

由衛星資料探討臺灣地區降雨雲 特性與降雨量關係

王光華

中央氣象局氣象衛星中心

(中華民國八十八年十一月十九日收稿；中華民國九十年二月二十一日定稿)

摘 要

由 GMS 紅外線資料來分析臺灣地區降雨時雲層的亮度溫度，可以大略分析出降雨時雲頂的溫度分佈。但是若與降雨量的關係進行比較可以發現其中的關係並非是絕對的。若配合微波輻射儀的觀測結果則可以輔助分別雲與降雨的關係。本研究中將 GMS 資料與 SSM/I 資料結合並進行與地面觀測雨量的比較與分析。GMS 資料在臺灣地區的豪大雨可以有比較好的相關性，因為降雨類型多屬於熱帶性對流雲。其他降雨型態則明顯的是在微波資料有比較好的觀測結果。由於本研究是限定於陸地上，微波資料的偏極化溫度因為儀器反應度飽和以致在大雨的成效並不明顯。本研究以三年的臺灣地區降雨資料進行分析顯示在臺灣地區結合紅外線資料及微波資料估計降雨是比較好的途徑之一。

關鍵詞：氣象衛星、降雨量、紅外線

一、前 言

以衛星來估計降雨，多年來一直是氣象遙測科技的主要目標，由於降雨在時間及空間的變化極大，加上降雨的物理機制相當的複雜，使得估計的結果一直不是令人很滿意。但是廣大範圍的雨量估計，對於天氣或氣候仍然占有相當重要的地位，所以改善衛星估計降雨的技

術仍然是氣象遙測的努力目標。1989 年 6 月到 8 月舉辦了以日本地區為實驗區的衛星降雨估計結果比較(Lee et al. 1991)，匯集了全球共 27 種方法來估計降雨，使用的儀器包括紅外線、可見光、微波及數值預報模式等。近十年來又有許多有關雨量估計的研究及實驗計畫。在紅外線頻道主要有計算雲塊梯度的 CST(Convective-Stratiform Technique)法(Adler and Negri, 1988)，

以雲頂溫度低於 -20°C 的範圍及雲塊的時間變化估計雨量的GWT(Griffith-Wcodley Technique)法(Griffith et al. 1978)。UMLSP(Unax-Maria-Liang-Susan-Paul)降水估計方法是根據梅雨期雲頂溫度與降雨量關係使用Hyperbolic Fit方法找到雲頂溫度與降雨量的關係。Arkin (1979,1987)的Global Precipitation Index以三小時的網格內冷雲比例,以統計關係求得雨量關係。Scofield(1987)使用雲的生命期估計雨量。Lovejoy and Austin (1979a,b)使用紅外線及可見光資料以二維的雲型判別加上雷達資料來估計降雨。其他還有如U. Bristol, Tamsat等人估計10天的降雨量技術等,文獻甚多不及備載。綜觀這些方法多是依紅外線影像的最低亮度溫度、梯度、冷雲所占的面積及雲的生命期來估計雨量。

利用微波估計降雨的方法也有許多,以放射強度或以散射強度為主或是兩者共同使用的方法。微波頻道與紅外線、可見光頻道最大的不同是微波可以穿透雲層,直接觀測雲裏的水滴分佈,微波的複雜性則由於穿透雲層而受到地面放射率的影響。在筆者的研究中(王光華,1997)已經就使用微波頻道各種不同的方法並使用在臺灣地區的資料結果進行比較。在比較簡易的方法中以微波偏極化效應的特色來估計雨量的結果比較好,因為比較不會受到地面放射率的影響。在估計降雨量之前,判別是否下雨就是一項頗複雜的課題。最常使用的方法就如Neale(1990)以多重頻道閾值法來判別。以微波偏極化效應來判別是否屬於降雨雲的有Polarized Corrected Temperature(PCT)法(Spencer et al. 1989)及Crosby et al.(1995)從SSM/I的微波資料以logistic迴歸分析的方式判別是否下雨等。

在微波的雨量反演技術大略的分類則有九

種之多,主要有1.統計反演法,如Wilheit et al.(1991),即以雨量的觀測值與衛星觀測值以統計方法找出其關係式,由此關係式求雨量。2.牛頓疊代法,如Staelin(1980)及Li等(1994),將觀測值和輻射傳遞方程式的計算結果以求解最小值的解,因為觀測本身有誤差以及輻射傳遞計算中也有不準度存在所以用此方法求解,很容易但是對於初始值本身依賴度頗高。3.線性反演法,如Alishouse et al.(1990)求雲中液態水含量(CLW),以 $CLW = a_0 + \sum a_i \times T_{bi}$ 找出其相關係數作為反演的依據。4.以主成份分析找出何種頻道對降雨的影響最大,再由此頻道以統計法決定出其亮度溫度和降雨的關係式,如Huffman et al.(1993)。5.以Karhunen-Loeve轉換配合微波反演模擬及線性最小平方誤差估計法,如Skifronick-Jackson and Gasiewski(1995)。6.類神經網路,已成功用於雲及地物的分類,也有用於溫度的反演(Morcrette, 1991),本研究也試過以multi-layer及radial basis function模式求解,完全不考慮輻射傳遞的特性,可能技術不夠純熟所以成果並不顯著。7.Prony Algorithm是一種非線性反演法類似最小平方法,如King(1964)。8. Landweber疊代法,如Chahine(1970),疊代的因子是除數的比例關係,屬於非線性反演法,初始值及中途的解不得為負值,但是方程的解仍然不穩定。9.統計物理反演法,如Kummerow and Giglo(1994),其方法首先除去非下雨雲的資料,對於非下雨的雲只做雲中液態水的推估,雲分為五層及有結冰和無結冰兩種。將雨量分為四個區間,分別代入輻射傳遞方程式求得計算值和觀測值的差異,再調整降雨區間,並且依此結果求出統計的相關係數再以觀測值代入驗證,最後以計算值和觀測值最接近的為正確解。

上述九種方法都是已被使用的方法，少數幾個方法年代似乎比較久遠，綜合看來仍然可以大略為物理法和統計法或統計法加物理法，主要是考慮計算的時效性及容許誤差。本研究在統計方法上針對臺灣地區，進行了衛星資料和降雨率之間的關係做相當程度的比較和瞭解。

二、降雨的識別

沒有雲就沒有雨，有雲卻不一定有雨，因此首先能判別是否下雨就完成一半的工作了。以紅外線的亮度溫度來分析96、97兩年的15739個觀測值，2727個降雨資料，若以雲頂溫度小於0°C視為會降雨則有雨的比例是15%，無雨的比例卻有45.9%，但是86.5%的降雨雲的雲頂溫度是在0°C以下。如表一。因此單一的以某個閾值來判別是否降雨會有相當地偏差產生。由不同的觀測因子中來共同分析降雨是比較客觀的

做法。因此進一步的分析臺灣地區降雨雲的衛星觀測特徵有助於降雨量反演技術的改善。

利用SSM/I的低頻道來判別陸地是否下雨是比較不容易的，因為受到地面的影響很大。PCT是由Spencer等人(1989)所提出的方法，利用微波的偏極化效應來求取降雨的關係。因為水面是具有高度偏極化相關性且是低放射率，陸地則有高的放射率。當無降水發生時，垂直和水平極化的亮度溫度值的差會比較大。當有降雨發生時由於水滴的散射與吸收阻隔了來自地面的放射，使水平和垂直極化的差距縮小，而且只要有小雨就有明顯的不同。水平極化 ϵ_h 和垂直極化 ϵ_v 的放射率有下列的關係存在

$$\begin{aligned}\beta &= (1 - \epsilon_h) / (1 - \epsilon_v) \\ \theta &= \beta / (1 - \beta)\end{aligned}\quad (2-1)$$

$$PCT = (1 + \theta)T_{Bv} - \theta T_{Bh} \quad (2-2)$$

T_{Bv} : 垂直極化亮度溫度(K), T_{Bh} : 水平極化亮度溫度(K)

表一 臺灣地區GMS雲頂溫度和降雨的關係。

雲頂溫度	無 雨		有 雨	
	個數	比例	個數	比例
<0 C	7,225	55.2	2,358	86.5
<1	567	4.3	59	2.1
<2	516	3.9	47	1.7
<3	481	3.6	48	1.7
<4	493	3.7	38	1.3
<5	451	3.4	25	0.9
<6	470	3.6	17	0.6
<7	312	2.3	28	1
<8	249	1.9	42	1.5
<9	247	1.8	29	1.1
<10	233	1.8	25	0.9
<11	235	1.8	7	0.3
<12	124	0.9	3	0.1
>12	1,408	10.7	1	0
Total	13,011	100	2,727	100

B: 衛星頻道, hv: 分別表示水平及垂直方向偏極化

Spencer等人提出利用PCT可以判別是否降雨, 並且定義此 PCT值的常數 $\theta=0.45$, 在熱帶海洋為0.35, 在高緯度海洋為0.38, 但是Todd and bailey (1995)等則提出修正, 認為PCT值應隨季節和地點而改變, 值由0.5到0.71的變化, 並發現PCT 值在夏季比秋季高, 在海上的精確度也比陸地上高。PCT是地面溫度及大氣的發射率的函數, 當有降雨時, PCT和雨滴的散射成正比, 也就是降雨的函數。Todd 等人進一步修正地區及頻道關係後的PCT值對英國地區的降雨雲進行分析, 也可以識別出小雨。在本研究中也同樣發現在海上的PCT值比較穩定, 可以明顯的區別出降雨的區域, 陸地上則因為地面溫度的變率比較大而比較不穩定。這個方法因為需要地面的實際觀測資料配合驗證其係數, 而國內並無85GHz的地面微波輻射儀進行比較驗證來修正 θ 值, 只能採用國外的 θ 值。筆者也曾以各頻道的偏極化差異來探討其中的變化, 因為受到地面的影響其變化的幅度並不明顯, 不足以作為判別的指標, 準確率只有68.4%(王光華,1997)。Spencer等人指出低於255K是3mm/hr

降雨率的參考閾值。實際上臺灣地區冬季有降雨PCT值最高是288K, 平均最高值是275K, 在夏季則略增高。Spencer等人所提出的PCT值判別方法應用在海上為主, 因為海上的PCT值比較穩定。應用Spencer等人的PCT在臺灣的陸地地區其判別降雨的準確率約是66.1%。

Crosby and Ferraro(1995) 從SSM/I的微波資料以對數迴歸分析的方式對降雨可能性做了分析。本研究中將其方法用於臺灣地區的陸上, 結果對於沒有降雨區的判別準確率頗佳但是對於降雨雲的判別仍有一些的偏差。也就是部分地方被認定為沒有降雨的地方的確是沒有下雨, 但是在被視為該下雨的地方卻沒有下雨, 應用Crosby等人的方法在臺灣地區整體的準確率約74.7%, 準確度算是比較好的。下雨時的液態水含量必然比較高, 由於微波頻道可以提供大氣中的整體液態水含量, 所以也是判別降雨的有效因子之一。但是液態水含量高時卻不一定下雨, 與當時的風與地形有相當的關係。本研究中由臺灣地區96年、97年兩年的資料以SSM/I資料估算的液態水含量來判別降雨的準確率約為75.5%, 不算太差。Neale等人(1990)以多重閾值法做地物的分類, 同時以22GHz與19GHz

表二 判別降雨與否的機率及比例分佈。

項目	有雨閾值	準確率	項目	有雨閾值	準確率
TB22V-TB19V	<23K	70.1%	TB19V	>240K	75.8%
TB85V-TB19V	<30K	71.6%	TB22V	>256K	75.2%
TB85V-TB37V	<21K	70.9%	TB37V	>253K	74.8%
PCT85	<276	66.1%	NPD	<0.015	68.4%
Probability	>0.42	74.7%	Prob+LWC	>1	74%
LWC	>0.75	75.5%	LWC+Prob+19V+37V+22V	>3	75.5%(1996) 80.4%(1994)

的亮度溫度差、85GHz與19GHz 的亮度溫度差、85GHz與37GHz 的亮度溫度差及19GHz來分別降雨。用在臺灣地區的準確度分別是70.1%、71.6%、70.9%、75.8%。應用各種方法在臺灣地區並與地區觀測結果分析後的結果如表二所示。合併上述比較好的方法也就是以結合液態水含量、logistic迴歸分析及19GHzV、37GHzV及22GHzV來判別降雨與否，結果以準確度80%最佳(王光華,1997)。

本研究中主要是將三年的地面雨量觀測資料和紅外線及微波資料進行雨量估計，並以大氣遙測的觀點來分析降雨雲中實際降雨量與衛星資料的關連性。

三、衛星資料特性與處理

GMS-5衛星有三個紅外線頻道，三個紅外線分別是 10.5-11.5 μm ，11.5-12.5 μm 的窗區頻道及6.5-7.0 μm 的水汽頻道。三個紅外線頻道的特性可以由圖 1 來說明。其中粗實線代表第一頻道，虛線代表第二紅外線頻道，細實線代表第三頻道的水汽頻道。分別就a)晴空，b)卷雲，c)積雲(雲高0.66-3.0Km)，d)層雲(雲高0.33-1.0Km)，e)層雲並有2mm/hr的降雨，f)積雲並有25mm/hr的降雨。此模擬是使用美國空軍地球物理實驗室所發展的MODTRAN模式所做的。以臺灣所處副熱帶的夏季大氣為模擬的大氣條件。地面溫度假設為293K，地面發射率假設為0.9，即在海上。晴空時，紅外線窗區頻道的主要權重位置在地面層，而水汽頻道的權重位置在約六公里處。有卷雲出現時對於三個頻道都有些許的影響。但是積雲出現時雖然沒有降雨，紅外線頻道的最大權重落在雲頂上方，反應的

是雲頂溫度。如果雲層比較低的層雲時，頻道1及2仍然是反映出雲頂上的溫度。當層雲有降雨發生時，對於頻道1及2的反應與無雨並沒有差別，同樣的情形也反映在積雲的情形上，所以衛星紅外線頻道所觀測到的是雲頂的溫度，可見光頻道是瞭解雲的厚度，水汽頻道觀測的是高層大氣的水汽含量，對於雲內部是無法穿透的，卷雲的存在並可能造成資料的誤判。因此目前利用衛星的紅外線資料估計雨量多屬於間接性的方法

SSM/I在雨量及液態水的觀測上是頗為有利的儀器，SSM/I對於雨量的反應在七個頻道也不同，除了22GHz只有垂直極化頻道以外，其他都有垂直及水平方向的偏極化頻道。低頻可以反應出比較大的降雨量，隨著頻率的增高所能感應的雨量漸小，85GHz約在30mm/hr時飽和，在高頻的影響主要是雨滴及冰晶的散射。在洋面上及陸地上因為地面發射率的不同，所以在有雨時低頻的亮度溫度會隨雨量增大而增高，但是高頻的亮度溫度則會隨雨量增加而降低，這些特性在雨量的觀測上有很大的功效。85GHz受水滴及冰晶的散射強度影響較大，應用此特性比較能反應出對流性降雨的強度。對於暖雲性降雨則以發射率為主的較低頻率比較能反應出降雨。85GHz的地面解析度最好，偏極化效應可以降低地面放射率的影響程度，本研究中利用85GHz的PCT值來檢視與雨量的關係。

由GMS衛星所提供的雲頂亮度溫度資料輔以相鄰時間及最近的探空觀測資料可以得到概略的雲頂高度，作為分析的參考因子。為了瞭解並比較GMS的觀測值與SSM/I觀測值及其雨量估計結果，進行SSM/I及GMS視觀測點(Field of

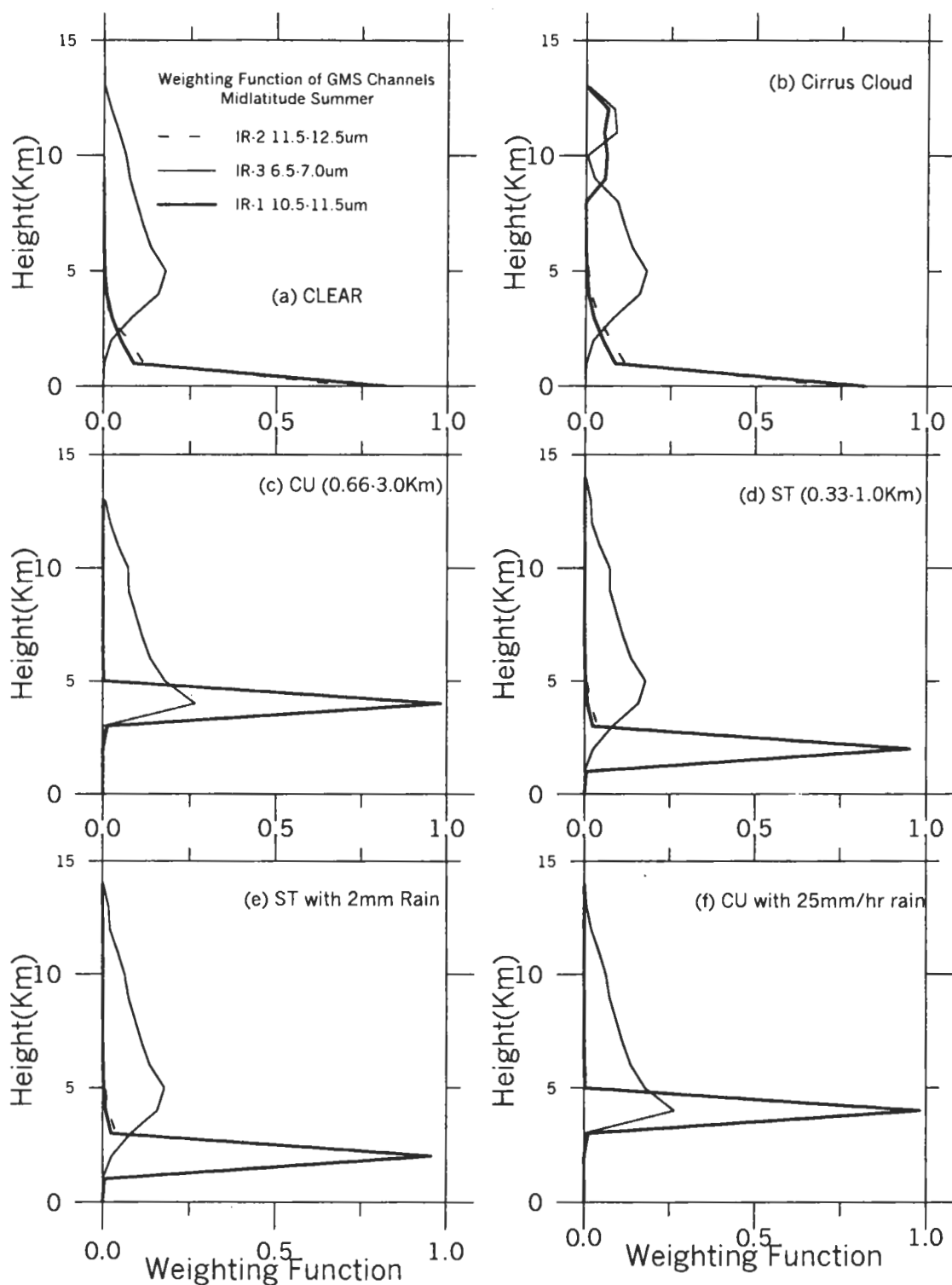


圖 1 GMS 衛星的三個頻道使用 MODTRAN 模擬夏季中緯度大氣對於不同大氣條件下的權重函數垂直分佈情形。粗實線是 IR1，虛線是 IR2，實線是 IR3。晴空時 IR1 及 IR2 的最大權重函數位置在地面，IR3 的權重函數最大值位在約 6 公里高。卷雲有些影響，其他雲層及有雨時，權重函數都在雲頂上方且與降雨量大小無關。

View)(FOV)的定位配對工作。以SSM/I的直下點解析度25Km為目標，則在此12.5x12.5Km範圍下有約5.5個GMS觀測值，SSM/I衛星與GMS衛星資料的網格是先予以做位置的合併。以此範圍的GMS資料可以找出降雨雲的特性。以SSM/I衛星的視點為範圍對GMS衛星資料的平均亮度溫度、標準偏差及雲高等對於夏季和冬季的雲做分析。依地面觀測到的降雨率的大小分別區分為無雨、小於0.5mm/hr的微量雨及小雨(0.5-10mm.hr降雨)、中雨(10-20mm/hr)及大雨(>20mm/hr)等五大類。本研究中收集了1995年夏天到1997年三年臺灣地區有GMS及SSM/I資料通過時並且有雨量觀測的資料做為研究對象。

地面雨量資料是以氣象局的自動雨量觀測資料為基礎，由於自動雨量站是屬於點而且是某時段內的觀測值，相對於衛星所觀測的是瞬間而且是面積的觀測值有明顯的差異。因此必須將地面雨量站的觀測資料轉為面積雨量才適合與衛星觀測結果比較。Morrissey and Wang (1995) 提出了NCR法(Noncontiguous Raingage Method)，Kedem et al.(1990)等人提出的區域時間法ATI(Area Time Integral)法，Sauvageot(1994)的PDF(Probability Density Function)法等。使用降雨機率分佈變率的主成分分析法(Bell and Suhasini, 1994)，雖然考慮了時間及空間關係可以求得單站或區域降雨是時間的函數，但是不適用於較短時間的降雨估計。由於FOV(Field of View)內的非均勻性降雨會使非線性關係的降雨和微波亮度溫度之間產生誤差(Chiu et al. 1990)。衛星和雨量站資料比較的隨機誤差達50%-60%，而較低的偏差約在8%，此二者的相關係數約0.7，我們必須假設比較大的隨機誤差是因為定位誤差造成的，畢竟地面降雨站的密

度太稀疏了(Morrissey and Wang, 1995)。由於NCR法必須求取複雜的空間相關係數，本研究中並未採行。分別使用了ATI法及PDF法於臺灣地區夏季降雨資料的結果顯示，使用ATI法比測站數平均法的降雨值低(王光華,1997)，PDF法則比測站數平均法的降雨值高，而由於無法取得高密度降雨站的資料所以不易認定何者為優，又大多學者和觀測均指出降雨量的分佈函數是具有對數關係，因此本研究採用ATI方法的雨量為地面面積雨量觀測值。本研究中為了使此差異性減小而採用ATI法來重新估計地面的面積雨量。為了顧及降雨的時間性差異，分別就衛星觀測時間的1小時、3小時、6小時的時間區間以ATI法估算雨量，結果以取地面雨量觀測資料三小時的觀測以求得每小時的面積降雨率做為地面的降雨量比較合理也符合臺灣地區短期降雨的特性，目的在降低因為衛星觀測的時間與空間差異所產生的偏差。為了區別出不同降雨的特性，在對流性降雨比較少而且以東北季風型降雨為主的11月到3月定為冬季，其他月份對流性降雨比較盛的季節定為夏季。

四、分析結果

首先就臺灣地區三年的GMS衛星的降雨雲高、雲頂分佈的均勻度及平均亮度溫度進行分析。如圖2(a)，整體看來由GMS IR1的亮度溫度分析，在無雨及微量雨及小雨是非常的接近，而中、大雨就很明顯的亮度溫度(TB)值下降，表示雲頂高度發展的比較高。由圖2(a)(b)中，微量雨及大雨的雲頂溫度分佈比較均勻。無雨區的雲層分佈比較凌散而不均勻，這表示雲層可能是稀鬆的裂雲。同樣的由圖2(c)雲高看來無雨或小雨的雲都是比較的低，屬於層狀雲降水

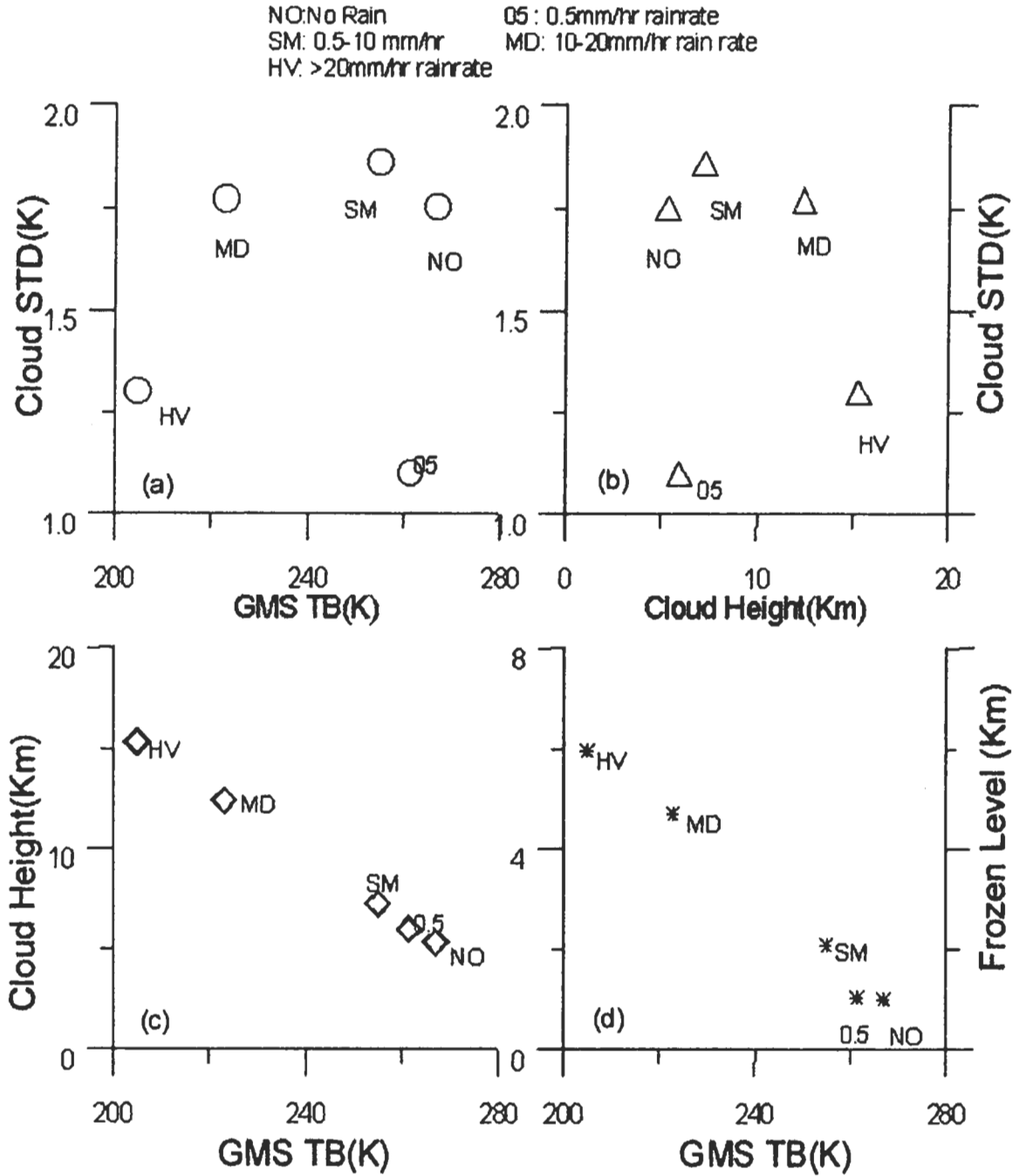


圖 2 GMS 雲頂溫度與雲高等雲的特性與雨量大小的關係圖。

(a) : GMS IRI 亮度溫度溫度值與雲分佈的標準偏差圖。

(b) : 雲高與雲的標準偏差分佈圖。

(c) : GMS IRI 亮度溫度值與雲高的關係圖。

(d) : GMS IRI 亮度溫度與雲結冰高度的關係圖。

HV : 代表大雨(>20mm/hr) , MD : 代表中雨(10-20mm/hr) , SM : 代表小雨(0.5-10mm/hr) , 05 : 代表微量雨(0.5mm/hr) , NO : 代表無降雨

所以無大雨，而中、大雨則多為積狀雲因此雲頂發展較高。由圖2(d)雨量的大小來分析可以大略看出來臺灣地區的大雨多是冷雲性降雨，雲頂溫度比較低，其結冰高度與降雨量是呈正相關的。會下雨的雲的GMS的亮度溫度多在255K以下且標準偏差小於2.3K。直接由雲高或是由雲頂溫度來判斷小雨或沒有雨顯然不易分別出來，而中、大雨在雲頂溫度上則有明顯的降低，且大雨的雲頂分佈比較均勻。

考慮同步衛星在雲系觀測時間上連續性的優點，我們可以由前後一小時的雲頂平均溫度與最低溫度的變化來分析，如圖3所示。大雨時無論在平均溫度的變化及最低溫度的變化反而不如中雨量的變化大，表示已經達到成熟期，但是沒有下雨的雲兩個參數都很小，在小雨時雲中最冷雲的變化是比較小的，都小於2K。中雨則因為雲的移動比較明顯而在平均溫度及最冷雲的變化都降低很多，有增強的意味。從雲

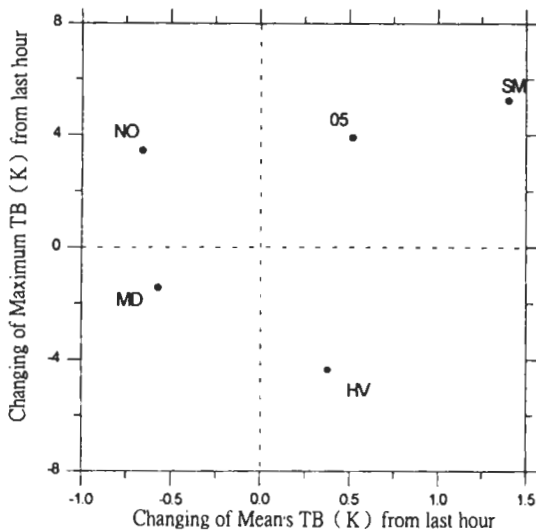


圖 3 GMS 平均溫度變化與雲中最低溫度變化量與降雨量關係。橫軸是平均 GMS IR1 亮度溫度與前一小時的變化量，縱軸是最冷雲的溫度變化量。

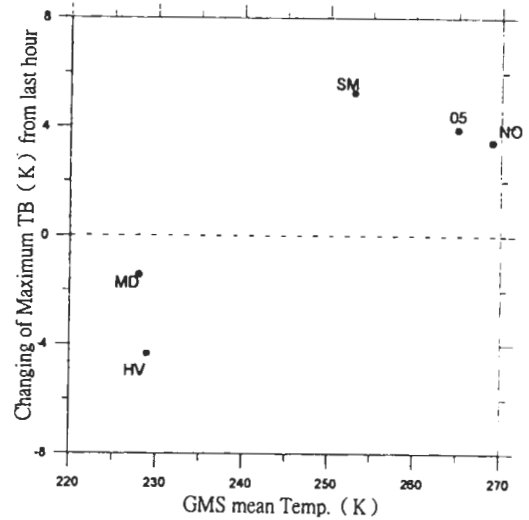


圖 4 GMS 雲中平均溫度與雲中最暖雲變化趨勢與降雨量關係。橫軸是平均 GMS IR1 亮度溫度，縱軸是最暖雲前後一小時的變化量。

的比較暖的部份的變化來看，如圖4，在中雨及大雨的平均溫度都低而且雲中的較暖區域溫度會降低，與小雨或無雨區中的暖雲溫度增加顯然是兩種不同的變化方向。若由雲的平均溫度

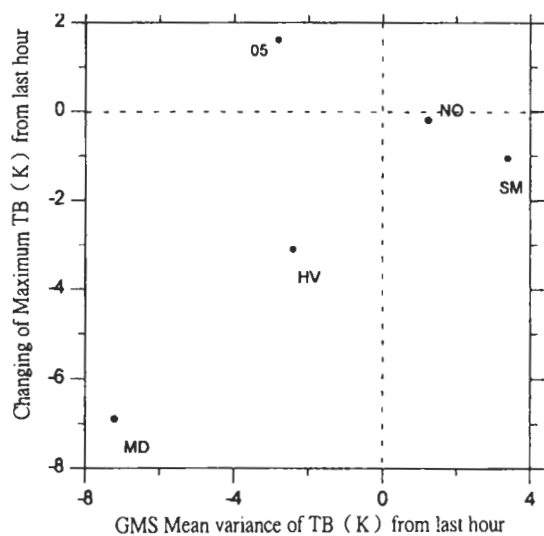


圖 5 GMS 雲的平均溫度變化及最暖雲變化趨勢與降雨的關係圖。橫軸是 GMS IR1 亮度溫度與前一小時的變化量，縱軸是最暖雲的一小時溫度變化量。

變化與最暖雲的溫度變化趨勢來看，如圖5，最暖雲在小雨及無雨區都是增暖，中雨、大雨暖雲溫度均降低，但是大雨時平均溫度變化略增高。只是增加或減低的值相當小，在實際作業中不易判別。由上述結果可以知道臺灣地區降雨在中大雨及小雨在雲頂溫度特性上是不同的形態。

全年的臺灣地區降雨形態不同，將資料分為夏季與冬季兩類型來分析。如圖6、圖7所示。夏季的降雨雲與非降雨雲在亮度溫度上有比較明顯的不同，因為地面比較暖，又因為雲的高度比較低或有比較大的晴空區所以無雨的雲受到地面的熱輻射比較多。20mm/hr以下的降雨雲就不容易分辨清楚。而豪大雨就很明顯了，溫度低而且雲頂溫度分佈均勻，雲區範圍大。至於冬季的無降雨及有降雨的雲就不是那麼清楚，主要都是層狀雲系，無降雨雲與降雨雲的亮度溫度差減小，在冬季的降雨主要因素是地形，而非雲系本身的熱力機制。事實上臺灣地區冬季的主要降雨地區是迎風面的基隆、宜蘭地區，雲層都不高。有比較大的雨時雲頂分佈變得比較不均勻，表示有些小的對流雲存在。整體上雲頂溫度的分佈比夏季的雨雲均勻。

由GMS紅外線資料來看，在13011個沒有降雨的案例中，雲頂溫度在零度以下並且沒有下雨的居然佔有一半的比例。在有雨的2727個案例中則有超過八成的比例是雲頂溫度低於0°C，所以適當的閾值並不容易定義。

夏季的降雨雲無論是颱風或是午後雨或是西南氣流所衍生的中尺度系統多屬於積雲性降雨。可由GMS或微波資料來判別是否下雨，大雨的訊息在GMS衛星資料內容含有比較充分的訊息而且頗能明確的顯示，但是對於小雨及無

雨的情形就有GMS衛星會易比較大的偏差。在冬季GMS衛星資料則不易提供充份的降雨訊息因為雲層比較低。影響紅外線遙測降雨的另一項主要因素是卷雲，微波資料最大的優點是不受卷雲的影響。

將降雨的資料與SSM/I各個頻道資料進行統計分析，我們可以得到表三的結果。在SSM/I的七個頻道中對應於無雨，微雨及小雨時亮度溫度的分佈情形。由於地面的放射率影響仍然

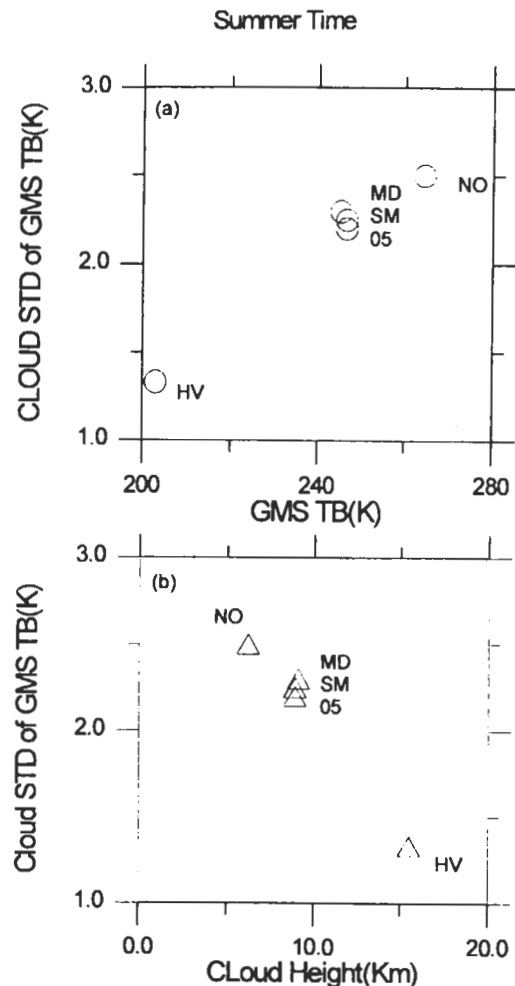


圖6 夏季 GMS 雲系溫度、雲高及雲的標準偏差分佈關係。NO：無雨 05：微雨，SM：小雨，MD：中雨，HV：大雨。

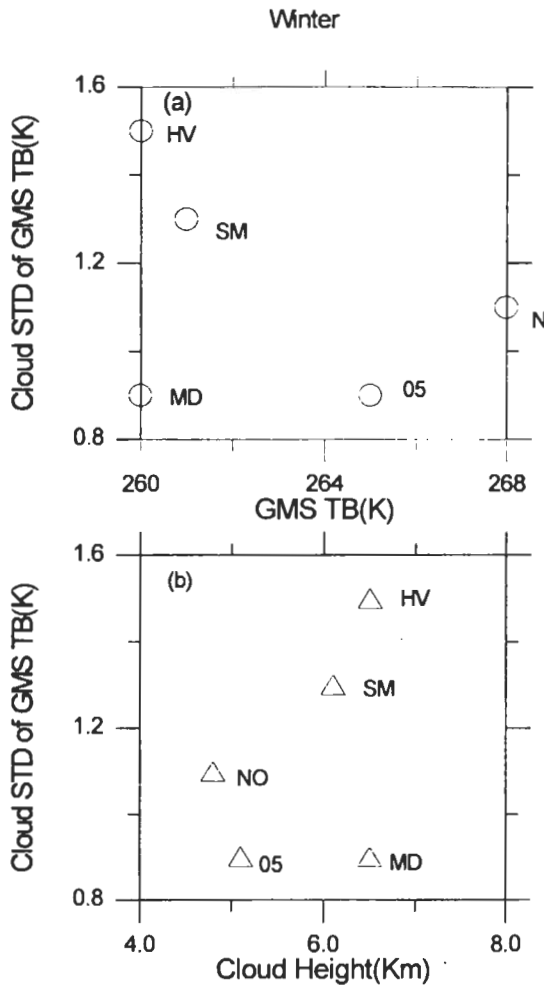


圖 7 冬季 GMS 雲系溫度、雲高及雲的標準偏差分佈關係。NO：無雨，05：微雨，SM：小雨，MD：中雨，HV：大雨。

很大，所以0.5mm/hr的降雨對於微波而言，也是不易判別的。低頻的平均亮度溫度反應出有雨及無雨的信息是當降雨率增大時，陸地地表的影響減小而亮度溫度降低，最大分佈頻率也有同樣情形，因為低頻受到地面發射率的影響比較大，所以在陸地上不易分辨降雨率。相反的高頻在晴空時會受到地面放射率的影響，一旦有下雨，地面的放射率影響立即大幅的減輕，在平均亮度溫度就可以反應出降雨的訊息，標

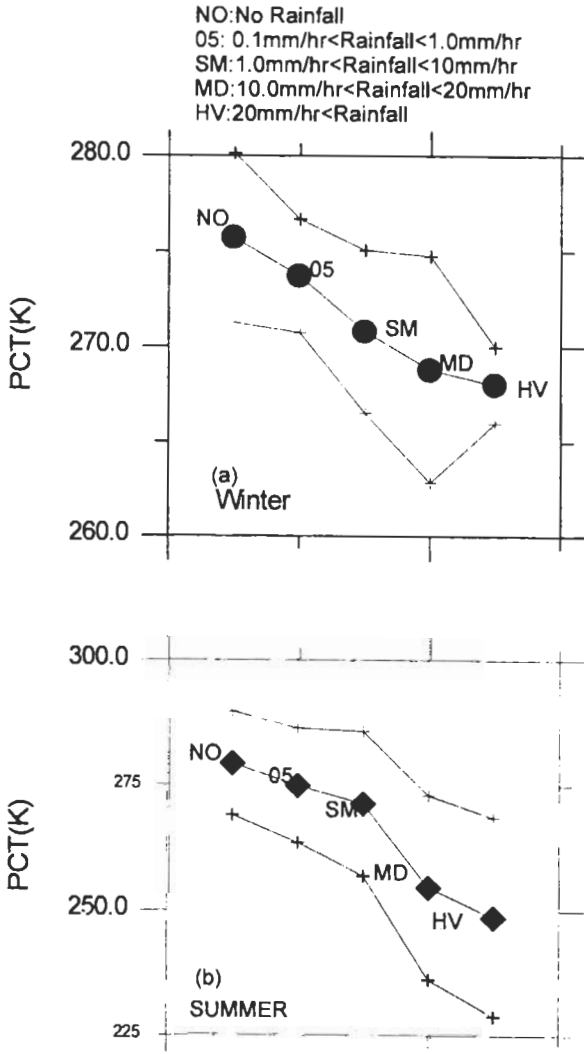
準偏差也比較小。SSM/I的22GHz是水汽頻道，由分析顯示冬季當有微量降雨時22GHz有比其他頻道比較大的變化幅度，變化幅度也大於標準偏差，這表示水汽含量比較充沛，而且散射現象不顯著。19GHz的亮度溫度不增反而略減少，主要是受到地面發射率的影響。37GHz受地面放射率的影響介於19GHz及85GHz之間，所以在小雨時則有明顯的上升，這與輻射傳遞方程的模擬結果相符。

微波的高頻比低頻對於大於5mm/hr的小雨敏感，因此由85GHz的PCT值來分析可以有比較清楚的結果。由圖8所示。在冬季雖然無降雨和有降雨差別不太大，但是對於5mm/hr以上的降雨就有比較明顯的差異，因為微波對於1mm/hr以下的降雨並不够敏感。PCT 僅降2度，但是小雨則平均降5度。在臺灣地區當SSM/I的PCT值小於273K時且22GHz的亮度溫度大於265K時是屬於降雨雲。標準偏差在無雨及小雨時仍然占相當大的比例，所以在陸地上仍然有改善的空間，主要是SSMI觀測的地面解析度為13-25Km，對於小範圍降雨的估計會有相當的影響，所以標準偏差比較大。

將GMS衛星紅外線的亮度溫度及前後一小時亮度溫度變化的特色依據前面的分析、統計，分別訂定閾值並且依夏季及冬季區分出來，可以得到如表四(a)及四(b)的結果。將兩個閾值分別區分三個不同的種類。即0:無雨，1:可能有雨，2: 極可能有雨。相對應於不同降雨強度的準確率可以看出，利用GMS的亮度溫度判別無雨及豪雨的準確率高於五成。利用亮度溫度的趨勢來判別則可以提高些許小雨的判別準確率。同樣的將SSM/I的PCT值做同樣的閾值分析，明顯的判別無雨的準確率可以提高到八成，如表四

表三 微波頻道在臺灣陸地不同降雨雲的統計分析(單位:K),括號內是標準偏差。

頻率 GHz	無雨平均亮度溫度	微雨量時平均亮度溫度	小雨時平均亮度溫度	無雨最大頻率 TB值	微雨時最大頻率TB值	小雨時最大頻率TB值	無雨時亮度溫度分佈區間 [範圍大小]	小雨時亮度溫度的分佈區間 [範圍大小]
19V	267.0 (10.3)	264.1 (9.9)	265.7 (9.9)	270.4	274	269.4	282.8— 232.8 [50]	280.2 -- 232.2 [48]
19H	257.5 (18.3)	253.4 (18.3)	252.2 (17.6)	278	270	269.5	279.7— 200.1 [79]	278.9 -- 193.8 [85]
22V	257.5 (18.31)	269.2 (5.4)	269.8 (5.6)	272	272.2	273.4	279.7— 200.1 [79]	280.7 -- 247.3 [33]
37V	269.0 (7.0)	267.2 (6.0)	267.5 (5.8)	265	272.0	270.9	279.3— 237.9 [43]	278.1 -- 242.2 [36]
37H	263.3 (13.2)	261.2 (12.1)	263.0 (10.8)	276	269	270.6	276.6 -205 [71]	276.7 -- 215.3 [61]
85V	274.8 (4.3)	272.8 (2.7)	269.6 (4.7)	273	271.8	271.9	286.0— 265.0 [21]	282.7 -- 255.7 [27]



c), 但是陸地上豪雨的準確率就沒有GMS理想。至於前後一小時的平均亮度溫度變化和雨量的關係反而不如亮度溫度本身的資訊明顯。因此合併使用紅外線與微波資料是有效判別臺灣地區降雨的方法。

五、結果與討論

日本的GMS-5所能提供的是雲頂溫度及雲厚度的資訊，所以直接使用GMS的紅外線資料估計降雨時要注意卷雲所造成的觀測的雲頂溫度過低而造成雨量估計過高的偏差特別是颱風所造成的降雨。紅外線頻道對於層狀性降雨的

圖8 冬季(a)及夏季(b)SSM/I的85GHz的PCT值在不同降雨量時的值，橫軸是無單位的序號，也是雨量的強度。「+」號是加減一個標準偏差的分佈範圍。

表四 GMS 的亮度溫度及微波頻道 85GHz 的 PCT 值的雨量判別閾值，應用在實際觀測資料中的準確率。SUM_1 是夏季的第一閾值，SUM_2 是夏季的第二閾值。WIN_1 是冬季的第一閾值，WIN_2 是冬季的第二閾值。

a)GMS衛星亮度溫度閾值在雨量判別的準確率(%)

下雨可能性	0:不可能	1:有些可能	2:極可能
GMS 權重	> THE_1	THE_1 < G < THE_2	< THE_2
無雨	66.7	15.2	18.2
0.5mm/hr	44.6	19.7	35.7
小雨 1-10mm/hr	12.4	12.2	75.4
中雨 10-20mm/hr	12	0	88
大雨 >20mm/hr	25	6.3	68.7

SUM_1=260K, SUM_2=245K WIN_1=265K WIN_2=261K

b)GMS衛星前後一小時最暖雲亮度溫度的變化量與雨量的關係(%)

下雨可能性	0:不可能	1:有些可能	2:極可能
TB_DIF	> THE_1	THE_1 < T < THE_2	< THE_2
無雨	58.7	0.4	40.9
0.5mm/hr	60.5	1.2	38.2
小雨 1-10mm/hr	64.5	1.1	34.4
中雨 10-20mm/hr	48	0	52
大雨 >20mm/hr	37	0	62.5

THE_1=3.8 THE_2 = -1.1

c)SSMI 85GHz PCT(K)與降雨量的關係

下雨可能性	0:不可能	1:有些可能	2:極可能
PCT 權重	> THE_1	THE_1 < P < THE_2	< THE_2
無雨	81.8	10.9	7.2
0.5mm/hr	67.4	21.3	11.24
小雨 1-10mm/hr	19.4	20.4	60.1
中雨 10-20mm/hr	16	36	48
大雨 >20mm/hr	43.7	31.2	25

SUM_1=276K, SUM_2=245 WIN_1=272K WIN_2=269K

不敏感性往往會在冬季的東北季風期間無法掌握降雨的資訊。在臺灣發生大雨的雲多是屬於強對流性的雲，雲頂溫度低，所以由低的雲頂溫度往往可以找到與大雨有不錯的關係，對於防災工作有相當的助益。雲頂溫度的均勻分佈情形也提供了雲系發展狀況的另一項資訊，可以減小對於雨量估計的偏差。前後一小時的平均亮度溫度變化量和降雨的關係並未增進降雨的識別準確率，所提供的是降雨的趨勢。結合GMS衛星資料與微波頻道的觀測資訊明顯的可以更進一步的改善降雨的識別技術。對於降雨的判斷的精確度可以達80%。固然陸地的降雨估計在雨量站密集的臺灣地區助益並不明顯，但是此研究成果可以轉移到海上。在海上比較不受地面放射率的影響，除了PCT以外其他微波雨量估計也可以使用，一般而言使用微波的放射(Emission)模式可以求得的雨量範圍比較大而且更精確的降雨率，散射(Scattering)模式可以進一步輔助雨量的估計，特別位在海岸地帶，在天氣系統來到臺灣前對估計可能的降雨量則對於防災工作會有很大的幫助。雷達資料是海上雨量估計唯一可比較的資料，海上的降雨估計及驗證將是今後進一步研究的課題之一。

臺灣地區由於山高陸地窄，兩側是海洋，在天氣系統上比一般的大陸性國家降雨機制複雜多了。軌道衛星的瞬間資料可以提供比較詳細的觀測資料但是無法提供雲系的生命期的訊息，但是GMS衛星逐時觀測則可以提供天氣發展的資訊，例如提供亮度溫度的前後時間變化可以增進雨量估計的資訊等，將此資訊數值化，再加上由微波可以提供的風速資料，對於降雨雲特性的瞭解必可大大提升遙測的精確度。同步及軌道衛星資料的位置同化(collocation)已經完成有助於兩種資料的整合應用。本研究所提

的降雨雲特性是可以直接應用於數值資料處理，配合統計及天氣學的觀點可以使衛星降雨估計更客觀。雲中液態水含量的影響程度與降雨的影響程度幾乎是相同的，但是雲中液態水含量的分佈不易取得，一般僅有取自數值預報模式。當降雨發生時液態水含量也是在比較豐富的环境下發生，所以兩者的關係是很密切的。美國及歐洲不斷的發展新的衛星儀器以解決目前在衛星遙測所遇到的難題。TRMM(Tropical Rainfall Measurement Mission)衛星的資料是研究熱帶地區降雨量特性的好資料，可以提供垂直的雲中液態水含量及降雨分佈，對於熱帶地區降雨的機制提供更好的分析。美國的NOAA、MODIS衛星系列也自1999年起提供更新而準確的雲觀測資訊，如卷雲等，這項新資料的加入及資料的應用也是衛星資料應用研究今後的重要課題。

參考文獻

- 王光華,1997:利用微波估算臺灣地區降雨量之研究，國立中央大學大氣物理研究所博士論文
- Adler, Robert F. and Andrew J. Negri, 1988 : A Satellite Infrared Technique to Estimate Tropical Convective and Striform Rainfall, *J. Appl. Meteor.* **27**, 30-51
- Alishouse, John C., Jack B. Snider, Ed R. Westwater, Calvin T. Swift, Crhistopher S. Ruf, Shelia A. Snyder, Jennifer Vongsathorn, Ralph R. Ferraro, 1990: Determination of Cloud Liquid Water Content Using the SSM/I, *IEEE Trans. Geosi. Remote Sens.*, **28**, 817-822
- Arkin,P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulation during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387
- Arkin, P.A. and Meisner, B.N., 1987 : The

- relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51-74
- Bell, Thomas L., and R. Suhasini, 1994: Principal Modes of Variation of Rain-Rate Probability Distributions, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1067-1078
- Chahine, M.T., 1970: Inverse problems in radiative transfer: determination of atmospheric parameters., *J. Atmos. Sci.*, **27**, 960-967
- Chiu, Long S., G. R. North, David A. Short, Alan McConnell, 1990: Rain Estimation from Satellites: Effect of Field of View, *J. Geophys. Res.*, **95**, 2177-2185
- Crosby, David S., Ralph R. Ferraro, 1995: Estimating the Probability of Rain in an SSM/I FOV Using Logistic Regression, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2476-2480
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P.G. Gruber, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimateion from geosynchronous satellite imagery visible and infred studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1152-1171
- Huffman, G. J., R. F. Adler, P. R. Keehn, and A. J. Negri, 1993: Examples of global rain estimates from combined low-orbit microwave and geosynchronous IR data. Fourth Symp. on Climate Change Studies, Anaheim, CA, *Amer. Meteor. Soc.*
- Kedem, Benjamin, Long S. Chiu, and Gerald R. North, 1990: Estimation of Mean Rain Rate: Application to satellite observations, *J. Geophys. Res.* **95**, 1965-1972
- King, J.I.F., 1964: Inversion by slabs of varing thickness, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 324-326
- Kummerow Christian, Louis Giglo ,1994: A passive Microwave Technique for Estimating Rainfall and Vertical Structure Information from Space, Part I: Algorithm Description, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 3-18
- Li Jun(李俊), Zhou Fengxian(周鳳仙), Zeng Qingcun(曾慶存), 1994: Simultaneous Non-linear Retrieval of Atmospheric Temperature and Absorbing Constituent Profiels from Satellite Infrared Sounder Radiances, *Adv. Atmos. Sci.*, **11**, 127-138
- Lee, Tim H., John E. Janowiak, Philip A. Arkin, 1991 : Atlas of Products from the Algorithm Intercomparison Project 1: Japan and Surrounding Oceanic Regions, University Corporation for Atmospheric Research, 131pp
- Lovejoy, S. and Austin, G.L., 1979a : The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes. *Atmosphere-Ocean*, **17**, 77-92
- Lovejoy, S. and Austin, G.L., 1979b : The sources of error in rain amount estimating schems for GOES visible and IR satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1048-1054
- Morcrette, J.J., 1991: Radiation and Cloud Radiative properties in the European Center for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121-9132
- Morrissey, Mark L. and YiPing Wang, 1995: Verify Satellite Microwave Rainfall Estimates over the Open Ocean, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 794-804
- Neale, Christopher M.U., Marshall J. McFarland, Kai Chang, 1990: Land-Surface-Type Classification Using Microwave Brightness Temperature From the Special Sensor Microwave/Imager, *IEEE Trans. Geosi. Remote Sens.*, **28**, 829-838
- Sauvageot, Henri., 1994: The Probability Density Function of Rain and the Estimation of Rainfall by Area Integrals, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1255-1262
- Scofield, R.A., 1987: The NESDIS operational convective precipitaion estimation technique. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1773-1792
- Skifronick-Jackson, Gail M. and Albin J. Gasiewski, 1995: Nonlinear Statistical Retrievals of Ice Content and Rain Rate from Passive Microwave Observations of a Simulated Convective Storm, *IEEE Trans. Geosi. Remote Sens.*, **33**, 957-970
- Staelin, D. H., 1980: *Progress in Passive Microwave Remote Sensing: Nonlinear Retrieval Techniques*, Remote Sensing of Atmosphere and Ocean, 259-274

- Spencer, Roy W. and H. Michael Goodman, Robbie E. Hood, 1989: Precipitation Retrieval over Land and Ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **6**, 254-273
- Todd, Martin C. and John O. Bailey, 1995: Estimates of Rainfall over the United Kingdom and Surrounding Seas from the SSM/I using the Polarization Correction Temperature Algorithm, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1254-1265
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang and L. S. Chiu. 1991: Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **8**, 118-136

The Study of Raining Cloud and Precipitation from Satellite IR and Microwave Observation

Kung-Hwa Wang

Meteorological Satellite Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 19 November 1999 ; in final form 21 February 2001)

ABSTRACT

GMS infrared data are widely used on precipitation study in Taiwan Area for a long period. Based on the cloud top brightness temperature, rainfall rates are estimated routinely. From model's simulations, the relationship between infrared brightness temperature and rain rate is obscure. The microwave observation data provide a new approach on precipitation information from space. The characters of precipitation could be more understood when microwave observation data is involved. The studies among GMS and SSM/I data and surface rain gauges data were discussed in this research. Most of the heavy rain rates are occurred with convective clouds in Taiwan area, so GMS infrared data have some relations with rainfall rate. Other cloud types have better relation with microwave data than infrared data. The verifications in this research are limited over Taiwan land for ground truths are easy to set up. The microwave frequencies on precipitation are sensitive even under small rain. The comparisons between satellite and surface observation for three years were done, it is proved that combining GMS data and SSM/I data cloud may improve the understanding of raining cloud and rainfall rate estimation

Key words : Meteorological Satellite, Precipitation, Infrared