

# 农田辐射状况

内 岛 善 兵 卫 著

张 其 书 译

金 山 校

吉林省气象科学研究所

一九八〇年丁月

56.4221

# 农田的辐射状况

(四) 内鸣善兵衡

地球上几乎所有的现象之能源, 都是来自于距这里平均距离  $1.495 \times 10^8 \text{ km}$  (1个天文单位) 的太阳(直径为140万公里)辐射能。通过大气层到达地面的太阳辐射和除掉逸散到宇宙空间的长波辐射以外的长波辐射, 这就构成了农田上的辐射状况。

## 一、太阳辐射

### (1) 太阳辐射在大气中的衰减

$Q$ , 太阳常数, 太阳高度, 日照时数

从太阳平均距离到地球大气层顶, 在垂直于光的单位面积上单位时间里所能射入的太阳辐射能叫做太阳常数 ( $Q_0$ ), 它的值近乎于定值, 确定为  $Q_0 = 1.98 \text{ 卡/厘米}^2 \text{ 分}$ 。

在没有大气的情况下射入地球表面的太阳辐射  $Q$  采用下式表示:

$$Q = \frac{Q_0}{l^2} \sin h; \quad (1)$$

这里  $l = R/R_m$ , ~~是地球~~ 太阳的平均距离  $R_m$  与实际距离  $R$  之比,  $h_0$  为太阳高度角。用下式可求:

$$\sin h_0 = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos W \quad (2)$$

此处  $\phi$  为纬度,  $\delta$  为赤纬,  $W$  为时角(以南中计算)。上式中南中时的太阳高度可根据下式求得:

$$h_{0, \text{noon}} = 90^\circ - \phi + \delta \quad (3)$$

2

日出、日落时刻 ( $\pm W_0$ ) 用下式求得。

$$\cos W_0 = -\tan \varphi \tan \delta \quad (4)$$

用上式可以求出各地的日照时间。

把(1)式从  $-W_0$  到  $+W_0$  积分, 就可求出太阳辐射通量的日值  $Q_{day}$ 。

$$Q_{day} = \frac{1}{\pi} \frac{Q_0}{T^2} (W_0 \sin \varphi \sin \delta + \sin W_0 \cos \varphi \cos \delta) \quad (5)$$

这里  $T$  为周期 (年)。从米兰科维奇 (Milankovich) 以来多采用上式来进行计算, 我国也被用于对倾斜日辐射的计算 (佐藤<sup>(1)</sup>, 上尾等<sup>(2)</sup>)。

#### 6. 太阳辐射的衰减

因为实际上地球有大气层, 因此太阳辐射是衰减的。太阳辐射在大气的衰减遵从

(Bouguer-Lambert) 法则。

$$Q_\lambda = Q_{\lambda_0} p_\lambda^m \quad (6)$$

这里  $Q_{\lambda_0}$ ,  $Q_\lambda$  为大气层顶与地面上的波长  $\lambda$  的辐射强度;

$p_\lambda = \exp(-\int_0^\infty R_\lambda dz)$  为波长  $\lambda$  时的透过率 ( $R_\lambda$  是消光系数, 它为散射系数与吸收系数之和);  $m = \csc \theta_0$  为大气质量,  $m$  是从  $h_0 = 90^\circ$  为 1.0 到  $h_0 = 0^\circ$  为  $\infty$  之间变化。因此, 对于太阳辐射的全部波长, 也就可以与上式一样地表示出来。

$$Q_m = Q_0 p^m \quad (7)$$

因为辐射波谱随太阳高度而变化, 所以  $p$  依于  $m$  而变化。

#### C. 由于散射所造成的辐射衰减

由于太阳辐射在其路径上会碰到空气分子、水蒸汽、水滴、尘埃等等而被散射。全散射系数  $\rho$  用下式示之。

$$\sigma_{\lambda} = \sigma_{\lambda a} + \sigma_{\lambda w} + \sigma_{\lambda d} \quad (8)$$

这里  $\sigma_{\lambda a}$ ,  $\sigma_{\lambda w}$ ,  $\sigma_{\lambda d}$  为空气分子、水蒸气、水滴、尘埃所造成的散射系数。因为空气分子比波长显著地小，所以它遵从 Rayleigh 的理论， $\sigma_{\lambda a}$  可用下式计算：

$$\sigma_{\lambda a} = -\frac{32\pi^3}{3N\lambda^4} (n-1)^2 \quad (9)$$

此处  $N$  为单位体积中的分子数， $n$  为空气的折射率。在研究地表上的光衰减时还应考虑大气的厚度  $H$ ，用下式示之：

$$\sigma_{\lambda a} = \frac{32\pi^3}{3N\lambda^4} (n-1)^2 H$$

从上式可以看出，散射系数随波长而急剧减少。上式对于干燥空气所得到的结果较好，而对水汽分子来说要比实测值低（约 1/3.3）

尘埃、水滴的大小比波长要显著地大。这时的散射遵从散射理论， $\sigma_{\lambda d}$  用下式表示。

$$\sigma_{\lambda d} = \pi r^2 E N \quad (10)$$

这里  $r$  为粒子半径， $E$  称为散射面积系数。在大的水滴条件下  $E$  值约为 2.0。  $\sigma_{\lambda d}$  与波长无关。在云雾条件下必须考虑构成粒子函数  $f(r)$ 。

d 由于吸收所造成的衰减

在太阳辐射各波段上有臭氧、水蒸气、二氧化碳的吸收物质。以水蒸气影响最大。辐射波谱与大气透过率的关系如图 I 所示。对于太阳辐射通量平均的吸收函数  $A(\lambda)$  可近似地做如下表示。（loginora 1951）。

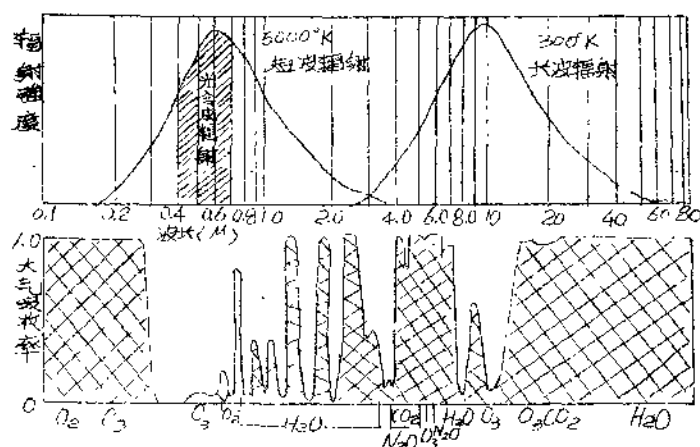


图1 大气的吸收波谱与辐射波谱

$$A(w) = 0.17 - \sum_{i=1}^3 b_i \exp(-\alpha_i w) \quad (11)$$

这里  $w$  为光辐射路径上的水蒸汽量 ( $g/cm^2$ )； $b_1=0.06$ ， $b_2=0.09$ ， $b_3=0.02$ ； $\alpha_1=0.015$ ， $\alpha_2=3.80$ ， $\alpha_3=18.1$  ( $cm^2/g$ )。当  $w \rightarrow \infty$  时约为 17%，一般的水蒸汽含量约为 15% 被吸收。大气中的尘埃是善于吸收太阳辐射的。在城市上空的尘埃的辐射吸收为水蒸汽的 1.5—2.0 倍。由于大气的吸收所造成的衰减平均为 17—25%。

### c. 大气的混浊度

为了表示大气透明度需要考虑各种混浊系数，因为它与环境污染有着关系，因此也给予了很大的重视。

Linké 的混浊因子 大气的光学厚度  $\tau$  用下式

表示。

$$\tau = \tau_a + \tau_w + \tau_d \quad (12)$$

此处  $\tau_a$  是理想大气的， $\tau_w$  是以水汽为主的， $\tau_d$  是尘埃的。水滴的光学厚度。混浊因子下面示出。

$$\tau = \tau / \tau_a \quad (13)$$

$\tau$  从大陆性极地气团的 2.45 到大陆性热带气团的 3.49 之间变化。用  $\tau$  后, 则地面上的太阳辐射成为:  $Q = Q_0 P_i^{\tau m}$   
( $P_i = \exp(-\tau a)$ )。

Angström 的混浊系数

这里大气的散射系数用  $\beta_\lambda = \beta_\lambda a + \beta_\lambda d$  表示之,  $\beta_\lambda d$  考虑了尘埃、水蒸汽的散射特征。可用下式表示。

$$\beta_\lambda d = \beta \lambda^{-d} \quad (14)$$

$\beta$  是混浊系数。 $\alpha$  从 0 到 4.0 之间变化, 平均为 1.3。此外, Makhotkin 还提出了混浊指标等。

## 2. 地表面上的直接太阳辐射

到达地面上的短波辐射可分为直接辐射 (简称太阳辐射)  $Q$  和散射短波辐射  $q$ 。两者的比率以太阳高度、大气透过率、云量、下垫面的反射率而有所变化。

a. 水平面的太阳辐射 按前节所给出, 当大气质量为  $m$  时的水平面的太阳辐射为:

$$Q_m = Q_0 \frac{p^m}{r^2} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos w) \quad (15)$$

因为  $p$  依于  $m$  而有复杂的变化, 所未算日射量采用计算图法 (例如 Makhotkin 法) 进行。以上式的结果用各种大气透过率给出最大可能的太阳辐射。图 2 示出了其中之一例。夏半年的最高值在纬度  $25^\circ$  附近, 冬半年在赤道。在夏半年, 至北纬  $50^\circ$   $Q_{mday}$  变化较小, 超过这个纬度则急剧减少。然而, 在北极也有相当的太阳辐射。冬半年随纬度则急剧减少, 在  $70^\circ - 80^\circ$  成为零。随着透过率的降低而  $Q_{mday}$  的减少在高纬度地带最为显著。这是因为如到高纬度太阳高度低, 所以  $m$  值也增加。对实际

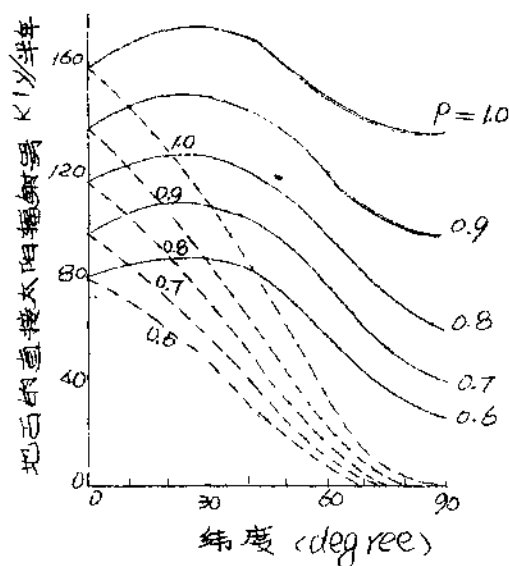


图2 晴天时水平面上的  
可能直接太阳辐射  
(chudnovsky 1959)

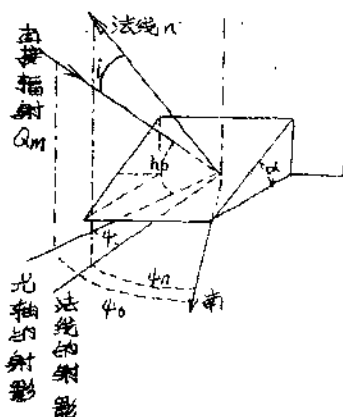


图3 斜面上直接辐射  
的强度

大气来讲  $P$  值以季节、温度而变化，但在  $0.75 \sim 0.82$  之间。

#### 6. 斜面的太阳辐射

斜面的可能太阳辐射量对斜面的热状况给予明显的影响。

图3示出了倾斜角  $\alpha$  斜面上的太阳辐射量 ( $Q_{mS}$ )，计算公式下页给出。

$$Q_{mS} = \frac{Q_0}{l^2} p^m \cos i \quad (16)$$

此处  $i$  是光轴与斜面法线的交角，用下式表示：

$$\cos i = \cos \alpha \sin h_0 + \sin \alpha \cos h_0 \cos \phi$$

$\phi = \phi_0 - \phi_n$  是光轴与法线在水平面上投影的交角 (方位角从  $S$  轴测出)。自上式各方位垂直斜面的太阳辐射，下页给出。

$$Q_{V.S} = Q' \cos h_0 \cos \phi_0 \quad \text{南西}$$

$$Q_{V.N} = Q' (\sin \delta \cos \phi_0 - \cos \delta \sin \phi_0 \cos w) \quad \text{北西}$$

$$Q_{V.E(W)} = Q' \sin \delta \sin \phi_0 \sin w \quad \text{东(西)西}$$

$$Q_V = Q_{V.S} \cos \phi_n + Q_{V.E(W)} \sin \phi_n \quad \text{任意西}$$

利用这个关系，任意方位，倾斜西的可能太阳辐射量如下表示 (Kondratyev)。

$$Q_{ms} = Q' \sin h_0 \cos \alpha + (Q_{V.S} \cos \phi_n + Q_{V.E(W)} \sin \phi_n) \sin \alpha \quad (17)$$

这里  $Q'$  为  $Q_0 P^m / 2$ ，由上式可求出平西和垂直西二个西的太阳辐射量  $Q_{ms}$ 。垂直西的太阳辐射量的方位依于季节而变化(见图4)示出。夏季——东、西

西，冬季——南西可

达到最大值。在冬、

春、秋季的南、东、

西西比这时期的水平西会受到较多的太阳辐射量。此处已经说明所采用的方法，不仅按地使用，而且也被用于玻璃温室的例

西，植物叶西等方位

的太阳辐射的研究。

的太阳辐射的研究。

的太阳辐射的研究。

### (3) 散射短波辐射

被大气和云层散射了的太阳辐射之一部分到达地表西，称为散射辐射。在单位西积上单位时间里射入的散射辐射叫做散射辐射通量 ( $q$ ,  $ly/min$ ,  $ly = Cal/cm^2$ )。在阴天时占全部短

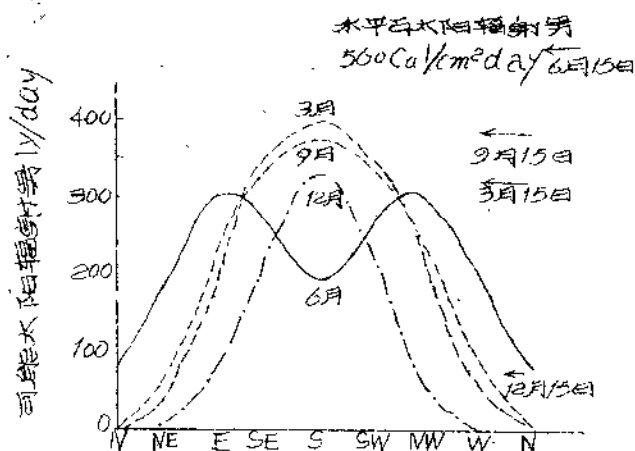


图4 从各方位射向垂直壁西的

可能太阳辐射量

(Kondratyev, 1969)



波辐射的大部分，这对光合作用等方面起到了重要作用。

#### Q. 太阳高度、大气混浊的影响

一般如果太阳高度增加， $Q$  值也增加。如果大气透明度增高，而  $Q$  值则减少。高层云影响小，低层云次之，中层云影响最大。当  $h_0 = 50^\circ$  时，在 Ac、As 之下  $q = 0.44 \text{ ly/min}$ ，在低层云 (St) 之下  $q = 0.91 \text{ ly/min}$ ，在晴天时其值为  $0.12 \text{ ly/min}$ 。表 1 示出了大气混浊度的函数与散射辐射的关系。

| 混浊因子 | 辐射  | 太阳高度 $h_0$ |       |       |       |       |       |
|------|-----|------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|      |     | 10         | 20    | 30    | 40    | 50    | 60    |
| 1    | $q$ | 0.028      | 0.053 | 0.074 | 0.091 | 0.102 | 0.108 |
|      | $Q$ | 0.229      | 0.524 | 0.812 | 1.083 | 1.316 | 1.507 |
| 3.25 | $q$ | 0.074      | 0.114 | 0.146 | 0.169 | 0.189 | 0.201 |
|      | $Q$ | 0.095      | 0.307 | 0.495 | 0.790 | 1.005 | 1.181 |
| 5.5  | $q$ | 0.113      | 0.167 | 0.208 | 0.399 | 0.260 | 0.273 |
|      | $Q$ | 0.040      | 0.180 | 0.366 | 0.401 | 0.764 | 0.925 |

表 1 不同太阳高度与混浊因子的散射辐射通量  
(Matveev)

如果是理想大气 ( $T = 1.0$ )，散射辐射是水平面太阳辐射的 6—10%，故随着  $T$  的增加散射辐射的比率也随之增加。在  $T = 5.5$  非常混浊的大气内，其值可达 35—28%。

从宇田川对小麦生育期间观测的日射资料可以看出散射辐射通量的比率随全短波辐射的增加而减少：

艾伯尔切 (Albrecht) (1951) 提出了计算散射辐射通量的公式。

$$q = k(S_0 - Q_m) \sin h_0 \quad (18)$$

此处  $Q_0$  与  $Q_m$  是指根据空气分子、尘埃分别在无散射时和有散射的太阳辐射, 若设下垫面的反射率等于 0.25 时则  $q$  值是约为 0.5 的常数。

Schuepp 提出了从大气质量, 大气透明度, 反射率计算地表散射辐射通量的计算图。

#### b. 散射辐射的天空分布

散射辐射通量是从天空各部分射入的诸种成分构成的。为了把问题简化起见, 假定天空分布在  $\theta, \phi$  方向上当作均一的情况也不少。然而, 从辉度分布的规则得知如下事实, 辉度从太阳周围为最强, 和它离开  $90^\circ$  的分布为最低, 而当靠近水平线再度加强。当太阳高度低的情况或有云时, 辉度分布与散射辐射强度不尽一致。有浓云 ( $Sc 0.9$ ) 时, 依于方位角的变化不大。这些结果表明了散射强度的天空分布的不均一性。

地表的散射辐射通量随反射率变化的。

Kondratiev 等给出了下页的结果。反射率增加 4 倍而  $q$  值增加约 2 倍。

|                  |       |       |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|
| 反射率(%)           | 23.7  | 27.6  | 85.7  | 89.0  |
| $q$ ( $ly/min$ ) | 0.085 | 0.110 | 0.144 | 0.181 |

斜面的散射辐射通量依于太阳的位置 ( $h_0, \phi_0$ )、斜面的倾斜度 ( $\alpha$ )、方位角 ( $\phi_n$ )、云量分布等等而有大幅度的变化。然而, 假定在散射辐射强度的天空分布为均一的情况下, 其斜面的散射辐射通量可用 (48) 式近似地计算。

#### (4) 全短波辐射量

地表上的短波辐射能由太阳辐射和散射辐射组成, 叫作全短波辐射。现在, 约 1100 个辐射观测站活跃在全世界。

### 2. 晴天时的全短波辐射量

在实际的大气条件下的可能全短波辐射量的确定应用经验方法和理论方法两种方法。列尔良特 (Berljand) 从全世界各地的观测资料得出表2

| 月    | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  | 11  | 12  |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 90   | 0   | 0   | 4   | 328 | 720 | 856 | 780 | 424 | 78  | 0   | 0   | 0   |
| 北 80 | 0   | 0   | 69  | 354 | 706 | 828 | 754 | 439 | 140 | 15  | 0   | 0   |
| 60   | 58  | 142 | 325 | 526 | 684 | 753 | 703 | 550 | 371 | 200 | 85  | 37  |
| 40   | 290 | 402 | 536 | 668 | 759 | 790 | 772 | 678 | 559 | 433 | 318 | 260 |
| 纬 30 | 410 | 509 | 613 | 703 | 763 | 780 | 771 | 716 | 628 | 530 | 430 | 378 |
| 20   | 511 | 590 | 663 | 710 | 740 | 750 | 743 | 716 | 673 | 608 | 530 | 484 |
| 10   | 595 | 650 | 695 | 698 | 696 | 692 | 694 | 698 | 698 | 661 | 610 | 575 |
| 0    | 666 | 688 | 707 | 672 | 635 | 618 | 628 | 660 | 698 | 696 | 672 | 656 |
| 10   | 722 | 715 | 694 | 631 | 567 | 535 | 550 | 602 | 670 | 705 | 717 | 726 |
| 南 20 | 762 | 726 | 660 | 566 | 485 | 442 | 464 | 531 | 622 | 690 | 746 | 774 |
| 30   | 787 | 718 | 611 | 489 | 392 | 348 | 366 | 447 | 558 | 662 | 760 | 810 |
| 40   | 792 | 680 | 540 | 401 | 287 | 241 | 265 | 350 | 482 | 616 | 752 | 830 |
| 纬 60 | 743 | 548 | 353 | 184 | 79  | 32  | 52  | 124 | 280 | 464 | 690 | 804 |
| 80   | 792 | 420 | 140 | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 69  | 318 | 721 | 856 |
| 90   | 820 | 404 | 56  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 2   | 296 | 742 | 886 |

表2 完全晴天时的全短波辐射量 ( $\text{ly/day}$ ) (Berljand)  
在冬季 (北半球), 从北往南辐射量增加, 在北极日辐射量达到  $886 \text{ ly/day}$ , 夏季与冬季呈相反的分布。在  $0^\circ \pm 10^\circ$  的赤道地域出现了次高值。

列尔良特 (Berljand) 解出在大气中的辐射通量传递方程式, 晴天时全短波辐射用下式表示,

$$\langle Q+q \rangle = \frac{Q_0 \cos Q_0}{1+f \sec \theta} \quad (19)$$

这里  $Q_0$  是太阳的天顶角,  $f = \xi, \tau_0$  是随季节、纬度变化的常数, 如表 3。

表 3 系数  $f = \xi, \tau_0$  随季节纬度变化 (Berland)

| 纬度 \ 月 | 1    | 2     | 3     | 4    | 5     | 6     | 7    | 8     | 9    | 10   | 11    | 12   |
|--------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|------|
| 30     | 0.03 | 0.06  | 0.08  | 0.14 | 0.17  | 0.19  | 0.19 | 0.165 | 0.12 | 0.09 | 0.07  | 0.07 |
| 40     | 0.03 | 0.045 | 0.085 | 0.12 | 0.165 | 0.185 | 0.19 | 0.17  | 0.13 | 0.10 | 0.075 | 0.07 |

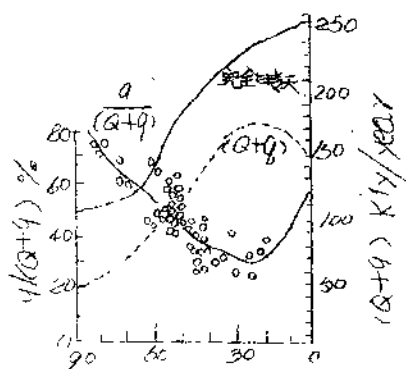
#### 6. 有云时的全短波辐射量

全短波辐射在有云时颇为减少。如图 5 看到的那样, 实际上全年全短波辐射量, 除高纬度地带只有晴天时的 60—70%。辐射量在 20—30° 的地带达到最高值 (约 170 KJ/1/year)。散射辐射的贡献在这个地带是低的。

而在高、低两纬度是高的。特别是在北极地带可达 80% 以上。

因为对云的影响从理论上考虑是较难的, 所以提出了如下

下面那样的经验公式。下式  $S_0$  为日照时数和可照时数,  $n$  为云量 (0~1.0),  $\langle Q+q \rangle_0$  为晴天时的短波辐射。此外只用总云量  $n$  没考虑各层云量的表达式。



北纬 (deg N)

图 5 年总全短波辐射与年散射辐射之比随纬度的变化

$$\left. \begin{aligned}
 \text{Ångström (1922)} & (Q+q_0) \cdot (0.235 + 0.765 \frac{S}{S_0}) \\
 \text{Kimball (1928)} & (Q+q_0) \cdot [0.29 + 0.71(1-n)] \\
 \text{Savinov-Ångström} & (Q+q_0) \cdot [1 - (1-0.32)n] \\
 \text{Berljand (1960)} & (Q+q_0) \cdot [1 - (0.36 + 0.38n)n]
 \end{aligned} \right\} (20)$$

上式的关系式在热平衡气候学的研究中被广泛的应用着，但常数数值随观测地点而变化的，亦被最近的资料所证实了。

### C. 斜面上的全短波辐射

它是由太阳辐射、散射辐射以及反射所构成的。若利用将在后面要说明的(48)式，则可求出各另的值。

图6表示实测结果，斜面上全短波辐射量依赖于方位、天气条件的变化。完全云天时（中、低云）在斜面上（全短辐射量）缓慢地减少，而在晴天时增加到 $\alpha = 90^\circ - \beta$ 。其后又减少。随太阳高度的减少，则依据方位、倾斜度，从而全短波辐射的变化会更大。

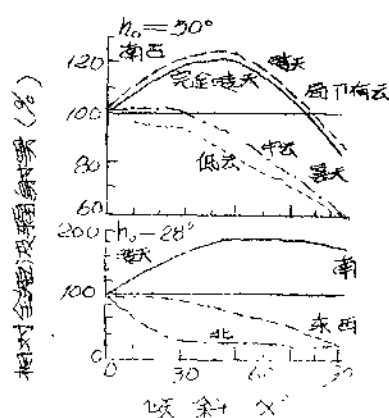


图6 斜面上的全短波辐射量与方位、天气  
(Makhenberg 1965)

1. 照度与全短波辐射的关系

在生物学科与农艺学科中照度计（硒光电池）被广泛地应用着。照度与辐射能之间的关系同天气、太阳高度、方位等较大的变化。有Rrachev等人把勒克斯换算成光合有效辐射量，提出了下式的数值：

|       |      |      |      |      |                                           |
|-------|------|------|------|------|-------------------------------------------|
| $h_0$ | 65°  | 30°  | 19°  | 11°  | 阴天                                        |
| 系数    | 5.76 | 5.55 | 5.72 | 5.71 | $3.88 \times 10^{-6} / \text{ly/min/lux}$ |

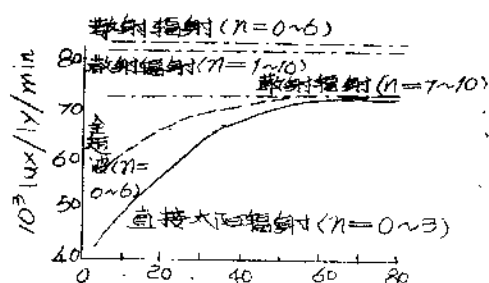


图7 照度计的换算系数与  
太阳高度变化的关系  
(Barteneva等)

另外, Barteneva等用  
硅光电池测出了照度与各辐  
射成分的关系如左图所示。  
散射辐射的换算系数与太阳  
高度的变化没有关系。直接  
辐射当太阳高度变低时而减  
少。利用上述结果,可以简  
便地把照度换算成辐射能。

## 5 农田的反射率

农田或者植物的叶面上  
把射入的短波辐射的一部分  
面被反射到空中。根据被反射光的方向的依存性,其反射面可  
分为如下三种:正反射面,半乱反射面,乱反射面。

一般地耕地、雪面、植被、叶面是乱反射面或半乱反射面。  
然而,平滑的水面对光的反射面是正反射,在入射角的,在入  
射角的反对侧被强烈地反射。被反射的辐射可用下式表示:

$$\alpha(Q+q) \quad (21)$$

这里 $\alpha$ 是短波辐射的反射率。反射率是与耕地或植物体的温度  
状况或蒸发量也都存在着密切的关系。

### α 各种表面的反射率

在对热平衡、蒸发势的研究上需要测定地表、植被、  
森林等等的反射率。在测定时有的把白射计向下,有的使用特  
制的反射率计。其主要的列于表4。

表4 各种下垫面的反射率的平均值

| 表面的种类   | $\alpha, \%$ | 表面的种类 | $\alpha, \%$ |
|---------|--------------|-------|--------------|
| 干燥的新雪   | 80-95        | 春麦田   | 10-25        |
| 一般的雪    | 60-70        | 冬黑麦田  | 18-23        |
| 被污染的雪   | 40-50        | 水田    | 17-22        |
| 海水      | 30-40        | 牧草田   | 15-25        |
| 黑土(干燥)  | 14           | 马铃薯田  | 19-27        |
| 黑土(湿润)  | 8            | 甜菜田   | 18-25        |
| 灰色土(干燥) | 25-30        | 棉田    | 20-22        |
| 灰色土(湿润) | 10-12        | 玉米田   | 14-22        |
| 粘土(干燥)  | 23           | 大麦田   |              |
| 粘土(湿润)  | 16           | 针叶林   | 10-15        |
| 白黄沙     | 34-40        | 阔叶林   | 15-20        |
| 灰色沙     | 18-23        | 松林    | 14           |

地表的反射率随颜色和含水量而变化。如果含水量增加, 则  $\alpha$  是按指数递减的。繁茂植被的反射率为 22-25%, 作物的种类不同其变化不大。因为高大的森林容易截获辐射能, 故此  $\alpha$  多少会变小。对于直接辐射平滑水面的反射率遵从佛里内尔的法则。平滑水面的反射率  $\alpha_w$  与太阳高度  $h_0$  之间的关系用下式的经验公式表示。 $\alpha_w$  随着  $h_0$  的增加急剧减少。

$$\alpha_w = 118/h_0^{0.77} \quad (22)$$

对水面的热平衡的研究很需要知道其平均反射率, 见表5

表 5 水田对全短波辐射的反射率

(月平均值) (Budyko)

| 月    | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 纬 40 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.11 | 0.12 |
| 30   | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.09 |
| 20   | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| 度 10 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 |
| 0    | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |

## b 反射率的年变化和日变化

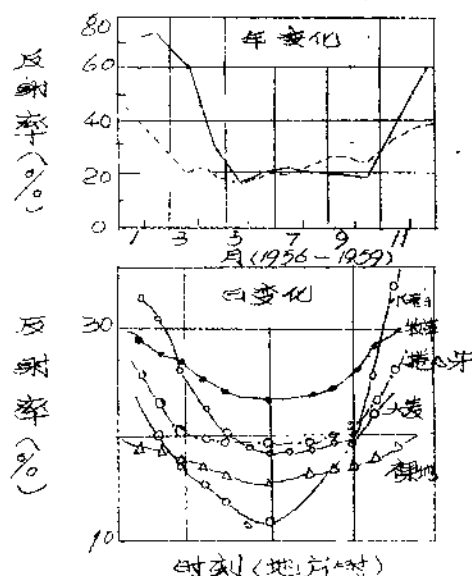
反射率的值依赖于太阳高度、植被繁茂的程度、有无积雪、辐射的组成而有大幅度的变化其一例用右图示出。反射率在有积雪的冬天为大，而植物繁茂的夏天为小的年变化。繁茂植被上的反射率把南中时做为最低，而随太阳高度降低时成为最大。Toomng. Ross (1964)提出了下式。

$$a_t = \frac{a_0 + a_0(Q/g)}{1 + Q/g} \quad (23)$$

$$1/a_0 = (1 - 0.5\beta) / (1 + \beta \sin h_0) \quad \text{图 8 耕地的反射率的年变化与日变化}$$

$$a_0 = (2 - \beta) \{ \beta - \ln(1 + \beta) \} / \beta^2$$

$$\beta = 2 / \sqrt{1 - w}$$





此处  $a_t$ ,  $a_d$ ,  $a_g$  为植被对全短波辐射, 直接辐射、散射辐射的反射率 ( $0 \sim 1.0$ ),  $W$  为由于叶子的吸收、反射而造成的散射系数。这个与实测数据有颇好的一致性 (日本蒸发力研究所译者)。

### C、植物的繁茂程度与反射率。

一般情况, 叶子的反射率比露地表面为大, 因此, 在植被的形成过程中, 植被的反射率像图9那样有逐渐增加的趋势。

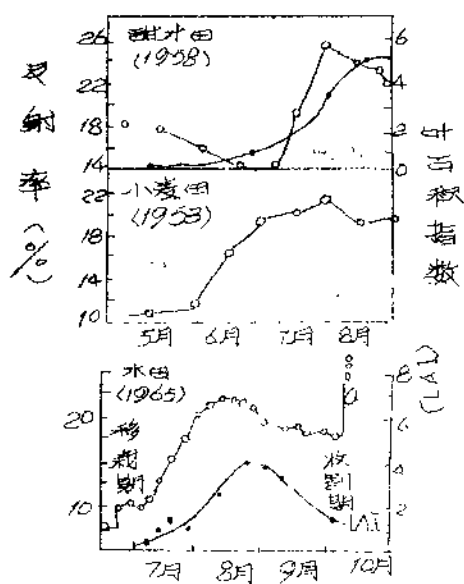


图9 植被的繁茂程度与  
反射率(上. Monteith,  
1959, 中 Rusin 1958;  
下 蒸发力研究所 1961)

可以看到叶子面积指数与反射率 (日年均值) 之间有平行变化的趋势, 给出了如下的经验公式。

$$a = a_p - (a_p - a_0) \exp(-kF) \quad (24)$$

这里  $a_p$  为完全繁茂时的反射率,  $a_0$  为地亩或水亩的反射率,  $k$  为衰减系数,  $F$  为 LAI (叶子面积指数)。 $k$  的值水稻为 0.56, 小麦为 0.48。

d 不同波长的反射率

从不同颜色可以推断物体的反射率因波长而有大幅度的变化。由于这

个性质与光合有效辐射吸收, 航空照片的测定, 卫星数据的分析等的关系, 因此最近被广泛地研究。其一例用图10来表示。绿色叶子的波谱反射在  $0.7 \mu$  以下约有 10% (在  $0.55 \mu$  处有