

同步衛星定量降雨估計法在 2001 年梅雨季之特性分析

陳嘉榮

中央氣象局氣象衛星中心

摘要

中央氣象局氣象衛星中心現行作業中之衛星客觀定量降水估計法，有依據同步衛星資料的：原始 GWT 法、修正之 GWT 法、修正之 auto-estimator 法與 UMLSP 法及依據軌道衛星資料的 SSM/I 等五種方法。以中央氣象局所屬之臺灣地區自動雨量站作為校驗標準，本文提出前四種依據同步衛星資料的估計法對 2001 年臺灣地區梅雨季二個案之對流性降雨系統的地面降雨量估計結果之評估。當對流發展高度較高時，四種方法皆有高估降雨量之現象；反之，當對流發展高度較低時，四種方法則有低估降雨量之現象。

一、前言

對不同時間與空間尺度天氣系統的降雨量觀測與預報一直是大氣科學界的巨大挑戰之一。高品質的地面降雨量估計則具備多方面的重要用途，包括：氣候監測、旱澇預知、模式校驗、水文逕流量平衡模式之建立與劇烈天氣所伴隨之洪水預警等。因此，不論臺灣或歐美等國家皆持續發起許多科學性甚至跨國性的研究計畫以進一步觀測及了解降水(包括固態的雪，冰雹與液態的雨等)的物理過程，以增進降水預報的準確性。其中最近與最知名的國際性研究計畫為世界氣候研究總計畫(World Climate Research Programme, WCRP)下的全球降水氣候子計畫(Global Precipitation Climatology Project, GPCP; Arkin and Xie, 1994)即以改進全球降水測量技術作為其科學性目的之一。而 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)衛星的昇空與作業，則可增進吾人對低緯度地區降水物理過程的了解(Simpson *et al.* 1988)。就客觀事實而言，如要估計全球尺度的降雨量則衛星觀測資料必定扮演主要的角色，尤其是洋面及人煙稀少的地區。因此利用衛星遙測資料以估計降水的技術便一直在持續發展與改進之中(Ebert *et al.* 1996 and 1998)。

其實衛星遙測資料之反演過程本身即為一 ill-posed 的問題，反演所得之解(如溫度及溼度等)通常並不唯一，而降水的複雜物理過

程、在時間與空間上存在明顯的非連續性(discontinuity)，同時亦呈現時大時小的尺度變化，更增加利用衛星資料反演降水量的不確定性。利用降水雲滴、雨滴或冰晶粒子之散射或反射特性的繞極衛星微波(如 Special Sensor Microwave/Imager, SSM/I)觀測資料以估計降水量的技術則產生令人滿意的結果(Grody, 1991; Liu and Curry 1992)。利用與使用高頻(85 GHz)與低頻(19, 22, 37 GHz)微波觀測資料以分別估計液態及固態降水的研究仍在持續進行之中(Conner and Petty 1998; Smith *et al.* 1998; Xiao *et al.* 2000)。不同微波觀測頻道之資料能分別反映液態與固態降水粒子的特性及其整體分布狀態，使反演所得之降水量較同步衛星之紅外線資料更有物理基礎，然而其缺點則在於：(1) 水平解析度較低(SSM/I 約 25 公里)；(2) 時間解析度亦不足(每天經過同一地區僅兩次)，無法掌握降水雲系的演化過程及其日夜變化。相對而言，眾多研究結果顯示，雖然紅外線與可見光資料反映雲量(cloudiness)的變化多過代表降水量的變化，但是利用紅外線與可見光資料依然可以作出合理的降水量估計值，尤其是在熱帶地區及月或季節平均降水量的估計方面(Janowiak, 1992)。同步衛星紅外線資料雖然僅能反映降水系統大體的狀態(如雲頂發展高度及雲量多寡等等)，但是此資料具備較佳水平解析度(平均約 5 公里)，且在時間上是連續的(每小時或

每半小時)，故較可掌握降雨雲系的日夜變化及其生命史。

本文之目的即在於對本中心現正執行中之幾種同步衛星定量降雨估計技術對臺灣地區 2001 年梅雨季之對流性降雨估計結果作出整理。由誤差分析比較各種客觀估計法之特性。

二、衛星定量降水估計法

中央氣象局氣象衛星中心作業中之同步衛星客觀定量降水估計法之原理及執行步驟簡介如下：

(一) 原始 GWT 法 (Griffith, Woodley et al., 1978)

過程為 (1) 對照衛星與同地區之雷達及地面雨量觀測資料，在衛星雲圖中以雲頂紅外線亮度溫度低於 -20°C 的區域(Ac)作為可能降雨之雲區；(2) 由包圍 253K 的可能降雨雲區 Ac 之面積隨時間的演化過程，決定 Ac 的最大值(Am)；(3) 由 Ac/Am 比例的變化與雷達降水回波觀測、地面雨量觀測資料之間的經驗關係決定降雨區域內的降雨總量 (rain volume)。Ac/Am < 1.0 代表降雨系統正在增長中；Ac/Am = 1.0 或 Ac/Am > 1.0 代表降雨系統強度正在減弱中；(4) 將降雨總量的 50% 分配給 Ac 範圍內最冷的 10% 之像元(pixel)所涵蓋的區域，另外 50% 降雨總量分配給 Ac 範圍內次冷的 40% 之像元涵蓋的區域。其中在第二與第三步驟內利用到一些由眾多美國佛羅里達州降水個案合成統計所獲得之經驗性權重係數以決定在第四步驟中各別像元所應含有的降雨強度。

(二) 修正 GWT 法 (Modified GWT, MGWT, 陳, 2001)

以雲頂紅外線亮度溫度低於 -40°C 的區域(Ac)作為可能降雨之雲區，以反映臺灣地區梅雨季對流性降雨雲系雲頂亮度溫度之特徵；當 Ac 所占水平面積及 Ac 本身之體積指數 (Volume Index, Szejwach and Desboris, 1978) 同時隨時間增加即定義對流雲系 Ac 在增強中；反之當 Ac 與 VI 同時隨時間減少即定義對流雲系 Ac 在減弱中；當 Ac 與 VI 未同時隨

時間增加或減少即定義對流雲系 Ac 強度維持不變。由此新定義，吾人即可適度修正 GWT 法對某 Ac 所估計出之降雨量。依據個案合成統計結果顯示，當雲系增強中 MGWT 對 Ac 中各別像元之降雨量估計值為原 GWT 法之 1.4 至 1.8 倍。

(三) 修正之自動估計法 (Modified Auto-Estimator, MAE, Vicente et al., 1998)

自動估計法是美國 NOAA/NESDIS 在 1998 年所發展出來的一種新的技術，目前在美國已被廣泛使用在即時的洪水預報、數值模式和水文作業上。它原本是以 GOES-8 和 GOES-10 同步氣象衛星的紅外線頻道 ($10.7\mu\text{m}$) 為主，利用衛星雲頂亮度溫度與降雨率之迴歸方程式來計算降雨率，再經過水汽修正、雲成長率或雲頂亮度溫度梯度修正、地形/風修正以及視角的修正，而得到即時之降雨率，進而產生相關之產品。但由於台灣和東亞地區主要接收日本的 GMS 同步氣象衛星，因此改用 GMS 紅外線頻道來做估計，又因某些資料取得困難，故有關地形/風修正以及視角的修正則暫時忽略不計。衛星紅外線頻道的雲頂亮度溫和降雨率之關係，可用一迴歸方程表示： $R = 1.1183 \cdot 10^{(11)} \cdot \exp [-3.6382 \cdot 10^{(-2)} \cdot T^{(1.2)}]$ 其中，T 是雲頂亮度溫度 (K)，R 是降雨率 (mm/h)。由於使用迴歸方程來計算降雨率時，發現在較乾的環境下易高估降雨率，而在較濕的環境下反而低估了，因此適當的水汽修正是必須的。我們可定義一個水汽修正因子 (PWRH) 如下： $PWRH = PW \cdot RH$ 。PW：從地面至 500mb 的可降水量(英寸)、RH：從地面至 500mb 的平均相對濕度(%)、PWRH：水汽修正因子，範圍 0.0 ~ 2.0，小於 1.0 表示較乾的環境，大於 1.0 表示較濕的環境，大於 2.0 則為 2.0，這裏 PW 和 RH 採用 NCEP/Eta 數值模式資料。修正之限制：當 $T < 210\text{K}$ 且 $PWRH > 1.0$ 時，環境溼度已很高，因此不用乘上 PWRH 因子、當 $T < 200\text{K}$ 時，降雨率限制在 72mm/h 以內。雲成長率修正：使用二張連續的紅外線衛星雲圖，比較相應各點的雲頂亮度溫度，即若 T 和 Tpre 代表目前和前一時刻的雲頂亮度溫度，則(1) $T <$

T_{pre} ，表系統增強中，則降雨率維持不變。(2) $T > T_{pre}$ ，表系統減弱中，則降雨率修正為零。(3) $T = T_{pre}$ ，表系統成熟期，則降雨率維持不變。雲頂亮度溫度梯度修正：如果衛星資料接收有問題，或有日月蝕發生時，往往在幾小時內只有一張衛星紅外線影像時，可用此修正來取代雲成長率。假設雲頂亮度溫度為 $T = T(x,y)$ ，則可定義一個變數 H ： $H = (\partial^2 T / \partial x^2)(\partial^2 T / \partial y^2) - (\partial^2 T / \partial x \partial y)^2$ ，對某一點 $P_0 = (x_0, y_0)$ 而言 (1) $H > 0$ 且 $(\partial^2 T / \partial x^2) < 0$ ，表極大值，即 P_0 比周圍較暖，降雨率修正為零。(2) $H > 0$ 且 $(\partial^2 T / \partial x^2) > 0$ ，表極小值，即 P_0 比周圍較冷，降雨率維持不變。(3) $H < 0$ ，沒有極值，即 P_0 與周圍溫度一樣，降雨率修正為原值之一半。(4) $H = 0$ ，表未知，降雨率可修正為零。在實際運用時，先採用 3×3 點來做差分和比較，當 $H_{3 \times 3} = 0$ 時，則採用 5×5 點做差分和比較。

(四) UMLSP 法(盧與吳, 1997)

UMLSP 的概念是：雲頂溫度，溫度梯度，雲團的膨脹，穿透性雲頂的存在，雲體相對於雲團中心的偏離量與雲的降水強度有對應關係。UMLSP 初步先研究以往臺灣地區梅雨期雲頂溫度與降雨量關係，再使用 Hyperbolic Fit 求得雲頂溫度與降雨量平滑曲線關係式。接下來研究雲頂溫度梯度與降水關係，從某種意義上講，雲頂溫度梯度的大小表現了雲團內部的對流活躍程度，當溫度梯度很大且密集時，該對流胞往往較有機會有較大的降水。另外從研究個案也發現當亮度溫度低於 -70 度，且範圍很大時，除卷雲外亦可有較多機會產生較大的降水。UMLSP 降水估計主要先將該時間對流胞利用分辯對流胞技術分析出該時間各個對流胞，再判斷是否有上述溫度梯度大且密集現象或低亮度溫度範圍很大情形，如果有則對流中心部份將會有較大的估計雨量，否則該對流胞中心所估計的雨量值將為上述所研究雲頂溫度與降雨量平滑曲線關係式求得值，求得對流中心的值之後，由於該篇論及雲體相對於雲團中心的偏離量與雲的降水強度有對應關係，UMLSP 乃採用線性內插求得對流胞內每個網格點的估計值。

三、個案選取及校驗結果

本研究分別選取梅雨鋒面內之對流雲系向東南及向西北緩慢移動之兩不同雲頂溫度之降雨雲系個案，同時將臺灣劃分為四區，以檢視各衛星定量降雨估計法之特徵。

(一) 對流性梅雨鋒面降雨個案之選取

本文選取 2001 年梅雨鋒面過境臺灣地區且自動雨量站資料顯示時雨量連續五個小時皆有自動雨量站觀測資料顯示超過 6.0mm/hr 的對流性降雨個案作為評估依據。個案一：5 月 7 日 17UTC, 18UTC, 19UTC, 20UTC, 21UTC (圖 3.1)，為梅雨鋒面內之對流雲系由西北向東南緩慢移動，此期間對流性降雨集中在北部地區；個案二：6 月 15 日 05UTC, 06UTC, 07UTC, 08UTC, 09UTC (圖 3.2)，為梅雨鋒面內之對流雲系緩慢由西南往東北移動，此期間對流性降雨集中在北部及中南部地區。

(二) 校驗區域

本研究將臺灣地區劃分為北、中、南、東四區(圖 3.3)作為校驗各種衛星雨量估計技術結果之區域。

(三) 校驗方法

本研究比較四種同步衛星降雨估計法對北、中、南、東四區之時雨量估計值對同時間自動雨量站之降雨強度進行均方根差異值 (root mean square difference, RMSD) 與偏差值 (bias) 之分析。定義 E_i = 臺灣北、中、南、東四區內各像元(GMS 衛星紅外線頻道在臺灣地區之像元大小約 5×5 平方公里；SSM/I 則約 25×25 平方公里)之估計時降雨量， O_i = 各像元所涵蓋之自動雨量站之時降雨量觀測值。當某像元包含兩個以上的自動雨量站時，則 O_i 為諸自動雨量站觀測值之平均值。Bias 與 RMSD 之定義為：

$$\text{Bias} = \frac{\sum (E_i - O_i)}{n} ;$$

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{\sum (E_i - O_i)^2}{n}}$$

本研究分別對北、中、南、東四區進行逐時及五小時累積降雨率之 RMS 與 Bias 誤差統計。由於 NOAA-16 每日僅通過臺灣上空兩次，故其上之觀測儀器 SSM/I 僅有幾個個案時刻才能求得逐時 RMSD 與 Bias 誤差，亦無法對 SSM/I 估計值求取五小時累積降雨率之 RMSD 與 Bias 誤差統計。針對二個案之五小時累積降雨量之 GWT, MGWT, MAE 及 UMLSP 等四種方法降雨估計值之分布狀況分別如圖 3.4 及 3.5 所示。四法之 Bias 與 RMSD 誤差統計分別如圖 3.6(a)(b)及(c)(d)所示。

就個案一而言，梅雨鋒面內之對流雲系主要由西北向東南緩慢移動，基本上屬於雲頂較冷降水系統，對流雲系之雲頂亮度溫度平均介於 208K 與 222K 之間。此使以較暖之 253K 作為對流雲系產生降雨起始亮度溫度閾值 (threshold) 之 GWT 及 MGWT 法對臺灣四區皆產生過多之降雨估計(圖 3.4a, b 及圖 3.6a)。由於此個案梅雨鋒面之環境場在北、中及東區的溼度(RH)與可降水量(PW)過高，水汽修正因子(PWRH) 的數值在 1.8 至 2.0 之間，導致 MAE 法對臺灣北、中及東區產生過高之降雨估計；而 PWRH 在臺灣南區之值為 1.4 左右，故使 MAE 法對南區產生較佳之五小時對流降雨估計值。因為 UMLSP 所設定之對流雲系產生降雨起始亮度溫度閾值為 210K，而對流系統旺盛之中區之平均雲頂亮度溫度為 214K，故 UMLSP 法對中區有較佳之降雨估計；但在南區之對流系統之平均雲頂亮度溫度為 220K 左右，導致 UMLSP 法對南區之降雨估計偏低。由 RMSD(圖 3.6c)的變化來看，四種方法對對流性降雨量之估計在個別像元的變動程度大致上與其 Bias 相當，皆呈系統性高估垂直發展高度較高之對流雲系降雨量之現象。

相對而言，個案二之連續五小時期間梅雨鋒面內之對流雲系由西南向東北緩慢移動(圖 3.2)，大致上屬於雲頂較暖之降水系統，對流雲系之雲頂亮度溫度平均介於 250K 與 260K 之間。以低於 253K 作為降雨起始亮度溫度閾值之 GWT 及 MGWT 法自然無法對此種雲頂較暖之對流雲系(對流雲系發展高度較低)執行合理之降雨量估計，導致 GWT 及 MGWT 法對北、中及南區之雨量產生低估的現象(圖

3.5a,b)。對 MAE 及 UMLSP 法而言，其分別為 230K 與 210K 之閾值遠低於此個案對流雲系之平均雲頂亮度溫度，使其雨量估計值對北、中及東等三區皆產生低估之現象(圖 3.5c, d)。MAE 法對南區產生雨量高估現象之原因則在於 PWRH 修正因子恰好為 2.0。而由 RMSD 之分佈情況(圖 3.6d)，四種估計法對北區普遍呈現 14.0mm/hr 以上之 RMSD，顯示它們對垂直發展高度較低之梅雨鋒面對流雲系之降雨量較無掌握能力。

四、結語

一般而言，對流雲系所形成之降雨強度愈強，其垂直發展高度愈高，雲頂溫度便愈低。但是，反之不然。亦即同步衛星紅外線資料僅能反映降水系統大體的狀態(如雲頂發展高度及雲量多寡等等)。此正為衛星降雨估計技術結果出現不確定性及巨大變異性的根本原因。但因同步衛星資料在時間上是連續的(每小時或每半小時)，吾人即可依據此特性掌握對流性降雨雲系強度演化過程或日夜變化。本報告針對 2001 年梅雨期兩不同移向及不同垂直發展高度之梅雨對流雲系個案執行同步衛星定量降水估計結果之評估。透過前述之 Bias 與 RMSD 的分析，諸同步衛星定量降水估計法對臺灣北區對流性降雨之總結如表 4.1 所示。

當梅雨鋒面內之對流雲系由西北向東南緩慢移動且對流雲系垂直發展高度較高(雲頂亮度溫度介於 208K 與 222K 之間)時，以較暖之亮度溫度作為降雨起始溫度之同步衛星定量降水估計法即產生高估降雨強度的現象；而當梅雨鋒面內之對流雲系由東南向西北緩慢移動且對流雲系垂直發展高度較低(雲頂亮度溫度介於 250K 與 260K 之間)時，以較冷之亮度溫度作為降雨起始溫度之同步衛星定量降水估計法即產生低估降雨強度的現象。

誌謝

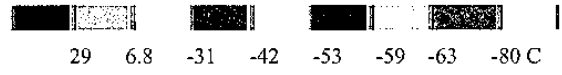
承蒙本中心張惠玲小姐、王建國先生、汪琮先生及王光華先生提供降雨估計資料及王文隆先生悉心完成電腦繪圖及各項資料統計工作，使本報告得以順利完成，謹此誌謝。

參考文獻

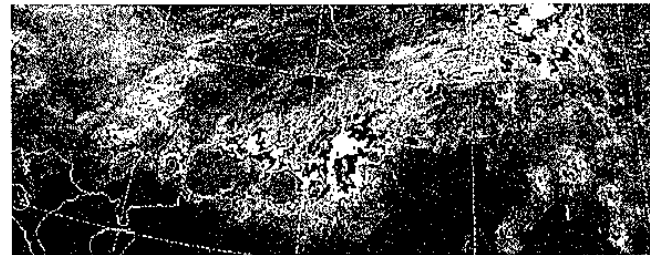
- 盧乃錕、吳蓉璋, 1997: “強對流降水雲團特徵分析”。應用氣象學報, **8**, 269-275.
- 陳嘉榮, 2001: “自動化雲系生命史判定技術之建立及其在定量降水估計之應用研究：秋冬季個案之合成分析(1/3)”。行政院國家科學委員會補助專題研究計畫期中報告。台北。20pp.
- Arkin, P. A., and P. Xie, 1994: “The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm intercomparison project.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 401-419
- Conner, M. D. and G. W. Petty, 1998: “Validation and Intercomparison of SSM/I Rain-Rate Retrieval Methods over the Continental United States”. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 679-700.
- Ebert, E. E. and M. J. Manton, 1998: Performance of satellite rainfall estimation algorithms during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1537-1557..
- Grody, N. C., 1991: “Classification of snow cover and rain using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)”. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Gruber, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: “Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies”. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1152-1171.
- Janowiak, J. E., 1992: “Tropical rainfall: A comparison of satellite derived rainfall estimates with model precipitation forecasts, climatologies, and observations”. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 448-461.
- Liu, G. and J. A. Curry, 1992: “Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering”. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9959-9974.
- Simpson, J. A., R. F. Adler, and G. R. North, 1988: “A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 278-295.
- Smith, D. M., D. R. Kniveton, and E. C. Barrett, 1998: “A Statistical Modeling Approach to Passive Microwave Rainfall Retrieval”. *J. Appl. Meteor.* **37**, 135-154.
- Szejwach, G., M. Desbois, 1978: “Dynamic Classification of Mesoscale Cloud Patterns”. *J. Appl. Meteor.* **17**, 1406-1411.
- Vicente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel, 1998: “The operational GOES infrared rainfall estimation technique”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 1883-1898.
- Xiao, Q., X. Zou, and Y.-H. Kuo, 2000: “Incorporating the SSM/I-Derived Precipitable Water and Rainfall Rate into a Numerical Model: A Case Study for the ERICA IOP-4 Cyclone”. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 87-108.

表 4.1 四種同步衛星降水估計法對 2001 年梅雨期兩不同對流雲系個案在臺灣北區降雨量之估計結果統計

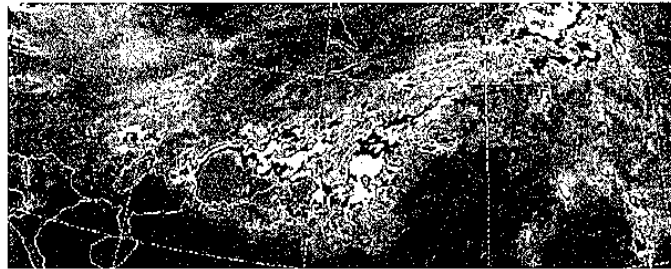
臺灣北區	個案一 (對流雲系雲頂溫度：208K ~ 222K)	個案二 (對流雲系雲頂溫度：250K ~ 260K)
GWT (threshold=253K)	高估 (4.1 mm/hr)	低估 (-7.7mm/hr)
MGWT (threshold=233K)	高估 (6.0 mm/hr)	低估 (-6.7mm/hr)
MAE (threshold=230K)	高估 (8.5 mm/hr)	低估 (-7.7mm/hr)
UMLSP (threshold=210K)	高估 (6.8 mm/hr)	低估 (-9.4mm/hr)



(a) 2001-05-07-17UTC (MB curve)



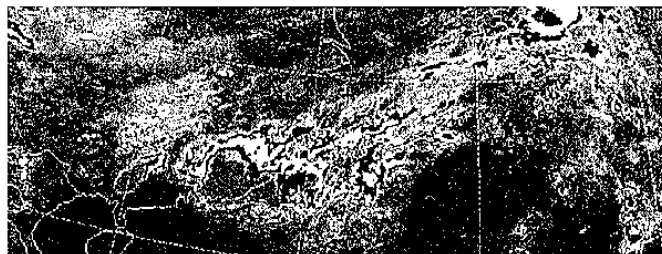
(b) 2001-05-07-18UTC



(c) 2001-05-07-19UTC



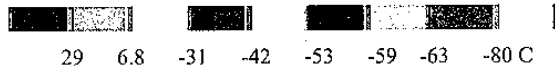
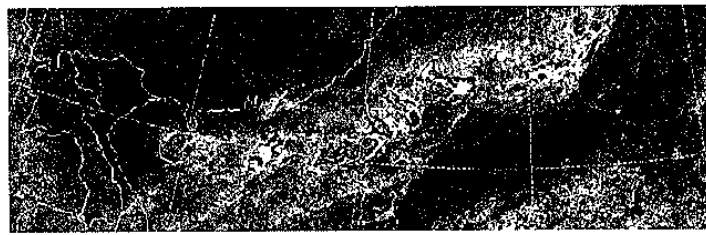
(d) 2001-05-07-20UTC



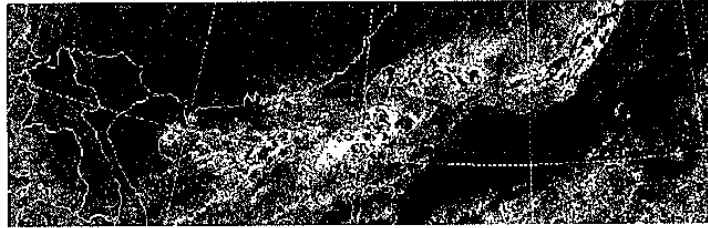
(e) 2001-05-07-21UTC

圖 3.1 2001 年 5 月 7 日個案一之梅雨鋒面色調強化(MB curve)雲圖：

(a)17UTC, (b)18UTC, (c)19UTC, (d)20UTC, (e)21UTC



(a) 2001-06-15-05UTC (MB curve)



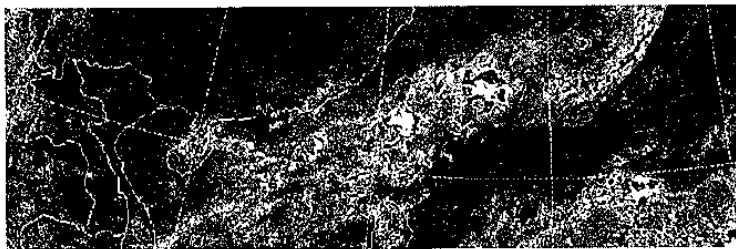
(b) 2001-06-15-06UTC



(c) 2001-06-15-07UTC



(d) 2001-06-15-08UTC



(e) 2001-06-15-09UTC

圖 3.2 2001 年 6 月 15 日個案二之梅雨鋒面色調強化(MB curve)雲圖：
(a)05UTC, (b)06UTC, (c)07UTC, (d)08UTC, (e)09UTC

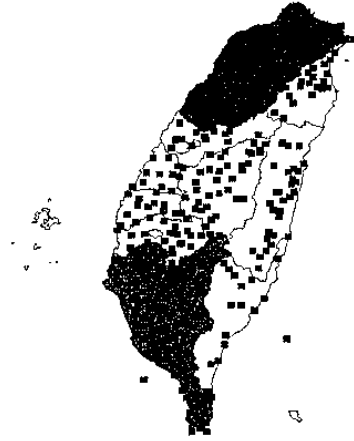
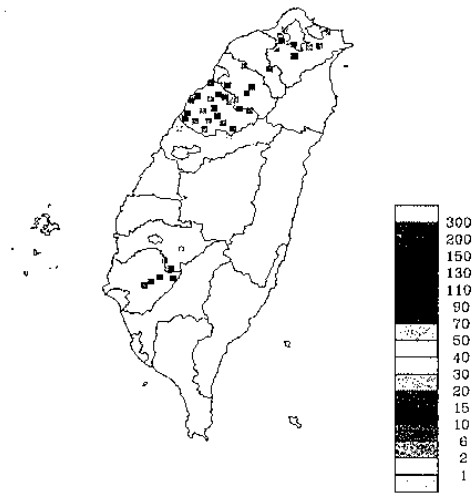
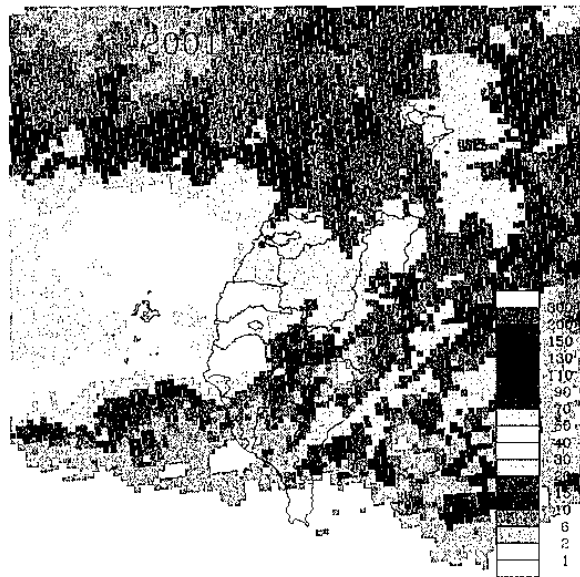
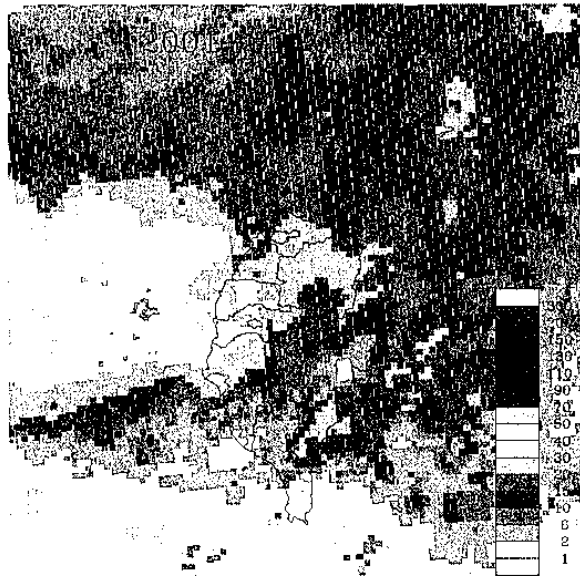


圖 3.3 作為本研究校驗用之臺灣北、中、南、東四區及中央氣象局所屬之自動雨量站分佈圖

2001-05-08 17

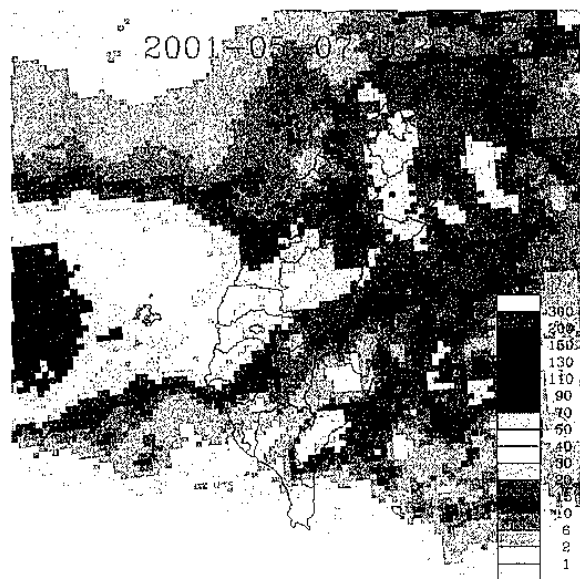


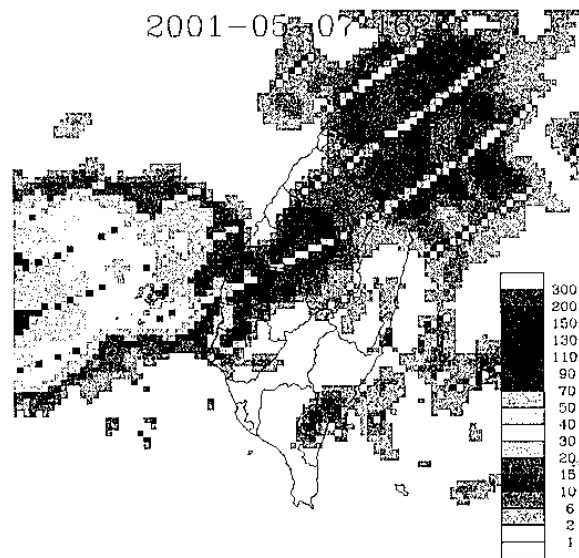
(a) 自動雨量站觀測



(b) GWT 估計法

(c) MGWT 估計法



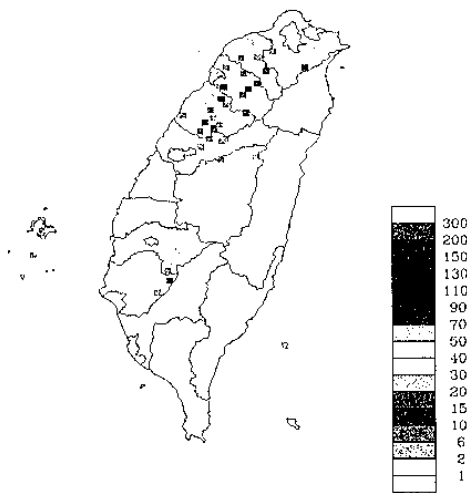


(d) MAE 估計法

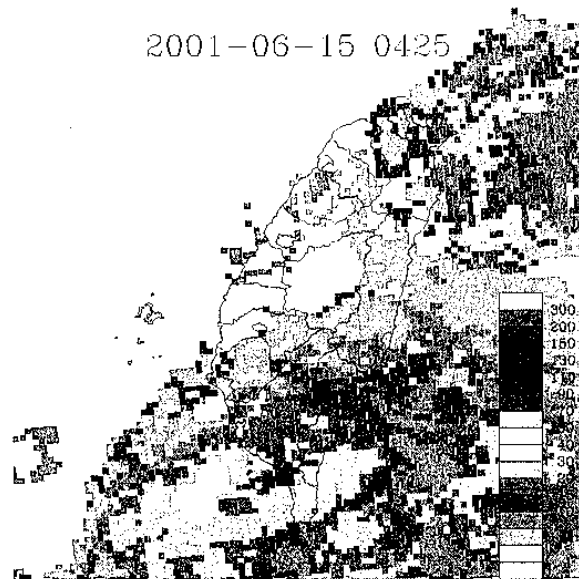
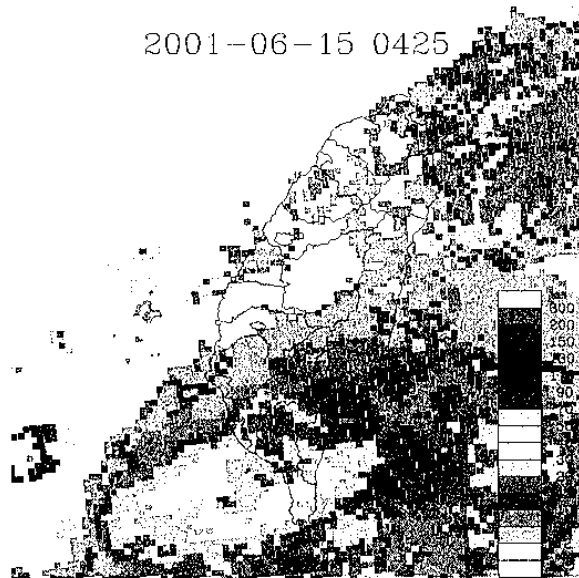
(e) UMLSP 估計法

圖 3.4 衛星定量降雨估計法在 2001 年梅雨季 5 月 7 日 17 至 21UTC 五小時間之累積估計結果：
 (a) 自動雨量站觀測、(b) GWT 估計法、(c) MGWT 估計法、(d) MAE 估計法、(e) UMLSP 估計法。

2001-06-15 05

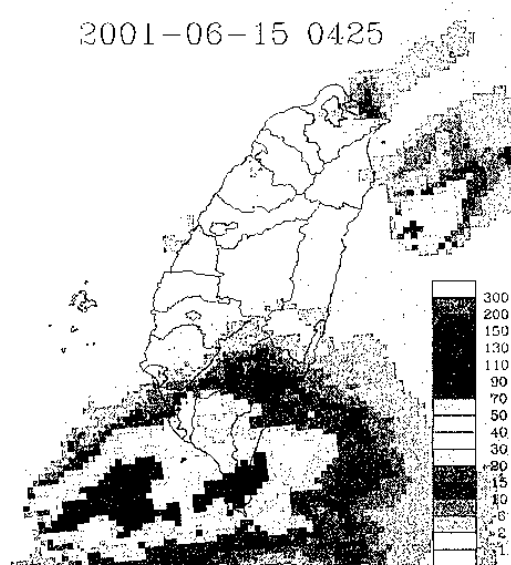


(a) 自動雨量站觀測

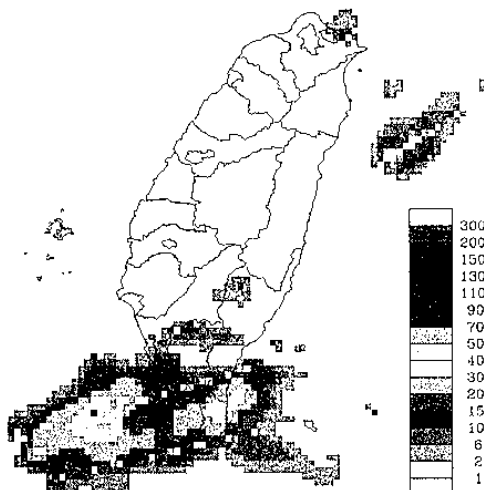


(b) GWT 估計法

(c) MGWT 估計法



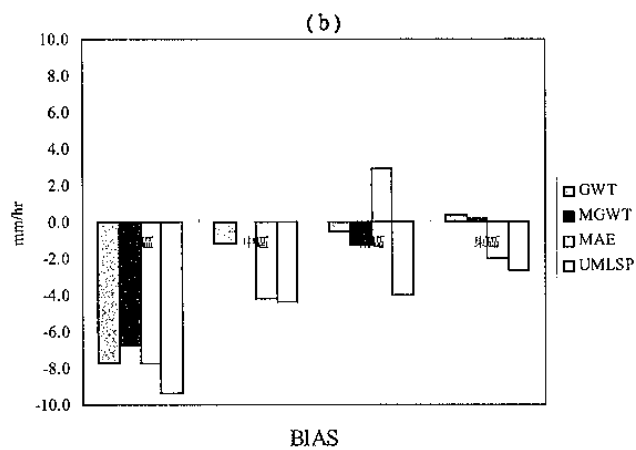
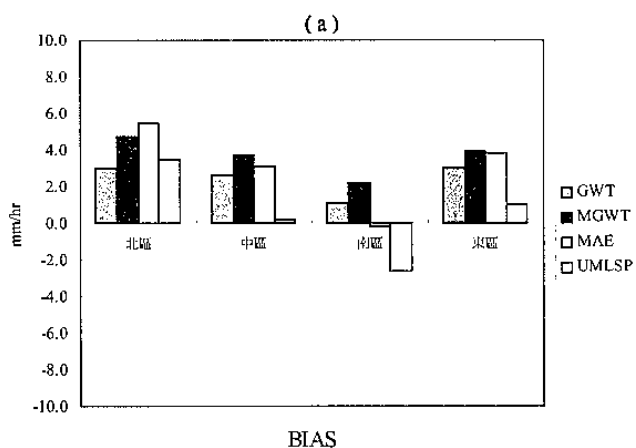
2001-06-15 0425



(d) MAE 估計法

(e) UMLSP 估計法

圖 3.5 衛星定量降雨估計法在 2001 年梅雨季 6 月 15 日 05 至 09UTC 五小時間之累積估計結果：
(a) 自動雨量站觀測、(b) GWT 估計法、(c) MGWT 估計法、(d) MAE 估計法、(e) UMLSP 估計法。



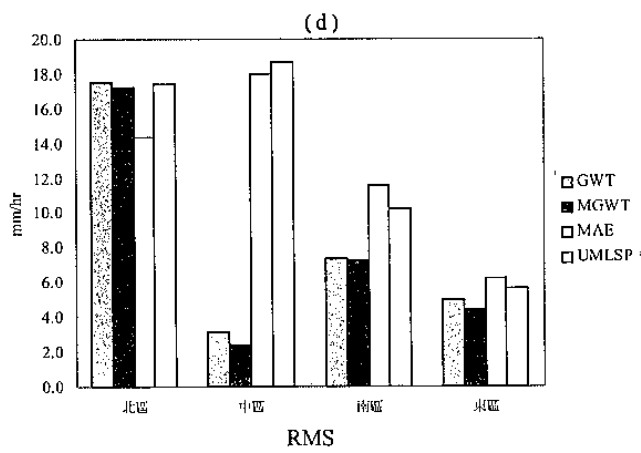
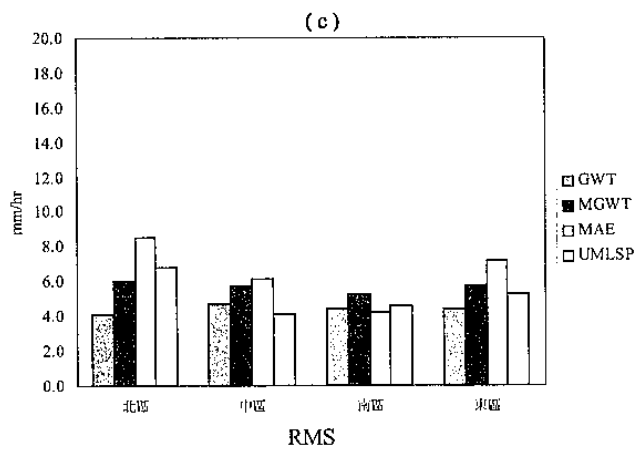


圖 3.6 GWT, MGWT, MAE 及 UMLSP 等四種同步衛星定量降雨估計技術對 2001 年梅雨季分別在臺灣四區之五小時累積降雨量估計值相對於四區之自動雨量站觀測值之 Bias (mm/hr)：(a)個案一，(b)個案二 及 RMSD (c)個案一，(d)個案二。