

# 地表面日射量の実験式と日射計をチェックする簡便な方法\*

近藤 純正・三浦 章\*\*

## 要旨

地表面の日射量を表す実験式をつくった。広範囲の条件に適用することを考え、日射量を大気混濁係数と可降水量と地表面アルビドで表現する形式とした。応用として、精密な検定用日射計がない場合に日射計をチェックする簡便な方法を示した。

## 1. はしがき

近年、地表面の熱収支やエネルギー問題から、地上における日射量の分布や時間的変動を正確に知りたい要請が高まり、実験観測等を含め多方面で日射量の観測が実施されている。

直達日射量の測器の1つである、たとえば Ångström 補償日射計は考案されてから今までに90年を経過したが、その精度は1%とされている。ところが、水平面全天日射観測用測器は特別な観測でなければ、5%程度の誤差は免れることができず、時には誤差が20%を越す場合もあるようである。それは、1974年と1975年の気団変質観測 (AMTEX) のことである。九州地方のルーチン観測の日射量資料を解析して気づいたことは、日本の日射量最多地として知られている宮崎では、快晴日の日中の水平面全天日射量が気象上端の値を超えているのである(それらの例は後で示す)。そのため、当時の熱収支解析ではルーチン観測資料をうのみにして利用することが出来なかった。

水平面全天日射量のデータは今後多方面で蓄積されていくと思われるので、本報告では観測の際に手軽に観測値をチェックする方法を示し、貴重なデータの有効利用をはかりたい。普段、日射を専門に研究している者にと

っては、精密計算その他で観測値をチェックすることが可能である。しかし専門家でない一般の気象学応用分野ではそれが容易でなく、簡便な方法を望んでいる。

本報告では理論に基づいた資料を用いて、日射量を表す実験式を精度数%以内でつくり、観測時の参考にすると共に、観測がない場合や大気境界層の数値シミュレーションの際の日射量推定の利用にも供したい。

## 2. 日射量と気象条件の関係

地上における水平面全天日射量(以後、簡単のために水平面日射量または単に日射量と呼ぶ)  $S \downarrow$  の定義は

$$S \downarrow = I \cos \theta + D \quad (1)$$

ここに  $I$  は散乱光を含まない直達日射量で太陽光線に垂直な単位面積に単位時間に入る放射量、 $\theta$  は太陽の天頂距離、 $D$  は天空半球からくる散乱光で地上の水平な単位面積に単位時間内に入る量である。

$I$  は大気上端に入射した太陽光エネルギー  $I_0$  が大気層を通過する間に、大気成分によって散乱と吸収をうけて減衰し地上に達した量である。したがって、 $I$  は大気層内の光路長  $m (\equiv \sec \theta)$ 、鉛直気柱内に含まれる水蒸気量  $w$ 、つまり可降水量、エアロゾルの多少によって変わる大気混濁係数  $\beta$  に依存する。大気上端の日射量  $I_0$  は

$$I_0 = \left( \frac{\bar{d}}{d} \right)^2 I_* \quad (2)$$

ここに、 $I_*$  は太陽定数、 $d$  は地球・太陽間距離、 $\bar{d}$  はその平均値である。なお、

$$S_0 \downarrow = I_0 \cos \theta \quad (3)$$

は大気上端の水平面日射量の瞬間値。

\* Empirical formula of the solar radiation at the ground level and a simple method to examine an inaccurate pyranometer.

\*\* Junsei Kondo, Akira Miura, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1983年4月18日受領—

—1983年7月13日受理—

散乱光 $D$ は、太陽光が大気層を通過する途中で散乱をくり返して地上に達したものと、地表面で反射された成分が大気中で散乱されて再び地上にもどってくる分を含む。それゆえ、 $D$ は前記パラメータのほか、さらに地表面アルビード $A$ にも依存する。 $A$ は観測地周辺の半径数 km 内の平均値のことである。 $A$ が大きいと散乱光は強くなる。

次に、日射計の出力、つまり検定定数は何で支配されるかを考えてみよう。通常の日射計の原理は受光面(受感部)に入る放射量と受光面から逃げ出す熱がちょうどバランスする状態の受光面温度を計測することである(近藤, 1982, p. 67 参照)。日射計にはいろいろな種類があり、或る日射計では受光面温度と日射計の或部分(たとえば受光面をとりつけてある日射計基体)の温度の差を熱電堆ではかるようになっている。したがって、日射計基体が日射によってひどく昇温する場合とそうでない場合とでは、同じ日射量でも日射計出力は違ってくる。これは出力電圧のゼロ点の移動とみなしてもよい。日射計基体の昇温量には周辺風の冷却作用が関係するので、ゼロ点移動は風速に依存する。また、熱電堆の起電力の温度に対する微係数は温度にも依るし、受光面温度の基点温度との差は厳密には入力放射量に比例しない。さらに、黒色の受光面の日射吸収率は波長特性と入射角度特性をもつ。その他、諸々の要因が日射計定数を変化させる。

これらの欠点を克服するために構造上の工夫をしたり、精密観測ではいろいろな補正を各瞬間の観測値に施すことで精度を上げている。しかし、一般の観測ではそのような事はしないし、観測期間中に現場検定も実施しないので、データに信頼がおけず、その利用価値を低くしている。そこで第5章では日射観測期間中に最低限実行しておくべき事を提案する。

### 3. 日射量の実験式

#### 3.1. 従来の実験式

日射量は本来、可降水量 $w$ と大気混濁係数 $\beta$ の関数である。しかし、 $w$ と $\beta$ は観測されていないので、日射量の実験式では観測が容易なパラメータ、たとえば地上の水蒸気圧 $e$ などで代用している。

日射量日平均値を日照時間で表現する形の実験式がある。その式によれば、日射量は日照時間と共に増加する。この意味は、快晴であっても大気混濁係数が大きければ太陽高度が低いときは日射計は感じないので、日照

時間は短く、日平均日射量は少なく算出される。それゆえ、この式には定量的にはともかく、定性的には大気混濁係数が暗に含まれている。また、同じ雲量でも雲が厚ければ日照計は感じないが薄雲では感じる所以、式の中には雲の厚さも暗に含まれているとみなされる。

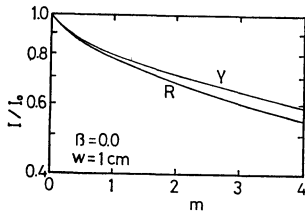
海洋上やその他では日照時間のデータがないので、日平均日射量を雲量と雲形で表現する式が用いられる。その場合、雲量が0の快晴時の日射量を基準とし、雲の影響は補正する形式になっている。

快晴時の日射量の式には地上の水蒸気圧 $e$ がパラメータとして使われる。 $e$ と可降水量 $w$ との相関関係は比較的強いので、式の中には $w$ が暗に含まれることになる。さらに大気混濁係数 $\beta$ は水蒸気量と相関関係があるとか、 $\beta$ は緯度の増加につれて減少すると言われてきた(Ångström, 1930; Yamamoto *et al.*, 1968)。そこで Kondo (1976) は前記 AMTEX の熱収支解析において、 $\beta$ と $e$ の経験的関係式と現地における日射特別観測資料、ならびに Robinson (1966) や Yamamoto *et al.* (1968) による理論計算値を参考にして日射量を $e$ で表現する実験式をつくった。

ところがその後、 $\beta$ と $w$ (または $e$ )との経験的関係は疑わしい事が判明した。それは1979年に実施されたモンスーン実験(MONEX)の熱帯海洋上で観測された大気混濁係数が意外にも小さな値であったことによる(Kondo・Sato, 1979)。その観測では、巧妙な方法で船上のÅngström補償日射計によって測定された直達日射量から大気混濁係数が求められた。主として中・高緯度の陸上で経験的に知られていた従来の $\beta$ 対 $w$ の関係、または $\beta$ 対緯度の関係を単純に外挿すれば、熱帯海洋では $\beta > 0.1$ と予想される。ところが実測では $\beta = 0.26$ (ただし、Robinsonの方法による)であった\*。この事からAMTEXで提案された前記Kondo (1976)の実験式は熱帯海域では誤差が大きくなる。その他の多数の日射量実験式においても同様である。現在までに提案されている日射量実験式の数は100個近くもあると言われているが、いずれも可降水量 $w$ と大気混濁係数 $\beta$ が実験式に陽に含まれていないので、その式は広範囲な条件に適用できないのは当然である。

それで、以下では日射量を $w$ と $\beta$ で表現する実験式をつくる。その精度は3%程度以内、また

\* 本論文で用いる $\beta$ の定義やその算出方法の詳細は会田(1982)や近藤(1981)の参考書を参照されたい。



第1図 直達日射量と大気外日射量の比  $I/I_0$  と大気中の光路長  $m = \sec\theta$  との関係。ただし大気混濁係数  $\beta=0$  で可降水量  $w=1\text{cm}$  のとき。曲線 Y は Yamamoto *et al.*, 曲線 R は Robinson による理論計算値。

- 光路長  $m=0.5\sim 5$
- 大気混濁係数  $\beta=0\sim 0.5$
- 可降水量  $w=0.3\sim 10\text{cm}$
- 地表面アルビード  $A=0.05\sim 0.5$

を適用範囲とする。なお、 $m$ の定義は  $p$ を大気圧、 $p_*$ を海面標準気圧とすれば  $m=(p/p_*) \sec\theta$  であるが、本報告では地上の日射量を対象にするので、 $m=\sec\theta$  としよ。

3.2. 快晴時水平面日射量の瞬間値  $S^\downarrow$

実験式は理論式に基づいてつくるので、理論計算を検討しておく。第1図は地表面の直達日射量と大気外日射量の比  $I/I_0$  を光路長  $m$  の関数として示し、Robinson (1966) と Yamamoto・Tanaka・Arao (1968) の2つを比較した。

これは可降水量が  $w=1\text{cm}$  で大気混濁係数  $\beta=0$  (清澄大気) の場合である。両者における違いは、計算に用いた大気外太陽放射スペクトル形やその他が少しずつ異なるために生じたのである。実際のデータ解析においては、Robinson の図による  $\beta$  は Yamamoto *et al.* の図から求めた  $\beta$  より約 0.02 小さくなり、両者の差は全て  $\beta$  の違いに帰せられ、どちらの計算が正しいかは判らない。しかし、大気が非常に澄んだ場所で行われた精密観測から  $\beta$  を求めてみると、Robinson の計算方式では  $\beta$  が負になる。これは不合理である。しかし、Robinson のほうが直達日射量や散乱光の各パラメータ ( $w, \beta, A, m$ ) 依存性を調べる計算が容易であるので、今後はその方式に基づく。したがって、 $\beta$  はいつも小さめに評価されると記憶にとどめておく必要がある。水平面日射量  $S^\downarrow$  の  $w$  と  $\beta$  と  $m$  依存性をそれぞれ求め、試行錯誤の方法で次の実験式を得た。

$$\frac{S^\downarrow}{S_0^\downarrow} = (C + 0.7 \times 10^{-7} m)(1-i)(1+j) \quad (4)$$

第1表  $S_{Epm}^\downarrow - S_{Rob}^\downarrow$  (単位は  $\text{ly} \cdot \text{min}^{-1}$ ) の表。  
 $w$  は可降水量,  $\beta$  は大気混濁係数,  $0.01 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1} = 6.97 \text{ Wm}^{-2}$ 。

$w(\text{cm})$	$\beta$	$m=1$	$m=2$	$m=3$	$m=5$
0.5	0.0	0.02	0.03	0.01	0.00
	0.1	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01
	0.2	0.00	0.01	0.00	0.00
	0.4	0.00	0.02	0.01	0.00
2.0	0.0	-0.01	0.01	0.01	0.00
	0.1	-0.04	-0.01	-0.01	0.00
	0.2	-0.04	0.00	0.00	0.00
	0.4	-0.01	0.02	-0.01	0.00
5.0	0.0	0.00	0.01	0.01	0.00
	0.1	-0.04	-0.02	-0.01	-0.01
	0.2	-0.02	-0.01	-0.01	0.00
	0.4	-0.01	0.01	0.00	-0.01

$$m = \sec\theta$$

$$C = 0.21 - 0.2\beta, \quad \beta \leq 0.3$$

$$= 0.15, \quad \beta \geq 0.3$$

$$f = 0.056 + 0.16\sqrt{\beta}$$

$$i = 0.014(m + 7 + 2 \log_{10} w) \log_{10} w$$

$$j = (0.066 + 0.34\sqrt{\beta})(A - 0.15)$$

太陽の天頂距離  $\theta$  は次式から求める

$$\cos\theta = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos h$$

$\varphi$  は緯度,  $\delta$  は太陽の赤緯,  $h$  は南中時からの時角 (1時間が  $15^\circ$ ) である。式(4)によれば,  $m=2(\theta=60^\circ)$  のとき可降水量  $w$  が 1.5 倍変われば日射量  $S^\downarrow$  は約 2.2% 変化し,  $\beta=0.1$  のとき  $A$  が 0.1 変われば  $S^\downarrow$  は約 1.7% 変化する。したがって、日射観測値の簡単なチェック法 (第5章参照) では、 $w$  と  $A$  の推定にはこの程度の誤差があってもかまわない。

実験式としての精度を調べるために、式(4)による計算値を  $S_{Epm}^\downarrow$ , それの基になった Robinson の図による値を  $S_{Rob}^\downarrow$  とし、その差を求め、その一部を第1表に示した。Robinson では  $I_* = 1.98 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$  が用いられているので、ここでは同じ値を使った。第1表は地表面アルビード  $A=0.25$  の場合である。表によれば、誤差は最大  $0.04 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$  程度、平均的には  $0.02 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$  ( $14 \text{ Wm}^{-2}$ ) 程度であり、他の場合も先に掲げた条件範囲内では誤差は同程度で、式(4)は実用上十分な精度とみなされる。

第2表  $I_{Emp} - I_{Rob}$  (単位は  $ly \cdot min^{-1}$ ) の表.

$w(cm)$	$\beta$	$m=1$	$m=2$	$m=3$	$m=5$
0.5	0.0	0.02	0.04	-0.02	-0.07
	0.1	0.03	0.02	0.01	0.00
	0.2	0.01	0.00	-0.01	0.02
	0.4	-0.02	-0.01	0.00	0.06
2.0	0.0	-0.02	0.01	-0.02	-0.08
	0.1	0.00	0.02	0.01	0.01
	0.2	0.00	0.01	0.01	0.03
	0.4	-0.01	0.00	0.02	0.04
5.0	0.0	-0.02	-0.02	-0.03	-0.08
	0.1	-0.01	0.02	0.01	0.01
	0.2	0.00	0.01	0.01	0.03
	0.4	0.00	0.01	0.03	0.06

3.3. 直達日射量の瞬間値  $I$ 

前項と同様に, Robinson の計算図表から, いろいろな条件に対する直達日射量  $I$  を計算し, 実験式を試行錯誤によってつくれば

$$\frac{I}{I_0} = (C + 0.75 \times 10^{-fm})(1-i) \quad (5)$$

$$m = \sec \theta$$

$$C = 0.15 - 0.2\beta, \quad \beta \leq 0.3$$

$$= 0.09, \quad \beta \geq 0.3$$

$$f = 0.075 + 0.65\beta$$

$$i = 0.02(m + 5.5 + 1.5 \log_{10} w) \log_{10} w$$

実験式としての精度を調べるために, 式(5)による値を  $I_{Emp}$ , Robinson の図による値を  $I_{Rob}$  とし, その差を求め, その一部を第2表に示した. 誤差は最大  $0.08 ly \cdot min^{-1}$  程度と大きくなる場合もあるが, 太陽高度が  $20^\circ$  以上 ( $m \leq 3$ ) であれば誤差は  $0.03 ly \cdot min^{-1}$  ( $21 Wm^{-2}$ ) 程度またはそれ以下であるので, 実用上は十分と思われる.

3.4. 快晴日の水平面日射量の日平均値  $S_d^\downarrow$ 

快晴日の水平面日射量の日平均値  $S_d^\downarrow$  は, その瞬間値  $S^\downarrow$  を表す実験式(4)と同形式で

$$\frac{S_d^\downarrow}{S_{od}^\downarrow} = (C + 0.7 \times 10^{-fm_d})(1-i)(1+j) \quad (6)$$

ここで  $C, f, i, j$  はそれぞれ式(4)と同じものである. また

$$S_{od}^\downarrow = \frac{I_*}{\pi} \left( \frac{\bar{d}}{d} \right)^2 (\sin \varphi \sin \delta \cdot H + \cos \varphi \cos \delta \cos H)$$

$$\cos H = -\tan \varphi \tan \delta$$

$$m_d = k m_0$$

$$m_0 = \frac{1}{\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta}$$

$$k = 1.402 - 0.06 \log_{10}(\beta + 0.02) - 0.1\sqrt{m_0 - 0.91}$$

$S_{od}^\downarrow$  は大気外水平面日射量  $S_0^\downarrow$  の日積算値,  $H$  は半日の長さを表わす時角 (ラジアン),  $m_0$  は太陽の南中時の光路長である.

式(4)で求められる  $S^\downarrow$  を1日について積分した値と式(6)を比べると, 誤差は緯度  $\varphi = 0 \sim 40^\circ$  で  $3 ly \cdot day^{-1}$  以下である. また, Robinson の図表による積分値と比べると, 式(6)の誤差は  $20 ly \cdot day^{-1}$  ( $10 Wm^{-2}$ ) 以下であるので実用上十分である. なお, その誤差が最大  $25 ly \cdot day^{-1}$  程度になってもよい場合には  $k=1.4$  とできる.

## 3.5. 雲があるときの日平均日射量

雲がある場合については結果の式のみを示しておく. 日平均雲量  $n < 0.3$  ( $n$  の単位は  $0 \leq n \leq 1$  ではかるとする) の日には快晴日の日射量の日平均値 (式6) をそのまま使ってよい.  $n \geq 0.3$  の日の日平均日射量は快晴日の日射量に次の係数  $y$  を乗ずればよい.

$$y = 1.70 \log_{10}(1.22 - 1.02x) + 0.521x + 0.846 \quad (7)$$

$$x = n - a \exp(-3n)$$

ただし,  $n_1$  は平均低層雲量 (正しくは気象通報式の  $N_h$  のこと, 単位は  $0 \leq n_1 \leq 1$  ではかるとする).  $a=0.4$  程度であるが, 雲の状態が特殊な場合は  $a=0.3$  程度になることもある. 上式は実測 (Kondo・Sato, 1979, ほかの資料) をもとにしてつくられた. なお, 当然のことながら, 雲が多い時の日射量は雲の状態によって大きく変化するので, 実験式の精度は悪くなる.

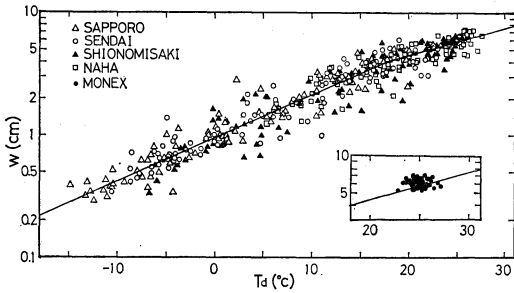
4. 可降水量  $w$  と地上の水蒸気量の関係

可降水量  $w$  が直接得られない場合に, 地上の露点温度  $T_d(^{\circ}C)$  で  $w(cm)$  を推定する次の実験式を多くのデータからつくった (第2図参照).

$$\left. \begin{aligned} \log_{10} w &= 0.0350 T_d - 0.031, & T_d < 18^{\circ}C \\ \log_{10} w &= 0.0222 T_d + 0.200, & T_d \geq 18^{\circ}C \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

## 5. 日射計の簡便なチェック法

基準の直達日射計 (Ångström 補償日射計など) が利用できる場合は, いわゆる日陰法 (Shading disk method) によって水平面全天日射計 (以下, 日射計と呼ぶ) を観測状態で検定することができる. 日陰法では直径約 10 cm の円板を約 1 m の細長い棒の先端に取り付け, 円板



第2図 地上の露点温度  $T_d$  と可降水量  $w$  との関係、直線は式(8)を示す。右下の挿入図は MONEX の洋上データ。

の日陰がちょうど全天日射計の受光面にくるようにする。その時の日射記録計の示度を読む。20秒～1分後に日陰を受光面からずらし、再び日射記録計の示度を読む。この2回の示度の差は直達日射量  $I$  の水平成分  $I \cos \theta$  によるものである。この  $I$  は基準の直達日射計で測定した直達日射量である。通常、この方法を約1分間ごとに2～3回くり返して検定を行う。

日射計のゼロ点ずれを見つける方法は次の通り。空の缶を用意し、日射計のガラスカバーの上から被せる。光が漏れる心配があるので、さらにその上から黒布を被せる。20秒～1分後の記録計示度が真のゼロ点である。この真のゼロ点と目盛りのゼロの差がずれである。このずれは日射計の熱電堆基準点の加熱等の原因によるので、その時々で条件で変化する。ゼロ点のずれの大きさが1日の時刻によってどう変動するかを知っておく事は精密観測では必要である。

一般には信頼できる基準日射計はないので、次のような簡便法で日射計をチェックすることをすすめたい。快晴時の日射量はあとの第4図に示すように、大気混濁係数  $\beta$  さえ既知であれば、その  $\beta$  を補助線とする曲線に沿って変化する。観測値がその曲線から大きくずれていれば、日射計定数は狂っていると疑うべきである。その際に  $\beta$  が必要であるので、 $\beta$  の推定方法を次に述べる。

### 5.1. 大気混濁係数 $\beta$ の推定方法

高精度の直達または全天日射計がある場合は、Robinson (1966) や Yamamoto・Tanaka・Arao (1968) の方法で大気混濁係数  $\beta$  を知ることができる。しかし、ここではそのような日射計を持たぬ場合を対象としているので、 $\beta$  は次の2方法で推定する。

第3表 目視による大気混濁係数  $\beta$  を推定する表。

$\beta$	大気の状態
0.05以下	都市から離れた郡部で、空が青く澄み、視程が 50km 以上。
0.1	空が少し濁った感じで、視程が 30～50km 程度。
0.2	大都市でよくみられるような、空がやや濁った時で、視程は 10km 程度。
0.3以上	空はかなり濁り、白っぽく見えるとき。

第1の方法では目視によって  $\beta$  を推定する。日中の視程が大きければ大気は澄んでおり  $\beta$  は小さい。朝方はエアロゾル濃度が地上付近だけで高いことがあり、地上視程と大気全体の混濁度との相関関係は弱いので、正午前後の視程を参考にする。 $\beta$  の概略値と空の澄み具合との関係を第3表に示した。

第2の方法では快晴時において、日射記録計の示度を  $R_S$ 、日陰法で日射計受光面を日陰にしたときの示度を  $R_D$ 、ゼロ点ずれを  $R_Z$ 、日射計検定定数を  $K$  とすれば

$$S \downarrow = K(R_S - R_Z)$$

$$D = K(R_D - R_Z)$$

$$I \cos \theta = S \downarrow - D$$

したがって、これら3式から

$$\frac{D}{I \cos \theta} = \frac{R_D - R_Z}{R_S - R_D} \quad (9)$$

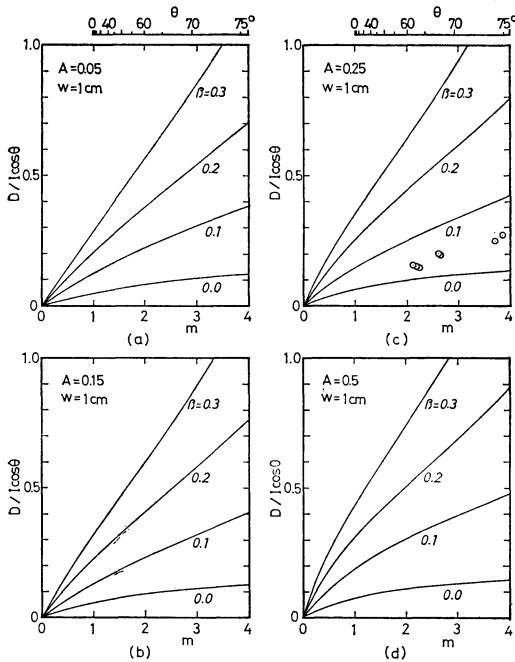
そこで、日陰法と同じ方法で受光面に直達光の陰をつくる一次いで、受光面に直達光と散乱光が入らぬよう覆う一次いで、全天日射量を測定する状態にもどす。以下同様に、約1分間ごとに2～3回くり返す。その時の示度  $R_D$ 、 $R_Z$ 、 $R_S$  の平均値を読む。そして式(9)から  $D/I \cos \theta$  が算出される。この値は日射計の検定定数  $K$  が不明であっても得られる。

第3図は大気混濁係数  $\beta$  を補助線とした、 $D/I \cos \theta$  と  $m$  との関係である。この図に上記の観測値をプロットすれば  $\beta$  が推定できる。

### 5.2. 日射量観測値をチェックする方法

具体的な例を示せば以下のようになる。

[1] 観測地周辺の地表面アルビード  $A$  は実測値があればそれを使う。なければ  $A$  の概略値を推定する(第4表参照)。 $A$  の推定が 0.1 程度違っていても、あとの結果に大きな影響は及ばない。筆者らの研究室の周辺は丘陵地で松の木その他から成る林、運動場や庭、コンクリー



第3図 快晴時の散乱光と直達光水平成分の比  $D/I \cos \theta$  と大気中の光路長  $m$  との関係。(a) 地表面のアルビードが  $A=0.05$  の場合、(b)  $A=0.15$ 、(c)  $A=0.25$ 、(d)  $A=0.5$ 。図(c)のプロットは観測例(仙台市青葉山, 1979年12月17日)。

第4表 地表面のアルビード  $A$  の概略値。

A	地表面の状態
0.05	海面(ただし $\theta < 60^\circ$ のとき)、湿って黒く見える土壌、深い針葉樹林など。
0.2	果樹林や草地、落葉樹林など。
0.4	古い積雪面、海水、乾燥した明るく見える砂地、新雪と林が半々に混在する所など。
0.8	数 km の範囲にわたって、平坦一様な新雪面。

トの建築物などがあり、遠方の約 1km から外は住宅地と市街地になっている。そこで  $A=0.25$  と見当をつけた。

[2] 快晴日の 9~15時の時間帯に日射記録計の示度から式(9)によって  $D/I \cos \theta$  を数回求める。ここで快晴とは雲量  $n \leq 0.1$  を意味するが、雲が天頂付近や太陽の

第5表 日射量の観測表, 1979年12月17日, 仙台市青葉山(日射量  $S \downarrow$  の単位は  $ly \cdot min^{-1}$ )。

時刻	$\cos \theta$	$m$	$S \downarrow$ (観測)	$S \downarrow$ (式4)
0930	0.376	2.66	0.497	0.479
1030	0.449	2.23	0.642	0.606
1130	0.476	2.10	0.695	0.656
1230	0.453	2.21	0.652	0.613
1330	0.383	2.61	0.499	0.492
平均			0.597	0.569

近くにある場合は雲からの散乱光が強いので除外する。

[3] その結果が第3図(c)にプロットされている。 $\beta$ の補助線を参考にして内挿すれば、 $\beta = 0.04$ と推定される。なお、第3図の曲線は Robinson の図表を基につくったものである。

[4] 第3図は可降水量が  $w = 1cm$  の場合であるので、上で求めた値を  $\beta_{w=1cm}$  とする。一方、 $w \neq 1cm$  の場合について画かれた図から内挿した大気混濁係数を  $\beta_{w \neq 1cm}$  とすれば、次の近似式が成立する。

$$\beta_{w \neq 1cm} \doteq \beta_{w=1cm} (1 + 0.1 \log_{10} w) \quad (10)$$

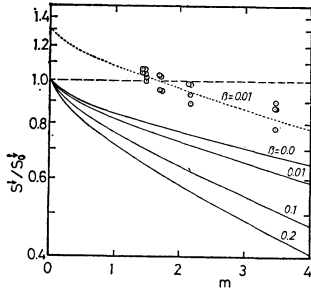
この観測日の地上付近の露点温度は  $Td = -2.5^\circ C$  であったので、式(8)から  $w = 0.76cm$  と推定される。したがって、式(10)を用いれば当日の大気混濁係数の補正値は  $\beta = 0.04$  になる。

[注1] 実際に、この日に直接的な方法で正確な  $\beta$  を求めてみると 0.03 であり、また、ラジオゾンデ資料によれば  $w = 0.89cm$  であった。

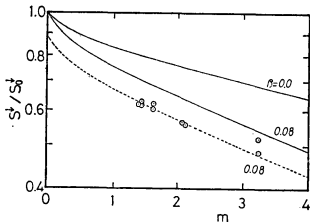
[5] この日の日射量  $S \downarrow$  の記録から、正午前後の値を数個読みとり検定定数  $K$  を乗じて第5表に記入する。一方、その時刻の  $S \downarrow$  を式(4)から計算する。両者を比較してみると、その差は平均的に  $0.028 ly \cdot min^{-1}$ 、相対誤差は 5% 程度である。

この方法では、推定した  $\beta$  の誤差や実験式の誤差、あるいは Robinson の図表にも誤差があるので、実測値と計算値の差がこの程度以下なら、それがただちに日射計の狂いのためとは言えない。したがって、この日射計は少なくとも大きくは狂っていないと判断された。

[注2] 大気混濁係数  $\beta$  の直接的決定法は Robinson (1966) や Yamamoto *et al.* (1968) に示されている。まゝに第3章(b)で述べたように、Robinson による  $\beta$  は Yamamoto *et al.* による  $\beta$  よりも約 0.02 小さくなる。本報告では Robinson の理論計算を利用している事に注意のこと。



第4図 宮崎地方気象台における快晴日の水平面全天日射量と大気外水平面日射量の比  $S\downarrow/S_0\downarrow$  と大気中の光路長  $m$  との関係 (1974年2月12日と13日, この日の視程は50~60 km, 可降水量は約0.7cm).



第5図 第4図と同じ, ただし鹿児島地方気象台(1974年2月18日, 視程は40~45km, 可降水量は約0.8cm).

次に, 日射計検定定数が違っているのではないかと判断された例を2つ示す. 第4図は宮崎地方気象台の例である. 実測値のプロットの平均的傾向が破線である. 実線は式(4)による計算値である. 実測値で  $S\downarrow/S_0\downarrow$  が1を越すものがある. つまり, 地表面の日射量は大気上端の日射量より大きくなっている. これは明らかに不合理である. 破線の傾き具合からすると,  $\beta = 0.01$  に相当し, 全体はずれている. この日の宮崎の視程は50~60 km と報告されているので, 大気はかなりきれいである. 以上の事から, 宮崎の日射量  $S\downarrow$  は30%も過大であると判断される.

第5図は鹿児島地方気象台の例である. ここでは別の器械で正確な直達日射量が観測されているので, そのデータで大気混濁係数を直接的方法で求めてみると  $\beta = 0.08$  である. ところが水平面日射量実測値のプロットは  $\beta = 0.08$  の実線上になく, 約12%低い破線上に並んでいる. この事から鹿児島の日射量  $S\downarrow$  は12%過小であると判断される. なお, 宮崎と鹿児島の  $S\downarrow$  の計算にはアルビード  $A = 0.25$  を用いた.

### 5.3. 日陰法でチェックする方法

10日間程度の短期間の日射観測では快晴が一度も起こ

らない事がある. そのような場合の簡単なチェック法を説明する. ただし, この場合雲量は5~7( $n = 0.5 \sim 0.7$ )程度あってもよいが, 雲が太陽周辺にない事が必要である.

前述の日陰法によって, 日射計受光面を日陰にした時の記録計示度を  $R_D$ , 日が当たっている時の示度を  $R_S$  とすれば

$$I \cos \theta = K(R_S - R_D)$$

この式から  $I \cos \theta$  の観測値を求める. 一方, 目視によって大気混濁係数  $\beta$  を推定し, たとえば  $\beta \sim 0.1$  なら,  $\beta = 0$  と  $\beta = 0.2$  の2通りを仮定して式(5)から  $I$  を求め  $\cos \theta$  を乗じて  $I \cos \theta$  を算出する. 観測値の  $I \cos \theta$  がこの2通りの計算値の間に入っていれば, 日射計定数  $K$  は大きくは狂ってないと判断してよい.

### 6. あとがき

第5章で述べた日射計をチェックする簡便法は測器の正式検定法ではないので, 意味を取り違えないよう望みたい. なお, 空が濁った日は大気混濁係数  $\beta$  の変動が大きいので, このチェックは空ができるだけ澄んだ日に実施することが望ましい.

おわりに, 本報告で例に示した日射量観測資料は研究室の佐藤 威氏の好意によるものであり, ここに謝意を表します.

### 文献

会田 勝, 1982: 大気と放射過程, 東京堂出版, 280 pp.  
 Ångström, A. K., 1930: On the atmospheric transmission of sun radiation, II, Geogr. Ann. H2 and H3.  
 近藤純正, 1981: 日射と大気放射 (竹内・近藤著, 大気科学講座第1巻の第3章), 東大出版会, 71-88.  
 ———, 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219pp.  
 Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment, J. Met. Soc. Japan, 54, 382-398.  
 ———, and T. Sato, 1979: Radiation measurements and heat balance analysis, Prelim. Rep. The Hakuho Maru Cruise KH-79-2 [MONEX Cruise], Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, 48-71.  
 Robinson, N. (ed.), 1966: Solar radiation, Elsevier, Amsterdam, 347 pp.  
 Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arai, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements, J. Met. Soc. Japan, 46, 287-300.