

Chapt 1 前言

~. 大气物理学.

cumulus cloud. 积云.

大气无上限: $\int_{-1}^{\infty} \Rightarrow \sum_{i=1}^{\infty}$

h: 0-50 km, 对称, 平流, M号, 不带电.

观测+理论+模拟.

过冷水. 0°C 以下的水.
0°C 以上的冰?

距赤道有正负? (V)-
火山灰在平流层吸收热量且不掉下 \Rightarrow 治全球变暖?

FSU:

"大气无国界, 大气科学家有国界"

Chapt 1. 大气概述.

Chapt 2. 大气热力学基础和静力稳定度 (☆)

Chapt 3. 大气运动的能量, 辐射 & 热量收支. (☆)

Chapt 4. 云, 雾和降水物理学.

Review. 声光电 (大气与海洋学).

Chapt 5. 大气光学: 能见度.

Chapt 1. 大气概述

§1. 大气演化.

4.5×10^9 (45亿) 年前. 原始大气. H_2, He, CO .

45亿 ~ 20亿年前. 次生大气 (还原大气). CO_2, CH_4, NH_3, H_2O .

现代大气 (氧化大气). N_2, O_2 . \leftarrow 光合作用, 水分解.

C: 有机体燃烧.

S, H_2S, SO_2 . 燃烧, 腐烂.

4亿 $\Rightarrow O_3 \leftarrow$ 光化反应.

(?) 植物腐烂, 火山爆发, 石油燃烧, 雷电.

§2. 大气组成:

近地面 $VOC_x, NO_x \Rightarrow O_3$.

~. 各种气体混合物: 干洁大气. (除 H_2O 颗粒物外气体的总称)

主要成分 { 恒定成分: N_2, O_2, Ar .

可变成分: $CO_2 \Rightarrow$ 可控. V: 0.033%. M: 0.05%.

{ 体积混合比.

{ 质量混合比.

微量成分 { 恒定成分: 惰性气体. (He, Ne, Kr, Xe).

可变...: 污染性物质 ($CO, NH_3, CH_4, H_2O, NO_2 \dots$)
甲醛.

ppm. 百万分之 (10^{-6}). \Rightarrow { ppmv
ppmm.

ppb. 十亿分之

ppt. 万亿... (10^{-12})

二. 气溶胶. 汇 (干冰降, 湿冰降). 源 (海洋气溶, 人工).

三. 水 (三相态).

重要性: 是大气物理, 大气化学中的重要物质.

①. 相变 \rightarrow 热量 (潜热); ②. 形成云 & 降水; ③. 辐射. 对电磁波的吸收, 发射, 散射有影响.
④. 气溶胶转换过程中的重要参与者.

特点: 含量少 (0.1-3%); 大部分集中在 10 km 以下; 局地变化大.

主要来自副热带洋面蒸发

三圈环流, 热带是下沉支. ?

水循环过程 (hydrocycle):

自然界水分从海洋到陆地往返循环, 不断转移、交替的现象。

具体: 洋面蒸发上升的水汽 $\xrightarrow{\text{随气流转移}}$ 陆地上空 $\xrightarrow{\text{遇冷凝结成雨雪}}$ 下降到地面/水体上 \rightarrow 汇入海洋。
 江河湖泊, 渗入土壤岩层。

一. 降水.

二. 蒸发, 水汽通量 (风速, 湿度).

三. 升举.

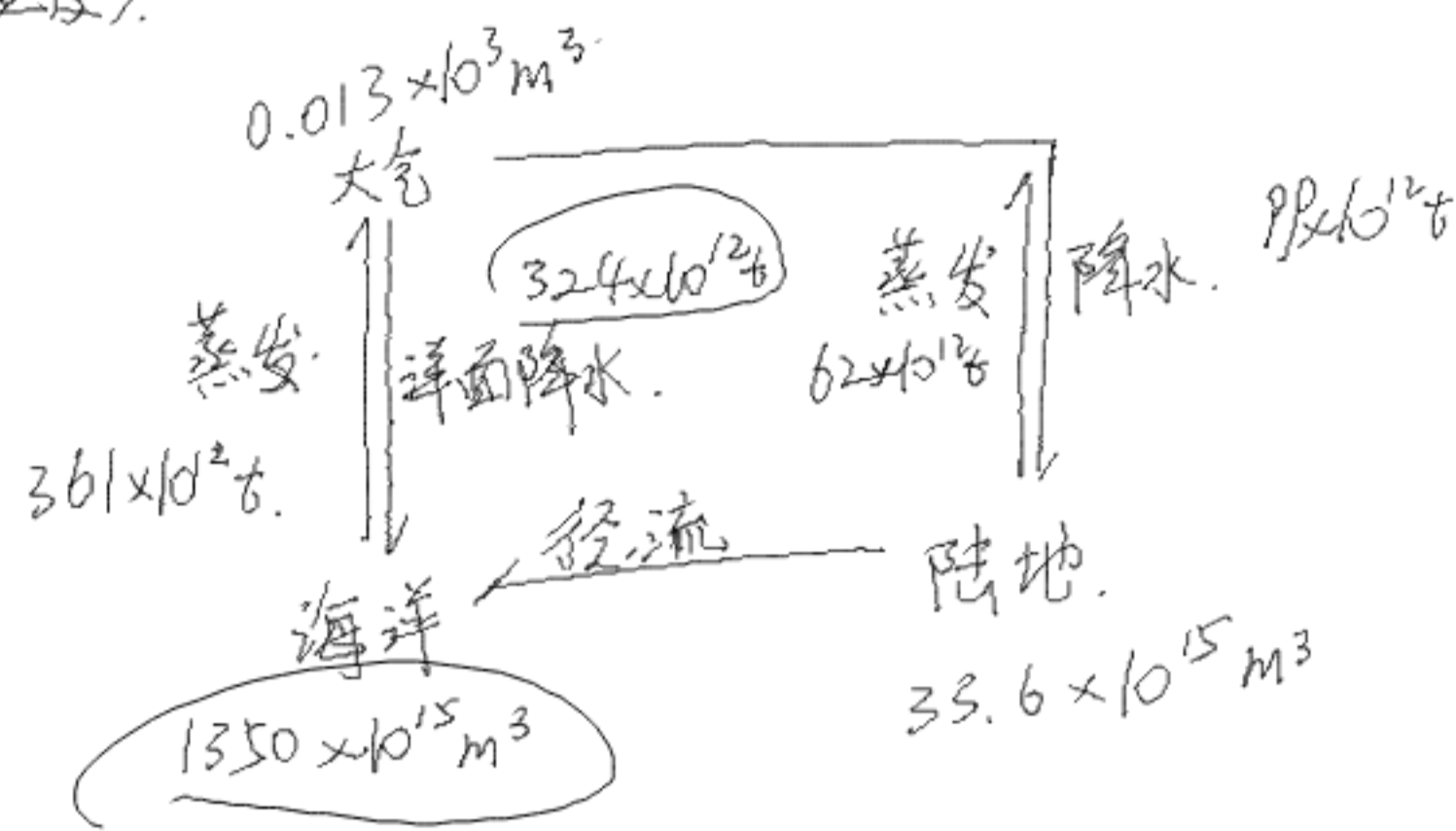
四. 滞留. (水平方向的转化)

五. 凝结.

六. 辐射.

七. 热量.

八. 水文. (地下径流).



3. 重要气象要素.

温、压、湿、风

一. 气温.

t(h): 百叶箱 (1.5 m).

$$T/K = 273.15 + t/^\circ\text{C}$$

人体 37°C , 310.15K , 98.6°F

$$F/^\circ\text{F} = \frac{9}{5}t + 32$$

二. 气压. (强).

$P/P_a = \rho \cdot m^2$. 在某高度的气压值 = 从这一高度垂直向上直到大气上界的空气柱的质量.

760 mmHg = 一个标准大气压: 0°C . 标准重力加速度 ($g = 9.806 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$) 下的压强.

$$= 101325 \text{ Pa} = 1013.25 \text{ hPa} = 1013.25 \text{ mb.}$$

$$1 \text{ mmHg} \approx 133.32 \text{ Pa.}$$

三. 风 (风量)

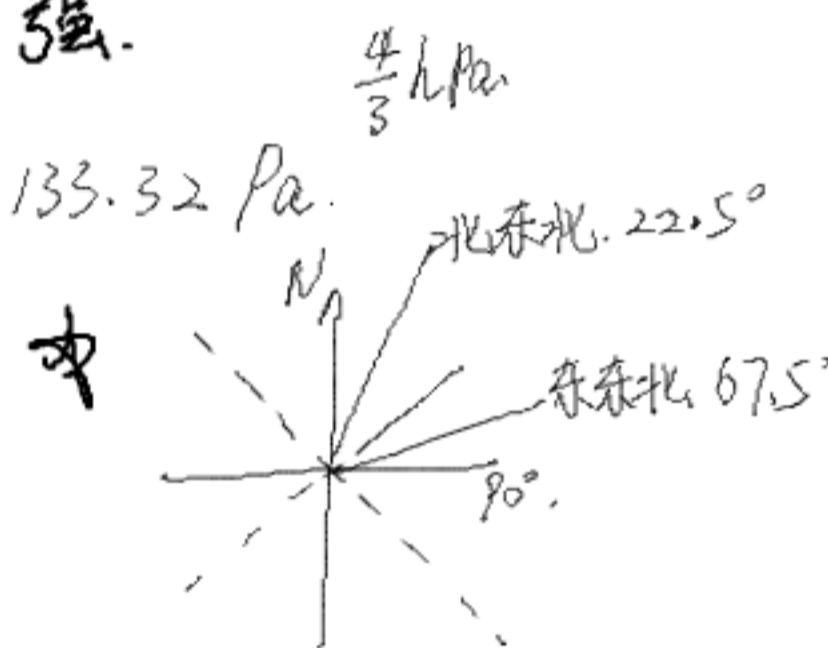
空气相对地面的水平运动.

风向: 风的来向. 北风 $\rightarrow 0^\circ$ 风; 东风 $\rightarrow 90^\circ$ 风.

风速 / $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 节.

$$1 \text{ mile} = 1609.344 \text{ m.}$$

微风拂面: $2-3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 树叶不停动: $4-5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 大树作响: $11-12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 拔树: $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$



四. 湿度.

大气中水汽含量的多少

A (1) 水汽压.

实际水汽压 e : 空气中水汽的分压强.

饱和水汽压 e_s : 空气在某温度下所能容纳的最大水汽压.

气相与 s-l 平衡时的水汽含量. ① 是且仅是温度的函数. ② $t \uparrow, e_s \uparrow$.

$$P = P_a + e \text{ (dry)}$$

$$1. \text{ 马格努斯经验公式: } e_s / \text{hPa} = \bar{e}_0 \cdot 10^{\frac{a \cdot t}{b+t}}$$

标准大气下的饱和水汽压. $\bar{e}_0 = 6.11 \text{ hPa}$.

水面: $a = 7.5, b = 237.3$

冰面: $a = 9.5, b = 261.5$

$$2. e = \bar{e}_0 \cdot 10^{\frac{a \cdot t_d}{b+t_d}} / e(t_f) \text{ (与实际温度无关)}$$

(2) 露点温度 t_d & 霜点温度 t_f .

水汽含量越高, 其值越大; 与实际 t 无关.

当湿空气在水汽含量不变的情况下等压降温到水面/冰面饱和时的温度.

e 不变, 使 $e_s \downarrow$

$(t - t_d)$. 越小, 则湿度越大.

(3). 水汽密度 ρ_v Vapour.

$$P = \rho_v R_v T$$

$$\Rightarrow e = \rho_v R_v T$$

$$R_v = 1.608 R_d$$

$$PV = nRT \Rightarrow P = \frac{nM}{V} \frac{R^*}{M} T$$

比气体常数

$$R_v = \frac{R^*}{M} = \frac{8.31 \times 10^3}{18.016} = 461.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$\text{空气 } R_d = \frac{R^*}{M} = \frac{8.31 \times 10^3}{28.966} = 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

(4). 相对湿度 f .

$$f = \frac{e}{e_s} \times 100\%$$

毛发湿度计, 通风干湿计.

(5). 比湿 q .

单位体积湿空气内水汽与湿空气质量之比.

$$q = \frac{m_v}{m_w} = \frac{m_v}{m_v + m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{\frac{e}{R_v T}}{\frac{e}{R_v T} + \frac{P_d}{R_d T}} = \frac{e}{\frac{e}{1.608} + P_d} = \frac{e}{e + 1.608 P_d} = \frac{e}{e + 1.608(p - e)}$$

$$q_s = 622 \frac{e}{p} \text{ (g/kg)}$$

* 等压变湿时, 比湿不变.

$$= 0.622 \frac{e}{p - 0.378e} \text{ (g/g)} \approx 0.622 \frac{e}{p} \text{ (g/g)} = 622 \frac{e}{p} \text{ (g/kg)}$$

但饱和比湿 \downarrow

(6). 混合比:

$$r = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\frac{e}{R_v T}}{\frac{p - e}{R_d T}} = \frac{1}{1.608} \frac{e}{p - e} \text{ (g/g)} = 0.622 \frac{e}{p - e} \text{ (g/g)} = 622 \frac{e}{p - e} \text{ g/kg}$$

例1. 已知 P, T, f . 求 q .

$$T \Rightarrow e_s, f = \frac{e}{e_s} \Rightarrow e, q = 622 \frac{e}{p} \text{ (g/kg)}$$

* ①. 小心单位; ②. 求 e .

2. 知 T, P, q_d . 求 ρ_v

$$e = e_s \cdot 10^{\frac{q_d}{6.47 + q_d}}, \rho_v = \frac{e}{R_v T}$$

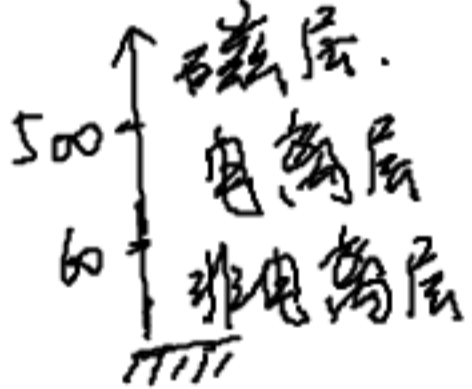
34. 大气垂直结构.

一. 分子组成及化学成分.

h/km \uparrow 非均匀层: 分相过程大; 重力分离.

ρ_0 均匀层. 由于湍流, 分子质量 $M \approx 28.966$. 在化学性质方面当做单一气体讨论. (水汽, 微量气体含量差异大)

二. 电学性质.



三. 温度.

$$\text{温度垂直递减率 } \gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

(1). 对流层.

- ①. 层顶: 高纬 82km, 夏季高冬低. 中纬 11km, 低纬 17km

②. $\gamma \approx 6.5^\circ\text{C/km}$. 地面大气: 红外热辐射, 热传导-感热. 离地面越近, 两种作用越强, 因此温度 \uparrow

③. 1~2km. 行星边界层. 摩擦; 湍流; 扰动项; 人类生活区域.

行星边界层顶-对流层顶: 自由大气, 无摩擦; 层流, 稳定流体; 与人类活动关系较小.

④. 含有 75% 的大气质量和几乎全部的水汽 \Rightarrow 天气变化.

⑤. 对流活动强烈

⑥. 层顶: $\gamma \approx 0 / \gamma < 0$ 处.

(2). 平流层.

对流层顶 - 50~55km. γ 由负转正.

①. $\gamma < 0$. 层中有 O_3 . 吸收太阳紫外辐射.

②. 垂直对流小, 以水平运动为主

③. 水汽少, 几乎无云.

④. $(O_3)_{max} = 25\text{km}$. 臭氧层. 臭氧层厚度: 压缩到 1 个大气压的厚度. $\sim 10^{-3}\text{mm} \sim d = 270 \text{ Dobson}$.

臭氧层空洞: $d < 220 \text{ Dobson}$.

$$\text{Dobson} = 10^{-5} \text{ m}$$

(3). 中间层. ~85km.

- ① $\gamma > 0$. 没有臭氧, 无热源; 接受平流层加热.
- ② 对流活动强但相对对流层弱. (没有物质).
- ③ 电离和光化作用强.
- ④ 层顶 ~180k

(4). 热层. ~500km.

- ① $\gamma < 0$. O原子, O₂吸收太阳紫外辐射.
- ② 极光.
- ③ 温度日变化, 季变化大. (受太阳影响). 层顶 ~1500K

(5). 外逸层. 500km以上.

$\gamma = 0$. 大气稀薄, 温度高, 运动速度快, 相互作用弱. 假定为等温气体.

§5. 气体状态方程 & 大气静力学方程. **★** 普适方程.

~. $PV = nR^*T$ 1. 干空气. 可当为单一理想气体处理. $M_d = \frac{m_d}{n_d} = 28.966 \Rightarrow P_d = \frac{m_d R^* T}{M_d V} = P_d \frac{R^*}{M_d} T = P_d R_d T$

对湿空气. $m_w = m_d + m_v$. $P_w = P_d + P_v = \frac{P_d}{R_d T} + \frac{P_v}{R_v T} = \frac{P_w - P_v}{R_d T} + \frac{P_v}{R_v T} = \frac{P_w}{R_d T} (1 - \frac{P_v}{P_w} + \frac{R_d}{R_v} \frac{P_v}{P_w}) = \frac{P_w}{R_d T} (1 - 0.378 \frac{P_v}{P_w})$

$\Rightarrow P_w = \frac{P_w R_d T}{1 - 0.378 \frac{P_v}{P_w}} = P_w R_d T (1 + 0.378 \frac{P_v}{P_w})$. $R_w = (1 + 0.378 \frac{P_v}{P_w}) R_d$. 默认 $R = C$

$P_w = P_w R_d T_w$. 虚温. $T_w = T (1 + 0.378 \frac{P_v}{P_w}) = T (1 + 0.608 q)$ $q = 0.622 \frac{e}{P_w}$

二. 大气静力学方程. $dp = -\rho g dz$.

§6. 气压-高度公式. **★**

$dp = -\frac{\rho}{\rho} g dz \Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz \Rightarrow \boxed{P_2 = P_1 e^{-\int_1^2 \frac{g}{RT} dz}}$

一. 均质大气. ρ 不随高度变化.

$\int_0^H dp = \int_0^H \rho g dz \Rightarrow P_0 = \rho g H$. **★** ① 标高 $H = \frac{P_0}{\rho g} = \frac{RT_0}{g} \sim 8km$. ② 气压/密度降为起始处 $1/e$ 处的高度. Thinking?

$\frac{dp}{dz} = \rho R \frac{dT}{dz} = -\rho g \Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{R}$. $\gamma_A = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_d} = 34.1^\circ C/km$ 湿度的轴对称梯度, $\gamma > \gamma_A$. 大气自动对流.

二. 等温大气.

T 不随高度变化. (用于微分)

$P_2 = P_1 e^{-\frac{g}{RT}(z_2 - z_1)} = P_1 e^{-\frac{z_2 - z_1}{H}} \Rightarrow P_2 = P_0 e^{-\frac{z}{H}}$ $T=C \rightarrow P_2 = P_0 e^{-\frac{z}{H}}$

左用. 1. 测高. $z_2 - z_1 = -H \ln \frac{P_2}{P_1}$; 2. 海平面订正. $P_0 = P_h e^{\frac{h}{H}} = P_h e^{\frac{1.9}{R} h}$ $t_h = \frac{1}{2}(t_0 + t_h)$ $t_0 = t_h + \gamma h$, $\bar{T} = \frac{1}{2}(t_0 + t_h)$.

三. 多元大气

γ 不变. $T_2 = T_0 - \gamma z$. $P_2 = P_1 e^{-\int_1^2 \frac{g}{R(T_0 - \gamma z)} dz} = P_1 e^{\frac{g}{R\gamma} \ln \frac{T_0 - \gamma z_2}{T_0 - \gamma z_1}} = P_1 \left(\frac{T_0 - \gamma z_2}{T_0 - \gamma z_1} \right)^{\frac{g}{R\gamma}} = P_0 \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\gamma}}$. $z_1=0, z_2=z$.

$\Rightarrow z = \frac{T_0}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{P_2}{P_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g}} \right]$. 大气上界 $z_1 = \frac{T_0}{\gamma}$

* 等温大气 $\gamma = 0$; 均质大气 $\gamma_A = 34.1^\circ C/km$.

四. 标准大气.

人为规定. 特性随高度平均分布的大气. (T, P, ρ , 成分, etc).

Chaps 2. 大气热力学基础.

★ $\begin{cases} \text{状态方程. } p = p(T) \\ \text{静力学方程. } p = p_0 e^{-\int_0^z \frac{g}{RT} dz} \\ \text{热力学定律. } du = d\alpha - p d\alpha = c_v dt \end{cases}$ 准静态过程.

§1. 热力学定律在大气科学中的应用.

1. 系统: 给定质量和成分的任何物质. \rightarrow 气块, 空气微团.

外界(环境): 其余与系统可能发生相互作用的环境. \rightarrow 背景大气: 静止, 不变的.

未饱和湿空气系统: 干空气+水汽. = 二元单相系.
饱和湿空气系统: 干空气+水汽+液态/固态水. = 多元多相系.

物质 $\begin{cases} \text{封闭系 } V, \Delta m = 0 \\ \text{开放系} \end{cases}$

2. 准静态过程: 变化过程无限缓慢.

E 交换 $\begin{cases} W \\ Q \end{cases}$ 机械平衡 $p = p_0$. 准静力条件.

3. 微团模型.

\hookrightarrow 宏观足够小, 微观含有大量分子的空气团, ① T, P 温度均匀分布, 因各物理量服从状态方程, 热力学定律;

② 气块运动时一般绝热, 且服从准静力条件, 环境大气处于静力平衡状态?

热力学第一定律. $du = d\alpha + dQ + dA$. 仅考虑体积变化功. $-p dV$.

单位 m 理想气体. $du = c_v dt = d\alpha - p d\alpha$ 比容, 比体积. $\alpha = \frac{V}{m} = \frac{1}{\rho}$
 $p\alpha = RT \Rightarrow p d\alpha + \alpha dp = R dt$ $\Rightarrow d\alpha - R dt + \alpha dp = c_v dt \Rightarrow d\alpha = c_p dt - \alpha dp$
 $c_p - c_v = R$

热力学第二定律.

1. 可逆, 系统, 环境回到原来状态.

2. 熵: 能量在空间分布的均匀程度.

$dS = \frac{dQ}{T}$. 从平衡态 x_0 始, 终止于另一平衡态 x_1 . 朝着系统和环境的总熵的方向
 $S_1 - S_0 = \int_{x_0}^{x_1} \frac{dQ}{T} \geq 0$. 绝热过程.

$\begin{cases} dS \geq \frac{dQ}{T} \\ dQ = dU + p dV \end{cases} \Rightarrow T dS \geq dU + p dV. \quad dU \leq T dS - p dV$

3. 理想气体可逆过程.

$dS = \frac{dQ}{T}$
 $d\alpha = c_p dt - \alpha dp = c_p dt - \frac{RT}{p} dp \Rightarrow dS = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad S = c_p \ln T - R \ln p + S_0$

§2. 大气绝热过程 = 大气垂直运动过程.

大气中的垂直运动. ($p = p_0$ 指数衰减) 气压随高度变化很大, 气块短期内发生很大变化, \therefore 因空气压缩/膨胀导致

的温度变化 $>$ 传热.

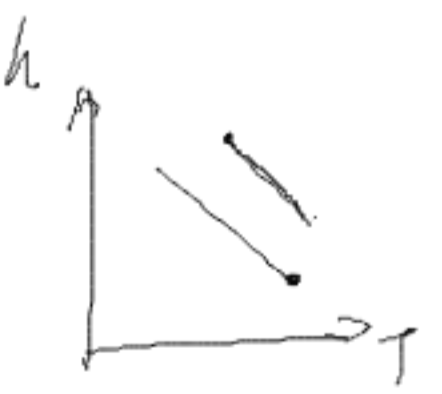
1. 大气干绝热过程 (可逆).

无冰的相变, 无凝结潜热的释放和蒸发吸热.

空气微团中水汽始终未达饱和.

① $d\alpha = c_p dt - \alpha dp \Rightarrow \frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} \Rightarrow \left(\frac{T}{T_0}\right) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/c_p}$ 泊松公式.

② $\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{dp g}{c_p} = \frac{g}{c_p} = \underline{1.0 \text{ } ^\circ\text{C/km.}}$



★ 位温 θ :

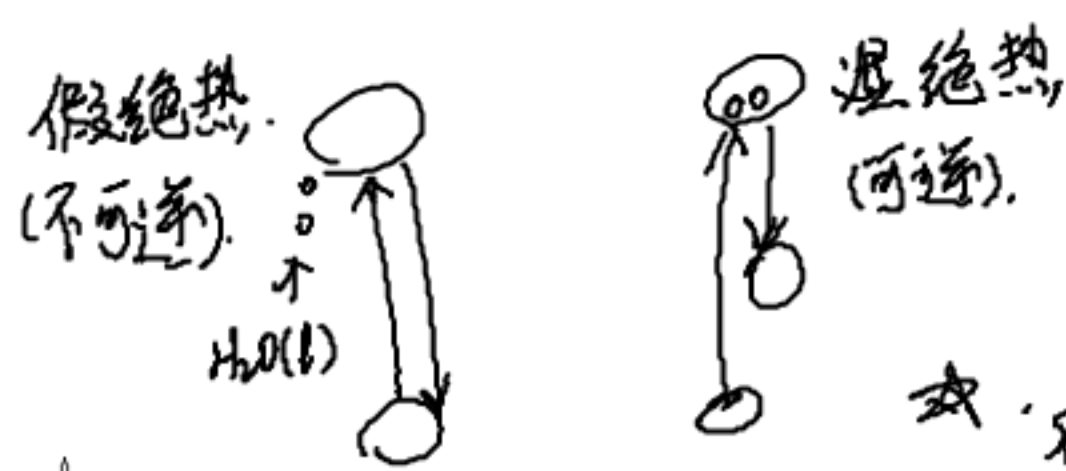
将空气微团干绝热移动到 10^5 hPa 处的温度.

$\theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{R/c_p}$ 干绝 $\theta = \text{const.}$ 位温守恒.

$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT}{T} - \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} \Rightarrow c_p \frac{d\theta}{\theta} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} = \frac{dQ}{T} \Rightarrow c_p \frac{d\theta}{\theta} = 0 \Rightarrow d\theta = 0$

$dS = \frac{dQ}{T} = 0$. 熵守恒.

二. 湿绝热过程.



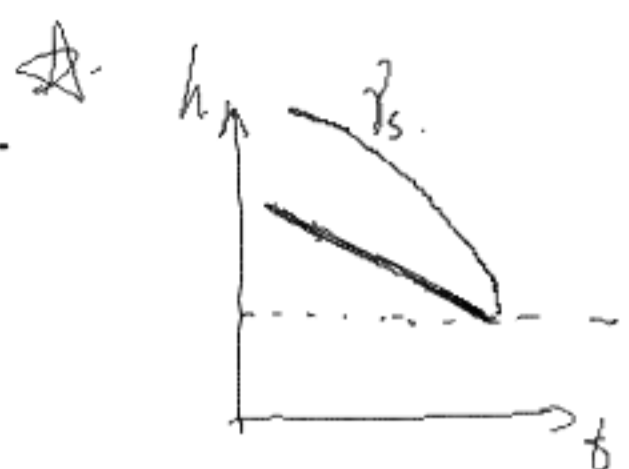
若凝结潜热反用于加热干空气 \Rightarrow 湿绝热上升过程.
(水汽含量少, 可忽略不计).

★ 在饱和湿空气系统上升过程中, 干空气部分的温度变化情况. \Rightarrow 非绝热

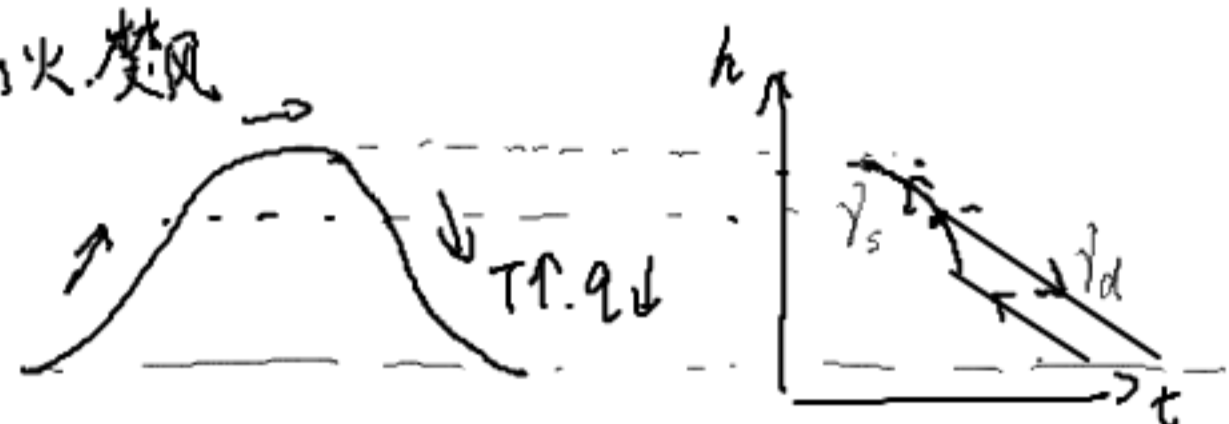
★ $C_p dT - \frac{1}{\rho} dp_a = dQ = -L dm_v = -L dr_s \neq 0$. L 潜热, r_s 湿绝热. 温度梯度递减率.

两边/积. $C_p \frac{dT}{dz} - \frac{1}{\rho_a} \frac{dp_a}{dz} = -L \frac{dr_s}{dz}$. $dp = -\rho g dz \Rightarrow -C_p \gamma_s + g = -L \frac{dr_s}{dz} \Rightarrow \gamma_s = \frac{g + L \frac{dr_s}{dz}}{C_p} = \gamma_d + C \frac{dr_s}{dz} \infty$.

* ① 变化热 $\gamma_s dz$; ② $\gamma_d = \text{const}$, γ_s 变. $(\frac{dr_s}{dz}) \Rightarrow 0 (z \rightarrow \infty) \Rightarrow \gamma_s \rightarrow \gamma_d (z \rightarrow \infty)$.



例. 山火焚风



湿绝热过程. 位温 θ 不守恒.

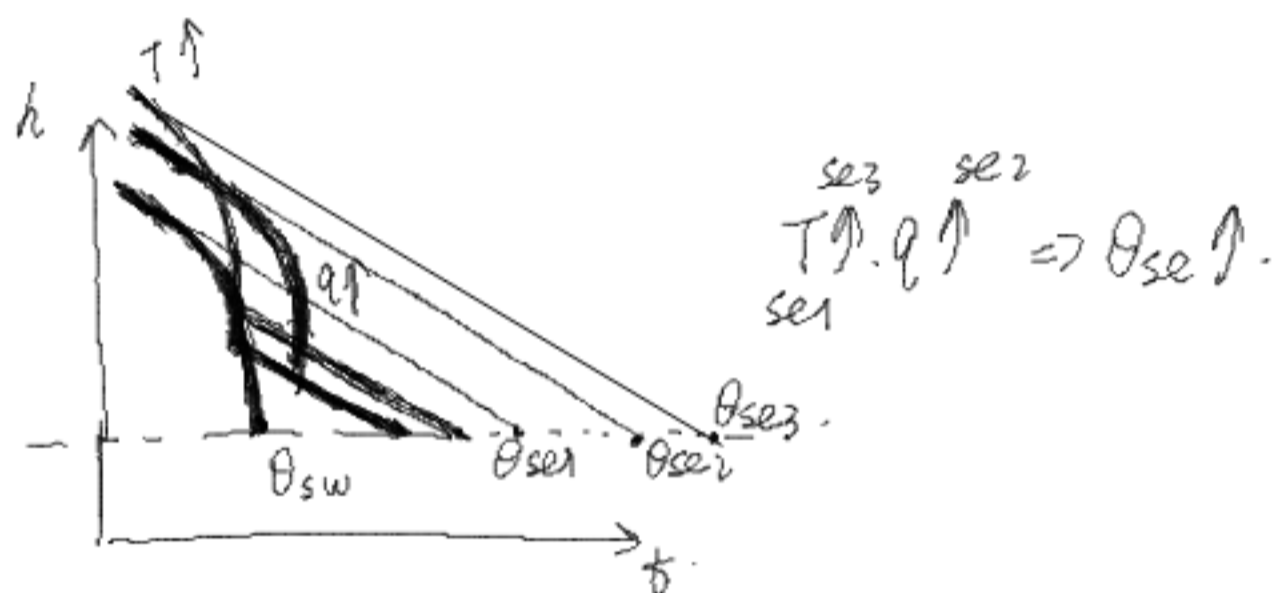
空气块沿干绝热上升到凝结高度, 再沿湿绝热上升水汽凝结, 再沿干绝热过程下降到 10^3 hPa \Rightarrow 假相当位温 θ_{se} (守恒)
(特点), $r=0$. (原来高度 \Rightarrow 假相当温度 T_{se})

★ Pro: $C_p dT - \frac{1}{\rho} dp = -L dr_s$

两边/积. $C_p \frac{dT}{T} - \frac{1}{\rho T} dp = -\frac{L}{T} dr_s \Rightarrow C_p \frac{dT}{T} - \frac{R}{p} dp = -\frac{L}{T} dr_s = -L (d(\frac{r_s}{T}) + \frac{r_s}{T} dT) \stackrel{r_s \ll T}{=} -L d(\frac{r_s}{T}) \stackrel{\text{位温定义}}{=} C_p \frac{d\theta}{\theta} \Rightarrow C_p \ln \theta = -L \frac{r_s}{T} - \text{const}$
对整个湿绝热过程成立.

水汽凝结率. $m_v \approx 0, r_s \approx 0 \Rightarrow C_p \ln \theta_{se} = -\text{const} \Rightarrow \theta_{se} = \text{const}$.

$\Rightarrow C_p \ln \theta = -L \frac{r_s}{T} + C_p \ln \theta_{se} \Rightarrow \theta_{se} = \theta e^{\frac{L r_s}{C_p T}}$



3. 等压凝结及蒸发过程 (近地面).
晚上吹陆风.

$C_p dT - \alpha dp = dQ$
 $C_p dT = dQ - L dr_s$ 有. 焓 $H = U + pV$. $dH = dU + dp \cdot V + p dV = dQ - p dV + dp \cdot V + p dV$

等焓: $C_p dT + L dr = 0 \Rightarrow d(T + \frac{L}{C_p} r) = 0$ 蒸发. $m_v \uparrow, r \uparrow \Rightarrow T \downarrow$.
凝结. $m_v \downarrow, r \downarrow \Rightarrow T \uparrow$.

一. 等压凝结.

$T \downarrow$ 至露点温度. \rightarrow

$C_p dT = dQ = 0$. $C_p dT = dQ - L dr \infty$

等焓凝结过程中, 随着水汽不断凝结, 系统 $T \uparrow$. 水汽全部凝结后, T 达到最大. 此时 $T = T_e$ (相当温度) $= T + \frac{L}{C_p} r$ (可算不可测).
释放潜热会用于加热空气.

相当位温. $\theta_e = \theta / T = T_e$

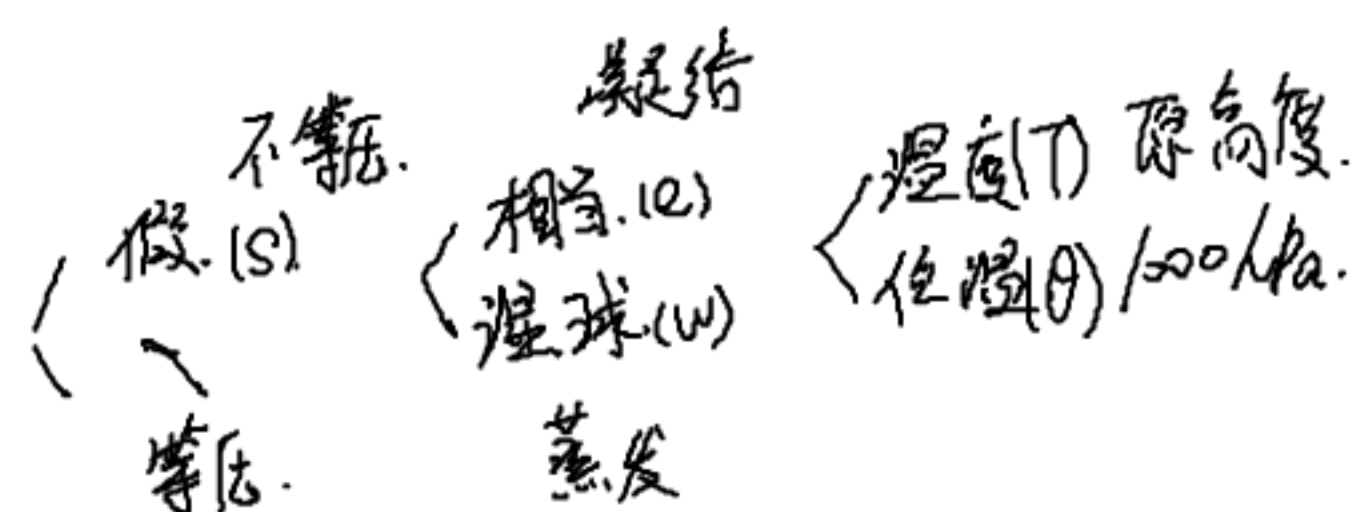
二. 等压蒸发.

(特点). 等焓过程/等压绝热过程中. 液态水蒸发, 使空气冷却达到饱和时的温度: 湿球温度 T_w . (可测不可算)

$T_w + \frac{L}{C_p} r(T_w) = T + \frac{L}{C_p} r$

假湿球温度: 空气块沿干绝热上升到凝结高度, 再沿湿绝热线下降到 10^3 hPa . \Rightarrow 假湿球位温. $\theta_{sw} < \theta_{se}$.
(原来高度 \Rightarrow 假湿球温度)

★ 埃玛图.



$T \uparrow, q \uparrow \Rightarrow \theta_{sw} \uparrow$.

5. 大气的静力稳定度 (层结稳定度)

表示环境大气湿结结构对于对流发展影响的趋势和成立。

稳定平衡 \curvearrowright
 不稳定平衡 \curvearrowleft
 中性平衡 \rightarrow

不稳定 \rightarrow 对流云, 阵性降水, 雷暴, 冰雹, 积云
 稳定 \rightarrow 层云, 连续性降水, 好天气

(1) 气块法判定稳定度: 在处于静力平衡的环境大气中, 取单位质量空气块, 给一个垂直方向的位移, 通过考察它未来的运动趋势, 以判断。

①. 气块与环境无质量、热量的交换 (绝热) ②. $\frac{dp}{\rho} = \frac{dT}{\rho} = \frac{dq}{\rho} = 0, \frac{dp}{\rho} = -\bar{p}g, -\frac{dT}{\rho} = \gamma, \frac{dq}{\rho} = 0$

③. 准静力条件 $p(z) = \bar{p}(z) \Rightarrow \frac{dp}{dz} = \frac{d\bar{p}}{dz} = -\bar{p}g$ $\frac{dw}{dz} = \frac{dw}{dz} = -\bar{p}gw, \frac{dT}{dz} = -\gamma_d$ or $-\gamma_c$ $w = \frac{dz}{dt}$ 速度

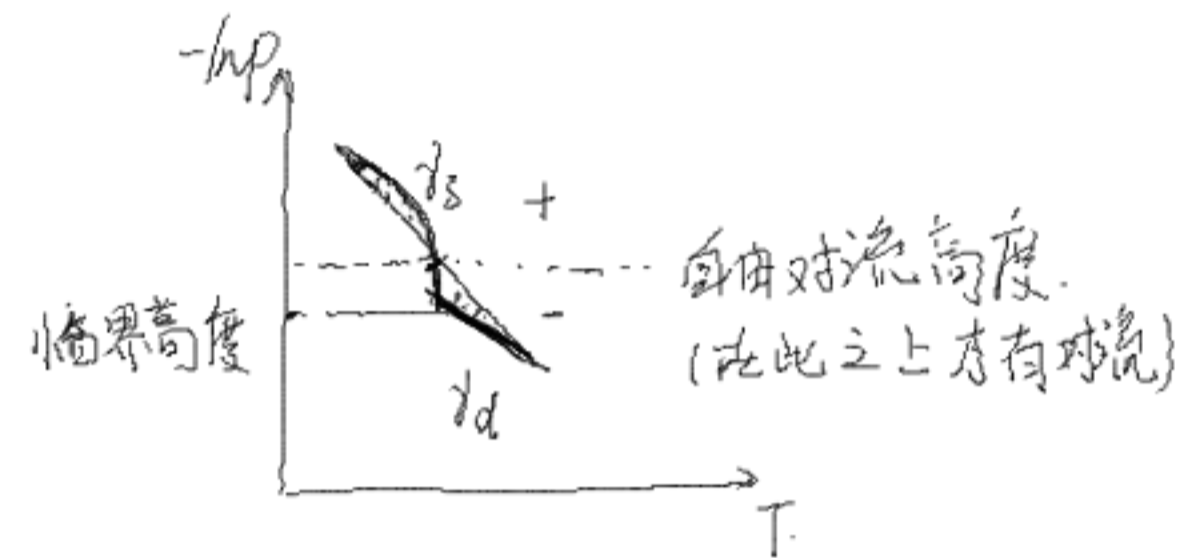
$\frac{dw}{dz} = g \frac{\bar{p} - p}{\bar{p}} = g \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} = \frac{g}{\bar{T}} (\gamma - \gamma_d) dz$

$\begin{cases} p = \bar{p}RT \\ \bar{p} = \bar{p}R\bar{T} \end{cases} \Rightarrow pT = \bar{p}\bar{T}$ $T_0 = \bar{T}_0, p_0 = \bar{p}_0, p_0 = \bar{p}_0$
 $T, \neq \bar{T}, p, \neq \bar{p}, p \neq \bar{p}$
 $\begin{cases} \bar{T} = \bar{T}_0 - \gamma dz \\ T = T_0 - \gamma_d dz \end{cases}$

$dz > 0, \gamma - \gamma_d \begin{cases} > 0 & \text{不稳定 } \gamma > \gamma_d \\ < 0 & \text{稳定 } \gamma < \gamma_d \\ = 0 & \text{中性 } \gamma = \gamma_d \end{cases}$ 大气静力稳定度判据

(2) 饱和大气稳定度判据 $\gamma_d \Rightarrow \gamma_c$

$\gamma_c \leq \gamma_d$ $\gamma > \gamma_d$ 绝对不稳定 $E > 0$, 浮力做正功, 对流
 综合判据 $\gamma < \gamma_c$ 绝对稳定 $E < 0$
 $\gamma_c < \gamma < \gamma_d$ 条件不稳定 E 可能为正, 也可能为负 (大部分情况下)



(3) 从位温判断大气稳定度

$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p}$
 $\bar{\theta} = \bar{T} \left(\frac{1000}{\bar{p}} \right)^{R/c_p}$

$\frac{dw}{dz} = g \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} = g \frac{\theta - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} = -\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{d\theta}{dz} dz$
 $\begin{cases} \theta = \bar{\theta}_0 + \frac{d\theta}{dz} dz \\ \theta = \theta_0 = \bar{\theta}_0 \text{ (干绝热)} \end{cases}$

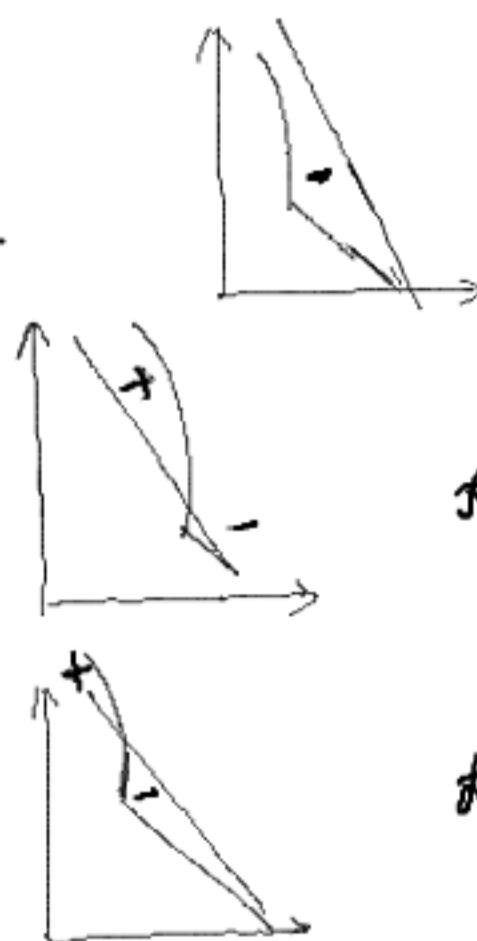
$\begin{cases} < 0 & \text{稳定 } \frac{d\theta}{dz} > 0 \\ > 0 & \text{不稳定 } < 0 \\ = 0 & \text{中性 } = 0 \end{cases}$

def. 不稳定能量 E : 由于浮力作用使空气微团增加的能量

$dz \frac{dw}{dz} = g \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} dz = w dw = g \frac{R}{p} (T - \bar{T}) \frac{-dp}{\rho g}$ 积分 $\int w dw = \int -R(T - \bar{T}) d \ln p$
 $\begin{cases} dp = -\rho g dz \\ p = \bar{p}RT \end{cases}$ $T = \bar{T}$ 时 $\frac{1}{2}(w_2^2 - w_1^2) < 0$

def: 逆温层: 清晨, 平流层, $\gamma < \gamma_c$ 稳定

条件不稳定分类: ① 潜在稳定型 $E < 0$
 ② 真潜在不稳定 \star
 下层云面积小, 上-正...大
 ③ 假潜在不稳定



大气较湿

大气较干: 空气虽有很大的外界扰动, 但因很难克服不稳定的能量, 从而达到自由对流高度, 对流很难发生。

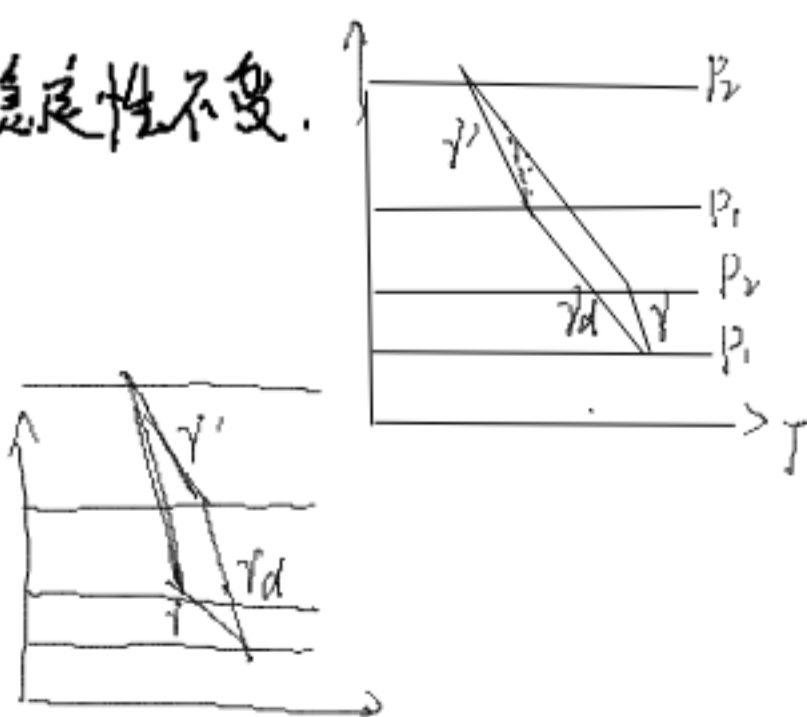
(4) 气层稳定度变化

1. 抬升后无水汽凝结 (干燥), 不稳定性不变

①. 开始时气层稳定 $\gamma < \gamma_d$ $\gamma < \gamma' < \gamma_d$
 抬升后稳定度 \downarrow

②. --- 气层不稳定 $\gamma > \gamma_d$ $\gamma_d < \gamma' < \gamma$
 --- 不稳定度 \downarrow

③. --- 气层中性
 --- 仍为中性



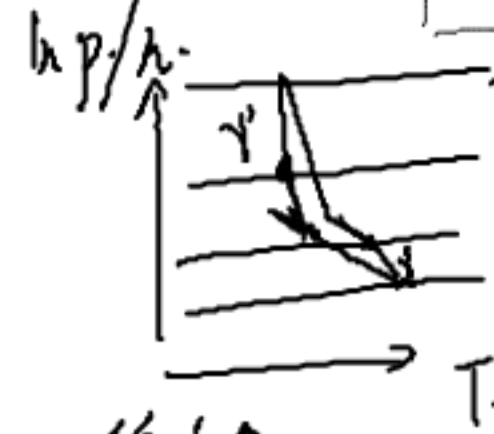
2) 抬升后有水汽凝结, $\theta_{se下} > \theta_{se上}$, 对流不稳定.

① 上干下湿.

开始稳定, 抬升后不稳定 (对流不稳定/位势不稳定).

② 上湿下干.

开始稳定, $\gamma < \gamma_s$ \Rightarrow 更稳定 (甚至逆温)



$\gamma' > \gamma_s$

$\gamma_s < \gamma_d \quad \frac{\partial T}{\partial z}$

对流不稳定指数 $I = \theta_{se}(700hPa) - \theta_{se}(850hPa)$. $I \uparrow$, 稳定 \uparrow .

Chapt 3. 大气辐射和热量收支.

51. 热量收支: ① 被大气吸收的太阳辐射能 (短波辐射); ② 海面、陆面、大气发射的红外热辐射 (长波).

③ 陆、海、气界面的感热交换; ④ 海面蒸发 \Rightarrow 潜热交换; ⑤ 对流、平流、湍流混合导致热交换.

一. 辐射: 以电磁波形式输送能量; 以光速传播辐射能; $\lambda v = c$; 波数 $n = \frac{1}{\lambda}$;

传播的能量可被中间介质吸收. $1eV = 1.6 \times 10^{-19} J$.

可见光 $0.38 - 0.76 \mu m$, RGB合成 (0-255) \rightarrow 红外 (毫米波) \rightarrow 微波 (厘米波) \rightarrow 无线电波 (km).

太阳辐射: $0.15 \mu m - 4 \mu m$; 大气系统辐射 $6 \mu m - 80/120 \mu m$

二. 各物理量.

辐射通量/功率, $F (W) (J \cdot s^{-1}) = \frac{dQ}{dt}$. 单位时间内通过的辐射能量, 表电磁波辐射的传输率.

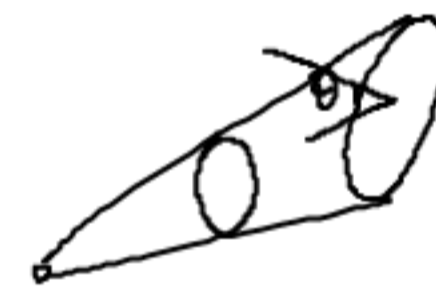
$F_\lambda = \frac{dQ_\lambda}{dt}$. 特定波长. $F = \int_\lambda F_\lambda d\lambda$

★ 看单位.

辐射通量密度/辐照度: radiant flux density/irradiance, $E (W \cdot m^{-2}) = \frac{dF}{dA}$. E_λ

辐射率/辐量度, radiance. (加方向). $B = \frac{dF}{d\Omega dA \cos \theta} (W \cdot m^{-2} \cdot sr)$

$\Omega = \frac{A}{r^2}$, $E_\lambda = \int B_\lambda \cos \theta d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} B_\lambda(\theta, \varphi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi = B_\lambda \pi$.



三. 物体对辐射的作用.

$F = F_a + F_r + F_t$

$A_\lambda + R_\lambda + T_\lambda = \frac{F_{a\lambda}}{F} + \frac{F_{r\lambda}}{F} + \frac{F_{t\lambda}}{F} = 1$

$r_\lambda = \frac{E_{r\lambda}}{E_\lambda} = \frac{B_{r\lambda}}{B_\lambda}$

吸收 反射 透射
absorb reflect

黑体: A_λ 不随波长变化, $A_\lambda = 1$. (唯一各向同性的物质. $A_\lambda = 1, r_\lambda = t_\lambda = 0$)
灰体: $\dots, A_\lambda < 1$.

水汽吸收通道, $22.235 GHz, 6.7 \mu m$

四. 辐射定律

(1) 基尔霍夫辐射定律: 讨论吸收本领和发射本领间关系. 同T, 物体对辐射吸收能力越强, 则发射能力越强. (黑体最强辐射)

$B_\lambda = A_\lambda B_{0\lambda}$

比辐射率: ϵ_λ ; 某物辐射率/黑体辐射率 = $\frac{B_\lambda}{B_{0\lambda}} \in [0, 1]$. $\epsilon_\lambda = A_\lambda$ 普朗克
与T, λ 有关, 与海水盐度、粗糙度有关.



(2) 黑体辐射定律.

1. 普朗克定律.

讨论不同波长的黑体辐射 E_λ 与温度T的关系.

$E_{0\lambda}(T) = \frac{2\pi^5 k^4}{15 h^3 c^3} (e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1)^{-1}$. $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m$

1. 普朗克常数. c. 光速.

波尔兹曼常数 $k = 1.3807 \times 10^{-23} J \cdot K^{-1}$

$B_{0\lambda}(T) = \frac{E_{0\lambda}(T)}{\pi} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} (e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1)^{-1}$

J·s $m \cdot s^{-1}$

亮温: 亮度温度 (Brightness Temperature). 某物 T 与 T_B 下的黑体辐射 E_b 相同时的 $T_B < T$. ∴ 黑体辐射最强.

2. 维恩位移定律.

黑体辐射能量最大处波长与温度的关系. $\lambda_{max} = \frac{2897.8}{T} \mu m.$

$T \uparrow, \lambda_{max} \downarrow.$



3. 史蒂芬-波尔兹曼定律.

累积的 (全波长积分) 的 E_b 与温度的关系. $E_b(T) = \sigma T^4.$

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$

σ. 难准确测量: 与物体本身性质, 水汽含量有关.

§2. 大气对太阳辐射的吸收.

一. 太阳辐射.

太阳. 气体球. $R \approx 700 km.$ $m = 1.989 \times 10^{30} g.$ $T_s = 5770 K.$ $T_{\infty} = 1.5 \times 10 K.$ 向外发射 $3.83 \times 10^{26} W.$

二. 到达大气顶的太阳辐射

地球获得 $1.8 \times 10^{17} W$ $1/2012$

地球所获辐射与日地距离²成反比. \Rightarrow 太阳常数 S_0 . 在平均日地距离处 垂直于太阳光平面上. 单位 S . 单位 t 接受到的太阳辐射.

$W_{10} \approx W_{70} \times 10^{-7}$ $S_0 = 1.36 \sim 1.38 \times 10^3 W/m^2.$ 太阳在变.

太阳天顶角 z_0 . 太阳高度角 $h.$



三. 大气对太阳辐射的吸收.

1. 吸收物质: O_3 (紫外 $0.2 - 0.3 \mu m$, 可见 $0.6 \mu m$)

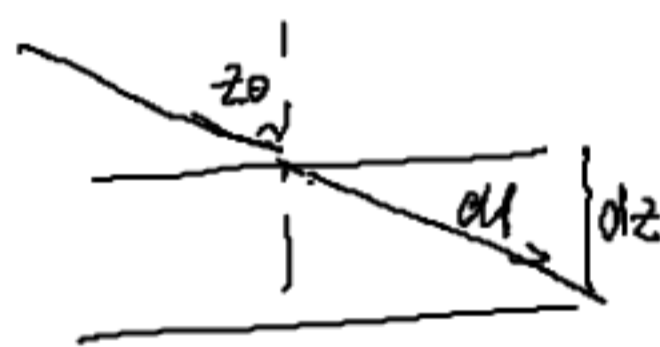
O_2 (远紫外 $< 0.2 \mu m$)

$H_2O(g)(l).$ CO_2 (红外, $> 0.7 \mu m$). 气溶胶. 空气分子.

2. 大气吸收量.

(1). 对单色太阳光.

当太阳光从上往下进入大气通过气层 $dz.$ \propto 气层内辐射通路中光学质量. 吸收体密度.



光路 $dl = \frac{dz}{\cos z_0}$
光学质量 $du = \rho dl.$

$\frac{dE_{\lambda a}}{E_{\lambda}} = k_{\lambda a} du = k_{\lambda a} \rho \frac{dz}{\cos z_0}$

$E_{\lambda}(0) = E_{\lambda \infty} e^{-\int_0^{\infty} k_{\lambda a} \rho \frac{dz}{\cos z_0}}$

即 $B_{\lambda}(0) = B_{\lambda \infty} e^{-k_{\lambda a} u}$. 布格朗博定律/比尔定律.

当大气通过成分比例均一的大气介质传输的辐射率随传输距离按指数衰减

$A_{\lambda} = \frac{\Delta E_{\lambda a}}{E_{\lambda \infty}}$

§3 大气对太阳辐射的散射.

大气分子散射 (特殊的米散射).

瑞利散射: $r \ll \lambda$. 均匀各向同性散射. $E_p = E_0 \frac{8\pi^4 r^6}{\lambda^4 d^2} \left(\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \right)^2 (1 + \cos^2 \phi).$

米散射: $r > \lambda$. (因. 雾. 尘. 霾). 手电筒效应.

尺度参数 $\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda}$. ① $\alpha \uparrow$ 前向散射 \uparrow . 后向 \downarrow ; ② $\alpha \uparrow$. 散射能量集中于前向很小的空间范围.

③ $\alpha \downarrow$. 散射 $\propto \lambda$ 的关系越密切. 对特定波长散射.

✓ 全反射. 瑞利. 米. 几何光学.

三. 大气对太阳辐射的散射.

大气对太阳光的散射量 \propto 通路中光学质量

此:

$\frac{dE_{\lambda s}}{E_{\lambda}} = k_{\lambda s} du \Rightarrow E_{\lambda}(0) = E_{\lambda \infty} e^{-\int_0^{\infty} k_{\lambda s} \rho \frac{dz}{\cos z_0}}$
 $= k_{\lambda s} \rho \frac{dz}{\cos z_0} = \beta \frac{dz}{\cos z_0}$

散射体密度.

$\int_0^{\infty} k_{\lambda s} \rho \frac{dz}{\cos z_0} > 0.1$. 多次散射. 此法有误.



四. 分子散射截面.



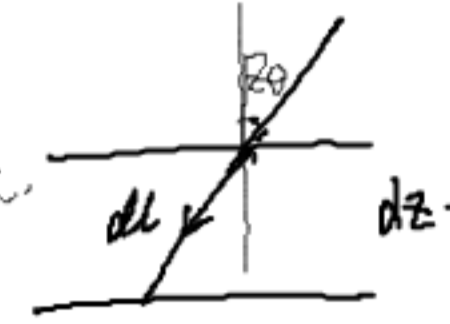
$\sigma_{sm} = \frac{F_{sm}}{z_0} \rightarrow$ 散射. 表示单个分子一次散射的总能量 = σ_{sm} 的有效面积从入射辐射中截取的能量. $\sim 10^{-27} m^2$

单位体积内 N 个分子 $[m^{-3}]$
 体积散射系数 $\beta_s = N \sigma_{sm} [m^{-1}]$. 单位体积气体向各方向散射的能量与入射辐射能之比
 $= k_{as} \rho$ * 无散射中散射稀疏. 彼此无影响

\Rightarrow 多次散射. $\int k_{as} \rho \frac{dz}{\cos z_0} > 0.1$

天蓝. 阴灰?

晴. $\lambda \sim \lambda^4$, 短波辐射散射 \Rightarrow 蓝
 阴. --- 被云吸收 \Rightarrow 阴灰.



3.4. 大气对太阳辐射的总削弱.

α_{ne} . 体积消光系数 = $\rho \cdot k_{ne}$. 质量消光系数.

$E_n(z) = E_n(z+dz) \exp\left\{-\int_z^{z+dz} \alpha_{ne} \sec z_0 dz\right\}$.

大气单色透过率: $T_n = \frac{E_n(z)}{E_n(z+dz)} = e^{-\int_z^{z+dz} \alpha_{ne} \sec z_0 dz} = e^{-\int_l \alpha_{ne} dl} = e^{-\int_l k_{ne} \rho dl}$.

大气单色透明度系数: $P_n = e^{-\int_0^z k_{ne} \rho dz}$. 太阳垂直入射时的 T_n . $\cos z_0 \downarrow$.

$E_n(1) = E_n(0) \exp\left\{-\int_0^z k_{ne} \rho dz\right\} \left(\frac{\int_0^z k_{ne} \rho dz}{\int_0^z k_{ne} \rho dz}\right) = E_n(0) P_n^m$
 大气质量系数: 实际光学质量/垂直入射光学质量.

$m = \frac{\int_0^z k_{ne} \rho dz}{\int_0^z k_{ne} \rho dz} = \frac{\int_0^z dz}{\int_0^z dz} \uparrow \sec z_0$
 仅对平面平行大气成立. 对球面, 当 $z_0 < 60^\circ$ 时近似成立

$z_0 > 60^\circ$. 卫星遥感模式无法计算. 不反演

glint (闪烁). $z_0 \rightarrow 90^\circ$. 近似全反射. 也无法反演.

地面观测的太阳辐射: $S = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} E_n \sin \theta d\theta d\lambda = \int_0^{2\pi} E_n(0) P_n^m \sin \theta d\theta = S_0 \sin \theta \left[a_{am} \frac{\rho}{\rho_0} \right] [a_{wm}] [a_{o_2}] [a_{o_3}] [a_{a}]$
 空气分子 水 O_2, O_3 气溶胶
 云. 单独考虑

3.5. 云对太阳辐射的作用.

由于云的相态. 尺度. 数密度及云状. 云高. 云厚的影响. 我们将云作为整体进行研究. $\left\{ \begin{array}{l} \text{① 使到达地面的 } E_{\downarrow} \\ \text{② 加热云体本身} \end{array} \right.$

反照率 $Albedo = \frac{E_{\uparrow}}{E_{\downarrow}}$. 云厚度. 含水量 $\uparrow \Rightarrow Albedo \uparrow$.

\Rightarrow 总效应: 只剩 51% S_0 到达地面.

透过大气. 太阳直接辐射 S' + 天空各方向向下的散射 $S_b =$ 到达地面的太阳辐射 S

- 与光路强度有关.
- ① 海拔 \uparrow , S' \uparrow .
- ② 天气现象. (云. 雾. 沙尘). S_{\downarrow}
- ③ 地面反射后再次被云散射.
- ④ 时角?
- ④ 日变. 年变. 地变. (纬度)

青藏高原 \leftrightarrow 四川盆地

地面反照率 $A = \frac{S_{\uparrow}}{S_{\downarrow}}$ 到达地面. 被地面吸收的能量 $Q_e = S \cdot (1-A)$

陆地: 沼泽. 沥青路面... 陈雪. 新雪 $\rightarrow A$
 海面: $A <$ 陆地. 越粗糙. $A \uparrow$. (反演风速).

7. 地气系统长波辐射.

一. 长波辐射传输特征.

32 流 (stream): 方向的数量.

我们讨论二流(向上, 向下)模型: $E_{\lambda}^{\uparrow}, E_{\lambda}^{\downarrow}$ 针对某界面.

长波辐射在大气中的传输是一种漫射辐射, 是在无散射, 但有吸收和发射的介质中的传输.

二. 地面的长波辐射.

将地面看做黑体/灰体, 地面向上, 地面发射: $E_g^{\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4 = 150 - 120 \text{ W/m}^2$.

比辐射率, $\epsilon: 0.9 - 0.95$, T_s : 地表温度.

向下, 大气逆辐射: $E_g^{\downarrow} = \sigma T^4 (a - b \times 10^{-r \cdot e})$. 晴.

T : 大气温度(百叶箱), e : 水汽压.

整个大气层向下, 到达地面的长波辐射.

$\sigma T^4 - (\beta \sigma T^4 - E_a^{\downarrow})$ 阴. β : 云量影响因子. E_a^{\downarrow} : 晴天的 E_g^{\downarrow} .

三. 大气长波辐射

吸收: H_2O (9.4), CO_2 , 温室效应, O_3 : α 发射.
6.4, 20.4; 12.9-17.1; 8.3-6.6 μm .

\Rightarrow 大气窗区: 8.5-12 μm . \rightarrow 11.2, 12 μm . 探测地面情况; 两个变量 σ, T .
大气对地面的长波辐射吸收少; 地面长波辐射可直接射向太空.

四. 长波辐射传输方程.

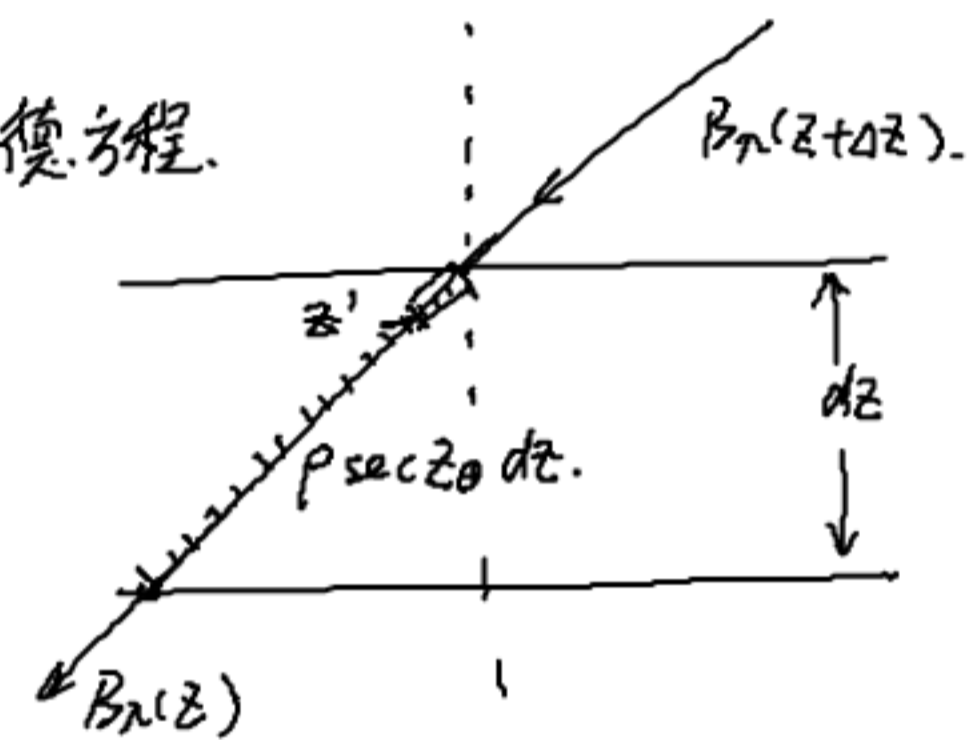
* 局地热平衡.

吸收率 \rightarrow 辐射率 发射物质的多少

$$dB_{\lambda} = \underbrace{B_{\lambda} k_{\lambda} \rho \sec z_0 dz}_{\text{辐射大小}} - \underbrace{B_{\lambda} \alpha(T) k_{\lambda} \rho \sec z_0 dz}_{\text{气层在 } T \text{ 下的黑体辐射率}}, \text{ 施瓦兹-柴尔德方程.}$$

$\Rightarrow B_{\lambda}(z) = B_{\lambda}(z+\Delta z) \tau_{\lambda}(z, z+\Delta z) + \int_z^{z+\Delta z} k_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(T) \tau_{\lambda}(z, z') \rho \sec z_0 dz'$

$\tau_{\lambda}(z, z') = e^{-\int_z^{z'} k_{\lambda} \rho \sec z_0 dz}$



五. 长波有效辐射 & 变温率.

$$\begin{cases} R(z_1) = E^{\uparrow}(z_1) - E^{\downarrow}(z_1) \\ R(z_2) = E^{\uparrow}(z_2) - E^{\downarrow}(z_2) \end{cases} \Rightarrow \text{整个气层辐射能收支 } \Delta R = R(z_1) - R(z_2)$$

若均用于改变温度. $\Delta R = -C_p \rho dz \frac{dT}{dz}$ $z \uparrow, R \uparrow \Rightarrow \Delta R < 0$.

\Rightarrow 变温率 $\frac{dT}{dz} = -\frac{\Delta R}{C_p \rho dz} = \frac{g}{C_p} \frac{dR}{dp} < 0$. ($\frac{dR}{dz} > 0$).

$dp = -\rho g dz, \frac{dT}{dz} = \frac{1}{C_p} \frac{dR}{dz} = -\frac{g}{C_p \rho g} \frac{dR}{dz} = -\frac{g}{C_p g} \frac{dR}{dz}$

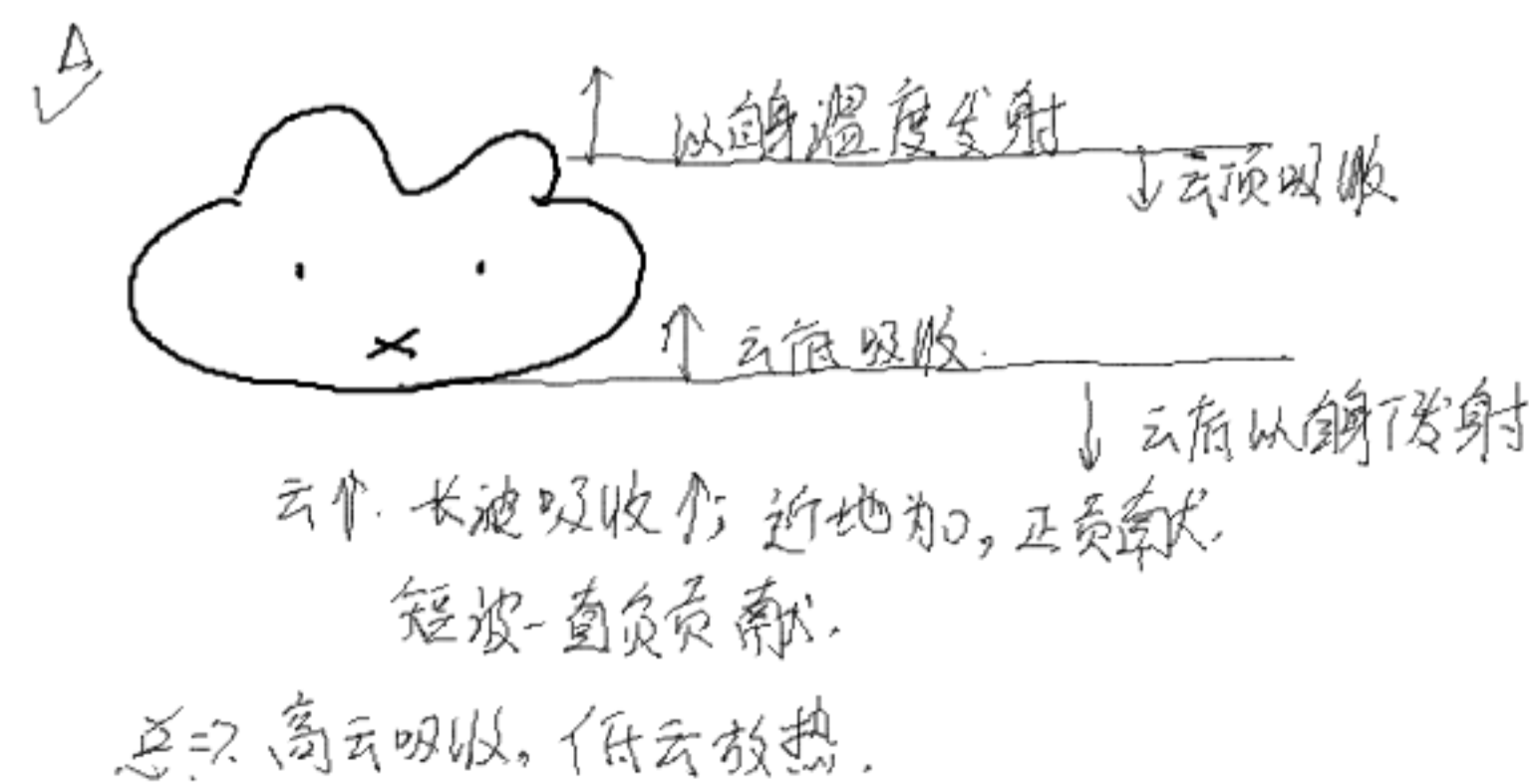
* 大气长波辐射的传输使大气降温. 降温率. (1-3K/day). \rightarrow 晚上降温.

OLR. (Outgoing Longwave Radiation).

六. 云的影响.

吸收+发射; 云状, 云厚, 含水量不同, 辐射特性不同; 低云, 且云厚 > 50m, 可看做黑体, 中高云看做灰体;

没云时 OLR 大. OLR 与降水负相关. (实际只针对对流云状).



2-8-18. 赤道
中云 2-7-13. 中纬
2-4-8 极区.

5.8. 地气系统辐射收支 & 全球热量平衡.

一. 地面辐射收支 T_s .

地面辐射差额. $R_e = (S' + S_0)(1-A) + \bar{\epsilon}_g^\downarrow - \epsilon_g^\uparrow$ 随高度 纬度 季节 时间变化.
 吸收短波. 大气向下长波(水汽逆辐射). 白天 > 0 . 晚 < 0 .

二. 大气辐射收支

$R_a = Q_a + \epsilon_g^\uparrow - \epsilon_g^\downarrow - \epsilon_{\infty}^\uparrow$ $< 0 \Rightarrow T_a \downarrow$ (实际 \times 有其他形式能量).
 吸收. 地面向上.

三. 地-气系统的辐射收支.

$R_{oa} = R_e + R_a = (S' + S_0)(1-A) + Q_a - \epsilon_{\infty}^\uparrow \rightarrow 0$ (对整个地球).

温室效应: $\epsilon_{\infty}^\uparrow \downarrow, R_{oa} \uparrow, R_{oa} > 0 \Rightarrow T \uparrow$ 正的辐射强迫.

气溶胶: $(S' + S_0) \downarrow$ 负

四. 感热 & 潜热

感热 $H_s = \rho_a C_p C_0 (T_s - T_b) V$ 地表温度. 大气温度.

ρ_a : 空气密度; C_p : 定压热容; C_0 : 粗糙系数(地面粗糙度); V : 风速.

潜热 $H_L = L C_0 [\rho(T_s) - \rho(T_b)] V$ 潜热系数. 水面 $T = T_s$ 时的饱和比湿.

2. 地面热平衡方程.

得 $(S' + S_0)(1-A) + \epsilon_g^\downarrow = \frac{\epsilon \sigma T_s^4}{\epsilon_g^\uparrow} + H_s + H_L \Rightarrow T_s$ 慢拟合.

hw: 1. 某物体辐射通量密度为 136.5 W/m^2 , 吸收率 0.6 , 求它的温度.

2. 太阳半径为 700 km . 日地平均距离 $1.49 \times 10^8 \text{ km}$. 设太阳为黑体. 太阳常数 $S_0 = 1370 \text{ W/m}^2$. 计算太阳表面温度.

3. 视地球为黑体. 太阳常数 $S_0 = 1370 \text{ W/m}^2$, 不计大气逆辐射. 设到达地面辐射减少 34% , 求地球辐射平衡温度.

4. 证明波长为 λ 时黑体辐射率 $B_{\lambda} = \frac{2k^3}{15\pi^2} T$.

5. 夜间的天空布满云层. 设地面为黑体. $T_b = 300 \text{ K}$. 气压 1000 hPa ; 云层为黑体. $T_c = 280 \text{ K}$. 气压 800 hPa .

云层与地表间大气为等温灰体. $T_b = 285 \text{ K}$. 长波透射率 $\tau = 0.4$.

求: ① 地面有效辐射; ② 大气变温率. $\frac{dT}{dt} (\text{K/h})$

1. 宏观动力学: 以热力学、动力学为基础, 将云看作整体, 研究其生成、演变的热力、动力过程.

2. 微物理学: 以热力学、物理化学为基础, 从微观角度研究云和降水粒子的生成和演变.

重要性: ①. 大部分灾害性天气(暴雨、冰雹、雷暴、台风)均和云. ②. 降水过程有关.

②. 云常年覆盖了地球一半的面积, 对天气系统的辐射收支影响极大.

③. 可以将地表蒸发的水分, 转化为降水, 是水循环的重要组成部分.

④. 云以潜热释放的形式向大气传输能量.

⇒ 整个系统的动量、热量的输送形式.

1. 雾的形成和分类.

雾: 水汽凝结/凝华使地面能见度下降到 1km 之内的天气现象, 厚度在 0-100m.

一. 辐射雾: 地面和大气辐射冷却而形成. (清晨、秋冬) ⇒ 早上有雾, 一般是晴天 (∵ 有云时大气逆辐射出不去, 不冷却).

二. 平流雾: 暖湿空气移动到冷的下地面时, 由于湍流将热量输送给下地面降温, 达到 (超过饱和) 形成雾. (冬、沿海地区的岸边). 海风将暖湿空气带到陆地上.

三. 蒸发雾: 冷空气移到暖水面上时, 暖水面蒸发的水汽遇冷降温.
 { 湖泊雾, 河谷雾, 岸滨雾.

2. 大气气溶胶.

悬浮在大气中, 直径 $< 10\mu m$ 的固态/液态粒子 (烟、雾、霾、尘).
 haze
 $> 10\mu m$ 云粒子.

ABC. Asia brown cloud.

来源: ① 沙尘, 火山喷发, 海洋泡沫, 生物释放, 陨石撞击.
 ② 人类来源 (土地利用改变, 污染).

⇒ 区别: ① 明白人类的影响;
 ② 自然产生 (粗粒子) 的直径较大, 并非 (细粒子) 伤害大.
 PM2.5
 数据?



消亡: 干沉降: 由于重力下落作用/扩散传输作用, 使粒子沉积/拦截于土壤、岩石、植被和水面等地表. (大粒子)

湿沉降: 参与云滴形成, 并在云滴增长和发展为降水的过程中, 被云、降水带下 (小粒子)

云内清除, 云下清除.
 细粒子高度大, 湿沉降不易进行.

? 小、大粒子不同高度存活率相同.

性质: 直径 (决定气溶胶种类).

吸湿性 (对云程传)

消光截面, 非对称因子, 单次散射反照率 (辐射性质).

意义: ① 太阳短波辐射 ⇒ 不同方向散射强度 ⇒ 散射能力.

② 云的降水 气候效应.

③ 卫星遥感.

④ 为海洋生物圈提供营养物质.

⑤ 大气化学的活跃分子.

⑥ 海洋生物体.



气溶胶的气候效应

GHG. (Green House Gas).

① 直接效应: 直接散射和吸收太阳辐射, 导致地面接收太阳辐射减少, 使地球降温.

(炭黑吸热使升温)

② 间接效应: 气溶胶可以作为云的凝结核 (CCN). 大量气溶胶粒子含有大量CCN. \rightarrow 云粒子数量 \uparrow , 大小 \downarrow . (假定水汽含量不变) 进而抑制降水的产生, 延长云的生命期. \rightarrow 更多的太阳辐射被反射回太空.

总效果: 反射的太阳辐射 \uparrow , 到达地面的太阳辐射 \downarrow , 为冷效应.

(23%)

JGR. 地球物理学研究期刊
- Atmosphere.

§3. 云和降水形成的微物理过程.

一. 凝结核增长.

空气相对于液态水过饱和时, 水汽就会凝结成小水滴.

核化凝结 ① 同质/均质核化凝结. 即自生/自发凝结: 大气中过饱和水汽不借助其他气溶胶粒子, 仅由于自身热运动形成纯水滴.

初期: 气相水分子相互汇聚. 随机碰撞形成小胚滴. 水汽进一步凝结

条件: $e_s = e_0 e^{\frac{p_0}{p_0^*}}$ 球面 $\frac{e_s}{e_0} = \exp\left\{\frac{2M\sigma}{r\rho_w RT}\right\}$ ρ_w 水汽密度, R 普适气体常数.
平面 $\frac{e_s}{e_0} = \exp\left\{\frac{M\sigma}{rMRT}\right\}$ r 曲率半径, M 水滴质量.

$= \exp\left\{\frac{C}{r}\right\} \gg 1$ $r \downarrow, e_{rs} \uparrow$, 实际水汽压 $e > e_{rs}$ 时核会继续凝结.

$r = 0.01 \mu m, \frac{e}{e_s} = 112.5\%$; $r = 1 \mu m, \frac{e}{e_s} = 100.12\%$.

② 异质核化凝结:

大气中存在的可湿性/可溶性气溶胶粒子, 水汽可将其作为核心, 凝结其上.

表面上能形成保水层, 且快/形成溶液滴, 而溶液滴 $e_s <$ 纯水滴. $\frac{N_{akt}}{N_{溶液}} \sim N_w = \frac{e_s'}{e_s} < 1$

$r \sim 0.1 \mu m$

$r \sim 0.01 \mu m$ 冰=海盐.



陆地上约有1%的粒子, 成为凝结核.

洋面上, 20%-30%.

凝结过程中 \uparrow 饱和水滴, 释放潜热, 使增长速度 \downarrow . $r \uparrow \Rightarrow \frac{dr}{dt} \downarrow, r \sim 15 \mu m$.

凝结增长速度: $\frac{dr}{dt} = \frac{D(e_w - e_m)}{\rho_w R_v T r} = \frac{C}{r}$

D 水汽分子扩散系数, e_w 环境水汽压, e_m 水滴表面水面饱和水汽压

二. 冰晶效应.

同质核化冻结: 纯净水分子通过热运动产生冰晶胚芽实现 ($-40^\circ C$ 以下).

异质核化冻结: 可湿性气溶胶粒子 (不粘水的, 如沙尘, 云母, AgI).

表面提供某种形式, 使水分子可根据冰的晶阵进行排列.

$T \downarrow$, 单位体积中活跃的冰核 \uparrow , $\frac{dN_i}{dt} \uparrow$, 直至 $p_{va} \leq p_i$

冰晶增长率: $\frac{dm_i}{dt} = 4\pi DC (\rho_{va} - \rho_i)$ ρ_i 冰汽密度, C 与冰晶相同形状的等效的电容.

def: 过冷云中出现冰晶时, 冰晶将处于优越的凝华增长环境, 冰晶 \uparrow . 且比水滴增长速度快得多

在冰晶附近, 建立水汽扩散层, 水份从水滴 \Rightarrow 冰晶上, 水滴消失而冰晶 \uparrow .

三. 碰并增长.

① 布朗运动碰并, ② 电力碰并 ③ 湍流碰并.

④ 重力碰并: 云滴大小不同. \therefore 在重力作用下其下降速度不同, 一般 $V(r_1) > V(r_2)$, \therefore 大云滴下降过程中赶上小云滴.

发生碰撞合并, 使大云滴长大. (并非所有路径上的小水滴都被合并: 流场被排开或合并后弹开).

碰并系数 $\beta = \frac{N \text{ 能碰并云滴}}{N \text{ 路径上所有云滴}} = E_c \cdot E_r = \beta(R, r)$

E_c : R 不变, $r \uparrow, E_c \uparrow$; r 不变, $R \uparrow, E_c \uparrow$; $R \sim r, E_c \text{ 可能} > 1$ (流场吸引)

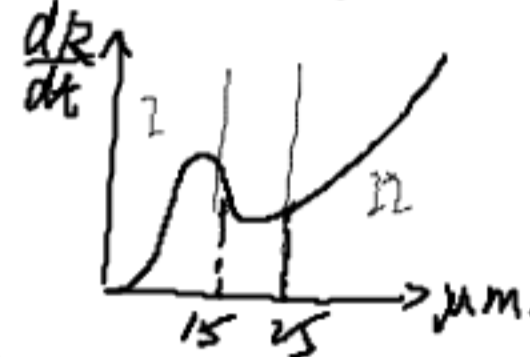
E_r : $\theta < 150^\circ, 60^\circ$, 破碎; $\theta > 60^\circ$, 弹开; $\theta < 90^\circ$, 合并.

质量增长率 $\frac{dm}{dt} = 6\pi(R+r)^2 w_c (V-v)$. w_c : 云中含水量, v : 下降速度.

半径增长率 $\frac{dr}{dt} = \frac{dm}{dt} \cdot \frac{1}{4\pi r^2} = \frac{E w_c (V-v)}{4\rho_c} \left(1 + \frac{r}{R}\right)^2 \approx \frac{E w_c}{4\rho_c} (V-v) \approx \frac{E w_c}{4\rho_c} V(R)$. $R \uparrow, \frac{dr}{dt} \uparrow$. 吸星大法好哇. 加速进行.

而 $m \frac{dv}{dt} = mg - F_r = mg - 6\pi\eta r v$. η : 空气粘滞系数. or 速度 $v(r) = \begin{cases} C_0 r^2 & r \leq 45 \mu m \\ dr & 45 \mu m < r \leq 1000 \mu m \\ \beta_0 \sqrt{r} & r > 1000 \mu m \end{cases}$

★ 云中液态水滴粒子的增长是凝结增长和重力碰并过程的结合:



开始时水滴通过异质核化凝结过程, 但 \Rightarrow 增长速度 \downarrow . 经过一段慢增长过程后, 重力碰并 \uparrow . 水滴 $\frac{dr}{dt} \uparrow$. 直至降落.

碰冻 (冰晶遇水). 碰粘 (冰晶遇冰).

冰晶碰并方程 $\frac{dM_i}{dt} = A E_i \Delta V W_c(i)$

A: ΔV . 冰晶迎风面面积, 体积.

E_i : 冰晶碰并系数.

$W_c(i)$: 冰晶含水量.

5. 降水的形成过程和机制.

一. 降水种类. precipitation.
 (固态降水 (降雪) snowfall. 雪. 霰. (xian. 的/不透明的冰粒. 密度 < 雪). 雹.
 液态降水 (降雨) rainfall. 直径 > 0.5 mm 的水滴组成的降水. $0^\circ C$ 以下. 过冷水滴: 冻雨.
 Co. 5 mm. 毛毛雨. 从云到雨的过渡带. drizzle

对流降水: 积云. 波状云. 雨幡 (未落地已蒸发) 用带多普勒效应的雷达观测.
 层状云降水: 云层云. 层积云. 层云.
 ...小, ...小.
 $R = a z^b$

V法: $0^\circ C$ 层附近强对流. 对流无.
 H法: 降雨率在水平向变动. 层云有. 对流大?

二. 降水强度. mm/h, mm/d

微. 小 | 中. 大. 暴.

三. 雨滴谱: 降水过程中雨滴大小的分布 $N(D)$. 在体积范围内直径为 D 的粒子数.

M-P分布: $N(D) = N_0 \cdot e^{-\lambda D}$ (个/ $m^3 \cdot mm$).

N_0, λ, A, b 随时空不同而不同.

TRMM. PR.

$N(D) = A D^{-b}$. D : 冰晶融化后水滴直径.

DPR. 双频雷达.

四. 降水形成机制.

1. 暖云降水机制. 温度 $0^\circ C$ 以上, 只有液态水滴的云: 暖云. 水成云, (云高在 $0^\circ C$ 层以下)
 { 积状... 形成机制相同, 但 w, q 不同
 { 层状... \Rightarrow 降水廓线不同

$$\frac{dR}{dt} = \left(\frac{dR}{dt}\right)_{凝} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{碰} = \frac{D(e_{\infty} - e_{r,n})}{\rho_c R \omega} + \frac{E W_c}{4\rho_c} V(R)$$

① 水汽在凝结核上凝结成小水滴, 慢, 长大, 且增长速度越来越慢. 直到水滴长到一定程度后, 重力碰并过程起作用, 且越长越快, 而成为水滴增长的主要过程. ② 水滴长到上升气流托不住它时, 就会从云中降落. ③ 当它进入未饱和的空气中, 停止增长而蒸发. 若云底较低/水滴离开云底时较大/云下较潮湿, 那么水滴就可能蒸发完之前到达地面, 否则会在空中蒸发完而形成雨幡.

$$\frac{dR}{dt} = \frac{dR}{dt} \cdot \frac{1}{\left(\frac{dR}{dt}\right)} = \frac{dR}{dt} \cdot \frac{1}{W - V(R)}$$

w : 上升气流速率.

$V(R)$: 下降速率.

2. 冷云降水机制. 在垂直方向伸展到 0°C 层以上的云.

{ 冰晶云: 全在 0°C 层上.

{ 冰水混合云 { 层状云. 降水机制相同.
 { 积状云

在高空由冰晶效应提供较大冰晶. 在大冰晶下降过程中, 通过碰冻、碰粘过程长大成降水质点. 云的上层提供降水胚胎, 云的下层为胚胎发育提供水分使其长大. \Rightarrow 播种-培育机制. (播种层)

* 冷云也可以下雨. 下界空气温度高.

05. 大气声光电学.

声学: 声波在大气中的传播

电学: 晴空大气电场. 各物理量推导 $\sigma, \rho, \epsilon, \kappa, \rho, \text{etc.}$, 雷暴云的起电机制, 大气电平衡. $\left\{ \begin{array}{l} \text{云} \\ \text{四种电场?} \end{array} \right\}$

光学: 各种光象. (不考).

1. 气象能见度.

能见度: 人眼/仪器能够把目标物从背景中分辨出来的最大距离. 其大小叫能见度. ^{程度}

气象能见度: 标准视力的眼睛, 观察水平方向, 以天空为背景的黑色目标物.

能以背景上分辨出目标物轮廓的距离—气象能见距离. 其大小程度称为气象能见度



体积消光系数

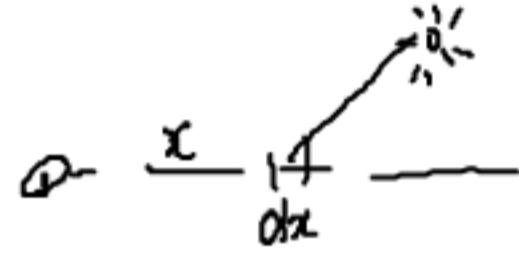
目测
器测 $\left\{ \begin{array}{l} \text{透射型: } I \rightarrow I_0 \\ \text{散射型} \\ \text{激光雷达} \\ \text{测亮度} \end{array} \right.$

$$\text{亮度对比值 } k = \frac{B_0 - B_1}{B_1}$$

视觉对比感阈 ϵ .

★ $\left\{ \begin{array}{l} \text{物体削弱 } B_1 = B_0' e^{-\int \sigma dx} = B_0' e^{-\sigma L} = B_0' p^L \\ \text{气幕光增强 } dB = dB_0' p^x \end{array} \right. \Rightarrow B_1 = \int dB = \frac{k}{\ln p} (p^L - 1) = b(1 - p^L)$

$b = -\frac{k}{\ln p}$ 无限厚气层引起的亮度. 即人眼观测水平天空的亮度.



$$\left\{ \begin{array}{l} B_0 = B_1 + B_1 = B_0' p^L + \frac{k}{\ln p} (p^L - 1) = b(1 - p^L) \\ B_0 = b > B_0 \end{array} \right.$$

$k = \frac{B_0 - B_1}{B_1} = p^L = e^{-\sigma L} = \epsilon \Rightarrow \text{能见距离 } L = -\frac{\ln \epsilon}{\sigma}$ (米空气方程).