
T_InP Documentation

发布 *0.0.1*

wqshen

2018 年 05 月 30 日

1	大气热力学基础	3
1.1	理想气体状态方程	3
1.1.1	干空气状态方程	4
1.1.2	水汽的状态方程	4
1.1.3	湿空气的状态方程	4
1.1.4	小结	5
1.2	热力学第一定律 (first law of thermodynamics)	5
1.2.1	等容过程	5
1.2.2	等压过程	5
1.2.3	小结	6
1.3	绝热过程	6
1.3.1	气块法	6
1.3.2	干绝热过程	6
1.3.2.1	干绝热方程	7
1.3.2.2	位温	7
1.3.2.3	干绝热递减率	8
1.3.2.4	干绝热线	9
1.3.3	湿绝热过程	9
1.3.3.1	湿度参数	9
1.3.3.2	抬升凝结高度 (LCL)	13
1.3.3.3	潜热	13
1.3.3.4	饱和湿空气的绝热过程	13
1.3.3.5	湿绝热垂直减温率	14
1.3.3.6	假相当位温	14
1.3.3.7	湿绝热线	15
1.3.3.8	假湿球位温	15
2	大气静力稳定度	17
2.1	气块法	17
2.2	静力不稳定	18
2.2.1	概念	18
2.2.2	判据	18
2.2.2.1	密度形式	18
2.2.2.2	温度形式	19
2.2.2.3	垂直温度递减率形式	19
2.2.2.4	位温形式	19

2.2.3	条件性不稳定	20
2.2.4	对流性不稳定	21
3	中尺度天气系统	23
3.1	中尺度天气系统的基本概念和基本特征	23
3.1.1	中尺度的概念和分类	23
3.1.2	中尺度天气系统的基本特征	23
4	深厚湿对流的分类和发生发展的天气和环境条件	25
4.1	深厚湿对流主要分类	25
4.1.1	孤立深厚湿对流	25
4.1.1.1	普通单体雷暴	25
4.1.1.2	多单体风暴	26
4.1.1.3	超级单体风暴	26
4.1.1.4	龙卷风暴	27
4.1.2	中尺度对流系统	27
4.1.2.1	带状对流系统	27
4.1.2.2	中尺度对流复合体	28
4.2	深厚湿对流发生发展的天气和环境背景	29
4.2.1	基本条件-雷暴生成三要素	29
4.2.1.1	水汽辐合和湿舌	29
4.2.1.2	低空急流	30
4.2.1.3	逆温层	30
4.2.1.4	环境干空气	31
4.2.1.5	低空辐合和上升运动	31
4.2.1.6	地形	32
4.2.1.7	其它对流触发机制	32
4.2.2	转换条件-垂直风切变	32
4.2.3	增强条件	33
4.2.3.1	高空急流	33
4.2.3.2	高低空急流耦合对强风暴发展的作用	33
5	大气对流参数	35
5.1	热力稳定度指数（普遍性的参数）	35
5.1.1	条件性稳定度指数	35
5.1.1.1	沙氏指数Si	35
5.1.1.2	抬升指数Li	36
5.1.2	对流性稳定度参数	36
5.1.2.1	对流性稳定度指数IC	37
5.1.2.2	最大对流稳定度指数BIC	37
5.1.3	其他热力稳定度指数	37
5.1.3.1	K指数	37
5.1.3.2	总指数TT	38
5.2	能量参数	38
5.2.1	有效能力参数	38
5.2.1.1	对流有效位能CAPE	38
5.2.1.2	下沉对流有效位能DCAPE	40
5.2.2	与不稳定能量储存相关的参数	40
5.2.2.1	干暖盖强度指数Ls	41
5.2.2.2	对流抑制能量CIN	41
5.3	大气热力-动力参数结合的组合参数	41
5.3.1	理查森数Ri	41
5.3.2	粗理查森数BRN	42
5.3.3	风暴相对螺旋度SRH	42

5.3.4	能量-螺旋度指数EHI	42
5.3.5	强天气威胁指数SWEAT	42
6	T-InP图在强对流天气中的应用	43
6.1	大冰雹	43
6.2	雷暴大风	43
6.2.1	弱垂直风切变下的雷暴大风	44
6.2.2	中等到强垂直风切变下的雷暴大风	44
6.3	龙卷	44
6.4	短时强降水	44
7	大气中的逆温及其在T-InP图中的判别	45
7.1	辐射逆温	45
7.2	平流逆温	46
7.3	湍流逆温	47
7.4	下沉逆温	47
7.5	锋面逆温	48
7.6	地形逆温	48
7.7	小结	48
8	T-InP图在冬季降水类型判别中的应用	49
8.1	不同相态降水的概念及形成机制	49
8.1.1	云中水滴和冰晶	49
8.1.2	雨	49
8.1.3	雪	50
8.1.4	冻雨	50
8.1.5	冰粒	50
8.2	不同相态降水的探空特征	50
9	Indices and tables	53

Contents:

1.1 理想气体状态方程

气象学上，空气可看作两种理想气体，干空气和水汽的混合物，混合物称为湿空气。由于理想气体中，独立的分子之间没有相互作用，因此湿空气热力学性质可看做干空气和水汽各自特性的共同作用。

理想气体状态方程，表述了热力平衡条件下，气体气压 p ，体积 V 和温度 T 之间的关系

$$pV = CT$$

上式中， C 为常数。在标准条件下（ $p = 1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$, $T = 273 \text{ K}$ ），简化上式，对 1 mol 气体有，

$$pv = C'T, v - C' = 8.314 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$$

在标准条件下 C' 对于所有气体相同，因此称为通用气体常数， $C' = R^*$ ，上式可写为

$$pv = R^*T$$

对于任意体积气体， $V = nv$ ，其中 n 为摩尔数，上式两边同时乘以 n ，即得到任意体积理想气体状态方程

$$pV = nR^*T$$

将上式两边同时除以气体的质量 m ，可得

$$p \frac{V}{m} = \frac{R^*T}{\frac{m}{n}}$$

上式中， $\frac{V}{m} = \frac{1}{\rho} = \alpha$ ，即为比容（specific volume of the gas），而 $\frac{m}{n} = M$ ，即气体的摩尔质量，定义比气体常数 $R' = \frac{R^*}{M}$ ，则可得到单位质量气体状态方程

$$\begin{aligned} p &= \rho R' T \\ p\alpha &= R' T \end{aligned}$$

1.1.1 干空气状态方程

定义干空气的摩尔质量

$$M_d = \frac{\sum_i m_i}{\sum_i \frac{m_i}{M_i}}$$

上式中，分子为干空气中各成分总质量（g），分母为总摩尔数（mol），i 表示第i中气体成分。干空气摩尔质量约为 $28.9g \cdot mol^{-1}$ ，因此可得干空气的比气体常数为

$$R_d = R' = \frac{R^*}{M_d} = \frac{8.314J \cdot K^{-1} \cdot mol^{-1}}{28.9g \cdot mol^{-1}} \approx 287J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$$

代入可将干空气状态方程写为

$$p\alpha = R_d T$$

1.1.2 水汽的状态方程

依据理想气体状态方程，可得水汽状态方程

$$e = \rho_v R_v T$$

其中，e为水汽压， ρ_v 为水汽密度， R_v 为水汽比气体常数， $\varepsilon = \frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = \frac{18}{28.9} \approx 0.622$ ，代入上式，水汽状态方程可改写为

$$e = \rho_v \frac{R_d}{\varepsilon} T$$

1.1.3 湿空气的状态方程

干空气和水汽的状态方程分别为

$$p = \rho_d R_d T = \rho_v R_v T$$

由道尔顿分压定律可得

$$p = p_d + e = (\rho_d R_d + \rho_v R_v) T$$

定义

$$p R_m = \rho_d R_d + \rho_v R_v$$

则湿空气状态方程可写为

$$p = \rho R_m T$$

其中， ρ 为湿空气密度， R_m 为湿空气的比气体常数。

$$\begin{aligned} R_m &= R_d \frac{\rho_d}{\rho} + R_v \frac{\rho_v}{\rho} \\ &= R_d \left(\frac{\rho - \rho_v}{\rho} + \frac{R_v}{R_d} \frac{\rho_v}{\rho} \right) \\ &= R_d \left(1 - \frac{\rho_v}{\rho} + \frac{1}{0.622} \frac{\rho_v}{\rho} \right) \\ &= R_d \left(1 - q + \frac{1}{0.622} q \right) \\ &= R_d (1 + 0.608q) \end{aligned}$$

1.1.4 小结

- 干空气状态方程: $p\alpha = R_d T$, R_d 为干空气比气体常数
- 湿空气状态方程: $p\alpha = R_m T$, R_m 为湿空气比气体常数
- 干空气和湿空气比气体常数之间关系: $R_m = (1 + 0.608q)R_d$, q 为比湿

1.2 热力学第一定律 (first law of thermodynamics)

$$dQ = dU + dW$$

热力学第一定律为热力系统中的能量守恒定律, 其表述为, 施加在某一热力系统上的全部热量 dQ , 一部分使系统的内能增加 dU , 其余使气体对外做功 dW 。对于单位质量系统而言, 上式写为

$$dq = du + dw$$

对准静态过程而言, $dW = p dV$, 单位质量气体有 $dw = p d\alpha$

1.2.1 等容过程

等容过程定义为气体在状态变化过程中, 体积保持不变, 即 $d\alpha = 0$, 此时气体对外做功为0, 即

$$dw = p d\alpha = 0$$

对理想气体而言, 内能来源于系统中分子的随机和无序运动, 由于分子运动主要为温度的函数, 内能的增加表现为温度升高。

$$du = c(p, \alpha) dT$$

其中, $c(p, \alpha)$ 为比热, 对气体而言, 其不为常数。对等容过程而言, 其热力学第一定律可写为

$$dq = du = c_v dT$$

上式中, $c_v = \left(\frac{dq}{dT}\right)_\alpha$ 为定容比热。施加于气体的所有能量, 一部分转化为内容, 其余部分做功, 能量守恒的一般形式可写为

$$dq = c_v dT + p d\alpha$$

对干空气状态方程 $p\alpha = R_d T$ 进行微分, 可得

$$p d\alpha + \alpha dP = R_d dT$$

代入前述能量守恒方程可得,

$$dq = c_v dT + R_d dT - \alpha dp$$

1.2.2 等压过程

当加热时气压保持不变, 即 $dp = 0$, 即等压过程, 上式可写为

$$dq = c_v dT + R_d dT = (c_v + R_d) dT$$

定义 $c_p = \left(\frac{dq}{dT}\right)_p = c_v + R_d$, 则热力学第一定律可表述为另一种形式

$$dq = c_p dT - \alpha dp$$

1.2.3 小结

使用定容比热和定压比热，大气热力学第一定律可表示为以下两种形式

$$dq = c_v dT + p d\alpha$$

$$dq = c_p dT - \alpha dp$$

1.3 绝热过程

绝热过程指在改变某个系统的物理状态（压强、体积或温度）时，如果既不加入热量，也不取走热量，这种变化称为绝热变化。在绝热过程中，系统与环境间无热量交换，但可以有功的交换。即对绝热过程而言

$$dq = 0$$

$$c_v dT - p d\alpha$$

$$-C_p dT = \alpha dp$$

注解：

1. 严格的说，实际大气不是绝热的，空气运动时，能够通过湍流交换、辐射和分子热传导等与周围环境大气交换热量。
2. 对于运动着的空气，特别是做垂直运动时，由于气压随高度变化很快，气体温度短期内就发生很大变化，热量交换对空气温度的影响远小于由空气压缩或膨胀所造成的影响，此时可忽略热交换作用，假设气块是绝热的。
3. 在一些情况下，不可认作绝热。如：近地层大气，湍流交换强，气块从地面获得热量；平流层中，气块主要受辐射过程控制；当过程进行的时间较长，热量交换的累积效应不可忽略。

1.3.1 气块法

气块指在大气中任取一个体积微小的气块，称为空气微团，简称气块。气块是大气的一部分，初始状态与同高度上其它大气并无不同，但当它在假设停滞不动的环境大气中垂直位移时，就成了独立的个别部分。由于气块体积微小，因此任一时刻，气体内部的状态参数都是均匀分布的，即气块在任一时刻都处于平衡态，故气体的状态方程和热力学第一定律对微小气块都适用。

气块法有如下假定：

1. 绝热条件：气块始终保持独立完整，不与周围空气混合，升降中做绝热变化。气块与外界（环境大气）始终不发生热量交换，也无质量交换。
2. 准静态条件：升降运动中的任一时刻，气块的压强（ p_i ）与同高度的环境空气的压强（ p_e ）相等。
3. 静力平衡条件：环境空气（气层）是静止的，满足 $\frac{\partial p_e}{\partial z} = -\rho_e g$ 。

1.3.2 干绝热过程

干绝热过程是指干空气在状态变化（ p, v, T ）过程中与外界既无热量交换也无质量交换的过程。对于未饱和和湿空气来说，只要上升过程中未达到饱和，其状态变化也基本服从于干绝热过程。

1.3.2.1 干绝热方程

将干空气状态方程 $p\alpha = R_d T$ 代入绝热过程条件 $C_p dT = \alpha dp$ 可得

$$c_p dT = \frac{R_d T}{P} dp$$

设气块的初始状态压强为 p_0 ，温度为 T_0 ，终止状态气压为 p ，温度为 T ，对上式进行积分

$$\begin{aligned} \int_{T_0}^T \frac{dT}{T} &= \int_{p_0}^p \frac{R_d}{c_p} \frac{dP}{P} \Rightarrow \ln T|_{T_0}^T = \frac{R_d}{c_p} \ln p|_{p_0}^p \\ \ln\left(\frac{T}{T_0}\right) &= \ln\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R_d}{c_p}} \\ \left(\frac{T}{T_0}\right) &= \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa} \end{aligned}$$

其中， $\kappa = \frac{R_d}{c_p} = \frac{c_p - c_v}{c_p} = \frac{1004 - 717}{1004} \approx 0.286$ ，上式即为干绝热方程，也称泊松方程。其可推论以下情形：

- 干绝热过程中，气压改变是温度变化的直接原因
- 干绝热下沉，气压升高，温度增加
- 干绝热上升，气压降低，温度减小

1.3.2.2 位温

气块做绝热运动时，其温度随气压的改变而改变，这就为辨别气块原来的热状态带来了困难。此外，在不同气压下比较两个空气的热状态，也不能单纯的比较温度，因为还收到气压的影响，即使初始热状态相同的气块，干绝热上升到不同的而高度，温度也是不同的。为了判别气块原有的热状态，及比较两个不同气块的热状态，必须将气块订正到气压相同的情况下进行追踪和比较。基于上述原因，引入位温的概念。

位温 定义为，气块按干绝热过程移至标准气压（ $p_0 = 1000hPa$ ）时气块所具有的温度，又称位置温度，常用绝对温度（K）表示。

将气块原来的气压 p 和温度 T ，以及标准气压 $1000hPa$ 代入泊松方程，可得到位温表达式

$$\begin{cases} T_0 = \theta \\ p_0 = 1000hPa \\ \left(\frac{T}{T_0}\right) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa} \end{cases} \Rightarrow \theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{\kappa}$$

注解：1 位温守恒的性质

对位温表达式求对数后可得，

$$\ln \theta = \ln T + \kappa (\ln 1000 - \ln p)$$

继续对上式求微分

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT}{T} - \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p}$$

改写热力学方程 $dq = c_p dT - \alpha dp$ 为

$$dq = c_p dT - R_d T \frac{dp}{p}$$

1.3. 绝热过程

上式两边同时除以 $\frac{1}{c_p T}$ ，可变换为

$$\frac{dq}{c_p T} = \frac{dT}{T} - \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p}$$

结合位温变换式和热力学方程变换式，可得

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dq}{c_p T}$$

上式表明，位温的变化由热量变化造成。当气块得到热量时，位温升高，放出热量时，位温降低，但在绝热条件下，位温保持不变。这表明，位温在干绝热过程中是守恒的。通过位温的变化，可以判断气块是否与外界发生了热交换。

2 熵

依据热力学第二定律，在可逆过程中，熵的变化满足

$$ds = \frac{dq}{T}$$

根据位温变化表达式 $\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dq}{c_p T}$ 可建立熵和位温之间的关系

$$ds = c_p \frac{d\theta}{\theta} = d(c_p \ln \theta)$$

即，

$$s = c_p \ln \theta + 8p$$

上式表明，位温越高，熵越大，在干绝热过程中，位温和熵都是守恒量。因此，干绝热过程也是等熵过程。在天气分析中，常用等位温线（等熵线）和等熵面（等位温面）来描述大气绝热过程中的热力状态。

1.3.2.3 干绝热递减率

干绝热递减率定义为干空气块和未饱和湿空气块做绝热升降运动时，气块温度随高度的变化。具体计算方式为，气块绝热上升或下沉单位距离（通常为100m），温度降低或升高的数值，用符号 γ_d 表示，记为

$$\gamma_d = -\frac{dT_i}{dz}$$

由于绝热（满足气块假定1），且气块且气块满足热力学第一定律，方程 $c_p dT = \frac{R_d T}{P} dp$ 可写为

$$\frac{T_i}{T_i} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp_i}{P_i}$$

同时，由于其满足准静力平衡条件（气块假设2），即任意时刻都有气块气压等于环境气压 $p_i = p_e$ ，所以有 $p_i + dp_i = p_e + dp_e$ ，上式可改写为

$$\frac{T_i}{T_i} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp_e}{P_e}$$

将静力平衡条件 $\frac{dp_e}{dz} = -\rho_e g$ （气块假设3）和状态方程 $p_e = \rho_e R_d T_e$ 代入上式可得，

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp_e}{p_e} = \frac{R_d}{c_p} \frac{-\rho_e g dz}{p_e} = -\frac{g}{T_e} dz$$

即,

$$\frac{T_i}{dz} = -\frac{gT_i}{c_p T_e}$$

由于气块温度约等于环境温度 $T_i \approx T_e$ ，因此有

$$\gamma_d = -\frac{dT_i}{dz} \approx \frac{g}{c_p} = \frac{9.81ms^{-2}}{1004Jkg^{-1}K^{-1}} = 0.98^{\circ}C/100m$$

注解: 实际工作中取 $\gamma_d = 1^{\circ}C/100m$ 。干绝热递减率 γ_d 是气块做干绝热升降运动时，**气块** 本身温度随高度的变化率，近似可看做常数。而气块四周环境空气（**气层**）的温度随高度的变化率（垂直温度递减率），可以从探空测得，其定义为 $\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$ ，是一个局地变化量，其值可以大于 γ_d 也可以小于等于 γ_d ，并随高度变化，不为常数。

1.3.2.4 干绝热线

状态曲线: **气块** 在作垂直运动时，其温度随高度的变化曲线称为状态曲线 **干绝热线:** 干绝热过程的状态曲线称为干绝热线 **湿绝热线:** 湿绝热过程的状态曲线称为湿绝热线 **层结曲线:** **环境空气** 温度随高度的分布曲线称为层结曲线

由于干绝热过程中位温和熵守恒的性质，干绝热线又称为等位温线或等熵线，在温度对数压力图中未黄色斜的实线，每间隔 $10^{\circ}C$ 标出位温的值（其后括号内的值为高层250-50hPa坐标用），它表示干空气或未饱和和湿空气在绝热升降过程中的状态变化曲线。

由于一条干绝热线也是等位温线，根据位温式 $\theta = T(\frac{P_{00}}{p})^{\kappa}$ ，对任一等 θ 线而言，其上温度 T 和气压 P 之间的关系为

$$\ln\left(\frac{P_{00}}{p}\right) = -\frac{c_p d}{R_d}(T - \theta)$$

上式为T-InP图上的等 θ 线方程，上式对温度求偏导，可得到等 θ 线的斜率为

$$\left(\frac{\partial \ln\left(\frac{P_{00}}{p}\right)}{\partial T}\right) = -\frac{c_p d}{R_d T}$$

在通常的气温范围内， $\frac{1}{T}$ 近似为常值，因此T-InP图上的干绝热线可以近似的看成是直线，向左上方倾斜。等 θ 线与 $p_{00} = 1000hPa$ 线的交点温度 T_{00} 线与位温相等，因此 T_{00} 就是等 θ 线所表的位温值。

1.3.3 湿绝热过程

1.3.3.1 湿度参数

水汽压

水汽压: 依据道尔顿分压定律，混合气体所施加的总压强，等于混合气体中的每一种气体，当它单独充满混合气体总体积时产生的压强之和。将空气看成由多种分子组成的混合气体，其中水汽的分压强称为水汽压。

饱和水汽压

假设有一封闭的绝热容器，内部装有温度为 T 的纯水，假设最初容器中的空气是完全干燥的，因此水将开始蒸发，在蒸发过程中，容器中的水汽分子数目增加，水汽压也增加。当水汽压增加时，由汽相凝结返回液相的水汽分子也增加。这样水体表面的液体分子，有的离开水面成为水汽分子，有的水汽分子撞击水面，并被水面吸附为液态。凝结和蒸发同时发生，如果凝结率低于蒸发率，那么该容器中的空气在温度 T 时是未饱和的。当凝结和蒸发达到同一速率时，将处于平衡状态。此时空气和水汽的温度等于液态水的温度，且没有水分子从一个相区转移到另一个相区去的净变化，此时液面上空的空气便处于饱和状态，这种情况下水汽分压就称为饱和水汽压。饱和水汽压就是平衡水汽压，即对于平纯水而言，凝结率等于蒸发率。

注意：当我们说到“空气中的水汽是饱和的”，“空气中不能持有更多的水汽”，及“暖空气可以比冷空气持有更多的水汽”时，使人误解为空气像海绵一样吸收水汽。液相和汽相之间水分子的交换与空气的存在与否无关，更严格的说，当在某一给定温度下，水汽和液水处于平衡时，由水汽施加的压强称为“平衡水汽压”，比称为在此温度下的饱和水汽压更合适，但是由于“未饱和空气”和“饱和空气”这些表达已经根深蒂固，所以继续沿用。

饱和水汽压仅与温度有关，即 $e_s = e_s(T)$ 。饱和水汽压 e_s 随温度 T 的变化关系可用卡劳修斯-克拉贝龙方程 (Clausius-Clapeyron equation) 来描述

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{\phi_2 - \phi_1}{\alpha_2 - \alpha_1} = \frac{L_v}{T(\alpha_2 - \alpha_1)}$$

其中， ϕ_1 和 ϕ_2 为熵， α_1 和 α_2 为比容，下标2表示气态，下标1表示液态， L_v 为汽化潜热。在一般的大气条件下， $\alpha_2 \gg \alpha_1$ 。因此上式可简化为

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T\alpha_2} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2}$$

实验测得 L_v 是 T 的近似线性递减函数，可以写为

$$L_v = L_{v0} - bR_v(T - T_0)$$

上式中 $T_0 = 273.15K$ ， T_0 对应的汽化潜热为 $l_0 = 2500.8 * 10^3 Jkg^{-1}$ ，实验常数 $b = 4.9283$ ， $bR_v = 2274.4 Jkg^{-1}K^{-1}$ ，代入上式到前式可得

$$\frac{de_s}{dT} \approx \frac{e_s}{R_v T^2} [L_{v0} - bR_v(T - T_0)]$$

令 $a = (L_{v0} + bR_v T_0)/R_v = 6764.9K$ ，对上式从 $T_0 = 273.15K$ 和 $e_{s0} = 6.11hPa$ 积分可得，

$$\ln \frac{e_s}{e_{s0}} = a \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) + b \ln \frac{T_0}{T}$$

整理可得，

$$\ln e_s + \frac{a}{T} + b \ln T = 8p$$

水汽密度

水汽密度 ρ_v 指单位体积湿空气中所含水汽的质量，为绝对湿度参量

混合比

混合比 w 指一定体积湿空气中，水汽质量 m_v 与干空气质量 m_d 之比，即，

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

混合比常用 1kg 湿空气中水汽的克数表示，故常用单位 (g/kg) 。如果既无凝结也无蒸发（水汽质量不变），则气块的混合比为常数。

对于温度为 T ，气压为 p 的湿空气而言， $\rho_v = \frac{e}{R_v T}$ ， $\rho_d = \frac{p-e}{R_d T}$ ，分别是水汽和干空气的分密度，则混合比可表达为

$$w = \frac{m_v}{m_d} = \frac{m_v/V}{m_d/V} = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{e}{p-e} \frac{R_d}{R_v} = \epsilon \frac{e}{p-e}$$

上式中， $\epsilon \approx 0.622$ ，由于水汽压很小，与总压强相比可以忽略，即 $p \gg e$ ，因此上式可简化为

$$w \approx \epsilon \frac{e}{p}$$

饱和混合比

饱和混合比 w_s 为相对于平纯水饱和的一定体积空气中，水汽质量 m_{vs} 与干空气质量 m_d 之比，即

$$w_s = \frac{m_{vs}}{m_d} = \frac{m_{vs}/V}{m_d/V} = \frac{\rho_{vs}}{\rho_d} = \frac{e_s}{p-e_s} \frac{R_d}{R_v} = \epsilon \frac{e_s}{p}$$

比湿

比湿 q 为单位质量湿空气内的水汽质量，常用单位为 g/kg ，或 10^{-3} kg/kg ，为绝对湿度参量，表达式为

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v/m_d}{(m_v + m_d)/m_d} = \frac{w}{1+w}$$

上式表明了比湿和混合比之间的关系，由于混合比 w 的量级只有百分之几， $w \ll 1$ ，所以比湿在数值上约等于混合比，即 $q \approx w$ 。

与混合比类似，比湿也可以表达为水汽压的形式，如下

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v/V}{(m_v + m_d)/V} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \epsilon \frac{e}{p - (1-\epsilon)e}$$

上式中由于 $p \gg e$ ，所以有，

$$q \approx \epsilon \frac{e}{p}$$

可见比湿与体积无关。

饱和比湿

饱和比湿用 q_s 来表示，将 $e_s = e_s(T)$ 代入比湿表达式可得饱和比湿表达式为，

$$q_s = \epsilon \frac{e_s}{p - (1-\epsilon)e_s} = \frac{0.622e_s}{p - 0.378e_s}$$

由于饱和水汽压 e_s 只与温度有关，因此饱和比湿 q_s 为气压 q 和温度 T 的函数，与空气中的水汽含量无关。上式可改写为，

$$p = \frac{(0.622 + 0.378q_s)}{q_s} e_s$$

其等价形式为，

$$\begin{aligned} \ln p &= \ln e_s + \ln(0.378 + 0.622/q_s) \\ \ln \frac{p_0}{p} &= -\ln e_s + \ln\left(\frac{p_0}{0.378 + 0.622/q_s}\right) \end{aligned}$$

根据饱和水汽压关系式， $\ln e_s + \frac{a}{T} + b \ln T = 8p$ ，可将上式改写为，

$$\ln \frac{p_0}{p} = \frac{a}{T} + b \ln T + \ln\left(\frac{p_0}{0.378 + 0.622/q_s}\right) - 8p$$

上式即为T-InP图上等饱和比湿 q_s 线的方程，上式对温度取偏导 $(\frac{\partial}{\partial T})_{q_s}$ ，可得等饱和比湿 q_s 线的斜率为，

$$\left(\frac{\partial \ln \frac{p_0}{p}}{\partial T}\right)_{q_s} = -\frac{a}{T} \left(\frac{1}{T} - \frac{b}{a}\right)$$

在大气常温范围内，以 K 为单位的 $T < a/b$ ，即 $1/T > a/b$ ， $1/T$ 的变化范围很小，可以近似看成常量。因此，在任一条等 q_s 线上， $\ln \frac{p_0}{p}$ 是温度 T 近似的递减函数，从而任一等 q_s 线是向左上方倾斜的近似直线。

在近似情况下， $q \approx \epsilon \frac{e_s}{p} \approx w_s$ ，因此等饱和比湿线也是等饱和混合比线。

注解：饱和水汽压 e_s 只和温度有关，饱和混合比 w_s 和饱和比湿 q_s 都只与气压和温度有关，与空气中的水汽含量无关。

露点

露点 T_d 为不改变气压 p 和混合比 w （既无凝结也无蒸发）的情况下，湿空气冷却到相对于平纯水面而言达到饱和时的温度， $T_d \leq T$ 。在露点温度下，湿空气的混合比等于饱和混合比，即 $w = w_s$ 。

相对湿度

相对湿度 RH 为混合比与相应的饱和混合比之比，以百分率表示，

$$RH = 100 \frac{w}{w_s} \approx 100 \frac{e}{e_s}$$

基于露点 T_d ，相对湿度可表达为，

$$RH = 100 \frac{w_s(\cdot) : T_d \text{fi} : p}{w_s(\cdot) : T \text{fi} : p}$$

对于 $RH > 50$

注解：相对湿度和温度露点差反映了空气距离饱和的程度。

1.3.3.2 抬升凝结高度 (LCL)

抬升凝结高度指未饱和湿空气绝热抬升至相对于平纯水面饱和时所达到的高度。

未饱和湿空气被外力强迫抬升时，因为上升速度快，可以认为是绝热的。湿空气在绝热抬升过程中，一开始经历的是干绝热过程，水汽没有凝结也没有外界水汽的补充，因此比湿 q 、混合比 w 和位温 θ 保持不变，但饱和比湿却在逐渐变小。当饱和比湿的值降到与气块比湿相等时，气块呈饱和状态。在一般情况下，达到饱和状态时就可开始凝结，把未饱和湿空气绝热上升到刚达到饱和状态时的高度，称为凝结高度，用 z_c 表示。由于气块上升主要是由于抬升作用引起，因此又称为抬升凝结高度。在此高度上，气块的温度等于露点温度。

1.3.3.3 潜热

温度不发生变化，物质发生相变时吸收或放出的热量称为“潜热”。物质由低能状态转变为高能状态时吸收潜热，反之放出潜热。例如，液体沸腾时吸收的潜热一部分用来克服分子间的引力，另一部分用来在膨胀过程中反抗大气压强做功。溶解热，汽化热、升华热都是潜热。潜热的量值常常用单位质量的物质或用每摩尔物质在相变时所吸收或放出的热量来表示。

汽化或蒸发潜热定义为单位质量物质由液相转化为汽相而温度不变时所需要的热量。对于水来说，1 atm 和 1°C ，汽化潜热为 $2.25 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 。在相同的压力和温度下，凝结潜热和蒸发潜热相等，表示从汽相变化液相时所释放的热量。注意在不同压力和温度，汽化潜热的值是不同的。

汽化潜热随温度升高而减小，因为在较高温度下液体分子具有较大动能，液相与汽相差别减少。在临界温度下，物质处于临界态，气相和液相差别消失，汽化热为零。

1.3.3.4 饱和湿空气的绝热过程

当一未饱和湿空气上升时，其温度变化遵循干绝热递减率，随高度而减低，当达到抬升凝结高度后变化饱和湿空气。进一步上升将凝结出液态水（或凝固出冰晶），并释放潜热。

下面讨论饱和湿空气块在绝热上升过程中可能出现的两种极端情形。

可逆湿绝热过程

气块绝热上升时产生的凝结物全部留在气块内，随气块一起上升，当气块从上升运动转为下降时，绝热增温引起水滴蒸发，以维持气块的饱和状态。由于气块上升过程中水汽凝结释放的潜热与气块绝热下降过程水滴蒸发吸收的潜热相等。因此，气块绝热上升时的减温率和气块绝热下降时的增温率相等。该过程是可逆的，称为可逆湿绝热过程。在这种情况下只有云而无降水。

假绝热过程

气块上升时所产生的全部凝结物立即掉出气块，这样当气块从上升转为下沉时，绝热增温使得气块呈不饱和状态。由于气块上升过程是湿绝热过程，下沉时为干绝热过程，因此当气块下降到原来起始高度时，温度比原来的高。该过程是不可逆的。而且，由于凝结物脱离了气块，气块与外界发生了能量交换，不是严格绝热的。因此认为气块经历了一次假绝热过程。这种极端情况全是降水而没有云。焚风是假绝热过程的例子。

注解：实际大气中发生的湿绝热过程，介于可逆湿绝热过程和假绝热过程之间，即部分凝结物脱离气块，部分凝结物留在气块内随气块上升，这相当于既有云也有降水的情况。

1.3.3.5 湿绝热垂直减温率

饱和湿空气上升或下降单位距离（常取100m）温度降低或升高的数值，称为湿绝热垂直减温率或湿绝热直减率，以 γ_s 表示。

取 1kg 饱和湿空气，其中含有 $q_s \text{ kg}$ 含水量， $1 - q_s \text{ kg}$ 的干空气。设在起始高度 z 处，压强为 p_i ，温度为 T_i ，饱和比湿为 q_s ，上升到 $z + dz$ 高度处，压强变为 $p_i + dp_i$ ，温度为 $T_i + dT_i$ ，饱和比湿为 $q_s + dq_s$ ，凝结出 $dq_s \text{ kg}$ 的水，放出潜热 $L_v dq_s$ 。

在静力平衡条件下， $p_i = p_e$ ， p_e 为起始高度气块环境空气的压强，则有

$$p_i + dp_i = p_e + dp_e$$

根据热力学第一定律 $dq = c_p dT - \alpha dp$ ，及 $dq = -L_v dq_s$ ，可得，

$$c_{pm} dT_i - R_m T_i \frac{dp_e}{p_e} = -L_v dq_s$$

上式中， $c_{pm} = c_p(1 + 0.84q_s)$ 为湿空气的定压比热， $R_m = R_d(1 + 0.608q_s)$ 为湿空气的比气体常数，由于 $q_s \ll 1$ ，一般可取 $c_{pm} \approx c_p$ ， $R_m \approx R_d$ ，因此上式可改写为，

$$dT_i = \frac{R_d T_i}{c_p} \frac{dp_e}{p_e} - \frac{L_v dq_s}{c_p}$$

因为环境空气满足 $\frac{dp_e}{dz} = -\rho_e g$ 和 $p_e = \rho_e R_d T_e$ ，二者结合即有

$$\frac{dp_e}{p_e} = -\frac{g}{R_d T_e} dz$$

将上式代入前式可得，

$$dT_i = \frac{R_d T_i}{c_p} \left(-\frac{g}{R_d T_e} dz \right) - \frac{L_v dq_s}{c_p} = \frac{g T_i}{c_p T_e} dz - \frac{L_v dq_s}{c_p}$$

可以近似地认为 $\frac{T_i}{T_e} \approx 1$ ，可得湿绝热直减率表达式

$$\gamma_s = -\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} + \frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz}$$

从上式也可得到湿绝热直减率和干绝热直减率间的关系为，

$$\gamma_s = \gamma_d + \frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz}$$

当饱和湿空气上升时， $dz > 0$ ，发生凝结 $dq_s < 0$ ，因此 $\frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz} < 0$ ，即表明此情况下湿绝热直减率小于干绝热直减率 $\gamma_s < \gamma_d$ 。

湿绝热直减率 γ_s 不是常数，而是由压强和温度共同决定。其数值范围，在 $\frac{dq_s}{dz}$ 很大的近地面暖湿空气团中，饱和气块温度下降较慢，约为 $0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，在对流层中部代表性数值是 $0.6 \sim 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。在干冷的对流层上部，由于湿度小，凝结影响可以忽略，此时湿绝热直减率几乎与干绝热直减率相等 $\gamma_s \approx \gamma_d$ ，在 T-InP 图上表现为，湿绝热线（绿色虚线）向上发散并趋向于与干绝热线平行。

1.3.3.6 假相当位温

在干绝热过程中，位温守恒，但是在湿绝热过程中，由于潜热释放（或蒸发耗散），位温不守恒。为了既考虑气压的影响，又考虑潜热的影响，可引入假相当位温 θ_{se} 和假湿球位温 θ_{sw} 的概念。 θ_{se} 和假湿球位温 θ_{sw} 在干湿过程中都守恒，所以用途比位温更加广泛，常用它们分析气团、锋和气层的稳定性。

湿绝热上升到水汽全部凝结降落后，再沿着干绝热线下降到 1000 hPa 时所具有的温度称为假相当位温 θ_{se} （欧美国家称为相当位温 θ_e ）。

假设未饱和湿空气块在起始高度上的气压、温度、比湿、露点分别为 p, T, q, T_d ，先按干绝热过程上升到抬升凝结高度 z_c ，此时温度为 T_c ，比湿为 $q_c = q_s = q$ ，位温为 $\theta_c = \theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\kappa$ 。然后该饱和气块从凝结高度 z_c 按湿绝热线继续上升，直到所含的水汽全部凝结，并脱离气块时，比湿 $q = 0$ ，位温 $\theta = \theta_{se}$ 。按照位温微分式，

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dq}{c_p T}$$

将湿绝热过程相变潜热变化， $dq = -L_v dq_s$ 代入上式，则有，

$$\frac{d\theta}{\theta} = -\frac{L_v q_s}{c_p T} d\left(\frac{q_s}{T}\right)$$

由于在湿绝热过程中，气块的饱和比湿 q_s 的变化远大于 L_v 和 T ，上式可以近似写为，

$$\frac{d\theta}{\theta} = -\frac{L_v}{c_p} d\left(\frac{q_s}{T}\right)$$

如果气块在 z_c 处的状态为 (θ, q_s) ，经假绝热过程后的状态为 $(\theta_s, 0)$ ，将上式从 z_c 积分到完全凝结完的高度，有

$$\theta_{se} = \theta \cdot \exp\left(\frac{L_v q_s}{c_p T_c}\right)$$

由上式可知，假相当位温 θ_{se} 不仅考虑了气压对温度的影响，也考虑了水汽对温度的影响。所以， θ_{se} 在干湿绝热过程中都是守恒的。一般求假相当位温，并不要求气块真正的经历上述假绝热过程，而是假想它经历了上述过程，然后求值。

1.3.3.7 湿绝热线

因为假相当位温 θ_{se} 在湿绝热过程中守恒，因此湿绝热线也称为假相当位温线。

1.3.3.8 假湿球位温

湿空气按干绝热上升，达到抬升凝结高度后遵循湿绝热过程下降到 1000 hPa 时所具有的温度称为假湿球位温： θ_{sw} 。一般求 θ_{sw} 并不要求气块真正的经历湿绝热过程下降到 1000 hPa，而是假想它经历了上述过程，即假想气块在下降时由外界补充水分以供蒸发，使得气块始终保持饱和状态，其目的是最大限度的考虑蒸发耗散对气块温度的影响。 θ_{se} 在干湿绝热过程中都是守恒的。

 大气静力稳定度

大气静力稳定度，又称为层结稳定度，与大气对流发展的强弱密切相关。例如，在稳定的大气层结下，对流运动收到抑制，常出现雾、层状云、连续性降水或毛毛雨等天气现象；而在不稳定层结下，对流运动发展旺盛，常出现积状云、阵性降水、雷暴、冰雹等天气现象。所以分析大气层结稳定度对天气预报有重要的意义。基于探空资料，即可以绘制T-lnP图，直观分析大气层结特征和稳定度，也可以计算相关的对流参数来判断大气静力稳定度。

2.1 气块法

气块指在大气中任取一个体积微小的气块，称为空气微团，简称气块。气块是大气的一部分，初始状态与同高度上其它大气并无不同，但当它在假设停滞不动的环境大气中垂直位移时，就成了独立的个别部分。由于气块体积微小，因此任一时刻，气体内部的状态参数都是均匀分布的，即气块在任一时刻都处于平衡态，故气体的状态方程和热力学第一定律对微小气块都适用。

气块法有如下假定：

1. 绝热条件：气块始终保持独立完整，不与周围空气混合，升降中做绝热变化。气块与外界（环境大气）始终不发生热量交换，也无质量交换。
2. 准静态条件：升降运动中的任一时刻，气块的压强（ p_i ）与同高度的环境空气的压强（ p_e ）相等。
3. 静力平衡条件：环境空气（气层）是静止的，满足 $\frac{\partial p_e}{\partial z} = -\rho_e g$ 。

上述假设下的气块是简单化、理想化的模型，对实际气块来说，上述假设不太能完全满足。但是气块法对于研究升降运动中气块的状态变化规律、了解影响大气中垂直运动分布及垂直混合的某些物理过程是有帮助的。气块法只能在气块做微小位移时才能得到较为可靠的静力稳定度判据。对于有限位移，得到的只是包含相当误差的量值，即便如此，并不妨碍它对静力稳定度的一些讨论所起的作用，并可得到许多正确的定性结论。

在许多流体力学问题中，把混合看成是单个分子不规则运动的结果。但是在大气中，分子混合仅在表面 1cm 以内以及湍流层顶（turbopause, 85-110 km 的大气层，是从湍流混合为主过渡到分子扩散为主的过渡带。大气成分也有均质层到非均值层过渡的特点）以上是重要的。在介乎其间的高度内，所有的垂直混合都是由气块的交换完成的。

2.2 静力不稳定

2.2.1 概念

气象中所指的对流是指由于浮力作用导致的垂直方向的热量传输。浮力越强，产生的上升运动越强，越容易形成深厚湿对流。静力稳定度能够反映气块在特定大气层结（大气温度和湿度在垂直方向上的分布）中所受浮力状况。假定大气静止，且不受其中升降气块的影响，从气层中任选一气块，当此气块受到垂直方向的冲击力而离开原位后，如果气块受到回复力又回到初始位置，则称该气层为稳定气层（**静力稳定**）。如果气块加速离开其初始位置，则称该气层是不稳定气层（**静力不稳定**），如果气块获得的加速度为零，保持惯性做等速运动，则称该气层是中性气层（**中性大气**）。

注意：大气静力稳定度只是用来描述大气层结对气块的垂直运动产生什么影响（加速、减速或等速）的一个概念，这种影响只有当气块受到外界的冲击力以后才会表现出来，它并不表示大气中已经存在的对流运动。

2.2.2 判据

考虑一个气块，假设它与环境之间没有热量、水分和动量的交换。环境空气处于静力平衡状态，即

$$\frac{\partial p_e}{\partial z} = -\rho_e g$$

若气块有垂直加速度，其垂直方向的运动方程为，

$$\rho' \frac{dw'}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} - \rho' g$$

上式表明气块垂直加速度的大小和方向取决于气块所有合力（气压梯度力和重力之差）的大小和方向。

注解：公式中凡是带有下标“e”的均表示环境空气，凡是带有上标“'”的都表示气块。

2.2.2.1 密度形式

根据准静态条件，气块的气压梯度取决于周围大气的气压梯度，所以

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{\partial p_e}{\partial z} = -\rho_e g$$

将上式代入前式可得，

$$\rho' \frac{dw'}{dt} = \rho_e g - \rho' g$$

则气块垂直方向的加速度可以表达密度形式为，

$$\frac{dw'}{dt} = \frac{\rho_e - \rho'}{\rho'} g$$

上式的物理意义为，气块垂直方向速度的变化是由气块内外的密度差引起的。

2.2.2.2 温度形式

根据气体状态方程， $p_e = \rho_e RT_e$ ， $p' = \rho' RT'$ 可将上式表达为温度差的形式，

$$\frac{dw'}{dt} = \frac{T' - T_e}{T_e} g$$

上式中 T' 和 T_e 分别表示气块和环境的温度， $\frac{T' - T_e}{T_e} g$ 为气块所受合力。合力大小取决于气块和环境温差的大小和正负。上式表明，当气块温度大于环境温度，即 $T' > T_e$ ，气块所受浮力大于重力，合力大于零，因此气块获得上升加速度。

2.2.2.3 垂直温度递减率形式

引入垂直温度递减率，则气块和环境的温度分别按照下面的关系随着高度变化，

气块温度 $T' = T'_0 - \gamma' dz$ ，其中 T'_0 为初始位置的气块温度， $\gamma' = -\frac{dT'}{dz}$ 为气块绝热运动时的温度垂直递减率，如果气块是干空气或未饱和湿空气， γ' 取为 **干绝热递减率** $\gamma_d = \frac{g}{c_p} \approx 1^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，近似为常数。如果气块是饱和湿空气， γ' 取为 **湿绝热递减率** γ_s ，其不为常数，在近地面暖气团中，约为 $0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，在对流层中部为 $0.6 - 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，在干冷的对流层上部，其与干绝热递减率近似相等。

环境温度 $T_e = T_{0e} - \gamma dz$ ，其中 T_{0e} 为环境初始温度， $\gamma = -\frac{dT_e}{dz}$ 为环境（探空曲线）的垂直温度递减率。

假设初始是气块温度和同高度上的环境温度相同，即 $T_o = T_{0e}$ ，则可将气块垂直加速度表达为温度直减率的形式，

$$\frac{dw'}{dt} = \frac{g}{T_e} (\gamma - \gamma') dz$$

上式表明，气块是否获得加速度上升，取决于气块温度 T' 是否大于环境温度 T_e ，也就是取决于大气层结的垂直温度递减率 $\gamma' / (\gamma' - \gamma)$ 。当大气层结的垂直温度递减率大于气块时，气块上升后，气块温度大于环境温度，气块获得上升加速度。

因此，对于同一气块而言，当气层具有不同的垂直温度递减率时，气层可能促进、抑制、或者既不促进也不抑制气块做垂直运动，分别称之为 **不稳定层结**（ $\gamma > \gamma'$ ）、**稳定层结**（ $\gamma < \gamma'$ ）和 **中性层结**（ $\gamma = \gamma'$ ）。

注解：除层结本身，还应区分气块是否饱和。

对于未饱和湿空气（或干空气），气块垂直温度递减率 γ' 为干绝热温度递减率 γ_d ，此时气层稳定度取决于环境温度垂直递减率 γ 与干绝热递减率 γ_d 的对比。 $\gamma > \gamma_d$ 时层结不稳定， $\gamma = \gamma_d$ 时层结中性， $\gamma < \gamma_d$ 时层结稳定。

对于饱和湿空气而言，气块垂直温度递减率 γ' 为湿绝热递减率 γ_s ，气层稳定度取决于环境温度垂直递减率 γ 与湿绝热递减率 γ_s 的对比。 $\gamma > \gamma_s$ 时层结不稳定， $\gamma = \gamma_s$ 时层结中性， $\gamma < \gamma_s$ 时层结稳定。

2.2.2.4 位温形式

因为位温在干绝热过程中具有保守性，对于未饱和湿空气（干空气）可以用位温随高度的分布情况来判断大气层结稳定度。根据位温公式（环境大气），

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^\kappa$$

上式两边取对数，并对高度 z 求偏导可得，

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_d}{c_p} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z}$$

利用垂直温度递减率公式、状态方程、静力平衡方程和干绝热递减率公式代入上式，可得，

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{\theta}{T}(\gamma - \gamma_d)$$

上式中，由于 $\frac{\theta}{T} > 0$ ，所以位温随高度的分布 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 取决于环境温度递减率 γ 和干绝热递减率 γ_d 的对比。

与温度垂直递减率表达的静力稳定度判据相结合可得到位温表示的静力稳定度判据为， $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 为静力不稳定， $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ 为中性， $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 为静力稳定。

假相当位温形式

假相当位温在干、湿绝热过程中都具有保守性，可以用假相当位温随高度的分布情况来判断气块饱和时的层结稳定度。根据假相当位温公式，

$$\theta_{se} = \theta \cdot \exp\left(\frac{L_v q_s}{c_p T_c}\right)$$

上式两边取对数，并对高度 z 求偏导可得，

$$\frac{1}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_d}{c_p} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{L_v q_s}{c_p T_e} \frac{dq_s}{dz}$$

将环境垂直温度递减率公式 $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ ， $\gamma_s = \gamma_d + \frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz} = \frac{g}{c_{pd}} + \frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz}$ ，状态方程 $p = \rho R_d T$ 和静力平衡方程 $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ 代入上式，并近似认为 $T_c = T$ 可得，

$$\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} = -\frac{\theta_{se}}{T}(\gamma - \gamma_s)$$

上式中，由于 $\frac{\theta_{se}}{T} > 0$ ，所以假相当位温随高度的分布 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$ 取决于环境温度递减率 γ 和湿绝热递减率 γ_s 的对比。

与温度垂直递减率表达的静力稳定度判据相结合可得到假相当位温表示的静力稳定度判据为， $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$ 为静力不稳定， $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} = 0$ 为中性， $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0$ 为静力稳定。

假湿球位温以及相当位温与假相当位温的性质类似，在干、湿绝热过程中都具有保守性，上述稳定度判据中的假相当位温也可以换成假湿球位温或相当位温。

2.2.3 条件性不稳定

实际大气中，气块的水汽一般不饱和， $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ，因此大气往往是静力稳定的。对流天气一般不是直接有静力不稳定造成，而通常是由“条件性”不稳定造成。条件性不稳定是指当有一种力量使的不饱和湿空气抬升，这是气层对于气块而言是静力稳定的，但当气块达到抬升凝结高度饱和后，对于饱和湿空气而言，气层是静力不稳定的。为了区分第二类条件不稳定（CISK），也称之为第一类条件不稳定。

由于 γ' 包括了 γ_d 和 γ_s ，且总有 $\gamma_d > \gamma_s$ ，因此当， $\gamma > \gamma_d > \gamma_s$ 时为绝对不稳定（干绝热不稳定）， $\gamma < \gamma_s < \gamma_d$ 时为绝对稳定， $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 时为条件性不稳定。

条件性不稳定还有两种特殊情况，分别为

1. 当 $\gamma_s < \gamma = \gamma_d$ ，表示气层对于未饱和湿空气而言是中性的，对饱和湿空气而言是不稳定的。对于产生午后热力对流的层结，往往具有这样的探空特征。

2. 当 $\gamma_s = \gamma < \gamma_d$ ，表示气层对于未饱和湿空气而言是稳定的，对于饱和湿空气而言是中性的。

注意：大气层结曲线的 γ 并不是处处相等的，因此气块法只能判断较薄气层（此时才能假定 γ 是常数）的层结稳定度。

2.2.4 对流性不稳定

前述静力稳定度判据，包括条件不稳定判据是假设气块在气层中浮升时，气层本身是静止的。但实际大气常会发生整层空气被抬升的情况，如气流过山，空气沿着锋面抬升等。一般把气层被整层抬升到饱和时的稳定度称为对流性稳定度。不论气层原先的层结性如何，在其被抬升达到饱和后如果层结是稳定的，称气层为对流性稳定，如果层结不稳定，称气层为对流性不稳定，如果层结中性，则称气层为对流性中性。

气层被抬升后，它本身的 γ 会发生变化，在上干下湿的条件性稳定层结下，如果有较大的抬升运动，特别是整层大气得到抬升时，原先的稳定层结就可能变为不稳定。

假设AB为气层的原始层结，A、B分别位于 1000hPa 和 900hPa， $\gamma < \gamma_s < \gamma_d$ ，层结绝对稳定（逆温层），A'B' 为其露点分布，上干下湿。假设气层被抬升时，其水平截面积不发生变化，由于质量守恒原理，顶部和底部之间的气压差也不发生变化，一开始，整层抬升时，A、B两点都按照干绝热线上升，由于A点湿度大，比B点先打到饱和。假设A点在 900hPa（C点）达到饱和，即抬升凝结高度为 900hPa，此时B点达到 800hPa（D点），还没有饱和，如果继续被抬升，则A点沿着湿绝热线上升，而B点继续按照干绝热线上升，直到B点达到其凝结高度F点，整层达到饱和。此时A点移动到了E点。EF为气层被足够的外力（如锋面抬升、气流过山）整层抬升到饱和状态时的温度垂直分布曲线，此时 $\gamma > \gamma_s$ ，因此气层是不稳定的。

对流性不稳定满足：顶部B点的假湿球位温（或假相当位温、相当位温）小于底部A点的假湿球位温（或假相当位温、相当位温）。因此对流性不稳定可以写为，

- 对流性不稳定

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} < 0 - \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0 - \frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$$

- 对流性稳定

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} > 0 - \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0 - \frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$$

- 对流性中性

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} = 0 - \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} = 0 - \frac{\partial \theta_e}{\partial z} = 0$$

引入对流性不稳定的概念，补充和改进了气块法的稳定度判据。即当气层有可能被整层抬升时，即使 $\gamma < \gamma_s$ ，只要

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} < 0 - \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0 - \frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$$

气层任然有可能变成不稳定，很多强对流天气过程都发生在对流不稳定的情况下。

注解：对流性不稳定和条件性不稳定对比

- 对流性不稳定和条件性不稳定都是潜在不稳定，需要有一定的外加抬升力才能使得潜在的不稳定转换为真实的不稳定。

- 对流性不稳定的触发机制是要有大范围的抬升运动，且抬升运动能使不稳定气层达到饱和，因此需要有天气尺度系统（如锋面）的配合或地形的抬升机制。造成的对流性天气往往比较剧烈，水平范围也大。而条件性不稳定除了上述触发机制外，局地的热对流或动力因子对空气的抬升也可以将不稳定能量释放，从而造成局地性的对流天气。
-

中尺度天气系统

大气环流及其复杂，它包含了多种时空尺度的运动系统。小的如微扰动我选，只有10-100m，持续时间仅几秒到十几分钟；大的如行星波，可达到 10,000km，持续数天。大气演变是多尺度大气运动相互作用的结果。对天气有直接印象的运动系统（天气系统）大约在 100m（如龙卷） - 10,000km之间。

不同尺度的系统具有不同的物理性质，为了便于研究，有必要将他们分类。

3.1 中尺度天气系统的基本概念和基本特征

3.1.1 中尺度的概念和分类

3.1.2 中尺度天气系统的基本特征

1. 空间尺度小，中 β 尺度系统的水平尺度（L）为 20~200km，而垂直尺度（H）与大尺度一样，都为 10km 左右。因此中 β 尺度系统形态比 $H/L \sim 10^{-1} \sim 10^0$ ，大尺度系统形态比为 10^{-2} 。
2. 生命史短，中 β 尺度系统的生命史一般在几个小时到十几小时，通常不超过24小时（如飑线系统），龙卷气旋只有几小时，雷暴单体甚至还不到1小时；而大尺度系统生命在在12-24小时以上。
3. 要素场梯度大，中尺度系统的气象要素梯度大，气压梯度可达 1~3 hPa/km，温度梯度可到 3°C/10km，露点温度梯度 1°C/10km，甚至更大。中尺度系统，如飑线等过境时，变压几乎可达 6 hPa/15min，变温为 10°C/15min；而大尺度系统中，气象要素（温度、露点、气压）的梯度较小，即使在锋区附近，温度和气压的梯度也只是 1~10°C/100km，1~10hPa/100km。大尺度锋面过境时，气压变化为 1~2 hPa/h。
4. 天气现象剧烈，由于气象要素梯度大，中尺度系统产生的天气现象一般比较剧烈，如暴雨、特大暴雨、冰雹等往往都是与他们相联系，飑线中的阵风可达 10~100m/s，龙卷大风甚至可达 100~200m/s。
5. 垂直运动强，在中尺度系统中，垂直运动较强，量级可达 0.1~1m/s；而在大尺度运动中，垂直运动量级为 0.01m/s。
6. 不满足地转平衡，在中尺度系统中，加速度项与地转偏向力和气压梯度力具有相同的量级，属于三力平衡。因此在中尺度分析时，气压场和风场不满足地转平衡，风向和等压线常有交角，甚至存在风场和等压线相垂直的想象，即有风穿越等压线；大尺度运动近似满足地转风平衡。

7. 不满足静力平衡，对于中 α 尺度而言，基本满足静力平衡。但是对于中 β 尺度系统，尤其是中 γ 尺度系统而言，静力平衡不满足，在强烈发展的对流云附近，静力学关系不适用。在云中，特别是上升气流和下沉气流强的地方，静力学关系更不能用；而大尺度运动一般满足静力平衡。

深厚湿对流的分类和发生发展的天气和环境条件

气象上定义的对流是指由于浮力作用导致的垂直方向热传输，分为干对流（没有云形成）和湿对流（有云形成）。湿对流包含了很宽的空间尺度，从孤立湿对流到有组织的雷暴（有的达到几百km尺度）。一般将不太强的湿对流称为雷暴，比较强的湿对流称为风暴，两者并没有本质区别。Doswell将伸展高度很高的湿对流（未必伴有雷电现象）统称为深厚湿对流（deep moisture convection, DMC）。深厚湿对流在天气和气候中起着非常重要的作用。强对流天气往往与有组织的深厚湿对流有关。

4.1 深厚湿对流主要分类

深厚湿对流可以分为有组织的深厚湿对流（普通雷暴）和有组织的深厚湿对流（强雷暴或风暴）。普通雷暴的形成需要满足3要素，即水汽条件、不稳定条件和抬升条件。而有组织的深厚湿对流在3要素的基础上，还必须具有强的垂直风切变。深厚湿对流按照系统结构可以分为孤立（或局部）深厚湿对流（isolated DMC）和中尺度对流系统（mesoscale convective system, MCS）。

4.1.1 孤立深厚湿对流

孤立深厚湿对流是指以个别单体雷暴、小的雷暴单体以及某些简单的飢线等形式存在的对流系统。较大、较复杂的对流系统，如飢线、中尺度对流复合体等都是由孤立深厚湿对流组成的。了解孤立深厚湿对流的特性是了解中尺度对流系统的基础。

孤立深厚湿对流主要包括普通单体雷暴、多单体风暴、脉冲风暴和超级单体风暴，其中后3种又被称为局地强风暴。局地强风暴被认为是大气运动中最重要の中尺度环流。它的特殊性除了在于它们的猛烈和壮观，还在于它们常常和灾害联系在一起。局地强风暴是指在特定的大气环境中发展起来的强大对流系统。其环境场最重要的特征是强位势不稳定和强垂直风切变。在这种环境中，对流充分发展，并进行组织化，形成庞大而高耸的积雨云体，并以准稳定的持续较长时间，对人类活动构成威胁。

4.1.1.1 普通单体雷暴

由一个对流单体构成的雷暴系统叫做单体雷暴。这里的对流单体是指一个强上升区，满足：垂直速度 $\geq 10\text{m/s}$ ，水平范围 $10\text{km}\sim 100\text{km}$ ，垂直伸展几乎到对流层顶。多个单体雷暴成群或成带的聚集在一起叫

做雷暴群或雷暴带，其水平尺度可达数百公里。不同的雷暴以其出现的天气现象的强烈程度又分为普通雷暴（以闪电、雷鸣、阵风、阵雨为基本天气特征）和强雷暴（伴有强风、冰雹、龙卷等激烈的灾害性天气现象）。普通雷暴又有单体雷暴和雷暴群之分，其中的单体雷暴就是普通单体雷暴（简称单体雷暴）。

普通单体雷暴生命史的概念模型最早由Byers和Braham建立。在1946年及1947年夏季，Byers和Braham等在美国组织了雷暴的野外观测研究。他们利用雷暴、站距1英里（约1609.4m）的观测网及1~5min间隔的连续观测记录，对雷暴的结构和发展过程作了细致的研究，建立了普通单体雷暴的生命史模式。

单体雷暴的发展经历了塔状积云、成熟和消散三个阶段。一个典型的对流单体的三个阶段各经历15~20分钟，其整个生命史约为45分钟~1小时。

在塔状积云阶段，云内为一致的上升气流，积云向上发展，呈现塔状。水平范围5~8km，垂直伸展~6km，上升速度5~10m/s，个别能达到25m/s，持续时间约10分钟，该阶段无雨或少雨，但是经常有闪电。在塔状积云后期，大量湿空气凝结，水滴和冰晶等水成物不断生长和增长，但不着地，下沉气流开始出现。

降水落地标志着成熟阶段的开始，这个降水可以是雨或雪。上升气流更加强盛，云顶出现上冲突起。基本上水平范围和伸展高度都超过10km。由于降水质点对空气的拖曳作用，在对流单体的下部产生下沉气流。雨滴蒸发使得空气冷却吗，下沉气流沿着湿绝热线下降，由于受负浮力而加速，下沉气流达到地面时，形成冷丘和水平外流，其前缘形成阵风锋。上升和下沉气流共存时间长短决定了成熟阶段的持续时间，一般持续约10-20分钟。该阶段伴有强降水，经常有闪电、强风。

到了消散阶段，云内的下沉气流占优势，最后下沉气流完全替换了上升气流。此时降水减弱，有时有强风，仍然会有闪电。

4.1.1.2 多单体风暴

事实上，自然界往往不是孤立的对流单体。有时一个单体达到成熟阶段，而另一个单体还处于新生发展阶段。所以，从宏观看，整个积雨云系包含了几个单体，其生命史可维持数小时之久。

多单体风暴是由一些处于不同发展阶段的生命史短暂的单体组成的，具有统一环流的雷暴系统。虽然云内包含多个单体，但是整个风暴是一个整体。在多单体风暴中有一对明显的有组织的上升和下沉气流。这一点不同于多单体的一般雷暴群。在雷暴群虽然也由很多对流单体集合而成，但是这些对流单体之间相互独立，并不构成统一环流。

多单体风暴中，每个单体的外流结合起来形成强大的阵风锋。沿着阵风锋的前沿有气流辐合。通常风暴移动方向上辐合最强。这种辐合促使沿着阵风锋附近有新的上升气流发展。这样一来，虽然每个单体的生命史不长，但是通过单体的连续更替，可以使整个风暴的生命期很长。

多单体风暴呈现有组织的状态，这与新单体仅在一定的方向上出现有关。如果新单体出现在各个方向上，那么会呈现无组织的状态。在有组织的多单体风暴中，每个单体大致沿着平均风的方向移动，这种运动被称为平流。同时，每个单体都有自己的发展过程，在风暴某侧由新生单体所引起的风暴运动称为传播。传播方向常常是新单体生成（常常为新上升气流发展）的方向。多单体风暴的运动是平流和传播的合成。

多单体风暴造成的灾害性天气包括暴雨（洪水）、灾害性大风、中等尺寸的冰雹（强上升运动中心产生）、下击暴流、龙卷（一般较弱，生命史短暂，在阵风锋附近）等。

4.1.1.3 超级单体风暴

超级单体风暴是指直径超过20-40km，生命史达数小时以上，比普通的成熟单体风暴更巨大、更持久、天气更猛烈的单体强雷暴系统。它具有近于稳定的、高度有组织的内部环流，并持续的向前传播，其移动路径可达数百公里。它一般是孤立的，有时也会嵌入飚线中。中气旋是超级单体风暴与其他强风暴的本质区别。

超级单体风暴一般发生在下列天气尺度环境中：强的不稳定层结、强的云下层平均环境风、强的垂直风切变、风向随高度强烈顺转。

用雷达观测，超级单体有以下主要回波特征：1. 在平面位置显示器上，有“钩状回波”和“V”型入流缺口 2. 在距离-高度显示器上，有有界弱回波区（BWER）、前悬回波和回波墙等特征。BWER附近的强回波柱是强的下沉气流所在地，可以与上升气流达到相同的量级，强降水（雨、雹）都发生在这里。

地面大风、大雹、暴雨、洪水、强龙卷、云地闪等常由超级单体风暴产生。如2002年5月27日下午，在安徽北部出现了一系列的强对流风暴，其中造成严重灾害的是其中的一个强烈的经典超级单体风暴，该超级单体历经约2个半小时，安徽省北部大片地区出现大风、冰雹和强降水天气。其中受灾最严重的蚌埠市5月27日下午16点58分出现31m/s的狂风，同时伴随着冰雹和大雨。农作物大面积受灾，倒塌房屋1374间，两人死亡，53人受伤，蚌埠市直接经济损失达1.92亿元，这次灾害总的经济损失约4.54亿元。

4.1.1.4 龙卷风暴

产生龙卷的风暴系统统称为龙卷风暴。这种风暴云十分高大并且有明显的旋转性。按照生成系统的不同，龙卷可以分为两类，一类是超级单体风暴产生的龙卷，另一类是由非超级单体风暴产生的龙卷。大多数的强龙卷是超级单体产生的。超级单体风暴钩状回波附近的中气旋是最容易产生龙卷的地方。因此，这种气旋也被称为“龙卷气旋”或“龙卷巢”。

下图表示龙卷型超级单体的地面结构特征。可见，在钩状回波处，地面有一个非常类似于天气尺度锢囚波动的中尺度波动。这是一个与地面中尺度气旋相联系的强烈环流，图中FFD为风暴前侧的下沉气流区，RFD为后侧下沉气流区，T为龙卷位置。龙卷通常在钩状回波边缘上，在上升和下城气流过渡带，但是在上升气流中。

有时一个超级单体风暴可以依次形成几个龙卷，造成“龙卷簇”。其原因是超级单体风暴中的中气旋在一定条件下，会出现多次锢囚和新生过程。

龙卷本省是指从雷暴云底向下伸展及地的高速旋转的漏斗状云柱。它是一种猛烈的小型涡旋，平均直径约为100m，内部结构类似台风。它是一个小型低压，中心为下沉气流，四壁为上升气流。龙卷内部上升气流通常自地面卷起沙尘或自水面卷起水滴。龙卷本省并不是最小的涡旋，在有些龙卷中会产生比它更小的涡旋，叫做“吸管涡旋”，它们围绕龙卷中心旋转。

龙卷中心的气压可以降低到400hPa，有的甚至达到200hPa。水平气压梯度最大的地方是距离中心40-50km的区域，气压梯度为2hPa/m。而在大尺度系统中，气压梯度为1-2hPa/100km，可见龙卷中水平气压梯度之大。

龙卷是大气中最猛烈的对流风暴，它能在局地使得能量高度集中，因而破坏力极大。2005年7月30日，安徽北部的超级单体风暴于上午11:30左右在安徽灵璧县产生了F3级强烈龙卷并伴有暴雨，导致15人死亡，46人受伤。

4.1.2 中尺度对流系统

大气中的对流性环流常常表现为非强烈的，它以普通积云对流的形式出现，有时伴有对流天气（阵雨或雷暴），一般情况下没有明显的强烈天气。但是，形成对流风暴的组织化积性云对流是一类强烈的对流性环流，它由一个或多个积雨云组成，这种组织化常是中尺度型式，能持续制造出新的对流风暴，因此它们的水平尺度较普通雷暴大，生命史也较长，若干个对流风暴集合在一起，经常以对流复合体出现，构成中尺度对流系。常见的如带（线）状对流系统和中尺度对流复合体。

4.1.2.1 带状对流系统

带状对流系统是由对流单体侧向排列而形成的中尺度对流系统。常见的有飚线和中尺度雨带，下面主要探讨中纬度（温带）飚线。

飚线的定义经历了很多变化。19世纪后期就有了飚线的概念，指任何突发性强风（飚）的线。这样常把锋的现象也包括在内。为了区分飚线和锋，1950年代后期，飚线定义为非锋面性狭窄的活跃雷暴带（或不稳定线）。在1970年代以前，对飚线的研究只注意对流的云部分，1970年代后期，Houze(1977)等指出飚线应该包括对流区和非对流（层状云）区。1980年代，随着中尺度对流复合体（MCC，圆形的中尺度对流系统）

的发现，将飏线定义为线状的中尺度对流系统（Maddox, 1980），这是当前对飏线的定义。在这个定义下，明确了飏线的尺度范围，强调了飏线为对流系统，即包括了对流区和层状区。

温带飏线通常发生在中纬度锋面附近，大致与锋面平行，长度约几百公里，宽度约50-100km，生命史几小时~十几小时。

飏线由许多雷暴单体（包含若干超级单体）侧向排列而形成，每个单体在成熟期都有地面冷丘、水平外流和阵风锋。这些较小的系统结合起来便形成了中尺度雷暴高压和阵风锋。阵风锋处于雷暴高压的边缘，那里温度梯度、气压梯度大，风速和水平切变强，类似于锋的结构，因此这个地带被称为飏锋，也叫气压涌升线或跳跃线。飏线前方一般有中尺度低压，称为“飏线前低压”。雷暴高压后方也有中尺度低压，称为“尾流低压”。由于飏锋附近各种气象要素水平梯度大，因此飏锋过境时，气象要素发生剧烈变化，出现风向突变、风速急增、气压骤升、气温陡降的情形，飏线本身的积雨云消失后几小时，飏线系统的一部分仍能存在几小时。

飏线形成依赖于有利的大尺度环境条件，主要包括：大气层结为条件性不稳定、低层水汽丰富、高低层存在强风带（急流）、风向向上顺转、大气中具有某些动力机制以释放不稳定。

飏线是一种线状对流形态，其线性形态的形成可能与之前线形大气扰动有关。当一条线性扰动（如锋）接近一个不稳定区，并且移动速度快于不稳定区时，在不稳定区边界，就可能发生雷暴。当雷暴移动速度大于冷锋时，就会在锋前形成飏线。

可以触发飏线的机制有：锋、海风锋、干线、重力波、地形抬升、热力抬升、低空急流、老的雷暴外流（弧状云线）、中小尺度系统以及大气对称不稳定等有关。

飏线引起的天气现象有暴雨、大风、冰雹、龙卷等，能量大、破坏力强，并且预报难度大。

4.1.2.2 中尺度对流复合体

中尺度对流复合体（MCC）是一种近于圆形的中尺度对流系统。MCC最开始是20世纪80年代从增强显示的卫星云图上识别出来的一种中 α 尺度的对流系统。它由许多较小的对流系统，如塔状积云、对流群或中 α 尺度飏线组合起来。它的突出特征是范围广、持续时间长、近于圆形的砧状云罩。

为了便于识别，Maddox（1981）对成熟阶段的MCC的物理特性做了如下规定：1. 尺度：在红外卫星云图上，MCC红外亮温低于-32°C的云罩范围可达到或超过100,000平方公里（接近四川盆地大小），红外亮温低于-52°C的内部云区范围可达到或超过50,000平方公里2. 开始时间：从（1）中两个条件同时满足开始算起3. 持续时间：满足（1）尺度定义的时间至少能连续6个小时4. 形状：当冷云罩（红外亮温低于-32°C）的范围达到最大时，其偏心率（次轴长度/主轴长度）大于或等于0.75. 结束时刻：（1）的两个条件不在满足之时刻

可见，MCC是一种生命史长达6h以上，水平尺度大至上千公里的近于圆形的巨大云团。它的内部红外温度很低，表明云塔很高，经常可达十几公里。MCC的形成有一个过程，一般包括4个发展阶段：

1. 发生阶段：一些零散的对流系统在有利于对流发生地区开始发展，如具有层结条件性不稳定、底层辐合上身、地形的热力和动力抬升等的地区
2. 发展阶段：各个对流系统的雷暴外流和飏锋逐渐汇合起来，形成较强的中高压和冷空气外流边界，迫使暖湿入流进入系统，由于外流边界和暖湿入流，使得系统前部的辐合增强，出现强对流单体，并形成平均的中尺度上升气流。云团形成并逐步扩大。
3. 成熟阶段：中尺度上升运动发展旺盛，高层辐射、低层辐合。典型MCC成熟阶段的特征表现为沿前缘有强风暴，尾部有大面积层状云降水
4. 消亡阶段：MCC冷空气丘变得很强，迫使辐合区远离对对流区，暖湿入流被切断，强对流单体不在发展。MCC逐渐失去中尺度有组织的结构。在红外云图上，云系变得分散和零乱，但还是可以看得一片近于连续的云砧

由此可见，MCC在其成熟阶段以前主要是强对流的发展阶段，成熟阶段以后则过渡到层状的减弱阶段。

MCC引起的显著天气现象为局地大雨，MCC成熟时表现为大范围的降水区，偶尔有强风暴发生。

4.2 深厚湿对流发生发展的天气和环境背景

深厚湿对流与其环境条件与密切的关系。大尺度环境条件不仅制约了对流系统的种类和演变过程，而且可以影响对流系统内部的结构、强度和组织程度。例如，一般的雷暴发生在弱的垂直风切变、各层水汽含量较大的湿润环境中。而强风暴则是出现在强的垂直风切变、对流层中层干、下层湿润的环境中。可见，大尺度环境条件对中尺度对流系统起着明显的制约作用。在不同的大尺度环境中，深厚湿对流内部气流的结构、对流的强度和传播情况都有很大的区别。因此，有组织的深厚湿对流在大尺度环境中不是随机发生和分布的，而是发生在一定的地区和时间内。

关于深厚湿对流的大尺度天气学条件，已有较多的归纳。早在1940年代中期，就提出了雷暴发生的三要素，即丰富的水汽、条件不稳定层结和将气块抬升到凝结高度的启动机制。但此三要素只是一般雷暴发生的条件。在以后大量研究的基础上，进一步提出了风暴发生的天气条件，其中包括：（1）位势不稳定层结，并常有逆温层存在；（2）低层有湿舌或强水汽辐合；（3）有使不稳定释放的机制（如低空辐合区、重力波、密度流、地形等）；（4）常有低空急流；（5）强的风切变；（6）中层有干冷空气等。上述这些条件只是必要条件，即在风暴发生发展时往往可以看到这种情况，但是在做预报时应该注意，即使出现了这些条件，强风暴也不一定发生。

下表归纳了上述物理条件对强风暴发生发展的作用。其中，水汽、位势不稳定和上升运动时强对流系统发生的基本条件（即水汽条件、不稳定和触发条件）。如果这三个条件满足可以出现雷暴甚至强雷暴，但是这种对流系统的生命期短暂。为了使得普通的短生命期雷暴转变为长生命期的强风暴，需要有强的环境风垂直风切变，因而垂直切变被称为 **转换条件**，为了使得强风暴能够强烈发展或增强，还必须处于有利的形势或地区，如高空辐射场下方和有利地形的作用等，这些条件可以叫做 **增强条件**。如果具备了上述三个条件，就可能出现生命期期长的强风暴系统，否则只出现生命期短的强雷暴或弱雷暴。

强风暴发生发展的条件	基本 条件	水汽条件（湿舌、低空急流等）	命史短的雷暴 或强雷暴
		位势不稳定（ $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0, \gamma > \gamma_m$ ）（低空急流、逆温层，中层干冷空气）	
		上升运动（低空急流、低空辐合、边界层非均匀加热、重力波、密度流、弧状云线、海陆风、地形等）	
	转 换 条件	强垂直风切变（ $> 2.0 \times 10^{-3} s^{-1}$ ）	长生命期的风 暴或强风暴
	增强 条件	高空辐散（高空急流出口区左侧等）	长生命期的强 风暴
		地形	

强风暴系统与大尺度条件之间的关系在风暴的不同阶段，其相互依赖和相互作用的程度是不同的。在风暴发生的初期，主要取决于大尺度环境的作用，但是强风暴组织起来以后，对流风暴发展到具有很高的能量密度时，大尺度环境条件不但失去了对其制约的作用，反过来还会受到对流风暴的影响。

下面围绕有利于中尺度对流系统发生发展的天气和环境背景，分别从基本条件、转换条件和增强条件逐一展开。

4.2.1 基本条件-雷暴生成三要素

4.2.1.1 水汽辐合和湿舌

风暴云北部含有大量的水分，其水分是由上升气流从大气低层向上输送的，为了使强对流得以发展和维持，必须有丰富的水汽供应，这是风暴的主要能量来源。所以，风暴常形成于低层有湿舌或强大水汽辐合的地区。据统计，相比普通单体雷暴，超级单体和多单体风暴的形成需要更大的低层水汽含量。

应当注意，产生不同天气现象的风暴，对水汽含量的要求是不同的，对于产生短时强降水的风暴，仅仅靠风暴柱内包含的水分是不够的，产生强降水的风暴，尤其是一些强风暴的降水率非常高，每小时可达100mm甚至更多，而即使气柱内的水汽全部降落也只能达到50-70mm的降水，因而必须有水汽不断的从周围供应到风暴内部。但是，对于与降雹或雷暴大风等天气相伴的风暴，则对水汽的要求相比要小，因为如

果低层水汽含量过大，在对流云发展早期，云内就会有大量的水汽凝聚，形成雨滴而降落，阻碍上升气流的进一步发展，这可能是热带海洋地区多雷阵雨和对流性暴雨，而很少降雹的原因之一。

根据水汽收支方程，风暴降水主要是水汽辐合（水平辐合）造成的，即 $P = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot (q\vec{V}) dp$ 。所谓水汽辐合，就是水平输送到该区的水汽大于水平输出该区的水汽。根据许多暴雨和强对流系统个例的研究表明，水汽的辐合主要是由低层水汽辐合造成的，尤其是800hPa以下的边界层中占很大的比重，可达1/2以上。随着风暴的发展，辐合层上升，因而边界层水汽对风暴的发展有十分重要的意义。水汽水平辐合轴一般与强对流轴线一致。

由于 $\nabla \cdot (q\vec{V}) = \vec{V} \cdot \nabla q + q \nabla \cdot \vec{V}$ ，水汽辐合由水汽平流（等号右侧第一项）和风的散度（等号右侧第二项）两部分组成。在水汽辐合场的形成过程中，主要是风的辐合造成的，特别是低层风的辐合。而由于水汽场比较均匀，水汽平流并不是一个重要因子，但是不等于水汽平流的分析可以忽略。

为了供应以暴雨区所需的水分，所要求的辐合区时相当大的。据估计，应达到暴雨区本身面积的10倍以上。一个鼓励的大雷暴须从很远的地方吸收水汽。因此，在水平和垂直方向上呈均匀分布的一个气团只能产生一定数量的对流风暴。因而，雷暴发生发展的个数受其周围环境湿度场的分布限制。

在风暴发展的前期经常观测到明显的湿区或水汽辐合区。低层水汽辐合经常可以造成一条明显的湿舌，这在中低层天气图分析时常常可以看到。湿舌实际上是对流层低层一条狭窄的暖湿空气带，也是一条高静力能量舌。在850hPa和700hPa上尤为明显。湿舌的形成一般是用水汽的平流过程来解释的，在暴雨前期，低空西南或偏南气流加强，出现明显的向北的水汽输送，水汽含量增加，结果暖湿空气带不断向北发展，如果其上有逆温层存在，湿空气可在其下向北扩展。尤其是湿的低空急流的建立对于湿舌的形成和向北发展起着非常重要的作用。随着湿舌的建立，湿层的厚度也在迅速增加，且在更高的层次上形成湿舌。这种情况不能用平流作用解释，而与大尺度上升运动区和中尺度上升运动区有关。

湿舌与暴雨和强风暴天气关系密切。几乎大多数暴雨和强天气都有湿舌存在。强对流系统常常在湿舌的西侧开始爆发，以后向南向东传播。湿舌与北侧或西侧的干区形成鲜明的湿度对比，这种干锋（也有人称为湿锋、干锋或露点锋）是强对流的一种触发机制。因此，该区也是强天气极易发生的地区。观测也表明，龙卷等强天气最常在湿度场梯度最大的地区发生。这表明，围绕着这个干湿区也存在着垂直环流，上升支在湿舌，下沉支在干区。由于湿舌在水汽供应和建立不稳定层结中的重要作用，目前有人把低空湿舌的存在看做是风暴发展的一个必要条件。

4.2.1.2 低空急流

低空急流是指600hPa以下出现的强而窄的气流带，其中在850hPa和700hPa上的低空急流最为明显，风速大于12m/s，最大风速可达15~25m/s，甚至更大。急流附近的水平切变和垂直切变都十分明显。影响我国的低空急流最常见的是西南-东北向的。但有时也出现东风急流，气流主要来自东海，甚至黄海，这种情况常出现在当副高位置偏北时。

低空急流是动量、热量和水汽的高度集中带。它被认为是给中纬度暴雨和强风暴提供水汽和动量最重要的机制。在暴雨和强暴雨出现的前期，经常有低空急流发展北伸。据统计，在我国华南和华北地区，70-80%的暴雨发生于低空急流有关。在飊线等强风暴发生时也常观测到低空急流。

低空急流主要有三个方面的作用：（1）通过低层暖湿平流的输送产生位势不稳定层结；（2）急流最大风速中心的前方有明显的水汽辐合和质量辐合或强上升运动，这对于强对流活动的持续发展是有利的；（3）急流轴左前方是正切变涡度区，有利于对流活动的发生。绝大部分暴雨发生在低空急流左侧200km内，多数又降落在低空急流的左前方。

此外，中空急流（500hPa $\geq$ 18m/s）对强对流活动也有明显的影响，有时在大暴雨发生前常可看到中空急流存在。美国的局地强风暴研究也报中空急流的存在卡座是风暴出现的条件之一。Miller(1972)研究了产生龙卷的天气型，共5种，他强调最可能阿生局地强风暴的地区是再中空急流之下。也有人指出，飊线常在中空急流轴的北侧发展。

4.2.1.3 逆温层

在对流层爆发前，中低层常常有逆温层和稳定层，它相当于一个阻挡层，暂时把低空湿层与对流层上部的

干层分开，阻挡对流的发展，使风暴发展所需的静力能得以积蓄。考虑到上述逆温层一般具有干、暖特性，故常常称为“干暖盖”。这是一个通俗、形象化的术语，它把低空逆温层比喻为盖在其下层空气柱顶上的一个盖子。

干暖盖一方面抑制对流，另一方面也是对大气低层不稳定能量进行储存和积累。在对流没有发生之前，干暖盖在阻碍了暖湿空气向上穿透。同时，水汽平流和边界层加热使得逆温层以下的气层更加暖湿。而在低层逆温层智商的中高空常常有冷平流，从而对流层中上层变得更冷。这种过程进行较长时间，于是积累了潜在的对流不稳定，一旦有了某种触发机制使得逆温层破坏或除去，便会出现爆发性的强对流活动。逆温层的作用是使得不稳定能量不至于零散释放，而是集中在具有强大触发机制的地区释放，造成剧烈的对流天气。

破坏或消除逆温层主要有两种方式：（1）地面加热；（2）有组织的垂直运动。破坏逆温层所需的抬升距离为100hPa的量级。因而一股气旋尺度的上升运动可以在6h内使得逆温层消失。

干暖盖是许多暴雨、雹暴前期的共同性特征。如青藏暖高压东移，形成逆温层暖空气盖，有利于雷暴大风天气的发生（雷雨顺，1978）。因此，分析预报强烈对流天气的时候，要充分注意中低层干暖盖的存在及其对不稳定能量积累的作用。

4.2.1.4 环境干空气

雷暴一般是再干冷的环境中增长或发展起来的，这种干冷空气通过两个作用影响雷暴的发展：一是补偿的下沉运动，一是吸入作用。

首先看吸入作用，吸入是指从对流云环境中吸入空气，并且与云中上升气流或下沉气流的饱和空气相混合，影响云中气流的热力特征及垂直运动的过程。云在上升过程中，由于混合大量的云外空气卷入云内，云外的空气是未饱和的干冷空气。由于云内空气与云外空气的显热混合，以及云中水分在吸入空气中蒸发，云内空气变冷。使得云内外温差减小，相应的云中浮力减小，上升气流的动能减小。云所达到的高低降低，从而使得云的发展受到影响。

吸入率与云体的直径成反比，并且半径小的云体，其面积与体积比也比半径大的云体大，因而越小的云，越容易受到吸入的影响，从而使其发展受到抑制。这也说明了为什么小的积云一般消失很快（如晴天积云），而不能发展成为大的积雨云，对于较大的云，由于吸入的作用，云顶高度也只在3-6km，即为气块浮力达到最大值的高度，而不是按照气块理论要求的更高的高度（如12-16km）。这表明吸入作用相当于造成某种阻力或摩擦力，与浮力近于平衡。

吸入对风暴中的下沉气流也有影响。下沉气流中含有凝结的水分，它是按照湿绝热下沉增暖的。从中间层吸入的干冷未饱和空气与饱和空气混合后，使得其中的水汽蒸发造成冷却，这样达到地面的空气温度低，成为冷的出流。另一方面，进入下沉气流的环境空气具有中层环境的较高动量，这使得下沉气流能够穿过风暴向前流动，并与前方暖空气辐合，由此造成的抬升能不断使得上升气流再生，延长风暴环流的生命期。

由此可见，吸入有两个作用，一个是十分上升气流减弱，积云不能达到有气块理论所给出的高度。另一方面是使得下沉气流变得更冷，增强下沉气流，有利于新的云系在前方生成。这两种作用的综合效果使得云体更快的更替。

4.2.1.5 低空辐合和上升运动

对流云和低层辐合区有密切的关系。有许多天气系统可以造成低层辐合，如气旋、冷锋、切变线、辐合线等。锋面是产生有组织雷暴系统的一个重要机制，它可以触发锋前不稳定区能量的释放，造成强烈的对流。有时锋上出现气流的辐合区，可以造成大片对流区或强降水形成，随着强对流活动的发展，使得锋面切变线进一步加强或造成一条新的中尺度切变线。低空风的切变线或辐合线也是启动对流活动的系统。这种切变线不但由明显的低空辐合，而且往往是气团的边界线，与干锋或露点锋有关。这进一步有利于风暴的发生。低压槽也可以产生明显的低空辐合，暴雨和强对流常常发生在地面气压槽中。有人把气压在995-1000hPa的气压槽看成是产生龙卷的强对流系统发生的条件之一。在低压槽内常有明显的气流辐合，沿着此辐合线，既有风向又有风速辐合，因而可造成较强的上升运动。

垂直运动的分布于暴雨或强对流区有明显的关系。暴雨位于上升运动区，但不一定与上升运动最大中心一致。有个例分析表明：暴雨区的西北面是下沉区，西南面是上升区。

在暴雨和强天气预报时，一般认为500hPa强的正涡度平流是有利的大尺度条件，因为人们认为涡度平流作为准地转 ω 方程中的主要强迫性，可以产生明显的上升运动个，但这常常会给预报员带来不正确的结果。当对流层中部涡旋场较弱的情况下，应该关注对流层下部的暖平流。因为在这种情形下，温度平流是准地转 ω 方程中的主要强迫项，其作用可以超过涡度平流。因此当强位势不稳定区中出现明显的低空暖平流时，所产生的抬升作用可以产生显著的强天气过程。

4.2.1.6 地形

地形与强对流尤其是与暴雨的关系密切。地形对过山气流有动力抬升和辐合作用。由山脉产生的山脉波在有利条件下可以造成明显的垂直运动，使得低空湿层抬高，从而触发对流发生。另外，由于中小尺度地形的粗糙度的变化，也可以使得湿层垂直移速增加。而一些特殊的地形如喇叭口地形对气流有明显的辐合作用，使得气流辐合，形成强迫抬升，从而增强暴雨。如1975年8月5-7日河南驻马店板桥水库出现的特大暴雨（1631mm）。所以，人们把地形看做是强对流发生的一个触发条件。但是由于观测条件有限，以及许多强风暴发生在平原地区的事实（如美国），因而地形对强风暴的作用不是本质性的。

低空急流对地形雨的增强有重要作用，为了维持较高的液态水含量，在山区必须有强低空急流。一般冷锋前常常存在低空急流，因而锋前地形的增幅作用最明显。

4.2.1.7 其它对流触发机制

作为强对流活动启动机制还有很多，例如重力波、密度流、弧状云线、边界层非均匀加热和海陆风环流等，这里不再一一介绍。

4.2.2 转换条件-垂直风切变

垂直风切变是指环境风的垂直切变，即水平风（包括大小和方向）随高度的变化。只有哦在于水平风切变不混淆的情况下，才可将垂直风切变简称为风切变。在风暴的形成、发展、传播和分裂过程中，垂直风切变都起了很大作用。

风暴类型	切变值（云底至云顶）（ $10^{-3}/s$ ）
多单体风暴 超级单体 强切变风暴（飚线、雹暴等）	1.5-2.5 2.5-4.5 4.5-8.0

垂直风切变的大小往往与形成风暴的强弱密切相关。在给定湿度、不稳定性及抬升的深厚湿对流中，垂直风切变对对流性风暴组织和特征的影响最大。它决定了对流系统采取的是普通单体雷暴或是超级单体雷暴的形式。上表给出的是不同类型风暴的环境风切变值。

弱垂直风切变环境下的对流风暴多为普通单体风暴或组织程度较差的多单体风暴（上图a）。这是因为在弱的垂直风切变环境下，上升气流中形成的降水质点不能脱离风暴上升气流区。这样，降水就穿过上升气流降落，进入风暴低层的入流区，导致上升气流中水负载的明显增加，最终使得风暴核消失。上升气流和下沉气流不能长时间共存，风暴难以有组织地持续发展成为强风暴。此外，在弱垂直风切变时，单体雷暴周围的新雷暴难以发展。这是因为弱的垂直风切变常表示弱的环境气流，风暴移动缓慢。在这种情形下，对流的云的下沉气流产生的冷空气堆在地面上各个方向均匀的传播。沿着冷空气堆外围的阵风锋能够激发新的单体，但是阵风锋移速超前于风暴，导致新单体与母单体脱离，最终使得风暴消亡。

强垂直风切变下的对流风暴为多单体风暴、飚线、超级单体风暴等（上图b,c）。在强的垂直风切变环境中，上升气流倾斜，这使得上升气流中形成的降水质点能够脱离上升气流，而不会因降水的拖曳作用减弱上升气流。并且，能够使阵风锋前部的暖湿气流源源不断地输送到发展中的上升气流中去，上升气流和下沉气流共存的时间得以延长，新单体将在前期单体的有利一侧有规则的形成。强的垂直风切变有利于庞大的雷暴云的发展。

4.2.3 增强条件

4.2.3.1 高空急流

在预报强雷暴或强天气时，还应该考虑对流层上部的高空辐射机制。在许多情况下，高空急流是产生高空辐射的机制之一。在中纬度，强雷暴或飚线最常出现的地点是高空急流（或中空急流）影响区。

高空辐散机制具有两个作用。一个是抽气作用，可以形象的把对流上升运动看做是“烟筒”，那么当有高空急流时，这个烟筒向上呈倾斜状，“烟筒”顶部的强风起着抽吸作用，有利于上升气流的维持和加强。另一个是通风作用，在对流云体发展的过程中，由于水汽凝结释放潜热，会使得对流云的中上部增暖，整个气柱趋于稳定，从而抑制对流的进一步发展。当有高空急流存在时，对流云中上部所增加的热量，就不断的被高空强风带走，起着通风作用，有利于对流云的发展和维持。

由于高空急流轴的轴线内风速不均匀，有大风速核的传播。人们将急流入（出）口区不同部位的散度分布与对流的发展联系起来研究。在对流层高层（200-300hPa），绝对涡度的局地变化 $\frac{\partial \eta_a}{\partial t}$ 很小。因而涡度方程中的散度项近似的为涡度平流项所平衡，即

$$\nabla \cdot \vec{V} \approx -\frac{\vec{V}}{\eta_a} \frac{\partial \eta_a}{\partial s}$$

由上可知，在对流层高层，正涡度平流（PVA）和辐散相联系，负涡度平流（NVA）与辐合相联系。

根据以下示意图，大风核左侧为气旋性（正）涡度中心，右侧为反气旋性（负）涡度中心。因此，在大风核的左前方和右后方（I、III象限）为正涡度平流和辐散区，相应的低层为辐合区。大风核的左后方和右前方（II、IV象限）为负涡度平流区和辐合区，相应的低层为辐散区。

4.2.3.2 高低空急流耦合对强风暴发展的作用

当高地空急流耦合时，特别是高空急流出口区的高低空急流耦合常常有利于强对流风暴的发展和加强。在这种形势下，低层低空急流造成暖湿空气输送，高空急流造成干冷空气平流，从而加强了大气潜在的不稳定。而且高低空急流耦合产生的次级环流上升支将触发潜在不稳定能量的释放。

气象工作者从多年的业务实践中，总结了许多对普通雷暴和强雷暴预报具有指示意义、应用价值的物理参数，我们称之为对流参数。近年来，随着探测手段的进步及数值模式的发展，人们对强天气想象的认识不断深入，预报方法也由经验为主转变为强调物理过程。用于揭示强对流天气现象及用于强对流分析预报的对流参数发展迅速，参数估计逐渐成为强天气潜势预报的重要方法之一。

对流参数反映了对流天气发生发展的环境条件特征。一些参数对对流性天气有普适意义，一些参数则是强对流天气参数。不同的参数代表的物理意义不同，使用前必须清楚每个参数的物理意义、适用条件、不确定性、局限性等。下面我们选取常用的一些参数做详细介绍。

5.1 热力稳定度指数（普遍性的参数）

热力稳定度分析是对流天气诊断和分析最常用的方法。在天气分析预报业务中，常常用一些指数表示大气的稳定度，称为稳定度指数。应用稳定度指数时要注意符号问题，使用指数前要弄清楚正值代表了稳定还是不稳定。不稳定包括热力不稳定和动力不稳定，本节介绍热力稳定度参数。

5.1.1 条件性稳定度指数

条件性不稳定是一种潜在不稳定。一般情况下，条件性不稳定并不立即表现出来，只有当起始高度上有较强的抬升力或冲击力，足以将气块抬升到自由对流高度（LFC）以上时，对流运动才能发展，不稳定才表现出来。触发机制包括局地的热对流或动力因子，一般造成局地性的对流天气。

判断某站点的大气是否就有条件不稳定，通常是在起始高度上选取一气块，假设其按照绝热抬升（一般先经历干绝热过程，然后经历湿绝热过程）至一定高度（高于自由对流高度），当气块温度（ T' ）比周围空气温度（ T_e ）高时，称为不稳定；反之称为稳定。

常用的条件稳定度指数包括沙氏指数和抬升指数。

5.1.1.1 沙氏指数SI

沙氏指数定义为850hPa等压面上的未饱和湿空气沿干绝热线抬升，达到抬升凝结高度再沿湿绝热上升

到500hPa时具有的气块温度（ T' ）与500hPa等压面上的环境温度（ T_{e500} ）的差值，即

$$SI = T_{e500} - T'$$

$SI < 0$ 表示大气层结不稳定，且负值越大，不稳定度越大；反之表示气层是稳定的。

国外的分析表明，SI与对流性天气有以下关系：

$SI > 3^{\circ}\text{C}$	发生雷暴的可能性很小或没有
$0^{\circ}\text{C} < SI < 3^{\circ}\text{C}$	有发生阵雨的可能性
$-3^{\circ}\text{C} < SI < 0^{\circ}\text{C}$	有发生雷暴的可能性
$-6^{\circ}\text{C} < SI < -3^{\circ}\text{C}$	有发生强雷暴的可能性
$SI < -6^{\circ}\text{C}$	有发生严重对流天气的危险

注解：

1. 在使用SI指数时，用到的起始高度为850hPa、上层为500hPa，一般情况下，500hPa在自由对流高度之上。上下层高度固定具有局限性，因为气块的真实抬升高度不一定在850hPa
2. 对于海拔较高的地区，如青藏高原，850hPa在地下。因此，这些台站不能直接用SI指数，而是应该在低层、高层分别取两个等压面代替850hPa和500hPa
3. 如果850hPa和500hPa之间存在锋面或者逆温层，SI指数大于0，无意义
4. 对于我国而言，SI与对流性天气的关系所用到的阈值与国外有较明显的区别，有必要针对不同季节，根据当地实际情况确定。

5.1.1.2 抬升指数LI

抬升指数定义为平均气块根据修正后的露点和温度自地面沿干绝热线上升，达到凝结高度后再沿湿绝热线上升到500hPa时所具有的温度（ T' ）与500hPa等压面上的环境温度（ T_{e500} ）的差值，即

$$LI = T_{e500} - T'$$

$LI < 0$ 表示大气层结不稳定，且负值越大，越不稳定；反之，若 $LI > 0$ ，表示大气层结是稳定的。

注解：LI指数与SI指数的差别只是抬升的起始高度不一样

5.1.2 对流性稳定度参数

前面在讨论条件性稳定度时，仅仅考虑一小块空气上升或下沉，其周围的空气没有发生变化。而在实际大气中，常常会遇到气流过山、空气沿着锋面爬升等厚度相当大的某一层空气一起抬升的情况。这就涉及到对流性稳定度问题。对流性不稳定也是一种潜在性不稳定。下面介绍集中对流稳定性指数。

首先回顾下假相当位温的概念，假相当位温是湿空气通过假绝热过程将水汽全部凝结降落后所具有的位温。在T-InP图上可以这样表示：未饱和湿空气块先沿着干绝热线上升至抬升凝结高度LCL，然后沿着湿绝热线上升直到气块内水汽全部凝结（即湿绝热线与干绝热线几乎平行），再按干绝热下沉到1000hPa处，此时气块所具有的温度称为该气块的假相当位温，通常以 θ_{se} 表示。假相当位温不仅考虑了气压对温度的影响，也考虑了水汽的凝结和蒸发对温度的影响。它实际上是把温度、气压、湿度包括在一起的一个综合物理量。对于干绝热、湿绝热、假绝热过程，同一气块的 θ_{se} 值保守不变， θ_{se} 的这一特性常被用来鉴别气团，因为气团在移动中，其 θ_{se} 值等于常数。

5.1.2.1 对流性稳定度指数IC

当厚度相当大的某一气层被抬升且达到饱和时，都会变得不稳定么？不一定，这取决于上下层 θ_{se} 的差值。根据对流性不稳定度判据，只有当 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$ 时，气层才是对流性不稳定的。因此，当上层 θ_{se} 大于下层 θ_{se} 时，抬升前都是稳定的，抬升至饱和后仍是稳定的。因此，通常取上下层 θ_{se} 的差值作为对流性稳定度指数。

$$IC = \theta_{se\Omega} - \theta_{seff}$$

IC > 0 为对流性稳定，IC < 0 为对流性不稳定。

计算IC时，层次的选定并不唯一。如在探讨IC与暴雨的关系时，有人认为 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 与暴雨的关系密切，也有人认为 $\theta_{se700} - \theta_{se850}$ 与暴雨关系较好。

5.1.2.2 最大对流稳定度指数BIC

经验表明，利用产生强对流天气的临（邻）近探空资料计算的 θ_{se} 常常出现下图所示的廓线形式，即在边界层的附近，往往有一个 θ_{se} 的极大值（ θ_{semax} ），在对流层中往往有一个 θ_{se} 的极小值（ θ_{semin} ）。最大对流稳定度指数定义为

$$BIC = \theta_{semax} - \theta_{semin}$$

一般认为，与选取固定层次间 θ_{se} 差值计算的对流稳定度指数IC相比，最大对流稳定度指数BIC更为客观。

在强对流降水活动中，假相当位温的最大和最小值之差往往会高于某一临界值，即 $\theta_{semax} - \theta_{semin} \geq \theta_{sec}$ ，而这个临界值因时因地因天气形势而变。

注解： 仅仅用标准层资料计算的BIC缺乏代表性

5.1.3 其他热力稳定度指数

5.1.3.1 K指数

K指数定义为

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

其中， T 和 T_d 分别表示露点和温度：下标850、700、500表示850hPa、700hPa、500hPa。

K指数的第一项表示温度直减率，第二项表示低层水汽条件，第三项表示中层饱和程度。所以K指数能够反映大气的层结稳定情况，K指数越大，层结越不稳定。如前面已经提到过，高层高冷、低层暖湿的环境有利于强风暴的发生发展，这在K指数计算公式的各项中反映如下：当高层冷、低层暖湿，则第一项大；当中低层湿度大是，则第二项大，第三项小，在取负号后大，因此整个K值大。

K指数可以配合散度、涡度分析制作雷暴的客观预报。K值大小与可能出现的雷暴活动关系如下表

K < 20°C	无雷暴
20°C < K < 25°C	孤立雷暴
25°C < K < 30°C	零星雷暴
30°C < K < 35°C	分散雷暴
K > 35°C	成片雷暴

K值所指示的不稳定区域中，常受气流辐合、辐散的影响。在辐合区中，雷暴活动加强，在辐散区中，雷暴活动减弱。

K指数不能明显的表示出整个大气的层结不稳定程度。

注解：使用K指数时，应理解参数表示的物理含义，而不能单纯关注数值大小，这也是使用其它指数应当注意的问题。K指数由三项组成，分别代表了温度直减率、低层水汽条件和中层饱和度。在南方，尤其是夏季，由于水汽条件好，K值经常在35以上，但是对流却不总是发生。而在北方，有时候在冷涡背景下，中层有冷空气，K小于30，但仍可能发生对流（伴随雷暴大风）。可见，应注意季节、地域、对流类型的差异。

5.1.3.2 总指数TT

总指数是Miller(1972)引入的，它是由 $verticaltotal = T_{850} - T_{500}$ (K指数中第一项，反映垂直温度递减率)和 $crosstotal = T_{d850} - T_{500}$ (反映低层水汽条件) 两个指数之和，因此成为总指数。其表示为，

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$$

TT越大，越容易发生对流天气，预报阈值因时因地而异。Bucrocq给出的阈值大于57°C。

5.2 能量参数

为了讨论外力（动力或热力）冲击的气块，在较厚的气层中做垂直运动时，运动能否发展，就要考虑较厚气层从底部上升的气块可能产生的总的影响，因此提出了不稳定能量的概念，以便判断整个气层的稳定度问题，并讨论不稳定能量与对流的关系。

5.2.1 有效能力参数

大气对流是有效能量之间的相互转换和释放，对流有效位能从理论上反映出对流上升运动可能发展的最大程度，近年来有广泛的应用。而下城对流有效位能反映出与下沉对流运动相关的几个热力过程对下沉对流运动理论上的最大贡献。分析、预报对流性天气时，有必要理解和诊断有效能量。

5.2.1.1 对流有效位能CAPE

所谓对流有效位能（available potential energy）是指有可能转化为动能的位能。气块在不稳定气层中（浮力大于重力）做垂直运动时，垂直速度不断增加，即气块的运动动能不断增加，气块所增加的这部分动能是由不稳定大气中储存的一部分能量转换而来的，我们把这部分可以转换为气块运动动能的能量叫做对流有效位能（CAPE）。

Doswell和Ramussen(1994)指出，在发生深厚湿对流的环境里，CAPE是与环境联系最密切的热力学变量。随着探空资料和模式输出探空资料应用的增多，以及CAPE程序的普及，CAPE已经成为强对流天气分析预报的一个常用参数。

CAPE可以用单位质量的上升气块在重力和浮力的合力作用下所做的功来度量，公式如下

$$CAPE = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz$$

其中， T_v 是虚温， e 、 p 分别表示环境与气块有关的物理量， Z_{LFC} 为自由对流高度， Z_{EL} 为平衡高度。

注解：Doswell和Rasmussen(1994)指出，如果计算CAPE时不用虚温订正（即不考虑虚温订正值，直接用温度），对于大的CAPE不会导致较大误差，但是对于小的CAPE产生的相对误差较大。

在等压面坐标下，可改写为

$$\begin{aligned} CAPE &= \int_{P_{EL}}^{P_{LFC}} R_d \Phi T_{vp} - T_{ve} \Psi dInp \\ &= R_d \left[\int_{P_{LFC}}^{P_{EL}} T_v d(-Inp) - \int_{P_{LFC}}^{P_{EL}} T_{ve} d(-Inp) \right] \\ &= R_d (S_1 - S_2) \end{aligned}$$

其中， P_{LFC} 为自由对流高度， P_{EL} 为平衡高度。 $(S_1 - S_2)$ 是T-InP图上的正面积。

在T-InP图上， $(S_1 - S_2)$ 表示自由对流高度LFC到平衡高度EL间的层结曲线与状态曲线所围成的面积（称为正面积）。因此，弱忽略摩擦效应和冻结过程等造成的潜热释放，则CAPE正比于热力学图解上的正面积。CAPE是大气不稳定程度的度量。对流必须满足CAPE为正，CAPE的数值的增大表示上升速度的加强及对流的发展。

按照CAPE的定义， $CAPE = \frac{1}{2}(W_{EL}^2 - W_{LFC}^2)$ ，其中 W_{LFC} 和 W_{EL} 分别表示自由对流高度和平衡高度处的气流速度。所以根据CAPE值，可以估算气块达到平衡高度EL时的最大垂直速度 W_{EL} 。假设 $W_{LFC} = 0$ ，CAPE和 W_{EL} 的关系为

$$W_{EL} = \sqrt{2CAPE}$$

对于对流中的上升速度，有以下几点说明

1. CAPE是一种潜在能量，反映的只是对流潜势，它只能是有可能转换为对流上升运动动能的一种能量，并不一定可以转换为上升运动
2. 计算CAPE时包含了很多假定和近似，因此计算出的对流上升运动容易偏大，实际大气的值可能会小很多
3. 大多数无组织风暴中上升气流的垂直速度通常是 W_{max} 的1/2左右，这是因为风暴中水负载和混合作用的限制
4. 结构完整的风暴，尤其是超级单体风暴中，上升气流核的垂直速度接近于 W_{max} ，这是因为这类风暴不受环境大气的夹卷影响
5. 非强风暴中的上升速度通常只有10m/s，而强风暴上升速度通常超过30m/s

CAPE比普通的不稳定指数更能反映大气的整体垂直结构特征，但是对流有效位能的计算非常敏感，如地形高度不同、下界面不同、起始高度的气块温度和环境温度的统计出入，都将造成CAPE计算的出入。通常计算和使用CAPE时需要注意以下几个问题：

1. **与上升气块起始高度的关系** 在相同的层结下，如果上升气块的起始高度不同，其状态曲线将不同，计算的CAPE大小也就不同，一般选取地面或逆温层顶为起始抬升高度。在我国，以北京时08时探空资料计算CAPE时，由于夜晚近地面的辐合降温作用，以地面为抬升点计算的CAPE经常很小或者没有，但是如果以低层逆温层顶（或最不稳定点）计算CAPE的值可能很大。但是必须注意，考虑对流是否发展时，还要考虑冲击力出现的高度。例如，当地面有逆温层时，如果只是地面空气受到向上的冲击作用，一般不会造成强烈的对流，而如果逆温层顶部的空气受到向上的冲击作用，就可能造成强烈的对流。
2. **与湿度情况的关系** CAPE的大小与空气湿度有关，湿度越大，越有利于对流发展。在相同的层结下，如果上升气块的湿度较大，则凝结高度较低，自由对流高度也较低，CAPE值大，并且正面积大于负面积，属于真潜在不稳定。如果湿度较小，凝结高度较高，自由对流高度也较高，CAPE值小，此时正面积小于负面积，属于假潜在不稳定。如果湿度非常小，凝结高度更高，CAPE为零，此时只有负面积，没有正面积，属于绝对稳定型。

3. 与纵横比的关系 为了直观，人们往往借助热力学图解上的正面积的大小直接说明不稳定能量的大小。然而，即使CAPE值不变，如果自由对流层厚度（自由对流高度LFC到平衡高度EL间的厚度）增大（减小），则整个对流层的平均浮力必然减小（增大）。CAPE相同而纵横比不同的探空，其稳定度可能出现较大的不同。一般而言，矮胖的CAPE比瘦高的CAPE，更有利于出现强对流。

5.2.1.2 下沉对流有效位能DCAPE

强的局地风暴，如多单体风暴、超级单体风暴，持续较长时间的重要条件之一是具有常定的上升气流和下沉气流。对流发展到一定阶段后，下沉运动开始产生，到风暴成熟阶段，上升和下沉运动都得到充分发展，此后，下沉运动称为对流主体，对流逐渐减弱直至对流结束。

有关强局地风暴上升运动的研究较多，也比较透彻，而下沉运动的情况以及它的起因比上升运动复杂，研究相对较少。近年来，随着局地强风暴探测手段即数值模拟技术的改进，带动了对局地强风暴中下沉气流的关注。

对流中下沉运动的原因是外界干冷空气被吸入对流云体，并被云内降落的水和冰粒子拖曳下泄，由于水和冰的蒸发和融化而使气块降温，并低于环境温度，产生向下的浮力，从而使下沉加速。下沉对流有效位能从理论上反映了对流云体中下沉气流达到地面时可能有的最大动能（下击暴流的强度），即环境负浮力对气块做功所产生的动能。

下沉对流有效位能DCAPE的表达式为

$$DCAPE = \int_{p_i}^{p_n} R_d(T_{pe} - T_{rp})d\ln p$$

其中， T_{rh} 表示密度温度，下标e和p分别表示与周围环境和气块相关的物理量， p_i 表示气块起始下沉处的气压， p_n 表示气块到达中性浮力层或地面时的气压

在T-InP图中，DCAPE与线段AB、BC、CD与层结曲线AD所围成面积成正比（下图）。把中层干冷空气的侵入点作为气块下沉的起始高度。下沉起始温度以大气在下沉七点的温度经等焓蒸发至饱和时所具有的温度作为大气开始下沉的温度。大气沿湿绝热线下沉至大气底部，这条湿绝热线与大气层结曲线所围成的，点击所表示的能量为下沉对流有效位能。利用实际探空判断下沉起点时，可把中层大气中相当位温最小的点作为下沉起始高度，把该高度处的露点温度作为下沉起始温度。

假设不考虑其它因素，若下沉起始高度的垂直速度为零，则气块下沉至中性浮力层或地面时，理论上负浮力做功引起的下沉对流速度为

$$-w_{max} = \sqrt{2DCAPE}$$

自Emanuel(1994)引入DCAPE后，DCAPE已被广泛用于强风暴的分析和研究，有几点值得注意，1. 下沉起始高度的取法，一般将其取为700~400hPa间 θ_w 或 θ_{se} 最小处或600hPa处。2. DCAPE与CAPE的产生过程有重要的差别。CAPE产生于上升凝结过程，可精确把该过程看做一个平衡过程，小云滴和水汽具有同样温度。而充满降水雨滴的下沉气流，由于雨滴相对较大，对空气而言，它具有明显的下沉速度，雨滴的温度不一定等于气块温度，下沉蒸发过程是一种非平衡过程，但一般仍处理为平衡过程3. 与CAPE相比，DCAPE的理解和计算过程更为复杂4. 很多情况下，水物质的蒸发并非能够一直使得下沉气流恰好保持饱和状态，因此与上升过程相比，气块沿着假相当位温线（湿绝热线）下沉的可能性很小5. 当CAPE小于某一临界值时（该临界值需进一步通过实验确定），将不计算DCAPE或认为DCAPE为零，如果CAPE较小，没有降水时，不可能有DCAPE所描述的下沉对流运动发生

5.2.2 与不稳定能量储存相关的参数

强对流的发生与发展过程是大量能量累积、发展与释放的过程。强对流风暴的发展需要释放巨大能量，对流能量的积聚也是强对流风暴发生的前提条件。干暖盖指数和对流抑制能量反映了大气稳定结构对于对流运动的抑制强度，一旦这种抑制被突破，对流运动即可得到较为充分的发展。

5.2.2.1 干暖盖强度指数Ls

在强对流爆发前，中低层常有逆温层，它一般具有干、暖特性，故常常称为“干暖盖”。它相当于一个阻挡层，暂时把低空湿层与对流层上部的干层分开，阻碍对流的发展。

干暖盖一方面抑制对流，另一方面也是对大气低层不稳定能量进行储存和积累，这种作用使得不稳定能量不至于零散释放，而是集中在具有强大触发机制的地区释放，造成强烈的对流天气。因此，在分析、预报强对流天气时，应当注意中低层是否有干暖盖。

干暖盖的相对强度可用指数Ls表示，

$$Ls = (\theta_w^*)_{max} - \bar{\theta_w}$$

其中， $(\theta_w^*)_{max}$ 表示逆温层顶处的最大饱和湿球位温， $\bar{\theta_w}$ 表示靠近地面50hPa气层中的湿球位温的平均值。Ls越大，表示干暖盖越强。

5.2.2.2 对流抑制能量CIN

对流抑制能量（Convective Inhibition, CIN）是反映对流发生之前与能量储存相关的参数，即不稳定能量的储存机制，对流抑制能量的定义为当平均大气边界层气块通过稳定层达到自由对流高度LFC所做的负功，公式表示为，

$$CIN = - \int_{P_{LFC}}^{P_i} R_d(T_{vp} - T_{ve})d\ln p$$

其中， T_{ve} 、 T_{vp} 分别表示环境和气块的虚温， p_i 表示气块起始抬升高度， P_{LFC} 为自由对流高度，CIN是气块获得对流必须超越的能量临界值。

T-InP图上，将气块抬升到LFC位置通常需要对气块做功，而功的大小与气块起始抬升高度到LFC之间的状态曲线与层结曲线所围成的面积成正比，这块面积被称为负面积，即对流抑制能量CIN。

CIN的物理意义为：处于低层的气块能否产生对流，取决于它能否从其他途径获得克服CIN所表示的能量，这是对流发生的先决条件。由于发生强对流的情况，通常是CIN有一较合适的值，CIN太大，抑制对流程度大，对流不容易发生；CIN太小，不稳定能量不容易在低层积聚，不太强的对流很容易发生，从而使对流不能发展到较强的程度。

5.3 大气热力-动力参数结合的组合参数

对流能否发展为强风暴，一方面取决于稳定度状况，另一方面取决于环境的动力条件。热力和动力参数从不同侧面反映出天气发生的环境。在应用时，常常把大气热力（稳定度或能量）参数和风垂直切变等动力参数结合起来组成一些具有天气动力学意义的新参数。如理查森数是把静力稳定度和动力条件相结合判断大气综合稳定度状况的一个传统指标，而粗理查森数和能量螺旋度等将对流能量和动力参数相结合，从不同侧面反映了强对流发生的环境特征和条件。

5.3.1 理查森数Ri

在大气湍流理论中，理查森数（Richardson number, Ri）是一个重要的参数。Ri最初是为了寻找大气湍流发展与否引入的，现在已经用于区分各种尺度扰动系统是否稳定以及暴雨的落区预报中。它表示静力稳定度和风速垂直切变之间的关系，实际上反映了有效位能与有效动能之间的关系，层结越不稳定，垂直切变越大，越有利于湍流发展。

Ri是无量纲数，其表达式为，

$$Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \approx \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\Delta \theta_z \cdot \Delta z}{(\Delta u)_z^2 + (\Delta v)_z^2}$$

其中， $\bar{\theta}$ 是两个高度上（如850hPa和500hPa）位温的平均值， $\Delta \theta_z$ 是两个高度上位温的差值。 $\Delta u, \Delta v$ 分别是两个高度上纬向风和经向风的风速差。

Ri可正可负，Fritschi曾经分析了Ri与天气的关系，发现Ri对强对流天气有很好的指示性，判据如下，

$0.25 \geq R_i \geq -1$	易发生中纬度系统性对流
$R_i < -1$	易发生气团性雷暴
$R_i < -2$	易发生热带性积雨云

5.3.2 粗理查森数BRN

5.3.3 风暴相对螺旋度SRH

5.3.4 能量-螺旋度指数EHI

5.3.5 强天气威胁指数SWEAT

T-lnP图在强对流天气中的应用

深厚湿对流在天气和气候中起着非常重要的作用。中纬度地区的许多强对流天气往往与有组织的深厚湿对流有关。但不是所有的对流天气都可以被称为强对流天气（如阵雨、一般的雷阵雨），我国对强对流天气的暂行规定是：雷雨大风（ $\geq 17.2\text{m/s}$ ，8级）、2cm以上冰雹、水龙卷之外的所有龙卷以及短时强降水（ $\geq 20\text{mm/h}$ ）等天气现象。根据强对流天气的不同预报时效，可分为展望、警戒和警告。预报时需要在中尺度环境场和中尺度过程进行细致分析。在对流发生前，侧重于分析环境场。除了天气图分析、物理量诊断，T-lnP图分析时非常重要的方法之一。对流发生后，基于雷达、卫星等实时监测，结合T-lnP图，也可以对风暴的组织结构等进行分析。

6.1 大冰雹

在雷暴三要素满足的基础上，预报强冰雹（2cm以上）的潜势主要从下面三方面考虑：

1. 较大的CAPE指（我国），或者 -10°C 到 -30°C 之间的CAPE较大（美国， -10°C 到 -30°C 是冰雹最有效增长区）。这是因为大冰雹的形成和增长过程与上升气流的速度大小有关。只有较强的持续时间较长上升气流，冰雹才能够长大。
2. 较强的深层垂直风切变： $0-6\text{km} \geq 20\text{m/s}$ （强切变）。有利于将水平涡度转换为垂直涡度，使上升气流维持较长的时间。
3. 0°C 层（融化层）到地面的相对高度（注意不是绝对高度）不宜太高， $<4.5\text{km}$ 。如果高度太高，那么冰雹降到融化层以下会融化，到地面可能融化掉大部分或者全部融化，从而形不成大冰雹。

上述三个关键条件度可以从T-lnP图中判断，根据08时探空，可以估计午后强冰雹的潜势，如果边界层的日变化和平流过程明显，需对08时探空加以订正。

6.2 雷暴大风

弱的垂直风切变或者较强垂直风切变都可能产生雷暴大风。在预报时，除了雷暴产生需要的三要素，还要关注有利于强烈下沉气流的条件。

干微下击暴流 指强风阶段不伴随（或很少）降水的微下击暴流。多见于干旱、半干旱地区，主要有浅薄的、云底较高的积雨云发展而来，有利于干微下击暴流的典型层结特征如下图所示。云底高度高，在T-InP图上表现为LFC（自由对流高度）高。由于对流通常很弱，不稳定（CAPE）很小。与干微下击暴有关的下沉气流是由云内降雨（不及地）拖曳产生，由云底降水的蒸发、融化和升华所产生的负浮力导致地面强风的产生，反映在T-InP图上为中层要有一定的湿层和云下深厚的干绝热层，以维持下沉气流到达地面。下沉运动的大小可以用DCAPE衡量。关于干微下击暴流的预报，其天气尺度强迫弱，主要基于早晨探空和白天加热的预期。

湿微下击暴流 指伴有大雨的下击暴流（冰雹可以伴随也可不伴随），多见于湿润地区。其环境通常具有弱天气尺度强迫和强垂直不稳定的特点。往往产生于较湿边界层和较浅薄的云下层环境中。其典型大气层结与干微下击暴流明显不同（如下图），前期存在逆温，LFC高度较低，高空气层相对干，由于下午加热使得低层常存在干绝热层（约地面-1.5km）。湿微下击暴流与强降水联系，水载物对下沉气流的激发和维持起重要作用，即云内和云底下方冰晶或水滴的融合和蒸发冷却驱动并维持负浮力导致地面强风的产生。

6.2.1 弱垂直风切变下的雷暴大风

弱垂直风切变下的雷暴大风主要是脉冲风暴产生的微下击暴流，在地面产生17m/s以上瞬时风的强烈下沉运动，水平辐散尺度小于4km，持续时间为2-10分钟，包括干微下击暴流和湿微下击暴流。

6.2.2 中等到强垂直风切变下的雷暴大风

在强垂直风切变下，产生雷暴大风的对流风暴种类很多，尺度变化也很大，飚线、多单体风暴、超级单体风暴以及其它对流系统都可能产生。弓形回波是产生地面非龙卷风灾的典型回波结构。研究表明，显著的弓形回波往往出现大的层结不稳定（如CAPE超过2000J/kg）和中等到强的垂直风切变（地面-2.5km或5km至少15-20m/s切变）。此外，中层往往有明显的干层，有利于增强下沉气流。

6.3 龙卷

龙卷可以产生于超级单体，也可以产生于非超级单体。对于超级单体龙卷，要求（1）CAPE大；（2）切变强，尤其是低层0-1km具有强的垂直风切变；（3）低的LCL（1200m以上无法形成龙卷，几百米边界层高湿）。

6.4 短时强降水

基本条件：雷暴三要素。

与冰雹、雷暴大风的环境条件比较：短时强降水对CAPE的要求可以相对弱一些，但是对水汽条件的要求更高，湿层厚，相对湿度和绝对湿度都高，风切变可以小一些。

大气中的逆温及其在T-lnP图中的判别

通常，对流层大气的温度随高度升高而降低，但有时候在某些层次会出现气温不随高度变化或随高度升高反而增加的现象。气象上把温度不随高度变化的大气层称为等温层，而把温度随高度升高而增加的大气层称为逆温层。就热力学角度而言，等温层和逆温层都是稳定层，表示大气层结稳定。如果它们出现在地面附近，则会限制近地气层强烈乱流的发生。如果它们形成于对流层某一高度之上，则会阻碍下方垂直运动的发展。由于逆温层对云雾、垂直运动发生发展以及其它天气现象影响较大，因此本节对各种逆温层的形成过程及其特点进行讨论。本节需要的基础知识和基本概念包括：绝热过程和非绝热过程、湿绝热过程，长波辐射和黑体、放射和吸收，混合层、行星边界层的结构、摩擦层、贴低层、近地层，湍流，比湿和绝对湿度，压高关系，平衡过程。

7.1 辐射逆温

辐射逆温是晴朗的夜间由于地面、雪面或冰面、云顶等的强烈的长波辐射冷却，使紧贴其上的气层与上层空气相比，有较大的降温而形成的。因此，辐射逆温通常从地面开始，逐渐向上发展形成逆温。但如果是由于云顶或雾顶辐射造成的辐射逆温，逆温层就始于云顶或雾顶附近。

形成辐射逆温的有利条件是：晴朗（或少云）而有微风（约2-3m/s）的夜晚。因为云层向地面放射长波辐射，能够减弱地面的有效辐射，不利于地面冷却。当地面风太大时，大气中的垂直混合作用太强，不利于近地层气层的冷却；无风时，冷却作用又不能扩散到较高的气层中去，也不利于逆温层的加厚；只有当风速适当时，才能使逆温层既有相当厚度又不至于因为湍流混合作用而遭到破坏。此外，还有其它一些因子影响辐射逆温的形成，见下表。

注解：湿空气在辐射冷却过程中易发生凝结现象，如露，由于有潜热的释放，故不利于形成逆温

	因子类别	有利因子	不利因子
主要因子	风速	微风	强风
	黑夜持续时间	长夜	短夜
	干湿特征	干空气	湿空气
	天空状况	晴空	有云
其它因子	地表湿度		
	植被类型		
	地表类型（雪、沙地、草地等）		

辐射逆温层的产生是有规律的，通常只在夜间形成，上午消失。下面以近地层的辐射逆温为例说明辐射逆温的生消过程。一般辐射逆温在日落前后自地面开始形成，地面因辐射冷却而降温，与地面接近的气层冷却降温最强烈，而上层的空气冷却降温缓慢。夜间随着辐射冷却的加强，逆温层逐渐加厚，黎明前达到最大厚度。日出后随着太阳短波辐射不断加热，地面温度上升，逆温自下而上逐渐消失，在上午完全消失，逆温层的厚度可以从几十米到300-400米，其上下界面温度差一般只有几度，很少能够达到10-15°C。这种逆温在中纬度大陆上都能发生，特别是沙漠地区经常出现。

在冬季大陆上冷高控制的天气条件下，由于长时间的辐射冷却，地面和近地层的温度显著下降，可以形成白天也不消失的冬季辐射逆温。这种逆温层的厚度可达到几百米到2-3km，其上下界的温度差可以达到15-25°C，有时可以持续若干天不消失。

由于夜间云顶的辐射冷却作用比其上的空气强，所以在贴近较厚云层的大气层中也可以形成辐射逆温，但是这种逆温通常厚度不大，上下界的温差也很小。

在T-InP图上，典型辐射逆温的基本特征是：

1. 逆温始于地面，地面经常是 $T=T_d$ 或 $T \sim T_d$ ，这是因为逆温层下界与下垫面接触，湿度较大
2. 逆温层中温度廓线和露点廓线接近
3. T_d 几乎平行于等饱和比湿线，说明逆温层内空气混合充分，水汽垂直分布均匀
4. 逆温层顶以上 T 和 T_d 迅速减小，由于层结稳定，阻碍水汽向上输送，湿度较小，因而 $T-T_d$ 大

7.2 平流逆温

当暖空气平流到冷的下垫面时，暖空气与冷地面之间不断的进行热量交换（湍流热量交换）。暖空气下层受冷的下垫面影响最大，降温强烈，形成一层浅薄的冷空气，而上层降温缓慢，从而形成逆温。

平流逆温的形成也是由地面开始逐渐向上扩散的，类似辐射逆温，但是它是基于空气的运动（平流）形成，而辐射逆温是局地形成的。其强弱由暖空气和冷地面之间的温差大小决定，温差越大，逆温越强。它可以在一天中的任何时刻出现，有的可以持续好几个昼夜。单纯的平流逆温没有明显的日变化。

冬季，在中纬度的沿海地区，由于海陆温差大，当海上暖湿空气流到大陆时，常出现较强的平流逆温。这种逆温常伴随着平流雾的形成。与辐射逆温不同，出现平流雾时，不但不要求晴朗少云，而且风速也可以很大（可达5-8m/s）。

注解：平流逆温的天气学意义就在于它与平流雾的形成有关。

暖空气经冰、雪表面产生融冰、融雪现象，吸收一部分热量，使得平流逆温得到加强，这种逆温称为“雪面逆温”。

在T-InP图上，平流逆温非常浅薄，只有数米或几十米。

7.3 湍流逆温

湍流逆温是由于低层（摩擦层，也叫行星边界层）空气的湍流混合，在湍流层顶部所形成的逆温。

注解：摩擦层又称行星边界层，底部和地表接触，上界大致为1-2km高度。

在摩擦层内部的未饱和空气（温度直减率 γ ），经过湍流混合后，温度直减率趋近于干绝热线 γ_d ，湍流混合区顶部的降温十分显著。在湍流混合区和自由大气之间的过渡层内，由于湍流随高度迅速减弱，降温作用随高度迅速减弱。到了自由大气，降温作用不明显。所以上述过渡层内，温度直减率必然变小，强的可达逆温程度。

湍流逆温的形成过程见下图：假定在湍流混合前，层结曲线为ABC，此时 $\gamma < \gamma_d$ ，层结稳定。因为未饱和湿空气在绝热升降过程中温度是按照干绝热递减率变化的，所以当湍流在混合层内发生时，上层的空气沿着干绝热线下降到下层（F→E），其温度要比周围的空气高（ $T_E > T_A$ ），混合后下层温度升高（ $T_{A'} > T_A$ ）。而下层空气沿着干绝热线上升到上层（A→D），其温度低于周围空气的温度（ $T_D < T_F$ ），经过混合后上层温度降低（ $T_{F'} < T_F$ ）。因此，经过充分混合后，湍流混合层内的层结曲线趋向于干绝热线（A'F'）， $\gamma \approx \gamma_d$ 。在摩擦层与自由大气之间的过渡层内，湍流急剧减弱，温度递减率陡然变小，出现逆温（F'B'）。

注解：湍流逆温的天气学意义1：风速越大，湍流越强。冷空气过境后风速增大，湍流引起的地面增温可显著减小因平流引起的降温（冷空气降温）。在冷平流不太强的情况下，甚至会出现温度不降反升的现象。这种情况在北京经常出现。

因湍流逆温出现在湍流混合层的顶部，所以其离地的高度随湍流层的厚薄而定。湍流强时，湍流厚度厚，它所在的高度就高。反之，高度就低。一般它都位于摩擦层的中上部，不紧贴地面。湍流逆温的厚度不大，一般不超过几十米。从湿度的垂直分布来看，逆温层以下，经过强烈的湍流混合后，气层中水汽的垂直分布已经比较均匀。因此，在T-InP图中，逆温层以下露点温度的垂直分布曲线大致平行于等饱和比湿线，因为在没有凝结的情况下，比湿不变，充分混合后导致比湿上下相等。水汽从逆温层上界开始急剧减少，逆温层高度大致与摩擦层顶相吻合，离地大约1km。

注解：湍流逆温的天气学意义2：在逆温层的底部，由于下层的随其和杂质向上输送，以及温度的下降，容易发生层云和层积云。

湍流逆温在T-InP图中基本特征可以归纳为：

1. 逆温层位于行星边界层内，但不到达地面
2. 逆温层下方的温度递减率接近干绝热递减率
3. 逆温层下方的露点廓线与等饱和比湿线接近平行
4. 边界层内风速较大

7.4 下沉逆温

由于稳定气层整层空气下沉压缩，绝热增温而形成的逆温。形成过程如下图所示，ABCD为某高度上的气层，厚度为 Δz ，当气层下沉时，它的压力逐渐增大，厚度减小，图中 $\Delta z' < \Delta z$ 。假如下沉过程是绝热的，而且气层内部相对位置不变，即原来在顶（底）部的空气下沉后仍在顶（底）部。由于顶部（DC）下沉的距离（DC→D'C'）大于底部下沉的距离（AB→A'B'），所以顶部绝热增温的幅度大于底部。因此，当气层下沉带某一高度时，气层顶部的气温高于底部，变形成逆温。

下沉逆温形成的有利天气条件是：极地冷高压或者副热带高压控制下的晴好天气，高压中有持久而强盛的下沉运动。

下沉逆温的特点是出现在空中一定的高度上（距地1-2km以上），范围广，逆温层厚度大（可达数千米），逆温持续时间长。在逆温层中空气比较干燥，温度露点差很大，在T-InP图上表现为露点曲线与层结曲线的距离随着高度升高加大，形成通常所说的喇叭口。

注解：湍流逆温和下沉逆温的比较

1. 下沉逆温在边界层之上，湍流逆温在边界层中
 2. 下沉逆温厚，而湍流逆温薄
 3. 湍流逆温也是喇叭口形，但是湍流逆温层下的层结曲线是接近干绝热线，湿度是接近等饱和比湿线，而下沉逆温没有这个限制
 4. 下沉逆温底部不易产生云，而湍流逆温底部容易有云
-

7.5 锋面逆温

锋面逆温是由于锋面上方的暖气团凌驾于冷气团之上，冷暖气团的温度差异而形成锋区内的逆温，锋区的厚度就是逆温层的厚度，它的高度随着锋面的倾斜而成倾斜状态。由于锋是从地面向冷空气方向倾斜的。因此，锋面逆温只能在冷气团控制的地区观测到，锋面逆温离地的高度与观测点相对于锋面的位置有关，距离地面锋线越近，逆温层高度越低，反之越高。

一般暖气团中的湿度比冷气团大一些，所以湿度与温度同时随着高度的升高而增加。由于锋上暖气团中常有上升运动，因此逆温层上方的温度露点差一般比下方冷气团中的要小，当锋面上有凝结现象时，逆温层以上的温度露点差可以为零。在T-InP图上表现为逆温层以上，露点曲线与层结曲线比较接近。

7.6 地形逆温

地形逆温多发生在山谷或盆地等低洼地区。夜晚，山坡上的近地面空气辐射冷却，因冷空气较重，沿斜坡下沉流入低洼地区，聚集在山谷盆地底部，使原来较暖的空气受挤抬升，出现温度倒置现象。

7.7 小结

以上六种逆温由于气形成的机理不同，它们出现的高度和时间以及逆温层上下方的温度廓线和露点廓线都有各自的特点，因此不难把它们区分开来，并通过它们推测大气中所发生的动力学和热力学过程。这正是分析逆温层的意义所在。当然实际情况有时候可能不像上面所说的那么典型，常常实际中原因混杂在一起，使得逆温层性质不易判断。在这种情况下，我们应该更具逆温层出现的时间、地点和天气条件等加以具体分析，抓住其主要特点，从而做出正确分析。

T-InP图在冬季降水类型判别中的应用

从云中降落到地面各类水汽凝结（华）物统称为降水。按照相态可以分为液态降水和固态降水。我国东部地区冬季降水类型主要包括雨、雪、雨夹雪、冰粒、冻雨等。对降水相态的正确预报非常重要。假如24小时累计降水量为5mm，若相态是雨，则只是小雨，对城市运行和生活生产不会造成多大影响；若相态是雪，则5mm是大雪量级，对社会的影响就非常大。如果降水相态是冰粒或者冻雨时，则对交通、电力、通讯、建筑等造成严重危害。2008年1月底到2月初中国南方发生的持续性冰冻雨雪过程，其影响范围之广，强度之大，持续时间之长为历史罕见，给我国国民经济造成了严重损失。下面首先简要介绍各种相态降水的形成机制，然后说明T-InP在雨、雪、冰粒和冻雨判别中的应用。

8.1 不同相态降水的概念及形成机制

不同相态降水的生成涉及云物理学知识，这里只做简单介绍。

8.1.1 云中水滴和冰晶

在纯水汽环境中，相对湿度需要达到百分之几百，水汽才开始凝结形成水滴（同质核化）。实验指出，相对湿度达到700-800%时，才能在纯净空气中形成十分微小的水滴胚胎，这些小胚胎在相对湿度小于700%时迅速蒸发消失。而实际大气中，由于总是有足够的凝结核存在，所以相对湿度刚刚超过100%，就会发生凝结现象（成云）。若具有凹面，即使不饱和（相对湿度小于100%）情况下也会形成小水滴。

一般认为，水温降低到0°C以下就会结冰，但是云中冰晶生成，温度降到0°C这一个条件是不够的。对于纯水微滴，温度一直降到-40°C以前不会产生同质冻结，而存在合适的核时，只要低于零下几度就可以产生冻结。大气中的冰核很少，远不如凝结核那么丰富，因此水滴处于过冷却状态很常见，-15°C或更低的过冷水也不少见。冰核浓度随时空变化很大，当温度为-20°C时，典型的冰核浓度为每升1个。

8.1.2 雨

雨是从云中降落到地面的液态水滴。云中的云滴增长为雨滴，有两种过程。

一种是云中有冰晶和过冷水同时共存，在同一温度下（ -10°C 到 -20°C 最有利），冰晶的饱和水汽压小于水滴的饱和水汽压，致使水滴蒸发并向冰晶上凝华，这一过程被称为“冰晶效应”，冰晶效应促使云滴迅速增长而产生降水。在中高纬度，云内的“冰晶效应”非常重要，当云层发展很厚，云顶温度低于 -10°C 时，云的上部具有冰晶结构（如As, Ns, Cb等）时，就会产生强烈的降水。其中上层（约 -20°C ）的冰晶作为低层降水所需的胚胎，云的中层（约 -15°C ）提供迅速扩散增长的良好环境，低层（ -10°C 到 0°C 之间）降水快速增长。

另一种是云滴的碰并增长（简称碰并）作用。在云顶温度高于 0°C 的云内，碰并作用起了非常重要的作用（暖云降水），在低纬度和中纬度夏季，因为 -10°C 较高，有些云往往发展不到这个高度，云中只有水滴，不含冰晶。当云层较厚时，在云滴碰并作用下也能产生较强的雨。而当云层较薄时，当云内完全有水滴组成（如St, Sc等）时，只能降毛毛雨或小雨。

8.1.3 雪

雪是由冰晶组成的降水，到达地面时大多是雪花而不是一个个的冰晶。雪花的大小不均，一个雪花所含的冰晶随着雪花增大而增加，一个雪花往往有多达几十个冰晶组成。一个下落的冰晶，通过过冷却水滴和冰晶组成的云中，将因水滴碰冻或冰晶碰连而增长，其中碰冻增长会形成淞附结构的霰，而碰连增长则形成雪花。明显的碰连现象仅在温度高于 -10°C 条件下，才可能发生。

8.1.4 冻雨

冻雨也被称为雨淞，是指低于 0°C 的雨滴在略低于 0°C 的空气中保持过冷状态（过冷雨滴），外观为一般雨滴形态，当它落到温度低于 0°C 的地面（包括地物）上时，立即冻结为外表光滑而透明的冰层。冻雨的形成机制可分为两种。

一种是暖雨机制，即雨滴的形成过程中，基本无冰相例子参与，云滴通过碰并增长为雨滴，雨滴下落到过冷层后，称为过冷水滴，落地地面冻结。

一种是经典的融化机制（冰晶层-暖层-冷层模式），云中的雪花或冰晶形成后（云顶伸展到 -10°C 以上），先下落到中层融化层变为雨滴，然后下落到过冷层成为过冷水滴，最后落到地面冻结。我国北方地区的冻雨形成机制以经典的融化机制为主，而南方地区则两种机制都存在，以暖云机制为主。

8.1.5 冰粒

冰粒是指透明的丸状或不规则的固态降水，质地较硬，着硬地一般反弹，直径通常小于 5mm 。有时冰粒内部还有未冻结的水，如被碰碎，只剩下破碎的冰壳。冰粒的形成机制也分为两种。

一种是经典的融化机制，类似冻雨，区别在于融化层较弱，雪花或冰晶只是部分融化，进入冷层后重新冻结，最后以固态粒子落地。少数个例中由于融化层较强，雪花完全融化，进入深厚的冷层中重新冻结。

另一种是暖雨直接冻结机制，云中无雪花或冰晶，毛毛雨直接在冷层中冻结为冰粒落到地面。

我国冰粒天气形成机制主要以融化机制为主。冰粒天气的云顶高度普遍高于冻雨天气，冰粒天气的暖层厚度和强度均小于冻雨天气，有利于冰晶和雪花只是部分融化，从而在过冷层中完全冻结，以固态落到地面。

8.2 不同相态降水的探空特征

对于预报员而言，不可能在预报是深究降水过程的微物理过程。生成何种类型的降水与垂直温度特征有密切的关系。不管是哪种类型的降水，都需要满足水汽条件和垂直运动条件，在此基础上，若能结合探空反映的垂直温度特征，可以更好做好相态的预报。Stewart(1985)将雪、雨、冰粒、冻雨的温度廓线做了对比（下图），可以看到，雪的整层温度低于 0°C ；雨在中高层的温度低于 0°C ，低层的温度均高于 0°C ；冰粒和冻雨的中低层均出现了逆温，并且近地面及地表温度均小于 0 ，相比而言，冰粒的暖层厚度和强度均小于冻

雨。需要注意的是，上述只是简化的对比四种降水类型的垂直温度特征，并且是国外的，模型，实际情况会比这个复杂。

CHAPTER 9

Indices and tables

- `genindex`
- `modindex`
- `search`