國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 學 系

碩 士 論 文

分析不同微物理參數化之系集預報誤差:
SoWMEX-IOP8 對流個案

研 究 生： 梁晏彰

指導教授： 鍾高陞 博士

中 華 民 國 108 年 6 月

國立中央大學圖書館
碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

(√)同意 (立即開放)

(　)同意 (請於西元 _____年_____月_____日開放)

(　)不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(√)同意 (立即開放)

(　)同意 (請於西元 _____年_____月_____日開放)

(　)不同意，原因是：_____

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

研究生簽名: 梁景彰　　學號：106621003

論文名稱: 分析不同微物理參數化之系集預報誤差：SoWMEX-IOP8 對流個案

指導教授姓名： 鍾高陞 博士

系所 ：大氣科學學系 所 □博士班 ☑碩士班

填單日期：民國 107 年 7 月 22 日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限**電子檔**，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

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/研究所梁晏彰研究生所提之論文

利用 WRF 不同微物理參數化方案進行系集預報之分析:SoWMEX-IOP8 北部對流個案

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 鍾高陞 (簽章)

108 年 6 月 17 日

104.07.24

國立中央大學碩士班研究生

論文口試委員審定書

大氣物理研究所　梁晏彰研究生　所提之論文 分析不同微物理參數化之系集預報誤差: SoWMEX-IOP8 對流個案　經本委員會審議，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 劉千義

鍾高陞

林沛練

中華民國 108 年 6 月 25 日

101.06.15

摘要

研究中共使用四種微物理參數化方案，兩種單矩量參數化方案:Goddard(GCE)、WRF SM 6-category(WSM6)及兩種雙矩量方案:WRF DM 6-category(WDM6)、Morrison(MOR)，四種方案分別進行系集預報，藉此了解不同微物理參數化方案搭配系集預報的特性。研究中利用 2008 年 6 月 16 日台灣北部熱對流個案，探討對流成熟期時，強對流區的模式離散程度和背景誤差協方差，了解透過系集資料同化系統，觀測如何影響相關模式變數。

結果顯示，GCE 有最強的冰相混合比，因此回波發展最高；在低層暖雨過程，雖然 WDM6 有最大雨混合比但回波卻是最弱的，而 MOR 混合比雖沒有特別大，然而回波卻是最強的，原因為 WDM6 預報出現大量的粒子數量，而 MOR 的粒子數量則是最少的，因此導致上述的結果。此結果顯示使用雙矩量微物理方案時，不可忽視粒子數量所帶來的影響，而雨滴粒子數量不只影響回波，降雨、蒸發效率、溫度甚至冷池都可能因為不同雨滴大小、數量而有不同表現。

根據不同微物理參數化設定，在方差分布也有不一樣的特徵，GCE 在高層有較多的不確定性，WDM6 在低層有最大的離散程度，而 MOR 在融化層附近有最大的方差。研究中發現 GCE 在冰相有較多不確定性，WDM6 則在暖雨過程離散程度較大，因此在進行系集資料同化時，使用這兩種微物理參數化法，可在有限的系集個數下，有效地增加系集間的離散度。

研究中亦討論不同變數間的誤差相關性，在對流區，垂直風與潛熱釋放有高度相關性，可能原因為強風速提高粒子間相態轉換，隨之釋放的潛熱又提高風速；此外在 MOR 的回波自相關中也可以看到粒子數量所帶來的影響。

Abstract

To understand the characteristics of different microphysics schemes and investigate the forecast error structure in very short-term forecast, four microphysics schemes are used in the study. They include two single-moment schemes: Goddard(GCE)、WRF SM 6-category(WSM6), and two double-moment schemes of WRF DM 6-category(WDM6) and Morrison(MOR). A thunderstorm case in northern Taiwan on June 16, 2008 is selected.

The results show that GCE has the most ice-related mixing ratio, so the reflectivity development is the highest. In the low-level warm rain process, WDM6(MOR) has the most(fewest) rain mixing ratio and the weakest(strongest) reflectivity due to large(small) number of rain total number concentration. It is found that when using the double-moment microphysics scheme, the influence of the total number concentration cannot be ignored.

According to different microphysics scheme settings, the variance also has different characteristics. With the same ensemble members (36), it is found that GCE(WDM6) has more uncertainty in ice-related processes (warm rain processes). Therefore, using combination of these two schemes can effectively increase ensemble spread and improve the benefits of data assimilation.

The error correlation between different variables is also discussed in the study. In the convective zone, the vertical wind and the latent heat release are highly correlated. The possible reason is that the strong vertical wind increases the phase transition between the particles, and the latent heat released enhances the vertical wind again. In addition, the reflectivity auto-correlation in MOR is greatly affected by the number of particles around melting layer.

致謝

從大學到碩士畢業在中央不知不覺也待了六年，記得小時候常來中大湖餵鯉魚、在草皮上亂滾，當時想不到我的大學及碩士都將在這個大公園度過。記得高中老師曾說中央大學很適合做研究，因為學校周邊甚麼都沒有，當我上大學之後，發現果真甚麼都沒有，但這六年來我認識了很多有趣的人、參加了很多活動、學到了很多知識，竟也讓在中央大沙漠的生活增添了許多有趣的回憶。

在碩士期間，感謝我的指導教授鍾高陞老師的指導與幫助，老師除了提供充足的資源，在研究方面也很自由，並且細心指導、講解，讓我這兩年來順利的完成論文，同時也要感謝實驗室的老師們，廖宇慶老師、陳台琦老師、林沛練老師及張偉裕老師，給予許多幫助，還有口試委員們，林沛練老師和劉千義老師的建議，使得我的論文更加完整。

除了老師的指導，實驗室的成員的陪伴與幫助，讓我的研究生活無後顧之憂。感謝信廷對雷達的照顧、小那幫我們除理許多瑣碎的行政公務。謝謝大柯學姊課業上及技術上的支援和幫助;感謝少凡、熠程、伯謙、詠霖、如瑜、立昕、英璋、勁宏、可昕學長姐們的幫忙。謝謝各位同學們奕安、奕安、翊銓、羽廷、承融、修維、承泰每天陪我講垃圾話、八卦，還有單身好朋友陳姿穎，當大家都去約會的時候陪我吃晚餐，謝謝大家對我各種的包容友善<3。

最後還有我的家人，支持我念碩士，謝謝爸媽下雨天的時候無論多早或多晚都願意載我上下課。謝謝所有幫助我完成論文的人，感恩。

內容

摘要 V

ABSTRACT VI

第一章 ： 緒論 1

1.1 文獻回顧 1

1.2 研究動機 3

第二章 ： 個案簡介 5

第三章 ： 實驗設計 6

3.1 模式初始場 6

3.2 模式設定 6

3.3 微物理參數化簡介 7

3.3.1 GCE 8

3.3.2 WSM6 8

3.3.3 WDM6 9

3.3.4 MOR 9

3.4 研究方法 10

3.4.1 方差 10

3.4.2 誤差相關係數 11

第四章 ： 結果討論 12

4.1 利用決定性預報討論不同參數化異同 12

4.1.1 系統發展與降雨 12

4.1.2 各變數垂直結構隨時間變化 12

4.1.3 雨滴粒子數量 14

4.2 系集預報表現.....15
4.2.1 系集平均狀態及比較.....15
4.2.2 回波、混合比、雨滴粒徑至降雨之關係.....16
4.2.3 溫度比較.....19
4.3 方差結果.....20
4.3.1 微物理變數方差.....20
4.3.2 動力變數及熱力變數方差.....22
4.3.3 水平溫度方差.....22
4.3.4 水平風方差.....23
4.4 誤差相關性.....23
4.4.1 回波之誤差相關性.....24
4.4.2 垂直風之誤差相關性.....25
4.5 解析度比較.....25
4.6 方差及誤差相關性對資料同化效益討論.....26
第五章 ： 結論.....28
5-1 總結.....28
5-2 未來展望.....30
參考文獻.....31
附錄.....35
PM (Probability Matched mean).....35

表目錄

圖 2.1　五分山雷達觀測最大回波合成圖，(A)~(L)時間大約 0230 UTC 至 0800 UTC，間格大約 30 分鐘。單位:DBZ 36

圖 2.2　0200 至 0800 UTC 地面觀測雨量累積，單位為 MM，黑點為有觀測資料之測站.....36

圖 2.3 A　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的地面綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011) 37

圖 2.3 C　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的 500 HPA 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011) 38

圖 2.3 D　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的 200 HPA 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011) 38

圖 3.1　WRF 網格設定.....40

圖 4.1 決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0200 至 0700 UTC(PER HOUR)，(A)~(F) GCE，(G)~(L) WSM6，(M)~(R) WDM6，(S)~(X)MOR。單位:DBZ.....41

圖 4.2　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0300 UTC 2 米高度風場，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:M/S 42

圖 4.3　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0300 UTC 輻散場，藍色線為地形高度， (A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR.....43

圖 4.4　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0200 至 0800 UTC 累積雨量，(A) GCE， (B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:DBZ 44

圖 4.5　決定性預報回波隨時間及高度變化，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D) MOR。單位:DBZ.....45

圖 4.6　決定性預報混合比隨時間及高度變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:G/KG 46

圖 4.7　決定性預報垂直風速隨時間及高度變化，(A)~(D)分別為 GCE、WSM6、WDM6、MOR 的上升風速，(E)~(H)分別為 GCE、WSM6、WDM6、MOR 的下降風速。　單位:M/S.....47

圖 4.8　決定性預報粒子數量隨時間及高度變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪　(綠色線)，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:LOG(1/M3).....48

圖 4.9　決定性預報混合比隨時間及高度變化，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:G/KG 49

圖 4.10　系集平均統計，(A)統計回波超過 30DBZ 以上的格點數，(B)累積雨量 (MM)，(C)雨混合比平均(G/KG)，(D)雨米溫度平均(℃)，(E)雨水蒸發率 50

圖 4.11　系集預報 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC 的 PM 回波， (A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:DBZ 51

圖 4.12　系集預報 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC，PMEM 回波的對流與層狀區　　分類，深綠色為層狀區、淺綠色為流區、黃色為強對流區，(A) GCE， (B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR 52

圖 4.13　系集預報中強對流區中各微物理參數化回波表現(A) GCE，(B) WSM6， (C) WDM6，(D) MOR。單位:DBZ.....53

圖 4.14　系集預報中強對流區混合比，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)， (A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:G/KG.....54

圖 4.15　系集預報中強對流區混合比，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)， (A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:G/KG.....55

圖 4.16　系集預報中強對流區粒子數量，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位: LOG(1/M3).....56

圖 4.17　系集預報中強對流區雨滴大小(DMR)，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D) MOR。單位:MM 57

圖 4.18　系集預報中強對流區 QREVP，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D) MOR。單位:*10－3 K/S 58

圖 4.19　系集預報中強對流區的垂直上升風速，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D) MOR。單位:M/S.....59

圖 4.21　系集預報中，不同參數化的一公里高度溫度　，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位: ℃.....62

圖 4.22　系集預報中，不同參數化三公里高度溫度，(A) GCE，(B) WSM6，(C)WDM6，(D) MOR。單位: ℃.....63

圖 4.23　強對流區回波方差，橫軸為方差，縱軸為垂直高度，單位:LOG10(Z^2) 64

圖 4.24　混合比方差隨時間與高度的變化，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(G/KG)2.....65

圖 4.25　強對流區混合比之方差，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(G/KG)2.....66

圖 4.26　混合比方差隨時間與高度的變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(G/KG)2 67

圖 4.27　強對流區混合比之方差，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(G/KG)2 68

圖 4.28　粒子數量方差隨時間與高度的變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(A)WDM6，(B) MOR。單位:10 ∗ LOG((1/M3)2) 69

圖 4.29　強對流區粒子數量方差，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)(A)WDM6，(B) MOR。單位:10 ∗ LOG((1/M3)2) 69

圖 4.30　強對流區垂直風速之方差，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(M/S)2 70

圖 4.31　強對流區凝結加熱率之方差，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(∗ 10 − 3 K/S)2 71

圖 4.32　強對流區溫度之方差，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。單位:(ºC)2 72

圖 4.39　強流區回波自相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。 79

圖 4.40　強流區回波和雨混合比之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D) MOR。 80

圖 4.41　強流區回波和軟雹混合比之交相關，(A) GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D) MOR。 81

圖 4.42　強流區回波和雪混合比之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D)MOR。 82

圖 4.43　強流區回波和雨截距參數之交相關，(A) WDM6，(B) MOR。 ...83

圖 4.44　強流區回波和與雨滴數量之交相關，(A) WDM6，(B) MOR。 ...83

圖 4.45　強流區回波和冰相粒子截距參數之交相關，(A) MOR_軟雹，(B) MOR_雪。 84

圖 4.46　強流區回波和冰相粒子粒子數量之交相關，(A) MOR_軟雹，(B) MOR_雪。 84

圖 4.47　強流區垂直風速和回波之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6， (D)MOR。.....85

圖 4.48　強流區垂直風速和雨混合比之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D)MOR。.....86

圖 4.49　強流區垂直風速和軟雹混合比之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D)MOR。 87

圖 4.50　強流區垂直風速和雪混合比之交相關，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D)MOR。.....88

圖 4.51　強流區垂直風和雨截距參數之交相關，(A) WDM6，(B) MOR。89

圖 4.52　強流區垂直風和與雨滴數量之交相關，(A) WDM6，(B) MOR。89

圖 4.53　強流區垂直風和冰相粒子截距參數之交相關，(A) MOR_軟雹，(B) 90

圖 4.54　強流區垂直風和冰相粒子粒子數量之交相關，(A) MOR_軟雹，(B) MOR_雪。 90

圖 4.56　強流區垂直上升風速與凝結加熱率誤差交相關性，(A)GCE，(B) WSM6，(C) WDM6，(D)MOR。 92

圖 4.57　對流區回波隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度.....93

圖 4.58 (a)雨混合比、(b)軟雹混合比、(c)雪混合比，隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度.....94
圖 4.59 (a)雨混合比方差、(b)軟雹混合比方差、(c)雪混合比方差，隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度.....94
圖 4.60 (a)垂直風速、(b)凝結加熱率，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度.....95
圖 4.61 (a)垂直風速方差、(b)凝結加熱率方差，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度.....95

第一章 ： 緒論

1.1 文獻回顧

台灣充滿許多不同類型的劇烈降雨系統，如颱風、梅雨、午後雷雨等，這些極為非線性的劇烈降雨系統非常複雜，數值模式往往無法完全掌握，然而每年造成損失卻相當可觀，因此儘管困難，如何增進對劇烈天氣系統的預報能力以減少災害風險依然是許多研究的共同目標。

由於數值模式預報中邊界及初始條件非常重要，因此透過使用較接近真實大氣的初始場和邊界可以有效改善模式預報。過去許多研究都在利用資料同化方式求得最佳的預報初始場，期望增進預報結果，而常見的資料同化方法有變分同化、系集同化等。根據前人研究，系集同化方法，因其流場相依的背景誤差協方差特性，可以較好掌握變化快速且極非線性的中小尺度天氣特徵(Dowell et al. 2004; Snyder and Zhang 2003; Tong and Xue 2005)，所以大量的被用在研究中。

但是除了初始場的影響之外，預報亦受模式本身的誤差影響，其來源很多，像是時間、空間解析度不足或是次網格物理過程之參數化所造成的模式誤差，此類誤差常導致系集預報結果存在偏差、離散度過小等問題，而在系集資料同化中這些問題會嚴重地導致同化資料的困難，因此如何減少模式誤差所造成的影響相當重要。先前一些研究中顯示，考慮模式誤差之後可以改善離散度不足問題、增加資料同化效益，改善系集同化的分析結果(Houtekamer et al. 1996)。

隨著電腦計算資源的增加，數值天氣預報解析度大幅提升，也更能掌握小尺度的天氣現象，在模擬對流系統時，微物理參數化決定了雲物理的發展過程，而這些過程是過去粗解析度模式無法解析的，因此在高解析度的模擬中，微物理參數化的影響不可忽視。粒子粒徑分布對系統發展扮演一不可忽略的角色(Ferrier et al. 1995; Gilmore et al. 2004; McCumber et al. 1991)，模式中微物理參數化決定了粒子粒徑分布，因此使用不同微物理參數化，根據個別不同的設定，會有不同的特性與表現。目前常見的微物理參數化方法多使用 bulk-method 描述微物理過程，其中又分為單矩量及雙矩量。單矩量參數化僅能預報混合比，雙矩量參數化除了混合比還可以透過預報截距參數調整粒子的數量，因此在預報中有更高的自由性，已經有許多研究提出使用雙矩量微物理參數化有更佳的系統結構、發展且更接近觀測 (Morrison et al. 2009; Xue et al. 2010)，此外 Morrison et al. (2009)提到雙矩量參數化可以自由預報粒子數量、大小，而粒子大小又會影響到潛熱、溫度、浮力和垂直速度等，在動力及熱力上都有影響。微物理參數化在模擬強對流系統非常重要，但是在許多研究中顯示沒有特定一參數化方法被廣泛認為是最佳的選擇(Fresnay et al. 2012)，其中還充滿了許多不確定性，值得深入探討。

不同微物理參數化過程有各自不同的特性與限制，導致不同預報結果，這些差異也會造成不同誤差結構和偏差，因此對資料同化成效有所影響。如不考慮參數化所造成的模式誤差，易低估模式的不確定性(Tapiador et al. 2011)，增加同化資料困難。為了盡量減緩微物理參數化產生之模式誤差，近來研究常使用的方法為在系集中使用擾動過的微物理參數化(Xue et al. 2010; Yussouf and Stensrud 2011)或是使用多種微物理參數化方法克服低估模式誤差之問題，也有研究提出因考慮模式誤差所增加的不確定性，比起人工的 inflation 有更好的預報表現(Ha et al. 2015)。

1.2 研究動機

陳立昕 (2017)針對 2008 年西南氣流觀測實驗的 IOP8 期間之台灣西南部中尺度對流系統，使用系集法估計此個案的時、空間上的預報誤差。結果顯示，陸地因為有摩擦力之效應，風場方差在陸地上會被抑制，較不利於資料同化，且會由高層隨時間向低層發展，相較於局地熱對流個案僅在中層出現極值，顯示多重尺度的特性，且高解析度(3 公里)比較低解析度(9 公里)有更大的不確定性。誤差相關性部分，無降雨區的誤差相關性比起對流區可以延伸更遠、時間上，水平風能維持 30 分鐘以上，經向風(V)可以維持 2 小時，溫度與濕度在 30 分鐘內，這些結果顯示在使用高解析度模式模擬對流系統時，資料同化過程中需要更多的觀測資料及密集的同化區間。

陳勁宏 (2018)同樣針對 2008 年西南氣流觀測實驗的 IOP8 期間之台灣西南部中尺度對流系統，但討論的是不同微物理參數化間的差別，選用兩個單矩量參數化(GCE、WSM6)、兩個雙矩量(WDM6、MOR)。結果顯示，最大的不確定性在冰相過程，其中又以 GCE 的冰相不確定性最高，而比較 WSM6、WDM6，WDM6 因為其雙矩量設定，所以有較大的系集離散度，MOR 則是四種參數化中離散度較小的。

根據陳立昕、陳勁宏研究顯示在台灣南部中尺度對流系統中，高解析度模擬中，同化觀測資料時資訊傳遞相對於低解析度不易，而在不同參數化有不同的特徵及不確定性，本篇的模式解析度更高(1 公里)，並深入討論不同微物理參數化的特徵，以及系集間的方差、誤差相關性，而陳立昕 (2017)與陳勁宏 (2018)都是討論台灣南部海上之中尺度對流系統，為了解不同微物理參數化在台灣不同地區及不同天氣型態之表現以及誤差特性，選擇一台灣北部午後熱對流個案，此個

案比起中尺度對流系統更為局部，且在複雜地形而非海上生成，討論著重在強對流區中各變數之垂直分布。在繆 2017 中，探討一 2015 年大台北地區對流個案，結果顯示，模式中冷池強度、發展對流胞合併扮演重要角色，其文中表示經過測試多種微物理參數化實驗之後，發現 WDM6 可以較好地模擬出對流胞合併現象，這表示使用不同微物理參數化在台灣北部對流系統中對於冷池、對流系統發展可能會有不同的反應。本研究將大量討論不同微物理參數化特徵，而冷池、蒸發冷卻與微物理參數化中雨滴數量及大小有很大的關連性，因此雨滴粒子數量帶來的影響也是本篇討論重點之一，最後還會進一步分析不同微物理變數與回波間交相關性的差異。文章中選用四種參數化方法(GCE、WSM6、WDM6、MOR)，分別討論各參數化特性、並利用系集方法估計方差和誤差相關性，期望提供系集方法之預報與同化一參考依據。

第二章 ：個案簡介

本研究之個案為 2008 年西南氣流觀測實驗(Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX) IOP8(Intensive Observation Period 8) 期間的台灣北部對流個案，密集觀測實驗期間為 6 月 14 日 0000 UTC 至 17 日 1200 UTC。6 月 15 日 1700 UTC 到 16 日 1700 UTC 期間，台灣西南部之中尺度對流系統(MCS)為台灣帶來大量的降雨，24 小時累積雨量圖可達到 300 毫米以上。而在 2008 年 6 月 16 日台灣北部也有一對流系統個案生成，當日在新北、桃園山區產生對流，該日最高累積降雨達到 150 mm 左右(圖 2.2)。由五分山雷達觀測可知，系統大約 2008 年 6 月 16 號 0300 UTC 出現，0530 UTC 左右達到成熟期，回波在山區生成、發展(圖 2.1 a~1)，並在 0700 UTC 後消散。

此期間內台灣綜觀環境暖濕，分別在台灣南、北出現不同的對流系統，根據簡與洪(2011)，圖 2.3 a 為 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 地面天氣圖，鋒面由海南島西側的華南低壓中心通過台灣北方延伸至日本東側，台灣位於太平洋高壓脊與華南低壓之氣流輻合處，風向為南南西和南風，並產生低層噴流，帶來許多水氣，整體而言台灣處於較溫暖、潮濕的區域。850 hPa 天氣圖(圖 2.3b)可見，華南低壓隨高度往北傾斜。華南低壓槽從東海 往東北延伸至日本南端。500 hPa 天氣圖(圖 2.3 c)中，華北有一割離低壓，在台灣北方有東西向的低壓槽，槽的北方有一阻塞高壓(blocking height)使天氣系統受到滯留。200 hPa 天氣圖(圖 2.3 d)中，台灣西南位在低壓槽前，且受南亞高影響，高空呈現輻散，因此台灣綜觀環境能提供對流系統良好的發展。

圖 2.4 中，0400、0500 UTC 的地面風速觀測資料可知，由海邊吹向內陸的風在較靠山區地區輻合，因此本篇討論之個案，除了綜觀環境場溫暖且潮濕利於對流發展，還受到海風及地形影響進而激發對流成長。

第三章 ： 實驗設計

3.1 模式初始場

系集初始場來自 Yang et al. (2014)的區域系及分析場(本篇巢狀網格最外層)，在 Yang et al. (2014)中，使用 WRF 三維變分同化系統(WRF-VAR)加入隨機擾動至美國國家預報中心(NCEP)的 FNL 再分析資料(1°*1°)製作 36 組系集成員，並利用 WRF-LETKF 系統同化傳統氣象觀測、satellite wind vector、GPS-RO 的偏折角(bending angle)，同化窗區為 2008 年 6 月 13 日 0000 UTC 至 2008 年 6 月 15 日 1800 UTC，且每 6 小時擾動 FNL 再分析資料作為系集的邊界條件，解析度為 27 公里，垂直層數為 27 層。而研究中之決定性預報所使用之初始場為此 36 組系集初始場之平均。

3.2 模式設定

研究使用區域模式 WRF (Weather Research and Forcasting)模式 3.7.1 版本，此為可壓縮、非靜力的模式。使用四層單向的巢狀網格，解析度依序為 27、9、3 和 1 公里(圖 3.1)，格點數為 181*151、160*151、190*190 和 151*151 個，利用 WRF 所提供之內插程式 v_interp(此程式可用來增加初始場以及邊界條間之垂直層數)將原本初始場之垂直層數(27 層)內插至 52 層，模式高度最高為 10 hPa。預報時間為 2008 年 6 月 15 日 1800 UTC 至 2008 年 6 月 16 日 0900 UTC，模式輸出時間之解析度為十五分鐘。

所使用的參數化如下，Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)長波輻射法、Dudhia 短波輻射法、Yonsei University 邊界層參數化方法(YSU)和 Grell-Freitas 積

雲參數化方法，積雲參數化只有在最外兩層開啟(D01、D02)。本次實驗共測試四種微物理參數化方法，包括 Godard(GCE)、WRF SM 6-category (WSM6)、WRF DM 6-category (WDM6)、Morrison (MOR)，微物理參數化細節在下一章節介紹。

實驗結果將分為三大部分，第一部分將討論微物理參數化特性比較，其中包含單一預報以及系集預報結果，第二部分討論方差結構，第三部分討論誤差相關，每一部分討論都會比較四種微物理參數化結果。

3.3 微物理參數化簡介

文章選用四種 BMP(bulk microphysics scheme)，兩個單矩量及兩個雙矩量。BMP 中，各種微物理過程及粒子粒徑分布多使用 Gamma distribution 描述:

$$N_{t,x}(D) = N_{0,x} D^{\mu_x} e^{-\lambda_x D} dD \qquad (3.1)$$

D 表示粒子粒徑、x 是不同水象粒子、N_0截距參數、Λ 斜率參數、μ 形狀參數。Λ、N_0、N_t公式及關係如下:

$$\Lambda_x = \left[\frac{\pi \rho N_{0,x} \Gamma(\mu_x + 4)}{6 \rho_a q_x}\right]^{\frac{1}{\mu_x + 4}} \qquad (3.2)$$

$$N_{t,x} = \int_0^\infty N_{0,x} D^{\mu_x} e^{-\Lambda_x D} dD = N_{0,x} \frac{\Gamma(\mu_x + 1)}{\Lambda^{\mu_x + 1}} \qquad (3.3)$$

q 為混合比、N_t(total number concerntration)粒子數量，由此兩變數可推算出平均粒子粒徑D_{mr}:

$$D_{mr} = \left(\frac{6 * Qr * \rho_a}{Ntr * \pi * \rho_w}\right)^{\frac{1}{3}} \tag{3.4}$$

單矩量及雙矩量差別在於可預報的變數不同，單矩量僅可預報混合比，其截距參數為一固定常數，粒子數量為混合比為診斷而來；雙矩量除混合比還可預報截距參數，給予模式更高的自由度。

3.3.1 GCE

GCE 為單矩量且共有三種選項: 2ICE (cloud ice & snow)、 3ICE-graupel (cloud ice, snow & graupel)、3ICE-hail (cloud ice, snow & hail)。研究中使用 3ICE-graupel，基於 Lin et al. (1983)及 Rutledge and Hobbs (1983)微物理過程，並由(Tao et al. 1989)所提出方法，修改凝結、沉降、蒸發和昇華等過程而成。

Tao et al. (2011)比較 2ICE GCE、3ICE-graupel GCE、3ICE-hail GCE、Lin、WSM6 和 Thompson。結果顯示在 Lin 和 3ICE GCE 高空中會有較大的潛熱釋放。垂直比較結果顯示，這些參數化差別主要是在高層的冰相過程，而 3ICE-graupel GCE 特別多的雪。

3.3.2 WSM6

根據 Hong and J. Lim (2006)研究所提出，WSM6 是將軟雹加入 WSM5 之中而來，軟雹之相關過程是參考 Lin et al. (1983)及 Rutledge and Hobbs (1983)所提出方法。WSM6 有兩大特色，(1)冰的截距參數會隨溫度變化，溫度越低截距參數越大、(2)假設冰晶的數量會隨溫度改變。Hong and J. Lim (2006)中比較 WSM5

與 WSM6 的表現，WSM6 比起 WSM5 有較少的水象粒子且有較多的降雨，可能原因為 WSM6 增加了軟雹且其密度比起雪較大所導致。

3.3.3 WDM6

基本上設定和 WSM6 相似，Lim and Hong (2009)在 WSM6 中加入雨和雲的粒子數量預報而成，因此 WDM6 在雲和雨是雙矩量的微物理參數化，且在雨的形狀參數部分，WSM6 是 0、WDM6 則是 1，表示 WDM6 中的雨滴粒子粒徑分布在較小顆的粒子之數量會有所下修。大致上來說，WDM6 冰相設定基本上和 WSM6 相同，差異在暖雨的部分，除了是雙矩量，WDM6 的 auto-conversion 和 accretion 是參考 Cohard and Pinty(2000)。比起 WSM6，WDM6 小雨較少且融化層附近的亮帶結構較明顯。WDM6 主要的優點是在使用合理的運算資源下，透過預報雨滴數量提供較合理的雨滴大小 Lim and Hong (2009)

3.3.4 MOR

基於 Morrison et al.（2005)版本再加入軟雹混合比、粒子數量的微物理過程而成，而有關軟雹的為物理過程為參考 Jr et al.（1998)之方法。雨水、軟雹和雲冰的 μ=0，因此這些粒子的粒徑分布呈現 Marshall–Palmer 形式分布，雲水的部分, μ 是根據 Martin et al.(1994)中所提出觀測資料所建立，其值和雲滴粒子數量有關。許多雙矩量參數化只有部分水像粒子是雙矩量的設定，而 MOR 是一個較完整的雙矩量微物理參數化，在雲、冰、雨、軟雹、雪都有雙矩量的設定。

3.4 研究方法

資料同化方法基本概念如公式 3.5，主要是利用模式背景誤差協方差(**B**)與觀測誤差(**R**)所組成之權重 K(Kalman Gain)將觀測增量 Innovation ($y_0 - \mathbf{H}(X_b)$)轉換為分析增量 Increment($X_a - X_b$)。X_a、X_b與y_0分別為分析場、背景場以及觀測資料。

$$\mathrm{X_a} - \mathrm{X_b} = \mathbf{K}[\mathrm{y_0} - \mathbf{H}(\mathrm{X_b})] \tag{3.5}$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{BH}^{\mathrm{T}}\left(\mathbf{HBH}^{\mathrm{T}} + \mathbf{R}\right)^{-1} \tag{3.6}$$

$$\mathbf{B} = \frac{1}{\mathrm{N}-1}\sum_{\mathrm{n}=1}^{\mathrm{N}}(\mathrm{X_n} - \overline{\mathrm{X}})(\mathrm{X_n} - \overline{\mathrm{X}})^T \tag{3.7}$$

從公式 3.6 可知模式背景誤差協方差(B)在權重(K)中扮演一種要角色，決定其大小及結構。由系集間計算出之背景誤差相關性(B)具有流場相依性，相較於氣候背景誤差協方差更具物理意義，且可利用交相關修正觀測中沒有的變數，這些特性使得系集資料同化被大量運用在對流尺度的天氣研究中。$\overline{\mathrm{X}}$為系集平均，N 為不同系集成員(n=1, 2, ……, N)。

文章中將會大量討論、比較各微物理參數化的背景誤差協方差。將背景誤差協方差分解成方差及誤差相關係數兩部分來討論，分別對觀測資料吸收以及資訊傳遞結構有決定性的影響。

3.4.1 方差

方差為系集間離散程度，標準差(σ_X)的平方為方差(σ_X^2)。公式如下

$$\sigma_{\mathrm{X}}^2 = \frac{1}{\mathrm{N}-1}\sum_{\mathrm{n}=1}^{\mathrm{N}}(\mathrm{X_n} - \overline{\mathrm{X}})^2 \tag{3.8}$$

N 為不同系集成員(n=1,2,3,4, …… ,N), 方差用以描述背景之不確定性，方差大小影響分析增量，當方差過小，表示系集之間差異過小，同化系統將無法有效利用觀測資料。

3.4.2 誤差相關係數

在同化資料時，資料會隨著背景誤差協方差之相關性傳遞，公式為

$$Error\ \ correlation = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})\,(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}} \tag{3.9}$$

當 X＝Y 時，為自相關；當 X≠Y，為交相關。誤差相關係數有流場相依特性，因此適合用在劇烈且非線性的對流系統中，而透過交相關可以利用可得到的觀測資料修正無觀測資料的變數，在之後的章節將討論各種微物理變數之交相關性。

第四章 ： 結果討論

本章節首先將利用單一的決定性預報比較四種微物理參數化，主要專注在水象粒子隨時間、高度分布，接著利用系集預報檢視決定性預報之特徵是否在強對流區仍然成立，且進一步探討強對流區各微物理參數化不同處，以及所造成的影響，接著探討方差以及誤差相關。

4.1 利用決定性預報討論不同參數化異同

4.1.1 系統發展與降雨

大約在 0200~0300 UTC 時，桃園新竹山區開始出現 40dBz 以上強回波，隨時間發展，對流系統往北移動，成熟期約在 06/16 0500 UTC 前後(圖 4.1)。從最大回波合成圖(圖 4.1)可知，MOR 在強度及範圍上明顯較強於其他實驗組，分布也較廣，WDM6 則是回波最弱、分布較區域較小，GCE 則是四組實驗中系統最快消散。模擬結果可發現海風吹向山區(圖 4.2)，輻合發生在山區附近(圖 4.3)，此個案是由海風與地形交互作用所激發，四組實驗降雨多集中在山區，0200 UTC~0800UTC 最大累積降雨可達到 150mm 與觀測結果在量值上差異不大(圖 4.4)，系統移動方向無論是觀測、決定性預報或是系集預報都是向北移動發展、消散。

4.1.2 各變數垂直結構隨時間變化

回波由雨、軟雹、雪的反射率所共同組成，選取系統較強、累積雨量較多區域 (圖 4.4 方框範圍)，討論回波、混合比等變數隨時間、高度變化。從(圖 4.5)回

波隨時間、高度變化，系統最強發生在 0500 UTC 左右，在四個參數化中都可以看到大約在 5 公里左右存在較大值，有融化層的結構，其中 GCE 此特徵較不明顯。回波強度方面，MOR 有最強的回波，WDM6 為所有實驗中最弱，GCE 則是在發展高度是最高的。另外雖然 WSM6 和 WDM6 有相似的設定，但雙矩量的 WDM6 回波比單矩量的 WSM6 弱很多。為了更深一步了解這些微物理參數化的特性及其產生原因，分別討論各個水象粒子之混合比及粒子數量之異同。

圖 4.6 中，範圍同樣選取圖 4.4 中系統較強區域，此圖包含三種和回波最直接相關的變數:雨、軟雹及雪的混合比。軟雹的極值高度大約落於 5~6 公里左右，雪在發展高度上會比軟雹稍微再高一些，極值發生時間也較其他兩種變數晚，分布範圍最低的是雨，地面至高度 4~5 公里左右主要都是雨。在高度 5 公里上下有大量的雨水和軟雹同時存在，此高度冰水混合導致有回波大值出現，所以在圖 4.5 可以看到融化層回波較大的特徵。而在現實觀測中，也有此現象，因為在零度線附近同時有冰及水的存在，因此冰相粒子外層可能被水包覆，而水的背向散射截面較冰大，因此造成回波較大的情形。

四組實驗中，GCE 的軟雹發展高度是最高的(圖 4.6 a)，此現象可以對應到圖 4.5 a 中 GCE 回波發展高度最高。比較 WDM6 與 WSM6，WSM6 的雪以及軟雹都比較多，且軟雹發展高度也較 WDM6 高，推測原因可能是 WSM6 垂直上升風速較 WDM6 強很多，由其在高層大氣中(圖 4.7 c)，較強的垂直風速可能將低層中的水氣帶到較高的高度因此造成上述的現象。

垂直上升風速(圖 4.7 a~d)中，將圖 4.4 方框範圍內之垂直上升風速平均，明顯較弱的是 WDM6 最弱，MOR 在中低層風速最強，WSM6 則是高層上升風速最大，而在下降風速(圖 4.7 e~g)，將圖 4.4 方框範圍內之垂直下降風速平均，顯示 WDM6 最強，這可能跟 WDM6 低層環境溫度較低，導致浮力較小有關。在

Lim and Hong (2009)中比較 WDM6 和 WSM6 時，提到 WDM6 比起 WSM6 有較弱的上升風速及較強的下降風速，而在(Morrison et al. 2009)的實驗中顯示，較大的雨蒸發率造成溫度較低、浮力較小，導致整體垂直上升風速較低。在本個案中也有類似的特性，圖 4.7 b、c 中 WSM6 垂直上升風速明顯大於 WDM6，而圖 4.7 f、g 顯示垂直下降風速在中低層卻是 WDM6 較強，推測原因可能為 WDM6 在中低層雨的蒸發率較強、溫度較低導致其下降運動較 WSM6 強(溫度和雨蒸發率等相關變數會在章節 4.2 中仔細討論)。

4.1.3 雨滴粒子數量

圖 4.8、4.9 選取圖 4.4 中系統較強區域，圖 4.8 a、b 為單矩量的 GCE、WSM6，因為其截距參數是固定的，所以雨及軟雹的粒子數量分布跟混合比非常相似(圖 4.6 a、b)，在此兩種參數化中雨的截距參數為 $8*10^6$、軟雹截距參數為 $4*10^6$。不同之處在雪的設定，GCE 雪的截距參數為 $1.6*10^7$，而 WSM6 雪截距參數隨溫度變化而改變 $2*10^6*\exp[0.12*(T0-T)]$，因此可以發現 WSM6 雪的粒子數量隨高度上升、溫度下降有增加的趨勢。

圖 4.8 c、d 為雙矩量的 WDM6、MOR。WDM6 雨為雙矩量，雨的粒子數量相較於其他三組實驗大非常多，而冰相設定與 WSM6 相同，因此雪的截距參數也隨溫度變化，雪粒子數量也有隨高度增加的情形。MOR 雨、軟雹和雪都是雙矩量，雨的粒子分布情形和同樣是雙矩量的 WDM6 相比，除了量級上小許多，分布情形也不相同，MOR 雨滴數量隨時間明顯由低層往高層發展(圖 4.8 d)，此現象在其他參數化中較不明顯。

雲、冰混合比隨時間分布如(圖 4.9)，雲一開始分布高度在兩公里左右，隨著系統開始發展，高度逐漸抬高到五公里左右，冰的發展則比較晚，在回波發展

至較高的高度之後才有明顯增長。比較不同參數化，WDM6 對應到大量雨水，有最多的雲混合比；冰則是 GCE 有最大值，WSM6 和 WDM6 的冰發展上時間相較於其他參數化是較晚的，MOR 則是發展高度最高，極值出現在十二至十三公里左右。

4.2 系集預報表現

此章節主要探討分析的有以下三點 ：

1. 前一章節分析範圍包含對流及層狀區，此章節特別專注在強對流區。
2. 前一章節發現了不同參數化在不同微物理變數有不同的表現，此章節將會討論這些相異之處在不同參數化中所造成的影響。
3. 因為方差以及誤差相關係數是以系集平均為標準所算出，因此先討論系集平均的表現，再來也可確認先前所描述特性是否在系集平均中仍然存在。

4.2.1 系集平均狀態及比較

圖 4.10 a~圖 4.10 e 分別為回波、降雨、雨水混合比、兩米高溫度及雨水蒸發率。首先，圖 4.10 a 計算四個參數化超過三十 dBz 的格點數量，類似於先前得到得結果， MOR 有較強回波、WDM6 回波較小，而雖然 MOR 回波大但在圖 4.10 c (五公里以下雨水混合比之平均)中，MOR 卻是最小。儘管 MOR 雨水混合比最小，在圖 4.10 b 累積雨中卻又是最大，而混合比最多的 WDM6 降雨反而最少，圖 4.10 d 兩米溫度則是降雨最多的 MOR 最高，降雨最少的 WDM6 最低。在此章節將更深入討論各參數化間微物理變數差異及其對降雨與溫度的影響。

接下來分析將集中在強對流區(圖 4.10、圖 4.13 至圖 4.20)，選區分系範圍方法如下:分別對四種參數化進行三十六組成員之系集預報，圖 4.11 和圖 4.12 分別為 PM 方法計算後之回波及累積雨量(PM 方法說明在附錄)。圖 4.12 利用 Steiner et al.(1995)提出的方法定義對流及層狀區，黃色為強對流區、淺綠為對流區、深綠是層狀區，MOR 的強對流區、對流區明顯分布較廣，WSM6 次之，WDM6 和 GCE 則是較少。接下來進行的系集預報分析所選取時間為 0445 UTC 至 0515 UTC，並且在系集平均中的 B 方框(圖 4.12)內選取垂直風速前百分之十的點(共九十九個點)，在這些點向東、西延伸五十一公里取一東西方向之垂直剖面，並將這些剖面取平均，計算強對流裡強上升氣流區各變數的平均狀態，討論各參數化在該個案之強對流區統計平均下的狀態。

圖 4.13 為各參數化強對流區回波的平均狀態，類似於單一預報結果:MOR 在中低層回波強、WDM6 最弱，GCE 發展高度較高。在混合比部分則是 WDM6 有最多的雨、MOR 最少的雨，GCE 在高層有最多的軟雹，而這對應到 GCE 高層回波較強(圖 4.14)。

圖 4.15，在強對流區 GCE 有最多的雲和冰混合比，MOR 冰的分布在高度上是最高的。比較 WSM6 和 WDM6，雙矩量之 WDM6 雲混合比在低層較多，在冰相粒子則是 WSM6 較大一些。

4.2.2 回波、混合比、雨滴粒徑至降雨之關係

圖 4.13、圖 4.14 中，回波最強的 MOR，雨混合比卻是最少的、WDM6 回波最弱但雨混合比卻最多，為了瞭解原因，需知道回波與混合比關係。模式中計算回波方法:

$$Z_{h,x} = \frac{2880\lambda^4 N_{0x}}{\pi^4 |K_w|^2} \Lambda_x^{-7} \left(A\alpha_{xa}^2 + B\alpha_{xb}^2 + 2C\alpha_{xa}\alpha_{xb} \right) \quad (4.1)$$

由此公式(4.1)可知回波 Z 與混合比q_x成正比、與截距參數$N_{0,x}$成反比。當混和比越大表示大氣中有越多該水象變數，截距參數越大則表示單位體積中粒子的數量越多，在相同混合比情況下，粒子數量越多代表粒子越小、數量越低則粒子較大，所以在相同混合比之下還是有可能計算出不同大小的回波，討論回波不可只看混合比，還須同時考慮截距參數的影響。

粒子數量 Ntr與截距參數成正比，公式為

$$N_t = \int_0^\infty N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} dD = N_0 \frac{\Gamma(\mu+1)}{\Lambda^{\mu+1}} \quad (4.2)$$

圖 4.16 粒子數量，單矩量的 GCE 和 WSM6 因為截距參數固定所以粒子數量分布跟混合比類似(圖 4.14)，而 WSM6、WDM6 的雪，如先前提到會隨溫度改變其截距參數，因此雪的子數量會有隨高度增加情形。比較雙矩量參數化方案中雨滴粒子數量在對流區的表現，WDM6 有最大量的雨滴粒子數量，而同樣是雙矩量的 MOR 雨滴數量較 WDM6 少很多，而這也是 MOR 雨混合比最少回波最大、WDM6 雨混合比最多而回波最小的原因。

利用公式:

$$D_{mr} = \left(\frac{6 * \mathrm{Qr} * \rho_a}{\mathrm{Ntr} * \pi * \rho_w} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4.3)$$

Rain drop mean–mass diameter(D_{mr})可估算出雨滴粒徑大小，ρ_a為空氣密度、ρ_w是水的密度。由公式(4.3)可知，混合比越多粒子越大，粒子數量越多粒子越

小，因此根據不同微物理參數化的雨混合比及粒子數量，會產生不同大小的雨滴。圖 4.17 c、d 中，雙矩量大雨滴多分布在低層，此分布情形較符合觀測，總體來說 WDM6 產生最多的雨滴，因此雨滴較小顆，MOR 則是相反，最少的雨滴數量而粒徑最大。根據 Lee et al. (2019)研究，統計中央大學之十年 Joss-Waldvogel Disdrometer (JWD)資料，結果顯示夏季對流系統的平均D_{mr}為 1.75mm、標準差為 0.43，平均雨滴濃度為 3.85($\log(1/m^3mm^1)$)、標準差為 0.48 (see their Table5)，而在本研究中 MOR 的雨滴大小最接近此觀測統計結果，在此個案 MOR 強對流區、模式最低高度之D_{mr}約為 1.2mm 左右，而在雨滴濃度 MOR 則是遠低於觀測，反而 WDM6 較接近觀測統計結果(圖 4.16)。

根據 Rutledge 和 Hobbs(1983)所提出方法

$$\mathrm{PREVP} = \frac{2\pi N_{0R}(S-1)}{A' + B'}\left[\frac{0.78}{\lambda_R^2} + 0.31\frac{\left(\frac{a'\rho}{\mu}\right)^{\frac{1}{2}}}{\lambda_R^3}\Gamma(3)\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.2}\right] \tag{4.4}$$

S 為液態水飽和率, A'、B'是和潛熱釋放有關的熱動力變數，μ 黏滯係數。可知模式在計算雨所造成的蒸發冷卻會考慮截距參數N_{0R}，也就是說，N_{0R}越大、雨滴越細小越容易蒸發，因此雨滴小的 WDM6 有相對較大的雨蒸發冷卻(圖 4.18 c)。比較四個參數化累積降雨，圖 4.10 b 為累積降雨隨時間變化，由多至少分別是 MOR、WSM6、GCE、WDM6，而累積降雨量最多的 MOR 有最大的雨滴粒徑使得雨滴降容易落至地面，WDM6 雨滴數量極多且小容易蒸發，因此累積雨量是四組實驗中最小的。

圖 4.19 和圖 4.20_1 分別為垂直上升風速及凝結加熱率，明顯兩者之間存在相當高的相似性，原因為強的上升風速將低層水氣帶到較高層，增加了冰相粒子且加速各粒子間相位轉換，導致冰相粒子之放熱現象更為明顯，進而增加凝結加熱率，使得大氣受到加熱而加速垂直上升風速。在圖 4.20_1 中的凝結加熱率，是

所有的放熱過程: condensation of qc (QCCON)、deposition of qg (QGDEP)、deposition of qs (QSDEP)、deposition of qi (QIDEP)以及吸熱過程 evaporation of qc (QCEVP)、evaporation of qr (QREVP)、melting of qs (QSMLT)、melting of qg (QGMLT)、sublimation of qg (QGSUB)、sublimation of qs (QSSUB)、sublimation of qi (QISUB)的總和，而圖 4.20_2 則是將此兩個過程分開加總。4.20_2 (a)~(d)為加熱過程，其中 WSM6 最大，而 4.20_2 (e)~(h)為吸熱過程，其中 WSM6 最小，因此 4.20_1 中 WSM6 整體之凝結加熱率呈現最大，除此之外根據各參數化不同的設定，這些熱力過程有不太相同的特徵，在 GCE 在不管是放熱(4.20_2 a)或吸熱(4.20_2 e)過程中，在 5 公里以及 8.5 公里附近有較大的極值，此現象是 GCE 中才觀察的到，在其他參數化中並沒有，GCE 之 5 公里的加熱及吸熱過程之極值分別是由 QCCON 和 QGMLT、QREVP 造成， GCE 之 8.5 公里的加熱及吸熱過程極值分別是由 QIDEP 和 QCEVP 造成。WSM6 和 WDM6 中低層之冷卻效應較明顯，其中又是 WDM6 較強，這可能跟 WDM6 雨滴大小較小導致 QREVP 較強有關。

4.2.3 溫度比較

圖 4.21 和圖 4.22 分別是各參數化一公里及三公里高度之溫度比較，目的在比較各參數化溫度。結果可知，WDM6 無論在一公或三公里都是較低的(圖 4.21 c 和圖 4.22 c)，而 MOR 則是最高的(圖 4.21 d 和圖 4.22 d)。

由前一節提到雨的蒸發冷卻公式(公式 4.4)可知 ，雨滴大小影響其蒸發效率，而在此個案中高度五公里以下以雨居多(圖 4.14)，由圖 4.17 c 可知 WDM6 雨滴大小最小、MOR 雨滴最大(圖 4.17 d)，對應到溫度的表現，WDM6 是所有實驗中溫度最低，而 MOR 溫度最高。

4.3 方差結果

方差討論時，分為兩種討論範圍，一是選取圖 4.12 中 A 方框範圍內，計算其方差隨時間、垂直方向上分布，A 方框包含區域較廣，討論整個系統隨時間上的發展。另一個是選取圖 4.12 中 B 方框範圍，限制選取範圍在對流區內，利用**系集平均**挑選強上升風速的點，在所有系集成員中同時以此點向東、西方向延伸五十一公里切一東西方向為 X 軸，垂直方向為 Y 軸的剖面，並計算此剖面方差。上述所選取強垂直風速的點共有九十九個點(前百分之十強垂直上升風速)，並且每一剖面都會計算其系集間的方差，因此會有九十九個方差剖面，最後取平均，得到該系統在強上升氣流區之統計上方差狀態，並從 0445 UTC 至 0515 UTC，重複上述動作，希望呈現該午後熱對流個案在對流成熟期及強對流區的方差情況。

圖 4.23 為強對流區域的回波方差，橫軸為回波方差，縱軸為垂直高度，可以發現不同參數化在不同高度，模式離散程度特徵都不太一樣，例如低層 WDM6 方差特別大，高層卻是 GCE 較大，或 MOR 在融化層有較大的不確定性等，此章節希望可以透過分析不同水象粒子及熱力、動力方差表現來解釋圖 4.23 所看到的特徵。

圖 4.24、圖 4.26、圖 4.28 為第一種討論範圍較廣的區域，呈現垂直高度上各變數隨時間的變化。圖 4.25、圖 4.27、圖 4.29、圖 4.30、圖 4.31、圖 4.32 是第二種討論範圍，專注在對流成熟期的強對流區。

4.3.1 微物理變數方差

圖 4.24 為水氣、雲和冰之混合比的方差隨時間變化。水氣混合比方差在前期在高度七公里左右有較大的值，隨著系統達到成熟和降雨，水氣混合比方差分

布高度有下降的趨勢，而各參數化間差異不大。雲混合比的方差，隨時間從底層上升至五公里左右，在對流系統達到成熟期之後開始減弱，雙矩量的 WDM6 有最大的雲混合比方差，尤其在前期低層，而這對應到圖 4.9 中 WDM6 有最多的雲混合比且隨時間從底層發展至中高層的特徵也較明顯。類似冰混合比分布，冰的方差中 GCE 最大，而 MOR 分布位置是最高的，WSM6 和 WDM6 冰的方差隨時間分布是類似的。同樣是水氣、雲和冰之方差，圖 4.25 為強對流區的情形，水氣方差在強對流區分布高度多在三公里左右，系統較強時水氣方差集中在低層。冰的方差，GCE 在系集間有最大的差異性，MOR 則是分布最高。

雨、軟雹、雪混合比方差時間分布如圖 4.26，雨混合比方差最大的是 WDM6，對應到 WDM6 有最多的雨混合比，GCE 因為高層有較多的軟雹存在(圖 4.6)導致高層有較大的軟雹方差。雪方差發展較軟雹和雨慢，且位置較軟雹高，GCE 有最大的雪混合比方差。圖 4.27 中強對流區的雨、軟雹、雪特徵類似於圖 4.26 情況。整體來說，GCE 冰相粒子混合比在系集間的差異程度會大一些，而雨混合比方差則是 WDM6 最大，因為其有最多的雨混合比。比較 WSM6、WDM6，WSM6 和 WDM6 分別在軟雹和雨有較多的不確定性，由於 WDM6 在雨為雙矩量因此方差可能較大，而在先前提到 WSM6 上升風速較 WDM6 強很多，因此造成其軟雹較多，而導致在冰相過程中不確定性較大。

粒子數量方差如圖 4.28 和圖 4.29 中，針對雙矩量之變數計算其粒子數量方差(WDM6：rain、MOR : rain, snow, graupel)，方差發展結構和粒子數量分布本身類似，MOR 雨滴粒子數量方差發展隨時間從底層至中高層，WDM6 在高度上變化較不明顯圖(4.28 a)，而在強對流區 MOR 雨滴粒子數量方差分布較 WDM6 高。量值方面，因為 WDM6 本身粒子數量就比其他參數化大上許多，所以方差同樣比 MOR 大。

4.3.2 動力變數及熱力變數方差

圖 4.30 是強對流區垂直風速方差，WDM6 因為風速是所有參數化中最小的，因此其方差也是最小，WSM6 垂直風速最強，離散程度也最大。微物理過程中，熱力和動力上常常有很大的相關性，方差也是。圖 4.31 顯示中層大氣潛熱釋放方差分布和垂直風速方差有很高的相似性。垂直風速加劇潛熱釋放，進而影響到溫度，溫度方差(圖 4.32)在垂直風速方差較大的區域也有較大的不確定性，說明強上升風速區，動力及熱力誤差是會相互影響的。

經過分析微物理過程中，不同水象粒子及熱動力方差情形，回到圖 4.23。因為在大約五公里以下回波多由雨主導，WDM6 本身為雙矩量，在雨混合比及雨滴數量離散度都是最大的(圖 4.27 和圖 4.29)，因此低層回波方差是所有參數化中最大的。而在融化層附近，MOR 有一大值存在，圖 4.29 顯示 MOR 在高度五公里附近雨滴粒子數量有很大的方差，因此導致回波在高度五公里左右有很大的不確定性。在高層回波方差最大的是 GCE，由前面分析可觀察到 GCE 高層的冰相粒子較多且方差大所導致。特別比較 WSM6 和 WDM6，WDM6 由於暖雨過程為雙矩量，因此在低層離散度較單矩量的 WSM6 大。高層是 WSM6 方差較比 WDM6 大，推測原因可能是 WSM6 因為較強的上升風速，因此將較多的雨滴帶到高層大氣，形成較多的冰相粒子，而大量的冰相粒子及較強的垂直風速導致 WSM6 在高層大氣中回波整體不確定性比 WDM6 大。

4.3.3 水平溫度方差

為盡量避免地形影響所造成的溫度差異，討論 1.5 公里高度之水平溫度方差(圖 4.34)，由於東部外海吹南風(圖 4.36)，因此台灣東部之地形下游較大的溫度方差可能是由風之不定性引起，而在對流系統附近，可以發現溫度方差在對流系

統移動方向下游較大，可能原因是在較低層的大氣中，受到複雜地形侷限，使得山區風速變得很小，進而造成低層之溫度不確定性在山區也較小。圖 4.35 為 4 公里之溫度方差，4 公里高度已非常接近對流系統核心，且較不受地形影響，可以看到溫度不確定性與對流系統位置較一致。

4.3.4 水平風方差

圖 4.36 為水平風，可以看到東部外海部分為南風，而在台灣北部外海有一局部環流，在對流系統發展位置因為位於背風處因此風速較小且風向較偏東西方向。接下來將風向分為東西分量(U)、南北分量(V)討論其方差。

首先是圖 4.37 為 V 風向之方差，明顯的可以對應到圖 4.35 所提到東部地形下游的溫度方差，應證了 4.3.3 中之猜測(台灣東部之地形下游較大的溫度方差可能是由風之不定性引起)，而在圖 4.38 中為 U 風向之方差，在西部台灣可以看到有明顯的不確定性，在此區域對應到圖 4.36 水平風，為南風風向受到地形影響相東偏轉，進而造成不確定性在此區域較高。

4.4 誤差相關性

選取圖 4.12 中 B 方框範圍，限制選取範圍在對流區內，利用**系集平均**挑選強上升風速的點，在所有系集成員中同時以這些點向東、西方向延伸五十公里切一東西方向為 X 軸，垂直方向為 Y 軸的剖面，並取平均，最後利用公式(3.9)

算出誤差相關性。此計算方式希望可以用各系集成員強對流平區均狀態，討論強對流區各變數之間的誤差相關性。

這個章節中主要討論在參考點加入回波和垂直風的資訊後，對於強對流區資訊傳遞情形。由於回波是雨、軟雹和雪計算而來，根據這三種粒子分布高度不同，在不同高度主導回波的誤差相關的變數也不同，低層主要和雨相關，中高層則是

軟雹與雪，因此除了回波的自相關，還會討論回波和雨混合比、軟雹混合比、雪混合比、粒子數量的交相關。

4.4.1 回波之誤差相關性

首先討論回波與回波的自相關(圖 4.39)，在參考點(高度八公里)附近，四組實驗回波都有很高的自相關，但是在較高層及融化層以下各參數化方法之間就存在較明顯差異，高度大約十一公里以上 GCE 的相關性是最高的，融化層以下 GCE 和 WDM6 相關性較弱，尤其 WDM6 大約相關性只有 0.3~0.5，而 MOR 分布較廣，且在五公里附近有一明顯不連續結構，這些特性將在此小節討論。

圖 4.40 b 顯示 WSM6 回波和雨有很強的相關性，導致圖 4.39 b 中 WSM6 在低層的相關性大於其他實驗組，而相較於 WSM6， WDM6 之回波與雨的誤差相關性弱許多(圖 4.40 c)，導致其回波自相關在五公里以下小於 WSM6(圖 4.39 c)，原因可能是低層的雨水源自強風區雲滴碰撞結合形成，而 WDM6 雲、雨是雙矩量，雲滴、雨滴大小可以自由預報，因此過程中不確定性大於單矩量之 WSM6，導致相關性降低，而在圖 4.40 a 中，GCE 回波和雨之交相關在高層(十二公里以上)有相關性的存在，原因為 GCE 在高層存在著非常少的雨，而這個現象是其他參數化中沒有的。圖 4.41 是回波和軟雹的誤差相關，從圖 4.14 得知大約高度六至九公里以軟雹居多，因此中高層的回波自相關性與回波和軟雹的交相關性結構非常類似。GCE 在高層(11 公里以上區域)有較多的軟雹(圖 4.14 a)，因此回波及軟雹交相關在高層有較大的相關性。

比起軟雹(圖 4.41)，回波和雪的交相關(圖 4.42)，分布又在更高一些。可以發現 GCE 回波和雪的誤差相關性(圖 4.42 a)最強，因為 GCE 雪混合比(圖 4.8 a)本來就比其他參數化多。

圖 4.43 及圖 4.44 分別是回波和截距參數及雨滴濃度的交相關，從圖可以得知 MOR 回波對粒子數量有較大的相關性。除了在參考點附近，在融化層附近，MOR 雨滴數量和回波有明顯的正相關(圖 4.43 d)，而此現象可能就是造成圖 4.39 d 中 MOR 回波自相關在融化層附近有一特別弱之特徵。圖 4.45 及圖 4.46 為 MOR 的回波與軟雹、雪粒子數量的交相關，在強上升風速區，回波和冰相粒子數量也是呈現正相關。

4.4.2 垂直風之誤差相關性

圖 4.47 至圖 4.54 為風和回波、雨、軟雹、雪及粒子數量，特性類似於圖 4.39 至圖 4.46。圖 4.47 中 GCE 和 WDM6 低層相關性較低是因為垂直風速和雨的交相關性較其他參數化弱(圖 4.48 a、c)。類似於圖 4.41 a，GCE 的垂直風和軟雹的誤差相關在高層也是相關性較高的(圖 4.49 a)，而在雪的部分，由於雪的分布原本就比較高，因此圖 1.42 中相關性較高的區域會在比較高層，類似圖 4.42 的結果。MOR 的垂直風速和軟雹、雪粒子數量之交相關(圖 4.53、圖 4.54)呈現正相關，表示強的上升風速將低層的水象粒子帶到高層，粒子被快速帶到零度線以上、結冰，而減少其碰撞結合效率，因此容易形成較多粒子數量。

圖 4.55 是垂直風速的自相關，WSM6 在高層風速較強(圖 4.30 b)，所以在圖 4.55 b 高層之相關性較高。圖 4.56 是垂直風速和潛熱釋放的交相關，在參考點附近的垂直風和潛熱釋放相關性可高達 0.9 以上。比較圖 4.55 和圖 4.56 分布，兩圖非常相近，說明動力和熱力在強對流區的微物理過程中，同化資料時風和潛熱的資訊傳遞過程非常類似。

4.5 解析度比較

Brousseau et al. (2011)比較不同空間解析度(9.5 和 2.5km)的誤差結構差異，結果顯示較高解析度實驗之系集不確定性較明顯，陳立昕(2017) 比較不同空間

解析度(9 和 3km)結果同樣顯示使用高解析度設定的系集離散度較高，有利於系集資料同化。然而在 Bolgiani et al.(2018)表示不同解析度間(3 和 1 公里)差異並不大，Duda et al.(2014)研究中更顯示不同解析度(4 和 2 公里)的預報結果在統計上沒有顯著差異。

在本篇研究中，也發現 3 公里解析度和 1 公里解析度差異不大，圖 4.57 回波、圖 4.58 的水象粒子、圖 4.60 的垂直上升風速和凝結加熱率都顯示不同解析度量值都相似，而圖 4.59、圖 4.61 中的方差表現在不同解析度實驗中相差很小，反而主要差別在於不同微物理參數化間，顯示不同參數化間可能存在的不確定性較高。而在 Duda et al.(2014)也提到，使用不同微物理參數化或是擾動單一微物理參數化組成之系集所帶來的效益會比增加解析度(4 和 2 公里)還來得大。

從以上前人研究至本篇結果發現，隨著解析度越高，不同解析度所造成的影響似乎越來越低，差別主要是在不同參數化之間，這表示當模式進到高解析度時，主要需要考慮的不確定性來源是參數化過程造成的模式誤差。然而微物理過程中還充滿許多不確定因素，常常出現 case dependent 的現象，因此此議題還需要更多的研究與討論來探討此議題。

4.6 方差及誤差相關性對資料同化效益討論

本研究討論了台灣北部對流系統在強對流區的垂直結構情形，討論四種參數化間的差異，從 4.3 章的方差討論果可知在低層大氣中 WDM6 的不確定性最大，原因除了其雨是雙矩量，雨混合比及雨滴數量都是所有實驗中最大的，因此方差也大。而高層大氣中則是 GCE 因為冰相粒子較多導致不確定性較大，因此若在

系集中有使用此兩種參數化方法的話，可以較有效地增加系集間的離散程度，有利於資料同化時觀測資訊的吸收。

在 4.4 章中探討誤差相關性，在參考點附近所有實驗都有相當高的相關性，然而在離參考點較遠的區域就有所差別。例如圖 4.19 的回波自相關中，WSM6 和 MOR 在低層有較大的相關性，而 WDM6 和 GCE 相對小許多，這表示在資料同化時 WDM6 及 GCE 的修正量垂直上分布可能比起 WSM6、MOR 較為局限，水平分布上則是 MOR 的誤差相關性可以延伸較遠。WDM6 和 GCE 雖然方差較大，觀測資料較容易被系集同化系統吸收，然而其觀測資訊傳遞範圍卻較狹窄，因此可能會需要更多觀測資料。

值得注意的是在雙矩量參數化中，因為可以預報截距參數進而調整粒子數量、大小，可以看到本篇所選的兩種雙矩量參數化方法(WDM6、MOR)，產生的雨滴數量垂直分布有隨高度遞增的現象(靠近低層雨滴大)，這結構比較接近觀測，且是單矩量參數化實驗中沒有的。然而在 WDM6、MOR 雨滴數量間還是有相當大的差異，在量級上 WDM6 雨滴粒子多非常多，而在分布方面 MOR 隨著對流發展有較明顯從低層往高層發展的趨勢，這些差異會導致其回波大小的改變，且和雨的蒸發效率和低層大氣溫度也有很大的關聯，甚至有可能左右冷池的形成、強度，因此雨滴粒子的大小、數量在流系統中是個相當重要的變因，然而在模式模擬時還存在著很大的差異，還需要更多觀測資料來輔佐、修改這些參數化方法，而在未來如果要同化雷達的雙偏極化參數，要如何選用參數化還需要更多的討論與測試。

第五章 ： 結論

5-1 總結

本研究比較了四種微物理參數化表現，分別為兩個單矩量(GCE、WSM6)、兩個雙矩量(WDM6、MOR)，深入討論各種為物理變數，共分為三大部分，首先第一部分討論微物理變數基本特徵，第二部分探討方差，第三部分則是誤差相關性。 以下是利用 2008 年 6 月單一午後對流個案分析短期系集預報所得到的結論:

微物理變數基本特徵

第一部分先透過決定性預報探討各參數化特徵，可以發現 GCE 有較多的冰相變數，尤其是雪和冰，而 WDM6 則是有最多的暖雨過程之變數，像是雨水及雲，而雨滴粒子數量 WDM6 有最多的雨滴粒子。但是在融化層以下，回波最強的是 MOR、最弱的是 WDM6，這和雨混合比結果相反，而透過公式(4.1)可知導致此結果的原因為粒子個數的差異。GCE 高層回波較強，是因為其在高層有較多軟雹、雪所造成。雨滴數量除了對回波有影響，對蒸發冷卻、溫度、降雨也有影響。MOR 回波最強、雨混合比最小，原因為其雨滴大小最大，而雨滴大又導致其雨蒸發冷卻較小、溫度為所有參數化中最大的，而 WDM6 則是相反的情況。

從以上結果可知，較強的回波不代表會有較強的混合比，而粒子數量除了對回波有相當大的影響，對潛熱釋放、溫度、降雨都有相當高的關係。在看雨滴大小分布時，也可發現到雙矩量的兩組實驗更符合觀測結果(雨滴越接近地面越少、越大)，此為雙矩量參數化的優點。

方差

圖 4.23 中，不同參數化在不同高度有不一樣的回波不確定性表現。GCE 因為有較多的冰像粒子，因此軟雹、雪方差也較大，所以導致其回波在高層有最

大的方差。WDM6 有最多的雲跟雨混合比，加上大量的雨滴數量，造成其在暖雨過程有很大的不確定性，因此回波在五公里以下有最大的方差。MOR 在融化層附近，回波有最大的方差，原因是因為其在五公里左右有大量的雨滴粒子數量造成的不確定性(圖 4.29 b)。比較 WSM6 和 WDM6，WSM6 雖然在低層雨的不確定性沒有雙矩量的 WDM6 大，但是由於其垂直上升風速較強，導致在高層有較大的方差產生。從結果可發現回波較大不一定其方差就會較大，尤其是雙矩量參數化必須考慮粒子數量造成的不確定性。

和陳勁宏 2018 模擬南部的中尺度對流系統的結果比較，在北部熱對流個案中，同樣發現 MOR 有最強的回波、WDM6 回波較弱，GCE 在冰相較強，導致其在高層的不確定性較大、MOR 中冰的發展都較其他實驗組高度還要高。而 MOR 整體不確定性都較小，不過在本研究個案中 MOR 在 5 公里高度左右有最大的方差，原因可能是因為在此高度附近有大量的粒子數量存在所造成。較不相同的是 WSM6、WDM6 間的比較，在陳 2018 中，WDM6 和 WSM6 冰相粒子發展是相似的，但在本篇研究中發現，WSM6 因為垂直風速、凝結加熱率較 WDM6 大、高層冰相粒子較多，造成不確定性增加。

誤差相關性

在回波自相關中，高層主要是由回波與冰相粒子之交相關主導，低層則是和雨交相關有關連。GCE 因為高層冰相粒子較多，因此其回波自相關或回波和冰相粒子之交相關性較大。在 WDM6 中，因為其暖雨過程為雙矩量，不確定性較大，因此其在低層的誤差相關較 WSM6 小(圖 4.33、4.34)。MOR 回波自相關在融化層附近較小，是因為加入回波資訊會大量增加其五公里左右的雨滴粒子數量(圖 4.37 b)，而粒子數量變多導致回波變小。在風誤差相關性的部分，垂直風速自相關與垂直風速和潛熱釋放之交相關，結構非常類似，此兩變數關係非常緊密。

5-2 未來展望

(1) 研究中，只討論了單一個案，而微物理參數化可能在不同個案、不同地區或不同型態的天氣系統中有不一樣的表現，因此未來需討論更多不同類型之天氣系統。

(2) 冷池在對流系統中常扮演一關鍵角色，影響對流的移動與生成，而文章中提到雨滴粒子大小，會影響蒸發效應，進而影響溫度，本研究中並未對冷池做進一步分析，而此蒸發率的改變是如何影響冷池的發展與強度，是一值得討論的問題。

(3) 微物理參數化中，冰相過程不確定性原本就很高，而在目前最新推出之 WRF4 中的 GCE4、WSM7 與 WDM7 在基於原本之 GCE、WSM6 與 WDM6 在冰相中加上冰雹，使得冰相過程變得更複雜，根據初步測試各參數化之間冰相表現差異很大，未來如要使用必須進行更多測試。

參考文獻

簡芳菁、洪玉秀，2010：梅雨季西南氣流氣候平均與個案之數值研究。大氣科學， 38，237-267。

陳勁宏，2018：不同微物理方案在雲可解析模式的系集預報分析：SoWMEX-IOP8 個案。中央大學大氣物理研究所碩士論文。

盧可昕，2018：利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分析 2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理過程。中央大學大氣物理研究所碩士碩士論文。

陳立昕，2017：利用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差：SoWMEX IOP8 個案分析。中央大學大氣物理研究所碩士碩士論文。

曾昭誠，2017：利用 2016 年 TASSE 實驗期間 X-band 雷達資料反演及分析雨滴粒徑分布特性。中央大學大氣物理研究所碩士碩士論文。

繆炯恩，2017 : 2015 年 6 月 14 日臺北盆地劇烈午後雷暴個案之高解析度模擬研究。台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

Chung, K.-S., W. Chang, L. Fillion, and M. Tanguay, 2013: Examination of Situation-Dependent Background Error Covariances at the Convective Scale in the Context of the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **141,** 3369-3387.

Dowell, D. C., F. Zhang, L. J. Wicker, C. Snyder, and N. A. Crook, 2004: Wind and Temperature Retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, Supercell: Ensemble Kalman Filter Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **132,** 1982-2005.

Ebert, Elizabeth E., 2001: Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Mon. Wea. Rev*., **129**, 2461-2480

Ferrier, B. S., W.-K. Tao, and J. Simpson, 1995: A Double-Moment

Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part II: Simulations of Convective Storms in Different Large-Scale Environments and Comparisons with other Bulk Parameterizations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52,** 1001-1033.

Fresnay, S., Hally, A., Garnaud, C., Richard, E., and Lambert, D.: Heavy precipitation events in the Mediterranean: sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2671-2688, https://doi.org/10.5194/nhess-12-2671-2012, 2012.

Gilmore, M. S., J. M. Straka, and E. N. Rasmussen, 2004: Precipitation Uncertainty Due to Variations in Precipitation Particle Parameters within a Simple Microphysics Scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **132,** 2610-2627.

Ha, S., J. Berner, and C. Snyder, 2015: A Comparison of Model Error Representations in Mesoscale Ensemble Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **143,** 3893-3911.

Houtekamer, P. L., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. L. Mitchell, 1996: A System Simulation Approach to Ensemble Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **124,** 1225-1242.

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 Tropical Convection. *Journal of Applied Meteorology*, **30,** 985-1004.

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.

Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of Simulated Doppler

Radar Observations with an Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131,** 163-1677.

Tapiador, F. J., and Coauthors, 2011: A Comparison of Perturbed Initial Conditions and Multiphysics Ensembles in a Severe Weather Episode in Spain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51,** 489-504.

Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data with a Compressible Nonhydrostatic Model: OSS Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **133,** 1789-1807.

Xue, M., Y. Jung, and G. Zhang, 2010: State estimation of convective storms with a two-moment microphysics scheme and an ensemble Kalman filter: Experiments with simulated radar data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136,** 685-700.

Yussouf, N., and D. J. Stensrud, 2011: Comparison of Single-Parameter and Multiparameter Ensembles for Assimilation of Radar Observations Using the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **140,** 562-586.

Hong, S. Y., and J. O. J. Lim, 2006: *The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6).* Vol. 42, 129-151 pp.

Jr, R., R. M. Rasmussen, and R. Bruintjes, 1998: *Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model.* Vol. 124, 1071-1107 pp.

Lee, M.-T., Lin, P.-L., and Chang, W.-Y., 2019: Microphysical Characteristics and Types of Precipitation for Different Seasons over North Taiwan.*J. Meteor. Soc. Japan*

Lim, K.-S. S., and S.-Y. Hong, 2009: Development of an Effective Double-Moment

Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Wea. Rev.*, **138,** 1587-1612.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22,** 1065-1092.

Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51,** 1823-1842.

Morrison, H., J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov, 2005: A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62,** 165-1677.

Rutledge, S. A., and P. Hobbs, 1983: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm-Frontal Rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40,** 1185-1206.

Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: An Ice-Water Saturation Adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117,** 231-235.

Tao, W.-K., and Coauthors, 2011: The impact of microphysical schemes on hurricane intensity and track. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **47,** 1-16.

Yang, S.-C., S.-H. Chen, S.-Y. Chen, C.-Y. Huang, and C.-S. Chen, 2014: Evaluating the Impact of the COSMIC RO Bending Angle Data on Predicting the Heavy Precipitation Episode on 16 June 2008 during SoWMEX-IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, **142,** 4139-4163.

附錄

PM (Probability Matched mean)

因為系集預報間存在差異，因此單純的系集預報平均，可能會低估極值，因此文章中使用 PM 方法(Ebert 2001.)來估計降雨，此方法不只保存系集平均的結構，也可以強調系集成員中出現的極值。做法如下:

假設有 3 個系集成員

11	1	34
64	6	2
63	27	15

21	13	31
63	5	30
38	20	17

10	10	43
26	4	16
34	52	31

1. 取系集平均將其排序

系集平均

14	08	36
51	05	16
45	33	21

排序

7	8	3
1	9	6
2	4	5

2. 將所有系集中格點排序並分組，範例中因為有三組成員，因此每三個為一組共 9 組。取每組中位數代表此組。

64、***63***、63	52、***43***、38	34、***34***、31
31、***30***、27	26、***21***、20	17、***16***、15
13、***11***、10	10、***05***、06	04、***02***、01

3. 將每組中位數依照大小填入步驟一中系集平均中的排序。

11(7)	***05***(8)	***34***(3)
63(1)	***02***(9)	***16***(6)
43(2)	***30***(4)	***21***(5)

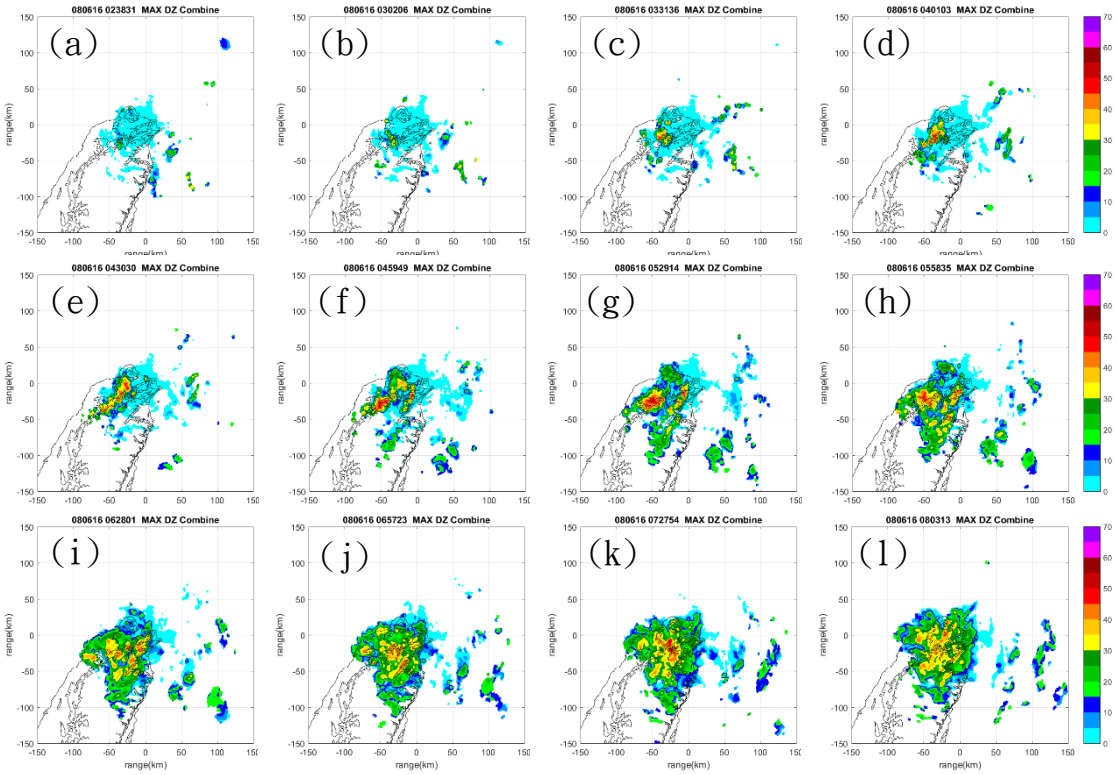

圖 2.1　五分山雷達觀測最大回波合成圖，(a)~(l)時間大約 0230 UTC 至 0800 UTC，間格大約 30 分鐘。單位:dBZ

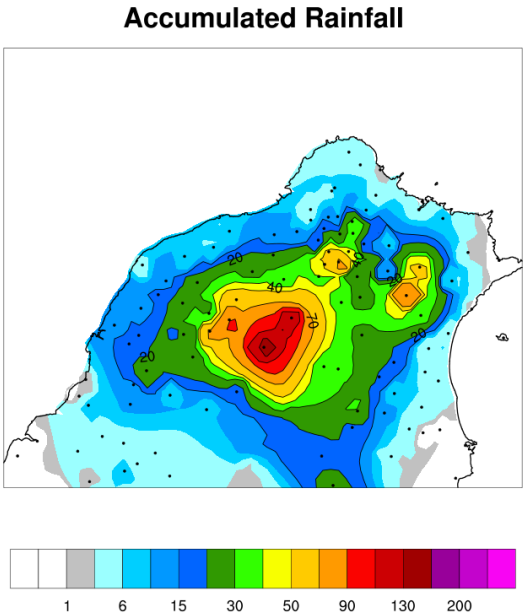

圖 2.2　0200 至 0800 UTC 地面觀測雨量累積，單位為 mm，黑點為有觀測資料之測站

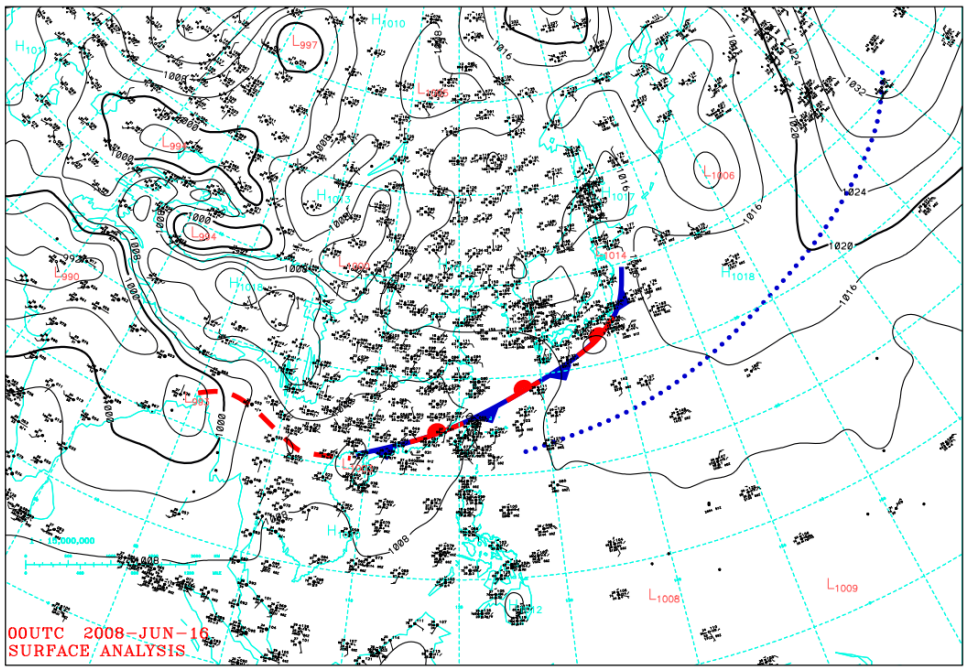

圖 2.3 a　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的地面綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)

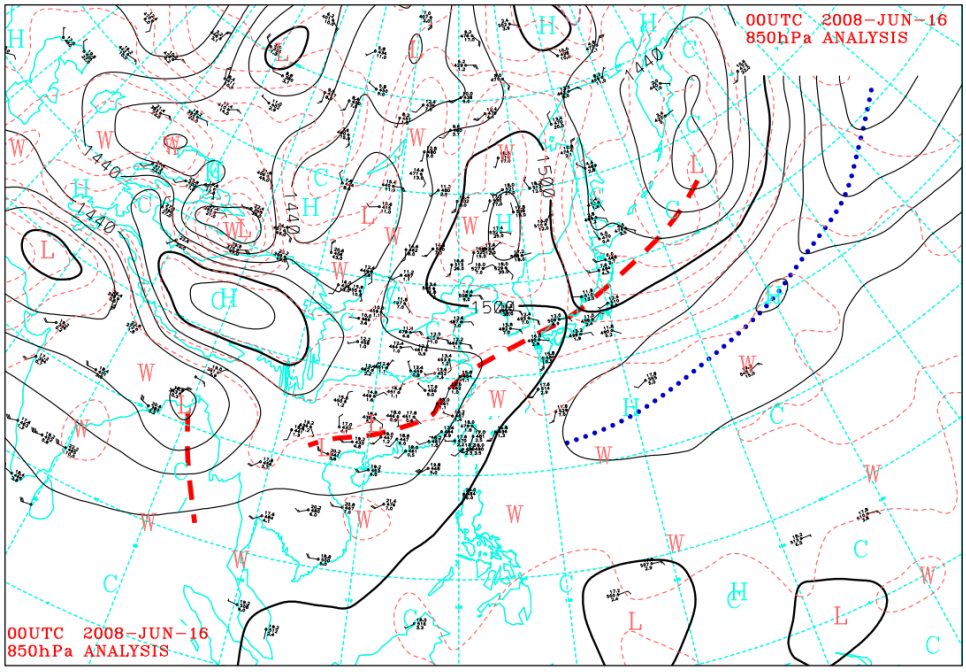

圖 2.3 b　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的 850 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)

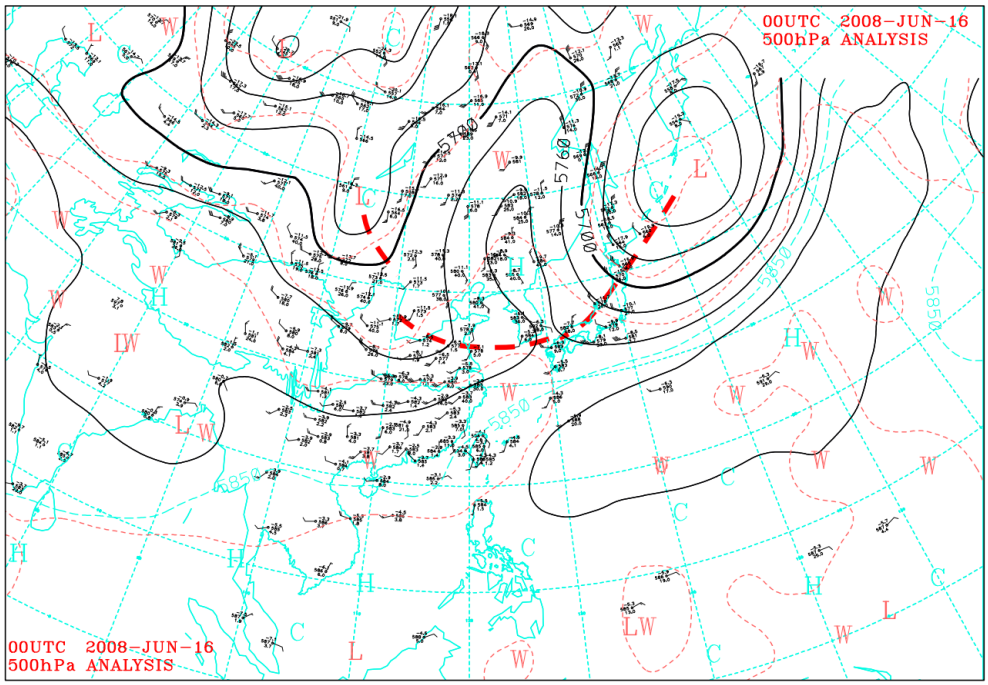

圖 2.3 c　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的 500 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)

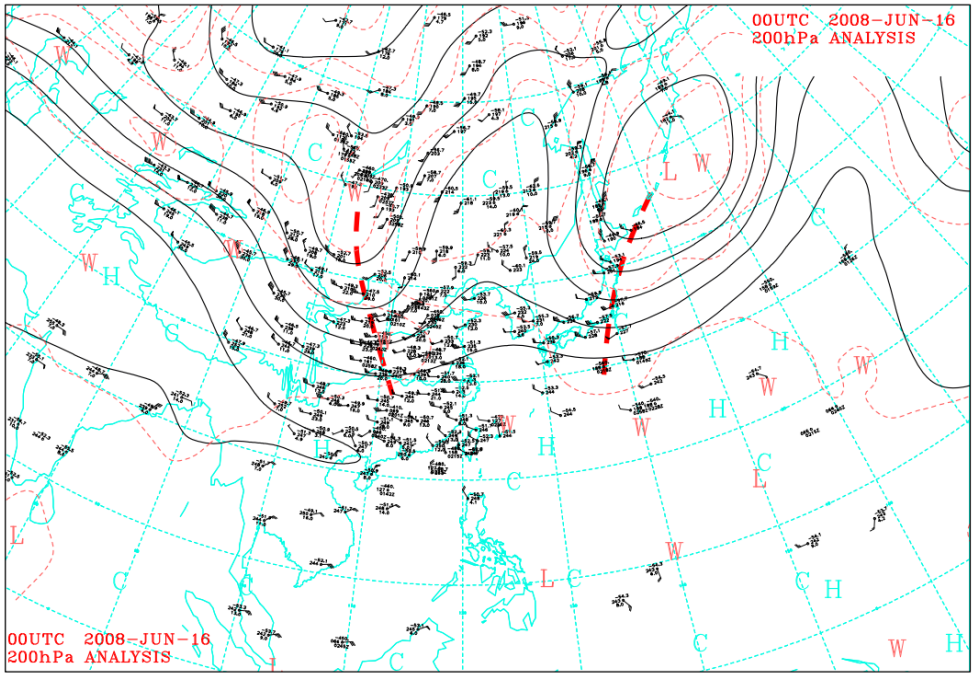

圖 2.3 d　2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 的 200 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)

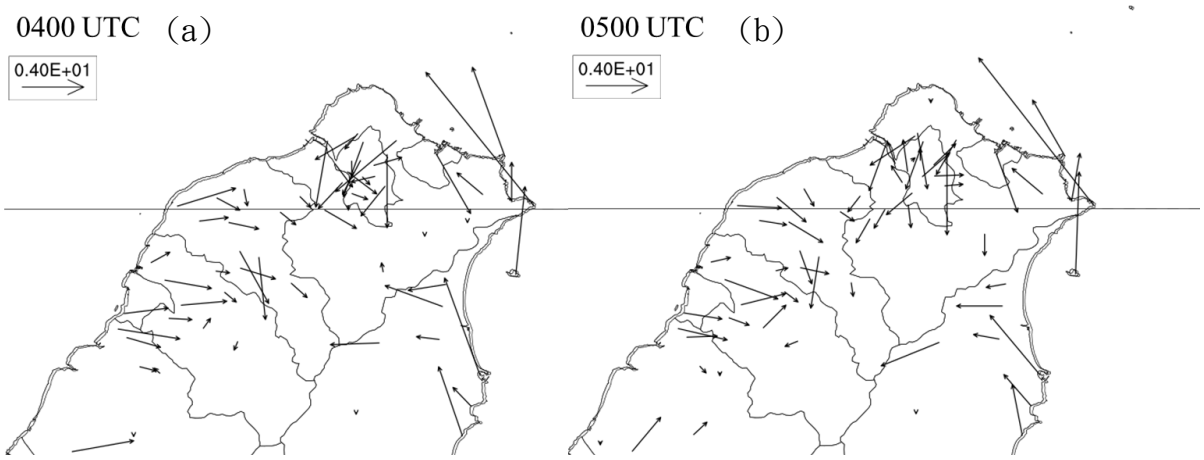

圖 2.4 (a) 2008 年 6 月 16 日 0400 UTC 之地面風場觀測資料，(b) 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC 之地面風場觀測資料。

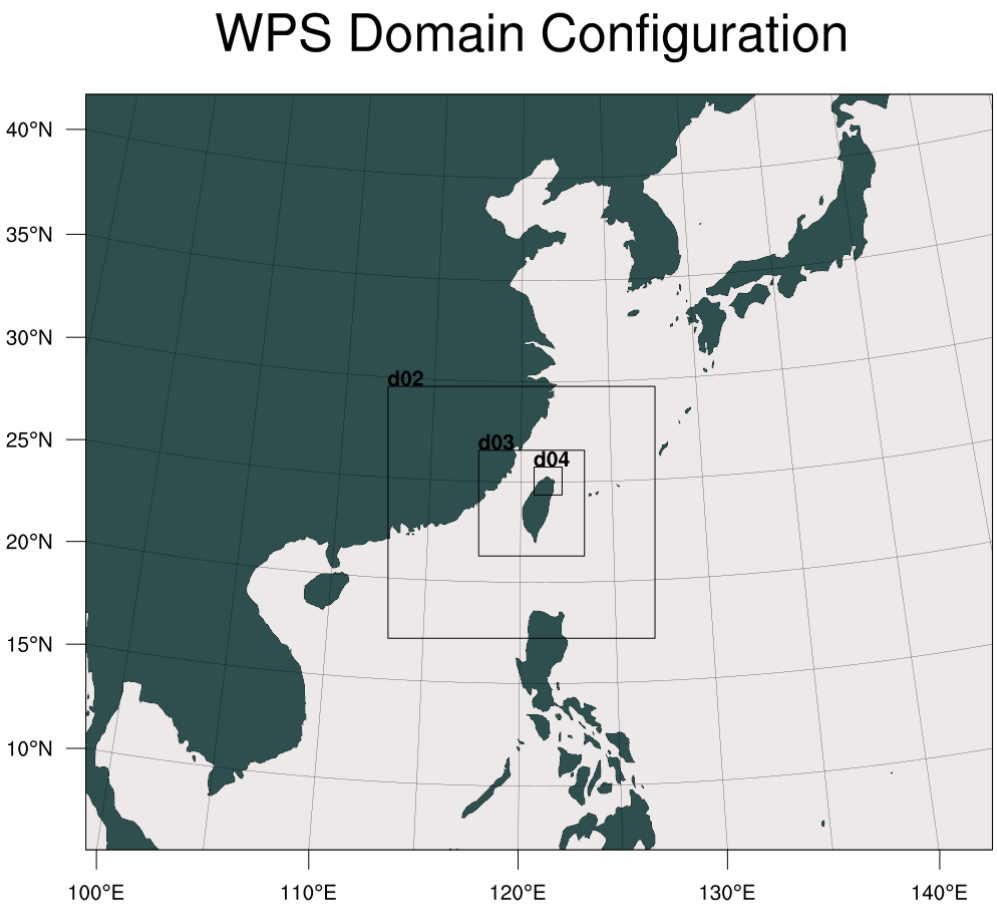
WPS Domain Configuration
40°N
35°N
30°N
25°N
20°N
15°N
10°N
100°E
110°E
120°E
130°E
140°E
d02
d03
d04

圖 3.1　WRF 網格設定

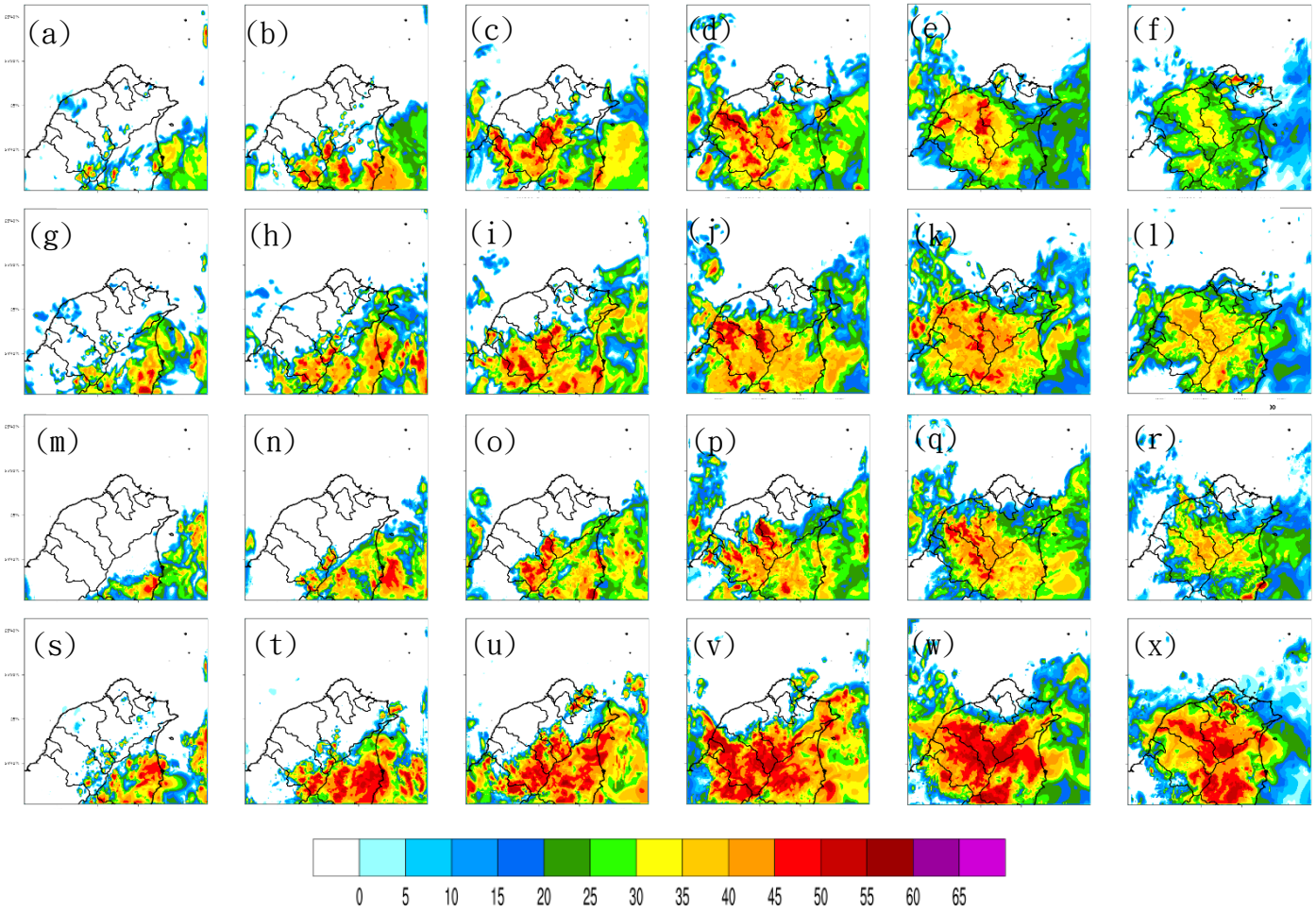

圖 4.1 決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0200 至 0700 UTC(per hour)，(a)~(f) GCE，(g)~(l) WSM6，(m)~(r) WDM6，(s)~(x)MOR。單位:dBZ

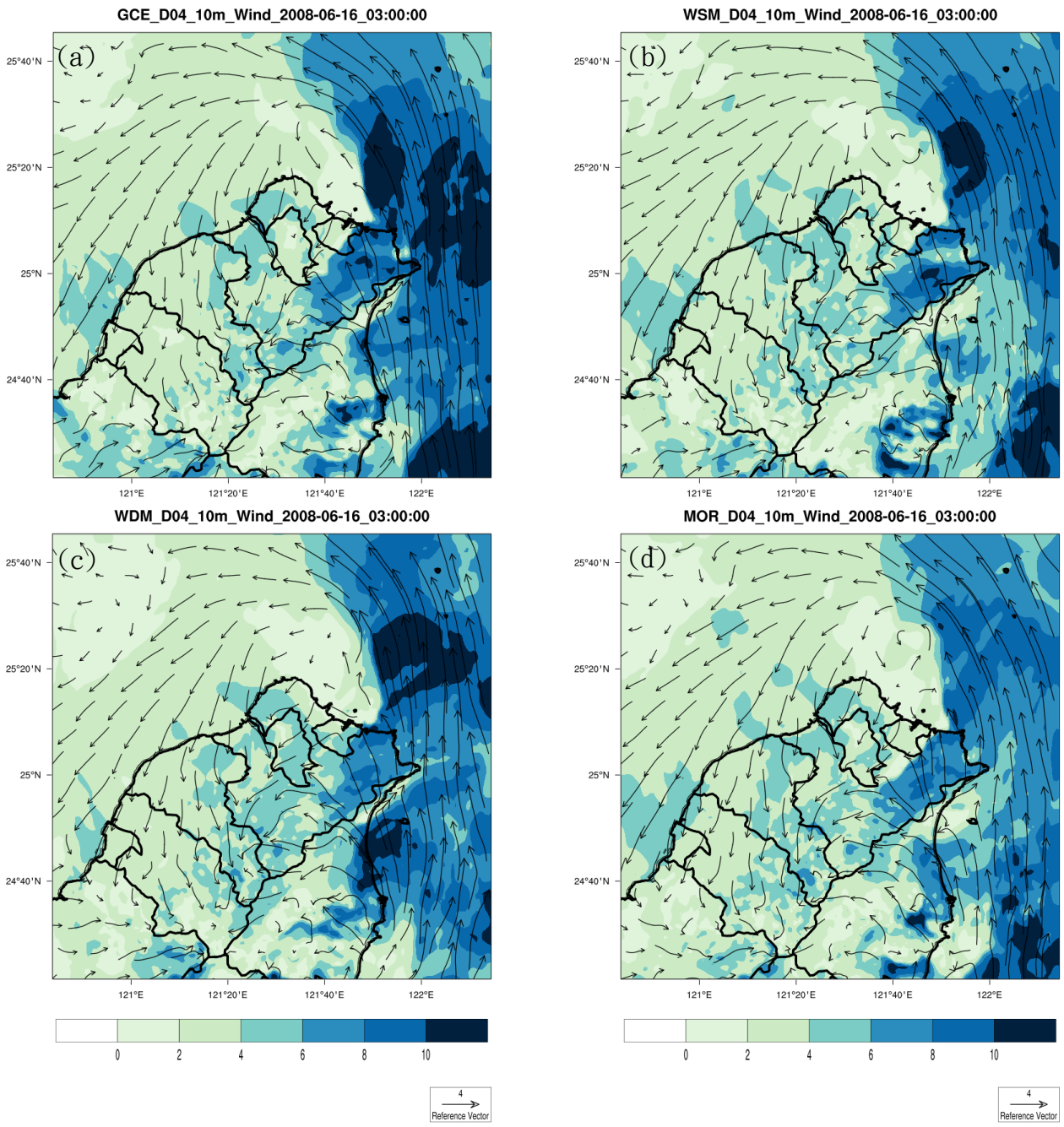

圖 4.2　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0300 UTC 2 米高度風場，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:m/s

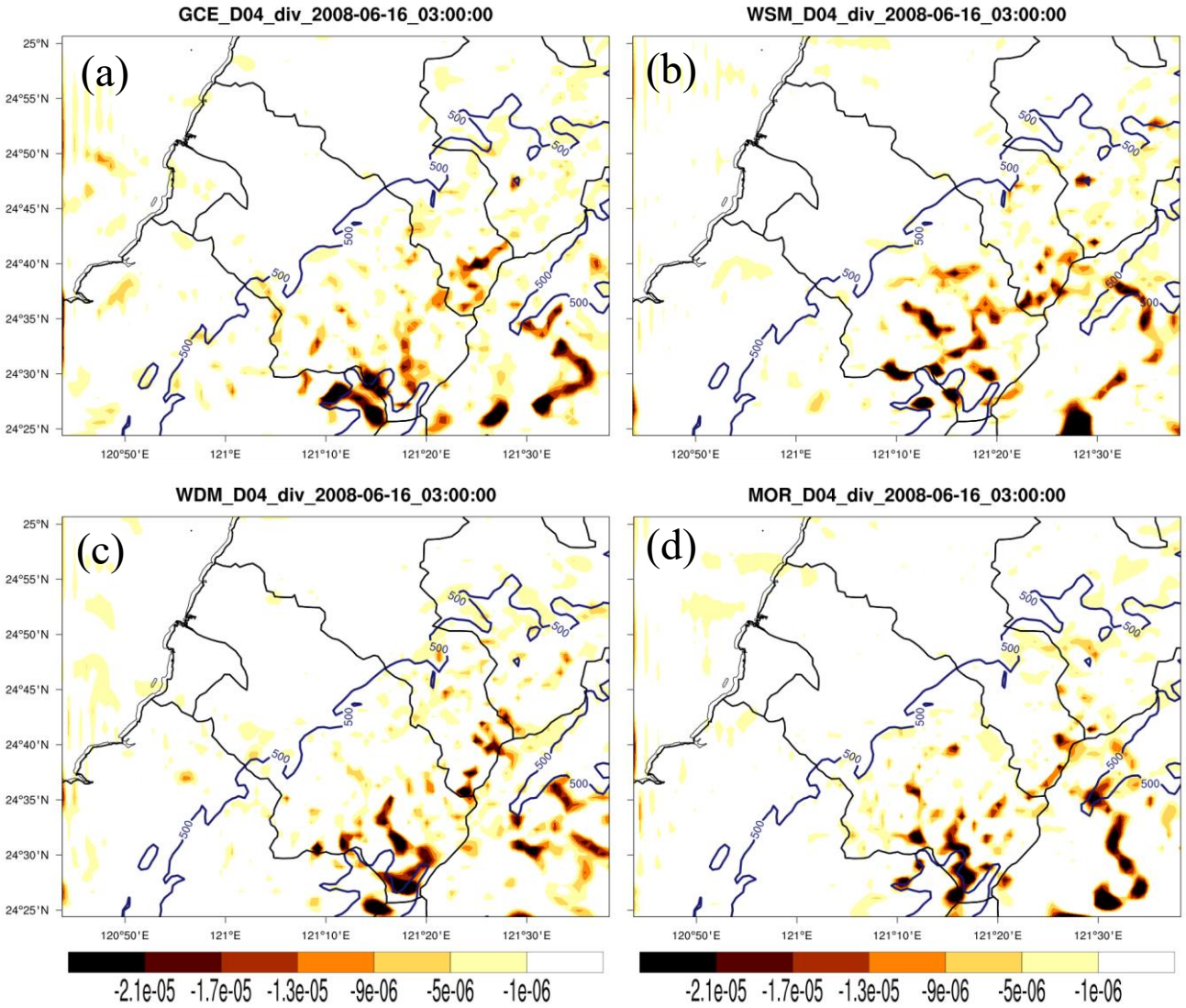

圖 4.3　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0300 UTC 輻散場，藍色線為地形高度，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR

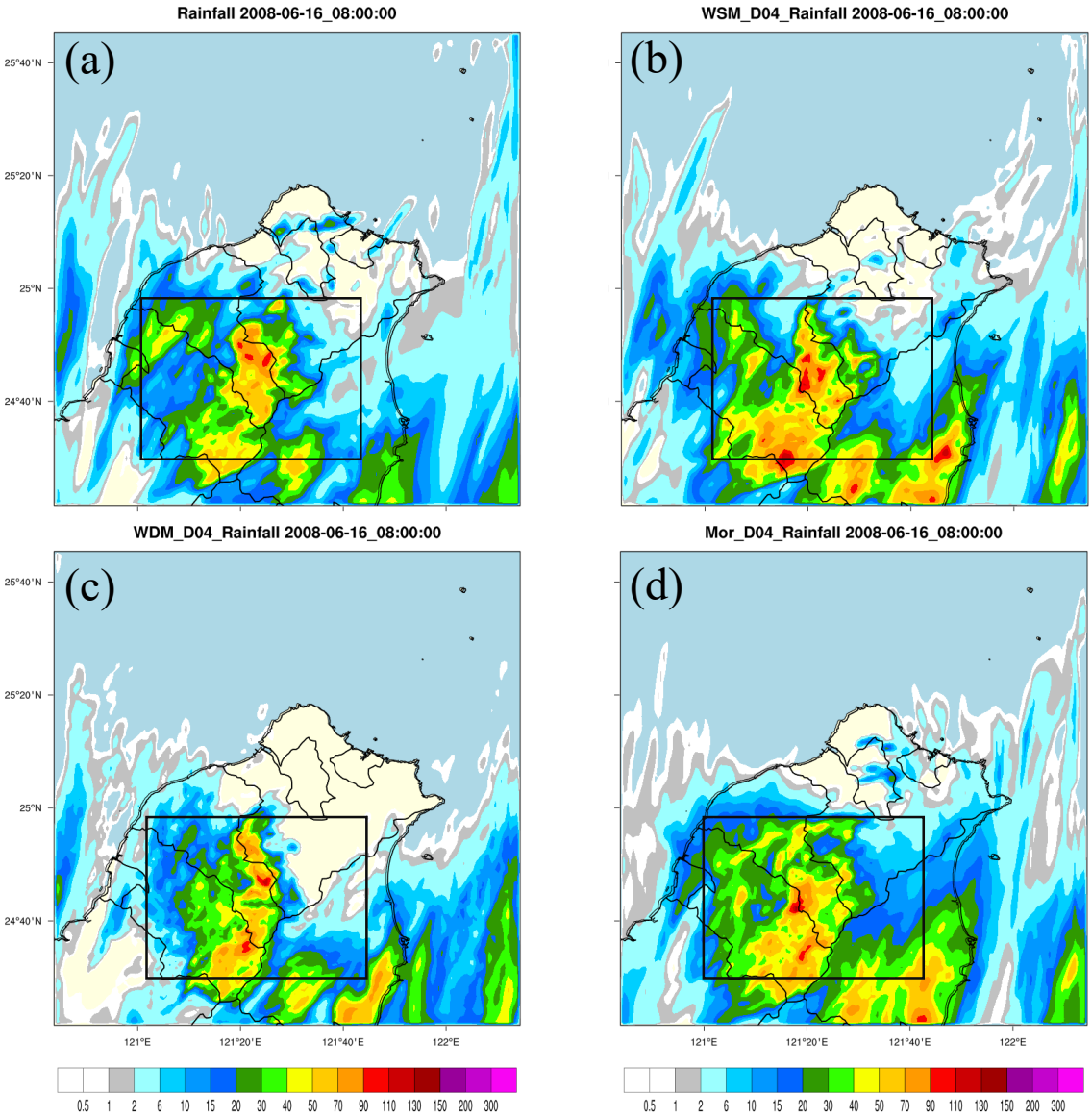

圖 4.4　決定性預報 2008 年 6 月 16 日 0200 至 0800 UTC 累積雨量，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:dBZ

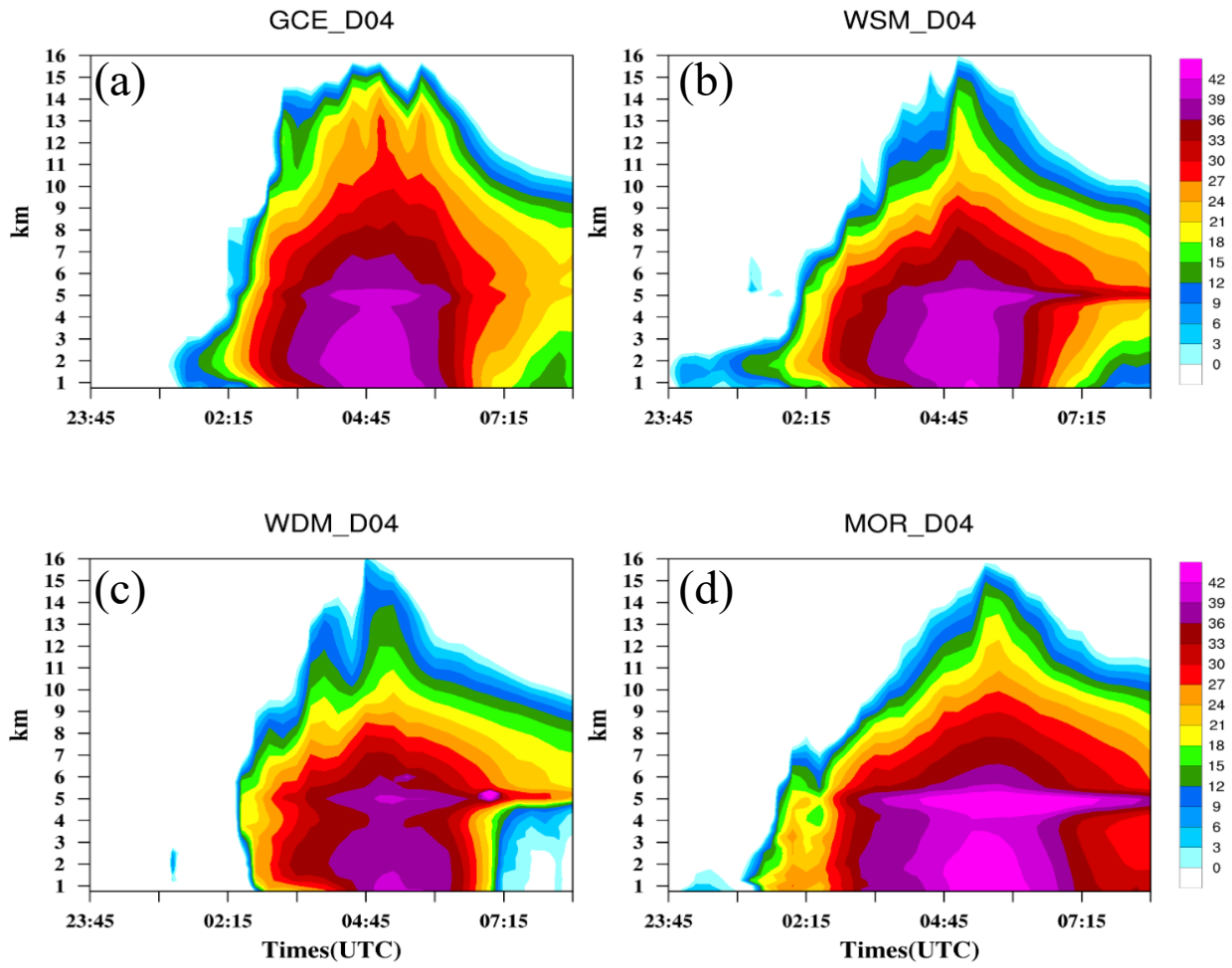

圖 4.5　決定性預報回波隨時間及高度變化，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:dBZ

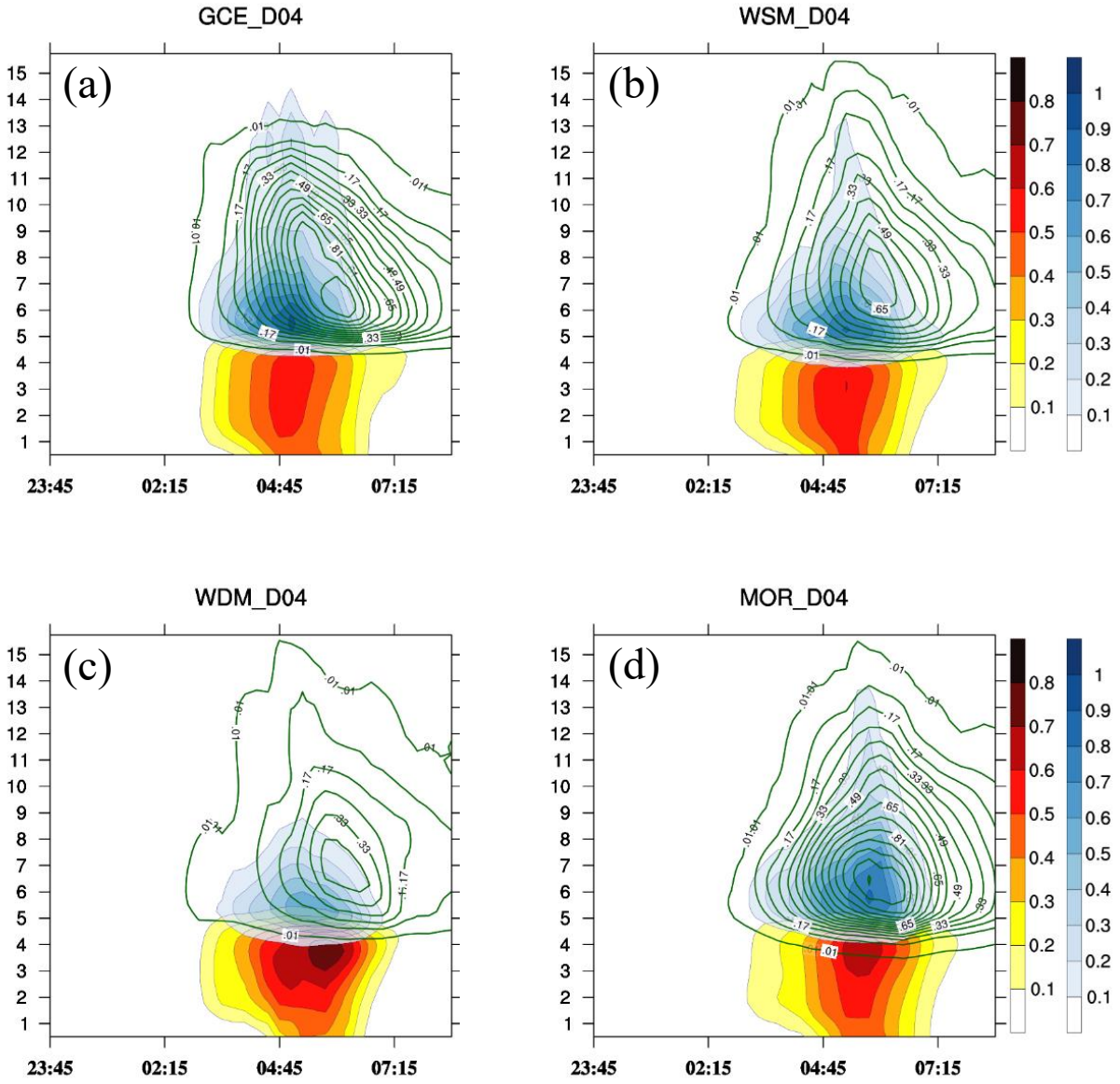

圖 4.6　決定性預報混合比隨時間及高度變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:g/kg

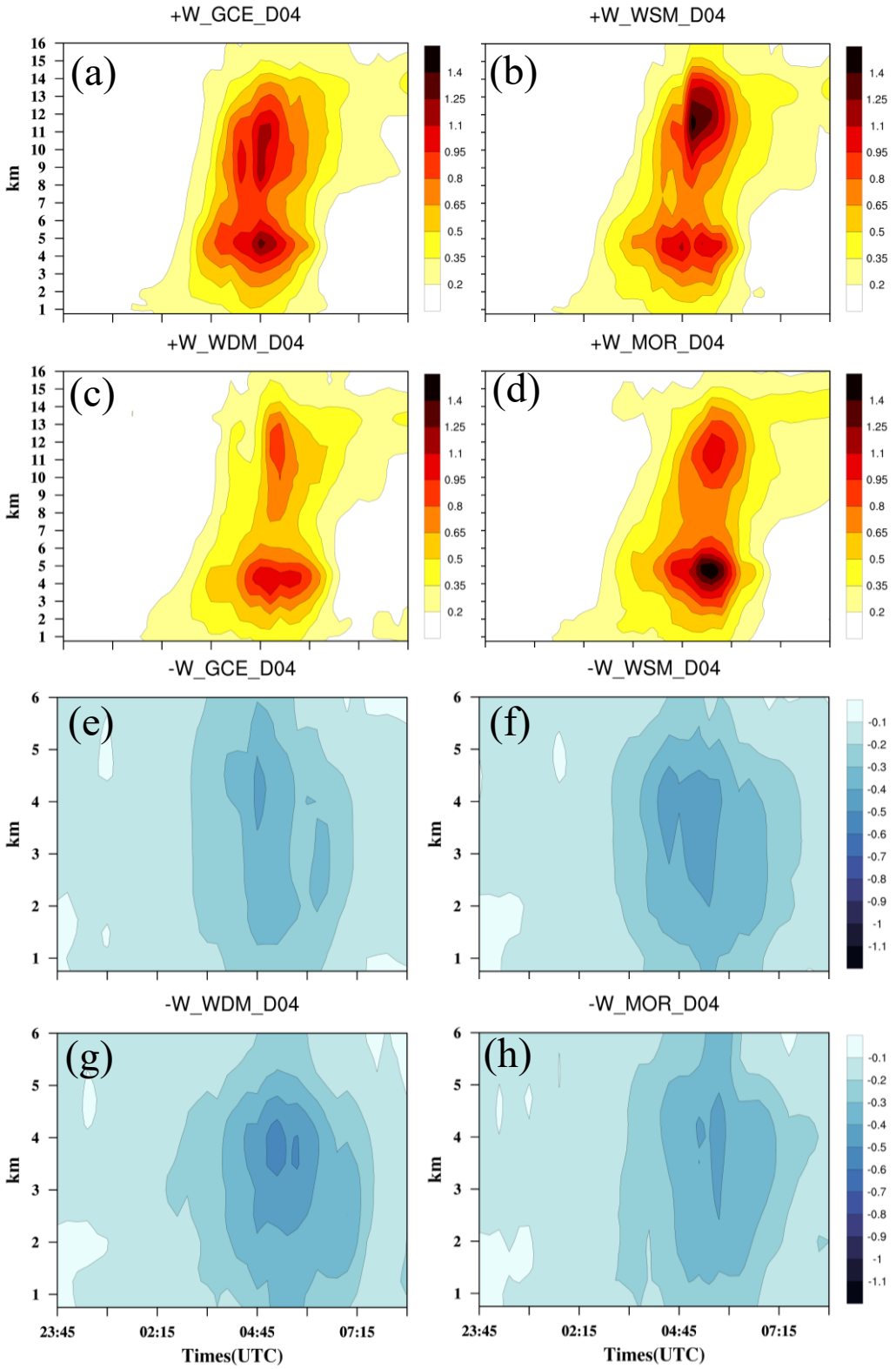

圖 4.7　決定性預報垂直風速隨時間及高度變化，(a)~(d)分別為 GCE、WSM6、WDM6、MOR 的上升風速，(e)~(h)分別為 GCE、WSM6、WDM6、MOR 的下降風速。單位:m/s

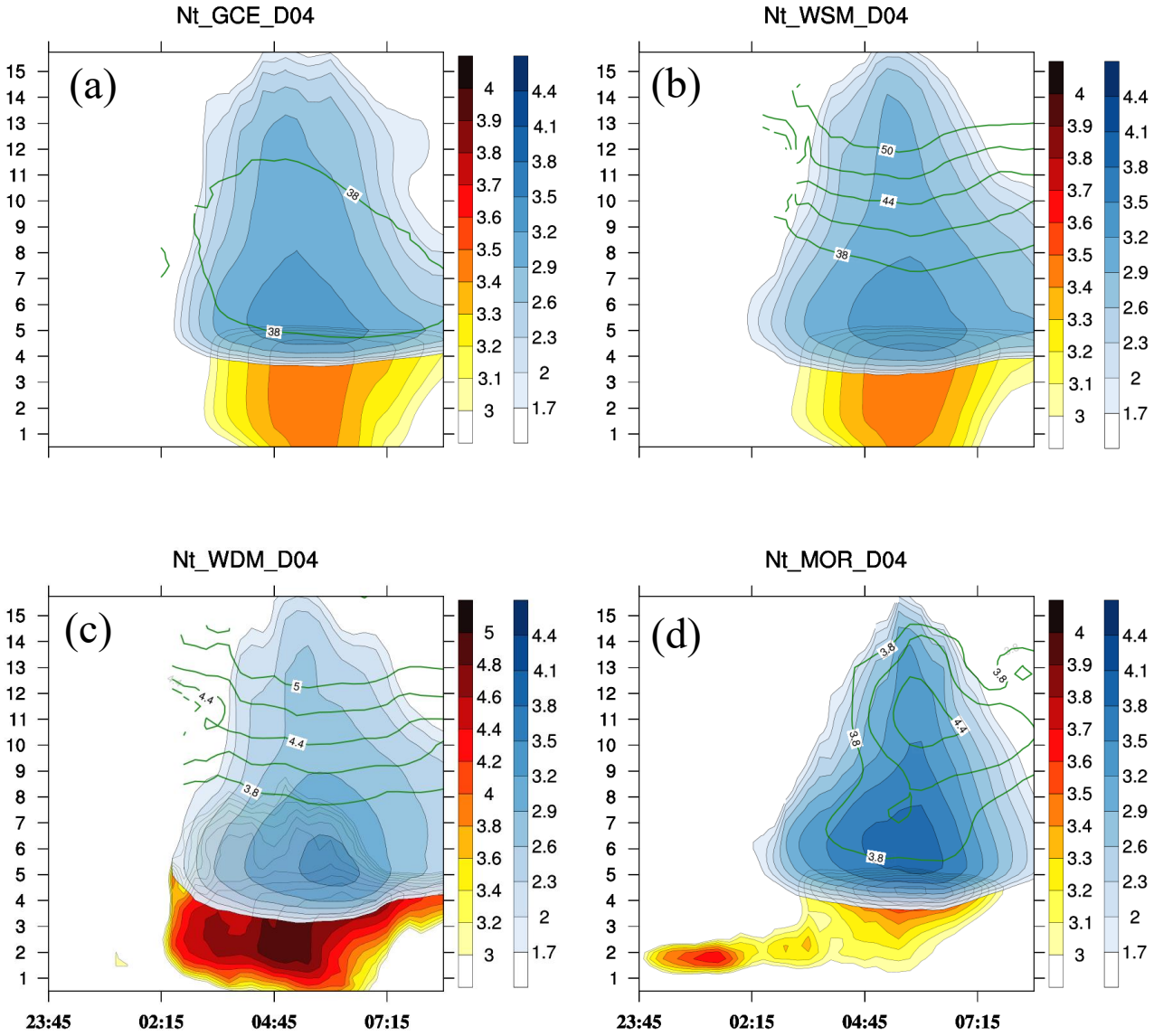

圖 4.8　決定性預報粒子數量隨時間及高度變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:log(1/m^3)

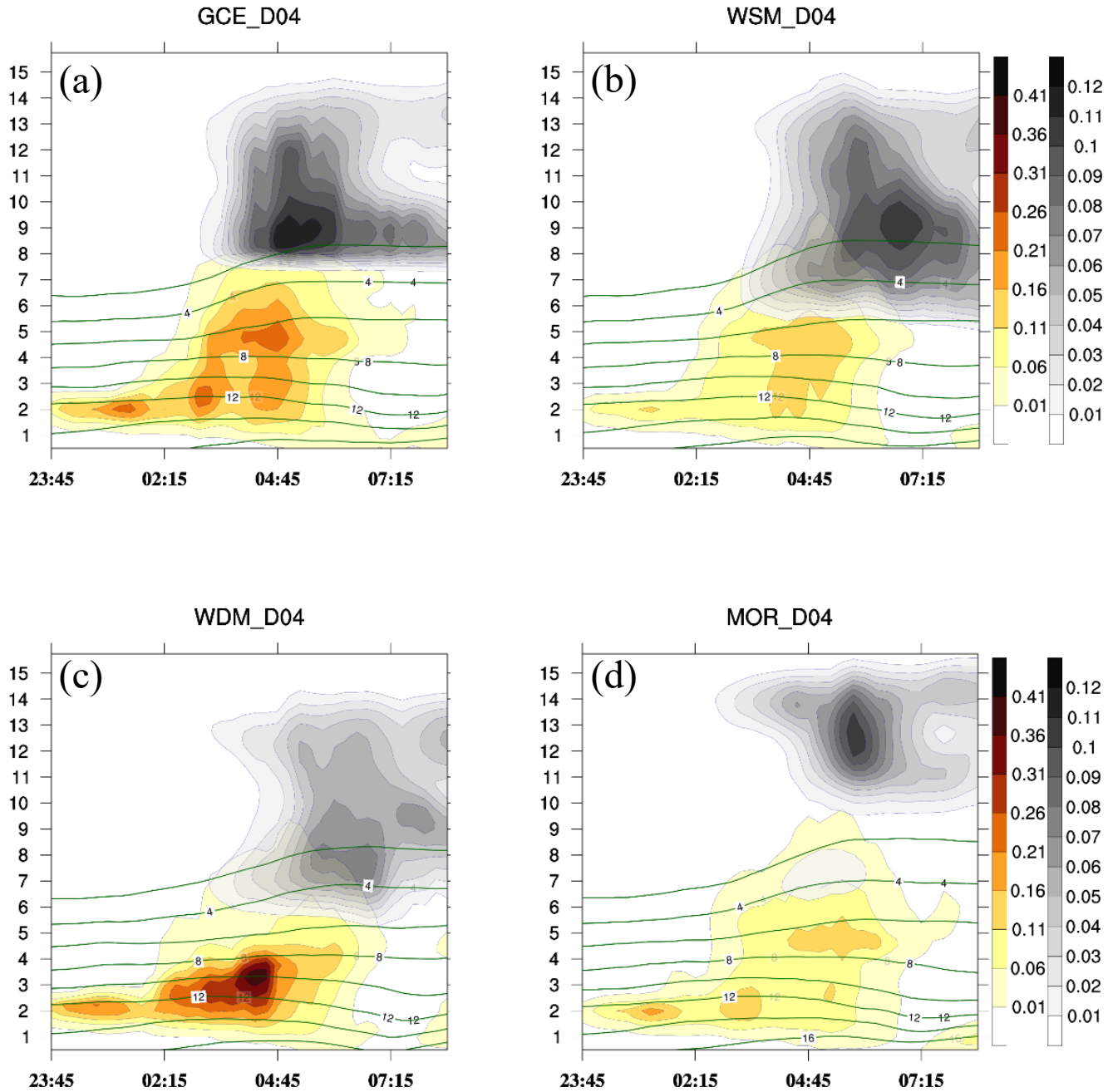

圖 4.9　決定性預報混合比隨時間及高度變化，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:g/kg

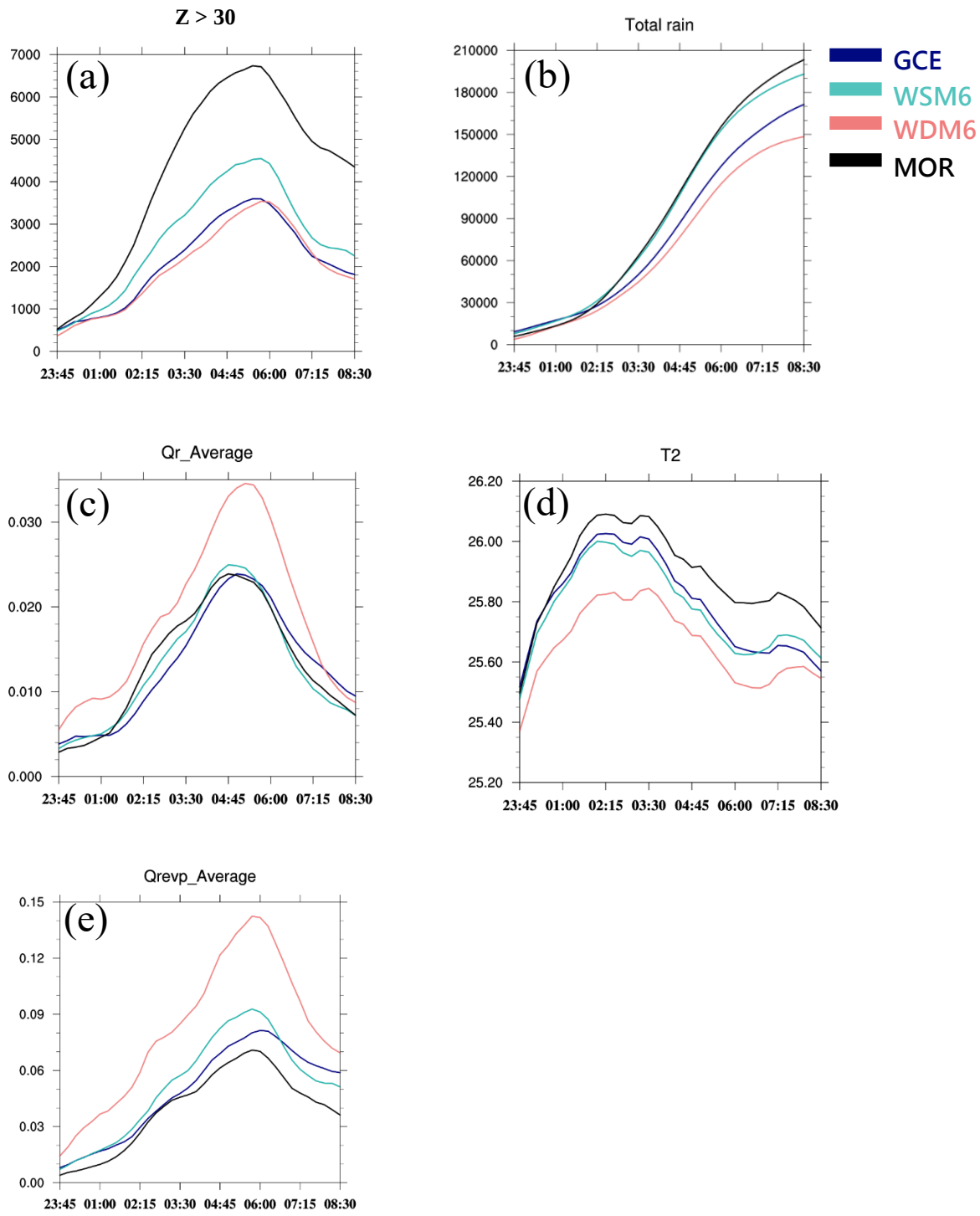

圖 4.10　系集平均統計，(a)統計回波超過 30dBZ 以上的格點數，(b)累積雨量(mm)，(c)雨混合比平均(g/kg)，(d)兩米溫度平均(℃)，(e)雨水蒸發率

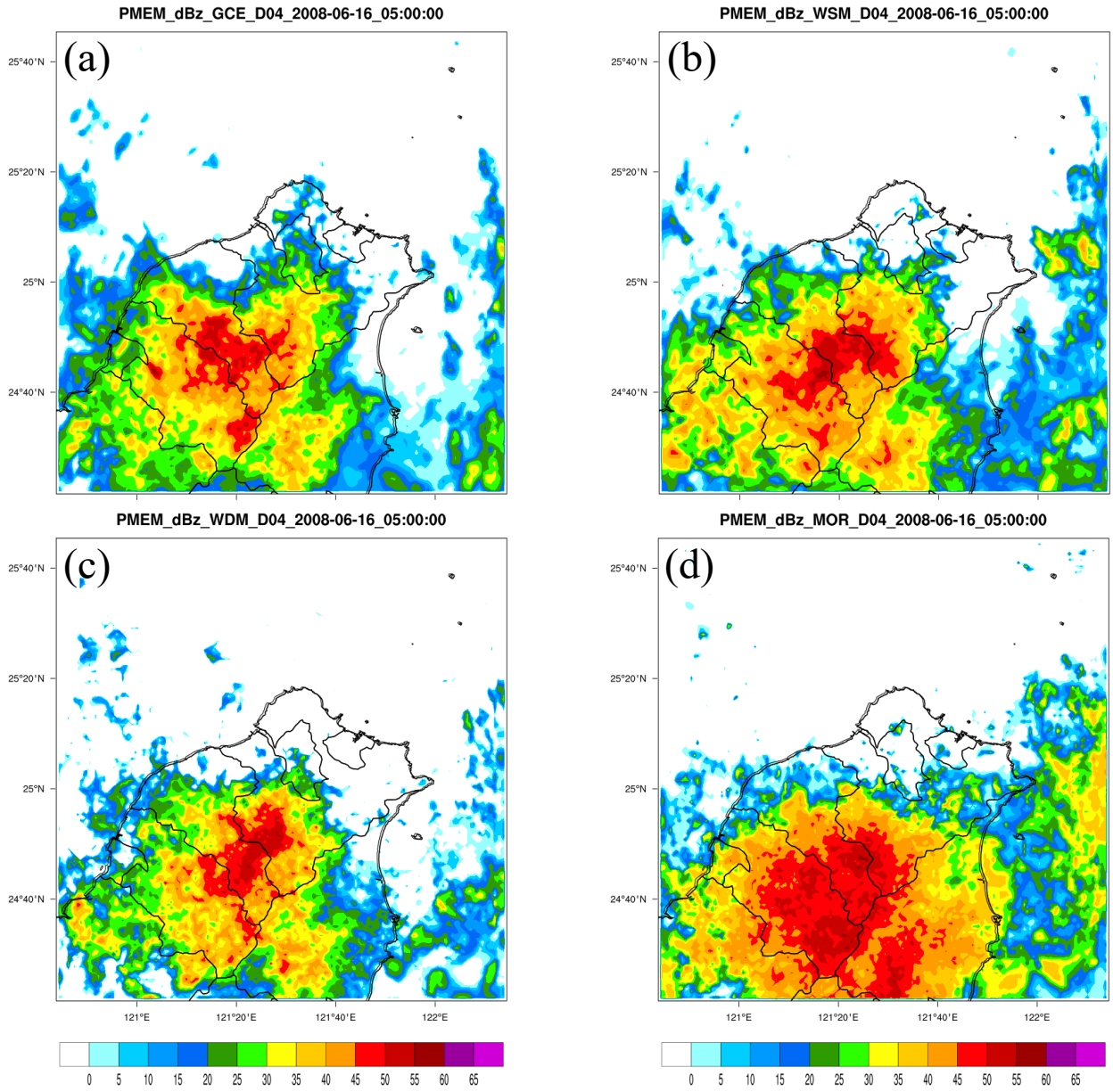

圖 4.11　系集預報 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC 的 PM 回波， (a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:dBZ

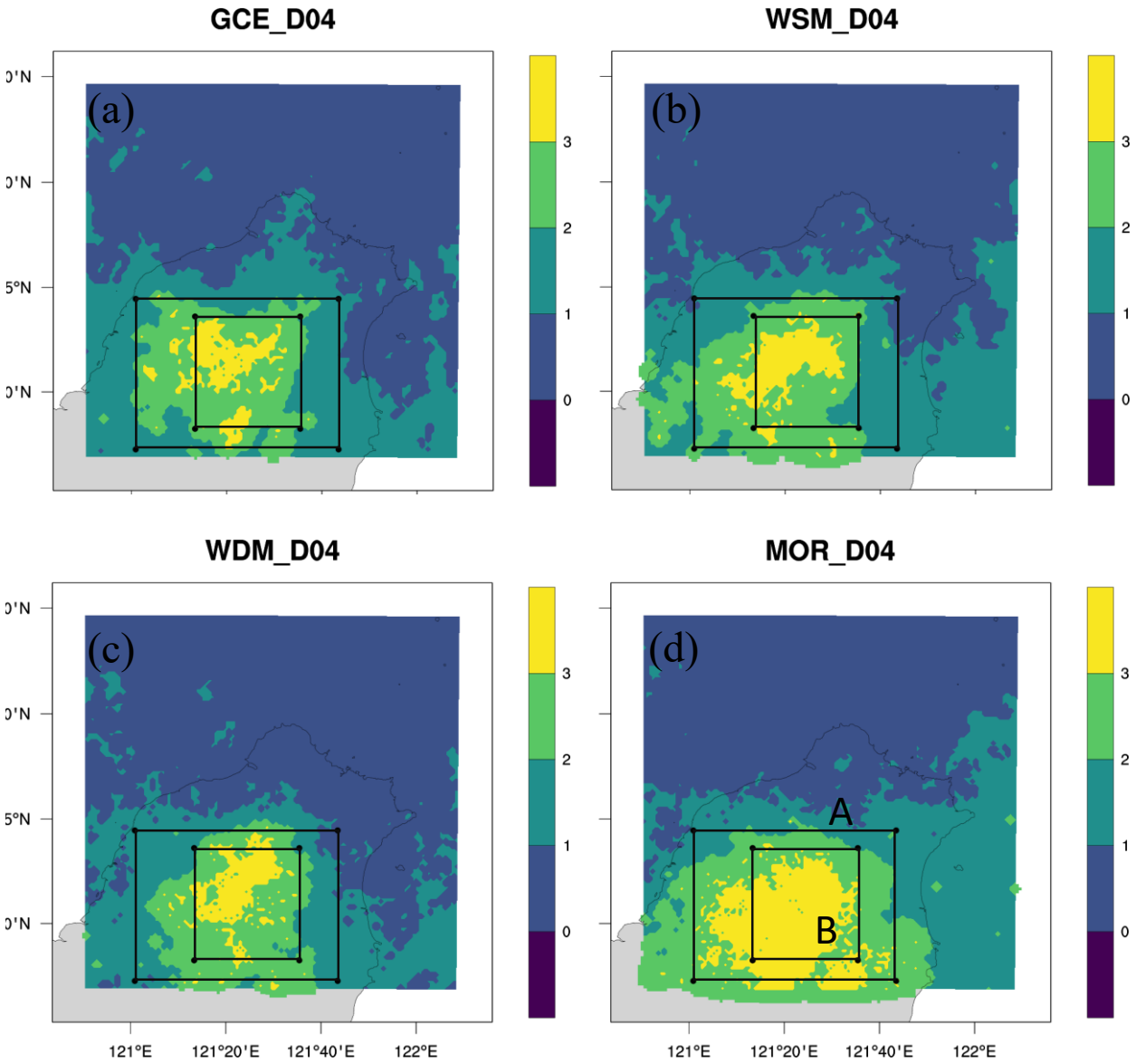

圖 4.12　系集預報 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC，PMEM 回波的對流與層狀區分類，深綠色為層狀區、淺綠色為流區、黃色為強對流區，(a) GCE， (b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR

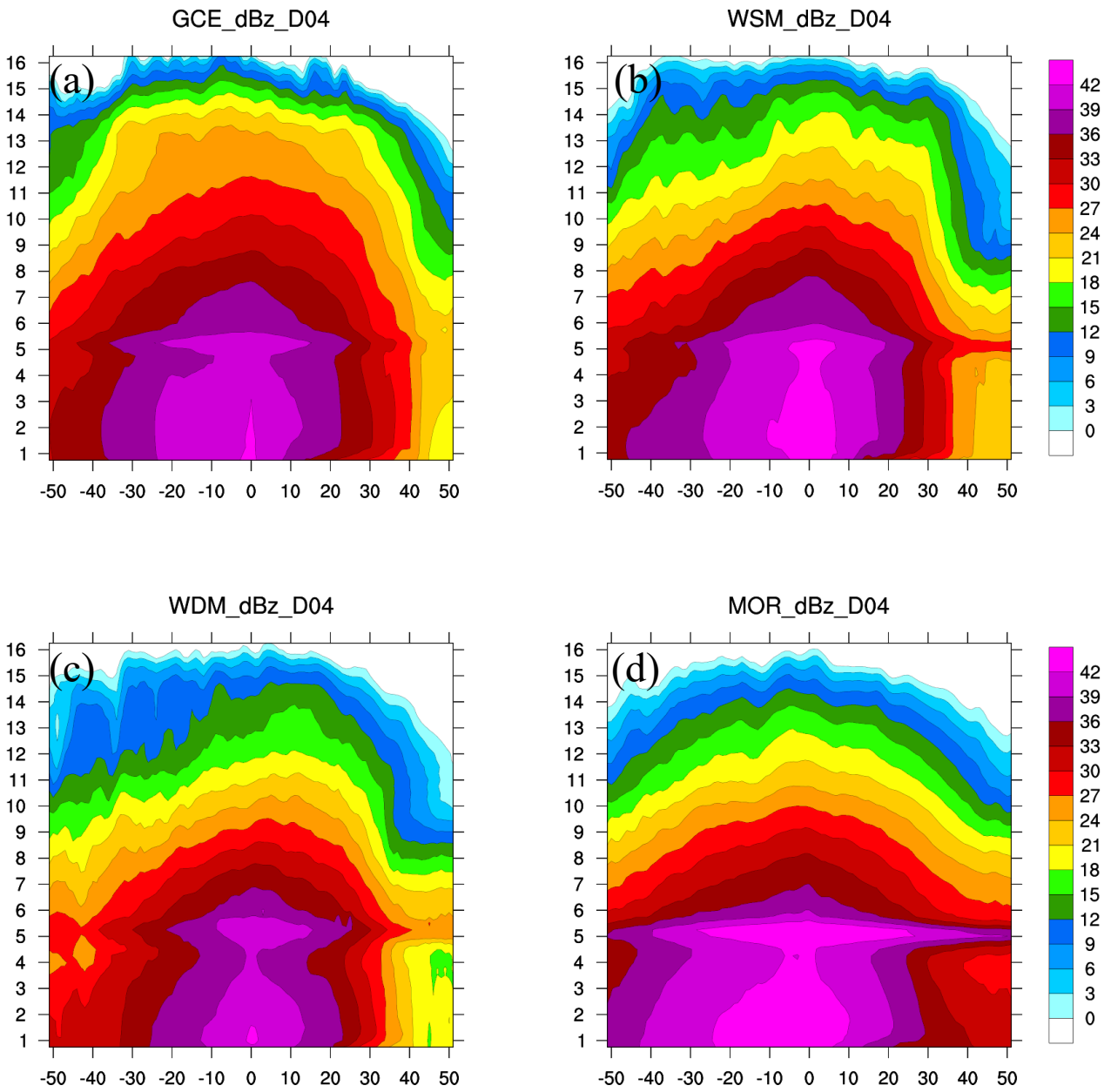

圖 4.13　系集預報中強對流區中各微物理參數化回波表現(a) GCE，(b) WSM6， (c) WDM6，(d) MOR。單位:dBZ

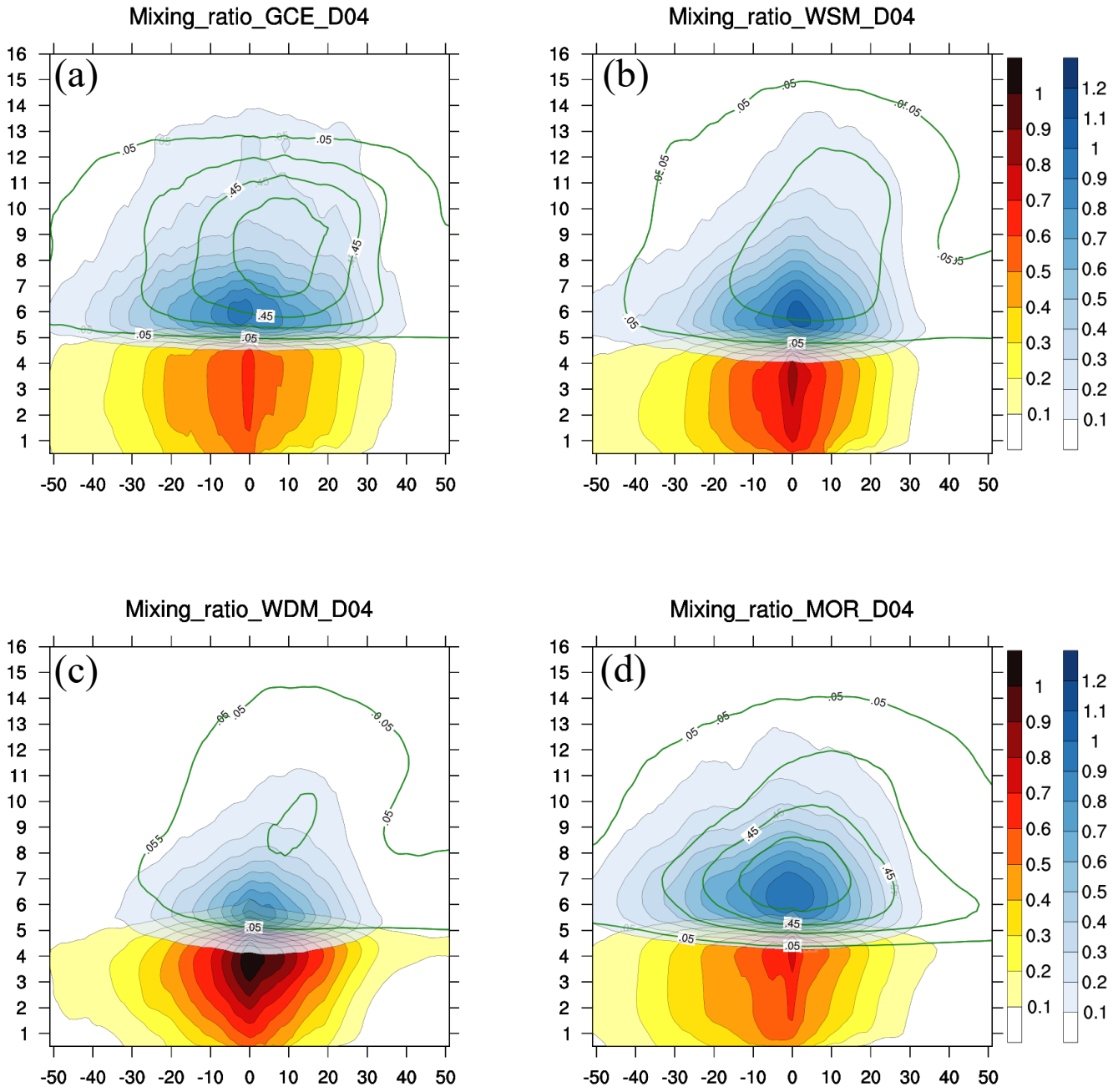

圖 4.14　系集預報中強對流區混合比，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:g/kg

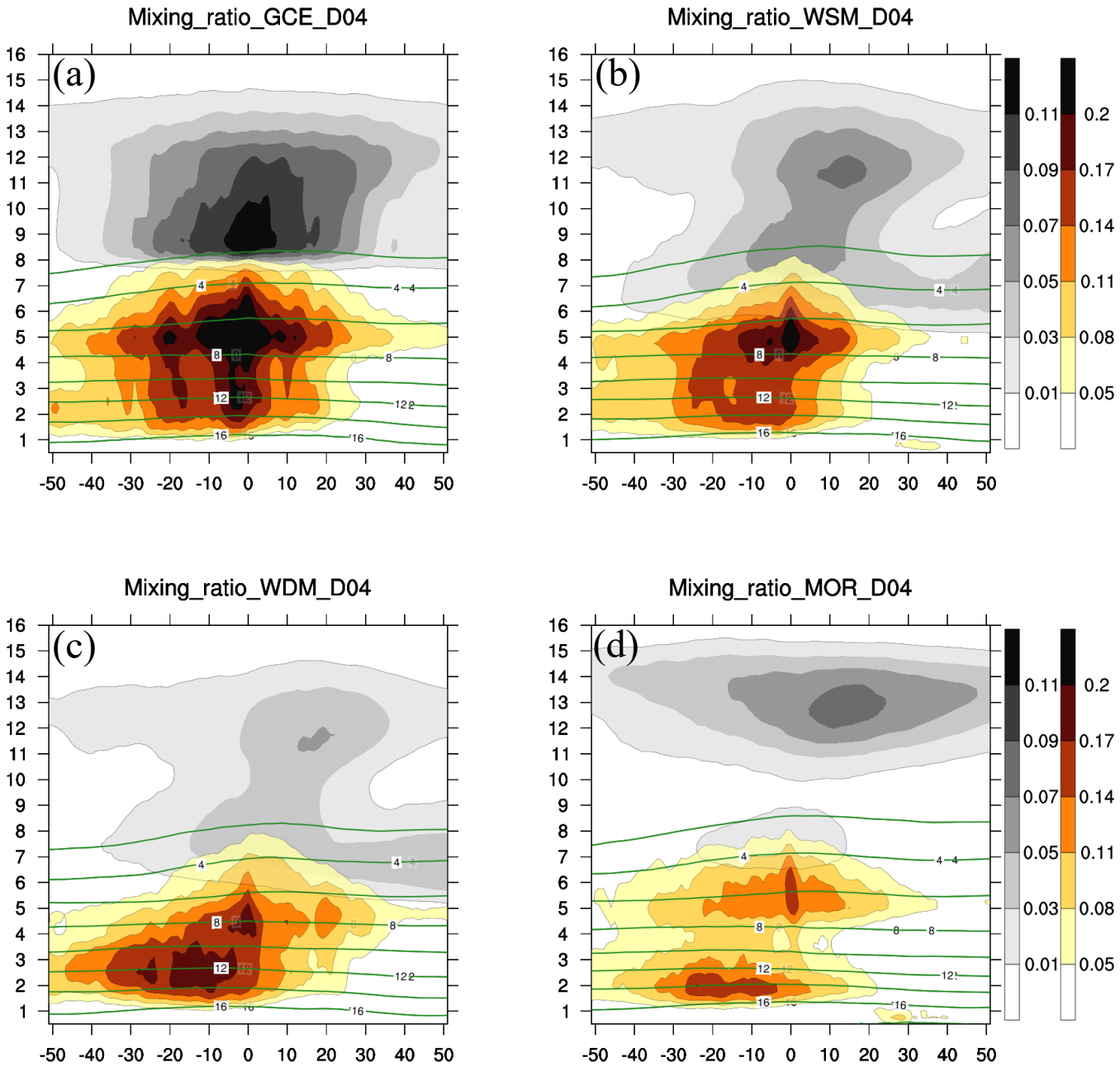

圖 4.15　系集預報中強對流區混合比，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:g/kg

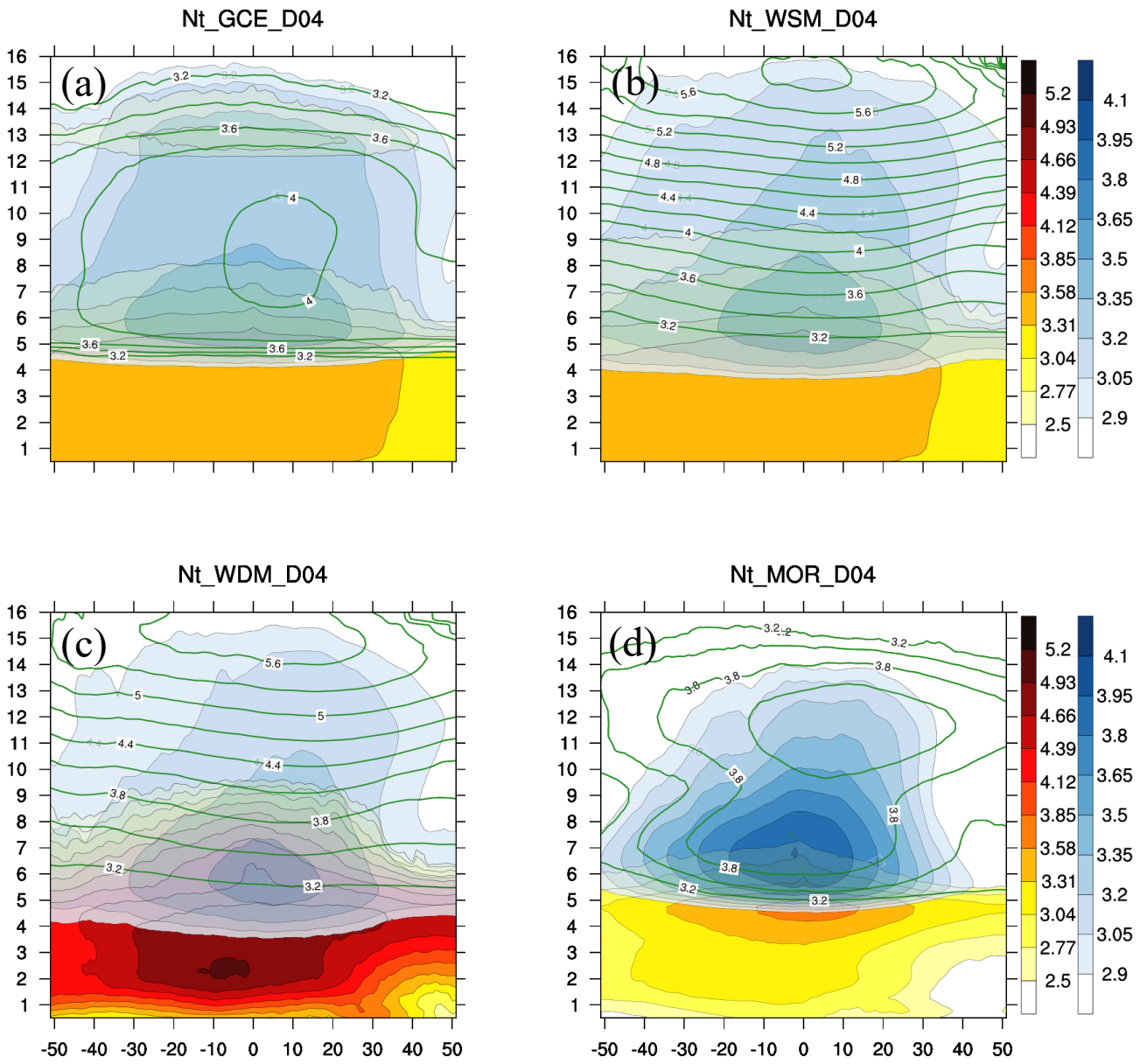

圖 4.16　系集預報中強對流區粒子數量，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位: log(1/m^3)

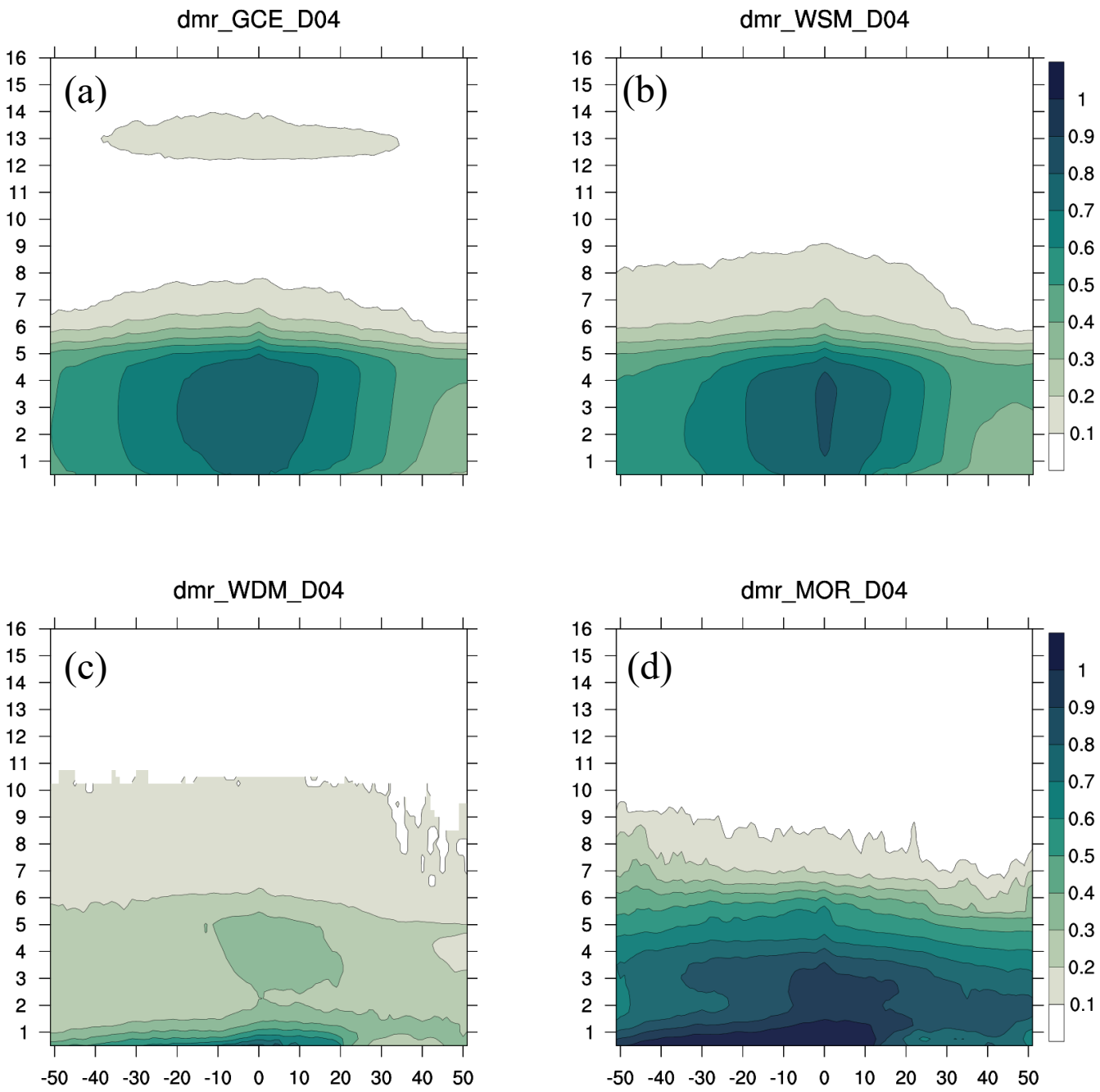

圖 4.17　系集預報中強對流區雨滴大小(dmr)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6， (d) MOR。單位:mm

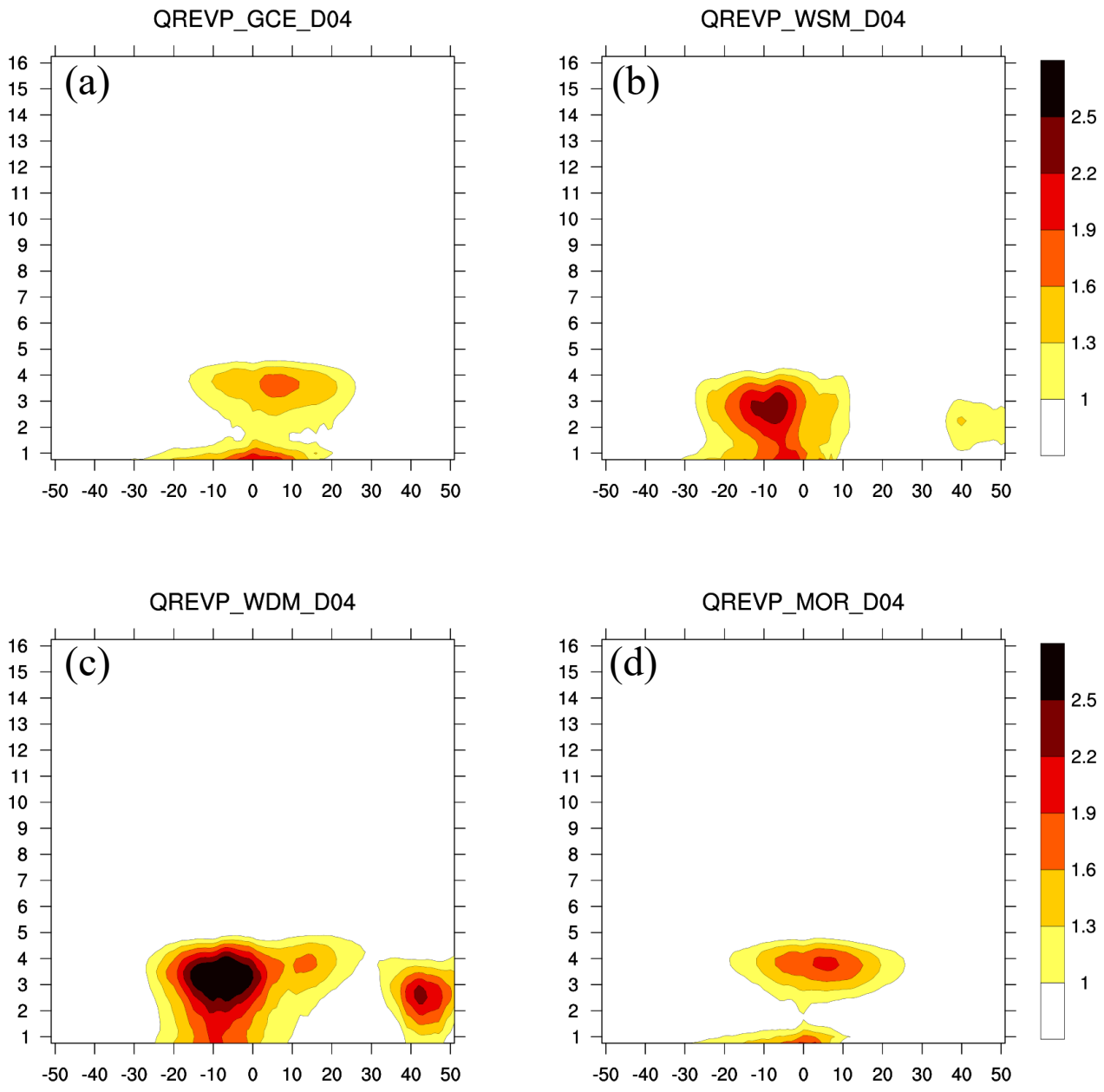

圖 4.18　系集預報中強對流區 QREVP，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6， (d) MOR。單位:*10^{-3} K/s

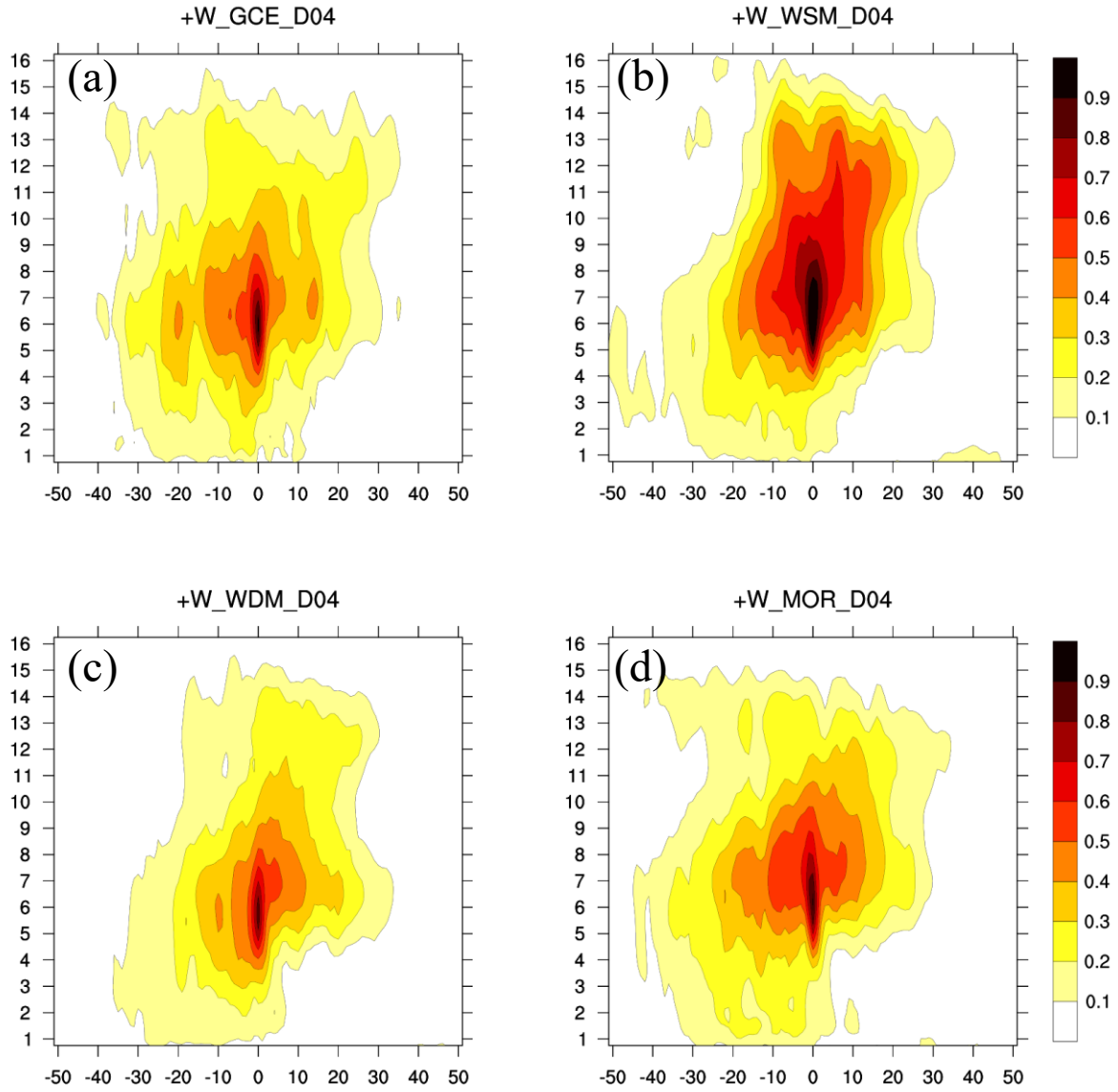

圖 4.19　系集預報中強對流區的垂直上升風速，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6， (d) MOR。單位:m/s

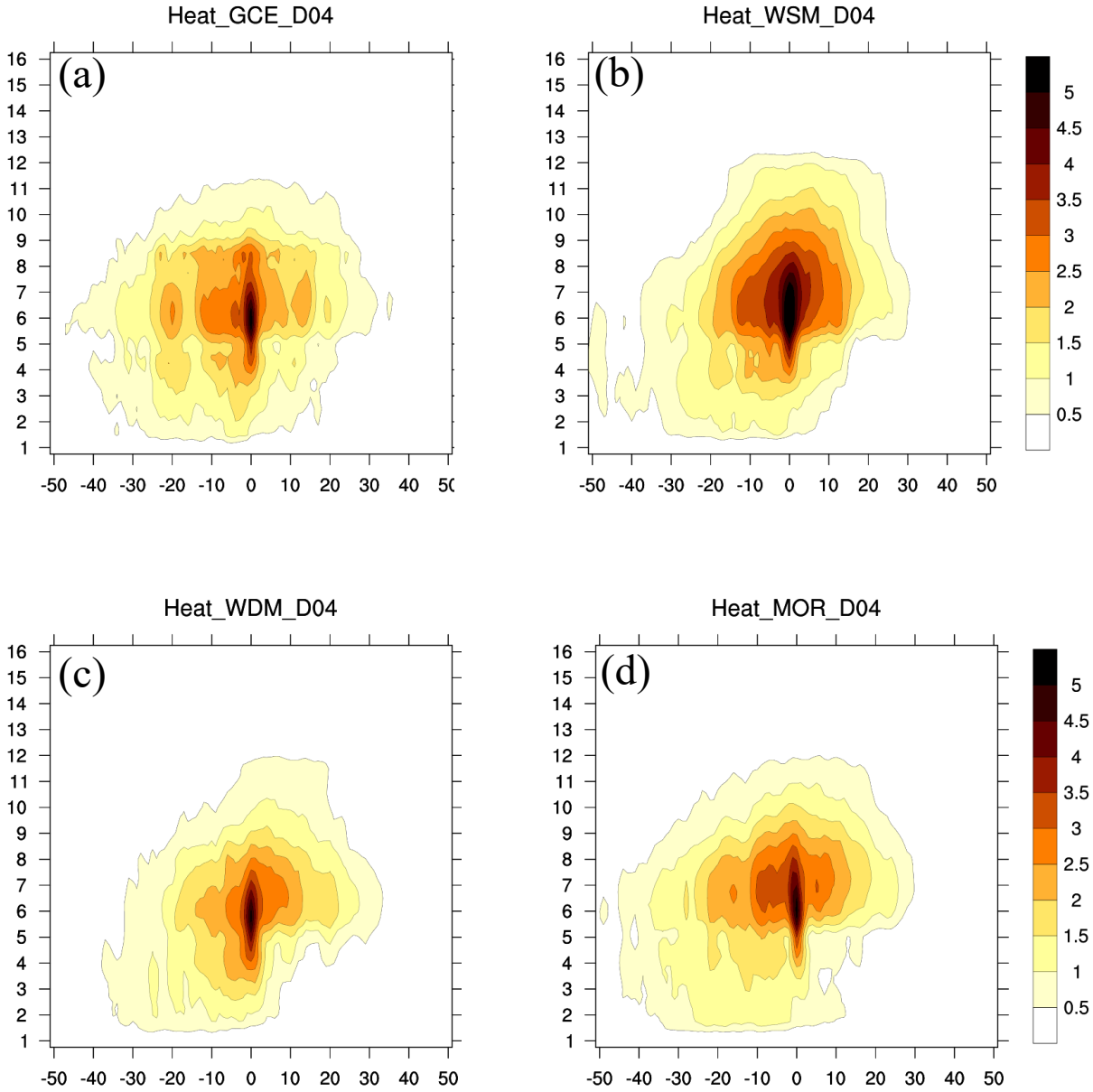

圖 4.20_1　系集預報中強對流區的凝結加熱率，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6， (d) MOR。單位:*10^{-3} K/s

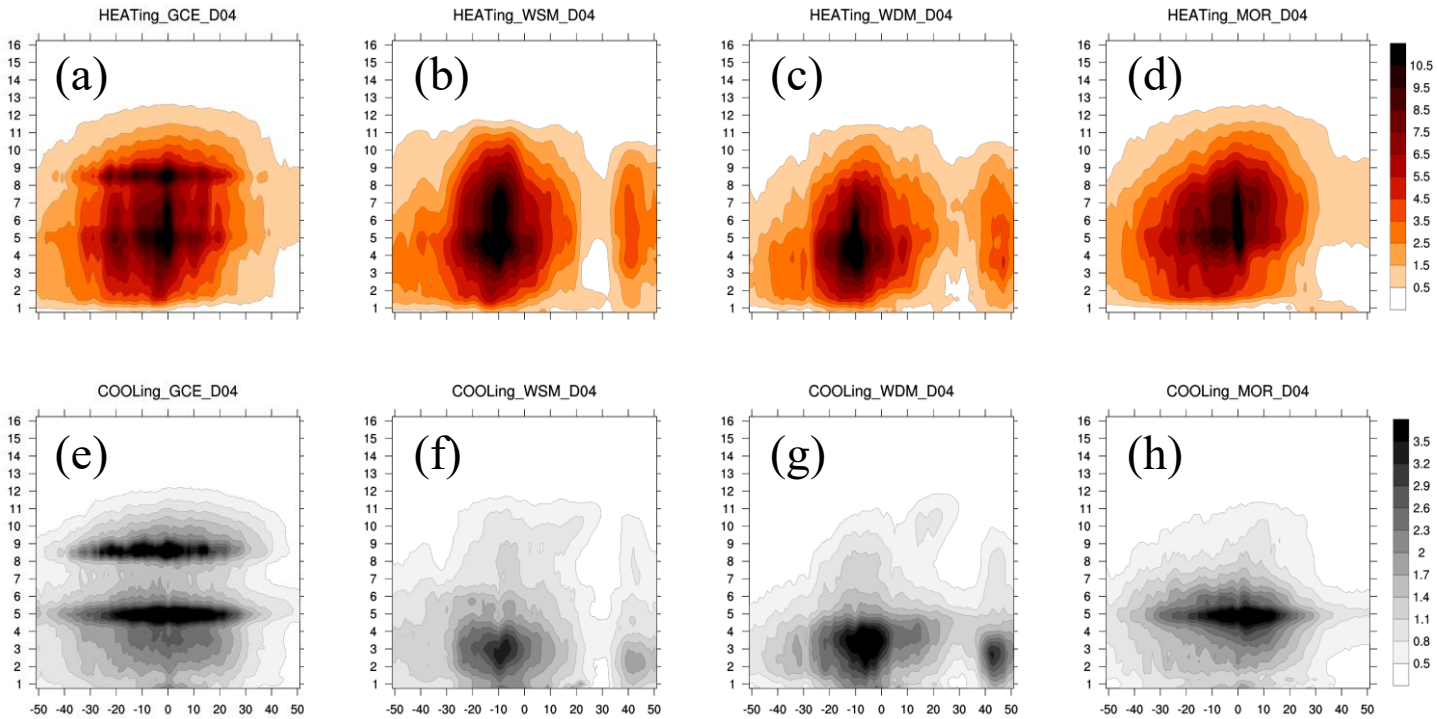

圖 4.20_2　系集預報中強對流區的(a) ~(d) 放熱過程，(e)~(h)吸熱過程。單位:*10^{-3} K

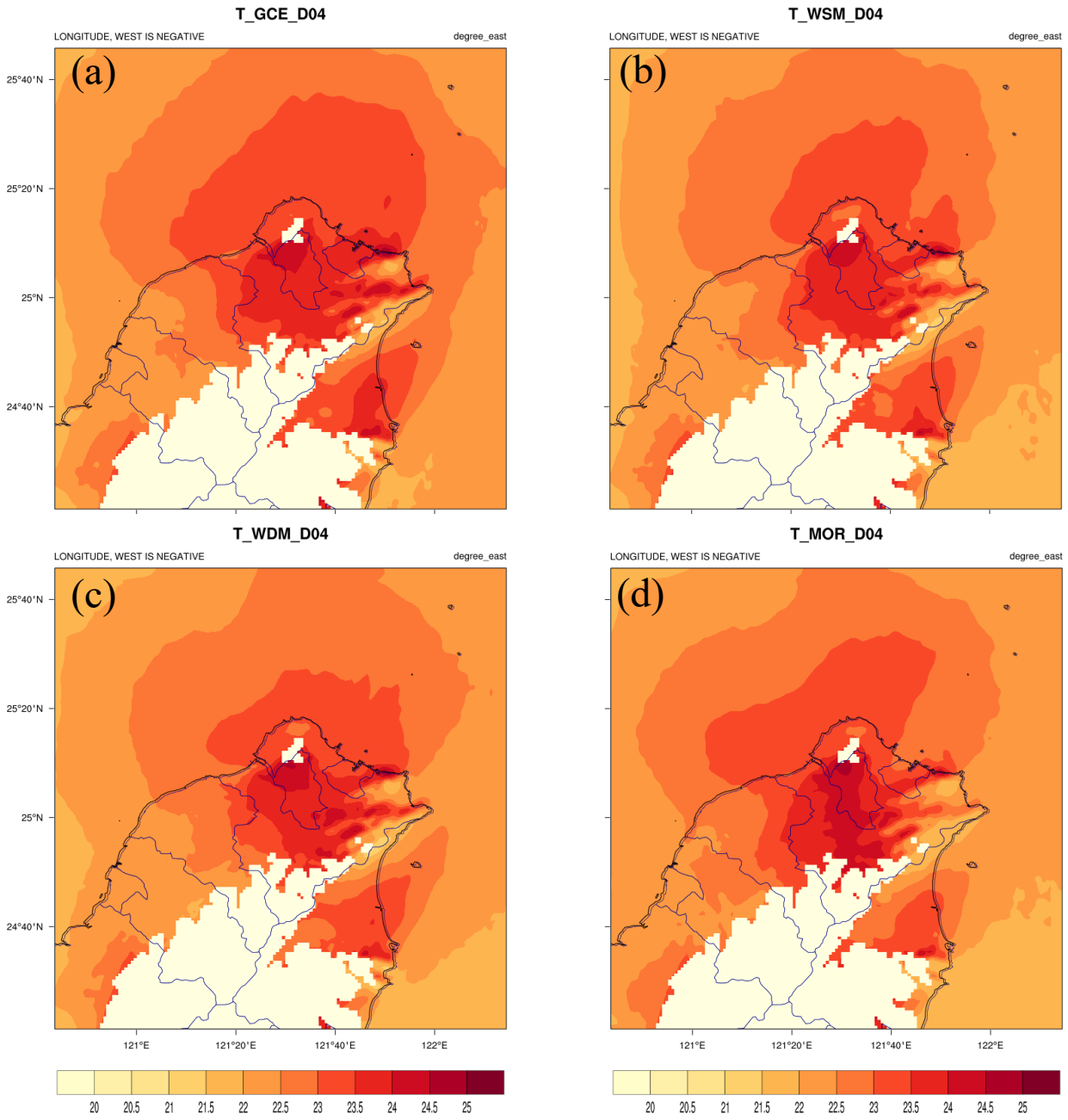

圖 4.21　系集預報中，不同參數化的一公里高度溫度　，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位: ℃

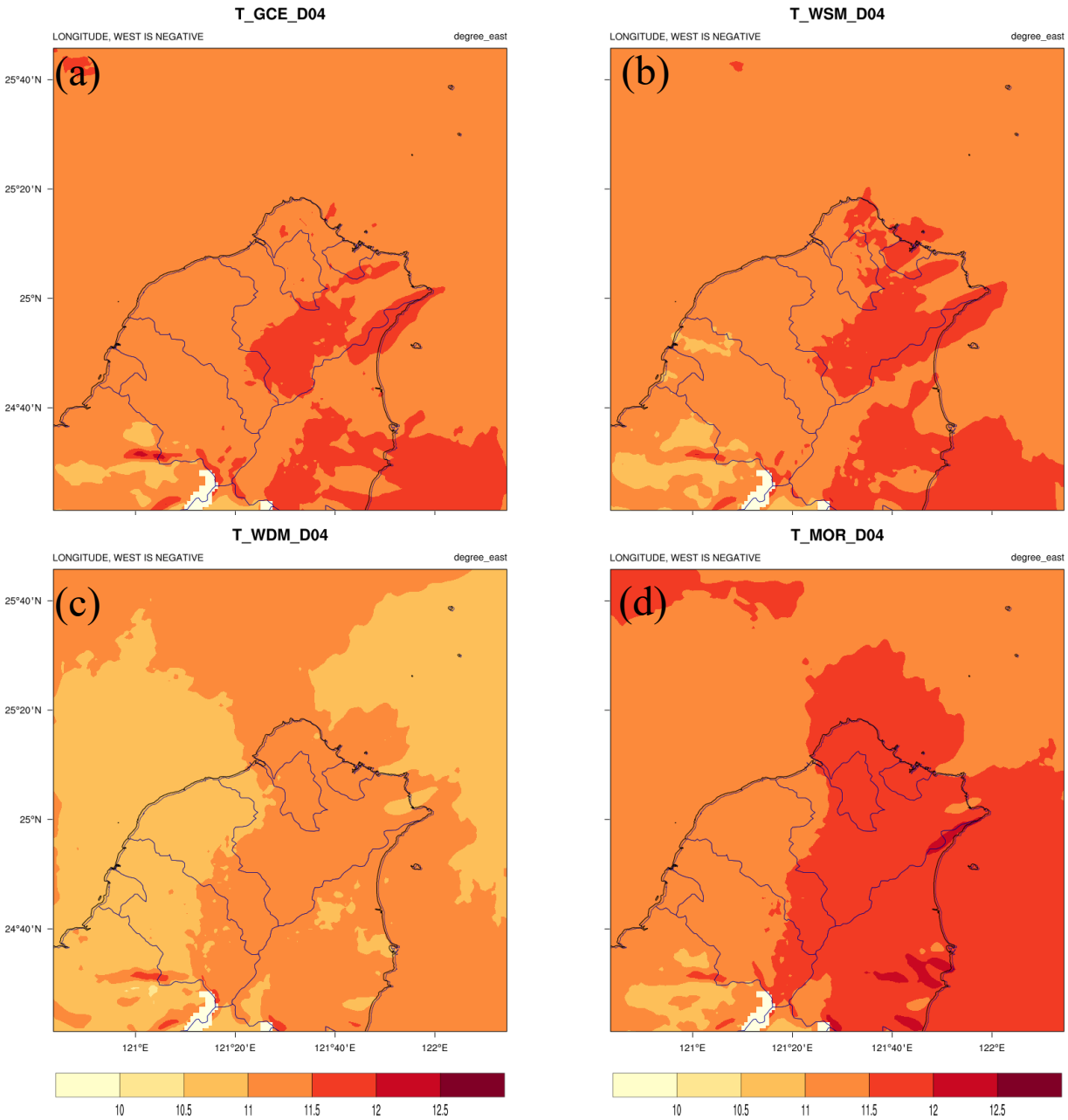

圖 4.22　系集預報中，不同參數化三公里高度溫度，(a) GCE，(b) WSM6，(c)WDM6，(d) MOR。單位: ℃

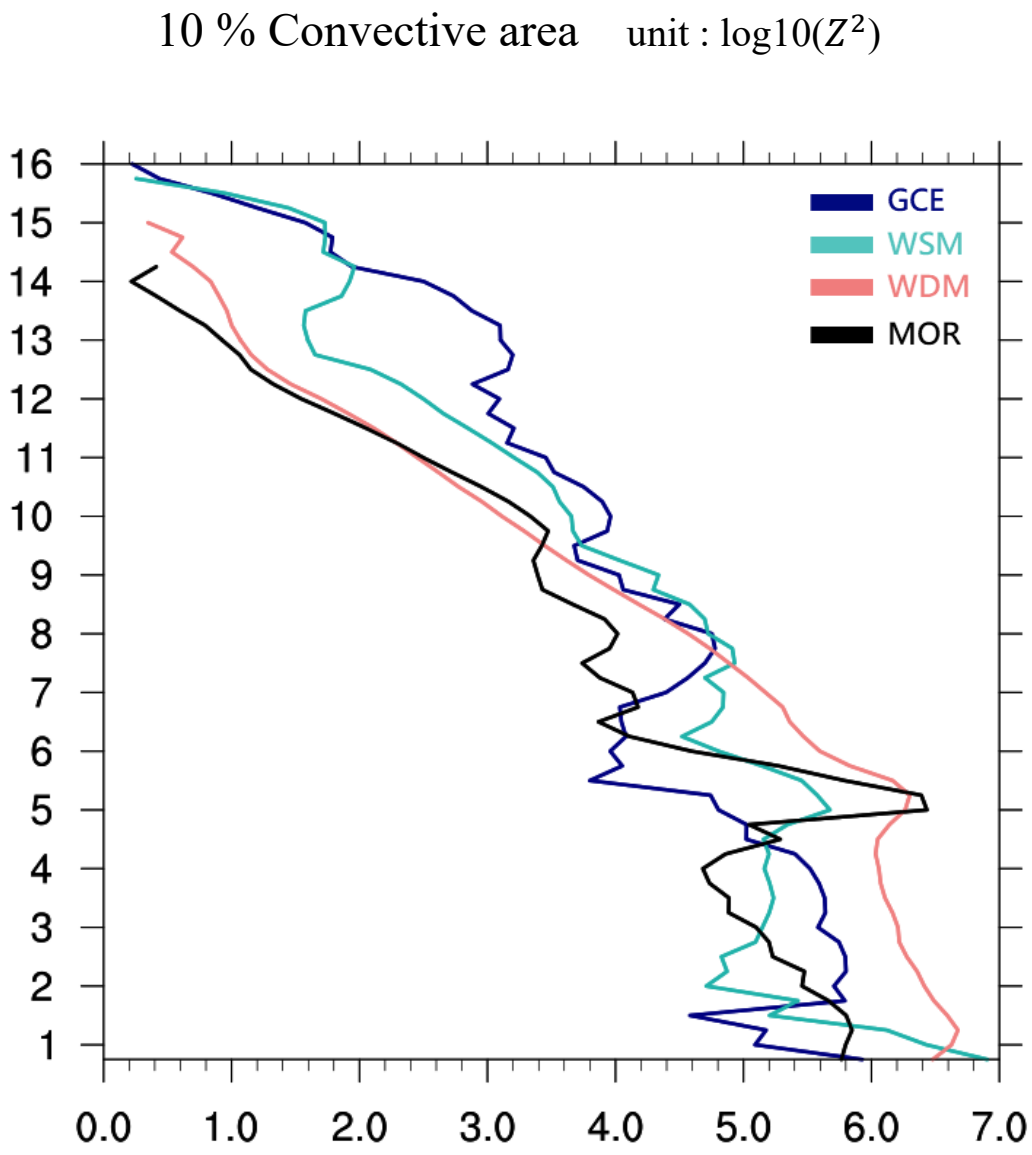

圖 4.23　強對流區回波方差，橫軸為方差，縱軸為垂直高度，單位:log10(Z^2)

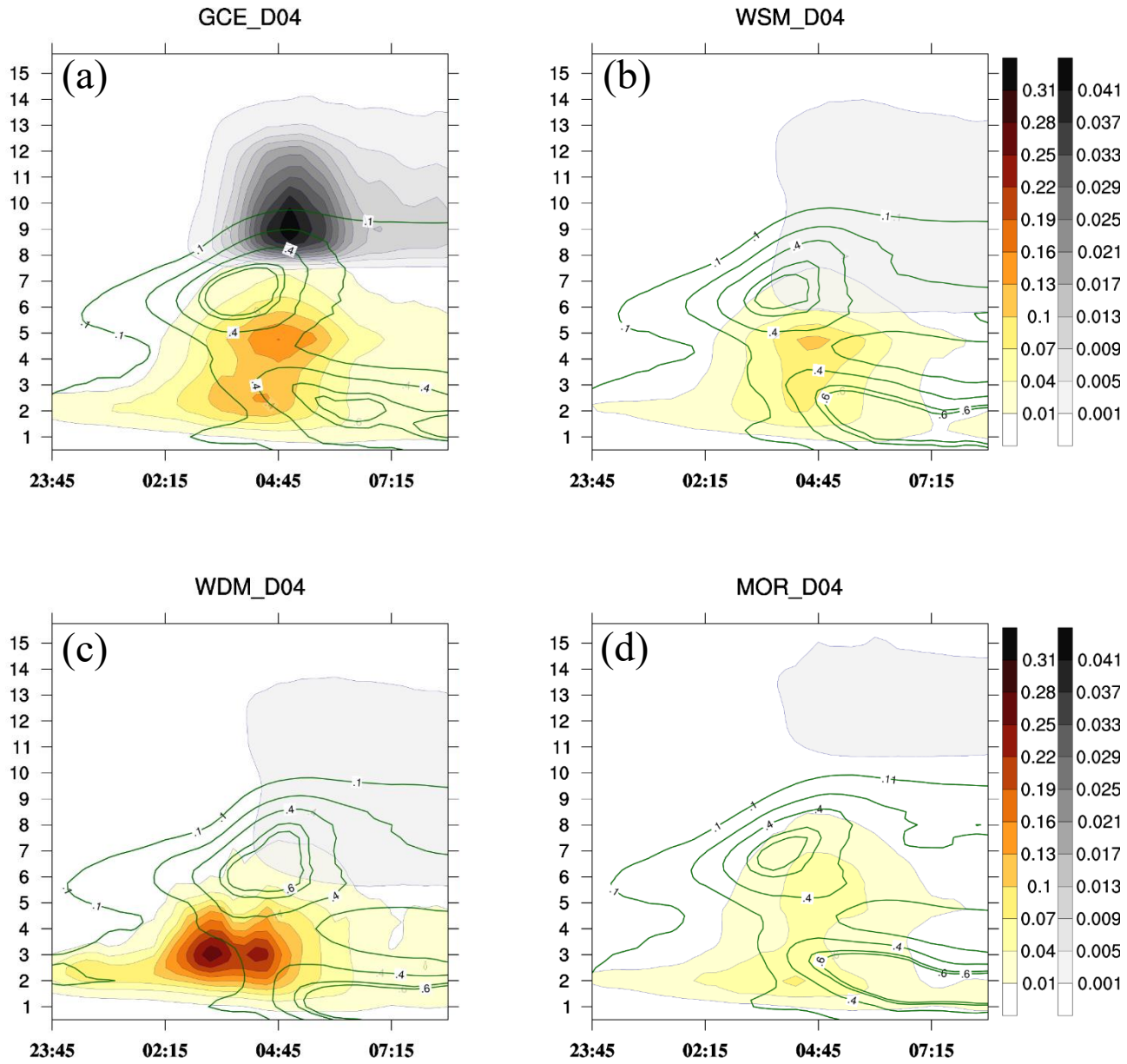

圖 4.24　混合比方差隨時間與高度的變化，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(g/kg)^2$

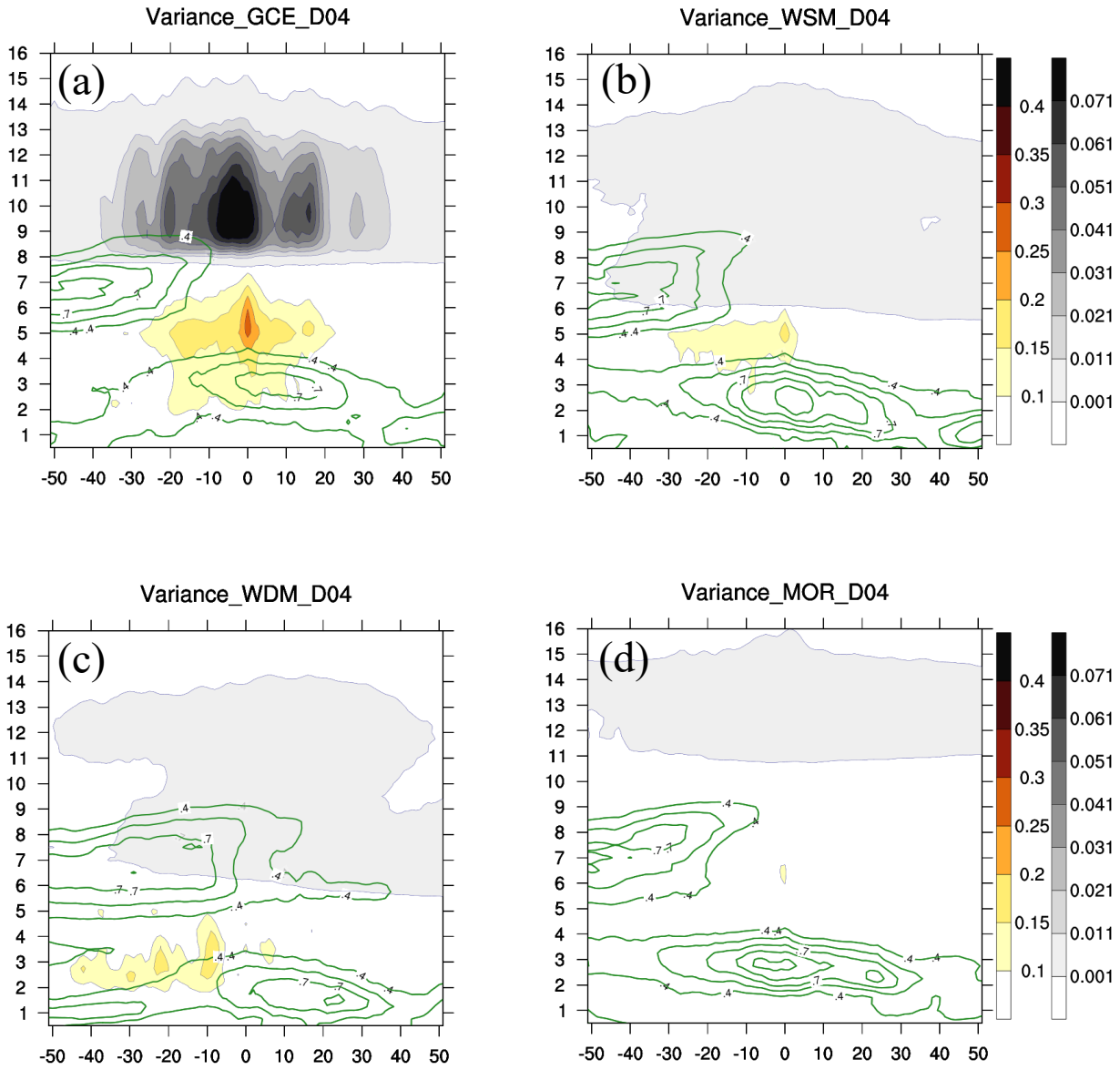

圖 4.25　強對流區混合比之方差，雲(棕色)、冰(灰色)、水氣(綠色線)，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(g/kg)^2$

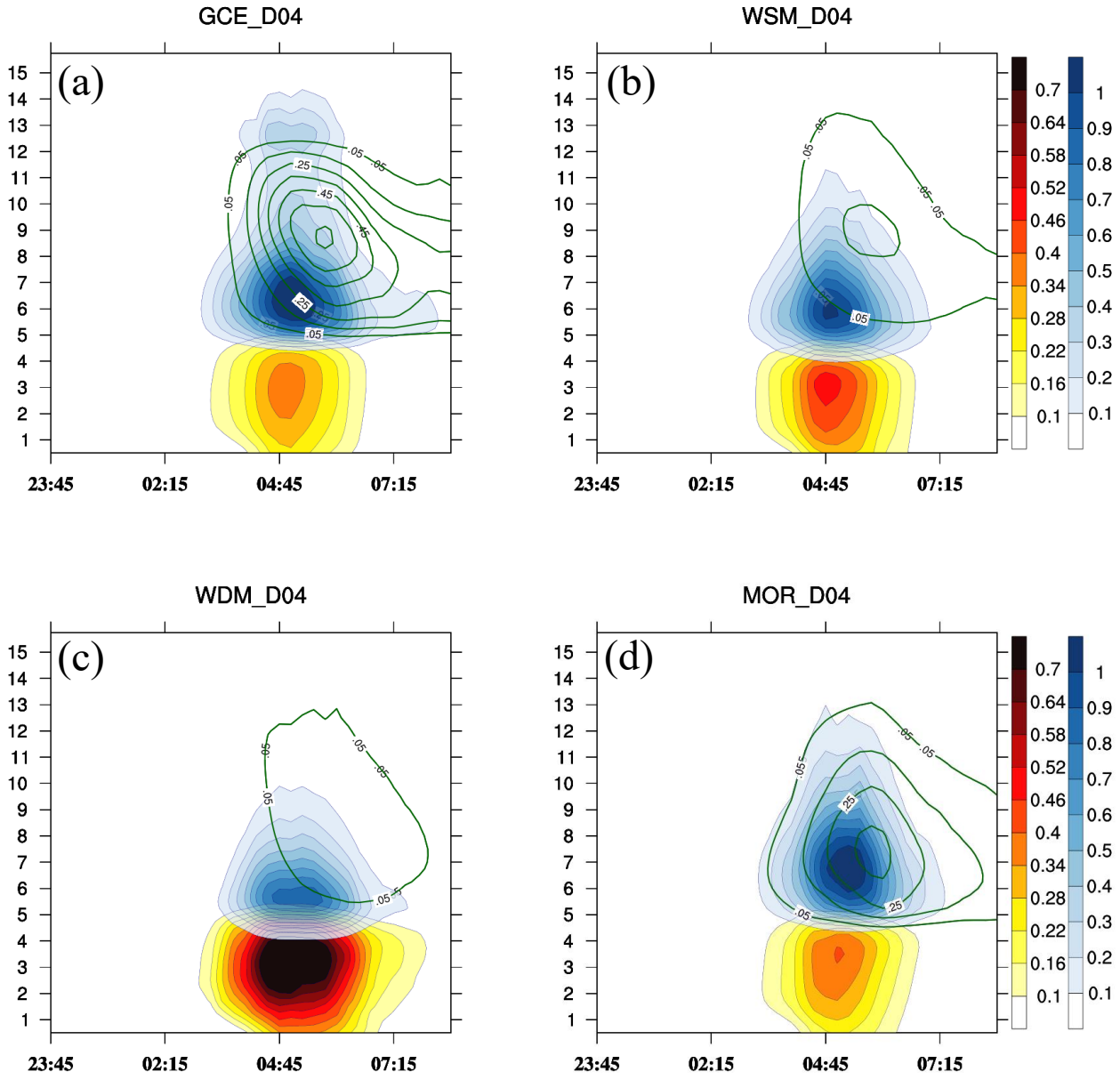

圖 4.26　混合比方差隨時間與高度的變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(g/kg)^2$

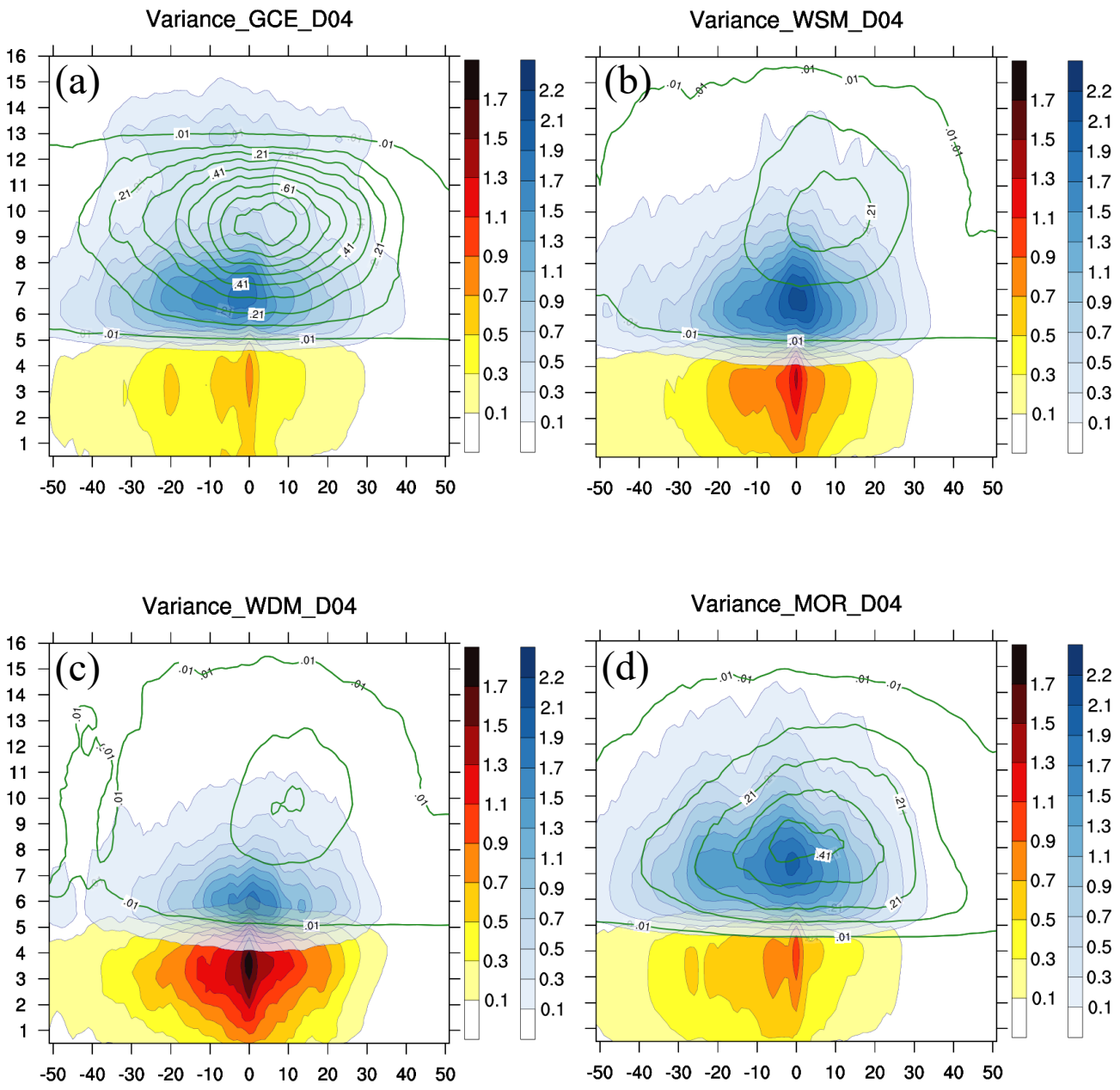

圖 4.27　強對流區混合比之方差，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(g/kg)^2$

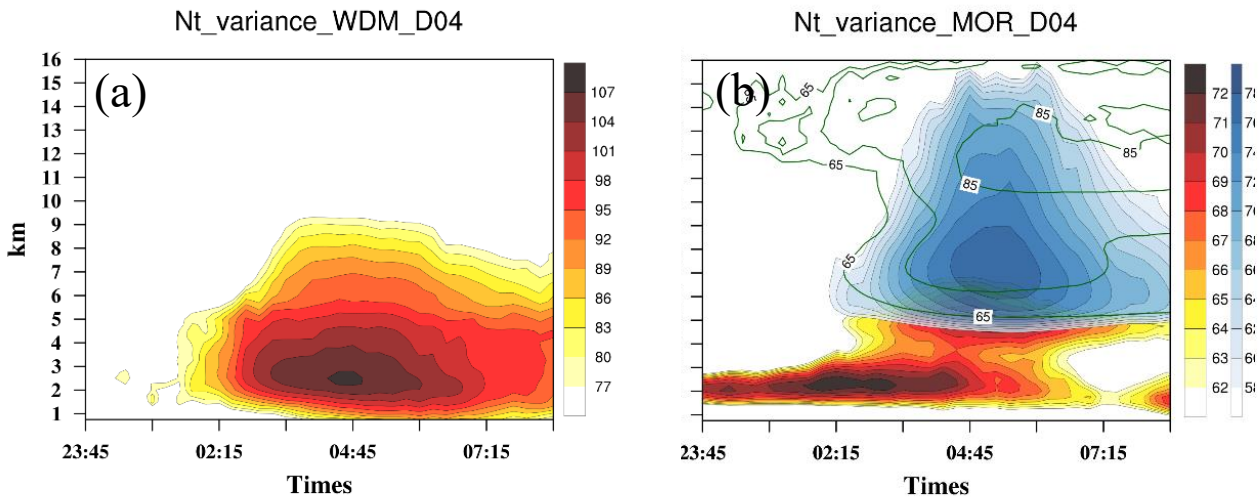

圖 4.28　粒子數量方差隨時間與高度的變化，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a)WDM6，(b) MOR。單位:$10 * \log((1/m^3)^2)$

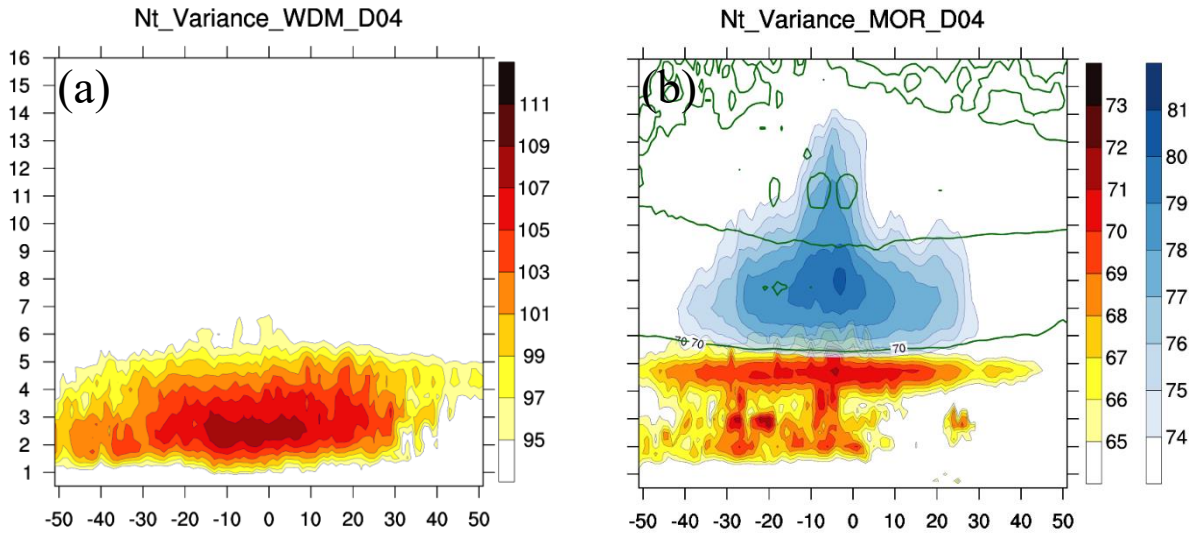

圖 4.29　強對流區粒子數量方差，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)
(a)WDM6，(b) MOR。單位:$10 * \log((1/m^3)^2)$

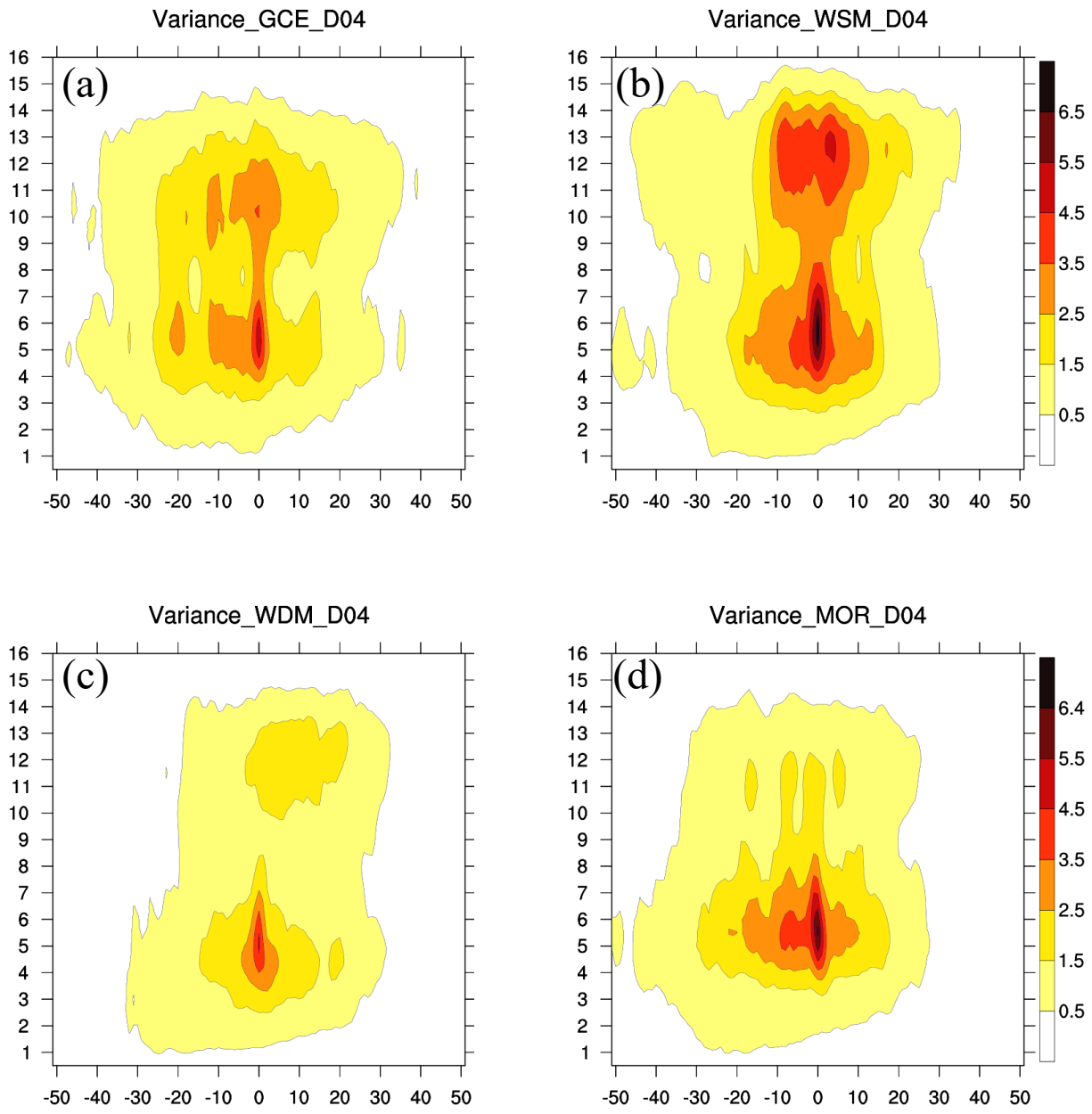

圖 4.30　強對流區垂直風速之方差，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(m/s)^2$

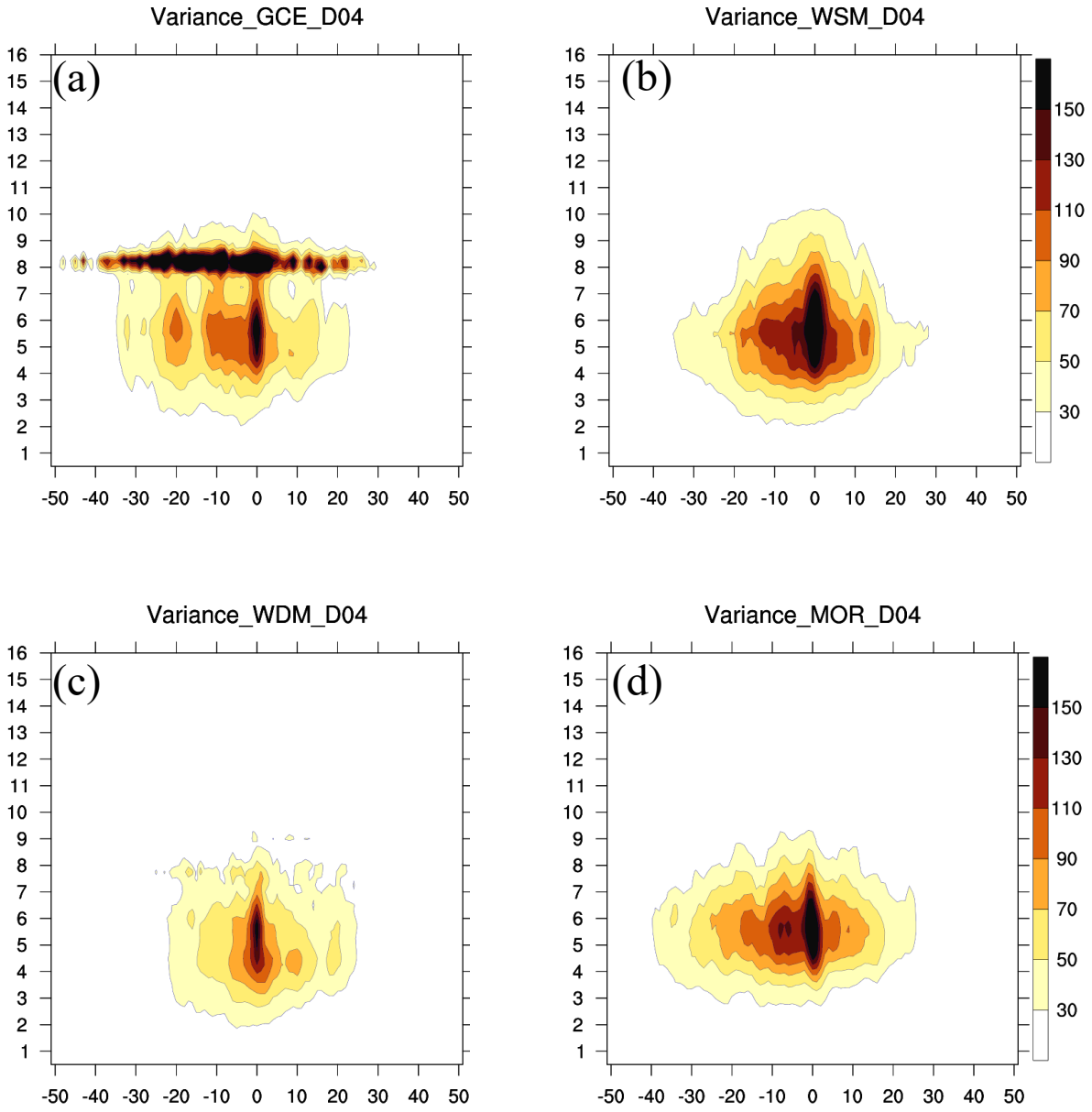

圖 4.31　強對流區凝結加熱率之方差，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(*\,10^{-3}\ \mathrm{K/s})^2$

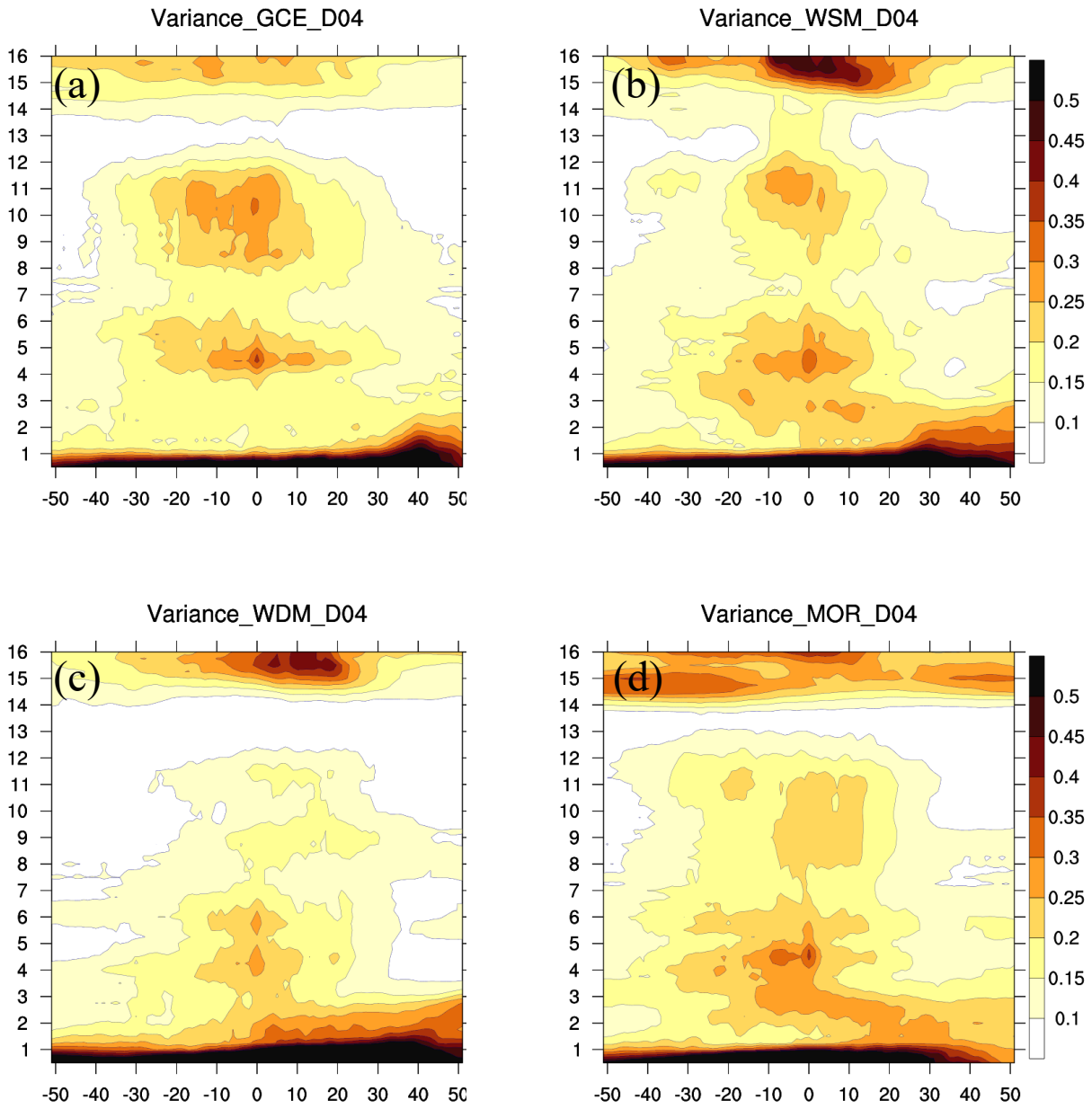

圖 4.32　強對流區溫度之方差，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(^{\circ}C)^2$

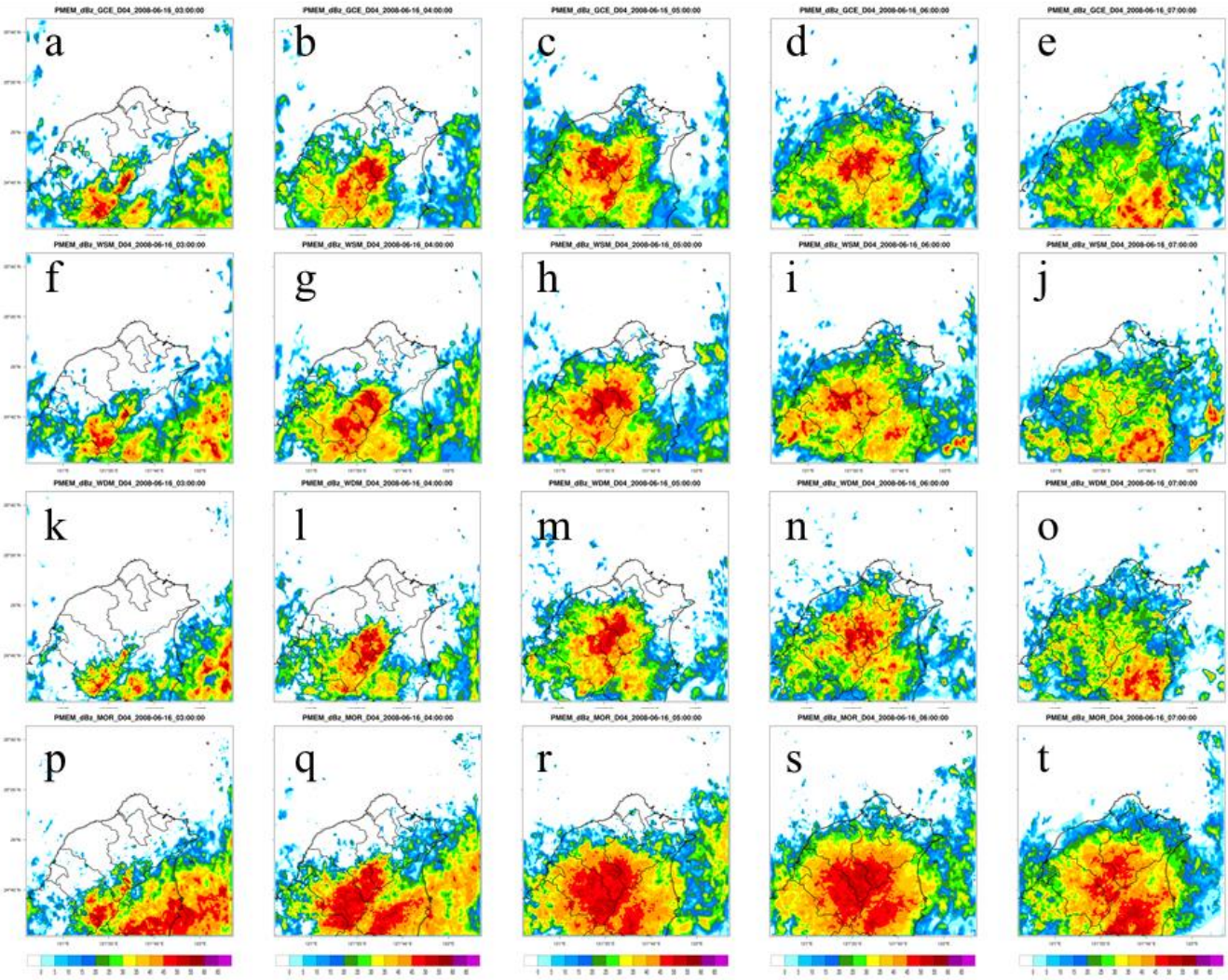

圖 4.33　系集預報 2008 年 6 月 16 日 0300~0700 UTC 的 PM 回波，(a)~(e) GCE，(f)~(j) WSM6，(k)~(o) WDM6，(p)~(t) MOR。單位:dBZ

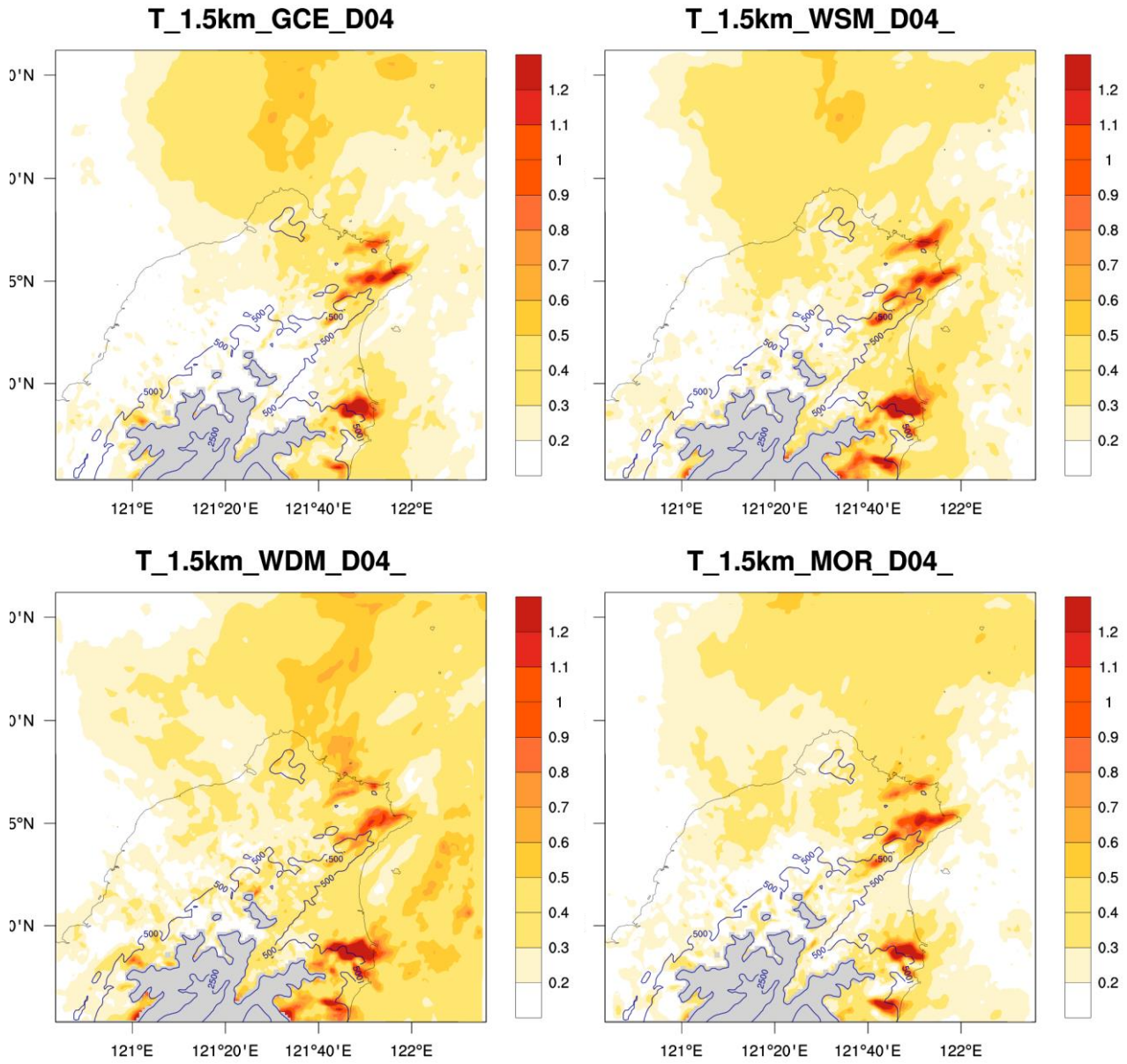

圖 4.34　2008 年 6 月 16 日 0500 UTC 1.5 公里高溫度方差，(a) GCE， (b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(^{\circ}C)^2$

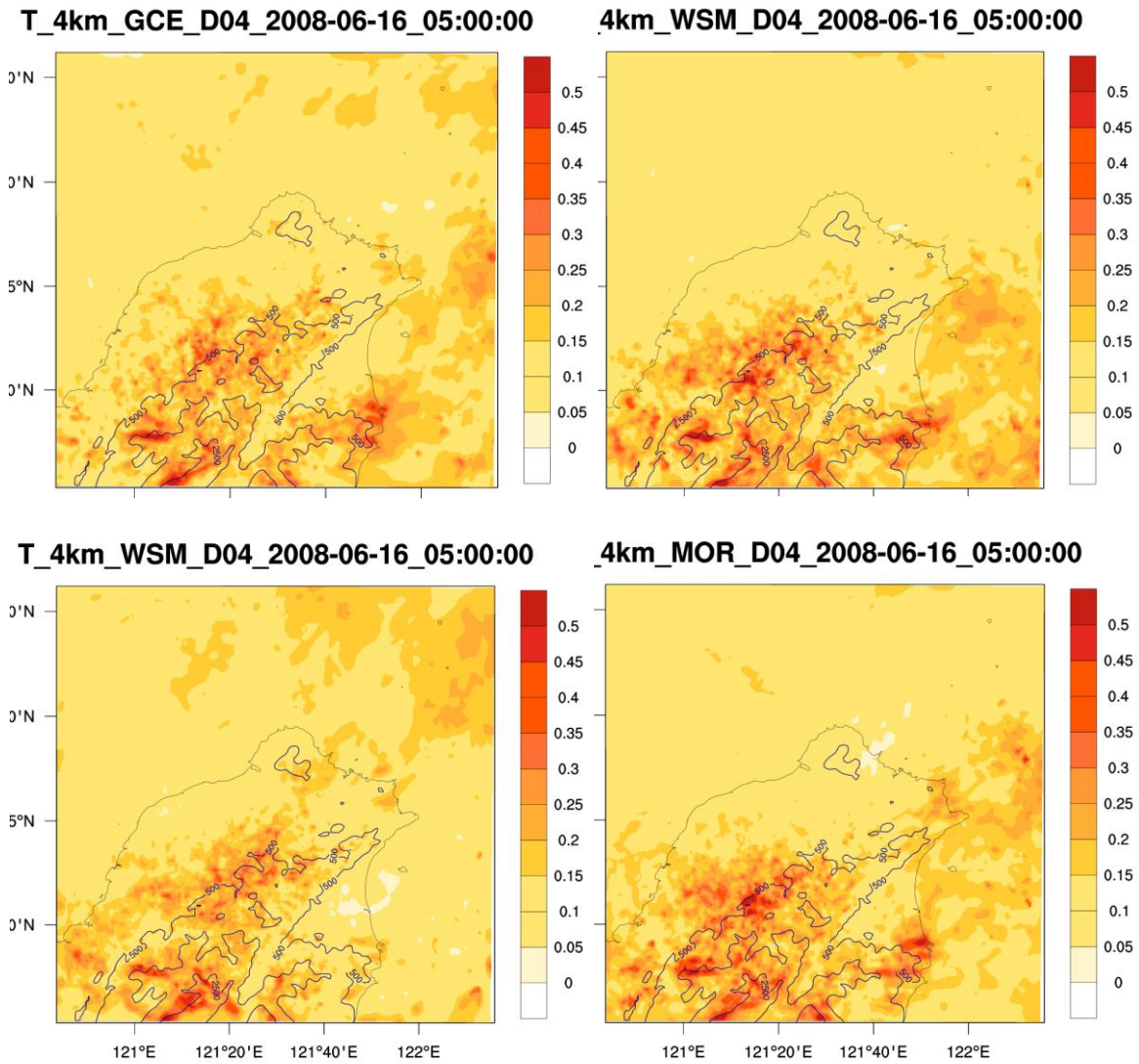

圖 4.35　2008 年 6 月 16 日 0500 UTC 4 公里高溫度方差，(a) GCE， (b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(^{\circ}C)^2$

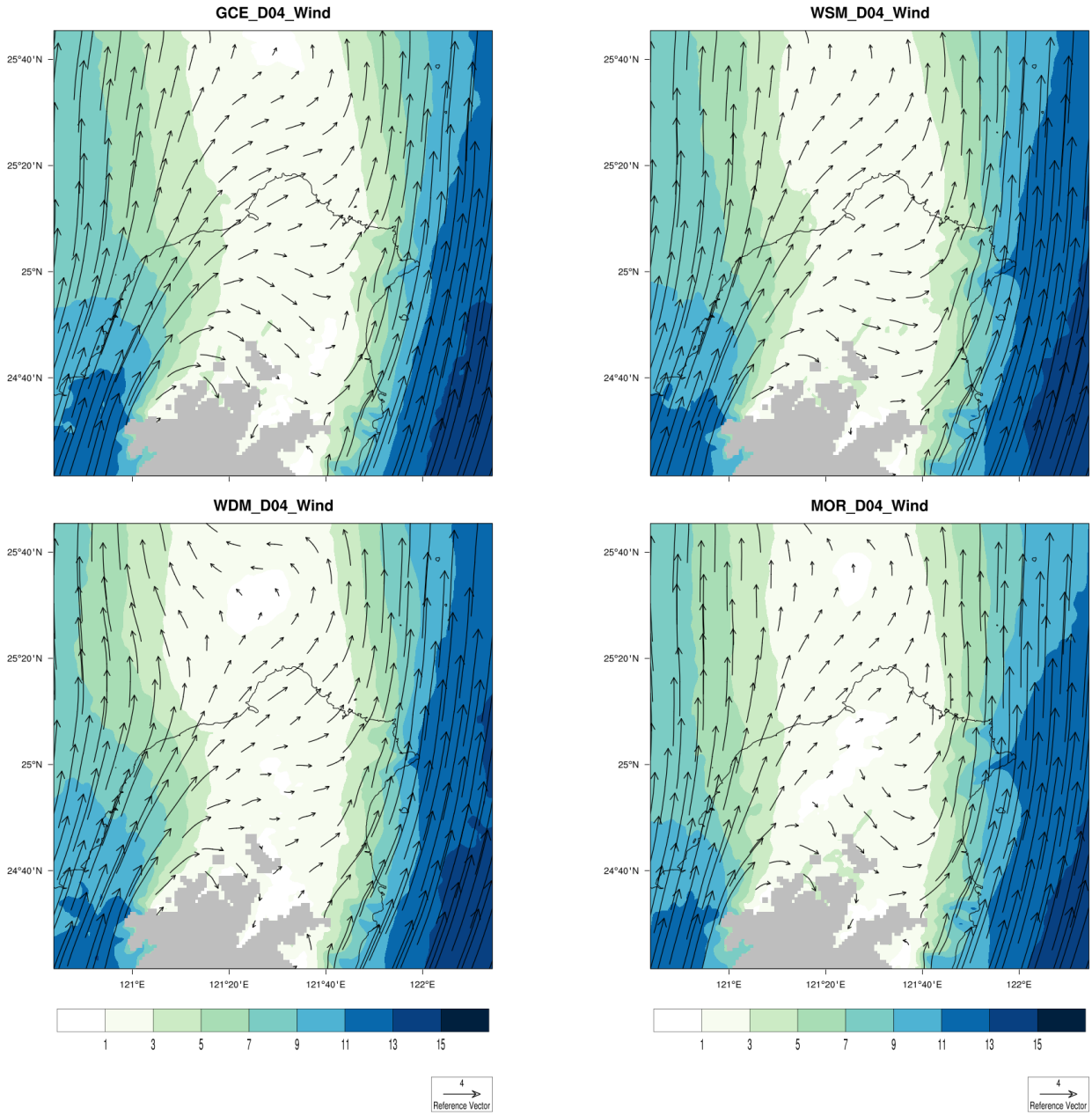

圖 4.36　系集預報之平均 2008 年 6 月 16 日 0500 UTC　1.5 公里高度風場，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。單位:m/s

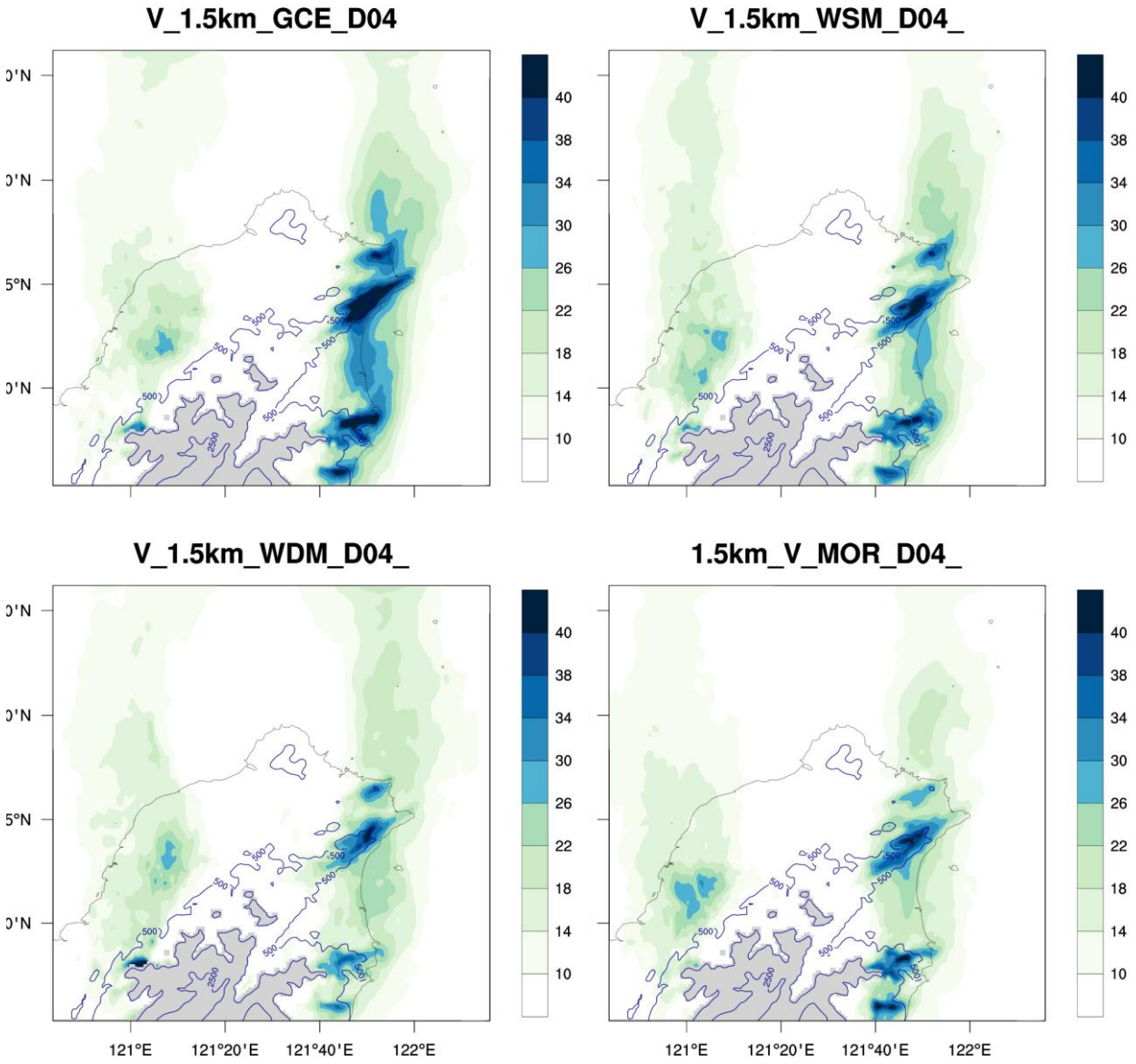

圖 4.37　2008 年 6 月 16 日 0500 UTC　1.5 公里 V 風場之方差，(a)GCE，(b) WSM6，　(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(m/s)^2$

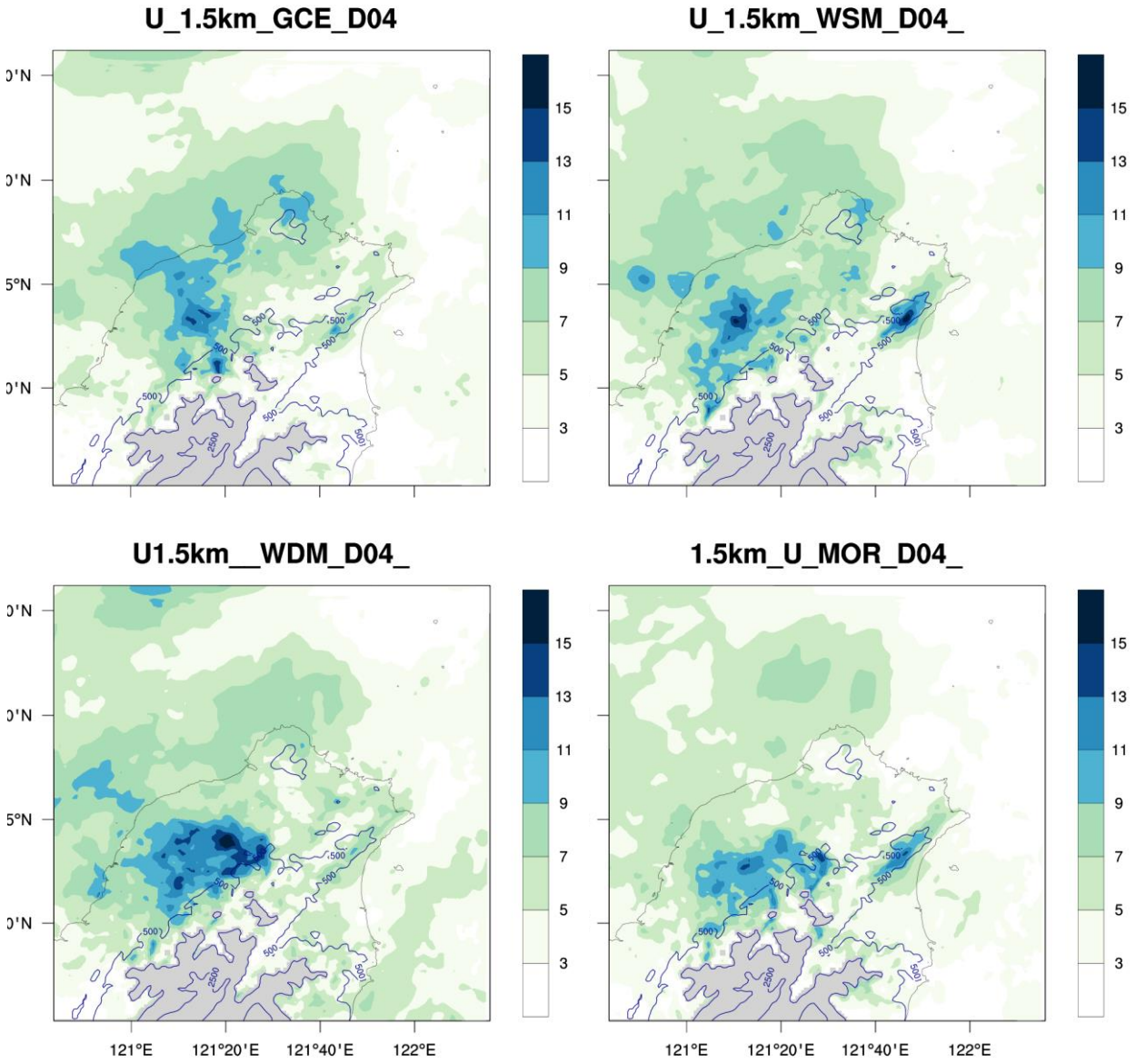

圖 4.38　2008 年 6 月 16 日 0500 UTC　1.5 公里 U 風場之方差，(a)GCE，(b) WSM6，　(c) WDM6，(d) MOR。單位:$(m/s)^2$

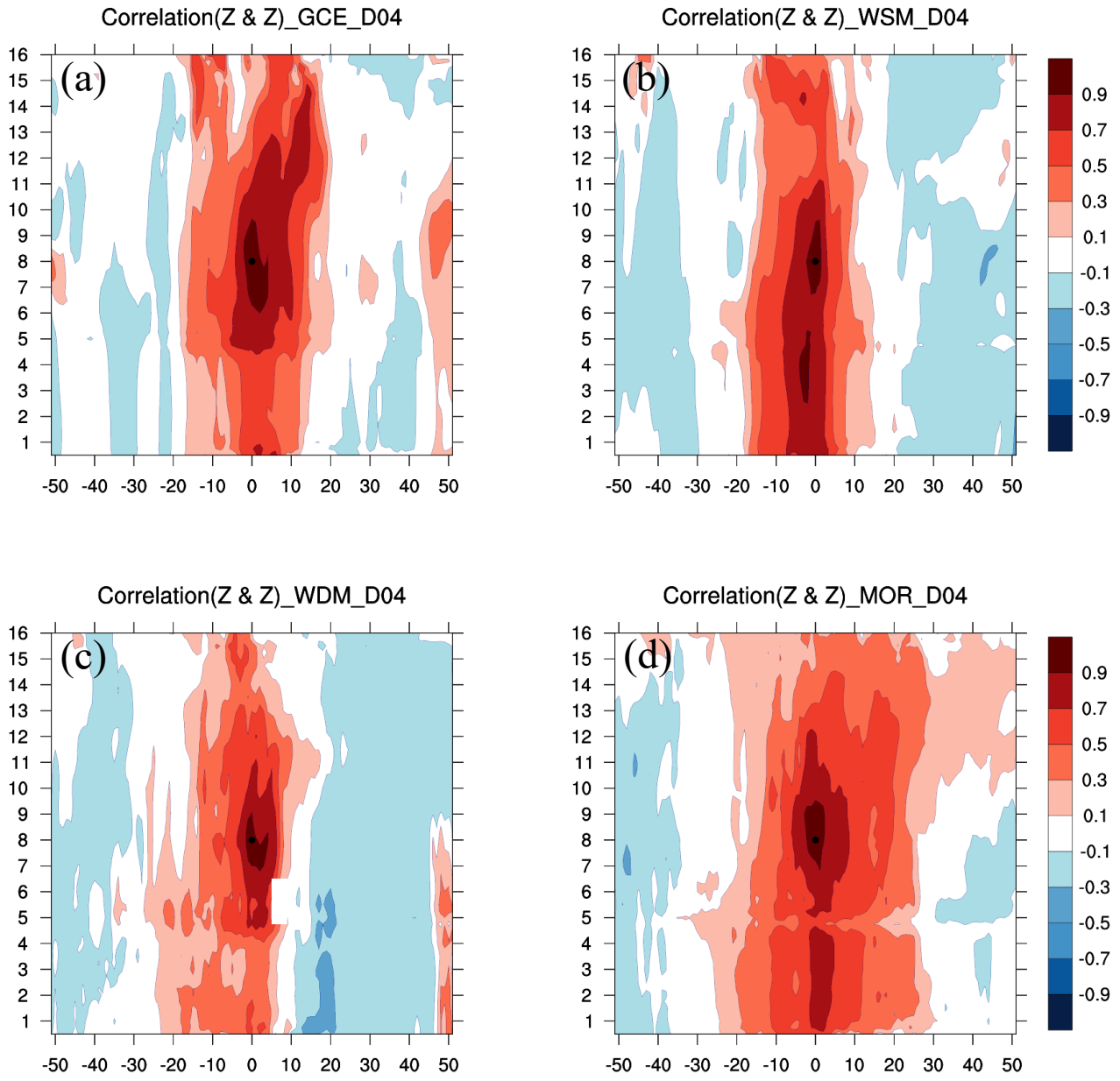

圖 4.39　強流區回波自相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

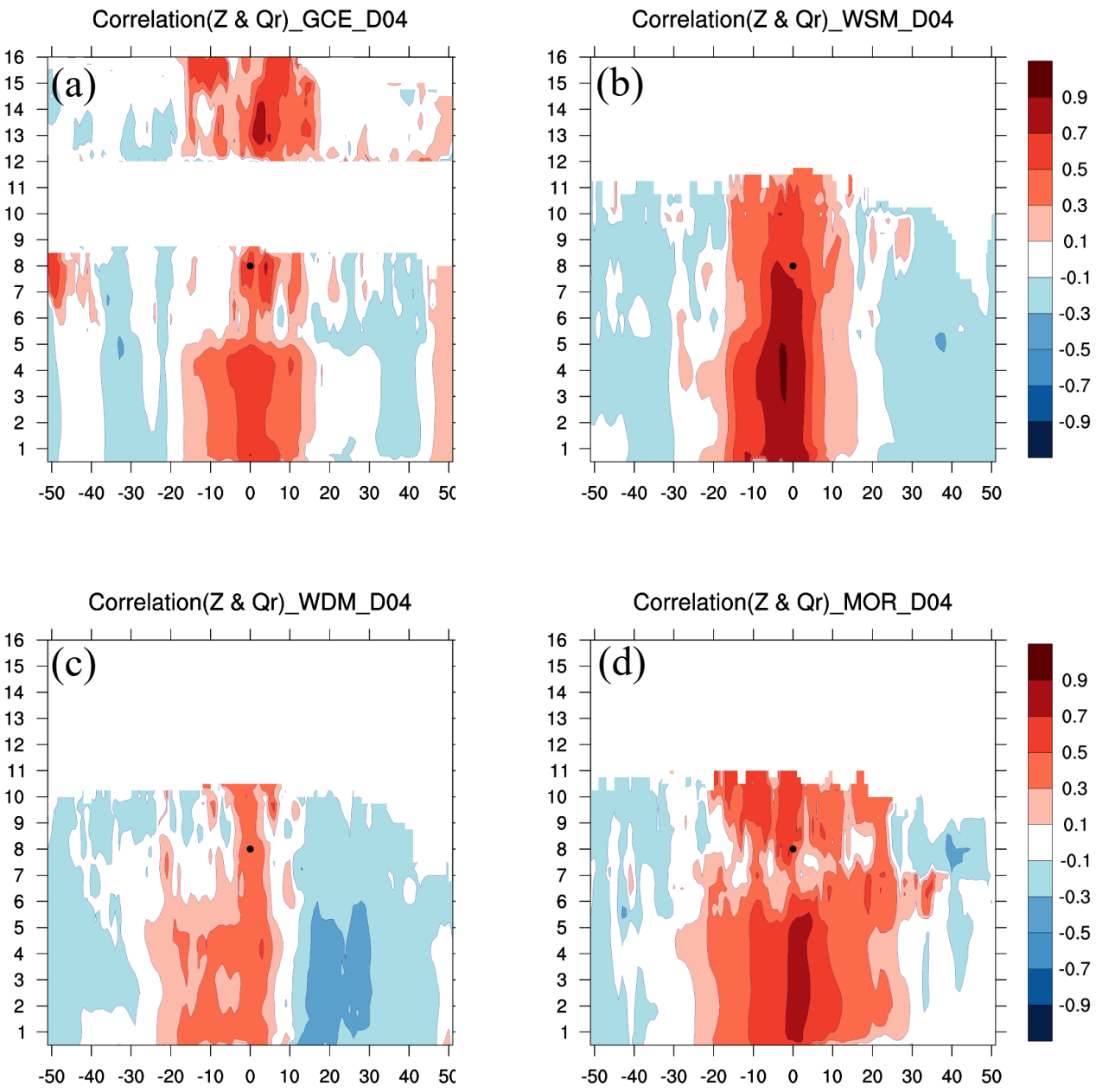

圖 4.40　強流區回波和雨混合比之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

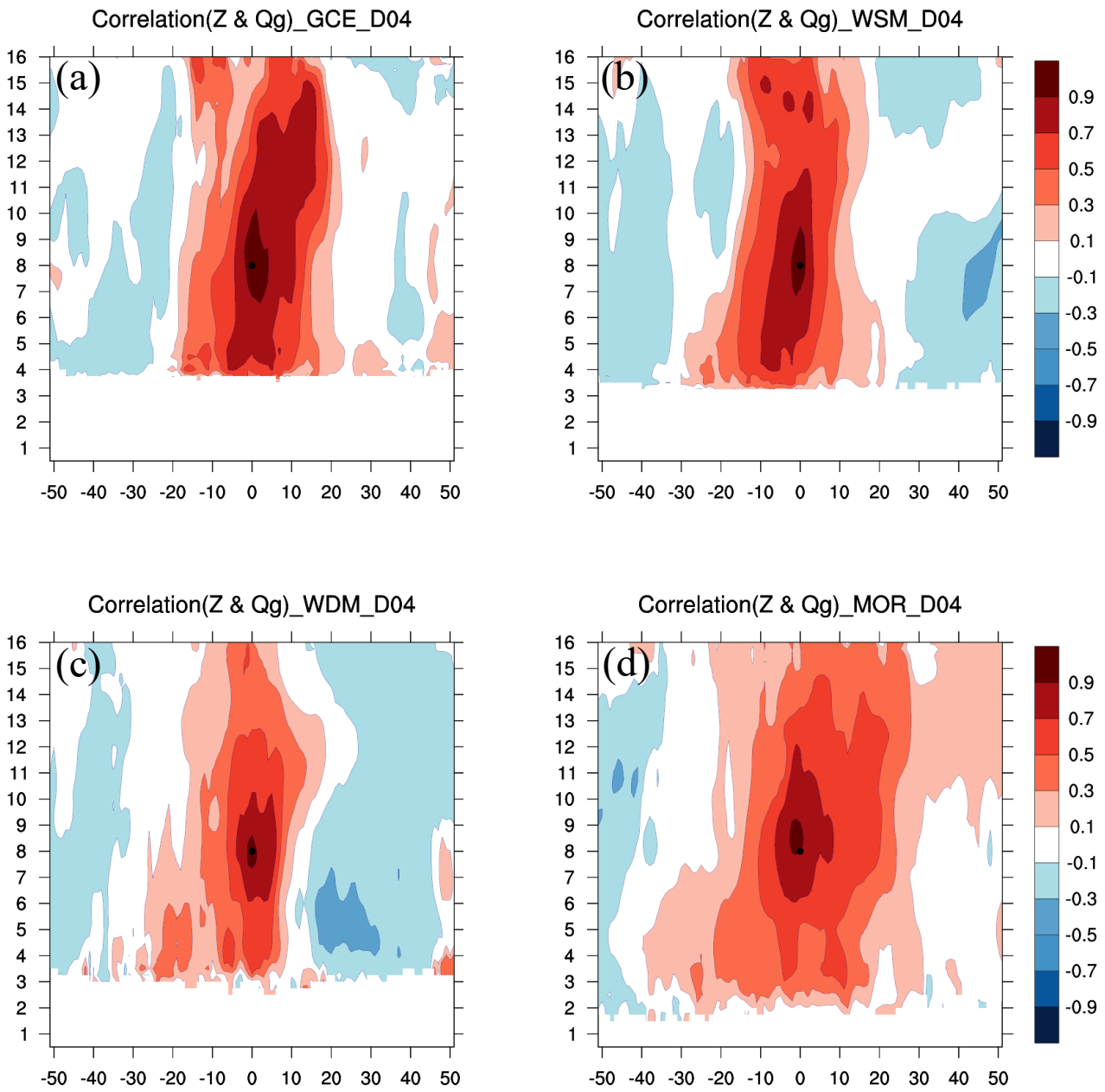

圖 4.41　強流區回波和軟雹混合比之交相關，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6， (d) MOR。

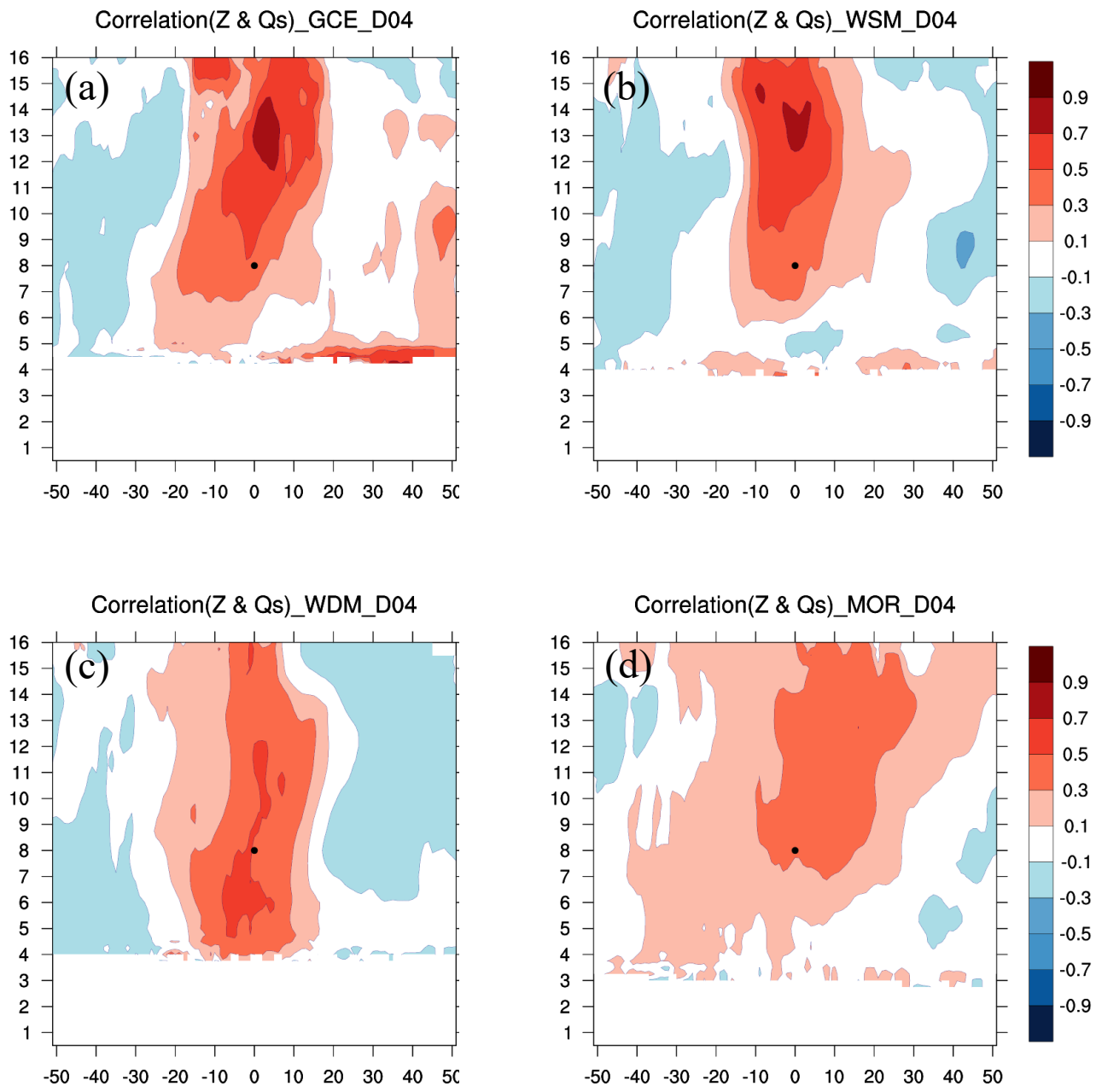

圖 4.42　強流區回波和雪混合比之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

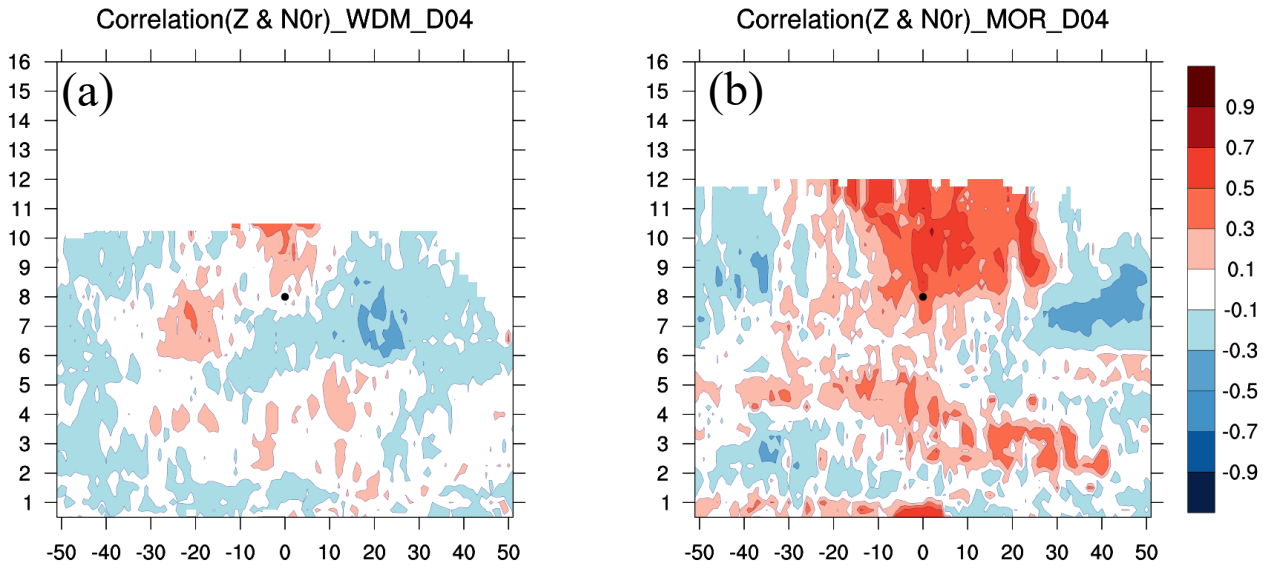

圖 4.43　強流區回波和雨截距參數之交相關，(a) WDM6，(b) MOR。

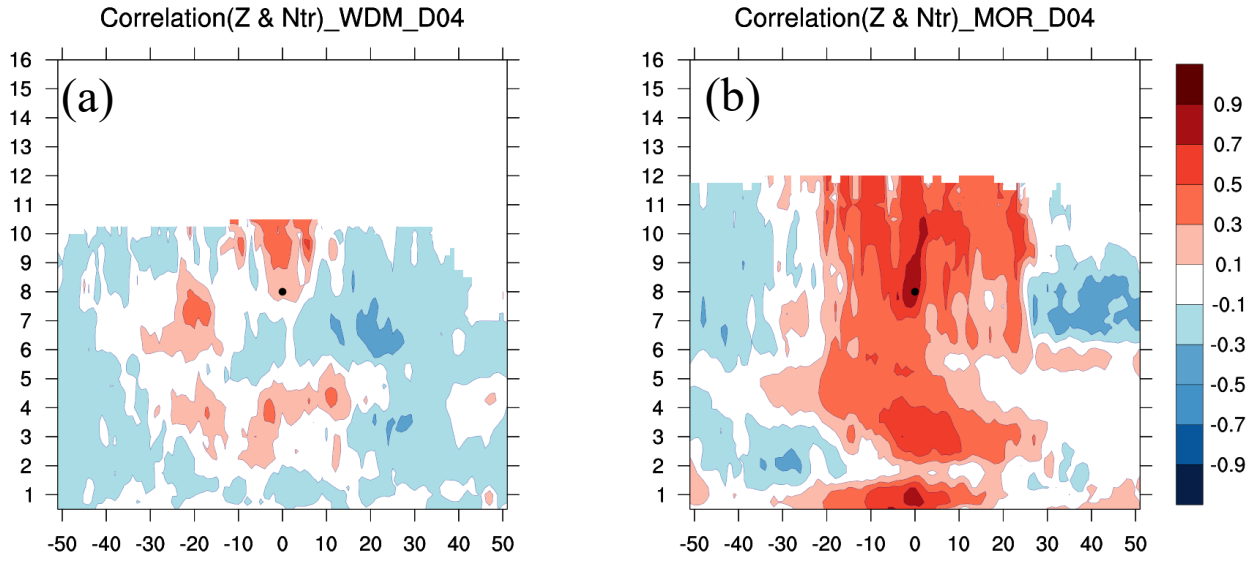

圖 4.44　強流區回波和與雨滴數量之交相關，(a) WDM6，(b) MOR。

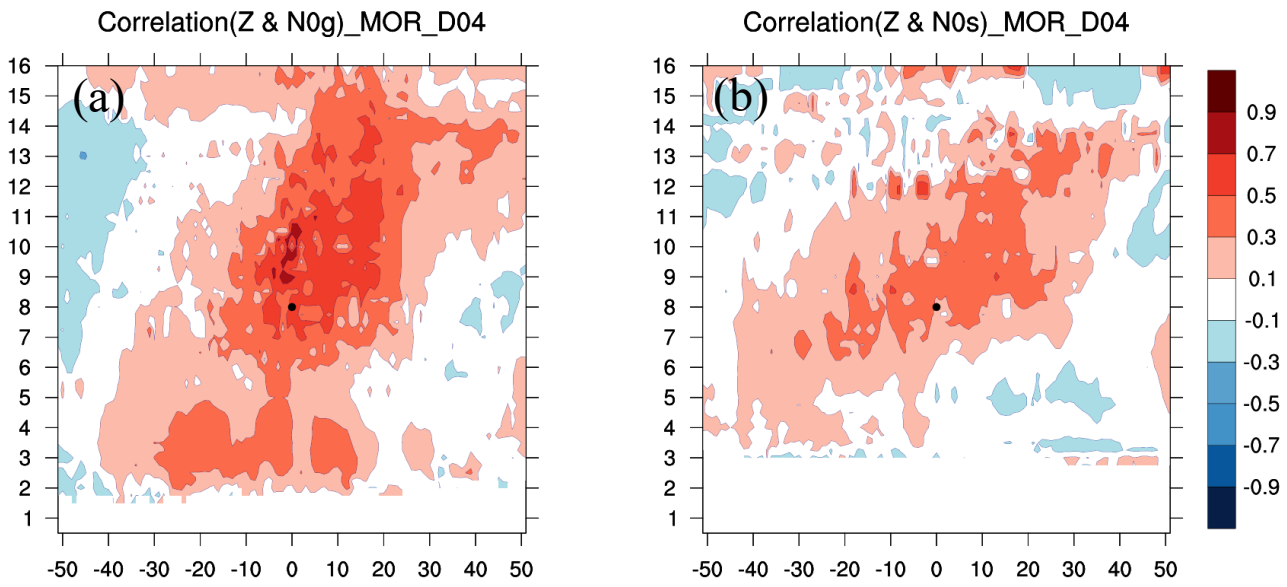

圖 4.45　強流區回波和冰相粒子截距參數之交相關，(a) MOR_軟雹，(b) MOR_雪。

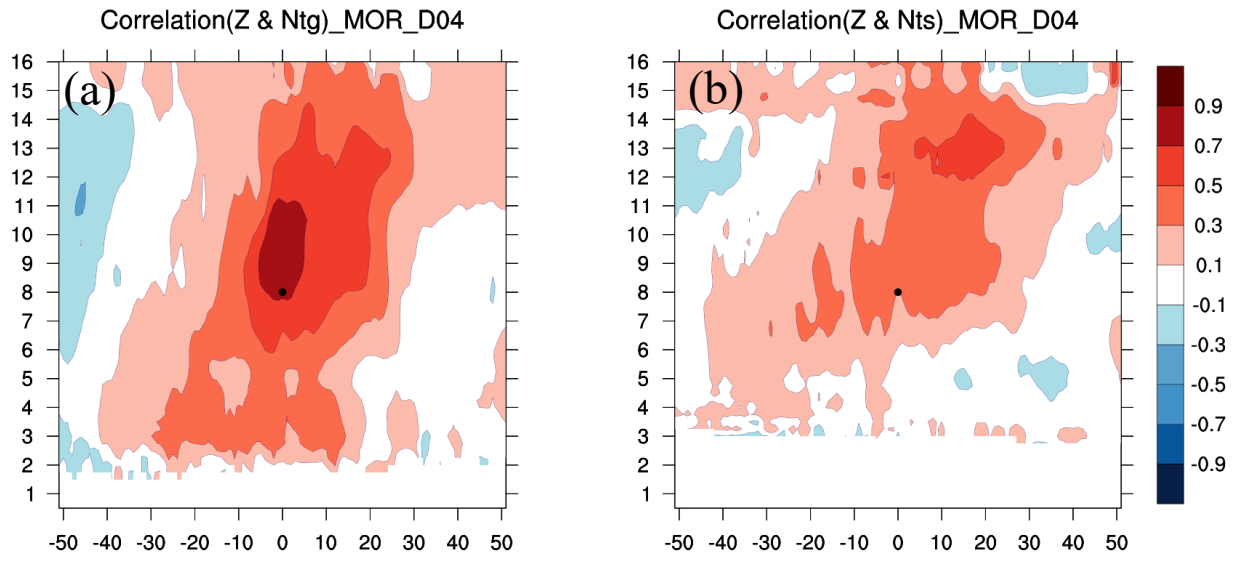

圖 4.46　強流區回波和冰相粒子粒子數量之交相關，(a) MOR_軟雹，(b) MOR_雪。

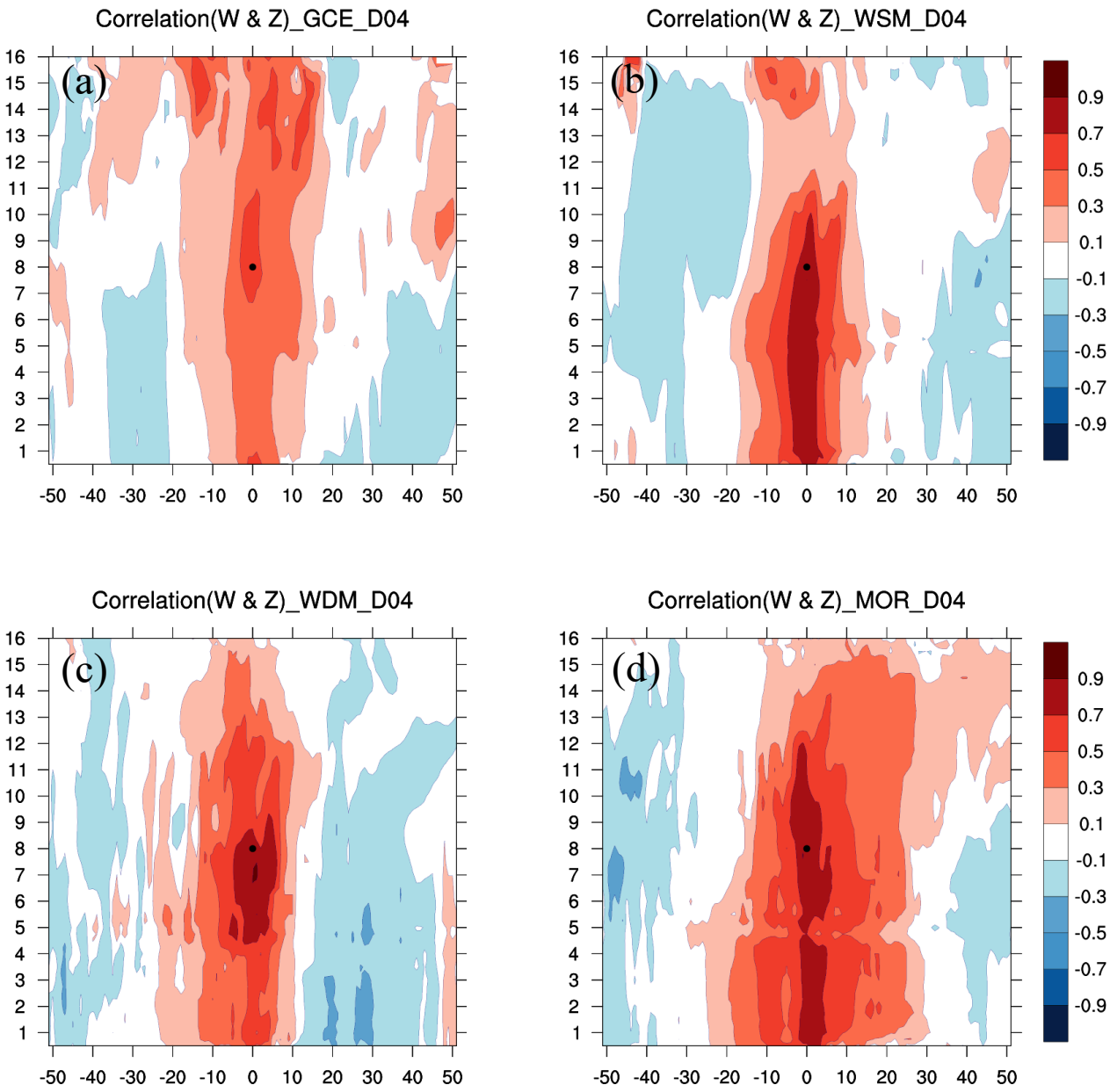

圖 4.47　強流區垂直風速和回波之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

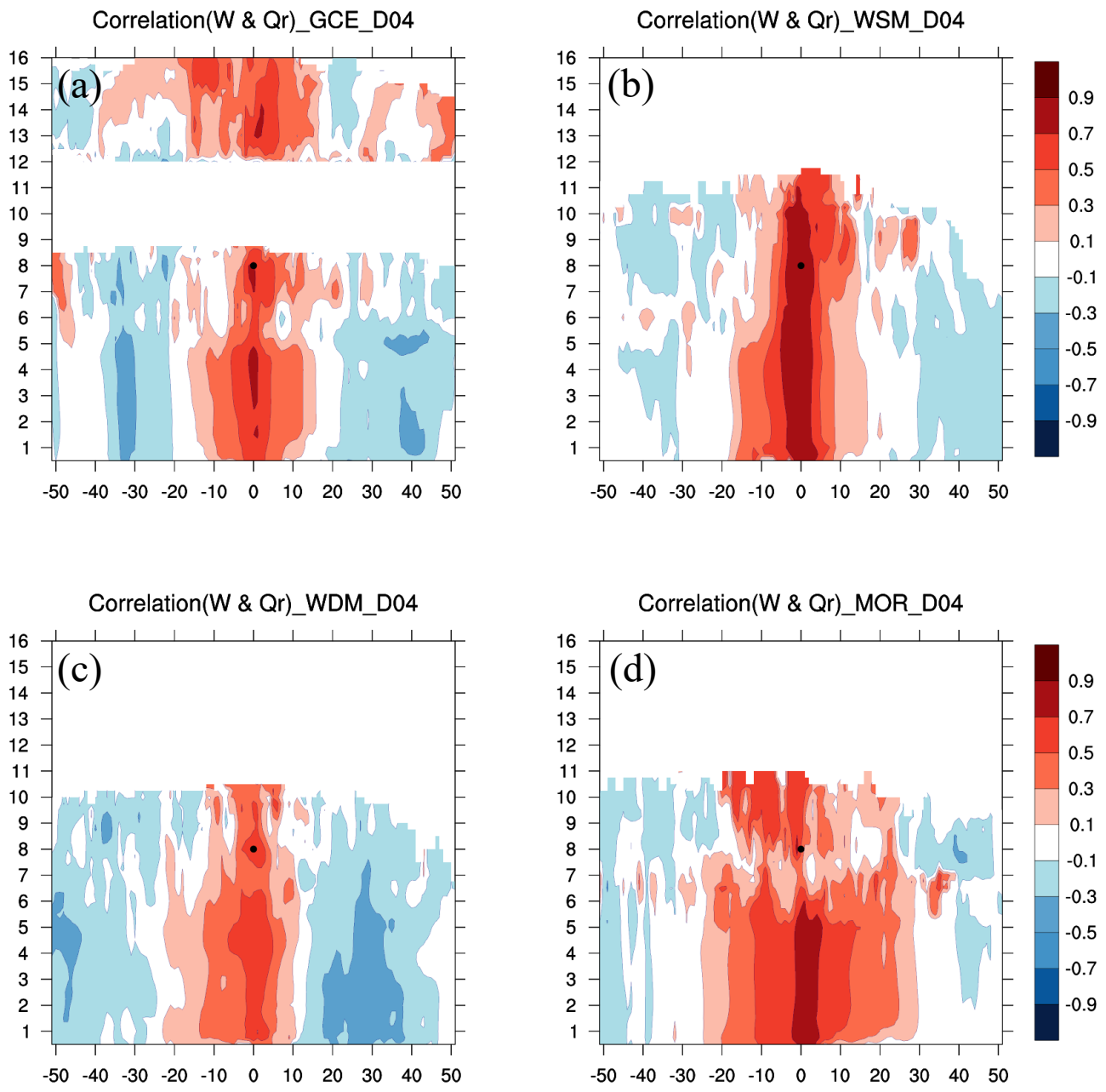

圖 4.48　強流區垂直風速和雨混合比之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

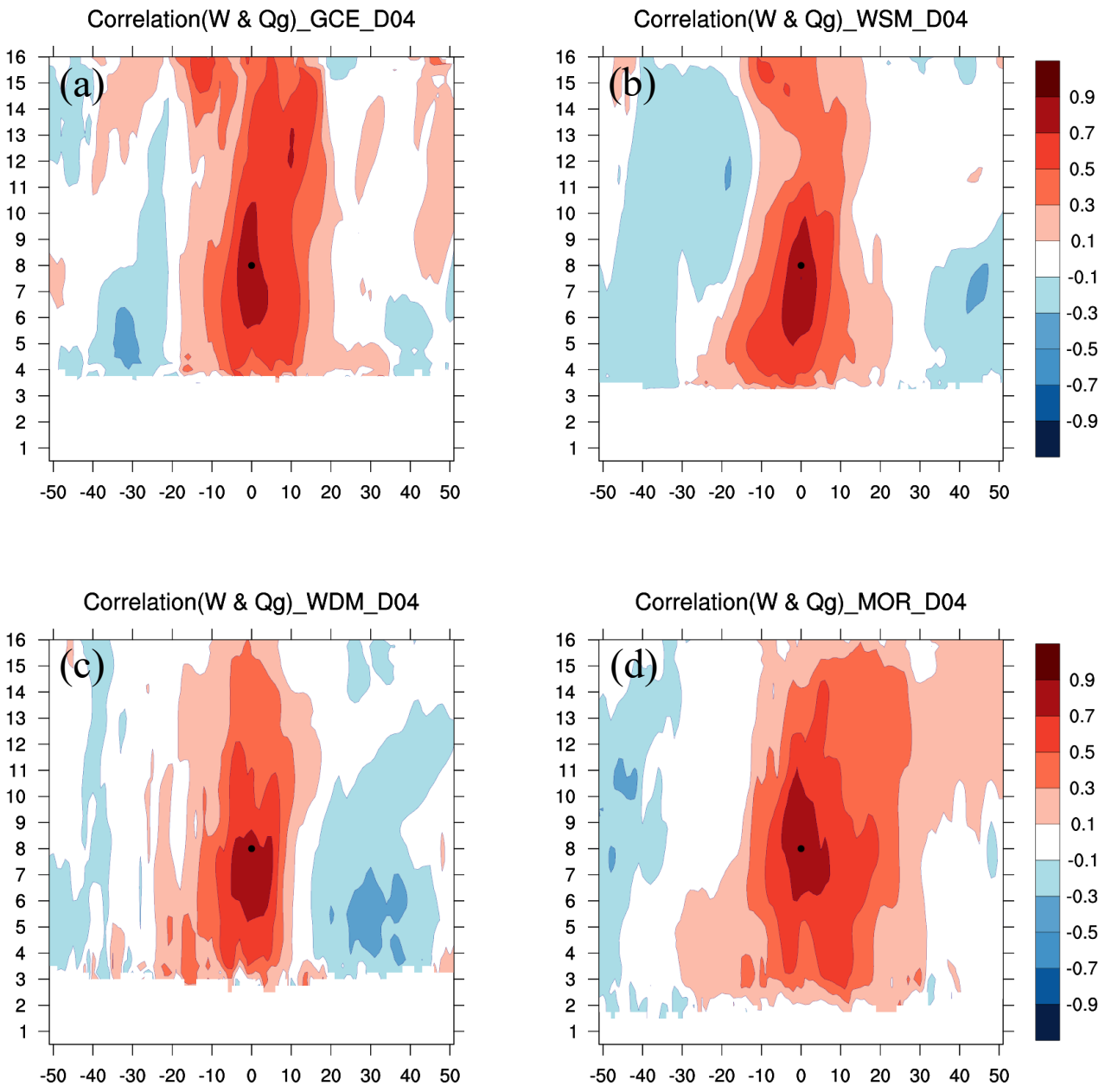

圖 4.49　強流區垂直風速和軟雹混合比之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

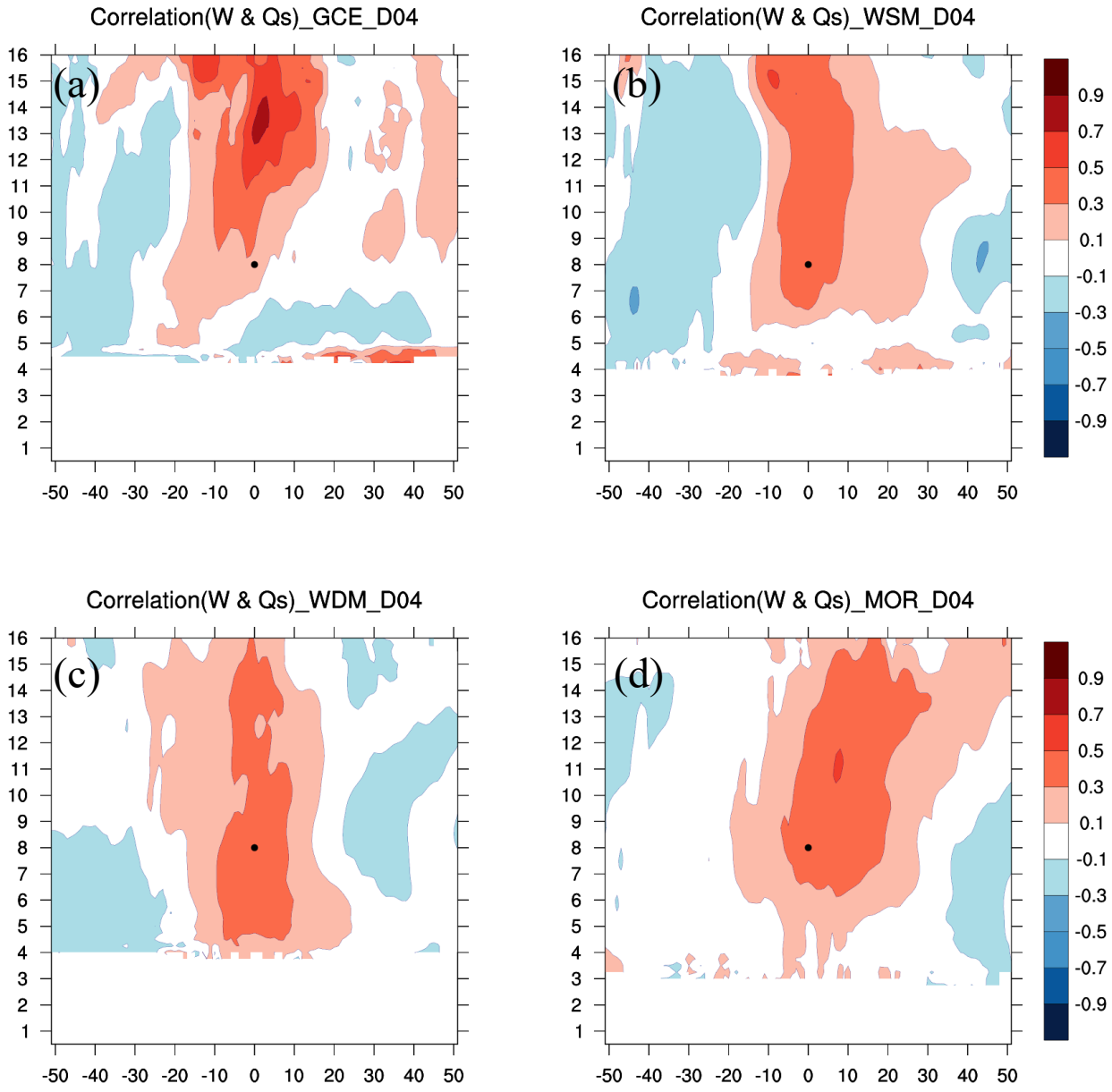

圖 4.50　強流區垂直風速和雪混合比之交相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

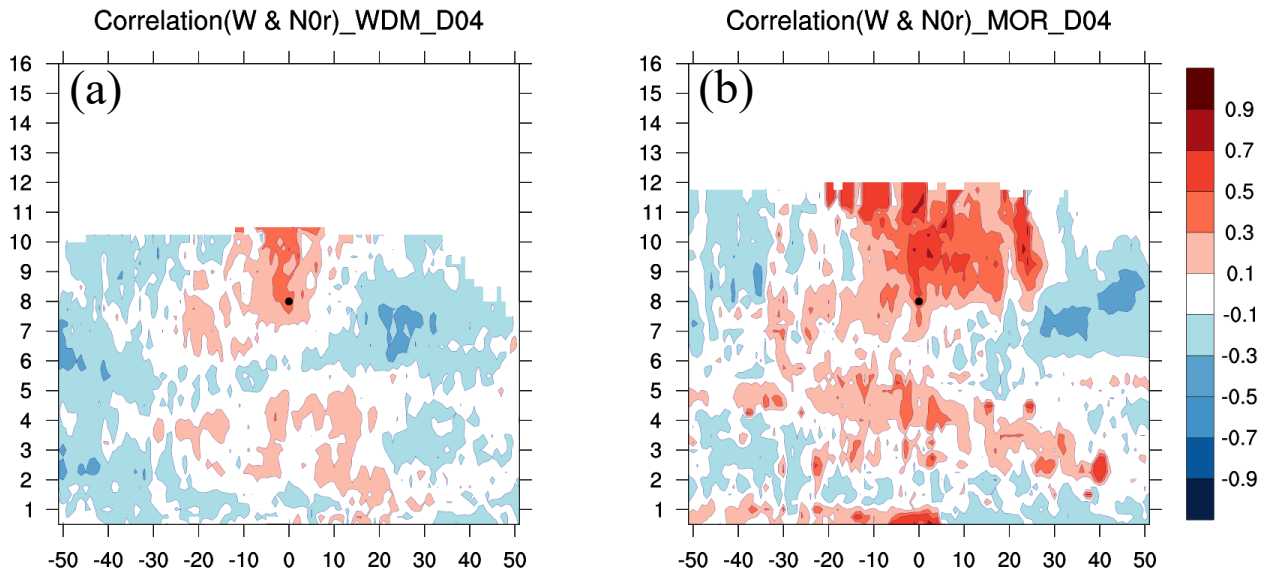

圖 4.51　強流區垂直風和雨截距參數之交相關，(a) WDM6，(b) MOR。

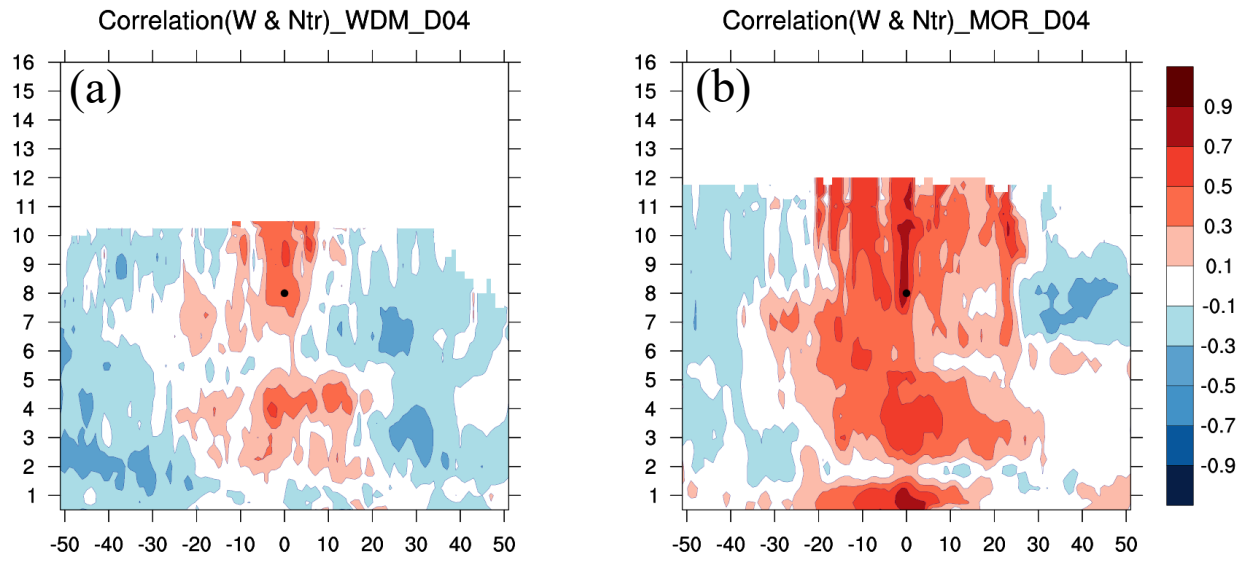

圖 4.52　強流區垂直風和與雨滴數量之交相關，(a) WDM6，(b) MOR。

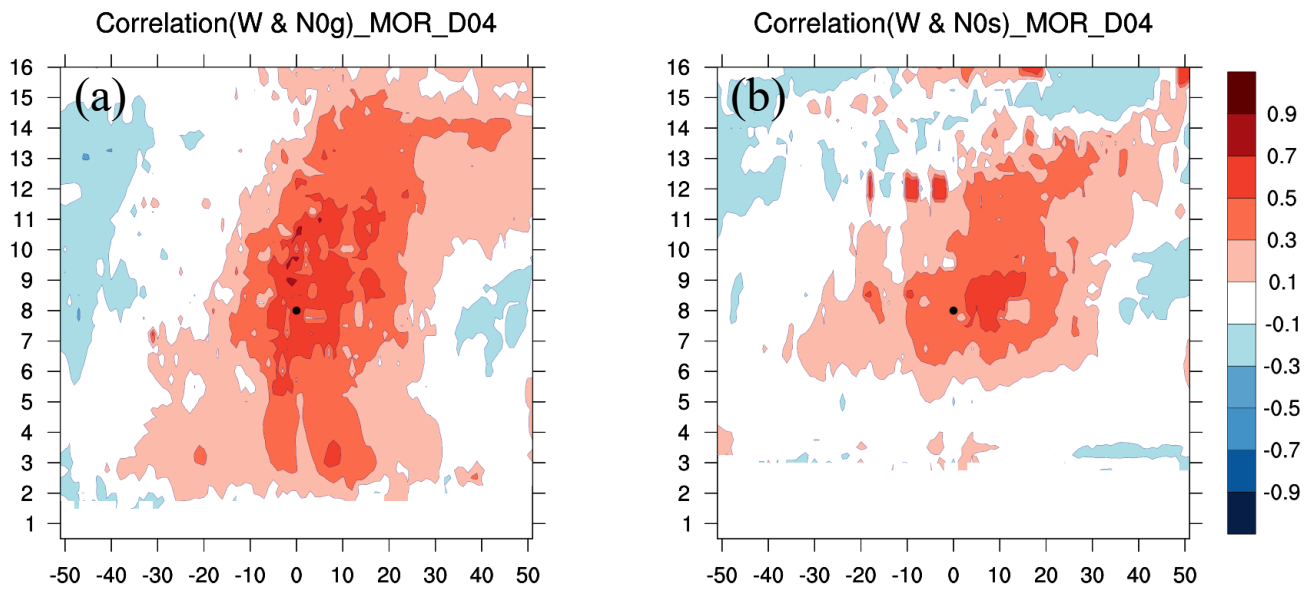

圖 4.53　強流區垂直風和冰相粒子截距參數之交相關，(a) MOR_軟雹，(b)

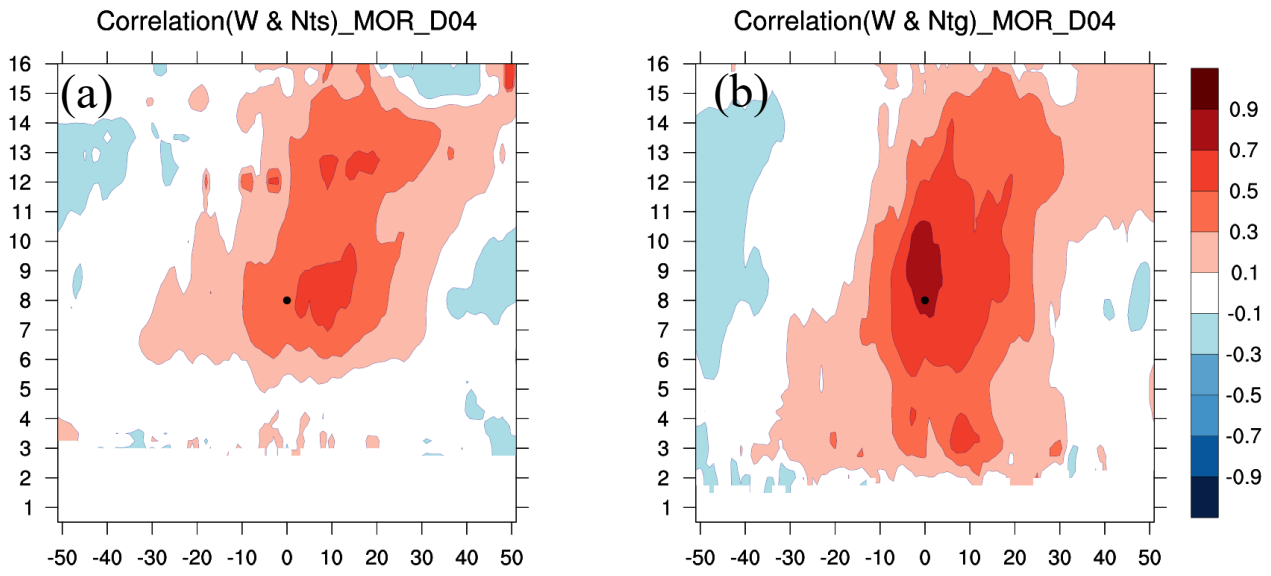

圖 4.54　強流區垂直風和冰相粒子粒子數量之交相關，(a) MOR_軟雹，(b) MOR_雪。

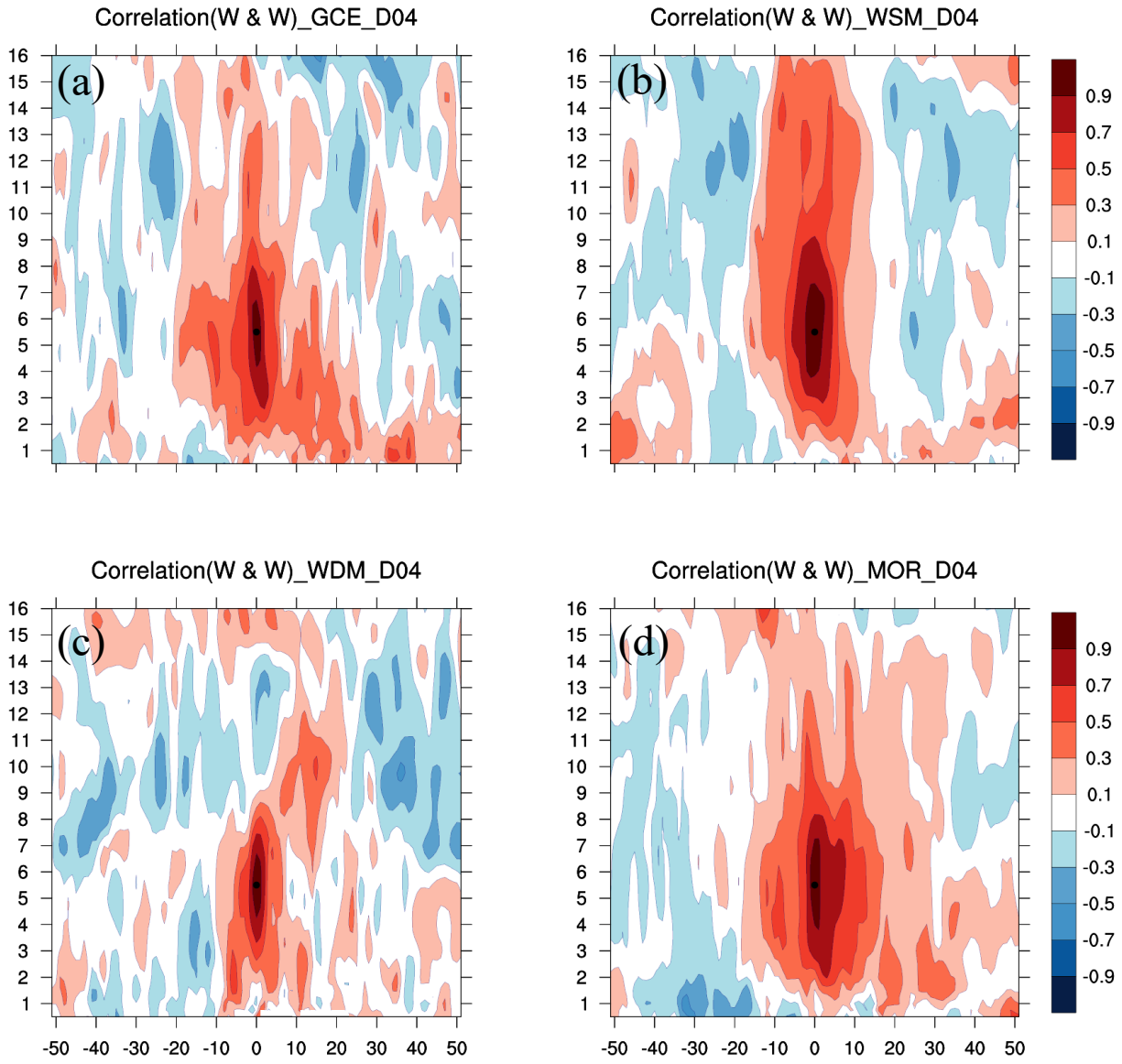

圖 4.55　強流區垂直風速自相關，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

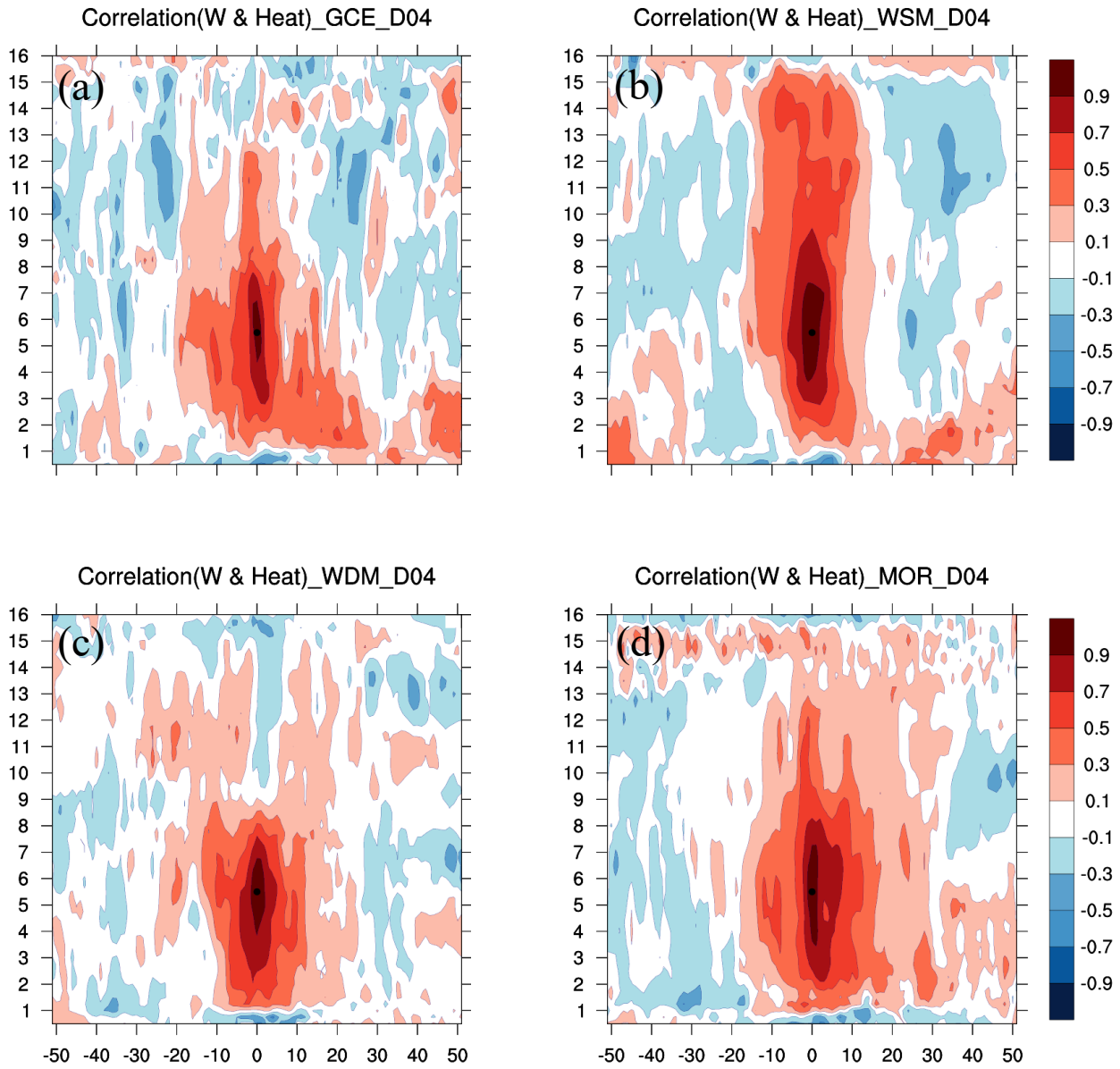

圖 4.56　強流區垂直上升風速與凝結加熱率誤差交相關性，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

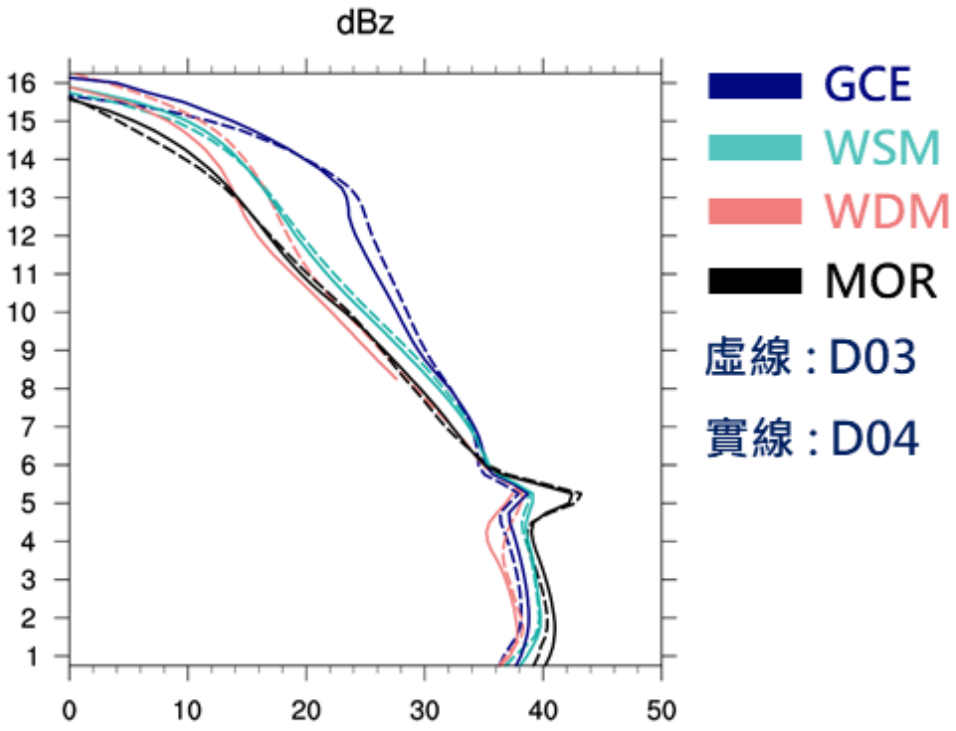

圖 4.57　對流區回波隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度

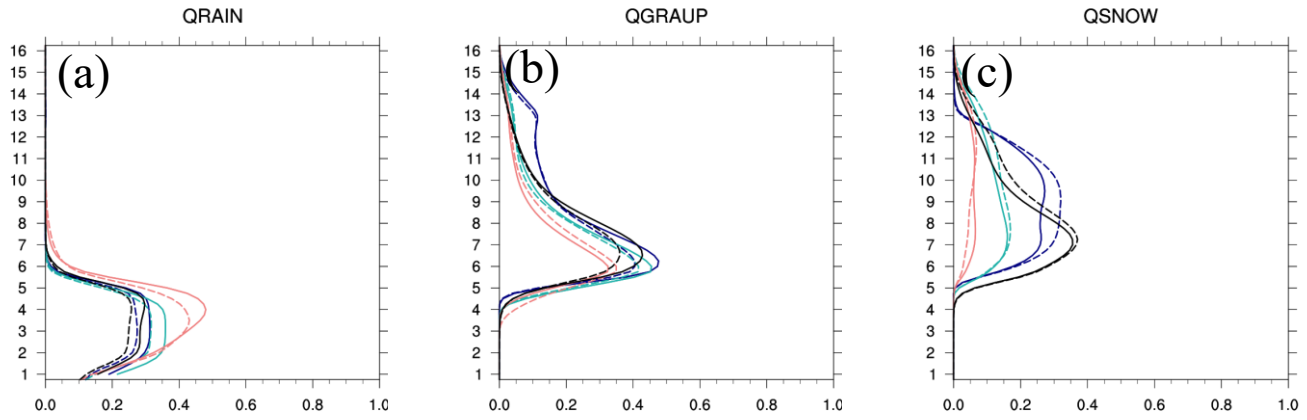

圖 4.58 (a)雨混合比、(b)軟雹混合比、(c)雪混合比，隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度

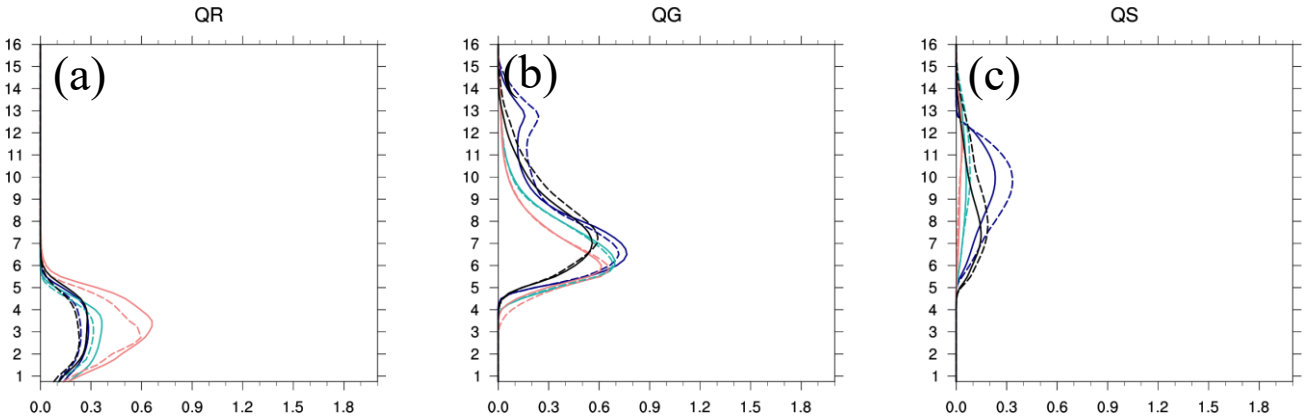

圖 4.59 (a)雨混合比方差、(b)軟雹混合比方差、(c)雪混合比方差，隨高度變化，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度

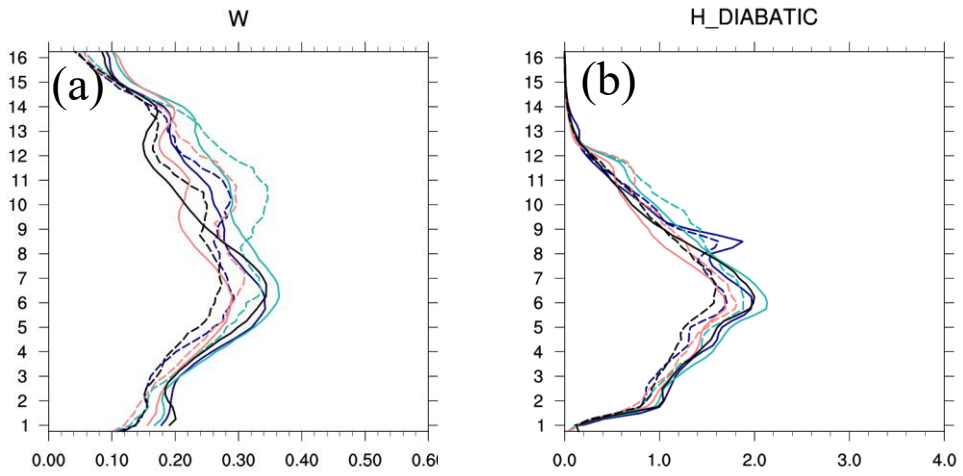

圖 4.60 (a)垂直風速、(b)凝結加熱率，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度

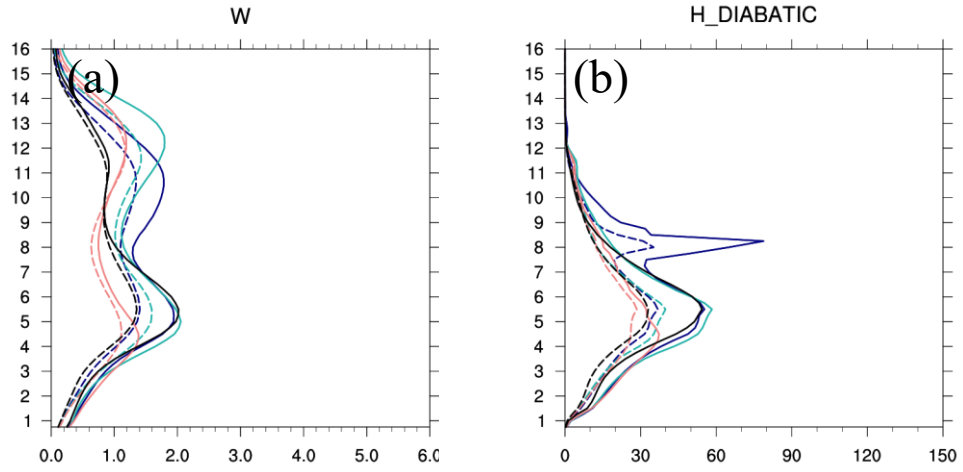

圖 4.61 (a)垂直風速方差、(b)凝結加熱率方差，實線為 1 公里解析度，虛線為 3 公里解析度