使得其中的上升气流可以进一步发展起来。

此外,当后一个对流风暴进入前一个对流风暴后方的低温区时,其强度往往减弱。而在两个对流风暴的出流边界的交汇处,则可以由于低层气流的强烈辐合而产生新的对流风暴,并迅猛地发展起来,在地面产生强烈的对流性天气⁽¹¹⁾。

(6) 沈树勤, 江苏省下垫面热力非均匀性及其对冰雹等强对流天气影响的初步研究

(7) 马国元、张永强, 洪泽湖对强对流天气雷达影响的统计分析

(8) 李清森, 张家口的风暴源地及西风带强对流天气短时预报方法研究

(9) 杨金锡等, 中尺度地形对强对流的影响天气的数值诊断

(10) 任齐, 泰山大地形在局地强对流天气中的作用

(11) 斯公望、楼茂园, 1983年4月13日浙江省富阳县局地大冰雹过程的成因分析

观测还发现,当两块邻近的对流单体几乎同时发展起来时,往往处在低层气流上风方的那一块进一步发展成对流风暴,而另一块减弱消散。这可能是因为在对流单体发展的初期,它们主要是从周围获取暖湿空气的供应,而当其发展较强时,需要有低层气流的系统性入流来供应暖湿空气。这时,位于低层气流上风方的对流单体由于有源源不断的暖湿空气供应,可以继续发展加强;而处在下风方的对流单体的暖湿空气供应,不仅要受到前者的阻挡,而且当前者进一步发展加强时,排出的下沉冷空气的向外扩散,还可能进一步切断其暖湿空气供应而促使其消亡。

2. 对流风暴发展演变的临近预报

对流风暴的临近预报,包括监测、判别和预报三部分。在展望预报本地区有可能出强对流天气的情况下,预报员应严密监视雷达屏幕上回波的形态、结构、强度和移动情况的变化,注意那些有可能产生强对流天气的新回波的发展(如位于回波带南端的回波、回波带中向前方突出的回波和位于回波带的前方附近新生的回波等),并及时准确地识别或判别强对流回波。对流风暴未来位置和强度的临近预报,通常采用各种外推法。但外推法的效果与时效有关,当外推的时间较长时(如超过1小时)效果不好。因此,了解对流风暴的发展演变规律对于提高临近预报的准确率是十分重要的。为此,除了从理论上进行探讨外,各地还通过对多次

历史个例的深入分析,总结归纳本地区强对流的发展演变规律,如不同天气形势下强对流活动特点^[7]^[9]^[10]、地形和环境气象条件对强对流活动的影响等等,为临近预报提供有用的线索。此外在临近预报中,参考历史相似个例^[8]和在雷达观测实践中总结出的能反映对流风暴未来发展演变的回波征兆(如回波的辐合运动和反常的回波移动预示回波将进一步发展加强等),也是十分重要的。

参 考 文 献

- [1] P·S·RAY, Mesoscale Meteor. and Forecasting.
- [2] 陈良栋、黄炎, 华东春末夏初强对流活动规律初探, 气象, 1985年第7期。
- [3] 郑成均等, 闽南强对流活动规律初探, 气象科学, 1990年第1期。
- [4] E·kessler, Thunderstorm Morphology and Dynamic.
- [5] 陈良栋、高太长, 长江河谷穿谷流对其下风方强对流活动的影响, 气象, 1983年第9期。
- [6] 陈良栋等, 弱穿谷流情况下苏皖平原强对流活动特点, 气象, 1984年第9期。
- [7] 陈良栋, 槽前形势下华东地区强对流活动特点和短时预报线索, 气象, 1987年第2期。
- [8] 黄炎、邵玲玲、朱家栋, 上海地区4—6月份强对流天气的短时预报程序, 南京气象学院学报, 第12卷第3期增刊。
- [9] 陈良栋, 槽后形势下华东地区强对流活动的特点和临近预报线索, 气象, 1987年第9期。
- [10] 陈良栋, 北支槽前形势下华东地区强对流活动特点, 空军气象学院学报, 1989年第3期。

Recent research on the occurrence and evolution of severe convective weather

Cheng Liangdong
(Airforce Institute of Meteorology)

Abstract

In this Paper, it is summarized that the research made in the recent years on the occurrence and evolution of mesoscale convective storm, and the clue to the forecast are given.