

夏季雷雨個案雙偏極化雷達雨滴粒徑分佈反演 及數值模擬的比較

曾威仁 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國一〇一年六月三日收稿；中華民國一〇一年十二月三十一日定稿)

摘 要

在過去相關研究中，多半使用地面雨滴譜儀來驗證模式模擬雨滴粒徑分佈的演化過程。由於雷達資料擁有良好的時空解析度，於是本研究利用一維雲模式，並搭配國立中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達反演空中雨滴粒徑分佈之技術，模擬台灣山區夏季午後天氣系統中，層狀區與對流區之雨滴粒徑分佈的演化過程，並以雷達觀測產品做為驗證。研究結果發現，在沒有考慮水平方向空氣平流的情況下，透過給予一組層狀區上空 3.5 公里處的雨滴粒徑分佈，一維雲模式能夠順利掌握到該區域的中值體積直徑向下漸增、高低層差值漸減的趨勢。此外模擬 9 至 10 分鐘後其模擬之垂直分佈即相當接近雷達的反演場。在對流區中，雷達反演的中值體積直徑在 3.5 公里以下則是一直保持定值。比起考慮多種微物理過程的模式，僅考慮沈降作用的模式似乎能獲得較為一致的結果。推論主要的原因可能是本個案的對流區中，沈降作用較其他微物理過程重要。

關鍵字：一維雲模式、雨滴粒徑分佈

一、前言

隨著雲物理學相關研究的進展，人們對於雨滴是如何出現於自然界開始有了興趣，試圖從理論解釋雨滴成長的機制，像是雲凝結核與雲滴的

凝結成長、雨滴之間的碰撞合併、碰撞分裂等物理機制的交互作用。經由數值模式的出現，許多學者開始利用這些模式進行真實個案的研究。不過受限於獲得雨滴粒徑分佈的來源有限，以往僅能透過地面零星分佈的雨滴譜儀、極昂貴的飛機

穿越實驗取得相關資料。但自從雙偏極化雷達出現，利用雷達參數的運算轉換，能夠進而獲得空中的雨滴粒徑分布。因為過去少有利用雲微物理模式搭配雷達反演雨滴粒徑分布產品的相關研究，所以希望透過雷達對於時空的高解析度，將反演的雨滴粒徑分布植入雲模式進行模擬，分析一段時間之後模擬場與真實場的雨滴粒徑分布的演化情況，試圖從中瞭解降水事件中雨滴從生成之後是如何演化增長。

自從 Twomey (1965) 提出隨機性成長的理論之後，即被廣泛的使用。而電腦的問世讓科學家能夠利用電腦模擬液滴的演化過程。不過當時鑒於其運算能力之限制，多半選擇較為簡易的 Kessler (1969) 總體參數化以避免複雜的微物理過程計算。後來 Low and List (1982 a,b) 在實驗室裡模擬雨滴碰撞之後碎片的分布型態，並寫成詳細的碰撞過程參數化。往後眾多學者則常採用詳細的 Low and List 碰撞過程參數化，研究暖雲降水期間雨滴粒徑分布隨時間的演化。

為了模擬雨滴粒徑分布的演化過程，在此使用詳細的雲微物理模式。這類模式除了針對不同粒子分門別類以外，還會依照粒子間不同的物理特性，連續且獨立地進行分類及演化模擬(Chen and Lamb, 1994)，也因為此種模式的運算是以網格元(bin)為單位，所以常被稱為網格元模式。

透過數值模式的發展，開始出現許多針對模式而做的分析討論。模式中倘若僅考慮碰撞合併與碰撞分裂，不論初始的分布為何，雨滴粒徑分布會逐漸演變成一個具有三個峰值的平衡狀態，並且雖然演化至平衡狀態的時間隨初始條件而有所不同，但主要特徵於演化初期就已大致成形(Valdez and Young, 1985)。至於數值模式演化的驗

證，過去常採用地面一維撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel Disdrometer, JWD)進行驗證，也有相當不錯的表現。

現在常見的雨滴粒徑分布型態可以分成兩類，一為 Marshall and Palmer (1948) 提出來的指數分布型態，但透過觀測結果的比對發現在大雨滴與小雨滴的部分描述不理想。因此 Ulbrich and Atlas (1984) 利用雨滴粒徑分佈的截距參數(N_0)、形狀參數(μ)、斜率參數(λ)來描述伽瑪型態的雨滴粒徑分布。為了獲得空中雨滴粒徑分布資訊，善用偏極化雷達即顯得重要。Zhang et al. (2001) 與 Brandes et al. (2003) 利用一特定關係式約束 μ 、 λ 之間的變化，搭配回波、差異反射率兩項資料便能獲得控制雨滴粒徑分布的三個參數，進而求得雨滴粒徑分布與各項降雨積分參數。

二、資料來源與模式設定

本研究採用 2006 年 7 月 17 日中央大學 C-Band 雙偏極化雷達的資料。為了與一維雲模式在直角坐標的網格點上進行比對，極座標系統的雷達資料必須先將所需的雷達觀測參數：雷達回波(Z_H)、差異反射率(Z_{DR})、相關係數(ρ_{hv})，從極座標內插至直角坐標。再經由 Zhang et al. (2001) 的反演方法換算出伽瑪形式的雨滴粒徑分布參數(N_0 , μ , λ)以供使用。此外因為對於冰粒子的行為模式並不全然了解，故雙偏極化雷達資料反演雨滴粒徑分布的方法，均建立於該反演區域均為純水的前提下。所屬位置高於 5 公里或 ρ_{hv} 場小於 0.8 之雷達資料，均會因為無法排除冰粒子、或非氣象因子之疑慮，而在進行分析前先行濾除。

數值模擬部份則採用 Chen and Lamb (1994) 的一維雲模式進行實驗，當中為了模擬雨滴粒徑

分布隨時間的演化，模式頂層的雨滴粒徑分布將不隨時間變化，且持續灑落相同粒徑分布的雨滴至模式之中。如此一來，即可簡化問題並觀察垂直方向上雨滴粒徑分布是如何進行演化。模式對於降水粒子的處理乃依照質量大小分為 45 個網格元，每個相鄰的網格元之質量相差兩倍，並藉由設定最大網格元的質量搭配劃出所有網格元相對應的質量或粒徑大小。模式的垂直解析度為每層 25 公尺、共 140 層，時間解析度為每秒鐘積分一次。

由於溫度、氣壓、相對濕度等環境參數會對微物理過程有所影響，所以經由給予適當的探空資料應能減少模擬過程中的無法估計的變異量。但鑒於案例發生的桃竹苗地區附近並無高空觀測站，本研究採用當日地理位置較近的板橋探空站資料做為模式之用。根據 Ulbrich (1983) 的研究顯示，伽瑪形式的雨滴粒徑分布會比較接近真實情況。方程式(1)為模式頂層伽瑪形式的雨滴粒徑分布， $N(D)$ 為單位體積的雨滴個數，單位為 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、 N_0 為雨滴粒徑分佈的截距參數，單位為 $\text{mm}^{-1}\mu\text{m}^{-3}$ 、 D 為雨滴等體積直徑，單位為公釐、 μ 為雨滴粒徑分佈的無因次形狀參數、 λ 為雨滴粒徑分佈的斜率參數，單位為 mm^{-1} 。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (1)$$

三、個案分析

(一) 個案介紹

2006 年 7 月 17 日太平洋副熱帶高壓的勢力延伸至日本南部及台灣附近海域一帶，另一方面 7 月 14 日中午登陸福建的碧利斯颱風，減弱後於華南地區留下較微弱的低壓區，因此台灣當日則以偏南風為主。正因為環境風場為偏濕的南風，

加上並非完全處於太平洋副熱帶高壓的籠罩，所以中午過後台灣北部山區迅速出現多個發展旺盛的對流系統。圖 1 為 7 月 17 日 0733UTC 之中央大學雷達在 1.0 度仰角的回波 PPI 圖(Plan-position Indicator)，透過觀察回波的移動與垂直分佈情形，分別訂出當日 0723 UTC 至 0744 UTC 之間持續為層狀區或對流區的完整區塊。若以中大雷達為原點，東方與北方為正值，則對流區劃定於 $X=20 \sim 27$ 、 $Y=-5 \sim 5$ 之間的方型區域、層狀區則是定於 $X=0 \sim 17$ 、 $Y=-10 \sim 10$ 之間的方型區域(以上單位均為公里)。

(二) 雷達觀測資料分析

圖 2 為中央大學雷達於本案例開始進行觀測作業的第一筆資料，當時約有三個回波強度高於 40 dBZ 的對流胞散置於雷達東南方 20 至 50 公里處，並緩慢地往其所在之山麓移動。0713 UTC 最南方的對流胞逐漸消散的同時，北方的對流胞在此時仍能維持相當的強度，並朝北北東方前進(圖 3)。當時間來到 0809 UTC 時，對流雲系逐漸消散並留下廣大的層狀雲系(圖 4)，直到 1045 UTC 整個雲系才全部消失。所以根據雷達資料研判，對流胞在當地時間下午三時之後減弱、並逐漸潰散為廣大的層狀區域，這樣的演化歷程正好滿足同時間能擷取對流區與層狀區的需求，因此本研究的個案即選定於 0723 UTC 至 0744 UTC 之間的 20 分鐘。

從當日 0723 UTC 到 0744 UTC 的雷達回波圖，發現對流胞的強度與型態在這段期間都沒有太大的差異。於是為了瞭解此天氣系統的垂直結構與變化，繪出以中央大學雷達為中心，方位角 88 度的距離高度剖面圖(Range-height Indicator，簡稱 RHI)。

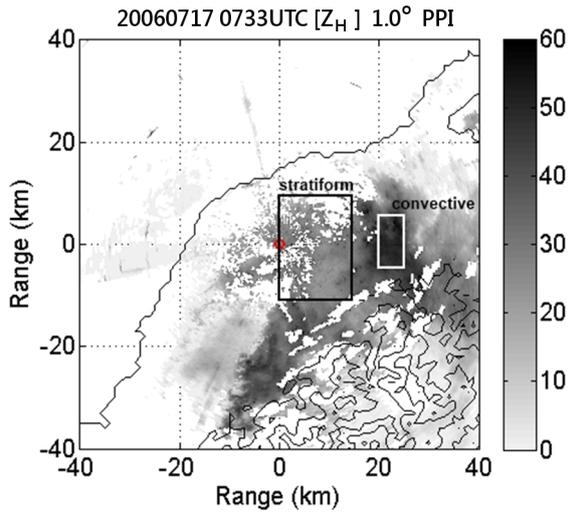


圖 1 2006 年 7 月 17 日 0733UTC 之中央大學雷達在 1.0 度仰角的 PPI 圖，座標原點為雷達位置，色階為回波值，單位 dBZ，透過該時間前後 15 分鐘的分析，定義出本研究之層狀區與對流區位置。

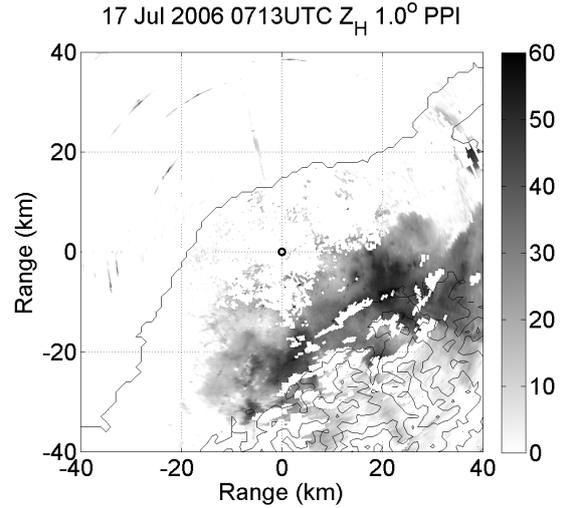


圖 3 2006 年 7 月 17 日 0713UTC 中央大學雷達在 1.0° 仰角的 PPI 圖，空心圓圈為雷達所在位置，色階為回波場（單位：dBZ）。

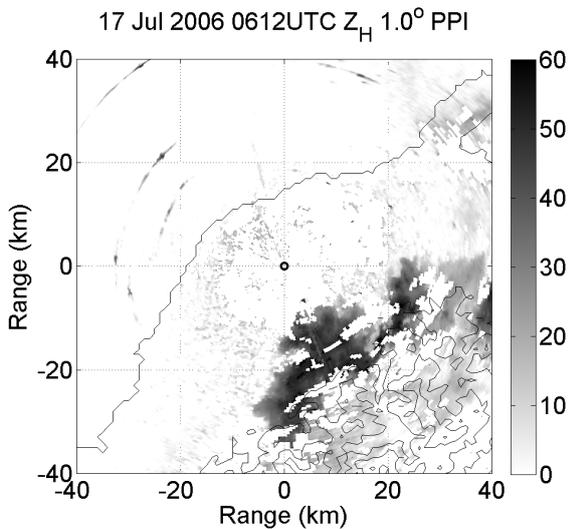


圖 2 2006 年 7 月 17 日 0612UTC 中央大學雷達在 1.0° 仰角的 PPI 圖，空心圓圈為雷達所在位置，色階為回波場（單位：dBZ）。

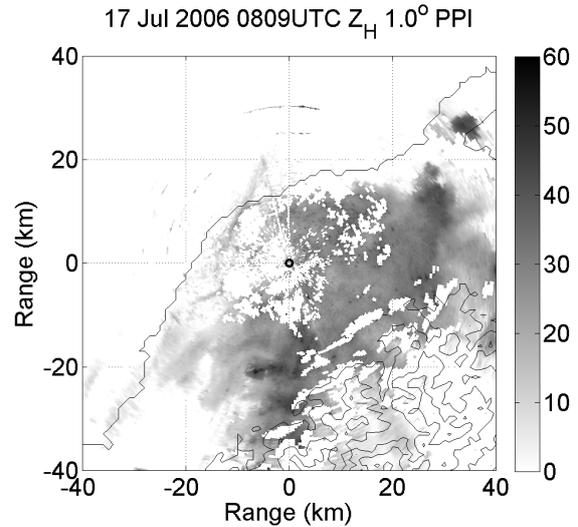


圖 4 2006 年 7 月 17 日 0809UTC 中央大學雷達在 1.0° 仰角的 PPI 圖，空心圓圈為雷達所在位置，色階為回波場（單位：dBZ）。

自圖 5 的回波場 RHI 圖可以觀察到，這個天氣系統可以簡略地分成對流區與層狀區兩類。對流區座落於離雷達 20 至 25 公里的地方，最大回波可達 50 至 55 dBZ，而發展高度超過 10 公里；距離雷達 10 到 15 公里的地方則是在離地 4.5 公里的空中出現亮帶，因此將此區域劃為層狀區。相關係數定義為雙偏極化雷達數個脈衝中，水平與垂直方向的偏極化反射率之間的關連性。當掃描體積內多為同種類之水象粒子，會得到較高的相關係數；當觀測區域內為冰水混相等參雜不同物理行為的粒子時，將會造成此參數值下降。而差異反射率則是與水平、垂直方向的偏極化反射率之差值有關，故粒徑較大的雨滴因為其形狀較為扁平，也會導致較高的 Z_{DR} 值。所以亮帶區較低的相關係數、與該處略為上升的 Z_{DR} 場，可以推論因為亮帶上層為融解層，部份冰粒子開始融化導致該區域為冰水混相的狀態，並且因為融化過程中冰粒子表面覆蓋著非球形的液態水，導致上述參數的分布情況。經過了十分鐘可以看見對流胞的強度已經開始減弱，層狀區亮帶的結構開始瓦解（圖 6），而 20 分鐘後不論是從 Z_H 與 Z_{DR} 的垂直剖面皆難以看見亮帶的特徵，相關係數也幾乎回升至較高的數值（圖 7）。

(三) 雷達反演資料分析

由於雙偏極化雷達資料可以反演雨滴粒徑分佈，在此引入三個降水物理積分參數利於分析：液態水含量(Liquid Water Content, LWC)、中值體積直徑(Median Volume Diameter, D_0)、雨滴粒徑分佈經過標準化的截距參數(N_w)。將所有雨滴的質量相加總即為液態水含量，而從最小的雨滴積分到直徑為 D_0 的雨滴，其質量會等同於液態水含量的一半。在液態水含量相同時， D_0 越大也就表示會有較多的大雨滴。此外，採用伽瑪型態的雨

滴粒徑分佈時，會因為 N_0 的單位 $\text{mm}^{-1}\mu\text{m}^{-3}$ 包含 μ 而不利於比較不同雨滴粒徑分布的雨滴個數之總量。面對這個問題，Tustud et al. (2001) 將 N_0 經過標準化為 N_w ，其單位亦簡化為 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ，就不用再考慮 μ 、 λ 所造成的影響。

圖 8 上排為層狀區各個參數的垂直變化。層狀區的回波強度垂直結構在 20 分鐘內沒有太大的變動，距地 4.5 公里處與地表均出現回波強度極大值， Z_{DR} 與相關係數亦在 4.5 公里高度有明顯的轉折，表示縱使經過直角坐標的內插及門檻值的篩選，仍能保有原先所預期 4.5 公里的亮帶特徵。反演場則是出現 D_0 向下遞增、 $\text{Log } N_w$ 與液態水含量向下遞減的趨勢，顯示層狀區雨滴似乎隨著掉落過程，其數量與總質量逐漸減少，而小粒徑雨滴的個數比例則也跟著降低。

圖 8 下半部為對流區各個參數的垂直變化，與 1.0 度仰角的雷達回波逐漸減弱的情況相當一致，不過對流區高層的衰退情形似乎比較嚴重。此外對流區 Z_{DR} 的分布是向下持續增加、相關係數則是垂直方向上沒有明顯的特徵。至於為什麼對流區的回波在 20 分鐘內有明顯的衰退，從變化有限的 D_0 、變化較為劇烈的 $\text{Log } N_w$ 及液態水含量，猜測可能是雨滴數量的變化而非由單一粒子的成長所主導。從上述的分析可以得知，本案例在層狀區與對流區的雷達觀測參數上均有截然不同的特性，這樣的性質在反演過後的反演場依舊存在。

(四) 敏感度測試

本研究先藉由模擬碰撞合併過程（圖 9）、與考慮碰撞合併及分裂過程（圖 10），在不同高度時平衡狀態的雨滴粒徑分佈，並與 Hu and Srivastava (1995) 對於相似的實驗設計所計算得到

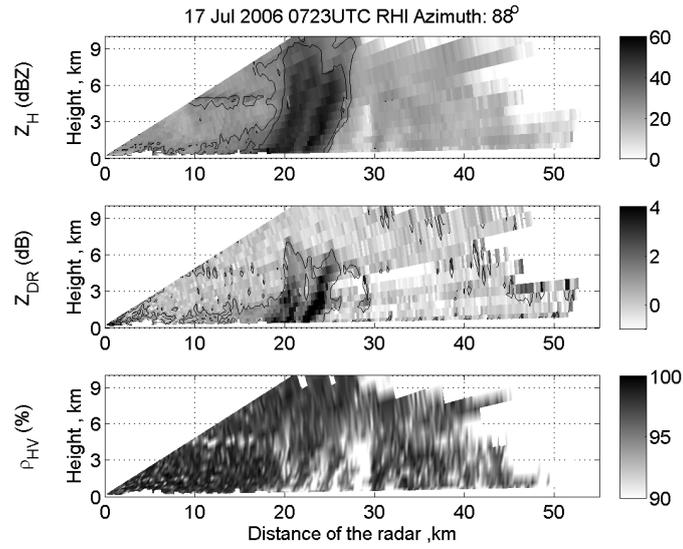


圖 5 2007 年 7 月 17 日 0723 UTC 中央大學雷達 88°方位角之距離高度剖面圖，由上而下的三個子圖分別為雷達回波 (Z_H ，單位：dBZ)、差異反射率 (Z_{DR} ，單位：dB)、與相關係數 (ρ_{HV})。縱軸均為離地高度 (單位：公里)、橫軸均為距離雷達的水平距離 (單位：公里)。距離地面 5 公里的地方， Z_H 與 Z_{DR} 場在垂直方向上均有相對峰值，此為層狀區亮帶的特徵。

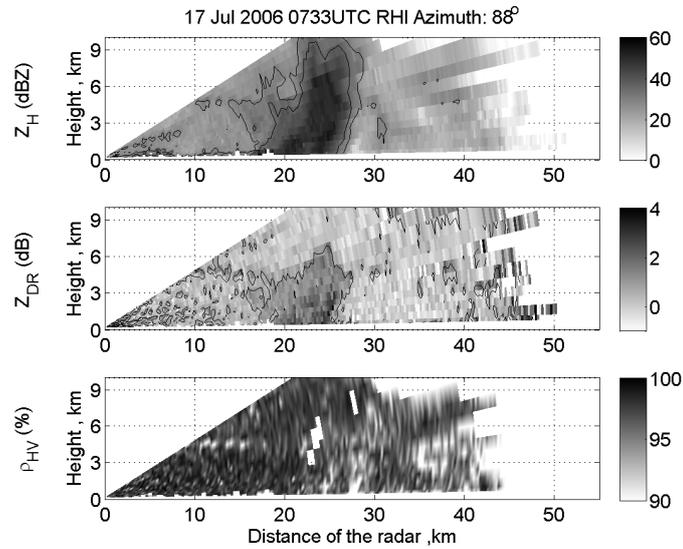


圖 6 2007 年 7 月 17 日 0733 UTC 中央大學雷達 88°方位角之距離高度剖面圖，各參數分佈及意義與圖 5 相同。

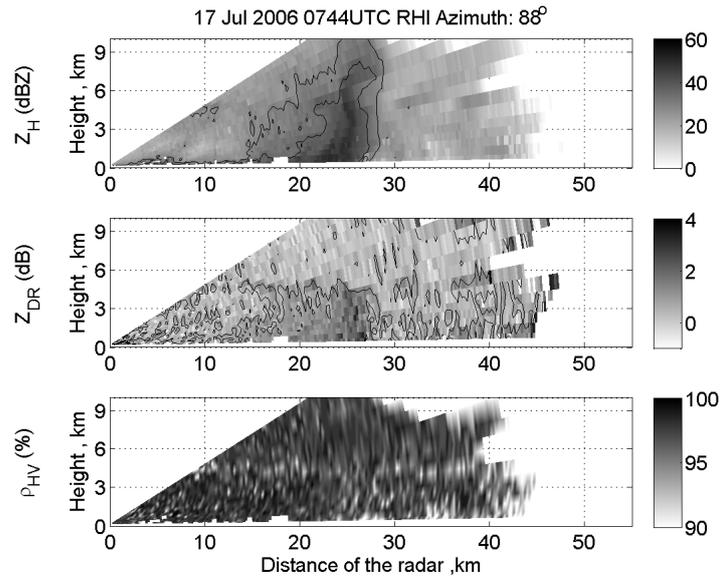


圖 7 2007 年 7 月 17 日 0744 UTC 中央大學雷達 88°方位角之距離高度剖面圖，各參數分佈及意義與圖 5 相同。

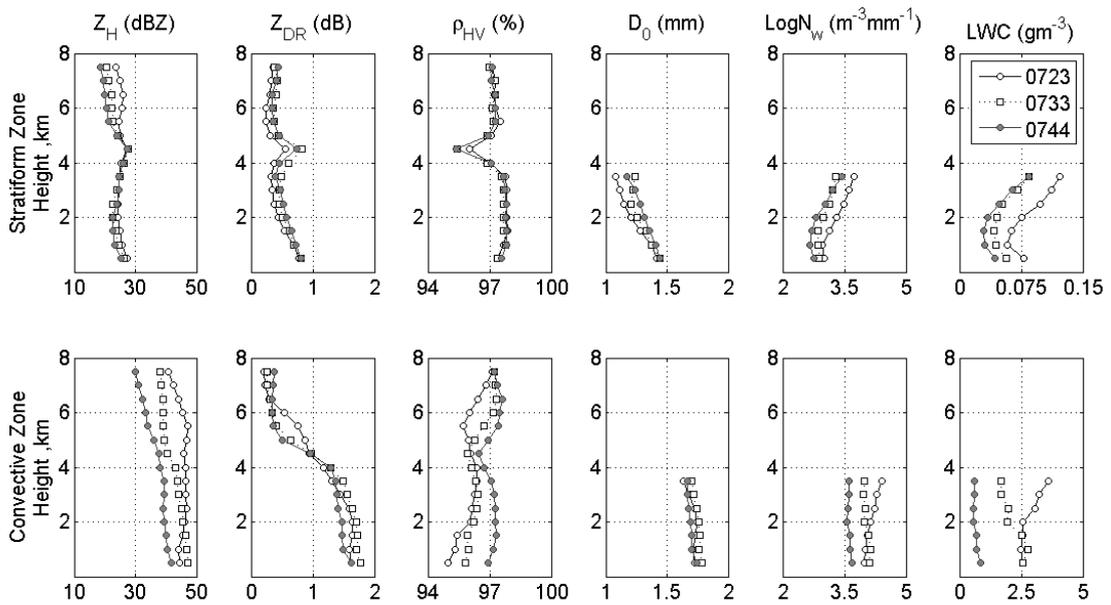


圖 8 2006 年 7 月 17 日的層狀區與對流區個案，各物理量逐時之垂直變化。上排為層狀區的參數分佈，下排為對流區的參數分佈。每排由左而右的六個子圖依序為回波 Z_H (dBZ)、差異反射率 Z_{DR} (dB)、相對濕度 ρ_{HV} (%)、中值體積直徑 D_0 (mm)、標準化過後的截距參數 $\text{Log}N_W$ ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)、以及液態水含量 LWC (gm^{-3})。

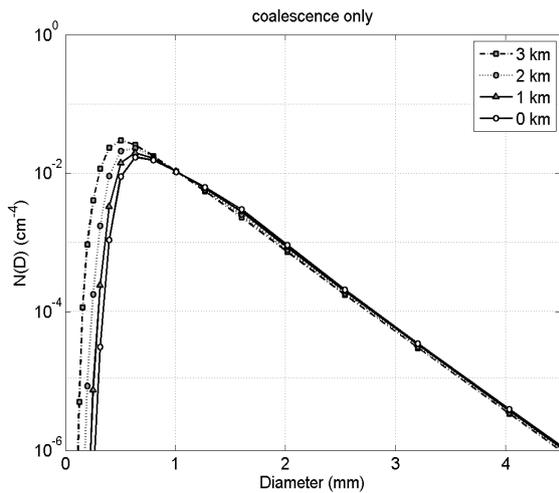


圖 9 模式僅考慮碰撞合併過程時，平衡態時雨滴粒徑分布的垂直變化，橫座標為雨滴直徑（單位：mm），縱座標為單位體積單位粒徑的雨滴個數（單位： $\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-1}$ ）。

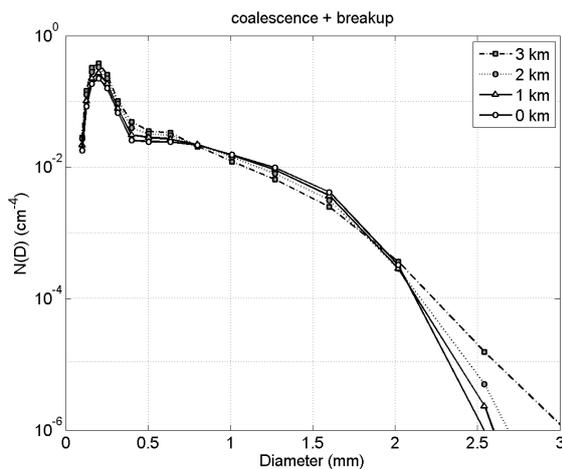


圖 10 模式考慮碰撞合併與分裂過程，平衡態時雨滴粒徑分布的垂直變化。橫座標為雨滴直徑（單位：mm），縱座標為單位體積單位粒徑的雨滴個數（單位： $\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-1}$ ）。

的結果進行比較，得知在整體分布的狀態與極值的位置都有不錯的一致性，差異在於本研究模擬的雨滴粒徑分布，在直徑 1.5mm 處已有較陡的斜率。因為兩者均採用伽瑪型態的雨滴粒徑分布，所以除了不同的環境參數設定，初始雨滴粒徑分布中的 λ 值變化，可能得以解釋為何會模擬出與 Hu and Srivastava (1995)不同的斜率。

從圖 9 可以發現只考慮碰撞合併時，直徑小於 1mm 的雨滴個數，取決於模式頂端所灑落的更小雨滴以及掉落的速率，因為本區的終端落速偏低，難以快速向下掉落，因此越接近模式頂端，其單位體積的粒子個數也較多。反之直徑 2mm 的雨滴終端落速較大，因此會傾向集中於較低的地方。當考慮碰撞分裂之後，原先圖 9 在大於 2mm 的區域，可以見到粒子個數與直徑呈現的指數線性關係則不復存在。雨滴最大直徑從超過 4mm，減小至 3mm 以下。考慮碰撞分裂之後，因為大雨滴容易因碰撞而分裂，因此直徑大於 1.6mm 的粒子個數較未考慮前減少許多。這部份的質量損失則是對應於碰撞碎裂後許多的小雨滴，因此圖 10 在直徑小於 1mm 的粒子個數則是遠較圖 9 高出一到兩個數量級。而碰撞合併及分裂過程與僅考慮碰撞合併相比，因為在任何高度都可能發生，因而產生許多小雨滴。所以在直徑 0.5mm 以下的微小雨滴不管在哪個高度的單位體積單位粒徑的雨滴個數都有 10^{-2}cm^{-4} ，與圖 9 有明顯的差異。

接著透過環境場與微物理作用的交互作用，觀察對於常見之降水物理積分參數的影響。在此設定了八個子實驗來模擬不同微物理過程的交互作用，而每個子實驗各有四種濕度不同的環境場 (100%、80%、60%、40%)，詳細的實驗設定請參考表一。雨滴粒徑分布則是採用 Brandes et al.

表一 敏感度測試：相對濕度與微物理作用的模式設定

	ECB	EC	EB	E	CB	C	B	O
垂直解析度	垂直 140 層，每層 25 公尺；每秒積分一次							
雨滴粒徑分佈	$N_0 = 10^{5.9594319}$ $\mu = 7.4299998$ $\Lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935$							
蒸發凝結	○	○	○	○	×	×	×	×
碰撞合併	○	○	×	×	○	○	×	×
碰撞分裂	○	×	○	×	○	×	○	×

(2003)所使用的 μ - λ 關係式，並依照本研究個案中雷達反演的結果設定適當的 μ 與 N_0 的數值。

圖 11、圖 12、圖 13 是不同環境濕度與微物理作用的 D_0 、液態水含量、 $\text{Log}N_w$ 的垂直變化。在缺少碰撞分裂的實驗中因為只能合併，而讓 D_0 值往下方增加。除此之外當其他組模擬環境場為水氣飽和時，蒸發作用將不會影響模擬結果，並且中值體積直徑會隨離地的距離縮短而減小。當調整環境場的濕度至 80%時，可以發現掉落過程中 D_0 一度減少，但即將接觸地表時又會增大；待環境場相對濕度剩下 40%時，從模式頂層掉落之後，其 D_0 就一直增大至地表。主要的原因可能在於環境濕度的減低會迫使蒸發作用的速率增快，然而我們知道蒸發速率對於小粒徑的雨滴會有較顯著的影響，所以中值體積直徑才會隨著環境場的濕度而有所增大。表示實際個案模擬中的環境濕度設定方式將造成模擬雨滴粒徑分布的數值可信度。

接著比較實驗 CB、C、B，來觀察碰撞合併與碰撞分裂兩種相互抗衡的微物理機制，會發現僅碰撞合併作用(C)時，中值體積直徑增大；相反地，碰撞分裂(B)則會讓粒子在落下的過程中逐漸

變小。如果蒸發作用不參與反應、或者反應不明顯的話（例如在環境場濕度接近 100%的地方），根據實驗 CB 的結果，會得到碰撞分裂的效應會比碰撞合併來得明顯的推論。也就是說，兩者會以分裂效應較為強勢。

依照敏感度實驗可以發現：隨著高度減少時，蒸發凝結作用會導致中值體積直徑增加、粒子個數減少、以及液態水含量明顯減少；碰撞合併過程則是導致中值體積直徑略微增加、個數略微減少、液態水含量無明顯改變；碰撞分裂過程則是讓中值體積直徑減小、個數增加、液態水含量亦無明顯變化。

但在比較過程中發現「無蒸發凝結、無碰撞合併、無碰撞分裂的子實驗」，其雨滴粒徑分布的演化應由垂直的沉降運動而來。粒子個數的垂直分布，會受到雨滴粒徑分布內的所有粒子均勻落下的影響，得到垂直方向上的粒子個數分布為一恆定值的結果，但模擬結果並非如此，粒子個數離地越近反而增加（圖 13-O）。針對此問題，因為模式並非直接輸出降水積分參數，而是分屬於數個網格元，因此必須先釐清計算積分參數的方法。先前計算所需的降水積分參數，是採用假設

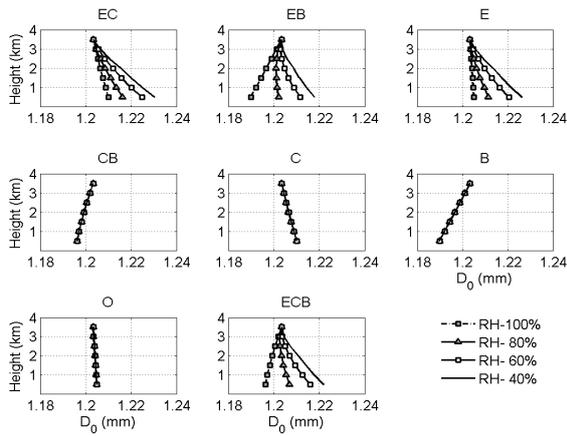


圖 11 中值體積直徑在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱坐標為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為中值體積直徑的值（單位：mm），CB、C、B、O 的不同環境濕度變化則是重疊在一起。

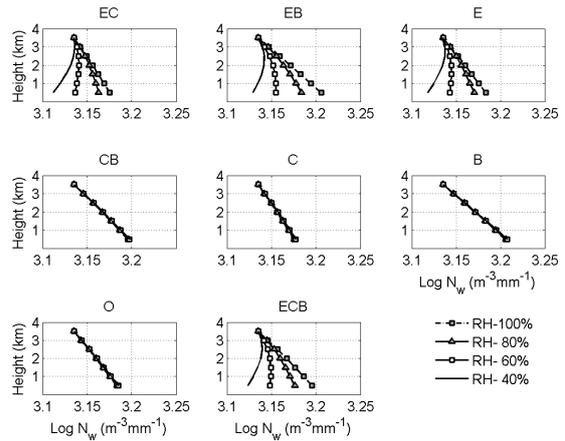


圖 13 經過標準化處理的截距參數在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱軸為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為標準化處理的截距參數（單位： $m^{-3} mm^{-1}$ ），可視為單位體積單位粒徑的粒子個數。CB、C、B、O 的不同環境濕度變化則是重疊在一起。

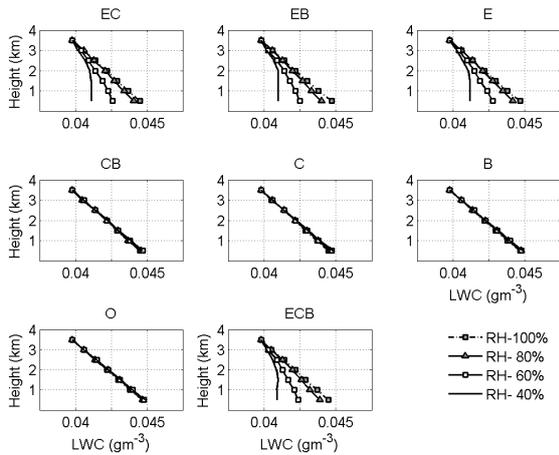


圖 12 液態水含量在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱軸為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為液態水含量（單位： $g m^{-3}$ ）。CB、C、B、O 的不同環境濕度變化則是重疊在一起。

雨滴粒徑分布為伽瑪型態分布為前提的矩量法 (Momentum Method)。當伽瑪型態的假設與模式輸出的雨滴粒徑分佈差異過大時，即有可能導致獲得不準確的降水積分參數。故以液態水含量為例，改由每網格元所包含的粒子數乘以該網格元相對應的液滴質量來計算。圖 14 為兩種計算方式的比對結果，數值雖略有差異、但不影響其趨勢。故排除計算方法之後，認為可能是模式在數值運算過程或設定所帶來的誤差，例如：數值積分時，過高的垂直解析度會造成部份落速較大的粒子不會在相鄰的垂直網格間移動。

比較完模式的表現之後，將一維雲模式的初始雨滴粒徑分布改由雙偏極化雷達資料反演而來。由於層狀區與對流區均有數十個至百個網格點能反演出雨滴粒徑分布，為了節省計算資源，

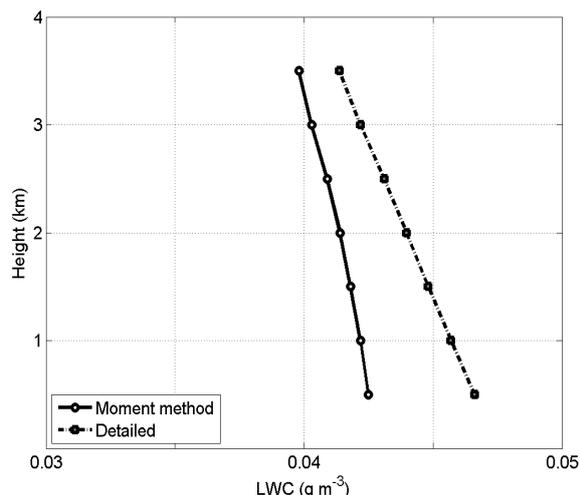


圖 14 利用矩量法與每個網格元逐一計算的液態水含量隨高度的垂直變化，縱軸為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為液態水含量（單位： g m^{-3} ）。

先統計對流區及層狀區的平均狀態，再回去找物理性質最為相近的網格點做為初始的雨滴粒徑分布。從圖 5 的雷達回波場可以看見層狀區的 4.5 公里高的亮帶區，此外為了避免模式中參雜非暖

雲過程的冰粒子，所以模式頂層改為 3.5 公里高度，並觀察接下來的三公里內的演化情形，而真實案例的模式設定請參閱表二。雨滴粒徑分布 $\mu-\lambda$ 關係式採用 Brandes et al. (2003)， μ 值與截距參數則是依照模擬時段的雷達反演資料，選取具有代表性的數值。

(五) 層狀區模擬分析

圖 15 為層狀區 D_0 的模擬與觀測反演之比對。虛點線為模式模擬 5 至 12 分鐘、及平衡態的中值體積直徑之垂直變化。空心點分別為中央大學雷達於 0723 UTC、0733 UTC、0744 UTC 針對層狀區進行反演，獲得中值體積直徑之垂直分布。模式頂層的初始中值體積直徑為 1.1 mm，並隨著模擬的時間，一直維持著雨滴往下掉落會逐漸成長的趨勢。如果以雷達反演的結果來看，0723 UTC 在 3 公里的距離內，中值體積直徑增加了 0.3 mm，這與模式模擬 10 分鐘的結果相當類似。經過 10 分鐘後，從 0733 UTC 的反演結果顯示在 3 公

表二 真實案例模擬的模式設定

	層狀區	對流區	對流區 · 僅沈降
環境參數	17 Jul 2006 0600UTC 板橋探空站資料 相對濕度設定為 100%		
垂直解析度	垂直 140 層，每層 25 公尺；每秒積分一次		
N_0	7.42	4.76	4.76
Λ	$\Lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935$		
μ	9.509	1.60	1.60
蒸發凝結	○	○	×
碰撞合併	○	○	×
碰撞分裂	○	○	×

里的掉落距離內中值體積直徑增加了 0.25 mm，而模式模擬 11 至 12 分鐘也會得到類似的結果。因此可以推論此案例中層狀區 3.5 公里高的水滴，如要得到 0723 UTC 的垂直分布約需要 10 分鐘的演化時間，而同樣一塊層狀區倘若在上層維持相同的雨滴粒徑分布，再經過 2 分鐘後，其 D_0 的垂直增加量將會稍微減小。所以從中值體積直徑變化的趨勢來看，此模式有模擬出層狀區的雨滴向下稍微增加的特徵。至於誤差可能來自於層狀區的頂層雨滴粒徑分佈並非如此穩定，像是 0733 UTC 2.5 至 3.5 公里處的中值體積直徑的變化趨勢與其他時段不同，將可能導致演化情況有所變化。

(六) 對流區模擬分析

圖 16 為對流區的模擬結果。雷達觀測部分，對流區中值體積直徑的垂直變化並未隨著時間而有明顯的變化，均為 1.6 至 1.8 mm 之間。一維雲模式模擬的結果，則會在模擬 5 分鐘即到達平衡狀態，但模式底層的中值體積直徑為 1.35 mm，較反演值低出許多。推論造成對流區模擬差異的原因可能包含以下幾點：首先，由於現階段的模式並未考慮垂直平流運動，所以在垂直運動顯著的對流區顯得較難比較。其次，模擬初始選擇 3.5 公里做為初始雨滴粒徑分布的來源，該高度在對流區可能是冰水混相的狀態。但採用雙偏極化雷達來反演雨滴粒徑分布時，其反演方法建立於暖雨過程的假設上。不同的假設將會影響降水粒子粒徑分布的型態，讓中值體積直徑有所差異。另外本個案中並未扣除可能的冰水混合的粒子影響，它們較大的落速將難以與周圍環境的水象粒子作用。模式在 3.5 公里至 2.5 公里的空中，中值體積直徑在垂直方向有先減後增的現象。圖 16 考慮了三種物理過程：根據雷達資料研判，該高度的濕

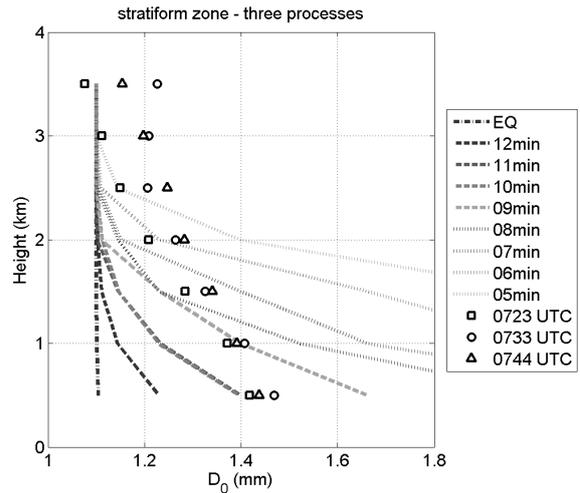


圖 15 雷達反演及模式模擬之層狀區中值體積直徑的垂直變化，縱座標為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為中值體積直徑（單位：mm）。空心點為雷達反演的資料、線條則為模式在不同時間的模擬結果。

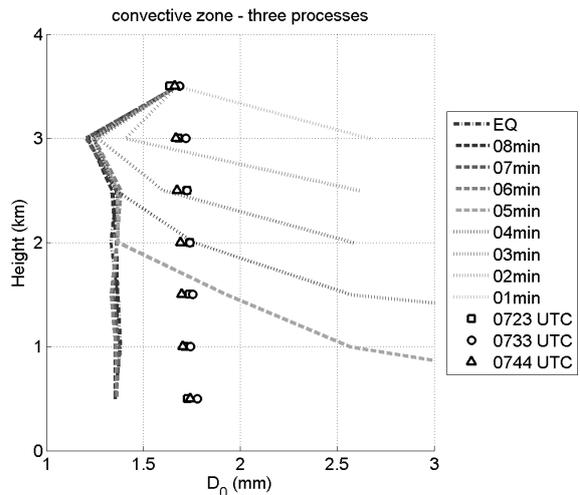


圖 16 雷達反演及模式模擬之對流區中值體積直徑的垂直變化，縱座標為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為中值體積直徑（單位：mm）。空心點為雷達反演的資料、線條則為模式在不同時間的模擬結果。

度不致於過低導致明顯的蒸發作用，故推測碰撞合併與碰撞分裂推測造成中值體積直徑的變化。由於此模式高度為 3.5 公里，正好為掉落的雨滴抵達的首層，因此終端落速的差異、以及從模式頂端持續灑落一樣粒徑分布的雨滴，就會造成在此出現較多粒徑偏小的雨滴，使得該層的中值體積直徑偏低。至於圖 15 在 3 公里處為何沒有這樣的分佈特徵，推測可能與對流區的初始雨滴粒徑設定偏大有關。縱然如此，當模擬後期呈穩定態後，2.5 公里至 0.5 公里的垂直變化與真實情況很類似，中值體積直徑不隨高度有明顯改變。因此針對這個情形，假設案例中的對流區沒有太多的微物理作用，欲進一步探討其可能的變化機制。圖 17 採用相同的初始雨滴粒徑分布，但僅考慮沉降作用，往下掉落的雨滴因為沒有任何交互作用，導致中值體積直徑在垂直方向沒有變化，並與雷達反演結果一致。故推測本個案中，對流區內雨滴的沉降作用可能較其他微物理過程重要。

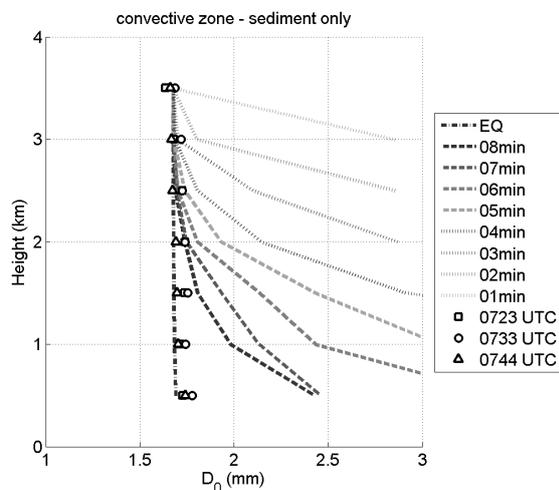


圖 17 雷達反演、與僅考慮沉降作用的模式模擬之對流區中值體積直徑的垂直變化，縱座標為離地表的高度（單位：公里）；橫軸為中值體積直徑（單位：mm）。空心點為雷達反演的資料、線條則為模式在不同時間的模擬結果。

四、結論

本研究利用一維雲模式模擬，2006 年 7 月 17 日發生於台灣北部山區的午後對流系統。為了瞭解其垂直構造，先繪出觀測期間該天氣系統的距離高度剖面圖，發現距離雷達 10 至 15 公里的地方則是在離地 4.5 公里的空中有亮帶的層狀區特徵，而距離雷達 20 至 25 公里處的對流區，發展高度超過 10 公里。接著將雷達資料內插至直角坐標上，並以門檻值過濾之後，可以發現對流區與層狀區的垂直架構大相逕庭：層狀區在亮帶出現處擁有回波與差異反射率的極大值、相關係數的極小值，層狀區的反演場在融解層下方亦出現中值體積直徑向下遞增、標準化的截距參數反而減少的現象，這表示層狀區雨滴顆粒也減少了；從反演場來看對流區的回波強度隨時間下降的主因應該是變動較為劇烈的粒子個數與液態水含量，也就是對流區回波的減弱主要是起因於雨滴個數的減少、而非單一粒子的成長或消散。

為了進行真實個案的分析前，能對於一維雲模式有更深入的了解，所以設計數個敏感度實驗。在考慮單一微物理過程的模擬時，可以發現模擬初期僅有大粒徑雨滴的出現，這主要是因為模式的設定與大雨滴擁有較大終端落速的緣故。而差異的部分，蒸發過程在模擬初期擁有略不規則的分布曲線，但隨著時間的遷移小粒徑的粒子個數會逐漸成長；碰撞合併過程一樣會導致小粒徑粒子的耗散，不過其雨滴粒徑分布之演化情形仍與蒸發作用有所差異，再者最小粒徑的雨滴要累積個數會因為碰撞分裂作用顯得不大容易達成的目標；碰撞分裂過程雖然在大粒徑區域也擁有平衡態，但相較於前兩者則是有數量偏低的現象，而此區虧損的部分則是被分裂成數量眾多的小雨滴。除了單一物理作用的參與，本研究還針

對八種不同組合與環境場進行實驗，結果發現當環境場越乾燥，小粒徑的雨滴受到蒸發效應的影響越為強烈，導致整體的中值體積直徑反而增加了。而從模擬結果來看隨著環境場相對濕度的變化，模擬的中值體積直徑有很大的變化量，這也表示如果給予較不確定的環境場，可能導致誤差的產生。而碰撞合併與碰撞分裂的實驗，證實碰撞分裂仍然較碰撞合併強勢。

對於模式在模擬過程中，液態水含量會朝下逐漸增加的問題，根據矩量法及每個網格元的計算開始比較，暫時排除主要因為將網格元的資料擬合為伽瑪形式的雨滴粒徑分布所造成的誤差。真實個案中的層狀區模擬表現合理，使用模式估計雨滴粒徑分布演化的時間約為 10 至 12 分鐘，與雷達反演的時間長度有不錯的一致性。對流區的模擬結果顯示沈降作用可能較其他微物理過程重要。

致謝

感謝兩位審查者寶貴的建議，使本文內容更為完備。本文所使用的一維雲模式為台灣大學陳正平教授所提供，謹此致謝。本研究由國科會計畫 NSC95-2111-M-008-030-AP1 的支援下完成。

參考文獻

- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distribution based polarimetric radar rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660.
- Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: Simulation of Cloud Microphysical and Chemical Processes Using a Multicomponent Framework. Part I: Description of the Microphysical Model. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2613-2630.
- Hu, Z., and R. C. Srivastava, 1995: Evolution of Raindrop Size Distribution by Coalescence, Breakup, and Evaporation: Theory and Observations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1761-1783.
- Kessler, E., *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations*, Amer. Meteor. Soc., 84pp
- Low, T. B., and R. List, 1982: Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part I: Experimentally Established Coalescence Efficiencies and Fragment Size Distributions in Breakup. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1591-1606.
- , and R. List, 1982: Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part II: Parameterization of Fragment Size Distributions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1607-1619.
- Marshall, J. S., and W. McK. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Atmos. Sci.*, **5**, 165-166.
- Testud, J., S. Qury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of “Normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1118-1140.
- Twomey, S., 1965: Size measurements of natural cloud nuclei. *J. Rech. Atmos.*, **2**, 113-119.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.

- Ulbrich, C. W., D. Atlas, 1985: Extinction of Visible and Infrared Radiation in Rain: Comparison of Theory and Experiment. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 331-339.
- Valdez, M. P., and K. C. Young, 1985: Number Fluxes in Equilibrium Raindrop Populations: A Markov Chain Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1024-1036.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841.

Comparison of Numerical Simulation and Polarimetric Radar Drop Size Distribution Retrieval during a Summer Thunderstorm

Wei-Jen Tseng and Tai-Chi Chen Wang

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(manuscript received 3 June 2011 ; in final form 31 December 2011)

ABSTRACT

Along the long history of the microphysical model development, the disdrometer is one of the main tools to verify the evolution of the raindrop size distribution from the model calculation. In this research, the advantages of the dual-polarization radar are , such as, the greater spatial and temporal resolutions, and the ability of retrieving the raindrop size distribution using the reflectivity (Z_H) , differential reflectivity (Z_{DR}), and a given μ - λ relationship in the gamma form distribution. So, the major purpose of this research is to use radar data to confirm the output of the one dimensional cloud model during the real case. In order to understand the characteristics in both the stratiform and convective zones of a summer thunderstorm in North Taiwan, the raindrop size distribution in both regions was carefully retrieved from the dual-polarization radar data.

There are distinct results in the stratiform and convective zones. In the stratiform zone, the Median Volume Diameter (D_0) retrieved from the NCU radar is increasing downward. Although lacking the advection information in the model, the outputs agree well with the observation data. In the convective zone, the retrieved D_0 from the radar data is near constant below 3.5 km. The model which only included the sedimentation has the similar distribution of D_0 . We think the sedimentation maybe dominate the evolution of raindrop in this convective zone.

Key Words: one-dimensional cloud model, raindrop size distribution