

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

雨滴粒徑分布模擬—雙偏極化雷達驗證

研究生：曾威仁

指導教授：陳台琦 博士

中華民國九十六年七月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- ()同意(立即開放)
()同意(一年後開放)，原因是：_____。
()同意(二年後開放)，原因是：_____。
()不同意，原因是：_____。

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 曾 威 仁 學號： 946201019

論文名稱：雨滴粒徑分布模擬——雙偏極化雷達驗證

指導教授姓名：陳 台 琦

系所：大 氣 物 理 研 究 所 博士班 碩士班

日期：民國96年07月20日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://blog.lib.ncu.edu.tw/plog/> 碩博士論文專區查閱下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

雨滴粒徑分布模擬—雙偏極化雷達驗證

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 9 至 10 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 1 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。

Simulation of Raindrop Size Distribution: Verification using the Dual-polarization Radar

ABSTRACT

Along the long history of the microphysical model development, the distrometer 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, such as, the greater spatial and temporal resolution, and the ability of retrieving the raindrop size distribution using the reflectivity (Z_H), differential reflectivity (Z_{DR}), and a given $\mu - \Lambda$ 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 were 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 median volume diameter computed from the model is decreasing at first 1 km decent and then near constant along the rest of the fall. The radar retrieval were also near constant below 3.5 km however. The possible explanations are the existence of ice or supercooled water in the convective area; it causes the error in both radar retrieval and model calculations because of the default warm rain assumption.

致謝

並不是沒想過這一天的到來，只是當真正來臨的時候卻顯得不夠真實。

首先要感謝我的指導老師陳台琦老師，想當初還是大一新生的時候，能有一門課程專門在談地球上的一切，真是件很棒的事情。當時也沒想過，四年之後老師繼續上著這門課，而我有幸當了老師的助教。而這兩年的時間裡，感謝老師對我這個任性的學生有所包涵，然後最重要的，讓我有勇氣去研究一些以前從來沒聽過、沒想過的議題，更不辭辛苦地協助我找到各種可能用得上的資源與牽線，希望接下來的日子裡，我能像老師您一樣地能以喜樂的心境看待發生在周遭的各種變化；也很感謝實驗室的另外一位大老闆廖宇慶老師，雖然不是你的學生，但是老師每次的發言都相當有份量，想起兩年前您的生日會問了一句「盍各言爾志」，畢業的這一刻，我想也是該找個時間再仔細想想這個問題；接著要感謝林沛練老師，這麼稱呼真是不習慣，雖然許多東西都還給老師您了，不過還是很感謝這六年來老師無所不再的照顧。在此當然也要感謝台大大氣系陳正平老師，感謝您一步一步地帶領我走進雲模式的未知領域，也在這個過程中讓我嘗試以不同角度來看待同一個問題。

接著發現篇幅越寫越長似乎不太妙…，容許我以幾句話表達心中無盡的謝意。感謝偉裕學長幫我對於雷達資料的處理與程式寫作的協助有所精進；崇華跟老鶴學長因為有你們所以常有機會吃好料的、一同分享像是雷雨天在室外游泳池游泳的快感；紀董的及時支援真是幫了不少忙；雅婷你讓我見識到其實做研究是可以很有計畫地進行的，可惜我沒學到這招；感謝佩娟當時幫我打氣，要不然當初推甄研究所口試真是緊張死了；無時無刻照顧雷達的沈先生、李正紀學長；當然還有少凡學長、宜萍學姊、與及給予實驗室帶來無限活力的雅茹雅亭姊妹花；與及直屬學妹嗡嗡、跟愛畫奇妙笑臉的慧玲，沒有大家我想過去兩年一定會很苦悶。當然雅茜、阿利、狗屁，很高興大家從大學認識到現在，整整六年，想必是修來的福份，大家一定都有很好的發展；接著感謝不知道誰發明這個怪名詞「吃飯團」固定班底們，雖然明明就沒一起吃過飯糰的狗屁、小郁、老曹、小靜、浩霖、iris、小鴻、阿毛，周末早早去吃個飯然後坐到店打烊是常有的事情，這一切除了荷包真的很美好，畢竟能找到這麼對冷笑話如此捧場的觀眾真的不多。寫到這裡當然也要感謝所有一起打拼過的同學們、曾經給予我許多援助的系上老師、教職員們、大學家族的大小朋友們、因緣際會有所接觸的網友們，感謝能與你們相識，希望沒有結下孽緣。

最後感謝我的家人，雖然我得承認這其實很老套、也不見得會看到，但是有你們真好。假如沒有你們的自由教導與環境，我就沒辦法從小養成愛看書、跑圖書館、沒事就拍拍天空看著海的好習慣，就沒有辦法在高中畢業時選擇了這個領域。雖然不見得跟預期的一樣，但是至少走了這段路。祝福大家身體健康、還在被各種地獄纏身的人能快快解脫。最重要的是，希望都能喜愛自己的生活！Enjoy your life!

目錄

| | |
|-------------------------------------|-----------|
| 中文摘要 | i |
| 英文摘要 | ii |
| 致謝 | iii |
| 目錄 | iv |
| 表目錄 | vi |
| 圖目錄 | vii |
| 符號說明 | ix |
| | |
| 第一章 緒論 | 1 |
| 1-1 前言 | 1 |
| 1-2 文獻回顧 | 1 |
| 1-3 研究動機與方向 | 4 |
| | |
| 第二章 資料來源與分析 | 5 |
| 2-1 觀測儀器 | 5 |
| 2-2 雷達資料處理 | 6 |
| | |
| 第三章 模式設定與雷達反演雨滴粒徑分布之方法 | 8 |
| 3-1 模式簡說 | 8 |
| 3-2 模式的數值方法 | 8 |
| 3-3 微物理作用項 | 9 |
| 3-4 模式設定 | 10 |
| 3-5 雙偏極化雷達參數簡介 | 11 |
| 3-5-1 反射率 | 11 |
| 3-5-2 差異反射率 | 12 |
| 3-5-3 同極化相關係數 | 13 |
| 3-6 雨滴粒徑分布的計算與擬合 | 14 |
| 3-7 雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布 | 15 |
| 3-8 利用雨滴粒徑分布反演降水物理積分參數 | 17 |
| | |
| 第四章 個案分析 | 20 |
| 4-1 個案介紹 | 20 |
| 4-2 雷達觀測資料分析 | 20 |
| 4-3 雷達反演資料分析 | 21 |

| | | |
|------------|------------------------------|-----------|
| 4-4 | 敏感度測試 | 22 |
| 4-4-1 | 單一微物理過程 | 23 |
| 4-4-2 | 垂直解析度與不同的初始雨滴粒徑分布 | 24 |
| 4-4-3 | 環境場與微物理作用對於降水物理積分參數的影響 | 24 |
| 4-5 | 真實個案的模擬分析 | 28 |
| 4-5-1 | 層狀區的模擬分析 | 28 |
| 4-5-2 | 對流區的模擬分析 | 29 |
| 第五章 | 結論與未來展望 | 31 |
| 5-1 | 結論 | 31 |
| 5-2 | 未來展望 | 32 |
| | 參考文獻 | 33 |

表目錄

| | | |
|-----|---|----|
| 表 1 | 中央氣象局板橋探空站 2006 年 7 月 17 日 14 時之探空資料..... | 36 |
| 表 2 | 敏感度測試：單一微物理過程的模式設定..... | 36 |
| 表 3 | 敏感度實驗中所用到的SHERIDAN SOUNDING | 37 |
| 表 4 | 敏感度測試：更改垂直解析度的模式設定..... | 38 |
| 表 5 | 敏感度測試：相對濕度與微物理作用的模式設定..... | 38 |
| 表 6 | 僅考慮沉降運動時，不同解析度的模式造成的誤差量比較..... | 39 |
| 表 7 | 真實案例：層狀區與對流區模擬的模式設定..... | 39 |

圖目錄

| | | |
|------------|---|----|
| 圖 1.1 | 研究流程示意圖 | 40 |
| 圖 2.1 | 黑色方框內為本研究所選擇的層狀區與對流區的區域 | 41 |
| 圖 3.1 | 模式中每個網格元相對應的液滴粒徑大小 | 41 |
| 圖 4.1 | 2006 年 7 月 17 日全天空平均之海平面氣壓場 | 42 |
| 圖 4.2 | 2006 年 7 月 17 日台灣地區紅外線雲圖 | 42 |
| 圖 4.3 | 2006 年 7 月 17 日中央大學雷達 1.0° 仰角 PPI 圖 | 43 |
| 圖 4.4 (A) | 2007 年 7 月 17 日 0723 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖 | 44 |
| 圖 4.4 (B) | 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 | 44 |
| 圖 4.5 (A) | 2007 年 7 月 17 日 0733 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖 | 45 |
| 圖 4.5 (B) | 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 | 45 |
| 圖 4.6 (A) | 2007 年 7 月 17 日 0744 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖 | 46 |
| 圖 4.6 (B) | 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 | 46 |
| 圖 4.7 | 中央大學雷達針對 2006 年 7 月 17 日的層狀區與對流區個案，繪出各參數的垂直分布 | 47 |
| 圖 4.8 | 當模式的微物理過程僅考慮蒸發過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形 | 48 |
| 圖 4.9 | 當模式的微物理過程僅考慮碰撞合併過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形 | 48 |
| 圖 4.10 | 當模式的微物理過程僅考慮碰撞分裂過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形 | 49 |
| 圖 4.11 (A) | 彩圖：當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。 | 50 |
| 圖 4.12 (A) | 彩圖：當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 | 50 |
| 圖 4.13 | 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 | 51 |
| 圖 4.14 | 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 | 52 |
| 圖 4.15 | 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 | 53 |
| 圖 4.16 | 蒸發凝結作用對於降水積分參數的影響 | 54 |
| 圖 4.17 | 碰撞合併作用對於降水積分參數的影響 | 55 |
| 圖 4.18 | 碰撞分裂作用對於降水積分參數的影響 | 56 |

| | | |
|--------|---|----|
| 圖 4.19 | 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..... | 57 |
| 圖 4.20 | 縱軸為離地高度(單位：公里)，橫軸為層狀區中值體積直徑的大小 (單位：MM)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，彩色實線分別為 0723 UTC (綠色)、 0733 UTC (黃色)、0744 UTC (紅色)等三個時刻的層狀區經由雷達反 演雨滴粒徑分布，所得到的中值體積直徑的垂直分布。..... | 58 |
| 圖 4.21 | 縱軸為離地高度(單位：公里)，橫軸為層狀區中值體積直徑的大小 (單位：MM)。..... | 58 |
| 圖 4.22 | 縱軸為離地高度(單位：公里)，橫軸為對流區中值體積直徑的大小 (單位：MM)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，彩色實線分別為 0723 UTC (綠色)、 0733 UTC (黃色)、0744 UTC (紅色)等三個時刻的層狀區經由雷達反 演雨滴粒徑分布，所得到的中值體積直徑的垂直分布。..... | 59 |
| 圖 4.23 | 縱軸為離地高度(單位：公里)，橫軸為對流區中值體積直徑的大小 (單位：MM)..... | 59 |

符號說明

| | |
|---------------|--|
| c | : Light speed 光速 |
| D | : Diameter 液滴的直徑 |
| D_0 | : Median volume diameter 中值體積直徑 |
| D_{eq} | : Equivolume diameter 水象粒子的等效粒徑 |
| G | : Antenna gain 雷達的天線增益 |
| K | : Particle interaction kernel 碰撞過程中粒子間的碰撞核量 |
| $ K ^2$ | : Dielectric factor 水象粒子的介電因子 |
| K_{DP} | : Specific differential phase shift 比差異相位差 |
| Λ | : Slope 雨滴粒徑分布的斜率 |
| λ | : Wavelength 雷達發射電磁波的波長 |
| M_x | : Moment 擬合雨滴粒徑分布用的矩量 |
| m | : 水象粒子的複數折射率 |
| μ | : Shape 雨滴粒徑分布的形狀 |
| $N(D)$ | : Numbers of drops 單位體積單位粒徑內的雨滴個數 |
| $N_{norm}(D)$ | : Numbers of drops 單位體積單位粒徑內的標準化雨滴個數 |
| N_0 | : Intercept 雨滴粒徑分布的截距參數 |
| N_w | : Intercept 雨滴粒徑分布經過標準化過後的截距參數 |
| P, P' | : Geometrical factors 幾何因子 |
| P_r | : Power 雷達觀測到的回波功率 |
| P_t | : Power 雷達發射電磁波的功率 |
| ϕ_1 | : 天線垂直方向波束寬角 |
| R | : Rainfall rate 降雨率 |
| ρ_{HV} | : Co-polar correlation coefficient (同極化)相關係數 |
| ρ_w | : density of water 液態水密度 |

| | |
|------------|--|
| S_{HH} | : Scattering amplitude 水平方向之反散射振幅 |
| S_{VV} | : Scattering amplitude 垂直方向之反散射振幅 |
| T | : Temperature 溫度 |
| τ_0 | : PRT; Pulse repetition time 雷達每次脈衝發射的時間間距 |
| θ_1 | : 天線水平方向波束寬角 |
| u_w | : Mass of the drop 碰撞事件中雨滴的質量 |
| V | : Air velocity 空氣速度 |
| V_∞ | : Terminal velocity of the drop 雨滴的終端速度 |
| v_w | : Mass of the drop 碰撞事件中雨滴的質量 |
| W | : Liquid water content 液態水含量 |
| Z_{DR} | : Differential reflectivity 差異反射率 |
| Z_H | : Reflectivity 反射率；回波 |
| Z_{HH} | : Reflectivity 雙偏極化雷達的水平偏極化反射率 |
| Z_e | : Equivalent reflectivity factor 相當反射率因子 |
| Z_{VV} | : Reflectivity 雙偏極化雷達的垂直偏極化反射率 |

第一章 緒論

1-1 前言

隨著雲物理學相關研究的進展，人們對於平凡不過的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（condensation growth）、雨滴之間的碰撞合併（Collisional coalescence）、碰撞分裂（collision breakup）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。

1-2 文獻回顧

透過碰撞合併等微物理過程，水象粒子會逐漸增大至足以降落地面的程度，Twomey (1965) 認為大自然的雨滴如果採用連續性成長(continuous growth)，也就是每顆液滴均擁有相同的機率可以與其他液滴碰撞，這樣的成長速度將會過於緩慢與現實不符。於是他假設液滴之間擁有不同的碰撞機會，換句話說雖然液滴每次的碰撞效率是相等的，但因為彼此碰撞機會的差異性，導致部分幸運的液滴將可以很快地增大，意即能較快達到夠

大的雨滴。這個後來廣被使用的概念即為隨機性成長 (stochastic growth)。繼液滴增長概念的演進，1940 年代電腦的問世讓科學家能夠利用電腦模擬液滴的演化過程；不過鑒於避免複雜的微物理過程計算，常會選擇較為簡易的 Kessler (1969) 總體參數化。Berry and Reinhardt (1974) 發表較為詳細的參數去近似碰撞合併方程式，Brazier-Smith 等人 (1973) 與 List、Gillespate (1976) 首次令數值模式可以同時納入碰撞合併及碰撞分裂兩項物理作用，接著 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。之後眾多學者常採用 Low 與 List 這組詳細的碰撞過程參數化，研究暖雲降水期間雨滴粒徑分布隨時間的演化 (Valdez and Young, 1985; Brown, 1988; List et al., 1987; Tzivion et al., 1989)。

氣象模式常見到的總體水物模式 (bulk water model) 時常用來模擬雲物理過程，模擬期間會將粒子視情況分為雲水、雨水、冰雹等數種類別，但碰及有限矩量問題，故不適用於作為雨滴粒徑分布演化之用，所以詳細的雲微物理模式 (detailed cloud microphysical model) 就成為另一種選擇。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)。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 (bin model or category model)。程式模擬中，網格元模式會遭遇粒子需要在不同類組間傳送的問題，Berry (1967) 提出半拉格朗日法 (semi-Lagrangian scheme) 計算離散格點上的粒子成長量，但被 Tzivion et al. (1987) 證明會有費時且質量可能無法守恒的問題。面對這樣的缺陷，Chen and Lamb (1994) 則是假設每個類組都使用自身的平均質量來估算經過一次積分時間後的成長量，如此一來除了較有效率也能保守粒子個數與質量。

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。在雨滴粒徑分布的演化過程中，Srivastava (1971) 與 Young (1975) 都認為碰撞分裂過程會比自發性分裂 (spontaneous breakup) 還要來的重要。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 (equilibrium)，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便已大致成形 (Valdez and Young, 1985; Brown, 1988, 1989)。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，首先是 Marshall 與 Palmer (1948) 提出來的指數分布型態，只需要 N_0 (截距參數)、 Λ (雨滴粒徑分布的斜率) 等兩參數，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。Waldvogel (1974) 研究風暴期間的雨滴粒徑分布，發現 N_0 值會隨著時間有不連續的跳動。如此一來，當採用 N_0 為定值的指數分布型態就會碰到難以掌握的誤差。所以 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。Kozu 與 Nakamura (1991) 提出將雨滴粒徑分布轉換成 gamma 三個參數的計算方法，如此透過此方法即可將任何觀測到的雨滴粒徑分布轉換成 gamma 型態，並且重建前後的降雨積分參數均有不錯的一致性。

除了透過雨滴譜儀，偏極化雷達也是一項能夠獲取雨滴粒徑分布資訊的觀測工具。Seliga and Bringi (1976) 提到如果假設空中的雨滴粒徑分布為指數型態，就可以利用回波 (reflectivity, Z_H) 與差異反射率 (differential reflectivity, Z_{DR}) 等兩個雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分布，進而可估算降雨率。不過根據 Ulbrich (1983) 的研究顯示，

利用 gamma 型態的雨滴粒徑分布會比較接近真實情況，然而此型態的粒徑分布有三個控制參數需要決定，並不容易自雷達觀測場直接求得。為了解決這個問題，現今有兩種主要反演 gamma 型態雨滴粒徑分布的方法；Gorgucci (2002) 利用 Gorgucci (2000) 的 β -method 反演雨滴粒徑參數，利用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 求得雨滴軸比 (axis ratio) 關係的斜率 β ，再利用 β 與各偏極化參數算出雨滴粒徑分布。Illingworth and Blackman (2002) 指出 β -method 中三個用於反演的參數並非各自相依，所以 Brandes et al. (2004) 認為利用 β -method 將無法呈現真實雨滴大小與形狀的關係。另一種反演雨滴粒徑的構想是由 Zhang et al. (2001) 與 Brandes et al. (2003) 針對 gamma 型態雨滴粒徑分布的 μ 、 Λ 兩參數間的關係式而來。也就是利用一特定關係式約束 μ 、 Λ 之間的變化、再搭配 Z_H 、 Z_{DR} ，獲得 N_0 、 μ 、 Λ 三控制雨滴粒徑分布的參數，進而可以求取各項降雨積分參數。

1-3 研究動機與方向

過去多使用地表資訊使用雲微物理模式研究雨滴粒徑分布的演化，很難瞭解真實雨滴在降落過程中的物理過程。所以本研究針對 2006 年 7 月 17 日的午後之對流區與層狀區降水進行分析，並用雷達得到的初始雨滴粒徑分布使用模式計算下個時間的演化情形。從中比較模式與觀測之間的異同，進而對於雨滴粒徑分布的演化有更深入的認識，研究流程請參考圖 1.1。本研究分為五章：下一章將介紹本研究使用的雷達資料來源、與資料篩選、轉換的方法；第三章則介紹雲物理模式的設定與概念，及利用雷達反演雨滴粒徑分布的方法；第四章則進行模式的敏感度測試及討論與分析個案的層狀區與對流區；第五章則為本研究的總結與未來可能之研究方向與展望。

第二章 資料來源與分析

2-1 觀測儀器

本研究採用中央大學 C-Band 線性雙偏極化雷達的資料反演空中雨滴粒徑分布。此雷達是目前台灣唯一的一座雙偏極化雷達，坐落於東經 121.19224 度，北緯 24.97002 度，標高 188 公尺，雷達波長 5.3125 公分，系統規格可參閱呂(2006, 表 1)。

每筆雷達資料包含了一個完整的體積掃描 (volume scan)，每個體積掃描可以分解成數個仰角，因為雷達一次僅能朝特定方向發射電磁波，所以當天線盤面旋轉一周的時間裡，雷達的波束 (beam) 恰完成單一仰角的掃描 (sweep)，進而抬升至下個仰角繼續觀測；從最低仰角至最高仰角總共所花費的時間則可視為該資料的時間解析度。如果繼續細看每個雷達波束又可以依照遠近分成數百個距離單位 (gate)，從該單位的數值即可知道雷達資料的空間解析度。由於本個案是發展較為深厚的天氣系統，所以當時使用較多 (高) 仰角的觀測策略，包含以下 17 個角度： 0.5° 、 1.0° 、 2.0° 、 3.0° 、 4.0° 、 5.0° 、 6.5° 、 8.0° 、 9.5° 、 11.0° 、 13.5° 、 15.5° 、 17.5° 、 19.5° 、 21.5° 、 23.5° 、 25.0° ，總計歷時十分二十秒。空間解析度方面則是每個距離單位 250 m。

總計此雷達在本研究中所使用的觀測參數包含：反射率 (Z_H , reflectivity)、差異反射率 (Z_{DR} , differential reflectivity)、同極化相關係數 (ρ_{HV} , co-polar correlation coefficient, 以下簡稱為相關係數)。

2-2 雷達資料處理

相較於一維雲模式在直角坐標的網格點上進行運算，極座標系統的雷達資料並不適合直接作為模式的初始輸入值，所以在將雷達資料置入模式之前，必須先將所需的雷達觀測參數 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 場從極座標內插至直角坐標，也就是改成輸出 CAPPI 圖 (Constant Altitude Plan Position Indicator)。鑑於本次中大雷達資料的解析度約為 250 公尺，所以設定垂直方向內插的解析度為 500 公尺，因而可以獲得垂直方向距地 500 公尺至 8 公里，總共 17 層的直角座標上之雷達資料。

獲得網格點上的雷達觀測場之後，得接續找出案例中較為純粹的對流區與層狀區的區塊以降低使用資料的不確定性。透過觀察雷達回波在研究期間的移動與垂直分佈情形，分別訂出 0723 UTC 至 0744 UTC 持續是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(單位均為公里)、層狀區則是定於 $X = 0 \sim +17$ 、 $Y = -10 \sim +10$ 之間的方型區域(圖 2.1)。

由於雷達觀測參數 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 並未能直接作為模式的初始值，所以得經由 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。不過並非所有資料均能透過此反演方法得到雨滴粒徑分布，主要的問題包含以下兩點：

首先此方法需要 Z_H 、 Z_{DR} 與引進一個利用二維雨滴譜儀統計出來的 $\mu - \Lambda$ 約束關係式才有足夠資訊解出該網格點的雨滴粒徑分布。隨著 $\mu - \Lambda$ 約束關係式的使用，連帶限制從 Z_{DR} 場反演雨滴粒徑分布的最小值。以本研究為例，採用 Brandes (2002) 的軸比長關係式及 Vivekanandan 的 $\mu - \Lambda$ 約束關係式，其 Z_{DR} 最小值為 0.00411 dBZ，這就表示若有任何網格點的 Z_{DR} 低於此門檻值將不會計算。

再者對於冰粒子的行為模式並不全然了解，所以現階段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底下。所以當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 ρ_{HV} 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。

除了上述兩種情況，為了確保對流區與層狀區資料的一致性，針對通過反演的網格點上的 Z_H 、 Z_{DR} ，計算兩區域內的標準差，然後保留 Z_H 、 Z_{DR} 小於一個標準差以上的資料點作為一維雲模式的初始值。

第三章 模式設定與雷達反演雨滴粒徑分布之方法

3-1 模式簡說

倘若將模式簡化成一個概念方程式，則雨滴的個數濃度（number density）隨時間的變化可以下式表示：

$$\frac{\partial n_d}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{V} n_d) + \frac{\partial}{\partial z} (\mathbf{V}_\infty n_d) + C \quad (3.1)$$

其中 \mathbf{V} 為空氣速度， \mathbf{V}_∞ 為雨滴的終端速度，上式等號右邊可以依照來源分為兩類：等號右邊前兩項為第一類，在此依序為平流作用與沉降作用項，用來描述非微物理作用的影響；第二類包含等號右邊的第三項 C ，表示微物理作用導致雨滴個數濃度的變化，這也是本模式強調之部分。

3-2 模式的數值方法

為了計算空間中粒子間的演化過程，粒子追蹤法（the particle-tracing method）與細格分類法（the bin method）是常見的兩種思考方式。粒子追蹤法透過記錄每個時刻單一粒子的狀態，求得粒子粒徑分布隨時間的演化過程。但在有限的計算資源底下，此方法能處理的粒子個數便有所侷限，也不能保證運算過程中的質量保守（Tzivion et al., 1987）。相反地，細格分類法採用截然不同的思維面對這個問題。雖然大氣中的粒子總數龐大，但若將具有相似物理性質的分為一類，就可以有效地減少運算資源的消耗。Young (1974) 的連續細格分類法（continuous-bin method）經由已知的粒子總數與質量，決定每個類組內粒子的一次線性分

布函數來解決棘手的質量保守問題。本研究採用 Chen and Lamb (1994) 的綜合細格分類法 (the hybrid bin method)，此方法利用相關之物理方程式計算各類組粒子隨時間的成長速率；同時藉由保守粒子個數與質量，搭配類似連續細格分類法進行粒子於類組間的轉換。

3-3 微物理作用項

透過前人研究得知，隨著觀察尺度的變化，主要參與作用的微物理機制也會有所不同。鑑於本文冀望透過模式計算，明瞭雨滴粒徑分布可能的演化過程，於是在此針對活躍於相對於雨滴大小的數種微物理過程作以下簡要的說明：

蒸發凝結過程 (evaporation and condensation) 是因為環境與液滴表面的水氣差異，導致水氣經由擴散作用 (diffusion process) 進出液滴表面，造成該液滴質量增減的物理作用。

除了考量粒子自身的凝結蒸發過程，粒子間相互的撞擊也會造成粒徑分布的改變。模式中採用隨機碰撞方程式 (stochastic collision equation) 模擬因重力沉降所造成的碰撞過程 (Pruppacher and Klett, 1978)，其概念方程式如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_d(v_w)}{\partial t} = & -n_d(v_w) \int_0^\infty K(v_w, u_w) n_d(u_w) d u_w \\ & + \frac{1}{2} \int_0^{v_w} K(v_w - u_w, u_w) \times n_d(v_w - u_w) n_d(u_w) d u_w \end{aligned} \quad (3.4)$$

其中 u_w 、 v_w 為碰撞事件中兩雨滴的質量， K 為粒子間的碰撞核量，可以藉由碰撞效率、合併效率、與解析體積的乘積而求得。碰撞效率利用 Böhm (1992) 的參數法、而合併效率的數值則是來自 Low and List (1982a)、Ochs and Beard (1984) 的研究結果擷取而來 (Chen and Liu, 2004)。此外，Pruppacher and Pitter (1971) 經由風洞實驗認為當雨滴的半徑大於

4.5 mm 時，將會因自身的不穩定而導致自發性的分裂 (spontaneous breakup)，而分裂後的碎粒則使用 Srivastava (1971) 的分布型態、碰撞碎裂的分布採用 Low and List (1982b) 的研究。

3-4 模式設定

本研究使用 Chen and Lamb (1994) 的一維雲模式進行模擬實驗，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。本節中將針對模擬實驗的需求，簡述模式中的相關設定。

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，圖 3.1 為模式中每個網格元相對應的液滴粒徑大小。除此之外，為了配合真實案例厚達 3.5 公里的模擬，所以在相關的模擬實驗中將會把模式的垂直解析度由敏感度測試的每層 100 公尺、共 10 層，提升至每層 25 公尺、共 140 層，同時更動模擬的時間解析度由每 5 秒改為每秒鐘積分一次。

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，各參數的詳細資料請參見表 1，而敏感度測試亦使用同組探空資料，僅對於相對濕度場的垂直分布逕行更動。

模式頂層的雨滴粒徑分布則視情況採用不同型態的雨滴粒徑分布進行演化模擬。在初始的敏感度測試中，採用 Sekhorn and Srivastava (1971)

的指數型態的分布：

$$N_0 = 7000 R^{0.37} \quad (3.5)$$

$$\Lambda = 3.8 R^{-0.14} \quad (3.6)$$

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (3.7)$$

從(3.5)可以發現，此種雨滴粒徑分布的 N_0 為降雨量 R 的函數，而降雨量設定為 10 mm h^{-1} ；真實案例的模擬，則是如(3.8)式採用 gamma 形式的雨滴粒徑分布，其中的 N_0 、 μ 、 Λ 均由雙偏極化雷達參數反演推得：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (3.8)$$

3-5 雙偏極化雷達參數簡介

傳統都卜勒雷達可以發射平行於水平電場的電磁波，倘若電磁波在傳輸過程中碰到雨滴、冰雹等有散射能力的降水粒子，就會將部分能量往雷達的方向散射，其中平行於水平電場的電磁波就會被都卜勒雷達接收，並在顯示端產生回波強度。雙偏極化雷達則是除了發射接收水平方向的電磁波，亦包括垂直方向的電磁波傳送與接收的能力。由於特定水象粒子並非完美球體，倘若同時透過垂直與水平方向的電磁波將會獲得不同的資訊，如此一來即可針對遠方的降水粒子有更為精確的判讀。以下針對本研究所提及的雙偏極化雷達參數加以簡介：

3-5-1 反射率

在觀測目標均為液態水的假設底下，距離雷達 r_0 處的解析體積平均雷達功率可以表示為：

$$\overline{P_r}(r_0) = \frac{c \tau_0}{2} \frac{P_t G_0^2}{\lambda^2 (4\pi)^3} \frac{\pi \theta_1 \phi_1}{8 \ln 2} \frac{\pi^5 |K|^2}{r_0^2} Z_e(r_0) \quad (3.9)$$

上式中 c 為光速， τ_0 為雷達每次脈衝發射的時間間距 (PRT; pulse repetition time)， P_t 表示雷達發射電磁波的功率， G_0 為雷達的天線增益 (antenna gain)， λ 為雷達發射電磁波時的波長， θ_1 、 ϕ_1 分別為天線水平與垂直方向波束寬角。 $|K|^2$ 為水象粒子的介電因子 (dielectric factor)，其定義如下：

$$|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2 \quad (3.10)$$

m 為水象粒子的複數折射率，其值與電磁波波長 λ 及水象粒子的溫度 T 有關。以中央大學雙偏化雷達為例，其波長為 5.3125 cm，假設觀測之水象粒子為 20 °C 的液態雨滴時，透過 Ray(1972) 的方法可以求得 $m^2 = 72.452 + 22.895j$ 。因此該處液態水的介電因子 $|K|^2$ 約為 0.928，若為冰粒子約為 0.197。公式最後的 $Z_e(r_0)$ 則表示距離雷達 r_0 處，該解析體積之相當反射率因子 (equivalent reflectivity factor)。

在相同的觀測案例中，雷達觀測到的回波功率 \bar{P}_r 除了受到雷達發射的電磁波波長影響，連同觀測雷達本身參數、水象粒子的數量尺寸、與雷達距離等均有關係。因此現今所使用的雷達觀測資料中記錄的回波值即為相當反射率因子，以利於不同雷達間的資料比對及利用。

3-5-2 差異反射率

下式為 Seliga and Bringi (1976) 對於差異反射率 Z_{DR} 的定義：

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right) \quad (3.11)$$

$$Z_{HH} = \frac{16 \pi^2}{9 |K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4 \pi + (m^2 - 1) P'} \right|^2 N(D_{eq}) d D_{eq} \quad (3.12)$$

$$Z_{VV} = \frac{16 \pi^2}{9 |K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4 \pi + (m^2 - 1) P} \right|^2 N(D_{eq}) d D_{eq} \quad (3.13)$$

其中 Z_{HH} 、 Z_{VV} 為雙偏極化雷達的水平、垂直偏極化反射率， D_{eq} 為水象粒子的等效粒徑 (equivolume diameter)， P 、 P' 為幾何因子 (geometrical factors)，又稱為形狀因子。透過上述公式可以發現，如果觀測之水象粒子不為球體，會導致水平、垂直方向的反射率有所不同；縱使粒子形狀相同、擁有相同的軸比 (axis ratio)，仍會因為水象粒子的種類不同，導致大小不一的介電係數，從上述兩種情況可以得知差異反射率將會受到物體的種類與型態而有所變化。不過針對單一水象粒子，因為差異相位差和軸長比呈一對一關係，所以透過回波與差異相位差推算各種水象粒子的分布。

3-5-3 同極化相關係數

同極化相關係數(之後均簡稱為相關係數)是在數個脈衝中 Z_H 、 Z_V 之間的關連性，其定義如下：

$$\rho_{HV}(0) = \frac{\langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{HH}|^2 \rangle \langle |S_{VV}|^2 \rangle}} \quad (3.14)$$

其中， S_{HH} 、 S_{VV} 為水平及垂直方向之反散射振幅 (scattering amplitude)，期望值“ $\langle \rangle$ ” 假設水象粒子的大小、形狀、傾斜角度是依照統計特性的分布，而星號則為共軛複數。

同一解析體積內的回波是由連續數次脈衝所獲得的，所以當觀測區的水象粒子統計特性不變，每次脈衝所測得的 Z_H 、 Z_V 的相關係數應會很高。純雨區的相關係數常可高達 0.98 以上，但是該區域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。例如 Illingworth (2004)

指出在亮帶區或冰雹粒子大於雷利散射 (Reyleigh scattering) 的範圍時，其相關係數會降至 0.9 左右。除此之外，相關係數亦可用來過濾地形的假性回波。

3-6 雨滴粒徑分布的計算與擬合

Kozu and Nakamura (1991) 發表將雨滴譜儀所得到的雨滴粒徑分布 $N(D)$ 擬合成 gamma 形式的方法，並經過降水積分參數的前後比對發現透過此轉換方法對於雨滴粒徑分布仍保有良好的描述性。因為此方法建立於幾個矩量的保守計算，所以可以簡稱為矩量法。本研究中一維雲模式將會產生雨滴粒徑分布的逐時變化，如此一來即可使用矩量法將結果轉為 gamma 形式的雨滴粒徑分布以便於日後之使用。

在擬合雨滴粒徑分布之前，須要先設立矩量的定義，如下式：

$$M_x = \int_0^{\infty} D^x N(D) dD \quad (3.15)$$

(3.15) 式中， M_x 為計算用的矩量，當 x 值不同即代表不同的降水積分參數， D 為雨滴的直徑 (mm)， $N(D)$ 為單位體積單位粒徑內的雨滴個數 ($\text{mm}^{-1} \mu\text{m}^{-3}$)。接著導入 Ulbrich (1983) 的 gamma 形式的雨滴粒徑分布：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (3.16)$$

其中 μ 為無因次的量，用來描述該組雨滴粒徑分布的形狀 (shape)， Λ 為該組雨滴粒徑分布的斜率 (slope)，單位為 mm^{-1} 。(3.17)、(3.18) 式為 gamma 函數的定義：

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt \quad (3.17)$$

$$\text{if } x > 0, \Gamma(x) = (x-1)! \quad (3.18)$$

將 (3.16) 式帶入 (3.15) 式，搭配 gamma 函數的定義 (3.17) 式、

(3.18)式可以透過下列換算化簡為 (3.19)式：

$$\begin{aligned}
 M_x &= \int_0^{\infty} D^{x+\mu} N_0 e^{-\Lambda D} d D \\
 &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \int_0^{\infty} (\Lambda^{x+\mu}) D^{x+\mu} e^{-\Lambda D} d (\Lambda D) \\
 &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \int_0^{\infty} (\Lambda D)^{x+\mu} e^{-\Lambda D} d (\Lambda D) \\
 M_x &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \Gamma(x+\mu+1) \tag{3.19}
 \end{aligned}$$

本研究在此選擇保守的降水積分參數分別為 M_3 (液態水含量)、 M_4 、 M_6 (雷達回波)，並新增一個由 M_3 、 M_4 、 M_6 產生的新參數：

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \tag{3.20}$$

將 (3.19) 式帶入 (3.20) 式，並移項化簡即可得到欲擬合的 gamma 型態的雨滴粒徑分布三參數 N_0 、 μ 、 Λ ：

$$\mu = \frac{11G - 8 + [G(G+8)]}{2(1-G)} \tag{3.21}$$

$$\Lambda = \frac{(\mu+4)M_3}{M_4} \tag{3.22}$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \tag{3.23}$$

如此一來，透過上述流程即可將一維雲模式產生的雨滴粒徑分布擬合為 gamma 型態，而可以用來跟雷達反演的雨滴粒徑分布比較。

3-7 雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布

Zhang et al. (2001) 提出雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布的方法，假設 gamma 形式之雨滴粒徑分布，透過雷達觀測參數 Z_H 、 Z_{DR} 、搭配雨滴粒徑分布的形狀參數 μ 及斜率參數 Λ 彼此的約束關係式，即可導出描述 gamma

形式的雨滴粒徑分布的三個參數 N_0 、 μ 、 Λ 。

由於假設雨滴粒徑分布為 gamma 形式，所以反射率、差異反射率、可以近似為下列式子：

$$Z_H = N_0 \frac{16 \pi}{9 |K|^2} \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4 \pi + (m^2 - 1) P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (3.24)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4 \pi + (m^2 - 1) P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4 \pi + (m^2 - 1) P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (3.25)$$

其中令 $\Delta D_{eq} = 0.001 \text{ mm}$ ， $D_{\min} = 0.2 \text{ mm}$ ， $D_{\max} = 8.0 \text{ mm}$ ，而本文中採用的雨滴軸長比關係式為 Brandes (2002) 提出的：

$$r = 0.9951 + 0.02510 D_{eq} - 0.03644 D_{eq}^2 + 0.005030 D_{eq}^3 - 0.0002492 D_{eq}^4 \quad (3.26)$$

由於 (3.25) 式為 μ 、 Λ 的函數，(3.24) 式為 N_0 、 μ 、 Λ 的函數，故目前如欲解 N_0 、 μ 、 Λ 三參數依然缺少一個方程式。在此 Zhang et al. (2001) 利用二維雨滴譜儀的觀測資料反演 gamma 形式的雨滴粒徑分布，並發現 μ 、 Λ 兩參數擁有不錯的相關性，接著 Brandes (2003) 提出更新後的 μ - Λ 關係式：

$$\Lambda = 1.935 + 0.735 \mu + 0.0365 \mu^2 \quad (3.27)$$

本文即採用 (3.27) 式作為雷達反演雨滴粒徑分布的第三個方程式，如此即可解聯立方程式獲得雨滴粒徑分布的資訊。

由於 (3.24) 式、(3.25) 式均有包含 D_{\max} ，根據紀(2005) 與呂 (2006) 的研究發現，如果 D_{\max} 設為 5 至 6 mm 將會出現 Z_{DR} 約在 3 dB 時反演中值體積直徑 D_0 就會開始趨緩，導致利用 Z_{DR} 反演 D_0 時被限制在 0 至 3 dB 之間，但若將 D_{\max} 設為 10 mm，又會有高估的現象，所以本研究採用 D_{\max} 為 8 mm 的

設定。

3-8 利用雨滴粒徑分布反演降水物理積分參數

為了描述各項降水物理積分參數，所以在此提出一個描述雨滴大小的參數：中值體積直徑（ D_0 ，Median volume diameter），表示整個雨滴粒徑分布中，最小的雨滴到中值體積直徑的雨滴，其液態水含量為整個雨滴粒徑分布的液態水含量的一半，以數學式表示如下：

$$\int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_0^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad (3.28)$$

也就是說當降雨量(或液態水含量)相同的兩個案例， D_0 較大的個案表示有較多的大雨滴。在此除了利用雨滴粒徑分布的方法求得中值體積直徑，Ulbrich(1983)以數學方式推導 gamma 形式雨滴粒徑分布時，發現當 D_{\max} 趨近無限大時，會有下列近似式：

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (3.29)$$

一般而言，使用 N_0 、 μ 、 Λ 三參數的 gamma 型態即可有效地描述雨滴粒徑分布，但是若要使用 N_0 比較不同雨滴粒徑分布的雨滴個數的總量，就會發現因為 N_0 的單位中包含 μ 值導致其單位不一致。

面對這個問題，Tustud et al. (2001) 介紹如何利用標準化的 gamma 雨滴粒徑分布來描述雨滴譜，其中所使用的參數 N_w 就是將 N_0 經過標準化令其單位簡化為 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ，所以就不用再考慮 μ 、 Λ 造成的影響。而主要的轉換方法如下：

首先對於 gamma 型態的雨滴粒徑分布，可以用 (3.29) 式進行改寫：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (3.30)$$

而液態水含量可以用下列公式表示：

$$\begin{aligned}
 W &= \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^\infty D^3 N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} dD \\
 &= \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu+4)}{\Lambda^{\mu+4}} D_0^{\mu+4}
 \end{aligned} \tag{3.31a}$$

進行單位換算，並導入 (3.29) 式：

$$\begin{aligned}
 &= \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu+4)}{((3.67+\mu)/D_0)^{\mu+4}} \left[\left(\frac{g}{cm^3}\right) \cdot \left(\frac{1}{m^3 mm^{1+\mu}}\right) \cdot \left(\frac{1}{mm^{-(\mu+4)}}\right) \right] \\
 &= \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu+4)}{((3.67+\mu)/D_0)^{\mu+4}} \left[10^{-3} \left(\frac{g}{m^3}\right) \right]
 \end{aligned} \tag{3.31b}$$

經過移項整理可以寫為下式：

$$N_0 = \frac{\pi}{6} \frac{W 10^3 (3.67+\mu)^{\mu+4}}{\rho_w \Gamma(\mu+4) D_0^4 D_0^\mu} \tag{3.32}$$

在此採用 Willis (1984) 所定義的截距參數 (intercept) N_w ，以及一個無因次之函數 $f(\mu)$ ，其定義如下：

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \tag{3.33}$$

$$f(\mu) = \frac{6}{(3.67)^4} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \tag{3.34}$$

接著利用 (3.30) 及 (3.32) 式，將標準化的雨滴粒徑分布 $N_{norm}(D)$ 再次依 Willis (1984) 的形式改寫：

$$\begin{aligned}
 N_{norm}(D) &= \left(\frac{\rho_w D_0^4}{10^3 W} \right) N(D) \\
 &= \frac{\pi}{6} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67+\mu) \frac{D}{D_0}\right]
 \end{aligned} \tag{3.35}$$

$$\text{Assume } D_{norm} = \frac{D}{D_0}$$

$$N_{norm}(D) = \frac{\pi (3.67 + \mu)^{\mu+4}}{6 \Gamma(\mu+4)} (D_{norm})^\mu \exp[-(3.67 + \mu) D_{norm}]$$

$$N_{norm}(D) = \frac{\pi (3.67 + \mu)^{\mu+4} (3.67)^4}{6 \Gamma(\mu+4) (3.67)^4} (D_{norm})^\mu \exp[-(3.67 + \mu) D_{norm}] \quad (3.36)$$

將(3.33)、(3.34) 式代入 (3.36)式就可得到標準化後的式子：

$$N_{norm}(D) = N_w f(\mu) (D_{norm})^\mu \exp[-(3.67 + \mu) D_{norm}] \quad (3.37)$$

經過上述過程的轉換，如此一來就可以使用容易定義且方便描述的 N_w ，並且林(2004)利用經標準化過程的參數 N_w 探討各季節雨滴粒徑分布特性有不錯的表現，所以本研究在接續的討論中將採用 N_w 取代 N_0 來表示及比較不同雨滴粒徑分布的粒子個數多寡。

第四章 個案分析

4-1 個案介紹

圖 4.1 為 2006 年 7 月 17 日全天平均之海平面氣壓場。可以發現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即迅速出現多個發展旺盛的對流系統。圖 4.2 (a)~(i) 為當日 0133UTC 至 0800 UTC 的紅外線雲圖，中午以前台灣各地均為晴朗無雲的天氣型態，但從 0533 UTC 的雲圖（圖 4.2 e）即可瞥見北部山區始有雲層發展，0633 UTC 雲層已經擴展至台北及桃竹苗地區（圖 4.2 f），直到 0800 UTC（圖 4.2 i）台灣中北部均已覆蓋於雲層之中。故推測 2006 年 7 月 17 日上午因為雲量偏少而使台灣各地日照均有較強的現象，當偏濕的環境風場出現，導致午後的熱力條件適合局部地區雷雨系統的發展。

4-2 雷達觀測資料分析

圖 4.3 (a) 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 4.3 b）。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 4.3 e），直到 1045 UTC（未顯示圖）整個雲系才全部消失。所以根據雷達資料研判，對流胞在下午三時之後減弱、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一時間能擷取對流區與層狀區的需求，因此本研究的個案便選定於 0723 UTC 至 0744 UTC 之間的 20 分鐘。

圖 4.4 (a)、4.5 (a)、4.6 (a) 分別為當日 0723 UTC、0733 UTC、0744 UTC 的雷達回波 1.0° 仰角 PPI 圖，似乎對流胞的強度與形態在這段期間似乎都沒有太大的差異。於是為了瞭解此天氣系統的垂直結構與變化，改採以中央大學雷達為中心，繪出 0723 UTC、0733 UTC、0744 UTC 三個時間，方位角 88 度的 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 距離高度剖面圖 (RHI, Range Height Indicator)。

從圖 4.4 (b) 的 Z_H 距離高度剖面圖可以觀察到，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 (bright band)，因此將此區域劃為層狀區。而相關係數分布在亮帶區的部分也有數值下滑的現象、以及略微上升的 Z_{DR} 場，推測可能因為亮帶上層為融解層，造成該區有冰水混相的狀態因而導致上述參數的分布情況。

經過了十分鐘以後對流胞接續的演化情形，從 0733 UTC 的距離垂直剖面圖 (圖 4.5 b) 可能有更清楚的說明。可以看見對流胞的強度已經開始減弱，0733 UTC 的層狀區亮帶似乎也不那麼清晰可見，而 20 分鐘後的情況依舊，除了從回波與 Z_{DR} 的垂直剖面 (圖 4.6 b) 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。

4-3 雷達反演資料分析

第二章提到使用雷達資料進行模擬前，會先內插至直角坐標。本節將把每層內插後的雷達參數取一個平均值，並描述雷達觀測場與反演場的垂直變化。圖 4.7 的上半側為層狀區各個參數的垂直變化，六張子圖依序為：

回波強度(dBZ)、差異反射率(dB)、相對濕度($\%$)、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代表不同的時間：藍色實心圓點粗線為 0723 UTC、紅色空心方塊虛線為 0733 UTC、橘色空心圓點粗線為 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，顯示層狀區的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 4.7 的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（圖 4.3），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。期待這樣的差異性在接下來的模式模擬中仍可以獲得證實。

4-4 敏感度測試

進行真實案例的模擬之前，為了對於所使用的一維雲模式之特性有更深入的瞭解，所以透過數個相關試驗並觀察模式的行為來進行研究。

4-4-1 單一微物理過程

為了能清楚地掌握不同微物理過程彼此間的差異，首先利用相同的初始雨滴粒徑分布與環境場，僅調整參與模擬的微物理作用項，試圖觀察對於雨滴粒徑分布逐時演化的情形。圖 4.8 ~4.10 分別是模式的微物理作用項僅考慮蒸發過程、碰撞合併、碰撞分裂作用，模擬地面雨滴粒徑分布的演化情形，詳細的探空資料與模擬設定請參閱表 2 及表 3。

不論僅考慮哪一項微物理過程，均可以發現模擬初期都僅有大粒徑的雨滴出現、小粒徑的雨滴則較晚出現。這的現象主要與模式的初始設定有關：從模式頂層持續灑下相同雨滴粒徑分布的雨滴。所以因為大粒徑的雨滴擁有較大終端落速，導致較早抵達模式底層，而隨著時間的推移，中小粒徑的雨滴才會逐漸被記錄到。

圖 4.8 為蒸發過程的演化情形，可以發現較大粒徑的雨滴很快地達到平衡，但小粒徑的雨滴個數則是持續累積，直至模擬 9 分鐘以後粒子個數才會逐增加，而出現近似平衡狀態的分布形式(未顯示圖)；碰撞合併過程(圖 4.9) 大粒徑的雨滴個數也是很快地達到平衡，但小粒徑的雨滴個數卻累積的相當緩慢。猜測可能是因為碰撞合併的模式，似乎不容許最小粒徑的液滴的存在，推論可能因為最小粒徑的雨滴一進入模式就會立即因為碰撞合併而增長為較大的雨滴，故無法有效累積小粒徑的雨滴數量。

碰撞分裂過程是三組中唯一會消耗大粒徑的雨滴的實驗(圖 4.10)，此作用對於雨滴粒徑分布的演化最明顯的特色有二：一者是大粒徑雨滴的平衡態較前兩個實驗來得低，從模擬的過程很清楚的發現，依舊在模擬初期有出現類似指數分布的型態，但是隨著時間則會傾向一個較低數量的大雨滴個數。推測減少的大雨滴應該是透過碰撞分裂過程而產生許多的小雨滴，這個機制自然會引出另一個差異、也就是小粒徑個數明顯較多。

藉由以上的討論，接下來希望觀察一維雲模式處理較為深厚的模擬與給予不同型態的雨滴粒徑分布的特性。

4-4-2 垂直解析度與不同的初始雨滴粒徑分布

由於上個實驗僅模擬垂直 1 公里內的雨滴粒徑分布的變化，為了接下來的模擬能與雷達資料進行比較，所以在此選擇一個較為深厚的設定來進行試驗。圖 4.11(a)與圖 4.12(a)分別是模擬碰撞合併過程、與考慮碰撞合併及分裂過程，在不同高度時平衡狀態的雨滴粒徑分布，而 Hu and Srivastava (1995) 對於相同的實驗設計所計算得到的結果為圖 4.11(b)、4.12(b)。

模擬碰撞合併的實驗中，可以發現兩者在大於 2 mm 的雨滴都擁有類似指數分布的型態，且不隨著掉落距離而有所差別；相反地，在小於 1 mm 的雨滴分布，兩組模式可以從圖 4.11 (a) 的黃線與圖 4.11 (b) 的實線的分布位置，發現均有隨著離地距離越近、小粒徑的雨滴數量較少的情況。當考慮碰撞合併與分裂的實驗裡，都可以發現直徑 0.2 mm 處有一個極值，同時相較於僅考慮碰撞合併的實驗，圖 4.12(a)與 4.12(b) 均顯示大粒徑的雨滴個數明顯較少。從以上的觀察可以得知本研究與 Hu and Srivastava (1995) 在整體分布的狀態與極值的位置都有不錯的一致性，但模擬出來的雨滴粒徑分布在較大粒徑的斜率兩者則是有些差異。根據現有的條件推論，造成兩者差異的原因可能在於不同的模式設定，例如：環境場、模式頂層不同的雨滴粒徑分布都是可能的原因。但總體來說，仍可發現就算解析度與環境場的設定不同，只要選擇相同的微物理作用項與類似的運算模式，依舊會得到相近的模擬結果。

4-4-3 環境場與微物理作用對於降水物理積分參數的影響

在本節中，希望透過環境場與微物理作用的交互作用，來觀察幾個常

見的降水物理積分參數，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個不同的環境場，依照線條的顏色與標記分別為環境相對濕度場為 100%(藍色圓圈)、80%(綠色三角形)、60%(棕色正方形)、40%(紅色無標記)，而其詳細的實驗設定請參考表 5 之說明。

為了觀察雨滴粒徑分布的不同，在此挑選中值體積直徑、標準化的截距參數、與液態水含量等參數作為指標。

圖 4.13 為中值體積直徑在不同環境濕度與微物理作用下的垂直分布，圖中每個方框為一種特定的微物理作用組合，例如圖 4.13 (B) 表示當蒸發凝結與碰撞分裂有作用，但碰撞合併過程並無作用時，其中值體積直徑隨環境濕度的變化而得到的垂直分布。

從圖 4.16 的確可以見到不同環境場的相對濕度的確對於中值體積直徑有所影響，但其中的實驗 3-J、3-K、3-L、3-M 並不隨環境場的濕度而改變。主要原因在於這四個子實驗均沒有考慮蒸發凝結項，由於一維雲模式主要的三種微物理作用中，得知蒸發凝結項會明顯受到環境場的影響液滴的成長速率，而碰撞合併與分裂則主要受到粒子個數與大小分布的影響，故倘若雨滴粒徑分布的演化受到環境場的明顯作用，應該是蒸發凝結過程所帶來的影響。

另外一個明顯的現象是中值體積直徑會隨著環境場濕度的減低而有增加的趨勢。例如圖 4.13 (B) 的藍色空心圓點線可以發現，原先在水氣飽和的環境場模擬時，其中值體積直徑是會隨離地的距離減少而減小。但環境場的濕度逐漸降低至 80% 時，雖然掉落過程中 D_0 一度減少，但即將接觸地表時又有了增大的趨勢；這樣的情形等到環境場相對濕度剩下 40% 更為明顯，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。這點其實很有意義，因為在模擬雨滴粒徑分布的演化過程中，其實最難以掌握的其中一項要素就是實際案例中環境場的各项氣象參數，所以從這個角度來看的話，也許過於離譜的環境濕度設定會連帶影響模擬出來的數值可信度。

如果比較實驗 3-J、3-K、3-L，也就是觀察碰撞合併與分裂兩種相互抗衡的微物理機制，會發現僅碰撞合併作用時（3-K），中值體積直徑會變大；相反地，碰撞分裂則會讓粒子在落下來的過程中逐漸變小。但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），則從實驗 3-J 的結果，會得到碰撞分裂的效應會比碰撞合併來的明顯的推論。也就是說，兩者會以分裂效應來的強勢。

在 3-8 節有提及因為 gamma 形式的雨滴粒徑分布，其截距參數需要透過標準化才能用於不同的雨滴粒徑分布之粒子個數比較。所以圖 4.14 為標準化處理過後的截距參數在不同環境濕度與不同微物理作用下的垂直變化。可以清楚地看見粒子個數的垂直分布正好與圖 4.13 呈現有趣的對比，除了沒有蒸發作用的子實驗，均會因環境濕度的降低而導致粒子個數的減少。圖 4.15 則為液態水含量的垂直分布，亦可見到因為蒸發作用與環境場未達飽和的關係，導致 3-A、3-B、3-C、3-Z 均有液態水含量逐漸減少的情形。

如果將本節八個子實驗依照微物理特性的相似情形分類的話，可以製成圖 4.16~圖 4.18。每張圖由左至右可以分成四個小組，每個小組均有兩個子實驗，其微物理過程組合的差異僅在於是否有特定的微物理過程，如果有的話則為該組的深色線條、沒有的話則為淺色線條。此外，由上而下，第一行為中值體積直徑的垂直變化、中間一行為粒子個數的垂直變化、最底一行為液態水含量的垂直變化。從這三張圖表可以發現一些一致的共通性，例如從圖 4.16 可以發現只要有蒸發凝結作用的子實驗（深色線條），都

會有較高的中值體積直徑、與較少的粒子個數。就像是 3-B、3-L 這組，均無碰撞合併及有碰撞分裂過程參與模擬，但是 3-B 有蒸發作用、3-L 則沒有蒸發作用，導致了粒子個數與大小分布的不同。在此做個小結，蒸發凝結作用會導致中值體積直徑增加、粒子個數減少、與及液態水含量明顯減少（圖 4.16）；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（圖 4.17）；碰撞分裂過程則是令中值體積直徑減小、個數增加、液態水含量也是無明顯改變（圖 4.18）。

但是在此發現一個奇怪的現象，圖 4.14 (M) 為無蒸發凝結、無碰撞合併、無碰撞分裂的子實驗，其雨滴粒徑分布的演化均由垂直的沉降運動而來。如此一來其粒子個數的垂直分布，應該會受到雨滴粒徑分布內的所有粒子均勻落下的影響，因而得到垂直方向上的粒子個數分布為一恆定值的結果，但從圖 4.14(M) 明顯看到粒子個數離地越近反而增加的現象。

面對這個問題，首先需要排除的疑慮是計算降水積分參數的方法。從圖 1.1 的研究流程可以得知，當模式輸出計算結果時，並非以降水積分參數的形式出現，而是分屬於數個網格元。當時採用了假設雨滴粒徑分布為 gamma 形態分布前提的矩量法來計算降水積分參數，所以可能是因為模式輸出的粒徑分布並非 gamma 形態而導致計算誤差的產生嗎？為了解決這個疑惑，針對圖 4.14(M) 重新做一次計算，這次採用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，精算出的數值與圖 4.14(M) 的結果十分接近，且離地越近液態水含量越高的趨勢依舊是不變的(圖 4.19)。

因此有可能是在計算過程中因為數值運算所帶來的誤差。由於理論上單純僅考慮沉降運動時，計算一段時間之後模式頂層與底層的雨滴粒徑分布應該完全相同。表 6 為僅考慮沉降運動時，不同解析度的模式造成的誤差量比較。誤差量即為模式底層與頂層間的個數差異比例。從表 6 可以發現當空間解析度均為 250 公尺的時候，時間解析度為 1 秒或是 5 秒對於誤

差的影響是比較不顯著的；相反的，當垂直空間解析度從 250 公尺改為 25 公尺的時候，反而誤差會稍微提高一些。不過是何種機制造成誤差，目前並不清楚，可能日後需要對於沉降作用進行更為詳盡的研究，並由於此想誤差，所以在敏感度測試中，部分組別的液態水含量其實是應該向下逐漸減少的。例如圖 4.16 的最右邊一組，3-C 的液態水含量(深藍色線條)會隨著離地高度減少而降低，如此一來或許就可以解釋圖 4.7 的層狀區液態水含量為什麼會隨著下降而逐漸減少的趨勢。

從以上的討論對於一維雲模式的性質有了比較深入的瞭解之後，接下來將針對真實案例中雷達反演出來的雨滴粒徑分布進行分析討論。

4-5 真實個案的模擬分析

比較完模式的表現之後，在此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出來的雨滴粒徑分布而來。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，在此將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作為初始的雨滴粒徑分布。從圖 4.4(b) 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 7。

4-5-1 層狀區的模擬分析

圖 4.20 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，彩色實線分別為 0723 UTC (綠色)、0733 UTC (黃色)、0744 UTC (紅色)等三個時刻的層狀區經由雷達反演雨滴粒徑分布，所得到的中值體積直徑的垂直分布。

先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 4.20 綠實線) 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 (圖 4.20 黃實線) 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 4.21 看到，依舊擁有相似於圖 4.20 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 4.20 黃實線) 2.5 至 3.5 公里處的中值體積直徑突然增大的情形，可能就會令頂層的雨滴粒徑分布隨時間而變化。

4-5-2 對流區的模擬分析

圖 4.22 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。因此針對這個情形，假設如果案例中的對流區沒有太多的微物理作用會變成什麼樣的情形呢？圖 4.23 採用相同的初始雨滴粒徑分布，但僅考慮沉降作用，會發現雨滴就會直直地掉至地面。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。

第五章 結論與未來展望

5-1 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，這表示層狀區的雨滴顆粒也減少了；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。

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瞭解，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，模擬出來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 gamma 形式的雨滴粒徑分布所造成的誤差。根據模式時間與空間解析度猜測，可能來自於模式中沉降運動的計算或者數值計算的過程。

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相較不理想，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。

5-2 未來展望

由於本研究中的一維雲模式中並未考慮平流運動的影響，導致碰到有劇烈空氣運動的地方可能會完全無法使用，建議未來可以利用雙雷達合成風場，導出三維風場並加以扣除空氣運動的影響，再來比較雲物理過程間的貢獻量。雖然雷達擁有不錯的時空解析度，但受到現今反演方法的侷限，未來冀望可以一同搭配地面雨滴譜儀等多樣性的觀測儀器進行更深入的探究。而究竟是何種原因導致在計算出來的液態水含量有增加的情形，目前並不清楚，希望接下來能優先解決這個問題。

參考文獻

- Berry, E. X., 1967: Cloud droplet growth by coalescence. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688-701.
- , and R. L. Reinhardt, 1974: An analysis of cloud drop growth by collection: Part II. Single initial distribution. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1825-1831.
- Böhm, J. P., 1992: A general hydrodynamic theory for mixed-phase microphysics. Part II: collision kernels for coalescence. *Atmos. Res.*, **27**, 275-290.
- 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.
- , —, and —, 2004: Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **21**, 584-598.
- Brazier-Smith, P. R., S. G. Jennings and J. Latham, 1973: Raindrop interactions and rainfall rates within clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 260-272.
- Brown, P. S., Jr., 1988: The Effects of Filament, Sheet, and Disk Breakup upon the Drop Spectrum. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 712-718.
- Brown, P. S., Jr., 1989: Coalescence and Breakup-Induced Oscillations in the Evolution of the Raindrop Size Distribution. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1186-1192.
- 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.
- , and S.-T. Liu, 2004: Physically based two-moment bulkwater parametrization for warm-cloud microphysics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 51-78.
- Gorgucci, E. V., G. Scarchilli, V. Chandrasekar, and V. N. Bringi, 2000: Measurement of mean raindrop shape from polarimetric radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3406-3413.
- Gorgucci, E. V., V. Chandrasekar, V. N. Bringi, and G. Scarchilli, 2002: Estimation of Raindrop Size Distribution Parameters from Polarimetric Radar Measurements. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2373-2384.
- Illingworth, A. J., and T. M. Blackman, 2002: The need to represent raindrop size spectra as normalized gamma distributions for the interpretation of polarimetric radar observations. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 286-297.
- , 2004: Improved precipitation rates and data quality by using polarimetric

- measurements. *Advanced Applications of Weather Radar*, Chapter 5, Springer Press, 130-166.
- Kessler, E., *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations.*, Amer. Meteor. Soc., 84pp
- Kozu, T., and K. Nakamura, 1991: Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Tech.*
- List, R., and J. R. Gillespie, 1976: Evolution of raindrop spectra with collision-introduced breakup. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2007-2013.
- , N. R. Donaldson, and R.E. Stewart, 1987: Temporal Evolution of Drop Spectra to Collisional Equilibrium in Steady and Pulsating Rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 362-372.
- 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.
- Ochs, H. T., and K. V. Beard, 1984: Laboratory measurements of collection efficiencies for accretion. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 863-867.
- Ray, P. S., 1972: Broad-band complex refractive indices of ice and water. *Appl. Opt.*, **11**, 1836-1844.
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *J. Appl. Meteor.* **15**, 69-76.
- Srivastava, R. C., 1971: Size distribution of raindrops generated by their breakup and coalescence. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 410-415.
- Tzivion, S., G. Feingold, and Z. Levin, 1987: An efficient numerical solution to the stochastic collection equation. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3139-3149.
- , —, and —, 1989: The evolution of raindrop spectra. Part II: Collisional collection/breakup and evaporation in a rainshaft. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3312-3327.
- 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.
- Valdez, M. P., and K. C. Young, 1985: Number Fluxes in Equilibrium Raindrop Populations: A Markov Chain Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1024-1036.
- Waldvogel, A., 1974: The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067-1078.
- Willis, P. T., 1984: Function fits to some observed drops size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648-1661.
- Young, K. C., 1975: The evolution of drop spectra due to condensation, coalescence, and breakup. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 965-973.
- 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.
- 張偉裕，「利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分布：納莉颱風個案」，國立中央大學，碩士論文，民國 91 年。
- 林位總，「利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性」，國立中央大學，碩士論文，民國 93 年。
- 紀博庭，「利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究」，國立中央大學，碩士論文，民國 94 年。
- 呂崇華，「雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分布的物理特性」，國立中央大學，碩士論文，民國 95 年。

表 1 中央氣象局板橋探空站 2006 年 7 月 17 日 14 時之探空資料。僅列出本研究所使用到的觀測參數，由左而右依序為氣壓、重力位高度、溫度、相對濕度。由上而下依序為該次觀測的每一層的觀測，倘若數值為 999 或 999.9 表示無此資料。

| | P (hPa) | H (gpm) | T (°C) | RH (%) |
|----|---------|---------|--------|--------|
| 1 | 997.3 | 11 | 26.9 | 86 |
| 2 | 989.8 | 77 | 27.4 | 83 |
| 3 | 941.7 | 518 | 999.9 | 999 |
| 4 | 927.1 | 657 | 24.4 | 87 |
| 5 | 925 | 676 | 24.2 | 87 |
| 6 | 910.1 | 819 | 999.9 | 999 |
| 7 | 878.9 | 1124 | 999.9 | 999 |
| 8 | 850 | 1415 | 19.9 | 81 |
| 9 | 700 | 3070 | 12.8 | 58 |
| 10 | 674.5 | 3380 | 11 | 60 |
| 11 | 532.1 | 5320 | 0 | 94 |
| 12 | 529.1 | 5366 | -0.5 | 94 |
| 13 | 500 | 5820 | -2.8 | 88 |

表 2 敏感度測試：單一微物理過程的模式設定

| | | 1-C | 1-K | 1-L |
|--------|-------|---|-----|-----|
| 基本設定 | 垂直解析度 | 每層 100 m、共 10 層 | | |
| | 時間解析度 | 5 秒積分一次 | | |
| | 模擬總時間 | 程式總共積分 1800 秒 | | |
| 雨滴粒徑分布 | 指數分布 | $R = 10 \text{ mm hr}^{-1}$ $N_0 = 7000 R^{0.37}$ $\Lambda = 3.8 R^{-0.14}$ | | |
| 微物理過程 | 蒸發凝結 | ○ | × | × |
| | 碰撞合併 | × | ○ | × |
| | 碰撞分裂 | × | × | ○ |
| 環境參數 | 探空資料 | Sheridan sounding, 12/18/1986 18GMT | | |

表 3 敏感度實驗中所用到的 Sheridan sounding。由左而右依序為氣壓、重力位高度、溫度、相對濕度。由上而下依序為該次觀測的每一層的觀測。

| | P (hPa) | T (°C) | RH(%) | H(gpm) |
|----|---------|--------|-------|--------|
| 1 | 1010 | 8.8 | 57 | 72 |
| 2 | 1000 | 8.6 | 61 | 154 |
| 3 | 990 | 8.3 | 66 | 237 |
| 4 | 980 | 8.1 | 67 | 321 |
| 5 | 970 | 7.7 | 67 | 405 |
| 6 | 960 | 7.2 | 68 | 491 |
| 7 | 950 | 6.9 | 68 | 577 |
| 8 | 940 | 6.5 | 69 | 664 |
| 9 | 930 | 5.9 | 72 | 751 |
| 10 | 920 | 5.4 | 74 | 840 |
| 11 | 910 | 4.8 | 77 | 929 |
| 12 | 900 | 4.1 | 80 | 1019 |
| 13 | 890 | 3.6 | 81 | 1110 |
| 14 | 880 | 3.1 | 82 | 1202 |
| 15 | 870 | 2.5 | 83 | 1294 |
| 16 | 860 | 1.8 | 85 | 1388 |
| 17 | 850 | 1.3 | 89 | 1482 |
| 18 | 800 | -1.6 | 96 | 1967 |
| 19 | 750 | -4.2 | 97 | 2479 |
| 20 | 700 | -7.4 | 93 | 3020 |
| 21 | 650 | -11.4 | 87 | 3593 |
| 22 | 600 | -16 | 26 | 4200 |
| 23 | 550 | -19.6 | 19 | 4852 |
| 24 | 500 | -25.1 | 67 | 5552 |
| 25 | 400 | -37.7 | 38 | 7133 |
| 26 | 300 | -47.7 | 3 | 9060 |
| 27 | 200 | -50.8 | 0 | 11706 |

表 4 敏感度測試：更改垂直解析度的模式設定

| | | 2-C | 2-J |
|--------|-------|---|-----|
| 基本設定 | 垂直解析度 | 每層 25 m、共 200 層 | |
| | 時間解析度 | 1 秒積分一次 | |
| | 模擬總時間 | 程式總共積分 30000 秒 | |
| 雨滴粒徑分布 | 指數分布 | $R = 10 \text{ mm hr}^{-1}$ $N_0 = 7000 R^{0.37}$ $\Lambda = 3.8 R^{-0.14}$ | |
| 微物理過程 | 蒸發凝結 | ○ | × |
| | 碰撞合併 | × | ○ |
| | 碰撞分裂 | × | ○ |
| 環境參數 | 探空資料 | Sheridan sounding, 12/18/1986 18GMT | |

表 5 敏感度測試：相對濕度與微物理作用的模式設定

| | | 3Z | 3A | 3B | 3C | 3J | 3K | 3L | 3M |
|--------|----------|---|----|----|----|----|----|----|----|
| 基本設定 | 垂直解析度 | 每層 25 m、共 140 層 | | | | | | | |
| | 時間解析度 | 1 秒積分一次 | | | | | | | |
| | 模擬總時間 | 程式總共積分 20000 秒 | | | | | | | |
| 雨滴粒徑分布 | Gamma 分布 | $N_0 = 10^{5.9894319}$ $\Lambda = 0.0365 \mu^2 + 0.735 \mu + 1.935$ $\mu = 7.4299998$ | | | | | | | |
| 微物理過程 | 蒸發凝結 | ○ | ○ | ○ | ○ | × | × | × | × |
| | 碰撞合併 | ○ | ○ | × | × | ○ | ○ | × | × |
| | 碰撞分裂 | ○ | × | ○ | × | ○ | × | ○ | × |
| 環境參數 | 探空資料 | 板橋整層 相對濕度改為 100% 80% 60% 40% | | | | | | | |

表 6 僅考慮沉降運動時，不同解析度的模式造成的誤差量比較

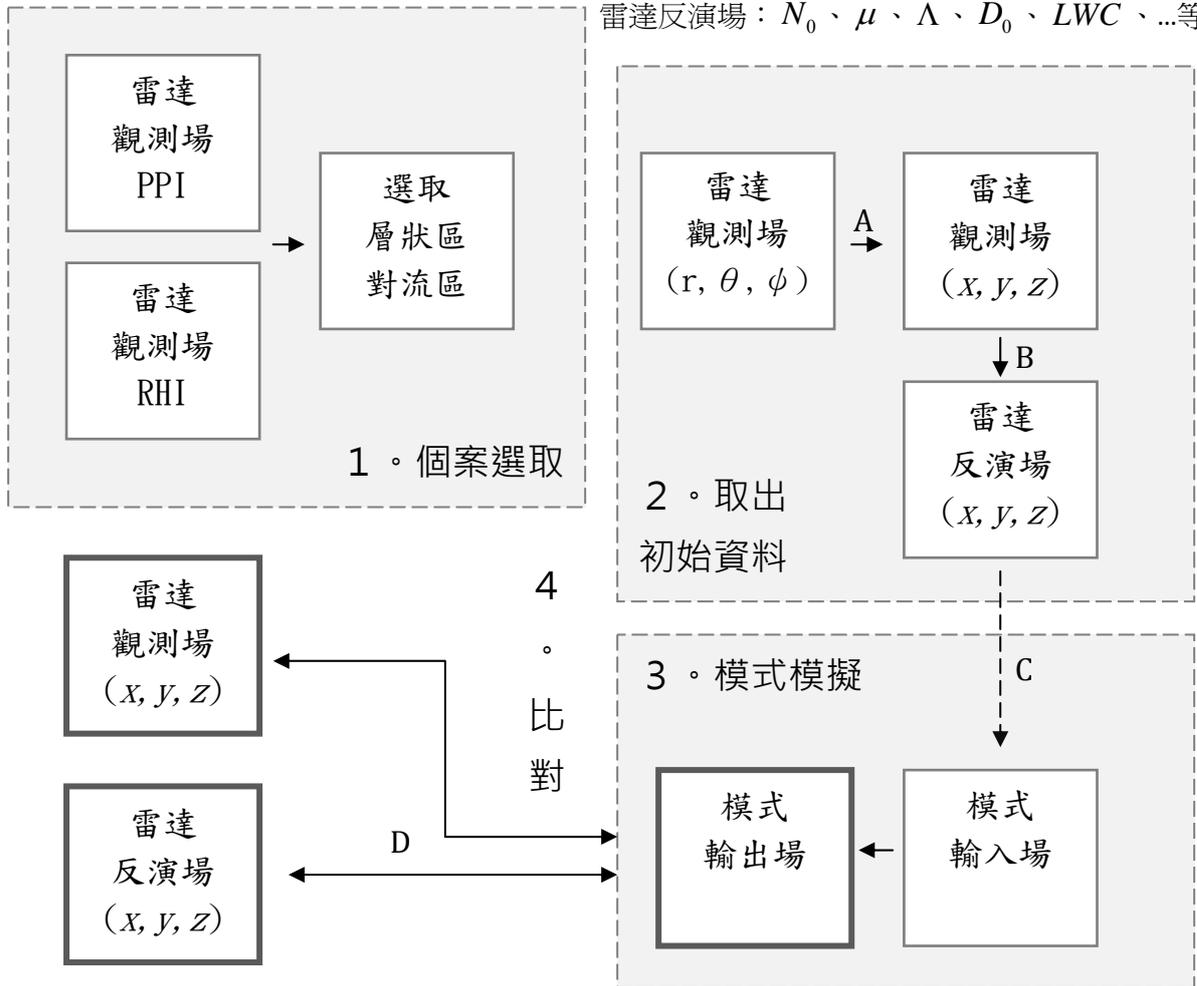
| | | | | | |
|------------|-----------|----------|-----------|-----------|------------|
| Bin Index | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
| 模式頂層粒子數 | 0.015405 | 0.066501 | 0.3 | 1.0 | 3.4 |
| 250m-5s(%) | 6.7 | 7.3 | 8.1 | 8.9 | 9.7 |
| 250m-1s(%) | 6.7 | 7.3 | 8.1 | 8.9 | 9.7 |
| 25m-1s(%) | 7.0 | 7.8 | 8.6 | 9.5 | 10.4 |
| Bin Index | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 |
| 模式頂層粒子數 | 10.1 | 25.4 | 52.481 | 84.025 | 98.35 |
| 250m-5s(%) | 10.5 | 11.3 | 12.0 | 12.7 | 13.2 |
| 250m-1s(%) | 10.5 | 11.3 | 12.0 | 12.7 | 13.3 |
| 25m-1s(%) | 11.3 | 12.1 | 12.9 | 13.7 | 14.3 |
| Bin Index | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |
| 模式頂層粒子數 | 77.829 | 38.006 | 10.212 | 1.314 | 0.06799 |
| 250m-5s(%) | 13.7 | 14.2 | 14.5 | 14.8 | 15.2 |
| 250m-1s(%) | 13.8 | 14.2 | 14.6 | 14.9 | 15.3 |
| 25m-1s(%) | 14.9 | 15.3 | 15.8 | 16.1 | 16.5 |
| Bin Index | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 |
| 模式頂層粒子數 | 0.0011334 | 4.56E-06 | 3.066E-09 | 2.149E-13 | 8.6967E-19 |
| 250m-5s(%) | 15.7 | 16.7 | 18.5 | 18.9 | 17.4 |
| 250m-1s(%) | 15.8 | 16.9 | 18.6 | 19.0 | 17.6 |
| 25m-1s(%) | 17.1 | 18.3 | 20.2 | 20.6 | 19.0 |

表 7 真實案例：層狀區與對流區模擬的模式設定

| | | Ve-044 | Ve-047 | Ma-024 | Ma-024m |
|-----------|-------|--|--------|--------|---------|
| 基本設定 | 垂直解析度 | 每層 25 m、共 140 層 | | | |
| | 時間解析度 | 1 秒積分一次 | | | |
| | 模擬總時間 | 程式總共積分 20000 秒 | | | |
| N_0 | | 7.42 | 5.76 | 4.76 | 4.76 |
| Λ | | $\Lambda = 0.0365 \mu^2 + 0.735 \mu + 1.935$ | | | |
| μ | | 9.509 | 6.53 | 1.6 | 1.6 |
| 微物理過程 | 蒸發凝結 | ○ | ○ | ○ | × |
| | 碰撞合併 | ○ | ○ | ○ | × |
| | 碰撞分裂 | ○ | ○ | ○ | × |
| 環境參數 | 探空資料 | 板橋探空但相對濕度為 100% | | | |

雷達觀測場： Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、...等

雷達反演場： N_0 、 μ 、 Λ 、 D_0 、 LWC 、...等



A: 將極座標的雷達資料轉為直角坐標，詳見 2-2 節。

B: 利用雙偏極化雷達參數搭配關係式求得反演場資訊，詳見 3-7 節。

C: 給定的雨滴粒徑分布，依照質量大小分配至相對應的網格元，詳見 3-4 節。

D: 將模式輸出值利用矩量法或直接積分並與雷達場比較，詳見 3-6 節。

圖 1.1 研究流程示意圖

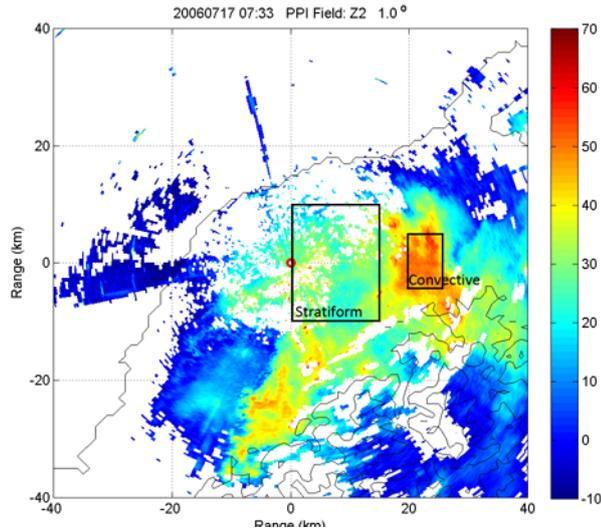


圖 2.1 黑色方框內為本研究所選擇的層狀區與對流區的區域。圖中紅色空心圓圈為中央大學雙偏極化雷達的位置，黑色細線為台灣的海岸線與等高線，橫軸與縱軸均為距離雷達的距離(單位：公里)。

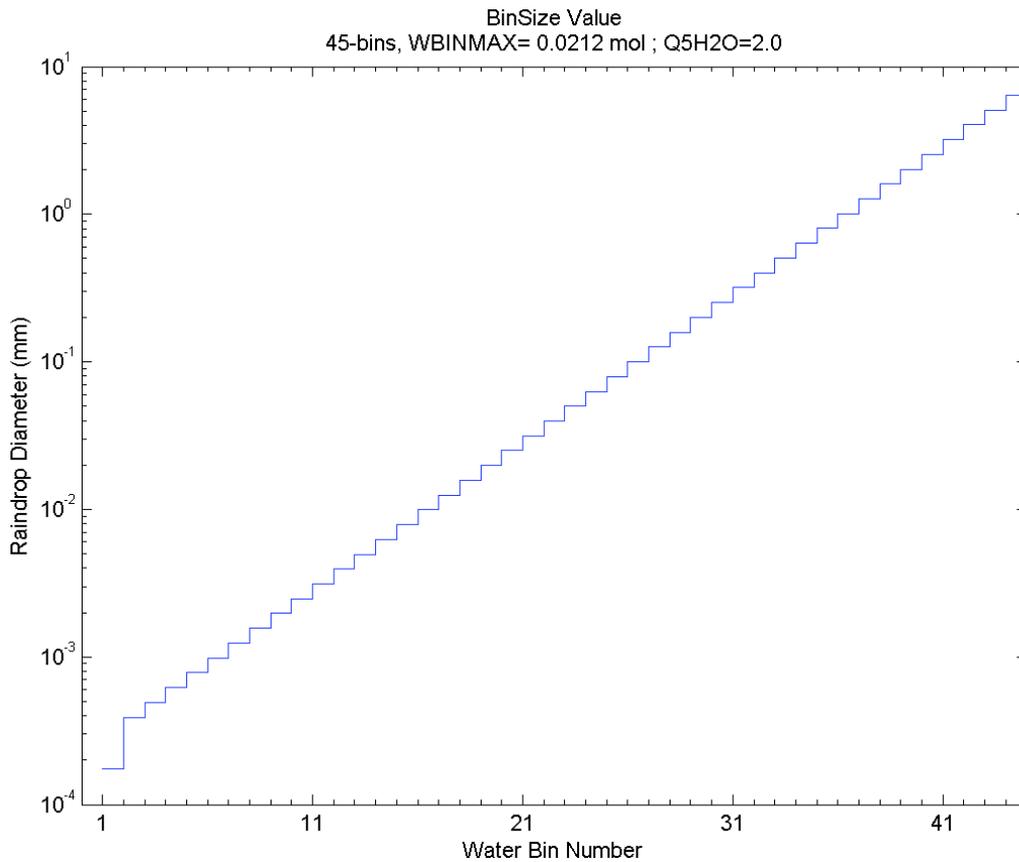


圖 3.1 模式中每個網格元相對應的液滴粒徑大小。縱軸為液滴直徑(單位mm)，橫軸為網格元的編號。

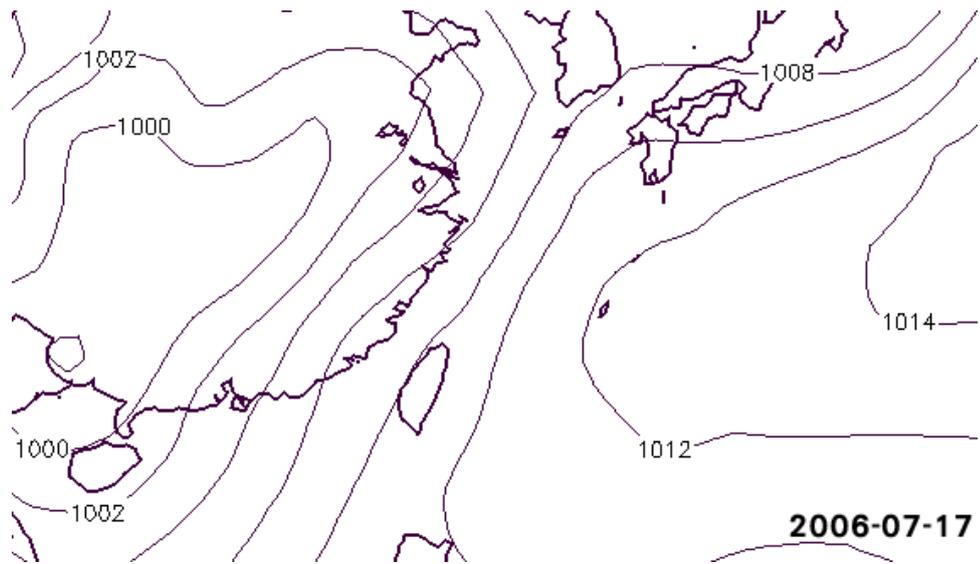


圖 4.1 2006 年 7 月 17 日全天平均之海平面氣壓場(資料來源：NCEP/NCAR 再分析資料)。

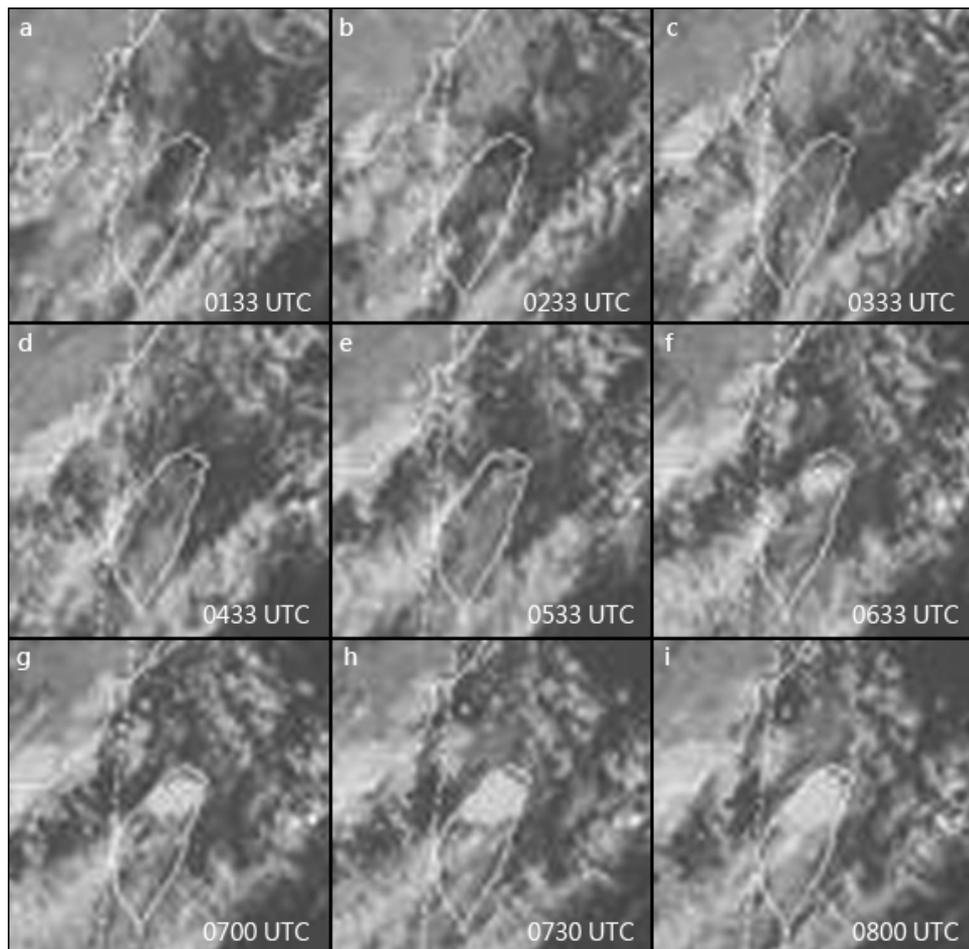


圖 4.2 2006 年 7 月 17 日台灣地區紅外線雲圖，圖片由左而右、由上而下依序時間分別為：(a) 0133 UTC (b) 0233 UTC (c) 0333 UTC (d) 0433 UTC (e) 0533 UTC (f) 0633 UTC (g) 0700 UTC (h) 0730 UTC (i) 0800 UTC。

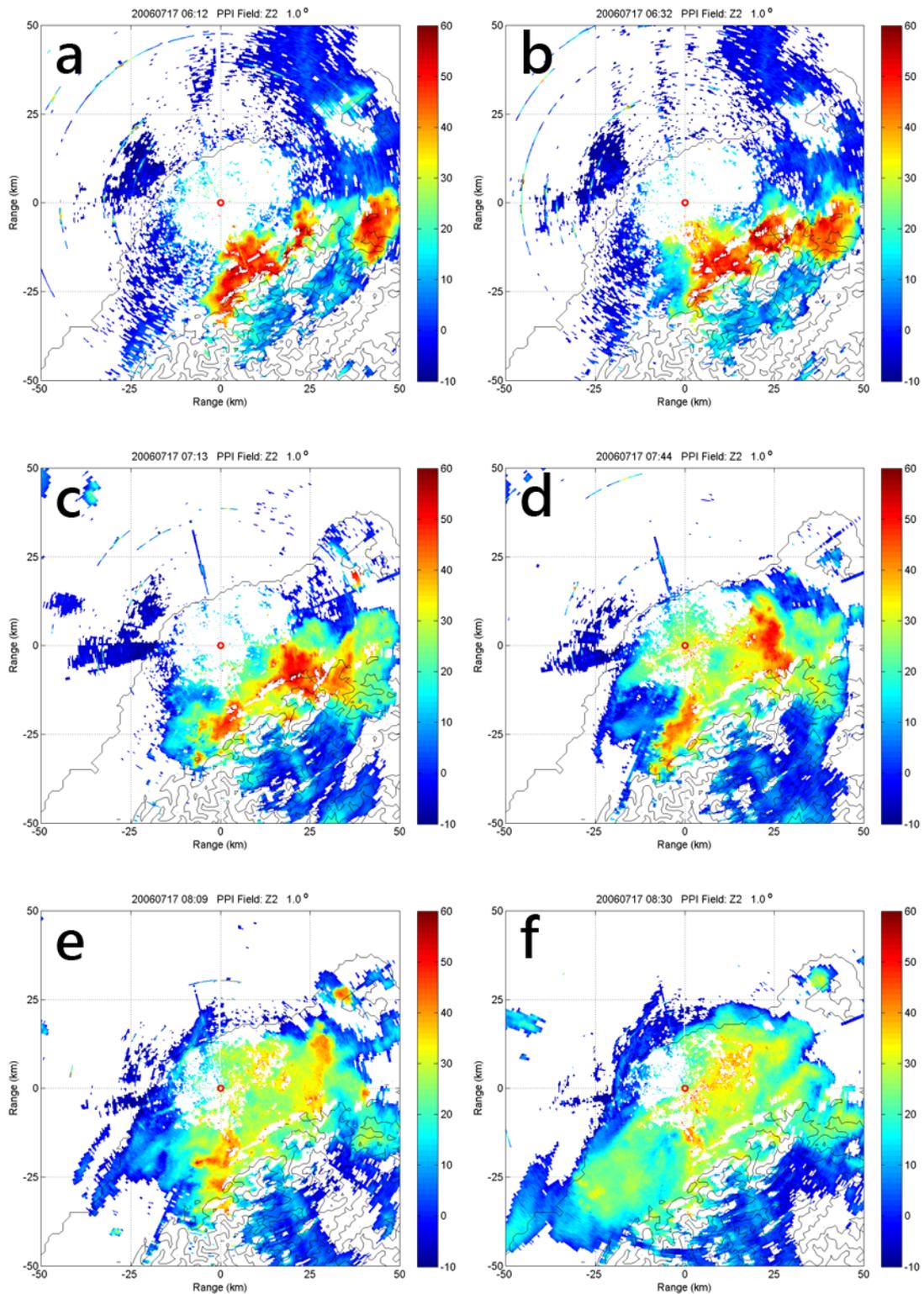


圖 4.3 2006 年 7 月 17 日中央大學雷達 1.0° 仰角 PPI 圖，圖中的紅色空心圓圈為雷達所在的位置，而色塊代表回波值的大小，其觀測時間由左至右、由上而下依序為：(A) 0612 UTC (B) 0632 UTC (C) 0713 UTC (D) 0744 UTC (E) 0809 UTC (F) 0830 UTC。

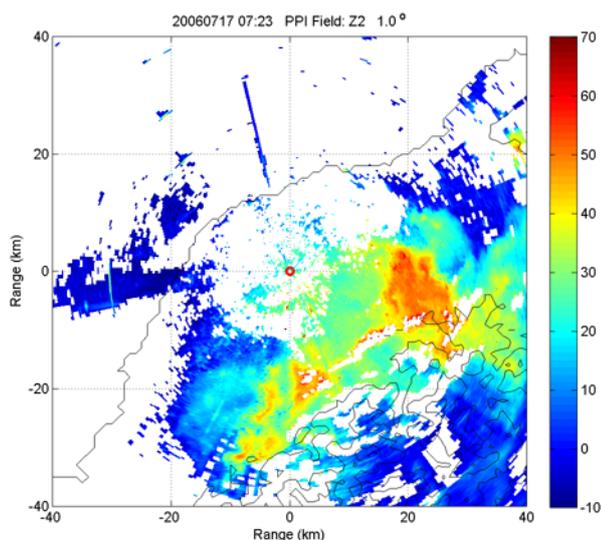


圖 4.4 (a) 2007 年 7 月 17 日 0723 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖，紅色空心圓圈為雷達所在之位置，色塊為回波的強度。

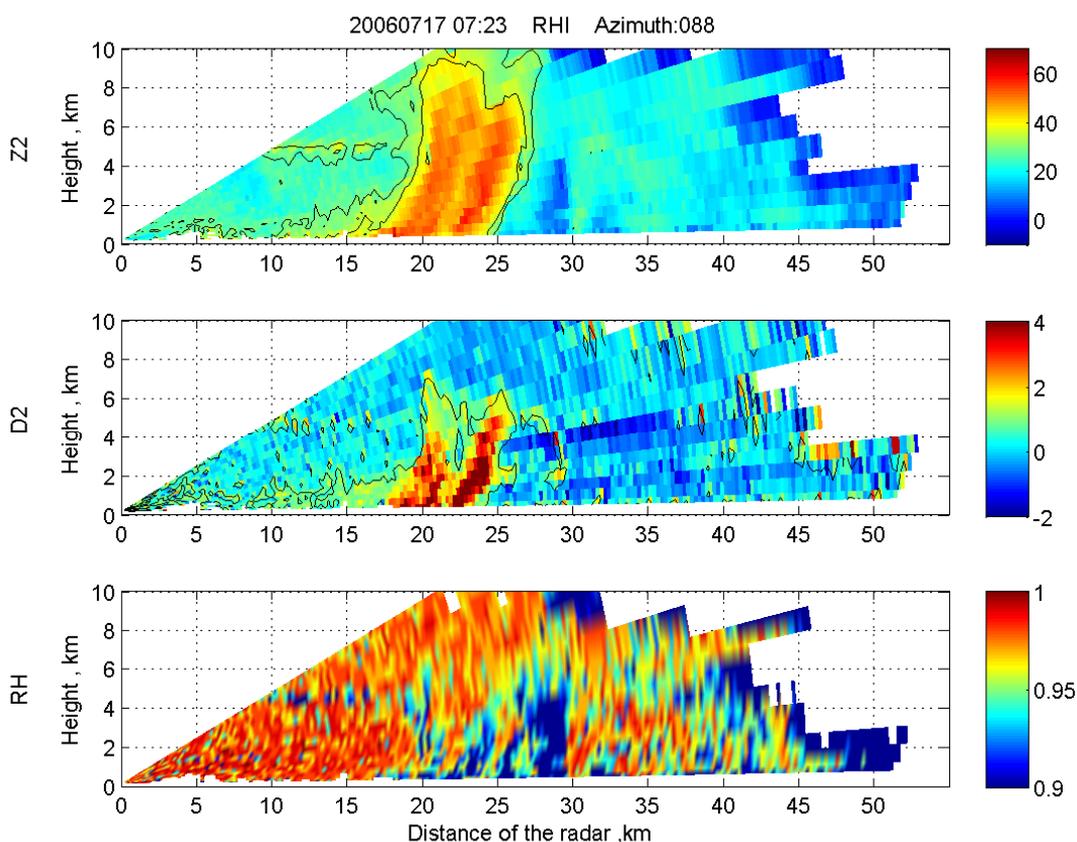


圖 4.4 (b) 2007 年 7 月 17 日 0723 UTC 中央大學雷達 88° 方位角之距離高度剖面圖，由上而下的三個子圖分別為雷達回波、差異反射率、與相關係數。子圖的縱軸均為離地高度(單位：公里)、橫軸均為距離雷達的水平距離(單位：公里)，從回波與差異反射率的等值線分布可以清楚辨識亮帶的位置。

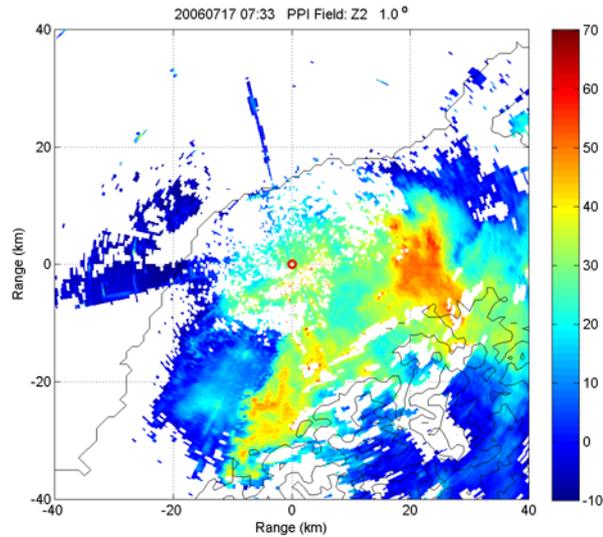


圖 4.5 (a) 2007 年 7 月 17 日 0733 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖，紅色空心圓圈為雷達所在之位置，色塊為回波的強度。

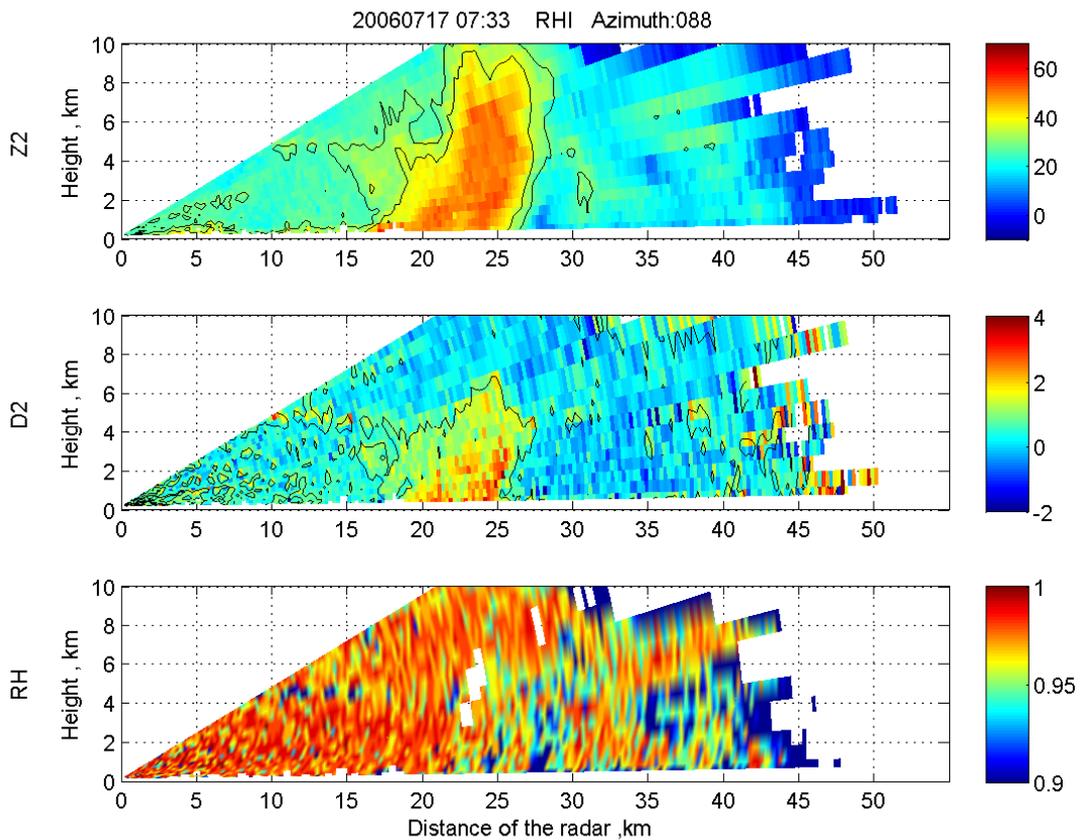


圖 4.5 (b) 2007 年 7 月 17 日 0733 UTC 中央大學雷達 88° 方位角之距離高度剖面圖，由上而下的三個子圖分別為雷達回波、差異反射率、與相關係數。子圖的縱軸均為離地高度(單位：公里)、橫軸均為距離雷達的水平距離(單位：公里)，從回波與差異反射率的等值線分布可以觀察亮帶的變化。

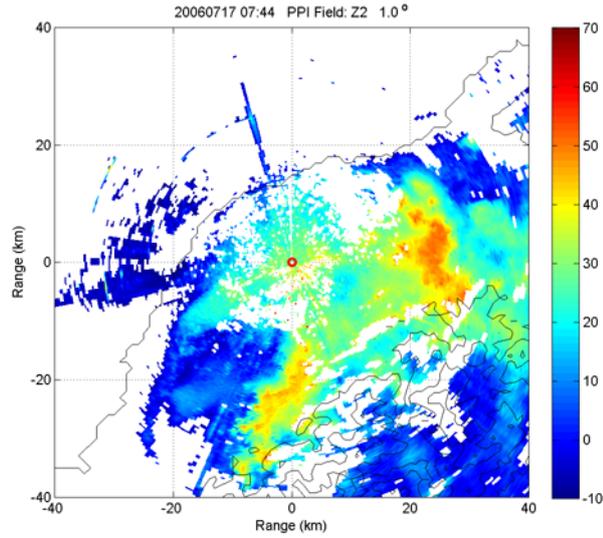


圖 4.6 (a) 2007 年 7 月 17 日 0744 UTC 中央大學雷達 1.0° 仰角之回波 PPI 圖，紅色空心圓圈為雷達所在之位置，色塊為回波的強度。

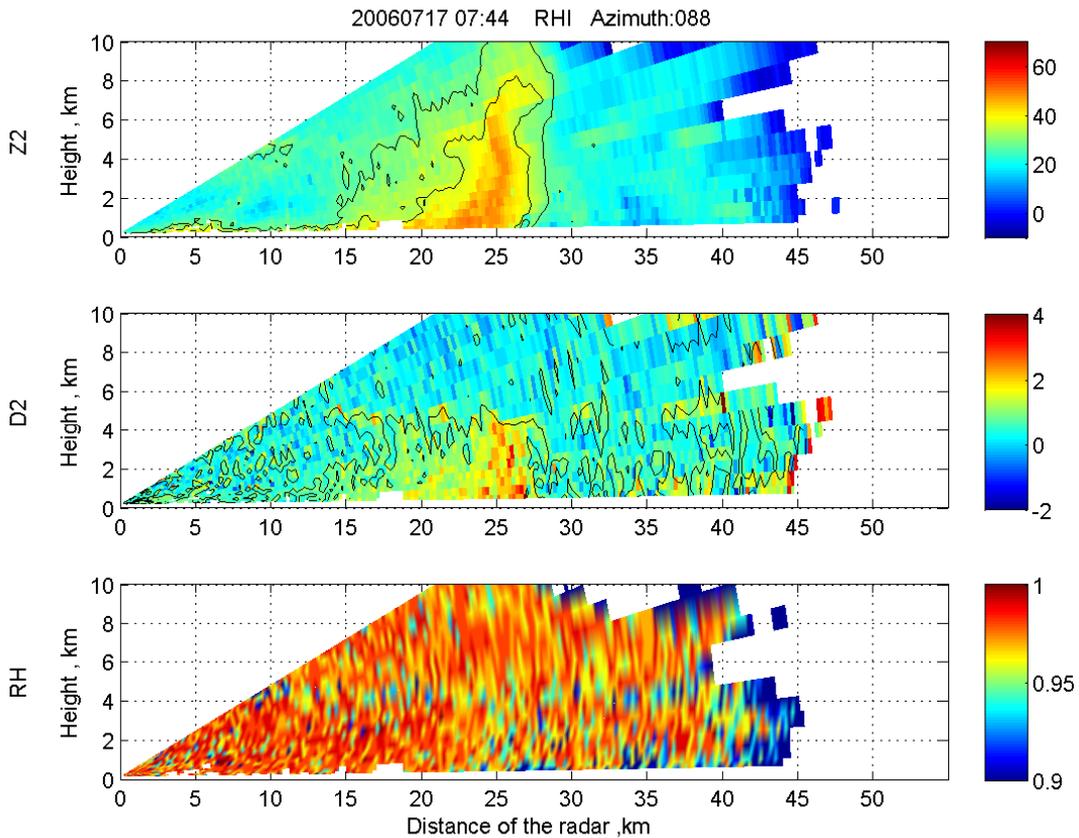


圖 4.6 (b) 2007 年 7 月 17 日 0744 UTC 中央大學雷達 88° 方位角之距離高度剖面圖，由上而下的三個子圖分別為雷達回波、差異反射率、與相關係數。子圖的縱軸均為離地高度(單位：公里)、橫軸均為距離雷達的水平距離(單位：公里)，從回波與差異反射率的等值線分布發現亮帶特徵已漸消失。

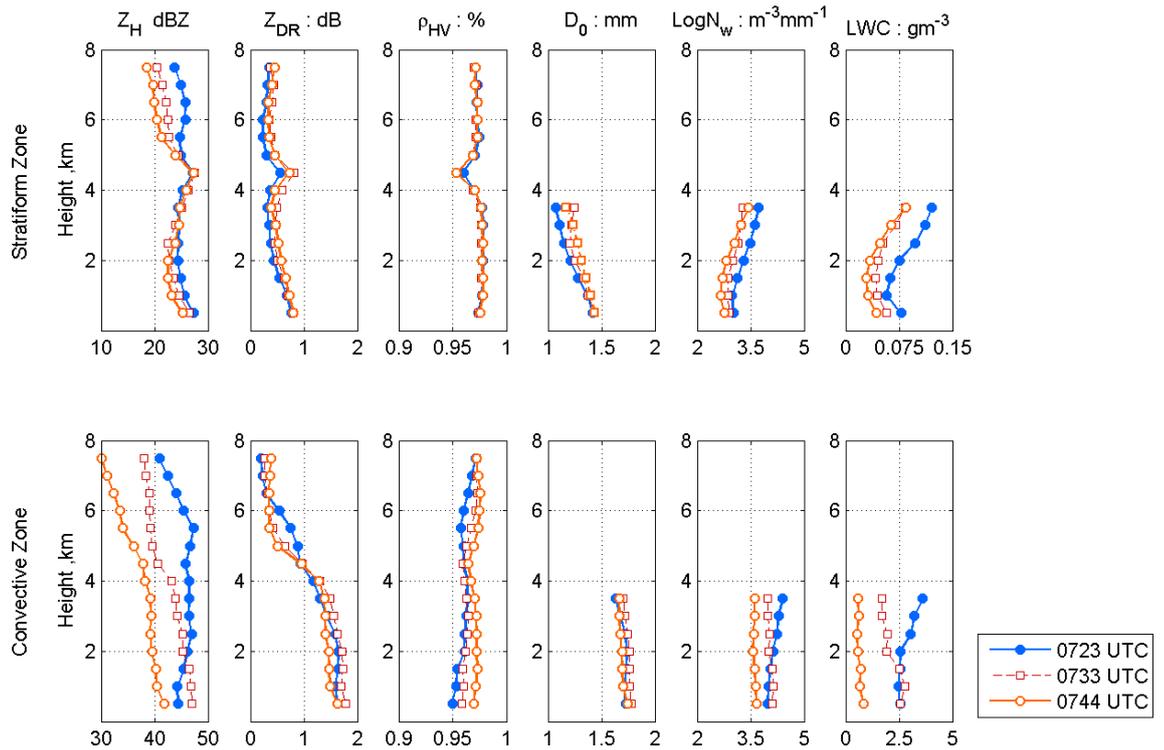


圖 4.7 中央大學雷達針對 2006 年 7 月 17 日的層狀區與對流區個案，繪出各參數的垂直分布，上排為層狀區的參數分布、下排為對流區的參數分布。每一排由左而右的六個子圖依序為回波(單位: dBZ)、差異反射率(單位: dB)、相對濕度(%)、中值體積直徑(單位: mm)、標準化過後的截距參數(單位: $m^{-3} mm^{-1}$)、以及液態水含量(單位: $g m^{-3}$)。每張子圖內的三條不同顏色粗細的線條為不同的時間: 藍色實心圓點粗線為最早的 0723 UTC、接續的 0733 UTC 為紅色空心方塊虛線、最晚的 0744 UTC 則是用橘色空心圓點粗線表示。此外請留意縱使是相同物理量其座標軸刻度值可能不同。

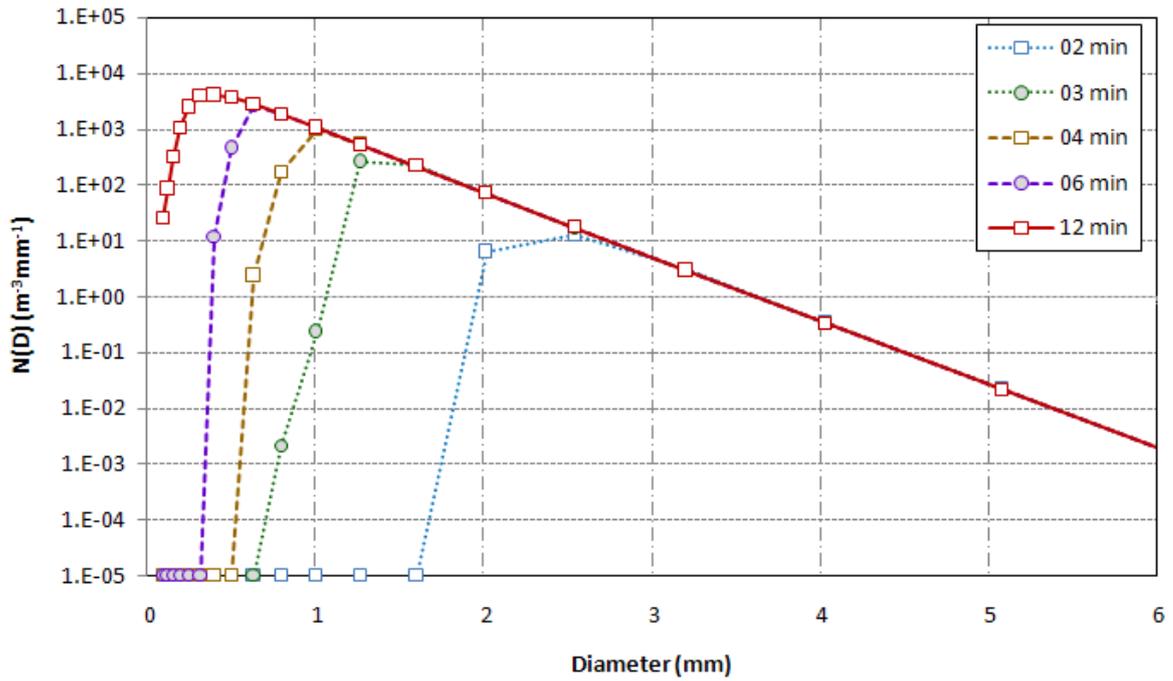


圖 4.8 當模式的微物理過程僅考慮蒸發過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形。依照積分的時間順序分別為 2 分鐘(藍色空心細虛線)、3 分鐘(綠色實心細虛線)、4 分鐘(棕色空心點線)、6 分鐘(紫色實心點線)、12 分鐘(紅色空心實線)，而圖中 1.E-05(含)以下之實際值均為零。

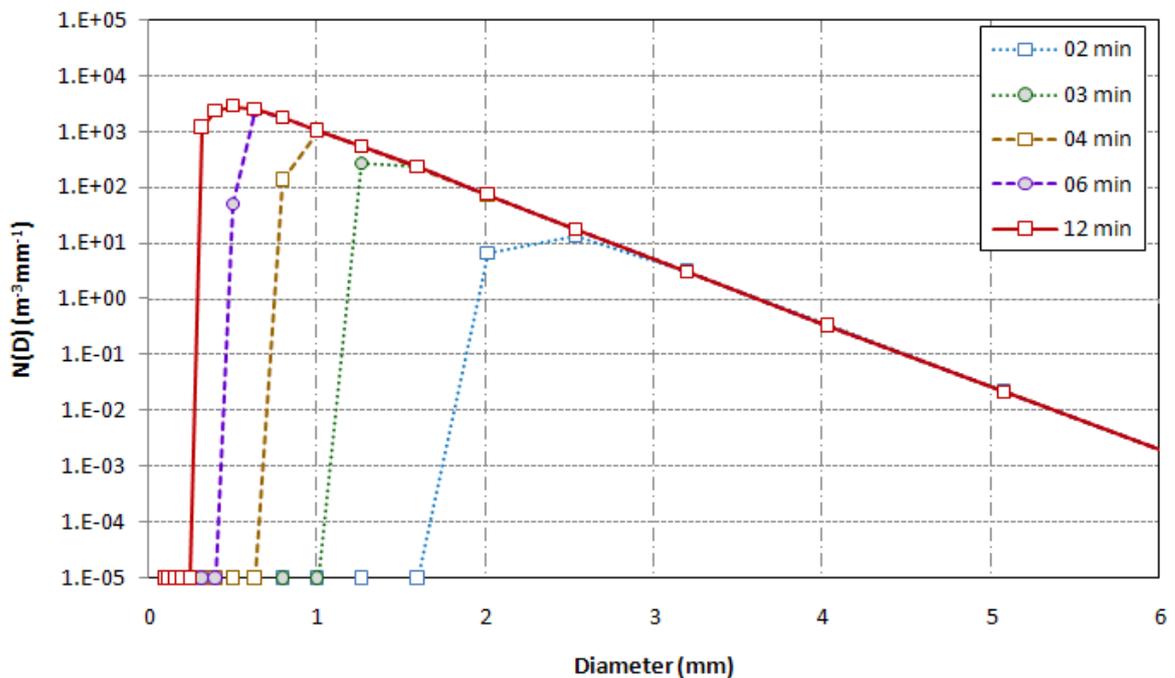


圖 4.9 當模式的微物理過程僅考慮碰撞合併過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形。依照積分的時間順序分別為 2 分鐘(藍色空心細虛線)、3 分鐘(綠色實心細虛線)、4 分鐘(棕色空心點線)、6 分鐘(紫色實心點線)、12 分鐘(紅色空心實線)，而圖中 1.E-05(含)以下之實際值均為零。

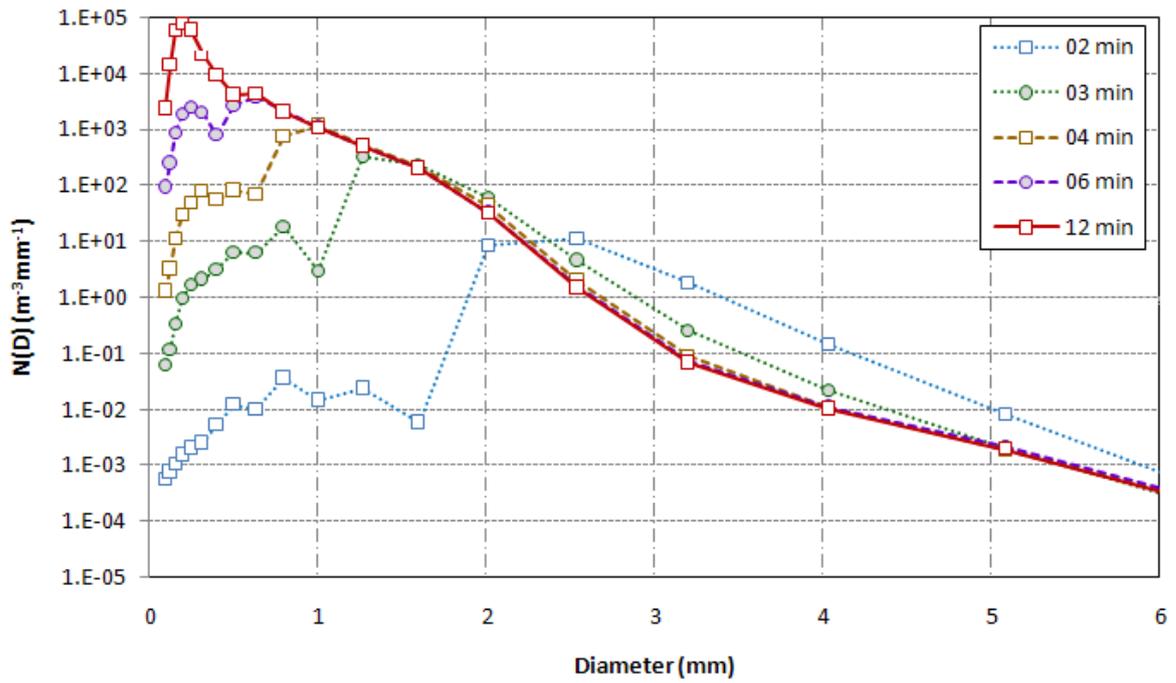


圖 4.10 當模式的微物理過程僅考慮碰撞分裂過程時，模擬地面雨滴粒徑分布隨時間的演化情形。依照積分的時間順序分別為 2 分鐘(藍色空心細虛線)、3 分鐘(綠色實心細虛線)、4 分鐘(棕色空心點線)、6 分鐘(紫色實心點線)、12 分鐘(紅色空心實線)。

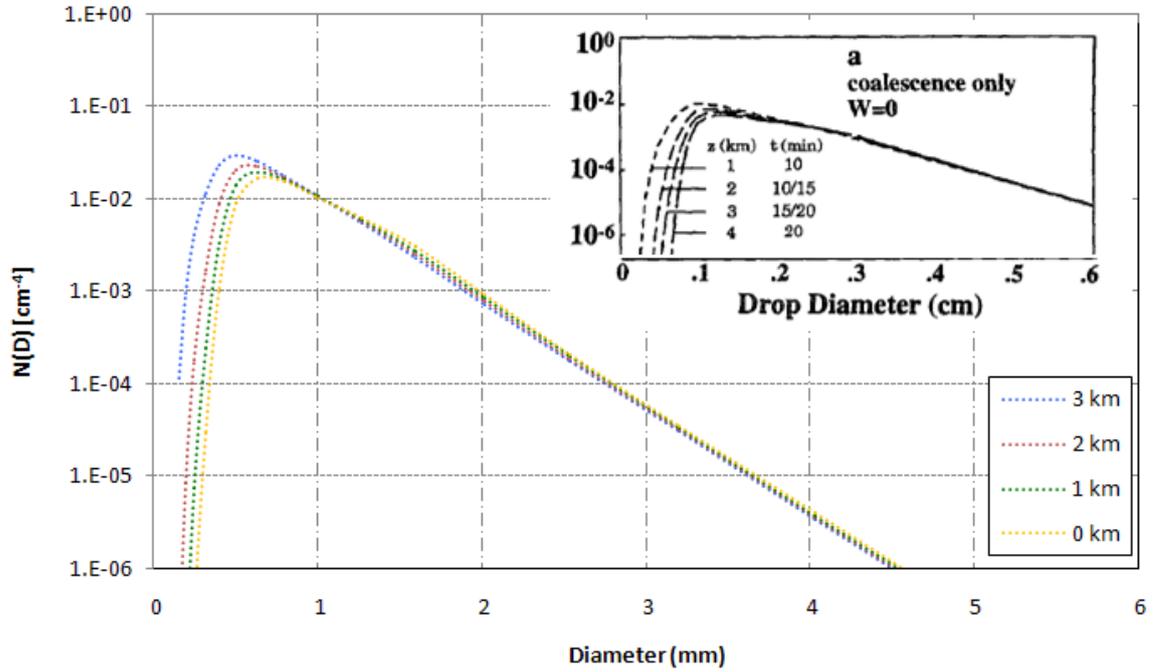


圖 4.11 (a) 彩圖：當模式僅考慮碰撞合併過程時，平衡態時雨滴粒徑分布的垂直變化。依照離地的高度依序為 3 公里(藍色)、2 公里(紅色)、1 公里(綠色)、地表(黃色)。(b) 右上角圖：摘錄自 Hu and Srivastava (1995)，一樣是模擬僅考慮碰撞合併過程時，雨滴粒徑分布的垂直變化。

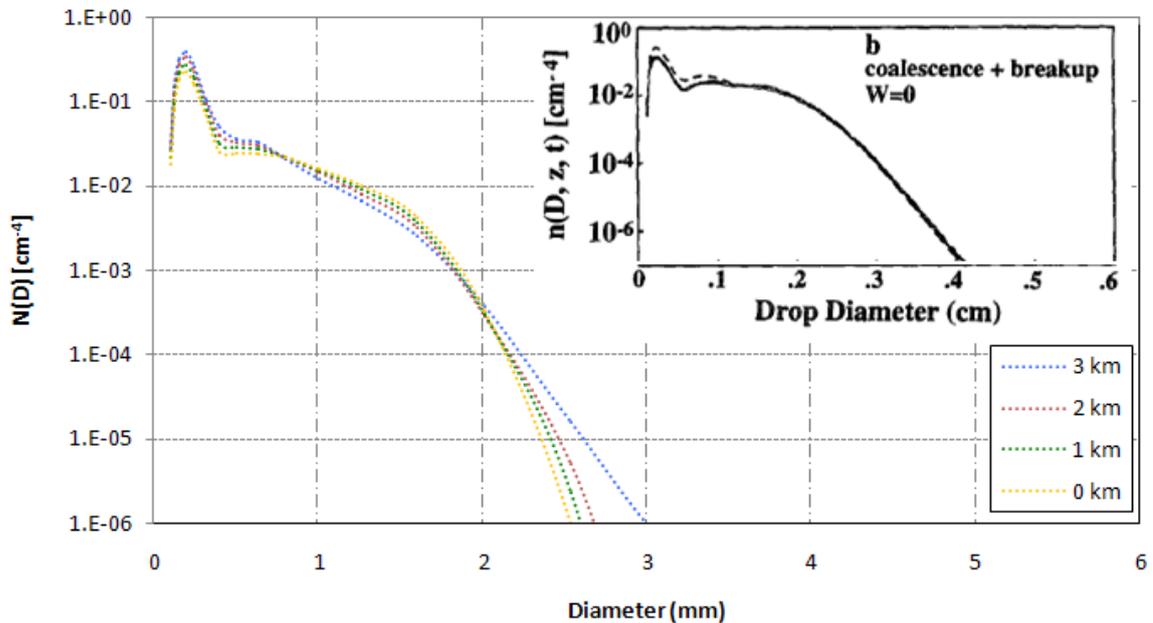


圖 4.12 (a) 彩圖：當模式考慮碰撞合併與分裂過程，平衡態時雨滴粒徑分布的垂直變化。依照離地的高度依序為 3 公里(藍色)、2 公里(紅色)、1 公里(綠色)、地表(黃色)。(b) 右上角：摘錄自 Hu and Srivastava (1995)，一樣是模擬考慮碰撞合併與分裂過程時，雨滴粒徑分布的垂直變化。

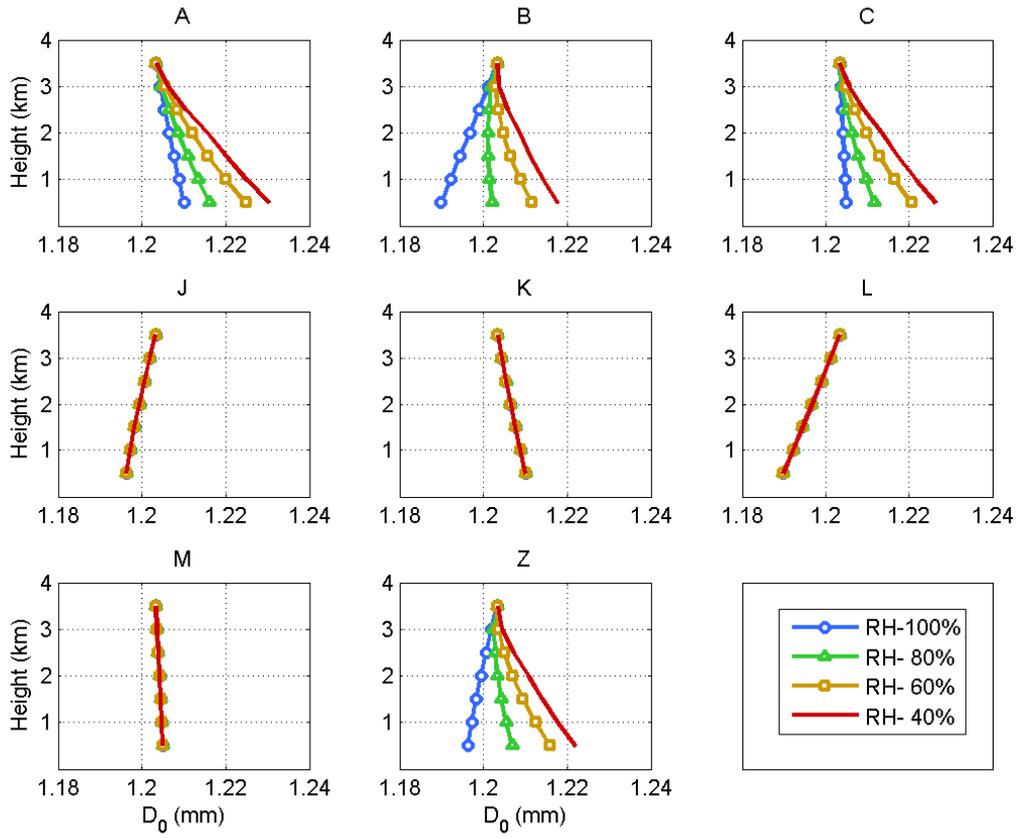


圖 4.13 中值體積直徑在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱軸為離地表的高度(單位：公里)；橫軸為中值體積直徑的值(單位：mm)。在此八個方框代表八種不同的微物理作用組合，詳細對照可以參考表 5 的說明；而不同顏色與標記的線條表示不同的環境濕度，例如綠色而標記為三角形的線條表示該實驗的探空資料中，整層的相對濕度均為 80%。

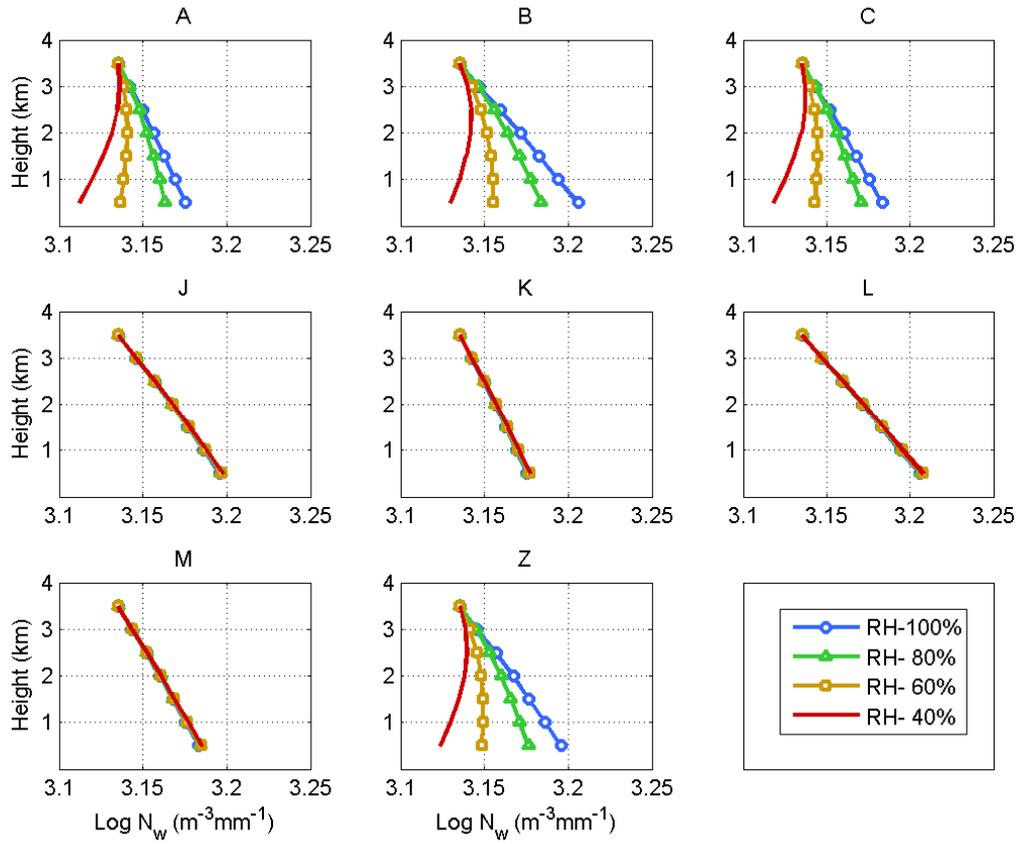


圖 4.14 經過標準化處理的截距參數在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱軸為離地表的高度(單位：公里)；橫軸為截距參數的值，亦可視為單位體積單位粒徑的粒子個數(單位： $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$)。在此八個方框代表八種不同的微物理作用組合，詳細對照可以參考表 5 的說明；而不同顏色與標記的線條表示不同的環境濕度，例如綠色而標記為三角形的線條表示該實驗的探空資料中，整層的相對濕度均為 80%。

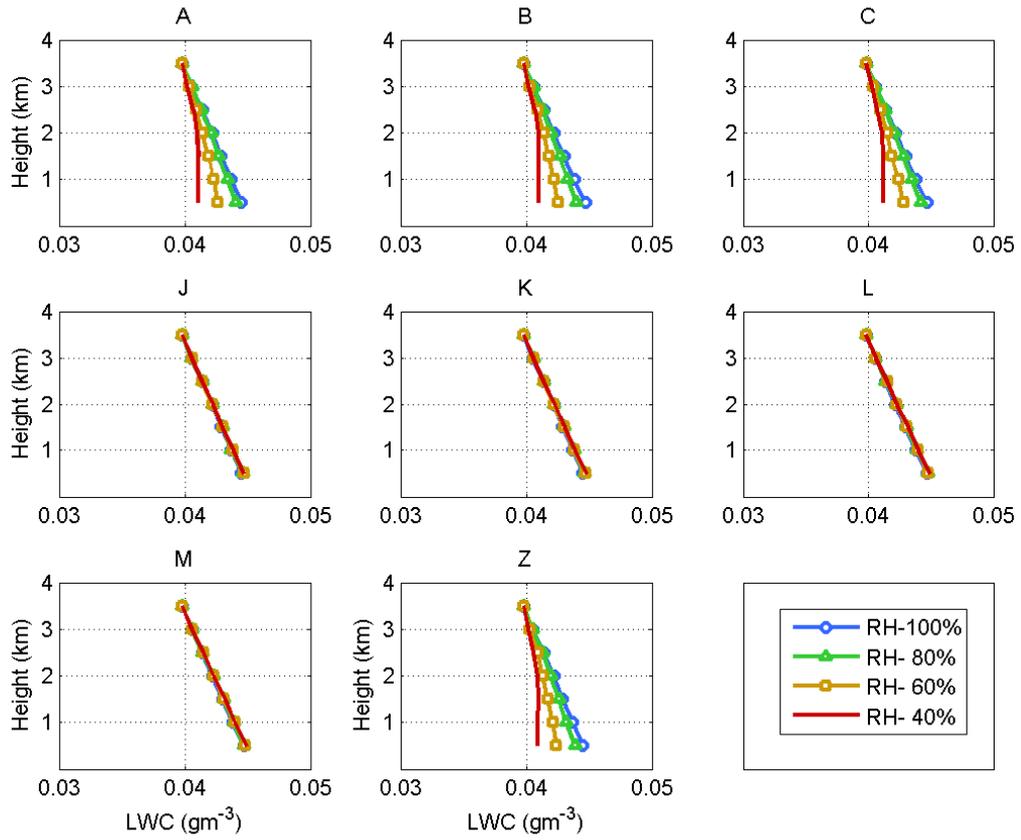


圖 4.15 液態水含量在不同環境濕度與不同微物理作用的垂直變化，縱軸為離地表的高度(單位：公里)；橫軸為液態水含量(單位： g m^{-3})。在此八個方框代表八種不同的微物理作用組合，詳細對照可以參考表 5 的說明；而不同顏色與標記的線條表示不同的環境濕度，例如綠色而標記為三角形的線條表示該實驗的探空資料中，整層的相對濕度均為 80%。

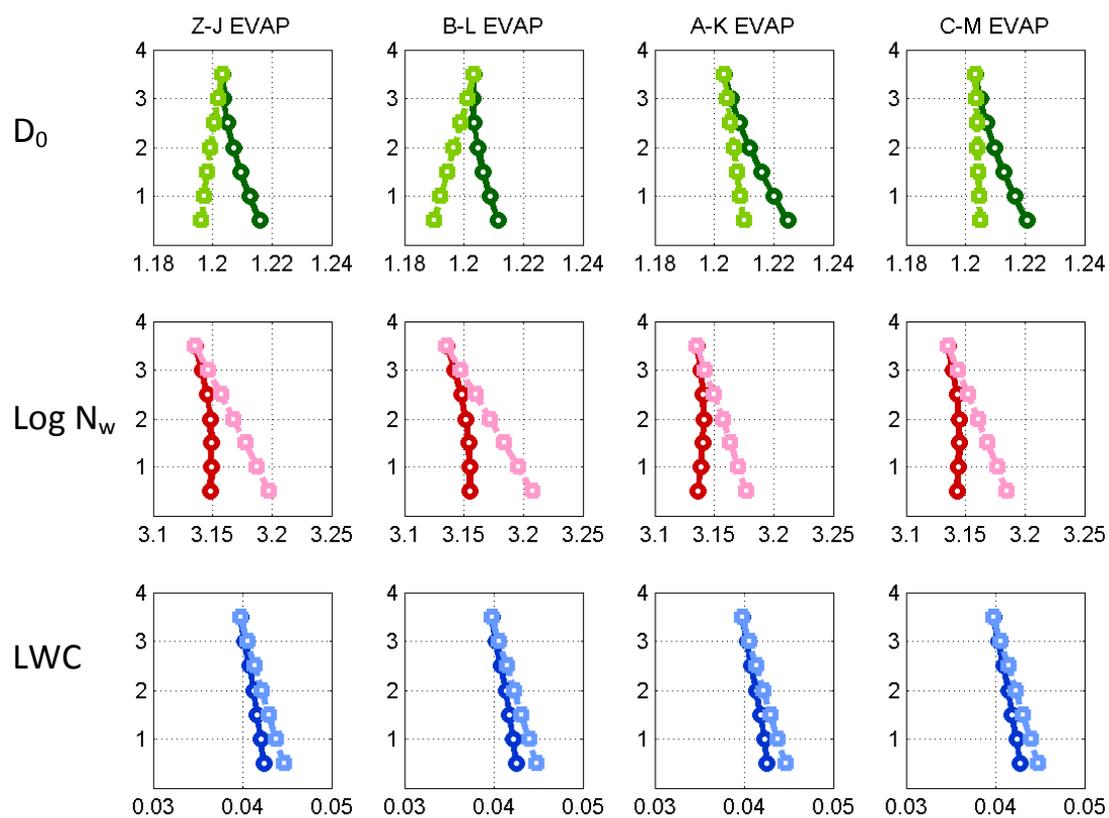


圖 4.16 蒸發凝結作用對於降水積分參數的影響。本圖由左至右可以分成四個小組，每個小組均有兩個子實驗，其微物理過程組合的差異僅在於是否有蒸發凝結過程，如果有的話則為該組的深色線條(例如本圖中的 Z、B、A、C)、沒有的話則為淺色線條。此外，由上而下，第一行為中值體積直徑的垂直變化、中間一行為粒子個數的垂直變化、最底一行為液態水含量的垂直變化。

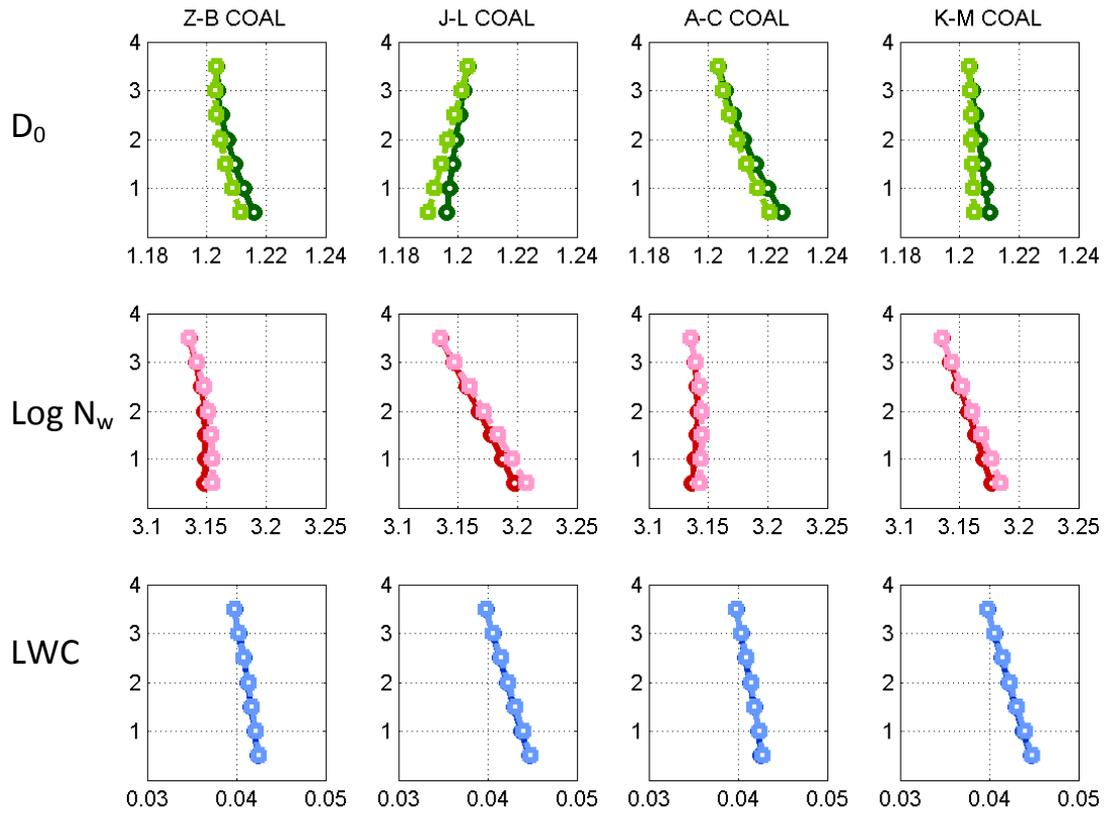


圖 4.17 碰撞合併作用對於降水積分參數的影響。本圖由左至右可以分成四個小組，每個小組均有兩個子實驗，其微物理過程組合的差異僅在於是否有碰撞合併過程，如果有的話則為該組的深色線條(例如本圖中的 Z、J、A、K)、沒有的話則為淺色線條。此外，由上而下，第一行為中值體積直徑的垂直變化、中間一行為粒子個數的垂直變化、最底一行為液態水含量的垂直變化。

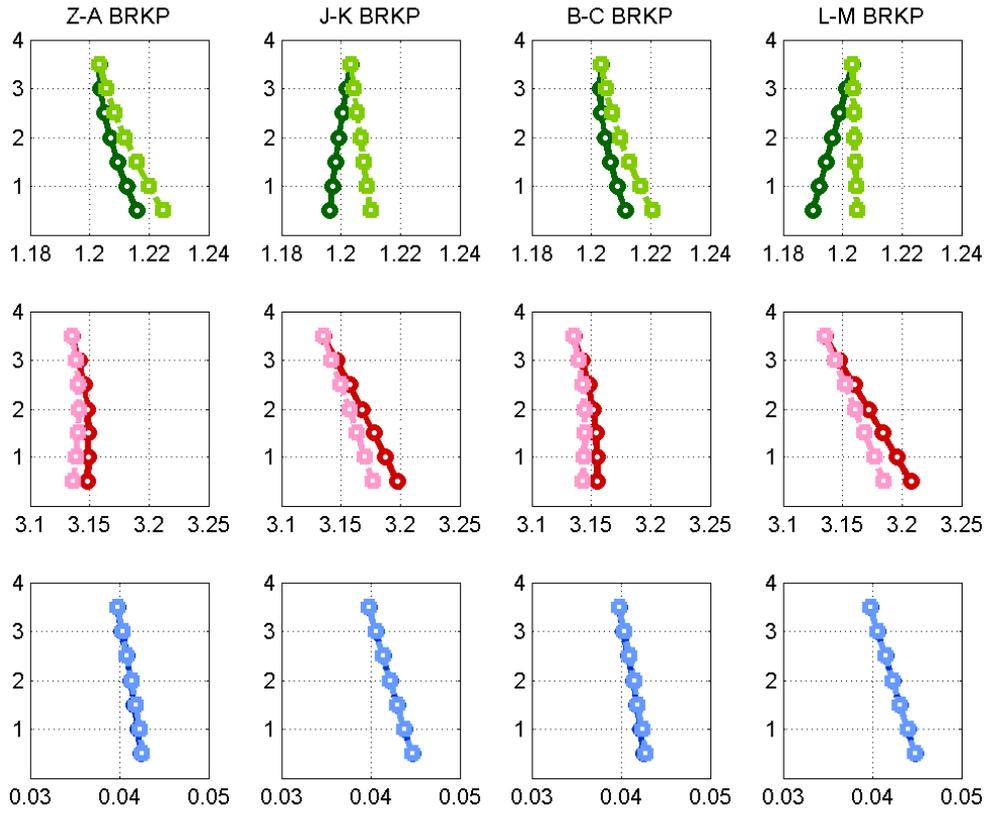


圖 4.18 碰撞分裂作用對於降水積分參數的影響。本圖由左至右可以分成四個小組，每個小組均有兩個子實驗，其微物理過程組合的差異僅在於是否有碰撞分裂過程，如果有的話則為該組的深色線條(例如本圖中的 Z、J、B、L)、沒有的話則為淺色線條。此外，由上而下，第一行為中值體積直徑的垂直變化、中間一行為粒子個數的垂直變化、最底一行為液態水含量的垂直變化。

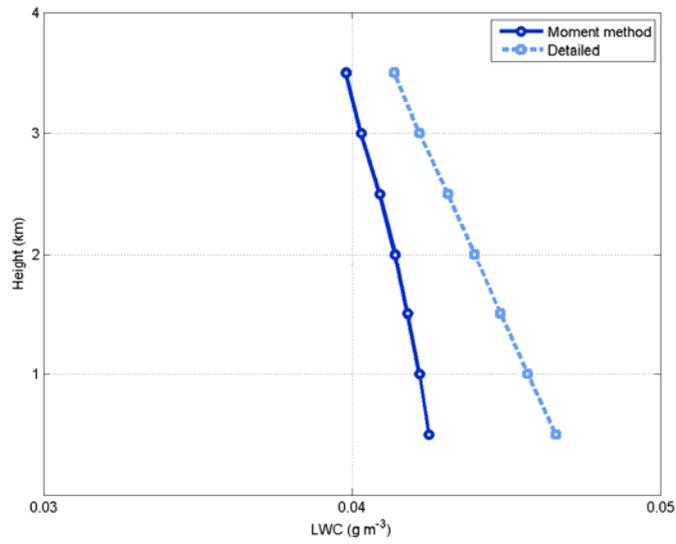


圖 4.19 利用矩量法與每個網格元逐一計算的液態水含量隨高度的垂直變化。深藍色實線為假設雨滴粒徑呈現 gamma 型態的分布，再利用矩量算出液態水含量；淺藍色虛線為每網格元所包含的粒子數乘以該網格元相對應的液滴質量在累積得到的結果。

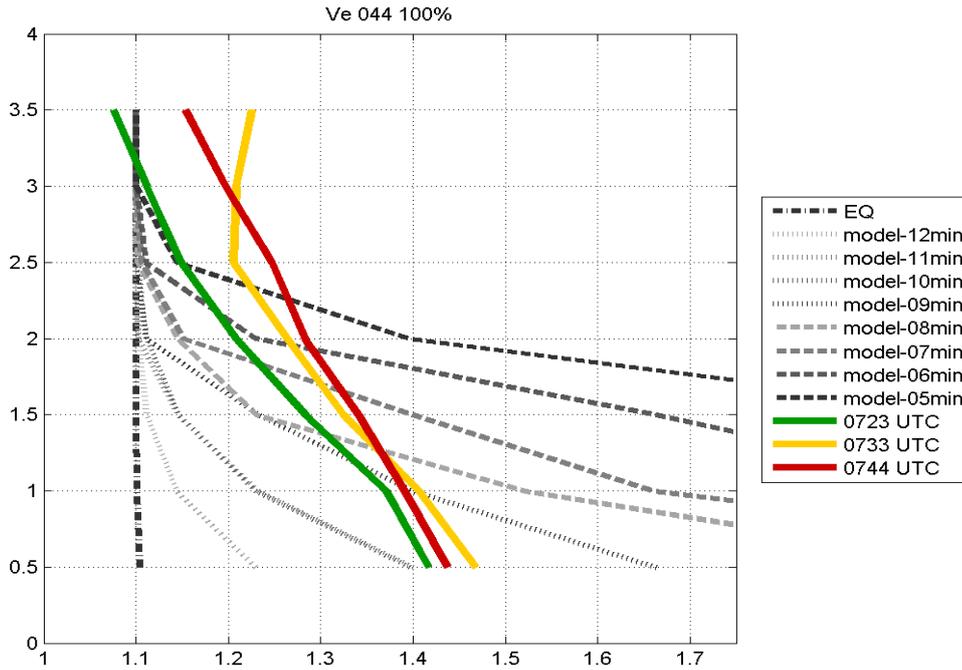


圖 4.20 縱軸為離地高度(單位:公里),橫軸為層狀區中值體積直徑的大小(單位: mm)圖上虛點線的部分為模式模擬 5 至 12 分鐘、與平衡態時的中值體積直徑的垂直變化,彩色實線分別為 0723 UTC (綠色)、0733 UTC (黃色)、0744 UTC (紅色)等三個時刻的層狀區經由雷達反演雨滴粒徑分布,所得到的中值體積直徑的垂直分布。

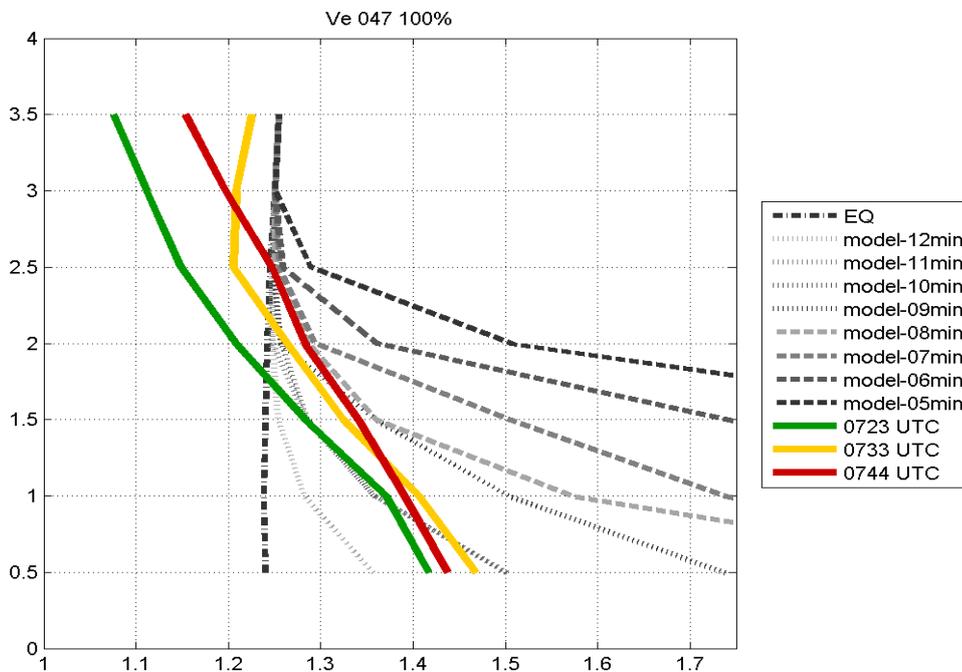


圖 4.21 縱軸為離地高度(單位:公里),橫軸為層狀區中值體積直徑的大小(單位: mm)。與圖 4.20 最大的差別在於模式起始的雨滴粒徑分布不同。

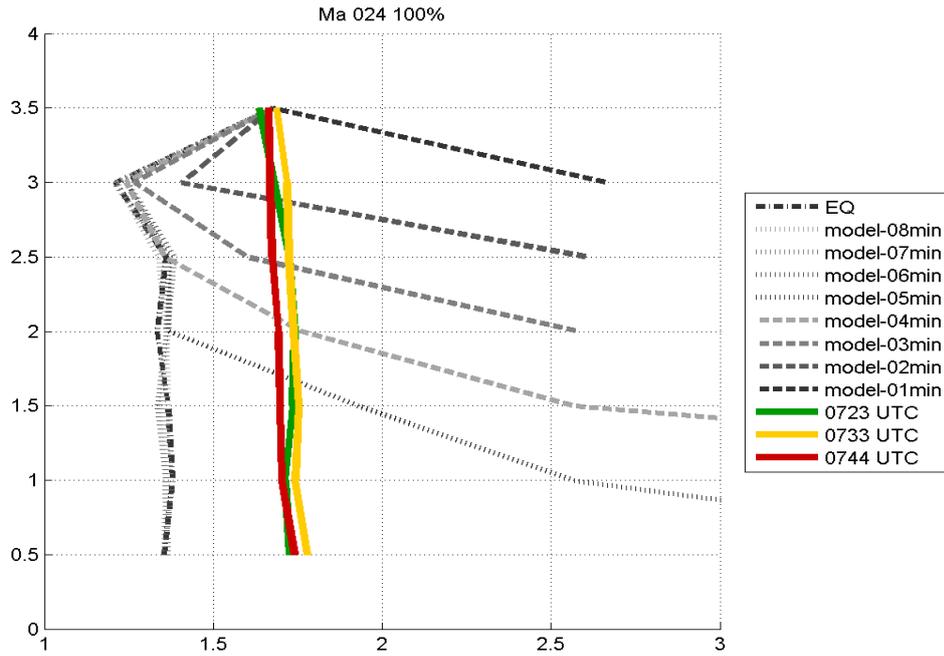


圖 4.22 縱軸為離地高度(單位:公里),橫軸為對流區中值體積直徑的大小(單位: mm)圖上虛點線的部分為模式模擬 5 至 12 分鐘、與平衡態時的中值體積直徑的垂直變化,彩色實線分別為 0723 UTC (綠色)、0733 UTC (黃色)、0744 UTC (紅色)等三個時刻的層狀區經由雷達反演雨滴粒徑分布,所得到的中值體積直徑的垂直分布。

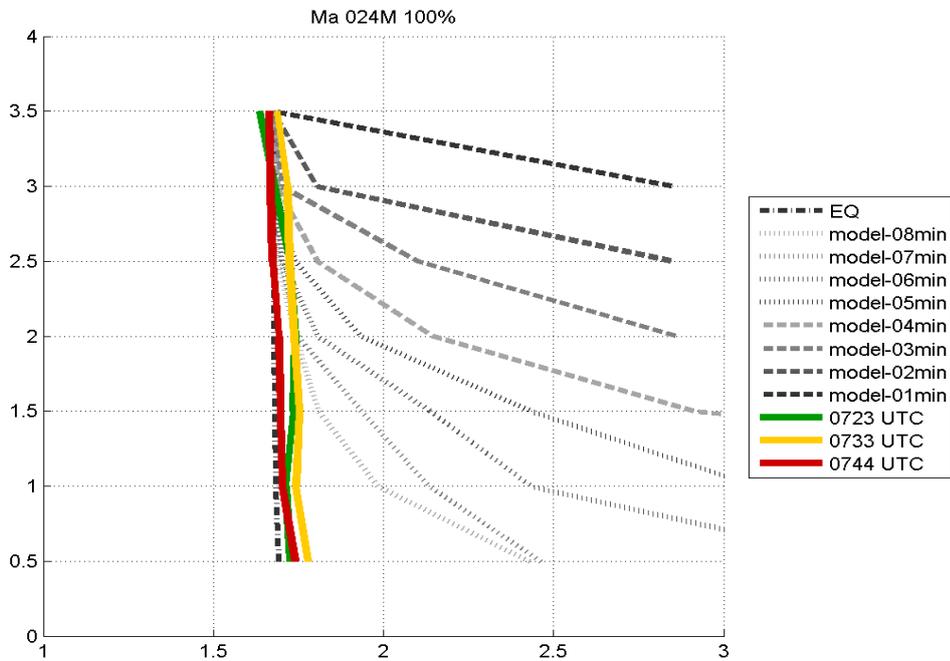


圖 4.23 縱軸為離地高度(單位:公里),橫軸為對流區中值體積直徑的大小(單位: mm)。與圖 4.22 最大的差別在於本圖的僅考慮沉降作用。