

## NOAA衛星資料之雲分析

陳建文

空軍氣象中心

## 摘要

輻射表面放出或反射的輻射強度到達衛星的過程會受到大氣的削弱作用，透過大氣訂正的工作，在紅外頻道可以得到近似真實海面溫度或雲頂溫度；在可見光頻道可以得到近似真實地表反照率或雲反照率。此次雲分析的重點，在於使用 AVHRR 高解像的輻射資料，進行可見光資料大氣訂正的工作，以及求取雲參數（如雲量，雲反照率，光程，雲柱含水量）。

## 一、前言

衛星遙測過程都無法避免輻射表面性質的變化與大氣成份對輻射能量的削弱效應，比如紅外頻道亮度值受到地表性質與自然季節溫度變化，水汽吸收引起的臨邊昏暗（limb darkening）、雲量及卷雲的影響。可見光頻道亮度值也受到衛星和雲的相對位置、雲和太陽的相對位置以及雲厚、雲反照率的影響（曾，1988），這些因素都造成各像元之間的亮度值無法直接比較。

如果在可見光頻道透過大氣訂正，能從衛星觀測到雲雙向反射率，來求出雲方向半球反射率（雲反照率），將可再利用 Stephens（1978）與 Stephens et al.（1984）參數化得到的參數公式來求出雲柱含水量（cloud liquid water path）。Saunders et al.（1989）先建立一套多頻道的濾雲方法，找出陰天視場（像元），透過各向異性因子及大氣訂正求出雲方向半球反射率，再利用 Stephens（1978）與 Stephens et al.（1984）對雲的輻射特性直接用雲微物理參數來表示的參數公式，從雲方向半球反射率求得雲柱含水量，並用

飛機觀測整層雲的雲中液態水含量（cloud liquid water content）資料計算出的雲柱含水量做比較，其結果不錯。

本文的研究目的主要是進行可見光頻道的大氣訂正，要從衛星觀測的雲雙向反射率求出雲反照率，並利用 Stephens（1978）與 Stephens et al.（1984）的參數公式，求出雲柱含水量，雲柱含水量對模式是一個相當重要的雲參數，因為雲的輻射特性可以直接用雲柱含水量來表達，所以可以應用於能量傳遞及收支的研究。

下一節將介紹大氣訂正的原理，第三節將說明資料來源，特性及處理，第四節則介紹雲分析流程，第五節則說明衛星資料應用的結果與分析，第六節則是結論。

## 二、大氣訂正的原理

因為遙測的因素，觀測物和被觀測物之間不是真實接觸，二者存在一段距離，使得觀測物觀測到的數據會受到這個距離中大氣因子的影響而變得不準確。大氣訂正的目的就是要去大氣因子對遙測的影響，而能得到較合理的表面資訊。

關於可見光波段，需要考慮到大氣物質的吸收及散射，但是我們將要引用各向異性因子，各向異性因子已經顧及到大氣物質的散射效應，所以在這邊只考慮大氣在可見光波段的吸收，在可見光波段最主要的吸收體是臭氧，水汽也有影響，但影響程度不及臭氧。入射太陽輻射隨臭氧含量的增加而受到吸收的量也隨著增加下去，所以在斜射通過大氣的光路，太陽輻射的吸收量會增加。

可見光頻道的大氣訂正的原理，主要是從衛星觀測的雙向反射率，來求取雲反照率，我們先來了解一些表面的反射特性，表徵表面的反射特性最基本的參數是雙向反射率（圖1），下面各式我們將要省略代表可見光頻道波段的下標 $\lambda$ ，令 $\theta^*$ 為入射於一表面積元素 $dA$ 的入射光路天頂角， $I(\hat{\Omega}')$ 為入射方向 $\hat{\Omega}'$ 的輻射強度，則面積元素 $dA$ 所接收到的包含在以入射方向 $\hat{\Omega}'$ 為中心的立體角元素 $d\Omega'$ 內的輻射通量密度為 $I(\hat{\Omega}')\mu'd\Omega'$ ，並對面積元素 $dA$ 沿上半空間所有的方向的積分，即沿上半球（立體角為 $2\pi$ ）積分，可以得到入射總輻射通量密度，就是

$$\int_{2\pi} I(\hat{\Omega}')\mu'd\Omega'$$

其中 $\mu'$ 等於 $\cos\theta'$ ，以下用 $\mu$ 表示反射方向天頂角 $\theta$ 的餘弦，令 $dI(\hat{\Omega})$ 為反射到 $\hat{\Omega}$ 方向的強度。定義雙向反射率（bidirectional reflectance）為

$$R(\hat{\Omega}', \hat{\Omega}) = \frac{\pi dI(\hat{\Omega})}{I(\hat{\Omega}')\mu'd\Omega'} \quad (1)$$

根據(1)式對整個上半球積分，可以得到被反射到 $\hat{\Omega}$ 方向的輻射強度 $I(\hat{\Omega})$ 就是

$$I(\hat{\Omega}) = \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} R(\hat{\Omega}', \hat{\Omega}) I(\hat{\Omega}')\mu'd\Omega' \quad (2)$$

雙向反射率也可以 $R(\mu, \alpha; \mu')$ 來表示，其中 $\alpha$ 為相對方位角， $R$ 的單位是無量因次，它可大於或小於1。

再考慮半球反射率，定義半球反射率（hemispherical reflectance）為反射和入射總輻射通量密度的比值，即

$$\begin{aligned} r &= \frac{\int_{2\pi} I(\hat{\Omega})\mu d\Omega}{\int_{2\pi} I(\hat{\Omega}')\mu' d\Omega'} \\ &= \frac{\int_{2\pi} \int_{2\pi} R(\hat{\Omega}', \hat{\Omega}) I(\hat{\Omega}')\mu\mu' d\Omega d\Omega'}{\pi \int_{2\pi} I(\hat{\Omega}')\mu' d\Omega'} \end{aligned} \quad (3)$$

對沿著 $\hat{\Omega}_0$ 方向入射的平行光束輻射而言，(3)式可變為

$$r(\hat{\Omega}_0) = \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} R(\hat{\Omega}_0, \hat{\Omega})\mu d\Omega = R(\hat{\Omega}_0 \rightarrow 2\pi) \quad (4)$$

其中 $R(\hat{\Omega}_0 \rightarrow 2\pi)$ 代表方向半球反射率的意思，可以理解表面接收到來自一方向，然後將它反射到整個上半球。因為陽光實質上可視為來自一個方向，故半球反射率就是方向半球反射率（directional-hemispherical reflectance）， $\gamma(\hat{\Omega}_0)$ 通常可視為只依賴太陽天頂角而和太陽方位角無關，也就是和一天中的時間有關，將 $\gamma(\hat{\Omega}_0)$ 寫為 $\gamma(\mu_0)$ 。氣象文獻上所謂的反照率大致指半球反射率，單位是無量因次，半球反射率值一定在0到1之間。以下的半球反射率、方向半球反射率及反照率對同一表面代表意義是一樣的。

接著再定義一個入射輻射是各向同性的半球反射率 $\bar{r}$ ，如果入射輻射是各向同性的，那麼由(3)式及(4)式可以得到

$$\begin{aligned}\bar{\gamma} &= \frac{I(\hat{\Omega}') \int_{2\pi} \int_{2\pi} R(\hat{\Omega}', \hat{\Omega}) \mu \mu' d\Omega d\Omega'}{\pi I(\hat{\Omega}') \int_{2\pi} \mu' d\Omega'} \\ &= \frac{1}{\pi^2} \int_{2\pi} \int_{2\pi} R(\hat{\Omega}', \hat{\Omega}) \mu \mu' d\Omega d\Omega' \\ &= \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} \tau(\hat{\Omega}') \mu' d\Omega' = 2 \int_0^1 \tau(\mu') \mu' d\mu' \quad (5)\end{aligned}$$

對同一表面而言  $\gamma(\mu')$  和  $\bar{\gamma}$  有一定的關係，如同(5)式。 $\bar{\gamma}$  的單位是無量因次，其值大小也在0到1之間。

AVHRR第一頻道為狹帶掃描輻射計的可見光頻道，只能觀測來自某一方向的輻射強度，所以它所觀測到的反射率其實雙向反射率：

$$R(\mu, \alpha; \mu_0) = \pi I(\mu, \alpha; \mu_0) / \mu_0 S_0 \quad (6)$$

其中  $\mu$  是衛星天頂角的餘弦，是太陽天頂型的餘弦， $\alpha$  是相對方位角，而  $I(\mu, \alpha; \mu_0)$  就是可見光頻道觀測到的輻射強度， $\mu_0 S_0$  是入射於大氣層頂處水平面積上，波數  $\bar{\nu}$  的總太陽通量密度。至頻道  $\bar{\nu}$  的大氣層頂反照率（大氣層頂方向半球反射率）就是

$$r_t(\mu_0) = F(\mu_0) / \mu_0 S_0 \quad (7)$$

其中  $F(\mu_0)$  是反射的太陽通量密，即

$$F(\mu_0) = \int_{2\pi} I(\mu, \alpha; \mu_0) \mu d\Omega \quad (8)$$

於是定義一個各向異性因子，使得

$$\xi(\mu, \alpha; \mu_0) = \pi I(\mu, \alpha; \mu_0) / F(\mu_0) \quad (9)$$

由(6)，(7)，及(9)式得到下面關係：

$$r_t(\mu_0) = R(\mu, \alpha; \mu_0) / \xi(\mu, \alpha; \mu_0) \quad (10)$$

至此，引進各向異性因子，已經可以由衛星觀測的雙向反射率得到大氣層頂反照率。

而雲頂處反照率和大氣層頂反照率其實是不一樣的。由於第一頻道受到臭氧的吸收，而水汽在0.75微米以下的波段吸收太陽輻射量可以忽略不計。所以在入射及反射太陽輻射的方向透過對臭氧吸收造成的影響進行訂正，就可從大氣層頂反照率得到雲頂處反照率：

$$R_T(\mu_0) = \frac{R(\mu, \alpha; \mu_0)}{T_{oz}(\mu_0) T_{oz}(\mu, \alpha) \xi(\mu, \alpha; \mu_0)} \quad (11)$$

其中  $T_{oz}(\mu_0)$  為入射方向去除臭氧吸收的透射率，而  $T_{oz}(\mu, \alpha)$  為反射方向卻除臭氧吸收的透射率。

當然雲頂處反照率應當解釋成雲反照率及經雲透射到地表的太陽輻射變成漫射輻射後再經過多次散射到雲頂合成的反照率，兩者貢獻而成的。現在令直射入射陽光的總通量密度為1，那麼直射陽光入射於一雲頂處，在第一頻道整層雲的吸收率可以忽略不計，而整層雲的反照率為  $R_c(\mu_0)$  且整層雲的透射率為  $T_c(\mu_0)$ ，這樣就有一部份陽光入射於地表，即有  $T_c(\mu_0)$  入射於地表。設地表為理想漫反射面，所以地表反照率  $A_s$  和入射輻射方向無關，即

$$\bar{A}_s = 2 \int_0^1 A_s(\mu_0) \mu_0 d\mu_0 = A_s \quad (12)$$

其中  $\bar{A}_s$  是入射輻射是各向同性的地表半球反射率，而進入地表至雲底間的散射介質中的太陽輻射都變為漫射輻射了，由於第一頻道受到臭氧的吸收，不過臭氧主要集中在平流層內，所以不考慮地表至雲底間臭氧對漫射太陽輻射吸收率，進入到地表至雲底間的漫射輻射經過多次散射（圖2）以後在地表產生的向上通量為  $G$ ，而  $G$  就是地表處的產生函數，當第一次到

達地表的通量  $T_c(\mu_0)$  被反射後在地表處有一向上通量  $A_s T_c(\mu_0)$ ，然後受到入射輻射是各向同性的雲半球反射率  $\bar{R}_c$  的作用而反射向下，及再經地表的反射，而在地表產生  $A_s^2 T_c(\mu_0) \bar{T}_c$  的向上通量，這樣經過一次又一次地表及雲層的反射，因此產生函數  $G$  為

$$G = \frac{A_s T_c(\mu_0)}{1 - A_s \bar{R}_c} \quad (13)$$

因  $G$  是漫射輻射，所以受入射輻射是各向同性的雲半球透射率  $\bar{T}_c$  的作用，到達雲頂處後只透射  $G \bar{T}_c$ ，故雲頂處反照率為雲反照率及到達雲頂處  $G \bar{T}_c$  兩者貢獻而成的（Chandrasekhar, 1950）：

$$R_T(\mu_0) = R_c(\mu_0) + \frac{A_s T_c(\mu_0) \bar{T}_c}{1 - A_s \bar{R}_c} \quad (14)$$

其中  $R_T(\mu_0)$  是雲頂處反照率（雲頂處的方向半球反射率）。至此，我們要分開這二項效應，並且主要要得到雲反照率。所以我們要以觀測的值來代替  $A_s$ ， $\bar{R}_c$ ， $\bar{T}_c$ ，以便解得(14)式的雲反照率。

先看看入射輻射是各向同性的的大氣層頂半球反射率  $\bar{r}_t$  和大氣層頂反照率  $r_t(\mu_0)$ （大氣層頂方向半球反射率）的關係，根據(15)式可以用下式表示它們的關係：

$$\bar{r}_t = 2 \int_0^1 r_t(\mu_0) \mu_0 d\mu_0 \quad (15)$$

定義一個轉換因子  $g(\mu_0)$  使得

$$\bar{r}_t = \frac{r_t(\mu_0)}{g(\mu_0)} \quad (16)$$

並且假設臭氧不會影響到方向半球反射率的各向異性性質。這樣， $g(\mu_0)$  可以應用來解釋雲

頂處反照率  $\bar{R}_T(\mu_0)$  和入射輻射是各向同性的雲頂處半球反射率的關係  $\bar{R}_T$ ：

$$\bar{R}_T = 2 \int_0^1 R_T(\mu_0) \mu_0 d\mu_0 = \frac{R_T(\mu_0)}{g(\mu_0)} \quad (17)$$

由於雲內，水汽在0.75微米以下的波段，吸收率可以忽略，所以在此考慮雲的光程是沒有吸收可見光部份。那麼，雲透射率可以用（1-雲反射率）來代替，即  $T_c(\mu_0)$  可以用（1- $R_c(\mu_0)$ ）來代替且  $\bar{T}_c$  可以用（1- $\bar{R}_c$ ）來代替。同時我們對(14)式從0積分到1：

$$\begin{aligned}\int_0^1 R_T(\mu_0) \mu_0 d\mu_0 &= \int_0^1 R_c(\mu_0) \mu_0 d\mu_0 \\ &+ \frac{A_s(1 - \bar{R}_c)}{1 - A_s \bar{R}_c} \int_0^1 (1 - R_c(\mu_0)) \mu_0 d\mu_0\end{aligned} \quad (18)$$

(18)式等式左邊可以用(17)式來代換，而且根據(5)式， $\int_0^1 R_c(\mu_0) \mu_0 d\mu_0$  可用  $\bar{R}_c/2$  來代替，所以可以將(18)式變為

$$\bar{R}_c = \frac{R_T(\mu_0) - g(\mu_0) A_s}{g(\mu_0)(1 - 2A_s) + R_T(\mu_0) A_s} \quad (19)$$

，如此  $\bar{R}_c$  可以由觀測值求得的雲頂反照率來代替，至此，已經可以分開(14)式的兩項效應。然後我們就得到雲反照率，如下式所示：

$$R_c(\mu_0) = \frac{R_T(\mu_0)[g(\mu_0)(1 - A_s) + A_s] - g(\mu_0) A_s}{g(\mu_0)(1 - 2A_s) + R_T(\mu_0) A_s} \quad (20)$$

這樣我們就從衛星觀測的雲雙向反射率得到了雲反照率，雲反照率代表的是整層雲的反照率，而不單單指雲頂反照率而已。其中(20)式的  $R_T(\mu_0)$  可以從(11)式求得， $g(\mu_0)$  可以使用 Taylor 和 Stowe (1984) 的研究資料得到，而  $A_s$  可以從鄰近的晴空視場得到，如果無法得到  $A_s$ ，可以使用平均值，比如陸地使用0.1而海

洋使用0.05。

### 三、資料的來源、特性及處理

本文所使用的資料有NOAA衛星AVHRR數位資料及雷達資料。

衛星資料則有NOAA衛星灰階紅外雲圖，可見光雲圖以及雲圖數位資料，可以向中央氣象局衛星中心或是中央大學太空遙測中心申購。數位資料有原始數位資料是衛星中心接收後，未做特別處理的資料；另外有雲圖數位資料是1024×1024藍伯特投影的影像檔，這是衛星中心對外公開的標準格式資料，已無需再考慮雲圖定位誤差問題。而本文所使用的是原始數位資料，截取其中2048×2048的資料點做為研究，範圍包含了臺灣及大陸華南地區。

雷達降水回波資料，主要是由回波資料求出雲柱含水量，首先說明的是回波資料也以計數儲存，計數C和dBZe的之間有線性關係：

$$\text{dBZ}_e = GC + B \quad (21)$$

$$\text{dBZ}_e = 10 \log_{10} Z_e \quad (22)$$

其中G為增益 (gain)， $G=0.4$ ，B為截距， $B=-30$ ， $Z_e$ 為等效雷達回波因子，單位為 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ，而dBZe是 $Z_e$ 用對數來表示。在這裏我們假設回波強度全由液態水反射貢獻的，則雷達回波因子

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (23)$$

及

$$Z = Z_e \quad (24)$$

Z與 $Z_e$ 同單位。而雨滴的粒徑分布可以使M-P(Marshall-Palmer, 1948)參數式，

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (25)$$

$$\Lambda = 4.1 R^{-0.21} \quad (26)$$

其中D是雨滴直徑，單位為mm， $N(D)$ 是雨滴的粒徑分布，單位為 $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$ ， $N_0$ 是常數， $N_0 = 8000 \text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$ ， $\Lambda$ 指得是當時雲柱總降水量的倒數，單位為 $\text{mm}^{-1}$ ，而R是每小時降雨量，單位為 $\text{mm hr}^{-1}$ 。由(23)及(25)式，可以得到

$$Z = N_0 \frac{\Gamma(6)}{\Lambda^7} \quad (27)$$

其中 $\Gamma$ 是Gamma function。至於雲中液態水含量

$$W_L = \left(\frac{\pi}{6}\right) \rho_L \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD \quad (28)$$

其中 $\rho_L$ 是雨滴的密度，為 $1000 \text{kg m}^{-3}$ ， $W_L$ 是雲中液態水含量，單位是 $\text{g m}^{-3}$ 。由(25)及(28)式，可以得到

$$W_L = N_0 \frac{\Gamma(3)}{\Lambda^4} \quad (29)$$

這樣就可由(27)及(29)式，從雷達回波資料求得雲中液態水含量而雲柱含水量就是雲中液態水含量從雲底積分到雲頂。

### 四、雲分析流程

可見光頻道的天氣訂正問題，選擇有一道鋒面的綜觀天氣系統(圖3)，由0832GMT的紅外衛星雲圖及可見光衛星雲圖(圖4)可以看出華南以南有豐富的雲系，足可用來做雲分析研究之用。

可見光頻道的雲分析流程，由於需要有能針對視場的濾雲公式，以便能求出每個視場的雲柱含水量、光程，因此分析的方法是用改良式二閾值法，改良式二閾值法也可以用來求取雲頂亮度溫度、雲量及雲高等雲參數。首先利用可見光量度數據 $32 \times 32$ 個像元(視場)，來

建立直方圖(如圖5)，類似紅外頻道的雲分析方法，先使用三點法，不過在這分別在暗側及亮側取6組亮度與頻數資料，由三點法可以從較暗側(左側)得到 $x_s$ 及 $\sigma_s$ 分別代表地表平均亮度和標準差；而由較亮側(右側)得到 $x_c$ 及 $\sigma_c$ 分別代表雲的平均亮度和標準差。此處的平均估計值直方圖裡，亮度區間取 $1^\circ\%$ ，標準偏差間隔為 $0.5^\circ\%$ 。

然後進行空間相干分析。在探空方塊中取 $2 \times 2$ 個相鄰可見光視場，並計算其局地平均亮度值 $\bar{x}$ 和局地平均標準差 $\bar{\sigma}$ (如圖6)。空間相干分析可以使我們知道探空方塊的空間結構，對於探空方塊內晴空可見光視場的局地平均亮度值和地表平均亮度的差值及陰天可見光視場的局地平均亮度值和雲的平均亮度的差值應該變化不大，兩者的 $2 \times 2$ 個相鄰可見光視場彼此性質接近，所以兩者局地平均標準差會較小，對於部份被雲遮蔽的可見光視場的亮度大致會介於地表平均亮度和雲的平均亮度的之間，而由於此 $2 \times 2$ 個相鄰可見光視場彼此性質比較不接近，所以局地平均標準差值會較大。可以假設

$$\bar{x} < x_s + 2\sigma_s, \quad \bar{\sigma} < 2\sigma_s \quad (30)$$

則這四個可見光視場當做晴空視場；假如

$$\bar{x} > x_c - 2\sigma_c, \quad \bar{\sigma} < 2\sigma_c \quad (31)$$

則這四個可見光視場當做完全被雲遮蔽的視場。不滿足(30)式和(31)式的四個可見光視場當做部分被雲遮蔽的視場。利用(30)式和(31)式過濾部分被雲遮蔽的視場，重新畫出直方圖(圖7)，即如圖5中虛線所示，圖5中(1)區代表晴空區及(3)區代表雲區而(2)區代表部分被雲遮蔽區。

至於探空方塊雲量 $N_c$ 的決定。分別求出探

空方塊滿足(30)式和(31)式的可見光視場個數，設滿足(30)式(31)式的可見光視場個數分別為 $n_s$ 和 $n_c$ ，同時也找出不滿足(30)式和(31)式的可見光視場個數為 $n_p$ ，則一探空方塊中雲量可按式計算

$$N_c = \frac{n_s W_s + n_c W_c + n_p W_p}{n_s + n_c + n_p} \quad (32)$$

其中雲量權重 $W_s, W_c, W_p$ ，分別為

$$W_s = 0, \quad W_c = 1,$$

$$W_p = (\bar{x}_2 - x_s) / (x_c - x_s)$$

其中 $\bar{x}_2$ 為不滿足(30)式和(31)式的所有可見光視場個數的局地平均亮度值，改良式二閾值法最大的優點是估計雲量時已計及部分被雲遮蔽的可見光視場。

應用改良式二閾值法的概念來求出雲量的量化雲圖了。也已經用三點法算出了亮側平均亮度，代表雲平均雙向反射率而從雲平均雙向反射率的量化雲圖(圖8)和當時可見光衛星雲圖(圖4)參照比較，發現除了彼此形狀相似外，在強度上更顯得互相對應。而且雲平均雙向反射率都在70%以下，這是由於選擇0832GMT的時間，此時太陽天頂角約為60度，入射陽光的傾斜光路較長，受到大氣的削弱較大，以致於雲平均雙向反射率都不會很大。

再來我們要探討可見光頻道的天氣訂正了，由改良式二閾值法已經求出第一頻道的雲平均雙向反射率，現在引進各向異性反射因子模式，這主要是根據Taylor及Stowe(1984)的研究，他們基本上建立了低雲、中雲、高雲(三種液態雲)及卷雲(冰態雲)四種均勻雲型各向異性反射因子模式，這四種均勻雲型各向異性反射因子模式都相當類似，而當雲高增加時，反射型態變為更接近於各向同性。在這裏首先定義及分類這四種雲：

(1)低液態雲，平均亮度溫度（第四頻道平均亮度溫度）大於280° K。

(2)中液態雲，平均亮度溫度（第四頻道平均亮度溫度）大於265° K並且平均亮度溫度小於280K。

(3)高液態雲，平均亮度溫度（第四頻道平均亮度溫度）小於265° K。

(4)晴空視場上的薄卷雲，我們一般對薄卷雲的了解是多發生在高對流層，雲放射率較小，反射率較一般雲種低，可是較陸地，海洋高。在此我們定義其平均亮度溫度（第四頻道平均亮度溫度）大於250° K但小於275° K，雲平均雙向反射率小於10%。

(5)高雲上的卷雲，也是發生在高對流層，劉對人（1992）使用地球同步衛星資料來估算台灣降雨，定義高雲上的卷雲，溫度小於230K及雙向反射率小於30%。此處我們仿照他們的觀念並定義為平均亮度溫度小於230K及雲平均雙向反射率小於25%。

各向異性因子除了和雲種有關外，其強烈依賴太陽天頂角，且與衛星天頂角及相對方位角有關，當然可以用已知的衛星軌道參數、日序與當日接收時間，就可用球面三角形的公式，算出太陽天頂角、衛星天頂角及相對方位角，這樣就可以建立研究範圍的各向異性因子模式（圖9），如此可以根據(7)及(10)式就可由一次觀測推定大氣層頂射出的輻射通量密度。由於各向異性因子的作用使得大氣層頂反照率的量化雲圖（圖10），左邊及右邊的大氣層頂反照率較雲平均雙向反射率（圖8）小而中間則大氣層頂反照率較雲平均雙向反射率大。另外經由可見光頻道的觀測決定出來的大氣層頂反照率 $\gamma_t(\mu_0)$ ，如果再經光譜訂正，當然可以得到代表整個短波輻射的大氣層頂反照率。

對於臭氧吸收太陽輻射的訂正上，我們考慮使用Liou（1984）提出來的臭氧寬帶吸收率：

$$A_{oz}(\mu_0) = \sum_{i=1}^5 A_{oz,i}(u_{oz}/\mu_0) f_i \quad (33)$$

$$A_{oz,i}(u_{oz}/\mu_0) = 1 - e^{(-\kappa_i u_{oz}/\mu_0)} \quad (34)$$

其中 $A_{oz}(\mu_0)$ 為臭氧的吸收係數， $i = 1 \sim 5$ 是指可見光的吸收帶（0.5~0.8微米）。臭氧的吸收係數值如表8所示。吸收係數值採用Inn and tanaka（1953）和Vigroux（1953）得到的結果。臭氧的含量以 $cm - STP$ 為單位，即標準狀態下的厘米數。臭氧垂直氣柱總含量的平均值約為0.4 $cm - STP$ ，隨時間及空間大致有0.2到0.6 $cm - STP$ 的變動。這裏臭氧的含量使用熱帶大氣模式（15° N）的氣候值，由於臭氧主要集中在平流層內，所以都一律使用得到的垂直氣柱值約為0.369 $cm - STP$ 。當然在入射方向去除臭氧吸收後的透射率就是

$$T_{oz}(\mu_0) = 1 - A_{oz}(\mu_0) \quad (35)$$

而反射方向卻除臭氧吸收後的透射率 $T_{oz}(\mu, \alpha)$ 也以相同的方法處理。

這樣根據(11)式就得到了雲頂處反照率，繪出量化雲圖（圖11），由雲頂處反照率的量化雲圖和大氣層頂反照率的量化雲圖（圖10）可以看出臭氧訂正的結果使得雲頂處反照率較大氣層頂反照率大。而 $g(\mu_0)$ 可以使用Taylor和Stowe（1984）的研究資料得到， $A_s$ 則假設為0.05這樣，我們可由(20)式得到雲反照率，並繪出量化雲圖（圖12），完成了大氣訂正的工作。同樣的，由雲頂處反照率的量化雲圖和雲反照率的量化雲圖（圖11）對照比較，可以看出從雲頂處反照率扣除了地表反射太陽輻射的貢獻後，雲反照率較雲頂處反照率較小。

## 五、衛星資料應用的結果與分析結果

至於可見光資料的個案，也由於求得的雲

反照率無法找到實際的觀測值來做定量的比較因此我們只有選擇用求出雲柱含水量，和以雷達回波強度求得的雲柱含水量做個定性上的比較。

從衛星觀測到的雙向反射率，可以先用(30)式及(31)式作為濾雲的方法，對於每個探空方塊 $32 \times 32$ 的像元，先取 $2 \times 2$ 的相鄰可見光視場，如果合於條件(31)式就當成是完全雲遮蔽的視場，並且使用上節分別卷雲和非卷雲的步驟，不過平均亮度溫度是指 $2 \times 2$ 的相鄰可見光視場的局地平均亮度溫度，雲平均亮度是指局地平均亮度。然後再求出每個視場的雲反照率，如果是一般雲，則使用Stephens（1978）及Stephens et al.（1984）的參數公式：

$$R_c(\mu_0) = \frac{\beta(\mu_0)\delta(\mu_0)/\mu_0}{1 + \beta(\mu_0)\delta(\mu_0)/\mu_0} \quad (33)$$

$$\log LWP = (\delta \cdot 0.5454)^{0.254} \quad (34)$$

$$\epsilon \uparrow = 1 - \exp(-0.158 \cdot LWP) \quad (35)$$

$$\epsilon \downarrow = 1 - \exp(-0.130 \cdot LWP) \quad (36)$$

(36)式中 $R_c(\mu_0)$ 是雲反照率， $\beta(\mu_0)$ 是後向散射係數（backscattering coefficient），而 $\delta$ 是光程（optical thickness），單位為無因次量；(34)式中LWP是雲柱含水量，單位是 $g m^{-2}$ ；(35)式中 $\epsilon \uparrow$ 是雲向上放射率；(36)式中 $\epsilon \downarrow$ 是雲向下放射率， $\epsilon \uparrow$ 及 $\epsilon \downarrow$ 都是介於0與1之間。表1為Stephens et al.（1984）參數化的光程值及其對應的 $\beta$ 值。利用表1可以將得到的雲反照率配合(33)式及(34)式求出每個視場的雲柱含水量，最後探空方塊的平均雲柱含水量是所有陰天視場雲柱含水量的平均。

而如果是卷雲則可利用Starr和Cox（1985）的參數公式：

$$\rho(\vartheta_0) = (0.161 + 0.0117 \cdot \vartheta_0 + 0.386 \cdot 10^{-4} \cdot \vartheta_0^2) \quad (37)$$

$$\rho(60^\circ) + (0.914 - 0.0152 \cdot \vartheta_0)(\rho(60^\circ))^2 \quad (37)$$

$$\rho(60^\circ) = 0.557 \cdot \epsilon \uparrow + 0.105(\epsilon \uparrow)^2 \quad (38)$$

$$\epsilon(\uparrow, \downarrow) = 1 - \exp[-k(\uparrow, \downarrow) \cdot IWP] \quad (39)$$

(37)式中 $\vartheta_0$ 也是用來表示太陽天頂角的角度， $\rho(\vartheta_0)$ 是卷雲寬帶反照率， $\rho(60^\circ)$ 是太陽天頂角為60度時的卷雲寬帶反照率；(39)式中IWP為卷雲的雲柱含冰量，單位是 $g m^{-2}$ ，而 $\epsilon(\uparrow, \downarrow)$ 分別表示卷雲向上放射率及卷雲向下放射率， $k(\uparrow, \downarrow)$ 分別為向上及向下的紅外區質量吸收係數，單位為 $m^2 g^{-1}$ ， $k(\downarrow)$ 在白天使用 $0.07^2 g^{-1}$ ， $k(\downarrow)$ 在晚上使用 $0.06mm^2 g^{-1}$ ；而 $k(\uparrow)$ 則使用 $0.05m^2 g^{-1}$ ，不過卷雲寬帶反照率 $\rho(\vartheta_0)$ 比卷雲第一頻道反照率 $R_c(\vartheta_0)$ 小，平均上小1.14倍。透過Starr和Cox（1985）的參數公式可以求出卷雲視場的雲柱含冰量，最後探空方塊的平均雲柱含冰量就是所有陰天視場雲柱含冰量的平均。

在臺灣地區，利用飛機來觀測雲微物理資料（如雲中液態水含量）的資料很少，為了能夠比較利用衛星反演出來的雲柱含水量正確度如何，我們決定利用雷達觀測（CAA雷達）的降水回波資料，求得的雲柱含水量和由衛星求得的雲柱含水量做個比較，而比較範圍則以CAA雷達為中心的半徑120公里的圓圈內。由於雷達回波強度正比於粒子直徑6次方，因此從雷達回波值，一般解釋為雨滴的貢獻，將雲滴貢獻的部份忽略，所以由雷達回波強度求得的雲柱含水量會較實際的雲柱含水量小，所以我們希望利用衛星反演出來的雲柱含水量能比由雷

達回波強度求得的雲柱含水量大些，這樣衛星反演出來的雲柱含水量才值得接受。同時由於雷達適合觀測降水雲，所以我們將選擇具有降水雲的個案來做探討。

由於0832GMT的案例，當天CAA都卜勒雷達所觀測到的回波值都很小，且從圖13可看出臺灣北部雲反照相當小，另外氣象局北部雨量站也沒有觀測到雨的資訊。因此我們另外選擇94年5月17日，臺灣地方標準時9點24分這個時間的衛星資料作為研究，此時太陽天頂角約為36度；而CAA都卜勒雷達觀測時間為94年5月17日，臺灣地方標準時9點31分，因為兩者一來時間相當接近，二來氣象局北部幾個雨量站都有觀測到雨的資訊，所以可用來說明比較結果。

在此我們利用中正機場（CAA）都卜勒雷達觀測的降水回波資料，中正機場都卜勒雷達觀測降水回波資料範圍為120公里，由CAA都卜勒雷達1度觀測資料的回波圖（圖13），可以看出強回波值在半徑為120公里的觀測範圍並不是到處都有，不過dBZ大於10的地區卻也蠻多處。由於我們要比較的是雲柱含水量而不是雲柱含冰量，所以我們只考慮5500公尺以下的雲種，既雲若發展高度超過5500公尺，我們就不考慮比較。所以雷達降水回波資料得到的雲中液態水含量，如果在5500公尺以上，還有大於 $0.005\text{g m}^{-3}$ 的話我們就不考慮此區一整層的資料，利用雷達降水回波資料求出的雲柱含水量，很多地方的值都在 $10\text{g m}^{-2}$ 以下（圖14）。這當然由於雷達主要是用來觀測的降水回波資料，對於非降水雲雷達就無法觀測到強回波資料，也就無法反演出較正確的雲柱含水量。

由於衛星定位問題，若有幾公里的偏差，就不能和雷達觀測區配合，因此在這邊只做定性上的探討。同樣的如果衛星第四頻道或則第五頻道的亮度溫度小於260度，就認為雲若發展高度超過5500公尺而不考慮使用此組可見光資料，由衛星求出的雲柱含水量（圖15）和雷

達反演出的雲柱含水量，在幾處有標記的地方，量值大抵上都接近，而且衛星求出的雲柱含水量幾乎都較雷達反演出的雲柱含水量還要大，不過在右上角有一處，雷達反演出的雲柱含水量遠較衛星求出的雲柱含水量大的多，此處衛星求出的雲柱含水量就不是很好。

利用上述方法得到94年5月17日臺灣地方標準時9點24分，臺灣地區及大陸沿海地區的雲柱含水量及光程的量化的雲圖（圖16，圖17）。

## 六、結論

在可見光頻道的訂正，用衛星觀測的可見光資料求出的雲柱含水量，並和由雷達資料算出的雲柱含水量作個性上的比較，也發現對於5500公尺以下的雲種，整體來說求得衛星反演的雲柱含水量較雷達反演出的雲柱含水量來的大，所以此次選擇太陽天頂角較小的個案，對於5500公尺以下的雲種，由衛星反演的雲柱含水量還可以接受。

但如果由雲柱的總降雨量來看（雲柱含水量除去雲滴或雨滴密度），臺灣北部及附近區域，其值約為 $0.03\sim 0.1\text{mm}$ ，雲柱含水量在量值似乎有偏小的現象，這樣的情況主要因為從衛星觀測的可見光資料，求得的雲柱含水量，準確度會限制於下面的因素：

- (1)雲的方向半球反射率與雲柱含水量並不是線性的關係，而衛星觀測到的值係只一個視場的平均值，如果視場內的雲頂不是很均勻，則利用(33)及(34)式求得的雲柱含水量會有偏差的現象。
- (2)Stephens參數化的結果雖然已廣泛被使用，但參數化使用的雲滴模式，不能說很完全，所以也是造成研究誤差的原因之一。
- (3)各種雲的各向異性因子的值無法完全由4種各向異性因子反射模式來表達，也是造成研究誤差的原因之一。

(4)輻射較正的誤差問題。

(5)卷雲的影響，雖然本文有設定濾除卷雲的閾值，但沒被濾除的卷雲仍會影響衛星觀測到低雲、中雲及高雲的雙向反射率，往往使得觀測到的雙向反射率比實際低雲、中雲或者高雲的雙向反射率小很多，這導致得到的雲柱含水量更偏小了。

這就是前述得到雲柱含水量及光程的量化的雲圖有低估的原因，雖然如此，但雲柱含水量和降水量的相關性卻很值得研究。

## 參考文獻

- 林博雄、曾忠一，1994：GMS地球同步衛星影像數位資料在雲分析上的應用。大氣科學，22，319-337。
- 周仲島、洪景上、鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶的雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18-3，239-264。
- 曾忠一，1988：大氣衛星遙測學。渤海堂，台北市，630頁。
- 曾忠一，1988：大氣輻射。聯經出版事業公司，台北市，360頁。
- 劉振榮、呂貴寶、徐天佑，1992：應用地球同步衛星資料估算台灣降雨。大氣科學，20，233-263。
- Chandrasekhar, S., 1950: Radiative Transfer. Oxford Clarendon Press. London. 393 pp.
- Liou, K. -N., S. -C. Ou, S. Kinne, and G. Koenig 1984: Radiation Parameterization Programs for Use in General Circulation Model. AFGL-TR-84-0217, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB. Mass., North America, 53pp.
- Liu, G. -R., 1986: The Use of Visible Data for Improving VAS Satellite

Soundings. Ph. D. Dissertation, The University of Wisconsin. Madison, Wisconsin, North America, 122pp.

Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165-166.

Starr, D. O'C. and S. k. Cox. 1985: Cirrus clouds. Part I: A cirrus cloud.

Saunders, R. W., K. T. Kriebel and G. Gesell, 1989: Optical properties of clouds derived from fully cloudy AVHRR pixels. Phys. Atmos., 62, 165-171.

Stephens, G. L., 1978: Radiation profiles in extended water cloud II: Parameterization schemes. J. Atmos. Sci., 35, 2123-2132.

Stephens, G. L., S. Ackerman and E. A. Smith, 1984: A Shortwave Parameterization Revised to Improve Cloud Absorption. J. Atmos. Sci., 41, 687-690.

Taylor, V.R. and L.L. Stowe, 1984: Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces (NIMBUS-7 ERB 61 days). NOAA Technical Report NESDIS 10, Washington, D. C., North America, 66pp.

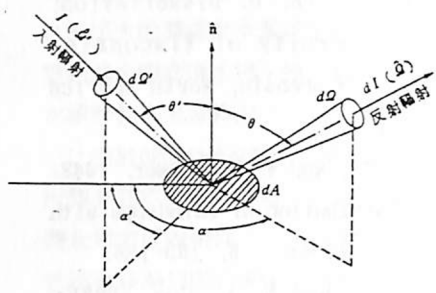


圖1 雙向反射函數的觀念(曾, 1988)。

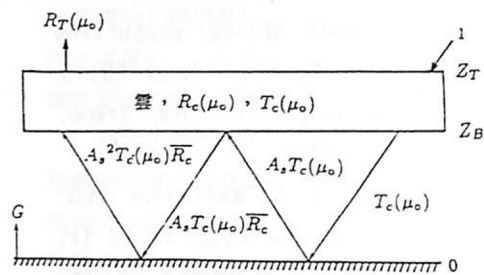


圖2 雲底和地表間的多次散射示意圖。

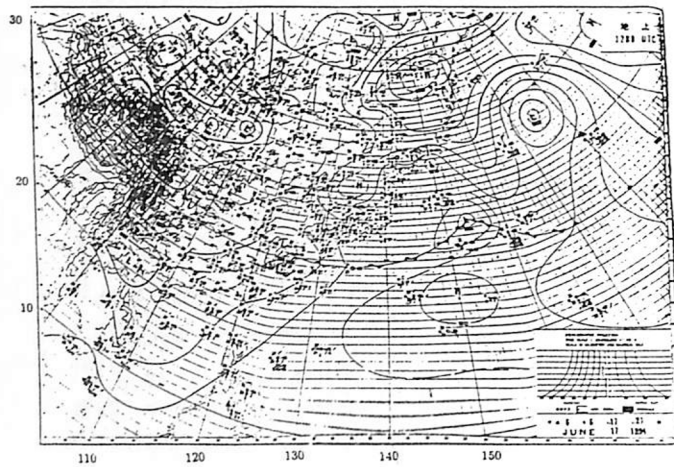


圖3 1944年6月17日1200GMT的地面天氣圖。

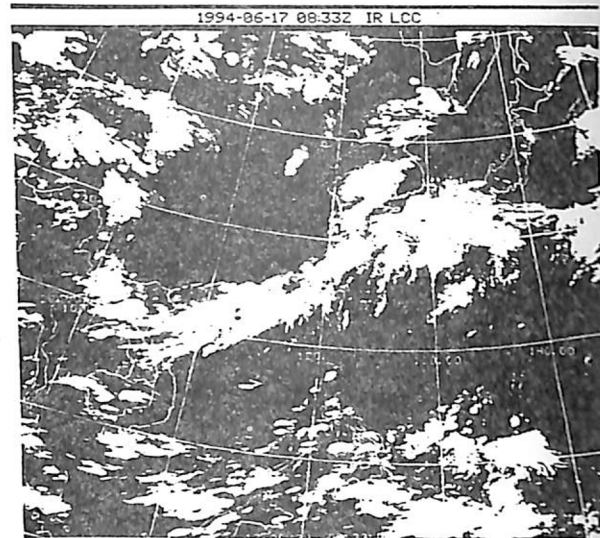


圖4a 1994年6月17日0832GMT藍伯特投影紅外雲圖。

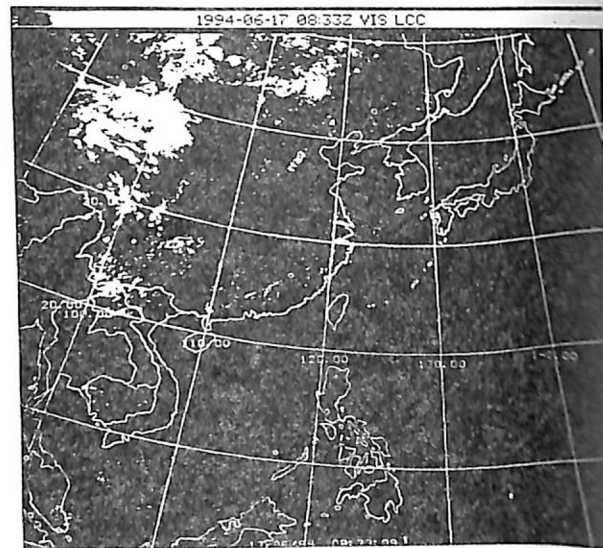


圖4b 1994年6月17日0832GMT藍伯特投影可見光雲圖。

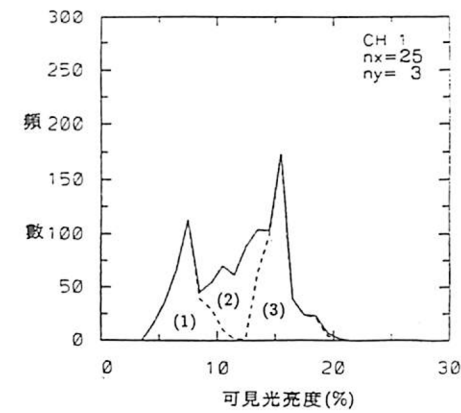


圖5 探空方塊內可見光資料樣本點分佈的直方圖。

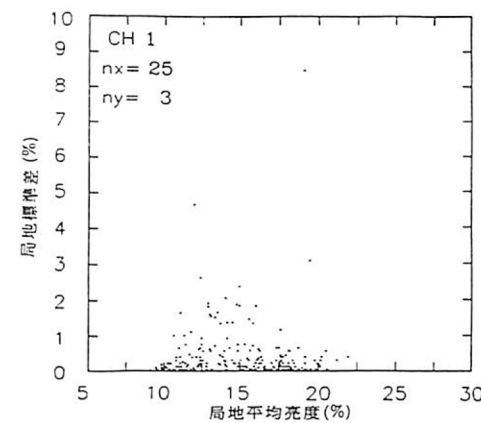


圖6 可見光頻道亮度的局地標準差和局地平均值的關係。

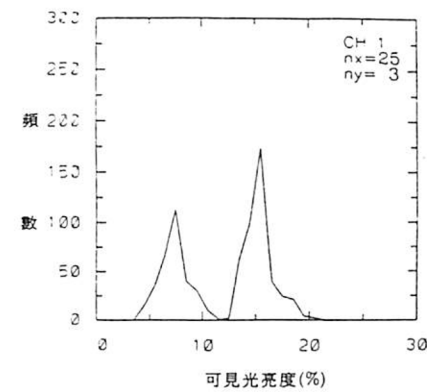


圖7 探空方塊內可見光資料樣本點去除部份有雲資料點後的分佈直方圖。

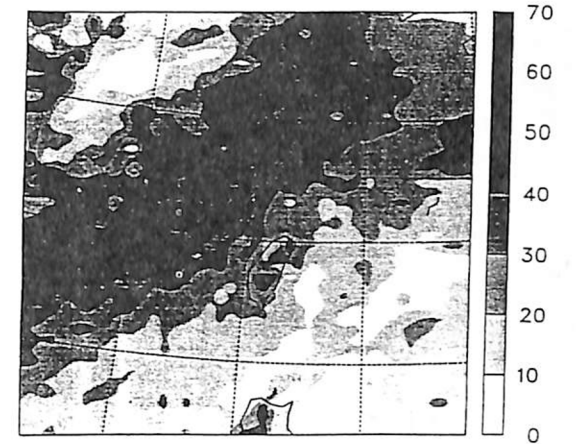


圖8 利用三點法得到雲的平均雙向反射率分佈場, 單位為0.01。

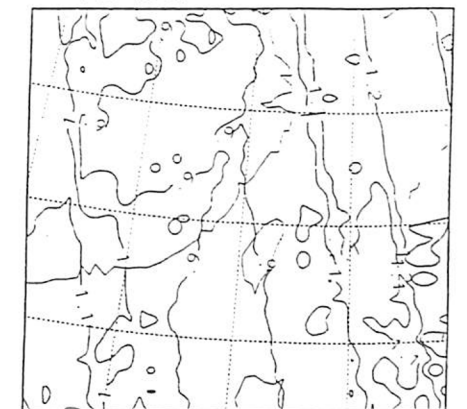


圖9 1994年6月17日0832GMT, 研究範圍各向異性反射因子的分佈場, 等值線間距0.1。

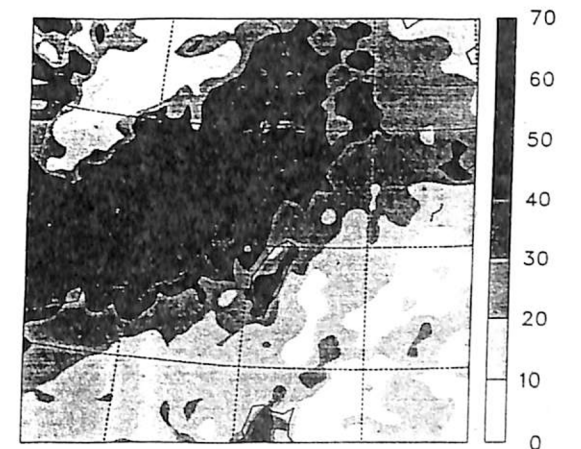


圖10 得到的行星反照率分佈場, 單位為0.01。

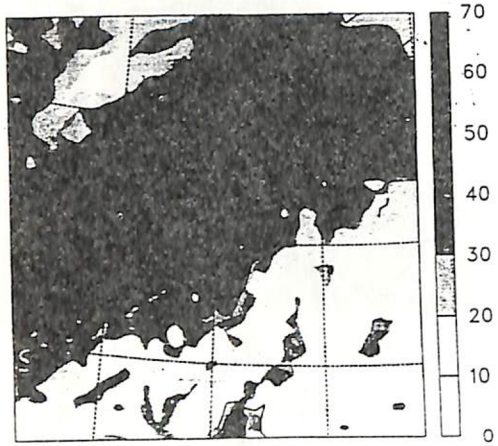


圖11 得到的雲頂處反照率分佈場，單位為0.01。

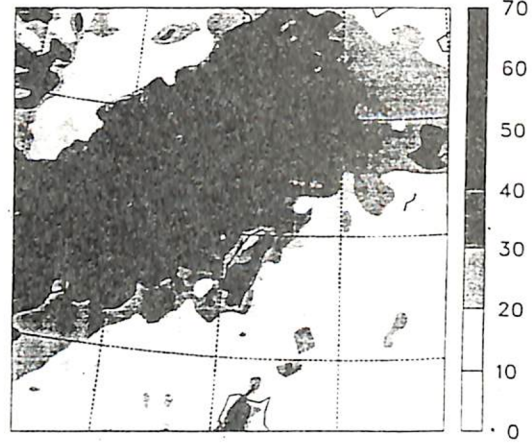


圖12 得到的雲反照率分佈場，單位為0.01。

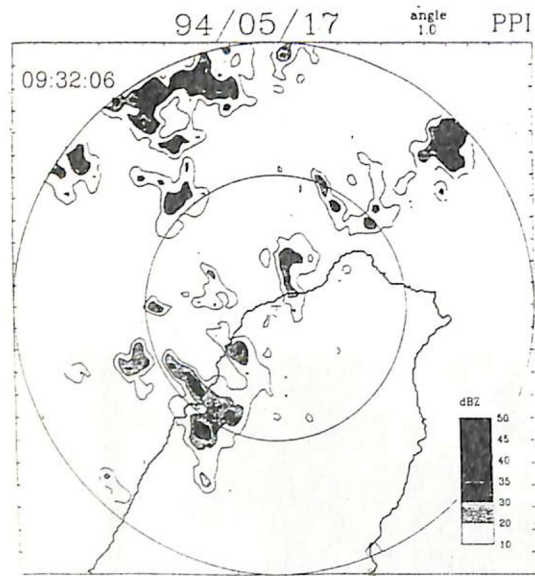


圖13 1994年5月17日臺灣地方標準時為9點32分CAA都卜勒雷達仰角1度時觀測資料得到的回波圖。

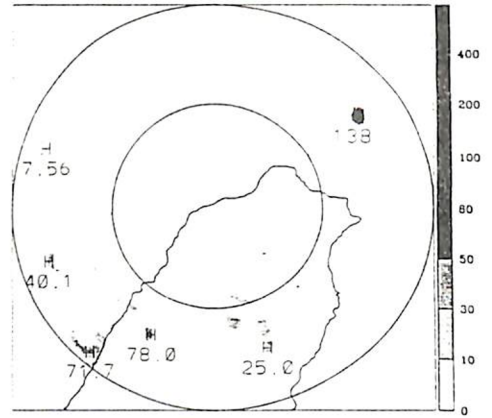


圖14 由CAA都卜勒雷達觀測範圍內的資料計算出來的5500公尺以下雲類的雲柱含水量，單位為 $g\ m^{-2}$ 。

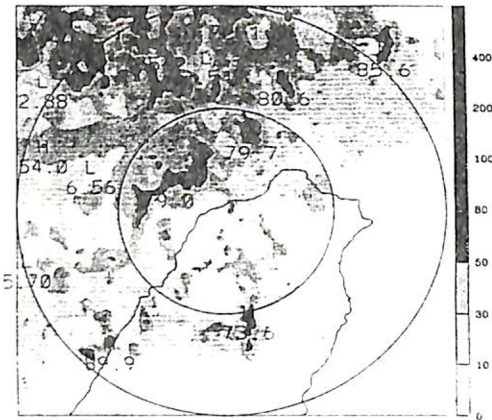


圖15 由衛星資料計算雲頂溫度大於 $260^{\circ}\ K$ 的雲類的雲柱含水量，單位為 $g\ m^{-2}$ 。

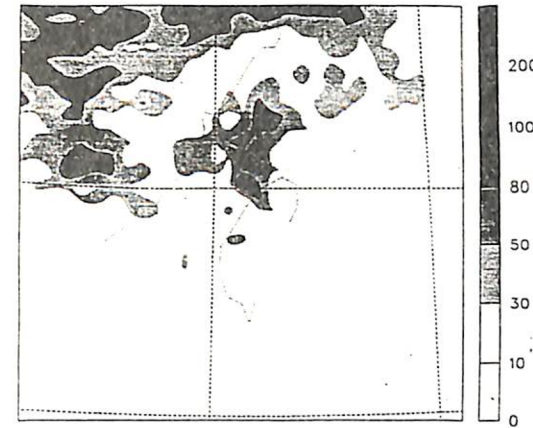


圖17 雲光程分布場，單位為無量因次，時間是1994年5月17日0124GMT。

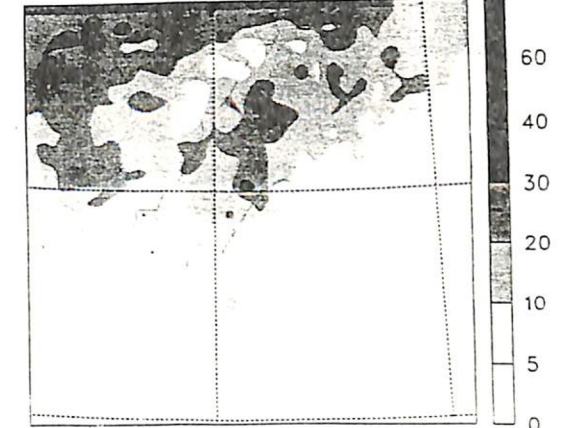


圖16 雲柱含水量分佈場，單位為 $g\ m^{-2}$ ，時間是1994年5月17日0124GMT。

表1 Stephens et al. (1984) 參數化結果的 $\delta$ 值及其對應的 $\beta(\mu_0)$ 值。

$\delta$	$\mu_0$									
	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	
	Average values of $\beta$									
1	0.0421	0.0557	0.0657	0.0769	0.0932	0.1111	0.1295	0.1407	0.1196	
2	0.0472	0.0615	0.0708	0.0803	0.0924	0.1017	0.1077	0.1034	0.0794	
5	0.0582	0.0692	0.0744	0.0782	0.0815	0.0812	0.0776	0.0680	0.0483	
10	0.0682	0.0726	0.0737	0.0733	0.0723	0.0685	0.0626	0.0527	0.0359	
16	0.0734	0.0738	0.0728	0.0707	0.0680	0.0631	0.0564	0.0465	0.0310	
25	0.0768	0.0744	0.0723	0.0691	0.0653	0.0598	0.0526	0.0427	0.0281	
40	0.0791	0.0749	0.0719	0.0680	0.0636	0.0575	0.0501	0.0402	0.0261	
60	0.0805	0.0752	0.0717	0.0674	0.0627	0.0563	0.0488	0.0389	0.0251	
80	0.0812	0.0754	0.0717	0.0672	0.0622	0.0558	0.0481	0.0382	0.0246	
100	0.0820	0.0757	0.0717	0.0670	0.0619	0.0553	0.0475	0.0376	0.0241	
200	0.0831	0.0763	0.0721	0.0672	0.0619	0.0552	0.0473	0.0374	0.0241	
500	0.0874	0.0800	0.0755	0.0703	0.0647	0.0576	0.0494	0.0392	0.0262	