

結合雷達與雨量站進行區域降水量估算

吳瑞賢¹
土木工程系教授

石棟鑫²
土木系博士班研究生

楊政潭³
水文所碩士班

國立中央大學

摘要

區域降雨量的估算為吾人最關心的水文課題之一，通常區域的水文資訊來自於雨量站的量測資料，但是雨量站只能代表空間中特定點的降雨值，不能表示其他未知點之值，因此在水文上通常是利用空間統計的方法進行區域降水的推估，其優點為只需要雨量站資料即可進行空間內差，但是由於是對未知點進行推估，因此其精確度來自於雨量站網的密度與集水區的特性。近年來，雷達資料已經可以使用於區域降水的推估上，雖然其對於降雨量的估算不甚完善，但是對於降水的分佈卻能夠確實掌握，本研究將利用雨量站的量測值對雷達值進行數種方法的校正，接著再估算整個區域的降水量，比較其異同。結果顯示各種空間統計方式所推估之區域降水結果相差不大，並且發現以雷達配合地面雨量站進行修正後，所得之降雨估算值皆大於空間統計的方法所得之值。最後則是以四種方式進行修正後，以客觀分析法所得之降水較其他方法都大，所計算之降水深度也約較其他統計方法約高出 20%。

一、前言

區域降雨量的推估為吾人最關心的水文課題之一，但是降雨在空間上具有不連續的特性，影響降雨在空間上的分佈的原因非常複雜，其中包括其地理位置、環境特性、地形變化、氣候、降雨型態...等等，因此想要清楚描述降雨在空間的分佈是相當困難的。通常水文上會利用已知的雨量站資訊，以空間統計的方式推估空間中未知點的降雨量，進而表示流域的降水分佈或是總量的計算，常用的統計方法包括算數平均法(Arithmetical averaging method)、徐昇式多邊型法(Thiessen polygons method)與等雨量線法(Isohyetal method)，然而由於降雨在空間上具有不連續性的特性，所以雨量站所紀錄之降雨資料，僅能代表空間上這一點的特性，而並不能代表其他未知點(區域)之值。近年來，雷達回波資料已經可以應用於區域降水的推估上，但是整體而言，雖然雷達回波可以掌握整體水汽的分佈趨勢，但是對於降雨量卻無法精確掌握，因此本研究將結合雨量站的降雨資訊，來校正雷達降雨率的結果進行討論。

本研究選取納莉颱風於淡水河集水區造成較大雨勢之時間(2001年9月16日20時至9月17日21時)，利用雷達在時間與空間的高解析性，並透過雷達回波

轉換降雨之公式，配合地面雨量站進行修正，並比較修正過後的降雨量與各種空間統計方法推估值之差異。

二、文獻回顧

關於利用雷達回波估算降雨量的概念，開始於 Bent(1943)，之後 Marshall 等人(1947)提出回波功率與在距雷達 8.8km 地面處自雨滴譜儀(distrometer)觀測之雨滴粒徑密度函數(Raindrop Size Distribution, DSD)，且與所計算出的回波因子 Z(Reflectivity factor)之間有很好的相關性。Marshall 和 Palmer (1948)提出 $Z=200R^{1.6}$ 的關係式並解釋 DSD 與回波因子 Z 及降雨強度 R 之間的關係，此時在數學上才建立了回波因子 Z 與降雨強度 R 之間的關係。

雷達結合雨量站的資料開始被使用於 Stout 和 Neill(1953)的研究，他們首度利用距雷達中心 128km 內的 33 個雨量站資料來作整體面積的雨量估計測量。之後 Joss 等人(1968)與 Joss 等人(1970)利用波長為 4.6 公分的垂直掃描雷達所得到之回波資料換算成雨量後，與 4 個雨量站的平均雨量以及從雨滴譜儀所計算得來的雨滴粒徑分布相比較，得出了 $Z=300R^{1.5}$ 的關係式，並提出雷達可相當準確的量測到 ΣD^6 的理論，然而他們亦提出由於降水型態的不同，使用同樣

的 Z-R 關係式來進行每日雨量估計，其校驗結果差異可達 38%。Brands(1974, 1982), Wilson(1970)利用地面雨量站校正雷達降雨估計，誤差降至 20-30% 左右。而 Battan(1973)根據分類統計的方式，將不同地區、不同型式的降雨，以地面雨量站與雷達回波作長期統計回歸，以得到各地區及雨型之 Z-R 關係經驗式。

至於國內相關的研究有鳳雷(1992)使用民航局中正氣象台(CAA)之 C 波段(波長 5 公分)都卜勒雷達回波資料、氣象局自動雨量站及台電、水利局、石門水庫管理局的資料，分析 1990 年楊希鵬風登陸期間降雨回波垂直結構及回波與地面降雨間的關係。作者使用 Marshall 和 Palmer(1948)之公式，將測站上方 3 x 3 平方公里內之回波平均值轉成降雨率。結果顯示，全部 25 個測站中，20%具有 0.8 以上之相關性，64%大於 0.5 之相關性。

王意郎(1993)同樣使用民航局中正氣象台(CAA)都卜勒雷達回波資料及北台灣自動雨量觀測網資料，分析 1989-1991 年梅雨期間較明顯降雨系統，作者使用機率密度分佈(Probability Density function)的分析方法，來處理 dBZ 與 dBR 的分佈關係，可得到較合理之關係式，且應用於區域的測試有不錯之估計效果。

黃若澄(1997)針對賀伯颱風個案，利用中正機場雷達及五分山雷達都卜勒模式回波資料，分析雷達回波統計特性，並採用 Rosenfeld 等(1994)所提出的窗區機率配合法(Window Probability Matching Method, WPMM)尋找適合台灣北部雷達使用的 Z-R 關係式。利用統計的方法得出整體回波強度及降雨強度的發生頻率分布曲線，並配對曲線以得出此整體樣本之 Z-R 關係式，使用面積時間積分(ATI)方法計算降雨量，並與雨量站量測的降雨量資料相對比。整體而言，其比例可高達 0.85 以上，顯示 WPMM 方法在不同的雷達上表現皆相當優異，且結果較傳統的 Z-R 關係式為佳。

張偉裕(2002)利用雨滴譜儀分析納莉颱風雨滴粒徑分布，擬合 Gamma 分佈的三個係數 N_0 、 m 、 Λ ，以求解 Z-R 關係，並取空間上一範圍，將範圍內的測站降雨量進行修正，結果發現以修正回波(+3dBZ)修正後的 Z-R 關係式較佳，而誤差最大約有 39%，最佳狀況約有 10% 的誤差。

三、 研究方法簡介

本研究首先利用五種空間統計的方式，分別為算數平均法、徐昇氏多邊形法、反距離權重法、反平方距離權重以及克利金法，計算研究區域的降雨深度，進行討論，接著結合雨量站與雷達回波兩者之優點，以線性回歸法、二次函數回歸法、比值法與客觀分析等四種結合地面雨量站修正雷達回波的方式，討論各種修正方式的差異。最後假設四種修正過後的雷達估算降雨為真值，並與五種空間統計方法計算集水區降雨總量進行比較，其相關研究方法如下所述。

3.1 五分山氣象雷達站規格：

中央氣象局五分山(RCWF)氣象雷達站採用 WSR-88D 機型，也可稱作爲新一代雷達(NEXRAD)。它爲一 S 波段(波長 10 公分)都卜勒氣象雷達，能連續在 5-10 分鐘內提供回波強度(relectivity)、平均徑向速度(mean radial velocity)、頻譜寬(spectral width)等三種基本都卜勒雷達高精準、高解析的量測資料。它地理位置位於台北縣瑞芳鎮與平溪鄉交界的五分山頂，座標爲北緯 25 度 4 分 22 秒，東經 121 度 46 分 22 秒，標高爲 766 公尺，觀測半徑爲 230 公里。

3.2 雷達回波轉換降雨量：

將處理完後的回波資料，在石門水庫集水區取 4km CAPPI 網格資料，因爲觀察石門水庫集水區較低之 CAPPI 資料，顯示其容易受山岳地形(雪山山脈)所影響，而有些許資料遭阻擋或是遺漏的現象，因此本研究對石門水庫集水區作降雨特性分析時，採用 4km CAPPI 雷達資料。

本研究所選取時間由九月十六日二十時至九月十七日二十一時，總計共 25 小時，此段時間內五分山氣象雷達站，共完成 257 筆完整體積掃描。將區域內之雷達回波(Z)採用張偉裕(2002)利用雨滴譜儀資料，所推導納莉颱風九月十七日凌晨二時至三時之 Z-R 公式，進行降雨率轉換，其轉換公式如下所述：

$$Z = 268.9R^{1.34} > 44\text{dBZ} \quad (1)$$

$$Z = 302.6R^{1.28} < 44\text{dBZ} \quad (2)$$

回波資料換算成約每筆六分鐘之降雨率(rain rate)後，並將每筆約六分鐘之降雨率，按照時間長短給予權重大小，再累加成一小時雨量，由此即可求出每一網格之時雨量。

3.3 空間統計方法：

在水文學的領域中，集水區的平均雨量及降雨空間分佈是我們關心的重要課題。但由於雨量站數量的不足以及降雨資料的遺失，因此我們使用空間統計方法來估算未知點之雨量值。其中較常見的方法有算數平均法、徐昇氏多邊形法、反距離權重法、反平方距離權重以及克利金法，分別敘述如下：

a. 算數平均法(Arithmetical averaging method)：

空間中各未知點之雨量推估值，皆爲該區域內所有雨量站之算數平均雨量值。

b. 徐昇氏多邊形法(Thiesen polygons method)：

空間中任意點之雨量估計值，爲與集水區內最接近距離之觀測點雨量值。

c. 反距離權重法 (Reciprocal-distance-weighting method)與反平方距離權重法(Reciprocal square distance interpolation)：

根據估計點與觀測點之距離關係給予相反的權重大小，其權重大小可為一次、二次至多次不等方程式求得。其中較為常用的有反距離權重法(Reciprocal distance interpolation)及反平方距離權重法(Reciprocal square distance interpolation)。對任一觀測點之權重係數可以下式(3)表示：

$$w_i = \frac{f(d_{oi})}{\sum_{i=1}^N f(d_{oi})} \quad (3)$$

其中 $f(d_{oi})$ 表示為一距離之函數，其表示成：

$$f(d_{oi}) = \frac{1}{d_{oi}^a} \quad (4)$$

當 $a=1$ 時，此法稱為反距離權重法； $a=2$ 時，則稱為反平方距離法。而每一估計點 P_0 之雨量估計值為：

$$P_0 = \sum_{i=1}^N w_i P_i \quad (5)$$

d. 克利金法(Kriging method)：

克利金內插理論源起於法國地質學家馬特隆研究南非礦冶工程師克利金等人之實際探礦資料，於 1962 年提出『地質統計學』理論，以區域化變數理論探討自然資源在空間上分佈之相關性，其中區域化變數 $Z(X)$ 表示一自然隨機變量(Random Variable)，隨空間自變數 X 所對應之變量。本文所研究之降雨空間分佈即可視之為一區域化變數 $Z(X)$ ，其基本假設為期望值及變異數只與隨機變數的距離有關，而與其所在之空間位置無關，並用已知變數 $Z(X)$ 與估計點 X_0 的相關性來決定其權重係數 λ_i ，來估計未知點 X_0 之推估值 $Z^*(X_0)$ 。其詳細理論可參考相關文獻。

3.4 雨量站與雷達降雨總量分析：

在計算集水區總量部分，因為雷達可提供降雨較佳的空間分佈訊息，而雨量站對於單點的雨量又有可信賴的數據(真值)，因此本研究採取以四種雷達回波配合地面雨量站進行修正，計算之集水區總量。方法包括線性迴歸法、二次函數迴歸法、比值法、客觀分析法，茲分別敘述如下：

a. 線性迴歸法：

將地面雨量站之量測值與其上方雷達回波換算值進行線性迴歸，可得到各小時之線性迴歸方程式，之

後再將各個網格之雷達回波換算值乘上相對應之各小時線性迴歸方程式，就可以得知各網格之降雨估計值。

b. 二次函數迴歸法：

將地面雨量站時雨量與其上方雷達回波換算值進行二次函數迴歸，可得到各小時之二次函數迴歸方程式，之後將各個網格之雷達回波換算值乘以各小時二次函數迴歸方程式，就可以得知各網格之降雨估計值。

c. 比值法：

將地面雨量站時雨量總和除以地面雨量站其上方回波時雨量總和，因此可得到每個小時的 Gauge/Radar 的比值，之後將各個網格雷達降雨值乘以其每個小時的 Gauge/Radar 的比值，即可得知各個網格降雨估計值。

d. 客觀分析法：

將每個地面雨量站其時雨量除以地面雨量站其上方回波換算值，可得到各個地面雨量站之 Gauge/Radar 的比值，當 Gauge/Radar 的比值大於 20 時，其代表地面降雨與 4 公里高度之雷達其相關性較弱，因此選用前一小時之 Gauge/Radar；之後將各小時各地面雨量站之 Gauge/Radar 的比值做克利金空間統計，可求得集水區內各個網格之 Gauge/Radar 的估計值。各個網格 Gauge/Radar 估計值再乘以其雷達降雨值，即可以推估未知點之降雨值。

四、 結果討論

量測降雨量通常使用雨量計，雖然雨量計可提供單點正確的雨量值，但對於描述降雨之空間分佈有其限制性。然而雷達的優點在於可同時量測一區域的降雨現象，但對於換算後的雨量值卻仍須修正。目前對於區域降水的推估大多仍是以水文空間統計的方式進行，因此本研究首先利用五種空間統計的方式，以雨量站資料對未知區域進行降雨量推估，接著計算研究區域的降雨深度，進行討論。接著考慮雷達對於降水空間分佈有較高解析度之優點，而地面雨量站則可提供正確單點雨量值，因此結合兩者之優點，以四種結合地面雨量站修正雷達回波的方式，討論各種修正方式的差異。最後假設四種修正過後的雷達估算降雨為真值，將其結果與五種空間統計方法進行比較。

本研究選取常用的五種空間統計方法推估區域降水，包括平均法、徐昇氏多邊型法、反距離權重法、反平方距離權重法以及克利金法，其中表 1 為各項空間統計方法估計納莉颱風期間石門水庫集水區之降雨總量，其中以平均法估計值為最大、徐昇氏法估計為最小，而反距離權重法、反平方距離權重法與克利金法則是差不多，不過我們也可以發現各種空間統計方

法其實相差無幾，利用平均法及徐昇氏法估計降水其實相差不到 5%。

表 2 為四種校正方式所推估的降水，本文發現以雷達原始回波 Z-R 公式轉換成雨量，其 25 小時總量為 127.75 公釐，遠小於任何空間統計方法所推估出來的值，其主要原因為為本研究採用 4kmCAPPI 的雷達回波資料，因此其回波強度較弱，因此本研究繼續以四種雷達回波配合地面雨量站資料來修正集水區降雨量。根據表 2 的校正結果來看，本研究發現四種校正過後的降水推估皆大於上述五種統計方法的估算值，顯示空間中的確有更大的降水是雨量站沒有量測到的。同理，我們也相信空間中也有更小的降雨也是雨量站沒量到了，但本案例屬於極端降水，並根據結果顯示，未設雨量站處應有更大降水。另外一個高估的原因，應該是雷達回波所量測到的都屬於空間中的水汽，而這些水汽卻沒有降到地面，因此才會出現雷達回波強但是雨量站卻降水不多的現象。

當以比值法來計算石門水庫集水區總量時，雖然其降雨深度大致與各空間統計法相似，但在 9 月 17 日 17 時，其所計算的降水深度約較其他空間統計法高估約 65%，因此進一步觀察 9 月 17 日 17 時之雷達回波降雨分佈圖，可明顯發現於西丘斯山、鎮西堡站上方有一強回波降雨。而客觀分析法也發現類似的現象，其對所研究的每個小時集水區降水深度大致都有高估的現象發生，尤其集中在 9 月 16 日 21 時至 9 月 17 日凌晨一時第一個降雨尖峰時間內，以及 9 月 17 日凌晨 9 時至 8 時之間。顯示空間中的確有水汽存在(強回波)，但是卻沒有確實落下。

接著進一步將回歸結果與空間統計結果繪製於圖上，結果如圖 1 至圖 4 所示，其中 X 軸座標為時間，左邊 Y 座標為各種空間統計方法與修正的雷達降水的比值，當比值為 1 時，即表示空間統計法所推估的降水與修正後的區域降雨相等，圖上柱狀圖的部分為該事件的平均降雨量，圖 1 為以線性回歸法修正結果，圖 2 為二次回歸法所修正之結果，圖 3 為以比值法修正過後的結果，圖 4 為客觀分析法之修正結果。

由圖可知，以線性回歸法所推估的降水量與各種空間統計法所計算的結果差異最少，而線性回歸、二次函數回歸以及比值法的結果則比較類似。而以客觀分析法所得的結果與其他修正方法結果較具差異性，其計算結果大於其他修正方法，並由圖 4 發現，其修正過後的降雨也明顯大於其他空間統計的結果，在本案例中，以客觀分析法所得之降水，較其他方法都大，更進一步來看，所計算出的石門水庫 25 小時總量為 514.23 公釐，較其他統計法約高出 20%。

五、 結論與建議

雷達回波值可提供較佳的空間分佈訊息，而雨量站對於單點的雨量又有可信賴的數據(真值)，因此結

合兩者之優點，以四種結合地面雨量站修正雷達回波的方式，討論各種修正方式的差異，並探討修正結果與五種空間統計方法的差異，以納莉颱風於石門水庫集水區內之兩個降雨尖峰進行案例研究，所得之結論與建議如下：

1. 根據本研究案例之結果，五種空間統計方式所推估之降水深度相差在 5% 之內，顯示以這些空間統計方式推估區域降水深度，結果相差不大。
2. 本研究發現四種校正過後的降水推估皆大於五種統計方法的估算值，顯示空間中可能有更多更大的降水是雨量站沒有量測到的，並且以雷達配合地面雨量站所得之估算值皆大於空間統計的方法。
3. 在四種修正方式中，以客觀分析法所得之降水，較其他修正方法都大，所計算之降水深度約較其他統計法約高出 20%。
4. 由於雷達資料處理繁複以及得之不易，如欲配合地面雨量站進行修正，恐又無法進行即時預測，因此建議採用多場歷史事件進行分析，建立雨量站與雷達回波的回歸資料，以利後續之研究進行。

六、 參考文獻

1. 王意郎, 1993: “中正都卜勒雷達對台灣北部地區降水系統雨量估計之研究”, 碩士論文, 國立中央大學大氣物理研究所
2. 田璦菁, 2003: “颱風期間區域總雨量估計最佳化之研究”, 碩士論文, 國立中央大學土木工程研究所
3. 張偉裕, 2002: “利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈-納莉颱風個案”, 碩士論文, 國立中央大學大氣物理研究所
4. 黃若澐, 1997: “台灣北部地區雷達回波的統計特性與雨量估計”, 碩士論文, 國立台灣大學大氣科學研究所
5. 鳳雷, 1992: “雷達回波垂直結構與降水定量估計-楊希颱風”, 碩士論文, 國立台灣大學大氣科學研究所
6. Battan, L.J., 1973: “Radar observation of the atmosphere”, University of Chicago press, pp.323
7. Bent, A.E., 1943: “Radar echoes from atmospheric phenomena”, MIT radiation laboratory rep. No173, pp.10
8. Brands, E., 1974: “Radar rainfall pattern optimizing technique”, NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-67, Oklahoma, pp16
9. Joss, J.K., Thomas J.C, and Waldvogel, A., 1968: “The accuracy of daily rainfall measurement by radar”, Preprints, 13th Radar Meteorology Conf., Montreal, Amer. Meteor. Soc., pp 448-451
10. Marshall, J.M., and Palmer, W. McK., 1948: “The distribution of raindrops with size”, J. Metero. , Vol.5, pp.165-166
11. Marshall, J.S., Langille, R.C. and Palmer, W. Mck.,

1947: "Measurement of rainfall by radar", J. Metro., Vol.4, pp.186-192

12. Rosenfeld, D., Wolff, D.B, and Amitai, E., 1994: "The window probability matching method for rainfall measurement with radar.", Journal of Meteorology, Vol.33, pp.682-693
13. Stow C.D., 2002: "high-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part IV: observations of fractional time raining", Journal of Hydrology, Vol.263, No.3, pp.156-176
14. Stout, G. E., and Neill, J. C., 1953: "Utility of radar in measuring intensity by radar", Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol.34, pp21-27
15. Upton Graham J.G., 2002: "A correlation-regression

method for tracking rainstorms using rain-gauge data", Journal of Hydrology, Vol.261, No.1, pp.60-73

16. Wilson James W., Crook Andrew, Mueller Cynthia K., Sun J., and Dixon Michael, 1998: "Nowcasting Thunderstorms: A status Report", Bulletin of the American Meteorological Society, Vol.79, No.10, pp.2079-2100
17. Wilson, J.W., 1970: "Integration of radar and raingauge data for improved rainfall measurement.", Journal of Appl. Meteorology, Vol.9, pp.189-497

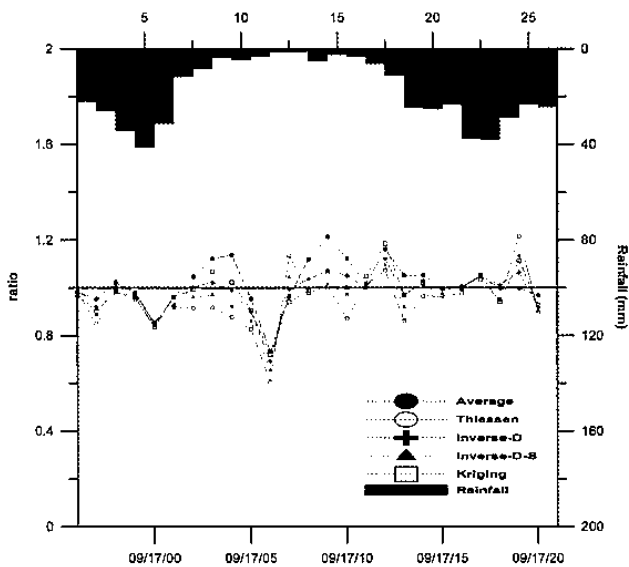


圖 1 線性回歸法與各空間統計法之比值圖

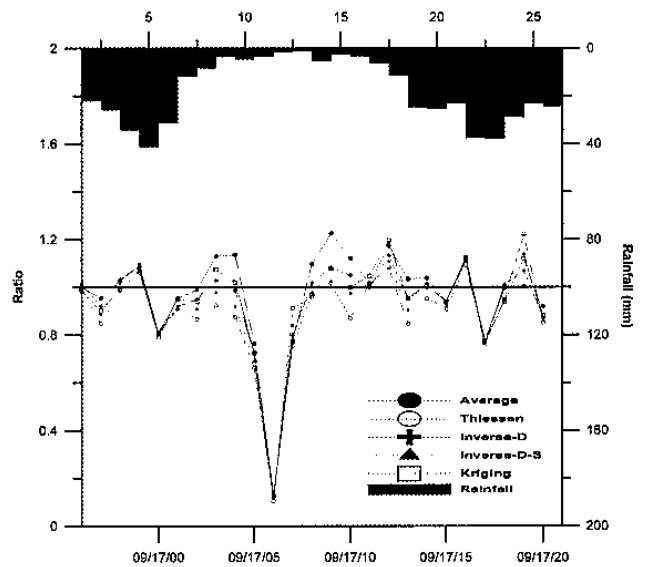


圖 2 二次函數回歸法與各空間統計法之比值圖

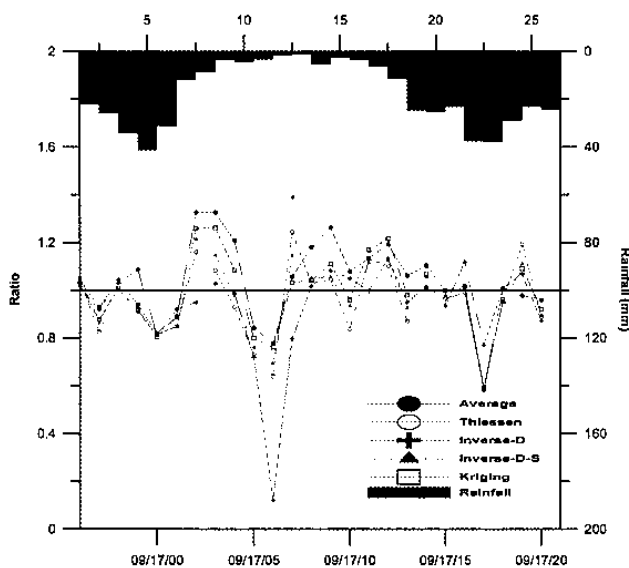


圖 3 比值法與各空間統計法之比值圖

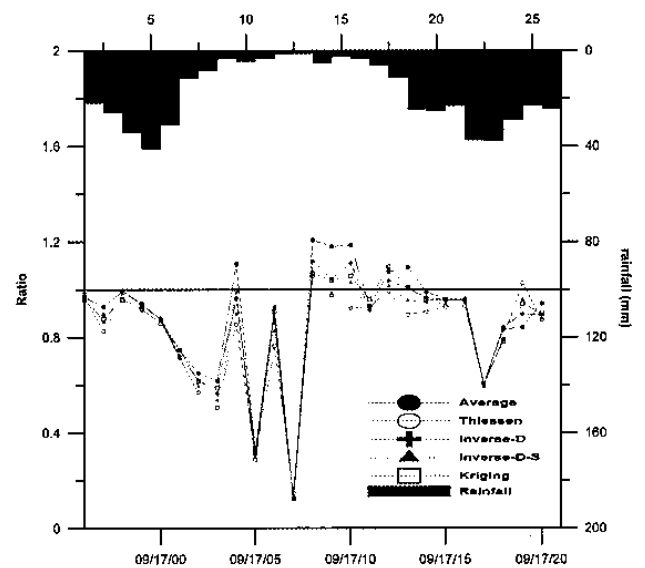


圖 4 客觀分析法與各空間統計法之比值圖

表1 各種空間統計法計算之降雨深度

單位：mm/hr

	平均法	徐昇氏多邊型法	反距離權重法	反平方距離權重法	克利金法
09/16/20	22.07	22.09	22.44	22.34	21.76
09/16/21	25.87	23.03	24.95	24.06	24.46
09/16/22	34.27	32.91	34.37	33.87	33.06
09/16/23	41.30	40.05	40.97	40.56	40.42
09/17/00	31.20	30.89	31.30	31.23	30.54
09/17/01	11.77	11.25	11.38	11.23	11.78
09/17/02	8.33	7.29	7.99	7.64	7.91
09/17/03	3.50	2.86	3.19	3.03	3.33
09/17/04	4.53	3.49	3.94	3.67	4.07
09/17/05	3.30	2.86	3.11	2.98	3.13
09/17/06	1.60	1.32	1.51	1.43	1.57
09/17/07	1.30	1.53	1.34	1.41	1.27
09/17/08	5.20	4.55	4.82	4.64	4.60
09/17/09	2.50	2.07	2.21	2.09	2.20
09/17/10	3.33	2.59	3.12	2.89	2.97
09/17/11	6.30	6.27	6.19	6.19	6.49
09/17/12	11.37	10.50	10.98	10.74	11.59
09/17/13	24.67	20.21	22.71	21.54	22.76
09/17/14	25.17	23.07	24.60	24.09	24.34
09/17/15	23.17	22.42	23.10	22.68	23.14
09/17/16	37.60	36.50	37.39	37.04	37.25
09/17/17	37.90	37.45	37.99	37.94	38.17
09/17/18	28.90	27.48	29.25	28.81	27.24
09/17/19	23.17	28.23	24.67	26.32	25.84
09/17/20	24.43	22.66	23.19	22.80	23.42
Total	442.75	423.58	436.71	431.24	433.31

表2 雷達回波修正後之降雨深度

單位：mm/hr

	雷達原始回波	線性迴歸法	二次函數迴歸	比值法	客觀分析法
09/16/20	6.05	22.47	22.08	21.13	22.75
09/16/21	5.33	27.14	27.13	27.88	27.86
09/16/22	7.84	33.55	33.34	32.85	34.46
09/16/23	8.98	42.09	37.71	43.90	43.86
09/17/00	5.43	36.56	38.51	38.01	35.59
09/17/01	3.25	12.25	12.37	13.24	15.76
09/17/02	0.75	7.96	8.42	6.28	12.83
09/17/03	1.33	3.12	3.10	2.64	5.66
09/17/04	0.97	3.98	3.99	3.75	4.09
09/17/05	0.35	3.46	4.32	3.91	9.95
09/17/06	0.29	2.18	12.46	2.06	1.73
09/17/07	1.63	1.35	1.68	1.23	10.37
09/17/08	0.71	4.65	4.74	4.41	4.31
09/17/09	2.25	2.06	2.04	1.98	2.12
09/17/10	3.91	2.97	2.97	3.09	2.81
09/17/11	5.07	6.19	6.20	5.55	6.77
09/17/12	6.43	9.79	9.69	9.53	10.59
09/17/13	7.12	23.47	23.86	23.22	22.59
09/17/14	10.50	23.90	24.25	22.81	25.46
09/17/15	13.48	23.23	24.67	23.19	24.16
09/17/16	9.07	37.38	33.43	36.87	39.17
09/17/17	8.03	36.22	49.30	64.39	63.14
09/17/18	7.27	28.93	28.97	28.60	34.74
09/17/19	5.67	23.21	23.10	23.69	27.50
09/17/20	6.02	25.25	26.60	25.46	25.96
Total	127.75	443.36	464.95	469.67	514.23