

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所



碩士論文

Department of Atmospheric Science

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

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

A Sub-kilometer Modeling Study of the Severe Thunderstorm

Event with Urban Flooding at Taipei on 14 June 2015

繆炯恩

Jyong-En Miao

指導教授：楊明仁 博士

Advisor: Ming-Jen Yang, Ph.D.

中華民國 106 年 6 月

June 2017

國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書

本論文係 繆炯恩 君 (學號 R04229019) 在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之碩士學位論文，於民國 106 年 7 月 17 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

楊明仁

(簽名)

(指導教授)

郭鴻基

陳正平

周中富

林嘉雄

(簽名)

系主任、所長

誌謝



時光飛逝，兩年碩士生涯的探索告一段落了，在這段時間除了增進自己的本職學能以外，也算是稍微體會到做研究妙不可言的樂趣。首先我想感謝我的指導教授楊明仁老師，每次去找老師討論研究上碰到的問題都能獲得啟發，而且即使老師自己再忙，也一定會撥出時間和我討論。除此之外，老師非常照顧學生，時常跟我分享一些做人處事的道理。再來我想感謝口試委員周仲島老師、陳正平老師及郭鴻基老師，謝謝老師們細心地閱讀我的論文，給了許多寶貴的建議，讓我的論文更加完備，也謝謝老師們對我的鼓勵。謝謝所有教過我的老師們，雖然我不是乖寶寶型的學生，但我確實感受到自己從每一位老師身上都有學到東西。在此我想特別感謝吳健銘老師，碩二下學期修了吳老師開的雲動力學，當時身處輪班工作和論文進度的夾擊下，雲動力學每個星期都要對答案的紮實訓練，讓我的程式能力大為進步。

除了學校以外，我也要感謝中央氣象局的長官和同事們，因為有你們的支持和鼓勵，我才有辦法在工作和研究之間取得平衡，兩年準時完成碩士學業；在此特別感謝周思運博士關於雷達觀測資料的鼎力相助。感謝對流與降水實驗室的大家，幫忙處理行政的惠琪學姊，教我跑 WRF 的宜霖，建議我更新 landuse 的曜竹，分享研究經驗的昌鴻，一起討論 NCL 的日軒。謝謝我最好的朋友張智揚，即使在我失落的時候，還是有耐心地聽我抱怨。謝謝我的女友許庭蓉，我的碩士生涯因為有你的陪伴，像是一杯不加糖卻甜美無比的紅茶拿鐵。最後最後，我想感謝我的家人，特別是我的母親和姑姑，常常讓你們為我擔心，讓你們盼了好久，若是這篇論文有些許的價值，那也是因為你們一直以來默默地包容和支持才得以形成。

中文摘要



2015年6月14日臺北盆地午後暴雨事件為非常顯著的短延時強降雨，公館雨量站測得最大時雨量131毫米，許多其他測站也測得80毫米以上的時雨量，造成臺北市區多處嚴重淹水。五分山雷達(RCWF)觀測到此午後暴雨事件伴隨多重對流胞的合併。本研究使用高解析度的WRF模式(最小水平網格間距為0.5公里)，討論在此個案中對流胞合併的物理機制，以及造成雙北都會區午後暴雨的物理過程。模擬結果顯示對流胞合併的物理機制為：(1) 海風環流與山區降雨的冷池外流增強低層輻合形成適合對流發展的中尺度環境條件；(2) 多重對流胞的冷池外流相撞增強低層氣流輻合，並且在相撞的冷池外流邊界前緣有顯著的水氣聚集(moisture patch)及水氣通量輻合，環境動力與熱力條件的雙重配合使得連接對流胞的雲橋持續發展，最終完成對流胞合併。

在雲微物理的特徵方面，對流胞合併後，雲內軟雹的混和比顯著增加，顯示存在旺盛的上衝流，並且由暖雨主導的過程轉變為混合相位降雨過程(mixed-phase precipitation process)所主導。除此之外，雲動力的特徵也有顯著改變，對流胞合併後在冷池外流相撞處冷池高度抬升約50%，冷池外衝風場(cold air outflow)增強，進而增強冷池外流風場和海風的低層輻合。

對流胞合併後雷雨胞複合體(merged thunderstorm complex)停留約30分鐘，呈現準靜止(quasi-stationary)的型態。潮濕的海風氣流持續被陣風鋒面所舉升，新的上衝流向後方(陣風鋒面)傾斜，並與舊的上衝流合併，形成更大範圍的上衝流，此時環境乾空氣的逸入作用較小，對流可以在垂直方向發展得更旺盛，因此在對流胞合併發生位置附近產生豪大雨。降雨增強以後，冷池外衝風場增強，此時雷雨胞複合體才開始明顯往北移動。

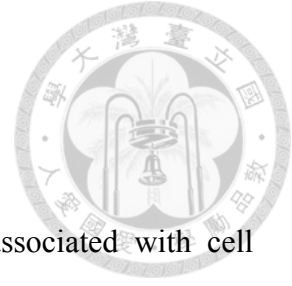
雲微物理敏感度實驗的測試結果顯示，雨水蒸發冷卻對於冷池強度扮演重要角色，若不考慮雨水的蒸發冷卻效應，則不會發生對流胞合併，強對流也不會由新北市山區移入臺北市平地，降雨區域僅會局限於新北市山區；軟雹溶解冷卻則相對而言影響較小，不過混合相位雲微物理過程仍然重要。地形敏感度實驗的測試結果顯示大屯山的存在透過狹道效應(channel effect)可以顯著增強通過淡水河谷

的海風環流，進而增強海風環流與冷池外流的低層輻合，使得降雨增強。

關鍵字：午後對流、冷池、胞合併、降水效率、高解析度模擬



ABSTRACT



On 14 June 2015, a severe afternoon thunderstorm event associated with cell merger developed within the Taipei basin, which produced an hourly rainfall of 131 mm/h and resulted in urban-scale flooding. Cloud-resolving numerical simulations were performed to capture reasonably well the development and evolution of the afternoon thunderstorms observed on that day. The mesoscale model WRF was used in this study with the horizontal grid size nesting down to 0.5 km and 55 vertical layers in order to explicitly resolve the deep convection. The merging between three intense convective cells was realistically reproduced by the simulations and the model results were in good agreement with radar observations. The low-level convergence was essential to provide the lifting mechanism necessary for the cell merger. The convergence between the cold-air outflow with sea-breeze circulation, as well as the interactions between the two cold-air outflows associated with downdrafts, were the main factors that enhanced the low-level convergence. The formation and development of new convection from the cloud bridge was the main reason for the occurrence of the cloud merger. After the convective cells merged, cold pool heights elevated and cloud radii increased, resulting in this severe thunderstorm event.

The influence of latent cooling by evaporation and melting on the occurrence of the cell merger was further analyzed. Evaporation cooling played an important role in the cell merger process, whereas melting cooling played a relatively minor role. However, ice-phase microphysics was still important. The experiments with the removal of local topography (Mount Datun) indicated that the channel effect by Mt. Datun intensified the sea-breeze circulation and then enhanced the low-level convergence

within the Taipei basin.

Keywords: afternoon thunderstorm, cold pool, cell merger, precipitation efficiency,
sub-kilometer modeling



目錄



口試委員會審定書	#
誌謝	i
中文摘要	ii
ABSTRACT	iv
目錄	vi
圖目錄	viii
表目錄	xiii
Chapter 1 緒論.....	1
1.1 前言	1
1.2 文獻回顧	1
1.3 研究動機	4
Chapter 2 模式架構與實驗設計	6
2.1 WRF 數值模式簡介.....	6
2.2 實驗設計	7
2.2.1 控制組(CNTL)實驗設計	7
2.2.2 敏感度實驗設計	8
Chapter 3 研究方法	9
3.1 水收支及降水效率	9
3.2 冷池、冷池高度、冷池移動速度	10
Chapter 4 控制組實驗	11

4.1	觀測資料分析	11
4.2	控制組模擬校驗及結果	12
4.3	水收支及降水效率分析	19
4.4	冷池平均特徵之分析	21
Chapter 5	敏感度實驗	23
5.1	雲微物理敏感度實驗	23
5.1.1	NEVPR 實驗 (No evaporation cooling of rainwater)	23
5.1.2	NMLTG 實驗 (No melting cooling of graupel)	24
5.1.3	SIMPICE 實驗 (Simple ice)	25
5.1.4	冷池特徵的定量分析	25
5.2	地形敏感度實驗	26
Chapter 6	結論	28
圖	30
表	66
參考資料	67



圖目錄



圖 2.1：巢狀網格設計。.....	30
圖 2.2：(a) CNTL 實驗及 (b) NDATA 實驗的地形高度。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間隔為 200 公尺。.....	31
圖 3.1：控制組(CNTL)實驗模擬於 Z = 1.5 公里高度的回波。(a)1230.....	32
LST、(b) 1310 LST、(c) 1340 LST、(d) 1410 LST 和 (e) 1450 LST。圖中黑色方框為水收支計算及冷池平均特徵所選取的計算範圍，其長為 60 公里，寬為 37.5 公里。.....	32
圖 4.1：2015 年 6 月 14 日大臺北地區 1200-1800 LST 觀測 6 小時累積雨量。(資料來源：中央氣象局).....	33
圖 4.2：2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST) 的 (a)地面天氣圖；(b) 500 百帕天氣圖。(資料來源：中央氣象局).....	34
圖 4.3：2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST)的板橋探空。(資料來源：中央氣象局).....	35
圖 4.4：2015 年 6 月 14 日五分山雷達回波 0.5PPI。(a) 1406.....	36
LST、(b) 1411 LST、(c) 1429 LST、(d) 1435 LST、(e) 1441 LST 和 (f) 1452 LST。△表示公館所在位置。圖(c)直線 NE-SW 顯示圖 4.5 垂直剖面的位置。.....	36
圖 4.5：沿圖 4.4c 之 NE-SW 的五分山雷達回波垂直剖面。(a)1423 LST、(b) 1429 LST、(c) 1435 LST 和 (d) 1441 LST。.....	37
圖 4.6：CNTL 實驗模擬(左)與觀測分析(右)在 2015 年 6 月 14 日 1400 LST 時的 (a)地面溫度場及(b)地面輻散場及風場。觀測結果摘自周等人(2016)。.....	38
圖 4.7：CNTL 實驗模擬 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量。.....	39

圖 4.8：CNTL 實驗模擬在 $Z = 1500\text{m ASL}$ 的雷達回波。(a) 1245 LST、(b) 1300 LST、(c) 1310 LST、(d) 1320 LST、(e) 1330 LST 及 (f) 1340 LST。

圖(c)直線 NW-SE 顯示圖 4.9 垂直剖面的位置。

圖 4.9：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬雷達回波、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為雷達回波(dBZ)，等值線為垂直速度($-1, 2, 4, 8 \text{ ms}^{-1}$ ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a)1314 LST、(b)1318 LST、(c)1325 LST 及 (d)1333 LST。

圖 4.10：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬各水象粒子(雲水、雨水、雲冰、雪花及軟雹)混合比的垂直剖面。橘色等值線表示雲水混合比，紅色等值線表示雨水混合比，粉紅色等值線表示雲冰混合比，綠色等值線表示雪花混合比，藍色等值線表示軟雹混合比。各等值線的數值皆為 $\{ 0.1, 0.5, 2.5, 10 \} \text{ g/kg}$ 。(a)1314 LST、(b)1318 LST、(c)1325 LST 及 (d)1333 LST。

圖 4.11：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為浮力(ms^{-2})，等值線為垂直速度($-1, 2, 4, 8 \text{ ms}^{-1}$ ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a) 1314 LST、(b) 1318 LST、(c) 1325 LST 及 (d) 1333 LST。

圖 4.12：冷池厚度從 1310 LST 至 1340 LST 的時間序列圖。(a) 1310 LST、(b) 1313 LST、(c) 1315 LST、(d) 1318 LST、(e) 1320 LST、(f) 1325 LST、(g) 1330 LST 及 (h) 1340 LST。

圖 4.13：CNTL 實驗在 2015 年 6 月 14 日 1320 LST(合併對流胞 A+B 和 C 胞合併的時間)的近地面(模式 eta level 最底層： 35m AGL)的 (a) 位溫擾動和 (b) 水氣距平、(c) 雲底附近(660m AGL)的垂直速度及地面水平風場、(d) 近地面的浮力、(e) 近地面水氣水平通量輻合(water vapor horizontal flux convergence, HFC)、(f) 液態水光程(liquid water path, LWP)及(g) 冰態水光程(ice water path, IWP) 水平分佈圖。(a)

和(d)的等值線為在 $Z = 1.5 \text{ km}$ 高度的雷達回波(50 dBZ)，代表強回波區(> 50 dBZ)所在位置。.....	45
圖 4.14: 近地面(35m AGL)浮力 1300-1420 LST 之時間序列圖。色階為近地面浮力，等值線為 $Z = 1500 \text{ m}$ 的雷達回波(50 dBZ)。 (a) 1300 LST、(b) 1320 LST、(c) 1330 LST、(d) 1340 LST、(e) 1400 LST 及 (f) 1420 LST。.....	46
圖 4.15: 近地面(35m AGL)水氣距平 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。.....	46
圖 4.16: 雲底附近(660m AGL)的垂直速度 1300-1420 LST 之時間序列圖。色階為 660m AGL 的垂直速度，箭頭為地面水平風場。(a)-(f)的時間同圖 4.13。.....	48
圖 4.17: 近地面(35m AGL)的水氣水平通量輻合(HFC)於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。.....	48
圖 4.18: 液態水光程(LWP)於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。.....	49
圖 4.19: 冰態水光程(IWP) 於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。圖(e)直線 N-S 為圖 4.19 及 4.20 的垂直剖面位置。.....	49
圖 4.20: 沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬相當位溫、雷達回波及風場的垂直剖面。色階為相當位溫(K)，等值線為雷達回波(20, 45 dBZ)，箭頭為風場。(a) 1335 LST、(b) 1345 LST、(c) 1350 LST、(d) 1355 LST、(e) 1400 LST 及(f) 1410 LST。.....	50
圖 4.21: 沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為浮力(ms^{-2})，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms^{-1} ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a)-(f)的時間同圖 4.19。.....	51
圖 4.22: 沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬雨水蒸發冷卻率、垂直速度及風場的	

垂直剖面。色階為雨水蒸發冷卻率(K/5min)，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms ⁻¹ ； 虛線為負值)，箭頭為風場。(a)-(f)的時間同圖 4.19。.....	52
圖 4.23：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內最大垂直速度的時間序列。.....	53
圖 4.24：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內 (a) 水氣水平通量輻合(HFC)的體積 分、地面降雨率(P)的面積分；(b) 液態水光程(LWP)與冰態水光程(IWP)的空間平 均；(c) 大尺度降水效率(LSPE2)的時間序列。圖(c)標示對流胞合併前(1230-1300 LST)、合併期間(1300-1330 LST)及合併後(1330-1400 LST)的時間。.....	54
圖 4.25：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內(a) 冷池近地面浮力、(b) 冷池高度 及(c) 冷池移動速度的空間平均隨時間的變化。.....	55
圖 5.1：CNTL 實驗模擬在 Z = 1500 m ASL 的雷達回波。(a) 1330.....	56
LST、(b) 1340 LST、(c) 1350 LST、(d) 1400 LST 及 (e) 1420 LST。.....	56
圖 5.2：同圖 5.1，但為 NEVPR 實驗的結果。.....	57
圖 5.3：各數值實驗 1420 LST 時的近地面浮力。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、 (c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。.....	58
圖 5.4：各數值實驗 1420 LST 時的地面輻散場及水平風場。色階為地面輻散場， 箭頭為地面水平風場。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間距為 200 公 尺。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、(c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。黃 色粗線標示海風環流與冷池外流的輻合線所在位置。.....	59
圖 5.5：各數值實驗 1200-1445 LST 的累積雨量。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、 (c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。.....	60
圖 5.6：同圖 5.1，但為 NMLTG 實驗的結果。.....	61
圖 5.7：同圖 5.1，但為 SIMPICE 實驗的結果。.....	62

圖 5.8: 各數值實驗於圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內(a) 冷池近地面浮力、(b) 冷池高度及 (c) 冷池移動速度的空間平均隨時間的變化。.....63

圖 5.9: (a) CNTL 實驗及 (b) NDAT 實驗 1200 LST 時的地面水平風場。色階為地面水平風速，箭頭為地面水平風場。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間距為 100 公尺。.....64

圖 5.10: (a) CNTL 實驗及 (b) NDAT 實驗的 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量。 .65

表目錄

表 2.1：本研究使用的五組數值實驗及其設定。66



Chapter 1 緒論



1.1 前言

近年來，臺灣地區夏季午後暴雨事件頻傳，其降雨特徵為短延時強降雨，時雨量動輒超過 50 毫米。夏季午後暴雨事件在市區常造成淹水，並且造成視線不良影響人車安全，在山區則有土石流及溪水暴漲，甚至常有民眾被迅速暴漲的溪水沖走，可見午後雷雨短時且劇烈的降雨對於人民生命及財產造成許多損失。

2015 年 6 月 14 日雙北都會區午後暴雨事件為極其顯著的短延時強降雨個案，位於臺北市大安區的公館雨量站測得最大 10 分鐘雨量 33 毫米，一小時雨量 131 毫米，三小時雨量 189 毫米，許多其他測站也測得一小時 80-90 毫米的雨量，造成臺北市區多處嚴重淹水，公館捷運站更因此暫時封閉，而新北市山區則有土石流的災情。此極端降雨事件造成雙北市區(平地)的嚴重損失，不過事件發生前一天氣象局預報的雨量極大值為 67 毫米，而且是預報發生在新北市山區，而預報平地雨量只有約 20 毫米；由此可見目前我們對於中小尺度天氣系統的物理過程還不夠了解，所以造成此午後暴雨事件的物理機制值得進一步討論。

1.2 文獻回顧

周等人(2016)分析 2015 年 6 月 14 日臺北盆地午後暴雨個案的雷達及測站資料，他們指出：(1)此午後暴雨個案的特徵為短延時強降雨，伴隨著對流胞的合併，對流胞合併後強回波的水平 and 垂直範圍都顯著增大。(2)潮濕的海風環流和山區降雨的冷池外流形成強烈的低層輻合，在此強烈低層輻合的中尺度環境有利於發生

對流胞合併。(3)胞合併後雙偏極雷達參數有顯著變化，Zdr 呈柱狀結構，大值之 Zdr 向上延伸至融解層以上 2-3 公里，為冰水混合相位粒子存在的特徵，與旺盛上衝流密切相關。



關於對流胞合併的研究最早可追溯至 Byers and Braham (1949)在美國佛羅里達州的 Thunderstorm Project，他們提到胞合併是複雜且非線性的雲動力與雲微物理交互作用之過程。早期的觀測研究(Malkus 1954; Malkus and Riehl 1964; Simpson et al. 1971)指出，數個鄰近的對流胞可以藉由胞合併形成一個更大的對流胞，合併後雲體半徑和厚度皆顯著增大。根據 Westcott (1977)和 Simpson(1980)的定義，胞合併可分為一階合併與二階合併(first-order merger, second-order merger)；一階合併為兩個原先獨立的單胞合併，二階合併為一階合併的對流胞再和其他對流胞合併。相較於一階合併而言，二階合併的對流胞通常雲體半徑較大，生命期較長，降雨強度較強 (Westcott 1984; Simpson et al. 1993)。Simpson et al.(1980)發現在佛羅里達州，大約 90%的對流降水是由合併後的對流胞所產生，顯見了解對流胞合併的物理機制對於研究熱帶地區的降水及其對大尺度過程的影響是非常重要的。

Tao and Simpson(1984)利用二維雲模式研究熱帶胞合併的條件，他們發現較不利發生胞合併的條件為(1)較穩定的大氣和(2)較弱的大尺度舉升(large-scale lifting)，並且指出積雲下衝流及伴隨的冷池外流交互作用為促使胞合併的主要物理機制。其物理過程如下：

- (1) 伴隨兩交互作用雲體的雲尺度下衝流開始發展
- (2) 連接兩雲的雲橋在雲底附近形成，這顯示兩雲之間有低層輻合。
- (3) 一或多個新對流胞開始在雲橋的位置成長，這主要是由於雲尺度下衝流及伴隨的冷池外流交互作用所造成。




(4) 這些新胞藉由增強的低層輻合持續發展。在某些情況下，新胞和舊胞之間可能發生動力合併過程(dynamic merging process)。

(5) 在新胞發展成熟之後，可能會連續激發許多新胞，使得整個系統的尺度增大、生命期增長，因此造成更多的降雨。

Tao and Simpson(1989)利用三維雲模式探討大尺度舉升、環境垂直風切及雲微物理過程對於熱帶對流胞合併的影響。他們發現大部分的胞合併發生在平行於環境風切的對流胞之間(稱為平行胞合併)，只有少部分發生在垂直於環境風切的對流胞之間(稱為垂直胞合併)。垂直胞在合併前大約相距 5-6 公里，平行胞則相距 10 公里。也可能出現三個胞的合併，包含平行胞合併及垂直胞合併。他們也發現不論是平行胞、垂直胞或三胞合併，皆有雲橋的存在，雲橋通常在胞合併前或合併時出現，象徵胞合併的開始。透過軌跡分析顯示，在雲橋區的上升氣塊受到一至兩個交互作用的冷池外流強烈影響，雲橋的產生與下衝流及伴隨的冷池外流有關。另外他們認為冰相雲微物理過程對於熱帶對流胞合併並不重要。

其他關於對流胞合併的物理機制有：(1)兩個不同發展階段的對流胞之間的氣壓梯度力(Orville et al. 1980; Turpeinen 1982)。(2)兩個對流胞的移動速度相異(Lin and Joyce 2001)。

Hane et al. (1987)指出在中尺度對流系統內水相粒子的蒸發冷卻和融解冷卻為近地面冷池形成的主要物理機制。Yang and Houze (1995)利用二維非靜力平衡模式去模擬中緯度颶線系統，他們指出水相粒子種類、冰相微物理過程及環境中層濕度對於後方入流強度及風暴結構有很大的影響，蒸發冷卻和融解冷卻是決定後方入流及中尺度下衝流強度最重要的雲微物理過程，此外當環境中層水氣減半時，中尺度下衝流的強度可能增強約 22%。



Feng et al.(2015)的研究結果顯示，相較於單獨存在的冷池(isolated cold pool)而言，相交的冷池(intersecting cold pool)能夠激發更多的對流，這是因為冷池外流相撞形成更強的低層輻合，使得雲底的二次上衝氣流(secondary updraft velocities)更強。不過他們認為這些被冷池激發的對流之所以能夠發展為深對流，並非因為雲底的二次上衝氣流增強，而是因為在冷池交會處雲與雲的聚集(aggregation)造成雲間距離縮短和有較大的雲簇形成，進一步使得周圍環境增濕和乾空氣逸入作用減弱，所以相交的冷池有較高的機率能夠發展為深對流系統。

1.3 研究動機

2015年6月14日雙北都會區午後暴雨在短短3小時內就降下189毫米的雨量，造成嚴重損失，但目前氣象作業單位的模式解析度不夠細，對於午後對流這種 meso-gamma 尺度(2 - 20 公里)的系統仍掌握不佳，加上吾人對於午後對流的物理機制認識有限，因此氣象局事先並沒有預報到這個豪大雨事件在雙北市區的發生。

此午後暴雨個案伴隨著對流胞合併，前人研究關於胞合併的物理機制可分為四種，這些物理機制可能同時作用，亦可能單獨作用，但究竟何種機制是最重要的，至今仍不清楚。除此以外，前人對於對流胞合併的研究，多半是利用理想情境之數值模擬，但現實環境往往更為複雜，因此我們希望利用高解析度($\Delta x = 0.5\text{km}$)WRF 模式模擬實際個案來探討對流胞合併的物理機制，以及造成雙北都會區午後暴雨的物理過程。此外，我們也將討論臺北盆地的地形對於此暴雨事件所扮演的角色。期望藉由本研究，我們能夠更深入地理解午後雷暴的雲動力及雲微物理過程。

第二章為本研究使用的 WRF 模式簡介與實驗設計，第三章介紹本研究使用的降水效率與冷池的定義，第四章為控制組實驗的校驗與分析，第五章為敏感度實驗結果分析，第六章為結論及未來展望。



Chapter 2 模式架構與實驗設計



2.1 WRF 數值模式簡介

WRF(Weather Research and Forecasting)為新一代的大氣數值模式，是由 NCAR(National Center for Atmospheric Research)、NCEP(the National Centers for Environmental Prediction)、FSL(the Forecast Systems Laboratory)、AFWA(the Air Force Weather Agency)、the Naval Research Laboratory、the University of Oklahoma，與 FAA(the Federal Aviation Administration)等單位共同研發的非靜力平衡中尺度氣象模式。WRF 可模擬空間尺度從數十公尺至數千公里的大氣物理現象，有許多物理參數化方案可供使用，並且提供資料同化及平行運算系統，因此在許多研究及作業單位都被廣泛使用。

WRF 的水平網格採用 Arakawa-C grid，為交錯網格的一種，將熱力變數放在網格中心，速度場 U 放在熱力變數的東西兩側，V 則放在南北兩側。垂直座標採用 η (eta)座標，即追隨地形靜力氣壓座標(terrain-following, hydrostatic-pressure vertical coordinate)，相當於 MM5 的 σ 座標。 η 坐標的定義如(2.1)式所示， P_h 為在靜力平衡下該層的氣壓， P_{ht} 及 P_{hs} 分別為模式層頂及地面氣壓。時間積分採用 3 階 Runge-Kutta 數值方法。

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}} \quad (2.1)$$



2.2 實驗設計

2.2.1 控制組(CNTL)實驗設計

本研究使用 Advanced Research WRF (ARW)3.4.1 版本，積分時間自西元 2015 年 06 月 13 日 1200 UTC 至西元 2015 年 06 月 14 日 1200 UTC，共 24 小時，採四層 two-way 巢狀網格設計(如圖 2.1)，第一層網格有 211×211 個網格點，水平網格間距為 13.5 公里；第二層網格有 331×331 個網格點，水平網格間距為 4.5 公里；第三層網格有 322×352 個網格點，水平網格間距為 1.5 公里，涵蓋全臺灣；最細的第四層網格有 322×322 個網格點，水平網格間距為 0.5 公里，主要涵蓋臺灣北部地區，希望能較有效地解析深對流和臺北盆地的複雜地形。垂直分層為 55 層，其中在 1 公里以下有 8 層，可以較有效地解析邊界層的物理過程，模式層頂為 20 百帕，時間步長(time steps)取 5 秒，以滿足 CFL 條件(Courant - Friedrichs - Lewy condition)。

本研究在雲微物理參數化分別測試了四種雙矩量方案(WDM6, Thompson, Morrison, Milbrandt and Yau scheme)，最後控制組(CNTL)實驗選用模擬結果和觀測最為接近的 WDM6 方案(Lim and Hong 2010)。邊界層參數化選用 YSU 方案(Hong and Pan 1996; Hong et al. 2006)，短波及長波輻射參數化分別使用 Dudia 方案(Dudia, 1989) 及 RRTM 方案(Mlawer et al., 1997)。在積雲參數化方面，在第一層網格使用 Kain-Fritsch 方案(Kain 2004)，第二、第三和第四層網格則未開啟，由於其網格間距為 4.5 公里或者更小，應該可以直接解析對流胞。在土地利用方面，使用 MODIS 土地利用資料，相較於 WRF 原有的 USGS 土地利用資料，MODIS 資料能更真實地表現大臺北地區的土地利用情形。模式初始場及邊界條件為歐洲中長期天氣預

報中心(ECMWF)提供的 ERA-Interim 再分析資料，解析度為 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 。



2.2.2 敏感度實驗設計

除了控制組(CNTL)實驗以外，本研究還設計了其他 4 組數值實驗(表 2.1)，以進一步了解臺北盆地午後雷暴現象對於雲微物理過程及盆地地形的敏感度情況。NEVPR 實驗將雨水的蒸發冷卻關掉(僅關掉熱量交換，但仍允許質量交換)，其他模式設定與 CNTL 實驗相同。NMLTG 實驗將軟雹的溶化冷卻關掉(僅關掉熱量交換，但仍允許質量交換)，其他設定與 CNTL 實驗相同。SIMPICE 實驗在雲微物理方案採用 WSM3 方案(Hong et al. 2004)，其他模式設定與 CNTL 實驗相同；WSM3 方案只考慮簡化的冰相過程，在溶解層以上只有雲冰和雪花，溶解層以下只有雲水和雨水，沒有冰水共存的混合相位(mixed-phase)過程，並且不考慮軟雹的存在。NDAT 實驗將大屯山移除，做法為將大屯山所在區域的地形高度設定為 100 公尺，使其成為一個 100 公尺高的台地(圖 2.2)，其他模式設定與 CNTL 實驗相同。

Chapter 3 研究方法



3.1 水收支及降水效率

本研究計算降水效率以探討對流胞合併前後之差異。降水效率(PE)採用大尺度降水效率(Large-Scale Precipitation Efficiency, LSPE)，即從大尺度水氣輻合的觀點出發來定義的降水產生效率，為使降水效率落於 0%至 100%的合理區間，本研究使用 Sui et al.(2007)修正後的定義(LSPE2)，其定義為：

$$LSPE2 = \frac{P_s}{\sum_{i=1}^4 \text{sgn}(Q_i)Q_i} \quad (3.1)$$

$$Q_1 = Q_{WVT} = -\partial[q_v] / \partial t = -\partial / \partial t \int_0^{z_i} \rho q_v dt \quad (3.2)$$

$$Q_2 = Q_{WVF} = [CONV_{qv}] = \int_0^{z_i} \rho CONV_{qv} dt \quad (3.3)$$

$$Q_3 = Q_{WVE} = E_s \quad (3.4)$$

$$Q_4 = Q_{CM} = -\partial[C] / \partial t + [CONV_c] \quad (3.5)$$

$$C = q_c + q_r + q_i + q_s + q_g \quad (3.6)$$

$$\text{sgn}(F) = 1, \text{ if } F > 0 \quad (3.7)$$

$$\text{sgn}(F) = 0, \text{ if } F \leq 0 \quad (3.8)$$

其中 P_s 為地面降雨率； Q_{WVT} 為局地水氣變化， q_v 為水氣混和比，" \int "表示垂直

積分， $[F] = \int_0^{z_i} \rho F dt$ ， z_i 為模式層頂； Q_{WVF} 為水氣輻合， $CONV_{qv}$ 為水氣水平通量輻

合和垂直通量輻合之加總(HFC+VFC)； Q_{WVE} 為地面蒸發率； Q_{CM} 為局地水相粒子

變化和水相粒子輻合之加總， q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 、 q_g 分別為雲水、雨水、雲冰、雪花、軟雹的混和比。

我們從固定座標 (Eulerian Framework) 之觀點來進行討論，其方法為取一固定大小 (60km×37.5km) 的計算空間範圍，且此計算範圍皆涵蓋對流胞合併前後及移入臺北盆地造成豪大雨的過程(圖 3.1)。本研究的 WRF 模式輸出為每 1 分鐘一筆資料，為方便計算，取 5 分鐘一筆資料來計算降水效率。我們先利用(3.2)-(3.5)式診斷此計算範圍內的 Q_{WVT} 、 Q_{WVF} 、 Q_{WVE} 及 Q_{CM} ，再於此計算範圍內作各項之水平積分，於是得到各時間各項的三維空間的體積分，接著再做 30 分鐘的移動平均，最後利用(3.1)式求出各時間之降水效率。

3.2 冷池、冷池高度、冷池移動速度

為了理解冷池激發對流及冷池交互作用的物理機制，吾人參考 Rotunno, Klemp and Weisman (1988) 的方法，定義浮力 b 為：

$$b = \frac{g(\theta_v - \bar{\theta}_v)}{\bar{\theta}_v} \quad (3.9)$$

其中 g 為重力加速度，" $\bar{\quad}$ " 表示對於此 60km×37.5km 固定區域的空間平均(圖 3.1)，此區域大致涵蓋了模擬對流胞合併的位置，虛位溫 θ_v 定義為：

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61q_v) \quad (3.10)$$

其中 θ 為位溫， q_v 為水氣混和比。冷池移動速度 C 則是對浮力作垂直積分而得：

$$C = \sqrt{-2 \int_0^h b dz} \quad (3.11)$$

其中冷池高度 h 定義為浮力 b 由地面算起第一次大於 -0.05 ms^{-2} 的高度。

Chapter 4 控制組實驗




4.1 觀測資料分析

圖 4.1 為 2015 年 6 月 14 日大臺北地區的 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量圖。從圖上可以看到，當天的強降雨主要分佈在臺北盆地南側和雪山山脈的西北側山坡，其中累積降雨極大值位於公館(192 毫米)。當天公館雨量站測得最大時雨量 131 毫米，3 小時雨量 189 毫米。除此之外，許多臺北盆地南側的雨量站也測得 3 小時雨量大於 100 毫米，顯示此暴雨個案為非常顯著的短延時強降雨事件。

圖 4.2(a) 為中央氣象局發布的 2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST)的地面天氣圖，滯留鋒面位於長江流域，離臺灣有一段距離，臺灣位於太平洋高壓西側，近地面吹偏南風。圖 4.2(b) 為 500 百帕天氣圖，臺灣位於太平洋高壓西北側邊緣。以上資料顯示當天臺灣附近並無明顯的綜觀系統影響，因此屬於弱綜觀環境。圖 4.3 為當天 0000 UTC 的板橋探空資料，顯示整層大氣的風速偏弱，並且在 850 百帕以上主要吹西南風；中層大氣(700-300 hPa)相當乾燥，顯示中層有較厚的乾空氣。許多研究都指出，當環境中層大氣存在乾空氣時，下衝流的強度將會增強 (Fawbush and Miller 1954; Foster 1958; Browning and Ludlam 1962; Yang and Houze 1995)。Evans and Doswell(2001)的研究指出，當平均風場和大尺度強迫(large scale forcing)偏弱時，強下衝流及伴隨的冷池對於近地面的強風扮演重要角色。由此可推論在弱綜觀環境下，環境中層大氣存在乾空氣時可能會產生較強的下衝流及冷池，並且冷池對於對流系統的移動可能扮演重要角色。

圖 4.4 為五分山雷達回波 0.5PPI 圖。在 1406 LST 時，在雪山山脈西北側山坡



(對流胞 A 和 B)和台北盆地南側(對流胞 C)有對流發展。在 1429 LST 時，對流胞 A 和 B 合併(定義胞合併為 45dBZ 以上的雷達回波相連)。於 1435 LST 時，原先合併的對流胞(A+B)再與 C 胞合併，此時雷達回波增強並在公館附近出現 60dBZ 的強回波，並且強回波(>50dBZ)的水平尺度顯著增大。在對流胞合併後強回波區域並無明顯的移動，呈現準靜止(quasi-stationary)的型態，這段時間公館的降雨最為劇烈。1504 LST 以後，強回波區域才開始較明顯地往北移動。

圖 4.5 為沿圖 4.4(c)NE-SW 的五分山雷達回波垂直剖面。在 1423 LST 時，對流胞 A 和 C 之間的低層有弱回波(~20dBZ)存在，此弱回波區和 Tao and Simpson(1984)所提出的雲橋(cloud bridge)特徵吻合，為對流胞合併的前兆；在垂直方向上，此時強回波(>50dBZ)主要發生在 5 公里高度以下。隨著時間發展，雲橋持續發展，1435 LST 時對流胞(A+B)再與 C 胞合併；胞合併後，強回波的垂直範圍增大至 8 公里高度，並且出現強度 60dBZ 以上的雷達回波。

4.2 控制組模擬校驗及結果

圖 4.6 顯示 CNTL 實驗模擬和周等人(2016)觀測分析皆存在山區降雨蒸發冷卻所形成的冷池，並且有冷池外流與海風環流形成的增強低層輻合場(如圖上黃色粗線標示輻合線所在位置)。Tao and Simpson(1984,1989)的研究顯示當低層輻合越強則越有利於發生對流胞合併，周等人(2016)對此個案的觀測分析指出，冷池外流與海風環流形成的增強低層輻合場產生有利於發生對流胞合併的中尺度環境。圖 4.7 為 CNTL 實驗模擬 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量，模擬結果對於雨量分佈大致上掌握得不錯，觀測 6 小時累積雨量極大值為 192 毫米，模擬結果則為 121 毫米，

模擬低估雨量極大值，這可能是由於雲微物理參數化的誤差所造成(e.g., Gilmore et al. 2004)。

圖 4.8 為位於 1.5 km ASL 的 CNTL 實驗模擬回波。為了和觀測分析比較，模擬結果選用 Domain 4 的大臺北地區，高度為 1.5 km ASL 的雷達回波 dBZ 值(由於五分山雷達最低仰角為 0.5 度，在此範圍的掃描資料的平均高度約 1.5 km ASL)。在 1245 LST 時，台北盆地南側的山區有對流胞 A、B 和 C 分別存在。在 1300 LST 時，對流胞 A 和 B 合併。在 1320 LST 時，合併後的對流胞(A+B)再與 C 胞合併，對流胞合併後的雷達回波增強至 60dBZ 並且強回波區(>50dBZ)的水平範圍顯著增大，此時強回波並無明顯的移動，呈現準靜止(quasi-stationary)的型態。1400 LST 以後強回波區域才開始較明顯地往北移動。整體而言，CNTL 實驗模擬的結果大致與周等人(2016)觀測分析類似，兩者皆顯示此強降雨事件伴隨多重對流胞的合併，CNTL 實驗掌握到對流胞合併之後顯著增強的特徵以及胞合併後準靜止(quasi-stationary)的型態(強回波區停留在胞合併發生位置約 30-40 分鐘)。

圖 4.9 為沿著合併對流胞(A+B)和 C 胞的回波垂直剖面(此剖面的水平位置標示於圖 4.8c)，圖上清楚顯示對流胞(A+B)和對流胞 C 的合併過程。對流性降雨的下衝流到達地面後，由於下衝流的密度較環境空氣為大，因此造成密度差異形成密度流(density current)向四周外流，而外流風場的前緣為陣風鋒面(gust front)。在 1314 LST 時，兩個對流胞各自的外流風場在中間相撞，使得兩胞之間的低層輻合增強，於是在輻合處有上升運動，形成連接兩對流胞的雲橋(cloud bridge)。因為此低層輻合區的持續存在，所以雲橋繼續發展，最終促使兩對流胞完成合併，顯示胞合併的物理機制為冷池交互作用，此結果與前人的研究相符(Tao and Simpson 1984, 1989)。對流胞合併後，強回波區域的垂直範圍顯著增大，此結果和觀測分析相同。




圖 4.10 為沿著合併對流胞(A+B)和 C 胞的各水象粒子(雲水、雨水、雲冰、雪花及軟雹)混和比的垂直剖面圖。在對流胞合併前，雲內軟雹混和比偏少($\sim 2.5\text{g/kg}$)，主要以暖雨過程為主。此外，連接兩對流胞的雲橋由液態水(雲水和雨水)所組成。在對流胞合併後，上衝流增強，雲內軟雹混和比大幅增加到 10g/kg (成長約 4 倍!)，並且伴隨大量的過冷水，雲微物理過程轉變為以混合相位降雨過程 (mixed-phase precipitation process) 為主，此現象和前人的觀測研究結果相似(Carey and Rutledge, 2000)。Carey and Rutledge 的觀測研究指出” Merged convective complexes produced 97% of the rainfall and mixed-phase ice mass and 100% of the CG lightning.”。相較於軟雹而言，雲冰和雪花的數量較少，主要出現在 8 公里以上的高空。


為了更加瞭解冷池激發對流的物理機制及其在對流胞合併過程所扮演的角色，圖 4.11 顯示沿著合併對流胞(A+B)和 C 胞的浮力垂直剖面圖(等值線為垂直速度)。在 1314 LST 時，可以清楚看到 2 個冷池(即冷池 A+B 和冷池 C)，冷池 A+B 由對流胞 A+B 降雨蒸發冷卻產生，冷池 C 由對流胞 C 產生。在 A+B 和 C 兩個互相靠近的冷池邊界(陣風鋒面)之間，除了有增強的低層輻合以外，還有低層的正浮力區。Tompkins (2001b)的研究指出在冷池前緣邊界有水氣聚集(moist patch)，可以使得該區的浮力為正值，因此容易激發新的對流。另外他也說明這些聚集水氣(moist patch)的來源，乾冷的下衝流到達邊界層後，形成密度流(density current)往四周外流，將先前降雨蒸發產生的水氣往外平流，所以在冷池邊界(cold pool boundary)會有水氣聚集。總結來說，CNTL 實驗的模擬結果顯示，冷池激發對流的物理機制除了陣風鋒面的舉升(動力強迫)以外，還有在冷池邊界水氣聚集形成的正浮力區(熱力強迫)，此結果和 Torri et al. (2015)的研究結果一致。除此之外，在 1314LST 時，

冷池 A+B 和 C 的高度分別為 1 km 和 1.2 km ASL。隨著時間發展，冷池 A+B 和 C 互相靠近，兩者於 1325 LST 相撞，此時位於兩個冷池內的冷空氣持續平流至相撞處，冷空氣堆積使得該處的負浮力增強至 -0.06 m/s^2 ，而冷池外流風場的輻合亦使得冷池在該處形成一個像小山丘一樣的隆起。在 1333 LST 時，先前冷池 A+B 和 C 相撞處的冷池高度抬升至 1.8 km ASL，碰撞後冷池的高度較碰撞前抬升約 50%。

圖 4.12 為冷池高度(厚度)從 1310 LST 至 1340 LST 的時間序列圖。圖上清楚顯示當冷池相撞後，在相撞處的冷池高度顯著抬升，這印證了圖 4.11 的結果。除此之外，由於氣流的三維結構，冷池外流相撞後可能產生繞流，繞流使得其他區域的冷池高度也有抬升的現象。由理論密度流速度[(3.11)式]可知，冷池高度抬升將會使冷池移動速度增強，加強冷池外流風場與海風的低層輻合，進而產生更多的降雨。(在後面會證明)

為了進一步理解冷池相撞交互作用的物理過程及其對雲微物理過程的影響，圖 4.13 顯示模式在 2015 年 6 月 14 日 1320 LST(合併對流胞 A+B 和 C 胞合併的時間)的近地面(模式 eta level 最底層：35m AGL)位溫擾動和水氣距平、近地面水平風場及雲底附近(660m AGL)的垂直速度、近地面的浮力、液態水光程(liquid water path, LWP)、冰態水光程(ice water path, IWP)及近地面水氣水平通量輻合(water vapor horizontal flux convergence, HFC)水平分佈圖。

由近地面的位溫擾動和浮力場(圖 4.13a,d)，可以看到清楚看到冷池 A+B 和 C，冷池 A+B 是由合併對流胞 A+B 之降雨蒸發冷卻產生，冷池 C 由對流胞 C 產生。由近地面的水氣距平(圖 4.13b)，顯示在冷池 A+B 的前緣邊界有顯著的潮濕水氣(正距平)，有利於激發新的對流，相對而言冷池中心則有較少水氣(負距平)。而冷池 C 則因為受地形影響較不明顯，不過依然可以看到前緣邊界有較多水氣。前面提到



冷池外流邊界在底層具有正浮力(圖 4.11)，從這裡可以推論此區產生正浮力的原因應為冷池邊界的水氣聚集(moist patch)，此結果和前人的研究結論(Tompkins, 2001; Boing et al., 2012)一致。由近地面風場和雲底垂直速度的水平分佈(圖 4.13c)看來，可以看到冷池 A+B 和 C 伴隨的下衝流，在冷池外流邊界則為上衝流；值得注意的是，上衝流最旺盛的區域出現在兩冷池陣風鋒面相撞處以及冷池的北側，前者是由於兩冷池外流相撞產生的低層輻合，後者則是由於冷池外流風場和海風輻合所致的低層輻合。此外，由近地面水氣距平和地面風場(圖 4.13b,c)得知，西北側經過淡水河谷的海風有非常顯著的潮濕水氣(正距平)，而東北側經過基隆河谷的海風則水氣偏乾甚至為負距平，顯示此午後暴雨事件的水氣來源主要為經過淡水河谷的海風。林等人(2012)分析 2005-2008 年弱綜觀環境下臺北盆地午後對流也指出類似的結果，可見經過淡水河谷的海風為雙北都會區午後雷雨的重要水氣來源。

由水氣水平通量輻合(圖 4.13e)得知，可以清楚看到在冷池邊界有明顯水氣通量輻合，相對而言冷池中心則有水氣通量輻散，而水氣通量輻合最顯著的區域出現在兩冷池外流輻合處以及冷池外流與海風輻合處。由液態水光程(LWP)和冰態水光程(IWP)得知(圖 4.13f,g)，LWP 顯示合併對流胞 A+B 和胞 C 的位置，並且在兩胞間的區域有局部 LWP，此區域即為連接兩對流胞的雲橋，表示此時兩對流胞已經合併；由冰態水光程(IWP)分佈顯示，較顯著的 IWP(絕大部分為軟雹)出現在雲橋所在的位置；更精確地說，是在兩冷池外流風場的輻合處。前面提過，在兩冷池外流風場相撞處可以有較多的水氣聚集(moist patch)、較強的上升運動及較大的水氣通量輻合，中尺度環境動力及熱力的條件皆有利於深對流的發展，使得該處出現大量的軟雹，這印證了圖 4.10 的結果。

圖 4.14-19 為對應圖 4.13 的各物理場從 1300 LST 至 1420 LST 間的時間序列，

這段時間涵蓋了對流胞合併、合併後準靜止(quasi-stationary)的過程。圖 4.14-19 顯示，海風吹入臺北盆地南側的山區後，使得邊界層濕化，在臺北盆地南側先有對流發展，其中合併對流胞 A+B 和 C 胞透過前述冷池碰撞交互作用的物理機制於 1320 LST 再合併，形成雷雨胞複合體(merged thunderstorm complex)，此時雲體半徑顯著增大。在 1320 至 1400 LST 期間，雷雨胞複合體沒有明顯地移動，這段時間系統內有大量的冰相粒子(大部分為軟雹)，顯示存在著旺盛的上衝流；此外海風持續輸送水氣，在陣風鋒面前緣激發新的對流胞。在 1400 LST 以後，降雨增強，冷池近地面負浮力和外流風場也顯著增強，使得系統開始明顯地往北移動。

根據 Houze(2014)第七章的(7.23)及(7.38)式，逸入作用對於垂直速度的影響可表示為：

$$\frac{D}{Dz} \left(\frac{1}{2} w_c^2 \right) = - \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial p^*}{\partial z} + B - \Lambda w_c^2 \quad (4.1)$$

$$\Lambda \equiv \frac{1}{m} \left(\frac{Dm}{Dz} \right)_\varepsilon = \frac{2\alpha_\varepsilon}{b} \quad (4.2)$$

(4.1)式表示穩定態(steady state)雲內氣塊上升或下降時(垂直方向)動能隨高度的變化， w_c 為雲內氣塊的垂直速度， ρ_e 為環境密度， p^* 為擾動氣壓， B 為浮力， Λ 為逸入率。(4.2)式表示逸入率和雲體半徑 b 成反比， α_ε 為常數。由(4.1)及(4.2)式可知，由於對流胞合併後雲體半徑增大，逸入率減小，雲內氣塊在上升過程中受逸入作用的影響減小，因此上衝流可以在垂直方向發展得更旺盛。

為了解雷雨胞複合體在準靜止時期的雲動力及雲微物理過程，圖 4.20、4.21 和 4.22 分別為相當位溫、浮力和雨水蒸發冷卻率沿南北方向的垂直剖面(其水平位置請見圖 4.19e)。圖 4.20 顯示低層潮濕的海風有較高的相當位溫，其值可達 356K，

環境中層大氣則明顯偏乾，這種下濕中乾的配置使得 $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ ，造成低層大氣具有顯著的對流不穩定。圖 4.21 顯示海風環流進入陸地後，其浮力逐漸由負轉正，並且明顯較冷池浮力為大，因此伴隨海風的水氣可以被陣風鋒面所舉升。在 1330-1340 LST 期間，潮濕的海風水氣受陣風鋒面舉升至飽和層以上，藉此釋放對流不穩定度。這段時間冷池的厚度較低和強度較弱，冷池外流風場與海風的輻合(厚度)較弱，因此上衝流的強度較弱，垂直速度大於 2m/s 的等值線僅出現在 2 公里高度以上。在 1345-1355 LST 期間，高 θ_e 值的海風水氣持續受陣風鋒面舉升，由於降雨蒸發冷卻使得冷空氣持續堆積(圖 4.22)，這段時間冷池厚度及強度增大，冷池外流風場與海風的輻合效果(厚度)增強，因此上衝流的強度增強(發展至 10 公里高度以上)，垂直速度大於 2m/s 的等值線範圍擴大至 300 公尺高度以上。值得注意的是，在 1355 LST 以前，由於系統沒有明顯地移動且上衝流呈現向後(山區)傾斜的結構，被陣風鋒面所舉升的上衝流和後方的上衝流合併，伴隨大範圍的大值正浮力區($b > 0.1 \text{ m/s}^2$)，顯示乾空氣逸入作用較弱，因此對流可以發展得更旺盛。1400 LST 以後，降雨增強伴隨雨水蒸發冷卻增強(圖 4.22)，使得冷池更為增強，近地面浮力小於 -0.1 m/s^2 的範圍顯著增大，冷池外流風場也顯著增強，因此可以看到冷池開始較為明顯地往北移動。這時候被陣風鋒面舉升的新上衝流依然呈現向後(山區)傾斜的結構，不過由於新舊上衝流分離，環境乾空氣逸入作用較強，因此新對流的發展容易受到抑制。冷池擴散以後，其伴隨的下衝流阻斷來自海風具潛在不穩定度的潮濕空氣，因此(後方)舊上衝流逐漸減弱。


圖 4.23 顯示在圖 3.1 長方形區域(60km×37.5km)內上衝流之最大垂直速度的時間序列。在胞合併(1320LST)以前，最大垂直速度約 25-31m/s。在胞合併以後，由

於雲體半徑增大，逸入作用減小，因此最大垂直速度顯著增大，於 1355LST 時達極大值 45m/s；1400LST 冷池往北擴散以後，雲體半徑減小，逸入作用的影響增大，因此最大垂直速度開始呈現減弱的趨勢。值得一提的是，1430LST 時最大垂直速度一度增強至 43m/s，不過持續的時間非常短暫，這可能是因為此時對流系統受大屯山地形抬升，水氣輻合及凝結率皆增強(鍾，2014)，大量的凝結潛熱使得系統的浮力增強所造成。

總結來說，除了對流胞合併以外，胞合併後準靜止時期的降雨-冷池-新對流之正回饋(positive feedback)過程亦為造成臺北盆地午後暴雨的重要物理機制。本研究的 CNTL 實驗模擬結果顯示，冷池相撞後冷池高度抬升之現象在臺北盆地午後暴雨事件扮演重要的角色，但較少被前人研究提及，本研究進一步指出其重要性。

4.3 水收支及降水效率分析

圖 4.24(a)顯示對圖 3.1 長方形區域(60km×37.5km)積分的水氣水平通量輻合(HFC)和地面降雨率的時間序列圖。在 1230-1300 LST 水平水氣通量輻合在 6×10^6 kg/s 附近，1300 LST 發生對流胞 A 和 B 合併，此時 HFC 開始上升，到了 1320 LST 對流胞 A+B 和 C 合併，此時 HFC 的上升幅度(圖上斜率)顯著增大。於 1330 LST 達 1.2×10^7 kg/s，為對流胞合併前的 2 倍，顯示對流胞合併會伴隨 HFC 的上升，並且胞合併的次數越多則 HFC 上升越顯著。由先前討論可知，冷池外流風場相撞增強低層輻合是造成這段時間(1300-1330 LST)HFC 上升的原因。胞合併後冷池高度顯著抬升，冷池外流風場與海風的低層輻合增強，因此 1330 LST 以後 HFC 可以一直維持較高數值，於 1350 LST(胞合併後 30 分鐘)達極大值 1.3×10^7 kg/s。除此之外，降雨率的極大值大約發生在 1410 LST，HFC 極大值領先降雨率極大值 20



分鐘左右。根據雲物理概念來做計算(Rogers and Yau 1989)，一個 10m 的雲滴經由暖雲之碰撞合併過程成長為 1mm 的雨滴的時間尺度大約為 20-30 分鐘(Rogers and Yau(1989)的圖 8.7)，因此模擬結果顯示的 20 分鐘領先時間大致上合理。值得注意的是，HFC 極大值領先降雨率極大值 20 分鐘的結果在實際預報作業上有其應用價值，因為目前數值模式對於午後對流這種 meso- γ scale(2-20 公里)的對流系統掌握程度有限，預報員往往仰賴雷達監測作即時預報(nowcasting)。而未來新一代的雲雷達(cloud radar)的電磁波波長較短，可以看到粒徑更細小的雲滴，透過本研究發現便可掌握大約 20-30 分鐘左右的前置時間(lead time)，對於預報作業和防災單位應有相當的幫助。

圖 4.24(b)顯示對應區域內 LWP 和 IWP 的時間序列圖。在初期 LWP 隨時間成長，IWP 則變化不大，並且 LWP 明顯較 IWP 為多，顯示對流胞合併以前為暖雨過程主導。在對流胞合併(1320 LST)以後，IWP 開始顯著上升，於 1350 LST 超過 LWP，並於 1410 LST 左右到達極大值，顯見在對流胞合併後冰相粒子質量大幅成長，轉變為混合相位降雨過程(mixed-phase precipitation process)主導，這印證了圖 4.10 的結果。

圖 4.24(c)為大尺度降水效率(LSPE2)隨時間變化的情形，我們利用每 5 分鐘一筆 WRF 輸出資料作診斷分析得到各時間點的降水效率，再作 30 分鐘(該時間點前後各 15 分鐘)的滑動平均(running mean)，目的在濾除高頻雜訊以解析 30 分鐘以上的中尺度現象物理訊號。我們分三個時期來討論，分別為合併前(1230-1300 LST)、合併期間(1300-1330 LST)與合併後(1330-1400)三個時期。合併前降水效率由 10% 逐漸上升至 30%左右，在 30 分鐘內上升了 20%。合併期間由於冷池碰撞交互作用顯著增強低層輻合，加上雲體半徑顯著增大，乾空氣的逸入作用減弱，使得降水

效率由 30% 迅速上升至 80% 左右，在 30 分鐘內上升了 50%，此上升率為合併前的 2.5 倍！合併後降水效率一直維持在 80% 以上，極大值約為 85%，這是由於胞合併後冷池高度顯著抬升，冷池外流風場與海風的低層輻合增強，潮濕的海風持續被陣風鋒面舉升，並且新舊上衝流合併(逸入作用較小)，所以大部分的被舉升的水氣最終都能到達地面形成降水。

4.4 冷池平均特徵之分析

圖 4.25(a) 為在長方形平均區域內冷池的平均近地面浮力。1230-1340 LST 近地面浮力由 -0.03 m/s^2 逐漸下降至 -0.041 m/s^2 ，1340 LST 以後近地面浮力迅速下降，於 1420 LST 到達極小值 -0.068 m/s^2 ，顯示 1340-1420 LST 冷池快速增強。對照圖 4.24(b) 可知，冷池平均近地面浮力開始快速下降的時間較 IWP 開始上升的時間晚 20 分鐘，浮力極小值較 IWP 極大值出現時間晚 10 分鐘；冷池快速增強現象落後於軟雹成長過程，顯示軟雹成長對於冷池強度有正面的貢獻。其對應的物理過程應如下所述，對流胞合併後旺盛的上衝流有利軟雹成長，軟雹成長至夠大以致浮力無法支持時便開始下降，當其通過溶解層以後，軟雹融化冷卻及雨滴蒸發冷卻使得下衝流的負浮力增強，也使得冷池增強；由於軟雹要成長至夠重才會下降，因此會有時間差。

圖 4.25(b) 為長方形區域內的冷池平均高度(厚度)。在 1300-1340 LST，冷池平均高度由 90 公尺抬升至 150 公尺，這是由於前面討論到的冷池外流風場相撞後高度抬升的現象，此時為動力過程(dynamic process) 主導；1340 LST 以後降雨率開始增大且維持至 1430 LST 才減弱，降雨蒸發冷卻使得冷空氣持續堆積，因此冷池高度不斷上升，於 1440 LST 達極大值 650 公尺，這段時間冷池高度的抬升轉變為雲微物理過程(microphysical process) 主導。由理論密度流速度公式[(3.11)式]可知，冷

池移動速度為冷池高度和浮力的函數，並且受高度影響較大，因此冷池移動速度
隨時間的變化(圖 4.25c)呈現與冷池高度較為類似的趨勢。



Chapter 5 敏感度實驗



5.1 雲微物理敏感度實驗

5.1.1 NEVPR 實驗 (No evaporation cooling of rainwater)

NEVPR 實驗不考慮雨水的蒸發冷卻(但容許雨水蒸發),其他模式設定與 CNTL 實驗相同。圖 5.1 及 5.2 分別為 CNTL 實驗與 NEVPR 實驗的雷達回波時間序列圖。由於在 NEVPR 實驗雨水蒸發並不會使空氣降溫,下衝流和冷池的強度大幅減弱(圖 5.3),所以 NEVPR 實驗的雷達回波並沒有顯示對流胞合併現象,這個結果顯示雨水的蒸發冷卻對於對流胞合併現象扮演著重要角色。除此之外,NEVPR 實驗強回波停滯在臺北盆地南側的山區,並沒有像 CNTL 實驗有強回波從山區移入臺北市區平地的現象,其原因可由圖 5.3 及 5.4 看出。圖 5.4 比較 CNTL 實驗與 NEVPR 實驗在 1420 LST 時的近地面水平風場及輻散場水平分佈。在 CNTL 實驗中,山區降雨蒸發冷卻產生的冷池外流與海風環流形成增強低層輻合的界面,此界面隨時間由山區移入臺北市平地;而 NEVPR 實驗在關掉雨水的蒸發冷卻後,在底層大氣的情況是海風長驅直入,海風由淡水河谷和基隆河谷進入臺北盆地後持續推進到山區,這樣的情況自 1200 LST 持續至 1420 LST(圖未示)。NEVPR 實驗的海風長驅直入情況之所以能夠維持這麼久,這是因為在沒有雨水蒸發冷卻的作用下,冷池的強度不足以與海風抗衡在台北市區產生一輻合帶。圖 5.3 比較 CNTL 實驗與 NEVPR 實驗的近地面浮力水平分佈圖,在 CNTL 實驗冷池近地面負浮力大部分強度都大於 1 m/s^2 ,在 NEVPR 實驗冷池強度是最弱的,冷池近地面負浮力大部分強度都小於 0.04 m/s^2 並且侷限在新北市山區,部分降雨區域甚至沒有冷池存

在，顯見雨水的蒸發冷卻對於冷池強度有非常大的貢獻。圖 5.5 比較 CNTL 實驗與 NEVPR 實驗 1200-1445 LST 的累積雨量，NEVPR 實驗的降雨僅分佈於山區，降雨極大值較 CNTL 實驗明顯減小，可見雨水的蒸發冷卻對於午後雷暴的增強及冷池由山區移入平地的過程扮演著重要角色。

5.1.2 NMLTG 實驗 (No melting cooling of graupel)

NMLTG 實驗不考慮軟雹的溶解冷卻(但容許軟雹溶解發生)，其他模式設定與 CNTL 實驗相同。圖 5.6 顯示 NMLTG 實驗與 CNTL 實驗皆於發生對流胞合併現象，在對流胞合併後雷達回波顯著增強，並且強回波由山區移入臺北市平地，不過 NMLTG 實驗胞合併的時間為 13:40 LST，較 CNTL 實驗晚 20 分鐘，這可能是因為關掉軟雹的溶解冷卻後，下衝流和冷池的強度減弱，進而使得海風與冷池外流以及冷池外流之間的低層輻合減弱，所以對流胞合併的時間延後。圖 5.3 顯示在 CNTL 實驗冷池近地面負浮力大部分強度都大於 1 m/s^2 ，在 NMLTG 實驗則大部分介於 0.8 至 1 m/s^2 間。圖 5.4 顯示 CNTL 實驗與 NMLTG 實驗皆有山區降雨的冷池外流與海風環流形成的增強輻合界面(如圖上黃色粗線所示)，不過 NMLTG 實驗中此輻合界面較 CNTL 實驗偏南，冷池外流風場也較弱。圖 5.5 顯示 CNTL 實驗與 NMLTG 實驗的累積雨量分布相似，不過 NMLTG 實驗的降雨較偏於新北市山區，極大值也較小(NMLTG 實驗為 114 毫米，CNTL 實驗為 121 毫米)。NMLTG 實驗結果顯示軟雹的溶解冷卻對於胞合併以及午後對流由山區移入平地的過程影響較小。




5.1.3 SIMPICE 實驗 (Simple ice)

SIMPICE 實驗在雲微物理參數化方案選用 WSM3 方案，其他模式設定與 CNTL 實驗相同。WSM3 方案只考慮簡化的冰相過程，在溶解層以上只有雲冰和雪花，溶解層以下只有雲水和雨水，沒有冰水共存的混合相位(mixed-phase)過程，並且不考慮軟雹的存在。圖 5.7 顯示 SIMPICE 實驗於 1350 LST 時發生對流胞合併現象，時間較 CNTL 實驗晚 30 分鐘，且較 NMLTG 實驗晚 10 分鐘，這可能是因為簡化冰相過程導致下衝流和冷池的強度偏弱，進而使得海風與冷池外流以及冷池外流之間的低層輻合減弱，所以對流胞合併的時間延後。圖 5.3 及 5.4 顯示 SIMPICE 實驗的冷池及外流風場明顯較 CNTL 與 NMLTG 實驗為弱。由於海風環流和冷池外流的低層輻合減弱，因此 SIMPICE 實驗的累積雨量顯著減少(圖 5.5)。

5.1.4 冷池特徵的定量分析

為了客觀比較各數值實驗冷池強度的定量差異，我們計算長方形平均區域內冷池的平均近地面浮力(圖 5.8a)、冷池平均高度(圖 5.8b)及冷池平均移動速度(圖 5.8c)。

圖 5.8a 為各數值實驗的冷池近地面浮力隨時間的變化序列。CNTL 實驗與 NMLTG 實驗在初期相近，1350 LST 以後開始有較明顯的差異，NMLTG 實驗的冷池平均近地面負浮力小於 CNTL 實驗；1420 LST 時，NMLTG 實驗的冷池平均近地面浮力較 CNTL 實驗減小 19% (NMLTG 實驗為 0.055 m/s^2 , CNTL 實驗為 0.068 m/s^2)，從此差異可看出軟雹溶解冷卻對於冷池近地面負浮力的貢獻約為 20%。NEVPR 實驗的冷池平均近地面負浮力最弱，較 CNTL 實驗減少 56% (1420 LST 時為 -0.03 m/s^2)，顯示雨水蒸發冷卻效應是影響冷池強度最重要的雲微物理過程，



軟雹溶解冷卻效應則相對而言影響較小。SIMPICE 實驗的冷池平均近地面負浮力小於 CNTL 實驗，並且隨時間緩慢增強，並沒有像 CNTL 實驗有快速增強的情形；這可能是由於沒有軟雹的存在，1420 LST 時 SIMPICE 實驗的冷池平均近地面負浮力僅為 -0.04 m/s^2 ，較 CNTL 實驗減少約 41%，此結果顯示冰水共存的混合相位過程及軟雹的存在對於冷池強度的貢獻仍然重要。

圖 5.8b 為各數值實驗冷池平均高度隨時間的變化序列。比較各實驗於 1420 LST 時的冷池高度，NMLTG 實驗為 400 公尺，較 CNTL 實驗(480 公尺)減少 17%；SIMPICE 實驗為 200 公尺，相較 CNTL 實驗減少 58%；NEVPR 實驗的冷池高度最低(50 公尺)，相較 CNTL 實驗減少 90%。

圖 5.8c 為各數值實驗冷池平均移動速度隨時間的變化序列。同樣比較各實驗於 1420 LST 時的冷池平均移動速度，NMLTG 實驗為 8.8 m/s，相較於 CNTL 實驗(10.2 m/s)減少 14%；SIMPICE 實驗為 7.3 m/s，相較於 CNTL 實驗減少 28%；NEVPR 實驗為 4.7 m/s，相較於 CNTL 實驗減少 54%。

以上結果顯示雨水蒸發冷卻對於冷池強度扮演最重要的角色，冰水共存的混合相位過程及軟雹的影響次之，軟雹溶解冷卻的影響最小。

5.2 地形敏感度實驗

為了檢視未受對流影響的環境風場，我們選取 1200 LST 時的地面風場(圖 5.9)。CNTL 實驗顯示海風通過淡水河谷後，由於狹道效應(channel effect)的影響，因此地面風速明顯增強至 6m/s 以上，局部地區甚至出現 7m/s 的風速；而通過基隆河谷的海風則無顯著增強的現象，風速較弱，約為 4m/s。在移除大屯山地形(保留 100 公尺高的台地)的 NDAT 實驗中，狹道效應減弱，因此海風通過淡水河谷後風

速增強的現象相對不明顯，在大部分區域風速為 4-5m/s，較 CNTL 實驗為弱。這個結果顯示大屯山的地形藉由狹道效應顯著增強通過淡水河谷的海風環流，由前面的討論，我們知道海風環流與冷池外流的低層輻合扮演相當重要的角色，所以當海風減弱時低層輻合也會減弱。

圖 5.10 顯示 CNTL 實驗與 NDAT 實驗的 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量，NDAT 實驗的雨量分布和 CNTL 實驗相似，但量值較小，NDAT 實驗的雨量極大值為 103 毫米，較 CNTL 實驗減少 15%。由以上討論可知，大屯山藉由狹道效應顯著增強通過淡水河谷的海風環流，使得海風環流與冷池外流的低層輻合增強，因此移除大屯山將會產生較少的雨量。

Chapter 6 結論



本論文研究利用高解析度(最小水平網格間距為 0.5 公里)的 WRF 數值模式模擬 2015 年 6 月 14 日之臺北盆地午後暴雨個案，模擬結果和觀測分析相似，皆顯示此極端降雨事件伴隨著對流胞的合併過程。本研究進一步指出，造成此短延時強降雨事件的主要物理過程可分為 2 個階段來討論，分別為第一階段對流胞合併時期與第二階段對流胞合併後的準靜止(quasi-stationary)時期。

第一階段對流胞合併時期，模擬結果顯示對流胞合併的物理機制為：(1) 海風環流與山區降雨的冷池外流增強低層輻合形成適合對流發展的中尺度環境條件；(2) 多重對流胞的冷池外流相撞增強低層氣流輻合，並且在相撞的冷池外流邊界前緣有顯著的水氣聚集(moisture patch)及水氣通量輻合，環境動力與熱力條件的雙重配合使得連接對流胞的雲橋持續發展，最終完成對流胞合併。

在雲微物理的特徵方面，對流胞合併後，雲內軟雹的混和比顯著增加，顯示存在旺盛的上衝流，並且由暖雨主導的過程轉變為混合相位降雨過程(mixed-phase precipitation process)所主導。除此之外，雲動力的特徵也有顯著改變，對流胞合併後在冷池外流相撞處冷池高度抬升約 50%，冷池外衝風場(cold air outflow)增強，進而增強冷池外流風場和海風的低層輻合。

第二階段為對流胞合併後的準靜止時期，對流胞合併後雷雨胞複合體(merged thunderstorm complex)停留約 30 分鐘，潮濕的海風氣流持續被陣風鋒面所舉升，新的上衝流向後方(陣風鋒面)傾斜，並與舊的上衝流合併，形成更大範圍的上衝流，此時環境乾空氣的逸入作用較小，對流可以在垂直方向發展得更旺盛，因此在對流胞合併發生位置附近產生豪大雨。降雨增強以後，冷池外衝風場增強，此時雷

雨胞複合體才開始明顯往北移動。

水收支及大尺度降水效率的計算結果顯示：(1) 最大水氣水平通量輻合領先最大降雨率約 20 分鐘，未來可應用此結果作為即時預報(nowcasting)的參考指標，提供民眾豪大雨事件的事先預警。(2) 對流胞合併前降水效率為 10-30%；合併期間由於多重冷池外流相撞增強低層輻合，以及對流雲體半徑增大、環境乾空氣逸入作用減小，降水效率大幅上升至 80%；對流胞合併後冷池高度顯著抬升(伴隨著冷池外流風場增強)，與海風間有更強的低層水氣輻合，潮濕的海風氣流持續被陣風鋒面所舉升，並且新舊上衝流合併，故降水效率可高達 85%。

雲微物理敏感度實驗的測試結果顯示，雨水蒸發冷卻對於冷池強度扮演重要角色，若不考慮雨水的蒸發冷卻效應，則不會發生對流胞合併，強對流也不會由新北市山區移入臺北市平地，降雨區域僅會局限於新北市山區；軟雹溶解冷卻則相對而言影響較小，不過混合相位(mixed-phase)雲微物理過程及軟雹的存在仍然重要。

地形敏感度實驗的測試結果顯示大屯山的存在透過狹道效應(channel effect)可以顯著增強通過淡水河谷的海風環流，進而增強海風環流與冷池外流的低層輻合，使得降雨增強。

本論文研究僅對於發生於 2015 年 6 月 14 日雙北市地區午後雷暴事件進行探討，研究結論是否能推廣至其他午後暴雨個案仍有待更多研究。此外，本論文研究並未討論不同雙矩量雲微物理方案對於模擬結果的影響，其他局部地形(如觀音山地形)對於此暴雨個案的影響也值得進一步討論，這些都是值得進一步探討的未來研究方向。

圖

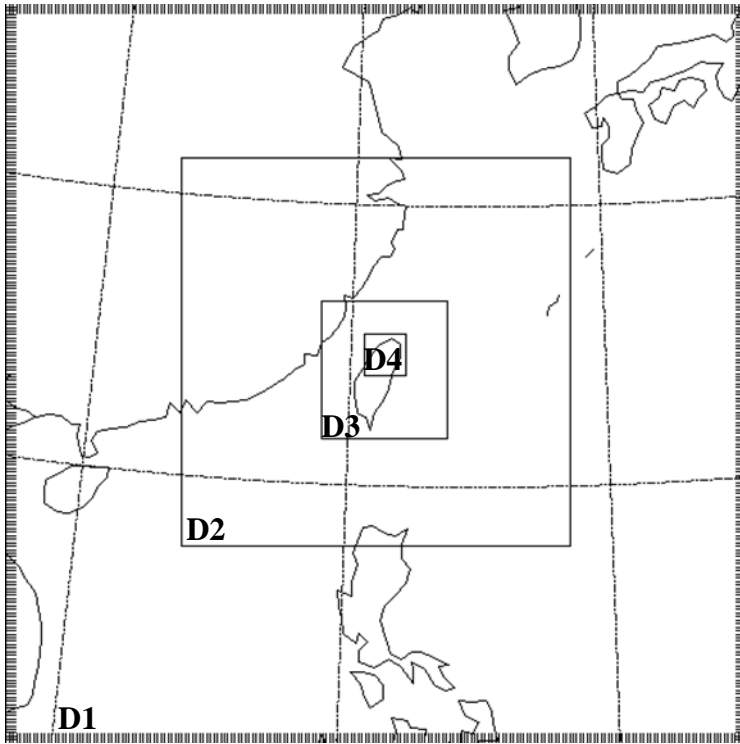
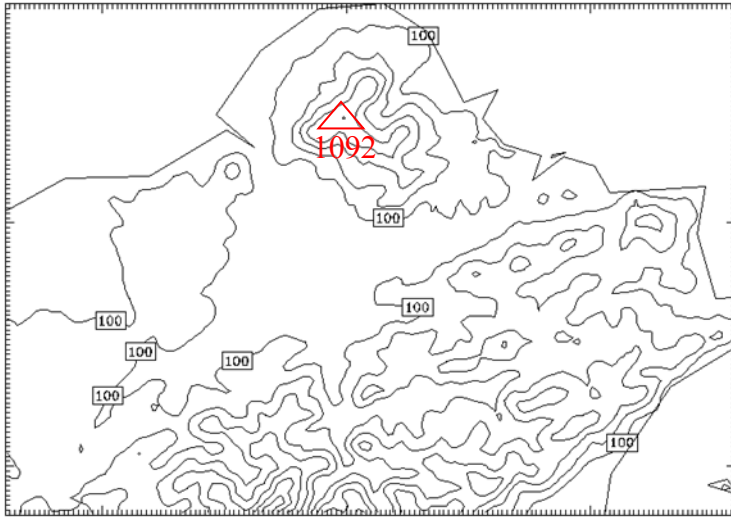


圖 2.1：巢狀網格設計。



(a) CNTL



(b) NDAT

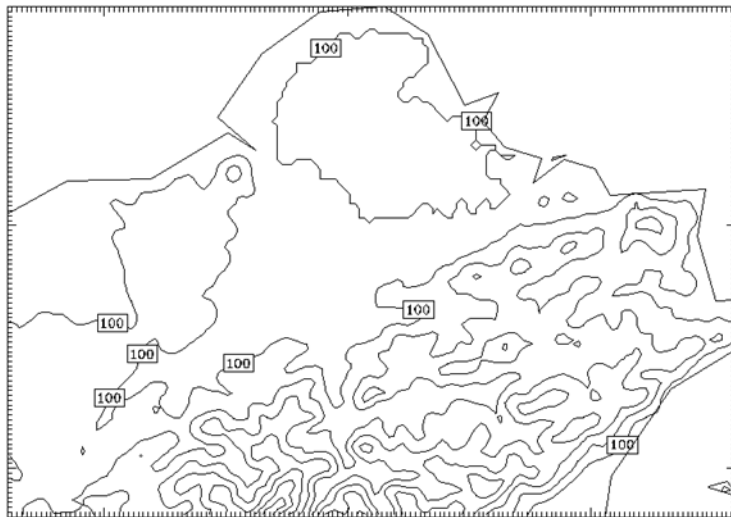


圖 2.2: (a) CNTL 實驗及 (b) NDAT 實驗的地形高度。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間隔為 200 公尺。

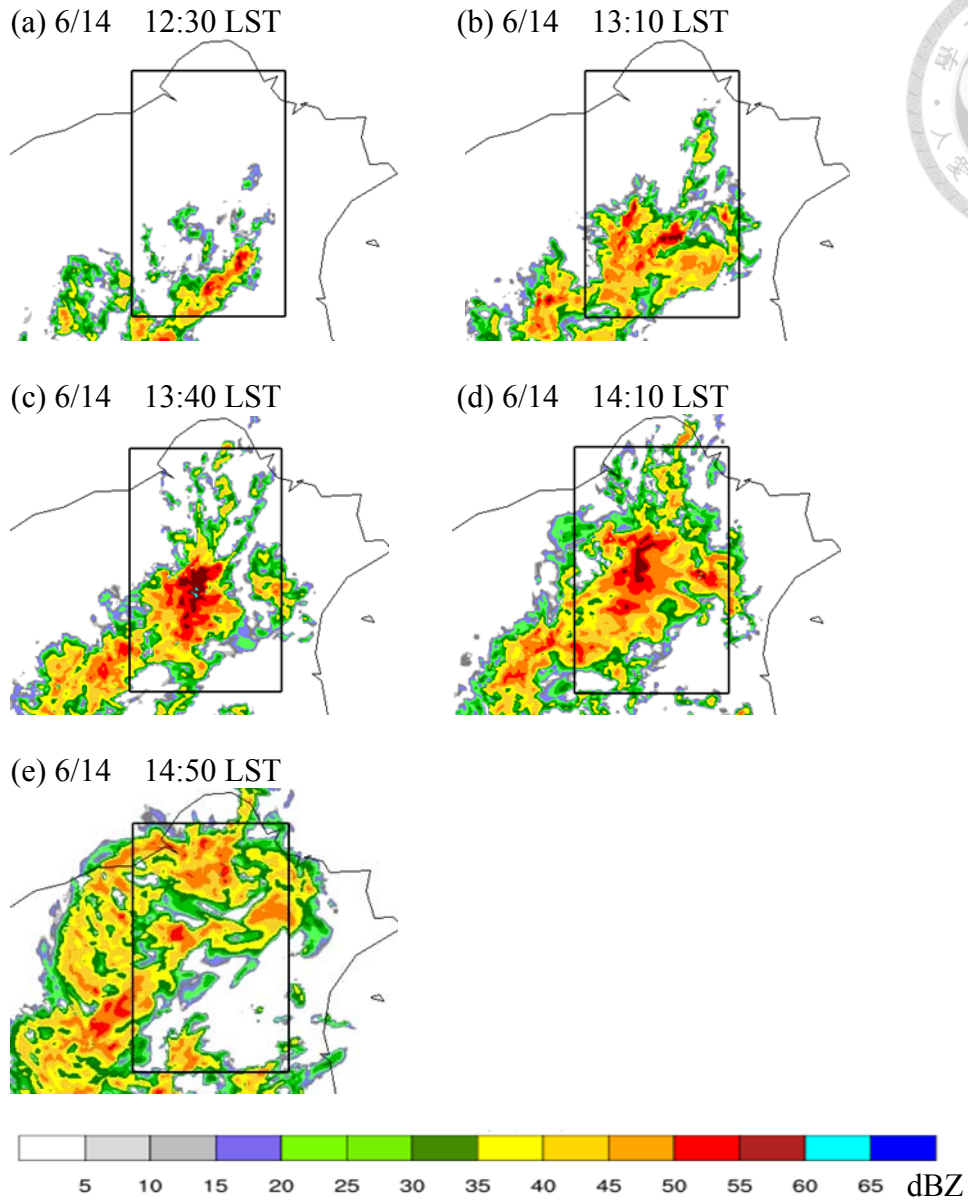


圖 3.1：控制組(CNTL)實驗模擬於 $Z = 1.5$ 公里高度的回波。(a)1230 LST、(b) 1310 LST、(c) 1340 LST、(d) 1410 LST 和 (e) 1450 LST。圖中黑色方框為水收支計算及冷池平均特徵所選取的計算範圍，其長為 60 公里，寬為 37.5 公里。

大台北

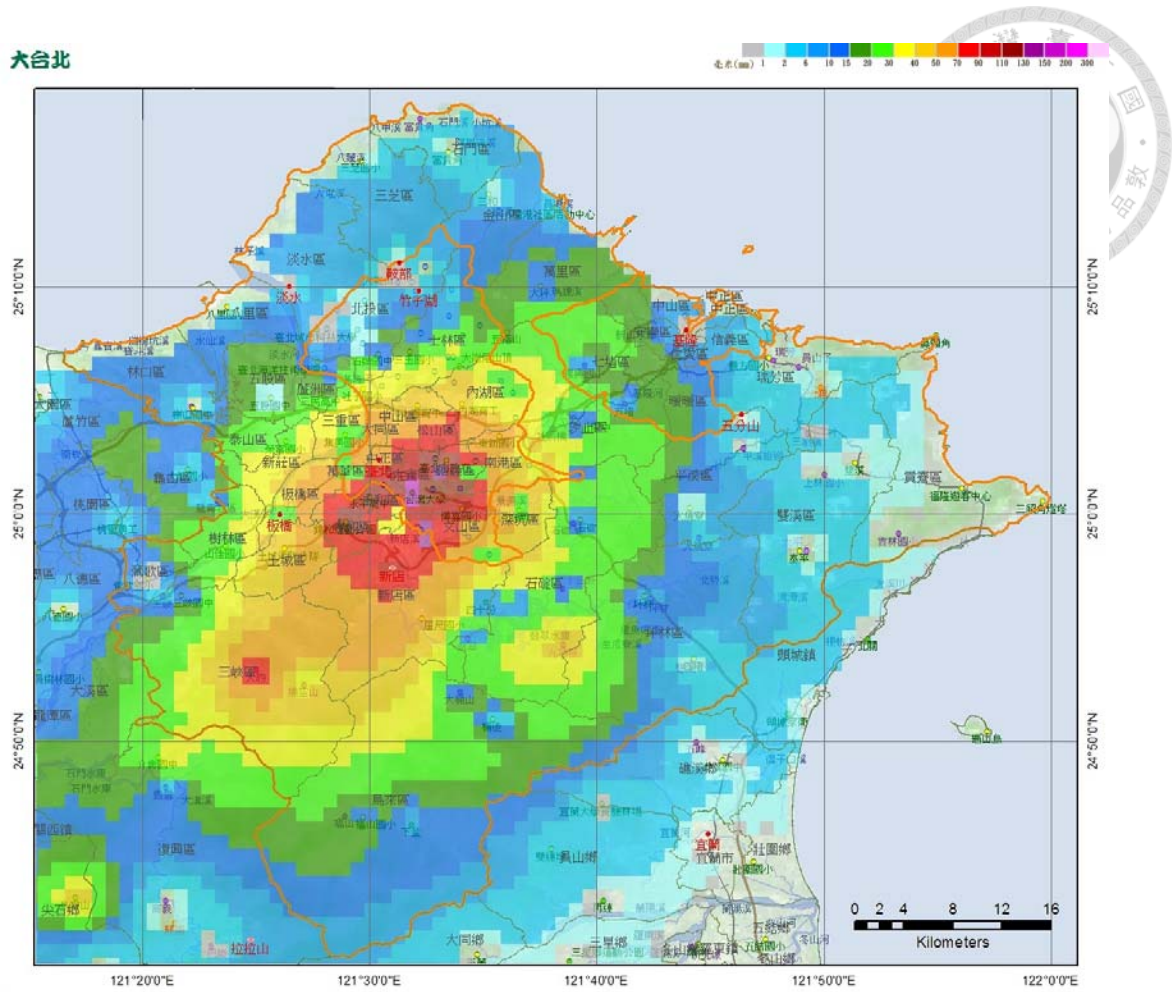
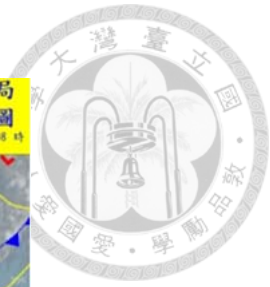
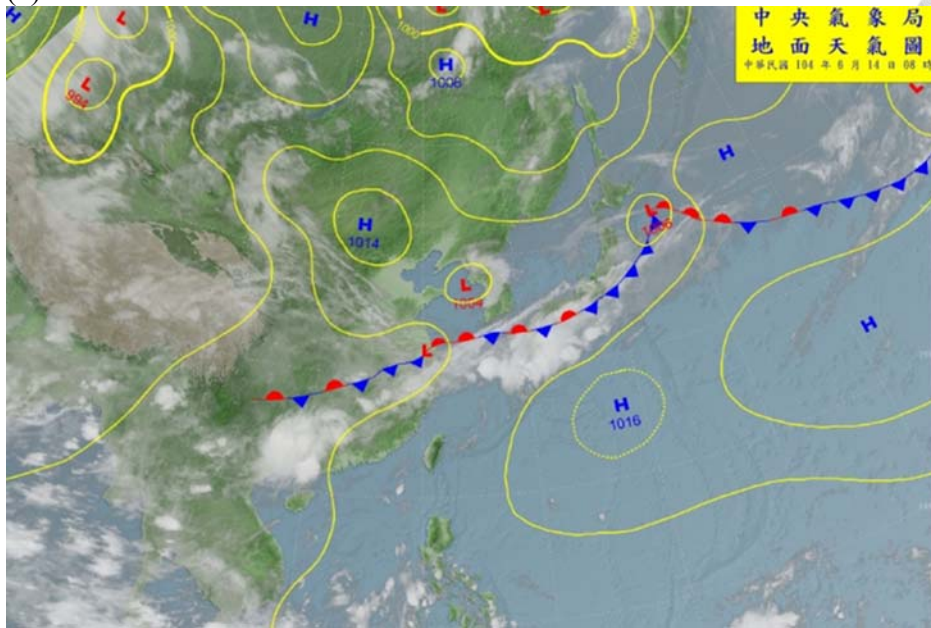


圖 4.1：2015 年 6 月 14 日大臺北地區 1200-1800 LST 觀測 6 小時累積雨量。(資料來源：中央氣象局)

(a)



(b)

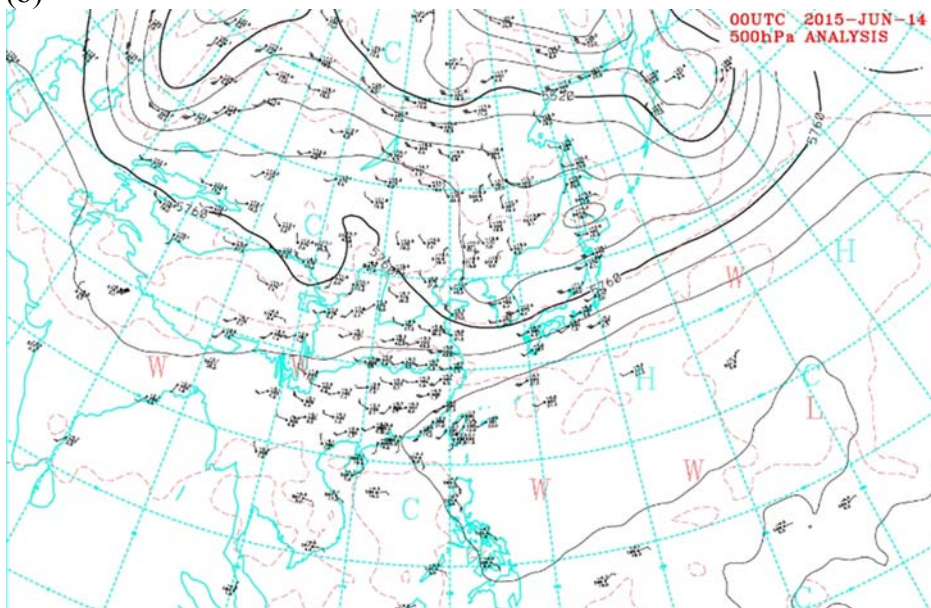


圖 4.2: 2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST) 的 (a) 地面天氣圖; (b) 500 百帕天氣圖。(資料來源: 中央氣象局)

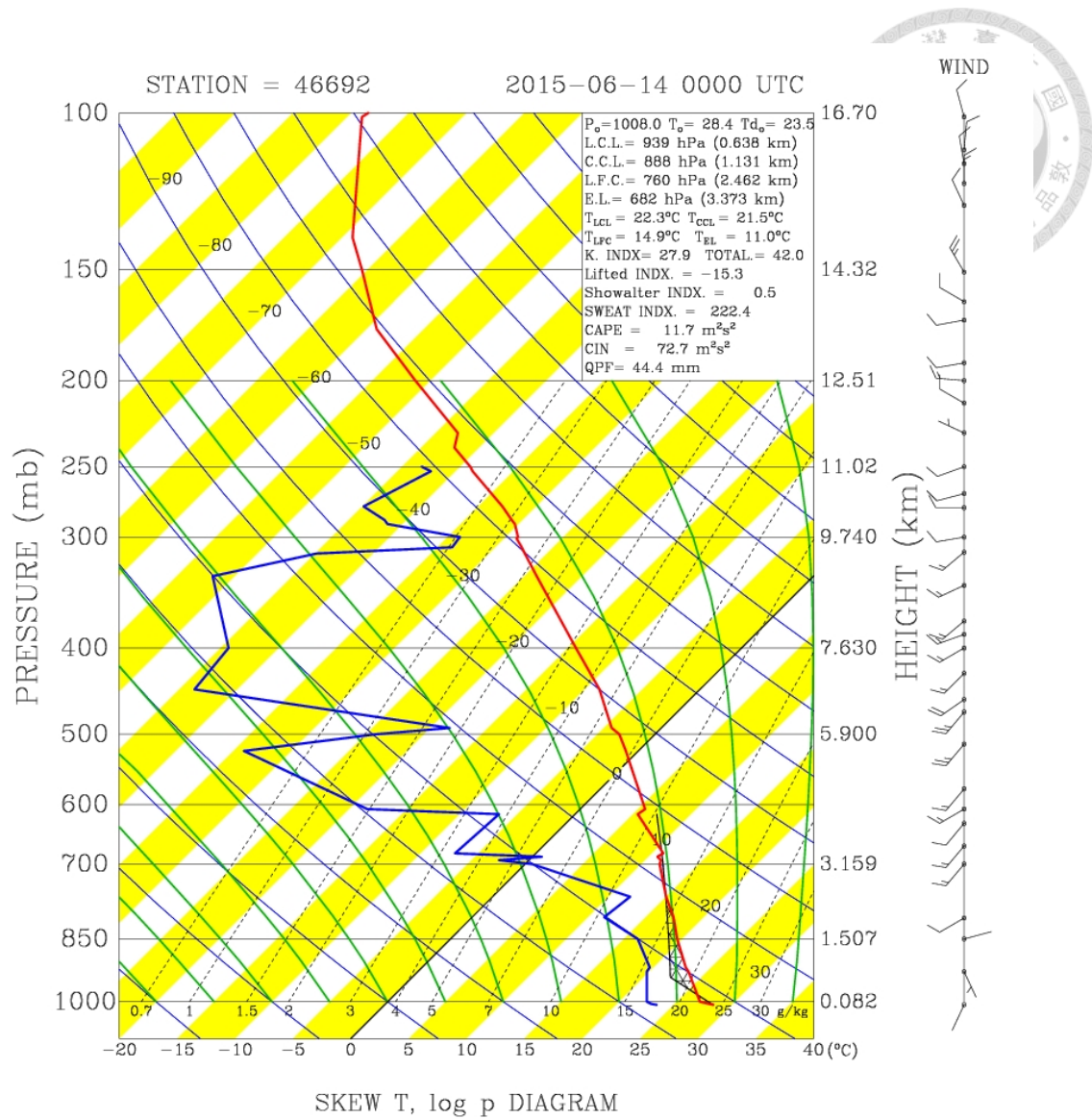


圖 4.3：2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST) 的板橋探空。(資料來源：中央氣象局)

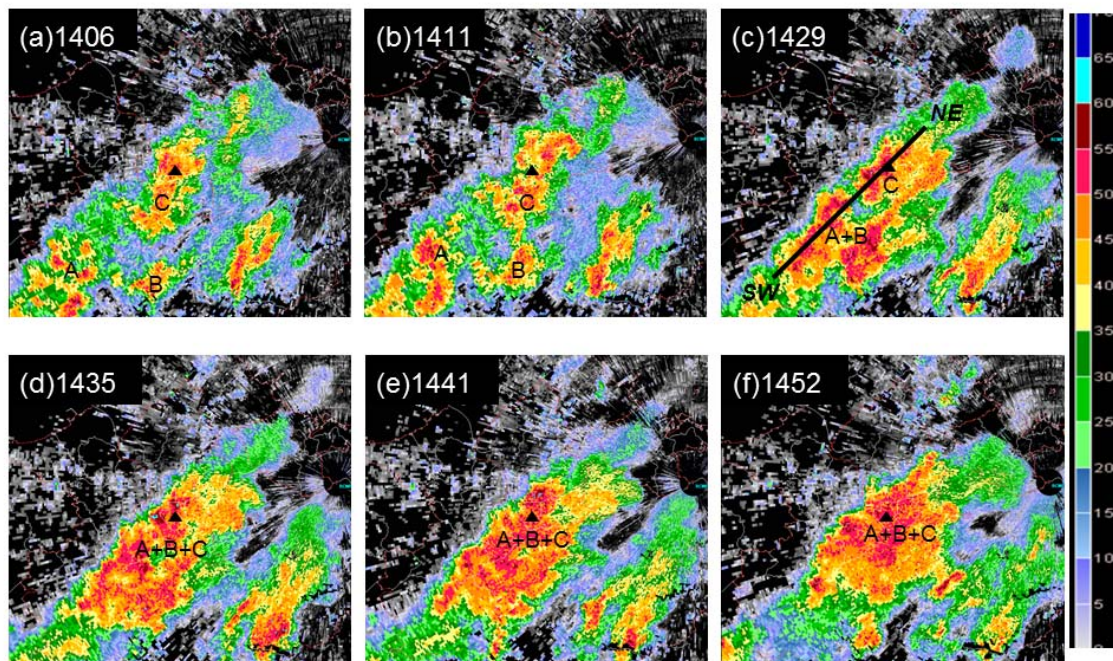


圖 4.4：2015 年 6 月 14 日五分山雷達回波 0.5PPI。(a) 1406 LST、(b) 1411 LST、(c) 1429 LST、(d) 1435 LST、(e) 1441 LST 和 (f) 1452 LST。△表示公館所在位置。圖(c)直線 NE-SW 顯示圖 4.5 垂直剖面的位置。

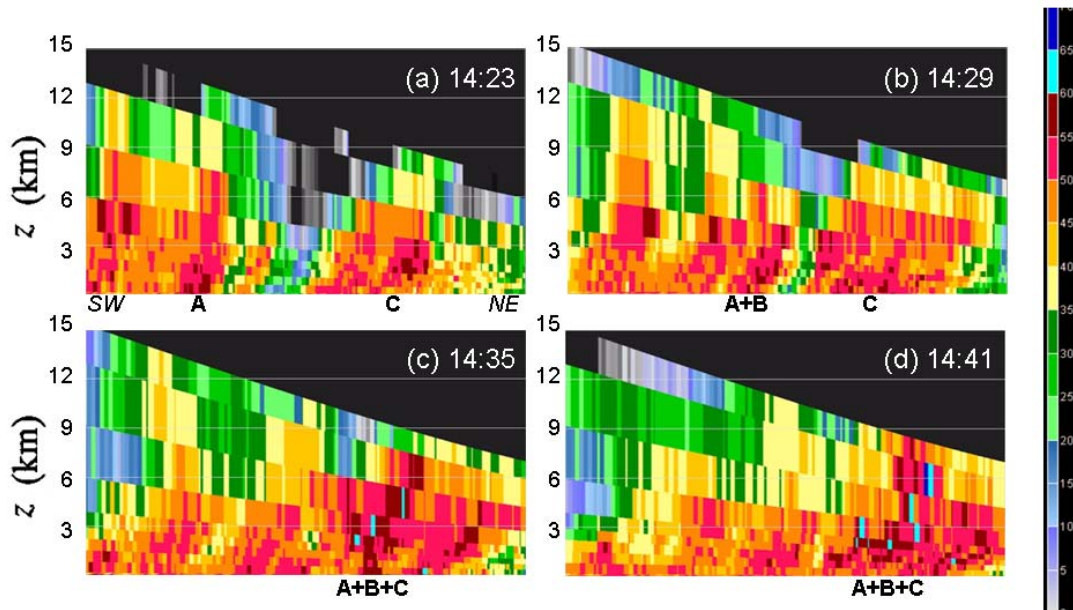


圖 4.5:沿圖 4.4c 之 NE-SW 的五分山雷達回波垂直剖面。(a)1423 LST、(b) 1429 LST、(c) 1435 LST 和 (d) 1441 LST。

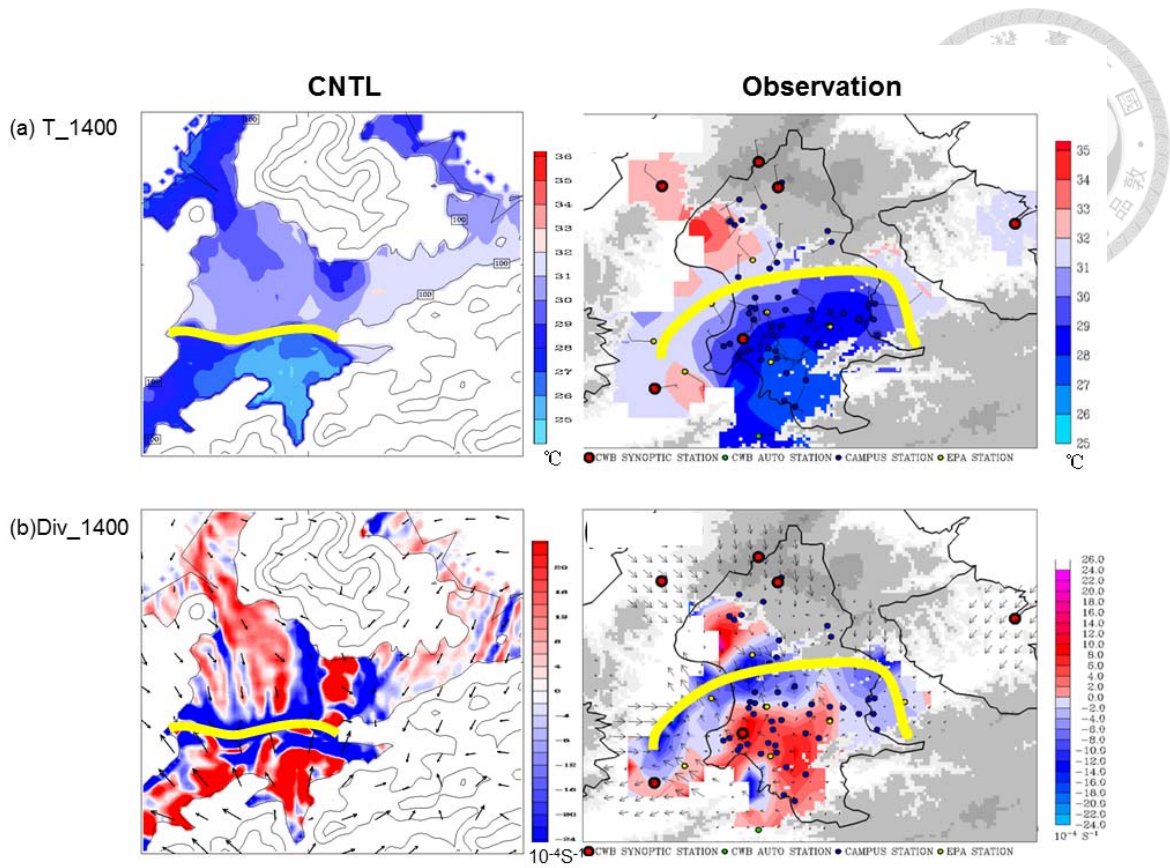


圖 4.6：CNTL 實驗模擬(左)與觀測分析(右)在 2015 年 6 月 14 日 1400 LST 時的 (a)地面溫度場及(b)地面輻散場及風場。觀測結果摘自周等人(2016)。

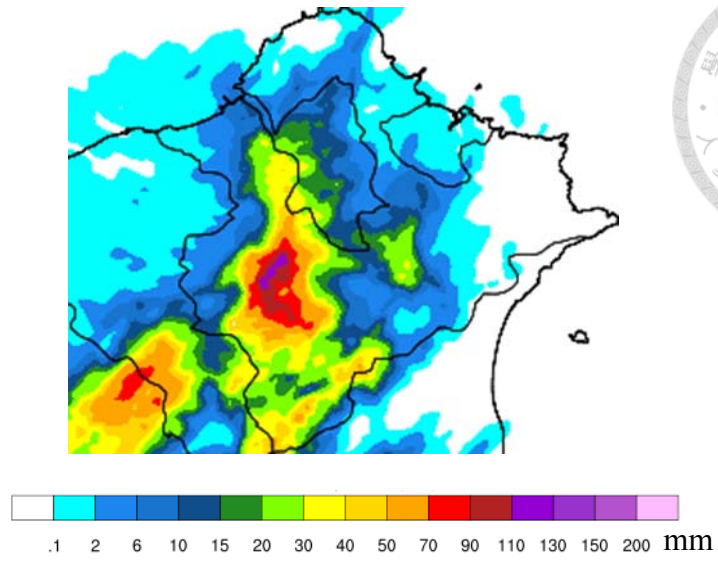


圖 4.7：CNTL 實驗模擬 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量。

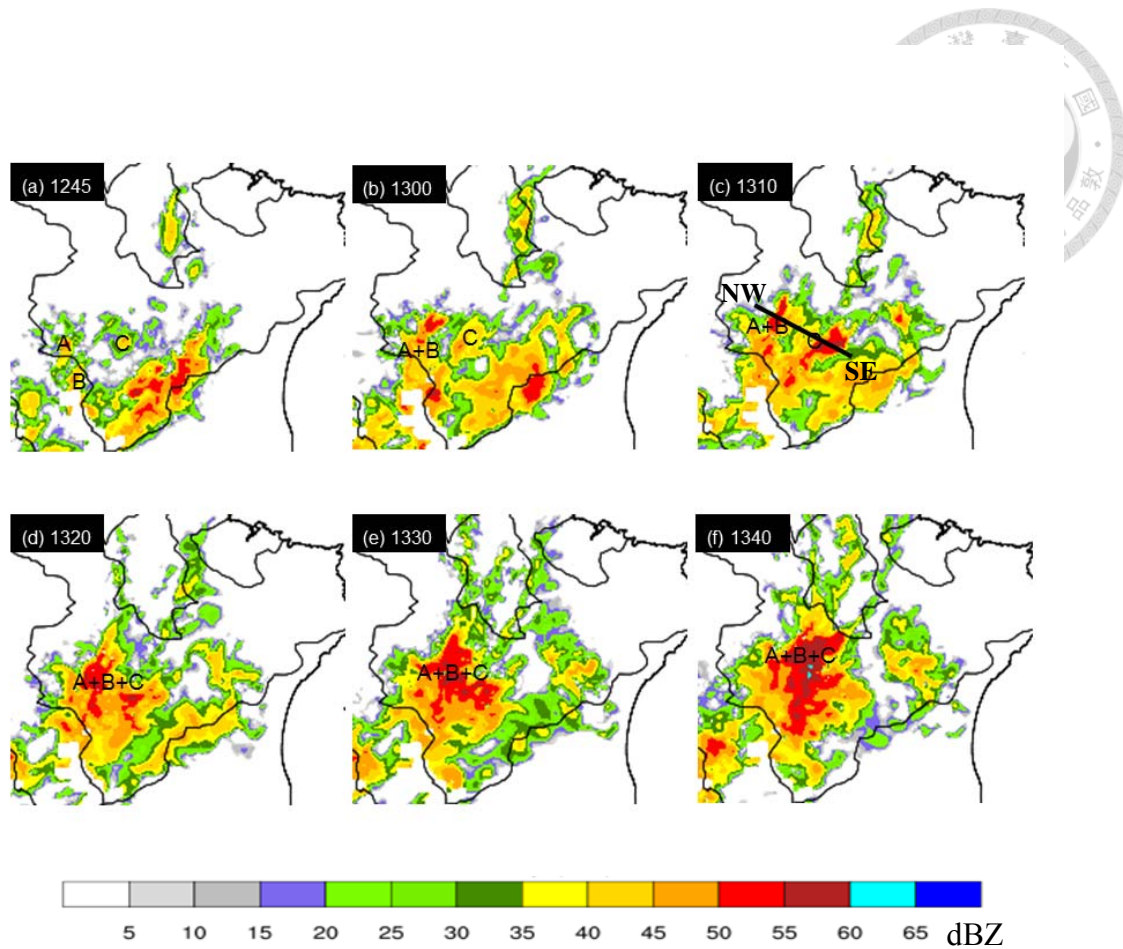


圖 4.8：CNTL 實驗模擬在 $Z = 1500\text{m ASL}$ 的雷達回波。(a) 1245 LST、(b) 1300 LST、(c) 1310 LST、(d) 1320 LST、(e) 1330 LST 及 (f) 1340 LST。圖(c)直線 NW-SE 顯示圖 4.9 垂直剖面的位置。

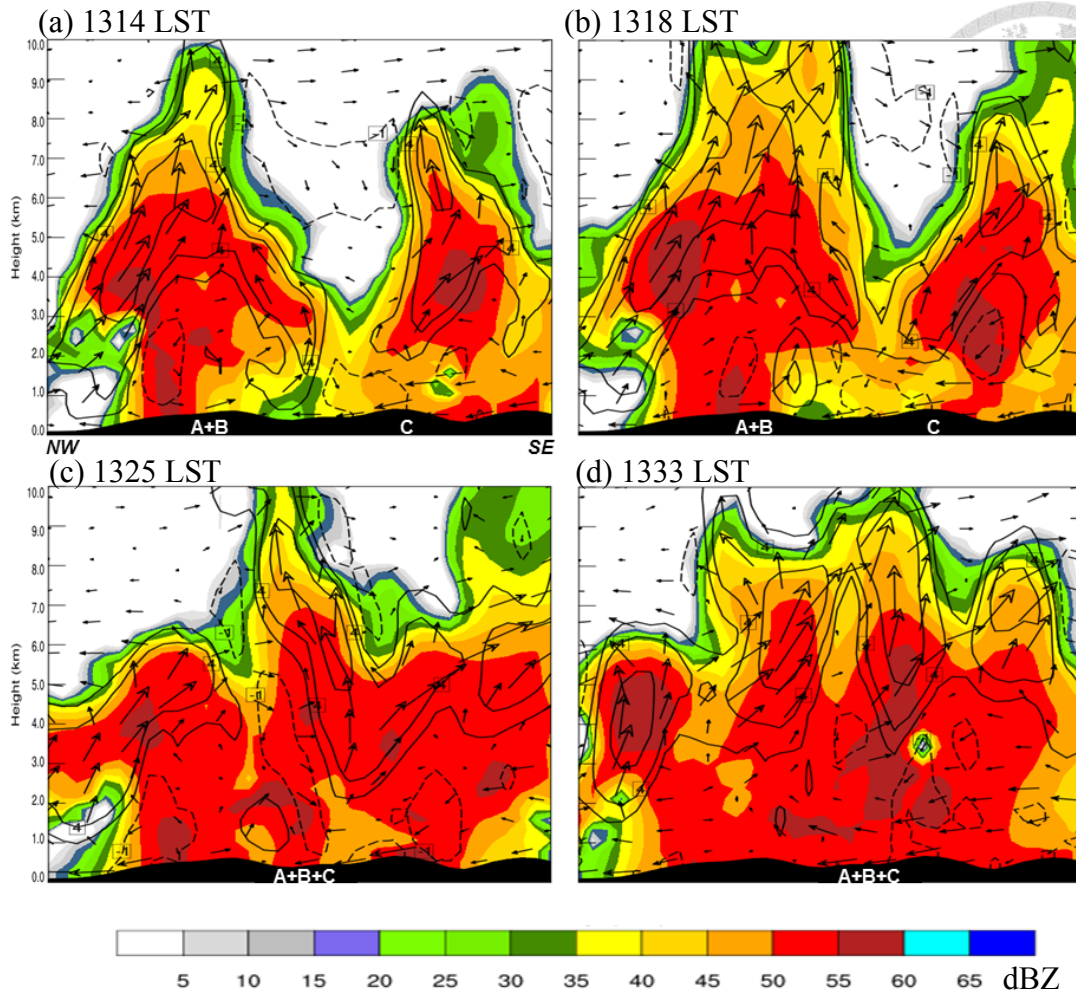


圖 4.9：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬雷達回波、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為雷達回波(dBZ)，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms^{-1} ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a)1314 LST、(b)1318 LST、(c)1325 LST 及 (d)1333 LST。

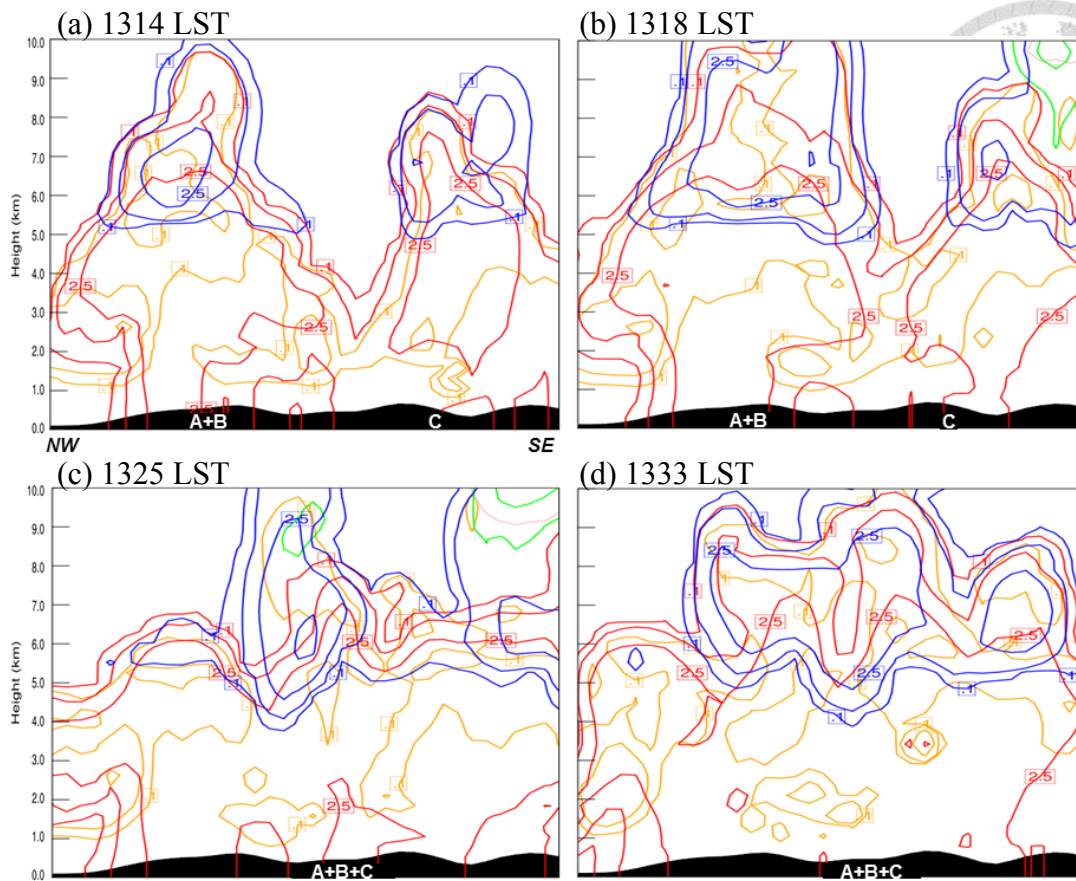


圖 4.10：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬各水象粒子(雲水、雨水、雲冰、雪花及軟雹)混合比的垂直剖面。橘色等值線表示雲水混合比，紅色等值線表示雨水混合比，粉紅色等值線表示雲冰混合比，綠色等值線表示雪花混合比，藍色等值線表示軟雹混合比。各等值線的數值皆為{ 0.1, 0.5, 2.5, 10 } g/kg。(a)1314 LST、(b)1318 LST、(c)1325 LST 及 (d)1333 LST。

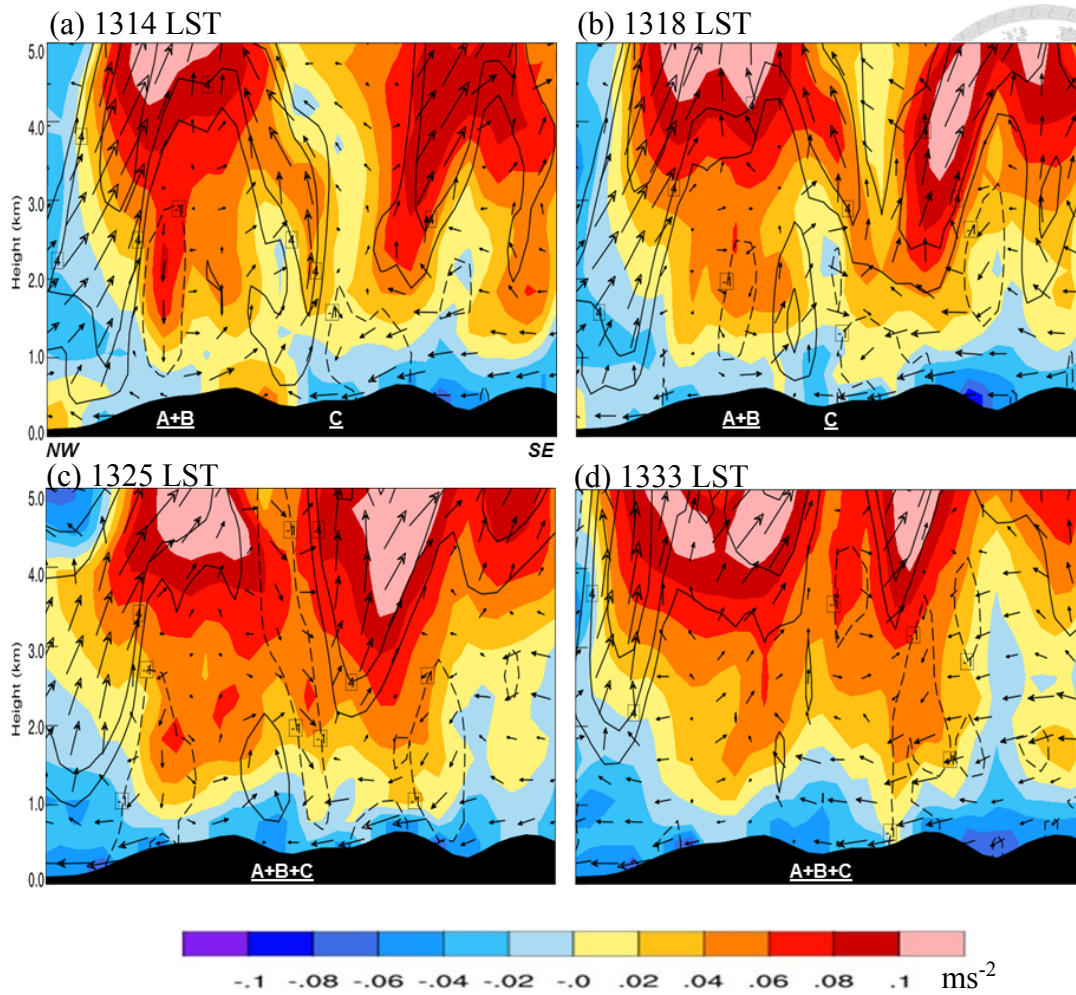


圖 4.11：沿圖 4.8c 之 NW-SE 的 CNTL 實驗模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為浮力(ms^{-2})，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms^{-1} ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a) 1314 LST、(b) 1318 LST、(c) 1325 LST 及 (d) 1333 LST。

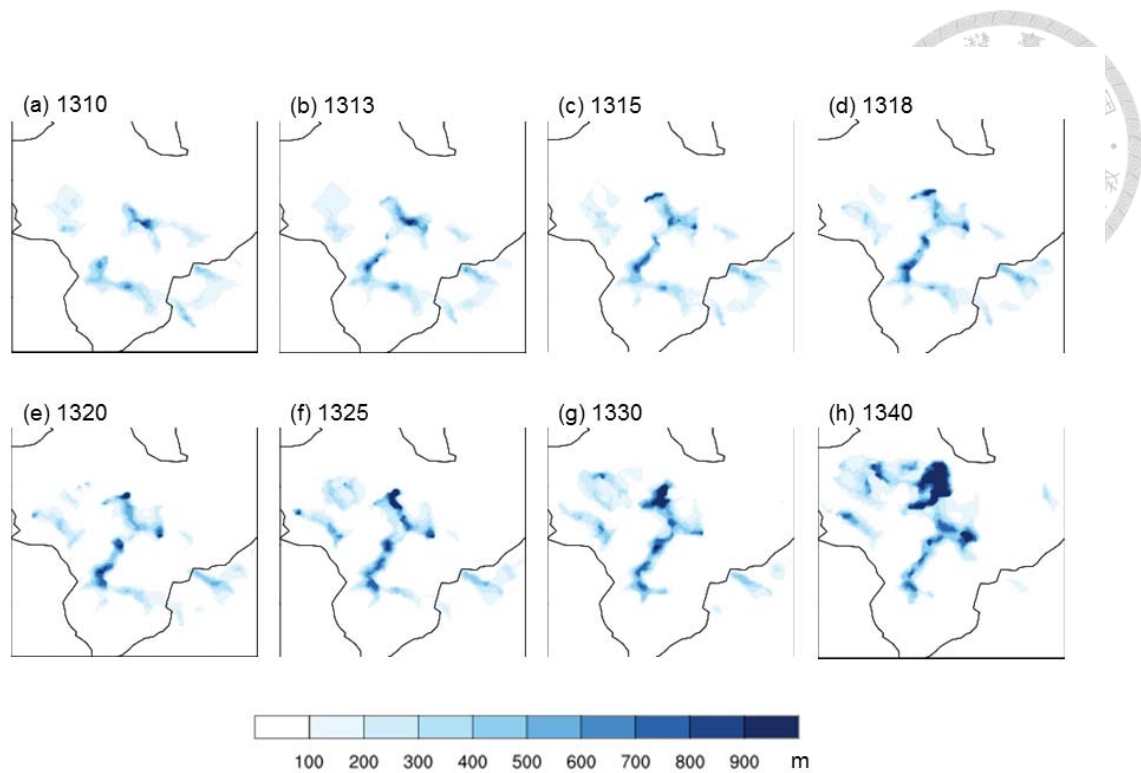


圖 4.12：冷池厚度從 1310 LST 至 1340 LST 的的時間序列圖。(a) 1310 LST、(b) 1313 LST、(c) 1315 LST、(d) 1318 LST、(e) 1320 LST、(f) 1325 LST、(g) 1330 LST 及 (h) 1340 LST。

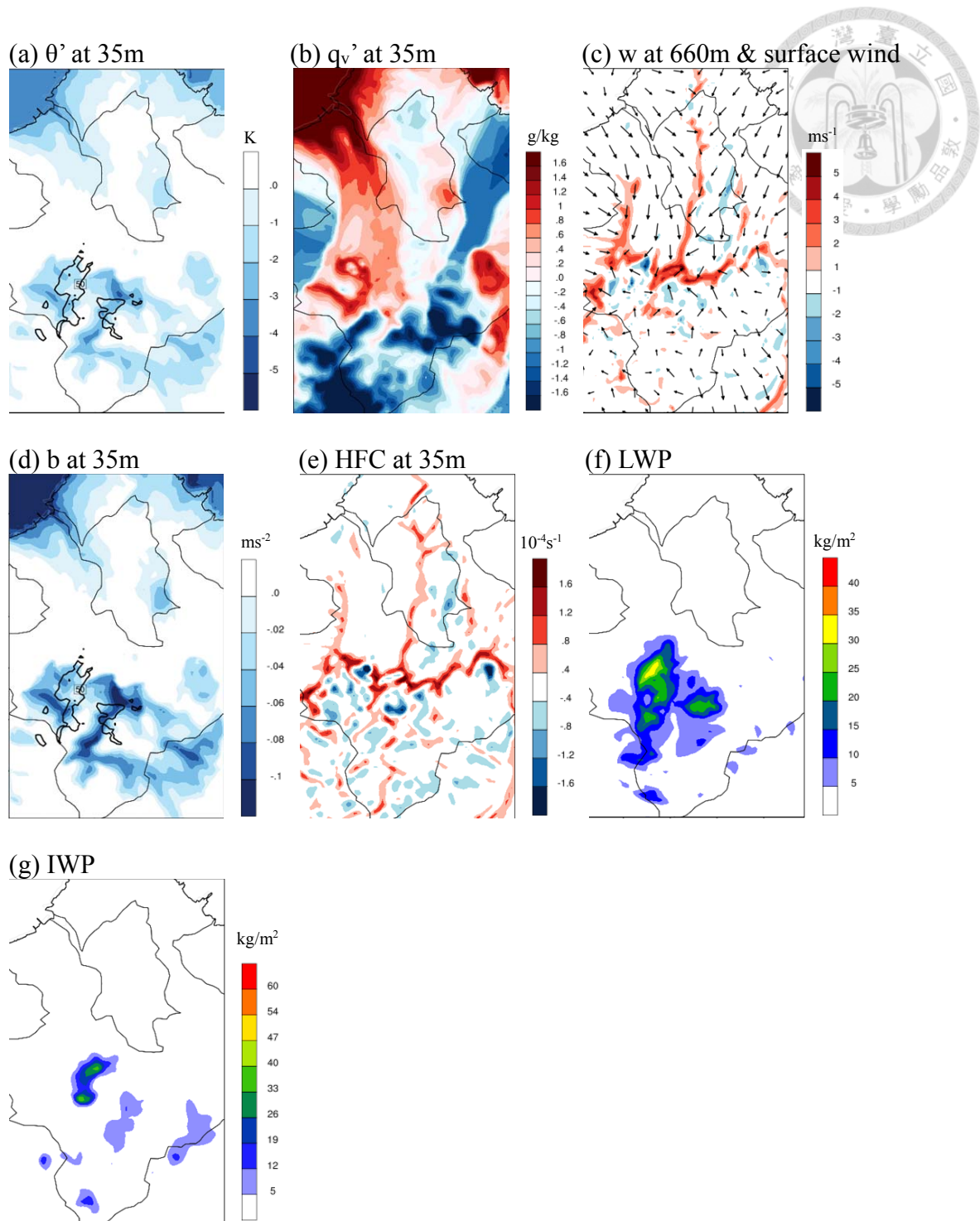


圖 4.13：CNTL 實驗在 2015 年 6 月 14 日 1320 LST(合併對流胞 A+B 和 C 胞合併的時間)的近地面(模式 eta level 最底層：35m AGL)的 (a) 位溫擾動和 (b) 水氣距平、(c) 雲底附近(660m AGL)的垂直速度及地面水平風場、(d) 近地面的浮力、(e) 近地面水氣水平通量輻合(water vapor horizontal flux convergence, HFC)、(f) 液態水光程(liquid water path, LWP)及(g) 冰態水光程(ice water path, IWP) 水平分佈圖。(a)和(d)的等值線為在 $Z = 1.5 \text{ km}$ 高度的雷達回波(50 dBZ)，代表強回波區(> 50 dBZ)所在位置。

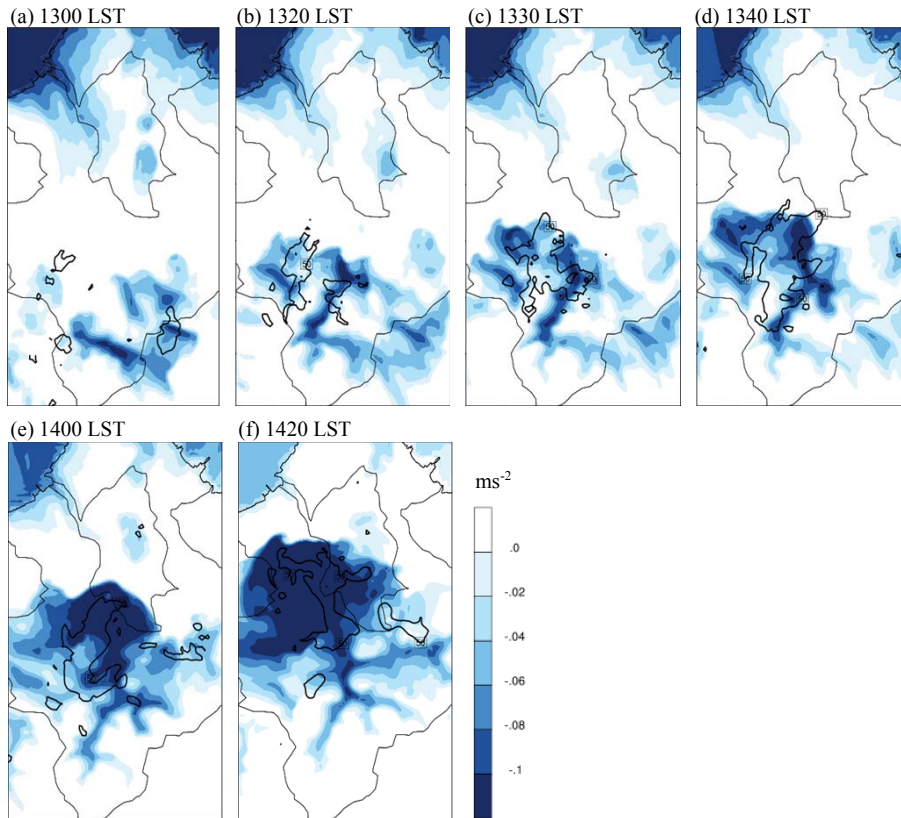
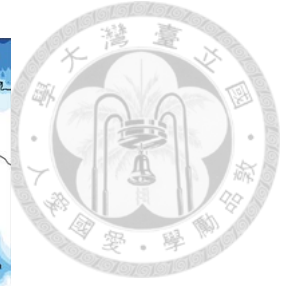


圖 4.14：近地面(35m AGL)浮力 1300-1420 LST 之時間序列圖。色階為近地面浮力，等值線為 $Z = 1500$ m 的雷達回波(50 dBZ)。 (a) 1300 LST、(b) 1320 LST、(c) 1330 LST、(d) 1340 LST、(e) 1400 LST 及 (f) 1420 LST。

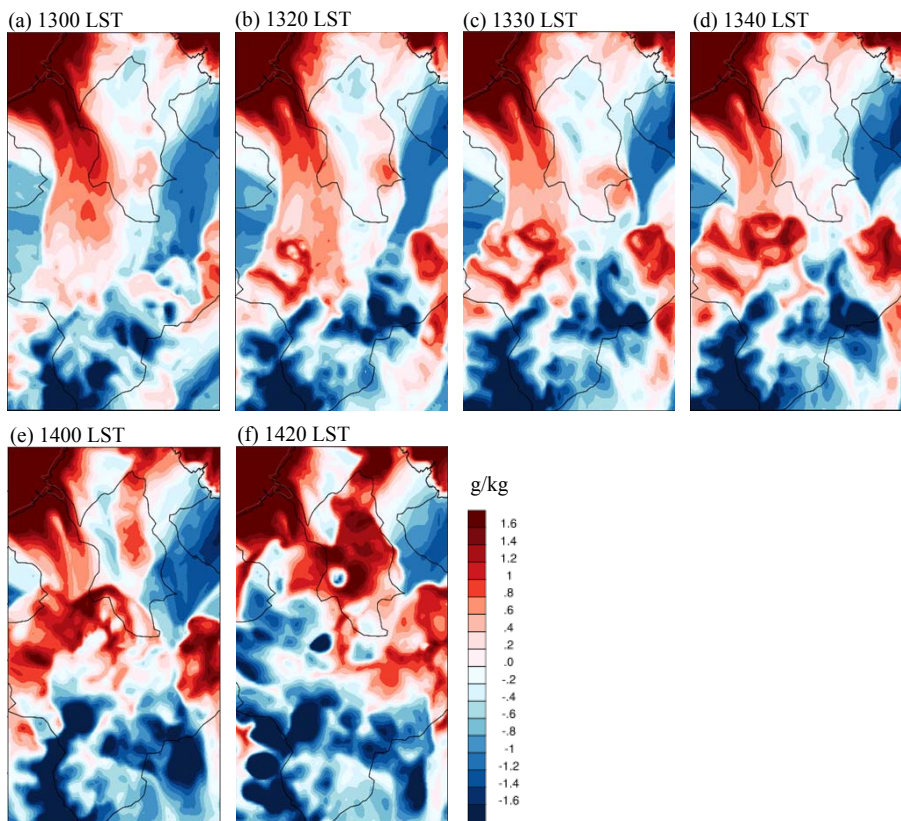


圖 4.15：近地面(35m AGL)水氣距平 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的

時間同圖 4.13。



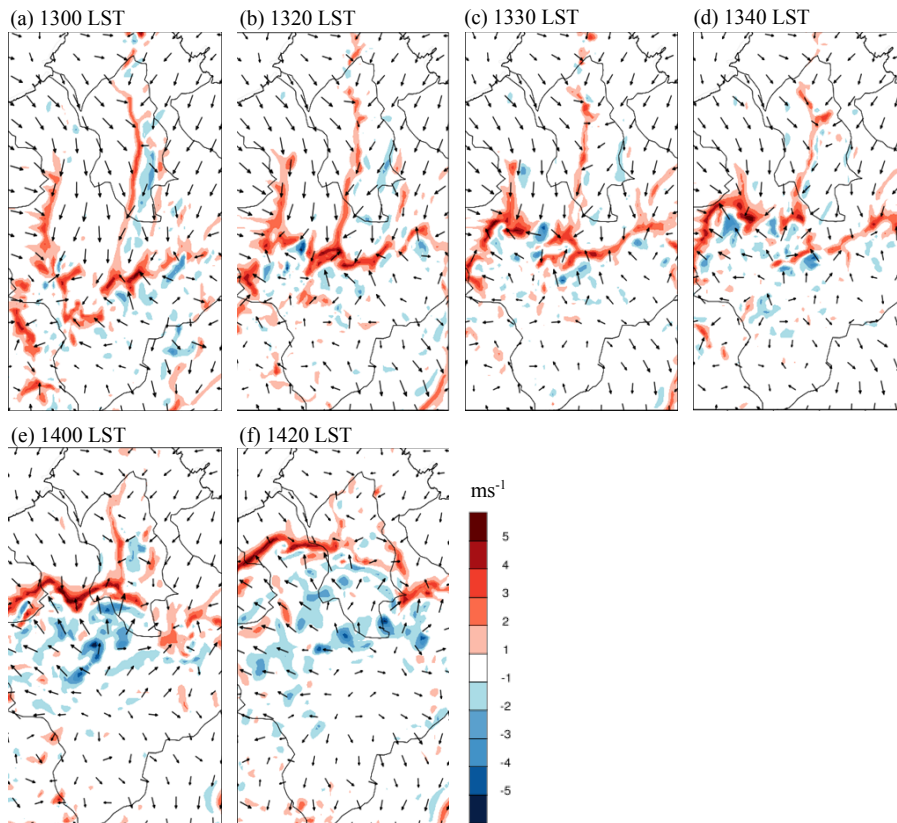
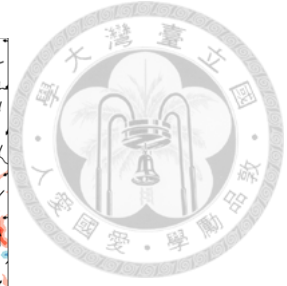


圖 4.16：雲底附近(660m AGL)的垂直速度 1300-1420 LST 之時間序列圖。色階為 660m AGL 的垂直速度，箭頭為地面水平風場。(a)-(f)的時間同圖 4.13。

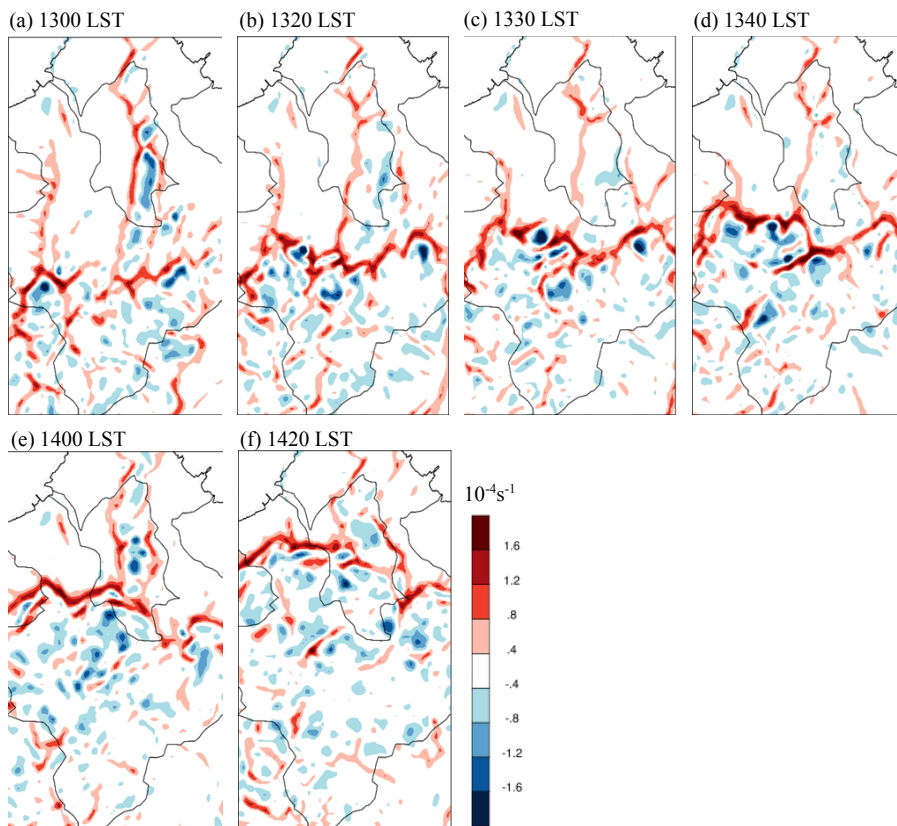


圖 4.17：近地面(35m AGL)的水氣水平通量輻合(HFC)於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。

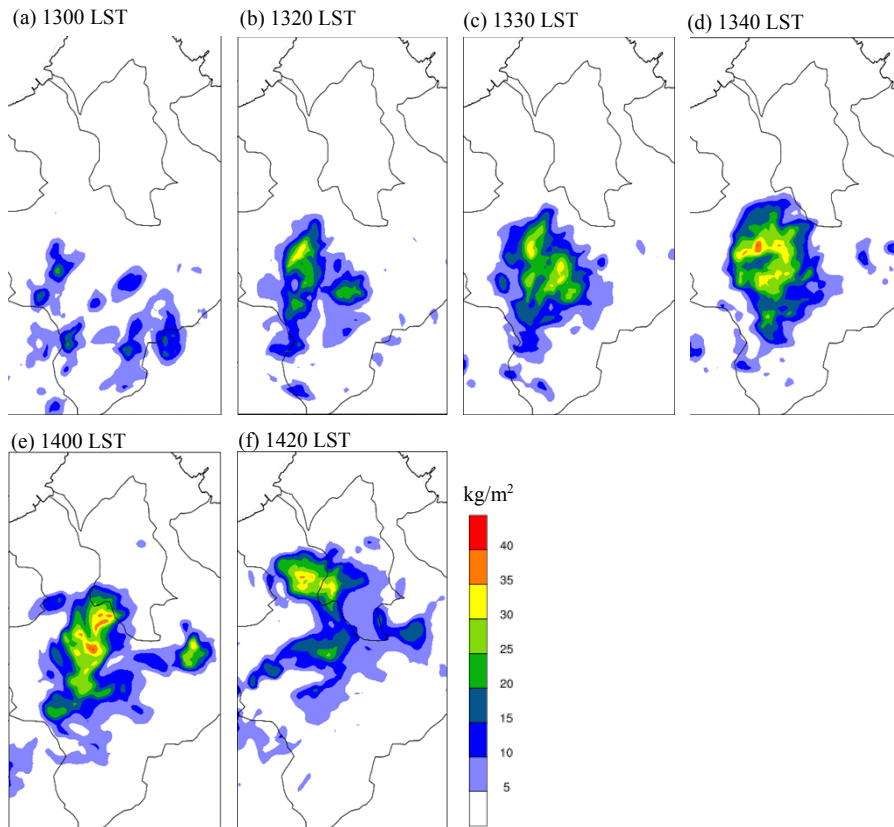
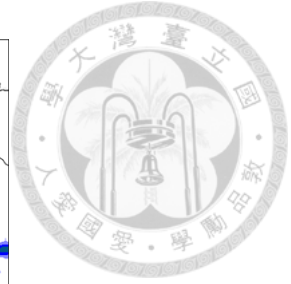


圖 4.18：液態水光程(LWP)於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。

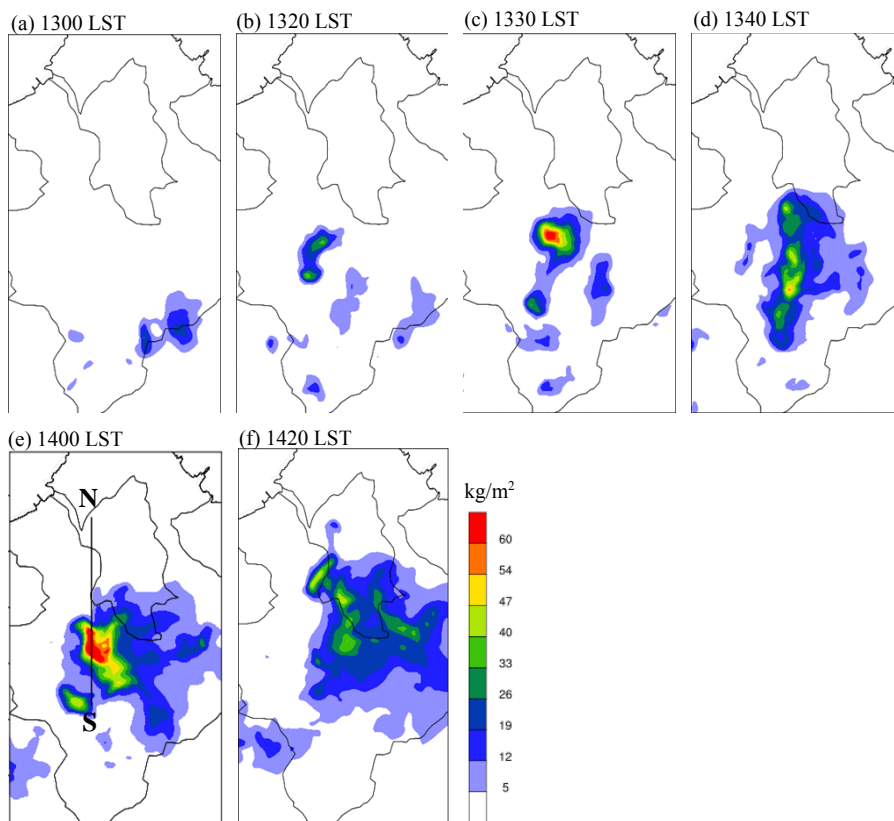


圖 4.19：冰態水光程(IWP) 於 1300-1420 LST 之時間序列圖。(a)-(f)的時間同圖 4.13。圖(e)直線 N-S 為圖 4.19 及 4.20 的垂直剖面位置。

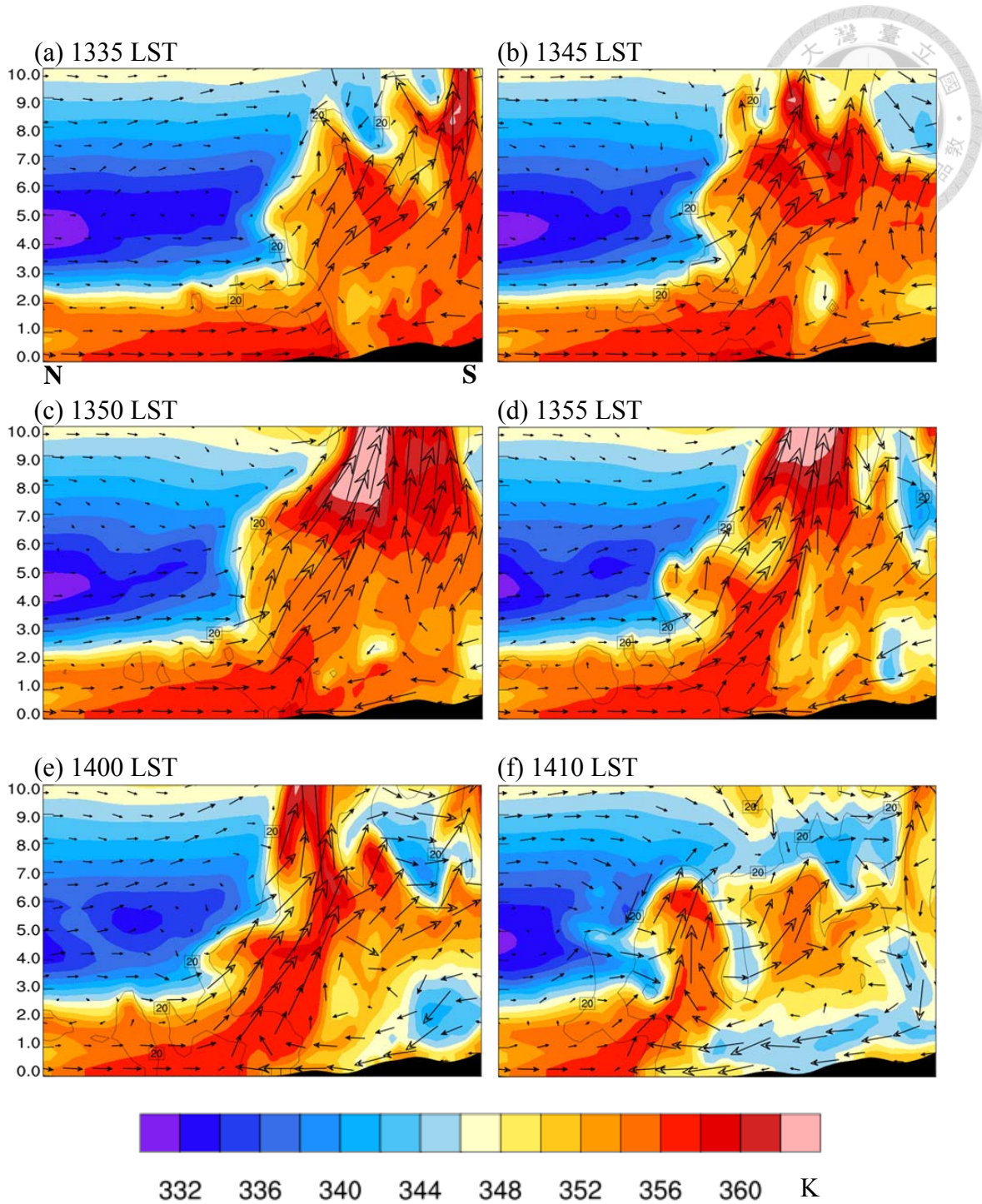


圖 4.20：沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬相當位溫、雷達回波及風場的垂直剖面。色階為相當位溫(K)，等值線為雷達回波(20, 45 dBZ)，箭頭為風場。(a) 1335 LST、(b) 1345 LST、(c) 1350 LST、(d) 1355 LST、(e) 1400 LST 及(f) 1410 LST。

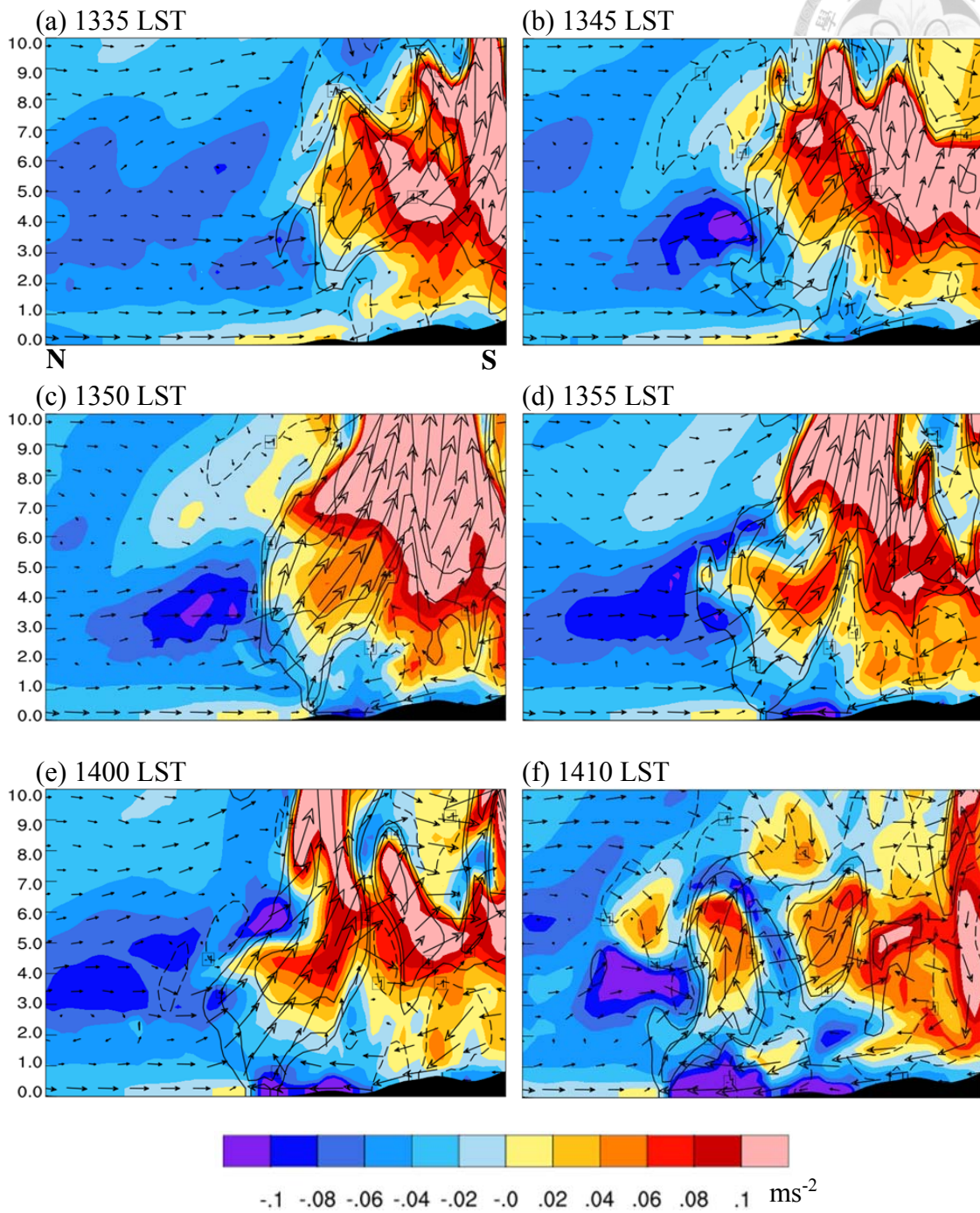


圖 4.21：沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為浮力(ms^{-2})，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms^{-1} ；虛線為負值)，箭頭為風場。(a)-(f)的時間同圖 4.19。

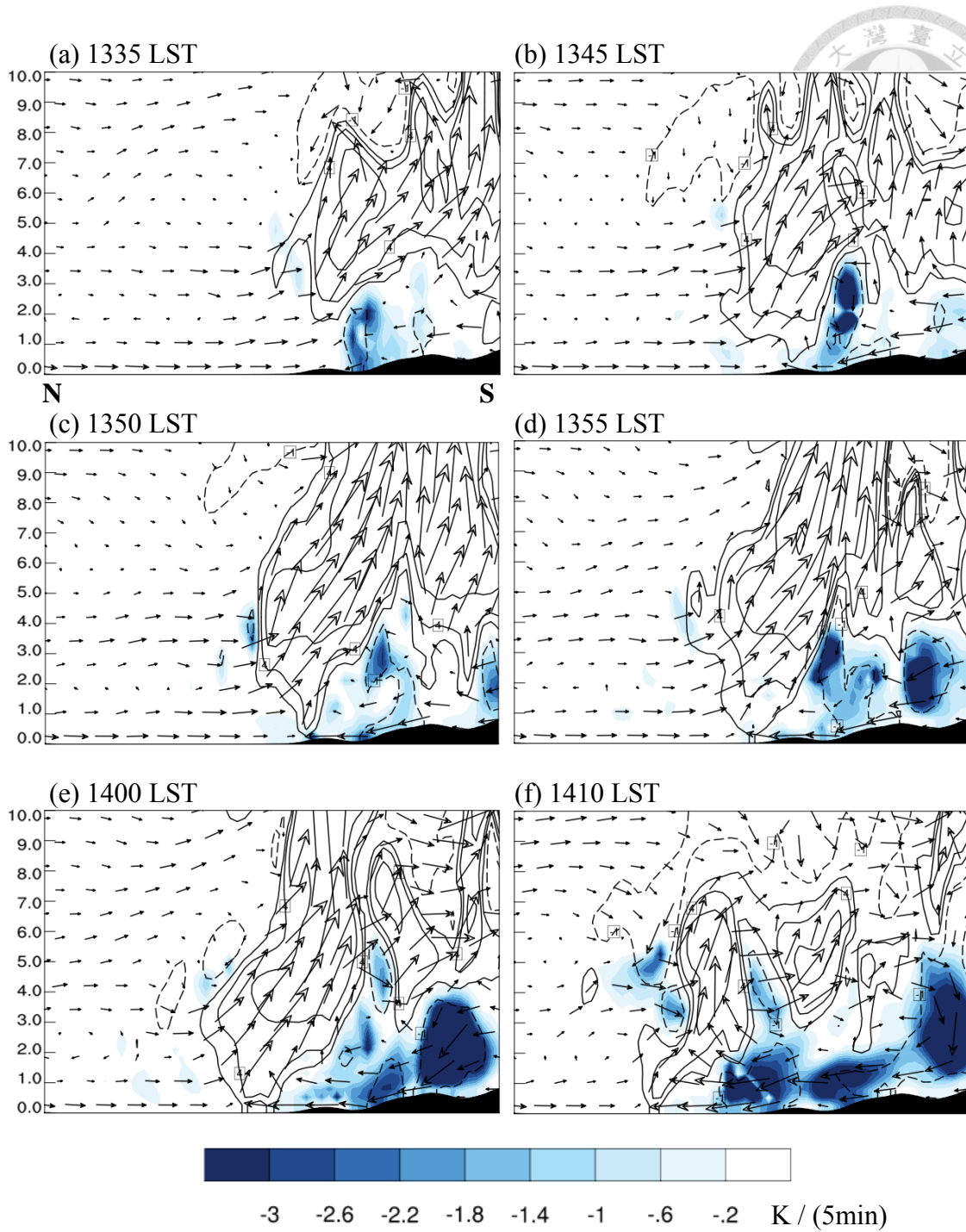


圖 4.22：沿圖 4.18e 之 N-S 的 CNTL 實驗模擬雨水蒸發冷卻率、垂直速度及風場的垂直剖面。色階為雨水蒸發冷卻率(K/5min)，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8 ms-1；虛線為負值)，箭頭為風場。(a)-(f)的時間同圖 4.19。

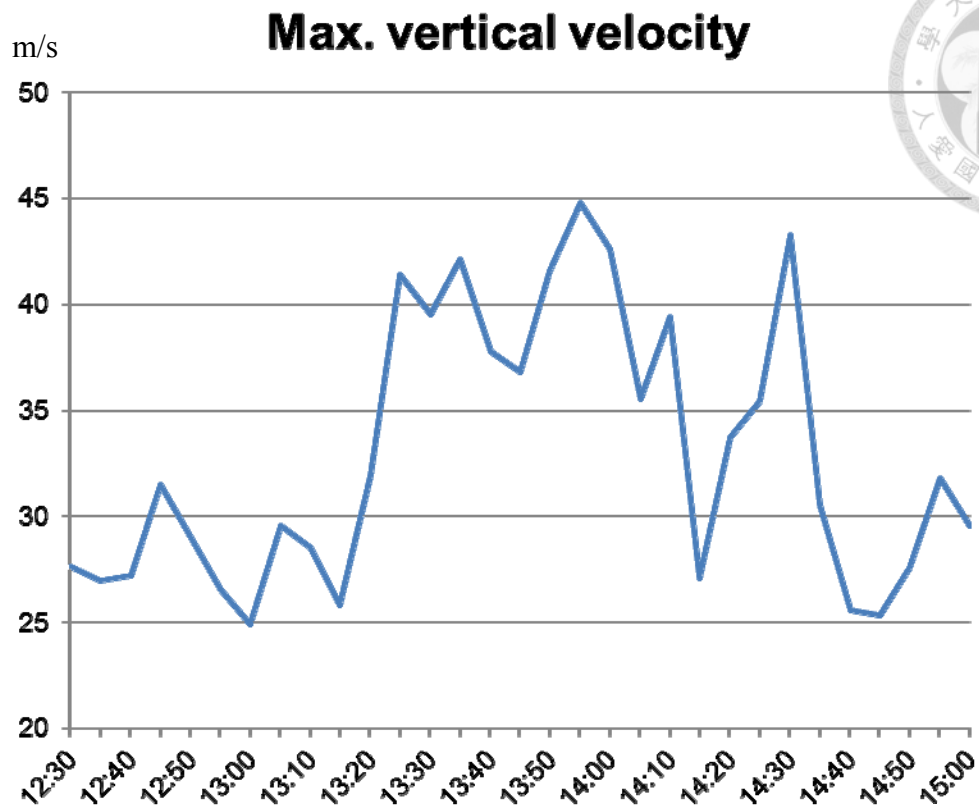


圖 4.23：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內最大垂直速度的時間序列。

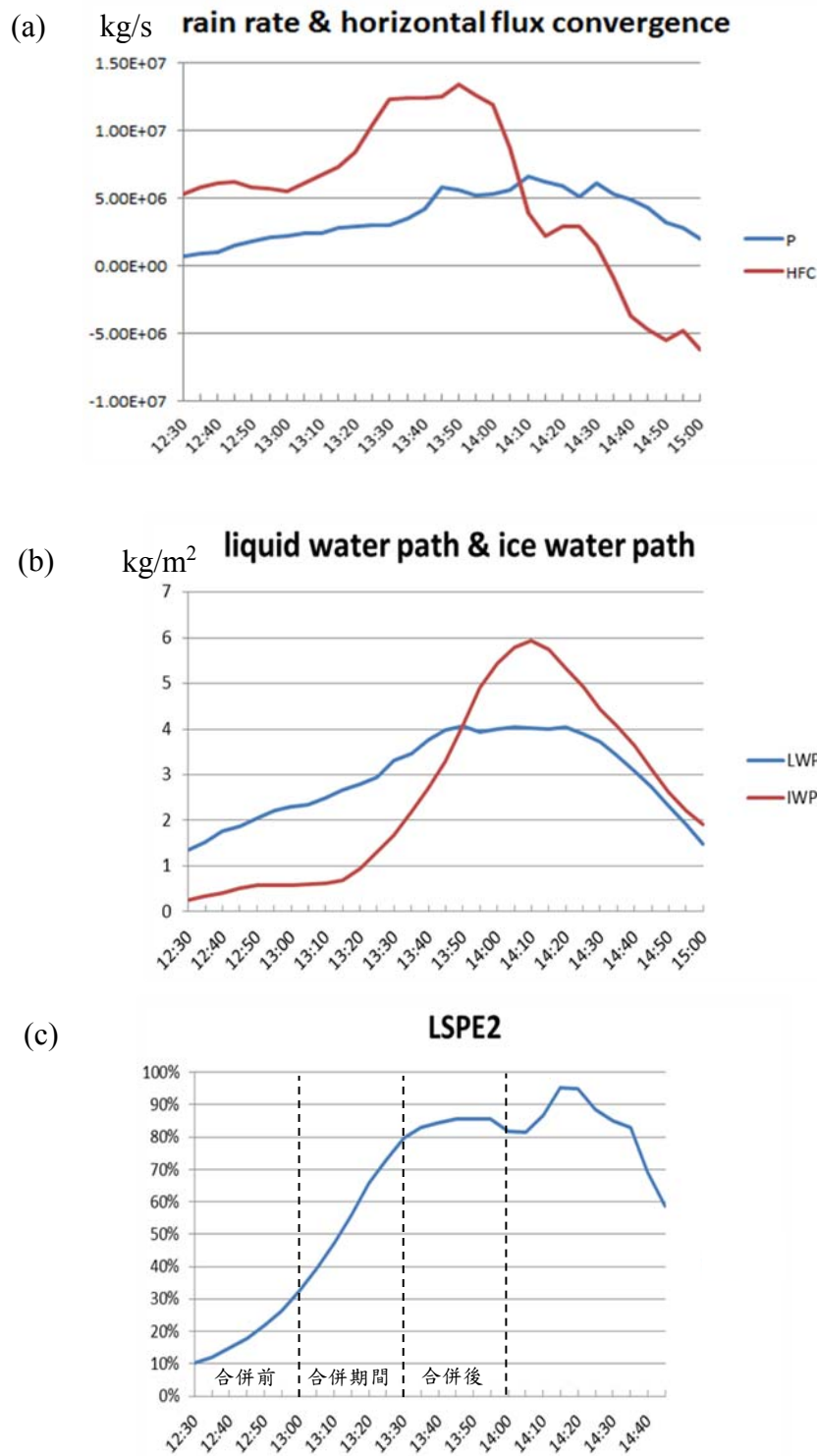


圖 4.24：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內 (a) 水氣水平通量輻合(HFC)的體積分、地面降雨率(P)的面積分；(b) 液態水光程(LWP)與冰態水光程(IWP)的空間平均；(c) 大尺度降水效率(LSPE2)的時間序列。圖(c)標示對流胞合併前(1230-1300 LST)、合併期間(1300-1330 LST)及合併後(1330-1400 LST)的時間。

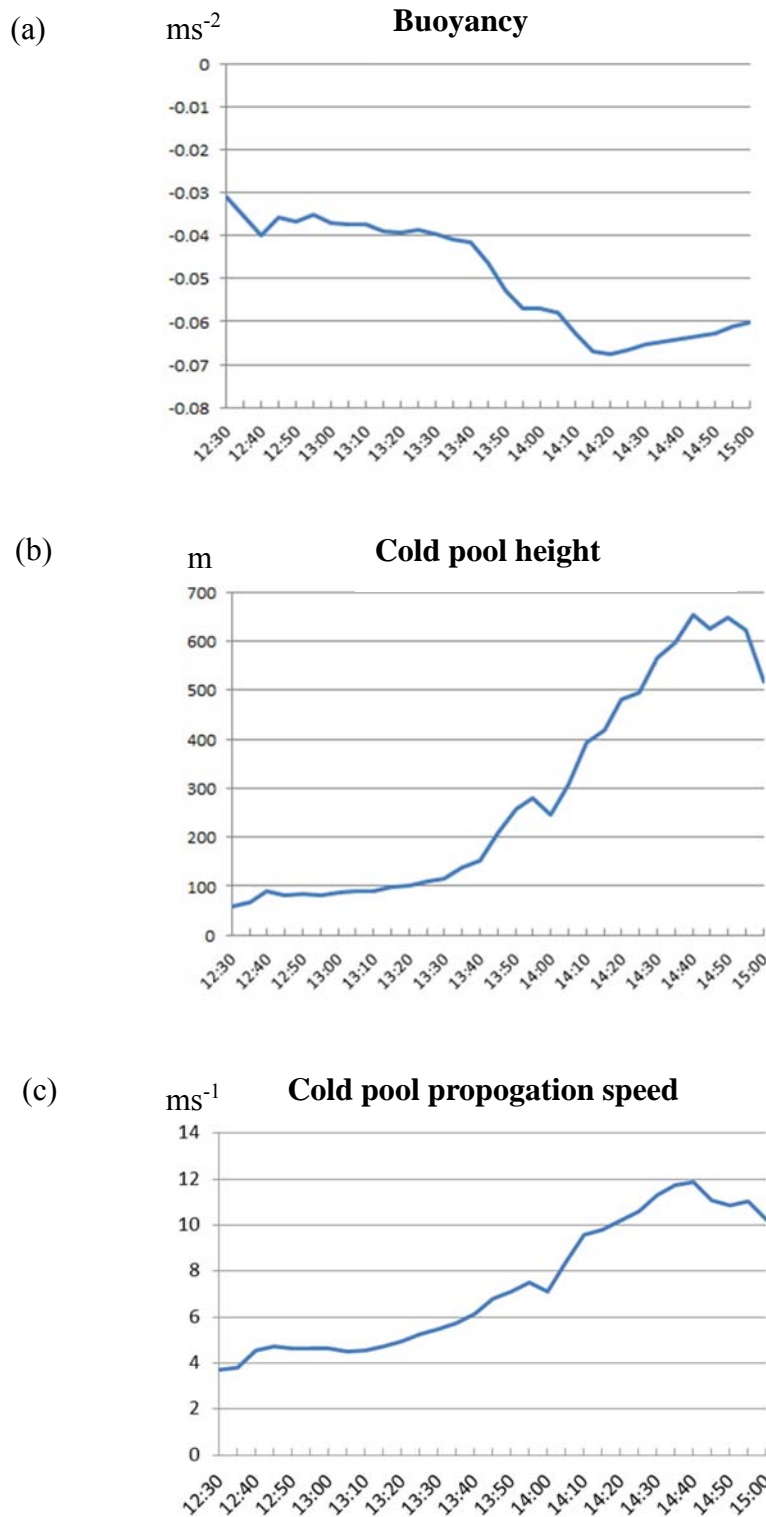
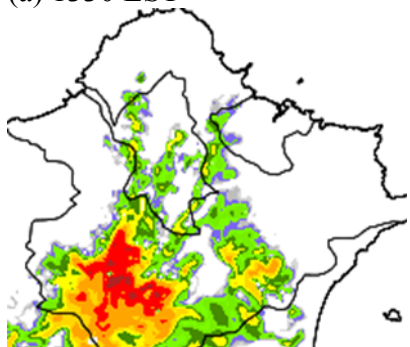


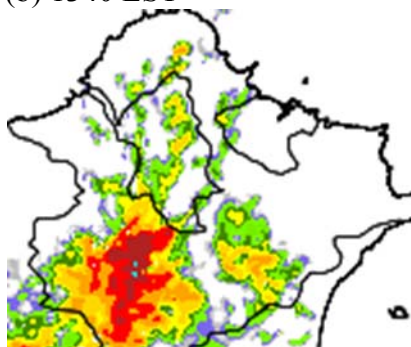
圖 4.25：圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內(a) 冷池近地面浮力、(b) 冷池高度及(c) 冷池移動速度的空間平均隨時間的變化。



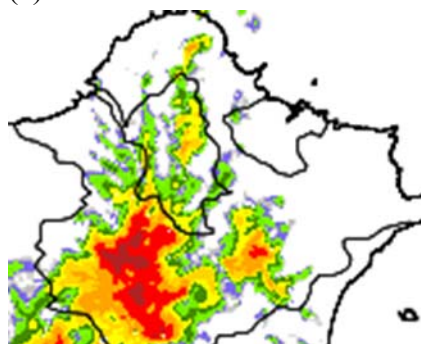
(a) 1330 LST



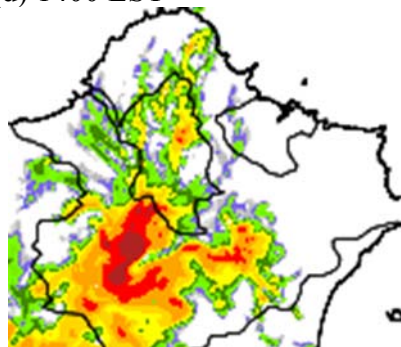
(b) 1340 LST



(c) 1350 LST



(d) 1400 LST



(e) 1420 LST

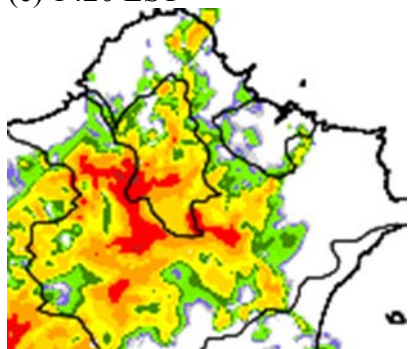
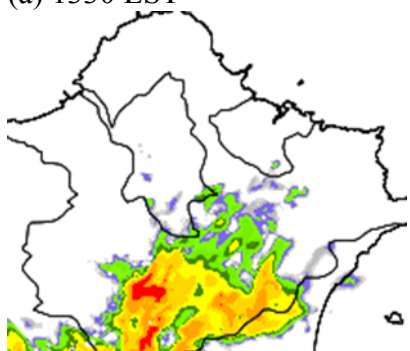


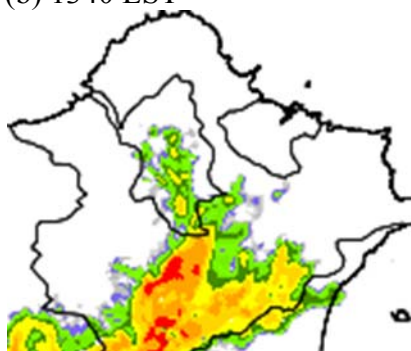
圖 5.1：CNTL 實驗模擬在 $Z = 1500$ m ASL 的雷達回波。(a) 1330 LST、(b) 1340 LST、(c) 1350 LST、(d) 1400 LST 及 (e) 1420 LST。



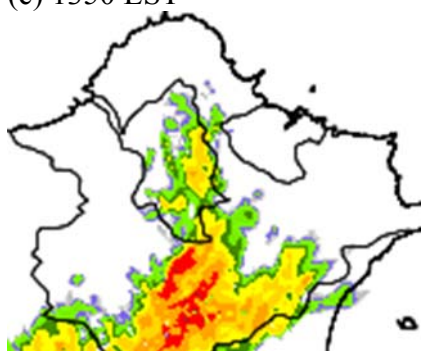
(a) 1330 LST



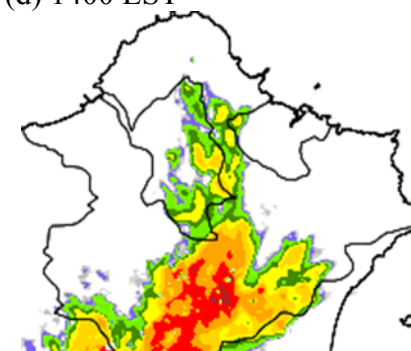
(b) 1340 LST



(c) 1350 LST



(d) 1400 LST



(e) 1420 LST

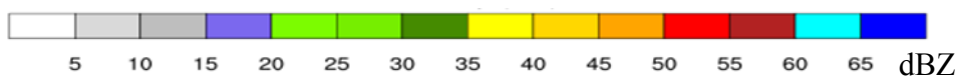
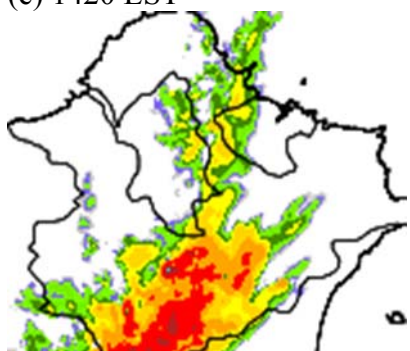


圖 5.2 : 同圖 5.1, 但為 NEVPR 實驗的結果。

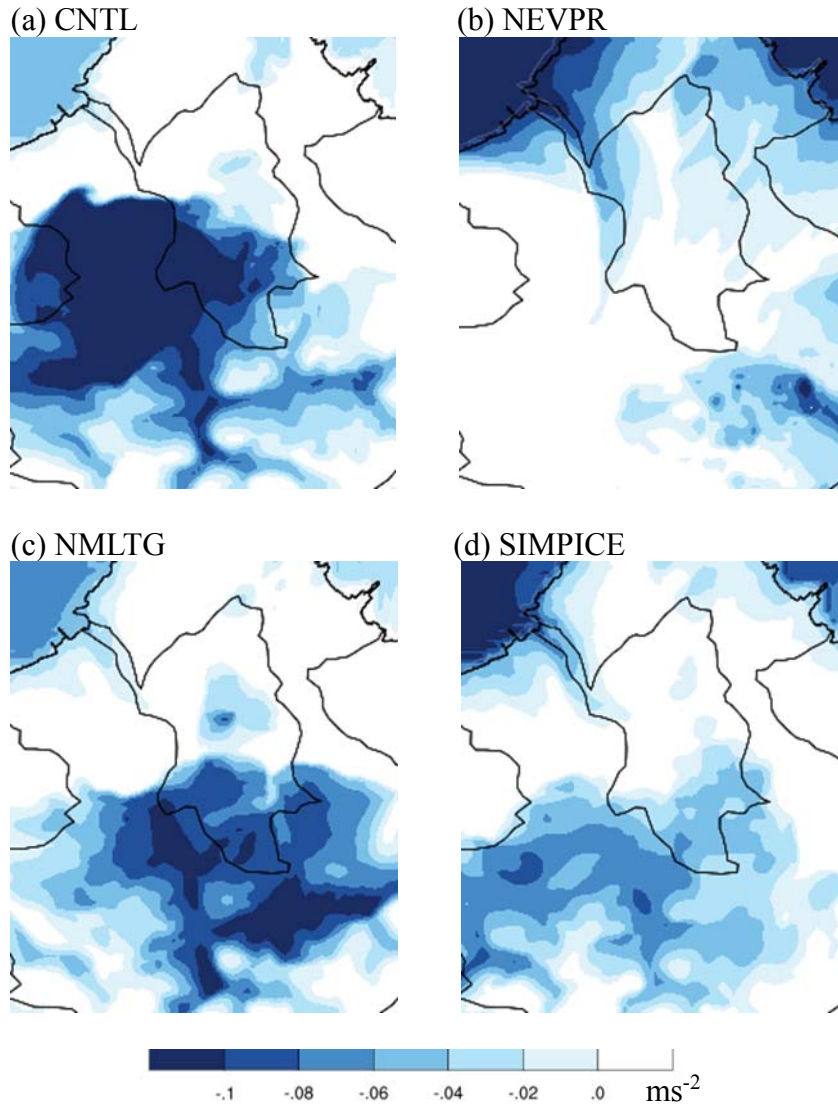
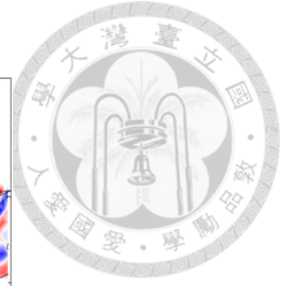
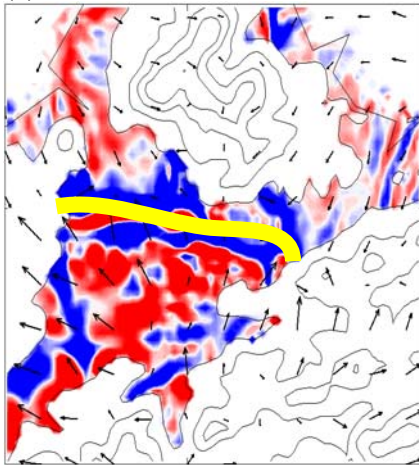


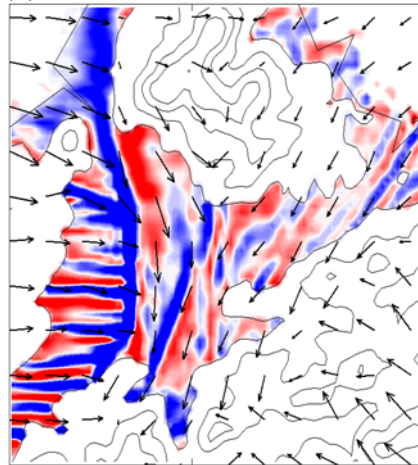
圖 5.3：各數值實驗 1420 LST 時的近地面浮力。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、(c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。



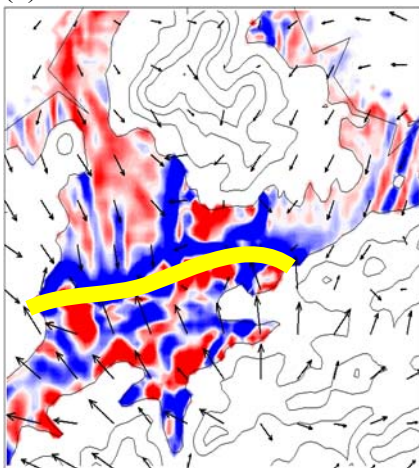
(a) CNTL



(b) NEVPR



(c) NMLTG



(d) SIMPICE

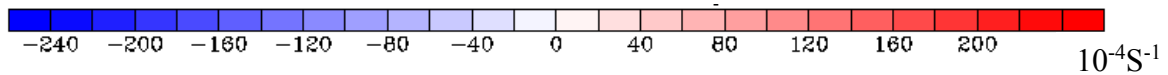
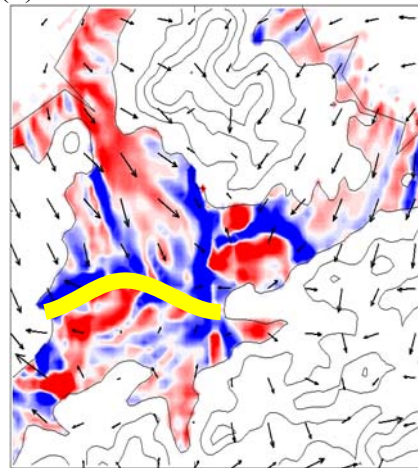


圖 5.4：各數值實驗 1420 LST 時的地面輻散場及水平風場。色階為地面輻散場，箭頭為地面水平風場。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間距為 200 公尺。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、(c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。黃色粗線標示海風環流與冷池外流的輻合線所在位置。

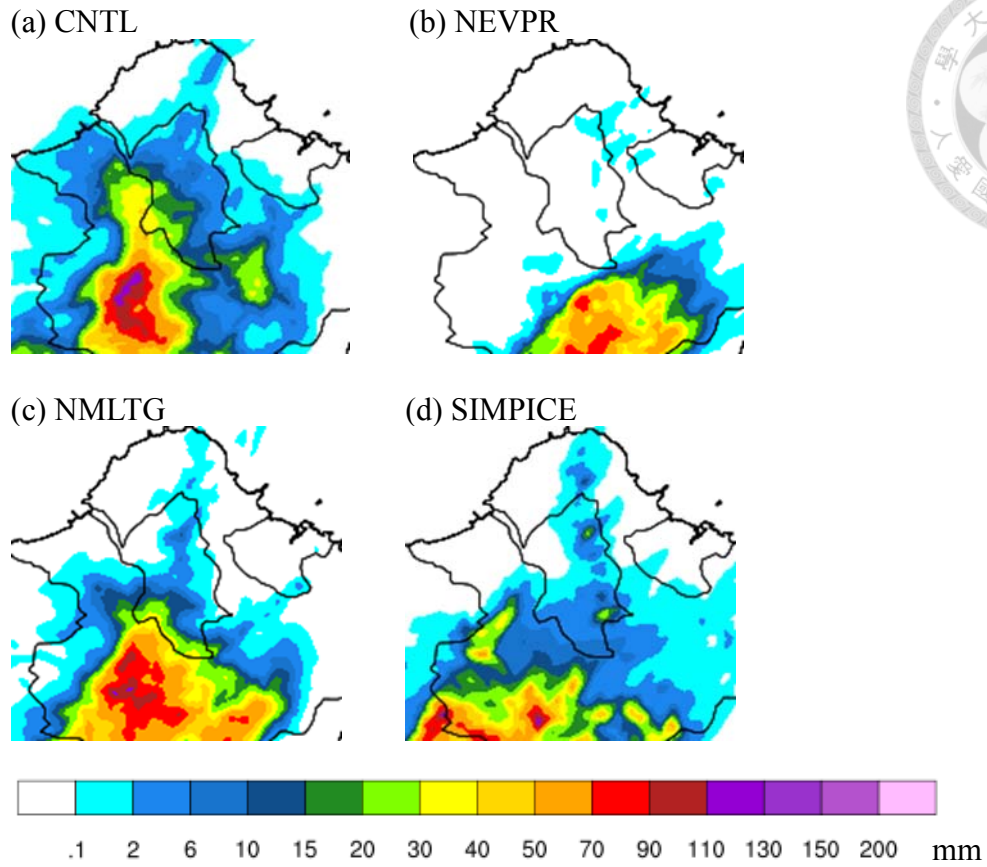
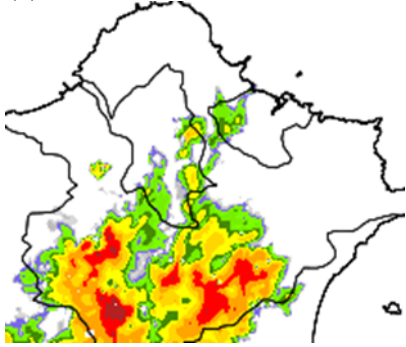


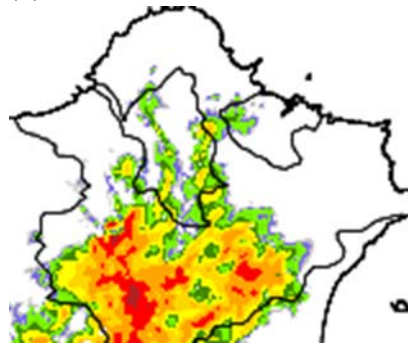
圖 5.5：各數值實驗 1200-1445 LST 的累積雨量。(a) CNTL 實驗、(b) NEVPR 實驗、(c) NMLTG 實驗及 (d) SIMPICE 實驗。



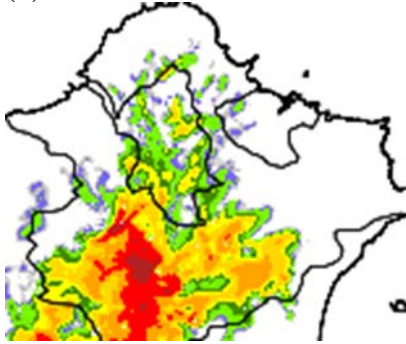
(a) 1330 LST



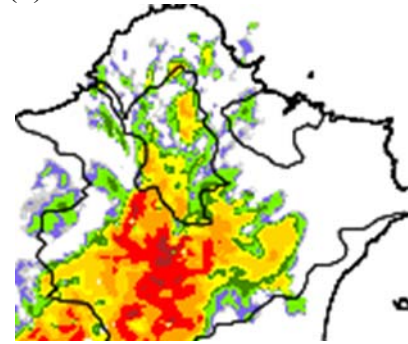
(b) 1340 LST



(c) 1350 LST



(d) 1400 LST



(e) 1420 LST

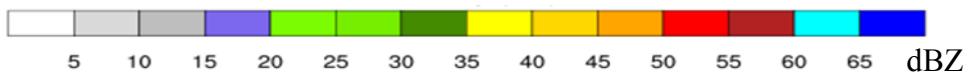
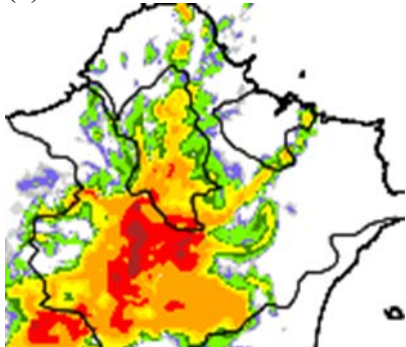
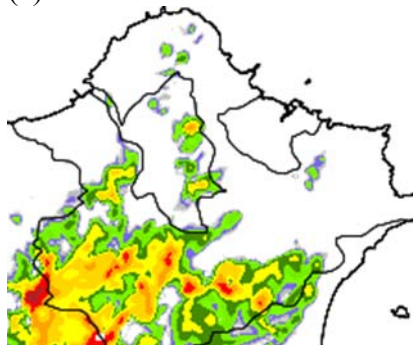


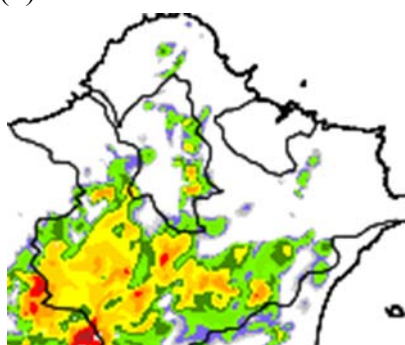
圖 5.6：同圖 5.1，但為 NMLTG 實驗的結果。



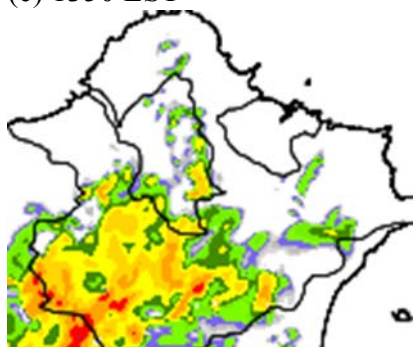
(a) 1330 LST



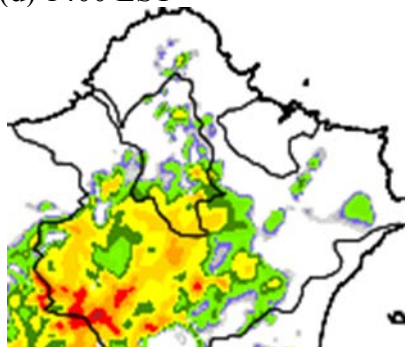
(b) 1340 LST



(c) 1350 LST



(d) 1400 LST



(e) 1420 LST

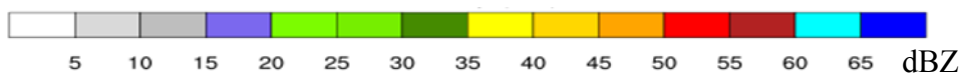
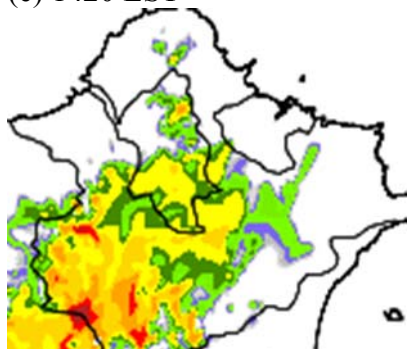


圖 5.7：同圖 5.1，但為 SIMPICE 實驗的結果。

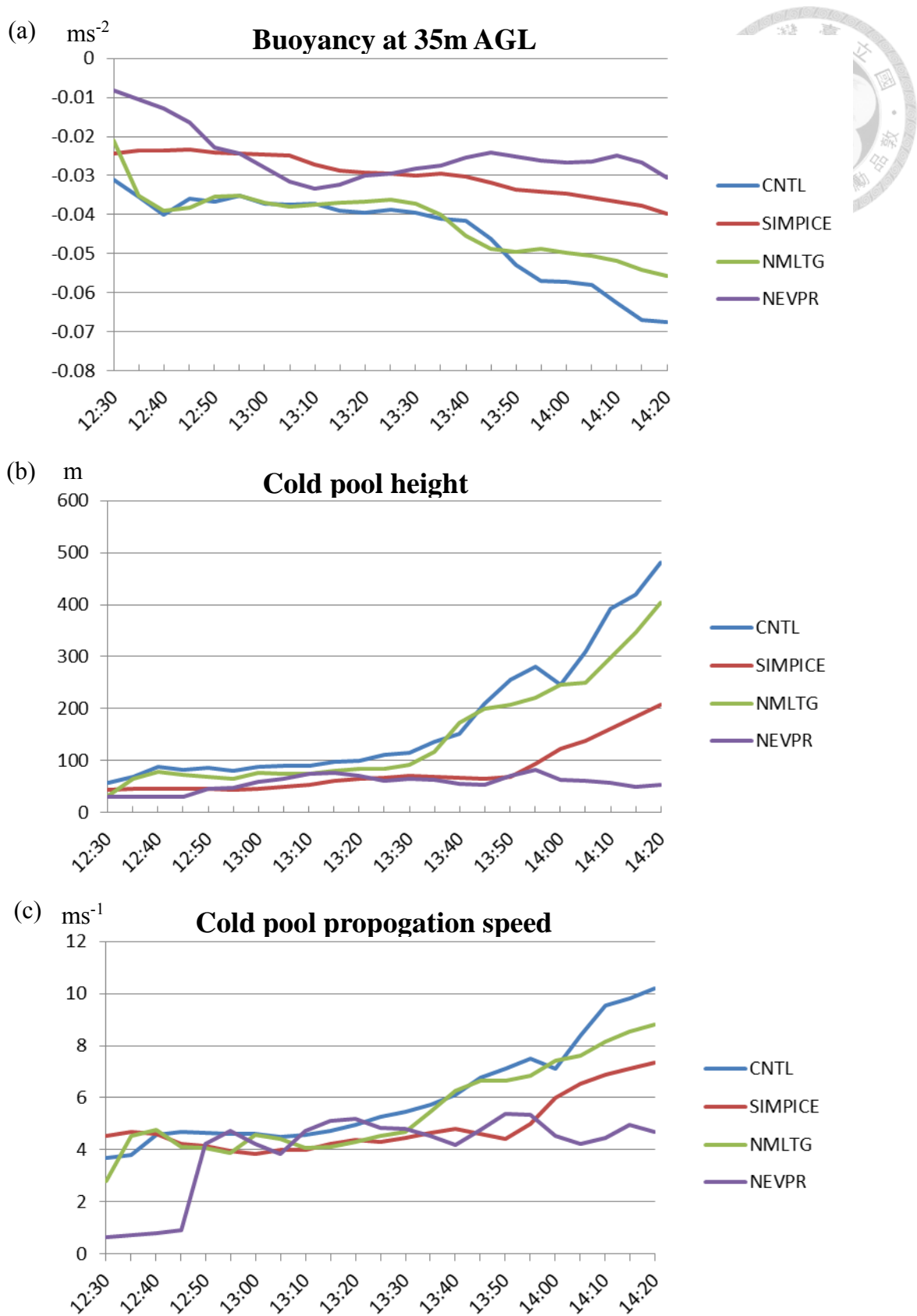
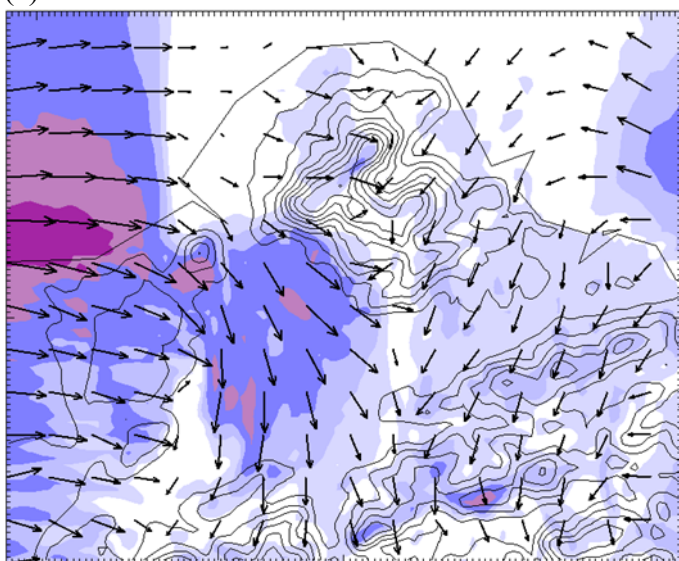


圖 5.8：各數值實驗於圖 3.1 長方形區域(60km × 37.5km)內(a) 冷池近地面浮力、(b) 冷池高度及 (c) 冷池移動速度的空間平均隨時間的變化。



(a) CNTL



(b) NDAT

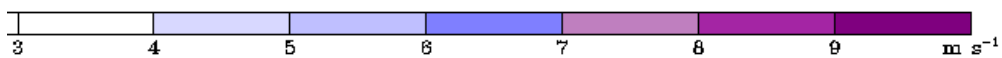
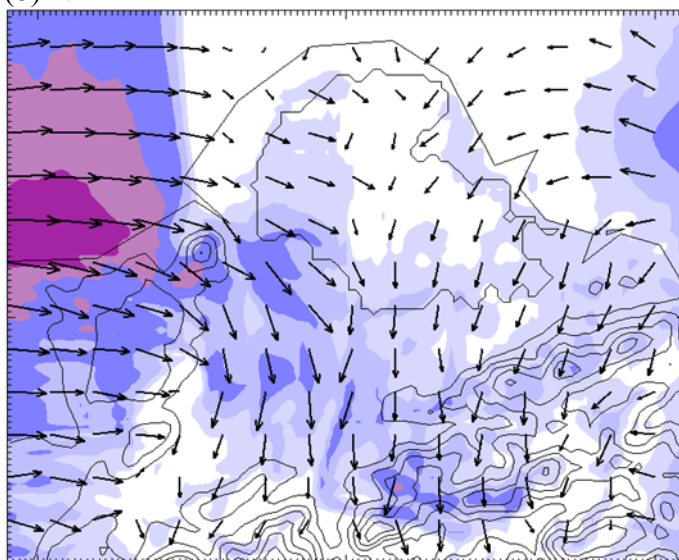
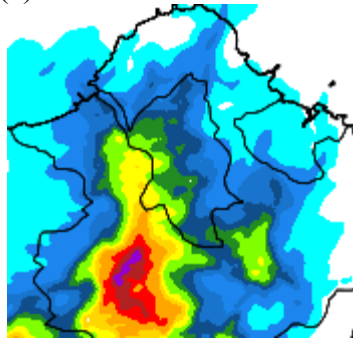


圖 5.9：(a) CNTL 實驗及 (b) NDAT 實驗 1200 LST 時的地面水平風場。色階為地面水平風速，箭頭為地面水平風場。等值線為地形高度，初始值為 100 公尺，間距為 100 公尺。



(a) CNTL



(b) NDAT

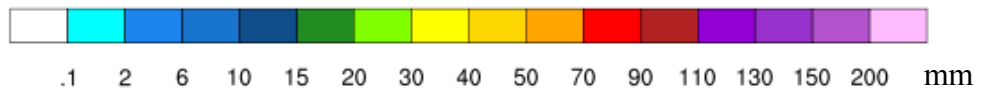
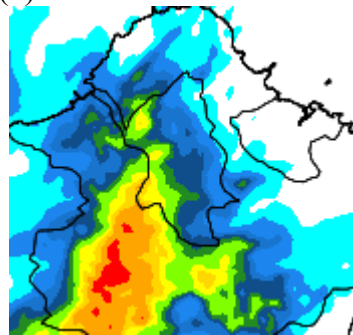


圖 5.10：(a) CNTL 實驗及 (b) NDAT 實驗的 6 小時(1200-1800 LST)累積雨量。

表



Run	Comments
CNTL	full physics
NEVPR	no evaporation cooling of rainwater
NMLTG	no melting cooling of graupel
SIMPICE	simple ice microphysics, no graupel
NDAT	full physics with Mt. Datun removal

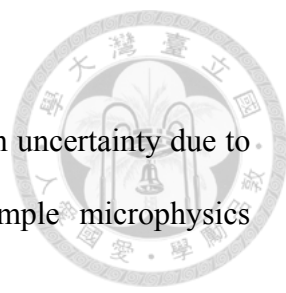
表 2.1：本研究使用的五組數值實驗及其設定。

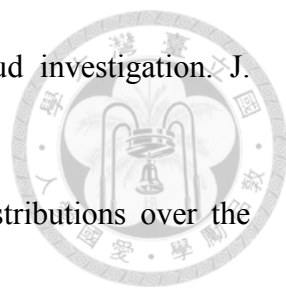
參考資料

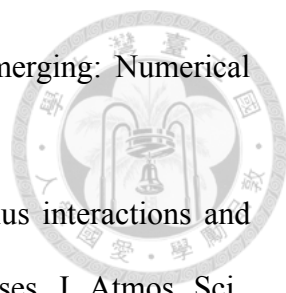


- [1] Böing, S. J., H. J. J. Jonker, A. P. Siebesma, and W. W. Grabowski, 2012: Influence of the subcloud layer on the development of a deep convective ensemble. *J. Atmos. Sci.*, 69, 2682–2698.
- [2] Browning, K. A., and F. H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 117–135.
- [3] Byers, H. R., and R. R. Braham, 1949: *The Thunderstorm Project*. U.S. Weather Bureau, 287 pp.
- [4] Carey, L. D., and S. A. Rutledge, 2000: The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: A C-band polarimetric radar study. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2687–2710.
- [5] Dudhia, J., 1989: Numerical simulation of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- [6] Evans, J. S. and C. A. Doswell III, 2001: Examination of Derecho environments using proximity soundings. *Wea. Forecasting*, 16, 329-342.
- [7] Fawbush, E. J., and R. C. Miller, 1954: A basis for forecasting peak wind gusts in nonfrontal thunderstorms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 14–19.
- [8] Feng Z, Hagos S, Rowe A, Burleyson C, Martini M, deSzoeki S. 2015. Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 7: 357–381.
- [9] Foster, D. S., 1958: Thunderstorm gusts compared with computed downdraft

speeds. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 91–94.

- 
- [10] Gilmore, M., J. Straka, and E. Rasmussen (2004). Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.* 132(11), 2610–2627.
- [11] Hane, C. E., C. J. Kessinger, and P. S. Ray, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part II: Mechanisms for maintenance of the region of strong convection. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2866–2883.
- [12] Hong, S.-Y., H.-L. Pan, 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322–2339.
- [13] Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen (2004), A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Mon. Weather Rev.*, 132, 103–120.
- [14] Houze, R. A., Jr., 2014: *Cloud Dynamics*, 2nd Ed., Elsevier/Academic Press, Oxford, 432 pp.
- [15] K.-S. S. Lim and S.-Y. Hong 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, 138, pp. 1587–1612.
- [16] Kain, J. S. (2004), The Kain–Fritsch convective parameterization: An update, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 170–181.
- [17] Lin, P.-F., P.-L. Chang, B. J.-D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Wea. Forecasting*, 26, 44–60.
- [18] Lin, Y.-L., and L. E. Joyce, 2001: A further study of the mechanisms of cell regeneration, propagation, and development within two-dimensional multicell storms. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2957–2988.

- 
- [19] Malkus, J. S., 1954: Some results of a trade-cumulus cloud investigation. *J. Meteor.*, 11, 220–237.
- [20] Malkus, J. S., and H. Riehl, 1964: *Cloud Structure and Distributions over the Tropical Pacific Ocean*. University of California Press, 229 pp.
- [21] Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663–16682.
- [22] Orville, H. D., Y.-H. Kuo, R. D. Farley, and C. S. Hwang, 1980: Numerical simulation of cloud interactions. *J. Rech. Atmos.*, 14, 499–516.
- [23] Rogers, R. R., M. K. Yau, 1989. *A Short Course in Cloud Physics*, 3rd Ed. Pergamon Press. 293 pp.
- [24] Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall line. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463–485.
- [25] Simpson, J., 1980: Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. *J. Appl. Meteor.*, 19, 477–487.
- [26] Simpson, J., N. E. Westcott, R. J. Clerman, and R. A. Pielke, 1980: On cumulus mergers. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol.*, 29, 1–40.
- [27] Simpson, J., T. D. Keenan, B. Ferrier, R. H. Simpson, and G. J. Holland, 1993: Cumulus mergers in the maritime continent region. *Meteor. Atmos. Phys.*, 51, 73–99.
- [28] Simpson, J., W. L. Woodley, A. H. Miller, and G. F. Cotton, 1971: Precipitation results of two randomized pyrotechnic cumulus seeding experiments. *J. Appl. Meteor.*, 10, 526–544.
- [29] Sui, C.-H., X. Li and M.-J. Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, 64, 4506–4513.

- 
- [30] Tao, W.-K., and J. Simpson, 1984: Cloud interactions and merging: Numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2901–2917.
- [31] Tao, W.-K., and J. Simpson, 1989: A further study of cumulus interactions and mergers: Three-dimensional simulations with trajectory analyses. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2974–3004.
- [32] Tompkins, 2001b: Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1650–1672.
- [33] Torri, G., Z. Kuang, and Y. Tian (2015), Mechanisms for convection triggering by cold pools, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1943–1950.
- [34] Turpeinen, O., 1982: Cloud interactions and merging on day 261 of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1238–1254.
- [35] Westcott, N. E., 1977: Radar characteristics of south Florida convective rainfall. *Proc. Sixth Conf. on Planned and Inadvertent Weather Modification*, Champaign–Urbana, IL, Amer. Meteor. Soc., 190–191.
- [36] Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 219–226.
- [37] Westcott, N. E., 1994: Merging of convective clouds: Cloud initiation, bridging, and subsequent growth. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 780–790.
- [38] Yang, M.-J., and R.A. Houze, Jr., 1995b: Sensitivity of squall-line rear inflow to ice microphysics and environmental humidity. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3175–3193.
- [39] 周仲島, 高聿正, 修榮光, 鍾吉俊, 李宗融, 郭鴻基. (2016). 臺北都會區豪雨型午後雷暴的觀測特徵與預報挑戰: 2015 年 6 月 14 日個案研究. *大氣科學*, 44(1), 57-82.
- [40] 林品芳、張保亮、周仲島, 2012: 弱綜觀環境下臺灣午後對流特徵及其客觀

預報。大氣科學，40(1)，77-108。

- [41] 鍾宜娟，2014: 使用 WRF 理想模組討論颱風線系統與山脈地形之交互作用-水收支及降水效率研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。

