

數據化雷達降雨量之初步探討

陳台琦

中央大學大氣物理系

鄭邦傑 徐岳五

中央氣象局

何宏能

中央大學大氣物理系

張擇仕 張國良 王光義 鄭正忠

中央氣象局

摘

要

氣象雷達可以提供即時大範圍降水觀測資料，因此對於產生大量降水之天氣系統如颱風雨、雷雨、鋒面雨、梅雨、中尺度對流系統等降水雨雲可做十分詳細的降雨量估計。但是由於天氣系統、降水形式、地形、雷達規格的多樣性，造成回波強度與地面降雨量之間的關係也須因應各種情形加以修正。因此本計劃的第一階段擬採用雨量計測站資料來校正雷達降雨量之估計，唯有經過校正的雷達資料才能對豪雨預報提供定量的資料而達到作業化之實用目的。

一、簡介：

氣象雷達可以提供即時大範圍降水觀測資料，因此對於產生大量降水之天氣系統如颱風雨、雷雨、鋒面雨、梅雨、中尺度對流系統等降水雨雲可做十分詳細的降水量估計，但是由於天氣系統、降水形式、地形、雷達規格的多樣性，造成回波強度與地面降雨量之間的關係式也須因應各種情形加以修正。如何採用雨量計測站資料來校正雷達降雨量之估計，是這一部分研究所想探討的目標，唯有經過校正的雷達資料才能對豪雨預報提供定量的資料而達到作業化之實用目的。

當雨量站 (rain gauge) 過於稀疏時，無法由雨量站估計整個流域 (watershed) 的雨量，而從雷達回波公式及降雨量之基本定義，即可導出回波強度係數 (reflectivity factor Z) 與降水率 (rainfall rate R) 之關係式， $Z = AR^b$ 在過去20年如何求得適當之 $Z-R$ 關係式，一直是以雷達測量降水最困難的工作。目前氣象局“未校正”之雷達降雨估計即是採用 $Z = 200R^{1.6}$ 來計算，此公式是根據 (Marshall and Pal-

mer 1948) 所提出在層狀雲 (stratiform) 降水雨滴分佈推導出來的，如將此式應用於其他類型降水如對流性降水、地形雨等降雨量估計的誤差達 200 % 以上，這些誤差有幾個重要來源：如水滴大小分佈變化、強烈垂直氣流存在、雨滴在落地前的平流或蒸發，及回波強度測量誤差等。

在改善雷達降雨量估計方面有幾個不同的方向，早期根據分類統計的方式，將不同地區、不同形式的雨加以分類，再長期收集地面雨量觀測資料與雷達降水量做長期氣候統計回歸，尋取經驗式 (empirical) 全世界各地及各型雨之 $Z-R$ 關係可參考 (Battan, 1973)。而近來的研究顯示每一個降水個案中， $Z-R$ 的關係都有相當的差異 (Brandes, 1982)，通常小雨會估計偏高，而大雨往往又估計得偏低，而且無論是以雨的強度、雨的範圍、方向等參數都無法決定對 $Z-R$ 的影響。Brandes 更進一步指出在同一場雨中上升氣流區與下降氣流區之 $Z-R$ 關係都不同。由以上的結果，我們知道 $Z-R$ 關係在時間上、空間上的變化極

大，固守於單一的公式所取得降水觀測，決不可能正確。

Brandes (1974, 1982), Wilson(1970), Wilson and Brandes (1979) 根據 Z-R 關係式求取的困難，提供另一種觀念，即是隨時以雷達資料與雨量測站的資料合併使用，校正雷達的降雨估計，此種方法採用了雷達大範圍降水之分佈 (distribution) 及雨量站之正確雨量大小 (magnitude) 彼此配合，而將估計之正確性大為提高，誤差約為 20%~30% 左右，從最早的單站校正 (single station) 到面積平均校正 (area average) 到 1974 年提出的“雷達降水分佈最佳化技巧”都是運用同樣的觀念，此種方式揚棄了 Z-R 經驗式，使用客觀分析的技巧，直接從資料中彼此校正，可以包容所有雨量估計之變化性。

二、資料現況

花蓮雷達站及高雄雷達站自民國 74 年起，開始收錄每小時一次之 CV 資料，並以磁帶儲存。此種 CV 資料採取垂直方向最強之回波記錄之直向座標資料，解析度為 4 × 4 公里，以每 0.5 dB 的數值儲存。本計劃由助理花蓮雷達站張國良先生所提供之協助，已可順利將資料轉換成矩陣形式。由於所採取的是 CV 資料，回波的強度不一定全是靠近雲底降水之強度，但根據 Donalson (1961 a) 除非回波大於 50 dBz，應該仍是最接近雲壓的回波強度最強。但有兩種情況 CV 雷達資料不能代表降水，第一種情況是降水離雷達位置過遠，由於地球曲率及回波傳遞路徑，降水回波偏高，而無法測得最接近雲底之回波，舉例來說當距離為 200 公里，回波最低高度已達 8 公里左右。第二種情況是地面及海面干擾回波 (Land and sea clutter) 通常發生在測站附近，由於高雄雷達站高 338 公尺，半波柱寬 2.25°，地面干擾相當嚴重，台南以南地區地面海面回波時而影響降水回波之觀測。

由中央氣象局地面測站及自記雨量站分佈情況來看，1/3 的測站在北部環繞著台北盆地，而其餘的除大城市外，多佈在水庫集水區上游，常為地形阻

擋，因此雨量站雖然很多，但能與雷達資料比對只限於新竹以南，嘉義以北地形平緩之區，而日後如想以雨量站來校正雷達估計雨量即時雨量站的分佈必須均勻。

三、雷達降雨量的估計方法

本計劃之主要目的為探討以氣象局現有資料系統，尋找較實用之雷達估計降雨量的方法，在此所提到的降雨量即累積雨量 (rainfall accumulation 單位是 mm) 也就是降雨率 (rainfall rate) 的時間積分。以下三個方法都是先討論如何估計降雨率 (rainfall rate mm/hr)，一旦可正確估計降雨率，只要時間取樣適當即可求出降雨量。

3.1 單一係數校正 (Single calibration factor)

如雲覆蓋範圍 F，有三個以上雨量計，則可使用下列公式求取一平均校正係數。

$$F = \frac{\sum G_i}{\sum R_i} \quad i = 1, 2, \dots, n$$

$$\text{或 } F = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \frac{G_i}{R_i} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n F_i, \quad F_i = \frac{G_i}{R_i}$$

其中 G_i 是雨量計的測降雨率單位是 mm/hr

R_i 是雨量站上空 16 Km² 面積內之雷達降雨率估計值

在這次研究中 R 由 Z-R relation, $Z = 200R^{1.6}$ 來估計，(R 稱做初步估計降雨率) 也可採取別種經驗式來求取，算出平均之校正係數 F 後，以此單一係數乘上每一點雷達初步估計值

$$R_o = R \cdot F$$

即可得到修正後之雷達降雨率估計 R_o 。

3.2 多係數校正 (Multiple calibration factor)

即以雨量站的分佈為準將整個降水區域分裂成很多區，每一區由其中之雨量站和其上空 16 Km² 之雷達估計值計算一個係數，即

$$F_i = \frac{G_i}{R_i}$$

而雷達估計值 R_i ，以每一區各自之係數校正，此種方式可保存校正係數的空間變化性，可是較無連續性，分區校正公式如下：

$$R_{ei} = R \cdot F_i$$

其中 R_{ei} 代表第 i 區之雷達修正後降雨率估計

3.3 雷達雨量分佈最佳化技巧 (Radar rainfall optimizing technique)

Brandes (1974, 1982) 均建議以此方法來校正雷達降雨估計。

此方法採用 Barnes (1973) 客觀分析為主要計算程式，詳述如下：

- (一) 將雷達回波強度以最簡單之 $Z = 200R^{1.6}$ ，初步估計降雨率 R (radar precipitation estimate)，再加以平滑處理在網格上 (uncalibrated smoothed radar data) R_{ij}

平滑處理 (smoothing) 採用 (shuman 1957) 9 點平滑公式如下：

$$\begin{aligned} A_s(i, j) = & A(i, j) \\ & + \frac{a(1-a)}{2} [A(I, J+1) + A(I, J-1) \\ & + A(I+1, J) + A(I-1, J) \\ & - 4A(I, J)] \\ & + \frac{a^2}{4} [A(I+1, J+1) + A(I+1, J-1) \\ & + A(I-1, J+1) + A(I-1, J-1) \\ & - 4A(I, J)] \end{aligned}$$

- (二) 將各單站雨量計測值 G 與其上方對應之雷達估計值 R_{ij} 相除得到校正係數 F (G/R ratio)，下一步即將 F 經由 Barnes 1973 之客觀分析方式內插至每一網格上，其中權重因子以下列公式計算

$$w_m = \exp - \left(\frac{r_m^2}{k} \right)$$

其中 k 是影響半徑之平方，此次計算

k 選取 1600 km^2 ， r_m 是資料點 (x_m, y_m) 與網格 (i, j) 之距離。

則第一次計算在網格上之估計值為

$$g_o(i, j) = \frac{\sum_{m=1}^M w_m f(x_m, y_m)}{\sum_{m=1}^M w_m}$$

$f(x_m, y_m)$ 即校正係數 F ，在雨量站所在位置之值。

由 $g_o(i, j)$ 四點線性內插可得 $g_o(x_m, y_m)$

第二次計算至網格之估計值為

$$\begin{aligned} g_1(i, j) = & g_o(i, j) \\ & + \frac{\sum_{m=1}^M w'_m [f(x_m, y_m) - g_o(x_m, y_m)]}{\sum_{m=1}^M w'_m} \end{aligned}$$

其中 $w'_m = \exp(-r_m^2 / rk)$

此次計算中 r 選取 0.3

$g_1(i, j)$ 即是網格上之修正係數，將修正係數乘上雷達初步估計 R_{ij} ，即可得到修正過之降水估計。

$$R_e(i, j) = R(i, j) \cdot g_1(i, j)$$

Brandes (1974) 在做完這一步校正後，再加上有些地區地區完全沒有雨量站，有的地區如雷達附近地面回波 (Ground clutter) 干擾地區，或離雷達十分遠的地區又沒有雷達資料，採取一種互補的方式來求取，即將雨量站之降雨率以較小的影響半徑 (k) 如 400 km^2 ，再做一次客觀分析插至網路。得到一個 $G(i, j)$ 場，再與 $R_e(i, j)$ 合併，以距離的

遠近決定不同之權重和以求取最理想之降雨率，如在地面回波干擾區，則以雨量站 G_i 為主，而在無雨量站區以 $R_0(i, j)$ 為主，在此次研究中，這一部份尚未放入。

在降雨量修正過後，則可以做時間積分，計算累積雨量的大小 (rainfall accumulation) 如採用最簡單的梯形法 trapezoidal rule 來計算自 t_1 到 t_{n+1} 的累積雨量。

$$A = \int_{t_1}^{t_{n+1}} R(t) dt$$

$$= \frac{h}{2} (R_1 + 2R_2 + 2R_3 + \dots + 2R_n + R_{n+1})$$

$$= h \left(\frac{1}{2} R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n + \frac{1}{2} R_{n+1} \right)$$

其中 i 是第 i 次的雷達估計值

t_1 是開始下雨時間

t_{n+1} 下雨結束時間

如每 15 分鐘觀測一次 $h = \frac{1}{4}$ 小時代入

$$\text{即 } A = \frac{1}{4} \left(\frac{1}{2} R_1 + R_2 + R_3 + R_4 + \dots + R_n + \frac{1}{2} R_{n+1} \right)$$

累積雨量 A 的單位是 mm

目前氣象局高雄雷達站有一軟體 HYDRA，可以設定時間間隔如 10 分或 15 分雷達持續掃描。在設定時間擷取資料計算 R_{ij} ，並換算成每小時累積雨量 (Hourly accumulation) A_{ij} ，(如設定 15 分鐘觀測，則僅 4 個時間累積) 再對某特定區域計算該區域平均每小時累積雨量 $A = \frac{1}{N} \sum A_{ij}$ ，(N 是區域內 A_{ij} 的網格數) 但是 R_{ij} 未經雨量計修正估計值，面積總雨量可以此平均累積雨量乘以總面積得到。

四、個案選取

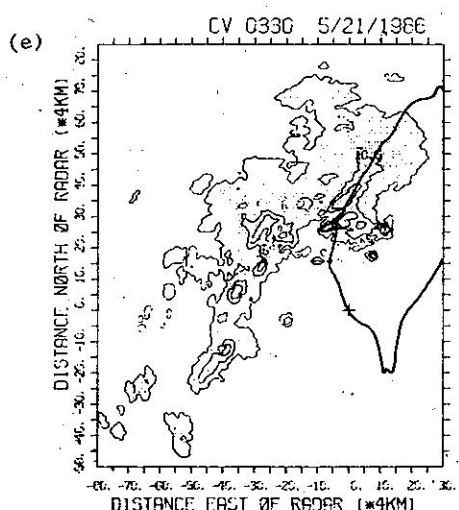
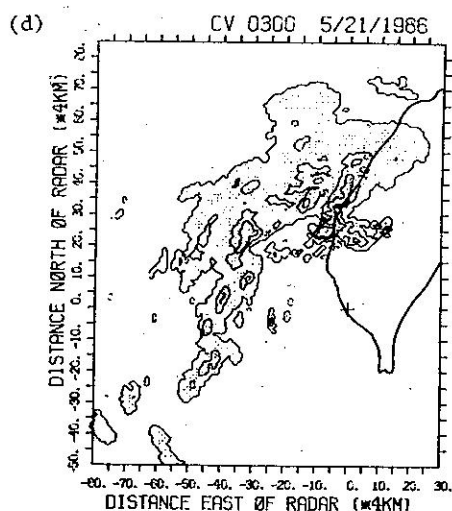
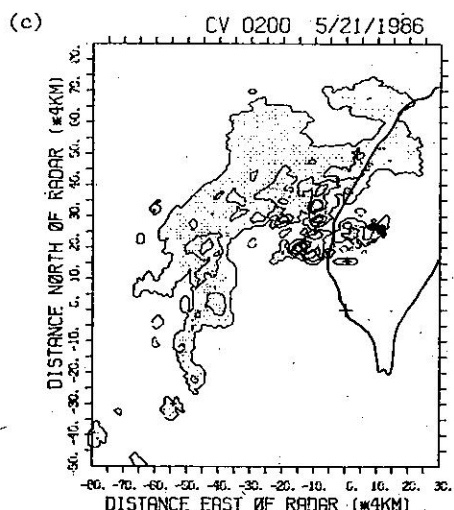
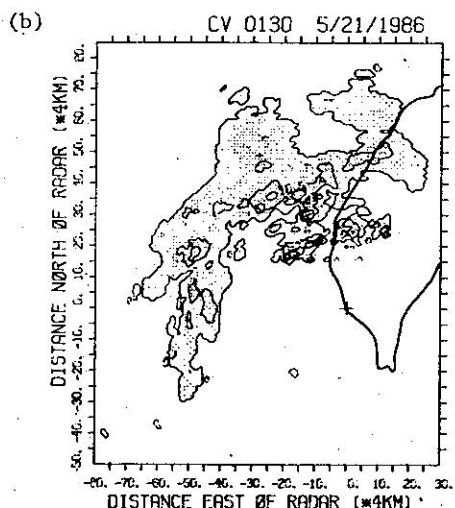
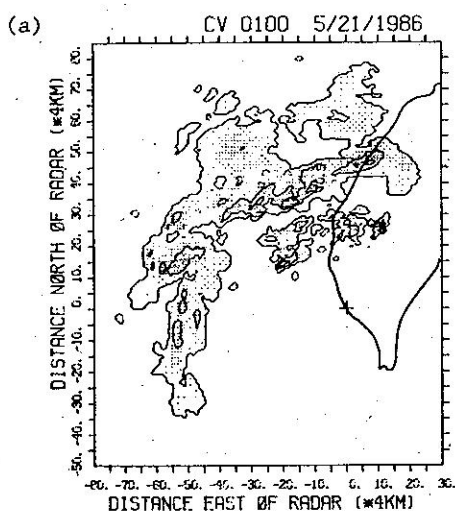
從台灣各地雨量記長期統計雨量及雨時的資料

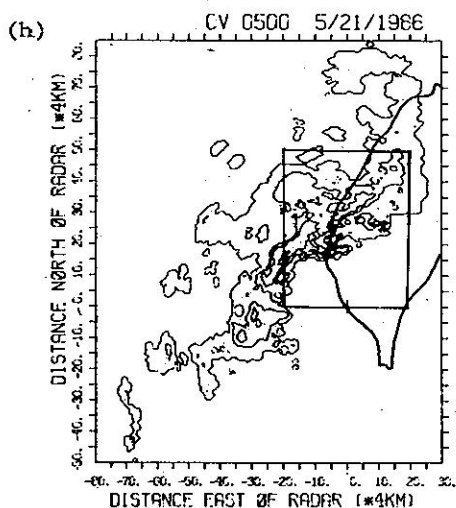
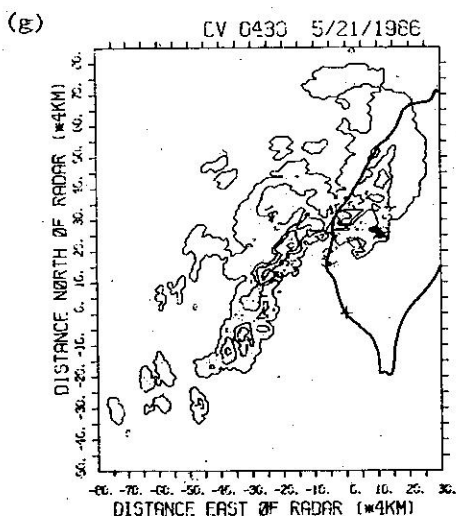
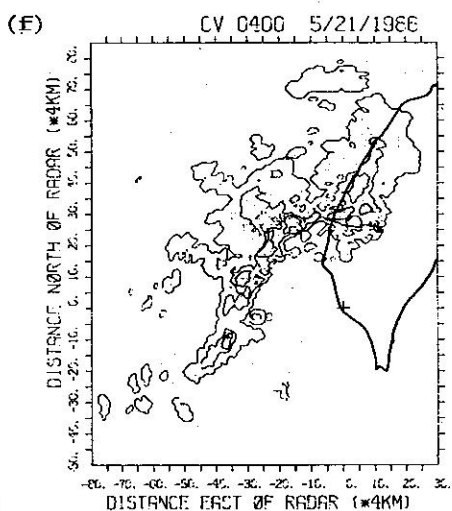
分析看出，台灣北部冬春季大多是鋒面雨，雨量小而雨時長，5，6 月是梅雨季，時有對流強之大雨出現，7，8，9 三月颱風主要降雨系統。台灣南部，冬春較乾，雨量很少，梅雨季及颱風雨為主要雨量來源，由於花高兩站的分佈，冬季北部的鋒面雨，除非發展得很高 (高於 8 公里以上) 高雄雷達站才能觀測得到，花蓮雷達站可以看得到台灣東側之鋒面雨帶，可惜無雨量站可配合，梅雨及颱風季節，高雄雷達站在中部帶可做很好的觀測，可是自嘉義以南地形回波干擾太多。總結來說，雨量站約 $\frac{1}{3}$ 均在北部地區或山中集水區，能和雷達配合約在新竹至彰化一帶平原地區。因此此次個案選在 75 年 5 月 20, 21 日通過台灣之梅雨系統，來比較雷達估計雨量與雨量站所測雨量間的關係，並以數個方法來修正雷達估計雨量，在此段時間內高雄雷達有每 30 分鐘的 C V 資料，圖(1)是由此個案中選出八個時間，可大略看出系統變化移動之情形，滯留鋒面東西方向橫互於台灣北部，數個平行於滯留鋒前之對流雨帶最東側之對流雨胞，由鋒前強盛之西南氣流推送而在午夜抵達梧棲，降下大量的雨，稍後低氣壓移至台灣東北海面，而隨後之冷鋒加強了原先在台灣西部外海之對流雨胞，形成一東北西南走向之雨帶 (rain band) 此雨帶隨著鋒面系統之東移，自台灣中北部向東南掠過，於 4 時左右抵達台中，隨後至台灣中南部都有降水系統至清晨 8 時左右漸減弱 (請參考 Wang et. al. 1988)。

五、雨量在空間及時間上之分佈

由圖(1)連續的回波分佈圖中，我們可以看出，降水區域變化性很大，尤其在對流胞附近回波強度之水平梯度很大，最強處可達 4~5 dB/km，在接近回波梯度很大的地方，雨量的水平變化也會十分大，可在數公里內由大雨變成小雨甚至無雨的情形，從收集的雨量資料也可看出，梧棲、台中兩站相隔僅二十餘公里，兩站的雨量可相差數十倍，由此點看出，雨量站的分佈平均數百平方公里一站 (在台中一帶約 500 平方公里有一站)，絕對不可能

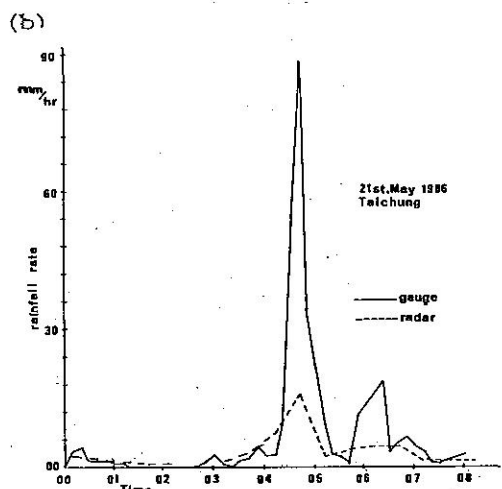
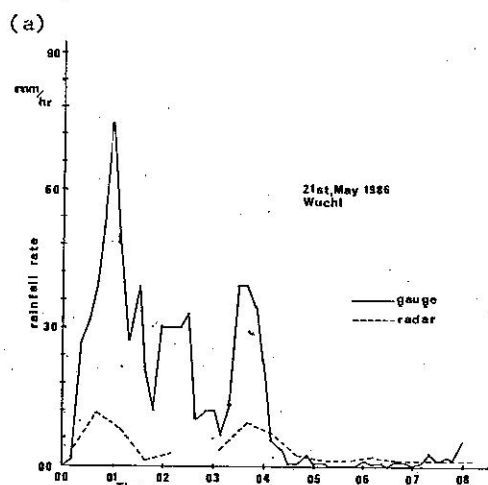
解析對流性降水的空間分佈。對大範圍層狀降水，較疏之雨量站可以估計正確面積雨量，而對流性強之降水系統，目前雨量站的分佈無法正確估計之。但是氣象預報所關切的正是會降下充沛雨量之對流強盛的降水系統。在圖(1) a 到(1) f 的圖中可看出在嘉義以東，一雨胞降水時間長達五小時以上，可是因無即時雨量站資料，若無雷達資料，該地區的降水則無法即時觀測。以上討論降水的空間分佈，目的在強調雨量站資料雖正確可是是一點的觀測（point observation），雷達則能觀測很大的範圍（coverage）並且可提供較高之解析度（目前的CV資料、水平解析度 16km^2 ），但是估計量與實際觀測值有差異。





圖(1): 5月21日 0100至 0500 之回波強度 (reflectivity, dBZ) (a) 0100 (b) 0130 (c) 0200 (d) 0300 (e) 0330 (f) 0400 (g) 0430 (h) 0500, 第一條等值線是 20dBZ, 每條線間隔 10dBZ, 高雄雷達站之位置以十字標出, 圖(h)中長方形區域 I 為降雨量校正區域。

圖(2) a 及 (2) b 是梧棲、台中兩站降雨率隨時間之變化, 實線代表的是雨量站 (gauge) 所測之降雨率 (rainfall rate)。由自記雨量計上得之捲筒式紀錄紙, 每十分鐘讀一個資料, 再換算成降雨率 (mm/hr) 即以每十分鐘累積雨量 (mm/10min) 乘以 6 得到。因此每十分鐘有一點雨量計之資料。虛線代表的是該雨量站上空對應雷達網格以 dBZ 值經由 $Z = 200 R^{1.6}$ 換算出之雷達估計降雨率 (mm/hr), 由於此個案每卅分鐘有一次雷達觀測, 因此每卅分有一點雷達估計值, 由圖(2)可看出, 雨量的時間變化很劇烈, 如梧棲在 0100 左右, 降水強度高達 70 mm/hr 可是只持續了十分鐘, 每場雨自小而大再變小的週期, 往往小於一個小時, 雷達半小時一次的觀測, 大致能測到雨勢的變化, 但是梧棲在 2450 至 0100 的尖峰 (74 mm/hr)。因雷達的 0100 觀測至 0100, 則錯過了最大的降水率。又如 0200 ~ 0300, 雷達在 0230 ~ 0240 中無觀測, 而在雨量站則存另一高峰出現, 雷達則無法測得, 比較台中、梧棲雨量站 (gauge) 與雷達估計 (radar estimate), 雷達估計與雨量站的確成比例, 即兩時間序列有很好的正相關, 但我們也注意到降雨率大時 (回波強度強時), 雷達估計值偏低, 而降雨量很弱時 (回波也弱), 雷達估計值偏高。而以實際單站累積雨量來看, 雨大時雷達估小會嚴重影響雨量估計的正確性, 值得注意的是氣象局現在一般作業除了颱風時期, 雷達僅提供一小時一次的資料, 時間的解析度太粗, 可行的方式是在正點體積掃描結束後, 雷達保持低角度掃描, 電腦設定每隔 5 分或 10、15 分累積估計雨量一次, 應可提供較正確之雨量估計, 而估計值偏低則須用即時雨量站觀測值, 隨時修正。



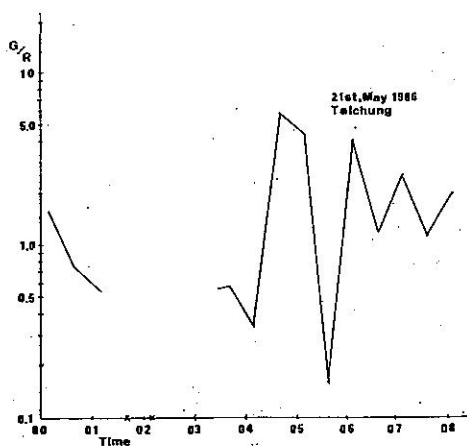
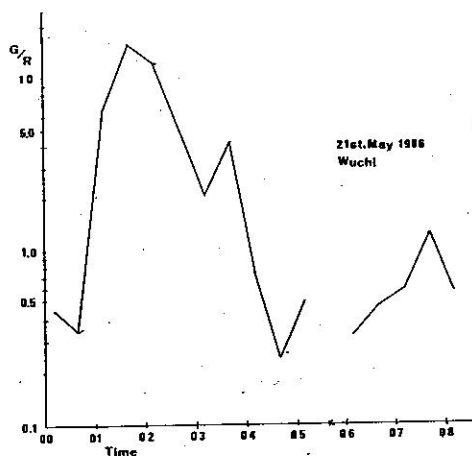
圖(2)：(a) 5月21日 0100 至 0800 梧棲雨量站降雨率
隨時間分佈（每10分一點以實線畫出）及
雷達估計降雨量隨時間分佈（每30分一點
以虛線畫出）。

(b) 台中站同(a)。

六、G/R 比在空間上及時間上的分佈

圖(3) a 及 (3) b 是 G/R 比每30分鐘的時間序列
• G/R 比以雨量站觀測值除以雷達估計值，由於
雷達在正點至十分內作一次觀測，再在三十分至四
十分作第二次觀測，所以雨量站我們也取同時段的
降雨率來相比。由圖(3)可看出，當雨量站大於 10
 mm/hr ， G/R 大於 1，而雨量站小於 2 mm/hr ， G/R 小於 1，雨愈大 G/R 比值愈大。而

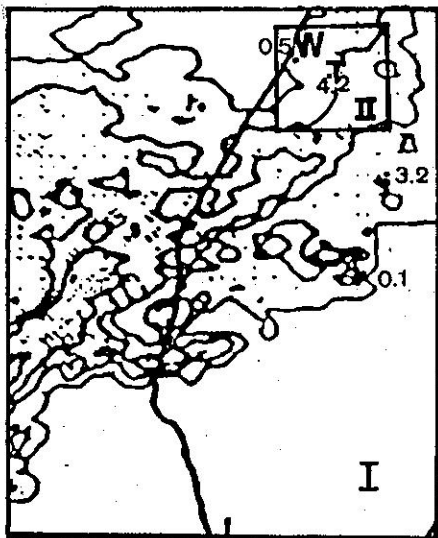
有幾個因素可能造成 G/R 值在大雨時偏高。當降
水在空間分布梯度很大時，雷達的解析體積約為 16
 km^3 ，而雨量計可於小於 1 m^3 ，因此雷達代表的是
解析體積內平均的降水率，平均值很可能小於點的
觀測值。第二個原因， $Z = 200R^{1.6}$ 較適用於大範圍
降水，對於強對流性的雨胞可能差距甚大，長期
統計 G 與 R 可找出使 G/R 比較接近 1 的公式。但
是目前氣象局顯示幕上的降水量即是使用 $Z = 200$
 $R^{1.6}$ （此為本計劃為何採取此公式的原因），可能
應提醒預報人員此公式所示出之雷達估計雨量在對
流雨大雨時偏低，不過此項結論須更多的個案統計
方能確認。



圖(3)：(a) 梧棲站 G/R 比隨時間分佈（每30分一點）

(b) 台中站同(a)。

圖(4)是 G/R 比水平分佈對照回波強度的情形，可明顯看出在強回波區 G/R 值大於 1，而弱回波區 G/R 小於 1。尤其在雨量站處於梯度變化大處 G/R 值很大。由圖(1)、(2)、(3)、(4)可看出降雨率及 G/R 比隨時間空間的變化都很大，如未將雷達估計雨量做適當修正，所得降水面積估計誤差一定很大，因此我們將以第三節討論之方法修正估計量，並選取 0500 時間的結果簡述於下。



圖(4)：5月21日 0500 時之 G/R 比分佈，W代表梧棲，T代表台中，圖中小方塊區域為圖(5)之範圍。

七、校正結果

我們從雷達 (201 × 216) 個網格資料中截取台灣中南部附近之區域 (41 × 51) 個網格做為我們修正方法運算之區域 (圖(1)h 中方形區域 I)，每個網格大小是 4 km × 4 km，因此區域大小為 (160 km × 200 km)。首先將回波 dBZ 值以 $Z = 200 R^{1.6}$ 公式換算成降雨率 R (mm/hr) 輸入雨量站之經緯度，尋得其在計算區域內之對應坐標，並計算每一雨量站之 G/R 比，所得單站 G/R 比 F ；再分別以單一係數校正，多係數校正及客觀分析雨量最佳化三種方法修正雷達估計雨量。為了清楚看見 G/R 比值相差很大時三種方法修正之結果

比較，我們選擇以台中為中心 40 km × 40 km 範圍印出校正之結果。(圖(4)中方形區域 II)

在 0500 時間，梧棲站的雨量記所測降水率為 0.6 mm/hr，台中站 10 mm/hr 而由雷達回波分佈 (圖(1)h) 梧棲約為 20 dBZ、台中 30 dBZ，此時大雨中心已經過台中位於台中東南東方 20 公里處，回波強度約為 40 dBZ。圖(5)a 是雷達以 $Z = 200 R^{1.6}$ 所計算之初步估計值，可看出在台中站偏低約四倍左右，在大雨中心位置無雨量站可比較，但根據雷達回波，該處雨量應大過台中，因此台中東南一帶整個面積估計值偏低。圖(5)b 是利用平均的單一係數校正的結果，雖然估計值略提高，但台中站仍相差 3 倍左右。圖(5)c 中直線是多係數校正法之分區線，在該線以東以台中之 G/R 比校正，以西以梧棲 G/R 比校正，所得結果在台中站及梧棲站之降雨率和雷達估計符合，整個面積雨量也大為提高，但降雨率明顯地有一不連續邊界存在。圖(5)d 是採用客觀分析雨量最佳化所得之結果，此次分析所取之影響半徑為 40 km，由於雨量站過於稀疏，台中、梧棲一帶的結果也較好，由圖中可看出，台中站約 9.2 mm/hr，梧棲 1.1 mm/hr，但大雨中心附近提高到 46.4 mm/hr，在台中以東對流雨胞的降水率平均約為 30 mm/hr，從每半小時之雷達回波圖 (圖(1)f ~ (1)h) 可看出 0400 ~ 0500 這段時間，此雷雨胞通過台中，且稍微減弱，所以在台中這一個小時累積雨量應大於 30 mm。根據雨量計所測此小時的累積量為 37 mm。從這個結果看來，經過修正後的降雨率估計值比較接近觀測。

在這份報告中，我們僅計算了個別時間的降雨率，但尚未計算整個個案的累積雨量 (rainfall accumulation) 或某一流域的面積雨量 (area rainfall)，如以後有更密的雨量站資料及更密雷達觀測後比較此二者的結果，方能肯定何種修正估計方法更佳，目前以降雨率本身來看，單一係數校正無法反應 G/R 比的區域性，且估計降雨率偏低，多係數校正的總面積雨量較接近客觀分析法，但是缺點是其降雨分佈在空間上不連續，而客觀分析法可保存雨量水平梯度變化，並可使雷達估計值接

近雨量計的觀測；在此個案中比其他兩種方法好。

CV 0500 5/21/1986
smoothed uncalibrated radar estimate (a)

	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	.9	.9	.9	1.0	1.2	1.5	1.9	2.3	2.8	3.7	5.2
47	.9	.9	.9	1.0	1.2	1.6	2.4	3.0	3.4	4.3	5.1
46	.9	.9	1.0	1.2	1.4	2.2	3.6	4.5	4.6	4.8	5.1
45	.9	1.0	1.2	1.4	1.8	2.5	3.7	4.6	4.8	4.4	4.2
44	.9	1.0	1.2	1.6	2.0	2.4	2.9	3.7	4.6	4.7	4.4
43	.9	.9	1.1	1.4	1.8	2.4	2.9	3.8	5.2	6.0	5.9
42	.9	1.0	1.2	1.3	1.6	2.4	3.5	5.4	7.4	7.7	7.1
41	1.3	1.4	1.4	1.5	1.8	2.5	4.1	7.1	9.5	9.1	7.4
40	2.3	2.3	2.5	3.1	3.5	3.6	4.6	6.6	7.9	7.1	5.8
39	5.2	5.0	4.6	5.1	6.0	6.2	5.7	5.1	4.6	4.0	3.6
38	10.0	9.3	7.5	7.2	7.7	7.9	6.6	4.3	3.0	2.7	2.7

CV 0500 5/21/1986
single calibration factor rainfall (b)

	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	1.3	1.3	1.3	1.5	1.7	2.2	2.7	3.4	4.1	5.5	7.6
47	1.3	1.3	1.4	1.5	1.8	2.4	3.5	4.4	5.0	6.3	7.5
46	1.3	1.4	1.5	1.7	2.1	3.2	5.2	6.6	6.8	7.0	7.5
45	1.3	1.5	1.8	2.1	2.6	3.7	5.3	6.7	7.0	6.4	6.1
44	1.3	1.4	1.8	2.3	2.9	3.6	4.3	5.4	6.7	6.9	6.4
43	1.3	1.4	1.6	2.1	2.7	3.5	4.2	5.5	7.5	8.7	8.6
42	1.4	1.5	1.7	1.9	2.4	3.4	5.1	7.9	10.8	11.3	10.3
41	1.8	2.0	2.0	2.3	2.7	3.6	6.1	10.4	13.9	13.2	10.9
40	3.3	3.4	3.6	4.5	5.1	5.3	6.7	9.8	11.5	10.4	8.5
39	7.5	7.3	6.6	7.4	8.7	9.0	8.3	7.5	6.8	5.8	5.2
38	14.7	13.5	10.9	10.5	11.3	11.6	9.6	6.3	4.4	3.9	4.0

CV 0500 5/21/1986
multiple calibration factor estimate (c)

	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	.4	.4	.4	.5	.6	.7	.9	1.1	11.9	15.7	22.1
47	.4	.4	.4	.5	.6	.8	1.2	12.7	14.4	18.8	21.7
46	.4	.4	.5	.5	.7	1.1	15.3	19.1	19.5	20.4	21.7
45	.4	.5	.6	.7	.9	10.6	15.7	19.5	20.4	18.7	17.8
44	.4	.5	.6	.8	8.4	10.2	12.3	15.7	19.5	20.0	16.7
43	.4	.4	.5	5.9	7.6	9.2	12.3	16.1	22.1	25.5	25.1
42	.4	.4	5.1	5.5	6.8	10.2	14.9	22.9	31.4	32.7	30.1
41	.4	5.9	5.9	6.4	7.6	10.6	17.4	30.1	40.3	38.6	31.4
40	9.8	9.8	10.5	13.2	14.9	15.3	19.5	28.0	33.5	30.1	24.6
39	22.1	21.2	19.5	21.7	25.5	26.3	24.2	21.7	19.5	17.0	15.3
38	42.5	39.5	31.8	30.6	32.7	33.5	28.0	18.3	12.7	11.5	11.5

CV 0500 5/21/1986
optimizing calibration factor rainfall (d)

	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	.0	.0	.2	.5	1.1	2.2	4.2	7.0	10.1	5.5	7.6
47	.0	.1	.4	.8	1.6	3.2	6.5	10.3	13.7	18.8	7.5
46	.0	.3	.8	1.3	2.5	5.5	11.6	17.4	19.7	21.9	24.4
45	.2	.5	1.1	2.2	4.0	7.6	13.4	19.0	21.5	20.7	20.3
44	.3	.7	1.6	3.1	5.5	8.5	11.7	16.2	21.1	22.7	21.8
43	.5	1.0	2.0	3.6	6.0	9.2	12.3	17.1	24.5	29.2	29.7
42	.9	1.6	2.6	4.0	6.0	9.7	15.7	25.4	35.6	38.3	35.5
41	1.6	2.7	3.9	5.4	7.3	10.7	19.1	34.0	46.4	44.7	36.4
40	3.9	5.9	8.0	11.7	14.9	16.5	21.6	31.6	38.0	33.8	24.9
39	7.5	15.1	16.7	21.0	26.4	28.5	28.8	23.7	20.2	15.5	12.7
38	14.7	13.5	29.8	21.2	35.1	36.2	28.5	16.8	10.8	9.1	9.1

圖(5)：(a)雷達初步估計降雨量（單位mm/hr）。

(b)單一係數校正降雨量。

(c)多係數校正降雨量。

(d)客觀分析雨量最佳化估計降雨量。

八、結論

由雨量空間的分布，得知即時雨量站的密度不足以提供大範圍面積雨量的正確估計，而雷達估計降水量雖能有高解析度並覆蓋大範圍之面積，但是由於 Z - R 關係式在時間上、空間上的變化極大，這次計劃的初步研究結果顯示，合併這兩種資料利用客觀分析方法將 G / R 比內插至雷達網絡，再修正雷達降水估計，在 5 月 20 日、21 日個案中有良好的結果，但由雨量的時間分佈來看，雷達必須作更密集的觀測，僅有正點的資料，不能正確估計累積量。[根據 Austin (1987), Adler (1981)]，對流性降水至少 15 分鐘雷達應取樣一次。]

目前高雄雷達站已有一 Hydra 軟體可做雷達初步估計雨量值 ($Z = 200 R^{1.6}$)，以先設定之時間間隔 (10 分或 15 分) 累進計算時間積分，提供每小時區域平均累積雨量，可利用此軟體的結果與雨量站較密集處做 G / R ratio，再使用多係數校正方法取得較正確之面積雨量估計。

在未來如果即時雨量站與雷達站共同網路完成，則可考慮以客觀分析雨量最佳化方法來做校正，將雷達資料在輸入共同網路的時間間隔不可小於 15 分鐘。並且網格的大小最好能縮小為 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ ，以提供時間及空間的解析度。

雷達雨量估計是一種長期統計性質的工作，不論不同雨型之基本 Z - R 關係、G / R 比，校正方法之累積雨量都須持續的收集資料，尋找最適當的估計方式。

參考文獻

1. Austin, P.M. 1987: Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. Mon. Wea. Rev., 115, 1053-1070.

2. Alder, R.F., 1981 : Severe storm requirements for precipitation information , Precipitation Measurements from Space, P.31-34.
3. Branes, S.L., 1973 : Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations, NOSS Tech. Memo. ERL NSSL-62, Norman, Oklahoma, 60pp.
4. Battan, L.J. 1973 : Radar observation of Atmosphere the University of Chicago. press. pp324.
5. Brandes, E., 1974 : Radar rainfall pattern optimizing technique. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-67, Norman, Oklahoma, 16pp.
6. Brandes, E., 1982 : Rainfall measurement with Radar, Proceedings of the NEXRAD Doppler Radar Symposium/Workshop sponsored by the CIMMS, Univ. of Oklahoma - NOAA, Sep. 22-24, 1982, p.144-163.
7. Donalson, R.J. 1961a : Radar reflectivity profiles in thunderstorm. J. Meteor. 18, 292-305.
8. Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165-166.
9. Shuman, F.G. 1957 : Numerical methods in weather prediction : I smoothing and filtering Mon. Wea. Rev., 85, 357-361.

Rainfall estimate from digital radars in Taiwan area

Tai-Chi Chen Wang	Pang-Chie Cheng	Yue-Wu Shu
National Central University	Central Weather Bureau	
Hon-Lian Her	Tse-Shih Chang	Kuo-Ling Chang
	Cheng-Chung Cheng	Grung-Yih Wang
National Central University	Central Weather Bureau	

Abstract

Two conventional weather radars of Central Weather Bureau can provide digital precipitation in real time over a large area. Around the world, radar data has been widely used for rainfall nowcasting and flash flood warning. Because of the different precipitation mechanisms of various weather systems, the relationship between radar receiving power and rainfall rate is not unique. In order to adjust the radar measurements of precipitation, comparisons between radar estimate and gauge data are necessary. Currently, only qualitative estimate of rainfall is made for operation. How to combine gauge and radar observations to provide a more realistic quantitative rainfall estimate is urgent and important.

In this preliminary study, the rainfall characteristics such as duration, coverage and intensity of different types of rain in Taiwan area are discussed in order to decide a proper radar data acquisition scheme for rainfall estimate. A case was selected to show the variation of G/R ratio (Gauge measurement/Radar measurement). Very large spatial variations were found in this heavy rainfall case. An optimizing technique suggested by Brandes(1974) was adopted to adjust radar rainfall with gauge measurements. The results indicate a better rainfall accumulation over a homogeneous gauge distribution area. More cases should be studied to verify this optimizing scheme. In the same time the proper statistical Z-R relations of various rain types also need more comparisons in the future.