

QIHOUXUEJICHU

气候学基础

南京大学出版社

气候学基础

高国栋 陆渝蓉 陆菊中
邹进上 林春育 盛承禹 编 著

(按章节编著为序)

南京大学出版社

1990·南京

内 容 简 介

本书根据南京大学大气科学系气候学教学大纲编写而成。全书共分四篇，十六章。从物理气候，天气气候，地理气候和气候分类与气候变化四方面系统地阐述气候学的基本原理和分析方法，并结合中国气候实际，力求反映近代气候学的最新成就。全书内容包括：太阳辐射，辐射收支，热量平衡，水分平衡，能量平衡，大气环流，季风，东亚自然天气季节，异常气候的环流背景，海气相互作用以及不同地理特征和海陆差异对气候形成与变化的影响。同时还论述了世界气候概况，气候的综合与分类，以及气候长年变化诸问题。

本书可作为大专院校气象和气候课程的教材，还可供气候、气象、地理、生物、水文、海洋、农林等专业工作者和科研人员参考。

气 候 学 基 础

高国栋 陆渝蓉 陆菊中 邹进上 林春育 盛承禹 编著

南京大学出版社出版

(南京大学校内)

江苏省新华书店发行 国营练湖印刷厂印刷

1990年6月第1版 1990年6月第1次印刷

开本：787×1092 1/16 印张：26

字数：646千 印数：1—1500册

ISBN 7-305-00527-4

P·36

定价：5.50元

责任编辑：新 平

前 言

《气候学基础》是根据多年教学实践编写而成。全书共分十六章，归纳成四篇。

第一篇为物理气候，主要阐述太阳辐射、热量、水分、能量等因子在气候形成和变化中的作用，是气候学的物理基础。这篇共分六章。

第一章介绍有关辐射的基本知识及论述太阳辐射这一总能源到达地球大气上界的各时段总量及时空分布状况。第二章讨论大气对太阳辐射的减弱作用及大气透明度的特征量。第三章主要阐述太阳辐射经过实际大气到达地面的直达辐射、散射辐射和总辐射，地面反射率，地面和大气放射的长波辐射以及地球表面和地-气系统辐射收支等量的计算与时空分布。第四章主要阐述由于太阳辐射收支差额所造成的热量交换和热量分配，包括水分蒸发或凝结所吸收或释放的热量、地面和大气间的湍流热交换量、地表与下层土壤间的热交换量等，以及地球表面和地-气系统的热量收支和热量平衡的计算与时空分布。第五章主要介绍了地面降水量，蒸发量，迳流量，土壤水分变化量及大气中的水汽含量、水汽输送和水汽辐合辐散量以及地球表面和大气中的水分收支量和水分平衡的计算和时空分布。第六章根据地球上热量条件和水分条件综合地分析了地球上和大气中各种能量输送和能量平衡及其时空分布。

第二篇为天气气候，主要阐述如何应用天气学原理和方法来解释形成各地区气候差异的大气环流背景和条件。这篇共分六章。

第七章着重介绍大气环流的基本知识，全球大气环流平均状况及急流的变化等。第八章介绍东亚环流特征和季节变化，讨论了青藏高原对东亚大气环流以及我国天气气候的影响。由于我国是一个受季风气候影响显著的国家，因此第九章专门对形成季风的因素及东亚季风气候特点等作了较详细论述。第十章介绍了亚欧地区常见的几种流型和东亚自然天气季节的划分。第十一章重点分析了造成我国大范围异常旱涝、冷暖的环流背景。第十二章介绍海气相互作用及其对气候的影响。

第三篇为地理气候，主要阐述形成气候的地理因子和地球上的气候分布概况。这篇共分二章。

第十三章论述海陆分布及地形（包括海拔高度）因素对气候形成的作用与影响。第十四章扼要地阐述世界各洲、极地区域以及大洋上的气候特征。

第四篇为气候分类与气候变化，主要阐述气候因素的综合作用及其分类以及气候长年变化事实和原因。这篇共分二章。

第十五章根据对自然环境最重要的热量状况和水分状况这两方面指标，介绍常见的气候分类方案及其分布概况。第十六章阐明地质时期、历史时期及现代三个不同时段的气候变化事实，概略地列举当前气候变化原因的各种论说。

目 录

第一篇 物理气候

第一章 地球上的天文气候	1
§ 1. 天文基本知识	1
§ 2. 辐射能的基本知识和定义	4
§ 3. 太阳高度与可照时间	11
§ 4. 太阳辐射强度	13
§ 5. 太阳辐射日总量	14
§ 6. 太阳辐射月总量与年总量	18
第二章 大气对太阳辐射和地球辐射的影响	22
§ 1. 太阳辐射在实际大气中的减弱	22
§ 2. 地球辐射在实际大气中的吸收	25
§ 3. 辐射各分量的计算结果和分布特征	25
§ 4. 大气透明度特征量	33
§ 5. 大气透明度的时空变化	37
第三章 地球上的辐射平衡	39
§ 1. 到达地表面的太阳辐射量	39
§ 2. 地面和大气的长波辐射	49
§ 3. 地球上的辐射平衡	57
第四章 地球上的热量平衡	64
§ 1. 地表面与大气间的湍流热量交换	64
§ 2. 地表面的蒸发耗热量	69
§ 3. 地表面与下层土壤(或水层)间的热量交换	82
§ 4. 地球上的热量平衡	89
第五章 地球上的水分平衡	97
§ 1. 地球上的水分含量	97
§ 2. 地球上的水分输送	105
§ 3. 地球上的水分平衡	112
第六章 地球上能量平衡	125
§ 1. 大气中能量的形成	125
§ 2. 大气能量方程	127
§ 3. 大气中的总能量与总温度	135
§ 4. 各种能量的查算方法	137

§ 5. 大气中物理量输送及净辐合辐散量的计算	142
§ 6. 能量平衡与能量输送分布特征	154

第二篇 天气气候

第七章 大气环流的基本状况	167
§ 1. 大气的热量分布	167
§ 2. 控制大气环流状态的几个基本因子	169
§ 3. 平均纬向环流和平均经圈环流	172
§ 4. 平均温度场	174
§ 5. 多年平均的水平环流	175
§ 6. 热带环流概况	180
§ 7. 行星锋区和急流	182
第八章 东亚大气环流	185
§ 1. 海平面平均气压场与盛行风	185
§ 2. 对流层中、低层流场与温压场	187
§ 3. 对流层高层平均风速场与温压场	190
§ 4. 东亚环流的季节变化	192
§ 5. 青藏高原对东亚环流与中国天气气候的影响	197
第九章 季风气候	207
§ 1. 季风定义和分布概况	207
§ 2. 形成季风的因素	208
§ 3. 亚洲季风与天气	211
§ 4. 东亚季风特征	216
§ 5. 我国季风气候区划	219
第十章 大气环流型和东亚自然天气季节	223
§ 1. 北半球基本环流型	223
§ 2. 亚欧高空环流的分型	225
§ 3. 大气环流指数	233
§ 4. 东亚自然天气季节	236
第十一章 我国异常天气和气候的环流特征	252
§ 1. 夏季江淮流域持久性旱涝的环流特征	253
§ 2. 华北地区夏季异常旱涝的环流特征	256
§ 3. 我国冬季冷暖时期的环流特征	263
§ 4. 长江中下游地区酷暑与凉夏的环流特征	268
第十二章 海气相互作用及其对气候的影响	273
§ 1. 世界海洋状况的大尺度分布特征	273
§ 2. 海洋在天气气候变化中的作用	279
§ 3. 低纬地区的海气相互作用	282
§ 4. 中高纬地区的海气相互作用	288

第三篇 地理气候

第十三章	气候形成的地理因子	292
§ 1.	海陆分布在气候形成中的作用	292
§ 2.	地形(包括高度)在气候形成中的作用	307
第十四章	世界气候概要	321
§ 1.	亚洲	321
§ 2.	欧洲	332
§ 3.	非洲	338
§ 4.	澳大利亚和新西兰	342
§ 5.	北美洲	344
§ 6.	南美洲	348
§ 7.	两极地区	352
§ 8.	大洋上的气候特征	354

第四篇 气候分类与气候变化

第十五章	气候综合与气候分类	359
§ 1.	气候综合	359
§ 2.	气候分类	362
第十六章	气候变化	376
§ 1.	地质时期的气候变化	376
§ 2.	历史时期的气候变化	381
参考文献		406

第一篇 物理气候

第一章 地球上的天文气候

影响气候变化的因素有太阳辐射、大气环流、地理环境和人类活动。太阳辐射是大气中一切物理过程和现象形成的基本动力，是地球和大气唯一的能量源泉。太阳辐射由于太阳位置在时间上与空间上的变化而不同，故气候不但因纬度具有差异，即使同一纬度也有季节变化。虽然气候还受其他如环流因素和地理因素的影响，但是这些因素所以能够影响气候就是因为太阳辐射的效应受到这些因素控制的缘故。因此太阳辐射在地球上的分布和变化问题，在气候学上极为重要。

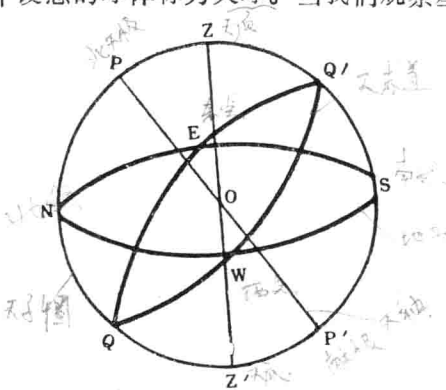
介绍本题之前，首先阐述一些必要的天文知识和辐射方面的基本概念。

§ 1 天文基本知识

由于地球上各种气象现象的变化，尤其接受太阳辐射量的多寡，都是与天体运动相联系的，因此这里介绍一些天文基本知识，供大家参考。

1.1 天球上的基本点和圈

在天文学里，为了方便起见，可把地球当作不动，并以观测者的所在位置为中心，设想一个球体，各个天体(星球)都位于这个球面上，这个设想的球体称为天球。当我们观察星空辨认星座时，就会发现：所有天体都象太阳和月亮一样，自东方地平线升起，直达天空最高位置，然后再向西往地平线下去。由于这种东升西落运动有规律地每天重复出现，所以叫做天体的周日视运动，这是由于地球自转引起的。为了决定天体在天球上的位置，和决定地球上各点位置取经纬度一样，在天球上必须选取一些基本圈和点。如图(1.1)中所示，设O点即观测者所在位置，通过观测者和地心的铅直线向上与天球相交的点Z称为天顶，与它相对的一点Z'称为天底。



图(1.1) 天体上一些基本圈和点

通过观测者O点与铅直线垂直的平面ESWN称为地平面。由于地球大气的折射作用，人们看到的地平面比前者要低些，因此，前者称为真地平(面)，后者称为视地平(面)。

通过天球中心O作一直线和地轴重合，这直线POP'叫天轴。天轴与天球相交于P和P'两点，其中与地球北极对应的那一点叫做北天极，和地球南极对应的那一点叫做南天极。天球绕着天轴作周日旋转过程中只有天极P和P'是天球上的不动点，小熊星座的α星

非常靠近北天极(约距 1°)，所以称它为北极星。

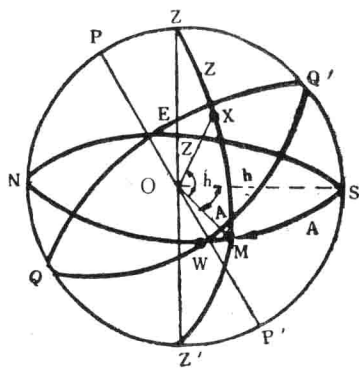
通过天顶 Z 、天底 Z' 及天轴 POP' 的平面称为天子午面，它在天球上所截的大圆 $PZSZ'NP$ 叫做天子午圈。天子午面与真地平面二者互相垂直，天体通过天子午面叫做中天。每个天体每日通过天子午面二次，在最高一个位置时称为上中天，在最低一个位置时称为下中天。

天子午圈与真地平面相交的 S 和 N 点，前者接近南天极叫做南点，后者接近北天极叫做北点。若观测者面向北，则其右距南北各 90° 的点 E 叫做东点，和东点相对的一点 W 叫做西点。 E, S, W, N 点合称四方点。

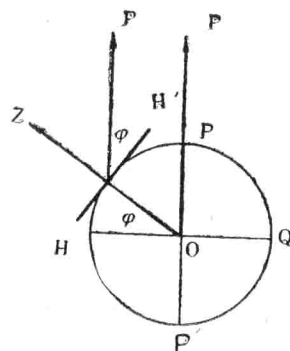
通过天球中心 O 作一平面与天轴垂直，这一平面叫做天球赤道面，它和地球赤道面平行，天球赤道面和天球相交所截出的大圆 $QWQ'EQ$ 叫做天赤道。

由于以上所取天球，以观测者为中心，所以不同地点的天顶、真地平、天子午圈和四方点就不相同，也就是说天球上的这些基本圈和点都具有“地方性”。

高度与方位角：高度(又称地平纬度)是指地平面 $ESWN$ 与天体 X 之间的高度圈(经过天顶和天体的大圆 $ZXMZ'$)上的弧长 XM ，记以 h 。自真地平起向上(向天顶)为正，向下(向天底)为负，因此高度 h 取 $0^\circ \sim \pm 90^\circ$ 间的所有值，在真地平处 $h=0$ ，天顶处 $h=+90^\circ$ 。有时取天顶至天体间的弧度 ZX 来表示，称为天顶距 Z 。 $Z=90^\circ-h$ ， Z 自天顶起由 0° 量到 180° ，图(1.2)。



图(1.2) 天体的地平坐标



图(1.3) 天极的地平高度

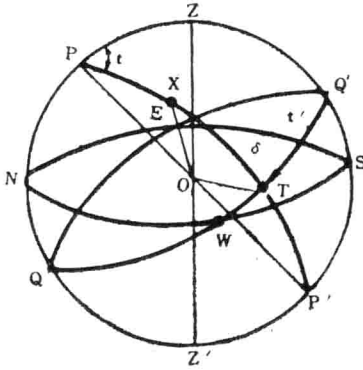
据图(1.3)很容易证明地面任一点的天极的高度等于该地的地理纬度。

方位角(又称地平经度)是由南点 S 至高度圈与地平圈交点 M 间的弧度 SM (或子午圈与高度圈在天顶的张角 SOM)，记为 A 。自南点分别向东、西计量，由 0° 到 $\pm 180^\circ$ ，并规定向西为正，向东为负，西点的方位角为 90° ，东点的方位角为 -90° 。

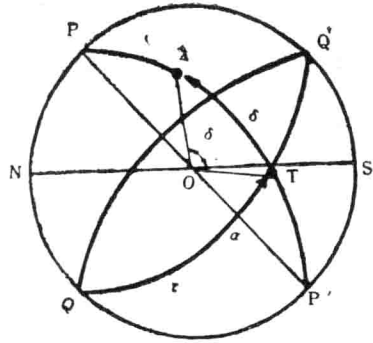
时圈与时角：所有垂直于天球赤道而相交天极的大圆 PTP' 叫做时圈或赤经圈。子午圈 $PZQ'SP'P$ 和天体时圈在天极的张角 $Q'PT$ (或其在赤道上的对应弧长 $Q'T$) 称为时角，记为 t ，时角由子午圈的南面交点 Q' 算起，按顺时针向，由 0° 到 360° ，南点 $t=0^\circ$ ，西点 $t=90^\circ$ ，北点 $t=180^\circ$ ，东点 $t=270^\circ$ 。有时分别向两边计量，由 0° 到 $\pm 180^\circ$ ，向西为正，向东为负。时角也有时用时间表示的，由于一天 24 小时，地球转动 360° ，故 1 小时为 15° ，1 分钟为 $15'$ ，1 秒钟为 $15''$ ，图(1.4)。

赤纬和赤经：赤纬是天体离开天球赤道的角距离 XT (或者由赤道到天体间的时圈的弧长)，以 δ 表示。赤纬自天赤道起算，向天北极由 0° 到 $+90^\circ$ ，向天南极由 0° 到 -90° 。有

极距 P 表



图(1.4) 天体的时角坐标



图(1.5) 天体的赤道坐标

赤经是春分赤经圈(时圈)和天体赤经圈在天极的张角(或其在赤道上的对应弧长 $\widehat{rT}$),记为 α 。赤经自春分点 r 起按反时针方向计量,由 0° 到 360° ,或者由 0^h 到 24^h 。赤经的量度方向正好与方位角及时角的量度方向相反,即沿着和周日视运动的方向量度,图(1.5)。

因此，赤纬和赤经相当于扩大了地球纬度和经度，赤纬和纬度的度数也相一致，仅赤经与经度由于起点不同，其度数不一致。

黄道和春分点：地球轨道平面和天球相交而成的大圆 $\Upsilon\Omega\Theta\wp\Upsilon$ 称为黄道。当地球在轨道上由西向东绕太阳运行时，在地球上的人们无法觉察这种运动，只能观察到太阳在天球上沿同一方向，以同一速度作周年视运动。黄道面与赤道的夹角约为 23.5° 。黄道和天赤道相交于两点 Υ 和 Ω ，分别叫做春分点和秋分点。它们之间的区别在于：如果从北天极按反时针方向观察黄道上各点，则当黄道由赤道以南穿到赤道以北时的交点就是春分点 Υ ；当黄道由赤道以北穿到赤道以南时的交点就是秋分点 Ω 。黄道上和春分点相距 90° 且太阳赤纬达最大值($\delta=+23.5^\circ$)的那一点叫做夏至点 Θ ；和春分点相距 -90° 且太阳赤纬达最小值($\delta=-23.5^\circ$)的点叫做冬至点 $\wp$ ，图(1.6)。

1.2 天球坐标系

在了解天球上的基本圈和点以后，就可以像地球上经纬度来决定地面上各点的位置一样来决定天体在天球上的位置，这种方法称为天球坐标系。在天文学里根据基本圈、原点及坐标度量的方向不同而有不同天球坐标系。一般取真地平为基本圈，南点 S 为原点，而采取高度 h (地平纬度) 和方位角 A (地平经度) 来决定天体位置的坐标系叫地平坐标系，图(1.2)。取天赤道为基本圈，以天赤道和子午圈的南交点为原点，采用赤纬和时角来决定天体位置的坐标系叫时角坐标系，图(1.4)。取天赤道为基本圈，春分点为原点，采用赤纬和赤经来决定天体位置的坐标系叫赤道坐标系，图(1.5)。

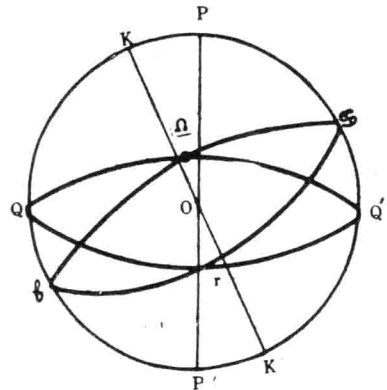


图 (1.6) 黄道和春分点

§ 2 辐射能的基本知识和定义

2.1 辐射能的一般知识

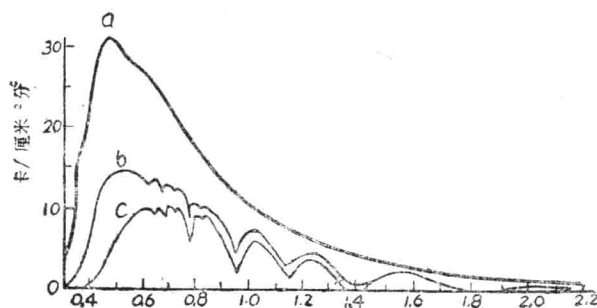
除了温度在绝对零度外,一切物质都以电磁波的形式把能量向四周放射,这种能量的放射及这种能量的本身称做辐射。辐射很容易和传导、对流等别种热量输送方式分别开来,因辐射的传播速度极快,等于光速 2.997930×10^{10} 厘米/秒,同时它透过空间并不需要任何媒介物质。

电磁波的范围很广,从波长等于 10^{-14} 厘米的宇宙线到波长几公里的无线电波都属于电磁辐射的范围,在这两者之间有 γ 射线、X 射线、紫外线、可见光线、红外线等。和气象有关的辐射,是从太阳、大气和地球上来的辐射,它们中有紫外线、可见光线和红外线,在这段波长范围内,习惯上所用的单位是微米 (μm),1 微米 (μm) = 10^{-4} 厘米 (cm) = 10^3 毫微米 ($\text{m}\mu\text{m}$) = 10^4 埃 ($\text{\AA}$)。一般以波长 $\lambda < 0.4\mu\text{m}$ 的光谱区称为紫外光谱区。波长 λ 从 0.4 到 $0.75\mu\text{m}$ 的光谱区称为可见光谱区,在这个范围内,不同波长的辐射在肉眼看来可以感觉出各种不同的颜色。表(1.1)是各种不同颜色的波长间隔。波长 $\lambda > 0.75\mu\text{m}$ 的光谱区称为红外光谱区。

表(1.1) 各种颜色的波长

颜色	紫	兰	浅 兰	绿	黄 绿	黄	橙	红
波 长	390—	455—	485—	505—	550—	575—	585—	620—
($\text{m}\mu\text{m}$)	455	485	505	550	575	585	620	760
标准波长 ($\text{m}\mu\text{m}$)	430	470	495	530	560	580	600	640

太阳放射着具有不同波长的辐射能。太阳光的辐射能按波长之分布叫做太阳辐射光谱。观测证明,太阳光谱是“吸收”光谱。太阳所给出的连续光谱由于经过色球层及地球大气被吸收了一些光线,使得到达地面的太阳光谱中呈现出暗线和暗区,即所谓吸收暗线。根据吸收线和吸收区的位置即可判断太阳和地球大气的组成部分,依据它们的宽度和强度可以判断吸收物质的浓度。



图(1.7) 太阳光谱的能量分布

- a: 大气上界能量的分布
- b: 太阳高度为 35° 时地面上能量的分布
- c: 太阳高度为 15° 时地面上能量的分布

地球大气上界的太阳辐射光谱能量实际上是分布在波长 $0.17-4.0\mu\text{m}$ 之间。其中大约有50%的能量是在可见光谱区内 ($0.40-0.76\mu\text{m}$), 另有7%落在紫外线光谱区内 ($\lambda < 0.40\mu\text{m}$), 并有43%在红外线光谱区内 ($\lambda > 0.76\mu\text{m}$)。最大能量落在波长 $\lambda = 0.475\mu\text{m}$ 处, 图(1.7a)。太阳辐射经过大气时, 由于大气中所含的各种气体和悬浮物质的吸收和散射, 太阳辐射强度和光谱成分都发生变化, 图(1.7b, c)。由于

臭氧吸收短波辐射的关系，在紫外线光谱区， $\lambda=0.29\mu\text{m}$ 处有显著的中断。在可见光谱区有氧气和臭氧的吸收谱线。在红外线光谱区有许多水汽吸收带。到达地面的太阳辐射能不仅在量方面比大气上界要小得多，而且在质方面的光谱成分也要发生变化。地面上的太阳光谱能量分布中，紫外线几乎绝迹，可见光线减少至40%，而红外线却上升至60%。

太阳辐射在进入大气圈以后，一部分为大气分子、大气中的微尘及水汽吸收转变为热量，一部分为大气分子及其中的微尘所散射，还有一部分为云所反射，其余下的一部分才以平行光线直接到达地面，这部分到达地表面的能量称为太阳直达辐射。所以到达地面的直达辐射，因大气的吸收、散射及反射等作用，无论是量还是质，与大气圈以外的太阳辐射是有差别的。太阳辐射在大气中被散射的一部分，由散射点向各方面传播，称为散射辐射。散射辐射一部分向上，返回宇宙空间，一部分向下到达地面。太阳直达辐射及散射辐射(二者之和称为总辐射)到达地表面时，一部分为地表面所吸收；另一部分为地表面所反射，返回大气中去，称为反射辐射。这部分辐射都是由太阳辐射光谱组成，主要波长在 $0.15-4\mu\text{m}$ 的波谱区域，波长较短，在气象学里称为短波辐射。

地面和大气吸收了太阳辐射后要按其本身温度而放射辐射能，由地表面向上传播的称为地面辐射；由大气向各个方向传播的称为大气辐射，它的一部分到达地面，另一部分到宇宙空间去了。这部分辐射的波长主要在 $4-120\mu\text{m}$ 的波谱区域。与太阳辐射相比，波长较长，气象学里称为长波辐射。

凡是研究地球上的短波辐射、长波辐射及辐射差额等问题的学科，我们称为辐射气象学。有关主要问题将在下面几章中叙述。

2.2 辐射场的基本特征量

(一) 辐射通量和辐射通量密度

单位时间内通过任一表面的总辐射能，对辐射体而言就是辐射能的功率，称为辐射通量 W 。按定义

$$W = \frac{dQ}{dt}$$

其中 dQ 是在 dt 时间内通过任意给定表面的辐射能， W 的单位通常用焦/分。

$1 \text{ 卡/分} = 0.6976 \times 10^6 \text{ 尔格/秒} = 0.0097 \text{ 瓦特} = 4.1855 \text{ 焦/分}$ 。

单位面积上的辐射通量，对辐射体而言，就是辐射能力，称为辐射通量密度 F 。如以 dS 表示辐射能所通过的面积元量，则

$$F = \frac{dW}{dS} = \frac{dQ}{dt dS}$$

F 的单位是焦/厘米²·分。

辐射通量和辐射通量密度没有规定辐射能按其方向通过给定的表面，也就是说 dQ 应当包含所有从各个方面通过面积元量 dS 的辐射能的总和，

(二) 辐射强度

实用上往往需要知道在某方向上通过给定面积元量 dS 的辐射通量密度，故一般采用另一辐射场的特征量——辐射强度。所谓辐射强度就是垂直于光线方向的单位面积上，在单位时间和单位立体角内(其轴与该方向相符)所通过的辐射量。所以辐射强度相当于光度学中的亮度，下面我们将会看到，辐射强度实际上就是单位立体角内的辐射通量密度。以 I 表示辐

射强度，则

$$I = \frac{dQ}{dt d\omega dS_n} = \frac{dQ}{dt d\omega dS \cos\theta} = \frac{dF}{d\omega \cos\theta}$$

式中 dS 是包括 P 点的表面元量， n 是 dS 在 P 点的法线， r 为通过 P 点的给定方向的直线且与 n 的方向成一个交角 θ ， dS_n 是与 r 方向成垂直的 dS 投影面，由图(1.8(b))可见，

$$dS_n = dS \cos\theta$$

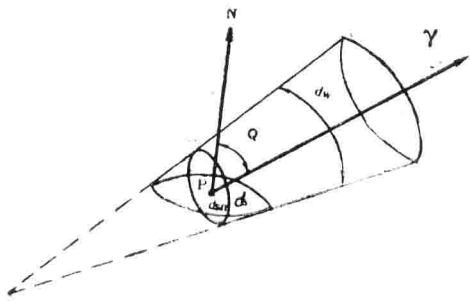


图 (1.8(a))

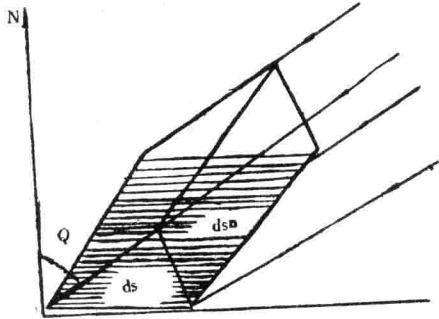


图 (1.8(b))

围绕 r 为轴线做一立体角 $d\omega$ ，形成一个贴在 dS 上一个锥体，图(1.8(a))， dQ 是在时间 dt 内从锥形体内通过 dS 面的辐射能，上式就称为 dS 面上 P 点在 r 方向上辐射强度，采用的单位是焦/厘米²·分·单位立体角。如为平行光线的辐射， I 的概念即失去意义，在平行光辐射

场中，接受表面所得能量只决定于该面在垂直于给定方向上的面积投影，与接受面处视发光面所张的立体角 $d\omega$ 无关。

从辐射强度的定义式出发可找到当辐射场为各向同性时(即 I 与方向无关)，强度和通量密度间的关系。由强度公式

$$I = \frac{dF}{d\omega \cos\theta}$$

所以通量密度可表为

$$F = \int I \cos\theta d\omega$$

如果用球坐标图(1.9)， dS 为辐射体表面

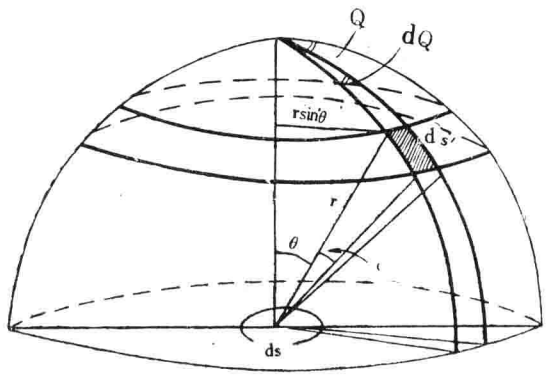


图 (1.9)

的面积元量， dS' 为接受面的面积元量，而

$$d\omega = \frac{dS'}{r^2} = \frac{r d\theta r \sin\theta d\varphi}{r^2} = \sin\theta d\theta d\varphi$$

代入上式，并对半球积分，则

$$F = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} I \cos\theta \sin\theta d\theta = 2\pi I \int_0^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta = \pi I$$

即在各向同性的辐射场里，通过一个任意表面的辐射通量密度等于辐射强度的 π 倍。

上面讨论都没有涉及到辐射的波长，而是只作了一般的讨论。实际上，辐射能很少是以单一波长进行的，大多数情况下，辐射能是各种波长辐射的合成。为了更全面的描述辐射，指出辐射能按波长分布的特征性是必要的。取波长间隔 $d\lambda$ ，则置于波长 λ 到 $\lambda + d\lambda$ 之间的

辐射强度 dI 可以认为和 $d\lambda$ 成正比。故:

$$dI = I_{\lambda} d\lambda$$

其中比例系数 I_{λ} 等于单位波长间隔内的辐射强度, 是波长 λ 的函数, 叫做辐射强度随波长 λ 的分布函数, 即辐射光谱, 图(1.7)。

如果是对所有波长而言, 则对上式积分, 即得

$$I = \int_0^{\infty} I_{\lambda} d\lambda$$

对于辐射通量和辐射通量密度也可作类似的考虑, 这里不再叙述。

以上所述的辐射场特征量的定义是属于在任何方向传递的辐射扩散的情况。问题在于它们和直达太阳辐射有所不同, 在辐射气象学中研究太阳辐射时应当注意到由于日地距离很大, 在地球上任一个单位面积与发光体(太阳)构成的立体角 $\Delta\omega$ 是很小的, 在直达太阳辐射情况下, 辐射强度只是在与太阳角直径相对应的很小 $\Delta\omega$ 的范围内才不等于零, 而在 $\Delta\omega$ 范围以外的其余方向, 直达太阳辐射强度等于零。这样, 我们可以认为在单位时间内穿过与光线成垂直方向的单位面积上的太阳辐射能量称做直达太阳辐射通量或直达太阳辐射通量密度或直达太阳辐射强度。

在气象文献中, 辐射通量、辐射强度、辐射通量密度、能量照度、光度等名词, 常常引起混淆, 应用时要注意。

(三) 吸收率、反射率及透过率

总辐射能投射到某一物体上时, 则总辐射能中一部分被物体吸收, 一部分被反射, 另一部分则透过该物体。设投射到某物体上的总辐射能为 Q , 吸收部分为 Q_G , 反射部分为 Q_r , 透过部分为 Q_T , 则得:

$$Q = Q_G + Q_r + Q_T \text{ 或 } \frac{Q_G}{Q} + \frac{Q_r}{Q} + \frac{Q_T}{Q} = 1$$

设 $\frac{Q_G}{Q} = G$, 叫做吸收率; $\frac{Q_r}{Q} = a$ 叫做反射率

$\frac{Q_T}{Q} = T$ 叫做透过率。由此得:

$$G + a + T =$$

对于不透射物体, 则 $G + a = 1$ 。

吸收率为波长的函数, 随吸收物体本身的性质而不同。 G 随波长变化的图形叫做辐射吸收谱。如某一物体对所有波长的辐射都能全部吸收, 即 $G = 1$, 则此物体叫做完全黑体(或绝对黑体); 如仅对于某一波长 λ 能全部吸收, 则 $G_{\lambda} = 1$, 该物体叫做该波长的黑体。自然界中最大吸收率的固体物体为烟黑, 它的吸收率虽超过90%, 但并非完全黑体。任何非完全黑体吸收率 G 或 G_{λ} 都小于1。如果有一种物体的吸收率对于各种波长来说都是一样, 但是它的吸收率 $G < 1$, 这种物体称为灰体。如果物体的吸收率因波长 λ 的不同而不同, 则称这物体具有选择吸收的特性。

就表面对于辐射能的吸收特征而言, 除引用吸收率概念外, 还应用“吸收本领”及“吸收能力”的概念, 但都是指物体表面吸收了投射到其上的辐射能量(或辐射通量密度、辐射强度)的百分数, 是无因次的量。

(四) 辐射系数(e_λ)

假定 P 点质量元量 dm 所放射出来的辐射量是各向同性的, 则对于波段 $d\lambda$ 来说在 dt 时间内在 $d\omega$ 立体角内放射出去的能量 dQ_λ 为

$$dQ_\lambda = e_\lambda(t, p) dm d\omega dt d\lambda$$

或

$$e_\lambda(t, p) = dQ_\lambda / dm d\omega dt d\lambda$$

式中 $e_\lambda(t, p)$ 叫做质量辐射系数, 就是单位时间, 单位立体角, 单位波长间隔内, 单位质量元量所放射出来的辐射能量。

对于所有波长的全部辐射而言, 便得到质量辐射系数的积分

$$e = \int_0^\infty e_\lambda d\lambda$$

在某些情况下, 也引用相对辐射能力 β_λ 这个概念, 所谓相对辐射能力是指某物体的辐射强度与该物体在同温度条件下为绝对黑体时的辐射强度之比。它是一个无因次的量, 无论是单色光或多色光均能适用。

(五) 吸收系数(K_λ)

辐射能在某一物质中经过一段距离 dl 后, 由于该物质的吸收作用, 辐射能的强度就会发生变化。辐射强度的减弱 $dI_\lambda(t, p, r)$ 与距离 dl 和 P 点的介质密度 ρ 成正比。即

$$-dI_\lambda(t, p, r) \propto I_\lambda(t, p, r) \rho dl$$

或

$$dI_\lambda(t, p, r) = -K_\lambda(t, p) I_\lambda(t, p, r) \rho dl$$

比较系数 K_λ 称为质量吸收系数, 它的单位为厘米²/克。令 $\alpha_\lambda = K_\lambda \rho$, α_λ 叫做容积吸收系数, 它的因次为 L^{-1} 。

吸收系数因辐射能通过的物体而不同, 它是物体中局部的吸收情况。通常需要研究辐射能通过某一层物质后, 因该层物质吸收作用而减弱的情况。如辐射能通过的这一层物质的质量为 m , 进入该层物质前的辐射强度为 $I(O)$, 穿过该层物质后的辐射强度为 $I(m)$, 则可得吸收函数为:

$$G_I(m) = [I(O) - I(m)] / I(O)$$

实际上是吸收系数的积分结果。

同样对于辐射通量的吸收函数

$$G_F(m) = [F(O) - F(m)] / F(O)$$

与此相当, 也可以用透射函数来表示这一特性:

$$T_I(m) = 1 - A_I(m) = \frac{I(m)}{I(O)}$$

或

$$T_F(m) = 1 - A_F(m) = \frac{F(m)}{F(O)}$$

2.3 辐射能的基本定律

(一) 黑体辐射定律(斯蒂芬-波尔茨曼(Stefan-Boltzmann)定律)

当我们站在炉子旁时, 炉子温度愈高, 便感到愈热, 这表明炉子温度愈高, 它向外辐射的能力愈强, 也就是物体向外辐射的能力与它本身的温度有关。根据实验与理论研究, 绝对黑体的总辐射能力(F_b)与它的绝对温度(T)的四次方成正比, 即

$$F_b = \sigma T^4$$

这个关系称为黑体辐射定律(即斯蒂芬-波尔茨曼定律),式中 σ 为常数($=8.127 \times 10^{-11}$ 卡/厘米²·分·度⁴ $=5.6696 \times 10^{-12}$ 焦/厘米²·秒·度⁴ $=5.6696 \times 10^{-5}$ 尔格/厘米²·秒·度⁴), E_0 是绝对黑体的总辐射能力,单位为焦/厘米²·分,见图(1.10)。

(二) 位移定律(威恩(Wien)定律)

物体的辐射能力不仅决定于它的表面温度,同时还与辐射的波长有关。譬如,一块铁放在炉子上烧,开始只发出波长较长的红光,继续加热,则发出波长较短的白光。由此可见,同一物体在不同温度下,辐射的波长是不同的,当温度升高时,它的辐射波长就要向短波方向移动。根据研究,绝对黑体辐射能力最强的波长 λ_m 是与辐射体表面的绝对温度 T 成反比,即

$$\lambda_m = \frac{C}{T}$$

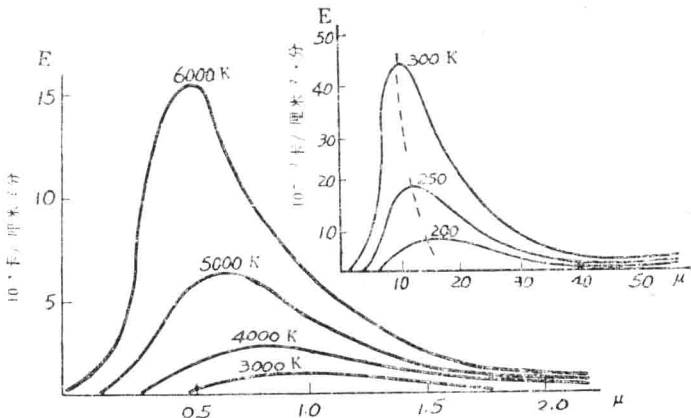
这个关系叫做位移定律(即威恩定律),如果波长 λ_m 以微米(μm)为单位,常数 C 的值为2898,于是

$$\lambda_m T = 2898 (\mu\text{m} \cdot \text{度})$$

该式表明:物体的温度愈高,其辐射的波长就愈短;反之,物体的温度愈低,其辐射的波长就愈长。据此可以算出太阳辐射($T \approx 6000\text{K}$)是以 $0.48\mu\text{m}$ 一段最强;地面辐射($T \approx 300\text{K}$)以 $9.65\mu\text{m}$ 附近最强,而对流层顶大气辐射($T \approx 250\text{K}$)以 $15\mu\text{m}$ 附近最强,见图(1.10)。反之,知道了最大辐射能力的波长,便能求得该物体的辐射温度。

(三) 黑体辐射光谱定律(普兰克(Planck)定律)

综合上述黑体辐射定律及位移定律便得到绝对黑体辐射能力 $F_b(\lambda, T)$ 随波长 λ 和温度 T 的变化关系,据物理学的研究其表达式为:



图(1.10) 黑体辐射能力随温度和波长的变化

$$F_b(\lambda, T) = \pi I_b(\lambda, T) = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \left(e^{\frac{Ch}{K\lambda T}} - 1 \right)^{-1} = \frac{C_1}{\lambda^5} \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)^{-1}$$

式中 $c=2.9979 \times 10^{10}$ 厘米/秒,为光速,
 $h=6.625 \times 10^{-22}$ 尔格·秒,为普兰克常数。
 $K=1.38 \times 10^{-16}$ 尔格/度,为波尔兹曼常数。
 $C_1=2\pi C^2 h=3.73 \times 10$ 尔格·厘米²·秒⁻¹ $=1.69 \times 10^{-11}$ 卡·厘米²·分⁻¹,

$$C_2 = \frac{ch}{K} = 1.433 \text{ 厘米} \cdot \text{度}。$$

$F_{b(\lambda, T)}$ 的单位为尔格/厘米²·秒·微米，即单位波长间隔内的辐射能力。该式关系我们称它为黑体辐射光谱定律(即普兰克定律)。

图(1.10)是根据上式给出的不同温度和不同波长下黑体辐射通量密度的分布。横坐标为波长 $\lambda(\mu\text{m})$ 。纵坐标为每 μ 间隔内的辐射能力。由图可以看出下列几点物理意义：

(1) 温度愈高，放射出的能量愈多(曲线下的面积愈大)，温度较低的辐射曲线整个地位于高温辐射曲线的下面。

(2) 在某一温度下辐射出的能量在某一波长时达最大值，波长增加或减少，辐射能都减少。

(3) 温度愈高，辐射的最大值愈移向短波方面。

(四) 选择吸收定律(柯克霍夫(Kirchhoff)定律)

任一物体的辐射能力和吸收能力之间的关系，据实验证明：自然界一切物体对吸收和放射都具有选择性，凡是对某种波长吸收能力强的物体，其对该波长的辐射能力也强；反之，凡是对某种波长辐射能力强的物体，其对该波长的吸收能力也强。亦即在一定波长、一定温度下，一个物体的吸收率与放射率相等。根据研究结果，辐射过程达到热力平衡状态时，任何物体在波长 λ 的辐射强度与它对该波长的吸收率的比值是一个常量，它只是波长 λ 和温度 T 的函数，与该物体的性质无关。即

$$I_{\lambda, T} / G_{\lambda, T} = f(\lambda, T)$$

该式表明：(1) 如果物体在一定温度 T 条件下辐射出来某个波长的辐射，那么，在同样的温度状况下，它也吸收同样波长的辐射；(2) 优良的吸收体也是优良的辐射体。这种关系称为选择吸收定律(即柯克霍夫定律)。

因为黑体的吸收率 $G_{b(\lambda, T)} = 1$ ，所以上式为：

$$I_{b(\lambda, T)} = f(\lambda, T)$$

由此可见 $f(\lambda, T)$ 实际上就是黑体的辐射强度，故

$$I_{\lambda, T} / G_{\lambda, T} = I_{b(\lambda, T)}$$

对所有波长的总辐射来说，相应也有

$$I_T / G_T = I_{b(T)}$$

由于 $0 \leq G_{\lambda, T} \leq 1$ ，所以在任何温度下黑体的辐射能力和吸收能力都最大。

从气象角度来说，干空气对于所有波长来说几乎是完全透明的。因此它的辐射也差不多等于零。水汽对于太阳的短波辐射来说，几乎是透明的，但却强烈地吸收在地球和大气温度条件下所辐射出来的长波辐射。

在自然界中一切物体的吸收和辐射能力都比黑体小。物体实际辐射能力与黑体辐射能力之比叫做物体的相对辐射率(能力)。表(1.2)是各种自然表面在通常温度下的相对辐射能力，从表上可见各种表面的辐射能力都小于黑体，并且彼此有些不同，一般地表面相对辐射能力的平均值为0.90—0.95。如果要提高计算的准确度，我们引进一个相当于各种表面相对辐射能力的订正因子 δ 。因此黑体辐射定律应用于地面时可写为：

$$F_T = \delta \sigma T^4$$

这里特别需要指出的是，各种表面中辐射能力最大的是雪面，新雪面达0.99，几乎接