

预报冰雹的一种物理方法

章 基 嘉

提 要

冰雹的形成与最大上升气流速度、云中过冷却水滴的含量以及温度状况有密切关系。本文应用国内外有关冰雹形成的物理机制的研究成果,讨论一个以单站探空曲线为基础的冰雹短期预报方法,并用1974年6月在豫鄂皖苏发生的一次大范围冰雹天气过程的实测资料作了检验,说明本方法是有应用价值的。

一、大气的不稳定能和最大上升气流速度的计算

大气的不稳定能量是指单位质量的气块由一个高度(常用气压 p_1 表示)移向另一个高度 (p_2) 时周围大气施加于该气块的浮力所作的功。这功可以写为:

$$E = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dw'}{dt} dz = \int_{z_1}^{z_2} g \frac{T' - T}{T} dz = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{T' - T}{T} \frac{dp}{\rho} = -R \int_{p_1}^{p_2} (T' - T) d \ln p \quad (1)$$

其中 W' 为气块的上升速度, T' 和 T 分别为气块和周围空气的温度。

研究表明,对流云发展与否和从对流凝结高度(Z_k)到最大上升气流速度 (W_m) 出现高度 (Z_m) 之间的不稳定能有较好的相关关系。所以把 $Z_k \sim Z_m$ 的气层称为形成对流云的活动层。活动层的不稳定能显然可以写为:

$$E_m = -R \int_{p_k}^{p_m} (T' - T) d \ln p \quad (2)$$

但是,活动层的不稳定能量不能全部转化为气块作上升运动的动能。因此需要引进一个有效系数 η ,

$$\eta = \frac{T_z - T_{dm}}{T_k} \quad (3)$$

其中 T_k 为对流凝结高度上的温度, T_{dm} 为气块从对流凝结高度沿干绝热线上升到最大上升气流速度所在高度时所具有的温度。这样就可以把(2)式改写为

$$\eta E_m = -\eta R \int_{p_k}^{p_m} (T' - T) d \ln p \quad (4)$$

这部份不稳定能将转化为气块作上升运动的动能, 所以有

$$\frac{W'^2}{2} = -\eta R \int_{p_k}^{p_m} (T' - T) d \ln p \quad (5)$$

分析观测资料发现, 最大上升气流速度 W_m 常常出现在气块的状态曲线与大气的层结曲线之间温差达到最大的高度上。令此最大温差为 ΔT_m , 则根据(5)式推理得到⁽¹⁾

$$\frac{W_m^2}{2} = 2.3 \eta R \Delta T_m (\lg p_k - \lg p_m) \quad (6)$$

公式(6)可以用来计算最大上升气流速度。

二、冰雹增长的热力学条件

在积雨云的过冷却水部份出现冰晶和冻滴是冰雹形成和增长的重要条件, 所以弄清楚云中固态水的出现原因对于说明冰雹形成的机制有着重要的意义。

我们知道, 大气中存在晶化核, 而冰晶就是在一定温度下在这些晶化核上成长起来的。但是到目前为止, 关于这些自然晶化核还有许多问题没有弄清楚。过去认为在自然晶化核上产生大量冰晶时温度应低于 -25°C 。最近的研究表明, 对流云中常在比晶化核上产生冰晶时更高的温度下(约 $-18^\circ \sim -22^\circ\text{C}$)就可以形成雹胚。这种雹胚是在云的上部由大的冻滴形成的。

雹胚要进一步增长为冰雹必需要求云的上部有过冷却水存在。在一定温度下一定大小的雹胚能否继续增长取决于云中的含水量, 即对应于云中含水量的一个临界值。当云中实际含水量超过这个临界值时, 雹胚通过与过冷却水滴的冲并, 捕获了过冷却水滴, 并在雹胚表面上形成一个过冷却水的薄层。这样的雹块密度大(约 0.9克/厘米^3), 称为“湿雹”, 其增长的条件叫做湿增长条件。如果实际含水量小于相应的临界值时, 所有被雹胚捕获的过冷却水滴能够及时冻结, 并在其上形成一层完全冻结的不透明的冰。这种冰雹增长的条件叫做干增长条件。“干雹”的密度约为 0.3克/厘米^3 。

利斯特⁽³⁾(List)从理论研究中得到冰雹湿增长的临界条件取决于雹胚的直径、相应的临界含水量和云中温度。图1给出这种理论计算的结果。分析降落及地的冰雹结构表明, 对于农作物有很大危害的冰雹都是在湿增长条件下形成的冰和水的结合体。这种硬雹的增长条件必需是云中过冷却水滴区位于最大上升气流速度所在高度之上,

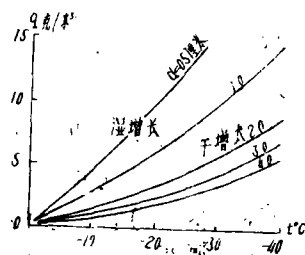


图1、各种直径自由降落的雹胚在冲并过程中对于不同含水量和云中温度的增长条件。

但成雹的条件同时还取决于含水量和云中温度。为此需要确定云中实际的含水量，然后将它与临界含水量作比较，以便确定云中是否满足形成冰雹的条件。但是，云中实际含水量目前尚无法通过观测及时取得，所以在作冰雹预报时常用下式计算最大累积含水量：

$$q_m = \rho_m \frac{W_m^2}{2gh} \quad (7)$$

其中 ρ_m 为最大上升气流所在高度的湿空气密度， h 为累积区的厚度，平均取 1500 米。

科斯特对于初始直径为 0.25 厘米的雹块计算了湿增长所必需的条件，其结果如下：

W_m (米/秒) :	12	15	20	25
q_m (克/米 ³) :	3.4	5.3	9.3	14.8
T_m (°C) :	-9.0	-12.0	-20.0	-29.0

其中 T_m 为上升气块达到 W_m 所在高度时的温度。

根据以上数据绘制成冰雹湿增长和干增长的临界曲线 ab (图 2)。曲线右边的 I 区为湿增长成雹区，左边的 II 区为干增长的成雪和成霰(软雹)区。

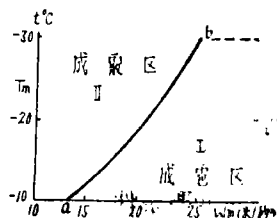


图2、湿增长和干增长的临界曲线。

在 -30°C 等温线以上不可能有冰雹的湿增长，因为在这高度以上过冷却水滴的浓度与冰晶的浓度相比已经微不足道，同时许多实验室的研究表明，直径为 200~300 微米的水滴在温度 -30°C 时已全部冻结。所以在 -30°C 的高度以上即使当 W_m 很大时也只能发生干增长。

利用图 2，如果根据 W_m 的计算值和探空曲线上的 T_m 值，落入 I 区，则表示云中的小雹块可能湿增长，变为大的密实的冰雹。如果落入 II 区，则表示云中小雹块干增长，形成密度很小的软雹，而它们在降落过程中经过下面的暖层时将全部被溶化。如果 W_m 的高度位于 0°C 以上的正温度区，则云中没有成雹的条件。

三、冰雹降落及地的条件

冰雹降落及地的条件取决于 0°C 层上雹块的大小，而冰雹降落的速度又与冰雹的直径有关。据研究，两者呈下列关系⁽²⁾：

$$W = k\sqrt{r} \quad (8)$$

其中 W 为冰雹降落速度 (厘米/秒)， r 为冰雹半径 (厘米)， k 为比例系数，等于 2.63×10^3 。

当冰雹的降落速度超过 W_m 后，冰雹便开始降落。根据 (8) 式可以算出雹的大小与最大上升气流速度有以下关系：

W_m (米/秒) :	12	15	20	25	30	35
r (厘米) :	0.21	0.34	0.60	0.93	1.34	1.82

直径 3 厘米以上的雹块在通过暖层时溶化不多。因此当 $W_m > 46$ 米/秒时，落地冰雹的半径可以由 (8) 式直接估计。

直径小于 3 厘米的雹块在降落到 0°C 层下面时, 要显著溶化。为考虑这种溶化对落地冰雹直径的影响可利用表 1 和图 3。

表1. 在各种 W_m (米/秒) 值下冰雹及落地时的半径
与 0° 层高度 H_0 (公里) 的关系

H_0	W_m	12	15	20	25	30	35
0		0.21	0.34	0.60	0.93	1.34	1.82
1		0.16	0.31	0.57	0.93	1.34	1.81
2			0.14	0.48	0.81	1.27	1.74
3				0.29	0.72	1.19	1.68
4					0.56	1.07	1.59
5					0.16	0.96	1.49

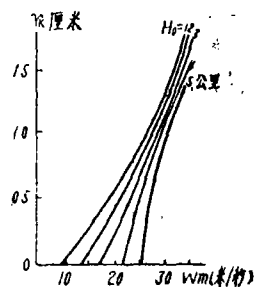


图3、当 0°C 层在不同高度 (H_0) 时, 冰雹及地半径与最大上升气流速度的关系。

四、预报冰雹的步骤

根据以上所述, 为作冰雹短期预报必需进行:

1. 分析当天早晨 07 时的探空曲线, 并根据最高温度的预报估计近地层大气中层结曲线可能发生的变化;
2. 根据层结曲线和状态曲线计算最大上升气流速度 W_m 和上升气块到达 W_m 所在高度时的温度 T_m ;
3. 根据计算所得到 W_m 和 T_m , 利用图 2 确定云中成雹的可能性;
4. 利用图 3 或表 1 确定冰雹降落及地时的半径。

下面详细地谈一谈每一个步骤的作法:

1. 分析当天早晨 07 时的探空曲线。

图 4 中 AA' 为早晨的温度探空曲线, 近地层有一明显的逆温层。B 点为抬升凝结高度。斜线条所示的面积为大气所具有的负不稳定能, 亦即从早晨探空曲线来看, 低层大气是稳定的。

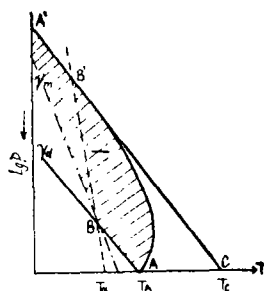


图4、确定对流温度 T_c 和对流凝结高度。

斜线条所示的面积为大气所具有的负不稳定能, 亦即从早晨探空曲线来看, 低层大气是稳定的。从早晨地面露点 T_0 沿等饱和比湿线上升与温度层结曲线相交于 B' 点, 从 B' 点再沿干绝热线下降与地面气压线相交于 C 点, C 点所对应的温度 T_c 就是午后发生对流的临界温度, 亦称对流温度。所以 B' 点所在的高度就是对流凝结高度 (假定早晨地面露点没有变化)。近地气层由于地面给予这气层相当于 ACB' 面积的热量, 使近地层空气的温度层结曲线接近于或稍稍超过干绝热线 CB' 。

这样近地层空气便克服了早晨那块负不稳定能, 因而可以进行热力对流了。当气块 C 沿干绝热线上升到达 B' 点所在高度时已呈饱和状态, 再往上升便按湿绝热线降温, 这时气块的状态曲线位于大气层结曲线的右边, 气块获得正不稳定能提供的浮力作用, 所以 B' 点

所在的高度也叫做自由对流高度。

如果午后最高温度的预报值接近或超过对流温度，便可以预报午后有对流云产生；而云底的高度就可估计在对流凝结高度 B' 的附近。至于云顶的高度则大体上与对流高度 Z_c 一致，而 Z_c 是状态曲线与层结曲线再一次相交的地方，亦即正不稳定能区顶点所在的高度（图5中F点）。

2. 计算最大上升气流速度 W_m 和气流上升到这高度时所具有的温度 T_m 。

前面已经指出，最大上升气流速度 W_m 常出现在层结曲线与状态曲线温差为最大的高度上，因此利用温度—对数压力图解可以直接确定高度 Z_m ，在这个高度上求出层结曲线和状态曲线的温差 ΔT_m 。

为求有效系数 η ，在对流凝结高度 Z_c 上由 B' 点所对应的温度沿干绝热线上升与 Z_m 高度相交于D点，D点所对应的温度就是 T_{dm} ，然后按（3）式计算出 η 。

将 ΔT_m 和 η 的值代入（6）式，便可求得最大上升气流速度 W_m 。

T_m 就是湿绝热线与 Z_m 的交点m所对应的温度。

3. 确定云中成雹的可能性。

根据 T_m 和 W_m 的计算值在图2中确定一点。若此点落在Ⅱ区则预报没有冰雹。若此点落在Ⅰ区，则预报有冰雹。

4. 确定冰雹降落及地时的半径。

为此先在温度—对数压力图上求出 0°C 层所在的高度 H_0 ，即图5中E点所对应的高度。根据 H_0 和 W_m 的值，利用表1或图3便可求得冰雹降落及地时的半径 r_k 。

如果点子落在图2的Ⅱ区，则虽然没有冰雹，但还有出现雷暴或降雨的可能。为此计算对流高度 Z_c 上的温度 t_{zc} ，即图5中F点所对应的温度。根据 W_m 和 t_{zc} 在图6⁽²⁾上确定一点。若此点落在雷暴区便预报有雷暴；若此点落在降雨区，便预报有降雨。

一些研究中指出，上升气流速度对云滴的冻结温度有影响。例如，当上升气流速度为10米/秒时，云滴冻结的临界温度等于 -13°C ，而当上升气流速度为25米/秒时，这个临界温度降低到 -20°C ，图6中的OA曲线表示上升气流速度与云滴冻结的临界温度的关系。分析图6可以看到，雷暴实际上产生在最大上升气

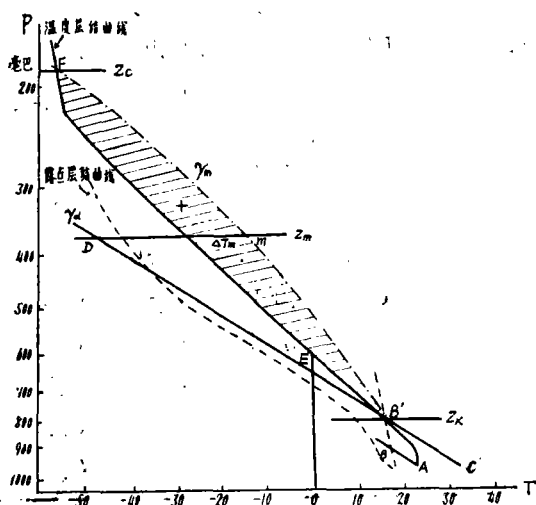


图5. 计算最大上升气流速度等参数用的温度—对数压力图解示例。

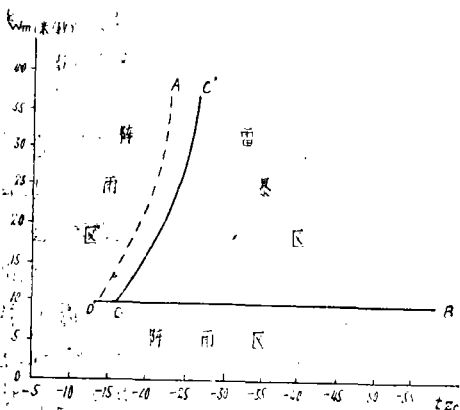


图6. 预报雷暴和降雨的相关图。

流速度 $W_m \geq 10$ 米/秒的场合, 而对流上限的温度比云滴冻结的临界温度实际上要低 $3 \sim 4^\circ\text{C}$ 。这说明雷暴要在积雨云顶部出现第一批冰晶之后, 当云顶温度再下降 $3 \sim 4^\circ\text{C}$ 时才发生。可见图 6 所反映的统计关系与雷暴形成的两个重要条件, 即超过一定数值的上升气流速度和云顶必须出现一定浓度的冰晶, 是基本上符合的。

五、实际试用结果和讨论

1974年6月17日豫鄂皖苏广大地区发生了一次大范围的强风、冰雹天气过程。我们选取了发生冰雹地区的徐州、阜阳、南京, 降雹地区边缘的上海和芜湖以及远离冰雹地区的大连共计六个站当天07时的探空资料, 应用上述方法进行分析计算, 并估计各站成雹的可能性。计算结果列于表2。由表2可见, 徐州、阜阳、南京三站是有成雹可能的, 并且冰雹能够降落及地, 这与实况完全一致。以上三站中以阜阳的最大上升气流速

表2. 1974年6月17日发生冰雹当日07时探空资料的实际计算结果

项 目 \ 站 名	徐 州	南 京	阜 阳	上 海	芜 湖	大 连
P_k (对流凝结高度)	620	630	700	700	640	680
$\ln p_k$	6.4297	6.4457	6.5511	6.5511	6.4615	6.5221
P_m (最大温差所在高度)	330	330	300	400	335	620
$\ln p_m$	5.7991	5.7991	5.7038	5.9915	5.8142	6.4297
$\ln p_k - \ln p_m$	0.6306	0.6466	0.8473	0.5596	0.6473	0.0924
T_k	279°k (6°C)	280°k (7°C)	286°k (13°C)	283°k (10°C)	282°k (9°C)	278°k (5°C)
T_m	251°k (-22°C)	253°k (-20°C)	252°k (-21°C)	261°k (-12°C)	256°k (-17°C)	274°k (1°C)
ΔT_m	7°	9°	12°	4°	8°	2.5°
T_{dm}	232°k (-41°C)	232°k (-41°C)	225°k (-48°C)	241°k (-32°C)	235°k (-38°C)	270°k (-3°C)
$\eta = \frac{T_k - T_{dm}}{T_k}$	0.17	0.17	0.91	0.15	0.17	0.03
$\eta \Delta T_m$	1.19	1.53	2.52	0.60	1.36	0.075
R (尔格/克·度)	0.282×10^7	0.282×10^7	0.282×10^7	0.282×10^7	0.282×10^7	0.282×10^7
$w_m^2 = 2R\eta\Delta T_m \ln \frac{p_k}{p_m}$	4.23×10^6	5.61×10^6	12.04×10^6	1.93×10^6	4.96×10^6	0.039×10^6
W_m (米/秒)	20.6	23.7	34.6	13.9	22.3	1.98
成雹可能性的预报	成 雹	成 雹	成 雹	无 雹 有雷雨	成 雹	无 雹 有降雨
H_0 (公里)	4	4.7	4.7	4.4	—	3.9
冰雹落地的半径(厘米)	<0.3	0.16~0.56	1.5	—	—	—
实 况	有 雹	有 雹	有 雹	无 雹 有雷雨	有雷雨	有降雨

度为最强, 达到34.6米/秒, 冰雹及地的半径也最大, 大约在1.5厘米左右。事实上在这三站中也以阜阳的冰雹最严重。上海的最大上升气流速度只有 13.9米/秒, $T_m = -12^{\circ}\text{C}$, 根据图 2 只有成雹的可能。再利用图 5 (该站的 $t_{zc} = -36^{\circ}\text{C}$), 点子落在雷暴区, 故预报有雷雨。上海的实况是无雹但下了雷雨。芜湖的最大上升气流速度达到22.3米/秒, $T_m = -17^{\circ}\text{C}$, 根据图 2 有成雹可能, 但实况是本站只发生了雷雨, 并未观测到冰雹。在远离降雹地区的大连, 最大上升气流速度只有 2 米/秒左右, 显然不可能发生冰雹, 再根据图 6 ($t_{zc} = -38^{\circ}\text{C}$), 点子落在阵雨区, 故可预报该站只有下雨的可能, 结果与实况相符。

这次实例的分析计算表明本方法在冰雹预报工作中是有应用价值的。但是本方法只能在有探空记录的测站上使用, 而且预报时效较短。此外, 大范围的天气形势和天气系统对于某一地区能否发生冰雹是有重要作用的。因此本方法最好与天气图分析相结合, 以点带面, 点面结合, 以便制作区域性短期冰雹天气预报。

本文承寿绍文同志协助实例的分析计算特此致谢。

参 考 文 献

- [1]. Сулаквелидзе Г.К., Глушкова Н.И., Федченко Л.М., Прогноз Града, Гроз и Ливневых Осадков, Гидрометеиздат, Л. 1970.
- [2]. Сулаквелидзе Г.К., Бибилашвили Н.Ш., Лапчева В.Ф., Образование Осадков и Воздействие на Градовые Процессы, Гидрометеиздат, Л. 1965.
- [3]. Mason B.J., The Physics of Clouds. Oxford, The Clarendon Press, 1957.