

强对流天气前期的层结特征

寿绍文*

提 要

本文根据在皖北和湘中进行的两次预报试验以及其它的探空资料,描述了强对流天气发生前期大气层结的特征。指出在冰雹和雷暴大风发生前期,在低层有一个由层结曲线和露点曲线构成的“喇叭形”,并呈现出很大的对流性不稳定性。而在暴雨发生前期,温度曲线与露点曲线互相紧挨,层结接近中性。沙氏指数与天气的关系较好。对形成冰雹或暴雨需要有适当的 0°C 层和 -20°C 层。此外,在暴雨前期低层的位势高度通常有明显的下降。

研究各种强对流天气前期的层结特征,对深入了解这些天气的形成条件以及改进对它们的预报方法具有实际意义。本文根据1975年5—6月及1979年5—6月分别在安徽宿县和湖南长沙进行的冰雹预报试验及暴雨预报试验取得的共约七十余天的资料(其中包括五次冰雹过程及四次暴雨过程)以及其它一些历史资料,对冰雹、雷暴大风以及暴雨等强对流天气前期的大气层结特征作了探讨。下面从八个方面来谈谈通过分析所得的一些初步认识。

1. 层结曲线与露点曲线的相互配置

产生暴雨前期,层结曲线与露点曲线从低层到高层(400毫巴以上,有时直到200毫巴)都互相紧挨。例如,1979年6月4日08时长沙大托铺的探空曲线便是这样(图1)。当日长沙发生50毫米的降水,湘北的华容有特大暴雨,日降水量达400毫米。在1979年湘中暴雨预报试验期间发生的几次主要的降水过程(如5月26—27日、6月1—2日、3—4日及6月9—10日)也都与此类似。而且在形成这种特征以前一般都有连续几天整层增温、增湿的现象。

产生冰雹、雷暴大风前期的层结曲线与露点曲线的配置常呈“喇叭形”(即在低层两条曲线挨得很近,而上层则互相分开)。例如,1974年6月17日08时南京的实况便是如此(图1)。当日南京发生了雷暴大风,最大风力达38.8米/秒。

2. θ_{se} 的垂直廓线

产生暴雨的前期, θ_{se} 的垂直廓线上下接近竖直,即近似于中性层结,如图2所示。

*长江流域规划办公室林荣芳和中央气象局气象科学研究所毕慕莹等参加了本文的部分工作。

例如1978年6月8日长沙探空（当日长沙日降水量为94.9毫米，长沙东北面的古港日降水量为102毫米）以及1979年6月4日08时长沙大托铺的探空（降水情况上节已作介绍），还有1977年6月9日长沙及郴州的探空（当日在浏阳、攸县等地均发生特大暴雨，攸县高槛公社日降水量达440毫米）等都有这样的 θ_{se} 垂直廓线。

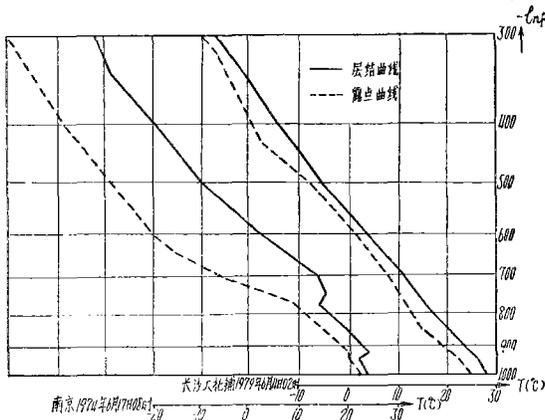


图1 层结曲线与露点曲线配置的两种类型（图中左方为1974年6月17日08时南京的探空曲线，右方是1979年6月4日08时长沙大托铺的探空曲线）

冰雹、雷暴大风前期的 θ_{se} 垂直廓线，十分明显地表明 θ_{se} 值上下大、中间小，而且随高度递减的层次相当深厚（见图2）。例如，1974年6月17日08时南京的探空以及1979年6月9日08时长沙的探空（该日湘北发生8级以上的雷暴大风）。这说明对流层低层深厚的对流性不稳定层次有利于冰雹、雷暴大风的发生。

在产生暴雨的前期，在对流层中下层或整个对流层中还常出现 θ_{se} 连续增大的现象。例如，1979年5月26日长沙日降

水量为44毫米，从该日前两天起 θ_{se} 的垂直廓线便明显地连续向右位移（图3）。1979年5—6月湘中暴雨预报试验期间的几次主要降水过程的前期，都有与此相似的现象。

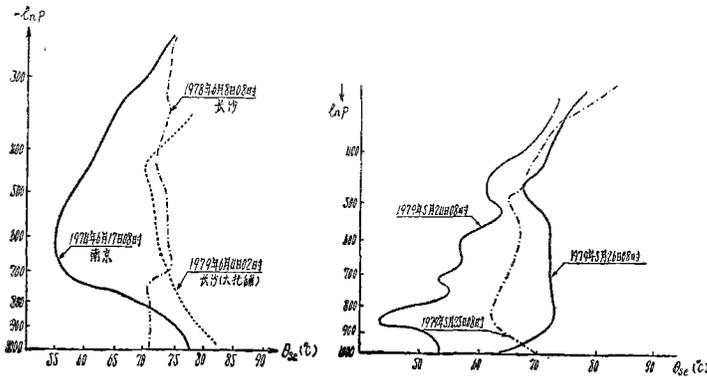


图2 θ_{se} 垂直廓线的两种类型

图3 长沙一次暴雨过程前期的 θ_{se} 廓线逐日演变图

3. 不稳定能量面积

两次试验期间的主要冰雹、暴雨或大风天气过程大都在当天08时出现正不稳定能量面积。但也有例外，例如1979年5月26日，长沙降水过程前期并无正不稳定能量面积，不过负能面积则是显著缩小的。

有时，出现正能面积，但并不伴随对流性天气过程。造成这种情况的原因很多，例

如，可能是缺少启动条件，但有时则可能是由于正、负能量面积反映大气层结的稳定度不够真实。有时，正能面积很大，但实际上层结却是稳定的（如1979年6月6日08时长沙探空）。相反，有时出现负能面积，而实际层结却是不稳定的（如1979年5月26日08时新化，出现负能面积，却发生了强对流天气）。正负能量面积之所以有时不能真实地反映大气层结的稳定度，原因是求算正、负面积时一般应用地面温度和露点，使计算结果常受地面状况的很大影响。

4. 沙氏指数 (SI)

SI 所表示的层结稳定度常比不稳定能量面积反映得好些。原因是求 SI 时用的是 850 毫巴的温度和露点，这就比用地面温度和露点能更好地代表低层大气的实际状况。例如，1979年6月6日08时，长沙出现正不稳定能量面积，但 $SI = +3^{\circ}\text{C}$ 。实况是长沙当时正处在一次强降水过程之后不久，层结已转为稳定，所以 SI 为正值。但由于雨后地面潮湿，所以分析出正能面积，这是一种虚假的现象。又如，1979年5月26日08时，新化出现负能面积，但 $SI = -1.5^{\circ}\text{C}$ ，SI 反映大气的不稳定状态比较真实。事实上，当天在新化与长沙之间发生了暴雨天气。

在两次试验期间都发现，SI 的明显变化一般都由于天气系统的影响所造成。例如，1975年5—6月，在长江以北地区，常常出现高空槽后西北气流下 SI 负值区自北向南移动的情况。图 4 表示 1975年5月26日至31日在 500 毫巴上有负变温区从西北向东南沿海移动，在 850 毫巴上则有暖舌从东北逐渐向西南方退缩。在这种形势下，便有一个 SI 负值区由北向南推移。5月30日当 SI 负值区移到长江下游三角洲时，上海、杭州、南京等地都降了冰雹(图 5)。而在 1979年5—6月间，

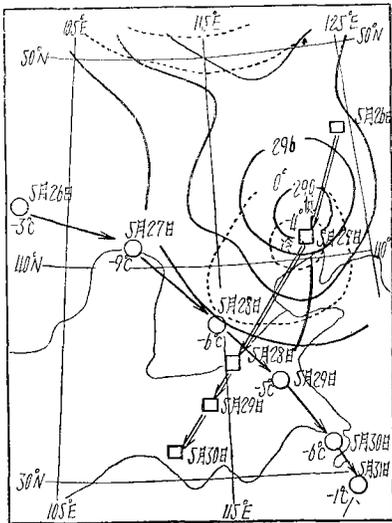


图 4 1975年5月29日20时700毫巴形势图及500毫巴负变温中心○和850毫巴暖舌□的动态图

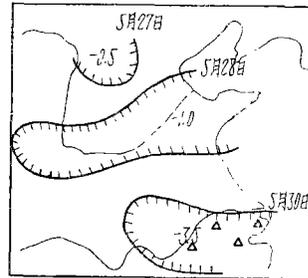


图 5 1975年5月27—30日 SI 负值区的动态图 (锯齿线内为 SI 负值区, △表示降雹)

在长江以南地区则常常可见伴随低层(850毫巴)西南气流加强而发生的 SI 负值区由西南向东或东北方向推移的过程。不稳定区(SI 负值区)中心常常出现在低空西南风急流的左前方。例如，1979年5月26日08时，SI 负值区与低空急流的配置就是如此

(图 6)。

我们在两次试验期间都对 SI 作了时间演变曲线和空间分布的分析,发现它们与对流天气配合关系很好。不论是1975年5—6月苏北、皖北的冰雹过程还是1979年5—6月湘中的雷暴、暴雨过程的前期, SI均出现明显的下降,过程结束后则又重新上升。从 SI 空间分布可见,冰雹或暴雨区都出现在 SI 负值区中。其中最突出的例子是1975年5月30日的强降雪区发生在长江下游的 SI 负值区中,以及1979年5月26日暴雨发生在新化附近的 SI 负值区中(该日的 SI 负值区虽很小,但暴雨区却正好落在其中)。

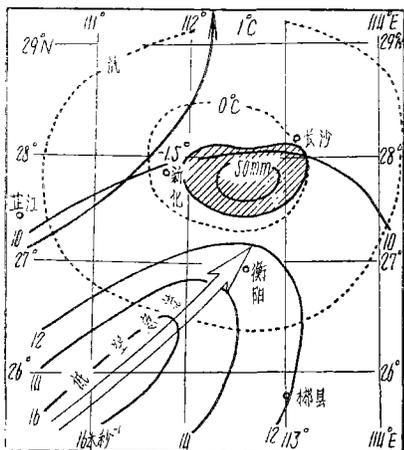


图 6 1979年5月26日08时形势图
(实线为850毫巴等风速线,细矢线为850毫巴流线,空心矢线为急流轴,虚线为SI等值线,单位为 $^{\circ}\text{C}$,阴影区为暴雨区)

不过并非所有 SI 为负值的日期或 SI 负值区中的所有台站均会发生冰雹或暴雨。为此我们对 SI 与对流性天气的关系作了统计分析。我们根据长沙十年5—6月逐日资料,统计了 SI 与湘中、湘北成片的大一暴雨以上的降水过程的关系。发现大一暴雨集中在 $\text{SI} < 2$ 的条件下发生。随着 SI 数值的增大,大一暴雨的发生概率则显著减小(见图 7)。在图 7 中 SI 为

不同数值的条件下大一暴雨发生的概率等于 SI 为某值的条件下发生大一暴雨的次数除以 SI 为该值的总次数。

假如利用 SI 作为单一指标预报成片大一暴雨时,可有 40% 左右的准确率。例如,假定我们以长沙 $\text{SI} \leq 0$ 作为 5 月份湘中、湘北大一暴雨预报的唯一指标,那么根据历史资料统计有以下的结果:

x (预报成功的次数):	46次
y (漏报的次数):	29次
z (空报的次数):	47次
w (预报成功的非成片大一暴雨次数):	153次

根据唐纳森等 (Donaldson, et al.)^[1] 对技术指标的客观评价方法可得:

$$\text{大一暴雨的气候概率} = (x + y) / (x + y + z + w) = 75 / 275 = 0.27,$$

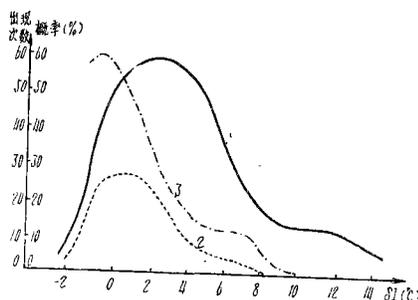


图 7 SI 与大一暴雨概率的关系
(图中①不同数值的 SI 的出现次数;②不同数值的 SI 条件下发生大一暴雨的次数;③不同数值的 SI 条件下大一暴雨发生的概率)

大一暴雨的预报准确率 = $(x)/(x+y+z) = 46/122 = 0.38$,

假定以 $SI \leq 1$ 作为唯一指标预报同一对象, 则: $x = 55$ 次, $y = 20$ 次, $z = 51$ 次, $w = 149$ 次 (x 、 y 、 z 、 w 的意义同上)。此时大一暴雨的预报准确率 = $(x)/(x+y+z) = 55/126 = 0.44$ 。

5. 自由对流高度(LFC)

雷暴大风及冰雹过程的前期 LFC 一般比暴雨过程前期的 LFC 要高。例如, 1979 年 6 月 9 日湘北发生大风, 当日 08 时长沙的 LFC 为 670 毫巴, 这比同一时期其它几次降水过程前期的 LFC 都高。例如 6 月 10 日湘北暴雨, 当日长沙的 LFC 仅为 850 毫巴。

6. 零度层、 -20°C 层高度(H_0 、 H_{-20})及其高度差(ΔH)

零度层高度(H_0)常常是冰雹或暴雨的背景条件。1975 年 5—6 月, 徐州的 H_0 平均在 3.8 公里上下。1979 年 5—6 月, 长沙的 H_0 平均在 5.2 公里上下。虽然都在 5—6 月, 但由于纬度不同, H_0 相差约 1 公里左右, 而天气性质也各不相同。在苏北、皖北正是多雹的季节, 而在湖南此时已很少下雹, 而多发生暴雨。

图 8 (上) 是 $H_0 = 4$ 公里的等高线的季节性位移图。由图可见, $H_0 = 4$ 公里的等高线 3 月前在南岭一带, 4 月位于长江以南, 5 月左右在淮河流域, 6 月在华北, 7、8 月在东北, 这和冰雹区的季节性位移大体一致。从 $H_0 = 5$ 公里的等高线的季节性位移图 (图 8 下) 看来, $H_0 = 5$ 公里的等高线大体

与我国大雨带的季节性位移相一致 (5 月中旬至 6 月上旬为江南雨季; 6 月中旬至 7 月上旬为江淮雨季; 7 月下旬至 8 月上旬为黄淮雨季)。可以认为, H_0 在 4 公里或 5 公里上下时分别为适宜于产生冰雹或暴雨的气候背景。

在 H_0 为 4 公里或 5 公里上下的背景下, H_0 升高、 H_{-20} (-20°C 层的高度) 下降, 则 ΔH (即 $H_{-20} - H_0$) 减小。由于 H_{-20} 与 H_0 之间的温度差固定为 -20°C , 所以当 ΔH 变小时, 温度的垂直递减率就变大, 也就是说中高层 (一般在 4—7 公里之间) 的层结不稳定性增大。这是有利于强对流发展的一个因子。在 1975 年 5—6 月, 苏北、皖北的几次主要的降雹过程 (5 月 30 日、31 日、6 月 1 日、6 日、7 日), 除了一次 (6 月 6 日) 例外, 均发生在 ΔH 较小的日期。在 1979 年 5—6 月, 湘中、湘北地区的几次主要的降水过程与 ΔH 的小值也有类似的对应关系。1962 年 6 月 8 日, 在山东南部、苏北、皖北一带, H_0 在 4 公里左右, ΔH 则为一闭合小值中心 (中心值小于 2600 米)。这一天, 在

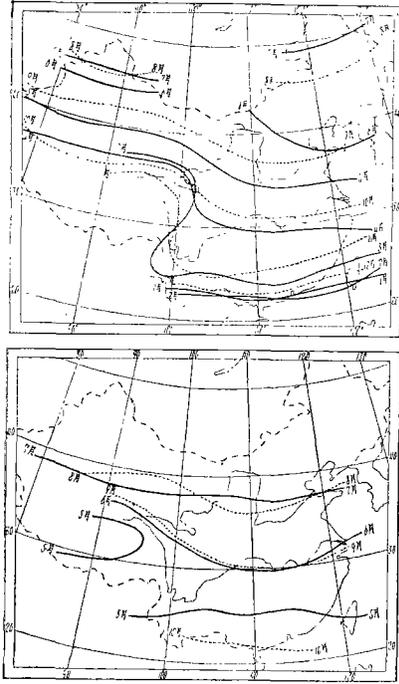


图 8 H_0 月平均为 4 公里 (上图) 及 5 公里 (下图) 的等高线季节性位移图 (8 月以前用实线、8 月以后用虚线表示)

这一地区产生了一次严重的降雹过程，降雹区正好包括在 ΔH 小值中心区内(图9)。

7. 稳定层

稳定层有利于贮存不稳定能量。这种层结常常有利于形成冰雹、大风天气。例如1974年6月17日08时，长江以北至山东半岛存在一个广阔的逆温层，这是造成当天大范围强风暴天气的重要原因之一。

8. 低层负变高

在1979年5—6月湘中暴雨预报试验中，我们用逐日08时探空资料计算分析了700毫巴与850毫巴的平均24小时变高 Δh ， $\Delta h = [(\Delta h_{24})_{700} + (\Delta h_{24})_{850}] / 2$ 。图10表示1979年5月28日至6月7日08时长沙的 Δh 的逐日演变情况。由图10可见， Δh 两次较大的负值(6月2日、6月4日)均与较大的降水过程相配合。这个结果反映了暴雨过程前期低层增暖、减压或有低值系统(如低涡、切变线等)的影响等特点。

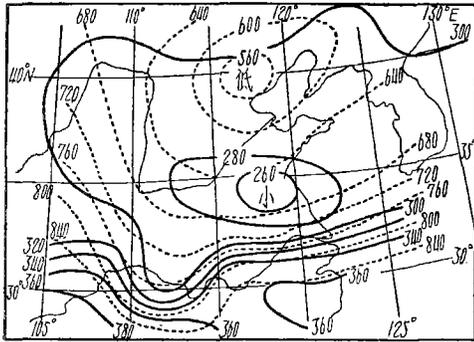


图9 1962年6月8日20时， H_{-20} (虚线)和 ΔH (实线)的分布图
(图中等值线数值单位为位势什米)

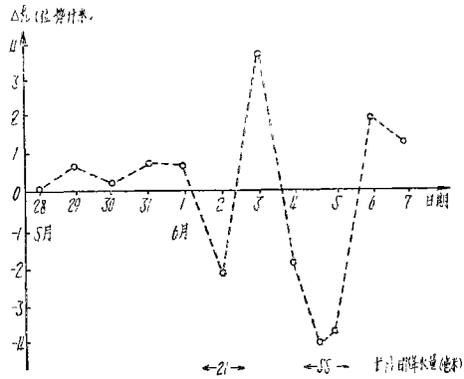


图10 长沙1979年5月28日至6月7日 Δh 曲线图

参 考 文 献

- [1] Ralph J. Donaldson, Jr., et al. An objective evaluator of techniques for predicting severe weather events. 9th Conference on Severe Local Storms, 1975. Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Some Characteristic Features of Stratification Prior to Severe Convective Storms

Shou Shaowen

ABSTRACT

The data of rawinsonde observations from the two experiments of weather prediction in the northern part of Anhui Province and the central part of Hunan Province, as well as other data are analyzed to depict the features of stratification prior to the occurrence of the severe convective storm. One of the features revealed is that a V-shape separation occurs between the temperature and the dew point profiles, which shows a large convective instability existing in the lower troposphere before development of the hailstorm and the squall line. The temperature curve nearly coincides with the dew point curve and the stratification is neutral in stability. There is a good relationship between the Showalter's Index and severe convective weather. That the air layer of temperature 0°C and that of -20°C be at proper heights is necessary for the formation of the hailstorm or the rainstorm. Besides, the geopotential height in the lower levels usually decreases considerably in advance of the rainstorm.