

# 利用可見光資料計算雲量以改進衛星遙測之大氣溫濕剖面

劉 振 榮

國立中央大學太空及遙測研究中心

## 摘 要

本研究乃是利用美國GOES ( Geostationary Operational Enviromental Satellite ) 衛星上VISSR ( Visible Infrared Spin Scan Radiometer ) 之可見光反射資料來計算VAS ( VISSR Atmospheric Sounder ) 視場內之雲量，並以此來改進在有雲情況下衛星遙測所得之大氣垂直溫度及濕度剖面。雲量之計算乃是結合雙閥值法，空間連貫法和直方圖法以求得在某區域內（一般由數個VAS視場組成）之平均地面和雲頂之可見光反射率，並據以推求得此區內每個可見光視場之雲量，而給定之區域內之雲量則可由其內所包含之所有可見光視場之雲量平均求得。此外，本研究亦應用二氧化碳吸收法來推求雲頂高度和雲放射率。

在前述所求得之雲量，雲頂高度以及雲放射率的輔助下，衛星遙測頻道在晴空及有雲情況下其輻射傳遞方程內之適當權重函數即可以計算求得。然後，再應用同時物理反演法即可求得在被雲所污染區內之大氣垂直溫度及濕度剖面。

應用本方法所求得之結果，在與傳統的探空溫度及濕度剖面，地面報告以及CIM-SS ( Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies ) 所求得之結果相互比較，其結果顯示在應用本研究之方法在有雲的地區時，衛星遙測所得之大氣垂直溫度及濕度剖面的精確度確有重大之改進。

## 一、前 言

在目前美國作業用地球同步衛星上所裝載之VAS乃是一個具有八個可見光頻道偵測器及六個紅外線偵測器的輻射儀，所以其除了可以感測到可見光反射輻射外，亦可以感測到從3.9至15微米之間的12個紅外線頻道輻射。VAS以每分鐘100轉的速度由西向東旋轉，可以提供空間能晰度為約一公里的可見光視場和8或者16公里之紅外線視場。圖一為若大氣狀況為美國標準大氣時之VAS 12個紅外線頻道權重函數。

一般在由紅外線頻道輻射值反演大氣溫度和濕度剖面時，首先必須選擇或決定其在晴空區之輻射

值。晴空輻射值的求取方法可分為兩種，一種即是辨識出其為完全晴空的視場，另一種即是設法在裂雲視場中求得晴空輻射值。一般在裂雲情況下求取晴空輻射值均是應用所謂的N\*方法，此法乃是先假設兩個相鄰視場之晴空及雲區之輻射值均為相同，而衛星所測得兩視場輻射值的所以不同乃僅由於兩視場之雲量不同的關係。因此若外推至雲量為零時即可求取得晴空輻射值 ( Smith, 1968 ; Smith and Woolf, 1976 ; McMillin, 1978 ) 。 Aoki ( 1980, 1983 ) 則利用解析度為一公里的AVHRR ( Advanced Very High Resolution Radiometer ) 資料先估算雲量，並據以求

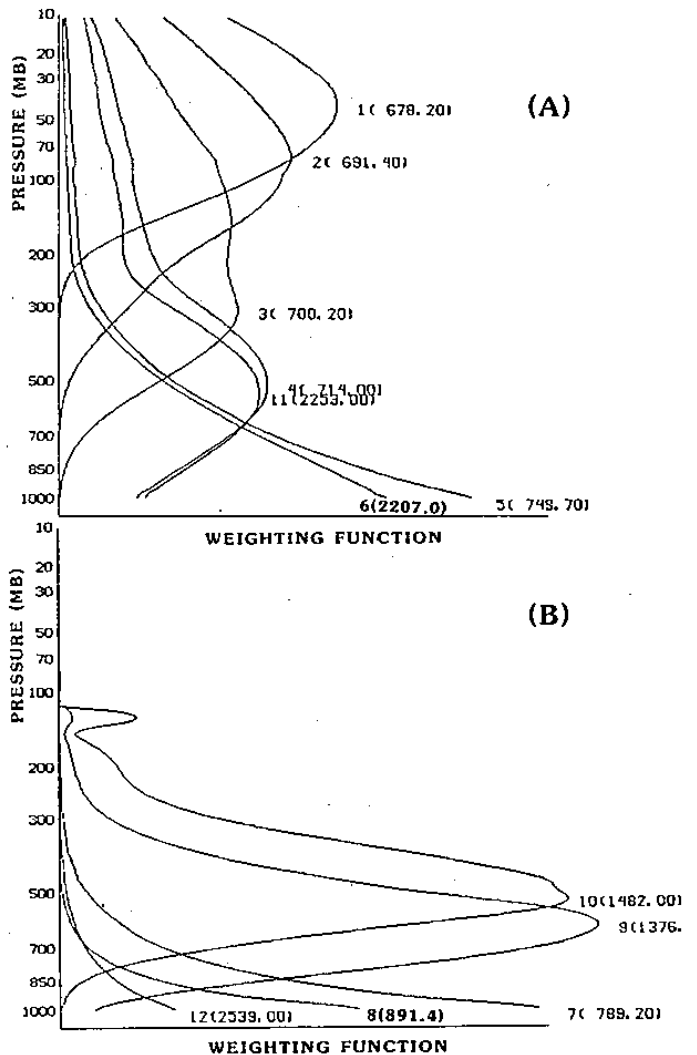
取HIRS (High-Resolution Infrared Radiation Sounder) 視場之晴空輻射值。其結論是若先利用AVHRR之可見光頻道估算雲量，將可求得比 $N^*$ 方法所求得之晴空輻射值有更準確之結果。不過由於AoKi僅應用單閾值法求取雲量，故其雲量之準確度可能仍不夠精確。單閾值法的不準確性，Shenk和Salomonson在1972年即已提出。在1982年，Coakley和Bretherton曾發展出一個稱為空間連貫法的計算雲量方法，此種方法既簡單又準確，不過由於其僅適用在紅外線頻道，而VAS並無如AVHRR之高解析度紅外線頻道，故此法並難應用在地球同步衛星的大氣溫濕剖面的遙測上。

本研究乃針對上述各方法之缺點，結合雙閾值法，空間連貫法和直方圖法來估算VAS紅外線視場上之雲量，並應用二氧化碳吸收法以求得視場內之雲頂高度及雲放射率。而將這些參數直接代入有雲情況下之紅外線輻射方程式內以反演求得代表此區內之大氣溫度及濕度剖面。

## 二、雲量之計算

由於地球同步衛星GOES上可以提供空間解析度為1公里之可見光資料，因此可以據此以計算得空間解析度為8或16公里之紅外線視場內之雲量。此種利用可見光資料以推求雲量之新方法，在此稱為“改進雙閾值法”，其基本假設為：

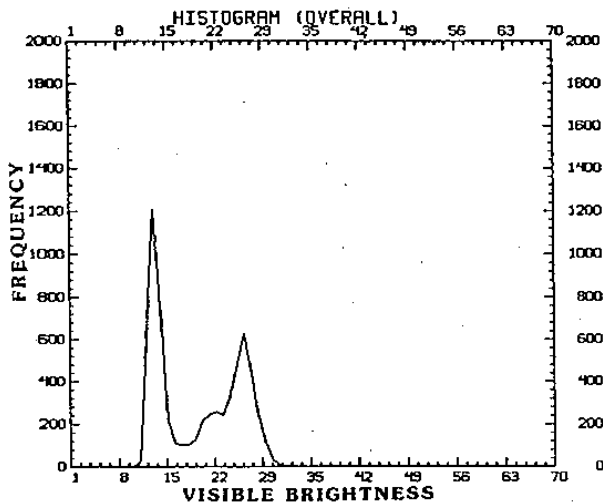
- (一)在某一區域內晴空區之地面可見光反射值以及雲頂之可見光反射值會具有重覆出現之特性，亦即地面和雲頂之反射值會有較高的出現頻率。
- (二)雲頂之反射值高於地面之反射值。因此若某區域內無部份有雲的可見光視場，則此區內反射率出現頻率的直方圖將形成兩個分開的分佈曲線。
- (三)在晴空區地面反射值之偏差，主要是由於儀器的隨機雜訊和自然偏差，而其形成的頻率分佈曲線則假設為高斯分佈。
- (四)雲頂之反射值偏差會較地面偏差為大。不過仍假設其為高斯分佈。



圖一：VAS之(A)七個溫度遙測頻道權重函數。(B)三個水汽遙測頻道和兩個窗區頻道權重函數。

(五)在加入部份有雲視場後之分佈曲線中，假設地面反射率出現頻率分佈曲線較暗的一邊，或者是雲頂反射率出現頻率分佈曲線較亮的一邊，不會受到此部份有雲視場加入的影響。

由上述的假設，我們即可選取出現頻率分佈曲線直方圖(見圖二)上最暗的一邊的某些點，並利用三點法以求得地面之平均反射值及其標準偏差( $\bar{x}_g$ 和 $\sigma_g$ )。同理，由出現頻率分佈曲線直方圖上最亮的一邊的某些點，利用三點法即可求得雲頂的平均反射值及其標準偏差( $\bar{x}_c$ 和 $\sigma_c$ )。在選取適當之點以供三點法求取地面和雲頂之反射值時，我們乃是應用斜率法來保證所求得之點乃是座落在出現頻率分佈曲線最暗或最亮的一邊。



圖二：1982年4月26日1718Z GOES-5觀測得之可見光反射亮度值出現頻率分佈曲線，共有6400個可見光視場。

由於我們乃是假設地面或雲頂之反射率出現頻率分佈曲線為高斯分佈，所以其密度函數可以下式表示：

$$f(x) = f_0 \cdot \exp \left[ - (x - x_0)^2 / 2\sigma_0^2 \right] \quad (1)$$

其中  $f$  是發生頻率， $\sigma_0$  是標準偏差， $x_0$  是平均反射亮度， $f_0$  則是平均反射亮度  $x_0$  之發生頻率。由於距離平均反射亮度一個標準偏差之點乃是座落在其分佈曲線的轉折點處，亦即在  $df / dx$  為極大值處，所以我們可以利用斜率法由下式求得轉折點之亮度值：

$$\left( \frac{df}{dx} \right)_i = \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{x_{i+1} - x_{i-1}} \quad (2)$$

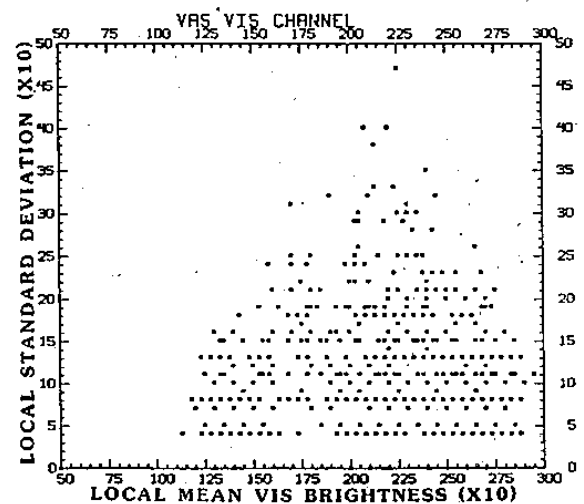
其中下標  $i$  可在最暗邊（或最亮邊）之某範圍內變動，以求得  $df / dx$  為最大值時之  $x_i$  值，並設此時之亮度值為  $x_m$ 。

在  $x_m$  附近選取適當之點，將其中每三點（假設其為  $(x_i, f_i)$ 、 $(x_j, f_j)$  和  $(x_k, f_k)$ ）代入式(1)，則此三點將滿足下列三式：

$$\begin{aligned} f_i &= f_0 \cdot \exp \left[ - (x_i - x_0)^2 / 2\sigma_0^2 \right] \\ f_j &= f_0 \cdot \exp \left[ - (x_j - x_0)^2 / 2\sigma_0^2 \right] \\ f_k &= f_0 \cdot \exp \left[ - (x_k - x_0)^2 / 2\sigma_0^2 \right] \end{aligned} \quad (3)$$

此三方程式恰含三個未知數，即  $f_0$ 、 $x_0$  和  $\sigma_0$ 。因此代表地面（或雲頂）之平均反射亮度值  $x_0$  和其標準偏差  $\sigma_0$  即可被求得。由於我們使用了在  $x_m$  附近的數組三個點，因此我們即可求得若干組的  $x_0$  和  $\sigma_0$ ，而其中出現最多次（即最集中）的  $x_0$  和  $\sigma_0$  即可做為最佳的  $x_0$  和  $\sigma_0$  估計值。假設以此求得之地面反射亮度值和偏差值為  $x_g$  和  $\sigma_g$ ，而雲頂反射亮度值和偏差值為  $x_c$  和  $\sigma_c$ 。

當地面以及雲頂的平均反射值和標準誤差均被求得以後，再利用空間連貫法，即在前述之同區域內每  $2 \times 2$  個相鄰可見光視場計算其局地平均亮度值和其局地標準偏差，並以前面求得之  $\sigma_c$  的兩倍做為過濾值，以濾去那些僅部份被雲所污染之可見光視場。亦即在我們所算得之局地平均高度及局地標準偏差值中（見圖三），若其局地平均亮度小於  $(x_c + 2\sigma_c)$ ，且其局地標準偏差小於  $2\sigma_c$ ，則此



圖三：可見光之局地標準偏差與其局地平均亮度值關係圖。

些視場我們均視為晴空視場。另外若其局地平均亮度大於  $(x_c - 2\sigma_c)$ ，且其局地標準偏差小於  $2\sigma_c$ ，則我們視這些點為完全為雲所覆蓋之視場。將這些過濾出來的點，再以出現頻率直方圖來表示，則出現圖四的形式。其它未包含在上述二範圍內之視場，則一概視為部份為雲所覆蓋之視場。圖五即顯示我們分類後所得之結果，其中區域(1)即代表完全晴空之視場，區域(2)即代表部份為雲所覆蓋之

視場，而區域(3)則代表完全為雲所覆蓋之視場。在計算雲量時，每一視場均給與一個雲量計算權重值  $W$ ，即當視場座落在區域(1)內時，則令其  $W = 0$ ，若視場座落在區域(3)內時，則令其  $W = 1$ ，而若視場座落在區域(2)內時，則其雲量計算權重為

$$W = \frac{x - x_a}{x_c - x_a}$$

其中  $x$  為視場之亮度， $x_a$  和  $x_c$  則分別為前面所求得之地面以及雲頂之平均反射亮度值。

每個可見光視場之雲量計算權重值均求得之後，則每一個紅外線頻道視場（包含64個或256個可見光視場）之雲量即可由其內所包含之全部可見光視場之雲量計算權重值平均求得。而某一為求大氣濕濕剖面之區域內之雲量，則可由其內所包含之所有紅外線頻道視場之雲量平均求得。

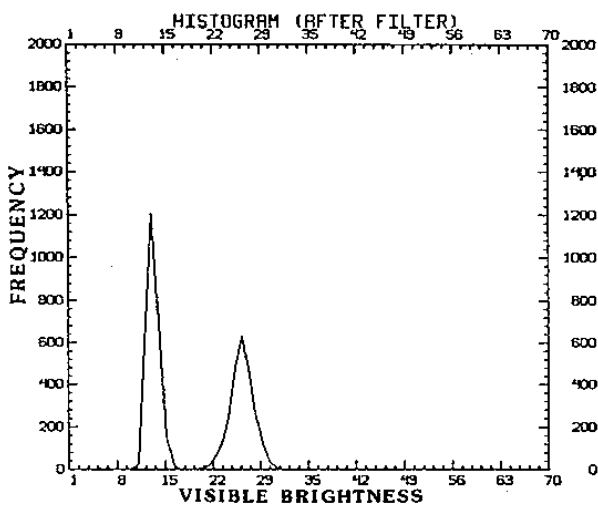


圖 四：圖一上之部份有雲之可見光視場被濾除後所得的結果。

### 三、雲頂高度和雲放射率之求取

對於在某區域內之雲頂高度，在此是由所謂的二氧化碳吸收法來計算（Menzel 等，1983；Smith 等，1985）。利用此法計算雲頂高度乃是將兩個不同之二氧化碳吸收頻道  $\nu_1$  和  $\nu_2$  觀測在此區域之同一點，如此則其相對之輻射方程比值即可由下式表示：

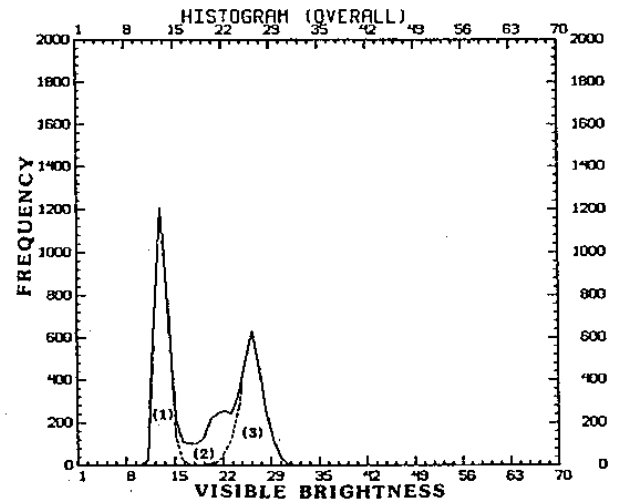


圖 五：圖一與圖三之重疊圖，其中區域(1)即代表晴空視場區域，(2)代表部份有雲之視場區域，(3)則為完全為雲覆蓋之視場。

$$\frac{I(\nu_1) - I_c(\nu_1)}{I(\nu_2) - I_c(\nu_2)} = \frac{\epsilon_1 \int_{P_a}^{P_c} \tau(P_1, P) \frac{dB}{dP} dP}{\epsilon_2 \int_{P_a}^{P_c} \tau(\nu_2, P) \frac{dB}{dP} dP} \quad (4)$$

其中  $I(\nu)$  即是衛星觀測得之輻射能量， $I_c(\nu)$  是晴空區之輻射能量， $\epsilon$  是雲放射率， $P_a$  是地面氣壓， $P_c$  是雲頂氣壓， $\tau(\nu, P)$  則代表由氣壓層  $P$  到達衛星處之大氣穿透率。如若我們所使用之二個二氧化碳頻道其波長極為相近，則我們可以假設其相對的雲放射率為相等（亦即  $\epsilon_1 \approx \epsilon_2$ ），所以(4)式即可表示為：

$$\frac{I(\nu_1) - I_c(\nu_1)}{I(\nu_2) - I_c(\nu_2)} = \frac{\int_{P_c}^{P_a} \tau(\nu_1, P) \frac{dB}{dP} dP}{\int_{P_c}^{P_a} \tau(\nu_2, P) \frac{dB}{dP} dP} \quad (5)$$

(5)式左邊式子，可以由衛星之觀測值求得，或由已知之大氣狀況反算輻射方程式求得。右式中除了  $P_c$  未知外，其它亦均可由已知之大氣狀況求得，因此我們可以變動  $P_c$  值，在使得左右兩項之差值為最小時之  $P_c$  值，即代表此區域內之雲頂氣壓值。

當雲頂氣壓值  $P_c$  求得之後，再加上前述計算得之雲量  $N$ ，則雲放射率可以由下式計算得到：

$$\epsilon = \frac{I(W) - I_c(W)}{N \{B[W, T(P_c)] - I_c(W)\}} \quad (6)$$

其中W代表紅外線窗區頻道之頻率。在實際運算時，我們可以選取數個相近的不同二氧化碳頻道，組成數組頻道組，並應用(5)式以算得數組之雲頂氣壓值，再用各頻道之輻射方程式算其與衛星實測之差值，而可造成最小差值之P。即為最佳之雲頂氣壓值，並代入(6)式以求得其雲放射率，以供在反演大氣溫濕剖面時用。

#### 四、大氣垂直溫濕剖面反演方法

在雲區的輻射傳遞方程乃如下式所示：

$$I = \int_0^{P_0} \tau dB + (1 - N\epsilon) \int_{P_0}^{P^*} \tau dB + B(0) \quad (7)$$

其中B(0)代表在大氣層頂處之蒲郎克輻射值，而由前述之方法，已可求得雲量N和雲放射率 $\epsilon$ ，因此如若我們重新定義大氣穿透率如下：

$$\begin{aligned} \tau^* &= \tau & \text{若 } P < P_0 \\ &= (1 - N\epsilon) \tau & \text{若 } P \geq P_0 \end{aligned}$$

則(7)式可以改寫為

$$I = \int_0^{P_0} \tau^* dB + B(0) \quad (8)$$

(8)式之形成與晴空區之輻射傳遞方程完全一致，只不過其大氣穿透率已經過雲效應的修正。因此我們亦可將此式利用“同時物理反演法”來求取大氣垂直溫濕剖面，即我們可以下式來表示：

$$\begin{aligned} \delta T_b &= \int_0^{P_0} \delta U \left[ \frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial U} \frac{\partial B(T)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} \right] dP \\ &\quad - \int_0^{P_0} \delta T \left[ \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial P} \frac{\partial B(T)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} \right] dP \\ &\quad + \delta T_b \frac{\partial B(T_b)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} \end{aligned} \quad (9)$$

其中 $T_b$ 是亮度溫度，U是可降水量， $\delta$ 值代表實際剖面與某一已知參考剖面之差值。為了求取(9)式中之 $\delta U$ 、 $\delta T$ 和 $\delta T_b$ ，我們可選取任意的氣壓函數 $\phi(P)$ 使得

$$\delta q(P) = g \sum_{i=1}^L C_i q_0(P) \phi_i(P) \quad (10)$$

和

$$\delta T(P) = - \sum_{i=L+1}^K C_i \phi_i(P) \quad (11)$$

其中L為描述水汽剖面的基本函數之個數，(K-L)則為描述溫度剖面的基本函數之個數，g為重力加速度，而 $q(P)$ 為水汽之混合比剖面，下標為0之值則代表已知之參考剖面值。(10)式乃是由氣體方程和靜水方程得來，因此

$$\delta U(P) = \sum_{i=1}^L C_i \int_0^P q_0(P) \phi_i(P) dP \quad (12)$$

設若令  $C_0 = \delta T_b$ ，且

$$A_{0,j} = \frac{\partial B(T_b)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} \tau_b^*$$

而在  $1 \leq i \leq L$  時，

$$A_{i,j} = \int_0^{P_0} \left[ \int_0^P q_0(P) \phi_i(P) dP \right] \frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial U} \frac{\partial B(T)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} dP$$

在  $L < i \leq K$  時，

$$A_{i,j} = \int_0^{P_0} \phi_i(P) \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial P} \frac{\partial B(T)}{\partial B(T_b)} \frac{\partial T}{\partial T} dP$$

其中j代表所使用的頻道，則(9)式可改寫為

$$\delta T_b = \sum_{i=0}^K C_i A_{i,j} \quad (13)$$

若以矩陣方式表示，則(13)式可寫為

$$\delta \vec{T}_b = \underline{A} \vec{C} \quad (14)$$

因此，以最小平方法即可求解得

$$\vec{C} = (\underline{A}^T \underline{A})^{-1} \underline{A}^T \delta \vec{T}_b \quad (15)$$

其中 $\underline{A}$ 可由已知之參考剖面值求得， $\delta \vec{T}_b$ 為衛星觀測得之各遙測頻道亮度與其由已知參考剖面求得之亮度溫度之差值。

在每一個 $C_i$ 值均求得以後，將其代入(11)和(12)式，則 $\delta T_b$ 、 $\delta U(P)$ 和 $\delta T(P)$ 即可求得。再將此 $\delta$ 值加回已知參考剖面值，則實際的地表溫度和垂直溫濕剖面即可求得。

#### 五、個案分析

在此我們選取G O E S - 5 衛星在 1982 年 4 月 26 日 1718 Z 時所觀測得之資料來做爲本研究的個案分析。圖六爲在應用本研究之方法後，所求得之垂直溫溼剖面，在圖上之二粗實線和二粗虛線分別代表 26 日 12Z 和隔日 00Z 之探空溫度和露點曲線，旁標 V T M Z 之細線則爲本研究之結果。明顯地，本研究所求得之溫溼剖面與傳統探空比較，結果非常良好。在此區域，本研究亦估算出雲量爲 74 % 和雲頂高度在 670 mb。而在同一地區，若用 C I M S S 的日常作業方法來反演垂直溫溼剖面，則其結果在圖七上（標明 V T P X 之細曲線）可以看出其溫度剖面有強烈的偏低現象。此乃由於在本地區雲量較多，C I M S S 作業方法無法有效濾雲而致使所反演得之溫度剖面偏冷。

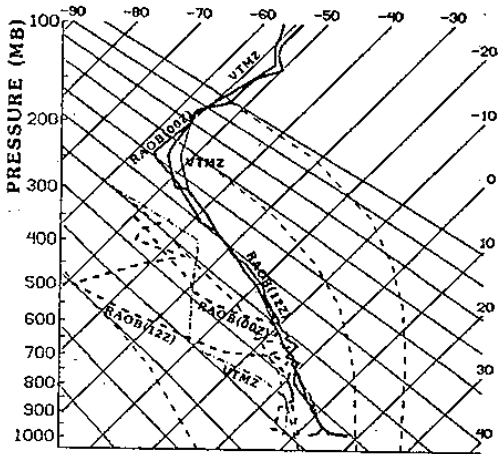


圖 六：本研究方法所反演得之垂直溫度和露點曲線（旁標 V T M Z 之細線），二粗實線和二粗虛線分別代表 26 日 12 Z 和 27 日 00 Z 之探空曲線。

圖八和圖九分別爲由傳統探空所量得之 26 日 12 Z 和 27 日 00 Z 500 mb 等高線分析圖。而圖十和圖十一則分別爲用本研究方法和 C I M S S 作業方法所求得之 500 mb 等高線分析圖。由於衛星觀測時間約略介於前述二探空時間之中間，而圖十似乎比圖十一更合於做爲圖八和圖九之中間圖（此可由 5580 等高線明顯地看出），因此可以表明本研究方法似乎較 C I M S S 之作業方法更能掌握實際

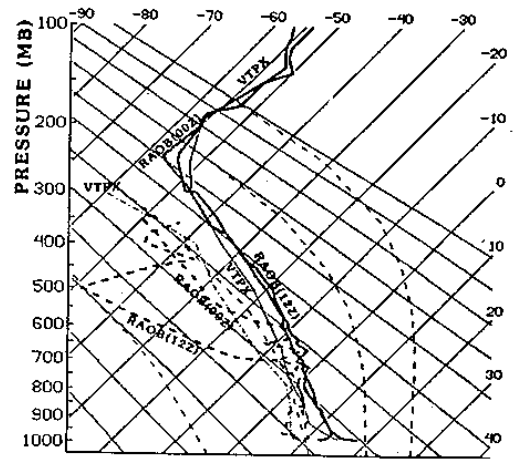


圖 七：與圖六相同，不過旁標 V T P X 之曲線爲 C I M S S 之反演結果。

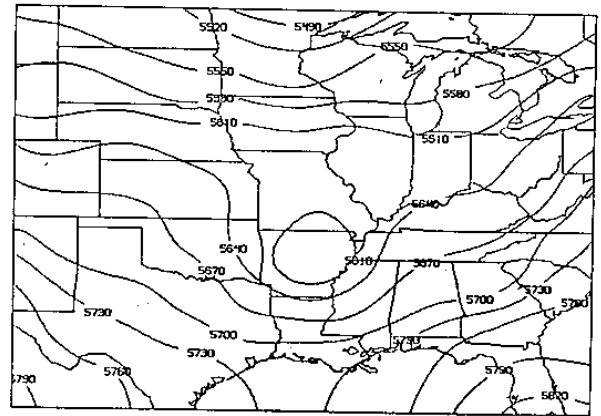


圖 八：26 日 12 Z 探空之 500 mb 等高線分析圖。

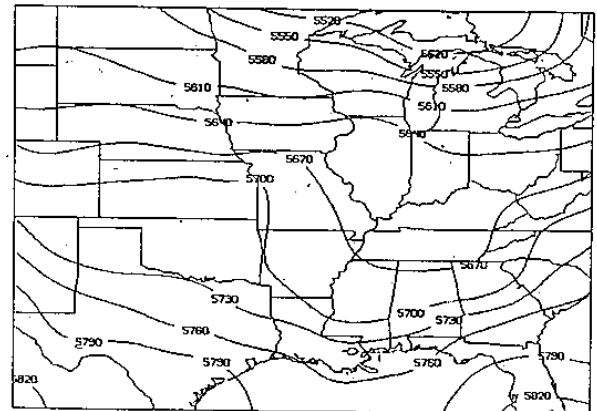
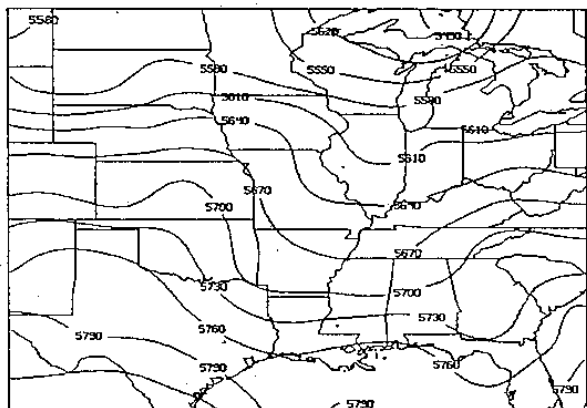


圖 九：27 日 00 Z 探空之 500 mb 等高線分析圖。

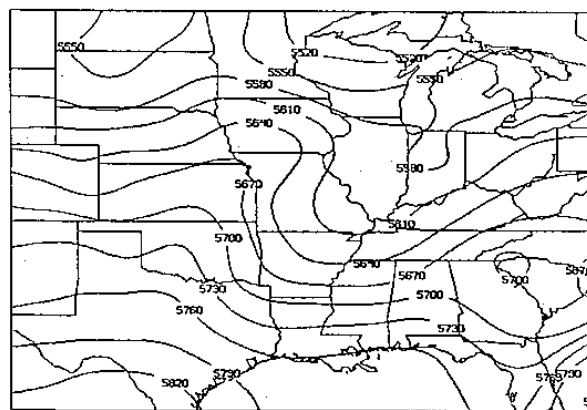
天氣系統的狀況。一般由於槽線附近之雲量較多，致使在延槽線附近之 C I M S S 反演結果會有溫度

偏低之現象，而此溫度偏低現象會在推求高度值時造成等高綫在延槽綫區域形成偏深的情況。

垂直剖面，則所推求得之定壓面高度值必較 CIMSS 所推求得者更為精確。

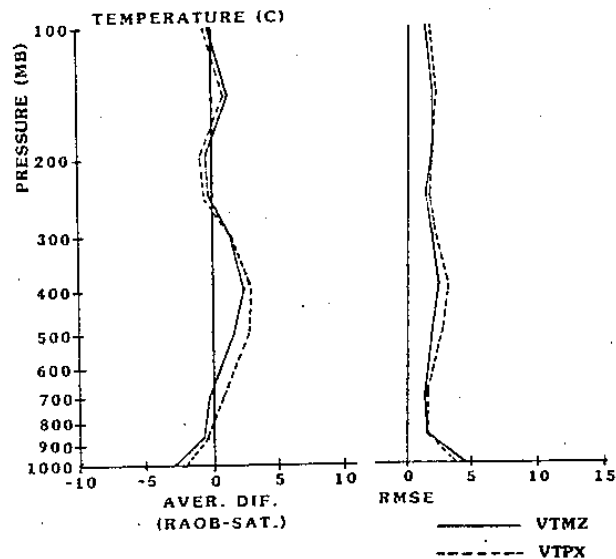


圖十：本研究方法反演所得之26日1718Z 500mb 等高綫分析圖。

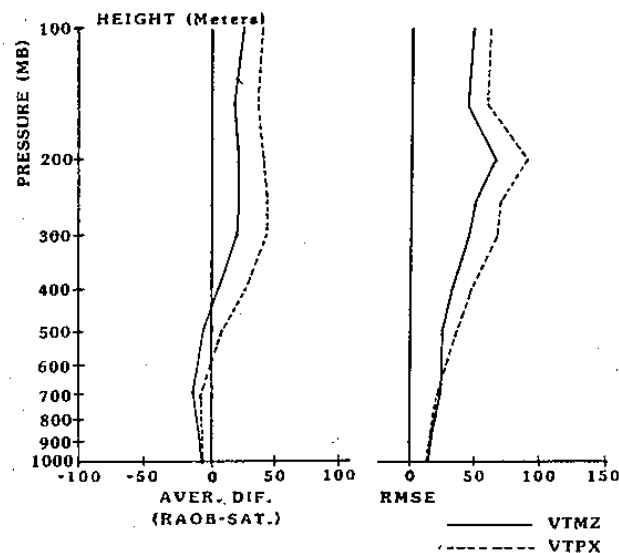


圖十一：CIMSS反演得之26日1718Z 500mb 等高綫分析圖。

若將 26 日 12 Z 和 27 日 00 Z 之探空資料內插至衛星觀測時間 ( 1718 Z )，並以此為標準來評估本研究方法和 CIMSS 作業方法所反演求得之結果。總共參與比較之點共有 616 個。圖十二中實線和虛線分別代表本研究方法和 CIMSS 方法所求得之溫度在與探空溫度相比較後在每一氣壓層之平均偏差和均方根差。圖上明顯地可看出本研究方法具有較佳的結果。圖十三則與圖十二相同，只不過其乃是等壓面高度值之比較。在此亦可明顯看出，若以本研究之方法在裂雲區利用衛星資料反演大氣



圖十二：與探空比較之溫度偏差和均方根差值，其中實線為本研究方法之結果，虛線為 CIMSS 之結果，參與比較之點共有 616 個 ( 單位為 °C )。



圖十三：與圖十二相同，不過其為定壓面高度值之比較。

## 六、結 論

本研究發展出一種利用可見光反射亮度值來計算雲量的新方法，此方法可以將那些部份為雲所覆

蓋的可見光視場也列入考慮。而所計算得之雲量，不但可以用來推求紅外線頻道在晴空區之輻射值，而且可以配合上由二氧化碳吸收法所求得的雲頂高度來推求雲放射率。在經由已知的雲量、雲放射率、和雲頂高度的幫助，我們可以將在晴空時各紅外線頻道所具有的大氣穿透率修正為雲區內的大氣穿透率，而使得在雲區的輻射傳遞方程亦具有同晴空時一樣的形式。如此則可以很容易地應用“同時物理反演法”來求取雲區內之大氣垂直溫濕剖面。

應用本研究方法在V A S衛星觀測資料所得的結果，在與實際探空資料比較後，明顯地比C - I M S S日常作業方法之結果具有更小的誤差。此結果證明了此新方法確能在雲區反演求得較準確的大氣垂直溫濕剖面。

雖說在個案分析中，本研究在相對於C I M S S方法已明顯地具有較小誤差的結果，不過為了更進一步證明和改進本研究方法的準確度，似乎仍需要再做更多次的誤差分析。尤其施放與衛星觀測時間相同的探空，以比較在無時間差之下的衛星反演結果與探空資料，將更能幫助我們驗證及更進一步研究改進此新方法的功能。此外，如若能夠利用飛機或其它儀器觀測得雲參數資料來印證本研究所求得的雲頂高度和溫度，則本研究之驗證工作將更形完善。當然，應用本研究發展出之“改進雙閾值法”來計算雲量，亦需設法來評估其準確度，而此將為我們未來研究的重點之一。

## 七、參考文獻

- Aoki, T., 1980 : Statistical Determination of Clear radiance from Cloud-contaminated Radiances. JMS of Japan, vol 5, No.6, 528-536.
- Aoki, T., 1983 : Clear Radiance Retrieval of HIRS Channels with the Use of AVHRR Data. Meteor. Satellite Center Tokyo, Japan.

- Coakley, J. A., F. P. Bretherton, 1982  
Cloud Cover from High-Resolution Scanner Data : Detecting and Allowing for Partially Filled Fields of View. J. Geophys. Res., 87, 4917-4932.
- Liu, G. R., 1986 : The Use of Visible Data for Improving VAS Satellite Soundings. Ph. D. Dissertation, University of Wisconsin-Madison, 122pp.
- McMillin, L. M., 1978 : An Improved Technique for Obtaining Clear Radiances from Cloudcontaminated Radiances. MWR, 106, 1590-1597.
- Menzel, W. P., W. L. Smith, and T. R. Stewart, 1983 : Improved Cloud Motion Wind Vector and Altitude Assignment Using VAS. J. of Climate and Appl. Meteor., 22, 377-384.
- Shenk, W. E., V. V. Salomonson, 1972 : A Simulation Study Exploring the Effects of Sensor Spatial Resolution on Estimates of cloud Cover from Satellite. J. Appl. Meteor., 11, 214- 220.
- Smith, W. L., 1968 : An Improved Method for Calculating Tropospheric Temperature and Moisture from Satellite Radiometer Measurements. MWR, 96, 387-396.
- Smith, W. L., H.M. Woolf, 1976 : The Use of Eigenvectors of Statistical Covariance Matrices for Interpreting Satellite Sounding Radiometer Observations. JAS, 33, 1127-1140.



Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Hayden,  
A. J. Schreiner, 1985 : The Sim-  
ultaneous Retrieval Export Packa-  
ge. The Technical Proceedings of

The Second International TOVS  
Study Conference. 224-253. Igls,  
Austria.

## Using Visible Data in Cloud Cover Estimate to Improve Satellite Soundings

Gin-Rong Liu

Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University

### ABSTRACT

This study develops and applies an improved method for handling clouds in the process of retrieving atmospheric vertical soundings from VAS geostationary radiance observations.

The method enables estimates of fractional cloud amount for each 8-16 Km infrared field of view (FOV) using high resolution, 1 Km, visible data. Cloud top pressure is calculated using the CO<sub>2</sub> slicing method. Cloud emissivity is obtained from the cloud level atmospheric temperature, which corresponds to the cloud top pressure derived from the CO<sub>2</sub> slicing method.

With the aid of effective cloud amount and cloud top pressure, the proper clear and cloudy weighting functions of the radiative transfer equation (RTE) are specified, and a direct physical inverse solution (e.g., the simultaneous physical retrieval method) of the RTE is used to produce vertical temperature and moisture soundings. In addition to giving cloud amount, cloud top temperature, cloud emissivity and cloud top pressure estimates, the surface skin temperature is also estimated as part of the temperature and water vapor profile retrieval process. The results obtained from its application are compared with the radiosonde observations and sounding determinations by the CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies) operational method of profile retrieval. The intercomparisons reveal significant improvements both in the reliability and accuracy in atmospheric profile retrieval using visible channel data.