

辐射大气透过率对光电系统(跟踪系统、搜索系统、警戒系统、热成像系统等)的设计、性能、评价等具有重要影响。大气透过率对气象卫星光学遥感仪器的通道选择和气象卫星遥感的资料反演等民用工作也是至关重要的参数。而大气窗口在气象卫星成像遥感工作中更为重要,利用它们可得到表面温度、云图、监测火情和水情等。本章以红外辐射传输为重点、(延伸至可见光和近紫外),探讨大气中影响辐射传输的因素,在提供一些基本数据资料的前提下,研究这些因素对系统性能影响的计算方法——大气透过率的工程理论计算方法。

以往的计算方法,要么有一定的局限性,没有综合考虑高度修正、倾斜路程以及与大气衰减有关的因素,给系统设计和评价带来了一定的误差;要么需要提供太多的参数(如大气辐射传输计算软件 LOWTRAN、MODTRAN 等),而且这些参数可能难以获得,给实际使用带来不便,尤其是对非大气辐射传输研究的专业人员的使用带来较大困难。为此建立有效、完整且满足精度要求、便于工程应用的大气光谱透过率、平均透过率、积分透过率的模型与计算方法是必要的。

本章首先在分析地球大气的组成与结构及其辐射吸收作用的基础上,阐述大气衰减与透过率、大气中辐射衰减的物理基础,并给出大气透过率数据表。其次,研究海平面上大气气体的分子吸收、不同高度时的分子吸收修正、大气分子与微粒的散射、与气象条件有关的衰减等问题。再次,提出平均透过率与积分透过率的计算方法,给出工程理论计算示例。最后,研讨几种大气辐射传输计算软件,并进行比较分析。

3.1 地球大气的组成与结构及其辐射吸收作用

通过分析地球大气的组成以及大气层各层的特点,可以明晰辐射大气传输特性和规律,了解辐射吸收效应,尤其是对不同波段的具体大气窗口的情况,这将是光电系统的分析、设计和使用等诸多方面的基础。

3.1.1 地球大气的组成

大气由多种气体——氮(N_2)、氧(O_2)、水蒸气(H_2O)、二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、一氧化碳(CO)、臭氧(O_3)、一氧化二氮(N_2O) (不稳定,遇光、湿或热变成二氧化氮 NO_2 及一氧化氮 NO ,一氧化氮又变为二氧化氮)等,以及悬浮在大气之中的一些液体和固体粒子组成(这些悬浮粒子被称为“气溶胶”粒子)。大气的主要成分是氮(体积比约为 78%)和氧(体

积比约为 20%)。水蒸气约占总量的 1% 左右,二氧化碳只占 0.03%~0.05%。

在低层大气中,按气体组成百分比的变化程度,可分为不变气体和可变气体两部分。所谓不变气体,是指那些组成百分比不随时间、空间而变的气体。其中主要的有氮(N₂)、氧(O₂)、氩(Ar)等。所谓可变气体,是指组成百分比随时间、空间而变的气体。其中主要有水汽(H₂O)、二氧化碳(CO₂)和臭氧(O₃)等。如果把大气中的水汽和气溶胶粒子除去,那么这样的大气常被称为干洁大气。在 80km 以下的干洁大气,其组成百分比基本保持不变。

表 3.1 列出了低层干洁大气的组成百分比的数字。可以看到,N₂、O₂ 及 Ar 的总含量约占整个大气的 99.97%,其余的稀有气体如 Ne、He、Kr、Xe、H₂ 等,总和不超过 0.03%。二氧化碳在表 3.1 中列为不变气体,但实际上自工业革命以来,因化石燃料的燃烧而一直在慢慢地增加。

表 3.1 海平面大气成分表

气 体	分 子 量	容积百分比/%
氮 N ₂	28.0134	78.084
氧 O ₂	31.9988	20.9476
氩 Ar	39.948	0.934
二氧化碳 CO ₂	44.009 95	0.0322 ^①
氖 Ne	20.183	0.001 818
氦 He	4.0026	0.000 524
氪 Kr	83.80	0.000 114
氢 H ₂	2.015 94	0.000 05
氙 Xe	131.30	0.000 008 7
甲烷 CH ₄	16.043	0.000 16
一氧化二氮 N ₂ O	44	0.000 028
一氧化碳 CO	28	0.000 007 5

注: ①据报道,此值目前已达到 0.034,甚至以上。

实测表明,在高度小于 80km 的大气层中,干洁大气组成百分比保持不变。若要计算 80km 以下某种成分的数密度 n_0 时,可按下式计算

$$n_i = F_i N \quad (z < 80\text{km}) \quad (3.1)$$

式中, F_i 为第 i 种气体成分在海平面大气中的容积百分比; N 为所研究高度上的大气总数密度。

3.1.2 大气层结构

按照大气层内垂直方向的温度分布及运动特点,按国际通用的术语,可将整个大气层在铅垂方向分成五层。它们是对流层、平流层、中间层、暖层及散逸层(见图 3.1)。现将各层的特点简述如下。

1. 对流层

对流层是大气层的最底层。它也是各层中最薄的一层。然而整个大气层质量的 3/4 和 90% 以上的水汽及主要的天气现象都集中在这一层内,因而此层也是和人类活动关系最密切的一层。由于不同纬度球表面受太阳辐射加热的程度不同,不同季节时地球表面的受辐

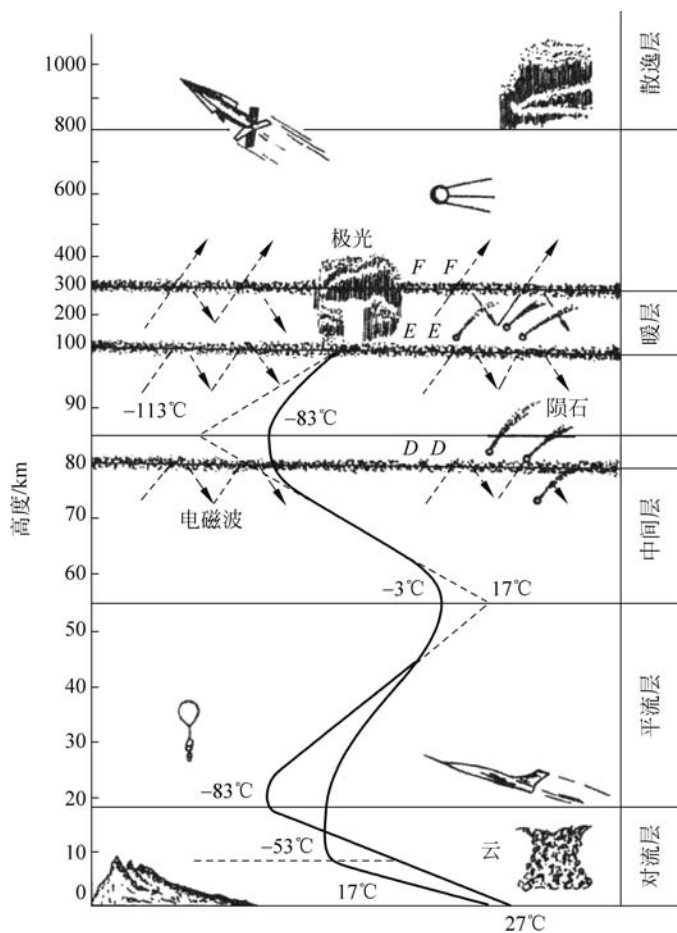


图 3.1 大气分层图

射加热的情况也不同,与之相应,大气的垂直运动也会不同,因而对流层的厚度会随纬度和季节而变化。对流层的厚度在热带平均为 17~18km,温带平均为 10~12km;在寒带则只有 8~9km。夏季的厚度通常要大于冬季的厚度。

对流层的特征是:它有强烈的对流运动,在高低层之间有质量和热交换,这就使近地面的水汽向上输送,形成云雨;在层内的大气温度随高度升高而线性地降低,其温度递减率为 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。显然,对流层厚度大的低纬度区域的对流层顶部的温度要比高纬度区域的顶部温度低。

2. 平流层

平流层是从对流层顶至 55km 高度之间的大气层。平流层的特征是,它没有强烈的上下对流运动,因而气流平稳,远程的喷气式客机通常在此层内飞行;在平流层的下部,温度随高度的变化很少,从 30km 左右的高度开始,温度随高度的增加而增加,到此层的顶层温度为 $-3^{\circ}\text{C} \sim -17^{\circ}\text{C}$ 。这主要是臭氧对太阳辐射的强烈吸收而造成的。此层内水汽和尘埃的含量均很少,空气透明度很好。

3. 中间层

中间层是高度为 55~85km 的一层大气。此层和对流层有相似的特点,温度随高度而

迅速下降,至此层顶时温度已降至 $-83^{\circ}\text{C}\sim-113^{\circ}\text{C}$ 。此层内也有相当强烈的上下对流运动,故称为高空对流层。

在 $0\sim 85\text{km}$ 高度范围内,温度可以用7个连续的线性方程来描述,其形式为

$$T = T_b + L_b (H - H_b) \quad (3.2)$$

式中,下脚标 b 的值为 $0\sim 6$,第一层为 0 ,第二至第七层的 b 分别为 $1\sim 6$, L_b 的值列在表3.2中。

表 3.2 $0\sim 85\text{km}$ 内温度廓线图各段的参考高度和梯度

b	高度 z/km	温度梯度 $L_b/(\text{K} \cdot \text{km}^{-1})$
0	0	-6.5
1	11	0.0
2	20	1.0
3	32	2.8
4	47	0.0
5	51	-2.8
6	71	-2.0
7	84.85	—

在上述高度范围内的标准大气的温度-高度廓线图如图3.2所示。

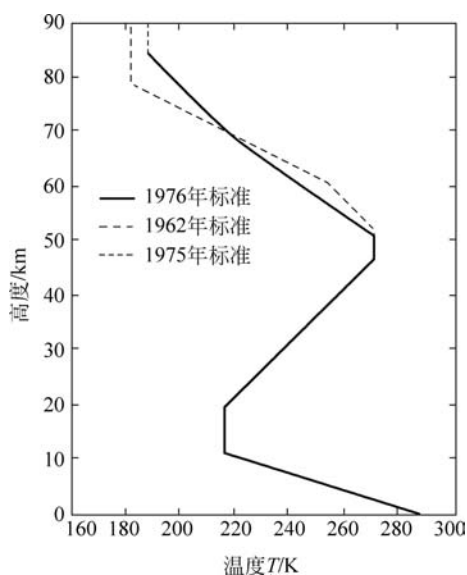


图 3.2 标准大气温度-高度廓线图

4. 暖层

暖层是从中间层顶部向上直至 800km 高度之间的一层大气。此层的大气温度随高度的增加而迅速上升。到 300km 高度时,温度可接近 1000°C 。此层内的大气由于强烈的太阳紫外线和宇宙线的照射,存在着几个电离层,即 D 、 E 、 F (包括 F_1 、 F_2)层。这些电离层的高度及电子浓度如表3.3所示。

表 3.3 各电离层的特征

层次名称	组成	高度/km		最大电子浓度/(10^5 个· cm^{-3})	
		白天	夜间	白天	夜间
D	$\text{O}_2^+ + \text{e}^-$	60~90	—	0.15~2.0	0
E	$\text{O}_2^+ + \text{e}^-$	90~130	90~100	1.5~3.0	0.2
F ₁	$\text{N}_2^+ + \text{e}^-$	160~280	—	2.5~4.0	0
F ₂	$\text{O}^+ + \text{e}^-$	300~350	280~300	10~30	0.2

由于电离层的存在,使短波无线电的远距离传输成为可能。在 1000km 以下的整个大气层的温度廓线图可参见图 3.3。

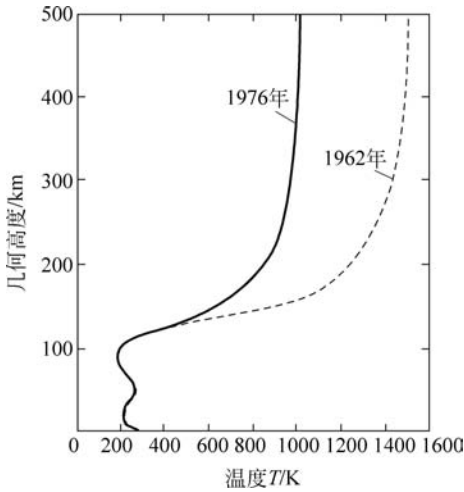


图 3.3 1000km 以下大气层的温度廓线图

5. 散逸层

散逸层自暖层向上,统称为散逸层。它是大气层和星际空间的过渡带。该层离地球较远,引力小,空气稀薄。某些高速运动的空气分子一旦被撞击出去后,就很难再回向地球,因而不断散逸到宇宙空间。近代卫星探测资料表明,大气层上界为 2000~3000km。

3.1.3 大气的辐射吸收作用

大气的吸收和散射与波长有关,即有明显的选择性。比如,对于波长范围为 1~1.1 μm 、1.2~1.3 μm 、1.6~1.75 μm 、2.1~2.4 μm 、3.4~4.2 μm 、8~13 μm 等波段内的辐射,大气的吸收作用较小,有所谓“大气窗口”的称谓。表 3.4 列出了 8 个大气窗口的波段范围、透过率值及其物理机制,其中,透过率值为特定条件下的典型平均值。有效利用大气窗口,可以使系统的作用距离达到相对最大化。值得一提的是,在高空使用,对红外系统有着更好的条件,这是因为高空水蒸气及 CO_2 很少的缘故。

表 3.4 8 个大气窗口的波段范围、透过率值及其物理机制

序 号	窗 口 名 称	波 段 范 围	透 过 率 / %	散射吸收机制 γ 为散射系数
1	紫外、可见、近红外	$0.3 \sim 1.115 \mu\text{m}$	70、95、80	瑞利散射, $\gamma \propto \lambda^{-4}$, 臭氧吸收
2	近红外窗口	$1.4 \sim 1.9 \mu\text{m}$	60~95	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, CO_2 吸收
3	近红外窗口	$2.0 \sim 2.5 \mu\text{m}$	80	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收
4	中红外窗口	$3.5 \sim 5.0 \mu\text{m}$	60~70	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收
5	远(热)红外窗口	$8 \sim 14.0 \mu\text{m}$	80	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收
6	微波窗口	$1.0 \sim 1.8 \text{mm}$	35~40	瑞利散射, $\gamma \propto \lambda^{-4}$, 可忽略
7	微波窗口	$2.0 \sim 5.0 \text{mm}$	50~70	只在 1.63mm 和 3.48mm 处有水 汽吸收带, 其他波长无吸收损失
8	微波窗口	$8.0 \sim 1000 \text{mm}$	100	无任何散射和吸收损失

CO_2 在 $2.7 \mu\text{m}$ 、 $4.3 \mu\text{m}$ 为中心的附近及 $11.4 \sim 20 \mu\text{m}$ 的区域有吸收带, 在 $1.4 \mu\text{m}$ 、 $1.6 \mu\text{m}$ 、 $2.0 \mu\text{m}$ 、 $4.8 \mu\text{m}$ 、 $5.2 \mu\text{m}$ 、 $9.4 \mu\text{m}$ 、 $10.4 \mu\text{m}$ 处有弱的吸收带。水汽在 $1.87 \mu\text{m}$ 、 $2.7 \mu\text{m}$ 、 $6.27 \mu\text{m}$ 处有强吸收带, 在 $0.94 \mu\text{m}$ 、 $1.1 \mu\text{m}$ 、 $1.38 \mu\text{m}$ 、 $5.2 \mu\text{m}$ 处有弱吸收带。 N_2O 在 $4.5 \mu\text{m}$ 处有一个较强的吸收带, 在 $2.9 \mu\text{m}$ 、 $4.05 \mu\text{m}$ 、 $7.7 \mu\text{m}$ 、 $8.6 \mu\text{m}$ 、 $17.1 \mu\text{m}$ 处还有弱吸收带。 CO 在 $4.6 \mu\text{m}$ 处有一个较强的吸收带, 在 $2.3 \mu\text{m}$ 处有一个弱的吸收带。 CH_4 在 $3.31 \mu\text{m}$ 、 $6.5 \mu\text{m}$ 、 $7.65 \mu\text{m}$ 处有吸收带。 O_3 在 $9.6 \mu\text{m}$ 处有一个较强的吸收带, 在 $4.7 \mu\text{m}$ 、 $8.9 \mu\text{m}$ 、 $14 \mu\text{m}$ 处有弱吸收带。

有资料把红外辐射划分为近红外、短波红外、中波红外、长波红外、甚长波红外等多种区间。由于大气会对红外辐射进行吸收, 留下 3 个“窗口”波段, 即 $1 \sim 3 \mu\text{m}$ 、 $3 \sim 5 \mu\text{m}$ 、 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 。在军事应用上将这 3 个波段称为近红外、中红外以及远红外波段, 具体更小波段划分及其大气透过率、大气背景辐射强度的比较, 如表 3.5 所示。

表 3.5 红外波段大气透过率与大气背景辐射强度定性分析

波长范围/ μm	波 段	大气透过率	大气背景亮度
1.1~1.4	J	高	夜晚很低
1.5~1.8	H	高	非常低
2.0~2.4	K	高	非常低
3.0~4.0	L	3.0~3.5 μm : 中等 3.5~4.0 μm : 高	低
4.6~5.0	M	低	高
7.5~14.5	N	8~9 μm & 10~12 μm : 中等 其他波段: 低	非常高
17~40	17~25 μm : Q 28~40 μm : Z	非常低	非常高
330~370		非常低	低

大气透过率与观测地点、大气状况等有关。海拔较低的观测地点大气透过要差一些, 在离地 15km 的高度范围内, 只有部分窗口能透过天体或者空间目标的红外辐射。

有综合分析, 吸收红外辐射的主要因素是水蒸气, 它主要集中在 $2 \sim 3 \text{km}$ 大气层以下; 虽然 CO_2 只占大气体积的 $0.03\% \sim 0.05\%$, 但它是红外辐射衰减的另一重要原因, 它

在空气中的分布比水蒸气均匀。大气中 O_3 含量很少,它主要位于 $10\sim 40\text{km}$ 空间范围中,特别是集中在 $20\sim 30\text{km}$ 高度上。而在 20km 以下的大气层中, O_3 对辐射的吸收影响是非常小的,只有在雷雨之后,大气中 O_3 的含量才突然增大。因此对用在 20km 以下的红外系统, O_3 的衰减作用可以忽略不计。另外,在下层大气中, NO 、 NO_2 、 CO 等气体的吸收,通常可以忽略。

3.2 大气衰减与透过率

大多数光电系统必须通过地球大气才能观察到目标,从设计者的角度来看,这是不利的。因为从目标来的辐射量在到达光电传感器之前,受到大气中某些气体的选择性吸收,大气中悬浮微粒的散射,同时还要经受大气某些特性剧烈变化的调制。对于干洁大气,服从瑞利的分子散射定律。但在通常情况下,实际大气中总含有较大的悬浮质点,特别是在近地层大气中,常常存在有雾、雨和尘粒等,其大小不仅与入射辐射的波长相仿,而且还可能远远超过波长。因此当辐射落在这些质点上时,将会发生散射、衍射及折射现象。

当大气分子或微粒遇到入射的光时,会受激而向四面八方发射出频率与入射光相同的光,这种现象就是光的散射。当有散射存在时,沿某一方向传输的光会因散射而使传输受到衰减。此种因散射产生的衰减将和吸收造成的衰减一样,服从朗伯-比尔定律。通过大气而减弱的整个过程称为衰减。通过大气的透过率可以表达如下:

$$\tau = e^{-\sigma x} \quad (3.3)$$

式中, σ 称为衰减系数 x 是路程长度。大气对辐射能传播的衰减作用表现为散射损失、吸收损失和反射损失 3 种物理机制上,因此,大气光谱衰减系数 σ 可表示为

$$\sigma = \alpha + \gamma + \sigma_{\text{反射}} \quad (3.4)$$

式中, α 、 γ 、 $\sigma_{\text{反射}}$ 分别表示由大气分子吸收、散射、反射机制引起的大气衰减系数(km^{-1})。这里 α 是吸收系数,起因于大气分子的吸收;而 γ 是散射系数,起因于气体分子、烟、雾等的散射。可想而知, α 和 γ 二者均随波长而变化。其中, γ 与辐射波长的 λ^4 或 λ^2 成正比(瑞利散射定律或米氏散射定律),即波长越小,散射和吸收损失越小。

实验测定,大气微粒包括水滴(云雾、降水)、冰粒和尘埃,它们的直径一般不超过 $100\mu\text{m}$; 大气降水云层的粒子中包括有雨滴、冰粒、雪花和干湿冰雹,其直径均大于 $100\mu\text{m}$,有的可达几毫米(如雨滴)、几厘米(如冰雹)。可见在绝大部分(除了冰雹)天气情况下,它们都远小于微波波长,尤其是对于波长 $8.0\sim 1000\text{mm}$ 的微波,不存在散射和吸收损失,大气透过率为 100% 。一般而言,对于红外、可见、紫外 3 个波段,它们的大气透过率大小的排序依次是 $\tau_{\text{红外}} > \tau_{\text{可见}} > \tau_{\text{紫外}}$ 。

在大多数情况下,如果忽略 $\sigma_{\text{反射}}$,则衰减由吸收、散射因素造成。可得: $\sigma = \alpha + \gamma$ 。

在红外波段,吸收比散射严重得多。雾和云是很强的散射物质,实际上对红外辐射也是不透过的。正因如此,红外系统受天气影响较严重,难以具有全天候性能,尤其是被动红外系统。

辐射的大气透过率取决于大气气体的性质和它的质点浓度、分布。因而也就取决于气象条件,特别是在大气中的水蒸气、其他气体和尘粒的含量不断变化,大气透过率也随之变化,同时还与海拔高度有关。理论研究只能对上述关系得出近似的结果,因此需要在各种气

象条件下,对不同高度和不同波长进行大量的测量来弥补理论研究之不足,从实验数据中构成经验公式和半经验公式,从而可以近似求出各种大气条件下的大气透过率。因此,辐射的大气透过率取决于气象条件,而且随天气条件和高度而变。用理论方法只可求出近似的大气衰减和透过率,而在一定的天气条件和高度下,可用已推导出的经验公式求出精确的近似值。

3.3 大气中辐射衰减的物理基础

光电(红外)系统用于观测、搜索、跟踪远距离目标时,目标辐射在到达系统的光学系统之前必须通过大气,并被衰减。在衰减的同时,因大气梯度和湍流引起空气折射率不均,使辐射发生畸变。此外,大气是固有辐射源。所有这些现象使远距离目标的图像质量变坏。大气对光电(红外)系统的影响基本表现在辐射衰减,红外辐射衰减与以下3种现象有关:

- (1) 大气气体分子的吸收;
- (2) 大气中分子、气溶胶、微粒的散射;
- (3) 因气象条件(云、雾、雨、雪)的衰减。

这样,在分析红外系统工作时必须全面考虑上述3种现象。但同时值得一提的是,当因气象衰减与天气条件有关时,气体分子和微粒的红外辐射吸收与散射经常发生。

大气传输的特征是,光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 和衰减系数(消光系数) $\mu(\lambda)$ 之间的关系可用布盖乐-朗伯定律表示,即

$$\tau_a(\lambda) = \varphi_e(\lambda, R) / \varphi_e(\lambda, 0) = \exp(-\mu(\lambda)R) \quad (3.5)$$

式中, R 为目标与红外系统之间的距离; $\varphi_e(\lambda, R)$ 为距离 R 处(或红外系统处)目标或背景辐射通量光谱密度; $\varphi_e(\lambda, 0)$ 为 $R=0$ 时 $\varphi_e(\lambda, R)$ 的特例; λ 为波长。

平均透过率和平均衰减系数为

$$\bar{\tau}_a = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau_a(\lambda) d\lambda \quad (3.6)$$

$$\bar{\mu} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \mu(\lambda) d\lambda \quad (3.7)$$

式中, $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 为光谱范围。积分透过率为

$$\tau_a = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_e(\lambda, 0) \tau_a(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_e(\lambda, 0) d\lambda} \quad (3.8)$$

大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 用下式确定:

$$\tau_a(\lambda) = \tau_1(\lambda) \cdot \tau_2(\lambda) \cdot \tau_3(\lambda) \quad (3.9)$$

式中, $\tau_1(\lambda)$ 、 $\tau_2(\lambda)$ 、 $\tau_3(\lambda)$ 分别为被吸收、散射和因气象衰减制约的大气光谱透过率。

3.4 大气透过率数据表

早期关于大气红外衰减方面的研究,主要集中在大气气体分子的带吸收研究,这一时期在实验室和野外都进行了大量的测量工作,限于当时的理论和实验手段,所得的大气红外辐

射和传输特性数据没有足够高的光谱分辨率,限制了这些数据在实际工程中的应用。由波带模型法描述的大气吸收模型已被广泛地应用到工程计算中。但是,在用波带模型法计算中,需要知道谱线的参数,如线强、线宽、线距等,然而这些参数的获得并不容易。

很早以前,有些学者将实验确定的透过率数据,并考查了一些有用的测量,制成了以 $0.1\mu\text{m}$ 为间隔、从 $0.3\sim 7\mu\text{m}$ 的一个很宽的吸收物质浓度范围内的光谱透过率表,表 3.6 是可降水分含量从 $0.1\sim 1000\text{mm}$ 的水蒸气光谱透过率表,表 3.7 是路程长度从 $0.1\sim 1000\text{km}$ 的二氧化碳光谱透过率表。后来,小哈得逊将这两个表格从 $7\mu\text{m}$ 扩展到 $14\mu\text{m}$,水蒸气的计算结果列在表 3.8 中,二氧化碳的计算结果列在表 3.9 中。这些表格是基于实验数据并用 Elsasser 波带模型插值而编制的,最后形成波长间隔为 $0.1\mu\text{m}$ 的光谱透过率表。

表 3.6 海平面水平路程上的水蒸气的光谱透过率(0.3~6.9 μm)

波长 / μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
0.3	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
0.4	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
0.5	0.986	0.980	0.968	0.956	0.937	0.901	0.861	0.804	0.695	0.579	0.433	0.215	0.079
0.6	0.990	0.986	0.977	0.968	0.955	0.929	0.900	0.860	0.779	0.692	0.575	0.375	0.210
0.7	0.991	0.987	0.980	0.972	0.960	0.937	0.910	0.873	0.800	0.722	0.615	0.425	0.260
0.8	0.989	0.984	0.975	0.965	0.950	0.922	0.891	0.845	0.758	0.663	0.539	0.330	0.168
0.9	0.965	0.951	0.922	0.890	0.844	0.757	0.661	0.535	0.326	0.165	0.050	0.002	0
1.0	0.990	0.986	0.977	0.968	0.955	0.929	0.900	0.860	0.779	0.692	0.575	0.375	0.210
1.1	0.970	0.958	0.932	0.905	0.866	0.790	0.707	0.595	0.406	0.235	0.093	0.008	0
1.2	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
1.3	0.726	0.611	0.432	0.268	0.116	0.013	0	0	0	0	0	0	0
1.4	0.930	0.902	0.844	0.782	0.695	0.536	0.381	0.216	0.064	0.005	0	0	0
1.5	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
1.6	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
1.7	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
1.8	0.792	0.707	0.555	0.406	0.239	0.062	0.008	0	0	0	0	0	0
1.9	0.960	0.943	0.911	0.874	0.822	0.723	0.617	0.478	0.262	0.113	0.024	0	0
2.0	0.985	0.979	0.966	0.953	0.933	0.894	0.851	0.790	0.674	0.552	0.401	0.184	0.006
2.1	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
2.2	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
2.3	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
2.4	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
2.5	0.930	0.902	0.844	0.782	0.695	0.536	0.381	0.216	0.064	0.005	0	0	0
2.6	0.617	0.479	0.261	0.110	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0
2.7	0.361	0.196	0.040	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2.8	0.453	0.289	0.092	0.017	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
2.9	0.689	0.571	0.369	0.205	0.073	0.005	0	0	0	0	0	0	0
3.0	0.851	0.790	0.673	0.552	0.401	0.184	0.060	0.008	0	0	0	0	0
3.1	0.900	0.860	0.779	0.692	0.574	0.375	0.210	0.076	0.005	0	0	0	0

表 3.7 海平面水平路程上的二氧化碳的光谱透过率(0.3~6.9 μm)

波长 / μm	路程长度/km												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
0.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.3	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
1.4	0.996	0.995	0.992	0.988	0.984	0.975	0.964	0.949	0.919	0.885	0.838	0.747	0.649
1.5	0.999	0.999	0.998	0.998	0.997	0.995	0.993	0.990	0.984	0.976	0.967	0.949	0.927
1.6	0.996	0.995	0.992	0.988	0.984	0.975	0.964	0.949	0.919	0.885	0.838	0.747	0.649
1.7	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
1.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.9	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
2.0	0.978	0.969	0.951	0.931	0.903	0.847	0.785	0.699	0.541	0.387	0.221	0.053	0.006
2.1	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982	0.974	0.959	0.942	0.919	0.872	0.820
2.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.7	0.799	0.718	0.569	0.419	0.253	0.071	0.011	0	0	0	0	0	0
2.8	0.871	0.804	0.695	0.578	0.432	0.215	0.079	0.013	0	0	0	0	0
2.9	0.997	0.995	0.993	0.990	0.985	0.977	0.968	0.954	0.927	0.898	0.855	0.772	0.683
3.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
4.0	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.971	0.955	0.937	0.911	0.859	0.

续表

波长 / μm	路程长度/km												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
4.4	0.481	0.319	0.115	0.026	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0
4.5	0.957	0.949	0.903	0.863	0.807	0.699	0.585	0.439	0.222	0.084	0.014	0	0
4.6	0.995	0.993	0.989	0.985	0.978	0.966	0.951	0.931	0.891	0.845	0.783	0.663	0.539
4.7	0.995	0.993	0.989	0.985	0.978	0.966	0.951	0.931	0.891	0.845	0.783	0.663	0.539
4.8	0.976	0.966	0.945	0.922	0.891	0.828	0.759	0.664	0.492	0.331	0.169	0.030	0.002
4.9	0.975	0.964	0.943	0.920	0.886	0.822	0.750	0.652	0.468	0.313	0.153	0.024	0.001
5.0	0.999	0.998	0.997	0.995	0.994	0.990	0.986	0.979	0.968	0.954	0.935	0.897	0.855
5.1	1	0.999	0.999	0.998	0.998	0.996	0.994	0.992	0.988	0.984	0.976	0.961	0.946
5.2	0.986	0.980	0.968	0.955	0.936	0.899	0.857	0.799	0.687	0.569	0.420	0.203	0.072
5.3	0.997	0.995	0.993	0.989	0.984	0.976	0.966	0.951	0.923	0.891	0.846	0.760	0.666
5.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

表 3.8 海平面水平路程上的水蒸气的光谱透过率(7.0~13.9 μm)

波长 / μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
7.0	0.569	0.245	0.060	0.004	0	0	0	0	0	0
7.1	0.716	0.433	0.188	0.035	0	0	0	0	0	0
7.2	0.782	0.540	0.292	0.085	0.002	0	0	0	0	0
7.3	0.849	0.664	0.441	0.194	0.017	0	0	0	0	0
7.4	0.922	0.817	0.666	0.444	0.132	0.018	0	0	0	0
7.5	0.947	0.874	0.762	0.582	0.258	0.066	0	0	0	0
7.6	0.922	0.817	0.666	0.444	0.132	0.018	0	0	0	0
7.7	0.978	0.944	0.884	0.796	0.564	0.328	0.102	0.003	0	0
7.8	0.974	0.937	0.878	0.771	0.523	0.273	0.074	0.002	0	0
7.9	0.982	0.959	0.920	0.842	0.658	0.433	0.187	0.015	0	0

续表

波长 / μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
8.0	0.990	0.975	0.951	0.904	0.777	0.603	0.365	0.080	0.006	0
8.1	0.994	0.986	0.972	0.945	0.869	0.754	0.568	0.244	0.059	0.003
8.2	0.993	0.982	0.964	0.930	0.834	0.696	0.484	0.163	0.027	0
8.3	0.995	0.988	0.976	0.953	0.887	0.786	0.618	0.300	0.090	0.008
8.4	0.995	0.987	0.975	0.950	0.880	0.774	0.599	0.278	0.077	0.006
8.5	0.994	0.986	0.972	0.944	0.866	0.750	0.562	0.237	0.056	0.003
8.6	0.996	0.992	0.982	0.965	0.915	0.837	0.702	0.411	0.169	0.029
8.7	0.996	0.992	0.983	0.966	0.916	0.839	0.704	0.416	0.173	0.030
8.8	0.997	0.993	0.983	0.966	0.917	0.841	0.707	0.421	0.177	0.031
8.9	0.997	0.992	0.983	0.966	0.918	0.843	0.709	0.425	0.180	0.032
9.0	0.997	0.992	0.984	0.968	0.921	0.848	0.719	0.440	0.193	0.037
9.1	0.997	0.992	0.985	0.970	0.926	0.858	0.735	0.464	0.215	0.046
9.2	0.997	0.993	0.985	0.971	0.929	0.863	0.744	0.478	0.228	0.052
9.3	0.997	0.993	0.986	0.972	0.930	0.867	0.750	0.489	0.239	0.057
9.4	0.997	0.993	0.986	0.973	0.933	0.870	0.756	0.498	0.248	0.061
9.5	0.997	0.993	0.987	0.973	0.934	0.873	0.762	0.507	0.257	0.066
9.6	0.997	0.993	0.987	0.974	0.936	0.876	0.766	0.516	0.265	0.070
9.7	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073
9.8	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.773	0.526	0.277	0.077
9.9	0.997	0.994	0.987	0.975	0.939	0.882	0.777	0.532	0.283	0.080
10.0	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.1	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.2	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.3	0.998	0.994	0.988	0.976	0.940	0.884	0.781	0.540	0.292	0.085
10.4	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.885	0.782	0.542	0.294	0.086
10.5	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.886	0.784	0.544	0.295	0.087
10.6	0.998	0.994	0.988	0.976	0.942	0.887	0.786	0.548	0.300	0.089
10.7	0.998	0.994	0.988	0.976	0.942	0.887	0.787	0.550	0.302	0.091
10.8	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.886	0.784	0.544	0.295	0.087
10.9	0.998	0.994	0.988	0.976	0.940	0.884	0.781	0.540	0.292	0.085
11.0	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.779	0.536	0.287	0.082
11.1	0.998	0.994	0.987	0.975	0.939	0.882	0.777	0.532	0.283	0.080
11.2	0.997	0.993	0.986	0.972	0.931	0.867	0.750	0.487	0.237	0.056
11.3	0.997	0.992	0.985	0.970	0.927	0.859	0.738	0.467	0.218	0.048
11.4	0.997	0.993	0.986	0.971	0.930	0.865	0.748	0.485	0.235	0.055
11.5	0.997	0.993	0.986	0.972	0.932	0.868	0.753	0.493	0.243	0.059
11.6	0.997	0.993	0.987	0.974	0.935	0.875	0.765	0.513	0.262	0.069
11.7	0.996	0.990	0.980	0.961	0.906	0.820	0.673	0.372	0.138	0.019
11.8	0.997	0.992	0.982	0.969	0.925	0.863	0.733	0.460	0.212	0.045
11.9	0.997	0.993	0.986	0.972	0.932	0.869	0.755	0.495	0.245	0.060
12.0	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073

续表

波长 / μm	水蒸气含量(可降水量毫米数)									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
12.1	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.773	0.526	0.277	0.077
12.2	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.775	0.528	0.279	0.078
12.3	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073
12.4	0.997	0.993	0.987	0.974	0.935	0.874	0.764	0.511	0.261	0.068
12.5	0.997	0.993	0.986	0.973	0.933	0.871	0.759	0.502	0.252	0.063
12.6	0.997	0.993	0.986	0.972	0.931	0.868	0.752	0.491	0.241	0.058
12.7	0.997	0.993	0.985	0.971	0.929	0.863	0.744	0.478	0.228	0.052
12.8	0.997	0.992	0.985	0.970	0.926	0.858	0.736	0.466	0.217	0.047
12.9	0.997	0.992	0.984	0.969	0.924	0.853	0.728	0.452	0.204	0.041
13.0	0.997	0.992	0.984	0.967	0.921	0.846	0.718	0.437	0.191	0.036
13.1	0.996	0.991	0.983	0.966	0.918	0.843	0.709	0.424	0.180	0.032
13.2	0.996	0.991	0.982	0.965	0.915	0.837	0.701	0.411	0.169	0.028
13.3	0.996	0.991	0.982	0.964	0.912	0.831	0.690	0.397	0.153	0.025
13.4	0.996	0.990	0.981	0.962	0.908	0.825	0.681	0.382	0.146	0.021
13.5	0.996	0.990	0.980	0.961	0.905	0.819	0.670	0.368	0.136	0.019
13.6	0.996	0.990	0.979	0.959	0.902	0.813	0.661	0.355	0.126	0.016
13.7	0.996	0.989	0.979	0.958	0.898	0.807	0.651	0.342	0.117	0.014
13.8	0.996	0.989	0.978	0.956	0.894	0.800	0.640	0.328	0.107	0.011
13.9	0.995	0.988	0.977	0.955	0.891	0.793	0.629	0.313	0.098	0.010

表 3.9 海平面水平路程上的二氧化碳的光谱透过率(7.0~13.9 μm)

[illegible]

续表

波长 / μm	路程长度/km									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
8.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
9.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
9.1	1	1	0.999	0.999	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
9.2	1	1	0.999	0.998	0.995	0.991	0.982	0.955	0.913	0.834
9.3	0.999	0.997	0.995	0.990	0.975	0.951	0.904	0.776	0.605	0.363
9.4	0.993	0.982	0.965	0.931	0.837	0.700	0.491	0.168	0.028	0.001
9.5	0.993	0.983	0.967	0.935	0.842	0.715	0.512	0.187	0.035	0.001
9.6	0.996	0.990	0.980	0.961	0.906	0.821	0.675	0.363	0.140	0.029
9.7	0.995	0.986	0.973	0.947	0.873	0.761	0.580	0.256	0.065	0.004
9.8	0.997	0.992	0.984	0.969	0.924	0.858	0.730	0.455	0.206	0.043
9.9	0.998	0.995	0.989	0.979	0.948	0.897	0.811	0.585	0.342	0.123
10.0	1	1	0.999	0.997	0.994	0.989	0.978	0.945	0.892	0.797
10.1	1	0.999	0.998	0.996	0.990	0.980	0.960	0.902	0.814	0.663
10.2	0.997	0.994	0.988	0.977	0.943	0.890	0.792	0.558	0.312	0.097
10.3	0.997	0.994	0.987	0.975	0.939	0.881	0.777	0.532	0.283	0.080
10.4	1	1	0.999	0.998	0.995	0.991	0.982	0.955	0.913	0.834
10.5	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.6	1	1	0.999	0.999	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.7	1	1	1	0.999	0.999	0.997	0.995	0.986	0.973	0.947
10.8	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.9	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.973	0.934	0.872	0.761
11.0	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.973	0.934	0.872	0.761
11.1	1	0.999	0.998	0.997	0.992	0.984	0.969	0.923	0.855	0.726
11.2	1	0.999	0.998	0.995	0.989	0.978	0.955	0.892	0.796	0.633
11.3	0.999	0.999	0.997	0.994	0.985	0.971	0.942	0.862	0.742	0.552
11.4	0.999	0.998	0.997	0.993	0.983	0.966	0.934	0.842	0.709	0.503
11.5	0.999	0.998	0.996	0.992	0.980	0.960	0.921	0.814	0.661	0.438
11.6	0.999	0.998	0.995	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.632	0.399
11.7	0.999	0.998	0.995	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.632	0.399
11.8	0.999	0.998	0.997	0.993	0.983	0.966	0.934	0.842	0.709	0.503
11.9	1	0.999	0.998	0.995	0.989	0.978	0.955	0.892	0.796	0.633
12.0	1	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.966	0.934	0.872
12.1	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
12.2	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
12.3	0.998	0.995	0.990	0.981	0.952	0.907	0.823	0.614	0.376	0.142
12.4	0.994	0.985	0.970	0.941	0.859	0.738	0.545	0.218	0.048	0.002
12.5	0.987	0.968	0.936	0.877	0.719	0.517	0.268	0.037	0.001	0
12.6	0.980	0.950	0.903	0.815	0.599	0.358	0.129	0.006	0	0
12.7	0.996	0.989	0.979	0.959	0.899	0.809	0.654	0.346	0.120	0.015

续表

波长 / μm	路程长度/km									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
12.8	0.990	0.974	0.949	0.901	0.770	0.592	0.351	0.072	0.005	0
12.9	0.985	0.962	0.925	0.856	0.677	0.458	0.210	0.020	0	0
13.0	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.630	0.397	0.099	0.010	0
13.1	0.990	0.974	0.949	0.900	0.768	0.592	0.348	0.071	0.005	0
13.2	0.978	0.946	0.895	0.801	0.575	0.330	0.109	0.004	0	0
13.3	0.952	0.884	0.782	0.611	0.292	0.085	0.007	0	0	0
13.4	0.935	0.846	0.715	0.512	0.187	0.035	0.001	0	0	0
13.5	0.901	0.767	0.593	0.352	0.070	0.005	0	0	0	0
13.6	0.901	0.792	0.627	0.351	0.097	0.009	0	0	0	0
13.7	0.916	0.803	0.644	0.415	0.110	0.012	0	0	0	0
13.8	0.858	0.681	0.464	0.215	0.021	0	0	0	0	0
13.9	0.778	0.534	0.286	0.082	0.002	0	0	0	0	0

上述表格的使用并不困难。例如,要想求得某一段水平路程上与水蒸气有关的透过率,那么可以根据已知的气象条件(温度、湿度),以及水平路程的长度来计算可凝结水量,再通过查表得到各波长上或 $0.1\mu\text{m}$ 波长间隔的与水蒸气有关的透过率。同样,根据已知的水平路程,可以由表查得各个波长上或 $0.1\mu\text{m}$ 波长间隔的与二氧化碳有关的透过率。

这些表只适用于海平面的水平路程上。在高空,由于大气压力和温度降低,光谱吸收线和光谱带的宽度都变窄了。可以预料,通过同样的路程时,吸收变小,所以大气的透过率就会增加。伴随温度的降低,也使透过率稍有增加,不过其影响很小,一般都忽略不计。如果作稍微简单的修正,这些表格就可用于高空。在高度为 h 的 x 水平路程长度上,其光谱透过率等于水平长度为 x_0 的等效海平面路程上的透过率, x 和 x_0 有如下关系:

$$x_0 = x(P/P_0)^k \tag{3.10}$$

式中, P/P_0 是 h 高度的大气压力与海平面大气压力之比; k 为常数,对水蒸气是0.5,对二氧化碳是1.5。值得一提的是,等效海平面路程是大气透过率计算时的一个重要概念,很显然,在具有相同透过率的情况下,高空的路程要比海平面的路程更长一些。如果要计算某一高度上的一段路程上的透过率,那么可以根据表3.10给出的高度修正因子,再由式(3.10)求出等效海平面路程,这样就可以计算不同高度的水平路程的透过率了。

表 3.10 用以折合成等效海平面路程的高度修正因子 $(P/P_0)^k$ 的值

高度/km	高度修正因子		高度/km	高度修正因子	
	水蒸气	二氧化碳		水蒸气	二氧化碳
0.305	0.981	0.940	2.14	0.869	0.660
0.610	0.961	0.833	2.44	0.852	0.620
0.915	0.942	0.840	2.74	0.835	0.580
1.22	0.923	0.774	3.05	0.819	0.548
1.52	0.904	0.743	3.81	0.790	0.494
1.83	0.886	0.699	4.57	0.739	0.404

续表

高度/km	高度修正因子		高度/km	高度修正因子	
	水蒸气	二氧化碳		水蒸气	二氧化碳
5.34	0.714	0.364	15.2	0.348	0.042
6.10	0.670	0.299	18.3	0.272	0.020
6.86	0.643	0.266	21.4	0.214	0.010
7.62	0.609	0.226	24.4	0.167	0.005
9.15	0.552	0.168	27.4	0.134	0.002
10.7	0.486	0.115	30.5	0.105	0.001
12.2	0.441	0.085			

3.5 海平面上大气气体的分子吸收

水汽(H₂O)、CO₂ 分子产生最强的选择性红外辐射吸收,因此,综合透过率结果为水汽透过率 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 和 CO₂ 分子透过率 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 的乘积,即

$$\tau_1(\lambda) = \tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \cdot \tau_{\text{CO}_2}(\lambda) \tag{3.11}$$

1. $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 的确定

引用“可降水分”的概念,可降水分 ω 是由底面 S_a 和长度等于红外系统到目标距离 R 的圆柱体内大气含水汽凝结的水层厚度来量度的。也可表述为:截面积为 1cm^2 ,长度等于全部辐射路程的水蒸气汽柱中所含水蒸气凝结成为液态水后的水后的水柱长度。重要的是,不要混淆给定厚度的可降水分的吸收和相同厚度的液体水的吸收。10mm 厚的液体水层,在超过 $1.5\mu\text{m}$ 的波段上,实际就不通过了,而对含有 10mm 可降水分的路程的透过率则超过 60%。 ω_0 为每 km 路程的可降水分(相对湿度 $H_r=100\%$ 时),可查表 3.11,由绝对湿度 H_a [大气中水蒸气的量, (g/m^3)] 而得,即

$$\omega_0 = \frac{1}{10\rho} H_a \quad (\text{cm}/\text{km}) \tag{3.12}$$

式中, ρ 为水的密度。

表 3.11 标准大气的绝对湿度 单位: g/m^3

$t/^{\circ}\text{C}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-40	0.1200	0.1075	0.0962	0.0861	0.0769	0.0687	0.0612	0.0545	0.0485	0.0431
-30	0.341	0.308	0.279	0.252	0.227	0.205	0.1849	0.166	0.149	0.134
-20	0.888	0.810	0.738	0.672	0.611	0.556	0.505	0.458	0.415	0.376
-10	2.154	1.971	1.808	1.658	1.520	1.393	1.275	1.166	1.066	0.973
-0	4.84	4.47	4.13	3.82	3.52	3.25	2.99	2.76	2.54	2.33
0	4.84	5.18	5.55	5.94	6.35	6.79	7.25	7.74	8.26	8.81
10	9.39	10.00	10.64	11.33	12.05	12.81	13.61	14.45	15.34	16.28
20	17.3	18.3	19.4	20.5	21.7	23.0	24.3	25.7	27.2	28.7
30	30.3	32.0	33.7	35.6	37.5	39.5	41.6	43.6	46.1	48.5
40	51.0	53.6	56.3	59.2	62.1	65.2	68.4	71.8	75.3	78.9

$$\omega = \omega_0 R \quad (3.13)$$

ω_0 也可查表 3.12 得到。

表 3.12 $H_r=100\%$ 时,不同温度下每千米大气中的可降水分厘米数 单位: cm/km

$t/^{\circ}\text{C}$	0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.486	0.493	0.500	0.507	0.514
1	0.521	0.528	0.535	0.543	0.550
2	0.557	0.565	0.573	0.580	0.588
3	0.596	0.604	0.612	0.621	0.629
4	0.637	0.646	0.655	0.663	0.672
5	0.681	0.690	0.700	0.709	0.719
6	0.728	0.738	0.748	0.758	0.768
7	0.778	0.788	0.798	0.808	0.818
8	0.828	0.839	0.851	0.862	0.874
9	0.885	0.896	0.907	0.919	0.930
10	0.941	0.953	0.965	0.978	0.990
11	1.002	1.015	1.028	1.042	1.055
12	1.068	1.082	1.095	1.109	1.122
13	1.136	1.150	1.165	1.179	1.194
14	1.208	1.223	1.238	1.253	1.268
15	1.283	1.299	1.316	1.332	1.349
16	1.365	1.382	1.399	1.415	1.432
17	1.449	1.467	1.485	1.503	1.521
18	1.539	1.558	1.572	1.597	1.613
19	1.632	1.652	1.672	1.692	1.712
20	1.732	1.753	1.773	1.794	1.814
21	1.835	1.857	1.897	1.901	1.923
22	1.945	1.963	1.991	2.013	2.036
23	2.059	2.083	2.108	2.132	2.157
24	2.181	2.206	2.231	2.255	2.280
25	2.305	2.332	2.359	2.386	2.413
26	2.440	2.467	2.495	2.522	2.550
27	2.577	2.607	2.636	2.666	2.695
28	2.725	2.775	2.785	2.815	2.846
29	2.876	2.908	2.941	2.973	3.006
30	3.038				
-30	0.046				
-29	0.050	0.049	0.048	0.046	0.045
-28	0.054	0.053	0.052	0.052	0.051
-27	0.059	0.058	0.057	0.056	0.055
-26	0.065	0.064	0.063	0.061	0.060
-25	0.070	0.069	0.068	0.067	0.066
-24	0.076	0.075	0.074	0.072	0.071
-23	0.084	0.082	0.081	0.079	0.078

续表

$t/^{\circ}\text{C}$	0	0.2	0.4	0.6	0.8
-22	0.091	0.090	0.088	0.087	0.085
-21	0.099	0.097	0.096	0.094	0.093
-20	0.108	0.106	0.104	0.103	0.101
-19	0.117	0.115	0.113	0.112	0.110
-18	0.127	0.125	0.123	0.121	0.119
-17	0.137	0.135	0.133	0.131	0.129
-16	0.149	0.147	0.144	0.142	0.139
-15	0.161	0.159	0.156	0.154	0.151
-14	0.174	0.171	0.169	0.166	0.164
-13	0.188	0.185	0.182	0.180	0.177
-12	0.203	0.200	0.197	0.194	0.191
-11	0.219	0.216	0.213	0.209	0.206
-10	0.237	0.233	0.230	0.226	0.233
-9	0.255	0.251	0.248	0.241	0.241
-8	0.274	0.270	0.266	0.263	0.259
-7	0.295	0.291	0.287	0.282	0.278
-6	0.318	0.313	0.309	0.304	0.300
-5	0.341	0.336	0.332	0.327	0.323
-4	0.367	0.362	0.357	0.351	0.346
-3	0.394	0.389	0.383	0.378	0.372
-2	0.423	0.417	0.411	0.406	0.400
-1	0.453	0.447	0.441	0.435	0.429
-0	0.486	0.479	0.473	0.466	0.460

由已知空气温度 t_B , 查表得到 ω_0 , 然后乘以实际空气相对湿度 H_r , 即得到此实际空气相对湿度下的可降水分 ω , 相应的可降水分为

$$\omega = \omega_0 H_r R = \omega_0 R \cdot H_r \tag{3.14}$$

由可降水分 ω , 查海平面水平路程上水汽光谱透过率表, 即可求得不同波长时所对应的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。如果从表中不能直接查到, 可通过外推法或内插法求得。

2. $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 的确定

研究实验证明, CO_2 的密度在大气近表层中实际保持不变, 直到非常高的高空, CO_2 在大气中的浓度是常数, 因而它在大气中的分布随时间的变化是很小的, 系数 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 只与辐射通过的距离有关。因此, 由 CO_2 的吸收的造成的辐射衰减, 可以认为与气象条件无关, $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 只与辐射通过的距离有关。表 3.7 和表 3.9 列出了海平面路程 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 的值: 在 $0.3 \sim 6.9\mu\text{m}$ 、海平面水平路程 $0.1 \sim 1000\text{km}$, 以及在 $7.0 \sim 13.9\mu\text{m}$ 、海平面水平路程 $0.2 \sim 200\text{km}$ 的光谱透过率。 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 可以通过查表得到。

在 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 和 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 波段内, 为求取与吸收损耗有关的平均大气透过率 $\bar{\tau}_a$, J. M. Lloyd 采用近似式:

$$\bar{\tau}_a = 0.8326 - 0.0277\omega_0 \tag{3.15}$$

为评价在水汽和 CO_2 中与可降水分 ω_0 有关的平均衰减系数, 在 $10\mu\text{m} \pm 0.1\mu\text{m}$ 、

$10\mu\text{m} \pm 2\mu\text{m}$ 范围内,可采用经验公式:

$$\bar{\alpha}_a(10 \pm 0.1) = 0.0124\sqrt{\omega_0} + 0.0088 \quad (3.16)$$

$$\bar{\alpha}_a(10 \pm 2) = 0.0338\sqrt{\omega_0} + 0.045 \quad (3.17)$$

式中, $\bar{\alpha}_a$ 的单位为 km^{-1} 。

3.6 不同高度时的分子吸收修正问题

对不同高度,由于气温和气压的不同,辐射的吸收是不同的;同时,分子密度也是不同的。因此应从这两方面考虑分子吸收修正问题。

3.6.1 吸收本领随高度而改变所引起的修正

由 3.5 节可知,水汽对辐射的吸收会随气温和气压而变,因此对于高空的情况需要进行修正。也就是说,修正时,只需用修正系数乘以该高度处的水平距离,就得到等效海平面距离,并以此等效海平面距离计算沉积水厚度(可降水分)。修正系数 $\beta_{\text{H}_2\text{O}}$ 由下式确定:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{1/2} \left(\frac{T_0}{T}\right)^{1/4} \quad (3.18)$$

式中, P_0 、 T_0 为海平面上的气压和气温; P 、 T 为给定高度上的气压和气温。

由式(3.18)可知,温度的影响很小($\leq 4\%$),可以忽略不计,因此,一般取高度修正系数:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = (P/P_0)^{1/2} \quad (3.19)$$

假定用 ω_e 表示辐射传输路程中按吸收本领折算成大气近地层水汽的等效可降水分的厚度,用 ω_H 表示 H 高度下可降水分的实际厚度,则

$$\omega_e = \omega_H \beta_{\text{H}_2\text{O}} \quad (3.20)$$

$\beta_{\text{H}_2\text{O}}$ 可以通过查修正系数表得到,或者在实际应用中,得到具有足够精度的近似值,可由下式确定:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = e^{-0.0654H} \quad (3.21)$$

式中, H 的单位为 km 。

对于 CO_2 ,类似可得到下列关系式:

$$\beta_{\text{CO}_2} = (P/P_0)^{1.5} \approx e^{-0.19H} \quad (3.22)$$

$$R_e = R'_H \beta_{\text{CO}_2} \quad (3.23)$$

式中, R'_H 为在高度 H 上辐射传输的距离(此处 R'_H 未考虑 CO_2 质量引起的修正); R_e 为按吸收本领折算成近地层的有效距离。

3.6.2 分子密度随高度而改变所引起的修正

由于高度不同,引起水平、倾斜路程中水汽量的不同,以及空气压强和质量的不同,因而分子密度也是不同的。为此,因高度变化带来的对可降水分和路程长度的影响需要进行修正。

1. 水平、倾斜路程中水汽量变化引起的修正

由式(3.14)和式(3.20)得

$$\omega_H = \omega_0 H'_r R = \omega_0 R \cdot H'_r \quad (3.24)$$

式中, R 为给定高度处的水平路程; $\omega_0 H'_r$ 为相应高度处的可降水分。 $\omega_0 H'_r$ 是与相应高度处的温度、湿度有关的, 忽略气温变化的影响, $\omega_0 H'_r$ 与湿度有关, 而湿度随高度的分布服从下面的定律(对于标准大气):

$$H_{a,H} = H_{a,o} e^{-\beta H} \quad (3.25)$$

式中, $H_{a,H}$ 为高度 H 处的绝对湿度; $H_{a,o}$ 为近地处或海平面处的绝对湿度; β 为 $0.45/\text{km}$ 。

由相对湿度和热力学温度的定义可知:

$$H'_r = k \cdot H_{a,H} \quad (3.26)$$

$$H_r = k \cdot H_{a,o} \quad (3.27)$$

式中, H'_r 和 H_r 分别为高度 H 处、海平面处的相对湿度; k 为一定温度下饱和空气中的水蒸气质量, 仅与温度有关, 在忽略高度 H 处和海平面处的温度差异时, 可知不同高度的 k 值相同。

由式(3.25)、式(3.26)和式(3.27)可得

$$H'_r = H_r e^{-\beta H} = H_r e^{-0.45H} \quad (3.28)$$

将式(3.28)代入式(3.24)得到

$$\omega_H = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.45H} \quad (3.29)$$

综合考虑水汽的吸收本领和水汽量随高度的变化, 结合式(3.20)和式(3.21), 得到确定距海平面上高度为 H 的辐射沿水平传输路程中的可降水分的有效厚度的公式为

$$\omega_e = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.45H} \cdot e^{-0.0654H} = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.5154H} \quad (3.30)$$

在倾斜路程中的可降水分的有效厚度可由下面的方法计算。根据式(3.30), 位于高度 h 处的大气元层 ds (见图 3.4) 中的可降水分有效厚度为

$$d\omega_e = \omega_0 H_r e^{-0.5154H} ds \quad (3.31)$$

式中, $h = s \cos \gamma$, 为高度的瞬时值; γ 为地面(海平面)法线与辐射传输方向之间的夹角。

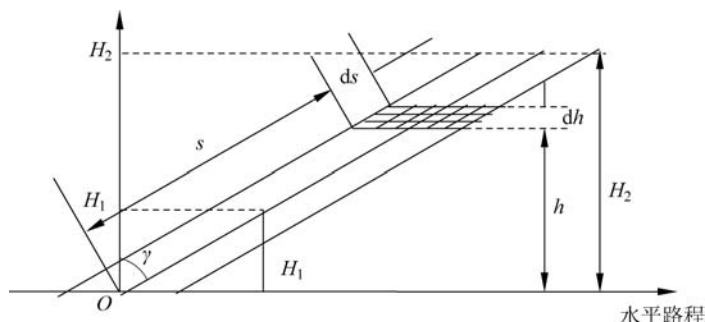


图 3.4 倾斜路程中可降水分的有效厚度计算图

在不考虑地面曲率的情况下, 对式(3.31)积分可求得从高度 H_1 到 H_2 的倾斜程上大气中可降水分的总有效厚度为

$$\omega_e = \omega_0 H_r \int_{s_1}^{s_2} e^{-0.5154s \cos \gamma} ds = \omega_0 H_r \frac{e^{-0.5154H_1} - e^{-0.5154H_2}}{0.5154 \cos \gamma} \quad (3.32)$$

式中, $H_1 = s_1 \cos \gamma$, $H_2 = s_2 \cos \gamma$ 。如果 $H_1 = 0$, $H_2 = H$, 则有

$$\omega_e = \omega_0 H_r \frac{1 - e^{-0.5154H}}{0.5154 \cos \gamma} \quad (3.33)$$

值得一提的是, 令 $\gamma = 0$, 就可以由式(3.32)求得垂直路程上大气中可降水的有效总厚度。

2. 水平、倾斜路程中因空气压强和质量引起的修正

因为空气压强随高度的变化规律如下:

$$P_H = P_0 e^{-0.123H} \quad (3.34)$$

考虑到式(3.34), 可按下式把距地面(海平面)高度为 H 的水平路程折算成近地水平路程:

$$R'_H = R_H e^{-0.123H} \quad (3.35)$$

式中, R_H 为高度 H 上的辐射传输距离; R'_H 为等效近地水平路程。

在倾斜路程的情况下, 与式(3.32)、式(3.33)类似, 可得到折算成近地层辐射路程的公式, 在 H_1 到 H_2 范围内

$$R'_H = \frac{e^{-0.123H_1} - e^{-0.123H_2}}{0.123 \cos \gamma} \quad (3.36)$$

综合考虑 CO_2 的吸收本领和质量随高度的变化, 结合式(3.23)和式(3.35), 得到折算成近地层的路程有效长度为

$$R_e = R_H e^{-0.123H} \cdot e^{-0.19H} = R_H e^{-0.313H} \quad (3.37)$$

在倾斜路程的情况下, 按 CO_2 的吸收本领折算成大气近地层的路程有效长度的计算公式, 由式(3.37), 类似得到折算成近地层的路程有效长度。

对于高度从 H_1 到 H_2 的范围

$$R_e = \frac{e^{-0.313H_1} - e^{-0.313H_2}}{0.313 \cos \gamma} \quad (3.38)$$

对于高度从 0 到 H 情况下, 即 $H_1 = 0$, $H_2 = H$, 则有

$$R_e = \frac{1 - e^{-0.313H}}{0.313 \cos \gamma} \quad (3.39)$$

3.6.3 纯吸收时的透过率计算程序

仅考虑纯吸收的透过率可按下述程序计算。

1. 对水蒸气

(1) 根据温度, 查 $H_r = 100\%$ 时, 地面上每千米大气中的可降水分厘米数表, 或根据表 3.6、表 3.7, 求出地面上的可降水分, 得到 ω_0 。

(2) 根据高度进行辐射传输距离修正(吸收本领和大气本身密度随高度而减小所产生的影响)。

(3) 求出全路程的可降水分 ω_e , 即 $\omega_e = \omega_0 H_r \cdot$ (修正以后得到的近地层有效距离)。亦即, 根据不同的要求, 由式(3.30)或式(3.32)计算 ω_e 。

(4) 查海平面水平路程上水蒸气的光谱透过率表, 得到仅考虑水蒸气时的大气透过率

$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

2. 对 CO_2

(1) 同上, 根据高度进行路程距离修正, 亦即, 按不同的要求, 由式(3.37)或式(3.38)计算成近地层的路程有效长度 R_e 。

(2) 查海平面水平路程上的 CO_2 光谱透过率表, 得到仅考虑 CO_2 时的大气透过率 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

3. 连乘得到纯吸收时的透过率 $\tau_1(\lambda)$

$$\tau_1(\lambda) = \tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \cdot \tau_{\text{CO}_2}(\lambda) \quad (3.40)$$

3.7 大气分子与微粒的散射

大气中传输的辐射通量, 同样经受空气分子散射(大气分子散射和微粒散射), 微粒散射即为仅存在于大气中的地球表面灰尘、烟雾、水滴、盐粒等不同粒子的散射。分子散射可以作较精确的计算, 而微粒散射与大气状态有关。

由分子、气溶胶、雾、霾和云层引起的散射可用米氏散射理论来描述。米氏散射理论适用于比波长小很多的小微粒散射, 即瑞利散射, 并且也适用于微粒大小比波长大得多的微粒散射, 即非选择性散射。若分子或微粒的尺寸小于波长, 则是遵守 λ^{-4} 律的瑞利选择散射; 对于尺寸比波长大的微粒可看作非选择散射。

由于分子热运动造成分子密度的局部涨落所引起的散射称为分子散射。此时有瑞利定律, 即线性散射系数 $\sigma_{\lambda\varphi}$ 为

$$\sigma_{\lambda\varphi} = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)}{3\lambda^4 N} (1 + \cos^2 \varphi) \quad (3.41)$$

式中, $\sigma_{\lambda\varphi}$ 为与波长为 λ 的辐射通量成 φ 角的方向上的线性散射系数; n 为大气折射率; N 为分子密度(cm^{-3})。

瑞利定律适用于散射质点的直径远小于波长的情况。对于直径不超过 $0.42\mu\text{m}$ 的小质点, 瑞利定律成立。对于红外波段来说, 这种散射是很弱的, 在大多数情况下, 在每单位体积内仅散射原光束能量的 $10^{-6} \sim 10^{-7}$ 。因为瑞利散射与 λ^{-4} 有关系, 所以当波长超过大约 $2\mu\text{m}$ 时, 分子散射就没有意义了。结果是与吸收相比, 因此微粒大小远小于波长的分子散射是没有意义的, 而只有分子聚集才产生散射。

实际上大气并不是干净的, 而含有各种液态或固态的杂质, 因此它不服从瑞利定律, 而服从米氏散射理论。在此情况下, 它的线性散射系数为

$$\sigma_\lambda = 2\pi N r^2 K(a) \quad (3.42)$$

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.43)$$

式中, r 为散射粒子的半径; $K(a)$ 为波长的函数, 并由介质的折射率决定。对于水滴来说, $K(a)$ 的具体数值如表 3.13 所示。

在不同能见度的情况下, 大气中所含微粒的情况如表 3.14 所示。计算 σ_λ 时, 应根据当时当地的气象条件, 选好 N 和 a , 则可按式(3.42)计算不同波长的线性散射系数, 从而得到散射情况下的透过率。

表 3.13 K(a)函数表

a	K(a)	a	K(a)	a	K(a)
1	0.06	8	1.7	15	1.35
2	0.07	9	1.4	20	1.35
3	0.82	10	1.12	25	1.15
4	1.45	11	0.89	30	1.09
5	1.83	11.2	0.82	35	1.06
6	1.95	12	1.00	40	1.03
7	1.90	13	1.25		

表 3.14 大气所含微粒情况

大 气 情 况	大多数微粒直径/ μm	直径范围 $d/\mu\text{m}$	微粒数 N/cm^{-3}	气象能见度/m
海烟	16	1~45	1~5	2750
海雾	16~32	1~45	1~10	90~360
地烟	0.2	0.2~1.4	1~200	约 9000
地雾(非工业区)	3~18	1~40	1~3000	90~360
地雾(工业区)	2~10	1~100	1~8000	约 50
压层云	2~10	1~70	450~9000	<50

由此可知,利用线性散射系数计算由于散射引起的大气衰减时,均需知道大气中悬浮粒子的材料、大小以及密度等详细资料,而这些资料又是很难确定和测量的。因此在气象学中,采用一种实验方法来处理散射问题,这就是如下所述的利用气象能见度求光谱线性散射系数的方法,即采用依标准气象能见度 D_V 确定的实验数据来计算光谱透过率,这种方法在应用时既方便,又可靠。

气象能见度 D_V 表征大气的模糊度,并且是白天能看见天空背景下水平方向上角尺度大于 $30'$ 模糊物体的最大距离。它代表了大气的透射性能在可见光区的指定波长 λ_0 处(通常取 $\lambda_0=0.555\mu\text{m}$ 或 $\lambda_0=0.61\mu\text{m}$),目标和背景之间对比减弱的程度。在这些波长处,大气的吸收为零,因而影响透射的原因将只是散射这一种因素。

表 3.15 列出了国际能见度等级和与之相应的能见度、透明系数及线性消光系数的值,以供参考。

表 3.15 国际能见度等级

等 级	能见度特征	气象能见度 D_V/km	观 察 条 件	τ^*	μ
0	很差	<0.05	浓雾	< 10^{-34}	>78
1		0.05~0.2	大雾、稠密的大雪	$10^{-8.5}$	19.5
2		0.2~0.5	中雾、大雪	$10^{-3.4}$	7.8
3	差	0.5~1	薄雾、中雪	0.02	3.9
4		1~2	暴雨、中等薄雾或雪	0.14	1.95
5	中等	2~4	大雨、小雾或小雪	0.38	0.98
6		4~10	中雨、很小的雾或雪	0.68	0.39
7	好	10~20	无沉积物或小雨	0.82	0.195
8	很好	20~50	无沉积物	0.92	0.078
9	非常好	>50	纯洁空气	>0.92	<0.078

线性消光系数 $\mu = \text{线性散射系数 } \sigma + \text{线性吸收系数 } \alpha$

即透过率

$$\tau = e^{-\mu R} = e^{-(\sigma+\alpha)R} \quad (3.44)$$

当距离 $R=1\text{km}$ 时的透过率称为透过系数,用 τ^* 表示,即

$$\tau^* = e^{-\mu} \quad (3.45)$$

表 3.16 列出了国际能见度等级与散射系数的关系,可供参考。

表 3.16 国际能见度等级与散射系数关系表

等 级	气象能见度 D_V/km	散射系数 γ/km^{-1}
0	<0.05	>78.2
1	0.05	78.2
	0.2	19.6
2	0.2	19.6
	0.5	7.82
3	0.5	7.82
	1	3.91
4	1	3.91
	2	1.96
5	2	1.96
	4	0.954
6	4	0.954
	10	0.391
7	10	0.391
	20	0.196
8	20	0.196
	50	0.078
9	>50	0.078
纯净空气	277km	0.0141

注:表中数值是由分子散射构成。

眼睛感知的最小对比度(阈值对比度)等于 2%,因此,气象能见度 D_V 就是目标对比度为 1 时,通过大气后感知的对比度为 0.02 的距离,即

$$K_V(D_V) = K_V(0)\exp(-\alpha_V D_V) \quad (3.46)$$

式中, $K_V(0)=1$, $K_V(D_V)=0.02$ 。

由此得

$$\alpha_V = -\frac{1}{D_V} \ln \frac{K_V(D_V)}{K_V(0)} = \frac{3.91}{D_V} \quad (3.47)$$

式中, D_V 的单位为 km; α_V 的单位为 km^{-1} 。

由实测结果确定,在 $0.3\sim 14\mu\text{m}$ 区间衰减系数与散射 $\alpha_p \sim \lambda^{-q}$ 有关,因此,依赖大气分子微粒散射的光谱散射系数 $\alpha_p(\lambda)$ 可用下式得到

$$\alpha_p(\lambda) = \alpha_V(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^q = \frac{3.91}{D_V} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^q \quad (3.48)$$

式中, λ_0 取 $0.555\mu\text{m}$ ($0.61\mu\text{m}$); λ 为红外辐射波长 (μm)。对特别好的能见度 (例如, $D_V > 50\text{km}$ 时), 修正因子 $q = 1.6$; 对于中等能见度 ($D_V = 10\text{km}$), $q = 1.3$; 如果大气中的霾很厚, 以致能见度很差 ($D_V < 6\text{km}$) 时, 可取 $q = 0.585D_V^{1/3}$; 对于 $0.3 \sim 14\mu\text{m}$ 区间, 一般可取 $q = 1.3$ 。表 3.17 详细列出了不同气象能见度对应的修正因子。

表 3.17 不同能见度对应的修正因子

修正因子 q	气象能见度 D_V/km	等 级	气 象 状 况
1.6	>50	9	极晴朗
1.3	$6 < D_V < 50$	6~8	晴朗
$0.16D_V + 0.34$	$1 < D_V < 6$	4~6	霾
$D_V - 0.5$	$0.5 < D_V < 1$	3	轻雾
0	$D_V < 0.5$	<3	中、浓、厚雾

从而由式(3.48)求得纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$ 为

$$\tau_2(\lambda) = \exp(-\alpha_p R) = \exp\left(-\frac{3.91}{D_V} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^q \cdot R\right) \quad (3.49)$$

式中, R 为作用距离。

在有霾的情况下, 人们根据多次观察数据, 提出一个由于霾的散射所造成的大气透过率经验计算公式:

$$\tau'_2 = (0.998)^\omega \quad (3.50)$$

式中, ω 为可降水分 (cm/km)。

3.8 与气象条件有关的衰减

因为气象(雾、雨、雪)粒子尺寸通常比红外辐射波长大得多, 所以根据米氏散射理论, 这样的粒子产生非选择的辐射散射。

雾粒的尺寸各有不同。虽然辐射在雾中有衰减, 但随波长的变化, 比在大气分子和粒子散射时要弱些, 而不比 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 透过窗口小, 通常可见光区衰减比它大 $2 \sim 2.5$ 倍。

对于小粒状雾, 光谱衰减系数可按式(3.48)近似计算。

在可见光和红外光谱区, 雨和雪的辐射衰减与雾的衰减有别, 是非选择性的。因此, 对于决定与其强度相关的雨、雪的衰减系数可采用在 $10.6\mu\text{m}$ 波长得到的经验公式:

$$\alpha_{\text{雨}} = 0.66J_{\text{雨}}^{0.66} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.51)$$

$$\alpha_{\text{雪}} = 6.5J_{\text{雪}}^{0.7} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.52)$$

式中, $J_{\text{雨}}$ 、 $J_{\text{雪}}$ 分别为与气象条件有关的降雨、降雪强度 (mm/h)。

在没有实测数据的情况下, 可采用下面的降雨强度数值进行计算: 小雨, $2.5\text{mm}/\text{h}$; 中雨, $12.5\text{mm}/\text{h}$; 大雨, $25\text{mm}/\text{h}$ 。

由雨的衰减所导致的透过率为

$$\tau'_3 = \exp(-\alpha_{\text{雨}} \cdot R) \quad (3.53)$$

由雪的衰减所导致的透过率为

$$\tau'''_3(\lambda) = \exp(-\alpha_{\text{雪}} \cdot R) \quad (3.54)$$

式中, R 为作用距离。

3.9 平均透过率与积分透过率的计算方法

对于非连续的离散型数据,可采用将积分形式变为求和形式的方法来计算平均透过率与积分透过率。

3.9.1 平均透过率的计算方法

如上所述,首先求出 $\tau_1(\lambda)$ 、 $\tau_2(\lambda)$ 、 $\tau_3(\lambda)$,由式(3.9)即可求出大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$,然后将平均透过率的积分形式变为求和形式,即由式(3.6)变为下式:

$$\begin{aligned}\bar{\tau}_a &= \frac{1}{\Delta\lambda} \left[\tau_a(\lambda_1) \times \frac{1}{2}d\lambda + \tau_a(\lambda_1 + d\lambda)d\lambda + \cdots + \tau_a(\lambda_1 + (n-1) \cdot d\lambda)d\lambda + \frac{1}{2}\tau_a(\lambda_2)d\lambda \right] \\ &= \frac{d\lambda}{\Delta\lambda} \left[\frac{1}{2}(\tau_a(\lambda_1) + \tau_a(\lambda_2)) + \sum_{i=1}^{n-1} \tau_a(\lambda_1 + i \cdot d\lambda) \right] \quad (3.55)\end{aligned}$$

式中, $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 为光谱范围; $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$; $d\lambda$ 为光谱间隔,亦即求和间隔; $n = \Delta\lambda / d\lambda$, n 应为正整数, n 越大, $\bar{\tau}_a$ 的精确程度越高。

将有关数据代入式(3.55),可以求出平均透过率 $\bar{\tau}_a$ 。

3.9.2 积分透过率的计算方法

积分透过率的计算方法如下:

(1) 用式(3.9)求出波段内的大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 。

(2) 确定大气积分透过率。

把式(3.8)中的积分形式变为求和形式,即用下式确定大气积分透过率:

$$\tau_a = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} \phi_e(\lambda_1 + i \cdot d\lambda) \tau_a(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)}{\sum_{i=0}^{N-1} \phi_e(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)} \quad (3.56)$$

式中, $d\lambda$ 为求和间隔; $N = (\lambda_2 - \lambda_1) / d\lambda$ 。

目标辐射通量由下式确定(对朗伯灰体辐射源):

$$\phi_e(\lambda) = \epsilon_0 M_e(\lambda, T) S_0 \quad (3.57)$$

式中, ϵ_0 为灰体辐射系数; $M_e(\lambda, T)$ 为绝对黑体的辐射出射度; S_0 为目标辐射的面积; T 为目标热力学温度。

将式(3.57)代入式(3.56),得

$$\tau_a = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} M_e(\lambda_1 + i \cdot d\lambda) \tau_a(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)}{\sum_{i=0}^{N-1} M_e(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)} \quad (3.58)$$

(3) $M_e(\lambda, T)$ 的计算。

在红外系统中, $M_e(\lambda, T)$ 的常用形式为

$$M_e(\lambda) = c_1 / [\lambda^5 (\exp(c_2 / \lambda T) - 1)] \quad (3.59)$$

式中, c_1 为第一辐射常量; c_2 为第二辐射常量; λ 为辐射波长(μm)。

(4) 求 τ_a 。

由 $M_e(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)$ 和 $\tau_a(\lambda_1 + i \cdot d\lambda)$, 代入式(3.58)而求得 τ_a 。

3.10 计算示例

例 3.1 气象条件如下: 水平路程距离 $D = 2\text{km}$, 气象能见度 $D_V = 20\text{km}$ (在 $\lambda_0 = 0.55\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B = 20^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r = 80\%$, 无雾和雨。计算 $\lambda_1 = 4\mu\text{m}$ 和 $\lambda_2 = 10\mu\text{m}$ 时的大气光谱透过率。

解:

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B = 20^\circ\text{C}$, 查表 3.12 得到空气相对湿度 $H_r = 100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%) = 17.3\text{mm/km}$, 由式(3.12)可知, 相对湿度 $H_r = 80\%$ 、路程距离 $D = 2\text{km}$ 的可降水分

$$\omega = \omega_0 D H_r = 27.7\text{mm}$$

从表 3.6 和表 3.8 用插值法或外推法可分别求出:

$$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda_1) = 0.952, \quad \tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda_2) = 0.718$$

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

路程距离 $D = 2\text{km}$ 时, 从表 3.7 和表 3.9 中查得

$$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda_1) = 0.991, \quad \tau_{\text{CO}_2}(\lambda_2) = 0.997$$

(3) 求 $\tau_2(\lambda_1)$ 、 $\tau_2(\lambda_2)$ 。

根据式(3.49)求出纯粹由散射导致的透过率为

$$\tau_2(\lambda_1) = 0.972, \quad \tau_2(\lambda_2) = 0.991$$

(4) 求 $\tau_a(\lambda_1)$ 、 $\tau_a(\lambda_2)$ 。

由于没有气象衰减, 所以 $\tau_3(\lambda) = 1$, 因此由式(3.9)得到

$$\tau_a(\lambda_1) = 0.952 \times 0.991 \times 0.972 = 0.917$$

$$\tau_a(\lambda_2) = 0.718 \times 0.997 \times 0.991 = 0.709$$

例 3.2 气象条件如下: 水平路程距离 $D = 2\text{km}$, 气象能见度 $D_V = 10\text{km}$ (在 $\lambda_0 = 0.55\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B = 5^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r = 85\%$, 小雨强度为 1mm/h 。计算 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 范围内的大气光谱透过率。

解: (1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B = 5^\circ\text{C}$, 查表 3.12 得到空气相对湿度 $H_r = 100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%) = 6.8\text{mm/km}$, 由式(3.12)可知, 相对湿度 $H_r = 85\%$ 、路程距离 $D = 2\text{km}$ 的可降水分

$$\omega = \omega_0 D H_r = 11.6\text{mm}$$

由表 3.8 用插值法或外推法, 可分别求出 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$, 结果列于表 3.18。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由表 3.9, 对路程距离 $D = 2\text{km}$ 时, 可确定 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$, 结果列于

表 3.18。

表 3.18 例 3.2 的大气光谱透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$
8.0	0.565	1	0.976	0.147
8.4	0.746	1	0.978	0.195
8.8	0.820	1	0.979	0.214
9.6	0.858	0.961	0.981	0.216
10.0	0.867	0.997	0.982	0.226
10.4	0.869	0.998	0.983	0.228
10.6	0.871	0.999	0.983	0.228
11.0	0.866	0.997	0.984	0.227
11.8	0.842	0.993	0.986	0.220
12.6	0.849	0.815	0.987	0.182
13.0	0.826	0.912	0.987	0.199
13.6	0.789	0.351	0.988	0.073
13.8	0.774	0.215	0.988	0.044

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.49)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$,结果列于表 3.18。

(4) 求 $\tau'_3(\lambda)$ 。

由式(3.51)得 $a_{\text{雨}}=0.66\times 1^{0.66}=0.66\text{km}^{-1}$,由式(3.53)计算出小雨的衰减所导致的非选择气象透过率 $\tau'_3(\lambda)=\text{e}^{-2\times 0.66}=0.267$ 。

(5) 求 $\tau_a(\lambda)$ 。

由式(3.9)可计算出 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$,结果列于表 3.18,按照此表,可做出相应的大气光谱透过率曲线。为了说明计算方法,这里仅列出了有限的几组数据。

例 3.3 气象条件如下:水平路程距离 $D=3\text{km}$,气象能见度 $D_V=15\text{km}$ (在 $\lambda_0=0.55\mu\text{m}$ 处),空气温度 $t_B=27^\circ\text{C}$,空气相对湿度 $H_r=70\%$,无雾和雨。目标是温度 $t_o=27^\circ\text{C}$ 的朗伯灰体辐射源。计算在 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的大气积分透过率。

解:与例 3.2 类似,首先用式(3.9)确定大气光谱透过率,然后由式(3.58)计算大气积分透过率。

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B=27^\circ\text{C}$,查表 3.12 得到空气相对湿度 $H_r=100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%)=25.8\text{mm/km}$,由式(3.14)可知,相对湿度 $H_r=70\%$ 、路程距离 $D=3\text{km}$ 的可降水分

$$\omega=\omega_0DH_r=54\text{mm}$$

由表 3.8 用插值法或外推法,可分别求出 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$,结果列于表 3.19。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由表 3.9,对路程距离 $D=3\text{km}$ 时,用外推法确定 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$,结果列于表 3.19。

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.49)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$, 结果列于表 3.19。

用式(3.9)计算出大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$, 结果列于表 3.19。

表 3.19 例 3.3 的大气光谱透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$
8.0	0.07	1	0.98	0.07
8.4	0.26	1	0.98	0.25
8.8	0.40	1	0.98	0.39
9.6	0.49	0.94	0.98	0.45
10.0	0.51	0.99	0.98	0.49
10.4	0.52	0.99	0.98	0.50
10.6	0.52	1	0.98	0.51
11.0	0.51	0.99	0.98	0.50
11.8	0.44	0.99	0.99	0.43
12.6	0.47	0.74	0.99	0.34
13.0	0.41	0.87	0.99	0.35
13.6	0.34	0.27	0.99	0.09
13.8	0.31	0.15	0.99	0.05

(4) 计算大气积分透过率。

取求和间隔 $\Delta\lambda=0.5\mu\text{m}$, 由式(3.58)和式(3.59)计算大气积分透过率。计算得到

$$\tau_a = 0.39$$

例 3.4 气象条件如下: 水平路程距离 $D=1.8\text{km}$, 高度 $H=2\text{km}$, 气象能见度 $D_V=13.8\text{km}$ (在 $\lambda_0=0.61\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B=2^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r=50\%$ 。计算 $2.0\sim 2.5\mu\text{m}$ 波段内的平均大气透过率。

解: (1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B=2^\circ\text{C}$, 查表 3.12 得到空气相对湿度 $H_r=100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%)=0.557\text{cm/km}$, 由式(3.30)可知, 相对湿度 $H_r=50\%$ 、 $D=1.8\text{km}$ 、 $H=2\text{km}$ 上的可降水分

$$\omega_e = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.515H} = 0.178\text{cm} \approx 0.2\text{cm}$$

由表 3.6 可查出 $2.0\sim 2.5\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$, 结果列于表 3.20。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由式(3.37)可得到有效海平面距离为

$$R_e = R_H e^{-0.313H} = 0.962\text{km}$$

查表 3.7, $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 结果列于表 3.20。

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.49)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$ 。由于 $D_V=13.8\text{km}$, 故取 $q=1.3$ 。因为这个光谱带很窄, 由散射导致的透过率随波长变化较慢, 故取光谱带的中心波长 $\lambda=2.25\mu\text{m}$ 处的 $\tau_2(\lambda)$ 作为平均的 $\tau_2(\lambda)$, 得

$$\tau_2(2.25) = 91\%$$

表 3.20 例 3.4 的大气光谱透过率和平均大气透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\bar{\tau}_a$
2.0	0.933	0.931	0.91	0.845
2.1	0.982	0.994		
2.2	0.991	1.000		
2.3	0.982	1.000		
2.4	0.911	1.000		
2.5	0.695	1.000		

(4) 求 $\bar{\tau}_a$ 。

由式(3.55)可计算出 $2.0\sim 2.5\mu\text{m}$ 范围内的平均大气光谱透过率 $\bar{\tau}_a$ 。取 $\Delta\lambda = 0.5\mu\text{m}$,而光谱间隔 $d\lambda = 0.1\mu\text{m}$ 。得

$$\bar{\tau}_a = 0.845$$

这里所述的计算方法,仅需要查阅有关的基本数据表,就可以顺利进行在多种情况下对大气透过率的较准确计算,尤其是对大气窗口的透过率计算,并且便于工程应用,还可以在计算机上编制软件进行计算。

3.11 几种大气辐射传输计算软件应用比较分析

当前国内外已有多种大气辐射传输的模式与算法,常见的有 LOWTRAN(Low Resolution Transmission)、FASCODE(Fast high resolution Code)、MODTRAN(Moderate resolution Transmission)、PCMODWIN、DISORT(Discrete Ordinate Method)大气辐射传输计算软件。此外还有 6S(Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum)软件、SBDART(Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer)软件、中国科学院安徽光机所的通用大气辐射传输软件 CART(Combined Atmospheric Radiative Transfer)等。

大气辐射传输软件主要包括大气分子吸收谱线数据库[如 HITRAN(HIGH-resolution TRANsmiission)],逐线积分程序[如 LBLRTM(Line-by-line Radiative Transfer Mode)],谱带吸收透过率程序(如 MODTRAN、6S)、辐射传输方程(多次散射)求解程序(如 CART、DISORT、SBDART),以及矢量(偏振)辐射传输方程求解程序[如 6SV1(6S 的矢量版)]等。从实用角度看,常用算法软件主要分为两大类:一类是以 MODTRAN 为代表的“应用型”软件;另一类是以 DISORT 为代表的“数学型”软件。

就低分辨率(分辨率 $\geq 20\text{cm}^{-1}$)大气辐射传输模式而言,美国空军地球物理实验室(AFGL)开发的低分辨率透过率计算模式(LOWTRAN)程序是公认的有效而方便的大气效应计算软件,是一种 FORTRAN 的计算机程序。LOWTRAN 从 1970 年提出至今已 7 个版本。LOWTRAN 从一开始就是为应用而建,在 40 多年的发展过程中不断扩充和修订基础资料,改进算法,增加可计算的辐射传输结果,从原意义上的“低分辨率大气透过率计算模式”扩展到目前能导出复杂天气条件下多种辐射传输量的“低分辨率大气辐射传输计算模式”,提供了许多新的应用可能性,已被国际上许多应用专家广泛应用于各自的实际问题。它的主要用途是为了军事和遥感的工程应用,以 20cm^{-1} 的光谱分辨率的单参数带模式计算 $0\sim 50\,000\text{cm}^{-1}$ 的大气透过率、大气背景辐射、单次散射的阳光和月光辐射亮度,亦即用于计算低频谱分辨率(20cm^{-1})系统给定大气路径的平均透过率和路程辐射亮度。LOWTRAN

可计算从紫外到微波($0.2\mu\text{m}\sim\infty$ 波段)的大气传输问题。早期的 LOWTRAN 主要用于计算光在大气中传输的透过率。后来的版本可用于计算给定倾斜路程的大气透过率、大气辐射及背景由太阳光和月光散射的辐射。应用于:大气透过率计算、背景辐射计算、探测几何路径、大气折射、吸收气体含量、非对称因子的光谱分布。特点及优势:计算迅速、结构灵活多变,可作为下层大气的辅助工具、地表面战术系统的辅助工具等。

LOWTRAN 7 版本是一款功能非常强大的大气透过率和背景辐射计算软件,一个单参数带模式的低分辨率大气透过率和背景辐射计算软件包,它能够有效帮助用户快速地计算出大气透过率和背景辐射,软件规模小巧,操作简单,支持大气温度、气压、密度的垂直廓线、水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和一氧化二氮等大气模式输入,是工程计算人员必备的一个辅助工具。包含了大气分子的吸收和散射、水汽吸收、气溶胶的散射和吸收、大气背景辐射,日光或月光的单次散射和地表反射、直接大气辐射以及日光、大气热辐射的多次散射等。大气模式设立了热带、中纬度夏季/冬季、近北极夏季/冬季、1976 年美国标准大气及自定义模式选择。气溶胶消光扩充为城市型、乡村型、海洋型、对流层和平流层等多种模式,并考虑了对风速的依赖关系,建立了雾、雨和卷云的模型。由于该版本软件引入了多次散射模型,从实际计算效果看,多次散射的影响可能会比较明显,会损失图像信息的细节,这种现象在一些气象条件较差的情况下会表现出来。

LOWTRAN 7 大致可分为三部分。

(1) 大气模式输入。包括大气温度、气压、密度的垂直廓线、水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和一氧化二氮的混合比垂直廓线及其他 13 种微量气体的垂直廓线,城乡大气气溶胶、雾、沙尘、火山灰、云、雨的廓线和辐射参数,如消光系数、吸收系数、非对称因子的光谱分布及地外太阳光谱。

(2) 探测几何路径、大气折射及吸收气体含量。

(3) 光谱透过率计算及大气太阳背景辐射计算(包括或不包括多次散射)。LOWTRAN 7 共有 5 个主输入卡。LOWTRAN 考虑因素较全面,只要给定温度、气压、水汽含量、气溶胶模型、能见度距离、辐射波长范围、路径长度和类型(水平或斜程)等,就能得到光谱透过率等结果。在一些仿真软件系统中,LOWTRAN 模块已成为一个重要的组成部分。

LOWTRAN 从 1989 年的版本 7 以后就发展成中光谱分辨率大气辐射传输模式(MODTRAN)。其目的在于改进 LOWTRAN 光谱分辨率,它将光谱的半宽度由 LOWTRAN 的 20cm^{-1} 减小到 2cm^{-1} ;它的主要改进包括发展了一种 2cm^{-1} 光谱分辨率的分子吸收的算法和更新了对分子吸收的气压温度关系的处理,同时维持 LOWTRAN 7 的基本程序和使用结构;程序以卡片的形式来进行参数设置,操作起来清晰简洁。

MODTRAN 是目前流行的红外辐射传输计算模型。应用 FORTRAN 语言编写源代码,设计了 MODTRAN 软件图形界面。针对 FORTRAN 语言计算效率高而图形功能弱、Visual Basic(VB)计算效率低而图形功能强的特点,用 VB 和 FORTRAN 两种语言混合编程,实现 FORTRAN 计算程序资源的再利用。应用于:计算吸收物质的路径透过率、计算吸收物质的大气辐射率、计算吸收物质单次(多次)散射的太阳/月亮辐射率、计算中等光谱分辨率、计算大气透过率。特点及优势为:模式选择性强;辐射过程几乎考虑了大气中所有大气分子的吸收、散射和气溶胶、云的吸收和散射效应;数据输入、结果输出方便等。

与 LOWTRAN 相比,MODTRAN 不但提高了光谱分辨率,而且包括了多次散射辐射传输精确算法——离散纵标法,对有散射大气的辐射传输如太阳短波辐射,比 LOWTRAN 中的近似算法有更高的精度和更大的灵活性。该软件在以下各方面有广泛的应用:

- (1) 计算不同地面反射率、太阳天顶角、云类型、气溶胶条件和臭氧分布情况下的紫外、可见光波段的辐射;
- (2) 计算平流层上层的辐射场,并与气球辐射探测做比较;
- (3) 计算地表辐射场,并与地基辐射观测作对比;
- (4) 对紫外和可见波段,作不同近似条件下的辐射传输方程的精度评估。

MODTRAN 3 版本使用说明与早期的 LOWTRAN 7 版本类似,但是加入了一些新的参数,增加了一张新输入卡片,对另外两张卡片也作了一些小改动。新参数主要是为了控制:

- (1) 第二个多次散射选项(根据 DISORT 多流算法);
- (2) 新的带可选的三角光滑函数的高分辨率太阳光谱辐照度(根据全部计算的辐照度);
- (3) 对 CO_2 混合比的“步”更新。

目前版本为 MODTRAN 5。

与 LOWTRAN、MODTRAN 同步发展的是 FASCODE。FASCODE 提供了标准大气模式、大量的气溶胶模式(包括雾、沙漠尘埃和海洋气溶胶等)、水和冰云模式。它假定大气为球面分层结构,其最佳分层已经达到辐射的出射度或透过率计算中的特定精度。它具有比 LOWTRAN 更高的光谱分辨率,相应的计算量也大一些。FASCODE 适用于研究精确的单色波长和激光大气传输问题。对一般光电系统的分析和设计来说,LOWTRAN 已具有足够的精度。

PCMODWIN 程序是以 LOWTRAN 模式系列为基础而发展的 Windows 环境下运行的程序包,PCMODWIN 的内核是 MODTRAN 3,最初发行年份为 1997 年,包含 LOWTRAN 7 低等分辨率和 MODTRAN 中等分辨率辐射模式,可以进行大气透过率、辐射传输计算。该程序具有以下特点:

(1) 模式选择性强,可任意选择 LOWTRAN 7 或 MODTRAN 辐射传输模式,在选择的模式下,可以计算吸收物质的路径透过率、大气辐射率、单次(多次)散射的太阳/月亮辐射率和直接透过的太阳辐射等。

(2) 辐射过程几乎考虑了大气中所有大气分子的吸收、散射和气溶胶、云的吸收和散射效应。

(3) 数据输入、结果输出方便,既可以应用现有标准模式大气和模式气溶胶、云等,又可以由用户直接输入观测或指定资料进行模式计算,当某些观测数据(如 CH_4 、 N_2O 等)缺省时,这种输入方式对辐射传输计算特别有效。

(4) 该程序在 Windows 环境下操作,操作界面简便直观,输出结果丰富,既可以在 Windows 窗口下直观地看到模式计算结果的辐射图解,还可以按设计要求的透过函数进行模拟计算。当计算所得大气透过率或辐射随波数起伏较大时,可以进行过滤平滑,得到以 ASCII 码形式给出的结果,便于以后进行有关分析。

DISORT 是一种能处理多次散射的辐射传输计算方法,用于散射吸收大气的单色辐射

传输计算,是用 FORTRAN 语言编写的按照结构化程序设计的辐射传输计算专用软件。DISORT 软件包最早是由 Stamnes 等人于 1988 年开发的,采用离散坐标法求解辐射传输方程,给出了完全稳定的解析解,已经成为公认的辐射传输精确算法的实用软件包。该软件可求解从紫外到微波段、垂直非均匀、各向异性并含热源的平面平行介质中的辐射传输问题,计算包括热辐射、散射、吸收、下边界双向反射和发射等物理过程。后来 DISORT 软件包又加入了大气模式参数,以及消光系数、像函数、光学厚度计算等多个子程序,使其成为使用方便的实用软件(UVSPEC)。UVSPEC 是针对紫外和可见光波段(176~850nm)设计的,光谱分辨率为 1nm,计算 0~100km 高度的散射、直射辐射通量和辐射强度。与 LOWTRAN 7 比较,离散坐标法虽是一种精确的辐射传输计算方法,但它的计算精度与所采用的流数有关,而且在视角很大的方向上,它考虑的是平面平行大气,没有考虑地球曲率和大气折射的影响,可能有较大的误差。