

大尺度形势对中尺度对流风暴影响的研究

陈良栋

(空军气象学院, 南京 211101)

提 要

通过对多次强对流过程的分析, 归纳出大尺度天气形势对中尺度对流风暴发生发展影响的4个方面, 提出了天气形势分型的基本原则, 并介绍了北京、华东和闽南地区不同天气形势下强对流活动的特点。

关键词: 天气型 对流风暴 中尺度分析

引 言

目前世界上有不少国家在进行强对流天气的短时预报试验。在美国的《区域观测和预报服务计划》(PROFS)中, 强对流天气0—2小时的预报有两种: 一是随时发布强天气警报, 其有效时间为30分钟; 二是在必要时发布强天气警戒, 它必须提前30分钟发出, 持续时间不超过90分钟^[1]。这种有效时间很短的预报(警报), 在我国由于通信条件的限制, 难以满足用户的要求。另外, 由于国产天气雷达不能24小时运转, 即不能对强对流天气实施昼夜不停的自动监测, 因而可能造成漏测, 尤其是对于发生在夜间和清晨的强对流过程。在这种情况下, 为了做好短时预报服务工作, 必须尽可能避免漏测以延长短时预报的时效。为此, 除了充分利用现有的探测设备组成有效的探测网之外, 加强本地区强对流活动规律的研究就显得格外重要。

关于强对流发生和发展演变规律的最近研究, 已有文章介绍^[2]。本文着重论述大尺度天气形势对中尺度对流风暴活动的影响。

1 大尺度天气形势对中尺度对流风暴活动的影响

众所周知, 中尺度对流风暴(MCS)是在一定的大尺度天气形势下发生和发展演变的。我们通过对华东、闽南和北京地区多次强

对流过程的分析研究, 发现大尺度天气形势对中尺度对流风暴活动的影响主要有下述4个方面:

1.1 大尺度天气形势建立起有利于对流风暴发生发展的大气物理条件, 并基本上决定了它的强度和类别。数值模拟和观测还证实, 环境风垂直切变对于对流风暴的发展演变有重大影响^[3]。

1.2 活跃于大尺度天气形势中的天气系统, 不仅可以是对流运动的触发系统, 而且还可以成为它们的组织系统。

在不同的天气形势下, 触发产生对流运动的天气系统及其触发机制会有差别, 使得对流运动产生的时间、强度和发展演变规律也不同。在同样的大气物理条件下, 触发系统的强度不同, 则对流运动触发产生的时间和强度也存在差异。由位势不稳定气层整层抬升触发产生的对流运动, 其发展演变主要取决于大尺度的散度场, 而由近地面层气块的强迫抬升触发产生的对流运动, 其发展演变主要取决于近地面层的气象条件。此外, 由强度较大的移动性的天气系统触发产生的对流风暴, 不仅其中的各对流单体沿触发系统有规则地排列, 而且是作为一个整体进行新陈代谢和移动。在这种情况下, 当天气系统的强度发生改变时, 与其相伴的中尺度对流风暴

的强度和内部组织状况也将发生相应的变化。

1.3 在不同的天气形势下,地形对于对流风暴的影响也往往不同。因为当天气形势不同时,高低空的环境流场不同,于是山地对低层气流的影响、低层盛行气流对局地垂直环流的影响,以及对流风暴的移动等都不同。

例如,当低层盛行较强的偏南风时,在大别山和黄山、天目山之间的长江河谷中形成强穿谷流,它可与苏皖平原上盛行的东南气流构成中尺度的地形辐合线,也可以在大别山的东北方形形成中尺度的涡旋,触发产生对流运动,并且当对流系统移入穿谷流时将进一步发展加强^[4];当低层偏南风较小或850hPa为偏北风时,则在长江河谷中形成弱穿谷流,并在河谷出口区附近形成准常定的气流辐散区,这不仅不利于对流运动的触发产生,而且可以使移入其中的对流系统趋向减弱消散^[5]。

又如,位于北京西北方呈西北—东南走向的洋河河谷,长约150km,宽约30—40km,其地势比两侧的山地低500—1000m,当高空为西北气流、低层盛行较强的偏南风时,若有外来飑线移入其中,则由于飑线的下沉冷空气集中地沿河谷向东南方扩散,对河谷中的暖湿空气形成较强的冲击力,可以在飑线的前方或右侧不断触发产生新的对流运动,使飑线得以持续维持和快速向前方传播,于是飑线转向并形成了弓状回波,在北京地区产生强对流天气^[6]。而当低层偏南风较小和高空为西南风时,则洋河河谷的这种影响不明显。

1.4 高空引导气流基本上决定了对流风暴的移动,并可影响飑线的走向。观测表明,大多数对流风暴的移动与高空引导气流有良好的相关关系。据华东地区的统计,大多数雹暴(89%)的移向右偏于500hPa高空风,平均右偏35.2°,移速为500hPa风速的66%;少数雹暴(11%)的移向左偏于500hPa高空风,平均左偏16.8°,移速为500hPa风速的96%。此外,雷达观测还发现,飑线的走向有趋向于与高空引导气流接近正交的倾向。

2 不同天气形势下强对流活动特点的研究

由于大尺度天气形势对于中尺度对流风暴的活动有重大影响,因此当天气形势不同时,对流风暴的活动情况也就不同。通过对多次强对流过程的分析研究,可以归纳总结本地区在不同天气形势下对流风暴的活动特点,为强对流天气的监测和短时预报提供十分有用的线索。

2.1 天气形势的分型

对于强对流天气的预报来说,天气形势分型的基本原则,是要使制约对流风暴发生发展的环境气象条件有明显的差别,从而可以归纳出其不同的活动特点。由于对流风暴的发生发展一方面取决于大气物理条件,包括大气层结稳定度、湿度随高度的分布和风的垂直切变;另一方面取决于触发条件,包括近地面层气块的强迫抬升和位势不稳定气层的整层上升。因此,在划分天气形势时,不仅要考虑高空的形势,还要考虑低层和地面的形势,而所考虑的区域范围,则应与预报的时段相匹配。

天气形势分型的粗细,要视所分析的个例的多寡而定。在个例数较少的情况下,为保证每一天气型有足够的个例(通常不应少于3—5例),可单纯的按照对本地区强对流活动影响最大的那一气层的环流特征来进行分型。在华北和华东地区,通常是根据500hPa的环流特征来划分天气形势;对于30°N以南的地区,由于绝大多数强对流过程都发生在500hPa槽前或副高西北侧的西南气流中,所以着重考虑低层的环流特征。

2.2 北京地区不同天气形势下强对流活动特点

通过对1991年6—8月24次强对流过程的分析研究,初步归纳出在两种天气形势下强对流的活动特点。

2.2.1 西北气流型(12例)

北京地区处在500hPa西北气流控制下,高空冷平流明显,地面有冷锋南下,北京处在锋前暖区中,盛行偏南风。大气层结在08时通常低层有逆温层存在,缺少不稳定能量,以后随着边界层温、湿度的日变化而逐渐变得不

稳定。湿度呈上干下湿分布,风的垂直切变较大,常有中高层急流存在。

在这种环境条件下,影响北京地区的对流风暴主要由冷锋触发产生,其产生的时间和地点与冷锋的位置,以及锋后冷空气的强弱、路径和锋前暖湿空气的大气层结等有密切关系。由于北京周围特殊的地形条件,影响北京的冷空气大多数是从西北方入侵,只有少数是从东北方入侵。图1—3所示是西北路冷锋影响北京的例子。由图可见,08时地面冷锋位于二连浩特附近(图1)。13时沿冷锋有短的对流云带产生,然后沿阴山山脉的东侧发展南下(图2,涂黑区为相对的冷云顶区)。北京雷达观测到,午后在西北方向有一条近东西向的对流回波带,以后其西段在洋河河谷快速东移南下,影响北京地区(图3)。

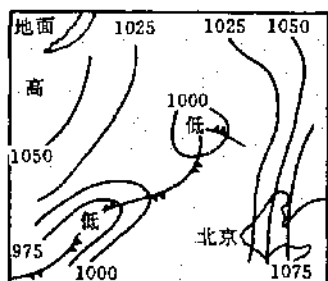


图1 1991年6月8日08时地面形势图

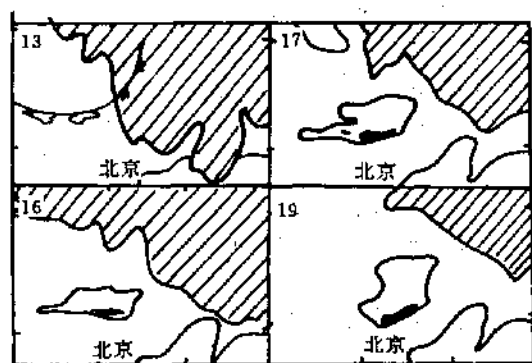


图2 1991年6月8日卫星云图演变动态
a、b、c、d 分别为13、16、17、19时

2.2.2 3层槽前型(6例)

北京处在850、700、500hPa 槽前深厚的西南气流中(图略),槽略向后倾,呈NE—

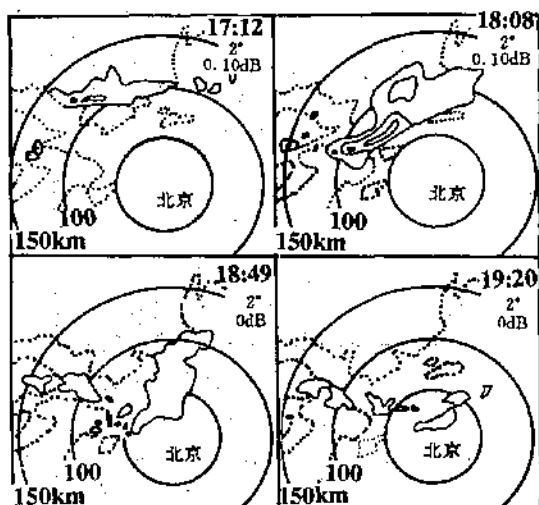


图3 1991年6月8日雷达回波演变动态

SW 或 N—S 走向,其南端达35°N,缓慢向东移动。大气层结为真潜不稳定,低层无强的逆温层;风的垂直切变较小;湿度的垂直分布与中低层暖湿空气的向北输送有密切关系。

在这种环境条件下,北京地区的强对流天气,一方面可以由槽前云带产生,另一方面可以由在华北平原上自行产生的中尺度对流系统引起。前者的强度与中低层的湿度有密切关系,后者发生在850hPa 存在低空急流的情况下。因此,当华北平原上存在低空急流并且中低层湿度较大时,则在槽前云带影响之前,在华北平原上就有中尺度对流系统触发产生,并向北传播(图4)。有时,数个中尺度对流系统沿低空急流的方向排列成带,在雷达上可以观测到两条对流回波带(图5),分别由槽前云带和华北平原上自行产生的中尺度对流系统引起。它们的降水强度都较大,可以在当地产生暴雨,尤其当它们合并或交汇时。若华北平原上无低空急流存在,则降水过程单纯由槽前云带引起,不易产生暴雨,但与云带相伴的雷暴区移到华北平原时,其冷流出边界对低层偏南气流的强迫抬升,在有利的大气层结条件下可触发产生对流运动,使雷暴区向南扩展。若中低层的湿度很小,则不仅华北平原上不易产生中尺度的对流系统,而且槽前云带所产生的降水也很弱。

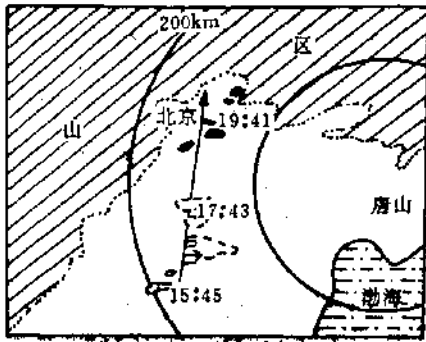


图4 1991年6月7日中尺度对流回波群演变动态
(唐山711雷达,每圈距离为100km)

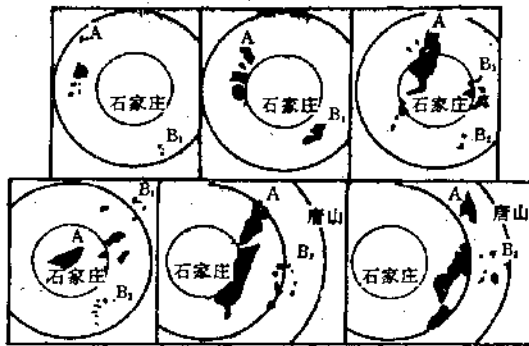


图5 与槽前云带相伴的回波带A和华北平原上
自行产生的中尺度回波群B的演变动态
(石家庄711雷达,每圈距离为100km)

2.3 华东地区不同天气形势下强对流活动特点

通过对20次强对流过程的分析,初步归纳出两种天气形势下强对流活动特点。

2.3.1 南支槽前型(7例)

在这种天气形势下,华东地区为深厚的西南暖湿气流所控制,风的垂直切变较小,在近地面层有一支来自东面海上的冷空气,在边界层中形成强逆温层,抑制了当地对流运动的产生。因此,在华东地区产生强对流天气的中尺度对流风暴,主要是从外地移入的(占80%)。它们可以由南支槽前大尺度辐合上升运动触发产生,也可以由午后湘西山地低层空气的强迫抬升触发产生。前者的发展演变主要取决于850hPa的散度场,后者则与近地面层的气象条件有密切关系,并有明显的日变化。这些外来对流风暴在苏皖地区主要是

产生短时间的强降水,可以形成局地暴雨。而在其南侧的冷出流边界上,于中午前后触发产生的对流系统,则可以产生雷雨大风,或夹有小的冰雹。不过由于山地对低层冷、暖空气的机械阻挡作用,当外来对流风暴移入华东地区的位置不同时,其向南传播的情况也不同^[7]。

2.3.2 高空槽后(6例)

在这种天气形势下,华东地区上空为西北气流所控制,有强的冷平流,低层盛行较强的偏南风,从而构成了有利于对流风暴发生发展的大气物理条件。因此,影响苏皖地区的中尺度对流风暴,主要是在本地区触发产生的(占81%),其主要的触发系统是冷锋和由地形引起的各种中尺度系统,如地形辐合线、地形涡旋、海风锋和湖风锋等。对流风暴初生的位置及其影响区域,与冷锋的位置和近地面层的流场有密切关系。当冷锋在华北时,则由地形引起的各种中尺度系统成为对流风暴的主要触发系统,随着低层流场的不同,这种中尺度触发系统的位置和强度也不同,因而触发产生对流风暴的可能性及其初生位置和影响区域也不同;当上午有冷锋南下时,则午后冷锋所在的位置,尤其与局地有利的地形条件叠加处,也就是对流风暴初生的位置;当冷锋停滞于苏皖南部时,则午后沿冷锋或在其局部段上触发产生对流风暴。这种中尺度对流风暴的演变,主要取决于近地面层的气象条件,日变化明显。由于触发系统通常停滞少动,所以对流风暴的移动主要由高空引导气流和对流风暴自身的传播决定^[8]。

2.4 闽南地区不同天气形势下强对流活动特点

闽南地处低纬(24—26°N),南下的冷空气势力较弱。然而由于当地低层气温高、湿度大,大气层结较不稳定,所以低层冷空气的活动对于中尺度对流风暴的发生和发展演变仍有重大影响。我们通过对1981—1988年间的31次强对流过程的分析,按照低层冷空气的有无、强弱和路径对天气形势进行分型,分别归纳其强对流活动特点^[9]。

2.4.1 暖区型(9例)

由于北方无冷空气南下,对流运动的触发机制主要是山地对低层气流的强迫抬升。当低层偏南风较大时(离地面300、600、900和1500m 风速之和 $\geq 34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),不论白天和黑夜都可在南岭山地触发产生对流运动,然后东移影响闽南;当低层风较小时(低层风速总和 $< 34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),则午后仅在闽南的西部山地产生一些零散的对流运动。这些对流系统有明显的日变化,仅在条件有利的局地产生降雹。

2.4.2 弱冷空气南下型(8例)

冷锋停滞于闽南,850hPa 切变线在邵武以北。由于西段冷锋受阻于南岭山地,使触发作用加强,即使低层偏南风风速较小,仍可在白天或夜间触发产生对流运动,且强度较大,尤其当其移入弯曲冷锋(由闽北山地对南下冷空气的阻挡作用引起)的暖区中时,在强对流单体的下方可产生强对流天气。

2.4.3 强冷空气南下型(12例)

850hPa 切变线快速东移南下,与地面冷锋靠近或交汇,触发产生中尺度对流风暴。对闽南的影响情况,随着冷空气南下路径的不同而不同。当冷空气从北面南下时,雷达观测到一条呈东西走向的对流回波带随同冷锋南下(图略),在其中的强对流单体的下方,或冷锋回波带与其前方暖区中产生的对流回波合并处,可产生强对流天气;当冷空气从湘赣南下时,则在卫星云图上(图略)可以看到,在闽南的西部有中尺度对流云团产生和东移,不论白天和夜间都可在闽南地区产生强对流天气;当冷空气主力从黔桂南下时,它们触发产生的对流风暴距闽南较远。若对流风暴的前方850hPa 盛行偏南风,则它可以持续维持并在闽南产生强对流天气;若对流风暴的前方850hPa 为偏北风,则它将在东移过程中减弱

消散,闽南不会出强对流天气。

3 结语

强对流天气的短时预报,是目前国内外尚未很好解决的气象重点课题之一。在不断改善现有的探测设备、通信条件和建立实时资料快速处理系统的同时,不断研究总结本地区强对流的活动规律,是做好短时预报服务非常重要的一环。由于地形和地理条件的不同,各地强对流的活动各有其特点。要准确地作出本地区强对流天气的落时、落点预报,必须了解本地区强对流的活动特点。此外,广泛地开展对本地区强对流活动规律的研究,可以充分发挥各地区现有人力、设备和资料的潜力,因而是符合我国的现实条件和需要的。在总结不同天气形势下本地区强对流的活动特点时,可以通过对多次强对流过程的分析研究,逐步进行归纳。如能再与非强对流过程进行对比,则可更进一步加深对其活动规律的认识。

参考文献

- 1 陈立祥.美国区域观测和预报服务计划(PROFS)考察报告(Ⅱ).热带气象,1986年,2(2).
- 2 陈良栋.强对流天气发生和发展演变的最近研究.气象,1991年,17(5).
- 3 Klemp, J. B., and M. L. Weisman. The dependence of convective patterns on vertical wind shear. prep. 21st conf. on Radar Meteor., Edmonton, Alberta, Canada, American Meteor. soc., Boston, 1983, 44-49.
- 4 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6期.
- 5 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.
- 6 陈良栋,何齐强.一次飑线转向和强度演变的雷达回波分析.气象,1992年,18(9).
- 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,13(2).
- 8 陈良栋.槽后形势下华东地区强对流活动特点和临近预报线索.气象,1987年,13(9).
- 9 郑成均,陈如能等.闽南强对流活动规律初探.气象科学,1990年,10(1).

The Effects of Largescale Weather Pattern on Evolution of Mesoscale Convective Storms

Chen Liangdong

(Air Force Meteorological Institute)

Abstract

Based on the mesoanalyses of severe convective processes, the effects of largescale weather pattern on evolution of mesoscale convective storms are summed up. The characteristics of activities of severe convective storms over Beijing area, East China and Southern Fujian are found.

Key Words: weather pattern convective storm mesoanalysis