國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 學 系

碩 士 論 文

發展 GCE 暖雨雙矩量微物理參數化方案:
理想及真實個案測試

研究生：劉鈺均

指導教授：鍾高陞　博士

中 華 民 國 一 一 三 年 六 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：113 / 7 / 10　　2019.9 版

授權人姓名	劉鈺均	學 號	111621012
系所名稱	大氣科學系	學位類別	■碩士　□博士
論文名稱	發展 GCE 暖雨雙矩量微物理參數化方案: 理想及真實個案測試	指導教授	鍾高陞

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

・在「**國立中央大學圖書館博碩士論文系統**」.

(　)同意立即網路公開

(✓)同意 於西元 2025 年 1 月 10 日網路公開

(　)不同意網路公開，原因是：_____

・在**國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」**

(　)同意立即網路公開

(✓)同意 於西元 2025 年 1 月 10 日網路公開

(　)不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文**立即公開者此欄免填**)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

・**延後原因**

(　)已申請專利並檢附證明，專利申請案號：

(✓)準備以上列論文投稿期刊

(　)涉國家機密

(　)依法不得提供，請說明：_____

・**公開日期**：西元 2025 年 1 月 10 日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名：劉鈺均　　指導教授簽名：鍾高陞

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文**封面之次頁**。

國家圖書館學位論文延後公開申請書

Application for Embargo of Thesis/Dissertation

申請日期：民國 113 年 1 月 10 日

Application Date: 2025 / 01 / 10 (YYYY/MM/DD)

申請人姓名 Applicant Name	劉鈺均	**學位類別** Graduate Degree	■碩士 Master □博士 Doctor	**畢業年月** Graduation Date (YYYY/MM)	民國 113 年 7 月 ___/
學校名稱 University	國立中央大學		**系所名稱** School/Department	大氣科學系	
論文名稱 Thesis / Dissertation Title	發展 GCE 暖雨雙矩量微物理參數化方案:理想及真實個案測試				
延後公開原因 Reason for embargo	□涉及機密 Contains information pertaining to the secret. □專利事項，申請案號： Filing for patent registration. Registration number: ☑依法不得提供，請說明：準備論文投稿期刊 Withheld according to the law. Please specify.				
申請項目 Options	□紙本論文延後公開 Delay public access to the printed copies of my thesis, but leave the online bibliographic record open to the public.			☑書目資料延後公開 Delay public access to online bibliographic record of my thesis.	
公開日期 Delayed Until	民國 113 年 1 月 10 日 2025 /01 / 10 (YYYY/MM/DD)			□不公開 Prohibited from public access.	

申請人簽名：劉鈺均
Applicant Signature: _____

指導教授簽名：鍾高陞
Advisor Signature: _____

學校認定/審議單位章戳：
Seal of the Authorization Institute: _____

【說明】

1. 依教育部107年12月5日臺教高(二)字第1070210758號函及109年3月13日臺教高通字第1090027810號函，請據實填寫本申請書並檢附由學校認定或審議單位認定之證明文件，經由學校向本館提出申請，無認定或審議單位章戳者退回學校處理。
2. 論文尚未送交國家圖書館，請於提送論文時，夾附親筆簽名申請書1份。
3. 論文已送達國家圖書館，請將親筆簽名申請書一式2份掛號郵寄10001臺北市中山南路20號國家圖書館館藏發展及書目管理組，並於信封註明「學位論文延後公開申請書」。
4. 本館保存之學位論文依學位授予法應提供公眾於館內閱覽紙本，或透過獨立設備讀取電子資料檔，二者依表單填寫日期公開。

【Notes】

1. Please fill in all blanks and attach the certification documents approved by the university and apply through the university. The application form will not be accepted for processing until all information, signatures, and stamps are included.
2. If the thesis or dissertation is not yet submitted to the NCL, please attach the signed application form to the thesis or dissertation.
3. If the thesis or dissertation has been submitted to the NCL, please send a registered letter with 2 copies of the signed application form attached. The letter should be addressed to "Collection Development Division", National Central Library with a note in the envelope indicating "Application for delay of public release" to the following address. No.20, Zhongshan S. Rd., Zhongzheng District, Taipei City 10001, Taiwan (R.O.C.)
4. The delayed date of printed copies and the independent viewing equipment will synchronize.

(**申請者免填**，以下由國家圖書館填寫 For Internal Use)

承辦單位_館藏組：_____ 日期/處理狀況：

典藏地：_____ 登錄號：_____ 索書號：

會辦單位_知服組：_____ 日期：_____ □移送並註記，原上架日期：

論文系統：_____ 日期：

國立中央大學碩士班研究生
論 文 指 導 教 授 推 薦 書

大氣科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 劉鈺均 研究生

所提之論文 發展GCE暖雨雙矩量微物理參數化方案:理想及真實個案測試

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 鍾高陞 (簽章)

113 年 6 月 14 日

1130614

國立中央大學碩士班研究生
論 文 口 試 委 員 審 定 書

大氣科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 劉鈺均 研究生

所提之論文 發展GCE暖雨雙矩量微物理參數化方案:理想及真實個案測試

經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人 林沛練

委　　員 蔡子衿

張偉裕

鍾高陞

中　華　民　國 113 年 6 月 14 日

1130614

摘要

本研究目標在於將目前台灣地區常用於模擬及預報之 Goddard Cumulus Ensemble(GCE)微物理參數化方案，從原先的單矩量形式，轉變為自由度更高，且提供更多水物粒子相關資訊之雙矩量形式。此次更新完之微物理參數化方案共預報七種不同水物粒子(水氣、雲水、雨水、雲冰、雪、軟雹與冰雹)，以及兩種暖雨過程之總水物粒子濃度(雲水與雨水)。為了檢視雙矩量之 GCE 微物理參數化方案(GCEDM)在模式中的降雨預報表現，故使用 1) 2D Thunderstorm 理想化實驗、2) 3D Supercel 理想化實驗以及 3) 暖雨過程主導之台灣降水真實個案，並主要以後兩者來與不同之微物理參數化方案進行評估與比較。

2D Thunderstorm 理想化實驗初步顯示了 GCESM 與 GCEDM 在降水能力與分布的相似與差異之處。而在 3D Supercel 理想化實驗中，GCEDM 所得到之累積降雨量相較於單矩量之 GCE 微物理參數化方案(GCESM)有所減少，但在動力、熱力及降雨率等特徵兩者依然相似。此外，當增加了總水物粒子濃度的計算後，GCEDM 在對流系統與層狀系統中，能夠像其他雙矩量微物理方案一樣，呈現出更多樣化的雨滴粒徑分布，使其更接近真實情形。另一方面，在真實個案之定量降水預報上，GCEDM 整體表現出了比 GCESM 更好的降雨預報能力，特別是在強降雨區域發生暖雨過程主導之降水時有明顯改善。原因在於透過增加雨水粒子濃度預報，微物理過程中作為主要雨水生成作用之雲雨水聚集作用有所減弱，大幅減緩了原先 GCESM 中過報的累積降雨情形。在動力方面，GCEDM 之低層輻合作用較 GCESM 有所減弱，底層水氣難以透過上升運動到達高層，故高層飽和度較低，水物粒子轉化上也相較困難，導致降雨量上的大幅減少。此預報結果顯示出 GCEDM 不只能在實際個案中提供更詳盡的水物粒子資訊，甚至可以提供相比 GCESM 更好的預報效益。

Abstract

This study aims to modify Goddard Cumulus Ensemble microphysics (GCE) scheme, which is the widely used microphysics scheme for simulations and forecasts around the world, from single-moment to double-moment scheme. The upgraded scheme predicts the mixing ratios of seven species hydrometeors (water vapor, cloud water, rain water, cloud ice, snow, graupel and hail), and total number concentrations of hydrometeors in warm-rain processes (cloud water and rain water). To examine the performance of GCE double-moment, it was evaluated and compared to different microphysics schemes by: 1) an idealized 2D thunderstorm, 2) an idealized 3D supercell storm tests and 3) a warm-rain processes dominant real case over Taiwan.

Similarities and differences of precipitation between GCESM and GCEDM examine by 2D idealized thunderstorm test. For the 3D supercell idealized test, the result of accumulated rainfall is less in GCE double-moment compared to GCE single-moment, but the features of the dynamic, thermodynamic, and rainfall rate are similar as GCE single-moment scheme. In addition, when calculating the total number concentration, GCE double-moment scheme shows the capability to present more diversity of rain droplet sizes in both convective and stratiform regions toward reality, and this is similar as other double-moment schemes. On the other hand, the performance of quantitative precipitation forecast showed that, the GCE double-moment scheme is had better forecast skill compared to the GCE single-moment, especially for the warm-rain processes dominant situation in heavy rainfall region. By appending rain number concentration forecast, accretion of cloud and rain as main rainwater source microphysics process becomes weaker. It leads to reduce overestimate of accumulated rainfall obviously. For dynamic, low level convergence in GCEDM is weaker than GCESM. Low level water vapor is hard to arrive high level by updraft. Therefore, lower saturation and more difficult to transform into hydrometeors. Finally, it makes precipitation decrease dramatically. In summary, GCEDM not only provides more detail hydrometeor particle information, but also can get better benefit of forecast.

致謝

從來到中央大學至碩士畢業已經過六年的時間，明明感覺昨天才作為新鮮人踏入這座校園，但如今已要作為兩年的研究生暫時結束這漫長的學生生涯。在這兩年研究生活上，雖然並非一路風順，卻都有貴人相助，讓我在面對困境之時，不至於驚慌失措，一步一步地、紮紮實實地走到了畢業的出口。這裡首先感謝我的家人，至始至終都十分支持、體諒我所做的每一項決定，作為我最堅實的後盾，讓我不用過於擔心我的經濟與家中狀況，能夠一心一意地完成這兩年的挑戰，真的非常感謝。同時，我也十分感謝我的指導教授-鍾高陞鍾老師的培養與教導，以及我們雷達實驗室從上而下、不遺餘力的協助與付出，其中又特別感謝包含大柯、承融、晨豪、秉學、凱翊、沁全、育蕎及景岳等學長姊，在老師忙碌時仍給我滿滿的回饋與鼓勵，讓我可以如預期、甚至早一步就完成我的碩士研究。其中要特別感謝氣象署的游承融學長，在我還對這領域懵懵懂懂時，給予許多的建議與幫助，即使是周末也還是會認真回覆我的每一條訊息與疑問，從來不曾讓我感受到一絲得不耐煩，在感謝的同時我也深感敬佩，並期望自己未來也能夠成為後輩眼中如學長這樣優秀且溫暖的前輩。

最後，我想感謝我的實驗室同儕-杰哥、佳靜、小明跟子姍，謝謝每一次由你們主導的生日會跟活動準備，多虧有你們，研究生活也不再那麼死板。另外還有與我是鄰居的太空所同學-磊哥、澄穎跟林妍，有你們在生活上的互助，也幫助我解決了許多瑣碎的難題與困擾。特別致謝與如此難搞的我當了高中兩年、大學四年、研究所兩年同學的磊哥，真是辛苦了，也祝上述各位畢業快樂、研究順利。

目錄

摘要 i

Abstract ii

致謝 iii

目錄 iv

圖表目錄 v

一、緒論 1

1.1 前言與文獻回顧 1

1.2 研究動機 4

二、雲微物理參數化方案介紹 6

2.1 Goddard Cumulus Ensemble 4ICE single-moment scheme (GCESM scheme) 6

2.2 Goddard Cumulus Ensemble 4ICE double-moment scheme (GCEDM scheme) 7

2.3 WRF Double-Moment 7-category (WDM7) scheme 10

三、模式架構與實驗設計 11

3.1 Weather Research and Forecasting(WRF) Model 簡介 11

3.2 實驗設計 11

3.3 實際個案降雨與雷達回波檢驗方式 13

四、模擬結果比較 17

4.1 2D Thunderstorm 理想化實驗(2D idealized thunderstorm test) 17

4.2 3D Supercell 理想化實驗(3D idealized supercell storm test) 17

4.3 真實個案(Real case) 23

五、結論與未來展望 32

六、參考文獻 35

附表 43

附圖 52

圖表目錄

附表

表 1　GCESM 與 GCEDM 於暖雨過程之計算方式比較。 43

表 2　GCESM、GCEDM 與 WDM7 預報變數與水物粒子相關常數設定。 49

表 3　2D Thunderstorm 理想化實驗模式設定表。 50

表 4　3D Supercell 理想化實驗模式設定表。 50

表 5　2020/10/21 真實個案之模式設定表。 51

表 6　列聯表之說明。 51

附圖

圖 1　在 (a) single-moment 與 (b) double-moment 形式下在 Bulk microphysics scheme 的水物粒子粒徑分布。 52

圖 2　GCEDM 在七種不同水物粒子之混和比間轉換之微物理過程流程圖。 52

圖 3　GCEDM 在七種不同水物粒子之總粒子濃度數量間轉換之微物理過程流程圖。 53

圖 4　在 3D supercell storm 理想化實驗當中根據 Weisman and Klemp (1982; 1984)所使用的 analytic sounding。 53

圖 5　在 3D supercell storm 理想化實驗當中初始(Time = 0 min) 於高度 1.5 公里的位溫分布。 54

圖 6　2020/10/21 (a) 00UTC、(b) 12UTC 之 925 百帕高空天氣圖。 54

圖 7　2020/10/21 真實個案之 WRF 模式網格範圍設定。 55

圖 8　(a) GCESM、(b) GCEDM 於 0 到 120 分鐘之時雨率的 Hovmöller diagrams。55

圖 9　(a) GCESM、(b) GCEDM 於 0 到 120 分鐘之最強垂直運動的 Hovmöller diagrams。 56

圖 10　在 120 分鐘時，(a、c) GCESM、(b、d) GCEDM 之垂直剖面。(a、b)為回波，(c、d)紅線為總水相粒子混和比為 0.01g/kg 之等值線，藍色區塊則為冷池分布區

域。其中冷池的定義引用 Lim and Hong (2010)，擾動位溫在-2K 以下之區域。.....56
圖 11　在 60 分鐘時，(a) GCESM、(b) GCEDM、(c) WDM7 模擬範圍中，於高度 3 公里的回波反射率分布。.....57
圖 12　同(圖 11)，但在 120 分鐘時的回波反射率分布。.....57
圖 13　GCESM、GCEDM 與 WDM7 降雨率(實線、左 y 軸)及總表面累積降水量(虛線、右 y 軸)之時序變化圖。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。.58
圖 14　GCESM、GCEDM 與 WDM7 於 250m，前 1%最小擾動位溫平均(實線、左 y 軸)以及冷池在模擬範圍內比例(虛線、右 y 軸)之時序變化圖。其中冷池的定義引用 Morrison and Milbrandt (2011)，於 250 m 擾動位溫在-2K 以下之區域。顏色代表同(圖 13)。.....58
圖 15　GCESM、GCEDM 與 WDM7 在 1km 以下，前 10% 最大上升速度(實線)與最小下降速度(虛線)平均之時序變化圖。顏色代表同(圖 13)。.....59
圖 16　冰雹與雨水混和比在不同高度總量於(a)GCESM、(b)GCEDM 與(c)WDM7 之分布時序圖。其中色塊分布為冰雹混和比，線條分布為雨水混和比。.....59
圖 17　冰雹與軟雹混和比在不同高度總量於(a)GCESM、(b)GCEDM 與(c)WDM7 之分布時序圖。其中色塊分布為冰雹混和比，線條分布為軟雹混和比。.....60
圖 18　(a)雪的融化作用、(b)軟雹的融化作用與(c)冰雹的融化作用在 GCESM、GCEDM 與 WDM7 之垂直平均分布。顏色代表同(圖 13)。.....60
圖 19　冰雹微物理產生項在(a) GCESM、(b) GCEDM 與(c) WDM7 的總產量分布比例。.....62
圖 20 在 GCESM、GCEDM 與 WDM7 當中主要的冰雹微物理產生項。藍色為 GCESM 主要產生項，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。.....62
圖 21　Steiner et al. (1995) 所提供的(a)背景平均回波向外延伸 11 公里選取格點方式，以及(b)分辨層狀與對流系統之依據。.....63
圖 22　在 60 分鐘時，(a) GCESM、(b) GCEDM、(c) WDM7 模擬範圍中，根據 Steiner et al. (1995)方法所得到於高度 3 公里的層狀與對流系統分布。色標上藍色為

層狀系統，紅色為對流系統。 63
圖 23　同(圖 22)，但在 120 分鐘時的層狀與對流系統分布。 63
圖 24　60-120 分鐘內，(a)-(d)雲水、(b)-(e)雨水以及(c)-(f)雲冰混和比在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~18 公里垂直上的分布。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。 64
圖 25　60-120 分鐘內， (a)-(d)雪、(b)-(e)軟雹以及(c)-(f)冰雹混和比在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~18 公里垂直上的分布。顏色代表同(圖 24)。 64
圖 26　60-120 分鐘內，(a-c)對流與(d-f)層狀系統中雨水質量權重平均粒徑在不同高度的頻率分布關係圖。其中(a)、(d)為 GCESM，(b)、(e)為 GCEDM，(c)、(f)為 WDM7。 65
圖 27　60-120 分鐘內， (a)-(d)雨水混合比、(b)-(e)雨水總粒子濃度以及(c)-(f)雨水質量權重平均粒徑在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~10 公里垂直上的分布。顏色代表同(圖 24)。 65
圖 28　60-120 分鐘內，三種微物理方案在(a)對流與(b)層狀系統中雨水蒸發作用，1~6 公里垂直上之分布。顏色代表同(圖 24)。 66
圖 29　60-120 分鐘內，(a-c)對流與(d-f)層狀系統中雨水質量權重平均粒徑與不同雨水總粒子濃度的頻率分布關係圖。其中(a)、(d)為 GCESM，(b)、(e)為 GCEDM，(c)、(f)為 WDM7。 66
圖 30　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與(c) GCEDM 於 2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC 之累積雨量。紅色方框為強降雨區。 67
圖 31　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積雨量在模式與觀測間，於(圖 4-20)陸地區域之 (a) RMSE 與 (b) SCC，以及門檻設置為(c) 5mm 與(d) 10mm 之 ETS 變化圖。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。 67
圖 32　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積雨量在模式與觀測間，於強降雨區(圖 4-20 紅色方框內)之 (a) RMSE 與 (b) SCC，以及門檻設置為(c) 5mm 與(d) 10mm 之 ETS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。 68

圖 33　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積降雨在模式與觀測間，於強降雨區之預報分數性能圖。累積降雨門檻設定分別為(a) 1 mm、(b) 5 mm、(c) 10 mm 與(b) 20 mm。藍色線為 GCESM，橘色線為 GCEDM。 69
圖 34　(a) 06-12 UTC、(b) 12-18 UTC 與(c) 18-24 UTC 之累積雨量於強降雨區，偏差範圍設定為 10 公里 ×10 公里，不同門檻之 FSS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。 .70
圖 35　(a) - (f) 為 2020/10/21 13UTC 到 18 UTC 之雷達觀測與模式反演回波於強降雨區比較圖。最左邊為 RCWF 最接近整點之 CAPPI 雷達觀測回波，中間為 GCESM、最右邊為 GCEDM 之模式反演回波，高度均為 2 公里處。.....71
圖 36　2020/10/21 (a) 13 UTC、(b) 15 UTC 與(c) 17 UTC 之雷達回波，高度為 2 公里，偏差範圍設定為 10 公里 ×10 公里，不同門檻之 FSS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。 72
圖 37　2020/10/21 13 UTC 到 18 UTC 於強降雨區，高度為 2 公里處，大於 20dBZ 之回波格點總數。粉紅色為 RCWF 之觀測回波，藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。 72
圖 38　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬之回波反射率 CFAD。紅色線為模式中融化層位置。 73
圖 39　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬之差異反射率(ZDR) CFAD。紅色線為模式中融化層位置。 73
圖 40　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC　GCESM、GCEDM 模擬之雨水質量權重平均粒徑(a、b、c)及雨滴終端落速(d、e、f) CFAD。 (a)、(f) 為 RCWF 雷達反演之結果，(b)、(e) 為 GCESM 之結果，(c)、(f) 為 GCEDM 之結果。紅色線為融化層位置。 74
圖 41　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC　GCESM、GCEDM 模擬之雨水混和比(a、b)、雨水總粒子濃度(c、d) CFAD。 (a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。紅色線為融化層位置。 75
圖 42　Kumjian et al. (2022) 所提供之 Kumjian and Prat (2014) 雨滴微物理分類 4 象

限示意圖。Δ 意旨隨接近地面變化。 76
圖 43　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC 在 2 ~ 3 公里間的 (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬的雨滴微物理分類 4 象限圖。ΔZH 為回波反射率變化，ΔZDR 為差異反射率變化。.....76
圖 44 在(a) GCESM 與(b) GCEDM 中，12 到 18 UTC 間，冰雹、軟雹跟雨水混和比於強降雨區，各高度平均隨時間變化。其中藍色為冰雹混和比，紅色為雨水混和比，綠色線為軟雹混和比。藍色虛線為融化層位置。 77
圖 45 在(a) GCESM 與(b) GCEDM 中，12 到 18 UTC 間，雲冰跟雲水混和比於強降雨區，各高度平均隨時間變化。其中藍色為雲冰混和比，紅色為雲水混和比。藍色虛線為融化層位置。 78
圖 46　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與 (c) GCEDM 於 2020/10/21 12 UTC 到 14 UTC 於強降雨區之累積雨量。圖中深藍色線為(圖 49-53) 之剖面位置。 79
圖 47　12 - 14 UTC 時，(a)雲水、(b)雨水 (c)雲冰、(d)雪、(e)軟雹 與 (f)冰雹混和比於強降雨區的垂直平均分布。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。黑線為 0 度 C 位置。 79
圖 48　12 - 14 UTC 時，(a)雨水自動轉化作用(Praut)、(b)雲雨水間收集作用(Pracw) (c)雨水蒸發作用(evap)、(d)雪、(e)軟雹 與 (f)冰雹融化作用於強降雨區的垂直平均分布。顏色代表同(圖 44)。 80
圖 49　(a) GCESM、(a) GCEDM 於 13 UTC 模擬回波之垂直剖面。圖中藍線為 0 度 C 位置。 80
圖 50　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之雲水混和比(a、b)及雨水混和比(c、d)。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。 圖中藍線為 0 度 C 位置。 81
圖 51　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之輻合輻散運動(a、b)及垂直速度(c、d) 之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d) 為 GCEDM 之結果。圖中藍線為 0 度 C 位置。 82

圖 52　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之水氣混和比(a、b)及相對溼度(c、d)之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。 圖中紅線為 0 度 C 位置。 83
圖 53　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之軟雹混和比(a、b)與冰雹混和比(c、d)之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d) 為 GCEDM 之結果。圖中藍線為 0 度 C 位置。 84
圖 54　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與 (c) GCEDM 於 2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC 於強降雨區之累積雨量。圖中深藍色線為(圖 57-60) 之剖面位置。 85
圖 55　同(圖 47)，但為 16 - 18 UTC。 85
圖 56　同(圖 48)，但為 16 - 18 UTC。 86
圖 57　同(圖 49)，但為 17 UTC。 86
圖 58　同(圖 50)，但為 17 UTC。 87
圖 59　同(圖 51)，但為 17 UTC。 88
圖 60　同(圖 52)，但為 17 UTC。 89
圖 61　(a) ERA5、(b) GCESM、(c) GCEDM 於 13 UTC 水氣混和比與風場。 90
圖 62　同(圖 61)，但為 17 UTC。 90

一、緒論

1.1 前言與文獻回顧

在數值模式中，降水的產生與兩大參數化方法密不可分，分別為積雲參數化以及雲微物理參數化。積雲參數化主要用於提供降水模擬中，深、淺積雲所可能帶來對模式溫度、水氣變化產生之貢獻，以彌補在較大網格尺度模擬下無法捕獲和模擬生成雲所導致之影響(Arakawa 1975)。然而，隨著電腦運算能力的提升，模式解析度在近年已有逐漸提高之趨勢。故相比於積雲參數化，針對模式中成雲降雨及水物粒子間交互作用進行解析，且同樣對於模式降水表現有顯著影響之雲微物理參數化法，則開始受到更多的重視。許多研究也為雲微物理參數化法在全球氣候模式模擬(e.g., Salzmann et al. 2010；Kang et al. 2015)、中小尺度對流發展(e.g., Song et al. 2012；Zhang et al. 2021)、颱風成長發展(e.g., Fovell et al. 2016；Park et al. 2020)以及定量降水預報結果(e.g., Grubišić et al. 2005；Chakraborty et al. 2021)之顯著影響，提供良好的佐證。在微物理參數化法的計算與設計上，不同單位與地區有著許多不同的變化與考量。而不同的雲微物理方案，會由於各自在水氣與水物粒子間轉化效率上的差異，使得不同方案間得到之降雨分布上有著顯著落差之外，在 Morrison et al. (2020) 也提到此差異同時影響了在模式中潛熱釋放、冷卻的結構與強弱分布，進而影響對流系統的移動情形。同樣隨著運算能力的逐漸增強，如今在研究與實際應用上，已經可以使用相較以往更詳細的計算方式，來更好地模擬區域氣象模式中雲雨水的轉化過程(Tao and Moncrieff 2009)。在模式當中，雲微物理參數法計算水物粒子粒徑分布的方式主要有兩種：總體法(Bulk method)以及細格法(Bin method)。其中總體法較細格點有著計算速度快的優勢，兩者在準確度上也不一定差異明顯，綜合考量下總體法在目前仍是在模式模擬及預報中，最常使用來描述水物粒子微物理過程之方法。

在總體法發展上，最早根據 Marshall and Palmer (1948) 透過觀測數據所推算得到的雨滴粒徑分布，可以寫為式(1-1)，其斜率根據降雨強度 R 而有所變化。

$$\mathrm{N}_D(\mathrm{D}) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (1\text{-}1)$$

其中$N_0 = 0.08\ cm^{-4}$為雨滴截距參數，Λ=$41R^{-0.21}cm^{-1}$。隨著後續研究發展，Ulbrich(1983)進一步地從式(1-1)中延伸得到了式(1-2)，來補足部分情境下式(1-1)於小粒徑區間分布掌握上的不足。該式亦稱為 Gamma distribution，同時也是現今總體雲微物理參數法中，所主要使用的水物粒子粒徑分布假設。

$$\mathrm{N}_x(\mathrm{D}) = N_{0x}D^{\mu_x}e^{-\Lambda_x D} \quad (1\text{-}2)$$

其中N_{0x}為截距參數(Intercept parameter)，μ_x為形狀參數(Shape parameter)，Λ_x為斜率參數(Slope parameter)，x 為水物粒子的種類，D 為粒子直徑。總體法只用以一個數學函數描述的形式，也是為何其相較於細格點法雖然與真實之粒徑分布差異較大，但卻能夠節省計算時間以及電腦運算所需資源之主因，同時準確度也不一定比細格法來得差，因此在實務預報上仍多使用總體法為主。此方法從 Kessler (1969)提出針對水氣與雲水、雨水間轉換的概念開始，後續 Lin et al. (1983) 與 Rutledge and Hobbs (1984)等人加入了雲冰、雪與軟雹等冰相粒子之影響，以在模式中呈現更接近於實際大氣所出現之水物粒子轉化情形。與以往常用之三冰相(3ICE)設定不同，近期也開始有四冰相(4ICE)設定之雲微物理參數法之相關開發，以更完善中尺度模擬中的降雨預報表現(e.g., Milbrandt and Yau 2005a,b； Milbrandt and Morrison 2013；Lang et al. 2014；Bae et al. 2019)。而根據N_{0x}、μ_x、Λ_x這三者在計算上的設計，總體雲微物理參數法可以進一步分為單矩量形式(single-moment)與雙矩量形式(double-moment)。在單矩量形式設定下的微物理參數法中，會將 Gamma distribution 裡的N_{0x}、μ_x設定為定值，只讓Λ_x能夠隨水物粒子質量混和比預報而有所改變，計算如式(1-3)。

$$\Lambda_x = \left[\frac{a_x N_{0x}\Gamma(1+\mu_x+b_x)}{q_x\rho_a}\right]^{1/(1+\mu_x+b_x)} \quad (1\text{-}3)$$

其中a_x為水物粒子密度關係函數，b_x為水物粒子形狀維度，q_x為水物粒子質量混和比，ρ_a為空氣密度，其變化會如(圖 1 a)。另一方面，雙矩量形式下的微物理參數法則是只有固定 μ_x，透過增加總水物粒子濃度預報，讓N_{0x}與Λ_x都可以隨預報有所變化，如式(1-4)與式(1-5)。

$$N_{0x} = N_{Tx}\frac{\Lambda_x^{1+\mu_x}}{\Gamma(1+\mu_x)} \quad (1\text{-}4)$$

$$\wedge_x = \left[\frac{a_x N_{Tx} \Gamma(1+\mu_x+b_x)}{q_x \rho_a \Gamma(1+\mu_x)}\right]^{1/b_x} \quad (1\text{-}5)$$

其中N_{Tx}為總水物粒子濃度數量，其變化會如(圖 1 b)。此作法的好處是相較於原先的單矩量形式，雙矩量形式在預報上有著更高的自由度，即呈現模式中水物粒子的粒徑分布上更具有彈性。同時透過粒子濃度預報，雙矩量能在強降水模擬中產生更合理的大雨滴濃度分布，加上大雨滴通常較為扁平的特性，使其在呈現微物理機制上更加完整。至目前為止，有關雙矩量之微物理參數化法之發展與應用已有 20 年以上，其中包含 Ferrier (1994)、Meyers et al.(1997)、Chen and Liu (2004)與 Lim and Hong (2010)等。甚至在近 10 年，已開始有使用三矩量形式或是調整粒子密度等從雙矩量方案更進一步的雲微物理參數法，正在研究、開發測試當中。

早在 Milbrandt and Yau (2005a)，便有討論不同總體法對粒子沉降作用及終端落速預報所產生的影響及差異，其中可以在截距變化之外提供不同曲線變化之三矩量法，擁有最高的自由度來呈現終端落速之分布。在 Yang and Yau(2008)嘗試使用三矩量之吹雪計算方法進行模擬，其結果除了發現模擬昇華速率變化上與光譜模型一致之外，在雷達反射因子和消光係數間的冪律關係也與一暴風雪個案觀測之結果相似。另一方面，過去在區分不同之冰相粒子上，都是採取事先定義的方式來進行分類後，再根據不同之密度與落速參數來計算。也因此各方案間之參數設定與計算往往有所差異，同時由於冰相粒子在形狀與密度上的高變化性，使得模式對於冰相粒子終端落速與碰撞效率之模擬上，仍有高度不確定性。針對此冰相雲微物理參數法之問題，Morrison and Milbrandt (2015)嘗試發展了一可更動冰相粒子特性之參數法—— P3(Predicted Particle Properties)。此方法透過液態質量比例(liquid mass fraction)與預報結凇體積(rimed volume)兩種參數，對冰相粒子之密度進行推算，使其冰相粒子密度可以根據不同情境下有所變化，再由得出之密度改變落速大小，藉此改善上述傳統參數化法在冰相粒子轉化推斷上所隱含的問題。此參數化法近期已更新至三矩量形式(Milbrandt et al. 2021)，以改善原來在模擬冰相粒子粒徑與終端落速時容易過大之問題。

1.2 研究動機

在台灣地區，Goddard Cumulus Ensemble microphysics scheme (GCE scheme)是在實務預報以及實驗模擬上經常使用的雲微物理參數化方案，原因在於 GCE scheme 所模擬出來的降水分布與強度相較其他雲微物理參數化方案，能夠得到較接近於實際觀測所測得之結果(如：游 2019、邱 2020)。然而，GCE scheme 到目前為止仍屬於單矩量形式(single-moment)的雲微物理參數化方案，與從真實降雨情境下所獲得的雨滴粒徑分布有著一定差異。同時在模式只有預報水物粒子混和比的狀況下，雨滴粒徑僅與質量成正比。以上原因使得我們難以使用其所模擬出來的降雨結果，去分析討論與真實觀測間的差異。此外，Jung et al. (2010), Putnam et al. (2014), Johnson et al (2016) 等文章都曾指出，使用在透過雙偏極化雷達觀測資料進行同化修正時，使用單矩量形式雲微物理參數化方案所獲得在改善變數特徵與降雨結構的效益，並不如使用雙矩量形式雲微物理參數化方案所得到之結果。其原因乃是由於自由度較低的單矩量形式，在進行雙偏極化雷達觀測算符的模擬時，容易造成一定的偏差所導致。

過去由於雙矩量形式(double-moment) 的雲微物理參數化方案多預報總水物粒子濃度，故在預報模擬上，需要花費相較單矩量形式(single-moment)雲微物理參數化方案更多的運算資源及時間。但隨著科技的進步，如今的電腦資源與運算速度已有顯著地提升，雙矩量形式(double-moment)雲微物理參數化方案開始可以被利用在實務預報以及實驗模擬中。在 Milbrandt and Yau (2005a)中針對單矩量與雙矩量方案，兩者對於模擬粒子濃度、有效反射率跟平均粒徑上，與細格法之結果間的差異進行討論。而其結果也顯示，雙矩量方案在所有方面的模擬相比於單矩量方案，都更接近細格法之結果。也說明雙矩量方案相較於單矩量形式，其結果更為合理、貼近真實情況。在 Morrison et al. (2009) 進行單矩量方案與雙矩量方案的對流胞實驗中，雙矩量方案於層狀及對流區之雨水蒸發強度上，相較單矩量有更明顯之差異，說明對於對流區與層狀區之分類上，雙矩量方案有著更好的區分能力。Hong and Lim (2009)分別使用單矩量與暖雨雙矩量之微物理方案對韓國地區 2008 年 6 月至 8 月之降水預報統計分析，該評估證實雙矩

量方案降水預報能力在整體上有所改善。Min et al. (2015)則使用雷達觀測資料與單、暖雨雙矩量方案進行評比，暖雨雙矩量方案的融化層高度與亮帶位置與雷達觀測結果相似度較高，此結果歸因於暖雨雙矩量方案在融化層下方產生更大的雨滴及更高的相對濕度，使該方案能夠在該個案模擬出比單矩量方案更接近真實的反射率剖面。而Putnam et al. (2017a)也提到，從雙矩量方案所得到之層狀降水結果，普遍能夠比單矩量方案有更好的模擬結果。因此，本研究將嘗試根據 Lim and Hong (2010)當中，將WSM6 轉換成 WDM6 時所增加的總水物粒子濃度計算方式以及針對暖雨過程水物粒子混和比的改動，加入到目前水物粒子分類最詳細的 GCE4ICE 版本當中，來獲得雙矩量形式的 GCE4ICE (GCEDM)。目的希望基於當前 WRF 中微物理過程較為完整，且模擬表現較為優異之 GCE4ICE 版本，在維持、甚至優化 GCE4ICE 原來模擬降雨表現的同時，能夠從中獲得更多有用的雨滴微物理特徵。

二、雲微物理參數化方案介紹

此部分將會介紹在本研究會使用到的雲微物理參數化方案，說明彼此間在基本架構與設定上差別的同時，解釋我們是如何將原先的 GCE single-moment scheme，轉為後來的 GCE double-moment scheme。

2.1 Goddard Cumulus Ensemble 4ICE single-moment scheme (GCESM scheme)

GCESM scheme 是採用 NASA Goddard Space Flight Center (GSFC)的陶為國老師與其團隊於 Tao and Simpson (1993)所發展之雲解析模式(GCE model) 的雲微物理過程，在增加基於 Tiedtke (1984)的擴散型對流參數化，以改善濕度與溫度的垂直次網格尺度混合後，延伸設計出的雲微物理方案。在微物理過程計算上參考了 Kessler (1969)的 two-category liquid water scheme (cloud water 雲水、rain water 雨水)，以及 Lin et al. (1983) 與 Rutledge and Hobbs (1984) three-category ice-phase scheme (3ICE：cloud ice 雲冰、snow 雪 和 graupel/hail 軟雹/冰雹)，使用單矩量形式的方式計算。GCESM 在使用上可以自行選擇使用軟雹(GCE3ICE-graupel)或是冰雹(GCE3ICE-hail)進行模擬，前者在設定上有較低的密度與較大的截距參數，後者則是有較高的密度與較小的截距參數 (McCumber et al. 1991)，此差異不僅會影響模式對水物粒子整體的描述，也會影響微物理動力輻射過程間的相對重要性。除此之外，GCESM 在飽和計算上使用 Tao et.al (1989)所改進之方法，此方法目的在於確保在計算凝結(沉降)作用前無雲（多雲）處之格點不會存在過飽和（次飽和）狀況發生。模擬表現上，Choudhury and Das (2017) 中比較 GCE3ICE 與其他 4 種雲微物理參數化方案在不同熱帶氣旋個案之模擬結果，該結果顯示 GCE3ICE 有著所有方案中最小的暴風路徑與強度誤差；Reshmi Mohan et al., (2019)同樣也是比較不同雲微物理參數化法，在 4 個相異之北印度洋熱帶氣旋個案的模擬表現，GCE3ICE 同樣有著最好的暴風路徑結果，且在雲帶模擬上也與雷達觀測結果非常一致；García-Ortega et al. (2017) 中則針對歐洲西南部一有冰雹發生之對流降水個案，進行不同參數化組合之敏感性實驗，而使用 GCE3ICE 之模擬仍是整體表現最好的

雲微物理方案之一。以上結果均說明 GCESM 能夠在模擬區域中小尺度天氣系統上，有著很不錯的表現。

後續更新上，Tao and Simpson (1993)為減少 GCESM 中層狀區域過多且不合理的雲水而進行調整。冰相方面，Lang et al.(2007)針對層狀區過報與不合理之軟雹總量，與 Zeng et al. (2008)為了獲得更真實的雲冰含量進行修正，並在 Lang et al. (2011)改善了因軟雹含量過多而導致之高層回波值過高情形，同時亦改善了雲冰粒子轉化過程之運算，如：(1) 考慮 Bergeron (白吉龍) process 中的相對濕度和平均雲冰質量；(2) 新增接觸成核(contact nucleation)與浸入核化(immersion freezing)兩轉化過程；(3) 允許軟雹與雪的昇華作用等。考慮到未來的全球高解析度雲解析模式，需要能夠預報、模擬全球範圍內從弱到強的各種天氣系統（如熱帶氣旋、雷暴），以及各區域更高解析度之中小尺度劇烈天氣系統（如中緯度颮線、龍捲風），因此 Lang et al.(2014)進一步地在 GCE3ICE-graupel 新增了 Hail(冰雹)相關的微物理過程，使軟雹與冰雹可以同時存在，即變更為如今 4ICE 的雲微物理方案。此 4ICE 的更新帶來的影響有以下幾點：(1) 在更進一步地區分出軟雹與冰雹後，能更準確地計算各自收集作用的貢獻；(2) 允許更大的雲冰過飽和度；(3) 使冰雹與軟雹間得以互相轉換以及(4) 對降雨蒸發校正和蒸氣擴散係數的調整。相較於 3ICE 版本，4ICE 除了在回波模擬校驗上峰值與觀測更為吻合外，其回波分佈與高度關係也得到了改善，模擬之地表降雨率亦有所改進。Tao et al.(2016)則針對 GCE4ICE 進一步調整冰相上的過飽和強度，降低雲冰的自動轉化過程(Autoconversion to snow)門檻、增強自動轉化作用強度，並與 GCE3ICE-graupel、GCE3ICE-hail 進行比較。其結果發現 GCE4ICE 相較於過去的版本，提供了發展更好的層狀區與對流系統， 在雪的聚合效應上也有更強的表現，結構也更加完整連貫。

2.2 Goddard Cumulus Ensemble 4ICE double-moment scheme (GCEDM scheme)

GCEDM 承接於 GCESM，在保留冰相粒子上 single-moment 計算方式下，參考 Lim and Hong (2010) 將暖雨過程(雲水、雨水)轉成雙矩量形式的計算方式，並加入雲

凝結核(Cloud Condensation Nuclei,CCN)相關的微物理過程，作為雲水粒子濃度的來源，同時也考慮氣膠對於雲生成消散與降雨過程所產生的交互作用影響。形狀參數上暖雨過程設為 1(μ_c 、$\mu_r = 1$)，冷雨過程則設為 0。其不同水物粒子混和比與粒子濃度間轉化的微物理過程如(圖 2)、(圖 3)。其中改變較大的是雨水自動轉化作用(Autoconversion)，以及雲水與雨水間的收集作用(Accretion cloud by rain)。

GCEDM 在雨水自動轉化作用計算上，從原先 Rutledge and Hobbs (1983)的式(2-1)，改引用 Cohard and Pinty(2000a,CP2000)所提供的式(2-2)：

GCESM	$Praut = \alpha(q_c - q_0)$ (2-1)
GCEDM	$Praut = \frac{L}{\tau}$ (2-2)

而式(2-2)的特徵雲水含量 L 與特徵時間尺度 τ 兩項計算分別如下式(2-3)、式(2-4)：

$$L = 2.7 \times 10^{-2} \rho_a q_c (\frac{1}{16} \times 10^{20} \sigma_c^3 D_c - 0.4) \quad (2\text{-}3)$$

$$\tau = 3.72 \times \frac{1}{\rho_a q_c} (0.5 \times 10^6 \sigma_c - 7.5)^{-1} \quad (2\text{-}4)$$

其中 $\alpha = 0.001\ s^{-1}$ ，$q_0 = 15 \times 10^{-4}\ \frac{kg}{kg}$，$D_c = \frac{1}{\lambda_c}$，$\sigma_c$代表雲滴粒徑分布的標準差，$\sigma_c = \frac{1}{\lambda_c}$。

另一方面，在雲水與雨水間的收集作用上，同樣也是從 Rutledge and Hobbs (1983)的式(2-5)，改為 Cohard and Pinty(2000a,CP2000)當中根據雨滴粒徑大小所計算的式(2-6.1)與式(2-6.2)：

GCESM	$Pracw = \frac{\pi}{4} q_c N_{0r} (\frac{\rho_0}{\rho_a})^{0.5} \left[\frac{a_0 \Gamma(3)}{\lambda_r^3} + \frac{a_1 \Gamma(4)}{\lambda_r^4} + \frac{a_2 \Gamma(5)}{\lambda_r^5} + \frac{a_3 \Gamma(6)}{\lambda_r^6}\right]$ (2-5)
GCEDM	若 $D_r \geq 100\mu m$： $Pracw = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w}{\rho_a} K_1 \frac{N_c N_r}{\lambda_r^3} [\frac{2}{\lambda_c^3} + \frac{\Gamma(\mu_r+4)}{\Gamma(\mu_r+1)} \frac{1}{\lambda_r^3}]$ (2-6.1) 若 $D_r < 100\mu m$： $Pracw = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w}{\rho_a} K_2 \frac{N_c N_r}{\lambda_r^3} [\frac{6}{\lambda_c^6} + \frac{\Gamma(\mu_r+7)}{\Gamma(\mu_r+1)} \frac{1}{\lambda_r^6}]$ (2-6.2)

其中在式(2-5)當中$a_0 = -0.267 \times 10^2\ \frac{cm}{s}$ ，$a_1 = 5.15 \times 10^3 \frac{1}{s}$ ，$a_2 = -1.0225 \times$

$10^4 \frac{1}{cm*s}$ ，$a_3 = 7.55 \times 10^3 \frac{1}{cm^2 s}$。而式(2-6.1)、式(2-6.2)當中的$K_1$ 、K_2為 Long's collection kernel coefficients，分別為$K_1 = 3.03 \times 10^{-3} \frac{1}{cm^3 s}$、$K_2 = 2.59 \times 10^9 \frac{1}{cm^3 s}$。

另外針對 CCN 活化作用(Ncact)的計算上，GCEDM 會進行些許調整。根據 Twomey (1959) 所提供之 Twomey 關係式，CCN 活化作用可以大氣過飽和度的 power law 進行推算，如式(2-7)：

$$Ncact = C \times SS^k \quad (2\text{-}7)$$

C 為常數，SS 為大氣過飽和度。而在 Lim and Hong (2010)當中，會將原本的 Twomey 關係式定義成式(2-8)，常數 C 則設為式(2-9)：

$$Ncact = (Nn + Nc)\left(\frac{SS}{Smax}\right)^k \quad (2\text{-}8)$$

$$C = (Nn + Nc)Smax^{-k} \quad (2\text{-}9)$$

Nn 為 CCN 粒子濃度，Nc 為雲水粒子濃度，Smax 為其所定義的過飽和度最大值，在此設 Smax = 0.48%，而 k=0.6。然而從 Twomey(1959a)可以得知，在對流系統中，過飽和度相較其他天氣系統更容易有超過 1%以上的情形。這會導致使用式(2-9)計算對流系統當中的 CCN 活化作用時，容易產生過高的雲水粒子濃度，導致平均雲滴粒徑過小，在產生降雨上有所困難。因此，在 GCEDM 中將對式(2-8)調整後再行使用。

根據 Twomey(1959b)中以觀測數據，針對對流系統內過飽和度最大值進行估計所得到的公式，如式(2-10)：

$$Smax_cov^k = \left[\frac{1.6\times10^{-3}w^{1.5}}{CkB(1.5,k/2)}\right]^{\frac{k}{k+2}} \quad (2\text{-}10)$$

w 為垂直上升速度，B(x,y)為 beta function，k 為 Twomey 關係式的 power 。將式(2-8)當中的常數 C 乘以式(2-10)進行調整後，會得到新的常數C'與 Twomey 關係式，如式(2-11)與式(2-12)：

$$C' = [(Nn + Nc)Smax^{-k}]^{\frac{2}{k+2}}\left[\frac{1.6\times10^{-3}w^{1.5}}{kB(1.5,k/2)}\right]^{\frac{k}{k+2}} \quad (2\text{-}11)$$

$$Ncact = [(Nn + Nc)Smax^{-k}]^{\frac{2}{k+2}}\left[\frac{1.6\times10^{-3}w^{1.5}}{kB(1.5,k/2)}\right]^{\frac{k}{k+2}} \times SS^k \quad (2\text{-}12)$$

由於式(2-10)是對應到對流系統時做的調整，因此在使用上會以過飽和度作為門檻

值來決定使用時機，即大於一定過飽和度才進行使用。在經過一定的敏感度測試後，我們會將此門檻值設為 $2 \times Smax = 0.96\%$ 來進行判斷。其餘有進行更改與新增之微物理過程，以表格的形式至於 (表 1)。

2.3 WRF Double-Moment 7-category (WDM7) scheme

WDM7 方案最早的前身，是藉由 Hong et al. (2004)於 Lim and Hong (2005)所設計的 WSM5 延伸而來。WSM5 與 GCESM 同樣參考了 Lin et al. (1983) 與 Rutledge and Hobbs (1984)，來進行雲冰與雪兩種冰相粒子的設定，發現冰相微物理的設計對於於韓國當地發生的強降雨事件，影響相當顯著。隨後 Hong and Lim (2006)為其新增了軟雹並變為 3ICE 形式之 WSM6 微物理方案，此舉有效提升了高網格解析度下的模擬降雨量與降雨強度。在解析度逐漸提升的背景之下，Bae et al. (2019)更進一步地在 WSM6 中計算了冰雹的微物理轉換過程，將其升級成 4ICE 的 WSM7 微物理方案，降雨強度再次提升的同時，也因軟雹與冰雹在微物理參數上的更新，在對流與層狀系統之降雨強度相較原來 WSM6 有所變化。與 GCEDM 相同，WDM7 藉由 Lim and Hong (2010)於 WSM7 中增加了暖雨微物理過程之總粒子濃度計算，在將其轉為雙矩量之微物理方案的同時，也加入雲凝結核(CCN)粒子濃度與其相關之微物理過程，該濃度大小會隨模擬過程而隨之增減，在作為雲水粒子濃度的來源之外，亦考慮其對雲微物理過程之影響。形狀參數上與 GCEDM 相同，暖雨過程設為 1(μ_c、$\mu_r = 1$)，冷雨過程設為 0。在 WDM7 與兩個 GCE 方案的差異上，除了 WDM7 在雲冰、雪等冰相粒子參數計算上有所變化外，與 GCEDM 最大的差別在於 CCN 活化作用(Ncact)的計算，不同於 GCEDM 對特定情形的修正，WDM7 中則是直接使用 Lim and Hong (2010)當中所定義的式(2-8)來進行計算，Smax 與 k 同樣設定為 0.48% 與 0.6。WDM7 在 Jang et al.(2021)更新後使用與夏季和冬季兩個個案進行對照比對，WDM7 除了增強結合效率使定量降雨預報能力有所提升，亦藉由調整冰相終端速度關係式後使地表冰雹總量大幅降低，使其水物粒子與透過遙測所獲得之觀測結果更加一致。

考慮到 WDM7 與 GCESM 跟 GCEDM 在截距參數N_{0x}與水物粒子密度 ρ，初始設

定不同所可能帶來的差異(如表 2)， 因此在進行三種雲微物理參數化方案的理想化實驗比較時，WDM7 的截距參數N_{0x}與水物粒子密度 ρ 將會改為 GCE scheme 的設定後再進行模擬比較。

三、模式架構與實驗設計

3.1 Weather Research and Forecasting(WRF) Model 簡介

本研究將使用 WRF 4.2.1 版本來進行一系列的實驗與討論。WRF Model 是一先進的中尺度數值天氣預報系統，專為大氣研究和商業預報應用而設計。其開發始於西元 1990 年末，主要由美國國家大氣研究中心 (the National Center for Atmospheric Research, NCAR)、美國國家環境預測中心 (the National Centers for Environmental Prediction, NCEP)與美國海軍研究實驗室 (United States Naval Research Laboratory, NRL)等單位共同合作研發。WRF Model 的特色在於其使用兩個動力核心、一個資料同化系統以及支援平行運算與系統可擴展性的軟體架構，提供從數十米到數千公里等不同尺度，在真實天氣個案(Real case)或理想化實驗(Idealized test)下的氣象模擬。

WRF Model 在垂直座標上提供地勢追隨座標(TF)或是混合垂直座標(HVC)給使用者來做選擇，網格設定上則是採用 Arakawa C grid，即速度變數(U、V、W)網格點會放在熱力變數(溫度)相鄰網格點中心處，屬於交錯網格架構。另外，WRF Model 在水平和垂直方向上，則是採用 Runge-Kutta 2 階與 3 階的時間積分法，以及 2 階至 6 階的平流方案進行運算。

3.2 實驗設計

本研究將分為兩個部分進行模擬分析討論。第一部分是使用 WRF 模式當中的 2D idealized thunderstorm 與 3D supercell storm 情境之理想化實驗(idealized test)。前者希望初步檢視 GCEDM 在增加暖雨過程雙矩量計算後，與原來的 GCESM 在模擬表現上的不同。後者則著重分析 GCEDM 與 GCESM，以及同樣使用 Lim and Hong (2010)進行總水物粒子濃度計算與七種不同水物粒子預報的 WDM7 之間，在模擬中之降水與水相

粒子特徵情形。此實驗除了想得知在有三維結構以及冰相作用影響更顯著之下，GCESM 與 GCEDM 間降水特徵是否仍然相似之外，亦希望藉由比較 GCE 方案與 WDM7 之間在模擬強對流發展上的相同與相異之處，來評估、討論 GCEDM 之模擬結果。

理想化實驗設定如(表 3)與(表 4)所示：2D idealized thunderstorm 模擬時間為 2 個小時，積分時間間隔為 6 秒。模擬 X-Z 範圍設定為 80×80 之網格大小，水平網格解析度為 1 km，垂直網格解析度約為 0.22 km，模式頂為 21 km，在 5km 以上使用 Rayleigh damping 抑制波的產生，damping coefficient 設定為 0.003 s^{-1}。 3D supercell storm 的部分，基本設定上與 2D idealized thunderstorm 相似，不過水平模擬範圍設定為 200×200 網格大小，垂直層則是設定為 75 層，模式頂為 25 km。理想實驗的初始環境設定上，兩者都使用 Weisman and Klemp (1982；1984)觀測實驗中所得到的 analytic sounding，如(圖 4)所示。垂直風場變化上，前者無風切變化，後者則設定地表至 2 km 處為西南方向的風切，2 km 至 7 km 為西風方向風切，故風向從東北風逐漸順轉為西風。另外為產生強對流系統，在模擬範圍正中心，高度 1.5 km 處放置一半徑 10 km、最大擾動位溫為 3K 的熱胞，如(圖 5)。

第二部分則是挑選一真實個案，進行 GCESM 與 GCEDM 在真實環境下的模擬比較，來檢視這次針對 GCE 雲微物理方案的改良所帶來的影響。此次所進行的是從 2020 年 10 月 21 日 00 UTC 到 22 日 00 UTC，總共 24 個小時的個案。此個案該時段於臺灣西南方有一沙德爾颱風(Typhoon Saudel)正朝著印度半島移動(圖 6)，其外圍環流與東北季風產生共伴效應，對臺灣地區造成強東風與東北風影響，同時為北臺灣地區帶來充沛的水氣。模式設定如(表 4)：網格設定為 4 層的巢狀網格(圖 7)，空間解析度上由外而內分別為 27 公里、9 公里、3 公里與 1 公里，垂直層設定使用地勢追隨座標，模式頂層設定為 10 百帕並分為 52 層。時間解析度上配合空間解析度的比例，由外而內時間步階設定為 90 秒、30 秒、10 秒與 $\frac{10}{3}$ 秒。初始條件與邊界條件上選用 NCEP FNL $1^{\circ} \times 1^{\circ}$分析場資料，物理過程設定上則使用以下物理參數化方案：短波輻射使用

Dudhia (Dudhia 1989) 參數法、長波輻射使用 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)參數法(Mlawer et al. 1997)，而行星邊界層參數化上則使用 Yonsei University (YSU)方案(Hong et al. 2006)。另外在 D01 與 D02 會使用 Grell-Freitas 積雲參數化方案(Grell and Dévényi 2002)，以增加模式低解析度下雲水收支計算之完整度。

3.3 實際個案降雨與雷達回波檢驗方式

針對 GCESM 與 GCEDM 在降雨的校驗上，本研究使用中央氣象局劇烈天氣監測系統(Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, QPESUMS)資料，來與模式產出的定量降水預報結果進行誤差與分數上的校驗。QPESUMS 在運作上針對不同雷達的觀測資料，參考陳等人(2017)方法來擬合出最適當的雨量關係式，並以此關係式估計降水多寡，同時結合實際觀測雨量筒之觀測資料進行修正後，最終得到高時空解析度的二維降雨分布結果。

雷達回波資料的部分，本研究將使用中央氣象局五分山雷達站(Wufenshan Weather Radar Station, RCWF)之 S 波段雙偏極化都卜勒雷達觀測資料，來與模式所推算出之雷達回波分布進行驗證。五分山雷達在掃描策略上主要使用 15 個不同仰角(0.5°, 0.9°, 1.3°, 1.8°, 2.4°, 3.1°,4.0˚, 5.1˚, 6.4˚, 8.0˚, 10.0˚, 12.0˚,14.0˚, 16.7˚, and 19.5˚)來進行掃描，一次體積掃描時間大約為 6 分鐘。然而在使用使用雷達資料進行比較之前，皆須先經過資料品管，將觀測資料中因為遇到障礙物、海面波浪、飛機船舶等因素所產生之氣象雜訊進行濾除，來得到較正確之雷達回波資訊，以評估模式預報表現。因此本研究使用中央大學雷達實驗室所開發之氣象雷達資料編修軟體 RAKIT，來進行雷達資料品質管理，其資料處理流程如下：

1. 計算靠近雷達中心之差異相位差 $\emptyset_{dp}$值，之後將各仰角之$\emptyset_{dp}$進行去折疊。
2. 將相關係數 ρ_{hv} 小於 0.9 與$\emptyset_{dp}$標準差大於門檻 10 degree 的回波雜訊濾除。
3. 將 $\emptyset_{dp}$ 進行平滑以去除雜訊。
4. 將徑向風場進行去摺疊，並濾除雜亂的風場氣象訊號。

由於雷達資料為各仰角掃描所得到之結果，故會再將所有仰角之雷達資料內插到各層

等高面上(CAPPI) ，以方便在分析上進行使用。

另外，針對環境水氣與風向風速上，本研究使用 ERA5 再分析資料來進行校驗比對。ERA5 為歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)所發布之第五代全球大氣再分析資料，提供了自 1940 年 1 月開始至今，涵蓋範圍從經向 $0^\circ \sim 360^\circ$、緯向$90^\circ S \sim 90^\circ N$的資料。同化方法上 ERA5 使用四維變分同化法(4DVAR)，時間解析度為每 1 小時一筆，空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (31 公里) ，垂直解析度從地表至 0.01 百帕 (80 公里)，共 137 層。

3.3.1 誤差估計方法

本研究在誤差估計上，使用兩種指標來評估，分別為方均根誤差 RMSE (Root-Mean-Square-Error)與空間相關係數 SCC (Spatial Correlation Coefficient)，兩者的計算方式如下式(3-1)、式(3-2)：

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum(S-O)^2}{N}} \quad (3\text{-}1)$$

$$\mathrm{SCC} = \frac{\sum(S-\tilde{S})(O-\tilde{O})}{\sqrt{\sum(S-\tilde{S})^2}\sqrt{\sum(O-\tilde{O})^2}} \quad (3\text{-}2)$$

其中 S 代表從模式所得到之模擬結果，O 代表觀測所得到之結果，而 $\tilde{S}$、$\tilde{O}$ 則分別為範圍內之模擬、觀測變數平均值。在數值上，當 RMSE 值越小，表示模擬結果越靠近觀測結果；當 SCC 值越接近 1，則代表模式結果與觀測間相關性越高。

3.3.2 累積降雨校驗分數計算

在預報分數計算上，本研究將會計算預兆得分 (Threat Score, TS)、公正預兆得分 (Equitable Threat Score, ETS)、偏倚得分 (Bias)、誤報率(False Alarm Rate, FAR)、可偵測機率(Possibility Of Detection, POD)，共五種不同分數。計算的方式為透過設定一門檻值，比較觀測與模擬結果後分類成列聯表(表 6)　的四個部分。其中 H 代表命中 (Hit)，表示模式與觀測皆超過門檻；F 代表錯報(False alarms)，表示雖然模式結果超過門檻，但實際觀測並沒有發生；M 代表失誤(Miss)，表示觀測中有超過門檻，但模擬結果卻沒超過門檻之情況。correct negative 則是代表觀測和模擬都沒有超過門檻。以下式

(3-3)至式(3-7)是 TS、ETS、POD、FAR、Bias 的定義公式

$$\text{TS} = \frac{H}{H+F+M} \qquad (3\text{-}3)$$

$$\text{ETS} = \frac{H-R}{H+F+M-R} \qquad (3\text{-}4)$$

$$\text{POD} = \frac{H}{H+M} \qquad (3\text{-}5)$$

$$\text{FAR} = \frac{F}{H+F} \qquad (3\text{-}6)$$

$$\text{Bias} = \frac{H+F}{H+M} \qquad (3\text{-}7)$$

其中式(3-4)中的 R 為隨機預報數，計算方式如式(3-8)

$$\text{R} = \frac{(H+F)*(H+M)}{Total\ grids} \qquad (3\text{-}8)$$

預兆得分(TS)可作為評估模式預報降水正確率之指標，其值介於 0 到 1 之間，值越高代表準確率越高。公正預兆得分(ETS)同樣也用於評估模式對於降水的預報準確率，並在排除隨機預報後，能夠更客觀地進行描述，其值介於$-\frac{1}{3}$ 到 1 之間，越接近 1 代表模式預報越準確，越小則代表模式預報能力越差。偏倚得分(Bias)表示模式預報對於降雨是否容易過報的指標，小於 1 為容易低估降雨，大於 1 則是容易高估降雨。但偏倚得分只能了解模式對於降雨高估或低估的情形，並不能了解降雨的分布狀況。誤報率(FAR)為模式預報降雨時，發生錯誤預報的機率，其值介於 0 到 1 之間，越接近 0 時，代表錯誤預報越少。與 FAR 相對應的是預報成功率(SR)，定義公式如式(3-9)

$$\text{SR} = 1 - \text{FAR} = \frac{H}{H+F} \qquad (3\text{-}9)$$

在之後的討論中，將引用 Robber(2009)所提出的性能圖(Performance diagram)，來進行 POD、SR、Bias 與 TS 共四種分數的統整與視覺化，如(圖 30)。橫軸為 SR、縱軸為 POD，另一方面斜直線為 Bias，曲線則為 TS，後兩者與 SR、POD 的關係是如下式(3-10)、式(3-11)，而越靠近右上角代表預報能力越佳。

$$\text{Bias} = \frac{H+F}{H+M} = \frac{POD}{SR} \qquad (3\text{-}10)$$

$$\mathrm{TS} = \frac{H}{H+F+M} = \frac{1}{\frac{1}{SR}+\frac{1}{POD}-1} \qquad (3\text{-}11)$$

3.3.3 鄰域空間校驗法

上述方式在校驗上都屬於點對點的計算過程，但為了減少校驗時因小位移誤差而產生的分數懲罰效果，因此本研究會再計算以空間機率為基礎的鄰域空間檢驗分數(Fractions skill score，FSS；Roberts and Lean，2008)，來更公平地比較兩者在模擬降雨的能力。FSS 透過計算在特定空間區域內超過設定雨量閾值的事件機率，並根據其在模擬與觀測之結果進行評分。若模擬的發生機率與觀測的發生機率越接近，則 FSS 得分越靠近 1，反之 FSS 得分則越靠近 0。FSS 的計算公式如式(3-12)：

$$\mathrm{FSS} = 1 - \frac{\frac{1}{N}(P_S - P_O)^2}{\frac{1}{N}[\sum_N (P_S)^2 + \sum_N (P_O)^2)]} \qquad (3\text{-}12)$$

其中 N 是偏差範圍內總資料點數，S 意旨模擬結果，O 意旨觀測結果。P 是偏差範圍中，有超過閾值事件的發生機率。

3.3.4 Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD)

此分析方式參照 Yuter and House (1994)，用於檢視某一時間點或是某一時間段，資料在不同垂直高度上的機率分布情形。以雷達回波資料為例，將同一高度之回波資料，分類至 0 至 2.5 dBZ、2.5 至 5 dBZ、…、47.5 至 50 dBZ 等回波強度區間內，並計算每一個區間內的格點數量，再除以總格點數目後轉換為百分比的形式，所得到便是每個區間在該高度上的出現機率。將不同高度層以進行上述方式計算後，即可獲得各回波強度區間在高度上的機率分布情形。最後再以 x 軸為回波強度區間，y 軸為高度作圖。

此外，本研究也參照 Min et al.(2015)，在 CFAD 圖中標示出了由左到右不同形式、顏色的三條虛線，其分別代表機率累積至 25%、50%、75%的線，也就是第一四分位數、第二四分位數以及第三四分位數，藉此可以呈現出四分位數在垂直上隨高度的變化，瞭解資料在各層的離散程度，並比較模式預報與觀測間之差異。

四、模擬結果比較

4.1 2D Thunderstorm 理想化實驗(2D idealized thunderstorm test)

4.1.1 降水模擬表現比較

從 GCESM 與 GCEDM 時雨率的 Hovmo¨ller diagrams (圖 8)可以發現，GCEDM 的時序變化特徵與 GCESM 相當雷同。首先，兩者在 60 分鐘前在網格中心都有約 20 分鐘的強降雨發生，並在後續分裂發展上，都呈現出較對稱的降雨分布情形。不過在細節上，GCEDM 在前 60 分鐘強降水強度上相較 GCESM 有減弱一些之外，兩方案在 90 分鐘後的降雨分布也有明顯差異。動力方面(圖 9)，在 60 分鐘前 GCESM 與 GCEDM 有著相當一致的分布情形。但從 60 分鐘開始，GCESM 在分裂的同時，在模擬中更有顯著之強上升與下沉運動發生，並在 90 分鐘時在距離中心約 20km 處，呈現出兩各自獨立之強上升運動區。GCEDM 方面，除上升與下沉運動較前者為弱外，分裂情形也不像 GCESM 來得如此明顯，大約只距離中心約 10km 左右。

另一方面，在 GCESM 與 GCEDM 的回波與冷池分布模擬中(圖 10)，兩者在回波與總水相粒子質量整體的分布範圍與特徵上十分接近，不過也能明顯地看到，GCESM 在分裂後的對流區比 GCEDM 要更加劇烈，而 GCEDM 在回波強度減弱的同時，系統分裂情形也不像 GCESM 與中心分裂的如此完整，仍有相連的區域存在。然而在冷池方面，GCEDM 在此模擬中呈現出了比 GCESM 更明顯的冷池範圍與強度，此點可能與 Lim and Hong(2010)提到，雙矩量在模擬上會有相較單矩量更強的蒸發作用有所關聯。在初步比較了 GCESM 與 GCEDM 在對流降水系統的表現後可以發現，雖然在系統分裂後 GCEDM 與 GCESM 會開始有較明顯的差異出現，但在整體降水分布與變化上，基本上都有成功承接原先 GCESM 的表現。

4.2 3D Supercell 理想化實驗(3D idealized supercell storm test)

4.2.1 空間上的回波分布

在三種不同微物理方案於 60 分鐘時的回波分布中(圖 11)，可以看到 GCESM 與

GCEDM 兩者的空間分布與回波強度十分相似，在接近網格正中心處有較強回波值，且已有南北兩個對流區塊出現。WDM7 在回波位置與最大強度上，與前兩者相異不大，但並未有分裂的趨勢呈現。來到 120 分鐘時(圖 12)，系統隨著時間逐漸向右邊邊界移動。GCESM 與 GCEDM 在回波空間分布上仍然十分接近，也都有分裂出南北各一區塊的對流系統，其中又以北部對流系統較強。然而，GCEDM 明顯在整體回波強度上，相較 GCESM 要來得弱上許多。WDM7 雖然有分裂成南北兩塊的趨勢，但並沒有完全分離，並且回波強度整體較高，普遍都有 30dBZ 以上，甚至 50dBZ 以上區域不佔少數。

4.2.2 降雨情形與熱力、動力變化分析

從三種不同微物理方案在降雨率跟累積降雨隨時間變化(圖 13)，GCEDM 在改為雙矩量形式後，120 分鐘時的總表面累積降水會相較 GCESM 減少大約10^4毫米左右，不過在降雨率的變化走勢上，GCESM 與 GCEDM 兩者是十分相似的，與 WDM7 有顯著地差異，說明 GCEDM 仍然有維持住 GCESM 原先的降水特性。熱力分布上，以近地表最小擾動位溫平均隨時間的變化走勢，以及冷池的範圍增長來看(圖 14)。前者可以用來代表模擬中冷池的最大強度，可以發現在 GCESM 與 GCEDM 兩者在冷池的最大強度與大小上，其實並沒有相差很多。相同情形在動力分布，即強上升速度平均與強下沉速度平均變化(圖 15) 上也可以發現。綜合以上分析，可以得知雖然從 GCESM 改為 GCEDM 後會，導致強對流的總雨量減少，但原先出現在 GCESM 之降雨特徵以及雲動力特徵，仍舊被 GCEDM 所保留。

4.2.3 水物粒子時空分布變化分析

在水物粒子分布上，首先可以從(圖 16)很明顯地看到，三種不同微物理方案所得到之冰雹與軟雹，在空間中總量上的差異。GCEDM 為三者冰雹與軟雹總量最少的微物理方案，其最大總量界約為 3.5 kg，與 GCESM 之 4.6 kg 相比，減少了約 1 kg 左右。另一方面，WDM7 產生出了三種微物理方案中最多的冰雹與軟雹總量，從約 70 分鐘開始，其最大總量便已經超過了 13 kg 以上，與另外兩者有著相當大的差距。而冰

雹與軟雹總量上的差異，同時可以對應到，三種不同微物理方案在雨水總量上的多寡。當冰雹與軟雹總量愈多時，其空間中雨水總量也隨之有著明顯增長，因此在三種微物理方案之中，WDM7 有著遠多於另外兩者的雨水總量，而 GCEDM 則是三者之中雨水總量最少的。再更進一步地將冰雹與軟雹分開來後(圖 17)，可以發現雖然三種微物理方案都以冰雹為主，但 WDM7 與另外兩者在冰雹與軟雹總量上的差異相當明顯。GCESM 與 GCEDM 在冰雹最大總量上，分別大約為 2.8 kg 與 2.1 kg 左右，相差約 0.7 kg；軟雹最大總量則分別是 2.1 kg 跟 1.9 kg，差異約在 0.2 kg 上下。而 WDM7 在冰雹最大總量以及軟雹最大總量上，則是分別為 13.2 kg 與 0.38 kg，差了 30 倍之多，差異十分明顯。此分布說明在對流系統中水物粒子與冰相粒子間的轉換，WDM7 更偏好於將水物粒子都轉換為冰雹，並犧牲其他冰相粒子的總量。此在冰相粒子總量分布上的差異，也就導致各冰相粒子的融化作用強弱有著差異，如(圖 18)。從三種融化作用的貢獻，可以發現 WDM7 中大量的冰雹，為其帶來比另外兩者多上 0.5 至 1×10^{-3}g/kg 的雨水來源，既使在雪及軟雹的融化作用上比另外兩者少上許多，但也不足以弭補這段差距。另一方面，也可以從 GCESM 與 GCEDM 在各融化作用貢獻上的差異，看出由於 GCEDM 轉換出的大型冰相粒子(冰雹與軟雹)相較於前者有所減少，導致其在雨水總量上不如 GCESM 來得多，進而導致其總降雨量的減少。不過從 GCESM 和 GCEDM 在垂直剖面上的變化，可以看得出來兩者是十分接近的，說明 GCEDM 在微物理過程的變化上，有維持 GCESM 的特徵。

為了釐清不同微物理參數化方案在冰雹生成上的差異來源，因此接下來將對其各自的冰雹微物理來源項進行討論。從三種微物理方案各自冰雹來源項的貢獻分布(圖 19)，在 GCESM 與 GCEDM 當中最主要產生冰雹的微物理作用為冰雹對雲水的收集作用(Accretion cloud by hail, Phacw)，而 WDM7 則是以冰雹對雪的收集作用(Accretion snow by hail, Phacs)。再進一步地計算各微物理方案中主要貢獻的 3~4 項微物理作用，所產生的冰雹總量多寡(圖 20)。從總量分布可以發現，WDM7 的 Phacs 所產生之冰雹總量是 GCESM 與 GCEDM 的 Phacw 約三倍左右，且在第二、第三多的微物理貢獻，WDM7 也比 GCESM、GCEDM 來得多，解釋了為何 WDM7 模擬中能夠產生遠大於另

外兩者的冰雹總量。同時，在 GCESM 與 GCEDM 兩者的比較上，可以看在前三貢獻的微物理項中，除了軟雹對雨水的收集作用(Accretion rain by graupel, Pgacr)，其餘貢獻都是 GCESM 的產量大於 GCEDM，解釋了 GCESM 與 GCEDM 冰雹總量差異的來源。

4.2.4 對流與層狀系統中水物粒子分析

接下來針對以上模擬實驗結果，將進一步地將其根據 Steiner et al. (1995)所提出的方法來，分為層狀以及對流區來進行討論。在使用 Steiner et al. (1995)方法上，為將兩種不同降雨系統分地更加清楚，故會將其簡化為以下兩個步驟：

(1) 在 3 公里高度上，找出回波值大於 40 dBZ 之位置。

(2) 計算以大於 40 dBZ 之位置為圓心，以外 11 公里內之回波值平均作為背景平均回波，如(圖 21 a)所示。在根據距離大於 40 dBZ 之位置多寡，使用(圖 21 b)的 medium function，該格點若大於背景平均回波，判斷為對流區域。反之，若回波值大於 0 小於背景平均回波，則判斷為層狀區域。

透過上述方式，三種不同微物理方案在 60 分鐘與 120 分鐘所得到的對流與層狀分布情形如(圖 22)與(圖 23)所示。從(圖 22)可以看到，在 60 分鐘時 GCESM 與 GCEDM 在對流系統前緣都出現了層狀系統，並隨著時間經過，層狀系統的比例顯著增加，並且能夠很清楚地分出南北各一的對流系統。但不論是對流還是層狀系統，GCEDM 的分布範圍都比 GCESM 要小上一些。另一方面，WDM7 在 60 分鐘時幾乎沒有層狀系統出現在模擬當中，雖然到了 120 分鐘在系統前緣有層狀系統出現，但整個模擬範圍內仍以對流系統為主，層狀系統所占比率比 GCEDM 還來得少。此系統分布差異可與 4.1.3 之分析結果做解釋：由於 WDM7 模擬中擁有相較另外兩 GCE 方案更顯著、垂直分布更廣的冰雹總量，充足的冰雹總量為對流系統提供源源不絕的雨水來源，並產生長時間之劇烈對流降水的同時，冰雹較快的落速亦助於 WDM7 維持、增強其對流系統降水強度。此結果亦與 Bae et al. (2019)於 WSM6 新增冰雹後所做的 2D 理想對流胞實驗中，所呈現之對流系統活動增強，而層狀區域強度減弱之趨勢一致。

水物粒子在不同系統中垂直上的變化如(圖 24)與(圖 25)。在暖雨過程相關的雲水及雨水分布上，WDM7 普遍有著遠多於另外兩者的雲水及雨水含量。雙矩量方案的 GCEDM 不管在層狀還是對流系統，雲水含量都比單矩量方案的 GCESM 來得多。而在雨水分布上在 3 公里以上兩者幾乎沒有明顯分別，但在 3 公里以下 GCEDM 的雨水含量會快速遞減，導致兩者在 1 公里處的雨水混和比上有著將近 1 倍的差距。冰相粒子分布上，WDM7 如前一節所看到的，冰雹混和比不管在層狀還是對流系統，與另外兩者都有著絕對的差異，不過在其他冰相粒子上便少上許多。在粒徑較小、密度較低的冰相粒子上(雲冰、雪)，GCEDM 垂直上有著較多的質量分布；而在粒徑較大、密度較高的冰相粒子上(軟雹、冰雹)，則是 GCESM 有著較多的質量垂直分布。由此可以看出，GCESM 轉換為雙矩量形式的 GCEDM，比較難將冰相粒子轉化成粒徑、密度較大的粒子型態。其原因推測是因為增加了粒子濃度的計算後，雨滴粒徑變化增加，使得冰相粒子與液相粒子間的收集作用受到影響所導致。

為了得知增加了粒子濃度計算後對於雨滴粒徑分布所帶來的改變，本研究透過質量權重平均粒徑(mass-weighted mean diameter, Dm)在高度上的頻率分布來進行討論。雨水質量權重平均粒徑(D_{mr})的計算與分布結果，如式(4-1)與(圖 26)所示：

$$D_{mr} = \frac{\mu_r+4}{\wedge_r} \quad (4\text{-}1)$$

從(圖 26)可以看到，在對流系統中，隨著高度下降，雨水質量權重平均粒徑會逐漸增長。然而到了約 3 公里時，GCESM 雨水質量權重平均粒徑便維持在約 1.0 – 2.0 mm 左右，不過在 GCEDM 中的分布上，卻能夠繼續增長，到 1 公里時雨水質量權重平均粒徑大約可以成長到約 2.5 mm 左右。相似的情況可以更明顯地在層狀系統中看到，GCESM 在 3 公里以下雨水質量權重平均粒徑便不再有所增長，維持在 0.5 – 1.0 mm 上下。而 GCEDM 從 4 公里開始，則是隨著高度減少、D_{mr} 有顯著隨之增加的情形，同時此分布表現與 WDM7 在層狀系統的分布相當一致。

由式(4-1)與式(1-4)可以知道，雨水質量權重平均粒徑(D_{mr})的計算與雨水混和比(q_r)成正比，與雨水總粒子濃度(N_{tr})成反比。故將對雨水混和比、雨水總粒子濃度及雨

水質量權重平均粒徑，三者在時間平均後，於對流與層狀系統中垂直上的分布情形進行交叉討論，如(圖 27)所示。不論是在層狀還是對流系統，大約從 3 公里處以下，除了 GCESM 的 q_r 平均幾乎不再隨著高度減少而有所變化以外，GCEDM 與 WDM7 兩方案的 q_r 平均都有隨著高度降低，會明顯隨之減少的趨勢存在。另一方面，在 N_{tr} 的平均垂直分布上，由於單矩量方案的 N_{tr} 是透過 q_r 計算而來，因此 GCESM 的 N_{tr} 平均在隨高度變化上會與 q_r 平均高度一致，也導致 D_{mr} 平均變化也會跟 q_r極為相似。然而在雙矩量方案當中，N_{tr} 是透過各自的方程式計算而來，故在高度變化上不再跟隨 q_r 的變化，也讓 D_{mr} 能夠有更多變化。在對流系統中，GCEDM 之 N_{tr} 平均變化尚且與 q_r 平均接近，D_{mr} 平均在 3 公里以下變化上則會與 GCESM 相似，不過在靠近 1 公里時粒徑會有急劇上升的狀況。到了層狀系統時，單矩量與雙矩量之間便有較明顯的差異出現，可以發現 GCEDM 與 WDM7 的 N_{tr} 平均在大約 3 公里處開始急遽減少，與此同時兩者的 D_{mr} 皆有迅速增加的狀況出現，到 1 公里時平均大約都有 1 mm 左右，大於 GCESM 的 0.75 mm。

對於為何雙矩量方案會有以上表現，可以透過(圖 28)的雨水蒸發作用(Evap)分布進行分析。不論是對流還是層狀系統，兩雙矩量方案的雨水蒸發作用會比 GCESM 來得要強，且此轉為雙矩量後雨水蒸發作用增強之情形，在 Lim and Hong (2010)亦有所發生。與此同時可以發現，差異較大的高度剛好對應到前一段分析時，質量權重平均粒徑開始隨著高度下降而增長的位置。之所以會有此情形，可以分為數學上與物理上來進行解釋。在數學計算上，雨水蒸發作用的計算在雙矩量當中會與雲水與雨水總粒子濃度有關，即使有著相同的雨水混和比，當該位置有較高的雨水總粒子濃度時，該處便會得到較強的雨水蒸發作用。而從微物理的角度，在雨水混和比不變之下，位置的雨水總粒子濃度較高時，代表此處存在較多小雨水粒子。相較相同質量下的一顆大雨滴，相同質量下有多個小雨滴所有表面積之總和是前者的數倍，而蒸發效率是與表面積大小成正比，因此後者有著相較前者有著更強的雨水蒸發作用。

最後，透過在雨水總粒子濃度(N_{tr})與質量權重平均粒徑(D_{mr})的頻率分布上(圖 29)，可以清楚地看到單矩量與雙矩量方案間的差異所在。在 GCESM 分布當中，雨水

總粒子濃度與質量權重平均粒徑間幾乎處於一對一的分布關係，原因在於兩者都是 $\frac{1}{\Lambda_r}$ 的函數，而Λ_r只為雨水混和比的函數。因此當雨水混和比增加時，雨水總粒子濃度與質量權重平均粒徑便一起減少；當雨水混和比減少時，雨水總粒子濃度與質量權重平均粒徑便一起增加，沒辦法有不同的對應關係，也不符合觀測上真實降雨分布情形。到了 GCEDM 與 WDM7 時，雨水總粒子濃度變為獨立計算，質量權重平均粒徑也不再只受雨水混和比影響，故在分布上便允許有不同粒徑對應於相同粒子濃度的情況發生，同時達到更接近觀測分布的目的。分布上除了 GCEDM 在對流系統中會更高比例在 1.0 – 1.5 mm，WDM7 會更集中在 2.0 mm 左右之外，GCEDM 與 WDM7 兩者在不同系統的分布走勢上是相當一致。說明 GCEDM 在雨水總粒子濃度與質量權重平均粒徑的分布上，與其他常用之雙矩量方案是類似且可用的。

4.3 真實個案(Real case)

4.3.1 降雨預報校驗分析

在觀測以及模式的 06-24 UTC 之 18 小時累積雨量(圖 30)中，可以初步地從定性分析上看到彼此之間的差異。首先，不論是使用 GCESM 或是 GCEDM 進行模擬，都可以成功模擬出發生在東北部，尤其是位於宜蘭北部區域的強降雨情形。但同時兩者在模擬上相較於觀測，發生宜蘭強降雨位置都略為偏南，並有很顯著的雨量高估狀況，特別是在花蓮地區尤為明顯。而 GCEDM 相比於 GCESM，其不只在強降雨發生位置上也相較於後者更接近觀測，對於雨量過報的情形也有很明顯地改善。

接著本研究透過 RMSE、SCC 與 ETS 等定量上的分析，來更加直觀且客觀地瞭解 GCESM 與 GCEDM 在本次降水模擬上的差異。從每六小時陸地區域累積降雨的 RMSE、SCC 與 ETS(圖 31)可以看到，GCEDM 在這三個不同時間區間中，除了在 18 - 24 UTC 表現略差於 GCESM 之外，在 06 - 12UTC 以及 12 - 18 UTC 這兩個時間區間都有比起 GCESM 更小的 RMSE，以及更高的 SCC 跟 ETS 分數。其中特別以 12 - 18 UTC 兩者差異最大，在此時間段兩方案之 RMSE 相差大約 6 mm，SCC 則相差大約 0.25 左右，同時 ETS 預報分數在 5 mm 門檻下 GCEDM 則是高於 GCESM 約 0.18，10

mm 門檻下則是 0.175 上下。

更進一步地將分析區間限制到強降雨區(圖 32 之紅色方框內)，來對兩種不同方案之強降水預報情形進行討論。從該區域每六小時累積降雨的 RMSE、SCC 與 ETS(圖 32)可以看到，此區域在 06 - 12 UTC 之時間段 GCESM 是有著較低的 RMSE，但在 SCC 與 5mm 及 10mm 之 ETS 分數上仍然低於 GCEDM 所得到之結果。此情形說明了 GCEDM 在此區域之降雨位置的掌握程度較 GCESM 來得好，但在量值上可以差異較大。在 12 - 18 UTC，GCEDM 除了在 RMSE、SCC 以及 EST 分數上都有著比 GCESM 更優異的表現外，同時該區段也是與 GCESM 差異最大的時間段，在 RMSE 與 SCC 可以分別相差 15mm 以及 0.3 以上，而 5mm 及 10mm 之 ETS 上則是分別高出 0.3 以及 0.2 左右，是將 GCESM 改為 GCEDM 後，改善最明顯的區間。而在最後的 18 - 24 UTC，雖然 RMSE 以及 SCC 上 GCEDM 仍有更好的誤差及相關性表現，但在 ETS 預報分數上不論門檻是 5mm 還是 10mm，GCEDM 都略低於 GCESM 所預報之結果。進一步透過 Robber 的性能圖，以 4 種不同降雨門檻來進行分析(圖 33)。隨著設置門檻的增加，GCESM 與 GCEDM 兩者間的差異會愈來愈顯著，並且幾乎都是 GCEDM 有著更高的 TS 分數。其中 12-18 UTC 之累積降雨在門檻增加時有著最大的差異，在 POD 與 SR 上 GCEDM 有著優於前者 1.5 - 2 倍的分數表現，說明在該時段在使用 GCEDM 模擬之下，預報能力的顯著提升。然而，不論是 GCESM 還是 GCEDM，在性能圖中都有著過報的狀況存在，在使用大門檻(10mm、20mm)時尤為明顯。考慮到強降雨位置在空間上有些微偏差時，可能導致對於 RMSE、SCC 及 ETS 分數劇烈影響。因此針對此強降雨區域，會再利用在相同偏差範圍在不同時間段之 FSS 隨門檻變化圖(圖 34)進行討論。從 FSS 分數便會可以看到，在有偏差容錯之下，GCEDM 的表現幾乎不曾遜於 GCESM 的表現，並且在 12 – 18 UTC 之時間段，在大於 1mm 門檻之下，GCEDM 在 FSS 分數上有著絕對的領先，差距基本都有 0.2 左右。以上資訊都明確顯示出，此降水個案不論是對於整體陸地區域，或者是有強降雨發生之區域，都能夠透過使用 GCEDM，獲得相比於使用 GCESM 更好、更接近於真實的定量降水預報結果。

4.3.2 雷達回波變化與分布分析

基於前一節不同時間段的降雨表現分析，下面將以表現改善最顯著的 12 - 18 UTC 時間段，針對強降雨區進行分析。從 13 - 18 UTC 之雷達回波分布比較(圖 35)中可以得知，在該時間段的前 3 小時(13、14、15 UTC)，觀測上的回波主要集中在宜蘭北部地區，並有著逐漸增強的趨勢，在 15 UTC 時呈現出一線狀的強回波情形。反觀在模式當中，不論是 GCESM 還是 GCEDM，在此三小時中所得到之回波分布，相較於觀測都屬於明顯過強的情形，在位置上也更偏南一些，儘管在 15 UTC 時都有線狀強回波出現，但仍有其他強回波遍佈在模擬當中。而在該時間段的後 3 小時(16、17、18 UTC)，此位於宜蘭北部之強回波在觀測上開始有逐漸減弱之情形發生，大於 20 dBZ 之區域有著肉眼可見的減少。而在模擬中，GCEDM 雖然相較於觀測回波強度仍稍強一些，但也同樣呈現出回波隨時間逐漸衰退之情形，並且在回波位置分布上與觀測也相當接近。反之，在 GCESM 的模擬當中，此區域在此 3 小時內在宜蘭中南部一直都維持著相當強烈的回波情形，與觀測上所呈現之衰減情形有著巨大的差異。

接下來透過針對回波位置與回波強度之定量分析，來進一步討論 GCESM 與 GCEDM 在此區域之回波模擬表現。從兩者在 13、15、17 UTC 不同門檻之 FSS 變化(圖 36)上，除 13UTC 時 GCEDM 在小門檻分數略微落後之外，在 15 及 17 UTC 中 GCEDM 都呈現出明顯更優於 GCESM 的分數表現，兩者間最大差距也從 13 UTC 的 0.035，到 15UTC 增加到了大約 0.38，相差了約 10 倍左右。而在回波強度變化上，從大於 20 dBZ 的格點數量變化(圖 37)可以更清楚地看到，在觀測上 13 – 16 UTC 強回波數量逐漸增加，並在之後 16 – 18 UTC 逐漸減少的過程。模擬方面，GCESM 與 GCEDM 在 13 – 15 UTC 在強回波數量相較於觀測有明顯過多的問題，在趨勢上兩者也都沒有呈現出強回波逐漸增加的情形。不過從數量上，在此三小時內 GCEDM 與觀測的差異隨時間逐漸減少，相較於 GCESM 從 13 UTC 到 15 UTC 一直與觀測有著 800~1000 的數量差異，GCEDM 從 13 UTC 相差了 1300 個格點，到 15 UTC 時以減少為大約 400 格點。到了 16 – 18 UTC，與 GCESM 幾乎沒什麼數量變化不同，GCEDM

呈現出了明顯隨時間強回波數量減少的走勢，並且在數量與變化程度上與觀測非常相似。再進一步透過回波 CFAD 對 16 – 18 UTC 的回波垂直分布進行分析(圖 38)，會發現雖然模擬所得之回波分布較集中在 0 – 10 dBZ 之間，與真實觀測較集中在 10 – 20 dBZ 之分布有著顯著差異。但相比 GCESM 與觀測幾乎完全沒有共同點的分布情形，GCEDM 在融化層以下不只有著更為集中的機率分布情形，其在 25、50、75 百分位線之變化趨勢，特別是在 2 – 4 公里幾乎維持定值之百分位線增長情形，皆可說明 GCEDM 相較於前者更能接近觀測所呈現出之分布走勢。在相同時間區間之差異反射率(ZDR) CFAD 上 (圖 39)，觀測所呈現出之垂直分布在 4 公里以下大多集中在 0 ~ 0.5 dB 的 ZDR 區間，整體 4 公里以下分布不超過 1dB。模擬方面，GCESM 與 GCEDM 在 4 公里以下雖然都同樣大至集中在 0.5 dB，但相比 GCESM 過度集中於 0 ~ 0.25 dB 的區間的分布情形，GCEDM 於 4 公里以下之分布顯然更靠近於觀測。另一方面，在兩模擬之百分位線位線走勢變化上，GCEDM 的百分位線在 2 – 4 公里幾乎不變的走勢變化，除了與觀測有著更接近的分布特徵外，也與 GCESM 隨高度下降而逐漸增長的百分位線走勢有明顯差異。基於以上分析，顯然相較於 GCESM，GCEDM 能夠更好地掌握了系統在空間與時間上的變化情形。

為了進一步比較在觀測與模擬間的雨滴特性差異與垂直變化，此處將嘗試藉由 RCWF 之雙偏極化雷達資料，以 Cao et al (2008) 擬合法，配合使用中央大學長期雨滴譜儀觀測資料下所得之擬合關係式(式 4-2)，來反演質量權重平均粒徑及雨滴終端落速，以方便與模式進行對比。在質量權重平均粒徑的 CFAD 表現上(圖 40 a-c)，觀測反演出之粒徑整體都落在 1 ~ 2 mm 之間，且沒有任一粒徑占比高於 11% 以上，說明粒徑在分布上相當平均。然而，從模式模擬中所得出之質量權重平均粒徑，普遍都較集中在 0 ~ 0.5 mm 之間，明顯相比觀測要小上許多之外，其中 GCEDM 又比 GCESM 要存在更高比例之小雨滴。不過在隨高度變化上，觀測所呈現出之百分位線變化與圖 39 之 ZDR CFAD 有高度相似，並且在 4 公里以下同樣會處於幾乎不變的走勢變化。對比模擬所得結果，相比於 GCESM 之平均粒徑百分位線隨高度下降呈現出逐漸增長的走勢，仍與觀測結果相差甚遠，GCEDM 之百分位線則是能夠在融化層以下維持接近的

分布，在隨高度變化上呈現出與觀測更為接近的分布特性，與 GCESM 隨高度之變化有明顯不同。對應到終端落速的 CFAD 分布(圖 40 d-f)，會發現終端落速之分布表現與粒徑分布有高度的相似性，原因在於計算終端落速的式(4-3)與質量權重平均粒徑的式(4-1)相同，都為Λ_r的一對一函數。此關係也就使得，當質量權重平均粒徑分布改變時，其終端落速也會隨之成正比變化。故當 GCEDM 產生更多的小雨滴時，落速亦明顯下降，此也將導致與 GCESM 在碰撞結合等微物理過程在效率上產生顯著差異。

$$D_{mr} = 0.12Z_{DR}^3 - 0.715Z_{DR}^2 + 1.926Z_{DR} + 0.452 \quad (4\text{-}2)$$

$$V_{mr} = \frac{a\Gamma(\mu_r+4+b)}{\Gamma(\mu_r+4)\Lambda_r{}^b} \quad ，\mathrm{a} = 841.9 \ {}^{m^{1-b}}/_{s} \ ，\mathrm{b} = 0.8 \quad (4\text{-}3)$$

GCESM 與 GCEDM 在雨滴特性有如此顯著差異，其根本因素便在於其預報自由度之差距。透過雨水混和比及總粒子濃度 CFAD 表現(圖 41)，GCESM 與 GCEDM 兩者在雨水混和比的整體機率分布上十分相似(圖 41 a、b)，其絕大部分基本都集中在 0.05 g/kg 以內。然而在粒子濃度上(圖 41 c、d)，由於計算方式的不同，兩者在機率分布上呈現出顯著差異。GCESM 中粒子濃度主要隨混和比變化決定，故其機率分布主要集中在10^3~$10^{3.5}$之間，隨高度下降緩慢增加。GCEDM 方面，透過獨立之粒子濃度預報過程，其雨水粒子濃度分布範圍擴張至10^2~$10^{4.5}$上下，並且在隨高度變化上不再只是單純地緩慢上升，而是呈現出多樣化的分布情形。透過百分位線走勢可以發現，其原本在 3~5 公里間基本維持在接近的分布狀況，但從 3 公里開始以下其分布則是呈現出迅速增加之情勢。而粒子濃度分布上之差異，也導致了 GCESM 與 GCEDM 在質量權重平均粒徑有極大的差異。

另一方面，此處也藉由雙偏極化雷達參數隨高度之變化，所推估的雨滴微物理過程分類四象限圖 (圖 42)，來檢視實際觀測上與 GCESM、GCEDM 所模擬結果間的差異，以及模擬上的限制。該方法是於 Kumjian and Prat (2014)中，為了研究暖雨過程的雨滴碰撞結合變化，透過一維細格法模擬所得之高低層回波反射率(ZH)與差異反射率(ZDR)垂直梯度變化，並對特定微物理過程進行統計分類後所得。從 16 – 18 UTC 之象限圖(圖 43)中可以發現，觀測所呈現的變化主要較集中在第一象限與第四象限，第二

象限與第三象限則相對頻率較低，配合(圖 42)可以得知，該時段在觀測上雨滴的主要微物理過程是以碰撞結合與平衡狀態過程為主，蒸發作用與分裂作用則相較式微。在觀測與模擬所呈現出之象限圖比較上，可以明顯發現 GCESM 在此推估上，資料只集中在第一象限與第三象限，第二象限與第四象限則是完全沒有資料分布，與觀測之情形有極大的落差。GCEDM 方面，雖然在資料分布上不如觀測所呈現的集中，數值變化上也差異較大，但頻率最高處與觀測高度重疊，在第二象限與第四象限也有數筆資料分布，相較前者合理許多。然而，此分布差異並非是因為 GCESM 中完全沒有蒸發作用與平衡作用存在，而是因為在透過模式變數推估 ZH 與 ZDR 時之自由度限制所導致。在單矩量方案中，由於只有雨水混和比大小變化作為雨滴資訊來源，因此其推估之 ZH 和 ZDR 基本會呈現正比的增長狀況，導致其分部只能集中在第一象限與第三象限。相反地，雙矩量方案在計算 ZH 與 ZDR 時，除了雨水混和比之外，還能提供雨水總粒子濃度提供更詳細之雨滴資訊來源，故 ZH 與 ZDR 便不再只是單純之一對一函數關係，所得之象限圖才更加合理。此分布差異亦是證明，增加模式預報之自由度對於模擬水物粒子微物理過程上，確實是有助於幫助其在變數輸出上更加接近真實觀測所呈現之情形。

4.3.3 不同降雨時段之比較

從 GCESM 與 GCEDM 兩者之水物粒子混和比於強降雨區，各高度平均隨時間變化來看(圖 44 與圖 45)，會有以下兩項發現。首先在 12 – 14 UTC，GCESM 在冰雹與軟雹大量出現的同時，亦伴隨著大量雨水與雲水出現。反觀 GCEDM，所模擬出之大型冰相粒子(冰雹與軟雹)總量明顯較少，雨水總量同樣也是少於 GCESM 所模擬出之結果。而此分布正好與 idealized test 的分布結果相近，可與先前分析結果進行對應。另一方面，在 16 – 18 UTC， GCESM 在該時段大型冰相粒子幾乎已不存在於模擬當中，GCEDM 中冰雹與軟雹更是完全消失，然而該時間段仍有明顯雲水及雨水存在於兩模擬結果之中，說明該時段可能是屬於接近暖雨過程主導之降水型態，正好可以用來比較在幾乎單純暖雨過程之下，GCESM 與 GCEDM 之間的差異。基於以上討論，以下

將針對 12 – 14 UTC 以及 16 – 18 UTC 兩個時間段，進行 GCESM 與 GCEDM 之間在雲動力上與雲微物理上的差異比較，討論降雨分布的不同。

從 12 – 14 UTC 之觀測與模擬降雨結果(圖 46)，可以得知兩方案之模擬結果都偏向於過報降水的情形，其中又以 GCESM 更為明顯。除了在降水量的過報之外，在降雨空間分布上，GCEDM 之強降雨帶發生於偏宜蘭北邊的位置，相對於 GCESM 發生於偏宜蘭中南部之分布，明顯與觀測更為接近。並且在強降雨帶從外海往內陸之變化上，GCEDM 強降雨著重發生在靠近外海處，並隨著進入內陸累積降雨量逐漸遞減，與觀測之降雨分布有一致性。而 GCESM 當中則是隨著進入內陸，累積降雨量為逐漸增加，並在宜蘭中央有最高的累積降雨，與觀測結果大相逕庭。從雲微物理的角度，兩模擬之水物粒子在 12 - 14 UTC 垂直平均分布中(圖 47)，GCESM 在雲水及雨水分布上是比 GCEDM 來得多，而在大型冰相粒子(軟雹與冰雹)總和上亦是如此。此特徵與在 idealized test 結果相似，不過與 idealized test 不同在於，此個案 GCESM 大型冰相粒子差距來源中是以軟雹為主，與 GCEDM 最大相差約 0.06 g/kg，冰雹的量則是少於 GCEDM，最大相差約 0.03 g/kg。而從雨水的主要生成過程之垂直分布(圖 48)，雖然 GCESM 在軟雹融化作用上(Pgmlt)確實提供了比 GCEDM 更多的雨水，但在差距較少之下，冰雹融化作用 (Phmlt)卻有更顯著的差距，此點呼應了在 idealized test 所提到，冰雹多寡對於模擬降水所產生之巨大影響。然而，即使 GCEDM 透過 Phmlt 產生出了更多的雨水，但 GCEDM 透過在高層較強的雨水蒸發作用(evap)，大幅減少了高層雨水的同時，亦使雲雨水間的收集作用(Pracw)有所減弱，進一步減少了模擬中的雨水總量。以上微物理上的表現，除了解釋了 GCEDM 如何減少過報之降雨量之外，亦與 idealized test 之討論高度一致。另一方面，沿各自模擬當中的強降雨帶進行剖面後，從 13 UTC 回波分布(圖 49)可以看到， GCESM 發生最強回波之區域主要位於較內陸地區，同時融化層以下回波強度幾乎都大於 30 dBZ，分布十分廣泛。GCEDM 發生最強回波之區域則位於近外海地區，範圍也較小，高層回波也較前者來得減弱許多。結合雲水及雨水混和比之分布(圖 50)，GCESM 在此兩種水物粒子都有著較多、較廣的分布情形，而比較 GCESM 與 GCEDM 在最強回波區域，前者在明顯擁有更多雨水之下，

其所造成之降雨亦比後者來得更多。另外，配合上風場分布，會發現由於受到強降雨區阻擋效應所影響，故兩模擬在靠近強降雨區之風速會有明顯減弱之情形。而此情形也導致在強降雨區周圍會有輻合作用出現(圖 51)，其伴隨出現之抬升作用產生顯著之上升運動，促使底層水氣被帶到較高層、甚至融化層之上，進而增加高層水氣量。因此會發現在強降雨區及周遭之水氣分布與相對溼度(圖 52)，其高層分布上會較其他區域來得高，更有利於高層在水物粒子的生成作用，故可以發現模擬中高雲水混和比區域，會與強上升運動區域高度重疊。而由於 GCESM 有較強、較廣泛之降雨區域，對風速造成之阻擋作用較強，加上地形作用的影響，所導致之輻合抬升作用明顯較 GCEDM 顯著，高層水氣也因此更加充沛，使大氣更容易達到飽和、凝結，並在高層產生出相較於後者更多的冰雹與軟雹(圖 53)，導致過強的降水發生。

接下來看到 16 - 18 UTC 之觀測與模擬降雨結果(圖 54)，在此時段兩模擬結果都有掌握到主要位於宜蘭中北部的降雨位置，然而不同的是，相較於 GCEDM 在最大累積雨量與其發生位置，都與觀測十分接近，GCESM 的最大累積雨量則是除了超過 50 毫米，有明顯過報發生外，其發生位置也較觀測更偏外海一些。在水物粒子的垂直分布上(圖 55)，GCESM 在高層水氣較為充沛之下，各層水物粒子都較 GCEDM 來得多之外，兩模擬中雪、軟雹與冰雹總量在融化層以下都很少，在融化層都占不到同高度雨水含量的 1/10，說明冰相粒子對降雨之貢獻十分有限。從雨水生成之主要過程分布(圖 56)更清楚地看到，GCESM 中之各項融化作用(Psmlt、Pgmlt、Phmlt)都十分地弱，其總和占不到雲雨水間的收集作用(Pracw)的 1/10，GCEDM 甚至幾乎沒有融化作用。此分布說明在此時段，是由雲水與雨水間的暖雨過程主導之降雨。而 GCEDM 在增加了總粒子濃度的計算後，可以在模式中得到雲滴與雨滴粒徑大小的資訊，進而影響在雨水自動轉化(Praut)與雲雨水間的收集作用(Pracw)的強弱。從兩模擬在 Praut 與 Pracw 的差異結合(圖 40)、(圖 41)可以得知，在接近的雨水質量下，GCEDM 其粒徑大小在比 GCESM 更小的同時，終端落速相較 GCESM 亦明顯減弱。兩者的變化導致 GCEDM 在微物理轉化上雖然增強了 Praut，但也大幅減弱了 Pracw，最終使得 GCEDM 之生成雨水量有顯著的減少，並改善了原本 GCESM 降雨過報的情形。接著從雲動力的角度

上，從兩模擬之回波剖面(圖 57)可以看到，GCESM 強回波區從外海區域一路延伸至內陸，GCEDM 強回波區則集中發生在較內陸之區域，且兩者在強度與範圍上也差異甚大，前者明顯有著更強、更廣泛的強回波區域。此差異也表現在雲水與雨水混和比的分布表現上(圖 58)，GCESM 不論是在雲水或是雨水，都有著遠大於 GCEDM 的數量與分布範圍，前者的雨水混和比最大值甚至約為後者的 2 倍左右。與 13 UTC 之風場分布相似，當遇到有降雨發生時，風速會受到強降雨阻擋而有明顯減弱，減弱程度與降水強度、雨水混和比成正比。故 GCESM 透過在強度較大、範圍較廣之降雨區，對比 GCEDM 有著更為顯著之輻合作用以產生強上升運動(圖 59)。而 GCEDM 在缺少強輻合作用及其伴隨之上升運動的情況下，其底層的水氣難以傳送至高層，各層水氣分布上趨於穩定，並以底層 1km 以下水氣最為充沛，使得在融化層之上難有飽和的情況發生(圖 60)。GCESM 方面，在透過上升運動將底層水氣傳送至高層後，除了其 1km 以上至融化層之間，各高度水氣量都比 GCEDM 來得多，融化層以上相對濕度更是比 GCEDM 高上不少。以上環境差異更顯示出相較 GCEDM，GCESM 在轉換水物粒子上提供了更加優渥的條件，導致了在 GCESM 會產生出更多雲水及雨水的結果。

另一方面，從上述對於兩段降雨時間的分析，可以發現 GCESM 之所以會產生過多的降水，其主要原因與高層擁有更為豐富的水氣息息相關。透過與 13UTC 之 ERA5 再分析場比較(圖 61)，會發現在宜蘭地區的環境風場模擬上，雖然兩模擬中都得到較再分析場來得強的風速，但風向上，GCESM 會模擬出較偏東風的情形， GCEDM 則是模擬出較偏東南風的情形，其中後者與再分析場較為接近。風向上明顯的差異，使得在 GCESM 中的水氣傳輸相較於再分析場，更集中在宜蘭南部區域，從而在該處產生過多降水。而在 17UTC 方面(圖 62)，雖然兩模擬在該時段在靠外海處風向上都是偏向東南風，與再分析場風向一致，但在風速上，GCESM 的風速結果明顯大於再分析場，GCEDM 則是與再分析場較為相近。GCESM 過強的風速除了讓進入內陸的水氣增加，也讓遇到強降雨區時因阻擋效應更加顯著， 所產生之輻合上升作用也更強，更有效地將水氣帶往高層。

五、結論與未來展望

本文嘗試透過 Lim and Hong (2010)中對於暖雨過程的總粒子濃度計算，加以改良後加入到現有的 GCE 微物理單矩量參數化方案(GCESM)當中，增加 GCE 微物理方案在暖雨過程下的自由度。目標是希望 GCE 微物理雙矩量參數化方案(GCEDM)，在保有原來 GCESM 之降雨特徵的同時，獲得更多雨滴粒徑相關資訊，並增進其在暖雨主導之降雨的預報能力。為檢驗上述幾點，本文第一部分欲藉由 WRF 中的 3D 對流理想化實驗，使用 GCESM、GCESM 與 WDM7 三種不同微物理方案，各自模擬 2 小時之測試結果，比較彼此在降雨特徵及雨滴粒徑變化上的異同。第二部分則是使用 2020 年 10 月之秋季降水個案，模擬時間為 24 小時下， GCESM 與 GCEDM 在降水預報結果上之比較分析。

在理想化實驗中，首先透過 2D Thunderstorm 實驗初步對 GCESM 與 GCEDM 進行降水結果與對流結構的比較，其中 GCEDM 除了成功保留在 GCESM 所表現之特徵外，亦呈現出單矩量方案轉為雙矩量方案時會出現之冷池增強情形。而在 3D Supercell 理想化實驗結果之比較中，回波分布上 GCESM 與 GCEDM 間有著較高的相似性，整體回波強度上以 GCESM 較高，並都在 120 分鐘時分裂出北強南弱的兩對流系統，同時往右邊邊界移動。而 WDM7 則是尚未完全分離，回波強度為三者最高，層狀系統也相對較少。從該模擬之降雨情形、熱力及動力特徵比較上，GCEDM 雖然總累積降水較 GCESM、WDM7 少，但在其降雨率變化趨勢上與 GCESM 高度相似，在冷池及最大垂直風上更是幾乎一致。說明 GCEDM 在增加總粒子濃度計算後，雖對累積降雨產生影響，但成功保留住了 GCESM 原本在熱力與動力上的降水特徵。進一步討論 GCEDM 累積降雨較少之原因，會發現相較於 GCESM 與 WDM7，GCEDM 在模擬中所生成之大型冰相粒子總量為最少，其中又以冰雹總量差異最大。冰雹總量的差異使得在與雨水生成相關之融化作用貢獻上，GCEDM 與另外兩者在冰雹融化作用上有著明顯差距，也是導致 GCEDM 累積降水量較少的主因。在對流與層狀區之雨滴粒徑特徵上，GCEDM 在雨滴質量權重平均粒徑隨高度變化上不再單純與雨水混和比成正

比，而是會再根據粒子濃度多寡而有所變化。其中，不論是對流或是層狀系統，GCEDM 與 WDM7 在融化層下之雨水粒子濃度及雨水質量權重平均粒徑變化上有較高之相似性，在頻率分布亦是如此。其關鍵在於透過參考 Lim and Hong (2010)所改良之雨水蒸發作用計算，會考慮到雨水粒子濃度多寡，而對雨水蒸發作用有所增強或減弱，並進一步影響平均粒徑的大小。

在真實個案分析中，透過 RMSE、SCC 以及 ETS 等降雨預報較驗方式，可以發現 GCEDM 在 06 - 24 UTC 之間，絕大多數有著較好的校驗結果，其中又以 12 – 18 UTC 在所有時段當中表現最佳，特別是在強降雨區。透過 RCWF 之雷達觀測與兩方案之回波模擬進行比較，在考慮有位置偏差的 FSS 表現上，GCEDM 在 13、15、17 三個時段都有正更高於 GCESM 的表現，且差異是隨時間逐步增加。回波強度上，在前期模式回波模擬都為過強的情形，以 GCESM 尤為明顯，GCEDM 則是逐漸減弱，並在 16 – 18 UTC 時成功掌握到與觀測趨勢相同的消散情形。而從觀測與模式間回波與差異反射率及其反演之雨滴特徵 CFAD 在融化層以下分布，GCEDM 也都有呈現出相較於 GCESM 與觀測更接近的分布變化，並且在比較模式間雨滴的各項特徵上，GCEDM 在使粒徑雨滴分布變小的同時，亦使得雨滴終端落速減弱，進而導致 GCEDM 與 GCESM 間微物理過程的強弱差異。另一方面，由計算回波與差異反射率變化之雨滴微物理過程象限圖，可以明顯地看到比起原來的單矩量方案，增加更多自由度之雙矩量方案更能在模式鍾呈現出與觀測相似的分布情形。

在水物粒子分布隨時間變化上，於 12 – 18 UTC 之中，12 – 14 UTC 與 16 – 18 UTC 分別呈現出兩種不同型態的降雨。12 – 14 UTC 有明顯較多的大型冰相粒子，隨著大型冰相粒子的總量越多，雨水總量也越多，與理想化實驗分布相似。16 – 18 UTC 則是幾乎沒有大型冰相粒子存在，雲水及雨水總量是大型冰相粒子總量相差了一個數量級，屬於以暖雨主導的降雨型態。而不論是 12 – 14 UTC 亦或是 16 – 18 UTC，GCEDM 都明顯改善了原先 GCESM 降水過報之結果，同時更接近於觀測所得之降雨空間分布，其原因可從雲動力及雲微物理的角度進行說明。從雲微物理的角度，GCEDM 在增加總粒子濃度的計算之後，除了增強了高層雨水蒸發作用之外，亦使得

暖雨過程主要生成雨水之雲雨水收集作用有明顯減弱，讓雨水總量進一步減少，為GCEDM 改善降雨過報的問題提供了重大的貢獻。另一方面，從雲動力上，GCESM 因有較強降雨，故在風速的阻擋效應也隨之較強，導致強輻合上升運動出現，底層豐沛水氣得以抵達高層，為轉化大型水物粒子提供良好環境，進一步產生劇烈降水；GCEDM 當中降雨強度較弱，其透過阻擋效應產生之輻合抬升運動亦不如 GCESM 顯著，所能用於轉化成水物粒子的高層水氣量也因此較少，降雨強度受到限制。

在未來展望上，本研究雖然透過一秋季降水個案，證明了當前的 GCEDM 在定量降水預報上有助於減緩原來 GCESM 過報問題，並獲得更好的降雨預報結果。然而，對於 GCEDM 在 GCESM 降水低報的個案是否也有更好的表現，以及 GCEDM 在預報上的穩定性及有效性上，都是未來需要在透過其他不同個案，持續驗證與討論的目標。此外，GCEDM 本身仍有其他可以精進及應用的層面可以進行嘗試。例如：

1. 將目前固定為常數之 CCN 粒子濃度進行預報，使其可以隨模擬過程有所改變，以增加 GCEDM 在轉化雲滴粒子濃度上的變化性，帶來更彈性的轉化結果。
2. 將 GCEDM 從只有暖雨過程為雙矩量計算，更進一步地增加為冷雨、暖雨都為雙矩量計算的 GCEDM，甚至將所有水物粒子都轉成三矩量形式，讓所有的水物粒子都可以用更高的自由度，來推算模式中的粒徑分布，以貼近真實情況下之分布情形，並從中改善定量降水預報結果。
3. 在應用上，可以嘗試將 GCEDM 與更先進之同化方法做結合。當前雷達同化方法上除了單純使用傳統雷達回波與逕向風之外，有許多與雷達雙偏級化參數有關之雷達資料同化方法也正在被開發及嘗試當中。過往在因為單矩量方案只輸出水物粒子混和比之下，使雙偏級化參數如 ZDR 等與粒徑相關的參數，對於 GCE 微物理方案預報的改善能力不如其他雙矩量方案來得明顯。在此次 GCEDM 更新了暖雨過程的雙矩量計算後，可以期望這些不同的觀測參數能夠為 GCEDM 之預報結果提供更多的資訊，並從中獲得更準確的降水預報結果。

六、參考文獻

陳如瑜、張偉裕、陳台琦，2017：北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較，*大氣科學*，**45(1)**，57-80。

游承融，2019：利用雙偏極化雷達觀測資料進行極短期天氣預報評估─2008 年西南氣流實驗 IOP8 期間颱線系統個案，碩士論文，國立中央大學大氣物理研究所，105 頁。

邱顯榮，2020：利用多頻道衛星觀測評估 WRF 數值模式於不同微物理方案之雲特性: 以梅雨鋒面降水系統個案為例。碩士論文，國立中央大學大氣物理研究所， 1-73 頁。

Arakawa, A. 1975: Modelling clouds and cloud processes for use in climate models. *WMO The Phys. Basis of Climate and Climate Modelling,* 183-197

Bae, S.Y.; Hong, S.-Y.; Tao, W.-K. 2019: Development of a Single-Moment Cloud Microphysics Scheme With Prognostic Hail for the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **55**, 233–245.

Cao, Q., Zhang, G., Brandes, E., Schuur, T., Ryzhkov, A., Ikeda, K., 2008. Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**, 2238–2255.

Chakraborty, T., Pattnaik, S., Jenamani, R., & Baisya, H. 2021: Evaluating the performances of cloud microphysical parameterizations in WRF for the heavy rainfall event of Kerala. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **133**, 707–737.

Chen, J.-P., and S.-T. Liu, 2004: Physically-based two-moment bulk-water parameterization for warm cloud microphysics. *Q. J. Royal Meteor. Soc.*, **130**, Part A, 51–78.

Choudhury, D. and Das, S., 2017: The sensitivity to the microphysical schemes on the skill of forecasting the track and intensity of tropical cyclones using WRF-ARW model, *J. Earth Syst. Sci.,* **126**, 1–10.

Cohard, J.-M., and J.-P. Pinty., 2000a: A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1815–1842.

Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.

Ferrier, B. S., 1994: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. *J. Atmos. Sci*., **51**, 249–280.

Fovell, R., Y. P. Bu, K. L, Corbosiero, W. Tung, Y. Cao, H.-C. Kuo, L. Hsu, and H. Su, 2016: Influence of cloud microphysics and radiation on tropical cyclone structure and motion. *Multiscale Convection-Coupled Systems in the Tropics: A Tribute to Dr. Michio Yanai, Meteor. Monogr*., No. 56., Amer. Meteor. Soc, 11.1–11.27

Grell, G. A. and Dévényi, D, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys, Res, Lett*,, **29**, 38-31–38-38.

Grubišić, V., R. Vellore, and A. Huggins, 2005: Quantitative precipitation forecasting of wintertime storms in the Sierra Nevada: Sensitivity to the microphysical parameterization and horizontal resolution. *Mon.Wea. Rev*., **133**, 2834–2859

García-Ortega, E., J. Lorenzana, A. Merino, S. Fernández-González, L. López, and J. L. Sánchez, 2017: Performance of multi-physics ensembles in convective precipitation events over northeastern Spain. *Atmos. Res.*, **190**, 55–67.

Hong, S.-Y., J. Dudhia, S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice-microphysical processes for the bulk parameterization of cloud and precipitation., *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.

——, and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc*.,**42**, 129–151.

——, J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103–120.

——, Noh, Y., and Dudhia, J.,2006: A new vertical diffusion package with an explicit

treatment of entrainment processes, *Mon. Weather Rev.*, **134**, 2318–2341.

——, and K.-S. S. Lim, 2009: The WRF double-moment cloud microphysics scheme (WDM). *Proc. The Third East Asia WRF Workshop and Tutorial, Seoul*, South Korea, Joint Center for High-Impact Weather and Climate Research, 14.

Jang, S., Lim, K.S., Ko, J., Kim, K., Lee, G.W., Cho, S.-J., Ahn, K.-D., Lee, Y.-H., 2021. Revision of WDM7 microphysics scheme and evaluation precipitating convection over the Korean peninsula. *Rem. Sens.* **13**, 3860.

Johnson, M., Y. Jung, D. Dawson, and M. Xue, 2016: Comparison of simulated polarimetric signatures in idealized supercell storms using two-moment bulk microphysics schemes in WRF. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 971–996

Jung, Y., M. Xue, and G. Zhang, 2010: Simulations of polarimetric radar signatures of a supercell storm using a two-moment bulk microphysics scheme. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 146–163.

Kang, I.S., Yang, Y.M. and Tao, W.K. 2015: GCMs with implicit and explicit representation of cloud microphysics for simulation of extreme precipitation frequency. *Climate Dynamics*, **45**(1–2), 325–335

Kessler, E. 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *Meteor. Monogr.,* No.**32**, Amer. Meteor. Soc., 84 pp.

Kumjian, M. R., & Prat, O. P. 2014: The impact of raindrop collisional processes on the polarimetric radar variables. *Journal of the Atmospheric Sciences,* **71**(8), 3052–3067.

Kumjian, M.R.; Prat, O.P.; Reimel, K.J.; van Lier-Walqui, M.; Morrison, H.C. 2022:Dual-Polarization Radar Fingerprints of Precipitation Physics: A Review. *Remote Sens.*, **14**, 3706.

Lang, S., W.-K. Tao, R. Cifelli, W. Olson, J. Halverson, S. Rutledge, and J. Simpson, 2007: Improving simulations of convective system from TRMM LBA: Easterly and westerly regimes, *J. Atmos. Sci*.,**64**, 1141–1164.

——, W.-K. Tao, X. Zeng, and Y. Li, 2011: Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme: Tropical convective systems, *J. Atmos. Sci.*,**68**, 2306–2320.

——, W.-K. Tao, J.-D. Chern, D. Wu, and X. Li , 2014: Benefits of a 4th ice class in the simulated radar reflectivities of convective systems using a bulk microphysics scheme, *J. Atmos. Sci.*,**71**, 3583–3612.

Lim, J.-O. J., and S.-Y. Hong, 2005: Effects of bulk ice microphysics on the simulated monsoonal precipitation over east *Asia, J. Geophys. Res.,* **110**(D24), 06 166-06 181.

Lim, K.-S. S., and S.-Y., Hong, 2011: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev*., **138(5)**, 1587–1612.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.,* **22**, 1065–1092

Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.,* **5**, 165–166.

McCumber, M., W.-K. Tao, J. Simpson, R. Penc, and S.-T. Soong, 1991: Comparison of ice-phase microphysical parameterization schemes using numerical simulations of convection. *J. Appl. Meteor*., **30**, 985-1004.

Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton, 1997: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, **45**, 3–39.

Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005a: A multi-moment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J. Atmos. Sci*., **62**, 3051–3064

Milbrandt, J.A., Morrison, H. 2013: Prediction of graupel density in an bulk microphysics scheme. *J. Atmos. Sci.* **70**,410–429

——, Morrison, H., Dawson, D. T., II, & Paukert, M. 2021: A triple- moment representation

of ice in the Predicted Particle Properties(P3) microphysics scheme. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **78**(2), 439–458.

Min, K., S. Choo, D. Lee, and G. Lee. 2015: Evaluation of WRF Cloud Microphysics Schemes Using Radar Observations. *Wea. Forecasting*, **30**, 1571–1589,

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **102**, 16663–16682.

Morrison, H., G. Thompson, and V. Tatarskii. 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*,**137**, 991–1007

——, and J. Milbrandt. 2011: Comparison of two-moment bulk microphysics schemes in idealized supercell thunderstorm simulations. *Mon. Wea. Rev*., **139,** 1103–1130,.

——, and J. A. Milbrandt. 2015: Parameterization of ice microphysics based on the prediction of bulk particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 287–311,

——, J. A. Milbrandt, G. Bryan, K. Ikeda, S. A. Tessendorf, and G. Thompson. 2015: Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. PartII: Case study comparisons with observations and other schemes.*J.Atmos. Sci.*, **72**, 312–339,

Park J, Cha D, Lee M K, Moon J, Hahm S, Noh K, Chan J C L and Bell M 2020 Impact of cloud microphysics schemes on tropical cyclone forecast over the western North Pacific *J. Geophys. Res. Atmos*. **125**

Putnam, B.J., M. Xue, Y. Jung, N. Snook, and G. Zhang. 2014: The Analysis and Prediction of Microphysical States and Polarimetric Radar Variables in a Mesoscale Convective

System Using Double-Moment Microphysics, Multinetwork Radar Data, and the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.,* **142**, 141–162.

Reshmi Mohan, P., Venkata Srinivas, C., Yesubabu, V., Baskaran, R., Venkatraman, B., 2019: Tropical cyclone simulations over Bay of Bengal with ARW model: sensitivity to cloud microphysics schemes. *Atmos. Res*. **230**, 104651.

Roberts, N., Lean H. 2008: Scale- selective verification of rainfall accumulations from high- resolution forecasts of convective events. *Mon. Weather Rev.* **136**: 78– 97.

Robber P.-J. 2009: Notes and Correspondence - Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. *Wea. Forecasting*, **24**, 601-608.

Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. Part VIII: A model for the ‘‘seeder feeder’’ process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.,* **40**, 1185–1206.

——, and ——. 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.,* **41**, 2949–2972,

Salzmann, M., Y. Ming, J.-C. Golaz, P. A. Ginoux, H. Morrison, A. Gettelman, M. Krämer, and L. J. Donner. 2010: Two-moment bulk stratiform cloud microphysics in the GFDL AM3 GCM: Description, evaluation, and sensitivity tests. *Atmos. Chem. Phys.,* **10**, 8037–8064.

Song X, Zhang GJ, and Li JL. 2012: Evaluation of Microphysics Parameterization for Convective Clouds in the NCAR Community Atmosphere Model CAM5. *J Climate*,**25**(24):8568–90.

Steiner, M., R. A. Houze, Jr., and S. E. Yuter. 1995: Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *J. Appl. Meteor.,* **34**, 1978-2007

Tao, J. Simpson and M. McCumber, 1989: An ice-water saturation adjustment. *Mort. Wea. Rev.*,**117**, 231-235.

——, W.-K., and J. Simpson, 1993: The Goddard Cumulus Ensemble Model. Part I: Model description. *Terr. Atmos. Ocean.Sci.*, **4**, 19–54.

——, and Coauthors, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys*., **82**, 97–137

——, and M. Moncrieff, 2009: Multi-scale cloud-system modeling. *Rev. Geophys*., **47**, RG4002

——, Chen, J.-P., Li, Z.-Q., Wang, C., and Zhang, C.-D., 2012: The impact of aerosol on convective cloud and precipitation. *Rev. Geophys*. **50**, RG2001.

——, and Coauthors, 2014: The Goddard Cumulus Ensemble model (GCE): Improvements and applications for studying precipitation processes. *Atmos. Res.*, **143**, 392–424

——, Wu, D., Lang, S., Chern, J. D., Peters-Lidard, C., Fridlind, A., & Matsui, T. 2016. High-resolution NU-WRF simulations of a deep convective-precipitation system during MC3E: Further improvements and comparisons between Goddard microphysics schemes and observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**(3), 1278–1305

Tiedtke, M., 1984: The effect of penetrative cumulus convection on the largescale flow in a general circulation model. *Beitr. Phys. Atmos.* **57**, 216–239.

Twomey, S., 1959a: The nuclei of natural cloud formation, Part I: The chemical diffusion method and its application to atmospheric nuclei. *Pure Appl. Geophys.*, **43**, 227–242.

—— 1959b: The nuclei of natural cloud formation, Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Pure Appl. Geophys.*, **43,** 243–249.

Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distributions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **22**, 1764–1775

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.

——, and ——, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479–2498.

Yang, J. and Yau, M.: A new triple-moment blowing snow model, *Bound.-Lay. Meteorol.*, **126**, 137–155.

Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus.Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**,1941–1963

Zeng, X., Tao, W.-K., Lang, S., Hou, A.Y., Zhang, M., Simpson, J., 2008: Onthe sensitivity of atmospheric ensembles to cloud microphysics in longterm cloud-resolving model simulations. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **86A**, 45–65

Zhang, Y., Fan, J., Li, Z., and Rosenfeld, D, 2021: Impacts of cloud microphysics parameterizations on simulated aerosol–cloud interactions for deep convective clouds over Houston, *Atmos. Chem. Phys.*, **21**, 2363–2381.

附表

表 1　GCESM 與 GCEDM 於暖雨過程之計算方式比較。

	GCESM	GCEDM
Autoconversion ($qc \rightarrow qr$) praut [$g\ g^{-1}\ s^{-1}$]	Rutledge and Hobbs (1983), eq. (A7) $PRAUT = \alpha(q_c - q_0)$ $\alpha = 0.001\ s^{-1}$ $q_0 = 15 \times 10^{-4} kg\ kg^{-1}$	Cohard and Pinty (2000); Milbrandt and Yau(2005); Parameterizations with the time scale $\mathrm{PRAUT} = \frac{L}{\tau}$ $L = 2.7 \times 10^{-2} \rho_a q_c (\frac{1}{16} \times 10^{20} \sigma_c^3 D_c - 0.4)$ $\tau = 3.72 \frac{1}{\rho_a q_c} (0.5 \times 10^6 \sigma_c - 7.5)^{-1}$ $\nu_c = 1, \alpha_c = 3$ $D_c = \frac{1}{\lambda_c} [\frac{\Gamma(\nu_c + 3/\alpha_c)}{\Gamma(\nu_c)}]^{\frac{1}{3}} = \frac{1}{\lambda_c}$ $D_g = \frac{1}{\lambda_c} [\frac{\Gamma(\nu_c + 6/\alpha_c)}{\Gamma(\nu_c + 3/\alpha_c)}]^{\frac{1}{3}} = \frac{1}{\lambda_c} 2^{1/3}$ $\sigma_c = (D_c^3 D_g^3 - D_c^6)^{1/6} = \frac{1}{\lambda_c}$
Autoconversion (→Ntr) Nraut [$cm^{-3} s^{-1}$]		Milbrandt and Yau (2005), eq. (10) $\mathrm{Nraut} = \rho_a \frac{Praut}{(\frac{\pi}{6} \rho_w D_{mr,aut}^3)}$ $D_{mr,aut} = \max[\frac{1.26 \times 10^{-3}}{(0.5 \times 10^6)\sigma_c - 3.5}, D_r]$ $\nu_r = 2, \alpha_r = 1; \mu_r = 1$ $D_r = \frac{1}{\lambda_r} \left[\frac{\Gamma(\nu_r + 3/\alpha_r)}{\Gamma(\nu_r)}\right]^{\frac{1}{3}} = \frac{1}{\lambda_r} \left[\frac{\Gamma(\mu_r + 4)}{\Gamma(\mu_r + 1)}\right]^{\frac{1}{3}} =$ $\frac{1}{\lambda_r} 24^{1/3}$

Rain Accretion ($qc \rightarrow qr$) pracw [$g\ g-1\ s-1$]	Rutledge and Hobbs (1983), eq. (A9) $\text{Pracw} = \frac{\pi}{4} q_c N_{0r} (\frac{\rho_0}{\rho_a})^{0.5} [\frac{a_0 \Gamma(3)}{\lambda_r^3} + \frac{a_1 \Gamma(4)}{\lambda_r^4} + \frac{a_2 \Gamma(5)}{\lambda_r^5} + \frac{a_3 \Gamma(6)}{\lambda_r^6}]$ $a_0 = -0.267 \times 10^2 \text{cm}\ s^{-1}$ $a_1 = 5.15 \times 10^3\ s^{-1}$ $a_2 = -1.0225 \times 10^4\ cm^{-1} s^{-1}$ $a_3 = 7.55 \times 10^3\ cm^{-2} s^{-1}$	Cohard and Pinty (2000); Lim and Hong(2010), eq. (10.1), (10.2) $\mu_r = 1$ If $D_r \geq 100 \mu m$ $\text{Pracw} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w}{\rho_a} K_1 \frac{N_c N_r}{\lambda_c^3} [\frac{2}{\lambda_c^3} + \frac{\Gamma(\mu_r+4)}{\Gamma(\mu_r+1)} \frac{1}{\lambda_r^3}]$ If $D_r < 100 \mu m$ $\text{Pracw} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w}{\rho_a} K_2 \frac{N_c N_r}{\lambda_c^3} [\frac{6}{\lambda_c^3} + \frac{\Gamma(\mu_r+7)}{\Gamma(\mu_r+1)} \frac{1}{\lambda_r^6}]$ Long's collection kernel coefficients $K_1 = 3.03 \times 10^{-3}\ cm^{-3} s^{-1}$ $K_2 = 2.59 \times 10^9\ cm^{-3} s^{-1}$
Rain Accretion (Ntc $\rightarrow$) Nracw [$cm^{-3} s^{-1}$]		Cohard and Pinty (2000); Lim and Hong (2010), eq. (A9.1), (A9.2) $\mu_r = 1$ If $q_r \geq 1.2 \times L$ If $D_c \geq 100 \mu m$ $\text{Nracw} = K_1 N_c N_r \left[\frac{1}{\lambda_c^3} + \frac{24}{\lambda_r^3}\right]$ If $D_r \geq 100 \mu m$ $\text{Nracw} = K_2 N_c N_r \left[\frac{2}{\lambda_c^6} + \frac{5040}{\lambda_r^6}\right]$
Self-collection of Cloud (Ntc $\rightarrow$) Nccol [$cm^{-3} s^{-1}$]		Cohard and Pinty (2000); Lim and Hong (2010), eq. (A8.1), (A8.2) $\text{Nccol} = \frac{K_1 N_c^2}{\lambda_c^3}$

Self-collection and Breakup of Rain (Ntr $\rightarrow$) Nrcol $[cm^{-3}s^{-1}]$		Cohard and Pinty (2000); Lim and Hong (2010), eq. (A21.1), (A21.2), (A21.3) $\nu_r = 2$；$\alpha_r = 1$；$\mu_r = 1$ If $D_c \geq 100\mu m$ $\text{Nrcol} = K_2 N_r^2 \frac{\Gamma(\nu_r + {}^6/_{\alpha_r})}{\Gamma(\nu_r)\lambda_r^6} = 5040 \frac{K_2 N_r^2}{\lambda_r^6}$ If $600\mu m > D_r \geq 100\mu m$ $\text{Nrcol} = K_2 N_r^2 \frac{\Gamma(\nu_r + {}^3/_{\alpha_r})}{\Gamma(\nu_r)\lambda_r^3} = 24 \frac{K_2 N_r^2}{\lambda_r^3}$ If $2000\mu m > D_r \geq 600\mu m$ $\text{Nrcol} = E_c K_1 N_r^2 \frac{\Gamma(\nu_r + {}^3/_{\alpha_r})}{\Gamma(\nu_r)\lambda_r^3} =$ $24 E_c \frac{K_1 N_r^2}{\lambda_r^3}$ $E_c = \exp[-2.5 \times 10(D_r - 600 \times 10^{-4})]$
CCN Activation ($Ntccn \rightarrow Ntc$) Ncact $[cm^{-3}s^{-1}]$		Twomey (1959); Lim and Hong (2010), eq. (8) If $SS \geq 2 \times S_{max}$ $Ncact = [(Nn + Nc) Smax^{-k}]^{\frac{2}{k+2}}$ $[\frac{1.6 \times 10^{-3} w^{1.5}}{kB(1.5, k/2)}]^{\frac{k}{k+2}} \times SS^k$ If $2 \times S_{max} \geq SS > 0$: $Ncact = [(Nn + Nc)(\frac{SS}{S_{max}})^k]$ SS ： super saturation B(x,y)：beta function W： vertical wind (w ≥ 0) S_{max} = 0.48%；k = 0.6

Evaporation of cloud Ncevp $[cm^{-3}s^{-1}]$		Chen and Liu (2004) Ncevp = $-\exp[\mathrm{a} + \mathrm{b} - \ln(N_c) + \mathrm{c} \times \ln(D_c) + \mathrm{d} \times \ln(-\Delta \mathrm{S})]$ a = -1.0593；b = 0.89774 c = -0.28403；d = 1.6328
Snow/Graupel/Hail Accretion of Cloud Nxacw x: s/g/h $[cm^{-3}s^{-1}]$		Lim and Hong (2010), eq. (A12), (A13) $\mathrm{Nxacw} = \mathrm{Pxacw}\frac{N_{tc}}{q_c}$
Rime-splintering during Accretion of Cloud $(Ntc \rightarrow Nti)$ Nihmx x: s/g/h $[cm^{-3}s^{-1}]$		Ferrier (1994), eq. (B.65) $\mathrm{Nihmx} = \mathrm{Pihmx}(\frac{\rho_a}{m_{0i}})$
Ice Accretion of Rain $(qr \rightarrow qi)$ Piacr $[g\ g{-}1\ s{-}1\ ]$	$\mu_r = 0$ Piacr = $\left\lvert\frac{V_{m,r} - V_{m,i}}{V_{m,r}}\right\rvert \frac{\pi^2 \rho_w E_{ri} q_i N_{0r}}{24 m_i} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.}$ $[\frac{a_0\Gamma(6)}{\lambda_r^6} + \frac{a_1\Gamma(7)}{\lambda_r^7} + \frac{a_2\Gamma(8)}{\lambda_r^8} + \frac{a_3\Gamma(9)}{\lambda_r^9}]$ $m_i = 6 \times 10^{-9} g,$ $a_0 = -0.267 \times 10^2 cm\ s^{-1}$ $a_1 = 5.15 \times 10^3 s^{-1}$ $a_2 = -1.0225 \times cm^{-1}s^{-1}$ $a_3 = 7.55 \times cm^{-2}s^{-1}$ $E_{ri} = 0.1$	Hong and Lim (2006), eq. (A18) $\int_0^\infty \frac{1}{\rho_a}\frac{dM(D_r)}{dt} dD_r =$ $\int_0^\infty \frac{\pi}{4} D_r^2 V_r(D_r) q_i E_{ri} N_r(D_r) dD_r$ $q_i = \frac{N_{ti}}{\rho_a}\frac{\pi}{6}\rho_w D_r^3$ $\mu_r = 1$ Piacr = $\frac{\pi^2 \rho_w E_{ri} N_{ti} N_{or} a_r}{24 \rho_a} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.54} \frac{\Gamma(6+\mu_r+b_r}{\lambda_r^{6+\mu_r+b_r}}$ $a_r = 2115\ \mathrm{cm}^{1-\mathrm{b}r}\ \mathrm{s}^{-1},$ $b_r = 0.8\ ,\ E_{ri} = 0.1$
Ice Accretion of Rain $(Ntr \rightarrow)$		Lim and Hong (2010). eq. (A25) $\mu_r = 1$

Niacr $[cm^{-3}s^{-1}]$		Niacr = $\frac{\pi E_{ri} N_{0r} N_{ti} a_r}{4} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.54} \frac{\Gamma(3+\mu_r+b_r)}{\lambda_r^{3+\mu_r+b_r}}$
Snow/Graupel/ Hail Accretion of Rain $(qr \rightarrow qs/g/h)$ pxacr x: s/g/h [$g\ g\ {-}1\ s\ {-}1$]	$\mu_x = 0$、$\mu_r = 0$ Pxacr = $\pi^2 E_{xr} N_{0r} N_{0x} \frac{\rho_w}{\rho_a} \lvert V_{m,x} - V_{m,r} \rvert \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.5} \left(\frac{5}{\lambda_r^6 \lambda_x} + \frac{2}{\lambda_r^5 \lambda_x^2} + \frac{0.5}{\lambda_r^4 \lambda_x^3}\right) F_s$ Scaling factor of snow intercept, F_s	Hong and Lim (2006), eq. (A8) $\mu_x = 0$、$\mu_r = 1$ Pxacr = $\frac{\pi^2 E_{xr} N_{0r} N_{0x}}{24} \frac{\rho_w}{\rho_a} \lvert V_{m,x} - V_{m,r} \rvert \left[\frac{2\Gamma(\mu_r+4)}{\lambda_x^3 \lambda_r^{\mu_r+4}} + \frac{2\Gamma(\mu_r+5)}{\lambda_x^2 \lambda_r^{\mu_r+5}} + \frac{\Gamma(\mu_r+6)}{\lambda_x \lambda_r^{\mu_r+6}}\right]$
Snow/Graupel/ Hail Accretion of Rain $(Ntr \rightarrow)$ Nxacr x: s/g/h $[cm^{-3}s^{-1}]$		Lim and Hong (2010), eq. (A22) $\mu_x = 0$、$\mu_r = 1$ Nxacr = $\frac{\pi E_{xr} N_{0r} N_{0x}}{4} \lvert V_{m,x} - V_{m,r} \rvert \left[\frac{2\Gamma(\mu_r+1)}{\lambda_x^3 \lambda_r^{\mu_r+1}} + \frac{2\Gamma(\mu_r+2)}{\lambda_x^2 \lambda_r^{\mu_r+2}} + \frac{\Gamma(\mu_r+3)}{\lambda_x \lambda_r^{\mu_r+3}}\right]$
Melting of Snow $(\rightarrow Ntr)$ Nsmlt $[cm^{-3}s^{-1}]$		Lim and Hong (2010), eq. (A27) $\text{Nsmlt} = \frac{N_{0s}}{q_s \lambda_s} Psmlt$
Melting of Graupel/Hail $(\rightarrow Ntr)$ Nxmlt x: g/h $[cm^{-3}s^{-1}]$		Lim and Hong (2010), eq. (A28) $\text{Nxmlt} = \frac{N_{0x}}{q_x \lambda_x} Pxmlt$
Small rain convert to cloud prevp_rc, nrevp_rc $(qr \rightarrow qc)$		Milbrandt and Yau (2005), Table 1.; Lim and Hong (2010), eq. (A14), (A15) If $D_r \leq 82$ μm $\text{Prevp_rc} = \frac{q_r}{\Delta t}$

$[g\ g\ {-1}\ s\ {-1}\ ]$ $(Ntr \rightarrow Ntc)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		$\text{Nrevp_rc} = \frac{N_{tr}}{\Delta\ t}$
Evaporation of Rain prevp $(qr\ \rightarrow\ qv)$ $[g\ g\ {-1}\ s\ {-1}\ ]$	Rutledge and Hobbs (1983), eq. (A12) $\mu_r = 0,$ Prevp = $\frac{2\pi N_{0r}(S_w - 1)F_r}{\rho_a(A_w + B_w)}[\frac{0.78}{\lambda_r^2}$ $+\frac{0.31\Gamma\left[\frac{b_r+5}{2}\right]}{\lambda_r^{\frac{b_r+5}{2}}}$ $\times S_c^{\frac{1}{3}}\left(\frac{a_r\rho_a}{\mu_d}\right)^{0.5}\left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.25}]$	$\mu_r = 1,$ Prevp = $\frac{2\pi N_r(S_w - 1)F_r}{\rho_a(A_w + B_w)}[\frac{0.78\Gamma(\mu_r + 2)}{\lambda_r}$ $+\frac{0.31\Gamma\left[\mu_r + 2 + \frac{b_r+1}{2}\right]}{\lambda_r^{1+\frac{b_r+1}{2}}}$ $\times S_c^{\frac{1}{3}}\left(\frac{a_r\rho_a}{\mu_d}\right)^{0.5}\left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{0.25}]$
Evaporation of Rain nrevp $(Ntr\ \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		$\text{Nrevp} = \frac{N_{tr}}{q_r}Prevp$
Homogeneous freezing Nihom $(Ntc \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		If $T \leq -35℃$ $\text{Nihom} = \frac{N_{tc}}{\Delta\ t}$
Deposition Growth Nidw $(Ntc\ \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		$\text{Nidw} = \frac{N_{tc}}{q_c}Pidw$
Immersion Freezing Nimm $(Ntc\ \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		$\text{Nimm} = \frac{N_{tc}}{q_c}Pimm$
Bergeron Processes Nsfw		$\text{Nsfw} = \frac{N_{tc}}{q_c}Psfw$

$(Ntc \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		
Freezing to Graupel Pgfr $(qr \rightarrow qg)$ $[g\ g\ -1\ s\ -1\ ]$	$\mu_r = 0,$ Pgfr = $20\pi^2 B' N_{0r} \frac{\rho_w}{\rho_a} \lambda_r^{-7} \exp[A'(T_0 - T) - 1]$ $B' = 0.5 \times 10^{-4}\ cm^{-3}s^{-1},$	$\mu_r = 1,$ $\int_0^\infty \frac{1}{\rho_a} \frac{\pi B' D_r^3}{6} \{\exp[A'(T_0 - T)] - 1\} N_r(D_r) \frac{\pi \rho_w D_r^3}{6} dD_r$ $= \frac{\pi^2 B' N_{0r}}{36} \frac{\rho_w}{\rho_a} \{\exp[A'(T_0 - T)] - 1\} \frac{(\mu_r + 7)}{\lambda_r^{\mu_r+7}}$
Freezing to Graupel Ngfr $(Ntr \rightarrow)$ $[cm^{-3}s^{-1}]$		$\mu_r = 1,$ $\int_0^\infty \frac{\pi B' D_r^3}{6} \{\exp[A'(T_0 - T)] - 1\} N_r(D_r) dD_r$ $= \frac{\pi^2 B' N_{0r}}{6} \{\exp[A'(T_0 - T)] - 1\} \frac{(\mu_r + 4)}{\lambda_r^{\mu_r+4}}$

表 2　GCESM、GCEDM 與 WDM7 預報變數與水物粒子相關常數設定。

Bulk microphysical parameterization setting					
Scheme	Prognostic q	Prognostic N_t	μ	Constant N_0 (m^{-4})	Constant ρ ($kg\ m^{-3}$)
Goddard SM	$q_c\ q_r\ q_i$ $q_s\ q_g\ q_h$		μ_{rsgh}: 0	N_{0r}: 8e6 N_{0s}: 1e7 N_{0g}: 4e6 N_{0h}: 1e6	ρ_r: 1000 ρ_s: 50 ρ_g: 300 ρ_h: 900
Goddard DM		$N_n\ N_c\ N_r$	μ_r: 1 μ_{sgh}: 0	N_{0s}: 1e7 N_{0g}: 4e6 N_{0h}: 1e6	
WDM7				N_{0s}: 2e6 N_{0g}: 4e6 N_{0h}: 4e4	ρ_r: 1000 ρ_s: 100 ρ_g: 500 ρ_h: 912

表 3　2D Thunderstorm 理想化實驗模式設定表。

2D Idealized Thunderstorm	
WRF version	WRF4.2.1
Domain & Time step	80*80 with 1km & 6 s for 4h
Rayleigh Damping	0.003 s-1
Vertical Resolution & Model Top	0.22 km & 21 km
Initial sounding	Case form Weisman and Klemp (1982) No wind shear
Microphysics scheme	GCESM、GCEDM
Thermal perturbation	Maximum $\theta' = 3K$ with a horizontal radius of 10 km centered at a height of 1.5 km

表 4　3D Supercell 理想化實驗模式設定表。

3D Idealized Supercell	
WRF version	WRF4.2.1
Domain & Time step	200*200 & 6 s for 2h
Horizontal Resolution	1 km
Vertical levels & Model Top	75 levels & 25 km
Rayleigh Damping	0.003 s-1
Initial sounding	Case form Weisman and Klemp (1982) a quarter-circle shear from the surface to 2 km and unidirectional shear above 2 km to 7km
Thermal perturbation	Maximum $\theta' = 3K$ with a horizontal radius of 10 km centered at a height of 1.5 km
Microphysics scheme	GCESM、GCEDM、WDM7

表 5　2020/10/21 真實個案之模式設定表。

Model configuration				
WRF version	WRF4.2.1			
Start time	2020-10-21 00 UTC			
End time	2020-10-22 00 UTC			
Domain	D01	D02	D03	D04
Horizontal resolution	27 km	9 km	3km	1km
Time step	90 s	30s	10s	10/3s
Vertical level	52 levels form surface to 10 hpa			
Initial and boundary condition	**NCEP FNL ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)**			
Microphysics scheme	**GCESM、GCEDM**			
ra_lw_physics	**RRTM scheme**			
ra_sw_physics	**Dudhia scheme**			
bl_pbl_physics	**YSU scheme**			
cu_physics	**Grell-Devenyi ensemble scheme**		Non-use	

表 6　列聯表之說明。

		Observation	
		Yes	**No**
Simulation	**Yes**	Hits (H)	False alarms (F)
	No	Miss (M)	correct negative

附圖

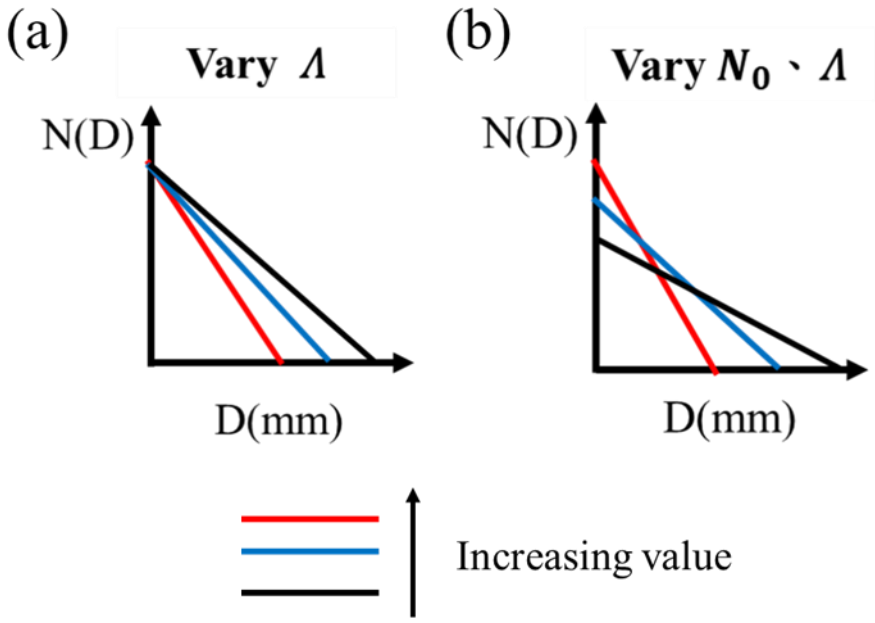


圖 1　在 (a) single-moment 與 (b) double-moment 形式下在 Bulk microphysics scheme 的水物粒子粒徑分布。

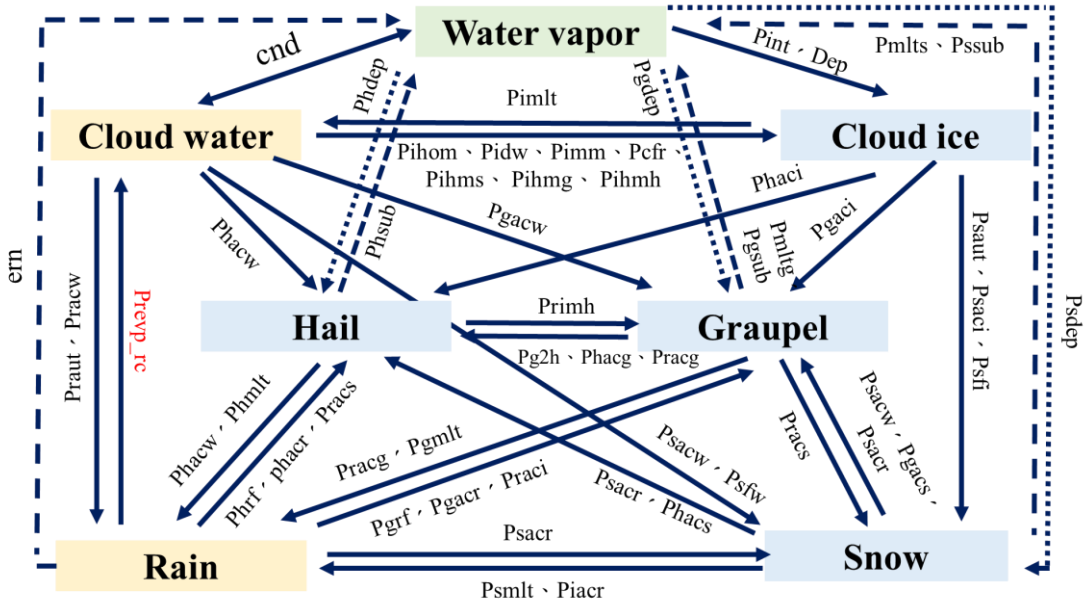


圖 2　GCEDM 在七種不同水物粒子之混和比間轉換之微物理過程流程圖。

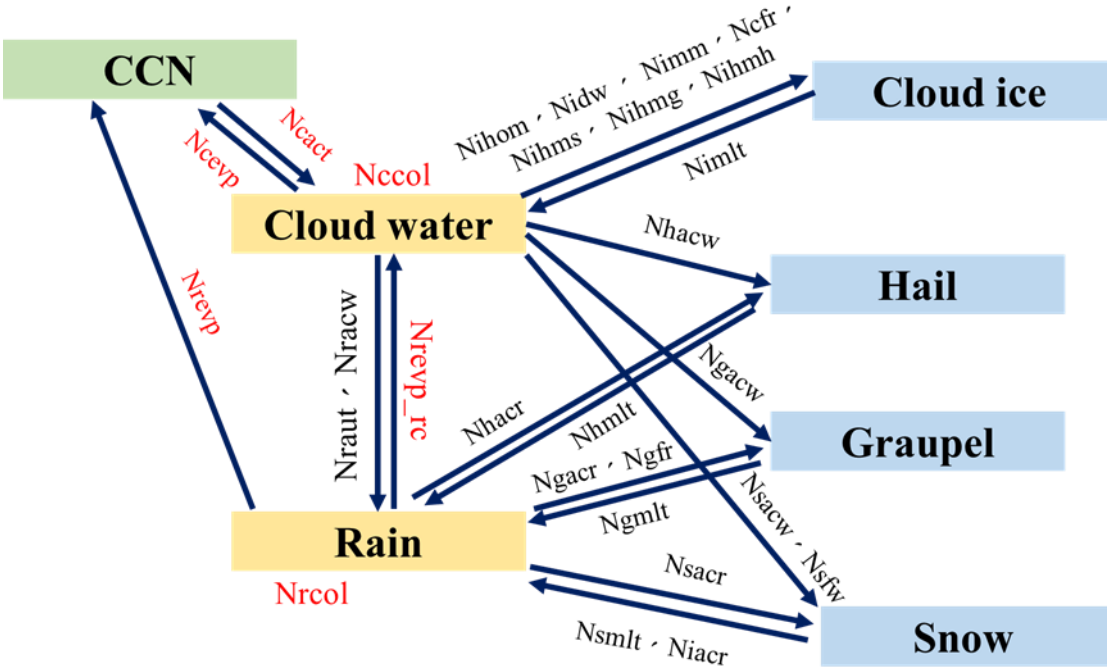


圖 3　GCEDM 在七種不同水物粒子之總粒子濃度數量間轉換之微物理過程流程圖。

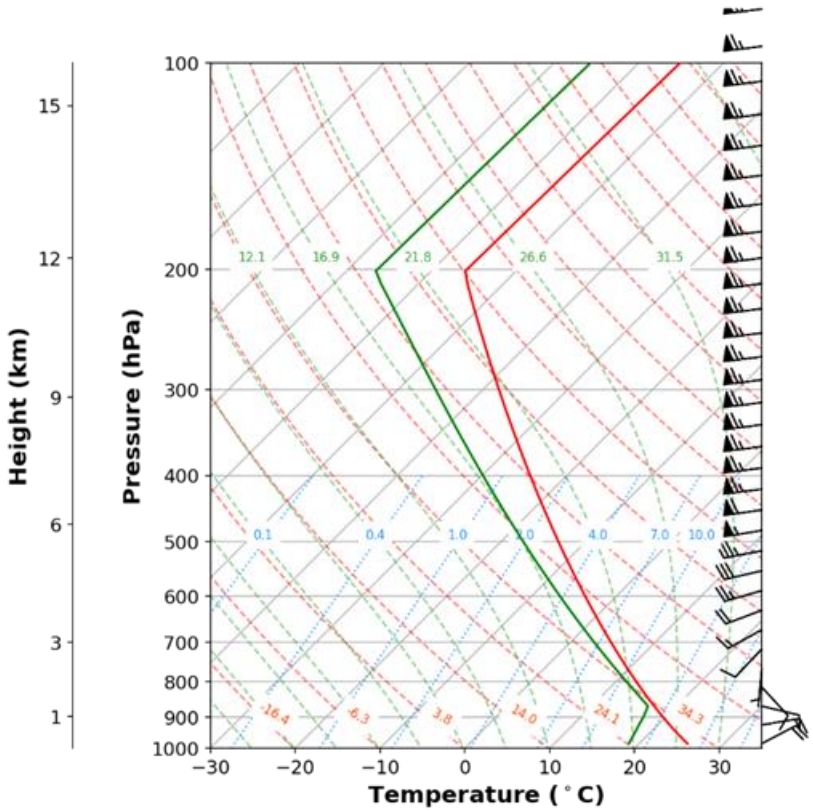


圖 4　在 3D supercell storm 理想化實驗當中根據 Weisman and Klemp (1982; 1984)所使用的 analytic sounding。

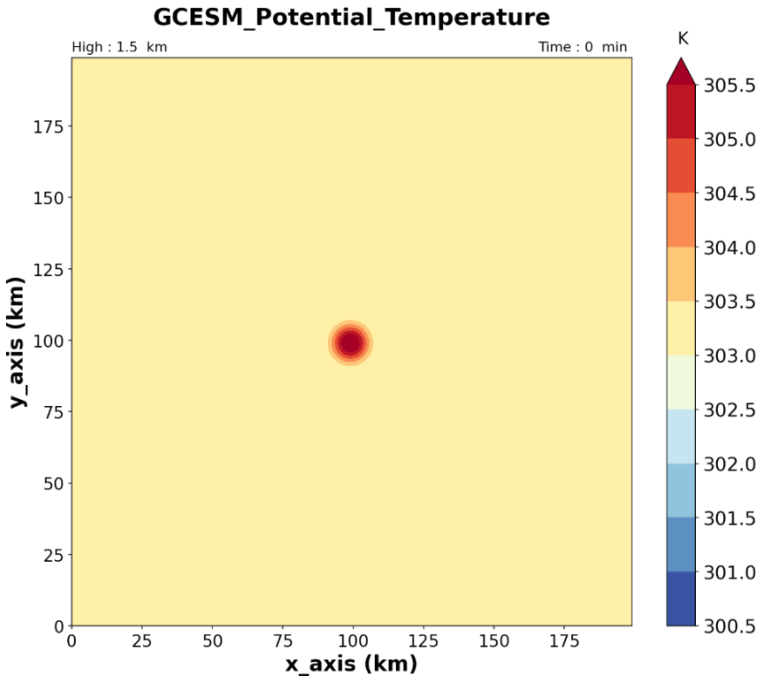


圖 5　在 3D supercell storm 理想化實驗當中初始(Time = 0 min) 於高度 1.5 公里的位溫分布。

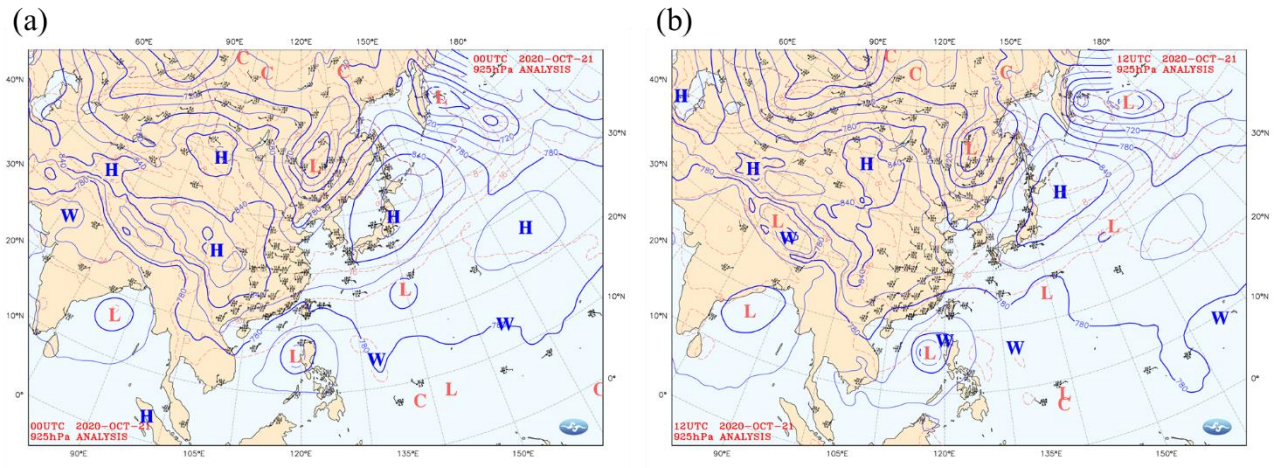


圖 6　2020/10/21 (a) 00UTC、(b) 12UTC 之 925 百帕高空天氣圖。

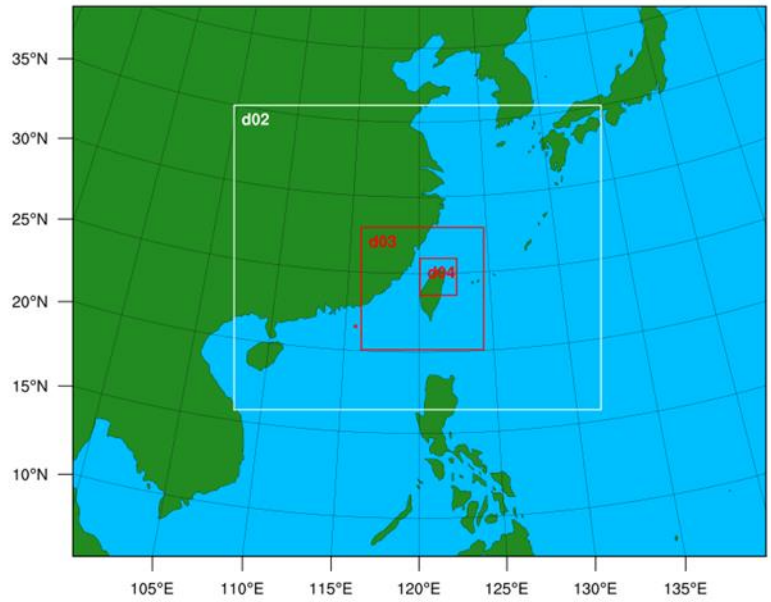


圖 7　2020/10/21 真實個案之 WRF 模式網格範圍設定。

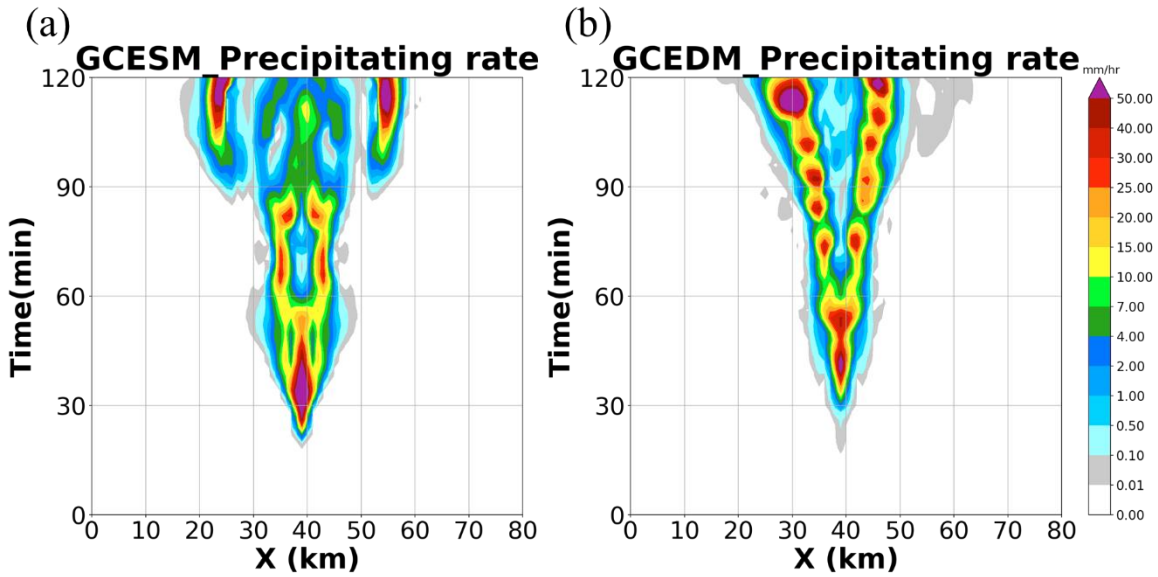


圖 8　(a) GCESM、(b) GCEDM 於 0 到 120 分鐘之時雨率的 Hovmöller diagrams。

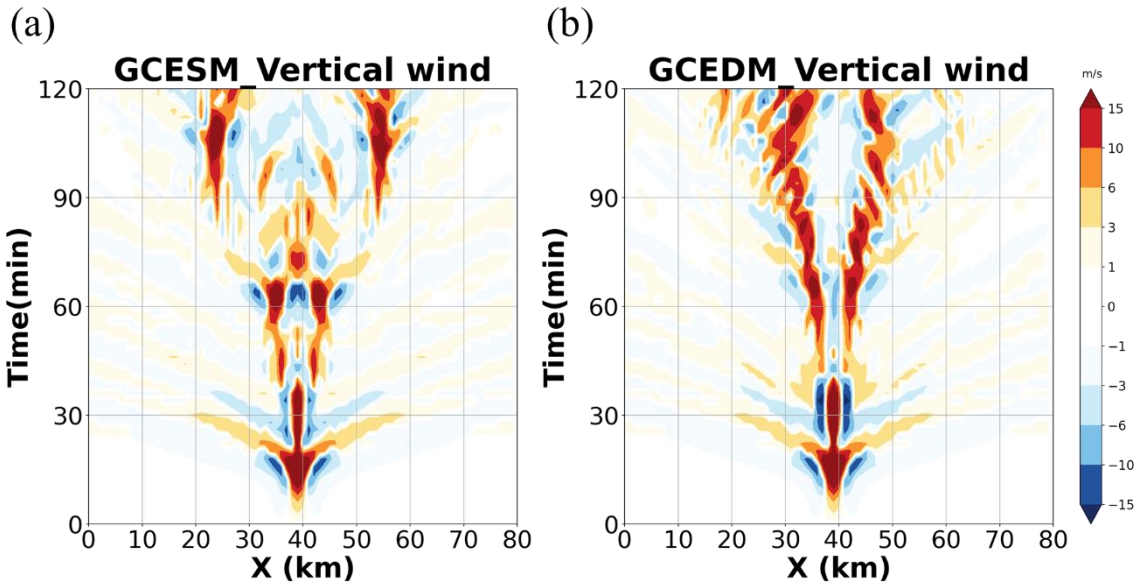


圖 9　(a) GCESM、(b) GCEDM 於 0 到 120 分鐘之最強垂直運動的 Hovmöller diagrams。

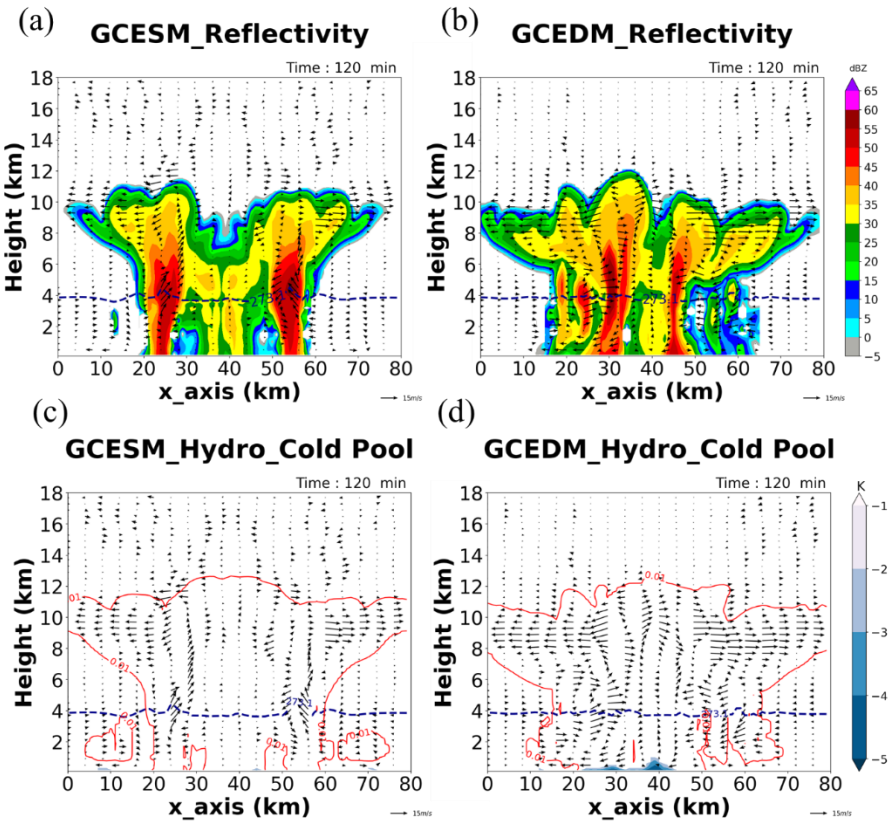


圖 10　在 120 分鐘時，(a、c) GCESM、(b、d) GCEDM 之垂直剖面。(a、b)為回波，(c、d)紅線為總水相粒子混和比為 0.01g/kg 之等值線，藍色區塊則為冷池分布區域。其中冷池的定義引用 Lim and Hong (2010)，擾動位溫在-2K 以下之區域。

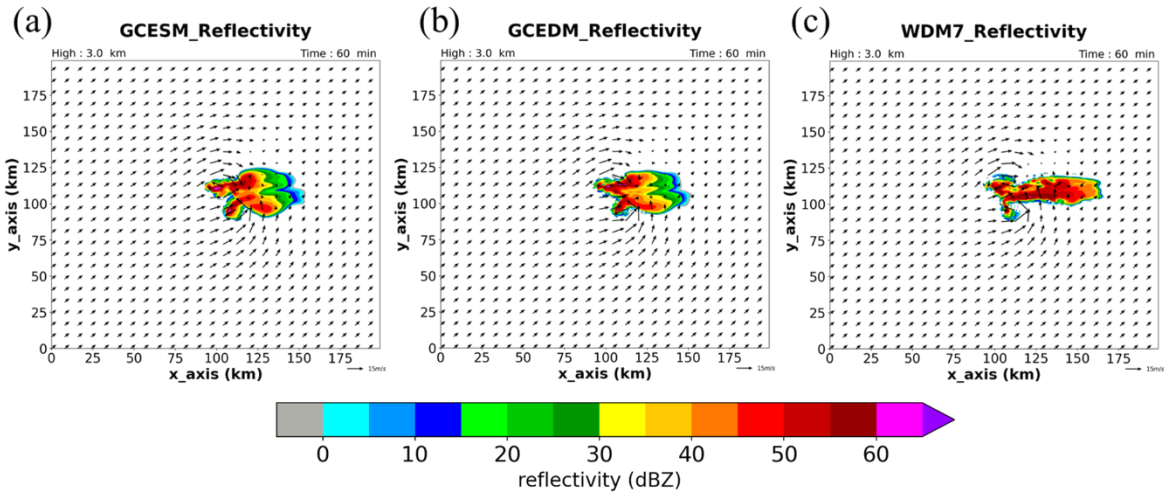


圖 11　在 60 分鐘時，(a) GCESM、(b) GCEDM、(c) WDM7 模擬範圍中，於高度 3 公里的回波反射率分布。

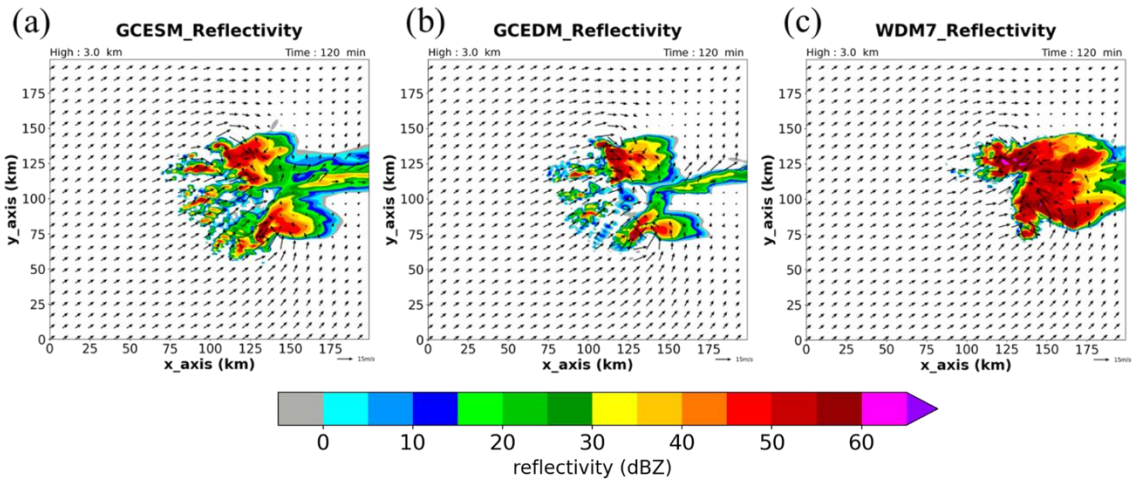


圖 12　同(圖 11)，但在 120 分鐘時的回波反射率分布。

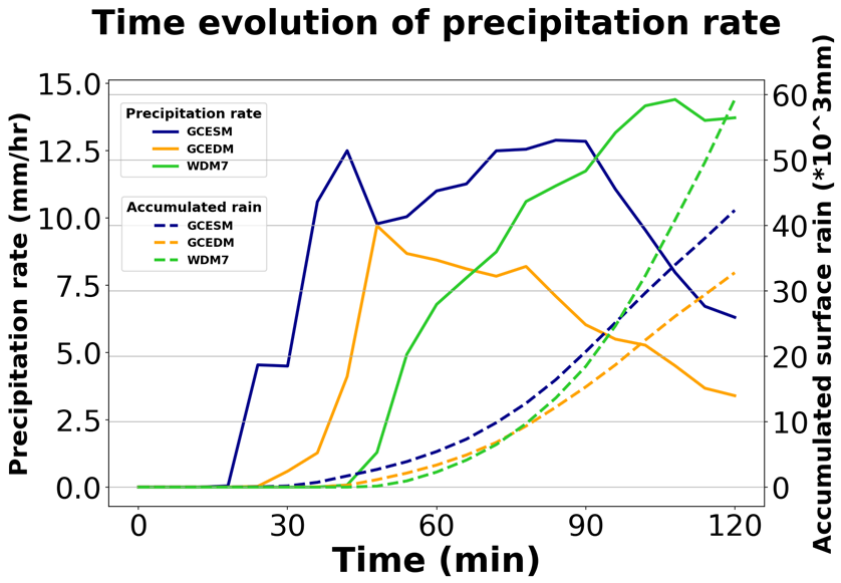


圖 13　GCESM、GCEDM 與 WDM7 降雨率(實線、左 y 軸)及總表面累積降水量(虛線、右 y 軸)之時序變化圖。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。

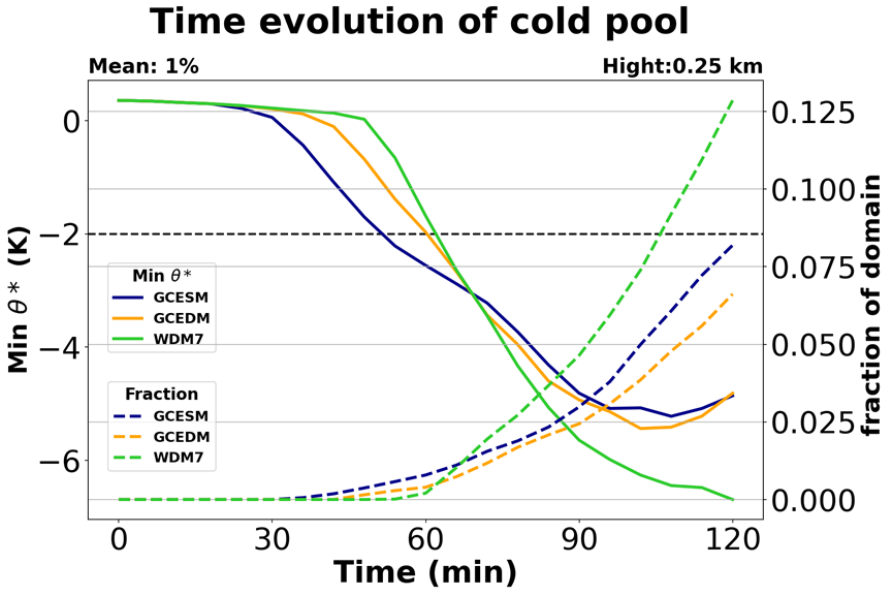


圖 14　GCESM、GCEDM 與 WDM7 於 250m，前 1%最小擾動位溫平均(實線、左 y 軸)以及冷池在模擬範圍內比例(虛線、右 y 軸)之時序變化圖。其中冷池的定義引用 Morrison and Milbrandt (2011)，於 250 m 擾動位溫在-2K 以下之區域。顏色代表同(圖 13)。

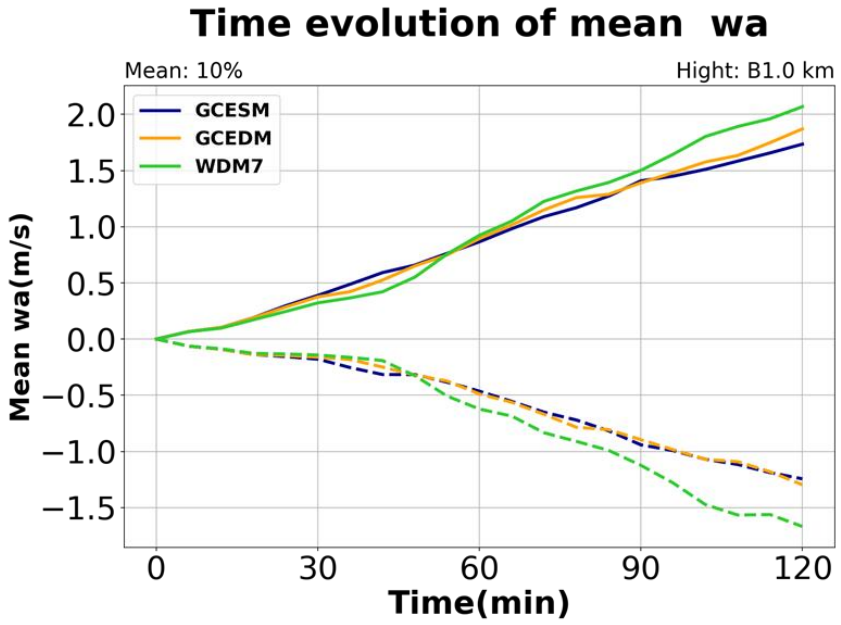


圖 15　GCESM、GCEDM 與 WDM7 在 1km 以下，前 10% 最大上升速度(實線)與最小下降速度(虛線)平均之時序變化圖。顏色代表同(圖 13)。

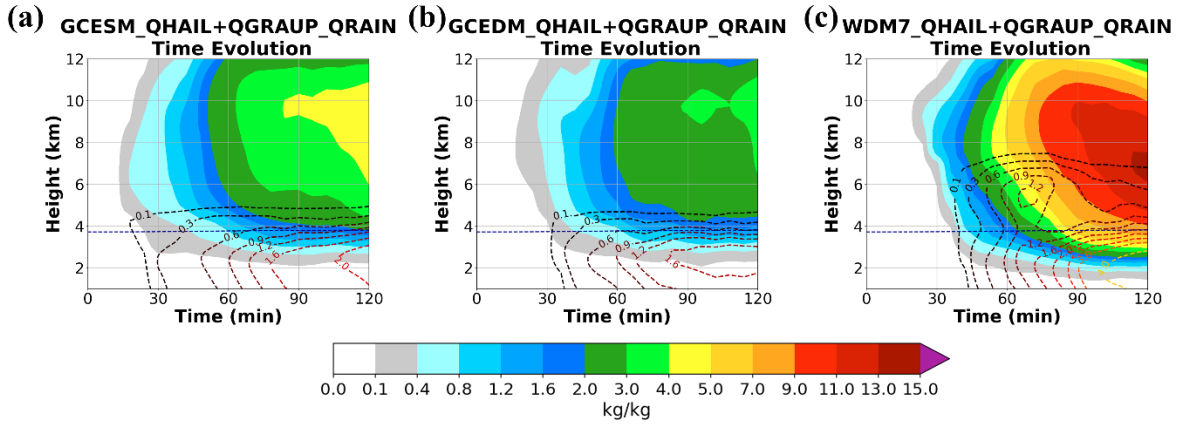


圖 16　冰雹與雨水混和比在不同高度總量於(a)GCESM、(b)GCEDM 與(c)WDM7 之分布時序圖。其中色塊分布為冰雹混和比，線條分布為雨水混和比。

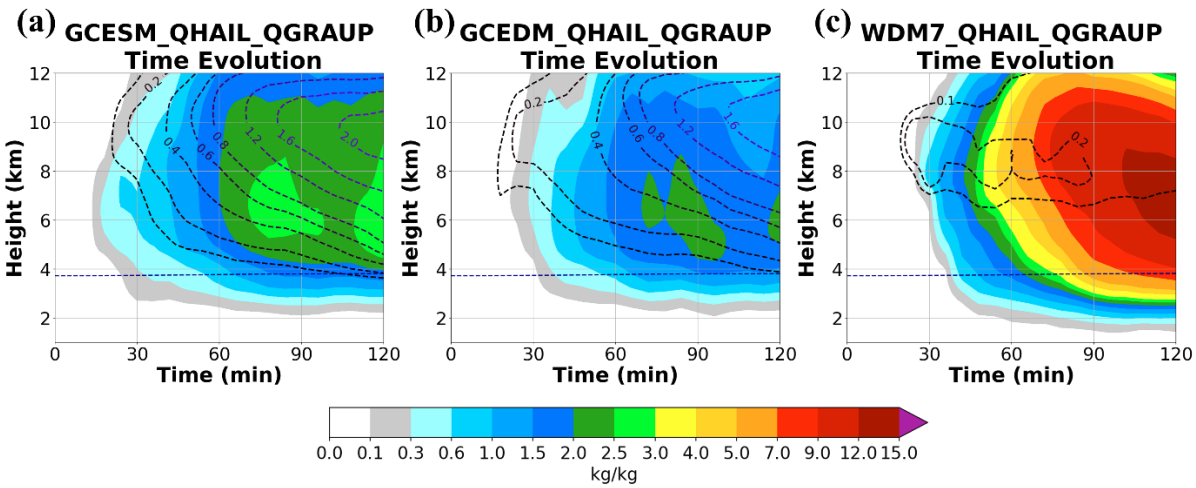


圖 17　冰雹與軟雹混和比在不同高度總量於(a)GCESM、(b)GCEDM 與(c)WDM7 之分布時序圖。其中色塊分布為冰雹混和比，線條分布為軟雹混和比。

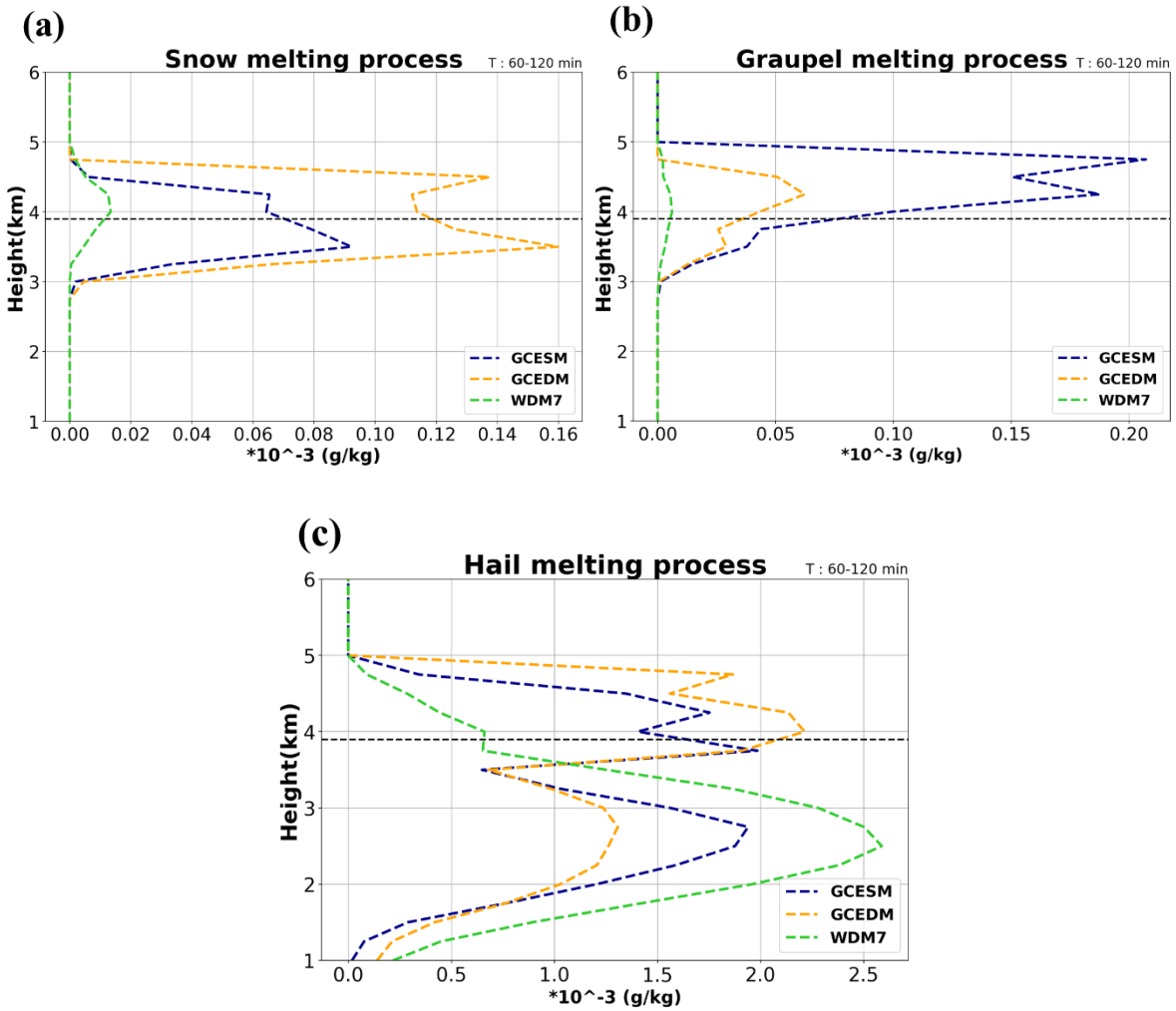
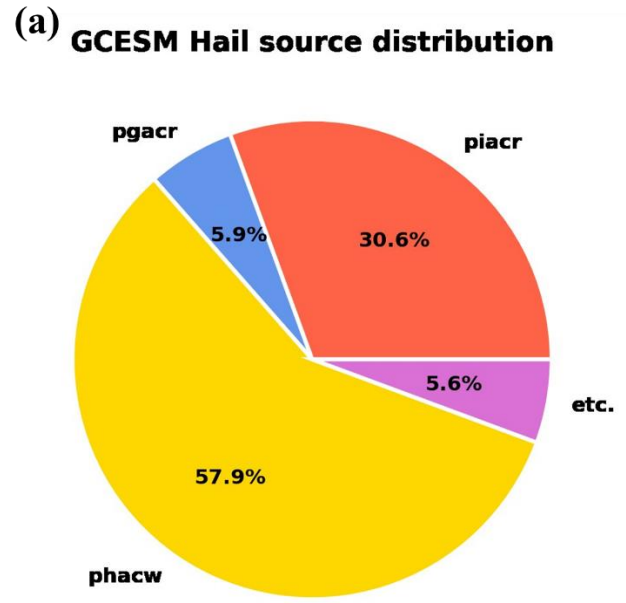
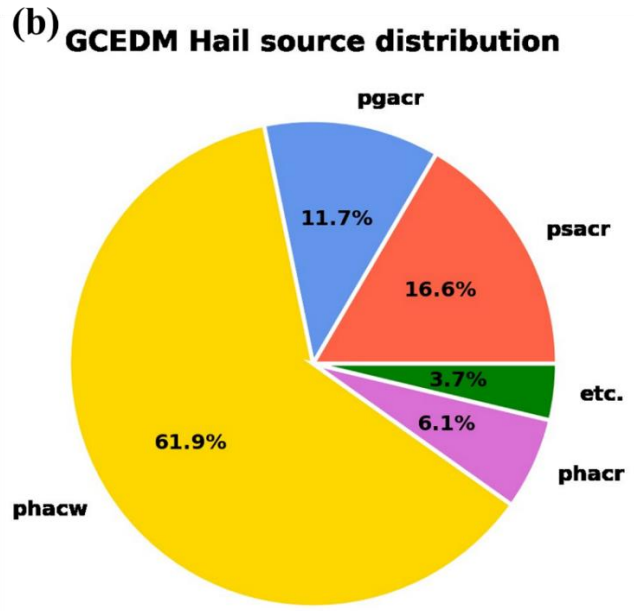


圖 18　(a)雪的融化作用、(b)軟雹的融化作用與(c)冰雹的融化作用在 GCESM、GCEDM 與 WDM7 之垂直平均分布。顏色代表同(圖 13)。


(a) GCESM Hail source distribution
pgacr
piacr
5.9%
30.6%
5.6%
etc.
57.9%
phacw


(b) GCEDM Hail source distribution
pgacr
11.7%
psacr
16.6%
3.7%
etc.
6.1%
phacr
61.9%
phacw

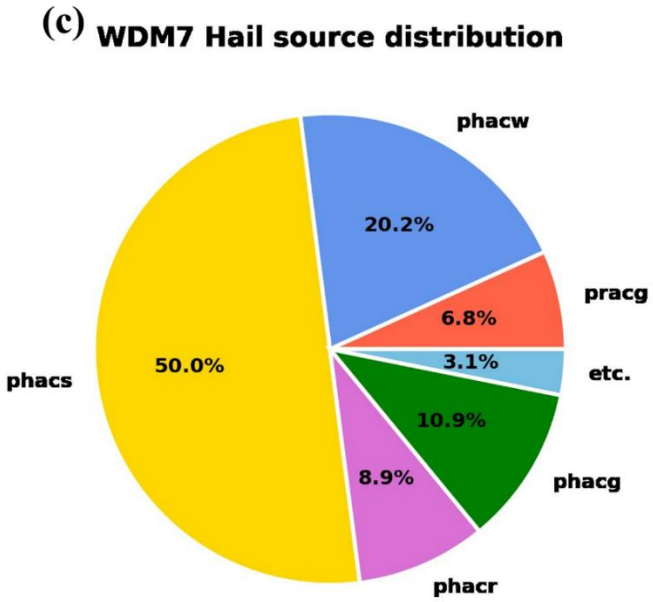


圖 19　冰雹微物理產生項在(a) GCESM、(b) GCEDM 與(c) WDM7 的總產量分布比例。

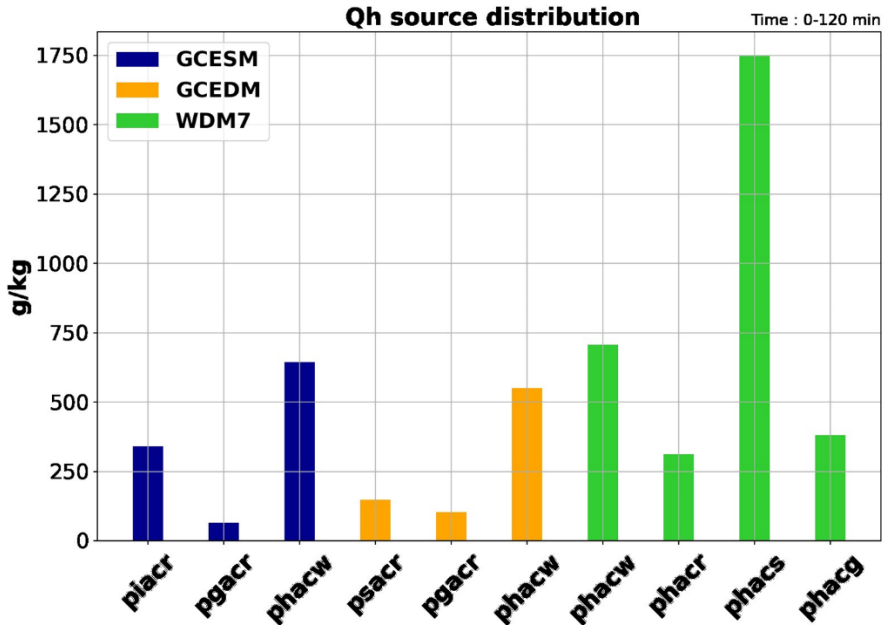


圖 20 在 GCESM、GCEDM 與 WDM7 當中主要的冰雹微物理產生項。藍色為 GCESM 主要產生項，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。

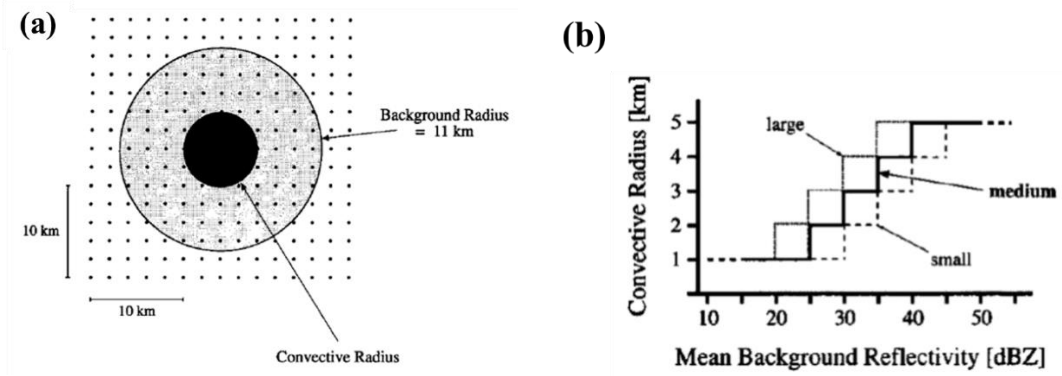


圖 21　Steiner et al. (1995) 所提供的(a)背景平均回波向外延伸 11 公里選取格點方式，以及(b)分辨層狀與對流系統之依據。

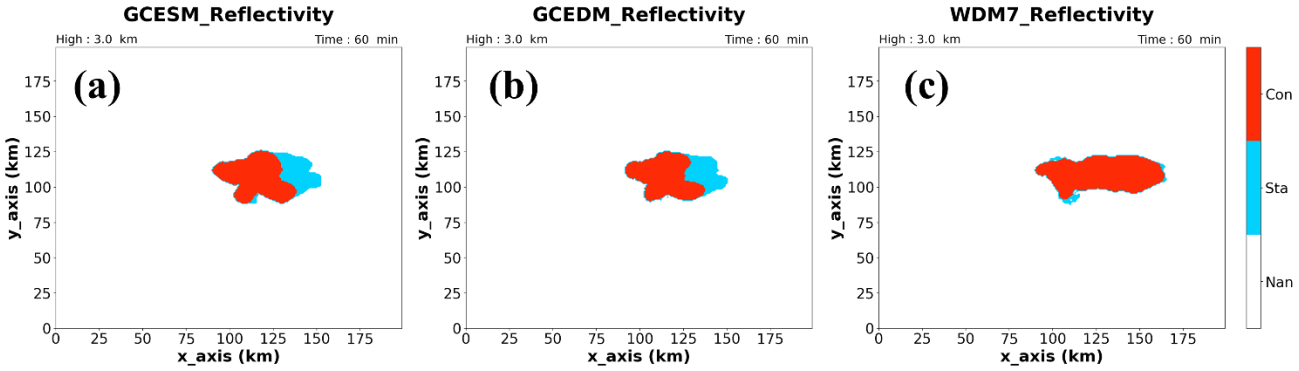


圖 22　在 60 分鐘時，(a) GCESM、(b) GCEDM、(c) WDM7 模擬範圍中，根據 Steiner et al. (1995)方法所得到於高度 3 公里的層狀與對流系統分布。色標上藍色為層狀系統，紅色為對流系統。

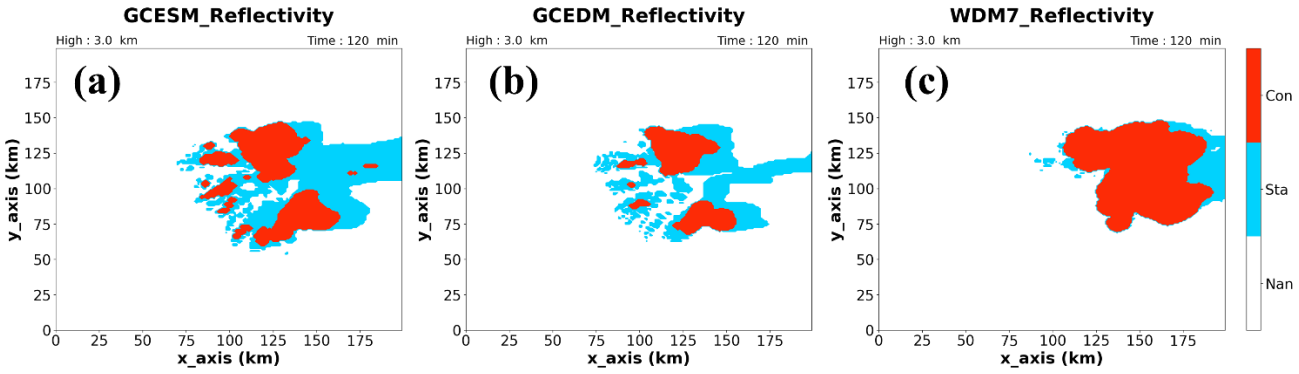


圖 23　同(圖 22)，但在 120 分鐘時的層狀與對流系統分布。

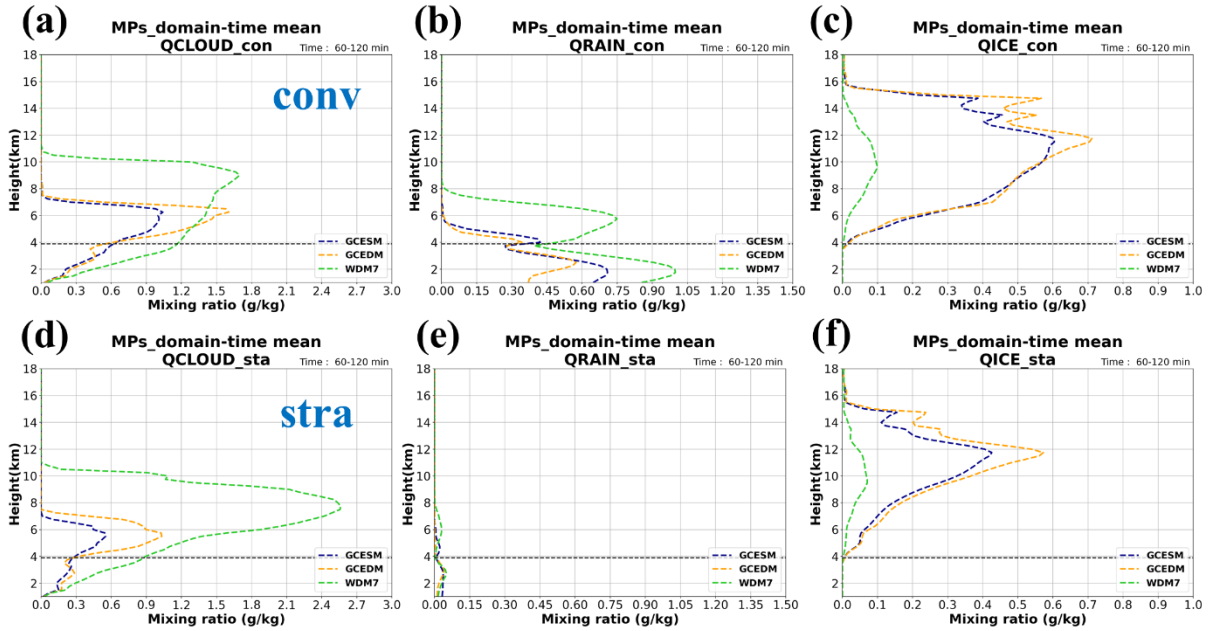


圖 24　60-120 分鐘內，(a)-(d)雲水、(b)-(e)雨水以及(c)-(f)雲冰混和比在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~18 公里垂直上的分布。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM，綠色為 WDM7。

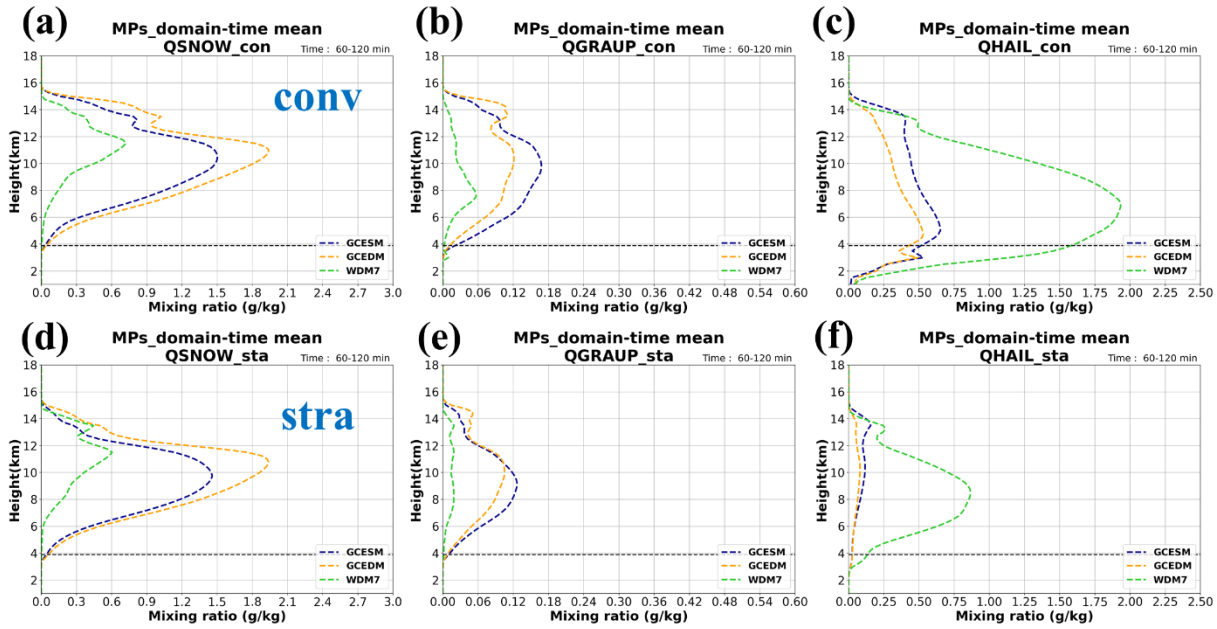


圖 25　60-120 分鐘內， (a)-(d)雪、(b)-(e)軟雹以及(c)-(f)冰雹混和比在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~18 公里垂直上的分布。顏色代表同(圖 24)。

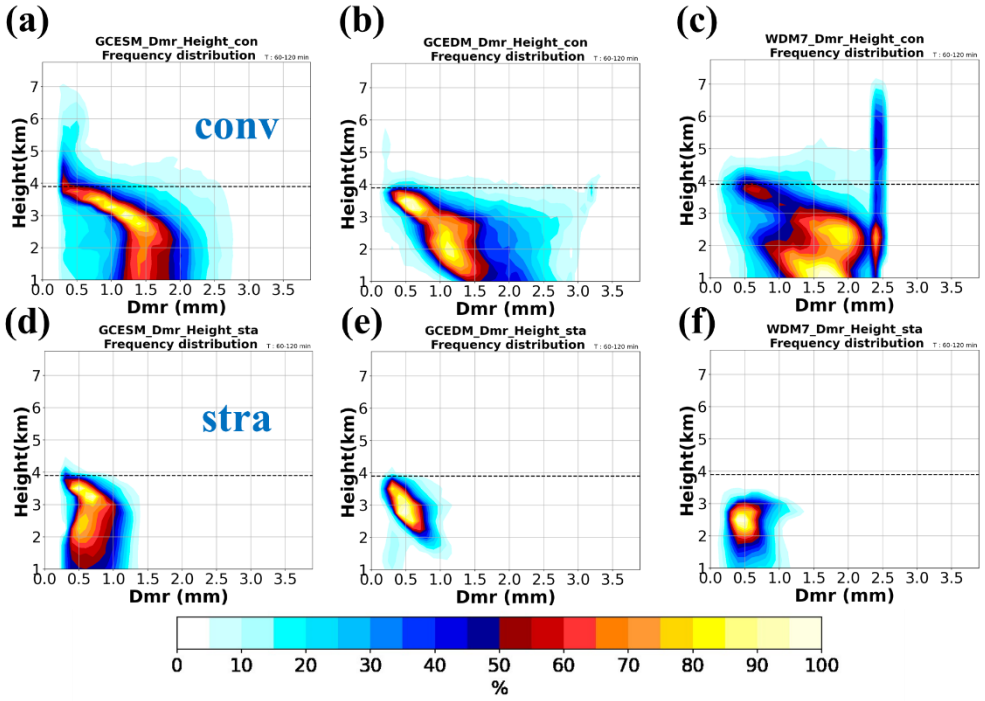


圖 26　60-120 分鐘內，(a-c)對流與(d-f)層狀系統中雨水質量權重平均粒徑在不同高度的頻率分布關係圖。其中(a)、(d)為 GCESM，(b)、(e)為 GCEDM，(c)、(f)為 WDM7。

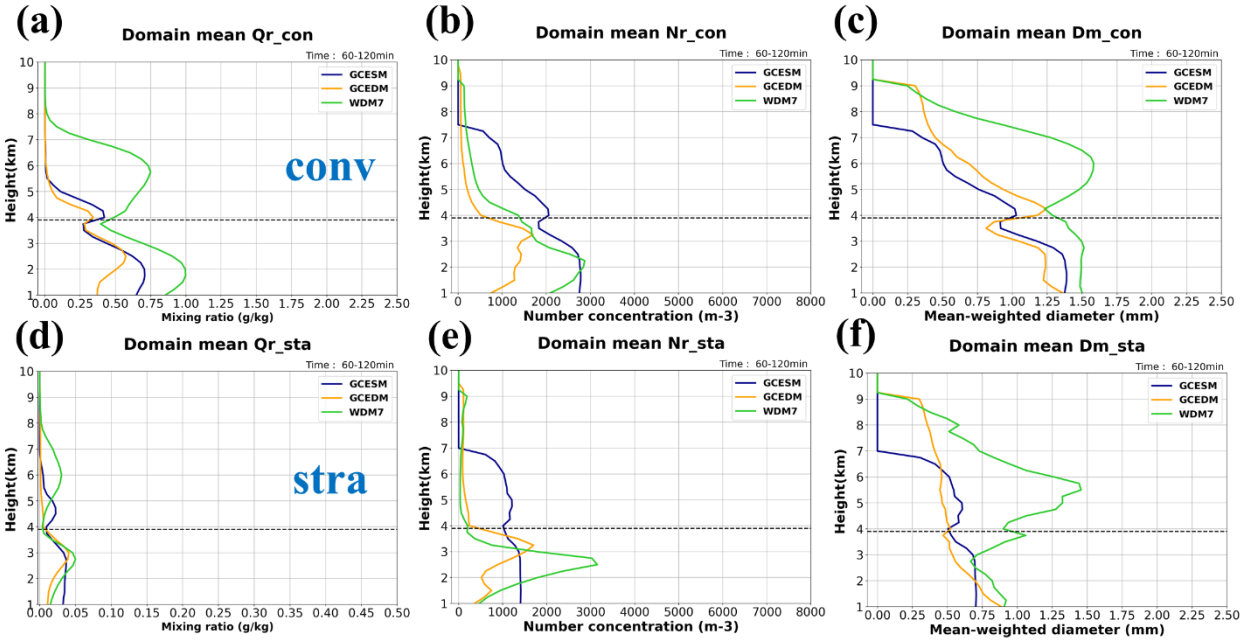


圖 27　60-120 分鐘內， (a)-(d)雨水混合比、(b)-(e)雨水總粒子濃度以及(c)-(f)雨水質量權重平均粒徑在(a-c)對流與(d-f)層狀系統內，1~10 公里垂直上的分布。顏色代表同(圖 24)。

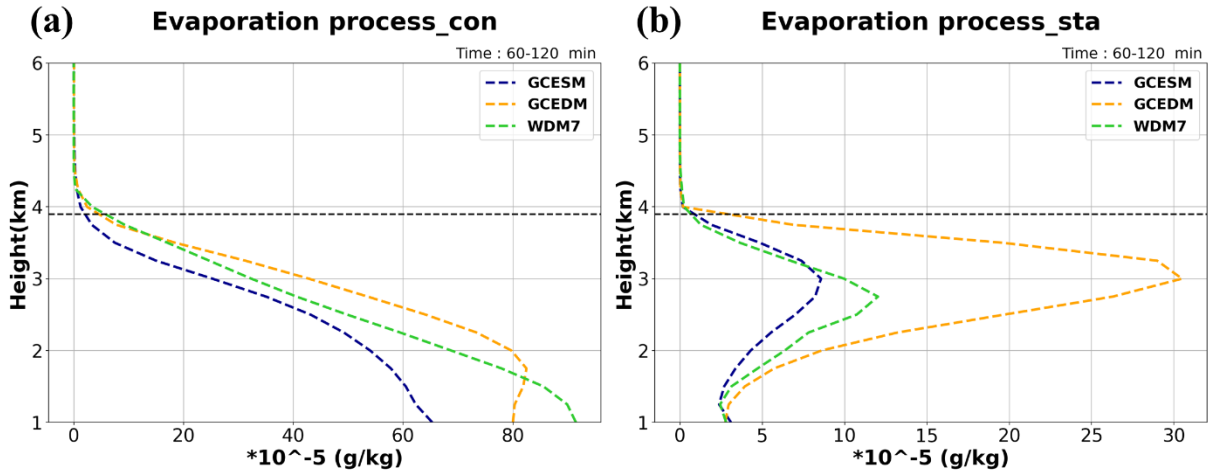


圖 28　60-120 分鐘內，三種微物理方案在(a)對流與(b)層狀系統中雨水蒸發作用，1~6 公里垂直上之分布。顏色代表同(圖 24)。

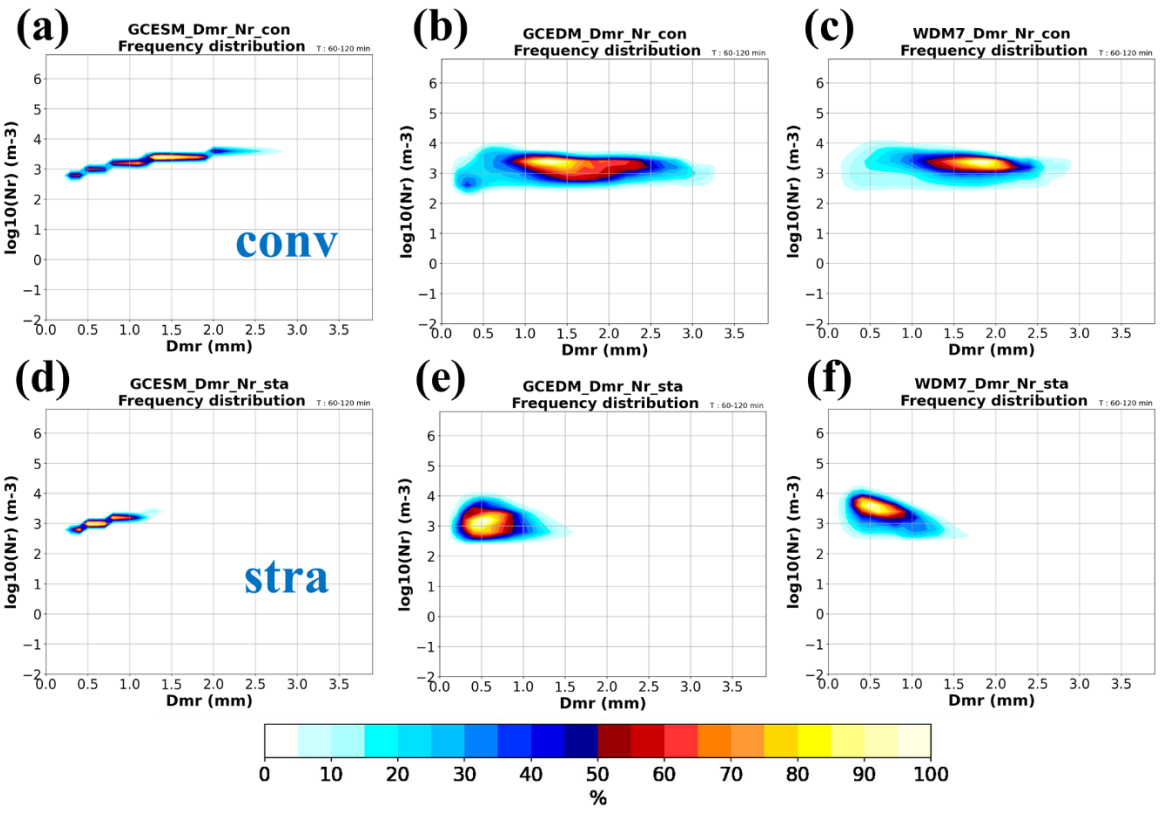


圖 29　60-120 分鐘內，(a-c)對流與(d-f)層狀系統中雨水質量權重平均粒徑與不同雨水總粒子濃度的頻率分布關係圖。其中(a)、(d)為 GCESM，(b)、(e)為 GCEDM，(c)、(f)為 WDM7。

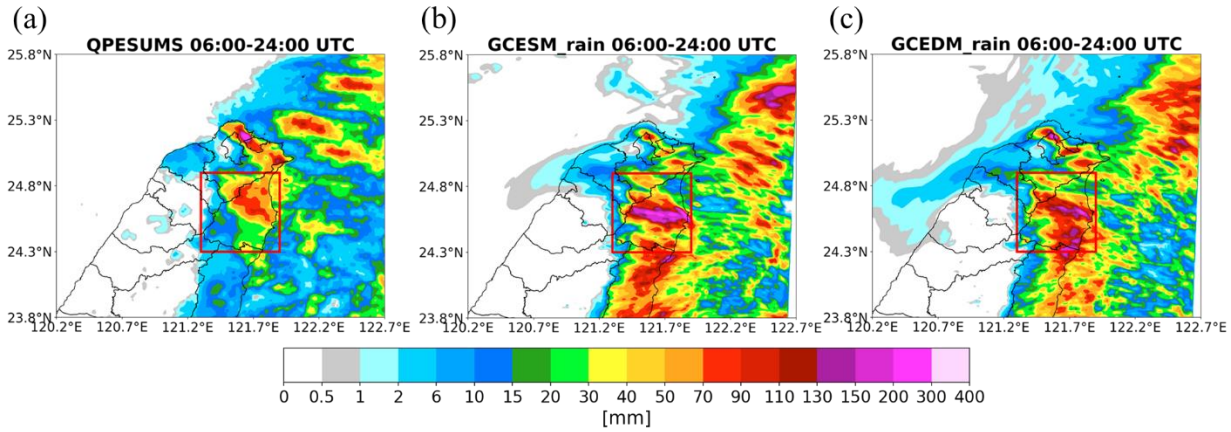


圖 30　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與(c) GCEDM 於 2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC 之累積雨量。紅色方框為強降雨區。

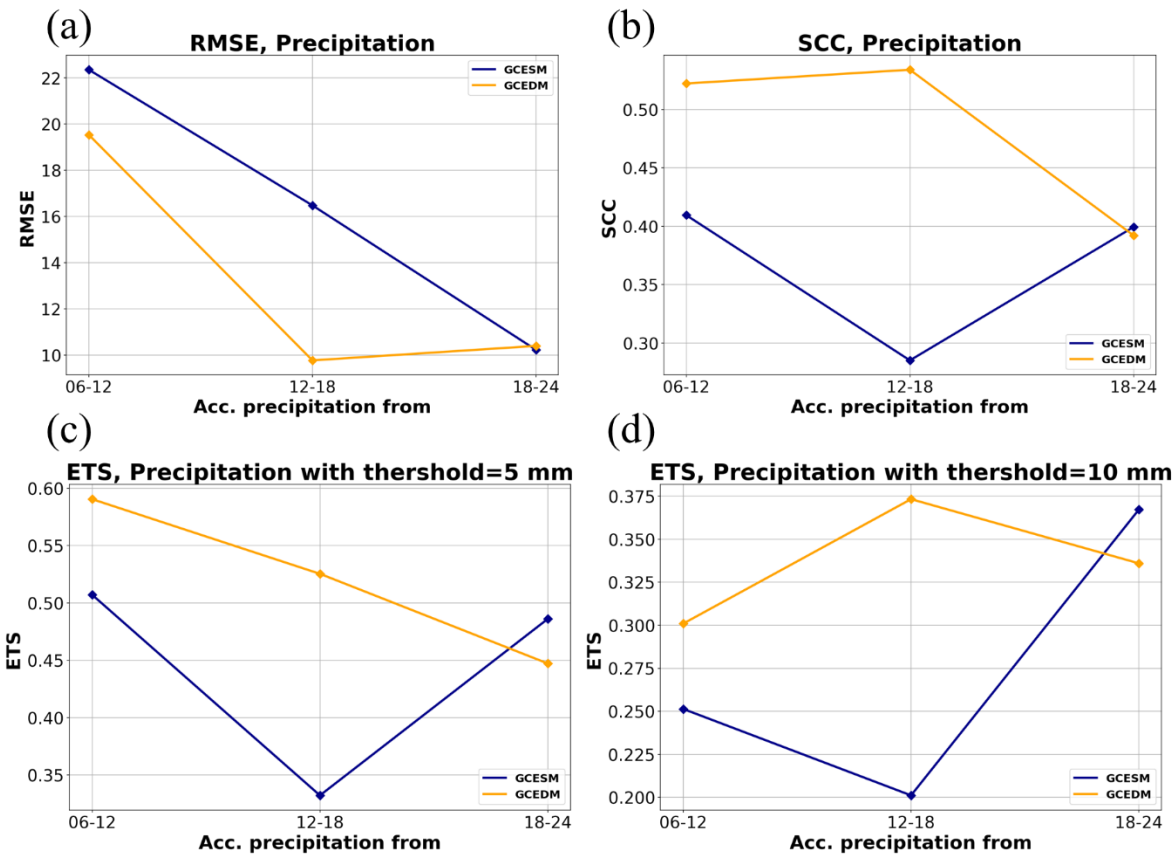


圖 31　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積雨量在模式與觀測間，於(圖 4-20)陸地區域之 (a) RMSE 與 (b) SCC，以及門檻設置為(c) 5mm 與(d) 10mm 之 ETS 變化圖。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。

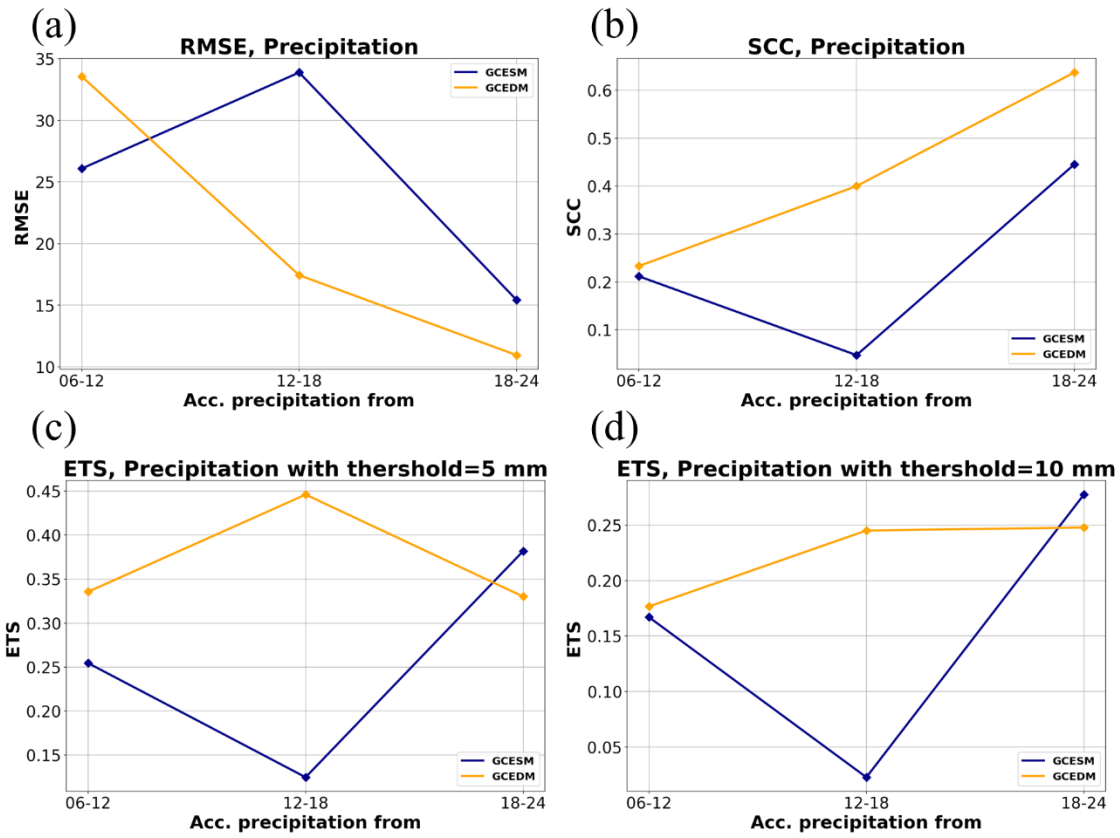


圖 32　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積雨量在模式與觀測間，於強降雨區(圖 4-20 紅色方框內)之 (a) RMSE 與 (b) SCC，以及門檻設置為(c) 5mm 與(d) 10mm 之 ETS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。

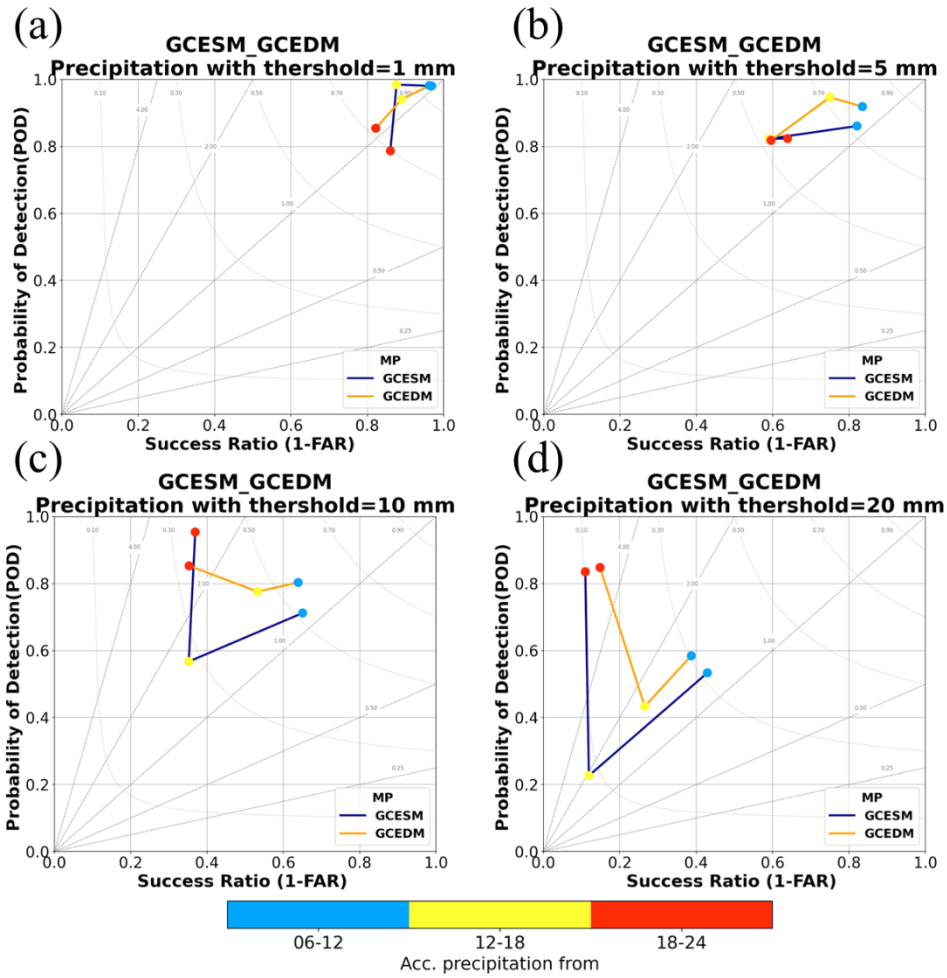


圖 33　2020/10/21 06 UTC 到 2020/10/22 00 UTC，每六小時累積降雨在模式與觀測間，於強降雨區之預報分數性能圖。累積降雨門檻設定分別為(a) 1 mm、(b) 5 mm、(c) 10 mm 與(b) 20 mm。藍色線為 GCESM，橘色線為 GCEDM。

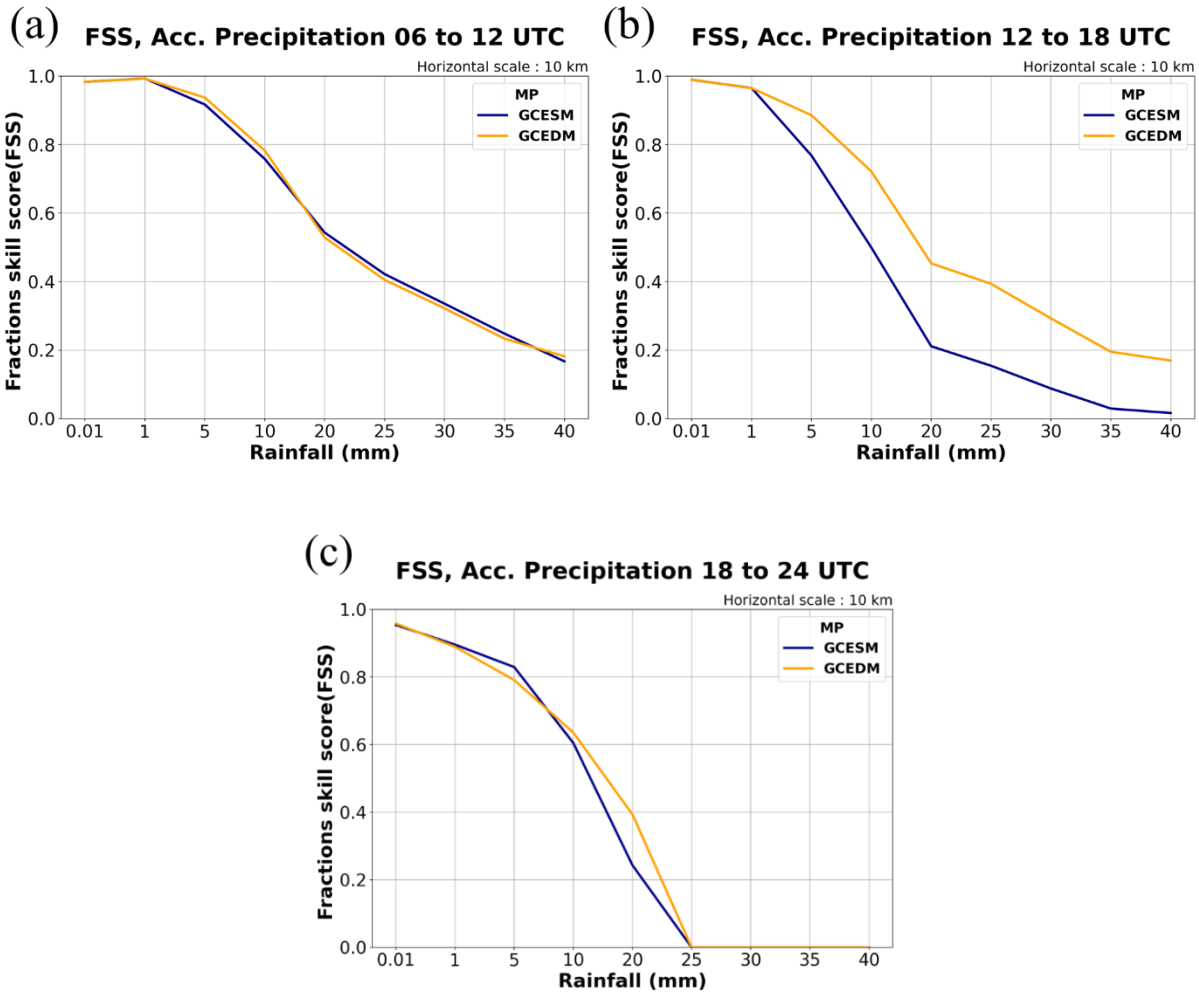


圖 34　(a) 06-12 UTC、(b) 12-18 UTC 與(c) 18-24 UTC 之累積雨量於強降雨區，偏差範圍設定為 10 公里 × 10 公里，不同門檻之 FSS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。

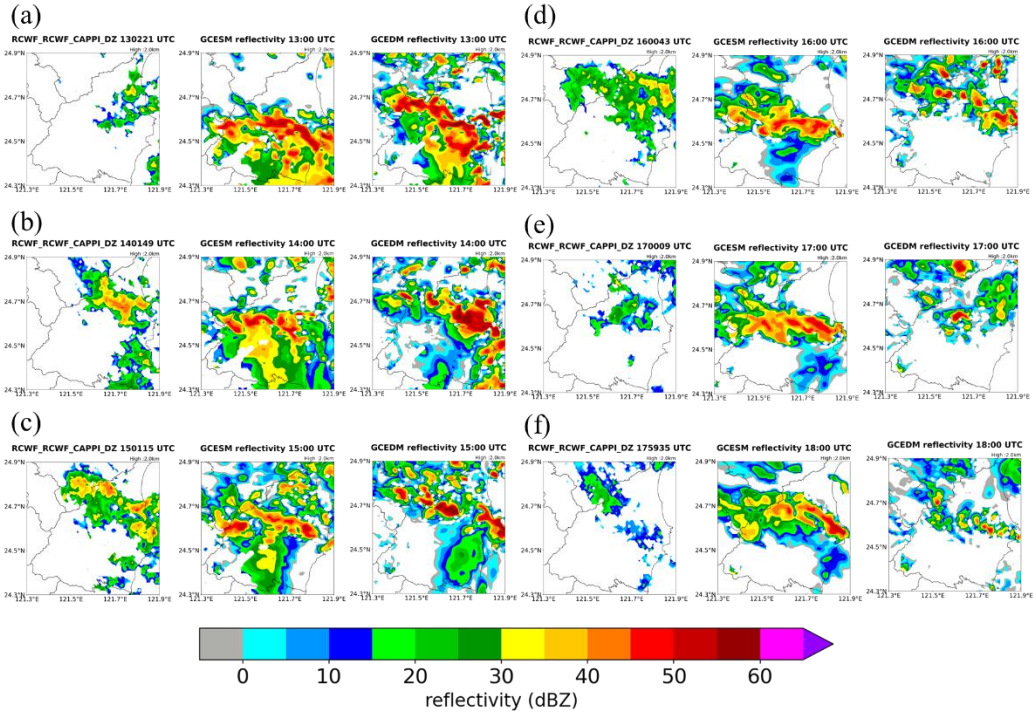


圖 35　(a) - (f) 為 2020/10/21 13UTC 到 18 UTC 之雷達觀測與模式反演回波於強降雨區比較圖。最左邊為 RCWF 最接近整點之 CAPPI 雷達觀測回波，中間為 GCESM、最右邊為 GCEDM 之模式反演回波，高度均為 2 公里處。

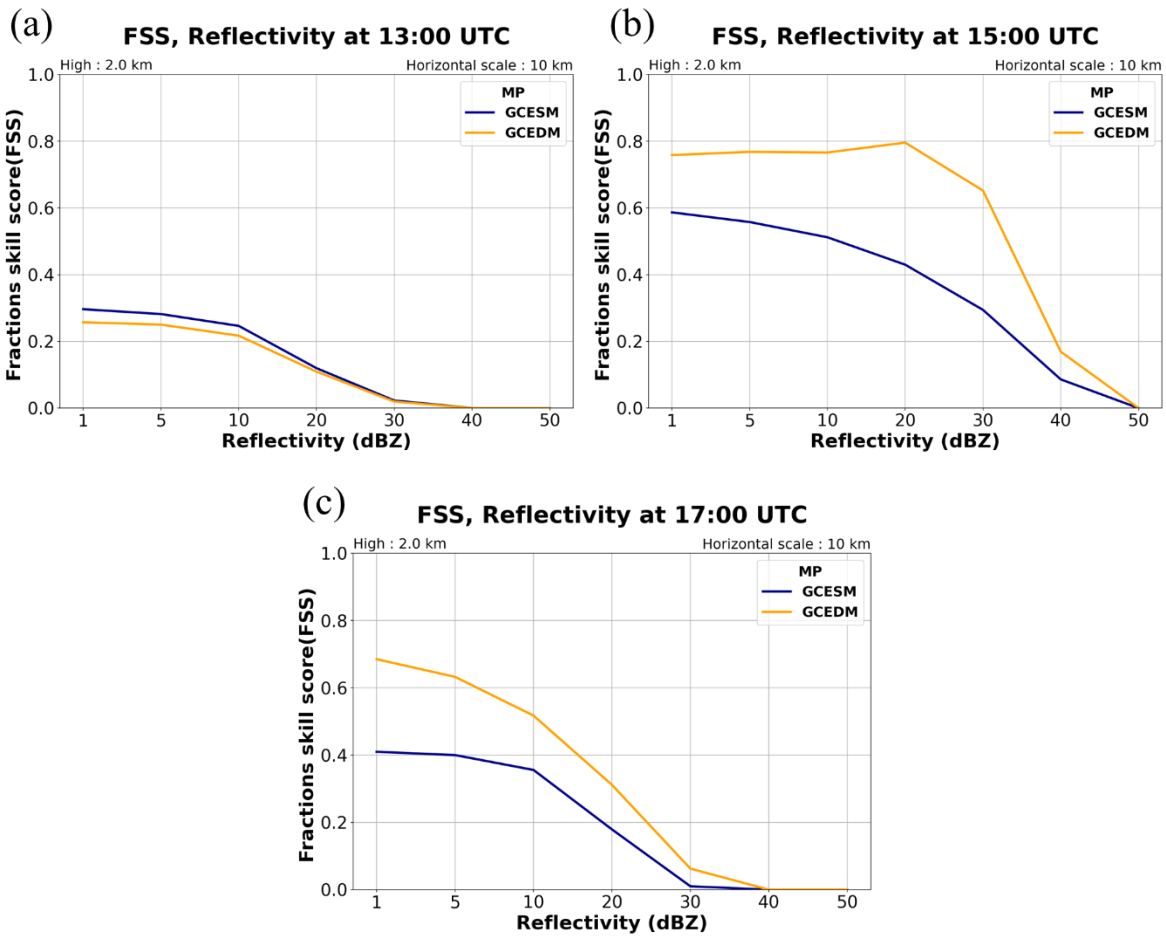


圖 36　2020/10/21 (a) 13 UTC、(b) 15 UTC 與(c) 17 UTC 之雷達回波，高度為 2 公里，偏差範圍設定為 10 公里 x 10 公里，不同門檻之 FSS 變化圖。顏色代表同(圖 31)。

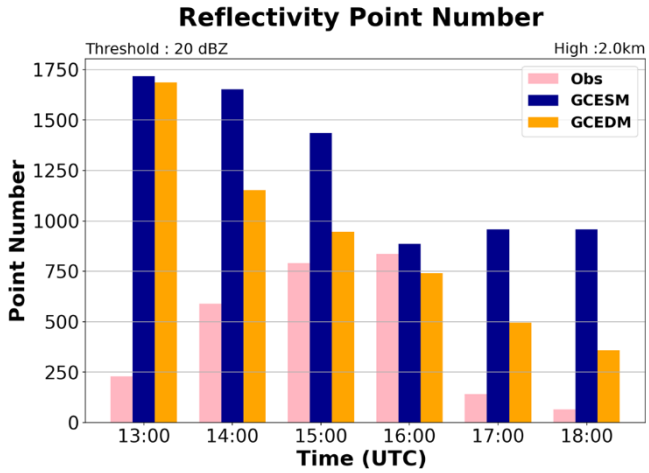


圖 37　2020/10/21 13 UTC 到 18 UTC 於強降雨區，高度為 2 公里處，大於 20dBZ 之回波格點總數。粉紅色為 RCWF 之觀測回波，藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。

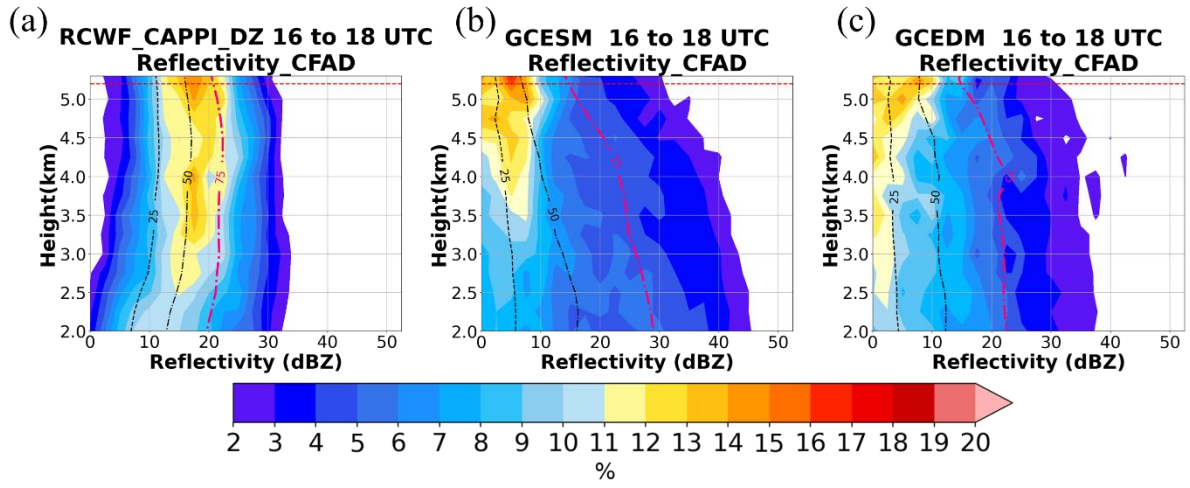


圖 38　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬之回波反射率 CFAD。紅色線為模式中融化層位置。

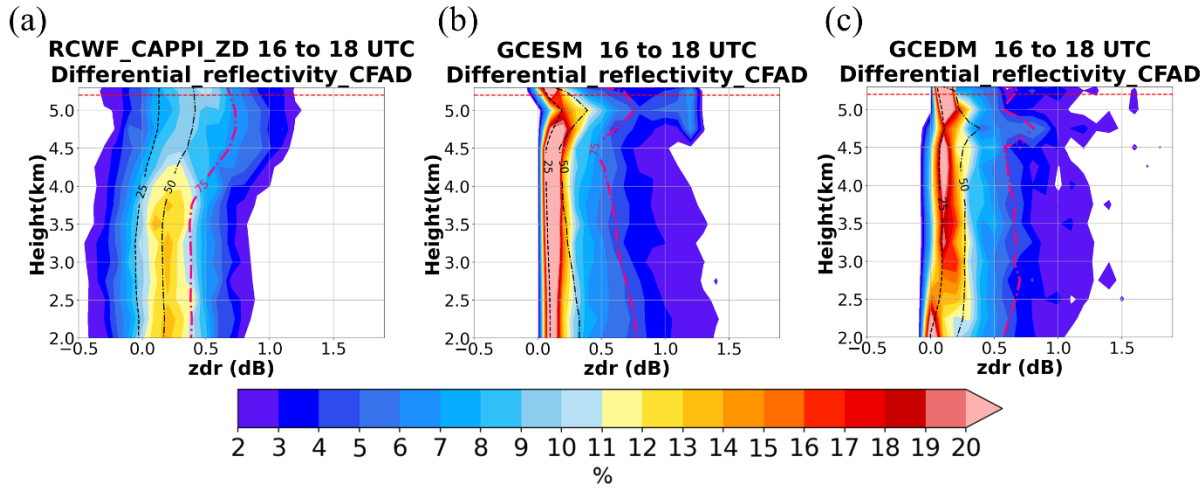


圖 39　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬之差異反射率(ZDR) CFAD。紅色線為模式中融化層位置。

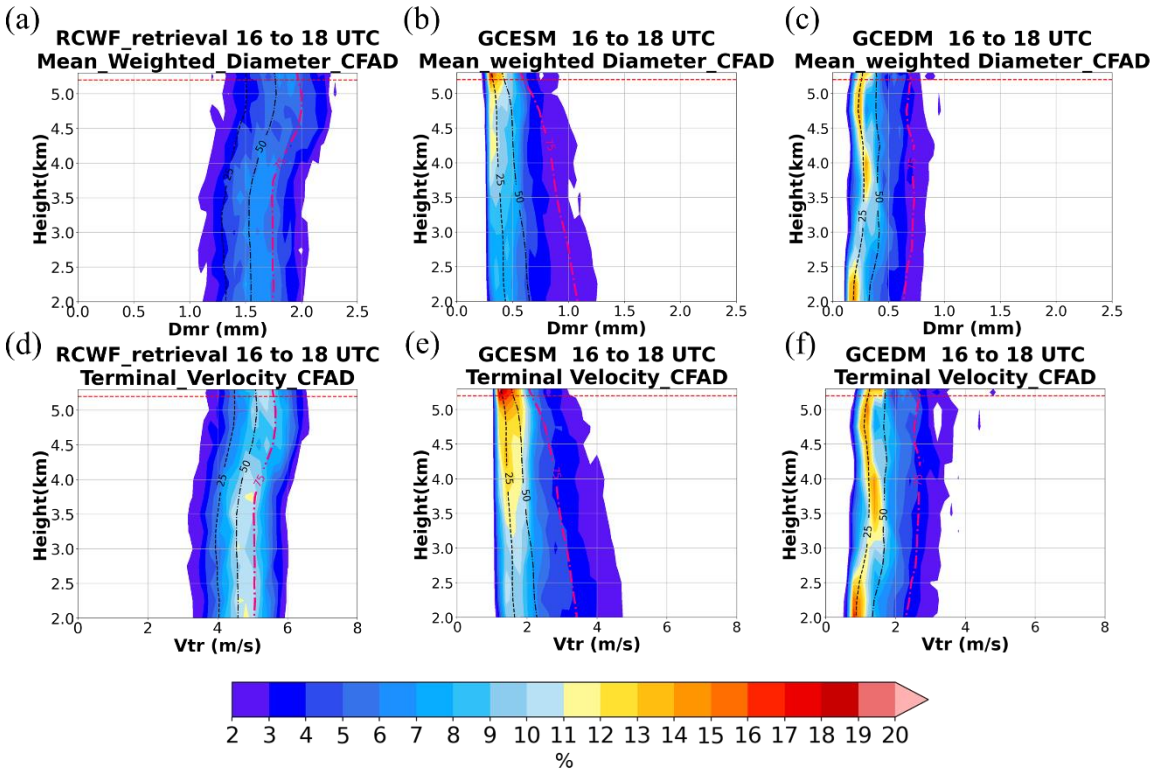


圖 40　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC　GCESM、GCEDM 模擬之雨水質量權重平均粒徑(a、b、c)及雨滴終端落速(d、e、f) CFAD。 (a)、(f) 為 RCWF 雷達反演之結果，(b)、(e) 為 GCESM 之結果，(c)、(f) 為 GCEDM 之結果。紅色線為融化層位置。

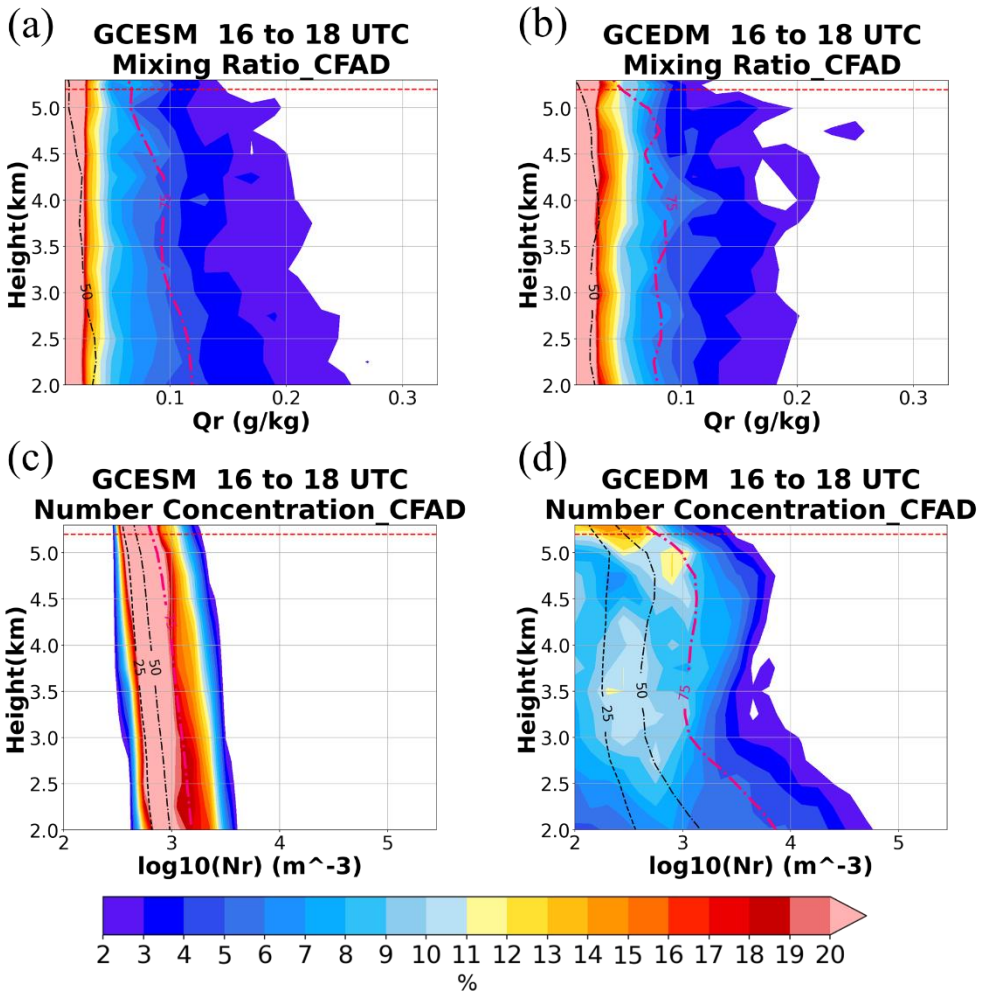


圖 41　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC　GCESM、GCEDM 模擬之雨水混和比(a、b)、雨水總粒子濃度(c、d) CFAD。 (a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。紅色線為融化層位置。

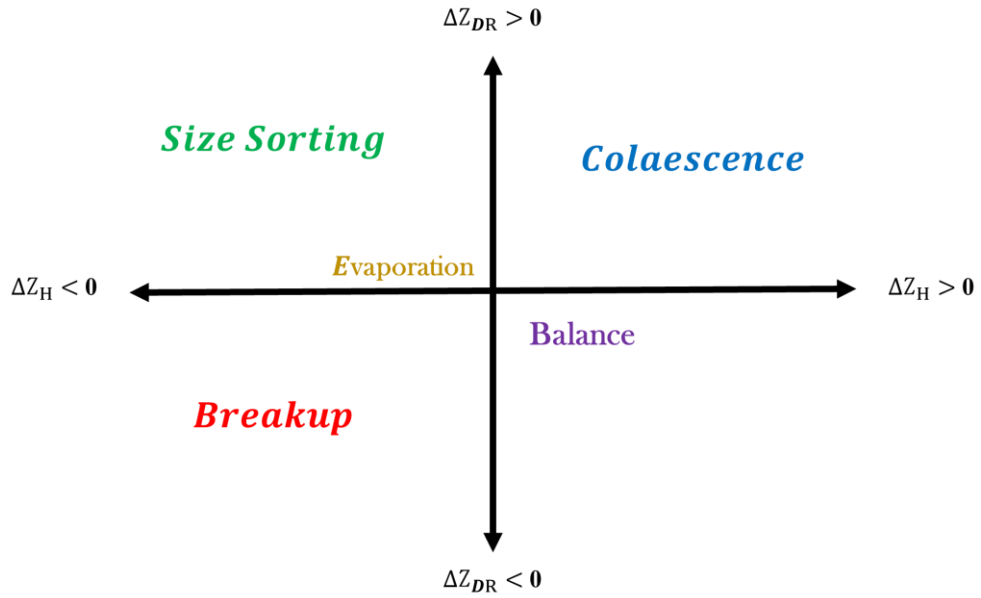


圖 42　Kumjian et al. (2022) 所提供之 Kumjian and Prat (2014) 雨滴微物理分類 4 象限示意圖。Δ 意旨隨接近地面變化。

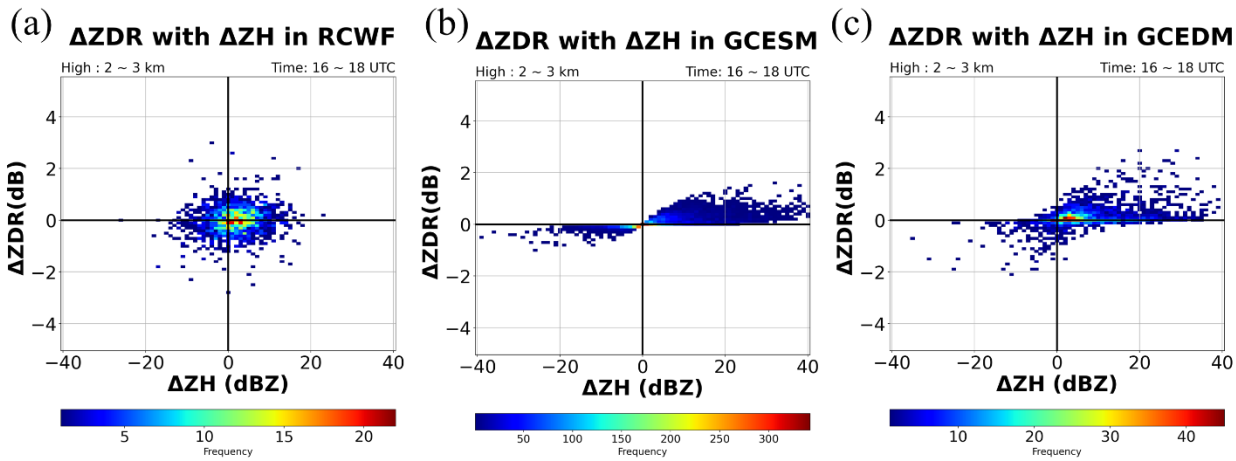
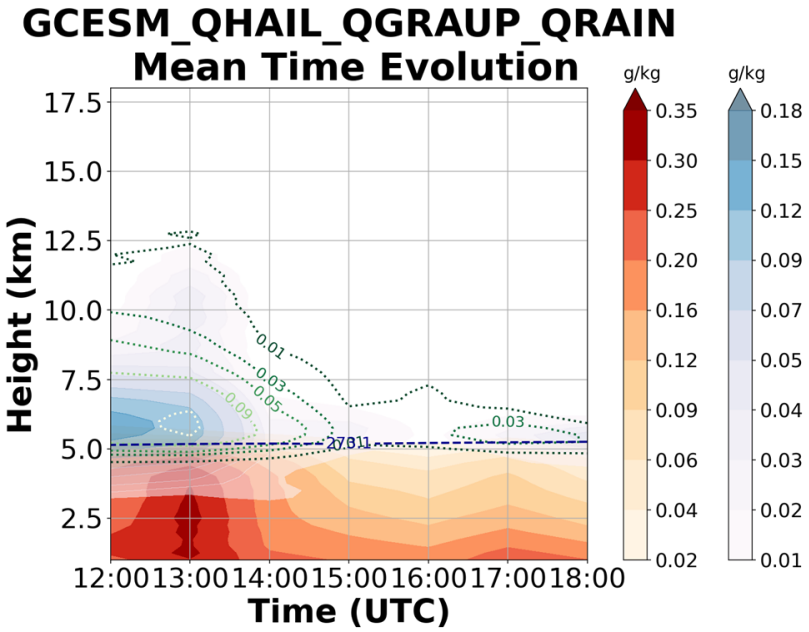


圖 43　2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC 在 2 ~ 3 公里間的 (a) RCWF 觀測 與 (b) GCESM、(c) GCEDM 模擬的雨滴微物理分類 4 象限圖。ΔZH 為回波反射率變化，ΔZDR 為差異反射率變化。

(a)



(b)

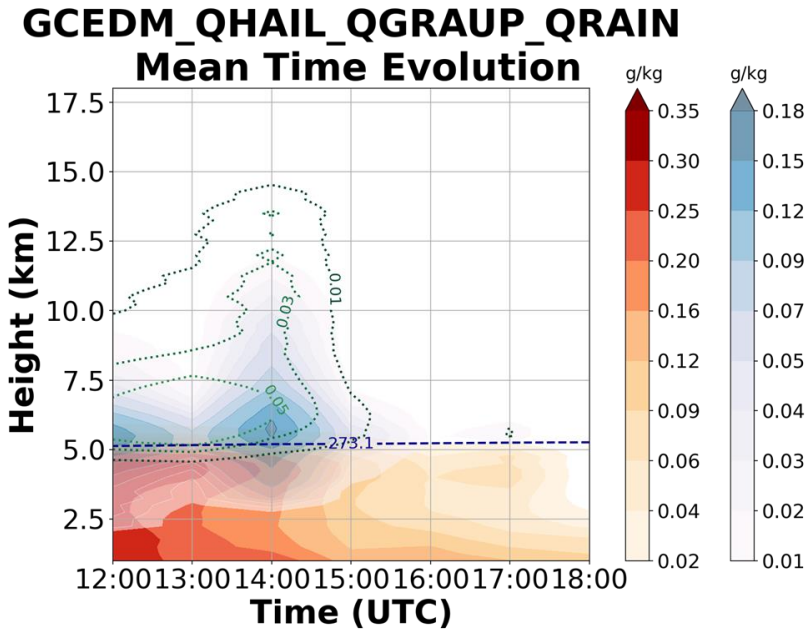


圖 44 在(a) GCESM 與(b) GCEDM 中，12 到 18 UTC 間，冰雹、軟雹跟雨水混和比於強降雨區，各高度平均隨時間變化。其中藍色為冰雹混和比，紅色為雨水混和比，綠色線為軟雹混和比。藍色虛線為融化層位置。

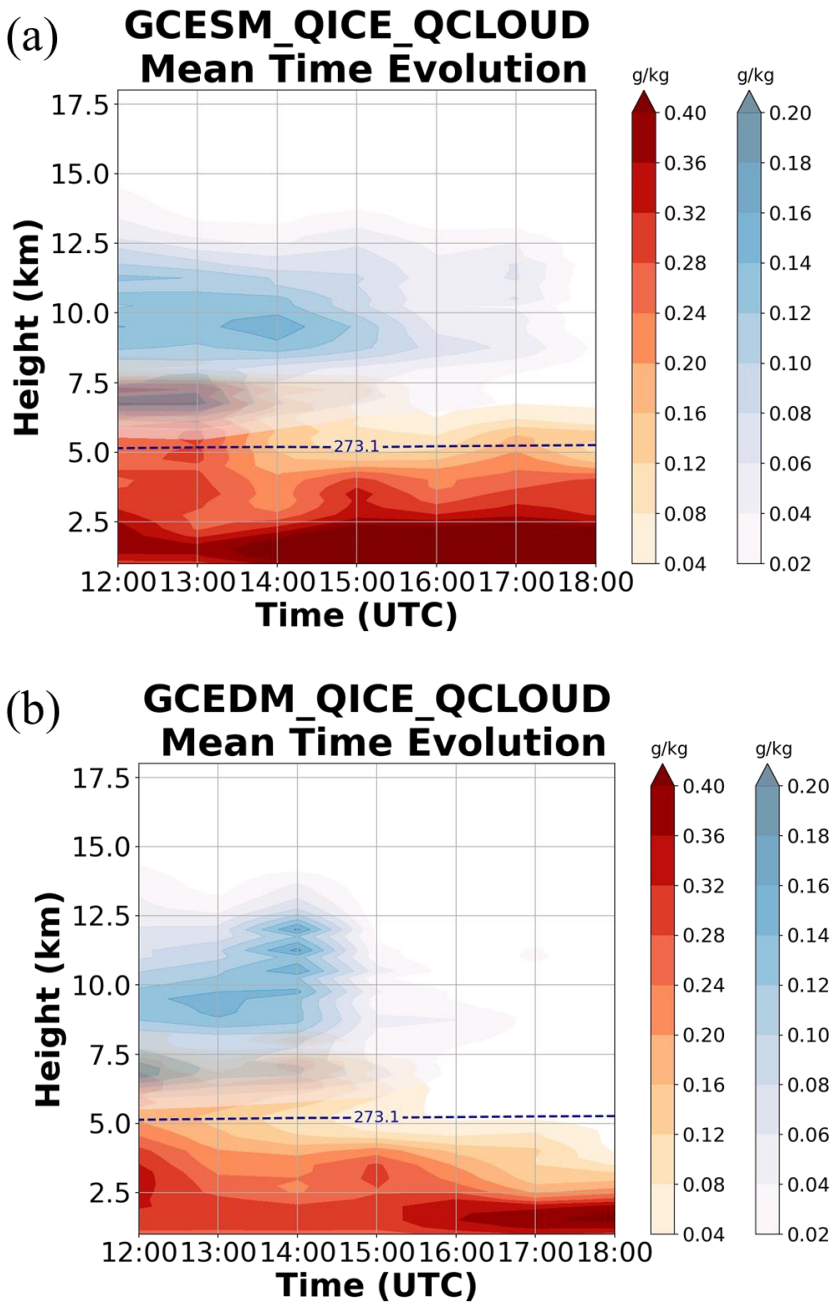


圖 45 在(a) GCESM 與(b) GCEDM 中，12 到 18 UTC 間，雲冰跟雲水混和比於強降雨區，各高度平均隨時間變化。其中藍色為雲冰混和比，紅色為雲水混和比。藍色虛線為融化層位置。

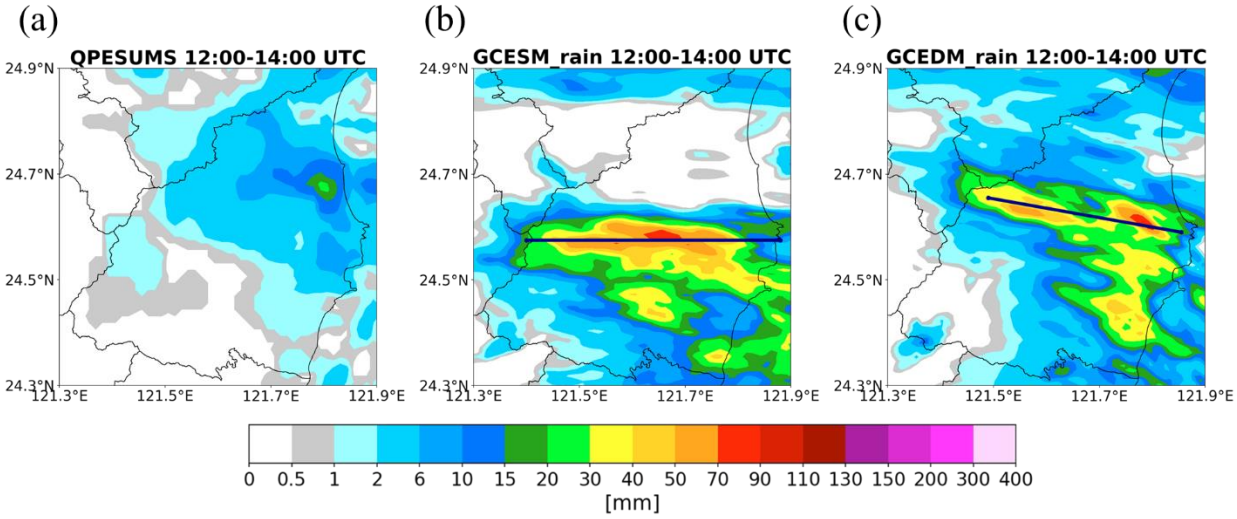


圖 46　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與 (c) GCEDM 於 2020/10/21 12 UTC 到 14 UTC 於強降雨區之累積雨量。圖中深藍色線為(圖 49-53) 之剖面位置。

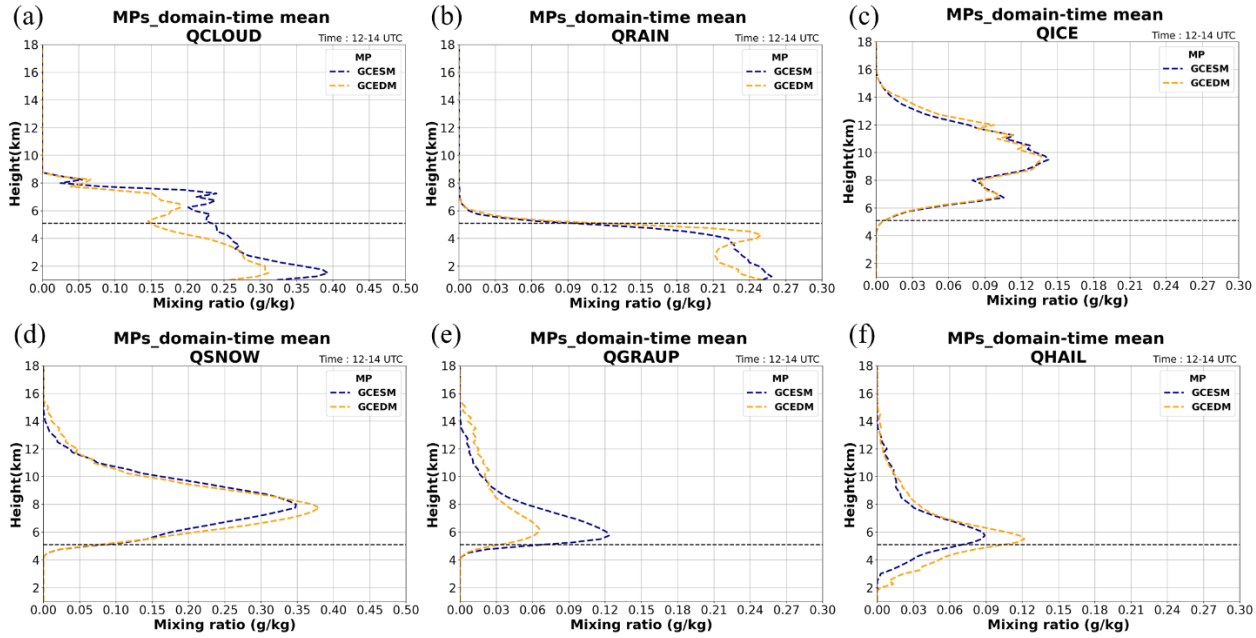


圖 47　12 - 14 UTC 時，(a)雲水、(b)雨水 (c)雲冰、(d)雪、(e)軟雹 與 (f)冰雹混和比於強降雨區的垂直平均分布。藍色為 GCESM，橘色為 GCEDM。黑線為 0 度 C 位置。

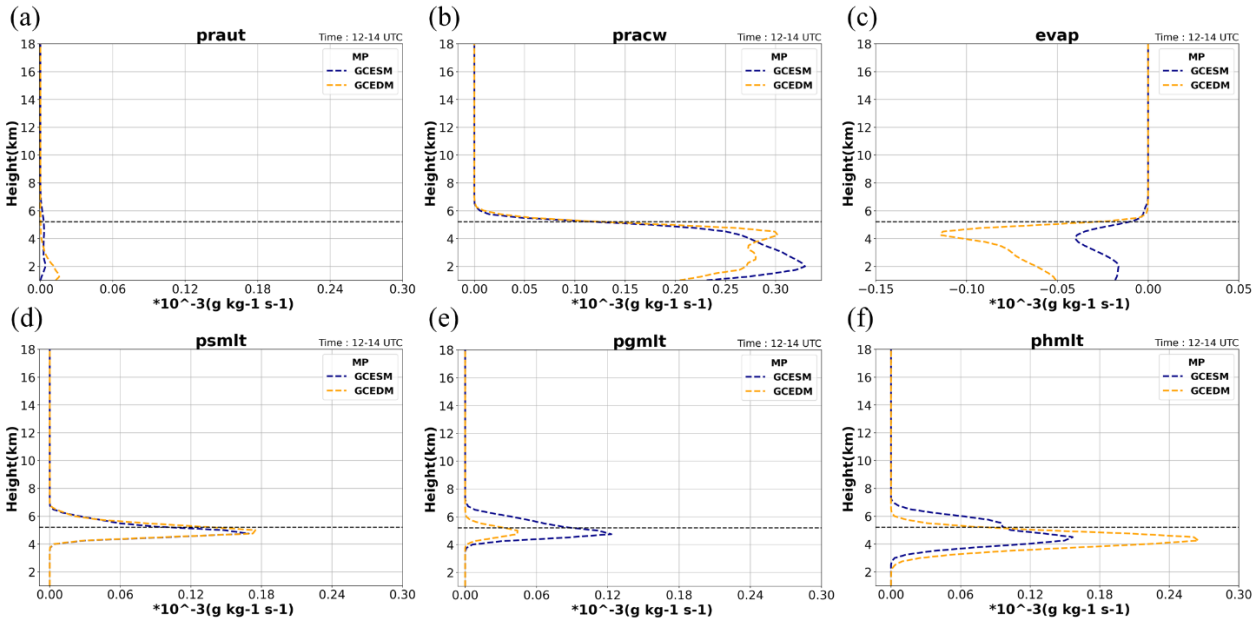


圖 48　12 - 14 UTC 時，(a)雨水自動轉化作用(Praut)、(b)雲雨水間收集作用(Pracw) (c)雨水蒸發作用(evap)、(d)雪、(e)軟雹 與 (f)冰雹融化作用於強降雨區的垂直平均分布。顏色代表同(圖 44)。

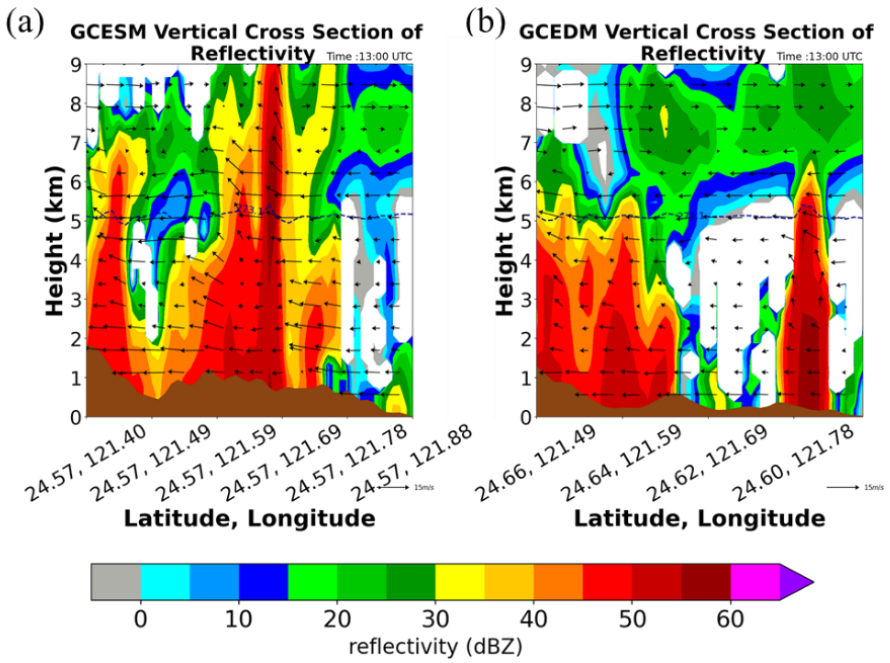


圖 49　(a) GCESM、(a) GCEDM 於 13 UTC 模擬回波之垂直剖面。圖中藍線為 0 度 C 位置。

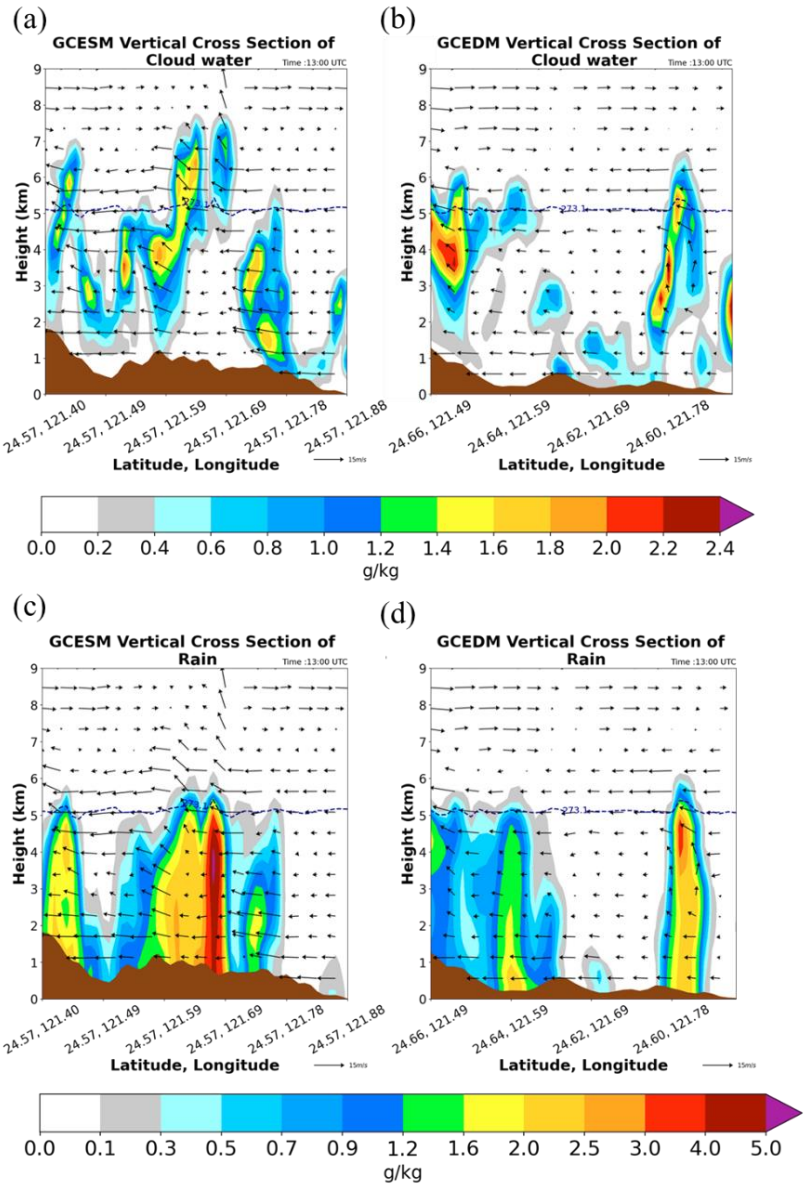


圖 50　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之雲水混和比(a、b)及雨水混和比(c、d)。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。 圖中藍線為 0 度 C 位置。

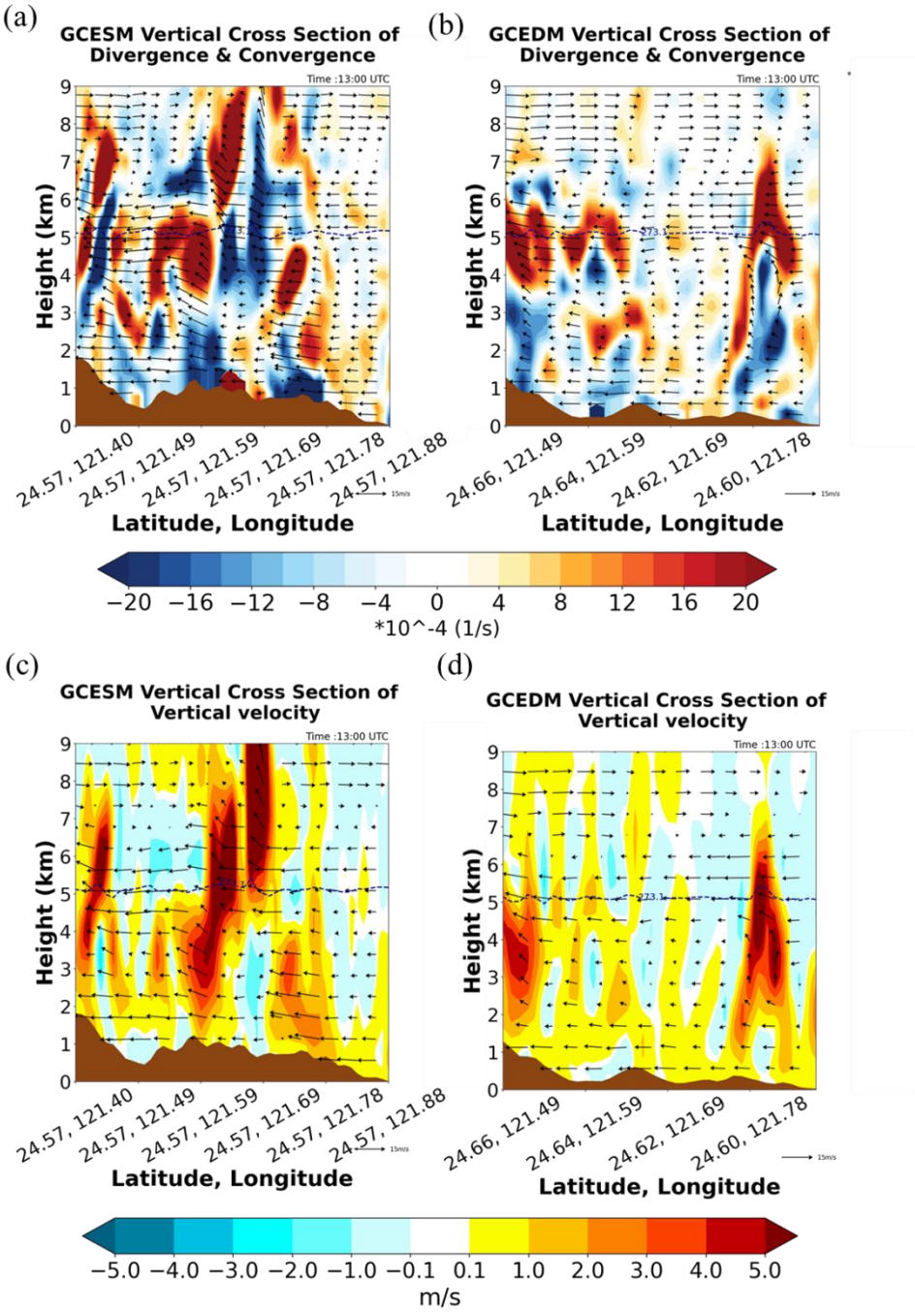


圖 51　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之輻合輻散運動(a、b)及垂直速度(c、d)之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d) 為 GCEDM 之結果。圖中藍線為 0 度 C 位置。

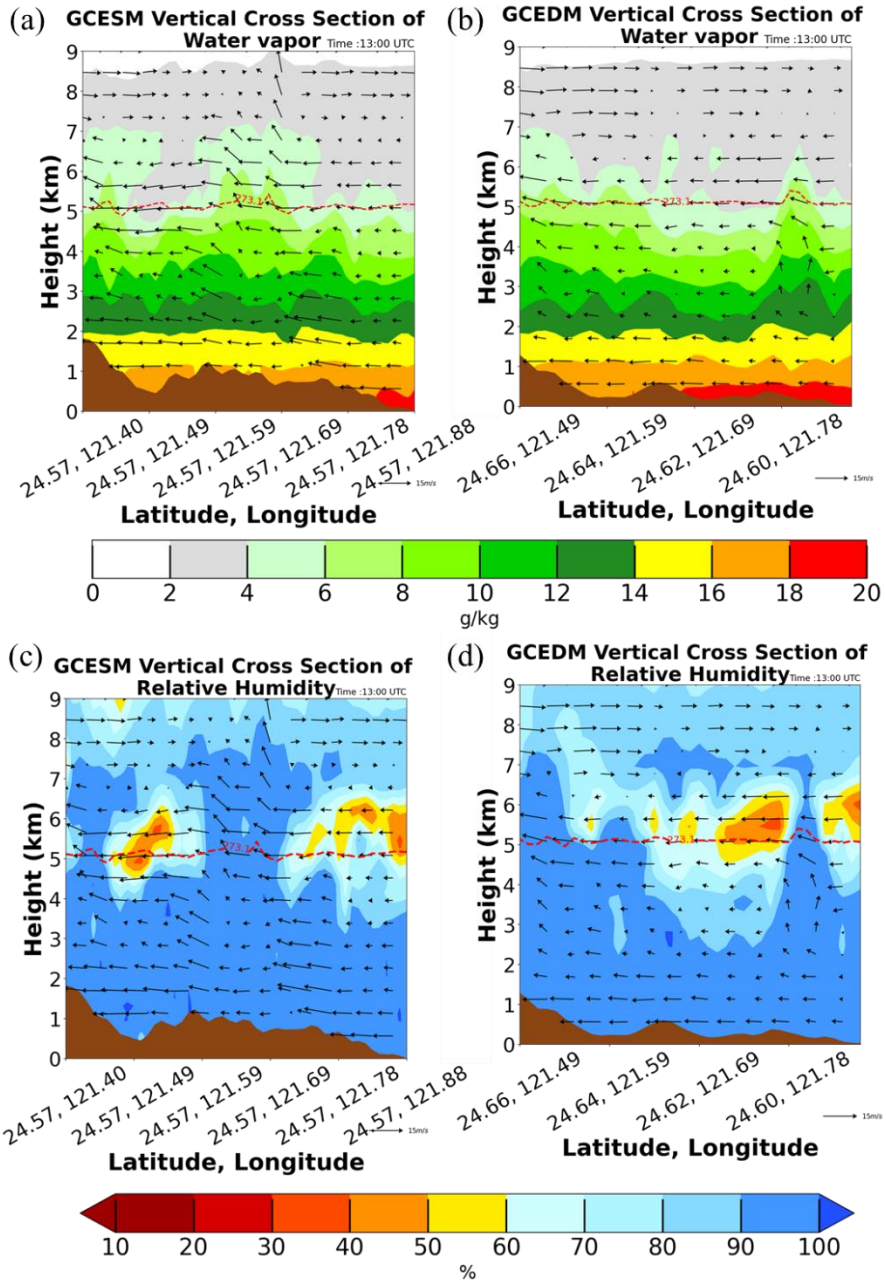


圖 52　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之水氣混和比(a、b)及相對溼度(c、d)之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d)為 GCEDM 之結果。 圖中紅線為 0 度 C 位置。

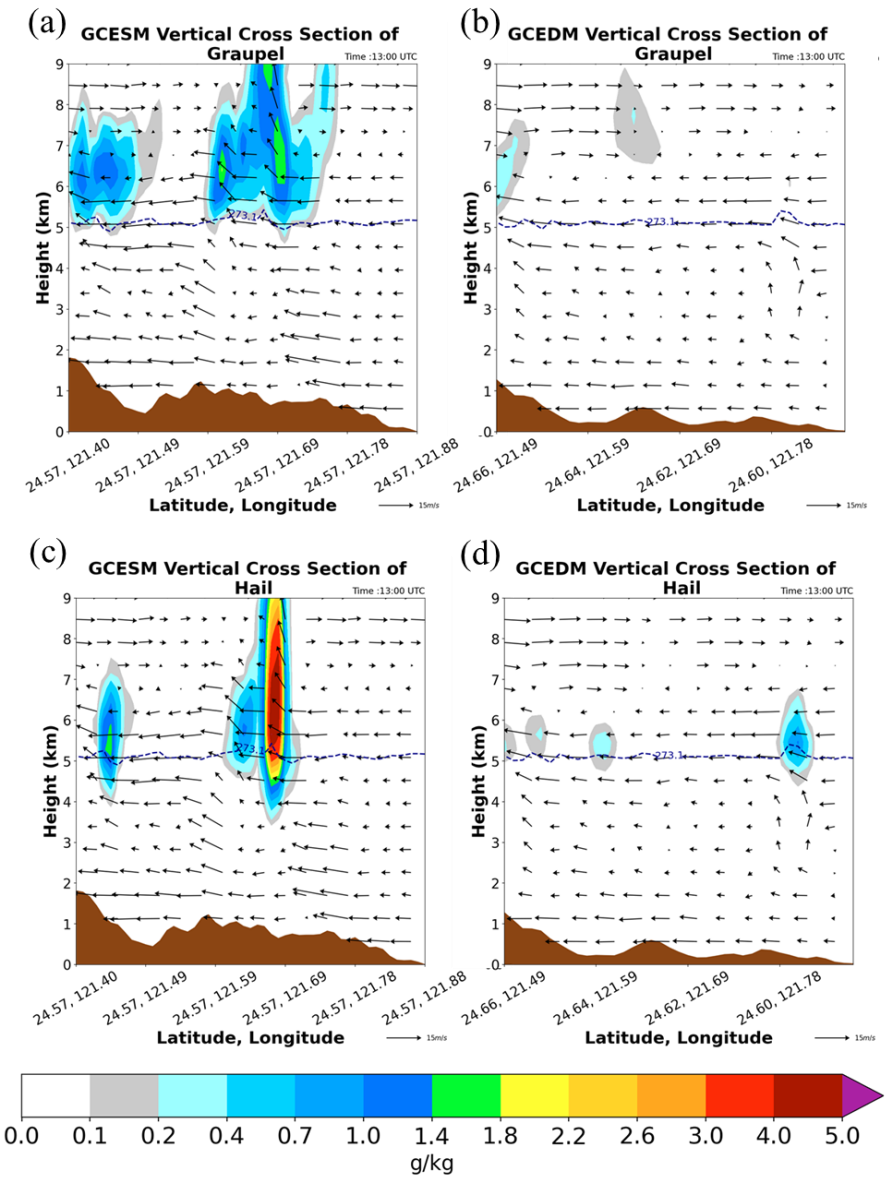


圖 53　GCESM 與 GCEDM 於 13 UTC 模擬之軟雹混和比(a、b)與冰雹混和比(c、d)之垂直剖面。(a)、(c)為 GCESM 之結果，(b)、(d) 為 GCEDM 之結果。圖中藍線為 0 度 C 位置。

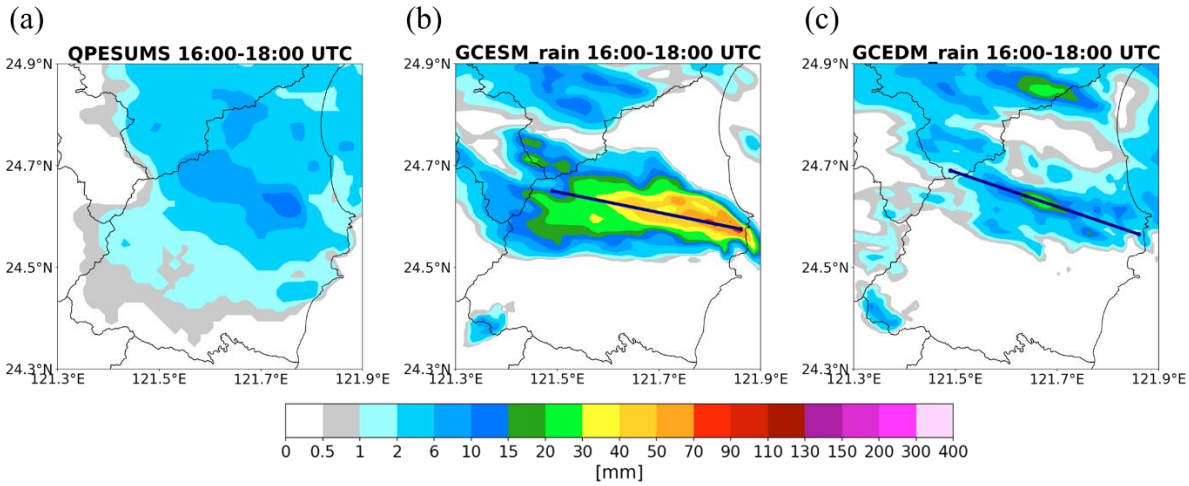


圖 54　(a) QPESUMS、(b) GCESM 與 (c) GCEDM 於 2020/10/21 16 UTC 到 18 UTC 於強降雨區之累積雨量。圖中深藍色線為(圖 57-60) 之剖面位置。

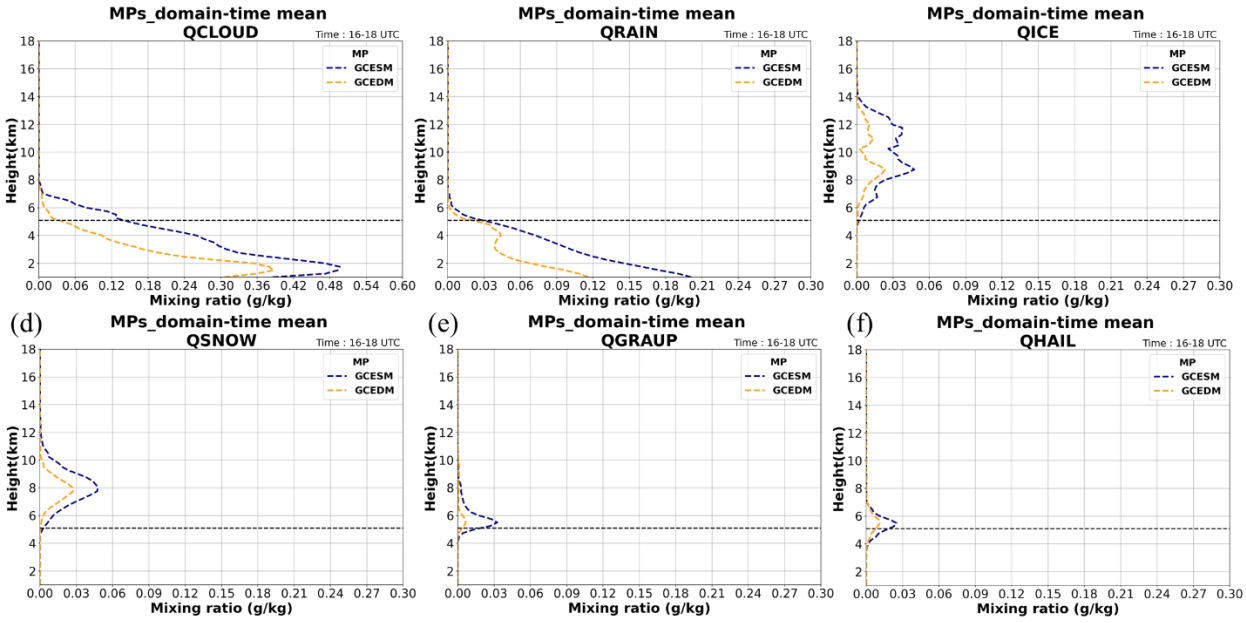


圖 55　同(圖 47)，但為 16 - 18 UTC。

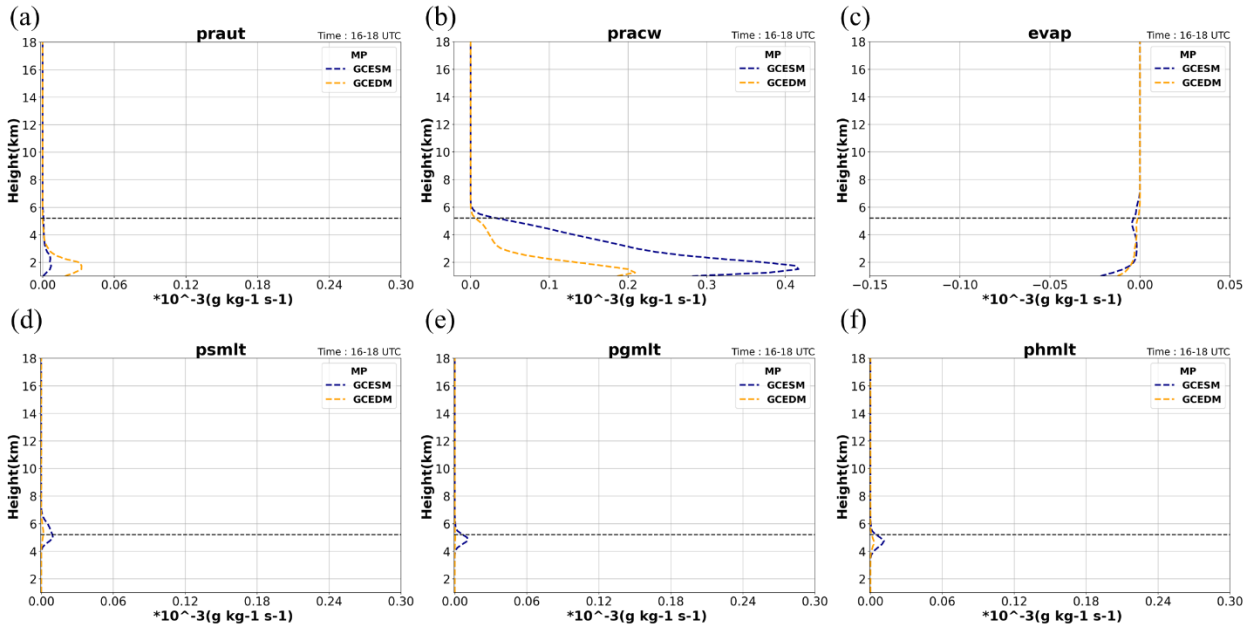


圖 56　同(圖 48)，但為 16 - 18 UTC。

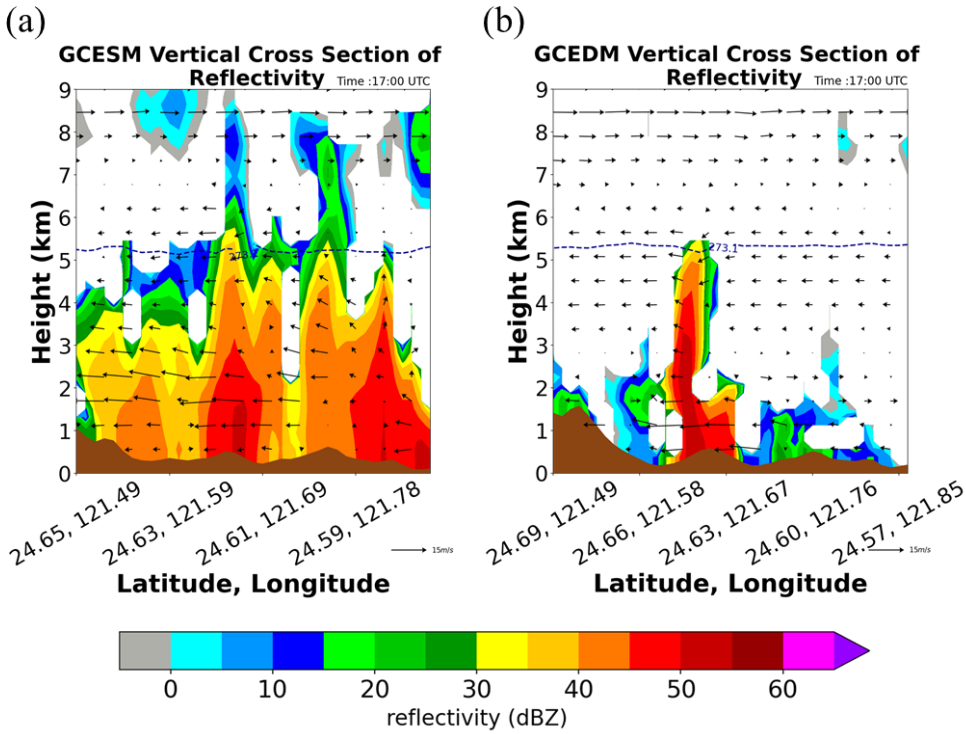


圖 57　同(圖 49)，但為 17 UTC。

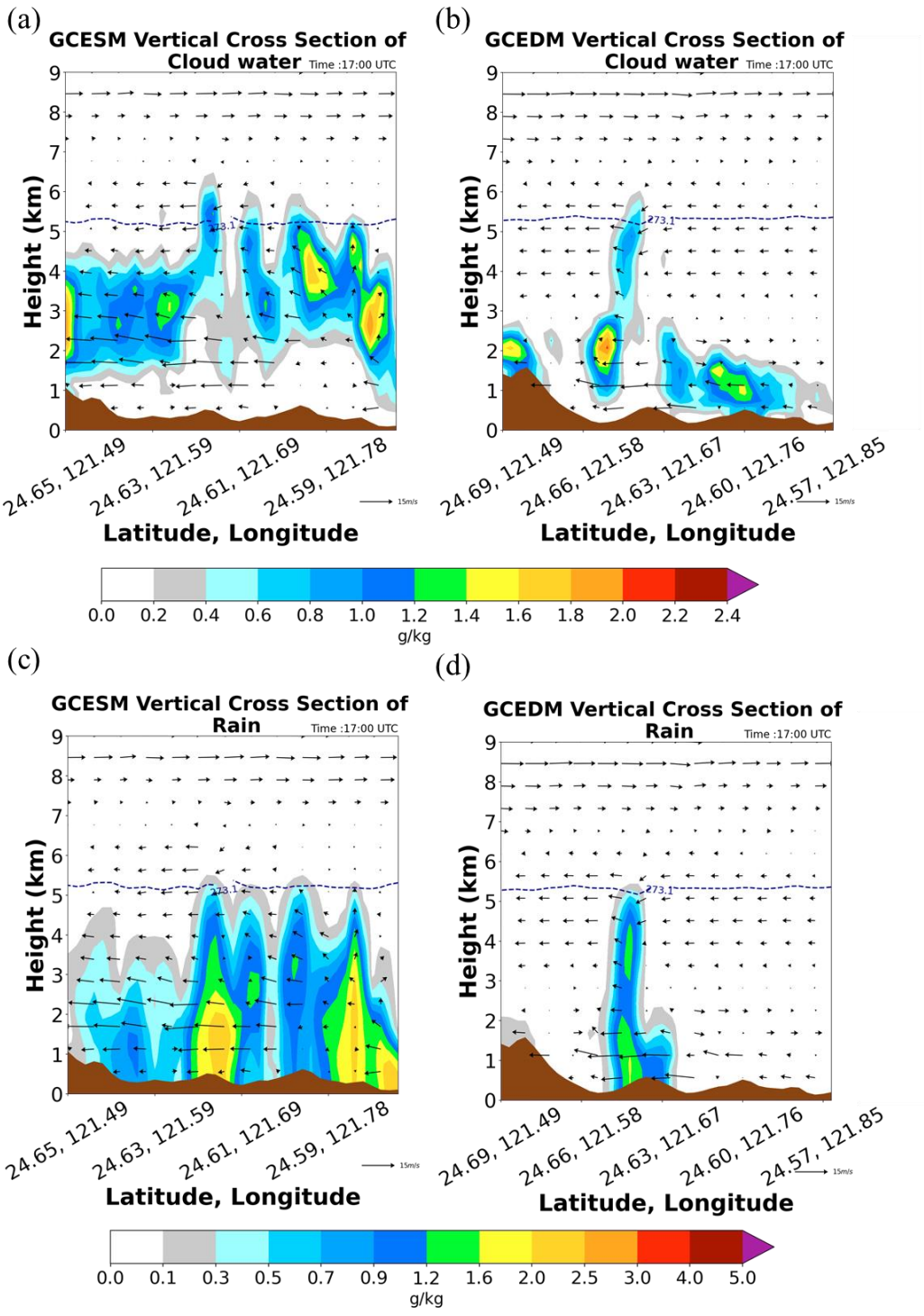


圖 58　同(圖 50)，但為 17 UTC。

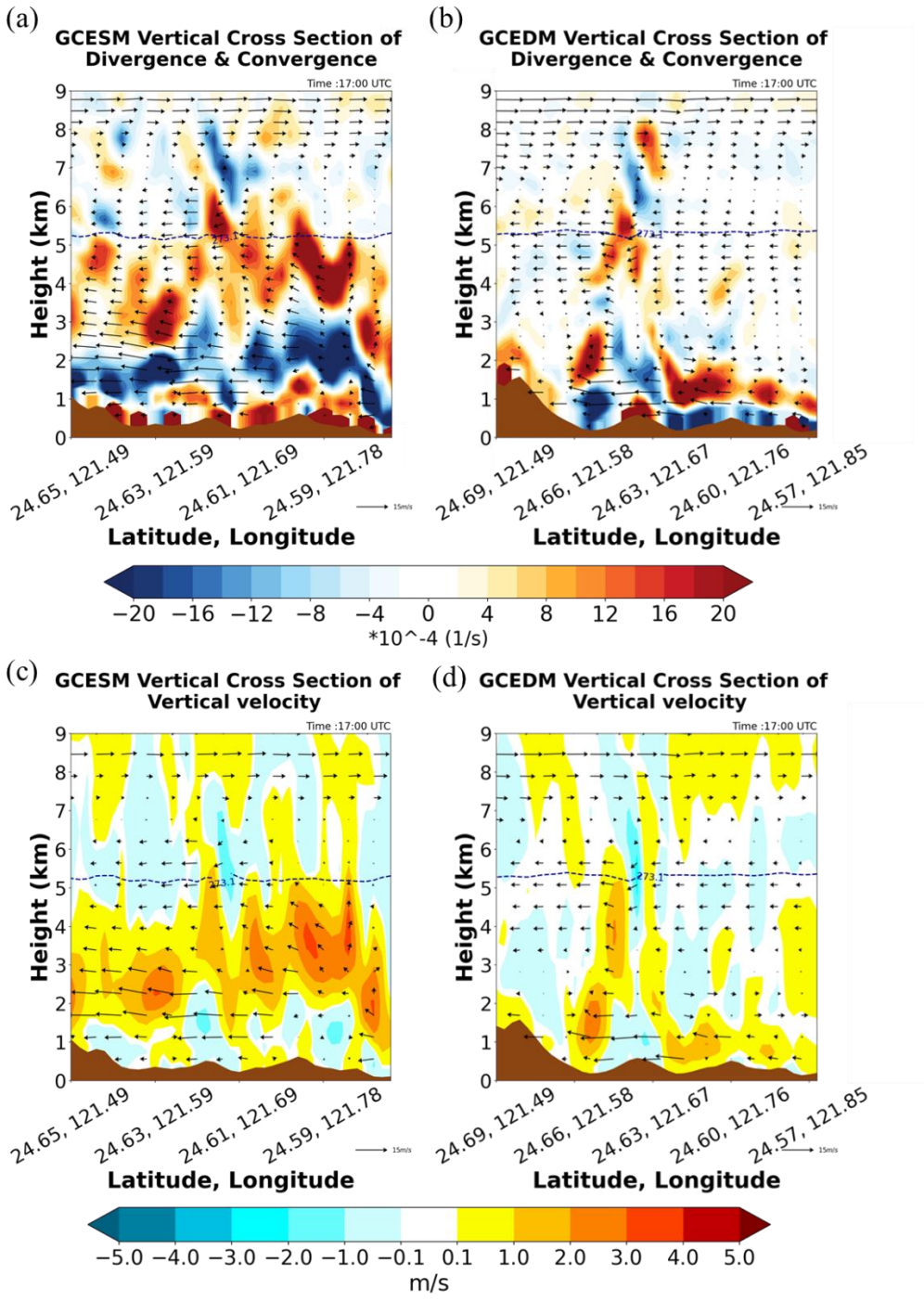


圖 59　同(圖 51)，但為 17 UTC。

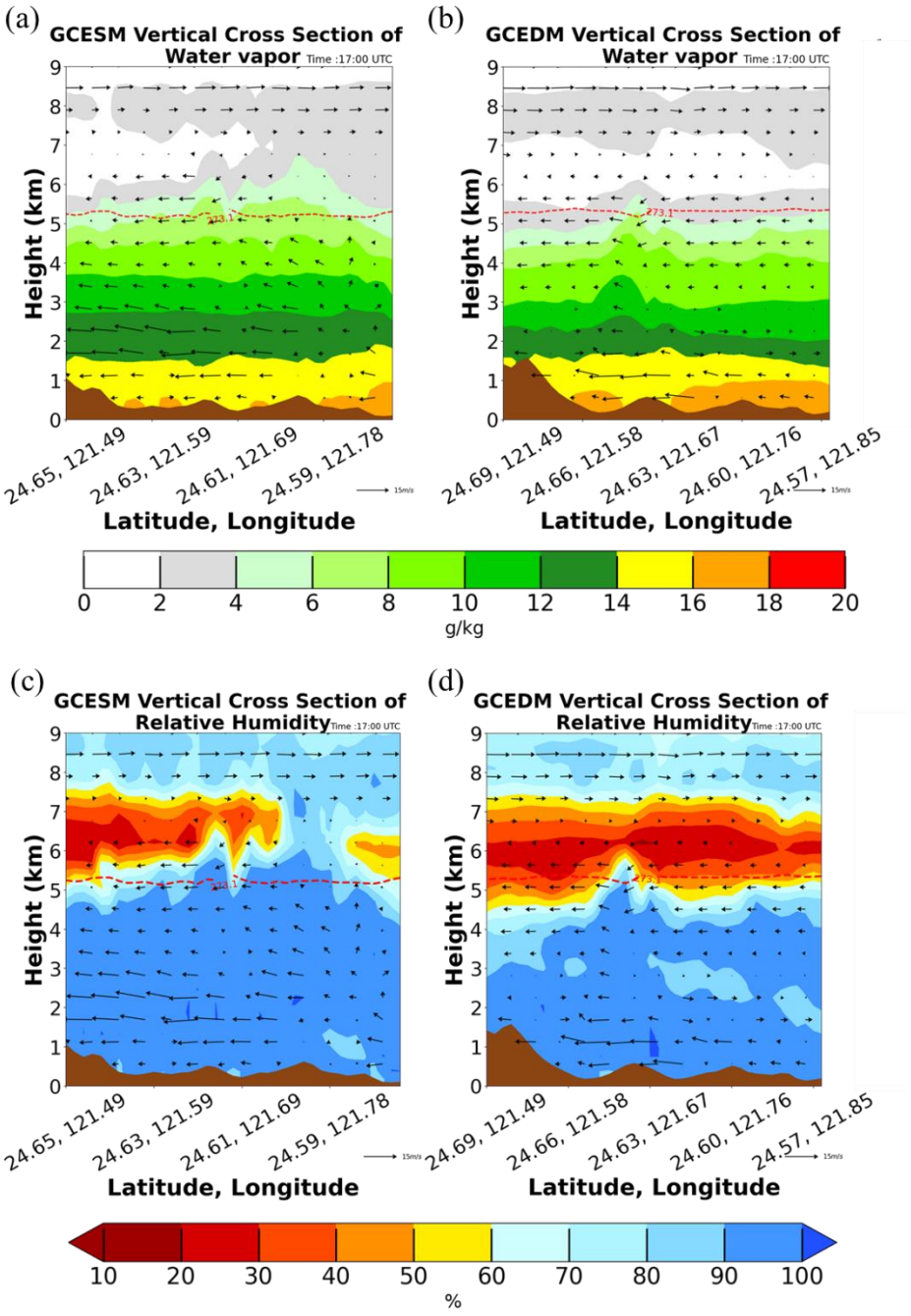


圖 60　同(圖 52)，但為 17 UTC。

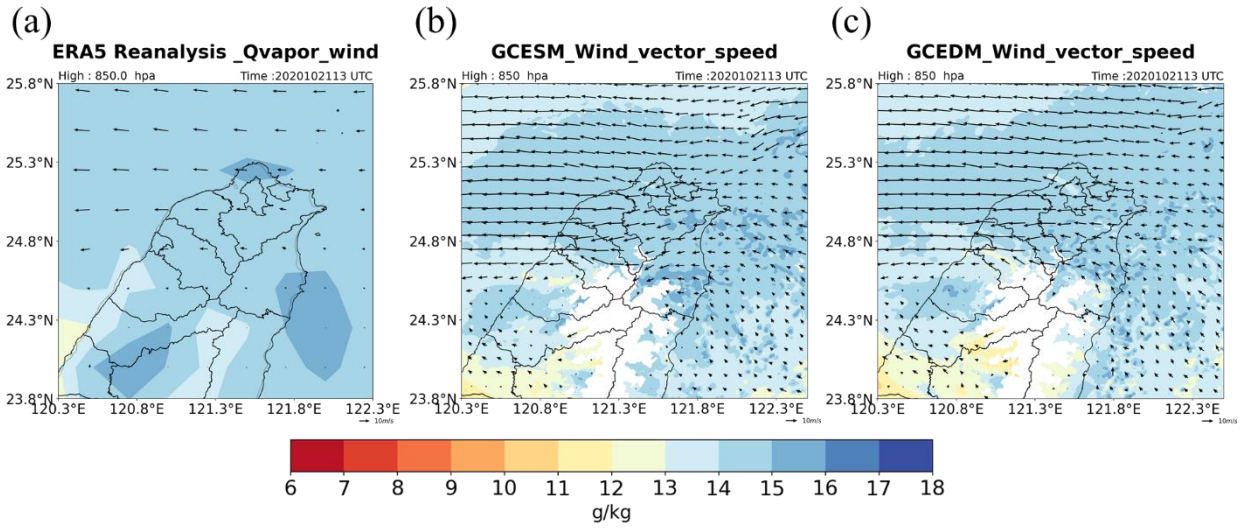


圖 61　(a) ERA5、(b) GCESM、(c) GCEDM 於 13 UTC 水氣混和比與風場。

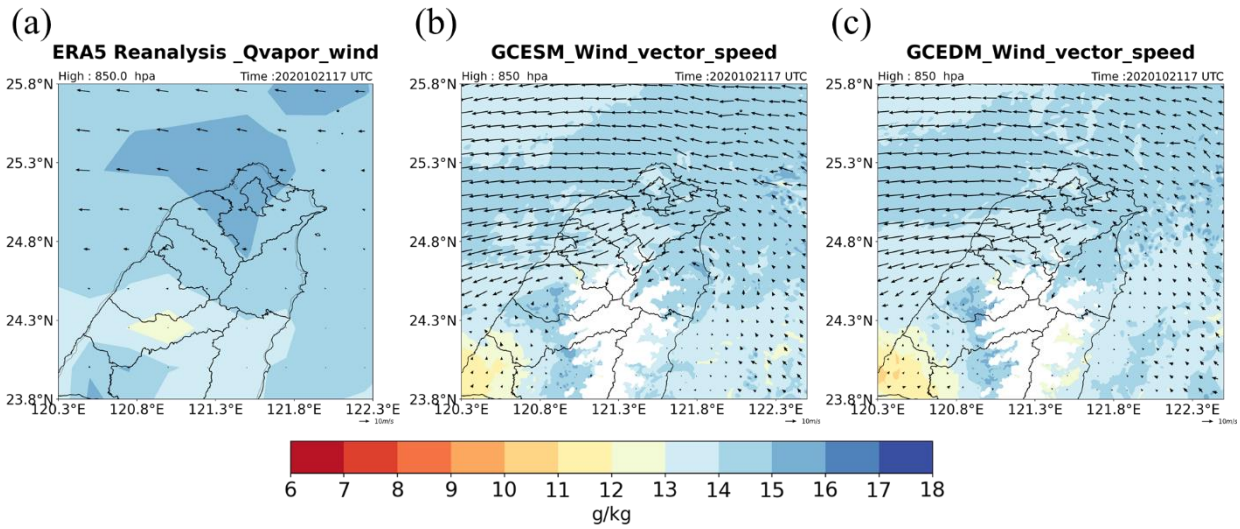


圖 62　同(圖 61)，但為 17 UTC。