

倾斜面上总日射量的简易估算法

古 藤 田 一 雄

到达水平面上的总日射量(短波总辐射量)可利用总日射计测定。然而,由于观测点的数量受到限制,对于各种各样倾斜面上的日射量测量,可以说是完全没有。为此,过去就想研究复杂倾斜面上的直射、散射成分,然后用间接计算的方法对总日射量进行估算,这对水文学和农业气象学都有很大意义。

Ångström提出,可用完全晴天时的总日射量(R_{sc})和日照率(n/N : n 为日照对数, N 为可照时数)计算包括阴天在内的总日射量(R_s)。而Prescott则提出用大气层上界的太阳辐射量(R_{sex})代替 R_{sc} ,计算阴天总日射量 R_s 。还有,Kimball用平均云量(m_c)代替日照率,求阴天总日射量。Savinov和Berlyand也提出类似的用 R_{sc} 和 m_c 的数据计算 R_s 的方法。如果Savinov-Ångström的公式和Berlyand的公式能被广泛利用,则广大区域完全晴天时的总日射量和计算公式的系数可以求出。但是与日照时数可自动记录不同,云量问题如众所周知是早晚多,中午少,很不均衡;如何根据云形和云高评价其差异,以及在观测方法及其数值的定量化方面还遗留一些问题。尽管如此,由于这些方法的公式简单,并且在某种程度上具有一定精度,因此在气候学、水文学、农业气象学等领域被广泛地应用着。然而除吉田·藤木的公式外,其它任何公式中的 R_s 内容都是不清楚的(black box),其缺点是得不到直射日射和散射日射等辐射成分的信息。

不过,只计算晴天条件下理想斜面上的直接日射,在实际使用中得得不到充分满足,或者虽然在精度和实际方面是满足要求的,但还存在不容易获得参数数据等方面的问题。而本研究考虑了这类问题,在日射量估算模式中所用的参量都具有物理根据,并试

图用尽可能少的参数和系数值开发出具有较高精度的按成分估算日射量的方法。

1. 斜面上日射量的计算法

1.1 基本公式

按日射量成分建立的估算模式中,利用云量不如利用容易观测的日照率(n/N);从资料的获取方面看,宜用标准晴天的总日射量(R'_{sc})代替长年实测的完全晴天时的总日射量(R_{sc}),用半经验公式估算直接日射和散射日射,其估算公式如下:

$$R_s = R'_{sc} [a + b(n/N)] \quad (1)$$

在使用下述标准晴天时的总日射量这一点上上式为Ångström型,但 R'_{sc} 不是完全晴天时的总日射量,因此系数形状和Prescott型相同。

标准晴天时到达斜面上的总日射量(R'_{sc})由三种成分组成:直接日射量(R_{sdir}),散射日射量(R_{sdis})和地面反射的日射量(R_{sref}),于是 R'_{sc} 可用下式表示:

$$R'_{sc} = R_{sdir} + R_{sdis} + R_{sref} \quad (2)$$

这里假定 R_{sdis} 是来自天空各个方向均匀入射的散射辐射;而 R_{sref} 则是来自地面的平均反射量。下面将叙述各种辐射成分的计算方法。

1) 直接日射

与来自太阳的直射日射方向垂直的单位面积上接受的日射量为 R_{sn} ,它服从Baouguer-Lambert-Beer的法则(例如Iqbal,1983), R_{sn} 可表示成如下形式:

$$R_{sn} = (r_0/r)^2 R_0 \cdot P^m \quad (3)$$

式中的 r_0, r 分别是地球和太阳之间的平均距离和实际距离, R_0 是太阳常数, P 是大气透过率, m 是大气相对光学质量。在这里取其最简单的表达形式如下:

$$m = \operatorname{cosec} h \quad (4)$$

式中 h 是太阳高度角。 R_0 在本研究中采用世界辐射基准 (WRR), 即 $R_0 = 1382$ 瓦/米² ($=1.98$ 卡/厘米²分)。(r_0/r)² 的计算使用 Lunde(1980)的经验公式:

$$(r_0/r)^2 = 1 + 0.033 \cos(360 Nd/370) \quad (5)$$

式中 Nd 是总日数, 以弧度作为余弦角度的单位。

斜面接受的直接日射量 R_{sdir} , 如今对斜面而言的太阳高度角为 h' 时, 可用下式表示:

$$R_{sdir} = R_{sn} \sin h' \quad (6)$$

式中 $\sin h'$ 可用以下表示太阳位置与斜面的方位角和倾斜角的几何关系求出 (Kondratyev, 1969, 1977):

$$\sin h = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos t \quad (7)$$

$$\sin A = \cos \delta \sin t / \cos h \quad (8)$$

$$\sin h' = \sin h \cos \beta + \cos h \sin \beta \cos(A - \alpha') \quad (9)$$

式中, h 及 A 分别是对水平面的太阳高度角和太阳方位角, ϕ 为观测点所在的纬度, δ 及 t 分别为太阳的赤纬及时角, A : 以南为准, 西为正、东为负; t : 在中天时为零, 中天以前为负, 中天以后为正。另外, h' 是相对于具有最大倾斜角 β 、方位角 α' 的斜面而言的太阳高度角。

当地表面为水平面时, (6) 式可写成如下形式:

$$R_{sdir}(0) = R_{sn}(\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos t) \quad (10)$$

式中, $R_{sdir}(0)$ 表示地表面为水平面时 ($\beta = 0$) 的直接日射量。

2) 天空散射日射量

到达地表面的天空散射日射量是随着太阳高度、天空中的辐射辉度 (散射辐射强度) 分布及大气透明度或混浊度等而变化的。天空的辉度分布, 一般不是各向同性的 (康德拉耶夫, 1977), 考虑到这些情况, Klutcher (1979) 和 Hay (1979) 给出了斜面散射日射量的计算模式。然而, 本研究课题所重视的是用比较容易获得的气候要素观测值估算总日

射量的方法, 因此, 使用精度虽然差一些但在理论上容易处理的、参数值也比较容易获得的各向同性模式, 可根据下面的 Berlage (1928) 公式计算标准晴天时到达水平面上的散射日射量 $R_{sdif}(0)$ 。

$$R_{sdif}(0) = 0.5(r_0/r)^2 R_0 \sin h \frac{(1 - P^m)}{(1 - 1.4 \ln P)} \quad (11)$$

使用上式的话, 斜面上的散射日射量 R_{sdif} 可表示成如下形式:

$$R_{sdif} = R_{sdif}(0)(1 + \cos \beta)/2 \quad (12)$$

在本研究中使用的“标准晴天时”是用“能代表该地区的观测点中午 12 时观测的透过率 P 的月平均值”来定义的, 把这时的直接日射量、散射日射量或总日射量, 分别称为标准晴天时的相应日射量。因而这样定义的标准晴天时日射量与完全晴天日射量 (可能辐射量) 有若干不同, “晴天”的意义用 P 来规定。

3) 地面反射的散射日射

斜面接受的散射日射也包括地面反射的散射日射, 而且这种散射日射量随反射率而变化。在本研究中, 地面反射用下式表示, 这是一种简单的各向同性模式。

$$R_{sref} = \bar{\rho} [R_{sdir}(0) + R_{sdif}(0)](1 - \cos \beta)/2 \quad (13)$$

式中 $\bar{\rho}$ 是地面平均反射率。从上式可以清楚地看到, 地面如果水平时, $R_{sref} = 0$, 这个面接受的总日射量由直接日射和天空散射日射两部分组成。

根据以上的叙述, 如果给出 ϕ 、 δ 、 t 、 β 、 α' 、 R_0 、 Nd 及 P , 就能利用 (3)~(12) 式计算 R_{sdir} 、 R_{sdif} 、 R_{sref} , 用 (2) 式决定 R'_{so} 。(1) 式中的系数 a 及 b 可根据各观测点算出的 R'_{so} 和 R_s 及 n/N 的实测值, 用后面所述的最小二乘法由线性近似确定。

1.2 总日射量的直射成分和散射成分

在前节的计算式中, 没有触及总日射量中直射成分和散射成分所占的比例问题。本节将讨论这一问题。为简单起见, 首先把 (1) 式右边有关日照率的参数用 k_1 表示:

$$k_1 = a + b(n/N) \quad (14)$$

由(1)、(2)、(14)得到:

$$R_s = k_1 R_{sdir} + k_1 R_{sdir} + k_1 R_{sref} \quad (15)$$

为了进一步简化, 将(15)式右边各项改写成如下形式:

$$R_{b1} = k_1 R_{sdir} \quad (16a)$$

$$R_{d1} = k_1 R_{sdir} \quad (16b)$$

$$R_r = k_1 R_{sref} \quad (16c)$$

式中 R_{b1} 、 R_{d1} 、 R_r 分别代表 R_s 的直射成分、天空各向同性散射成分, 以及地面反射的散射成分。将上述计算结果和实测值比较, 一般是不一致的, 因此必须进行订正。把日照率(n/N)作为参数而引入到下面公式中, 形成直、散成分比的修正系数 k_2 :

$$k_2 = a' + b'(n/N) \quad (17)$$

利用(17)式把(16a)式改写成如下形式:

$$\dot{R}_{b1} = k_1 k_2 R_{sdir} + k_1 (1 - k_2) R_{sdir} \quad (18)$$

式中右边第一项表示实际到达地表面的直接日射量, 第二项可看做直接辐射因观测点的大气环境和天气条件等转换成散射日射的成分(太阳周围非各向同性的散射成分)。

关于 k_2 值, 如果能得到水平面直接日射量的观测值 R_{bobs} , 可根据下式决定:

$$k_2 = (R_{bobs} / R_{b1}) = R_{bobs} / (k_1 R_{sdir}) \quad (19)$$

由前节的叙述得知, 给出考虑地点的必要的观测数据, 可以确定 a 、 b 值, 就能根据(14)式算(19)式中的 k_1 值, 而 R_{sdir} 也能计算, 所以 $k_1 R_{sdir}$ 就能作为已知数确定其值。

(19) 式中 R_{bobs} 是根据吉田·篠木(1983)在整理日本国内直接日射量观测值时获得的精度较好的水平面直接日射推算公式确定的(对统计年数 12—15 年的情况, 和 30 年平均值的差, 在 8% 以下), 用这个公式计算的 $R_b(Y.S)$ 作为第一近似代替 R_{bobs} 。

$$R_{bobs} = R_b(Y.S) \quad (20)$$

这里, 式中的 $R_b(Y.S)$ 由下式给出:

$$\begin{aligned} R_b(Y.S) = & R_s(Y.S) - [R_s(Y.S) \\ & - 0.048 G_{10} H_0] \\ & \times [0.733 - 1.119(n/N) \\ & + 0.702(n/N)^2 + 0.217 m_c] \end{aligned}$$

$$+ 0.048 G_{10} H_0 \quad (21)$$

式中, $R_s(Y.S)$ 是水平面总日射量 ($\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{日}$), G_{10} 是积雪指数(一个月间积雪在 10 cm 以上的日数与一个月的天数比, 其值在 0—1 之间), H_0 是大气层外水平面日射量的月平均值 ($\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{日}$), m_c 是云量的月平均值 (0—1), $R_b(Y.S)$ 的单位是 $\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{日}$ 。

把(20)式代入(19)式, 消去 R_{bobs} , 然后把(17)式与这个公式联立得出如下公式:

$$[R_b(Y.S) / (k_1 R_{sdir})] = a' + b'(n/N) \quad (22)$$

在(22)式中左边是已知的, 因此, 只要给出 n/N 的值, 就可用最小二乘法决定系数 a' 、 b' 。

另外, 由于(18)式中右边第一项是实际到达地表的直接日射量, 所以再把它定义成如下形式:

$$R_b = k_1 k_2 R_{sdir} \quad (23)$$

同样, (18)式右边第二项可看成是转换成散射日射的分量, 因此它包括在(16b)式的散射日射量中, 作为天空散射日射量重新再定义如下:

$$R_d = k_1 [R_{sdir} + (1 - k_2) R_{sdir}] \quad (24)$$

式中 R_d 是被重新定义的天空散射日射量。

为了更精确地推算天空散射日射量, 希望考虑这样一个已知的事实, 即在晴天时散射日射的辉度分布在太阳周围是最大的(康德拉耶夫, 1977; Iqbal, 1983)。(24)式中括弧内的第一项代表各向同性的散射辐射成分; 第二项则随 h' 变化, 表示随太阳位置而变化的非各向同性的散射辐射成分。所以(24)式表示天空散射日射量由两部分组成: 各向同性成分和非各向同性成分之和。

由以上可知 R_b 、 R_d 、 R_r 的和是 R_s ; 因此, (23)、(24)及(16c)式可写成如下形式:

$$\begin{aligned} R_s = & k_1 k_2 R_{sdir} + k_1 [R_{sdir} + (1 - k_2) R_{sdir}] \\ & + k_1 R_{sref} \end{aligned} \quad (25a)$$

(25a)式还能表示成如下形式:

$$R_s = R_b + R_d + R_r \quad (25b)$$

如果(14)式及(17)式中的系数 a 、 b 及

a' 、 b' 被确定,观测点的日照时间也已给出,由于观测点的 ϕ 、 δ 、 t 、 β 、 a' 、 R_0 、 N_s 的值是确定的,根据这些值及大气透过率 P 和日照率 n/N ,就可利用(25 a) 式分别计算各种成分的日射量。

2. 参数系数的确定及其拟合度

2.1 系数值的确定

利用(25 a) 式计算到达斜面上的总日射量时,必须先确定(14)式中的系数 a 、 b 及(17)式中的系数 a' 、 b' 的值。在确定系数值时,使用的是日本气候表[按地点、月份的平年值](气象厅,1982),气象厅年报(气象厅,1970~1983)及馆野高空气象台气象资料(馆野高空气象台,1979~1983)中的日照率、云量、水平面上的总日射量、10 cm以上的积雪日数及12点测定的透过率等每个月的平均值及每个月的平年值。先统计每个月的平均值,进一步再统计 n 年间的平均值作为每个月的平年值。由于缺测及其它原因,各要素的统计年

数不一定统一,因而存在一些问题。但是由于考虑了平均气候状态,不会产生很大的误差,即使统计年数不统一也可使用。

系数 a 、 b 值的求法如下:

设: $Y = R_s/R'_s$, $X = n/N$ (26)

根据最小二乘法确定一次回归式:

$Y = a + bX$ (27)

这里 R_s 、 n/N 的值使用后边将要介绍的气象部门观测的水平面总日射量的月平均值及月平均日照率。 R'_s 用(2)~(13)式计算,辐照总量的计算方法是,把从日出到日落的日长分成20等分,用Simpson的积分公式求解。作为计算对象的各个观测点的日出、日落时刻,假定没有山岭等产生的阴影的影响,而是根据每个月15日的赤纬及纬度计算求得的(Kotoda,1986),把该值作为月平均值使用。另外, R'_s 的计算,必须用(3)、(11)式表示的 P 值,并且认为 P 值在一天里没有什么变化。使用表1所示的月平均值(统计年数为1971~1980年的10年平均值)。这个模

表 1 12 时观测的透过率的月平均值(%)
(1971~1980)

地 名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
宫 古	78	74	69	67	64	65	64	66	70	74	76	78	704
松 本	76	75	71	68	67	65	65	64	68	71	74	75	699
馆 野	75	73	70	66	66	61	63	64	65	70	73	75	684
潮 岬	75	73	67	66	64	65	63	63	67	70	74	74	684
福 岗	71	70	66	62	63	61	62	63	66	68	70	71	661
鹿儿岛	74	70	66	63	63	63	65	67	68	68	71	73	676

表 2 (27)式的系数 a 、 b 值和相关系数 r

台 站 名 (ϕ , Z)	参 数		r	统计年份
	a	b		
宫 古(39°39', 427 m)	0.309	0.739	0.913	1975—1980
馆 野(36°03', 26.0)	0.336	0.705	0.973	1979—1983
松 本(36°15', 610.0)	0.264	0.803	0.958	1974—1980
潮 岬(33°27', 73.2)	0.283	0.747	0.946	1974—1980
福 岗(33°35', 2.5)	0.289	0.646	0.911	1974—1980
鹿儿岛(31°34', 4.3)	0.366	0.599	0.902	1974—1980
LSM	0.298	0.727	0.913	

ϕ : 测站纬度, Z : 测站高度, r : 相关系数, LSM: 根据六个测站资料, 用最小二乘法计算的值。

式用于平面情况($\beta=0$)时 $R_{sref}=0$,因此确定 a, b 时, $\bar{\rho}$ 值不是必要的。

表 2 是在宫古、馆野、松本、潮岬、福岗及鹿儿岛六个台站求得的 a, b 系数值及相关系数 r 值。

使用六个观测点的全部数据, 用最小二乘法确定的系数值为: $a=0.298, b=0.727, r=0.913$ 。另外, 这个回归式的标准误差 $E=0.0301$, 用百分率表示则为 4.3%。

系数 a', b' 的值可用下面的公式求取:
 $Y=R_b(Y.S)/(k_1 R_{sdir}), X=(n/N)$ (28)
与求 a, b 的方法相同, 用最小二乘法确定下面的一次回归式:

$$Y=a'+b'X \tag{29}$$

对宫古、松本、潮岬、福岗及鹿儿岛五个观测点进行了计算(与其它观测点一天观测三次不同, 馆野一天观测一次云量, 因此将其从 $R_b(Y.S)$ 的计算中去掉)。另外, (28) 式中 k_1 的系数 a, b 值使用的是每个观测点的计算值。

关于 $R_b(Y.S)/R_{b1}$ 和 n/N 的关系, 从比较中可以看到, 福岗的值和其它四个观测点相比有显著的不同。这种差异的原因大致有如下几点: (1) 回归模式不完善, (2) 观测误差, (3) 大气透明度(或称大气混浊度)和反射率等的不同(吉田·篠木, 1983)。福岗的结果和其它观测点相比之所以不同, 是由于在大城市的地表面和大气的特性不同, 但还有待于今后做详细研究。

用宫古、松本、潮岬、鹿儿岛四个观测点

表 3 (29)式中系数 a', b' 的值和
相关系数 r

台 站 名	a'	b'	r
宫 古	0.081	1.186	0.989
松 本	0.200	0.947	0.884
潮 岬	0.116	1.133	0.978
福 岗	0.236	1.081	0.931
鹿儿岛	0.085	1.205	0.949
LSM	0.119	1.116	0.957

LSM: 是根据四个测点资料应用最小二乘法计算的值

的全部数据确定的 a', b' 是: $a'=0.119, b'=1.116$, 相关系数 $r=0.957$ 。标准误差 $E=0.0261$, 用百分率表示为 3.7%。

2.2 估算式的拟合度

为了研究用前节确定的 k_1, k_2 两个参数值根据(25)式算出的水平面上总日射量(R_{sH}), 直接日射量(R_{bH})以及天空散射日射量(R_{dH})的值与实测值的拟合程度如何, 内嶋(1981)把计算值与茨城县谷田部街观音台($36^{\circ}01'N, 140^{\circ}08'E, Z=30\text{ m}$)的观测资料进行了比较。

求 k_1 的系数值所使用的资料是离观音台约 4 km 处的馆野得到的: $a=0.336, b=0.705$ 。关于 k_2 的系数值, 由于馆野云量的观测数据是一天一次, 无法算出, 因而用福岗以外的其它四个观测点的全部观测值确定出: $a'=0.119, b'=1.116$ 。关于 $R_{s,H}, R_{d,H}, R_{b,H}$ 每小时计算值, 是求每小时中间时刻的瞬时值, 把它看做这个小时的平均值。辐照总量是计算从日出到日落的时刻, 再用 Simpson 公式对它们的值进行积分算出。

图 1 是计算值和观音台实测值的比较图, 用 1979 年和 1980 年的月平均日照率数据, 根据这些数据计算水平面上的总日射量($R_{s,H}$), 直接日射量($R_{b,H}$)及散射日射量($R_{d,H}$)的月平均值。

可以看出, 1979 年 5 月的 $R_{s,H}$ 、同年 2、3 月份的 $R_{b,H}$ 有一些偏差; 其它月份的实测结果和计算结果相当一致。这表明: 使用本研究提出的计算模式计算 $R_{s,H}, R_{b,H}, R_{d,H}$ 的方法是妥当的。当然用(20)式也能计算任意时刻的 $R_{s,H}, R_{b,H}, R_{d,H}$ 。

3. 结果和研究

3.1 模式地区辐射状态的年变化特征

为了研究斜面的辐射状态, 需要考虑各种地形条件(斜面的倾斜角、方位角)和植被条件(反射率), 因而选了茨城县柿岗盆地(恋瀬川流域)进行研究。

在盆地内有柿岗气象站 ($36^{\circ}14'N, 140^{\circ}$

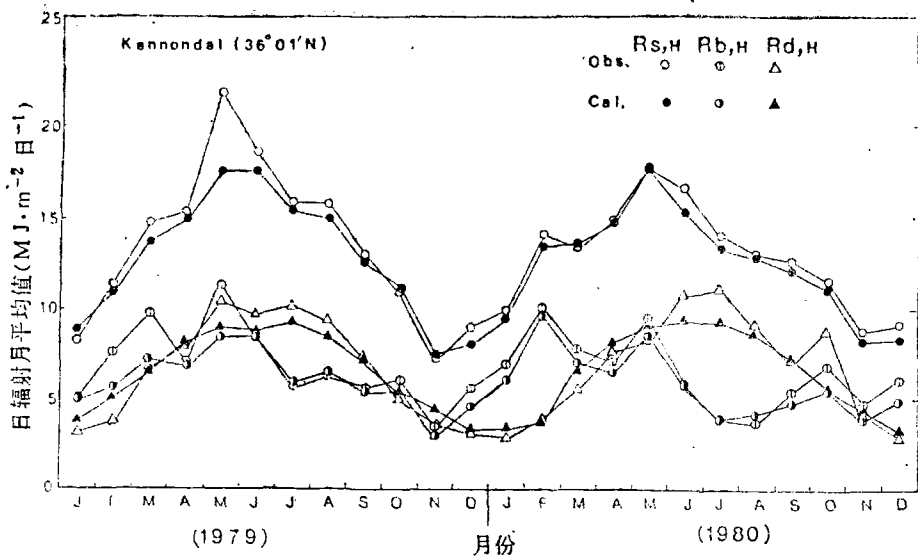


图1 计算的 $R_{s,H}$ 、 $R_{b,H}$ 、 $R_{d,H}$ 与观测值的比较, $R_{s,H}$ 、 $R_{b,H}$ 、 $R_{d,H}$ 分别是水平面上的总辐射、直接辐射和天空散射辐射

12'E, $Z=27$ m), 它只进行一般的气象观测, 不进行日射量观测, 因此在计算日射量时用的系数值是从从这里往南大约 9 km 处的馆野高空气象台 ($36^{\circ}03'N$, $140^{\circ}08'E$, $Z=26$ m) 获得的。月平均大气透过率 (P) 的值是用 1971—1980 年的平年值。反射率是根据植被状态计算的, 用的是整个盆地各个月的平均值。计算年份为 1980 年, 日照率 (n/N)

用的是这一年的月平均值。

图 2 表示柿岗地区的水平面总日射量 ($R_{s,H}$), 直接日射量 ($R_{b,H}$) 及散射日射量 ($R_{d,H}$) 的年变化情况和 P , n/N 的年变化情况。从图中可以看到 $R_{b,H}$ 和 $R_{d,H}$ 在 $R_{s,H}$ 中占有的比例关系; 冬季 (12、1、2 月) 直接日射成分占的比例大; 相反, 在夏季 (6、7、8 月) 散射日射成分占的比例大。

3.2 斜面的方位角、倾角引起的辐射状态变化

为了研究斜面辐射状态特性, 设想有一模式斜面, 研究辐射状态对斜面方位角及倾角的依赖关系, 如图 3 所示。

在图 3 中, 选择 8 月 (15 日中天时的太阳高度角为 68°) 作为夏季的代表; 选择 1 月份 (15 日中天时的太阳高度角为 33°) 作为冬季的代表。就南、东、北三个方位的斜面, 表示出 R_s 、 R_b 及 ($R_d + R_r$) 同倾斜角 (β) 的关系。计算后得知反射率平均值 ($\bar{\rho}$) 为: 8 月, $\bar{\rho}=0.172$; 1 月, $\bar{\rho}=0.142$ (Kotoda, 1986)。

8 月份的南向斜面 (S), 倾斜角为 $0^{\circ} < \beta < 35^{\circ}$, R_s 比 $R_{s,H}$ 大, 而 $R_s/R_{s,H}$ 的最大值是在 $\beta=20^{\circ}$ 时, 为 1.04。在 $\beta=20^{\circ}$ 的斜面上与 R_s 增量 ($R_s - R_{s,H}$) 对应的各种成分的贡献 ($R_b - R_{b,H}$) / ($R_s - R_{s,H}$)、($R_d - R_{d,H}$)

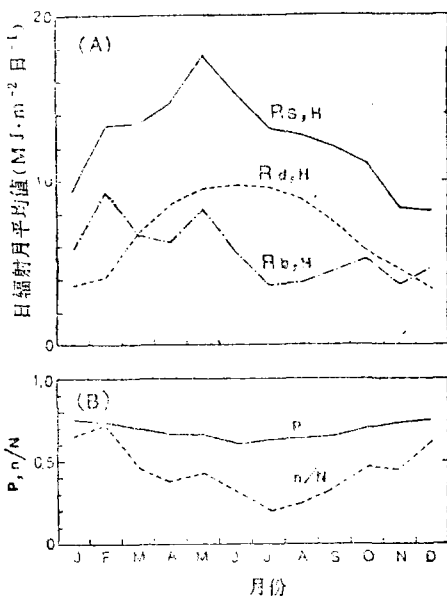


图2 月平均值的年变化趋势。(A) $R_{s,H}$ 、 $R_{b,H}$ 、 $R_{d,H}$ 的日总量, (B) 透过率 P 和相对日照率

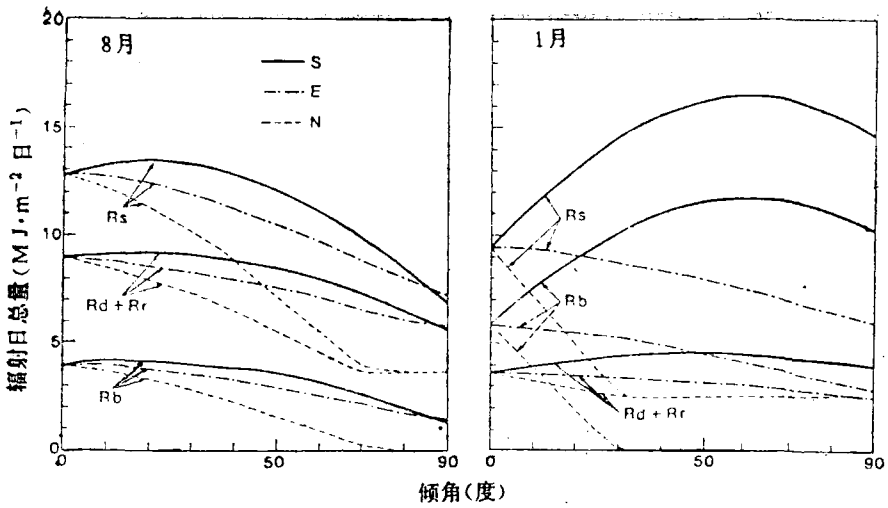


图 3 对于不同的地面方位角, R_s , R_b 和 $(R_d + R_r)$ 日总量对倾斜角的依赖关系

($R_s - R_{s,h}$) 及 $(R_r)/(R_s - R_{s,h})$ 分别为/36.2, 51.0 和 12.8%。大约占总日射量增量 64% 的是(天空+地面反射)的散射辐射的增量。

而北向斜面(N), 无论取哪种倾斜角, R_s 也比 $R_{s,h}$ 的值要小。但是, 对于 $\beta = 20^\circ$ 的斜面, R_s 比 $R_{s,h}$ 大约小 $1.673 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{日}$ 。还有, 在 $\beta > 75^\circ$ 的斜面上, R_s 则随 β 略有增大, 基本上为一固定值。这是由于太阳高度角使进入这个地点的直接日射受到限制, R_s 已经被 $R_d + R_r$ 成分所占有。

1 月份的南向斜面上(S), 无论取哪种倾斜角, R_s 值也比 $R_{s,h}$ 值大, 在 $\beta = 60^\circ$ 附近可以看到极大值 ($R_s/R_{s,h} = 1.75$), 与 8 月份相比该值明显增大。这一增量大部分为直射成分(贡献率为 84%)。与此相反, 在北向斜面上, 在所有倾斜角上的 R_s 都比 $R_{s,h}$ 小。可是, 当 $\beta > 35^\circ$ 时, R_s 几乎跟 β 没有关系了。这和 8 月份的情况是一样的, 是由于冬季这个观测点的太阳高度角造成的, 在 $\beta > 35^\circ$ 时, R_s 仅由天空散射和地面反射散射组成。

还有, 8 月份南斜面和北斜面上 R_s 的差值, 最大是 $6 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{日}$, 而 1 月份则达到 $14 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{日}$ 。与夏季相比, 冬季斜面方位角的差异给予地表面热环境的影响显著, 并且是

产生地区差的主要原因。

图 3 中 1 月份南、东、北斜面上 R_s 和 β 的关系表明, 同太阳高度角相近时的 Kondratyev 和 Manolova(1985)的实测值相比, 除了北斜面上的 R_s 和 β 的关系稍有不同外, 其余都很类似。本研究结果证明, 北斜面上的 R_s 在 $\beta > 30^\circ$ 时, 仅增加一点点, 而 Kondratyev 和 Manolova 获得的结果是, 当 $\beta > 30^\circ$ 时, R_s 的值有增大的倾向。这是由于后者的反射率值大, 地面反射的散射辐射比前者对 R_s 有更多的贡献。

3.3 总日射量、直接日射量、散射日射量的年变化

为了观察斜面方位角及倾角不同时 R_s 的年变化特征, 选择南、北方位的斜面, 分别对应 $\beta = 15^\circ, 30^\circ, 60^\circ$ 及 90° 的每个月的 $R_s/R_{s,h}$ 值用图 4 中的(A-1)及(A-2)表示。

从图中可以看到, 在南斜面上 $R_s/R_{s,h}$ 在太阳高度角大的 6 月份具有极小值, 12 月份有极大值。6 月份对所有倾斜角 $R_s/R_{s,h} < 1$, 而 12 月份 $R_s/R_{s,h} > 1$ 。也就是说由于倾角, 一般来说南斜面是冬暖、夏凉的斜面。

北斜面与此相反, 在 6 月份 $R_s/R_{s,h}$ 有极大值, 1 月份有极小值, 然而整个一年里 R_s 没有超过 $R_{s,h}$ 。

图 4 中(B-1)及(B-2)分别表示南、北

斜面的 $R_b/R_{b,H}$ 年变化。其年较差,在南斜面最大,其次是北斜面,东、西斜面最小。用(B)图跟(C)图对应比较可以看出 R_s 的年变化,其中 R_b 变化最大。但是夏季的 R_b 绝对值比 $(R_d + R_r)$ 小,因此对 R_s 变化量的贡献率不大。

图4中(C-1)及(C-2)显示出 $R_d/R_{d,H}$ 的年变化,与 $R_b/R_{b,H}$ 相比其年较差小。和直接日射的不同点是:在北方位的斜面上,6

月份出现了极大值,冬季也有比较大的值。可以认为冬季日照率高,原因是来自太阳方向的非各向同性散射日射成分对 R_b 的贡献大。

3.4 关于反射率对日射量的影响

由于地面反射,斜面接受的散射辐射除了依赖于太阳高度角、入射面方位角以外,还依赖于反射率。

图5(S)表示计算出的与南斜面的各种

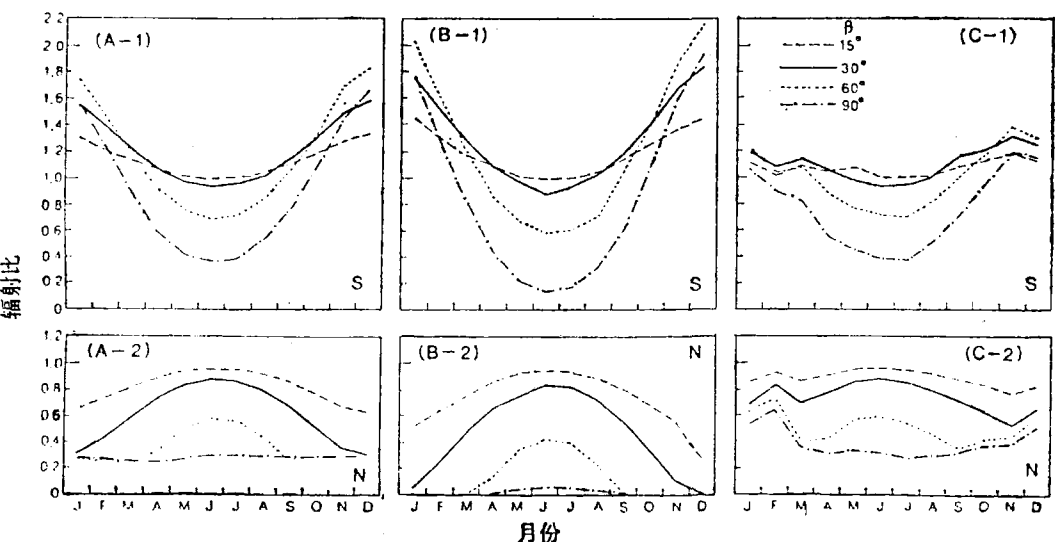


图4 分别对应于不同倾角和表面方位角的月平均值的年趋势。(A): $R_s/R_{s,H}$, (B): $R_b/R_{b,H}$, (C): $R_d/R_{d,H}$

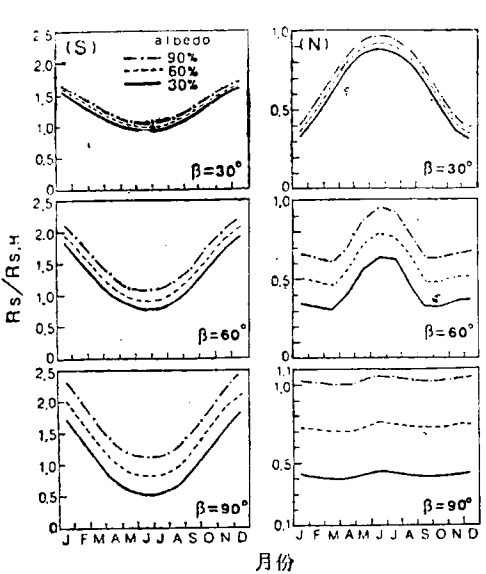


图5 具有不同反射率及向南向北倾角时的 $R_s/R_{s,H}$ 月平均的年趋势

反射率相对应的 $R_s/R_{s,H}$ 年变化,即使反射率值相同,当倾斜角 β 变大后, $R_s/R_{s,H}$ 的增量也变大。按柿岗的模式斜面计算结果,对应于 $\beta = 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$ 的斜面,反射率增加30%会使 $R_s/R_{s,H}$ 增加4%, 15%, 30%。对于北斜面,年变化的趋势不同,但也有同样的结果。

本地区降雪不多,所以很少发生因降雪使地表面反射率增加的情况,从月平均值年变化在13—17%范围内的估计来看,地表面反射量占总日射量的比例不会大于这一范围。然而,对积雪时间较长的日本东北山区等地影响则较大。

4. 结 束 语

本研究建立了斜面总日射的简单估算模

式,它包括直接日射、天空散射辐射及地面反射的散射辐射成分。

这个估算模式的特点是:1)在估算直接日射量、天空散射日射量方面不但用统计方法,同时也以一定方式考虑到物理过程。2)在参数方面只使用了大气透过率和日照率;另外它的常数值也只使用四个,具有容易取得观测数据及节省计算劳力的特点。

关于斜面方位角及倾角不同引起的各日射成分的变化,与夏季相比,冬季差别显著。

这表明根据这些规律,如果对斜面方位角及倾斜角进行合理的选择,再采取一些其它措施,那么就能有效地利用冬季自然能量,所获得的效益几乎可与夏季匹敌,也可以用适当的标准对夏季过大的日射量进行选择使用。另外,关于反射率对总日射量的影响问题,即使在同一反射率值的条件下,也是倾角越陡越大。

张余丰摘译自(日)《农业气象》42卷3期
周景林校