

# 日本における月平均水平面散乱日射量・ 同直達日射量の平年値および年々の変動 係数のマップの作成\*

吉田作松\*\*・篠木誓一\*\*\*

## 要旨

太陽エネルギー利用技術のためには、全天日射量を散乱成分と直射成分に分離する必要がある。この分離のために、散乱比 (= 散乱日射量/全天日射量) と晴天指数または日照率との関係を求める研究がこれまで多く行われている。本研究では、分離の精度を高めるために、散乱比に影響すると思われる多くの因子を検討し、最終的に日照率、うす雲指数および積雪指数の3因子により、月平均散乱比を精度良く推定できる回帰式を得た。解析に使用したデータは、全天日射量のはかに、散乱日射量または法線面直達日射量を観測している10地点、延べ243カ月分である。この回帰式を用いて、全気象官署における最近30年のデータから、散乱比の平年値、散乱および直達日射量の平年値と変動係数を月別と年について計算し、それらの全国マップを作成した。これらのマップから、日射気候学的に興味ある多くの特徴が指摘された。

## 1. まえがき

### 1.1. 研究の目的

太陽暖冷房・太陽温水器の集熱板や太陽電池受光面は、大概傾斜しているため、これらの開発や設計には、傾斜面に対する日射量データが必要であるが、その計算には、全天日射量を散乱成分と直達成分に分離する(以後、直散分離と呼ぶ)必要がある(Liu and Jordan, 1962; Nichols and Child, 1979)。また、植物群落内のエネルギー収支に関する日射の扱いでは、群落への入射日射量を、やはり直散分離する必要がある(内嶋・桜谷・奥山, 1981)。

全天日射量とあわせて、散乱日射量または法線面直達日射量の観測が実施されている地点においては、計算によって全天日射量を直散分離できるが、現在わが国では、そのような地点は非常に少ないし、観測期間も短い。この研究の目的は、前述の必要性にこたえるために、ま

ず、一般の気象官署で観測されている気象要素を用いて、月平均全天日射量を直散分離する方法を開発し、次にその方法を用いて、全気象官署の月平均散乱比 (= 散乱日射量/全天日射量)、月平均水平面散乱日射量および月平均水平面直達日射量の3種目の平年値、ならびに年々の変動係数を計算し、それらの全国マップを作成することである。

なお、この研究で使用する日射スケールはWRR (World Radiation Reference) であり、文中で使用する記号は、第1表のとおりである。

### 1.2. 従来の研究例

全天日射量の日別値や月平均値の直散分離の先駆的研究を行ったLiu and Jordan (1960)の方法は、散乱比( $K$ )を晴天指数( $K_T$ )の関数とみなすものである。この関係がわかれば、 $K_T$ から $K(=H_d/H)$ を推定し、つづいて既知の $H$ から $H_d$ を推定し、さらに $H_b=H-H_d$ から $H_b$ を推定できる。

上述のLiu and Jordan (1960)の考えに基づく研究が、その後多く現われた。本研究に関係のある月平均値についての研究例をあげると、次のとおりである。

Page (1961)は、 $52^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{S}$ の間にある10地点について、次の式を得た。

$$\bar{K} = 1.00 - 1.13\bar{K}_T \quad (1)$$

\* Maps of monthly mean sky and direct solar radiation on the horizontal surface for Japan.

\*\* Sakumatsu Yoshida, (財)日本気象協会中央本部。

\*\*\* Seiichi Shinoki, 同研究所。

——1982年10月8日受領——

——1983年1月14日受理——

第1表 この論文で使用する主な記号.

| 記号          | 説明   | 記号         | 説明                                   |
|-------------|--|------------|--------------------------------------|
| $I$         | 法線面直達日射量瞬間値 [kW/m <sup>2</sup> ]   | $n$        | 日照時間 [hr]                            |
| $\bar{I}$   | 法線面直達日射量の月平均値 [MJ/m <sup>2</sup> ·day]                                       | $N$        | 日照時間 [hr]                            |
| $H$         | 全天日射量瞬間値 [kW/m <sup>2</sup> ]  | $n/N$      | 日照率 [0~1]                            |
| $\bar{H}$   | 全天日射量の月平均値 [MJ/m <sup>2</sup> ·day]  | $C_d$      | 雲量 [0~1]                             |
| $H_o$       | 大気外水平面日射量の月平均値 [MJ/m <sup>2</sup> ·day]                                      | $C_i$      | 上層雲量 [0~1]                           |
| $H_b$       | 水平面直達日射量瞬間値 [kW/m <sup>2</sup> ]   | $C_i$      | うす雲指数= $n/N+C_d-1$ [0~1]             |
| $\bar{H}_b$ | 水平面直達日射量の月平均値 [MJ/m <sup>2</sup> ·day]                                       | $G_{10}$   | 積雪指数=積雪 10 cm 以上の月間日数と1ヵ月の日数の比 [0~1] |
| $H_d$       | 水平面散乱日射量瞬間値 [kW/m <sup>2</sup> ]   | $\varphi$  | 緯度 [deg]                             |
| $\bar{H}_d$ | 水平面散乱日射量の月平均値 [MJ/m <sup>2</sup> ·day]                                       | $\delta$   | 太陽赤緯 [deg]                           |
| $K_T$       | 晴天指数= $H/H_o$ (以前は cloudiness index という人もいたが、最近では clearness index ということが多い.) | $\omega$   | 太陽時角 [deg]                           |
| $\bar{K}_T$ | 月平均晴天指数= $\bar{H}/\bar{H}_o$   | $\omega_s$ | 日没時の太陽時角 [deg]                       |
| $K$         | 散乱比= $H_d/H$   | $h$        | 太陽高度 [deg]                           |
| $\bar{K}$   | 月平均散乱比= $\bar{H}_d/\bar{H}$  | $h_{15}$   | 各月15日の南中時太陽高度 [deg]                  |
| $K_d$       | 月平均散乱指数= $\bar{H}_d/\bar{H}_o$   | OBS        | 実測値                                  |
|             |  | CAL        | 計算値 (推定値)                            |

Klein (1977) は, Liu and Jordan (1960) によるヨーロッパの4地点のデータを用いて, 次の回帰式を作成した.

$$\bar{K} = 1.390 - 4.027\bar{K}_T + 5.531\bar{K}_T^2 - 3.108\bar{K}_T^3 \quad (2)$$

そして, Klein (1977) によれば, Page の (1) 式は, ニューデリー (インド) のデータ (Chaudhury, 1963), ハイエット (オーストラリア) のデータ (Norris, 1966), ジラード (イスラエル) のデータ (Stanhill, 1966) に対して, (2) 式よりよく合うという (このうち, Stanhill のデータを吟味したところ, 上述の Klein の報文と異なり, 第1図に示すとおり,  $\bar{K}$  が著しく大きかった—著者).

また, Iqbal (1979 a) は, トロントとモントリオールのデータから, 次の式を得た.

$$\bar{K} = 0.958 - 0.982\bar{K}_T \quad (3)$$

Collares-Pereira and Rabl (1979) は, 米国の5地点のデータから, 次の式を得た.

$$\bar{K} = 0.775 + 0.347\left(\omega_s - \frac{\pi}{2}\right) - \left\{0.505 + 0.261\left(\omega_s - \frac{\pi}{2}\right)\right\} \cdot \cos\left\{2(\bar{K}_T - 0.9)\right\} \quad (4)$$

以上の諸氏が求めた  $\bar{K} \sim \bar{K}_T$  関係を, まとめて第1図に示す. これらのうち, Liu and Jordan の曲線が一番低いことについては, 彼らの用いたブルーヒルの散乱日

射量に, 遮へいリング補正が施されていないためであろうといわれ (Klein, 1977), Stanhill のデータが非常に大きいことについては, 空中のダストが原因ではないかと考えられている.

なお, 各研究例の実際のデータをみると,  $\bar{K} \sim \bar{K}_T$  関係のプロット点はかなりばらついている. これについて Collares-Pereira and Rabl (1979) は,  $\bar{K} \sim \bar{K}_T$  関係に季節差があるから, 季節別に関係式を作成する方がよい, といっているが, Stanhill (1966) によれば, ニューデリーのデータには, 季節変化が認められないという.

$\bar{K}$  または  $\bar{K}_d$  を推定するのに,  $\bar{K}_T$  を用いずに, 次のように, 日照率 ( $n/N$ ) を用いた例もある. すなわち, Iqbal (1979 b) は, カナダの3観測所のデータから, 次の式を得た.

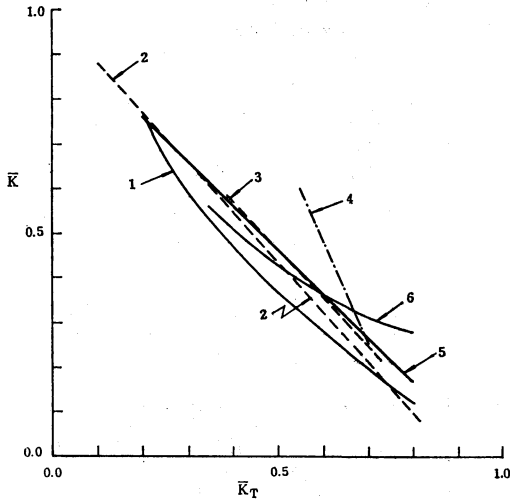
$$\bar{K} = 0.791 - 0.635 \cdot n/N \quad (5)$$

$$\bar{K}_d = \bar{H}_d/\bar{H}_o = 0.163 + 0.478 \cdot n/N - 0.655(n/N)^2 \quad (6)$$

以上の研究例をみると,  $\bar{K}$  の説明因子として,  $\bar{K}_T$  または  $n/N$  だけを用いているために,  $\bar{K}$  の推定方法として, 精度が不十分と考えられる (相関係数が0.8台).

### 1.3. 本研究の方針

前項で述べた従来の研究を検討した上で, 今回採用した研究の方針は,  $\bar{K}$  の推定精度を高めるために, 説明因



第1図  $\bar{K} \sim \bar{K}_T$  関係の例.

1. Liu and Jordan (1960) : (2) 式
2. Page (1961) : (1) 式
3. Chaudhury (1963) : 原論文の図から転写
4. Stanhill (1966) : 原論文のデータ表から作成
5. Iqbal (1979 a) : (3) 式
6. Collares-Pereira and Rabl (1979) : (4) 式

子として、 $\bar{K}_T$  や  $n/N$  以外の因子を加えてみる事、および回帰式として2次式を用いることである。

## 2. 解析に使用した日射データ

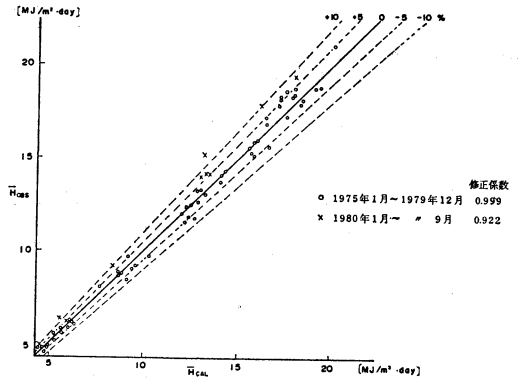
### 2.1. 収集したデータ

今回の研究のための日射データとして、全天日射量と散乱日射量が必要であるが、このうち散乱日射量の観測地点は非常に少ない。しかし、全天日射量と法線面直達日射量の同時観測が行われておれば、散乱日射量を計算することができる。

1980年9月までに収集することのできた、上の条件に合うデータの地点とデータ収集期間は、第2表のとおりである。観測に使用された全天日射計は、すべて英弘精機 KK の熱電対列式(ネオ型)で、散乱日射は、同型全天日射計に遮へいリングを付けたもので、リング補正は、天空における散乱光分布を一樣と仮定した幾何学的補正(Drummond, 1956)である。また、法線面直達日射量も英弘精機 KK の自記直達日射計によるものである。

### 2.2. 換算方法

全天日射量と法線面直達日射量から散乱日射量を計算



第2図 (9)式による月平均全天日射量の推定値( $\bar{H}_{CAL}$ )と実測値( $\bar{H}_{OBS}$ )の比較の例(札幌).

するには、1時間積算値を用いて、次式により  $H_d$  を算出し、月平均値 ( $\bar{H}_d$ ) を求めた。

$$H_d = H - I <\sin h> \quad (7)$$

$<\sin h>$  は、各1時間内の  $\sin h$  の平均値で、次の式によって計算した。

$$\begin{aligned} <\sin h> &= \frac{1}{\omega_2 - \omega_1} \int_{\omega_1}^{\omega_2} (\sin \varphi \sin \delta \\ &\quad + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) d\omega \\ &= \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cdot \frac{\sin \omega_2 - \sin \omega_1}{\omega_2 - \omega_1} \end{aligned} \quad (8)$$

$\omega_1, \omega_2$ : 1時間の始めと終わりの太陽時角

### 2.3. データ・チェック

気温や風速などと異なり、日射量データが正常値からの大きな偏りを示すことは珍しくない。今回、日射量データのチェックは、次の3方法のほか、必要の都度、記録紙、特別データ表、日別データ表などを点検することによって行った。

#### (1) 欠測日の処理

欠測日数が20%以上、すなわち7日以上のは、解析対象から除いた。

#### (2) 全天日射量推定式との比較

吉田・篠木(1978)は、次の全天日射量推定式を作成した(原式の日射スケールはIPS-1956であるが、下記の式はWRRに修正してある)。

$$\begin{aligned} \bar{H} &= \bar{H}_0(0.149 + 0.546 \cdot n/N + 0.037 \sin h_{15} \\ &\quad + 0.048 G_{10}) \end{aligned} \quad (9)$$

上の式による  $\bar{H}$  の推定値と実測値との比較を、多く

第2表 データを収集した地点, 期間, データ種類などの表. 日射量の欄には実測値 (OBS) か換算値 (CAL) かの区別および換算 (CAL) に使用

| 地点名 | 緯度<br>$\varphi$ | 経度<br>$\lambda$ | 標高<br>$h$ | 日 射 量             |                      |                      |                                    |
|-----|-----------------|-----------------|-----------|-------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|
|     |                 |                 |           | 法線面直達<br>$I$      | 水平面直達<br>$H_b$       | 散 乱<br>$H_d$         | 全 天<br>$H$                         |
| 札幌  | 43° 03'         | 141° 20'        | 17.2m     | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 気象台               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |
| 宮古  | 39° 39'         | 141° 58'        | 42.7m     | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 測候所               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 測候所                                |
| 仙台  | 38° 15'         | 140° 51'        | 188.0m    | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | サンシャイン            | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |
| 館野  | 36° 03'         | 140° 08'        | 26.0m     | CAL <sub>2</sub>  | CAL <sub>1</sub>     | OBS                  | OBS                                |
|     |                 |                 |           | H <sub>b</sub> から | H, H <sub>d</sub> から | 気象台                  | 気象台                                |
| 松本  | 36° 15'         | 137° 58'        | 610.0m    | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 測候所               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 測候所                                |
| 名古屋 | 35° 10'         | 136° 58'        | 48.0m     | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | サンシャイン            | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |
| 潮岬  | 33° 27'         | 135° 46'        | 73.2m     | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 測候所               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 測候所                                |
| 広島  | 34° 22'         | 132° 26'        | 29.3m     | CAL <sub>2</sub>  | CAL <sub>1</sub>     | OBS                  | OBS                                |
|     |                 |                 |           | H <sub>b</sub> から | H, H <sub>d</sub> から | 三菱重工                 | 三菱重工                               |
| 仁尾  | 34° 12'         | 133° 39'        | 1.5m      | OBS*              | CAL                  | OBS                  | OBS                                |
|     |                 |                 |           | サンシャイン            | I から*                | サンシャイン               | サンシャイン                             |
| 福岡  | 33° 35'         | 130° 23'        | 2.5m      | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | OBS                  | CAL <sub>2</sub>                   |
|     |                 |                 |           | サンシャイン            | I から                 | サンシャイン               | H <sub>b</sub> , H <sub>d</sub> から |
|     |                 |                 |           | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 気象台               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |
| 鹿児島 | 31° 34'         | 130° 33'        | 4.3m      | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | サンシャイン            | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |
| 那覇  | 26° 14'         | 127° 41'        | 34.9m     | OBS               | CAL <sub>1</sub>     | CAL <sub>2</sub>     | OBS                                |
|     |                 |                 |           | 気象台               | I から                 | H, H <sub>b</sub> から | 気象台                                |

\* I の実測開始 (1979.5) 以前は H, H<sub>d</sub> から換算した.

したデータ名を示してある。換算はまず  $CAL_1$  を行い次に  $CAL_2$  を行う。  
記号は第1表参照。

| 日照時間<br>雲量<br>蒸気圧          | データ収集期間                         | 使用月数 | 使用月数のうち、<br>雪あり月数<br>( $G_{10}>0$ ) | 不使用月数 | 不使用月および<br>データ修正   |
|----------------------------|---------------------------------|------|-------------------------------------|-------|--|
| 気象台                        | 1978.1~1980.9                   | 33   | 15                                  | 0     | $H \times 0.92(1979.11 \sim)$                                  |
| 測候所                        | 1980.1~9                        | 9    | 3                                   | 0     |  |
| 気象台                        | 1979.4~1980.9                   | 16   | 2                                   | 2     | 1979.8, 1980.1   |
| 気象台                        | 1964.1~1969.8<br>1970.1~1979.12 | 0    | 0                                   | 168   |  |
| 測候所                        | 1979.1~1980.9                   | 21   | 4                                   | 0     | $H \times 1.03(\sim 1980.5)$<br>$H \times 0.89(1980.6 \sim 9)$ |
| 気象台                        | 1977.10~1980.9                  | 33   | 0                                   | 3     | 1977.10~12<br>$H \times 0.97(\sim 1978.9)$                     |
| 測候所                        | 1980.1~9                        | 8    | 0                                   | 1     | 1980.3   |
| 気象台                        | 1977.1~1979.12                  | 23   | 0                                   | 13    | 1977.1, 4~6<br>1978.1~5, 7, 9, 10, 12<br>$H, H_d \times 1.04$  |
| 多度津測候所<br>(蒸気圧は<br>サンシャイン) | 1977.3~1980.9                   | 43   | 0                                   | 0     |  |
| 気象台                        | 1976.11~1979.3                  | 45   | 0                                   | 2     | 1979.11, 12  |
|                            | 1979.4~1980.9                   |      |                                     |       |  |
| 気象台                        | 1975.10~1976.9                  | 12   | 0                                   | 0     | $H \times 0.96$  |
| 気象台                        | 1978.1~1980.9                   | 0    | 0                                   | 33    |  |
|                            | 計                               | 243  | 24                                  |       |  |

の気象官署について行ってみると、大概は5%以内の差で一致する。しかし、時には、ある気象官署の特定期間において、両者の差が5%をはるかに超えることがある。その例を第2図に示す。

今回、第2表の全天日射量データのすべてについてこのチェックを行い、差が3%以上の期間のデータには、第2表の右端欄に示すように、修正係数を乗ずることとした。修正係数 (b) は

$$H_{CAL} = b \cdot H_{OBS}$$

とおき、最小自乗法、すなわち次の式により求めた。

$$b = \frac{\sum(H_{CAL} \cdot H_{OBS})}{\sum(H_{OBS})^2} \quad (10)$$

なお、修正該当気象官署に対して、日射計の交換などの日時を問いあわせ、上述の方法で判定した係数の急変時期と比較した結果、時期が一致しているのが6ケースのうち4ケース、一致していないのが2ケースであった。

(3)  $\bar{I} \sim \bar{H} \cdot \text{cosec} m h_{15}$  関係によるチェック

吉田・篠木・山中(1977)によれば、 $\bar{I} \sim \bar{H} \cdot \text{cosec} m h_{15}$  関係は、 $m$  に適当な値 ( $m=1.3 \sim 1.4$ ) を選べば、かなり高い相関を示す。

一般に  $\bar{I}$  の観測誤差は1%程度にすぎないから、 $\bar{H} \cdot \text{cosec} m h_{15}$  を用いて推定した  $\bar{I}$  と実測の  $\bar{I}$  の間に大きな差があれば、 $\bar{H}$  の実測値が怪しいとみられる。 $\bar{I}$  を観測している地点については、この方法による  $\bar{H}$  のチェックも行った。

2.4. 解析に使用したデータ

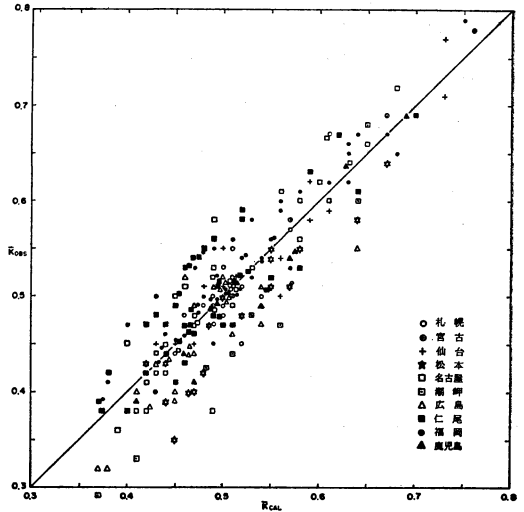
前項のチェックの結果、解析から除かれた『不使用月数』と『不使用月』を、第2表にあわせ示す。不使用になった月は、大部分が欠測日数が7日以上のものであるが、どうしても理解できないほど一般的関係から飛び離れたデータも若干ある。なお、館野が解析から除かれたのは、雲量観測が1日1回だけのためである(他は1日3~4回)。

以上のチェックを経て、解析用に整備した日射データは、第2表の『使用月数』の欄のとおり、10地点、延べ243か月分、そのうち24か月分は積雪のある月 ( $G_{10} > 0$ ) である。これらのデータには、西日本を中心とした1978年夏季の異常多照、北日本を中心とした1980年夏季の異常寡照が含まれていることは、解析上有利である。

3. 散乱比 ( $\bar{K}$ ) の推定式の作成

3.1. 解析に使用した因子

$\bar{K}$  を推定するための説明因子として、晴天指数 ( $\bar{K}_T$ )



第3図 (12)式による散乱比の推定値 ( $\bar{K}_{CAL}$ ) と実測値 ( $\bar{K}_{OBS}$ ) の比較。ただし積雪のある月を除く。

および日照率 ( $n/N$ ) が有力なことは、1.2. 節で述べたように、従来の研究から知られている。

一方、日々の各種日射量の同時アナログ記録を比較すると、散乱日射量は、快晴や曇りの日より、晴れたり曇ったりの日が多く、特にうす曇りの日に非常に多いことがわかる。従って、 $\bar{K}$  の説明因子として上層雲量を加えたいのであるが、現在気象官署では、上層雲量の統計が行われていない。そこで、上層雲量 ( $C_h$ ) と密接な関係にある『うす雲指数 ( $C_i$ )』を代用する。月平均の  $C_i$  と  $C_h$  の関係は、吉田・篠木(1978)に図示されているが、式で表わせば次のとおりである(秋田と潮岬, 1950~1951年, 日中の毎時観測データによる)。

$$C_h = 0.99 C_i \quad (11)$$

相関係数 = 0.82 資料数 = 48

以上  $\bar{K}_T$ ,  $n/N$ ,  $C_i$  のほかに、 $\bar{K}$  に影響がありそうな因子として、月平均雲量 ( $C_d$ )、月平均蒸気圧 ( $e$ )、各月15日の南中時太陽高度 ( $h_{15}$ ) と  $\sinh_{15}$ 、および  $\bar{K}_T$ ,  $C_d$ ,  $n/N$  それぞれの自乗値を加えた、合計10個の因子を解析に用いた。

3.2.  $\bar{K}$  の推定式

積雪のある月は、雪面反射のため散乱日射量が非常に多いので(吉田, 1970 a)、これらの月を除いた219か月(第2表)のデータを用いて多変量解析を行い、因子の増加が危険率5%で有意であるとの水準で得られた重回帰式は、次のとおりである。

第3表 計算対象とした年数別の気象官署数。  
(1951~1980年の期間内)

| 年数    | 気象官署数 | 気象官署名   |
|-------|-------|---|
| 12~15 | 5     | 館山, 千葉, 四日市, 山口, 亀山   |
| 16~17 | 3     | 久米島, 大船渡, 富崎  |
| 18~22 | 4     | 筑波山, 延岡, 沖永良部, 与那国島   |
| 23~29 | 17    | 広尾, 新庄, 伊吹山, 紋別, 福山, 雲仙岳, 若松, 奈良, 境, 呉, 姫路, 多度津, 高知, 宿毛, 那覇, 伊良湖, 屋久島 |
| 30    | 126   | (略)   |
| 計     | 155   |   |

$$\bar{K} = 0.950 - 1.336 \cdot n/N + 0.702(n/N)^2 + 0.217 C_i \quad (12)$$

重相関係数 ( $R$ ) = 0.904

標準誤差 ( $E$ ) = 0.037 (= 7.3%)

$E$  のパーセント表示は,  $E \div (\bar{K} \text{の平均}) \times 100$  である。

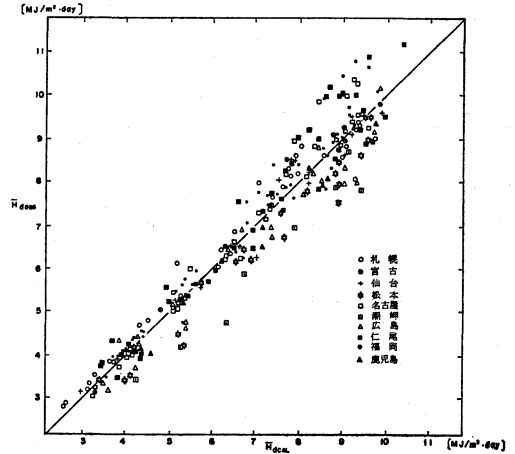
(12) 式による  $\bar{K}$  の推定値 ( $CAL$ ) と実測値 ( $OBS$ ) との比較を, 第3図に示す。

(12) 式の標準誤差 7.3% の原因として, (1) 回帰モデルの不完全さ, (2)  $H_d$  と  $H$  の観測誤差, つまり  $\bar{K}$  の誤差, (3) 説明因子である  $n/N$  や  $C_i$  の観測誤差, (4) 観測地点と季節による大気混濁度の差ならびに地表アルベドの差 (積雪期のデータは解析から除かれた) などが考えられる。

このうち(2)については, 次のように見積もられる。すなわち, 2章で述べたように,  $H_d$  は実測または換算によって得られたが, 実測の場合, 遮へいリング補正の不完全さ (Steven and Unsworth, 1980) のため,  $\bar{H}_d$  の誤差が 5% を超える可能性がある。換算法の場合, (7) 式の  $I$  の誤差は 1% 程度にすぎないが, 観測の管理が十分な場合でも,  $H$  の誤差は 3% 程度あり, これは  $H_d$  からみて 6% くらい誤差になる。

このような観測誤差は, ほとんど無作為に生じている誤差と, 観測地点によって一方向に偏っている誤差の二つから合成されているように見える (Hay and Wardle, 1982)。この一方向への偏り誤差と, 前述 (4) の観測地点ごとの周辺環境の相違の影響が複合した結果が, 第3図に見られるような, 地点ごとのプロット点の偏り (例えば潮岬) となったものと考えられる。

1983年4月



第4図 (13) 式による水平面散乱日射量の推定値 ( $\bar{H}_{d,CAL}$ ) と実測値 ( $\bar{H}_{d,OBS}$ ) の比較。

(12) 式は, 以上述べたいろいろの誤差を含んだ全国平均的な回帰式とみなされる。

#### 4. 月平均散乱比ならびに月平均水平面散乱日射量・同直達日射量の年平均値, 標準偏差および変動係数の計算

第3表に示す155の気象官署における1951~1980年の期間について, 次の計算を行った。

(1) 月平均全天日射量 ( $\bar{H}$ )

以下の計算に必要なので, (9) 式を用いて, 各気象官署の毎年毎月の  $\bar{H}$  を計算した。

(2) 月平均水平面散乱日射量 ( $\bar{H}_d$ )

(12) 式から,  $\bar{H}_d = \bar{K} \cdot \bar{H}$  として  $\bar{H}_d$  が計算できるはずである。しかし (12) 式は, 積雪のない月だけのデータを用いて作成されたものであるから, 積雪のある月を含む一般式としては, 雪面反射による散乱日射の増加分として, (9) 式の  $0.048 G_{10}$  の項を考慮する必要があり,  $\bar{H}_d$  の計算式は次のようになる。

$$\bar{H}_d = (\bar{H} - 0.048 G_{10} / \bar{H}_0) \{0.950 - 1.336 \cdot n/N + 0.702(n/N)^2 + 0.217 C_i\} + 0.048 G_{10} / \bar{H}_0 \quad (13)$$

上の式による  $\bar{H}_d$  の計算値と実測値の比較を第4図に示す。この式を用いて, 各官署の毎年毎月の  $\bar{H}_d$  を計算した。

(3) 月平均水平面直達日射量 ( $\bar{H}_b$ )

$\bar{H}$  と  $\bar{H}_d$  の差として, 各官署の毎年毎月の  $\bar{H}_b$  を算出した。

第4表 日射量値をマップに記入する場合に用いた記号.

| ケース | 記入した日射量値の説明 |                    |                       | 30年平均との差                 |                 |
|-----|-------------|--------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------|
|     | 符 号         | 記入例                | 説 明                   | 月平均 $\bar{H}_b, \bar{I}$ | 月平均 $\bar{H}_d$ |
| 1   | なし          | 5.8                | 経計年数が, 1951~1980年の30年 | 0%                       | 0%              |
| 2   | *           | 5.8*               | 統計年数が, 18~29年         | 3%以下                     | 1%以下            |
| 3   | **          | 5.8**              | 統計年数が, 12~17年         | 8%以下                     | 1%以下            |
| 4   | M           | (5.8) <sup>M</sup> | 標高 800 m 以上の山岳気象観測地点  |                          |                 |
| 5   | T           | (5.8) <sup>T</sup> | 地形の影響が顕著な地点           |                          |                 |

(4) 平年値

各月ごとに, 全計算年数の算術平均をとって, 平年値とした. 計算年数が30年に満たない地点もあるが, 後述のように, 30年平均との差が5%以上になる可能性があるのは, 17年以下の場合であり, これに該当するのは8気象官署にすぎないので, 平年修正は行わなかった.

(5) 標準偏差

$$\text{標準偏差} = \sqrt{\frac{\sum(\text{各年値} - \text{平年値})^2}{\text{計算年数}}}$$

(6) 変動係数

$$\text{変動係数} = (\text{標準偏差} / \text{平年値}) \times 100[\%]$$

(7) 散乱比の平年値

$$\text{散乱比の平年値} = (\bar{H}_d \text{の平年値}) / (\bar{H} \text{の平年値})$$

は, 統計年数が12年以上あれば, 30年平均値との差は,  $\bar{H}, \bar{H}_d, \bar{H}_b$ , とともに, 1%以下である.

このように, 統計年数の相違が平年値の精度に影響することを示すために, データをマップにプロットするに際して, 第4表のケース1~3の記号を用いた.

(2) 山岳気象官署

(9) 式および(12) 式は, 平地の観測データに基づいて作成されたものなので, 大気透過率や雲におおわれる状況などの気候条件の異なる山岳高所に対して当てはまるか, 保証の限りでない.

一方, 155気象官署のうち, 標高が800 m以上の地点(筑波山 869 m, 伊吹山 1376 m, 剣山 1944 m, 阿蘇山 1143 m, 雲仙岳 849 m)の  $\bar{H}_b$  の値は, 平地に比べて, 明らかに小さい. 雲(霧)におおわれる機会が多いためであろう.

このような事情を考慮して, 前述の山岳5地点のデータをマップに記入する際, 第4表のケース4の記号を用い, 等値線をひくときには, この値を無視することにした.

(3) 地形障害

日出・日没の方向に, 山岳などのように, 日照時間を少なめにする障害物がある地点においては, 日射量(特に直達日射量)も少なめになる. ただし, このような地形の影響が顕著に現われるのは, 障害物の高度角が相当に大きい場合だけである. その理由は,

① ジョルダン日照計は, 太陽高度が約3°以下では記録しない(吉田, 1968; WMO, 1969)から, 高度角3°以下の地物は, もともと日照記録の障害にならない,

② 太陽直射光が雲に遮られるチャンスは, 太陽高度が低いほど多い(吉田, 1970b), からである.

$\bar{H}_d$  および  $\bar{H}_b$  の地点間比較, ならびに現地の地形状況から判断すると, 日照に対して地形障害が明らかに現われている気象官署は, 日光, 網代, 大島, 三宅島, 尾

5. マップの作成

5.1. 各地点のデータの表示について

前章の計算結果をマップにプロットするに際し, 統計年数の短い官署, 山岳官署, および(日出・日没に対する)地形障害の著しい官署については, 次のような検討を行い, 必要に応じて, データ表示を区別した.

(1) 統計年数の短い気象官署

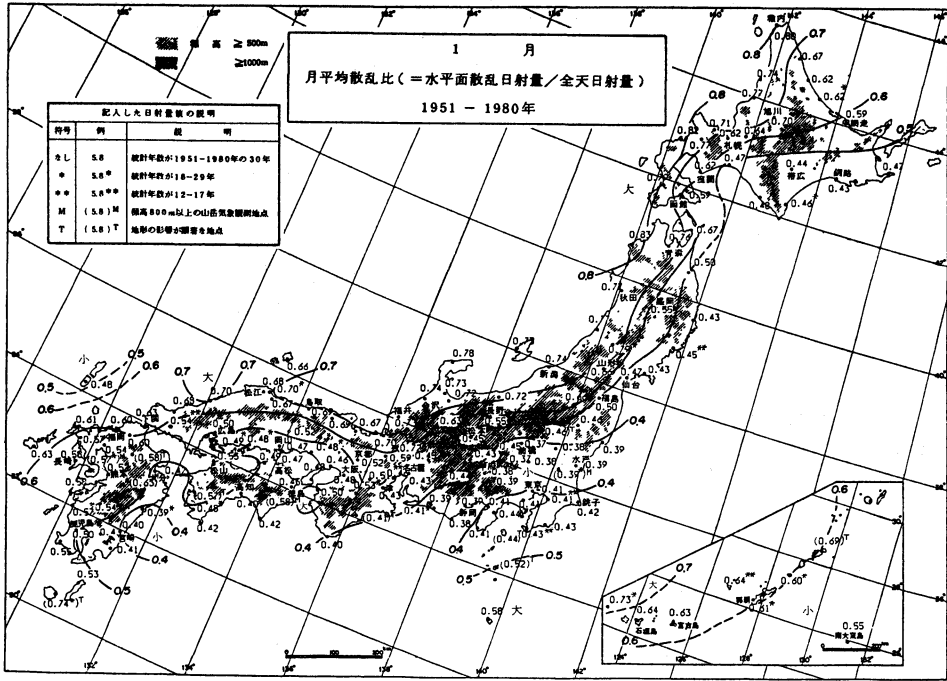
統計年数が30年より短い場合の平年値が, 30年間(1951~1980年)の平均値に比べて, どの程度相違する可能性があるかについて, 数地点のデータを用いて比較した結果,  $\bar{H}$  と  $\bar{H}_b$  の場合, 30年平均値との差は, 次のとおりであった.

- 統計年数が23~29年の場合... 2%以下
- ” 18~22年の場合... 3%以下
- ” 16~17年の場合... 5%以下
- ” 12~15年の場合... 8%以下

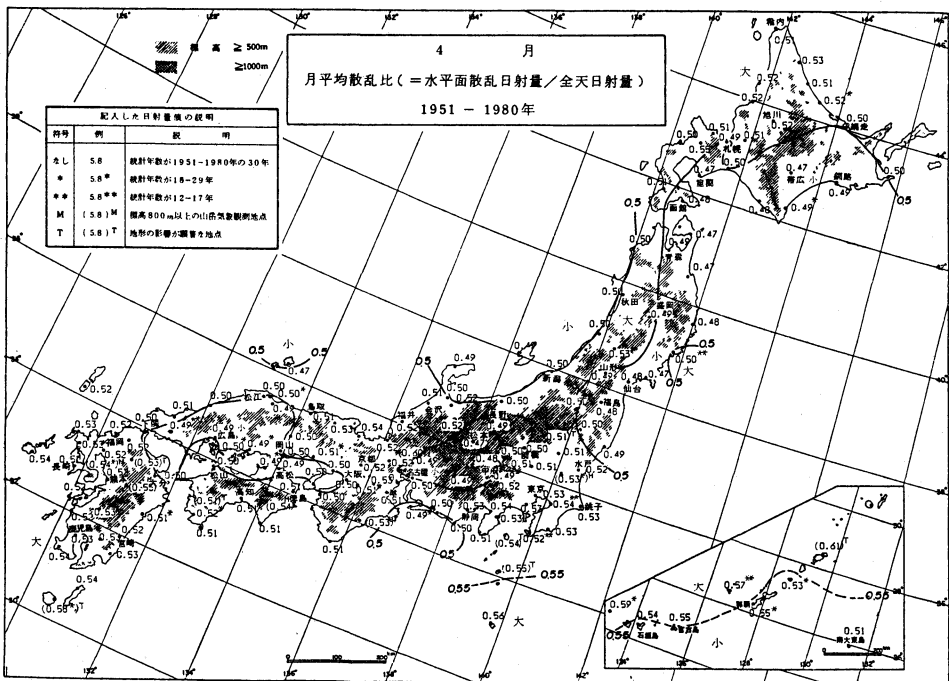
$\bar{H}_d$  の場合は, 統計年数が12年以上あれば, 30年平均値との差は, すべて1%以下とみてよい.

以上は月平均値の場合であるが, 年平均値の場合に

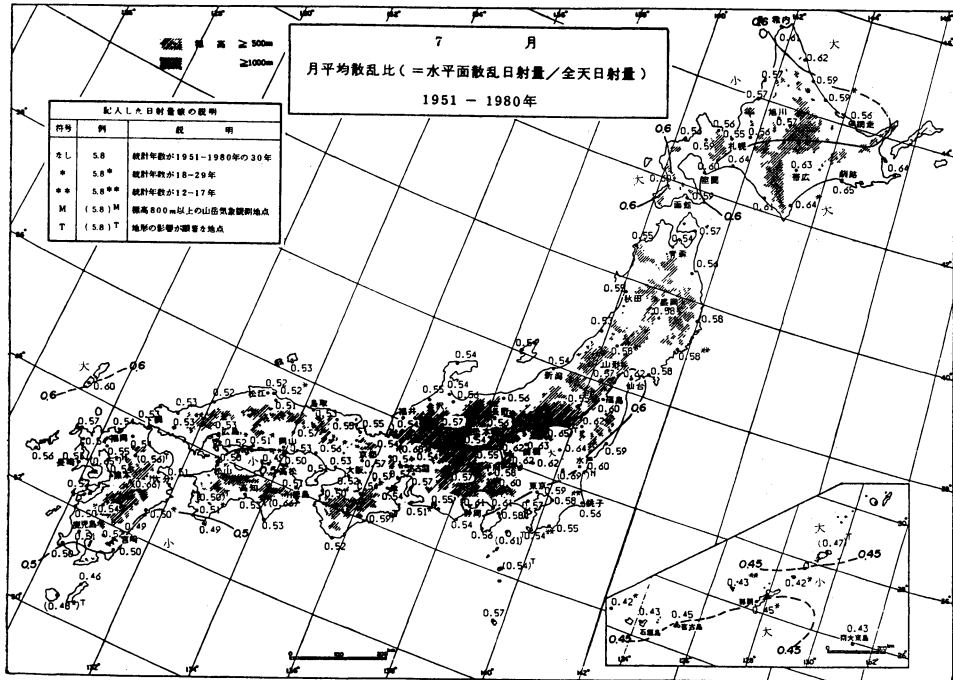




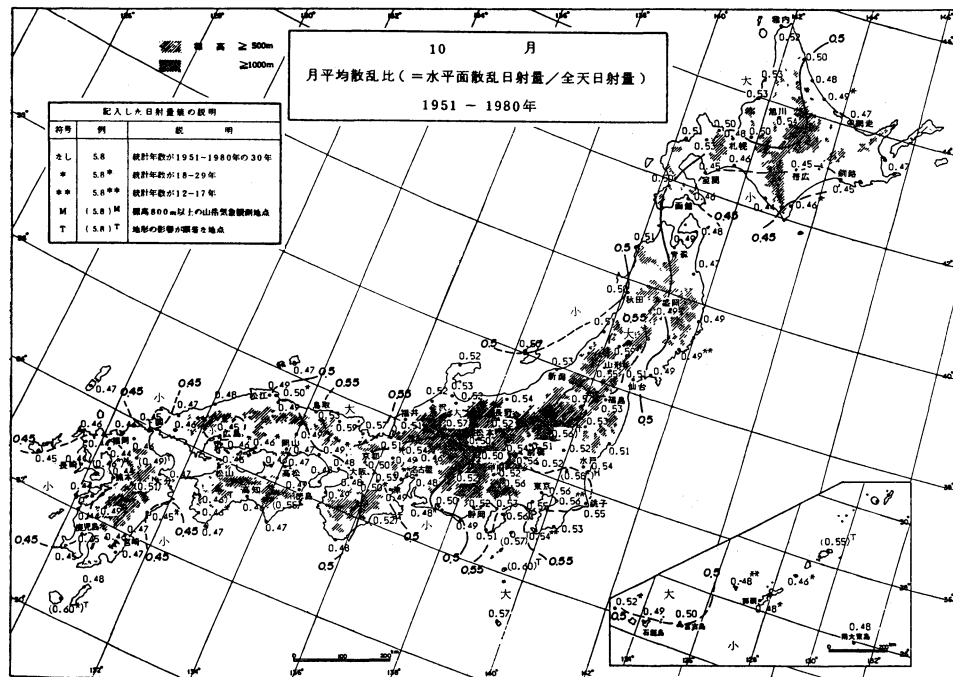
第5図 (a)



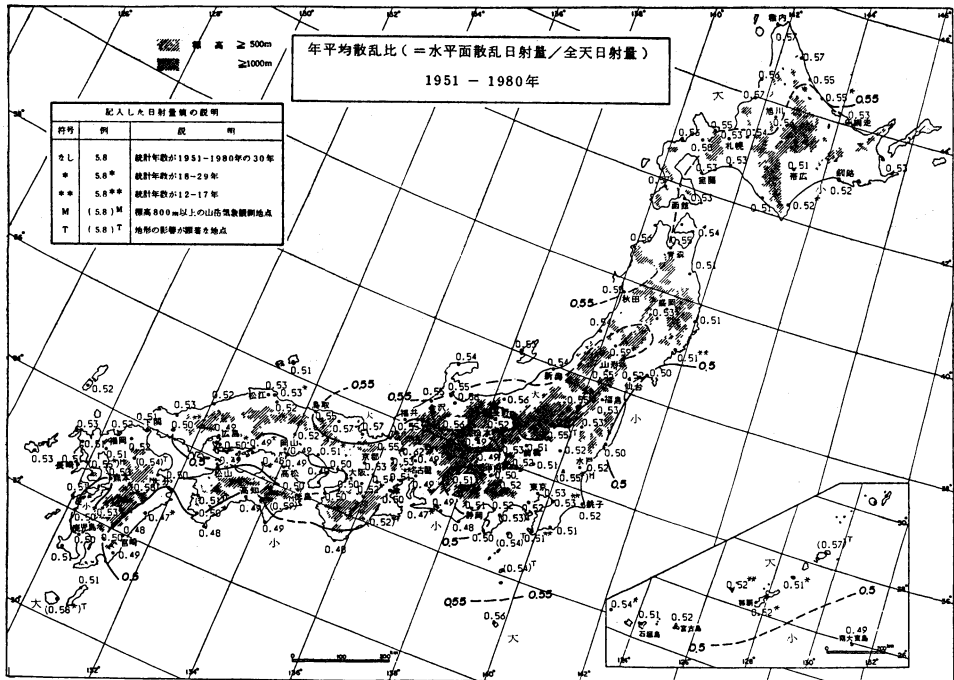
報5図 (b)



第5図(c)



第5図(d)



第5図(e)

鶯, 宇和島, 日田, 屋久島, 名瀬の9地点である。

これらの9地点は、マップにデータを記入する際、第4表のケース5の記号を用い、等値線をひくときには、地形障害がなければ記入した値よりも大きいはずである、という点だけを参考にした。

### 5.2. マップの作成とその特徴

前章4. の計算結果のうち、 $\bar{K}$  の平年値、 $\bar{H}_d$  の平年値とその変動係数、および  $\bar{H}_b$  の平年値とその変動係数について、月別と年のマップを作成した。それらの特徴は次のとおりである（ただし、紙数の都合で、一部のマップだけを示す）。

#### (1) 散乱比 ( $\bar{K}$ ) のマップ

第5図に、1, 4, 7, 10月および年平均の  $\bar{K}$  のマップを示す。その特徴は次のとおりである。

① 年平均の  $\bar{K}$  は、全国的に0.50~0.55で（山岳や地形障害地点を除いた全国平均は0.52）、地域差が小さい。すなわち、平均的にみると、わが国では、全天日射量のうち、散乱成分の方が直達成分よりやや多い。

② 冬季の  $\bar{K}$  は、日本海側で大きく、太平洋側で小さい。南西諸島でもやや大きい。

③ 春と秋には、 $\bar{K}$  の地域差が小さい(0.45~0.55)。

④ 6~7月は、 $\bar{K}$  の地域差が大きい(0.45~0.65)。 $\bar{K}$  が大きいのは、梅雨の影響を受ける地域、および海霧の影響を受ける北海道の南東部と北東部である。

#### (2) 水平面散乱日射量 ( $\bar{H}_d$ ) の平年値とその変動係数のマップ

第6図に、1, 8月および年平均の  $\bar{H}_d$  のマップを示す。 $\bar{H}_d$  のマップの特徴は

① 地域差が小さい。年平均  $\bar{H}_d$  の全国平均（山岳や地形障害地点を除く）は6.7 MJ/m<sup>2</sup>・dayである。

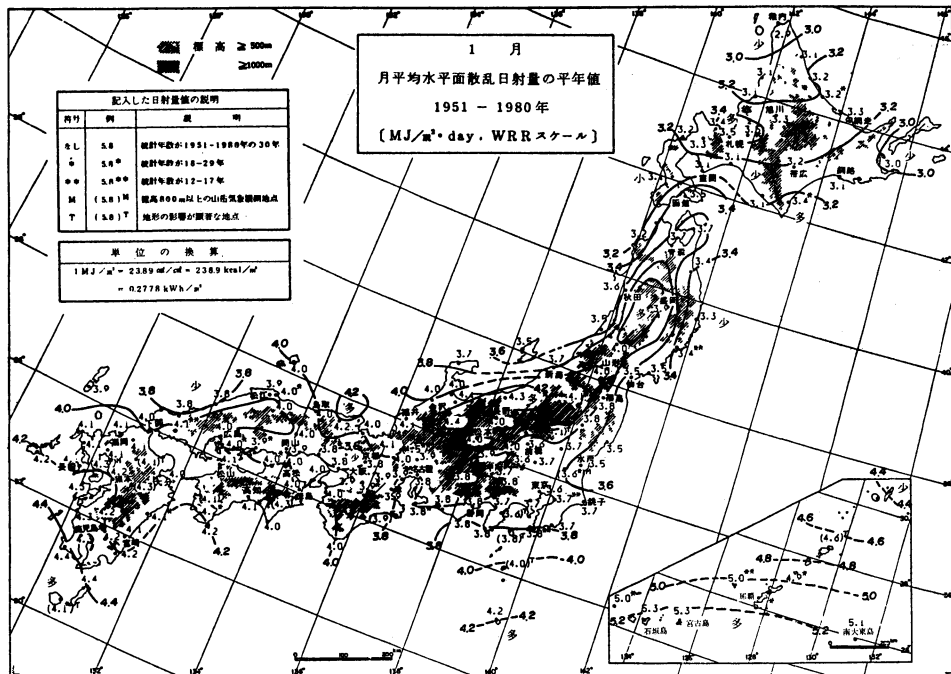
② 11~3月の冬季に、内陸部でやや大きい。6~8月の夏季を除く各月に、南西諸島で大きい。

③ 標高1000m以上の山岳では、冬季にやや大きい傾向があるが、他の季節には、山岳も平地も大差ない。

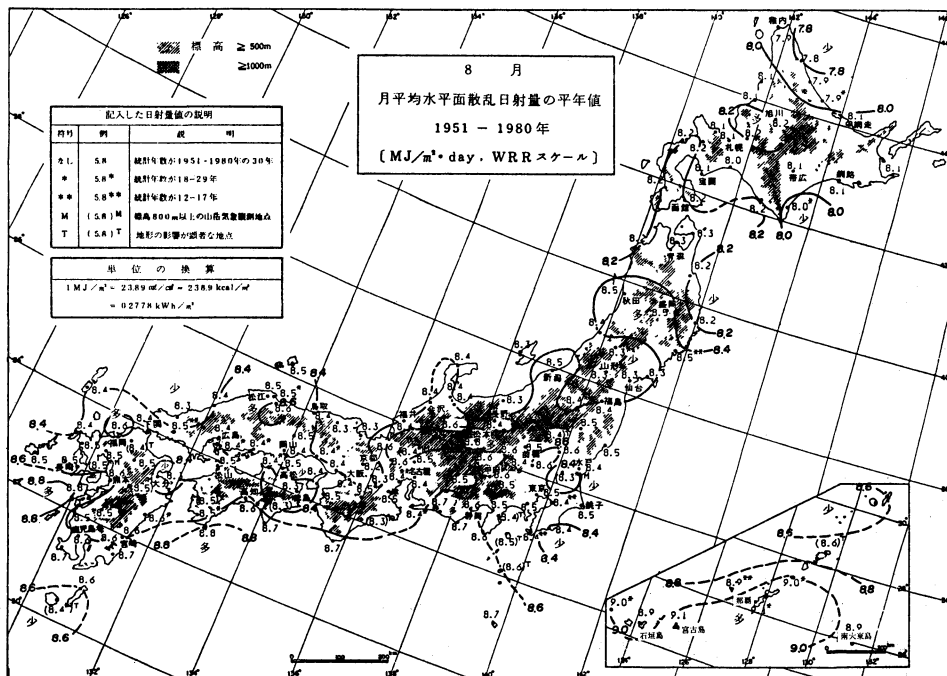
#### $\bar{H}_d$ の変動係数のマップ（掲載省略）の特徴は

① 月平均  $\bar{H}_d$  の変動係数は、冬季に、北海道南部、東北地方および北陸地方で6~8%とやや大きいことを除けば、他の季節には2~3%で、 $\bar{H}_d$  の年々の変動は小さい。

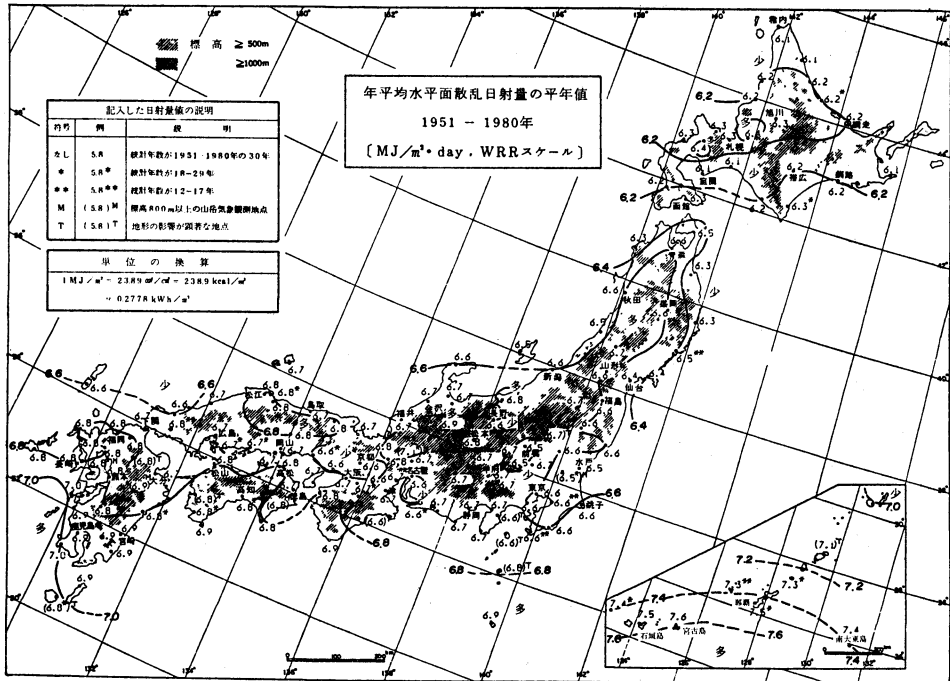
② 年平均  $\bar{H}_d$  の変動係数は、全国的に1~3%と小



第6図 (a)



第6図 (b)



第6図(c)

さい。

(3) 水平面直達日射量 ( $\bar{H}_b$ ) の平年値とその変動係数のマップ

第7図に、1, 8月および年平均の  $\bar{H}_b$  のマップを示す。 $\bar{H}_b$  のマップの特徴は

① 11~3月の冬季は、日本海側で小、太平洋側で大である。南西諸島と伊豆諸島も、季節風雲の発達のため、 $\bar{H}_b$  が少ない。蔽原の  $\bar{H}_b$  がやや大きいのは、朝鮮半島に近く、季節風雲の発達が不十分なためと考えられる。

② 4, 5月の  $\bar{H}_b$  は、全国的に大差がない。5月に南西諸島でやや少ないのは、梅雨のためであろう。

③ 梅雨のために、6月は関東以西の太平洋側で、7月は関東から東北地方南部にかけて、 $\bar{H}_b$  が少ない。

④ 海霧のため、6~8月に、釧路を中心とする北海道南東部、および北見枝庁を中心とする北海道北東部で、 $\bar{H}_b$  が少ない。8月に、青森県と岩手県の太平洋岸で  $\bar{H}_b$  が少ないのも、海霧のためと考えられる。また、9~11月に、豊岡、敦賀地方で  $\bar{H}_b$  が少ないのは、放射霧(川霧)のためらしい。

⑤ 8月に、関東地方中央部、9月に、関東、北陸、東北地方南部および九州中央部で  $\bar{H}_b$  が少ないこと

理由は明らかでないが、あるいは晴天日における対流雲の発生によるものかもしれない。

⑥ 年平均  $\bar{H}_b$  の全国平均(山岳や地形障害の大きい地点を除く)は 6.2 MJ/m<sup>2</sup>·day である。

$\bar{H}_b$  の変動係数のマップ(掲載省略)の特徴は

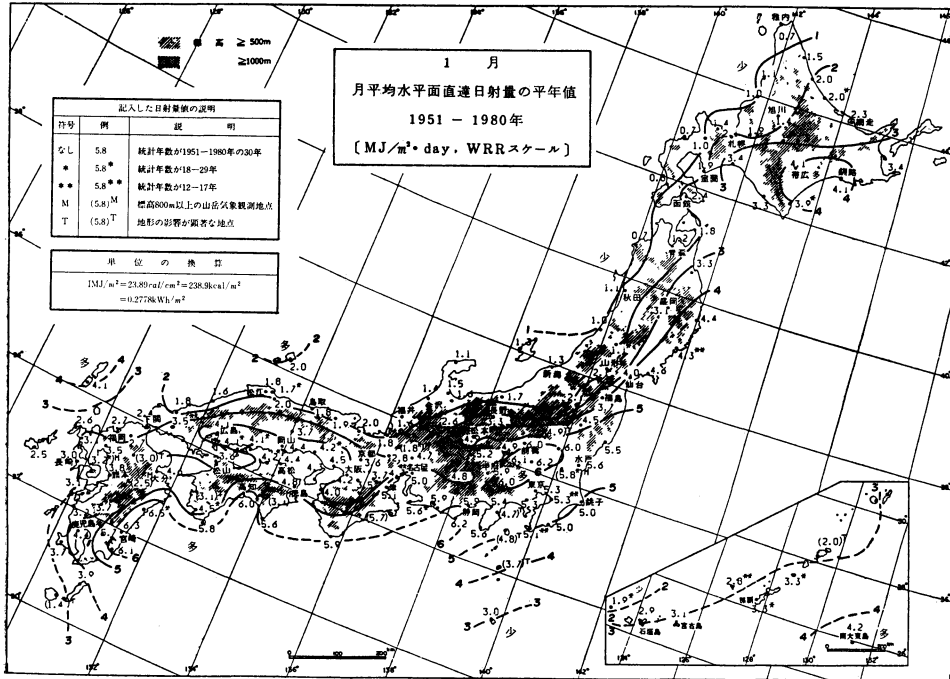
① 概略的にいえば、月平均  $\bar{H}_b$  の変動係数は15~30%, 年平均  $\bar{H}_b$  のそれは5~10%で、 $\bar{H}_d$  の変動係数の10倍くらい大きい。

② 季節別にみると、冬季は日本海側と南西諸島で大きく、太平洋側で小さい。このことは、冬の季節風の卓越程度が年によってかなり異なることを意味する。

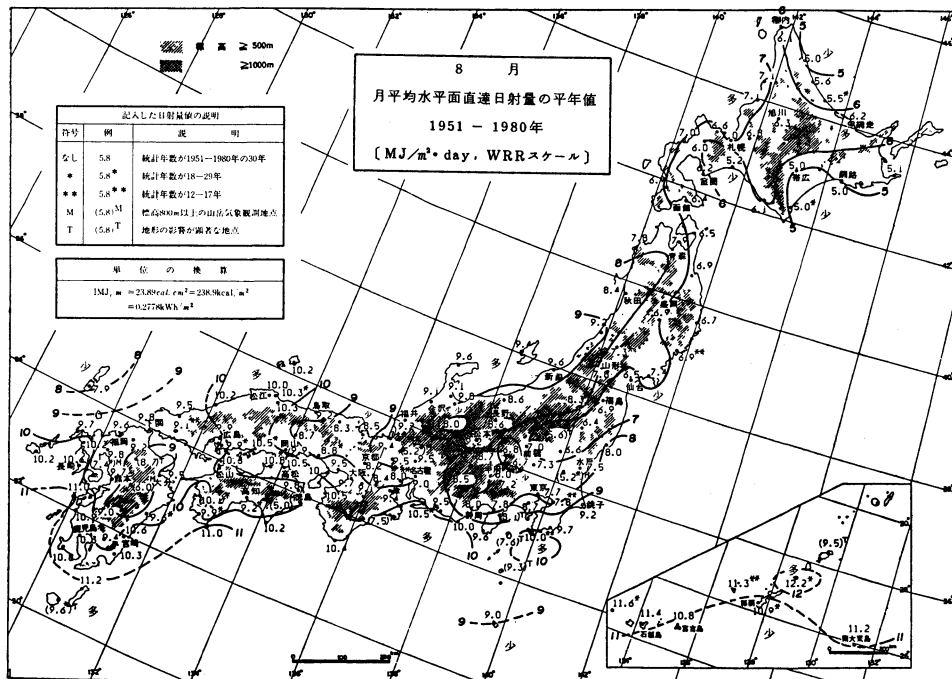
## 6. まとめ

太陽エネルギー利用技術のためには、全日射量を散乱成分と直達成分に分離する必要がある。従来、分離の方法の多くは、Liu and Jordan (1960) に従って、散乱比 ( $K$ ) と晴天指数 ( $K_T$ ) との関係を求めることであった。

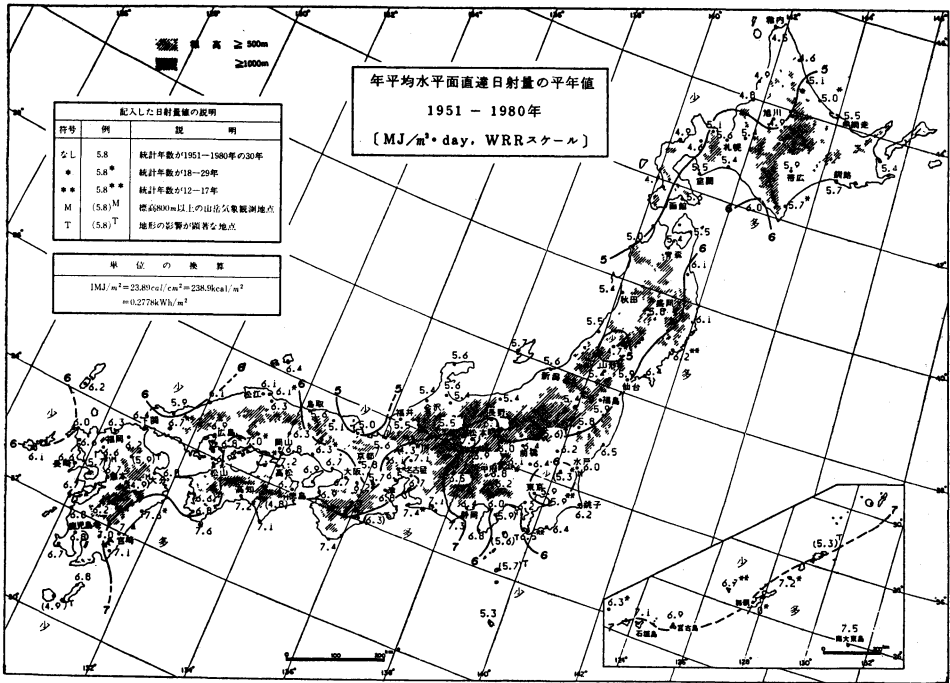
本研究では、晴天指数のほかに、散乱比に影響する可能性のあるいろいろの因子(ただし気象官署で観測されているもの、および計算によって得られるもの)を用いて、多変量解析を行い、日照率、うす雲指数【(日照率)



第7図 (a)



第7図 (b)



第7図(c)

+ (全雲量) - 1] および積雪指数 (積雪 10 cm 以上の月間日数と月間総日数の比) の 3 因子により、散乱比を従来よりも精度良く推定できる回帰式を作成した。ただし、解析に使用した日射データは、全天日射量とともに散乱日射量または法線面直達日射量を観測している国内の 10 地点、延べ 243 か月分である。

上の回帰式を用いて、全国 155 の気象官署における 1951~1980年の 30年のデータから、散乱比の平年値、および水平面散乱日射量と水平面直達日射量それぞれの平年値と変動係数を、月別と年について計算し、さらにそれらのマップ (全国分布図) を作成した。

これらのマップの検討から、日射気候学的に興味ある多くの特徴が指摘された。

### 謝辞

この研究は、(財)日本気象協会が通商産業省工業技術院から委託された昭和 55 年度・同 56 年度サンシャイン計画研究 (気象調査) の一部として行われたものである。発表を許可くださった工業技術院、データの一部を提供くださった三菱重工株式会社、研究に協力くださった山中岡利氏 (元 日本気象協会中央本部調査役) に厚くお礼申しあげる。

(注) 155 気象官署についての  $\bar{K}$  の平年値、 $\bar{H}_b \cdot \bar{H}_d$  の平年値と標準偏差・変動係数の計算結果の表、および 1~12月と年のすべてのマップは、A 4判で (財)日本気象協会 (1981) に、B 5判で吉田・篠木 (1981 a, 1981 b) に掲載されている。

### 文献

- Chaudhury, N. D. K., 1963: Solar radiation at New Delhi, *Solar Energy*, 7, 44-52.
- Collares-Pereira, M. and A. Rabl, 1979: The average distribution of solar radiation—correlation between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values, *Solar Energy*, 22, 155-164.
- Drummond, A. J., 1956: On the measurement of sky radiation, *Arch. Met. Wien*, B. 7, 413-436.
- Hay, J. E. and D. I. Wardle, 1982: An assessment of the uncertainty in measurements of solar radiation, *Solar Energy*, 29, 271-278.
- Iqbal, M., 1979 a: A study of Canadian diffuse and total radiation data-1. Monthly average daily horizontal radiation, *Solar Energy*, 22, 81-86.
- , 1979 b: Correlation of average diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine, *Solar Energy*, 23, 169-173.

- Klein, S.A., 1977: Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces, *Solar Energy*, 19, 325, -329.
- Liu, B.Y. and R.C. Jordan, 1960: The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation, *Solar Energy*, 4, 1-19.
- and ———, 1962: Daily insolation on surfaces tilted toward the equator, *Trans. ASHRAE*, 526.
- Nichols, R.C. and T.N. Child, 1979: Solar radiation charts, *Solar Energy*, 22, 91-97.
- 日本気象協会, 1981: 太陽エネルギーシステムの研究(気象調査), 昭和55年度サンシャイン計画報告書, 51-113.
- Norris, D.T., 1966: Solar radiation on inclined surfaces, *Solar Energy*, 10, 72-76.
- Page, K., 1961: The estimation of monthly mean values of daily total short wave radiation on vertical and inclined surfaces from sunshine records for latitudes 40° North-40° South, *United Nations Conference on New Sources of Energy*, 16 May 1961, III. A. 19 p.
- Stanhill, G., 1966: Diffuse sky and cloud radiation in Israel, *Solar Energy*, 10, 96-101.
- Steven, M.D. and M.H. Unsworth, 1980: Shade-ring corrections for pyranometer measurements of diffuse solar radiation from cloudless skies, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 106(450), 865-872.
- 内嶋善兵衛, 桜谷哲夫, 奥山富子, 1981: 関東地方南部の日射気候, *農業技術研究所報告*, A, 27, 91-145.
- 吉田作松, 1968: 可照時間について, *天気*, 15, 255-258.
- , 1970 a: 水平面日射量に及ぼす積雪の影響, *気象庁研究時報*, 22, 85-90.
- , 1970 b: 日照率におよぼす地形地物の影響を補正する方法, *天気*, 17, 63-68.
- , 篠木誓一, 山中因利, 1977: わが国における法線面直達日射量(月平均値)の推定法の研究(序報), *日本太陽エネルギー学会第3回研究発表会講演論文集*, 81-84.
- , 篠木誓一, 1978: 日本における月平均全天日射量およびその年々の変動度のマップの作成, *天気*, 25, 375-389.
- , ———, 1981 a: 日射量の全国マップ——その2, 月平均水平面散乱日射量とその年々の変動係数, *日本太陽エネルギー学会機関誌“太陽エネルギー”*, 7(3), 50-66.
- , ———, 1981 b: 日射量の全国マップ——その3, 月平均水平面直達日射量とその年々の変動係数, 同上, 7(4), 51-66.



小林禎作 著

雪の結晶

——冬のエフェメラル

北海道大学図書刊行会, 1983年1月刊, B5判, 39頁, 1,500円

『雪, このはかないもの(エフェメラル=ephemeral)』という著者の呼びかけには, 長い間の雪との対話によって培われた雪をいとおしむ気持, その美しさに魅せられた著者の心のときめきがひしひしと伝わってくる。

水の三態のうち固体, それも雪の結晶ほど様々な美しさを秘めたものはない。しかも, 美人薄命の諺のとおり, 実にはかないものである。そしてそのはかないものを自らの手で再現し, 生成のからくりを見極めた中谷宇吉郎博士門下の著者らの絶ゆまぬ, 確固たる研究歴。それが, 本書の背景にある。雪の結晶の美しさが著者らの研究の原動力であり, その美しさを読者と共に分かち合いたいという気持から本書は生まれた。

北国の冬は雪との闘いに多くの労力が費やされる。だ

がその厳しい冬も, 初雪の朝の新鮮な感動で始まる。

雪の朝. 前日までの黒々とした地面. まだ緑の残る雑草. 冬仕度を急ぐ木々の落葉. それらは一晩のうちにすっぽりと白いベールに覆われ, 人々を白い世界へと誘い込んでしまう。雪の夜. 外燈の下に立って舞い落ちる雪を見上げる。やがてその身は天空へと旅立つ思いがする。そして凍てついた夜明け. 浴室の窓に描かれた霜の花. 厳しい北国の冬でなければ見られない数々の雪の美しい面影を, 本書は読者のもとに届けてくれる。それも著者のすばらしい写真の数々によって。

夕食後のひととき, ページを繰りながら雪の情景を思い描いた。理屈抜きで楽しめる本である。自然との対話を忘れた都会の人々にも, きっと安らぎを与えてくれると思う。学会の御子弟をお持ちの会員の方々には, 御子様達との会話ははずむでしょう。鳥の目で自然を見ることは, 気象衛星「ひまわり」からの雲写真が新聞, テレビに登場して日常的になったが, 本書では顕微鏡下の虫の目の世界に広がる雪の結晶の美しさを十分に楽しんで頂けるものと思う。(安富裕二)