

农业物理学

〔日〕八 鍬 利 助 著

上海科学技术出版社

农 业 物 理 学

[日] 入 鍬 利 助 著

郭 养 淳 译

郭 寿 鐸 校

上海科学技术出版社

內 容 提 要

近年来随着农业生产和技术的发展,物理学在农业上的应用,引起了广泛的重视。本书是把历年来农业物理学方面的研究成果,結合試驗与生产实践而进行編写的。全书共19章、132节,包括太阳辐射及其利用,地面与大气辐射,地温,土壤冻结,河流、湖泊、水库的水温,农田水温,蒸发与蒸发散,土壤侵蚀及其防止,防护林,冻害与霜害,积雪与融雪,电热温床,放射性同位素利用等主要內容;先分別闡述其基本原理,然后介紹技术措施。內容取材举例以日本的試驗研究为主,并介紹一些欧美的資料。原书所附的文献,已經删去;部分照片图因不清楚,也未列入。

农 业 物 理 学

八 鍬 利 助

日本东京,养賢堂,1961

*

农 业 物 理 学

郭养淳譯 郭寿鐸校

上海科学技术出版社出版(上海瑞金二路450号)

上海市书刊出版业营业許可証出093号

商务印书館上海厂印刷 新华书店上海发行所发行

开本850×1156 1/32 印张8 排版字数208,000

1965年12月第1版 1965年12月第1次印刷

印数1—2,000

統一书号16119·558 定价(科六)1.20元

目 录

第一章 太阳辐射 1	18. 地面辐射和大气辐射.....34
1. 太阳辐射..... 1	19. 夜间辐射(有效辐射).....37
2. 太阳辐射量的日变化..... 2	第四章 地温(一)40
3. 太阳辐射量的分布..... 3	20. 地温和作物.....40
4. 太阳辐射因大气而引起 的衰减..... 6	21. 地温的日变化.....40
5. 透射系数..... 7	22. 变化幅度的缩减与最 高温度开始时刻的推 迟.....43
6. 漫天空辐射..... 9	23. 地温的年变化.....45
7. 日照时间和太阳辐射 量.....10	24. 日本的地温分布.....46
8. 地面的反射率.....11	25. 地温的图示法.....47
9. 积雪的反射率.....12	26. 覆被物和地温.....49
10. 水面的反射率.....15	27. 地表面的颜色和地温.....52
11. 太阳辐射对积雪的透 射.....17	28. 土壤的含水量和地温.....54
12. 太阳辐射在水中的吸 收.....20	29. 灌水和地温.....56
第二章 太阳辐射的利用22	30. 土壤的种类和地温.....58
13. 斜面上的太阳辐射.....22	31. 客土和地温.....60
14. 畦的方向与日光以及 太阳辐射的关系.....24	32. 斜面的地温.....62
15. 利用太阳热能的温水 装置.....25	第五章 地温(二)65
16. 太阳光和光合作用.....27	33. 地下的热传导.....65
第三章 地面辐射和大气 射辐33	34. 导热系数和导温系数.....66
17. 长波辐射.....33	35. 土壤的导温系数和导 热系数的计算.....67
	36. 热在地面的出入.....70
	37. 夜间地温的降低.....73
	第六章 土壤的冻结76
	38. 土壤的冻结.....76

39. 土壤冻结的起迄日期	76
40. 土壤冻结的深度	78
41. 与冻结深度有关的几个因素	79
42. 土壤的冻结和冻胀	82
43. 农作物由于土壤冻结而遭到的损害	84
第七章 河流的水温	87
44. 河流水温的日变化	87
45. 河流水温的年变化	87
46. 河流水温的上升	91
47. 河流水温上升的机制	93
48. 源流区的河流水温上升的机制	95
49. 因通过隧道而引起的水温变化	96
50. 关于水温因流过隧道而引起变化的理论研究	98
第八章 湖泊和水库的水温	100
51. 湖泊水温的垂直分布	100
52. 水库水温的垂直分布	101
53. 湖泊和水库的水温	103
第九章 水田的水温	105
54. 日本水田水温的概况	105
55. 水田的水深和水田的水温	107
56. 灌溉和水田的水温	108
57. 水稻田里热量的收支	111
58. 灌溉水温和水田的微小气象	112

第十章 水温的上升	117
59. 水稻和水温(一)	117
60. 水稻和水温(二)	119
61. 灌溉水温的上升	
(1) 温水田和迂迴水路	121
62. 灌溉水温的上升	
(2) 温水池和温水渠	123
63. 蒸发和凝结	124
64. 水温的上升	126
第十一章 蒸发	129
65. 蒸发的速率	129
66. 蒸发公式	130
67. 蒸发量的日变化	131
68. 从湖泊、水库水面的蒸发	132
69. 从土壤面的蒸发(一)	133
70. 从土壤面的蒸发(二)	136
71. 蒸发比	138
72. 从雪面的蒸发	139
第十二章 蒸发散	141
73. 蒸发散	141
74. 蒸发散量的观测	141
75. 蒸发散量的计算	142
76. 主要作物的蒸发散量	147
77. 蒸发散量的日变化	149
第十三章 土壤的侵蚀	150
78. 土壤侵蚀的形式	150
79. 雪和冻土的融化水所引起的土壤侵蚀	152
80. 由雨滴引起的土壤侵蚀的机制	153
81. 与土壤侵蚀有关的各种因素——降水	157

82. 地形.....	158	105. 結霜时的气象状况.....	193
83. 植物.....	159	106. 霜害的地区性.....	193
84. 土壤种类和侵蝕的 系.....	162	107. 霜害的預防——覆盖 法和包裹法.....	196
第十四章 土壤侵蝕的防止 ——土壤保全.....	164	108. 熏烟法.....	197
85. 土地的区划.....	164	109. 混和法和冷气的轉流.....	199
86. 輪作.....	166	110. 燃燒法和其他方法.....	203
87. 等高綫栽培.....	167	111. 冻害.....	206
88. 等高綫带状栽培.....	169	(1) 冻死的溫度.....	206
89. 阶地.....	170	(2) 冻害的防止.....	208
第十五章 防风林和防雾林	172	第十七章 积雪和融雪促 进	210
90. 防护林.....	172	112. 下雪的开始与終止日 期, 最深积雪的分布.....	210
91. 防风林周围的流綫.....	172	113. 积雪的溫度.....	211
92. 林的高度和防风的效 力.....	173	114. 积雪的沉降力.....	214
93. 防风林的厚度和防风 的效力.....	176	115. 雪的融化.....	216
94. 下枝高度与防风效力.....	177	116. 促进融雪的方法.....	218
95. 风的紊乱和有效范围.....	179	117. 积雪融化的机制.....	220
96. 防风林和蒸发.....	180	118. 融雪促进法和农业的 关系.....	222
97. 防风林的保温效力.....	181	第十八章 电热温床	224
98. 栅状防风林的防风效 力.....	182	119. 电热温床.....	224
99. 防寒林和土壤冻结.....	182	120. 覆窗.....	224
100. 防雾林.....	184	121. 絕緣层.....	226
101. 防雾的机制.....	185	122. 电热温床里的溫度.....	227
102. 防雾林前后面的雾水 量的分布.....	186	123. 电功率容量.....	228
103. 防风林和作物增产的 关系.....	187	124. 在电热室内培育秧苗.....	229
第十六章 霜害和冻害	191	第十九章 放射性同位素的 利用	232
104. 霜害.....	191	125. 原子的构造.....	232
		126. 放射性同位素.....	233
		127. 放射性元素的蜕变——	

半衰期.....	233	(2) 光合作用.....	244
128. 放射綫的种类.....	235	(3) 水的移动.....	245
129. 放射綫能量的单位.....	237	132. 利用放射性同位素作	
(1) 表示放射性物质的量的		放射綫源.....	245
单位.....	237	(1) 放射綫照射和突变.....	245
(2) 放射綫剂量的单位.....	237	(2) 利用 γ 射綫測定积雪的	
(3) 放射綫能量的单位.....	237	水当量——放射綫雪量	
130. 放射綫的探测.....	238	計.....	247
131. 利用放射性同位素作		(3) 利用 γ 射綫測定土壤的	
示踪物.....	242	含水比和密度.....	248
(1) 肥料实验方面的应用.....	243		

第一章 太阳辐射

1. 太阳辐射

太阳辐射 (solar radiation) 对于农作物的生长非常重要。又因太阳辐射的强弱、照射时间的长短, 对于地温、水温和气温也有密切的关系, 所以关于太阳辐射及其利用的研究, 是农业上的一个很重要的问题。

可以把太阳看成是一个表面温度约为 $6000^{\circ}\text{A}^{\text{①}}$ 的黑体 (black body)。从温度 6000°A 的黑体辐射出来的辐射线, 它的波长范围是 0.17 微米^② 到 4 微米。其中, 波长比 0.4 微米短的部分是紫外线, 从 0.4 微米到 0.7 微米这一范围是可见光 (visible light), 0.7 微米以上的辐射线是红外线, 红外线又叫做热线。太阳辐射的全部能量中, 约有一半包含在 0.4 微米到 0.7 微米的范围内, 也就是包含在可见光的部分。表面温度为 6000°A 的黑体辐射的能量, 按不同波长的分布情况, 如图 1 (横坐标的标度 A)

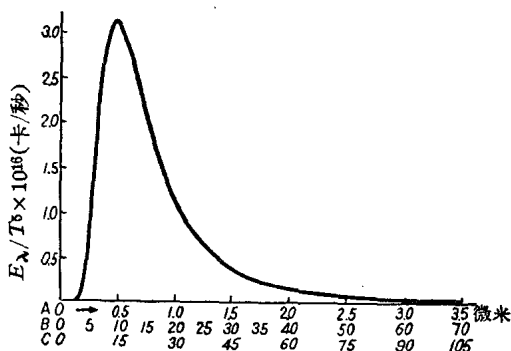


图 1 黑体辐射的能量分布 (Brunt)

(标度 A 是表面温度 $T=6000^{\circ}\text{A}$ 时的情况, 标度 B, C 依次是 $T=300^{\circ}\text{A}$, $T=200^{\circ}\text{A}$ 时的情况)

① A 表示绝对温度。

② 1 微米 = 0.001 毫米, 微米的符号是 μ 。

所示。

上面所讲的,是把太阳看成一个 6000°A 的黑体时的辐射,假如在地表面附近测定太阳辐射的能量分布,其结果就如图 2 所示。

图 2 是以横坐标轴表示波长、纵坐标轴表示能量而绘成的,曲线上有许多处凹陷部分,这是因为从太阳射出的辐射,在向地表面射来的途中,被太阳大气和地球大气所吸收的缘故。

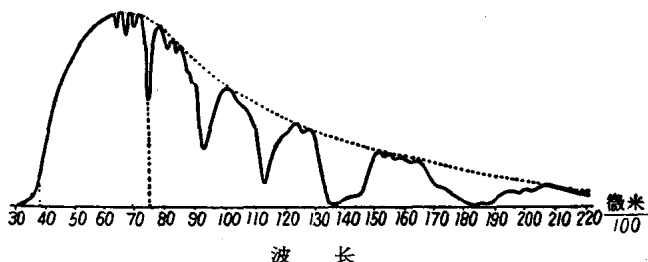


图 2 在地面上观测到的太阳辐射能量分布曲线

太阳常数 在大气层的上部边界处的太阳辐射强度,叫做太阳常数 (solar constant), 当地球位在它与太阳的平均距离^①处时, 每分钟内, 射到地球上与太阳辐射线垂直的每平方厘米平面上的能量, 就是太阳常数, 这能量通常以卡为单位来表示。根据 Abbot 及 Fowle 等的测定, 太阳常数等于 1.94 卡/厘米²·分; 但是 Allen 根据美国联邦气象台所作的太阳辐射的观测算得的值, 却是 1.99 ± 0.02 卡/厘米²·分。

太阳常数的值不是经常一致的, 它反复着不规则的每日的变化, 以及各种周期的周期变化, 其振幅 (amplitude) 很小。

2. 太阳辐射量的日变化

如假定在地球上完全没有大气, 我们来研究射到地表面的太阳辐射量在一天内的变化。

设 J_0 代表太阳常数, 太阳辐射 SS' (图 3) 的横截面积 AB 是

^① 地球公转轨道的半长径, 叫做天文单位, 或称太阳和地球之间的平均距离。

1 平方厘米, 則在地表面 AC 处的太阳辐射强度 J 可以表达如下:

$$J = \frac{J_0}{AC} \quad (1.1)$$

設 h 为太阳的高度, 則

$$\frac{1}{AC} = \sin h$$

因此, (1.1) 式就变成

$$J = J_0 \sin h \quad (1.2)$$

这式表示在地表面的太阳辐射强度 J 与太阳高度的正弦成正比。

太阳的高度 h , 在日出和日没时都等于零, 在中午最大, 所以在地表面的太阳辐射强度, 也是日出时为零, 中午为最大, 中午以后减小, 到了日没时又变为零。太阳高度 h 的值, 可以由下式算出。

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \quad (1.3)$$

式中 φ 代表緯度, δ 代表太阳的赤緯。 t 这个量叫做时角, 取太阳射到子午綫的时刻为基准, 由南向西测得的角度, 用来表明 t 。

3. 太阳辐射量的分布

設太阳常数是 J_0 , 太阳高度是 h , 并假定地球上沒有大气, 这样, 在微小的时间 dm (以分为单位) 内, 射到地表面上每平方厘米面积的太阳辐射量 dw 可以列如下式:

$$dw = \frac{J_0}{\rho^2} \sin h \, dm \quad (1.4)$$

式中 ρ ^① 是地球与太阳之间的距离, 其值在各季节不相等。

将 (1.3) 式代入 (1.4) 式的 $\sin h$, 則得

$$dw = \frac{J_0}{\rho^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t) \, dm \quad (1.4')$$

① ρ 是以太阳和地球之间的平均距离为单位测得的量。

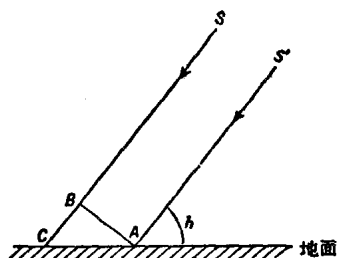


图 3 太阳高度和太阳辐射强度

設 T 代表 1 昼夜的時間 (1440 分), 則時角 t 和時間 m (分) 之間的关系如下:

$$t = \frac{2\pi}{T} m$$

因此,

$$dm = \frac{T}{2\pi} dt$$

所以

$$dw = \frac{T}{2\pi} \frac{J_0}{\rho^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t) dt \quad (1.5)$$

設在一昼夜的時間內 ρ 和 δ 都可以看做常數, 把 (1.5) 式从日出時刻 $(-t_0)$ 积分到日沒時刻 $(+t_0)$, 就得

$$\begin{aligned} w &= \frac{T}{2\pi} \frac{J_0}{\rho^2} \int_{-t_0}^{+t_0} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t) dt \\ &= \frac{T}{\pi} \frac{J_0}{\rho^2} (t_0 \sin \varphi \sin \delta + \sin t_0 \cos \varphi \cos \delta) \end{aligned} \quad (1.6)$$

因为在日出的時刻 $(-t_0)$ 和日沒的時刻 $(+t_0)$, 太陽高度 h 都等于零, 所以 t_0 可以从 (1.3) 式按下列演算而求出:

$$0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t_0$$

$$\therefore \cos t_0 = -\tan \varphi \tan \delta \quad (1.7)$$

根据 (1.6) 和 (1.7) 两式, 可以算出在一天之內, 对应于已知緯度 φ 和已知赤緯 δ 的太陽輻射量。Milankovitch 所計算的結果, 如表 1 所示。

图 4 是用表 1 的数值描繪的在地表面的太陽輻射量的分布情况, AB 代表黃經, AD 代表緯度, 垂直于 $ABCD$ 面的直綫代表太陽輻射量。因此, 沿着某一緯度的截面, 表明的是在这一緯度的太陽輻射量的年变化情况, 沿着某一天的截面, 表明的是在这一天的緯度上太陽輻射量的分布情况。例如, $AFKB$ 表明在北极地方的太陽輻射量的年变化, FGH 表明在夏至的緯度上太陽輻射量的分布。

表 1 在各季节不同纬度上的太阳辐射量

单位: 卡/厘米²·天
(计算时, 设 $J_0 = 2$ 卡/厘米²·分)

黄 经 度	0 3/21	22° 30' 4/13	45° 5/6	67° 30' 5/29	90° 6/22	112° 30' 7/15	135° 8/8	157° 30' 8/31	180° 9/23	202° 30' 10/16	225° 11/8	247° 30' 11/30	270° 12/22	292° 30' 1/13	315° 2/4	337° 30' 2/26
+90		436	796	1030	1110	1025	789	431		7						7
+80	160	436	784	1014	1093	1010	777	431	158	133	25			75	25	135
+70	316	541	772	968	1043	963	765	535	312	281	150	74	51	211	151	285
+60	461	655	834	963	1009	958	826	648	456	427	295	210	181	211	298	432
+50	593	755	894	988	1020	983	886	747	586	562	442	359	327	361	447	570
+40	707	832	938	1002	1022	997	929	823	698	633	581	507	480	509	586	691
+30	799	892	958	997	1005	990	949	882	789	733	706	646	624	649	712	793
+20	867	922	952	964	964	959	944	911	857	861	813	771	756	775	820	871
+10	909	925	921	908	900	904	913	914	898	891	897	877	869	881	905	924
0	923	900	863	829	814	825	856	890	912	913	956	960	962	965	965	949
-10	909	849	783	729	708	726	776	839	898	938	989	1019	1030	1024	998	946
-20	867	773	680	611	585	608	674	764	857	935	994	1052	1073	1057	1003	915
-30	799	674	560	479	450	477	555	666	789	904	994	1069	1092	1064	982	854
-40	707	555	426	339	306	338	432	549	698	844	973	1069	1089	1064	937	775
-50	593	421	285	199	170	198	282	417	586	766	929	1045	1078	1050	873	672
-60	461	277	144	70	48	70	143	274	456	664	866	1018	1078	1023	873	672
-70	316	131	24				24	180	312	548	802	1024	1114	1029	809	556
-80	160	7						7	158	442	814	1073	1167	1078	821	447
-90										442	826	1089	1185	1095	834	447

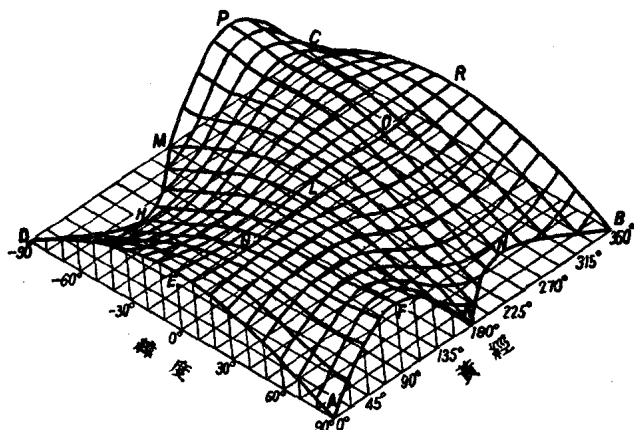


图 4 太阳辐射量按不同纬度与季节的分布 (Milankovitch)

4. 太阳辐射因大气而引起的衰减

太阳辐射在通过大气的途中, 因为被大气所散射、反射和吸收的缘故, 它的能量逐渐衰减。

散射是由于直径比入射光的波长小很多的空气分子, 或者由于大气中的微尘而引起的现象。被散射了的光, 叫做散射光 (scattered light), 散射光的一部分达到地球表面, 作为光或热被利用着。根据 Rayleigh 的研究, 入射光只要在大气中通过了距离 x , 由于散射的缘故, 就衰减到 $J_0 e^{-sx}$ 。 s 是散射系数 (coefficient of scattering), 设波长为 λ , 那么 s 与 λ^{-4} 成正比。因此, 波长较短的蓝光, 比波长较长的红光被散射得多一些。

象水滴、冰晶那样比入射光线的波长大的粒子, 不会使太阳光散射, 而使它漫反射 (diffuse reflection)。波长对于漫反射无关, 对于一切不同波长的光来说, 漫反射是同样地发生的。

太阳辐射在大气中被吸收, 主要是由于大气中的水汽、二氧化碳和臭氧所引起的。臭氧所引起的吸收带在紫外部分, 所以在地球表面附近, 波长在 0.29 微米以下的太阳辐射都观测不到。有人说, 大约有 5% 的太阳辐射是由于臭氧而被吸收 (Brunt, D.,

1939)。由于水汽而发生的吸收，发生在 0.72 微米、0.81 微米、0.93 微米、1.13 微米、1.42 微米、1.89 微米的波长，在以 2.01 微米和 2.05 微米为中心的地方还有一段宽的吸收带。

氧气对太阳辐射的吸收是很小的。其他的气体，完全不吸收太阳辐射；或者，即使吸收，也吸收得极少。

5. 透射系数

太阳辐射由于散射、反射和吸收而引起的衰减的量，与太阳辐射通过大气的路程长短和太阳辐射的强度成比例。

现在，设在大气层上部边界处的太阳辐射强度是 J_0 ，通过大气到达地表面的太阳辐射的强度为 J ，则 J 可以由下式表示：

$$J = J_0 p^h \quad (1.8)$$

式中的 h 是取大气的垂直高度 AC 为 1 时测得的路程长度 AB (参看图 5)， p 是大气对太阳辐射的透射系数。

在图 5 中，取天顶和太阳之间的角 ZBS 为天顶距 Z ，则得

$$\frac{AB}{AC} = h = \sec Z \quad (1.9)$$

所以把上式代入 (1.8) 式后，即得

$$J = J_0 p^{\sec Z} \quad (1.10)$$

透射系数 p 的数值，随大气的状态而有不同。假如大气对于太阳辐射是完全透明的，则 $p = 1$ ， $J_0 = J$ 。衰减作用越大的不清洁的大气，它的 p 就越小。普通的大气的透射系数，在 0.6~0.9 这一范围内。

根据北岡等的测定，在日本东京，大气的透射系数以 4、5 月份为最小，12 月份前后为最大。各月份的透射系数如表 2 所示。

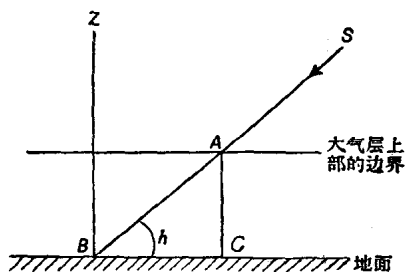


图 5 太阳高度和路程的长度

表 2 各月份的透射系数(东京)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
透射系数	0.740	0.754	0.716	0.660	0.618	0.670	0.656	0.650	0.688	0.724	0.748	0.758	0.699

为了研究波长和透射系数的关系, 把 Abbot 在威尔逊山 (1880 米) 和华盛顿市 (10 米) 测得的结果列于表 3。

表 3 对于不同波长的透射系数

波 长 (微米)		0.35	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80	1.0	1.2	1.6
透射系	威尔逊山	0.620	0.738	0.873	0.896	0.952	0.974	0.984	0.985	0.987
数 (p)	华盛顿市	—	0.535	0.704	0.759	0.838	0.864	0.901	0.914	0.930

由上表可以看出, 透射系数随着波长的减短而变小。还可看出, 在山上, 透射系数比在低地的大。

透射系数和太阳辐射量的分布 图 4 所示的是在地球表面没有大气的情况下的太阳辐射分布; 换句话说, 就是透射系数为 1 的时候的太阳辐射分布。但是, 在有大气情况下, 因为太阳辐射在通过大气的途中被衰减, 所以它的分布和图 4 所示的不同。

现在来看在夏至这一天, 对应于各种不同透射系数的太阳辐射量按纬度的分布, 在 $p=1$ 的时候, 就象图 6 所示那样, 在北极,

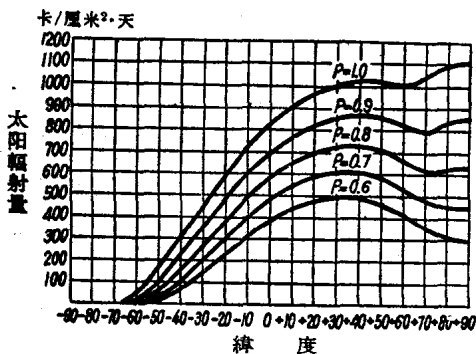


图 6 在夏至这一天, 不同透射系数下的太阳辐射量 (Milankovitch)

太阳辐射量最大; 在北极 $43^{\circ}33'34''$ 处, 有一个次极大; 透射系数减小, 在北极的太阳辐射量就逐渐减小, 当 $p \leq 0.7$ 的时候, 北半球的太阳辐射分布, 以北极为最小。最大只在 30 度到 40 度附近出现一处。

6. 漫天空輻射

由于大气中的散射和漫反射作用而产生的散射光，其中有一部分成为漫天空輻射 (diffuse sky radiation)，到达地球表面。漫天空輻射，可以用图 7 所示的天空輻射强度計来測定。

又因水平面上太阳輻射和天空輻射的总量，等于直达太阳輻射与漫天空輻射之和，所以測出了水平面上太阳輻射和天空輻射的总量以及直达太阳輻射量之后，求这两个量的差，就得出漫天空輻射量。

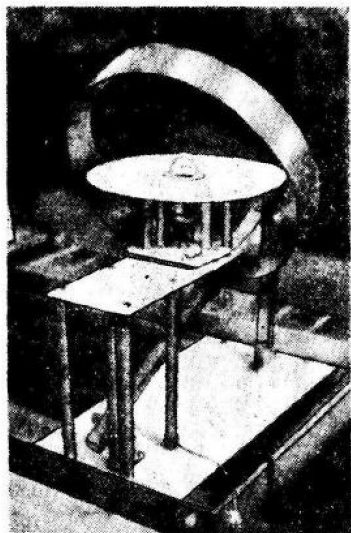


图 7 自記漫天空輻射强度計 (Drummond)

用金属环遮蔽直达太阳輻射，用由热电偶构成的受光部来測定漫天空輻射。

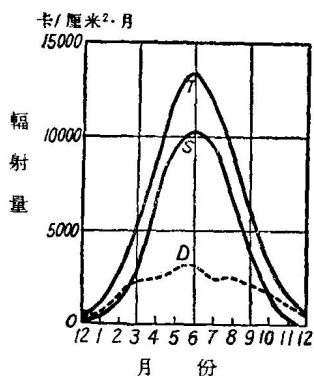


图 8 在斯德哥尔摩測得的直达太阳輻射和漫天空輻射 (Ångström)

T: 水平面上太阳輻射和天空輻射总量
S: 直达太阳輻射量 D: 漫天空輻射

根据 King 及 Trabert 两人的研究，漫天空輻射，約占直达太阳輻射的 30~40%。Ångström 曾在斯德哥尔摩进行观测，其結果如图 8 所示，即就全年来看，漫天空輻射相当于直达太阳輻射的 43%，大約相当于总太阳輻射量的 30% 左右。

北岡等曾根据在东京用洛維奇自記太阳輻射計观测得的資料，对漫天空輻射进行了研究。其結果如表 4 所示，即按全年来平

均时，漫天空辐射等于直达太阳辐射的 34%，等于水平面上太阳辐射和天空辐射总量的 25%。这两个比值在春季的四、五两月左右为最大，在秋季的九、十两月左右为最小，到了冬季，又变大了。

表 4 漫天空辐射 (H) 对直达太阳辐射 (S) 之比与对水平面上太阳辐射和天空辐射的总和 ($H+S$) 之比

月 项	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
H/S	0.454	0.308	0.327	0.419	0.474	0.282	0.291	0.306	0.254	0.258	0.333	0.396	0.342
$H/(H+S)$	0.312	0.236	0.246	0.295	0.322	0.220	0.225	0.234	0.202	0.205	0.250	0.284	0.253

7. 日照时间和太阳辐射量

在调查农作物的生长，或研究水温、地温的工作上，往往很重视太阳辐射量，但是，进行观测太阳辐射量的地方却比较少。在这种情况下，求出日照时间和太阳辐射量之间的关系，就十分重要了。

Ångström 根据他在斯德哥尔摩观测的结果，求得到达地表面的总太阳辐射量和日照时间之间的关系如下：

$$Q = Q_0 \left[a' + (1.00 - a') \frac{n}{N} \right] \quad (1.11)$$

式中的 Q 是每天到达地表面的总太阳辐射量， Q_0 是在晴朗天的总太阳辐射量， n 是日照时间， N 表示可照时间。据 Ångström 所测， $a' = 0.25$ ，所以

$$Q = Q_0 \left(0.25 + 0.75 \frac{n}{N} \right) \quad (1.11')$$

在 $n=0$ ，也就是在完全没有日照的一天的太阳辐射量，大约等于晴朗天的太阳辐射量的 25%。

Black 等不用晴朗天的太阳辐射量 Q_0 ，而采用在大气完全透明的情况下到达地面的太阳辐射量 Q_A (Angot 数值)，并根据从热带的印度尼西亚的雅加达到 64.8° 北的费尔班克之间的 32 个