

農 業 氣 象

(試用教材)

江苏农学院农业气象教研组编

一九七四年二月

目 录

绪 论	1
第一章 基本农业气象要素	
第一节 辐射和光照	4
一、季节和昼夜	4
二、辐射的基本知识	5
三、太阳辐射	6
四、地面有效辐射	9
五、地面辐射平衡	10
第二节 土温和气温	11
一、土壤与大气的增热和冷却	11
二、土温和气温的变化	14
三、影响土温和气温变化的因素	17
第三节 大气中的水分	19
一、空气湿度及其变化	19
二、蒸发和凝结	21
三、云和大气降水	22
第二章 天气变化及其和农业生产的关系	
第一节 气压和风	25
一、气压的概念	25
二、表示气压水平分布的方法——等压线	26
三、风和气压的关系	26
第二节 主要的天气系统	27
一、我国冷暖空气的活动规律	27
二、锋面天气	28
三、高气压和低气压天气	30
四、切变线天气	32
第三节 江苏省四季的特殊天气和农业生产	33
一、秋、冬、春季的寒潮和霜冻	33
二、春季的低温连阴雨	36
三、春末夏初的干旱风	38
四、春、夏季的雷雨、冰雹、龙卷风	39
五、初夏的梅雨和盛夏的干旱	41

六、夏、秋季节的台风	42
第四节 天气预报介绍	45
一、气象台站是怎样做天气预报的	45
二、群众看天经验	47

第三章 气候与农业气候

第一节 气候的形成因素	49
一、气候形成的辐射因素	49
二、气候形成的环流因素	50
三、气候形成的地理因素	51
第二节 气候带与气候型	52
一、气候带	52
二、气候型	52
第三节 中国气候的一般特征	53
一、中国气候的形成因素	54
二、中国气候的主要特征	55
第四节 二十四节气和季节	60
一、二十四节气与农业生产的关系	60
二、季节的气候划分	60
第五节 江苏省农业气候	61
一、农业气候的一般概念	61
二、江苏省农业气候	62

第四章 小气候和农田小气候

第一节 小气候和农田小气候形成的物理基础	69
一、活动面和活动层	70
二、活动面的热量平衡	70
第二节 地形和水域的小气候	71
一、坡地小气候	72
二、谷地小气候	74
三、水域小气候	76
第三节 农田小气候	78
一、农田的热量平衡	78
二、农田小气候的特征	78
第四节 农田小气候的改造	81
一、耕作措施的气象效应	81
二、栽培措施的气象效应	83
三、灌排措施的气象效应	85
四、保护地栽培措施的气象效应	86
五、护田林带的气象效应	88

绪 论

包围着地球表面的空气层，称为大气。在不断运动的大气中，存在着各种不同的物理过程（如辐射能的吸收和放射、热的传导与对流、蒸发和凝结等），从而产生了各种物理现象（如风、云、雨、雪、寒、暖、干、湿、雷、电……等）。气象学就是一门研究发生于大气中的物理过程和物理现象的科学。

研究气象学的任务，就是认识大气运动的规律，并进而运用这些规律来预测天气的变化，使气象条件充分为我们所利用。

人类的一切活动，和气象条件有密切关系。以生产活动来说，气象条件对于农业生产的巨大影响，是人所共知的。农作物在生长发育过程中，光、热和水分是必不可少的，而大风、暴雨、干旱、冰雹、霜冻等天气，又会带来严重的灾害。为了因时因地因作物而全面地确定耕作制度，安排农事活动，正确的气候鉴定和天气预报，具有重大的意义。气象条件对国防建设也有着重要的意义，飞机的起飞，军舰的出海，及其它军事活动都要考虑到气象条件的影响。至于其它国民经济建设方面，如工业、交通运输业、林业、畜牧业、渔业等，在一定程度上，也都要受到气象条件的影响。

气象条件是客观存在的，但它对生产活动影响的好坏，却往往因人们主观处置是否得当而有不同的结果。在农业生产中，不利的气象条件往往因人们主观处置得当而减少其为害，甚至化不利为有利，如山西省昔阳县1973年春天，由于持续十七个月的干旱，遇到了“没见过的大旱”，昔阳人民发扬了“没见过的大干”，终于战胜了严重的旱灾（《人民日报》1973年7月25日）。反之，即使是有利的气象条件，如果主观处置不当，也不能充分发挥其有利作用，有时甚至使有利条件变成了不利条件，这是值得我们注意的。历来的农业生产者都是重视研究和运用气象条件的，《农政全书》中就把不违农时，掌握和运用“天时”作为丰产的重要条件之一。

二

气象学主要包括天气学和气候学两大类。所谓天气是指一定地区和一定时间内，大气中所发生的各种过程和现象的综合表现；气候是指一定地区特有的多年天气情况，既包括平均状况，又包括极端状况。气象学虽然是物理学的一个分支，但在探求事物规律的途径方面，是有所不同的。研究物理问题，可以在实验室里，人为地使所研究的现象重现，一次变换一

个因子而细察其后果，从而发现其因果关系。而研究气象问题，除某些大气现象也可以通过室内实验得出结论外，最主要的是在大自然条件下，进行观测和研究。另外气象的历史资料、人民群众的看天经验以及气象员的天气分析预报经验，都是研究气候特点和天气变化规律的宝贵材料。但要正确反映气候特点和天气变化的规律，还必须运用辩证唯物主义的观点，将这些丰富的材料“加以去粗取精、去伪存真、由此及彼、由表及里”（《实践论》）的思索，才能得出正确的结论。显然，运用辩证唯物主义观点，从历史资料 and 实际经验中求规律，是研究气象学的基本方法。

作为气象学中一个应用学科的农业气象学是研究对农业生产有意义的天气、气候和水文条件的一门科学。农业气象学的任务，主要是帮助农业合理地利用天气和气候条件，以达到农业稳产和高产的目的。由于农业气象学研究的对象，一方面是农作物生存的天气和气候条件，另一方面是作物本身在天气和气候条件影响下的生长发育状况及其产量，所以，在进行各个气象要素观测的同时，必须进行农作物的生长发育状况的观测。这是农业气象研究的基本原则，就是所谓的平行观测法或联合观测法。它是区别于农业研究和气象研究的主要特征之一。通过对两方面观测资料的对比分析，可以使我们了解和确定天气和气候对农作物生长发育与产量的影响，可以使我们作出对作物生长期间的农业气象条件作出正确的评价。

农业气象研究中，使用得最广泛的有下列三种方法：

1. 地理播种法：在气候条件不同的若干地方，选择土壤条件尽可能相近的地段，采用同一种农业技术措施，于各地最适宜的时期播种同一品种作物，按照统一计划进行平行观测。这样，在一年内便可以获得同一品种在若干不同天气条件下的生长发育和产量的资料，相当于一个地方多年观测的结果，达到缩短观测年限，迅速作出结论的目的。

2. 分期播种法：在同一个地方，每隔10天或5天播种同一作物品种，根据研究的任务，可以播5—10期或更多一些，这样，在一年内就可取得5—10种或更多一些的不同天气对该种作物某一发育期或某几个发育期影响的资料，从而求得这种作物在某发育期或某几个发育期对气象条件要求的数量指标。

3. 气候分析法：在具有一地适当的农业资料和气象资料时，可以采用气候统计方法，求得作物产量同天气和气候之间的关系。这里，我们普遍采用的是逐年作物产量和天气条件的对比分析以及作物自然分布界限的气候分析法。

此外，还有许多其它的研究方法。至于应用哪种方法最好，则决定于研究的目的和任务，要求的期限和精确程度。

三

我国是世界上文明发达最早的国家之一，由于人们从生产活动的需要出发，很早我国就对某些大气现象进行了观察记载。远在三千年前的殷代，已有了阴、晴、雨、雪、风等的记载。在东周列国时代，对于一年四季的分配，以及春分、夏至、秋分、冬至的日期，已能定得相当准确。到了西汉初年，二十四节气和七十二候的内容已能完全确定。公元132年，张衡制造的“相风铜乌”是世界上最早的风向器，较之西方各国的“候风鸡”约早一千年。雨量器也是我国最先发明的。约在五世纪四十年代，后魏贾思勰曾总结前人的农业生产经验，写成《齐民要术》一书，书中提出各种农作物播种的最适日期（上时），次适日期（中时），不能再迟的日期（下时）。又写道“天雨新晴，北风寒切，是夜必霜。预于园中贮恶草生粪，

以时放火作炷，使稍得烟气，则免于霜矣。”寥寥数十字，竟将霜冻的预报和御防方法说得一清二楚，即使到现在，仍有其实用意义。

但是，在历代剥削阶级的统治下，劳动人民在生产实践中的科学创造遭到摧残，帝国主义者又把我国的气象事业作为他们搞间谍活动，搜集军事情报、进行文化侵略的工具，著名的上海徐家汇观象台和青岛观象台都是由外国人设立的。在国民党反动派的统治下，不重视科学文化的发展，气象科学也没有得到应有的进展。

解放后，伟大领袖毛主席和党中央，对气象事业十分关怀，气象科学也同其他科学一样，得到了飞跃的发展。目前气象台站网已经建成，做到了省、地有气象台，县有气象站，有的社队有气象哨或看天小组，农业气象工作也得到了迅速的发展。但由于刘少奇、林彪路线的干扰，气象科学的发展，远远跟不上国防和经济建设发展的需要，他们搞的那一套洋奴哲学、专家道路、爬行主义和取消主义等修正主义路线，干扰了毛主席的革命路线。经过无产阶级文化大革命以后，彻底清算了刘少奇、林彪的反革命路线，广大气象工作者和农业气象工作者认真学习马列主义、毛泽东思想，提高了路线斗争觉悟，加强了调查研究，努力克服脱离生产，脱离劳动，脱离实践的缺点，不断总结群众观天斗天的经验，建立了短期、中期、长期预报，创造了不少符合我国天气特点的预报方法，直接为国防建设和经济建设服务。农业气象工作者也根据生产需要，因时、因地、因作物制宜，广泛地开展农业气象观测、预报、情报和试验研究工作，在生产上起着重要的作用。

在伟大领袖毛主席发出的“我们也要搞人造卫星”的伟大号召鼓舞下，我国于1970年4月24日成功地发射了第一颗人造地球卫星，粉碎了帝国主义妄图称霸世界，垄断空间技术的迷梦，接着又在1971年3月3日成功地发射了一颗科学实验人造卫星，为我国气象卫星工作开辟了广阔的前景。目前，由我国研制的整套气象卫星云图的接收设备与分析工作，已投入了日常的观测工作，得到了我国自己接收的云图照片，并应用于天气预报。我们相信，在不久的将来，人类控制天气的日子一定会到来。

第一章 基本农业气象要素

第一节 辐射和光照

一、季节和昼夜

季节和昼夜都是地球相对于太阳运动发生的现象，地球的公转产生了季节的变化，地球的自转产生了昼夜的交替。

(一) 季节与节气 地球是绕着太阳作椭圆运动的，这种运动称公转。公转的轨道称黄道。由于地球公转时，地轴永远保持一定的方向不变，并与黄道面始终成 $66^{\circ}33'$ 的交角。因而地球处在轨道上的不同位置时，受到太阳照射的情况也不同，不同时期就表现出不同的气候特点。根据地球在黄道上到达的位置不同，可以把黄道一周的 360° （称太阳黄经）首先分为四等分，每一等分相隔 90° 。春分时的太阳黄经定为 0° ，夏至为 90° ，秋分为 180° ，冬至为 270° ，就这样地球不停地绕太阳公转，形成了寒来暑往的四季交替。

除了春分、夏至、秋分、冬至四个节气外，从春分起，每隔黄经 15° 定为一个节气，则成为我国劳动人民早已制订的二十四节气（图1.1）。由于地球公转的轨道是椭圆的，所以地球在轨道上的运行速度也不同。虽然二个节气之间都相隔 15° ，但天数是不一样的，大致在15天左右，可以有14天或16天的。由于节气和阳历都是根据地球公转来制订的，所以二十四节气在阳历上的日期几乎是固定的。劳动人民常用下列歌谚表达二十四节气名称和日期。

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、二

天。

上半年来六、廿一，下半年来八、

廿三。

二十四节气中有的表示四季变化，有的表示温度高低，有的表示大气降水和凝结现象，也有的是表示自然物候现象和农事活动的。几千年来我国劳动人民根据二十四节气来安排农业生产和农事活动，直到现在还广泛应用着。

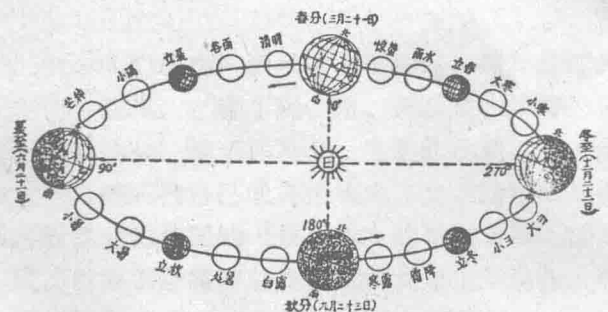


图1.1 二十四节气

(二) 昼夜和昼夜长短 地球除了绕太阳公转运动外, 还以地轴为轴心, 自西向东地自转, 因此地面上就有了昼夜的交替。地球的这种公转、自转的周期运动, 便使各地昼夜长短发生了周期性的改变。其变化规律是: 春分(3月21日)和秋分(9月23日)太阳直射在赤道上, 各纬度上的昼夜等长; 从春分到秋分的夏半年, 北半球各纬度白昼长于黑夜, 纬度越高, 白昼越长, 夏至日(6月22日)太阳直射在北回归线上(23°27'N)各地白昼达到最长, 在北极圈内出现永昼(图1.2); 从秋分到春分的冬半年, 北半球的白昼短于黑夜, 纬度越高, 白昼越短, 冬至日(12月22日)各地白昼达到最短, 在北极圈内出现永夜(图1.2)。由于绝大多数的作物, 主要生长在暖季(即春分到秋分的夏半年), 这时北半球纬度越高(也就是北方)白昼越长, 所以我们把北方称为长日照地区, 把南方称为短日照地区。

白昼的长短不仅影响地面获得太阳能的多少, 而直接影响着植物的生长和发育, 特别在引种上更有其重要意义。起源于高纬度(北方)的作物, 如小麦、蚕豆等在完成它的发育阶段中要求较长的光照, 称长日性植物; 起源于低纬度(南方)的作物, 如水稻、棉花等要求较短的光照, 称短日性植物; 有些对光照时间的长短反应不明显的作物, 如向日葵等称中性植物。了解了这些, 引种时不仅要考虑品种本身的特性, 还要考虑各不同地区的温度、日照等条件。只有这样, 引种才能得到比较好的效果, 否则就会失败。解放初期, 广东省部分地区盲目地从河南大量引种冬小麦, 栽种之后, 结果只分蘖不抽穗, 只得作为绿肥耕翻; 1956年, 湖南等地曾从东北引进粳稻品种“青森五号”, 种植结果绝大部分地区植株生长很矮, 很早成熟, 穗粒很少, 瘪粒很多, 产量很低, 这些都要引以为教训。

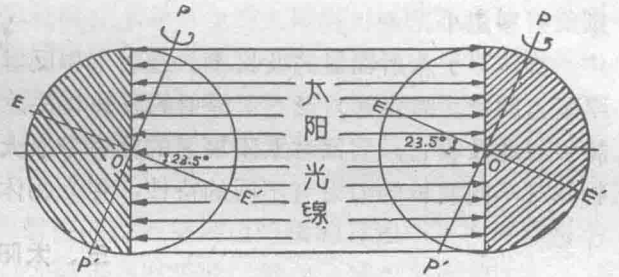


图1.2 夏至和冬至地球上昼夜长短的分布

在白天, 有时由于有云雾遮蔽天空, 太阳光不能到达地面, 这时昼长时数(可照时数)并不等于太阳实际照射地面的时间长短, 我们通常用日照百分率(日照率)来表示一天中太阳照射地面时间的相对长度。

$$\text{日照率} = \frac{\text{实际日照时数}}{\text{可照时数}} \times 100\%$$

实际日照时数: 用日照计测得。

可照时数: 根据不同纬度与日期从气象常用表中查得, 即理论可照时数。

二、辐射的基本知识

(一) 物体的辐射 自然界的一切物体之间都时刻不停地以电磁波的形式交换能量, 这种能量交换的方式称为辐射。物体通过辐射所交换的能量, 称为辐射能(也简称辐射)。物体的辐射特性, 通常用辐射强度和辐射波长来表示。

这里所说的辐射强度是指物体在单位时间内和单位面积上辐射出来的能量, 单位用卡/厘米²·分, 物体的辐射强度与物体的温度成正相关, 即物体的温度愈高, 其辐射强度就愈大。辐射的波长范围很广, 理论上从0→∞都有, 而气象学研究的是太阳、地面和大气的辐射, 它们的波长范围大约在0.15—120 μ之间(μ微米=10⁻⁴厘米), 包括红外区(波长长

于 0.76μ)、可见光谱区(波长 $0.4-0.76\mu$)和紫外区(波长小于 0.4μ)。物体的辐射波长与物体的温度成反相关,即物体的温度愈高,其辐射波的波长就愈短。

(二) 物体对辐射的吸收、反射和透射 当辐射能投射到某一物体表面时,其中一部分被该物体吸收,一部分透过该物体,其余部分则被该物体表面所反射(图1.3)。物体对辐射的吸收、反射和透射的能力是以吸收率、反射率和透射率表示(即物体吸收、透射和反射的辐射占投入总辐射的%)。三者之和等于1。对不透明体而言,其透射率为零,吸收率与反射率之和等于1,故吸收率愈大,则反射率愈小。

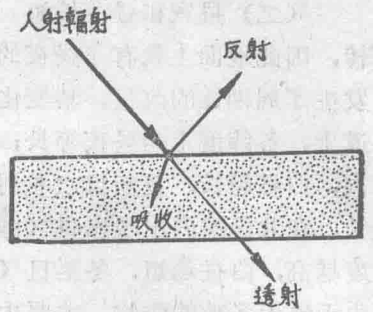


图1.3 物体对辐射的吸收、反射和透射

物体对于入射辐射的吸收率、透射率和反射率,与物体的种类和性状(如组成、结构、厚薄、颜色、温度等)及入射辐射的波长有关,如干空气对红外线是近似透明的,而水汽却能强烈地吸收它;雪面对太阳辐射的反射率很大,但对地面和大气的辐射几乎能全部吸收。物体对不同波长的辐射有不同的特性,称为物体对辐射的吸收、反射和透射的选择性。

三、太阳辐射

太阳是一个由炽热气体构成的球体,它的表面温度约 6000°K ,它不停地以电磁波的形式向四周空间放射出巨大的能量。从太阳放射而来的光和热,总称为太阳辐射。地球虽只获得太阳总辐射能的极少一部分(约二十亿分之一),但它是地球唯一重要的能量源泉,是地面上一切生命现象和大气中各种过程和现象的根本原因。

(一) 太阳光谱、照度和太阳辐射强度 太阳辐射的波长范围很广,但其辐射能的绝大部分(99%)集中在 $0.17\mu-4\mu$ 的范围内。波长 $0.17-0.4\mu$ 的紫外线部分占7%,波长 $0.4-0.76\mu$ 的可见光部分占48%, $0.76-4\mu$ 的红外线部分占45%(图1.4)。可见光部分的波长还可以区分为紫、兰、青、绿、黄、橙、红光等七色。对植物而言,叶绿素对红光吸收最多,橙黄光与兰紫光次之,人们把绿色植物吸收的这些辐射总称为生理辐射。紫外线能够制约植物徒长,杀死病菌孢子,并对种子萌发能力和品质有影响,如播种前晒种可以提高

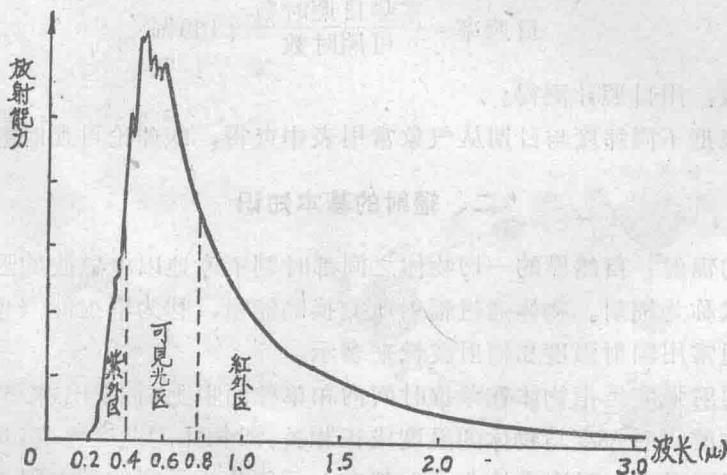


图1.4 太阳辐射的光谱

发芽率。红外线主要是产生热效应，供给植物生长以热量。

太阳辐射中的可见光部分构成了光效应。表示光的强弱的物理量称光照强度，简称照度。照度通常以米烛光(即勒克斯lux)来表示。1勒克斯是垂直置放于与1个国际烛光相距1米远处的表面所受到的照度。光照强度在植物有机物质积累的过程中，有极其重大的意义，在一定范围内，随着光照强度的增加，光合作用的速度也在一定程度上随之增加。它不仅影响着作物的产量，也影响着作物的品质，光照强度充足，禾本科和豆类作物的蛋白质含量就高，糖用甜菜及瓜类的含糖量也增加。

太阳辐射除了光效应外，还有热效应。它是我们研究温度问题时所必须考虑的。表示太阳辐射热能强度的物理量称为太阳辐射强度。为了与前面“辐射强度”一词统一起见，我们以单位时间(1分钟)内，投射于单位面积(1平方厘米)上的太阳辐射热量(卡)来表示太阳辐射强度，它的单位也是卡/厘米²·分。当然，投射在水平面上的太阳辐射强度比投射在垂直于阳光面上的太阳辐射强度要小。同时，在地面的太阳辐射强度比大气上界的也要小，这是由于太阳辐射经过大气来到地面的途中，受到大气的减弱而损失了一部分热量的缘故。在日地处于平均距离时，在大气上界垂直于阳光面上的太阳辐射强度称为太阳常数。根据国际规定，太阳常数值为1.96卡/厘米²·分。

(二) 太阳辐射在大气中的减弱 太阳辐射在通过大气到达地面的过程中，在质和量方面都发生着一系列的变化，主要是由于大气对太阳辐射有吸收、散射、反射等作用。

吸收作用 大气中的主要气体氮和氧中，只有氧能微弱地吸收太阳辐射；在大气中含量不多的水汽、臭氧、二氧化碳等也能选择地吸收一部分太阳辐射。太阳辐射被大气吸收后变成了热能，因而使太阳辐射减弱。水汽虽然在可见光区和红外区都有不少吸收带，但最重要的还是在红外区的吸收带，据估计，太阳辐射因水汽的吸收，可以耗损4—15%。臭氧的吸收带很多，其中最主要的是紫外区，由于这部分紫外辐射被臭氧的吸收而不能到达地面，使地球上的动植物才免遭紫外线的损伤。二氧化碳对太阳辐射的吸收总的来说是比较弱的，仅对红外区的辐射吸收较强。此外，组成云雾的水滴的存在及悬浮在大气中的尘埃等杂质也能吸收一部分太阳辐射。当云层增厚或大气中尘埃等杂质增多时，吸收也比较显著。

散射作用 太阳辐射通过大气遇到空气分子、尘粒、云滴等质点时，都要发生散射。但散射并不象吸收那样把辐射转变为热能，而只是改变辐射的方向，使太阳辐射以质点为中心向四面八方传播开来(图1.5)，因而经过散射之后，有一部分太阳辐射就到不了地面。如果太阳辐射遇到的是直径比波长小的空气分子，则辐射的波长愈短，散射得愈强。由此可知，可见光中的兰紫光被散射得最多，所以晴朗的天空呈兰色。这种散射是有选择性的。如果太阳辐射遇到的是直径比波长大得多的质点，辐射虽然也要被散射，但这种散射是没有选择性的，即辐射的各种波长都同样地被散射。有时为了区别，把没有选择性的散射称为漫射。

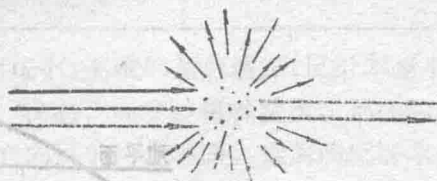


图1.5 大气对太阳辐射的散射

反射作用 云层对太阳辐射的减弱也很显著，它除了大量吸收和散射太阳辐射以外，还有强烈的反射作用。观测结果表明，云层的平均反射率为50—55%。

据估计，进入地球大气的太阳辐射，约有43%被反射和散射而折回宇宙空间；有14%为大气直接吸收；有43%以直接阳光(27%)和散射光(16%)的形式到达地面。

(三) 到达地面的太阳辐射 经过大气减弱作用以后到达地面的太阳辐射有两个部分：一部分是以平行光线的方式透过大气层而直接投射到地面上的，称为太阳直接辐射；另一部分是经过大气散射后到达地面的，称为散射辐射。两者之和就是到达地面的太阳辐射总量，称为总辐射。

1. 直接辐射 (s) 太阳直接辐射的强弱和许多因子有关，但其中最主要的有两个，即太阳高度角和大气透明度。

太阳高度角 (h) 是太阳光线与地平面之间的交角。太阳高度角不同时，地表面单位面积上所获得的太阳辐射也就不同。这一方面是，太阳高度角越小，等量的太阳辐射散布的面积就越大，因而地表面单位面积上所得到的太阳辐射越少 (图1.6)；另一方面是，高度角越小，太阳辐射穿过的大气层越厚，减弱的程度越大，到达地面的直接辐射也就越少。以正午时太阳光线穿过的大气质量 m 作为 1，而日出和日没时，穿过的大气质量为正午时的 35.4 倍 (图1.7)，所以早晨和傍晚的阳光比较柔和，中午的阳光则比较耀眼，就是因为早晨和傍晚太阳辐射穿过的气层很厚，阳光减弱得比较多的缘故。

大气中水汽、水汽凝结物和尘粒杂质越多，大气透明度就越差。大气透明度不好，太阳辐射通过大气时被削弱得就多，到达地面的直接辐射也就相应地减少。云对直接辐射有很大的影响，比较厚的云层往往可以完全挡住直接辐射。

直接辐射有显著的年变化、日变化和随纬度的变化，虽然这种变化是由太阳高度角和大气透明度共同决定的，但由于大气透明度所引起的变化较小，所以直接辐射的变化，主要决定于太阳高度角的变化。以一日而言，在晴朗的日子里，早晨和傍晚太阳高度角最小，直接辐射最弱；中午太阳高度角最大，直接辐射最强。以一年而言，直接辐射在夏季最大，冬季最小。不过有些地区由于盛夏大气中水汽增加，云量增多，大气透明度变坏，使直接辐射减弱得较多，因而直接辐射的月平均最大值并不在盛夏，而向前或向后推移。

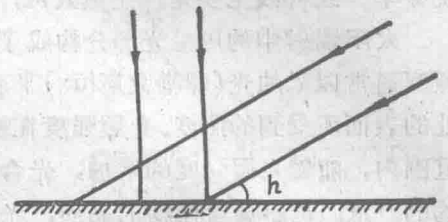


图1.6 水平面的太阳辐射强度随太阳高度角的变化

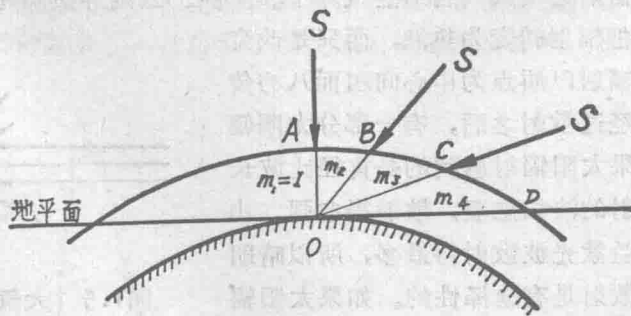


图1.7 不同太阳高度下太阳光线穿过的大气质量

2. 散射辐射 (D) 散射辐射的强弱也和太阳高度角及大气透明度有关。太阳高度角增大时，到达近地面气层的太阳直接辐射增强，散射辐射也就相应地增强；相反，太阳高度角减小时，散射辐射减弱。大气透明度不好时，参与散射作用的质点增多，散射辐射增强；反之大气透明度好时，散射辐射减弱。有些情况下，云能强烈地增大散射辐射，使阴天的散射辐射比晴天大得多；但当云很厚时，由于被云层上部散射的辐射不能透过云层到达地面，所以

散射辐射可能反而比晴天小。

同直接辐射类似，散射辐射的变化也主要决定于太阳高度角。因而，一日内正午前后散射辐射最强，一年内夏季散射辐射最强。但是，大气透明度的变化（特别是由于云的变化引起的），常使散射辐射的年、日变化出现次高值和次低值。

3. 总辐射 (S+D) 在分析了直接辐射和散射辐射的变化情况以后，我们就能比较容易地了解总辐射的变化情况。一日内，总辐射在夜间为零，日出以后逐渐增加，正午达到最大值，午后又逐渐减小。云的影响可以使这种变化规律受到破坏。例如，中午云量突然增加时，总辐射的最大值可能提前或推后，因为云使直接辐射的减小往往比使散射辐射的增大还要多一些。一年内，总辐射在夏季最大（指月平均值），冬季最小。总辐射随纬度的分布，一般是纬度越低，总辐射越大；反之，就越小。

总辐射大时，地面得到的热量多，温度高；总辐射小时则相反。所以地表温度有着同总辐射相应的年变化、日变化和随纬度的变化。

4. 反射辐射 (r) 经过大气减弱后到达地面的太阳辐射，并不都为地表所吸收，因为地表还要反射掉一部分，反射能力的大小用反射率 α 来表示，即

$$\alpha = \frac{\text{反射辐射 (r)}}{\text{总辐射 (S+D)}}$$

地表对太阳辐射的反射率，决定于地表的性质和状态。表 1.1 为几种常见地面的反射率。

表 1.1 各种地面的反射率 (%)

地面性质	反射率	地面性质	反射率
干耕地	8—12	冬小麦	16—23
湿耕地	5—7	棉花	20—22
绿草地	26	马铃薯	19
枯草地	19	水稻	12

从表中可看出，土壤表面的反射率随着湿度的增加而减小。土壤的颜色越深，反射率越小。植被表面的反射率有较大的变化范围，植被的种类、状态、高度、植株密度、郁闭的程度等都影响植被的反射率。同一种作物不同的发育期，它的反射率也不同。雪面的反射率很大，约为 60%，洁白雪面甚至可达 90%，沾污的雪面就只 20—30%；水面的反射率比陆面稍少一些。因此，即使总辐射的强度一样，不同性质的地表真正得到的太阳辐射，仍然可以有很大的差异，这也是地表温度分布不均匀的重要原因之一。

四、地面有效辐射

地面和大气一方面吸收太阳辐射，同时也依据本身的温度时刻不停地向外放出辐射，与太阳相比，地面和大气的温度较低，辐射能主要集中在红外辐射的范围内，比太阳辐射要长得多，因此人们常把太阳辐射称为短波辐射，而把地面和大气的辐射称为长波辐射。长波辐射是地面和大气之间交换热量的重要方式之一。

(一) 地面辐射 直接从地面放射出去的长波辐射称为地面辐射。地面进行辐射的结果,使得地面失热降温,这种辐射过程,不论昼夜都是存在的,它的强度视地面温度而定,白昼地面温度比夜间高,因此,白昼地面辐射比夜间强,但由于昼间地面获得的短波太阳辐射远远超过地面辐射,所以白天地面温度仍然增高。晚上没有太阳辐射的时候,地面由于辐射失热而不断降温。

地面辐射通过大气时,它的绝大部分能量被大气所吸收。大气中的水汽、水滴、二氧化碳、臭氧等都有强烈吸收地面辐射的能力,而以水汽的吸收作用最大。

(二) 大气逆辐射 一方面,大气直接吸收太阳辐射的能力甚小,而对地面辐射能够强烈地吸收;另一方面,大气本身也向外辐射,它也是属长波辐射的红外辐射。大气辐射的方向既有向上的,也有向下的。我们把向下投向地面的那一部分称为大气逆辐射。它的强度也受温度、湿度及云层高低、厚薄的影响。

大气逆辐射的存在,使地面实际损失的热量比它以长波辐射放出的热量少一些,因而地面不致损失过多的热量。大气的这种作用与温室玻璃窗的保温作用类似,故称为“大气的温室效应”。有人作过这样的计算,如果没有大气,地球表面的平均温度为 -23° ,但实际地表的平均温度是 15° ,也就是说大气的存在使地表温度提高了 38° 。

(三) 地面有效辐射 地面辐射和大气逆辐射时时刻刻都是存在着的。地面辐射和地面所吸收的大气逆辐射之差值,称为地面有效辐射。即

地面有效辐射 = 地面辐射 - 大气逆辐射。

它是地面通过长波辐射的交换而实际损失的热量。

地面有效辐射的大小,随地面温度、空气温度、空气湿度及云况而变化。地面温度增高时,地面辐射增强,如其它条件(空气湿度、云等)不变,则有效辐射增大;空气温度高时,大气逆辐射增强,如其它条件不变,则有效辐射减小。潮湿空气中的水汽和水汽凝结物放射长波辐射的能力比较强,它们的存在加强了大气逆辐射,因而也使有效辐射减弱。有云时(特别是有浓密的低云时),逆辐射更强,有效辐射减弱得更多,所以有云的夜晚通常比无云的夜晚要温暖一些。在防御霜冻及保护地栽培中,可以根据减少有效辐射的原理采用各种不同措施。

五、地面辐射平衡(辐射收支差额)

地面在任何时刻,既有辐射能的收入,也有辐射能的支出,把这种辐射的收入和支出进行比较,就可以发现它们之间常有一个差值,这个差值便称为地面辐射收支差额或辐射平衡。当辐射平衡为正值时,地面有热量积累,温度便升高。当辐射平衡为负值时,地面有失热现象,温度就降低。

地面辐射能的收入部分有:直接辐射(S) 散射辐射(D)。支出部分有:反射辐射(r)与地面有效辐射(F)。故地面辐射平衡(R)可列成如下方程:

$$R = S + D - r - F$$

因为 反射率 $\alpha = \frac{r}{S + D}$

则 $R = (S + D)(1 - \alpha) - F$

有云时直接辐射(S)不能到达地面,于是

$$R = D(1 - \alpha) - F$$

夜间没有直接辐射、散射辐射与反射辐射，于是

$$R = -F$$

辐射平衡（ R ）有它的日变化与年变化。一日中，昼间 R 大部分时间为正值，而夜间 R 都为负值， R 由正值变为负值或负值变为正值的时间，分别出现在日落前及日出后一小时左右。年变化随纬度而异，纬度越低， R 保持正值的月份越多；纬度越高， R 保持正值的月份就越少。

研究地面辐射平衡有着非常重要的意义。它是形成气候的主要因子，它不仅决定着土壤温度、空气温度和地面蒸发，而且还影响着霜、露、雾等的形成。因此，有目的地改变地面辐射平衡，就可以改善气候特别是农田小气候条件，使它向有利于人类活动的方向发展。例如农业生产中广泛采用的灌溉、尼龙复盖、温室、熏烟等就是改变地面辐射平衡的措施。

第二节 土温和气温

“热”是物植生命活动的三因子——光、热、水中的重要因子之一。土壤和空气的热状况对生活于其中的植物体的生长发育起着重要的制约作用，直接影响并决定着植物有机体的生命活动。另外，低层大气中的各种物理过程和现象的发生、发展，如水分循环，大气运行和天气的演变……等，在相当大的程度上，决定于土壤和空气的热状况。

因此，为了正确鉴定作物生长发育的气象条件，研究大气中的水分、风、天气及气候，就必须了解土壤和空气的热状况。

下面具体研究土壤和空气热状况随时间和空间的变化特征以及影响其变化的因素。

一、土壤与大气的增热和冷却

（一）热量变化和温度变化 热是能量的一种。当土壤与大气获得热量时，它们的分子平均内能增加，温度就升高；反之，当它们失去热量时，分子的平均内能减少，温度也随之降低。由此可见，温度实质上是物质分子平均内能（以下简称内能）大小的表现。土壤和大气的内能变化，一般是由于与外界有热量交换而引起的，因而它们的温度变化是和热量变化有密切关系的。但对于大气而言，还可以是由于外界条件（如压力）的改变使其体积膨胀或压缩，而使它内能发生变化，从而引起它的温度变化。大气温度的这种变化，是没有热量得失的，称为大气的绝热变化。

例如，当一团空气由于对流作用从地面绝热上升时，它将因外界气压减小而向外膨胀，其中一部分内能用于反抗外界压力而做功，因而它的温度就会逐渐降低。相反，当空气从高空绝热下降时，由于在下降过程中外界气压是逐渐增大的，外力压缩它，对它做功，这部分功转变为空气的内能，因而，它的温度就会逐渐升高。干空气或未饱和的空气，在绝热上升（下降）过程中，每上升（下降）100米，温度约降低（升高） 1° ；而饱和空气在绝热上升（下降）过程中，每上升（下降）100米，温度并不是下降（上升） 1° ，而是小于 1° 。这在云的形成中，有其重要意义。

至于不同物质由于获得（失去）相等的热量，是否升高（降低）相等的温度呢？根据实践的经验表明，各种物质对热能的反应——表现在升温（降温）上——并不一样，有的多一些，有的少一些。换句话说，不同物质的热特性是有差异的。对于上述情况，我们常用热容量的大小来描述。

热容量有重量热容量（又称比热）和容积热容量两种。物理学上多采用比热，而气象学上一般采用的是容积热容量。所谓容积热容量（以下简称热容量）是指1立方厘米物质的温度升高（降低）1°所需吸收（放出）的热量（卡），其单位为卡/厘米³·度（写为卡·厘米⁻³·度⁻¹）。例如，干土的热容量大多在0.4—0.6卡·厘米⁻³·度⁻¹之间，空气的热容量为0.0003卡·厘米⁻³·度⁻¹，而水的热容量最大，为1卡·厘米⁻³·度⁻¹。倘若水、土壤、空气各得1卡热量，水的增温是1°，土壤增温1.7—2.5°，而空气的增温可高达3,333°，这是一个惊人的数值。由此可见，直接从土壤和空气的温度变化，来判断它们热量变化的多少，是不可靠的。对于土壤和空气而言，不能认为温度变化小，就是热量变化少。对于其他物质进行比较，同样也是如此。

然而实际大气和土壤，都是一种由多物质组成的混合物：大气是由干空气、水汽和微尘所组成的混合物，而土壤是由固体土粒、空气和水所组成的混合物。由于大气中干空气所占的比例很大（占98%以上），因而它的热容量主要就是干空气的热容量。但是，土壤的情况却不同，因为水和空气可以占相当大的比例，而水的热容量很大，空气的热容量很小，所以土壤湿度增加，土壤热容量显著增大；相反地，土壤中空气含量越多，则其热容量越小（表1.2）。于是潮湿土壤比干燥土壤的升温较少，降温也少；但干土的温度变化较湿土迅速而显著。粘土含水比砂土多，热容量比较大，昼间增温少，夜间降温也少。春季砂土表层比粘土的温度高，可以较早播种，加之升温快，肥效易于发挥，作物生长往往比粘土上的快。秋季粘土的温度比砂土的高，所以，这时粘土上生长的作物，它的生长能力常比砂土为高。因此，在考虑春播作物的播种和收获时，应该注意土壤的这些温度特点。

表1.2 不同湿度下各种土壤的热容量（卡·厘米⁻³·度⁻¹）

土 壤	土壤湿度（占全蓄水量的百分数）				
	0	20	50	80	100
沙 土	0.35	0.40	0.48	0.58	0.63
粘 土	0.26	0.36	0.53	0.72	0.90
腐 殖 质	0.15	0.30	0.52	0.75	0.90
泥 炭 土	0.20	0.36	0.57	0.79	0.94

当然，正如前面所说的一样，如果，单就土壤（大气）本身而言，它的温度变化，是和其热量变化成正比的。即单位时间内土壤（大气）温度的升降值，是和该时间内热累积量——热量收支差额的累积值成正比的。而热累积量决定于热交换的时间长短和热交换强度的大小。热交换的时间越长，热交换强度（以下简称热交换）越大，则温度升降越多。例如，昼间地面温度的高低，并不直接决定于地面当时吸收太阳辐射的多少，而决定于单位时间内地面热量收支差额的累积值的多少。正午太阳辐射强度（即太阳辐射的热交换强度）最大，但温度不是最高，就是这个缘故。

对近地层大气和土壤的温度变化而言，当然和外界的热量供应及其热交换方式是分不开的。然而这些热量是从哪里来的？又通过哪些热交换方式将热量输送给它们呢？

首先，从本质上讲，太阳辐射是土壤和大气，甚至也是产生地球上各种现象的最主要的

热源，其他从地球内部输送至地面的热量，或由化学的和生物学的过程所产生的热量，都是非常少的，以致于对土壤温度和大气温度的影响是微不足道的。由于大气直接吸收太阳辐射而增热是很微弱的，往往是太阳辐射被地面吸收后，通过不同方式，地面将所吸收的热量，上传给大气，下传给土壤，因此，地面就象是近地层大气和土壤的直接热源，是它们温度变化的源地。

由于大气是气态物质，既可压缩，又可流动，因此，地面（土壤表面）和其下土壤的热量交换，只是依靠分子传导来传递热量，增热时，热量多聚集于表层，冷却时，深层的热量难以上传补充，故温度变化比较大。而大气增热时，还有空气的乱流和对流运动，可以将贴地气层的热量传到较高的层次，冷却时，上层空气的热量又可以下传至贴地层，故温度变化比较小。

在气层或土层中，在单位时间（秒）内，在单位截面积（1平方厘米）上，所传导热量（卡）的多少，取决于气层或土层两端温度的情况。即当下端温度高、上端温度低时，热量从下向上传导，反之，则热量从上向下传导；同时当单位厚度内温差越大时，传导的热量就越多，反之就越少。上述热传导能力的大小，我们常以导热率来表示。所谓导热率是指截面积为1平方厘米，厚度为1厘米的气层或土层中，当其两端温度相差 1° 时，在1秒钟内所传导的热量。单位为卡·厘米 $^{-1}$ ·秒 $^{-1}$ ·度 $^{-1}$ 。

大气和土壤的导热率是不同的，静止大气和运动大气也有很大差异。例如，土壤导热率为0.002—0.006卡·厘米 $^{-1}$ ·秒 $^{-1}$ ·度 $^{-1}$ ，静止大气中导热为0.00005卡·厘米 $^{-1}$ ·秒 $^{-1}$ ·度 $^{-1}$ ，而运动大气中导热率则可达8—10卡·厘米 $^{-1}$ ·秒 $^{-1}$ ·度 $^{-1}$ 。由此可见，在实际大气中，导热率比土壤大得多，热量在气层中传导的厚度和速度比土壤大，而温度随高度的变化比土壤小。换句话说，导热率的大小，除和物质种类有关外，还和热交换的方式有密切联系。例如，静止大气是分子热传导，而运动大气则是乱流热输送或对流热输送等等。关于地面和下层土壤以及地面和近地层大气间的热量交换方式分别叙述如下。

（二）地面和下层土壤间的热量交换 地面和下层土壤间是以分子传导的方式进行热量交换的。它是有层次的，是自高温层向低温层输送热量的。昼间，地面获得太阳辐射热量后，温度高于邻近土层的温度，热量就由地面向下输送，越向下，热量到达的越少；夜间地面失热时，则热量自下向上输送。当土壤导热率大时，则昼间到达地面的热量能迅速地向深层输送；而当夜间地面失热时，深层又能迅速地向地面输送热量。因此，土壤导热率越大，土层间的热量输送越强，土壤增热的深度也越大；反之，土层间的热量交换就弱，土壤增热的深度也较浅。

各种土壤固体的导热率变化不大，在0.002—0.006卡/厘米·秒·度之间。而土壤中的空气和水分的导热率是不同的，水的导热率为0.0013，空气的导热率则为0.00005，水比空气大得多。所以土壤中水分和空气含量（即土壤湿度）的变化就影响着土壤导热率的变化，具体说，土壤的导热率也同热容量一样取决于土壤湿度的大小。土壤湿度越大，导热率也越大；反之，土壤越干燥，导热率就越小。

由此可知，干燥的土壤，白天热量不易传到下层，所以白天上层土壤增热较湿土为强，即干土地表增温比湿土快；而夜间由于深层热量不易上传，干土地表温度下降就比湿土要快。这样，干土在一天内的温度变化——日变化要比湿土大，而且相邻各层间的温度差异也比湿土为大。

由于土壤中热量输送的能力不一，引起土壤增温和冷却的情况不一，这对作物的种子发

芽、幼苗生长和根系活动、土壤中有机质的腐熟、分解、各种盐类的溶解以及植物呼吸作用的强弱……等等都具有实际意义。

(三) 地面和大气间的热量交换 大气直接吸收太阳辐射的能力是非常微弱的。但由于大气中的水汽、二氧化碳和臭氧均能强烈地吸收长波辐射，因此，大气主要依靠吸收地面长波辐射而增热。

地面和大气间的热量交换，实际上包括两个过程：一个是地面和紧贴地气层间的热量交换，另一个是紧贴地气层和上层大气间通过空气运动而产生的热量交换。

1. 地面和紧贴地气层间热量交换的方式有下列几种：

辐射 大气能强烈地吸收地面长波辐射，由于大气中水汽的分布越近地面越多，因此地面长波辐射大部分被近地面空气即贴地气层吸收而使贴地气层空气增热。同时地面也吸收贴地气层放出的长波辐射，它们之间就通过长波辐射不停地交换着热量，长波辐射是地面和贴地气层间热量输送的重要方式。

这里要指出，辐射除了是地面与贴地气层进行热量输送的重要方式外，通过辐射方式也可以使地面直接与高层大气进行热量交换，因此，辐射是地面与整个大气层进行热量交换的重要方式。

传导 地面与空气之间，可以通过分子传导的方式来交换热量，但空气分子的导热能力很差，它所能传递的热量很少，它的作用仅在紧贴地气层中较为明显。这是因为在紧贴地气层中，不仅空气密度比较大，而且单位距离内的温度差也常常比较大的缘故。因此分子传导是地面和紧贴地气层间热量交换的重要方式。

地面蒸发或凝结 它是通过水的状态变化以潜热的方式使地面和贴地气层进行热量交换。地面的水分在蒸发成水汽时消耗热量，当这些水汽在空气中凝结时，便将热量释放出来而使空气增热；当大气中的水汽在地面上凝结时，它放出的热量，使地面增热。由于水的蒸发潜热很大，所以通过蒸发和凝结所交换的热量是很可观的。

2. 大气中由于空气运动而产生的热量交换方式，主要有两种：

对流 当紧贴地气层中的空气受热后，密度变小而变轻，就发生上升运动，附近比较冷而重的空气就下沉，空气的这种升降运动称为对流。对流通常发生在地面强烈增温的情况下，所以白天对流作用最强，而夜晚则停止。通过对流，上下层空气相互交流，热量也随之得到交换。这种传热方式能使热量传递到较高的层次，是对流层中热量交换的重要方式。

乱流 空气的不规则运动，称为乱流。它是由空气流过冷热不均或粗糙不平的地面而产生的。通过乱流，使空气在小范围内铅直和水平方向上发生混合，热量也随着得到交换。在地表越不平滑，空气受热越强，风速越大时，乱流作用就越显著。乱流是近地层，特别是贴地层大气中热量交换的重要方式。

在上述热量交换的方式中，辐射、分子热传导和蒸发、凝结，都可以使地面和空气间进行热交换，但其中最主要的是长波辐射；在气层之间，由于对流和乱流传导热量的能力，比辐射和分子传导大得多（比辐射约大125倍，比分子传导约大50万倍），因而主要是靠空气的对流和乱流。

二、土温和气温的变化

正如前面说过的一样，地面是近地层大气和土壤的直接热源。地面获得（失去）辐射热量后，主要通过乱流热交换和地面蒸发、凝结作用与近地层空气进行热量交换；同时，通过