

静止気象衛星“ひまわり”の赤外放射データ による海面水温の算出*

阿部 勝 宏**

山 本 孝 二**

1. まえがき

大気-海洋間の熱交換量の推算においては、両者の境界である海面水温が非常に重要な要素であり、人工衛星による全球的、連続的かつ客観的な海面水温の算出が不可欠である。

第1図は、海面水温測定法を模式的に表わしたものである。通常、船舶で測定される海面水温は、バケツ採水法、または冷却水取入口測定法にしても、海面下、数十cm~数mの海水の温度を直接求めている。一方、衛星搭載の赤外放射計では、海面下、数十μmの表皮水温 (skin water temperature) を遠隔探査 (リモートセンシング) で求めている。表皮水温は、表面水温に比べて若干 (約0.5°C) 低いという報告がある (渡辺, 1969)。また、船舶の測定は“点”であり、衛星のそれは“面”である。このように、衛星赤外放射計により算出された海面水温は、従来の船舶によるものとは異なるので、これを定量的に解析するためには、衛星測定時とほぼ同じ船舶のデータ (sea truth) による比較が大切である。

2. 衛星で測定される放射量

すべての物体は、その温度に応じた強さの赤外放射エネルギーを放射している。その物体が黒体であるならば、放射量を測定することによってプランクの法則により物体の表面温度を知ることができる。

“ひまわり”に搭載されている赤外放射計は、10.5 μm ~ 12.5 μm の波長域の放射量を測定するように設計さ

れている。海水の射出率は、この波長域で衛星天頂角が小さい域では1.0に非常に近く、黒体と見なすことができる。

衛星の赤外放射計で測定される放射量 N は、雲がない場合、次式から求まる。

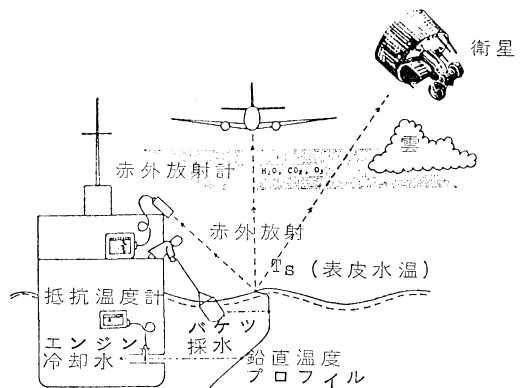
$$N = \int_{10.5}^{12.5} \phi_{\lambda} B_{\lambda}(T_{BB}) d\lambda \quad (1)$$

ϕ_{λ} : 赤外放射計のフィルター関数

$B_{\lambda}(T)$: プランクの関数

T_{BB} : 等価黒体温度 (観測輝度温度)

衛星の赤外放射計に入射した放射量は量子化され、256の輝度レベルに変換される。量子化された輝度レベルは、高温と低温の2点の基準温度で再び温度へと変換される。高温の基準には衛星内の基準黒体を使用し、低温の基準には宇宙空間を利用して輝度・温度変換 (キャリブレーション) を行なう。



第1図 海面水温測定の様式図 (渡辺, 1969)。

* Determination of sea surface temperature from the Geostationary Meteorological Satellite “Himawari” infrared radiation data.

** K. Abe, K. Yamamoto, 気象衛星センター。

3. 大気補正

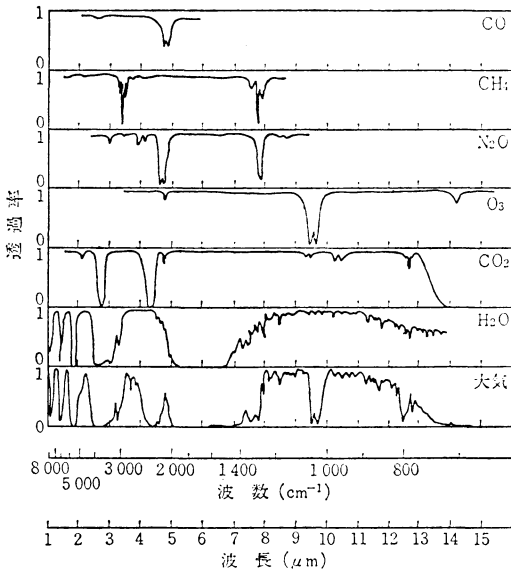
VISSR 赤外放射計によって得られた等価黒体温度 T_{BB} と呼ばれる観測輝度温度は、海水の表面温度すなわち海面水温そのものではない。海面から衛星高度までの大気による放射エネルギーの減衰によって、“真”の海面水温とは異なった温度となる。“真”の海面水温 T_S と衛星で得られた観測輝度温度 T_{BB} の差を大気補正量と称し、 ΔT とすると、

$$T_S = T_{BB} + \Delta T \quad (2)$$

となる。この量を生じさせる要因には以下のようなものがある。

① 大気の吸収

大気中に存在する物質によって、放射エネルギーが吸収される。第2図は、大気中の種々の物質による透過率を示す。この図からわかるように、“ひまわり”の赤外放射計の波長 10.5~12.5 μm は、非常に透過率が高い、いわゆる“大気の窓領域”の一つである。しかし、主として水蒸気と炭酸ガスによって吸収を受ける。この内、炭酸ガスは大気中には約0.03%の体積混合比で一様に分布しているので、補正量は殆んど変化しない。また、この窓領域では水蒸気による吸収に比べてかなり小さい。一方、水蒸気の量は、その分布の場所、季節、気団等によって大きく変動する。したがって、水蒸気の正確な量を知ることが、大気補正を施す上で最も重要である。



第2図 大気中の物質による透過率 (リモートセンシングノート, 1977).

② 大気の散乱

大気分子やエアロゾルによって、放射線の散乱が生じる。散乱による大気の透過率の低下により、さらに温度誤差が生じるが、これは 10.5~12.5 μm の窓領域では無視できる程度に小さい。

③ 大気による再射出

窓領域では、衛星で観測される放射エネルギーの大部分は放射表面からのものであり、大気の放射の寄与は小さい。

大気の補正量 ΔT は、放射理論と厳密な実験の上で求めるのが望ましいが、観測地点から衛星までの間の大気等の性質がわかっていなければならないので、“ひまわり”の赤外および可視の2チャンネルのデータのみでは不可能に近い。そこで、GMS システムでは、種々の大気モデルを仮定して放射理論(放射伝達式の解)を用いて理論的に計算した大気減衰の効果から、最も大きな要因となる、(1) 水蒸気量(高層気象観測データの実測値) (2) 観測輝度温度 (3) 衛星天頂角 の三つのパラメータを選び、経験的に求めた補正近似式(3)を用いて大気補正量 ΔT を推定している。

$$\Delta T = \sec \theta \times \left[0.189 \times W + \left\{ 1 - \frac{1400}{(310 - T_{BB})^2 + 1400} \right\} \times 4 \right] \quad (3)$$

θ : 衛星天頂角(度)

W : 水蒸気量(可降水量: PR-mm)

T_{BB} : 観測輝度温度(°K)

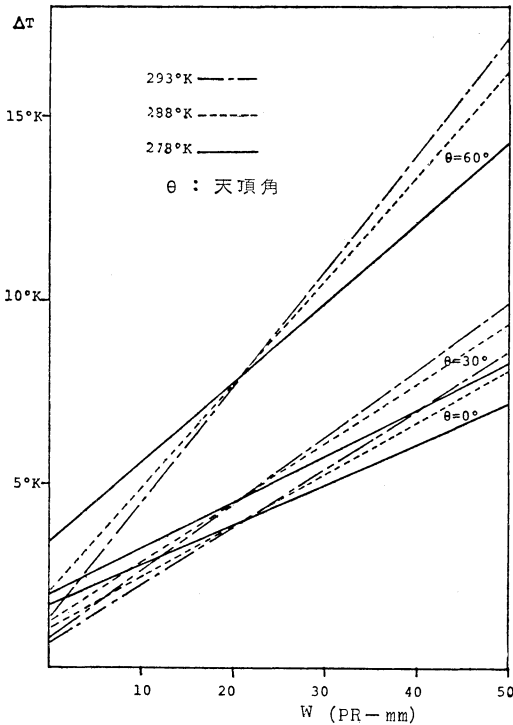
この補正近似式により求める際に使用される可降水量 W は、全球的規模のリアルタイムの実測値が今の所は無いので、気候値を採用している。

第3図は、観測輝度温度、衛星天頂角を一定にした時の、可降水量と大気補正量の関係を表わしたものである。衛星天頂角が小さい(パスが短い)時、可降水量に対する大気補正量の変動量は少ないが、大きくなるにつれて変動量が急に増加するのがわかる。そこで、水蒸気量が多い夏季、およびパスが非常に長い(衛星天頂角が大きい)地域では、補正量が非常に多いので、求めた“真”の海面水温の絶対値の精度には注意する必要がある。

4. 衛星の赤外放射データによる海面水温の算出法

衛星に搭載された赤外放射計のデータによる海面水温の算出法には、以下のような方法がある。

① 最高温度抽出法



第3図 可降水量に対する天頂角と観測輝度温度の大気補正量。

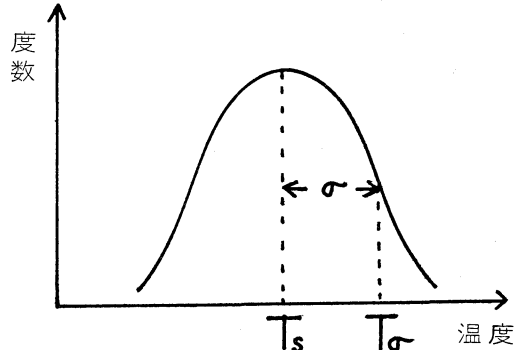
連続した複数の赤外画像データを用いて、各画像・区域毎の最高温度を抽出すると、これは海面水温に対応する。このことは、雲領域の温度は海面水温より低く、かつ短時間に移動ないし消滅するであろうという考えに基づくものである。この手法で、渡辺(1969)、Warnecke(1971)は、NIMBUS-IIの高分解能赤外放射計(HRIR)データを用いて、それぞれ三陸沖、メキシコ湾流域の海面水温分布を求めている。

② ヒストグラム法

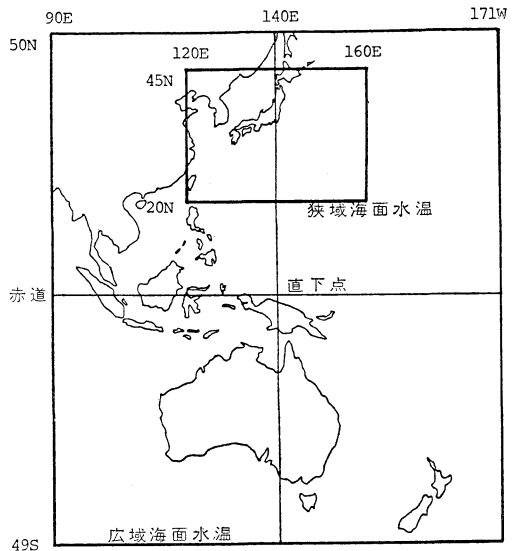
衛星で得られた観測輝度温度 T_{BB} の小区域(たとえば、緯・経度1度区域)のヒストグラムから、その区域の平均海面水温を抽出する方法で、次の2種類がある。

① 最大傾斜法

ある小区域内に雲がない温度データの度数分布は、第4図のように測器の雑音 σ による偏りを持った正規分布と仮定できる。実際のデータのヒストグラムは、低温側に雲の影響を受け正規分布とはならない。しかし、高温側の傾斜が急な点(変曲点) T_{σ} を選び、これより $+1\sigma$ を引いた T_s が、その区域の平均海面水温と見做す事ができる(Smith *et al.*, 1970)。ただし、



第4図 正規分布(ガウス分布)。



第5図 GMS 海面水温処理領域。

これは前もって σ 値が既知でなければならない。

② モード法

『広域海面水温処理システム』で用いている方法で、詳細に後述する。

③ 差分法

『狭域海面水温処理システム』参照。

5. “ひまわり”海面水温処理システム

“ひまわり”による海面水温処理には、対象とする空間のスケールおよび処理方式から、① 広域海面水温処理システム および、② 狭域海面水温処理システムがある。

第5図に、これら2システムの海面水温処理領域を示す。

前者は、格子点を中心となるような緯・経度1度区域の全赤外放射データの温度ヒストグラムのモード・クラス温度を、その格子点の海面水温の代表値とし、連続的かつ広範囲に取得する。

後者は、日本付近の格子点を中心となる緯・経度1/4度区域の、雲領域データを除いた残りのデータの平均温度を、その格子点の海面水温の代表値とし、詳細な水温分布を求める。日本近海の北西太平洋域は、大規模海流である黒潮をはじめ、小規模海流である対馬海流、親潮などや、冷・暖水塊が複雑に分布している。さらに、暖流と寒流が接する海域では海面水温勾配が大きく、これら暖・寒海流の常時観測を通じて海況パターンを把握するには、測定格子点間隔は1/4度(約25 km)程度が必要である。

5.1 広域海面水温処理システム

広域海面水温処理システムの流れを第6図に示す。

日処理は、通常、1日6時間毎に観測された4回の合成赤外放射データを用い、緯・経度1度区域の温度ヒストグラムから、その区域の1日間平均の海面水温を抽出する。

旬処理は、10日間程度の海面水温変化が小さいという海水の保存性を利用し、日処理で雲が卓越して海面水温が抽出できなかった区域でも、10日間の内には晴天時のデータも存在するであろうという考えに基づき、この旬期間の平均海面水温を算出する。算出した海面水温は、周囲の算出値と比較などして品質の良いものは排除する。最後に、排除された区域の海面水温値は、周囲の良好なデータおよび氣候値により推定し、全処理領域の海面水温値を算出する。

月処理は、旬処理で算出された上・中・下旬の海面水温値から、月平均の海面水温値を計算する。

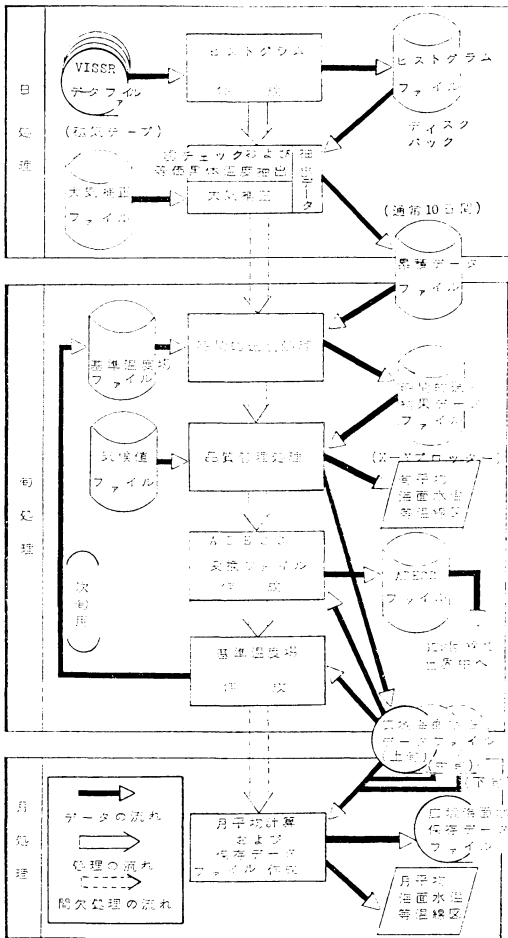
5.1.1 “モード法”による日海面水温抽出

緯・経度1度区域の海面水温の温度勾配が小さい様な温度場では、この区域の海面水温度数分布(ヒストグラム)を作成すれば、そのモード・クラス温度が、この区域の平均海面水温値と考える事ができる。一方、雲がない様な温度場の赤外放射データを温度に変換したヒストグラムは、正規分布をする事が知られている(Smith et al., 1970)。このヒストグラムの算術平均、あるいはモード・クラス温度が、この区域の平均海面水温となる。

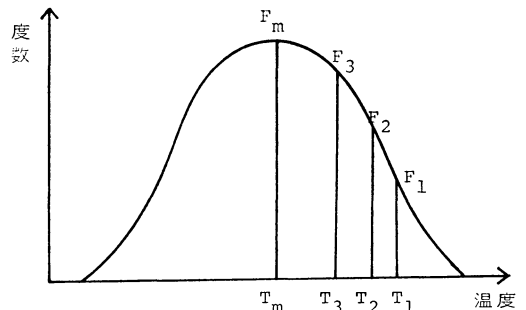
今、ヒストグラムが第7図のように正規分布をしている場合、次式で表わす事ができる。

$$F_i = \frac{a}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp \frac{-(T_i - T_m)}{2\sigma^2} \quad (4)$$

F_i : 第*i*クラスの度数, T_i : 第*i*クラスの温度, T_m :



第6図 GMS 広域海面水温処理システム概要図。



第7図 温度ヒストグラムの正規分布。

モード・クラスの温度, σ : 標準偏差, a : 定数.

(4) 式より, 任意の3クラスの温度と, そのクラスに対する度数がわかれば, モード・クラス T_m は次式で決定できる.

$$T_m = \frac{1}{2} \cdot \frac{(T_3^2 - T_1^2) \log_e \frac{F_1}{F_2} + (T_1^2 - T_2^2) \log_e \frac{F_1}{F_3}}{(T_3 - T_1) \log_e \frac{F_1}{F_2} + (T_1 - T_2) \log_e \frac{F_1}{F_3}} \quad (5)$$

この温度ヒストグラムの作成において, 海面データをできるだけ多く取得し, かつ日変化を考慮して1日4回の合成赤外放射データを使用している.

ところが, 殆どどの区域で雲が存在するので, 第8図のように雲データと海面データが混在して, ヒストグラムは第7図に見られたような正規分布とはならず, 見かけ上のモード・クラスが海面水温とはならない. これらのヒストグラムから, いかにして海面水温を抽出するかが問題である.

通常, 雲の温度 (正確には, 雲頂温度) は海面水温より低いので, ヒストグラムの高温側の分布は海面データによるものと仮定する事ができる. そこで, 高温側の3クラス温度 (T_1, T_2, T_3) と, その度数 (F_1, F_2, F_3) の n 個の組合わせに対し, (5) 式からモード・クラス温度 T_m が n 個求められる. この新しいヒストグラムを, **モード推定ヒストグラム (Mean Estimate Histogram: MEH)** と称する. MEH は, 原ヒストグラムの正規分布状態の度合を表わす (Brower *et al.*, 1976).

第9図 (a) は, 第7図のように晴天区域の温度ヒストグラムの場合で, モード推定ヒストグラムの分布は, モード・クラス T_m の1クラスに集中する. 第9図 (b) は, 第8図より作成した雲データと海面データが混在した時のもので, 数クラスにわかれて T_m が分布しているのが見られる. このように, モード推定ヒストグラムの集中度が高い T_m 値を, その区域の海面水温と見なす.

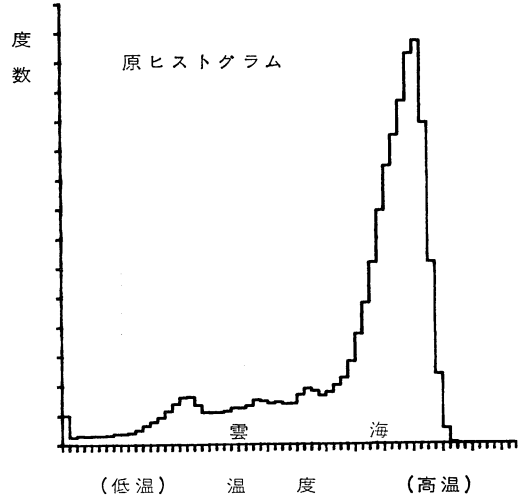
“真”の日海面水温 T_R は, 大気補正を施し,

$$T_R = T_m + \Delta T \quad (6)$$

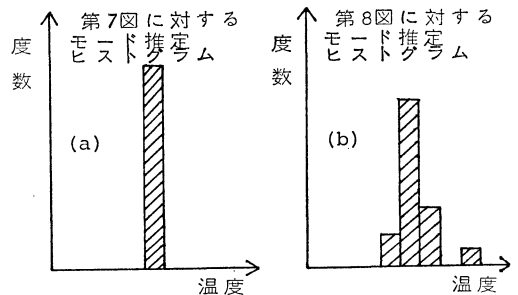
となる.

5.1.2 時間的選別処理 (Static Check)

日処理で抽出された海面水温 (以後, **抽出データ**: T_R と称する) は, 処理区域が十分に晴れて, 雲の影響が少ない場合のヒストグラムから得られる. しかし, 処理区域が一様な雲頂温度を有する雲域に覆われているヒストグラムも, 海面データのヒストグラムと同じ正規分布と



第8図 雲データと海面データが混在した温度ヒストグラム.

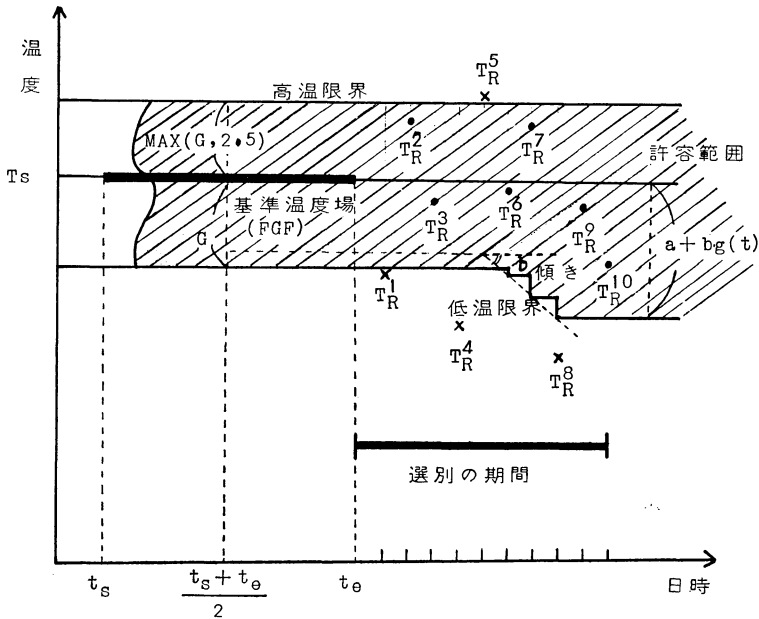


第9図 モード推定ヒストグラム (MEH).

なる. また, 赤外放射計の瞬時視野内に雲がある (部分雲量) 場合, 絹雲などの透過性の薄い雲が処理区域にある場合のヒストグラムの形状も類似し, “雲の影響を受けた” 抽出データを海面水温データと誤まって抽出する場合は生じる.

そこで, ある基準温度場 (First Guess SST Field) をベースにし, 各処理区域における海面水温の変化量を考慮し, “雲の影響を受けない” 抽出データだけを選別する. 海水の熱容量は大きく, 10日間程度の海面水温変化が小さいことを利用し, この期間の選別された抽出データから旬平均海面水温値を算出する. この一連の処理を, **時間的選別処理 (Time Composite Processing)** と称する.

抽出データの選別は, 第10図に示すように, 基準温度場 (前旬算出の海面水温場) の海面水温の変化が移流効



第10図 時間的選別処理における Static Check.

果の大きさと、海面水温の季節変化量によって決まる許容範囲内に存在するかどうかを判定して行なう。この範囲内にない抽出データは、雲等の影響を受けているか、または大気補正が悪いとして除去される。移流効果の大きさは、空間的温度勾配 (5.1.3参照の事) で定義する。このチェックの方法を **Static Check** と称し、次の二つのチェックのいずれもパスしないと、その抽出データは信頼性がないものとして棄却される。

① 低温限界のチェック (Cold Side Gross Error Check)

$$T_R^i > T_S - \text{MAX}[G, a + b \cdot g(t)] \quad (7)$$

T_R^i : 第 i 日目の抽出データ (°K), T_S : 基準温度場 (前旬) の海面水温 (°K), $\text{MAX} [\quad]$: [] 内の最大値の方を取ることを意味する, G : 基準温度場の空間温度勾配 (°K/100 km), a, b : 放射計の特性によって決まる定数, $g(t)$: 時間的加重関数で、以下の値を経験的に採用している。

$$\begin{cases} g(t) = 0 & [t_i] - \left[\frac{t_s + t_e}{2} \right] \leq 10 \\ g(t) = 1.0 & 10 + i < [t_i] - \left[\frac{t_s + t_e}{2} \right] \leq 11 + i \\ g(t) = 2.0 & 11 + i < [t_i] - \left[\frac{t_s + t_e}{2} \right] \leq 12 + i \\ g(t) = 3.0 & 12 + i < [t_i] - \left[\frac{t_s + t_e}{2} \right] \end{cases}$$

[] ガウス記号

t_i : 第 i 日目の抽出データの日時, t_s : 基準温度場 (前旬) の作成開始日時, t_e : 基準温度場の作成終了日時,

② 高温限界のチェック (Warm Side Gross Error Check)

$$T_R^i < T_S + \text{MAX}[G, 2.5] \quad (8)$$

この Static Check をパスした抽出データを用いた旬期間の平均海面水温 (以後、選別放射海面水温と称する) と、その信頼度は、基準温度場の種類 (データなし, 正常データ) とその信頼度の値により、第1表のように算出方法が異なる。

5.1.3 品質管理処理 (Dynamic Check)

選別放射海面水温データを基に、周囲の空間的海面水温場の平均変動量、および基準温度場の海面水温値と比較して、特異点のデータを除去して、品質の良いデータのみを取り出す。この処理を品質管理処理 (Quality Control Processing) と言い、特異点データの除去の方法を **Dynamic Check** と呼んでいる。Dynamic Check は、次の二つから成り立っている。

① サーチ領域決定

注目している測定格子点を取り巻く測定データの範囲を限定するのに、海面水温勾配が使用される。

注目している格子点 (φ, λ) の緯度、経度方向の水平温度勾配を次のように定義する。

第1表 時間的選別処理結果一覧

基準温度場（前句の結果）の種類および信頼度の条件	抽出データ情報 Θ^i	時間的選別処理結果		
		T_s' （選別放射海面水温）	C （信頼度） $0 \leq C \leq 1$	正常データの判定
前句が「正常データ」かつ 信頼度 $R_0 \geq 0.7$	$\sum_{i=1}^n A^i \cdot \Theta^i \neq 0$ 通常 $n=10$ 日間 (選別処理期間中に、Static Check をパスした抽出データが存在する場合)	$\frac{\sum_{i=1}^n T_R^i \cdot A^i \cdot \Theta^i}{\sum_{i=1}^n A^i \cdot \Theta^i}$ T_R^i : i 日目の抽出データ Θ^i : i 日目の抽出データの Static Check 結果(合格の時1, 不合格の時0) A^i : 第 i 日目の抽出データの信頼係数の重み	$1 - (1 - R_0 \cdot (0.98)^n) \cdot (1 - 0.97 \cdot E \cdot F)$ E : 抽出データの質を示すパラメータ F : 抽出データ全体のバラツキを示すパラメータ	○
(R_0 : 基準温度場の海面水温の信頼度)	$\sum_{i=1}^n A^i \cdot \Theta^i = 0$	T_s (基準温度場の海面水温)	$R_0 \cdot (0.98)^n$	×
前句が「データなし」または $R_0 < 0.7$	$\sum_{i=1}^n A^i \neq 0$ (選別処理期間中に、抽出データが存在する場合)	$\frac{T_s \cdot R_0 + 0.98 \cdot \bar{T}_s \cdot E \cdot F}{R_0 + 0.98 \cdot E \cdot F}$ $\bar{T}_s = \frac{\sum_{i=1}^n T_R^i \cdot A^i}{\sum_{i=1}^n A^i}$	$0.95 \cdot (1 - (1 - R_0) \cdot (1 - E \cdot F))$	○
	$\sum_{i=1}^n A^i = 0$	T_s	0.0	×

$$G_{\varphi^{\pm}} = \frac{\sum_{k=1}^6 W_k M_{\varphi} | T_S(\varphi, \lambda) - T_S(\varphi \pm (k-1)\Delta\varphi, \lambda) | S_{\varphi^{\pm k}}}{\sum_{k=1}^6 W_k S_{\varphi^{\pm k}}} \quad (9)$$

$$G_{\lambda^{\pm}} = \frac{\sum_{k=1}^6 W_k M_{\lambda}(\varphi) | T_S(\varphi, \lambda) - T_S(\varphi, \lambda \pm (k-1)\Delta\lambda) | S_{\lambda^{\pm k}}}{\sum_{k=1}^6 W_k S_{\lambda^{\pm k}}} \quad (10)$$

$G_{\varphi^{\pm}}$: 緯度方向の水平温度勾配, $G_{\lambda^{\pm}}$: 経度方向の水平温度勾配, W_k : 距離 k の重み ($W_1=6, W_2=6, W_3=3, W_4=2, W_5=1, W_6=1$), M_{φ} : 緯度方向の距離ファクター, $M_{\varphi}=1/100(^{\circ}/\text{km})$, $M_{\lambda}(\varphi)$: 緯度 φ における経度方向の距離ファクター, $M_{\lambda}(\varphi)=1/100 \cdot \sec \varphi (^{\circ}/\text{km})$, $T_S(\varphi, \lambda)$: 緯・経度 (φ, λ) における基準温度場の海面水温 (前句の海面水温), $\Delta\varphi$: 緯度間隔, $\Delta\lambda$: 経度間隔, $S_{\varphi^{\pm}}$: 緯度方向の $\pm k$ 番目の格子点 $(\varphi \pm (k-1)\Delta\varphi, \lambda)$ における陸地の判定, 陸地の時 $S_{\varphi^{\pm k}}=0$, 海の時 $S_{\varphi^{\pm k}}=1$, $S_{\lambda^{\pm}}$: 経度方向の $\pm k$ 番目の格子点 $(\varphi, \lambda \pm (k-1)\Delta\lambda)$ における陸地の判定, 陸地の時 $S_{\lambda^{\pm k}}=0$, 海の時 $S_{\lambda^{\pm k}}=1$

ここで, $\sum_{k=1}^6 S_{\varphi^{\pm k}}=0, \sum_{k=1}^6 S_{\lambda^{\pm k}}=0$ の時, これらの独立

した方向の温度勾配 $G_{\varphi^{\pm k}}, G_{\lambda^{\pm k}}$ が求められないとする。

Static Check の低温限界・高温限界チェックで使用する空間的温度勾配 $G(\varphi, \lambda)$ は, (9), (10) 式により緯・経度両側の4方向に対して独立に求め, 緯度方向と経度方向の2乗和の平均より計算する。

$$G(\varphi, \lambda) = \frac{\sqrt{(G_{\varphi^+} + G_{\varphi^-})^2 + (G_{\lambda^+} + G_{\lambda^-})^2}}{200} \quad (11)$$

($^{\circ}\text{K}/100 \text{ km}$)

今, (9), (10) 式で各4方向の温度勾配が求まると, それぞれの方向のサーチ距離を次のように定義し, 第11図のようにサーチ領域を決定する。

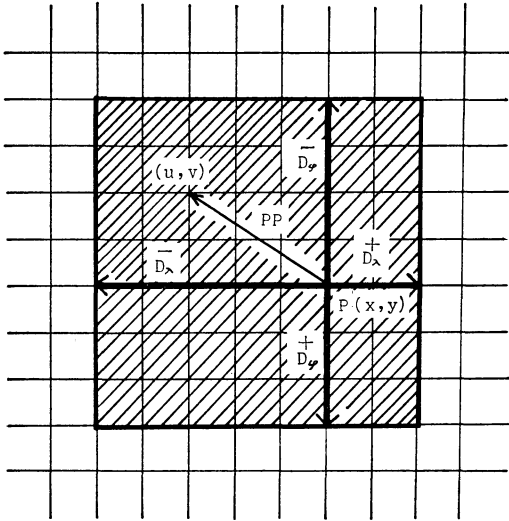
$$D_{\varphi^{\pm}} = \frac{K}{[G_{\varphi^{\pm}} \cdot 100/s] + 1}, \quad D_{\lambda^{\pm}} = \frac{K}{[G_{\lambda^{\pm}} \cdot 100/s] + 1} \quad (12)$$

($K=6, s=0.8$)

K : 1方向の取り得るべき最大格子点数, s : 1方向のスケール・ファクター。

② 近傍データ排除テスト (Adjacent Data Rejection Test)

第11図に示したサーチ領域内のすべての選別放射海面



第11図 サーチ4方向と、サーチ領域.

第2表 算出温度作成情報

ケース	条件			IQ	判定	
	I	II	III			
1	サーチ領域内に、良好な選別放射海面水温データがある場合 [H(x, y)が存在する時]	○	○	○	290	合格
		○	○	×	272	合格
		×	○	○	271	合格
		○	×	○	270	合格
		×	○	×	222	合格
		○	×	×	221	合格
		×	×	○	220	合格
		×	×	×	201	不合格
2	サーチ領域内に、注目の格子点以外の良好な選別放射海面水温データがない場合 [H(x, y)が存在しない時]	○	○	—	280	合格
		○	×	—	211	合格
		×	○	—	210	合格
		×	×	—	200	不合格

IQ: 算出温度作成情報 (識別番号)

水温の格子点データを用いた重み付き平均海面水温変動量と、注目している格子点の選別放射海面水温値を比較し、この差が大きい格子点データは品質が悪いデータとして排除される。

今、格子点 $P(x, y)$ に注目して考えてみる。注目している P から離れて存在する測定格子点は、近接測定格子点に比してその影響度が小さいと考えられる。そこで、サーチ領域内の各格子点 (u, v) の重みを次式で定義する。

$$W(u, v) = \frac{C(u, v)}{GG(u, v)(PP)^2} \quad (13)$$

$C(u, v)$: 格子点 (u, v) の選別放射海面水温の信頼度,
 PP : (x, y) から (u, v) までの距離, $GG(u, v)$: (u, v) の空間的温度勾配。

これらの重み $W(u, v)$ を, (u, v) の基準温度場と選別放射海面水温の差 (平均変動量) に乗じて, サーチ領域内の平均変動量 $H(x, y)$ を求める。

$$H(x, y) = \frac{\sum \{W(u, v) (T_s'(u, v) - T_s(u, v))\}}{\sum W(u, v)} \quad (14)$$

\sum : 注目している格子点 (x, y) を除くサーチ領域内のすべての合計を表わす記号, $T_s'(u, v)$: (u, v) における選別放射海面水温, $T_s(u, v)$: (u, v) における基準温度場の海面水温。

注目している格子点 (x, y) の選別放射海面水温データの可否の判定は、次の3条件により行なう。

$$\text{判定条件 (I) } |T_s'(x, y) - T_s(x, y)| < a_n \quad (15)$$

$$\text{判定条件 (II) } C(x, y) \geq b_n \quad (16)$$

$$\text{判定条件 (III) } |H(x, y) - (T_s'(x, y) - T_s(x, y))| < c_n \quad (17)$$

$$n=1 \sim 3, \quad \begin{cases} a_1=3.0 \\ a_2=2.0 \\ a_3=0.7 \end{cases}, \quad \begin{cases} b_1=0.90 \\ b_2=0.95 \\ b_3=0.96 \end{cases}, \quad \begin{cases} c_1=1.0 \\ c_2=0.7 \\ c_3=0.5 \end{cases}$$

a_n, b_n, c_n の閾値は、上記の値で次第に厳しく設定し3回繰り返す。

ケース(1): $H(x, y)$ が存在する場合

判定条件(I), (II), (III)のいずれか一つでも満足すれば合格となる。

ケース(2): $H(x, y)$ が存在しない場合

注目している格子点 (x, y) 以外に、サーチ領域内に選別放射海面水温データが一つもないので、判定条件(I), (II)の内どちらか満足すれば合格となる。

最終的な算出温度作成情報 IQ を第2表のように設定する。 IQ 値の大きいほど、品質が高いようにしている。

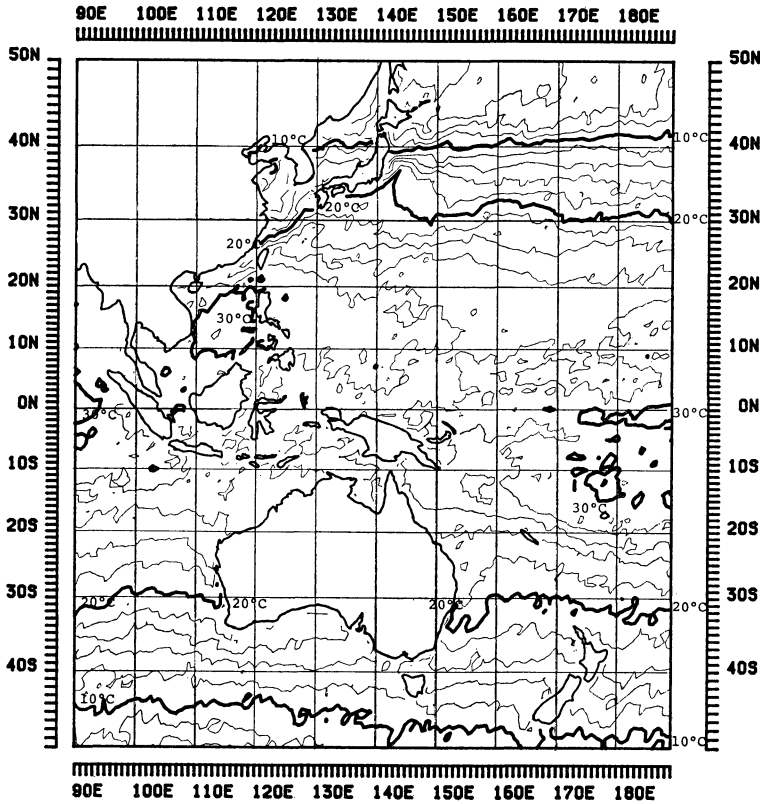
5.1.4 欠測格子点の海面水温の推定

今回算出できなかった欠測格子点の海面水温値, および信頼度は、前旬の海面水温値, サーチ領域内の良好な選別放射海面水温値, および気候値の変化量を考慮して第3表に掲げる式で推定する。

第3表 最終算出一覧表 (次回基準温度場).

格子点 (x, y) の最終結果						
データの種別	算出温度作成情報 (IQ)	算出海面水温 (Ts)	信頼度 (R0)	品質管理付属情報 (IQC) (日)		空間的温度勾配 (G)
正常データ	210 ≤ IQ ≤ 290	Ts'(x, y) (選別放射海面水温)	1.0	210 ≤ IQP ≤ 290	その他	
				0	IQC ^P	
「データなし」または「選別放射海面水温なし」または「品質管理処理で棄却」	$W(x, y) < \frac{\sum W(u, v)}{\sum W(u, v)}$ のとき $W^*(x, y) = 0$	$\frac{0.33 \cdot W_c \{T_c - T_s(x, y)\}}{W^*(x, y) + \sum W(u, v) + W_c}$ $+ \frac{[\sum W(u, v) \{T_s'(u, v) + W^*(x, y) + \sum W(u, v)\} - T_s(u, v)]}{+ W_c} + T_s(x, y)$	$\frac{W(x, y) + \sum W(u, v)}{2}$	n (時間選別期間)	IQC ^P (前旬までの日数 + n)	Ts を用いて、第(9), (10), (11)式で計算する (5.1.3 参照)
	$W(x, y) \geq \frac{\sum W(u, v)}{\sum W(u, v)}$ のとき $W^*(x, y) = W(x, y)$ (第(13)式参照)	$\left(\begin{array}{l} W_c: \text{気候値の信頼度} \\ T_c: \text{気候値の海面水温} \\ T_s: \text{基準温度場の海面水温} \end{array} \right)$	$\sum W(u, v)$			

IQ^P: 前旬の IQ



第12図 1979年5月中旬の広域海面水温分布.

5.1.5 基準温度場の作成(次旬用)

第3表に示した方法により算出した全処理領域の海面水温(Ts),信頼度(Rn),算出作成情報(IQ),品質管理付属情報(IQC:以前に品質の良いデータが得られた日からの日数),および空間的温度勾配(G)が,次旬の基準温度場(First Guess SST Field)となる。

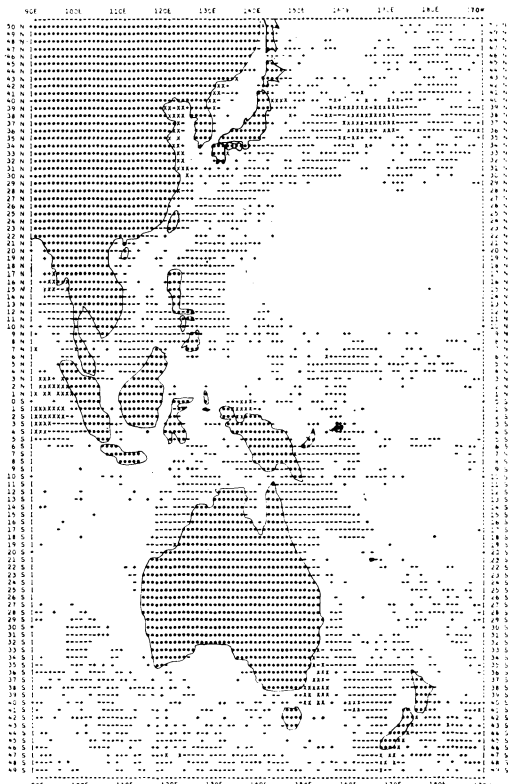
5.1.6 広域海面水温分布図

“ひまわり”の赤外放射データを用いた実際の広域海面水温分布を,第12図に示す。また,この時の算出温度作成情報を第13図に示す。第12図からわかる様に,全処理領域のデータ数は100x100の10,000個で,その約7,600が全海面水温処理データ数である。空白の箇所,約5,000個が,一連のテストを通過した品質良好のデータである(210<=IQ<=290)。x印は,前旬も今旬も『抽出データなし』,一印は,『時間的選別処理』で棄却,十印は,『品質管理処理』で棄却された箇所を表わしている。

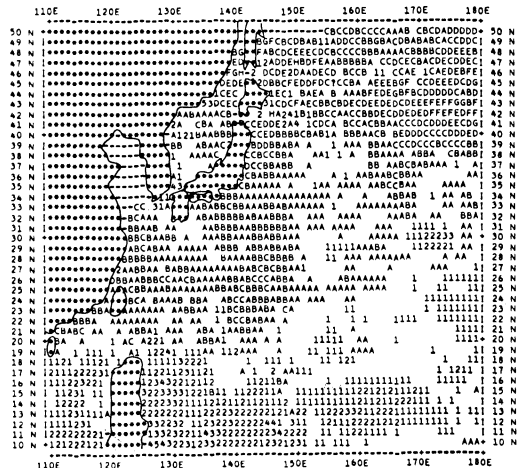
5.1.7 海況旬報(船舶データ)との比較

気象庁海洋課作成の海況旬報(船舶データ)と,衛星

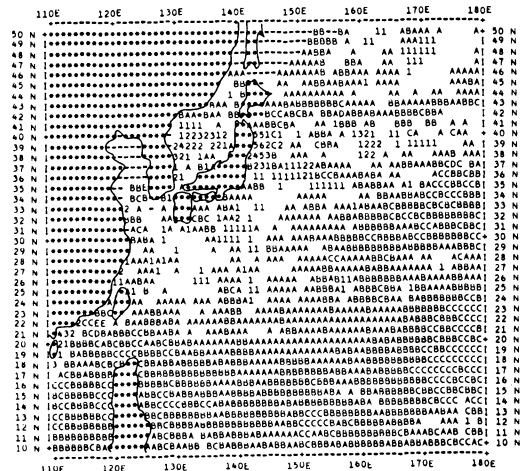
算出海面水温の夏と冬期の温度差を文字パターンで表わしたのが,第14,15図である。空白は,温度差が殆んどない箇所を意味する。英字Aは,衛星の方が約1度高く,数字1は約1度低い事を表わしている。これらの夏,秋および冬期の比較結果を第4表に掲げる。この表からわかるように,衛星と船舶の平均平方差(R.M.S.)は1.1~1.4度で,比較的,船舶データと良い一致をしている。冬期の方が,夏期より平均平方差が小さい,また,品質良好衛星データとの比較では,さらに平均平方差が小さくなっている。



第13図 第12図に対する算出作成情報(IQ)。



第14図 1978年8月中旬の全衛星算出データと船舶データの温度差パターン。



第15図 1979年1月下旬の全衛星算出データと船舶データの温度差パターン。

第4表 衛星データと船舶データの比較結果一覧

	算出旬	調査項目	平均値	標準偏差	平均平方差 (R.M.S.)	観測数
		調査対象				
全衛星算出データとの比較	1978年 8月中旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	0.6	1.9	—	2192
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	26.1 25.5	4.5 5.5	1.4	
	1978年 11月下旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	1.7	1.1	—	2211
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	22.9 21.2	8.0 8.1	1.1	
	1979年 1月下旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	1.2	1.2	—	2177
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	20.2 19.1	8.8 8.4	1.1	
品質良好衛星データとの比較	1978年 8月中旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	0.7	1.6	—	1614
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	26.6 25.9	4.3 5.2	1.2	
	1978年 11月下旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	1.8	1.1	—	1453
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	24.6 22.8	7.4 7.4	1.1	
	1979年 1月下旬	$T_{衛星} - T_{船舶}$	1.5	1.0	—	1563
		$T_{衛星}$ $T_{船舶}$	23.7 22.2	6.7 6.3	0.9	

(全観測数=2247)

5.2 狭域海面水温処理システム

狭域海面水温処理システムの流れを第16図に示す。

日処理は、通常、6時間毎に観測された1日4回の VISSR 準備済画像データ（あらかじめデータを処理しやすいように準備してあるファイル）を用いて、雲領域と推定される赤外放射データを除いたデータから、緯・経度1/4度区域の各画像時刻毎の海面水温を求める。次に、これらの各画像時刻毎の値から、日平均海面水温を計算する。さらに、『広域海面水温処理システム』と同様に、前日あるいは前旬の温度場（基準温度場）と比較し、Static および Dynamic Check を施こして品質の良好な海面水温データのみを抽出する。

旬処理は、日処理で得られた日平均海面水温から、旬平均海面水温を計算すると共に、次旬用の基準温度場を作成する。

5.2.1 “差分法”による海面水温抽出

緯・経度1/4度区域内の1回の VISSR 赤外放射デ

ータのサンプル数は約50と少なく、ヒストグラム法では海面水温を抽出する事はできない。第17図のように、赤外放射データの走査線(Scan Line) 方向の互いに隣接するサンプルの観測輝度温度の差分 $T'(i, j)$ は、次式で表わせる (Tarpley, 1975)。

$$T'(i, j) = \frac{1}{2h} \{T(i+1, j) - T(i-1, j)\} \quad (18)$$

$T(i, j)$: 赤外放射データの走査線方向の i 番目、画素方向の j 番目の観測輝度温度、 h : サンプル間の距離(走査線方向にオーバーラップしている点に注意)。

$T'(i, j)$ が小さい領域上は、水平温度勾配が小さく、温度的に同質の対象物と考えられる。隣接画素間の距離 $2h$ は、衛星の直下点で約 5 km であり、潮境を除けば海面水温の温度勾配は 0 と見なせる。これに対し、海面領域と雲領域の境界や、雲頂温度の変化が大きい雲領域では水平温度勾配が大きい。それゆえ、 $T'(i, j)$ が小さい所は海面領域を表わしている可能性が高い。このこと

を利用し、次式により、 $T'(i, j)$ が小さなデータだけを平均して緯・経度 $1/4$ 度区域の海面水温 t を抽出する。

$$t(x, y) = \sum_{i,j} T'(i, j) \cdot \Theta(i, j) / N \cdot \Theta(i, j) \quad (19)$$

$t(x, y)$: 緯・経度 $1/4$ 度区域の経度方向の x 番目、緯度方向の y 番目の区域の平均温度。

$$\Theta(i, j) = \begin{cases} 1 & (T'(i, j) \leq 0.08 \text{ } ^\circ\text{K/km}) \\ 0 & (T'(i, j) > 0.08 \text{ } ^\circ\text{K/km}) \end{cases}$$

N : (x, y) 区域の全サンプル数

この際に、緯・経度 1 度区域の海面水温 T_m 、および緯・経度 $1/4$ 度区域の様な温度データの出現度 R_g (Roughness) を指標として用いる。

まず、 T_m の決定は以下のようにして行なう。

緯・経度 1 度区域の全赤外放射データから (18) 式を用いて雲領域のデータを除去し、次式により各クラス温度の度数を求めてヒストグラムを作成する。

$$F_k = \sum_{i,j} T_k(i, j) \cdot \Theta(i, j) \quad (20)$$

F_k : k クラス温度の度数、 $T_k(i, j)$: 地点 (i, j) の k クラス温度。

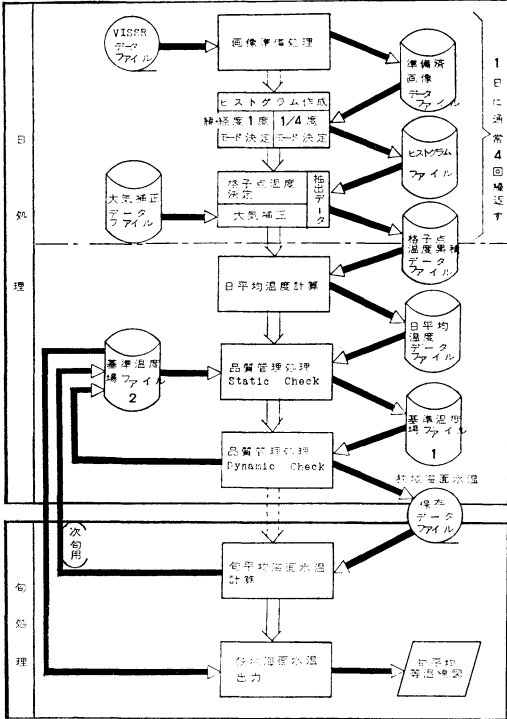
このヒストグラムの高温側からのモード・クラスを T_m とする。モード・クラスが数クラスにまたがる時は、その平均クラス温度を T_m とする。

次に、出現度 R_g を次式で定義する。

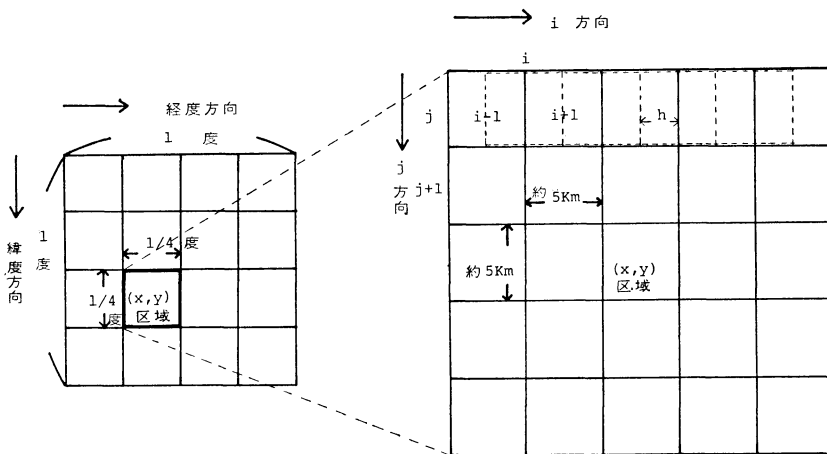
$$R_g = \sum_{i,j} \Theta(i, j) / N \quad (21)$$

N : 緯・経度 $1/4$ 度 (x, y) 区域の全サンプル数。

R_g が大きいという事は、 (x, y) 区域内で一様な温度を持つ観測対象が多いという事であり、 R_g が小さいという事は、異質の観測対象が多い事を示す。ただし、海面の水平温度勾配が大きい場合や、海流パターンが複雑である場合等も、雲が無くても R_g は小さくなる。しかし、対象とする緯・経度 $1/4$ 度区域程度では、複雑な海流パターンは雲同様ノイズとして考えられるので、 R_g を異質対象物の存在率の指標として用いる (Tarpley,



第16図 GMS 狭域海面水温処理システム概要図。



第17図 画素、サンプル、 $1/4$ 度区域、および 1 度区域の関係模式図。

1975).

これら $t(x, y)$, T_m , R_g の関係を考えると,

① $R_g \geq 70(\%)$ の時

1/4 度区域の温度勾配が小さく、かつ海面データか、または一様な雲頂温度の場合であるので、次式を満足する $t(x, y)$ が求める海面水温となる。

$$T_m - 3.5 < t(x, y) \quad (22)$$

② $30 < R_g < 70$ の時

1/4 度区域内に積雲などの小雲塊が散在していたり、海面データと一様な雲頂温度を持つ雲データが混在している場合である。

① 1/4 度区域内の最高温度と最低温度の差が小さい時:

$$T_m - 2.5 < t(x, y) \quad (23)$$

② 1/4 度区域内の最高温度と最低温度の差が大きい時:

最高温度から数クラスの温度を平均して求めた $\bar{t}(x, y)$ が (23) 式を満足すれば、それが海面水温となる。

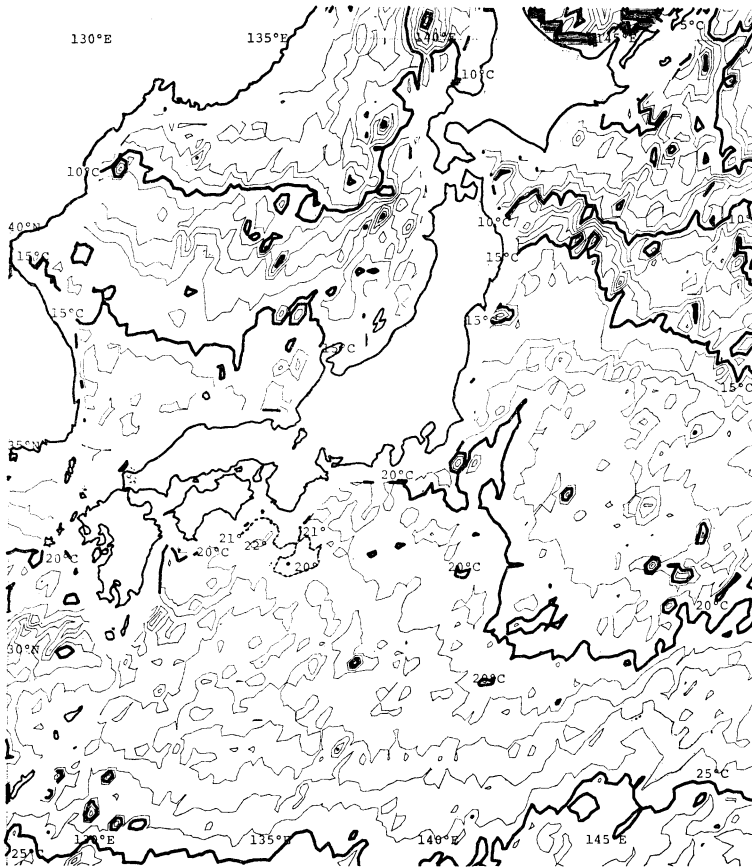
③ $R_g \leq 30$ の時

1/4 度区域の温度勾配が大きい、または海面域に雲が混入している場合であり、次式を満足する $t(x, y)$ のみが海面水温となる。

$$T_m - 1.5 < t(x, y) \quad (24)$$

しかし、 T_m の決定において、有意なモードがない場合、その度数が少ない場合等は、 T_m が求まらないので $t(x, y)$ の可否の判定ができない。この判定は、次の『日平均温度計算』および『品質管理処理』でチェックされる。

このようにして抽出された海面水温は、まだ大気補正を施していない。大気補正量を ΔT とすると、“真の海面水温” $t_s(x, y)$ は、



第18図 1979年5月上旬の狭域海面水温分布。

$$t_s(x, y) = t(x, y) + \Delta T \quad (25)$$

となる。

5.2.2 日平均海面水温計算

“差分法”により、1日最大4個の $t_s(x, y)$ が求まる。日変化量を考慮し、この中の最高温度の $t_s(x, y)$ から 1.5°K 低い $t_s(x, y)$ は、雲の影響を受けている可能性が強いので除去され、残りの $t_s(x, y)$ を平均して日平均海面水温 $T_s(x, y)$ を求める。

5.2.3 品質管理処理1 (Static Check)

『広域海面水温処理システム』の5.1.2で用いた Static Check を行なって、 $T_s(x, y)$ の異常値を除去する。狭域海面水温処理システムでは、前日の海面水温場が、本日の基準温度場となる。

5.2.4 品質管理処理2 (Dynamic Check)

『広域海面水温処理システム』の5.1.3で行なった Dynamic Check を施して品質をチェックすると共に、翌日の基準温度場を作成する。

5.2.5 旬平均海面水温計算

日平均海面水温 $T_s(x, y)$ を用いて旬平均の海面水温値を求める。

5.2.6 狭域海面水温分布図

緯・経度 $1/4$ 度区域の旬平均海面水温値を用いて、狭域用の海面水温分布図を作画する。

第18図に実際の狭域海面水温分布図を示す。

三陸沖に暖水塊が、また紀伊半島沖に冷水塊等、複雑な海況パターンが見られる。

6. あとがき

広域海面水温処理は、運用に入ってから約1年を経過し、狭域海面水温処理の方は、1979年5月から運用に入った。

この解説で用いた数多くのパラメータ値は、運用に入る前に、GMS と放射計特性が同じアメリカの静止衛星 SMS 赤外放射データによるシミュレーション等を行なって、経験的に求めたものである。

広域海面水温では、船舶データとの比較により、この1年では両者の偏差が約1度内外におさまる事を示した。しかし、衛星算出海面水温の方が1年を通して高く、表皮水温の方が若干低いという過去の研究結果とは矛盾する。この事は、大気補正に『補正近似式』を採用して、しかも可降水量に気候値を用いている点に大きな要因があるものと考えられる。将来、極軌道衛星による鉛直方向の水蒸気量の実測値や、数値予報のデータを利用した補正を考慮し、いっそう精度良い海面水温算

出の向上をはかる必要がある。

謝辞

本稿の作成に当たり、気象衛星センターの小平所長はじめ職員の方々から有益な助言を戴きましたことを深く感謝致します。また、“ひまわり”のデータ、および資料作成の際の電子計算機使用に関して気象衛星センターの協力を得ました。

文 献

- 阿部勝宏, 1979: 静止気象衛星“ひまわり”による海面水温解析, 日本海洋学会春季大会予稿集.
 ———, 1979: 静止気象衛星“ひまわり”による海面水温と船舶データの比較, 日本気象学会春季大会予稿集.
 ———, 山本孝二, 1979: 海面水温, 気象衛星センター技術報告, 特別号II-2, 59-82.
 Braun, C., 1971: Limits on the accuracy of infrared radiation measurements of sea-surface temperature from a satellite, NOAA Tech. Memo., NESS 30, 1-28.
 Brower, R.L., H.S. Gohrband, W.G. Pichel, and C.C. Walton, 1976: Satellite derived sea-surface temperature from NOAA spacecraft, NOAA Tech. Memo., NESS 78, 1-74.
 Davis, P.A., and W. Viezee, 1964: A model for computing infrared transmission through atmospheric water vapor and carbon dioxide, J. Geophys. Res., 69, 3785-3794.
 Kunde, V.G., 1965: Theoretical relationship between equivalent blackbody temperatures and surface infrared radiometer, NASA SP-89, 23-36.
 Leese, J., W. Pichel, B. Goddard, and R. Brower, 1971: An experimental model for automated detection measurement and quality control of sea-surface temperatures from ITOS-IR data, Univ. of Michigan Press, 625-646.
 Maul, G.A., and M. Sidran, 1973: Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer, J. Geophys. Res., 78, 1909-1916.
 McMillin, L.M., and P.Q. Wark, 1973: Satellite infrared soundings from NOAA spacecraft, NOAA Tech. Rep., NESS 65, 1-112.
 日本リモートセンシング研究会編, 1977: リモートセンシング・ノート (原理と応用), 技報堂.
 Rao, P.K., 1974: An evaluation of May 1971, satellitederived sea surface temperature for the southern hemisphere, NOAA Tech. Rep., NESS 69, 1-13.
 ———, W.L. Smith, and R. Koffler, 1972:

- Global sea-surface temperature distribution determined from an environmental satellite, *Mon. Wea. Rev.*, 100, 10-14.
- Smith, W.L., P.K. Rao, and W.R. Curtis, 1970: The determination of sea surface temperature from satellite high resolution infrared window radiation measurements, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 604-611.
- Tarpley, D. J., and B.A. Raymond, 1975: Automated measurement of sea surface temperature from a geostationary environmental satellite, NOAA/NESS Unpublished Memo.
- Warnecke, G.M., L.M. McMillin, and L. J. Allison, 1969: Ocean current and sea surface temperature observations from meteorological satellites, NASA Tech. Note, D-5142, 1-47.
- , 1971: Remotesensing of ocean currents and sea surface temperature changes derived from the Nimbus II satellite, *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 45-60.
- 渡辺貫太郎, 1969: 表面水温における問題点, *海と空*, 45, 99-122.
- , 1972: 宇宙からの表面水温の観測, *水温の研究*, 17, 2-11.
- , 1972: 人工衛星による海洋環境の観測, *気象研究ノート*, 113, 141-180.
- 山本孝二, 荒井 浄, 阿部勝宏, 三木芳幸, 1977: 人工衛星赤外資料による海面水温の検出, *沿岸海洋研究ノート*, 15, 29-36.



吉野正敏著

気候と人間シリーズ 1

世界の気候・日本の気候

朝倉書店, 1979, A 5 版, 136頁, 1,800円

同じ著者の「気候学」(1978年大明堂発行, 自然地理学講座 2, 350頁, 2,500円。天気, 1978年9月号に紹介されている)を, 著者が学部で行なう講義に対応するものとすれば, ここで取り上げる「世界の気候・日本の気候」の内容は, 大学院のセミナーに対応するものといえよう。前者が, 没個性的な学問体系の構築であるのに対し, 後者は, 気候学研究に対する著者の考え方と方法がかなり自由に示されて個性的である。

内容は独立した三つの部分に分かれている。序論的な1章では, 同じ気候であっても, 時と場所によって, 人間社会に対する意味が非常に異なる点が強調される。この視点が, 現象の局地的特性をできるだけ詳しく調査しようとする著者の姿勢に通じるのであろうか。

2章では, 各季節に特徴的な気候現象が, 1ヶ月毎に分類されて, 歳時記風に示される。その書き方はズームレンズ的である。広角にすると地球全体が視野に入る。望遠にすると世界の一点の局地性がクローズアップされる。しかも, その中心に著者が立っていることが多い。著者の視野と行動半径の大きさに驚くばかりである。しかし, 焦点距離が目まぐるしく変わるので, 気候学を知らない筆者は少なからず面くらってしまった。

3章, 4章は同質の内容で, 気候学のいくつかのトピックスについて, 著者が発表した論文のエッセンスを紹

介したものである。それぞれ独立した六つのセミナーから構成され, 論文への橋渡しをする。すなわち,

- 第3章: 1) 西海岸性気候の考え方
 2) 冬の北海沿岸の高潮災害
 3) ポルトガルのぶどう栽培
 4) 都市気候の歴史と大気汚染
- 第4章: 5) 気圧配置から見た日本の動気候
 6) 日本の季節区分と各季節の特徴

である。著者は, まえがきで, 「少し詳しくすぎる記述のようにも思うが, 人間環境としての世界の気候をとらえるには, 世界各地の非常に特徴が異なる気候を, このくらいの詳しきで見てもゆかなければならない」と述べている。2章が気候学の広がりを示したものとすれば, 3・4章は気候学研究の奥行きを示したものと見える。世界的視野を失わずに, 局地現象のひだに深く分け入る著者の方法をコンパクトな形で教えてくれる。

特筆すべきは, 随処に挿入された写真の効果である。1枚を除いてすべて著者が撮影した。しかも, 気候現象の説明という役割を越えて, 読者の感性に訴えかけてくる。霧の中に浮かびあがるタイの森林の立体感(図3), 氷の浮かぶライン川から立ち昇る冷気(図6), ユーゴスラビアの都のリュブリアナのホテルから撮影したスモッグ(図65)。これらの写真は, 著者が, 実はプロの写真家であることを雄弁に物語っている。

上に述べた内容からわかるように, 本書は, 世界の気候を体系的に解説したものではない。気候学を既に学んだ者が《吉野気候学》の秘密を知る上で大いに参考になる本と思われる。(木村竜治)