

我国强对流发生前的能量贮存机制

蔡则怡

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文通过对1969—1979年我国27次大范围强对流天气的分析,发现其中只有不到30%的个例在强对流天气发生前存在低空逆温层。而从垂直运动计算和层结特征分析看,无论有或无逆温层,强对流出现前都有大范围系统性的下沉运动。由此可以认为大范围系统性的下沉运动是使强对流发生前位势不稳定能量贮存和积累的主要机制。而低空逆温层只是特定的下沉运动的产物,并依靠下沉运动而维持。同时指出这种下沉运动造成深厚的暖干气层,是发生龙卷、强雷暴大风等干性强对流天气所必须。

另外,对低空逆温层的个例统计了各种特征量,并与美国的情况作了对比。发现由于两个地区位势不稳定能量贮存机制的不同,所以强对流天气的强度和性质也有明显的差异。

一、引 言

强雷暴、冰雹、龙卷、飑等强对流天气是强烈的深对流活动的产物。对流活动是位势不稳定能量释放的结果。强烈的深对流是大量的位势不稳定能量猛烈释放的结果。因此在强对流发生前必须存在一种能量贮存机制,使这些能量不会因一般的对流活动而零碎地释放出来。Varney^[1]最早指出在2000米高度附近的逆温层是龙卷发生的先兆。Fawbush等^[2,3]从274次冰雹个例和75次龙卷个例的分类平均层结曲线上确证了这一现象。以后许多研究都认为低空逆温层是强对流天气发生发展必须的能量贮存机制,它起着抑制弱的或一般性的对流活动的作用,因而把它称为“逆温盖”或“暖干盖”^[4]。近年来,在Carlson等^[5]概念模式的基础上,Anthes等^[6]用数值试验表明了强对流是沿着盖子边缘发生的,因为在它的边缘抑制对流的作用较弱,边界层内潜在不稳定空气容易在这里从盖子下面流出,并使该地区的盖子消失。

在我国许多地区也常有强对流天气发生。有些分析肯定了低空逆温层的存在和作用^[7,8,9,10]。这几年随着个例的增加和研究工作的深化,发现有相当一部分强对流天气个例,在强对流发生前并不存在低空逆温层。而过去国内有关强对流天气的分析都只是一些零散的个例,没有对低空逆温层作系统性的考察,因此难于相互比较并归纳出统一的认识。

本文企图对强对流天气过程中低空逆温层情况及一般层结特点进行系统的分析研

1983年8月28日收到,1984年6月15日收到再改稿。

1) 吴正华、霍雨顺,干暖盖与北京地区初夏强雷暴,冰雹预报文集, p.1--11, 1978.

究,搜集了1969—1979年内发生在华北、华中、华南等地区的27次大范围强对流天气个例¹⁾。分析了各次强对流天气发生当天早晨08时代表站的层结情况,发现它们存在有逆温层(包括等温层)和无逆温层两种不同的情况。对有低空逆温层的个例统计了这些逆温层的特征,进而根据天气分析和诊断分析结果,讨论了低空逆温层形成的动力条件。然后联系到另一些强对流天气发生前没有低空逆温层的重要事实,提出我国强对流发生前的抑制位势不稳定能量释放的机制是大范围系统性的下沉运动。

二、强对流天气出现前的层结情况

首先对这27次强对流天气出现当天08时(北京时)代表站的层结情况进行了统计。统计时不考虑近地面层夜间的辐射逆温和锋面逆温两种情况,因为辐射逆温是在早晨探空曲线上经常出现的暂时现象,它本身高度很低,对能量贮存作用甚小。锋面逆温层是一个对流性稳定层,即 $\frac{\partial \theta_z}{\partial z} > 0$, 不会因为整层抬升成为不稳定层结。我们所关注的在强对流过程中起重要作用的逆温层,是位于上层暖干和下层暖湿空气之间的逆温层,通过这层空气温度固然递增(或不变),但露点却急减,通常 $\frac{\partial T_d}{\partial p} > 0.5^\circ\text{C}/10 \text{ 毫巴}$ ²⁾。因此,这种逆温层是对流性不稳定的,即 $\frac{\partial \theta_z}{\partial z} < 0$ 。它是一个稳定层,对下面上升的气块给予负的浮力。但是在整层抬升时,由于逆温层底部和顶上的凝结高度不同,逆温层会迅速破坏,转变为不稳定层结,位势不稳定能量迅速释放,使强对流得以猛烈发展。以下把这种

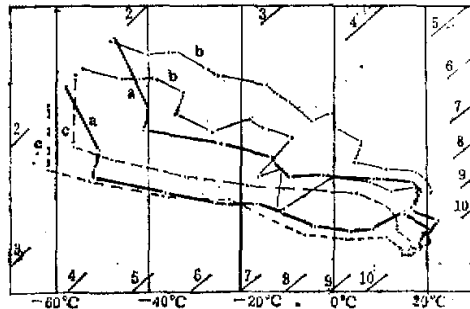


图1 温熵热力图

气压单位为 10^3 毫巴,右边为温度层结曲线,左边为露点曲线。

- a: 1976年8月31日08时北京探空曲线(逆温层内,温度逆增值最大),
b: 1977年8月1日08时东胜探空曲线(逆温层内,露点递减值最大),
c: 1977年5月25日08时北京探空曲线(无逆温层的个例)

- 1) 这27次个例是近年来各气象台分析总结过的大范围强对流天气。大范围是区别于局地性的小尺度对流活动而言,一般有2—6个省市先后受强对流天气的影响。
- 2) 为了直接从探空曲线查得各特性层间准确的温度(或露点)的递减率,选用 $^\circ\text{C}/10$ 毫巴为单位。在低空 $1^\circ\text{C}/10$ 毫巴相当于 $1.25^\circ\text{C}/100$ 米;在中空相当于 $1^\circ\text{C}/100$ 米。因此在中低空气温递减 $1^\circ\text{C}/10$ 毫巴接近于干绝热率。

对流性不稳定的逆温层简称为低空逆温层,而不再包括锋面逆温层和辐射逆温层。

在强对流天气出现当天 08 时的层结曲线上,存在有或无逆温层两种情况:

(1) 出现低空逆温层(包括等温层)的情况,在逆温层内露点向上陡减(图 1a, b),即:

$$\gamma = \frac{\partial T}{\partial P} \leq 0 \text{ 和 } \frac{\partial T_d}{\partial P} \geq 0.5^\circ\text{C}/10 \text{ 毫巴}.$$

(2) 没有低空逆温层的情况,整层温度递减,或有锋面逆温和辐射逆温。即 $\gamma > 0$, 或 $\frac{\partial T_d}{\partial P} < 0.5^\circ\text{C}/10 \text{ 毫巴}$ 。

表 1 给出了这 27 次强对流天气出现前层结情况的统计。低空有逆温层的情况只有 8 次,占 29.6%。而无逆温层的情况共有 19 次,占 70.4%。由此看来,尽管在过去不少作者肯定了强对流发生前低空逆温层的存在,但按以上标准统计表明这种情况并不占多数,有相当一部分个例在强对流发生前低空没有逆温层。这是一个值得注意的事实。由于强对流发生前,必须有大量位势不稳定能量的贮存,并抑制它过早地释放。上述事实表明除了低空逆温层外,还必须要有其他机制来实现能量的贮存。

表 1 强对流天气出现当天 08 时层结情况统计表

分 类	有 逆 温 层	无 逆 温 层	总 计
	$\gamma \leq 0$ 和 $\frac{\partial T_d}{\partial P} \geq 0.5^\circ\text{C}/10\text{mb}$	$\gamma > 0$ 或 $\frac{\partial T_d}{\partial P} < 0.5^\circ\text{C}/10\text{mb}$	
次 数	8	19	27
百分率	29.6	70.4	100

三、低空逆温层的一般特点

在这 27 个个例中,有低空逆温层出现的有 8 次。它们的一般特点是:逆温层平均厚度为 22.9 毫巴,最大厚度为 38 毫巴,厚度小于 30 毫巴的占 63%。逆温层所在高度在 877—531 毫巴之间,平均高度为 732 毫巴,有 50% 的高度在 800 毫巴以下。在逆温层内,气温平均递增率为 $0.6^\circ\text{C}/10$ 毫巴,最大递增率为 $1^\circ\text{C}/10$ 毫巴,整个逆温层最大递增值为 2.6°C (图 1a)。在逆温层内露点平均递减率为 $1.7^\circ\text{C}/10$ 毫巴,有 75% 的个例逆温层的露点递减值在 $3-5^\circ\text{C}$ 之间,最大递减值为 12.5°C (图 1b)。

表 2 选择温度逆增量和递增率最大的 1976 年 8 月 31 日华北大范围冰雹天气个例,露点递减量和递减率最大的 1977 年 8 月 1 日陕西内蒙交界地区强对流暴雨个例,与美国 1961 年 5 月 4 日 Gary 强风暴个例^[2]的各种特征值,也给出了我国逆温层各种特征参数的平均值(8 次),以及美国龙卷和大冰雹天气前逆温层内相应的特征参数的平均值。两者相比,我国逆温层特征参数的平均值都比美国的小。一般后者为前者相应值的 2—4 倍。甚至我国逆温层的最大特征值都小于美国相应的平均值。但,我国逆温层的高度变化范围较大。从三个个例的各种特征值相比,可以看出我国的逆温层具有强度弱、高度变化范围大的特点。

表 2 低空逆温层的各种特征参数值

日期	地名	高度范围 (毫巴)	厚 度 (毫巴)	整层温度 逆增量(°C)	整层露点 逆减量(°C)	$\frac{\Delta T}{\Delta P}$ (°C/10 毫巴)	$\frac{\Delta T_d}{\Delta P}$ (°C/10 毫巴)
1976.8.31	北京	855—829	26	2.6	-6.8	-1.0	2.6
1977.8.1	东胜	593—624	31	1.8	-12.5	-0.6	4.0
1961.5.4	美国 S 城 ^{[2]**}	800—790	10	10	-8**	-10	8
我国逆温层平均值 (8 次)		877—531	23	1.2	-4.2	-0.6	1.7
美国逆温层平均值 ^[3] (龙卷或大冰雹)*		800 附近	45	5	-200**	-1.1	4.4

* 非原始观测值。

** 原文为湿球温度,为便于比较作者查得露点温度。

四、低空逆温层与下沉运动

国外一些研究认为低空逆温层主要是由温度差动平流造成的,即中层暖平流叠加在凉湿的低层空气之上^[4],在这二层空气之间形成一个明显的逆温层。在我国的一些文章中也常引用这个结论。我们用客观分析方案对温度、露点、风场和高度作了客观分析,取网格距为 150 公里,20×20 共 400 个网格点,对 7 个例子 24 个时次计算了散度、涡度、水汽通量、水汽通量散度、温度平流、涡度平流和垂直速度等物理量场^[5]。然而,诊断分析表明,

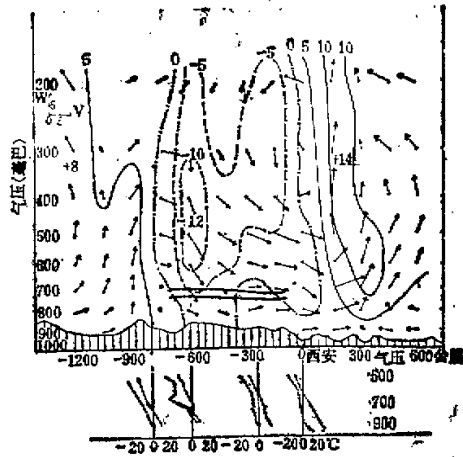


图 2 1978 年 4 月 14 日 20 时通过西安的南北向垂直剖面图

粗实线是逆温层的上下界,点划线是垂直速度零线,虚线是下沉速度,细实线是上升速度,间隔为 5 厘米秒⁻¹。横坐标为高压对流天气区的相对距离,向南为正。图下方为相应位置的探空曲线,细实线是温度的层结曲线,虚线是露点曲线。W:cm·s⁻¹,V:m·s⁻¹

1) 吉林省气象科学研究所,北大气象专业,“7701”动力学分析方案,科研报告 1,吉林省气象科学研究所,1978。

在低空逆温层之上的中高空常常为冷平流或很弱的平流。因此, 温度差动平流对低空逆温层的形成几乎没有作用。同时和其他物理量场的关系也不明显。但是与垂直速度场有一定的联系。下面着重讨论垂直速度场分析的结果。

采用 O'Brien^[10] 调整方案, 垂直间隔为 100 毫巴共 10 层, 计算了垂直运动。根据我们计算结果, 垂直速度的量级一般为 10^{-1} — 10^0 厘米秒⁻¹。在低空逆温层形成时, 整个对流层内出现大范围系统性的强下沉运动。它的水平尺度约 500 公里。在对流层中层 400—500 毫巴之间有一个最大中心, 中心强度约 10 厘米秒⁻¹, 比一般的垂直速度大 1—2 个量级。低空逆温层就形成于这大范围的下沉运动的底部。一般逆温层的水平范围略小于大气下沉运动的水平范围 (图 2), 是属于次天气尺度的天气系统。图 2 下方是下沉运动范围内的四个探空曲线。它们表明在下沉速度最大中心处的低空逆温层最强, 具有气温逆增和露点陡减的典型层结特征。而在下沉区的边缘逆温层较弱或不明显。

在层结曲线上, 低空逆温层之上常存在一个深厚的干绝热率的暖干空气层与上述的下沉运动相对应, 这表明, 出现在我国的低空逆温层就其本质而言, 属于下沉逆温。在垂直剖面图上, 由于下沉速度在水平方向上分布情况不同, 低空逆温层的形状也有很大不同。有时, 下沉运动在水平方向分布比较均匀, 在低空很快形成一个连续的次天气尺度的逆温层 (图 2)。有时, 下沉运动在水平方向分布不均匀, 在各单站层结曲线上能定出逆温层, 但因为相邻站的逆温层高度相差较大, 有的测站上空则出现两个或两个以上弱的逆温层, 这样, 在剖面图上不能连成一个连续的逆温层面, 而出现一些零碎的小范围的逆温层。以后随着下沉运动的维持和发展, 小片弱的逆温层在垂直方向逐渐集中, 在水平方向逐渐扩展, 联成一个完整的范围较大的低空逆温层 (图略)¹⁾。

在夏半年, 我国这种大范围系统性下沉运动一般可以维持 2—5 天或更长的时间。因此, 低空逆温层也能维持 2 天以上。在这时段内, 大范围系统性的下沉运动随时间有明显的强度变化, 最大中心变化在 5—10 厘米秒⁻¹ 之间 (图 3b)。有时部分地区上空出现短时间的弱的上升运动 (图 3a)。倘若上升运动区不久被下沉运动所替代, 则逆温层仍继续维

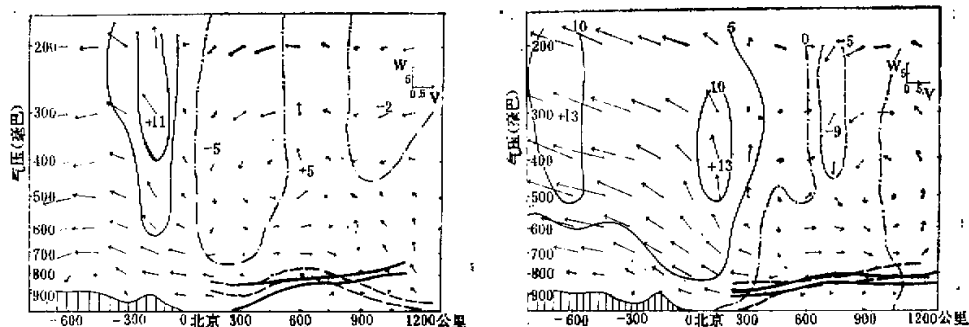


图 3 1977 年 5 月 25 日 08 时 (a) 与 20 时 (b) (北京时间) 通过北京的南北垂直剖面图
粗虚线为 12 小时前的逆温层位置, 其他说明同图 2

1) 在演变缓慢的个例中, 间隔 12 小时的高空图上看到这种趋势。

持;倘若上升运动继续维持,甚至增强和扩大,逆温层将减弱并逐渐消失。

五、强对流发生前的能量贮存机制——下沉运动

对强对流发生前低空没有逆温层的个例,也作了同样的计算。垂直速度场上也表明,

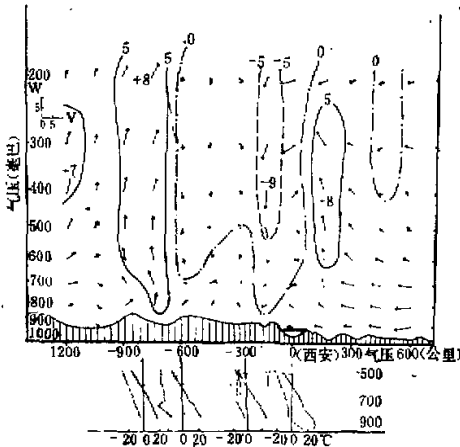


图4 1978年4月14日08时通过西安的
南北向垂直剖面图
(说明同图2)

在对流层内存在着大范围的深厚的下沉运动。下沉速度最大中心也位于中层,中心强度约为 10 厘米秒^{-1} (图4)。这与有低空逆温层的情况很相似 (图2)。同样,相应的层结曲线也表明,在对流层中层也有一个深厚的暖干气层,在近地面层是一个浅薄的暖湿气层 (图1c)。这与有低空逆温层的层结曲线也很相似 (图1a)。从以上分析可知,在强对流发生前,无论低空有或无逆温层存在,来自对流层中高层的大范围系统性下沉运动是它们共有的重要的环境条件。从动力学的角度看,这样大范围深厚的下沉运动是能够抑制该区域内一般性对流活动发展的。因此,我们认为大范围系统性下沉运动是强对流发生前抑制位势不稳定能量过早释放的能量贮存动力机制。

由上节可知低空逆温层的形成和维持与大范围下沉运动有着直接的联系。这里对有和无逆温层形成的两种情况下的下沉运动作了比较,发现在低空逆温层上的层次 (700—800 毫巴) 内垂直速度递减率有明显的差异。在有低空逆温层形成的情况下,最大下沉中心下方 700—800 毫巴之间下沉速度递减较快,如图2上强对流区以北 600 公里处这层内有两等 W 线通过, $\frac{\Delta W}{\Delta z} \sim -4 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ 。在无逆温层的情况下,这层内下沉速度递减较慢,如图4上强对流区以北 150 公里处这层内无等 W 线通过,从最大下沉中心向地面递减比较均匀, $\frac{\Delta W}{\Delta z} \sim -1 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ 。因此,根据经验分析,可简单地由 700—800 毫巴间 $\frac{\Delta W}{\Delta z}$ 大于或小于平均值 ($-2 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$) 来判断有无逆温层形成。结果,与实况近乎一致。对此,尚可由热力学第一定律说明如下。

在干绝热条件下,热力学第一定律表达式为

$$c_p \frac{dT}{dt} + RT \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (1)$$

或

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \Delta T + w\Gamma_d - \frac{RT}{c_p} \nabla \cdot \vec{v} \quad (2)$$

由上式可知在绝热条件下,如暂不计温度平流项,则压缩($\nabla \cdot \vec{v} < 0$)将会引起增温,即压缩是增温的一个原因。又若主要考虑垂直压缩(即 $\partial w / \partial z < 0$),则(2)式中由垂直压缩引起的那部分增温可表示为

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{垂直压缩}} = -\frac{RT}{c_p} \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3)$$

由此,某两高度上的垂直压缩量如不相同,例如,上层垂直压缩大于下层值,则可引起这两高度上的不同增温,即上层增温快于下层,经适当时间后可以建立起逆温层。因此,(3)式再对 z 求偏微商,可得温度递减率的变化式,即

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \Big|_{\text{垂直压缩}} \approx -\frac{RT}{c_p} \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (4)$$

根据实测层结曲线中的逆温层,及相应的垂直速度分布的计算结果,与(4)式基本上是相符的。因此,可以认为在大范围下沉运动情况下,低空逆温层的形成与垂直压缩梯度是直接有关的。

以上说明了大范围下沉运动,是强对流发生的能量贮存机制。在此一定时间后,若有对流层中高层的有利的天气系统入侵,则就可以引发生强对流天气过程。因为,当对流层中高层有强的天气系统入侵时^[11,12],在这系统的前缘中高层的下沉运动转变为上升运动。中空出现一个相对的湿层(如图 1b 400—488 毫巴),常伴有指示中层对流活动发展的堡状和絮状高积云等特征云系。以后发展成一支贯穿整个对流层的上升气流,深厚的强对流就发生在这支上升气流内。在有低空逆温层的情况下,当中高层天气系统入侵时,逆温层明显断裂。在断裂处中层上升运动和逆温层以下弱的上升运动连通成一支强的上升气流,强对流就发生在逆温层断裂消失的区域。逆温层的破裂有时发生在它的边缘部分,有时发生在中心部分(图 5)。从上述强对流发生的情况分析,逆温层对位势不稳定能量释放的抑制作用是弱的和有限的。

在没有逆温层的个例中,有 4 次在近地面没有湿层。中层暖干空气一直下沉到地面,取代了低层的暖湿空气。这样,深厚的干绝热下沉空气一直扩展到地面(图略)。在整个对流层内温度递减率接近于干绝热率,大气处于层结不稳定状态。但由于大范围深厚的下沉运动的抑制,不易发生对流活动。一旦中层强天气系统入侵,使整层下沉运动减弱并转为上升运动,强对流随之发生。由于整个对流层空气干燥,所以不利于强对流暴雨的出现,出现的常常是强烈的雷暴和阵风、龙卷等干性对流天气。而在中低空有深厚的暖湿气层,常常是强对流暴雨发生

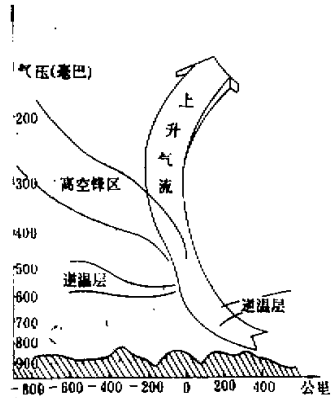


图 5 高空冷锋入侵时,强对流发生区和低空逆温层断裂消失的示意图

双虚箭头为上升气流,粗线为锋区和逆温层的界面,横坐标为高强对流天气区的相对距离,锋前为正

的有利条件(图 1b)。

在我国,大范围强对流天气发生前,对流层中层受一支凉干的偏西气流影响。这支凉干空气伴随着强的下沉运动,在它的低空有少数情况出现厚度较薄、强度较弱的下沉逆温层。而有相当一部分情况没有低空逆温层。不稳定能量的积累主要靠近地面太阳辐射增温。大范围系统性的下沉运动是抑制位势不稳定能量释放的重要机制。在美国中西部,强风暴发生前,来自墨西哥高原的暖干的偏南气流叠加在平原地区的凉湿空气上。由于温度的差动平流在它们之间形成了较厚而强的低空逆温层,因此,不稳定能量的积累,除了近地面太阳辐射增温外,温度的差动平流也起了很大的作用^[3]。抑制位势不稳定能量释放的机制是低空逆温层。由于积累、贮存的能量多,强对流天气亦强。在强风暴中经常连续爆发许多龙卷,例如 1974 年 4 月 3 日 24 小时出现 148 个龙卷。而在我国贮存的能量较少,强对流天气较弱,一般很少出现龙卷,即使在少见的龙卷个例中,全过程只有 1 至 2 个龙卷。由于贮存和积累能量的机制不同,这两地区强对流天气的性质和强度有很大的差异。

六、小 结

本文的结论概括如下:

(1) 根据我国近年来 27 次大范围强对流天气个例的统计,在强对流出现前有低空逆温层的情况只占 29.6%。而大多数情况低空并没有逆温层。

(2) 这些逆温层的一般特点是厚度薄,平均为 22.9 毫巴。强度弱,平均气温逆温率为 $0.6^{\circ}\text{C}/10$ 毫巴,平均露点递减率为 $1.7^{\circ}\text{C}/10$ 毫巴。这些值分别是美国强风暴前相应值的 $1/2-1/4$ 。另外,逆温层的高度变化范围较大,一般出现在 880—530 毫巴之间。

(3) 联系到大多数强对流发生前没有逆温层的事实,根据垂直速度计算结果,提出大范围系统性的下沉运动是位势不稳定能量贮存的重要机制。这种下沉运动的水平范围为 500 公里,最大中心位于 400—500 毫巴间,中心强度 10^4 厘米秒⁻¹,比一般大尺度的垂直速度大一个量级。

(4) 在大范围下沉运动情况下,低空逆温层的形成与垂直压缩梯度项有关。通过一薄层垂直辐合量随高度明显增加,则有利于逆温层形成。反之,不利于逆温层形成。简单地可以由 700—800 毫巴间 $\frac{\Delta W}{\Delta z}$ 大于或小于平均值(-2×10^{-3} 秒⁻¹)来判断逆温层的形成。这与实际情况比较一致。

(5) 对流层内深厚的干绝热下沉空气,有时甚至全部取代了低层的暖湿空气,这常常是出现强烈雷暴、阵风、龙卷等干性强对流天气的有利条件。而中空深厚的暖湿空气常常是强对流暴雨发生的有利条件。

(6) 美国的强对流,在其发生前抑制不稳定能量过早释放的机制是温度的差动平流形成的逆温层。而我国强对流发生前的“抑制机制”是大范围系统性下沉运动,可相伴出现逆温层亦可无逆温层。所以,两者是不同的。前者的直接抑制效应是热力性的,可称作“暖干盖”;而后者是动力性的,即使具有逆温层,亦是动力下沉逆温,逆温层薄而弱,抑制

对流的作用亦小,故不宜再将逆温层称作“暖干盖”。由于两者的机制不同,在强对流天气的性质和强度方面亦有明显的差异。

致谢: 承陶诗言先生、周晓平、丁一汇、李鸿洲、张学洪等同志提供宝贵意见,陈怀义同志帮助计算,作者致以衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Varney, B. M., Aerological evidence as to the causes of tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 54, No. 4, 163—165, 1926.
- [2] Fawbush, E. J. and Miller, R. C., A mean sounding representative of the tonadoes. *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol. 33, No. 9, 303—307, 1952.
- [3] Fawbush, E. J. and Miller, R. C., A method for forecasting hailstone size at the earth's surface. *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol. 34, No. 6, 235—244, 1953.
- [4] 雷雨顺等, 冰雹概论, 科学出版社, 1978.
- [5] Carlson, T. N. and Ludlam, E. H., Condition for the occurrence of severe local storms. *Tellus*, Vol. 20, No. 2, 203—226, 1968.
- [6] Anthes, R. A. and Carlson, T. N., Conceptual and numerical models of the evolution of the environment of the severe local storms. Proceedings of Sino-U. S. Conference on Mountain Meteorology, in May 1982. Beijing.
- [7] 陶诗言等, 中国之暴雨, 科学出版社, 1980.
- [8] 齐力, 阻挡层与强对流天气, 气象, 1期, 11—13, 1975.
- [9] 北方冰雹预报科研协作组, 华北大范围雹暴的天气研究, 气象出版社, 1982.
- [10] O'Brien, J. J., Alternative solutions to the classical velocity problem. *J. Appl. Met.*, Vol. 9, No. 2, 197—203, 1970.
- [11] 蔡则怡等, 沙漠地区的一次强对流暴雨, 气象学报, 39卷, 1期, 110—117, 1981.
- [12] 蔡则怡, 中层冷空气爆发与华北强对流天气, 全国强对流会议文集(即将出版).
- [13] Palmen, E. and Newton, C. W., Atmospheric circulation systems their structure and physical interpretation. New York, Academic Press. 1968.

A MECHANISM FOR SUPPRESSING THE RELEASE OF CONVECTIVE INSTABILITY PRIOR TO THE OUTBREAK OF SEVERE CONVECTIVE STORMS IN CHINA

Cai Zeyi

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

By analysing of 27 severe convective storms affecting extensive areas in China in 1969—1979, it is found that for only less than 30% of the cases there are low-level inversion layers before the storms break out. However, based on the characteristics of sounding data and computation of vertical velocity, the existence of synoptic-scale systematic downward motion is noted, whether there is a inversion layer or not, before the occurrence of severe convective storm. The computation also indicates that the low-level inversion is caused and maintained by the downward motion in the middle troposphere associated with the unstable stratification. Therefore, the conclusion may be drawn that the synoptic-scale systematic downward motion is a main mechanism to suppress premature release of convective instability and prevent weaker deep convection from developing before the outbreak of severe convective storms. Here the downward motion aloft plays an important role, similar to that of the inversion lid as well known before. The strong and persistent downward motion is necessary for a number of dry convective phenomena such as tornado, severe thunderstorm (with less precipitation or no), strong gust, etc. in China.

In addition, for the cases with low-level inversion, the statistics of various characteristics of the inversion is made and compared with that of the inversion in the United States. It is found that the different mechanisms to suppress the release of convective instability make a great difference in the character of severe convective storms between two countries.