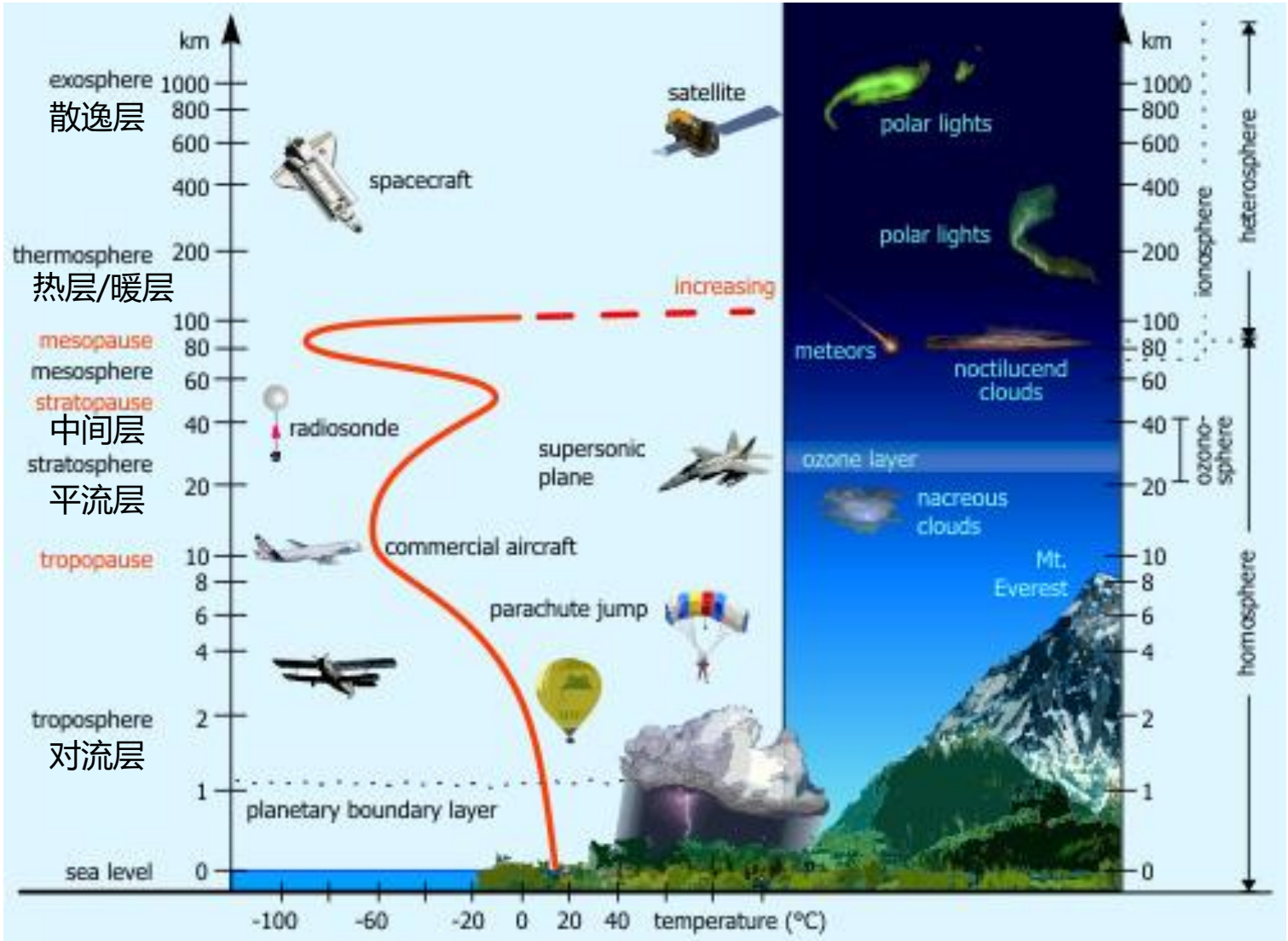
第四章：大气热力学与云物理

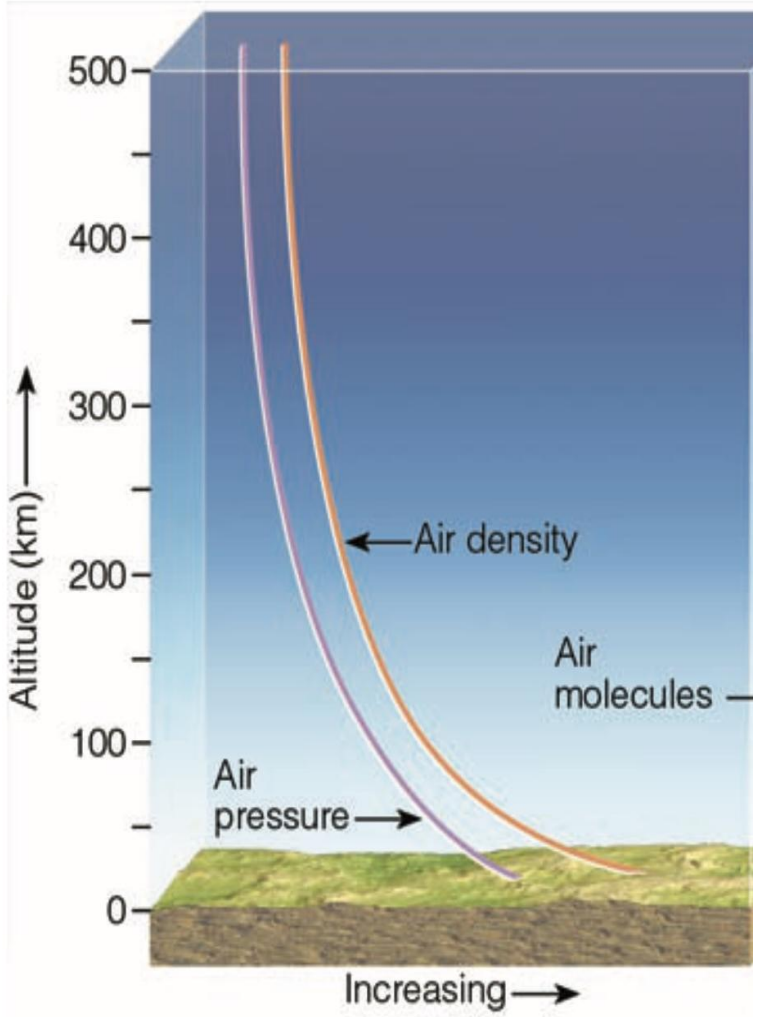
Jintai Lin 林金泰
Dept. of Atmospheric & Oceanic Sciences, School of Physics

linjt@pku.edu.cn
https://www.pku-atmos-acm.org/

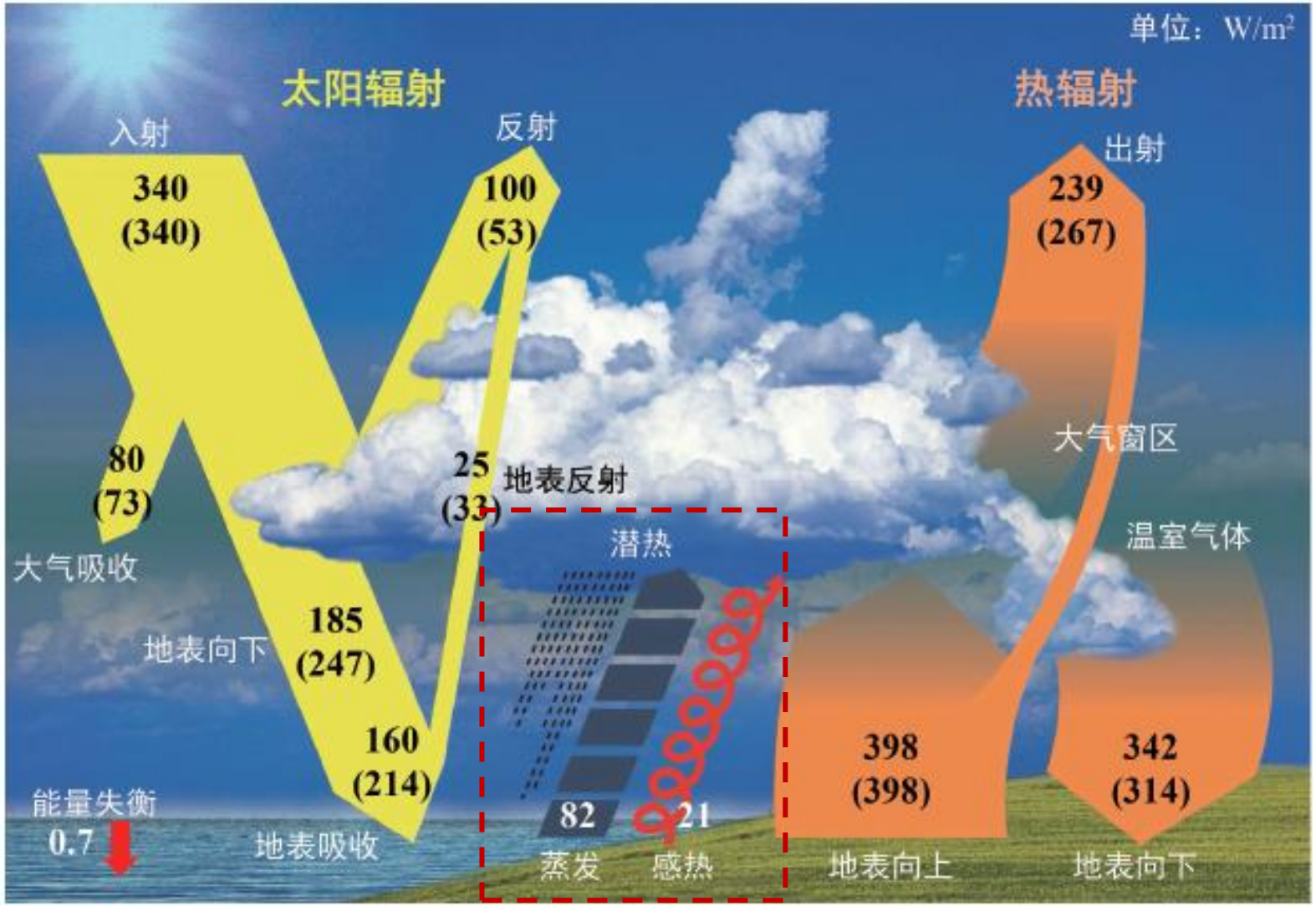
课件改编自俞妍老师课件

引言：现代地球大气的垂直结构





引言：地表-大气之间的非辐射能量传输



括号内为晴空（无云）条件

- 通过对流，能量以感热和潜热形式从地表传输到各个高度的大气
- 云和降水在大气辐射和日常天气中扮演重要角色

本章主要内容

1. 环境大气中的气块 (air parcel)
2. 大气的静力平衡 (hydrostatic equilibrium)
3. 气块的绝热减温率 (adiabatic lapse rate)：气块在（准）缓慢匀速上升过程中的温度变化
4. 水汽、相对湿度 (relative humidity)、抬升凝结高度 (lifting condensation level)、露点温度
5. 大气的静力稳定度 (static stability)：判断宏观“静止”的大气能否产生对流运动
6. 气块上升运动的原因：热力抬升（对流）、地形抬升、地面辐合抬升、锋面抬升、波动
7. 云物理：暖云过程、冷云过程、云的类型
8. 降水的形成和降水的类型

理想气体状态方程

地球大气可视为理想气体（为什么？）

$$pV = nR^*T$$

对空气：$$pV = \frac{m}{M_{air}} R^*T$$

p: 压强；V: 体积；T: 温度

n: 气体摩尔数 (mol)

R^*: 通用气体常数 = 8.31 J K^{-1} mol^{-1}

M_{air}: 空气的平均摩尔质量 (g mol^{-1})

定义：$$R = \frac{R^*}{M_{air}} \cdot 1000$$

于是：$$p = \rho RT \quad 或 \quad p\alpha = RT$$

ρ: 空气密度 (kg m^{-3})

α: 单位质量空气的体积，即比容 (m^3 kg^{-1})

R: 空气的气体常数 (J K^{-1} kg^{-1})

对于干空气，$M_{air} = 28.97\ g\ mol^{-1}$

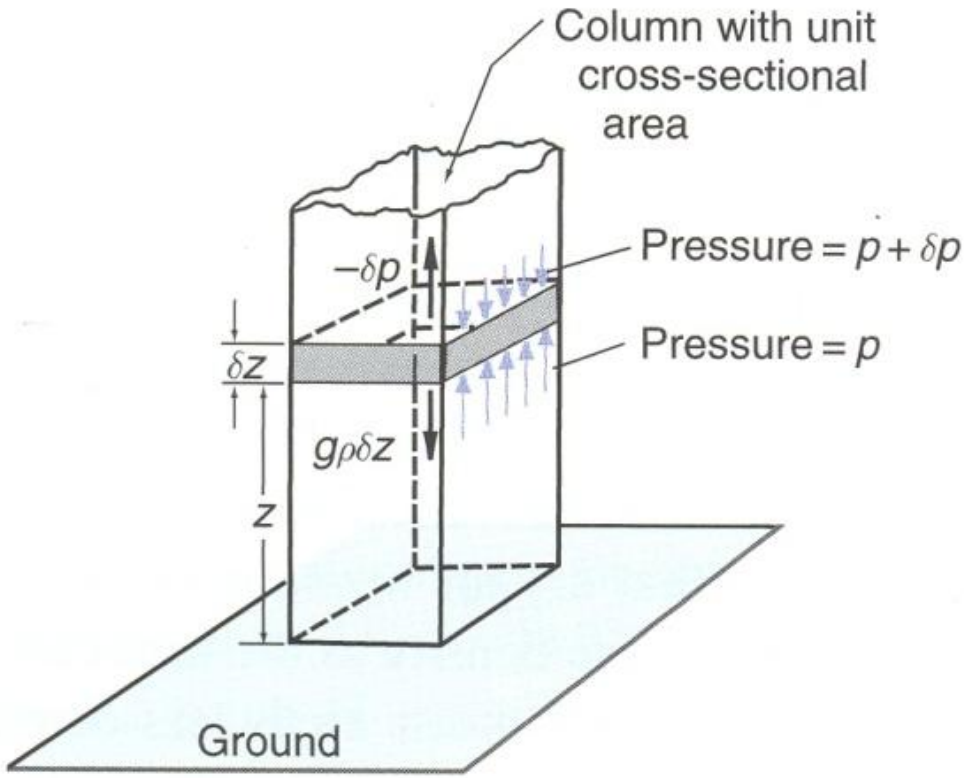
对应的气体常数 $R = 287\ J\ K^{-1}\ kg^{-1}$

气块 Air Parcel

- 考察环境大气中的一小块气块（气团），它具有如下属性：
  - 气块与周围环境没有热量交换（绝热）

    或者，气块与环境的热量交换对气块温度的影响远小于气块膨胀或压缩的影响
  - 气块与周围环境没有质量交换，或者质量交换可忽略（如降水时）
  - 气块的气压和周围环境的气压始终保持一致
  - 气块处于静力平衡（宏观动能小，或变化小）；这是个很重要的假设！
- 此时气块所处的环境大气处于静力平衡
- 一般来说，云是由一系列气块绝热上升，膨胀降温而形成的

大气中的静力平衡



考虑一个单位面积的气块（左图阴影部分），所受的向上的力 = 向下的力，则该气块处于静力平衡状态。 Q：在什么情况下成立？

- 向上的力：气压随高度降低导致的压力差；
- 向下的力：气块所受的重力

$$-\delta p = \rho g \delta z, \qquad \delta z \to 0$$

$$dp = -\rho g dz$$

静力平衡方程
Hydrostatic Equation

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

实际大气中，气压在 x, y, z 三个方向都有梯度，静力平衡方程应写成:

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

气压与高度的关系

- 根据静力方程 $\frac{dp}{dz} = -\rho g$ 可知气压总是随高度递减的。
- 将上式的积分上限延伸到大气上界（$z \to \infty, p \to 0$），则得高度 z 处的气压为：

  $p(z) = \int_z^{\infty} \rho g dz$，即任一高度的气压为该高度以上单位截面空气柱的重量。
- 如果已知空气密度随高度的分布，即可求出气压与高度的关系。

  例如：若大气密度不随高度变化（很粗略的假设），且已知地面气压 p_0，则气压与高度的关系为：$p(z) = p_0 - \rho g z$
- 由于常规气象观测不观测空气密度，而观测气压、温度、湿度。因此常常利用理想气体状态方程，将静力方程中的密度换成气压、温度、湿度，得到气压与高度的关系。

气压与高度的关系

- 将理想气体方程 $p = \rho RT$ 代入静力方程 $\frac{dp}{dz} = -\rho g$ 可得 $\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT}dz$
- 对上式积分，可得气压与高度的关系：

$$p(z) = p_0 \cdot \exp\left[-\frac{g}{R}\int_0^z \frac{1}{T}dz\right]$$

- 如果从 z_1 积分到 z_2，可得气压与高度的关系：

$$p(z_2) = p(z_1) \cdot \exp\left[-\frac{g}{R}\int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{T}dz\right]$$

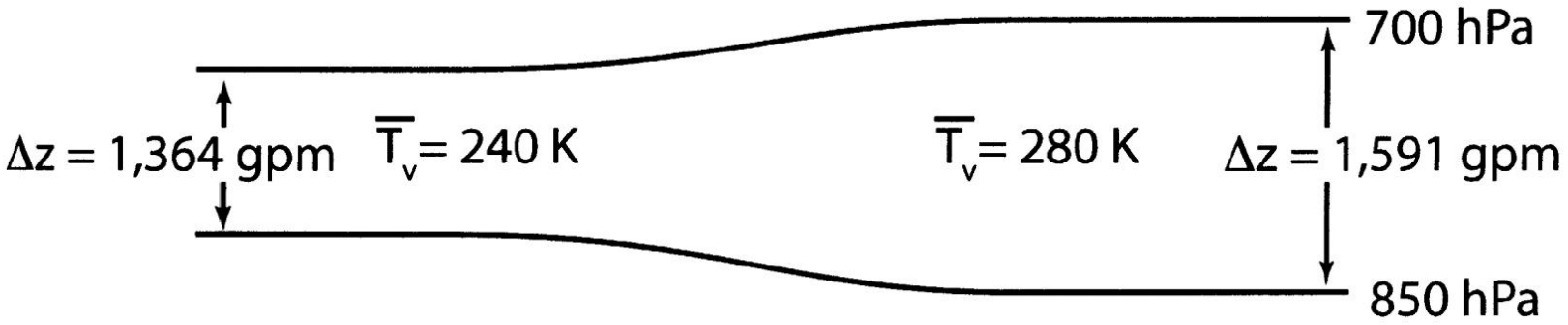
压高公式

已知大气温度廓线和地表气压，则可求出任意高度处的气压。

气压与（位势）高度的关系

对于实际（非等温）大气，位势高度差 $z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g} ln \frac{p_1}{p_2}$ $\bar{T}$: 气层平均温度

两等压面间的气层厚度反映该气层平均温度的高低。



由于水平温度梯度导致的等压面倾斜，是著名的斜压不稳定天气理论的基础。

例如锋面的生成过程：南边暖的地方温度升高，等压面间的厚度增加；北边冷的地方温度降低，等压面间厚度减小。所以会导致南北方向的水平气流。水平温度平流会加剧水平温度梯度，导致锋面的生成。

气块垂直运动过程中的能量变化

热力学第一定律（能量守恒）：对于单位质量的气块，

气块内能 (u) 增加 = 气块吸收的热量 (q) – 气块对外界做功 (w):

$$du = \delta q - \delta w$$

u：状态量
q：过程量
w：过程量

假定只有气体膨胀对外做功：

$$du = \delta q - pd\alpha$$

由于理想气体的内能仅是温度的函数，并应用理想气体状态方程 $p\alpha = RT$

上式写为: $c_v dT = \delta q - RdT + \alpha dp$

利用 $c_p = c_v + R$，上式写为: $c_p dT = \delta q + \alpha dp$

c_v: 空气的定容比热, J kg^{-1} K^{-1}
c_p: 空气的定压比热, J kg^{-1} K^{-1}

Q：如何推导得到c_v、c_p？它们与R的关系是什么？

气块上升过程: 干绝热过程（无相变）

干绝热过程, $\delta q = 0$, 因此 $c_p dT = \alpha dp$

利用理想气体状态方程，得到： $c_p dT = \frac{RT}{p} dp$

从地面向上积分： $\int_0^z \frac{dT}{T} = \int_{p_0}^{p} \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p}$

可得到： $T(z) = T_0 \left[\frac{p(z)}{p_0}\right]^{\frac{R}{c_p}}$

气块在绝热上升过程中气压降低，温度也降低。

位温 $\theta = T_r = T\left(\frac{p_r}{p}\right)^{R/c_p}$

气块在干绝热过程中位温不变

气块干绝热上升过程中的减温率

干绝热递减率 dry adiabatic lapse rate:

将上页中 $c_p dT = \alpha dp$ 对 z 微分: $c_p \frac{dT}{dz} = \alpha \frac{dp}{dz}$

垂直运动过程中，气块满足静力平衡，因此: $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$

定义干绝热递减率： $\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p}$

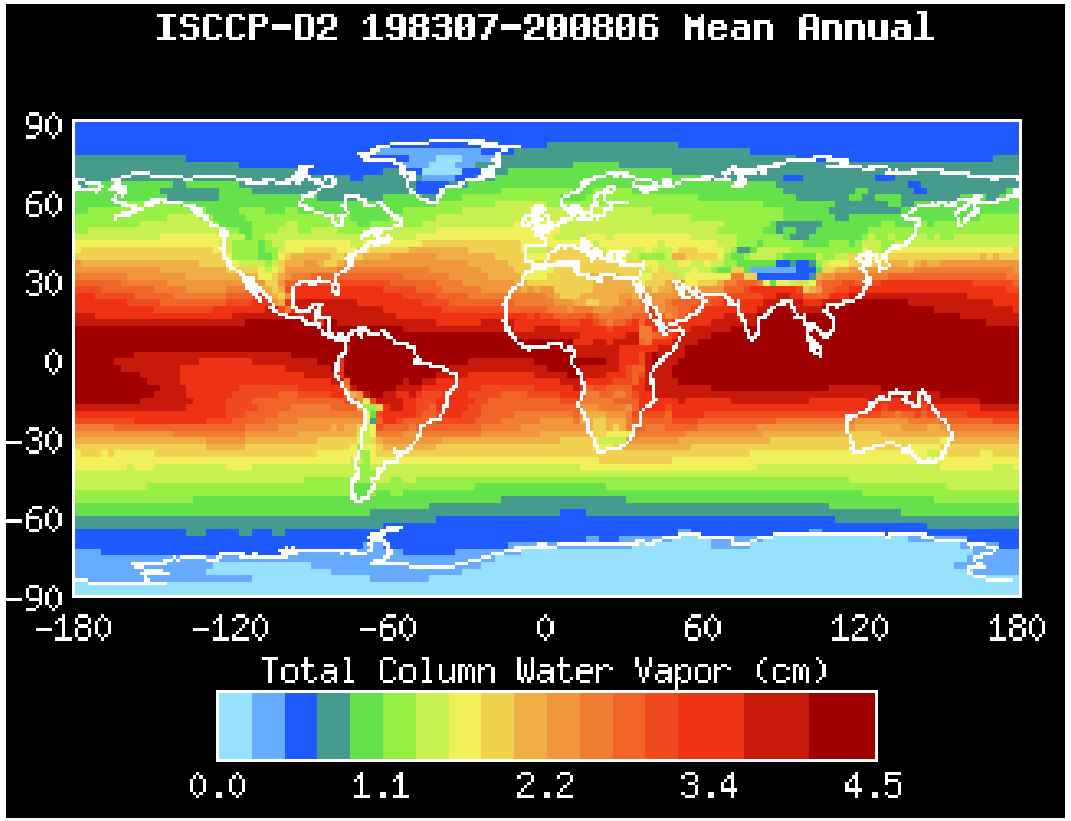
把 $g = 9.81\, m\, s^{-2}$ 和 $c_p = 1004\, J\, K^{-1}\, kg^{-1}$ 代入上式，可以得到干绝热递减率

$$\Gamma_d = 9.8\, K\, km^{-1}$$

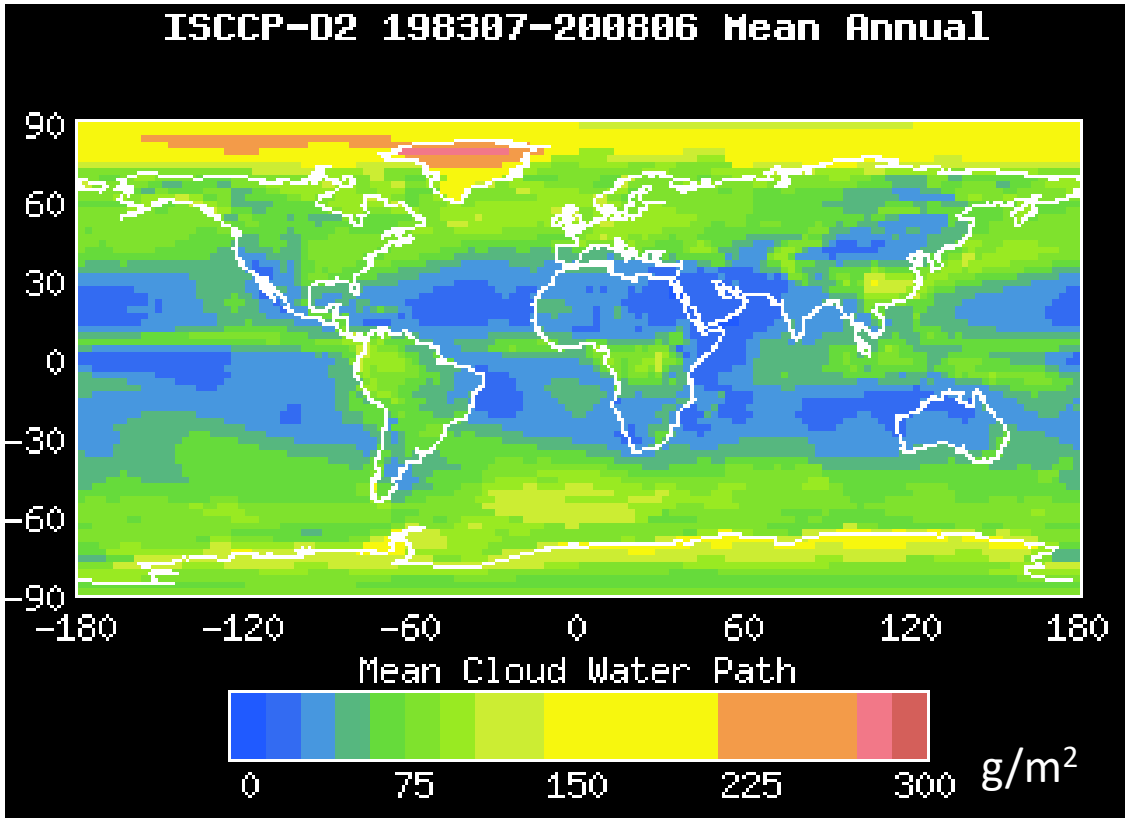
即气块垂直运动过程中，如果绝热、与环境没有质量交换、且没有水的相变，则每上升1千米，温度下降 $9.8\, ^oC$；该数值大于环境大气温度的平均递减率 $(6.5\, ^oC)$

大气中含有水，其空间分布极为不均匀

水汽含量



云水含量



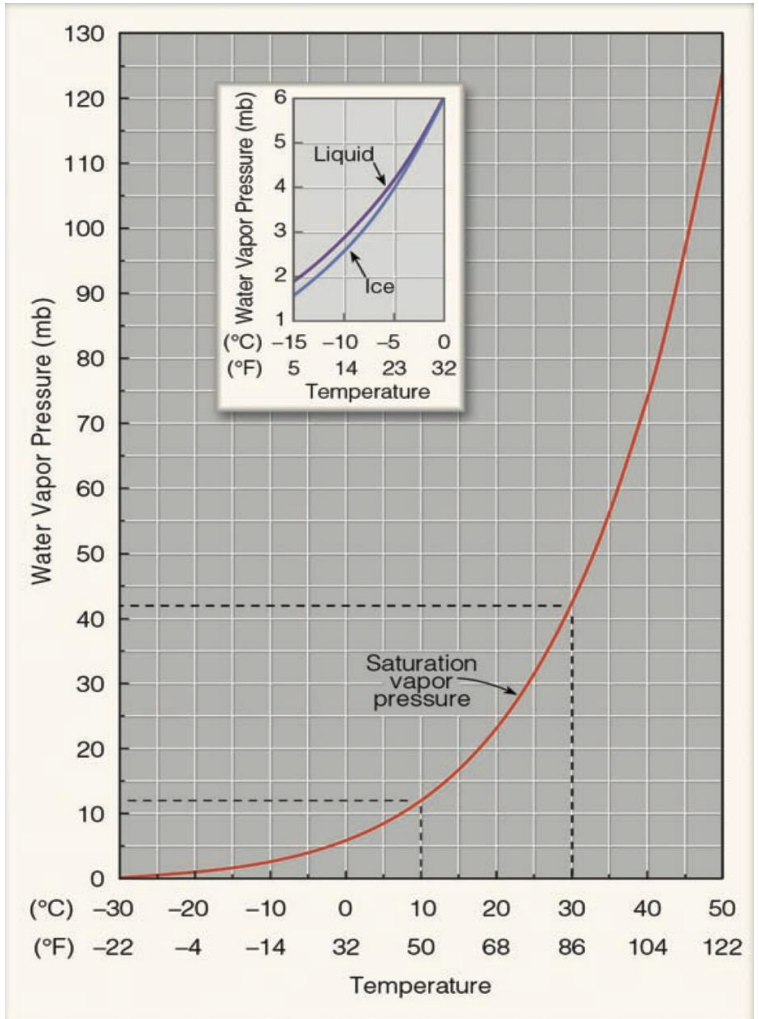
$1\ cm = 10000\ g/m^2$

水汽含量比云水含量大2-3个数量级

Q：水汽含量与年降水量相比，哪个更大？为什么？

饱和水汽压 Saturated Vapor Pressure

饱和水汽压 $e_s(T)$： 某一温度下空气中的水汽压相对于平水面或平冰面饱和，相平衡。



- 温度越高，饱和水汽压越高。
- 饱和水汽压随温度升高而类似于指数升高，这是降温形成过饱和的基础。
- 同一温度下（低于 0°C），水面饱和水汽压高于冰面饱和水汽压。

克劳修斯-克拉伯龙公式 Clausius-Clayperon Equation
可由热力学第一和第二定律推导出

水面饱和：

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$$

$$\ln \frac{e_s \text{ (in hPa)}}{6.11} \approx 5420 \cdot \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right)$$

相对湿度 Relative Humidity, RH

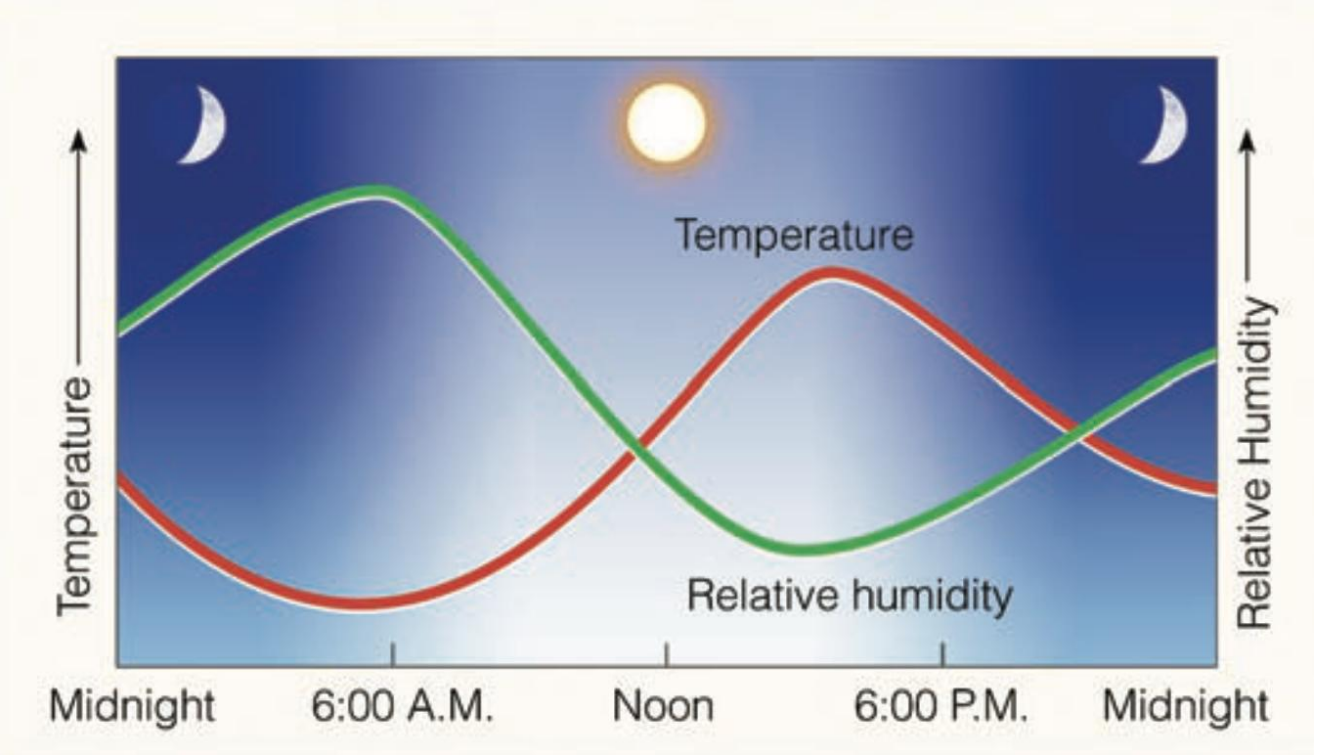
相对湿度
= 空气的水汽压/饱和水汽压 * 100%

$$\mathrm{RH} = \frac{e(T)}{e_s(T)} \cdot 100\%$$

$e(T)$:　空气中实际水汽压
$e_s(T)$:　饱和水汽压

因此要增加气块的相对湿度，一是增加水汽的含量，二是降低温度从而使得饱和水汽压减小。

温度及相对湿度的典型日变化

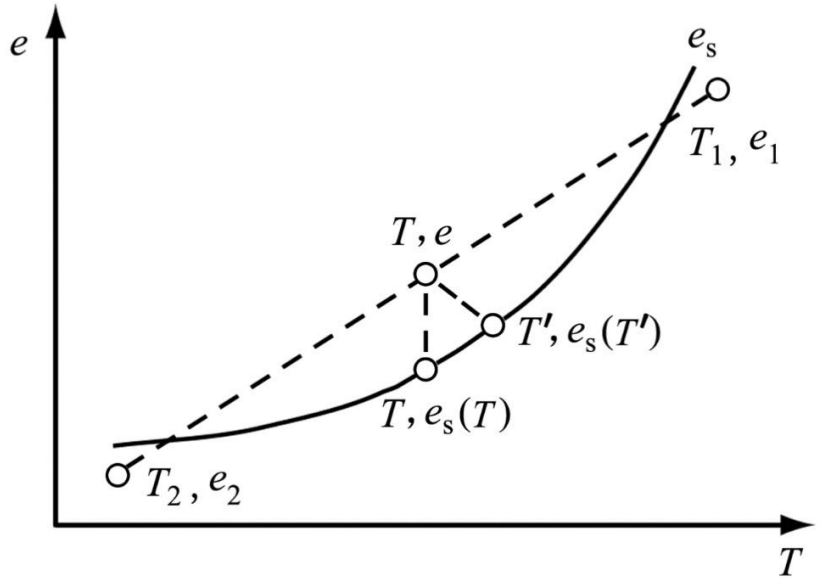


Q：在不同时间、空间尺度下，温度与相对湿度的关系？

气块的相变

- 气块绝热上升降温：水汽饱和形成云
- 气块等压降温：水汽饱和形成雾、露、霜
- 两个气块等压混合：本来不饱和的两个气块等压混合后可能达到饱和及过饱和，有液态水凝结，产生云和雾（例如飞机尾迹）





若未发生相变（凝结）：

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2}$$

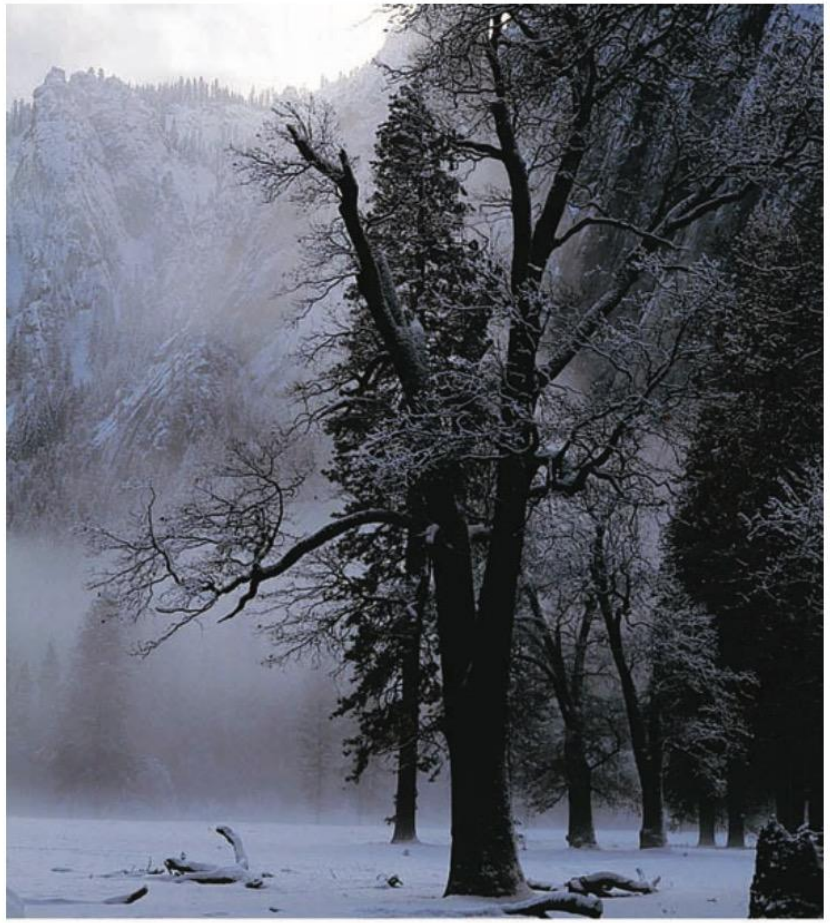
$$e = \frac{\frac{e_1 v_1}{T_1} + \frac{e_2 v_2}{T_2}}{v_1 + v_2} \cdot T$$

$$= \frac{1}{2}\left(\frac{e_1}{T_1} + \frac{e_2}{T_2}\right) \cdot T \quad \text{若} v_1 = v_2$$

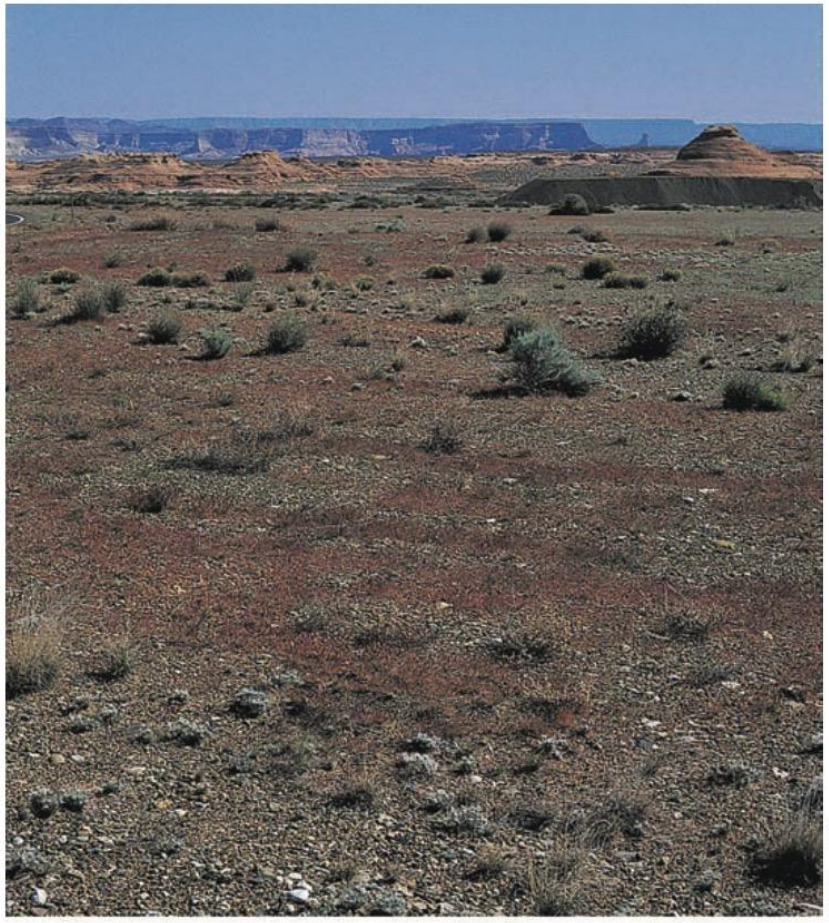
发生凝结后，最终状态应该在饱和水汽压曲线上，且释放的凝结潜热会加热气块，即最终状态为$T', e_s(T')$。

露点温度和霜点温度

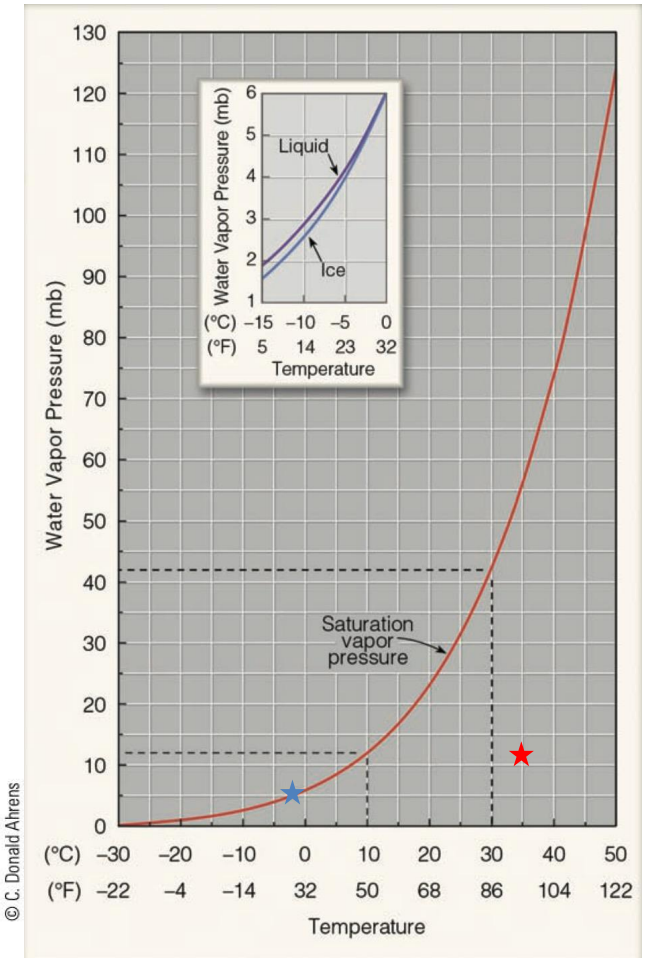
等压降温到某一温度，使得空气与平水（冰）面达到饱和，该温度为露（霜）点温度。
露点温度下的饱和水汽压即为空气的水汽压。露点温度高表示水汽含量高。



(a) POLAR AIR: Air temperature –2°C (28°F)
Dew point –2°C (28°F)
Relative humidity 100 percent



(b) DESERT AIR: Air temperature 35°C (95°F)
Dew point 10°C (50°F)
Relative humidity 21 percent

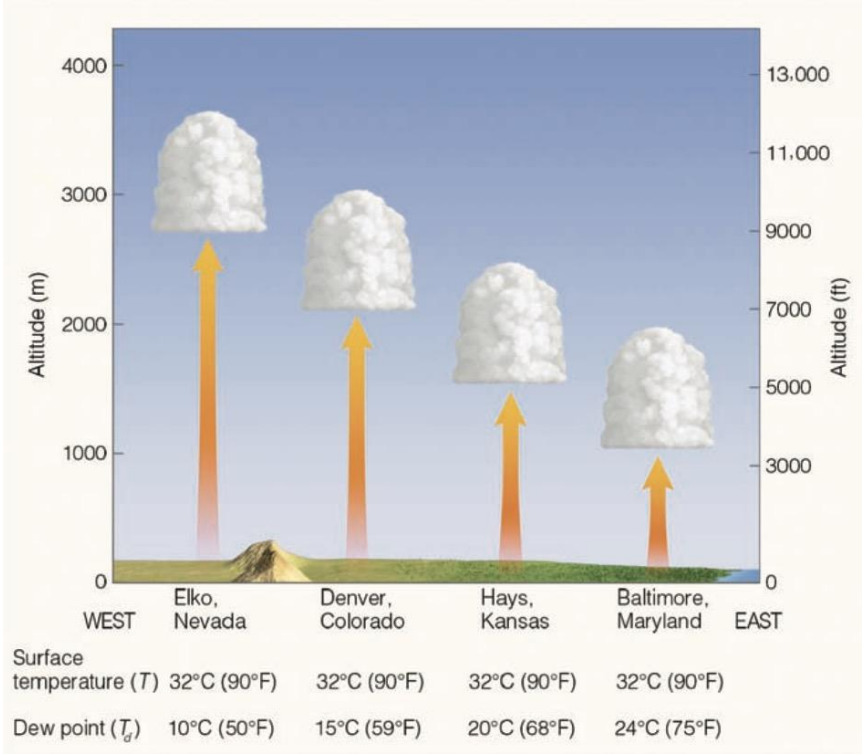


气块上升过程的相变：湿绝热过程

- 在气块上升过程中，成云之前水汽含量不变，同时温度降低，因此相对湿度增加。
- 到某一高度处，将达到饱和而有液态水凝结，形成云。这一高度称为抬升凝结高度（Lifting condensation level, LCL），可认为是云底高度。
- 从LCL往上，气块的上升为湿绝热过程（moist adiabatic process）。

Q: 大气中水汽含量与LCL的关系？

- 如果大气中水汽含量较高，容易达到饱和，抬升凝结高度较低，所以，云底的高度也较低。
- 相反，如果大气较干，抬升凝结高度较高，云底的高度也较高。



气块湿绝热上升过程中的减温率

气块的湿绝热上升过程中，有水的相变和潜热释放

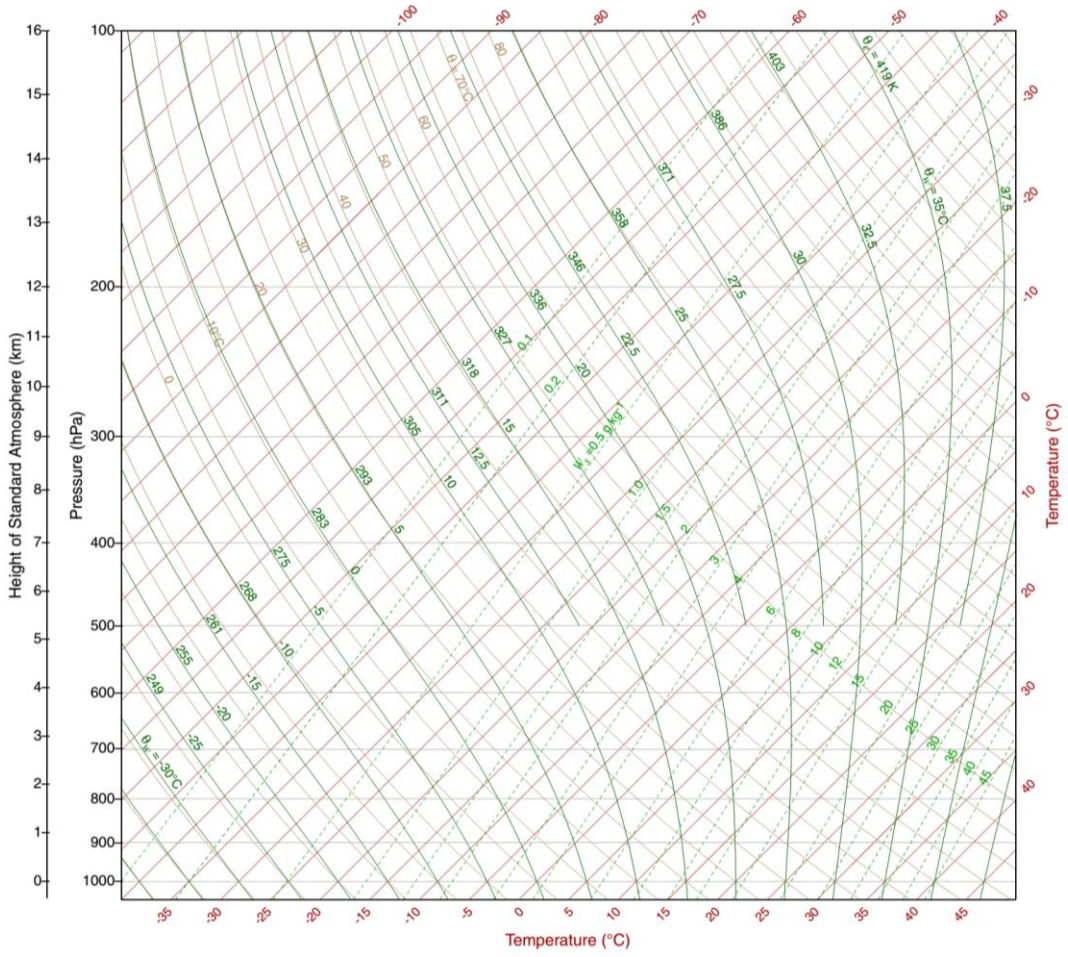
对应的减温率称为湿绝热递减率（moist adiabatic lapse rate）

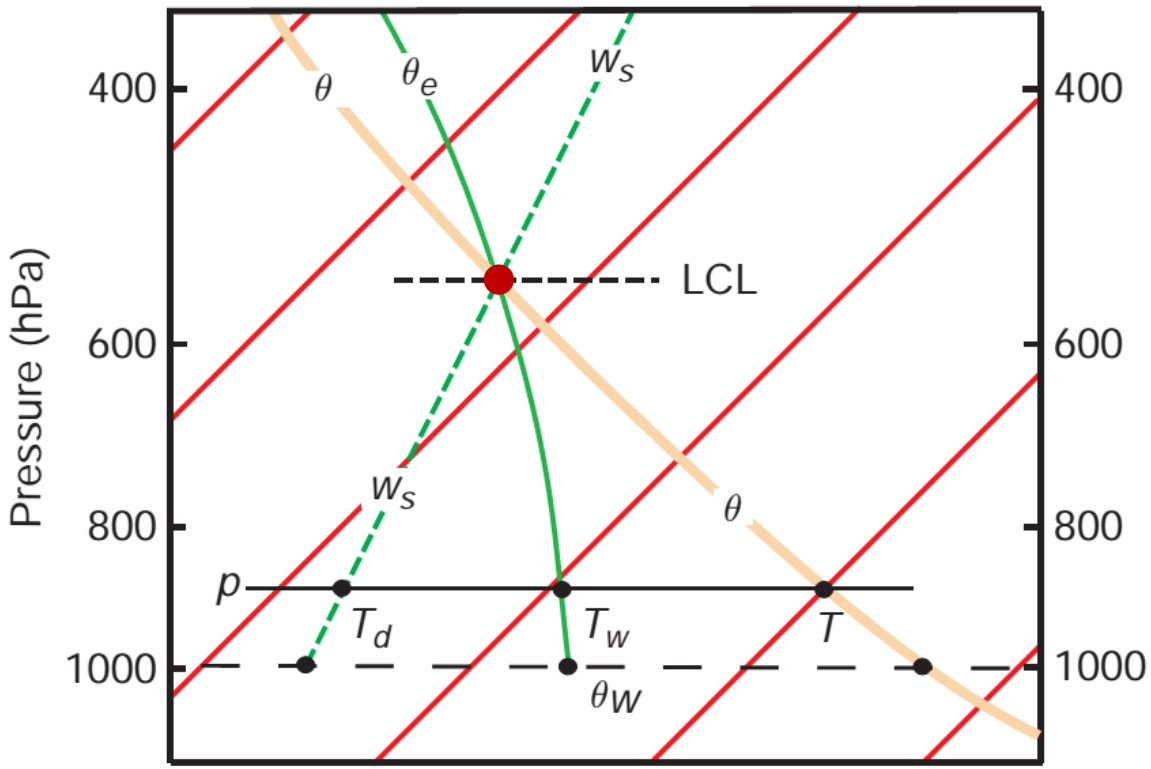
- 气块到达抬升凝结高度（LCL）以后，有液态水凝结，释放潜热，加热该气块，使得气块降温比干绝热过程慢。
- 湿绝热递减率比干绝热递减率大还是小？
- 湿绝热减温率：在近地面大约平均是 4-5 K km^{-1}，随高度而增大，在高层接近于干绝热减温率。

气块上升过程中的减温率 versus 环境大气的减温率

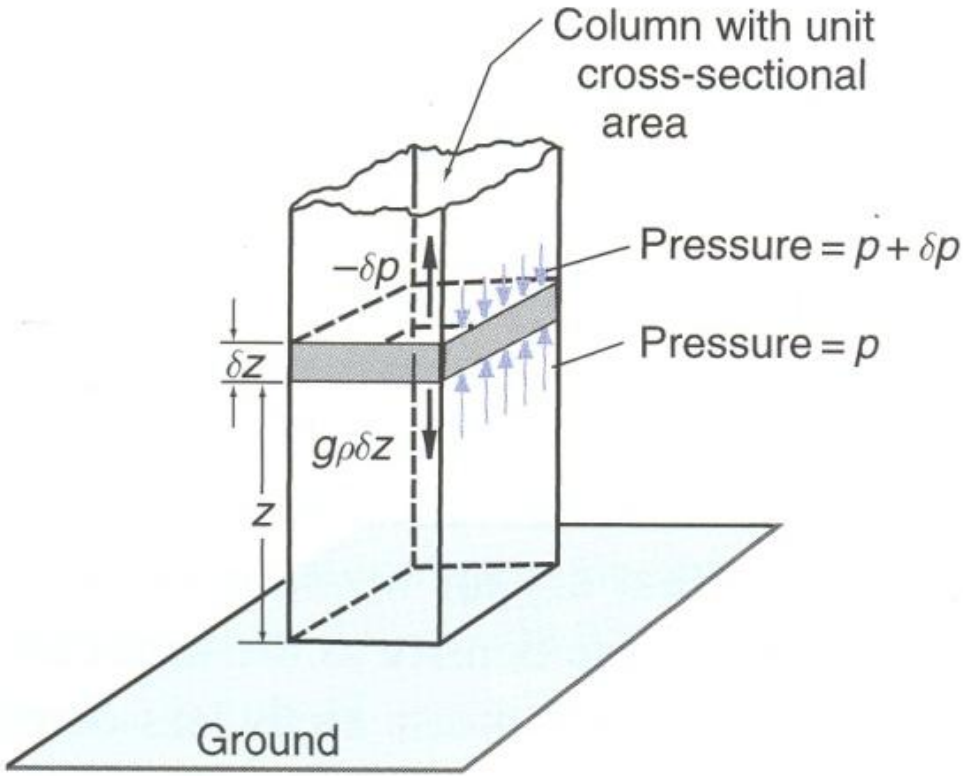
- 注意前面的减温率是指气块上升过程中的减温率。
- 实际大气（或者说环境大气）的减温率可能与气块的减温率不同。
  - ✓ 如果太阳加热很强，则近地面大气温度很高。
  - ✓ 夜间，地面红外辐射冷却，近地面大气温度很低。
  - ✓ 有锋面的地区，会出现锋面逆温（下层大气比上层大气冷）。
  - ✓ 有云的地区，水汽凝结释放的潜热能够加热大气。
- 因此不同地区、不同时间，大气的减温率并不相同。对某一地区，不同高度处的减温率也不相同。
- 实际大气的减温率全球平均大约是6.5 K km^{-1}。

倾斜T-lnP图


Height of Standard Atmosphere (km)
Pressure (hPa)
Temperature (°C)
Temperature (°C)


Pressure (hPa)
400
600
800
1000
θ
θe
ws
LCL
ws
θ
p
Td
Tw
T
θw

大气中的非静力平衡



当单位质量的气块处于非静力平衡时，垂直运动加速度为：

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_{parcel}}\frac{\partial p}{\partial z} - g \neq 0$$

气块的气压和周围环境的气压始终保持一致，且环境大气处于静力平衡，则有：

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_{env} g$$

$$\frac{dw}{dt} = g\frac{\rho_{env} - \rho_{parcel}}{\rho_{parcel}}$$

由 $p = \rho RT$ 推出

$$\frac{dw}{dt} = g\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}}$$

非静力平衡方程

$$\frac{dw}{dt} = g\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}}$$

- 如果气块的温度高于环境温度：气块受到正浮力，产生向上加速度。
- 如果气块的温度低于环境温度：气块受到负浮力，产生向下加速度。

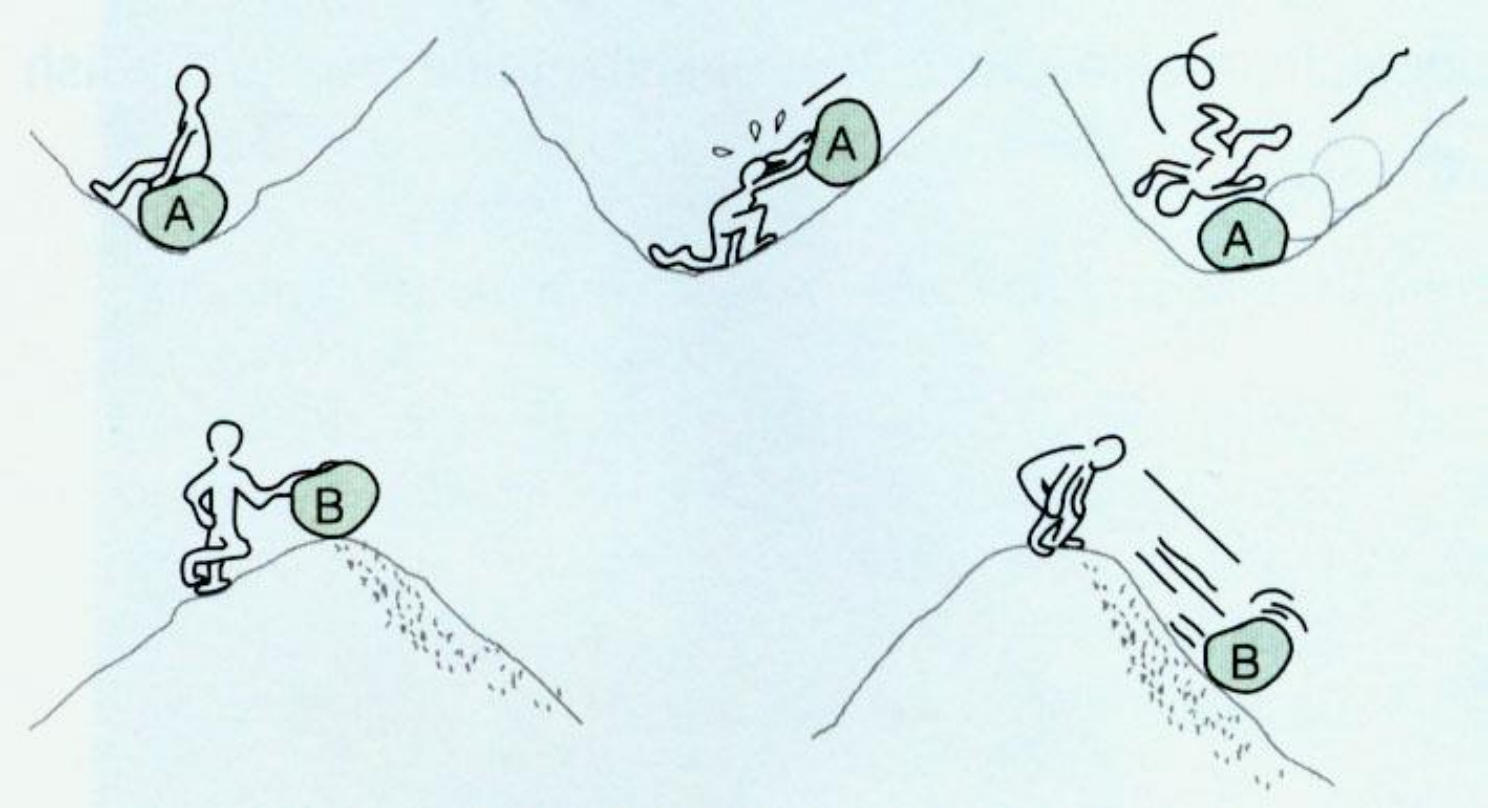
  此时需要其它的抬升机制（锋面、辐合、地形、风切变等），抵消负浮力，气块才能有上升运动。

- 气块的上升速度变化由气块和环境大气的温度差决定。

  环境温度可由探空得到，气块的温度可由绝热过程理论得到，则可以由上式计算气块的上升速度。上式是判断对流能否发生的重要依据。

大气静力稳定度 Static Stability

- 大气静力稳定度指的是大气在垂直方向受到扰动后的稳定程度。
- 即气块被向上拉或向下拉之后，能否回到初始位置。这决定对流运动能否发生。



稳定：给一个物体扰动，
该物体仍能回到初始位置；

不稳定：给一个物体扰动，
将永远离开初始位置。

Q：平衡与稳定的区别？

大气静力稳定度判据

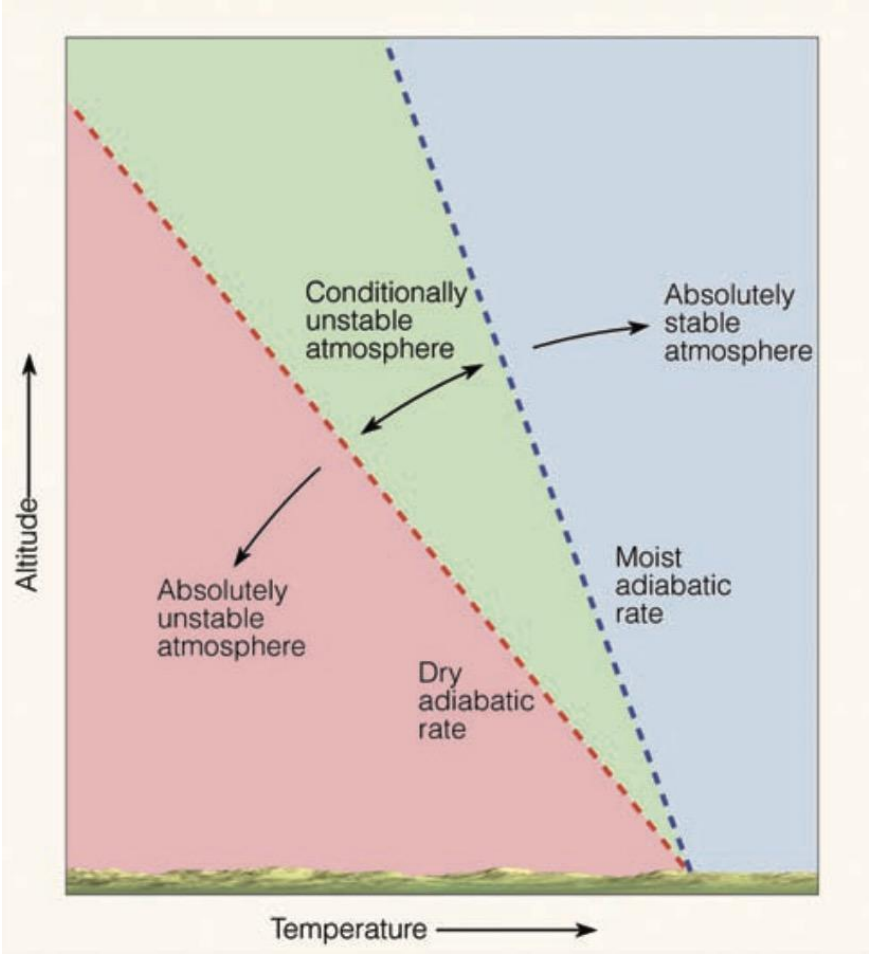
$$\frac{dw}{dt} = g\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} = gz\frac{\Gamma_{env} - \Gamma_{parcel}}{T_{env}}$$

（若气块与环境大气在参考高度$z = 0$时温度相同）

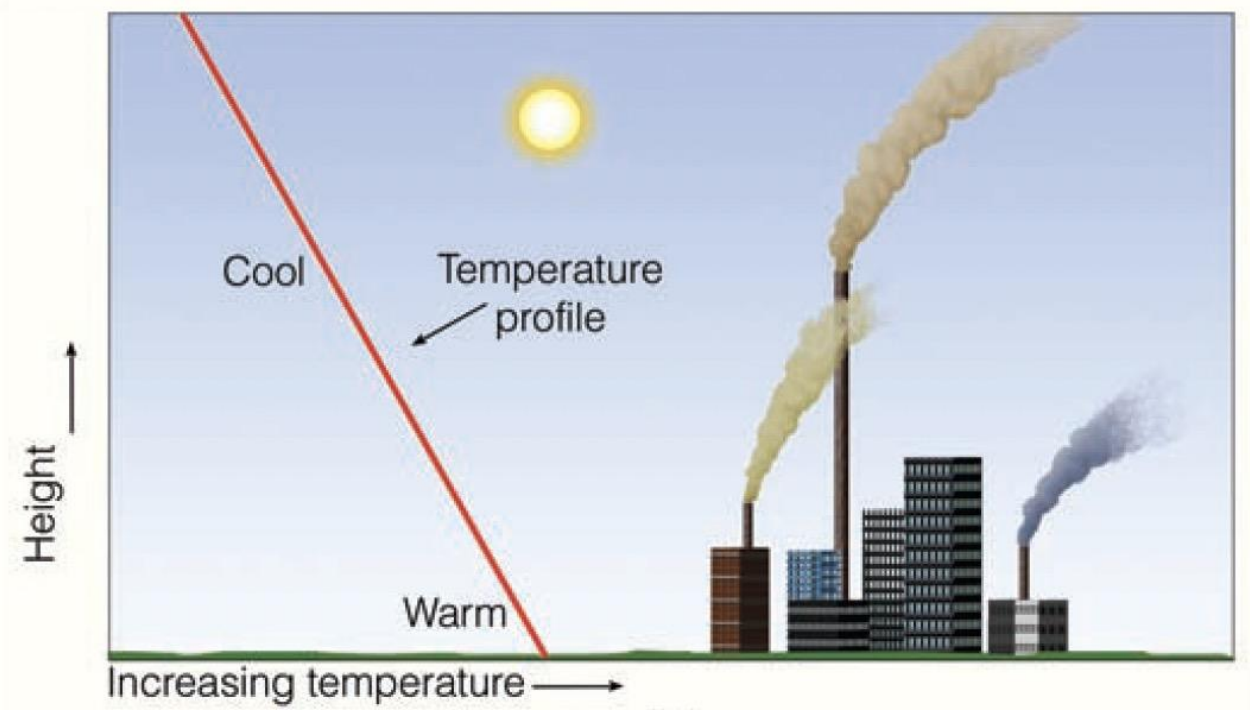
大气静力稳定度取决于环境大气温度的垂直分布（温度层结）。

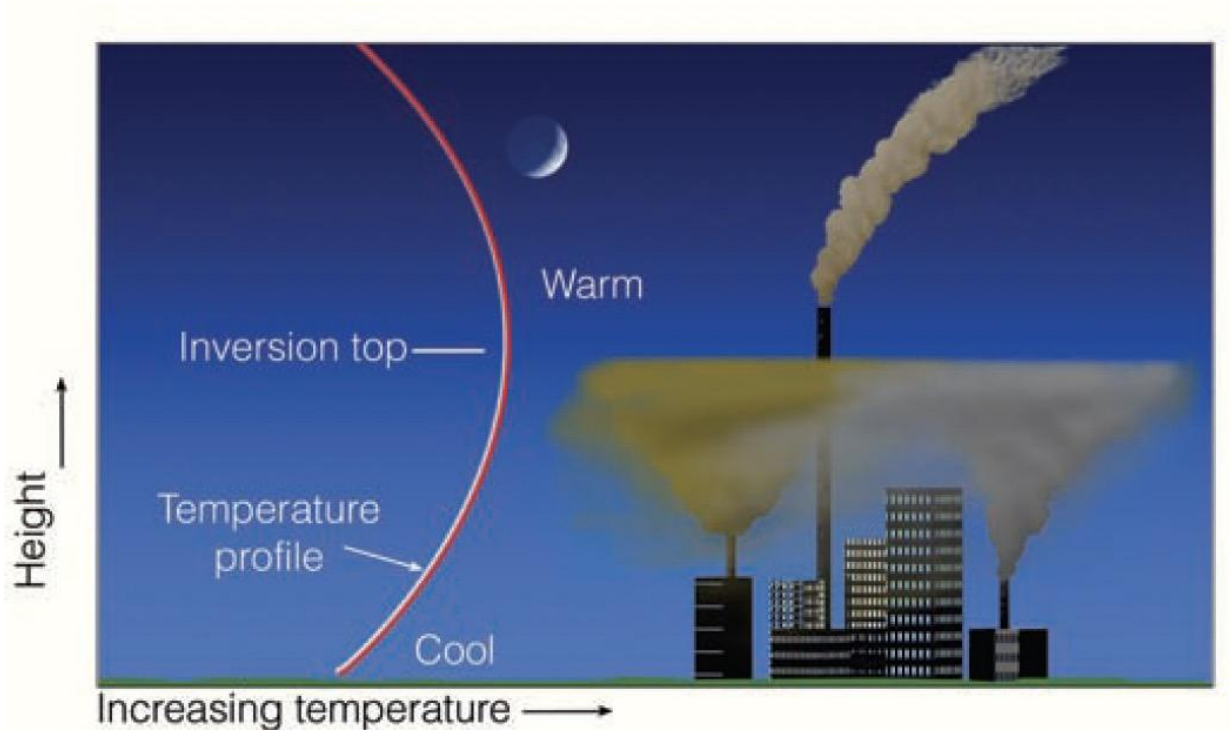
- 如果环境大气减温率大于干绝热减温率，空气是绝对不稳定的，稍微扰动可以导致强对流发生；
- 如果环境大气减温率小于湿绝热减温率，大气是绝对稳定的；
- 如果环境大气减温率介于干绝热和湿绝热减温率之间，大气处于条件不稳定。

大气的温度层结决定对流能否发生，以及对流运动的强弱。



大气静力稳定度影响污染物扩散



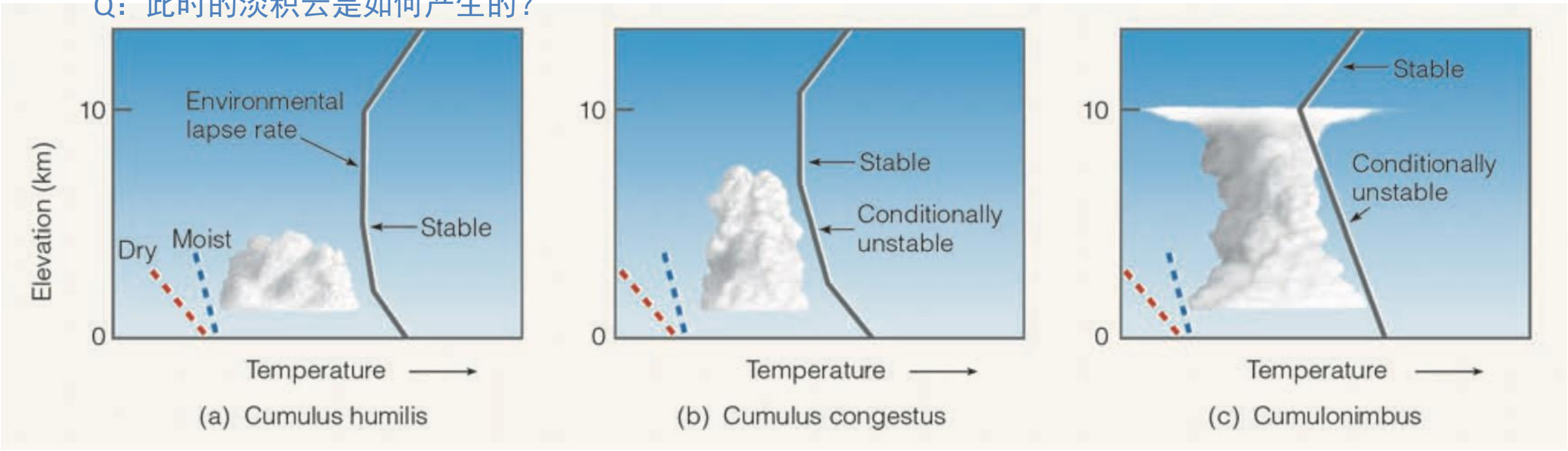


边界层逆温（上层温度比下层温度高）：稳定的边界层，不利于污染物扩散。

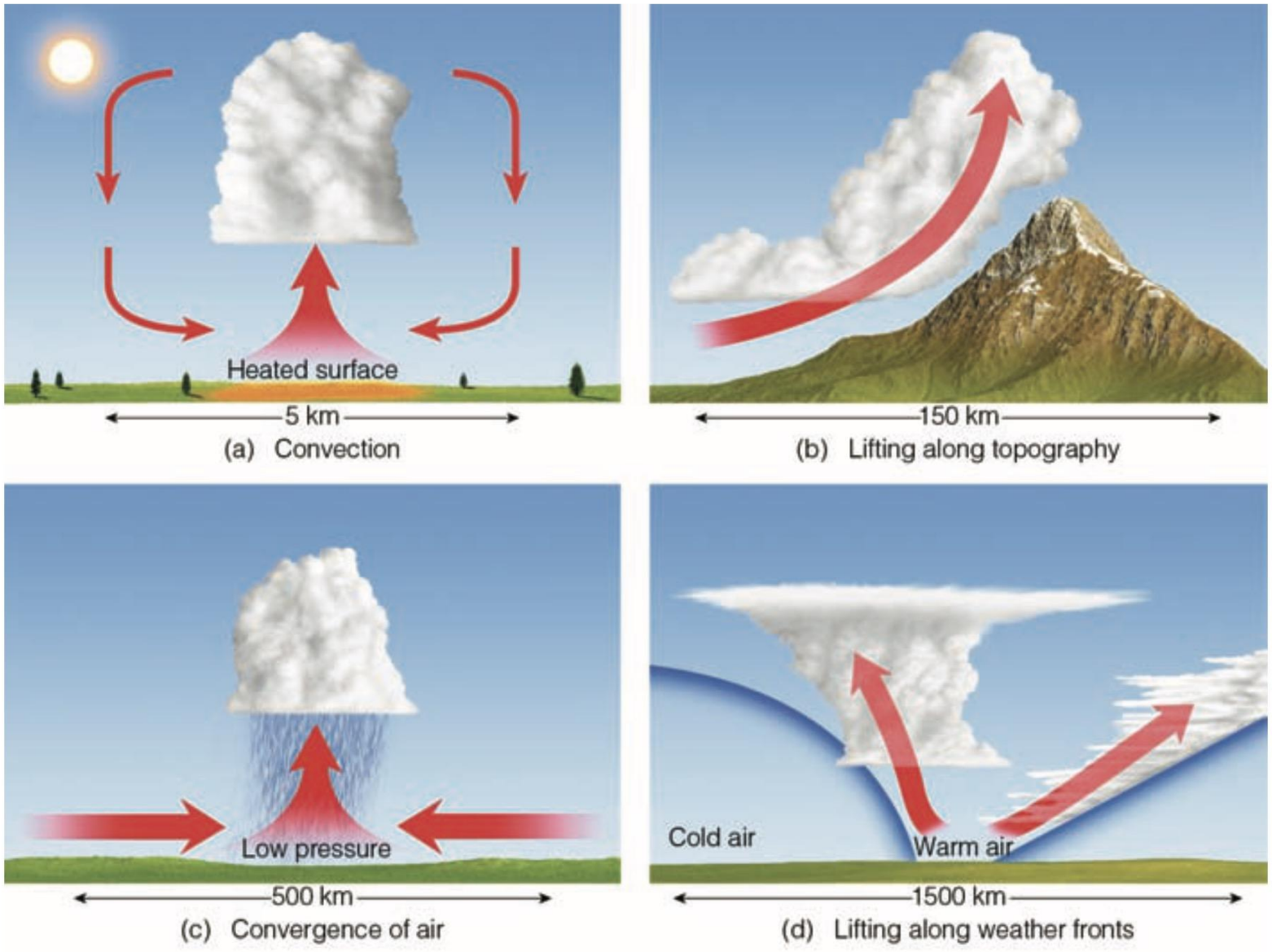
大气静力稳定度影响云的发生发展

- 如果自由大气（即边界层以上的对流层）比较稳定，一般形成淡积云；
- 如果自由大气比较不稳定，可能出现浓积云；
- 如果自由大气很不稳定，将出现积雨云（常伴随强雷暴天气）。

Q：此时的淡积云是如何产生的？



气块上升运动的原因



a. 热力抬升，即对流运动。需要不稳定的温度层结。

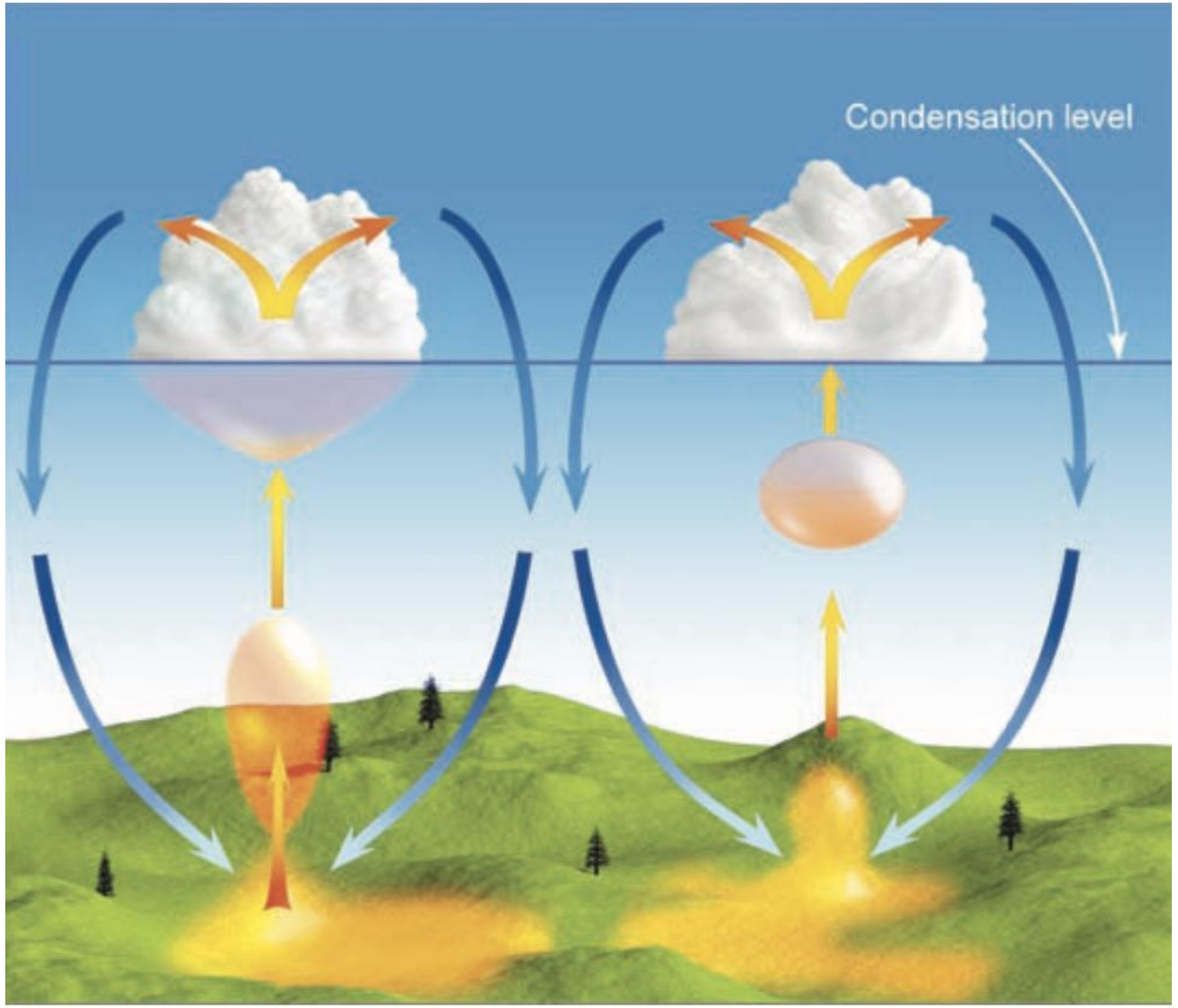
b. 山地抬升

c. 地面辐合抬升

d. 锋面抬升

另外还有波动抬升

热力抬升，即对流运动

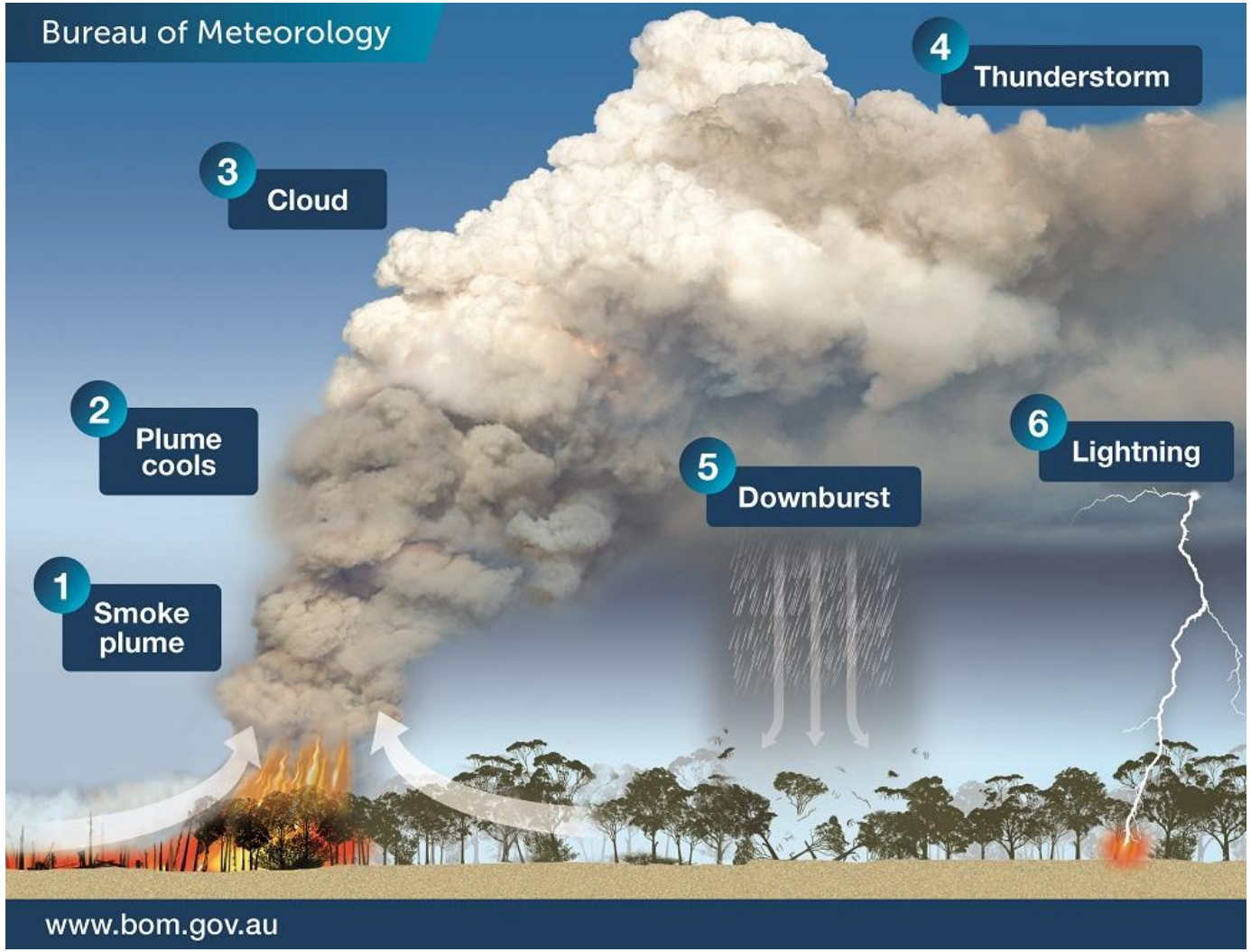


- 地面加热，空气上升，当达到抬升凝结高度时，云开始形成。
- 周围空气下沉。

Q: 深对流云（积雨云）一般发生在什么地方、季节、时间？

热带或者中纬度夏季；午后更常见。

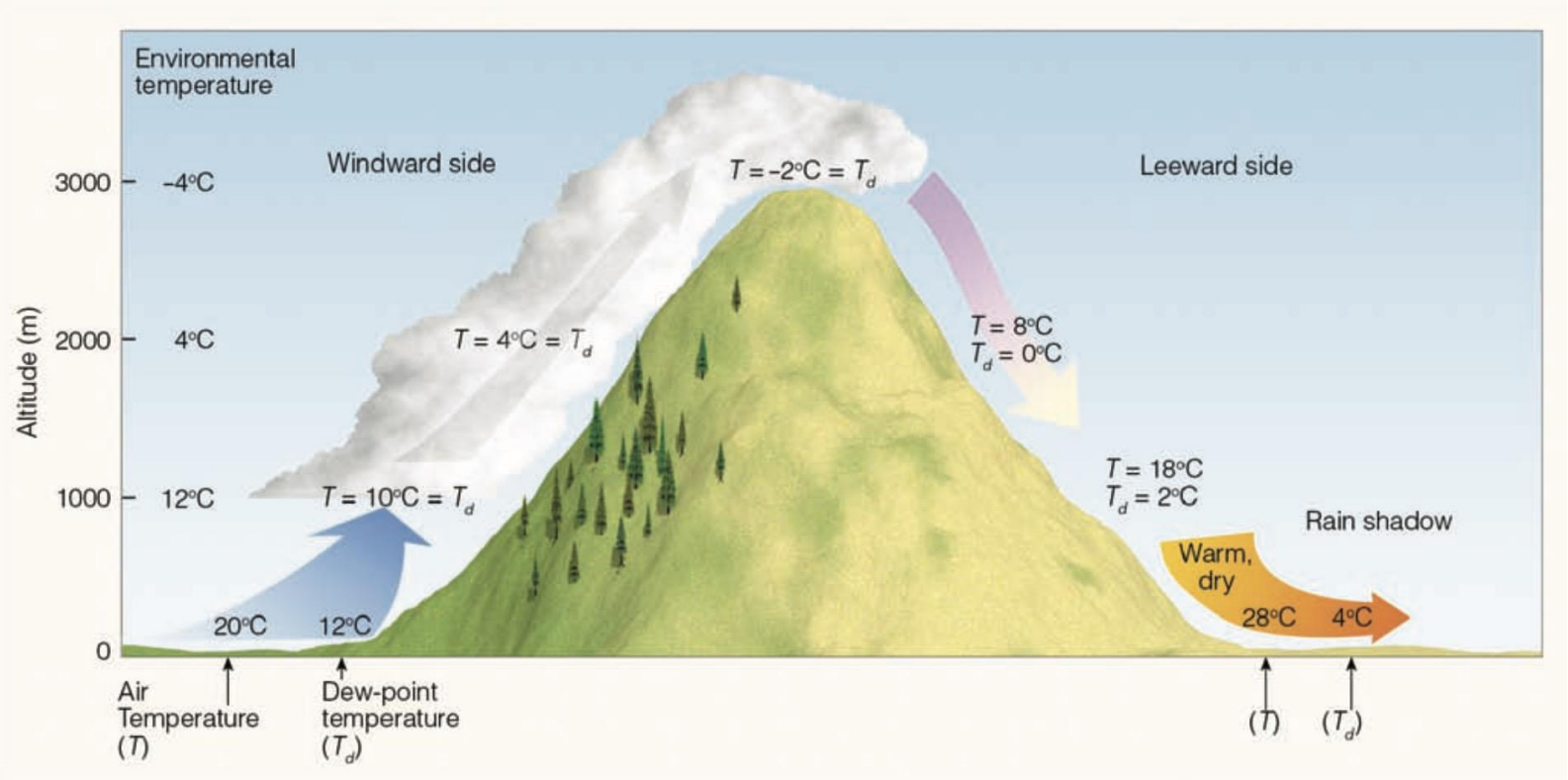
热力抬升：火积云 Pyrocumulus or Pyrocumulonimbus



- 火积云是因为来自地表的空气被加热到极高温而形成。高热会产生对流使气体上升到稳定的区域，而这些区域会有一定湿度，凝结成云。
- 火积云内有强烈的湍流，会在地表产生强烈的阵风，使火势更加剧烈。巨大的火积云可能产生闪电，进一步点火。

Pyrocumulonimbus at the Sedgerly Fire, Queensland, 2016
https://www.youtube.com/watch?v=FUxkzzKuCY0

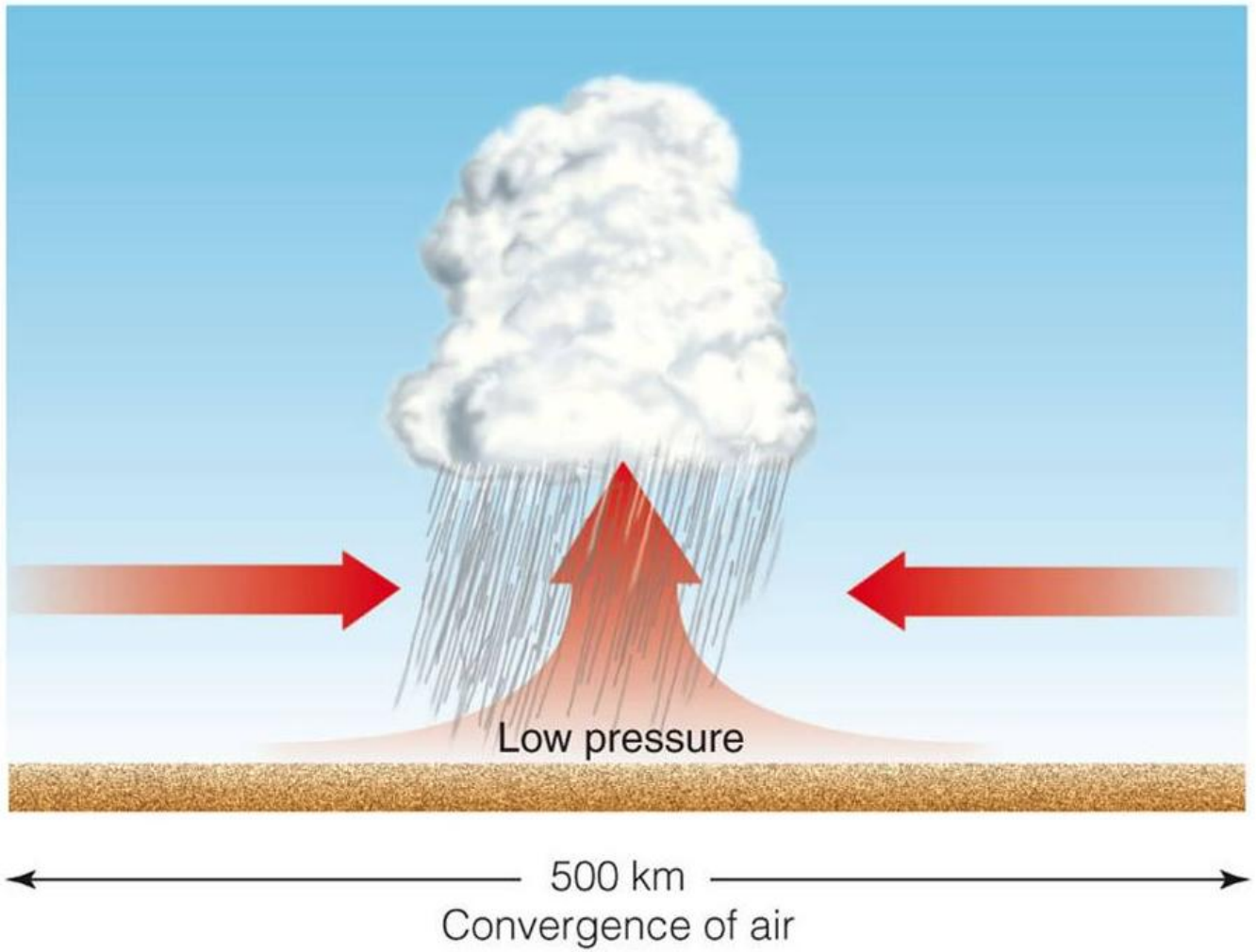
山地抬升



- 过山气流在迎风坡被山地抬升产生凝结和降水。
- 在背风坡下沉，由于被压缩而增温，出现焚风效应。

- 在我国，由于降水通常是由于南方输送的水汽造成的，所以，一个常见的现象是在山地的南面（迎风坡）湿润和多植被，山地的北面（背风坡）干燥，几乎是荒漠。比如喜马拉雅山的南麓多森林，北麓非常干燥。
- 而在北美山脉多为南北走向，山脉西面降水，东面干燥。

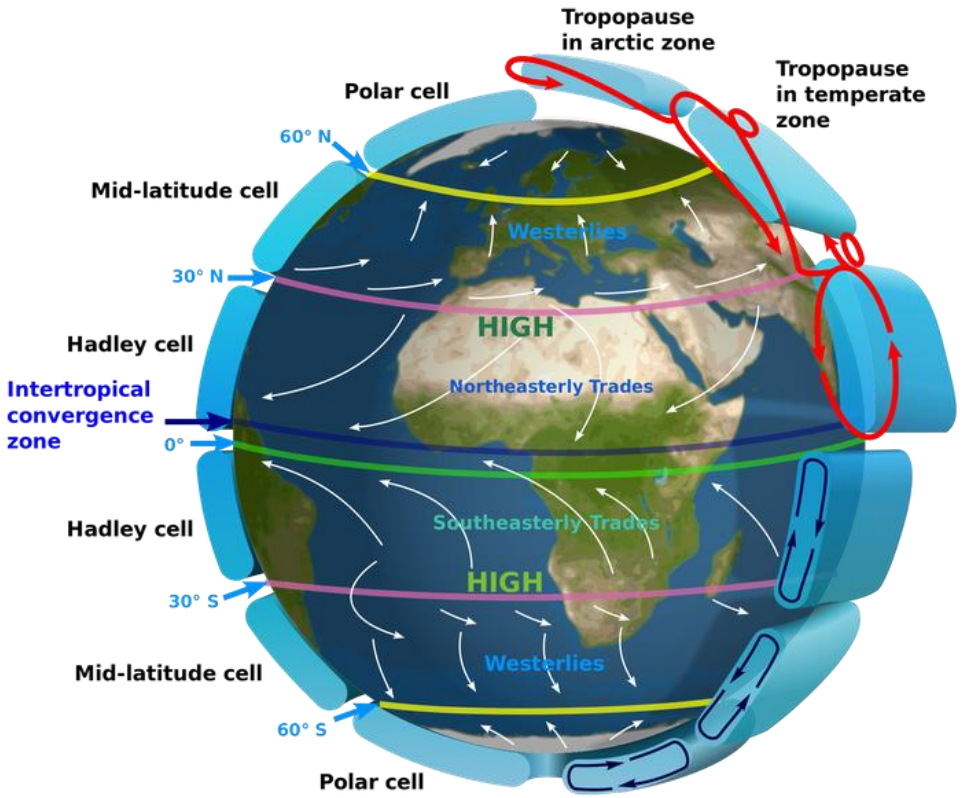
地面辐合抬升

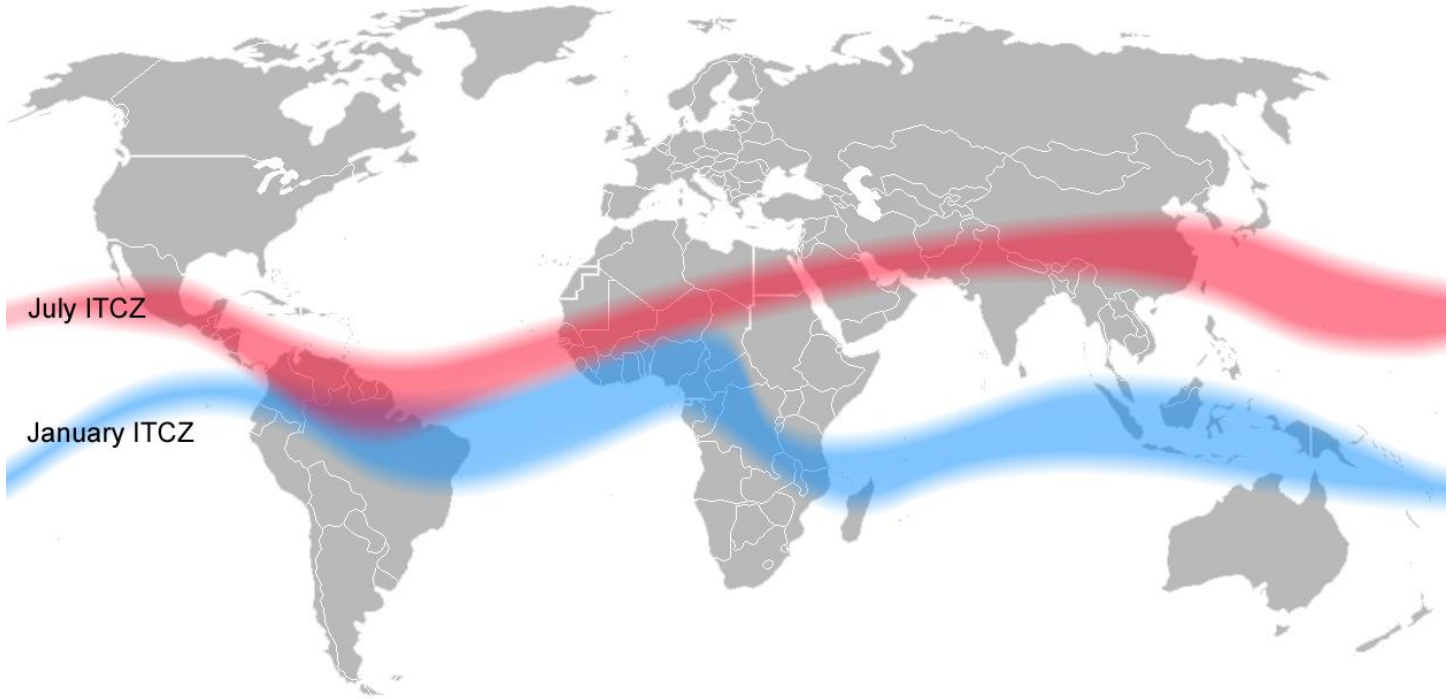


地面低压

地面受热不均匀、感热/潜热分配不均匀、地表粗糙度不均匀都会产生地面辐合抬升。

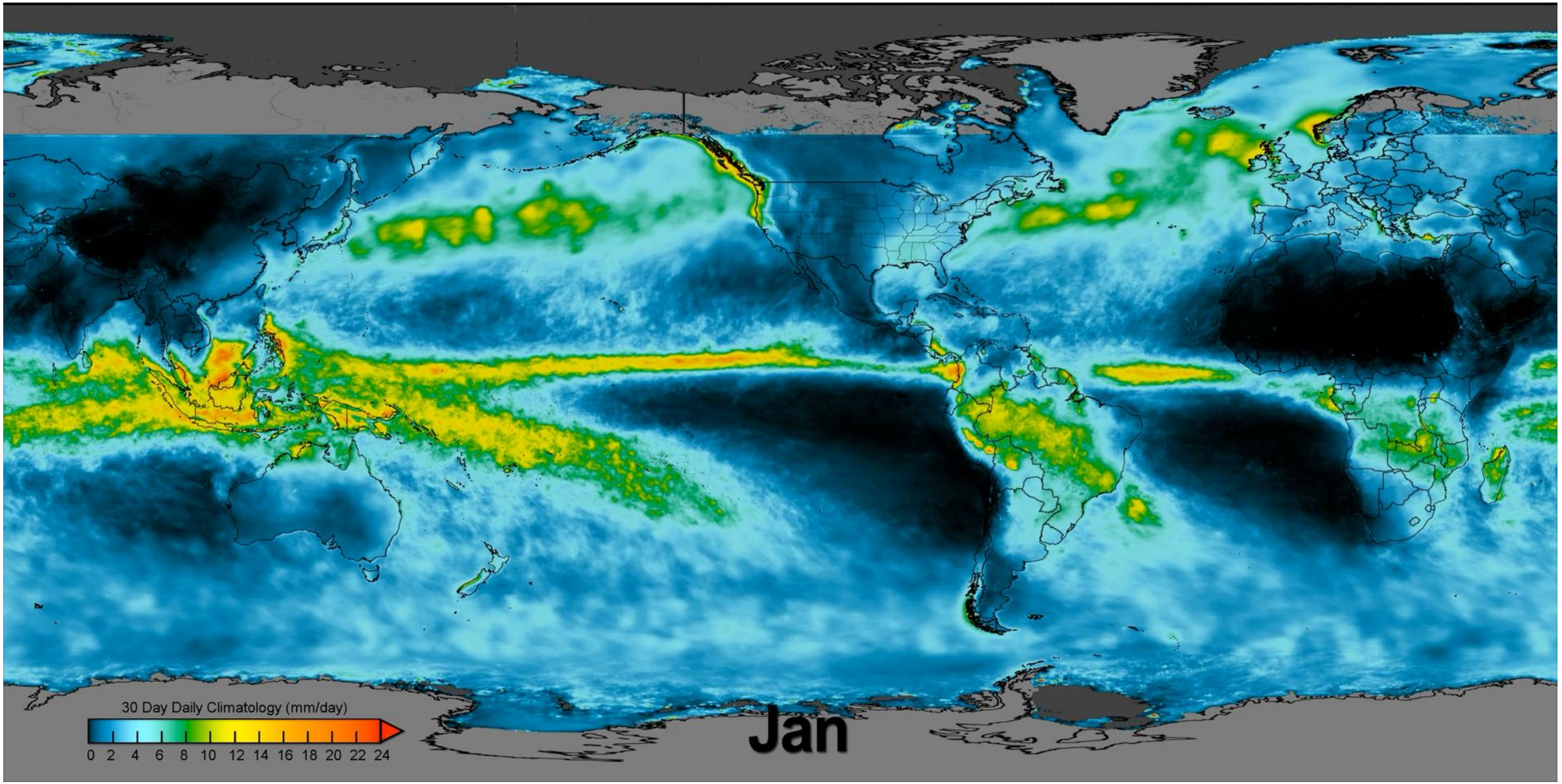
热带辐合带 Intertropical Convergence Zone



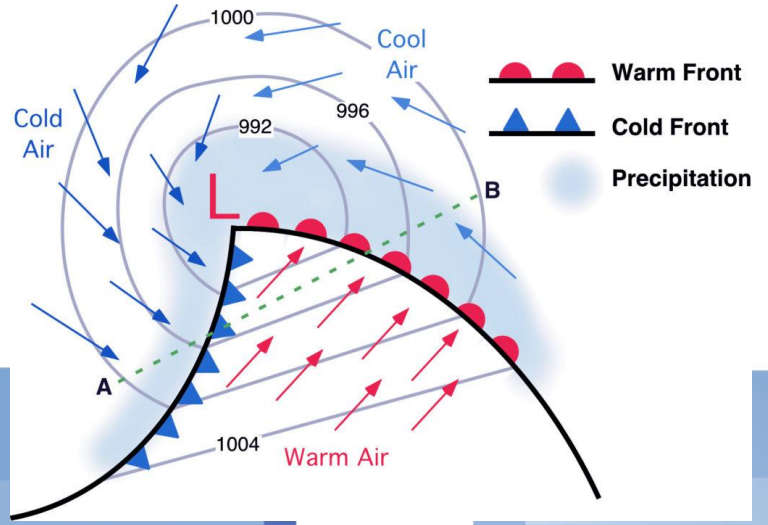


热带辐合带或**赤道辐合带**，是活跃于赤道的低气压带，南北半球副热带高压带间气压最低的风带。其低气压的成因是太阳光直射点附近受热，导致空气膨胀上升，到高空向高纬度地区流动，导致近地气压降低而形成。辐合带内部温度水平分布较均匀，水平气压梯度力很小，风力微弱。又因上升气流强盛，水气充足的缘故，此区域多对流雨。

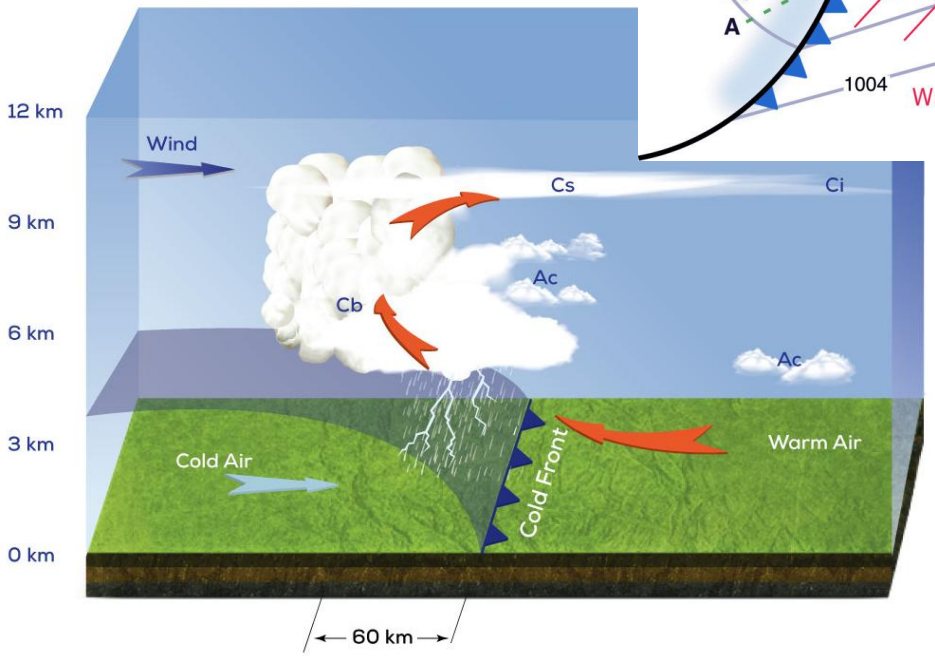
热带辐合带与降水


30 Day Daily Climatology (mm/day)
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
Jan

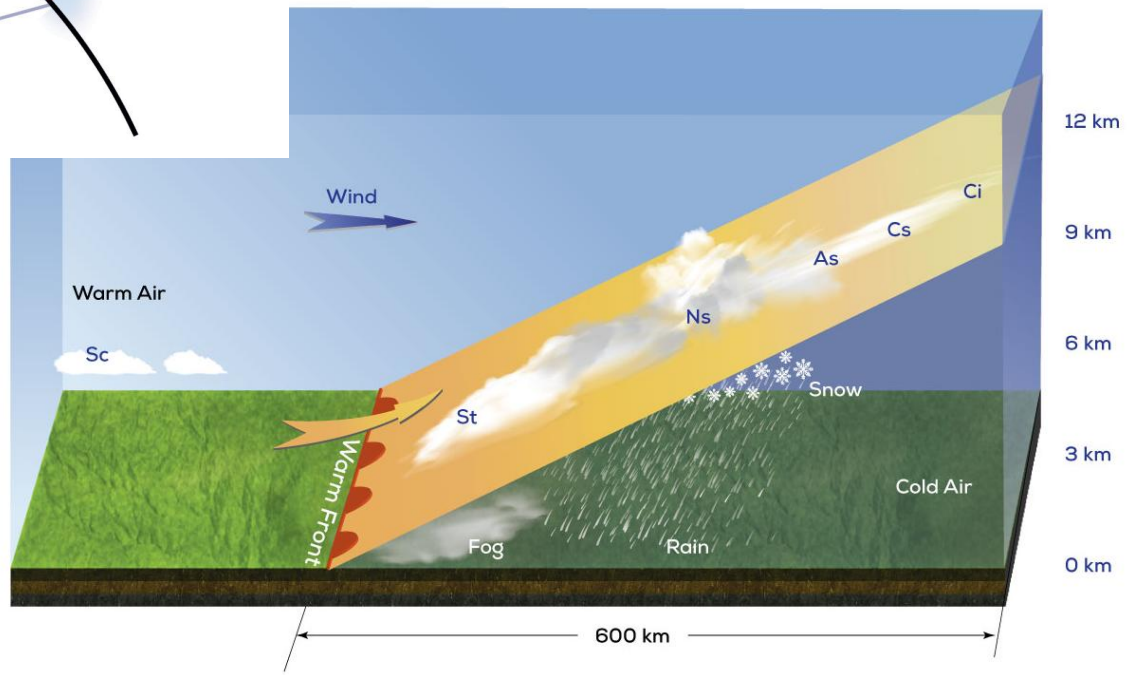
锋面抬升



Q：锋面降水主要发生在哪一侧？



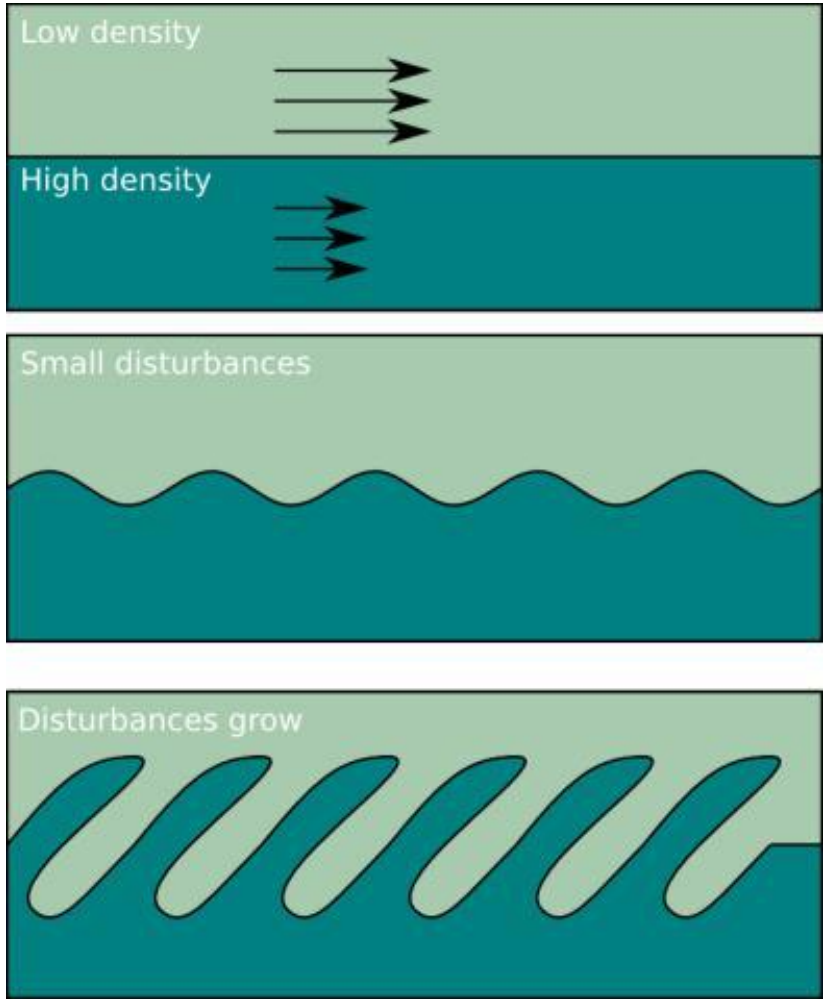
Cross-section through an Ana Cold Front with Unstable Character



Cross-Section through a Warm Front with Stable Character

波动抬升

开尔文–亥姆霍兹不稳定性(Kelvin–Helmholtz instability)：是在有速度切变的连续流体内部或有速度差的两个不同流体的介面之间发生的不稳定现象。

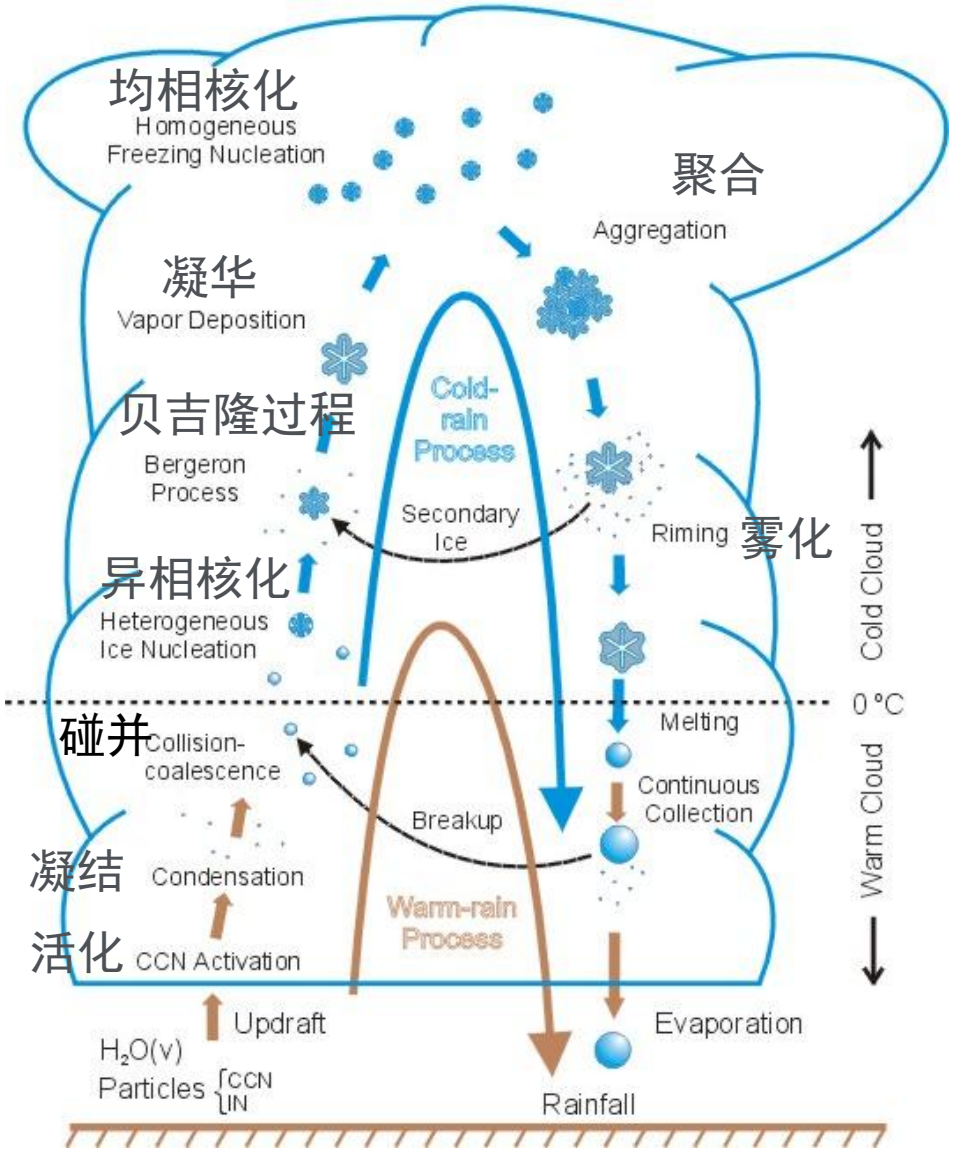




云和降水

冷云过程

暖云过程

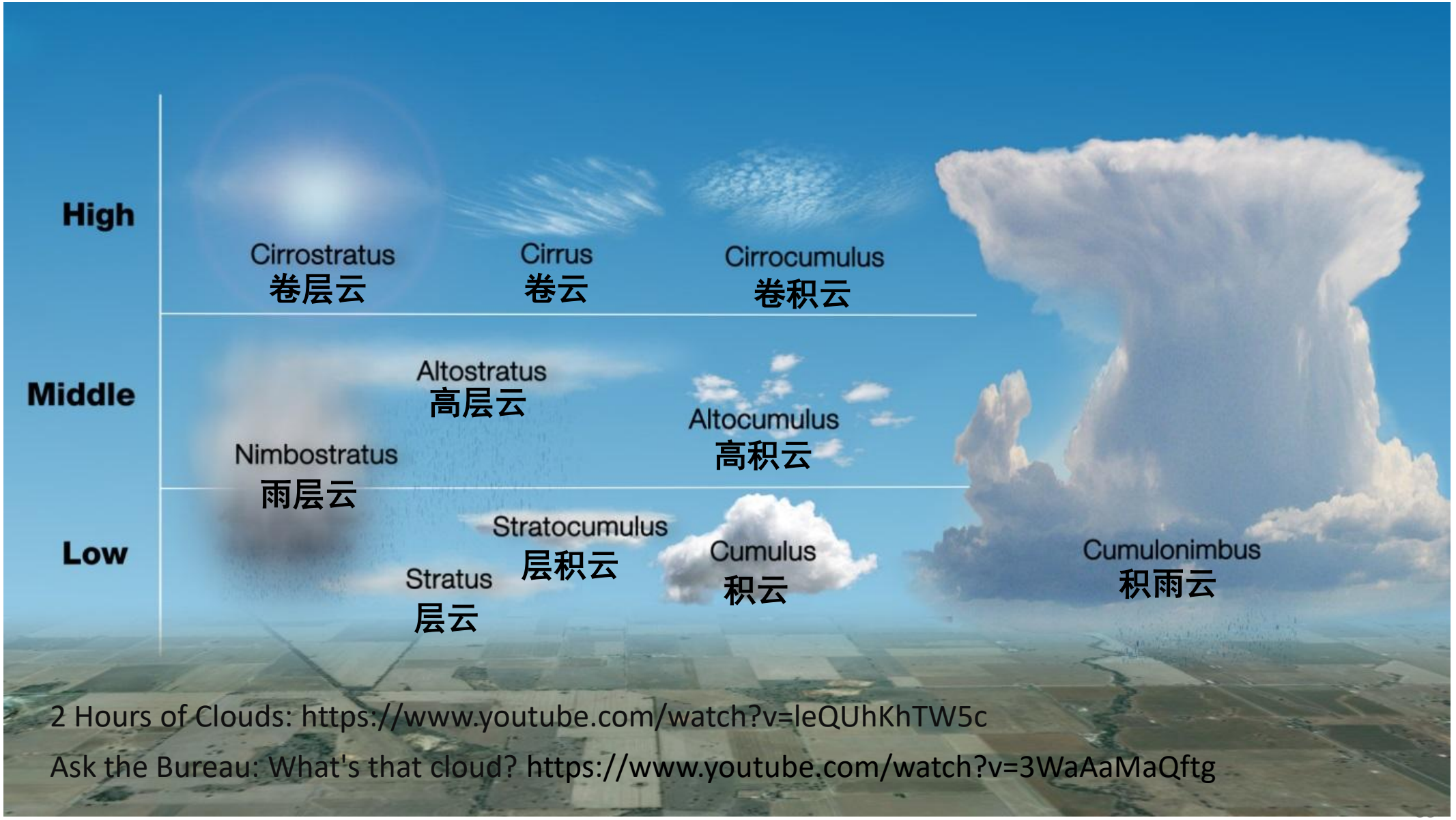


云的分类

高云：
冰晶
冷云

中云：
冰晶+水滴
(混合相态)
混合云

低云：
水滴
(边界层)
暖云



各种各样的云



2023/11/18，武汉长江大桥边

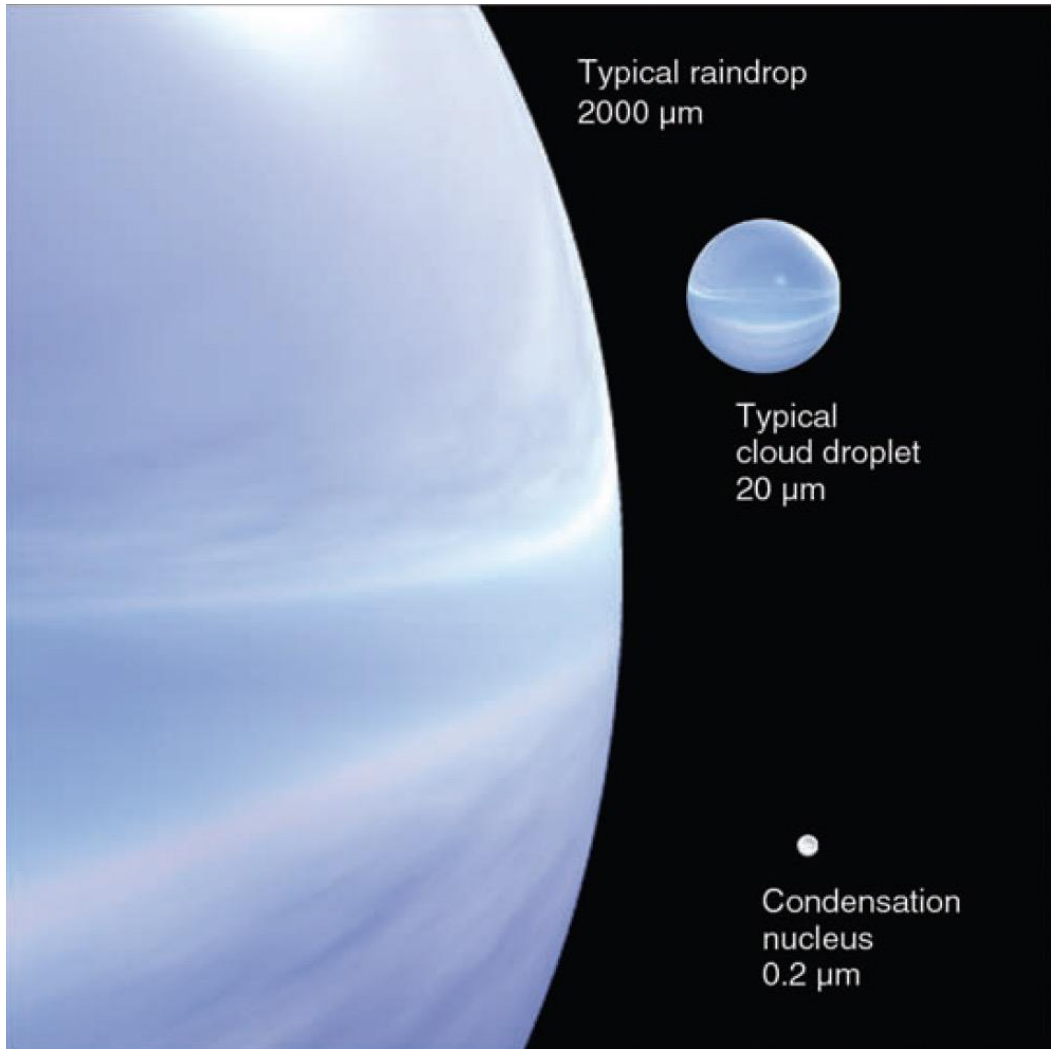








云滴核化：微物理过程



- 凝结核、云滴、雨滴在大小上相差很大。

  雨滴直径是云滴的100倍，是凝结核粒子直径的10000倍。

- 如何从一个凝结核成为一个云滴和雨滴？
- 简单地讲，在过饱和条件下，水汽在云凝结核 (cloud condensation nuclei, CCN)上通过凝结而形成云滴，云滴又通过碰并增长成为雨滴。

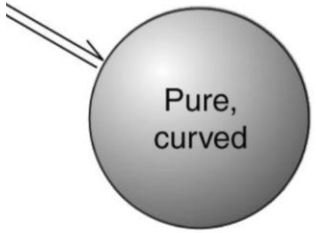
云滴活化及凝结增长中的相平衡过程

水汽与平面纯水：



水汽与纯水滴：

e_r（曲率效应）

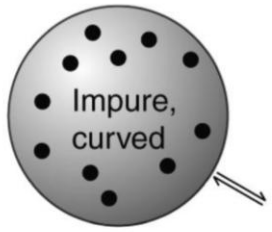


Curvature

Increases vapor pressure

水汽与溶液滴：

e_{eq}（曲率效应+溶质效应）

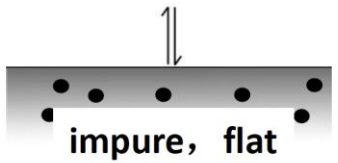


Solute

Decreases vapor pressure

水汽与平面溶液：

e_{sol}（溶质效应）



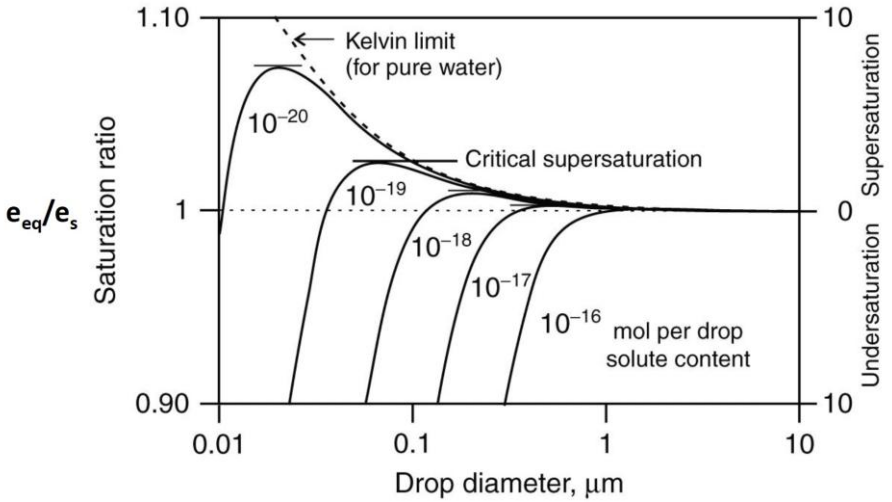
- 曲率项使得液滴表面饱和水汽压升高
- 溶质项使得液滴表面饱和水汽压降低

$$\frac{e_{eq}}{e_s} = \left(1 + \frac{2\sigma}{R_v T \rho_L r}\right)\left(1 - \frac{iN_s}{N_w}\right)$$

曲率效应　　溶质效应

$$\approx 1 + \frac{C_r}{r} - \frac{C_n}{r^3}$$

寇拉方程 (Kohler equation, 1936)



降水


Cold Air
Warm Air
Cold Air
RAIN
FREEZING RAIN
SLEET
SNOW
Snow falls out of the clouds within/into cold air aloft and...
...melts to rain in a deep layer of warm air aloft that extends down to the surface.
...melts to rain in warm layer aloft, then freezes into ice upon contact with cold surfaces.
...semi-melts in a warm layer aloft, then refreezes into ice pellets in a deeper layer of cold air above the surface.
...remains snow in the absence of any warm layer aloft or near the surface.
weather.gov/iln
/NWSWilmingtonOH
@NWSILN

雨　　冻雨　　冰丸　　雪

暖云降水

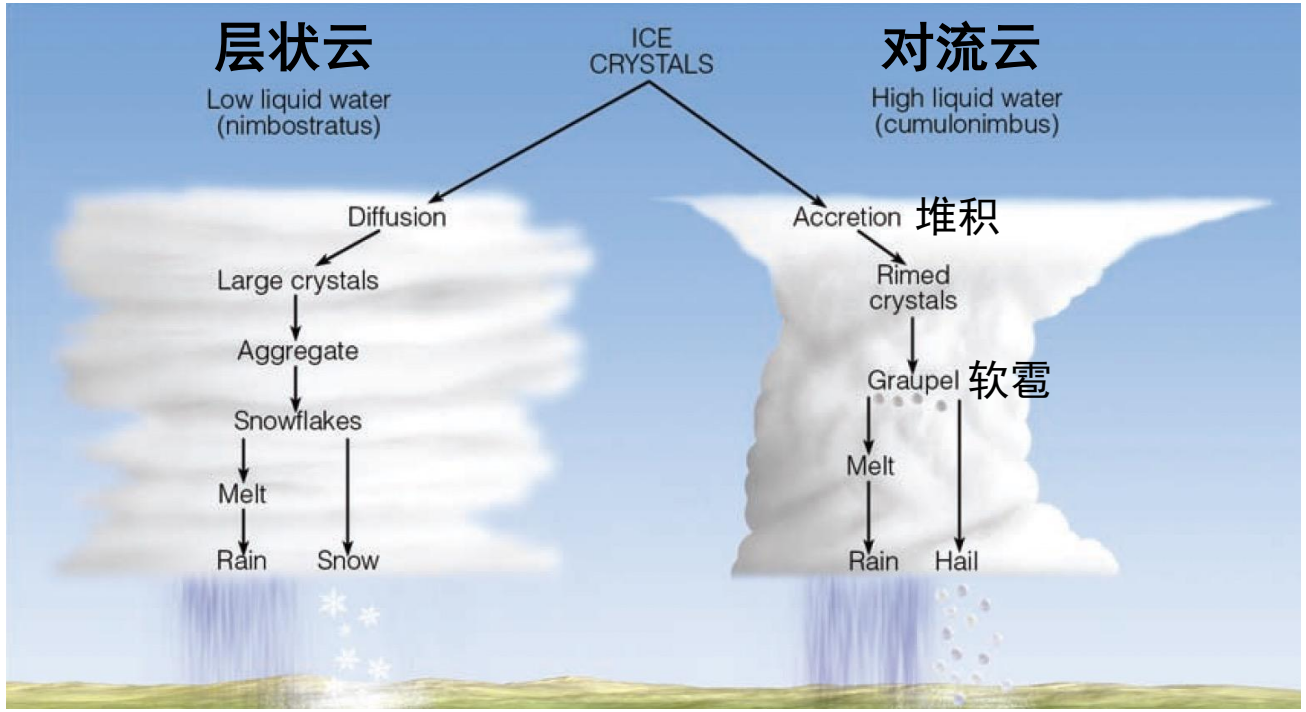
- 暖云降水发生在较暖的地区或季节，在较低的层状云或浅积云中。
- 暖云降水指液态云滴变为雨滴的过程，也就是说云的温度 > 0℃。
- 重力碰并过程是暖云中雨滴形成的主要过程。
- 云的厚度一般较薄，供雨滴增长的时间有限，所以雨滴较小，降水量较少。

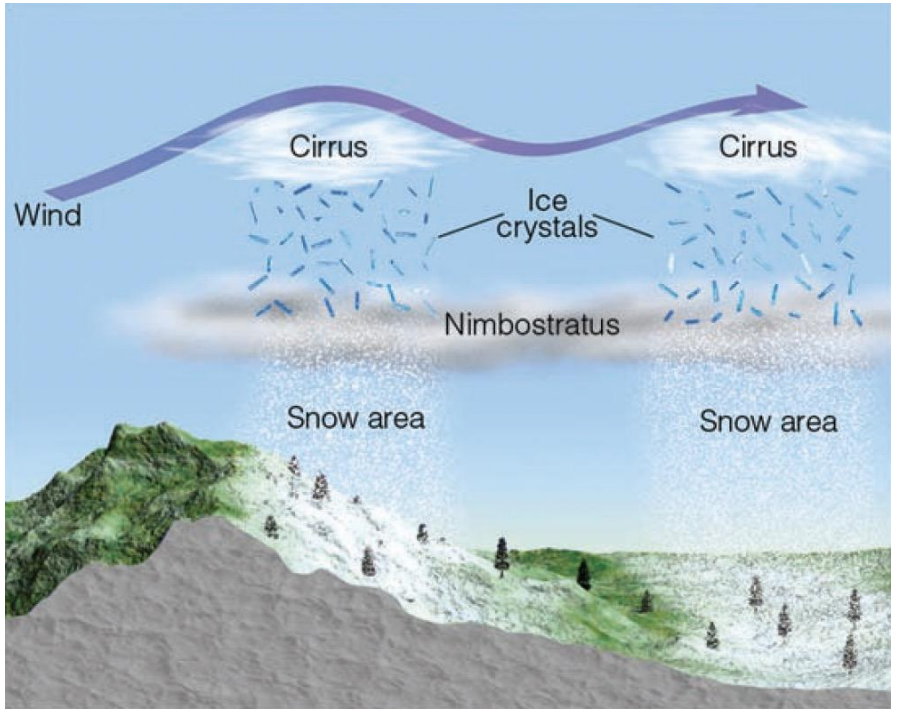

雨滴落出云底，但可能没有到达地面就蒸发掉了，形成雨幡。


浅积云降水

冷云降水

- 层状云中：垂直运动较弱，上层落下的冰晶较小，必须通过贝吉隆过程生成较大的冰晶，才能促使碰并过程发生，产生降水。
- 对流云中：垂直运动较强，上层落下的冰晶较大，与过冷水碰并生成降水。贝吉隆过程不重要。
- 如果在卷云之下有混合相态的层状云，则卷云就起到播撒云的作用，冰晶落下来，通过贝吉隆过程长大，再通过冰晶的碰并过程形成降水粒子。





强对流、降雨与闪电



降水（雪）类型



- 雪 (snow)
- 冻雨和冰丸 (freezing rain and sleet)
- 米雪和雪丸（霰） (snow grains and snow pellets)
- 雹 (hail)

各种各样的雪花



https://www.cma.gov.cn/2011xwzx/2011xqxxw/2011xqxyw/201902/t20190214_514696.html

Snowflake Safari https://www.youtube.com/watch?v=G9P26Bfuem0&t=211s



有奖竞猜丨北京初雪何时来!

北京大学大气与海洋科学系 2023-10-28 21:01

发表于北京

烟霏霏，

雪霏霏，

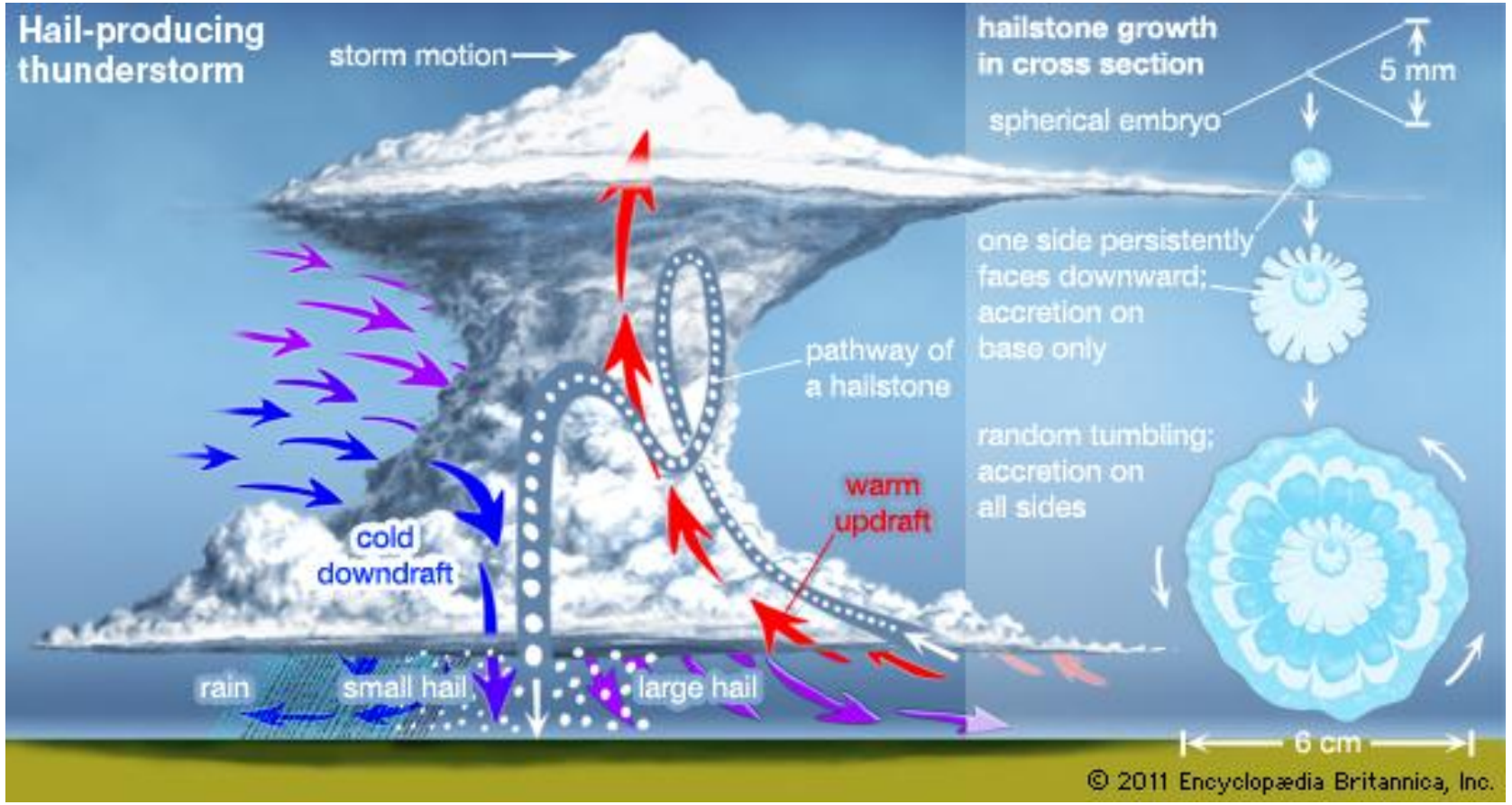
雪向梅花枝上堆。

初雪初霁月华明，

犹如素面迎朝霞。

https://mp.weixin.qq.com/s/IvU2lU9RXsl81Dhan8Cnwg

冰雹



- 冰雹都产生在发展旺盛的积雨云中，通过碰并增长形成。
- 积雨云高层的冰晶提供冰雹胚胎，称为雹胚。与过冷水碰并。
- 积雨云中强的上升气流使得冰晶在云中停留的时间较长，最终结为冰雹。

张庆红老师课题组“玛瑙换冰雹”: https://mp.weixin.qq.com/s/QSZElV_VGW-QEpPSBcZRVw

冻雨







- 如果底层空气温度还不能使雨滴冻起来，或冷的层次不够厚，它们会以过冷水的形式达到地面。这时它们会附着在各种物体上，形成闪闪发光的冰挂。
- 类似地，飞机在云中遇到过冷水层，就容易在机身某些部位形成飞机结冰。飞机结冰增加了飞机的重量，改变了飞机的空气动力学性质，容易造成事故。

本章作业 ddl = 2026年4月28日 13:00

1. 在干空气中，假设环境大气处于静力平衡且温度为T，气块温度为T'，气块与环境大气保持气压一致，推导气块在垂直运动时的温度递减率，说明该递减率与干绝热递减率的区别及原因。
2. 假设大气处于绝对静力稳定。在初始时刻，气块的高度$z = z_0$，气块与环境大气的温度均为T_0，若气块突然受到轻微扰动而发生高度变化，求解气块高度随时间的变化。
3. 简述飞机尾迹（contrail，如右图）的形成原理，说明什么环境大气条件下更容易出现飞机尾迹。



摄于2023/11/17，武汉大学校园