

1969 SIRS

1972 VTPR
11 AUGUST PMR

1975 11 AUGUST PMR

1978 TOVS

(1978/08/29 - 1979/05/01)

1982 VTS

August 1982
+AUG/82

梅雨季TOVS遙測資料處理

柳中明 顏泰崇 沈秀蓉

台大大氣科學系

中央氣象局衛星站

摘要

美國 NOAA 繞極衛星每日經台灣附近上空 2~4 次，其所載 TOVS 遙測儀器系統，提供國內發展大氣溫度與濕度剖面遙測之良機。本研究即利用中央氣象局衛星站所接收 TOVS 資料，發展初步之台灣區 TOVS 遙測系統（簡稱 TTS；Taiwan TOVS System），並採用民國 75 年 6 月 4 日 19 Z NOAA - 9 資料，作初步之分析。結果顯示：近地面誤差有向高層傳遞累積的情形，經修正後，溫度均方根差為 3°C 。未來仍將繼續修正改進。

一、前言

衛星遙測大氣垂直溫度剖面的理論與技術，在國外自 King (1956) 提出此構想以來，已發展近 30 餘年。所設計之測量儀器亦由七個波段的 SIRS，演進到 27 個波段的 TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder)，精確度不斷地在改進中。

基本上，大氣垂直溫度剖面的決定，是依據無雲狀況下之長波輻射傳遞方程式，以反演衛星儀器所測輻射量內隱含之溫度垂直變化。其中含有三項工作：1 是選定輻射測量波段，2 是過濾雲存在的影響，3 是解輻射傳遞方程式。由於衛星儀器均指向地面，是以所測長波輻射波段較之短波，在受地面與大氣影響上來得單純，同時亦能應用於夜晚測量，此外二氧化碳在 15 微米波長附近和氧在 2 公分波長附近的吸收段，若仔細分辨，又能找到數個代表垂直不同高度的特徵波段，是以一般均採用這些波段作大氣垂直場的測量。近數年來，發現採用其他不同波段，利用統計迴歸分析法，亦能在某些

特殊天氣狀況下，加強所得溫度剖面之精確度。（Liou, 1980; Houghton et al., 1984）

至於過濾雲的影響，可謂遙測技術上最大困難。由於雲對地面長波輻射具相當之減弱影響，一般以為衛星所測輻射量實際來自雲頂以上大氣，是以若能知雲頂高度，則所反演之大氣溫度剖面僅代表雲頂以上大氣結構。對於雲頂以下大氣，則需由長期統計資料或最近天氣資料中猜測。但設若儀器視野中並非晴空亦非全為雲所遮蔽，即輻射量中僅含部分雲的影響，則問題不再如上述之單純。而要如何說明所測輻射量之物理意義，並由其中找出垂直大氣結構，一般或用數理計算，或用統計資料，以反演大氣結構 (McMillin and Dean, 1982)。

最後，如何解輻射方程式以反演大氣結構呢？由於儀器所測輻射波數必為有限，但垂直剖面卻為無限點所結合，此問題先天上已是條件不足。而大氣結構又是隱含於第一類福萊得合 (Fredholm) 積分式中，所得之解不具唯一性，且個類解法亦含

不穩定性，且為非線性，所以解輻射方程式以反演大氣結構的問題，實不單純。（ Rodgers, 1976 ）國內在研究大氣溫度與濕度剖面之遙測方面，受限於衛星遙測技術與儀器方面之發展，因此將只能處理經台灣上空之美國 NOAA 衛星，所發射出之 TOVS 遙測系統數據，以反演得附近大氣之 3 度空間結構。本研究乃為完成此目標之先期研究。

二、TOVS 儀器與溫、濕剖面反演

2.1 TOVS 特性

TOVS (TIROS - N Operational Vertical Sounder) 儀器組合，屬第四代大氣溫度與濕度剖面遙測儀器系統（表一），1978 年 10 月 11 日升空之 TIROS - N 衛星首次裝載此套儀器，而後屬 ATN (Advanced TIROS - N) 衛星系列之 NOAA - 6 , NOAA - 7 , NOAA - 8 , NOAA - 9 與近日升空之 NOAA - 10 ，均裝載此系統。NOAA / NESDIS 未來仍將採用此套系統，直至 1990 年代。是以近年來國內在發展衛星遙測大氣剖面研究方面，將仍以 TOVS 系統為重心。

基本上，TOVS 包括三套儀器：高解像紅外線探測器 HIRS / 2 (High - resolution Infra - Red Sounder Version 2)，平流層探測器 SSU (Stratospheric Sounding Unit) 及微波探測器 MSU (Microwave Sounding Unit) 。此三套儀器分別自 1975 年 6 月 12 日升空之 NIMBUS - 6 衛星的 HIRS ，氣壓調變輻射儀 PMR (Pressure Modulated Radiometer) 及掃瞄微波波譜儀 SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer) 等三項儀器改良而成。

HIRS / 2 含 20 個觀測頻道，其中 7 個 $15 \mu\text{m}$ CO_2 吸收帶頻道，5 個 $4.3 \mu\text{m}$ CO_2 吸收帶頻道，3 個 $6.3 \mu\text{m}$ H_2O 吸收帶頻道，1 個 $9.6 \mu\text{m}$ O_3 吸收帶頻道，以及 $3.7 \mu\text{m}$, $11 \mu\text{m}$, 大

氣窗區波段， $0.7 \mu\text{m}$ 可見光等。各頻道的特性詳見表二。HIRS / 2 掃瞄的情形如圖 1 a 。約每 6.4 秒掃瞄一條線，每條線含 56 個瞬間視野 IFOV (Instant Field of View) 。在衛星正下方有 17.4 公里的水平解析能力，邊緣為 29.9 公里，掃瞄寬度為 2250 公里。HIRS / 2 為大氣溫濕剖面反演的主要儀器。圖 2 a 、 b 與 d 說明各頻道之權重函數，明顯地在 100 mb 以下， HIRS / 2 具相當之解析能力。MSU 含 4 個 $5.5 \mu\text{m}$ O_2 吸收帶頻道（表二），約每 25.6 秒掃瞄一條線（圖 1 a ），每條線含 11 個瞬間視野，每 128 秒與 HIRS / 2 和 SSU 同步一次。水平解析能力在衛星正下方為 109.3 公里，邊緣為 323.1 公里。MSU 能測量穿透水汽、雲層的微波，有助於雲層內溫度與濕度剖面的反演。SSU 含 3 個 CO_2 頻道（表二），主要用以觀測 25 ~ 50 公里高的平流層。掃瞄情形參考圖 1 b 。MSU 與 SSU 各波段繪於圖 2 c 。

為處理 TOVS 資料，以反演大氣溫度與濕度剖面，需按表三的程序處理。大略區分為 HRPT (High Resolution Picture Transmission) 訊號接收，TOVS 資料抽取，資料校準 (Calibration) ，地理定點，資料驗誤及大氣反演計算。目前，NOAA / NESDIS 每日處理 2 個繞極衛星（彼此錯開 6 小時運作時間）所攜帶的 TOVS 資料，是以所得為全球三度空間的大氣剖面資料（ Smith et al. 1979 ），並具綜觀尺度的解析。表 3 中所討論的訊號接收，處理等過程亦均每日自動化正常作業中（ Werbowetzki , 1981 ）。TOVS 反演系統所得，則提供 NMC (National Meteorological Center) 參考。

表一中尚詳列過去作業性反演方法隨著遙測儀器的演進而不斷改進的情形。基本上，遙測儀器的各個頻道所測量之亮度溫度 (Brightness Temperature) T_B ，均先經過雲處理，以獲得晴空下之 T_B 值。再依據由輻射傳遞方程式所推導出之反演方法，計算垂直之溫度與濕度剖面。

表1 溫度與濕度剖面遙測儀器與反演方法之演進

衛星/升空日期	儀 器	傳 詣 法	反 演 方 法	參 考 文 獻
第一代 NIMBUS-3 ((1969, 4, 14))	ISIRS-(Satellite Infra-Red Spectrometer)	二層雲模式 反複法	直接迴歸法 ((1970))	Smith et al.
NIMBUS-4 ((1978, 4, 8))	ISIRS-B	二層雲模式	最少資訊法	Smith et al. ((1972))
第二代 ITOS(Improved VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer)) ((1972, 10, 15))	ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer)	二相鄰FOV 法	差法 直接迴歸法 ((1975年3月))	McMillinet al. (1973) Haydon (1976)
NOAA2-NOAA5				以後)
第三代 NIMBUS-5 ((1972, 12, 11))	ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer) INEMS (Nimbus-E Micro-wave Spectrometer) ISCR (Selective chop-for Radiometer) THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer)	N*法	最少資訊法 ((起始場來)) 自直接迴歸法 Smith 反覆法 法解水汽剖面	Smith et al. ((1974))
第四代 NIMBUS-6 ((1975, 6, 12))	HIRS (High-resolution Infra-Red Sounder) SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer)	N*法 與 經驗正交函數法	直接迴歸法 Woolf 經驗正交函數法 ((1976))	Smith and Woolf ((1976))
第五代 TIROS-N ((1978, 10, 11))	TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder)	N*法 與 經驗正交函數法	直接迴歸法 ((1979))	Smith et al. ((1979))
NOAA6-NOAA10	含: HIRS/2(HIRS version2) MUS (Microwave Sounding Unit) SSU (Stratospheric Sounding Unit) and Dean ((1980, 6, 10))	修改之N*法 ((以後))	1/100mb以下 數法 1/100mb以下	((1980))
第六代 GOES-D ((1982, 9, 9))	IUS (VISSR Atmospheric Sounder)		物理反覆法 ((1981))	Smith et al.
			同時物理反覆法	Smith and Woolf (1984)
未 来	IHIS (High-resolution Interferometer Sounder) AMHSU(Advanced MSU)			

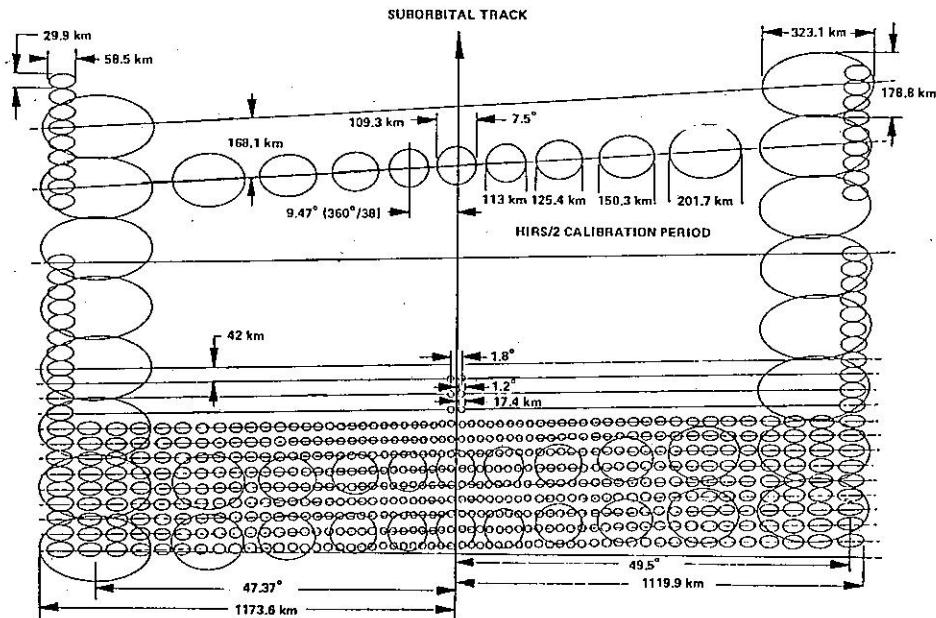


圖 1a HIRS / 2 與 MSU 掃瞄情形

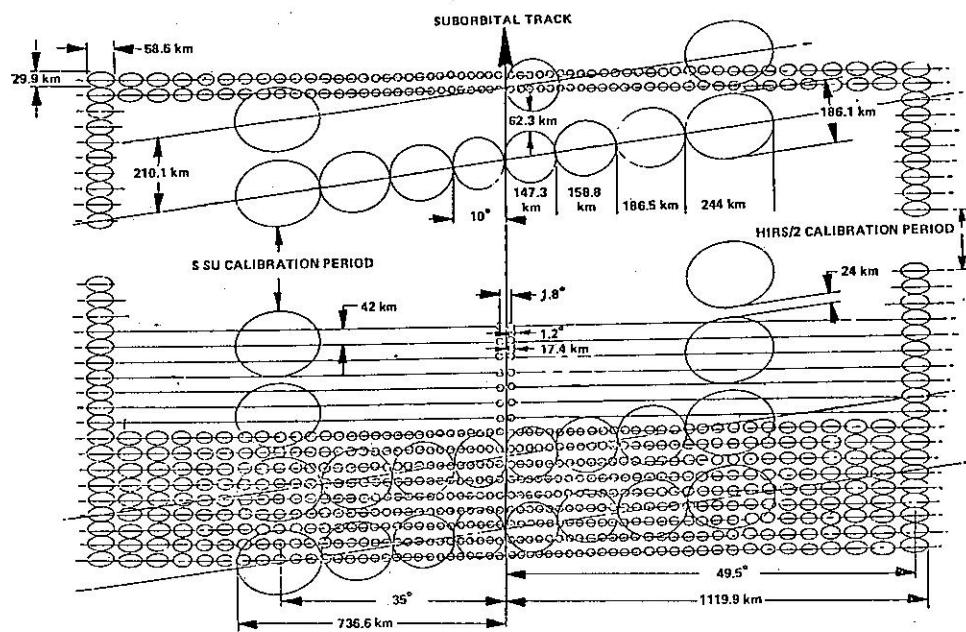


圖 1b HIRS / 2 與 SSU 掃瞄情形

表2 TOVS 頻道特性

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	
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	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	800 mb	
7	748	13.40	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	900 mb	
8	898	11.10	Window	Surface	Surface temperature and cloud detection.
9	1 028	9.70	O_3	25 mb	Total ozone concentration.
10	1 217	8.30	H_2O	900 mb	Water vapor sounding. 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_2O	700 mb	
12	1 484	6.70	H_2O	500 mb	
13	2 190	4.57	N_2O	1 000 mb	Temperature sounding. 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.
14	2 213	4.52	N_2O	950 mb	
15	2 240	4.46	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	700 mb	
16	2 276	4.40	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	400 mb	
17	2 361	4.24	CO_2	5 mb	Also, the short-wavelength radiances are less sensitive to clouds than those for the 15- μm region.
18	2 512	4.00	Window	Surface	
19	2 671	3.70	Window	Surface	Surface temperature. Much less sensitive to clouds and H_2O 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.
20	14 367	0.70	Window	Cloud	Cloud detection. 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	Surface emissivity and cloud attenuation determination.	
2	53.73	O_3	700 mb		
3	54.96	O_3	300 mb		
4	57.95	O_3	90 mb	Temperature sounding. 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.	
SSU	Wavelength (μm)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation	
1	15.0	CO_2	15.0 mb		
2	15.0	CO_2	4.0 mb		
3	15.0	CO_2	1.5 mb	Temperature sounding. Using CO_2 gas cells and pressure modulation, the SSU observes thermal emissions from the stratosphere.	

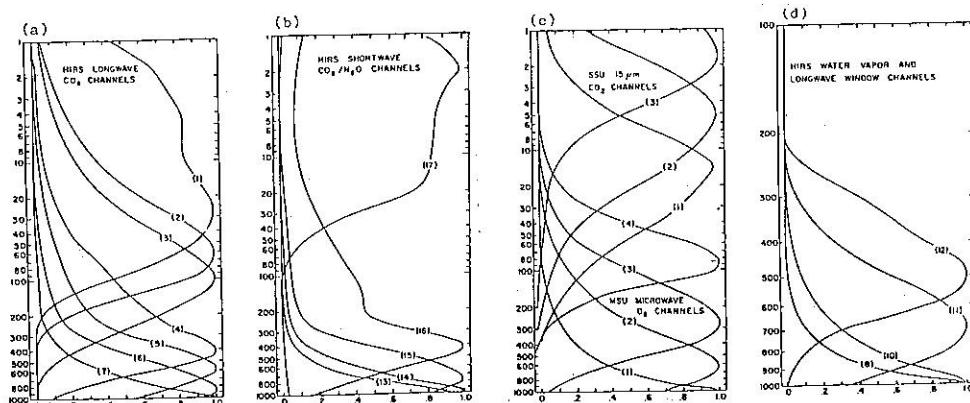
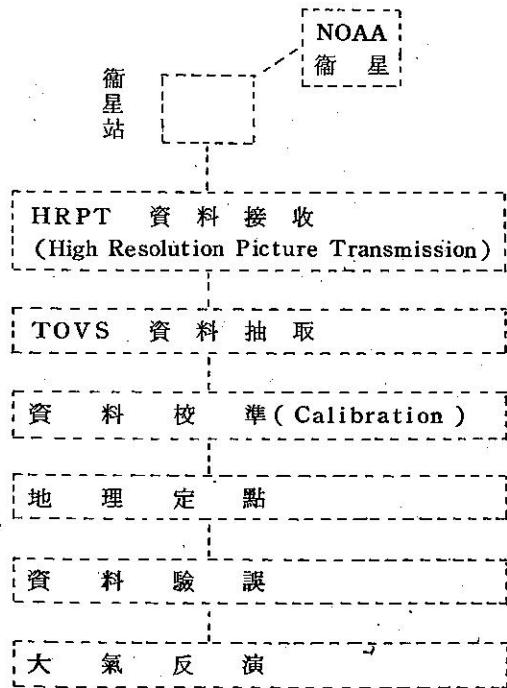


圖2 TOVS 頻道之權重函數

表三 TOVS 反演程序

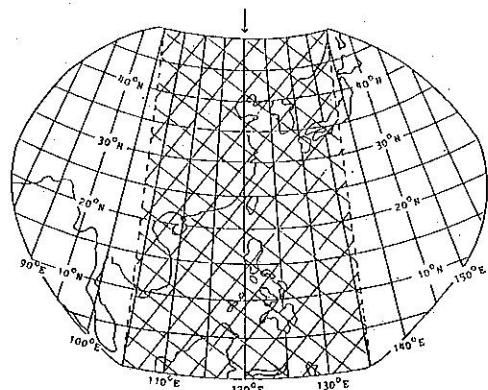


2.2 台灣區 TOVS 系統 (Taiwan TOVS System ; TTS)

當 NOAA 衛星行經台灣上空時，中央氣象局氣象衛星資料接收站可接收來自圖 3 中斜線區內之儀器掃瞄資料，再考慮衛星站接收 NOAA 衛星電訊之極限為半徑 5000 公里的圓，與 TOVS 本身掃瞄左右約各為 1120 公里的情形下（圖 1 a 、 b ）；每日衛星站所能接收到的 TOVS 資料，約涵蓋圖 3 中以台灣為中心的蘋果形範圍區，北至 50°N，南至赤道，西至 75°E，東至 160°E。本文以下將企圖發展台灣區 TOVS 系統 (TTS) 處理 TOVS 遙測數據，獲取台灣附近垂直大氣 3 度空間資料。

依據表三中討論，首先有關 HRPT 訊號接收與 TOVS 觀測資料抽取部分，將依顏 (1985) 所建立之軟體處理。其次有關儀器資料校準與地理定點定位，則將依顏 (1986) 處理。最後也即是最重要的濾雲與大氣反演處理，將參考美國威斯康

圖 3 衛星站有效 TOVS 資料範圍圖



辛大學氣象衛星研究所 CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies) 之國際 TOVS 反演套裝程式 ITRP (International TOVS Retrieval Package) 。

大氣反演是採用 Smith & Woolf (1984) 所發展出之同時物理反演法 (The Simultaneous Physical Retrieval Method) 。此法乃是將輻射傳遞方程式，以擾動形式表示之為

$$\begin{aligned} \delta T_B(\nu) = & \int_{P_s}^0 \delta T \left[\frac{\partial \tau}{\partial P} \frac{(\partial B / \partial T)}{(\partial B / \partial T_B)} \right] dP \\ & + \int_0^{P_s} \delta U \left[\frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau}{\partial U} \frac{(\partial B / \partial T)}{(\partial B / \partial T_B)} \right] dP + \\ & \delta T_s \left[\frac{\partial B / \partial T_s}{\partial B / \partial T_B} \right] \tau_s \end{aligned} \quad (1)$$

式中， δ 為剖面或數據資料與先驗數據間之差距值， B 為浦朗克函數， ν 為儀器頻道波數， τ 為穿透係數， U 為可降水量， T_s 為地面溫度。再假設 δT ， δT_B 等可以任意函數 $\phi_j(p)$ 線性化，則

$$\delta q(p) = g \sum_{j=1}^N \alpha_j q_0(p) \phi_j(p) \quad (2)$$

$$\delta T(p) = - \sum_{j=N+1}^M \alpha_j \phi_j(p) \quad (3)$$

(2)式中 $q(p)$ 為水氣混合比， $q_0(p)$ 為先驗水氣剖面， α_i 為線性係數。

$$\delta U(p) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_0^P q_0(p) \phi_i(p) dP \quad (4)$$

將(3)與(2)代入(1)，並取 $\alpha_0 = \delta T_s$ ，可得

$$\delta T_B(\nu_i, p) = \sum_{j=0}^M \alpha_j \Phi_{ij}, \quad i=1, 2, \dots, N \quad (5)$$

(5)式中，K為總波段數。而

$$\Phi_{ij} = \begin{cases} \left[\frac{\partial B(\nu_i)/\partial T_s}{\partial B(\nu_i)/\partial T_B} \right] \tau_{\nu_i}(P_s); & j=0 \\ \int_0^{P_s} \left[\int_0^P q_0(p) \phi_j(p) dP \right] \\ \left[\frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau_{\nu_i}}{\partial U} \frac{(\partial B(\nu_i)/\partial T)}{(\partial B(\nu_i)/\partial T_B)} \right] dP, & j \leq N \\ \int_0^{P_s} \phi_j(p) \left[\frac{\partial \tau_{\nu_i}}{\partial P} \frac{(\partial B(\nu_i)/\partial T)}{(\partial B(\nu_i)/\partial T_B)} \right] \\ dP, & N \leq j \leq M \end{cases} \quad (6)$$

(5)式以向量、矩陣表之為

$$\delta T_B = \Phi \alpha \quad (7)$$

若 $K > M + 1$ 即可以解得

$$\alpha = (\Phi^T \Phi)^{-1} \Phi^T \delta T_B \quad (8)$$

再代入(3)與(4)二式，即可同時解得溫度與濕度剖面。

Smith and Woolf 並修改(8)式中 $(\Phi^T \Phi)^{-1}$ 為 $(\Phi^T \Phi + \nu I)^{-1}$ ， $\nu = 0.1$ ，以加強穩定性。同時物理反演法為近年來反演方法之一大突破，並已廣為各家所採用（譬如 Fleming et al., 1986；Goldberg et al., 1986）。

至於有關過濾雲的處理，首先將 3×3 個 FOV 視為單一處理單元，因此反演後之水平解析應在 70 公里左右。在每一單元內，反演得之大氣剖面，將

假設為均勻分佈於 3×3 個 FOV 內的水平空間。其次，依據 HIRS / 2 第 8 個頻道（大氣窗區 $11.1 \mu m$ ）之亮度溫度，選擇受雲影響最少之 FOV 點（亮度溫度最大者）為代表點，再取權重平均後之輻射測量數據於反演計算中。最後，單層雲之雲量 N 與雲高，將依以下方程式計算之。

假設雲層之放射率為 ϵ ，雲量為 N，則所測到之輻射強度 I_m ，可表示為晴空下輻射量 I_{cr} 與雲層 100% 覆蓋下輻射量 I_{cl} 之線性函數：

$$I_m = I_{cr} + N \epsilon (I_{cl} - I_{cr}) \quad (9)$$

再取 $CO_2 15 \mu m$ 波段中，波長最短且表現穩定之第 5 ($14 \mu m$) 與第 7 ($13.4 \mu m$) 頻道之數據，依據下式

$$\begin{aligned} \frac{I_m(5) - I_{cr}(5)}{I_m(7) - I_{cr}(7)} \\ = \frac{N \epsilon_5 [I_{cl}(5) - I_{cr}(5)]}{N \epsilon_7 [I_{cl}(7) - I_{cr}(7)]} \end{aligned} \quad (10)$$

以及

$$I_{cl} - I_{cr} = \int_{P_c}^{P_s} \tau \ dB \quad (11)$$

計算

$$A_5 = [I_m(7) - I_{cr}(7)] \times \int_{P_c}^{P_s} \tau_5 dB_5 \quad (12)$$

與

$$A_7 = [I_m(5) - I_{cr}(5)] \times \int_{P_c}^{P_s} \tau_7 dB_7 \quad (13)$$

以上四式中，(5)與(7)代表第 5 與第 7 頻道， τ 為穿透函數，B 為亮度溫度， P_c 為雲頂氣壓值， P_s 為地表氣壓值。設若知道 P_c 之值，則 A_5 應等於 A_7 。但實際上，必需反覆測試，選擇雲頂氣壓 P_c ，使 $|A_5 - A_7|$ 為最小值特徵者。然後再由(9)與(11)二式，計算有效雲覆蓋量。以上分析所得，乃為假設已知大氣溫度與濕度剖面下，符合實際觀測輻射值之雲狀態。

大氣反演方法與過濾雲的方法確定後，其次要決定的就是如何選擇初始之先驗溫度與濕度剖面，置入反演過程中，尋求最後之剖面解。依據柳與譚（1986）的分析，初始場愈是接近於實際大氣情況，則反演速率快，且結果佳。本研究決定採用2類不同方式來決定初始場。

第一個決定初始場的方法，是參考 TOVS / NESDIS 系統，將全球分為 5 個緯度帶，分別為 ($90^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{S}$, $30^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\text{S} \sim 90^{\circ}\text{S}$)，再取各緯度帶之平均大氣剖面資料。如此掃瞄點位置確定後，初始場資料可由緯向線性內差獲取之。此法稱為氣候值法。

第二個決定起始場的方法相似於第 1 法，但區分為 8 個地區，分別為 ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$), ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$), ($20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$), ($20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$), ($40^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 與 ($40^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)。再由 1985 年 5 月 26 日 ~ 6 月 1 日梅雨期間之探空資料，決定各區之平均溫度與濕度剖面。然後，反演之掃瞄點的起始資料，即依其經緯度位置，選擇該區之平均剖面為起始剖面。此法稱為區域法。

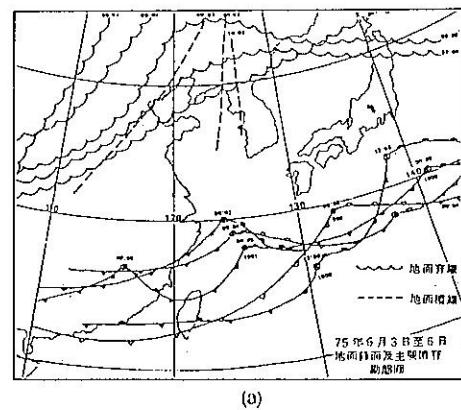
此外，地表溫度之起始先驗值，將採用迴歸法估計之，其迴歸參數為 HIRS / 2 第 8 ($11.1\mu\text{m}$)，第 10 ($8.3\mu\text{m}$) 與第 18 ($4\mu\text{m}$) 頻道。參考表 2，可知所選 3 頻道為對近地面溫度至為敏感者。

三、個案研究

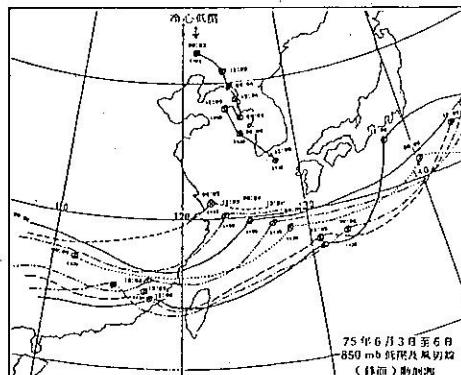
本文選擇第一期 TAMEX 計劃中第 2 次個案（陳與吳，1987），中央氣象局衛星站所接收到 1986.6.4 19 Z NOAA - 9 掃瞄經過台灣附近時之 TOVS 資料，為處理對象。本想同時將反演結果與 TOVS / NESDIS 結果相較，經去函詢問 NOAA / NESDIS 後，發現自 1986.4 ~ 1986

.6 間，TOVS / NESDIS 資料均無存檔，因此本文中 TTS 結果，僅可與 6/4 12 Z, 6/5 00 Z 之探空資料相較。

由 6/3 ~ 6/6/86 (圖 4 a、b)，冷心低壓由大陸東北，經朝鮮半島，東南移入日本海。地面低壓中心自東海南部，向東移動，冷鋒向此中心向西南延伸。此鋒面在台灣附近滯留近 72 小時。此為相當典型之梅雨鋒面型態。



(a)



(b)

圖 4 75 年 6 月 3 日 ~ 6 日地面(a)及 850 mb (b) 主要系統分佈 (陳與吳, 1987)

3.1 研究個案 1

研究個案 1，TTS 系統內初始場之決定係採用第一類之氣候法。所得結果，作統計特徵分析（表 4，與圖 5 與 6）。探空～衛星時間與空間配對後得 168 個配對 (Mc Millin et al., 1983

表4 TTS 研究個案分析

個案	1	2
說明	TTS 氣候法 起始值 1986, 6, 4 192	TTS 分區法 起始值 1986, 6, 4 192
配位數	168	160
空間距離	186+37km 1.81+0.35	186+37km 1.81+0.35
Δp_s (mb)	3.25	3.34
$(\Delta p_s)_{rms}$ (mb)	13.7	13.8
ΔT_s ($^{\circ}$ C)	-22.7	-0.42
$(\Delta T_s)_{rms}$ ($^{\circ}$ C)	26.6	2.74
$(\sum_{100mb} \Delta T)_{min}$ ($^{\circ}$ C)	31.1	22.5
$(\sum_{100mb} \Delta T)_{max}$ ($^{\circ}$ C)	283	188
$(\sum_{100mb} \Delta T_d)_{min}$ ($^{\circ}$ C)	9.7	7.15
$(\sum_{100mb} \Delta T_d)_{max}$ ($^{\circ}$ C)	172	117
$(\sum_{100mb} \Delta \phi)_{min}$ (m)	636	432
$(\sum_{100mb} \Delta \phi)_{max}$ (m)	11872	6809
$K(\sum_{100mb} \Delta Y)_{min}$ ($^{\circ}$ C km $^{-1}$)	9.8	6.8
$K(\sum_{100mb} \Delta Y)_{max}$ ($^{\circ}$ C km $^{-1}$)	28.3	26.3
$(\sum_{100mb} \Delta LT)_{min}$ (m)	56	46
$(\sum_{100mb} \Delta LT)_{max}$ (m)	1428	1353
$(\sum_{100mb} \Delta pw)_{min}$ (mm)	0.42	0.54
$(\sum_{100mb} \Delta pw)_{max}$ (mm)	17.4	12.8

)。所得結論為：

(1)地面氣溫偏差太大， ΔT_s 為 -22.7°C ，(ΔT_s)_{rms} 為 26.6°C ，明顯地有低估近地面氣溫趨向。圖5 a 中平均差剖面，亦明顯指出此現象。且由於平均差約在 -5°C 附近，顯示 TTS 系統中近地面氣溫差之估計急需改進。

(2)溫度均方根差約在 6°C 附近，研判其成因亦與地面氣溫差有關。由圖6 a 與 b 有關最佳與最

差溫度配對之比較中，也可知道 TTS 低估對流層內溫度趨向為一高度函數。在對流層頂，此低估現象趨向為 0，因此圖5 a 中平均差為 0°C ，均方根差為 2.5°C 。不過在 100 mb 以上，平均差與均方根差不見改善，且圖6 a、b 僅微弱顯示溫度差隨高度之改變。

(3)露點溫度之反演亦不盡理想，平均差為 -7.5°C ，均方根差為 12.5°C 。在 700 mb 附近誤差較小，但仍不理想。由圖6 d 中可知露點估算誤差，乃是配合溫度估算誤差特徵，是以亦為高度之函數，且差值甚大。

(4)重力高度差特徵，明顯的是差值隨高度而增加，由近地面之 0 m ，平均差增加至 -520 m ，均方根差則為 520 m ，在 100 m ，亦見約 260 m 之差值。可能是近地面氣溫與露點溫度估計誤差隨高度增加，因此採用靜力平衡式所估計得之重力高度，其累積誤差效應大。此特徵在最差之探空～衛星配對之剖面資料上（圖6 f）可明顯看出。

(5)溫度遞減率誤差隨高度變化紊亂，平均差約在 $0^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 附近，均方根差約在 $1.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 。顯示溫度隨高度之變化特徵，為反演計算中，較能掌握者，不過由圖6 g、h 有關最佳與最差配對剖面圖中，可看出近地面誤差仍為重要影響因子。

(6)可降水量的誤差由高往下升高，此現象應與水汽含量由高往下增加有關。近地面處可降水量有明顯低估現象，所以平均差在 $300 \sim 1000\text{ mb}$ 層內為 -1.5 mm ，均方根差為 3 mm 。TTS 低估可降水量的現象，在圖6 l 中明顯地也可以辨別之。

(7)厚度差之平均值不隨高度改變，約在 -60 m 附近，均方根差則隨高度增加， $100 \sim 300\text{ mb}$ 氣層內厚度均方根差約為 180 m 。此誤差隨高度而增加的現象，應與重力高度差特徵有關。

綜結而言，近地面氣溫與露點溫度之估計誤差太大，為現階段 TTS 反演誤差之主要困難，若能克服之，反演結果將有相當改進。

3.2 研究個案 2

研究個案 2 中 TTS 初始場之決定，乃採用分

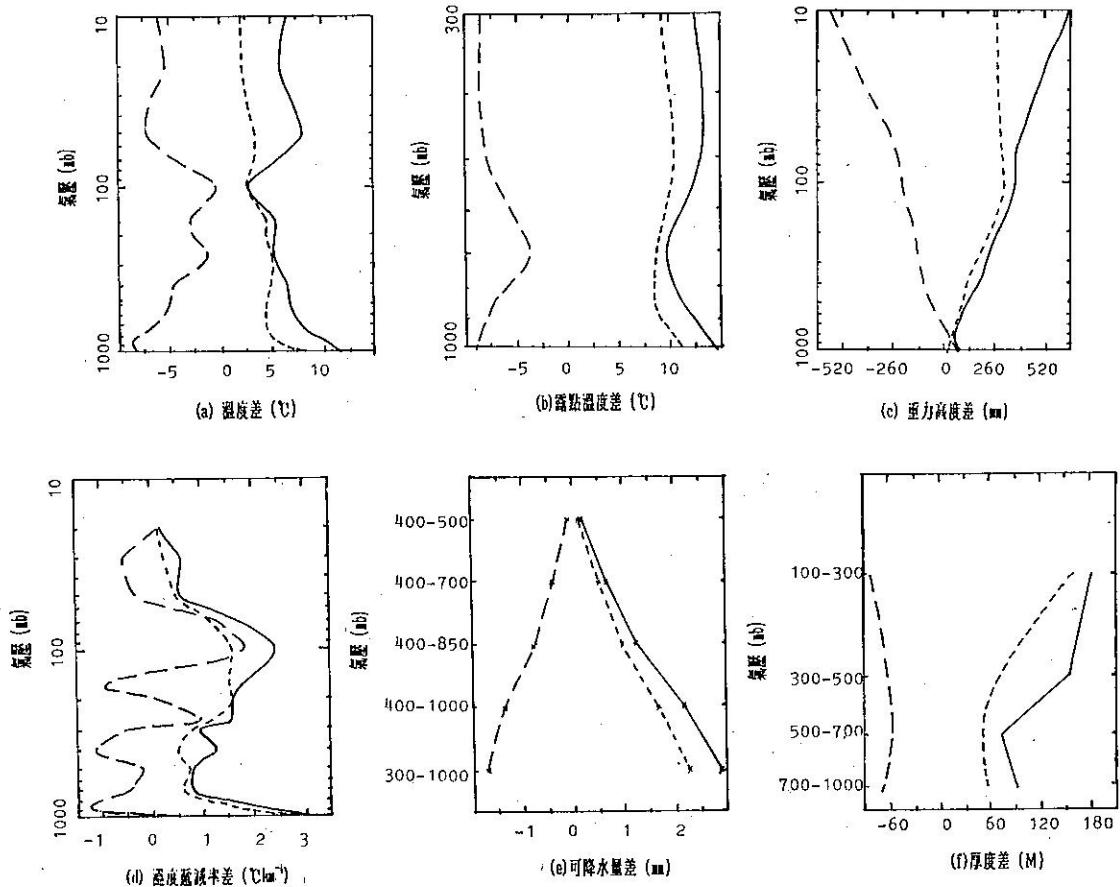


圖 5 TTS 研究個案 1 (參考表 4)，分析探空—衛星配對後(a)溫度差(b)露點溫度差(c)重力高度差(d)溫度遞減率差(e)可降水量差(f)厚度差，之平均值 (bias)，標準差 (Standard deviation)，與均方根 (rms)剖面。

——均方根差 - - - 平均差 - · - - 標準差

區法。此外由研究個案 1 之分析經驗，獲知地表誤差之嚴重性，因此修正 TTS 要求反演後結果與分區內之平均剖面相比較，若地表偏差太大，將配合平均剖面再作反演，直至偏差在合理範圍內時。表 4，圖 7 與圖 8 為反演後資料統計分析特徵。大致而言：

(1) 地表氣溫偏差大幅降低， ΔT_s 為 $-0.42^\circ C$ ，(ΔT_s)_{rms} 為 $2.74^\circ C$ 。100 mb 以下氣溫差亦下降。200 mb 以下，平均值為 $0^\circ C$ ，均方根差為約 $3^\circ C$ 。不過 100 mb 以上，誤差的特徵並未

顯著改變，顯示為儀器資料反演困難之故。圖 8 a、b 顯示此時誤差主要即是在 100 mb 以上。

(2) 露點溫度差亦有相當改進，700 mb 處仍為反演最佳處，不過在 500 mb 以上誤差並無改進。圖 8 d 顯示此時 600 mb 以下偏差確有改進。

(3) 重力高度場明顯地因為氣溫和露點溫度反演修正之效果，而大有改進。此時最大平均差為 $-320 m$ ，均方根差為 $320 m$ 。重力高度差隨高度而增加的特徵仍然存在。

(4) 溫度遞減率差隨高度作紊亂分佈的特徵，在

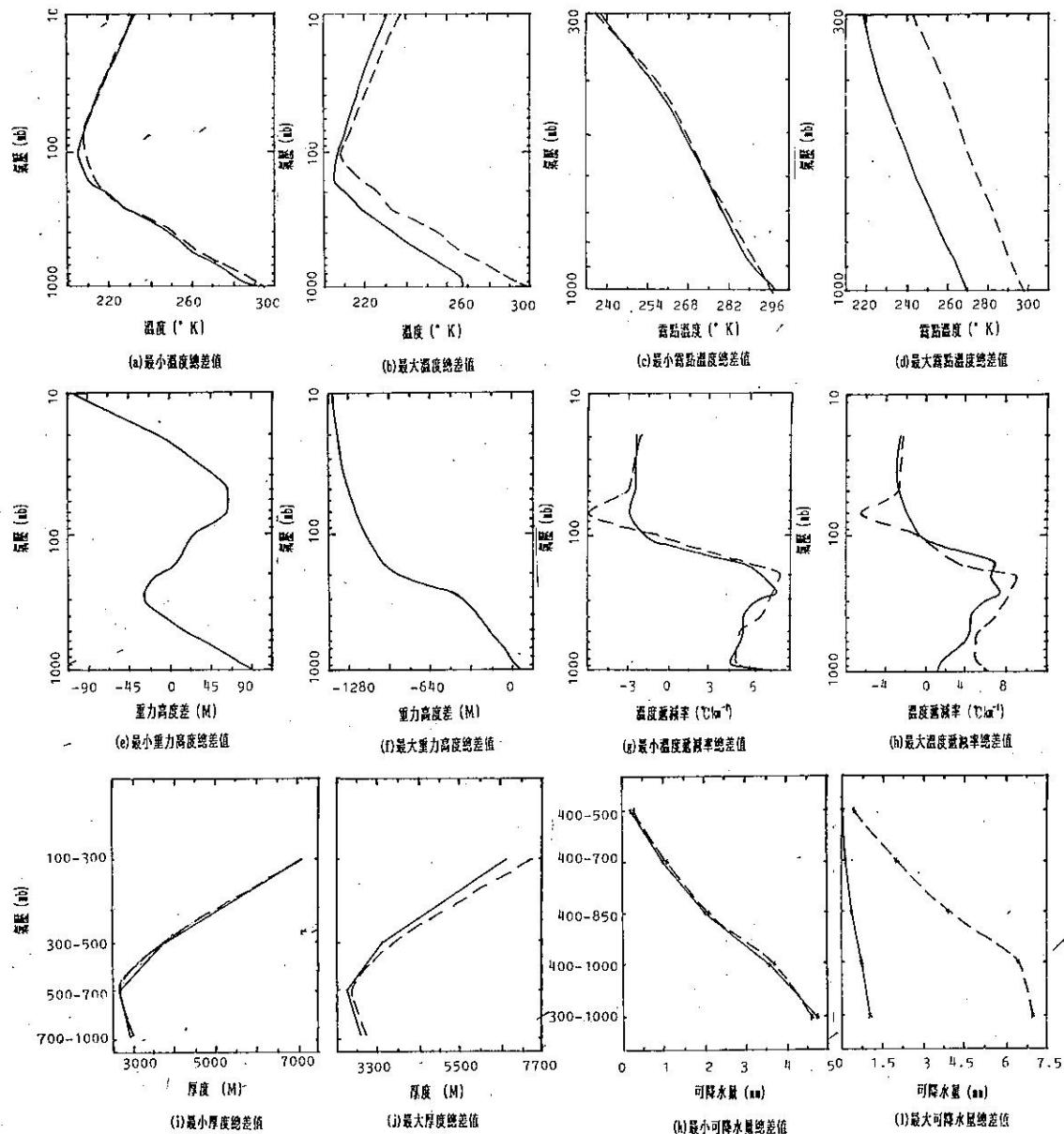


圖 6 TTS 研究個案 1 (參考表 4)，探空—衛星配對群中

- | | |
|-------------------------------|-------------------------------|
| (a) 最小溫度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (g) 最小溫度遞減率總差值 (10 ~ 1000 mb) |
| (b) 最大溫度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (h) 最大溫度遞減率總差值 (10 ~ 1000 mb) |
| (c) 最小露點溫度總差值 (300 ~ 1000 mb) | (i) 最小厚度總差值 (100 ~ 1000 mb) |
| (d) 最大露點溫度總差值 (300 ~ 1000 mb) | (j) 最大厚度總差值 (100 ~ 1000 mb) |
| (e) 最小重力高度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (k) 最小可降水量總差值 (4 層)，與 |
| (f) 最大重力高度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (l) 最大可降水量總差值 (4 層) |

下之溫度，露點溫度，重力高度，溫度遞減率，厚度與可降水量剖面。

—— TTS —— 探空

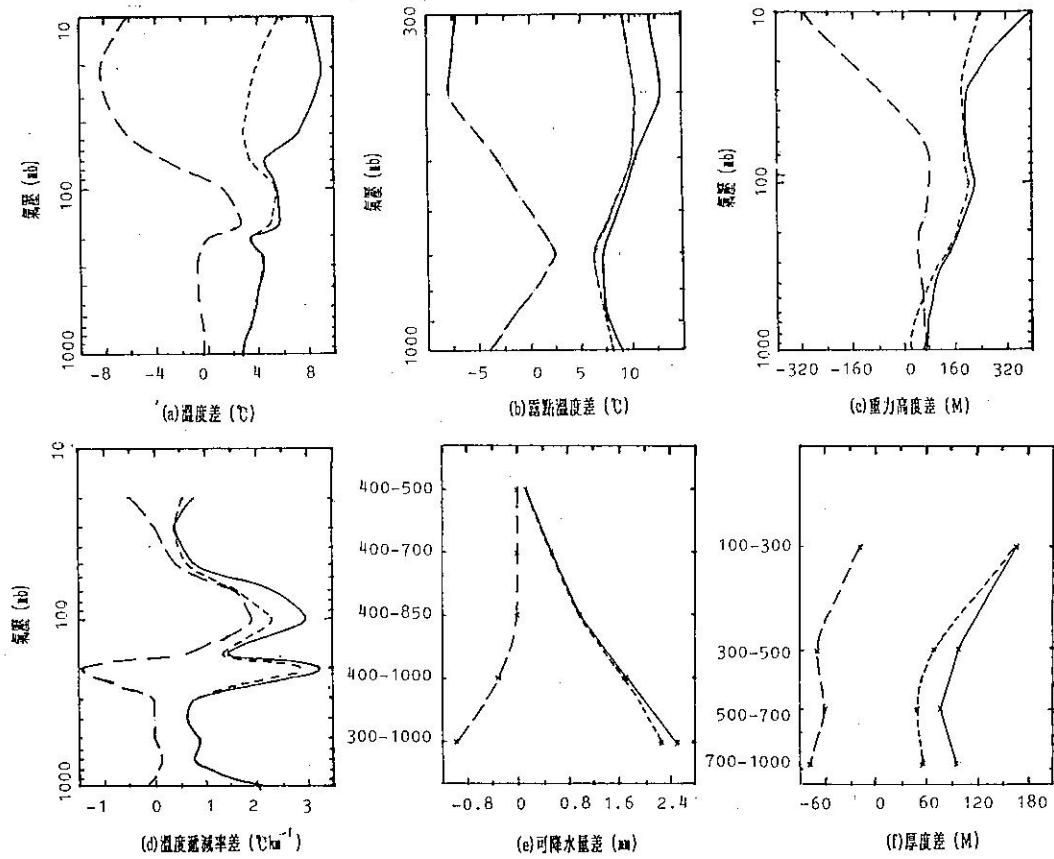


圖 7 TTS 研究個案 2 (參考表 4)，分析探空—衛星配對後(a)溫度差(b)露點溫度差(c)重力高度差(d)溫度遞減率差(e)可降水量差(f)厚度差，之平均值 (bias)，標準差 (Standard deviation)，與均方根 (rms)剖面。

——均方根差 - - - 平均差 - - - 標準差

圖 7 d 中已大幅改進。300 mb 以下平均差為 $0^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ，均方根差為 $0.75^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ，非常理想。高層則紊亂變化特徵，仍是存在的。

(5)比較圖 5 e 與圖 7 e 顯示可降水量的估計亦有顯著改進，雖然誤差仍隨高度降低而增大，但平均差最大值已降至 -0.9 mm ，而均方根差亦降至 2.4 mm 。比較圖 6 f 與 8 f 可看出，近地面水汽量估計加強後，TTS 與探空間之誤差即減少許多。

(6)氣層厚度的估計由圖 5 f 與 7 f 之比較中，顯示並未作巨幅改進。基本上此誤差是含於反演作法之中，是以修正地表差距，並不如重力高度的估

計，將減少累積誤差。

綜結而言，由統計分析中，吾人可知道起始場對於目前之 TTS 系統具極大之影響。採用分區法，儀器掃瞄若是落在某一區內，即採用區內梅雨期之平均剖面為起始場，較之氣候法採用同一緯度帶之平均剖面為起始場為佳。其次，此分區平均剖面亦可用以要求反演結果不得偏差太大，尤其是近地面，因為近地面反演的誤差會在多個大氣參數場內往上傳送。當然未來吾人若能採用當時觀測之近地面資料，則效果將更佳。

在綜觀分析上，研究個案一與個案二的結果仍

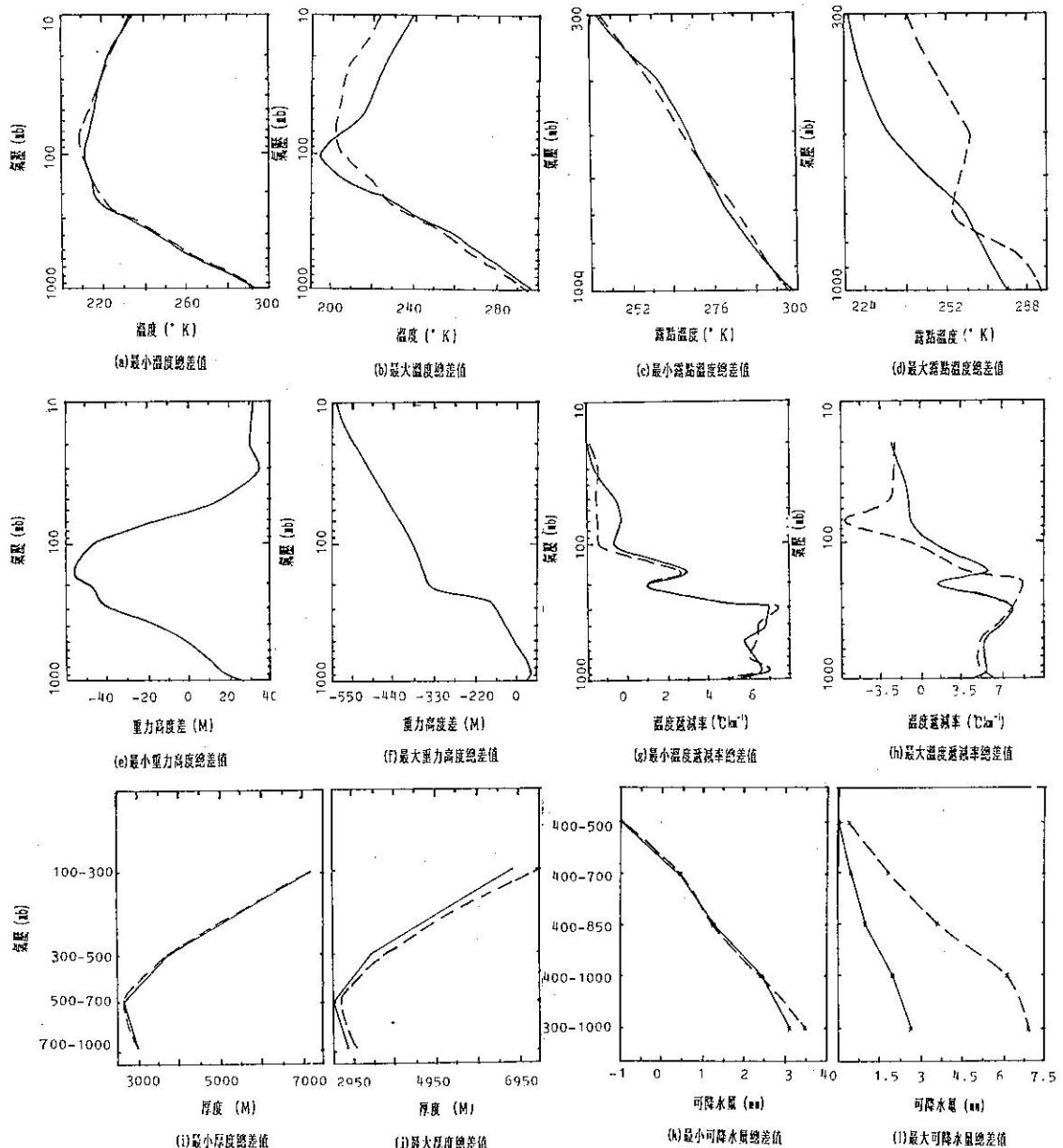


圖 8 TTS 研究個案 2 (參考表 4)，探空一衛星配對群中

- | | |
|-------------------------------|-------------------------------|
| (a) 最小溫度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (g) 最小溫度遞減率總差值 (10 ~ 1000 mb) |
| (b) 最大溫度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (h) 最大溫度遞減率總差值 (10 ~ 1000 mb) |
| (c) 最小露點溫度總差值 (300 ~ 1000 mb) | (i) 最小厚度總差值 (100 ~ 1000 mb) |
| (d) 最大露點溫度總差值 (300 ~ 1000 mb) | (j) 最大厚度總差值 (100 ~ 1000 mb) |
| (e) 最小重力高度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (k) 最小可降水量總差值 (4 層)，與 |
| (f) 最大重力高度總差值 (10 ~ 1000 mb) | (l) 最大可降水量總差值 (4 層) |

下之溫度，露點溫度，重力高度，溫度遞減率，厚度與可降水量剖面。

—— TTS —— 探空

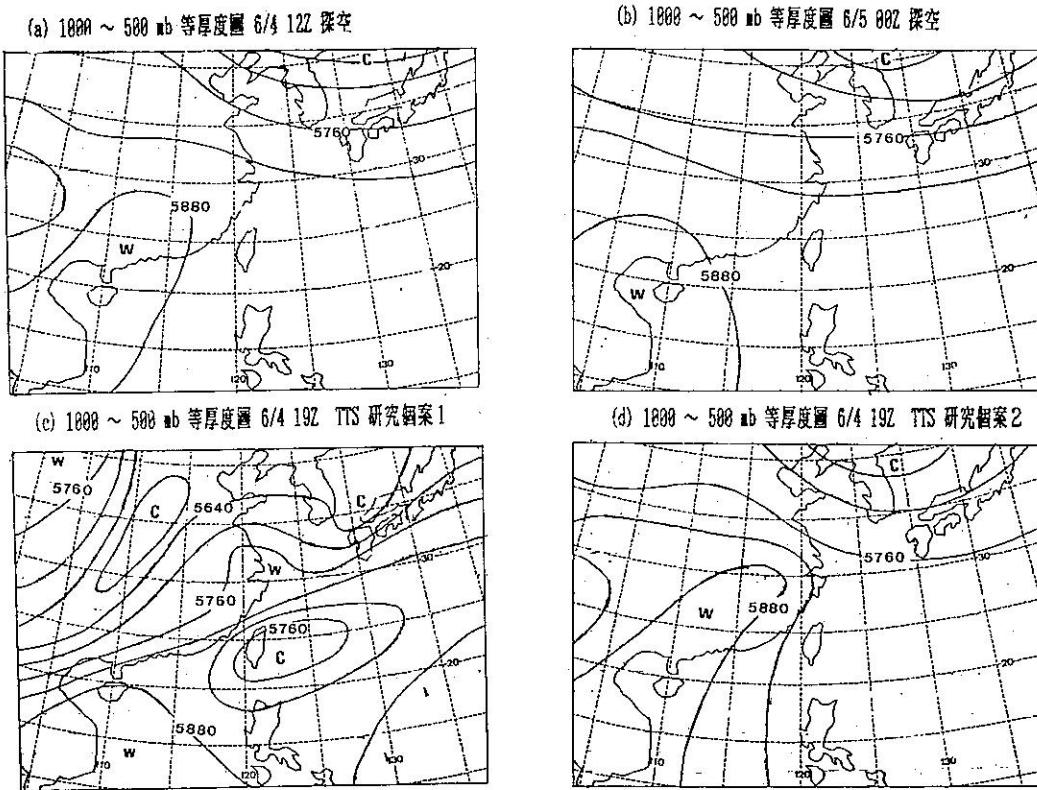
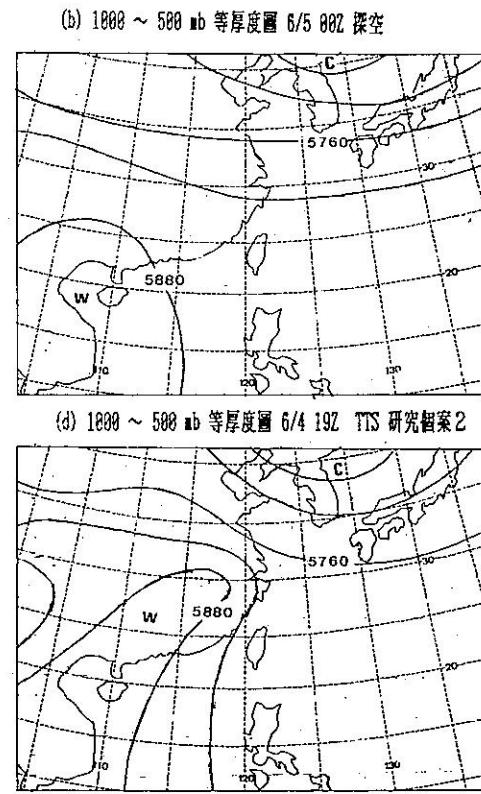


圖 9 6/4 12Z~6/5 00Z 1000~500 mb 高厚度圖

未趨理想，此可以圖 9 之 1000—500 mb 等厚度圖為例說明之。圖 9 a 與 b 為 6/4 12Z 與 6/5 00Z 之厚度圖，明顯地朝鮮半島北方有個冷心，而且南海西方有個暖心。但在圖 9 a 內研究個案一所得之結果，雖仍保留北方之冷心，但已減弱西南方暖心，且在台灣附近形成暖心與冷氣團之接觸面，非常不合理。圖 9 d 內，研究個案 2 所得結果，則較為合理，因為西南方暖心與北方冷心均存在，但西南方暖空氣有侵入華南一帶傾向，此點則未顯示於圖 9 b。

四、結論

(1)配合美國威斯康辛大學所提供之 ITRP 資料，中央氣象局顏（1985，1986）與 Yen and Wang (1986) 等研究發展，基本初步之 TTS



系統已建立完成，但對於初始場的選擇，仍具有可爭執性。本研究中建立分區平均場為初始場之法，針對地表誤差有向上累積之特徵，要求修正之，並已有相當之改進成果。目前之 TTS 採用 Smith and Woolf (1984) 所發展之同時物理反演法，同時反演地表溫度、溫度剖面與濕度剖面。雲區則採用 CO₂ 15 mm 吸收波段中第 5 (14 μm) 與第 7 (13.4 μm) 波段之輻射資料，比較與分析雲頂高度和有效雲量。

(2)本研究中採用 6/4/1987 19Z NOAA - 9 掃瞄經過台灣附近之資料分析之，大略得結論：經採分區平均場為初始場之法後，地表氣溫誤差大幅下降，溫度在 100 mb 以下具均方根差 3°C，100 mb 以上則誤差仍大。溫度遞減率之均方根差則為 0.75°C km⁻¹，非常理想。水汽之誤差仍為不易控制者。經以綜觀資料分析後，發現資料雜訊

太大，不過北方冷心仍能掌握，南方暖區則辨認未趨理想。未來吾人將由雲區過濾與反演法二者中，再仔細改進，以增加其準確度。

致謝

本研究計劃之完成得感謝季慧芬小姐與劉雅琪小姐幫忙處理資料、繪圖、打字等。本研究為中央氣象局研究計劃 76-01-16 所資助。

參考文獻

柳中明、譚允中，1986：衛星遙測垂直大氣溫度剖面—研究受約束之線性反演法。大氣科學第十四期 pp.77~90。

吳宗堯、陳泰然，1986：劇烈區域性豪雨與分析實驗計劃第一階段實驗，國科會防災科技報告 75-06 號。

顏泰崇，1985：繞極軌道氣象衛星 TOVS 資料抽取之研究，中央氣象局研究報告第 122 號。

顏泰崇，1986：繞極軌道氣象衛星 TOVS 資料校準及定位之研究，中央氣象局研究報告第 122 號。

Fleming, H.E., M.D. Goldberg, D.S. Crosby, 1986: Minimum Variance Simultaneous retrieval of temperature and water vapor from satellite measurements. Preprint volume: Second Conference on Satellite Meteorology/Remote Sensing and Application, May 13-16, 1986, Williamsburg, Va. Published by the American Meteorology Mass., 20-23.

Goldberg, M.D., A. Swaroop, H.E. Fleming and A. Reale, 1986: An analysis of temperature and water vapor retrievals using a minimum variance simultaneous

method. Preprint volume: Second Conference on Satellite Meteorology/Remote Sensing and Application, May 13-16, 1986, Williamsburg, Va. Published by the American Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Houghton, J.T., F.W. Taylor and C.D. Rodgers, 1984: Remote sounding of Atmosphere. Cambridge University Press, 343pp.

King, J.I.F., 1956: The radiative heat transfer of planet Earth. In "Scientific Uses of Earth Satellites" 133-136, Univ. of Michigan Press, Ann Arbor.

Liou, K.N. 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York, 393pp.

McMillin, N. L., D.G. Gray, H.F. Drahos, M.W. Chalfant and C.S. Novak, 1983: Improvement in the accuracy of operational satellite soundings. J. Climates and Appl. Meteor. 22, 1984-1985.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, 1976: The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observation. J. Atmos. Sci., 33, 1127-1140.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, 1984: Improved vertical sounding from an amalgamation of polar and geostationary radiance observation. Preprint volume: Conference on Satellite Meteorology/Remote Sensing and Application, June 25-29, 1984. Clearwater Beach, Florida, Published by Amer. Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, C.M. Hayden, D.Q. Wark, L.M. McMillin, 1979: The TIROS-N operational vertical sounder, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 60, 1177-1187.

Werbowitzki, A., 1981: Atmospheric Sounding: User's Guide, NOAA Technical Report, NESS 83.

T.C., Yen, H.-J.S. Wang: A Preliminary Study of TOVS Retrieval in Taiwan, ROC. The third International TOVS Study Conference Madison Wisconsin 13-19 August, 1986.

THE PROCESS OF TOVS DATA NEAR TAIWAN AREA
DURING MEI-YU SEASON

C. M. LIU

DEPT.OF ATMOSPHERIC SCIENCES
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

and

T.C. YEN, H.-J. S. WANG

METEOROLOGICAL SATELLITE GROUND STATION
CENTRAL WEATHER BUREAU

ABSTRACT

The NOAA polar orbiting satellites pass by Taiwan 2-4 times a day. The on-board TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder) system, provides a good opportunity for Taiwan to develop an atmospheric sounding system. This research continues the research goal of Liu (1987), to use the TOVS data received by the Meteorological Satellite Ground Station of the Central Weather Bureau, to initiate the development of Taiwan TOVS system (TTS) and process the NOAA-9 data on 19z of June 4 1986. The analysis of the retrieved sounding data revealed that the estimation error near surface tends to propagate upward and hence be accumulated level by level. After adopting the regional mean profile as the initial field, the retrieved result is improved considerably. The rms of the temperature field is about 3°C which is very close to the quality of the TOVS/NESDIS data (Liu, 1987).

key words: Satellite remote sounding, TOVS, TTS, accuracy analysis.