

华东中尺度天气试验技术总结

技 术 组*

华东中尺度天气试验是中国人民解放军总参谋部气象局组织和领导的对流性天气试验。试验的目的是期望通过研究,进一步弄清楚试验区内对流性天气分布情况以及和对流性天气有关的天气系统的结构、性质、发生、发展演变规律,建立预报模式和方法,改善预报能力。

一、资料和方法

(一) 资料和初处理

试验区选择在(长)江淮(河)中下游,以南京为中心,西起安徽霍山,东到江苏东台,北自江苏泗阳,南至安徽铜陵,面积约12万1千平方公里。

试验区设置了27个无线电探空和测风站、13个雷达站,还收集了260个地面气象观测站和1315个水文站的地面天气报告和降水资料,和日本GMS-1和2的卫星云图资料。探空时空分辨率分别为3—6小时和90公里;地面报告时空分辨率为1小时和60公里;降水资料时空分辨率为1小时和30公里;天气雷达回波时间分辨率为30分钟,回波图象覆盖全区;卫星云图时间分辨率为3—6小时,并有少量加密的每半小时一次红外云图资料。

1980—1983年试验探测期间共捕获32个天气过程,其中飑线1个,梅雨雷暴暴雨2个,江淮气旋雷暴暴雨10个,冷锋7个,切变线4个,短波槽8个。

对地面和探空资料进行了可靠性检误。包括气压订正(订正到海平面气压)和极值订正;探空资料参照欧洲中期天气预报中心的检误方案对各标准层等压面上的高度、温度、露点和风进行了检误。结果表明资料可

信。

探空气球的漂移对研究中尺度系统的影响进行了论证。漂移的空间偏差用三角形面积权重法,时间偏差分析用曲线拟合及插值法,分析表明它对资料的基本参数的偏差不超出分析允许的范围;另外对漂移订正前后的两组资料,通过客观计算进行比较,表明各物理量除在数值上略有差异外,其垂直和水平分布无本质区别。

对主要天气过程的资料进行了客观分析,利用面积加权客观分析等手段将初始资料分析为网格点资料,网格距有150公里、45公里两种。对于150公里网格距的客观分析除使用试验区资料,还使用了邻近区域国家气象台站的观测资料。对重点研究的天气过程人工分析成网格点资料,有些分析进行了加工,如合成分析等。得到的网格资料均存入计算机,并进行了网格资料(包括风场、温度场、湿度场、高度场)计算,包括涡度、散度、垂直速度、温度平流、涡度平流、水汽通量等;还计算了一些特征物理量如假相当位温、水汽凝结潜热、不稳定能量、不稳定指数、低空卷挟模式和载水湿模式中的垂直速度等。

(二) 分析方法

科学研究需要探索有效的分析手段,试验除使用常规的方法外,还研制(和改进)了一些新方法:

1. 不稳定能量的计算

(1) 根据大气热力学、静力学原理,对不稳定能量公式进行变换,得到了用位势厚度差计算不稳定能量的方法,这一方法只需地

* 张丙辰、章震越整理,对原总结有删减。

面 $\theta_{0.}$ 及地面上空大气的厚度。

(2) 用Taylor展开法对不稳定能量公式取时间平均,即可得到10年间平均不稳定能量,从而得到偏差值。

(3) 建立了高分辨不稳定能量算法,即用 $\theta_{0.}$ 的多项式逼近绝热位势高度,再用曲面拟合方法得到区域上空的厚度场分布,由此和地面资料相组合来计算水平分辨率较高的不稳定能量。

2. 改进了干暖盖强度指数的计算公式,对分辨率较高的地面资料用 LS_1 指数代替 LS 指数应用于分析飑线过程。

3. 改进了对称性不稳定分析模式,考虑了积云对流潜热参数化方案,得到修正的斜对流上升运动不稳定的判据。

4. 提出了雨峰团概念和雨峰分析法。

5. 用模糊聚类分型分析,通过对FSAS图进行网格点读数,在微型计算机上作相关矩阵计算,采用距离最近聚类原理,得到基本场。

6. 设计了一种精度较高的有限区域低通滤波方案,这个方法是对Shapiro滤波方案的改进。还设计了下述波分离方案:在有限区域中能将波长分别为2倍、3倍、4倍格距的波,或在有限时段中能将周期为2倍、3倍、4倍时间距的波与单波分离。

二、对流性天气的分析和预报

(一) 气候学背景

对华东地区1961—1981年的131个地面观测站的雷暴资料(台站平均间距为55公里),作年平均、月平均、候平均处理,然后作出各种图表进行分析。

1. 在江淮下游试验区内的雷暴日数,其累年平均是南多北少,山地多平原少,长江河谷地带少于两岸平原或山地。大别山、黄山、天目山各为一多雷暴中心;围绕着洪泽湖的一个相当广大的地区有一个次多中心,介于它和上述南方山地多雷暴中心之间的沿江河谷是相对少雷暴地带。

雷暴平均月际地理分布是:冬季11—3月雷暴最少,夏季6—8月雷暴最多,七月份南部山地雷暴日数可达15天左右,洪泽湖一带可达13天。

2. 江淮下游试验区内,雷暴日数的月际变化和旬际变化是:从冬到夏变化复杂,从夏到冬变化简单。从月际和旬际变化看,七月和七月下旬是一年中雷暴最多的时段,四月或四月下旬是又一个次多雷暴时段。

四月下旬的雷暴次峰值并非每年都可出现,南部山地出现的频率最高,可达70%以上;北部最少,如徐州一带,只不过30%或更少。这种变化主要取决于四月份的大尺度环流。从整个地区看,单峰值年具有准10年的周期变化。10年周期中又有3—4年的周期振荡。

3. 整个地区平均雷暴日数的长年变化有两年的振荡,它与夏季风的两年振荡相契合。多雷暴年与少雷暴年雷暴日数可以相差两倍多,少雷暴年并非前者各月均比后者多,而是4月、5月和7月、8月起决定作用。

(二) 大尺度环境条件

通过1972—1983年中45次有无雷暴的天气过程(其中含5次晴天过程),对春末夏初华东地区雷暴发生的大尺度环境条件研究认为:雷暴天气均伴有高空槽活动,发生在槽前的雷暴又可分为南支槽、北支槽和高压后部三种,发生在槽后的雷暴也可再分成冷槽和冷涡两种。前者发生在槽前的西南气流中,位置偏南,次数多,强度弱;四到六月均有发生;后者发生在槽后的西北气流中,位置偏北,次数少,强度强,绝大多数要在四月下旬到六月才发生。着重研究了两类雷暴发生、发展的环境条件的差异。

1. 槽前和槽后两类雷暴发生前大尺度环境条件的差异。

(1) 槽前类以干湿差动平流为主,上层干空气来自槽后或西太平洋副高西侧,低层湿空气主要来自南或西南方湿区;槽后类以冷暖温度差动平流为主,上空冷平流来自槽

后西北方,低层暖平流来自偏西方。

(2) 槽前类整层大气比较潮湿,水汽辐合层厚;槽后类,大气下湿上干水汽辐合集中在边界层,850 hPa 以上就是干区。

(3) 槽前类大多有低空急流,强度强,层次厚;槽后类大多有高空急流,低空急流只出现在大气边界层内,强度比槽前低空急流弱得多。

2. 槽前类和槽后类雷暴发生前的大尺度环流模式的差异。

(1) 槽前类大多发生在高空斜压波上升运动和低空急流大风核环流和低层锋生环流上升支的叠置区。槽后类,发生在高空急流锋环流上升支的低空辐合区。

(2) 提出槽前类和槽后类各自同天气尺度扰动联系的三支气流与二级环流相匹配的模型。

3. “干暖盖”对强天气出现的重要性。我国“干暖盖”主要是由高空槽后中空下沉气流形成;雷暴从“干暖盖”边界的地面干线上首先出现,并向冷区一方的低空位势不稳定区传播。

(三) 中尺度天气系统

华东地区主要的强对流系统如下:

1. 飑线

(1) 冷涡型飑线可成群出现,它带来大范围强烈天气。其出现要有如冷涡这样的极为有利的大尺度环境条件,飑线出现在高空冷涡主槽(先导槽)后的西北气流下方。

(a) 飑线的触发生成和干线活动密切相关。

(b) 飑线群的增强、减弱和高空急流的横向环流密切相关。

(c) 飑线的初生阶段,在云图上先出现众多的对流云区,以后夹有雷暴云,再后合并成雷暴云团并发展成为飑线云带。还发现飑线云团的母体可以派生发展新对流云团,最终脱离母体云团形成新的飑线。

(2) 冷锋飑线活动的特征

对强冷锋过程(如1983年4月28日)

的分析表明,除冷锋飑线之外,在冷锋后还存在与其正交、自西向东的对流云带活动,天气更为强烈。它们与(a)地形,(b)锋区界面波动有关。

2. 中尺度对流复合体(MCC)

按照定义对华东地区和黔桂地区的MCC作了比较分析。我国境内 33°N 以南都可以出现MCC,相对集中的多发区为贵州南部和广西地区,华东地区少量发生。我国产生MCC的大尺度环流形势有二:(1)华南静止锋西部产生的MCC为数最多,共13次;(2)弱气旋波的冷锋西部或前部暖区中产生的MCC为数较少,共3次。

一次MCC的发展成熟阶段热力动力特点是:内部整层为暖湿大气,与其周围大气如南干暖,北干冷有明显的热力结构差异;MCC内部可以出现高、低层各有两个暖、湿中心,分别在700 hPa以下及300 hPa以上。它们的形成,是由低层SW急流的水汽通道输送的暖湿空气,再通过向上的垂直输送到达高空,发生对流凝结,释放凝结潜热形成的。

MCC动力场的垂直结构,存在着南北半部不对称性。垂直运动场上MCC的北半部为上升气流,南半部为下沉气流,构成一个逆环流。逆环流的加强维持着MCC的旺盛发展。在散度和涡度场上也和垂直运动场配合一致:北半部在700 hPa以下为正涡度和辐合层,500 hPa以上为负涡度和辐散层;南半部情况不同,负涡度随高度而增大,除850 hPa以下浅层内为辐合外,以上全为辐散层。和美国的MCC相比,我国MCC出现频率、强度、尺度都较小,流场结构也存在明显的不对称性。但低空西南急流的存在,MCC与地面锋的联系,低层到高层的暖湿平流,气流的辐合、辐散和稳定度等方面的空间分布等特征,都是基本一致的。

3. 雷暴群

雷暴群不同于飑线和MCC,常活动于高空槽前,是影响华东地区雷暴暴雨天气的系统之一。

(1) 雷暴群的发生和增强, 和重力惯性波活动有关。当大尺度西南风低空急流明显加强时, 在非均匀层结大气条件下, 往往形成中尺度重力惯性波发展源。重力惯性波出现后, 沿着水平传播, 触发和加强下游地区的对流性天气, 形成雷暴群活动。

(2) 从空间看, 雷暴暴雨区与中尺度不稳定相匹配, 而中尺度不稳定区位于大尺度不稳定区的前方; 从时间看, 位势不稳定有短时破坏和重建的过程, 具有快过程特征, 时间约 6 小时。位势不稳定的建立和水汽通量散度随高度分布密切相关, 低空急流区大风速中心轴线随高度前倾, 有利位势不稳定建立。

4. 和下垫面影响有关的中尺度特征

穿谷流是指长江河谷中形成的中尺度西南气流。当气流通过天目山、黄山与大别山之间的长江河谷时, 因受地形的约束产生伯努里效应, 在长江河谷中, 形成一支准常定的中尺度地形性强气流, 有时还可以出现局地的边界层急流。当有强穿谷流出现时, 处于穿谷流左前方的大别山东北麓, 就会出现小尺度旋涡, 形成雷暴雨。

江淮地区的边界层急流和长江河谷特定地形有关。分为两类, 一类是西南风边界层急流, 这是一种强度较大的穿谷流。有时环境偏南风在大别山西侧绕(越)山脉的过程中, 在大别山西侧也可产生西南风边界层急流。另一类是边界层东南风急流, 其尺度和西南风急流相当。洪泽湖是华东中尺度天气试验区内的最大湖泊之一, 水陆热力差异引起的湖风锋及湖风环流, 是强对流活动的一种重要触发机制。

(四) 对流性天气的预报方法

短期预报的主要成果有以下三方面:

1. 建立了 MEDA 和 MPS (其中 M: 数值预报输出; E: 天气学试验; D: 物理量诊断; A: 天气分析; P: 分型; S: 统计) 预报方法。

2. 通过简化的数值模式和物理条件, 得到了可用于日常业务预报的低空卷挟模式和

一维积云模式。

3. 从对流性天气发展演变过程中能量积聚和变化这一较本质的问题入手, 研究了高空冷平流和湿有效位能的预报价值, 并设计了相应的预报指标。

短时预报采用雷达、卫星、稠密的地面天气实况网, 研制了以下五种预报方法:

1. 计算地面物理量 (如 D 、 θ_{se}) 与雷达回波配合, 总结出地面中尺度天气系统扰动结构, 建立判断强对流天气发展变化的中尺度概念模式。设计了预报流程和程序, 在微计算机上进行了业务条件下的实报。

2. 通过逐时实况图分析和物理量计算, 如涡度、散度、 θ_{se} 、水汽通量散度的计算, 归纳出冷区、暖区局地雷暴中尺度概念模式和预报方法。

3. 根据地面逐时实况和 12 小时一次的探空, 分析了高分辨的不稳定能量, 给出了稳定度的中尺度分布, 它与强对流天气的落点和强度有好的相关。

4. 根据地面实况, 用概率回归模型, 研制了逐时雷暴暴雨的预报方法。

5. 用同步卫星数字云图, 统计云顶温度及其变率, 进行雷暴暴雨的概率预报。

三、华东雷暴预报系统

系统使用两台普及型十六位微机 IBM-PC/XT 作主、辅机, 两机通信联接, 主机配备高分辨彩色绘图版等 PC 选件。主、辅机运算结果通过两台彩色显示器或宽行打印机送给用户。硬件结构采用积木式, 分为天气预报、卫星图象和雷达图象三部分。

系统软件分为数据采集系统、人-机对话数据存取系统、知识获取系统和预报系统四个子系统。数据采集子系统对接收下来的报文、信号进行分类、译码、判断、补缺。人-机对话数据存取系统的工作方式类似 McIDAS, 用户通过接口可进行人-机对话, 实时地获取实况、客观分析、等值线分析和处理好的资料。知识获取子系统, 通过逐步排空的归纳方

法将知识获取过程程式化。预报子系统存放了各种监测预报方法的知识,自动读取数据,进行计算推理,最终给出预报结论及对结论的解释。

四、梅雨雷暴暴雨

我国梅雨是春末夏初东半球不同性质的季风系统相互作用的产物,是长江流域初夏重要降水天气过程之一。在华东中尺度天气试验时期,利用捕捉到的梅雨暴雨天气过程的资料,作了一些研究工作。

(一) 梅雨大尺度环流

选取 1973—1983 年间 10 个典型的梅雨天气过程作了合成分析诊断,并通过 1981 年 6 月 22 日到 7 月 1 日的梅雨过程进行了天气学的数值诊断:

1. 明确了梅雨暴雨与夏季风之间的关系

在入梅前从西太平洋经南海到孟加拉湾和印度的 ITCZ (或季风槽), 将其北的西太平洋副热带高压西伸脊和其南的热带季风分开, 阻挡印度西南季风及南海越赤道气流直接影响我国大陆, 以后由于副高东撤, 在 $100-120^{\circ}\text{E}$ 范围内 ITCZ 断裂, 印度西南季风直接进入江淮流域, 与西风带冷空气相遇形成半温带半热带的所谓的“梅雨锋”。由于初夏季节西北、华北一带地面上的感热向大气中输送, 在大气中低层逐渐锋消, 在高空仍然存在着明显的锋区。

2. 梅雨“锋”具有 ITCZ (或季风槽) 和斜压系统的混合性质

梅雨北侧的冷空气受春末夏初西北、华北、中原一带地面感热加热的影响, 在 700 hPa 以下, 它与其南侧的大气往往很少有明显的温度差异 (暴雨对地面边界层有中尺度锋生时除外), 但湿度差异明显。这就是为什么从气候学上看往往从温度场上看主要锋区已经北抵华北, 而主要降水区还停留在江淮一带的缘故。

3. 在梅雨暴雨期间出现在我国南部沿

海和南海一带的高压脊通常是热带季风内部的产物, 看来与来自青藏高原东南部上空的和梅雨区上空的大气质量辐散在该处辐合下沉有关。

统计表明, 降水与该高压脊是同步发生的, 并不是该高压脊西伸然后导致暴雨。

4. 梅雨降水带整层都是负的动能制造, 对流层上层最大, 它是由梅雨云带中逆气压梯度运动所形成, 而由次网格的对流活动对动能制造来补偿, 这与热带季风性的 ITCZ (或季风槽) 的能量平衡相似。降水带北部的动能制造在垂直方向上呈双峰型, 这与西风带斜压系统高层和低层制造动能平衡的情况相似, 表明梅雨“锋”是有 ITCZ 和斜压系统相结合的混合性质。

5. 诊断说明, 对流凝结加热是高层锋区维持的主要因子, 地面非绝热加热是中下层逐渐锋消的主要原因。

6. 梅雨期间, 除高空 200 hPa 的西风急流外, 在西南气流中有一支由印度洋经过中南半岛到我国华南, 最终到达梅雨区的低空急流。两者在梅雨区靠近。两支急流中间大范围的深厚气流上升, 降水就发生在该区内。

7. 梅雨暴雨期来自南方的水汽量急增, 梅雨期的水汽通道和水汽源可以追溯到印度洋和孟加拉湾。西南风低空急流是梅雨期间主要的水汽输送带。在合成场上, 从梅雨暴雨区一直到 10°N , 东方几乎没有水汽输入。

(二) 梅雨中 α 尺度系统

梅雨是一条东西长达数千公里, 南北宽为几百公里的云雨带, 在云雨带中镶嵌着东西走向水平尺度为几百公里的中 α 尺度降水带。

1. 在非均匀的梅雨云系中嵌有中 α 尺度雨带, 有时为一条, 有时 (1981 年、1983 年都有) 两条。当出现两条雨带时, 在强度上有此长彼消、交替变化的现象。

2. 与中 α 尺度雨带相应的, 在流场上表

现为中 α 尺度的切变线,一条、两条雨带分别对应一条、两条切变线、在850 hPa上比较明显。

3. 中尺度雨带在扰动温湿场上和涡度散度场上的表现是:不论一条或两条雨带,其雨带的下方低层大气是冷而湿,在雨带的南缘伴有与雨带尺度相当的弱边界层锋区,中高层则为暖而湿的大气。

4. 高低空急流的配置,使得在雨带区域的低层为气旋性涡度,高层为反气旋性涡度。中 α 尺度切变线的配置及风场的分布叠加在雨带区域,其效应是低层为辐合,高层为辐散。在经向垂直剖面上,与一条雨带相联系的是低层仅有一个正环流,与两条雨带相联系的是两条滚轴状的正环流;在中、高层的上升大气中,滚轴状正环流的上升支处,出现上升运动较强的现象。

(三) 梅雨中 β 尺度系统

在梅雨的中 α 尺度降水带中,存在着一小时降水量大于10 mm,水平尺度为1—200公里的雨团,生命由几小时到十几小时,一般伴有雷暴,这是中 β 尺度的雨团。

1. 在梅雨云雨带附近,中空前倾的小波动前方,有时可以出现与中 β 尺度切变线相联系的中 β 尺度雨团。它的南侧中空往往存在一支强风带。暴雨雨团发生在这支强风带的左侧,当雨团移到这支强风带的右侧时,雨团逐渐消亡。

2. 中 β 雨团具有明显的对流系统的特点,中低层辐合,高层辐散,在雨团旺盛期上升运动最强。

3. 在雨团强盛期,由于凝结潜热的释放,雨团内部的中高空出现暖湿中心,边界层中则是降水曳带下沉的干冷空气。

4. 中尺度暴雨雨团的北侧是较弱的对流不稳定层结区,南方是较强的对流不稳定区,这也是雨团气流的主要入流区和能量输送区。雨团发展最强时期,层结往往趋向于中性。

5. 与暴雨雨团相联系的中 β 尺度扰动,

其暴雨区位于中低压与中高压之间,表现为重力波的性质。

(四) 梅雨中尺度动力学

梅雨系统中的中 α 尺度、中 β 尺度系统的动力学特征是:

1. 在小 R_i 数的条件下,考虑波动的稳定性问题。发现波长较长时含有积云对流效应的中 α 尺度扰动易于发展,而积云对流效应很强时,中 β 尺度扰动更易发展。

2. 推导了对流凝结潜热释放时期大气中条件性的对称性不稳定的判据,根据两条雨带存在时梅雨期的诸物理量,得知它是满足于条件性对称性不稳定的。

(五) 边界层

用加密探空和风的资料对边界层(分为地面,300、600、900、1200、1500米共6层)进行了分析。

1. 梅雨暴雨期间,暴雨发生前通常为辐合流场,辐合带有辐合中心;暴雨发生后,逐渐出现辐散流场,这是降水曳带大气下沉、干冷空气堆积的反映。

暴雨期内,有明显的边界层急流出现,它与降水关系密切。

2. 暴雨期间,边界层内的温度场一般在降水发生前,温度的水平梯度较小,一旦暴雨发生,温度的水平梯度增大,在雨区南侧一般可达3—5°C/100公里,有时可达7°C/100公里,有边界层锋生过程,它的尺度只有几百公里,强度在300米高度上最大,向上减小,一般不超过1500米,同时也随降水强度的变化而变化,降水强时锋生也强,反之则弱。

3. 湿度场在暴雨前后变化不及温度场明显。大体来讲,从降水前到降水期间,湿度一直是增大的,但在暴雨期内,降雨区内增得少,降雨区前方增得多。

一般讲,边界层内露点的水平梯度变化远不及温度梯度变化大。

4. 在暴雨时期大气边界层内,稳定度的分布是:暴雨区属稳定状态,雨区外属不稳定状态。

(六) 数值模拟

采用大气物理研究所设计的五层细网格原始方程模式,增加积云对流加热,短波辐射及长波辐射,积云动量垂直输送等物理过程,对于梅雨中的降水及天气系统进行了数值模拟,还改成十一层模式进行了数值模拟。

1. 只有同时考虑大尺度凝结、对流凝结和短波辐射、长波辐射的作用以后,模拟出来的降水和低空急流的分布最接近实际。

2. 用五层模式,水平格距为 100 公里,考虑了上述诸物理过程的数值预报模式可以很好地模拟出梅雨降水区中的涡度场、散度场及垂直运动场的空间分布。但只能模拟两条中尺度雨带中的一条雨带和其相应的切变线及垂直环流。如果水平格距取 30 公里,基本上模拟出了两条雨带和相应的两个环流圈。使用水平格距为 30 公里的十一层模式能够将梅雨锋上的两条中尺度雨带以及相应的两个垂直环流模拟出来。

3. 在梅雨天气过程中,强对流发生以前,由于自由大气中的辐射,引起大气层结变化和水平温度梯度变化而影响对流发展。数值模拟表明,考虑辐射作用使得对流性降水增强,而对流凝结潜热的释放又促进垂直运动和使得大尺度凝结加热发展。

4. 当考虑大尺度凝结、对流凝结及辐射作用时,相应梅雨云带区都有明显的上升运动,梅雨云带以北为一个正环流,以南为一个逆环流,若不考虑对流凝结的作用,虽然梅雨云区仍为上升运动,但这两个环流表现不明显。

5. 当梅雨云带中 α 气旋生成得到发展时,边界层中与之相配合的锋区也会得到发展,最终与 500 hPa 的锋区相连接,这时扰动是半温带半热带的性质,而它的结构类似温带气旋,特别是发展到强盛阶段,它的发展机制具有热带气旋性质。

(七) 梅雨预报

从 1981 年入梅前后大尺度演变过程来看,入梅预报思路可认为是: 1. 要注意西太

平洋副高的东退。南海、中南半岛一带的 ITCZ 断裂。2. 注意西南季风在 ITCZ 断裂处北侵江淮流域。3. 留心西风带的冷空气南下,只有变性的干冷空气与西南季风发生交锋才出现暴雨。

梅雨暴雨的完全预报 (PPM) 模式,要点是:

(1) 850 hPa 上 u, v 分量的正值区; (2) 700 hPa 上的正涡度区; (3) A 指数 $\geq 9.5^\circ\text{C}$, $A = (T_{850} - T_{500}) - (T - T_d)_{850} - (T - T_d)_{700} - (T - T_d)_{500}$; (4) $(T - T_d)_{700} \leq 4^\circ\text{C}$ 。用这四条特征线框起来的地区便是暴雨发生区,能够较好地作出梅雨的预报。

梅雨降水数值预报试验表明,用数值预报方法可以很好地报出梅雨的降水分布及暴雨中心位置(一般所报强度不够),而要预报出梅雨降水的中尺度结构,则一般要采取甚细网格。

五、雷达气象学*

华东中尺度天气试验十分重视天气雷达的作用。研究得出如下主要结果:

(一) 对流风暴回波形态特征

1. 雹云回波的 V 形缺口,只有当雹云处在雷达站的某一方位范围才能出现,范围大小取决于雹云离雷达站的距离。

2. 华东地区的雹云有单体雹云、多单体雹云和超级单体雹云三种。泰沂山区及其南麓产生的雹云移入苏皖平原,常发展为多单体雹云,可能多处降雹,苏皖南部产生的强雹云,常为超级单体雹云,雹击带为一条线。

3. 猛烈发展的雹云移速与低层入流气流部位相关,当从前侧入流时移速加快;从后侧入流时,移速减慢。

4. 华东地区较大范围强对流天气几乎都有飚线。飚线的移动取决于天气系统、高空风和飚线自身传播。

* 这部份工作已作为国家气象局课题的一部份作了鉴定。

5. 飚线回波带的中部或南部常形成弧状回波短带,是在对流回波进一步发展加强时形成,长约 100 公里,宽度约 10 公里,移动大于 60 公里/小时。

(二) 对流风暴的发展演变

影响华东地区的对流风暴,一种是由于大尺度的辐合上升运动形成的外来中尺度对流云团,发展演变主要由 850 hPa 的散度决定;另一种是由于低层空气的强迫抬升触发产生的局地强风暴,发展演变与近地面层的气象要素场关系密切,受地形的影响很大。

(三) 不同天气形势下强对流活动特点

通过对 1974 至 1986 年发生在华东地区较大范围的近三十次强天气过程的分析,归纳出三种主要的天气形势下强对流活动。

1. 南支槽前形势下强对流活动特点

(1) 试验区内的强对流天气,有 80% 是由外来中尺度对流系统引起的。单纯由本地区局地触发产生的强风暴只占 20%。

(2) 外来中尺度对流云团移入华东后,其雷暴冷出流与当地盛行的偏南气流间构成中尺度切变线,触发对流运动,常发生在午后。

(3) 若大尺度环流形势持续维持,由于

外来对流云团不断移入,华东地区可以连续几天产生强对流天气。

2. 北支槽前形势下强对流活动特点

(1) 强对流天气主要是由冷锋降水回波带引起的,它由冷锋触发产生并随冷锋移动。

(2) 冷锋回波带的强弱除其它原因外,与地形有关。其南缘常终止于大别山或黄山、天目山区的北侧。冷锋在大别山的北侧发生弯曲时,由于穿谷流的存在,可在河谷出口处的冷锋弯曲段上形成对流回波短带。

3. 槽后形势下强对流活动特点

(1) 在华东地区产生强对流天气的对流风暴,81% 是在本地区就地产生的。从外地移入的只占 19%。

(2) 泰沂山区是影响华东的外来对流风暴的主要源地(占 85%)。向东南方移动,袭击苏北。

(3) 冷涡形势下,在华东地区可以接连几天产生中尺度对流风暴,只有少数发展成对流风暴,在华东产生强对流天气。

(4) 在华东地区就地产生的对流风暴,其最主要的触发机制是低层气流的辐合。