

农林应用气象

吉中礼 主编

天財出版社

农 林 应 用 气 象

主 编 吉中礼
副主编 董立民
编 者 钱允祺 崔学明

天 则 出 版 社

内容简介

本书论述了光、热、水、CO₂和风等气象要素对农林作物生长发育、产量形成影响的基本理论和规律;重点介绍了设施农业、果、林、牧等的气象问题。理论和实践并重,突出了农林气象的应用性和可操作性。

本书可供大学生、研究生以及从事农、果、林、牧等科技工作者阅读。

农 林 应 用 气 象

主 编 吉 中 礼

*

天则出版社出版

(陕西·杨陵)

陕西省新华书店发行

西北农业大学印刷厂印刷

开本:787×1092mm 1/16 印张:9 字数:172千字

1993年5月第1版

1993年5月第1次印刷

印数:1—2100

ISBN 7—80559—180—6/S·48 定价:6.50元

前 言

农林应用气象是农业现代化建设的重要组成部分。充分开发利用当地农业气候资源,提高产量,增加收入;防御气象灾害,减少农业生产损失,在这方面,国内外,特别是国内10多年来所取得的农、林、果、牧等气象科技新成果、新技术,为农业生产的发展做出了一定的贡献。为进一步搞好气象为农业生产服务,我们编写了本书。

本书从理论上阐述了光、热、水、CO₂和风等气象要素对农业生产对象生长发育、产量形成的基本理论和规律;着重介绍了设施农业气象、果树气象、森林气象、畜牧气象等。设施农业是一项新的增产技术措施,这一章介绍了不同设施地的小气候形成原理、小气候调节方法等。理论与实践并重,突出了农林气象的应用性和可操作性。

在编写过程中,编者力求运用辩证唯物主义观点组织材料,贯彻理论联系实际的原则,按农、果、林、牧的顺序安排内容。各章具有相对独立性,以便不同读者阅读。

初稿于1992年9月完成。1993年元月完成修改稿。最后由吉中礼统稿,于1993年2月定稿。

由于编者水平所限,书中疏漏、不妥或错误之处,请读者指正。

编 者

1993年2月于西北农大

目 录

前 言

第一章 大气的基本物理性质	(1)
第一节 空气状态方程	(1)
一、大气成分	(1)
二、干洁空气状态方程	(2)
三、湿空气状态方程	(2)
第二节 主要气象要素	(3)
一、太阳辐射与温度	(3)
二、湿度	(4)
三、气压与风	(5)
四、降水与蒸发	(6)
参考文献	(7)
第二章 农林应用气象基本理论	(8)
第一节 农田辐射平衡	(8)
一、辐射平衡	(8)
二、太阳辐射与作物	(12)
三、光能利用率及提高途径	(15)
第二节 农田热量平衡	(17)
一、热量平衡	(17)
二、温度与作物	(20)
三、农田温度调节	(24)
第三节 农田水分平衡	(26)
一、水分平衡	(26)
二、水分与作物	(30)
三、农田水分调节与提高水分利用率	(32)
第四节 农田中的风与 CO_2	(34)
一、风与作物	(34)
二、二氧化碳与作物	(36)
三、 CO_2 施肥及其对作物的影响	(38)
参考文献	(39)
第三章 设施农业气象	(40)
第一节 设施农业	(40)

一、设施农业的概念.....	(40)
二、设施农业的作用.....	(41)
第二节 设施地小气候形成原理	(41)
一、温室中的辐射平衡.....	(41)
二、温室中的热量平衡.....	(44)
第三节 主要设施地小气候及其调节	(44)
一、温室小气候及其调节.....	(44)
二、塑料大棚小气候及其调节.....	(49)
三、地膜覆盖小气候.....	(50)
四、风障畦的小气候.....	(51)
第四节 设施农业生产现状及展望	(52)
一、设施农业生产现状.....	(52)
二、设施农业生产展望.....	(53)
参考文献	(54)
第四章 果树气象	(55)
第一节 果树与气象条件	(55)
一、光照与果树生长发育.....	(55)
二、温度与果树生长发育.....	(58)
三、水分与果树生长发育.....	(62)
四、风、CO ₂ 与果树生长发育	(63)
第二节 果园小气候	(64)
一、果树辐射平衡.....	(64)
二、果园中的光照.....	(65)
三、果园中的气温.....	(67)
四、果园中的空气湿度.....	(68)
五、果园中的风.....	(68)
第三节 果园小气候优化措施	(70)
一、栽植密度的气象效应.....	(70)
二、修剪措施的气象效应.....	(70)
三、改变下垫面的水热特性.....	(71)
第四节 果树气候区划	(75)
一、果树气候区划原则.....	(75)
二、果树气候区划方法.....	(75)
三、果树气候区划实例.....	(76)
第五节 果树气象灾害	(80)
一、冻害.....	(80)
二、越冬抽条.....	(82)
三、旱灾和涝灾.....	(83)

四、大风害.....	(84)
参考文献	(85)
第五章 森林气象	(86)
第一节 林木与气象条件	(86)
一、温度与林木生长发育.....	(86)
二、森林中的气象要素.....	(91)
三、气候与林木引种.....	(96)
第二节 森林采伐与气候	(97)
一、不同采伐方式的气象效应.....	(97)
二、森林面积减少与气候恶化	(100)
第三节 防护林气象效应.....	(100)
一、林带动力效应的基本参数	(101)
二、林带的防风效应	(102)
三、林带的光热效应	(105)
四、林带的水文效应	(107)
参考文献.....	(109)
第六章 畜牧气象.....	(110)
第一节 牧草与气象条件	(110)
一、我国草原气候资源	(110)
二、牧草生长发育与气象条件	(115)
三、草场建设与气候	(118)
第二节 家畜与气象条件.....	(121)
一、家畜对气象条件的要求	(121)
二、家畜分布与气候	(122)
三、家畜引种与气候	(126)
四、家畜发育与四季气候	(127)
第三节 畜舍小气候.....	(130)
一、畜舍的温湿效应	(130)
二、畜舍小气候的调节	(130)
第四节 畜牧气象灾害及防御.....	(131)
一、主要畜牧气象灾害	(131)
二、畜牧气象灾害的防御	(134)
参考文献.....	(135)

第一章 大气的基本物理性质

第一节 空气状态方程

一、大气成分

地球大气是由多种气体、水汽和一些固体杂质及液态微粒混合组成⁽¹⁾。

1、干洁空气

干洁空气是指除去水汽、液态和固体杂质的整个混合气体。它的主要成分有氮、氧、氩、二氧化碳、氢、臭氧、氟、氦等气体。其中氮、氧占全部干洁空气体积的 99.04%，氩占 0.93%，其余各种稀有气体占 0.03%。虽然稀有气体占的比例很小，但有的成分，如 CO_2 、 O_3 却具有很重要的生物意义。

CO_2 是植物进行光合作用、制造有机物质不可缺少的原料； CO_2 具有强烈吸收长波辐射的性质，因而大气中 CO_2 浓度增加，直接影响地面和空气的温度，使其增温。

O_3 在大气中含量很少，特别是在近地面气层中含量极少。在高空其含量相对增加，到 20~30km 高空达最大值，形成臭氧层。 O_3 具有强烈吸收太阳紫外辐射的性质，使得臭氧层增温，同时也是地球生物圈的保护物，使地球上的生物免受紫外线的伤害。

干洁空气的所有气体成分，其临界温度都很低，在自然界的条件下无论如何都不会达到。因此，干洁空气的全部成分总是维持着气体状态。

2、水汽

大气中水汽的来源是水域和土壤水分的蒸发，以及植物的蒸腾等。因此，随高度的增加，大气中的水汽迅速减少。从地面到高空，每升高 1500~2000m，水汽含量约减少 1/2，到 5000m 高空约为地面的 1/10。

大气中水汽含量因季节和大气环流条件不同而变化较大，夏季多于冬季，偏南气流的水汽含量多于偏北气流。不同地区，其含量相差亦大，低纬度地区多于高纬度地区；近水域地区多于内陆地区。

在自然条件下，大气中的水汽是唯一可以发生相态变化的成分。在相态变化过程中，伴随着巨大热量的交换，同时产生云、雾、雨、雪、霜、露等一系列天气现象，所以水汽是天气变化的重要角色。

水汽的另一物理性质是具有强烈吸收长波辐射的能力，因而对地面和空气的温度有

较大的影响。

3、固体杂质和液态微粒

固体和液态微粒是低层大气的重要组成部分。这些微粒主要是指悬浮在大气中的烟粒、尘埃、盐粒、花粉、细菌、孢子、火山灰,以及水滴、冰晶等等。大气中这些微粒的增多,使能见度减小,同时也使凝结核增多,对云、降水的形成起着重要的催化作用。

二、干洁空气状态方程

在自然界大气温度和压力条件下,干洁空气的所有成分都处于气态,且离液化的程度很远。因此,可把干洁空气看成近于理想气体,并用状态方程描述其特性⁽²⁾:

$$P_d V_d = R_d T$$

或

$$P_d = \rho_d R_d T \quad (1.1)$$

式中, P_d 为干洁空气的压强(hpa); V_d 为单位质量干洁空气的体积,即比容; ρ_d 为干洁空气密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); R_d 为干洁空气的比气体常数($=287 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); T 为温度(K)。

根据式(1.1)可求出空气密度随气压和温度而变化的表达式:

$$\rho_d = \rho_0 \frac{P_d T_0}{P_0 T} \quad (1.2)$$

式中, P_0 、 T_0 、 ρ_0 分别是初始状态的气压、温度和空气密度,即 $P_0 = 1000 \text{hpa}$, $T_0 = 273 \text{K}$ 时, $\rho_0 = 1.276 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

用式(1.2)可求出任一温度和气压下的空气密度。例如,当气压降低到 500hpa , T 为 253K 的高空,则空气密度为 $0.69 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

三、湿空气状态方程

大气中的水汽也可用状态方程描述其特性⁽¹⁾⁽³⁾:

$$e V_m = R_m T \quad (1.3)$$

或

$$e = \rho_m R_m T$$

式中, e 为水汽产生的分压强(hpa); V_m 为水汽比容; R_m 为水汽的比气体常数($=461 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); T 为温度(K)。

实际上,空气中总是含有一定的水汽,称湿空气。单一的干洁空气或水汽在大气中是不存在的,因此,实际大气的特性必须用湿空气状态方程描述。假设湿空气的温度为 T , 总压强为 P , 密度为 ρ , 根据式(1.1)和(1.3), 则 $\rho = \rho_d + \rho_m$; 根据道尔顿分压定律, 湿空气的总压强为干洁空气和水汽的分压强之和, 即

$$P = P_d + e$$

把上式和式(1.1)、(1.3)联系起来得:

$$\rho_d + \rho_m = \frac{P - e}{R_d T} + \frac{e}{R_m T}$$

给方程右边第二项分子分母同乘以 R_d , 且 $\frac{R_d}{R_m} = 0.622$.

则上式为:

$$\begin{aligned}\rho &= \frac{p}{R_d T} - \frac{e}{R_d T} + 0.622 \frac{e}{R_d T} \\ &= \frac{p}{R_d T} - \frac{e}{R_d T} (1 - 0.622) \\ &= \frac{p}{R_d T} (1 - 0.378 \frac{e}{p})\end{aligned}$$

$$P = \rho R_d \frac{T}{1 - 0.378 \frac{e}{p}}$$

或
土壤

把上式右边分子分母同乘以 $(1 + 0.378 \frac{e}{p})$, 因 $e \ll p$, 所以 $(0.378 \frac{e}{p})^2$ 很小, 故可忽略不计, 则上式为:

$$P = \rho R_d T (1 + 0.378 \frac{e}{p}) \quad (1.4)$$

式(1.4)为湿空气状态方程。在气压一定时, 比较式(1.4)和式(1.1)可知, 干空气密度大于湿空气的密度, 干空气比湿空气重。

第二节 主要气象要素

大气中所发生的大气物理过程和大气物理现象, 可用定性的和定量的特征量来描述, 这些特征量称为气象要素。主要的气象要素有太阳辐射、温度、湿度、气压、风、降水等等。

一、太阳辐射与温度

1. 太阳辐射

太阳光通过大气层时, 被大气吸收、散射、反射等减弱后到达地面。到达地平面的太阳直接辐射是指单位水平面积、单位时间内所接收的太阳辐射能, 其大小可用下式计算。

$$S' = S_0 \cdot P^m \cdot \sin h \quad (1.5)$$

式中, S' 为到达水平面的太阳辐射能 ($J \cdot S^{-1} \cdot m^{-2}$); S_0 为太阳常数 ($= 1380 J \cdot S^{-1} \cdot m^{-2}$); p^m 为大气透明度; h 为太阳高度角。

到达地平面的散射辐射 (D), 是指单位面积单位时间接收的来自天空的一切散射辐射能。它与到达地平面的太阳直接辐射组成到达地平面的总辐射 (Q), 即

$$Q = S' + D \quad (1.6)$$

光照度和光照时间。光照度是指单位面积上接收的光通量, 单位是勒克斯 (lx)。光照时间包括日照时间和日照时间, 单位小时。日照时间是从太阳视面中心出地平面到落地平面的时间间隔。日照时间是指太阳光直接照射的时间, 即太阳光实际照射的时间。

日照百分率(N)。它是指实照时间(h)与可照时间(h_0)的百分比,即

$$N = \frac{h}{h_0} \times 100\% \quad (1.7)$$

2、温度

温度是表示物质冷热程度的物理量。表示空气冷热程度的物理量称气温,类似的表示还有土壤温度、植物温度等等。常用的温标有摄氏温标($^{\circ}\text{C}$),用 t 表示;绝对温标(k),用 T 表示。它们的关系为:

$$T = T_0 + t \quad (1.8)$$

式中, $T_0=273.16k$,常取其整数位,即 $273k$ 。

二、湿度

大气湿度是表示大气中水汽含量多少的物理量。常用的表示空气湿度的物理量有以下几种:

1、水汽压(e)

大气中所含水汽产生的分压强称水汽压,其单位为 hpa 。空气中容纳水汽的能力随温度而变化,温度愈高容纳水汽的能力愈大;相反,则容纳水汽的能力愈小。在一定的温度下,空气中水汽达到最大含量时,称为饱和。空气饱和时的水汽压称饱和水汽压(E)。饱和水汽压与温度的关系可用马格努斯公式表示:⁽²⁾⁽⁴⁾

$$E = E_0 10^{\frac{at}{b+t}} \quad (1.9)$$

式中, E_0 为 0°C 时的饱和水汽压($=6.11hpa$); t 为蒸发面温度($^{\circ}\text{C}$); a 、 b 是系数,对于纯水面, $a=7.63$, $b=241.9$,用于纯冰面, $a=9.5$, $b=265.5$ 。

饱和水汽压除与温度有关外,还与蒸发面物态、形状和液体浓度等因子有关。

由式(1.9)计算不同温度下的饱和水汽压值列入表 1.1

表 1.1 不同温度下的饱和水汽压值 $E(hpa)$

温度($^{\circ}\text{C}$)	-30	-25	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30
E 值	0.5	0.8	1.2	1.9	2.8	4.2	6.11	8.7	12.3	17.1	23.4	31.6	42.4

2、绝对湿度(a)

单位体积空气中所含的水汽质量,称绝对湿度。实际上 a 就是水汽密度,其单位为 $g \cdot m^{-3}$ 。

其表达式:

$$a = \frac{e}{R_w T} \quad (1.10)$$

式中, R_w 为水汽的比气体常数($=461J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); T 为绝对温度($T = T_0(1 +$

at); e 为水汽压(hpa), $1 \text{ hpa} = 100 \text{ 牛顿/米}^2$ 。将上式数值代入式(1.10)得:

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{100 \text{ 牛/米}^2 \times e}{461 \text{ J/kg} \cdot \text{K} \times 273 \text{ K} (1 + \alpha t)} \\ &= 0.8 \frac{e}{1 + \alpha t} (\text{g} \cdot \text{m}^{-3}) \end{aligned} \quad (1.11)$$

式中, e 以百帕为单位; t 为气温($^{\circ}\text{C}$); $\alpha = \frac{1}{273}$, 称温度系数。

此式是绝对湿度与水汽压的关系式, 用它可以由易观测到的水汽压值, 计算出难以测定的空气绝对湿度, 即空气的水汽密度。

3、饱和差(d)

饱和差是指一定温度下的饱和水汽压与同温度下的实际水汽压之差。单位为 hpa。其表达式为:

$$d = E - e = E(1 - r) \quad (1.12)$$

d 的大小表明湿空气距离饱和状态的绝对数值。当 $d=0$, 即达饱和状态; 当 $d>0$, 则未饱和; 当 $d<0$, 则过饱和。

4、相对湿度(r)

空气中的实际水汽压与同温度下的饱和水汽压的百分比, 即

$$r = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (1.13)$$

相对湿度的大小, 表示空气达饱和的相对程度。相对湿度愈大, 说明空气愈湿润; 相反, 则空气愈干燥。

5、露点温度(t_d)

当空气中水汽含量不变且气压一定时, 降低温度使水汽达饱和时的温度称露点温度, 简称露点。单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。

露点温度的高低表示空气中水汽含量的多少, 露点愈高, 说明空气中水汽含量愈多; 相反, 则说明水汽含量愈少。气温与露点的差值大小表示空气的干湿程度。例如, 当气温高于露点时, 表明空气处于未饱和状态, 且差值愈大, 空气愈干燥; 当气温等于露点时, 空气达饱和; 当气温低于露点时, 达过饱和, 水汽凝结。

三、气压与风

1、气压

单位面积上大气柱的重量称大气压强, 简称气压。单位为百帕(hpa)。测定气压是以与它相平衡的水银柱高度的毫米数来表示, 因而也用毫米作气压的单位。

标准大气压是指在纬度 45° 处的海平面上, 气温为 0°C , 大气压为 760 mmHg 高, 称一个标准大气压。在标准情况下, 水银的密度为 $13.596 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 重力加速度

取 $9.8\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$, 则一个标准大气压为:

$$P = \rho gh = 13.596 \times 10^3 \text{kg/m}^3 \times 9.8\text{m/s}^2 \times 0.76\text{m} \\ = 1013.25\text{hpa}$$

$$1\text{mmHg} = \frac{4}{3}\text{hpa}$$

2、风

空气的水平运动叫做风。风是矢量,它有大小和方向。风的大小用风速表示。风速是指单位时间内空气质点移动的距离,以 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为单位。另外,风的大小还可用风级表示。

风向是风吹来的方向,用 8 个或 16 个方位表示,有时也用方位角的度数来表示。

四、降水与蒸发

1、降水

从云中降落到地面的液态或固态的水汽凝结物称大气降水,简称降水。单位为毫米(mm)。降水用降水量和降水强度表述。

降水量是指从云中降落到地面的水汽凝结物,未经蒸发、流失和渗透,在水平面上累积的水层厚度(含固体降水融化的水),以 mm 为单位,取一位小数。

降水强度是指单位时间内的降水量,常用 10 分钟、1 小时和 24 小时内降水的毫米(mm)数表示。按降水强度把降水分为小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨和特大暴雨,把降雪分为小雪、中雪、大雪,其等级标准如表 1.2。

表 1-2 降水等级划分标准(mm)

雨量等级	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨	小雪	中雪	大雪
24h降水量	0.0~ 10.0	10.1~ 25.0	25.1~ 50.0	50.1~ 100	100.1~ 200	>200	≥2.4	2.5~ 5.0	>5.0

2、蒸发

是指由液态或固态的水变为汽态的物理过程。蒸发的快慢用蒸发速度表示。单位蒸发面积、单位时间内水分的蒸发数量称蒸发速度,单位为 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,或用一日内蒸发而损失的水层厚度毫米(mm)数表示。

水面蒸发速度与气象因子有密切关系,可用 Dalton 公式表示:

$$W = \frac{A(E - e)}{P} \quad (1.14)$$

式中, W 为水面蒸发速度, $E - e$ 为饱和差, A 为与风速有关的系数, P 为气压。

在恒温条件下,水面蒸发速度与饱和差、风速成正比,与气压成反比。

在农林气象工作中,常用的是农田蒸散。农田蒸散是表示土壤蒸发和植物蒸腾同时存在的物理量。用它来描述农田水分输送到大气中的总过程,其数值表示农田总的耗水量。

计算蒸散的方法很多,其桑斯韦特方法较简便易行^[1],所需资料容易取得,因而在世界一些地区广为应用。其公式为:

$$E_0 = 1.6 \frac{L}{12} \frac{D}{30} \left(\frac{10\bar{t}}{I} \right)^a \quad (1.15)$$

式中, E_0 为月可能蒸散量(mm); D 为该月的天数; L 为该月的平均昼长,以小时为单位; $\bar{t}$ 为月平均气温; I 为年热指数; a 为年热指数函数。 I 用下式计算:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i$$

i 为每个月的热指数,月热指数与月平均温度的关系如下:

$$i = \left(\frac{\bar{t}}{5} \right)^{1.514}$$

a 用下式计算:

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49$$

式(1.15)只考虑了气温和昼长对蒸散的影响,而没有考虑其他因子的影响,因而其物理基础和理论依据不够充分。另外,在时段小于1个月或月平均气温 $\leq 0^\circ\text{C}$ 时,不能使用该式。

参考文献

- [1] 吉中礼主编,农林气象学,陕西科学技术出版社,1993.1
- [2] J. T. 霍顿,大气物理学,科学出版社,1981
- [3] 吴永莲等编,气象学基础,北京师范大学出版社,1987
- [4] 北京农业大学农业气象专业编,农业气象学,科学出版社,1982

第二章 农林应用气象基本理论

第一节 农田辐射平衡

一、辐射平衡

1、作用面和作用层

任何物质的辐射能的吸收和放射,都是通过其表面进行的。在研究农田辐射平衡时,首先要了解作用面和作用层。

作用面(又称活动面),所谓作用面是指凡能吸收和放射辐射能,并与邻近气层和土壤发生热量和水分交换,从而调节土壤层和贴地气层的温度、湿度状况的物质面。例如土壤表面、水域表面、冰雪表面、作物表面,等等。由于作用面的性质不同,因而对太阳辐射的反射、吸收、透射等就有差异,同时向外放射损失的能量也就不同。

农田中,在作物的不同生长发育阶段,其作用面是不同的。幼苗期,辐射能的吸收和放射主要是土壤表面,它是贴地气层和土壤上层热量变化的源地,所以幼苗期农田作用面就是土壤表面。作物封行后,辐射能的吸收和放射主要发生在作物茎叶最密集的高度。这一高度成了其上、下邻近气层、作物层热量变化的源地,称农田的外作用面,而土壤表面成了辐射能交换的次要场所,称内作用面。作物成熟期,特别是成熟后期,由于茎叶枯黄,叶子脱落,外作用面减弱,辐射能的吸收和放射以内作用面为主。

和作物地一样,林果地也有两个作用面。不同的是,林果地的外作用面较高,其下的枝叶随高度降低而减少,树冠下的散射辐射多于农作物田;以光斑形式到达树冠下地面的太阳直接辐射也多于农作物田。因此,林果地的内作用面的辐射能交换强于农作物田的内作用面。

作用层(又称活动层)。不论农作物田,还是林果地,辐射能的吸收和放射不仅仅是在作用面上进行,实际上是在整个植物层进行。因此,把辐射能的吸收和放射、热量和水分的交换,所发生的一定厚度的层次称作用层。不同植物的作用层,对短波辐射和长波辐射的反射、吸收、透射各不相同,作用层的厚度也不一样。作物田的作用层就是作物群体的上表面到土壤的上表层;林果地的作用层就是树冠上表面到土壤上表层的厚度。

当然,在研究农田、林果地的辐射能、热量、水分等收支状况时,还是要通过作用面来进行。例如,要研究农田作用层或林果地作用层的辐射能收支状况,就必须分析其上表面的辐射能收入与支出情况,就能得出整个作用层的辐射能收支状况。

2、裸地辐射平衡

裸地的作用面是地表面。其辐射平衡(即净辐射、辐射差额)是地面收入的辐射能与支出的辐射能之差。地面收入的辐射能有:到达地平面的太阳直接辐射 S' , 到达地平面的散射辐射 D ; 地面吸收的大气逆辐射 αS_a 。地面支出的辐射能包括:地面辐射 S_e ; 地面反射辐射 R 。地面辐射平衡方程为:

$$B = (S' + D + \alpha S_a) - (R + S_e)$$

式中 $R = (S' + D) \cdot r$ 。 r 为地面对短波辐射的反射率。整理上式得:

$$B = (S' + D)(1 - r) - F \quad (2.1)$$

式(2.1)中 $F = S_e - \alpha S_a$, 称地面有效辐射。

辐射平衡值可为正, 亦可为负。就日变化而言, 白天收入大于支出, 为正值; 夜间收入小于支出, 为负值。不同纬度, 相同纬度不同月份, 其辐射平衡值差异很大, 表 2-1 是根据人造地球卫星观测资料算出的各纬度、各季节的辐射平衡值。

表 2-1 各纬度不同季节的日辐射平衡值 $(10^5 J \cdot m^{-2} \cdot d^{-1})$

纬度	季 节			
	12~2月	3~5月	6~8月	9~11月
90°N	-12.4	-7.3	-0.6	-13.6
80	-12.6	-5.7	-0.4	-13.4
70	-13.4	-3.1	0.8	-11.7
60	-12.6	-1.0	2.7	-9.6
50	-10.5	1.0	4.2	-6.7
40	-10.0	3.1	5.9	-4.0
30	-4.5	4.8	6.5	-1.3
20	-1.9	5.9	5.9	1.0
10	+1.0	6.1	5.7	2.9
0	+3.6	4.6	3.6	4.2
10°S	5.9	3.8	0.6	5.0
20	7.5	0.8	-2.1	4.8
30	8.4	-1.9	-5.2	4.2
40	7.2	-4.4	-8.4	2.9
50	5.0	-7.7	-10.5	0.8
60	1.7	-10.0	-12.4	-2.3
70	-1.9	-11.3	-13.0	-5.4
80	-3.1	-11.5	-12.6	-8.0
90	-2.5	-11.5	-12.4	-6.0

3、农田辐射平衡

农田里, 由于作物群体的作用, 农田辐射平衡是指整个作物层(即作用层)的短波辐射和长波辐射的收支状况。在晴天昼间, 整个作物层收入的辐射能包括: 太阳直接辐射、散射辐射和大气逆辐射。

太阳直接辐射到达作物顶表面后,以光斑的形式进入作物层。从作物顶层向下,光斑随高度降低而减少,光斑面积也随高度降低而变小,这是因为随高度的降低作物茎枝、叶片密度增大,遮挡太阳辐射的结果。

散射辐射。散射辐射来自天空各个方向,因此,进入作物层的相对量比较大,且随高度的降低散射的相对量增大。

大气逆辐射是进入作物层的长波辐射能收入,其大小决定于气温、天气状况等。

作物层支出的辐射能有:作物茎杆、叶片和地面对短波辐射的反射辐射;作物群体中各个层次向上的长波辐射;地面长波辐射透过作物层的部分。

作物层对短波辐射的反射多少,决定于作物层的反射率大小。由于表面性质不同,因而各种表面的反射率也不同(表 2-2)。

表 2-2 各种表面的反射率(%) (内岛善兵卫,1982)

作物			作物		
反射率(r)			反射率(r)		
叶 片	玉米	0.29	林 地	落叶树林	0.18
	烟草	0.29		针叶树林	0.16
	黄瓜	0.31		热带多雨林	0.13
	番茄	0.28		桔园	0.16
	青冈栎	0.30		美国红树林	0.12
	榆树	0.28			
耕 地	水田	0.17~0.22	地 面 、 水 面 、 雪 面	干沙地	0.30~0.40
	小麦地	0.26		湿沙地	0.20~0.30
	甘蔗地	0.15		干灰色土	0.25~0.30
	大麦地	0.23		湿灰色土	0.10~0.12
	甜菜地	0.26		干黑土	0.14
	玉米地	0.18		湿黑土	0.08
	烟草地	0.24		水面(夏)	0.09
	黄瓜地	0.26		水面(冬)	0.06
	花生地	0.17		新雪	0.75~0.95
	菠萝地	0.15		污雪	0.40~0.50
	牧草地	0.25			
	土豆地	0.19~0.27		动物	
				牛	0.11~0.17
				羊(剪毛前)	0.26
				羊(剪毛后)	0.46

作物群体中各个层次向上的长波辐射和地面长波辐射,都是支出项,为负值。由于作物层对地面的覆盖和作物上层对下层的覆盖、隔离,层层阻挡了地面和作物与大气间的长波辐射交换,使得作物最上层的辐射能损失最大。从作物顶部向下,随高度降低辐射能的损失减小。

综上所述,作物群体中某一高度(z)面上辐射平衡方程为:

$$B_z = (S_z + D_z)(1 - r) + L_z - (D'_z + L'_z) \quad (2.2)$$

式中 B_z 为作物层高度(z)面上的辐射平衡值; S_z 为到达 z 高度面的太阳直接辐射; D_z 为到达 z 高度面上的散射辐射; L_z 为到达 z 高度面的向下长波辐射; D'_z 为通过 z 高度面向上的散射辐射; L'_z 为通过 z 高度面向上的长波辐射。