

雨滴粒徑分布模擬—雙偏極化雷達驗證

曾威仁

中央大學

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布的演化過程。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，並搭配中央大學雙偏極化雷達反演空中雨滴粒徑分布之技術，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布的演化過程，並以雷達觀測產品作為驗證。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布，一維雲模式能夠順利掌握到該區域的中值體積直徑向下逐漸增加、高低層差值隨時間逐漸減小的趨勢。此外模擬九至十分鐘後其模擬之垂直分布即相當接近雷達的反演場。強度逐漸減弱的對流區，模式計算出來的中值體積直徑在離地 3.5 至 2.5 公里的一公里內有減小的趨勢、在 2.5 公里以下則維持平衡的狀況不再變化。而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。推論主要的原因包含對流區可能存在本實驗並未內入模式計算的空氣平流運動；並且不論是雷達反演雨滴粒徑分布、或者一維雲模式均以無冰相粒子的暖雨過程作為前提，倘若該區域為冰水混相的狀態，則需要經由濾除冰粒子的數量方能有效進行應用。

關鍵字：一維雲模式、雨滴粒徑分布

一、前言與文獻回顧

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布的來源有限，以往僅能透過地面零星分布的雨滴譜儀、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。

電腦的問世讓科學家能夠利用電腦模擬液滴的演化過程。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。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作的分析討論。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)。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 N_0 、 μ (雨滴粒徑分布的形狀)、 Λ (雨滴粒徑分布的斜率) 來描述 gamma 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雨滴粒徑分布。

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線性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 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{H0} 場從極座標內插至直

角坐標。再經由Zhang et al. (2001) 的反演方法換算出gamma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，因此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。故雷達資料點所處位置高於5公里導致可能有冰粒子摻入的疑慮，或者是該區域的值小於0.8，推測可能為地形等非氣象因子等兩種情況均會令資料在計算前即先行濾除。

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於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，所以本研究採用當日地理位置較近的板橋探空站資料作為模式之用。模式頂層的雨滴粒徑分布則採用gamma形式的雨滴粒徑分布：

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

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為當日上午7點33分之雷達回波圖，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)。

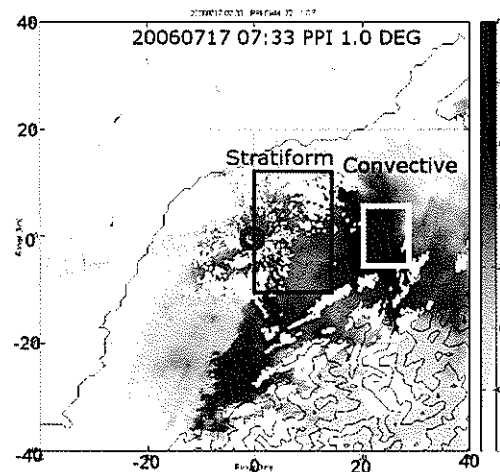


圖1 層狀區與對流區示意圖

(二) 雷達資料反演分析

圖2的上半側為層狀區各個參數在垂直方向上之逐時變化，六張子圖由左至右依序為回波強度(dBZ)、差異反射率(dB)、相關係數(%)、中值體積直徑(mm)、標準化過後的截距參數($m^3 mm^{-1}$)、液態水含量($g m^{-3}$)。每張子圖內的三條粗細不同的線段代表不同的時間：實心圓點粗線為0723 UTC、空心方塊虛線為0733 UTC、空心圓點粗線為0744 UTC。層狀區的回波強度垂直結構在20分鐘內沒有太大的變化，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、 N_w 向下遞減的趨勢，顯示層狀區雨滴似乎隨著掉落過程數量逐漸減少，而小粒徑雨滴的個數比例則也跟著降低。

圖2下半部為對流區各個參數的垂直變化，與 1.0° 仰角的雷達回波逐漸減弱的情況相當一致，不過似乎對流區高層的衰退情形比較嚴重。此外對流區 Z_{DR} 的分布是向下一路增加、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 與變化較為劇烈的 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。

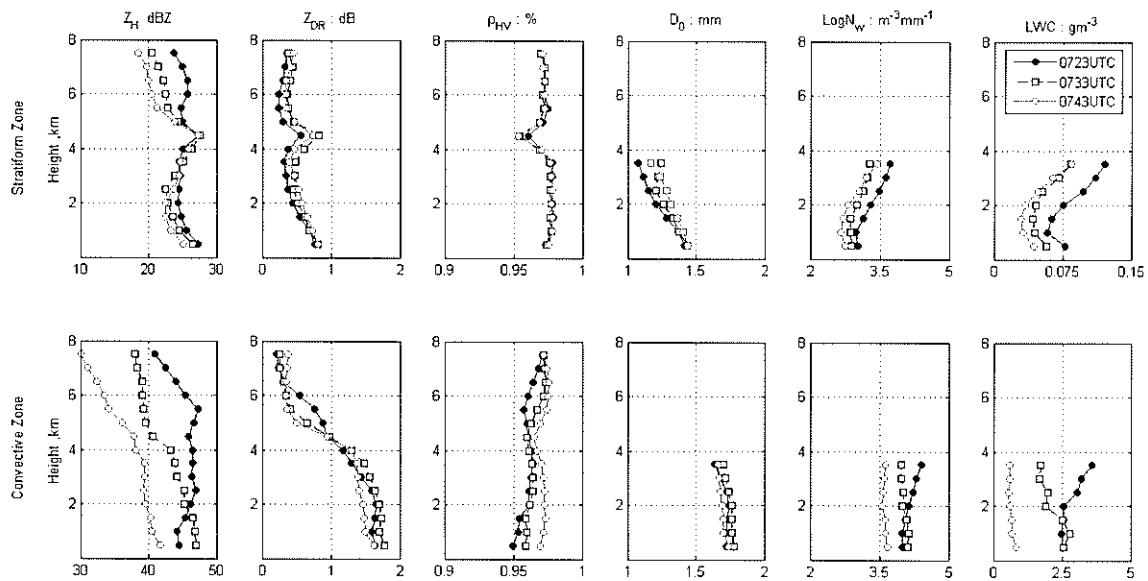


圖 2 2006 年 7 月 17 日的層狀區與對流區個案，各物理量逐時之垂直變化，參數請參照內文說明。

(三) 層狀區的模擬分析

圖 3 為層狀區的模擬結果，圖上虛點線的部分為模式模擬 5 至 12 分鐘、與平衡態時的中值體積直徑的垂直變化，實線由深至淺分別為 0723 UTC、0733 UTC、0744 UTC 等三個時刻的層狀區經由雷達反演兩滴粒徑分布，所得到的中值體積直徑的垂直分布。從模式模擬的結果來看，模式頂層的初始中值體積直徑為 1.1 mm，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，原先 0723 UTC (圖 3 深灰色實線) 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，0733 UTC 在 3 公里的掉落距離內中值體積直徑增加了 0.25 mm，模式模擬 11 至 12 分鐘也會得到類似的結果。如果改由更換初始的雨滴粒徑分布，可以從圖 4 看見，依舊擁有相似於圖 3 的雨滴粒徑分布之演化歷程。

從上述的結果可以推論，在此案例中層狀區 3.5 公里高的水滴如要得到 0723 UTC 的演化垂直分部大約需要 10 分鐘的時間，而同樣一塊層狀區如果令其繼續依循模式的假設：持續灑落相同的雨滴粒徑分布，約略在經過 2 分鐘其中值體積直徑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並非如模式假設的那麼穩定，像是 0733 UTC (圖 3 灰色實線) 2.5 至 3.5 公里處的中值體積直徑突然增

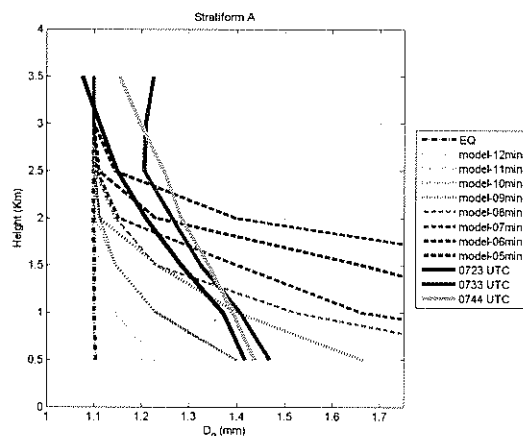


圖 3 模式與雷達反演結果在層狀區之比較之一

大的情形，可能就會令頂層的雨滴粒徑分布隨時間而變化。

(四) 對流區的模擬分析

圖 5 的黑虛線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。縱然如此，令人感到有趣的是模擬後期呈穩定態後，2.5 公里至 0.5 公里的垂直變化卻與真實情況很相

似。為了瞭解對流區在無微物理作用時的變化，圖 6 採用與圖 5 相同的初始雨滴粒徑分布，但僅考慮沉降作用，結果發現雨滴將會直直地掉至地面。

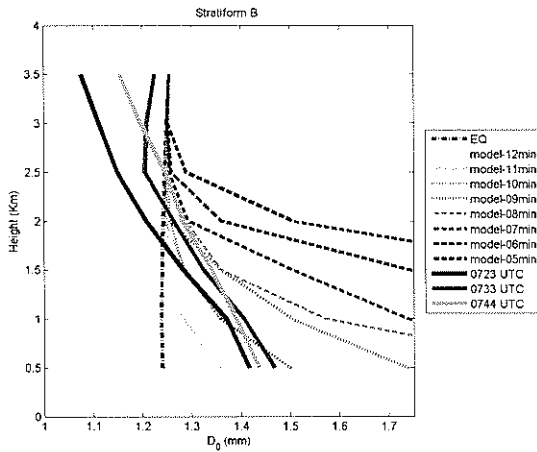


圖 4 模式與雷達反演結果在層狀區之比較之二

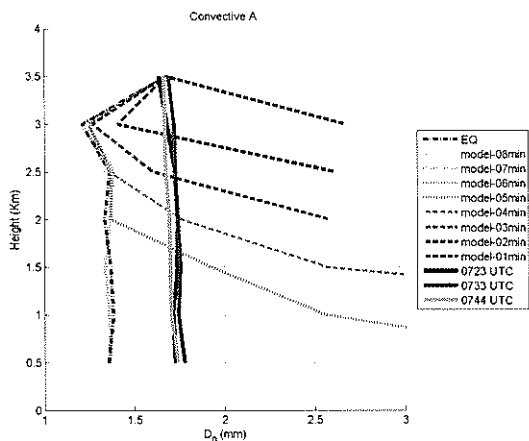


圖 5 模式與雷達反演結果在對流區之比較之一

根據以上的研究結果推論造成對流區模擬不理想的原因可能有以下幾點：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 公里作為初始雨滴粒徑分布的來源，在對流區可能是冰水混相的狀態，本篇研究採用雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布，其反演方法採用暖雨過程來設定，在此個案中並未扣除可能的冰水混合的粒子影響，且他們較大的落速進而難以與周圍環境的水象粒子作用，似乎可以解釋對流區為何由上到下整層都維持一定的數值而不改變。

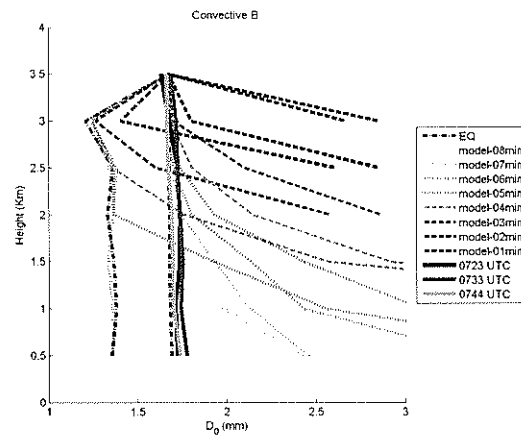


圖 6 模式與雷達反演結果在對流區之比較之二

五、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의 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，並以門檻值過濾掉之後，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以下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의 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 N_w 與液態水含量，也就是說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。

真實個案中的層狀區模擬表現不錯，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。對流區的模擬結果則較不理想，主要原因可能在於挑的高度不對，導致原本設定為暖雲模式的反而滲入了冰粒子，自然造成模擬不佳的結果。

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**, 2613-2633.

- 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.
- Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1984: "Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements", *Radio Sci.*, **19**, 49-57.
- 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.