

大气遥感

李万彪 编著



北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

大气遥感

李万彪 编著



北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

图书在版编目(CIP)数据

大气遥感/李万彪编著. —北京:北京大学出版社, 2014. 9

ISBN 978-7-301-24719-8

I. ①大… II. ①李… III. ①大气遥感—卫星遥感—高等学校—教材 IV. ①P407

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 198899 号

书 名: 大气遥感

著作责任者: 李万彪 编著

责任编辑: 顾卫宇

标准书号: ISBN 978-7-301-24719-8/P · 0088

出版发行: 北京大学出版社

地 址: 北京市海淀区成府路 205 号 100871

网 址: <http://www.pup.cn>

新浪微博: @北京大学出版社

电子邮箱: zpup@pup.cn

电 话: 邮购部 62752015 发行部 62750672 编辑部 62752038 出版部 62754962

印 刷 者: 北京飞达印刷有限责任公司

经 销 者: 新华书店

787mm×1092mm 16 开本 14.75 印张 360 千字

2014 年 9 月第 1 版 2014 年 9 月第 1 次印刷

定 价: 35.00 元

未经许可,不得以任何方式复制或抄袭本书之部分或全部内容.

版权所有,侵权必究

举报电话:010-62752024 电子邮箱:fd@pup.pku.edu.cn

内 容 简 介

本书较全面、系统地对卫星遥感算法作了总结和介绍.

全书共分十一章.前三章是对辐射传输、气象卫星、卫星资料预处理和卫星云图的介绍,是后八章卫星遥感反演算法的基础;后八章则就卫星遥感云、风、温度、湿度、气压、降雨、辐射和大气成分等的反演算法进行分述.

本书是为大气科学学科研究生专业基础课编写的,可供高等院校相关学科高年级本科生和研究生、从事大气科学工作的人员,以及涉及遥感研究和卫星应用领域研究的相关人员学习和参考.

前 言

大气遥感是 20 世纪 60 年代发展起来的大气科学的新兴学科分支. 半个世纪以来, 由于学科发展的需要, 由于当代卫星、雷达和计算机等新技术的推动, 大气遥感的新原理、新技术和新应用等取得了日新月异的发展. 其中, 卫星大气遥感是大气遥感的重要组成部分, 具有非常广泛的用途, 涉及大气环境监测、气候变化研究、地表生态状况调查和天气预报等诸多领域.

北京大学开设的“大气遥感”课程就是以讲授卫星大气遥感为主, 是研究生大气物理学与大气环境专业的必修课之一. 课程主要讲授气象卫星遥感手段对大气环境进行探测的原理方法和应用, 介绍国内外大气遥感学科的发展和成果. 从赵柏林院士开始讲授到目前作者讲授, 已历经了二十多年与时俱进的教学. 二十多年来, 一些卫星遥感原理、技术和应用等经过不断改善达到成熟, 在大气遥感定量化中的遥感反演算法尤其显著. 这些成熟的东西, 已经逐渐在课堂教学内容中固定下来.

近年来, 编著者不但在北京大学为研究生讲授“大气遥感”课程, 还在中国气象局卫星气象中心、上海市气象局等为北京大学在职研究生班人员系统讲授大气遥感的内容; 此外, 还多次在中国科学院计算技术研究所教育中心举办的培训课程中讲授大气遥感的内容. “大气遥感”课程因为教学内容的不断更新变化, 一直没有编写配套的教材. 为提高教学效果和自学的连贯性, 并能作为科学研究的参考书目, 编写教材已成为教、学以及科研的迫切需要. 这次编写的《大气遥感》教材, 包含了课堂教学讲授的成熟和固定的内容, 着重总结和介绍过去几十年来的卫星遥感大气参数等的反演算法, 因为算法一直是大气遥感定量应用的重要一环. 这部教材, 可以说是国内一部较全面、系统地卫星遥感算法总结和介绍的教科书. 不仅适合大气科学学科研究生和高年级本科生使用, 也对涉及遥感研究和卫星应用领域研究的相关人员具有参考价值.

全书共分十一章. 前三章是对辐射传输、气象卫星、卫星资料预处理和卫星云图的介绍; 后八章则全面就卫星遥感云、风、温度、湿度、气压、降雨、辐射和大气成分等的反演算法进行系统总结和介绍. 第一章主要介绍大气遥感的基本原理, 包括辐射的基本概念、辐射传输过程和辐射传输方程. 第二章介绍气象卫星及其探测资料的预处理, 主要涉及与大气遥感相关的遥感通道选择、卫星资料的定标和定位等. 第三章介绍卫星云图原理和云图解译技术. 第四章介绍卫星云图上云属特征、云检测和云参数的遥感算法. 第五章是风的遥感, 介绍了使用不同卫星和不同波段探测风的原理, 此外还介绍了遥感在热带气旋强度探测中的应用. 第六章介绍海面温度、地面温度和大气温度廓线的反演算法. 第七章介绍大气中水汽、云中液态水和大气湿度廓线的反演算法, 此外也介绍了土壤湿度的红外和微波遥感. 第八章介绍了利用氧 A 带探测反演云顶气压和地面气压的算法. 第九章是遥感降雨, 介绍使用可见、红外和微波技术, 进行降雨检测和地表雨率估计的卫星遥感算法. 第十章介绍大气层顶和地球表面辐射收支各分量的遥感算法, 还介绍了地表土壤热通量、潜热通量和感热通量的遥感算法. 第十一章是遥感大气成分, 只对大气臭氧和气溶胶的卫星探测进行了介绍, 其他大气痕量成分的探测算法基本与大气臭氧的探测类似. 全书最后是各章所有引用的参考文献表、英文缩略词表和计算涉及的物理常

数表,其中参考文献表是依据《中华人民共和国标准(GB/T 7714-2005)》按“著者-出版年制”进行组织编排的.

由于大气遥感涉及的领域很广,内容丰富,受编著者的学识水平的局限,本书的错误、疏漏在所难免,请读者给予批评指正.

教材的编写得到了北京大学教务部、物理学院的支持,在此表示感谢.编著者特别对出版社编辑表示深深谢意,从作者的前一部教材《大气物理——热力学与辐射基础》到这部教材的审订与出版,都凝聚了编辑的辛勤劳动和付出,在此一并致谢.

李万彪

2013年10月

目 录

第一章 遥感辐射基础	(1)
1.1 辐射基本概念和规律	(1)
1.1.1 辐射基本物理量	(1)
1.1.2 辐射定律	(3)
1.1.3 卫星探测量	(4)
1.2 辐射传输过程	(6)
1.2.1 吸收过程	(6)
1.2.2 发射过程	(7)
1.2.3 散射过程	(7)
1.3 辐射传输方程	(8)
1.3.1 辐射传输方程的一般形式	(9)
1.3.2 红外辐射传输	(9)
1.3.3 短波辐射传输	(10)
1.3.4 微波辐射传输	(11)
1.4 大气吸收和辐射光谱	(12)
1.4.1 大气吸收光谱	(12)
1.4.2 大气辐射光谱	(14)
1.5 大气辐射和大气遥感	(16)
习题	(17)
第二章 气象卫星及其资料处理	(23)
2.1 气象卫星轨道	(23)
2.1.1 卫星在轨道上的位置	(23)
2.1.2 开普勒轨道和摄动轨道	(25)
2.1.3 气象卫星轨道	(26)
2.2 卫星通道选择	(29)
2.2.1 成像仪通道	(29)
2.2.2 探测器通道	(30)
2.3 卫星资料的预处理	(32)
2.3.1 辐射定标	(33)
2.3.2 地理定位	(33)
2.4 中国的气象卫星	(37)
2.4.1 静止气象卫星	(38)
2.4.2 极轨气象卫星	(39)
习题	(40)

第三章 卫星云图及其解译	(43)
3.1 卫星云图	(43)
3.1.1 长波红外云图	(43)
3.1.2 可见光云图	(44)
3.1.3 水汽云图	(46)
3.1.4 短波红外云图	(47)
3.1.5 微波云图	(50)
3.2 云图解译	(51)
3.2.1 图像增强技术	(51)
3.2.2 多光谱分析	(53)
习题	(54)
第四章 云	(55)
4.1 云图上的云属特征	(55)
4.2 云检测和分类	(56)
4.2.1 阈值法	(57)
4.2.2 直方图法	(58)
4.2.3 模态法	(59)
4.2.4 MODIS 云掩码法	(60)
4.3 云参数	(62)
4.3.1 云顶气压、云顶温度和有效发射率	(62)
4.3.2 云相态	(67)
4.3.3 光学厚度和有效粒子半径	(70)
习题	(71)
第五章 风	(74)
5.1 成像仪测风	(74)
5.1.1 数据的准备和预处理	(74)
5.1.2 示踪目标的选择	(74)
5.1.3 高度确定	(76)
5.1.4 风矢量计算	(76)
5.2 探测器测风	(77)
5.3 微波测风	(77)
5.3.1 主动微波遥感	(77)
5.3.2 被动微波遥感	(81)
5.4 热带气旋强度	(85)
5.4.1 卫星云图估计技术	(86)
5.4.2 微波探测	(90)
习题	(92)
第六章 温度	(94)
6.1 海面温度	(94)

6.1.1 红外波段特性	(95)
6.1.2 水汽订正	(97)
6.1.3 反射阳光订正	(99)
6.1.4 业务算法	(100)
6.2 陆面温度	(102)
6.2.1 窗区通道的选择和特征	(102)
6.2.2 单通道算法	(104)
6.2.3 分裂窗算法	(105)
6.2.4 多通道算法	(108)
6.3 大气温度廓线	(111)
6.3.1 理论基础	(111)
6.3.2 统计法	(113)
6.3.3 物理法	(115)
习题	(119)
第七章 湿度	(123)
7.1 可降水量和液态水	(123)
7.1.1 近红外通道可降水反演	(123)
7.1.2 红外通道可降水反演	(125)
7.1.3 微波可降水和液态水反演	(128)
7.2 湿度垂直廓线	(130)
7.3 土壤湿度	(132)
7.3.1 热红外遥感	(132)
7.3.2 被动微波遥感	(134)
习题	(140)
第八章 气压	(142)
8.1 氧 A 带	(142)
8.2 云顶气压	(143)
8.2.1 ICFA 算法	(144)
8.2.2 FRESCO 算法	(145)
8.2.3 SACURA 算法	(147)
8.3 地面气压	(148)
8.3.1 差分吸收比值法	(149)
8.3.2 表观气压反演法	(151)
习题	(153)
第九章 降雨	(154)
9.1 降雨检测	(154)
9.1.1 可见/红外波段	(154)
9.1.2 微波波段	(156)
9.2 可见/红外技术估计地表雨率	(158)

9.2.1 云指数方法	(158)
9.2.2 生命史方法	(160)
9.2.3 云物理特性法	(161)
9.3 微波技术估计地表雨率	(166)
9.3.1 SSM/I 算法	(168)
9.3.2 AMSU 算法	(169)
9.3.3 TMI 算法	(170)
9.3.4 GPROF 算法	(170)
习题	(171)
第十章 辐射	(173)
10.1 大气层顶辐射收支	(173)
10.1.1 射出长波辐射	(174)
10.1.2 反射短波辐射	(176)
10.2 地球表面辐射收支	(177)
10.2.1 向下长波辐射	(177)
10.2.2 向上长波辐射	(179)
10.2.3 向下短波辐射	(179)
10.2.4 反射短波辐射	(181)
10.3 潜热通量和感热通量	(181)
10.3.1 土壤热通量的计算	(181)
10.3.2 潜热通量和感热通量的计算	(182)
习题	(183)
第十一章 大气成分	(185)
11.1 臭氧总量	(185)
11.1.1 紫外后向散射探测	(185)
11.1.2 紫外/可见差分光学吸收光谱法	(187)
11.1.3 红外探测	(188)
11.2 臭氧廓线	(190)
11.2.1 星下探测	(190)
11.2.2 临边和掩星探测	(193)
11.3 气溶胶	(196)
11.3.1 暗目标算法	(196)
11.3.2 BEAR 算法	(199)
11.3.3 深蓝算法	(199)
习题	(202)
参考文献	(204)
英文缩略词	(219)
物理常数	(224)

第一章 遥感辐射基础

大气遥感,是指在一定距离之外,用探测器对来自大气的发射、透射和散射辐射等进行探测,这里,探测器探测的辐射也包括可能来自目标物(例如海洋和陆地等)发射或散射,又经过大气透射的辐射;进而由探测器探测的辐射,获取大气及地球下垫面的物理特征和物理参数。因此,辐射及其传输过程的基本理论是大气遥感的基础。

本章中的 1.1 节将介绍辐射基本概念和辐射定律;1.2 节介绍辐射与大气作用的三个过程,即吸收、发射和散射过程;1.3 节将介绍大气辐射传输方程;最后一节给出了大气的吸收和辐射光谱。读者若需深入了解这一章内容,请阅读其他参考书(例如:李万彪,2010;Petty,2004)。

1.1 辐射基本概念和规律

在大气研究领域,辐射指的是电磁辐射,即以电磁波形式传播的能量。任何物体,只要温度大于 0 K,都以电磁波形式向四周放射能量,同时也接收来自周围的电磁波。太阳、地球及大气构成的系统就是在不停地通过辐射进行能量传递或交换。大气中热力过程及大气状态的变化,其能量主要来源于太阳辐射。

1.1.1 辐射基本物理量

作为电磁辐射的载体的电磁波,其特性采用波长 λ 、波数 ν 、频率 f 和波速 c 四个量来描述。这些量的关系为

$$\lambda \cdot f = c, \quad \nu = 1/\lambda = f/c, \quad (1.1.1)$$

其中,波长 λ 的单位常用 $\mu\text{m}(10^{-6} \text{ m})$,但在紫外和可见光波段也用 $\text{nm}(10^{-9} \text{ m})$;在红外波段习惯上用波数 ν 表示,其单位常用 cm^{-1} ,表示在 1 cm 空间距离内有几个波动。频率 f 的单位则用赫兹(Hz)等,表示 1 秒钟内振动的次数。辐射在大气中传输时,其速度接近光速,一般按光速 $c(=2.997\,93 \times 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1})$ 处理。按照波长排列的电磁辐射序列,包括波长最短的宇宙射线、 γ 射线、X 射线、紫外辐射、可见光辐射、红外辐射、微波和全部的无线电波,称为电磁波谱。

电磁波传播时的能量场物理量包括辐射能、辐射通量(radiant flux)、辐射通量密度(radiant flux density)和辐射亮度(radiance)等。这些物理量既可表示某一波长(或波数、频率)的辐射量,称为单色(或分光)辐射,也可表示为某一波段(如特定的两波长)内的辐射量,还可表示整个波段的辐射量,称为积分辐射或总辐射。

辐射能是某一表面以辐射形式发射或接收的能量,也表示以辐射形式通过空间某一表面传输的能量。

辐射通量是某一表面在单位时间内发射或接收的辐射能,或者通过空间某一表面单位时间内传输的辐射能,也称为辐射功率。

辐射通量密度是单位时间、离开(或照射到)某表面单位面积上的辐射能。按照辐射能传输

方向的不同,辐射通量密度可分别命名为辐射出射度(辐出度,emittance)和辐射照度(辐照度,irradiance).当辐射由某一发射面发出时,辐射通量密度称为辐射出射度;而当辐射到达某一接收面,辐射通量密度称为辐射照度.

辐射亮度是与辐射传输方向(以单位矢量 Ω 表示)垂直的表面的单位面积上、单位时间、单位立体角所通过的辐射能,单位为 $\text{W} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$. 根据此定义,这个量表示一定方向的辐射流,具有强度的意义,所以它也被称为比强度(specific intensity). 通常,所谓强度,是限于对一束辐射而言的. 以符号 I 表示辐射亮度,其定义式为

$$I = I(\Omega) = \frac{d^3 Q}{\cos\theta dA dt d\Omega} = \frac{d^3 Q}{\mathbf{n} \cdot \Omega dA dt d\Omega}, \quad (1.1.2)$$

其中, $d^3 Q$ 是辐射能的三阶微分, θ 是表面面元 dA 法向(以单位矢量 $\mathbf{n}$ 表示)到辐射传输方向 Ω 的角度, t 为时间, $d\Omega$ 为微分立体角元,且 $d\Omega = d\Omega(\Omega)$.

立体角和辐射传输方向单位矢量,是与辐射亮度有关的物理量. 任意物体对某 O 点所张的立体角,定义为以 O 点为顶点、包含该物体的锥体(锥体表面与该物体表面相切),在 O 点为球心的单位球面上的投影面积,其单位用球面度(sr)表示. 立体角的计算通常采用球坐标 (r, θ, ϕ) , 其中 r 为半径, θ 和 ϕ 分别表示球坐标系中的天顶角和方位角. 微分立体角元表示为

$$d\Omega = \frac{dA}{r^2} = \sin\theta d\theta d\phi = -d\mu d\phi, \quad (1.1.3)$$

其中 $\mu = \cos\theta$, 辐射传输方向可由 μ 和 ϕ 两个角度量确定. 对应于 μ 和 ϕ , 辐射传输方向单位矢量在笛卡尔坐标系中可表示为 $\Omega = (\sin\theta\cos\phi, \sin\theta\sin\phi, \cos\theta)$.

辐射通量密度 F 与辐射亮度 I 的关系,可根据辐射亮度的定义(1.1.2)式得到,

$$F = \int_{2\pi} I(\Omega) \mathbf{n} \cdot \Omega d\Omega. \quad (1.1.4)$$

在实际应用中,使用球面极坐标并使 z 轴垂直于表面,则向上和向下的辐射通量密度与对应的辐射亮度的关系可分别写为

$$F^\uparrow = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I^\uparrow(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi \quad (1.1.5)$$

和

$$F^\downarrow = - \int_0^{2\pi} \int_{\pi/2}^\pi I^\downarrow(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi, \quad (1.1.6)$$

式中因为 $I^\uparrow$ 和 $I^\downarrow$ 都是正值,因此从上面两式求出的 $F^\uparrow$ 和 $F^\downarrow$ 也是正值.

当一束辐射通量密度为 F 的辐射照射到某一介质上时,经过介质吸收、反射和透射的辐射分别为 F_a , F_r 和 F_t , 能量守恒则 $F = F_a + F_r + F_t$, 由此可定义吸收率为吸收辐射能与入射辐射能的比值,即 $a = F_a/F$; 反射率为反射辐射能与入射辐射能的比值, $r = F_r/F$ (也称为反照率), 透过率为透过的辐射能与入射辐射能的比值, $t = F_t/F$ (也称为透射率).

根据吸收率的不同,可定义三种不同的辐射体. 当物体吸收全部入射辐射时,此物体为绝对黑体(或黑体),如果物体仅对某一波长辐射全部吸收,则该物体对这一波长为黑体. 当对所有辐射,吸收率小于1且为常数时,该物体称为灰体. 若物体的吸收率随波长而变,则这物体就称为选择性辐射体. 在自然界中绝大多数物体是选择性辐射体,例如,大气中各种气体成分具有选择吸收的特性,就是选择性辐射体. 许多选择性辐射体在某些波段的吸收率随波长变化很小,可以近似看作灰体. 在红外波段,许多物体的吸收率近似于1,这些物体在这一波段可以近

似看成黑体.

根据反射率的不同,可定义两种理想的反射体,即镜面和朗伯反射体. 镜面反射体的反射在某一固定方向,且反射角与入射角相同(斯涅耳定律),因此只能在固定方向才能接收到反射辐射. 而朗伯反射体的反射在各个方向是均匀的,即向每个方向反射辐射亮度相同. 实际表面因各自的组成不同,反射不会是特定的某一方向(镜面反射)或各向均匀反射(朗伯反射),总会与这两种理想反射有偏差.

任何物体都要放射辐射,即是发射体或辐射源. 若发射体的几何尺度可以被忽略,则可视作为点辐射源,其向外的辐照度与距点源距离的平方成反比. 面辐射源,通常是大气空间中的任意一个面或地球任一表面,它可以向其一侧,即 2π 立体角中发射辐射能,涉及空间立体角积分. 若面辐射源向所有方向以同一辐射亮度发射辐射(称为各向同性辐射),则此面辐射源称为朗伯源,辐射体称为朗伯体(朗伯面). 在大气辐射和大气遥感研究中,朗伯体(朗伯面)是一个重要的概念,常常把太阳、陆地表面看作朗伯面.

1.1.2 辐射定律

任何物体放射或吸收的辐射与物体的特性有关,同时也与辐射的特性有关. 当物体达到局地热力平衡时,物体的辐射特性才可用辐射定律(基尔霍夫定律和普朗克定律)表示. 局地热力学平衡的概念是由施瓦兹希尔德(Schwarzschild)于 1906 年在他的行星大气的研究中首先提出的.

基尔霍夫定律是指,在热平衡条件下,任何物体在同一温度 T 和特定波长 λ ,其辐射率(辐出度) $F_{\lambda,T}$ 与其吸收率 a_λ 成正比,比值只与 λ 和 T 有关,即

$$\frac{F_{\lambda,T}}{a_\lambda} = F_B(\lambda, T), \quad (1.1.7)$$

其中, $F_{\lambda,T} = F(\lambda, T)$, $F_B(\lambda, T)$ 是一个与物质无关的普适函数. 当某一物体对该波长为黑体($a_\lambda = 1$)时,其辐出度就等于 $F_B(\lambda, T)$. 因此, $F_B(\lambda, T)$ 就是黑体的辐出度. 通常定义物体的发射能力 $F_{\lambda,T}$ 和黑体的发射能力 $F_B(\lambda, T)$ 之比为物体的发射率 ϵ_λ (也称比辐射率),则上述的基尔霍夫定律也可以写成 $\epsilon_\lambda = a_\lambda$.

绝对黑体是现实中不存在的理想物体,根据基尔霍夫定律,黑体辐射可作为实际物体辐射的参考. 因此,绝对黑体的辐射规律受到科学家的极大关注. 黑体的辐射亮度可表示为

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1}, \quad (1.1.8)$$

这个公式表示的黑体辐射完全与实验吻合,称为普朗克公式(或普朗克函数、普朗克定律). 其中,普朗克常数 $h = 6.6262 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$,玻尔兹曼常数 $k = 1.3806 \times 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$. 在许多应用中,也常常使用波数或频率替代波长作为变量来确定辐射亮度,其函数形式不是简单的变量替换,需要根据能量守恒的关系 $B_\lambda |d\lambda| = B_\nu |d\nu| = B_f |df|$ 得到.

根据普朗克公式(1.1.8)式,通过数学计算,可以得到斯特藩-玻尔兹曼定律和维恩定律. 对(1.1.8)式全波段积分,得到黑体的积分辐出度

$$F = \sigma T^4. \quad (1.1.9)$$

这个公式称为斯特藩-玻尔兹曼定律. 其中, F 为黑体积分辐出度,单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, σ 为斯特藩-玻尔兹曼常数,其值为 $5.6696 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$, T 是黑体的绝对温度(单位 K). 普朗克

公式有一极大值, (1.1.8)式对波长求导, 可得到极值对应的波长与绝对温度成反比, 即

$$\lambda_{\max} = b/T, \quad (1.1.10)$$

这是黑体辐射的维恩定律(也称为维恩位移定律). 其中 $\lambda_{\max}$ 是黑体辐射最大值时对应的波长(μm); b 为常数, 其值为 $2897.9 \mu\text{m} \cdot \text{K}$.

有了黑体辐射的普朗克公式, 黑体辐射的规律就全部确定了. 对于非黑体, 只要知道了它的温度与吸收率(或发射率), 通过基尔霍夫定律, 其辐射也就确定了. 在大气辐射和大气遥感研究中, 确定地球和大气的吸收率(或发射率)是重要研究领域之一.

黑体是理想的朗伯源之一, 其向外辐射亮度与方向无关. 按照辐射亮度的定义, 在各向同性辐射情况下, 朗伯源的辐射通量 Φ 依赖于方向角(面元法线与辐射方向的夹角) θ , 即满足关系

$$\Phi \sim \cos\theta, \quad (1.1.11)$$

朗伯源因此也称为余弦发射体. 余弦发射体的辐射通量与方向角的余弦成正比, 这个关系称为朗伯余弦定律, 此定律也适用于反射辐射.

1.1.3 卫星探测量

辐射测量应用中, 辐射亮度是仪器容易测量的一个辐射量. 如图 1.1 所示, 遥感探测器位于具有一定长度的管筒后端, 探测来自天顶角为 θ 的 ΔA 表面, 立体角 $\Delta\Omega$ 内的辐射束能量. 若来自 ΔA 的某一波长 λ 的辐射通量为 $\Delta\Phi$, 则探测器获取的辐射亮度为

$$I_{\lambda} = \frac{\Delta\Phi}{\cos\theta \Delta A \Delta\Omega}. \quad (1.1.12)$$

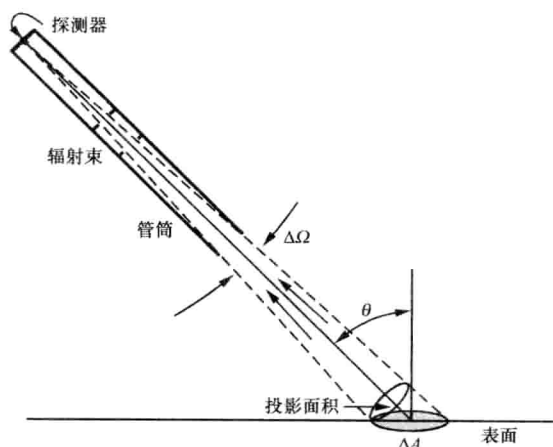


图 1.1 探测器获取辐射亮度示意图

卫星探测的长波辐射资料中, 通常给出辐射亮度和亮度温度两个量. 长波辐射一般是指波长大于 $4 \mu\text{m}$ 的辐射, 以来自地球和大气的红外和微波波段的辐射为主, 因此也称为地球辐射. 亮度温度是指将实际物体当作黑体时所应有的温度, 是卫星遥感中的一个重要物理量. 如果令 $I_{\lambda} = B_{\lambda}(T_b)$, 并得到

$$T_b = B_{\lambda}^{-1}(I_{\lambda}) = \frac{hc}{k\lambda \ln\left(\frac{2hc^2}{\lambda^5 I_{\lambda}} + 1\right)}, \quad (1.1.13)$$

称为等效黑体温度(或亮度温度,简称亮温),这是对某一特定波长得到的.实际上卫星不可能测量某一波长的辐射,而只能测量某一波段 $\lambda_1 \sim \lambda_2$ (满足 $\lambda_1 < \lambda_2$)之间的辐射,而且卫星探测器本身对辐射不是完全吸收,即仪器有一光谱响应函数,它表示探测器感应到的辐射份额,理想的光谱响应函数的值应该为 1. 因仪器光谱响应的关系,卫星观测到的波段辐射亮度为

$$I_{\Delta\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} \psi(\lambda) d\lambda, \quad (1.1.14)$$

其中, $\psi(\lambda)$ 为卫星探测器的光谱响应函数.此时,卫星看到的亮度温度 T_b 由下式获得

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} \psi(\lambda) d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B_{\lambda}(T_b) \psi(\lambda) d\lambda. \quad (1.1.15)$$

若给定波段 $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 的辐射中心波长 λ_c ,则亮度温度满足

$$B_{\lambda_c}(T_b) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} \psi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \psi(\lambda) d\lambda}, \quad (1.1.16)$$

其中,中心波长为 $\lambda_c = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \lambda I_{\lambda} \psi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} \psi(\lambda) d\lambda}$. 在短波辐射波段,求取中心波长通常是用大气层顶的太阳辐射代替 I_{λ} .

卫星探测的短波辐射资料中,通常给出反射的辐射亮度和反射率两个量.短波辐射探测中,反射辐射来自地气系统反射的太阳辐射,其辐射源为太阳.短波辐射一般是指波长小于 $4 \mu\text{m}$ 的辐射,来自太阳的辐射以短波辐射为主,因此也称为太阳辐射.在大气辐射和遥感研究中,常把来自太阳的直接辐射看作平行光.若计算地气系统某一水平面接收到的太阳辐射,设太阳的天顶角为 θ_0 ,则该处水平面上接收的太阳积分(所有波长)辐照度为

$$F' = F \cos \theta_0, \quad (1.1.17)$$

其中, F 为与日光垂直平面上接收的太阳积分辐照度.

假设地气系统反射为各向同性,探测器接收到的反射的辐射亮度为 I ,则卫星看到的地气系统的反射率表示为

$$a = \frac{\pi I}{F_0'} = \frac{\pi I}{F_0 \cos \theta_0}, \quad (1.1.18)$$

其中, F_0' 为大气上界天顶角为 θ_0 的某一水平面的太阳辐照度, F_0 为垂直日光平面上的太阳辐照度.与红外探测类似,短波探测的反射辐射亮度也是一个波段上的积分量,相应的反射率也是波段反射率.(1.1.18)式定义的反射率也称为表观反射率(apparent reflectance).

需要指出的是,作为太阳直接辐射的平行光,辐亮度(即辐射亮度)的概念原则上不再适用.鉴于辐亮度在辐射传输和遥感应用中是常用的物理量,使用狄拉克 δ 函数可定义平行辐射的辐亮度为

$$\begin{aligned} I(\theta, \phi) &= F \cdot \delta(\Omega - \Omega_0) \\ &= F \cdot \delta(\mu - \mu_0) \delta(\phi - \phi_0), \end{aligned} \quad (1.1.19)$$

其中,辐射通量密度为 F 的平行光来自方向 $\Omega_0(\mu_0, \phi_0)$, $I(\theta, \phi)$ 为空间某一方向 $\Omega(\mu, \phi)$ 上的辐射亮度, $\delta(\Omega - \Omega_0)$ 和 $\delta(\mu - \mu_0) \delta(\phi - \phi_0)$ 的单位都是 sr^{-1} .

1.2 辐射传输过程

一束单色辐射亮度为 $I = I_\lambda$ 的定向辐射在吸收、发射和散射介质中传播,在传输路径上由于物质对辐射的吸收,以及物质对辐射向其他方向的散射,导致向前传输的辐射能将减少.同时,在辐射传输路径上,物质放出红外辐射能量,将导致向前传输的辐射能增加.此外,因为来自其他方向的辐射经过散射后,一部分能量会进入到传输方向,也将导致向前传输的辐射增加.本节将给出吸收、发射和散射过程的有关物理量和辐射传输表达式.

1.2.1 吸收过程

所谓吸收,就是指投射到介质上面的辐射能中的一部分被转变为物质本身的内能或其他形式的能量.辐射在通过吸收介质向前传输时,能量就会不断被削弱.

考虑一束单色辐射通过一层吸收气体介质,射入的辐射亮度 I 沿传播方向经过一段无限小距离 ds ,由于吸收作用而使辐射亮度变为 $I + dI$,则有

$$dI = -\beta_a I ds = -\rho k_a I ds, \quad (1.2.1)$$

其中, ρ 是吸收气体的密度; β_a 是体积吸收系数, k_a 为质量吸收系数,单位分别为 m^{-1} 和 $\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$. 两个吸收系数的关系为 $\rho \cdot k_a = \beta_a$. 为了方便公式推导, (1.2.1) 式中省略了带有波长符号的下标,需要注意,这里与辐射有关的量都是针对单色辐射的.

设 $s = s_1$ 处的辐亮度为 $I(s_1)$, 对 (1.2.1) 式积分, 可得到 $s = s_2$ ($s_2 > s_1$) 处的辐亮度 $I(s_2)$ 为

$$I(s_2) = I(s_1) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} \beta_a ds\right) \quad (1.2.2)$$

或

$$I(s_2) = I(s_1) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} k_a \rho ds\right). \quad (1.2.3)$$

(1.2.2) 和 (1.2.3) 式是仅适用于单色辐射的指数削弱规律, 常称为布格-朗伯 (Bouguer-Lambert) 定律, 也称为比尔 (Beer) 定律, 这是辐射传输中最基本的定律.

从 (1.2.2) 式, 定义吸收过程中的光学厚度为沿吸收介质中任一路径上, 体积吸收系数的无量纲的线积分, 它也依赖于辐射波长. 法向光学厚度是沿垂直路径的光学厚度. 任一倾斜路径 $s_1 \sim s_2$ ($s_2 > s_1$) 的吸收光学厚度表示为

$$\tau(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} \beta_a ds = \int_{s_1}^{s_2} k_a \rho ds. \quad (1.2.4)$$

如果路径与垂直方向的夹角为 θ , 在平面平行大气 (大气水平一致, 只允许大气参数等在垂直方向上变化) 的条件下, s 与距地面高度 z 的关系为 $s = z / \cos\theta = z / \mu$. 则

$$\tau(s_1, s_2) = \frac{1}{\mu} \tau(z_1, z_2). \quad (1.2.5)$$

还可定义吸收气体的光学质量, 是辐射束沿路径 $s_1 \sim s_2$ ($s_2 > s_1$) 传输时, 在单位面积的气柱中所包含的吸收气体的质量 (单位常用 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$), 表示为

$$u(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} \rho ds. \quad (1.2.6)$$

1.2.2 发射过程

辐射亮度通过气体介质时,因为气体吸收而使辐射削弱.同时,也可以由于相同波长上气层发射辐射而增强.同样,考虑一束单色辐射通过一层吸收气体介质,射入的辐射亮度 I 沿传播方向经过一段无限小距离 ds .按吸收率定义,根据(1.2.1)式,该厚度为 ds 的气层的吸收率应是

$$a = -\frac{(dI)_a}{I} = \frac{\beta_a I ds}{I} = \beta_a ds, \quad (1.2.7)$$

式中 $(dI)_a$ 是气层吸收导致的辐射衰减.在局地热力平衡的条件下,根据基尔霍夫定律,该气层的发射率等于吸收率,则气层的发射造成的传输路径上的辐射亮度的变化 $(dI)_e$ 为

$$(dI)_e = a \cdot B(T) = \beta_a B(T) ds, \quad (1.2.8)$$

其中, $B(T)$ 是薄气层温度为 T 对应的普朗克函数,它是发射辐射的源函数.

1.2.3 散射过程

电磁辐射在遇到大气中的气体分子、悬浮的尘埃、云滴、雨滴、冰粒和雪花等粒子时,会产生散射现象,使一部分入射辐射改变传输方向射向四面八方,而原方向的辐射被削弱.

如图 1.2 所示,在 O 点放置一个散射粒子,沿 z 轴方向入射一束单色辐射 I ,在 D 点放置一个探测器,用以测量散射辐射的亮度. OD 之间的距离 r 要比粒子的尺度大很多,这样散射源可以看作是一个点源. z 轴(入射辐射方向)与 OD 组成的平面为散射平面. z 轴(入射辐射方向)到 OD 方向的角度 θ 为散射角,它从入射光的前进方向算起, $\theta < 90^\circ$ 为前向散射, $\theta > 90^\circ$ 时为后向散射. D' 为 D 在 $x-y$ 平面上的投影, x 轴到 OD' 的角度 ϕ ,也即 x 轴与散射平面的夹角,为方位角.

如果探测器 D 在空间移动,所测到的散射辐射亮度 $I_s(r, \theta, \phi)$ 应与入射辐射亮度 I 成正比,与距离 r 平方成反比(因散射辐射是球面波),另外还与方向角 θ 和 ϕ 有关,即

$$I_s(r, \theta, \phi) = \frac{I}{r^2} \sigma(\theta, \phi), \quad (1.2.9)$$

其中 $\sigma(\theta, \phi)$ 称为粒子的散射函数,其单位为 $\text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$,是单位立体角时的散射面积, $\sigma(\theta, \phi)$ 也称为角散射截面.将 $\sigma(\theta, \phi)$ 对整个空间 4π 球面度的立体角积分,便可以算出当单位辐射强度入射时,一个粒子散射掉的总能量 σ_s ,

$$\sigma_s = \int_{4\pi} \sigma(\theta, \phi) d\Omega. \quad (1.2.10)$$

σ_s 称为粒子的散射截面,是一个等效截面,反映了粒子总的散射本领.

定义相函数

$$P(\theta, \phi) = 4\pi \sigma(\theta, \phi) / \sigma_s, \quad (1.2.11)$$

它是粒子在某个方向 $\Omega(\theta, \phi)$ 的散射能力与平均散射能力之比,且满足归一化条件

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\theta, \phi) d\Omega \equiv 1. \quad (1.2.12)$$

还可以定义非对称因子,它是 $\cos\theta$ 以散射函数为权重的平均值,即

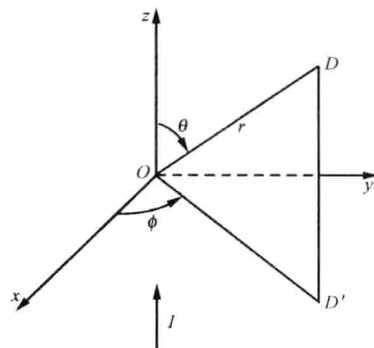


图 1.2 散射过程的几何描述