

結合衛星微波及紅外線資料估算即時定量降水

呂高森¹ 陳萬金² 汪建良³ 劉振榮⁴ 胡仁基⁵

空軍氣象中心¹ 大華科技大學² 國防大學理工學院³ 國立中央大學⁴ 陸軍氣象中心⁵

摘要

本研究結合衛星微波穿透雲層直接觀測降雨及紅外線高觀測頻率的優點，將TRMM衛星之TMI微波資料及AQUA衛星之AMSRE微波資料結合MTSAT-1R衛星的紅外線資料，建立微波資料反演之降雨強度與紅外線觀測之亮度溫度值兩者的關係式。以每30分鐘一筆的紅外線亮度溫度觀測值，利用關係式估算即時降雨量。估算之降雨量，使用日本小島測站地面雨量觀測資料及TRMM衛星之PR降雨雷達估算值，進行比較分析。

結果顯示，上述方法在定性上，可成功反演出強降水區域之螺旋雲雨帶、外圍之弱降水區域，及颱風眼之未降雨區域，但是普遍具有強降水區域低估，弱降水區域高估之現象。而在定量降水驗證分析上，與地面雨量觀測及PR降雨雷達估算值之相關係數，最佳可達0.79，但亦出現相關係數不到0.1的個案。這有可能是受到估算值時間內插、颱風降水特性、以及視場不均勻降水的影響。雖然，本文所提供之方法，在定量降雨估算上，尚有待後續研究提昇其準確性，但已可提供約每30分鐘一筆降雨強度分布資料，達到即時估算降水之目的。

一、前言

1.1 動機

現今，全球降雨觀測可以從各種儀器來獲得，其中包括地面測站、地面雷達，衛星上的觀測資料等。雖然台灣地區在陸地上有綿密的自動雨量觀測站，以及涵蓋台灣及臨海地區密集的雷達觀測網，但是影響台灣地區的天氣系統往往來自外海，因此缺乏實際觀測資料，使得有助於預報的資料是相當不足的；精進的方法是增加外海的觀測，但廣大海洋地區的觀測不是傳統降雨觀測方式所能夠勝任的（包括地面雨量筒之量測、船舶資料等），只有衛星可以對外海之降雨系統進行觀測及追蹤，是唯一可以穩定且長期提供大範圍降雨分佈資訊的方式。此外，台灣地區在偏遠山區的降雨觀測站其分布密度，相對於平地之降雨觀測網絡而言明顯不足，而台灣地區所有土地都覆蓋在密集觀測的雷達網下，但是在山區中氣象雷達易受地形影響，產生地物雜訊，出現觀測上的死角。因此，利用氣象衛星觀測範圍廣，並可提供海上觀測資料之優點，再加上其觀測方式為由上而下之觀測，不受地形影響之特性，消除觀測死角，使得衛星成為估算降雨量的最佳工具。

1.2 文獻回顧

在大氣遙測技術中，微波與紅外線技術來比較的話，微波的優點是以波長較長來忽略雲中冰晶和微小粒子的信號，而使得微波可以透過雲層而觀測

雲底下的降雨狀況。衛星上所接收到的微波輻射，主要來自地表和大氣向上輻射的貢獻，在低頻率時，主要是利用微波的窗區頻道其輻射強度受雨滴吸收再放射的原理，由於向上之輻射能量在傳遞過程中，因為雨滴本身放射率與海面放射率的差異，使得雨滴吸收與放射效應造成微波輻射量改變所發展出來的反演法稱為放射法(Emission Algorithm)，適用於較弱的層狀性降雨區域；而在高頻率時，是藉由觀測大氣中冰晶粒子及大雨滴的散射作用使輻射量減弱的原理，不受背景輻射作用影響，間接估算地面降雨的反演法稱為散射法(Scattering Algorithm)。尤其是在強降水的對流降雨區中，當對流降雨系統發展越高，使得凍結高度層以上的冰晶層厚度增加，而高頻微波亮度溫度就越低。因此從輻射能量的變化即可反演出降雨強度，進一步被廣泛利用在降雨強度的反演。

利用微波頻道估算降雨的方法，大致上可分為物理法及統計法兩種，物理法是利用在降雨情形下的微波輻射傳遞方程來推算降雨強度，統計法的方式是組合所收集的衛星亮度溫度值和匹配的降雨資料，利用統計的方式，來建立亮度溫度與降雨強度的迴歸方程式，其特點是係數不是從輻射傳遞模式(Radiative Transfer Equation)推導而來，而是實際觀測資料迴歸而來。比較不同降雨反演法時，統計反演法的優點是在特定的區域或季節有較好的降水估算表現，並且在利用統計的特性來估算降水的特徵時，可以忽略複雜的變數關係，藉由統計上的

分佈特性來估計降雨，因此不需要輻射傳遞模式，而不受模式誤差的影響。而物理反演法在建立降雨強度與亮度溫度之關係時，亮度溫度均依照輻射傳遞方程來計算而得，所以物理法的優點是明確了解降雨強度與亮度溫度值的物理關係，因此可藉由研究或實際觀測來修正關係式。

統計法之缺點在於發展的反演法只能應用在特定感應器。舉例來說，由SSM/I發展出來的反演法不能應用在AMSR-E上，除非是以輻射傳遞理論為背景的SSM/I反演法，則可以經由些微的調整應用在AMSR-E儀器上。而在Kidd et al. (1998) [1]研究中指出，統計法的缺點還有：在低降雨率時表現較佳，而在強降雨的表現較差，因為在缺少強降雨發生的情況下，統計法所反演的強降雨，和實際發生的強降雨之間的關係是薄弱的。

從微波開始使用後，就一直被氣象學者用於降雨強度的估算。但因微波演算法時間解析度過低，使紅外線演算法較微波演算法在長期的降雨量估算表現較佳。Adler et al. (1993) [2]為了使演算法估算降雨量之準確度增加，而開始結合兩種不同類型之資料進行研究。在結合微波與紅外線遙測技術方面，雖然紅外線與降雨關係並非具有直接性，但因其時間及空間解析度皆較微波資料為高，所以結合微波及紅外線資料個別優點的策略，在衛星降雨反演應用上可獲得最大的效果。

1.3 目的

由於微波資料可穿透雲層直接觀測降雨情形，使得衛星微波資料反演降水的研究，已有相當的成果，但其缺點為微波輻射儀均搭載於繞極軌道衛星(Polar Orbiting Satellite)或低軌道衛星(Low Earth orbiting Satellite)，因此同一區域之觀測頻率約為12小時觀測一次，時間解析度十分不足；而地球同步衛星MTSAT-1R其優點為空間解析度高且時間解析度為每30分鐘一筆，但其缺點為所觀測的物理量為雲頂之溫度與降雨量無直接關聯，因此結合兩衛星之優點，紅外線資料具有觀測頻率高、空間解析度高，微波資料直接觀測降雨，兼顧觀測降雨量之準確度及即時性，成為提供防災、救災時所需要的重要資訊。

二、研究方法與步驟

研究方法主要是利用Chris Kidd之累積直方圖匹配法(cumulative histogram matching technique)來結合亮度溫度與降雨強度，因此簡稱CHM。

2.1 研究方法

衛星資料之首選為TRMM衛星上的TMI及VIRS資料，因為其搭載於同一顆衛星，因此為同一時間、同一地點觀測同一系統，所以得到之關係式理論上最為準確，但是因為TRMM衛星所提供之資料須由網

路下載，且其最新資料通常為兩、三天前之資料，無法運用在實際作業，因此退而求其次，使用AQUA衛星之AMSR-E微波資料結合MTSAT-1R紅外線資料，因為在中央氣象局這兩種資料都有接收其即時的資料，但是因為搭載於不同之衛星，因此同時觀測同一系統之機率相當低，所以需將AMSR-E觀測時間之前後各一筆MTSAT-1R觀測資料以時間差為權重利用內插法，合成與AMSR-E觀測時間同時之MTSAT-1R觀測資料，再進行Chris Kidd之累積直方圖匹配法。以上使用TRMM衛星上的TMI及VIRS資料的研究方法簡稱CHM-1，而使用AQUA衛星之AMSR-E微波資料結合MTSAT-1R紅外線資料的研究方法簡稱CHM-2。

2.1.1 CHM-1

首先結合TMI微波反演降雨強度及VIRS紅外線亮度溫度值，因為位於同一顆衛星，所以可視為同時觀測，且觀測之物體亦相同，不至於發生觀測同一地點卻因為不同衛星之觀測角度不同而有觀測到不同之天空狀況的情形發生。將TMI微波資料所反演的降雨率，及VIRS所觀測之紅外線亮度溫度值結合，建立降雨率與亮度溫度值兩者的關係式。雖然MTSAT-1R的IR1紅外線頻道為10.20~11.20 μm ，與VIRS之第4頻道其波長為11 μm 其頻率相近，但是搭載於不同衛星，其衛星高度、觀測角度等都不相同，故要將TMI反演之降雨率與MTSAT-1R衛星的紅外線亮度溫度值結合，首先要建立MTSAT-1R與VIRS紅外線亮度溫度值之關係式(如圖2.1)，將幾乎每30分鐘一筆資料的MTSAT-1R之紅外線亮度溫度值透過MTSAT-1R與VIRS紅外線亮度溫度值之關係式，轉換為VIRS之紅外線亮度溫度值，再代入TMI降雨強度與VIRS亮度溫度值兩者的關係式，得到幾乎每30分鐘一筆的降雨強度圖(流程如圖2.2)。等到下一次TRMM衛星通過時，更新關係式，希望能更接近實際降雨強度。

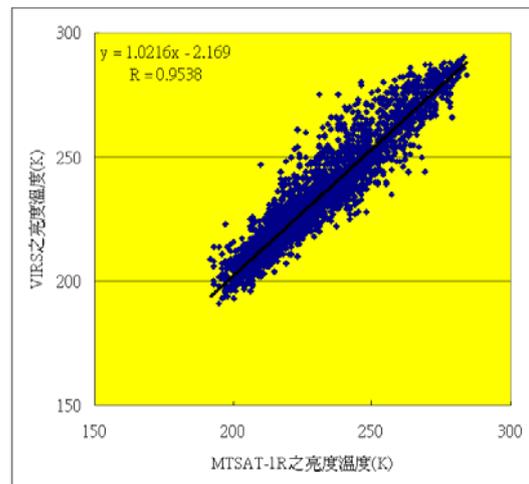


圖2.1 MTSAT-1R紅外線亮度溫度值與VIRS紅外線亮度溫度值之對照關係圖

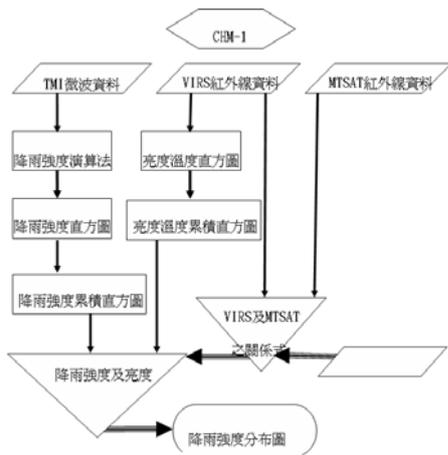


圖2.2 CHM-1降雨量估計流程圖

2.1.2 CHM-2

因為 CHM-1 所使用之 TRMM 衛星資料，在台灣地區沒有即時接收之設備，均需透過網路在 NASA 網站內下載，所得到之資料均是兩三天前之舊資料，不符合災害防治之需求，故 CHM-2（如圖 2.3）採用 AQUA 衛星之 AMSR-E 資料來直接結合 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值，因為此兩種資料在中央氣象局均有即時接收，透過合作協議之方式，可獲取其即時之衛星資料。CHM-2 之主要缺點為結合兩顆不同的衛星，非同一時間觀測，因此有時間和空間之誤差，所以利用 AMSR-E 觀測時間之前後兩筆 MTSAT-1R 之紅外線資料，以時間差為權重，使用內插法得到 AMSR-E 觀測時間之 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值，來結合 AMSR-E 資料反演之降雨率，得到兩者之間的關係式，期望能降低誤差。再利用後續每 30 分鐘一筆 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值透過此關係式，得到降雨強度分布圖。等到下一次 AQUA 衛星通過時，更新關係式，希望更接近實際降雨強度。

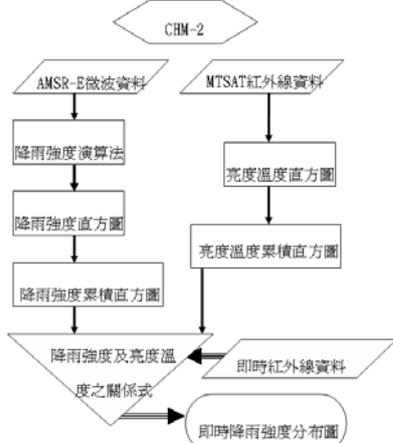


圖 2.3 CHM-2 降雨量估計流程圖

2.2 進行步驟

以 2009 年莫拉克颱風為例進行說明:

2.2.1 CHM-1

- (1) 運用一筆通過北緯10~30度，東經110~140度之TMI微波資料，利用其降雨率演算法，求取其降雨強度(TMI_RR)，再將微波資料反演之降雨量重新取樣(resampling)，解析度由9.1 km取樣為10 km (0.1度，一個網格點)。
- (2) 使用同一路徑之VIRS紅外線資料，先將紅外線資料之亮度溫度重新取樣，解析度由2.2 km取樣為10 km (0.1度，一個網格點)，然後利用 $T_{b11-12} > 4.5 K$ 且 $T_{b11} < 218 K$ 之條件來判定該區域是否受到卷雲影響，若受影響則剔除該筆資料，以除去卷雲之影響，再接下來計算每一個網格點中的VIRS資料其亮度溫度之標準差，若亮度溫度標準差 $\geq 8K$ ，則判定該點為視場不均勻之網格點，再將該點資料剔除，以去除視場不均勻之問題(beam filling error)。
- (3) 將重新取樣後，相同網格點的微波估算之降雨量及VIRS紅外線資料進行結合。
- (4) 由衛星微波資料演算而得之降雨強度，由零到最大依序排列，形成降雨強度直方圖(如圖2.3)，並計算其出現機率且進行累加，使得降雨強度由零到最大其累加機率介於0與1之間，形成降雨強度累積直方圖(如圖2.4)。
- (5) 由去除卷雲影響及不均勻視場後的VIRS紅外線資料由亮度溫度值最高者依序排列到最低者，形成亮度溫度直方圖(如圖2.5)，同樣計算其出現機率並進行累加，使得亮度溫度由最高到最低之累加機率介於0與1之間，形成亮度溫度累積直方圖(如圖2.6)。
- (6) 運用Kidd之累積直方圖匹配法，將兩者之累加機率相同者做匹配，得到一個紅外線亮度溫度值與降雨強度之關係圖(如圖2.7)，且其關係為較低之亮度溫度對應到較大之降雨強度。
- (7) 將最新之MTSAT-1R紅外線資料帶入MTSAT-1R與VIRS之關係式(如圖2.1)，透過此關係式轉換為相對於VIRS之亮度溫度值，才將此資料代入VIRS與降雨強度之關係式，而得出每30分鐘一次之降雨強度分布圖。

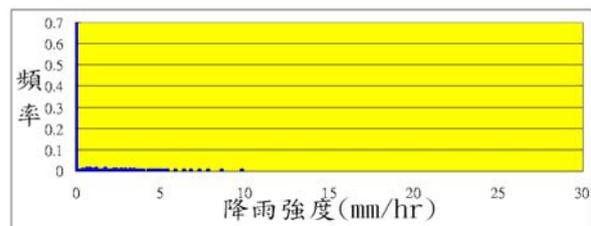


圖2.3 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風由微波資料反演之降雨強度直方圖

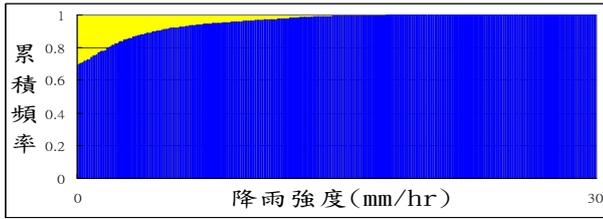


圖2.4 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風之降雨強度累積直方圖

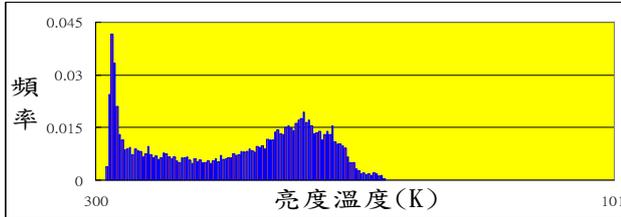


圖2.5 2009/08/05 0530 UTC 莫拉克颱風之紅外頻道亮度溫度直方圖

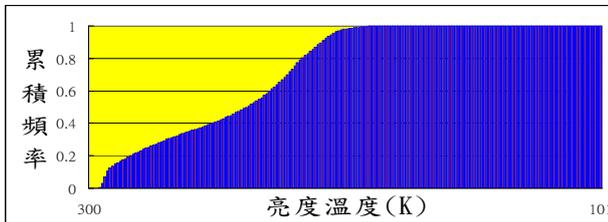


圖2.6 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風之紅外頻道亮度溫度累積直方圖

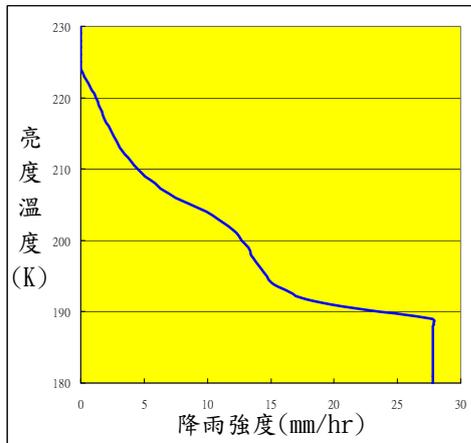


圖 2.7 紅外線亮度溫度值與 TMI 所估算之降雨強度值之對照關係圖

2.2.2 CHM-2

(1) 本研究考量相同的解析度及可用頻道，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），而將其重新取樣為 25 km（0.25度，一個網格點），使用AMSR-E降雨率演算法，求取其降雨強度(AMSR-E_RR)，並形成降雨強度直方圖及降雨強度累積直方圖。

(2) 利用AMSR-E觀測時間前後兩筆之MTSAT-1R紅外線資料，使用內插法求出AMSR-E觀測時間之紅外

線亮度溫度值，再從新取樣由解析度4km取樣為25km（0.25度，一個網格點），並形成亮度溫度直方圖及亮度溫度累積直方圖。

(3) 運用 Kidd 之累積直方圖匹配法，將兩者之累加機率相同者做匹配，得到紅外線亮度溫度值與降雨強度之關係圖。將後續之 MTSAT-1R 之紅外線資料代入此關係式，而得出每 30 分鐘一次之降雨強度分布圖。

三、分析結果

本文以不同大小之網格點解析度進行估算降雨強度過程，並使用TRMM衛星之PR降水雷達近地面降雨資料及日本南方島嶼測站累積降雨資料來驗證衛星資料反演降雨量的結果，期望能證明此方法能準確估算降雨強度，並找出何種大小之網格點其結果較能接近真值。

3.1 定性分析

使用 2007 年柯羅莎颱風之衛星資料以進行估算降雨強度，並使用TRMM衛星之PR降水雷達近地面降雨資料，來進行比較。

柯羅莎颱風發展期間，TRMM衛星共掃描過柯羅莎颱風 3 次，其軌道號碼分別為 56299（如圖 3.1）、56304（如圖 3.2）、56330（如圖 3.3），其中圖 3.1 顯示本文反演降雨強度之方法可明確反演出螺旋雲雨帶之位置及颱風眼之位置，但是強降雨區其降雨強度明顯低估。而圖 3.2 顯示反演降雨強度之方法可大約反演出降雨區之位置，圖 3.3 顯示反演降雨強度之方法可明確反演出螺旋雲雨帶之位置及颱風眼之位置，且其降雨強度與PR雷達觀測值相近。

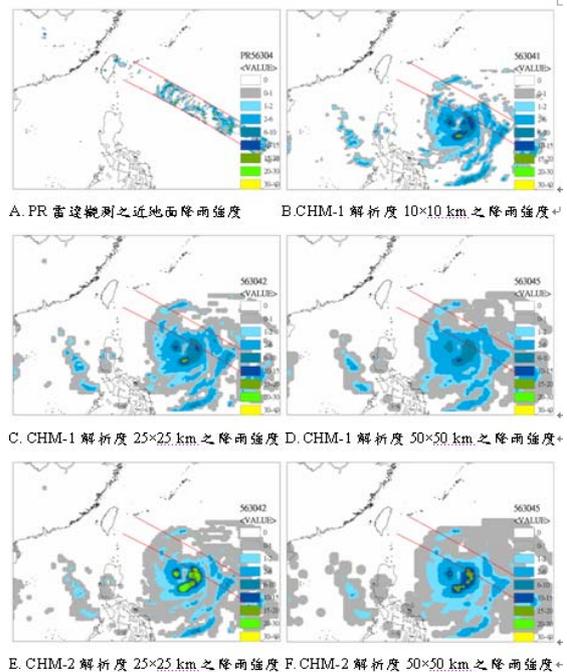
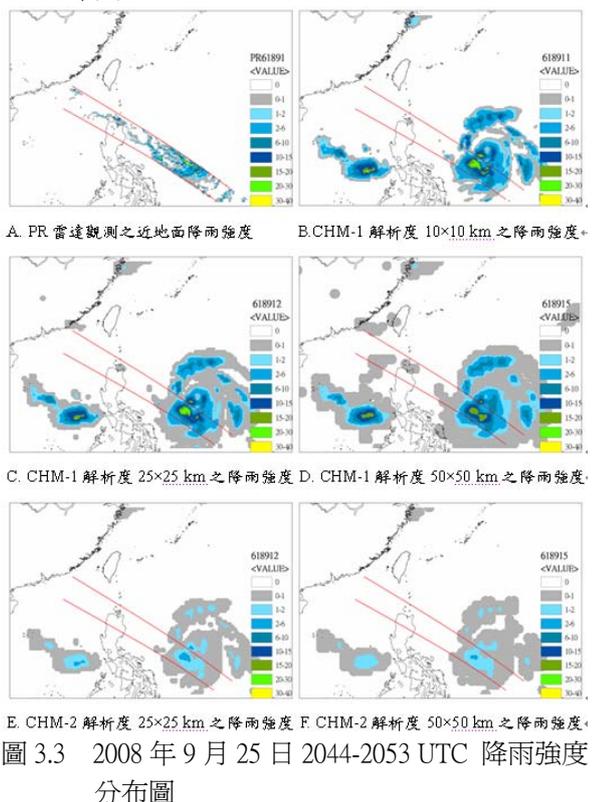
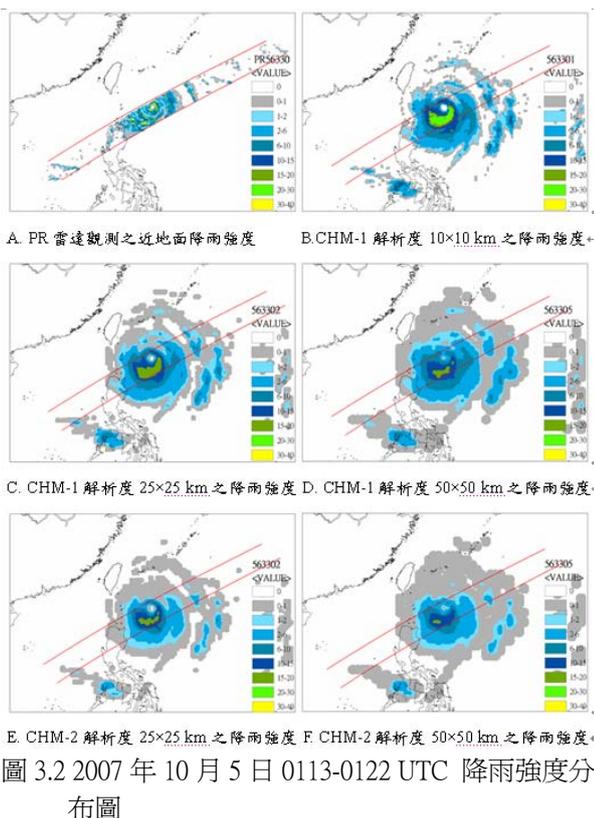


圖 3.1 2007 年 10 月 3 日 0940-0946 UTC 降雨強度分布圖



3.2 定量分析

使用 2007 年柯羅莎颱風之衛星資料進行估算降雨強度，並使用 TRMM 衛星之 PR 降水雷達近地面降雨資料及日本南方島嶼測站累積降雨資料，來進行比較。

3.2.1 以 PR 降水雷達近地面降雨資料為真值

因 PR 降水雷達之水平解析度為 5 km，而本研究之水平解析度為 10、25、50 km，所以本研究之網格點內會有 4~100 筆 PR 降雨雷達之觀測資料，因此若網格點內之降水雷達其觀測降雨資料若是不均勻降水其相關係數越差，而降雨資料若是越均勻其相關係數越好。此現象隨著解析度增加而有相關係數降低之現象。2007 年柯羅莎颱風如表 3.1 及 3.2。

表 3.1 以 CHM-1 反演科羅莎颱風之降雨強度與 PR 所得降雨強度之分析

科羅莎颱風	解析度 10×10 公里		解析度 25×25 公里		解析度 50×50 公里	
路徑號碼	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE
56299	0.5987	9.337	0.6222	6.424	0.7989	5.204
56304	0.2744	7.65	0.3776	5.466	0.4205	5.148
56330	0.5423	9.724	0.3985	6.046	0.649	4.537

表 3.2 以 CHM-2 反演科羅莎颱風反演之降雨強度與 PR 所得降雨強度之分析

科羅莎颱風	解析度 25×25 公里		解析度 50×50 公里	
路徑號碼	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE
56299	0.5992	6.248	0.5326	5.075
56304	0.3036	5.752	0.1939	5.281
56330	0.079	5.58	0.5332	4.474

3.2.2 以日本南方島嶼測站累積降雨資料為真值

基於海面上缺乏降雨量資料，因此利用島嶼測站來取代，搜集 2007 年柯羅莎颱風通過期間沖繩縣附近 11 座島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料，本研究使用島嶼測站 1 小時累積降雨量來進行定量驗證，在整個颱風通過期間，每 30 分鐘產生一筆對照資料，累積成對照圖（如圖 3.4），兩者之相關係數為 0.536，可是還是顯示有弱降水高估，而強降水低估之現象。

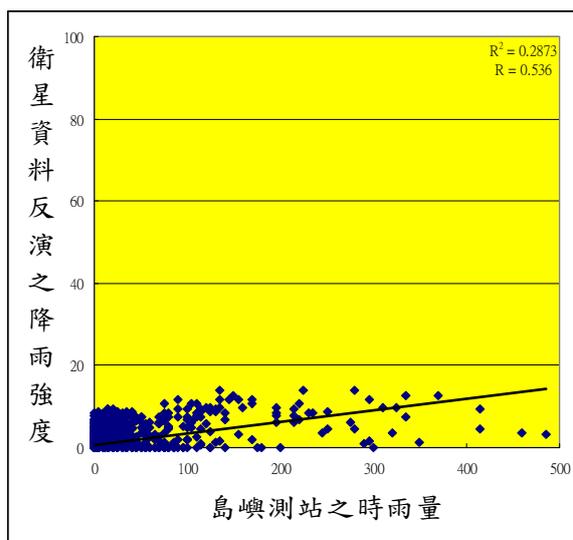


圖 3.4 2007 年柯羅莎颱風通過島嶼測站時衛星資料反演之降雨強度與島嶼地面雨量計之累積雨量對照圖

3.3 整體結果分析

定性驗證結果，估算降雨強度可以掌握降雨區域之分布，甚至是降水強度較強之螺旋雲雨帶和不會降水之颱風眼均可明顯標示，但是有明顯的低估降雨強度之現象，而且反演之降雨強度與真值之關係會因為關係式而有明顯的變動。

定量驗證結果柯羅莎颱風之相關係數可達 0.5，導致相關係數不佳其可能原因如下：

- (1) MTSAT 衛星與 TRMM 衛星和 AQUA 衛星之觀測時間不同，導致有時間差出現，雖然使用時間差為權重，將 MTSAT 降雨強度圖內插出微波儀器觀測時間之降雨強度圖，但是畢竟還是模擬而得，存在一定程度之誤差，且颱風為一個會平移、會旋轉的系統隨著時間差的增加，差異程度越大。而且以 PR 降雨強度為真值，僅能驗證 PR 降雨強度大於 0.7mm/hr 的地區，為相關係數不佳的原因之一。
- (2) 求出 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度與微波資料反演之降雨強度兩者的關係式，再利用後續時間的 MTSAT 紅外線資料帶入此關係式而得到降雨強度，因此是以紅外線資料為基礎，而紅外線資料所觀測之資訊為雲表面特徵，與降雨較無直接的關聯，為了融合密集觀測之優點，犧牲部分準確度是無可避免的。
- (3) 所使用的降雨強度演算法均為統計法，在低降雨率時表現較佳，而在強降雨的表現較差，因為在缺少強降雨發生的情況下，統計法所反演的強降雨，和實際發生的強降雨之間的關係是薄弱的。

四、結論與展望

4.1 具體結果

本研究結合衛星微波資料反演之降雨強度與紅外線資料之亮度溫度，進行即時降雨強度之估算，得到之結果如下：

- (1) 可以即時反演出降雨區域，甚至是螺旋雲雨帶及颱風眼之位置，由於每 30 分鐘可得到一筆觀測資料，因此對於颱風中心之定位有所幫助，而且可以得到海上之降雨區域之分布，降雨強度之大小，對於防範災害之工作有所助益。
- (2) 所運用的微波反演降雨強度反演式是針對颱風所發展出來的，因此，若更換反演式使用針對梅雨鋒面或是使用物理法所發展出來反演式，即可針對梅雨鋒面或其他降雨現象做即時之觀測。

[1] Kidd, C., Kniveton, D.R., Barrett, E.C., "The advantages and disadvantages of statistically derived-empirically calibrated passive microwave algorithms for rainfall estimation," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 55, Issue 9, pp. 1576-1582, 1998.

[2] Adler, R. F., Negri, A. J., Keehn, P. R., and Hakkarinen, I. M., "Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 32, pp. 335-356, 1993.

(3) 所運用的微波反演降雨強度反演式統計法，因此有高估弱降水，低估強降水之現象，而且網格點之解析度越低，此現象越明顯。

(4) 每次衛星微波所觀測之範圍有限，若能涵蓋各種強度之降水現象，則該次之觀測與紅外線資料所發展出來的關係式，其用來反演降雨強度較能接近真實狀況，反之，若未能涵蓋各種強度之降水現象，則該次之觀測與紅外線資料所發展出來的關係式，會影響反演結果，與真實狀況之差異變大。

4.2 未來展望

對本研究而言仍然有許多未克服之問題，例如同樣之亮度溫度可能是層狀降雨，亦有可能是對流性降水，其降雨強度就大不相同，可是本文卻無法分辨此種差異。而且單一顆衛星只有兩次之觀測次數，以此與紅外線資料匹配得到之關係式，無法掌握天氣系統之日夜變化，惟有增加其他衛星之微波觀測資料，方可解決此問題。目前能即時使用 Aqua 上的 AMSR-E 資料，未來若是能搭配日本 AMSR 微波資料，或是增加其他衛星之微波觀測資料，對於估算降雨強度及監控颱風生命期的發展，相信會有更好的結果。

由於微波衛星之時間解析度低，且就一顆衛星而言，同一區域之觀測頻率一天最多兩次，最差可能不到一次，而且當次的觀測可能僅觀測到部份降雨，而大部分之降雨在觀測範圍之外，如此觀測結果所獲得之關係式，其效果會因此而有相當大的差異程度，因此將嚴重影響降雨之結果，為此需求得一個較穩定之關係式，故未來將以作業校正法 (operational calibration) 或歷史氣候校正法 (climatological- historical calibration) 來修正關係式。作業校正法為使用從當天 (d日) 到 4 天前 (d-4 日) 的資料，並且利用 $[d \times 1.0, (d-1) \times 0.8, (d-2) \times 0.6, (d-3) \times 0.4, (d-4) \times 0.2]$ 此線性權重函數方程式，來使紅外線亮度溫度值與被動式微波演算之降雨率之間有一個穩定的關係。歷史氣候校正法為使用前一年的 d 日的 2 天前到 2 天後的資料，並且利用一個權重函數方程式 $[(d-2) \times 0.6, (d-1) \times 0.8, (d) \times 1.0, (d+1) \times 0.8, (d+2) \times 0.6]$ ，來使紅外線亮溫與被動式微波演算之降雨率之間有一個穩定的關係。同時比較作業校正法與歷史氣候校正法分別在何時使用較能接近實際降雨。