

绪 论

第一节 气象与农业气象

一、气象基本概念

地球周围包围着一层深厚的空气层，称之为地球大气（简称为大气）。大气和其他物质一样，时刻不停地在运动、变化和发展着，在大气运动变化过程中，经常进行着各种物理过程，大气的增热与冷却、水分的蒸发与凝结等。伴随着这些物理过程出现风、云、雨、雪、雾、霜、雷、电光等物理现象称为气象。气象学是研究大气中所发生的各种物理过程和物理现象的形成原因及其变化规律的科学。在描述大气中的物理过程和物理现象时，常用一些定性或定量的基本因子来描述，如太阳辐射、温度、湿度、气压、风、云、蒸发和降水等称为气象要素。各个气象要素之间相互联系，相互制约，在不同的地方和不同的时间内错综复杂地结合在一起，就表现为不同的天气和气候。

天气是指一个地区在短时间内各种气象要素的综合表现。它是短时间的、不稳定的、瞬息多变的现象。天气学是指研究天气形成及其演变规律，并肩负着对未来天气作出预报的一门科学。气候是指一个地区多年的大气平均统计状态，既包括多年来正常的天气情况，也包括极端的天气特征。气候一旦形成具有一定的区域性和相对稳定性。气候学是研究气候形成和变化规律及其特征的一门科学。

气象学研究范围很广，广义的气象学包括天气学和气候学。

气象学与人民生活、经济建设、国防事业等多方面均有密切关系。由于运用方向不同进而形成不同的应用气象学科，如农业气象

学、林业气象学、海洋气象学、医疗气象学等等。随着气象科学的不断发展，为运用气象部门提供各种气象信息和资料，从而使人们在工农业生产中，充分利用有利的气象条件，克服与抗避不利气象条件的影响。

二、农业气象

（一）农业气象的概念

研究气象与农业的相互关系的科学，称为农业气象学。农业气象学是利用气象科学技术为农业生产服务，使农业生产能够充分利用有利的天气和气候条件，躲开灾害性天气的危害，从而使农业生产达到高产、稳产、优质、低耗的一门应用气象学科。

（二）农业气象的研究对象和任务

农业气象的研究对象一方面是农业对象，广义讲包括种植业、林业、畜牧业、水产业、农业建筑与设施、农业生产过程等。另一方面是农业气象条件，包括空气温度、空气湿度、气压、风、日照、太阳辐射、降水、蒸发、二氧化碳浓度、土壤温度、土壤湿度、土壤蒸发、农田蒸散、水温等。农业气象研究可以针对单项气象要素与农业的关系，也可以是多种气象要素对农业的综合影响。其主要目的在于揭示农业与气象环境相互关系的规律性，为农业生产服务。

（三）农业气象的研究方法

农业气象研究方法既不同于农业研究，也不同于气象研究。因农业气象研究的对象有两个，在研究时，应遵循平行观测的原则。即一方面在进行各种气象要素观测的同时，另一方面还必须在同一地点、同一时间内对作物生长发育状况进行观测研究，通过两方面的观测资料对比分析，确定气象条件对作物生长发育和产量的影响，从而对作物生育期间的气象条件作出正确的评价与分析。在实际工作中，为了在较短时间内获得尽可能多的有价值农业气象资料，在平行观测的原则下，常采用以下方法进行研究：

1. 农业物候研究法 通过对作物的物候期与生态环境的关系研究农业物候规律。

2. 农业气象试验法

分期播种法：即同一作物在每隔一个相同时段后播种一次，这样可找出同一气象条件对不同生育期的影响以及同一生育期对不同气象条件的反应。

地理播种法：即在同一时间里，同种作物在气象条件不同的地点进行播种。由于不同地理位置的气象条件不同，可在较短时间进行平行观测达到试验目的。

人工气候试验法：即利用人工控制气象条件的设施进行农业气象试验。有温度、光照、降雨强度等单因子模拟试验，有温湿、温光、温气等复因子试验。

3. 农业气象遥感 利用遥感技术进行作物估产、草地资源监测、水旱灾害监测、环境污染监测等。

4. 资料分析法 通常是根据数理统计的原理，借助于计算机，统计并分析多年的历史资料。

5 作物气象模拟法 运用数学方法建立可描述作物生长发育、光合生产、器官形成、产量形成等生理生态过程与环境之间关系的数学模型，在此基础上再按照一定的

规则用计算机程序将有关模型“装配”在一起，形成可模拟作物生产全过程的软件系统。

三、中国农业气象的发展

(一) 中国古代的农业气象成就

早在旧石器时代，人们在采集野生植物果实、种子和狩猎过程中就注意到周围的环境有随季节而变化的现象，从而产生了物候农时的概念。其后，人们注意到中午太阳最高，日影最短时，白昼最长，气候炎热，植物繁茂。中午太阳最低，日影最长时，白昼最短，气候寒冷，植物落叶，动物蛰伏，于是产生了季节和节气的概念。

公元前 26 世纪，《尚书·尧典》中有帝尧让羲氏与和氏出掌四时之官，观天象，授农时。

公元前 3 世纪出现的《吕氏春秋》、公元 1 世纪的《汜胜之书》、公元 6 世纪贾思勰的《齐民要术》、公元 11 世纪沈括的《梦溪笔谈》、公元 16 世纪徐光启的《农政全书》等书中对作物与农时（农业气象条件）的关系作了论述。

在这个时期我国农业气象的成就处于世界领先地位。

(二) 中国近代农业气象科技的发展

公元 15 世纪始，近代气象科技陆续自西方传入中国。

1922 年竺可桢在《科学》第 7 卷第 9 期上发表《气象与农业之关系》一文，倡导农业气象学，成为中国近代农业气象学的奠基人。

从 1840 年到中华人民共和国成立，近代中国农业气象事业的发展是很缓慢的。

(三) 中国现代农业气象学的发展

中国现代农业气象学的建立，并取得突飞猛进的进展是 20 世纪 50 年代以后的事。其特点是，成立了专门的农业气象研究、教学和业务管理机构，有组织、有计划地开展农业气象研究、教学和业务活动，培养出大批的专业人材，农业气象科技水平得到迅速提高，成为当今世界上农业气象事业较为发达的国家之一。

50 年代农业气象事业在中国开创之际，农业气象观测、研究所使用的仪器设备多采用气象台站观测用仪器，物候观测主要靠目测。开展了农业气象仪器的研究，如土钻、冻土表、辐射计等。

60 年代以后，开始研究、设计适用于农业气象研究的温、湿、风、光等多种观测仪器。

70 年代以后，引进了一些较为先进的农业气象仪器设备，如农业气象综合测定仪、人工气候箱、分波段太阳辐射仪等。在测定方法上向遥测、数据自记或自动采集的方向发展。

80 年代以来，电子计算机和遥感技术在农业气象中的应用，特别是微机在农业气象研究中的逐渐普及，给农业气象研究带来新的活力。在各农业气象要素自动循环测定、数据处理、数值模拟、数据库等方面都发挥了巨大的作用。而卫星遥感系统在农业气象研究和业务中的应用如资源普查、作物产量预报、气象灾害监测等方面都发挥着独特的作用，为农业气象研究和业务服务提供了有力的手段。

第二节 大气概论

一、大气的组成

大气由多种气体、水汽和悬浮在大气中的微粒杂质等混合组成。大气中除去水汽和杂质外的整个混合气体称为干洁空气。

(一) 干洁空气

其主要成分有氮、氧、氩，此外还有少量的二氧化碳及氦、氖、氟、氫、臭氧等气体，见表 1。

表 1 干洁空气的组成

| 气 体 | 容 积 (%) | 气 体 | 容 积 (%) |
|------|----------------------|-----|-----------------------|
| 氮 | 78.09 | 氦 | 5.24×10^{-4} |
| 氧 | 20.95 | 氖 | 1.0×10^{-4} |
| 氩 | 0.93 | 氫 | 5.0×10^{-5} |
| 二氧化碳 | 0.03 | 臭氧 | 8.0×10^{-5} |
| 氦 | 1.8×10^{-3} | 氙 | 1.0×10^{-5} |

1. 氮和氧 氮是大气中含量最多的气体成分。自然条件下，大气中的氮通过豆科植物的根瘤菌作用，被固定在土壤中，成为植物所需的氮肥；闪电时，大气中的氮和氧结合成氮化物，随降水进入土壤，被植物吸收利用。

氧气是生物呼吸必需的气体。大气中氧的含量很高，也很稳定，可以满足植物需要。土壤中，植物根部的呼吸，细菌和真菌的活动都要消耗氧气，但是氧的补充过程十分缓慢，氧的含量常常不足。土壤水分过多和土壤板结情况下，有时会出现缺氧中毒现象。

2. 臭氧 低层大气中，臭氧往往是由雷雨闪电或有机物的氧化而形成，但这些作用并不经常，所以低层大气中臭氧含很少，且不稳定。在上层大气中，臭氧的形成主要是由于太阳紫外线的作用，所以，臭氧主要集中在离地面 10~50km 的大气层中，在 20~25km 附近含量最多，称之为臭氧层。臭氧含量一年中以春季最多，秋季最少，年变化幅度随着纬度的升高而增大。

臭氧能强烈吸收紫外线，致使离地面 40~50km 气层中的温度大为增高。臭氧吸收了对生物有害的波长较短部分的紫外线，保护了地球上生物的生存。臭氧对作物的生长和发育具有强烈的抑制作用。

3. 二氧化碳 大气中的 CO_2 主要来源于矿物燃料的燃烧、有机物质的腐败分解以及生物的呼吸作用。大气中 CO_2 的含量很少，平均含量（容积）约占 0.03%，且多集中在 20km 以下的大气层中。低层大气中 CO_2 的含量随时间和空间的不同有变化，一般冬季比夏季多，阴天比晴天多，夏季的夜间比白天多，城市比农村多。在工业城市，大气中的 CO_2 含量可超过 0.05%。

CO_2 善于吸收和放射长波辐射，能影响地面和空气温度。绿色植物光合作用需要吸

收、利用 CO_2 ，在辐射充分满足的条件下，一般作物的光合速率随 CO_2 浓度增加而增大。 CO_2 浓度增加，水分利用效率提高，也可使作物某些器官的产生和形成的物候期提前。

(二) 水汽

地球表面江、河、湖、海等水面蒸发，土壤蒸发和植物蒸腾是大气中水汽的主要来源。因此随高度的增加，大气中的水汽逐渐减少，而且大气中的水汽主要集中在 3km 以下的大气层中。大气中的水汽含量极不稳定，仅有大气容积的 0.01%~4%，随时间和空间的变化大，但它在天气变化中起着重要的作用。另一方面，水汽的性质也是极不稳定的，水汽存在三态变化，在变化的过程中带来具体的天气现象，如云、雾、雨、雪、霜、露等都是水汽的凝结物，因而水汽是天气变化的主要角色，并在态变的过程中伴随热量的吸收和放出。水汽能强烈地吸收和放射长波辐射，从而对地面及空气温度产生影响。

(三) 杂质

是悬浮在大气中的一些固态或液态的小颗粒，包括花粉、孢子、尘埃、盐粒等。大气中杂质主要集中在 3km 以下的大气层中，随高度的增加而减少，杂质的含量因地区、昼夜、季节、天气条件的变化而有差异。

杂质能削弱太阳辐射，使到达地面的太阳辐射有所减弱；又能阻挡地面辐射，减缓地面冷却的程度。具有吸湿性的杂质可作为水汽凝结（凝华）的核心，对成云致雨起着重要作用。

二、大气的垂直结构

大气的成分、温度、密度等物理性质随高度都有明显的变化。世界气象组织（WMO）规定，主要按气温垂直分布，将大气分为对流层、平流层、中间层、热层、散逸层。其中与人类生活和农业生产关系最密切的是对流层。

对流层是紧靠地面的一层，受地面影响最大。其厚度随纬度和季节而变，平均厚度低纬度为 17~18km，中纬度为 10~12km，高纬度为 8~9km；夏季厚度比冬季高得多。

对流层的气温随高度升高而降低，平均每上升 100m 降低 0.65℃。对流层内集中了大约 3/4 的大气质量、几乎全部的水汽和杂质，空气除了有大规模的水平运动外，上下对流运动也很旺盛，使得空气在高低之间、南北之间及海陆之间得到交换，近地面热量、水汽和杂质也随空气的流动而得到交换，导致一系列天气现象（如风、云、雨、雪等）发生。

在对流层中，距地面 30~50m 这一气层，称为近地气层。近地气层主要特征是温度、湿度、风速等气象要素的垂直变化梯度特别大。其中 0~2m 间的贴地气层气象要素变化更为剧烈。近地气层和贴地气层是受地面强烈影响的层次，也是人类生活和生物生存的重要环境，对它的研究有着很大的意义。



复 习 思 考 题

1. 农业气象的研究对象和方法是什么？
2. 低层大气的主要成分及其分布和作用如何？
3. 二氧化碳对植物和大气环境起什么作用？
4. 为什么说对流层对人类环境特别重要？
5. 近地气层有何特征？

第一篇

农业气象要素

第1章 太阳辐射

太阳能是地球最主要的能量来源，地球从太阳能中获得的热量为 $5.338 \times 10^{24} \text{J/a}$ ，占地球上总能量的 99%。太阳辐射也是形成天气和气候的重要因子，几乎气象中所有重要现象都与之有关。太阳能是绿色植物进行光合作用制造有机物质的惟一能量来源，另一方面，太阳辐射还具有光效应，在地球上形成昼夜和季节。本章主要介绍太阳辐射状况及对农业生产的影响。

第一节 昼夜 季节和二十四节气

一、昼夜

(一) 昼夜的形成

地球在时刻不停地自转和公转，在其自转和公转的过程中，地球和太阳的相对位置经常发生变化，但在某一时刻，地球和太阳的相对位置则是确定的，这时对于地球而言是有半个半球面对着太阳，表现为白天，称之为昼半球；另外半球背对着太阳，表现为夜晚，称之为夜半球，昼半球与夜半球的交接线称为晨昏线（图 1-1-1）。

(二) 昼夜长短的变化

地球在自转和公转的过程中，地轴与地球公转轨道面维持 $66^{\circ}33'$ 不变，所以晨昏线和地轴不在一个平面上（春、秋分除外），因此晨昏线和地球上的纬度线相交

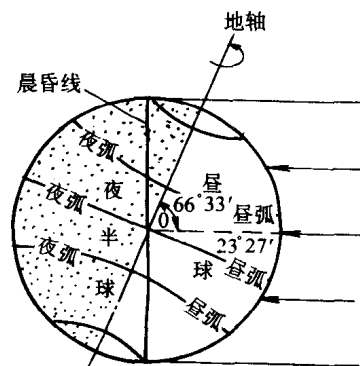


图 1-1-1 地球自转

割，把同一纬度线分为两部分，一部分在昼半球，称之为昼弧段；一部分在夜半球，称之为夜弧段。由于地球和太阳的相对位置经常发生变化，所以晨昏线也经常变化，晨昏线所分割的昼弧段和夜弧段的长短也经常发生变化（赤道地区昼弧和夜弧相等），进而就形成了昼夜长短的变化。

（三）昼夜交替

地球总是自西向东转动，在转动过程中，昼半球东部的区域进入夜半球，夜半球东部的区域进入昼半球，当地球自转一周时，原来的昼半球就变成了夜半球，而原来的夜半球则变成了昼半球，形成了昼夜交替变化。

（四）日照时间

春、秋分，全球各地昼夜平分。赤道处，全年每天日照都是 12h。

就北半球而言，一年中，夏至日日照时间最长，冬至日日照时间最短；夏半年（春分至秋分）昼长夜短，且纬度越高，日照时间越长，到了北极圈内为极昼，冬半年（秋分至春分）昼短夜长，且纬度越高，日照时间越短，到了北极圈内为极夜。

各纬度、各季节从日出到日落的一段时间称为可照时数，可从“日照时间表”中查出，它是从天文学角度计算得出的。由于地形和地物遮蔽，或受云和天气现象影响，实际日照时数往往小于可照时数，我们把太阳直射光实际照射的时间称为实照时数。实照时数用日照计测得。实照时数与可照时数的百分比称为日照百分率。

在日出前与日没后的一段时间往往有亮光，称为曙暮光。曙暮光对作物生长、发育有不同程度的影响，所以常用太阳高度角 h_{\odot} （太阳直射光与地平面的夹角）在地平线以下 $6^{\circ} \sim 0^{\circ}$ 的一段时间记为曙暮光时间，计入一天的光照时间中。

（五）太阳光线在地球表面上投射状况的描述方法

1. 赤纬 太阳直射地球上的位置，与直射地球的地理位置是一致的，用 δ 表示，赤纬的取值范围在南北回归线之间，既 $\delta \in [-23^{\circ}27', 23^{\circ}27']$ 。

2. 太阳高度角 太阳平行光线和地平面的夹角用 h 表示 取值范围为 $h \in [0, 90^{\circ}]$ 。

3. 太阳方位角 太阳光线在水平面的投影和当地子午线的夹角，用 A 表示，正为 0，规定上午为负，下午为正，取值范围为 $A \in [0, 90^{\circ}]$ 。

二、季节

由于地球绕太阳公转时，一地不同时期获得太阳辐射能量不同，使温度不同，从而形成四季。当太阳直射北半球时，北半球太阳高度角较大，而且日照时间比较长，北半球获得的太阳辐射能较多，温度较高，形成夏季；当太阳直射南半球时，北半球的情况就与上述相反，温度较低，形成冬季。如图 1-1-2。

四季的划分，不同学科有不同的标准，因此，确定四季的起始和终止时间也有较大差别（表 1-1-1）。

对于农业生产来说，主要的对象是农作物，以候平均温度为标准划分的四季最具实际指导意义。在日常生活中，常用的四季概念一般以气候学标准来划分。若讨论一年中各季的气候状况，又往往以各季的中间月份（即 1 月、4 月、7 月、10 月）为代表月来阐述。

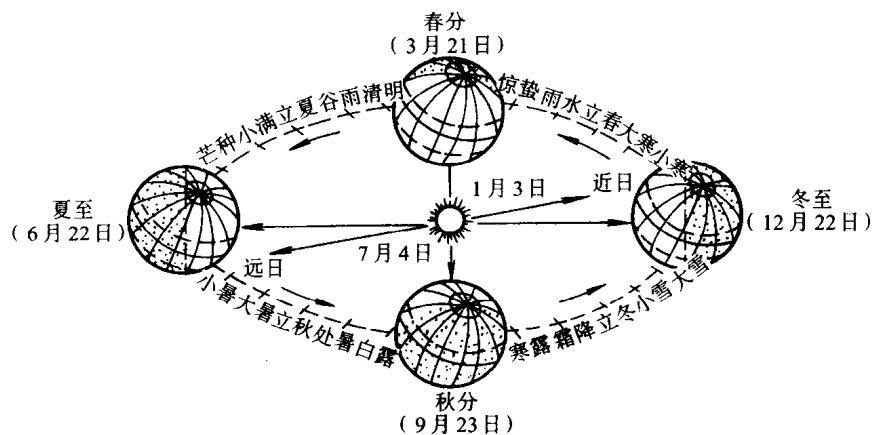


图 1-1-2 地球公转

表 1-1-1 四季的划分

| 四季 | 天文学 | 气候学 (月份) | 农业科学 (候均温℃) | 古代民间 |
|----|-------|-------------|----------------|-------|
| 春季 | 春分至夏至 | 3~5 | 10.0~22.0 | 立春至谷雨 |
| 夏季 | 夏至至秋分 | 6~8 | >22.0 | 立夏至大暑 |
| 秋季 | 秋分至冬至 | 9~11 | 10.0~22.0 | 立秋至霜降 |
| 冬季 | 冬至至春分 | 12~次年2 | <10.0 | 立冬至大寒 |

三、二十四节气

二十四节气起源于两千年前的黄河流域，是根据地球在公转轨道上的位置而确定的，把地球公转的轨道等分为 24 等分，每一等分为 15°，地球每转过 15°大约历时 15d，规定为一个节气，根据当时的气候特征和物候反映给以命名，就是二十四节气（表 1-1-2）。

表 1-1-2 二十四节气的气候及农业意义

| 节气 | 月份 | 日期 | 气候及农业意义 |
|----|----|---------|---|
| 立春 | 2 | 4 或 5 | 春季开始 |
| 雨水 | 2 | 19 或 20 | 降雨开始，或雨量开始逐渐增加 |
| 惊蛰 | 3 | 6 或 5 | 气温、地温渐渐升高。冬眠动物开始出土活动，开始打雷。春耕开始 |
| 春分 | 3 | 21 或 20 | 平分春季的节气，昼夜长短相等 |
| 清明 | 4 | 5 或 6 | 气候温和晴朗，草木开始繁茂生长 |
| 谷雨 | 4 | 20 或 21 | 春播开始 |
| 立夏 | 5 | 6 或 5 | 降雨量增加，能满足谷物生长的需要 |
| 小满 | 5 | 21 或 22 | 夏季开始 |
| 芒种 | 6 | 6 或 7 | 夏熟作物籽粒已丰满，但还未成熟，小麦、大麦等有芒谷物成熟，黍稷等有芒谷物忙于播种，进入夏收夏种大忙季节 |
| 夏至 | 6 | 22 或 21 | 夏季热天来临，白昼最长，夜晚最短 |
| 小暑 | 7 | 7 或 8 | 炎热季节开始，尚未达到最热程度 |
| 大暑 | 7 | 23 或 24 | 一年中最热的季节 |
| 立秋 | 8 | 8 或 7 | 秋季开始 |
| 处暑 | 8 | 23 或 24 | 炎热的暑天即将过去，渐渐转向凉爽 |

(续)

| 节气 | 月份 | 日期 | 气候及农业意义 |
|----|----|-------|-------------------|
| 白露 | 9 | 8或9 | 气温降低较快,夜凉露多,露重呈白色 |
| 秋分 | 9 | 23或24 | 平分秋季的节气,昼夜长短相等 |
| 寒露 | 10 | 8或9 | 气温已很低,露很凉 |
| 霜降 | 10 | 24或23 | 气候渐冷,开始降霜 |
| 立冬 | 11 | 8或7 | 冬季开始 |
| 小雪 | 11 | 23或22 | 开始降雪,但降雪量不大,雪花不大 |
| 大雪 | 12 | 7或8 | 降雪较多,地面可以积雪 |
| 冬至 | 12 | 22或23 | 寒冷的冬季来临,白昼最短,夜晚最长 |
| 小寒 | 1 | 6或5 | 较寒冷的季节,但还未达到最冷程度 |
| 大寒 | 1 | 20或21 | 一年中最寒冷的节气 |

表 1-1-2 中二十四节气的农业意义是有一定局限性的,我国幅员广大,在同一节气里,南北各地的气候有差异,农事活动也不同,不能生搬硬套。

为便于记忆,人们把二十四节气编成歌诀:

春雨惊春清谷天,夏满芒夏暑相连,

秋处露秋寒霜降,冬雪雪冬小大寒。

每月两节日期定,至多相差一两天,

上半年逢六、二十一,下半年逢八、二十三。

背熟了节气歌诀,就可推算出每一节气的大致日期。

第二节 太阳辐射

辐射:任何物质,只要它表面的温度大于绝对零度(即 $t > -273^{\circ}\text{C}$),那么它将时刻不停地以电磁波或粒子的形式向四周空间放射能量,这种能量的传播方式称为辐射,以这种方式传播的能量称为辐射能,有时也把辐射和辐射能统称为辐射。

太阳是一个极其炽热的气态球体,中心温度为 $20 \times 10^6\text{K}$,表面温度高达 6000K ,在这样的高温下,太阳时刻不停地把巨大的能量向四周放射,称为太阳辐射。

一、太阳辐射光谱

太阳辐射光谱:即太阳辐射能随波长的分布。

在大气的上界,太阳辐射能量绝大多数集中在 $0.15 \sim 4\mu\text{m}$ 波长范围的紫外线、可见光、红外线波段内,因波长比较短,所以称太阳辐射为短波辐射。太阳辐射光谱中能量密度最大值是 $0.475\mu\text{m}$,由此向短波方向,各波段具有的能量急剧降低,向长波方向各波长具有的能量则缓慢地减弱(图 1-1-3)。

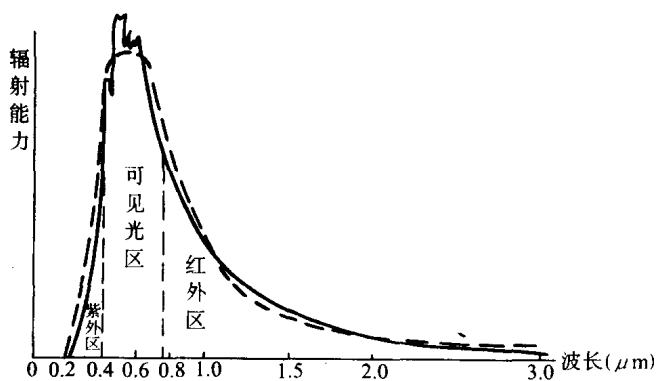


图 1-1-3 大气上界的太阳辐射光谱

在大气上界，根据能量随波长的分布情况，波长小于 $0.4\mu\text{m}$ 的紫外光区占太阳辐射的总能量大约有 7%，50% 的能量集中在波长为 $0.4\sim 0.76\mu\text{m}$ 的可见光区，43% 在波长大于 $0.76\mu\text{m}$ 的红外光区。由于大气吸收，地球表面测得的太阳辐射光谱约在 $0.29\sim 5.3\mu\text{m}$ 之间

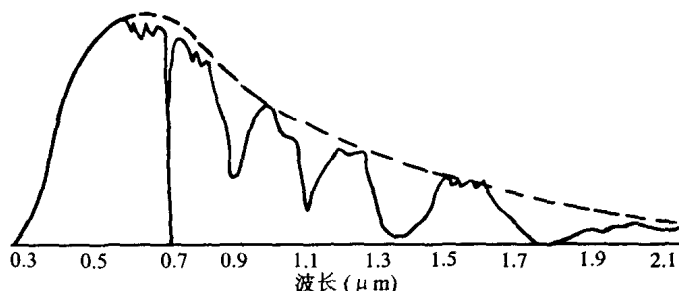


图 1-1-4 地表面太阳辐射光谱能量分布和主要吸收带

(图 1-1-4)。同时，随着太阳高度角的变化，太阳辐射光谱中各部分的相对强度改变(表 1-1-3)。

紫外线、蓝紫光随太阳高度角减小而减小，红橙光及红外线部分却逐渐增加。

表 1-1-3 不同太阳高度角时辐射光谱中各部分的相对强度(总辐射量 = 100%)

| 太阳辐射光谱 | 太阳高度角 (°) | | | | | | |
|--------|-----------|------|------|------|------|------|------|
| | 0.5 | 5 | 10 | 20 | 30 | 50 | 90 |
| 紫外线 | 0 | 0.4 | 1.0 | 2.0 | 2.7 | 3.2 | 4.7 |
| 可见光 | 31.2 | 38.6 | 41.0 | 42.7 | 43.7 | 43.9 | 45.3 |
| 其中 | | | | | | | |
| 紫光 | 0 | 0.6 | 0.8 | 2.6 | 3.8 | 4.5 | 5.4 |
| 蓝紫光 | 0 | 2.1 | 4.6 | 7.1 | 7.8 | 8.2 | 9.0 |
| 绿光 | 1.7 | 2.7 | 5.9 | 8.3 | 8.8 | 9.2 | 9.2 |
| 黄光 | 4.1 | 8.0 | 10.0 | 10.2 | 9.8 | 9.7 | 10.1 |
| 红橙光 | 25.4 | 25.2 | 19.7 | 14.5 | 13.5 | 12.2 | 11.5 |
| 红外线 | 68.8 | 61.0 | 58.0 | 55.3 | 53.5 | 52.9 | 50.0 |

二、太阳辐照度

(一) 太阳辐照度

辐射照度简称为辐照度，是反映太阳辐射强弱程度的物理量，指单位时间内垂直投射到单位面积上的太阳能量的多少。用符号 E 表示。单位为 $\text{J}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ 。

(二) 太阳常数

当地球处于日地平均距离时，在大气上界，所测得的太阳辐照度为一个常数，称为太阳常数。太阳常数的数值随太阳黑子数目的变化和测定方法的不同而有变化。1981年10月世界气象组织根据火箭、卫星等仪器观测的结果，将太阳常数值修改为 $1367.69\text{J}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ ，其变化幅度一般在 $\pm 2\%$ 范围内。

(三) 到达地面的太阳辐照度

如果不考虑大气的影晌，则到达地平面上的太阳辐照度取决于太阳高度角(图 1-1-5)。图中的 E' 为某地平面的太阳辐照度， E_0 为同一水平面上垂直于太阳方向的平面上太阳辐照度，即太阳常数， h_{\odot} 为太阳高度

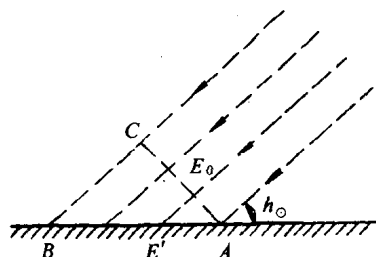


图 1-1-5 地面上太阳辐照度

角。这时到达 AC 和 BC 面上的总辐射量相等，即：

$$E'_{AB} = E_0 AC$$

$$E' = E_0 \frac{AC}{AB}$$

$$\sin h_{\odot} = \frac{AC}{AB}$$

因此： $E' = E_0 \sin h_{\odot}$ (1-1-1)

一天中，正午 h_{\odot} 最大， E' 值最大；夜间 h_{\odot} 最小（为零）， E' 值最小；一年中夏至正午 h_{\odot} 最大， E' 值最大；冬至正午 h_{\odot} 最小， E' 也值最小。

三、太阳辐射在大气中的减弱作用

(一) 吸收作用

1. 大气中各种成分对太阳辐射的选择性吸收（图 1-1-6）其吸收量，约占大气上界的 6%。

O_3 和 O_2 主要吸收紫外线，对红外线和可见光吸收极少。在紫外线波段中，对波长较长的部分吸收也较少，主要是强烈吸收紫外线中波长较短的部分，特别是波长为 $0.29\mu\text{m}$ 以下的紫外线，几乎被全部吸收，以致地面上几乎测不到这个波段的辐射波谱。

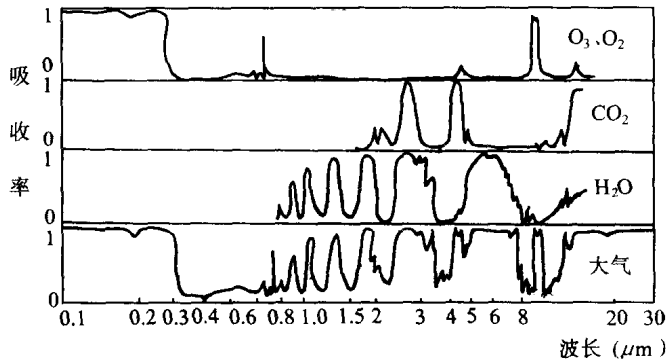


图 1-1-6 大气中各组成成分对辐射的吸收

CO_2 和 H_2O 主要吸收红外线，对紫外线和可见光几乎不吸收。

2. 云层的吸收作用 云层能吸收大量的太阳辐射，其吸收量约占大气上界的 14%。

(二) 散射作用

大气中的各种气体分子、悬浮的水滴和尘埃等都能把入射的太阳辐射向四面八方散出，这种现象称为散射。散射主要发生在可见光区，它只改变辐射方向，不改变辐射性质。散射有分子散射和粗粒散射两种。

1. 分子散射 直径比太阳辐射波长小的质粒（如空气分子）所产生的散射现象。其散射能力与波长的四次方成反比。

在日常生活中知道，晴朗无云的天空呈蔚蓝色，就是因为短波比长波散射得更多。晴天的早晨和傍晚，由于 h_{\odot} 小，太阳光穿过大气层到达地面的路径较远，沿途中蓝光、紫光被强烈散射而减弱，使得到达地面的红橙光比例很高，因而我们看到的是一轮红日。而中午前后，太阳光穿过大气层到达地面的路径较短，可见光中七种颜色混为一体的白色。

2. 粗粒散射直径比太阳辐射波长大的质粒（如烟粒、尘埃、云滴和雾滴）等产生的散射现象。它们对各种波长几乎具有同等的散射能力。空气混浊或阴天，天空呈乳白色，就是粗粒散射的结果。

通过散射作用，大约有 10% 的太阳辐射返回到宇宙空间。

(三) 反射作用

主要是大气中云层和较大的尘埃能将太阳辐射中的一部分能量反射到宇宙空间，从而削弱到达地面的太阳辐射。其中以云层的反射作用最为重要，云层愈厚，云量愈多，反射作用愈强。据观测，云层对太阳辐射的平均反射率为 50%~55%，有时可达 80%，全年平均统计，大约使太阳辐射削弱了 27%。

在上述削弱太阳辐射的三种方式中，以散射和反射的作用较大，吸收只占很小的比例。至于太阳辐射穿过大气层到达地面的辐照度大小除了被大气层中各种成分削弱外，还与穿过大气层路径的长度和大气透明状况有关。

四、到达地面的太阳辐射

到达地面的太阳辐射由两部分组成，即太阳直接辐射和散射辐射。

直接辐射是指以平行光线的形式直接投射到地面的太阳辐射。直接辐射照度是指单位面积，在单位时间内所接受的直接辐射能量，用 S' 表示。

散射辐射是指经散射后，由天空投射到地面的太阳辐射。散射辐射照度是指单位面积，在单位时间内所接受的散射辐射能量用 D 表示。

直接辐射与散射辐射之和，称为总辐射。直接辐射照度与散射辐射照度之和称为总辐照度 (Q)。

(一) 影响辐照度的因素

主要是太阳高度角和大气透明系数。

1. 太阳高度角的影响当 h_{\odot} 增大时， S' 和 D 都增大因而 Q 也增大。又由于 h_{\odot} 有日、年变化和随纬度的变化因此 Q 也有日、年变化和空间水平变化。

2. 大气透明系数 是指太阳辐射透过一个大气量（大气垂直厚度）后的照度与透过大气前的照度的百分比，常用 P 表示。其大小主要取决于大气中水汽和杂质含量。当 P 增大时， S' 增大但 D 减小时， Q 的变化方向就取决于 S' 和 D 对 Q 贡献的大小。一般来说， S' 的值大于 D 的值变化也快因此多数情况下当 P 增大时， Q 也增大。

当海拔升高时， P 增大， Q 也增大。

云量增多， Q 可能增大，也可能减小，分为以下三种情况：

当天空乌云密布时， $S' = 0$ 到达地面的辐照度以 D 为主但其值也减小则这时的 Q 必定减小。

当部分天空有云且云遮住阳光这时对该区域来讲， $S' = 0$ 而 D 的增大量补偿不了 S' 的减小量则 Q 也减小。

当部分天空有云，而且是没有遮住阳光的中云和高云，这时，对该区域来讲， S' 没有明显减小或减小不多而 D 却有明显增大因此使得 Q 增大。

(二) 总辐照度的变化规律

1. 总辐照度的日变化 一天中， Q 在夜间为零，日出后逐渐增大，正午达到最大，午后又逐渐减小。值得注意的是，由于夏季的午后常出现对流云，使最大值出现在正午之前或正午之后，另一方面，由于散射作用，只有当太阳光线在地平线以下且和地平线的夹角大于 7°

时, Q 才能为零。

2. 总辐照度的年变化 一年中, Q 的最大值 除赤道地区有两次最大值 分别出现在春分和秋分 其他地区都出现在夏季 最小值出现在冬季。

3. 总辐射量的变化 总辐射量是指地平面上的单位面积, 在某一时段内所接受到的太阳总辐射能的数量。其中, 时间取一天、一个月、一年, 分别称为日总量、月总量、年总量。

图 1-1-7 给出了北半球理论辐射日总量的情况。显然, 在冬半年, 随纬度增加, 因为 h_{\odot} 减小, 日照时数减少, 所以太阳辐射日总量减少幅度很大。而夏半年 随着纬度增加, h_{\odot} 减小, 但是, 日照时数增加, 所以日总量减少幅度很小。在 $N90^{\circ}$ 处, 6 月的日总量反而比低纬度更高, 这是因为日照时数比低纬度长得多的缘故。

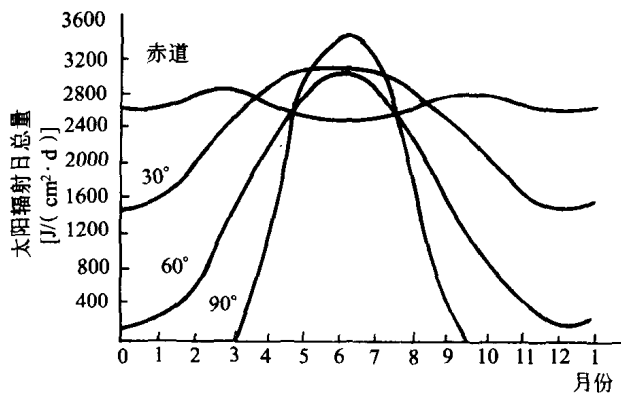


图 1-1-7 晴天太阳辐射理论日总量年变化

影响辐照度和日照时数的因素, 都对总辐射量有影响。当总辐照度增强、日照时数增加时, 总辐射量就增加。

五、地面对太阳辐射的吸收和反射

到达地面的太阳总辐射中, 有一部分被地面反射回到大气中, 称为地面反射辐射。地面反射辐射占到达地面的总辐射的百分率, 称为地面反射率, 以 r 表示。由于太阳辐射不能穿透地球 所以地面吸收率为 $1 - r$ 。反射率主要与地面性质有关 (表 1-1-4)。

表 1-1-4 各种表面反射率

| 表面特征 | 反射率 (%) | 表面特征 | 反射率 (%) |
|------|---------|------|---------|
| 新雪面 | 84~95 | 绿草地 | 25 |
| 旧雪面 | 42~70 | 松树林地 | 10~18 |
| 沙土 | 29~35 | 冬小麦 | 16~23 |
| 黏土 | 20 | 水稻田 | 12 |
| 干土 | 20~45 | 棉花 | 20~22 |
| 湿土 | 14 | 黄熟作物 | 25~28 |

六、光照度

太阳辐射除热效应外, 还有光效应。表示物体被光照射明亮程度的物理量, 称为光照度, 简称照度。光照强度的大小取决于可见光的强弱。照度单位为勒克斯 (lx)。我国常用米烛光, $1lx$ 就是以 一个国际点光源为中心, 以 $1m$ 为半径的球面上的照度。

照度有日变化, 一天中以正午时为最大。一年中夏季最大, 冬季最小。随纬度增加, 照度减小。

晴天时，照度由直射光和散射光二部分构成，阴天仅为散射光。

第三节 地面辐射和大气辐射

一、地面辐射

(一) 地面辐射状况

地球表面的平均温度约 300K 左右，地面日夜不停地放射辐射，称地面辐射，以 E_e 表示，其辐射波长为 3~80 μm ，放能力最强的波长为 10 μm 。地面辐射的波长全部在红外光区，因此，地面辐射又称为地面长波辐射和红外热辐射。

(二) 地面辐射结果

地面长波辐射通过大气层时，大气中的水汽、二氧化碳和水滴等吸收了绝大部分的地面辐射能，其中尤以水汽的吸收能力最强，据统计地面辐射的能量 93% 被大气所吸收，仅有 7% 的能量散失在大气层之外，而大气对太阳辐射的吸收仅为大气上界的 6%，可见大气能量主要直接来自地面，而不是来自太阳，所以说地面辐射是低层大气的主要热源。

二、大气辐射

(一) 大气辐射的状况

大气在吸收地面辐射后，其温度升高，平均温度约为 200K 左右，大气亦日夜不停地向外放射辐射，称大气辐射。其辐射波长也全部在红外光区，所以大气辐射也称为大气长波辐射。

(二) 大气逆辐射

大气辐射是向四面八方射出的，其中投向地面的那一部分大气辐射因与地面辐射方向相反称为大气逆辐射，用 E_a 表示。

(三) 大气热效应

大气能让大部分的太阳辐射透过而到达地面，使地面获得能量，却把地面辐射几乎全部吸收，阻止地面能量外泄；还以大气逆辐射的形式把一部分能量传回给地面，补偿了地面以辐射的形式所损失的能量，这就使地面不至于过多地损失热量，而对地面起到了保温作用，这种作用称为大气热效应。因为大气效应与温室玻璃的保温效应相似，所以也称为大气的温室效应。

三、地面有效辐射

地面有效辐射是指地面辐射与地面吸收的大气逆辐射之差，用 E 表示。有

$$E = E_e - E_a \quad (1-1-2)$$

通常地面温度高于大气温度，所以 $E_e > E_a$, $E > 0$ ，即地面放出热量多，而得到的补充少，意味着地面有效辐射将使地面损失热量而降温。

影响地面有效辐射 (E) 的因素有以下 6 个：

1 水汽 这是关键因素，水汽增加， E_a 增加， E 减少。所以当天空有云、雾存在时， E