

# 利用GMS衛星資料決定雲參數

曾忠一<sup>1,2</sup> 黃炳程<sup>2</sup>

1 中央研究院物理研究所

2 台大大氣科學系

## 摘要

定量處理雲圖的技術，對天氣分析與預報相當重要，有些國家的氣象衛星中心已做得很完善了。觀測東亞地區的業務氣象衛星只有NOAA繞極軌道衛星和GMS地球同步衛星。繞極軌道衛星資料雖然有高解析度和多頻道的優點，但由於每12小時才觀測一次，飛行高度不夠高，因此無法顧及 $\alpha$ 中尺度以上天氣系統的演變。相反的，地球同步衛星有觀測範圍大而且觀測時間密集等優點。本研究使用地球同步衛星的數位資料，先進行大氣效應訂正，再進一步進行雲分析。本文結合衛星資料和探空資料(本研究用歐洲中期天氣預報中心的14層網格資料代替)，除了視角訂正外也做了水汽訂正，然後由訂正後的紅外資料求出雲頂高度和雲頂溫度，由可見光資料求出雲量。同時在海上無雲區求出海面溫度，以便和浮標資料比較，這樣就可以驗證雲分析模式的可靠性。研究結果表明，訂正後的資料比原始資料更接近實際情況，由此可體認到在使用衛星數位資料時大氣效應訂正的重要性，也就是說這樣才能求出較準確的雲參數及海面溫度。最後本文結合經過大氣效應訂正後的可見光和紅外資料進行簡單的雲級分類，以做為雲分析和短期預報之用。

關鍵字：地球同步衛星、雲參數、GMS、雲分析

(2001年2月8日收稿；2001年2月22日定稿)

## 一、前言

雲圖的接收和應用在我國已有二十年的歷史了(我國中央氣象局在1981年1月28日正式啟用衛星接收站)，目前衛星雲圖是重要的天氣分析和預報的資料來源。通常一般人使用衛星雲圖的方式是同時利用可見光和紅外雲圖來判斷綜觀尺度以上的天氣系統，並且進行簡易的雲類辨別。比如Harris(1987)的方塊分類法(box classifier)就是藉由可見光與紅外雲圖上雲塊的亮度強弱來大略地決定出雲的類別。可是以人類的肉眼來辨識雲圖亮度的強弱多少會產生誤差，而且只能對雲圖上的天氣現象做定性上的分析。

觀測東亞地區的氣象衛星主要為NOAA繞極軌道衛星和GMS地球同步衛星。GMS地球同步衛星雖然頻道較少，但它固定在東經140度赤道上空三萬六千公里處，可一小時對地球表面進行一次掃瞄。它對地面上各視場的視角保持固定，雖然無法取得雲厚的資訊，而且解析度也不如繞極軌道衛

星，但是對監測綜觀尺度以上的天氣系統已經是足夠的了。過去有許多人應用地球同步衛星資料進行氣象研究。例如Akiyama(1989)和Ninomiya(1989)探討衛星雲圖長期平均場和綜觀天氣型態等特徵的關連性；陳等人(1994)結合紅外和可見光數位資料來估計梅雨鋒面的降水。

在應用衛星資料前必須注意到的問題就是，衛星遙測都無法避免大氣成分和輻射表面(如地表或雲)性質變化對輻射能量的影響。因此，在應用衛星資料前如何除去這種大氣的遮掩效應便顯得格外重要了。林與曾(1994)曾經探討紅外雲圖中臨邊昏暗現象的視角訂正問題，藉助LOWTRAN 7程式套(Kneizys *et al.*, 1988)求得紅外頻道視角訂正的經驗公式，但並未觸及水汽訂正問題。Inoue(井上, 1979)曾經仔細討論GMS的大氣效應訂正問題，包括視角訂正、高度訂正(處理輻射表面為雲的情況)以及水汽訂正，他也列出了大氣效應訂正的一般公式。曾與

朱(1988)對NOAA衛星上輻射計AVHRR的兩個紅外頻道資料先以迴歸法進行視角訂正，再同樣地以迴歸法做水汽訂正，以便求出海面溫度。至於可見光資料的視角訂正，Bellon等人(1980)將各視場的反照率值乘以 $(\sec \zeta)^{1/2}$ ，其中 $\zeta$ 是太陽天頂角，劉等人(1992)使用他的方法得到不錯的結果。可見光頻道資料的水汽訂正通常就不必做了。總的來說，在大部分遙測問題中大氣是一種噪聲，是必須除去而後快的東西。紅外窗區資料，在進行大氣效應訂正後，就給出海面溫度。因此，可說一大部分遙測問題就是大氣效應訂正問題。

本文主要目的是對東亞地區的地球同步衛星可見光和紅外數位資料進行大氣效應訂正，然後決定一些雲參數。本文利用LOWTRAN 7程式套對紅外數位資料進行水汽訂正，然後結合視角訂正後的可見光資料和同時做過視角和水汽訂正的紅外資料，定量而有效地詮釋衛星灰階雲圖，製作成類似於日本氣象衛星中心(MSC, 1989)的雲資訊圖。

第二節中將說明輻射傳遞的基本理論及大氣對輻射傳遞過程的影響。第三節則說明這研究的整個處理流程。第四節將討論大氣訂正後的結果，同時也用實際海溫資料來和衛星海溫值比較，最後結合大氣訂正後的可見光和紅外資料進行簡單的雲級分類。最後一節則是這研究的結論。

## 二、基本理論

在紅外區，大氣分子引起的散射可以略去不計。在平行平面大氣和局部熱力平衡的假設下，衛星輻射計所觀測到的輻射強度 $I_\nu$ ，若以透射函數 $\mathfrak{T}_\nu$ 為垂直座標，則可寫為(曾, 1988)

$$I_\nu = B_\nu(T_c)\mathfrak{T}_{\nu c}^{\sec \theta} + \int_{\mathfrak{T}_{\nu c}}^1 B_\nu(T)d\mathfrak{T}_\nu^{\sec \theta} \quad (1)$$

其中 $\theta$ 是衛星天頂角，又稱為視角； $T_c$ 是輻射表面(海面或雲表面)的溫度， $B_\nu(T)$ 為溫度 $T$ 時Planck函數隨波數 $\nu$ 的分布。還有，透射函數定義為

$$\mathfrak{T}_\nu(\tau) = e^{-\tau}, \quad \mathfrak{T}_{\nu c} = e^{-\tau_1} \quad (2)$$

其中光程(optical thickness)定義為

$$\tau = \int_z^{\infty} k_\nu \rho dz, \quad \tau_1 = \int_{z_c}^{\infty} k_\nu \rho dz \quad (3)$$

上式中 $\rho$ 為吸收氣體的密度， $k_\nu$ 為(質量)吸收係數。另外， $z_c$ 代表輻射表面的高度，對海面來說它等於0，對雲來說它就是雲頂高度。在這裏不考慮地表反射，並且將海面和雲這兩種輻射表面都視為黑體。

大氣中有許多不同的分子和粒子對輻射都有吸收作用。電磁波譜中有一些區域，大氣的吸收和散射都非常微弱，這些區域稱為窗區。在這些窗區中，輻射吸收主要是水汽、臭氧及氣溶膠造成的。GMS衛星的紅外窗區頻道中，主要吸收氣體為水汽，因此在應用紅外窗區頻道資料時，必須先進行水汽訂正。

當天頂角變大時，光路通過大氣層的幾何距離也隨著增加。離開星下點越遠的輻射表面所放出的輻射受到大氣的削弱也越大，這就是臨邊昏暗。紅外頻道數位資料的視角訂正和衛星天頂角有關，而可見光頻道的視角訂正則和太陽天頂角有關。視角訂正就相當於將衛星直接移到當地上空重新進行觀測，因此經過視角訂正後，影響輻射強度的大氣因子就只剩下水汽了。

## 三、處理方法

本文使用的資料可分為三大部分，第一為衛星資料，第二為探空資料，第三為實際海面溫度資料。衛星資料是日本GMS-4號地球同步衛星上的VISSR紅外和可見光數位資料。輻射計VISSR上有兩個頻道同時掃描大氣，可組合成雲圖；數位資料可用來估計海面溫度和雲量、雲高、雲頂溫度等雲參數。

因為實際探空資料的空間分布並不均勻，而且海上資料又少，為方便起見本文採用歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-range Weather Forecasts, 以下簡稱ECMWF)出版的TOGA資料檔(ECMWF, 1993)，這一資料檔是該中心的標準業務全球波譜模式(最大波數106，三角形截斷，垂直解析度19層)得到的資料，為配合「熱帶海洋全球大氣」(TOGA)國際計劃，除地面層外捨去垂直方向的某幾層，保留由

1000hPa到10hPa共14層的垂直解析度，增加模式的高斯網格，然後內插到1.125經緯格點上。本研究取用14層的溫度、相對濕度和重力位高度的垂直分布，然後輸入於輻射傳遞模式LOWTRAN 7中，以便模擬出衛星所應觀測到的輻射強度(下面簡稱為理論值)。

用來和衛星資料得到的海面溫度(下面簡稱為衛星海溫)相比較的實際海面溫度資料，是由台大海洋研究所提供的NODC(National Oceanographic Data Center)的光碟資料，這是海上浮標觀測到的海水溫度。這種溫度和實際的海面溫度其實是不同的物理量，浮標海溫代表的是最上層1公尺內的海水溫度，因此可能會產生一點誤差，但應該不會太大。由於和衛星海溫同時同地點的浮標海溫幾乎沒有，而且海溫大致是均勻的，在短時間內變化不大，因此取個案時間前後五天的浮標海溫來做比較。

由(1)式可知，對衛星輻射計觀測到的輻射強度影響最大的是透射率 $\mathfrak{T}_{\nu c}$ 。而 $\mathfrak{T}_{\nu c}$ 又依賴於光程，即幾何距離和吸收體含量，因此在應用衛星數位資料前除去大氣效應是必要的。下面說明如何除去大氣效應的影響。

本文以輻射傳遞模式LOWTRAN 7計算一已知大氣路徑上某一特定波數的大氣透射率和大氣層頂處的輻射強度。本文為方便起見以數值網格天氣資料取代探空資料，輸入其中的水汽、溫度和重力位的垂直分布，其餘參數及其他氣體的垂直分布值則引用氣候值。

在使用這個輻射傳遞模式前，必須先進行模式驗證的工作，這樣可讓我們了解這個模式是否正確。驗證的方法是選取晴空區的實際海面溫度和當地的探空資料(在這裏指ECMWF數值網格天氣資料)代入輻射傳遞模式中，求出大氣層頂處的向上輻射強度，由此可計算出衛星所應觀測到的海面亮度溫度。如果由模擬出來的亮度溫度(理論值)和實際衛星輻射計所觀測到的亮度溫度(觀測值)兩者越接近，則這個輻射傳遞模式的可信度就越高；兩者之間相差越遠，則表示可信度越低。

過去曾經有不少人探討過理論亮度溫度和觀測值的差異，比如青木和井上(Aoki and Inoue, 1982)和曾與朱(1988)。本研究也做了類似的研究，1990年6月12日00UTC(個案1)地球同步衛星GMS紅外頻道(10.5到12.5微米)晴空區海面亮度溫度(已除去視角效應)的理論值比觀測值大了1.29K。這種偏倚的主要原因有下面幾點:(a) 校準誤差。(b) 透射函數的計算誤差。(c) 探空資料的誤差。(d) 在計算透射函數時未計及某些吸收氣體所產生的誤差。

在這個研究中做了兩個個案，時間分別是1990年6月12日00UTC(個案1)和1990年5月4日00UTC(個案2)。這兩個個案都有一道很完整的鋒面系統，有豐富的雲系可做為研究對象，而且在海上廣大的無雲區可求取海面溫度。個案1的紅外和可見光雲圖如圖1所示。特別需要指出的是，在可見光資料部分，因為在00UTC時(個案1)太陽並未照射到西北部的區域，故在那區域並沒有值，即反照率值為0，因此在雲級分類中將不處理。

GMS衛星的數位資料由氣象局接收後，被轉換到1024x 1204個像元的藍伯特投影地圖上，但數值網格天氣資料使用經緯網格。因此在使用這兩種資料前，必須使它們的空間分布相配合。我們先將每筆衛星數位資料重新切成32x 32個方塊，下面稱為氣象網格。每個氣象網格的解析度大約是150公里左右，這樣的解析度對 $\alpha$ 中尺度以上天氣系統來說已經足夠了。再將數值網格資料投影到藍伯特投影地圖上，使得每一個氣象網格正好對應一個數值網格，以便繼續進行資料處理。

關於可見光波段的視角訂正，劉等人(1992)使用Bellon等人(1980)的方法得到不錯的結果，因此在這裏直接引用。至於紅外波段的視角訂正則直接使用林與曾(1994)藉助LOWTRAN程式套求出的經驗公式，也就是將每個視場的輻射強度值乘以 $(\sec \theta)^{1/8}$ 。

做過視角訂正之後，就可決定雲量和雲頂亮度溫度。解決這個問題的方法在海溫遙測的文獻上通常稱為濾雲法，但在本文中雲是研究對象，它是信號而不是噪聲。由於

雲圖中有夠多的像元，故一般的「濾雲法」通常使用統計法，最常見的有直方圖法、空間相干法(Coakley與Baldwin, 1984)和改良式二閾值法(Liu, 1986)。本研究採用最後一個，這個方法結合前兩個方法的優點，詳細內容可參考Liu(1986)的論文或曾1988這本書，不在這裏敘述。簡單地說，以改良式二閾值法對紅外和可見光資料進行統計分析，可以決定出雲量及雲頂和海面的亮度溫度。

經過視角訂正後輻射傳遞方程(1)式可改寫為以高度 $z$ 為垂直坐標的形式：

$$I_v = B_v(T_c)\mathfrak{S}_{vc} + \int_{z_c}^{\infty} B_v(T) \frac{\partial \mathfrak{S}_v}{\partial z} dz \quad (4)$$

(1)式和(4)式的最大差別就是透射函數中丟掉了 $\sec\theta$ 這個因子，也就是說現在光路是垂直向上的。前面已說過， $\mathfrak{S}_{vc}$ 為輻射表面到大氣層頂的透射率。另外，我們還有一個表達探空資料的公式，即

$$z_c = f(T_c) \quad (5)$$

這個式子就是氣溫垂直分布，即氣溫和高度的對照表。現在給定視角訂正後的輻射強度 $I_v$ ，要由(4)和(5)式決定出 $T_c$ 。當輻射表面是雲時， $z_c$ 或 $T_c$ 是未知數，這時(4)和(5)式是非線性方程組，必須用疊代法求解。疊代公式可寫為

$$I_v = B_v(T_c^{\mu+1})\mathfrak{S}_{vc} + \int_{z_c^{\mu}}^{\infty} B_v(T) \frac{\partial \mathfrak{S}_v}{\partial z} dz \quad (6)$$

其中 $\mu$ 表示疊代序號。下面是進行水汽訂正的步驟：

- 將改良式二閾值法(Liu, 1986)求出來的雲頂亮度溫度 $T_B$ 代入Planck函數中，就得到(6)式左邊的 $I_v$ 。
- 令雲頂溫度的初始猜測值 $T_c^{(0)} = T_B$ 。
- 有了雲頂溫度後，可由氣溫垂直分布(5)式求出雲頂高度 $z_c$ 。
- 重新由(6)式求出新的雲頂溫度 $T_c^{\mu+1}$ ，其中 $\mathfrak{S}_{vc}$ 和右邊第二項可藉助LOWTRAN程式套決定出來。
- 回到(c)，一直做到 $T_c^{\mu}$ 和 $T_c^{\mu+1}$ 相差夠小為止。

$T_c$ 和 $T_B$ 的差值就是水汽訂正值。這個疊代格式很容易收斂，大約只要做幾次就夠了，

這是因為雲頂亮度溫度和雲頂溫度相差很小，也就是說水汽訂正值只有2到3K以下。

假如輻射表面是海面，則 $z_c = 0$ ，這時衛星海溫 $T_c$ 可直接由(4)式求出，不需要用疊代法求解，但仍需使用LOWTRAN程式套決定透射函數。

上述方法可求出較準確的雲頂溫度、海面溫度及雲量，然後對整個研究區域進行資料處理。

#### 四、研究結果

改良式二閾值法求出的雲量(圖2a)，和經過視角訂正後的雲量(圖2b)之間有顯著的差異。在太陽斜射地區原來看不出有明顯的雲存在，經視角訂正後在太陽斜射地區的雲都因此顯現出來。實際上參照紅外雲圖(圖1a)可以看出，在當時當地也的確有雲存在。

在紅外頻道的視角訂正部分，原始資料先以改良式二閾值法求出雲頂亮度溫度，再使用林與曾(1994)的經驗公式而得到的雲頂溫度，若和原始雲頂亮度溫度相比，兩者之間在等值線形狀上並沒有很大的差別，只有在衛星天頂角較大的區域才看得出來。因為地球同步衛星的高度遠大於繞極軌道衛星，故前者天頂角改變的範圍也比後者為小，因而視角訂正值也就不像繞極軌道衛星那樣顯著。

接著討論紅外頻道水汽訂正的結果。經過視角和水汽訂正後的雲頂亮度溫度(即雲頂溫度)和原始雲頂亮度溫度若互相比較，可以發現在分布上還是類似的。由圖3所示的兩者之差可以看出，訂正值較大的區域都集中在晴空區，而訂正值較小的都集中在有雲區，雲越高則訂正值就越小。原因是在晴空區衛星輻射計觀測到的輻射表面是地表，由地表放出的輻射經過整個大氣層後被衛星所接收到，因此經過的光程較長，被大氣削弱的程度也就較大，最大的訂正值甚至可超過10K。相對的在有雲區，衛星觀測到的輻射表面是雲頂，光程遠比地表的情況要短得多了，而且高層水汽含量也比低層少了許多，因此被大氣削弱的程度也就較小，訂正值最小可小於1K。接著將經過視角和水

汽訂正後的雲頂溫度和數值網格天氣資料的溫度垂直分布相比較，就可以求出每一點的雲頂高度和雲頂氣壓(圖4a,b)。個案2的結果也類似於個案1。

由上面的結果可以了解，衛星原始亮度溫度和經過視角、水汽訂正的雲頂亮度溫度(即雲頂溫度)兩者之間，在星下點附近的高雲部分相差不到1K，而在低雲和海面上就可能相差到5K以上，海面上甚至可以相差到10K。由此可以發現，在星下點附近的中、高雲區域大氣效應訂正的效果並不是那麼明顯，但是在天頂角較大或輻射表面較低的區域(如海面、低雲)，衛星觀測到的亮度溫度的大氣效應訂正就顯得格外重要了。

原始資料經過大氣效應訂正後可求出較準確的雲頂溫度、雲頂高度及雲量。由於無法找到實際雲參數觀測值來進行定量上的驗證，因此只好求取無雲區的海面溫度來和實際浮標海溫進行比較。用來驗證的統計量為均方根差(root mean square difference)，其定義為：

$$\text{R.M.S.} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta T_i)^2} \quad (7)$$

其中 $N$ 為樣本個數， $\Delta T_i$ 為兩組海溫差值的統計樣本。

在本研究的個案中，原始海面亮度溫度比實際海溫低了許多，均方根差為9.4K。經過視角訂正後，均方根差略為減小成8.3K，而經過視角和水汽訂正後的均方根差再縮小為1.30K(圖5)，訂正前後總共相差了8K左右。在個案2中，原始海面亮度溫度和實際海面溫度的均方根差為8.6K。經過視角訂正後均方根差稍為減少成7.8K。經過視角和水汽訂正後均方根差再縮小為1.9K，訂正前後總共相差了7K左右。本文主要研究的對象為雲的參數，可是無法找到確實的數據來和求出來的雲參數做比較，只好以無雲區的海面溫度做為驗證之用。

雖然驗證結果1.30K不如由NOAA繞極軌道衛星所求出的衛星海溫，其準確度一般說來小於1K(Strong and McClain, 1984)。由輻射傳遞模式求出來的海面亮度溫度的均方根誤差值小於1.5K，用同樣方法求出來的雲

頂溫度誤差勢必更小，對於從事雲分析的人來說這樣的誤差是可以接受的。由驗證的結果可知，上述資料處理方法是可行的，而且在應用衛星數位資料前，大氣效應訂正是相當重要的。

利用經過訂正後的雲量和雲頂高度，我們可將雲分為三類：

- 低雲：雲量大於50%，雲頂氣壓介於1000與700hPa之間。
- 中雲：雲量大於80%，雲頂氣壓介於700與400hPa之間。
- 高雲：雲量大於80%，雲頂氣壓低於400hPa以上。

分類結果如圖6所示。由圖6可以很清楚地看出高、中、低三種雲級分布。日本發布的當時雲資訊圖如圖7所示，雖然這張圖並不是非常清楚，但可以發現圖6和圖7中鋒面的形狀都相當類似。

為了強調訂正後的效果，我們將圖6和未經訂正的雲圖(圖8)相比較，可以看出下面幾點：

- 雲區範圍都加大了，主要原因是可見光雲圖經過視角訂正後，太陽斜射地區的反照率值都提高了許多，因而由反照率值求出的雲量可以完全表現出來。
- 在較北邊區域的高雲部分略微減小，這是由於紅外頻道的視角和水汽訂正的效果；在視角較大的區域，衛星輻射計觀測到的輻射強度途中經過較長的光程，受到大氣削弱的影響也較為嚴重，因此原本輻射表面的溫度並不是這麼低，經過大氣削弱後降低了它的亮度溫度，因而產生高雲上的差異。

#### 五、結論

這個研究的主要目的，是希望能將日常所用的紅外和可見光衛星雲圖加以量化，取代以肉眼來判斷雲圖的明暗，以供分析天氣現象之用。

在這個研究中有效地結合了數值網格天氣資料和輻射傳遞模式，對整個東亞地區的衛星資料進行大氣效應訂正。由除去大氣效應的紅外數位資料求出雲頂溫度和雲頂高度，並由可見光資料求出雲量。另外，由海

上無雲區的紅外資料求出衛星海溫，若和實際海溫做比較，其均方根誤差在較好的情況下有1.3K。關於誤差的來源，除了計算上的誤差外，應該還包含下列幾項：

- (a)薄的卷雲在紅外區是透明的，在卷雲區上空衛星輻射計所觀測到的輻射強度包含了穿過卷雲的下層輻射表面所放出的輻射和卷雲本身放出的輻射，因此只要有一點卷雲就會產生很大的誤差。
- (b)比視場更小的雲也會對輻射計觀測到的輻射強度有所影響。這種雲通常是積雲，而積雲的存在輻射計無法分辨出來，因此可能誤以為是晴空，從而產生誤差。
- (c)還有，如氣溶膠和其他氣體也會影響到輻射計所觀測到的輻射表面放出的能量。

本研究的最後部分是結合大氣效應訂正後的可見光和紅外數位資料進行雲級分類，得到一張可供參考的雲圖。重點是它同時結合了可見光和紅外數位資料，而且在使用數位資料時考慮了輻射傳遞過程，因此這應該是一張較客觀和較準確的雲圖。

在製做雲圖的過程中，為了配合數值網格天氣資料的解析度，只好犧牲衛星資料的高解析度，因此這雲圖只能表現出 $\alpha$ 綜觀尺度以上的天氣系統。GMS地球同步衛星固定在地球赤道上一點的上空，觀測某一點最上層的輻射表面，因而無法判讀出雲的厚度，這是缺點。

最後必須指出，1995年3月18日發射的GMS-5號衛星上攜帶的輻射計VISSR具有兩個紅外頻道(波長範圍分別為10.5到11.5微米和11.5到12.5微米)，此外並增加了一個水汽頻道(波長範圍為6.5到7.0微米)。也就是說，原來GMS-4號衛星上VISSR的紅外頻道在GMS-5號進一步分裂為兩個頻道，這對海面溫度和雲參數遙測大為有利，應該可以提高它們的準確度，這將是近期研究目標。

#### 致謝

本研究是國科會專題計劃NSC84-2111-M-001-019和NSC85-2111-M-001-004支持下完成的。台大海洋研究所提供本研究所所需的浮標海溫資料，在這裏表達謝意。

#### 參考文獻

- 井上豐志郎，1979: 大氣補正。GMS系統綜合報告。II：資料處理解說篇第2部分。氣象衛星中心，日本東京，7-14。
- 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。
- 陳渭民、郝凡、姚葉清，1994: 使用GMS數值化衛星資料估計梅雨鋒面降水的初步探討。南京氣象學報，17(1)，79-85。
- 曾忠一，1988: 大氣衛星遙測學。渤海堂，台北市，630頁。
- 曾忠一、朱曙光，1988: 海面溫度遙測的大氣效應訂正。遙感探測，9，60-77。
- 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。
- Akiyama, T., 1989: Large, synoptic and meso scale variations of the *Baiu* front, during July 1982. Part I: Cloud features. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 57-81.
- Aoki, T., and T. Inoue, 1982: Estimation of the precipitable water from the IR channel of the geostationary satellite. *Remote Sens. Environ.*, 12, 219-228.
- Bellon, A., S. Lovejoy, and G. L. Austin, 1980: Combining satellite and radar data for the short-range forecasting of precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1554-1566.
- Coakley, J. A., and D. G. Baldwin, 1984: Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 1065-1099.
- ECMWF, 1993: *The Description of the ECMWF/WCRP Level III - A Global Atmospheric Data Archive*. Technical Attachment, European Centre for Medium-range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, England.

- Harris, R., 1987: *Satellite Remote Sensing: An Introduction*. Routledge and Kegan Paul Press, London and New York, 220pp.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, J. E. A. Selby, and S. A. Clough, 1988: *Users Guide to LOWTRAN 7*. AFGL TR 880177, Air Force Geophysics Lab., Hascom AFB, Mass., U. S. A., 137pp.
- Liu, G. -R., 1986: *The Use of Visible Data for Improving VAS Satellite Soundings*. Ph. D. Dissertation, The University of Wisconsin, Madison, North America, 122pp.
- MSC, 1989: *The GMS Users' Guide*. Meteorological Satellite Center, Tokyo, Japan, 222pp.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during *Baiu* period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-65.
- Strong, A. E., and E. P. McClain, 1984: Improved ocean surface temperatures from space—Comparisons with drifting buoys. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 138-142.

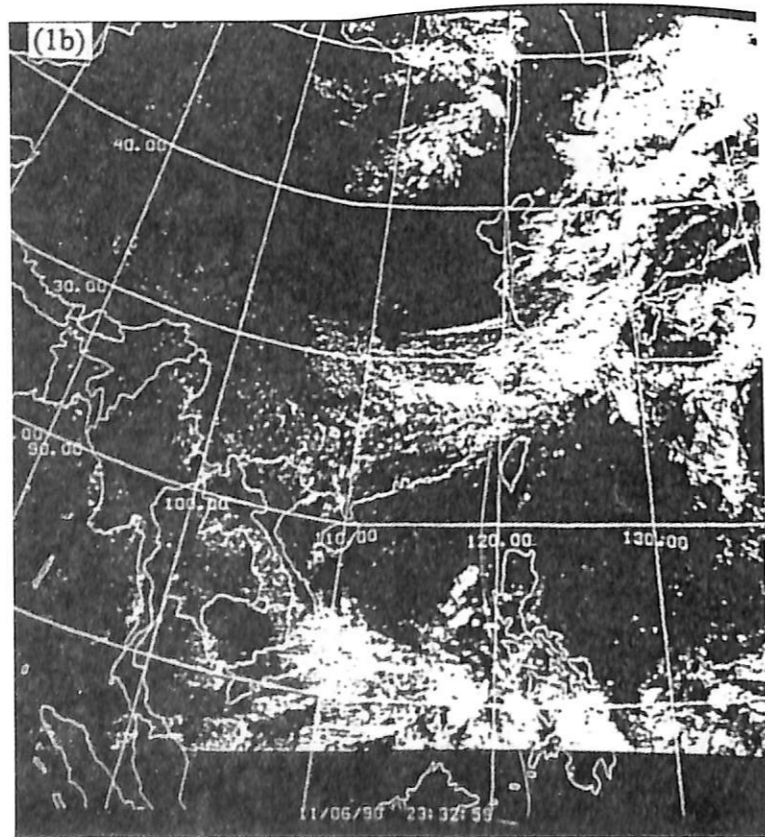
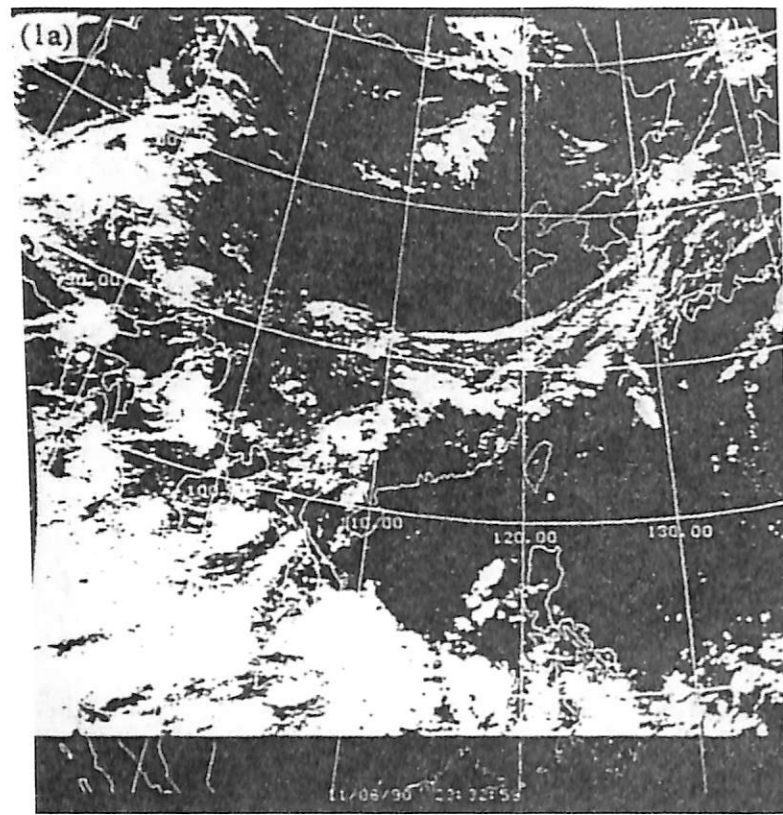


圖1 1990年6月12日00UTC(個案1)紅外雲圖(a)和可見光雲圖(b)。

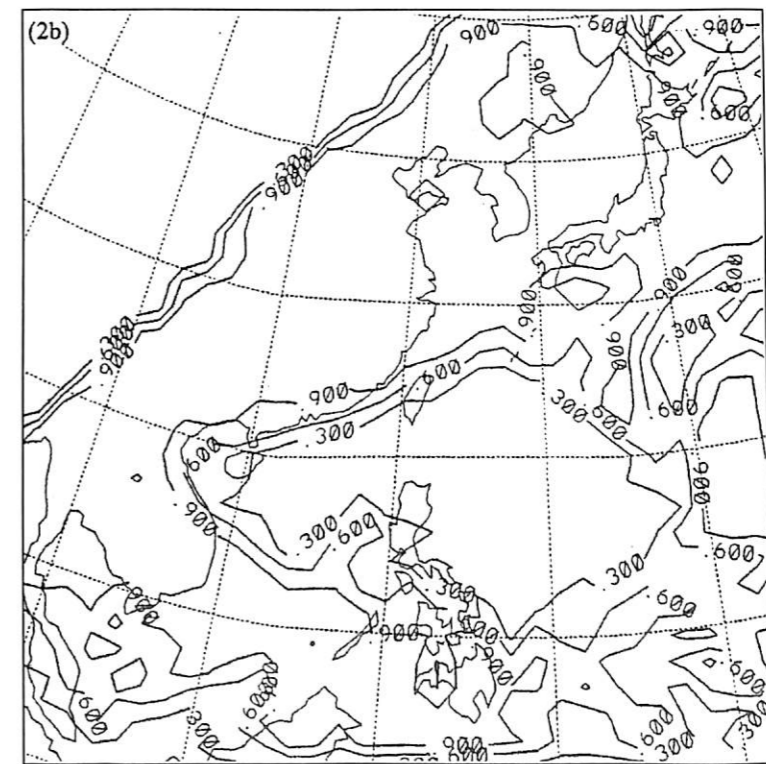
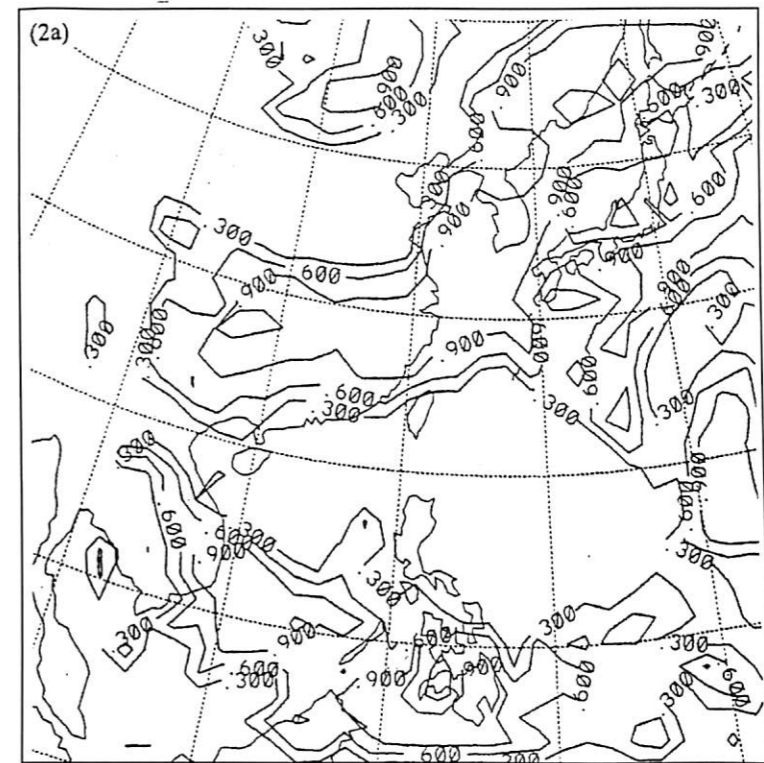


圖2 由改良式二閾值法(a)和經過視角訂正後(b)求出來的個案1雲量分布，最大值為1，最小值為0，等值線間距為30%。

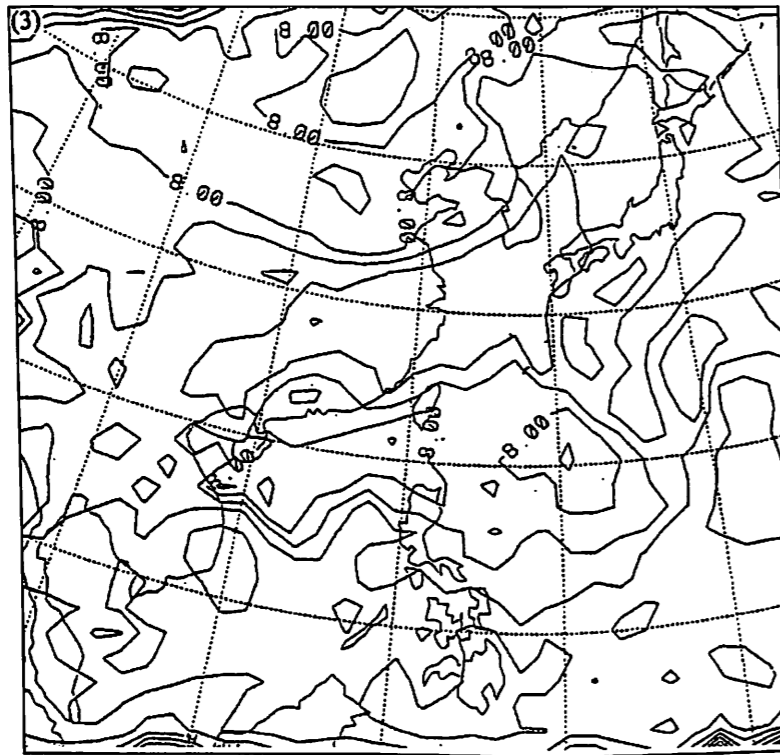


圖3 視角和水汽訂正前後的雲頂亮度溫度差值，等值線間距為1K(個案1)。

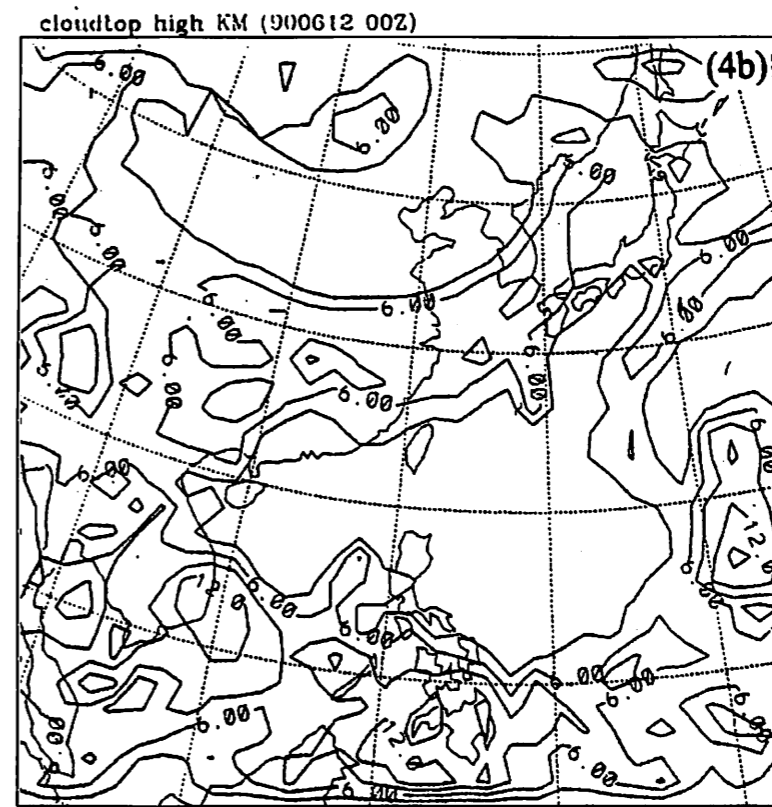
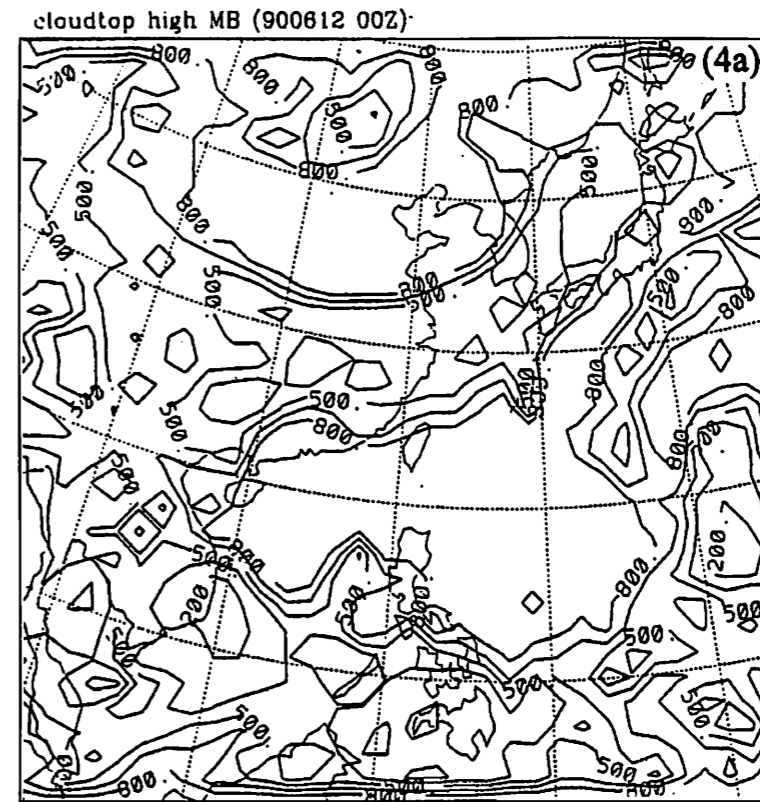


圖4 雲頂氣壓(a)，等值線間距為150hPa和雲頂高度(b)，等值線間距為3km(個案1)。

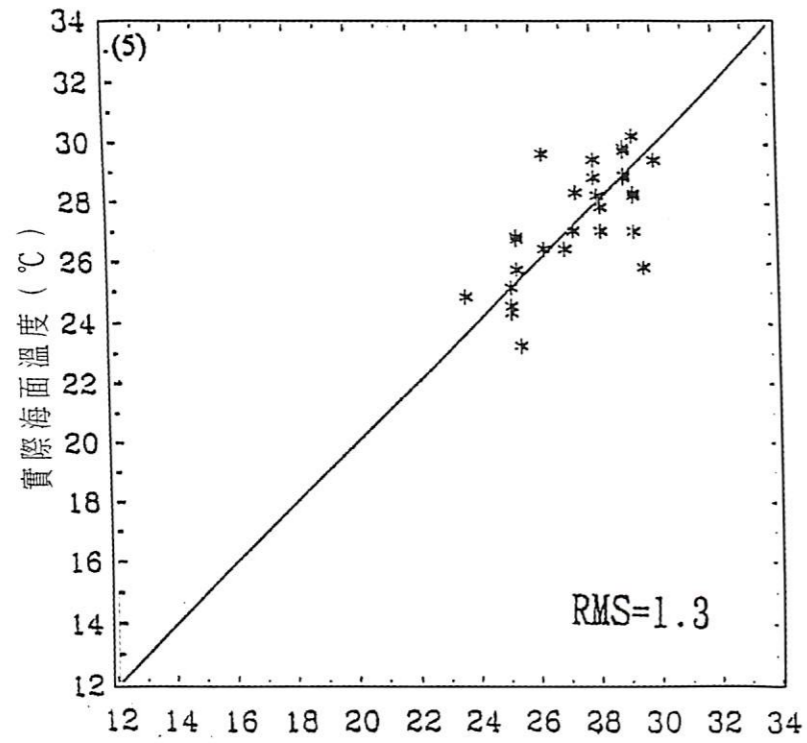


圖5 經過視角和水汽訂正的海面亮度溫度(即衛星海溫)和實際海面溫度的比較(個案1)。

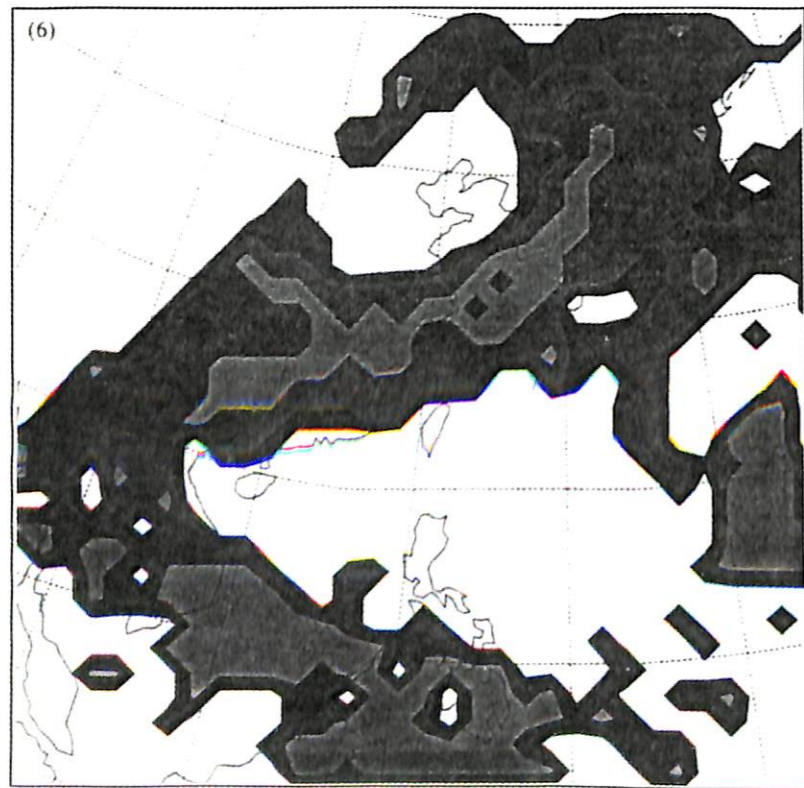


圖6 使用經過訂正後的雲量和雲頂高度，並根據日本氣象衛星中心雲級分類技術得到的雲級空間分布，時間是1990年6月12日0000UTC(個案1)。深灰表示低雲，灰表示中雲，淺灰表示高雲，這三種雲的定義見內文第4節。

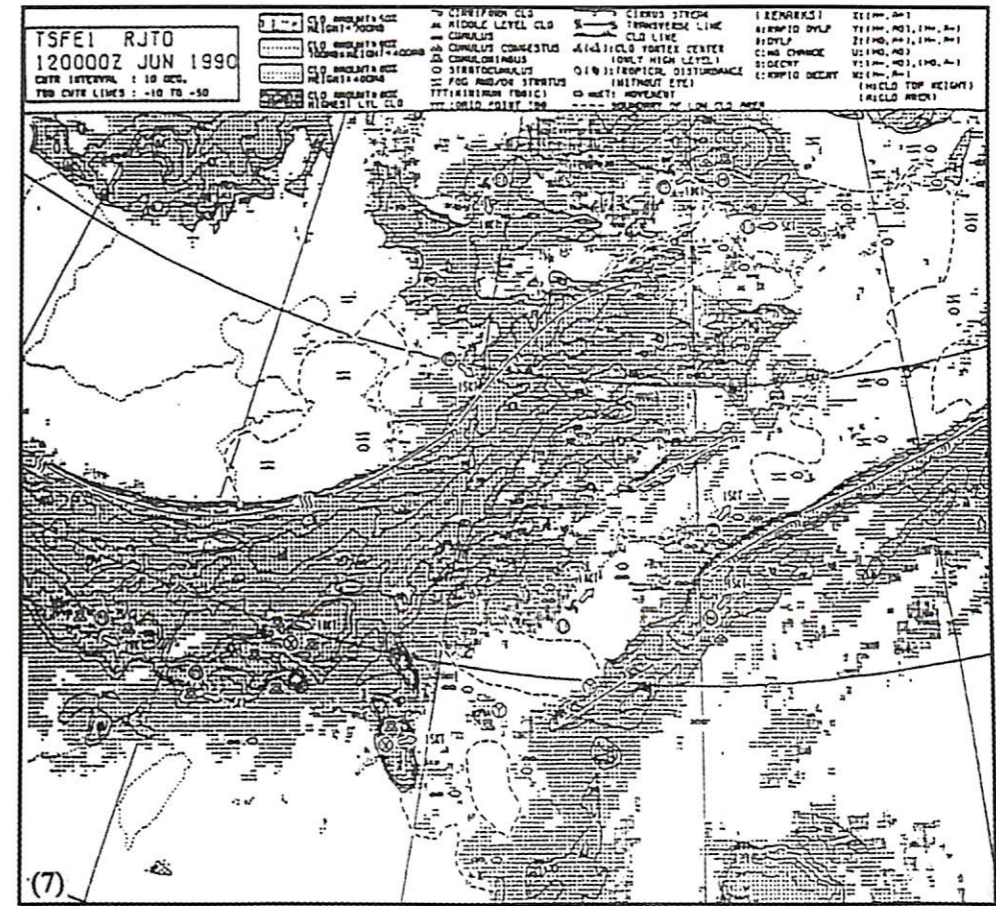


圖7 日本發布的雲資訊圖，時間為1990年6月12日0000UTC(個案1)。

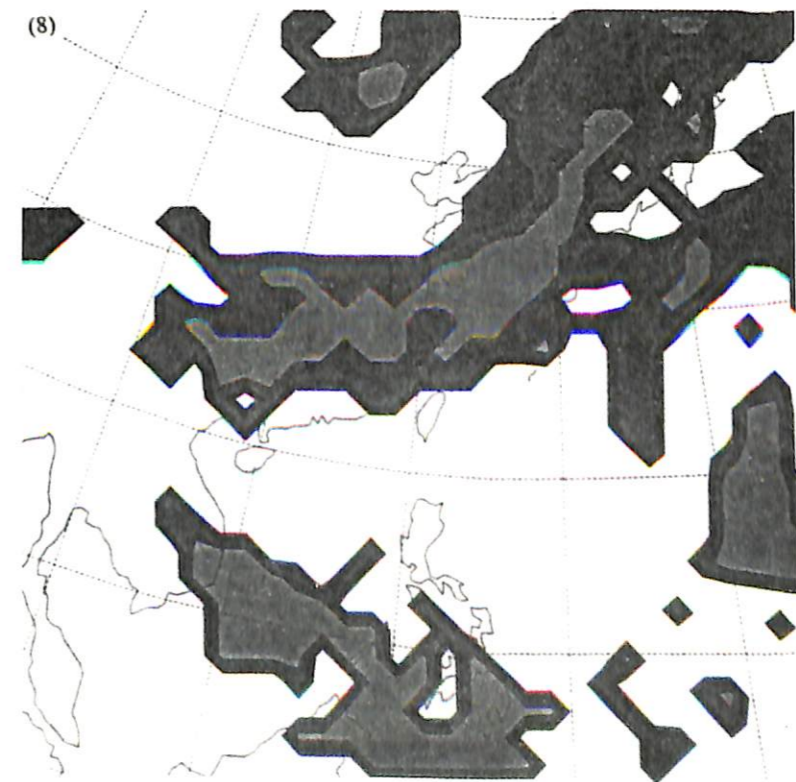


圖8 同圖6，但為使用未經訂正的雲量和雲頂高度。

## Determination of Cloud Parameters from GMS Data

Chung-yi Tseng<sup>1,2</sup> and Ping-cheng Huang<sup>2</sup>

1. Institute of Physics, Academia Sinica

2. Department of Atmospheric Sciences,  
National Taiwan University

## ABSTRACT

It is well known that quantitative processing of cloud imagery is very important for weather analysis and prediction. At present the operational meteorological satellites that observe the East Asia are the geostationary satellite called GMS and the polar orbiting satellite called NOAA. As compared to the NOAA satellite which has the advantages of high resolution and multiple infrared window channels, the GMS satellite with global coverage in space and intensive observation in time is suitable for monitoring the synoptic scale weather phenomena. In this study we first carried out the atmospheric corrections of the GMS digital data and then performed the cloud analysis. The satellite and radiosonde data were combined to retrieve the cloud top height and temperature from infrared data corrected for the atmospheric effects and to determine the cloud amount from the visible data corrected for the viewing angle. At the same time the sea surface temperature was retrieved over the cloud-free ocean area so as to validate the cloud parameters. The results indicate that the atmospheric corrections are essential to cloud parameter determination. Finally, a simple satellite cloud information chart was prepared for use in cloud analysis and short-range weather forecast.

Key words: Geostationary satellite, cloud parameters, GMS, cloud analysis