

4 大气辐射基础

4.1 绪论

相关基础知识

1. 太阳辐射是地球最重要的能量来源
2. 地球与宇宙其他物体所有的能量交换是通过辐射传输发生的
3. 辐射是大气与下地表以及大气不同层次能量交换的机质
4. 在高层大气的一些化学反应和光化学烟雾的行程中有重要作用(高层云、臭氧反应、地面污染)
5. 大气的红外辐射是卫星遥感的基础
6. 地气系统、纬度的辐射差额是天气变化和其后形成及其演变的基本因素

辐射概要 辐射

太阳辐射的30%被直接反射回太空，即地球反照率：0.3

- ① 任何物体只要**温度在绝对零度以上**，都以电磁波形式**向外发射能量**，同时又接收周围的电磁波
- ② **辐射传输**是以**电磁辐射**的形式进行**能量传输**的物理现象
- ③ 辐射通过一种**媒介**（比如地气系统）的传播受到**发射、吸收和散射**过程的影响
- ④ 电磁辐射的基本性质就是**波粒二象性**：即在经典电磁波理论中，能量的传播依靠**电磁场的连续波动**来完成；在量子理论中增加了**辐射的粒子特征**，物质发射或吸收的辐射能都以光子为单位。
- ⑤ **大气对太阳光的散射和吸收**以及**大气、陆地和海洋对红外辐射的吸收和发射**共同决定地球气候

辐射领域发展

1. **麦克斯韦方程组** 1831-1879
2. **瑞利** 1842-1919 因其对最重要气体密度的研究和氩气的发现，获得 1904 诺贝尔奖
瑞利散射：解释了天空蓝色的成因(**分子对太阳辐射的散射**)
3. **维恩** 1864-1928 发现辐射加热定律，获得 1911 诺贝尔奖
维恩定律：一个确定**黑体辐射分布**的经验定律
4. **普朗克** 1858-1947 发现量子，**普朗克定律**
5. **爱德华·普塞尔** 1912-1997 核磁精确观测方法，**离散偶极子近似 DDA**：大气粒子单次散射特性
6. **萨婆罗门扬·钱德拉塞卡** 1910-1995 行星结构和演变、**辐射传输**的奠基人

4.1.1 电磁波

发现 1865 年，麦克斯韦发表了他著名的方程组，展示了电磁波的存在与光是一种电磁波。

真空中的平面电磁波

内容

- ① 波由**时变的电场 E 和磁场 H** 组成（其中电场和磁场均用矢量表示）
- ② **E 和 H 相互垂直**
- ③ 电磁波的传播方向由 $E \times H$ 给出，它既垂直于 E 又垂直于 H

麦克斯韦方程

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \vec{E} &= 0 & \nabla \times \vec{E} &= \varepsilon \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \\ \nabla \cdot \vec{H} &= 0 & \nabla \times \vec{H} &= -\mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}\end{aligned}$$

推导

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = \nabla \times \left(-\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot \vec{H}) = -\varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$$

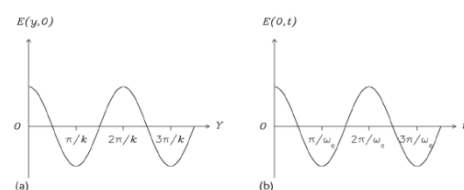
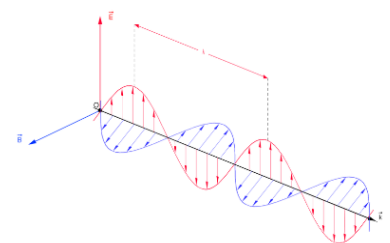
$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} \quad \text{两式相减得: } \nabla^2 \vec{E} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0$$

$$\text{一般式 } \nabla^2 \vec{E} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0 \Rightarrow \vec{E}(y, t) = E_o(y, t) \vec{z} = E_o \cos(ky - \omega t) \vec{z}$$

描述 使用频率 f ，波长 λ ，波数 ν 来描述

$$\text{关系 } \lambda \cdot f = c \quad \nu = \frac{1}{\lambda} = \frac{f}{c}$$

电磁波示意，红色电波，蓝色磁波



左侧时间为零，右侧位置为零

单位 波长 $1\text{cm} = 10^{-2}\text{m}$ $1\mu\text{m} = 10^{-6}\text{m}$ $1\text{nm} = 10^{-9}\text{m}$ $1\text{\AA} = 10^{-10}\text{m}$ (ångström)
 频率 $1\text{Hz} = 1\text{s}^{-1}$ $1\text{GHz} = 10^9\text{Hz} = 10^9\text{s}^{-1}$
 波数 cm^{-1}

例题 1. 计算波长为 $10\mu\text{m}$ 的辐射的频率和波数

$$f = \frac{c}{\lambda} = \frac{3 \times 10^8 \text{m/s}}{10 \times 10^{-6} \text{m}} = 3 \times 10^{13} \text{Hz} = 30000 \text{GHz} \quad \nu = \frac{1}{\lambda} = \frac{f}{c} = \frac{1}{10 \times 10^{-6} \text{m}} = 1000 \text{cm}^{-1}$$

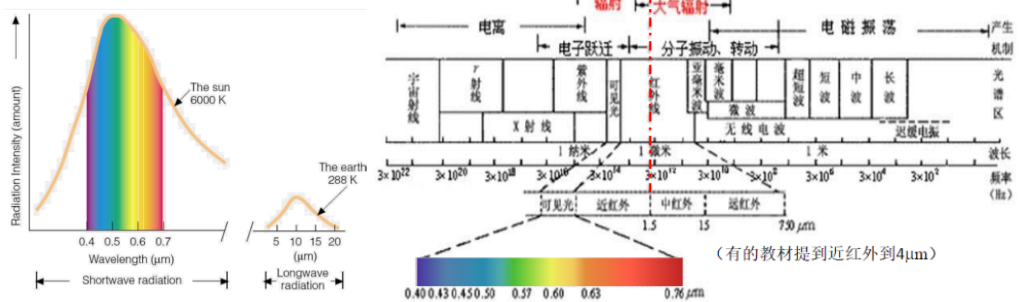
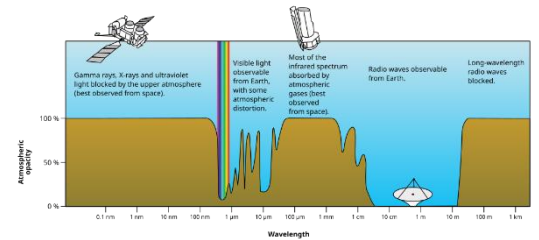
2. 如果波长增加到 $10.1\mu\text{m}$, 波数将变化多少?

$$\nu = \frac{1}{10.1 \times 10^{-6} \text{m}} = 990 \text{cm}^{-1}$$

4.1.2 光谱

- 描述 ① 电磁辐射可以视为以光速传播的波包
 ② 如同其它任何以已知速度传播的波, 其频率、波长和波数之间是相互依赖的
 ③ 波长、频率和波数可交互用于表示辐射特征
 ④ 大气辐射是具有连续波长和频率的波包, 其荷载的能量可以划分为来自各种波长的波段 (比如: 短波 ($< 4\mu\text{m}$)、长波 ($> 4\mu\text{m}$)) 的贡献

微波辐射 $100\mu\text{m} - 10\text{cm}$ 在地球能量平衡中不重要, 但它被广泛应用于遥感, 因其能够穿透云层
 可见光 $0.40 - 0.76\mu\text{m}$ 可见光是太阳和其它类似的恒星所发射的大部分辐射的频域 (进化事实)
 太阳辐射 $0.20 - 4\mu\text{m}$ 短波, 包含部分紫外+可见光+近红外波段, 太阳黑体约为 6000K
 地球热红外 $4 - 100\mu\text{m}$ 长波地球辐射, 包含远红外, 地球黑体约为 288K
 红外辐射 $0.76 - 100\mu\text{m}$ 包含近红外+远红外



4.2 辐射参量

4.2.1 立体角

立体角 几何中立体角是二维角度在三维空间的表现, 即在某一点所正对的目标, 是对处于该点观察者所观察物体大小的量度。立体角可以表达为立体角所正对的球面面积与半径平方之比。

定义: $\Omega = \frac{\sigma}{r^2}$ 单位: 球面度 Sr 一个球面的立体角为 4π

示例 日地距离 $d = 1.5 \times 10^8 \text{km}$ 太阳半径为 $R_{\odot} = 7.0 \times 10^5 \text{km}$, 从地球看太阳的立体角为:

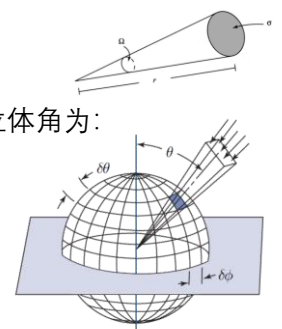
$$\Omega = \frac{\pi R_{\odot}^2}{d^2} = \frac{3.14 \times (7.0 \times 10^5)^2}{(1.5 \times 10^8)^2} = 6.76 \times 10^{-5} \text{Sr}$$

球标 $d\sigma_{\text{面积}} = (r d\theta)_{\text{南北}} (r \sin \theta d\phi)_{\text{东西}}$ 其中 θ 天顶角, ϕ 方位角

$$d\Omega = \frac{d\sigma}{r^2} = \sin \theta d\theta d\phi \quad \text{地球坐标中纬度} + \theta = \pi/2$$

示例 通过对立体角积分, 计算由水平面上一个点观察到的天空所正对着的立体角的弧度

$$\int_{2\pi} d\Omega = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \sin \theta d\theta d\phi = 2\pi \int_{\theta=0}^{\pi/2} \sin \theta d\theta = 2\pi$$



4.2.2 能量

当电磁辐射能量通过一表面，通过的能量与表面面积、立体角范围(辐射有效性)、通过时间、波长/波数范围有关

4.2.2.1 基本辐射参量

基本条件 电磁辐射在时间 t 到 $t + dt$ 通过一个面积为 dA 的表面的能量为 dE (单位: 焦耳)

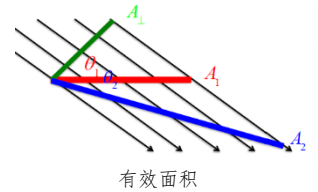
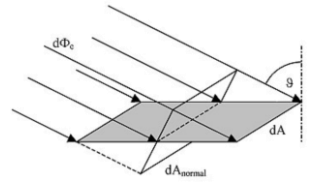
辐射通量 Φ $d\Phi = \frac{dE}{dt}$ (W) 单位时间通过的能量

辐照度 F $dF = \frac{d\Phi}{dA} = \frac{dE}{dt dA}$ ($W \cdot m^{-2}$) 也称为**辐射通量密度**，单位时间通过单位面积的能量

辐亮度 I $dI = \frac{dF}{\cos \theta d\Omega} = \frac{dE}{dt (\cos \theta dA) d\Omega} = \frac{dE}{dt dA_{\perp} d\Omega}$ ($J \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot Sr^{-1}$)

也称为**辐射强度**，单位时间通过**单位有效面积**、**单位立体角**的能量

有效辐射面积 A_{\perp} $A_{\perp} = \cos \theta_1 A_1 = \cos \theta_2 A_2$ 不同接收面的有效面积一致



4.2.2.2 单色辐射参量

描述 进一步地，大气辐射是具有连续波长和频率的波包，其荷载的能量可以划分为来自**各种波长的波段**的贡献，本节考虑辐射能对波长的依赖关系。

光谱/单色通量 Φ_{λ} $\Phi_{\lambda} = \frac{d\Phi}{d\lambda} = \frac{dE}{dt d\lambda}$

光谱/单色辐照度 F_{λ} $F_{\lambda} = \frac{dF}{d\lambda} = \frac{d\Phi}{dA d\lambda} = \frac{dE}{dt dA d\lambda}$

称为**单色辐射通量密度**。对三维空间中某一给定波长辐射以某一角度通过单位面积的某一平面的能量的量度。如果辐射是以某一方向照射到一个水平面上(比如由水平面上方)，此时辐射通量密度称为**入射辐射的通量密度** $F_{\lambda} = \int_{2\pi} I_{\lambda} \cos \theta d\Omega$

光谱/单色辐亮度 I_{λ} $I_{\lambda} = \frac{dI}{d\lambda} = \frac{dE}{dt (\cos \theta dA) d\Omega d\lambda} = \frac{dE}{dt dA_{\perp} d\Omega d\lambda}$ 单位时间单位有效面积单位立体角单位**波长**的能量

光谱/单色通量 Φ_{ν} $\Phi_{\nu} = \frac{d\Phi}{d\nu} = \frac{dE}{dt d\nu}$

光谱/单色辐照度 F_{ν} $F_{\nu} = \frac{dF}{d\nu} = \frac{d\Phi}{dA d\nu} = \frac{dE}{dt dA d\nu}$

光谱/单色辐亮度 I_{ν} $I_{\nu} = \frac{dI}{d\nu} = \frac{dE}{dt (\cos \theta dA) d\Omega d\nu} = \frac{dE}{dt dA_{\perp} d\Omega d\nu}$ 单位时间单位有效面积单位立体角单位**波数**的能量

波长波数关系 $I_{\nu} = \frac{dI}{d\nu} = \frac{dI}{d\lambda} \left| \frac{d\lambda}{d\nu} \right| = I_{\lambda} \frac{1}{\nu^2} = I_{\lambda} \lambda^2$

波段辐射强度 $Q = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{\lambda} d\lambda$ $I = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} d\lambda$

例题

1. 辐射来自于一个向四周均匀发射的水平面，那么发射辐射的通量密度是多少？

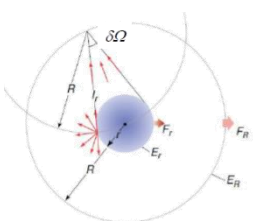
$$F = \int_{2\pi} I \cos \theta d\Omega = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi = \pi I$$

2. 太阳辐射以零度天顶角入射到地球大气顶一个水平面上的通量密度 F_s 为 $1368 W m^{-2}$ 。计算太阳辐射的强度(假设太阳辐射是各向同性的，即太阳表面任何一点向所有方向发射辐射的强度相同，并且太阳半径 $R_s = 7.00 \times 10^8 m$ ，日地距离 $d = 1.50 \times 10^{11} m$)

有 $F_s = \int_{2\pi} I \cos \theta d\Omega$ 因 $\delta\Omega$ 非常小可忽略其随 $\cos \theta$ 的变化。 $F_s = I_s \times \cos \theta \times \delta\Omega$ $\theta = 0$

立体角之比=面积之比 $\frac{\delta\Omega}{2\pi} = \frac{\pi R_s^2}{2\pi d^2}$ $\delta\Omega = 6.84 \times 10^{-5} Sr$

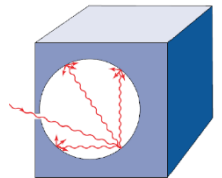
$$I_s = \frac{F_s}{\delta\Omega} = \frac{1368}{6.84 \times 10^{-5}} = 2.00 \times 10^7 W m^{-2} Sr^{-1}$$



4.3 黑体辐射

4.3.1 基本概念

黑体	黑体是一个理想的物体，它能够吸收入射的所有电磁辐射，无论入射辐射的频率或入射角是多少
黑体辐射	处于热平衡状态的黑体发射的辐射称之为黑体辐射，并具有如下特性： <ul style="list-style-type: none"> ① 辐射具有特定的谱分布和强度，且这些特性只随物体的温度变化 斯特藩-玻尔兹曼定律 ② 黑体是理想的发射体，即在任何频率，在相同温度下，它发射的辐射能都能达到（或超过）任何其他物体（灰体）发射的辐射能 ③ 黑体发射辐射是各向同性的，与方向无关
白体	对入射辐射不吸收
灰体	以定常吸收率吸收不同波长的入射辐射 也是理想物体
实体	对入射辐射部分吸收，且吸收率随波长变化 实际物体
普朗克定律	$F_B(\lambda, T)$ 一个在温度 T 时处于热平衡状态的黑体发射的光谱辐射
斯蒂芬-玻尔兹曼定律	$F_B(T)$ 一个在温度 T 时处于热平衡状态的黑体发射的总辐射
维恩位移定律	$\lambda_m(T)$ 黑体辐射最大强度所对应的波长
基尔霍夫定律	$\varepsilon(\lambda, T)$ 发射率与吸收率之间的关系



黑体示意图

4.3.2 普朗克定律等定律

描述 一个温度为 T ，且处于热平衡状态下的黑体发射辐射的单色辐射率（单色辐出度）

$$F_B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]}$$

其中 $F_B(\lambda, T)$ 分光/单色辐出度、 c 光速、 $h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$ 普朗克常数
 $k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$ 波尔兹曼常数

量纲 $F_B(\lambda, T) = \frac{\text{J} \cdot \text{s} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-2}}{\text{m}^5 \left[\exp\left(\frac{\text{J} \cdot \text{s} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})}{\text{J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{K}}\right) - 1 \right]} = \text{J} \times \text{m}^{-3} \times \text{s}^{-1} = \text{W} \times \text{m}^{-2} \times \text{m}^{-1}$

公式简化 $F_B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]}$ C_1 第一辐射常数 $= 2\pi hc^2$ C_2 第二辐射常数 $= \frac{hc}{k}$

普朗克函数 $B(\lambda, T) = B_\lambda(T) = \frac{1}{\pi} F_B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]}$

瑞利-琼斯分布 $B_{\lambda \rightarrow \infty}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[1 + \frac{hc}{k\lambda T} \right]} = \frac{2ckT}{\lambda^4}$

长波发射辐射强度与波长 4 次方成反比

维恩分布 $B_{\lambda \rightarrow 0}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right)}$ 短波发射强度分布

总辐射 推导 $F_B(T) = \int_0^\infty F_B(\lambda, T) d\lambda = \int_0^\infty \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]} d\lambda = \dots = \sigma T^4$ 斯蒂芬-玻尔兹曼定律

描述 黑体的总能量通量密度与黑体温度 T 的 4 次方成正比

公式 $F_B(T) = \int_0^\infty F_B(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{K}^{-4}$ 斯蒂芬-玻尔兹曼常数

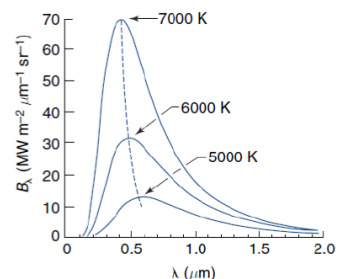
应用 比较地球和太阳的总辐射通量密度： $\frac{F_{\text{sun}}}{F_{\text{earth}}} = \left(\frac{T_{\text{sun}}}{T_{\text{earth}}} \right)^4 = \left(\frac{6000}{300} \right)^4 = 160000$ 十六万倍

辐射可以用来探测黑体的温度： $F_B \rightarrow T_{\text{相当黑体温度}}$ 或 T_E 有效发射温度

例题 1. 根据下面给出的信息计算太阳光球（即太阳可见光的最外层）的相当黑体温度 T_E

已知太阳辐射通量密度 F_s 为 1368 W m^{-2} 日地距离 $d = 1.50 \times 10^{11} \text{ m}$ 太阳光球半径 $R_s = 7.00 \times 10^8 \text{ m}$

大气层顶的太阳辐射通量密度： $F = F_s \left(\frac{R_s}{d} \right)^2 = 1368 \times \left(\frac{1.50 \times 10^{11}}{7.00 \times 10^8} \right)^2 = 6.28 \times 10^7 \text{ W m}^{-2}$



具有所示绝对温度的黑体的发射光谱，以线性标度绘制为波长的函数。由这些光谱的集合形成的三维表面是普朗克函数。

$$\sigma T_E^4 = 6.28 \times 10^7 \quad T_E = \left(\frac{6.28 \times 10^7}{5.67 \times 10^{-8}} \right)^{1/4} = 5770K$$

2. 假设行星反照率（即没有吸收而被反射回太空的太阳入射辐射的占比）为0.3，计算地球的相当黑体温度（假设地球处于辐射平衡状态，即没有因辐射传输而获得或损失能量）

$$F_E = \sigma T_E^4 = \frac{(1-A)F_{SE}}{4} = \frac{(1-0.3) \times 1368}{4} = 239.4 \text{ Wm}^{-2} \quad T_E = \sqrt[4]{\frac{F_E}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{239.4}{5.67 \times 10^{-8}}} = 255K$$

维恩位移定律 黑体辐射最大通量密度的波长与温度成反比

$$\lambda_m(T) = \frac{a}{T} = \frac{2897.8 \mu\text{m} \cdot K}{T} \quad \text{黑体温度 } T = 6000K, \lambda_m = 0.42 \mu\text{m}, \text{ 为可见光}$$

$$\text{黑体温度 } T = 290K, \lambda_m = 10 \mu\text{m}, \text{ 为红外线}$$

由维恩位移定律确定的温度称为色温

$$\text{例如, 太阳最大辐射波长为 } 0.475 \mu\text{m}, \text{ 则其色温为 } T = \frac{2897.8}{0.475} = 6100K$$

维恩位移定律解释了为什么太阳辐射集中在光谱的可见光(0.4-0.7 μm) 和红外(0.7-4 μm) 区域而行星及其大气发射的辐射大部分限制在红外(4 μm)

处于热平衡状态下的黑体所发射的辐射称为黑体辐射,且它是一个理想发射体:

在相同温度下, 它在任何频率发射的能量都大于等于其它任何物体所发射的能量

与黑体不同 (它能够吸收所有入射辐射), 非黑体 (比如气体媒介) 能反射和透过辐射

非黑体物质

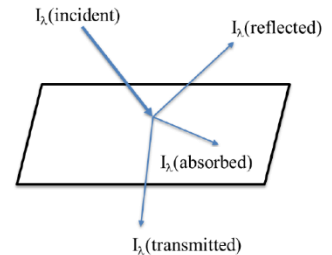
发射率 比辐射率: $\epsilon_{\lambda,T} = \frac{I_{\lambda}(\text{发射})}{B_{\lambda}(T)}$ 某一波长, 发射强度与同温黑体发射强度之比

吸收率 $A_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}(\text{被吸收})}{I_{\lambda}(\text{入射})}$ absorbed 反射率 $R_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}(\text{被反射})}{I_{\lambda}(\text{入射})}$ reflected

透过率 $T_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}(\text{透过})}{I_{\lambda}(\text{入射})}$ transmitted

关系 ① $A_{\lambda} + R_{\lambda} + T_{\lambda} = 1$ 吸收+反射+透过=1

② 如果物体不透明, 则透过率为零 $T_{\lambda} = 0$, 故 $A_{\lambda} + R_{\lambda} = 1$



基尔霍夫定律

描述

一种媒介吸收某一特定波长的辐射,同时也以同样波长发射辐射。发射的速率是温度和波长的函数

公式

在热力学平衡状态下, 一种媒介在某一特定波长的发射率等于其吸收率, 即 $\epsilon_{\lambda} = A_{\lambda}$

① 对于黑体辐射, 有: $\epsilon_{\lambda} = A_{\lambda} = 1$

② 非黑体的特征是不完全吸收和发射, 可以描述为: $\epsilon_{\lambda} = A_{\lambda} < 1$

意义

给出了发射率与吸收率, 以及黑体辐射与非黑体辐射之间的关系

4.3.3 地球系统辐射平衡

到达地球太阳辐照度: $Q_o = 1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 地表反照率: $\alpha = 0.3$ 地球辐照度: $Q_e = \sigma T^4$

$$\text{则有地表温度 } \pi R^2_{\text{等效面}} (1-\alpha)Q_o = 4\pi R^2_{\text{发射球}} Q_e \Rightarrow \frac{(1-\alpha)Q_o}{4} = \sigma T^4 \Rightarrow T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)Q_o}{4\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{(1-0.3)1367}{4 \times 5.67 \times 10^{-8}}} = 255K$$

考虑有大气存在的情况

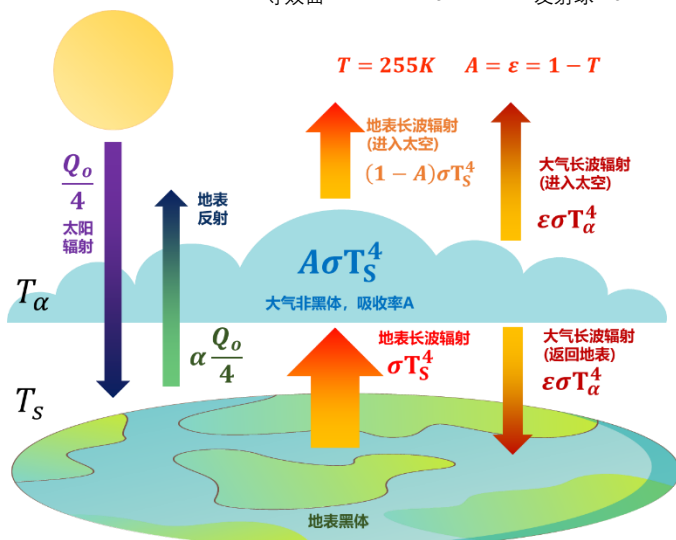
$$\text{大气能量平衡: } \sigma T_s^4 - (1-A)\sigma T_s^4 = \epsilon \sigma T_a^4 = 2\epsilon \sigma T_a^4$$

$$\text{地表能量平衡: } (1-\alpha)\frac{Q_o}{4} + \epsilon \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4$$

$$\text{联立可解: } T_s^4 = \frac{1-\alpha}{1-\epsilon/2} \frac{Q_o}{4\sigma} \quad T_s^4 = 2T_a^4$$

$$T_{s\text{地表}} = 288K \quad T_{a\text{大气}} = 242K$$

温室效应可以通过更改 ϵ 实现, ϵ 越大, 地表温度越高



4.4 辐射传输基础

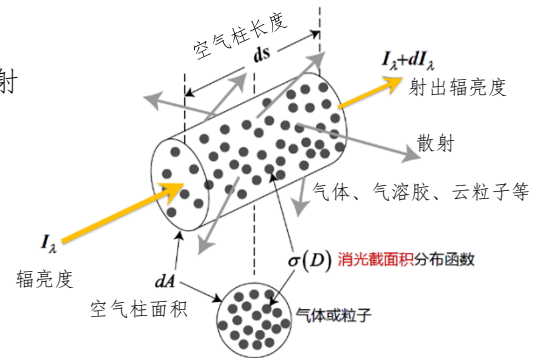
沿某一方向传播的辐射在介质中传播时，会与其中的物体发生相互作用而减弱或加强，探究引起变化的因素和原因。

4.4.1 辐射传输基本过程

基本过程 **发射**：其它形式能量变为辐射能 温室气体发射红外辐射
吸收：辐射能变为其它形式能量 温室气体吸收可见光
散射：能量传输改变方向，不改变能量大小

衰减/消光 主要包括**吸收和散射**

增强项 主要包括**发射和散射**（其他方向的光散射到目标方向）



4.4.2 辐射传输方程

4.4.2.1 消光 extinction

消光 用来描述电磁辐射被路途中的物质（气体和尘埃）**吸收和散射**的过程。狭义仅指可见光减弱。

影响因素

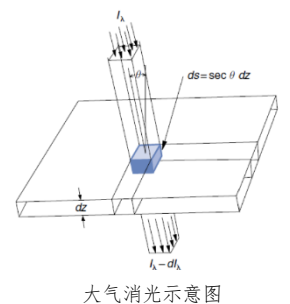
- ① 沿着光线方向在某一**点**的**辐射强度 I_λ** 强度越强，吸收越多
- ② 吸收散射的**气体/或粒子的局地浓度 ρ 或 $N\sigma$** 浓度越大，吸收越多
- ③ 吸收体或散射体的**效率 k_λ** 与光学、化学特性有关
- ④ 沿着光线方向穿过的**路径长度 ds** 路径越长，吸收越多

平行束太阳辐射通过大气薄层时的消光

大气粒子成分 $dI_\lambda = -I_\lambda K_\lambda N \sigma ds$ $ds = \sec \theta dz$
 N 单位体积空气中的粒子数 σ 每个粒子的截面积
 K_λ : 无量纲散射或吸收系数 ds : 沿入射辐射路径的差分光程

气体大气成分 $dI_\lambda = -I_\lambda \rho k_\lambda ds$
 ρ 气体密度 k_λ : 质量吸收系数(截面) 单位为 $m^2 kg^{-1}$

消光系数 $K_\lambda N \sigma$ ρk_λ 体积散射系数、体积吸收系数或体积消光系数, 单位为 m^{-1}
 $K_\lambda(\text{消光}) = K_\lambda(\text{散射}) + K_\lambda(\text{吸收})$



大气消光示意图

4.4.2.2 消光截面 Exinction Cross Section

概述 辐射与物质的相互作用是通过消光截面来量化的，消光截面为**某一物体**呈现在辐射场中的**面积**。媒介中每一个物体（如一个气溶胶粒子、一个气体分子、或一个云滴）的消光截面都必须给定。

截面积 每一个目标物的截面积由 $\sigma(D)$ 表示（其中 D 表示粒子大小，比如直径）

$$\text{平均截面积: } \bar{\sigma} = \frac{1}{N} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D') n(D') dD' = \frac{\int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D') n(D') dD'}{\int_{D_{\min}}^{D_{\max}} n(D') dD'}$$

组成 消光截面为吸收截面与散射截面之和 $\sigma(D) = \sigma_{\text{abs}}(D) + \sigma_{\text{sca}}(D)$

辐射衰减 与辐射强度、衰减能力、物质密度、通过距离这四个因素成正比。

$dI_\lambda = -I_\lambda \rho k_\lambda ds$ 其中 k_λ 为**质量消光截面(系数)**，表示**单位质量**的物体所**吸收和散射**的辐射能相当于对应面积内从入射辐射场中所**截获**的辐射能 (m^2/kg)

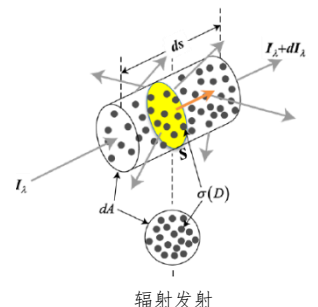
4.4.2.3 辐射传输方程

发射源 $dI_\lambda = j_\lambda \rho ds$ j_λ **源函数系数** 具有与质量消光截面 (k_λ) 和辐亮度 (I_λ) 乘积相同的物理意义。刻画由于**物质发射辐射**或其他方向的辐射被散射到该方向而加强的辐射。

方程 $dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds$ 同时定义**源函数**: $J_\lambda = \frac{j_\lambda}{k_\lambda}$

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda$$

注意 辐射传输方程的最一般形式（未添加任何坐标系，是沿辐射传播的方向）。该通用方程是讨论任何辐射传输过程的基础）



辐射发射

4.4.3 比尔朗伯定律

概述 光吸收的基本定律，适用于所有的电磁辐射和所有的吸光物质

条件 对于**无散射和发射**的媒介(例如通过地球大气的太阳短波辐射) $J_\lambda = 0 \quad \frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda$

令 $s = 0$ 时入射辐射强度 $I_\lambda(0)$ ，在任何一点 s ，辐射强度为 $I_\lambda(s) = I_\lambda(0)e^{-\int_0^s k_\lambda \rho ds}$

假设媒介是均匀的，即 k_λ 不随 s 变化，且定义 $u = \int_0^s \rho ds$ 为**等效面质量**，可推得：

方程 $I_\lambda(s) = I_\lambda(0)e^{-k_\lambda u}$ **e指数衰减** 该定律与方向无关，因此也可用于**通量或辐照度**

透过率 $T_\lambda = \frac{I_\lambda(s)}{I_\lambda(0)} = e^{-k_\lambda u} = e^{-\tau}$ **光学厚度**: $\tau = k_\lambda u$ 无量纲

吸收率 $A_\lambda = 1 - T_\lambda = 1 - e^{-k_\lambda u}$

例题 有100m厚的大气吸收层，吸收气体平均密度 0.1 kg/m^3 ，当与气层法向成 60° 角的平行辐射穿过气层时，求波长为 λ_1 、 λ_2 、 λ_3 (其质量吸收系数分别为 10^{-3} 、 10^{-1} 、 $1 \text{ m}^2/\text{kg}$) 的辐射波的光学厚度、透过率、吸收率。

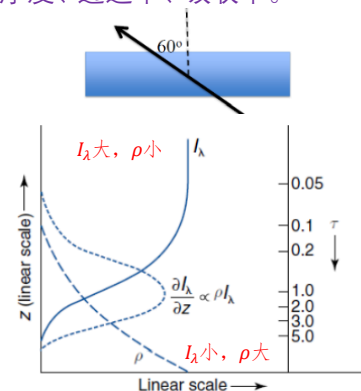
在辐射传输的路径上，吸收气体的质量为： $u = \sec \theta \int_{z_B}^{z_T} \rho dz$

其中 z_B 和 z_T 为吸收层的底高和顶高。代入得： $u = 2 \times 0.1 \times 100 = 20 \text{ kg m}^{-2}$

假设 k_λ 在层结中是均匀的： $T_\lambda = e^{-\tau_\lambda} = e^{-k_\lambda u} \quad \tau_\lambda = k_\lambda u \quad \alpha_\lambda = 1 - e^{-k_\lambda u}$

	$\lambda = \lambda_1$	$\lambda = \lambda_2$	$\lambda = \lambda_3$	
τ_λ	0.02	2	20	
T_λ	0.98	0.135	2×10^{-9}	同一大气对不同波长的光吸收能力不同
α_λ	0.02	0.865	1.00	

对于向下垂直传输的辐射，在 $\tau_\lambda = 1$ 层附近衰减最快，通常称为**单位光学厚度层**



4.4.4 施瓦氏方程

条件 考虑一个处于局地热力学平衡状态的非散射性媒介。

一束强度为 I 的辐射通过它时要同时经历**吸收和发射**过程 (类似温室气体)

这是**地球和大气发射的热红外辐射传输**的情形

基本背景 $\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda \text{ 衰减} + B_\lambda(T) \text{ 发射}$

推导 定义**光学厚度** τ ：由光路上单位横截面上所有物质产生的总消光

$$\tau(s) = \int_0^s k_\lambda \rho ds' \quad d\tau(s) = k_\lambda \rho ds \quad \text{回代公式: } I_\lambda(s) + \frac{dI_\lambda(s)}{d\tau(s)} = B_\lambda[T(s)]$$

$$\text{乘以 } e^{\tau(s)} d\tau(s): \quad I_\lambda(s) e^{\tau(s)} d\tau(s) + e^{\tau(s)} dI_\lambda(s) = B_\lambda[T(s)] e^{\tau(s)} d\tau(s) \Rightarrow$$

$$d[I_\lambda(s) e^{\tau(s)}] = B_\lambda[T(s)] e^{\tau(s)} d\tau(s) \Rightarrow \int_0^s d[I_\lambda(s') e^{\tau(s')}] = \int_0^s B_\lambda[T(s')] e^{\tau(s')} d\tau(s') \Rightarrow$$

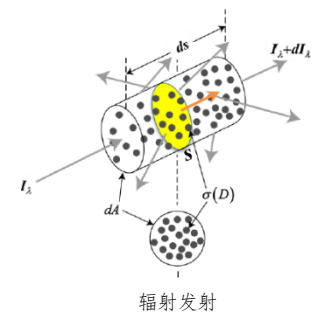
$$I_\lambda(s) e^{\tau(s)} - I_\lambda(0) = \int_0^s B_\lambda[T(s')] e^{\tau(s')} d\tau(s') \quad \text{最终得到方程:}$$

$$I_\lambda(s) = I_\lambda(0) e^{-\tau(s)} + \int_0^s B_\lambda[T(s')] e^{-[\tau(s) - \tau(s')]} d\tau(s')$$

方程理解 ① $I_\lambda(0) e^{-\tau(s)}$ 为**消光项**，与光学厚度有关，表示由 $s = 0$ 入射，经过介质吸收衰减后剩余的辐射强度

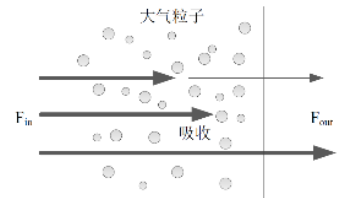
② 后一项为**发射项**， $e^{-[\tau(s) - \tau(s')]}$ 表示发射的辐射也有消光， $e^{\tau(s')}$ 为真正增强的部分
表示介质发射的辐射 $B_\lambda[T(s')]$ 经过剩余路径 $e^{-[\tau(s) - \tau(s')]}$ 到达 s 处的累加积分。

③ 若传播路径上的**温度、光学厚度**已知，便可利用该式得到任意位置的辐射强度。



4.5 吸收 Absorb

地球吸收情况 主要为地面发射的长波辐射的吸收，短波较少



4.5.1 吸收光谱

4.5.1.1 吸收

定义 辐射通过介质时，一部分能量被介质吸收而转化为热能或者内能，并且深入介质越深，辐射强度衰减越大，这就是介质对辐射的吸收现象

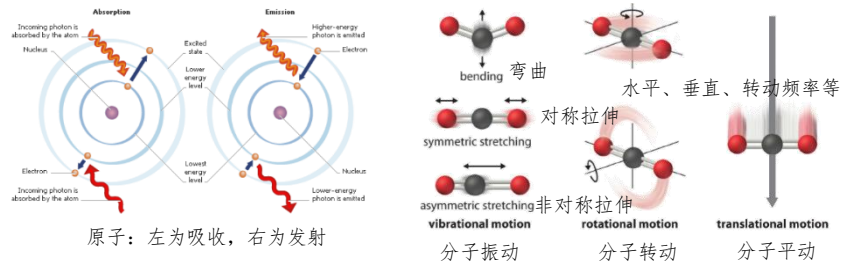
投射到介质上面的辐射能中的一部分被转变为物质本身的内能或其它形式的能量

介质 大气中的**气体分子、气溶胶和云粒子**均有可能吸收**特定波长**的辐射，本节只讨论气体分子的。

水汽是最重要的吸收气体，其次是二氧化碳、臭氧等其他分子。

特性 大气成分对辐射具有**选择吸收的特性**（不同分子对不同波长辐射吸收不同），是由**分子和原子结构**及其所处运动状态决定的

微观模型 **吸收发射模型**：原子的能级跃迁
分子的振动、转动和平移
发射出各种不同能量的光



4.5.1.2 光谱

单个分子 气体分子或原子内的能量构成： $E = E_e + E_v + E_r$

E_e 电子围绕原子核运动的能量（**轨道能量**） E_v 原子在其分子平均位置的**振动**

E_r 分子绕其质量中心**转动**的能量

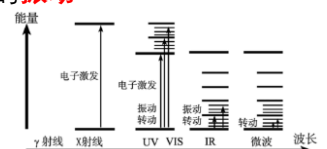
光谱 发射和吸收的**辐射谱**是非连续性的，构成原子的**线光谱**和分子的**带光谱**

$$\Delta E = h \cdot f$$

$$f = \frac{(\Delta E_e + \Delta E_v + \Delta E_r)_{\text{总能量}}}{h} = f_e + f_v + f_r$$

$$\nu_{\text{波数}} = \frac{\Delta E_e + \Delta E_v + \Delta E_r}{hc} = \nu_e + \nu_v + \nu_r$$

辐射频率(波数)与能量变化的关系



电子能级	ΔE_e	ΔE_v	ΔE_r
能量变化/eV	1~20	0.05~1	10^{-4} ~0.05
吸收线中心波长/ μm	0.062~1.24	1.24~24.8	24.8~12400.8
吸收线中心波数/ cm^{-1}	161290~8064.5	8064.5~403.2	403.2~0.8064

能量情况 电子轨道能量**远大于**振动能量变化**远大于**转动能量变化，主要为短波辐射

实际大气吸收谱中，振动带内存在转动谱线，而转动和振动能量的变化又常伴随着电子能级跃迁
可见伽马射线主要由电子激发发射能量，微波等长波发射和吸收的波长也变低、变多

4.5.1.3 光化反应和光致电离

概述 除分子选择吸收和发射辐射外，原子和分子还有**光化反应和光致电离**两种途径吸收和发射电磁辐射

光化反应 由光照射而引起的化学反应

大气的大多数光化反应都需要有**紫外辐射和可见光辐射** $O_2 + hf_{\text{紫外线}} \xrightarrow{\lambda < 0.2424 \mu\text{m}} 2 O_{\text{原子}}$

实例：近年来颗粒物治理得到改善，臭氧浓度却升高，有光化学烟雾等现象

光致电离效应 当光子的能量等于或大于原子电离能时，中性原子或分子**失去电子成为正离子**的过程
吸收**更短波长**的光子，引起电离的辐射波长通常 $< 0.1 \mu\text{m}$ (100nm)

4.5.1.4 吸收线 Absorption Line

分子能量 $E_{\text{mol}} = E_{\text{tra}} \text{平移能量} + E_{\text{rot}} \text{旋转能量} + E_{\text{vib}} \text{振动能量} + E_{\text{orb}} \text{电子轨道能量}$ 相关能量(以n为下标的)为量化表达

在热力学第一定律的讨论中，我们只考虑了 **E_{tra} 平移能量**（含有分子动能+分子内能）的变化

E_{orb} 也称电子能量或电子势能，由电子绕原子核运动的轨道状态决定。

E_{vib} 是组成分子的原子相对于平衡位置振动的能量。 E_{rot} 是围绕通过分子重心的轴旋转的能量。

电磁辐射 光(电磁辐射)是由**光子**组成的，光具有波粒二象性，每一个光子都有特定的能量，该能量 $E = hf$
一个光子携带的能量与辐射的波长成反比

吸收线 只有当**一光子的能量与能够发生能量转换的两个分子能量状态之间的能量相对应**时，光子才能被吸收

相类似，由分子发射的**光子能量**应该与能够发生能量转换的**分子能量层相对应**。分子以**特定的不连续波长吸收与发射辐射**，与**量子化的能量层**之间的能量转换相对应，称之为吸收线和发射线。

能量关系 $E_{\text{photon}} = \Delta E_{\text{mol},n,m} = E_{\text{mol},m} - E_{\text{mol},n}$ m, n 表示两个不同能级

对于气体分子，一般有 $E_{n_{\text{rot}}} \text{转动} < E_{n_{\text{vib}}} \text{振动} < |E_{n_{\text{orb}}}| \text{轨道}$

能级跃迁：紫外、可见、近红外波段 **UV, VIS, NIR**

振动能级跃迁：红外波段 **IR**

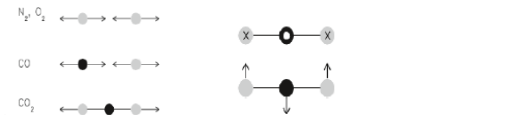
转动能级跃迁：红外、微波波段 **FIR, MV**

同时，振动、转动能级跃迁通常会同时发生，形成**振动-转动吸收带**

电子轨道能量吸收序列 固定能级之间的**每一次量子跃迁**都会导致发射或吸收某一**特定频率或波长的辐射**

振动能量吸收序列 量子化的振动能量： $E_{\text{vib},n} = hc\nu_{\text{vib}}(n + 1/2)$

振动转换的选择性规则为： $n = \pm 1$



4.5.2 谱线增宽

自然增宽 量子不确定性使能级具有一定的宽度造成谱线本身也必然具有一定的宽度

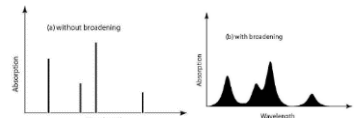
压力加宽 也叫**碰撞加宽**，得到 **Lorentz 线型**

因**粒子频繁碰撞**导致发射辐射的位相发生**无规则变化**，使谱线加宽

其主要随**P**气压变化，由于分子密度变大，分子不停受到其他分子碰撞扰动，产生无规则变化

多普勒增宽 由作热运动的粒子发射辐射的**多普勒频移**引起。与**T**有关，与**P**无关。

内容 **由于谱线增宽，大气吸收线转变为吸收光谱**



增宽现象

4.5.2.1 洛伦兹增宽 (压力增宽)

公式 $k_\nu = \frac{S}{\pi} \frac{\alpha_L}{(\nu - \nu_0)^2 + \alpha_L^2} = S f_L(\nu - \nu_0)$

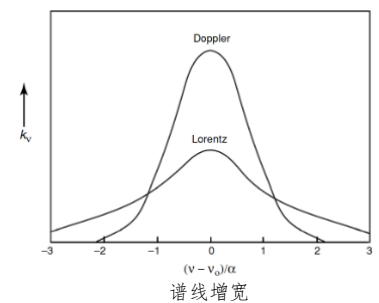
k_ν 吸收系数 ν_0 某一理想单色谱线波数

α_L 谱线在最大值一半处的半宽 $f_L(\nu - \nu_0)$ 表示谱线的形状因子

谱线强度 $\int_0^\infty k_\nu d\nu = S$

谱线半宽 $\alpha_L = \alpha_o \left(\frac{p}{p_o}\right) \left(\frac{T_o}{T}\right)^n$

描述 在**~20 km**以下，**压力增宽是决定吸收谱线宽度的主导因子**，而**50 km**以上，由于那里的分子碰撞频率大为减少，多普勒增宽是主要决定因子。



谱线增宽

4.5.2.2 多普勒增宽

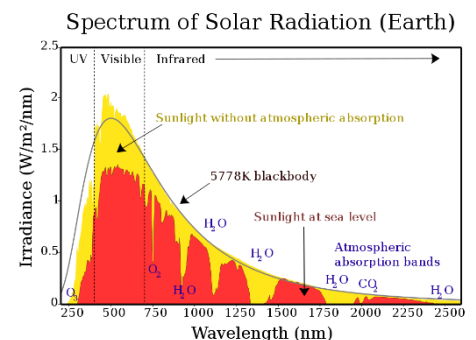
推导 假设在一种非常稀有的气体中没有碰撞增宽，处于某一量子状态的分子以波数 ν_0 向外发射辐射

如果该分子在光线方向具有速度分量 v ，那么波数就变为： $\nu = \nu_0(1 \pm v/c)$

公式 $k_\nu = \frac{S}{\alpha_D \sqrt{\pi}} \exp \left[-\left(\frac{\nu - \nu_0}{\alpha_D} \right)^2 \right] = S f_D(\nu - \nu_0)$

$\alpha_D = \nu_0(2KT/mc^2)^{1/2}$ 为谱线多普勒宽度的一种量度

谱线半宽为： $\alpha_D \sqrt{\ln 2}$



4.5.3 地球大气吸收带

4.5.3.1 大气成分的选择吸收

氮气氧气

电荷对称分布，不具有电偶极子结构，没有振动或转动谱
吸收和发射谱由电子轨道跃迁造成，位于紫外和可见光辐射区
所以太阳辐射中大部分能量最高的部分被氮氧气体吸收

氧气 O_2

舒曼-龙格吸收带 $0.125\sim 0.2\ \mu m$ 赫兹堡吸收带 $0.24\sim 0.26\ \mu m$

在可见光波段的吸收带较弱，主要在紫外部分

但因 $< 250nm$ 的太阳辐射能量不到0.2%，所以对太阳辐射削弱不大

但对高层大气光化学过程、臭氧层形成破坏影响很大

臭氧 O_3

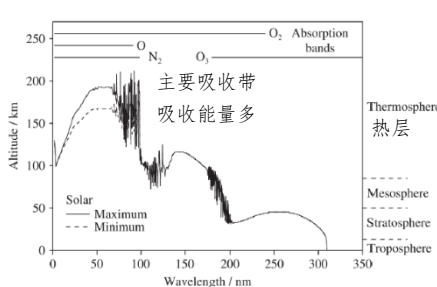
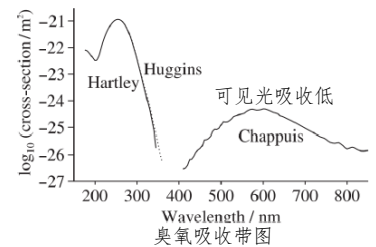
哈特来带最强 $0.22\sim 0.30\ \mu m$ 哈金斯带较弱 $0.32\sim 0.36\ \mu m$

可见光吸收较弱 还有红外区： $4.7\ \mu m$ 、 $9.6\ \mu m$ 和 $14.1\ \mu m$

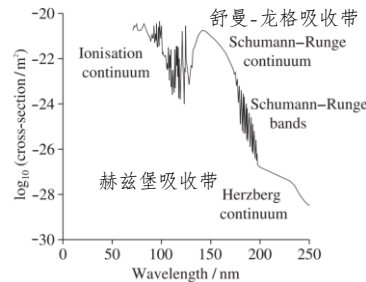
臭氧层约吸收太阳辐射能量的2%（紫外能量占比较低）

Molecule	Arrangement	Permanent Dipole Moment
N_2		No
O_2		No

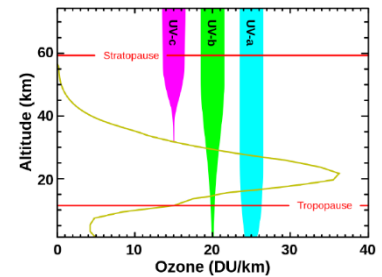
没有振动、转动



对于垂直入射太阳辐射单位光学厚度的高度



氧气吸收带图



臭氧层吸收不同紫外线

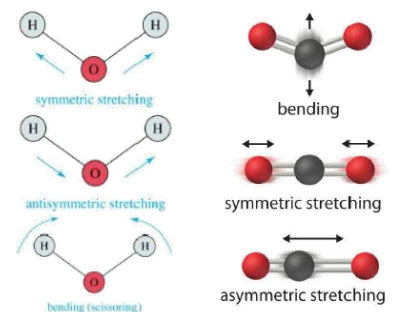
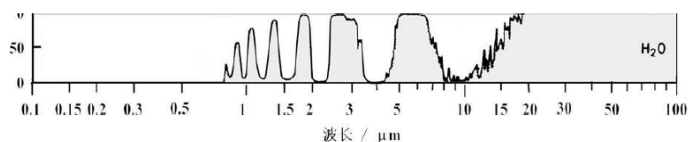
水汽 H_2O

是大气中最重要的吸收气体，位于红外辐射区、吸收约20%太阳辐射

振动能量：对称拉伸 $\lambda = 2.73\ \mu m$ 反对称拉伸 $\lambda = 2.66\ \mu m$ 扭曲 $\lambda = 6.25\ \mu m$

转动能量：转动 $\lambda > 12\ \mu m$

液态水(云)：吸收带与气态对应，向长波方向移动



二氧化碳

对称拉伸无吸收 反对称拉伸 $4.3\ \mu m$ 扭曲 $15\ \mu m$

吸收带主要分布于 $> 2\ \mu m$ 的红外区

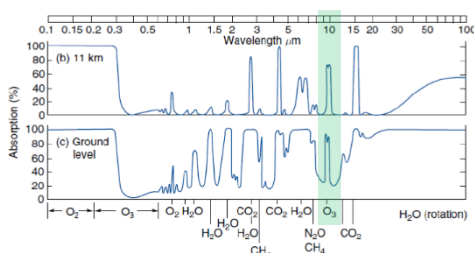
较强中心为 $2.7\ \mu m$ 、 $4.3\ \mu m$ 和 $15\ \mu m$

由于 $2.7\ \mu m$ 带与水汽吸收带重叠，且太阳辐射在 $2.7\ \mu m$ 处已很弱，所以 CO_2 对太阳辐射吸收一般不专门讨论，但对于长波辐射 $15\ \mu m$ 附近的吸收带最为重要。

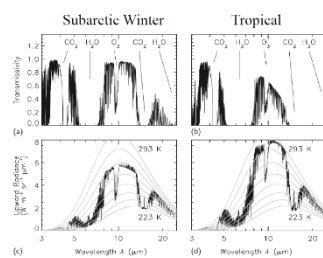
4.5.3.2 大气吸收光谱

内容

大气吸收具有选择性。根据基尔霍夫定律：吸收光谱=发射光谱



不同波长的吸收情况(地面与高空)

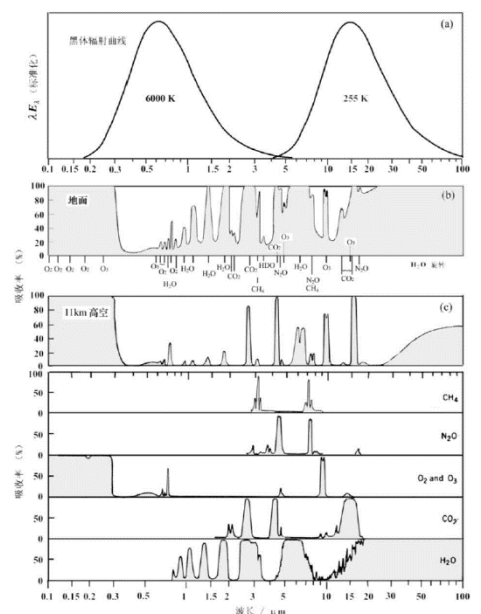


不同季节、地区的吸收不同

大气窗口

可见光窗区： $0.4\sim 0.76\ \mu m$ ，大气窗区： $8\sim 12\ \mu m$

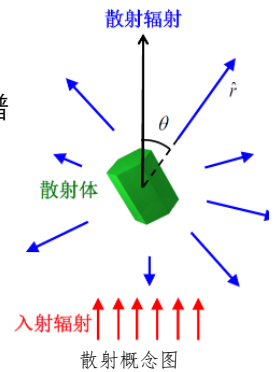
观察臭氧的良好位置



4.6 散射 Scatter

4.6.1 散射概念

- 概述** 散射是关于光和物质相互作用的基本物理过程之一，它可以发生在整个电磁波谱所有波长(主要短波)，蓝天、白云、虹和晕等光学现象均是由散射产生的。
- 定义** 位于电磁波传播路径中的粒子使入射波传播方向连续不断地发生改变并且也可能截获其中部分能量的过程。
- 散射体** 大气散射体：气体分子、云粒子、气溶胶粒子（沙尘、花粉、烟尘等）
散射体特性：尺度(相函数)、形貌(非常重要)、化学组分、颜色等

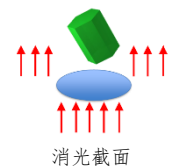


4.6.2 散射特性

- 概述** 也叫散射特性、光学特性或辐射特性，都是指辐射与粒子相互作用特性

4.6.2.1 消光截面

- 消光截面** 表示辐射与粒子相互作用强度的量。单位为 m^2 (面积)。详细内容可见 4.4.2.2
损失的能量等于穿过一个与入射方向垂直且面积等于消光截面的表面的能量
穿过平面效果等效于穿过物体的效果。



- 关系** 消光=散射+吸收 (消光截面=散射截面+吸收截面)

- 单次散射反照率** $\bar{\omega} = \frac{\text{散射截面}}{\text{消光截面}} = \frac{\text{散射的消光}}{\text{整体消光}}$ 当 $\bar{\omega} = 1$ 时，粒子只散射，无吸收，称为守恒散射

4.6.2.2 相函数

- 定义** 描述散射能量在不同传播方向上的分布。为简化表达，考虑具有旋转对称性的球形散射体。
对于球体，其散射相函数可表示为散射角的函数。
- 条件** 如散射概念图，入射光线和散射光线所在的平面称为散射平面，散射角为入射方向和散射方向之夹角
由于球形散射的对称性，散射到不同方向的辐射强度与散射平面无关。
大气中的沙尘、冰晶并非球形，但这些粒子在大气中取向随机，可以认为平均结果为球形的。
- 分布** $I_s(\theta) = I_i \frac{\sigma_s}{4\pi r^2} P(\theta)$ 不同方向散射辐射的概率分布 其中 $P(\theta)$ 就是相函数

4.6.3 粒子散射

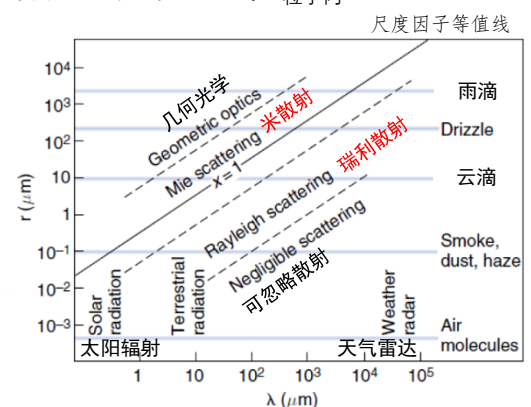
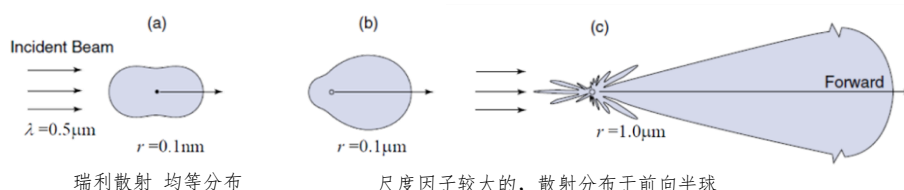
4.6.3.1 尺度参数

- 条件** 考虑半径为 r 的球形粒子散射的情形，其散射、吸收或消光系数 K_λ 可预设如下无量纲参数的函数

- 尺度参数** $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ 与粒子半径成正比，与波长成反比

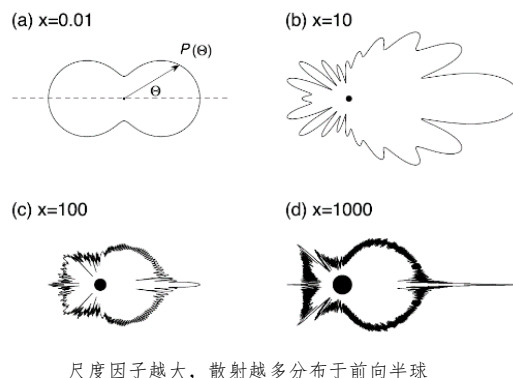
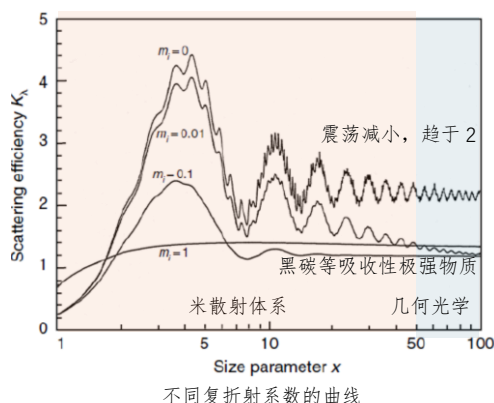
- 复折射参数** $m = m_r + im_i$ m_r 为光在真空中传播速度与光在通过粒子的传播速度的比值 $c/v_{\text{粒子内}} > 1$
 m_r 与散射有关， m_i 与吸收有关

- 讨论**
- ① 对于可见光波段辐射的散射， $x \ll 1$ 对应空气分子
 $x \sim 1$ 对应霾和烟雾粒子
 - ② 对于 $x \ll 1$ ，散射系数表达式有 $K_\lambda \propto \lambda^{-4}$ 的形式，称之为瑞利散射体系，前向后向均等分布。
 - ③ 对于尺度因子较大值区域，散射辐射主要分布在前向半球



横轴为观测用波段，纵轴为观测物半径
两者交点为适用理论

- 进步讨论 ④ 对于 $1 \leq x \leq 50$ 的, 称为**米散射体系**, K_λ 围绕平均值~2呈现震荡减小
- ⑤ 对于 $x > 50$, 称为**几何光学体系**, $K_\lambda \approx 2$



4.6.3.2 三个基本参量

体积消光参数 $N\sigma K_\lambda$ (消光), 粒子对入射辐射衰减总体重要性的一种度量 参见 4.4.2.1

单次散射反照率 $\omega_0(\lambda) = \frac{K_\lambda(\text{散射})}{K_\lambda(\text{散射}) + K_\lambda(\text{吸收})}$

散射和吸收相对重要性的一种度量

单次散射反照率的数值介于非吸收性粒子的**1.0** 和强吸收粒子的**0.5** 之间

不对称因子 $g(\lambda) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \phi') \cos \phi' d \cos \phi'$

其中 $P(\cos \phi')$ 为散射辐射随角度分布(**散射相函数**), ϕ' 为散射辐射与入射辐射之间的**夹角**

对于**各向同性辐射**, **不对称因子值为0**, 其他情况下其值间于**(-1,1)**, **正值指前向散射占优势**

不对称因子 g 的典型值为: 气溶胶0.5, 冰晶0.80, 云滴0.85

- 注意**
- ① 某种**特定气溶胶**的存在是增加还是减小行星反照率, 决定于三个参数之间的相互影响
 - ② 如果其他参数保持不变, 单次散射反照率值越大, 入射辐射被反向散射回太空的比例就越高
 - ③ 一个**气溶胶层**是增加还是减小行星反照率也决定于其下的**地表或云层特性(下垫面)**:
如果其下的地表完全是黑色的(遥远海洋等), 那么任何一点**反向散射**都将有助于增加行星反照率
如果下垫面是白色的(沙漠、冰盖等), 那么**任何吸收**都将减小反照率
 - ④ 由于云中存在多次散射事件, 云滴中的即使**非常小浓度的黑碳**和其他吸收性物质, 都能够产生相当可观的吸收, 从而减小云层的反照率, 并且成为云层内的一个热源, 可导致云层蒸发 (半直接效应)

4.6.4 散射的应用

4.6.4.1 大气粒子散射特性的计算

概况 近年来提出了计算大气粒子散射特性的多种数值方法
具体方法适用决定于对精度的要求以及粒子的特性

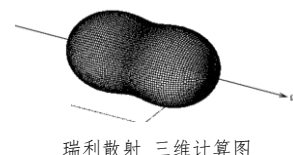
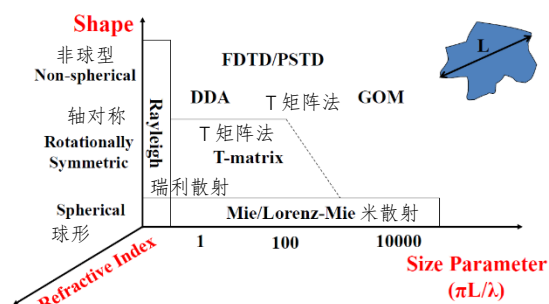
- 流行方法**
- ① 瑞利近似: 粒子尺度远小于入射辐射波长
 - ② 米/洛伦兹-米理论: 球形粒子
 - ③ 几何光学方法: 粒子尺度远大于入射辐射波长

4.6.4.2 瑞丽近似

概述 **粒子尺度远小于入射辐射波长**的散射称为瑞利散射 $\frac{\pi L}{\lambda} \ll 1$

(粒子的大小和形状变得不太重要, 因为光线对它们不能进行甄别)

- 特性**
- ① 散射辐射的强度与波长的4次方成反比 $k_{sc,\lambda} = \frac{128\pi^5 \alpha^2}{3} \frac{1}{\lambda^4} = C \lambda^{-4}$
 - ② 散射辐射**几近各向同性的**
 - ③ **前后向散射对称** $P(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta)$



实例 ① **天空蓝色**的解释： 瑞利散射与波长四次方成反比，蓝光 470nm，红光 640nm

则蓝光对红光的散射辐射相对强度大小为 $\frac{k_{blue}}{k_{red}} = \frac{\lambda_{blue}^4}{\lambda_{red}^4} = 3.45$ 倍，所以天空呈现蓝色。



② **白云与乌云**：云内的水滴或冰晶对所有方向的可见光都有散射，云内的水滴或冰晶足够大，能够对所有颜色(不同波长)的光线都进行散射。当云增长变厚时，更多的阳光被其反射，更少的光线能够穿透它，因而很少的阳光能够到达云的底部，散射的光也很小，云底呈现灰暗色

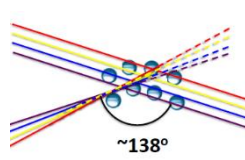
4.6.4.3 洛伦兹-米理论

概述 球形粒子的散射特性可以由洛伦兹-米理论进行有效而精确地计算。其只适用于球形粒子($1 < x < 50$)

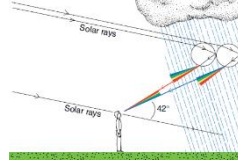
实例 虹：不同波长的折射角不一样，光的色散。



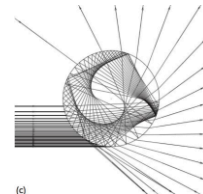
雨虹



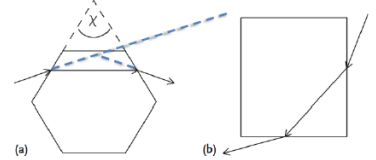
色散



形成机理



几何光学法示意



两种形式的晕(22/46)

4.6.4.4 几何光学方法

实例 解释日晕/月晕：由冰晶的六棱结构产生的（冰晶不同表面的折射）
解释近幻日(Sun dogs)、环天顶弧等现象。



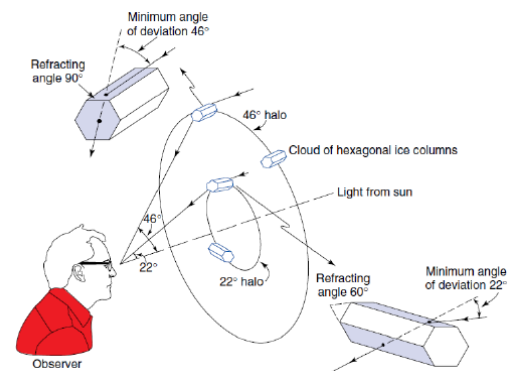
幻日



日晕



环天顶弧



22° 晕与 46° 晕

4.7 实际大气情况

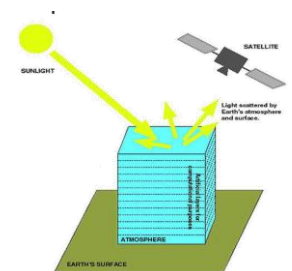
4.7.1 平面平行大气辐射传输

条件 考虑大气的局部为平面平行的，即强度及大气参量只允许在垂直方向变化

辐射传输一般方程 我们容易测量垂直于平面的线性距离

如果 z 表示垂直于平面的距离， θ 为辐射天顶角， ϕ 为方位角

辐射传输的一般方程式 $\cos \theta \frac{dI(z; \theta, \phi)}{k\rho dz} = -I(z; \theta, \phi) + J(z; \theta, \phi)$



垂直光学厚度

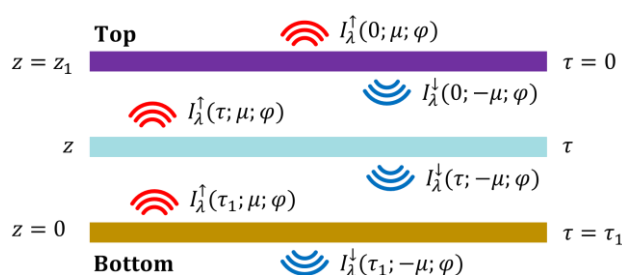
从上边界向下观测： $\tau = \int_z^\infty k\rho dz'$

推导

考虑 $\tau = \int_z^\infty k\rho dz'$ 和 $\mu = \Omega_z = \cos \theta$ 有 $\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = -I(\tau; \mu, \phi) + J(\tau; \mu, \phi)$

在 $\mu > 0$ 在第 τ 层解方程 (向上辐亮度)

$$I(\tau; \mu, \phi) = I(\tau_1; \mu, \phi) e^{-\frac{\tau_1 - \tau}{\mu}} + \int_{\tau}^{\tau_1} J(\tau'; \mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}$$



4.7.2 辐射沿纬度分布的差异

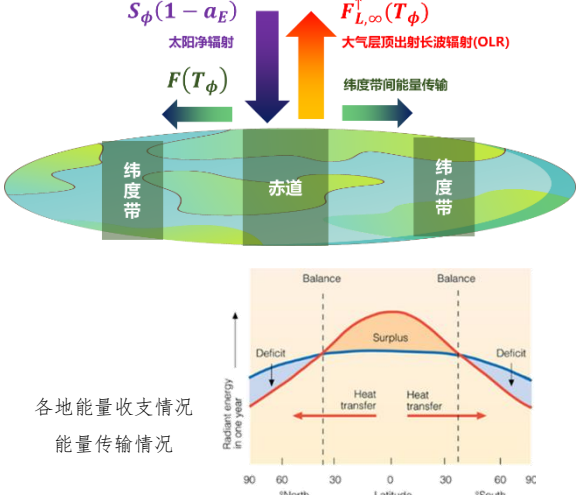
说明 不同纬度带接收的太阳辐射不同，所达到的平衡温度也不同。相邻纬度带平衡温度之差异将引起：
① 出现水平方向的能量输送 产生大气环流等，低纬度多，高纬度少
② 下垫面情况的变化 尤其是极地的低平衡温度造成下垫面冰雪覆盖，其高反照率又使该地区接收的太阳辐射进一步减小

模型 将全球分割为一系列纬度带，某一纬度带辐射平衡方程写为： $S_{\phi}(1 - \alpha_E) = F_{L,\infty}^{\uparrow}(T_{\phi}) + F(T_{\phi})$
大气层顶出射长波辐射 OLR(out-going long radiation) 取为 $F_{L,\infty}^{\uparrow}(T_{\phi}) = a + bT_{\phi}$ 与温度线性相关
纬度带间能量传输取 $F(T_{\phi}) = K(T_{\phi} - \bar{T})$ ， \bar{T} 为全球平均温度，则有：

$$T_{\phi} = \frac{S_{\phi}(1 - \alpha_E) + K\bar{T} - a}{b + K}$$

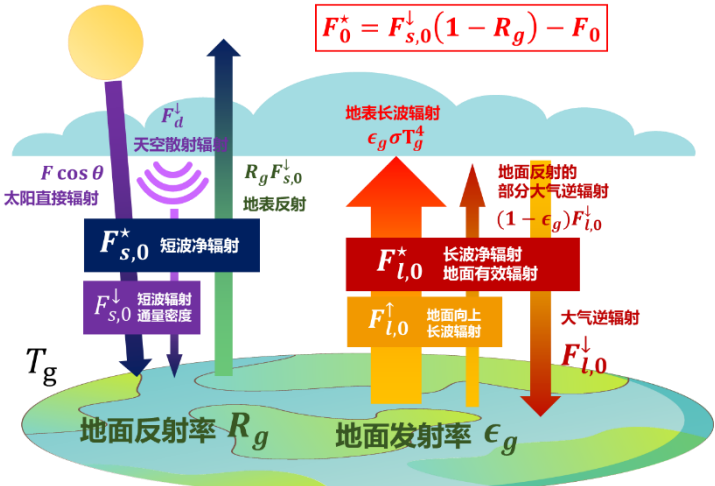
推导结果 用 $a = 204W \cdot m^{-2}$, $b = 2.17W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$
 $K = 3.81W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$, $\bar{T} = -10^{\circ}C$ 的计算结果
(见下表) 与观测的大气纬向平均温度分布基本一致

$\phi(^{\circ})$	5	15	25	35	45	55	65	75	85
$T(^{\circ}C)$	27.7	26.9	22.3	16.0	8.5	1.8	-4.8	-12.9	-13.5

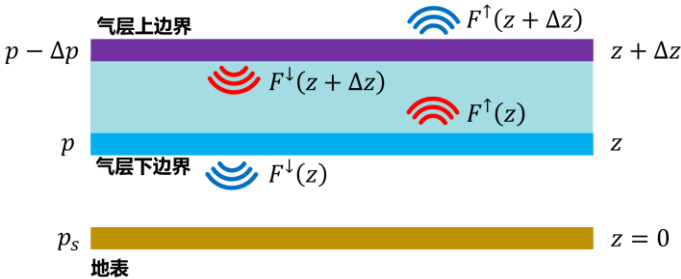


4.8 地气系统的净辐射

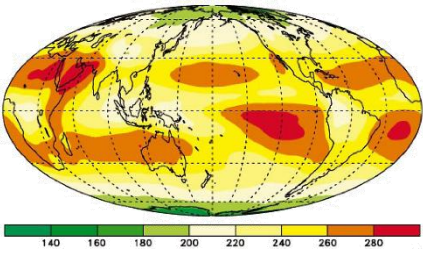
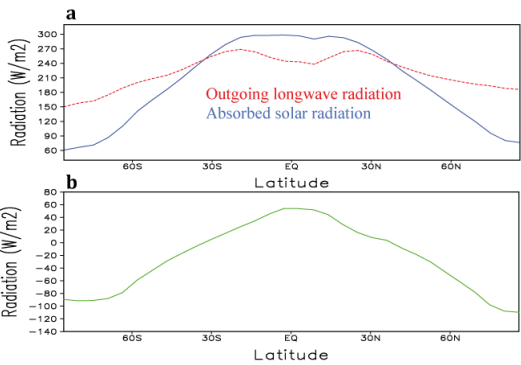
净辐射 系统或物体收入辐射能与支出辐射能的差值称为净辐射，也称辐射差额。
例如，对于净辐射通量密度 F^* ，它是收入辐射通量密度 F_i 与支出辐射通量密度 F_o 的差： $F^* = F_i - F_o$



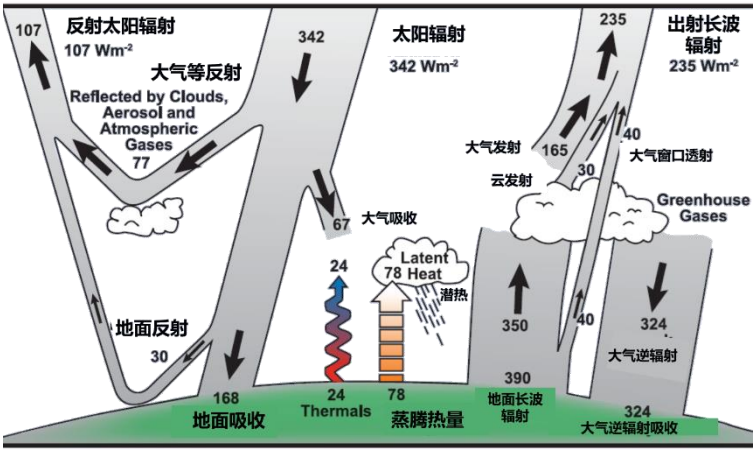
地面净辐射示意图 (配套 4.8.1)



大气净辐射示意图 (配套 4.8.2)



大气层顶部的净年平均出射长波辐射



Estimate of the Earth's annual and global mean energy balance.
Source: IPCC_AR4_Kiehl and Trenberth (1997).

4.8.1 地面净辐射 F_0^*

定义 地面净辐射通量 F_0^* 是净太阳短波辐射通量密度 $F_{s,0}^*$ 和净长波辐射通量密度 $F_{l,0}^*$ 之和, 即 $F_0^* = F_{s,0}^* + F_{l,0}^*$
其中, 短波和长波的净辐射通量密度分别表示为 $F_{s,0}^* = F_{s,0}^\downarrow - F_{s,0}^\uparrow$ $F_{l,0}^* = F_{l,0}^\downarrow - F_{l,0}^\uparrow$

4.8.1.1 短波净辐射 $F_{s,0}^*$

组成 入射到水平地面的太阳短波辐射通量密度 $F_{s,0}^\downarrow$ 是太阳直接辐射和天空散射辐射之和

特性 有明显的日变化和季节变化, 并受到云的显著影响。

公式 入射: $F_{s,0}^\downarrow = F \cos \theta_{\text{太阳天顶角}} + F_d^\downarrow$ 射出的短波辐射是地面对入射短波辐射的反射, 即 $F_{s,0}^\uparrow = R_g F_{s,0}^\downarrow$
所以地面短波净辐射通量密度为 $F_{s,0}^* = (1 - R_g) F_{s,0}^\downarrow$

4.8.1.2 入射到地面的长波辐射 $F_{l,0}^\downarrow$

大气逆辐射 入射到地面的长波辐射来自整层大气的辐射, 称为大气逆辐射。

它取决于大气层温度与湿度的垂直分布, 且和云的状况有密切关系, 但没有显著的日变化(季节纬度相关)。

组成 ① 来自大气本身的热辐射, 最主要是1~2 km内的 H_2O 和 CO_2 的发射

② 云的热辐射, 由云体发出并经过大气窗区达到地面的长波辐射 (有云夜间温度高)

公式 晴天大气逆辐射: $F_{l,0}^\downarrow = \epsilon_0 \text{大气发射率} \sigma T_a^4$ (T_a 为百叶箱气温)

1960s以前常用 Brunt 经验公式, 晴天大气发射率取 $\epsilon_0 = a + b\sqrt{e}$ (式中 e (hPa) 为百叶箱测水汽压, 常数 $a = 0.34 \sim 0.66$ 和 $b = 0.033 \sim 0.127$, 但经验常数因地区变化, 实际应用很不方便)

改进公式 Swinbank(1963)提出了仅用百叶箱气温作为变量的经验公式, 取 $\epsilon_0 = 5.31 \times 10^{-14} / \sigma \cdot T_a^2$

则有 $F_{l,0}^\downarrow = 5.31 \times 10^{-14} \cdot T_a^6$ 该式在不同地区的应用反应长期计算结果比较准确, 被广泛采用

Swinbank 公式虽然未考虑水汽压的影响, 但 Deacon(1970)根据水汽发射率的特性以及全球多个地区的实验结果, 证明了该公式的合理性。

多云情况 如果空中有云, 则大气逆辐射显著增强, 通常的做法是在向下长波辐射基础上增加一个云辐射的参数化项, 即 $F_{l,0}^\downarrow + A_c \epsilon_c \sigma T_c^4 N$ ϵ_c 云的发射率 T_c 云体温度 (可由云高决定) N 为云量(0~1) A_c 订正系数

实际合成 上式需根据各地的实测结果进行拟合而成, 例如北京地区有云天空的经验公式为:

$F_{l,0}^\downarrow = [0.631 + 0.0557\sqrt{e} + 0.086(1 - s)] \cdot \sigma T_a^4$ (其中 s 表示日照百分率。用日照百分率而不用云量作为参数, 可把透光的高云排除, 且可由地面仪器观测得到, 较为客观)

4.8.1.3 地面向上的长波辐射 $F_{l,0}^\uparrow$

组成 地面向上的长波辐射包括地面发射的长波辐射和地面反射的部分大气逆辐射

公式 $F_{l,0}^\uparrow = \epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) F_{l,0}^\downarrow$ 式中 T_g 为地面温度, ϵ_g 为地面发射率

特点 显然, 地面向上的长波辐射随地面温度而变化, 中午后最强, 早晨最弱

4.8.1.4 地面长波净辐射 $F_{l,0}^*$

公式 $F_{l,0}^* = F_{l,0}^\downarrow - F_{l,0}^\uparrow = F_{l,0}^\downarrow - [\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) F_{l,0}^\downarrow] = -\epsilon_g (\sigma T_g^4 - F_{l,0}^\downarrow)$ T_g 为地面温度, ϵ_g 为地面发射率

特点 一般大气温度低于地面温度, $F_{l,0}^\downarrow < F_{l,0}^\uparrow$, 即 $F_{l,0}^* < 0$, 这表明地面长波净辐射的作用是使地面冷却。

4.8.1.5 地面有效辐射 F_0

公式 地面有效辐射 = 地面向上长波辐射 - 大气逆辐射, 即 $F_0 = -F_{l,0}^* = \epsilon_g (\sigma T_g^4 - F_{l,0}^\downarrow)$

特点 F_0 约在 $68 \sim 140 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。① 晴朗干燥夜晚, 地面有效辐射大, 地面降温明显

② 有云时大气逆辐射增强, 使地面有效辐射减小, 特别是有低云且云量大时, 地面有效辐射可能只有无云时的1/4

4.8.1.6 地面辐射小结

综合 综合分析, 地面净辐射为: $F_0^* = F_{s,0}^\downarrow (1 - R_g) - \epsilon_g (\sigma T_g^4 - F_{l,0}^\downarrow) = F_{s,0}^\downarrow (1 - R_g) - F_0$

可见地面的辐射差额也是地面吸收的太阳辐射与地面有效辐射之差。

分析 ① 在白天无云条件下, F_0^* 是正值 \Rightarrow 地面升温; 夜间, 因无太阳辐射, F_0^* 是负值 \Rightarrow 地面降温。

② 从全年平均值看, 各地 F_0^* 都是正的, 即地面的辐射收入总是大于辐射支出。这其中多出来的能量用于地面使水分蒸发, 以潜热形式给予大气或以热对流方式直接给予大气, 维持了地面能量平衡。

4.8.2 大气净辐射

4.8.2.1 某一气层的净辐射

模型 某一薄气层的净辐射，由气层内太阳辐射和长波辐射的收支变化来确定。如图所示，气层上下边界净辐射分别为 $F^*(z + \Delta z) = F^\downarrow(z + \Delta z) - F^\uparrow(z + \Delta z)$ $F^*(z) = F^\downarrow(z) - F^\uparrow(z)$

净辐射 该气层的净辐射为：

$$\Delta F^* = F_i - F_o = [F^\downarrow(z + \Delta z) + F^\uparrow(z)] - [F^\uparrow(z + \Delta z) + F^\downarrow(z)] \Delta F^* = F^*(z + \Delta z) - F^*(z)$$

变温率 则该气层的变温率为： $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dF^*}{dz}$

利用静力学方程可将上式转换成 p 坐标形式，即 $\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{c_p} \frac{dF^*}{dp} \approx -\Gamma_d \frac{dF^*}{dp}$

有时按照吸收气体的光学质量计算变温率比较方便。例如水汽的微分光学质量为：

$$du = \rho_v \text{水汽密度} dz = \frac{\rho_v}{\rho} \cdot \rho dz = q \cdot \rho dz = -\frac{q}{g} dp, \text{ 则水汽吸收导致的变温率可表示为 } \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{q}{c_p} \frac{dF^*}{du}$$

例子 Calculate longwave cooling at night for an atmospheric layer from 0 to 1 km using the upwelling and downwelling fluxes (向上向下辐射通量) calculated with MODTRAN for US Standard Atmosphere 1976.

Altitude (km)	IR Upwelling flux (W/m ²)	IR Downwelling flux (W/m ²)
0	390	285
1	375	250

$$\text{At 0 km: } F_{\text{net}} = 390 - 285 = 105 \text{ W/m}^2$$

$$\text{At 1 km: } F_{\text{net}} = 375 - 250 = 125 \text{ W/m}^2$$

$$\text{thus } \Delta F = 20 \text{ W/m}^2$$

$$\left(\frac{dT}{dt} \right)_{\text{IR}} = -\frac{1}{c_p \rho} \frac{dF_{\text{net}}}{dz} = \frac{-20 \text{ J s}^{-1} \text{ m}^{-2}}{\left(\frac{1.17 \text{ kg}}{\text{m}^3} \right) (1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}) (1000 \text{ m})} = -1.7 \times 10^{-5} \text{ K/s} = -1.5 \text{ K/day}$$

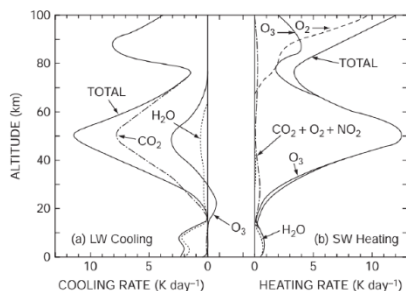
实际情况 在实际计算中，通常将太阳辐射分成 n 个光谱区，对每个谱区计算变温率，最终求和得到：

$$\text{大气总变温率 } \frac{\partial T}{\partial t} = \sum_{i=0}^n \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_i$$

净辐射通量密度 F^* 包括短波净辐射和长波净辐射。

气层中短波辐射的净辐射取决于气层对太阳辐射的吸收能力，通常短波辐射不会使这层大气冷却。

长波辐射引起的变温率取决于气层吸收长波辐射的物质数量以及气层本身的温度，情况相对复杂。



右侧短波、左侧长波

短波主要加热，长波主要放热（全球平均情况）

4.8.2.2 整层大气的净辐射

公式 整层大气的净辐射可表示为： $F_a^* = F_\infty^* - F_0^*$ F_∞^* 和 F_a^* 分别代表大气上界和地面的净辐射

讨论 从全球长期平均温度多年基本不变看，全球应该达到辐射平衡，所以大气上界净辐射应为零， $F_\infty^* = 0$ 而地面净辐射一般为正，所以对整层大气而言净辐射为负，辐射平衡所缺少的那部分能量通过地面提供的潜热和显热得到补偿。

若分别考虑短波和长波的能量收支关系，则有 $F_a^* = Q_{\alpha \text{潜热}} + F_0 - F_{l,\infty}^\uparrow$ ，其中 $F_{l,\infty}^\uparrow$ 为 OLR，包括大气射向空间的长波辐射和透过大气的地面向上辐射。由于大气吸收的太阳辐射比较小，且 $F_{l,\infty}^\uparrow$ 又大于 F_0 ，所以同样可说明整层大气的净辐射总是负值。