

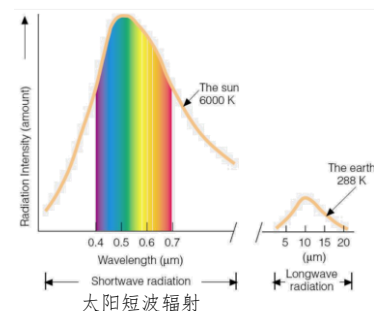
# 第三章 气候系统的能量平衡

## 3.1 太阳短波辐射

### 3.1.1 天文辐射

#### 3.1.1.1 太阳辐射光谱

**太阳物理** 表面温度 $6000K$ ，中心温度 $1.5 \times 10^7 K$ ，太阳黑子 $4500K$   
**辐射光谱** 太阳辐射通量密度随波长的分布，称为太阳辐射光谱。  
**辐射波段**  $0.15 - 4\mu m$  最强波长为 $0.457\mu m$  包含部分紫外+可见光+近红外波段



#### 3.1.1.2 太阳常数 $I_0$

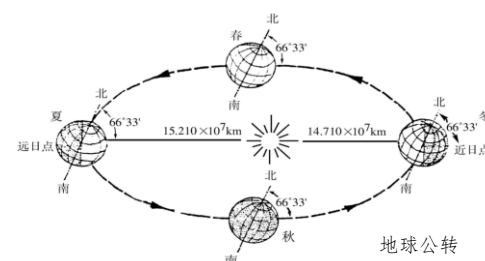
**天文辐射** 大气上界与地球表面同心球面单位面积上接收到的太阳辐射。  
或者说不考虑大气圈影响，地表面单位面积接收到的太阳辐射。  
**太阳辐射** 在大气上界，日地平均距离处，垂直于太阳光单位时间，单位面积所接收的所有波长的太阳辐射能，称为太阳常数 $I_0 = 1367 \pm 7 W/m^2$   
**注意** ① 太阳辐射通过星际空间到达地球表面，首先到达大气上界。  
② 太阳常数存在周期性变化 1%~2%

#### 3.1.1.3 日地距离

**表达式**  $D = \frac{r}{r_0} \Rightarrow I_0 = \frac{I_0}{D^2}$  日地平均距离:  $r_0 = 1.496 \times 10^8 km$

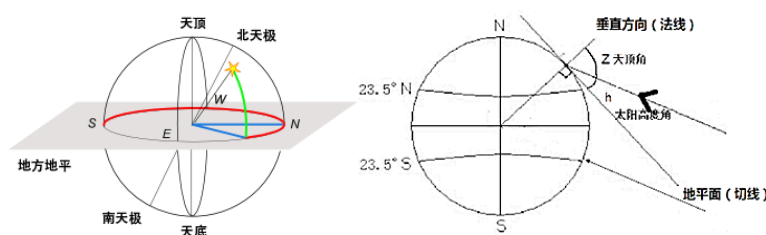
地球通过近日点单位面积所获得的太阳辐射能比远日点多7%  
大气上界、任意日地距离处、单位时间垂直太阳光单位面积上通过对全部太阳辐射能量。

**近日点** 位于秋冬之间， $14.710 \times 10^7 km$   
**远日点** 位于春夏之间， $15.210 \times 10^7 km$



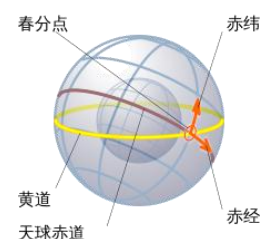
#### 3.1.1.4 地平坐标系

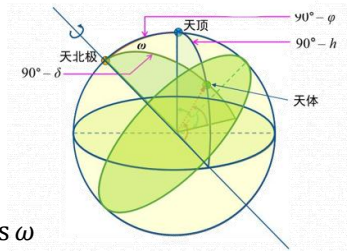
**基本圈** 真地平 (每个观测者的地平坐标均不同)  
**基本要素** 地平纬圈、地平经圈  
**坐标** 地平经度(经过天顶和南点的圈为零地平经圈)、A方位角(正北为 $0^\circ$ )、地平纬度 (地平高度 $h$ )  
**太阳高度角** 即 $\sin h$  指太阳光的入射方向和地平面之间的夹角 赤道 $90^\circ$   
太阳高度角越大，能量越集中；高度角越小，能量越分散  
**天顶角** 指入射光线与当地天顶方向（地面法线）的夹角



#### 3.1.1.5 时角坐标系(赤道坐标系)

**基本圈** 天球赤道(地球的赤道在天球上的投影)  
**基本要素** 赤纬圈(与天赤道平行)、赤经圈(时圈)  
**坐标** 赤经度(时角 $t$ )、赤纬 $\delta$  不同地区的观测值，观测同一天体，赤道坐标相同。  
**时角 $\omega$**   $\omega$ 是用角度表示的时间，每 $15^\circ$ 为1小时  
 $\omega = 15 \times (t - 12)$  正午为零赤经圈  
**赤纬角 $\delta$**  太阳和地球中心连线与地球赤道平面之间的夹角 即太阳直射点的地理纬度  
 $\delta$  取值范围:  $-23^\circ 27' \sim 23^\circ 27'$  春分、秋分 $\delta = 0^\circ$





### 3.1.1.6 太阳高度角

#### 计算公式

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$$

#### 推导

如右图,  $\cos(90 - h) = \cos(90 - \delta) \cos(90 - \varphi) + \sin(90 - \delta) \sin(90 - \varphi) \cos \omega$

球面三角形任意边的余弦等于其他两边余弦的乘积加上这两边的正弦及其夹角余弦的连乘积

#### 正午时刻

此时  $\omega = 0^\circ$ , 有  $\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta = \cos(\varphi - \delta)$  即  $h + |\varphi - \delta| = 90^\circ$

#### 空间变化

春秋分: 赤道最大, 极地最小。

夏至: 北回归线最大, 由此向北、向南递减。

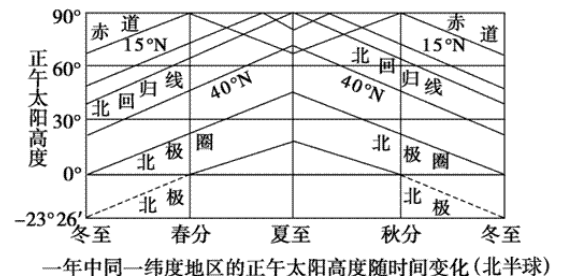
冬至: 南回归线最大, 由此向北、向南递减。

#### 时间变化

北回归线及以南: 高度角在夏至最大, 冬至最小。

北回归线与赤道之间: 有两个极大值 (直射该纬度, 春分到夏至一次, 夏至到秋分一次), 冬至最小。

赤道: 春分和秋分最大, 夏至和冬至最小



### 3.1.1.7 日照时间

#### 日照时间

日出到日落的时间间隔

#### 日出时刻

即  $\sin h = 0$  的时刻, 此时  $\cos \omega = -\tan \varphi \tan \delta \Rightarrow \omega = \mp \omega_0$

其中负号为日出时角, 正号为日落时角

#### 时角 $\omega$

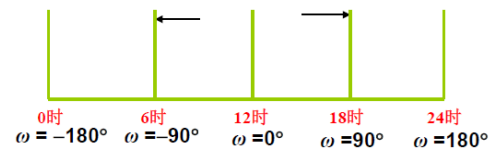
$\omega$  是用角度表示的时间, 每  $15^\circ$  为 1 小时

$\omega = 15 \times (t - 12)$  正午为零 向下午方向到地方时 24 时:  $\omega = 180^\circ$ , 反之向上午方向为  $-180^\circ$

#### 日照时长

$\omega_0 = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta)$  当  $|\varphi| + |\delta| > 90^\circ$  时无解, 代表极夜 ( $\varphi \delta < 0$ ) 或极昼 ( $\varphi \delta > 0$ )

总时长 =  $(\omega_0 / 15) \times 2$



### 3.1.1.8 太阳辐射能量

#### 太阳辐射能

任意时刻, 大气上界单位时间、单位面积接收到的太阳辐射能为:  $I = I_0 \sin h = \frac{I_0}{D^2} \sin h$

#### 辐射强度

即瞬时天文辐射: 任意日地距离(某天)某个时刻(瞬时), 即无大气影响, 单位时间、地球水平面的单位面积接收到的全部波长的太阳辐射能

$$I = \frac{I_0}{D^2} \sin h = \frac{I_0}{D^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega)$$

受到日地距离  $D$ 、太阳高度角 (太阳赤纬角、纬度、时间) 的影响

#### 日辐射总量

即天文辐射日总量: 未考虑大气影响, 地球表面上单位面积一天内接收到全部波长的太阳辐射能量

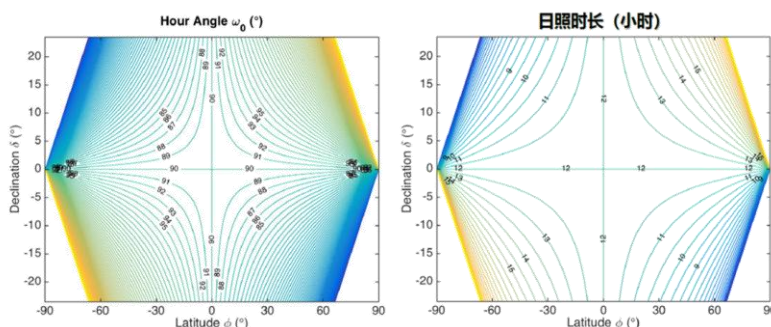
$$S_{\text{日}} = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} I dt = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} \frac{I_0}{D^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) \frac{T}{2\pi} d\omega$$

其中  $dt = \frac{T}{2\pi} d\omega$ ,  $T = 1 \text{ 天} = 24 \text{ 小时} = 86400 \text{ s}$   $-\omega_0$  为日出时角,  $\omega_0$  为日落时角

$$S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{\pi D^2} (\omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0) \quad D = \frac{r_{\text{当天日地距离}}}{r_0 \text{ 日地平均距离}} \quad T = 24 \text{ h} \quad \text{式中值全部为弧度}$$

#### 影响因素

日地距离、太阳高度角、日照时长 夏季我国南北温度差异小 (高度角减小、时长增加, 相互抵消)



纵轴为赤纬, 横轴为纬度

### 3.1.1.9 天文辐射的时空分布特征

#### 季节变化

具有以一年为周期的季节性变化特点，但不同纬度具有不同的变化幅度，**中高纬度的年变化显著，低纬度的年变化小**

① **赤道上**:  $\varphi = 0$ , 不同时间  $\omega_0 = \pi/2$   $S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{\pi D^2} \cos \delta$

② **极点**:  $\varphi = \pm\pi/2$ , 夏半年极昼  $\omega_0 = \pi$   $S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{D^2} \sin \delta$

③ **其他纬度**: 春秋分时赤纬  $\delta = 0$ ,  $\omega_0 = \frac{\pi}{2}$   $S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{\pi D^2} \cos \varphi$

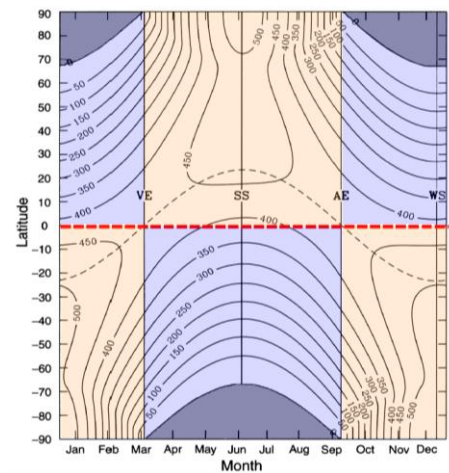
#### 空间变化

年平均具有**随纬度增高而减小**的趋势。不同季节或不同区域这种趋势有强弱差异。**冬季随纬度增高减小的趋势强，夏季弱**，甚至相反。

① 由于1月地球处于近日点，接收到的天文辐射量多于7月，因此**冬、夏季南北半球天文辐射日总量的分布不对称，南半球多**。

天文辐射日总量最大值出现在极点的夏至，这与此时日照时长(极昼)有关。

② **低纬年(季节)变化小于高纬，低纬年总量大于高纬**。



天文辐射日总量的季节变化-经向分布

#### 实例

1. 夏半年的夏至,  $\delta = 23.5^\circ$ : 极地  $\omega_0 = \pi$ , 天文日辐射总量为  $S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{D^2} \sin 23.45^\circ$

2. 赤道上  $\varphi = 0$ ,  $\omega_0 = \pi/2$ , 天文日辐射总量为  $S_{\text{日}} = \frac{I_0 T}{\pi D^2} \cos 23.45^\circ$

3. 夏至: 极地的天文辐射日总量与赤道的天文辐射日总量的比值:  $\pi \cdot \tan 23.45^\circ = 1.36$  倍

### 3.1.2 太阳辐射在大气中的减弱

#### 3.1.2.1 大气中太阳辐射传输过程

##### 总述

大气对太阳辐射的减弱由**吸收、散射和反射**构成

##### 减弱效果

- ① 总辐射减弱, 透射到大气上界的太阳辐射不能完全到达地面
- ② 辐射能随波长的分布变得极不规则
- ③ 波长较短的辐射能减弱得更为显著

##### 总体特征

大气对太阳辐射的减弱, 依次为: **反射 > 散射 > 吸收**

从全球平均状况来看, 太阳辐射被散射和反射回宇宙空间的占30%, 大气直接吸收的太阳辐射占20%, 50%到达地面被吸收。

##### 单色光强度

$I_\lambda$  单位时间、**垂直于太阳光线方向**的单位面积上、**单位波长的辐射能**

若经过路径  $dl$ , 则**强度变化**  $dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda dl$   $k_\lambda$  称为大气对太阳辐射的**质量削弱系数**  $m^2/g$

##### 影响因素

- ① 沿着光线方向在一点的**辐射强度**  $I_\lambda$
- ② 吸收散射的气体/或粒子的**局地浓度**  $\rho$  或  $N\sigma$
- ③ 吸收体或散射体的**效率**  $k_\lambda$
- ④ 沿着光线方向穿过的**路径长度**  $ds$

考虑整段大气: 从大气顶到Z高度积分  $\int_0^l \frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = \int_0^l -k_\lambda \rho dl$ , 得  **$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\int_0^l k_\lambda \rho dl}$**

$I_{0\lambda}$  为大气上界入射的波长为  $\lambda$  的单色光辐射强度  $I_\lambda$  为Z高度上波长为  $\lambda$  的单色光辐射强度

$\int_0^l \rho dl$  为太阳辐射通过大气介质的**质量**, 称为**光学路径** (只与大气有关) 该项很难计算, 密度未知

##### 大气质量

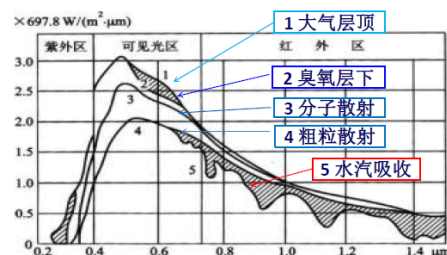
太阳光投射到**地面**所经路程中, 单位截面积空气柱的质量, 即为  $\int \rho dz$

##### 大气质量数

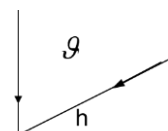
**实际投射条件**(有角度)下的大气质量与**垂直投射**下的大气质量的**比值**  $m = \frac{\int \rho dl}{\int \rho dz}$

引入均质大气高度  $H_0$  和密度恒量  $\rho_0$ , 则  $\int \rho dz = \rho_0 H_0$ , 则大气质量数为  **$m = \frac{\int \rho dl}{\rho_0 H_0} = \frac{1}{\sin h}$**

$m \approx \frac{dl}{dz} (h > 30^\circ) = \sec \theta_{\text{天顶距}}$   $h = 0 \rightarrow m = 35.4$   $h = 10 \rightarrow m = 5.6$



各个不同吸收情况辐射分布





**大气透明度** 描述与**太阳高度角无关**，本地大气对太阳辐射衰减的程度，常用**透明系数**表示 如高原平原的区别 如果介质的光学性质是均匀的， $k_\lambda$ 仅与 $\lambda$ 有关，与高度和 $l$ 无关，则

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\int_0^l k_\lambda \rho dl} = I_{0\lambda} e^{-k_\lambda \int_0^l \rho dl} = I_{0\lambda} e^{-k_\lambda m \rho_0 H_0} \quad \text{其中 } m = \frac{\int \rho dl}{\rho_0 H_0} \quad \text{则令: } P_\lambda = e^{-k_\lambda \rho_0 H_0} < 1$$

$P_\lambda$  即为大气对**单波 $\lambda$ 辐射的透明系数**（与强度、局地均值大气质量有关）

到达地面的太阳单色辐射强度为:  $I_\lambda = I_{0\lambda} P_\lambda^m$  对所有波长积分:  $\int_0^\infty I_\lambda d\lambda = \int_0^\infty I_{0\lambda} P_\lambda^m d\lambda$

$$\text{则到达地面辐射 } I' = \int_0^\infty I_\lambda d\lambda \quad \text{入射天文辐射 } I'_0 = \int_0^\infty I_{0\lambda} d\lambda \quad I' = I'_0 P^m \Rightarrow P = \sqrt[m]{\frac{I'}{I'_0}}$$

$P (< 1)$ 即为描述与太阳高度角无关的大气对所有波段太阳辐射的衰减程度的参数，简称**大气透明系数**  $I'$ 为经过大气到达地面垂直于太阳光线方向的单位面积上，单位时间所有波长的辐射能 ( $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$ )

上述质量数、透明度的分析是将影响因素拆解为受太阳辐射影响和受本地大气影响两部分，两者结合得到光学厚度。

**光学厚度**  $\tau = \int_0^l k_\lambda \rho dl$  称为光学厚度(无量纲)，未考虑均质大气 则  $I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau}$

$\tau \ll 1$  表明光学厚度很小，辐射几乎不衰减;  $\tau \gg 1$ 表示光学厚度很大，辐射被完全吸收

**光谱透过率**  $e^{-\tau} = \frac{I_\lambda}{I_{0\lambda}}$  **光谱吸收率**  $1 - e^{-\tau} = 1 - \frac{I_\lambda}{I_{0\lambda}} = \frac{I_{0\lambda} - I_\lambda}{I_{0\lambda}}$  **光谱吸收函数**  $\frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (I_{0\lambda} - I_\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{0\lambda} d\lambda}$

### 3.1.2.2 大气对太阳辐射的吸收

**吸收** 大气分子被入射太阳辐射激发，由低能级跃迁到高能级的过程称为吸收。两能级的差就是大气吸收的辐射能量值，即吸收具有选择性。

**主要气体** 不同分子具有不同的光学厚度。

**氧( $O_2$ )** 发生在高层大气，**吸收短波** 远紫外波段:  $0.175 - 0.2026\mu\text{m}$ ,  $0.242 - 0.26\mu\text{m}$

**臭氧( $O_3$ )** 主要集中在25km的臭氧层,  $0.22 - 0.34\mu\text{m}$ ,  $0.32 - 0.36\mu\text{m}$  **吸收短波**

**水汽( $H_2O$ )** 主要集中于红外光  $A_w(y) = \frac{2.9y}{(1+141.5y)^{0.635} + 5.295y}$   $y$ 是水汽的光学厚度  $y = \int_0^l k_{\lambda w} \rho_w dl$

### 3.1.2.3 大气的太阳加热率

**模型设置** 大气吸收短波太阳辐射用于加热大气，我们取一个空气层观察辐射情况。

$F_\lambda$  **单色辐射通量密度**: 单位时间、水平面的单位面积上通过单位波长的太阳辐射能

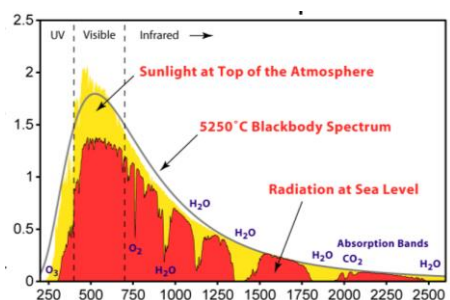
**净辐射** 通过 $z$ 高度的**净向下辐射通量密度**为  $F_\lambda(z) = F_\lambda \downarrow(z) - F_\lambda \uparrow(z)$   
通过 $z + dz$ 高度的**净向下辐射通量密度**为  $F_\lambda(z + dz) = F_\lambda \downarrow(z + dz) - F_\lambda \uparrow(z + dz)$   
单位面积 $dz$ 薄层的**净辐射通量散度**  $F_\lambda \downarrow(z) + F_\lambda \uparrow(z + dz) - F_\lambda \uparrow(z) - F_\lambda \downarrow(z + dz) =$   
 $-[F_\lambda \downarrow(z + dz) - F_\lambda \uparrow(z + dz)] - [F_\lambda \downarrow(z) - F_\lambda \uparrow(z)] = -(F_\lambda(z + dz) - F_\lambda(z)) = \Delta F_\lambda(z) > 0$

**加热率** 根据热力学第一定律，单位面积 $dz$ 薄层**吸收太阳辐射的加热率**  $\frac{\partial T}{\partial t}$  满足  $\Delta F_\lambda(z) = -\rho c_p dz \frac{\partial T}{\partial t} \Rightarrow$

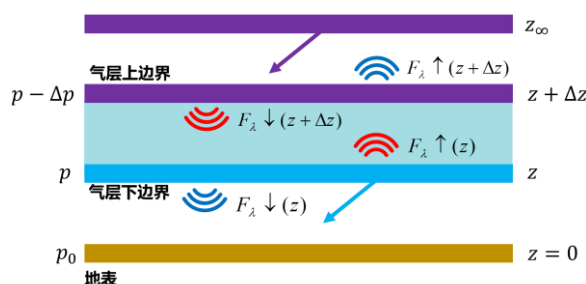
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\Delta F_\lambda(p)}{\Delta p} \quad \text{对所有波长求和: } \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\sum \Delta F_\lambda(p)}{\Delta p} \quad (\text{利用静力方程 } \rho(\Delta z) = -\frac{\Delta p}{g})$$

由此可见，**太阳短波辐射一定是加热大气的。**

**效应** ①影响大气的**温度结构** ②通过大气后的太阳辐射光谱变得**极不规则** ③到达地面的太阳辐射**减弱**



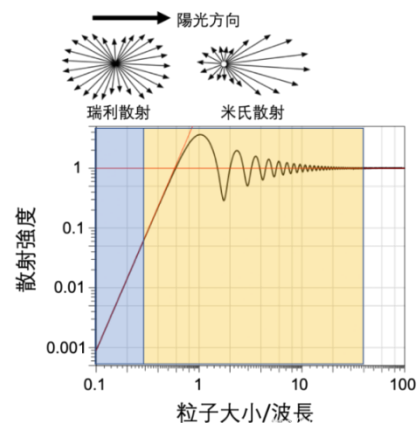
光谱吸收导致不规则



空气层

### 3.1.2.4 大气对太阳辐射的散射

- 散射** 大气质点将入射辐射重新向各个方向辐射出去的一种现象。
- 特征尺度** 散射的特性依赖于粒子尺度 $r$ 与入射辐射波长 $\lambda$ 的相对大小,依次分为**分子散射(瑞利散射)**和**米散射**
- 当 $r \ll \lambda$ 时,发生瑞利散射,主要特征:对入射波长的散射有选择性。
- 当 $r \sim \lambda$ 时,发生米散射,主要特征:对入射波长无选择性
- 瑞利散射** **空气分子直径比波长小**,散射能力**与波长的四次方成反比**  
由气体分子产生,能量向所有方向散射(**无方向性**),前后向辐射量最大  
主要散射短波辐射 如晚霞、蓝天
- 米散射** **空气分子直径比波长大**,由**气溶胶**产生,能量主要**集中在前向**,对各种波长的散射能力相等,引起灰蒙蒙的天空 如雾霾
- 效应** ① 使到达地面的太阳辐射减小 ② 引起整个天空大气亮堂



### 3.1.2.5 大气对太阳辐射的反射

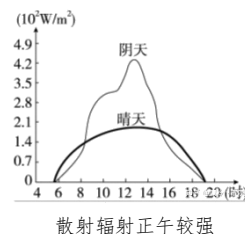
- 反射** 大气中云层和较大颗粒的尘埃将太阳辐射中的一部分能量反射到宇宙空间去的过程
- 特点** 对太阳辐射减弱能力最强,对各种波长无选择性, **云的反射作用最显著**
- 效应** 到达地面的太阳辐射显著减弱
- 云的反射** 反射能力随云状、云高、云量和云厚而不同。低云反射强于高云,云量愈多,云层愈厚,反射愈强。  
云层平均反射率为50%~55%

### 3.1.2.6 到达地面的太阳辐射 $S$

- 定义** 太阳以平行光的形式直接投射到地面的辐射,即**太阳直接辐射**(单位面积,不要求垂直)
- 计算公式**  $S = \frac{I_0}{P^2} P^m \cdot \sinh$  单位  $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$
- 影响因子** 太阳高度角、大气透明度。 $S_{\text{直接辐射}}$ 随 $h$ 高度角、 $P$ 大气透明度而增大,随 $m$ 质量数增大而减小
- 气候特征** 日、年变化和随纬度的变化

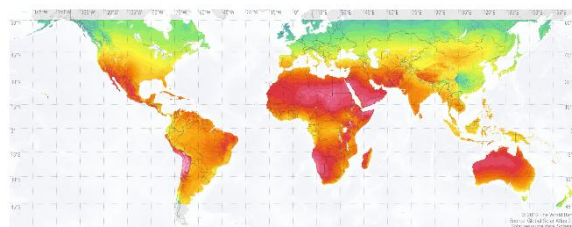
### 3.1.2.7 到达地面的太阳散射辐射

- 定义** 太阳辐射经过大气散射后**自天空投射到地面的辐射**
- 影响因子** 太阳高度角 $h$ 、大气透明度 $P$ 、云
- 各项影响** 随 $h$ 而增大;随 $P$ 而减小;云量增多,散射辐射增大

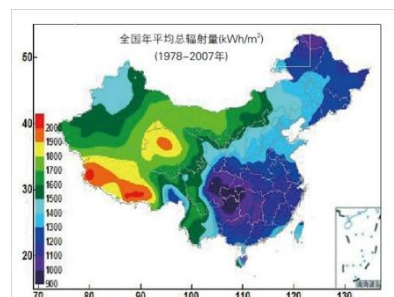


### 3.1.3 到达地面的太阳总辐射 $Q$ (地表总辐射)

- 定义** 实际大气条件下,到达地面的直接辐射和散射辐射之和。用 $Q$ 表示,即太阳能资源。
- 影响因子** 太阳高度角(天文辐射)、云量、大气透明度
- 影响效应** 太阳高度角高、云量少、大气透明,地表总辐射强。
- 气候学计算**  $Q = Q_0 f_1(S_1, n)$   $Q = S_0 f(s, n)$   $S_0$ 天文辐射,  $Q_0$ 晴天总辐射,  $n$ 云量( $s$ 日照百分率)
- ① 分析地表总辐射与影响因子间的关系
- ② 根据散点图,拟合经验公式,如  $Q = S_0(a + bs)$
- 空间分布**
- ① **带状特征**:中、高纬, $Q$ 具有**纬向带状分布**,随纬度升高而减小,这是天文辐射带状分布决定的。
- ② **非带状特征**:同一纬度, **海洋小于陆地**; **副热带沙漠地区最大**,季风区偏小;高原大于平原。  
这些与云量、大气透明度有关。
- ③ **地表总辐射大值区**主要位于我国内蒙、新疆、高原等地区,即这些地区太阳能资源丰富
- ④ **副热带纬度**:青藏高原地区最大、长江中下游次之,最小在四川地区。



全球地表总辐射年平均通量密度 ( $\text{W/m}^2$ )



中国年平均总辐射通量密度的分布

### 3.1.4 地面对太阳辐射的反射

**地表反射辐射** 到达地表的总辐射有一部分由于反射作用而返回天空，这部分辐射能量称为**地表反射辐射**

**地表反射率** **地表反射辐射**占入射总辐射量的比称为地表反射率

**影响因子** **太阳高度角**(菲涅尔反射：不同角度入射反射率不同，垂直弱，平行强)、**下垫面特征和性质**  
如：地表(植被)类型、颜色、湿度、粗糙度等、辐射波长

各类性质地面	地表	反射率	地表	反射率
	阔叶林	13% - 16%	雪地(新雪)	80%
	草地、沼泽	10% - 18%	雪地(陈雪)	50% - 70%
	灌木	16% - 18%	冰	50% - 70%
	田野	15% - 20%	水面(h>40°)	2% ~ 4%
	草原	20% - 25%	水面(h = 8 ~ 30°)	8% ~ 40%
	沙漠	25% ~ 35%		



菲涅尔反射

## 3.2 地-气系统的长波辐射

### 3.2.1 地面辐射和大气长波辐射特点

**定义** 单位地表面向上放射的辐射称为**地面辐射U** 单位面积大气柱向下放射的辐射称为**大气逆辐射 G**

单位面积大气柱向上透过大气顶的辐射称为**大气逸出辐射**

**地面辐射** 地面吸收太阳辐射后转变为热能，使地面增温，同时按自身温度不停的向外放射辐射。

地面放射辐射的最强波长为 $10\mu\text{m}$

$U = \varepsilon \sigma T_0^4$   $T_0$ 为地面温度， $\varepsilon$ 为地面相对辐射率(放射率、灰体系数)，其定义是地面实际放射辐射与同温度下黑体放射辐射的比值

**大气辐射** 大气对太阳辐射的吸收很少(20%)，但能强烈的吸收地面辐射，大气吸收地面辐射后升温，并按自身温度不停的向外放射辐射，为 $15 \sim 20\mu\text{m}$

$G = \varepsilon_a f(T, e, n)$   $\varepsilon_a$ 大气放射率， $f$ 为与**大气温度、湿度，云有关**的气柱向下黑体辐射

地面-大气相互强烈地吸收各自放射的长波辐射，具有一定的**选择性**

**大气窗口** 位于**地面最强辐射波段 $8 \sim 12\mu\text{m}$ 处**，**大气的吸收率最小**，透射率最大。

### 3.2.2 长波辐射传输

**基本模型**  $I_\lambda(\tau, \mu, \phi)$  为通过**Z**高度处，垂直于天顶距 **$\theta$** ，方位角为 **$\phi$** 方向的单位面积、单位时间通过单位波长的长波辐射量，称之为**单色辐射强度**

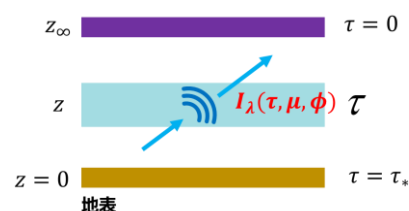
其中  $\mu = \cos \theta$   $\theta \in (0, 180)$   $\phi \in (0, 360)$

接下来探讨通过该气层辐射变化的情况，同时包含衰减与发射

**微分方程**  $dI_\lambda(\tau, \mu, \phi) = -k_\lambda \rho I_\lambda(\tau, \mu, \phi) \frac{dz}{\cos \theta} + k_\lambda \rho J_\lambda(\tau, \mu, \phi) \frac{dz}{\cos \theta}$

注意：前一个 $k_\lambda$ 是吸收率，后一个是放射率，但由于辐射平衡，**吸收率数值上等于放射率**。

**太阳短波辐射传输方程**：  $dI_\lambda(\tau, \mu) = -k_\lambda \rho I_\lambda(\tau, \mu) dl = -k_\lambda \rho I_\lambda(\tau, \mu) \frac{dz}{\cos \theta}$  长波需要考虑方位角



#### 3.2.2.1 长波辐射传输方程

**方程**  $\mu \frac{dI_\lambda(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = I_\lambda(\tau, \mu, \phi) - J_\lambda(\tau, \mu, \phi)$

**光学厚度**  $\tau = \int_z^\infty k_\lambda \rho dz'$   $d\tau = -k_\lambda \rho dz$

**单色辐照度** 对方程两边乘以 $e^{-\frac{\tau'}{\mu}}$ ，从 **$\tau$ 积分到 $\tau^*$** ，得到Z高度**向上**( $0 \leq \mu \leq 1$ )的**单色辐射强度**：

$$I_{\lambda}(\tau, \mu, \varphi) = I_{\lambda}(\tau_*, \mu, \varphi) e^{-\frac{\tau_* - \tau}{\mu}} + \int_{\tau}^{\tau_*} J_{\lambda}(\tau', \mu, \varphi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}$$

- ①  $I_{\lambda}(\tau_*, \mu, \varphi) e^{-\frac{\tau_* - \tau}{\mu}}$  是地面放射辐射  $I_{\lambda}(\tau_*, \mu, \varphi)$  经大气层衰减透过的部分
- ② 第二项是  $\tau \rightarrow \tau^*$  中的任一层大气  $\tau'$  放射辐射  $J_{\lambda}(\tau', \mu, \varphi)$  经大气层  $\tau' \rightarrow \tau$  衰减透过的部分之积分
- ③ 如果  $\tau = 0$ , 则表示从地面积分到大气层顶, 代表地球向外逸出的长波辐射。
- ④ 如果大气柱的温室气体浓度增加, 则第一项减小(衰减更强), 第二项就比较复杂了(温室气体放射更多, 衰减也更多), 综合考虑: 以第一项为主, 即放出长波辐射减少。

**向上辐射** 向上通过单位时间、单位水平面面积、单位波长的长波辐射量 (向上单色辐射通量密度) 需要对天顶

距进行积分:  $F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 I_{\lambda}(\tau, \mu, \phi) \cos \theta d\mu d\phi \quad \mu = \cos \theta, \theta \in (0, 180), \text{故积分 } 0 \rightarrow 1$

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 I_{\lambda}(\tau_*, \mu, \phi) e^{-(\tau_* - \tau)/\mu} \mu d\mu d\phi + \int_0^{2\pi} \int_0^1 \int_{\tau}^{\tau_*} J_{\lambda}(\tau', \mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \mu \frac{d\tau'}{\mu} d\mu d\phi$$

假设地气系统放射辐射与方位角无关 (各向同性), 即  $I_{\lambda}(\tau, \mu, \phi) = I_{\lambda}(\tau, \mu)$ ,  $d\phi$  积分直接等于  $2\pi$   
将地表大气在红外区近似当作黑体, 即  $I_{\lambda}(\tau_*, \mu) = B_{\lambda}(T_0)$   $J_{\lambda}(\tau', \mu) = B_{\lambda}(T(\tau'))$  不只与温度有关

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) = 2\pi B_{\lambda}(T_0) \int_0^1 e^{-(\tau_* - \tau)/\mu} \mu d\mu + 2\pi \int_0^1 \int_{\tau}^{\tau_*} B_{\lambda}(T(\tau')) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} d\tau' d\mu$$

**讨论**

- ① 如果  $\tau = 0$ , 则大气顶逸出的长波辐射 = 地面放射辐射经过大气吸收后透过的部分 + 大气柱向上放射辐射透过的部分 (已考虑吸收)
- ② 如果  $CO_2$  浓度增加, 假设大气对地面辐射的吸收率增加 1%, 向上放射率增加 1%, 由于吸收大于放射 (地面温度比大气温度高)  $1\% U > 1\% U_{air}$ , 故大气顶逸出的长波辐射减少了  $(U - U_{air})1\%$

**大气逆辐射** Z 高度向下 ( $\mu \leq 0$ ) 的单色辐射强度: 用  $-\mu$  代替  $\mu$ , 两边乘以  $e^{\frac{\tau'}{\mu}}$ , 从 0 积分到  $\tau$ , 得到:

$$I(\tau, -\mu, \phi) = I(0, -\mu, \phi) e^{-\tau/\mu} \text{由于大气层顶物质稀疏, 该项为零} + \int_0^{\tau} J_{\lambda}(\tau', -\mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}$$

$$Z \text{高度向下的单色辐射通量密度 (水平表面积)} \quad F_{\lambda}^{\downarrow}(\tau) = 2\pi \int_0^1 \int_0^{\tau} B_{\lambda}(T(\tau')) e^{-(\tau - \tau')/\mu} d\tau' d\mu$$

该式即为整层大气向下到达地面的长波辐射通量密度——大气逆辐射

注意: 逆辐射基本来自于近地层, 因为其衰减较小, 强度较高。

### 3.2.2.2 红外辐射冷却率

**模型设置**

$$F^{\uparrow}(\tau) = \sum F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) \quad F^{\downarrow}(\tau) = \sum F_{\lambda}^{\downarrow}(\tau)$$

高度  $z$  处 (光学厚度  $\tau$ ) 净辐射通量密度  $F(z) = F^{\uparrow}(z) - F^{\downarrow}(z)$

高度  $z+dz$  处 (光学厚度  $\tau$ ) 净辐射通量密度  $F(z+dz) = F^{\uparrow}(z+dz) - F^{\downarrow}(z+dz)$

**净辐射**  $\Delta F(z) = F(z+dz) - F(z) = F^{\uparrow}(z+dz) - F^{\downarrow}(z+dz) - F^{\uparrow}(z) + F^{\downarrow}(z)$  该项大于零, 表示净失去能量

**冷却率**

Z 高度, 单位面积  $dz$  薄层大气的长波辐射冷却率  $\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{\Delta F(z)}{\Delta z} = -\frac{g}{C_p} \frac{\Delta F(p)}{\Delta p}$  损失能量温度下降程度

如果综合考虑短波和长波, 地面净获得辐射能, 大气净失去辐射能。

### 3.2.3 地-气间的长波辐射交换

#### 3.2.3.1 地面有效辐射 $F$

**定义**

单位地表面积放射辐射与地面吸收的大气逆辐射之差  $F = U_{\text{放射发射}} - \varepsilon G_{\text{大气逆辐射}} > 0$

其中  $U = \varepsilon \delta T_0^4$   $G = \varepsilon_a f(T, e, n)$  其辐射值不大, 最大在  $110W/m^2$ , 平均在  $\sim 40W/m^2$

$$F_{\lambda}^{\downarrow}(\tau) = 2\pi \int_0^1 \int_0^{\tau} B_{\lambda}(T(\tau')) e^{-(\tau - \tau')/\mu} d\tau' d\mu \quad f(T, e, n) = \int F_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_*) d\lambda$$

**注意**

- ① 在大气逆辐射  $G$  前的  $\varepsilon$  为地面对大气逆辐射的吸收率, 根据基尔霍夫定律, 热平衡条件下物体对热辐射的吸收率等于同温度下的放射率。  $\varepsilon_a$  为大气的放射率, 与地面的不同。



- ②  $F_0$ 在通常情况下为正, 地面通过长波辐射失去热。  
 ③  $F_0$ 为负时(逆温、潮湿), 地面通过长波辐射得到热量。

典型指标	地表状况	干沙	湿沙	黑沙	沙壤土	针叶林	粘土
	相对辐射率	0.95	0.96	0.95	0.94	0.97	0.97
	地表状况	腐殖土	白霜	煤灰	新雪	水	草原
	相对辐射率	0.99	0.99	0.97	0.99	0.95	0.98

影响因子 **地面温度影响 $U$ 、空气温度影响 $G$ 、湿度及云量。**

影响效应 地面温度高, 有效辐射强; 空气温度高、潮湿和云量多, 大气逆辐射强, 地面有效辐射小。

变化规律 **日变化:** 中午前后达到最大值, 清晨最小

**年变化:** 夏季大, 冬季小, 但由于水汽和云的影响, 最大值不一定出现在盛夏。

气候学计算 **无云时**  $F_0 = \varepsilon \sigma T^4 f(e)$   $\varepsilon$  地面放射率  **$T$ : 1.5 米处的气温**  **$e$ : 1.5 米处的水汽压**

① 埃斯川姆公式:  $F_0 = \varepsilon \sigma T^4 (A + B \cdot 10^{-Ce})$   $G = \varepsilon \sigma T^4 (A_1 - B \cdot 10^{-Ce})$   $A_1 = 1 - A$

② 布朗特公式:  $F_0 = \varepsilon \sigma T^4 (a - b\sqrt{e})$   $G = \varepsilon \sigma T^4 (a_1 + b\sqrt{e})$   $a_1 = 1 - a$

**有云时** 线性:  $F = F_0(1 - cn)$  非线性:  $F = F_0(1 - cn^m)$   $n$  代表云量

目前该方法很少使用, 由于以往没有定量的仪器或资料稀缺。

## 3.3 地-气系统的辐射收支

### 3.3.1 地面辐射平衡

定义 单位地表面面积所吸收的地表总辐射和有效辐射之差, 称为**地表净辐射** (常用单位:  $JM^{-2}s^{-1}$ ), 这个辐射收支运算过程称为地面辐射平衡过程, 简称地面辐射平衡。同时考虑短波、长波。

方程  **$R_{\text{地表净辐射}} = Q_{\text{到达地面太阳辐射}} \times (1 - \alpha)_{\text{反射}} - F_{\text{净失去的辐射}}$**

影响因子 **地表总辐射(太阳直接+间接)、地面反射率、地面有效辐射(实际放出的长波)。**

所有影响这三个因子的变量, 都会影响地表净辐射。

影响效应 地表总辐射强、地面反射率小、地面有效辐射弱, 则地表净辐射大。

气候特征 **日、年变化及空间分布: 地球表面绝大部分地区年平均净辐射  $\bar{R} > 0$**

云的影响 ① 云量增加, 总辐射减弱→净辐射 $R$ 减小 ② 云量增加, 有效辐射减小→净辐射 $R$ 增大。

两者交互, 比较复杂, 需要联系具体实际判断:

① **白天或夏季** (特别是低纬地区), 云的减小作用强于增大作用, **云量增多, 反射为主, 净辐射减小。**

② **夜间或冬季** (特别是高纬地区), 云的减小作用弱于增大作用, **云量增多, 保温为主, 净辐射增大。**

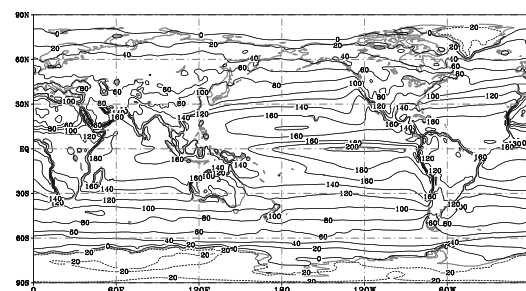
全球分布 ① **绝大部分地区的 $R$ 大于零** (除南北极冰盖外)

② **带状分布:** 纬度增加,  $R$ 减小

③ **纬向分布:** 同一纬度, 不同经度存在差异, 一般**海洋大于陆地** (海洋反射率较小)

④ 高值和低值区域中心 (太平洋、非洲等地区需要关注)

⑤ **高原总辐射大, 但净辐射较小** (有效辐射也大)



全球地表净辐射年平均通量密度( $W/m^2$ )的空间分布

### 3.3.2 大气系统的辐射平衡

定义 单位面积大气柱的辐射收入与辐射支出的差称为大气系统的辐射差额或净辐射。这个辐射收支运算过程称为大气系统辐射平衡过程, 简称大气系统辐射平衡。

方程  **$R_a = Q_a + F - F_{\infty}$**

$R_a$  单位面积大气柱的辐射差额  $Q_a$  该大气柱吸收的太阳辐射

$F$  地面有效辐射(包含地面发射-逆辐射)  $F_{\infty}$  为通过大气顶逸出的长波辐射

模型构建 大气辐射收入:  $Q_a, \varepsilon_a U, \varepsilon_a(1 - \varepsilon)G$  大气吸收地面反射的大气逆辐射

大气辐射支出:  $G, U_{\infty}$

大气辐射差额:  $R_a = Q_a + \varepsilon_a U + \varepsilon_a(1 - \varepsilon)G - (U_{\infty} + G)$

$U_{\infty} + (1 - \varepsilon_a)U$  大气没吸收的地面辐射  $U + (1 - \varepsilon_a)(1 - \varepsilon)G$  大气逆辐射没被地面和大气吸收的部分