

1 绪论

2024.9.2

1.1 大气物理学研究内容

定义 研究地球大气参数、大气现象、过程及其演变规律的大气科学分支学科
研究内容 辐射能量传输、热力过程、云雾降水物理、声光电现象、边界层及中高层物理等

1.2 地球及其大气的起源与演化

地球起源

1. 形成于 45 亿年前
2. 通过宇宙中气体与物质凝结和聚并形成
3. 早期温度高（最初 5 亿年约 100℃），短期内无大气
4. 现代大气质量在最初 12.5 亿年产生

影响因子

- ① 行星形成时的各种气体
- ② 与太阳的距离：温度与辐射，较近行星温度高，较轻的组分蒸腾于太空（H₂）
- ③ 行星大小：大气被行星引力控制（月球无大气）
- ④ 岩石与海洋风化：火山爆发过程中某些物质排放于大气与海洋；岩石风化也会产生气体；海洋为最大的碳汇，能吸收大量二氧化碳（二氧化碳与全球变暖的先后因果关系）

三代大气

一代：原始大气，由星云气体组成，主要为氢气、氦气（逸散太空）
二代：次生大气，由第一代大气减去蒸腾气体，加上火山喷发气体，加上来自彗星与其他天体的气体，化学反应，海洋平衡，岩石风化。多为二氧化碳、甲烷、氨、水汽
三代：现代大气，由生命出现与氧气增加为特点（氧氮充分）

次生大气

组分形成：火山为主。多种气体由于造山运动、火山喷发与地幔运动从内部喷发
喷发物：85%水汽、10%二氧化碳、少量氮、硫化氢、氨气、甲烷。有氧原子，但没有氧气。
彗星物质：水汽为主。海洋彗星学说：每年 0.0025mm，经过 40 多亿年的轰击，带来海洋。
具体组分：氧（<1%，光致水解而成）、硫（硫化氢）、碳（二氧化碳与大量 CO，200-1000 倍于当下，目前溶解于海洋）、氮（与现代相似）

三代演变步骤 生命创建→产氧菌类形成→植物覆盖地球

- 1 生命创建：有机汤试验（1953），利用电火花通过原始大气组分合成氨基酸。
深海热泉：洋中脊区域有极热含硫水存在，附近发现氨基酸（深海生命免受早期极强 UV 伤害，可能是生命起源理想条件）
- 2 产氧菌类：最早产氧菌类，制造吸氧生物所需氧气，水生与光合
 $H_2O + CO_2 = \text{糖} + \text{氧}$
- 3 植物与氧气增加：单细胞植物出现在 21 亿年前，与氧气快速上升同步，大气随后发展受生命驱动

氧气来源

1. 水汽吸收 UV（争议大，效率低）
2. 吸收可见光的光合作用（photosynthesis）（主要过程）

生命演化途径 单细胞有机物（40 亿年前）→O₂（光合作用，20-30 亿年，远离地表）→臭氧（上层大气）→UV 减少→植物向上展宽，接收更多可见光辐射→更丰富植物→更多氧气→四百万年前生命陆地出现

1.3 大气质量与化学成分

基本情况	氮气 78% 氧气 21% 氩气 0.93% 水汽 0-5% 二氧化碳 380ppm(0.038ppm) 甲烷 1.75ppm 臭氧 0-0.1ppm
大气组成	地球大气是由多种气体以及漂浮于其中的固态、液态等颗粒物组成的。
相关概念	干洁大气: 不含水汽和悬浮颗粒物的大气称为干洁大气, 干洁大气的气体组分占 比在 100km 下基本保持不变 相变特征: 在地球大气的温压条件下, 水汽是唯一能发生相变的成分 空气密度: 标准状态 (p=1013.25hPa, t=0°C) 下, 干空气密度为 1.29kg/m³ 平均分子量: 90km 以下, 空气平均分子量为 28.966, 不随高度变化; 90km 以上, 随高度递减。
大气气溶胶	悬浮在气体中的固体和(或)液体微粒与气体载体组成的多相体系

1.4 大气垂直结构

大气上界	物理现象上界: 1200km (极光) 大气密度上界: 2000-3000km (接近于星际气体密度 1 个/cm³ 的高度)
大气垂直温度廓线 (温度分层)	
对流层 Troposphere	质量占比>80%, 几乎所有水汽、云和降水, 非常强垂直混合, 温度随高度递减 赤道 15-20km, 极地 8-14km 南京 11-17km
平流层 Stratosphere	较弱的垂直混合, 温度随高度递增, 含有臭氧层 50km
中间层 Mesosphere	温度随高度递减, 较强的垂直运动 85km
热层 Thermosphere	温度随高度递增, 高度电离, 带电粒子运动受地磁场作用 (磁层) 550km
外层 Exosphere	温度增加不显著, 大气成分散逸至星际空间
臭氧层	高度: 12-20km 形成: 由高能 UV 射线作用于氧气形成 作用: 地表免受 UV 伤害 要点: 1. 大气中含有 1%氧气就足够形成相当有效的臭氧层 2. UV-A 伤害低, 大部分可抵达地面, UV-C 在高空被完全削弱
大气电离分层	
中性层	<60km, 地壳和大气中的放射性物质主要对低层大气的电离起作用, 作用较弱
电离层	>60km, 宇宙线和太阳紫外线辐射对高层大气起作用, 作用较强

1.5 气体定律

概念与定义	原子质量	原子质量是相对量, 以 AMU 原子质量单位表示
	阿伏伽德罗常数	$N_A = 6.02 \times 10^{23}$
	摩尔数	$n = \frac{m}{M}$ M 为每 mol 分子质量
	阿伏伽德罗假设	含有相同数量分子的气体在相同的温度和压强下所占的体积相同 (观测实验所得)

气体状态方程 (气体定律)

假设 在同气压 p 下有 x 个分子的气体 A 和 x 个分子的气体 B
 x 个分子的每一种气体状态方程为 $pV_A = R_A T$; $pV_B = R_B T$
根据阿伏伽德罗假设 $\rightarrow V_A = V_B \rightarrow R_A = R_B$, 可推得普适气体常数

普适气体常数 $R^* = 8.3145 \text{ J/K} \cdot \text{mol}$ **玻尔兹曼常数** $k = \frac{R^*}{N_A} = 1.38 \times 10^{-23}$

理想气体状态方程 $pV = nR^*T$ n 为摩尔数 (p 帕斯卡 V 立方米 T 开尔文)

质量参与方程 对于任意质量 m 的某种气体, 其气体状态方程为 $pV = mRT$ (R 与气体种类有关):

$$\text{有 } n = \frac{m}{M} \rightarrow m = nM, \text{ 所以 } pV = nMRT \rightarrow R = \frac{R^*}{M}$$

个别气体常数 $R = R^*/M$ 称 R 为 1kg 某种气体的个别气体常数, M 为每 mol 分子质量

密度参与方程 现在将密度 $\rho = \frac{m}{V}$ 融入进来, 可得 $p = \rho RT$, 对于单位质量气体, $m = 1 \rightarrow \alpha = 1/\rho$
(α 为 **气体比容**), 可得 $p\alpha = RT$

气体定律特例

波义耳定律	如果一给定质量气体的温度保持不变, 则其体积与其压强成反比	$PV = C$
查理斯第一定律	如果一给定质量气体的压强保持不变, 则其体积与其绝对温度成正比	$V/T = C$
查理斯第二定律	如果一给定质量气体其体积保持不变, 则其压强与其绝对温度成正比	$P/T = C$

干空气状态方程

如果干空气压强和比容为 p_d 和 α_d , 则理想气体方程为 $p_d = \rho_d R_d T$ 或 $p_d \alpha_d = R_d T$, R_d 为 1kg 干空气气体常数

干空气气体常数计算 ① 对于混合性气体, 比如空气, 其摩尔分子质量 (视分子量) 为 $M = \frac{\sum m_i}{\sum M_i}$, m_i 和 M_i

分别为第 i 种成分的质量(g) 和摩尔分子质量。干空气为 28.97

$$\text{② } R_d = 1000 \frac{R^*}{M_d} = 1000 \times \frac{8.3145}{28.97} = 287.0 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{kg}^{-1} \text{ (} M_d \text{ 单位为 g)}$$

水汽气体常数计算 $e\alpha_v = R_v T$ 有 $M_v = 18$ 则 $R_v = 461.51 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{kg}^{-1}$

比气体常数

干空气 $R_d = 287 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 水汽 $R_v = 461 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$

普适气体常数 $R^* = 8.3145 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$ $\varepsilon = \frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = 0.622$ (表征湿空气与干空气的质量比)

例题: 计算 $T=20^\circ\text{C}$, $p=9\text{hPa}$, 计算水汽密度。

解: 则 $e\alpha_v = R_v T$ $\alpha_v = 1/\rho$ $R_v = 461$ $e = 900$ 则 $\rho = 6.67 \times 10^{-3}$

道尔顿分压定律

在互不起化学反应的成分混合的气体内, 其总压强等于各成分气体分压强之总和

$$p = p_1 + p_2 + \dots + p_n$$

气体分压强: 各成分气体温度与体积和混合气体温度与总体积相同时具有的压强

1.6 虚温

引入 1kg 湿空气的气体常数比 1kg 干空气气体常数大，然而，在理想气体方程中，我们更想要保持干空气气体常数而采取一个虚假的温度更为方便。（避免湿度不同使用不同的湿空气气体常数）

描述 是关于温度、水汽压和压强的函数。为了能在湿空气状态方程中使用，并且使其与干空气状态方程具有类似的简单形式所引入的参量。干空气具有与湿空气相同的气压和密度时，干空气温度即等于虚温。

推导 条件：体积 V 温度 T 总压强 p 干空气质量 m_d 水汽质量 m_v 干空气单独密度 ρ'_d 湿空气单独密度 ρ'_v

① 水汽分压强 $e = \rho'_v R_v T$ ② 干空气分压强 $p_d' = \rho'_d R_d T$

③ 总压强 $p = p_d' + e$ ④ 湿空气密度 $\rho_{\text{湿空气}} = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho_d' + \rho_v'$

结合得 $\rho = \frac{p-e}{R_d T} + \frac{e}{R_v T}$ 或 $\rho = \frac{p}{R_d T} [1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon)]$ 其中 $\varepsilon = \frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = 0.622$ 同时有 $p = \rho R_d T_v$ ，可得

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon)}$$

定义 $T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p}\right) = T(1 + 0.608q)$ 一般虚温略大于干空气温度几 K

气体状态方程汇总

$$\begin{array}{llllll} pV = mRT & p\alpha = RT & p = \rho RT & pV = nR^*T & p_d = \rho_d R_d T & e = \rho_v R_v T \\ p = \rho R_d T_v & R^* = 8.3145 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1} & R_d = 287 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1} & R_v = 461 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1} \end{array}$$

1.7 大气中水汽含量的表达

定义 表示空气中的水汽含量和潮湿程度的物理量（离地面 1.5 米高度处）

混合比 w 湿空气中水汽质量 m_v 与干空气质量 m_d 的比值

$w = \frac{m_v}{m_d}$ 单位： g kg^{-1} 典型值： 约 0.1（干冷冬季）~10（盛夏）~20（赤道海洋）

如果一个空气块没有凝结与蒸发，混合比守恒。 $w = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d}$

比湿 q 湿空气中水汽质量 m_v 与湿空气总质量 $m_a + m_v$ 的比值

$$q = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{w}{w+1} \quad \text{单位： } \text{g kg}^{-1}$$

q 与 w 的关系： $q \approx w$

水汽压 e 湿空气中的水汽在单位面积上产生的压力。在大气压为 P ，混合比为 w 时，有

$$e = x_v P = \frac{w}{0.622+w} P = \frac{w}{w+\varepsilon} p \quad \text{单位： hPa}$$

其中 x_v 为水汽的相对摩尔分数，有 $x_v = \frac{n_v}{n_v + n_a} = \frac{\gamma}{\gamma + 0.62198}$ ， n_v 为水汽摩尔质量， n_a 为干空气摩尔质量

饱和水汽压 水面饱和水汽压 e_{sw}

气压气温不变时，水汽和水面达到气液两相中性平衡时，纯水蒸气产生的压力

水汽压的极限值，超过极限值的部分凝结为液态水或凝华为冰。此极限值即为饱和水汽压。

$$e_{sw} = 6.112 e^{\frac{17.62t}{243.12+t}} \quad \text{随温度上升而上升，只是温度的函数}$$

克劳修斯-克劳修斯方程 $\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2}$ e_s 饱和水汽压 R_v 水汽比气体常数 L_v 相变蒸发凝结潜热

冰面饱和水汽压 e_{si}

气压气温不变时，水汽和冰面达到气固两相中性平衡时，纯水蒸气产生的压力

$$e_{si} = 6.112e^{\frac{22.46t}{272.62+t}}$$

关系：同一温度下，**水面上饱和水汽压大于冰面，水>冰**。差值于**-12°C**附近达到最大。

伯杰龙过程：处于水面饱和的空气中的**冰粒子**将会以**水滴的蒸发为代价而凝华增长**——云中降水粒子增长的非常重要机制

$$RH = \frac{e}{e_s} \times 100\% \quad RH_{i冰} = \frac{e}{e_{s,i}} \times 100\% \quad \text{如果一块云中既有水滴和冰核，如果 } RH \rightarrow 100\%,$$

然而 RH_i 仍然 $>100\%$ ，则冰晶继续增长，所以冰粒子会以水滴的蒸发为代价而凝华增长。

水汽动态饱和过程：离开水面（或冰面）的水分子与从空气中回到水中（或冰中）的数目相等

饱和混合比 水面饱和混合比 w_s

给定体积内相对于平水面处于饱和状态的空气

$$w_s = \frac{m_{vs}}{m_d} = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s} \approx 0.622 \frac{e_s}{p} \quad m_{vs} \text{ 水汽质量} \quad m_d \text{ 干空气质量}$$

相对湿度 RH 空气中实际水汽压 e 与饱和水汽压 e_{sw} 比值

$$RH = \left(\frac{e}{e_{sw}}\right)_{(p,T)} \times 100\% = \left(\frac{w}{w_s}\right) \times 100\% \quad \text{由于随温度和水汽含量变化，因此不是表示含水量的好参数}$$

露点温度 t_d 空气中水汽含量与**气压不变**时，冷却达到平水面饱和的温度称露点温度

$$RH = 100 \frac{w_s(\text{在温度 } T_d \text{ 和气压 } p)}{w_s(\text{在温度 } T \text{ 和气压 } p)} \quad \text{气压随时空变化较小，露点是空气含水量的好的参量}$$

空气中水汽饱和时， $t = t_d$ ，未饱和时，使用 **$t - t_d$ 露点温度差**表征湿度

霜点温度 t_f 同上，相对于平水面饱和的温度

绝对湿度 ρ_w 水汽密度或水汽浓度。体积为 V 的湿空气中，**水汽质量**为 m_v

$$\rho_w = \frac{m_v}{V} \quad \text{单位 kg/m}^3$$

$$\text{常用换算} \quad \rho_w = 216.6 \frac{e}{p} \quad q = 0.622 \frac{e}{p} \quad w = 0.622 \frac{e}{p - e}$$

$$eV = m_v R_v T = \frac{m_v}{\varepsilon} R_d T + p_d V = m_d R_d T \Rightarrow \frac{e}{p_a} = \frac{m_v}{m_d} \frac{1}{\varepsilon} = w \frac{1}{\varepsilon} \Rightarrow w = \varepsilon \frac{e}{p - e}$$

1.8 流体静力学平衡及其方程

气压

大气中某一高度的气压是由此高度之上的气柱中**空气的重量**产生的

流体静力学平衡

当作用于空气中一个**水平薄层****净向上**的力等于**净向下**的力时，我们说大气处于流体静力学平衡

方程推导

① 假定大气处于静力平衡状态 ② 任取一块截面积为 1m^2 ，厚为 dz 的铅直气柱，进行受力分析

$$G + (p + dp) = p \quad (\text{第二项为气压梯度力}) \quad \rho g dz + p + dp = p \quad dp = -\rho g dz \quad \text{或} \quad \frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (\text{下降率})$$

$$g dz = -\alpha dp \quad \text{比容参量} \quad p(z) = \int_z^\infty \rho g dz \quad \text{任意高度气压值}$$

1 大气压

方程适用条件

$$1 \text{ atm} = 1013 \text{ hPa}$$

1. 当大气静止或只做匀速垂直运动时，大气静力学方程精确成立

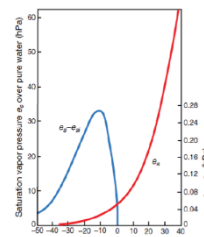
2. 大气有弱的垂直加速度时，大气静力学方程近似成立

3. 不适用于强对流天气

改进形式

由于常规气象观测不直接测量密度，测温压湿，故利用湿空气状态方程，得到便于应用的形式

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_v} dz \quad \text{可引申出两个互相关联的物理量：垂直气压梯度和单位气压高度差}$$



方程应用

定义平衡气压

对 $dp = -\rho g dz$ 两边积分, 得 $p_2 - p_1 = -\int_{z_1}^{z_2} \rho g dz$ 特殊的, 当 $z_2 = \infty$ 时, $p_2 = 0$, 有

(大气静力学气压)

$p_1 = \int_{z_1}^{\infty} \rho g dz$ 某高度 z_1 上的平衡气压等于从该高度指导大气上界得单位截面铅直气柱的重量

$$p_0 = 1.013 \times 10^5 Pa$$

求气压阶 h_p

定义: 垂直气柱中每减小单位气压所对应的几何高度增加量

$$\text{公式: } h_p = -\frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g} = \frac{R_d T \left(1 + \frac{0.378e}{p}\right)}{p g} \quad \text{影响因子: } T \uparrow, h_p \uparrow \quad p \uparrow, h_p \downarrow$$

求气压标高 H_p

定义: 气压标高表示气压随高度的变化趋势

$$\text{定义式为(平面平行大气的假设下)} \quad H_p = -\left(\frac{d \ln p}{dz}\right)^{-1}$$

$$\text{计算式: } H_p = -\frac{1}{\frac{d \ln p}{dz}} = -\frac{p}{\frac{dp}{dz}} = -\frac{\rho R_d T_v}{-\rho g} = \frac{R_d T_v}{g}$$

与 T_v 成正比, 若 T_v 不随高度变化, 则 H_p 也不随高度变化

$$\text{等温大气标高: } P_2 = P_1 e^{-\frac{z_2 - z_1}{H_p}}$$

1.9 位势和位势高度 Geopotential

重力位势 Φ 定义

把 **1kg** 物质从海平面举到该点时反抗地球重力场所必须做的功。即为**单位质量的**重力势能。
单位 $J \cdot kg^{-1}$

重力位势 Φ 计算

1kg 物质从 $z \rightarrow z+dz$ 所作功: $d\Phi \equiv g dz = -\alpha dp$, 则高度 z 处重力位势 $\Phi(z) = \int_0^z g dz$

位势高度定义

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \quad g_0 = 9.81 m \cdot s^{-2} \text{ 全球平均重力加速度}$$

可以理解为某一确定的气压, 该气压层距离地面的高度。位势米 (位势什米)

1.10 等压面厚度与高度 测高公式

位势高度改进

由于常规气象观测不直接测量密度, 测温压湿, 需要改造 Z 计算公式, 用 T 和 p 代替 ρ

$$\text{由 } p = \rho R_d T_v \text{ 得 } \rho = p / R_d T_v \text{ 融入大气静力学方程: } \frac{dp}{dz} = -\rho g = -\frac{p g}{R_d T_v} \rightarrow dp = -\frac{p g}{R_d T_v} dz$$

$$\text{考虑到 } d\Phi \equiv g dz, \text{ 则 } dp = -\frac{p}{R_d T_v} d\Phi \rightarrow d\Phi = -\frac{R_d T_v}{p} dp$$

分别在重力位势为 Φ_1 和 Φ_2 及相应的气压为 p_1 和 p_2 的气层间进行积分, 得到 $\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = -\int_{p_1}^{p_2} R_d T_v \frac{dp}{p}$, 对该式同除 g_0

$$\text{厚度方程/测高公式} \quad \text{得到 } Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p}, \text{ 使用 } \bar{T}_v \text{ 气层平均温度代替 } T_v, \text{ 可得 } Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

任何两层等压面之间的厚度与它们之间的平均虚温成正比。虚温增加, 空气升展, 等压面间厚度变厚

500hpa 示例

位势高度: $Z_{500} = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left(\frac{p_{sea-level}}{p_{500}}\right)$ 可见, 对于固定的 \bar{T}_v , Z_{500} 随 $p_{sea-level}$ 改变; 对于固定的 $p_{sea-level}$, Z_{500} 随地面和 500hPa 等压面之间的平均虚温 \bar{T}_v 改变。如果 \bar{T}_v 的三维分布及其中一个等压面的位势高度已知, 则可以算出其他等压面间的位势高度。

标高

如果温度不随高度变化，虚温订正可忽略，则有 $Z_2 - Z_1 = H \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$ 或 $p_2 = p_1 e^{-\frac{Z_2 - Z_1}{H}}$

式中， $H = \frac{RT}{g_0} = 29.3T$ 称为标高

描述大气压力随高度变化的速度。在一个等温大气中，从地面开始，每上升 H 米，气压大约会降低到原来的 0.37 倍。气体越重，减率更大。

如果取对流层平流层平均值 $T=255K$ ，可得 $H=7.5km$ 若取地面温度 $T=288K$ ， $H=8.5km$

在湍流层顶（105km），气体垂直分布受到分子扩散控制， H 取决于空气中具体气体种类（ $H \propto R_x \propto 1/M_x$ ），

例题： 1. 海平面气压 1014hpa，计算 1000hpa 等压面的位势高度，已知大气标高 8km。

则 $Z_{1000} - Z_{\text{海平面}} = H \ln \left(\frac{p_0}{1000} \right) = H \ln \left(1 + \frac{p_0 - 1000}{1000} \right) \approx \frac{H(p_0 - 1000)}{1000}$ (当 $x \ll 1, \ln(1+x) \approx x$) 其中， $H=8000$,

$Z_{\text{海平面}}=0$ ，可得 $Z_{1000} = 112m$

2. 计算 1000hpa 和 500hpa 等压面之间气层的厚度，已知 $\bar{T}_v = 15^\circ C$ 与 $-40^\circ C$

有 $\Delta Z = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left(\frac{1000}{500} \right) = 20.3 \bar{T}_v$ ，二者下， $\Delta Z_1 = 5846m, \Delta Z_2 = 4730m$