

利用 AMSR-E 衛星微波資料進行海上颱風定量降雨之研究

吳東洲¹ 陳萬金²¹空軍氣象聯隊²大華技術學院電子工程系

摘要

本文使用2002至2007年颱風季期間，由Aqua衛星所掛載的AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)微波亮度溫度(Tb, Brightness Temperatures)資料與日本沖繩縣17座島嶼測站降雨率(RR, Rainfall Rate)資料，在海面上建立一組RR-Tb多頻道線性迴歸方程式。研究目的為希望颱風在影響臺灣地區以前，能事先估算颱風在海面上的RR，以達到預警的目的，減少颱風降水造成的損失。此外，為了即時預報颱風定量降水及增加時間解析度，使用中央氣象局即時接收的AMSR-E微波資料反演RR。

結果顯示在降雨區辨識組合辨識(CC, Combination Check)法方面有良好的成效，其CSI (Critical Success Index)為0.86、POD (Probability Of Detection)為0.99、FAR (False alarm ratio)為0.14、ERR (percent ERROR)為0.96及NRI (No Rain Index)為0.03。

在定量降雨驗證部份，使用S值(Tb18.7V減Tb89V)大於7K及D值(Tb18.7V減Tb18.7H)小於17K的條件，區分強降雨率(RR > 10 mm/hr)及弱降雨率(RR ≤ 10mm/hr)。結果顯示測站的平均降雨率為4.36 mm/hr，衛星所估算出的平均降雨率為4.79 mm/hr，R值(相關係數)為0.78。在定性驗證部份，本文降雨型態和GPROF法的表現是相當的。整體而言，衛星反演RR與測站RR接近，但少部份弱RR會有高估的現象。

關鍵字：AMSR-E、衛星微波、定量降水

一、前言

目前氣象作業單位對於距離臺灣陸地尚遠的海上颱風，能相當程度地掌握其未來路徑以及強度變化；然而對颱風的定量降雨估算，則受限於海上缺乏足夠的降雨觀測，因此不易掌握也難以先期預警。因此，如何在廣大的洋面上，發展颱風定量降雨的估算技術，一直是氣象界努力的目標。目前能使用的工具當中，衛星是唯一不受限於空間限制的，並且衛星的資料經過適切的轉換，就能

夠有效地提供颱風在海面上的定量降雨估算。在颱風臨近臺灣地區之前，掌握颱風可能挾帶的降雨，對於各地區的雨量估計有先期預警的作用。因此，為了使災害預警工作在時間上更趨於精準，定量降水估算實為當前最重要的工作之一。

使用衛星資料進行颱風定量降雨估算，最早是用紅外線以及可見光頻道的特徵來計算。然而成效上已少有進步的空間，且逐漸被微波頻道的廣範使用所取代。主要的原因在於微波的波長能夠穿透雲層，因此能獲得

雲雨下結構資訊，對定量降雨估算有很大的幫助。AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)微波掃描輻射計是美國2002年6月隨著Aqua繞極軌道衛星發射升空的儀器，一天內會有兩次(清晨及午後)通過臺灣地區。中央氣象局有接收其即時的資料，因此在使用上除了颱風時效性的掌握外，更因AMSR-E有高解析度的微波資料，因此能使颱風定量降雨的估算接近實際作業的目標。

國內衛星微波定量降水技術的開發，已漸漸朝向物理反演法的方式，但統計反演法主要易於瞭解、成熟度較高、處理流程較方便，因此當有新衛星資料使用時，統計法仍不失為一良好之選擇。本文即為利用AMSR-E微波頻道亮度溫度與海上島嶼測站雨量觀測值，利用統計法(多重線性迴歸方程式)建立降雨率(RR, Rainfall Rate)和微波亮度溫度(Tb, Brightness Temperature)的關係式，並據以估算海上颱風之降雨率。

二、資料與處理

本文所使用的衛星資料分別為Aqua衛星儀器中AMSR-E與MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)兩類資料。AMSR-E資料的來源有二，其一為NSIDC (The National Snow and Ice Data Center)，其二為中央氣象局(CWB)；MODIS資料來源為LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive Distribution System)。另外，與衛星資料相匹配的地面觀測資料，為日本沖繩縣島嶼雨量測站。

本文研究期間為2002至2007年7至10月，研究區域為沖繩縣島嶼測站至臺灣本島間週邊海域。

Aqua衛星上的AMSR-E微波儀器，各個

頻道具有不同的空間解析度，但低頻(包括6.9、10.7、18.7、23.8及36.5 GHz)皆以10 km × 10 km 間隔採樣，高頻(89 GHz)則為5 km × 5 km。本文所利用NSIDC的AMSR-E資料，是經過幾何校正及輻射校正的L1B資料。L1B資料經過內插，單一頻道有不同解析度的產品。本文使用經由處理後的(內插)二級產品AE_L2A，其最新版本為V08版。產品的空間解析度為21 km(表示為AE_L2A.Res3)，包含八個微波頻道，分別為18.7 GHz(V)、18.7 GHz(H)、23.8 GHz(V)、23.8 GHz(H)、36.5 GHz(V)、36.5 GHz(H)、89 GHz(V)、89 GHz(H)；其中V為垂直極化，H為水平極化。

在使用V08版中的L2A資料時發現有錯誤，經向原提供資料單位NSIDC反應後證實的確資料有誤，並承諾在未來版本更正；但錯誤的資料僅侷限於2002至2004年之L2A產品，而L1B資料仍然是正確的。為更正此錯誤，因此本文將L1B資料，取半徑10 km內的所有樣本，以距離為權重的方式進行內插，產生21 km解析度的資料，爾後本文的樣本皆經由上述方法獲得。

CWB即時接收的AMSR-E資料，和NSIDC網站所提供的AMSR-E歷史資料同樣來自於Aqua衛星上，因此兩者同一天原始資料的掃描策略、樣本間距及頻道空間解析度等基本特性是不會改變。因為CWB所處理的L1B產品，於每天零時前會將一天兩筆即時資料(當天清晨及下午)提供給下游端使用，比NSIDC的歷史資料早了三天以上，所以CWB即時接收的AMSR-E資料對於即時估算颱風降雨率有很大的助益，但可惜的是現階段資料的幾何位置上具有明顯偏差的現象，未來改善後，將預期可上線作業。

在Aqua衛星上的MODIS儀器具有與

AMSR-E 同時間觀測的優點，故可彼此搭配使用。本文即使用了 MODIS 第 31 頻道，波長為 10.78 至 11.28 μm 的紅外線輻射亮度溫度資料。由於 MODIS 具備較 AMSR-E 為高解析度的資料，所以搭配使用可做為 AMSR-E 視場降雨分佈不均勻的檢驗及降雨型態定性驗證之使用。

雨量資料蒐集包括 2002 至 2006 年颱風季節期間沖繩縣附近 17 座島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料，其測站相關資料見表 1。基於海面上缺乏降雨量資料，因此利用島嶼測站來取代。本文使用島嶼測站 1 小時累積降雨量之處有兩個部份，其一為反演式的建立，其二為地面驗證。然而，利用單一島嶼測站的降雨率，代表視場解析度 21 km 的衛星資料，證明其合理性是困難之一。但從過去的研究顯示，在建立反演式的過程中，必須假設觀測視場的降雨率是均勻的，因此本文將重點放在觀測視場不均勻的處理。Liu and Curry (1992) 曾利用測站降雨率當作地面驗證真值並與衛星估算出的降雨率做比較，該文中表示要比較兩者間的差異是困難的，但基於統計法的觀點仍是合理的。因為這樣比較的方式只會產生隨機的誤差，而卻不會導致系統性的誤差。

本文中的資料處理流程見圖 1，步驟一是校驗資料，步驟二、三是將 2002 至 2006 年期間經過沖繩縣 17 座島嶼測站的所有颱風資料，按照每個颱風通過的時間至 NSIDC 網站下載 AMSR-E 資料，接著將 17 座島嶼測站顯示有雨的事件，依測站經緯度為中心選取鄰近於測站的衛星像元(pixel)；且衛星像元的觀測視場範圍內不能受陸地放射率的影響。步驟四是將 LAADS 網站下載的 MODIS 資料，依據每一個測站匹配的樣本分別計算半徑 10 km 內所有紅外線視場的 Tb 平均值以及標準

差，再用監督式分類法將視場內可能降雨分佈不均勻的匹配點去除，例如將單一視場內對流雲簇分佈不均勻的樣本資料以及分佈在掃描線兩側的樣本資料去除，此雙重檢驗步驟是為了減少明顯視場不均勻的樣本；最後的步驟是由統計學的觀點，確認所有晴空、無雨測站及有雨測站的匹配點，必須滿足 Tb 值的平均值加減兩倍標準差作為 95% 的信賴區間(confidence interval)，並將此範圍外的匹配點去除。

在上述的處理步驟下，一筆島嶼測站雨量資料匹配一個衛星像元稱為單一事件。又在 2002 至 2006 年間所有事件可以分為三種天候狀況，分別為晴空事件 11421 筆、有雨事件 209 筆及無雨事件 985 筆。主要是利用晴空及無雨事件發展本區的散射指數(SI, Scattering index)法(Grody, 1991)及其降雨閾值(threshold)，用有雨及無雨事件在估算颱風降雨迴歸式的建立及驗證降雨區辨識的成效。

三、研究方法及步驟

在 Aqua 衛星發射升空之後，若建立 AMSR-E 輻射儀 Tb 值與地面測站 RR 之間的關係，則發現純粹的統計演算法是可以被建立的。反演法的數學型式為多頻道迴歸方程，其型式如公式(1)所示：

$$RR = C_0 + \sum_{i=1}^n C_i \times T_{Bi} \quad (1)$$

公式中 RR 代表降雨率，下標 i 代表頻道的序號，Ci 代表對應第 i 個頻道的係數。T_{Bi} 是降雨時，i 頻道所對應的亮度溫度值；本文的係數並非由輻射傳遞模式推導出的結果，而是由 Tb 值和地面降雨率資料迴歸後導出的

結果。

研究步驟可區分為降雨區辨識及定量估算降雨率兩項，降雨區辨識主要目的是為了節省定量估算降雨率的時間，降雨型態有效分類才能提高估算降雨率的準確性；並依照多頻道微波輻射 Tb 值變化的特徵，建立放射機制型及散射機制型的反演式，主要流程圖如圖 2。

(一)降雨區辨識

目前利用衛星微波輻射資料進行海上降雨區辨識的方法中，都必須考慮到降雨閾值的選擇。從衛星觀測的 Tb 值變化中選擇出降雨閾值，可以將有雨事件從有雨和無雨共同事件中隔離出來。閾值的選擇，是反演法成功的首要條件；閾值選擇太高，反演法會難以獲得足夠的降雨事件樣本。相對的，若閾值選擇太低則會增加太多降雨事件樣本。使得在建立反演法時，會出現許多錯誤的降雨事件樣本。

本文將採用過去在成功辨識降雨中有可信度的閾值(TC, Treshold Check)法、SI 法及組合辨識(CC, Combination Check)法比較後使用。TC 法是 Chen and Li (2000)所發展，其基本論點是在海面上低於 22 GHz 的微波頻道，在降雨時對降雨層的變化反應非常靈敏，與 RR 之間會呈現高度線性關係，故當降雨情況下，海面的高亮度溫度區域即為降雨區域；反之，在無降雨時其亮度溫度所呈現的就是海面低輻射(低亮度溫度)的特性。SI 法是 Grody (1991)所發展，假設完全晴空的條件下，用低頻先模擬高頻建立關係，再用模擬出來的高頻和實際上高頻相減得到 SI 指數。若晴空的狀況 SI 指數是不會有明顯的變化，但隨著水汽、雲滴、雨滴及冰晶的增加，SI 指數會有改變。對低頻而言，受到水汽、雲滴及小雨滴吸收再放射的效應，使得 Tb 值增加；而高頻部份則

受到大雨滴或冰晶的散射效應顯著，使得 Tb 值減少。因此當降雨率愈大，低頻 Tb 值愈高，則模擬的高頻 Tb 值愈高，但實際的高頻 Tb 值愈低，因此 SI 指數的差值會逐漸的增大。CC 法為陳等(2006)所發展，結合 SI 法對於無雨事件時有較高的辨識率，以及 TC 法對於有雨事件時有較高的辨識率的優點所發展出來的組合辨識法，即利用 TC 法的降雨閾值將有雨事件先區分出來成一個區間，再利用 SI 法對無雨事件有較高辨識率的優點將無雨事件從區間中檢選出來。

對於驗證三種降雨區辨識法的方式，不同於只針對單一觀測或單一預報評斷所使用的統計方法，例如 RMSE (Root of Mean Square Error)；本文採用能結合觀測與預報兩者是否相符的評斷技術。例如 POD (Probability Of Detection)、FAR (False-Alarm Ratio) 以及 PC (Percent Correct)...等指標項目。假設預報是否降雨與觀測是否降雨的結果稱為單一事件，則所有的單一事件是正確且預報有雨時定義為擊中 H (hits)，當所有的單一事件是不正確且預報有雨時定義為假警報 F (false alarm)，當所有的單一事件是不正確且預報無雨時定義為錯誤預報 M (missed forecasts)，當所有的單一事件是正確且預報無雨時定義為 Z，當所有事件的總合即為 H+F+M+Z=N。依據上述的定義，POD=H/(H+M)即為測量部份實際有雨事件中，被正確預報所佔的比率；FAR=F/(H+F)即為測量部份預報有雨事件中，但實際無雨產生假警報所佔的比率；PC=(H+Z)/N 即為所有事件中，正確預報所佔的比率。

在微波降雨演算法的領域中，Nergi et al. (1995)依據統計學的方法，定義出 POD、CSI (Critical Success Index)、FAR 以及 ERR (Percent error)等指標項目。預報與觀測的閾值

是有雨、無雨當做標準，符號簡化為有雨(R)或無雨(N)來代替; Smith et al. (1998)也定義 NRI (No Rain Index) 指標，其型式分別如下：

$$POD = \frac{RR}{RR + NR} \quad (2)$$

$$FAR = \frac{RN}{RR + RN} \quad (3)$$

$$CSI = \frac{RR}{RR + RN + NR} \quad (4)$$

$$ERR = \frac{NR + RN}{TOT} \quad (5)$$

$$NRI = \frac{NN}{NN + RN + NR} \quad (6)$$

其中 RR 代表衛星預報有雨和島嶼測站實際有雨的樣本數，NR 代表衛星預報無雨但是島嶼測站實際有雨的樣本數，RN 代表衛星預報有雨但是島嶼測站實際無雨的樣本數及 NN 代表衛星預報無雨和島嶼測站實際無雨的樣本數。而 $TOT=RR+RN+NR+NN$ ，即為上述所有數量的總和。

當 POD 值較高，表示衛星預報有雨事件且正確預報的比率較高；當 FAR 值較高，表示為衛星預報有雨事件中產生假警報（實際無雨）的比率較高；當 CSI 值較高，表示降雨區辨識法讓衛星在判斷降雨區的能力較好。同理，當 NRI 值較高，有利於無降雨區的判斷；ERR 指數則是 PC 指數的反義，其值愈高代表降雨區辨識法錯誤預報的比率較高。結合 POD、FAR、CSI、ERR 以及 NRI 等五種指標來比較 SI 法、TC 法及 CC 法等降雨區辨識法的能力。

(二)以統計法定量估算降雨率

依據較佳的降雨區辨識法成功辨識降雨區域後，再以 Tb89V、Tb89H 的平均值作為

降雨型態分類的依據，區分成放射及散射機制的降雨型態，將分類好的樣本資料，再分別建立 RR-Tb 的多頻道線性迴歸式，用以估算微波視場內的平均降雨率。

1.初步利用降雨流程圖估算降雨

本文的反演流程圖是利用 2002 至 2004 年有雨事件模擬陳等(2006)的結果(圖 2 虛線以上)，分別建立放射及散射機制的 RR-Tb 多頻道線性迴歸方程式，並探討該文中表示反演法會導致強降雨低估，而弱降雨高估的原因；兩組方程式的相關係數(本文用 R 代表)表現分別為 0.57 與 0.91 (表 2)。

李(2002)認為在降雨型態分類後，分別建立的 RR-Tb 多頻道線性迴歸式，不能參與全部頻道組合迴歸，因為各個頻道的 Tb 值會隨著 RR 增加，但不會永遠建立在一對一的數學函數關係。因此當八個頻道中的某一頻道在達到頻道飽合點後，對 RR 的表現就逐漸顯得不靈敏，亦即該頻道和 RR 的相關性不高，便可以將該頻道省略。

利用頻道建立 RR-Tb 多頻道線性迴歸式的同時，必須先考慮單一頻道的可能動態區間。並依據各頻道的可能動態區間，在特定區間的雨量選擇適當的頻道建立反演式。因此瞭解各頻道飽和點前的可能動態區間，為估算 RR 的重要步驟。

2.建立頻道飽合前的可能動態區間

本文求取單一頻道可能動態區間，依李(2002)的概念模式，將所有的有雨事件，建立單一頻道 Tb 值和 RR 之間的關係圖。並利用頻道對 RR 反應初步判斷飽和點位置，在飽和點前擬合 Tb 對 RR 的線性方程式。本文的方法為將全部的有雨事件，以 0.5 mm/hr 雨量值為區間，將該區間所有 Tb 值平均，使得一個 RR 區間可以得到一個 Tb 值。接著在頻道飽和前建立線性方程式，並將有雨事件的衛星

Tb 值代入並估算出最大的雨量，做為該頻道的可能動態區間。依據上述的方式，建立 AMSR-E 八個頻道的線性方程式、各年有雨事件估算後得到的最大雨量值以及各頻道的可能動態區間範圍，其結果如表 3。

由上述頻道可能飽和點的限制，當 $RR \leq 10$ mm/hr 時選擇八個頻道的方式建立多頻道線性迴歸式，當 $RR > 10$ mm/hr 時則僅用 36.5 GHz 及 89 GHz 兩個頻道。因此以降雨率 10 mm/hr 作為區分標準，再分別建立 RR-Tb 多頻道線性迴歸方程式，R 分別為 0.57 (放射機制)、0.94 (散射機制且 $RR < 10$ mm/hr)、0.71 (散射機制且 $RR > 10$ mm/hr) (見表 4)。

假設 X 為 RR 且 Y 為 Tb 值，則 Y(X) 為一對一的函數關係。且經由本文得到當 RR 為 10 mm/hr 時，能夠有效區分代表弱降雨率($RR \leq 10$ mm/hr)的 Tb 值及代表強降雨率($RR > 10$ mm/hr)的 Tb 值。但實際過程中當衛星通過地面降雨區時，我們所得到的衛星資料僅提供資料轉換後的 Tb 值，而不是 RR。並且從有雨事件的資料顯示，X(Y) 也不是一對一的函數關係，所以無法求得唯一解。因此要想有效的區分弱降雨率及強降雨率，僅能從各個頻道間 Tb 值對 RR 的變化，求得較明顯的特性當作決策樹，也就是利用決策樹的依據反推 RR 為 10 mm/hr 飽和點。由 Liu and Curry (1992; 1998) 的概念，本文探討 S 值 (Tb18.7V 減去 Tb89V) 及 D 值 (Tb18.7V 減去 Tb18.7H) 與 RR 之間的關係。由於 Tb18.7H 受雲兩放射率的影響較 Tb18.7V 大，因此 Tb18.7H 隨著 RR 增加的斜率比 Tb18.7V 大。當單頻 Tb18.7 隨著 RR 增強而增加，且水平極化表現較垂直極化明顯。由於 Tb89V 的 Tb 值和 RR 呈現負的相關，因此當降雨率愈大，則 D 值愈小，S 值愈大。另外，研究

亦發現不同頻道間亮度溫度差值的特性，可以濾除凍結高度及地表溫度對頻道的影響。

本文為了將強降雨率及弱降雨率有效的區分，利用 Liu and Curry (1992; 1998) 的概念且經由有雨事件的統計分析結果(圖 3)，當 AMSR-E 的 $S > 7$ K，以及 $D < 17$ K 作為決策樹，預期能有效的區分降雨率。

(三)中央氣象局(CWB)即時接收 AMSR-E 微波資料的運用

利用 NSIDC 的 AMSR-E 微波資料，建立起估算颱風定量降雨的反演式之後，在實際的運作上若能使用 CWB 所即時接收的 AMSR-E 資料，那麼便能獲得即時的衛星颱風降雨估算值。一般而言，NSIDC 網站所提供的資料會延遲一至二天。因此，當反演法使用 CWB 的資料來估算颱風 RR 時便能掌握時效性，對颱風降雨災害的預報是一項有利的因素。因此本文的最終目的是將反演法技轉到 CWB 並做為作業用，更期望能運用到實際災害防治作業上。

四、結果與分析

由於新儀器 AMSR-E 的使用，必須調整 SI 法的係數(先前為 SSM/I)。但五種指數判斷結果(表 5)，POD 為 0.85、FAR 為 0.19、CSI 為 0.71、NRI 為 0.93 及 ERR 為 0.06，結果顯示 CSI 指數表現較 NRI 指數差，反應 SI 法在本文區域執行颱風降雨區辨識，判斷無雨事件的能力較判斷有雨事件的能力較佳；也顯示以 $SI > 10$ K 作為有雨事件的閾值線，是有助於無雨事件的辨識。

就 TC 法而言，POD 為 0.99、FAR 為 0.55、CSI 為 0.45、NRI 為 0.73 及 ERR 為 0.22。

其中 POD 指數表現相當好，顯示 TC 法確實在降雨區域讓衛星預報為有雨事件的機率較高；但是相對的，FAR 值也提高，表示

產生假警報的比率也隨之提高；且 ERR 值偏高，言，表示無雨事件易於被誤判為有雨事件。因此，當 TC 法放寬辨識降雨閾值的條件時，不致於讓有雨事件的樣本被遺漏，卻造成判斷無雨事件時太過嚴謹（多數無雨事件被歸類為有雨事件），表示此閾值線的選擇是利於有雨事件的辨識。TC 法閾值的選擇可以因為季節、地區及天氣系統而改變；換言之，依照特性調整閾值是相當靈活，但相對地也需要考量 TC 法的穩定性。

就 CC 法而言，POD 為 0.99、FAR 為 0.14、CSI 為 0.86、NRI 為 0.96 及 ERR 為 0.03。各項指數的表現皆較 SI 法及 TC 法為佳，例如 TC 法 FAR 指數由 0.55 明顯降至 CC 法的 0.14，ERR 值也從 0.22 降至 0.03。顯示 CC 法閾值線的選擇，是結合 SI 法有利於無雨事件的辨識，以及 TC 法利於有雨事件辨識的優點。除了成功判斷降雨區能力佳外(CSI)，對判斷無降雨區的能力也一樣好(NRI)，並且降低了誤判的機率(ERR)。由五個指數的表現可看出 CC 法為最佳，因此本文將以 CC 法做為颱風降雨區辨識的主軸。

(一) 定量驗證結果分析

研究中利用 2005 至 2006 年測站有雨事件做驗證，RR > 1 mm/hr 樣本數目共計 100 個。利用反演流程圖（圖 2）將降雨型態及降雨率分類後，利用表 4 所列反演式去估算颱風 RR，期望估算出來的 RR 能夠和實際的島嶼測站 RR 相接近。

1. 降雨型態分類結果分析

從 TC 法分類散射機制型與放射機制型降雨的結果顯示，散射機制型降雨計有 77 個，放射機制型降雨計有 22 個。從分類的結果顯示高頻閾值線的選擇，讓較多的有雨事件歸類到散射機制型降雨。

AMSR-E 在區分散射機制或放射機制降

雨的高頻閾值，相較於陳等(2006)利用 TMI 資料所訂的閾值為高；這個表示在無降雨事件時，AMSR-E 高頻的 Tb 平均值較 TMI 為高，讓多數的有雨事件歸類到放射機制型降雨。依 Chiu and Chang (2000)的研究結果顯示 7 至 10 月期間在緯度 15 至 30 度及經度 115 至 130 度範圍內其凍結高度為 4.4 至 4.8 km 之間。因為颱風發展的平均高度都在 4 km 以上，且降大雨的機率較高，因此導致降雨型態多數歸類到因冰晶或大雨造成的散射機制型降雨。

2. 反演式估算降雨的驗證結果分析

首先，由表 4 用來迴歸 RR 的反演式結果顯示，散射機制降雨迴歸式的 R 都在 0.71 至 0.94 間，但放射機制降雨迴歸式的 R 則在 0.57。造成放射機制降雨迴歸式 R 值偏低的原因，在於建立反演式時被歸類到放射機制型降雨的 RR，多數集中在 6 mm/hr 以下，使得實際降雨與估計降雨間小的偏差量，就會造成偏低的 R 值。但由驗證的結果，反演式對於估計放射機制型降雨依舊達到好的表現。

在不考量頻道飽和的情形下，由表 2 的反演式估算 2005 至 2006 年驗證資料。整體表現在強降雨率有低估實際降雨的狀況，而在弱降雨率則有高估的狀況。

以 10 mm/hr 做為頻道可能飽和點，再區分為兩個反演迴歸式，驗證的結果顯示地面觀測平均降雨率約為 4.36 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨率為 3.96 mm/hr，均方根誤差為 1.61 mm/hr，R 為 0.92，顯示改進了先前的結果，由此可確定的是頻道飽和點的考慮，在反演降雨的策略裏是必要的因素。

在實際的作業當中，衛星所觀測到的是 Tb 值的表現，而不是 RR。因此，依據有雨事

件統計分析後的結果當作決策樹（圖 3）來分類弱降雨率及強降雨率；本文即利用 $D < 17 K$ 及 $S > 7 K$ 時去分類，並將分類後的有雨事件按照表 4 所列的反演式估算 RR。結果顯示（圖 4），放射機制降雨迴歸式所估算的 RR 表現良好，散射機制降雨在區分 10 mm/hr 飽和點位置後，實際 RR 在 3 到 10 mm/hr 之間有被高估的情形。實際觀測平均降雨率約為 4.36 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨率為 4.79 mm/hr，均方根誤差為 3.01 mm/hr，R 為 0.78，顯示估算出來的平均降雨率較實際降雨觀測值為高。

由圖 4 的結果顯示，依據決策樹分類弱降雨率及強降雨率的過程，造成部份 RR 被高估，因此整體估算的 RR 偏高。

3. 降雨率高估的探討

由圖 4 顯示此決策樹與預期結果有差距，將高估的 RR 呈現在 2005 至 2006 年驗證資料中（圖 5）。由圖 5(a)顯示在 Tb18.7V 和 RR 間的關係，結果顯示高估的降雨（十字符號）和實際強降雨率（RR > 10 mm/hr）分佈在同一閾值以上，而圖 5(b)則顯示 Tb89V 和 RR 間的關係，高估的降雨和實際強降雨率則分佈在同一閾值以下。

換言之，由圖 5 結果顯示，一個 Tb 值可以對應兩個以上降雨率。因此用決策樹區分降雨率，會因為被高估的降雨事件和實際強降雨有相近的 Tb 值表現，而無法有效的分類。也透露出被高估降雨事件和實際強降雨率，是分佈在可能飽和點的兩側。

(二) 降雨型態比較

本文使用不同資料，比較反演法從 NSIDC 移植到 CWB 資料過程中，會產生的狀況，並和 GPROF 產品比較及用雷達圖做參考。

圖 6 為利用 2007 年 9 月 17 日 1738 UTC

韋帕颱風 (a) 為 NSIDC 的 AMSR-E 運用本文反演法所估算出海上 RR 雨量圖，(b) 為 CWB 的 AMSR-E 運用本文反演法所估算出海上 RR 雨量圖。

由圖 6(a) 和 (b) 比較顯示，兩張圖在颱風眼附近的降雨率是相近的；然而在臺灣島東側，(b) 有顯示降雨但 (a) 沒顯示，以及在沖繩縣最左側島嶼南邊的降雨率，(a) 在正南邊，而 (b) 卻偏向東南邊。由此結果顯示，(b) 的確有位置偏移的現象，也反應在降水產品中。因此雖成功的移植反演法到 CWB 即時資料，且降雨率的顯示兩者比較是相近的，但在降雨位置的判別，(b) 僅能做參考。

五、結論與未來展望

(一) 具體結果

最初運用 NSIDC 的 AMSR-E 資料建立反演法，最終是技轉到 CWB 即時接收的 AMSR-E 資料。除了估算降水的時效能達到即時的目的外，對掌握颱風在海面上的定量降水也有極大的幫助，且本文目前能夠成功地使用兩種不同 AMSR-E 資料來估算降水。

統計反演法的優勢是能夠快速的建立衛星 Tb 值和 RR 之間的關係，但缺點是無法從建立的關係中尋求兩者之間的物理含意。本文在統計反演法的優點和缺點間，將衛星頻道 Tb 值對 RR 的反應，會達到飽和的特性忠實地呈現。必須強調颱風定量降雨反演法若是建立在多頻道線性迴歸方程式的基礎上，就要考量頻道飽和的特性。

針對降雨區辨識，CC 法結合 SI 法對無雨事件辨識能力佳及 TC 法對偵測有雨事件成功機率高特性，由 CSI 為 0.86、POD 為 0.99、ERR 為 0.96 及 NRI 為 0.03 的四個判定

指數結果，確實 CC 法在降雨區辨識的成效頗佳。

在定量驗證方面，D < 17K 及 S > 7K 的決策樹較難將弱降雨與強降雨有效區分，且被高估的弱降雨是分佈在飽和點附近；被高估的降雨其特性為低頻有高的 Tb 值，高頻有低的 Tb 值。如此的表現可能為弱降雨是真正均勻的有雨事件，而強降雨為視場不均勻的有雨事件，使得同一組頻道 Tb 值能得到強降雨和弱降雨兩種降雨率。不同頻道亮度溫度差值的決策樹，是無法區分具有相同 Tb 值的強降雨和弱降雨。再利用紅外線頻道針對強降雨具有發展較高高度冷雲的特性來區分，亦無法有效的分界。

在同一降雨率下，當假設視場均勻時的 Tb 值會比實際觀測值所得到的 Tb 值高，意味著自然界中存在的有雨事件多半為不均勻的狀況，尤其表現在強降雨的情形。颱風降雨含豐沛的水汽及強風的影響，使得存在不均勻的有雨事件是合理的，基於這樣條件所建立的迴歸式，遇到視場均勻的弱降水是會產生高估降雨的現象。

在降雨型態比較的部份，顯示本文反演法平均估算的 RR 較 GPROF 有高估的現象，而未考慮頻道飽和點的反演法則無法顯示出強降雨的特性。

本文反演法，比較 NSIDC 和 CWB 的 AMSR-E 資料，兩者所估算出的降雨值相近，但 CWB 估算出的降雨率位置有偏移，因此雖成功移植反演法到即時 AMSR-E 資料，但受限於幾何位置上差異，僅能觀測降雨率，降雨位置僅作參考。

(二)未來展望

反演法受限於飽和點附近的有雨事件擁有相近的 Tb 值表現，產生弱降雨被高估的狀況。因此，為了有效區分這類的降雨，應朝

向建立不受飽和點限制的反演法。

建置統計反演法的過程，有效樣本數目會間接影響結果的表現。因此除了持續的搜集有雨事件增加樣本外（特別是強降雨），未來的方向將尋求替代地面測站降雨真值的方式搜集大量的樣本，例如雷達降雨產品的使用。

目前能使用 Aqua 上的 AMSR-E 資料（下午和清晨通過臺灣地區），未來若是能搭配日本 AMSR 微波資料（早上和晚上通過臺灣地區），對於反演海上降雨率的估算，及監控颱風生命期的發展，相信會有更好的結果。

六、參考文獻

李慶忠，2002：TRMM 微波資料海面降雨反演及應用。國防大學中正理工學院國防科學研究所博士論文。

陳萬金、胡仁基、劉振榮及張茂興，2006：利用 TMI 微波頻道反演反演海上颱風定量降水之研究。大氣科學，34，67-88。

曾忠一，1988：大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。

Chen, W. J., and C. C. Li, 2000: Oceanic rain rate retrievals using TRMM microwave imager multi-channel brightness temperatures during the 1998 SCSMEX. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 11, 765-788.

Chiu, L. S., and A. T. C. Chang, 2000: Oceanic rain column height derived from SSM/I. Journal of Climate, 13, 4125-4136.

Ferraro, R., N. C. Grody, and G. F. Marks, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I.

Remote Sens. Rev., 11, 195-209.

Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager. Journal of Geophysical Research, 96, 7423-7435.

Liu, G. S., and J. A. Curry, 1992: Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. Journal of Geophysical Research, 97, 9959-9974.

Liu, G. S., and J. A. Curry, 1998: An investigation of relationship between emission and scattering signals in SSM/I data. Journal of The Atmospheric Sciences, 55, 1628-1643.

Negri, A. J., E. J. Nelkin, R. F. Adler, G. J. Huffman, and C. Kummerow, 1995: Evaluation of passive microwave algorithms in wintertime mid-latitude situations. Journal Atmospheric and Oceanic Technology, 12, 20-32.

Smith, D. M., D. R. Kniveton, and E. C. Barrett, 1998: A statistical modeling approach to passive microwave rainfall retrieval. Journal of Applied Meteorology, 37, 135-154

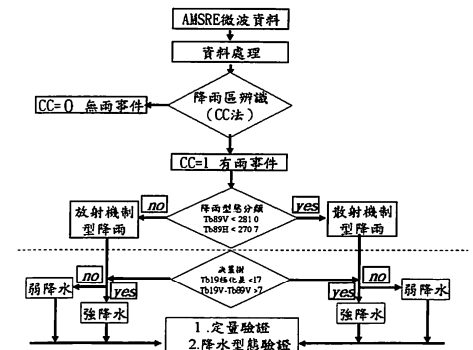


圖 2 海上颱風降雨反演流程圖

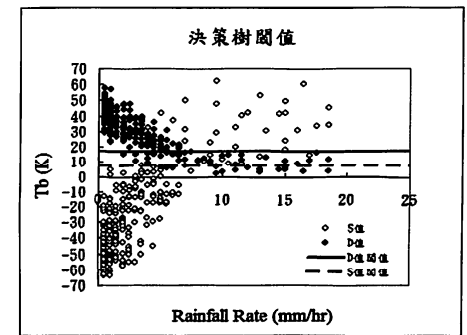


圖 3 統計分析選取 D 值與 S 值

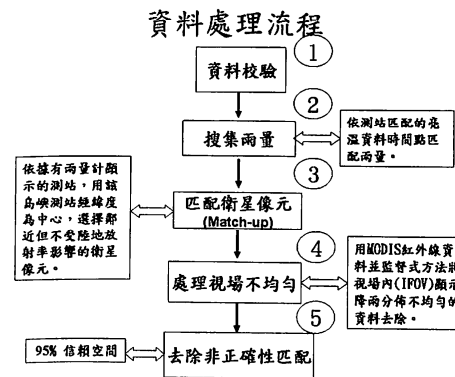


圖 1 本文中資料處理流程圖

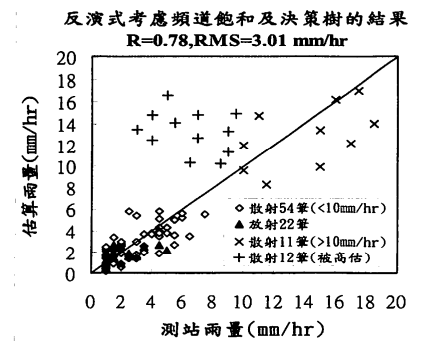


圖 4 以決策樹替代 10 mm/hr 頻道飽和做分類再分別建立反演迴歸式，十字點為決策樹分類的結果

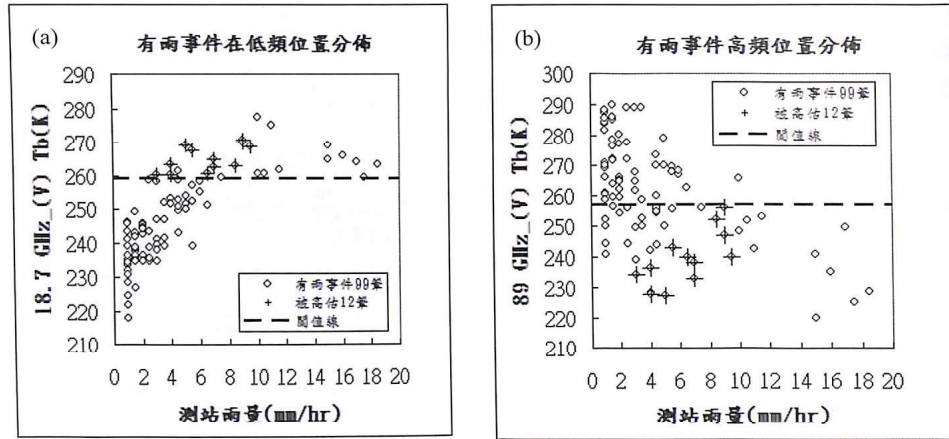


圖5 高估有雨事件在驗證資料中相對位置，(a)為18.7 GHz_V，點線位置為高估降雨和真實強降雨分佈在同閾值以上(b)同(a)，但為89GHz_V

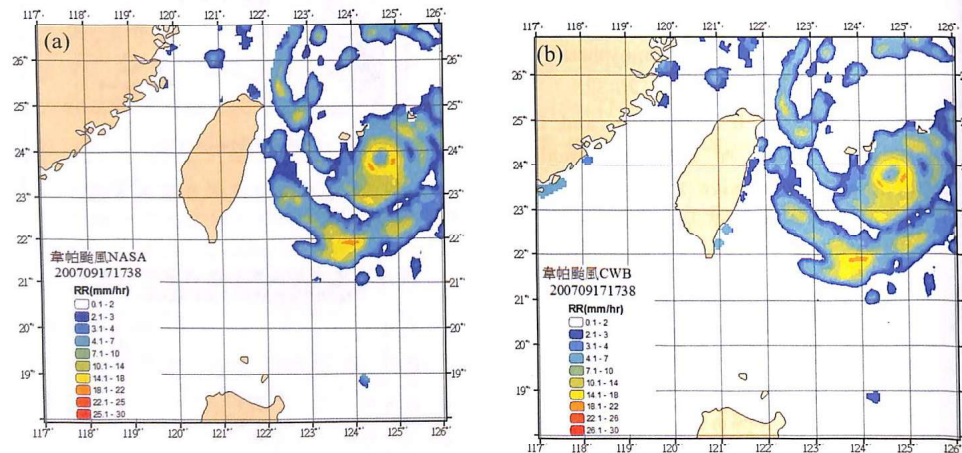


圖6 2007年09月17日1738UTC韋帕颱風(a)為NSIDC的AMSR-E用本文降雨迴歸式估算海上降雨率的雨量圖，(b)為CWB的AMSR-E用本文降雨迴歸式估算海上降雨率的雨量圖。

表1 本文中所使用之17座測站名稱、編號、位置與高度

No.	名稱	編號	位置(經緯度)	高度(m)
1.	伊良部(IRABU)	93011	24.82°N, 125.17°E	10
2.	宮古島(MIYAKOJIMA)	93041	24.79°N, 125.27°E	40
3.	城邊(GUSUKUBE)	93051	24.74°N, 125.41°E	55
4.	多良間(TARAMA)	93061	24.66°N, 124.69°E	16
5.	伊原間(IBARUMA)	94001	24.50°N, 124.28°E	15
6.	川平(KABIRA)	94036	24.46°N, 124.14°E	7
7.	與那國島(YONAGUNIJIMA)	94017	24.46°N, 123.01°E	30
8.	西表島(IRIOMOTEJIMA)	94061	24.38°N, 123.74°E	9
9.	石垣島(ISHIGAKIJIMA)	94081	24.33°N, 124.16°E	6
10.	大原(OHARA)	94101	24.26°N, 123.87°E	28
11.	波照間(HATERUMA)	94116	24.05°N, 123.76°E	38
12.	下地(SHIMOJI)	93012	24.83°N, 125.14°E	8
13.	鏡原(KAGAMIHARA)	93042	24.78°N, 125.29°E	43
14.	仲筋(NAKASUJI)	93062	24.65°N, 124.67°E	10
15.	真榮里(MAEZATO)	94082	24.34°N, 124.18°E	26
16.	志多阿原(SHITAABARU)	94121	24.06°N, 123.80°E	13
17.	所野(TOKORONO)	94011	24.47°N, 122.98°E	16

表2 利用統計法對海上颱風建立放射及散射降水估算迴歸式

降雨型	未考量頻道飽和時估算降雨統計迴歸式	R
散射機制降雨	$RR = 37.47 + 0.46 \times Tb_{18.7V} + 9.65 \times 10^{-3} \times Tb_{18.7H} - 0.93 \times Tb_{23.8V} + 0.28 \times Tb_{23.8H} + 0.4 \times Tb_{36.5V} - 0.3 \times Tb_{36.5H} + 6.68 \times 10^{-2} \times Tb_{89V} - 7.75 \times 10^{-2} \times Tb_{89H}$	0.91
放射機制降雨	$RR = 21.58 - 3.39 \times 10^{-2} \times Tb_{18.7V} + 6.37 \times 10^{-2} \times Tb_{18.7H} - 0.48 \times Tb_{23.8V} + 0.2 \times Tb_{23.8H} + 0.36 \times Tb_{36.5V} - 0.18 \times Tb_{36.5H} - 4.02 \times 10^{-2} \times Tb_{89V} + 4.41 \times 10^{-2} \times Tb_{89H}$	0.57

表 3 AMSR-E 18.7、23.8、36.5、89.0 GHz 八個頻道 Tb 值與 RR 之單頻線性方程式，及其在 2002 至 2006 年七至十月間於研究區海域內所能估算最大降雨率，及各頻道可能飽和點。

單頻線性迴歸方程 RR (mm/hr) ; Tb (K)	R2	各年最大估算降雨率(RR)					
		2002	2003	2004	2005	2006	max
RR= 0.25Tb18.7V - 58.10	0.83	11.3	11.3	12.0	12.2	9.0	12.2
RR= 0.13Tb18.7H - 24.78	0.82	11.4	11.6	11.7	11.9	9.1	11.9
RR= 0.56Tb23.8V - 146.63	0.64	9.0	7.3	9.3	10.1	7.4	10.1
RR= 0.32Tb23.8H - 77.65	0.64	7.2	9.4	10.4	9.0	8.0	10.4
RR= 0.35Tb36.5V - 85.95	0.50	9.0	7.8	11.1	10.2	9.4	11.1
RR= 0.18Tb36.5H - 39.55	0.49	8.0	9.3	10.3	10.2	9.6	10.3
RR= -0.35Tb89V + 97.73	0.90	23.0	22.7	17.7	19.9	16.7	23.0
RR= -0.33Tb89H + 88.89	0.88	24.1	22.1	19.1	20.7	15.1	24.1

表 4 同表 3，但有考慮飽和點

降雨 型態	考量頻道飽和時估算降雨統計迴歸式	R
散射機 制降雨 (< 10 mm/hr)	$RR = -74.99 + 0.13 \times Tb18.7V + 7.6 \times 10^{-2} \times Tb18.7H - 0.17 \times Tb23.8V - 0.14 \times Tb23.8H + 0.24 \times Tb36.5V - 0.16 \times Tb36.5H + 2.98 \times 10^{-2} \times Tb89V - 3.48 \times 10^{-2} \times Tb89H$	0.94
同上 (> = 10 mm/hr)	$RR = 175.94 - 2.56 \times Tb36.5V + 2.05 \times Tb36.5H - 7.42 \times 10^{-2} \times Tb89V - 1.18 \times 10^{-2} \times Tb89H$	0.71
放射機 制降雨	$RR = 21.58 - 3.39 \times 10^{-2} \times Tb18.7V + 6.37 \times 10^{-2} \times Tb18.7H - 0.48 \times Tb23.8V + 0.2 \times Tb23.8H + 0.36 \times Tb36.5V - 0.18 \times Tb36.5H - 4.02 \times 10^{-2} \times Tb89V + 4.41 \times 10^{-2} \times Tb89H$	0.57

表 5 利用 CSI、POD、NRI 及 ERR 等四指數比較 SI、TC 及 CC 法等降雨區辨識法成效

雨 區 辨識法	匹配 209 筆有雨事件及 931 筆無雨事件 (有雨事件為 1 mm/hr 以上)									
	RR	RN	NR	NN	TOT	POD%	FAR%	CSI%	NRI%	ERR%
SI 法	178	41	31	890	1140	0.85	0.19	0.71	0.93	0.06
TC 法	208	255	1	676	1140	0.99	0.55	0.45	0.73	0.22
CC 法	208	33	1	898	1140	0.99	0.14	0.86	0.96	0.03

The research of using AMSR-E satellite microwave data to retrieve the oceanic typhoon quantitative precipitation

Tung-Chou Wu¹ Wann-Jin Chen¹

¹ Weather Wing CAF

²Department of Electronic Engineering Tahwa Institute of Technology

Abstract

Multi-channel microwave data from the Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) of Aqua satellite and rain gauge data of 17 islands in Okinawa of Japan are used during the typhoon seasons from 2002 until 2007. The relationship between RR (Rainfall Rate) and multi-channel Tb (Brightness temperature) were set up using multi-linear regression equation over oceans. The purpose of this research is to reduce damages caused by typhoon precipitation and give the quantitative estimation of RR before typhoons reach Taiwan. In order to achieve the quantitative precipitation forecast of typhoons in real-time and increase temporal resolution, this research is successful to retrieve RR using the on-line Tbs of AMSR-E offered by Central Weather Bureau.

Combination Check (CC) method displays the good result that distinguishes rain areas from no-rain areas. Critical success index (CSI) is 0.86 and probability of detection (POD) is 0.99 and false alarm ratio (FAR) is 0.14 and percent error (ERR) is 0.96 and no rain index (NRI) is 0.03.

On the quantitative analysis, using the S value (Tb18.7V subtract Tb89V) greater than 7 K and D value (Tb18.7V subtract Tb18.7H) smaller than 17 K, to distinguish the strong rainfall rate (RR > 10 mm/hr) and weak rainfall rate (RR ≤ 10 mm/hr). The result shows that the average rainfall rate of the station is 4.36 mm/hr and estimation of satellite is 4.79 mm/hr and R value (coefficient correlation) is 0.78. On the qualitative analysis, the algorithm of this research is equivalent to the GPROF algorithm. The whole result shows that the retrieved RR is close to rain gauge RR, but little weak RR is overestimated.

Key word: AMSR-E, Microwave of satellite, Pprecipitation