

大气辐射传输实用算法

吴北婴 等编著



气象出版社

大气辐射传输实用算法

吴北婴、李 卫、陈洪滨
李 放、章文星、吕达仁 编著

气象出版社

内容简介

这是一本关于大气辐射传输及其算法的编著。它重点介绍了目前国内应用广泛的LOWTRAN 7, MODTRAN 和 DISORT 三种算法软件, 具体地给出了使用说明和一些有指导性的应用实例。本书的主要阅读对象是那些在遥感、目标特性识别及大气辐射传输等领域从事研究与应用的科技工作者及工程设计人员, 对于有关专业的师生也有一定的参考价值。

图书在版编目(CIP)数据

大气辐射传输实用算法/吴北婴等编著. -北京:气象出版社, 1998. 10

ISBN 7-5029-2574-0

I. 大… II. 吴… III. 大气辐射-大气扩散-计算方法-应用程序 IV. D351.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字(98)第 21948 号

大气辐射传输实用算法

吴北婴、李卫、陈洪滨
李放、章文星、吕达仁 编著

责任编辑:俞卫平 终审:周诗健

封面设计:曾金星 责任校对:王星

气象出版社出版

(北京海淀区白石桥路 46 号 邮政编码 100081)

北京金瀑印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

* * *

开本:850×1168 1/32 印张:4.625 字数 120 千字

1998 年 9 月第一版 1998 年 9 月第一次印刷

印数:1~1000

ISBN 7-5029-2574-0/P·0902

定价:12.00 元

前 言

大气辐射传输是大气中的基本物理过程之一。发生于大气中的辐射传输过程起着多方面的作用。众所周知,来自太阳的电磁辐射是地球表层运动的主要能源。太阳短波辐射和地球—大气系统的长波辐射构成了地球—大气系统辐射平衡的基础。大气中各种成分对不同波长电磁波的散射吸收和发射构成了复杂多变的辐射传输图象。近几十年来,与大气辐射传输有关的应用需求增长极快,使大气辐射传输的过程研究与定量化算法研究获得蓬勃的发展。可以说多方面的应用需求是促进大气辐射传输研究发展的关键动力。

大气中辐射传输的应用可以分为关于辐射能量传输的应用与关于辐射信号传输的应用。辐射能量传输的应用有两个方面,一是太阳短波辐射和地气系统的红外长波辐射造成地表和大气不同的加热/冷却率,其作用是直接以加热/冷却形式驱动大气运动。另一应用是大气光化反应的能源作用,这主要是某些太阳入射(短波段)在中高层大气中引起光化反应和离化过程,从而对该层大气的成分构成起着重要作用。大气辐射传输作为辐射信号传输的应用大致也有两个方面。一是利用大气和地表(包括自然和人工产物)的不同的辐射特性,进行目标物与背景区分,达到高准确度和高精度的目标识别(以及动目标跟踪)。另一种应用则是遥感,亦即利用大气和地表介质在电磁辐射传输中的不同特征,通过对特征性辐射的测量进而反演提取大气和地表的物理状态参数以及成分结构。正是由于上述4个方面的应用需要的蓬勃发展,大气辐射传输的研究,包括理论研究、实验室测量、野外观测和验证试验等在过去几十年中取得了长足的进展。

大气辐射传输研究的主要内容包括:(1)大气中各类气体分子的吸收光谱参数(及其随大气状态参数的变化);(2)大气中的气溶胶粒子(广义而言也包括云和降水粒子)的成分、粒谱结构、形状特征、其复折射指数随波长的变化,由此可以计算获得气溶胶粒子的散射和吸收特性;(3)大气辐射传输方程的求解与具体算法。原则上讲,一旦上述3方面的问题得到圆满解决,则可以由实际大气的完整测量参数(包括大气状态参数、气体和气溶胶分布)严格计算获得精确的大气辐射传输参量,如辐射通量、方向辐射率、路径衰减等随波长的变化。事实上,上述3方面的问题并不是已经获得圆满的解决。因此从大气辐射研究而言,继续需要在分子吸收光谱、粒子散射特性和包含多次散射的辐射传输方程的求解等方面深入研究,将理论、实验室测量和野外观测结合起来。

从应用目标而言,其中心任务是由应用需求决定需要获得的辐射参数及其精度。如何利用大气辐射传输的已有成果来实现这一目标,如何充分利用大气辐射传输的已有算法,与具体应用相关的已有大气参数数据(模式),以求以最小的力量,做最必要的大气测量,从而获得符合应用目标精度要求的结果,是大气辐射传输研究工作者要经常设身处地为各类应用需求着重考虑的问题。而应用工作者亦需充分了解国际国内已有的现成模式、算法和资料,考察这些成果与自己的应用需求之间有什么差距,需要如何改进以满足应用目标的需求。大气辐射研究者与各方面应用工作者的结合正是当前大气辐射传输蓬勃发展的一个新特点。

当前国际国内已有多种大气辐射传输的模式与算法,它们散见于大量的文献与书籍中,有一些已形成系统软件。从应用需求分析,相当多的应用只需要宽波段和低光谱分辨率的辐射传输结果。当前,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 AFGL 主编的 LOWTRAN 程序是公认的有效而方便的算法。LOWTRAN 从一开始其目的就是为应用而建。在 20 多年的发展过程中不断扩宽和修订基础资料,改进算法,增加可计算的辐射传

输结果,从原始意义上的“低谱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“低谱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。因为以上原因,LOWTRAN 已被国际上许多应用专家广泛地应用于各自的实际问题。

本书的目的在于介绍大气辐射传输的一些实用算法。其重点在于介绍 LOWTRAN 7 软件。同时书中也介绍了光谱分辨率较高的 MODTRAN,即中光谱分辨率大气透过率及辐射传输算法软件。对 LOWTRAN 的介绍包括了其历史发展与功能扩展,基本结构及使用方法。为了国内读者的应用方便我们进行了中文说明(即汉化版本),并作详细介绍。除此之外,我们还介绍了一种在国际国内较广泛应用的多次散射辐射传输算法,即 DISORT 算法。对有散射大气的辐射传输如太阳短波辐射,这种算法比 LOWTRAN 7 中的二流近似算法有更高的精度和更大的灵活性。

作为介绍使用算法的一部分,我们在书中介绍了我们自己应用这些算法的结果。这些结果一方面作为应用示例,另一方面也提供与观测的对比,来说明已有算法的精度及某些待改进的方面。总之,全书的中心目的是介绍实用算法。为了应用方便,对辐射传输的基础理论与算法给予了简单的介绍。

本书是中国科学院大气物理研究所“中层大气与全球环境探测实验室(LAGEO)”的科技人员在过去几年中承担国防科工委环境特性 3A3.3.2, 3A3.1.1 等课题中积累的一部分成果总结。这些课题的执行分别得到了国防科工委“目标与环境特性专业组”、国家高技术 863 计划航天领域的支持。

本书是为希望应用大气辐射传输实用算法来解决他们面临的任务的科技人员编写的。全书的写作分工是:前期章节设计——吕达仁、吴北婴、陈洪滨;前言——吕达仁;第 1 章——吴北婴、陈洪滨;第 2 章——吴北婴、李卫、陈洪滨、李放;第 3 章——章文星、吴北婴;第 4 章——吴北婴、李卫。参加课题和野外观测工作的还有:

刘锦丽、宣越健、王普才、段民征、陈焕森、杨硕文、于明、陈英、王秀玲、王开祥、冯旭明、孙达、李国辉等。

我们要特别感谢俞卫平等编辑，他们的宝贵建议和辛勤劳动使此书以较快的速度和良好的质量得以面世。

由于时间仓促，错误疏漏之处在所难免，敬希读者指正。

目 录

前言

第 1 章 大气辐射传输及基本知识	(1)
1.1 大气的基本组成和结构	(1)
1.1.1 大气的基本成分	(1)
1.1.2 大气的温度结构	(5)
1.1.3 大气中主要吸收气体的浓度、分布、变化 范围和吸收带	(6)
1.1.4 晴空大气的主要散射粒子——分子和气 溶胶	(8)
1.2 辐射传输方程	(11)
1.3 辐射在大气中的基本衰减过程——吸收和散射	(13)
1.4 大气辐射传输研究的现状及前沿问题	(17)
1.4.1 球面辐射传输问题	(18)
1.4.2 水平不均匀大气	(18)
1.4.3 非局地热力平衡	(18)
1.4.4 其他算法简介	(19)
第 2 章 辐射传输实用算法简介	(21)
2.1 LOWTRAN 和 MODTRAN	(21)
2.1.1 LOWTRAN 发展历史	(21)
2.1.2 LOWTRAN 框图及用途	(22)
2.1.3 LOWTRAN 7 的特点	(23)
2.1.4 LOWTRAN 7 的基本算法 1——多次	

散射处理.....	(27)
2.1.5 LOWTRAN 7 的基本算法 2——透过率计算.....	(31)
2.1.6 LOWTRAN 7 的基本算法 3——光线几何路径计算.....	(33)
2.1.7 MODTRAN 的改进	(36)
2.1.8 LOWTRAN/MODTRAN 的气溶胶模式.....	(42)
2.2 DISORT	(52)
2.2.1 基本算法.....	(52)
2.2.2 框图与功用.....	(60)
第 2 章附录 Chapman 函数	(67)
第 3 章 实用程序应用指南	(69)
3.1 LOWTRAN 7/MODTRAN 的使用说明	(69)
3.2 汉化 LOWTRAN 和 MODTRAN	(96)
3.2.1 汉化 LOWTRAN 7 应用软件的基本结构.....	(97)
3.2.2 运行菜单式汉化 LOWTRAN 7 应用软件所需程序.....	(98)
3.2.3 运行汉化 LOWTRAN 7	(98)
3.2.4 数据文件 c123. dat	(104)
3.2.5 扩展的大气模式(数据文件 C2C. DAT)	(105)
3.2.6 汉化 LOWTRAN 7 菜单中的常用键	(106)
第 4 章 应用实例介绍和评述.....	(107)
4.1 LOWTRAN 与 DISORT 计算结果比较	(107)
4.1.1 紫外波段	(109)
4.1.2 卫星通道——AVHRR, TM	(117)
4.1.3 可见、红外波段.....	(118)

4.2 模式与测量结果的对比	(123)
4.2.1 紫外波段	(123)
4.2.2 可见、红外波段	(126)
4.2.3 气溶胶模式与观测比较	(133)

附录

常用的一些常数	(136)
常用名词索引	(137)

第 1 章 大气辐射传输 及基本知识

1.1 大气的基本组成和结构

1.1.1 大气的基本成分

包围着地球的大气层,每单位体积中大约有 78%的氮气和 21%的氧气,另外还有不到 1%的体积由氩(Ar)、二氧化碳(CO₂)、一氧化碳(CO)、一氧化二氮(N₂O)、甲烷(CH₄)、臭氧(O₃)、水汽(H₂O)等成分占有。除氮、氧气外的其他气体统称为微量气体。

除了上述气体成分外,大气中还含有悬浮的尘埃、液滴、冰晶等固体和液体微粒即气溶胶。有些气体成分相对含量变化很小,称为均匀混合的气体,例如氧气、氮气、二氧化碳、一氧化二氮等。有些气体含量变化很大,如水汽和臭氧。大气的气体成分在 60km 以下大都是中性分子,自 60km 开始,白天在太阳辐射作用下开始电离,在 90km 之上,则日夜都存在一定的离子和自由电子。

常用的表示气体成分的各种量:

(1)质量混合比 q_m

简称混合比 q 。假设在气压 P 、温度 T 状态下干空气的体积为

大气辐射传输实用算法

V_d , 密度为 ρ_d , 质量为 m_d , 分子量为 M_d , 相同状态下某气体成分的密度为 ρ_i , 质量为 m_i , 则该气体成分的质量混合比为

$$q_{mi} = \frac{m_i}{m_d} = \frac{\rho_i}{\rho_d} \quad (1.1.1.1)$$

其单位为 kg/kg 或 g/kg。

表 1.1 大气中的主要气体成分

气体成分	分子量	体积混合比	
		%	ppm*
氮(N ₂)	28.01	78.08	7.80×10 ⁵
氧(O ₂)	31.99	20.95	2.095×10 ⁵
氩(Ar)	39.95	0.93	9.3×10 ³
二氧化碳(CO ₂)	44.00	0.034	340
一氧化碳(CO)	28.01	北半球(0.7~2.0)×10 ⁻⁵	0.07~0.2
		南半球(0.4~0.6)×10 ⁻⁵	0.04~0.06
一氧化二氮(N ₂ O)	44.01	3.3×10 ⁻⁵	0.33
甲烷(CH ₄)	16.04	1.7×10 ⁻⁴	1.7
臭氧(O ₃)	47.99	(1~10)×10 ⁻⁶	0.01~0.1
水汽(H ₂ O)	18.01	对流层 0.13~4.5	(0.13~4.5)×10 ⁴
		平流层 (0~5)×10 ⁻⁴	0~5
干空气	28.96	100	10 ⁶

(2) 体积混合比 q_v

假设在状态 (P, T) 下, 干空气所占有的体积为 V_d , 其中某气体成分的分压力为 P_i , 将该成分抽出, 使其温度不变, 但分压力变

* ppm 为 10⁻⁶, 下同。

到 P , 此时所占的体积为 V_i , 则定义该气体成分的体积混合比为

$$q_{vi} = \frac{V_i}{V_d} \quad (1.1.1.2)$$

常用 $\%$, ppmv 或 ppbv* 来表示。

q_m 与 q_v 之间的关系可由气体状态方程得到, 因为

$$P = \rho_d \frac{R^*}{M_d} T, \quad P_i = \rho_i \frac{R^*}{M_i} T \quad (1.1.1.3)$$

$$PV_i = P_i V_d \quad (1.1.1.4)$$

$$q_{vi} = \frac{V_i}{V_d} = \frac{P_i}{P} = \frac{\rho_i M_d}{\rho_d M_i} = \frac{M_d}{M_i} q \quad (1.1.1.5)$$

其中, M_d 和 M_i 分别是干空气和该气体的分子量(g/mol), R^* 是通用气体常数。此外, 若以 N 表示单位体积中某气体分子的数目, 即数密度(分子数/ m^3), N_d 表示干空气的数密度, 则有

$$q_{vi} = \frac{V_i}{V_d} = \frac{N_i}{N_d} \quad (1.1.1.6)$$

其中

$$N_d = \left(\frac{P}{P_0}\right) \left(\frac{T_0}{T}\right) \frac{N_a}{2.24 \times 10^{-2}} = N_d(0) \left(\frac{P}{P_0}\right) \left(\frac{T_0}{T}\right) \quad (1.1.1.7)$$

N_a 为 Avogadro 数, 其值等于 6.02×10^{23} 分子/mol, $N_d(0)$ 为标准状态下 1m^3 体积中气体分子数, 称为 Loschmidt 数, 为 2.688×10^{25} 个分子/ m^3 。在标准状态下 1mol(克分子)的气体的体积为 $2.24 \times 10^{-2} \text{m}^3$, 因此,

$$q_{vi} = \frac{2.24 \times 10^{-2} P_0 T}{6.022 \times 10^{23} P T_0} N_i \quad (1.1.1.8)$$

在气体的密度 ρ_i 和分子数密度 N_i 之间有关系

$$\rho_i = \frac{M_i \times 10^{-3}}{N_a} N_i$$

* ppmv 和 ppbv 表示某成分的体积分数, 分别为 10^{-6} 和 10^{-9} 。下同。

$$\begin{aligned}
 &= \frac{M_i \times 10^{-3}}{6.022 \times 10^{23}} N_i \\
 &= 1.660 \times 10^{-27} M_i N_i \quad (1.1.1.9)
 \end{aligned}$$

其中 ρ_i 的单位取 kg/m^3 , N_i 的单位取分子数/ m^3 。

密度与体积混合比之间有关系：

$$\begin{aligned}
 \rho_i(z) &= \frac{M_i}{N_a} q_{vi} N_d(z) \\
 &= \frac{M_i}{N_a} q_{vi} N_d(0) \frac{P T_0}{P_0 T} \quad (1.1.1.10)
 \end{aligned}$$

(3) 标准状态下的厚度 (atm-cm) STP

设海平面上单位截面垂直气柱内某气体成分的总含量为 W_i (g/cm^2), 若将其换算成标准大气状态 ($P_0 = 1013.15 \text{hPa}$, $T_0 = 273.15 \text{K}$) 下单位截面上该气体成分所具有的厚度 L_i (cm), L_i 称为该气体成分含量的厘米数, 简称为 (atm-cm) STP。如果标准状态下该气体成分的密度为 ρ_{i0} , 则

$$L_i = \frac{W_i}{\rho_{i0}} \quad (1.1.1.11)$$

其中
$$\rho_{i0} = \frac{M_i}{R^*} \frac{P_0}{T_0} \quad (1.1.1.12)$$

$$W_i = \int_0^\infty \rho_i(z) dz = \int_0^\infty q_i \rho_d(z) dz \quad (1.1.1.13)$$

对于混合比随高度不变或少变的某气体成分, $q = \text{常数}$, 且因

$$P_0 = \int_0^\infty \rho_d g dz \quad (1.1.1.14)$$

所以
$$W_i = \frac{1}{g} q_i P_0 \quad (1.1.1.15)$$

因此
$$L_i = \frac{R^* T_0 q_i}{g M_i} = \frac{R^* T_0 q_{vi}}{g M_d} \quad (1.1.1.16)$$

将通用气体常数 $R^* = 8.314 \text{ J}/(\text{mol} \cdot \text{K})$, 重力加速度 $g = 9.80665 \text{ m}/\text{s}^2$, $T_0 = 273.15 \text{ K}$ 及空气分子量 $M_d = 28.96$ 分别代入, 则

$$\begin{aligned} L_i &= 2.3157 \times 10^7 q_i / M_i \\ &= 7.9964 \times 10^5 q_{vi} \end{aligned} \quad (1.1.1.17)$$

在标准状态下 1 mol 质量的任何气体的体积为 0.0224m^3 , 在此体积内有 6.022×10^{23} 个分子, 故 1m^3 体积中气体分子数为 2.688×10^{25} , 称为 Loschimidt 数。当 $L=1(\text{atm-cm})\text{STP}$ 时, 相当于在标准状态下 1cm^2 面积上有厚度 1cm 的气体。故

$$1(\text{atm-cm})\text{STP} = 2.688 \times 10^{19} (\text{分子数}/\text{cm}^2) \quad (1.1.1.18)$$

$$\begin{aligned} 1(\text{atm-cm})\text{STP} &= M_i / 2.24 \times 10^4 \\ &= 4.464 \times 10^{-5} M_i (\text{g}/\text{cm}^2) \end{aligned} \quad (1.1.1.19)$$

1.1.2 大气的温度结构

大气是一层热力结构和成分分布都不均匀的介质。其垂直方向的梯度大于水平梯度。按照温度垂直结构, 大气可分为如下几层(表 1.2)。

表 1.2 大气的分层

名称	顶高度(km)	顶温度(°C)	温度递减率
对流层	7~17	-50~-55	约 6.5°C/km
平流层	50	0	随高度缓慢增加
中间层	85~90	-100	随高度递减
热层	500	400~2000	随高度增加

对流层里集中了大气质量的四分之三和几乎全部水汽, 并存在着强烈的垂直混合(对流), 有利于大气成分在垂直方向的输送。而在对流层顶之上由于温度随高度增加(逆温)或不变, 垂直运动受到很大的抑制, 对流层与平流层之间的混合不强。

对流层的最下层, 即自地面至 1km 高度这一层称为行星边界层。由于贴近地面, 空气明显地受地面摩擦作用影响。这一层的温湿特征都有明显的日变化。

在对流层,由于纬度不同及地表特征的不同,各地上空的空气受热程度及水汽含量不一致,使得在水平方向上大气热力场不均匀。从高空俯视,全球大气可划分为多个不停移动的水平范围为几百至几千 km 的气团。在气团内部,温度的水平梯度仅为几摄氏度/1000km,但一个气团的平均温度可与其相邻气团的平均温度差 10 度左右。各气团的湿度也有明显的差别。因此在气团之间的界面(锋面)区,温度湿度的水平梯度很大,温度梯度一般为几摄氏度/100km,强锋区可达 $10^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ 。锋面实际是一个三维区域,但由于锋面的水平宽度远小于沿锋面方向的长度,故称之为“面”。这是大气热力突变的区域,中纬度对流层内的大部分雨、雪、风暴、寒潮天气都与锋面活动相联系。

1.1.3 大气中主要吸收气体的浓度、分布、变化范围和吸收带

(1) 水汽

大气中的水汽主要集中在对流层下部,但直到平流层仍有微量的水汽。水汽含量与气温及天气形势有密切关系,随高度、地区和时间有非常大的变化。所谓标准大气的水汽含量和垂直分布很少有代表性,它只是一个气候平均值,标准离差却和平均值本身一样大。所以在辐射传输计算中,应当用当时条件下的水汽含量。

水汽在整个长波波段都有吸收。在大于 1250cm^{-1} 的波段,水汽分子对光子的吸收产生振动能级的跃迁,称为 $6.3\mu\text{m}$ 吸收带;在小于 800cm^{-1} 波段,水汽分子对光子的吸收产生转动能级的跃迁,称为转动吸收带;在 $800\sim 1250\text{cm}^{-1}$ ($8\sim 12\mu\text{m}$) 窗区,水汽吸收较小,但仍需考虑其连续吸收。

此外,水汽在 $0.7, 0.8, 0.94, 1.1, 1.38, 1.87, 2.7, 3.2\mu\text{m}$ 均有吸收带,对太阳辐射有相当的吸收。

气象上常用的几种表示水汽含量的方法有:

绝对湿度(水汽密度) ρ :单位体积湿空气中所含水汽质量(g/m^3)。

混合比 q : 单位体积湿空气中水汽质量与干空气质量之比。

比湿 m : 水汽密度与湿空气密度之比, 一般有 $m \approx q$ 。

相对湿度 r : 水汽分压力 e 与同温度下的饱和水汽压 E 之比。

饱和水汽压 E 满足经验关系:

$$E = 6.1078 \exp\{a(T - 273.16)/(T - b)\} \quad (1.1.3.1)$$

$$T: \text{温度(K)}, \text{对水面: } a=17.269, b=35.86; \quad (1.1.3.2)$$

$$\text{对冰面: } a=21.87, b=7.66 \quad (1.1.3.3)$$

饱和比湿 Q :

$$Q = 0.622E/P \quad (1.1.3.4)$$

所以,知道了混合比、比湿和相对湿度中任一个,可以求出其他量。

温度露点差: 将分压为 e 的空气冷却至饱和时的温度称为露点 T_d 。 $T - T_d$ 为温度露点差。露点与 e 的关系为

$$e = 6.1078 \exp\{a(T_d - 273.16)/(T_d - b)\} \quad (1.1.3.5)$$

可降水分(量) w : 沿光线传播路径上总水汽含量。例如绝对湿度为 $1\text{g}/\text{m}^3$ 的空气,其中水汽凝结后铺在 1m^2 的面积上,其厚度为 $10^{-4}\text{cm} = 10^{-3}\text{mm}$,所以

$$w(\text{mm}/\text{m}) = 10^{-3}\rho(\text{g}/\text{m}^3) \quad (1.1.3.6)$$

$$w(\text{mm}/\text{km}) = \rho(\text{g}/\text{m}^3) \quad (1.1.3.7)$$

一个类似的量是降水厘米数 prcm

$$1\text{g}/\text{m}^3 = 0.1\text{prcm} \quad (1.1.3.8)$$

$$1\text{prcm} = 3.34 \times 10^{22} \text{分子数}/\text{cm}^2 \quad (1.1.3.9)$$

(2) 二氧化碳

二氧化碳对长波的吸收,以处于地球长波辐射峰值附近的 $15\mu\text{m}$ 带最重要,其次是 $4.3\mu\text{m}$ 带。此外在 $10.4, 9.4, 5.2, 4.8, 2.7, 2.0, 1.6, 1.4\mu\text{m}$ 有复合带, $1.24 \sim 0.78\mu\text{m}$ 有弱带。二氧化碳含量的季节变化在南半球较小,而由于植物的作用在北半球中高