“雷打雪”现象发生机制初探

王仁乔　　宋清翠

（武汉中心气象台）

提　要

本文对湖北省冬半年出现的“雷打雪”天气现象的发生条件进行了初步探讨。分析指出，这种伴随降雪的对流天气是系统性的、大范围的，700hPa暴发性增温、增湿导致其以上气层出现潜在不稳定层结，是冬半年发生对流不稳定天气的重要原因。

一、引言

对于在夏半年容易出现的雷暴、雹暴等强对流天气，已有许多工作进行了探讨。但是，在冬半年，当对流层低层温度很低时，也会发生不稳定的对流天气，出现“一边打雷，一边下雪”的天气现象（俗称“雷打雪”现象），它以少见称奇，常被视为长期天气趋势的预报信息。

冬半年中低层大气常为干冷空气所控制，大气能级较低，难以形成不稳定层结。在这种情况下，出现不稳定天气的物理机制理应引起人们的关心。本文试图根据1988年出现的两次“雷打雪”现象，对其发生的条件，进行初步探讨，寻找预报此类现象的依据。

二、大尺度背景场

1988年2月25—27日和3月14—16日，湖北省自西向东相继发生了大范围“雷打雪”天气现象，并出现大范围冰雹。图1为后一次过程的实况。

这两次天气现象发生之前，高原东部（95—105°E）500hPa为宽槽，湖北省受

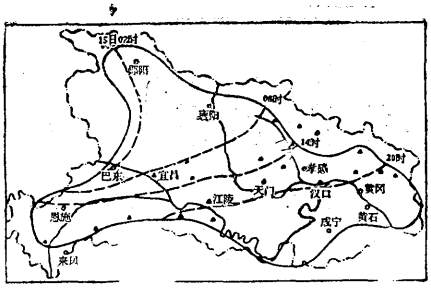


图 1　1988年3月15日02时至16日凌晨湖北省“雷打雪”现象实况
图中黑三角表示降雹地点

槽前西南气流影响。同时，在河套地区有冷槽向东南移动，与高原南支槽在105—110°E之间结合并加深发展（图2）。700hPa华东为一高压，高原东部及四川盆地的低值系统在500hPa西南气流的引导下东移。当西南低涡进入湖北省上空时，低涡前部西南气流输送大量暖湿空气，该地区出现增温增湿（图3）。850hPa锋区南压至华南一带，地面图上有华南准静止锋形成，之后不断有冷空气南下，湖北省地面至850hPa为冷空气控制，气温在0℃以下（图略）。

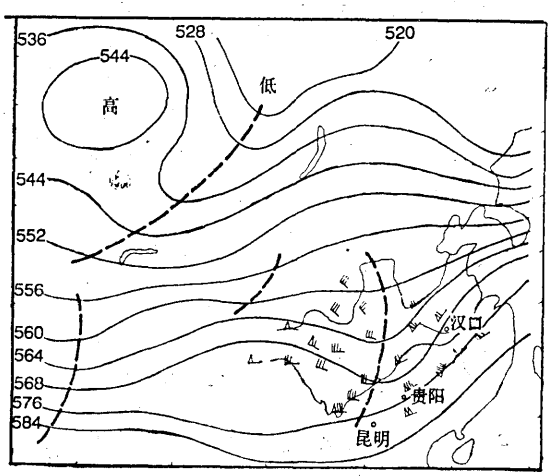


图 2　1988年3月15日20时500hPa形势
粗虚线为槽线

三、大气总能量垂直分布

从1988年2月25—27日和3月14—16日两次个例的探空曲线（图略）可以看到：700hPa附近有一很强的逆温层，其层顶温

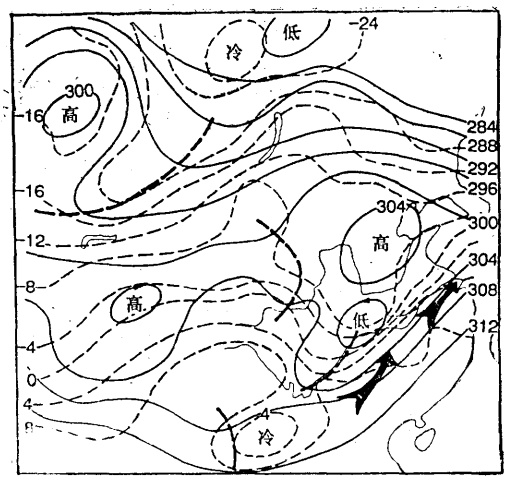


图 3　1988年3月15日20时700hPa形势
黑箭矢表示气流方向

度最高可达6℃左右；850—1000hPa温度在0℃以下，且700—1000hPa为饱和或准饱和。

从这两次个例的总能量垂直分布来看，700hPa以下为稳定层结，700—500hPa为潜在不稳定，这种不稳定气层的平衡高度最高可达350hPa左右。平衡高度越高，对流越强，3月15日20时汉口的平衡高度在350hPa左右，当晚21时15分至22时10分汉口站出现冰雹，20时至午夜2时40分有雷暴。

冬季700—500hPa的潜在不稳定能量，对于对流天气的发生有很大影响。经初步估算，当700hPa温度$T_{700} \geqslant 2$℃时，只要500hPa温度$T_{500} \geqslant -15$℃，则700—500hPa之间就有潜在不稳定层结，可能会有对流发生。如1988年3月15日20时，汉口出现“雷打雪”天气时，$T_{700} = 6$℃，$T_{500} = -11$℃。

四、对流不稳定动力机制分析

在一定条件下，对流不稳定可以转化为潜在不稳定，如冬季对流不稳定气层，上方高层云中降水蒸发，使低层达到饱和，变为潜在不稳定。下面从简化后的对流稳定度倾向方程，粗略的讨论一下对流不稳定的动力机制。

对流不稳定参数

$$\sigma = -\frac{\partial}{\partial p}(\ln T_\sigma) \qquad (1)$$

当σ<0时为对流不稳定，式中T_σ为总温度。

在等压条件下，由湿静力总温度守恒条件$\frac{d}{dt}(\ln T_\sigma)=0$，可以得到：

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial p}\cdot\frac{\partial}{\partial x}(\ln T_\sigma) + \frac{\partial v}{\partial p}\cdot\frac{\partial}{\partial y}(\ln T_\sigma) - \left(u\frac{\partial \sigma}{\partial x} + v\frac{\partial \sigma}{\partial y}\right) - \sigma\frac{\partial \omega}{\partial p} - \omega\frac{\partial \sigma}{\partial p} \qquad (2)$$

式中的符号为气象常用符号。

根据对流稳定度参数σ和总温度T_σ定义表达式，及绝热无摩擦条件下p坐标系中的运动方程，将（2）式改写。当风速小于30m·s^{-1}时，略去动能项后得简化后的对流稳定度倾向方程：

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{1}{T_\sigma}\frac{\partial}{\partial p}\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{L}{c_p T_\sigma}\frac{\partial}{\partial p}\left(u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y}\right) - \sigma\frac{\partial \omega}{\partial p} - \omega\frac{\partial \sigma}{\partial p} \qquad (3)$$

1. 温度平流随高度变化的影响：方程右端第一项表示温度平流随高度变化对对流不稳定的影响，可以看出：

（1）当下层有暖平流，上层有冷平流时，对流不稳定加强；

（2）当下层有很强的暖平流，而上层温度平流不明显时，对流不稳定加强；

（3）当下层有冷平流，上层有暖平流时，对流不稳定减弱，或由不稳定变为稳定。

1988年的两次“雷打雪”现象，就是在700hPa有很强的暖平流，500hPa有弱的冷平流或温度平流不明显的情况下发生的。图4,5分别给出1988年3月15日20时700hPa和500hPa温度平流分布情况。从图4中可以看出，汉口附近为一很强的暖平流高值区，中心数值达3.8×10^{-4}℃·s^{-1}，相当于3小时增温4.1℃。另外在汉口西南侧还有一个暖平流高值区。而500hPa汉口附近为弱的冷平流区。因此汉口附近700hPa以上气层表现为对流不稳定加强，在当日20时以后汉口附近为雷暴区，并伴有冰雹。16日08时汉口附近700hPa转为偏西气流，暖平流消失，700hPa以上气层由不稳定变为稳定层结，

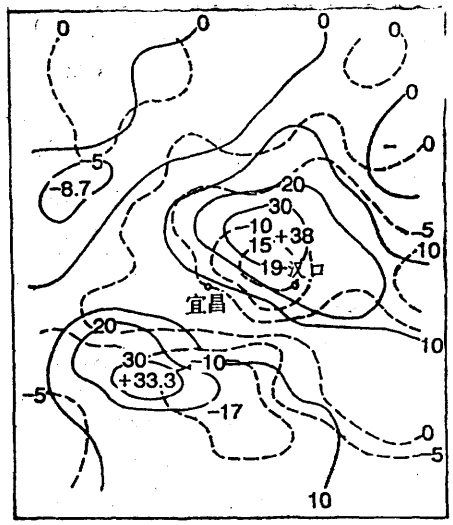


图 4· 1988年3月15日20时700hPa温度平流(实线,10^{-5}℃·s^{-1})和湿度平流(虚线,10^{-8}g·s^{-1})

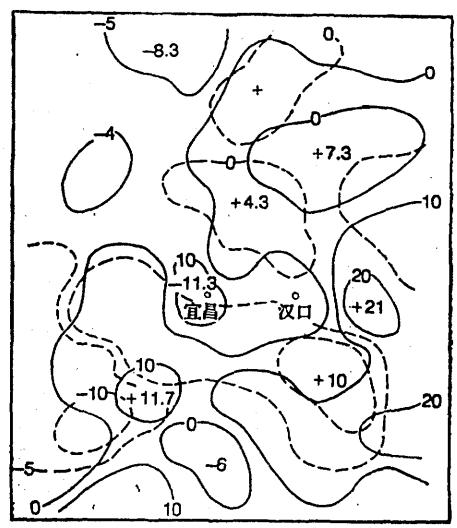


图 5 1988年3月15日20时500hPa温度平流(实线)和湿度平流(虚线)。单位同图4

对流停止。

2. 湿度平流随高度变化的影响：方程右端第二项反映湿度平流随高度变化对气层对流不稳定的影响，可以看出，湿度平流随高度减小时，即下层湿度平流大于上层时，有利于对流不稳定加强，反之则有利于对流不稳定减弱，或由不稳定变为稳定层结。

图4,5在给出1988年3月15日20时700和500hPa温度平流的同时，也给出了当时的湿度平流（虚线）。可以看到700hPa汉口附近有一很强的湿度平流中心，该中心基本与暖温度平流中心位置一致。而对应的500hPa上，汉口附近湿度平流不明显。显然，这种湿度平流的配置，有利于对流的发展。

3. 其它影响：方程右端第3项反映了水平散度的作用；第4项反映对流不稳定度垂直分布不均的影响，这儿暂不讨论。

从上面的分析可以看出，下层有很强的暖湿平流，同时上层为干冷平流时，气层趋向对流不稳定，有利于对流发展。从图4,5上可以看到，15日20时700hPa暖湿平流的数值几乎比500hPa的数值大一个数量级，这充分表明了，在冬半年对流天气发生时，700hPa暖湿气流的作用。

五、结束语

“雷打雪”是出现在冬半年的对流天气现象，它的发生与气层的潜在不稳定有关。特定天气形势下，700hPa的爆发性增温、增湿是“雷打雪”天气发生的重要预兆。另外在对流发生前，探空曲线上也有一定特征，如700hPa附近有一强逆温层。相信通过进一步研究，将会总结出可用于日常业务预报中的指标，提高预报能力。

致谢：本文得到郑启松高级工程师的具体帮助，特表衷心感谢。