

GTS で得られる TOVS データとその利用の一例

Abstract

TIROS-N sounding data processed by NESS is transmitted on GTS. The data format and the brief background of the retrieval different from VTPR is described. The remarkable change is the addition of data over land area in lieu of VTPR which restricts the data over oceanic region.

The comparison of TOVS data to radiosonde data shows it can not overcome the shortcoming suffered by VTPR in the lower levels and tropopause region.

The map analysis using only TOVS data revealed that the data is very useful in the upper levels, however, there are inaccuracies which mislead the analysis in the lower levels where mesoscale wave is predominant.

As for water vapor, TOVS data can not be treated in the same way as radiosonde data, as water vapor is considerably variable in space and time and TOVS water vapor is a representative value over an area.

The suggestion for the future usage of TOVS channel data is that the data in image form for a certain channel, especially water vapor absorption should be exploited so mesoscale feature can be detected.

はじめに

TIROS-N が1978年10月に打ち上げられ、その後 GTS (global Telecommunication System) を通じて、NESS (National Environmental Satellite Service) で処理した TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) データが送られてきている。極東域のデータは、現在 06Z と 18Z 近辺で観測されたものである。

電報には、北半球の場合、TUXN の冒頭符をもつ SATEM 型式による高層実況、TRXN の冒頭符をもつ SARAD 型式による Clear radiance (晴天放射) の二種類がある。これらはそれぞれ約 500km 四方に1個の割合で報じられている。なお TOVS と同様な VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer) に関して clear radiance の概念、温度、湿度の鉛直分布の retrieval について神子(1973)が報告しているので参照されたい。

上記の二つの型式は気象庁発行の国際気象通報式に掲載されているが、付録1に簡単な説明を載せた。本文ではまず電報の内容について述べてデータの得られる背景の一部に触れる。

TOVS データの前身である VTPR データとゾンデ資料との比較は、度々紹介されているが、Hayden (1976) による総括的な比較を紹介する。また実際に得られた TOVS データとゾンデ資料との比較、さらに天気図解析に利用した結果を述べ、これらを踏まえた TOVS データ利用の可能性、限界について述べる。

1. TOVS データの内容 (Table 1)

1.1 SATEM

このデータは天気図解析のさいの入力として用いられる。観測時間が map time と異なる場合には、4 次元解析を介して用いることが考えられる。当面 NMC で行なっているような数値予報の12時間予報にさいして得られる tendency をこのデータで補正するのも一つの方法である。

1.2 SARAD

MSU (Microwave Sounding Unit), SSU (Stratospheric Sounding Unit), HIRS (High Resolution Infrared Sounder) のそれぞれ、4, 3, 19個のチャンネル (Table 2 参照) の clear radiance を輝度温度に換算

Table 1 An example of TOVS data transmitted on GTS.

```
TUXN15 KwBC 150400
VVAA 1504/ 23111
222 24551 21773
333 00149 85132 70235 50540 40/00 30895 25012 20154 15337 10595
07822 05037 03364 02625 01078
444 00039 70008 50010 30011
555 008//
VVCC 1504/ 23111
222 24551
333 00039 70237 30819 10627=
```

```
TRXN15 KwBC 150400
WWXX 1504/ 23111
222 24551 21773 //245
70126 19533 29267 39479 49549 59465 69393 7// // 89391 99501 09515
19453 29325 39215 49103 59084 69141 79034 89169 99337 09057 19165
29283 39443 49363 59094 69106=
```

して報じている。このデータは、前出の SATEM 同様、緯度・経度で場所を指定しているが、それを囲むある面積内の代表値である。この資料は各国で独自の方式を用い、また異なった初期値により、鉛直分布を求めることに使用できる。

SATEM, SARAD 共、データの密度は高々 500 km 四方に 1 個である。但し従来の VTPR では海上のみについて求めたが、TOVS では陸上についても得られるようになった事から見て、TOVS データの利用度が高まったと言ってよい。ここで陸上についても得られるようになった点について、Smith et al. (1974) による、NIMBUS 5号の ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer), Microwave などのデータの処理をもとに考察する。なお TOVS データの処理方式は、Smith, W.L. との private communication によれば、上記データと本質的には変わらないようである。

陸上についてもデータが得られるようになったことは従来から問題になっている表面温度の代表値を如何に決定するかに関わっている。表面温度は付録にある clear radiance の算出に必要なデータである。表面温度として採用できるものには、客観解析から得られるもの、赤外の画像データから得られる輝度温度と、 4μ 帯、 11μ 帯の輝度温度の 4 種類がある。TOVS のデータ処理では radiance の算出に用いる表面温度を、いかに選定するかについて工夫がなされている(付録 3 参照)。

ここで Table 2 に戻って、どの層で各チャンネルの放射量が最高値を有するかを述べる。HIRS のうち 8 番目は、大気の窓領域で、GMS が観測する赤外放射の波長

帯に含まれている。18, 19 は短波帯であるが、これらも窓領域である。但し日中は太陽放射の影響が加わり、8 番目のものに比し海面水温の推定が困難になる。12 番目のチャンネルは、500 mb 面当りにエネルギーの peak を有する関係上、中部対流圏のじょう乱の検出が可能であることは、神子 (1972) が紹介した。10, 11 番目のチャンネルである水蒸気の吸収帯の放射量は下層にエネルギーの peak をもっているのに特に注目される。

2. ゾンデ資料との比較

TOVS の各チャンネルの放射量は、Weighting function の鉛直分布 (Fig. 1) から分るように、各層から射出され放射量が鉛直方向に積算されたものである。HIRS では各スポットのサイズは直下点で 17.4 km あるが、各スポットの値にノイズが含まれるので、ある範囲の数 10 個のスポットの clear radiance の代表値を求める。それから、ある期間内のゾンデ観測による温度、混合比と clear radiance との相関関係を用いた回帰式を求めておき、次の期間にもこの式を適用して温度、混合比の鉛直分布を求める。

TOVS から、得られる鉛直分布は、上記のように代表値によることと、統計的処理を行うことの二つの理由により、得られる資料の質がゾンデ資料と異なる。従って単純比較は意味がないが、ゾンデ資料と同列に天気図解析に利用するためには、一応の見当をつけることも必要である。

従来 VTPR による温度の鉛直分布においては、ゾンデ資料と比較して 2, 3 度の差があり、また逆転ないしは

Table 2 Characteristics of TOVS sounding channels.

HIRS Channel number	Channel central wavenumber	Central wavelength (μm)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	668	15.00	CO ₂	30 mb	<i>Temperature sounding.</i> The 15- μm band channels provide better sensitivity to the temperature of relatively cold regions of the atmosphere than can be achieved with the 4.3- μm band channels. Radiances in Channels 5, 6, and 7 are also used to calculate the heights and amounts of cloud within the HIRS field of view.
2	679	14.70	CO ₂	60 mb	
3	691	14.50	CO ₂	100 mb	
4	704	14.20	CO ₂	400 mb	
5	716	14.00	CO ₂	600 mb	
6	732	13.70	CO ₂ /H ₂ O	800 mb	
7	748	13.40	CO ₂ /H ₂ O	900 mb	
8	898	11.10	Window	Surface	<i>Surface temperature</i> and cloud detection.
9	1 028	9.70	O ₃	25 mb	<i>Total ozone concentration.</i>
10	1 217	8.30	H ₂ O	900 mb	<i>Water vapor sounding.</i> Provides water vapor corrections for CO ₂ and window channels. The 6.7- μm channel is also used to detect thin cirrus cloud.
11	1 364	7.30	H ₂ O	700 mb	
12	1 484	6.70	H ₂ O	500 mb	
13	2 190	4.57	N ₂ O	1 000 mb	<i>Temperature sounding.</i> The 4.3- μm band channels provide better sensitivity to the temperature of relatively warm regions of the atmosphere than can be achieved with the 15- μm band channels. Also, the short-wavelength radiances are less sensitive to clouds than those for the 15- μm region.
14	2 213	4.52	N ₂ O	950 mb	
15	2 240	4.46	CO ₂ /N ₂ O	700 mb	
16	2 276	4.40	CO ₂ /N ₂ O	400 mb	
17	2 361	4.24	CO ₂	5 mb	
18	2 512	4.00	Window	Surface	<i>Surface temperature.</i> Much less sensitive to clouds and H ₂ O than the 11- μm window. Used with 11- μm channel to detect cloud contamination and derive surface temperature under partly cloudy sky conditions. Simultaneous 3.7- and 4.0- μm data enable reflected solar contribution to be eliminated from observations.
19	2 671	3.70	Window	Surface	
20	14 367	0.70	Window	Cloud	<i>Cloud detection.</i> Used during the day with 4.0- and 11- μm window channels to define clear fields of view.

MSU	Frequency (GHz)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	50.31	Window	Surface	<i>Surface emissivity</i> and <i>cloud attenuation</i> determination.
2	53.73	O ₂	700 mb	<i>Temperature sounding.</i> The microwave channels probe through clouds and can be used to alleviate the influence of clouds on the 4.3- and 15- μm sounding channels.
3	54.96	O ₂	300 mb	
4	57.95	O ₂	90 mb	

SSU	Wavelength (μm)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	15.0	CO ₂	15.0 mb	<i>Temperature sounding.</i> Using CO ₂ gas cells and pressure modulation, the SSU observes thermal emissions from the stratosphere.
2	15.0	CO ₂	4.0 mb	
3	15.0	CO ₂	1.5 mb	

圏界面における差が著しいと指摘されている。WMO Technical Note (1976) の draft には色々の比較がなされている (Table 3)。この表では層平均温度を matrix 形式で比較しており、A は VTPR 資料とゾンデ資料との対比である。この表の見方は例えば 850 mb~300 mb の平均温度の差が 1.3 度ということである。Matrix A では 222 km の範囲で 6 時間内のデータと比較している。これを見ると地表付近及び圏界面で差が大きいが、thickness が大きくなると差が減少している。

B は予報値との比較で A の値に比し差はない。C は最も差の少ない例であるが、これはラジオゾンデの資料で各チャンネルの radiance を simulate し、逆に従来の方式 (inversion technique) により鉛直分布を求めて比較したものである。VTPR データとゾンデ資料の比較につきものの測定位置、観測時間の差がないことから、VTPR の基本的な解像力を窺い知ることができる、但し最初にどのような鉛直の温度分布を与えているかが問題で、実際の気中にしばしば見られるような逆転がない

Table 3 Comparison of VTPR data to radiosonde data : A, Forecast : B, Best (illustrated in the text) : C, Comparison of the data to analysis : D

150	A								28	B								30																
200	RETRIEVALS								26	24	FORECAST								25	27														
250									26	24	20									26	24	23												
300									24	23	22	18									24	23	22	21										
400									18	17	19	17	15									16	16	18	17	17								
500									16	15	15	15	15	14									14	14	14	14	15	15						
700									18	16	13	12	13	13	13									13	13	12	17	12	12	13				
850									23	18	16	16	11	12	12	13									15	12	11	11	10	11	11	12		
1000									28	25	19	16	12	11	11	11	12									26	20	9	11	10	10	10	10	10
	850	700	500	400	300	250	200	150	100		850	700	500	400	300	250	200	150	100		850	700	500	400	300	250	200	150	100					
150	C								17	D								21																
200	BEST								13	14	ANALYSIS								16	15														
250									11	9	9									16	13	13												
300									16	17	7	7									18	13	12	11										
400									10	11	9	6	6									13	10	10	9	9								
500									6	6	7	6	4	5									11	9	9	8	8	8						
700									6	5	3	4	4	3	5									11	9	8	8	7	7	7				
850									5	3	3	2	3	3	4									13	10	8	8	7	6	6	6			
1000									6	4	3	3	2	3	3	4									20	15	11	9	8	7	7	6	6	
	850	700	500	400	300	250	200	150	100		850	700	500	400	300	250	200	150	100		850	700	500	400	300	250	200	150	100					

滑らかな分布を与えているのではないと思われる。

D は objective analysis から得られデータと VTPR データの比較で、A, B より誤差が小さくなっており、これは位置の差がないことに帰因する。

以上で温度に関する比較を終るが、水蒸気量については、その分布が空間、時間的に変動が大きく、比較のさいの位置の差は致命的である。Hayden によると30%位の差があるそうである。

2.1 比較の実例

先に述べたように、温度の資料は特定基準面からの thickness として与えられるので、thickness から温度を求め、平均高度における値とした。TOVS 資料は04Z におけるものであるので、Seoul とハバロフスクの06Z のゾンデデータと比較した。

Fig. 2 の TOVS の観測位置は Seoul から 160 km 離れているが、全体的に合っているように見える。よく

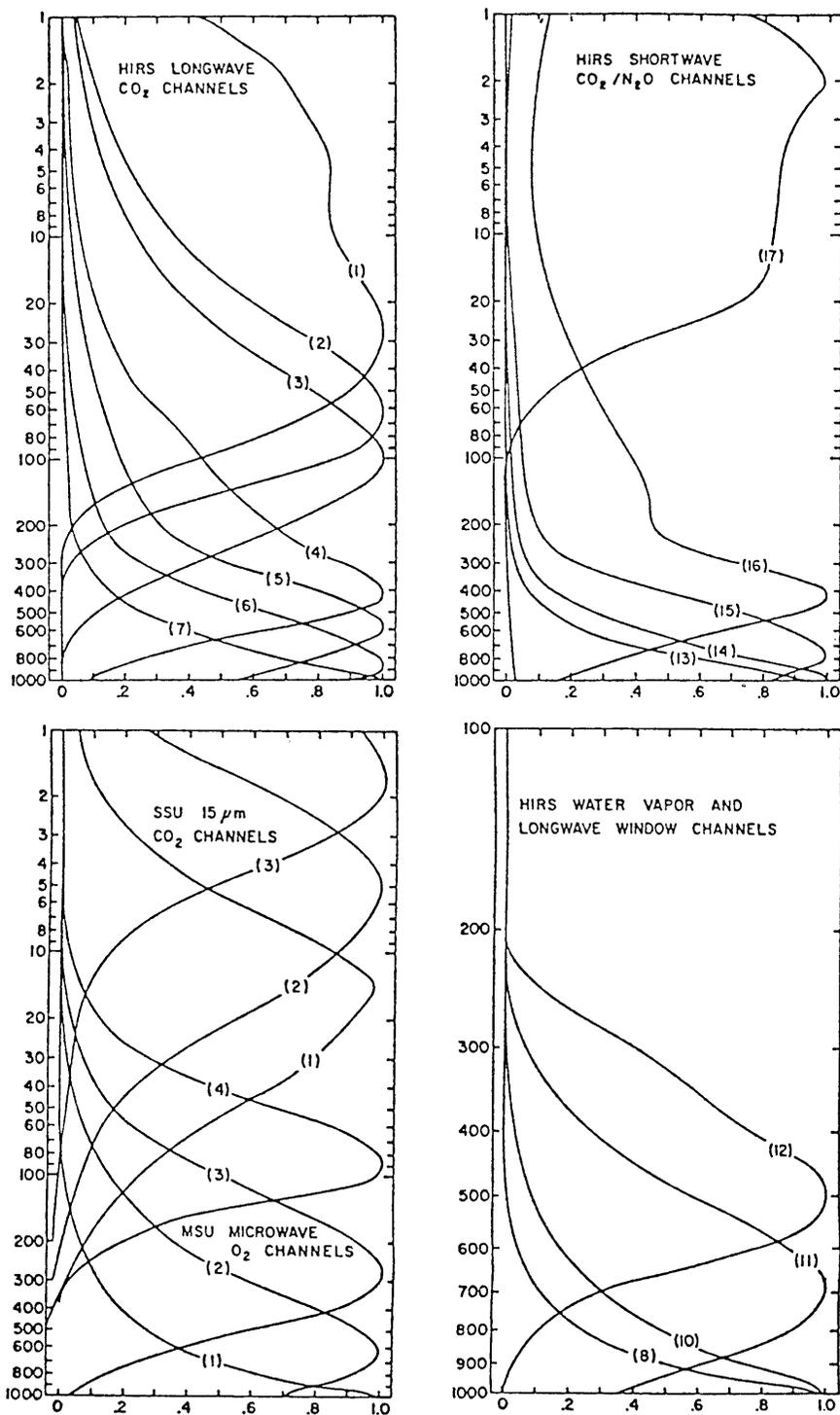


Fig. 1 TOVS weighting function (normalized).

見ると、TOVSはゾンデよりも地表付近で8度位高く、350 mb 当りまで高目である。対流圏の温度が高いことから圏界面は 25 mb 位高い。それ以上の高い層では、TOVS は低目となり、25 mb で4度の差がある。この場合、対流圏の温度が高いと圏界面が高く、かつ温度は低く、成層圏の温度が低目になるという補償の原理が成立している。このことから前出の層が厚くなればなる程 TOVS データとゾンデデータの差が小さくなるのが推測される。

400 km も離れた TOVS データと、ハバロフスクのゾンデデータとの比較 (Fig. 3) によると地表付近で8度位低いが 690~780 mb では一致している。TOVS では 500mb 付近にピークをもつ沈降性昇温が再現されておらず、7度の差がある。これが位置の差によるものか否かは分らない。しかし 400~275 mb 当りまでかなり一致している。Fig. 2 の場合と逆に、TOVS による圏界面は 25 mb 程実測より低く、温度は高く、成層圏全体でも、3~4度高目となっている。この場合は、TO-

VS は対流圏で低目、成層圏では高目の補償の原理が成り立っている。

水蒸気量については、次式により可降水量を層平均混合比に換算した。

$$W = 0.01 \int_{P_1}^{P_2} q dp \dots\dots\dots(1)$$

但し W : 可降水量, mm 単位, q : 混合比, g/kg 単位
 P_1, P_2 は気圧である。(1)式から

$$q = \frac{W}{\Delta P} \times 100 \dots\dots\dots(2)$$

q は ΔP の気層内の平均混合比である。平均混合比を中間レベルにおける値として比較する。Fig. 2 に戻ると、TOVS では 1000~700mb の平均混合比があり、それより上層では0となっている。中間レベルの混合比を通る 700~1000mb 間の等混合比線と、Seoul の混合比線と比較すると、Seoul の 2.6g に対し TOVS の方が 4.9g と 2.3g 位 Seoul より大きい。Seoul の混合比線

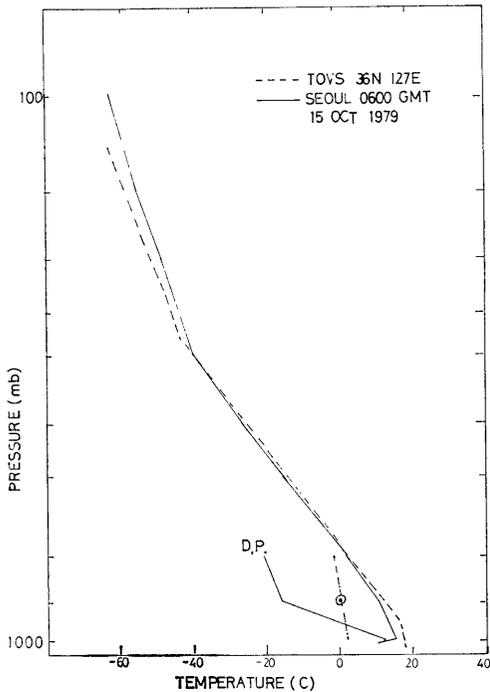


Fig. 2 Comparison between TOVS sounding at 36° N 127° E (0400GMT) and a radiosonde at Seoul for 0600 GMT Oct. 15 1979. Continuous line for TOVS and broken line for Seoul. Dash dot line is constant mixing ratio of layer average. D.P. indicates dew point.

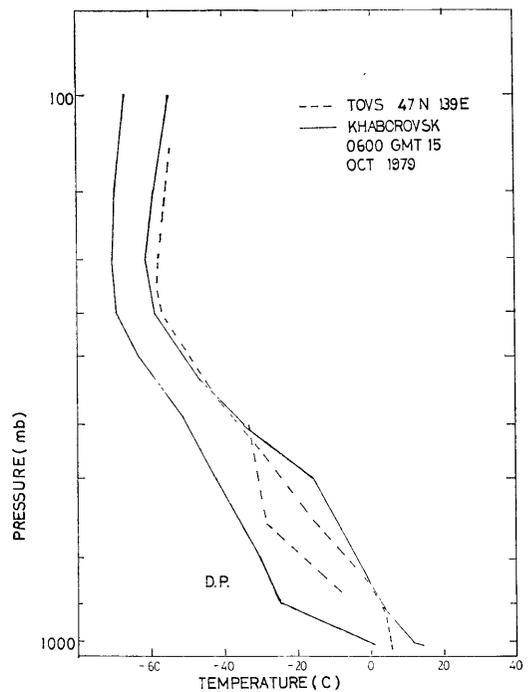


Fig. 3 Same as Fig. 2 except for TOVS sounding at 47°N 139° E (broken line) and at Khabarovsk (solid line).

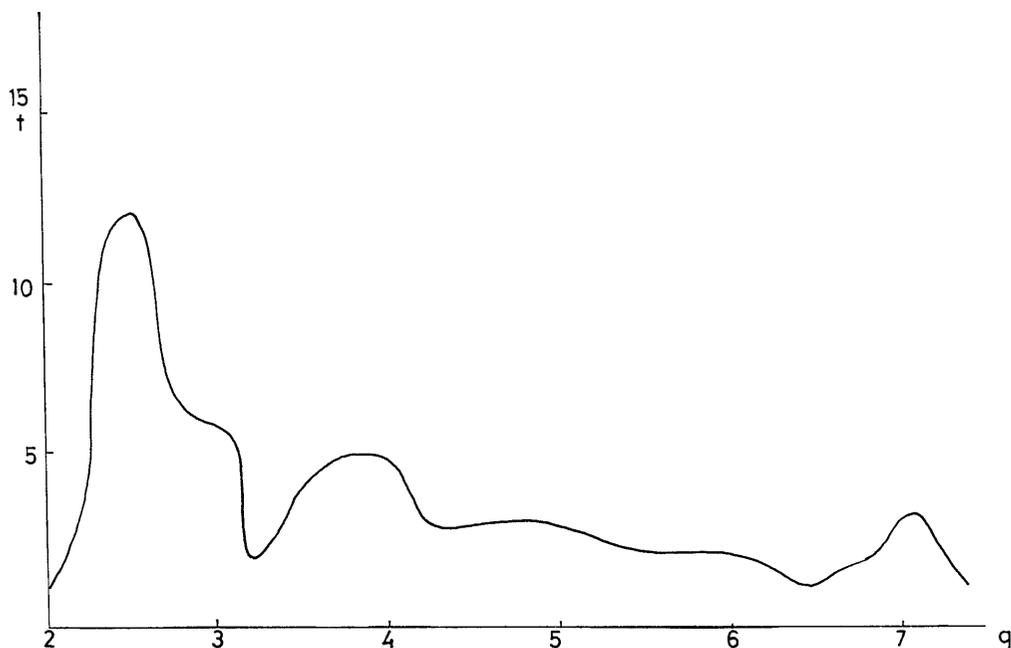


Fig. 4 Histogram of mixing ratio over 500km square with its center at 36°N 127°E. 0000 GMT. Oct. 15 1979. Abscissa; mixing ratio. Coordinate; frequency.

を見て分るように実際の気では、水蒸気の鉛直分布の傾度が著しい不連続をもつので、平均レベルにおける値としての比較は全く意味がない。

ハバロフスクのゾンデデータとの比較である Fig. 3 では、1000~700mb: 0.9g に対し 1.9g, 700~500mb: 0.3g に対し 0.3g, 500~300 mb で 0.1g に対し 0.5g いずれも高くなっている。これから余りにも差が大きいは別として、TOVSから得られる混合比を中間レベルの値として使用するの問題がある。

ここで、1000~700 mb の平均混合比（ゾンデデータによる）の分布の一例（TOVS の観測時の 8 時間後）を Fig. 5 に示した。これによると、顕著な乾燥域がバイカル湖南方、ハバロフスクの北、中国の東北の南西部、黄河の南、韓国の西にある。我が国の東北・北陸では顕著ではないが、一応相対的な乾燥域となっている。湿潤域はこれら乾燥域の間に南ないし南西から、北ないし北々東に侵入し、北緯30~40度の緯度圏では 1000 km 程度の波長となっている。この分布を 00Z のものと比較すると、北緯40度以北では順調に西から東に移動しているが、韓国の周辺、奥羽西部および北陸付近では移動が明りょうでなく、混合比の若干の増加のみが目立っている。

上述のような平均混合比の分布図を用い、TOVSのデータが得られた北緯36度、東経127度を中心とする 500

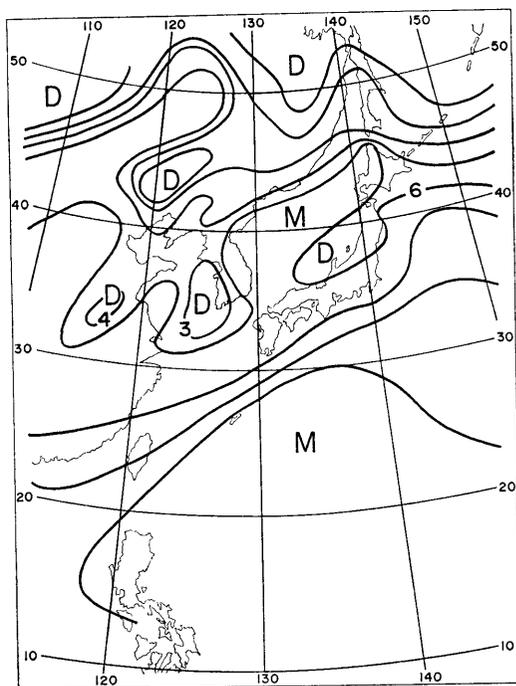


Fig. 5 Layer mean mixing ratio (g/kg) over 1000-700 mb for 1200 GMT Oct. 15th 1979.

Table 4 Comparison of TOVS mixing ratio to areal mean radiosonde mixing ratio.

Date	mixing ratio g/hg
00Z Oct. 15 (radiosonde)	4.04
12Z Oct. 15 (radiosonde)	3.86
04Z Oct. 15 (TOVS)	4.5

km 四方内の混合比 (メッシュ 50km) の頻度分布 (00Z における分布の一例は Fig. 4) から次式により、面積平均混合値を算出した。

$$\bar{q} = \frac{\sum_i f_i q_i}{\sum_i f_i} \dots\dots\dots(3)$$

但し \bar{q} は混合比の面積平均値, q_i は Fig. 4 の例の如き横軸上の i 点の混合比, f_i はその頻度である。

Table 4 に示された値によると、TOVS は 04Z のものであるが、00Z と 12Z のラジオゾンデによる値とそれほど差がない。なお前出のように北緯36度、東経 127 度付近の乾燥域の移動が顕著でないことに注目された。

度々述べているように、TOVSではある面積内のclear

radiance の代表値を用いていることから、特に水平、垂直に変動の大きい水蒸気量の場合、TOVSデータと各地点のゾンデデータと比較することに問題がある。但しある面積内の量を考えると上のように差はないわけでのこのような性質であることをわきまえて使うことが必要である。

3. 天気図解析

TOVSデータのみによる解析と、ゾンデデータによる解析を比較する。但し、TOVS の観測時 04Zに近い06Z のゾンデデータは殆んどないので、00Z と 12Z の天気図と対比しながら比較する。TOVS では前出のように 1000 mb から指定気圧面までの thickness が報じられているので、06Z の地上天気図により、地上から 1000 mb までの thickness を算出し、等圧面高度を求めた。陸上の数地点については、850 mb からの thickness が報じられている。この場合には、付近の高層資料、地上天気図を参照し、地上から 850 mb 面までの thickness を推定する方法をとった。

3.1 700mb 天気図

15日 00Z の天気図 (Fig. 6) によると、沿海州の沿

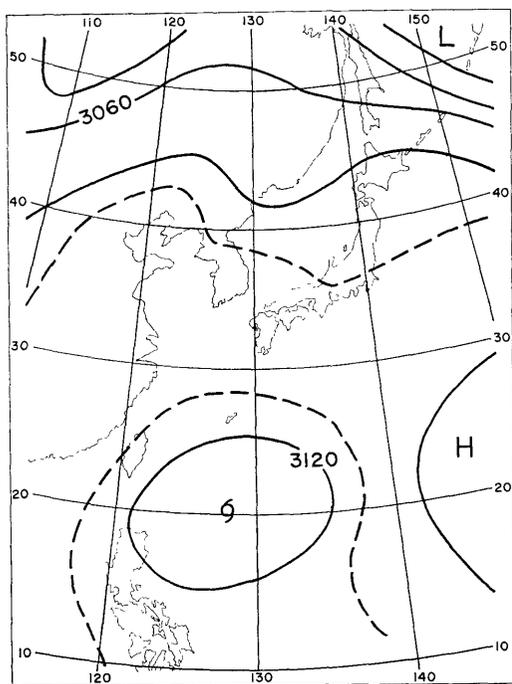


Fig. 6 Contour at 700 mb in 0000 GMT Oct. 15, 1979. Solid line; contour (m).

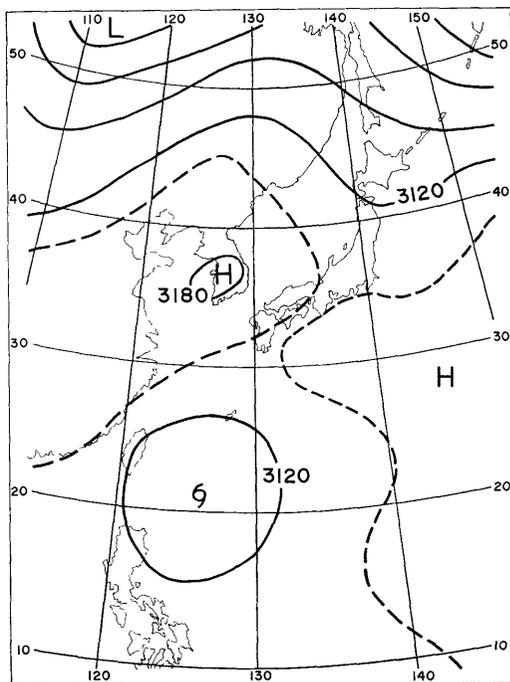


Fig. 7 Same as Fig. 6 except for 1200 GMT Oct. 5, 1979.

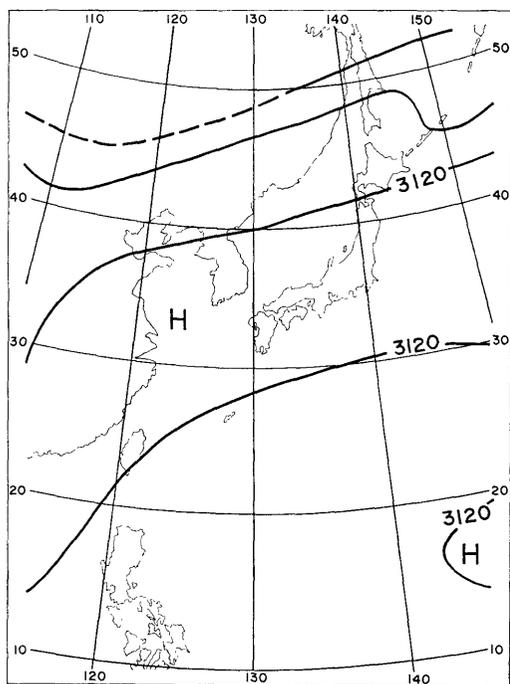


Fig. 8 Same as Fig. 6 except for 0400 GMT Oct. 15 1979. Only TOVS data is used.

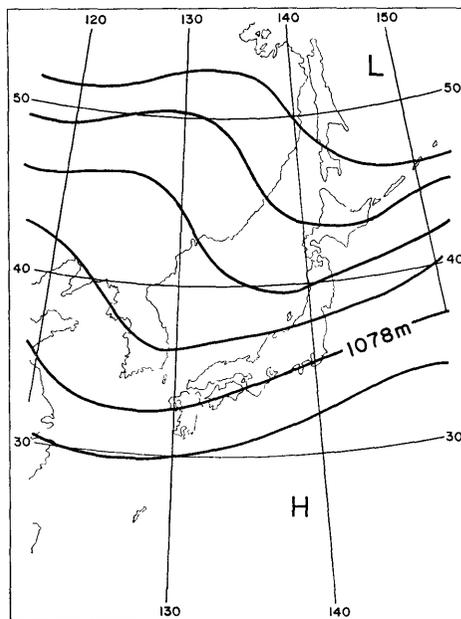


Fig. 10 Same as Fig. 9 except for 1200 GMT. Oct. 15 1979.

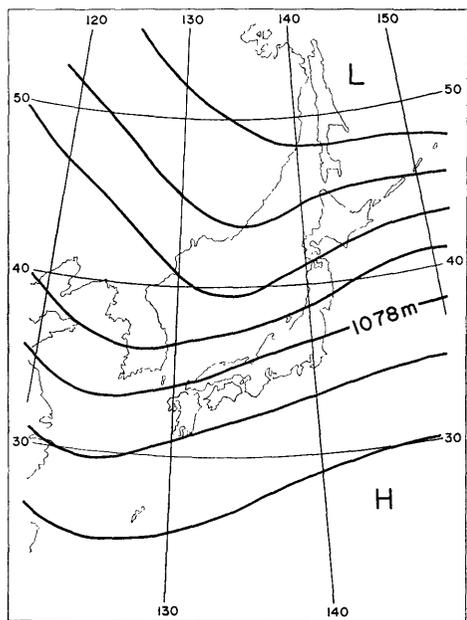


Fig. 9 Contour at 250 mb in 0000 GMT Oct. 15 1979. Solid line ; contour (m).

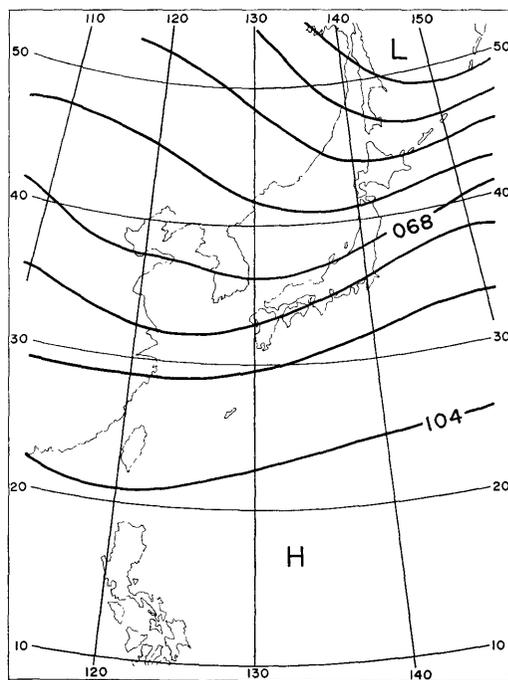


Fig. 11 Same as Fig. 9 except for 0400 GMT Oct. 15 1979. Only TOVS data is used.

岸からウラジオストックの南に伸びるトラフがあり、リッジが北海道東部から南に、またアムール川中流より東北西部に伸びるものもある。また弱いトラフが奥羽地方から四国に達している。12時間後になると (Fig. 7) 沿海州方面にあったトラフが、北海道から東北地方の東方に移り、アムール川中流から、東北西部に伸びるリッジはアムール川上流域の西方から中国の東北西部に伸びる線に移った。この推移によると、15日 03Z には日本海中部に底のあるトラフが存在することになる。但し、500km 間隔でしか得られない TOVS データのみによる解析 (Fig. 8) では検出できない。TOVSによるシベリア、中国東北のアムール川中流付近のデータには 850mb 面から thickness のが与えられており、前出の手法に 700 mb より面の高度を求めたが、著るしく低く、実際の 700mb 天気図にあると推定されるこの付近のリッジを検出できない。一方、本州南方海上では、TOVSによる高度が 30m 程度低い。

3.2 250mb 天気図

15日 00Z の天気図 (Fig. 9) によると、700mb と同様、沿海州の東から日本海西部に伸びるトラフが顕著で強風帯は北緯43度、東経150度より秋田、輪島、玄界灘方面にある。15日 12Z の天気図 (Fig. 10) によると、先のトラフは北海道から日本海東部、韓国東部を結ぶ線に移っている。強風帯は、北緯40度、東経150度より、仙台と館野の間、米子を結ぶ線に南下した。TOVSデータのみで解析した15日 06Z の天気図によると、高度場は全体としてほぼ妥当で、特にトラフが北海道の西から日本海東部、韓国東部にあり、Fig. 9, 10 の推移から見て適当である。強風帯の位置は、等高度線の間隔などから、00Z, 12Z 間の推移にふさわしい所に検出されるが余り確かなことは言えない。

4 まとめ

従来の VTPR では海上のデータのみであったが、TOVSでは陸上のデータも算出していることから利用価値が高い。NESS における TOVS の処理方式については、Smith W.L. との私信により、NIMBUS 5号のデータの処理と同じであるということから、その処理方式を述べ、下層は別として、上層では、陸地上でも有意なデータが得られている。

VTPR についての thickness は層が厚くなる程、ゾンデデータとの差が小さくなること、地上付近及び圏界面における誤差が大きいことを紹介した。TOVSデータを用いた比較例によると、下層や中層の温度の逆転がある場合には依然として、ゾンデデータと差があり、圏界

面についても同様である。但し一種の補償原理、(対流圏が高目に出れば成層圏が低目に出る) が働いており、高層においては、TOVS データを用いた高度が、ゾンデデータに近ずいている。

GTS で送られてくる TOVS の thickness の密度は 500 km 四方に1個であることから、長波の卓越する高層においては、TOVSのデータが有効である。但しデータの密度のみならず、精度が保証されないで、下層に卓越する短波の検出は困難である。

VTPR から得られる水蒸気量の精度については信頼性が小さいという報告がある。一般に水蒸気分布が空間的に変動が大きいこと、また、水蒸気量は特に下層で卓越していることから、TOVSによる水蒸気量の算出精度の向上は今後の問題であろう (thickness でも下層の精度が悪いことから類推される)。ある領域の水蒸気量の積算値に近いので、このような認識のもとに使用すればよいであろう。

以上、TOVS 万能でないことは明らかで、特に小規模現象の検出には一般観測資料が必要である。既に紹介されているように、 6.7μ の水蒸気の吸収帯の資料を画像として用いた場合には、対流圏上部の 400mb 近傍の循環が検出されている。TOVSの各チャンネルの資料をこのような形態で用いることにより、小規模の現象も検出できるかどうかの調査が必要と思われる。

文 献

- 神子敏朗, 1973: 鉛直温度分布放射 (VTPR) データの利用に関する検討会 (Work shop) に参加して。天気 20, 595~605.
- Hayden, C.M., 1976: Vertical profiles of temperature derived from satellite measurements. Presented to the session of Working Group on Satellite Meteorology. Geneva, 4~8 Oct. 1976.
- Smith, W.L. and et al., 1974: NIMBUS 5 sounder data processing system. Part 1. Measurement characteristics and data reduction procedure. NOAA Tech. Memo. NESS 57, 1~99.
- 神子敏朗, 1972: 気象衛星資料の定量的利用 (含む航空気象への利用). 気象衛星特集号 (II), 気象研究ノート, 113, 11~20.
- Smith, W.L. and et al., 1979: The TIROS Operational vertical sounder. Bull. A.M.S. 60, 1177~1187.

付録 1 電報の内容 1 SATEM

- a. 算定位置 オクタント, 緯度, 経度で与える, 値は度の1位
- b. 特定基準面(例えば 1000mb) から指定気圧面までの thickness で 1 mb まで報ずる。特定基準面は指示符333の次の群の最初の2文字で示される。thicknessの単位は 10m である。
- c. 特定基準面と各指定気圧面 (700, 500, 300 mb) 間の可降水量, 特定基準面は指示符 444 の次の群の最初の2文字で示される。可降水量の単位は mmである。
- d. 地表面温度及び圏界面温度, 指示符 555 の次の群の2, 3 番目及び4, 5 番目の二数字で表わされる。単位は °C である。

2 SARAD

- a. 算定位置 SATEM と同じ
- b. 最初の4つが MSU, 次の3つ, SSU, HIRS と続き, 波長の減少順である。(Table 2)
- c. 各波長帯の輝度温度を3数字で, 10, 1, 1/10 位で示す。最後の数字が奇数のときは負の値である。

付録 2 clear radiance

神子(1972)が示した(1)式を用い, 下の式が得られる。但し相隣る FOV (Field of view) における相異は雲量のみで放射特性は同じと仮定している。

$$\frac{I_i(\nu) - I_{i,j^c}(\nu)}{I_j(\nu) - I_{i,j^c}(\nu)} = \frac{N_i}{N_j} = N_{i,j^*} \dots\dots\dots(1)$$

ここで i, j は相隣る FOV で, ν はあるチャンネルの波数, $I_i(\nu), I_j(\nu)$ はそれぞれ, i, j で測定される放射量。 I_{i,j^c} は clear radiance, N_i, N_j はそれぞれ, i, j における部分雲量である。(1)式から

$$I_{i,j^c}(\nu) = \frac{I_i(\nu) - N_{i,j^*} I_j(\nu)}{(1 - N_{i,j^*})} \dots\dots\dots(2)$$

但し, N_{i,j^*} は次式から求める。

$$N_{i,j^*} = \frac{I_i(W_L) - I_{i,j^c}(W_L)}{I_j(W_L) - I_{i,j^c}(W_L)} \dots\dots\dots(3)$$

ここで W_L は例えば 11μ 帯を示す。このうち $I_{i,j^c}(W_L)$ は $B(T(P_s), W_L)$ から求める, なお $B(T(P_s), W_L)$ は表面温度 $T(P_s)$ に対応するプランク関数である。

付録 3 表面温度の選択

1 表面温度はまず, 衛星から得られる日中あるいは夜間の24時間前の表面温度及び船舶の報ずる海面水温, また陸上では百葉箱で測定される温度を総合した客観解析から求める。この後者の2つを追加することについては, Smith et al. (1979) による TOVS についての解説に述べられている。この客観解析で得られる温度は, 実際の表面温度から α の誤差範囲にあると考えられる。

2 11μ 帯の画像データを用い, その中の最高輝度温度から β の範囲にある平均輝度温度を得る。なおこの輝度温度には大気補正が施こされている。この平均輝度温度と先の表面温度を比較し, もし前者が後者より α だけ引いた値より大きければ, この平均輝度温度を最終の表面温度の初期値とする。もし前者が後者より γ だけ引いた値より小さければ, 後者を最終の表面温度の初期値として採用する。

3 2 で得られた表面温度のうち, 雲のない区域の表面温度を取り出す。次に sounding data の 4μ 帯と 11μ 帯の輝度温度の差が最小のスポットを見つけ, その差が δ 以上の場合は clear なスポットがないと仮定する。もしその差が δ 以下の場合は, 4μ 帯と 11μ 帯の輝度温度の差の最小値を求め, その最小値に ϵ を加えた値に等しいか, それ以下のスポットを求め, その中から 11μ 帯の最高の輝度温度を求める。それから最高値より η だけ引いた値内にあるデータをもつすべてのスポットの平均温度を求める。この平均温度が 3 の始めに述べた表面温度から ζ だけ引いた値より大きければ, この平均温度をさきの表面温度と入れ換える。これを clear radiance の算出に用いる。なお上記の数個のパラメーターは経験的に得られている。