

强对流天气文集

强对流天气文集编辑组

气象出版社

强对流天气文集

强对流天气文集编辑组

气象出版社

内 容 简 介

本文集是从1981年9月召开的全国强对流天气学术会议上的117篇材料中选出的26篇论文。内容既有理论研究,又有实际应用的研究,而大多是属于强对流天气学方面的研究成果。其中主要包括有强对流天气发生发展的大尺度环境条件及前兆的分析,强对流天气的天气学和统计学预报方法,强对流天气的雷达探测和中尺度分析,以及重力惯性波和冰雹数值模式等理论气象方面的研究结果。

本文集集中反映了我国强对流天气研究的近期成果。有些可在实际工作中应用推广,有些可供气象教学、科研和业务工作参考。

强 对 流 天 气 文 集

强对流天气文集编辑组

*

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

北京印刷一厂印刷 新华书店北京发行所发行

*

开本: 787×1092 1/16 印张: 12 字数: 300 千字

1983年12月第一版 1983年12月第一次印刷

印数: 1—3,500 统一书号: 13194·0144

定价: 1.30元

前 言

1981年9月17—22日,由中国气象学会主持,在安徽省合肥市召开了我国第一次全国性强对流天气学术会议。有24个省、市、自治区气象局及民航、部队、大专院校及科研单位的117位代表到会。本文集是从会议上的117篇学术材料中选出的。

本文集共收集论文26篇,内容既有理论研究,又有实际应用的研究,而大部分是属于强对流天气学方面的研究成果。其中,包括强对流天气发生发展的大尺度环境条件及前兆的分析,强对流天气的天气学和统计学预报方法,强对流天气的雷达探测和中尺度分析,以及重力惯性波和冰雹数值模式等理论气象的研究结果。

所有这些,都反映了我国强对流天气研究的近期成果。有些可在实际工作中应用推广,有些可供研究、教学和业务工作参考。

这次会议原由中国气象学会委托张驯良、张镠和雷雨顺筹备,以后又组成了由杨大升、杨国祥、范永祥、蔡则怡、杨金锡、朱金元、李洪勍、寿绍文、陈乾、吴正华、余志敏和雷雨顺等人参加的技术组。技术组选定的文章,先送有关专家审查,最后由在京的杨大升、范永祥、蔡则怡、李洪勍、余志敏、吴正华、秦宏德和雷雨顺编辑。大量的编辑工作是由秦宏德承担的。

限于水平,文集中不当之处,祈望读者指正。

编者

一九八二年六月

目 录

华北雹暴发生条件及预报问题·····	游景炎 (1)
中层强冷空气爆发与华北强对流天气·····	蔡则怡 (8)
甘肃省雹暴的分类及其诊断分析·····	陈 乾、朱阳生 (15)
蒙古冷涡雹暴发生条件的合成对比分析·····	徐葆真 (25)
湖北省春季雹暴、雷暴及大一暴雨的对比分析·····	黄德江 (33)
锋前雷暴大风和锋后暴雨的对比分析·····	朱金元 (40)
副高北侧的强对流云团及其发生发展的条件·····	陆一强 (46)
华北冷涡连续雷雨的大尺度环境条件分析·····	吴正华 (53)
一次槽后飏线发生的天气条件·····	李惠欣、张绍本 (61)
吉林省白城地区一次强飏线“下曳风暴”初步分析·····	廉 毅、胡建勋、姜安良 (67)
低空急流中的中尺度重力惯性波及其对天气的影响·····	杨国祥、陈丽珍 (74)
低槽冷锋暴雨中尺度系统及其触发条件分析·····	许梓秀 (81)
华北地区的飏线·····	李鸿洲、扈忠慈 (91)
1980 年 6 月 20 日强飏线的中尺度特征·····	余志敏、王慕维 (99)
中尺度“锢囚”形切变对强对流天气的作用·····	卢 至、丁昭欣、陈哲彰 (105)
强切变对流过程中风暴回波的特征·····	葛润生 (114)
1979 年 6 月 8 日飏线的触发机制(I)——雷达回波分析·····	陈良栋、白卡娃、黄炎、叶其欣 (122)
强烈对流风暴的雷达回波分析及其演变过程与环境气象条件的关系·····	黄 炎、朱礼煊、陈桐良 (128)
京津地区强冰雹雷达回波分析研究·····	陈进强 (134)
强天气的局地合成对比分析·····	雷雨顺 (141)
北京地区强对流天气环境风垂直分布的一些统计特征·····	李吉顺、田生春 (149)
中层强风速轴对雹暴形成的作用·····	李 平 (153)
预报雷暴云的低空卷挟模式·····	李洪勑 (160)
强对流预报的卷挟指数·····	王沛霖 (168)
盛夏强雷暴预报的一个新方案·····	李国杰、周嘉瑜 (174)
从暴雨的云物理数值模拟看暴雨形成中的某些问题·····	许焕斌、王思微、杨亚萱 (180)

华北雹暴发生条件及预报问题

游 景 炎

(河北省气象科学研究所)

雹暴是指降雹及其伴随的雷雨、大风和降温等强对流天气。雹暴,尤其是大范围雹暴,是华北夏季主要灾害性天气之一。不仅能造成大面积灾害,甚至会造成不可弥补的损失。本文着重讨论大范围雹暴的问题。所谓大范围雹暴,是指华北大体约 1000×1000 平方公里内同一天发生的不同程度的雹暴。

雹暴发生发展的条件,一般有三个^[1]:层结不稳定,风的垂直切变较大,启动条件。雹暴预报也有不少经验和方法,其中以天气形势与稳定度指数结合的方法应用最为广泛。本文通过 8 次华北大范围雹暴的天气分析和各种物理量计算,对华北雹暴发生发展条件有了进一步认识。并提出了预报框图。检验结果表明,此预报框图对于大范围雹暴预报是可行的。此外,本文对现用预报方法存在的一些问题也作了讨论。

一、雹暴不仅是局地强对流天气,而且是大范围的强对流天气

发生雹暴的积雨云或强对流单体,其尺度为几公里到十几公里;中尺度扰动是由多个对流单体组成,其尺度为几十公里;常见的雹暴围区,其尺度多在 300 公里以下,在此围区内,尤其地形复杂的地方,降雹分布很不均匀。所以雹暴具有显著的局地强对流天气的特点。

另外,内蒙、山西、河北、北京、天津及辽宁西部等地区在同一天内发生雹暴的情况每年都有。根据 8 次大范围雹暴统计^[2],在所考虑的范围(平均在 87 万平方公里)内,气象站(包括县站)记录到有雹的面积平均为 20 万平方公里(53 站),占所考虑范围的 23%。其中雹暴范围最大的一天达 28 万平方公里(76 站)。实际降雹范围可能比目前统计的降雹范围大。

在 1000×1000 平方公里范围内同一天发生的雹暴是受次天气尺度系统和天气尺度系统共同影响的。在这个范围内各地雹暴发生时间有两种情况:一种是由于天气系统的移动,经过各站先后发生;另一种是天气系统稳定少动时,在冷涡西侧和南侧,各地几乎同时出现雹暴。在卫星云图上,上午大范围晴空区,下午几乎同时发展成很多走向相同的对流云团,其中有些发展成熟的云团产生雹暴。

二、经向型环流是雹暴发生的主要天气形势背景

华北雹暴多发生在东亚上空为经向环流的条件下,以河北的统计^[3]为例(表 1),雹暴发生在经向型条件的占 84.8%,发生在纬向型条件的占 15.2%,尤其是大范围雹暴(该省 7 站以上出现雹暴)几乎都发生在经向型条件下。

经向型的天气系统包括蒙古东部冷涡(以下简称东蒙冷涡)、横槽、阶梯槽和西北气流。其中以东蒙冷涡最多,占雹暴系统的 55.5%,这是华北大范围雹暴的典型天气系统。东蒙冷涡在 6 月降雹概率高达 65.9%,这时正是华北麦收期,雹暴造成的灾害最为严重,因此加强对东蒙冷涡的研究和预报具有重要意义。

经向环流在 500 毫巴等压面的特征,在我国东部为低值区,西部为高值区(图 1)。低值中

表 1 雹暴日环流及系统出现次数和频率 (9 年资料, 河北)

环流系统	次	月					合 计	%	Σ %
		5	6	7	8	9			
经向型	东蒙冷涡	55	82	80	39	44	300	55.5	84.8
	横 槽	16	33	30	19	13	111	20.5	
	阶 梯 槽	9	3	6	7	6	31	5.7	
	西北气流	3	6	2	2	4	17	3.1	
纬向型	纬向小槽	2	7	5	3	10	27	5.0	15.2
	暖性切变	4	7	21	18	5	55	10.2	

心位于 $40-55^{\circ}\text{N}$, $105-123^{\circ}\text{E}$ 范围内, 也就是东蒙冷涡最常出现的地区。高值区位于青藏高原, 即青藏高原, 并且青藏高原比北太平洋副热带高压强。同时在西伯利亚有一强大而稳定的冷低压, 保证着对流层中层有干冷空气分股补充到东蒙冷涡中, 使冷涡发展和维持。其次, 如果贝加尔湖东部的阻塞高压得以维持, 则对于东蒙冷涡稳定, 在华北持续产生雹暴更为有利。

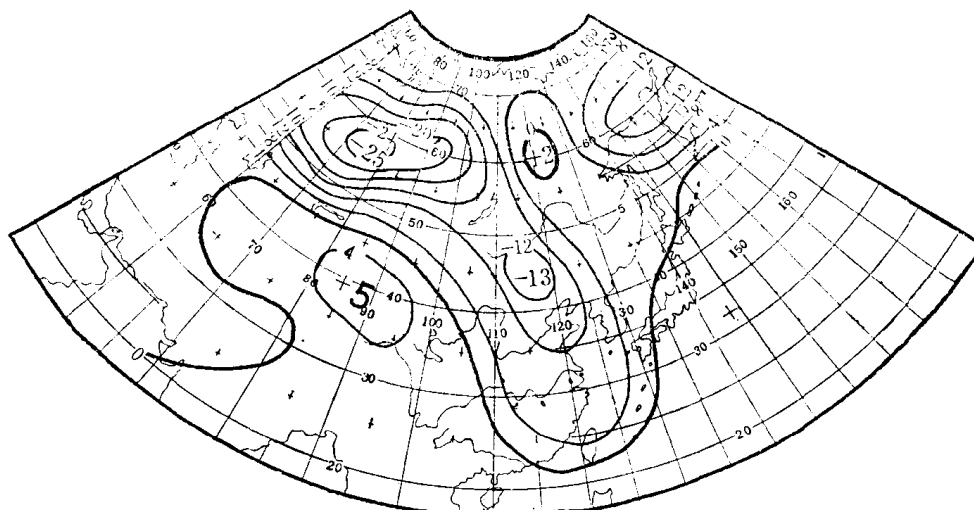


图 1 1978 年 8 月 18 日 20 时 500 毫巴高度场距平
图中值为此时值减同候平均值 (位势什米)

三、中层前倾槽叠加的低层暖区, 产生动力和热力不稳定, 是雹暴发生的重要条件

大范围雹暴发生前, 在垂直结构上有两个显著特点:

第一、对流层中层为冷平流, 低层为暖平流, 形成“上干冷, 下温暖”的不稳定层结分布。图 2 给出 8 次大范围雹暴区各层温度平流的平均廓线。200—250 毫巴为暖平流。250—630 毫巴为冷平流, 630—地面为暖平流。最大冷平流出现在 400 毫巴, 为 $-4 \times 10^{-4} \text{C} \cdot \text{秒}^{-1}$, 相当于 6 小时降温 8.6°C ; 最大暖平流出现在 850 毫巴, 为 $2 \times 10^{-4} \text{C} \cdot \text{秒}^{-1}$, 相当于 6 小时增温 4.3°C 。所以, 大气层结可能发展为不稳定。因为中高层风速大, 冷空气变性小, 所以中高层冷平流比低层明显且强大, 则应注重中高层冷平流的变化。

第二、风的垂直分布有较大的切变。不仅有明显的风向切变, 即低层 850 毫巴为西南风, 中层 500 毫巴为西北风。并且风速随高度的增加也比无雹区明显, 例如, 雹日 08 时环境风速

从1—12公里风速切变平均可达 2.9×10^{-3} 米·秒⁻¹。
(图略)

雹暴是强对流天气，雹区必具有强大的能量逐渐积聚和集中释放过程。强大的不稳定能量是怎样通过天气系统逐渐积聚的呢？雹暴发生前期，在雹区对流层中层(500毫巴)，先有一槽经过，往往伴随有降水，然后，雹区中层位于槽后，受西北或偏西气流控制，有明显的大范围冷平流，同时，在对流层下层(850毫巴)，高压后部或槽前，西南气流带来明显的大范围暖平流(图3)。这样，在雹区形成“上冷下暖”的不稳定层结。由于500毫巴槽在850毫巴槽的前部，则形成前倾槽。

在中层有前倾槽叠加的低层暖区，不仅由于温度的差动平流形成上冷下暖，出现天气尺度的位势不稳定，并且中层强西北风与低层西南风形成的垂直切变使该区出现动力不稳定，有利于强对流发展。因此，雹暴预报不仅应注意温度水平梯度的加强，而且更应重视温度垂直梯度的加强；不仅应注意风的水平切变的加强，而且还应重视风的垂直切变的加强。在日常预报中，应着重注意中高层冷空气活动。

雹暴发生前在中层常有先兆过程^[4]，与雹暴中心附近不稳定能量的建立、积聚和释放有密切联系。因此，一次降水或上午晴空，并非预兆当天产生雹暴的可能性减小，往往使当天产生雹暴有更大的可能性。

四、雹暴具有突发性，系统性的上升气流仅仅在雹暴发生前几小时出现

图4是雹区降雹前和降雹时的涡度、散度和垂直速度的平均廓线。涡度：降雹前和降雹时整层基本上为正涡度，低层涡度小，高层涡度大，降雹时正涡度加强。散度：降雹前，800毫巴以下为弱的辐合，800—450毫巴为辐散，再往高层为辐合，不利于上升运动发展；降雹时，低层辐合层变得深厚，发展到600毫巴，强度也显著加强，最明显的变化是450毫巴以上由降雹前的辐合变为强辐散，对上升运动发展很有利。垂直速度：降雹前800毫巴以下为微弱的上升运动，其上均为下沉运动；降雹时，整层转为上升运动，最大上升速度在400毫巴。

这里分别用08和20时探空资料代表降雹前和降雹时的情况。大多数雹暴出现在08时到20时之间，也有个别出现在20—23时。无疑，08时可以当作降雹前6—12小时的大气状况。这里降雹前6—12小时在雹区还没有出现上升气流。但是几小时以后就相继降雹，必然是由于上升气流已进入雹区，而上升气流的迅速产生，往往是由于触发系统，如低槽低涡、切变线等扰动移到雹区的结果。

雹暴天气过程不稳定能量的建立和积聚一般需要一天到几天，是渐进的过程；而能量的释放却是集中和短促的，系统性的上升运动叠加在层结不稳定区之后几小时内就产生雹暴，即雹暴发生前几小时，雹区才出现系统性的上升气流。也只有这样才有利于不稳定能量的集中释

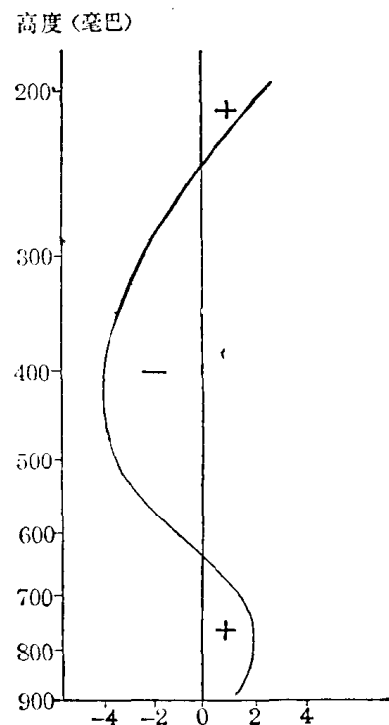


图2 雹区各层温度平流的平均廓线
单位: $10^{-4} \text{°C} \cdot \text{秒}^{-1}$

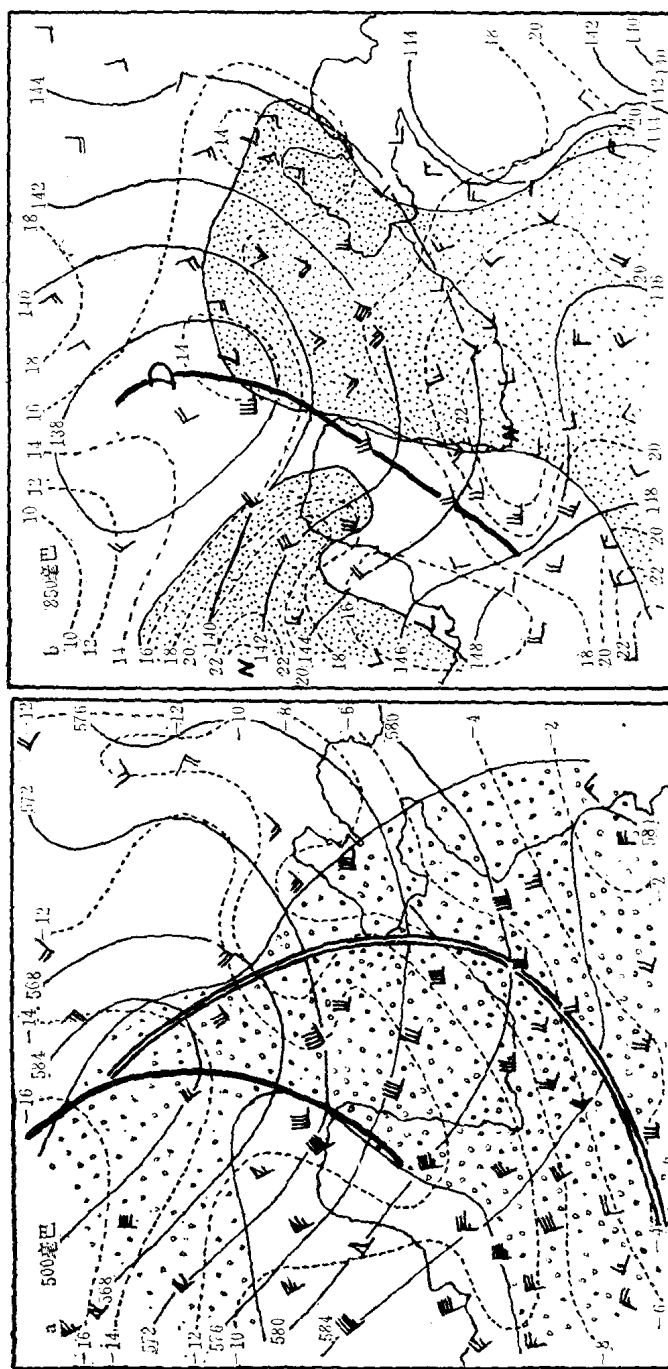


图 3 1978 年 8 月 18 日 08 时大范围雷暴的温压场及温度平流分布
等温线间隔为 2°C ; 空圆点为冷平流, 实圆点为暖平流

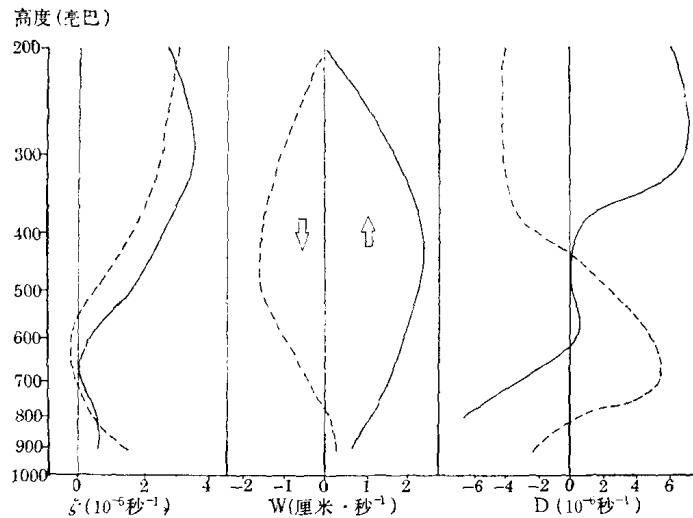


图 4 降雹前与降雹时的涡度、散度及垂直速度的平均廓线
虚线代表降雹前；实线代表降雹时

放,否则,能量一点一点逸散就不利于产生强对流。所以,雹暴具有明显的突发性。因此,不能仅根据当天 08 时 700 毫巴上升速度分布,而要应用未来的(预报的) 700 毫巴上升速度分布来决定雹暴落区。

五、大范围雹暴预报问题

有无雹暴的预报。根据有雹日的 08 时 500 毫巴天气形势特征,归纳出东蒙冷涡等 6 种型,然后根据各型的条件反查,有 663 天符合上述天气形势特征,其中:当天有雹(准确率)= $\frac{309}{663}=46.6\%$,无雹(空报率)= $\frac{232}{663}=35.0\%$,不符合形势但有雹(漏报率)= $\frac{122}{663}=18.4\%$ 。可见,仅用天气形势作有无雹暴预报,只报对一半,还有一半是空报和漏报,而空报又比漏报多。

要减少漏报,主要要抓触发系统。例如: 500 毫巴西北风强风速中心的前方,往往触发雹暴产生(图 5)。又如:在稳定的冷涡西部,容易产生次天气尺度扰动,它的生命为 12—24 小时,在每天 2 次的高空图上不易发现,如用 4 次记录常可发现这种次天气尺度扰动。减少空报的办法是,天气分型要有严格的条件,同时要考虑不稳定度等条件是否具备。

雹暴落区预报。我们试用 ST 作为稳定度的判据^[5],即满足

$$\begin{cases} \Delta T_{850}^{500} \geq 25^{\circ}\text{C} & (850-500 \text{ 毫巴的温差}) \\ S \leq -1^{\circ}\text{C} & (\text{沙瓦特指数}) \end{cases}$$

为不稳定,计算 08 时华北区及附近各站 ST。可能有三种情况:① 预报区域内出现 ST,当天有大范围降雹;② 预报区域内无 ST,但其上游出现 ST,当天有雹;③ 计算区内无 ST,当天无雹。对 45 个月降雹进行检验,其结果由表 2 给出。可见上述方法对于 7 站以上的大范围降雹都能预报出来,没有漏报,但可能有空报(即报大范围,实况出现小范围)。

根据以上的思路,提出一个大范围雹暴预报框图(图 6)。

雹暴预报广泛采用稳定度参数作为判据,如采用沙瓦特指数(S)、K 指数、里查逊数(Ri)、静力总温度(T_o)等。经分析和使用验证,各种参数对于预报效果大致相同。我们用 08 时各种稳定度参数作当日有无雹暴预报,结果是一种参数报对时,其它参数也报对;一种参数报错时,

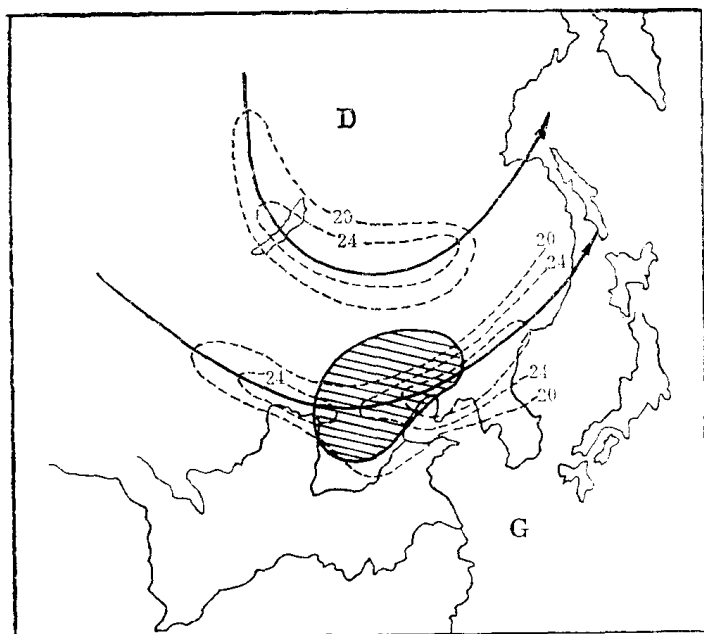


图 5 1978 年 7 月 9 日 08 时 500 毫巴西北
风强风速中心与暴雨
虚线为等风速线；矢线为强风速轴，阴影为雹区

其它参数也报错。所以，选择哪种参数与预报效果没有多大关系。本质的问题是，降雹的形成过程不同，有些是渐变过程，12—24 小时以前就可以提供信息，因而用当天 08 时资料可以报出来；而有些是突发过程，仅仅在前 1—6 小时才有反映，因而在 08 时资料上反映不出来，也就会发生错报。

据初步统计，用 08 时探空资料作当日有无雹暴预报，较好的参数预报准确率可达 80% 左右。另外，在天气分型中，可用相似分型的大约有 70%，而有 30% 是属于过渡型，即无法分型。因此，我们认为目前采用 08 或 20 时的定时资料做 12—24 小时雹暴预报，至少有 20%

表 2 用 ST 作降雪范围预报的检验

概 括 率 降雹范围 ST	≥ 5 站	≥ 7 站	≥ 10 站
① ST 在预报区域，有雹	$\frac{43}{78} = 55.1$	$\frac{25}{30} = 83.3$	$\frac{15}{17} = 88.2$
② ST 在上游，有雹	$\frac{25}{78} = 32.1$	$\frac{5}{30} = 16.7$	$\frac{2}{17} = 11.8$
③ 计算范围内无 ST，无雹	$\frac{10}{78} = 12.8$	$\frac{0}{30} = 0$	$\frac{0}{17} = 0$

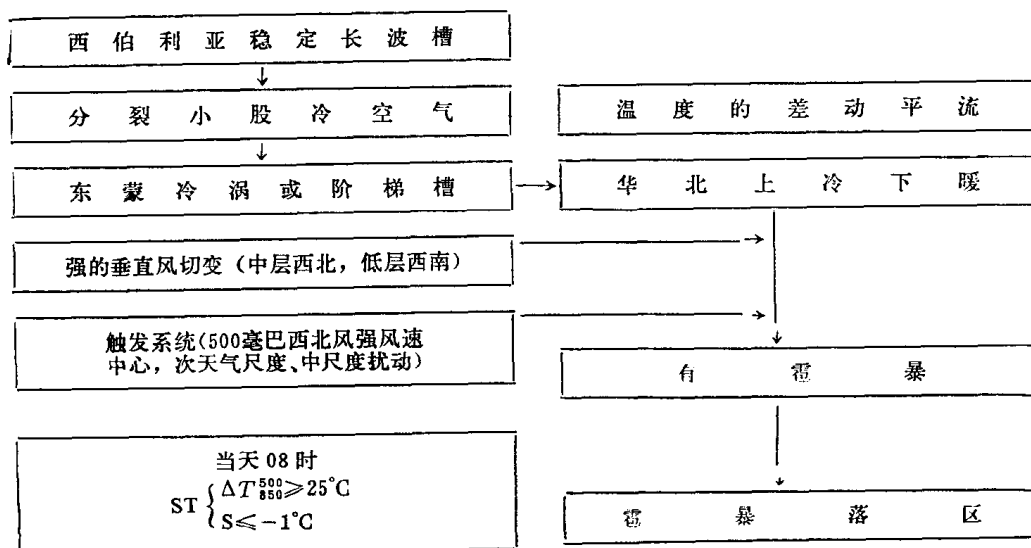


图 6 华北大范围雹暴预报框图

是难以预报的。这 20% 是目前的预报难点, 需要加强研究, 可能需要应用实时探测资料, 作短时订正预报。

参 考 文 献

- [1] 雷雨顺等, 冰雹概论, 科学出版社, (1978)。
- [2] 北方冰雹预报科研协作组, 华北大范围雹暴的天气学研究, 气象出版社, (1982)。
- [3] 游景炎, 天气形势与指数结合的冰雹预报方法, 河北省气象台(1979)。
- [4] 吴正华, 先兆过程对强对流天气过程的作用, 北方灾害性天气文集, 气象出版社, (1982)。
- [5] 山西省气象科研所天气室, 用 SI 指数制作冰雹预报, 三北灾害性天气协作区冰雹专题组, (1978)。

中层强冷空气爆发与华北强对流天气

蔡 则 怡

(中国科学院大气物理研究所)

一、引 言

发展猛烈的中尺度强对流系统，总是在一定的有利的大尺度环境条件下发生发展的。Newton^[1]对美国中部强雷雨云和龙卷产生的有利条件作了分析，提出了临近强烈天气爆发时的天气概念模式。王作述等^[2]也曾给出盛夏江苏省飊线活动的大尺度有利条件的模式图。我国华北地区是强对流天气出现频繁的地区之一，丁一汇^[3]、吴高任^[4]都指出，这一地区 500 毫巴冷空气的入侵是强对流系统发生的重要条件之一。然而，对于冷空气入侵的形式、特点以及整个天气演变过程知道得还很少。为此作者研究了十一次华北强对流天气个例发生前后的天气学条件。分析表明，中层冷空气以爆发性的突进形式向南入侵与华北地区大范围强对流天气的发生有着密切的关系。这一结果对华北地区强对流天气预报有一定的现实意义。本文以 1978 年 4 月 13 日到 15 日的一次大范围强对流天气过程作为典型情况深入地作了天气分析和诊断分析，并具体讨论了中层冷空气与华北强对流的关系。在这时段内河北、陕西、河南、湖北等地区出现了大片的雷暴、冰雹天气（图 1）。14 日下午 3、4 时（北京时间下同）先后在乾

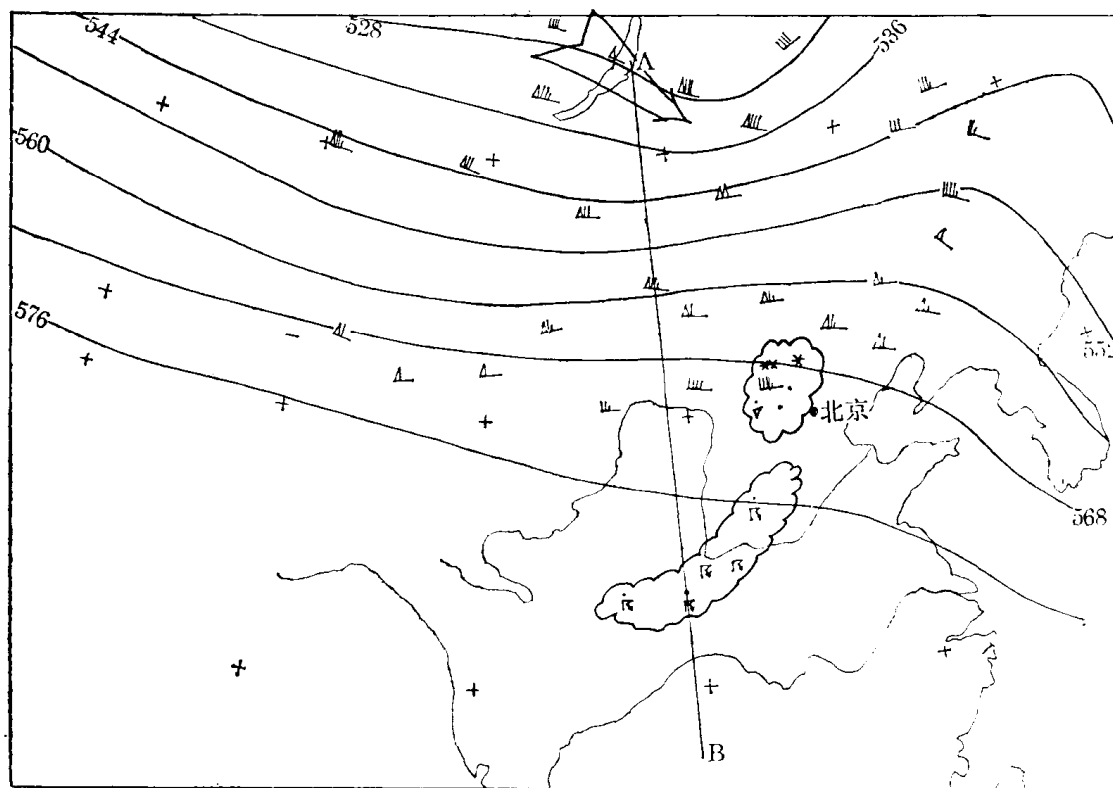
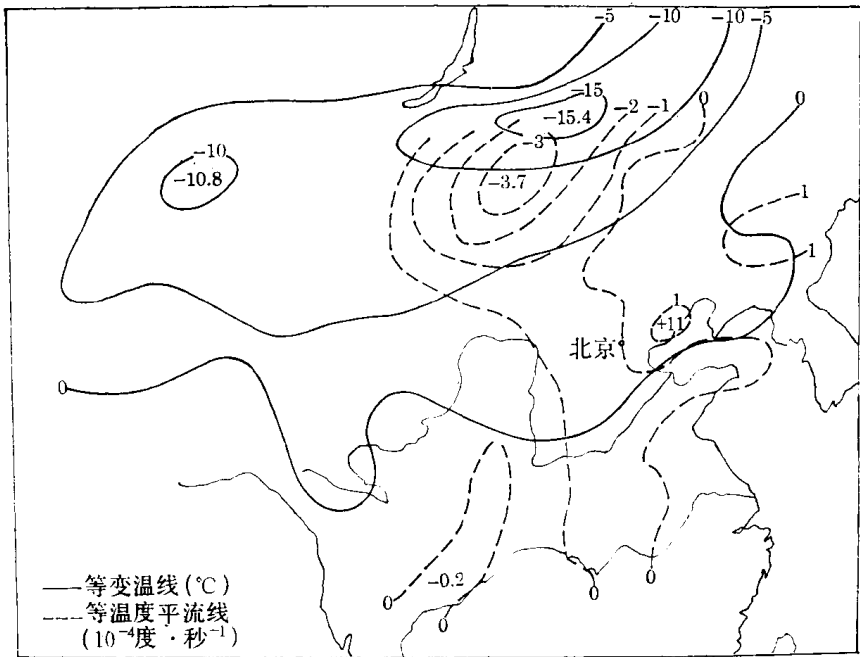


图 1 1978 年 4 月 13 日 08 时 500 毫巴图
AB 线是剖面图的基线

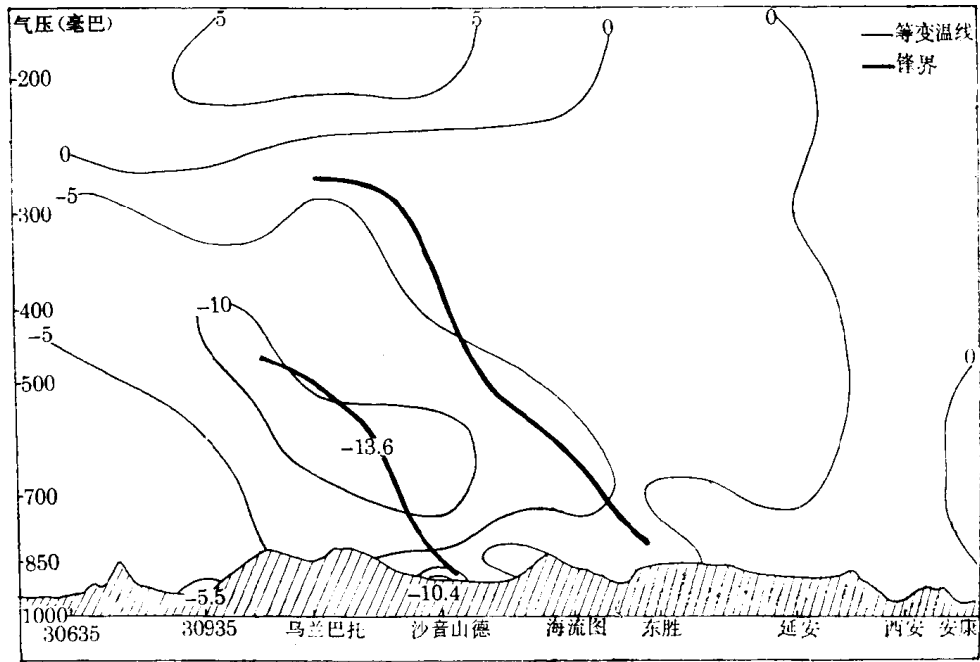
县和富平县出现了龙卷等强对流天气。15 日 10 时开始,四川盆地自北向南出现了七级以上阵性大风和冰雹天气。这次冷空气较强,整个天气过程特征比较明显。

二、冷空气爆发的天气过程

在冷空气爆发前,在 500 毫巴图上,亚洲、特别是东亚地区处于平直西风带内,行星锋区偏北,位于 $45^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 之间(图 1)。此锋区北侧因一支系统性的西北气流向南爆发而出现大范围的降温区。24 小时负变温为 -15°C 左右,降温区的水平尺度为千公里。500 毫巴为降



(a) 500 毫巴 24 小时变温与温度平流计算值



(b) 24 小时变温空间剖面图基线同图 1, 粗线是锋界

图 2 1978 年 4 月 14 日 08 时图

温最明显的层次,降温区的最大中心位置与冷平流计算值的最大中心位置比较一致(图 2 a)。在通过西安的南北空间剖面图上,24小时降温区虽然比较深厚,但是降温超过 10°C 的区域在400—600 毫巴之间。这个中层强降温区,从行星锋区北侧的高纬地区向南移,经过锋区的下界(图 2 b),到达锋区内部,以后又随锋区南移(图略)。降温区的强度变化和移速都有较好的连续性。另外,在锋区的北方近地面层还有一些零星的降温中心,这是冷平流受地形影响和行星边界层内地面辐射条件改变引起的。它们常常在下一时次消失或新生,没有连续演变过程。对于具有上述特征的冷空气爆发过程,称之为中层冷空气爆发。

这类中层强冷空气爆发的整个天气过程可分为三个阶段。

第一阶段 当中层冷空气从高纬地区向南爆发时,在其前缘先出现一条等 θ_{se} 线趋于密集的锋生区,以后形成一条向北倾斜的狭窄的中高空强冷锋锋区。在该锋区的南方是一个中纬度行星锋带,它是近于垂直的、准静止的、较宽的锋带(图 3)。这两个锋区都在700 毫巴以上,即

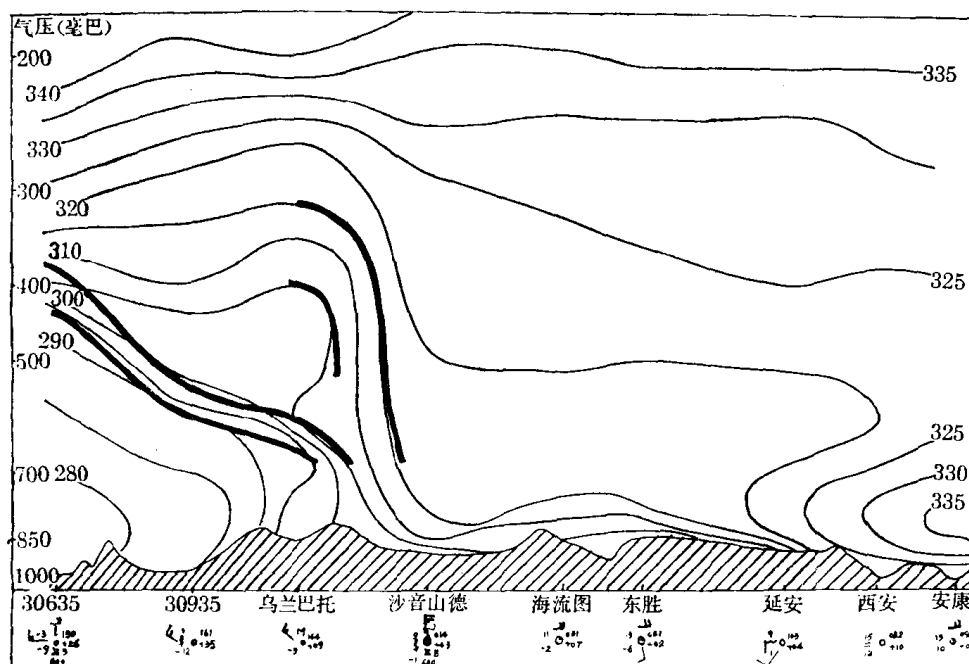


图 3 1978 年 4 月 13 日 08 时空间剖面图
细线是等 θ_{se} 线;粗线为锋面

蒙古高原的行星边界层之上。在近地面层这锋区两侧的热力差异并不明显,在地面图上只能根据风的差异和 3 小时正变压区确定锋面。当高纬新生冷锋锋区随着冷空气爆发向南推进时,逐渐与南侧的行星锋带靠近。它们在低层先合并,以后高空锋区也趋于合并。这时行星锋区变成一个宽广的、坡度较陡的、强的斜压锋区(图略)。这一阶段冷空气爆发发生在行星锋区的北侧。

第二阶段 当新生冷锋形成后向南推进时,行星锋区上界以 $100-150 \text{ 公里} \cdot (12 \text{ 小时})^{-1}$ 的速度向南推进。当新生冷锋并入行星锋带以后,冷空气进一步向南爆发,表现为行星锋区上界在中下层向南突进,其速度达到 $600 \text{ 公里} \cdot (12 \text{ 小时})^{-1}$ 。这速度比前一阶段的移速大四、五倍(图 4)。大范围强对流天气就发生在这时的锋区上界南侧的暖区中。在这阶段锋区的下界没有明显的南移(图略),而行星锋区上界爆发性向南突进,并向低层伸展。锋区迅速向南扩大。

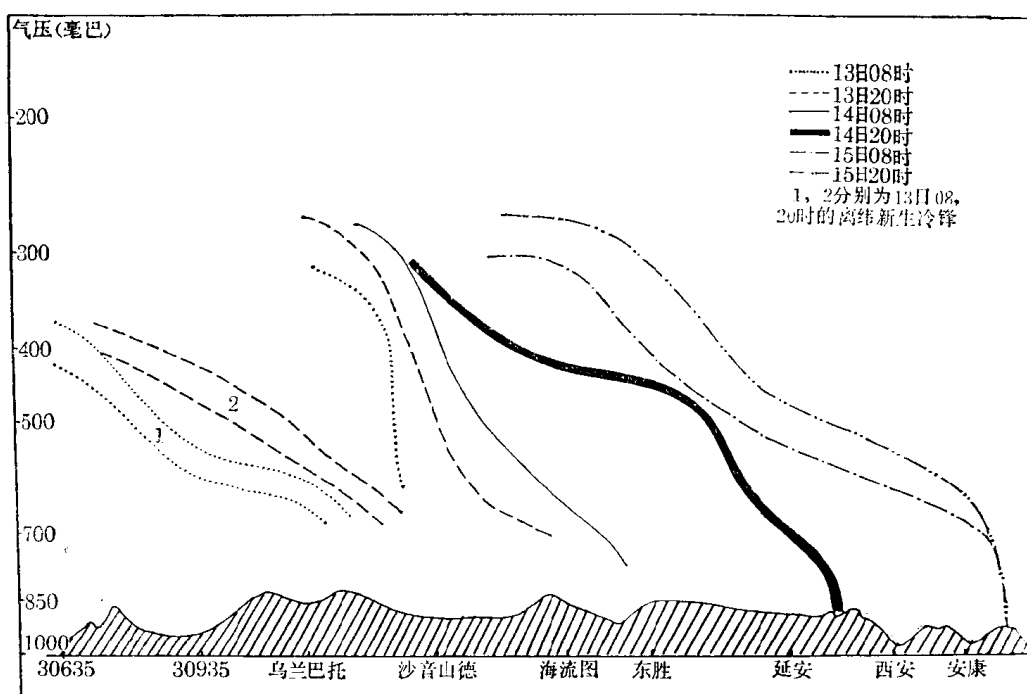


图 4 行星锋区上界形势演变综合图

第三阶段 行星锋区上界向南突进以后,随着冷空气的继续南侵,行星锋区上界减速并与下界一起南移,这时表现为整个锋区的缓慢南进。在东亚地区形成一个自南向北倾斜的贯穿对流层的强斜压锋区,中层锋区位于 $35^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 之间的中纬度地区。低层锋区上界逐渐趋于准静止状态,地面图上冷锋准静止在长江流域一带,并伴有明显而宽广的锋面云系和降水区。这是强冷空气爆发的尾声,也是我国南方暴雨发生的天气背景。有的个例、特别是盛夏季节的强对流天气个例中,由于冷空气不太深厚,强度较弱,这类天气过程常常缺少这个阶段。

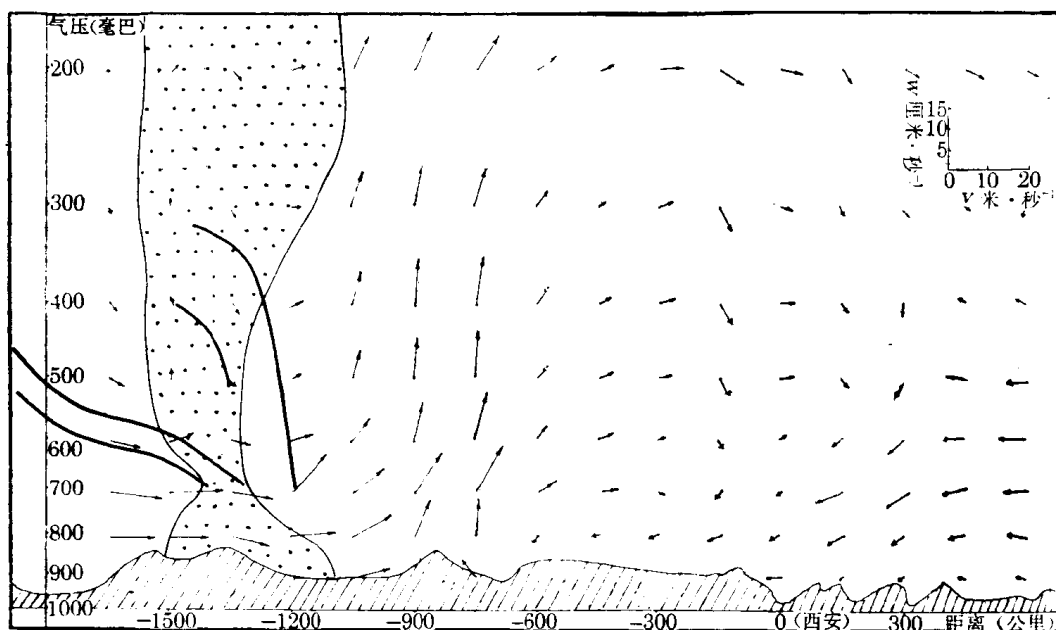
整个天气过程,历时非常短,演变非常迅速。一般,第一阶段经历 12—24 小时,第二阶段约 12 小时,第三阶段较长为 24—36 小时或更长。前两个主要阶段,即从高纬地区冷空气向南爆发,楔入暖空气的中低层,历时仅为 24—36 小时。这种位能释放三个阶段的全过程约 76 小时。整个系统影响速度约为 $50 \text{ 公里} \cdot \text{小时}^{-1}$,比一般中纬度气旋等天气系统的移速(约 $20 \text{ 公里} \cdot \text{小时}^{-1}$)快得多。因此,对于强对流天气过程,用天气系统的移动作外推预报常常是困难的。

上述中层强冷空气爆发是夏季冷空气爆发的一种形式,也是与华北大范围的强对流天气发生密切关联的一种天气过程。但并不是所有的冷空气入侵都能出现这种强对流天气的。

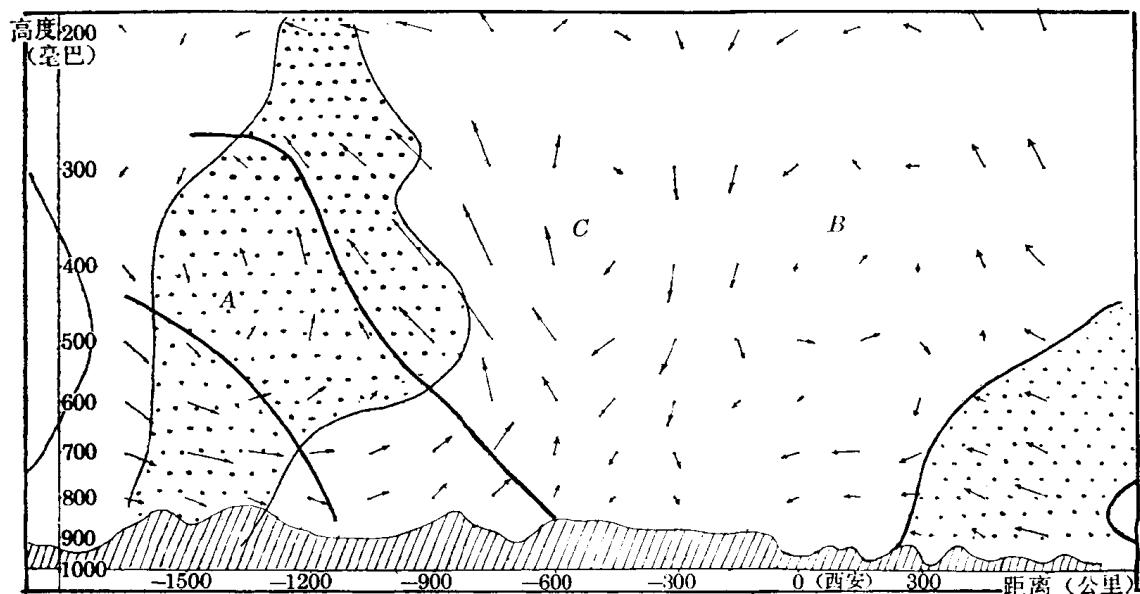
三、三维流场特征与演变

我们采用了调整的运动学方法,对 1978 年 4 月 13 日 08 时到 14 日 20 时四个时次的各种物理量——涡度,散度,温度平流,涡度平流,垂直速度等作了计算,计算网格为 150 公里。着重分析了通过强对流发生区西安站空间垂直剖面图上的流场。在南北剖面图(图 5)上,13 日 08 时在高纬新生冷锋锋区下界附近是一支强的偏北气流,伴有弱的下沉运动。在其上空叠加着一支弱的上升气流,在中纬度行星锋带上空有一支偏北的下沉气流,并有一个 200—400 公里宽的深厚的准饱和气柱与其相对应。其前方有一支较强的上升气流。值得注意的是,这个上升区出现在弱的偏北气流内,对应着有一个未饱和的气柱。在南方为大范围的未饱和的下沉运动区(图 5a)。13 日 20 时随着新生冷锋与行星锋区的靠近,原行星锋区上空的弱下沉区

消失,上升运动区合并为约 900 公里宽的区域。原来深厚的准饱和气柱向南扩大,这样,上升气流区与准饱和区趋于一致。其余部分变化不大(图略)。14 日 08 时新生冷锋与行星锋带合并成新的倾斜的宽广锋区,这时中低层锋区南移并插到原来上升气流区域的下部,上升速度明显增大,最大中心位于 400 毫巴,强度为 $14.3 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 。在锋区附近,大气湿度明显增大,中层出现宽广的准饱和区。其南侧下沉运动也增强。另外,在西安站中空附近出现了弱的上升气流。同时,水平流场也出现了显著的变化,中高空出现一支强的偏南气流。在中层锋区附近形成了一个明显的正环流圈 A。在西安站上空出现了另一个弱小的正环流圈 B, A、B 二者之间有一个反环流圈 C(图 5 b)。14 日 20 时,当行星锋区上界爆发性向南突进时,原来中层锋区上空的上升运动减弱,其南侧的下沉运动区域向北扩展到锋区上界突进部分的上空,强度增强到 $-12.4 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-1}$,西安站附近的上升气流由 $2.0 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 猛增到 $13.9 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 。这



(a) 4 月 13 日 08 时



(b) 14 日 08 时