

# TRMM/PR 降雨估算之驗證及其應用

## — 台灣陸地降雨之研究

蔡明達<sup>1</sup> 陳萬金<sup>1</sup> 方錫棋<sup>1</sup> 劉振榮<sup>2</sup> 李慶忠<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 防大學中正理工學院應用物理系

<sup>2</sup> 國立中央大學太空暨遙測中心

<sup>3</sup> 國防大學中正理工學院資訊系

(中華民國九十四年七月二十日收稿；中華民國九十四年十月三十一日定稿)

### 摘 要

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上之降雨雷達 (Precipitation Radar, PR)，是第一具星載的氣象雷達。所使用的頻率為 13.8 GHz、水平解析度 5 公里、垂直解析度 250 公尺、刈幅 (swath) 寬為 220 公里。本研究將針對 TRMM 辦公室所提供 PR 2A25 的標準產品，利用台灣地區地面自動雨量站的觀測資料進行驗證。此外，也利用 PR 三維的降雨觀測資料，針對台灣地區的降雨特徵進行研究。

在 PR 降雨估算驗證方面，本研究蒐整 2002 - 2004 三年內通過台灣陸地的衛星降雨資料進行研究。研究中發現，在 2002 年梅雨與颱風的個案，梅雨期間 PR 估算的降雨量與地面觀測站的降雨分佈二者較為一致，其相關係數為 0.66。而颱風期間二者之間的差異較大，其相關係數為 0.54。而三年平均的相關係數約為 0.32-0.47。經分析比較後，發現相關性與每月累積降雨量有關，當每月累積降雨量較大時，其相關性較佳，反之，則其相關性較差；而另外一個影響 PR 與地面雨量站之間相關性的因素為地形效應。

對於台灣地區的降雨特徵，本研究利用 PR 可辨識雨區的優點，分析對流性降雨及層狀性降雨的垂直分布特徵，以瞭解其微物理過程。研究發現對流性降雨與層狀性降雨隨不同季節及地區，降水發展高度有所改變，對流性降雨普遍高於層狀性降雨，而在層狀性降雨的剖面圖則有明顯的亮帶顯現。在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨，而夏、秋季對流性降雨的雨量皆大於層狀性降雨，尤其是在南台灣地區特別明顯。對流性降雨與層狀性降雨的垂直剖面分布有明顯區別，降水垂直剖面清楚反應了降水微物理過程的垂直分布。

關鍵字：TRMM、PR、自動雨量站、梅雨、颱風、對流性、層狀性

## 一、前言

台灣是一個多山的島嶼地形，山區約佔全台面積的三分之二，由於地形特殊及近年山坡地過度開發，造成水土保持不易。若有豪大雨事件發生，往往在山區會發生土石流，造成河川及水庫嚴重淤積而導致洪水氾濫，並對國家經濟及人民生命財產安全的影響甚巨。因此，為防範降雨所帶來的災害及有效規劃水資源的應用，有必要對台灣陸地地區的降雨進行研究。目前，對於台灣陸地降雨研究的陸上降雨觀測，主要是以地面自動雨量站及地基雷達觀測站為主。

地面自動雨量站觀測是收集降雨資訊最直接的方法，然而，在全台 362 個地面自動雨量站中，多數集中在平地地區，在山區則較為稀疏。氣象雷達的降雨觀測是利用空中雨滴反射雷達回波的強弱來推算降雨強度，其最大優點在於可提供高空間與時間解析度的降雨觀測。然而，在台灣地區地基型氣象雷達站大都建置於海邊，對於山區降雨的觀測易受山區地形的影響而出現降水觀測上的死角。以中央氣象局五分山、七股、墾丁及花蓮等四個雷達站，所構成的台灣網連雷達觀測網中，其雷達波束距離地面之高度大多超過 3 公里以上，位於台灣中部山區及花東地區，明顯為雷達觀測上的死角，不利於雷達在定量降水估算上的應用(張等人, 2004)。圖 1 為利用五分山雷達站資料，觀測 1999 年 5 月 19 日 0111 UTC 梅雨鋒面，所估算出的降雨分佈圖。在圖中可以發現五分山雷達站受到雪山山脈的影響，造成了山脈以南雷達觀測的死角。此時，若能利用氣象衛星由上而下觀測的特性，可有效消除雷達降水觀測的死角，並彌補在山區降雨觀測資料不足的缺點。

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上的降雨雷達(Precipitation Radar, PR) 是第一具搭載於衛星上的主動式雷達，其具有(1)雷達測量可提供垂直剖面的資料進行多樣的科學研究；(2)可在陸地或海上進行降雨估算而不受背景的影響；(3)雷達觀測資料可用來彌補微波資料不足之處及其精度等優點。因此，利用 PR 進行降雨觀測，可以得到完整三維的降雨分佈(Toshiaki 等人, 2001)。本研究將利用 PR 降雨估算資料進行台灣陸地地區的降雨研究。首先，以地面自動雨量站的降雨觀測資料為真值針對 PR 近地表雨量資料進行驗證。其次，以 PR 三維的降雨資料針對台灣陸地的降雨特徵進行研究。

PR 在全球的定量降水估算方面的可信度相當高，但對於在台灣地區的定量降水估算之適用性，尤其台灣地區面積小、地形變化大，目前尚無此方面的研究報告。因此，本研究就是利用地面自動雨量站的雨量資料與 PR 近地層的雨量資料做驗證，以瞭解 PR 在台灣陸地的降水估算之精度。對於降雨的驗證包含二部份，一是個案探討：分別以 2002 年梅雨及颱風陸地降雨個案進行降雨的驗證，其次為全年的降雨驗證：蒐集 2002~2004 三年的 PR 在台灣陸地降雨估算資料進行驗證。

而台灣陸地降雨特徵之研究，則利用 PR 具有高垂直解析度的特性，針對不同的降雨型態、區域及季節，進行台灣地區降水的垂直剖面結構特性之分析。這樣的研究有助於氣象人員進一步瞭解台灣地區各種天氣系統的降水機制，以提供雷達或是衛星對於陸地降雨反演的參考，進而提升降雨估算的準確性。在整個全球或區域的氣候變化中，雲雨的分佈及變化情形所代表的是大氣中水及能量的分佈情形。一般對於降雨種類的區分，可分為對流性及層狀

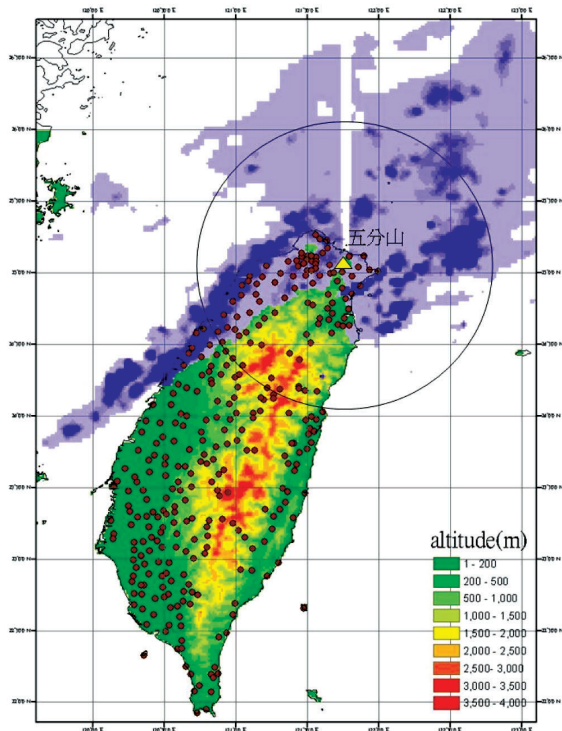


圖 1 為五分山雷達探最低觀測仰角  $4^\circ$  所觀測到梅雨鋒面(1999/05/19 01:11 UTC)之雨量分佈圖，由於受到雪山山脈地形的影響以至無法有效觀測到以南的山區降雨。圖中三角形表五分山雷達站的位置，而圓形代表自動雨量站的分佈位置。(資料格式：PPI)。

性二種不同降雨型態，其對應是不同微物理過程的交互作用，進而產生不同潛熱的剖面資料。對於降雨特徵的研究，不但可以幫助我們了解整個大氣中降雨的微物理過程、動力及熱力之間的交互作用。也可以藉此發展衛星或者是地基雷達的降雨反演模式。通常對於衛星微波資料以物理法進行降雨反演時，須了解大氣中垂直剖面的水象資料，方能建立降雨反演模式以進行降雨估算 (Adler 等人, 1991)。

在台灣地區的降雨主要受季節及地形的影響，而有不同的降雨特徵。冬天受大陸冷氣團南下的影響，春天受梅雨鋒面的影響，夏天受西南氣流的影響，秋天則降雨較少。此外，在

夏秋二季台灣地區也受颱風降雨的影響。Fu 和 Liu (2003) 利用 PR 估算的地表降水強度對東亞中緯度地區(20°-40°N, 100°-140°E)進行降雨特徵的研究，發現：(1)在陸地的降水大於海上的降水；對流降雨型態大於層狀降雨型態且對流降雨強度約為層狀降雨的五倍，從春季到夏季中緯度地區陸地降水強度大約為 15.4 mm/hr，而層狀降水面積在陸地上幾乎為對流降雨面積的四倍；(2)在垂直降雨剖面上，對流降水的結冰層較層狀降水為高，其降水強度最大值發生的位置較接近地表，而層狀降水則在結冰層下方附近。本文透過 PR 的降雨資料進行台灣陸地降雨的研究，一方面評估 PR 估算降雨量在台灣地區的準確性，另一方面進一步了解台灣陸地降雨的特徵，以供防洪防災工作參考使用。

## 二、資料蒐集與處理

針對台灣陸地地區 PR 降雨估算之驗證及其應用，本研究共蒐集 3 年 PR 的衛星資料及 5 年的地面雨量站觀測資料。此外，為因應研究的需求也對於 PR 資料進行處理，其中包括：PR 近地表雨量的選取、垂直剖面資料的處理及對流性及層狀性降雨型態的分類等。

### (一) 資料蒐集

本研究主要針對台灣陸地地區降雨進行 PR 降雨估算資料的驗證及應用降雨雷達的觀測資料進行台灣陸地降雨特徵的研究。所蒐集的資料可分成二大部份，其中包括 TRMM 衛星資料及台灣陸地地區地面自動雨量站的資料。

### 1、PR 資料的蒐集

TRMM 氣象衛星於 1997 年 11 月發射，其主要任務為研究熱帶降雨 (Simpson, 1988)，

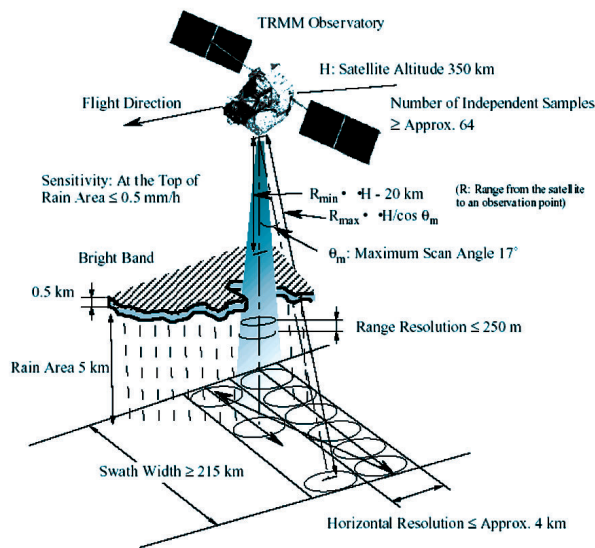


圖 2 PR 的掃 瞄參數及型態，錄自 JAXA 網站。

衛星上的主要感測器有 VIRS ( Visible / Infrared Scanner )、TMI ( TRMM Microwave Imager )及 PR。PR 是第一個利用太空載具由太空進行降雨量測的雷達，是由 128 個發射/接收 ( Transmit / Receive ) 模組單元的天線，所組成的主動式相位陣列雷達，頻率為 13.8 GHz，刈幅 (swath) 範圍 220km，視場( FOV, Field of View)水平解析度為 5 km。PR 的垂直解析度為 250 公尺，因此有能力觀測降雨系統的內部結構，觀測範圍共計 80 層，如圖 2 所示。因此，用 PR 進行降雨觀測，可以得到完整三維的降雨分佈 (Kuroiwa 等人，1996)。

本研究中使用美國 TRMM 衛星計畫辦公室所提供 PR Level 2 中的標準產品 2A25 ( Iguchi 和 Meneghini, 1994 ; Iguchi 等人，2000 )，來與地面自動雨量站資料相驗證。由於 PR 每 250 公尺即有一筆資料，有助於對降雨系統垂直結構之研究及瞭解。本研究所使用的衛星資料，配合 TRMM 衛星通過台灣上空的時間，蒐集 PR 在 2002-2004 年通過台灣陸地，共計有 3 年 909 筆的衛星資料。

## 2、地面自動降雨觀測站資料的蒐集

本研究中所使用之地面雨量資料，係採用台灣大學大氣科學系之大氣研究資料庫中，台灣全島 362 個自動雨量測站(如圖 1 所示)時雨量 (60 分鐘累計時雨量) 的降雨資料。吾人以 PR 通過台灣陸地上空的局地時間( Local Mean Solar Time, LST )為基準，當局地時間之分鐘數大於或等於 30 分鐘時，則地面雨量站之資料時間採用該局地時間之整點時數累加一小時之時間 (例如，局地時間為 14 時 39 分，則地面雨量站採用 15 時的雨量資料)，以利地面雨量站資料能與 PR 的雨量資料相匹配。本研究共蒐集 2000-2004 年共 5 年的地面自動雨量站資料。

### (二) 資料處理

#### 1、PR 近地表雨量

PR 主要的雜訊有熱雜訊( thermal )、地形雜波( clutter )以及訊號衰弱( fading )等三種因素(Kozu 等人，2001)。PR 是由太空對大氣進行降雨的偵測，每一筆觀測資料都會受到地形雜波的影響。因此，對於地面降雨的觀測的過程中是無法真正觀測到地表的降水量。所以，PR 對地表降雨進行觀測時，所對應到地表的相對位置皆會有其高度差的存在，本研究即由 PR 資料解壓縮、解碼並擷取最接近地表的雨量值 (如圖 3 所示)，作為地面降雨量的值 ( Ikai 和 Nakamura, 2003 )與地面自動雨量站的觀測資料進行驗證。

#### 2、PR 垂直剖面資料的處理

應用 PR 垂直剖面的降雨資料進行台灣地區降雨特徵之研究，將台灣地區的降雨型態區分為對流性及層狀性降雨等類別，再以 2 公里高度的降雨資料為基準，分別探討對流性及層狀性降雨的垂直剖面資料。對於有關 PR 垂直

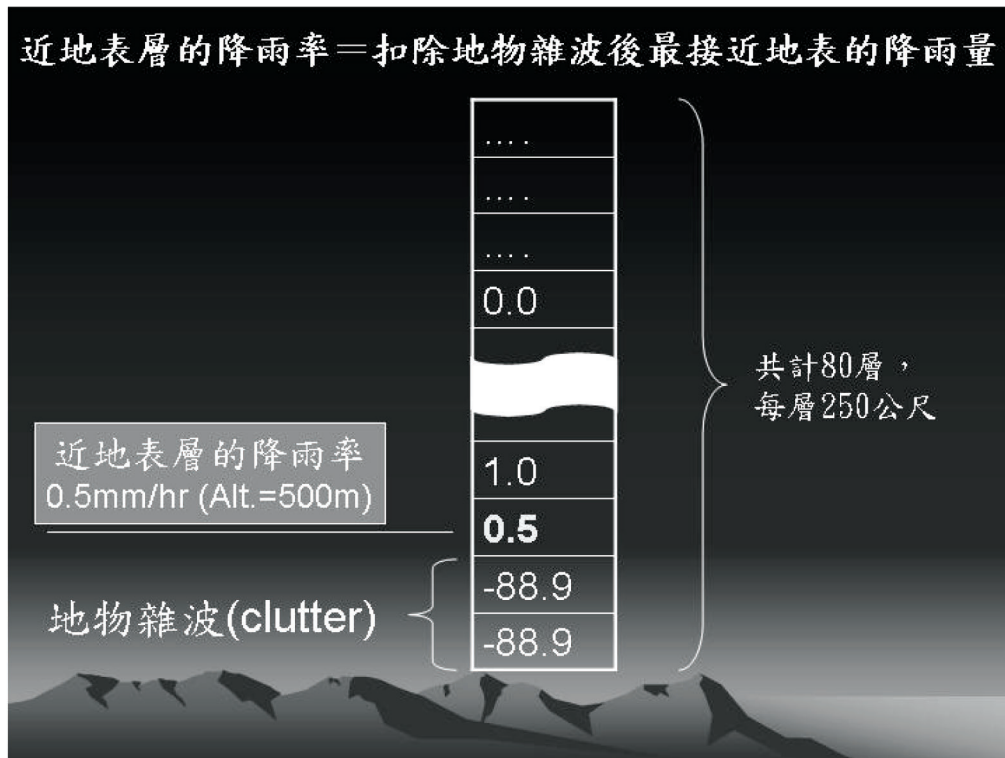


圖3 以 PR 近地表層的降雨率代表其地表的降雨量。

剖面資料的處理，本研究分成不同地區（全台、北台灣、南台灣）、不同季節（春、夏、秋、冬）以 PR 在 2 公里高度為基準，並針對在該層中對流性降雨率分別為 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 及 15 mm/h（在 $\pm 1$  mm/h 範圍內）的雨量個案為主，並統計每一降雨率 FOV 的垂直剖面的降雨資料，進而求取各降雨率之各層的平均降雨率，以構成在 2 公里高度以上的降雨垂直分佈剖面。此外，由於層狀性的降雨量較小，故所統計的降雨資料以 1, 3, 5, 7 及 9 mm/h（在 $\pm 1$  mm/h 範圍內）為主。

### 三、PR 降雨估算之驗證

本節將以地面雨量站的降雨資料視為真值，驗證 PR 所估算之近地表雨量，經由客觀分析比較兩者之間的差異。在整個降雨估算驗證可分為二部份，首先以梅雨與颱風的降雨個

案進行驗證，其次蒐集 3 年的降雨資料進行台灣地區陸地降雨的驗證。

#### （一）梅雨與颱風降雨個案驗證

梅雨和颱風為台灣地區降水的主要來源，由於形成的原因與發生的季節皆不相同，故利用 PR 的降雨觀測資料，並以 2002 年台灣地區的梅雨及颱風個案進行研究，以了解在不同季節及降雨型態下二者之間的差。

##### 1、PR 在梅雨季節時的觀測特徵

梅雨季節為五、六月屬於東北與西南季風並存於台灣上空，西南季風盛行，東北季風減弱北退至華北地區，但偶有冷空氣南下至巴士海峽之冷暖空氣南北對峙振盪的季節。會造成連續的陰雨及豪大雨。因正值梅子成熟期又稱梅雨季節。一直到六月份夏至後，太平洋副熱

帶高壓增強，梅雨鋒面北退至長江流域，陰雨情況才得以改善。紀等人（1998）定義梅雨期為5月16日至6月15日之間，並將梅雨期劃分為入梅前(5月1-15日)、梅雨前期(5月16-31日)、梅雨後期(6月1-15日)、和出梅後(6月16-30日)等四期。本次研究將蒐集2002年5-6

月期間台灣陸地的降雨資料，以作為梅雨降雨的個案，資料共計40筆，但比較好的個案只有二筆。

將PR估算的降雨量和地面雨量筒資料的比較，在圖4及圖5代表PR觀測梅雨鋒面在台灣陸地降雨分佈情形，其時間分別為

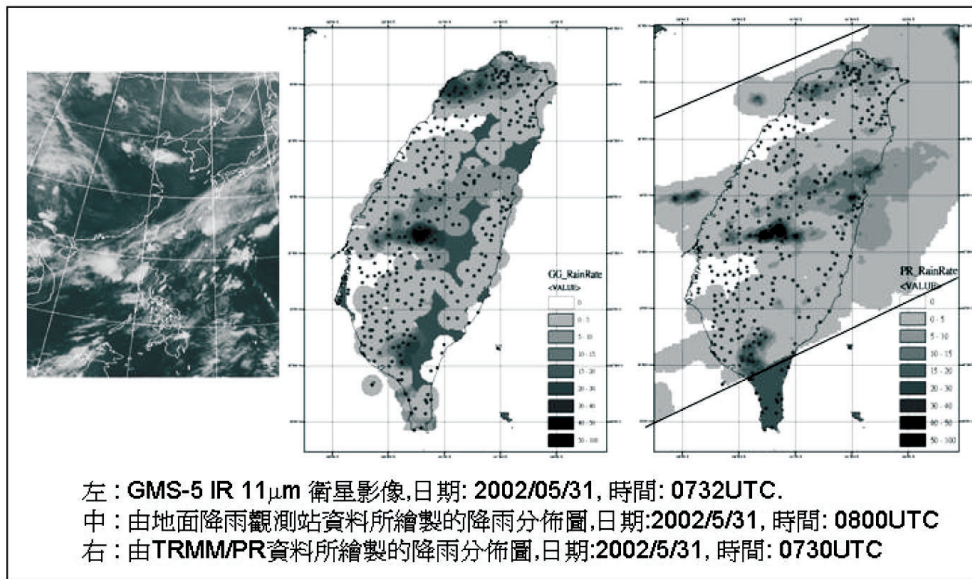


圖4 為2002/5/31梅雨鋒面在台灣上空的降雨分佈情形，（圖右中之實線代表PR的掃描範圍）。

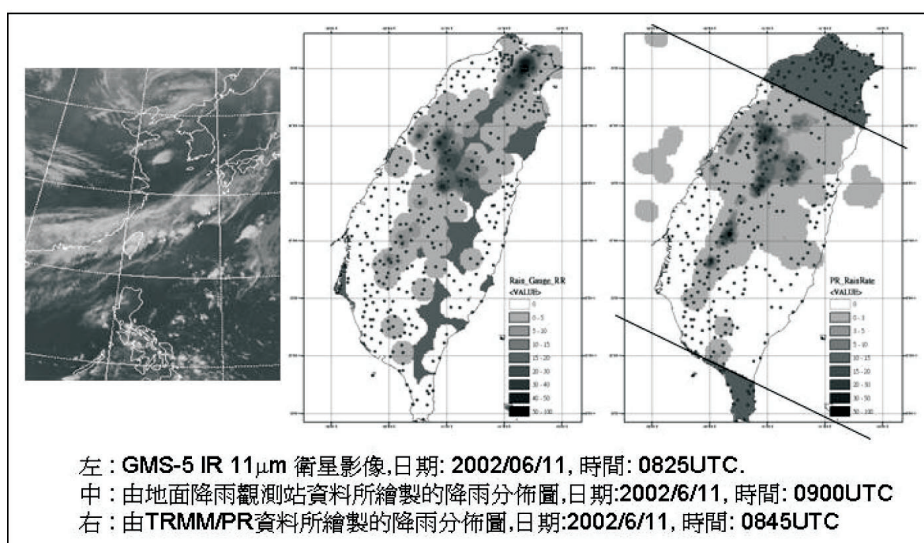


圖5 為2002/6/11梅雨鋒面在台灣上空的降雨分佈圖。

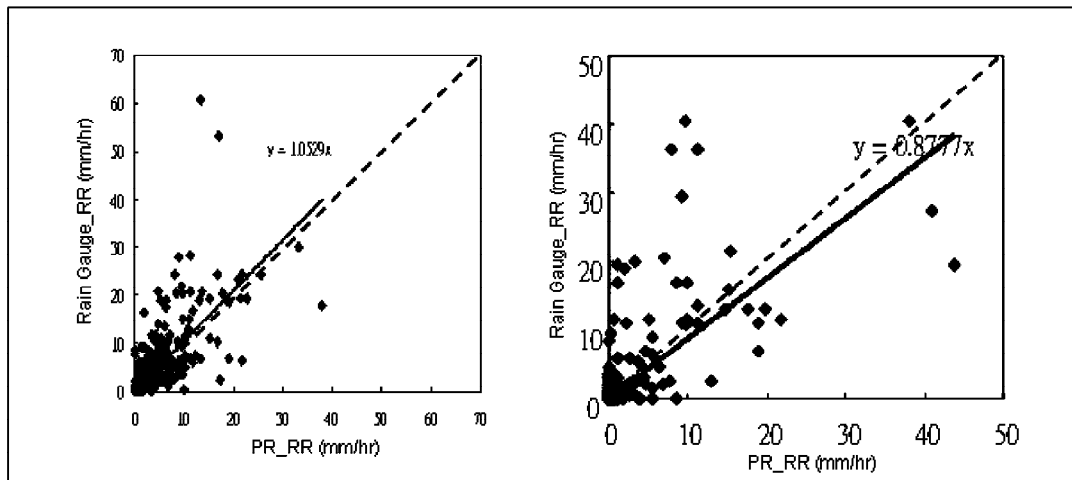


圖 6 梅雨期間地面雨量筒時雨量與 PR 時雨量之間的比較，左為 2002/5/31 07:30 UTC，右為 2002/6/11 0845 UTC（虛線為 1:1 的關係線，黑線則為圖中各點所計算的線性迴歸線）。

2002/5/31 07:30 UTC 及 2002/6/11 0845 UTC。左圖為 GMS-5 IR 11 $\mu\text{m}$  的衛星雲圖，可以看出梅雨鋒面的雲層正籠罩著台灣陸地，然而這不代表著降雨的分佈情形。中間的圖是由陸地雨量筒所蒐集到的降雨資料所繪製的全台降雨分佈圖，但由於地面自動雨量觀測站的建置並非均勻的分佈於台灣全島，且在有許多偏遠山區並無地面降雨觀測的設置，故有許多空白的地區並非“無雨區”而是“無資料區”。在右圖為 PR 估算雨量資料所繪製的降雨分佈圖，其中實線所代表的為 PR 所掃描的範圍。由陸地雨量筒及 PR 所繪製的降雨分佈圖觀察，整體上在梅雨鋒面的強降水區、弱降水區及無降水區的分佈，二者所得到的結果大至都相同。

在定量的比較方面，將 PR 估算的降雨量和地面雨量筒資料的比較，二者降雨量的關係，如圖 6 所示。在圖 6 中紅色對角線為二者 1:1 的關係線，黑色線則為各點資料線性迴歸線，其結果在 2002/5/31 07:30UTC 的梅雨鋒面為  $Y=1.063X$ ，其中 Y 及 X 分別代表地面雨量筒及 PR 估算降雨率，顯示 PR 估算雨量值有低估的情形。反之，在 2002/6/11 0845UTC 的梅

雨鋒面則為  $Y=0.878X$ ，則表示 PR 估算雨量值有高估的情形。若綜合以上兩個案，則兩者關係式為  $Y=0.97X$ ，代表兩者之間關係良好。在相關性的比較方面，這二個梅雨鋒面的個案中，其 PR 反演的地面降雨量與地面降雨觀測站的相關係數分別為 2002/5/31 的 0.623 及 2002/6/11 的 0.70，其平均值為 0.66。

## 2、PR 在颱風時期的觀測特徵

颱風在不同生命階段的降水型態也會隨之改變，再者受地形影響之下，颱風其內部結構也會改變，因而降水型態也隨之變化。黃和許（1998）在模擬台灣地形對理想型颱風環流變化之影響中發現，颱風登陸地點不同，降水分佈的差異不大，但是降水量卻相當不同。在台灣南端登陸會帶來較多的降水，越往北登陸降水量越少。Greet 等人（2000）對 Georges 颶風進行登陸前後降雨和氣流觀測研究。由以上對於颱風登陸時所做的研究，可以了解影響颱風降雨變化的因素很多。所以，希望以 PR 觀測到的降雨資料校以地面雨量筒資料，以利於得到一個完整而又準確的颱風降雨資料。

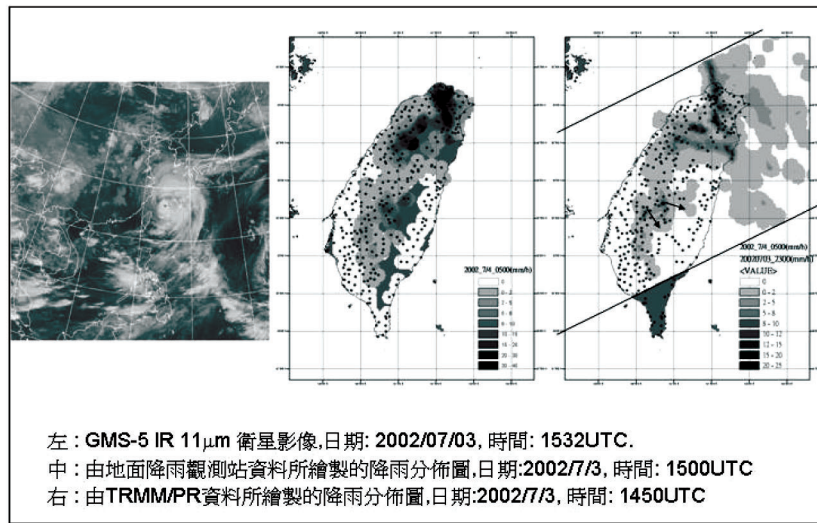


圖 7 為 2002/7/3 雷馬遜颱風侵襲台灣陸地降雨分佈圖。

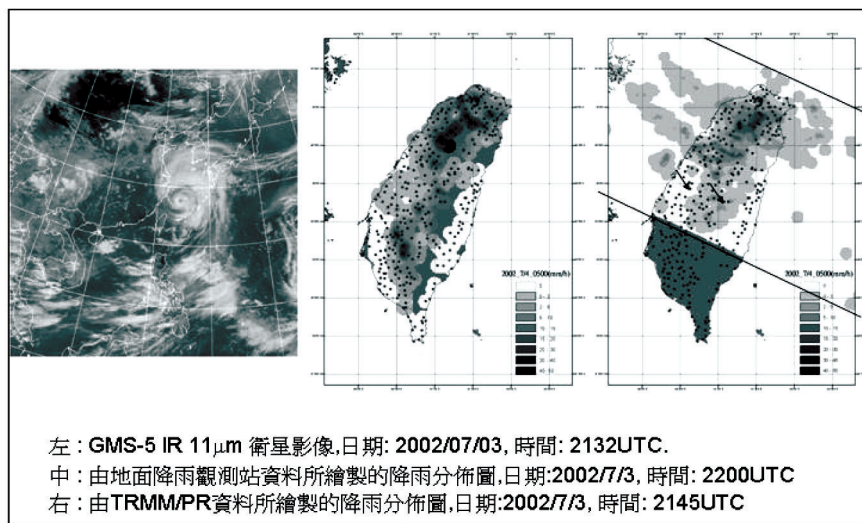


圖 8 為 2002/7/3 雷馬遜颱風侵襲台灣陸地降雨分佈圖。

圖 7 及圖 8 分別代表 2002/7/3 14:50 UTC 及 21:45 UTC 時 PR 觀測雷馬遜颱風侵襲台灣陸地降雨分佈情形。左圖為 GMS-5 IR 11 $\mu$ m 的衛星雲圖，中間的圖是由陸地雨量筒降雨分佈圖，右圖為 PR 降雨反演的分佈圖。由陸地雨量筒及 PR 降雨反演分佈圖觀察，PR 與地面雨量筒所觀測的時間分別相差 10 及 15 分鐘。從

強降水區域分佈，可以看出在這期間強降水區域有明顯的往東南移動的情形發生。在定量的比較方面，二者降雨量的關係，如圖 9 所示。其結果在 2002/7/3 14:50 UTC 為  $Y=1.846X$ ，明顯看出地面雨量筒雨量值為 PR 降雨反演值的 1.846 倍。而在 2002/7/3 21:45 UTC 為  $Y=1.491X$  地面雨量筒雨量值為 PR 降雨反演值



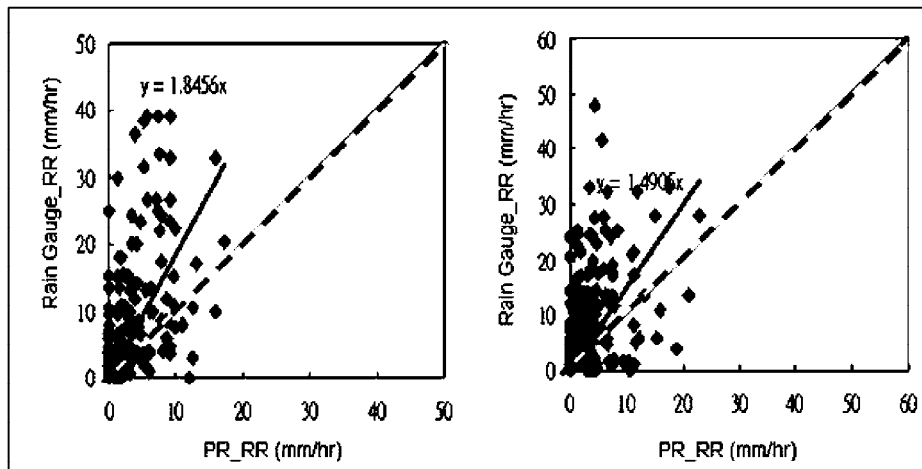


圖 9 雷馬遜颱風侵台期間地面雨量筒時雨量與 PR 時雨量之間的比較，左為 2002/7/3 14:50 UTC，右為 2002/7/3 21:45 UTC。

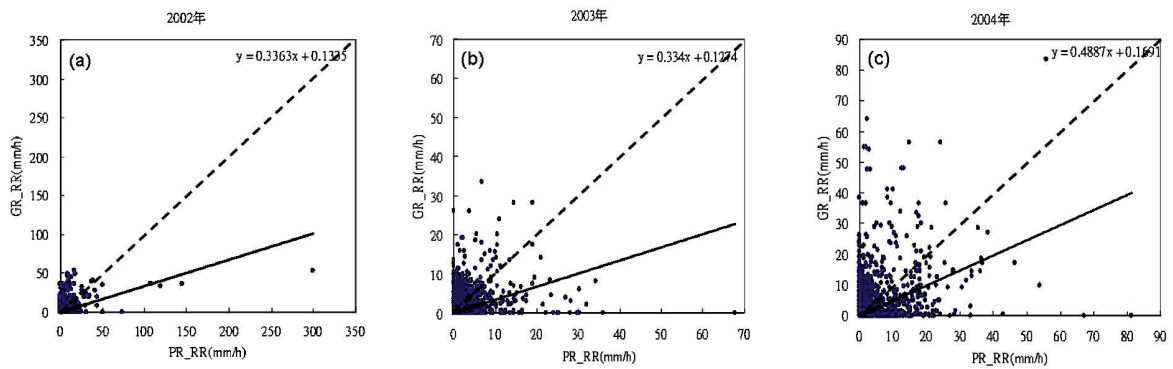


圖 10 比較 PR 近地表降雨率與地面自動雨量站降雨量之間的散佈圖，(a)-(c)分別為 2002-2004 年全年（黑色線則為圖中各點所計算的線性迴歸線）。

表一 比較 2002-2004 年地面雨量站與 PR 之間雨量資料的取樣數與相關係數

	2002 年	2003 年	2004 年
累積雨量(mm)	344937	348100	560140
雨量資料匹配數	44752	47744	47439
地面雨量站有降雨的資料個數	3106	3542	3620
PR 有偵測降雨的資料個數	2003	1938	1633
兩者同時有降雨的資料個數	1384	1321	1158
相關係數	0.44	0.434	0.466

的 1.491 倍，二者平均值為  $Y=1.669X$ ，這表示在颱風期間 PR 降雨反演值有明顯低估的情形。在相關性的比較方面，其 PR 反演的地面

降雨量與地面降雨觀測站的相關係數在 2002/7/03 14:50 UTC 及 21:45 UTC 分別為 0.64 與 0.45，其平均值為 0.54。

## (二) 台灣地區陸地降雨驗證

由上述個案驗證所得的成果發現，PR 的降雨估量在梅雨及颱風期間，都有不錯的成果——與地面自動雨量觀測站的相關性整體平均為 0.60，尤其在梅雨期間其相關性可達 0.66。在本節中更進一步以 3 年 PR 的衛星降雨資料及地面自動雨量站的觀測資料，針對台灣陸地降雨進行驗證。本研究以 2002-2004 年共計 3 年的時間，比較 PR 近地表降雨率與地面雨量站降雨量兩者之間的散佈圖，如圖 10 所示，其中(a)、(b)、(c)分別代表 2002、2003、2004 年全年的散佈圖，圖中虛線為二者 1:1 的關係線，而黑色線則為圖中各點所計算的線性迴歸線。發現在三年的資料驗證中 PR 所估算的降雨量在台灣陸地地區有高估的現象，二者降雨量的關係分別為 2002 年  $Y=0.336X$ 、2003 年  $Y=0.334X$ 、2004 年  $Y=0.489X$ ，Y 代表地面的降雨量、X 則為 PR 的估算降雨量。整體而言，地面雨量值較小且平均為 PR 估算雨量值的 0.38，在乾旱年其 PR 所估算的降雨量更大，二者的比值皆小於 0.4。表一為兩者之間的取樣個數及相關係數，對 2002-2004 年 PR 降雨估算的驗證，其關係數分別為 0.44、0.43、0.47。

## 四、PR 資料應用於台灣陸地區域降雨特徵之研究

研究降雨水平及垂直結構的重要性在於以下幾個方面，從降雨的水平結構，如降水性質（對流性降水或層狀性降水）的水平分佈、地表降雨度強的水平分佈等，在一定程度上反映了雨雲的性質及其所處的狀態。而降水的垂直結構則反映了雨雲的熱力與動力結構，以及降水的微物理過程(Houze, 1993; Szoke 等人, 1986; Hobbs, 1989; Liu 和 Takede, 1989; Zipser 和 Lutz, 1994)。因此，本研究藉由 PR 的高垂直解析度以及能辨識雨區降雨型態的優勢，進

行台灣陸地降雨的水平分佈及垂直剖面的分析與研究。首先利用 PR 的 RainFlag 參數，將降雨資料區分對流性降水、層狀性降水、無亮帶的層狀性降水及有亮帶的層狀性降水等四類，然後再以二公里高度處的特定降雨量為代表進行探討以上四種降雨型態在台灣陸地上空的垂直分佈特徵。

### (一) 台灣地區的降雨分佈的特徵

對於台灣地區的降雨特徵的研究，由地面自動雨量站的資料分析，在 2000-2004 年五年

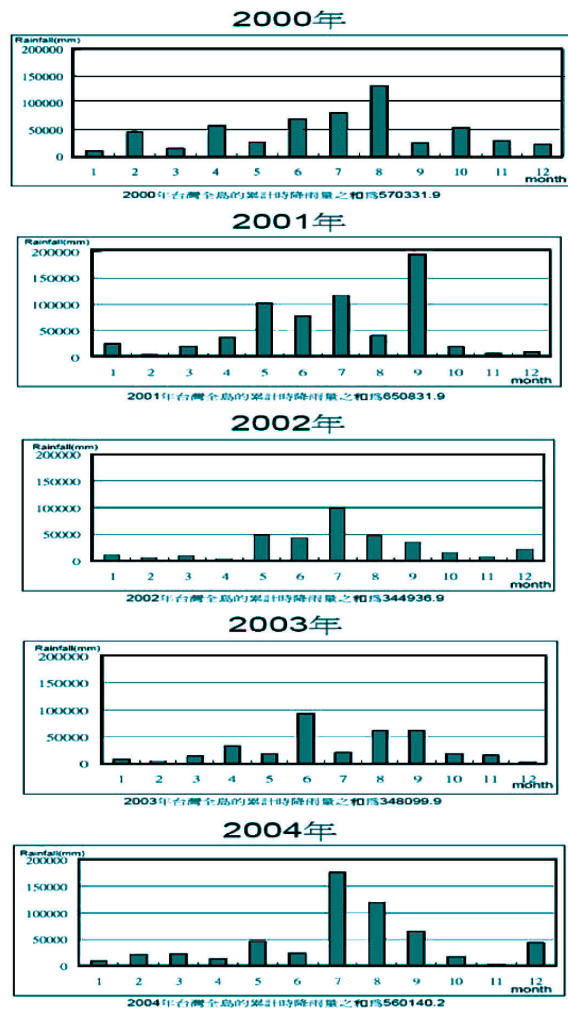


圖 11 2000-2004 年台灣全島地面雨量站累計時雨量總和。

表二 2002-2004 年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率。

(a) 2002 年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：3015								
地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.043	0.018	0.099	0.043	0.11	0.029	0.032
南台灣	0.002	0.032	0.028	0.109	0.121	0.239	0.032	0.062
全台	0.004	0.075	0.045	0.208	0.164	0.349	0.061	0.094
對流性降雨面積：0.274					層狀性降雨面積：0.726			
(b) 2003 年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：2809								
地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.056	0.016	0.091	0.029	0.093	0.015	0.035
南台灣	0.000	0.051	0.028	0.173	0.083	0.146	0.041	0.142
全台	0.001	0.106	0.044	0.265	0.112	0.239	0.056	0.177
對流性降雨面積：0.214					層狀性降雨面積：0.786			
(c) 2004 年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：2526								
地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.022	0.025	0.118	0.059	0.074	0.023	0.054
南台灣	0.000	0.015	0.013	0.072	0.190	0.211	0.025	0.099
全台	0.001	0.037	0.038	0.190	0.249	0.285	0.048	0.153
對流性降雨面積：0.336					層狀性降雨面積：0.664			

的年總降雨量經統計，分別為 570332、650832、344937、348100 及 560140 mm（如圖 11），其中 2002-2003 年的全年的總降雨量明顯偏少，因此這兩年被稱為乾早年。此外，這五年的降雨統計發現六~九月是台灣地區最主要的降雨時期，主要受梅雨鋒面及颱風的影響。其次，利用 PR 降雨資料進行台灣地區的降雨特徵的分析。所蒐集 PR 的降雨資料為 2002~2004 年三年通過台灣陸地上空的降雨資料，其樣本數分為 3015、2809、2526，每個樣本代表一個 PR 視場的面積。表二為 2002~2004 年台灣地區對流性與層狀性降雨面積的統計資料，表中的 (a)、(b)、(c) 分別代

表 2002~2004 年全年降雨面積的統計資料。表三分別為 2002~2004 年台灣地區對流性與層狀性降雨量的統計資料表中的 (a)、(b)、(c) 分別代表 2002~2004 年全年降雨量的統計資料。由表二、三中發現，一般在台灣地區對流性與層狀性降雨面積的比率大約為 30%：70%，而降雨量的比率則為 60%：40%。而對於乾早年（2002、2003）及非乾早年（2004）之間的年際差異，對流性降雨在乾早年中，其降雨面積分別佔全部降雨的 27.4% 及 21.4%，但降雨量卻分別佔全年降雨量的 50.2% 及 43.5%。然而，在 2004 年中，對流性降雨區域佔全部降雨系統的 33.6%，但降雨量佔全年總降雨量的

表三 2002-2004 年各季節對流性與層狀性降雨量之比率。

(a) 2002 年各季節對流性與層狀性降雨量之比率									樣本數：3015
地區	冬季		春季		夏季		秋季		
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	
北台灣	0.003	0.022	0.036	0.085	0.092	0.087	0.047	0.015	
南台灣	0.005	0.014	0.060	0.092	0.209	0.146	0.050	0.035	
全台	0.008	0.036	0.096	0.177	0.301	0.234	0.097	0.051	
對流性降雨量：0.502					層狀性降雨量：0.498				

(b) 2003 年各季節對流性與層狀性降雨量之比率									樣本數：2809
地區	冬季		春季		夏季		秋季		
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	
北台灣	0.002	0.032	0.032	0.059	0.060	0.060	0.030	0.021	
南台灣	0.001	0.033	0.060	0.150	0.174	0.097	0.076	0.114	
全台	0.003	0.064	0.092	0.209	0.234	0.156	0.106	0.135	
對流性降雨量：0.435					層狀性降雨量：0.565				

(c) 2004 年各季節對流性與層狀性降雨量之比率									樣本數：2526
地區	冬季		春季		夏季		秋季		
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	
北台灣	0.001	0.010	0.045	0.032	0.092	0.053	0.037	0.035	
南台灣	0.000	0.004	0.019	0.065	0.373	0.136	0.039	0.060	
全台	0.001	0.014	0.064	0.097	0.465	0.189	0.076	0.094	
對流性降雨量：0.606					層狀性降雨量：0.394				

60.6 %。由上述的統計，在台灣陸地區域對流性降雨的面積約佔全部降雨面積 30%，但其降雨量的貢獻卻佔全年降雨量的 60%。在 2002、2003 乾早年中的統計資料發現，對流性降雨的面積及降雨量都有明顯的降低，其降雨面積降至 30% 以下，降雨量則下降至 50% 以下。

此外，由各季節的資料統計分析，在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨，而夏、秋季對流性降雨的雨量皆大於層狀性降雨，尤其是在南台灣地區特別明顯。顯然在冬季時期因東北季風的影響，使北台灣的降雨機率增加，而且以層狀性降雨為主，其對流性降雨的雨量只佔該季總降雨量（由 PR 估算所求得之降雨量）的 10 %。春季時期的降雨主要受梅雨鋒

面的影響，其降雨型態為層狀性降雨，對流性降雨的雨量僅佔 35 %。在夏季時期的降雨主要受西南氣流及颱風的影響，降雨型態主要以對流性降雨為主，其雨量約佔 62 %，而且南台灣地區的降雨量高於北台灣地區。秋季時期的降雨分佈，受西南氣流逐漸消退，北方的大陸性高壓逐漸增強的影響，雖說偶有颱風侵台，但其對流性降雨強度也逐漸減弱，其雨量約佔 51 %，此時南台灣地區的降雨仍高於北台灣地區。

## (二) 台灣地區降雨垂直剖面的特徵

利用 PR 可提供三度空間降雨資料的特性，針對台灣陸地區域分別探討對流性與層狀

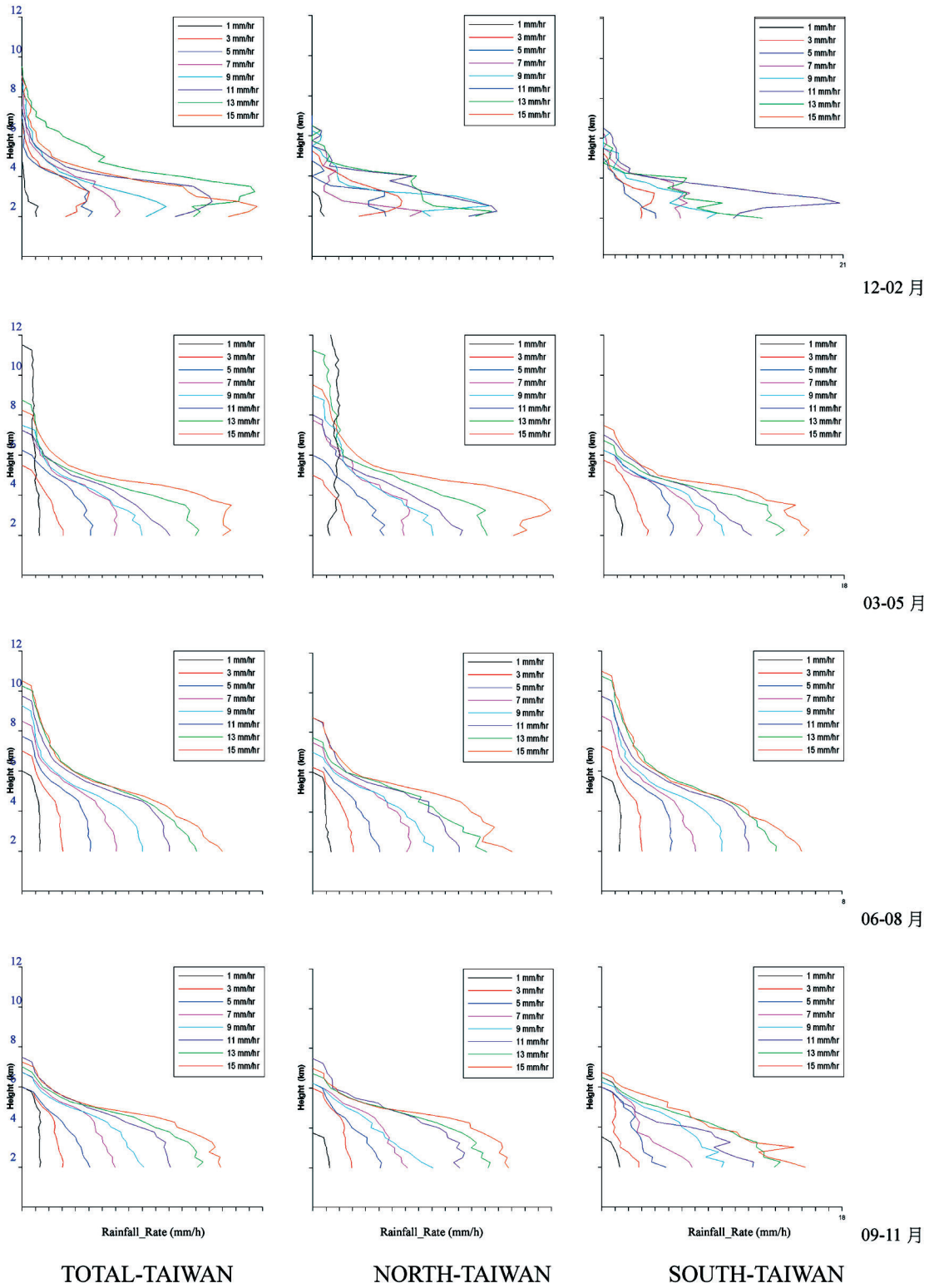


圖 12 2002-2004 年台灣地區對流性降雨垂直分佈圖。

表四 2002-2004 年對流性降雨平均的垂直剖面圖樣本數。

	冬季			春季			夏季			秋季		
	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣
1 mm/h	1	1	0	50	22	28	209	57	152	98	35	63
3 mm/h	3	1	2	74	34	40	262	63	199	93	47	46
5 mm/h	3	1	2	56	24	32	218	54	164	74	25	49
7 mm/h	4	1	3	47	22	25	197	46	151	62	22	40
9 mm/h	2	1	1	36	18	18	184	57	127	49	20	29
11 mm/h	2	1	1	40	18	22	160	34	126	33	14	19
13 mm/h	2	1	1	27	12	15	123	24	99	34	13	21
15 mm/h	0	0	0	29	12	17	85	24	61	17	11	6
小計	17	7	10	359	162	197	1438	359	1079	460	187	273

性降雨垂直剖面的特徵。由於 PR 之降水回波必須要大於 17dBZ (換算雨量必須大於 0.7mm/hr) 方能確定為降水。因此，在本文中對於降雨系統垂直剖面高度的計算，係訂定在垂直剖面的降水量必須大於 0.7mm/hr 時的最高高度，為降雨系統的降水發展高度。

### 1、對流性降雨的剖面分析

圖 12 為 2002-2004 年台灣陸地對流性降雨垂直分佈圖，縱排的圖分別表示為不同地區 (全台、北台灣、南台灣)，橫排的圖代表春季 (3-5 月)、夏季 (6-8 月)、秋季 (9-11 月)、冬季 (12-2 月) 的對流性降雨垂直分佈情形，圖中的每一條垂直剖面的意義，表示以 PR 在二公里高度降雨率分別為 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 及 15 mm/h (在±1 mm/h 範圍內) 的所有 FOV 之平均降雨率為樣本，取其各層的平均降雨率，構成在二公里高度以上的降雨垂直分佈剖面。2002-2004 年台灣陸地對流性降雨垂直分佈圖，共蒐集 2274 個有效樣本進行分析研究，其統計的結果如表四所示。

由圖 12 及表四中顯示對流性降雨多數分佈在台灣南部，而且降水發展高度也較北部高，冬季對流性降雨較少，雨量分佈以夏季最

多，冬季最少。春季台灣南、北部地區平均降水發展高度約在 9 公里，但北部的降雨率有高於南部的趨勢，最大降雨率約在 3-4 公里高度處。在夏、秋兩季，對流性降雨分佈較廣，雨量較多，全台的平均降水發展高度約在 8 公里，但南部的平均降水發展高度明顯高於北台灣，夏季最大降雨率約在 3 公里高度處，而秋季則約在 2 公里高度處。此外，冬季的對流性降雨很少，南部對流性系統降水發展高度略高於北部。在春季，南、北地區差異不大，平均降水發展高度約在 7 公里，最大降雨率約在 4 公里高度處。在夏、秋兩季，對流性降雨分佈較廣，雨量較多。夏季的平均降水發展高度可達 11 公里，而秋季的平均降水發展高度可達 7 公里，夏季最大降雨率約在 3 公里高度處，而秋季則約在 4 公里高度處。

此外，在 2002 - 2004 三年的平均季節變化，顯示冬季對流性降雨較少，降水發展高度多以北較高，最大降雨率約在 3-4 公里高度處。在春季，北部的降水發展高度高於南部，最大降雨率約在 4 公里高度處。在夏季，南部的降水發展高度高於北部，最大降雨率約在 2 公里高度處，南部的降雨明顯高於北部。在秋季，南、北地區降水發展高度差異不大，降雨

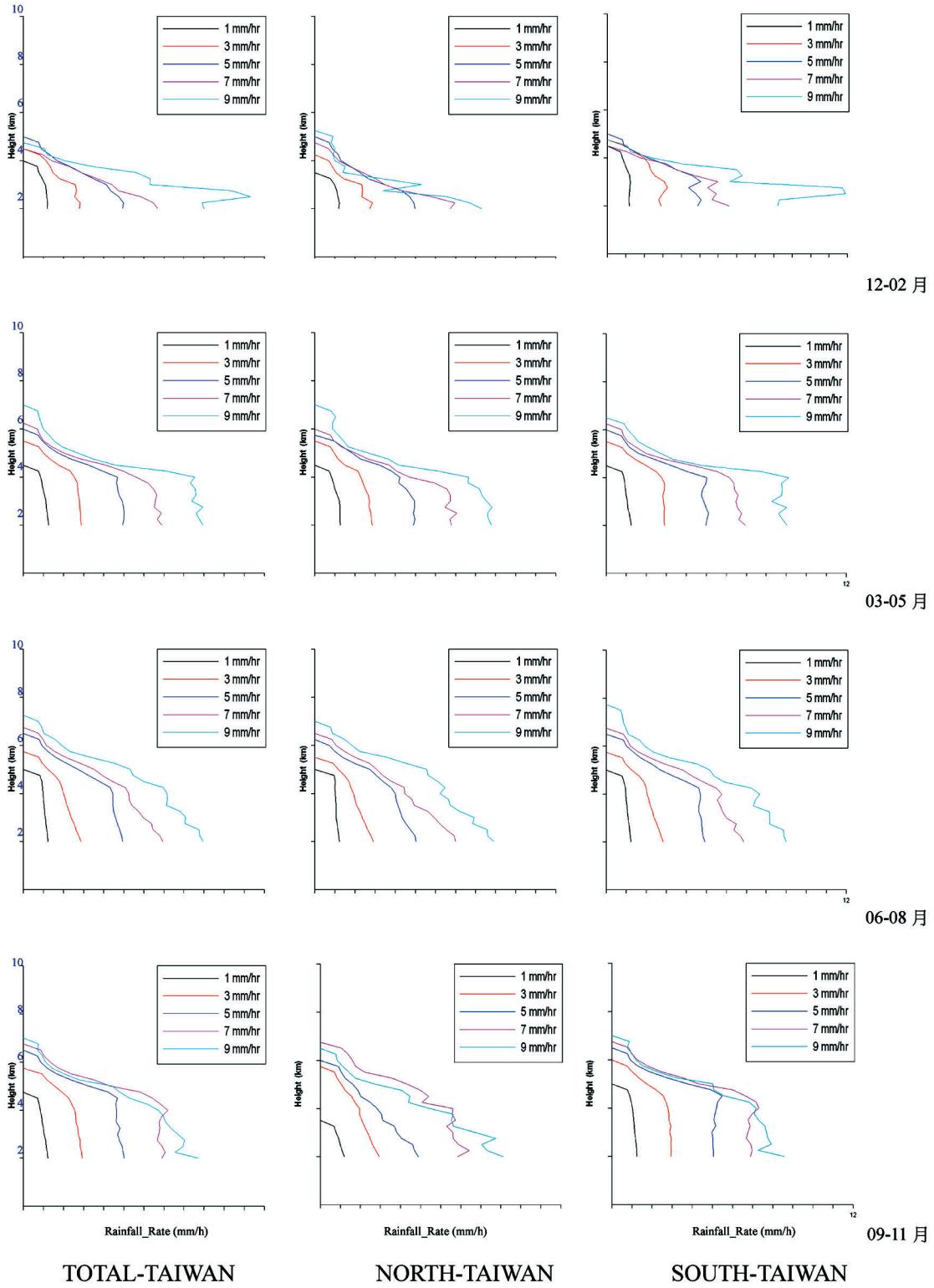


圖 13 2002 - 2004 年台灣地區層狀性降雨垂直分佈圖。

表五 2002-2004 年層狀性降雨平均的垂直剖面圖樣本數。

	冬季			春季			夏季			秋季		
	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣	全台	北台灣	南台灣
1 mm/h	465	252	213	1003	472	531	1392	406	986	688	207	481
3 mm/h	106	62	44	497	234	263	680	237	443	306	87	219
5 mm/h	24	13	11	211	91	120	221	80	141	115	27	88
7 mm/h	13	7	6	93	36	57	107	43	64	43	7	36
9 mm/h	4	1	3	45	18	27	42	15	27	15	4	11
小計	612	335	277	1849	851	998	2442	781	1661	1167	332	835

量以北部居多，最大降雨率約在 3 公里高度處。

## 2、層狀性降雨的剖面分析

圖 13，同圖 12，但為層狀性降雨垂直分佈圖。圖中垂直剖面表示以 PR 在二公里高度降雨率分別為 1, 3, 5, 7 及 9 mm/h 的所有 FOV 之平均降雨率為樣本，取其各層的平均降雨率所產生的降雨垂直分佈剖面。2002-2004 年台灣陸地層狀性降雨垂直分佈圖，共蒐集 6070 個有效樣本進行分析研究，其統計的結果如表五所示。由圖 13 中發現，冬季層狀性降雨的降水發展高度約在 5 公里，南北部地區的最大降雨率出現在約 3 公里高度處，亦即亮帶所在位置。在春季，北部降水發展高度約在 5 公里，最大降雨率約在 3 公里高度處，亮帶位置約在 3 公里高度處，南部降水發展高度約在 6 公里，最大降雨率約在 4 公里高度處，亮帶位置約在 4 公里高度處，降雨量以南部居多。在夏季，北部降水發展高度可達 9 公里，最大降雨率約在 4 公里高度處，南部降水發展高度約在 7 公里，最大降雨率約在 4 公里高度處，亮帶位置約在 4 公里高度處，降雨量以南部居多。在秋季，北部降水發展高度約在 7 公里，最大降雨率約在 2 公里高度處，其亮帶不明顯，而南部降水發展高度約在 8 公里，最大降雨率約在 4.5 公里高度處，降雨量以南部居多，亮帶位置約在 4.5 公里高度處。

在 2002 - 2004 年三年的平均變化上，對系統的降水發展高度，除冬季的降水發展高度較低，約在 5 公里，春、夏、秋三季均為 7 公里。在降雨量方面，以春、夏季較多，秋冬兩季較少。在地區性的差異上，除了在夏季南部的降水發展高度及降雨量略高於北部，以及北部地區在夏、秋季對亮帶的辨識不易之外，其餘南北地區並無太大差異。在圖中雖然亮帶的位置並不明顯，但是仍可指出其結冰高度的位置。此外，亦可以發現另一個層狀性降雨特徵，在結冰高度以下降雨率幾乎為一定值。對於層狀性降雨的特性，主要為最大降雨率出現在結冰層高度，此處為雷達回波的亮帶位置。

## 五、結論與展望

### 1、PR 估算之近地表雨量的驗證結果

本研究中對於 PR 估算之近地表雨量的驗證結果，在梅雨及颱風時期所得到的相關係數分別為 0.66 及 0.54，然而，在 2002 - 2004 年地面雨量站與 PR 之間的相關係數平均為 0.45。從統計資料中可發現在梅雨及颱風個案的雨量驗證所得到的成果較佳，而 3 年雨量資料的驗證較差。這是由於在個案驗證的部份本研究選取較佳的個案，而整年的雨量驗證則是全面性進行全台陸地地區的降雨驗證。所以受到 PR 儀器本身靈敏度的限制，其可辨識降雨的最小極限為 0.7 mm/h，對於小雨部份其驗證成果較差，尤以冬、秋二季為甚。在梅雨及颱風時期



表六 影響地面雨量站與 PR 觀測資料驗證結果的因素一覽表。

影響因素	測站名稱	PR 緯度	PR 經度	GR 緯度	GR 經度	PR 高度	GR 高度	高度差	PR_RR	GR_RR	雨量差	Angle_bin
受大視角 影響	梅山	23.251	120.817	23.269	120.816	3250	860	2390	3	54	-51	1
	合歡山	24.12	121.252	24.145	121.264	5000	3370	1630	3.2	47.5	-44.3	2
	東勢	24.224	120.845	24.248	120.827	1750	320	1430	38.6	0.5	38.1	46
	土庫	23.701	120.408	23.689	120.391	1500	33	1467	0	38.5	-38.5	46
	廬山	24.018	121.15	24.035	121.173	2500	1562	938	29.8	0	29.8	49
兩者的高 度差影響	尾寮山	22.825	120.666	22.821	120.671	1500	50	1450	21.9	0	21.9	15
	明里	23.215	121.245	23.211	121.255	1750	211	1539	29.3	0	29.3	42
地形影響	丹大	23.738	121.109	23.757	121.132	2500	2636	-136	28.2	3	25.2	11
	紅石	23.047	121.131	23.071	121.12	1500	2435	-935	60.5	0	60.5	33
	紅石	23.065	121.096	23.071	121.12	2000	2435	-435	24.6	0	24.6	33
觀測時間 差影響	中西	23.865	120.362	23.886	120.344	500	15	485	73	0	73	33
地面雨量 站資料有 誤	知本	22.71	120.986	22.687	120.998	3000	408	2592	0	176.5	-176.5	45
	知本	22.691	121.021	22.687	120.998	2750	408	2342	0	176.5	-176.5	45

由於降雨大且較為穩定所以驗證的成果相對較佳。但在颱風的個案中，由圖 7、8 可以發現 PR 的降雨區與地面觀測的降雨分佈略有不同，這是由於二者之間不同的觀測時間導致，可見颱風的降雨受地面風場影響很大，因此在降雨驗證的成果比梅雨時期的降雨驗證差。而 2002 - 2004 降雨驗證結果，除了 PR 儀器本身靈敏度的限制之外，本研究也針對 PR 估算降雨量中驗證成果較差的取樣個案進行檢討與分析，發現造成地面降雨觀測量與 PR 降雨估算量重大誤差的原因可歸納以下幾點：（表六所示）

- (1)大視角的影響：PR 在定量反演近地表降雨量時，在靠近掃瞄線（scale line）兩端的 FOV 會受到大視角的影響，而降低其定量降雨反演的品質（Hirohiko 等人，2002）。
- (2)高度差過大：PR 近地層高度與地面雨量站高度之間的高度差過大，造成 PR 近地層反演的雨量在沈降過程中被蒸發。

(3)地形的影響：PR 的 FOV 在直徑 5 公里範圍內的高度採用平均高度，在地形坡度陡峭的山區，易造成 PR FOV 的高度低於地面雨量站高度。

(4)觀測時間差影響：PR 降水觀測為瞬間完成，理論上與地面降水觀測比較應該時間愈短愈好，但本研究使用的地面雨量站資料為 60 分鐘累積時雨量，兩者之間觀測的時間差，將造成兩者之間觀測的降雨量不一致。在表六個案四中，PR #26295 在 2002 年 6 月 26 日 0923 LST 通過中西測站附近時，發現有很強的雷達回波，顯示近地表有強降水區出現（如圖 14），經由 GMS-5 波長 11 $\mu$ m 的紅外影像，也證實台灣西部地區有雲雨系統出現（如圖 15），此時 PR 所估算的降雨率為 73 mm/h，而相對應時間（0900 LST）內地面測站的降雨量為 0，但在 1000 LST 的降雨量增為 13 mm/h。這顯示 PR 所觀測到的降雨，受到雨滴落下的終端速度影響，而與地面雨量站之

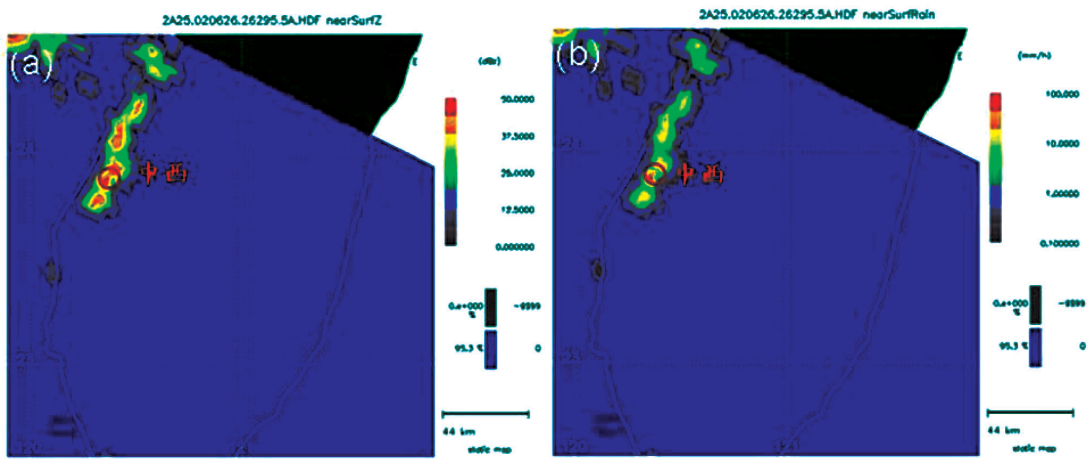


圖 14 TRMM 衛星在台灣西部地區發現有強降水區，(a)為 PR 近地表雷達回波圖(2002/6/26 0923 LST, #26295)；(b)為 PR 近地表降雨率分佈圖。

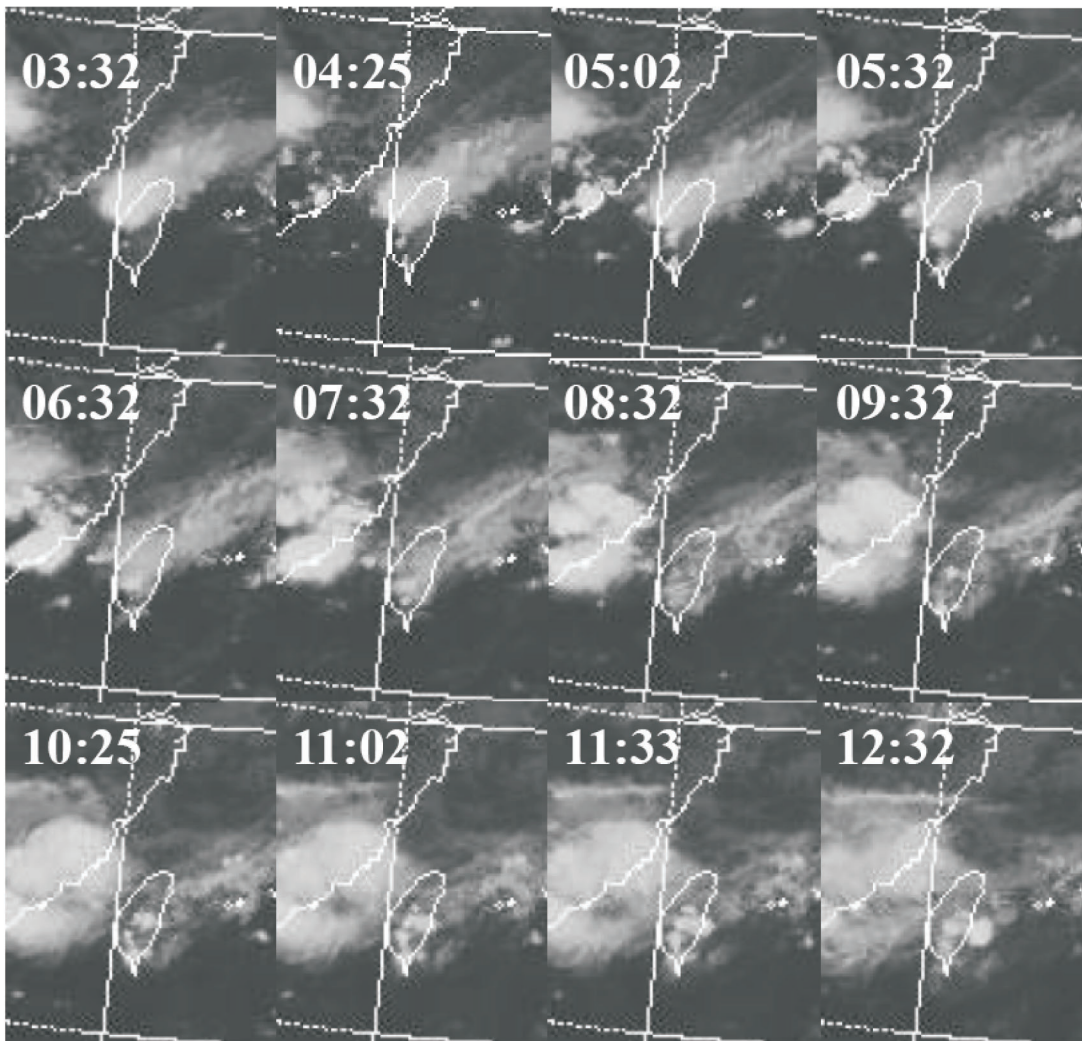


圖 15 GMS-5 的紅外線影像，發現台灣西部地區有雲雨系統出現 (2002/6/26 0332-1232 LST)。

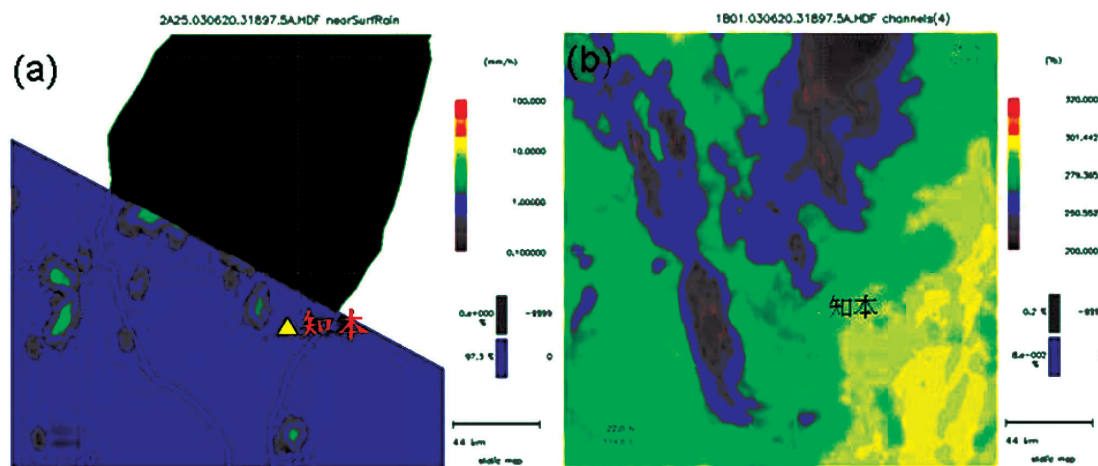


圖 16 TRMM 衛星在知本地區並未發現有強降水區，(a)為 PR 近地表降雨率分佈圖(2003/6/20 1930 LST, #31897)；(b)為 TRMM/ VIRS 頻道 4 的亮度溫度圖。

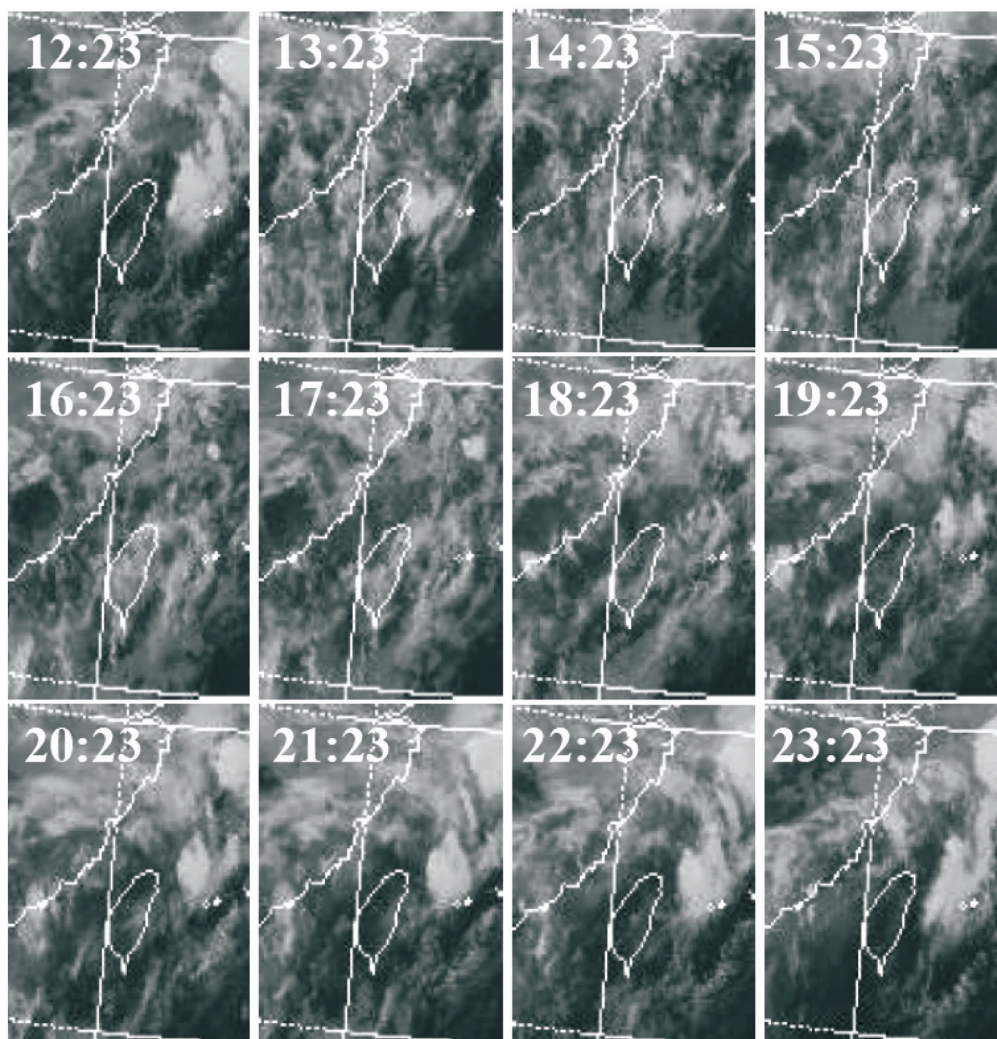


圖 17 GOES-9 紅外線影像，並未發現台灣東南部有出現強降水區(2003/6/20 1223-2323 LST)。

間產生時間上的誤差。

(5) 地面雨量站資料有誤：全台 362 個地面自動雨量站中，部分雨量站的量測儀器可能未定期校正，造成其收集的雨量資料不準確。例如，在表六個案五中，PR #31897 在 2003 年 6 月 20 日 1930 LST 通過知本測站附近，鄰近的兩個 FOV 所反演的近地表降雨率均為 0，但知本雨量站的雨量值卻為 176.5 mm/h，且該雨量站自 6 月 20 日 16 時至 6 月 21 日 03 時止，這段期間的時雨量分別為 109, 55, 165.5, 176.5, 94.5, 無值, 7.5, 43.5, 62, 5, 37.5 及 229.5 mm/h。由圖 16 中，PR 近地表降雨率分佈圖及 TRMM / VIRS channels 的亮溫圖均一致顯示，在知本附近並無強降水雲雨系統通過。為證實知本測站的雨量資料有誤，因此利用 GOES-9 波長 11 $\mu$ m 的紅外影像來驗證 (2003 / 6/20 1223-2323 LST)，由圖 17 的雲圖中可清楚發現前段時間內，在台灣東南部地區（知本附近）並沒有出現強降水系統，在知本的地面雨量站不應該出現如此高的雨量值。由此可知，知本的地面雨量站資料有誤，不予採用。

以上這些因素都會影響 PR 觀測資料與地面雨量站之間的驗證結果。台灣為面積小且多山的島嶼，局部地區的氣候變化受地形影響很大，例如受地形舉升影響，在山區的迎風面雨量較多，而背風面的雨量較少，因此，考量地形因素對 PR 在台灣陸地的定量降水估算是很重要的，值得未來更深入研究探討。

## 2、台灣陸地地區降雨特徵分析

對於台灣陸地的降雨型態及降雨量的分佈的分析，由 2000-2004 年五年，地面自動雨量站的統計，發現全台的主要降雨皆集中在 6-9 月。而年總降雨量在 2002-2003 年的全年的總

降雨量明顯偏少為乾早年。由 PR 降雨型態資料的統計分析，可以得到台灣陸地的降雨特性，在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨，而夏、秋季的降雨型態以對流性降雨為主，尤其是在南台灣地區特別明顯。在冬季時期因東北季風的影響，使北台灣的降雨量大於南部地區增加，而且以層狀性降雨為主。春季時期的降雨主要受梅雨鋒面的影響，其降雨型態主要為層狀性降雨，但對流性降雨逐漸增加。在夏季時期的降雨主要受西南氣流及颱風的影響，降雨型態主要以對流性降雨為主，而且南台灣地區的降雨量高於北台灣地區。秋季時期的降雨分佈，受西南氣流逐漸消退，北方的大陸性高壓逐漸增強的影響，雖說偶有颱風侵台，但其對流性降雨強度也逐漸減弱此時南台灣地區的降雨仍高於北台灣地區。此外，在研究中也發現對流性降雨對於台灣地區水資源貢獻的重要性，當對流性降雨面積分別佔全部降雨面積的 30% 以下，且對流性降雨量貢獻低於全年總降雨量的 50% 以下，則該年可能為乾早年。

對於台灣地區降雨垂直剖面的降雨資料的探討，在本研究中發現在相同季節中對流性降雨所發展的高度皆高於層狀性降雨的高度，在夏季中不管是對流性或是層狀性降雨其降水發展高度皆高於冬季。對於層狀性降雨的特徵，其降水發展高度冬季約在 5 公里，春、夏、秋三季約為 7 公里，在整個垂直剖面的降雨量分佈中會有一個突出點出現，此為結冰層高度，其結冰高度冬季約在 3 公里，春、夏、秋三季約為 4 公里。一般而言，結冰高度以下降雨率幾乎為一定值。在這個高度以下，降雨率大致來說並不會改變，這表示雨滴的成長在此高度以下已經結束，這與層狀性降水潛熱釋放的位置一致，也就是層狀性降水潛熱釋放主要在對流層頂 (Tao 等人, 1993)，在結冰層高度以上約 1 公里的厚度層為冰晶與過冷水的混合層，

降雨率隨高度增加迅速減小，再繼續往上高度，降雨率會再隨高度增加而減小。但由本研究所觀測夏季由於地表潮濕，所以高度下降時雨量反而增大；而冬季由於地表較為乾燥，所以其降雨量隨著高程愈低而降雨量逐漸減小。

對於對流性降雨的特徵，其降水發展高度夏季約在 11 公里，春季約在 9 公里，冬、秋二季約為 7 公里。由於對流性降雨並無明顯的亮帶存在，所以其垂直剖面的降雨量分佈並不會有突出點出現，雖然在對流降雨的狀況下無法明確的看出結冰層的高度，通常在對流層的降雨過程中結冰層高度的下方會有剖面最大雨量的發生。是因為在最大降雨率的高度往下，降雨量有遞減的現象尤其是在冬季時期更為明顯，可能為雨滴在下降過程中被蒸發或因碰撞而碎裂。在此高度往上至 4-5 公里的結冰層，降雨率隨高度增加而遞減，這反映了雨滴在下降過程中受到碰撞、擄獲效應而增大，在結冰層高度以上降雨率隨高度增加而迅速遞減直到雲頂，這一層為冰晶與過冷水的混合層，受到白吉龍過程 (Bergeron process) 的影響 (王寶貫, 1995)，使得過冷水因飽和水汽壓而不斷昇華成冰晶，而使冰晶不斷增加成長。因此可以從垂直剖面的最大降雨率高度來判斷結冰層的高度，結冰層的高度在夏季約為 5 公里，而春、秋、冬三季約為 4 公里。一般而言，最大降雨率高度以下降雨率會為稍微的減少，在本研究中，夏季由於地表潮濕，所以高度下降時雨量反而增大；而在其他春、秋、冬三季中最大降雨率高度以下的降雨率有稍微的減少，尤其在冬季由於地表較為乾燥，所以其降雨量明顯的隨著高程愈低而降雨量逐漸減小的趨勢。

未來的展望，以台灣而言雖然擁有綿密的氣象雷達觀測網，但缺乏一個獨立的標準校正儀器，如今可藉由 PR 的觀測資料解決地基雷達受地形的影響，及可成為校正地基雷達標準的工具之一，同時 PR 也增加對於陸地山區觀

測站較稀少的觀測，彌補地基雷達的缺點，並且對陸地降水分布的研究有很大的貢獻。雖然 (Fu and Liu, 2003) 已對東亞洲中緯度地區進行降雨特徵的研究，但其研究的地區為大範圍區域，相對於台灣這樣面積小且地形複雜的地區，其實驗結果是否適用，有待進一步驗證。為了進一步了解 PR 在台灣地區地面降雨觀測的準確性，有必要利用地面雨量站的雨量筒 (rain gauge) 資料，針對 PR 降雨觀測反演的雨量值進行比對。透過分析比較來探討 PR 在台灣地區降雨觀測的特性，以利日後 PR 陸地降雨估算的改進。

## 致 謝

感謝二位審查委員所提供的寶貴建議及意見，並感謝張茂興教授對於本文的指導與建議，以及大氣研究資料庫所提供全台自動雨量站的資料。本文在國科會專題研究計畫: NSC93-2625-Z-014-003 支持下完成。本文電子檔及相關彩色圖檔可參考中正理工學院應用物理系氣象遙測實驗室的網站。

網址：<http://140.132.23.204/>

## 參考文獻

- 王寶貫，雲物理學，渤海堂文化事業公司，臺北，116-119 頁，1995。
- 紀水上、陳泰然、郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。大氣科學，第 26 期，第 1-18 頁。
- 黃清勇、許依萍，1998：台灣地形對理想型颱風環流變化之影響。大氣科學，第 26 期，第 281-324 頁。
- 張保亮、丘台光、王碧霞、林品芳，2004：網連雷達雜波統計分析。大氣科學，第 32 期，第 57-71 頁。
- Adler, R. F., H. Y. M. Yeh, N. Prasad, W. K. Tao, and J. Simpson, 1991: Microwave simula-

- tions of a tropical rainfall system with three-dimension cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 924-953.
- Fu Yunfei, and Guosheng Liu, 2003: Precipitation Characteristics in Mid-Latitude East Asia as Observed by TRMMPR and TMI. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **Vol. 81**, No. 6, pp. 1353-1369.
- Geert, B., Heymsfield, G. M., Tian, L., Halverson, J. B., Guillory, A., and Mejia, I. M., 2000: Hurricane Georges's Landfall in the Dominican Republic: Detailed Airborne Doppler Radar Imagery. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **Vol. 81**, pp. 999-1018.
- Hirohiko Masunaga, Toshio Iguchi, Riko Oki, and Misako Kachi, 2002: Comparison of Rainfall Products Derived from TRMM Microwave Imager and Precipitation Radar. *Journal of Applied Meteorology*, **Vol. 41**, No. 8, pp. 851.
- Hobbs, P. V., 1989: Research on clouds and precipitation past, present, and future. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **Vol. 70**, pp. 282-285.
- Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud Dynamics. Academic Press, Inc., New York, pp. 573.
- Iguchi, T., and R. Meneghini, 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **Vol. 11**, pp. 1507-1517.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, **Vol. 39**, pp. 2038-2052.
- Ikai J. and K. Nakamura, 2003: Comparison of Rain Rates over the Ocean Derived from TMI and PR. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, **20**, 1709-1726.
- Kozu T., T. Kawanishi, H. Kuroiwa, M. Kojima, K. Oikawa, H. Kumagai, K. Okamoto, M. Okumura, H. Nakatsuka, and K. Nishikawa, 2001: Development of Precipitation Radar Onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, **VOL. 39**, NO. 1, JANUARY.
- Kuroiwa, H., T. Kawanishi, M. Kojima, K. Oikawa, and T. Kozu, 1996: Precipitation Radar onboard TRMM Satellite. *IEEE. 0-7803-3232-6*.
- Liu, G., and T. Takeda, 1989: Two types of stratiform precipitating clouds associated with cyclones. *Tenki*, **Vol. 36**, pp. 147-157.
- Simpson J., ed., 1988: A satellite mission to measure tropical rainfall. Report of the science steering group. NASA/GSFC.
- Szoke, E. J., E. J. Zipser, and D. P. Jorgensen, 1986: A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part I: Vertical profile statistics and comparison with hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **Vol. 43**, pp. 182-197.
- Tao, W. -K., J. Simpson and R. F. Adler, 1993: Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **Vol. 50**, 673-690.
- Toshiaki, K., Kawanishi, T., Kuroiwa, H., Kojima, M., Oikawa, K., Kumagai, H., Okamoto, K., Okumura, M., Nakatsuka, H., and Nishikawa, K., 2001: Development of Precipitation Radar Onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **Vol. 39**, pp. 102-116.
- Zipser, E. J., and K. R. Lutz, 1994: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability. *Mon. Wea. Rev.*, **Vol. 122**, pp. 1751-1759.

## **Verification of TRMM/PR Derived Rain Rate and Its Applications \_ the Study of Precipitation over the Taiwan Land**

**Ming-Da Tsai<sup>1</sup> Wann-Jin Chen<sup>1</sup>  
Chin-Hui Feng<sup>1</sup> Gin-Rong Liu<sup>2</sup> Ching-Chung Li<sup>1</sup>**

**<sup>1</sup>Dept. of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology,  
National Defense University**

**<sup>2</sup>Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University**

**<sup>3</sup>Dept. of Computer Science, Chung Cheng Institute of Technology  
National Defense University**

**( Manuscript received 20 July 2005 ; in final form 31 October 2005 )**

### **ABSTRACT**

The Precipitation Radar (PR) of Tropical Rainfall Measuring Mission ( TRMM ) satellite is the first space-borne meteorological radar. And the frequency is 13.8GHz, the horizontal resolution is 5 km, the vertical resolution is 250 m and the swath is 220 km. In this study, rainfall rate of Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System ( ARMTS ) measurements of Taiwan are used as a ground truth to validate the accuracy of rainfall retrievals that TRMM office provide a standard products of 2A25 derived from Precipitation Radar. In addition, using the data of 3 dimension precipitation observed with PR to investigate the characteristic of Precipitation over the Taiwan land region.

Verification of TRMM / PR derived rain rate, this study collected all the TRMM/PR data covering the Taiwan island area from 2002 to 2004 and validated the satellite rainfall retrievals with the rain gauge data. Results show that the rain maps derive from TRMM/PR and rain gauge are comparison in the Meiyu cases, and the average correlation coefficient is 0.66. In the typhoon cases, the parts of the rain maps are difference between device from TRMM/PR and rain gauge, and the average correlation coefficient is 0.54. There are three year data sets, and the annual average correlation coefficient from 0.32 to 0.47. It is also shown that the correlation coefficient depends on the amount of rainfall, better one with huge accumulated rainfall and poor one with little accumulated rainfall. One another factor which affects the value of correlation coefficient is terrain.

About to investigate the characteristic of Precipitation over the Taiwan land region, the vertical rainfall structures for convective and stratiform were analyzed for the understanding of the microphysical rainfall processes. It is shown that in general the height of development depends on season and on location that precipitation occurs. The height of development for convective rainfall is larger than that for stratiform rainfall and there is a bright band appeared on the stratiform rainfall profile. Stratiform rainfall is the primary rain type in the spring and winter seasons, while convective rainfall is significantly dominant and the amount of rainfall is usually more than that of stratiform both in summer and in fall, especially in the south of Taiwan. It is easily to distinguish convective from stratiform rainfall from the vertical rainfall profile and the understanding of their microphysical precipitation processes.

**Key words: TRMM, PR, ARMTS, Meiyu, Typhoon, Convective, Stratiform**