

青藏高原东北部雹暴中系统的 生命过程分析

陈 乾*

(甘肃省气象局气象科学研究所)

提 要

本文用甘肃省暴雨、冰雹中尺度试验期间(1979—1980年)的资料,按不同的大尺度流型,对典型例子分类。然后将其逐时地面中尺度气象场平均后作诊断分析,并配合相应时刻的雷达回波、阵雨和降雹概率,得出两种结构不同的移动性雹暴中系统生命过程模式。物理量诊断表明,散度、湿静力温度平流和垂直速度与雹暴关系较好。雹暴中系统的面积辐合具有数小时的先兆性,可作为强对流天气短时预报因子。

一、引 言

本文通过细网格诊断分析,研究青藏高原东北缘陡坡区触发雹暴的中尺度天气系统(以下简称中系统)发生、发展的生命过程。统计表明,在一定的大尺度流型下本区多数台站风的常定度 S^{**} 在60%以上,故可对风场的矢量平均场作诊断分析,研究这类中系统的结构和演变规律。我们按文献[1]中的分类方法,将占高原东北缘绝大多数降雹的冷气团内的雹暴过程,根据700百帕盛行气流的差异分为冷平流型和不同平流(即低空暖平流高空冷平流)型两类,分别诊断其地面平均中尺度气象场。

二、资料及计算方法

采用1979—1980年甘肃省暴雨冰雹中尺度试验期间的加密观测资料和水登防雹试验基地的资料,取区域性降雹的冷平流型6次(1979年6月18、19日,6月23日,7月9日,7月17日和7月19日)和不同平流型12次(1979年7月8日,7月12日,7月18日,7月20、21日,1980年6月12日,6月20、21日,6月25日,7月5日,8月7日、8日),将青海省东北部和甘肃省中部100个测站8—20时逐时的地面风、气温和绝对湿度作时间平均后,先进行人工分析,以便对个别气象哨和水文站不合理的绝对温度作内插修正,然后再输入计算机。用权重插值修正方案^[2],进行客观分析。网格步长取0.135纬度、0.166经度(接近15公里),诊断区域共420格点(20×21)。从等高线间隔为200米的地

本文1986年6月25日收到,1987年7月23日收到再改稿。

* 刘亚平协助编制诊断分析程序,黄蕾诸完成部分统计。

** $S = 100 \frac{V_R}{V_S}$, 这里 V_R 为风的矢量平均, V_S 为纯量平均(即平均风速)。

形图上读出网格点高度, 然后按通常的二维平滑公式进行正逆两次平滑(平滑系数分别为 0.5 和 -0.667) 以消除小于二倍格距的地形, 并压低山脊高度。测站位置、诊断区域的网格和平滑后的地形等高线、山脉、河谷名称如图 1 所示。

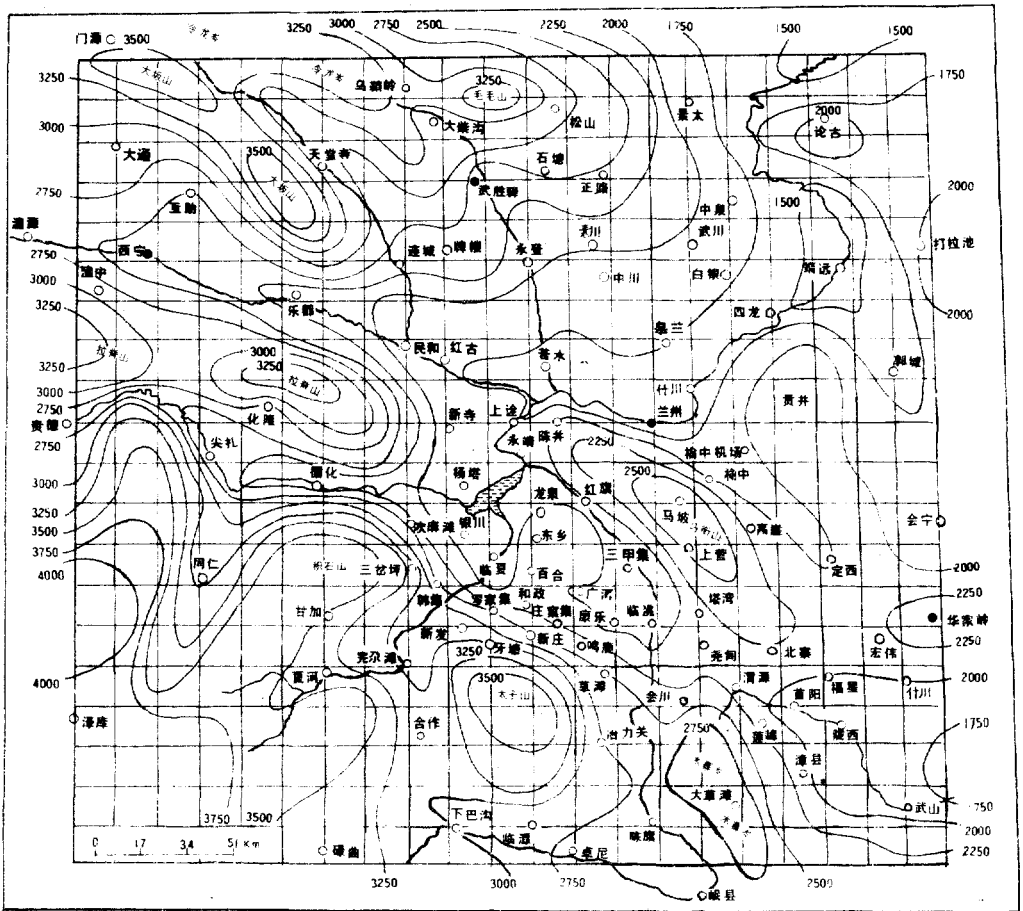


图 1 诊断区域测站位置、网格和地形图

图中黑色圆圈为 711 雷达站, 细实线为地形等高线, 粗实线是河流, 阴影区为刘家峡水库。

客观分析的权重系数由下式决定,

$$W = \frac{1}{1 + \tau_{ij}^2} \times 100$$

上式中

$$\tau_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2}$$

τ_{ij} 为第 i 个测站与第 j 个网格点之间的相对距离, 以纬度为单位。

用中央差分格式计算地面散度、涡度、变形场、垂直速度、湿静力温度平流, 水汽通量散度、涡度平流和绝对涡度个别变化等 8 种物理量。其中变形场用下面两种公式分别算出。

$$F_1 = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$$F_2 = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

限于资料条件,假定地面散度等于边界层内的平均散度,则边界层顶的垂直速度 w_b 的计算式可写成:

$$w_b = V_s \cdot \nabla Z + \nabla \cdot V_s \times \Delta Z$$

这里 V_s 为地面风矢量, ∇Z 为地形坡度, $\nabla \cdot V_s$ 为地面散度, $\Delta Z = 1500$ 米为边界层厚度,其他几种物理量计算取常用公式,不再列出。

为将中系统的物理量平均场与阵雨和雷达回波联系起来,我们分类统计上述例子各站间隔 1 小时的逐时阵雨概率和降雹次数。并用西宁、武胜驿,兰州皋兰山和华家岭四部 711 雷达进行定时和部分跟踪观测 PPI0dB 回波图,按图 1 中的网格统计每个方格内 11—20 时逐时回波概率,分析两类的阵雨和回波概率图。

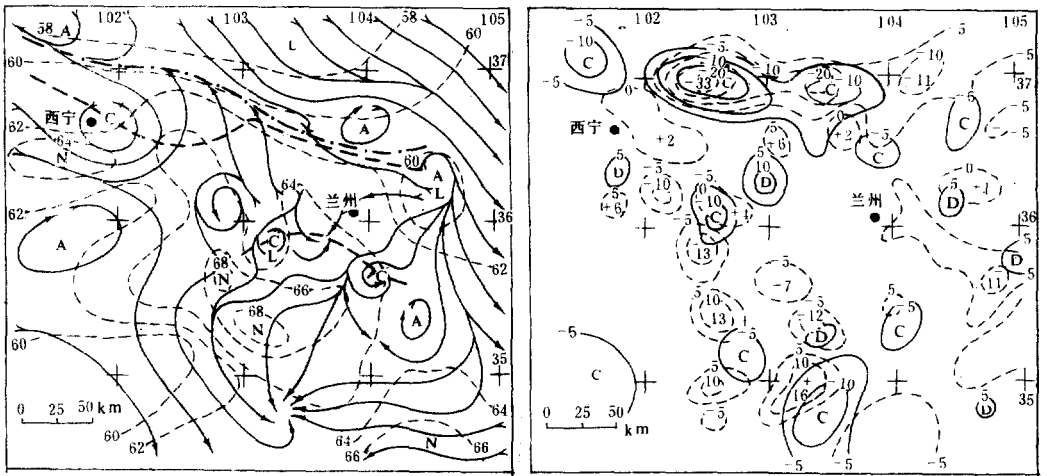
三、两类雹暴中尺度气象场的演变及主要 雹暴中系统的生命过程模式

两类雹暴 8—20 时逐时平均中尺度气象场和雷达回波、阵雨概率场的分析表明,其主要差异是高原东北缘的基本气流冷平流型为西北风,不同平流型为东南风;冷平流型的中系统是就地产生的,风的常定度较高,不同平流型自西北方有副冷锋或切变线移入本诊断区。高原边坡和高原内部两类的气象场相似,均盛行山谷环流和西北气流,陡坡区午后出现湿静力温度的高值带,最大中心在临夏自治州西南部。两类均存在的主要的移动性雹暴中系统是北方切变线和甘南自治州(以下简称甘南)中气旋。它们的生成均与谷风环流相联系,位于地势较平坦的山脉背风坡或由外来系统移到该地区后加强。准静止的雹暴中系统位于高原边坡向东南开口的喇叭口地形处,主要有天堂寺辐合中心和循化、化隆中气旋,现将这四个中系统的演变特征分述如下:

1. 北方切变线的演变及其生命过程

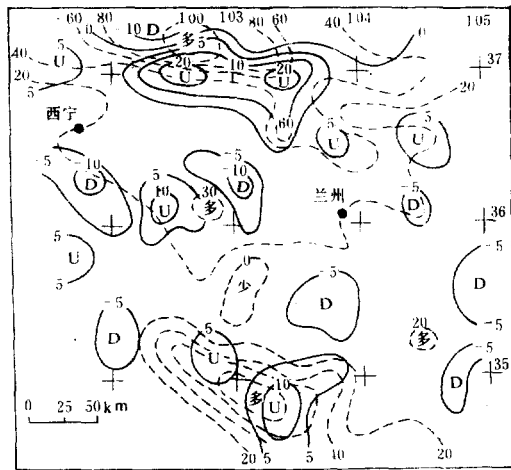
此系统自乌鞘岭向东南移动直达高原东北缘陡坡区后停滞消亡,其盛期常形成对流带具有砩线的某些特征。初期为准东—西走向的辐合线,变形场上为高值带,它与能量锋平行,切变线的西北部为冷平流,东南部为暖平流,有明显锋生。11—12 时切变线西北侧的毛毛山区开始降雹,12—15 时向东延伸形成一条具有多个中心的阵雨和回波高频带,回波高频中心位于切变线上及其前缘,冷、暖平流中心的连线上与上升速度中心基本吻合。阵雨高频中心在回波高频中心后部约 20—30 公里处,上升速度零线附近(如图 2 和图 3)。回波与阵雨概率场的差异可能与两者观测时间不完全同步,加之 711 雷达电磁波束在强降水区中严重衰减有关。北方切变线南移过程中,其西段受高原边坡山谷环流和地形性锋区影响,出现前生后消的不连续更替现象。两类的差异是冷平流型北方切变线 9 时生成于冷龙岭、毛毛山南坡,其东段南移到黄河河谷后消亡。不同平流型切变线从甘肃河西移入,11 时过乌鞘岭后在毛毛山背风坡加强,由于切变线前方盛行东南气流,故其东段在南移过程中发展,现将切变线生命过程归纳成下列四个阶段。

(1) 初生:切变线前方低空偏南风入流处出现强暖平流中心和上升运动区,它对应回波高频中心和阵雨大概率区,山区降雹。不同平流型暖平流强且只有一个主要中心在乌鞘岭南边。冷平流型切变线附近系锋生变形场的膨胀轴,在鞍型区东西两侧各有一个暖平



a. 流场与湿静力温度场

b. 散度和湿静力温度平流



c. 垂直速度和阵雨概率

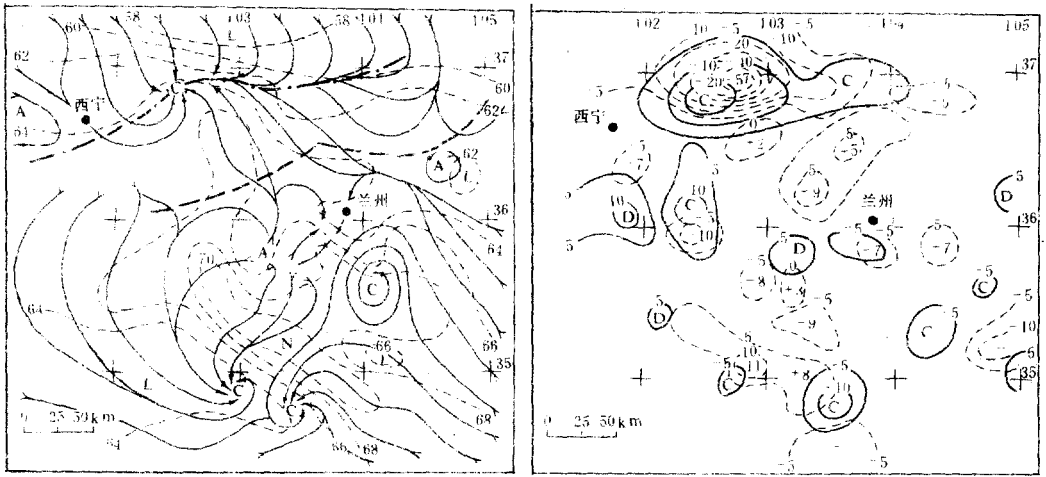
图 2 冷平流型雹暴盛期 14 时地面平均中尺度气象场和 14—15 时阵雨概率率图。

单位:散度为 10^{-5}秒^{-1} ,湿静力温度平流为 $10^{-5} \text{度} \cdot \text{秒}^{-1}$,垂直速度为厘米 $\cdot \text{秒}^{-1}$ 。

图中,矢线为流线,粗点划线为当时的切变线,粗虚线为 1 小时后的切变线,细虚线为湿静力温度及其平流和阵雨概率,细实线为散度和垂直速度,+为暖平流,-为冷平流,C 为气旋和辐合中心,A 为反气旋中心,D 为辐散和下沉中心,U 为上升中心,N 为暖 L 为冷中心。

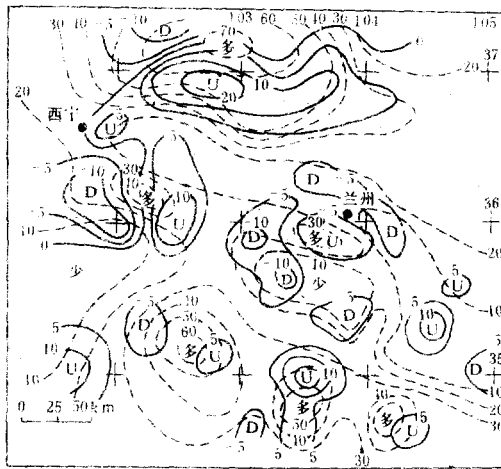
流和上升运动中心,分别对应两个强对流区。

(2) 发展:切变线前面的暖平流减弱,后部冷平流和下沉运动增强。回波和阵雨概率增大,降雹区扩大到整个切变线北侧。阵雨高频带和降雹区位于上升运动中心后部零线附



a. 流场与湿静力温度场

b. 散度和湿静力温度平流



c. 垂直速度和降雨概率

图3 不同平流型雹暴盛期14时地面平均中尺度气象场和14—15时降雨概率场图。

(说明同图2)。

近(如图2和图3)。

(3)整体更新:在老切变线前方(黄河南岸山区)新生一个谷风辐合、上升运动和暖平流三者基本重合的中心,并伴有回波和阵雨高频区。约1小时后此新生切变线移到临夏自治州和定西地区南部进入高原东北缘陡坡区的能量锋中,迅速增强,其上方回波和阵雨概率迅增,形成带状,取代衰亡的老切变线。本阶段新老两系统并存,降雹点最多。

(4)衰亡:当高原边坡转为山风后,切变线处于辐散下沉区中,原地消散。

2. 甘南中气旋的特征及其生命过程

在积石山、太子山高能中心南侧的准定常锋区中,这两类雹暴均有一系列中气旋以不连续西移的方式活动着。气旋西北部为暖平流,东南部系冷平流,强对流区略偏于辐合上升中心后部强暖平流区内(如图 2 和图 3)。其生命过程也可分为四阶段。

(1) 初生: 10 时大夏河中游转为东北谷风后, 该区正处于高能带西南缘锋区中, 在夏河县形成强暖平流和辐合中心, 中低压在此生成。

(2) 发展: 12 时中气旋移到太子山南麓后, 由于三股谷风气流在此汇合使辐合和气旋性涡度增强, 中气旋范围达最大。其后部阵雨高频中心加强并开始降雹。

(3) 不连续西移: 老气旋东移到洮河河谷后脱离准定常的高能中心而消亡, 其西北部暖平流中心附近又有新气旋生成, 此阶段新、老气旋并存, 阵雨和降雹范围最大, 西起夏河县东至岷县, 常出现 2 至 3 个阵雨高频中心(如图 3)。

(4) 衰亡: 18 时北方切变线南移到高原边坡后, 甘南自治州北部由东北风转为东南风, 已无暖平流, 中气旋及其对应的阵雨高频中心消失。

3. 高原边坡几个准静止的辐合中心

此辐合中心常见于向东南(或东)开口的大喇叭口谷地内, 白天经常存在, 其强度演变有两个峰值, 第一个出现在外来辐合系统移入该区时, 第二个峰值在傍晚, 由于北方切变线后部的冷空气顺高压底部的东风沿河谷向西倒注造成。

(1) 第一个准静止辐合中心在天堂寺附近, 它处于冷龙岭和大坂山之间, 大通河和庄浪河流经其中, 此辐合中心加强而稳定, 其中心平均值达 $-2 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1}$ 。由于乌鞘岭北风强而稳定, 东南谷风进入喇叭口后狭管效应使其加速, 两者汇合形成定常辐合区, 12—14 时北方切变线移入此区, 辐合最强, 相应的阵雨和回波高频中心位于辐合中心东侧约 45 公里处(如图 2 和图 3)。此偏差可能由于山区测站稀少, 计算误差较大, 加之雷达回波受山脉屏障呈现盲区所致。

(2) 第二个准静止辐合中心在化隆、循化附近, 它处于拉脊山和扎马日根山、积石山之间, 黄河东流而过, 白天拉脊山南坡的化隆盛行西北风, 循化位于黄河狭谷中, 偏东风强, 其间形成辐合区。13—14 时顺湟水东移的辐合线移经此地, 出现第一次辐合峰值达 $1 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1}$ (如图 3)。17—19 时北方切变线南移到临夏后, 冷空气顺黄河河谷向西倒注, 循环出现强的东南偏东风, 产生第二次辐合峰值, 它们和阵雨、雷达回波高频区对应较好。

四、 雹暴中系统的面积辐合与强对流 天气的时间演变关系

1. 面积辐合

以上分析表明, 地面中尺度辐合区与强对流天气有较好的空间对应关系, 为考察辐合在时间上是否有先兆性, 我们取北方切变线和甘南中气旋两个主要的移动性雹暴中系统以及天堂寺准定常辐合中心的面积辐合(指辐合值大于 $5 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 的面积和此面积内空

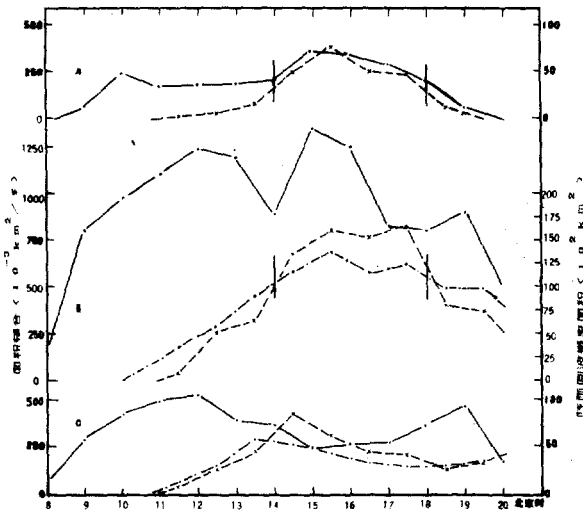


图4 冷平流型雹暴中系统面积辐合及其对应的降雨和回波概率面积时间曲线。
图中A为甘南中气旋,B为北方切变线,C为天堂寺辐合中心。实线为面积辐合,虚线和点划线分别为降雨和回波概率面积。

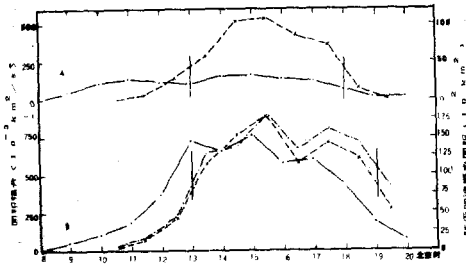


图5 不同平流型雹暴中系统面积辐合及其对应的降雨和回波概率面积时间曲线。(说明同图4)。

间平均散度的乘积,可写成 $\sum A_i D_i$,以表示此雹暴系统强辐合区的面积变化速率。取其对应的降雨和雷达回波概率大于20%的区域内的 $\sum A_i P_i$,这里 A_i 为某概率区间的面积, P_i 为该区间内的概率,它表示降雨和雷达回波概率订正到100%时的面积。图4、5分别为冷平流和不同平流型这三个雹暴中系统的面积辐合以及降雨和回波概率面积的时间曲线。

图中垂直短线为对流盛发期的开始和结束时间,所谓对流盛发期是指降雨和雷达回波概率面积,大于该系统在诊断区域内整个生命期活动面积的15%。从图4、5上可看出面积辐合曲线在日周期上叠加有更短的波动,北方切变线和甘南中气旋的波峰分别与中系统的发展和更新相对应。这两个系统面积辐合的极大值均在15时,可能与热力作用有关。冷平流下天堂寺辐合中心其面积辐合的两个波峰分别出现在12和19时,成因如上节所述。

2. 面积辐合与对流天气关系

以上几组曲线的位相差表明,面积辐合先于对流天气的出现。冷平流型下地面盛行偏北风,湿度小,酝酿期较长,雹暴中系统面积辐合持续5—6小时后对流天气盛发期才开始,其波峰也先于降雨和回波概率面积峰值约3小时。不同平流型地面盛行东南风、湿度较大。雹暴中系统面积辐合持续4小时后对流天气盛发期即开始,其波峰位于降雨和回波概率面积

峰值前1—2小时。这表明对流爆发须要边界层内相当长时间的气流辐合,湿度越小此酝酿期越长。因而面积辐合与湿度可作为对流天气短时预报的因子。

五、小 结

1. 青藏高原东北部移动性雹暴中系统主要有两个,它们都位于主要山脉背风坡地势较平坦地区且与谷风环流相联系,似与地形强迫有关。北方切变线后部有较强的冷平流具有爬线的某些特征。甘南中气旋活动于高原边坡高能中心的西南侧准定常锋区中,强暖平流中心位于气旋后部,故不断有新气旋在上游生成,强对流区与之对应。它们的生命过程都可分为发生、发展,整体更新和衰亡四个阶段,每个阶段系统结构和天气均有明显差异。

2. 高原东北边坡准静止的辐合中心常见于向东南(或东)开口的大喇叭口谷地内。主要有两个,一个在天堂寺附近,另一个在化隆、循化之间,其强度有两个峰值时段:第一个峰值出现在外来切变线移入该区时,第二个峰值在傍晚,致使这些山区对流天气持久且激烈。

3. 雹暴中系统的面积辐合具有先兆性,这表明爆发对流须要近地面相当长时间的气流辐合,且湿度越小此酝酿时间越长。

参 考 文 献

- [1] 陈乾等,甘肃省雹暴的分类及其诊断分析,强对流天气文集,15—24,气象出版社,1983年。
[2] 刘亚平等,客观分析中的一点新构思,甘肃气象,4—5,第4期,1985年。

THE PROCESSES OF MESOSCALE SYSTEMS OF HAIL STORM OVER THE NORTHEASTERN TIBETAN PLATEAU

Chen Qian

(*Institute of Meteorological Science, Gansu Province*)

Abstract

In this paper, we used the hail storm field experimental data in Gansu Province in 1979—1980 to choose several typical cases based on the different synoptic patterns and to divide into two types. Then the composite diagnostic analysis has been done by the averaged hourly surface mesoscale meteorological fields and the probability of radar echo, shower and hailfall. Two kinds of the processes of different mesoscale systems have been obtained. The diagnostic analysis of the meteorological elements indicated that the divergence, moist static temperature advection, and vertical velocity are closely related to the mesoscale systems of hail storm over the northeastern Tibetan Plateau. The areal convergence of hail storm which has a certain prior indication can be used for nowcasting the convective weather.