

静止気象衛星「ひまわり」の赤外放射データ による雲頂高度の計算*

鈴木 一 雄**

1. はじめに

気象衛星「ひまわり」に搭載されている VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer) は、可視域は $0.55\sim 0.75\ \mu\text{m}$ 、赤外域は $10.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$ の波長帯を使って電磁波のエネルギーを測定する。

衛星直下点での分解能は、可視は $1.25\ \text{km}$ 、赤外は $5.0\ \text{km}$ である。分解能は直下点から離れるにしたがって低下する。たとえば、東京付近では前者が東西方向約 $1.3\ \text{km}$ 、南北方向約 $1.8\ \text{km}$ 、後者が東西方向約 $5.2\ \text{km}$ 、南北方向約 $7.0\ \text{km}$ となる。

可視データは地表や雲からの太陽光の反射エネルギーの測定量であり、分解能が赤外データに比べて良いので、太陽光の及ぶ範囲内で雲の存在や形態を知るのに有効である。一方、赤外データは物体表面から放射される赤外放射量であるから、昼夜を問わず観測可能であり、連続観測の観点から有効なデータである。また、ある仮定の下にプランクの方程式を解いて得られる物体の表面温度を利用して雲頂高度や海面水温が計算される。求められた雲頂高度は、雲の追跡から求めた風ベクトルの高度の決定、雲量分布図における上層雲・下層雲の判定、および、雲解析への利用など、衛星データの利用上重要な位置を占めている。海面水温値の算出と風ベクトルの計算については、それぞれ、阿部・山本(1979)、浜田(1979)により紹介されているので、ここでは、主として雲解析に利用される雲頂高度がどのような方法で計算

されているか、また、これを利用する際の注意すべき点などについて簡単に述べる。

雲解析用の雲頂高度は、画像処理コンソール (IPC, Image Processing Console) に表示された画像にオペレーターが測定雲、雲形、計算方法などを指定して計算され1日4回 (00, 06, 12, 18 Z) 出力される。出力された雲頂高度は、雲や雲域を代表しているか、その連続変化が雲や雲システムの発達・衰弱を示しているか検討されて、これから推定される現在の気象状態とその変化の情報となる。

2. 雲頂温度の計算

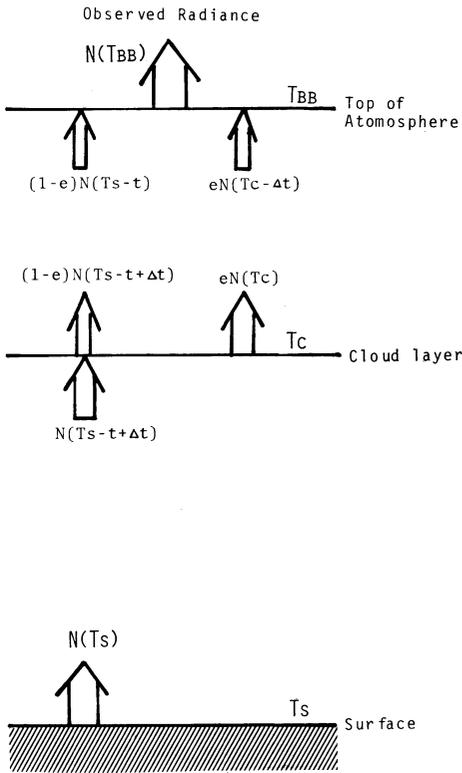
2.1. 放射モデル

衛星の赤外センサーで測定される256レベルの値(輝度レベルという)は放射量に変換され、放射量は放射物体を黒体とみなしてプランクの式から相当黒体温度に変換される。

相当黒体温度を使って雲頂温度を計算するには、雲を形成する物質、すなわち水滴、氷晶、その混合の違いや、その単位体積あたりの量と粒径分布により異なる値をもつ雲の射出率、雲と衛星の間に存在する空気分子や水蒸気の吸収による減衰量、瞬時視野内の雲量、雲が多層構造をしている場合の多重放射量などを知る必要がある。しかし、これらの量を即時的に、しかも正確に求めることは非常に困難である。そこで、実際には瞬時視野内に単層の雲が一様に広がっている単純なモデルを考え、雲の射出率と、減衰量を温度に換算したもの(以下大気補正量という)はこの章の2.1.2節、2.1.3節で述べる方法により求める。

* Evaluation of cloud top height from infrared radiation data of the Geostationary Meteorological Satellite "Himawari".

** Kazuo Suzuki, 気象衛星センター解析課.



第1図 大気放射モデル

衛星で観測される放射量 $N(T_{BB})$ は瞬時視野内に存在する放射物体の表面温度に依存する。地表面温度を T_s 、雲頂温度を T_c とした時のこれらの物体の表面から放射される放射量をそれぞれ $N(T_s)$ 、 $N(T_c)$ として、雲の射出率を e 、大気補正量として、地上および雲頂から大気上限までをそれぞれ t 、 Δt で表わすと、 $N(T_{BB})$ は次の式で表わすことができる (第1図参照)。

$$N(T_{BB}) = e \cdot N(T_c - \Delta t) + (1 - e) \cdot N(T_s - t) \quad (1)$$

(1)式において $N(T_{BB})$ は既知であるので、地表面温度、雲の射出率、大気補正量を以下に述べる方法により求め雲頂温度を計算する。

2.1.1. 地表面温度

雲が海上にある場合は、衛星データから緯経度 1° 毎に求めた前旬の広域海面水温を地表面温度とする。雲が陸上にある場合は、衛星では陸地の表面温度を測定することが困難であるため*、約 200 km 以内に広域海面水

* 陸地の表面温度は、日変化が大きく、建造物や植生の違いによる影響が大きく信頼できる値が求めにくい。

第1表 統計的に求めた雲形と雲の層厚による射出率と総観雲頂高度、および、出力の際に用いられる符号。

Cloud types and thickness	Emissivity	Legend
Cirrus	Thin	—(%)
	Medium	—
	Dense	60
Altostratus	Thin	—
	Medium	70
	Dense	90
Altostratus	Thin	—
	Medium	70
	Dense	90
Altostratus	Thin	50
	Medium	80
	Dense	90
Cumulus	Thin	80
	Medium	90
	Dense	100
Stratocumulus	Thin	30
	Medium	70
	Dense	90
Stratus	Thin	60
	Medium	80
	Dense	100
not specified	—	*

温があれば、最も近い距離にある値を地表面温度とする。その他の場合は、統計値から作られた GMSSA データ (後述) の最下層の温度を地表面温度とする。

地表面温度が求まれば、海水、陸地を黒体とみなして $N(T_s)$ を求めることができる。

2.1.2. 雲の射出率

前述のように、雲はそれぞれ異なる射出率をもち準即時的に正確な値を指定することは困難である。現業では画像から雲形と雲の相対的な厚さを推定し、今までに報告された実測値から雲形と層厚別に求めた射出率 (第1表) を用いているが、各種データの集積をまとめてさらに吟味される予定である。

薄い絹雲の場合は射出率が小さく、絹雲の下に存在する雲や地表面の温度に影響されて、信頼性の高い雲頂温度を求めることが困難である。しかし、この種の雲の多くは圏界面付近に存在することが知られているので、測定雲を薄い絹雲であるとオペレーターが判断した場合は、圏界面高度を雲頂高度としている。

2.1.3. 大気補正

赤外データは、大気による吸収の少ない「大気の窓」と呼ばれる波長帯を利用しているが、水蒸気による吸収

は無視できない程に大きいことが知られている。

測定雲が下層雲の場合はこの影響が大きく、特に水蒸気量の多い熱帯地方や、衛星仰角が小さく放射行程の長い領域に存在する下層雲の場合は影響が大きい。一方、上層雲の場合は雲頂から大気上端までの水蒸気量が少なく、放射行程も短かいのでこの影響は小さい。

このことから、大気補正量 (Δt) は雲頂高度、大気の水蒸気量、衛星天頂角に依存するものとして次式により求める。

$$\Delta t = (a_1 \sec^2 \theta + a_2 \sec \theta + a_3) \{ (a_4 \cdot W_h + a_5 \cdot W_h^2) \cdot A(T_{BB}) + (1 - A(T_{BB})) \cdot (a_6 - a_7 \cdot \ln(a_8 - T_{BB})) \} \quad (2)$$

ここで、

$$A(T_{BB}) = a_9 / \{ (a_{10} - T_{BB})^2 + a_9 \}$$

$$W_h = W_0 \cdot \exp(a_{11} \cdot h^2 - a_{12} \cdot h)$$

θ : 衛星天頂角 ($^\circ$)

W_0 : 地表面から大気上端までの可降水量 (mm)

W_h : 雲頂高度 h から大気上端までの可降水量 (mm)

a_i : 係数

T_{BB} : 衛星が測定した相当黒体温度 ($^\circ\text{K}$)

a_i は高層観測報から求めた可降水量を使い、衛星の観測した海面水温と実際の海面水温との差が大気補正量に相当するとして回帰的に求めた (詳細は 井上, 1979 を参照)。

実際の計算では、可降水量は統計値を用い、衛星天頂角は衛星の位置から計算される。しかし、(2) 式によれば、大気補正量を計算するためには雲頂高度を知る必要がある。また雲頂高度を求めるために必要な雲頂高度を、(1) 式により計算するためには大気補正量を求める必要がある。そこで、雲頂が地表面にあると仮定して、(2) 式から大気補正量を求めて初期値とし以下のくり返し計算により雲頂高度計算に用いる大気補正量を求める。

第1ステップ: 初期値を用いて (1) 式から雲頂高度を計算し雲頂高度に変換する (雲頂高度への変換は第3章で述べる)。この雲頂高度を用いて (2) 式から大気補正量を求める。

第2ステップ: 第1ステップで求めた大気補正量を用いて (1) 式から雲頂高度を求め雲頂高度に変換する。この雲頂高度を用いて (2) 式から大気補正量を求める。第1ステップで求めた大気補正量との差が 1°C 以下ならば第2ステップで求めた大気補正量を雲頂高度の計算に使う。 1°C より大きければさらにくり返して計算する。

以上の計算は、第4ステップで打ち切られるが、一般には第2ステップで収束するのが普通である。

2.2. 代表雲頂温度の決定

前述の方法により瞬時視野内に一樣に広がる雲の雲頂高度は計算することができる。しかし、観測される輝度レベルは瞬時視野内に存在するすべての物体から放射される赤外エネルギーの総和であり、瞬時視野内に一樣に広がった雲であるかどうかを判定することは赤外画像だけでは困難である (可視画像の取得可能な時間帯では、可視の分解能までの範囲で判定することができる)。また、雑音の混入も考える必要があるので1つの瞬時視野の雲頂温度を雲や雲域を代表する雲頂温度とすることは不適當である。このため、指定雲を含むある大きさの領域を切り出して (以下特定領域という)、その領域内の画素 (瞬時視野は画像上では画素と呼ばれる) のもつ輝度レベルのヒストグラムにより代表雲頂温度を決めている。

代表雲頂温度を決めるには、次の3つの方法があり雲形の違いや、雲域の状態などにより適宜選択して用いられる (第2図参照)。

2.2.1. 最多温度法 (モード法)

特定領域内にある画素のもつ輝度レベルのヒストグラムのモード値に対応する輝度レベルを温度に変換して代表雲頂温度とする方法である。ヒストグラムは重み係数により平滑化されたものであり次のように処理される。

特定領域内の輝度レベル i に対応する画素の個数を $f(i)$ とすると、平滑化された個数 $\bar{f}(i)$ は次式で表わされる。

$$\bar{f}(i) = a_1 f(i-2) + a_2 f(i-1) + a_3 f(i) + a_2 f(i+1) + a_1 f(i+2) \quad (3)$$

a_j : 係数、すべての係数の和は1となる。

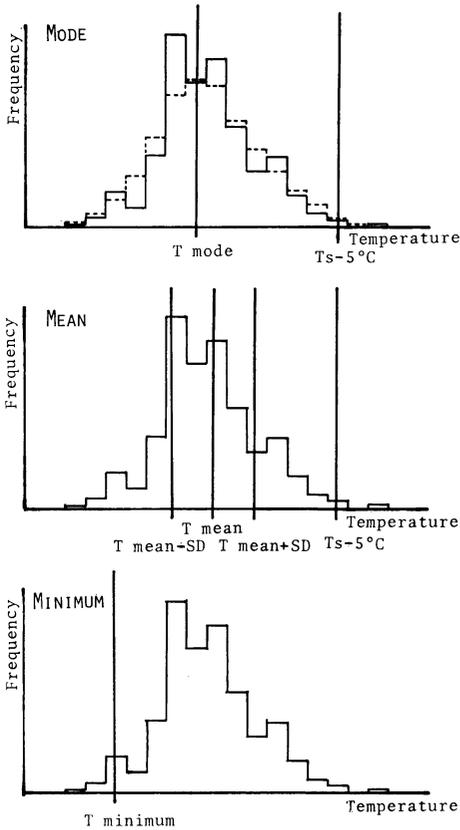
この方法で求められる代表雲頂温度の信頼性を高めるために以下の条件を定める。

特定領域内に地表面が多く含まれると地表面温度にモード値が出ることがある。このようなことを避けるために地表面温度より 5°C 以上低い温度に対応する輝度レベルをもつ画素のみを対象とする。

モード値に対応する画素数は対象とした画素数の5%以上を必要とする。

2.2.2. 平均温度法

特定領域内にある画素のもつ輝度レベルの平均輝度レベルに対応する温度を代表雲頂温度とする方法である。



第2図 ある特定領域における輝度ヒストグラムと代表雲頂温度. MODE法における破線は、平滑化されたヒストグラムを示す.

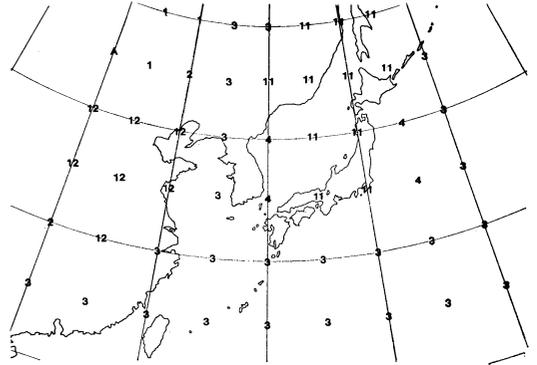
平均温度法ではヒストグラムの平滑化はおこなわないが、モード法と同じく地表面温度よりも5°C以上低い温度に対応する輝度レベルをもつ画素のみを対象とする。平均温度法では標準偏差(SD)も計算される。

2.2.3. 最低温度法

特定領域内の画素の中から最小輝度レベルに対応した温度(最低温度になる)を代表雲頂温度とする方法である。しかし、雑音の混入および代表性を考慮して最小輝度レベルを持つ画素から、全画素数の3%の累積パーセンテージに達する画素のもつ輝度レベルに対応する温度を代表雲頂温度とする。

3. 雲頂高度への変換

求められた代表雲頂温度を雲頂高度に変換するためには、特定領域内の大気の鉛直プロファイルが必要であ

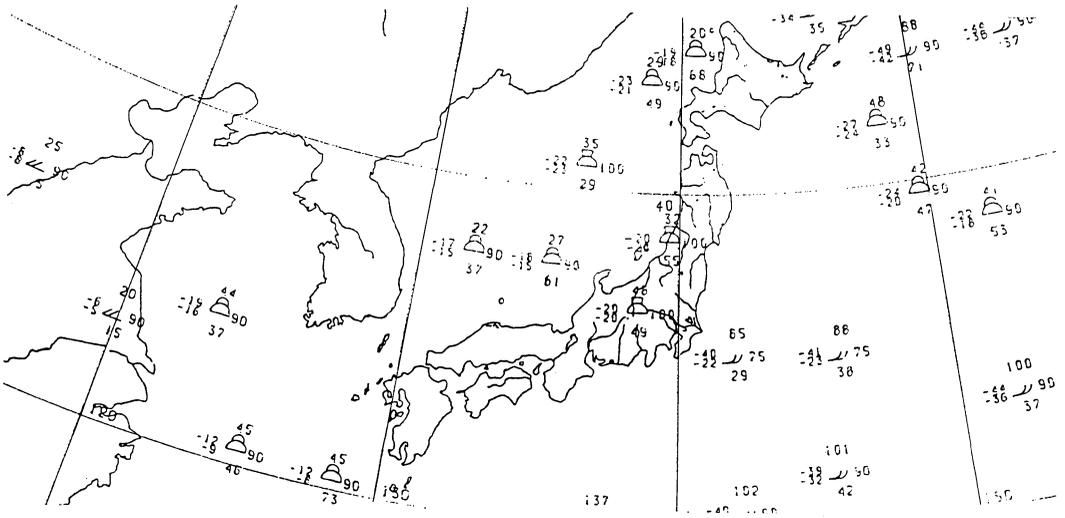


第3図 1979年3月30日 00 Z, 06 Z の雲頂高度計算に使われた GMSSA データの月. “A”は Cold GMSSA を用いることを示す.

る。現在のシステムでは高層実況報も使用できるが、入電時刻が遅いことや海上など高層観測網が疎な領域を考えて、実際の作業では大気鉛直プロファイルとして統計値から求めた GMSSA (GMS Standard Atmosphere) データを用いる。

GMSSA データは、北半球、南半球の 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 mb の各等圧面で、高度、気温、露点温度の月平均図から、緯度方向は 50°N~50°S、経度方向は 90°E~170°W の範囲内の 5° 毎の格子点の値を読み取り、さらに 140°E 線に沿う圏界面データを東西方向に拡張して、5° 間隔の格子点に対する各月の鉛直データとしたものである。

大気の状態は日々変化しており、3月の北半球を例にとると、GMS の観測領域の中には真冬並みの冷たい気団におおわれている地域もあれば、初夏のような暖かい気団におおわれている地域もあるであろう。したがって、3月であるからといって、すべての格子点で3月の GMSSA データを使うことは適当ではないので、1月並みの寒気団におおわれた地域では1月の GMSSA データを、5月並みの暖気団におおわれた地域では5月の GMSSA データを用いる。しかし、GMSSA データは月平均値であるため、月平均値の最低温度より冷たい気団におおわれたり、月平均値の最高気温より暖かい気団におおわれた地域では雲頂高度値の誤差が大きくなる。このような場合には誤差を小さくするために、GMSSA データと高層実況報を参照して作成した Cold GMSSA や Warm GMSSA が用いられる。これらは、気団の特徴を考え、大陸、日本付近、海上の3つの地域に分けて



第4図 XY-プロッターに出力された総観雲頂高度の一部。雲形の上は、雲頂高度(×100 m)、左上は代表雲頂温度(°C)、左下は相当黒体温度(°C)、右は雲の射出率(%), 下は標準偏差(0.1°C)を表す。

作られている。

雲頂高度に変換する際に各格子点でどの月の GMSSA データを用いればより正確な雲頂高度が得られるかを、気象庁予報部作成の 500 mb 24時間予想図を使って決めている。これを気団指定といい、25°N 以北について1日2回 00 Z と 12 Z についておこなわれる。06 Z と 18 Z の雲頂高度計算は、それぞれ 00 Z と 12 Z の格子点データを用いる。気団指定結果の一部を第3図に示す。

気団指定された結果は計算機内に記憶され、オペレーターが雲頂高度を計算すべき雲、雲形、雲の層厚、代表雲頂温度の決定法などを指定することにより得られる代表雲頂温度を、指定した雲に最も近い格子点の GMSSA データを用いて雲頂高度に変換する。

4. 雲頂高度の出力と利用

4.1. 総観雲頂高度

総観雲頂高度は、主として総観規模のじょう乱、例えば低気圧や前線などに伴う雲域を対象として計算される。したがって、これらの雲域を代表する雲頂高度であり、さらに連続的な変化を知るために、雲頂高度の計算対象領域は 5°N 以北、衛星仰角 30° 以上の領域 (140°E で約 54°N 以南) として、代表雲頂温度を求める際の特定期域もかなり広く赤外データ 17×45 画素 (日本付近で約 120×120 km²) に統一し、最多温度法で代表雲頂

温度を決定している。

計算された総観雲頂高度はラインプリンターで出力される他、雲解析への利用を考えて XY プロッターにより縮尺 2,000 万分の 1 のポラーステレオ図に出力される (第4図にその一部を示す)。また、特定領域内の雲域の特徴や構造を知るために同一領域を平均温度法で計算し、標準偏差を求めて総観雲頂高度とともに出力している。

標準偏差は特定領域内の対象画素のもつ輝度レベルのばらつきの程度を表す。総観雲頂高度を求める際の特定期域は、同質の雲におおわれている領域を切り出すので、標準偏差の小さい雲域は雲頂が滑らかな雲が一様に広がっている雲域であると考えられる。標準偏差の大きい雲域は雲頂の凹凸が激しい対流性の雲が卓越している雲域であると考えられる。また、凹凸が少なくとも高度の傾きがある雲域や、多層構造をしていたり、雲にすき間があっても標準偏差が大きくなるが、これらの雲頂高度は代表性に問題があるため採用しない。

4.2. 局地雲頂高度

局地雲頂高度は、主として集中豪雨など、国内に影響を与える中小規模のじょう乱に伴う顕著気象の出現領域を計算の対象としている。したがって、雲頂高度の計算対象領域は主として日本付近としている。また、これらの雲域は対流雲が卓越していることが多いため、代表

```

** TC ( 9 * 23 ) **      < UNIT = DEG. >
(28.80N,139.56E)
-4 -4 -5 -6 -8 -11 -13 -13 -12 -11 -10 -11 -12 -12 -12 -9 -7 -4 -2 -1 -4 -8 -13
-11 -12 -13 -15 -16 -18 -21 -24 -27 -29 -31 -34 -37 -40 -42 -43 -42 -40 -39 -36 -34 -33 -34
-29 -33 -37 -40 -43 -44 -46 -48 -48 -49 -50 -51 -52 -52 -52 -52 -50 -49 -48 -48 -48 -47 -46
-39 -42 -45 -48 -49 -50 -51 -52 -52 -52 -52 -52 -52 -52 -52 -52 -52 -51 -51 -50 -49 -48
-52 -53 -53 -53 -53 -53 -53 -53 -53 -54*-54*-54*-54*-54*-53 -52 -51 -51 -50 -49 -47 -45 -44
-44 -45 -47 -50 -52 -52 -53 -53 -53 -51 -50 -50 -49 -48 -47 -44 -43 -41 -39 -38 -36 -35 -32
-15 -15 -16 -18 -20 -23 -25 -28 -29 -30 -30 -30 -31 -31 -29 -27 -25 -22 -20 -18 -17 -15 -12
-7 -6 -6 -6 -6 -6 -4 -2 0 0 -1 -4 -7 -9 -11 -11 -11 -8 -6 -4 -2 0 3
-3 -1 0 0 -1 -2 -3 -4 -4 -4 -3 -3 -3 -4 -6 -6 -5 -1 3 6 9 9 9
(28.36N,139.56E)
(28.81N,139.95E)
(28.36N,139.96E)

```

第5図 局地雲頂高度出力の一部

雲頂温度を求める際の特定期域も総観雲頂高度に比べて小さく、赤外データの 9×23 画素（日本付近で約 $60 \times 60 \text{ km}^2$ ）に統一し、最低温度法により代表雲頂温度を決定している。

計算された局地雲頂高度はラインプリンターで出力される。

第5図は出力の一部であり、特定期域内のすべての画素の雲頂温度を示している。この図では -54°C が最低温度になっているが、低温側から全画素数の3%が削除されるので -53°C が代表雲頂温度となる。

4.3. 雲頂高度の利用

4.3.1. 総観雲頂高度の着目点と利用

総観雲頂高度は、前述のように主として総観規模のじょう乱に伴う雲域の雲頂高度を計算するのに都合良く設計されている。これらのじょう乱に伴う雲は、一般にはじょう乱が発達するにしたがって雲域が広くなり上層雲も増して雲頂高度が高くなる。しかし、ある程度じょう乱が発達してしまうと雲パターンの変化はあるが、雲頂は圏界面付近にまで達し、雲頂高度の大きな変化はなくなる。一方、じょう乱が衰弱するに従い中・上層雲にすき間が現われ雲頂高度も低くなる。

雲頂高度を計算する雲の選択は雲解析者と IPC オペレーターの協議によりおこなわれるが、現在は主として次のような雲域に着目している。

- (ア) 総観規模の低気圧に伴う雲域
- (イ) 前線に対応した幅広い雲バンド
- (ウ) 雲頂高度は低い、まとまりのある積雲や層積雲域

(エ) 中国大陸の中・南部に広がる中・下層雲域

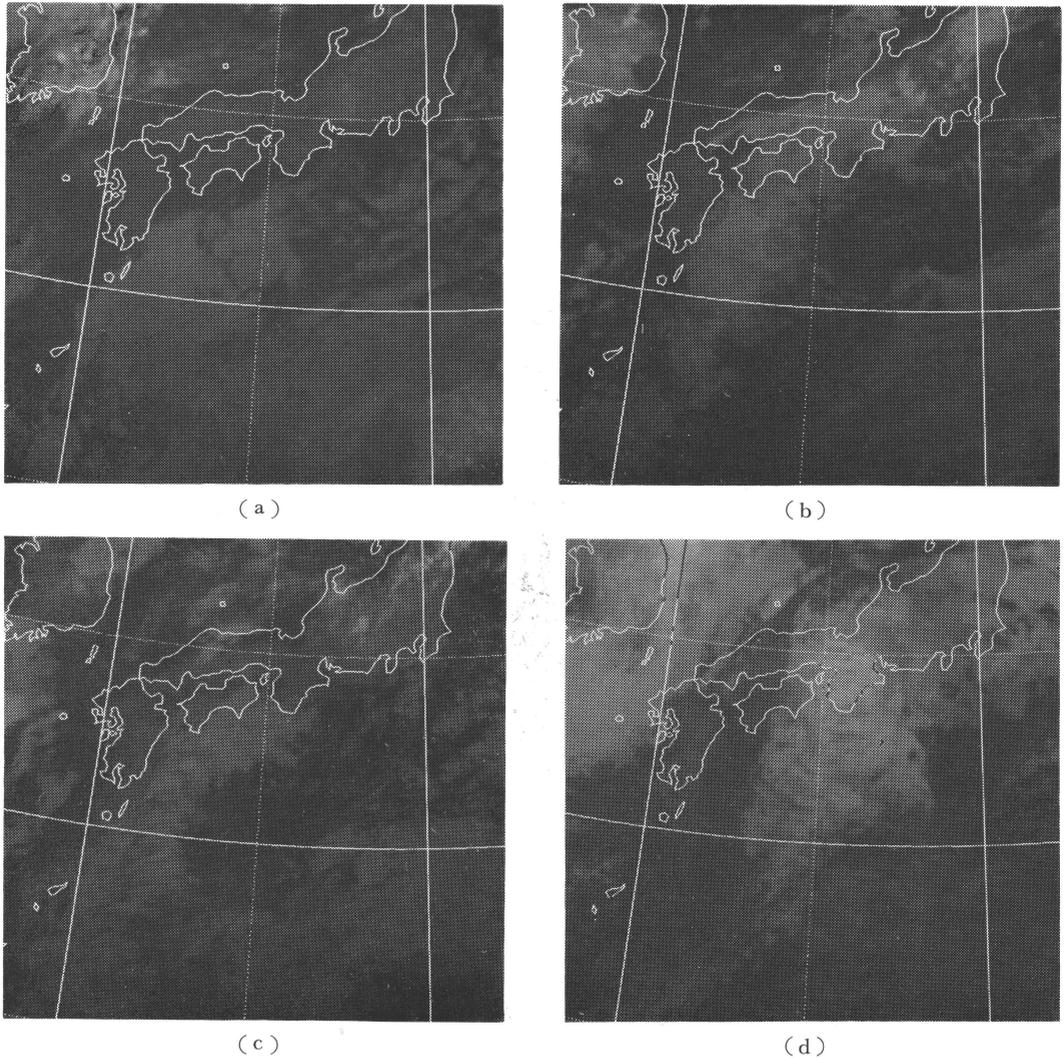
(オ) 大きな積乱雲クラスター

これらの雲域の雲頂高度は、偏西風帯の総観規模から中規模までのじょう乱や熱帯じょう乱の検出とその推移の情報となる。

例えば、(イ)項では前線の活動状態や前線波動に伴う雲域の発達・衰弱の情報となる。(ウ)項の雲域の中で北東気流によって発生するものは、東支那海や土佐沖、関東沖の低気圧の発生に対応していることがあるので着目されている。(エ)項の雲域は主として春と秋に定常的に存在していることが多いが、気圧の谷の接近とともに雲頂高度が増し、低気圧に伴って東進することがある。(オ)項の積乱雲クラスターは、総観雲頂高度が計算可能な大きさを持っている必要があるが、熱帯じょう乱の推移の情報となるほか、局地雲頂高度が主として日本付近を対象としているため航空機の運航に対する情報としても有効である。

第6図に(ウ)項の例として土佐沖低気圧の発生した時の雲域と雲頂高度の変化を示した。

25日 00 Z には九州の南東海上に、やまとまりのある層積雲域が見られる。雲頂高度は $2,600 \sim 3,700 \text{ m}$ である。12 Z にはこの雲域は四国の南海上に進み雲頂高度は $3,000 \sim 4,500 \text{ m}$ となった。26日 00 Z になると雲域は中層雲を含み、四国から近畿地方に広がり雲頂高度は $3,500 \sim 5,000 \text{ m}$ である。気象庁予報部では四国沖に波動を解析している。12 Z には雲域は近畿地方から中部、関東地方にまで広がり、雲頂高度は $7,000 \sim 7,500 \text{ m}$ に達した。予報部では 06 Z から四国沖に低気圧を解



第6図 土佐沖低気圧発生時の雲域，雲頂高度の変化。

- (a) 1978年11月25日 00 Z (赤外画像) (b) 1978年11月25日 12 Z (赤外画像)
 (c) 1978年11月26日 00 Z (赤外画像) (d) 1978年11月26日 12 Z (赤外画像)

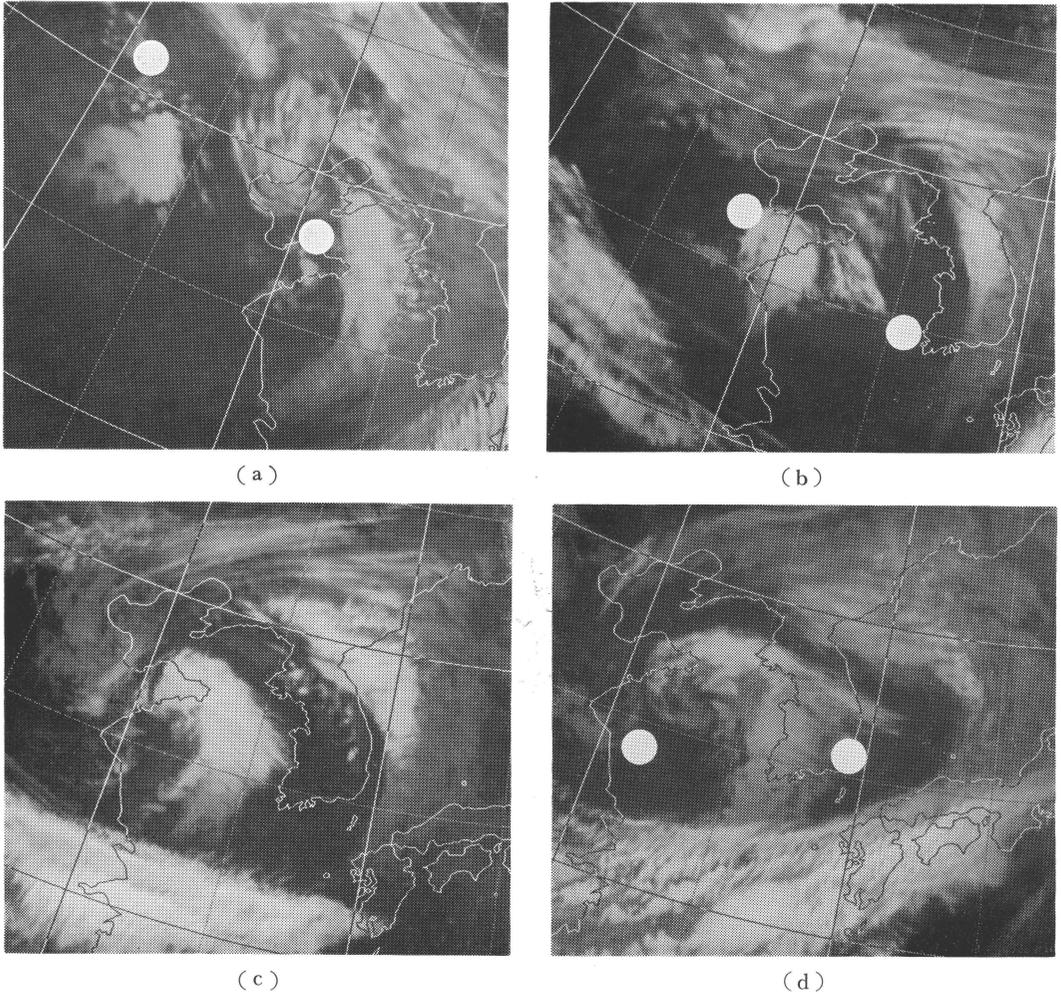
析している。

4.3.2. 局地雲頂高度の着目点と利用

局地雲頂高度は前述のように主として中・小規模のじょう乱に伴う雲域や発達した対流雲域を対象としている。これらの雲域は寿命が短かく、日変化もあるので利用の際には注意が必要である。しかし、長時間にわたり対流を発生させる場が存在する際には、場の推移を赤外データから判断できる場合も多く、連続観測はこのような観点からも有効である。

対流性の雲は発達とともに雲頂高度を増し、最盛期には雲頂が絹雲におおわれ、雲頂高度は圏界面付近に達する。その後、母雲である積乱雲が衰弱過程に入っても絹雲は通常そのまま上空に残存するので、見かけ上積乱雲の雲頂高度はすぐには低くならない。このような衰弱期の積乱雲の雲頂高度値は利用上問題があるので、衰弱期であると判断できる積乱雲の雲頂高度値は雲解析図に採用しない。

局地雲頂高度の計算に際しては、次のような雲や雲域



第7図 正のうず度移流最大域に現われた積乱雲域. 白丸は 500 mb の正のうず度中心を示す.
 (a) 1979年5月15日 12 Z (赤外画像) (b) 1979年5月16日 00 Z (赤外画像)
 (c) 1979年5月16日 06 Z (赤外画像) (d) 1979年5月16日 12 Z (赤外画像)

を対象としている.

- (ア) 前線に伴う対流雲域
- (イ) 正渦度移流により発生する対流雲域
- (ウ) 冬期日本海の対流雲
- (エ) 日本に影響を及ぼすと思われる対流雲域
- (オ) 雲域は狭いが注目すべき雲域

これらの雲や雲域は、(オ)項を除き対流活動の強さや、対流活動を持続させる場の推移の情報となる。

例えば、(イ)項の雲域は、正渦度移流に伴う対流雲の強さの情報となる。(ウ)項の雲は、日本海の寒気吹き出しに伴う対流雲の消長の情報となる。(エ)項の雲域

は、主としてレーダー探知範囲外からメソじょう乱系に伴ない、あるいは太平洋高気圧の縁辺に沿って接近する対流雲の強さと変化の目安を知る上で有効である。(オ)項の雲域は、総観雲頂高度で計算するには、特定領域が広すぎて信頼できる雲頂高度を計算できないような、メソじょう乱に伴ったり、注目される小雲域の推移の情報となる。また、ジェット気流に伴う絹雲についても、雲の射出率や、瞬時視野内の部分雲量を考慮して計算することにより航空機の運航に対する有効な情報となる。

第7図に(イ)項の例として、正渦度移流により発生し

た活発な対流雲域と、その雲頂高度の変化を示す。

正のうず度の極大値は、図中の白丸で示したように2カ所にあり、15日12Zには東側のものが強く、対応した雲域もコンマ型をしていたが、その後うず度も弱まり対応する雲域も不明瞭となったので西側のものに着目する。

15日12Zには、活発な対流雲域は団塊状をしており、雲頂高度は約7,500m、うず度は $+82 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 。16日00Zには、雲域の形状は変化がない。雲頂高度は約8,500m、うず度は $+105 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 。16日06Zには、雲域は次第にコンマ型になってきた。雲頂高度は約8,700m、16日12Zには、雲域は広がったが対流活動は弱まってきた。雲頂高度は約7,500m、うず度は $+102 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ であった。

5. 雲頂高度の精度について

現在のシステムで計算されている雲頂高度の精度については、浅沼・大野(1978)により沖縄付近の積乱雲を対象とした調査がある。調査結果によれば、衛星による雲頂高度はレーダーによるエコー頂高度より高い値が出ているが、消長が激しい積乱雲を対象としているので、観測時刻の違いもあり、また衛星による1画素の温度は沖縄付近で約30~35km²内の平均温度であり両者が一致しなければならない必然性はない。また、この調査の中で、高層気象観測による状態曲線からパーセル法で求めた雲頂高度と比較的良好な対応をしていることが示された。

簡単のために、ここでは正確な雲頂温度が求められたと仮定して、500mbの24時間予想図を使って気団指定した結果得られるGMSSA鉛直温度プロファイルを用いた雲頂高度の精度について、寒気と暖気の流入が顕著であった1979年の3月15日12Zと3月30日00Zの2例について吟味した。

5.1. 調査方法

実際の大气の鉛直プロファイルはGMSSAデータによるものよりもさらに複雑であるが、850~200mb面での実況温度とGMSSA温度の差がどの程度あるか調べた。求められた温度差を高度差に変換するためには、温度差の生じた地点で実際に用いられたGMSSA鉛直プロファイルを使う必要があるが、大体の目安として大陸(45°N, 120°E)、日本付近(35°N, 140°E)および海上(40°N, 155°E)の3月のGMSSAデータによる $\pm 3^{\circ}\text{C}$ の温度差を高度差に変換したものを第2表に示す。

第2表 温度差と高度差対応表, GMSSAデータ温度が実況温度よりも、3°C高い(上段)、3°C低い(下段)場合の高度差(m)。

mb		850	700	500	300	200
地域	大 陸	- ∞ + 500	- 500 + 500	- 500 + 500	- 400 + 1,100	- 1,100 + ∞
	日本付近	- 500 + 800	- 800 + 500	- 500 + 400	- 400 + 900	- 900 + 1,500
海 上		- 400 + 600	- 600 + 500	- 500 + 500	- 500 + 1,100	- 1,200 + ∞

より正確に温度差を求めるためには、GMSSAデータの各等圧面高度に等しい高度で温度を比較しなければならない。しかし、任意の高度の温度は得られない。また、今回調査した2例では、GMSSAデータによる等圧面高度と実況の等圧面高度の差を第2表を用いて温度差に変換すると、多い所でも1°C未満であるので等圧面で温度差を求めた。

5.2. 解析例

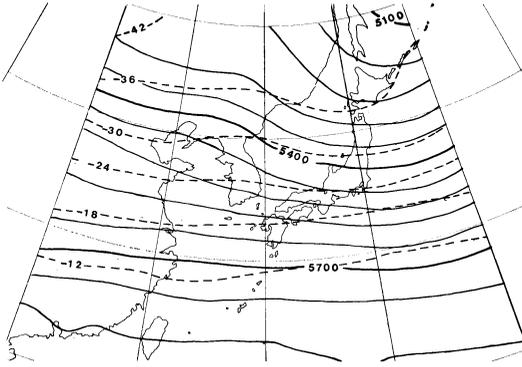
3月15日12Zの例

第8図は500mbの実況図であるが、日本の東海上に弱い気圧の谷があり、45°N以南では、ほぼゾーナルな流れとなっている。500mbの24時間予想図によって気団指定されたGMSSAデータの温度と実況温度との差を第9図に示した。

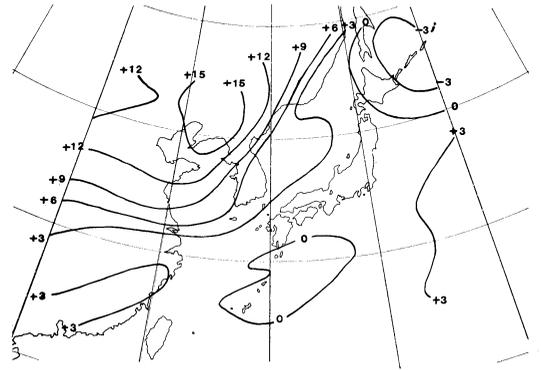
500mbを見ると、中国大陸から西日本にかけては温度がやや低めに、北海道を中心にやや高めに予想されていたことがわかる。使用されたGMSSAデータは、日本の南海上を除き500mbの温度が3月より低い月のものが使われ、大陸の広い範囲でCold GMSSAデータが使われている。

他の気圧面を見ると、850mbの大陸で大きな温度差がでている。これは、500mbで温度が低く予想されたこともあるが、Cold GMSSAデータに問題がある。大陸では地表面付近の温度が、冬期は放射冷却により非常に低温になり、夏期は日射により高温になる。この影響は850mbにも及び大陸では850mbの温度の年変化は非常に大きい。したがって、3月にCold GMSSAを使うことにより、地表面温度の影響を受ける850mbでは大きな温度差を生ずる。

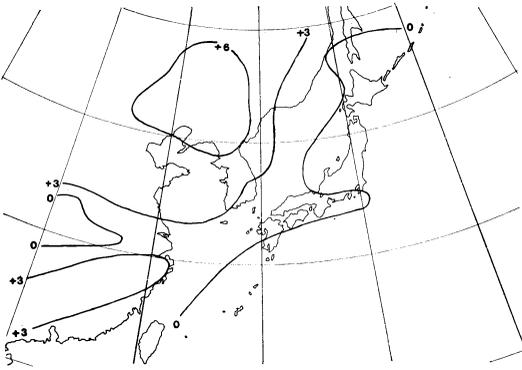
700mbでも同様な傾向が見られるが、850mbに比較



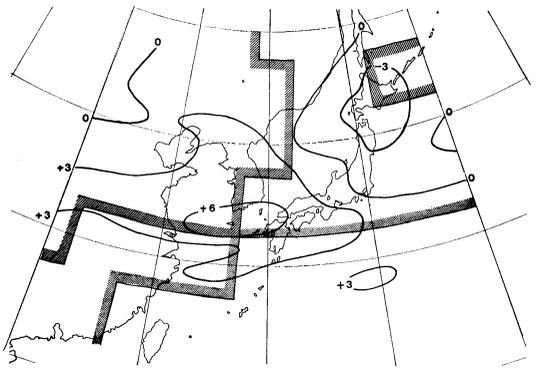
第 8 図 1979年 3月 15日 12 Z 500 mb 実況図.



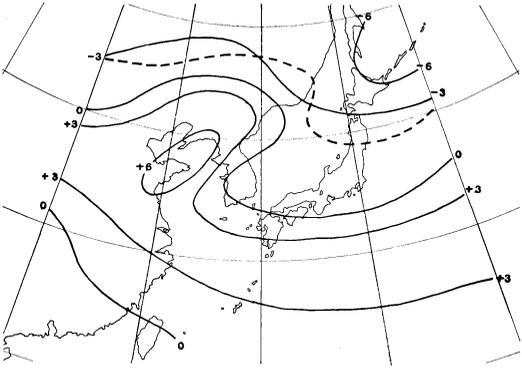
(a)



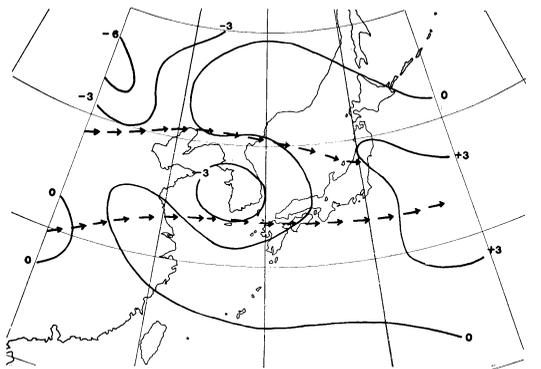
(b)



(c)



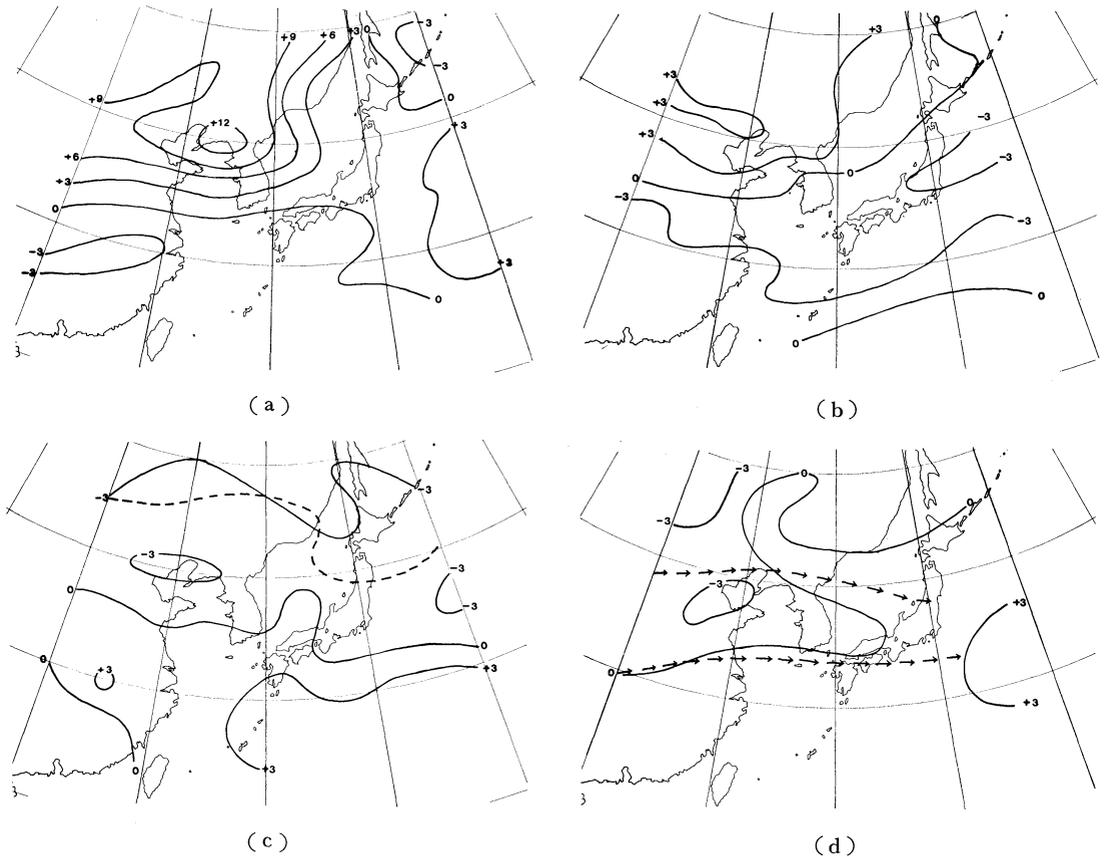
(d)



(e)

第 9 図 実況温度と GMSSA データ温度の差 ($^{\circ}\text{C}$). GMSSA データ温度は 500 mb 24時間予想図を使い気団指定した. (c) の斜線域は Cold GMSSA を, ステップル域は 500 mb の温度が 3 月より低い月の GMSSA を使った領域を示す. (d) の破線は実況の圏界面高度が 300 mb であることを示す. (e) の矢印は実況の強風軸を示す. 图中的正符号は実況温度の方が高いことを示す.

(a) 850 mb (b) 700 mb (c) 500 mb (d) 300 mb (e) 200 mb



第10図 実況温度と GMSSA データ温度の差. GMSSA データ温度は 500 mb 実況図を使い気団指定した. (c) の破線, (d) の矢印, 図中の符号は第 9 図と同じである.
 (a) 850 mb (b) 700 mb (c) 300 mb (d) 200 mb

して温度差ははるかに小さく、圏界面より下の 300 mb までは 500 mb の温度予想から導かれる温度差と同様な傾向と考えられ、高度差に変換しても一部で 1 km 以上の高度差となるが、ほとんどの地域で 1 km 未満の高度差である。200 mb では、GMSSA データの南北温度傾度が小さく圏界面の影響もあり、必ずしも北に行くほど低温にはならない。したがって、その他の気圧面とは幾分傾向が異なるが、ほぼゾーナルなパターンであったため大きな温度差はない。

次に、第10図に 500 mb の温度予想が正しかった場合を仮定して、500 mb の実況図を用いて気団指定をおこなった GMSSA データの温度と実況温度との差を示す。

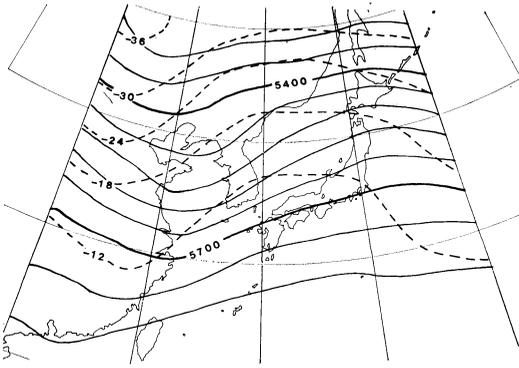
850 mb では、幾分改良されてはいるが、500 mb の温度が平年よりかなり低いために大陸では良い結果が得られていない。その他の気圧面では、6°C 以上の温度差は

なく温度予想が正しければ、かなり良い精度で雲頂温度を雲頂高度に変換できることがわかる。

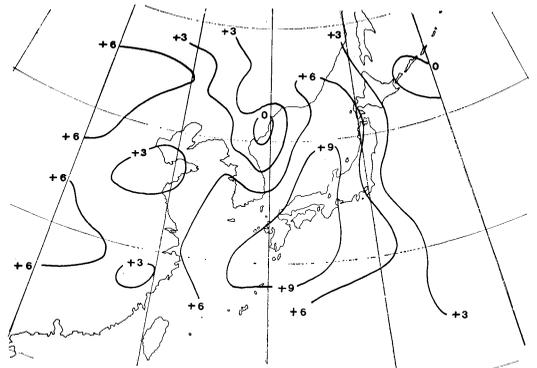
3月30日 00 Z の例

第11図は 500 mb の実況図であるが、中国東北区から黄海にのびる深い気圧の谷があり、前面に暖気、後面に寒気が流入している。500 mb の 24時予想図を用いた気団指定の結果(第3図)でも、日本から沿海州にかけては、500 mb の温度が3月より高い月の GMSSA データが使われ、120°E 以西では、3月より低い月の GMSSA データが使われている。この GMSSA データの温度と実況温度との差を第12図に示した。

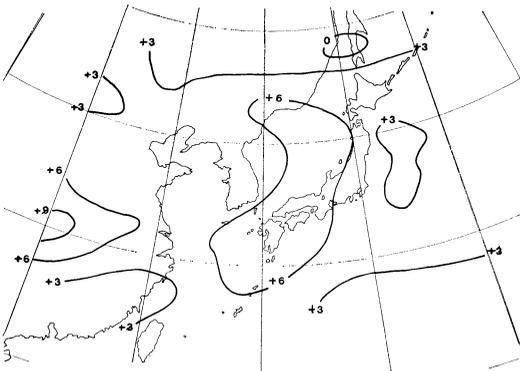
500 mb を見ると、気圧の谷の前面に流入する暖気の影響が十分でなく、予想値が実況温度よりも 9°C 以上低い領域が見られる。一方、後面の寒気もやや低めに予想されていた。この影響を受けて 850~300 mb では、



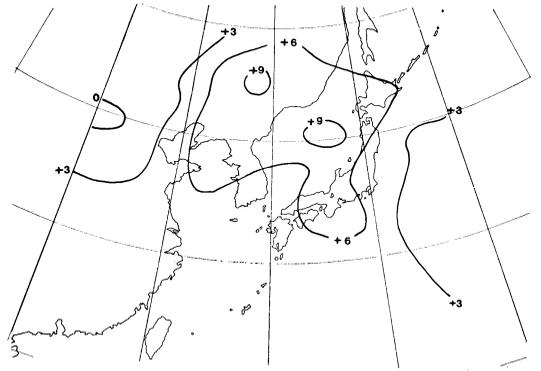
第11図 1979年3月30日 00Z 500mb 実況図.



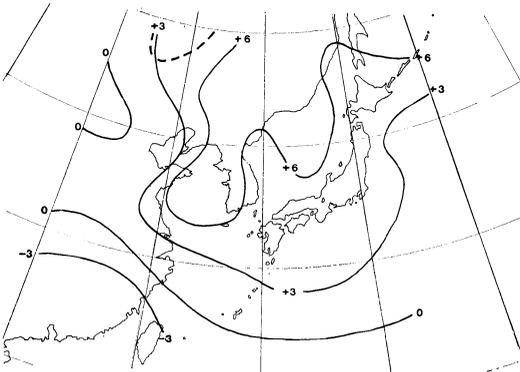
(a)



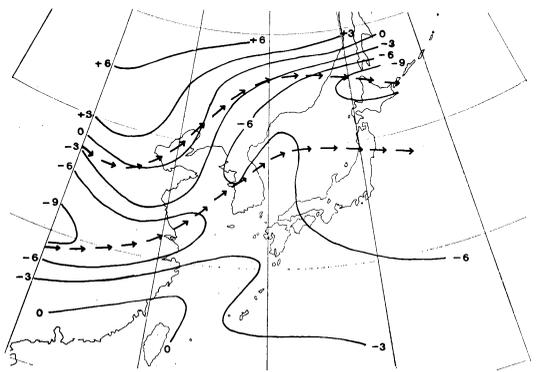
(b)



(c)



(d)



(e)

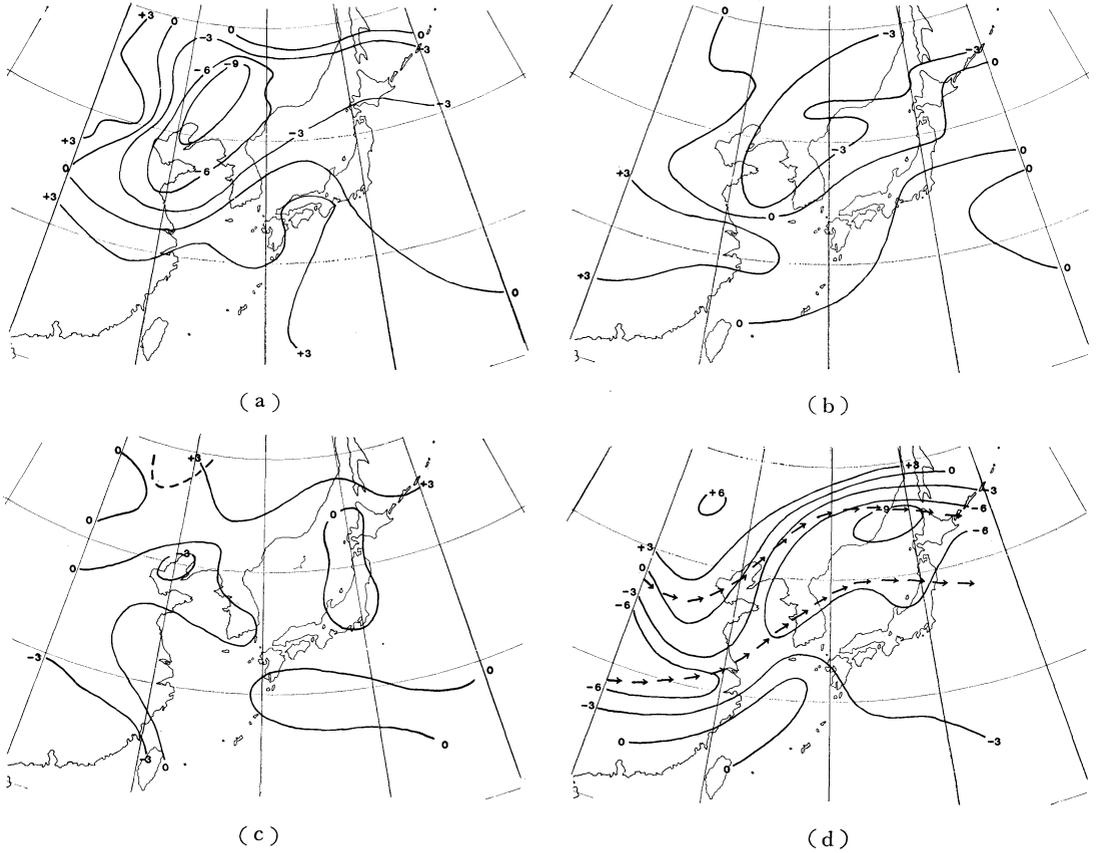
第12図 実況温度と GMSSA データ温度の差. GMSSA データ温度は 500 mb 24時間予想図を使い気団指定した. (d)の破線, (e)の矢印, 図中の符号は第9図と同じである.

(a) 850 mb (b) 700 mb (c) 500 mb (d) 300 mb (e) 200 mb

日本から沿海州にかけて 実況温度が GMSSA の温度よりも高い領域が広がっている.

200 mb では, 寒帯前線ジェット軸の南側に存在する

低温域が南北変動の大きな気圧パターンにより, 南下した地域と北上した地域で大きな温度差を伴ない, 全体では2本の強風軸 P_N と P_S にはさまれるような形で



第13図 実況温度と GMSSA データ温度の差. GMSSA データ温度は 500 mb 実況図を使い気団指定した. (c) の破線, (d) の矢印, 図中の符号は第 9 図と同じである.
 (a) 850 mb (b) 700 mb (c) 300 mb (d) 200 mb

GMSSA データの温度より低温の領域が存在している.

次に, 第13図に 500 mb の温度予想が正しかった場合を仮定して, 500 mb の実況図を用いて気団指定をおこなった GMSSA データの温度と実況温度との差を示す.

850 mb では, 日本海に流入した暖気は良く表現されているが, 中国東北区から山東半島にかけて, 4月, 5月の GMSSA データを使ったため地表面温度の影響を受けて GMSSA データの温度の方が実況温度よりもかなり高温となった. 700~300 mb では, 6°C 以上の温度差の領域はなく, やはり温度予想が正しければ, かなり良い精度で雲頂温度を雲頂高度に変換することができる. しかし, 200 mb では相変わらず2本の強風軸の間に GMSSA データの温度よりかなり低い実況温度の領域が残っている.

5.3. 結論

この2例の解析から, 500 mb の温度予想がほぼ正しければ, 大陸を除く 850 mb と 700~300 mb の間では, 高度に変換した誤差は多くても 1 km 未満であり, かなり精度が良いことがわかる. 大陸上の 850 mb では, 地表面温度の影響が大きく 500 mb の温度が平年値からはずれるほど誤差は大きくなり, 500 mb の温度で気団指定をすることは, 適当ではないようだ. しかし, 850 mb 付近を雲頂とする雲は激しい気象現象と結びつく度合いが小さく, 雲解析には大きな影響は与えない.

一方, 200 mb 付近は中緯度においては鉛直温度傾度が小さいことが多く, 南北変動の大きな気圧パターンの際に誤差が大きくなる点に問題がある. 鉛直温度傾度が小さいため, わずかの温度差により大きな高度差になる. また, 深い気圧の谷の前面は総観規模のじょう乱の

発達する場であり、寒帯前線ジェットの内側はこれらのじょう乱に伴う上層雲の卓越する領域である。したがって、このような上層雲の雲頂高度は、かなり高く計算されることになる。

6. あとがき

本文で述べたように、雲頂高度は気象予報、気象解析、航空気象などの分野で有効な情報である。しかし、雲頂高度の計算には小平他(1978)の指摘にもあるように雲の射出率、大気補正量、大気鉛直温度プロファイル、そして瞬時視野内の部分雲量など正確な値を求めることが困難なものがある。また、求められた雲頂高度の変化や雲パターンの変化に対応した気象現象の変化については、各分野で調査が進められているが、まだ開発段階である。

将来は、軌道衛星で観測される水蒸気量や鉛直温度分布、あるいは数値計算で得られる各層の高度、温度、露点温度などをリアルタイムに用いることにより、さらに正確な雲頂高度が計算されることが期待される。また、今後の調査により、さらに有効な情報がより早く出されることになろう。

おわりに、本稿をまとめるにあたり、有益な助言を載せた山下洋 解析課長、鈴木哲夫 調査官、土屋喬 主技専の各氏に深く感謝する。

文 献

阿部勝宏, 山本孝二, 1979: 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, 天気, 26, 493-507.

Allen, J.R., 1971: Measurement of Cloud Emissivity in the 8~13 μ Waveband, J. Appl. Met., 10, 260-265.

浅沼勝宗, 大野久雄, 1978: GMS の雲頂高度の検討 (CB top について), 東京管区地方気象研究会誌, No. 11, 272-274.

Climate of the Upper Air, Southern Hemisphere: NCAR Technical Notes/STR-58, Vol. 1, May 1971.

浜田忠昭, 1980: 静止気象衛星「ひまわり」の画像からの風計算, 天気, 27, 139-158.

IGY Aerological Cross-section II, Part II, Along 140°E, J.M.A., 1958.

井上豊志郎, 1979: 大気補正, 気象衛星センター技術報告, 特別号, II-2, 7-14.

加藤一靖, 1979: 雲頂高度, 気象衛星センター技術報告, 特別号, II-2, 43-58.

気象庁気象衛星課, 1975: 静止気象衛星計画.
気象衛星センターデータ処理部管制課画像処理班,
1977: 雲頂高度算出処理.

気象衛星センターデータ処理部解析課, 1978: 雲頂高度関係手引書.

小平信彦, 村山信彦, 山下 洋, 河野 毅, 1978: 静止気象衛星 GMS (ひまわり), 天気, 25, 245-268.

Selected Level Height, Temperature and Dew Point for the North Hemisphere, NAVIR 50-IC-52, Jan., 1970, U.S. Navy.

杉本 豊, 1967: 高高度気象解析, 気象研究ノート, 94.