

衛星シミュレーション画像

Simulation of Images of "Water Vapor Channel"  
and "Infrared Split Channel"

徳野 正己\*

Masami Tokuno

**Abstract**

An attempt to produce images of temperature fields simulated by the radiative transfer model (LOWTRAN-6) is performed. Two different type images are produced. One is the water vapor image (Simulated Water Vapor, SWV image) based on temperatures calculated in the same wavelength as the water vapor channel (channel 12) of HIRS/2, and the other is the infrared split image (Simulated Split Pseudo color, SSP image) based on temperature difference (channel 4-5) calculated in the same wavelengths as the infrared split channels (channel 4 and 5) of AVHRR on NOAA-11.

In the computation of the radiative transfer model, following assumptions are made.

- (1) Atmospheric vertical data (height, temperature and humidity) provided by the numerical forecast division, JMA are utilized.
- (2) The lowest vertical level (1000 hPa) is assumed as the surface of the earth and its emissivity equal to unity.
- (3) The filter functions of NOAA-11 HIRS channel 12, AVHRR channel 4 and 5 are assumed.
- (4) Zenith angle is zero deg.

The following results are obtained by the comparison of the simulated images with the observed HIRS channel 12 (WV) image and AVHRR temperature difference (channel 4-5, SP) image.

- (1) Warm regions relating to the dryness on the mid tropospheric layer are relatively well expressed on the SWV image.
- (2) The boundary of temperature difference relating to the surface front and the regions with large temperature difference inferred to the moist regions of lower tropospheric layer are also relatively well expressed on the image.

---

\*気象衛星センター解析課

(1992年12月25日受領 1月12日受理)

Secondly, a series of simulated images at intervals of three hours are produced by the same method. The results indicate that SWV and SSP images sequence respectively provide the information of the change of the dryness in the mid tropospheric layer and the movement of the boundary of the moist region in the lower tropospheric layer.

Thirdly, the effect of satellite zenith angle on temperature fields calculated by the model is also investigated. Comparison of simulated temperature between the nadir and the several zenith angles (15,30,45,60 deg.) shows that the simulated temperature decreases in proportion with the increasing zenith angle. While the simulated WV temperature decreases by about 1.5 K at the zenith angle of 30 deg., the temperature decreases by about 7 K at the zenith angle of 60 deg. On the other hand the simulated SP temperature difference decreases by about 0.2 K and 0.6 K at the zenith angle of 30 and 60 deg., respectively. Thus it suggests that the observed WV and SP temperature in high latitude at oblique angle from the position of GMS-4 is affected by the satellite zenith angle.

## 1. はじめに

平成7年に静止気象衛星「ひまわり5号」(以下GMS-5号と呼ぶ)が新センサーである水蒸気チャンネル(6.7 $\mu$ m帯)と赤外スプリットチャンネル(11 $\mu$ m帯、12 $\mu$ m帯)を搭載して打ち上げられる予定である。ヨーロッパやアメリカでは、これらのチャンネルの画像を気象現象の解析に使用しているが(例えばPetersen, R.A.,1984, Reed,R.J. et al.,1986, Young, M.V. et al.,1987,Weldon et al.,1991)、日本及びそれを取り巻く太平洋地域では、利用できるデータが限られているため、現業的な利用はあまりされていない。水蒸気チャンネルの画像により、上中層雲がない場合の対流圏上中層における大気の循環や構造を解析することができ(Rodgers,E.B. et al.,1976, Muller,B.M. and Fuelberg,H.B.,1990)、一方赤外スプリットチャンネルの画像では、晴天域での対流圏下

層の水蒸気量の変動を推察できること(Chesters, D. and L.W.Uccellini,1983, Petersen,R.A. et al.,1984)等が報告されている。

これらの画像を現業面から利用するためには、画像に現れる大気の様相とその変化を気象学的に解釈することが必要不可欠である。これは、従来の赤外画像や可視画像では、画像に現れる主に雲の様相とその変化を対応する気象データを基にして気象学的に解釈するのに対して、これらの画像では、むしろ雲に表れない大気の立体的な構造とその変化の解釈が得られるためである。

近年、数値予報の精度が向上してきており、大気の循環構造の変化を解析するために、数値予報の結果を利用することができる。例えば、数値予報の結果から幾つかの仮定を与え計算作成した水蒸気画像や赤外のスプリット画像と、実際に観測された画像とを比較することにより、それぞれの画像の理解を深め現象の解釈が容易

になるものと考えられる。

本稿では、この目的のために必要となる、衛星シミュレーション画像（衛星搭載の水蒸気チャンネル、赤外スプリットチャンネルの応答関数、数値予報結果及び放射モデルを用いて計算により得られた画像）の作成、作成された画像と観測された画像との比較、作成された画像の時間変化の検討結果、及び作成された画像の衛星走査角の影響について述べる。

## 2. 水蒸気・赤外スプリット画像の特徴

本稿では、極軌道気象衛星NOAA-11号に搭載されているHIRS/2 (High Resolution Infrared Radiometer Soundingの2世代目) のチャンネル12である水蒸気チャンネル ( $6.7 \mu\text{m}$ 帯、以下ではWVチャンネルと呼ぶ) 及びAVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) の赤外スプリットチャンネル (チャンネル4の  $11 \mu\text{m}$ 帯とチャンネル5の  $12 \mu\text{m}$ 帯、以下ではS

Pチャンネルと呼ぶ) とそれぞれ同様の波長域によるシミュレーション画像を作成することに主眼を置いているが、あらかじめこれらの画像の特徴を知っておく必要がある。そこで、それらの画像上に現れる特徴と大気現象との関係について簡単に説明する。

使用するNOAA-11号のHIRS/2のWVチャンネル及びAVHRRのSPチャンネルの応答関数はFig.1の通りである。これらの応答関数と赤外域の主要な大気の吸収帯の位置を示したFig.2と比較すると以下のことが分かる。

大気の“窓”と呼ばれるSPチャンネル波長域でも、赤外放射は大気中の主に水蒸気による吸収を受け、その吸収率は波長の長いチャンネル5の方が大きい。そのため、一般にチャンネル4で観測される晴天放射輝度温度 (雲のない場合の輝度温度) は、チャンネル5よりも高い。一方、WVチャンネル波長域では、赤外放射は大気中の水蒸気によりほぼ吸収されてしまう。

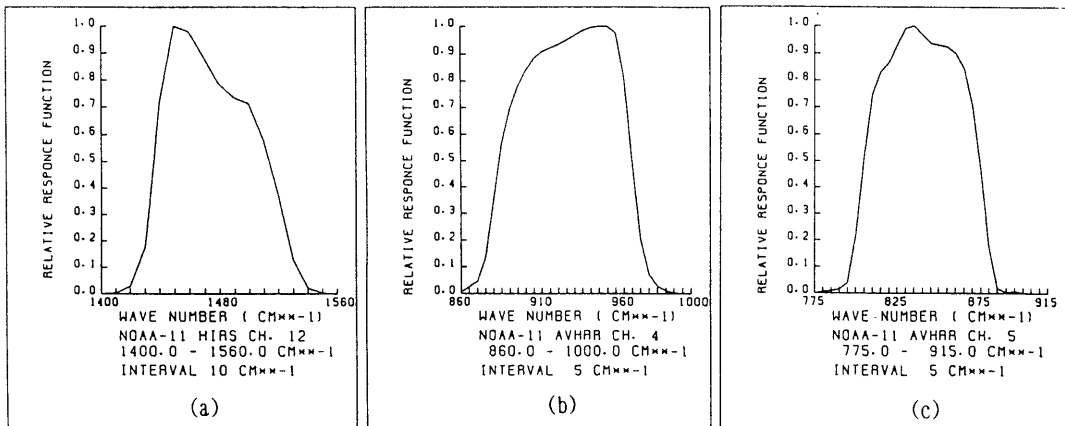


Fig.1 Normalized filter function of (a) the NOAA-11 HIRS/2 channel 12, (b) the NOAA-11 AVHRR channel 4 and (c) the NOAA-11 AVHRR channel 5 used to compute theoretical radiances by the LOWTRAN-6 radiative transfer model.

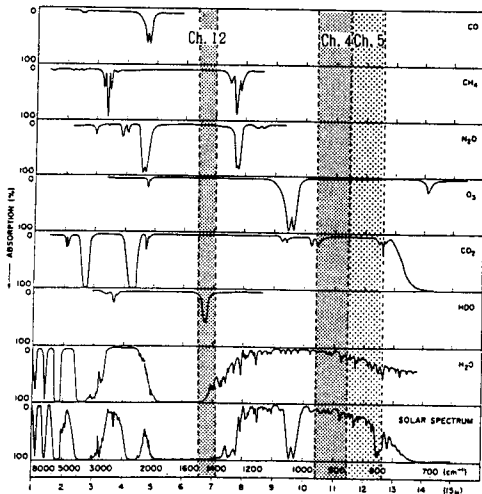


Fig.2 Comparison of the near-infrared solar spectrum with laboratory spectra of various atmospheric gases, from Valley (1965). (Modified from 'Summary of TOVS Data Processing System', 1983)

このことについて、McClatchey et al. (1972)の作成した夏季中緯度帯大気モデルと冬季中緯度帯大気モデルに対して、各チャンネルでの大気放射寄与（衛星で観測される晴天放射輝度に対する大気のある層からの放射輝度の割合）を用いて更に説明する。大気放射寄与関数をFig. 3（夏季中緯度帯大気モデル）、Fig.4（冬季中緯度帯大気モデル）にそれぞれ示す。これらの図を基に、最初にチャンネル4、5の結果について示す。但し、これらの図には地表からの放射の寄与は含まれていない。

各チャンネルとも、夏季は約7km、冬季は約5kmより低層からの大気の放射を観測しているが、特に地表付近からの大気の放射をより多く観測している。また、チャンネル5のほうが下層大気からの大気の放射を観測する割合が高い。このことは、チャンネル5のほうが大気中の水

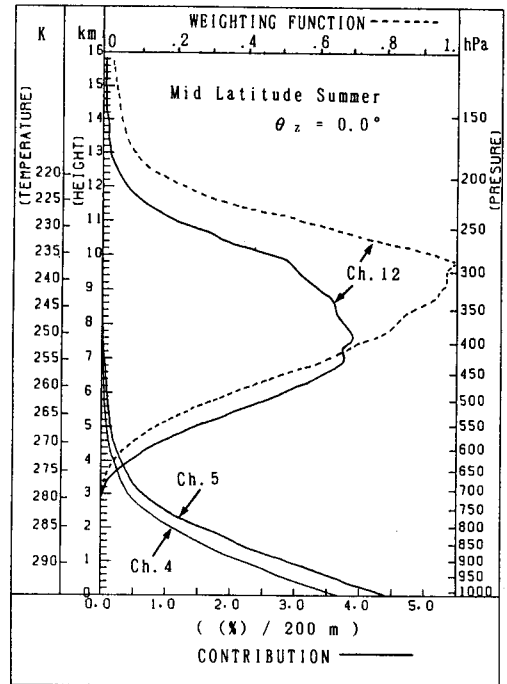


Fig.3 Weighting function of the NOAA-11 HIRS channel 12 (dotted line) and contribution functions (solid lines) of the NOAA-11 HIRS channel 12, AVHRR channel 4 and 5 based on the model atmosphere of mid-latitude summer and a nadir angle of 0 deg..

蒸気に吸収される割合がより大きいことを示している。

このようにチャンネル4と5との観測輝度温度差は、大気下層の水蒸気量と関係しており、輝度温度差が大きいほど大気下層の水蒸気量が多いことを示している。

次に、WVチャンネルの結果について示す。WVチャンネルの観測する放射は、夏季は主に600~250hPa（最大値は400hPa付近）冬季は700~300hPa（最大値は470hPa付近）までであり、冬季のほうが対流圏中層下部からの大気の放射をより多く観測している。

これらの結果から、上層に雲がない場合で水

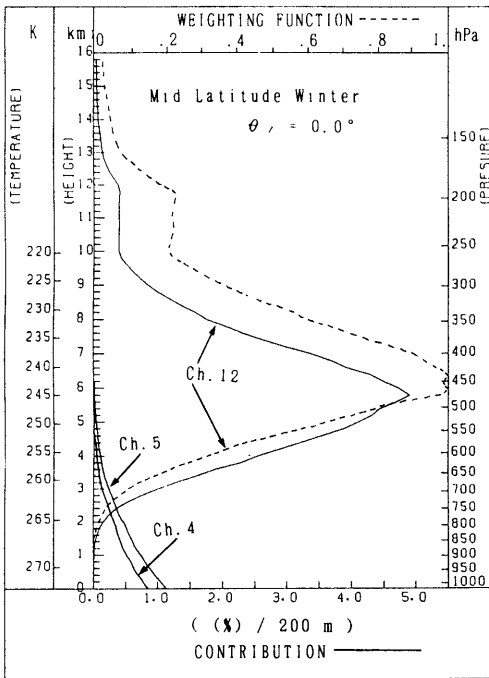


Fig.4 Same as in Fig.3 except for the model atmosphere of mid-latitude winter.

蒸気画像（WVチャンネルの観測輝度温度の画像、以下ではWV画像と呼ぶ）で見られる現象は、いろいろな研究者（例えばFuelberg, H.N., 1990）が指摘しているように対流圏上層よりも対流圏中層の現象と関係している。

また、Fig.3, 4に示される夏季と冬季のWVチャンネルの荷重関数（一定の大気の厚さに対する放射の透過の割合）の比較からわかるように、上中層に水蒸気が多くなると荷重関数のピークは鉛直上方に移動するので、鉛直温度分布の変動が少ない場合に上中層の水蒸気が多くなると、水蒸気の少ない場合に比べより多く上層からの放射を観測するので観測輝度温度は低下する。

以上のことから、赤外スプリット画像（チャンネル4と5との観測輝度温度差の画像、以下で

はSP画像と呼ぶ）上の晴天域では、主に下層大気中の水蒸気の水平分布を見ることができ、WV画像上の晴天域では、対流圏中層を中心にした乾燥・湿潤域の変化を見ることができる。

### 3. 衛星シミュレーション画像の作成方法

衛星シミュレーション画像とは、2章で述べた波長域で観測される晴天放射輝度温度を放射モデルで計算し作成される分布の画像をいう。WVチャンネルによる衛星シミュレーション水蒸気画像（以下ではSWV画像と呼ぶ）とSPチャンネルによる衛星シミュレーションスプリット画像（以下ではSSP画像と呼ぶ）の2種類の画像からなる。作成方法は、

- ① 放射モデルの入力となる大気の鉛直分布データの作成、
- ② 放射モデルによる晴天放射輝度温度の算出、
- ③ 格子点の輝度温度分布から画像の作成、の3段階からなる。以下に項目別に説明する。

#### 3. 1 衛星シミュレーション画像の作成範囲と大気の鉛直分布データ

近年数値予報の精度が向上し、更に一般ユーザーが使用しやすい形で数値予報の結果が配信されてきている。そのため、本稿で放射モデルの入力となる大気の鉛直分布データはJSM航空広域GPVデータの3時間毎の予想値を使用する。これにより、3時間毎の衛星シミュレーション画像の作成が可能になり、大気の状態の時間変動を見ることが可能になるためである。

GPVデータについての詳細は文献（気象データと客観解析、1992）を参照されたい。ここでは、GPVデータの内、使用する項目のみ説明する。計算範囲は、Fig.5に示す範囲で、星印

で示した計算格子間隔は、北緯60度付近で120 km程度であとはポーラステレオ図上で等間隔で、全格子点数は961個(31格子点×31格子点)である。

下記のように、配信時刻は初期値を含めて7

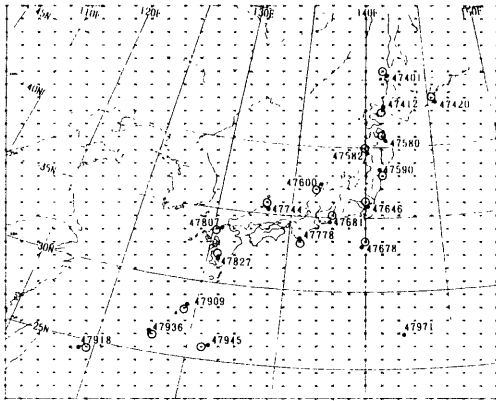


Fig.5 Section of GPV data selected to compute theoretical radiances.

Star marks, star marks enclose with a circle and filled dots respectively represent locations of GPV data, the locations of GPV data nearest to the radiosonde stations and radiosonde stations in Japan.

時刻、気象要素は地上及び11層の大気データである。この内、放射計算に使用するのは、高度、気温、湿度のみである。

時刻範囲

7時刻。初期値及び9,12,15,18,21,24時間後の予想データ

気象要素

地上気圧、降水量

ジオポテンシャル高度、気温、相対湿度、風速 (2成分)

(1000,900,850,700,500,400,300hPaの各等気圧面)

ジオポテンシャル高度、気温、相対湿度、風速 (2成分)

(250,200,150,100hPaの各等気圧面)

気圧、風速 (2成分) (最大風速面)

ジオポテンシャル高度 (圏界面)

しかし、250hPaより上層の水蒸気量は配信されていないので、UCLA 3-layer GCMと同様な方法(Katayama, A., 1972)で内挿し使用した。即ち、100hPaの混合比を一定( $2.5 \times 10^{-6}$  g/g)とし、250hPaから100hPaまで、(1)式で内挿した。

$$Q_i = Q_{300} (P_i/P_{300})^K \quad (1)$$

但し、

$$K = \frac{\log(2.5 \times 10^{-6}/Q_{300})}{\log(P_{100}/P_{300})}$$

$Q_i$  : i気圧面での混合比(g/g)

$P_i$  : i気圧面での気圧(hPa) ( $P_i < 300$ hPa)

である。

### 3. 2 晴天放射輝度の算出方法

WVチャンネル及びSPチャンネルの感度幅である6~7 $\mu$ m及び10~12 $\mu$ mでは大気による散乱の影響は非常に小さいので、平行平板層の雲の無い大気で局所的熱平衡にある大気においては、衛星に搭載されている放射計が大気の上限で観測する晴天放射輝度 $R_i(\mu)$ は、そのチャンネルの応答関数の重み付きで平均され、(2)式のように表される。

$$R_i(\mu) = \frac{\int_{\nu_{i,1}}^{\nu_{i,2}} \phi_i(\nu) I(\nu, \mu) d\nu}{\int_{\nu_{i,1}}^{\nu_{i,2}} \phi_i(\nu) d\nu} \quad (2)$$

但し

i :チャンネル番号

$\nu_{i,1}$ :チャンネルiの応答関数の下限の波数( $cm^{-1}$ )

$\nu_{i,2}$ :チャンネルiの応答関数の上限の波数( $cm^{-1}$ )

$\phi_i(\nu)$ :チャンネルiの応答関数

$\mu: 1/\cos\theta$ 、 $\theta$ :衛星天頂角

$I(\nu, \mu)$ :衛星天頂角 $\theta$ で波数 $\nu$ で衛星に到達する放射輝度

である。

$I(\nu, \mu)$ を計算する方法の1つとして放射モデルLOWTRAN-6 (F.X.Kneizys et al., 1983)を用いる方法があり、本稿ではこの方法を用いた。その理由として、

a. 鉛直方向に気温、気圧が変化する不均一大気について、容易に放射強度の計算ができること、

b. 波数分解能や計算精度に限界があるが計算速度が速いこと、

c. 使用方法が簡単であること、

d. ガス吸収線の少ない赤外窓領域での計算精度は厳密計算に近い結果が期待できること、

e. 放射輝度を計算する他のモデルの比較モデルに使用される場合(例えばRamond, D. et al., 1981)が多く世界的に信頼性があること、等が挙げられる。

実際に計算する際には、(2)式の積分を次のように近似して用いる。

$$R_i(\nu) = \sum_{j=1}^n I(\nu_j, \mu) \hat{\phi}_i(\nu_j) \Delta\nu_j \quad (3a)$$

$$\hat{\phi}_i(\nu_j) = \frac{\phi_i(\nu_j)}{\sum_{k=1}^n \phi_i(\nu_k) \Delta\nu_k} \quad (3b)$$

$\phi_i(\nu)$ はチャンネル $i$ の応答関数であり、本稿ではFig.1に示した応答関数を使用し便宜上AVHRR CH.4, CH.5, HIRS CH.12のチャンネル $i$ をそれぞれ4, 5, 12とすると、波数区間等は次の通りである。

$$\nu_{4,1} : 860.0 \text{ cm}^{-1} \quad \nu_{4,2} : 1000.0 \text{ cm}^{-1}$$

$$\Delta\nu_4 : 5 \text{ cm}^{-1} \quad n : 28$$

$$\nu_{5,1} : 775.0 \text{ cm}^{-1} \quad \nu_{5,2} : 915.0 \text{ cm}^{-1}$$

$$\Delta\nu_5 : 5 \text{ cm}^{-1} \quad n : 28$$

$$\nu_{12,1} : 1400.0 \text{ cm}^{-1} \quad \nu_{12,2} : 1560.0 \text{ cm}^{-1}$$

$$\Delta\nu_{12} : 10 \text{ cm}^{-1} \quad n : 16$$

$I(\nu, \mu)$ をLOWTRAN-6で計算する際の入力データの内、高度、温度、水蒸気量については3.1節で示したものをを用い、 $\text{O}_3$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{NO}_2$ 、エアロゾルなどその他の大気要素の情報はLOWTRAN-6に内蔵しているモデル大気を用いる。本稿では、夏季の事例のみを扱ったので、夏季中緯度帯大気モデルを用いた。

### 3.3 画像の作成

作成される画像は3.1節で示した範囲で、1024ピクセル×750ラインの画素からなる。この内961個の画素の輝度温度は計算済なので、残りの画素の輝度温度は内挿により求める。手順は以下の通りである。

① 961個の画素の輝度温度を8ビットデータ(0~255)のレベル値に変換する。

② 未計算の画素のレベル値を周囲の計算済の画素の値から内挿して求める。内挿方法は未計算の画素が左上端になるように20ライン×20ピクセルの格子を決め、その格子内の計算済の画素のレベル値を荷重内挿して、左上端の画素のレベル値とする。但し、右側の1~730ラインで1005~1024ピクセルの範囲は未計算の画素が右上端になるように、下端の731~750ラインで1~1004ピクセルの範囲では左下端に、右下端の731~750ラインで1005~1024ピクセルの範囲では右下端になるように格子を決めている。

以上より1024ピクセル×750ラインの画素からなる8ビットデータの画像が作成される。

### 4 衛星シミュレーション画像作成例

夏季の例について衛星シミュレーション画像を作成し、NOAA-11号の画像と比較検討する。ここでは格子点の真上から観測している(衛星

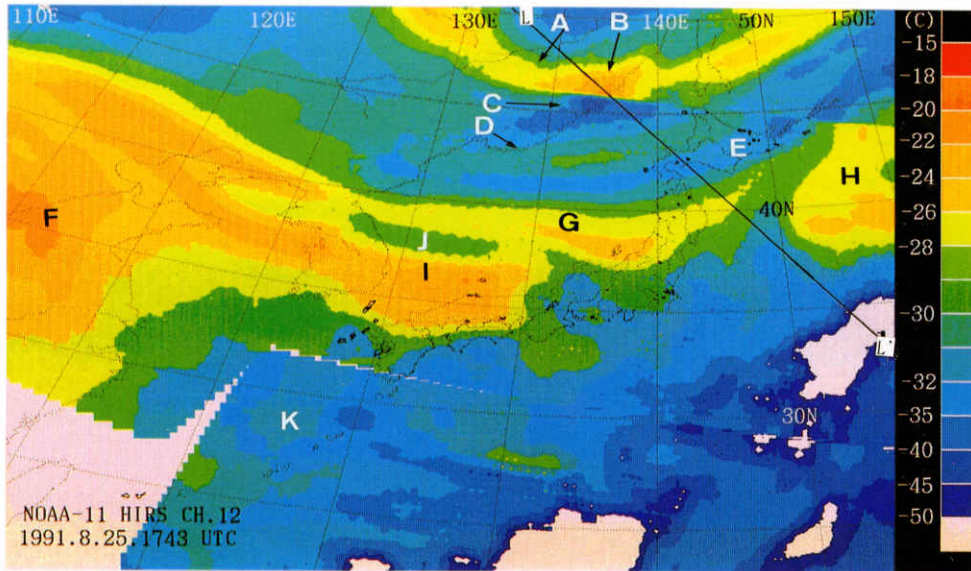


Fig.6 (a) The NOAA-11 HIRS channel 12 pseudo color image observed at 1749 UTC 25 August 1991. Temperatures are shown in the color scale on the right side of the image.

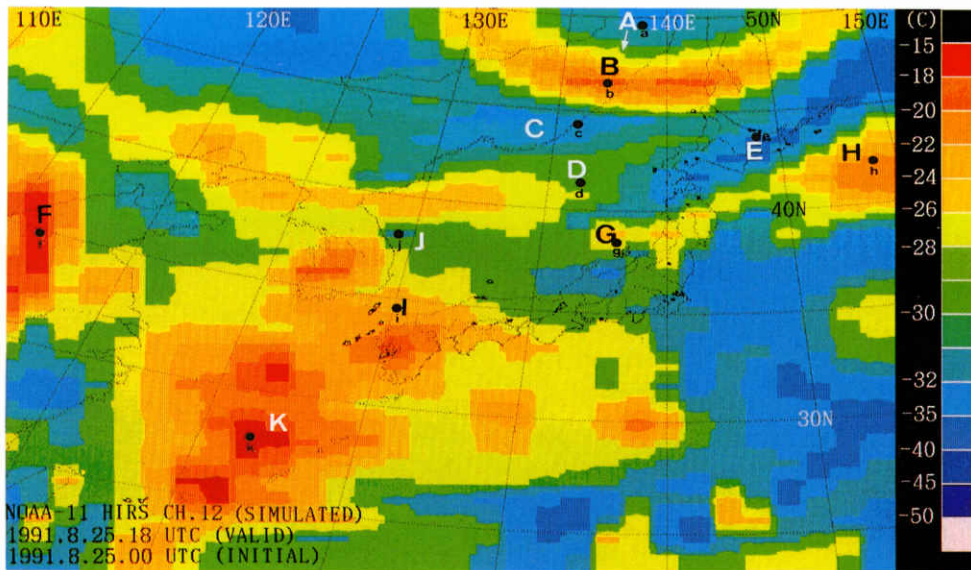


Fig.6 (b) The simulated water vapor pseudo color image based on the temperatures calculated by LOWTRAN-6 using the normalized filter function shown in Fig.1 (a) and the forecasted atmospheric vertical profile at 18 UTC 25 August 1991.



天頂角0度)ものとして計算を行っているので、衛星天頂角が異なるNOAA-11号の観測とは若干条件が異なっている。5章で示すが、衛星天頂角の変化によりNOAA-11号では、真上からの観測に比べWV画像で最大4℃程度、SP画像で最大0.3℃程度低く観測されるが、この影響は小さいとしてここでは無視している。

以下では、SWV画像とWV画像及びSSP画像とSP画像との比較結果を示し、次に3時間毎の時系列衛星シミュレーション画像の作成結果を示す。

#### 4. 1 WV画像とSWV画像との比較

…Fig. 6(a), (b)

WV画像 (Fig. 6(a))は1991年8月25日18UTCのNOAA-11号のWV画像を用い、一方SWV画像(Fig. 6 (b))は1991年8月25日00UTCを初期値とした18時間後のGPV予報値(18UTC)を基に作成した。

WV画像及びSWV画像とも画像の右側の温度と色との対応スケールにより、色を割り当てており、特に高温部の-30~-18℃の間は2℃毎

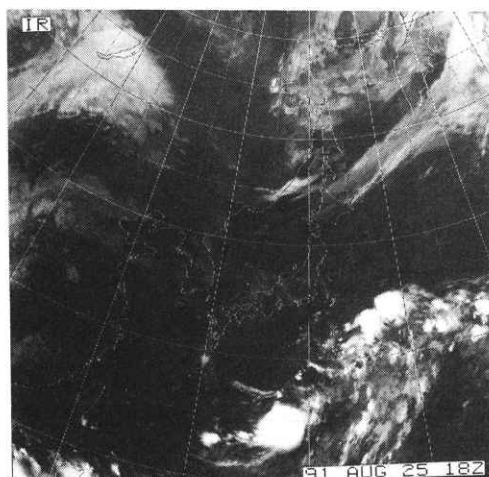


Fig.7 GMS-4 Infrared image at 18 UTC 25 August 1991.

に色を変えて、温度変化が明瞭になるようにしている。両者の画像の範囲は同じである。

WV画像には、特徴ある温度分布域、

- ① 高い温度領域(A,B),(G),(H),(I),(F)、
- ② やや高い温度領域(D),(J)、
- ③ 低温領域(C),(E),(K)、

が見られる。画像の右下に広がる低温領域は赤外画像(Fig.7)から活発な対流雲域であると判断したので比較対象から除外している。これら①~③の領域がSWV画像でどのように表現されているかを見る。

##### (a) 高い温度領域A, B, G, H, I, Fの比較

樺太の南部を東西に伸びる帯状の-28℃より高い温度領域Aは、SWV画像では同様の領域に帯状に伸びる高い温度領域Aとして表現されている。

また、この帯状の領域の中で沿海州に見える最も温度の高い領域B(-22~-20℃)は、SWV画像では同様の領域に-20~-18℃の高温域Bとして表現されている。

次に華北から日本海中部、東北、を通り道東沖に伸びる-28℃以上の高温域Gは、SWV画像では一部日本海中部でやや温度が低下するが、同様な領域を東西に伸びるほぼ-28℃以上の高温域Gとして表現されている。この領域の更に東側に見える-28℃以上の高温域Hは、SWV画像上では-28℃以上の高温域Hとして表現されている。

黄海から朝鮮半島及び中国地方に伸びる帯状の-28℃以上の高温域Iは、SWV画像では、WV画像に比べやや南側に位置しているが、華北から九州に伸びるほぼ-28℃以上の帯状の高温域Iとして表現されている。

華中から黄海に広がる-22~-20℃の高温域Fは、SWV画像では華中付近では、-20~-15℃の高温域Fとして表現されている。

以上よりWV画像上に見られる高温域は、ほぼSWV画像上で高温域として表現されていることがわかった。

SWV画像の高温域の代表点 (Fig.6 (b) のb, f,g,h,i) の相対湿度の鉛直分布 (Fig.8) より

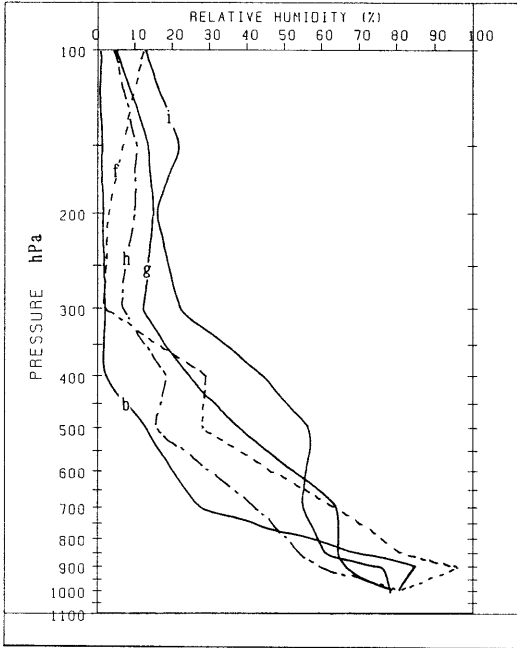
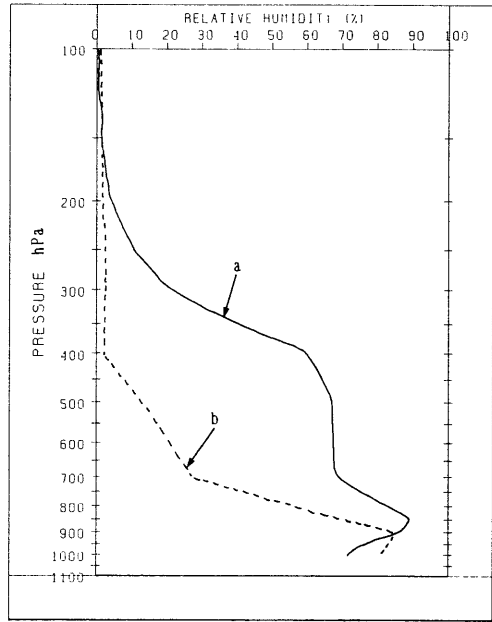


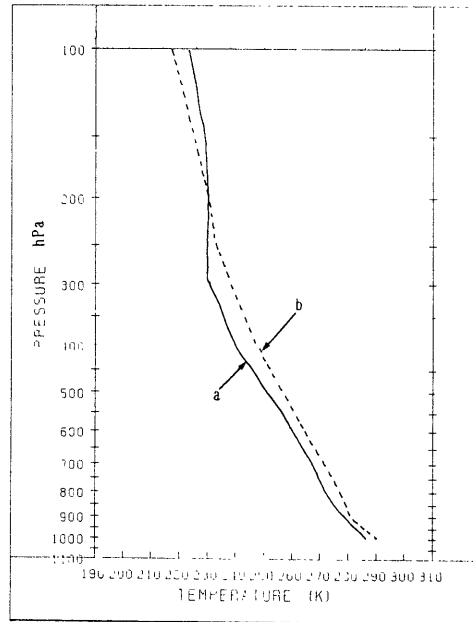
Fig.8 Vertical profile of relative humidity of GPV data at 18 UTC 25 Aug. 1991 at the grid points of 'd', 'f', 'g', 'h' and 'i' in Fig.6 (b) .

これらの地点では上層～中層まで乾燥域が広がっているのがわかる。このことからWV画像の高温域は上層～中層まで乾燥域が広がっていると解釈できる。更に高温域の近くの点の鉛直分布と比較することにより乾燥域が下方にどの程度広がってきているかを見ることができる。例えば、Fig.6 (b) のb点とその北方のa点との鉛直分布 (Fig.9) を比較することにより、WV画像での両地点の温度差 (約15℃) は鉛直気温分布の違いより乾燥域が中層下部まで広がってきているのに対応していることがわかる。

(b) やや高い温度領域D, Jの比較



(a)



(b)

Fig.9 Vertical profile of (a) relative humidity and (b) air temperature of GPV data at 18 UTC 25 Aug. 1991 at the grid points of 'a' (solid line) and 'b' (dotted line) in Fig.6 (b) .

沿海州から北海道北部に伸びる $-30\sim-28^{\circ}\text{C}$ の帯状のやや高温域Dは、SWV画像上では、朝鮮半島北部から北海道北部に伸びる $-30\sim-28^{\circ}\text{C}$ の領域Dとして表現されている。

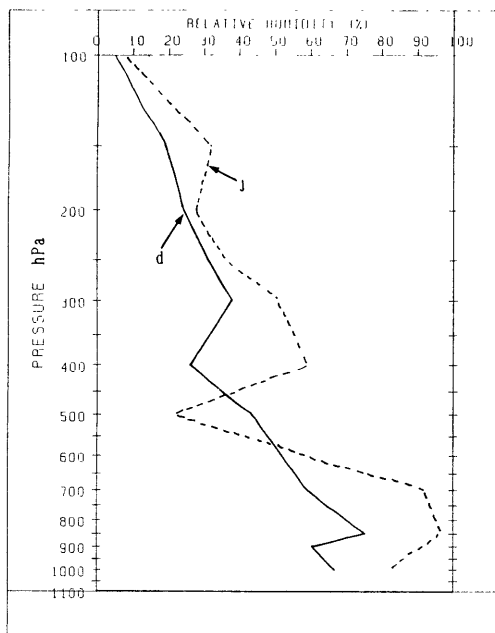


Fig.10 Same as in Fig.8 except for the grid points of 'd' and 'j' in Fig.6

高温域GとIとの中間に見える $-32\sim-28^{\circ}\text{C}$ の領域Jは、SWV画像では朝鮮半島東部から北陸を通り関東沖に伸びる $-30\sim-28^{\circ}\text{C}$ のやや高温域Jとして表現されている。

このようにWV画像上に見えるやや高温域は、ほぼSWV画像上でもやや高温域として表現されていることがわかった。

SWV画像上でやや高温域の代表点 (Fig.6 (a) のd,j) の相対湿度の鉛直分布 (Fig.10) よりこれらの点では高温域に比べ上層～中層までやや湿潤域が広がっている。このことからWV画像のやや高温域は上層～中層までやや湿潤域が広がっていると解釈できる。

(c) 低い温度領域C, E, Kの比較

沿海州に見える $-40^{\circ}\text{C}$ 以下の低温域C (赤外

画像では地形性巻雲に対応)はSWV画像上でも $-35\sim-32^{\circ}\text{C}$ の低温域Cとして表現されている。

北海道南部から千島列島に伸びる $-32^{\circ}\text{C}$ 以下の低温域Eは、SWV画像上で $-32^{\circ}\text{C}$ 以下の低温域Eとして表現されている。

南西諸島付近に広がる $-35\sim-28^{\circ}\text{C}$ の低温域

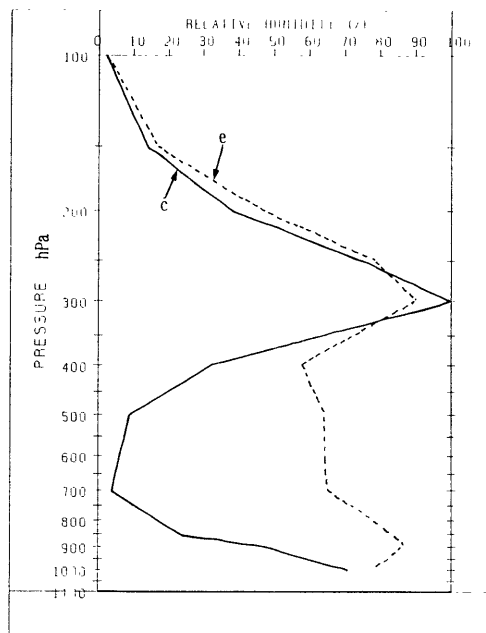


Fig.11 Same as in Fig.8 except for the grid points of 'c' and 'e' in Fig.6 (b) .

Kは、SWV画像上では $-24^{\circ}\text{C}$ 以上の高温域Kとして表現されている。

低温域CとEの代表点 (Fig.6 (a) のc,e) の相対湿度の鉛直分布 (Fig.11) よりこれらの地点では200～400hPaにかけ湿潤域が広がっている。このことからWV画像の低温域は上層～中層まで湿潤域が広がっていると解釈できる。しかし、例外として上中層雲が存在すると雲の下方からの放射の一部が雲に吸収されるので晴天域に比べ温度が低く観測される。このために低温域C, Eの巻雲域でWV画像より低温となっていると考えられる。

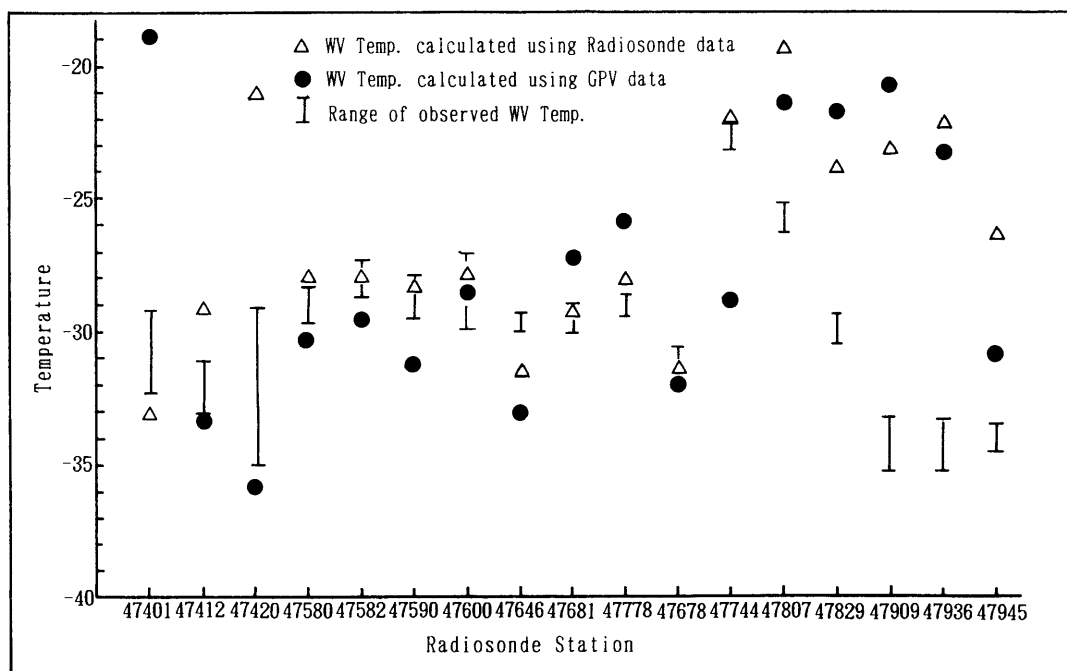


Fig.12 Comparison of the observed WV temperature with the WV temperature calculated based on the atmospheric vertical profile.

△:WV temperature calculated using radiosonde data at 12 UTC Aug. 25 1991. ●:WV temperature calculated using GPV data at 18 UTC 25 Aug. 1991 at the grid point nearest to the radiosonde station. I: The range of observed WV temperature in a box (10 lines by 10 pixels) which a radiosonde station is centered.

一方、低温域KはSWV画像上では高温域Kとして表現されており、温度が大きく異なっている。この原因の一つとして、計算に使用した大気の鉛直分布が実際と大きく異なっていることが考えられる。

この原因を調べるために、日本の高層観測地点とその近傍のGPV格子点 (Fig.5を参照) の鉛直分布データから計算した温度と衛星の観測温度とを比較した。高層データはGPVデータの6時間前の12UTCのものを使用した。計算結果をFig.12に示す。

この図より、稚内 (47401)、根室 (47420)、潮岬 (47744) の各地点のゾンデデータとGPVデータにより計算された温度は著しく異なって

いた。これは、例えば稚内のゾンデデータとGPVデータの比較 (Fig.13) よりわかるように使用した相対湿度の鉛直分布データが大きく異なっていたためである。

その他の北海道及び本州の各高層観測地点でのゾンデデータとGPVデータにより計算された温度との差は2~3℃程度、ゾンデデータによる温度と衛星の観測温度との差は最大2℃程度と比較的小さい。

しかし、福岡 (47807)、鹿児島 (47827)、名瀬 (47909)、那覇 (47936) と九州から南西諸島にかけて、衛星の観測温度は大きく変化し福岡から名瀬にかけて10℃程度低下している。一方、これらの地点のゾンデデータとGPVデー

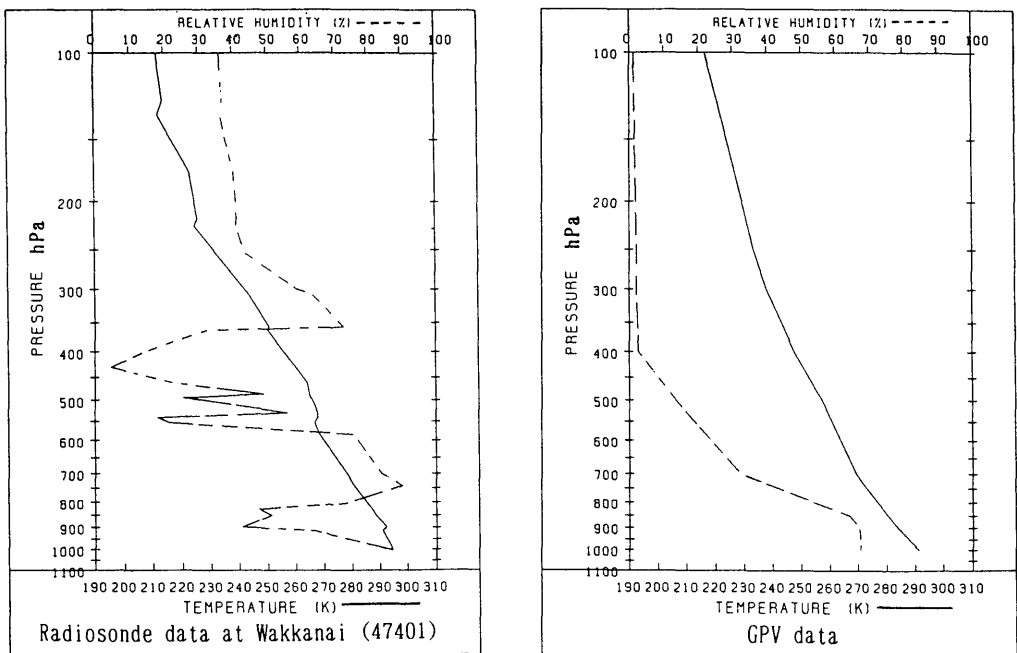


Fig.13 Comparison of the radiosonde data at 12 UTC 25 Aug. 1991 in Wakkanai (47401) with the GPV data at 12 UTC 25 Aug. 1991 at the grid point nearest to Wakkanai.

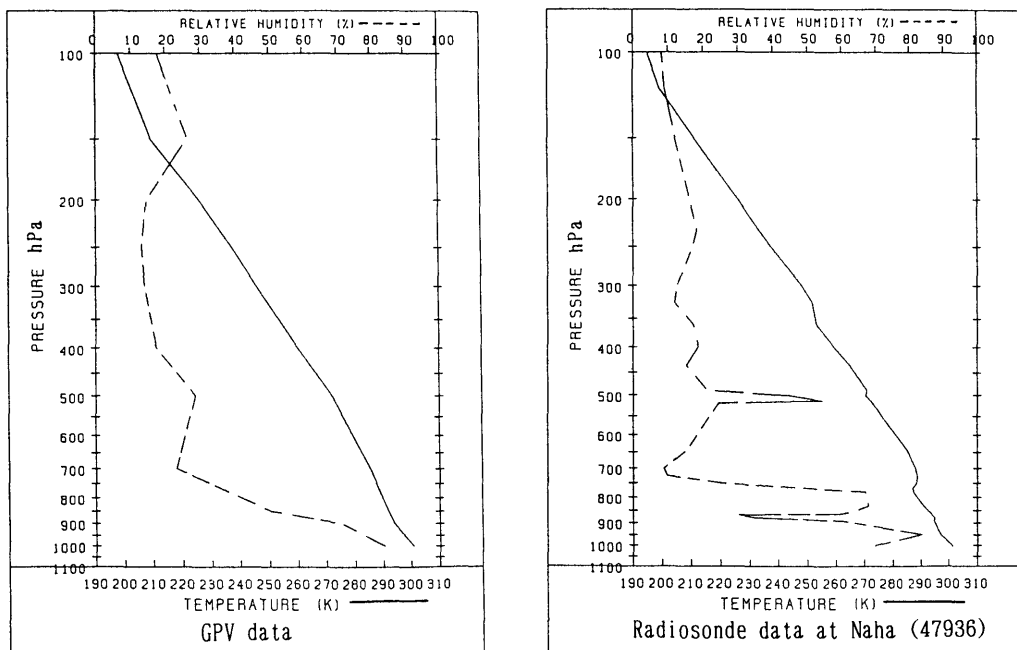


Fig.14 Same as in Fig.13 except for in Naha (47936).

タから計算された温度との差は小さい。鉛直分布を調べた結果、これらの地点では例えば那覇のデータ (Fig.14) に示すように上層～中層にかけて乾燥域が広がっていて、各地点での鉛直分布は大きくは異なっていなかった。

那覇付近の衛星の観測温度は $-33^{\circ}\text{C}$ 程度であり、この温度は那覇のゾンデデータから300hPa付近の気温に相当する。もしこの程度の温度が観測されるためには、300hPa付近を中心に厚い湿潤域が存在する必要があるが、このような鉛直分布を仮定することはゾンデデータやGPVデータから判断して困難であろう。

このように、WV画像で低温域Kが生じているのは、大気の気温や湿度の分布より他の要因のためであろうと考えられるが今後の検討課題としたい。

以上述べたように、WV画像に表れる高い温度領域、やや高い温度領域などは、SWV画像では比較的同じように表現されており、GPVデータから上層～中層の乾燥域の変動に対応し

ている現象であると解釈できた。しかし、低温域については一部SWV画像に表現されていない場合があり解釈が困難な場合があることがわかった。

更に、3.1節で示したようにGPVデータは使用した高度、気温、湿度の他に風速や圏界面高度の情報があり、これらのデータの鉛直断面図と画像とを比較することにより、高い温度領域がどのような気象の場と関係しているかの理解を深めることができる。例えば、Fig.6 (a)の直線L-L'の断面図 (Fig.15) より、带状に伸びる高温域Aはジェットの前線帯に対応する乾燥域を表しており、高温域Aの南縁付近にジェット軸が対応していることがわかった。

このように、SWV画像とGPVデータとを併用することにより、WV画像に表れる温度分布を気象学的に解釈することが可能となるであろう。

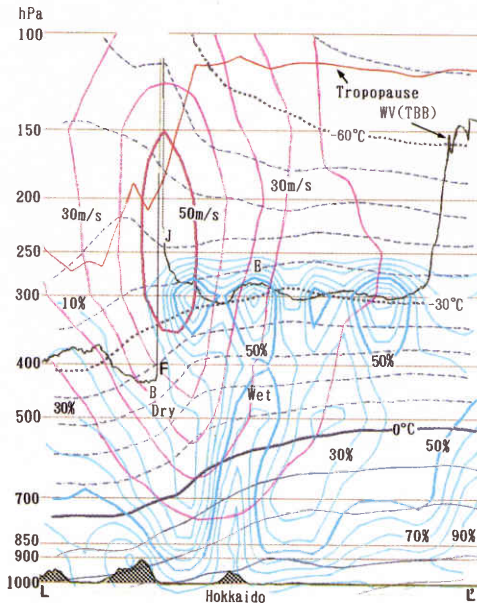


Fig.15 Vertical cross section of observed HIRS WV temperature (black line) and GPV data at 18 UTC 25 Aug. 1991 along a line from 'L' to 'L'' shown in Fig.6 (a). Air temperature contoured at  $6^{\circ}\text{C}$  intervals with dark blue dotted line ( $0^{\circ}\text{C}$ ), relative humidity contoured at 10% intervals with blue line and bold blue line (50%), wind speed contoured at 10 m/s with pink line and bold pink line (50 m/s), 'J' and 'F' respectively indicate the axis of polar jet stream and the frontal zone.

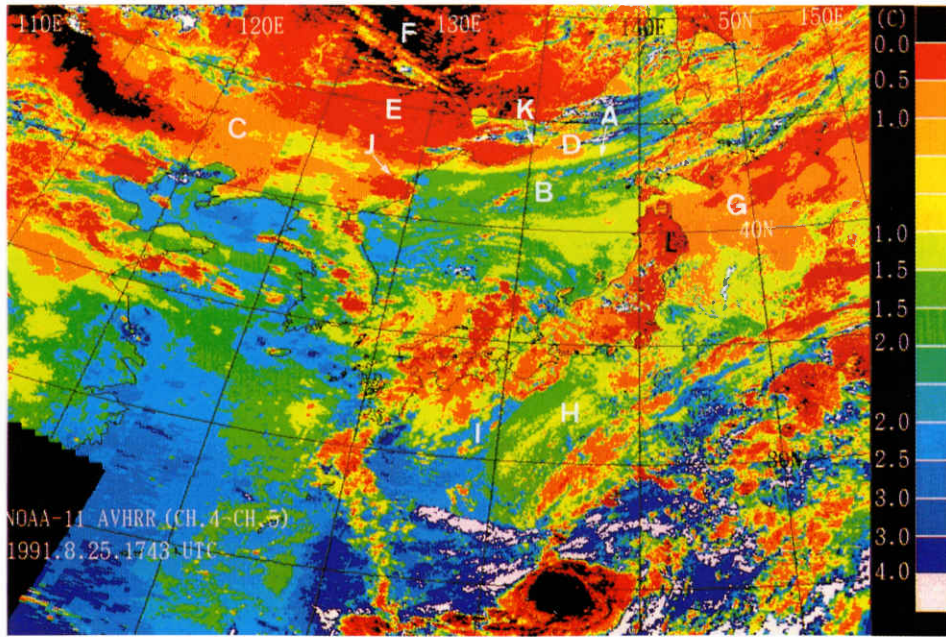


Fig.16 (a) NOAA-11 AVHRR split pseudo color image based on temperature difference observed between channel 4 and 5 on AVHRR of NOAA-11 at 1743 UTC 25 Aug. 1991. Temperature difference are shown in the color scale on the right side of the image.

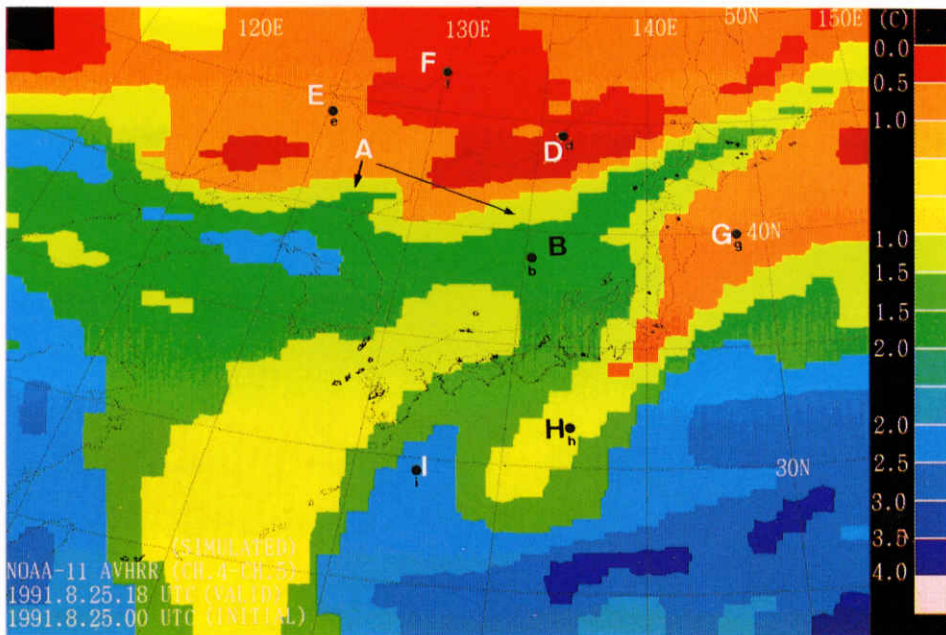


Fig.16 (b) The simulated infrared split pseudo color image based on temperature difference calculated by LOWTRAN-6 based on the normalized filter function shown in Fig.1 (b), (c) and the forecasted atmospheric vertical profile at 18 UTC 25 Aug. 1991.

4. 2 SP画像とSSP画像との比較

…Fig.16 (a) , (b)

SP画像 (Fig.16 (a)) は4.1節のWV画像と同時刻に観測されたNOAA-11号のAVHRRのチャンネル4と5の画像データから作成したSP画像を用い、一方SSP画像 (Fig.16 (b)) はS WV画像を作成する時に用いたGPV予報値を基に作成した。

SP及びSSP画像とも画像の右側に示している輝度温度と色との対応スケールにより色を割り当てており、特に晴天域に注目しているため、0~3℃までの間を0.5℃毎に色を変えて、温度変化が明瞭になるようにしている。両者の画像の範囲は同じである。

温度差4℃以上の領域は、赤外画像で検証したところ巻雲域であるので白色にしてある。更に、この白色周辺の温度差が比較的大きい領域も薄い巻雲に覆われている可能性が高いので、画像を見る際には注意が必要である。

また積雲や積乱雲など光学的に厚い雲の場合、雲の下方からの放射は雲に吸収され衛星まで到達せず、雲からの放射と雲の上空の大气からの放射のみが衛星に到達することになる。この場合、雲の上空には水蒸気量がかかなり少なく (2章参照)、温度差が小さくなるのでこの場合も注意が必要である。

SP画像では、次のような特徴ある温度分布や温度境界が見られる。

- ① 温度差が大きい領域I、
- ② 温度差がやや大きい領域B、H、
- ③ 温度差が小さい領域D、F、G、
- ④ 明瞭な温度境界A、C、

これら①~④の領域や境界がSSP画像でどのように表現されているかを比較検討する。

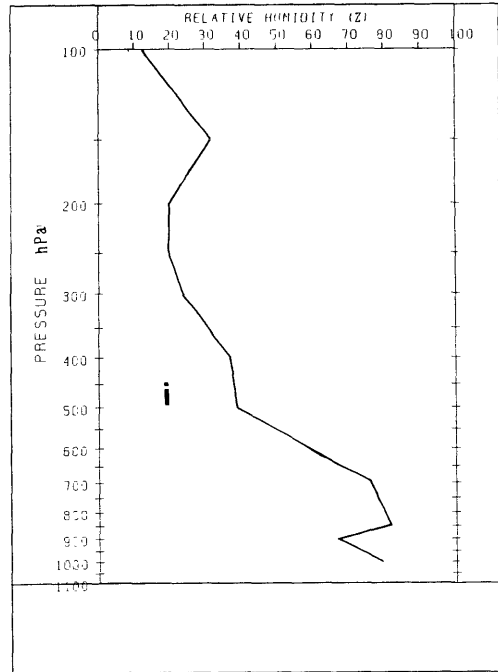


Fig.17 Atmospheric vertical profile of humidity at the grid point of 'i' in Fig.16 (b).

(a) 温度差が大きい領域Iの比較

紀伊半島を指向する温度差が2.5℃程度と大きい領域Iは、SSP画像では四国の東部を指向している2.0℃以上の領域Iとして表現されている。位置はややずれているが形状はよく似ている。

計算に使用した代表点 (Fig.16 (b) のi点) の相対湿度の鉛直分布 (Fig.17) より、この地点では700hPaより下層では相対湿度が70%以上の湿潤域が広がっており、下層の水蒸気量の増加により温度差が大きくなったものと考えられる。このように、温度差が大きい領域は下層に水蒸気量が多い領域であると解釈できる。

(b) 温度差がやや大きい領域Bの比較

北海道の西岸から沿海州まで東西に伸びる1.0~2.0℃の領域Bは、SSP画像では日本海中



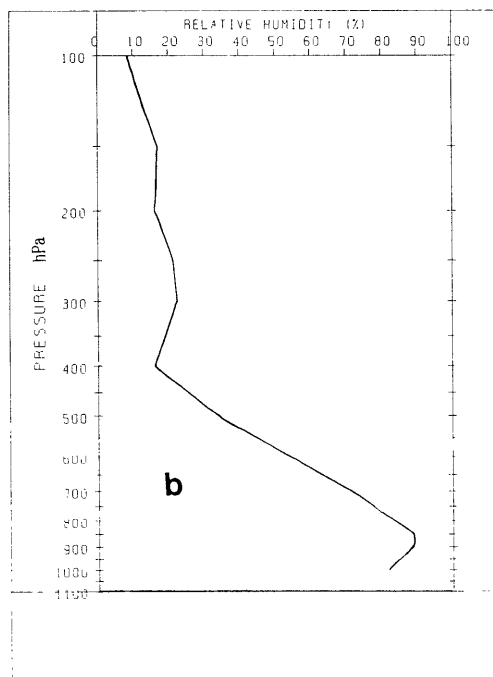


Fig.18 Atmospheric vertical profile of humidity at the grid point of 'b' in Fig.16 (b) .

部から北海道中部にかけて伸びる帯状の1.5~2.0℃の領域Bとして表現されている。位置は2~3度南にずれているが形状はよく似ている。

計算に使用した代表点 (Fig.16 (b) のb点) の相対湿度の鉛直分布 (Fig.18) よりこの地点では800hPaより下層では相対湿度が70%以上の湿潤域が広がっている。赤外画像によれば前線帯に伴う雲バンドの西端が北海道にかかっており、それに伴う下層湿潤域がSP画像で見えていると考えられる。

(c) 温度差が小さい領域D, E, F, Gの比較

沿海州から稚内付近に東西に伸びる1℃以下の領域D (東側は雲で不明瞭になっている) は、SSP画像ではほぼ同領域に0.5℃以下の領域Dとして表現されている。

大陸上で0.5℃以下の領域Eは、SSP画像では

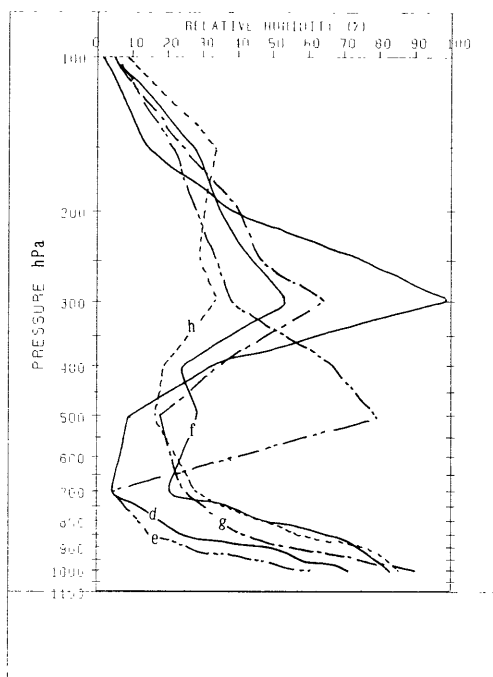


Fig.19 Same as in Fig.17 except for the grid points of 'd', 'e', 'f', 'g' and 'h' in Fig.16 (b) .

1.0℃以下の領域Eとして表現されている。また温度差がほとんどない領域Fは、SSP画像では0.5℃以下の領域として表現されている。

北海道の東方沖から三陸、日本の南に伸びる1.5℃以下の領域G~Hは、SSP画像ではほぼ同様の領域に1.5℃以下の領域G~Hとして表現されている。これらの地点では相対湿度の鉛直分布 (Fig.19) より領域Gでは下層はかなり乾燥していることがわかった。

地上天気図 (ここには示していない) によれば、領域Dは、寒冷前線の後面の乾燥域に対応しており、一方その他の領域E, F, G, は、高気圧からの乾燥域に対応していた。

(d) 明瞭な温度境界A, Cの比較

領域BとDとの境界A及びその西側に伸びる境界Cは、SSP画像では境界Aとして表現され

ている。位置は2~3度南にずれている。

明瞭な境界は、下層の湿潤域の境界を表し、下層の前線を示唆している。

以上述べたように、SP画像に表れる特徴のある温度領域や境界は、SSP画像では比較的よく表現されており、SSP画像の解釈を基にSP画像を解釈することが可能である。また、SP画像上に現れる不連続な現象を考察するのにSSP画像を用いることができる。

例えば、SP画像に見える沿海州と日本海間のBとCとの不連続性、及び日本海、東北地方、太平洋を結ぶBからGの陸域と海上の違いによる温度差の不連続性である。領域Bは①項で述べた前線帯に対応する湿潤域であるが、海上と陸上の温度差は大きい所で1℃程度はある。SSP画像上では、特にこのように、急激に変化する様子は見られない。

また、SP画像上の境界Kについても同様なことが生じている。海上と陸上との温度差は0.5℃程度ある。一方SSP画像上では0.5℃以下の均一な領域Dとして表現されており、海上と陸上との温度差が見られない。

SP画像上のBからGにかけての領域については、SSP画像を参照すると、太平洋側から日本海にかけて輝度温度差が徐々に増加していく形状を示している。一方、SP画像では、このような形状ではなく、東北地方東部で最も温度差が小さくなっている。

陸上でのSP画像とSSP画像との大きな違いはSSP画像はチャンネル4、5の大気の下層(1000hPa)での射出率を1.0と一定にして作成しているのに対して、SP画像では実際の地表面の射出率により放射された放射量を観測している。チャンネル4、5の地表面での射出率は植生や土壌成分の違いにより変動するので(Caselles, V. and J.A.Sobrino, 1991)、陸上

と海上との温度差が生じたのは、チャンネル4、5の地表面の射出率が陸上と海上で異なることも影響していると考えられる。

#### 4. 3 3時間毎の衛星シミュレーション画像

…Fig. 21, Fig. 22

25日12UTC及び26日00UTCの500hPa高層天気図(ここでは示さないが)によれば樺太西部から日本海北部にかけて明瞭なトラフが解析され次第に深まってきていた。4.1節の画像の3時

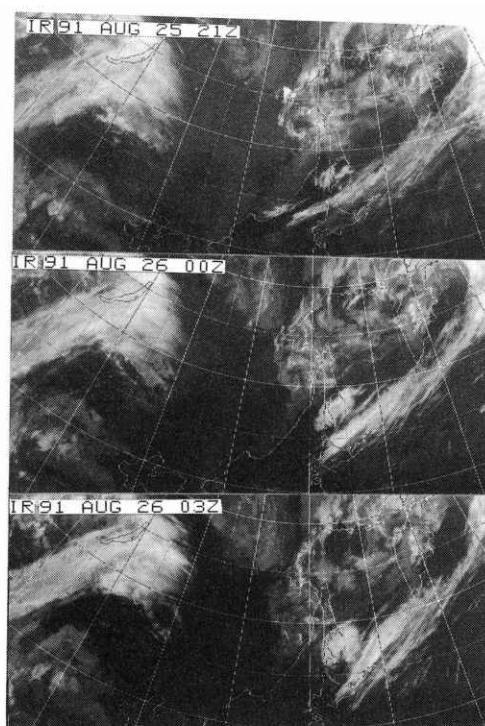


Fig.20 GMS-4 IR image sequence at intervals of 3 hours from 21 UTC 25 Aug. to 03 UTC 26 Aug. 1991.

間後の25日21UTCから26日03UTCまでの3時間毎の赤外画像(Fig.20)に表れる雲の形状からも、沿海州北部から北海道北部にかけ上層のトラフの深まりが示唆されている。更に正渦度

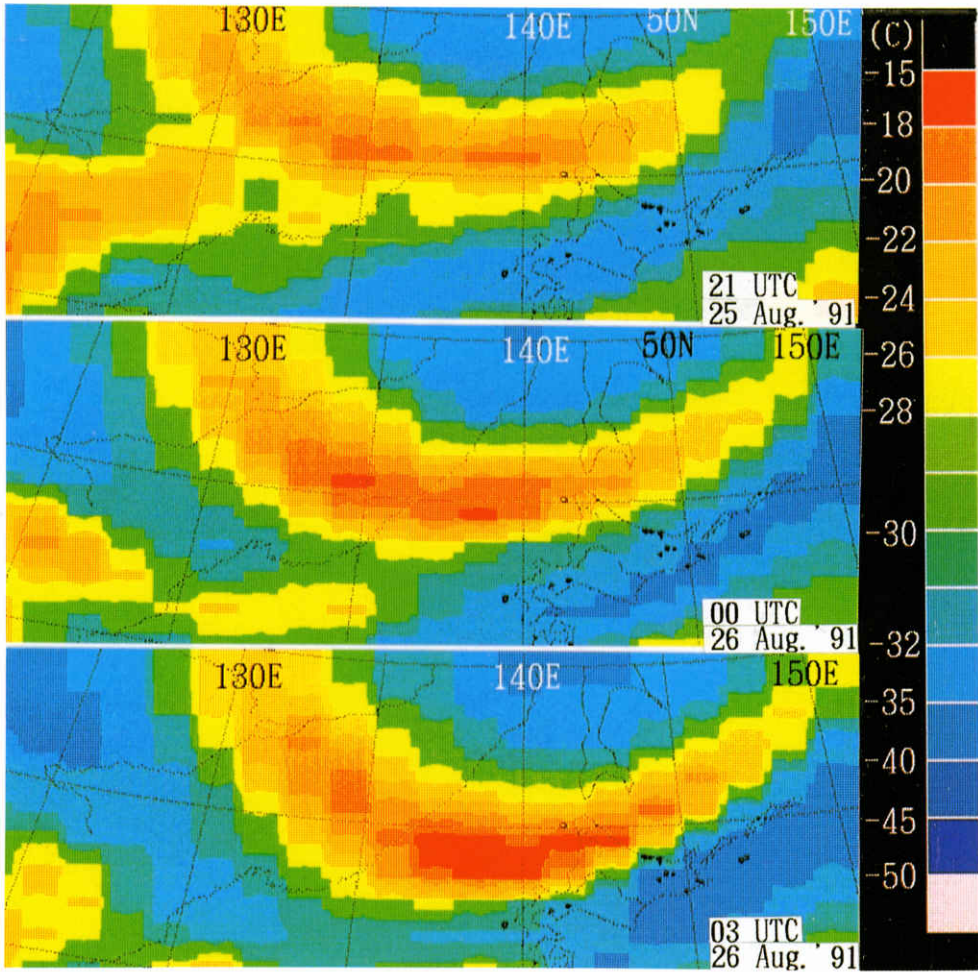


Fig.21 A series of the simulated water vapor pseudo color images at intervals of 3 hours from 21 UTC 25 Aug. to 03 UTC 26 Aug. 1991.

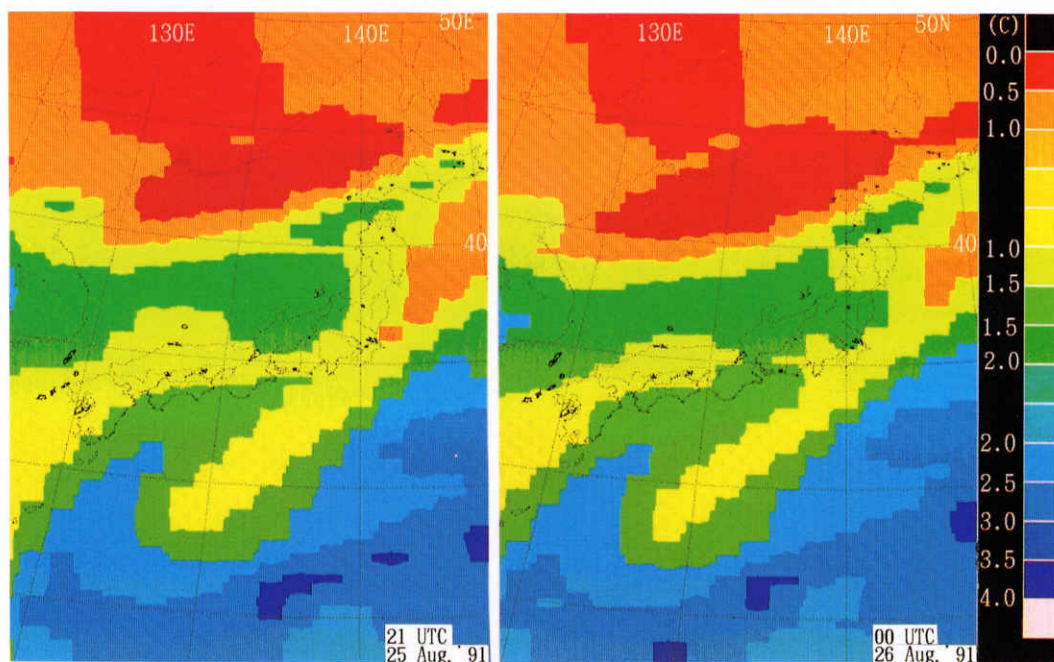


Fig.22 The simulated split pseudo color images at 21 UTC 25 Aug. and 00 UTC 26 Aug. 1991

の移流に伴い発生したと思われるコマ状の雲が03UTCには樺太の東岸で明瞭化してきている。一般にこのように急激に発達したコマ状の雲の後面からは乾燥空気が中層下部に侵入する現象（ドライスロットと呼ばれている）が見られる。このような現象は、WV画像上で温度が高くなる現象に対応する。そこで、SWV画像については、この現象の変化を見るために、北海道付近に限定し画像を作成した。一方、SP画像については、前線帯と高気圧の乾燥域の変動及び日本の南の湿潤域の変動を見るためにほぼ130°E以東に限定し画像を作成した。

また、SWV画像については、1991年8月25日12UTCを初期値とした25日21UTC、26日00UTC、26日03UTCの3時刻の画像（Fig.21）を作成し、一方、SSP画像については、1991年8月25日12UTCを初期値とした25日21UTC、26日

00UTCの画像（Fig.22）を作成した。

これらの作成された時系列の画像から以下のことがわかった。

上層のトラフに対応してSWV画像では沿海州から北海道北部にかけて温度の高い帯状の領域が見られる。赤外画像から示唆される上層のトラフの深まりに伴い、北海道北部にかかっている輝度温度の高い帯状の領域は、徐々に輝度温度を上げながら形状もトラフの深まりと対応してV字型に湾曲し曲率が大きくなってきている。輝度温度の最も高い核の温度も、3時間毎に約2℃ずつ上昇してきており、対流圏中層下部が乾燥してきている。この現象はドライスロットを示唆している。

このように、3時間毎に予想したSWV画像は、上層のトラフの深まりに対応する現象をよく予想していることがわかる。

次に、時系列SSP画像から、高気圧の気団の乾燥域の境界及び寒冷前線後面の乾燥域の境界が徐々に南下しているのがよく予想されているのがわかる。また、日本の南から四国、紀伊半島を指向する温度差の大きい領域も明瞭に表現されており、その3時間の下層の湿潤域の変動も表現されている。

以上の結果から、SWV時系列画像により対流圏上中層の乾燥域の変化や、SSP時系列画像により対流圏下層の乾燥域や湿潤域の変動を解釈することがある程度可能であることが分かった。

### 5. 衛星シミュレーション画像に対する衛星天頂角の影響

4章では、衛星天頂角を0度として作成した例であるが、静止気象衛星（GMS—5号）の場合には、衛星天頂角を考慮しなければならない。

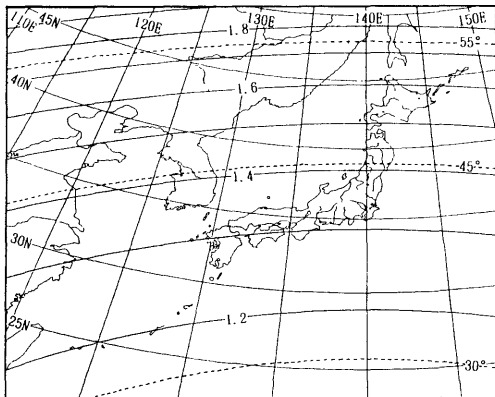


Fig.23 Zenith angle and its secant from ground to the position of GMS-4 located at the altitude of 35,800 km over 0°latitude and 140°E longitude.

この章では、衛星天頂角を考慮した場合真上から観測した場合とどの程度観測輝度温度が異なるかを示す。

GMS—5号は、赤道上140°E、高度35,800kmの上空から観測するため、かなり斜めから日本付近を観測することになる。このため、大気を通過する距離は、地上の真上から観測するの比べて増加する。その増加率は、衛星天頂角を $\theta$ とすると $1/\text{COS}(\theta)$ である。この値をFig.1の格子点毎に求めて作図したのがFig.23である。この図より、日本付近では、南から北まで観測距離が約1.2~2.0倍増加することがわかる。

観測距離が増加すると、その路程中の大気的气体やエアロゾル等の量が見かけ上増加する。このため、WVチャンネルで観測する場合、鉛直方向から観測する場合よりも上中層の水蒸気量が多くなり荷重関数のピークが鉛直上方に移動し、観測される輝度温度はより低くなることが考えられる。

SPチャンネルで観測する場合も下層の水蒸気量が見かけ上多くなり、輝度温度差が増加することが考えられる。この値がどの程度になるかを1991年8月26日06UTCの数値予報値を基に計算した。即ち、961点の鉛直分布データに対して、衛星天頂角 $\theta = 0$ の場合と衛星天頂角 $\theta = 15, 30, 45, 60$ 度の4つの場合について輝度温度差を求めた。WVチャンネル、SPチャンネルの結果をFig.24,25にそれぞれ示す。

WVチャンネルについては、衛星天頂角の増加に伴い $\theta = 0$ の場合に比べ輝度温度差は増加する。衛星天頂角が30度で最大1.5K程度、45度で最大3K程度であるが、60度になると最大6~7Kにも輝度温度差が増加する。

NOAA—11号の場合のHIRSの衛星天頂角は最大49.5度であるから最大で3~4K真上から観測した場合より低く観測していることになる。一方、GMS—5号の場合は樺太南部で衛星天頂角が55度程度であるから真上から観測した場合

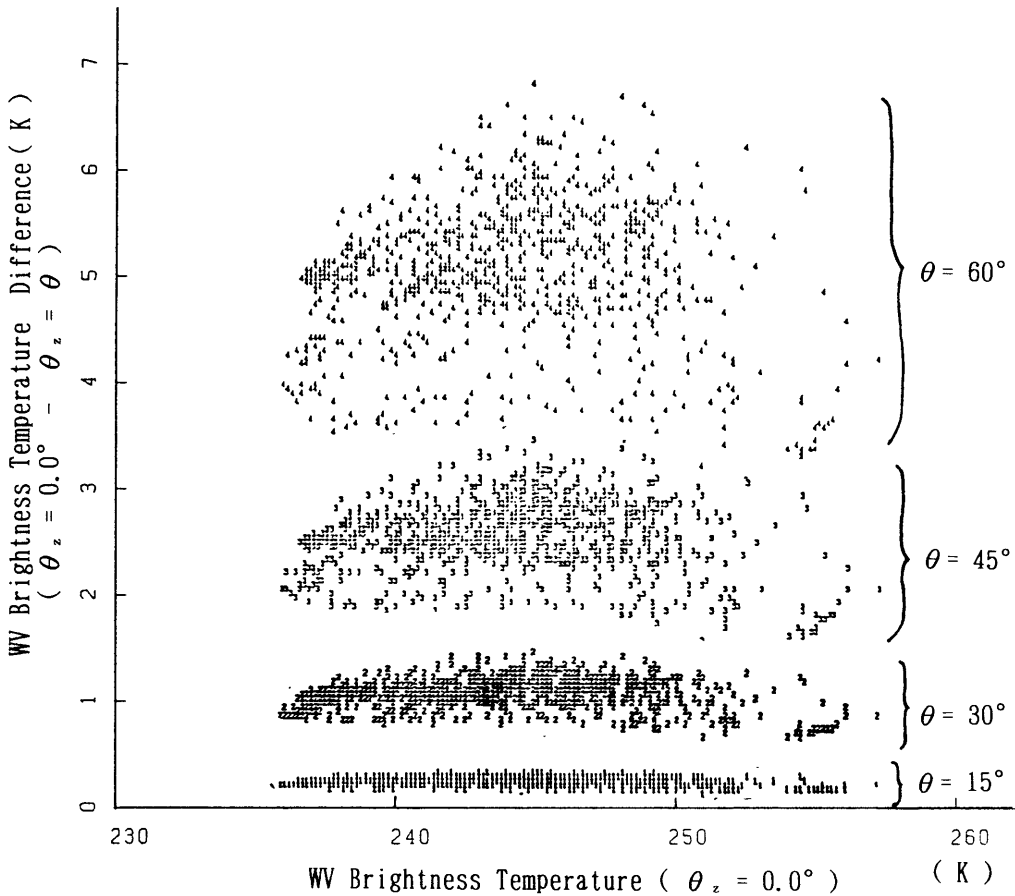


Fig.24 Calculated temperature difference between the nadir and different zenith angles (15,30,45,60 deg.) for the water vapor channel.

より5~6K程度低く観測することになる。更に高緯度ではより低く観測することになる。

SPチャンネルについても同様に、衛星天頂角の増加に伴い $\theta=0$ 、の場合に比べ輝度温度差は増加する。しかし、WVチャンネルの場合に比べその輝度温度差は小さく、衛星天頂角が30度で最大0.2K程度、45度で最大0.4K程度、60度で最大0.6K程度である。

以上の結果から、GMS-5号を想定した場合、特に高緯度地方を観測した場合に衛星天頂角の影響を強く受けることがわかった。

## 6. まとめと今後の課題

数値予報の航空広域GPVのデータの予想値を入力として、放射モデルによりSWV画像及びSSP画像を作成した。ほぼ同時刻のNOAA-11号の観測されたWV画像及びSP画像と比較した結果、SWV画像に表れる高温域を対流圏中層が乾燥している現象に、一方SSP画像に表れる輝度温度差が大きい領域と小さい領域をそれぞれ対流圏下層の湿潤域と乾燥域に対応付けることができた。特に、時系列SWV画像に表れる北海道北部の輝度温度の高い領域を上層のト

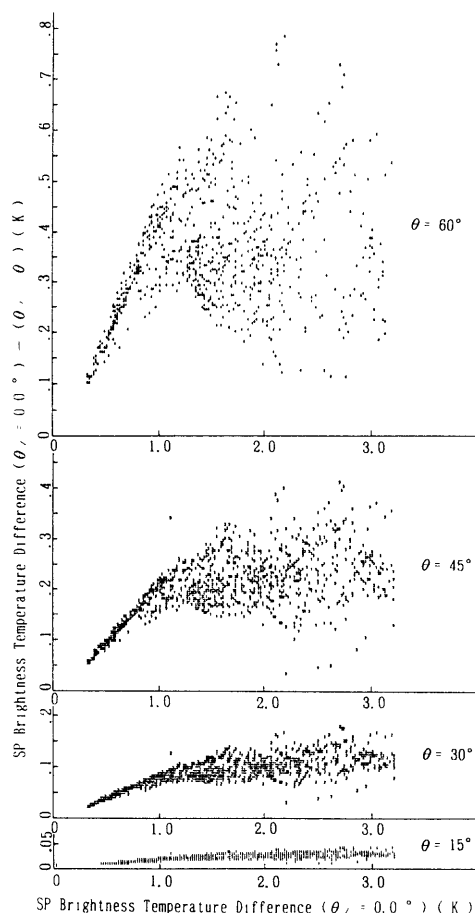


Fig. 25 Same as in Fig. 24 except for the calculated temperature difference for the infrared split channels.

ラフの深まりに対応付けることができた。

GMS—5号を仮定としたSWV画像及びSSP画像の衛星天頂角の影響については、以下のよう  
にまとめられる。

SWV画像は、衛星天頂角の違いに影響されやすい。このシミュレーションでは、衛星天頂角が30度で最大1.5K程度、45度で最大3K程度であるが、60度になると最大6~7Kにも、鉛直方向から観測した場合よりも輝度温度が低下することがわかった。

一方SSP画像も同様に衛星天頂角の違いの影響を受けるが、衛星天頂角が30度で最大0.2K程度、45度で最大0.4程度、60度で最大0.6K程度、鉛直方向から観測した場合よりも輝度温度差が大きくなることがわかった。

以上の結果から、SWV画像やSSP画像の今後の利用の仕方や利点を以下のように考えることができる。

① SWV画像やSSP画像に表れる特徴を、同時刻のGPVデータの気温、湿度、風、相当温位の分布等と比較することができ、その特徴が気象学的に意味があるかどうか検討することができる。このように、WV画像やSP画像に現れている現象を気象学的に意味のある現象として解釈するための資料として用いることができる。

② SWV画像やSSP画像は、GMS—5号で得られるWV画像やSP画像を打ち上げ前にシミュレートすることができる。

③ SWV画像やSSP画像は、GMS—5号のWV画像やSP画像に現れる気象現象の推移をGPV予報値を用いて予想する場合に、SWV画像やSSP画像を用いることにより視覚的に予想結果がわかり、GPV予想結果の修正が行い易くなる。

しかし、問題点として、配信されるGPVデータの250hPaから上空には水蒸気量がデータとしてないため、何らかの方法で水蒸気量を外(内)挿ししなければならないことである。特に上層の水蒸気量の変動する領域に対しては上層の水蒸気量の推定精度が問題であり、今後に残された課題である。また、WV画像やSP画像には雲が存在するのが普通であり、湿りや乾燥域のパターンが雲のために変化し、SWV画像やSSP画像と異なることが生じている。今後は、雲も考慮したSWV画像やSSP画像の開発も必要であろう。

## 謝辞

本稿をまとめるにあたり、気象衛星センターデータ処理部周東健三郎部長、解析課黒田雄紀課長、内藤成規調査官及びシステム管理課肆矢雄三技術専門官から有益な御助言をいただきました。ここに記して感謝の意を表します。

## 参考文献

- Caselles and J.A.Scbrino, 1991 : Shelter and remotely sensed night temperatures in orange groves. *Theor. Appl. Climatol.*, **44**, 113-122.
- Chesters, D. and L.W.Uccellini, 1983 : Low-level water vapor fields from VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "Split Window" channels. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 725-743.
- Katayama, A., 1972 : A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere. Numerical simulation of weather and climate technical report No.6, pp77.
- Kneizys, F.X. et al., 1983 : Atmospheric transmittance/Radiance : Computer code LOWTRAN-6. AFGL-TR-83-0287 (Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA01731)
- Muler, B.M. and H.E.Fuelberg, 1990 : A simulation and diagnostic study of water vapor image dry bands. *Mon.Wea.Rev.*, **118**, 705-722.
- Petersen, R.A., L.W.Uccellini, A.Mostek and D.A.Keyser, 1984 : Delineating mid- and low-level water vapor patterns in pre-convective environments using VAS moisture channels. *Mon.Wea.Rev.*, **113**, 2178-2189.
- Ramond, D. et al., 1981 : The dynamics of polar jet streams as depicted by the METEOSAT WV channel radiance field. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2164-2176.
- Reed, R.J. and M.D.Albright, 1986 : A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific. *Mon.Wea.Rev.*, **114**, 2297-2319.
- Rodgers, E.B., V.V. Salomonson and H.L. Kyle, 1976 : Upper tropospheric dynamics as reflected in Nimbus 4 THIR 6.7- $\mu$ m data. *J.Geophys.Res.*, **81**, 5749-5758.
- Weldon, F.B. and S.J.Holmes, 1991 : Water vapor imagery, NOAA Technical report NESDIS 57, PP 213.
- Young, M.V., G.A.Monk and K.A. Brownig, 1987 : Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **113**, 1089-1115.
- 気象データと客観解析、数値予報課報告・別冊第36号、1992、pp 131.
- TOVSデータ処理システムの解説、気象衛星センター技術報告特別号、1983、pp 156.