

太阳直接辐射光量子通量的气候学计算方法

周允华 项月琴

(中国科学院地理研究所农业生态系统试验站)

提 要

为了把太阳直接辐射通量密度换算成光量子通量密度,取了一个简单的大气模式,计算了各种太阳高度、地面气压和大气浑浊度下太阳直接辐射中的光合有效辐射能量通量和光量子通量,从而得到了单位光合有效辐射能量所具有的光量子数。结果表明:这个数是比较稳定的。在平原地区,10—90°的太阳高度范围内,1W·m⁻²的光合有效辐射通量密度具有4.72±0.11μmol·m⁻²·s⁻¹的光量子通量密度。本文还采用北京地区四个季节定时的太阳直接辐射分光测量资料和高原观测资料检验了模式计算结果的可靠性,获得了满意的结果。

关键词 光合有效辐射 量子通量密度 简化的大气模式 大气浑浊度
太阳光谱辐照度 太阳直接辐射

一、引 言

在光合作用研究中,光通量的测量有三种常用的计量系统:(1)光度学系统,单位为lx。(2)能量学系统,单位为Wm⁻²(光合有效光谱段)。(3)量子学系统,单位为μmol·m⁻²·s⁻¹(光合有效波段)。在上述三种计量系统中,光度学系统是以人眼对亮度的响应特性为基础的,可是由于人眼和植物对光的响应特性有很大差异,所以光照度单位不能很好地反映光照和作物光合速度之间的关系。许多研究者早就提出,在光合作用的研究中应该放弃这种计量系统^[1]。第二种计量系统,即光合有效波段内的辐射能通量,它很好地反映了能被绿色植物用来进行光合作用的那部分能量的大小,目前已有不少研究者对光合有效辐射(简称PAR)的能通量和全波段的太阳辐射能通量之间的关系作了大量研究^[2-9];新近周允华等^[10]对PAR能通量的气候学计算方法作了系统的研究。不过这种计量学系统也有其缺点,它不能反映PAR能量和生物产量之间的数量关系。这给光合产量的研究带来不便。第三种计量系统,即光量子单位,它是建立在爱因斯坦光化学当量定律的基础之上的,光量子数和参与光化反应的物质之间具有明确的定量关系。所以在光合作用和光合产量的研究中,它是最可取的计量系统。

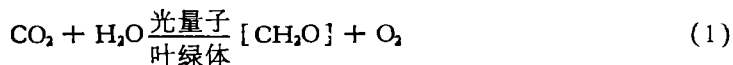
遗憾的是:直至目前,直接用于测量光量子通量的仪器使用得很不普遍。因此,如何

根据一般的日射仪器测得的全波段的太阳辐射能通量或利用常规的日射台站辐射观测资料来推算 PAR 光量子通量就成了一个迫切需要解决的问题。

在我国许多地区,直接辐射是组成太阳总辐射的最重要成分,本文的目的是要研究直接辐射能通量和光量子通量之间的关系,提出光量子通量的气候学计算方法。

二、太阳直接辐射中光合有效辐射(PAR)能量和光量子的关系

光合作用的主要化学过程是把 CO_2 和水转变为碳水化合物与 O_2 , 它可简单表达成:



根据爱因斯坦光化学当量定律,只有当吸收了一个光量子的能量 ($h\nu$) 之后,一个分子才能起反应(这里 h 为普朗克常数,等于 $6.625 \times 10^{-34} \text{J}\cdot\text{s}$, ν 为频率)。因此,1mol 的化合物必须吸收 1mol 的光量子,即 $Nh\nu$ 的能量,以启动反应 (N 为阿伏伽德罗常数,等于 6.024×10^{23})。研究表明,绿色植物在进行光合作用时,实际上需要若干个光量子才能形成一个 $[\text{CH}_2\text{O}]$ (一般认为需要 8—12 个)。也就是说,8—12mol 的光量子可产生 30 克的碳水化合物。这样,在能量流和最大可能生物产量之间就建立起了数量的联系。

1. 大气外界太阳辐射的光量子通量

太阳辐射是由各种波长的能量组成的。在光合有效波段 ($0.40\text{—}0.70\mu$) 内,波长为 λ 的 1mol 单色辐射的光量子所具有的能量 w 为:

$$w = Nh\nu = \frac{Nhc}{\lambda} \quad (2)$$

式中 c 为光速,等于 $3 \times 10^8 \text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, λ 为波长。这样,单位能量所具有的光量子数 n_λ 为:

$$n_\lambda = \frac{1}{w} = \frac{\lambda}{Nhc} \quad (3)$$

(3) 式表明,单位能量所具有的光量子数是和波长成正比的。若波长单位取微米,则 $n_\lambda = 8.354\lambda (\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1})$ 。例如:对 $\lambda = 0.4\mu$ 的紫光, $n_\lambda = 3.34\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}$;而对 $\lambda = 0.7\mu$ 的红光, $n_\lambda = 5.85\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}$ 。

对于大气外界的太阳辐射而言,若在 PAR 波段内,波长间隔 $d\lambda$ 内的辐射通量是 $S_{0\lambda}d\lambda$ ($S_{0\lambda}$ 为大气外界太阳光谱辐照度),则其光量子通量 $dU_{0\lambda}$ 就是:

$$dU_{0\lambda} = n_\lambda S_{0\lambda} d\lambda = \frac{\lambda S_{0\lambda}}{Nhc} d\lambda \quad (4)$$

这样,大气外界整个 PAR 波段内的太阳辐射光量子通量 U_0 为:

$$U_0 = \int_{0.4}^{0.7} \frac{\lambda S_{0\lambda}}{Nhc} d\lambda \quad (5)$$

取世界气象组织新近推荐的大气外界光谱辐照度 $S_{0\lambda}$ 的资料^[11],按(5)式用数值积分得到: $U_0 = 2417 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。按资料^[11],大气外界太阳辐照度(即太阳常数)为 $1367 \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,其中 $0.4\text{—}0.7\mu$ 的能通量所占比例为 38.81%,即 PAR 能通量为 $531 \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。由此可以计算出大气外界整个 PAR 波段内每焦耳的能量所具有的光量子数是 $4.55 \mu\text{mol}$,

或可写成 $n = 4.55 \mu\text{mol J}^{-1}\text{PAR}$ 。它相当于波长在 0.545μ 处的单色光所具有的光量子数。

2. 大气对直接辐射光量子通量的减弱

太阳辐射进入大气后,要受到大气成分的减弱。在 PAR 波段内,主要由于空气分子的散射、 O_3 的吸收和气溶胶粒子的散射。所以入射到地面的太阳直接辐射光谱成分随海拔高度、太阳高度和大气状况而变。为了能将 PAR 能通量换算成光量子通量,就需计算各种情况下单位 PAR 能量所具有的光量子数 n 。如果弄清了 n 值的特性,那么,把 PAR 能通量换算成光量子通量的问题也就解决了。

根据 Bouguer-Lambert 定律,在 PAR 波段内,到达地面的波长间隔 $d\lambda$ 内的太阳直接辐射能通量 $S_\lambda d\lambda$ 可写成:

$$S_\lambda d\lambda = S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m P_{\lambda,d}^m d\lambda \quad (6)$$

式中 $P_{\lambda,a}$ 和 P_{λ,O_3} 分别为海平面上空气分子和 O_3 的光谱透过率, $P_{\lambda,d}$ 为测点的气溶胶光谱透过率, m 和 m_h 分别为绝对大气质量和相对大气质量,二者具有关系: $m = \frac{P}{P_0} m_h$,

其中 P 和 P_0 分别为测点气压和标准大气压。在太阳高度 $h > 18^\circ$ 时, $m_h = \frac{1}{\sin h}$,

在太阳高度较低时,要作大气曲率订正。(6) 式中 O_3 的减弱,用了 m_h 而不用 m ,这是考虑到 O_3 集中于大气高层,所以测点高度对测点上空 O_3 含量无明显影响。

对气溶胶的光谱透过率 $P_{\lambda,d}$, 按 Ångström 的研究^[12],可写成:

$$P_{\lambda,d} = e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha}} \quad (7)$$

式中 α 称波长指数,取决于测点上空气溶胶粒子的体分布特性,取值范围是 0—4, 平均为 1.3; β 称 Ångström 大气浑浊度系数,取决于测点上空气溶胶总含量。当 $\beta < 0.10$ 时,可以认为是比较清洁的大气,当 $\beta > 0.20$ 时,空气就很浑浊了。

和(4)式类似,在 PAR 波段内,到达地面波长间隔为 $d\lambda$ 的直接辐射中,光量子通量 dU_λ 可写成:

$$\begin{aligned} dU_\lambda &= n_\lambda S_\lambda d\lambda \\ &= \frac{\lambda}{Nhc} S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda \end{aligned} \quad (8)$$

对整个 PAR 波段积分,即可得到全波段的 PAR 光量子通量 U :

$$U = \int_{0.4}^{0.7} \frac{\lambda}{Nhc} S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda \quad (9)$$

而到达地面的直接辐射中, PAR 通量 S_{PAR} 为:

$$S_{\text{PAR}} = \int_{0.4}^{0.7} S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda \quad (10)$$

由此可得到单位 PAR 能量所具有的光量子数 n :

$$n = \frac{U}{S_{\text{PAR}}} = \frac{1}{Nhc} \frac{\int_{0.4}^{0.7} \lambda S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda}{\int_{0.4}^{0.7} S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,\text{O}_3}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda} \quad (11)$$

为了计算 n 值, 取用了文献[13]根据文献[11]列出的每隔 $10 \times 10^{-9} \text{m}$ 的 $S_{0.1} d\lambda$ 值以及相应波段的 $P_{\lambda, a}$ 和 $P_{\lambda, 0}$ 值(其中 O_3 含量取 3.0cm)。至于 α 和 β 值, 我们分析了毛节泰等^[14]在北京和项月琴等^[15]在格尔木的测量结果, 发现 α 和 β 之间存在一定的关系, 即 α 随 β 值增加而减小。在北京, 它们满足关系式:

$$\alpha = 0.431 - 0.492 \ln \beta \quad (12)$$

相关系数 $r = -0.759$ 。在格尔木(海拔 2800m), 满足关系式:

$$\alpha = -0.771 - 0.819 \ln \beta \quad (13)$$

相关系数 $r = -0.926$ 。图 1 绘出了这两地点的测量结果和拟合曲线

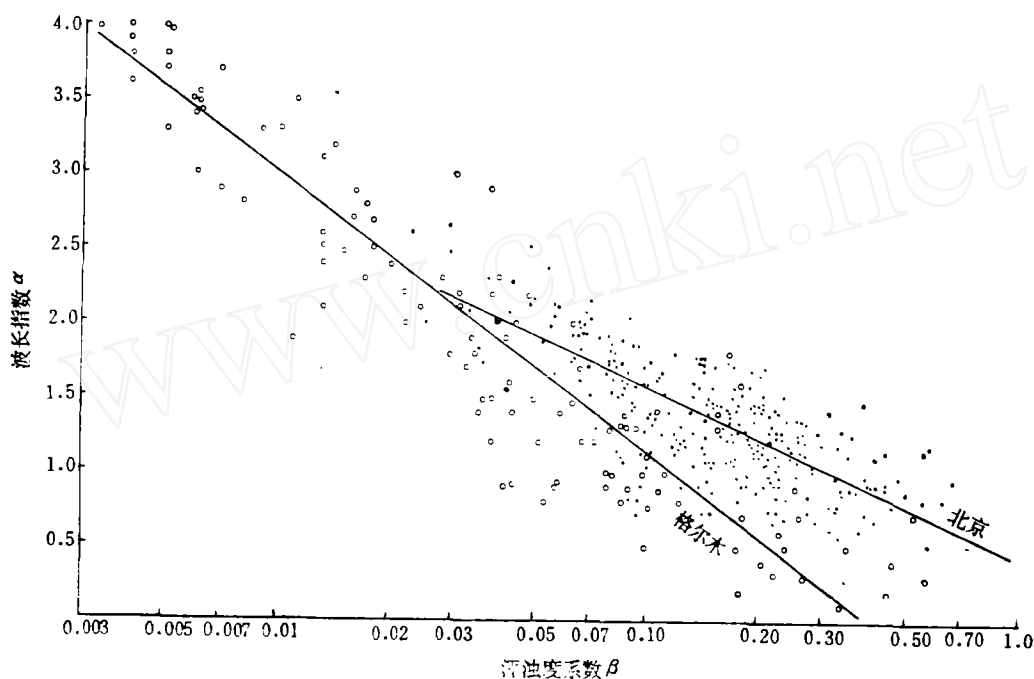


图 1 在北京和格尔木测得的 α 和 β 的关系[实点为北京(1980 年 11 月—1981 年 6 月)、空圆为格尔木(1979 年 5 月—8 月)]

Fig. 1 The relationships between α and β in Beijing and Golmud

在用(11)式计算 n 值时, 取用了两种地面气压 (1000hPa 和 700hPa) 分别用以代表平原和海拔 3000m 的高原; 浑浊度系数 β 取用了 $0.02, 0.04, 0.10, 0.15, 0.20, 0.30$ 和 0.40 共 7 种。对平原, α 和 β 的关系取用了(12)式, 对高原, 取用(13)式。

计算结果表明: n 值与大气浑浊度的关系不大, 不管是平原或高原, 在太阳高度相同时, 各种浑浊度下的 n 值的变异系数不大于 1%。但 n 值与太阳高度和海拔高度却有一定的关系。图 2 实线部分绘出了由(11)式数值积分得到的 n 值随太阳高度的变化图 (取各种 β 下的平均值)。可以看到: 不管是在平原还是在高原, 当太阳高度较高时, ($h > 50^\circ$), n 值近于一个不变的常数, 平原为 $4.65 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{PAR}$, 高原为 $4.60 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{PAR}$ 。随着太阳高度的降低, n 值逐渐增高; 当 $h = 10^\circ$ 时, 平原和高原的 n 值分别增至 4.98 和

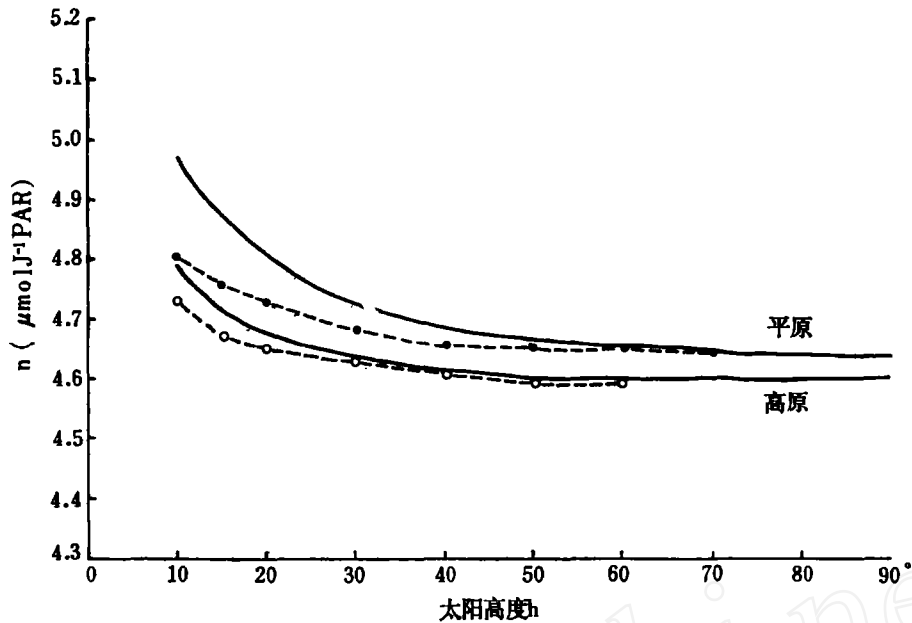


图2 平原和高原上单位 PAR 能量所具有的光量子数 n 和太阳高度 h 的关系(实线为模式计算的结果,虚线为根据分光测量得到的结果)。

Fig.2 The values of photons, n , corresponding to 1 J PAR at various solar elevations h at sea level and in Xizang Plateau

4.79 $\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{PAR}$ 。在 10—90° 的太阳高度范围内,考虑到各种浑浊度的情况,全部 n 值的平均值和标准差是:平原上, $n = 4.72 \pm 0.11 \mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{PAR}$,高原上, $n = 4.64 \pm 0.06 \mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{PAR}$ 。变异系数分别为 2.3% 和 1.3%。 n 的平均值高原的比平原的偏低 1.7%。

平原上 n 的平均值 (4.72 $\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{PAR}$) 和上节大气外界的 n 值 (4.55 $\mu\text{mol}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{PAR}$) 相比,增高了 4% 左右。它相当于波长在 0.565 μ 处的单色光所具有的光量子数。

三、利用太阳直接辐射的分光测量对 PAR 光量子数的计算

上节对单位 PAR 能量所含光量子数的计算是基于一个简单的大气模式得到的。实际大气则是千变万化,比所取模式复杂得多。为此,我们对太阳直接辐射进行了分光测量,用以直接计算 n 值。

设入射到地面的 PAR 波段间隔 $\Delta\lambda_i$ 内的直接辐射能通量为 $S_{\Delta\lambda_i}$,它占 PAR 能通量 S_{PAR} 的比例为 $\eta_{\Delta\lambda_i}$,则该波段的光量子通量 $U_{\Delta\lambda_i}$ 为:

$$\begin{aligned} U_{\Delta\lambda_i} &= \frac{\bar{\lambda}_i}{Nhc} S_{\Delta\lambda_i} \\ &= \frac{\bar{\lambda}_i}{Nhc} \cdot \eta_{\Delta\lambda_i} S_{\text{PAR}} \end{aligned} \quad (14)$$

式中 $\bar{\lambda}_i$ 为该波段的平均波长。

整个 PAR 波段所具有的光量子通量 U 为:

$$U = \sum_{i=1}^k U_{\Delta\lambda_i} = \frac{S_{PAR}}{Nhc} \sum_{i=1}^k \bar{\lambda}_i \eta_{\Delta\lambda_i} \quad (15)$$

式中 k 为分光测量时 PAR 波段被分成的数目。

由(15)式就可得到单位 PAR 能量所具有的光量子数 n :

$$n = \frac{U}{S_{PAR}} = \frac{1}{Nhc} \sum_{i=1}^k \bar{\lambda}_i \eta_{\Delta\lambda_i} \quad (16)$$

(16)式表明: 只要测出各波段的太阳直接辐射通量所占 PAR 通量的比例数 $\eta_{\Delta\lambda_i}$, 就可很方便的计算出 n 值来。

1. 直接辐射中 PAR 的光谱分布

利用苏制 AT-50 型热电式相对日射表配上 8 种国产锐截止型有色玻璃滤光片, 在北京对太阳直接辐射进行了分光测量, 从而把直接辐射从紫外到远红外分成 9 个波段, 在 $0.4-0.7\mu\text{m}$ 的 PAR 波段内, 直接辐射被分成 6 个波段。观测选测了 1978 年四个时段用以代表四个季节(冬季: 1977 年 12 月 22 日—1978 年 2 月 2 日; 春季: 4 月 14 日—5 月

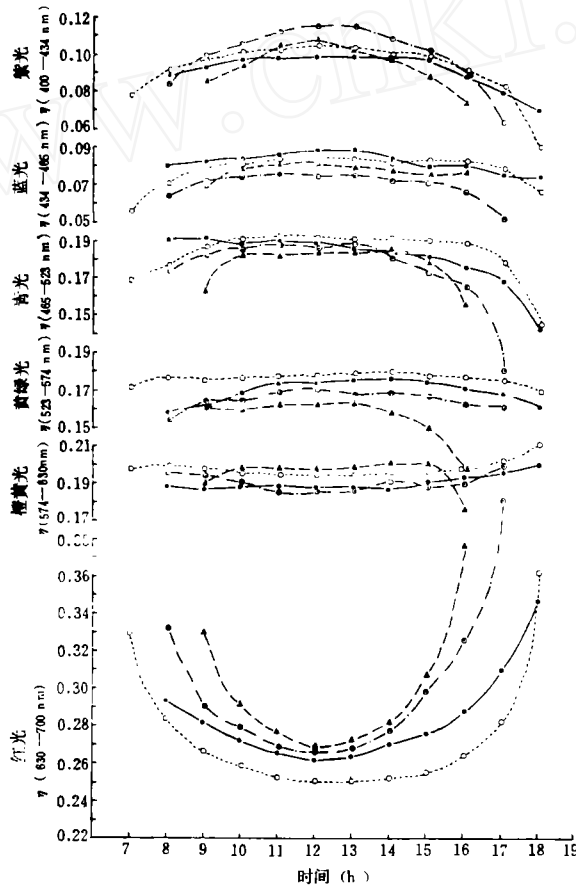


图3 北京地区四个季节 $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 的平均日变化曲线(实圆圈为春季;空心圆为夏季;圆中一点为秋季;实三角为冬季)

Fig. 3 The mean diurnal values of $\eta_{\Delta\lambda_i}$ in Beijing in the four seasons of a year.

18 日;夏季: 6 月 26 日—8 月 29 日;秋季: 10 月 4 日—11 月 4 日)。观测选择在日周 5° 视角内无云的天气条件下进行,每小时观测一次,按北京时正点观测。日面有云则停测。四个季节共观测 708 次。滤光片特性及各光谱段能通量的计算方法参见文献[16]。由此得到的各波段 $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 的定时平均值绘于图 3。

图 3 表明: 对波长小于 $523 \times 10^{-9}\text{m}$ 的三个短波波段, $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 是中午高而早晚低,波长越短,日变化越明显;而对波长较长的红光波段 ($630-700 \times 10^{-9}\text{m}$), $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 的日变化正好相反: 中午低而早晚明显增高。对橙黄光 ($574-630 \times 10^{-9}\text{m}$) 和黄绿光 ($523-574 \times 10^{-9}\text{m}$), $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 的日变化不甚明显。

2. 直接辐射中单位 PAR 能量所具有的光量子数的日变化和季节变化

把图 3 的 $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 值代入(16)式即可计算出北京四个季节直接辐射中单位 PAR 能量所具有的光量子数(图 4)。

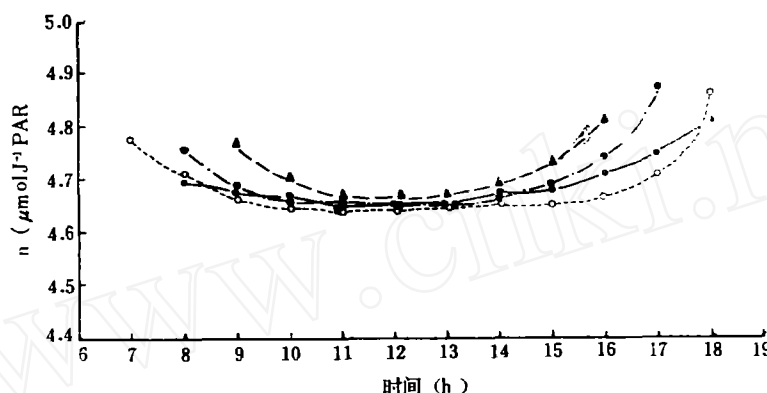


图 4 北京地区四个季节 n 值的平均日变化曲线(实圆为春季;空圆为夏季;圆中一点号为秋季;实三角为冬季)

Fig. 4 The mean diurnal values of n in Beijing in the four seasons of a year.

图 4 表明: 在中午前后, n 值几乎没有变化,稳定在 $4.65 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ 左右,但在早晚, n 值逐渐增高,在清晨和傍晚, n 值可以超过 $4.80 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ 。在相同时刻,冬季的 n 值要高于夏季。

为了把分光测量的结果和模式计算结果作比较,把北京四个季节测得的 $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 值按太阳高度分组平均,得到了 $\eta_{\Delta\lambda_i}$ 随太阳高度变化的平均结果。同时也取用了文献[17]在昌都和拉萨(海拔 3200—3600m)于 1975 和 1976 年 5—10 月份用相同仪器测得的结果(原文表 3)。利用这些实测值,按(16)式计算了 n 值随太阳高度的变化,绘于图 2(用虚线表示)。由图 2 可以看到: 由分光测量结果计算得到的 n 值和由模式计算得的 n 值在太阳高度较高时 ($h > 50^\circ$) 几乎完全相同,在平原地区,为 $4.65 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ 。在高原上降低到 $4.60 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ 。随着太阳高度的降低, n 值的增高要比模式计算的结果缓慢。在 $h = 10^\circ$ 时,平原地区分光测得的 n 值 ($4.81 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$) 要比模式计算值 ($4.98 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$) 偏低 3.4%; 在高原地区,测量值 ($4.73 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$) 比模式值 ($4.79 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$) 偏低 1.3%。这些比较表明: 尽管在太阳高度低时,模式计算的和分光测

量得到的 n 值略有差异,但差异并不算大。总的来说,二者吻合得还是相当好的。

把图 4 中北京地区 n 值的全部定时值取平均,得到 n 的平均值和标准差为: $n = 4.71 \pm 0.05 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{PAR}$, 变系数仅为 1.1%。上节由模式计算得到的相应值是 $n = 4.72 \pm 0.11 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{PAR}$, 二者平均值几乎相同,表明本文得到的结果是可信的。

四、PAR 光量子通量的气候学计算方法

通过模式计算并由分光辐射的测量证实: 尽管大气浑浊度、太阳高度和海拔高度有变化,但到达地面的太阳直接辐射中,单位 PAR 能量所含的光量子数却是相当稳定的。从应用的观点看,可以把平原上的 n 值近似地取成常数 $4.72 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{PAR}$ 。把它用于海拔 3 千多米高的平原,其误差也不超过 2%。这样,按(11)式和(16)式,入射到地面的太阳直接辐射中,光量子通量 U 可以方便的表达成:

$$U = nS_{\text{PAR}} = 4.72S_{\text{PAR}} \quad (17)$$

式中 U 的单位是 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, S_{PAR} 的单位是 Wm^{-2} 。

由于常规的日射仪器或日射台站观测资料只能获得直接辐射在全波段的积分能通量 S 而得不到 PAR 能通量 S_{PAR} , 所以(17)式对这些资料来说,还不能直接应用。为了应用的目的,必须进一步的研究 S 和 S_{PAR} 之间的关系。

设直接辐射中 PAR 能通量所占全波段积分能通量的比例为 η_{PAR} , 即 $\eta_{\text{PAR}} = \frac{S_{\text{PAR}}}{S}$, 则(17)式变为:

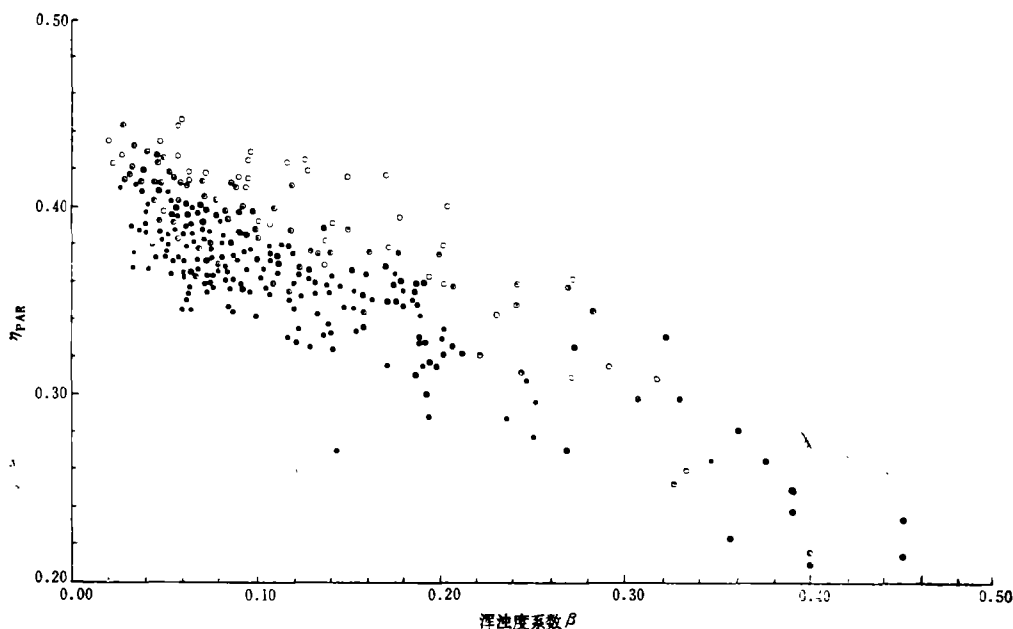


图 5 在太阳高度为 30° 时, η_{PAR} 和 β 、 E 的关系(实圆为 $E < 1\text{hPa}$; 圆中一点为 $5 \leq E \leq 15\text{hPa}$; 空圆为 $E > 15\text{hPa}$)

Fig. 5 The values of η_{PAR} as a function of β and E at solar elevation of $h = 30$

$$U = 4.72\eta_{\text{PAR}} \cdot S \quad (18)$$

式中 S 的单位取 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。于是问题的关键在于如何求取 η_{PAR} 值。

1. η_{PAR} 和气象条件的关系

项月琴等^[16]曾对太阳直接辐射的光谱成分和气象条件的关系作过讨论,结论是: η_{PAR} 主要取决于绝对大气质量 m , 订正的大气浑浊度系数 β^* 和订正的地面水汽压 E^* 三个参数,即:

$$\eta_{\text{PAR}} = \eta_{\text{PAR}}(m, \beta^*, E^*) \quad (19)$$

式中 $\beta^* = \frac{P_0}{P} \beta$, $E^* = \frac{P_0}{P} E$, P 和 P_0 分别为测点气压和标准大气压, E 为地面水汽压。

作者除了在 1977—1978 年对太阳直接辐射进行了分光测量外,又于 1983 年 11 月—1984 年 11 月在北京作了连续 13 个月的观测,每日观测 5 次(北京时间 8、10、12、14 和 16 时),在日面无云时,正点观测,共取得资料 715 组。图 5 绘出了上述两段时间内太阳高度为 30° (相应大气质量为 2)时的 η_{PAR} 和 β 、 E 的关系图。在点图时,实际取用了太阳高度为 $25-35^\circ$ (相应大气质量为 2.0 ± 0.3)的全部瞬时观测值。至于 β 值的计算方法,详见文献[18]。

从图 5 可以清楚看到: 在相同的太阳高度下, η_{PAR} 随 β 增高而减小,随 E 增高而增大。这是因为气溶胶对短波辐射的散射要比对长波的散射强,所以天空越浑浊,到达地面的直接辐射中短波成份越少。又因为水汽的吸收发生在红外波段,所以随着湿度的增高,红外波段成份减少,从而 PAR 的成份相应增加。

从图 5 还可看出: 当空气很洁净即 β 值小时, η_{PAR} 值可超过 0.44,而在空气很浑浊($\beta > 0.40$)时, η_{PAR} 降至 0.21,二者相差值超过 0.23。而地面水汽压的变化所引起的 η_{PAR} 值的变化仅 0.12 左右。在一天之内,或一个时段内,地面水汽压的值比较稳定,变化不会很大,而大气气溶胶含量则可发生很大的变化,所以就短时段内气象条件的影响而言,更应重视气溶胶变化产生的影响。

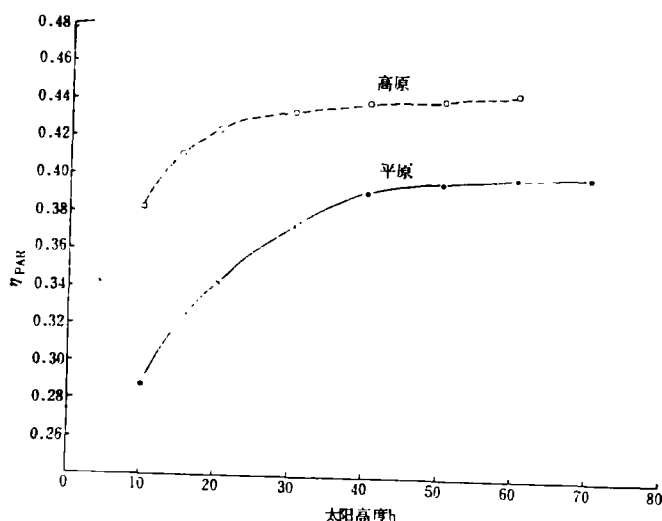


图 6 η_{PAR} 随太阳高度的变化。

Fig. 6 The relationship between η_{PAR} and the solar elevation h

由(18)式可看到,对全波段积分的太阳直接辐射中,单位能量所含的光量子(即 U/S)是和 η_{PAR} 成正比的。所以从 η_{PAR} 的上述特性可知:空气越洁净或越潮湿,则单位能量中所含的光量子也越多;反之,空气越浑浊或越干燥,则所含光量子就越少。

2. η_{PAR} 和太阳高度及海拔高度的关系

随着太阳高度和海拔高度的变化,直接辐射的光程发生变化,从而影响了 η_{PAR} 值。图6绘出了北京四季平均的 η_{PAR} 和拉萨—昌都5—10月平均的 η_{PAR} 随太阳高度的变化曲线。

图6清楚地表明:随着太阳高度的降低, η_{PAR} 明显地减小,这是由于随着光程的增长,波长较短的波段能量散射耗损最多的缘故。在相同的太阳高度下,高原的 η_{PAR} 则明显地高于平原地区。太阳高度越低,二者差异越大。在 $h = 60^\circ$ 时,高原的 η_{PAR} 为0.446,平原为0.401;而在 $h = 10^\circ$ 时,高原降至0.384,平原则降至0.288。

人们都已知道,高原地区由于空气稀薄,太阳直接辐射能通量 S 要高于平原地区。本文的研究又表明:在相同的太阳高度下,高原的 η_{PAR} 值又要明显的高于平原地区。而对光子通量来说,它跟 η_{PAR} 和 S 的乘积成正比(见(18)式),所以太阳直接辐射中,光子流随海拔高度的变化比能量流的变化更显著。在高原地区,要拥有比平原地区丰富得多的光子流。

3. 光子通量的气候学计算公式

作者^[10]曾根据辐射传输方程论证了 η_{PAR} 可以表达成 S 和 E^* 的函数,并根据我国8个地区11个测点的2878组分光辐射观测资料,配出了计算 η_{PAR} 的经验公式:

$$\eta_{\text{PAR}} = 0.592 - \frac{0.547}{1 + S} + 0.079 \lg E^* \quad (20)$$

式中 S 是垂直于太阳入射方向平面上的直接辐射能通量,单位为 $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, $E^* = \frac{P_0}{P} E$, P_0 和 P 分别为标准大气压和测点气压,单位为百帕。

若把 S 的单位改成国际单位制 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,则(20)式应改写为:

$$\eta_{\text{PAR}} = 0.592 - \frac{0.547}{1 + 1.433S \times 10^{-3}} + 0.079 \lg E^* \quad (21)$$

为了检验利用(21)式计算 $S_{\text{PAR}} (= \eta_{\text{PAR}} \cdot S)$ 的可靠性,利用北京地区1977—1978年四个季节的 S_{PAR} 定时平均值(共41时次)和1977—1984年13个月的每日5次 S_{PAR} 定时月平均观测值(共65时次)作了检验。106个样本的结果表明:计算值和实测值相关系数为0.995,剩余标准差仅 $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图7),这表明经验公式的计算结果具有足够的精度。

把(21)式代入(18),就可以得到计算垂直于入射光线平面上的光子通量 U 的气候学公式:

$$U = 4.72S \left(0.592 - \frac{0.547}{1 + 1.433S \times 10^{-3}} + 0.079 \lg E^* \right) \quad (22)$$

如果考虑的是水平面上的光子通量 U' ,则:

$$U' = 4.72S' \left(0.592 - \frac{0.547}{1 + 1.433 \frac{S'}{\sin h} \times 10^{-3}} + 0.079 \lg E^* \right) \quad (23)$$

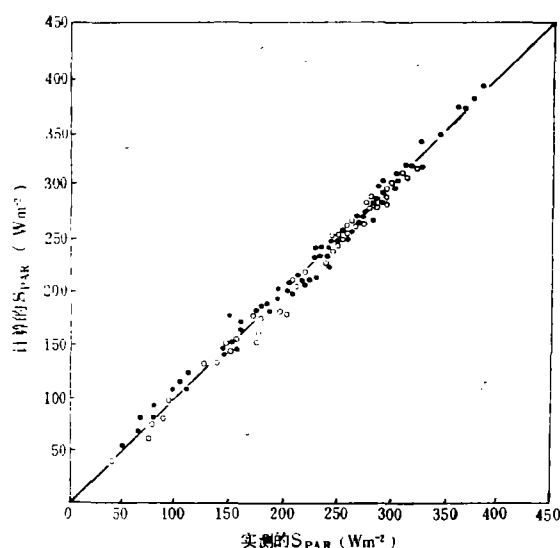


图7 实测的 S_{PAR} 定时平均值和经验公式计算值的比较。(直线为 45° 对角线;
实圆为 1977—1978 年;空圆为 1983—1984 年)

Fig. 7 The Comparison of mean values, S_{PAR} , from the measurements to the ones from the empirical equation

式中 S' 为水平面上的直接辐射通量(单位: Wm^{-2}), h 为太阳高度。

4. 对长时段水平面上量子通量的计算

在实际应用中,往往需要把某一时段水平面上的直接辐射能的总通量换算成 PAR 光子量子总通量,这时(18)可改写成

$$U' = 4.72 \bar{\eta}_{PAR} \cdot S' \quad (24)$$

式中 U' 代表某时段内(一天、一月或作物某一生长期)水平面上的量子总通量,单位为 $\mu mol \cdot m^{-2}$, S' 为相应时段内水平面上太阳直接辐射总通量,单位为 Jm^{-2} 。 $\bar{\eta}_{PAR}$ 为该时段内水平面上直接辐射的 PAR 总通量和全波段总通量之比。根据北京 1983 年 11 月—1984 年 11 月在北京大屯农业生态系统试验站 13 个月的测量结果,计算得的各月 $\bar{\eta}_{PAR}$ 值列于表 1。

表 1 北京地区各月的 $\bar{\eta}_{PAR}$ 值

Tab. 1 The values of $\bar{\eta}_{PAR}$ in various months in Beijing

年 份	1983 年		1984 年										
月 份	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\bar{\eta}_{PAR}$	0.345	0.329	0.326	0.352	0.369	0.364	0.393	0.425	0.427	0.427	0.417	0.383	0.351

作者^[10]曾选取了 8 个有广泛代表性的日射台站,采用 1976—1980 年连续 5 年 1、4、7、10 四个月定时的观测资料,计算了晴朗天气条件下月平均 $\bar{\eta}_{PAR}$ 值,列于表 2(取自文

表 2 各个地区的 $\bar{\eta}_{PAR}$ 值
Tab. 2 The values of $\bar{\eta}_{PAR}$ in various regions

地 点	1 月	4 月	7 月	10 月
哈尔滨	0.298	0.364	0.419	0.361
北 京	0.317	0.380	0.410	0.388
上 海	0.358	0.385	0.423	0.402
武 汉	0.348	0.389	0.436	0.400
成 都	0.272	0.365	0.414	0.400
广 州	0.402	0.407	0.430	0.406
和 田	0.343	0.360	0.364	0.364
拉 萨	0.392	0.413	0.455	0.435

献[10]表 2), 它们可作为利用 (24) 式计算 U' 时选取 $\bar{\eta}_{PAR}$ 的参考。表 2 中北京的 $\bar{\eta}_{PAR}$ 计算值和表 1 的实测值很接近, 差异最大不超过 0.02。

参 考 文 献

- [1] McCree, K. J., 在植物生态学中光测量的一个合理的处理方法, 王菱译,《光合作用与作物生长译丛》(2), 王天铎主编, 农业出版社, 1980。
- [2] X. Молдау и т. д., Географическое Распределение фотосинтетической Активной Радиации(ФАР) на Территории Европейской части СССР, Фотосинтез и Вопросы Продуктивности растений, 149—158, Издательство АН СССР, Москва, 1963。
- [3] Yocum, C. S. et al., *Agron. J.*, 56, 249—253, 1964。
- [4] McCree, K. J., *Agri. Meteor.*, 3, 353—366, 1966。
- [5] Szeicz, G., *J. Appl. Ecol.*, 11, 617—636, 1974。
- [6] Stanhill, G. and M. Fuchs, *J. Appl. Ecol.*, 14, 317—322, 1977。
- [7] Britton, C. M. and J. D. Dodd, *Agri. Meteor.*, 17, 1—17, 1976。
- [8] McCartney, H. A., *Quart. J. R. Met. Soc.*, 104, 911—926, 1978。
- [9] Stigter, C. J. and V. M. M. Musabilha, *J. Appl. Ecol.*, 19, 853—858, 1982。
- [10] 周允华等, 气象学报, 42(4), 387—397, 1984。
- [11] Commission for instruments methods of observation, Abridged final report of the eighth session, Mexico City, 19—33, October 1981 WMO, No. 590。
- [12] Ångström, A., *Tellus*, 16, 64—75, 1964。
- [13] 王炳忠, 太阳能学报, 3(4), 374—387, 1982。
- [14] 毛节泰等, 气象学报, 41(3), 322—332, 1983。
- [15] 项月琴等, 青藏高原气象科学实验文集(一), 61—69, 科学出版社, 1984。
- [16] 项月琴等, 气象学报, 38(1), 1980。
- [17] 田国良等, 气象学报, 40(3), 1982。
- [18] WMO operations manual for sampling and analysis techniques for chemical constituents in Air and Precipitation, WMO NO. 299, Geneva, 1971。

THE CLIMATIC ESTIMATION OF PHOTON FLUX DENSITY OF DIRECT SOLAR RADIATION

Zhou Yunhua Xiang Yueqin

(Experiment Station for Agro-ecological Systems, Institute of Geography, Academia Sinica)

Key words: Photosynthetically active radiation; Quantum flux density; Simple atmospheric model; Atmospheric turbidity; Solar spectral irradiance; Direct solar radiation.

Abstract

(1) Based on the transfer equation of direct solar radiation in the atmosphere a formula of estimating the amount of photons, n , corresponding to one unit of PAR (0.4—0.7 μ) of the direct solar radiation at sea level has been developed, i.g.

$$n = \frac{U}{S_{PAR}} = \frac{1}{Nhc} \cdot \frac{\int_{0.4}^{0.7} \lambda S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,o}^{m_h} e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda}{\int_{0.4}^{0.7} S_{0\lambda} P_{\lambda,a}^m P_{\lambda,o}^{m_h} e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m_h} d\lambda}$$

where U is the photon flux density, S_{PAR} is the flux density of PAR. N is Avogadro number. h is the planck's constant. c is the velocity of light speed. λ is the wave length. $S_{0\lambda}$ is the spectral irradiance at the top of the atmosphere. $P_{\lambda,a}$ and $P_{\lambda,o}$ are the spectral transmittances of air molecules and the ozone, respectively, at the sea level. m and m_h are the absolute and relative air masses, respectively. β is the Ångström atmospheric turbidity coefficient, α is the wave length index.

Based on the information [14—15] the relationship between α and β has been derived (Fig. 1)

$$\alpha = a - b \ln \beta \quad (1)$$

Using equation (1) the photon flux densities n were calculated at the air pressures of 1000 hPa and 700 hPa and at the Ångström atmospheric turbidity coefficients, β of 0.02, 0.04, 0.10, 0.15, 0.20, 0.30 and 0.40. It showed that at sea level (1000 hPa) $n = 4.72 \pm 0.11 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ and at the height which is equivalent to 700 hPa, $n = 4.64 \pm 0.06 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$.

(2) Based on the measured spectral irradiance of direct solar radiation in six subdivisions of the PAR wave band in Beijing during the four seasons 1977—1978. That is $n = 4.71 \pm 0.05 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$, which is almost the same as the ones from the model calculation.

(3) The values of n at the various solar elevations h were calculated based on the measurements in Beijing and the information [17] in Changdu and Lhasa (3200—3600 m in the heights) on the Xizang Plateau. The comparison of the results from the measured data with the ones from the model calculation showed that both of the values of n were very similar at the solar elevations of $h > 50^\circ$, i.g. $n = 4.65 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ at sea level and $n = 4.60 \mu\text{mol} \cdot \text{J}^{-1} \text{ PAR}$ in Xizang Plateau. But in the case of solar elevation of $h < 50^\circ$ the values of n which were calculated from the measured data were slightly smaller than the ones from the model calculation.