第三章：辐射

从气候冷暖到遥感探测地球系统及其演化

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

本章主要内容

1. 辐射定律：普朗克定律、基尔霍夫定律等

2. 地球和大气对辐射的吸收、发射和散射

3. 大气的温室效应：使地表温度升高

4. 地气系统的能量平衡：辐射平衡、辐射-对流平衡

5. 大气遥感原理和应用

地-气系统的能量来源

- 加热地球和大气，并驱动大气运动的能量来源于太阳辐射

  按每秒的能量计算（1TW = 10^{12} W ）：

  ✓ 地球外边界入射太阳辐射能量 = 173,000 TW

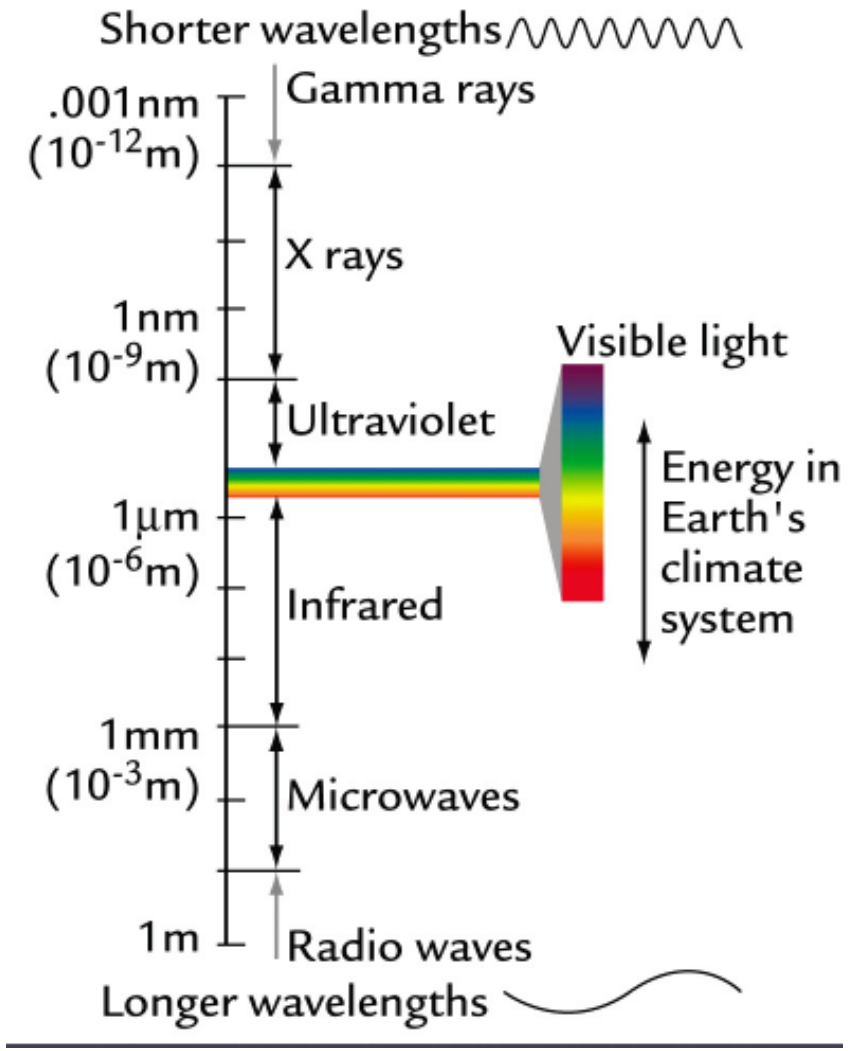
  ✓ 地球吸收太阳辐射能量 = 122,000 TW

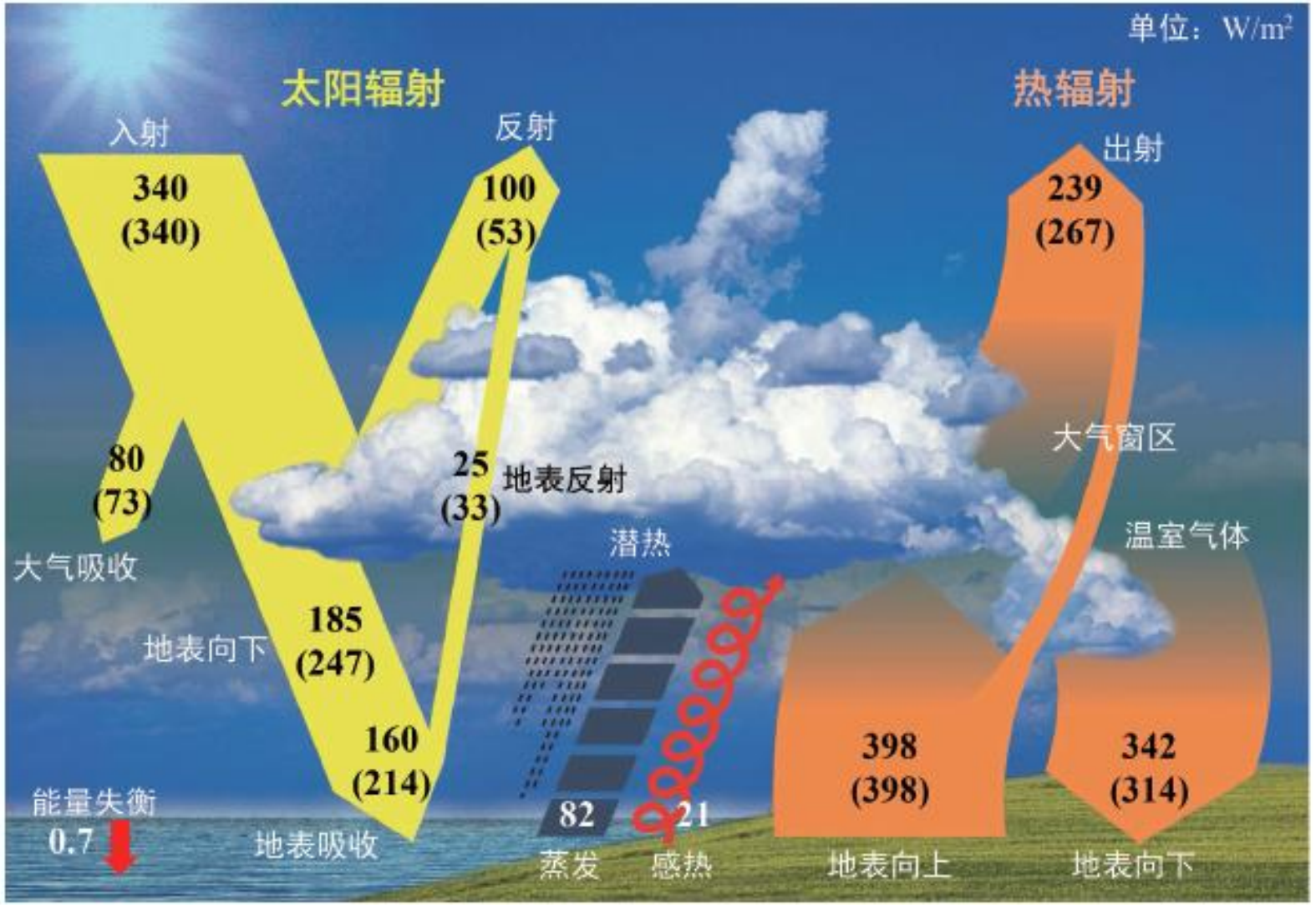
  ✓ 2019年人为辐射强迫对应能量 = 1,500 TW

  ✓ 2024年全球能源消耗量 (IEA数据) = 20 TW

- 太阳的能量是如何传递到地气系统的?
- 地气系统如何将能量传输到外界空间?
- 地球和大气之间如何进行能量交换?

现代地球气候的能量收支：两箱模型（大气+地表）



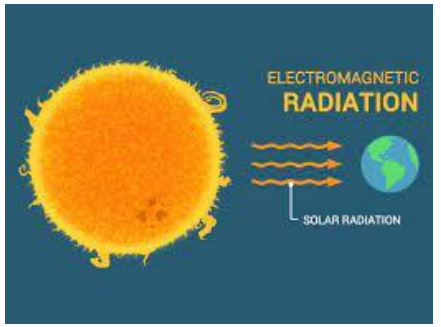


括号内为晴空（无云）条件

能量传递的三种方式

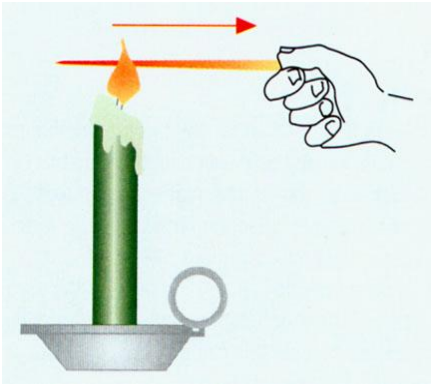
辐射 (radiation):

- transfer of energy in the form of electromagnetic waves
- 无需介质, 真空中传播速度为$3x10^8$ m s^{-1}



传导 (conduction):

- transfer of heat from molecule to molecule nearby
- 需要介质
- 地表-大气感热：从地表向大气传热（现状）



对流 (convection):

- transfer of heat by a mass movement of the fluid
- 需要介质
- 对流将地表的能量以感热和潜热两种形式传递到大气各个高度，实现能量的重新分布



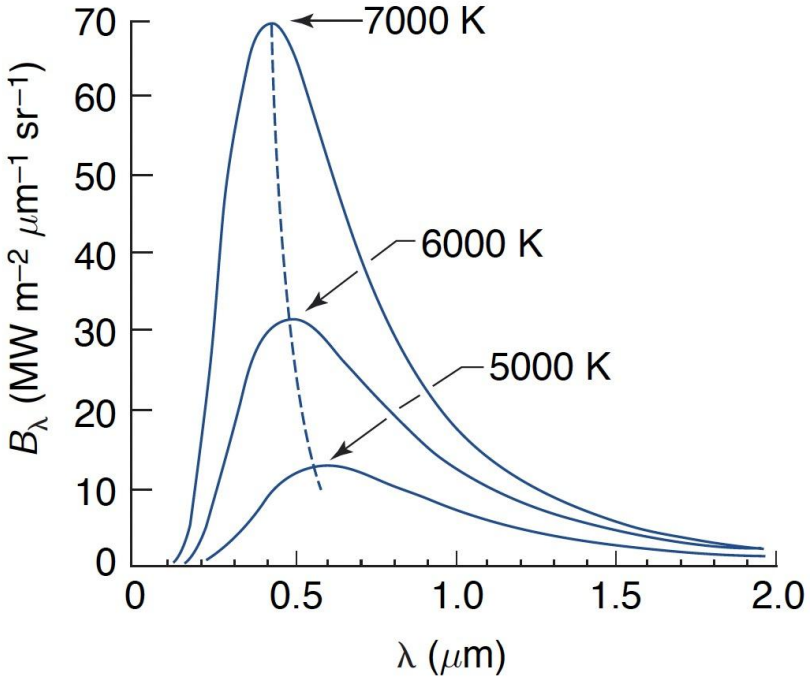
黑体辐射定律（普朗克定律）

- （绝对）黑体: 对所有波长的辐射都完全吸收，即吸收率为1。
- 黑体的单色辐射亮度 (radiance, W m^{-2} nm^{-1} sr^{-1})，即单位时间、单位面积、在单位波长内、在单位立体角内发出的能量：

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

h: 普朗克常数；k: 玻尔兹曼常数；c: 真空光速；λ: 波长

- 由普朗克在1900年引入量子概念而推导出，与实验结果精确符合。

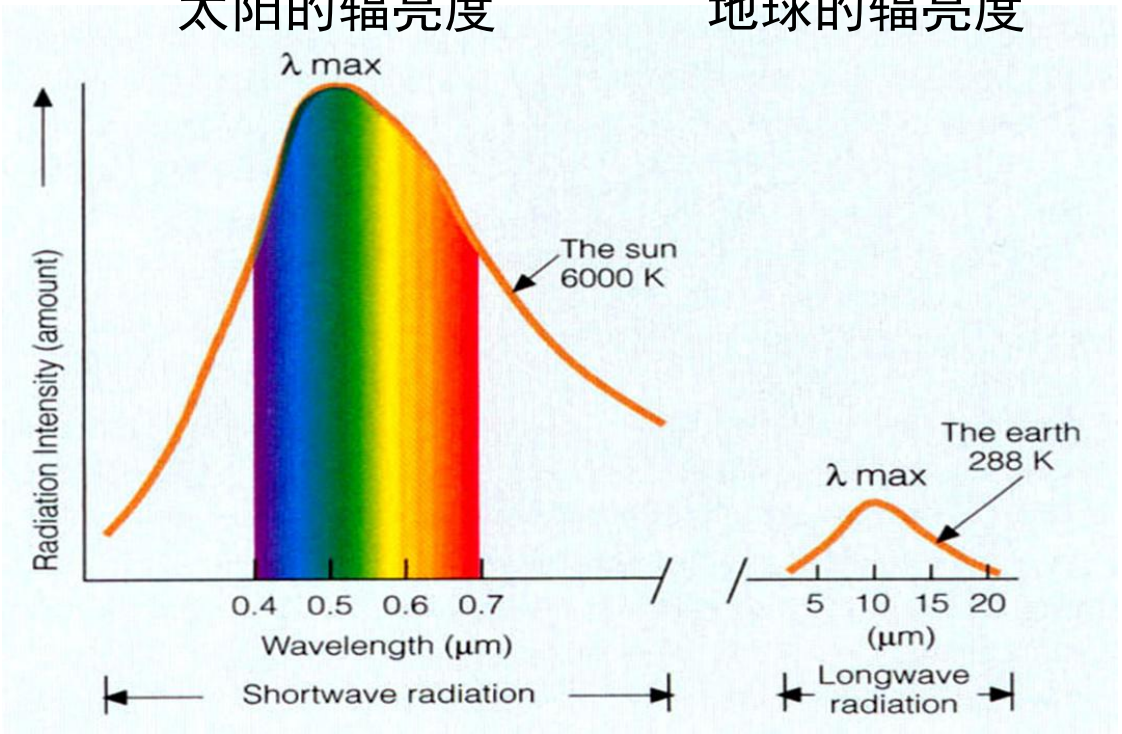


黑体辐射定律（普朗克定律）的解读

- 温度升高时，各波段放射的能量加大。
- 黑体辐射具有一个峰值波长。温度升高时，峰值波长向短波方向移动。
- 黑体辐射各向同性。将普朗克方程对整个半球立体角积分，得到辐射通量密度：$F_\lambda = \pi B_\lambda(T)$。
- 可用普朗克定律描述太阳辐射光谱和地球辐射光谱。

一般以4 μm 为分界，称太阳辐射为短波辐射（shortwave radiation, SW），地球和大气辐射为长波辐射（longwave radiation, LW）。

太阳的辐亮度　　地球的辐亮度



温度～5800 K
峰值波长约 0.5 μm
能量集中在0.17-4.0 μm
以可见光与近红外为主

温度～288 K
峰值波长约 10 μm
能量集中在3.5-83.3 μm
以红外波段为主

斯蒂芬–玻尔兹曼定律和维恩位移定律

- 从普朗克定律导出：

斯蒂芬–玻尔兹曼定律　（对所有波长积分）

$$F_T = \sigma T^4$$　　1893年

σ = 5.67×10^{-8} W m^{-2} K^{-4}　　斯蒂芬–玻尔兹曼常数

维恩位移定律

$$\lambda_{max} = a/T$$　　1879年

a = 2897.8 μm K

黑体、灰体、选择性辐射体

（绝对）黑体：对所有波长的辐射都100%吸收，即吸收率为1。

灰体：对不同波长的辐射都有相同的吸收能力，吸收率均为某一小于1的常数。

选择性辐射体：对于一般物体，吸收率小于1，且吸收率随波长改变。

- 从总能量角度，太阳可被看作黑体；但是对于遥感，需考虑光谱复杂性。
- 地面对长波辐射的吸收率接近1；在描述地球的红外辐射特性时，可认为地球在长波是吸收率0.95的灰体，也常被简化为黑体。
- 大气中各种成分具有选择吸收的特性，因此大气对各波长的吸收能力不同，是选择性辐射体。但有时为了做简单估计，假定一个平均吸收率，将大气看作灰体。

基尔霍夫定律

- 实验表明，相同温度的物体，对某一波长的吸收率大，则对该波长的发射率也大；对某一波长的辐射不吸收，也就不发射该波长的辐射。
- Kirchhoff在1859年由热力学定律论证了上述现象：给定波长和温度，任何物体的辐出度和它的吸收率之比，都等于常数（同温度下的黑体辐出度）。这就是基尔霍夫定律。
- 又由于物体的辐出度和黑体辐出度之比为发射率，因此吸收率=发射率。

  Q：吸收能量等于放射能量吗？

- 基尔霍夫定律将物体的吸收能力和发射能力联系起来，将物体的吸收能力和发射能力与黑体辐射联系起来。
- 对于任意物体（非黑体），给定温度和波长，只要知道吸收率，就可以通过基尔霍夫定律，确定其辐射光谱。因此在研究大气辐射过程时，首先要确定大气的吸收率。

(宏观)物体的吸收率、反射率、透过率、发射率

吸收率A (absorptivity): 物体吸收的辐射能与入射辐射能的比值。

反射率R (reflectivity): 物体反射的辐射能与入射辐射能的比值。

透过率T (transmissivity): 透过物体的辐射能与入射辐射能的比值。

$$A + R + T = 1$$

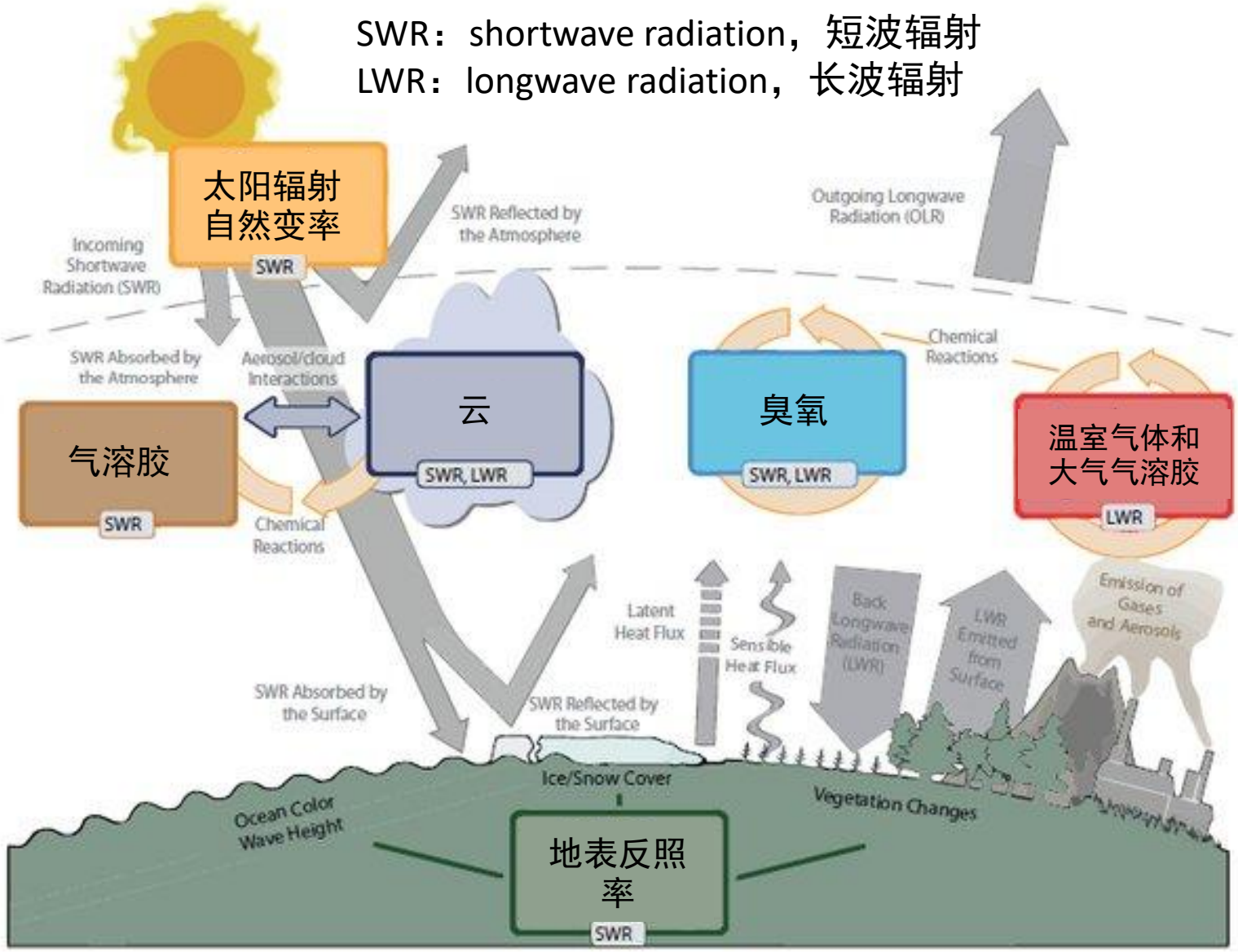
发射率ε (emissivity): 物体发射的辐射能与黑体辐射能的比值，也称比辐射率。

$$A = \varepsilon$$

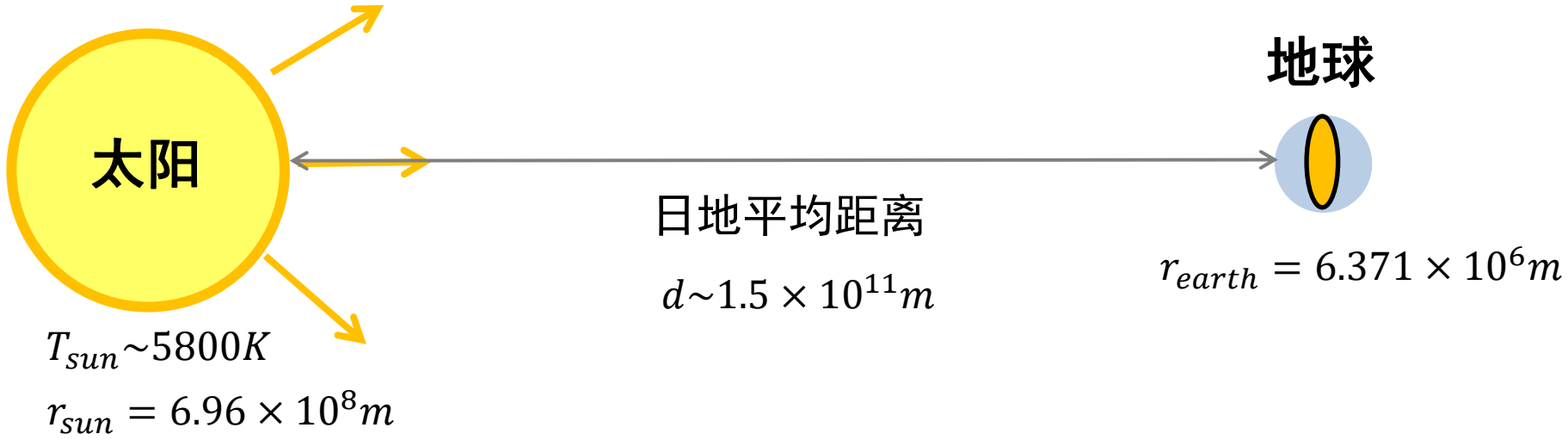
一般情况下，以上物理量与波长、温度等因素有关

地-气系统辐射收支的影响因素

SWR：shortwave radiation，短波辐射
LWR：longwave radiation，长波辐射



大气上界的太阳积分辐照度（太阳常数）



- 太阳常数是指在距离太阳一个天文单位（即地球离日平均距离）的位置，单位面积受到垂直入射的平均太阳辐射量。
- 假设日地平均距离处，垂直于辐射传输方向的平面上，太阳的积分辐照度（即太阳常数）为 S，则有: $F_{sun} \cdot 4\pi r^2 = S \cdot 4\pi d^2, S \approx 1381\ W\ m^{-2}$。

  【大气层厚度、地球半径等相比于日地距离来说可以忽略】
- 实际观测得 $S = 1361 - 1367\ W\ m^{-2}$ 。
- S 是大气上界没有被大气衰减、垂直于地球横截面的太阳辐射。

大气成分对辐射的吸收、发射、散射





不同大气成分、不同辐射传输过程
对全球能量收支的相对重要性

大气成分	太阳短波辐射		地球长波辐射	
	吸收	散射	吸收和发射	散射
气体	★★	★★	★★	O
气溶胶	★	★	★	O
云	★	★★	★★	O

★★：非常重要；★：重要；O：相对不重要

吸收和散射

- 一个粒子（空气分子、气溶胶、云滴、冰晶、雨滴等）对入射电磁波的吸收和散射可以同时发生。
- 吸收：入射波的频率正好使得分子的能级发生跃迁（电子能级、振动能级、转动能级）
  - 电子能级跃迁：可引起光化反应、光解、温度上升。
  - 振动、转动能级跃迁：在分子内部偶极矩（固有偶极矩，或者由于振动引起的偶极矩）变化的情况下发生。
  - 由于粒子的随机运动和碰撞，引起多普勒增宽和洛伦茨增宽效应
- 散射：入射电磁波激发粒子发射次波，发生电磁波传播方向的改变，不能完全干涉抵消掉的结果。

紫外吸收、红外吸收、弹性散射和非弹性散射

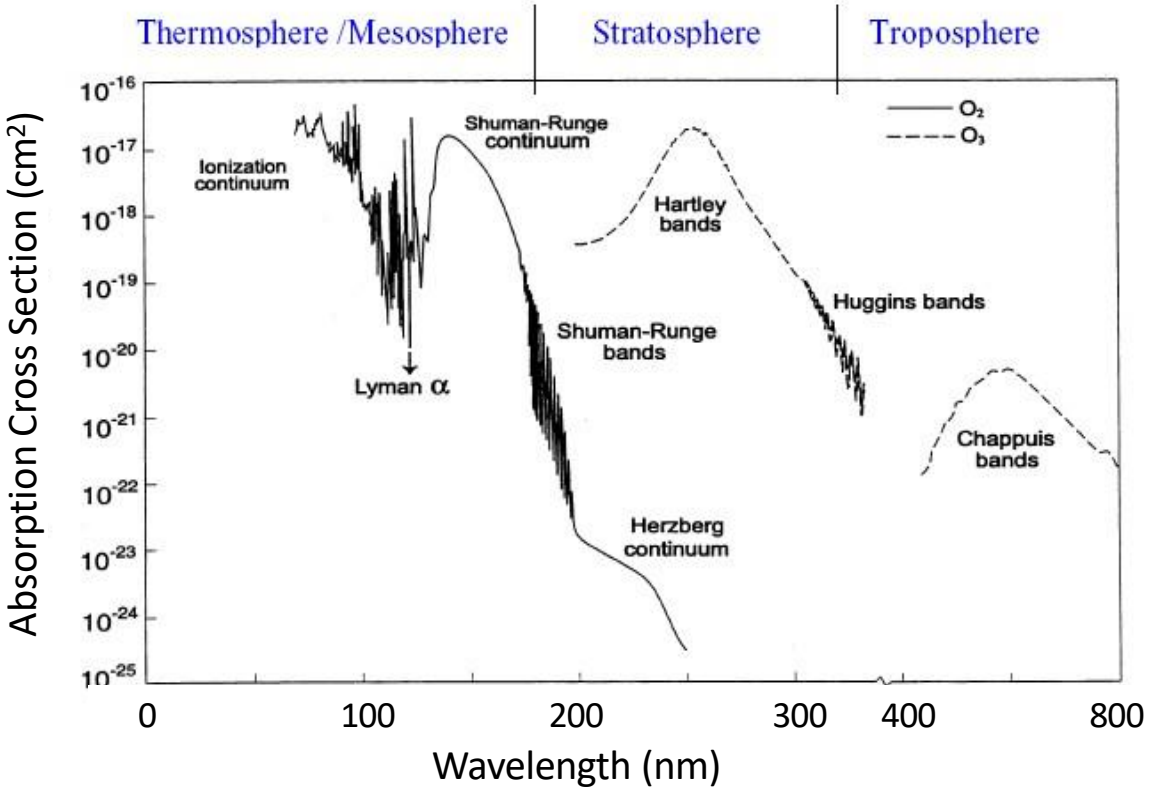
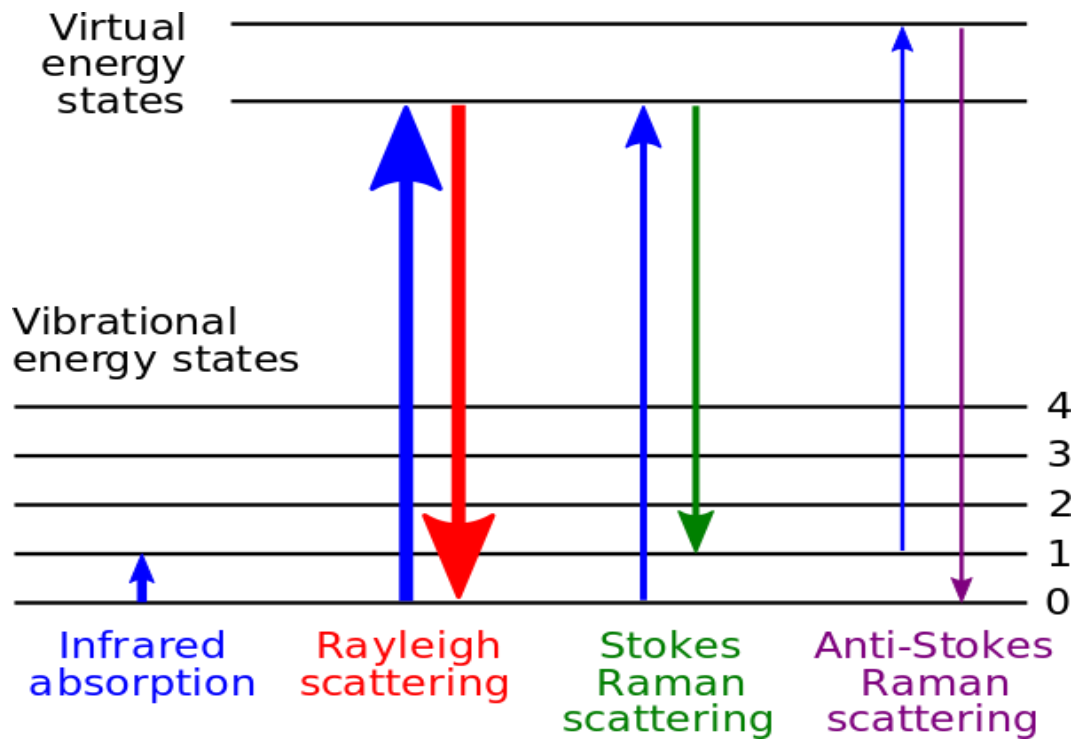


Figure 7.5 Spectral absorption cross-sections of O_2 and O_3

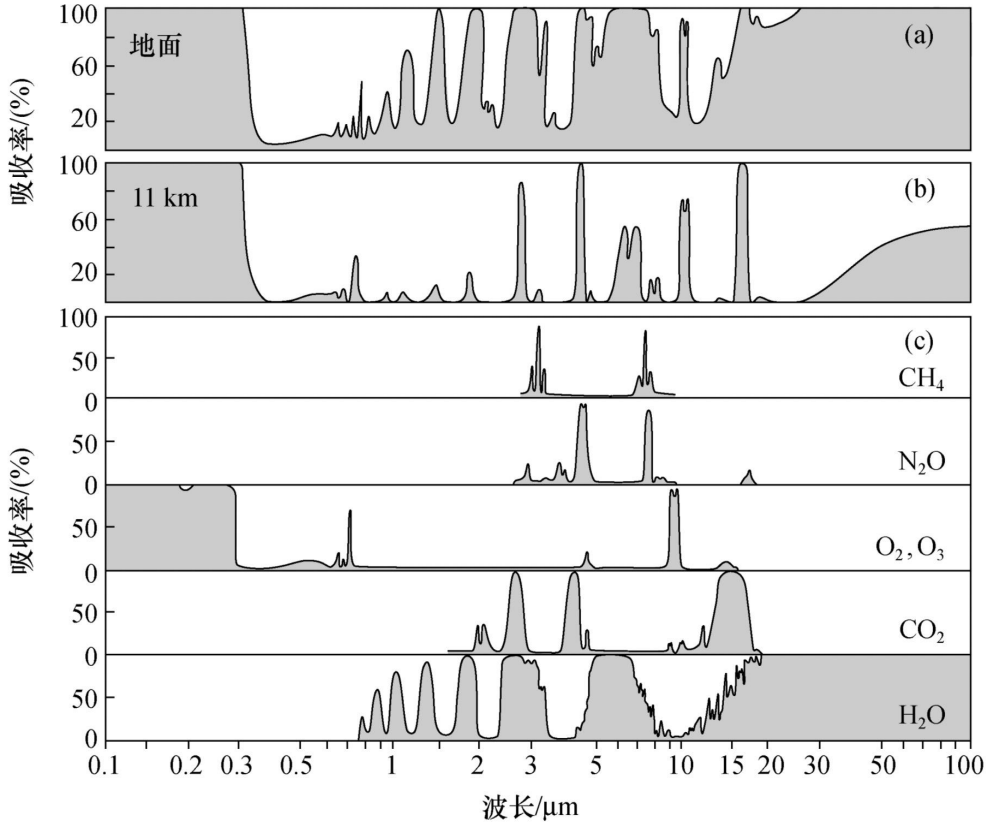


https://en.wikipedia.org/wiki/Raman_spectroscopy

大气的主要气体成分和吸收率

约86公里以下干空气的主要成分

Constituent	Percent by Volume	Concentration in Parts Per Million (PPM)
Nitrogen (N_2)	78.084	780,840.0
Oxygen (O_2)	20.946	209,460.0
Argon (Ar)	0.934	9,340.0
Carbon dioxide (CO_2)	0.036	360.0
Neon (Ne)	0.00182	18.2
Helium (He)	0.000524	5.24
Methane (CH_4)	0.00015	1.5
Krypton (Kr)	0.000114	1.14
Hydrogen (H_2)	0.00005	0.5



- 左图干空气成分中，具有吸收性和发射性的气体：N_2, O_2, O_3, CO_2, CH_4, N_2O, H_2。
- 大气中还含有约1%的水汽（H_2O），也具有吸收性和发射性。
- 这些分子的结构和含量决定了大气对辐射的吸收和发射的波长及强弱，决定了大气的吸收光谱和发射光谱。

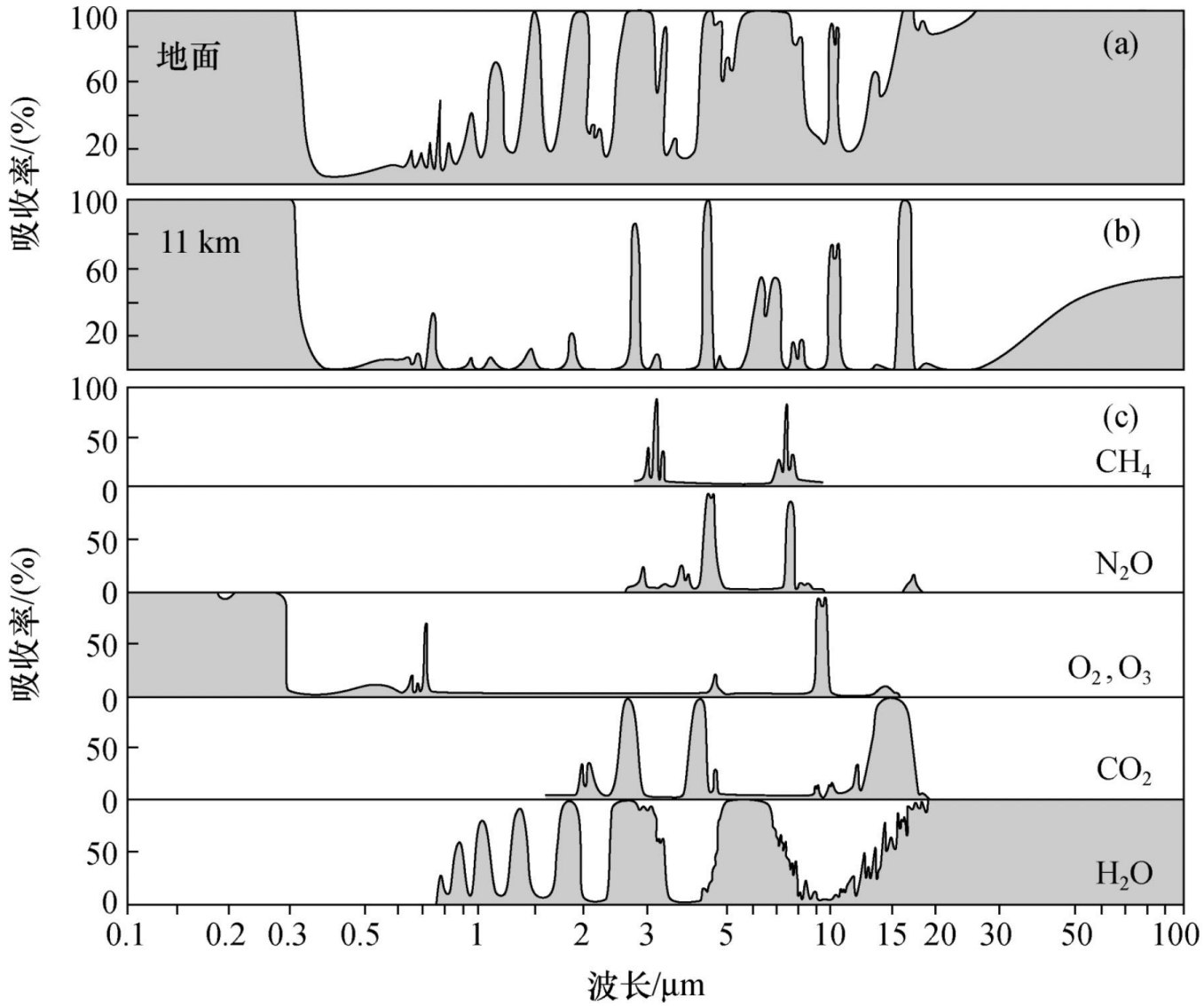
大气对各波段的吸收光谱

可见光窗区
对应太阳辐射极值

红外窗区：8-12 μm
对应地球辐射极值

每条谱线都具有一定的宽度及分布：分子的随机运动和相互碰撞导致谱线加宽（多普勒增宽和洛伦茨增宽）。

由基尔霍夫定律：图中所示大气的吸收率 = 发射率



地面和11km（对流层顶）处的区别？

温室气体与温室效应

温室气体：H_2O，CO_2，CH_4，O_3，N_2O，CFCs等

- 温室气体较少吸收太阳辐射。
- 大气的温室效应：温室气体（和固、液态水）对地球长波辐射有较强的吸收，同时发射长波辐射加热地表，使得地表温度升高。
- 该效应很象温室玻璃的作用。温室玻璃允许太阳光通过，但不允许红外辐射通过（玻璃对红外辐射的吸收系数很大），使得温室内的温度就要比温室外高。
- 温室气体和温室玻璃的区别？
- 但是，大气的温室效应与温室玻璃还有着根本的区别：温室玻璃还隔绝了温室内外的热对流和热交换，但是大气的温室效应并不隔绝热对流和热交换。

地球上最重要的温室气体是什么？

Gas mixture	Surface temperature [K]
Total atmosphere	288.2
Atmos without water	275.5
Atmos without CO_2	277.7
Atmos without water and CO_2	264.2
Atmos without CH4	287.7
Atmos without GHGs	255

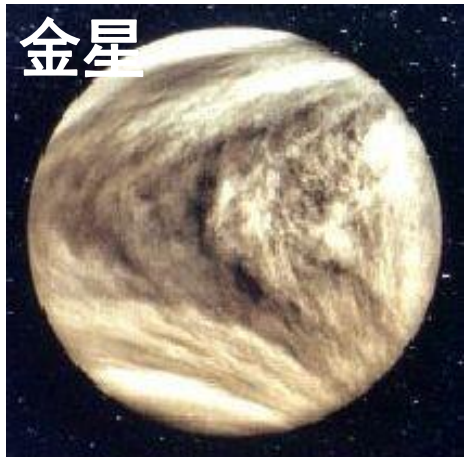
H_2O 12.7

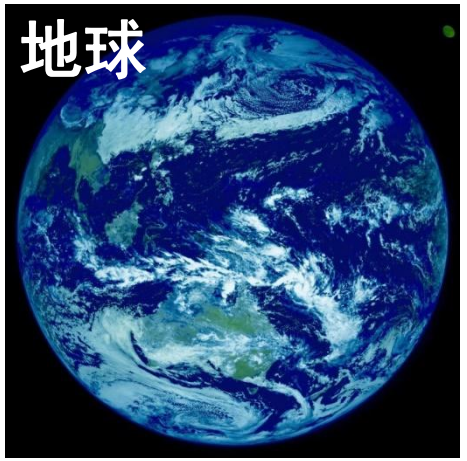
CO_2 10.5

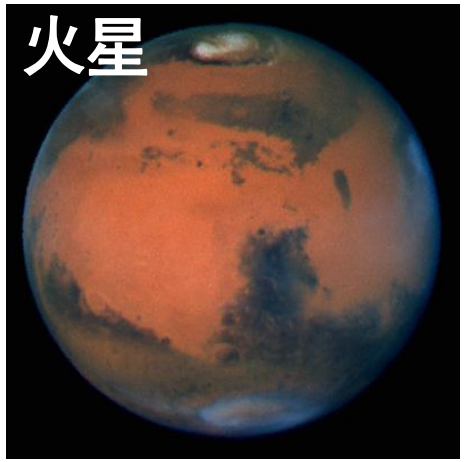
CH_4 0.5

行星地表温度与温室效应有关

	金星	地球	火星
与太阳的距离 (天文单位)	0.723	1	1.5
行星反照率	0.75	0.29	0.25
等效温度(K)	232	255	213
地表温度(K)	750	288	223
大气主要成分	CO_2 (96%), N_2 (3%)	N_2 (78%), O_2 (21%), H_2O (0-4%), CO_2 (0.04%)	CO_2 (95%), N_2 (3%), Ar (2%)
地表大气压 (10^5 Pa)	90	1	0.007-0.010

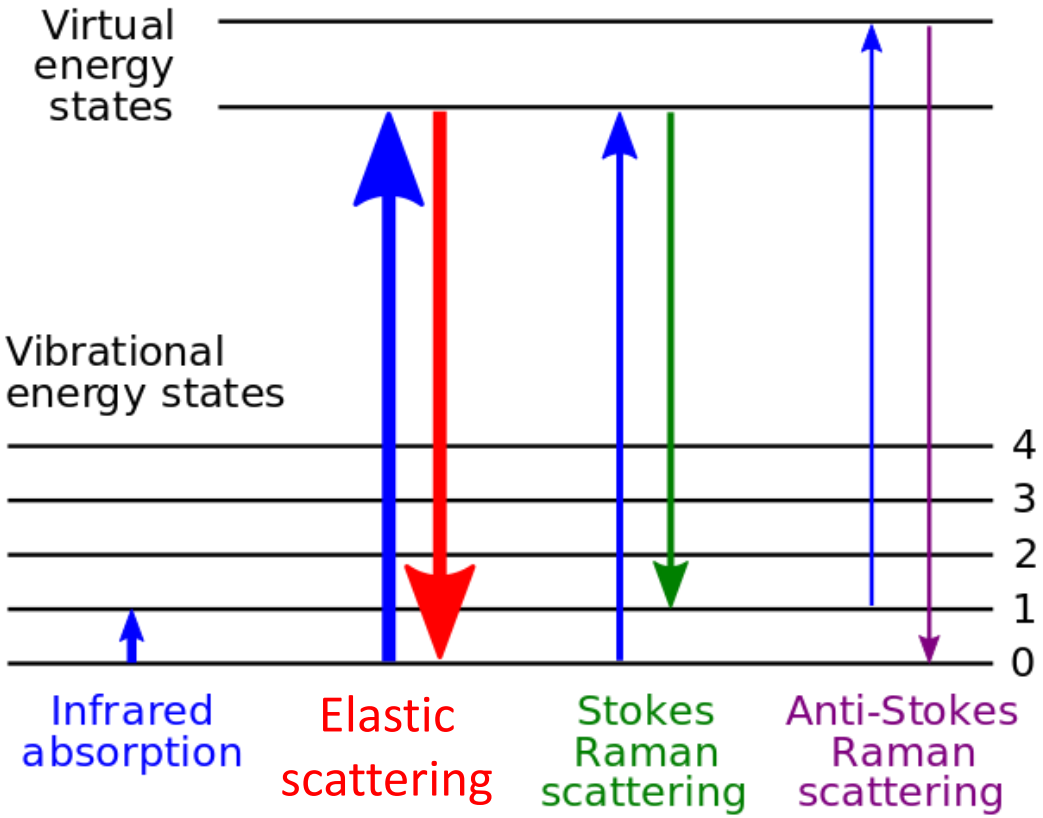


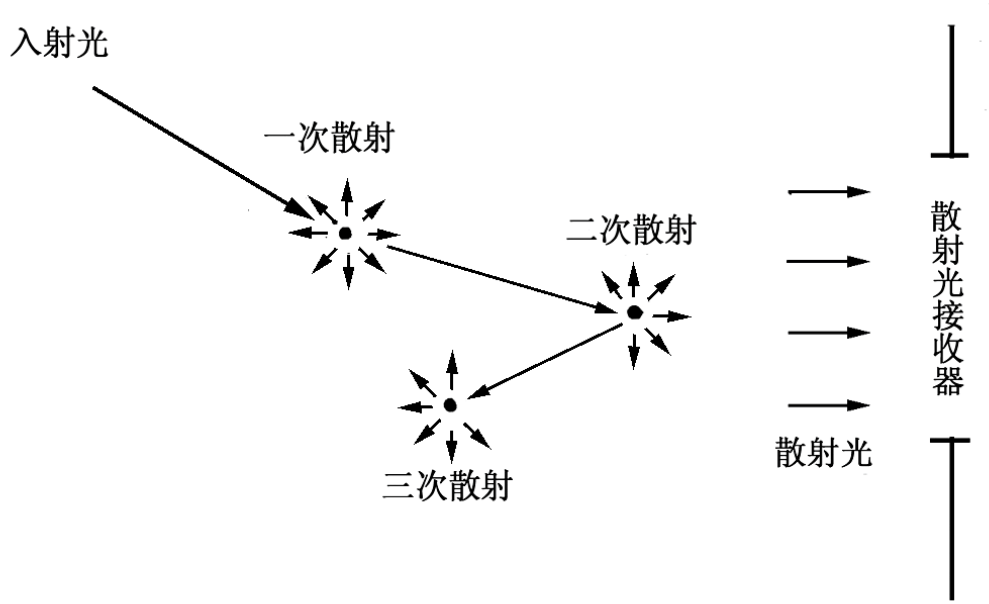




散射

弹性散射与非弹性散射





能见度？

https://en.wikipedia.org/wiki/Raman_spectroscopy

大气散射



Michael Wallace book

红月亮、蓝月亮



https://zhuanlan.zhihu.com/p/33472940



https://m.sohu.com/n/464038572/?_f=m-article_ch

Mie 散射理论求解：麦克斯韦方程组

变化的磁场激发电场
法拉第电磁感应定理

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t}$$

电流与变化电场激发磁场
安培-麦克斯韦定理

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = \boldsymbol{J}_f + \frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t}$$

电场性质
高斯定理

$$\nabla \cdot \boldsymbol{D} = \rho_f$$

磁场性质
高斯磁联通连续性定理

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0$$

对于大气等各向同性线性介质

$$\boldsymbol{D} = \varepsilon \boldsymbol{E}$$

$$\boldsymbol{B} = \mu \boldsymbol{H}$$

$$\boldsymbol{J}_f = \sigma \boldsymbol{E}$$

$$\varepsilon\mu = 1/v^2$$

对于一般大气

$$\rho_f = 0$$

$$\mu = \mu_0$$

$\boldsymbol{E}$：电场强度
$\boldsymbol{D}$：电位移强度
$\boldsymbol{H}$：磁场强度
$\boldsymbol{B}$：磁感应强度
$\boldsymbol{J}_f$：自由电流密度
ρ_f：自由电荷密度
ε：介电系数
μ：磁导率
μ_0：真空磁导率
σ：电导率

- 1908年，G. Mie给出了均匀球状粒子散射问题的精确解，也就是通常所说的米散射理论。

散射的决定性参数

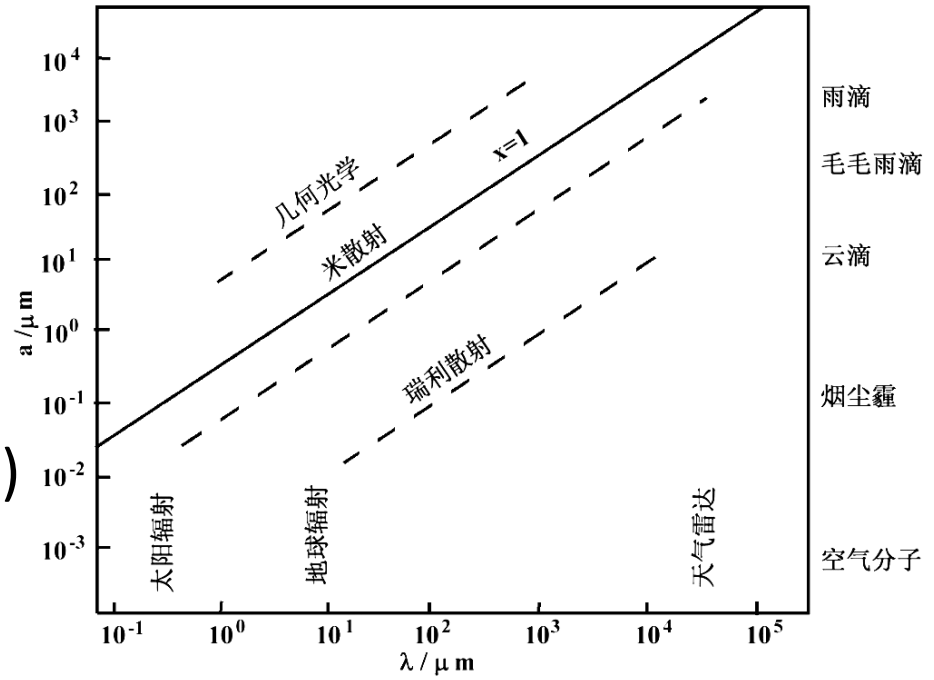
- 散射和散射角度、波长、散射粒子的大小、形状、折射率有关
- 为简单起见，常讨论均匀球状粒子的散射，对应参数为：

  粒子半径 r
  波长 λ
  } 尺度数 $x = 2\pi r/\lambda$

  粒子折射率 $m = m_r - i \cdot m_i$

  散射角度

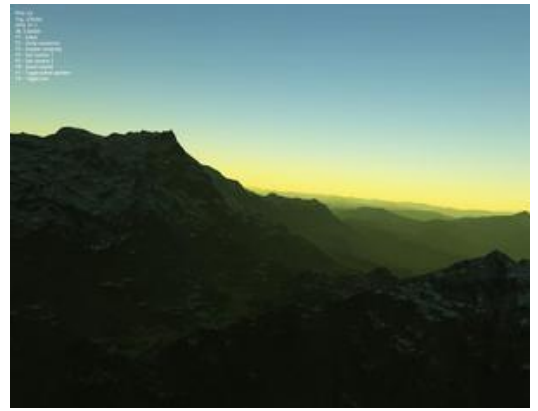
- 散射特性与尺度数和折射率的关系：
  - 当 $x << 1$ 瑞利散射(Rayleigh scattering)
  - 当 $0.1 < x < 50$ 米散射(Mie scattering)
  - 当 $x > 50$ 几何光学



- 短波在小粒子上的散射和长波在大粒子上的散射特征可相同

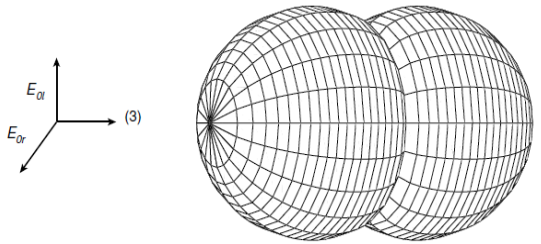
瑞利散射 Rayleigh scattering

- Rayleigh (1842-1919)在试图解释天空为何呈现蓝色这个问题时提出的。
- 1871年, 他假设散射粒子是半径远小于光波波长、球形的各向同性粒子，其密度大于周围环境，用弹性固体以太学说，得出了现在被称为瑞利散射的基本特征。
- 1899年, 瑞利放弃了以太学说，用Maxwell电磁理论得到了相同的结果。瑞利散射把粒子当作一个振动偶极子处理，因此只适用于空气分子或很小的粒子($x << 1$)。

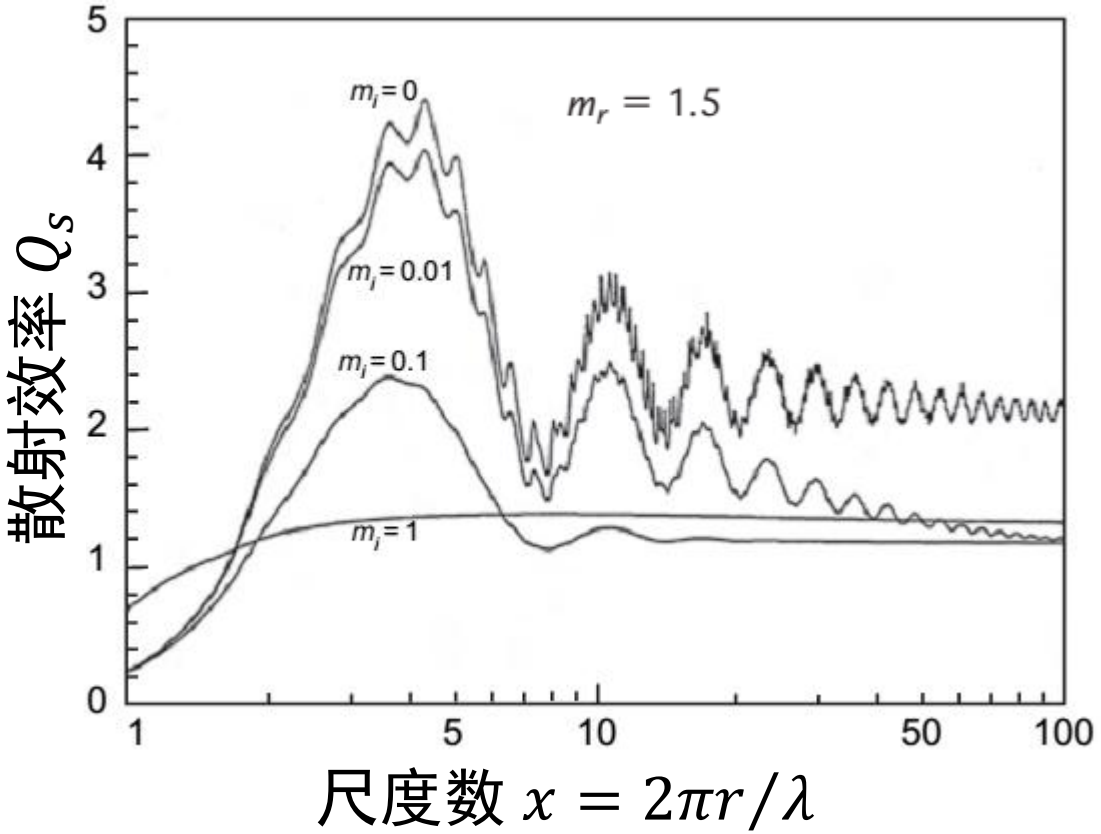




✓ 散射光强度和波长的4次方成反比。
✓ 当入射光为自然光时，前后向散射呈对称分布，散射光在90°附近几乎是全偏振的。



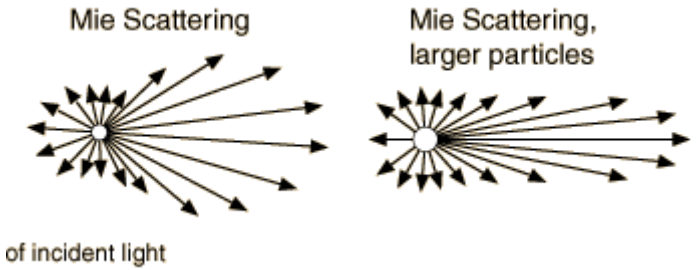
米散射的特点



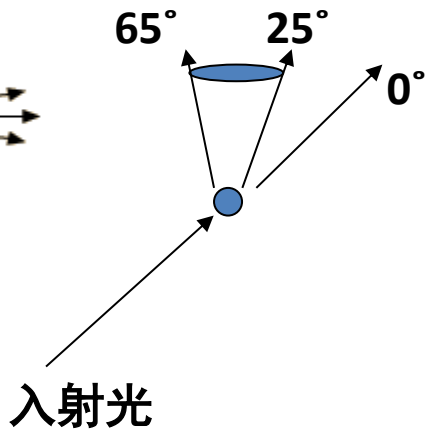
- 散射效率 Q_s 为散射截面与几何横截面积的比值。它随尺度数 x 而变：
  - ✓ 当 x 很小时，和瑞利散射一样，与波长四次方成反比
  - ✓ 当 x 增大时，与波长的关系复杂
  - ✓ 当 x 相当大时，和波长无明显关系
- 在吸收不强时，散射效率 Q_s 随 x 的增大呈振动状态变化，最后趋向于 2，即散射截面是几何截面的二倍
- 当吸收增强时，Q_s 曲线上的振动消失

米散射的特点

- 随着粒子尺度数 x 的增大，前向散射光在总散射光中的比值迅速增大。
- 散射角 ≈ 0 的前向散射光基本上不改变入射光的偏振状态；当入射光是自然光时，该散射光也是非偏振的。散射光偏振度最大的方向出现在散射角为 85°-120° 之间。



可利用粒子的米散射特性反推得到粒子的尺度





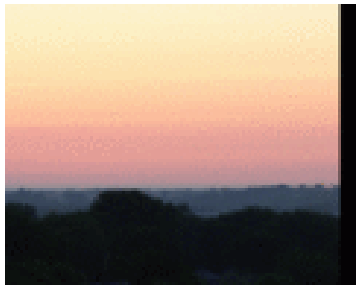
水滴的米散射图像实例

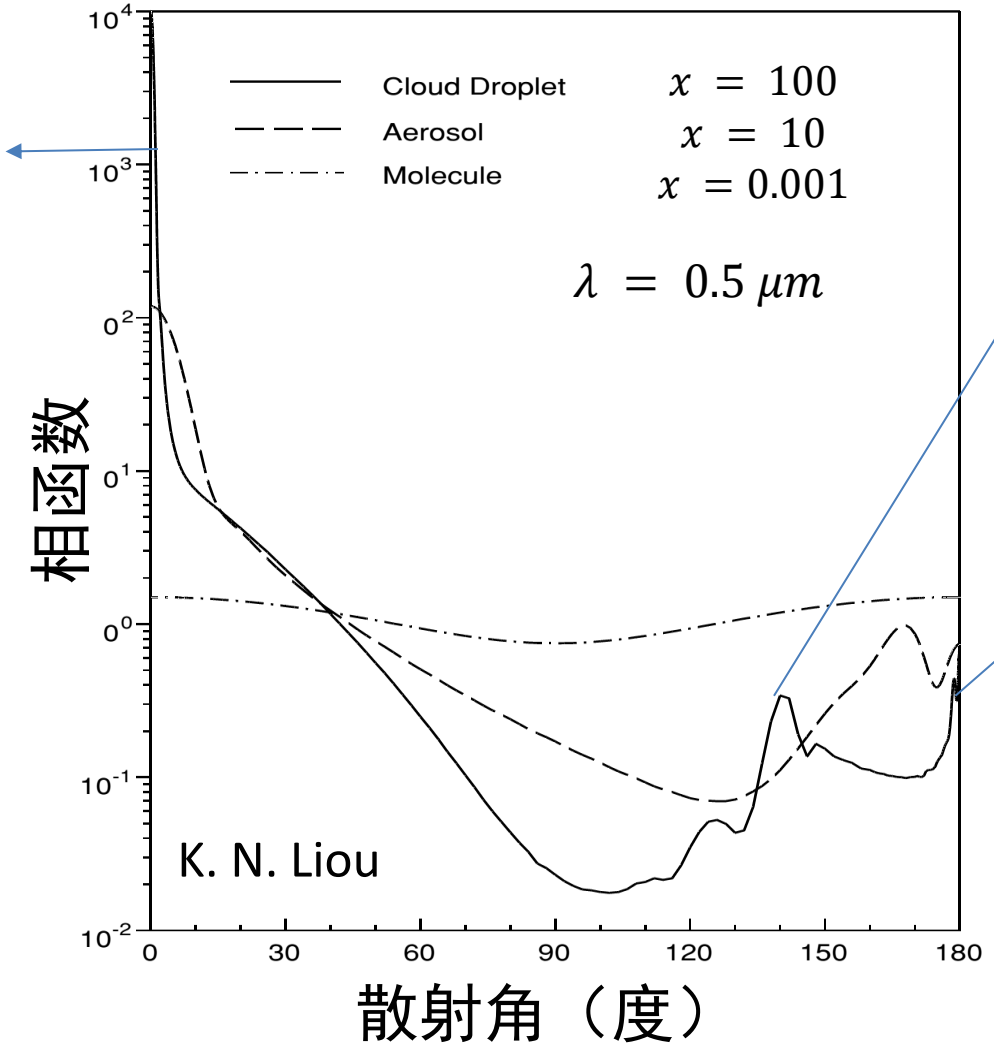
Figure 2.6 (a). Video image of the scattered light from a water droplet. The collected light is between 25 and 65° from the direction of forward-scattering The inset is a focused image of the droplet, used for positioning within the cell.

非常强的前向散射

米散射的特点：各种有趣的光学现象

Corona 日华





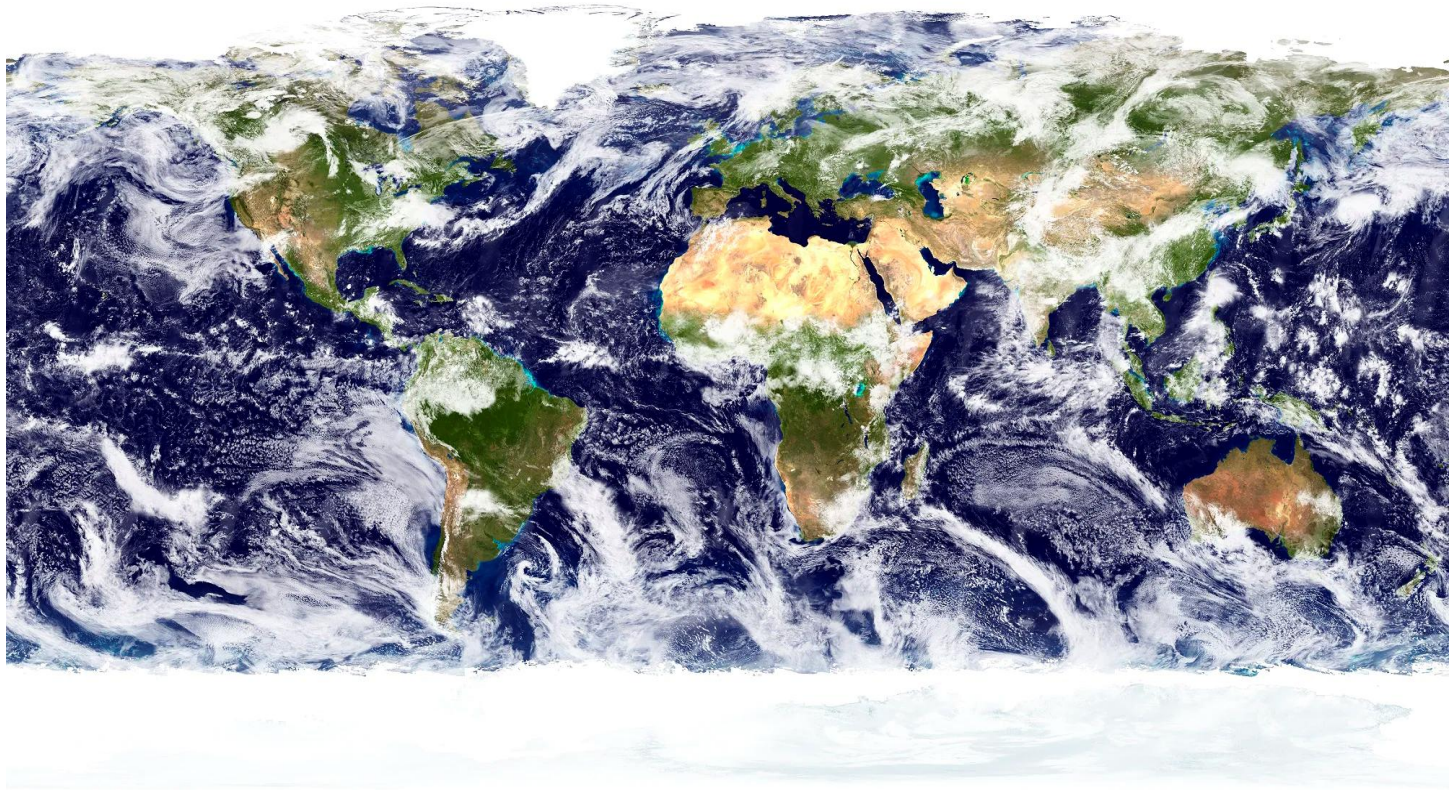
Rainbow 彩虹



Glory 光环



云对太阳辐射的反射率



- 云层越厚、云的含水量越大，云的反射率越大
- 淡积云、卷云等的反射率小；积雨云的反射率大

云的种类	反射率
大而厚的积雨云	0.92
云顶在6 km以下的小积雨云	0.86
陆上淡积云	0.29
陆上积云和层积云	0.69
海上的厚层积云	0.60
海上的薄层云	0.42
厚的卷积云	0.74
陆上卷云	0.36
陆上卷积云	0.32

气溶胶对太阳辐射的散射

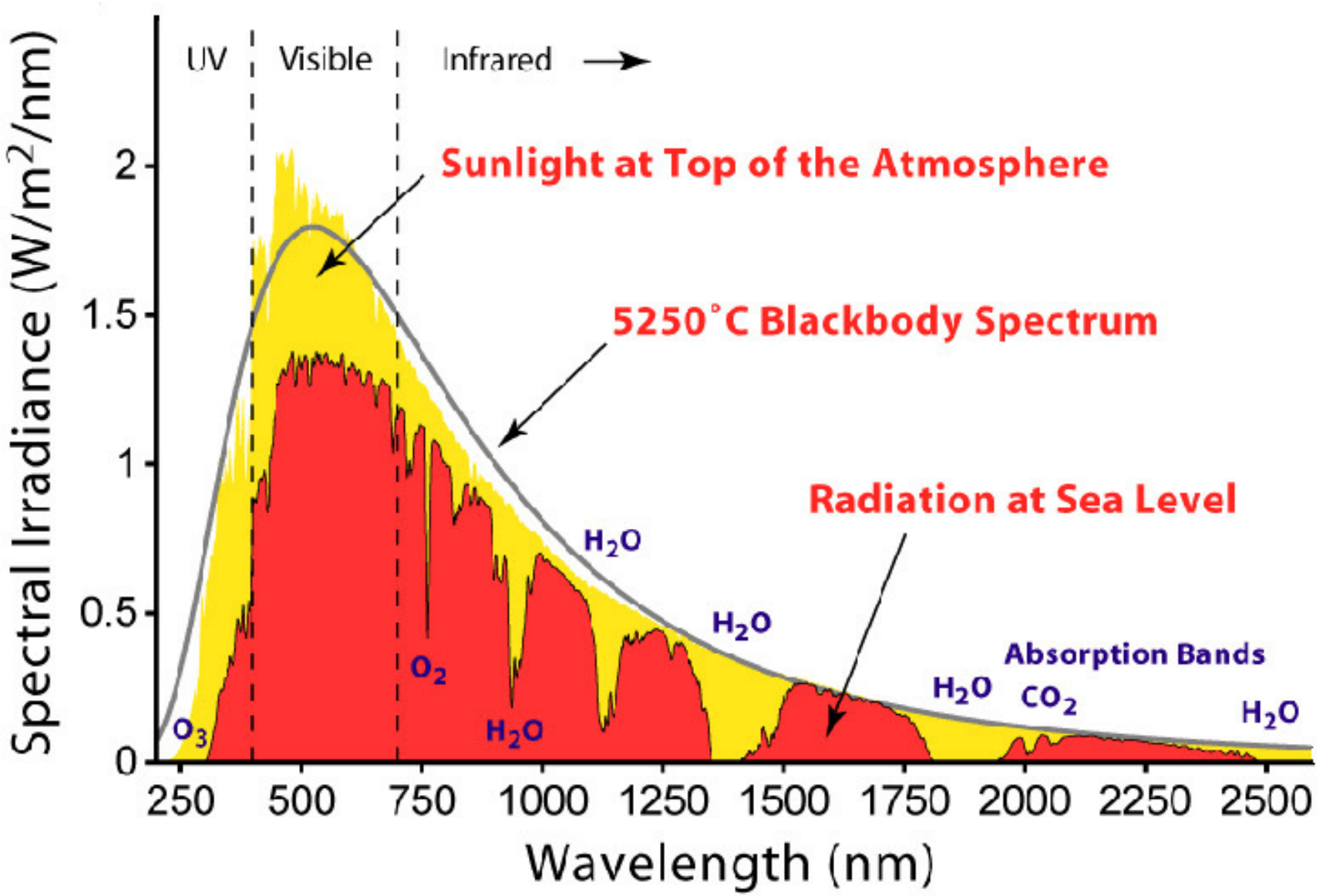
- 在气溶胶（颗粒物）污染严重时，水平能见度大幅度下降。
- 基于同样的机制，气溶胶在垂直方向上对于太阳辐射有显著削弱作用。
- 这个削弱作用是由于气溶胶对太阳辐射的散射和吸收而产生，与气溶胶质量浓度、种类、粒子大小、形状、吸湿性（含水量）等因素有关。



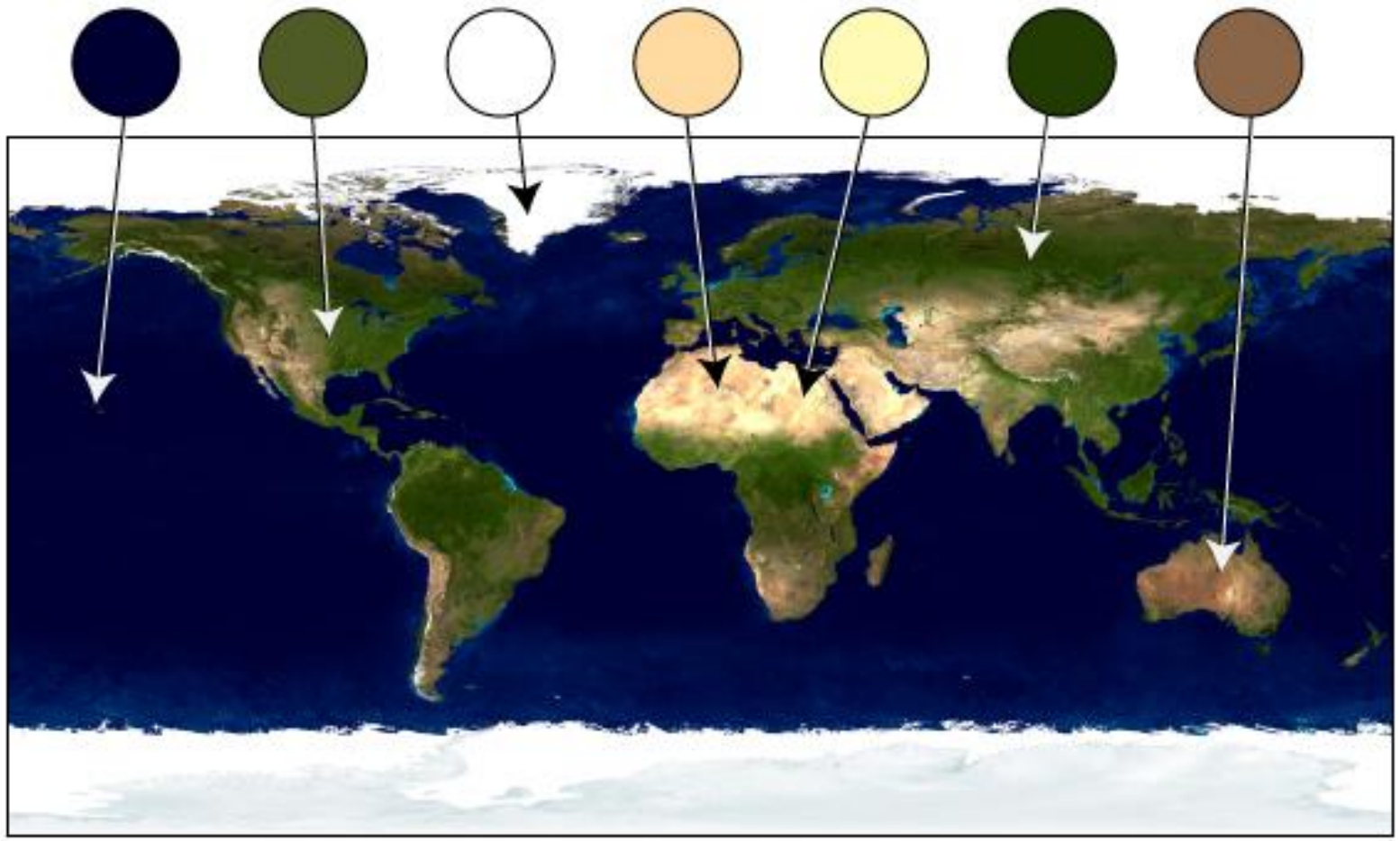




经过大气层衰减之后的太阳辐射光谱



地表对入射到地表的太阳（短波）辐射的反射率



地表类型	反射率
水面 *	0.06-0.08
阔叶林	0.13-0.15
沼泽	0.10-0.18
水稻田	0.12-0.18
灌木	0.16-0.18
田野	0.15-0.20
草原	0.20-0.25
沙漠	0.25-0.35
海冰	0.50-0.70
新鲜雪被	>0.80

Q：为什么一般情况下，午后沙漠比森林的地表气温高？

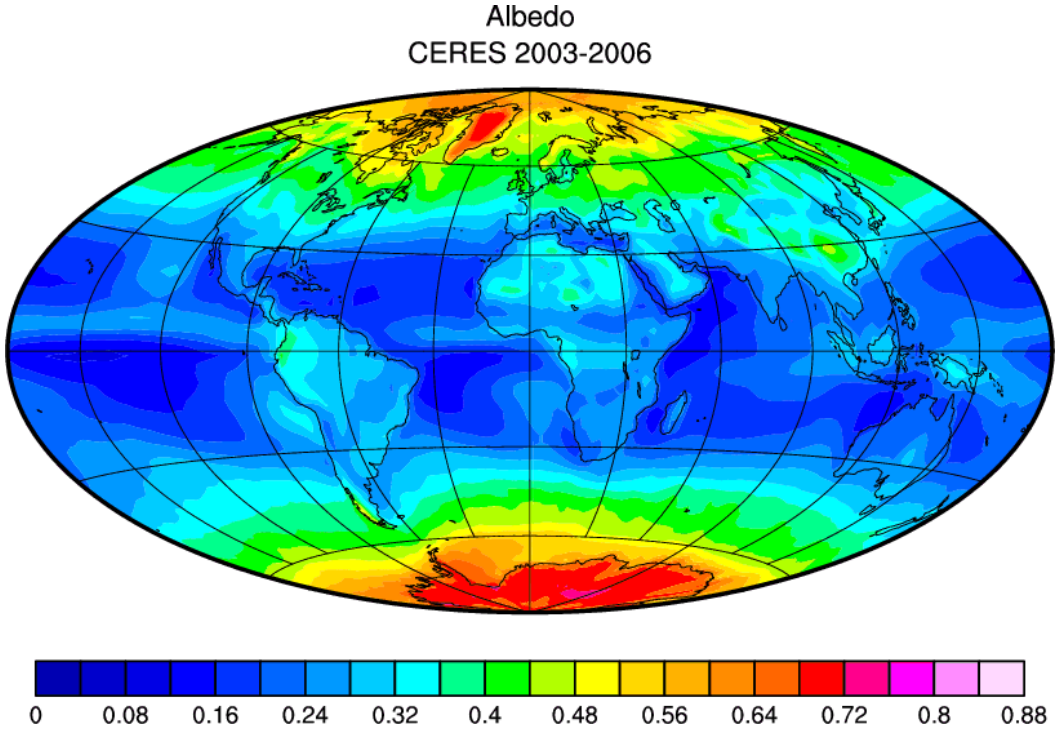
* 不包含偶发的镜面反射（如sun glint）

行星反照率 Planetary Albedo

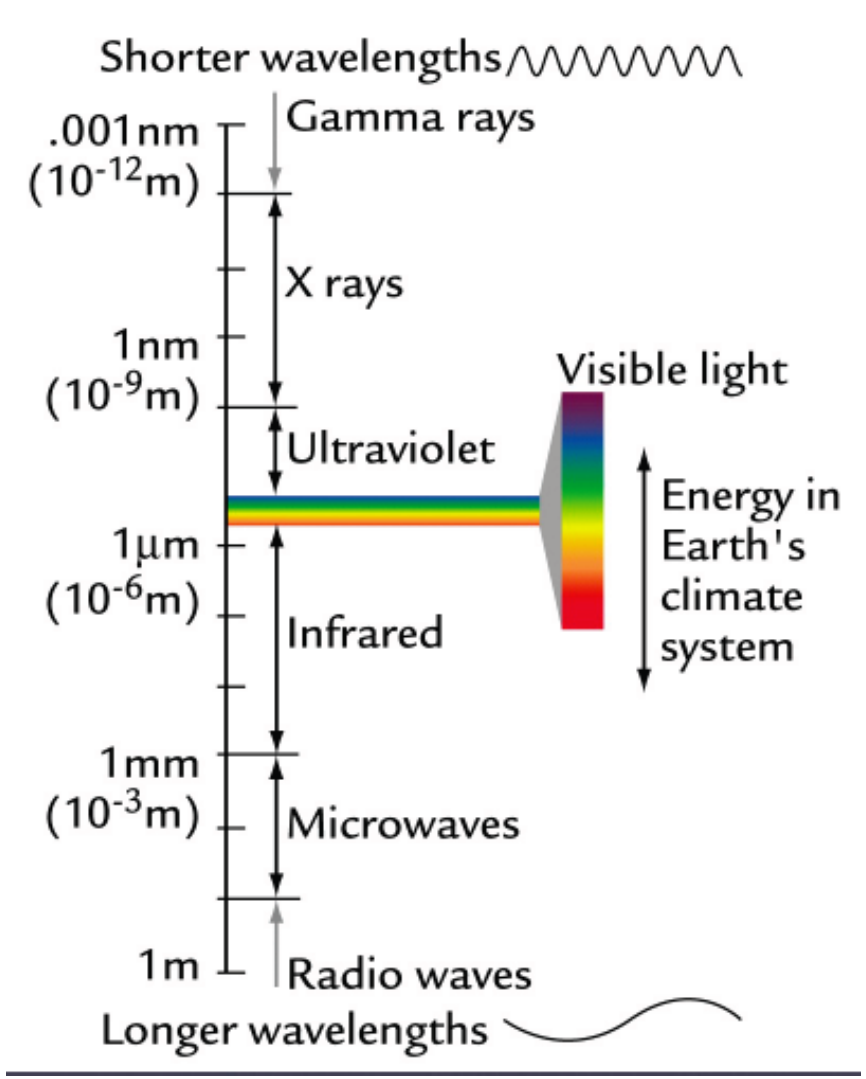
- 表示射入地球的太阳辐射被地气系统反射回宇宙空间的比例。
- 该参数决定了地气系统接收的太阳辐射；目前全球全年平均值约为 0.29。
- 该参数的贡献者：地表的反射、云的散射（反射）、空气分子和气溶胶的散射；与入射/出射角度有关。

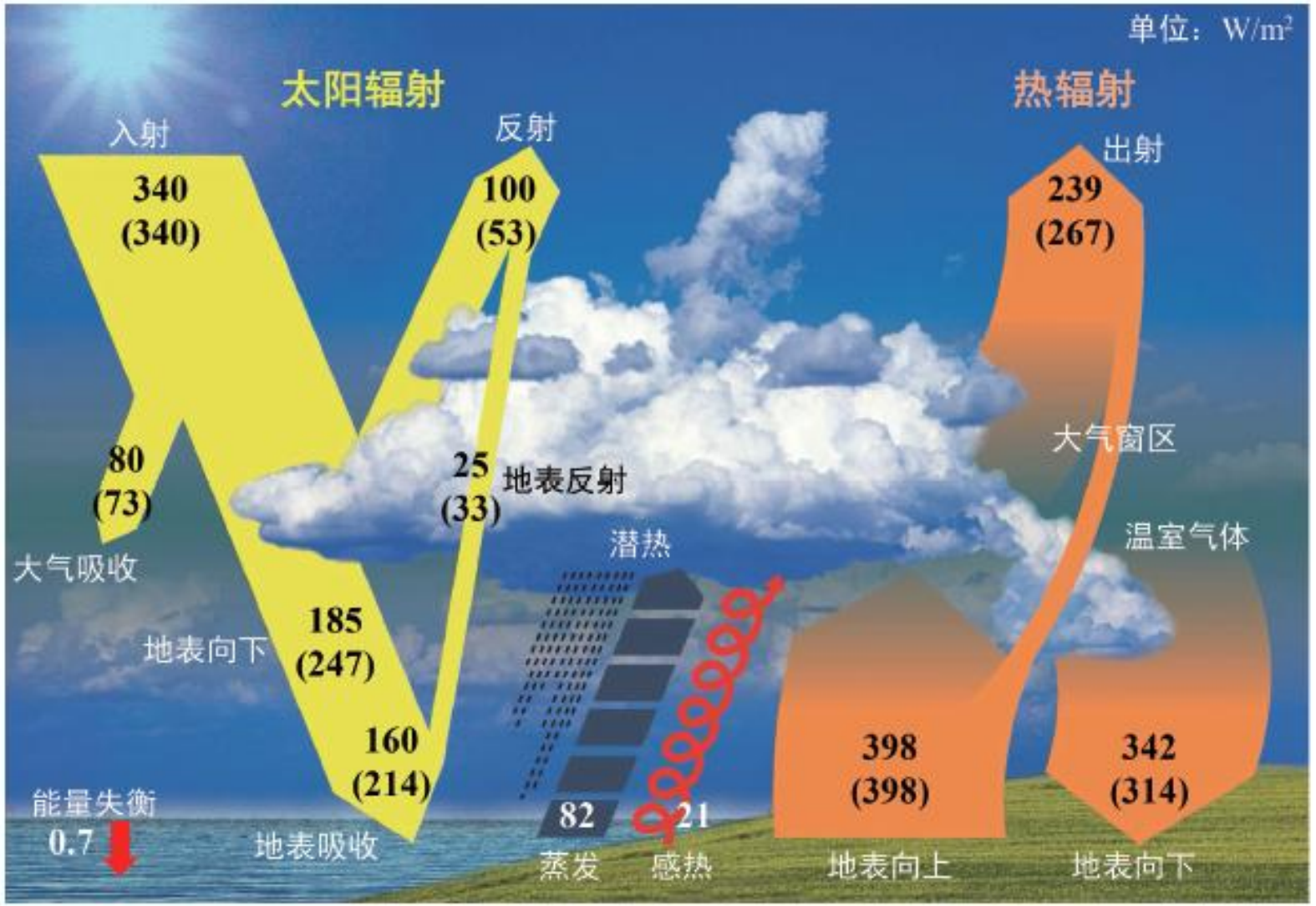
Q：哪些地区反照率比较高？为什么？





现代地球气候系统的能量收支





括号内为晴空（无云）条件

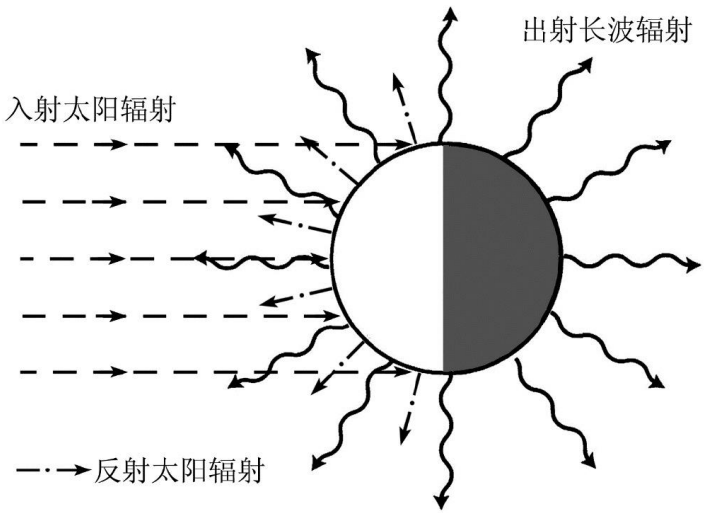
地气系统的辐射平衡模型一：一箱模型

- 假设地球和大气为一个整体：吸收太阳辐射，同时以它自身的温度 T 向宇宙空间发射辐射。
- 进一步假设（1）地气系统的行星反照率 $r = 0.3$，（2）地气系统的长波辐射为黑体辐射，（3）地气系统半径为地球半径 r_{earth}。
- 地气系统的能量平衡关系为：

$$S(1-r)\pi r^2_{earth} = \sigma T^4 4\pi r^2_{earth}$$

吸收的短波辐射　　发射的红外辐射

- 即 $S(1-r)/4 = \sigma T^4$
- 等式左边一般称为地气系统接收的短波平均辐照度。



地气系统的辐射平衡模型一：一箱模型

- 由上述模型，地气系统的温度为：

$$T = \left[\frac{S(1-r)}{4\sigma}\right]^{1/4}$$

- 该温度被称为等效温度（effective temperature）
- 由上式可以看到，影响地气系统辐射平衡温度的因素：

  （1）大气上界的短波辐照度S（受太阳活动和地球轨道变化等的影响）

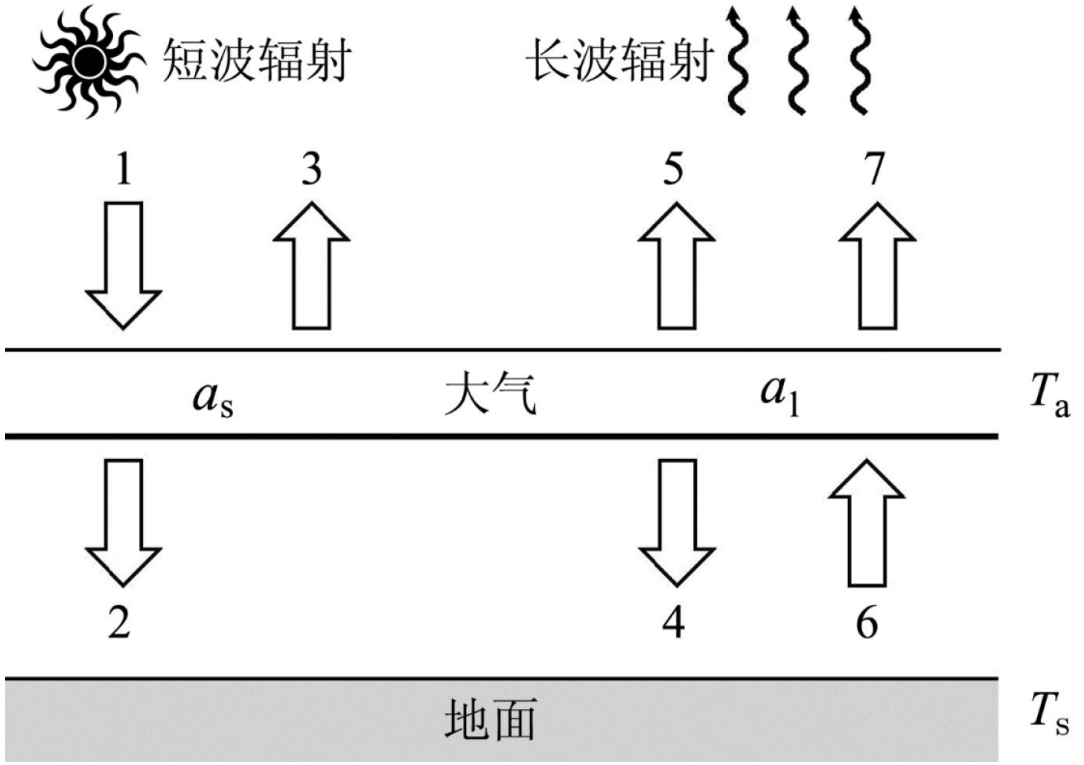
  （2）行星反照率（受空气分子、气溶胶、云、地面特征等影响）

- 计算得到 $T = 255\,K = -18^{\circ}C$
- 这是地气系统作为一个整体时的辐射平衡温度；远低于地球表面的实际平均温度$15^{\circ}C$；把地表温度增加到$15^{\circ}C$，温室气体功不可没！

地气系统的辐射平衡模型二：两箱模型

假设：

- ✓ 地表和大气层顶半径约为地球半径 r_{earth}
- ✓ 行星反照率 r
- ✓ 地表和大气发射长波辐射
- ✓ 地表是黑体，温度为 T_s
- ✓ 单层大气，温度为 T_a
- ✓ 大气在短波和长波段都是灰体，吸收率分别为 a_s 和 a_l



地气系统的辐射平衡模型二：两箱模型

- 大气上界，地气系统辐射平衡，即1，3，5，7项平衡

$$\frac{S}{4}(1-r) = \sigma T_a^4 a_l + \sigma T_s^4 (1-a_l)$$

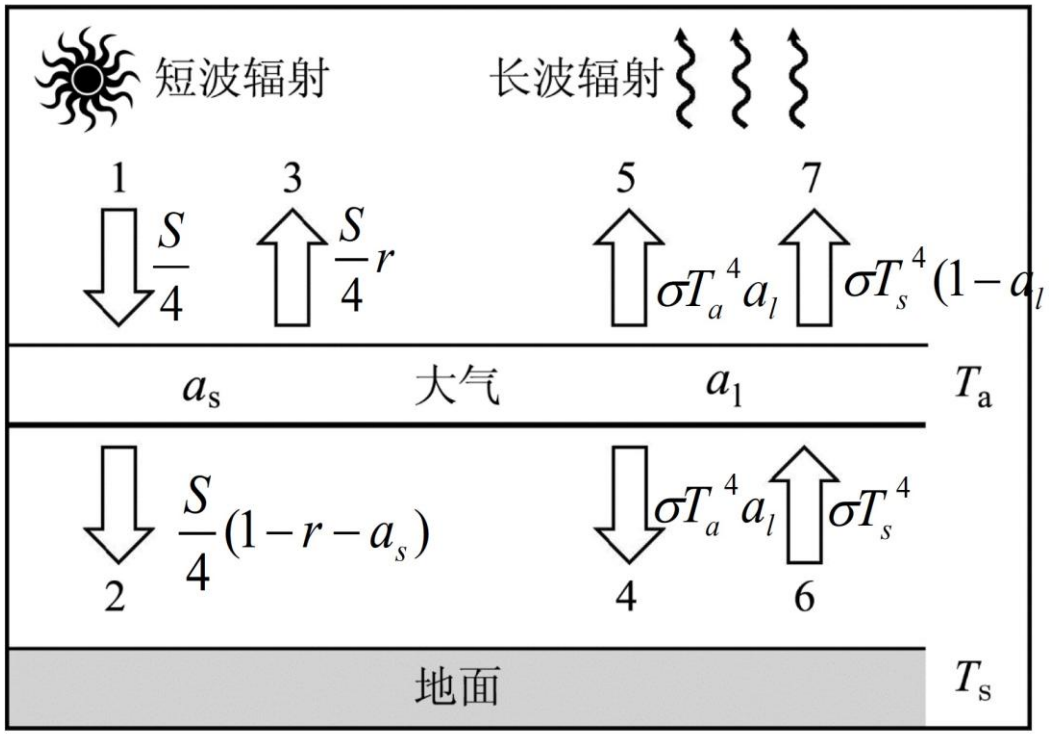
- 地表处，地球辐射平衡，即2，4，6项平衡

$$\frac{S}{4}(1-r-a_s) + \sigma T_a^4 a_l = \sigma T_s^4$$

- 同时，大气的辐射平衡

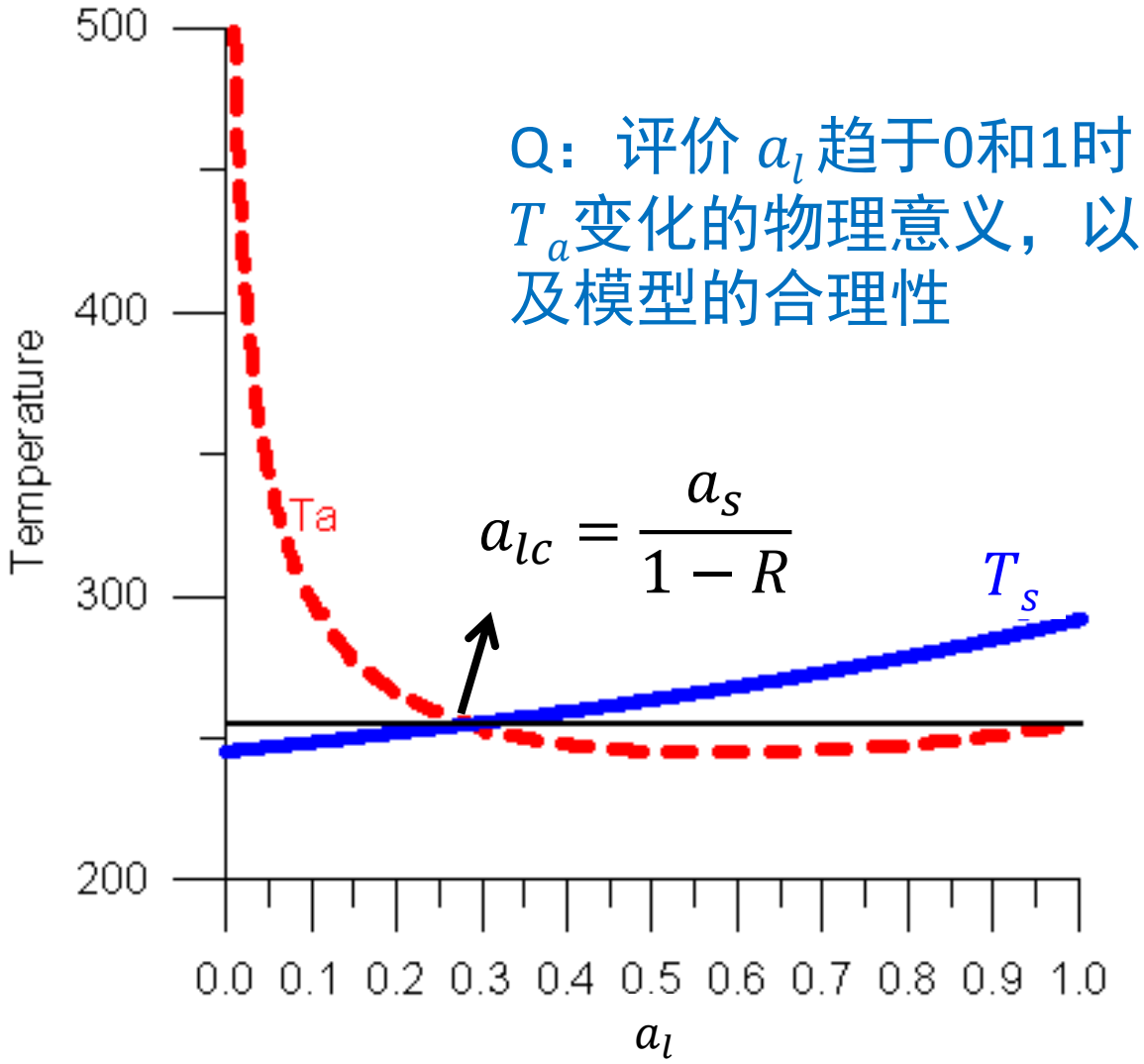
$$\frac{S}{4}a_s + \sigma T_s^4 a_l = 2\sigma T_a^4 a_l$$

- 由上面任意两个方程可以求出 T_a 和 T_s



每个箭头右边的表达式代表那一项的辐射（省略地球的截面积）。

地气系统的辐射平衡模型二：大气的温室效应



Q：评价 a_l 趋于0和1时 T_a 变化的物理意义，以及模型的合理性

$$\sigma T_a^4 = \frac{S}{4}\frac{a_s + a_l(1-r-a_s)}{a_l(2-a_l)}$$

$$\sigma T_s^4 = \frac{S}{4}\frac{2\,(1-r)-a_s}{2-a_l}$$

若 $a_l = 0.9$，$a_s = 0.2$，$r = 0.3$

则 $T_a = 250.9\ K$

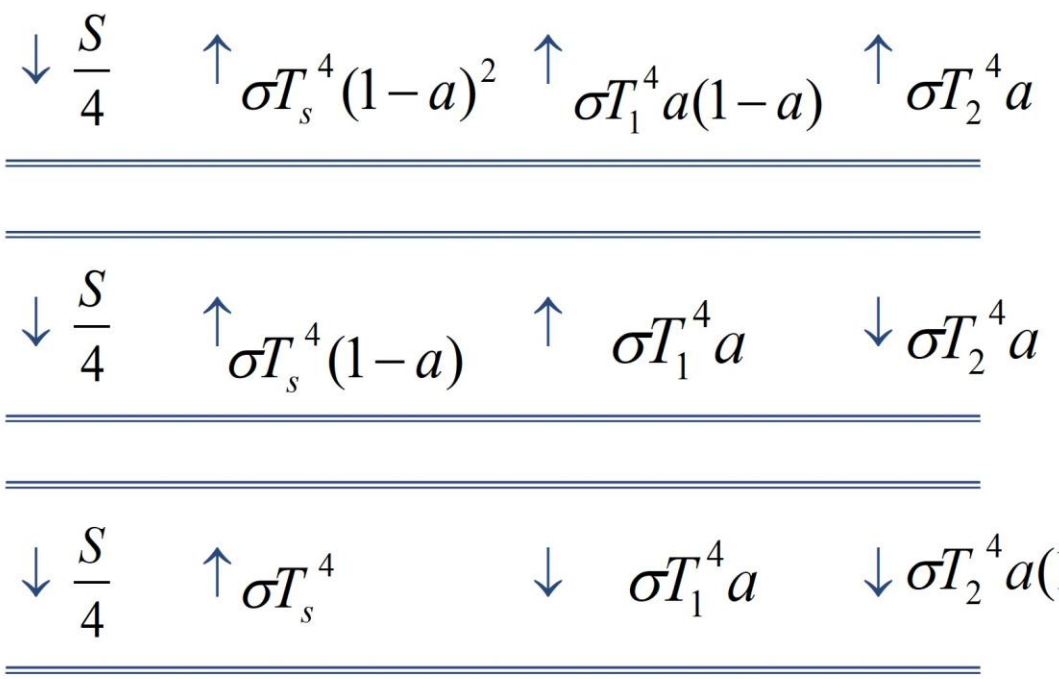
$T_s = 284.8\ K$

影响 T_s 和 T_a 的因素：太阳常数 S，行星反照率 r，大气短波吸收率 a_s，大气长波吸收率 a_l

地气系统的辐射平衡模型三：多层大气

也可有多层大气模型，可以得到各层大气的辐射平衡温度。

考察二层大气的长波吸收率与温度的关系。简单起见，令 $a_l = a$， $a_s = 0$， $r = 0$ 。



Q：下层大气比上层大气更暖，为什么？

$$\sigma T_2^4 = \frac{S}{4}\frac{1}{2-a}$$

$$\sigma T_1^4 = \frac{S}{4}\frac{1+a}{2-a}$$

$$\sigma T_s^4 = \frac{S}{4}\frac{2+a}{2-a}$$

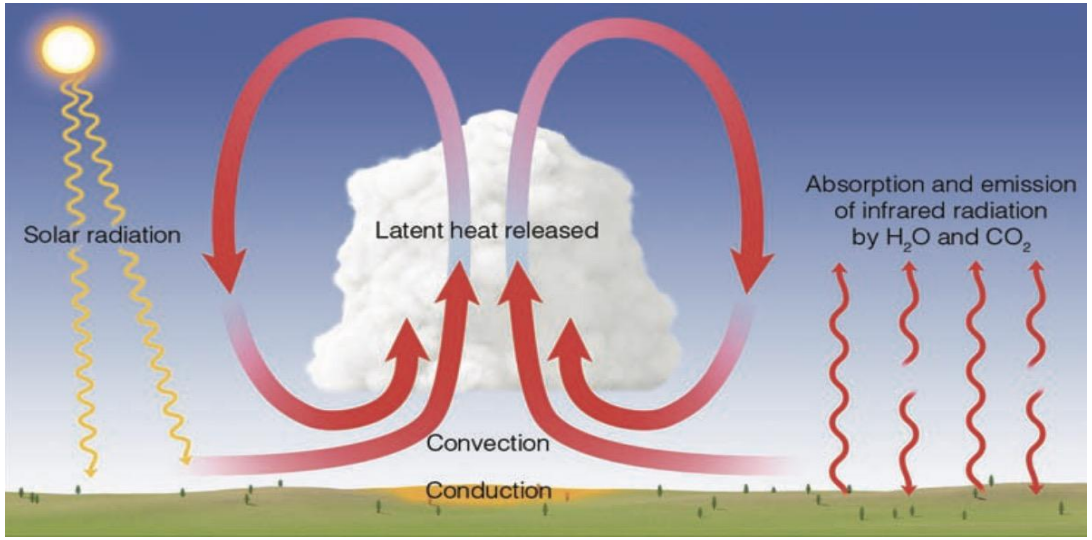
在这个模型中，大气的长波吸收率（放射率）增加，则地球温度和两层大气的温度均增加。与现有地气系统的差异在哪里？

辐射-对流平衡 Radiative-Convective Equilibrium

- 地气系统的温度并不仅由辐射平衡决定。

  仅考虑辐射平衡时，垂直方向上的温度递减率高于观测值（6.5 K km^{-1}）

- 这是因为，对流和热传导引起地表向大气的潜热和感热通量，产生向上的能量传输，使得温度廓线更接近实际。



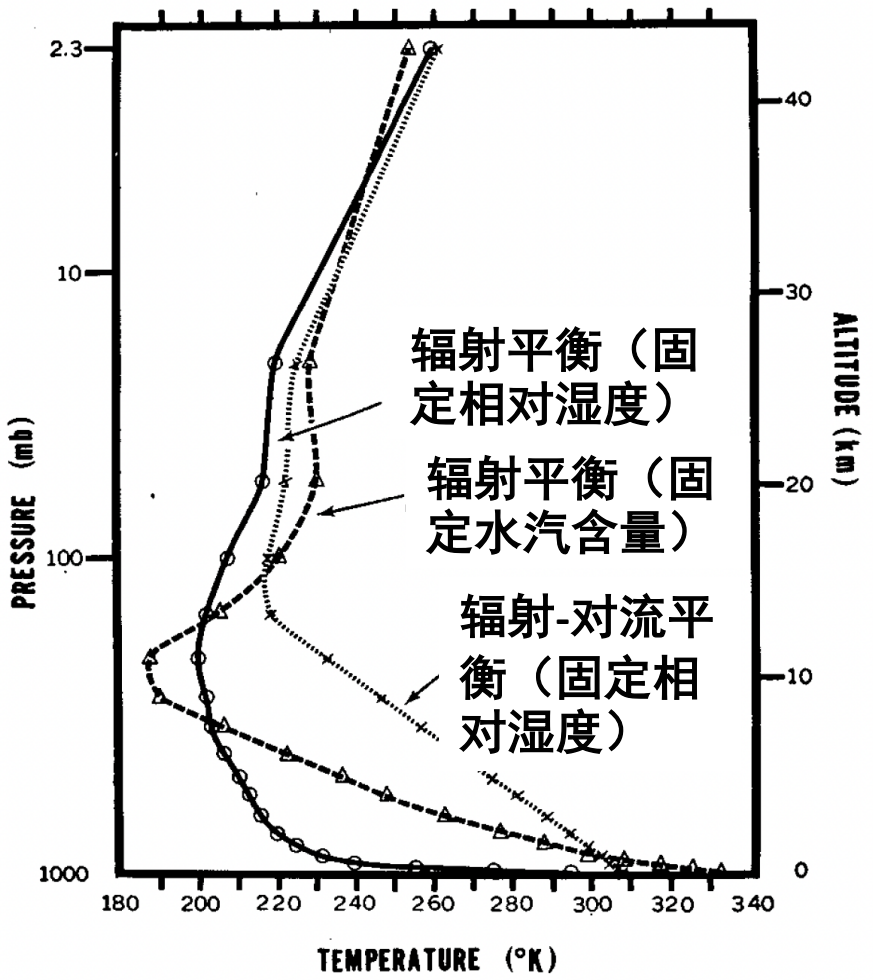
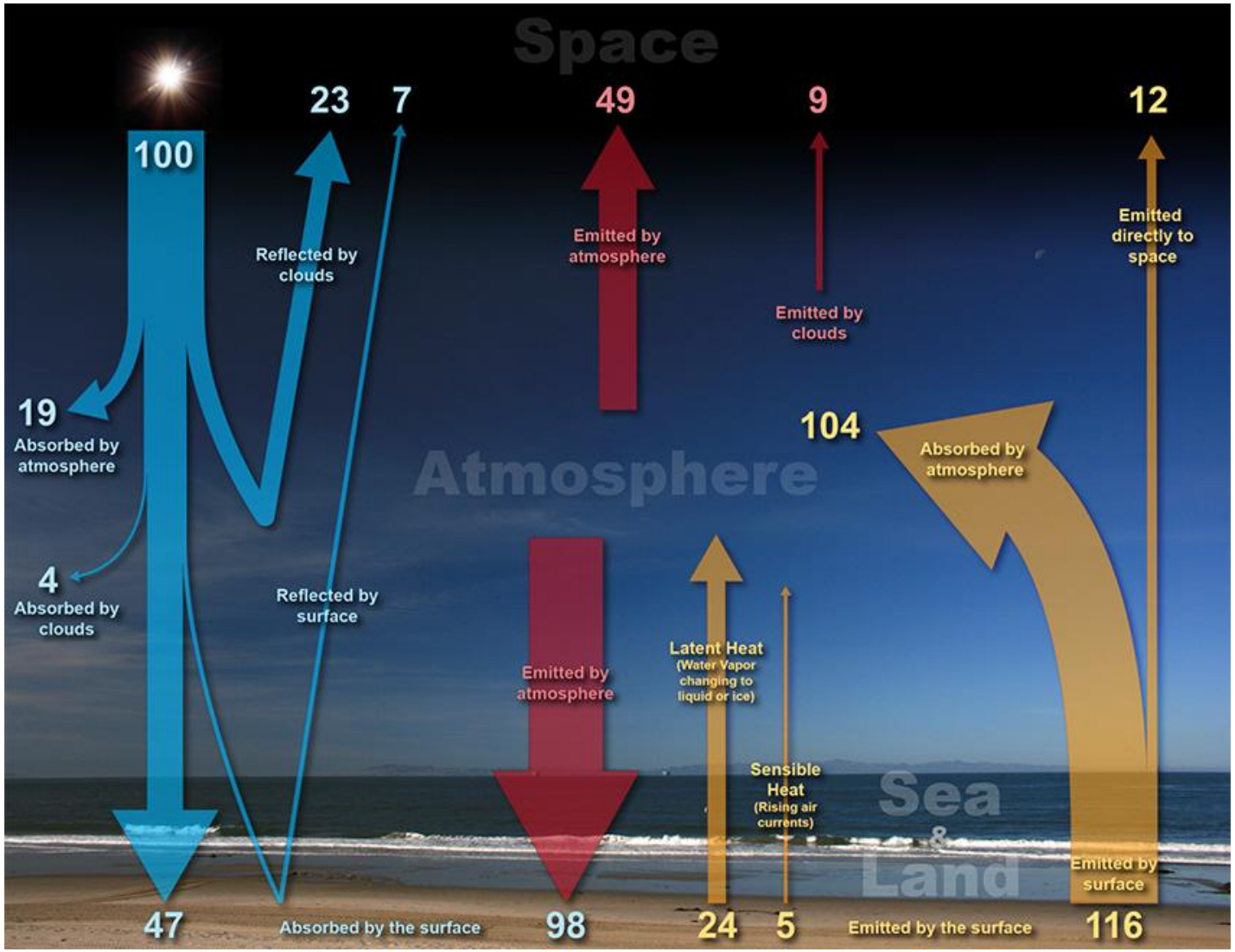


FIG. 5. Solid line, radiative equilibrium of the clear atmosphere with the given distribution of relative humidity; dashed line, radiative equilibrium of the clear atmosphere with the given distribution of absolute humidity; dotted line, radiative convective equilibrium of the atmosphere with the given distribution of relative humidity.

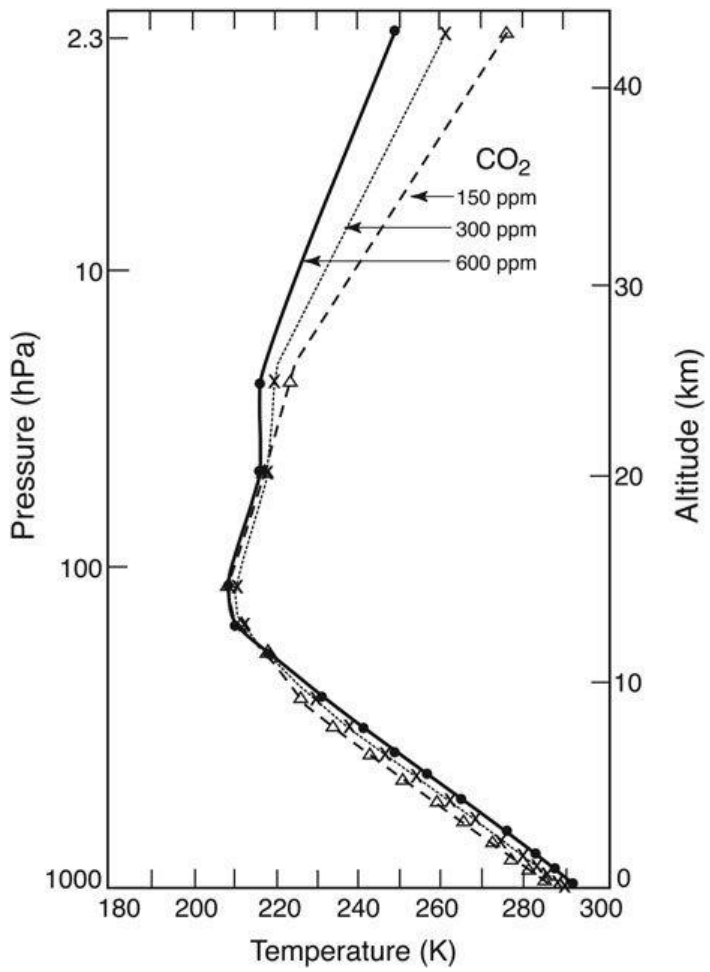
Manabe and Wetherald 1967

辐射-对流平衡

- 太阳能量被地面吸收47%，大气（包含云）吸收23%，大气及地面反射30%。
- 大气上界净辐射为0。地面净辐射为正值；地面处需要通过对流向上输送感热和潜热通量，输出多余的能量。
- 但在近地面层（~cm左右），几乎没有宏观“气流”，能量靠热传导，水汽靠扩散，被输送到几厘米以上的高度。
- 地面及大气吸收并发射红外辐射。



考虑辐射-对流平衡，温室气体增加的后果？

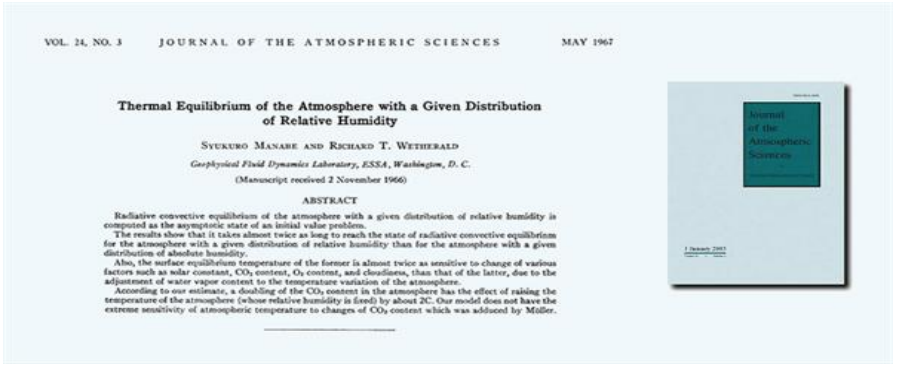


Manabe and Wetherald 1967

CO_2浓度升高使地表和对流层变暖，高层大气变冷（为什么？）



Syukuro Manabe
2021年诺贝尔
物理学奖得主



VOL. 24, NO. 3 JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES MAY 1967

Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity

SYUKURO MANABE AND RICHARD T. WETHERALD

Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, ESSA, Washington, D. C.

(Manuscript received 2 November 1966)

ABSTRACT

Radiative convective equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity is computed as the asymptotic state of an initial value problem.

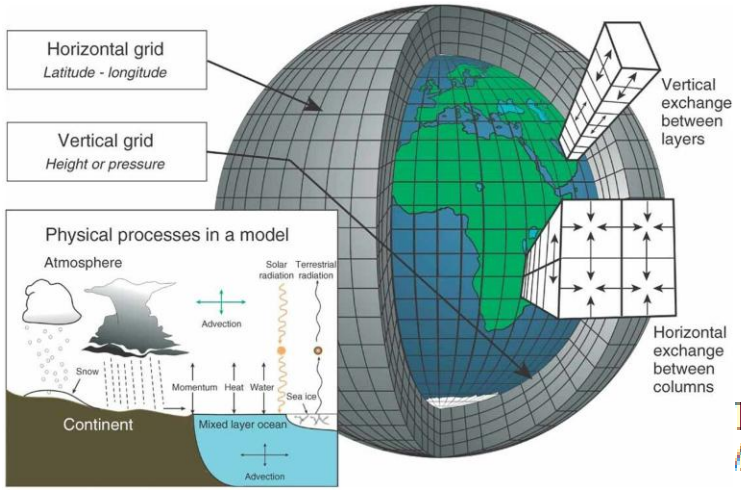
The results show that it takes almost twice as long to reach the state of radiative convective equilibrium for the atmosphere with a given distribution of relative humidity than for the atmosphere with a given distribution of absolute humidity.

Also, the surface equilibrium temperature of the former is almost twice as sensitive to change of various factors such as solar constant, CO_2 content, O_3 content, and cloudiness, than that of the latter, due to the adjustment of water vapor content to the temperature variation of the atmosphere.

According to our estimate, a doubling of the CO_2 content in the atmosphere has the effect of raising the temperature of the atmosphere (whose relative humidity is fixed) by about 2C. Our model does not have the extreme sensitivity of atmospheric temperature to changes of CO_2 content which was adduced by Möller.

利用气候模式进行辐射强迫计算

气候模式



Science 125

$$F = -\lambda \Delta T$$

Instantaneous forcing = 3.7 w m^{-2} with 2 x CO_2

T increment at new equilibrium

Total Feedback

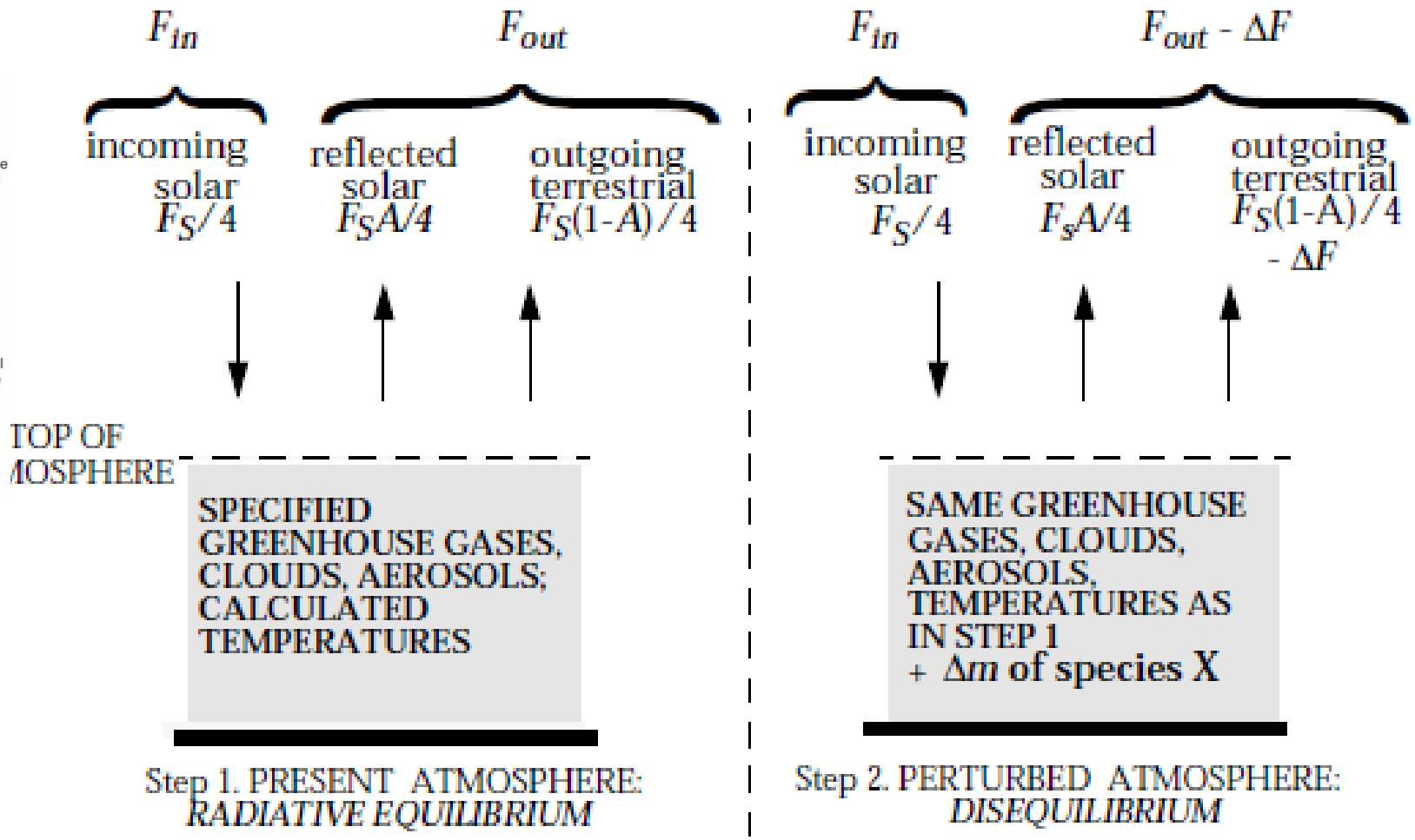


Figure 7-14 Calculation of the radiative forcing ΔF due to the addition Δm of a greenhouse gas. The "top of atmosphere" is commonly taken as the tropopause.

卫星遥感

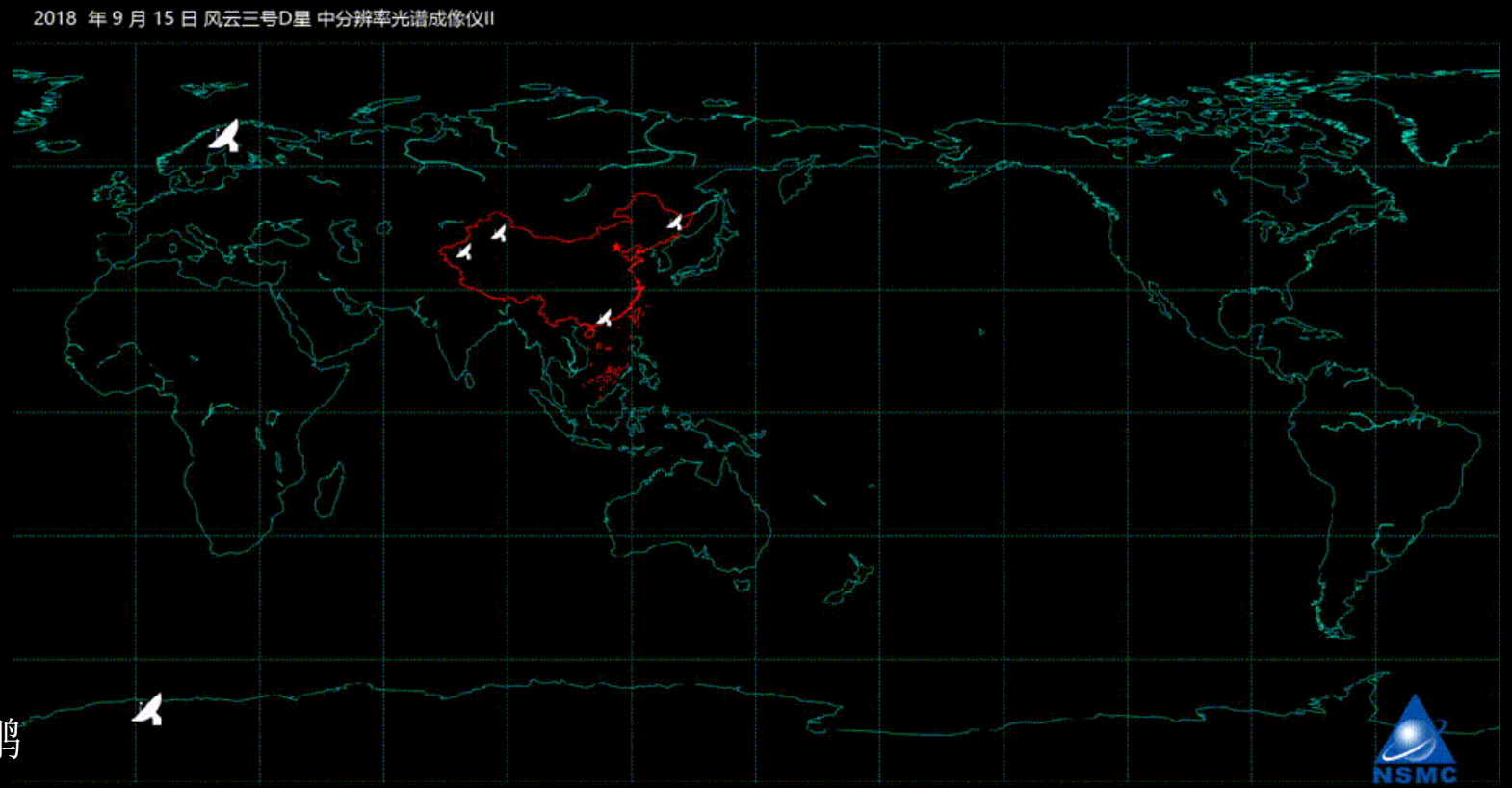

Global Operational Satellite Observation System
中国的极轨卫星
FY-1/3 (China)
METEOR 3M (Russian Federation)
GOES (USA) 75W
GOES (USA) 135W
Terra
NPP
Jason-1/2
Okean series
Aqua
QuickScat
TRMM
MTSAT-1R/2 (Japan) 140E
ALOS
Geostationary orbit
R & D orbit
Polar orbit
35,800 km
COMS-1 (Rep. of Korea) 120E
GPM
GCOM
ENVISAT/ERS-2
METEOR 3M N1
SPOT-5
MSG (EUMETSAT) 0 Longitude
Meteosat (EUMETSAT) 63E
FY-2/4 (China) 105E
INSATs (India) 83E
中国的静止卫星
GOMS / Electro N2 (Russian Federation) 76E
NOAA (USA)
NPOESS (USA)
Metop (EUMETSAT)
©The COMET Program / EUMETSAT / NASA / NOAA / WMO

极轨卫星：FY-3D

极轨气象卫星

观测特点：

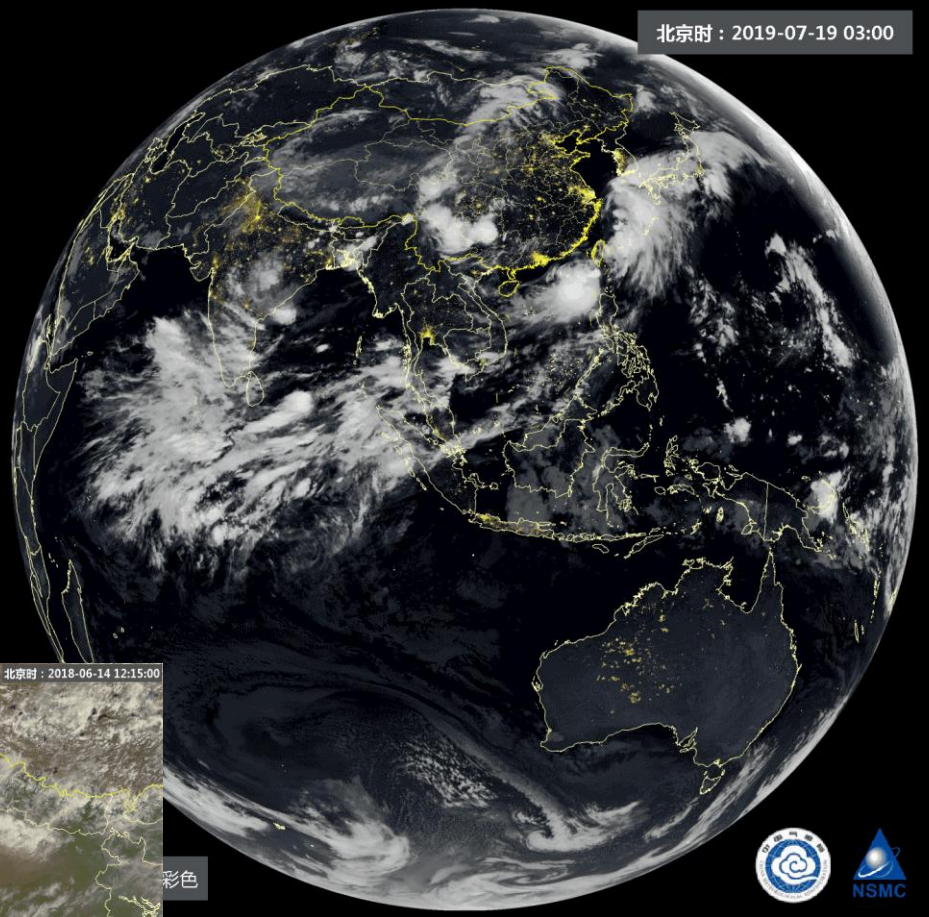
1. 在约800公里轨道高度绕地球南北极飞行，每12小时无缝隙覆盖全球
2. 搭载多种遥感仪器，获取大气和地球环境综合探测信息



张鹏

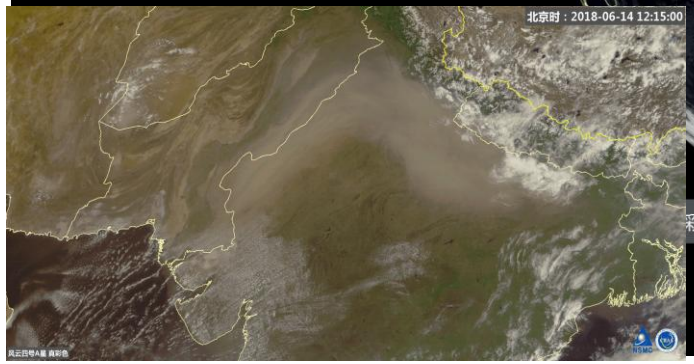
（地球同步）静止卫星：FY-4A

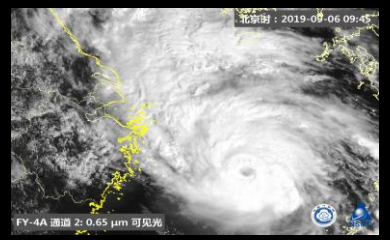
静止气象卫星



气象卫星作用和优势：

1. 全球全天候无缝隙观测，实现对地球大气和环境综合探测
2. 局地高频次观测，实现对自然灾害和环境事件的动态观测



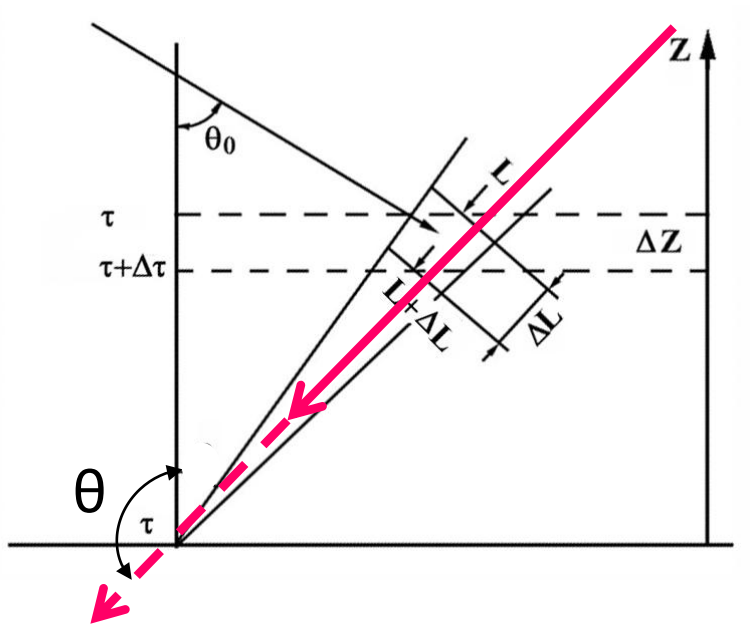


观测特点：

1. 轨道高度约35800公里，与地球自转同步，观测区域相对固定
2. 可每15分钟获取地球全圆盘图像；每5分钟对中国区域进行高频扫描。

张鹏

大气遥感原理：辐射传输



$$dI = -I(z,\theta,\varphi)\cdot k_{ex}(z)\cdot dl$$

$$+F_0 e^{-\tau(z)/\cos\theta_0}\cdot\beta(z,\theta,\varphi,\theta_0,\varphi_0)\cdot dl$$

$$+\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} I(z,\theta',\varphi')\cdot\beta(z,\theta,\varphi,\theta',\varphi')\cdot\sin\theta'\cdot d\theta' d\varphi' dl$$

$$+B(T)\cdot k_{ab}(z)\cdot dl$$

- 当我们观察天空某一方向的亮度大小，实际上是接收在这个立体角中自眼睛直到大气上界整个气柱所发来的光。
- 考察某一波长的亮度在经过一段气柱后的变化，这种变化是由下列4种因素引起的：

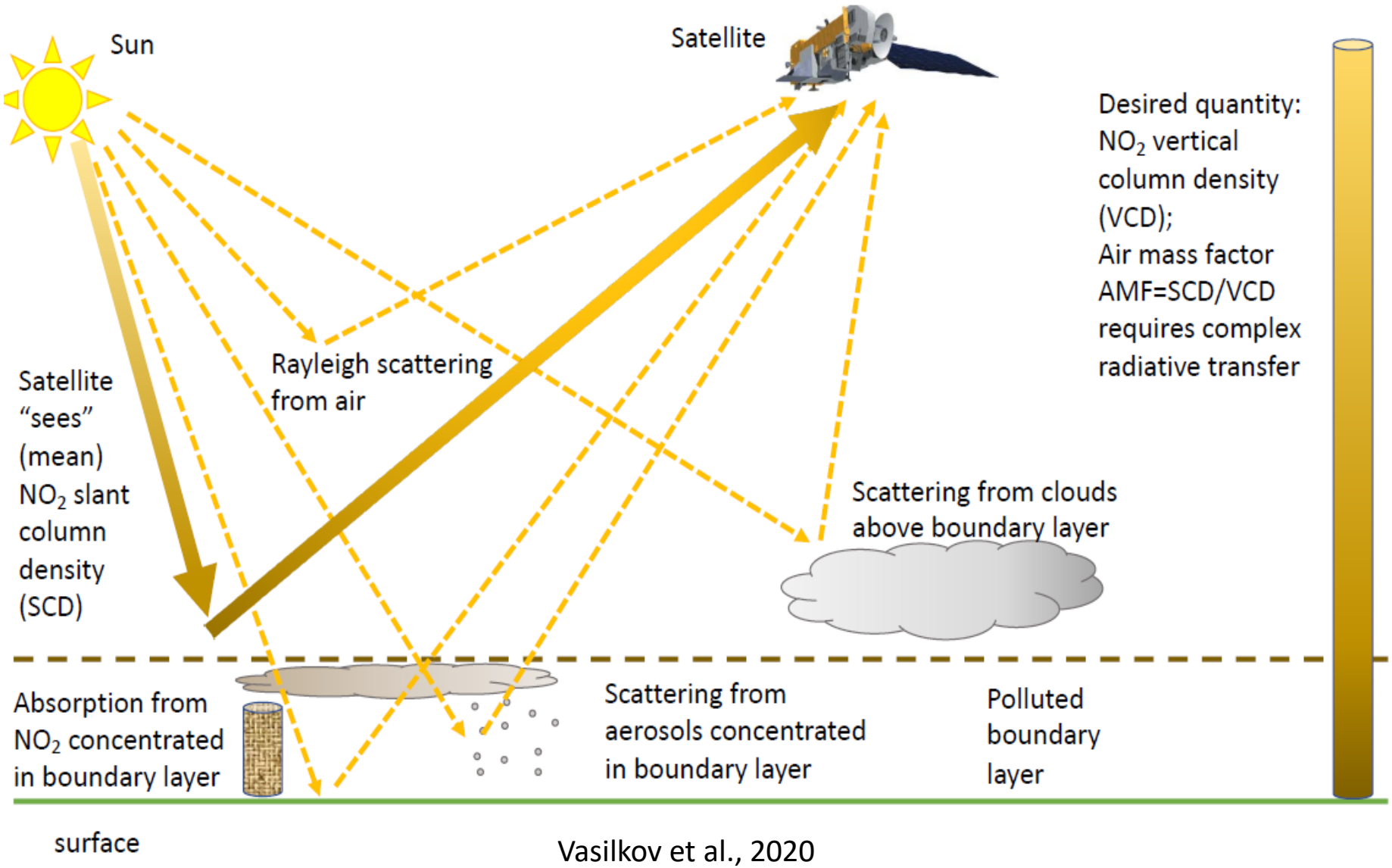
①入射辐亮度经过这段气柱后因散射和吸收而受到衰减；

②由于太阳光直接射到这段气柱上，气柱引起的散射光射向光度计，即一次散射；

③气柱周围各个方向的散射光射到这段气柱上再发生散射，即多次散射；

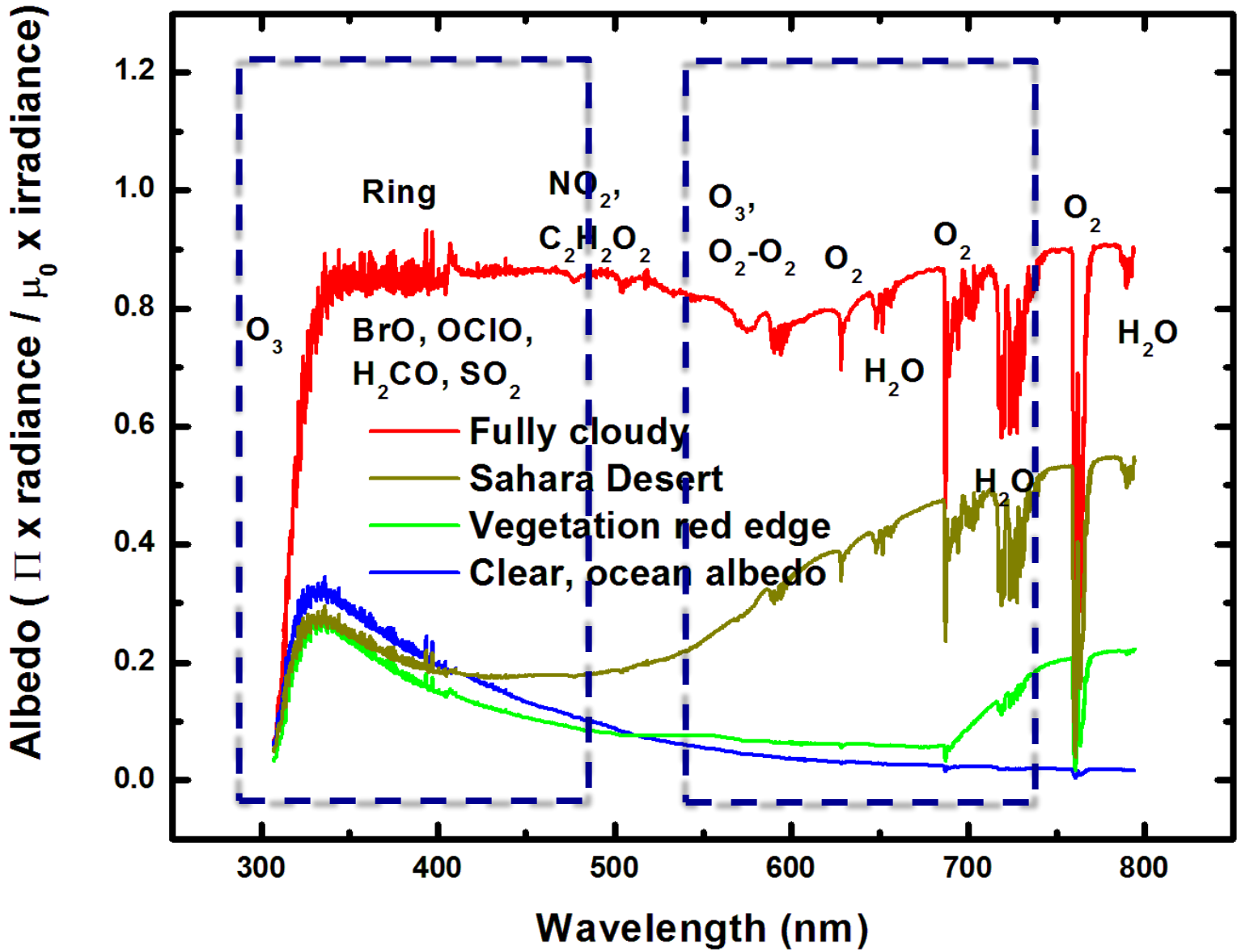
④ 这段气柱中大气的热辐射。

卫星遥感的原理：大气和地表的选择性吸收和散射特征



Vasilkov et al., 2020

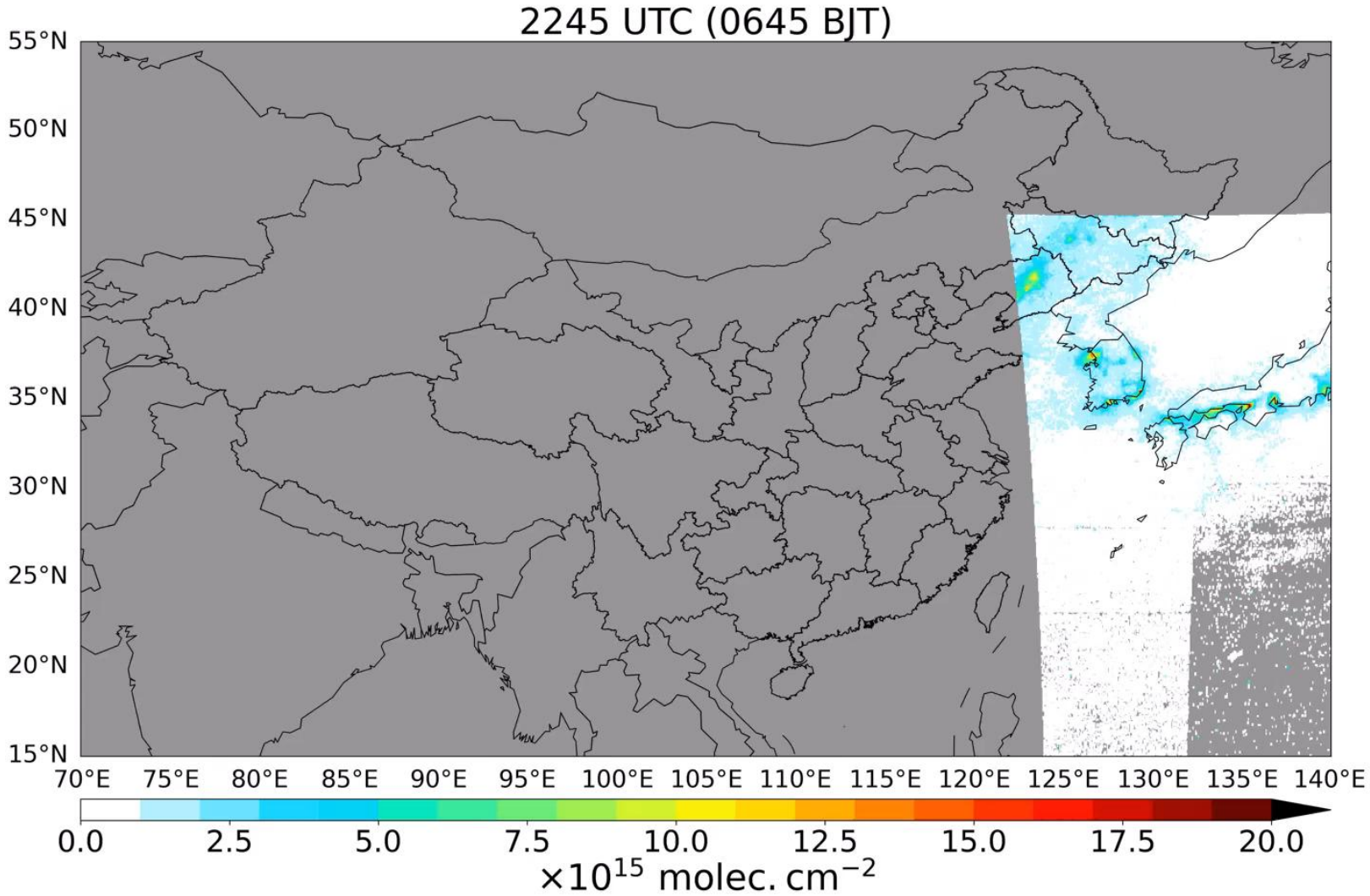
卫星遥感的原理：大气和地表的选择性吸收和散射特征



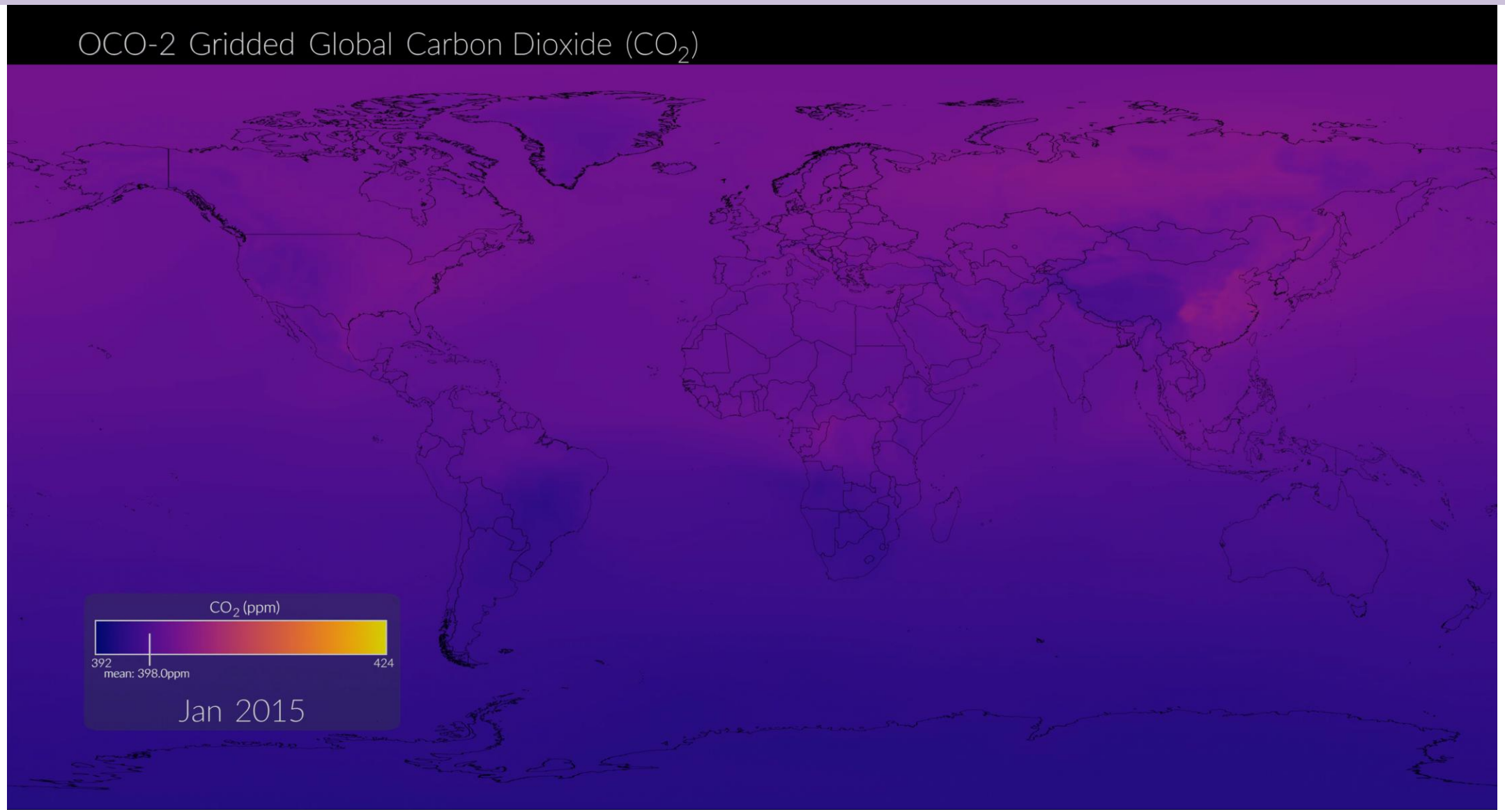
Adopted from Kelly Chance

卫星遥感：基于GEMS静止卫星探测器的对流层NO_2垂直柱浓度

POMINO-GEMS NO_2 VCDs for JJA 2021

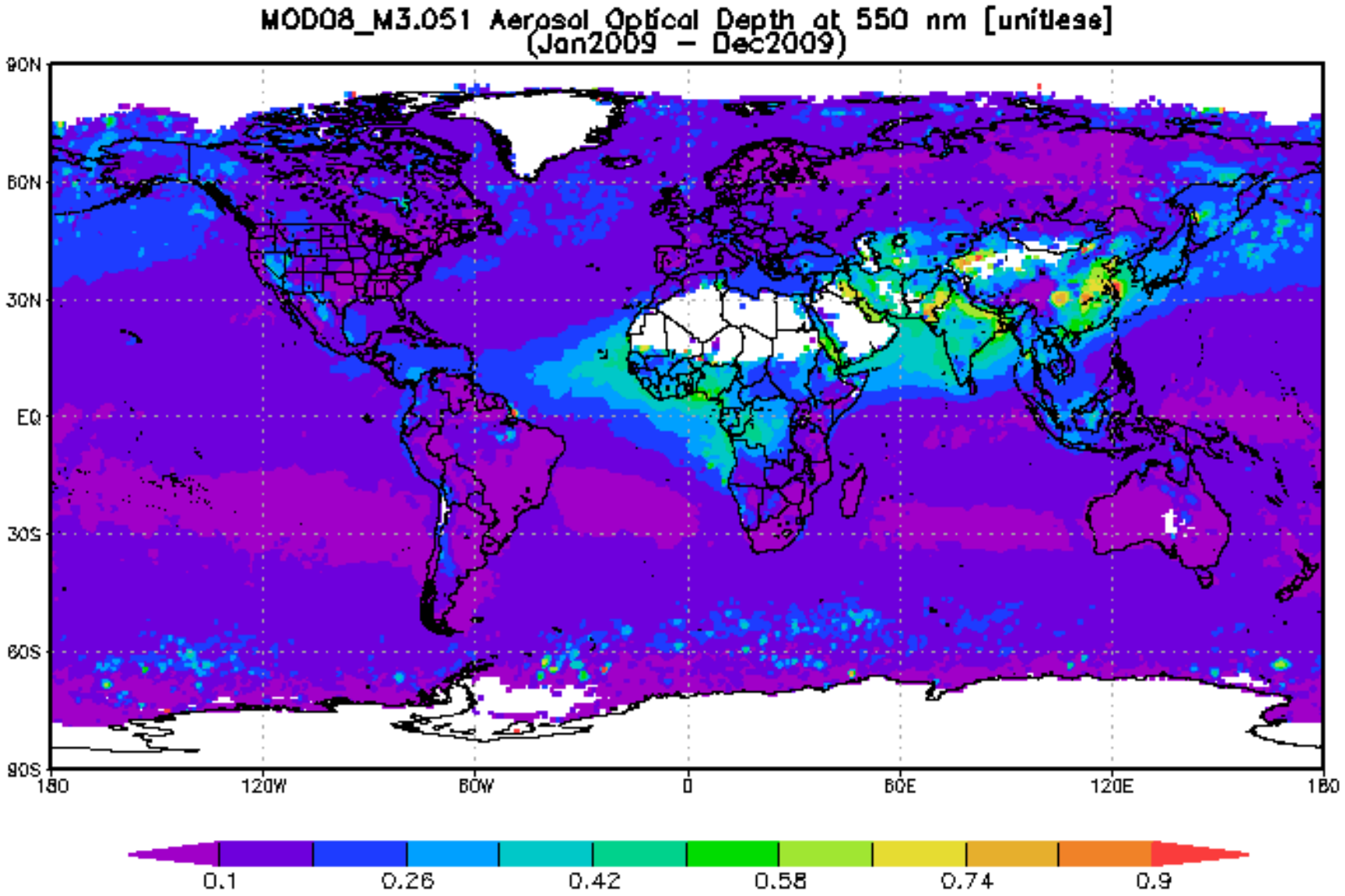


卫星遥感：基于OCO-2极轨卫星探测器的CO_2 柱浓度（XCO2）



https://svs.gsfc.nasa.gov/5022

卫星遥感：气溶胶光学厚度 AOD（气溶胶吸收和一次散射总效应）



垂直方向：

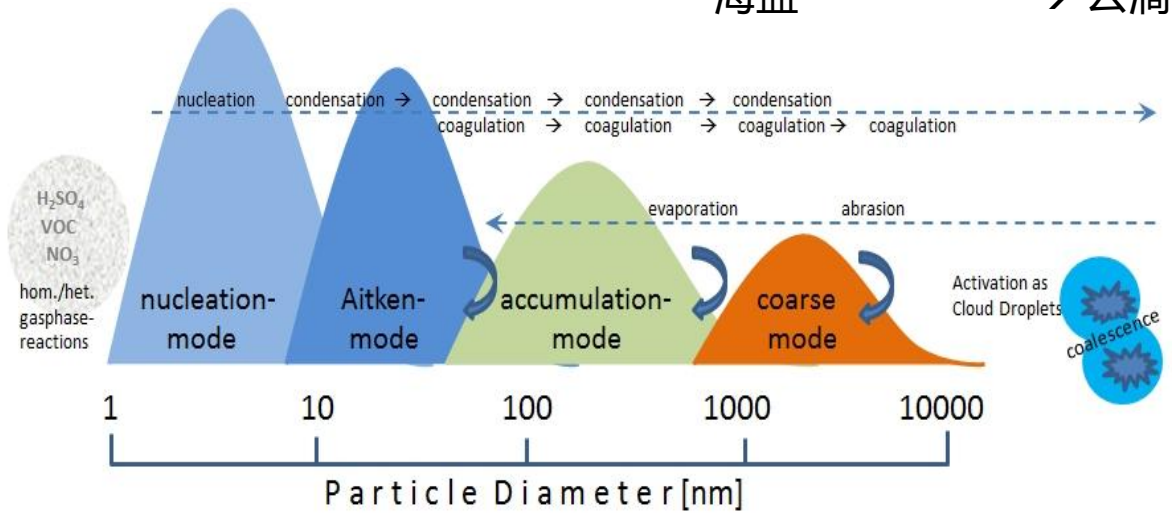
$$I = I_0 e^{-\tau}$$

$$\tau = \ln \frac{I_0}{I}$$

卫星遥感：利用光谱特性反演气溶胶组分

气溶胶粒径分布

气相前体物　微颗粒　煤烟　雾霾　烟尘　沙尘　火山灰　海盐　花粉　植物碎片　→ 云滴



(德国气象服务中心)

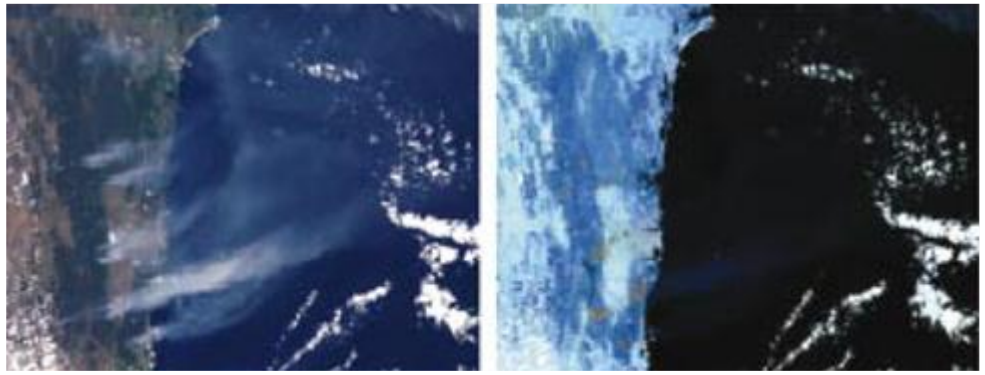
不同气溶胶在不同波段的表现

可见光　近红外

烟尘

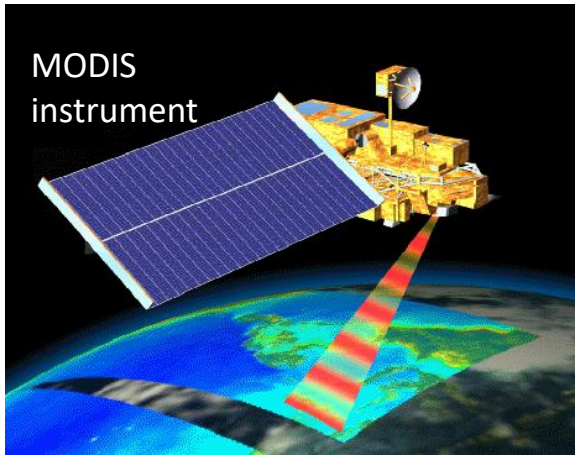


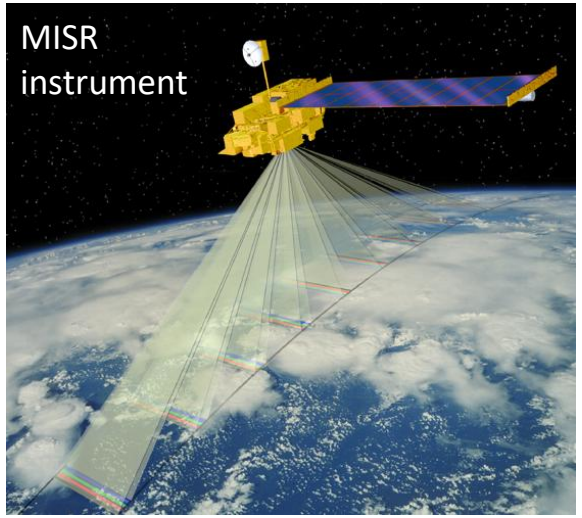
沙尘

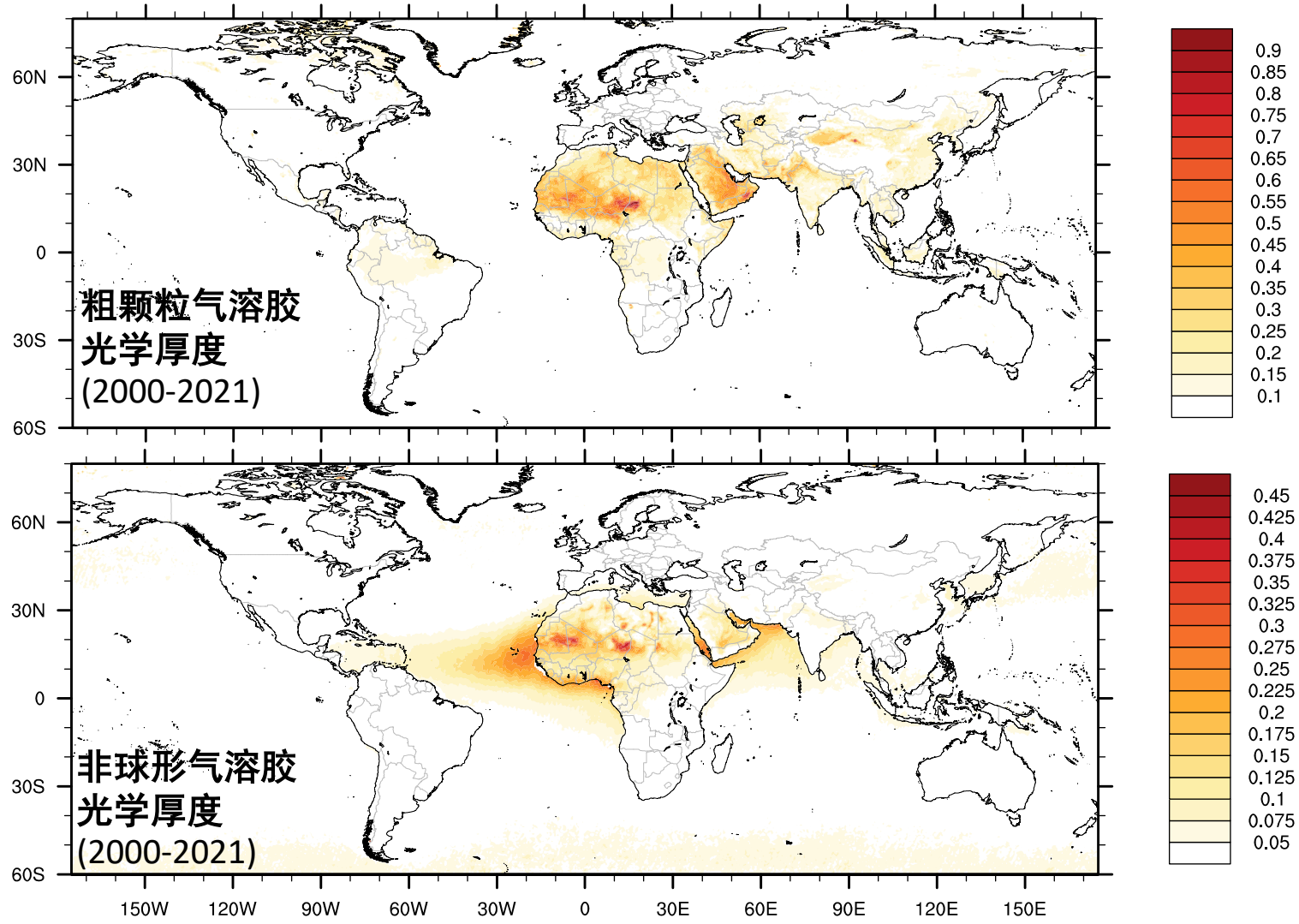


Kaufman et al. (2002) Nature

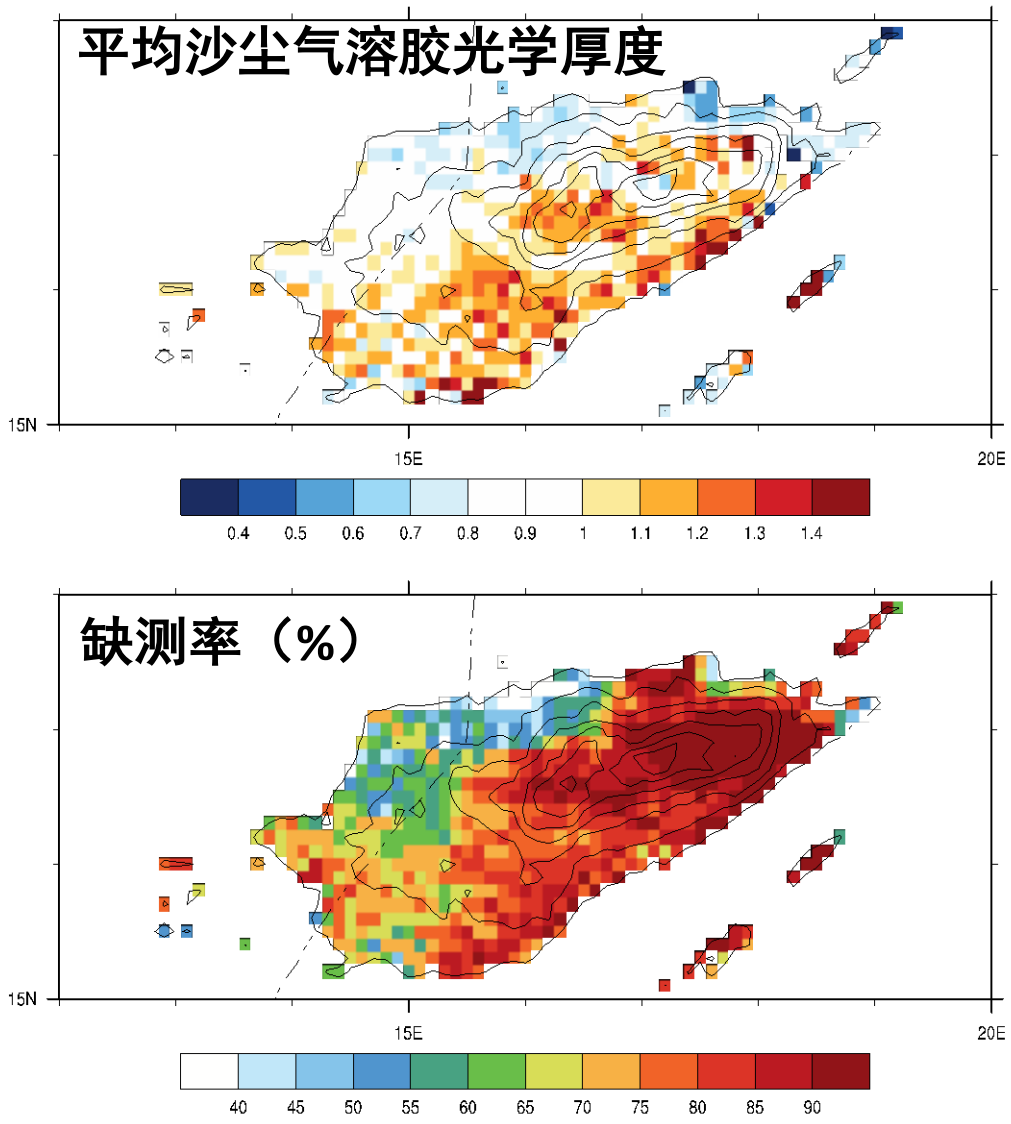
卫星遥感：光谱和角度特性得到相似但有差异的沙尘分布



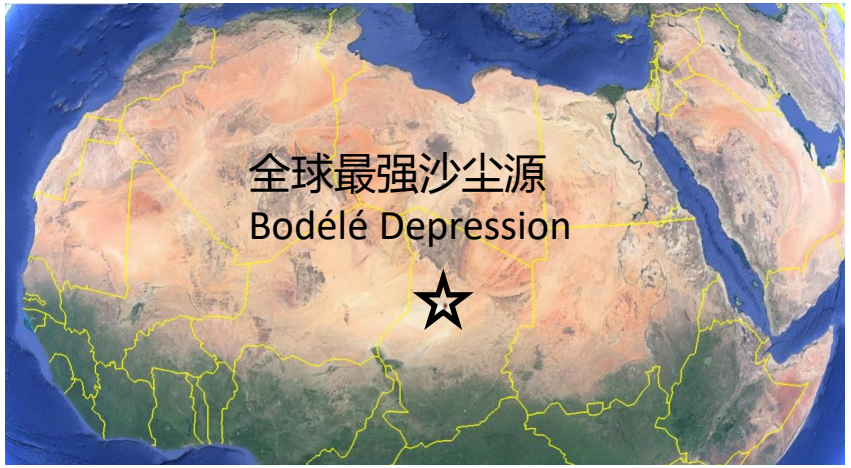




解决卫星遥感的缺失和误差问题是个重要挑战：以沙尘气溶胶为例



Yu et al (2018)

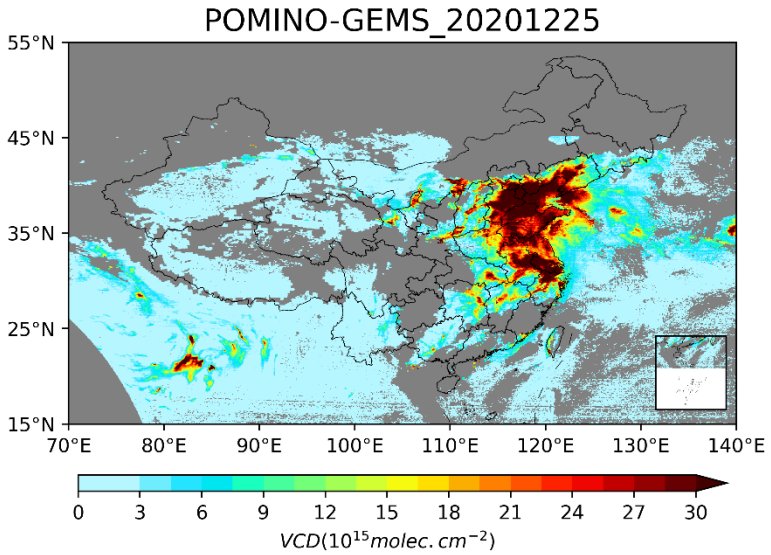


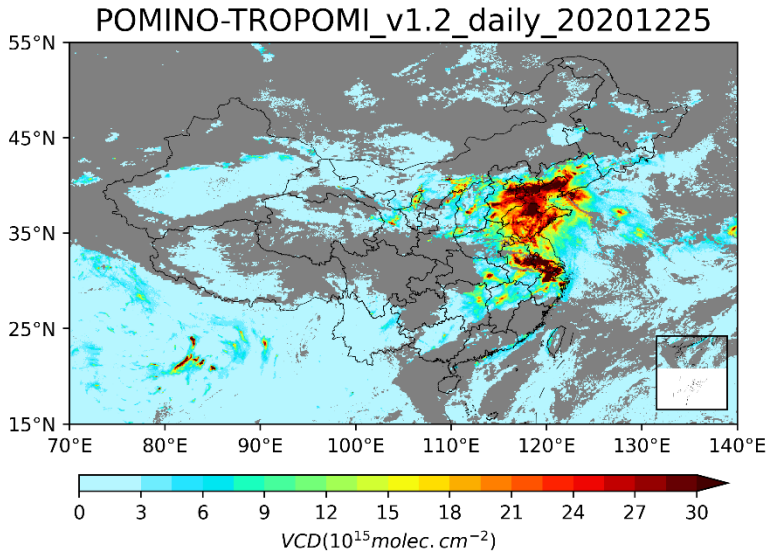


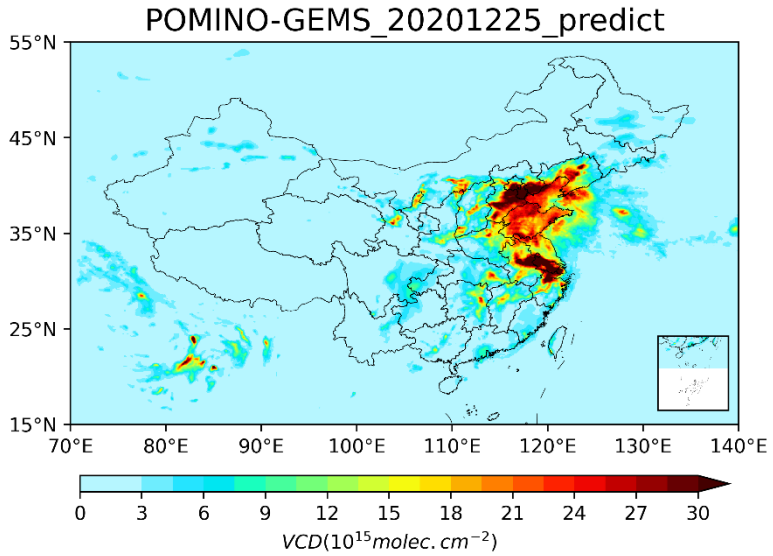
当沙尘太多的时候，沙尘气溶胶挡住了仪器的“视线”，导致反演失败☹

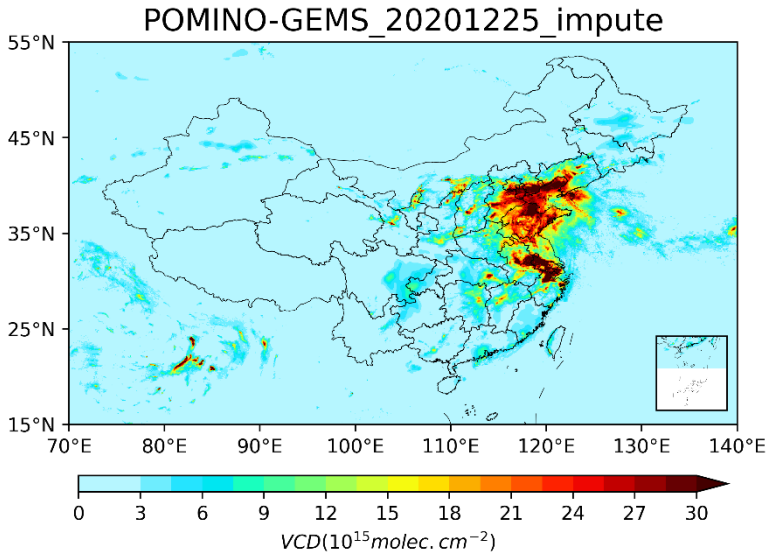
解决卫星遥感的缺失和误差问题是个重要挑战：以NO_2为例

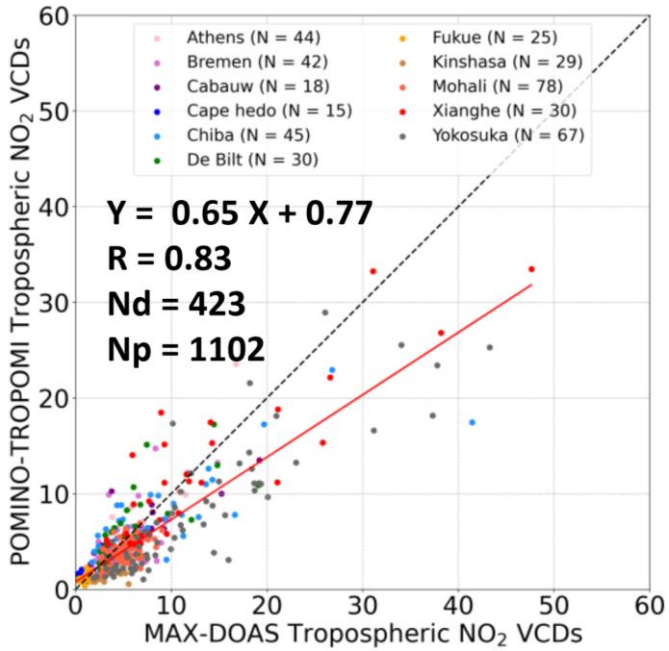
GEMS + GEOS-CF + UNet → TROPOMI







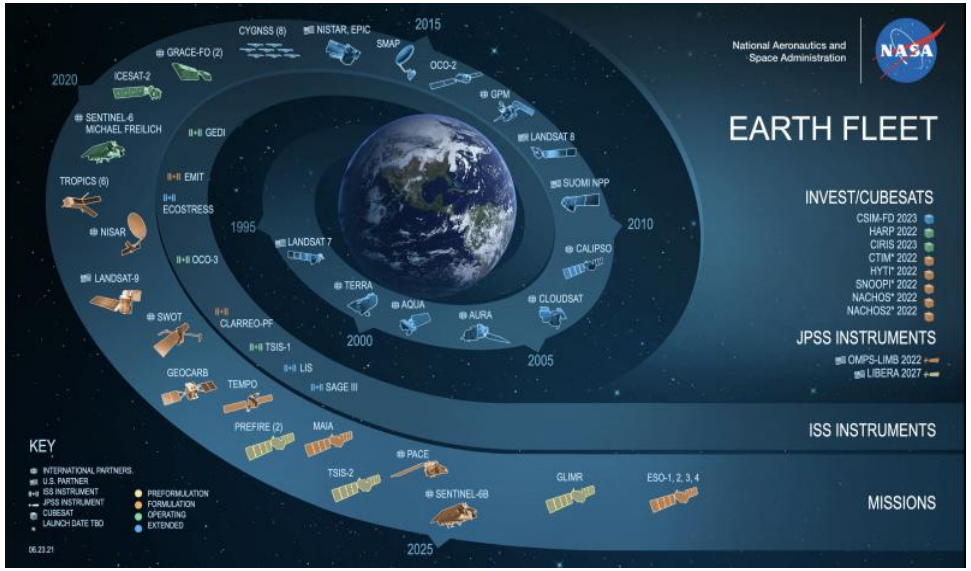


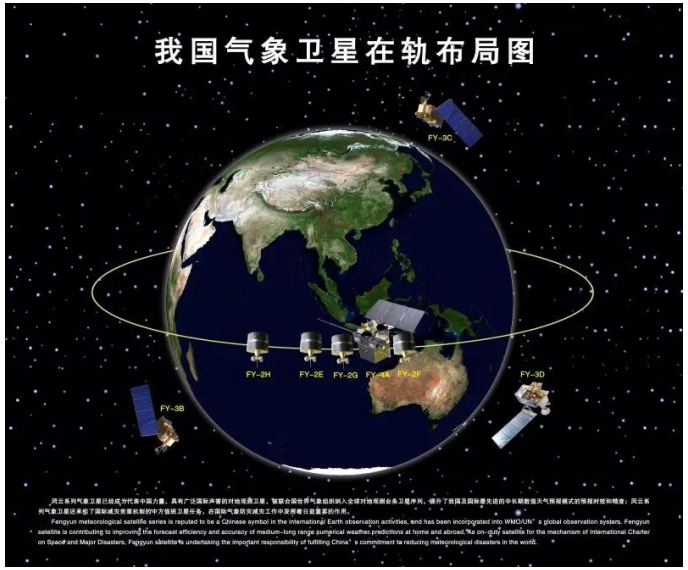


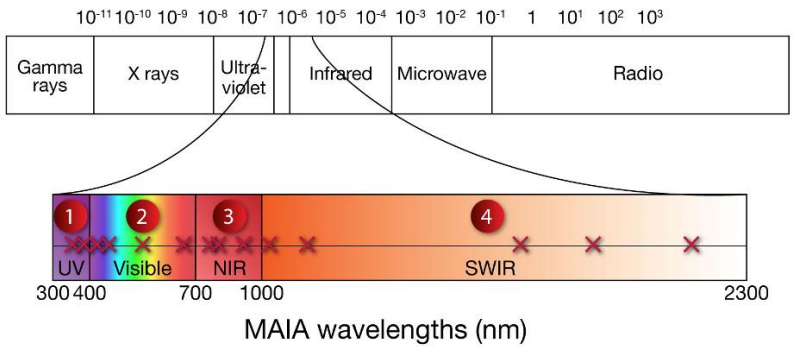
Zhang et al., AMT, 2025
Wang et al., submitted

卫星遥感发展趋势：多探测器、多角度、多成分、高光谱融合









本章作业 ddl = 2026年4月14日 13:00

1. 不考虑大气的温室效应和非辐射过程，采用地气系统一箱模型，计算地球近日点（地日距离1.47x10^8 km）和远日点（地日距离1.52x10^8 km ）地表辐射平衡温度，比较他们的差别。
2. 利用一层大气模型（地气系统两箱模型），如果大气对长波的吸收率由0.9变为0.95（温室气体增加），其他条件不变，求地表和大气的温度。
3. 卫星遥感探测到地球表面某地的辐射强度在波长4 μm左右达到峰值。利用维恩位移定律，计算该地的地表温度大约为多少度？可能正在发生什么？