

# 利用中壢UHF雷達對民國八十二年十一月二十六日之鋒面降水的觀測與研究

宋俊賢與朱延祥  
國立中央大學太空科學研究所

## 摘要

傳統上欲對大氣降水進行雷達觀測，均是利用微波波段的氣象雷達(Meteorological Radar)為之。而在本研究中，我們將利用中壢特高頻雷達針對在民國82年11月26日通過台灣地區的鋒面系統，進行觀測與研究。結果發現，此次鋒面降水大都發生在溫度高於 $0^{\circ}\text{C}$ 以下的大氣中，換言之此種降水係屬於暖降水。經分析並比較雷達降水回波功率與地面降雨率之關係後，結果顯示特高頻雷達降水回波功率 $P$ 與地面降雨率 $R$ 之間，的確可以利用 $P=ar^b$ 的數學關係式描述，其中 $b$ 值的變化範圍為 $0.91\sim 1.32$ ，隨高度的不同而異。另外本研究進一步證實在降雨的大氣中，並不存在所謂的方向靈敏性(Aспект Sensitivity)的現象，亦即降雨時的大氣折射指數不規則擾動可用均向散射體(Isotropic Scatterer)描述。至於在鋒面通過時中壢特高頻雷達所測得的大氣折射指數回波功率增強的現象，則與國外的觀測結果十分一致。

## 一 前言

中壢UHF雷達基本上是藉由電磁波與大氣折射指數的空間不均勻分布的交互作用得到回波的訊號，此折射指數的空間不均勻分布大致包括水平成層的結構以及三維空間的隨機不規則擾動，前者所產生的回波係藉部分反射(Partial Reflection)的方式，而後者則藉由亂流散射(Turbulence Scattering)的機制發生回波。[Tatarskii, 1961; Basley and Gage 1980; Liu and Yeh, 1980; Doviak and Zmic, 1984; Liu et al., 1990]。雷萊(Rayleigh)在1871年表示，空氣中的分子與極小的灰塵，會散射打在其上之光線。而傳統的氣象雷達所觀測的對象基本上是降水，其所使用的波長約為 $10\text{cm}$ ，比直徑為 $0.1\text{cm}$ 雨滴大了100倍，符合雷萊散射(Rayleigh Scattering)條件。當雷達波穿過降水粒子(Precipitation)時，降水粒子吸收部分電波能量而微微發熱，並將剩餘的電力再輻射，此輻射電力直接散射返回雷達即所收到之降水回波。UHF雷達也可用來觀測降水的大氣環境，其發射之波長(中壢UHF雷達波長約 $5.7\text{m}$ )與降水粒子直徑之比值也符合雷萊散射條件。目前已有許多學者利用過UHF雷達對各種不同型態的降水大氣環境進行觀測，例如：Fukao et al. [1985]用MU雷達量測鋒面的降水回波；Green et al. [1987]用SUNSET UHF雷達觀測對流雲的降水回波；Larsen and Rottger [1987]利用SOUSY UHF雷達量測雷雨(Thunderstorm)的降水；Chu et al. [1991, 1994]利用中壢UHF雷達量測Susan颶風與同時期的另一鋒面所得到的降水回波。這些結果都成功的得到亂流散射回波與降水粒子散射回波。由UHF雷達所得的都卜勒頻譜(Doppler Spectrum)經資料分析可直接同時得到降水粒子與背景大氣的三維運動和雨滴大小的分布[ Wakasugi et al 1986, 1987]。這種優越性是只能直接量測降水的傳統氣象雷達所不能比較。本文的主要目的就是將此特性應用在降水大氣的觀測上，再與光學雨量計(Optical Precipitation Sensors)所得的降雨率(Rain-Fall Rate)做一比較，希望能對降水大氣有多一點的了解。

由於以前許多利用氣象雷達觀測降水回波的學者，利用在地面大範圍的許多傳統雨量計所估計的降雨率，把降水回波與降雨率以 $Z=ar^b$ 求 $a, b$ 的值，但是降雨率的時間解析度都不高，因此激發了我們利用中壢UHF雷達觀測比較所量測的降水回波與地面上收集到的雨量記錄兩者之關係的動機。這也是全世界首次利用UHF雷達協同高時間解析度(10秒一個資料)的光學雨量計對降水大氣進行觀測。在本論文中將利用光學雨量計，並配合中壢UHF雷達進行降水的觀測。在本文中會將雨量計所量得的降雨率時序圖和中壢UHF雷達所觀測的各層降水回波時序圖列出，並且可以輕易的看出有一非常相似的走勢。由此暗示了我們可以將UHF雷達所得的降水回波強度視為一個降雨率的指標

## 二 觀測儀器簡介

### 2.1 光學雨量計(Optical Precipitation Sensors)簡介

為了比較UHF雷達所量測的降水回波與地面上收集到的雨量記錄兩者之關係，有必要裝置性能優越的雨量計，以測得高品質的雨量記錄。在本研究中我們使用ORG-100系列的光學雨量計，此種雨量計比傳統以降雨量量桶測得的降雨率具有更高的時間解析度。此光學雨量計的時間解析度是每10秒就估算出10秒的平均降雨率，而本研究中雷達回波的平均時間解析度為1分鐘。高時間解析度的UHF雷達特性必須配合一個高時間解析度的降雨記錄，而ORG-100系列的光學雨量計提供了合於要求的時間解析度。ORG-100系列光學雨量計是一高感應、在寬廣的動態範圍內具有非常準確而能即時量測降雨率的工具，其動態範圍為 $0.5\text{mm/hr}$ 到 $1600\text{mm/hr}$ ，時間解析度為 $10\text{sec}$ ，訊號輸出範圍為0到5V直流類比輸出，輸出阻抗為 $50\Omega$ ，介面電纜長為25英尺到500英尺，操

作功率+11到+18VDC，典型為25mA，最大為35mA，其尺寸為46\*9\*16cm<sup>3</sup>，重量為2.3kg(包括25英尺的電纜線)，操作溫度在+1 C到+50 C之間，而其骨架為全部鋁製。

## 2.2 中壩UHF雷達特性簡介

我國為了配合全球UHF雷達研究中層大氣計畫(Middle Atmospheric Program; MAP)，特別在1985年6月中央大學校內成立了東南亞第一座UHF雷達站。在有限的經費下著手規劃了一座擁有三組獨立發射機、接收機及八木天線陣列(Yagi Antenna Array)的雷達站。每一組天線陣列所發出的天線波束(Antenna Beam)均可獨立地觀測五個方向，可朝東、西、南、北及垂直五個方向發射與接收，但是朝東、西、南、北四個傾斜方向發射的角度只能傾斜天頂角17度，其它角度不行。當傾斜觀測除了主波瓣(Main Lobe)的徑向波束指向天頂角17度，尚會有相反方向的副波瓣(Side Lobe)波束指向天頂角約58度，這個副波瓣收到的訊號有時會染了主波瓣所收到的訊號，造成頻譜無法辨識。每一組天線陣列是由64根(8\*8)呈正方形排列的八木天線所組成，發射的半功率波束寬(Half Power Beam Width)為7.4度，天線總面積為4800平方公尺，每組天線陣列增益約為29dB，最大效率週期(Duty Cycle)為2%，所使用的電波頻率為52MHz，波長為5.77m。中壩UHF雷達也可使用互補碼(Complementary Code)來進行觀測。

中壩UHF雷達系統的訊號處理流程如下。雷達控制器(Radar Controller)主控全系統，要發射電磁波時由振盪器(Oscillator)產生52MHz的載波(Carrier Wave)送往發射機，三部發射機受控於一個相位控制器(Phase Controller)使三部發射機所發射的脈波相位同步(若只使用一部發射機，相位控制器可以不使用)，經發射機和脈波寬(Pulse Width)混頻(Modulation)後到達發射/接收切換器(T/R Switch)，要發射時要切換至發射態以保護接收機(此時不接收訊號，以免接收機收到太強的訊號而造成損壞)，然後脈波送至天線陣列經過功率分配器(Power Divider)傳送至各個8木天線發射。發射後切換器換至接收態，回波就由天線經接收機在混頻器(Mixer)中分別與來自振盪器中具有0度相位差的載波相乘與具有90度相位差的載波相乘，此時訊號就分為兩部分，再通過低通濾波器(Low Pass Filter)，如此就剩下了低頻的大氣回波，經由數位化取樣(Sampling)可得到不同高度的回波訊號和進行同相積分(Coherent Integration)技術以提高訊號噪訊比(S/N Ratio)，將同相積分後的資料點存入光碟中。

## 三 資料分析與觀測結果

### 3.1 降雨率資料之取得

本文所使用的降雨率資料是由光學雨量計(Optical Precipitation Sensors)中的伏特數轉換成降雨率而得，時間是1993/11/26地方時03:00至04:15，地點在中央大學科三館四樓頂，與中壩UHF雷達距離約250公尺。其所得之伏特數(V)與降雨率(RAINRATE)之關係為

$$\begin{aligned} \text{Rainrate} &= 58 * V^2 && \text{當 } V > 70\text{mVDC} \\ &= 0 && \text{當 } V < 70\text{mVDC} \end{aligned} \quad (\text{式 4-1})$$

其中V單位為volts，範圍由0.07VDC至4.00VDC，RAINRATE單位為mm/hr，範圍由0.5mm/hr至1600mm/hr。

### 3.2 中壩UHF雷達觀測資料

本文中所使中壩UHF雷達觀測資料的時間是1993年11月26日，地方時03:00至04:15的雷達回波資料。由於當時只有一組天線陣列可正常運作，所以就選擇了三個傾斜方向，一個垂直方向來觀測，每個方向觀測一分鐘。即分別以向東、向北、向西、垂直四個方向，每個方向觀測一分鐘，如此循環不已。四個方向的選擇是有原因的，因為由垂直方向可以決定垂直風速，而配合以向東、向北或向西、向北的傾斜觀測就可以得到三維風場(第三章測風原理)。由於中壩UHF雷達本身傾斜發射時，除了在天頂角17度處有主波瓣，在相反方向天頂角58度左右有一大的副波瓣。此副波瓣在觀測時由於所觀測的方向不同，可能造成亂流回波與降水粒子回波互相染的情形，進而無法分辨兩者，這在下述的回波訊號判斷會加以說明。由於想要研究的對象為降水大氣環境中的降水粒子回波與地面降雨率兩者的關係，首先就必須鎖定UHF雷達主要觀測的降水粒子(雨滴、冰晶、雪花...等)，而降水粒子的終端速度由以往許多學者利用微波氣象雷達觀測的經驗得知不會大於10m/sec，所以必須以此數值來決定脈波發射周期(Interpulse Period, IPP)與同相積分次數(Integration Number, N)。以脈波寬度(Pulse Width,  $\tau$ )來決定空間解析度(Resolution,  $\Delta R$ )，以延遲時間(Delay Time, d)來決定觀測的最低層高度，以取樣層數(Range Gate Number)來決定所欲觀測的最遠距離。本次觀測所使用的雷達參數為：脈波發射周期為300 $\mu$ s，同相積分次數為500次，脈波寬度為2 $\mu$ s，延遲時間為12 $\mu$ s，取樣層數為40層，至於天線波束的指向如下：天線A朝東、北、西、垂直四個方向各一分鐘循環觀測，每一筆記錄的點數(Trails)為400點。

假設我們要觀測的降水粒子最大的徑向速度為10m/sec。由都普勒頻移與目標物徑向速度之關係可知，其所對應在中壩UHF雷達頻率域上的都普勒頻移將為3.47Hz。但當我們要決定真正觀測時的都普勒頻普中的奈昆斯特頻率(Nyquist Frequency)時，就必須配合脈波發射周期(IPP)與同相積分次數(N)兩者的乘積。由時序分析理論可知道每一個資料點的取樣時間(Dt)決定了奈昆斯特頻率。由本次觀測所使用的參數得知取樣時間為0.15sec，所以奈昆斯特頻率為9.62m/sec。由此我們就決定了我們可觀測到的最大徑向速度為9.62m/sec。其中影響同相積分次數的重要因素有大氣折射指數變化的時間尺度要比同相積分時間為大，就是必須把同相積分的時間內視為大氣折射指數尚未發生變化。取樣時間，即同相積分次數(N)與脈波發射周期(IPP)兩者乘積的決定，端看折射指數擾動相關時間(Correlation Time)的長短來決定，相關時間短，同相積分次數就小

### 3.3 頻譜之獲得與降水辨識

本次的觀測是以朝東、朝北、朝西、垂直四個方向分別觀測一分鐘後再進行下一次四個方向的循環觀測，所以每隔四分鐘之後才會觀測到同一方向。在一個循環之中我們必須假設在雷達體積內與一個循環的時間內風速是不變的(uniform)。由於一筆記錄為一分鐘400點，所以可以分成每組64點共6組的時序資料。將此6組資料做FFT得到6組能量頻譜(Power Spectrum)。由於雷達的訊號是隨機的(Random)，但我們可以利用Wiener-Khintchin relations來達到取6組能量頻譜的平均值(Ensemble Average)就有意義了。也就是說能量頻譜若不多組平均則會與雷達在時序上的隨機訊號是互相矛盾的，但由Wiener-Khintchinrelations告訴我們只要能能量頻譜以非同相疊加(Incoherent Integration)後的平均值(Ensemble Average)就有意義了。根據以上理由在本文中將6組能量頻譜以非同相疊加再平均得到一個在平均時間解析度 $\Delta t * 64 * 6 = 57.6 \text{sec}$ 的頻譜圖。

在一個平均時間下得到的頻譜圖必須把直流去掉(即 $f=0\text{Hz}$ )。因為這可能是雷達系統偏壓(Bias)所造成。再來還必須估計雜訊(Noise)，把雜訊扣掉。如此得到功率頻譜圖才是可靠的。

### 3.4 觀測結果

圖1為光學雨量計所量測而得的降雨率時序圖，我們可以明顯地看出在0300~0315LT之間以降雨率R(Rain-FallRate)區分的話，出現過輕微的雨(Light Rain,  $R < 1\text{mm/hr}$ )與中度的雨(Moderate Rain,  $1\text{mm/hr} < R < 4\text{mm/hr}$ )，並且在0334~0350LT時光學雨量計量測不到降雨，這與儀器本身所設的降雨率臨界值(Threshold  $R = 0.5\text{mm/hr}$ )有關。這段時間可能有雨，但雨非常小。圖2為中壢UHF雷達在同一時段中所量到的降水回波功率在2.4km之上縱軸的尺度大小是一樣，我們可以看出在2.7km~3.6km處有較大的降水回波，而在4.5km處有一特強的降水回波，此一特強的降水回波與板橋探空資料的0°C高度層接近，正是由於融化層(Melting Layer)所造成的亮帶(Bright Band)。由圖2降水回波的時序圖已經明顯地暗示我們降水回波功率與降雨率似乎有相似的走勢，這種相似的走勢可由圖3明顯地看出。但當我們再仔細地看圖3時，發現在中壢UHF雷達所觀測得到的降水回波發生的時間在0310LT就發生了，而光學雨量計卻在0320LT發現降雨。這種現象應該是告訴我們一件事實，當降水粒子在掉落的過程中，假設它有足夠的大小在掉至地面之前不被蒸發或被水平風吹走，它就需要時間掉落地面。由圖4我們可以看出在0300~0334LT的降水的回波功率在不一樣的高度有不一樣的時間延遲(約7min~10min)。由垂直指向所得的雨滴終端速度(圖6)得知在2.1km~3.6km處的雨滴終端速度約為5m/sec，所以幾乎每300公尺就延遲一分鐘。而由圖5卻告訴了我們另一個事實，降水回波功率與降雨率的相關性在0335~04:5LT，高度由2.1km~3.6km處，延遲的範圍在1~4分鐘，此時是有較大的雨勢形成。這兩個不同時段的降水回波，均發生在4.2Km的高度之下(圖7)，較大的降水回波都發生在2.4Km至3.9Km之間，溫度大於0°C，這應該是一種暖降水的型態。由於兩個不同時段的暖降水的型態發生的時間延遲範圍有所不同，因此，我們推斷在0300~0415LT中就有兩種不同的暖降水型態。在0300

~0334LT時，雨滴在高處形成時，在掉落的過程中並沒有被蒸發掉多少或被水平風速帶走，並且以雨滴合理的終端速度下落，形成了雨水由高處掉落至光學雨量計所須付出合理的時間延遲(若由2.1Km處以終端速度7m/sec下落合理的時間延遲為5分鐘)。在0335~0415LT時，不合理的時間延遲(1~4分鐘)是由地面至較高層幾乎同時形成降水，就是雷達沒有觀測到的地方，1.8Km以下應該也下著雨。當我們利用圖4與圖6的時間延遲來做為降水回波與降雨率兩者關係的指標時，我們認為在兩者的互相關係數(Cross-Correlation Coefficiency)為最大值時的時間延遲處附近，所對應的降水回波與降雨率的值才是可用來求兩者關係的值。

圖8為垂直觀測的降水回波功率，在0406LT與0415LT，高度在4.5km有強回波，這兩個高度的強回波正好與0°C等溫層(Isothermal)高度吻合，其餘各時間在約3km處也有較強的回波。圖9是垂直觀測降水回波等值圖(Contour)。我們看出在0406LT，0415LT，4.2Km~4.5Km處有一強降水回波，此高度與板橋探空資料站所示的高度4.4km處0°C完全相符，這是冰晶通過0°C高度層之後，逐漸融化造成冰晶外層包了一層水衣，改變了介電係數，使得回波增強，此回波增強處即為亮帶(Bright Band)。這種由0°C等溫層上方( $T < 0^\circ\text{C}$ )的固態降水粒子在冷雲內降落時，當通過0°C等溫層之後，固態降水粒子在融化層(Melting Layer)逐漸融化，造成回波變大的現象。當固態降水粒子通過融化層後，在接近地面的暖空氣中再融解成液態降水造成下雨的現象，此為冷降水型態。但是此次觀測的時間範圍內並沒有長時間的亮帶(Bright Band)產生，因而推論此次不是冷降水型態而是由於對流雲內的水滴到達0°C等溫層之上時，凝結成冰晶或雪花在掉落時，通過0°C高度層之後，逐漸融化造成冰晶外層包了一層水衣，改變了介電係數，使得回波增強，此回波增強處即為亮帶(Bright Band)。圖8在0406LT，3.6Km處和0415LT，3.0Km處也有強的降水回波造成，這降雨的成因是另外一種降水型態。就是水滴的碰撞與合併過程，發生在溫度大於零地方所發生的暖降雨。當溫度在0°C之上時，水汽在吸水性核上凝結，當重量無法被浮力與垂直向上風速支撐時，水滴向下墜落，在不同大小，不同終端速度的水滴之間，大水滴追上較小水滴產生碰撞，合併，或彼此彈回，當合併時形成較大的水滴，造成較大的終端速度，因為終端速度與降水回波有很好的相關性，進而使降水回波增強，這個現象在比較圖5與圖9在高度2.7km~3.6km之間可以看的出來。

## 四 討論

由於首次使用UHF雷達和高時間解析度的光學雨量計同時量測降水，關於 $P = aR^b$ 關係式的斜率b值會隨各層不同的原因可能是中壢UHF雷達所觀測到的降水粒子回波，其降水粒子的整體行為在不同高度降落的過程中可能因為蒸發、碰撞、合併、垂直風速，或水平風速的影響，使地面的光學雨量計所量測的降雨率與中壢UHF雷達所觀測的不同高度的實際降雨率不盡相同，問題在於沒有辦法在各高度層中有一雨量計去測量不同高度的降雨率。在利用圖4、圖5所得時間延遲，我們得出了 $P = aR^b$ 關係(圖9)。這之

中有一點值得注意的是，並非所有的時間延遲所取的值是所對應互相關係數的最大值，我們利用了互相關數所對應的時間延遲，是因為在互相關係數最大值所對應的時間延遲附近的時間，比較能代表光學雨量計所得的降雨率和UHF雷達所得的降雨回波兩者的時間延遲，但是此時間延遲後的兩者關係也並不一定就是真正的關係。假如在降水大氣中某段時間、某個高度層由UHF雷達觀測到的降雨其整體性的行為與光學雨量計在地面所觀測到的降雨相似(相似的粒子大小分布、密度)，此時所得的時間延遲才能準確地使 $P=ar^b$ 得到準確的關係式。許多學者曾利用氣象雷達觀測不同的天氣型態，得出在不同的天氣型態下會得到不同的Z-Rrelation，得到不同的斜率值b。這次的觀測中由於雨勢不大，屬於輕微的降雨。對於小雨常常是無法維持其本身的大小或密度而落至地面的，因為併合作用、風、溫度...等，對小雨影響較大。在未來的研究中應該利用UHF雷達對各種不同型態的降水大氣環境配合光學雨量計做觀測，來對降水大氣環境多做一些瞭解。由於反射率的大小決定了降水回波強度，而決定反射率的大小的因素有單位體積的粒子數、降水粒子的大小分布、物理的狀態(液態、固態)、還有個別元素的形狀，通常降水量大，回波就會較強。本次觀測的降水形式是暖降水形式。在0300LT至0334LT之間的降水可能在掉落地面途中被蒸發掉的少部分降水粒子，加上在0335LT至0415LT之間在各個高度上有上升氣流引進下層更多水蒸氣，各層水蒸氣被抬昇的過程中又凝結成水滴，在某個垂直範圍內極有可能幾乎同時形成降雨。雖然0300LT至0334LT降雨率較小，在0335LT至0415LT又因溫度、濕度、上升氣流、凝結核...等影響，造成各層雨勢較大，而且光學雨量計可以不必等待雨滴從高層下落的時間延遲(7至9分鐘)。由圖6知雨滴只需要1至3分鐘就掉落至地面，但雨滴不可能以30m/sec至40m/sec掉落，除非是上層與下層幾乎同時下雨的狀況。也就是說在0309LT至0319LT之間，雷達已經觀測到2.1Km處以上的降水，而且光學雨量計所測得的降雨率發生的時間在0319LT開始，比雷達已經觀測到的降水回波延遲10分鐘，這時間正足夠使2.1Km的降水以5m/s至7m/s的速度下落至地面。在0341LT雷達又明顯地觀測到2.1Km處以上的降水，而光學雨量計所測得的降雨率發生的時間在0351LT開始，比雷達已經觀測到的降水回波延遲10分鐘，由於在0339LT之後各高度曾有較明顯的上升氣流，表示對流作用增強，大氣的混合(mixing)更均勻，此時地面附近的水汽易被抬昇至較高處再掉落，掉落得過程可能再與其它雨滴合併或受阻力而分裂，又被抬昇循環或掉落至地面被光學雨量計所測得。由於在0339LT之後對流旺盛，造成了0351LT之後由地面到高空都形成降水，這就是光學雨量計在0351LT測得的降水是從1.8Km處下落，而雷達此時也觀測著1.8Km處以上的降水。此外因為此次觀測的對象為鋒面降水大氣，大氣之中混合作用強烈、對流旺盛，所以雷達波束不管是傾斜觀測或垂直觀測都應會觀測到均向性的亂流結構，因而造成傾斜觀測或垂直觀測並不會得到相差甚大的亂流回波功率，沒有大氣角頻譜的現象。

## 五 結論

此次研究的貢獻是全世界首次利用UHF雷達配合光學雨量計兩者同時觀測降水，唯有利用光學雨量計

高時間解析度的特性配合UHF雷達高時間解析度的特性，才能够有效的對不一樣高度層進行降雨率和降水回波功率之比較。進行降雨率和降水回波功率兩者關係之比較時，必須考慮到降水粒子由高空掉落至地面時所導致的時間延遲。由於雨量計和雷達所觀測的各層區域不是在相同的高度上，所以必須考慮到距離對降水回波的影響，將降水回波修正至相同距離進行降雨率和降水回波功率兩者關係之比較時才有意義。本次觀測的垂直風速沒有大的值，降水回波功率只有在兩個時間點有bright band的產生。亂流回波強度的確與上升的垂直風速有關。通常，上升的垂直風速愈大亂流回波強度空乏的愈嚴重。本次觀測的降水型態應為暖降水型。但是在0334LT之前的暖降水大部分應該是由較高處往下墜落。0334LT之後的暖降水，應該是由地面到高處的範圍內幾乎同時形成降水，並形成較大的雨勢。UHF雷達可以由接近地面的水平風速急遽的轉向與亂流回波增強得知鋒面來臨的精確時間(本次觀測的水平風速時間解析度為四分鐘)，具有非常良好的時間解析度。在6Km以下，亂流回波功率在此次觀測中並沒有大氣角頻譜的現象。此次觀測的對象為鋒面降水大氣，傾斜觀測或垂直觀測並沒有得到相差甚大的亂流回波功率，所以觀測到應為均向性的亂流結構，因而造成沒有大氣角頻譜的現象。未來必須對不同的降水大氣環境進行觀測，並協同光學雨量計得出的降雨率，兩者同時對不一樣高度層和不同等級的降雨率進行高時間解析度的P-Rrelation之研究，以提高UHF雷達估計降水率的能力。並且應該繼續研究量化降水粒子對背景大氣運動之響應與由觀測資料推導降水粒子大小的分布。

## 參考文獻

- Atlas, D., Advance in radar meteorology, Adv. Geophys., 10, 317-488, 1964.
- Atlas, D., R.C. Srivastava, and R.S. Sehon, Doppler radar characteristic of precipitation at vertical incidence, Rev. Geophys., 11, 1-35, 1973.
- Balsley, B.B., and K.S. Gage, The MST radar techniques: Potential for middle atmosphere studies, Pure Appl. Geophys., 118, 452-493, 1980.
- Battan, L.J., Radar Observation of the Atmosphere, 324 pp., University of Chicago Press, Chicago, Ill., 1973.
- Bogush, Jr., Radar and the Atmosphere, pp 452, 1989.
- Chu, Y.H., and L.P. Chian, The investigation of atmospheric precipitations by Using Chung-Li UHF Radar, Radio Science, Volume 26, Number 3, Pages 717-729, 1991.
- Chu, Y.H., and C.H. LIN, The Severe Depletion of Turbulent Echo Power in association with Precipitation observed by Using Chung-Li UHF Radar, Radio Science (accepted), 1994.
- Chu, Y.H., T.S. Hsu, L.H. Chen, J.K. Chao, C.H. Liu, and J. Rottger, A study of the characteristic of UHF radar

echo power in the Taiwan area, *Radio Sci.*, 25, 527-538, 1990a.

Chu, Y. H., L. H. Chen, J. K. Chao, C. H. Liu, and J. Rottger, Aspect sensitivity at tropospheric heights measured with vertically pointed beam of the Chung-Li radar, *Radio Sci.*, 25, 539-550, 1990b.

Doviak, R. J., and D. S. Zrnic, *Doppler Radar and Weather Observation*, 458 pp., Academic, Troy, Mass., 1984.

Fukao, S. K., Wakasugi, T., Sato, S., Morimoto, T., Tsuda, I., Hirota, I., Kimura, and S. Kato Simultaneous observation of precipitating atmosphere by UHF and C/Ku band radars, *Radio Sci.*, 20, 622-630, 1985a.

Fukao, S., K. Wakasugi, T. Sato, S. Morimoto, T. Tsuda, I. Hirota, I. Kimura, and S. Kato Direct measurement of air and precipitation particle motion by UHF Doppler radar, *Nature*, 316, 712-714, 1985b.

Gossard, E. E., and R. G. Strauch, *Radar observation of clear and cloud*, Elsevier Science Publishers, 280 pp., 1983.

Green, J. L., R. H. Winkler, J. M. Warnock, W. L. Clark, K. S. Gage, and T. E. VanZandt, Observation of enhanced clear air reflectivity associated with convective cloud, in *Proceedings of 18th Conference on Radar Meteorology*, pp. 88-93, American Meteorological Society, Boston, Mass., 1978.

Hans R. Pruppacher, James D. Klett, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, pp. 714, 1978.

Larsen, M. F., and J. Rottger, Observations of thunderstorm reflectivities and Doppler velocities measured at UHF and UHF, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 151-159, 1987.

Liu, C. H., and K. C. Yeh, Scattering of UHF and UHF radar signals from the turbulent air, *Radio Sci.*, 15, 277-282, 1980.

Liu, C. H., J. Rottger, C. J. Pan, and S. J. Franke, A model for spaced antenna observational model for MST radars, *Radio Sci.*, 25, 551-563, 1990.

Ottensten, H., Radar backscattering from the turbulent clear atmosphere, *Radio Sci.*, 4, 1251-1255, 1969.

R. R. Rogers, *A Short Course in Cloud Physics*, 2nd Edition, pp. 235, 1979.

Robert W. Ramirez, *the FFT Fundamentals and Concepts*, pp. 178, 1985.

Sato, T., H. Doji, H. Iwai, I. Kimura, S. Fukao, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Computer processing for deriving drop-size distributions and vertical air velocities from UHF Doppler radar spectra, *Radio Sci.*, 25, 961-973, 1990.

Tatarskii, V. I., *Wave Propagation in a Turbulent Media*, 285 pp., McGraw-Hill, New York, 1961.

Tatarskii, V. I., The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation, *Trans. by Israel Program for Sci. Transl.*, Jerusalem, IPST Cat. No. 5319 UDC 551.510, ISBN 0-7065-0680-4, 471 pp., 1971.

VanZandt, T. E., J. L. Green, K. S. Gage, and W. L. Clark, Vertical profiles of reflectivity turbulence structure constant: comparison of observations by the SUNSET radar with a new theoretical model, *Radio Sci.*, 13, 819-829, 1978.

Wakasugi, K., S. Fukao, S. Kato, A. Q. Mizutani, and M. Matsuno, Air and precipitation particle motions within a cold front measured by the MU radar, *Radio Sci.*, Vol. 20, p. 1233-1240, 1985.

Wakasugi, K., S. Fukao, S. Kato, A. Q. Mizutani, and M. Matsuno, A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocity from UHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 623-629, 1986.

Wakasugi, K., S. Fukao, S. Kato, A. Q. Mizutani, and M. Matsuno, Further discussion on deriving drop-size distribution and vertical air velocity directly from UHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 170-179, 1987.

Woodman, R. F., and A. Guillen, Radar observation of winds and turbulence in the Stratosphere and Mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 493-505, 1974.

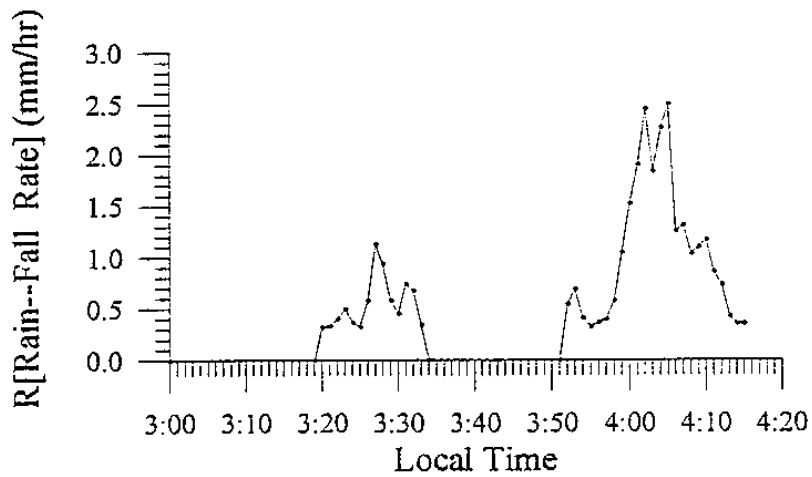


圖4 光學雨量計所量測之降雨率時序圖(LT03:00--04:15, 1993/11/26)

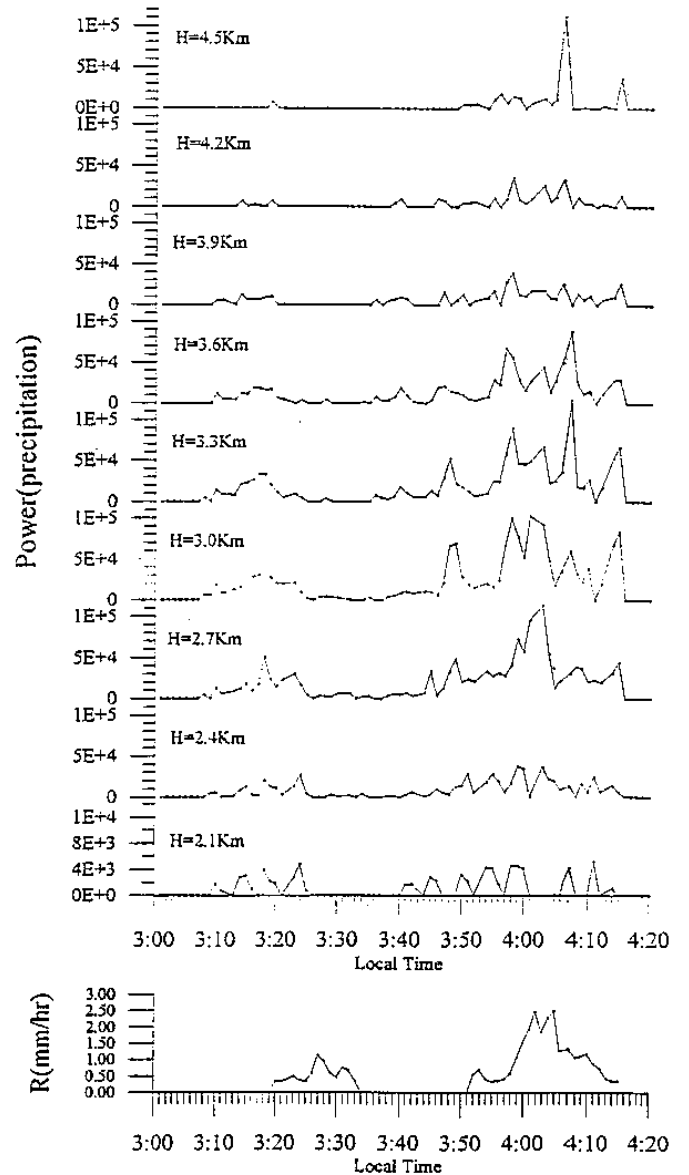
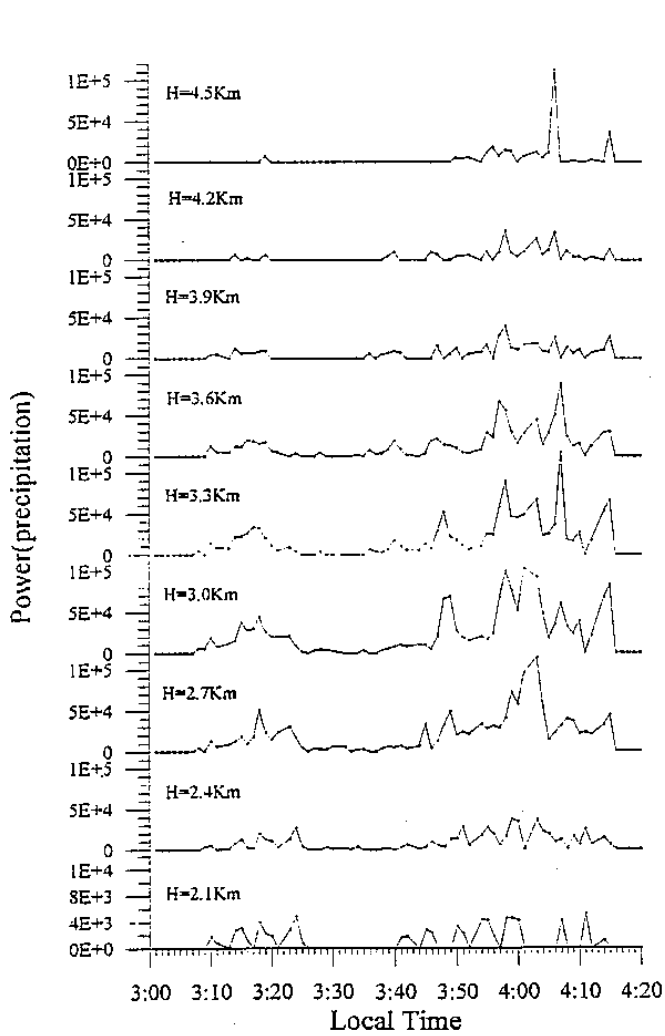


圖2 降水粒子回波功率時序圖(LT03:00--04:15, 1993/11/26)

圖3 降雨率時序圖與降水粒子回波功率時序圖

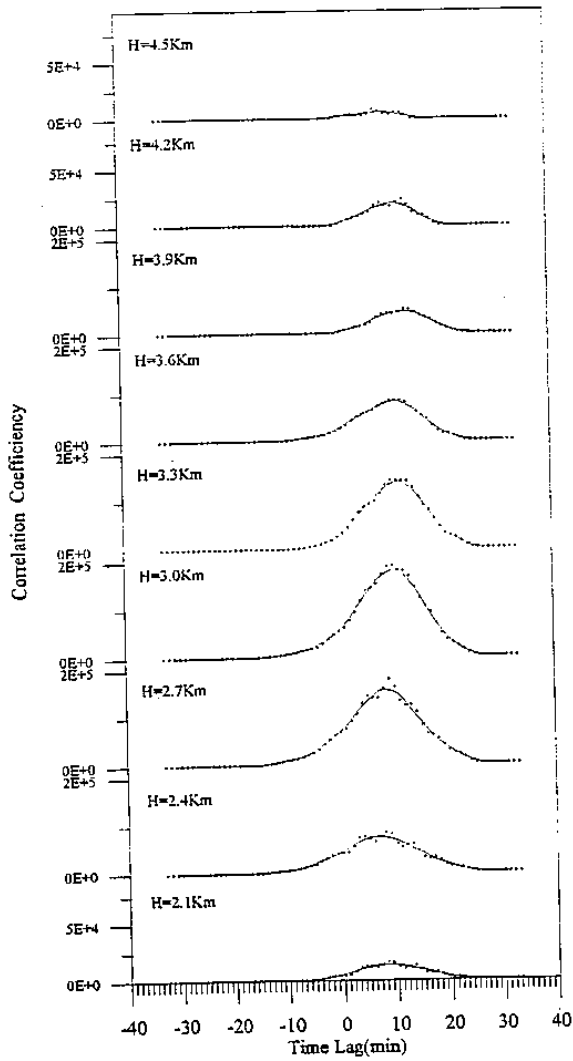


圖4 降雨率與降水回波兩者之互相關係數和時間延遲圖(LT03:00-03:34, 1993/11/26)

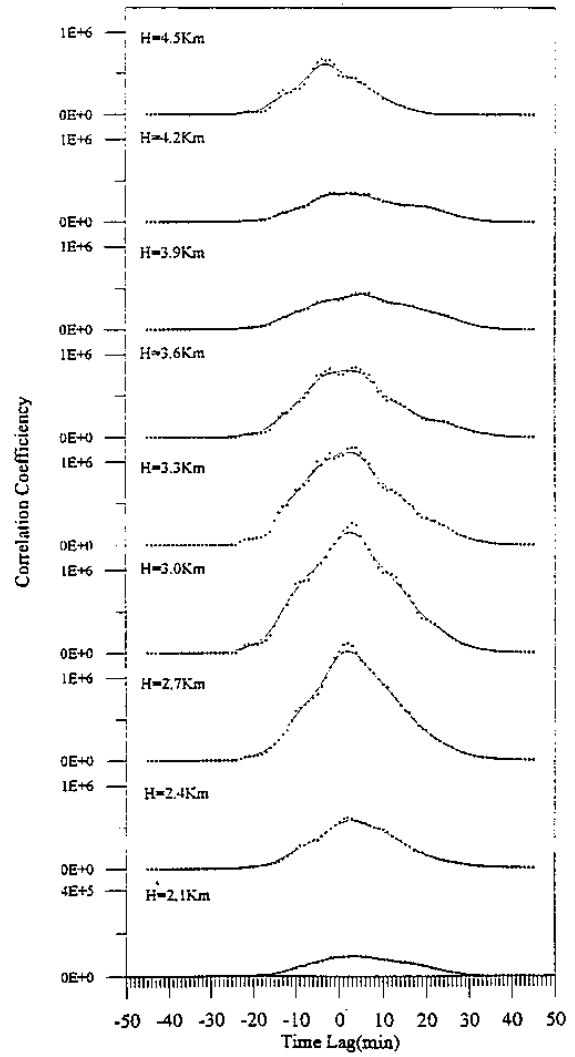


圖5 降雨率與降水回波兩者之互相關係數和時間延遲圖(LT03:35-04:15, 1993/11/26)

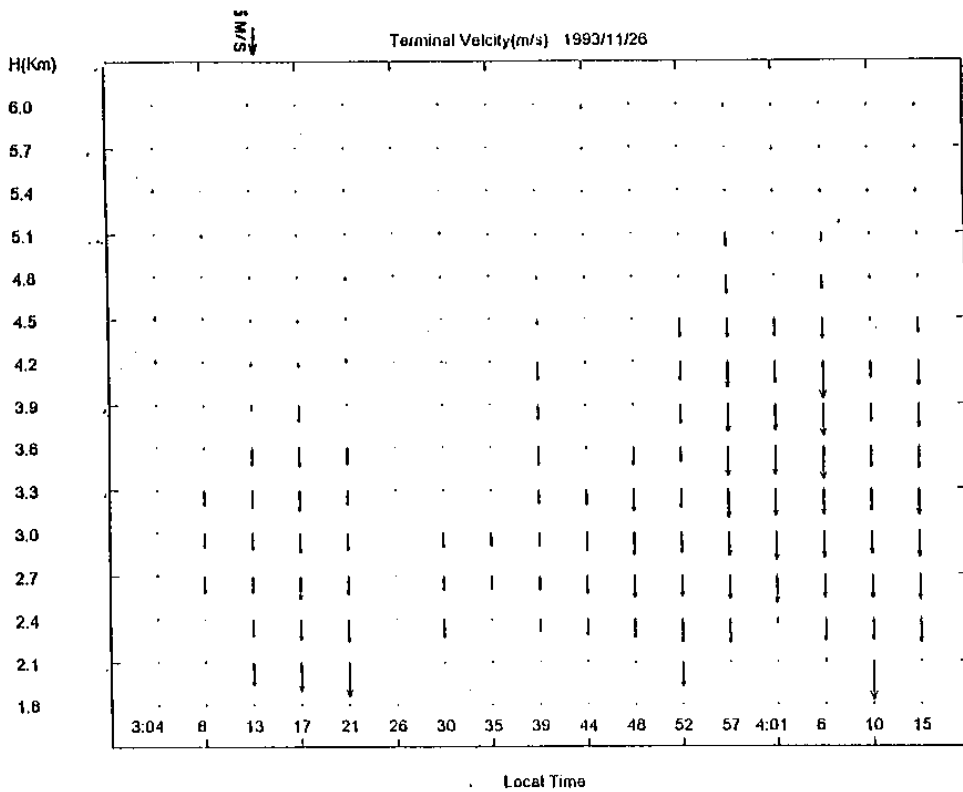


圖6 降水粒子之終端速度

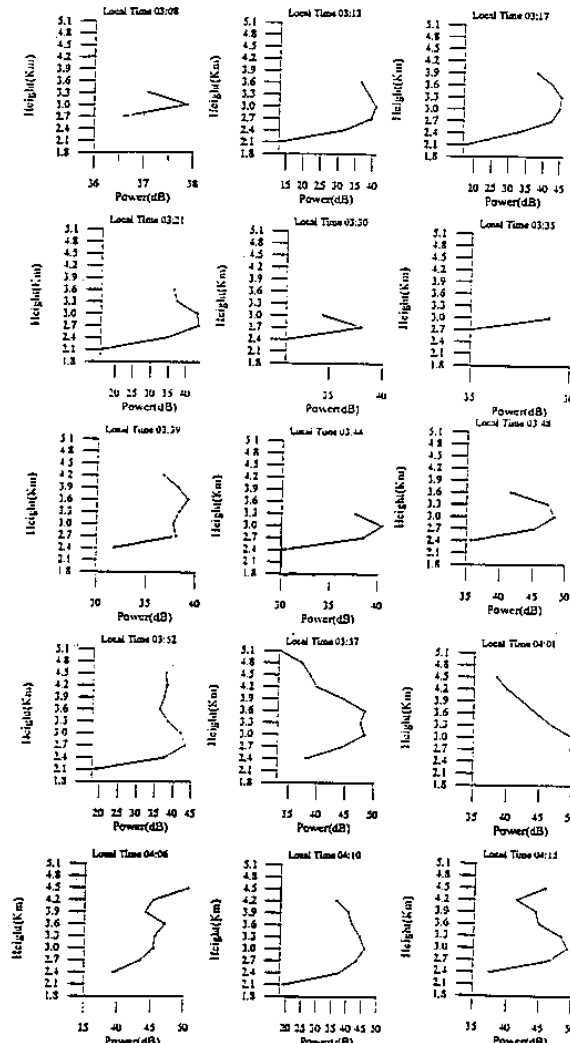


圖7 垂直觀測之降水粒子回波功率時序圖

Vertical Echo Power Coutour of Precipitation(1993/11/26)

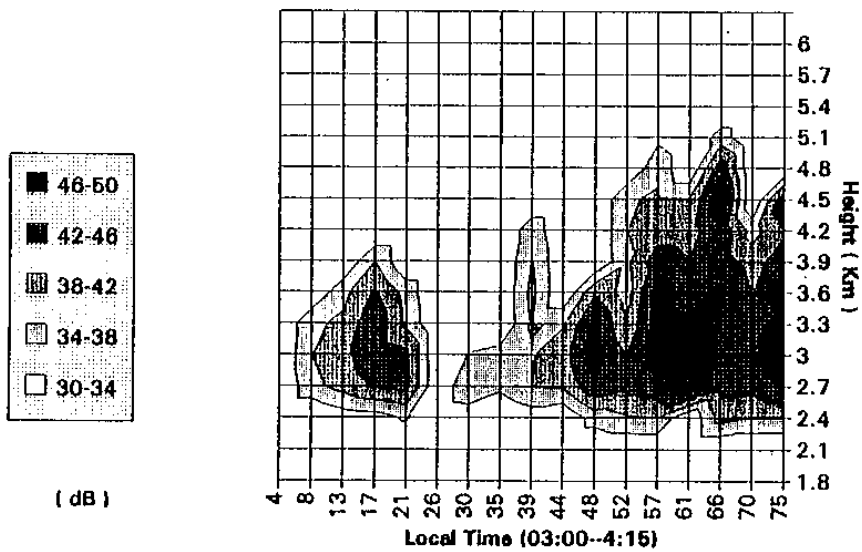


圖8 垂直觀測之降水粒子回波功率等值圖



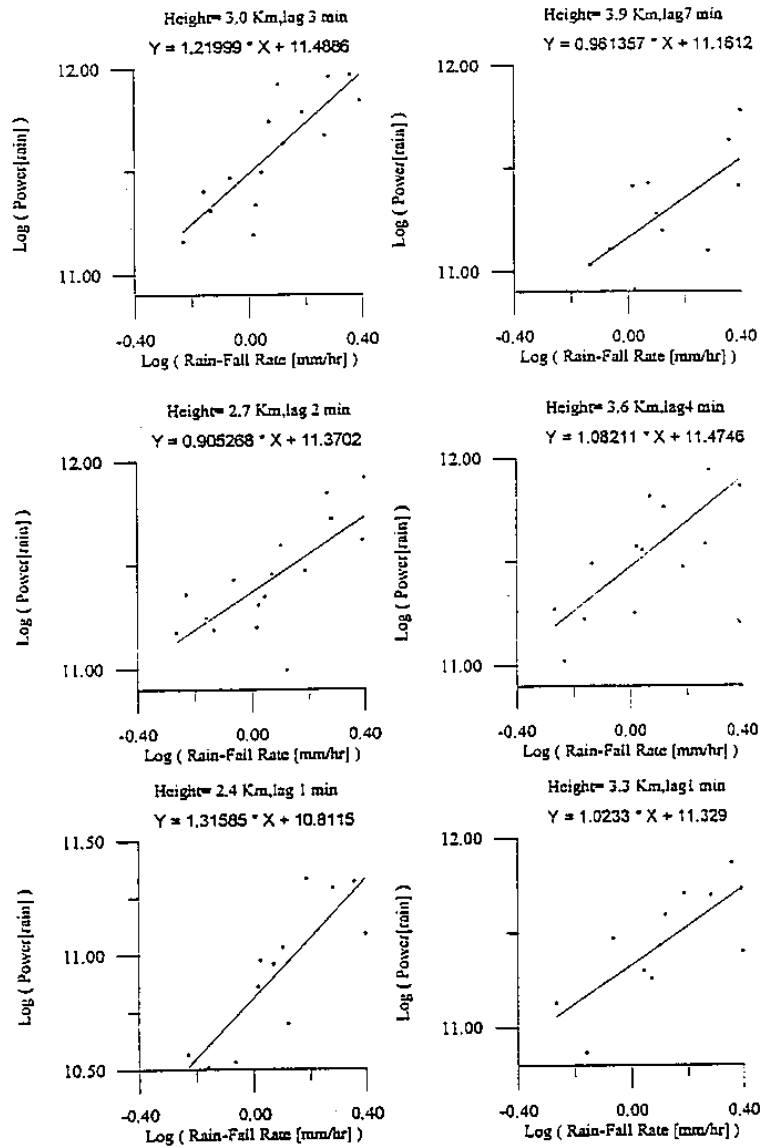


圖9 P-R 關係式

