

第五章 大气静力稳定度

5.1 大气静力稳定度概念

北极云	冬日极夜几乎没有太阳辐射，但局地存在温差，局地气流上升，小尺度循环重复，产生层云，生命周期可达数星期，可反射太阳辐射并吸收地面长波辐射，有保暖作用。
基本概念	大气静力稳定度表示大气层结特性对气块铅直位移影响的趋势和程度。即气块受到轻微扰动后能否回到原位。气象要素垂直分布、对流强弱、云雾降水形成、污染物扩散状况等，都与大气稳定度密切相关。其表示大气的层结特性。
情况	① 稳定 ② 不稳定 ③ 中性
详细描述	大气稳定度是大气层结对气块能否产生对流的一种潜在能力的度量。它并不是表示气层中已经存在的铅直运动，而是用来描述大气层结对处于其中的气块受到外力扰动后产生垂直运动时所施加的影响(加速度)，这种影响只有当气块受到外界扰动后，才表现出来。
特性	① 静力稳定度是气块与它所在的气层相互作用的综合结果 ② 静力稳定度只表示其垂直运动发展的趋势与可能 ③ 稳定气层中可以存在对流运动，但不利于对流发展。不稳定气层无扰动也不存在对流，但利于产生

5.2 气块运动

气块法	判断静力稳定度的常用方法。理想气块在静力平衡的大气环境中受到扰动，根据气块的运动特征来判断大气稳定度。在气块运动时，环境状态维持不变。
原理解释	气块运动的趋势取决于气块与环境的热力差异，因气块运动中的热力状态是确定的，所以气块运动最终由环境大气的层结特征决定。
假设条件	1. 环境大气处于静力平衡状态 2. 气块与环境大气不混合 3. 气块的运动对环境大气的温湿参量没有影响 4. 气块做绝热垂直运动 5. 在同一高度，气块与环境大气的压强相同
一般运动方程	主要根据加速度来判断。气块的运动在垂直方向受到气压梯度力和重力的合力作用：

垂直运动方程 $\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g$ 由于静力平衡： $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_e g$ (e 表示环境，环境重力=梯度力)

上式合并得 $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{\rho_e - \rho}{\rho}\right) g = f_A$ 该式表明气块内外的密度差异(净浮力 f_A)是加速度的原因

由于密度 ρ 难以测量，使用状态方程与准静态条件，将该式改写为： $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}}\right) g \approx \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right) g$

由此可见，气块垂直加速度取决于气块内外温度之差。

气块按干绝热上升，到某一位置的温度为 $T = T_0 - \Gamma_d dz$ 而新位置大气温度为： $T_e = T_0 - \Gamma dz$

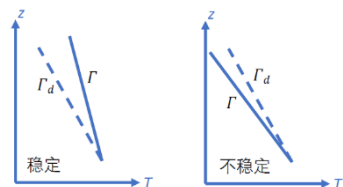
已知对于确定厚度的薄气层， Γ 是确定的常量，将以上两式代入得 $\frac{dw}{dt} \approx \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right) g = \left(\frac{\Gamma - \Gamma_d}{T_{ve}}\right) g dz$

由此可见，对于未饱和气块，其稳定度取决于 $\Gamma - \Gamma_d$

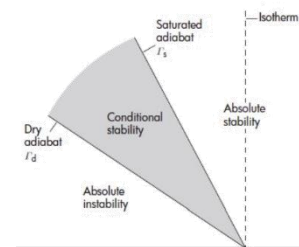
稳定度划分 ① $\Gamma > \Gamma_d$ 不稳定 ② $\Gamma < \Gamma_d$ 稳定 ③ $\Gamma = \Gamma_d$ 中性

位温划分 ① $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 不稳定 ② $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 稳定 ③ $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ 中性

推导 由于有 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\Gamma_d - \Gamma)$ ，可以得知 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 与 $\Gamma_d - \Gamma$ 成正比，故可得。



条件性不稳定 环境温度直减率 Γ 介于 Γ_d 与 Γ_s 之间。该气层对于**饱和湿空气块**的垂直位移来说是不稳定的，对于**未饱和湿空气块**的垂直位移来说是稳定的。可见， $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ 的薄气层的静力稳定度视条件而定，称为条件性不稳定。



5.3 气层的不稳定的能量与条件性不稳定

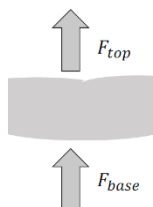
5.3.1 能量情况

长波辐射冷却 吸收地面热量: $F_{base} = \sigma(T_{s\text{地表温度}}^4 - T_{base\text{云底温度}}^4)$

发射能量: $F_{top} = \sigma(T_{top\text{云顶温度}}^4 - a_{lw}T_a^4\text{上方大气})$

净能量: $F^{net} = F_{base} - F_{top}$ 减温率 $\frac{dT}{dt} = \frac{F^{net}}{c_p \rho \Delta z} \approx -4.2K/day$ 为每日变化温度(取 $\Delta z = 1$)

观测发现: 温度变化**最大位置**在于**云顶区域**。向下辐射远小于向上的长波辐射。(空气的长波辐射发射率很小), 导致云顶附近不断放出能量。实际上能量交换在云顶附近的薄薄一层, 理论结果为云顶 $-200K/day$, 会导致下沉气流, 说明**云理想条件下无法维持, 会始终发生变化**。



5.3.2 不稳定能量

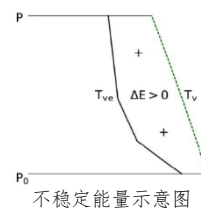
定义 根据**能量守恒和转化定律**, 如果环境大气对一上升气块作正功, 那么**气块垂直上升运动的动能**增加, 可以认为**气块这种动能的增加**是由**气层所储藏的一部分能量**转化而来的, 这部分能量称为**气层的不稳定能量**。

推导 将一般运动方程 $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{T-T_e}{T_{ve}}\right)g$ 两边乘以 dz , 有 $\frac{dw}{dt} dz = \left(\frac{T-T_e}{T_{ve}}\right)g dz$ 由于 $dz = w_{\text{速度}} dt_{\text{时间}}$

$$\Rightarrow \frac{dw}{dt} w dt = d\left(\frac{1}{2}w^2\right) = \left(\frac{T-T_e}{T_{ve}}\right)g dz \text{ 积分得: } \frac{1}{2}(w^2 - w_0^2) = \Delta E = \int_{z_0}^z \left(\frac{T-T_e}{T_{ve}}\right)g dz$$

公式 利用静力学方程($-dp = \frac{p}{R_d T_{ve}} g dz$): $\Delta E = R_d \int_{p_0}^p (T - T_e)_{\text{温度差}} d(-\ln p)_{\text{高度变化}}$

概念 在埃玛图中不稳定能量就是由**气块状态曲线**(虚线)、**大气层结曲线**(实线)和**等压线 $p_0 \sim p$** 所包围的面积, 这个面积的**大小与不稳定能量的多少成正比**。



5.3.3 高度参数

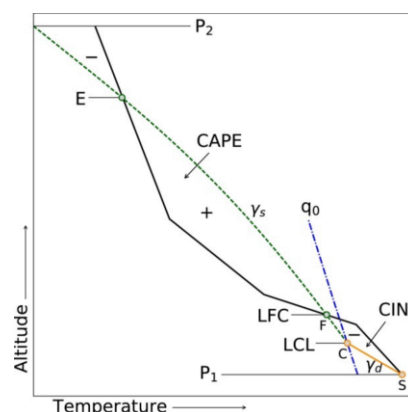
自由对流高度 LFC Level of Free Convective p_F 其上方气块会在浮力作用下发生对流夹卷混合与降水可能导致云体不沿湿绝热线上升, 导致 ΔE 减小, p_E 降低

对流上限 p_E 云一般最高能达到的高度。

对流有效势能 CAPE Convective Available Potential Energy = $R_d \int_{p_F}^{p_E} (T - T_e) d(-\ln p)$

最大垂直速度 $w_0 = 0$, $w_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE}$ 出现在E点

对流抑制能 CIN Convective Inhibition = $-R_d \int_{p_1}^{p_F} (T - T_e) d(-\ln p)$



垂直发展由于雨滴拖曳作用不易向上发展, 在风作用下斜向发展更利于向上(过强则切断)

波斯湾: 全球增温对陆地上 CAPE 影响不大 (黑线右移, 水汽不变), 但海洋上 CPAE 显著提升 (水汽增长, 黑线右移)

5.3.4 潜在不稳定

定义 气层的潜在不稳定性, 是指在该气层中, **下部的稳定气块具有到达上部时转变为不稳定气块的条件**。根据**正负面积区**的大小, 可将潜在不稳定型再分成真潜不稳定和假潜不稳定

真潜不稳定 若 $CAPE > CIN$, 则是真潜不稳定, **有利于对流发展**;

假潜不稳定 若 $CAPE < CIN$, 则是假潜不稳定, 即便外力抬升很强, 气块达到LFC后, 仍很难发展成强对流

注意 ① 若大气低层湿度大, 与低层湿度小的情况相比较, 更易出现真潜不稳定型

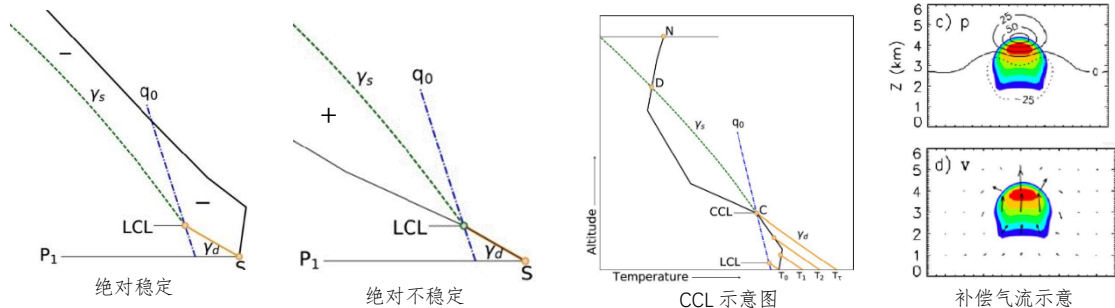
② 不稳定能量及潜在不稳定类型与**湿度条件密切相关**, **湿度越大, 越有利于对流发展**

绝对稳定 气块温度 T 总小于气层温度 T_e 。这种气层底部扰动不论强弱，气层对受扰气块起抑制作用，不利于受扰动气块的上升运动。但需要注意：底部的气块并不是绝对不能上升

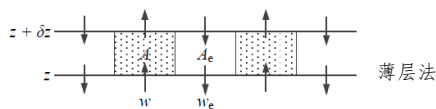
绝对不稳定 气块温度 T 总是大于气层温度 T_e 。此时，低层大气是一个干绝热气层，其底部只要有一点微小的扰动，气块就能上升，该气层会释放不稳定能量并转化为气块上升的动能，加速上升发展

对流凝结高度 CCL Convective Condensation Level 即为**温度层结曲线与低层实际比湿线 q_0 的交点**。可用于预测热雷雨到达 T_4 时，气块向上发展全过程比环境温度高，不存在SIN，此时的云底高度为 CCL

夏天小的积云高度一般为 CCL，而地形云常为 LCL



5.4 薄层法



引入 气块法基于气块假说，与实际大气运动情况不符。实际情况是，当大气中有气流运动时，**环境大气不可能保持静止，即气块上升时必定在周围产生下沉的补偿气流。**

介绍 薄层法考虑了这种补偿的下沉运动。原先**静止的薄气层**，若受到外界铅直扰动，则**上升气流及其附近环境的下沉气流同时产生**，上升气流与下沉气流**通过这一薄层的不同水平区域**，从而可以得到静止薄气层的静力稳定度判据。

假定条件

1. 上升与下沉气块均服从气块假说
2. 当气块垂直运动时，伴随有环境大气的垂直补偿运动
3. 薄气层中，通过任一水平高度的上升空气质量与下沉空气质量相等
4. 气层水平均一 ($\rho = \rho_e$)
5. 上升气流和下沉气流都是可逆绝热的
6. 薄气层的温度直减率水平均一且不受外界扰动的影响，即温度的改变只与垂直运动有关（没有水平方向的冷暖平流）

特点 薄层法判据比气块法有所改进，提供了一个在给定高度上分析微小虚拟位移的稳定度的方法。但在实际工作中，**由于上升气块和下沉环境大气面积无法测定**，也很难得到垂直速度，所以难以在实际中应用，但它仍能得到一些在气块法中无法得到的正确的定性结论。

5.5 夹卷过程对静力稳定度的影响

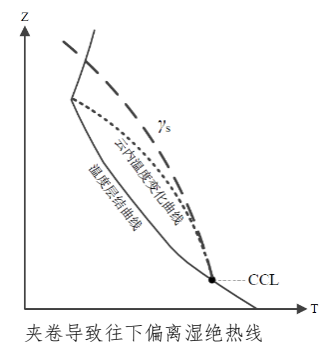
夹卷过程 夹卷过程是指上升云体周围的空气进入云体并与云体混合的过程

特点 实际大气中，气块与环境大气有质量交换
积云内部强大的上升气流，水平卷入**未饱和的环境空气**
导致云内温度递减率增大，抑制对流的云继续发展

BV 频率 气块受到扰动后，在气层中振荡的频率： $N = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$

有饱和湿空气 BV 频率： $N_m^2 = \frac{1}{1+w_t} \left\{ \Gamma_m \frac{\partial}{\partial z} [(C_p + C_t w_t) \ln \theta_e] - (C_l \Gamma_m \ln T + g) \frac{\partial w_t}{\partial z} \right\}$

① $N_m^2 < 0$ 不稳定 ② N_m^2 越大，气层越稳定



5.6 气层整层升降对静力稳定度的影响

- 描述** 大气中经常会发生**大范围的空气层抬升或下沉的运动**。大尺度升降运动与天气系统有关。
- 反气旋** 存在**大尺度下沉运动**，且可能形成**下沉逆温**
- 气旋** 存在**大尺度上升运动**，有可能使**绝对稳定的未饱和气层转化为不稳定气层**
- 注意** 在讨论整个气层升降运动对大气静力稳定度的影响时，假设气层在升降过程中是**绝热的**且气层的**总质量保持不变**；并且气层内部没有湍流混合作用，气层内各部分的相对位置不变

5.6.1 未饱和气层及下沉逆温

条件 假设气层从压强 p_1 处垂直下降到 p_2 处，气层下降前后的**厚度 Δz** 、**平均水平截面积 A** 、**平均密度 ρ** 、**平均气压 p** 、**平均虚温 T_v** 和**虚温递减率 Γ** ，气层下降前、后的变量用小标1和2区分。

由于气层在升降过程中**总质量不变**，所以有 $\rho_1 A_1 \Delta z_1 = \rho_2 A_2 \Delta z_2$ 气体状态方程：

$$\frac{\Delta z_1}{\Delta z_2} = \frac{\rho_2 A_2}{\rho_1 A_1} = \frac{p_2 T_1 A_2}{p_1 T_2 A_1} \quad \text{气体方程} \quad \text{设}\theta\text{为下界位温，则上界位温为}\theta + \frac{\partial\theta}{\partial z_1} \Delta z_1$$

然而由于绝热： $\frac{\partial\theta}{\partial z_1} \Delta z_1 = \frac{\partial\theta}{\partial z_2} \Delta z_2$ 合并公式，有 $\frac{\partial\theta}{\partial z_2} = \frac{\partial\theta}{\partial z_1} \frac{p_2 T_1 A_2}{p_1 T_2 A_1}$

根据 $\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\Gamma_d - \Gamma)$ 可导出垂直升降后气层的减温率 Γ 为 $\Gamma_2 = \Gamma_d - (\Gamma_d - \Gamma_1) \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}$

即： $\Gamma_2 = \Gamma_1 + (\Gamma_d - \Gamma_1) \left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right)$ 这是整层气层下降时得到的结果

讨论 若整层下沉且水平辐散，有 $\left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right) < 0$ 厚度变薄，根据 $\Gamma_2 = \Gamma_1 + (\Gamma_d - \Gamma_1) \left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right)$ 有：

- ① 若下沉前稳定 ($\Gamma_1 < \Gamma_d$)，则后项 < 0 ，下沉后 $\Gamma_2 < \Gamma_1 < \Gamma_d$ ，下沉气层趋向于更加稳定
对于下沉前本来就十分稳定的气层，若下沉高度和截面积的变化很大，就可能因气温直减率显著减小而形成逆温层 ($\Gamma_2 < 0$)。这可能是副高中心下沉逆温形成的主要机制
- ② 当 $\Gamma_1 = \Gamma_d$ 时，可得 $\Gamma_2 = \Gamma_1 = \Gamma_d$ ，即原中性的气层整层下降后**仍为中性**
- ③ 当 $\Gamma_1 > \Gamma_d$ 时， $\Gamma_2 > \Gamma_1 > \Gamma_d$ ，下沉气层**变得更不稳定**，但这种超绝热气层在实际大气中极其少见

若整层抬升且水平辐合，有 $1 > \left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right) > 0$ ，根据 $\Gamma_2 = \Gamma_1 + (\Gamma_d - \Gamma_1) \left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right)$ 有：

- ① 当 $\Gamma_1 < \Gamma_d$ 时，原**稳定**气层抬升后 $\Gamma_2 > \Gamma_1$ ，但因为 $1 > \left(1 - \frac{p_2 A_2}{p_1 A_1}\right)$ ，所以 $\Gamma_2 < \Gamma_d$ ，即抬升气层**仍然是稳定气层但稳定度减小**，当达到 $\Gamma_2 > \Gamma_d$ 时则出现条件不稳定
- ② 当 $\Gamma_1 > \Gamma_d$ 时，原**不稳定**气层抬升后，出现 $\Gamma_2 > \Gamma_d$ 且 $\Gamma_2 > \Gamma_1$ ，即气层**仍是不稳定的**
- ③ 当 $\Gamma_1 = \Gamma_d$ 时，可得 $\Gamma_2 = \Gamma_1 = \Gamma_d$ ，原来中性的气层整层抬升后**仍为中性**

综上所述：① 对于始终保持未饱和状态的气层，整层下沉时，会使**稳定或不稳定度增加**

② 整层抬升时，**稳定或不稳定度减小**，但不能由稳定转变为不稳定或由不稳定转变为稳定

5.6.2 气层升降过程中达到饱和状态

描述 如果开始上升时气层**未饱和**，则通过以下两种情况分别讨论：

- ① **下湿上干**的气层，气层整层抬升后成为**不稳定层结**

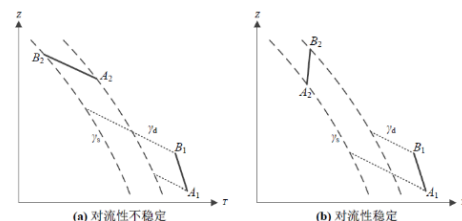
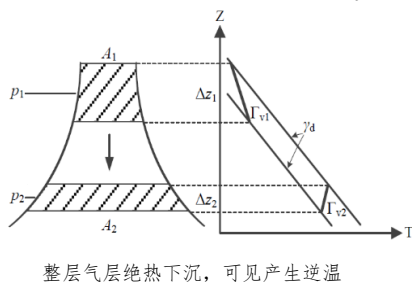
大气中的水汽主要来源于地表，因此常是**低层湿度大而高层干燥**，整层气层被抬升时往往下部先达到饱和，进而变成为不稳定的气层，称为**对流性不稳定或位势不稳定** (potential instability)

- ② **下干上湿**的情况，气层整层抬升后层结**更加稳定**，称为**对流性稳定**

对流性不稳定判据 对流性不稳定时气层**下部假相当位温比上部高**，对流性稳定时相反，因此可得对流性不稳定

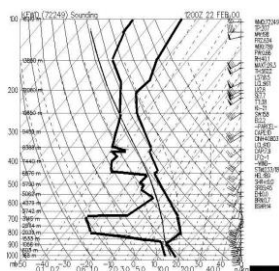
的判据为：
$$\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z} \begin{cases} < 0 & \text{位势不稳定} \\ > 0 & \text{位势稳定} \\ = 0 & \text{中性} \end{cases} \quad \left(\text{由于上下表面相当位温恒定} \right) \quad \text{对流性稳定的气层被整层}$$

抬升后可能形成层状云，而对流性不稳定的气层则形成积云（对流云），甚至产生对流性降水



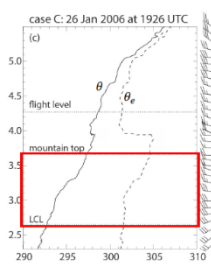
实际案例

① 天山强降雪

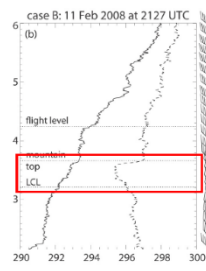


下方潮湿，上方干燥，形成非常不稳定的情况

② 位势稳定与不稳定的实际观测 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$

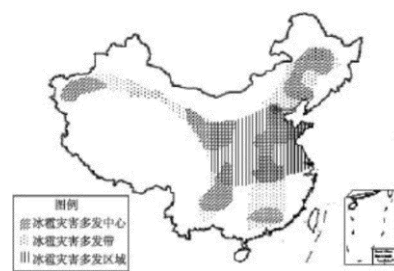


位势稳定



位势不稳定

③ 位势不稳定灾害



冰雹灾害分布图

5.6.3 其他表示稳定度的方法

K 指数

K-index 用于评估普通雷暴发生的概率和空间分布，基于温度和露点温度计算。

$$K = T_{850} + T_{d850} + T_{d700} - T_{700} - T_{500}$$

- ① $K > 35$ 可能出现大范围雷暴
- ② $31 < K < 35$ 可能会有分散的雷暴
- ③ $26 < K < 30$ 可能出现广泛分布的雷暴
- ④ $20 < K < 25$ 可能出现孤立的雷暴
- ⑤ $K < 20$ 雷暴发生的概率很小

抬升指数

Lifted Index(LI) 该指数用于表征雷暴的强度。如果雷暴形成，抬升指数反映了雷暴的严重性。

$$LI = T_{500} - T_{p500}$$

其中， T_{p500} 是从地面抬升至500hPa湿绝热过程中的气团温度， T_{500} 是该高度的环境温度。

- ① 当 $LI > -2$ ，雷暴强度较弱
- ② 当 $-5 < LI < -3$ ，雷暴强度较强
- ③ 当 $LI < -5$ ，雷暴强度最强

沙氏指数

Showalter 指数 (SI) 该指数与抬升指数类似，但关注的高度是850mb层。

$$SI = T_{850} - T_{p850}$$

该指数用于识别抬升指数未能检测的高架雷暴。

总总指数

Total Totals Index, TT 此指数指示强雷暴活动的可能性。

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

- ① TT 值高于 52 时，强雷暴发生的概率很高，并且其中许多雷暴会发展成强雷暴；
- ② TT 值在 48 到 52 之间时，存在强雷暴发生的可能性；
- ③ TT 值在 44 到 48 之间时，可能会有分散的雷暴，且强雷暴发生的概率较低；
- ④ TT 值低于 44 时，通常仅出现普通雷暴。