

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

2012年梅雨期間6月11日
台灣北部豪大雨個案雷達資料分析

指導教授：陳台琦博士

研究生：柯靜吟

中華民國 103 年 6 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(101 年 9 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)

(V)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」

(V)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：_____柯靜吟_____ 學號：_____101621022_____

論文名稱：_____2012 年梅雨期間 6 月 11 日台灣北部豪大兩個案雷達資料分析_____

指導教授姓名：_____陳台琦_____

系所：_____大氣物理_____所 博士班 碩士班

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 柯靜吟 研究生所提
之論文 2012 年梅雨期間 6 月 11 日台灣北部豪大雨
個案雷達資料分析

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 陳台珩 (簽章)

100 年 6 月 4 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學 學系/研究所 柯靜吟 研究生所提之
論文

2012年梅雨期間6月11日台灣北部豪大雨個案雷
達資料分析 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 陳宇琦
委 員 陳宇琦
廖宇慶

中華民國 100 年 6 月 4 日

摘要

2012年6月11日22時(1400 UTC)，台灣北部地區開始降下豪大雨，大雨持續至12日8時，10小時累積雨量多處超過400毫米，超過中央氣象局訂定的超大豪雨門檻24小時內累積350毫米，北部地區許多測站降雨紀錄創下歷史新高，更使得北部各地出現淹水災情。

此研究使用高時間、高空間解析度的雷達資料，對於降水系統進行分析討論。利用台灣北部三部雷達(五分山、桃園機場、中央大學)，將雷達觀測的徑向風放入 Liou et al. (2012) 多都卜勒三維風場合成方法，得到完整的三維風場，再將其 u, v, w 放入 Gal-Chen (1978) 熱力反演方法，得到空間中三維溫度與壓力擾動場。風場合成時間從11日2000 LST (1200 UTC) 至2400 LST (1600 UTC) 每30分鐘合成一次，將這段時間分成三個時期。第一期系統在北部外海，以每小時15公里往台灣北部快速移動。此時系統特徵類似線狀 MCS，並且將合成的三維風場進行熱力反演，成功的反演出壓力溫度擾動特徵類似 squall line。第二期系統更靠近台灣陸地，受到地形影響越明顯。登陸前，系統西南側有對流胞受到西南氣流影響，向東北移動與系統結合，此時也觀測到西部沿岸的 barrier jet 和高層風增強，為系統帶來更豐沛的暖濕空氣，並且加強系統強度。2130 LST (1330 UTC)，在系統上出現波狀結構，由剖面來看，在外海則是西南氣流遇到對流系統，就如氣流過山產生重力波的結構。第三期系統登陸台灣北部，強回波於台灣北部持續停滯，且其強度並無明顯減弱，故稱為停滯期。強勁的西南風在系統南邊出現低層輻合產生新生對流胞，其受西南氣流影響，被推入系統內維持系統強度，且往南新生對流胞的速度與西南氣流向北的分量平衡，往東的分量遇到地形，使得系統被侷限在北部地區，造成此次持續性的豪大雨。

Abstract

On 11th June 2012, a Mei-Yu frontal rain band brought over 400mm rainfall to northern Taiwan within 8 hours. The numerical weather predictions were not able to forecast the movement of the rain band and the extreme rainfall.

The leading edge was moving southeastward in a fast speed of 15 km hr⁻¹. Once it reached the north coast, the movement of system was almost stationary and brought the most intense rainfall between 22 LST to 24 LST in northern Taiwan. Meanwhile the strong low level southwest wind which was called barrier LLJ was detected to the west coast of the island. (Li and Chen 1998)

The purpose of this article is to utilize the Doppler radar network data near northern Taiwan to study the dynamical reasons for the evolution and movement of this torrential rain event. Through a variational multiple Doppler wind synthesis algorithm by Liou et al.2012, the three dimensional winds at different time stages are retrieved. The wind fields were further applied to the calculation of the perturbation pressure and temperature fields.

The changes of the vertical motion and the new cell propagation were studied in detail. The interactions between the low level jet, the Mei-Yu front and the high terrain was also discussed. The fast motion of leading edge: the cold pool dynamics of the Mei-Yu front and the stronger convergence from the southwest Low level barrier Jet promoted the convection of the central part of the leading edge. The stationary movement of system on land: The propagation speed toward south was balanced by the southwest barrier jet. Hence the newly formed convection was pushed back to northeast and joined the old system.

The interaction between the front, the terrain and the jet was clearly shown by the radar analyses. It can explain the movement and evolution of different stages of this system and the event of the extremely torrential rainfall in northern Taiwan.

致謝

兩年的研究生生活，在這一篇碩士論文的完成而結束了。這段時光經歷了無數個夜晚，面對著海量的圖，重複地翻閱與思考，以及無數次的討論，不斷的激盪出對大雨事件的感覺。這兩年不只是完成了一份論文，更是自己對於大學四年學習的成果展現，而這份成果的榮耀，絕對不是我自己個人的，沒有大家的鼓勵與支持是不可能完成的。

首先特別感謝實驗室的陳台琦老師與廖宇慶老師，讓我在這兩年的研究所生涯特別的充實，更讓我對於研究天氣增添了不少興趣。沒有實驗室厲害的學長姐，這兩年的生活肯定不會如此順利，謝謝沛瑜學姊、豪大大學長、黑輪學長、少凡學長以及辛苦照顧雷達的信廷，還有實驗室裡一群可愛的小魚們。在這要感謝實驗室裡，平時幽默風趣的楊伯和澳門潮男浩彥哥平時的鼓勵與陪伴。最後要感謝已經畢業的熊熊，在我大四的時候帶我進入這麼棒的雷達實驗室，而且受到你非常多照顧與鼓勵。

還有好多好多的好朋友、好室友、好同學要感謝。謝謝這兩年曾經陪伴我，一起吃飯，談天聊八卦的大家，謝謝你們平常的貼心、搞笑，你們的小小行為都會讓我有種淡淡的感動。另外特別感謝桌球校隊的每位成員，滿滿六年的桌球生涯，讓我在念書與研究之餘，能夠得到身心解放的好地方，謝謝女桌的學姊學妹們對我的各種肯定，謝謝歷任的好趴呢文馨、小魚、阿甘，能有個夥伴一起奮鬥的感覺真的很棒。

最後感謝一直默默支持我的家人們，謝謝你們以我為傲，我會繼續努力奮鬥，就將這一點小小的成就獻給你們。

目 錄

摘 要	i
Abstract	ii
致 謝	iii
目 錄	iv
圖目錄	vi
表目錄	xii
第一章 緒論	1
1-1 研究動機	1
1-2 文獻回顧	2
1-3 研究方向	4
1-4 論文結構	5
第二章：資料來源與研究方法	6
2-1 資料來源.....	6
2-1-1 五分山都卜勒雷達.....	6
2-1-2 桃園機場都卜勒雷達.....	6
2-1-3 中央大學雙偏極化都卜勒雷達.....	7
2-2 都卜勒雷達資料品管處理與風場合成	7
2-2-1 都卜勒雷達資料品管處理	7
2-2-2 風場合成方法	8
2-3 熱力反演方法	9
第三章：個案介紹	12
3-1 綜觀環境分析	12
3-2 系統時空分布介紹	13
第四章：結果分析討論	15
4-1 第一期：登陸前：移動快速的線狀系統.....	16

4-2 第二期：登陸期.....	18
4-3 第三期：登陸後，系統停滯時期	20
4-4 熱動力反演結果.....	23
第五章 結論與未來展望	26
5-1 結論.....	26
5-2 未來展望.....	30
參考文獻	31
附 圖	34
附 表	86

圖目錄

圖 1.1	中央氣象局日累積雨量圖 (a) 6 月 09 日。(b) 6 月 10 日。.....	34
圖 1.2	中央氣象局日累積雨量圖 (a) 6 月 11 日。(b) 6 月 12 日。.....	35
圖 1.3	6 月 11 日 0000 LST 到 6 月 12 日 2400 LST 楊梅自動雨量站時雨量，紅實線為總累積雨量.....	36
圖 1.4	6 月 11 日 1600 LST 至 6 月 12 日 0800 LST 紅外線衛星雲圖，發展旺盛的對流系統 A~E，造成北部豪大雨為編號 A 的中尺度對流系統，0200 LST 時發展到最大期。.....	36
圖 1.5	(a)槽線往華南沿海移動時，西南氣流增強。(b)高度 1 km 西南氣流受地形影響，質量累積產生中尺度高壓。(c)高度 2.5 km 氣流能繞過中央山脈，不會出現中尺度高壓(摘自 Li and Chen 1998).....	37
圖 1.6	(a)935 百帕模式模擬風向風速場，一個長風標為 5 m s^{-1} ，一個短風標為 2.5 m s^{-1} 。(b)等值線為模式模擬地面壓力擾動場，間距為 0.2 百帕(摘自 Yeh and Chen 2003).....	38
圖 2.1	板橋斜溫圖 (a)6 月 11 日 1200 UTC，代表環境。(b)6 月 12 日 0000 UTC，代表系統內。.....	39
圖 2.2	2130 LST 高度 3 公里雷達覆蓋情形 紅色為 1 個雷達覆蓋，黃色為 2 個雷達覆蓋，藍色為 3 個雷達覆蓋；箭頭為合成結果的風場，在雷達觀測範圍邊界無出現不連續風場的情形。.....	39
圖 3.1	6 月 11 日 2000 LST 紅外線衛星雲圖.....	40
圖 3.2	中尺度對流系統分類圖(摘自 Mesoscale Meteorology in Midlatitudes 2010).....	40

圖 3.3	6月11日 1200 UTC 200 mb ECMWF re-analysis，深灰色為輻散 (10^{-5} m s^{-1})，等值線為重力為高度場(間距為 30 gpm)，風標為風向風速(一支表示 5 m s^{-1} 、半支表示 2.5 m s^{-1}) (摘自 朱 2013).....	41
圖 3.4	6月11日 1200 UTC 850 mb ECMWF re-analysis，底色代表相當位溫(K)，等值線為重力為高度場(間距為 10 gpm)，粗黑虛線為槽線，箭頭為噴流軸 (摘自 朱 2013).....	41
圖 3.5	6月11日 1200 UTC 925 mb ECMWF re-analysis，底色代表輻合值 (10^{-5} m s^{-1})，粗黑虛線代表風切線 (摘自 朱 2013).....	42
圖 3.6	6月11日 2000LST (a) 紅外線衛星雲圖可見高層具有大面積低溫的砧狀雲頂 (b)雷達回波圖可看到其前緣為一條強回波帶的對流區，後方為較弱回波的層狀區，即為線狀 MCS。.....	42
圖 3.7	線狀 MCS 垂直結構示意圖 (摘自 Meteorology today 9 page.375)·	43
圖 3.8	Linear MCS Archetype (摘自 Parker and Johnson 2000).....	43
圖 3.9	中央氣象局雷達回波圖，三個強回波區域，A 為系統主要區，B 為西南側對流胞，C 為中南部山區。.....	44
圖 3.10	6月11日 1800 LST 至 6月12日 0100 LST 中央氣象局雷達回波圖，共 8 個時間。.....	44
圖 3.11	6月11日 1600 LST 中央氣象局雷達回波圖，實線為線狀回波前緣，一個小時一條實線，16 時至 22 時共 6 小時，順序分別為白、橘、綠、藍、紫、黑、紅。虛線為回波移動風向。.....	45
圖 3.12	(續圖 3.11)，6月11日 2200LST 中央氣象局雷達回波圖，線狀回波前緣標示從 6月11日 22 時至 6月12日 04 時，共 6 小時。.....	45
圖 4.1	多都卜勒雷達三維風場合成範圍設定，三部雷達位置，與北側熱力反演範圍 1，南側熱力反演範圍 2。.....	46

圖 4.2	多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 3 km 多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。.....	47
圖 4.3	多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 垂直運動場，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。.....	48
圖 4.4	同圖 4.3 為垂直運動場，高度為 5 km。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST.....	49
圖 4.5	多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 南北向 V 風場，單位為 $m s^{-1}$ ，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。.....	50
圖 4.6	多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 輻散場(10^{-7})，.....	51
圖 4.7	多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 等風速場，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，粗虛線為槽線。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。.....	52
圖 4.8	同圖 4.7 為等風速場，高度為 8 km (a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。.....	53
圖 4.9	(a)多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，紅實線為剖面位置。(b)底色為(a)剖面相對系統移動的等風速，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，風場流線。.....	54
圖 4.10	(a) 2000 LST 多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，紅實線為剖面位置。(b)底色為 (a) 雷達回波，單位為 dBZ，風場流線相對於系統移速。.....	55
圖 4.11	同圖 14.11 剖面，陰影為垂直運動場($m s^{-1}$)、箭頭為水平風-W 在剖面上的投影.....	56
圖 4.12	同圖 14.11 剖面，陰影為輻散場、風場相對於系統移動速度.....	56

圖 4. 13	(a) 2000 LST 底色為高度 3 km 雷達回波，紅實線為剖面位置。(b) 底色為雷達回波，相對系統移動速度的風場流線。(c) 底色為垂直運動場($m s^{-1}$)。(d)底色為等風速($m s^{-1}$)，相對系統移動速度的流線。	57
圖 4. 14	時間 2100 LST ~ 2200 LST，紅實線位置。垂直剖面雷達回波 (dBZ)，黑實線為正垂直運動，黑虛線為負垂直運動，間距為 $1 m s^{-1}$ 。	58
圖 4. 15	同圖 4.3 為垂直運動場，時間 2100LST~2200LST，高度為 1km(左)，高度為 5km(右)。	59
圖 4. 16	同圖 4.5 為 V 風場，時間 2100LST~2200LST，高度為 1km(左)，高度為 2.5km(右)。	60
圖 4. 17	同圖 4.6 為輻散場，時間 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1km。	61
圖 4. 18	同圖 4.7 為等風速場，時間為 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1km(左)，高度為 8km(右)。	62
圖 4. 19	2100 LST ~ 2200 LST，同圖 4.9.b 為等風速場(右)，同圖 4.13.c 為垂直運動場(左)。	63
圖 4. 20	同圖 4.7 為等風速場，時間為 2200LST，高度為 5km。	64
圖 4. 21	同圖 4.3 為垂直運動場，時間 2130LST，高度 7km。	64
圖 4. 22	同圖 4.14，時間為 2130 LST ~ 2230 LST。	65
圖 4. 23	時間 2130LST~2230LST，(右)同圖 4.13.c，(左)同圖 4.13.d。	66
圖 4. 24	同圖 4.2 為雷達回波，時間為 2230LST~2400LST，紅虛線為剖面位置，黑實線為 35dBZ 南邊界大致位置。	67
圖 4. 25	同圖 4.3 為垂直運動場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1 km。	68
圖 4. 26	同圖 4.3 為垂直運動場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 5km。	69

圖 4. 27	同圖 4.5 為 V 風場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1km。	70
圖 4. 28	同圖 4.5 為 V 風場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 2.5km。	71
圖 4. 29	同圖 4.6 為輻散場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1km。	72
圖 4. 30	同圖 4.6 為輻散場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 2.5km。	73
圖 4. 31	同圖 4.7 為等風速場，時間 2230 LST 和 2300 LST，高度 9km、2km、1km。	74
圖 4. 32	同圖 4.7 為等風速場，時間 2330LST 和 2400LST，高度 9km、2km、1km。	75
圖 4. 33	時間 2300 LST ~ 2400 LST，(左)同圖 4.9.b、(右)同圖 4.14	76
圖 4. 34	同圖 4.13，2300LST。	77
圖 4. 35	水平壓力擾動場，2030 LST、2130LST、2300LST 分別代表三個時期。由於北側熱力範圍 1 能看到較低層高度 1km (左)，而南側熱力範圍 2 在高度 2km 才能進行反演。	78
圖 4. 36	水平位溫擾動場，與圖 4.35 相同時間與高度配置。	79
圖 4. 37	2030 LST 相同剖面比較兩個熱力反演範圍垂直方向上的結構。左為北側熱力範圍 1，高度 1km 至 11km，右側為南側熱力範圍 2，高度從 2km 至 12km。由上而下依序為剖面位置與高度 2km 雷達回波、位溫擾動場與雷達回波(黑實線)、壓力擾動場與垂直運動(黑實線為正、黑虛線為負)。	80
圖 4. 38	(a) 2000LST，高度 2km 雷達回波，兩黑實線之間 15 條剖面平均，算出(b)雷達回波，(c)垂直運動，(d)位溫擾動，(e)壓力擾動	81
圖 4. 39	(左)模式模擬垂直位溫擾動，(右)模式模擬垂直壓力擾動。	

(Fovell and Ogura,1988).....	81
圖 4. 40 2100LST 西北-東南方向剖面，由上往下依序同圖 4.37。.....	82
圖 4. 41 2000 LST 西南-東北方向剖面，由上往下排序同圖 4.37。.....	82
圖 4. 42 同圖 4.37，左側時間為 2100 LST，右側時間為 2200 LST。.....	83
圖 4. 43 由上而下依序為 2230 LST、2300 LST、2330 LST 三組時間西南-東北剖面位置如左圖，2km 高度雷達回波上的黑實線位置。右圖為底色為熱力反演位溫擾動場，實線為雷達回波，間距為 10dBZ。.....	84
圖 4. 44 11 日 1400 LST 至 12 日 1400 LST 中央大學觀測時序圖，由上而下四組圖，第一組為溫度(粉紅色線)、相對濕度(綠線)與風寒指數(黃線)，第二組圖為風向(藍點)與風速(黃線)，第三組圖為氣壓(紅線)與降雨(藍長條)，第四組為比濕(綠線)和太陽輻射(紅陰影)。·	85
圖 5. 1 第三期系統登陸後停滯期系統移動示意圖，藍箭頭為新生胞生長速率，紫箭頭為環境場西南風，黑箭頭為系統移動方向綠色為北部山區地形高度約為 1km。.....	85

表目錄

表 1.1	barrier jet 與 low-level jet 比較 (摘自 Li and Chen 1998)	86
表 2.1	研究方法	86
表 4.1	個案時間分期列表	86

第一章 緒論

1-1 研究動機

在梅雨季節，台灣附近綜觀環境條件處於不穩定的狀態。於 2012 年 6 月 9 日，台灣北部外海有一道鋒面往南移動，使得台灣附近的環境處於不穩定帶中，此時台灣南部則受強勁西南氣流影響，中南部山區開始出現豪大雨 (圖 1.1)。6 月 11 日華南地區形成新的一道鋒面，開始往南移動，白天北部地區仍是晴朗溫暖的好天氣。此系統於 11 日下午從華南沿海開始發展並往東南快速移動，直到 2200 LST (1400 UTC) 台灣北部開始累積降雨 (圖 1.2)，持續到 12 日早晨。由 11 日到 12 日的楊梅自動雨量站時累積雨量圖 (圖 1.3) 能清楚看見從 11 日 2300 LST (1500 UTC) 開始，出現降雨強度超過 25 mm hr^{-1} 持續了 10 個小時，最大降雨強度高達 123 mm hr^{-1} ，10 小時總累積降雨量超過 400 毫米，降雨等級遠遠超過氣象局定義超大豪雨 $350 \text{ mm } 24\text{hr}^{-1}$ 。連續性的豪大雨造成北部地區出現多處淹水，迫使 12 日當天北部地區宣布放假一天。

由於梅雨鋒面上常伴隨著中小尺度的對流系統，而且其發展快速，對於預報來說是十分困難。紅外線雲圖 (圖 1.4) 可見系統 A 在 6 月 11 日 1600 LST (0800 UTC) 從華南地區出海開始發展，一路持續發展並且往東南方移動，2000 LST 抵達台灣北部地區，在 6 月 12 日 0200 LST 發展到最大，直到 6 月 12 日 0800 LST 此系統才消散在宜蘭東部外海。由此可見系統從發展到抵達台灣北部中間只間隔約 6 小時，而其抵達台灣北部後卻停留超過 6 小時。

本研究以實際觀測的角度，利用高時間、高空間解析度的雷達觀測資料，分析討論系統為何能在海上與陸地上的移動速度有何不同的差異？進入台灣之後，與西南氣流及地形之間有什麼樣的交互作用機制，使得系統停滯不前又能維持強度，為北部帶來成災的連續性豪大雨。

1-2 文獻回顧

台灣降雨主要來源來自於 5、6 月的梅雨，以及夏季的颱風降雨。梅雨期的降雨量約佔年總雨量 20 %。每一年的梅雨期降雨情形不太一樣，如果梅雨期降雨不明顯，容易造成台灣地區缺水與旱災；反之，梅雨帶來雨量過多，則是會造成嚴重水患，影響台灣經濟，甚至會引發山崩土石流，造成台灣人民安全上的危害。

梅雨系統內多伴隨著中尺度的天氣系統，常有區域性、短時間的豪雨發生，預報上並不容易掌握。為了增進梅雨期的預報能力，在 1987 年第一次台灣氣象界與美國氣象界合作的觀測計畫-台灣地區中尺度實驗 TAMEX，對於梅雨期天氣系統進行密集的觀測，實驗包含各種密集的觀測。經過十幾年的研究，對於梅雨系統有更多的了解，探討梅雨期系統綜觀環境特性、與地形之間的交互作用、不同時期的特性、與低層噴流的關係 (Wang et al. 1990; Chen et al. 1995b; Akaeda et al. 1995; Li and Chen 1997)。

Chen and Yu (1987) 統計梅雨季台灣北部降雨個案與低層噴流之間的關係，發現強降雨 (大於 100 mm day^{-1}) 和低層噴流具有很高的相關性。由 1980 年到 1984 年的個案統計，當低層噴流出現在台灣時，於當天或隔天有高達 91 % 的機會出現降雨，且結論提到低層噴流在降雨事件中扮演著很重要的角色。Li and Chen (1998) 研究中提到 TAMEX 觀測發現，當低層鋒面或是低層氣壓槽線通過中國大陸東南沿海時，台灣地區的西南氣流有

增強的情形 (圖 1.5.a)，在台灣西北沿海存在一個風速約為 14 m s^{-1} 的噴流，高度約在 1 公里。這噴流稱之為 barrier jet，其發生的原因為西南氣流受到台灣地形阻擋在西南側形成質量累積的中尺度高壓，使得北側氣壓梯度力增加 (圖 1.5.b)，加強低層風速形成 barrier jet，而在 2.5 公里高度 (圖 1.5.c) 氣流能繞過中央山脈，中尺度高壓並不明顯，所以 barrier jet 在低層較明顯。Yeh and Chen (2003) 利用模式模擬實驗結果證明台灣地形的存在，在地形西南側因為西南氣流質量累積產生中尺度高壓 (圖 1.6)，造成低層 barrier jet 的發生，而且根據實驗顯示，其特徵變化與環境風速大小與台灣地形角度相關。Barrier jet 與 low-level jet (LLJ) 比較如 (表 1，摘自 Yeh and Chen 2003)，他們特性有些不同。Barrier jet 發生位置較低，高度約 1 公里，為受台灣地形影響的結果，所以其風向平行於中央山脈或西北部海岸。而 low-level jet 為綜觀尺度過程的產物，所以其尺度較大，呈現東北-西南走向。Chen et al. (2005) 研究結果指出，在大雨事件 (大於 $100 \text{ mm } 24\text{hr}^{-1}$) 前 12 小時，有 94 % 的機會在台灣地區的 850 百帕高度發現 LLJ 存在，在 700 百帕高度則有 42 %。

Wang et al. (1990) 和 Lin et al. (1990) 對於 TAMEX 實驗期間的一個颱風線系統，利用雷達資料進行更詳細的副熱帶颱風線系統運動和熱動力結構分析，結果顯示此系統與快速移動的熱帶颱風線類似，伴隨在鋒前的低層噴流提供必須的環境低層風切，在颱風線前方為一個淺由後往前的氣流 (rear-to-front flow)，在整個對流層內均為由前往後的氣流 (front-to-rear flow)。Lin et al. (1989) 和葉 (1990) 針對 TAMEX IOP#13 個案分析，指出對流胞的回波與風場顯現出有利於發展的三維結構時，可以維持其較長生命，並有深對流發生，而此種豪雨型態的對流胞維持原因除了三維的旋轉動力特性之外，其低層梅雨鋒面受到地形強迫作用和台灣上空提供高層強大的輻散，均為不可或缺的條件。Jou and Deng (1991) 使用雙都卜勒雷達做一個案研

究，分析低層噴流在此個案中扮演激發以及維持對流的角色。結果指出對流雨帶前 1 公里高度有大於 20 m s^{-1} 的西南低層噴流存在，此低層噴流在進入對流降水區時速度減弱，產生暖濕空氣輻合，有利於新對流系統的生成與維持。Lin et al. (1992) 使用雙都卜勒雷達分析風對流雨帶之運動結構，指出與對流雨帶平行的低層噴流有助於低層鋒面輻合。而中、上對流層的降雨中心會隨環境風切向量向東南延伸，造成鋒前大區域的降水。鋒前下沉氣流、低層外流與環境西南風輻合促使產生新對流胞，而且其產生的傳播速度與系統的平均移動速度相反，故產生近似穩定的降水系統，造成同一個區域出現大量的降水。

氣象雷達觀測可提供高時間、高空間解析度的資料，過去結合都卜勒風場資料與偏極化參數，提供我們更有利了解中、小尺度天氣系統內部的動力與雲物理結構。Wang et al. (2004, 2005) 利用南海季風實驗 (SCSMEX) 的雙雷達風場與偏極化參數資料，分析南海中尺度系統 (颱風、鋒面)。吳 (2008) 分析 2007 年梅雨期間的颱風個案，探討系統內部流場結構與雙偏極化參數推導的雲物理場。

1-3 研究方向

本篇研究使用高時間、高空間解析度的雷達資料，使用 Liou et al. (2012) 多都卜勒雷達三維風場合成方法，包含台灣地形版本，做北部地區三維風場合成，分析系統與環境當時的各種動力機制。將合成的完整三維風場放入 Gal-Chen (1978) 熱力反演方法，得到三維空間的壓力擾動場與位溫擾動場。利用以上的方法，分析系統在 6 月 11 日 2000 LST (1200 UTC) 至 2400 LST (1600 UTC) 之間的特徵變化，討論登陸前到登陸後速度變化的機制，並試著討論系統進入台灣北部後，與西南氣流、地形之間的交互作用，以及造成豪大雨的可能原因。

1-4 論文結構

第二章介紹本文使用台灣北部的三部雷達與資料的處理，和兩個研究方法，多都卜勒雷達風場合成方法以及熱力反演方法。第三章分析此系統的綜觀環境條件。第四章將本文研究的風場合成時間分成三個時期，進行三個部分的特徵分析以及結果討論，第四個部分則是熱力反演的結果分析。最後第五章為結論與未來展望。

第二章：資料來源與研究方法

本研究使用高時間、高空間解析度的雷達資料進行分析討論，雷達資料空間解析度高達 0.25 公里，時間解析度數分鐘就有一筆資料，將觀測資料放入 Liou et al. (2012) 多都卜勒雷達三維風場合成方法，得到完整三維風場，對系統不同時期分析其特性表現。再將完整的三維風場放入 Gal-Chen (1978) 熱力反演方法，並加入一個系統內垂直方向上的探空，即能得到三維空間中的壓力擾動與位溫擾動場。

在此使用台灣北部三部雷達，分別為中央氣象局五分山都卜勒雷達、桃園機場都卜勒雷達以及中央大學雙偏極化都卜勒雷達進行風場合成。

2-1 資料來源

2-1-1 五分山都卜勒雷達

五分山雷達為波長 S-band (波長 10 公分) WSR-88D 型都卜勒雷達，隸屬於中央氣象局，坐落在台灣北部於北緯 25.0730 度，東經 121.7720 度，海拔高度 766 公尺。完成一次體積掃描大約需要 5.5 分鐘，掃描範圍 300 公里，風速折錯速度 (Nyquist velocity) 為 22 m s^{-1} 。由於波長為 10 公分，回波觀測受衰減影響較小，做資料處理時較方便，但因為雷達海拔位置較高，無法得到較低層的資訊。

2-1-2 桃園機場都卜勒雷達

桃園機場雷達為 C-band (波長 5 公分) 都卜勒雷達，隸屬於民航局，坐落於北緯 25.0783 度，東經 121.2169 度，海拔高度 10 公尺，可得資訊有回波、徑向風。掃描策略有兩種，第一種在 00 分和 30 分時，觀測範圍為 300 公里，而風場折錯速度只有 6.62 m s^{-1} ，對於風場資料品質上有很大的

困難，故本篇研究使用另一種掃描策略。第二種掃描策略掃描範圍為 100 公里，風場折錯速度為 16 m s^{-1} ，每 10 分鐘完成一個體積掃描。由於第二種掃描策略資料多，風場折錯速度較大，故本研究選用第二種掃描策略的資料進行多都卜勒風場合成。

2-1-3 中央大學雙偏極化都卜勒雷達

中央大學雷達為 C-band (波長 5 公分) 雙偏極化都卜勒雷達，坐落於北緯 24.9717 度、東經 121.1842 度，海拔高度 196 公尺，完成一次體積掃描大約需要 8.5 分鐘。此雷達具有雙偏極功能，除了能得到回波與徑向風的資訊之外，可得資訊更多，如： Z_{DR} (Differential reflectivity, 差異反射率)、 Φ_{DP} (Differential phase shift, 差異相位差)和 ρ_{HV} (co-polar correlation coefficient, 相關係數)，經由計算亦可求得 K_{DP} (Specific differential propagation phase shift, 比差異相位差)，這些資訊對於資料品質和討論雲物理結構有很大的幫助。

2-2 都卜勒雷達資料品質處理與風場合成

2-2-1 都卜勒雷達資料品質處理

雷達資料品質分為兩大部分，第一部分為去除非氣象資訊，第二部分為風場去折疊 (unfolding)。首先第一部分去除非氣象資訊，非氣象資訊來源有很多，例如地形、障礙物、飛行物體、昆蟲鳥類……等，我們必須將這些和天氣系統無關的訊息將其濾除。具有雙偏極化功能的中央 C-POL 雷達則是將 ρ_{HV} 小於 0.8 濾除。接下來第二部分則是重要的風場去折疊的工作。

每部雷達觀測徑向風速的限制，稱之為折錯速度 (nyquist velocity)，即當觀測到的風速超過折錯速度限制，風速將折疊至反號，例如某雷達折錯速度為 25 m s^{-1} ，實際移動速度為 30 m s^{-1} ，經過折疊之後的風速就會顯示

為 -20 m s^{-1} ，在資料裡面出現這種不連續的風場必須將其修正。此研究使用本雷達實驗室所提出的空間連續性概念，進行風場去折疊的作業。五分山雷達風場折錯速度為 22 m s^{-1} ，桃園機場折錯速度為 16 m s^{-1} ，中央大學 C-POL 折錯速度為 31.5 m s^{-1} 。

2-2-2 風場合成方法

雷達觀測得到的資訊為徑向風，無法了解空間中三維的風場情形，傳統使用兩個都卜勒雷達進行雙都風場合成，但在兩個雷達連線上，存在基線 (base line) 的問題，由於風場合成公式在基線上具有很大的敏感度，故基線附近的風場常出現不連續的狀況，而且在雷達資料邊界也易出現風場不連續。本研究使用 Liou et al. (2012) 多都卜勒雷達風場合成方法，利用變分的數學概念，加入不同的約束條件，使三維風場滿足動力條件。

Liou and Cheng (2009) 提出多都卜勒雷達三維風場合成方法，使用 7 個價值函數 (cost function)，包含徑向風方程、背景場、非彈性連續方程、垂直渦度方程、拉普拉斯平滑項、上邊界層條件、下邊界層條件。從 (圖 2.2) 可見 2130 LST 高度 3 公里雷達資料的覆蓋情形，由此可見利用背景場來補足雷達資料不足的地方，能得到空間中完整的風場結構，不會在雷達觀測與背景之間出現不連續的情形。而背景場的製作為 6 月 11 日 1200 UTC NCEP FNL 再分析資料，放入模式跑 10 秒，再加入中央氣象局測站觀測資料與自動雨量站資料，得到一個完整的背景場。由於此研究為短期 4 小時的風場合成，假設環境場改變不大，故此研究的 9 個風場合成的時間皆使用相同一個背景場。

上述 7 個約束條件，利用變分方法求取極小化，使得最後三維風場能滿足以上 7 個方程式。此方法相較於傳統風場合成方法，具有以下幾項優點：

1. 克服了基線 (base line) 附近出現不連續的問題。
2. 能夠同時納入任何數目的雷達觀測資料進行合成。
3. 風場在上下邊界較有彈性。
4. 加入背景場資料，利用變分的方法與雷達合成風場結合，以彌補雷達觀測資料缺漏的問題。
5. 可反演兩時間的風場，並滿足渦度方程約束，故可進行渦度收支的分析。
6. 反演得到的三維風場可以直接用來進行熱動力反演。

由於台灣地形複雜，各種天氣系統進入台灣之後，受地形影響，天氣系統與環境會有很大的變化，所以 Liou et al. (2012) 將 Immersed Boundary Method 概念引入多都卜勒風場合成，解決台灣複雜地形的問題，利用 ghost cell 在不改變卡氏座標結構下，得到一組貼近起伏地表的完整風場，提供討論系統與地形之間的交互作用。

2-3 熱力反演方法

本研究以 Gal-Chen (1978) 熱力反演方法為基礎，透過風場與溫度壓力的關係，反演出無法直接從空間中測得的位溫場與壓力場。使用卡氏座標下動量方程式如下三式，分別定義為 F、G、H。將多都卜勒三維風場合成得到的結果帶入左式：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + turb(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v - fv + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot w + turb(w) + gq_r \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -H$$

方程式中右下標為 0 代表基本態，右上方加一點代表基本態的擾動量。 f 為科氏參數； g 為重力加速度； q_r 是與水含量混合比，此項可以利用雷達回波估計，在式子中的 gq_r 代表浮力項； $turb$ 項代表次網格的亂流項，可利用參數化方式運算。左式代表 u 、 v 、 w 空間中三個分量的風場，此項為已知； π 為標準化氣壓，即所謂的 Exner function，它的定義為：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

其中 P 為氣壓， $P_{00}=1000 \text{ hPa}$ ， R 是氣體常數， C_p 是定壓比熱 (specific heat capacity)。另外， θ_{v0} 為虛位溫 (virtual potential temperature) 的基本態； θ'_{v0} 為虛雲位溫 (virtual cloud potential temperature)，其已納入了水汽及雨水的貢獻。定義如下：

$$\begin{aligned}\theta_{v0} &= \theta_0(1 + 0.61q_{v0}) \\ \theta'_c &= \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0\end{aligned}$$

在此， q_{v0} 為水汽混合比 (water vapor mixing ratio)， q_c 為雲水混合比 (cloud mixing ratio)。

將前一節得到的三維風場帶入三式，得到 F 、 G 、 H ，再利用變分方法極小化以下的價值函數：

$$\begin{aligned}J &= \frac{1}{2} \iint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \\ \frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} &= \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial y} \\ \frac{\partial \pi'}{\partial x} &= F ; \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G\end{aligned}$$

可得到一個 Poisson equation，使用 Neumann 邊界條件，最後可得到每個等高面上壓力擾動量減掉等高面壓力擾動平均的量，此項帶入第三式即可得到位溫擾動減去等高面位溫擾動平均的量。

$$-\frac{\partial(\pi' - \langle \pi' \rangle)}{\partial z} + g \frac{\partial(\theta' - \langle \theta' \rangle)}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -(H - \langle H \rangle)$$

但我們需要的是等高面上的壓力擾動量，才能比較垂直方向上的結構。所以在此研究使用降雨前板橋 11 日 1200 UTC 實際觀測的垂直探空 (圖 2.1.a)，代表環境的垂直狀態，而使用降雨後板橋 12 日 0000 UTC 實際觀測的垂直探空 (圖 2.1.b)，來代表系統內的垂直結構，將代表系統的垂直探空減去代表環境的探空，得到的差值即為板橋探空位置上，單點垂直方向的壓力擾動量，將其加入板橋位置上熱力反演得到的結果，即能求得每個等高面的擾動平均值，再將其加入各層每一個網格點，即能得到三維空間上的壓力擾動量以及位溫擾動量，不僅能探討水平空間的熱動力場配置，也能探討垂直方向上的系統結構。

第三章：個案介紹

3-1 綜觀環境分析

6月11日2000 LST紅外線衛星雲圖(圖3.1)，台灣為在梅雨鋒面雲系之中，其鑲嵌著許多大大小小的對流系統，統稱之為中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCS)。MCS由於不同的環境條件，會發展出不同的特徵與特性，主要有幾種特徵，例如MCC、squall line、bow echo……等(圖3.2)。系統大小包含數十公里到數百公里之間，而造成台灣北部豪大雨的系統屬於線狀的MCS，其特徵包含冷池、環境垂直風切，這些特徵能讓系統維持超過6小時以上，與台灣夏季的午後對流胞有很不同的特性。

朱(2013)由ECMWF Re-analysis資料分析指出11日2000 LST 200百帕(圖3.3)主槽相較於6小時前，稍微往東移動，且噴流軸也往東移動至朝鮮半島的上方，此時台灣位在噴流軸入區的南方，所以高層為輻散情形。850百帕(圖3.4)槽線位在台灣北部，而台灣地區位在強風區域內。925百帕(圖3.5)風切線在中國東南沿岸，此時台灣北部、西北部台灣海峽和大陸東南沿海為輻合區。由此說明此天氣型態為低層輻合高層輻散，非常有利於系統發展，且和Li and Chen(1998)分析造成北部豪大雨的事件類似，說明此環境為有利於豪大雨發生。且其研究結果顯示台灣當時環境受到較強的水氣通量，水氣由印度洋傳送到台灣，6月10日及11日已在中南部山區出現超大豪雨。隨著鋒面系統在11日晚間南下靠近台灣北部，進入非常適合系統發展，且有強水氣通量的環境中，為台灣北部帶來連續性的大雨造成各地淹水的災情。

3-2 系統時空分布介紹

系統在台灣北部外海，由於 MCS 高層輻散作用使得高層具有大面積的砧狀雲頂，從紅外線衛星雲圖 (圖 3.6.a) 上來看，就像一大片低溫的橢圓形區域，而從雷達回波圖 (圖 3.6.b) 可看到其前緣為一條強回波帶的對流區，後方為較弱回波的層狀區，即為線狀 MCS。線狀 MCS 垂直結構如 (圖 3.7)，系統由左往右移動，在對流區下層因強降雨的質量累積而存在中尺度高壓，在上層也為中尺度高壓，向外輻散，而中層則是相對的中尺度低壓，後方有向前的氣壓梯度力，使氣流由後向前流入系統的入流 (rear-to-front flow)，而前方有相對於系統由前往後且遇到對流系統向上爬升的出流 (front-to-rear flow)。底層因降雨累積形成較冷的冷池 (cold pool) 往外輻散與前方較暖濕的氣流輻合，會在系統前緣產生新生的對流胞。

根據 Parker and Johnson (2000)，將線狀 MCS 的層狀區與對流區的相對關係 (圖 3.8)，分類成三種型式。第一種 TS 為對流區在前，垂直風向的特徵為，上層風場與平行對流區的風場皆較小，第二種 LS 為層狀區在前，上層風相對於 TS 大，使得層狀區領先對流區。第三種 PS 則是平行對流線的上層風較大，所以層狀區會在其下游的地方。這三種型式較常出現的是 TS (45%)，另外兩種型式比例各為 LS (24%)、PS (28%)，其他為 3%。

中央氣象局雷達回波圖 (圖 3.9)，將回波區域分成三大區域，第一個區域 (A) 為本篇研究的主角線狀 MCS 對流系統。第二區域 (B) 是西南氣流以及強對流雨帶中間的中小尺度對流胞，其移動方向受西南氣流影響往東北移動，靠近線狀對流系統，並且在 2200 LST 與對流雨帶合併。第三部分 (C) 為強勁的西南氣流帶來豐沛的暖濕水氣，在中南部山區受到地形阻擋，從 10 日開始出現持續性的豪大雨。

中央氣象局雷達回波時序圖 (圖 3.10)，從 11 日 1800 LST 開始，可見系統前緣的線狀回波在華南外海，經過數小時後在 2100 LST 抵達台灣北部沿海，這段時間系統移動速度約為 15 km hr^{-1} ，且其層狀區位在線狀回波後方，如前面所介紹較常見的 TS 形式。2200 LST 系統登陸台灣北部後，可見強回波在北部地區移動速度緩慢，緩慢到可以說速度趨近於零，而此時系統進來台灣後受到強勁西南氣流影響，轉成較不常見的 PS 型態。

如將系統登陸前的線狀回波前緣疊在 1600 LST 的雷達回波圖上 (圖 3.11)，此時雷達觀測能略見系統前緣有波的形狀，但系統前緣線狀回波並不清楚。隨時間系統前緣往東南方移動，2000 LST (紫實線) 以前，系統為筆直的線狀回波，到了 2100 LST (黑實線) 系統呈現弧狀，往東南方凸出，在系統進入台灣北部時，2200LST (紅實線) 的彎曲情形十分明顯。而將系統登陸後，11 日 2200 LST 至 12 日 0400 LST 的線狀回波前緣疊加在 11 日 2200 LST 的雷達回波圖上 (圖 3.12)，可見這段期間系統在 12 日 0000 LST，分成兩個部分，地形以東回波前緣依然有往東方移動，但地形以西卻停滯在北部地區。

本篇文章研究時間從 11 日 2000 LST 至 11 日 2400 LST，橫跨系統在海上移動快速時期到系統停滯台灣北部的時間，故將研究分析分為三個時期，移動快速時期、登陸期和停滯期，分別討論不同時期，系統有何特殊的特徵與轉變。

第四章：結果分析討論

本篇研究使用三個台灣北部的雷達 (圖 4.1)，包含中央氣象局五分山都卜勒雷達、桃園機場都卜勒雷達和中央大學雙偏極化都卜勒雷達，將三個雷達徑向風資料經過資料品管處理後，放入第二章節介紹的多都卜勒雷達風場合成方法，進行三維風場合成。風場合成範圍南-北 260 公里，東-西 250 公里，水平解析度 1 公里，最低層為 0.5 公里，最高到 14.5 公里，每 0.5 公里一層，共 29 層，範圍內包含台灣北部地區與雷達掃描主要的範圍。時間從 11 日 2000 LST (1200 UTC) 到 11 日 2400 LST (1600 UTC)，每 0.5 小時做一次風場合成，共 9 個時間。

接著將所有得到的三維風場資料，分別放入第二章節介紹的熱力反演方法，反演出三維空間的壓力擾動場以及位溫擾動場。由於系統進入台灣之後與台灣地形非常接近，但此方法無法解析台灣地形，故使用兩個不同的區域進行熱力反演，討論系統不同時間的特徵與結構。範圍 1 為 x 方向 30 到 220 公里，y 方向 130 到 250 公里，高度從 1 公里至 14.5 公里，每 0.5 公里一層共 28 層。而範圍 2 為 x 方向 30 至 220 公里，y 方向 90 至 220 公里，區域較南邊靠近台灣地形，為了避開地形高度改由 2 公里往上每 0.5 公里一層，共 23 層。

將系統特性分成三個時期 (表 4.1)，第一期為登陸前，且移動快速時期；第二期為系統更加靠近台灣地形，受到地形影響而出現變化的時期，稱之為登陸期；第三期為登陸後，系統停留於北部地區的停滯期。這三個時期各有不同的特色，下面內容將利用多都卜勒雷達風場合成與熱力反演得到的結果，進一步分析不同時期系統的特徵與變化。

4-1 第一期：登陸前：移動快速的線狀系統

第一期的時間為 2000 LST 至 2030 LST，這段時間系統主要雨帶在台灣西北部外海，2030 LST 距離北部沿海約 25 公里。

雷達回波 (圖 4.2) 形式屬於 TS 形式，系統前方為強對流的線狀對流區，其中鑲嵌著數個超過 45 dBZ 的強回波區域。線狀對流區特徵如 (圖 4.3)，低層 1 公里系統前緣垂直運動場大小約為 2 m s^{-1} ，而在中層高度 5 公里左右上升運動最為明顯，如 (圖 4.4) 對流上升運動區中鑲嵌著數個上升運動區，最大的垂直上升運動約為 6 m s^{-1} 。由此可見，高時間、高空間解析度的雷達觀測資料進行多都卜勒雷達風場合成，1 公里解析度的合成結果能細看系統內的細部結構，進而分析討論其不同時期的特徵變化。此時對流區前緣呈現西南-東北直線排列狀態。

簡單來看低層 1 公里的 V 風場 (圖 4.5)，清楚的看到在系統南側因西南氣流的南風分量與系統後方的北風分量在此輻合，由此能約略的定義鋒面位置在南北風分量的交界處。從多都卜勒風場合成的輻合輻散場 (圖 4.6)，能清楚的看出在系統南側低層輻合 (圖 4.6.b)，高層具有輻散 (圖 4.6.a)。可見系統低層外流邊界在系統南側與西南氣流形成低層輻合與垂直上升運動，所以系統南側存在向南產生新生胞的移動分量，也是系統在海上往南靠近台灣的重要分量之一。

由風向可見，2000 LST 系統離台灣北部較遠時，透過風場合成的風場 (圖 4.7) 可見在台灣北部存在短波槽，且隨著時間往東移動。而低層 1 公里有系統後方的西北風與台灣環境的西南風輻合，且等風速場清楚可見此時在台灣北部沿海地區已存在超過 20 m s^{-1} 的噴流區，其出現在高度 1 公里，和 Li and Chen (1998) 在 TAMEX 觀測實驗中發現的 barrier jet 位置

相當符合。過半小時後，系統更靠近台灣時，2030 LST 台灣北部沿海地區的 barrier jet 範圍變廣 (圖 4.7.b)。高層 8 公里風向可見對流系統上的西南風與西風的輻散區域 (圖 4.8)，且其風速大於 20 m s^{-1} ，推測這是因為低層西南風遇到系統前緣對流胞無法通過，故往上爬升將低層動能帶到上層，加強上層形成強風區，由西南-東北剖面流線圖能清楚了解 (圖 4.9)，剖面的西南側為水平的西南風分量，遇到對流系統後將過爬升，帶到 4 公里以上的區域，產生風速超過 20 m s^{-1} 的強風區。

對於系統還在海上時，我們好奇他的結構為何，是否跟線狀 MCS 垂直方向上的概念模型有類似的情形，所以對系統西北-東南做一個剖面 (圖 4.10.a)，分析線狀對流系統垂直上的結構。

由剖面回波圖可清楚看見系統前方為垂直向上發展的對流區 (圖 4.10.b)，回波 30 dBZ 發展高度能高達 10 公里，在前方能看到一的小的新生胞正在發展，風場流線能清楚看出後方入流 (rear-to-front flow) 以及前方向後的出流 (front-to-rear flow)，與垂直剖面的概念模型十分相似 (圖 3.7)。垂直上升運動特徵 (圖 4.11) 沿著剖面往斜後方延伸，在對流區下方因強降雨造成的下降運動區，最強的垂直上升運動在高度 5 至 7 公里左右，上升運動大小約為 5 m s^{-1} 左右。由多都卜勒風場合成計算出的輻合輻散場 (圖 4.12)，亦能清楚看出低層因系統外流邊界與系統前方的氣流輻合，而在高層由系統有前往後的氣流 (front-to-rear flow) 在上層出現輻散作用，且其也是沿著斜坡往後方傾斜。

除了沿法線切過線狀對流區之外，也沿著線狀對流做平行剖面，了解其三維空間上的結構配置。由西南-東北剖面 (圖 4.13)，可見從西南往東北的氣流遇到對流系統而往上爬升，並出現類似氣流過山後產生的重力波結構，在垂直運動場 (圖 4.13.c) 可見一個一個相對的上升運動區，在低層可

見上升運動，亦能在此產生新生胞。而低層氣流爬升後在中層區域使得風速加強 (圖 4.13.d)。垂直運動場的配置除了由西南往東北方向上的重力波結構外，在其後方可見另一個特徵存在，則是系統由西北往東南移動時，由於線狀對流區並不是均勻的上升運動，所以從西南往東北方向剖面可見一正一負的上升運動特徵。

4-2 第二期：登陸期

第二期為登陸期，時間為 2100 LST 至 2200 LST，這段期間系統更靠近台灣北部地區，受到地形影響風場出現變化，而且西南側的對流胞開始貼近系統本身 (圖 4.14)，此時期的系統特徵開始出現和前一個時期不同的特徵。

由多雷達合成回波圖可見此時期系統對流區型態與前一時期不太一樣，從西南-東北筆直形態轉為彎曲型態 (圖 4.15)。低層 1 公里垂直運動場在對流區前緣存在約 1 m s^{-1} 的上升運動，在系統移進台灣北部時 2200 LST，在台灣北部地區存在數個排列整齊的上升運動胞，數值大小約為 2 m s^{-1} ，而在中層 5 公里亦能清楚看到對流系統的線狀結構改變大面積多個不規則的上升運動區域，最大上升運動出現在 2200 LST 台灣西北外海約 4 m s^{-1} 的上升運動，另外在其南側的地方，沿著西北部海岸有一個上升運動區域，垂直運動也在 4 m s^{-1} 左右。單純由南北方向 V 風場 (圖 4.16) 可見低層 1 公里鋒面前緣逐漸往東南方移動往台灣北部靠近，而較高層 2.5 公里的鋒面位置是往東南東方移動，南側的西南風南風分量仍然與系統北風分量維持呈現東西向的邊界，且明顯的輻合帶是低層較快進入台灣北部地區。在此時期輻合區與北部海岸接觸並進入北部地區，由高度 1 公里的輻散場能清楚看到系統南側的低層輻合 (圖 4.17)。

風向與風場的分析如 (圖 4.18)，此時台灣北部由風場可見短槽線在台灣北部外海地區，低層風場依然存在系統下方的西北風與西南風的輻合，輻合帶更往南邊移動，前一時期出現在西北部沿海的 barrier jet 就緊貼在輻合帶的南邊，且在系統更接近台灣北部時，2200 LST 風速超過 15 m s^{-1} 的區域明顯的擴大，超過 20 m s^{-1} 的區域也明顯的擴大不少。由此可見短槽隨著時間往東移動，而低層噴流也隨著時間會往東移動，故在本研究分析發現台灣北部系統短槽的移動與低層噴流具有相關性。上層 8 公里風場亦與第一期的上層風類似，由底層西南風爬升對流系統，在上層出現強風區，而在此時期的風速比前一時期來的大，且範圍更廣，另外在系統西南側看到一小塊的強風區，即位在低層噴流的上空。

由垂直運動場與風向風速的分析可以發現在這個時期，2200 LST 的各項特徵都有變強的情形，根據觀測的雷達回波可見 (圖 4.14)，系統西南側存在一個對流胞，隨著時間往東北方移動與系統合併，推測各項特徵的變化與這一個對流胞有很大的關係。所以做幾個垂直剖面對於此對流胞與系統結合的過程進行進一步的分析討論。

此對流胞 2100 LST 在系統西南側 (圖 4.18)，其水平直徑約 100 公里而已。過 30 分鐘後，2130 LST 從水平回波圖可見此對流胞往東延伸出一條水平的線狀回波，再過 30 分鐘後，在 2200 LST 成長為一個較大的系統，且在其西側與線狀對流系統開始合併。合併的過程由垂直剖面能清楚的看見，此對流胞在 2100 LST 時，其 30 BZ 回波發展到高度 10 公里，但其垂直運動速度只有 1 m s^{-1} ，隨著時間更接近線狀回波系統，其發展成比較寬的系統，接著與主要的線狀回波合併，使得整個系統垂直上升運動速度轉變為 4 m s^{-1} (圖 4.19)，從剖面的等風速觀察到在系統合併的西南側高度 3 到 4 公里出現超過 25 m s^{-1} 的強風中心。此強風中心從高度 5 公里等風速圖上可見此為一個小區域的風速加強 (圖 4.20)。

在分析水平平面上的垂直運動時，發現在系統登陸前 2130 LST，高度 7 公里的地方，出現西南-東北走向的波狀排列如 (圖 4.21)，我們好奇這波狀結構特徵如何，所以做了剖面了解其垂直上有何特別之處。

沿剖線上的結構如 (圖 4.19)，2130 LST 可見垂直運動的排列就像氣流遇到山脈過山出現的重力波。而在北部外海並不會有山脈，從風場流線圖 (圖 4.19) 與雷達回波可見，在海上的西南氣流遇到有如山脈一般的對流系統阻擋，使得氣流得爬過對流系統，產生重力波的情形。這與前一個時期沿線狀對流區平行剖面類似，而這裡能看到完整的波狀結構，推測是因為上層風整體增強，與低層出現大面積的垂直風切情形，故能在此處出現完整的波狀結構。

而在此比較注意系統在登陸時的變化，故切過西北部沿海的剖面 (圖 4.22)，看到 2130 LST 系統南側由系統東側延伸出來的東西向線狀對流出現在此，推測是主要線狀回波系統南側的外流邊界與西南氣流在此處輻合發展的新生胞，在 2200 LST 時 30 dBZ 發展到高度 10 公里，而其垂直運動為 2 m s^{-1} 與 2100 LST 在海上的對流胞不太相同，而其在 2230 LST 與主要線狀對流合併，形成一個強回波對流系統，垂直上升運動速度為 4 m s^{-1} (圖 4.23)，底層 5 公里以下等風速場整體風速增強為 20 m s^{-1} 。此時已進入第三個時期，系統以登陸在台灣北部，底層風加強，為系統帶來更多豐沛的水氣，提供系統維持降雨。

4-3 第三期：登陸後，系統停滯時期

第三期大於 30 dBZ 的強回波對流雨帶已經進入台灣北部，開始這場驚人的豪大雨。由雷達回波圖 (圖 4.24) 看此時期四個時間的回波位置，很一致的停留在台灣北部，並且維持在 30 dBZ 以上，由圖上黑實線所標示

強回波前緣的位置可見 2230 LST 與 2330 LST 兩時間的回波特徵較強而且平直，而這兩時間分別過了 30 分鐘後，回波強度略為減弱，並且往南側凸出一小區域。

垂直運動場的低層 1 公里 (圖 4.25) 可見在回波南側存在上升運動帶呈東西向排列，最東邊緊貼著台灣北部地形，大小約為 2 m s^{-1} ，在其北邊一點的地方，也就是系統的下方的強降雨區域為下降運動區。中層 5 公里的垂直運動特徵 (圖 4.26)，在回波強度較強的兩個時間 (2230 LST 和 2330 LST)，垂直運動大小明顯較強，大小約為 4 m s^{-1} 。而另外兩個雷達回波較弱的時間，5 公里的垂直運動特徵顯得較無組織性，不過在 2300 LST 能看見原本系統東西向的垂直運動排列之外，還能看到沿著台灣北部地形排列的上升運動區，呈東北-西南走向。

如果只看南北方向的 V 風場 (圖 4.27)，在 1 公里的南北風輻合帶相較於前一個時期更往桃園新竹移動，且輻合帶的最東側是頂著北部地形，而在較高層 2.5 公里的 V 風場 (圖 4.28)，輻合區在第二期的時候是往東南東方移動，而在這個時期可以看到很快地往南向台灣北部推移也貼近北部地區的地形。由此可見鋒面輻合帶的南下，在底層緊貼著台灣北部地形，而在高層超過台灣地形高度 2.5 公里的地方，系統北風分量也南下緊貼在地形上。

輻散場在高度 1 公里 (圖 4.29) 能清楚看見對流系統下方因強降雨的輻散外流區，與南側的西南風形成輻合區，且這四個時間的輻合區幾乎沒有移動，停留在北緯 24.8 度左右。較高層 2.5 公里的地方，可見輻合區貼著台灣北部地形 (圖 4.30)。由此可推測因為系統南下，北風分量在低層 1 公里貼著北部地形，而在地形高度上 2.5 公里也受到北風分量南下的影響緊貼著地形，使得西南氣流被侷限在台灣北部地區，形成大區域的輻合作用。

由風向風速圖分析討論，此時期 4 個時間短槽線明顯的往東移動，而底層 barrier jet 存在於台灣西北部沿海 (圖 4.31)，在 2300 LST 風速出現超過 25 m s^{-1} ，隨著時間往東移動，但由於受到地形影響，被抬升到更高處 (圖 4.32)，在 2400 LST 高度 2 公里處亦能看到此噴流的存在 (圖 4.32)，此噴流爬升至更高處又受到北邊系統南下的北風分量所阻擋，無法往東北方通過，被侷限在台灣北部，或是繼續爬升到更高的地方。從高度 2.5 公里的風場能見短槽線往東移動，由此能清楚看見 barrier jet 也往東移動，在此可推測低層噴流由於系統短槽線往東移動也跟著往東移動，最後讓低層噴流往地形上移動，迫使其爬升到地形高度之上。在高度 8 公里的等風速場可見北部地區與地形上的風速整體變大，在 2300 LST 明顯出現 25 m s^{-1} 以上的等風速區，可見低層的西南風無法從底層通過，只能帶著豐沛水氣在台灣北部抬升，不斷為北部降雨補充需要的水氣。

由水平結構分析討論，西南風因為受到系統南下的北風分量與地形的阻擋被侷限在台灣北部地區，且強回波在這段時間能維持一定的強度被侷限北部地區。在這四個時間之內，系統出現每半小時一強一弱，而且往南凸出又縮回去的情形，接著對於這個部分進行剖面做進一步的分析探討。

根據 (圖 4.33) 對於 2300 LST、2330 LST 和 2400 LST 三個時間分析紅色虛線剖面的垂直結構。(圖 4.40) 剖面雷達回波圖可見 2300 LST 與 2400 LST 回波強度相較於 2330 LST 回波弱，且在南側低層可見垂直上升運動產生新生胞，再受到環境西南風推動，往系統內部移動與系統結合，維持系統強度，為台灣北部地區帶來連續性的豪大雨。

除了在海面上能看到重力波的結構，當系統在陸地上時，亦能看到此種結構。2300 LST 沿西部平地剖出西南-東北剖面 (圖 4.34)，可見垂直運動沿著剖面出現一個一個排列的上升運動，就如氣流過山的重力波結構，並且會在南側低層持續產生新生胞，並且往系統內部移動。

4-4 熱動力反演結果

將完整的三維風場放入 2-3 節介紹的熱力反演方法，得到三維空間的位溫擾動場與壓力擾動場。由於系統進入台灣之後與台灣地形非常接近，但此方法無法解析台灣地形，故使用兩個不同的區域進行熱力反演，討論系統不同時間的特徵與結構。

兩個不同區域的熱力反演，比較相同高度不同範圍的反演結果，發現相同高度的壓力擾動與位溫擾動的配置差異太大，代表完整的風場反演出來的熱動力場結構不受選定範圍影響。在此選定三個時間分別代表三個時期，第一期為 2030 LST、第二期為 2130 LST、第三期為 2300 LST，以這三個時間初步分析三個時間的水平壓力擾動與水平溫度擾動的特徵表現。

如 (圖 4.35) 由範圍 1 較北側的區域能看到較低層高度 1 公里的熱動力場結構，第一期可見系統前緣低層存在中尺度高壓，到高度 2 公里則為中尺度低壓區。隨著時間高度 2 公里的中尺度低壓往台灣北部靠近，在第三期低壓中心在西部沿海地區，形成由南往北的氣壓梯度力，有加速西南氣流形成噴流的作用。如 (圖 4.36) 位溫擾動場可見低層 1 公里系統下方為大片的冷池，隨著系統進入台灣北部，這冷池覆蓋在台灣北部地區。由高度 2 公里可見系統進入台灣北部後，反演結果顯示南暖北冷的配置，搭配風場可知強勁的西南氣流為系統帶來較暖的空氣提供系統能量。由此可知底層存在冷池，而較高層 2 公里西南風為系統帶來暖平流，也是維持系統發展重要的一個部分。

前面說明兩個不同範圍的水平熱力反演結果配置類似，在此段要透過相同剖面確認垂直上的結構是否也是類似的情形。如 (圖 4.37)，相同為 2030 LST，系統還在海上的期間，根據相同剖面的結果，兩者的最低層不

同，範圍 1 由高度 1 公里開始往上 10 公里，而範圍 2 則是從高度 2 公里開始一樣往上 10 公里。由圖上的位溫擾動場可見兩者位溫擾動場配置一樣在對流區的下方為冷池區域，其高度都位在高度 3 公里左右，不同的地方在於範圍 1 能看到較低層，可以看到系統前方有一淺層的冷區，而範圍 2 則看不到此結構。壓力擾動垂直剖面能看到系統中層皆為相對的中尺度低壓，在範圍 1 能看到較低層，即能看到低層的相對高壓，而範圍 2 則無法看到低層的結構。由此說明，兩個範圍的熱動力反演，垂直上的結構非常類似，故兩者皆能用來討論熱動力場的垂直方向上的配置。

由垂直剖面分析系統在不同時期，不同剖面的結構與特徵。在第一個時期，系統在外海時，沿著線狀對流進行法向剖面，大略沿著線狀回波帶進行數個剖面加總平均，得到如(圖 4.38)各種不同變數的結果。以 2000 LST 的剖面平均可見，前緣清楚的對流區與後方的層狀區，對流區 30 dBZ 以上的區域能發展至高度 7、8 公里。垂直運動場也能看見剖面平均的結果，最大的垂直運動區域為在約 5 公里的高度，且其配置沿著對流剖面由前向後傾斜，在系統後方層狀區則是微弱的下降運動區。經過平均的熱動力反演結果如圖，位溫擾動場能清楚看見冷池存在於對流系統下方，且其高度高達 2 公里，與 Fovell and Ogura (1988) 用數值模式模擬得到 squall line 位溫擾動場結構非常類似如(圖 4.39.a)。而壓力擾動場剖面平均，亦能清楚看見中尺度低壓存在於高度 2 公里的地方，其結構也與模式算出來的壓力擾動結構非常類似如(圖 4.39.b)。由此可知，多都卜勒三維風場合成方法得到的三維風場，進行熱力反演得到的熱動力結構與實際模擬十分類似，更能再次證明風場合成方法得到的三維風場結構，是符合熱動力場的結構，也說明此系統在海上時，與 squall line 結構非常類似。

如改變方向從西南往東北沿著線狀對流系統剖面，如(圖 4.40)可見剖面上的結構類似上述的垂直剖面結構。一樣在對流系統下方為冷池區域，上層為暖區，壓力擾動場一樣在高度 2 公里能看到相對的低壓存在，對流區的相對低壓較厚，能維持到高度 4 公里的位置。強勁的西南氣流，會將西南側較暖的空氣往系統高處帶上去，使得系統高層為暖心結構。

在第二期 2100 LST，從系統後方往前剖面如(圖 4.41)，其結構與前期類似，從位溫擾動場可見冷池範圍比第一期寬廣。第二期的重點在於系統靠近台灣北部時，系統西南側有對流胞與其合併，從(圖 4.42)可見系統合併之前，由西南-東北剖面看到西南側為暖區，且其暖區往系統的中層延伸上去，可見西南氣流將暖濕空氣往系統中層帶入，在其低層仍為冷池的部分。在系統更靠近時，2200 LST 的剖面圖，可見系統即將合併時，位溫擾動場的冷暖差值相較於前一個時間大，且冷池範圍變較廣。

在系統合併之後如(圖 4.43)，系統合併後登陸在台灣北部地區，剖面位溫擾動場的結構，西南側為暖區，冷區位在西北側強降雨的區域下方，冷池高度能達到 3 公里，且在相同的剖面上，由 2230 LST 至 2330 LST，可以看見冷池有往南側推移的情形，但整體系統的移動仍然相當緩慢。由此可知，系統進入台灣北部之後，低層的冷池仍然有往南推移的情形，但由於環境強勁的西南氣流與噴流的加強，使得系統新生胞傳播速度與西南風向北的分量互相平衡，最後讓新生胞受到強勁的西南風推入系統，維持系統強度且停滯不前，最後造成台灣北部連續性的豪大雨，創下新的歷史降雨紀錄。

最後根據中央大學實際觀測的氣壓變化(圖 4.44)，亦能看到當系統進入台灣之後，壓力略為升高 1.5 百帕，與熱力反演結果相當符合，且溫度也隨著系統的低層冷池移入，而造成溫度降低約 4 度，在此更加證實雷達風場合成經過熱力反演的結果與實際觀測相當符合。

第五章 結論與未來展望

5-1 結論

此研究使用高時間、高空間解析度的雷達觀測資料，進行多都卜勒雷達三維風場合成，得到空間中完整的三維風場後，進行熱力反演得到空間中完整的三維位溫擾動場與壓力擾動場，了解系統在空間中的三維運動場結構與動力結構，結果分析證明這套研究方法非常成功得到與模式模擬相同的結構，且能完整的分析此天氣系統。

第一期為登陸前移動較快速的線狀中尺度對流系統，根據水平結構分析，得到此個案為梅雨鋒面上伴隨的線狀 MCS，雷達回波前緣為線狀強對流區，其中鑲嵌著數個線狀排列的上升運動區，在高度 5 公里左右上升運動最為明顯，且最大值約為 6 m s^{-1} 。對於線狀對流進行兩個方向的剖面分析，以西北-東南走向的剖面可見其結構與概念模型的結構非常類似 squall line，具有由後往前的入流 (rear-to-front flow) 以及由前往後的氣流 (front-to-rear flow)，並將多都卜勒風場合成的三維風場放入熱力反演方法中，成功得到與過去模擬的結構相類似，具有底層冷池 (cool pool) 與中層約高度 2 公里的中尺度低壓結構，在此證明三維風場合成方法能真實的合成出符合實際的運動場結構。從另一個方向進行剖面分析，由西南-東北方向沿線狀對流平行剖面，可見西南氣流遇到對流系統南側會爬升到更高處，並且類似氣流過山的情形，在對流坡面上形成類似重力波的垂直運動場結構。從這兩個方向的剖面，能清楚的了解系統除了主體類似 squall line，其另外一個方向與環境西南氣流之間形成類似氣流過山的結構。

系統在海上時，台灣北部沿海已經能看到 barrier jet 的存在，其發生高度在 1 公里，風速約為 20 m s^{-1} 。上層 8 公里存在著與地面相同的西南風，推測因為地面環境西南風遇到對流系統無法穿越，只好爬上系統至更高的地方，加速的上層的風速，使得上層能看到強風區的存在。

由於風場合成結果能得到單純的南北方向的 V 風場，透過 V 風場的水平結構，能清楚看到西南風的南峰分量與系統南下的北風分量的交界處，在此將其定義為鋒面大概的位置。低層鋒面位置為在強回波系統的南側，此處能看到垂直上升運動區以及輻合作用，由此可知對流系統南側因為輻合作用產生新生胞，使系統整體移動速度具有往南的分量，所以系統能往南移動靠近台灣北部。

第二期，系統漸漸靠近台灣北部，受到地形影響出現變化，稱之為登陸期。此時期與第一期的狀態不太相同，由筆直的線狀對流系統，轉變為彎曲型態，且在高度 5 公里的垂直運動場看到上升運動結構改變為大面積有多個不規則的上升運動區域。從南北風向的 V 風場可見鋒面的低層邊界較快進入台灣北部地區，而較高層 2.5 公里的鋒面移動是往東南東方移動。低層鋒面區域依然存在垂直運動以及輻合作用，西南氣流與系統的西北風，持續的在系統南側不斷產生新生胞。台灣北部沿海的 barrier jet 隨著系統更加接近台灣北部，低層的風速有增強的情形，2200 LST 的 15 m s^{-1} 等風速區域變的比較寬，持續為系統帶來更多豐沛的水氣。而西南氣流也由於系統更往東南延伸，無法順利通過而爬升，使得高層風有整體增強的情形，所以 2130 LST 高度 7 公里的垂直運動場看到完整的波狀結構，從剖面亦能看出類似氣流過山的重力波結構。

從高時間高空間解析度的雷達觀測中可見，系統西南側的對流胞與系統合併，2100 LST 此對流胞屬於弱垂直上升運動，且大小約為 100 公里而已，隨著時間持續發展，並在其東側由於低層輻合作用出現一條東西向的線狀對流。此對流系統受到西南氣流影響，往主要線狀對流移動並且從西側開始合併，在合併時看到垂直運動場的增強，以及在系統合併的西南側出現強風區，位置在高度 3、4 公里左右，噴流風速超過 25 m s^{-1} 。如專注於台灣西北部沿海系統登陸的變化，可見系統的合併，垂直運動的增強，且 5 公里以下的風速增強，加強西南氣流持續為系統帶來更多水氣。

此研究的最後一個時期為系統登陸後的停滯期，此時期上層等風速變的更大，從剖面可以很清楚的看到由於系統南下，在低層西北風與台灣北部地形的侷限，所以底層的西南風只能往上爬升到更高的地方，而從高於台灣北部地區地形高度 2.5 公里的 V 風場與輻散場，可以知道當低層風場爬升到更高的 2.5 公里仍然無法順利通過，是繼續被迫上升至更高層，所以低層強勁的西南風被迫抬升至更高層，使得高層與地形上的風速有增強的情形。

此時期從 V 風場可見鋒面輻合帶並沒有明顯的往南移動，在系統南側低層持續存在上升運動以及輻合作用，不斷產生新生胞，對流系統而又受到強勁西南氣流影響，以及系統北側的北風分量和地形的侷限而停留在北部地區，再加上西南氣流將新生胞推入停滯在台灣北部的對流系統內，維持系統的強度，為台灣北部帶來持續性的豪大雨。

將多都卜勒雷達合成的三維風場放入熱力反演的的方法，得到完整的熱動力結構。由於熱力反演方法無法解析台灣複雜的地形，故選用兩個不同的範圍進行熱力反演，經過比較可以發現，兩個不同水平範圍、不同高度

分層，亦能得到非常類似的熱力場結構，所以能根據系統的位置，選用適合的範圍討論熱動力場結構。經過分析能清楚看到系統在海上時，與 squall line 結構非常類似，擁有對流區下的冷池區域，其高度可達 3 公里，中層的相對低壓也非常明顯。系統更靠近台灣北部時，2030 LST 的冷池的區域有擴大和增強的情形。在第二期系統西南側的對流胞與東北移動和系統合併，位溫擾動場能見到暖區深入系統中層。到 2200 LST 系統合併可見位溫擾動場冷暖差異變大，溫度梯度變大，且系統停滯在台灣北部時，也維持著這種型態。在第三時期能見低層冷池仍有往南推移的情況，但受到強勁西南風影響，將南側新生對流胞往北推入維持系統強度，也使系統往南傳播的新生胞速度與西南風往北的分量達成平衡，讓系統在這段期間停滯在台灣北部帶來連續性的豪大雨。

最後經過三個時期的分析，對於系統在海上的移動快速以及系統登陸台灣北部之後的停滯情形，使用兩個示意圖來說明這兩段時期之間的差異。系統在海上移動較快速時，系統移動方向受到南側新生胞的發展與西南氣流的影響，由於此時系統離台灣較遠，西南氣流仍然能順利從系統前方通過，不受到地形影響，所以西南氣流相對的較小，故系統整體移動仍然能往東南方移動南下。而系統到台灣陸地上之後（圖 5.1），由於低層 barrier jet 增強，西南風增強，將其分為兩個方向的分量，往北的分量與系統南邊低層新生胞的產生速度達成平衡，西南風將新生胞推入系統維持系統的強度，不至於使系統快速的減弱消散，而剩下一個分量往東，卻遇到台灣北部的地形（高度約 1 公里），所以將強降雨系統侷限在台灣北部，為台灣北部帶來持續的大雨，造就了這個創下歷史紀錄降雨量的豪大雨事件。

5-2 未來展望

本研究使用多都卜勒雷達風場合成方法與熱力反演方法，仔細探討梅雨鋒面上的中尺度對流系統結構，系統一路從北往南走，僅討論到系統在台灣的強降雨時期，對於系統是如何在這麼好的環境條件下減弱與消散，這也是值得探討的部分。

陳 (2013) 針對北部地面的雨滴譜儀資料進行詳細的分析討論，了解當時個案降雨在地面的降雨表現，而中央大學雙偏極化雷達當時有進行觀測，未來能利用雙偏極化雷達觀測的各種參數，和地面觀測的雨滴譜儀進行討論，更深入的了解系統的雲物理特性，探討能帶來如此驚人的雨量的系統，在雙偏極化參數有哪些特殊的地方。

未來希望能透過探討動力收支，了解系統與大環境的交互作用，以及各項渦度收支項的貢獻量，對於系統發展的特徵變化有何影響。

最後，透過此極端個案了解系統南下時，不同時期的各種變化與特徵，未來針對類似的系統靠近時，做更多不同個案的分析討論，看看他們之間是否有某些相似的地方，以後便能快速的針對某些特徵分析討論，提供大雨預報的參考方向。

參考文獻

- 葉青青，1990：TAMEX IOP # 13 長生命期雨帶的降水結構分析。國立中央大學碩士論文，121 頁。
- 吳慧玲，2008：2007 年梅雨季期間之颱風個案分析。國立中央大學碩士論文，117 頁。
- 朱嫵儒，2013：2012 年 6 月 10-12 日超大豪雨的有利條件。國立中央大學碩士論文，117 頁。
- 陳盈臻，2013：臺灣北部鋒面強降水個案之雨滴粒徑觀測比較研究。國立中央大學碩士論文，111 頁。
- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1720–1739.
- Chen, George, Tai-Jen Chia-Chung Yu, 1988: Study of Low-Level Jet and Extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884–891.
- Chen, George Tai-Jen, Chung-Chieh Wang, David Ta-Wei Lin, 2005: Characteristics of Low-Level Jets over Northern Taiwan in Mei-Yu Season and Their Relationship to Heavy Rain Events. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 20–43.
- Chen, Y.-L., and N. B.-F. Hui, 1995b: Characteristic of surface airflow and pressure patterns over the island of Taiwan during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 695–716.
- Fovell, Robert G., Yoshi Ogura, 1988: Numerical Simulation of a Midlatitude Squall Line in Two Dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3846–3879.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 587–606.

- Jou, J.-D. B., and S.-M. Deng, 1991: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX study. *Terre. Atmos. Ocea.*, 3, 39–58.
- Li, Jun, Yi-Leng Chen, 1998: Barrier Jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 959–971.
- Li, Jun, Yi-Leng Chen, and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1060–1081.
- Lin, Y. J., T-C C. Wang, R. W. Pasken, H. Shen, and Z. S. Deng, 1990: Characteristics of a Subtropical Squall Line Determined from TAMEX Dual-Doppler Data. Part II: Dynamic and Thermodynamic Structures and Momentum Budgets. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2382–2399
- Lin, P. L., T-C C. Wang, and C.C. Yeh, 1989: Doppler observation study of the rainband observed in TAMEX IOP-13. *Meteor. Res.*, 12, 91–119.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H.W. Chang, 1992: The Structure of a Subtropical Prefrontal Convective Rainband. Part I: Mesoscale Kinematic Structure Determined from Dual-Doppler Measurements. *Mon. Wea.*
- Liou, Y.-C., Y.-J. Chang., 2009: A variational multiple-Doppler radar three-dimensional wind synthesis method and its impacts on thermodynamic retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3992–4010.
- Liou, Y.-C., S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, 40, 1603–1619
- Parker, Matthew D., Richard H. Johnson, 2000: Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3413–3436.
- Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2357–2381.

Yeh, Hsi-Chyi, Yi-Leng Chen, 2003: Numerical Simulations of the Barrier Jet over Northwestern Taiwan during the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1396–1407. Wang et al. (2004, 2005)

附圖

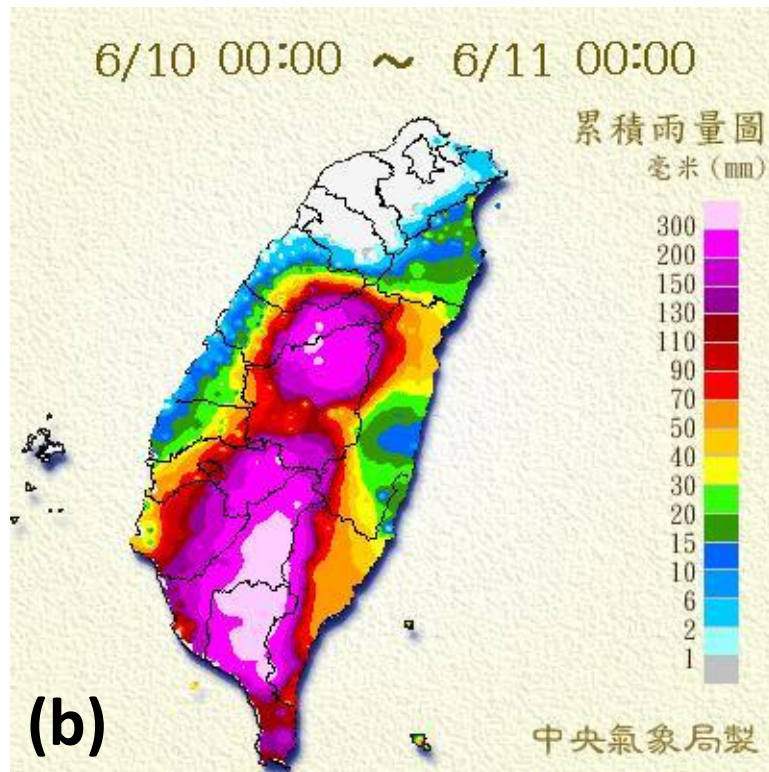
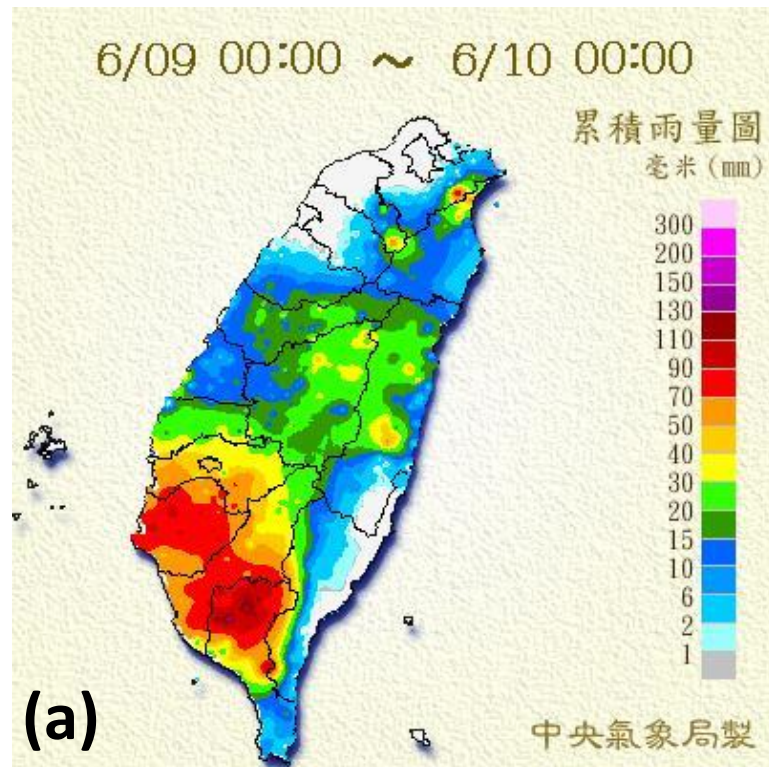


圖 1.1 中央氣象局日累積雨量圖 (a) 6 月 09 日 (b) 6 月 10 日。

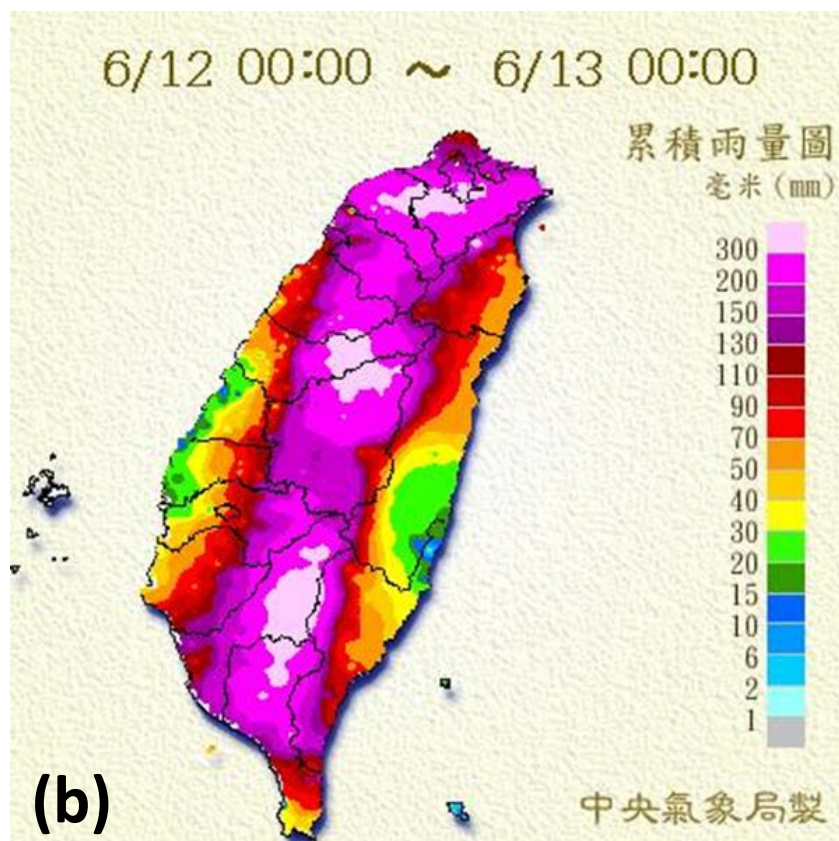
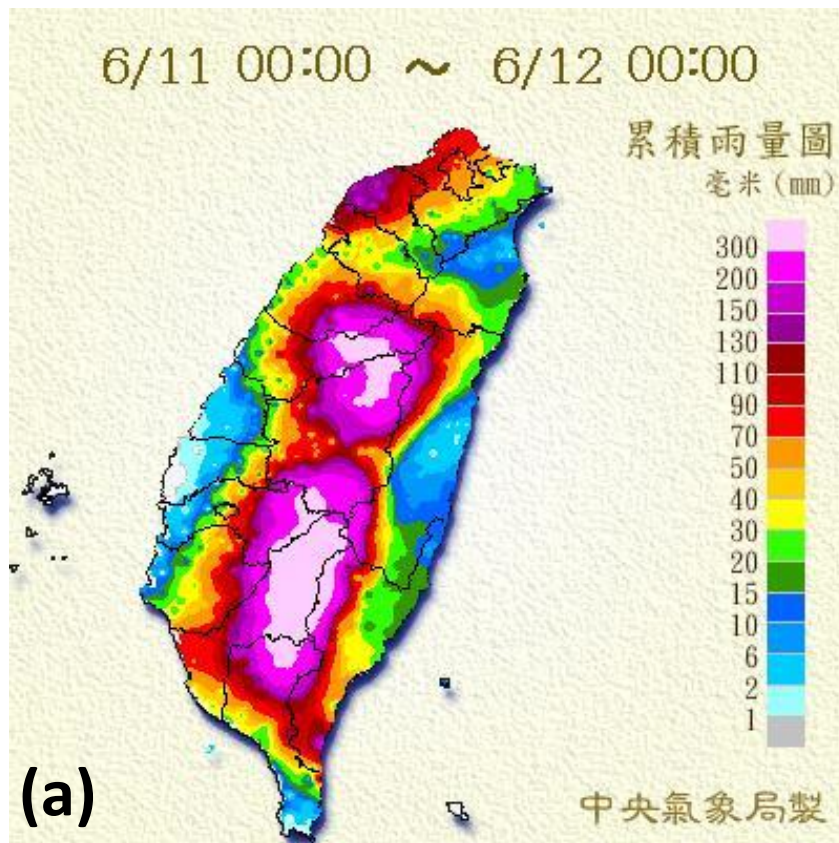


圖 1.2 中央氣象局日累積雨量圖 (a)6月 11 日。(b)6月 12 日。

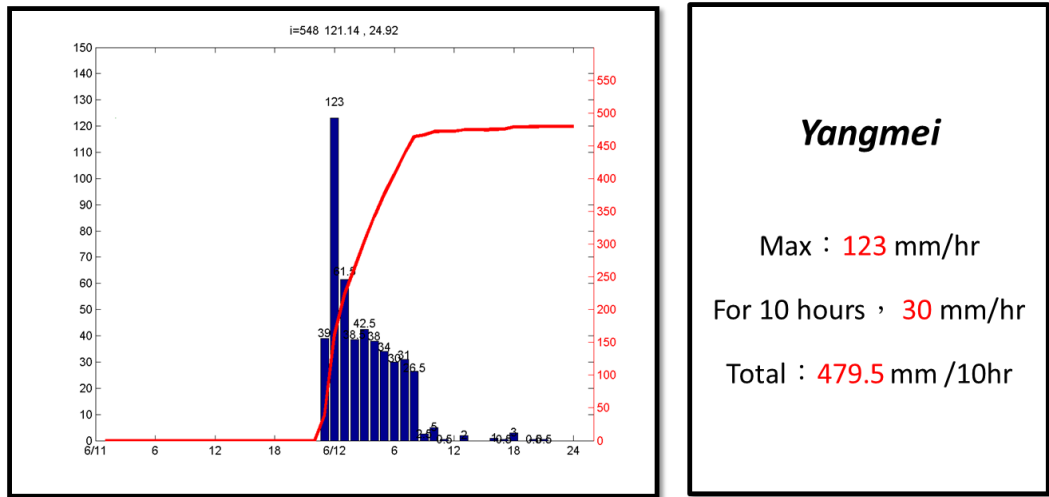


圖 1.3 6月11日0000LST到6月12日2400LST
楊梅自動雨量站時雨量，紅實線為總累積雨量

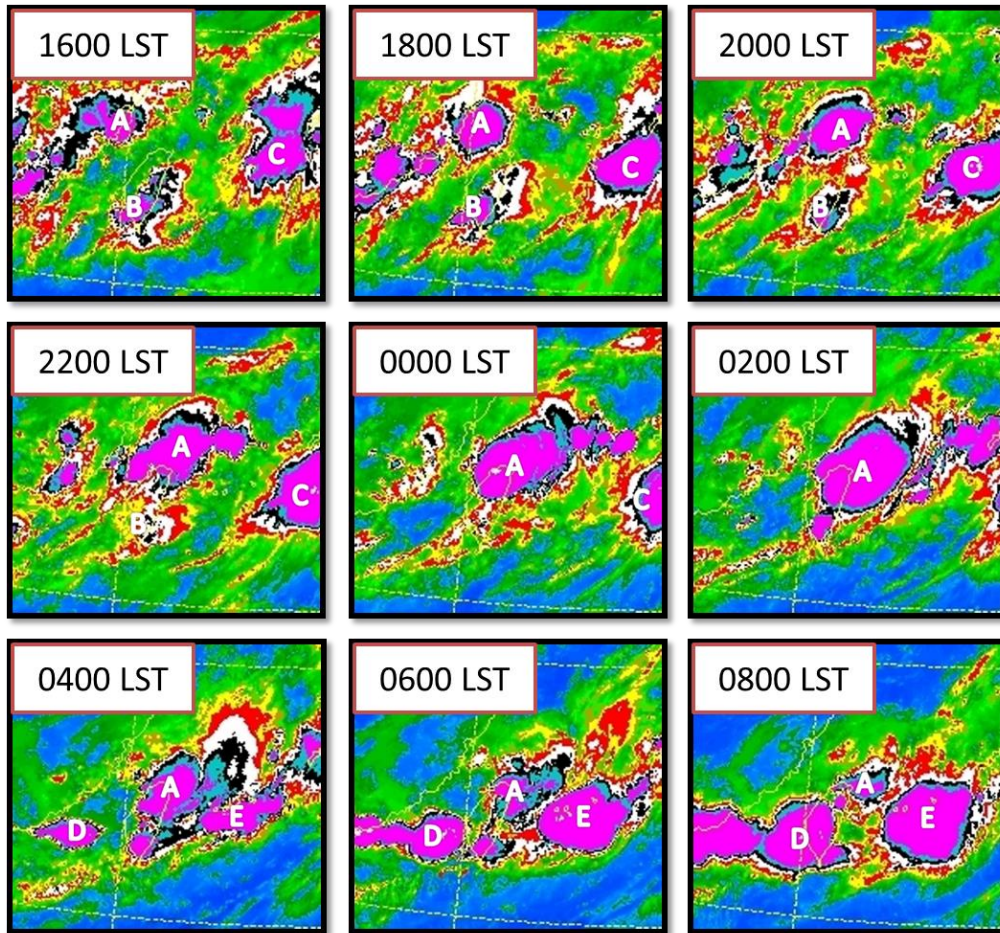


圖 1.4 6月11日1600LST至6月12日0800LST紅外線衛星雲圖，發展旺盛的對流系統A~E，造成北部豪大雨為編號A的中尺度對流系統，0200LST時發展到最大期。

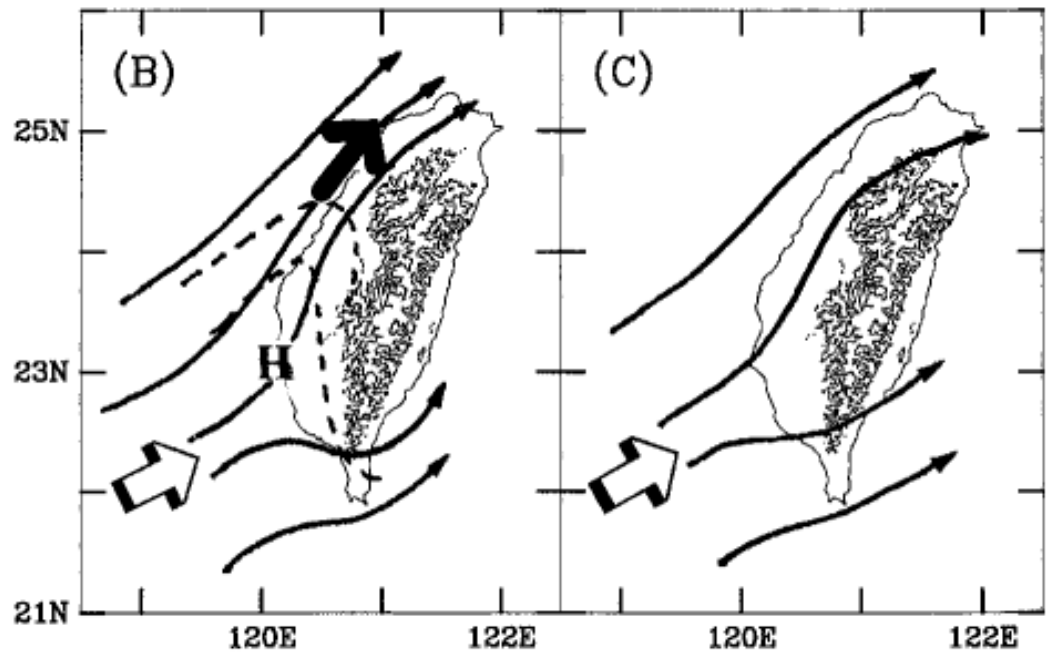
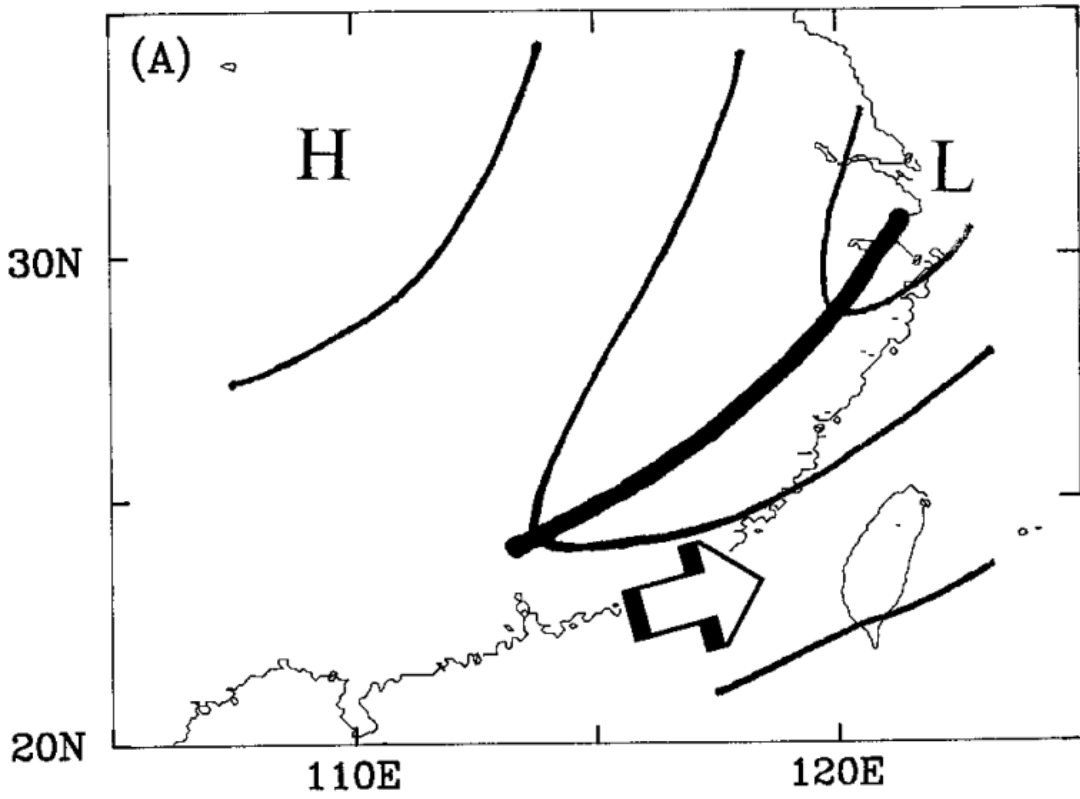


圖 1.5 (a)槽線往華南沿海移動時，西南氣流增強。
 (b)高度 1km 西南氣流受地形影響，質量累積產生中尺度高壓。
 (c)高度 2.5km 氣流能繞過中央山脈，不會出現中尺度高壓 (摘自 Li and Chen 1998)

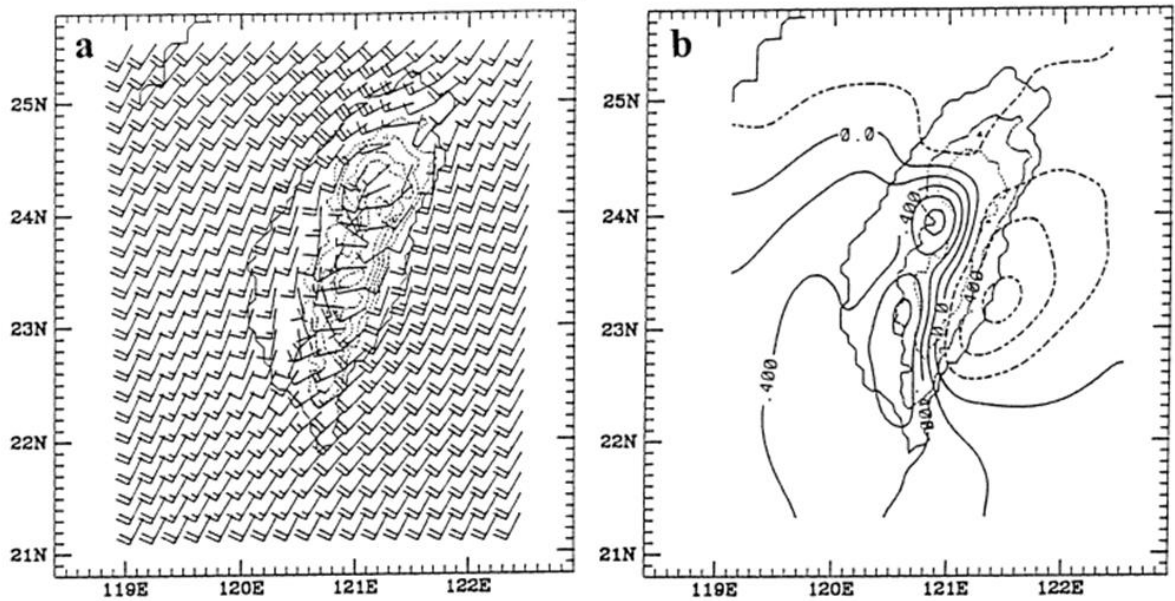


圖 1.6 (a)935 百帕模式模擬風向風速場，一個長風標為 5m s^{-1} ，一個短風標為 2.5m s^{-1} 。(b)等值線為模式模擬地面壓力擾動場，間距為 0.2 百帕 (摘自 Yeh and Chen 2003)

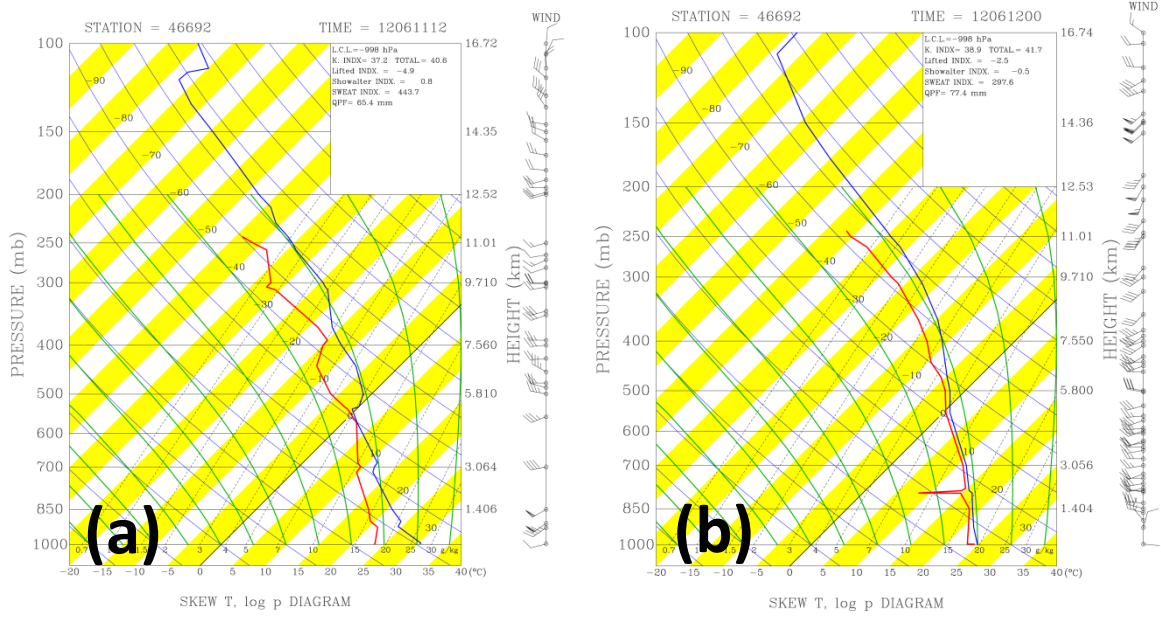


圖 2.1 板橋斜溫圖 (a)6月11日1200 UTC，代表環境。(b)6月12日0000 UTC，代表系統內。

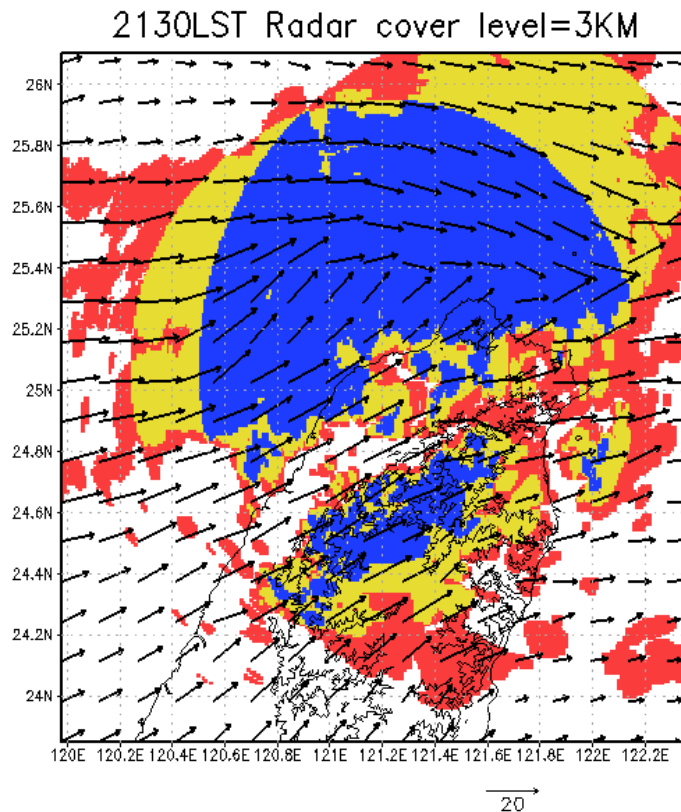


圖 2.2 2130 LST 高度 3 公里雷達覆蓋情形

紅色為 1 個雷達覆蓋，黃色為 2 個雷達覆蓋，藍色為 3 個雷達覆蓋；
箭頭為合成結果的風場，在雷達觀測範圍邊界無出現不連續風場的情形。

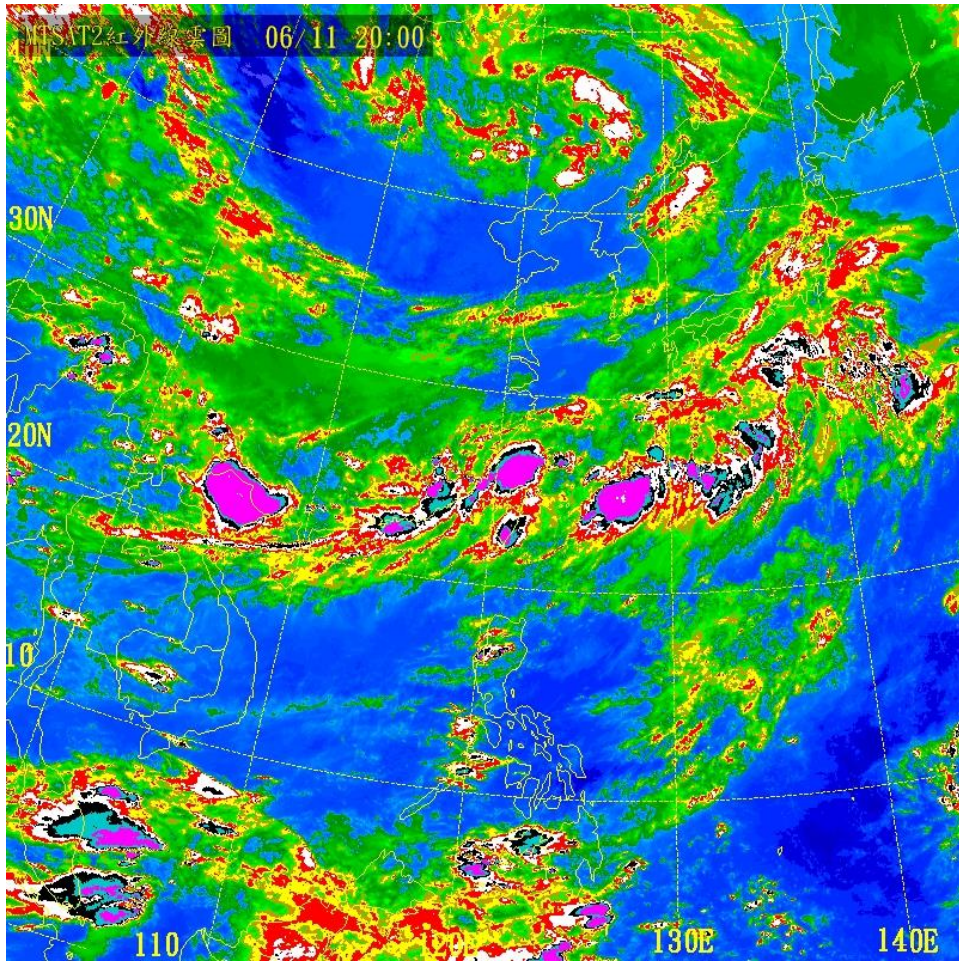


圖 3.1 6月11日 2000LST 紅外線衛星雲圖

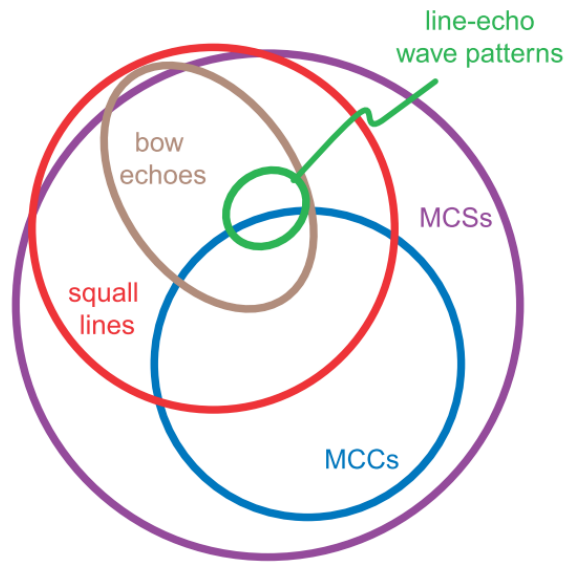


圖 3.2 中尺度對流系統分類圖

(摘自 Mesoscale Meteorology in Midlatitudes 2010)

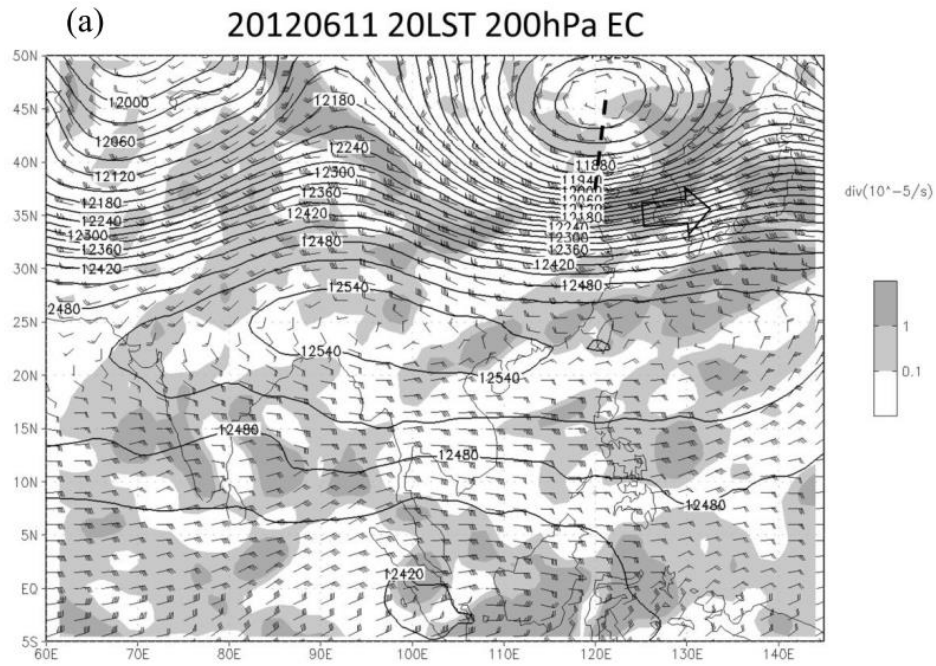


圖 3.3 6月11日1200 UTC 200 mb ECMWF re-analysis，深灰色為輻散 (10^{-5} m s^{-1})，等值線為重力為高度場(間距為 30 gpm)，風標為風向風速(一支表示 5 m s^{-1} 、半支表示 2.5 m s^{-1}) (摘自 朱 2013)

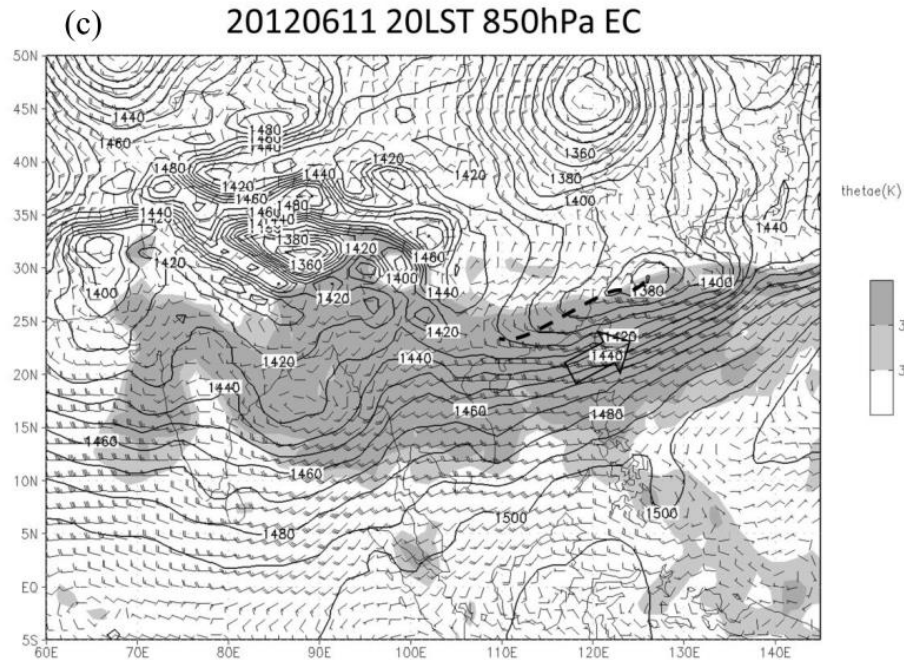


圖 3.4 6月11日1200 UTC 850 mb ECMWF re-analysis，底色代表相當位溫(K)，等值線為重力為高度場(間距為 10 gpm)，粗黑虛線為槽線，箭頭為噴流軸 (摘自 朱 2013)

(d) 20120611 20LST 925hPa EC

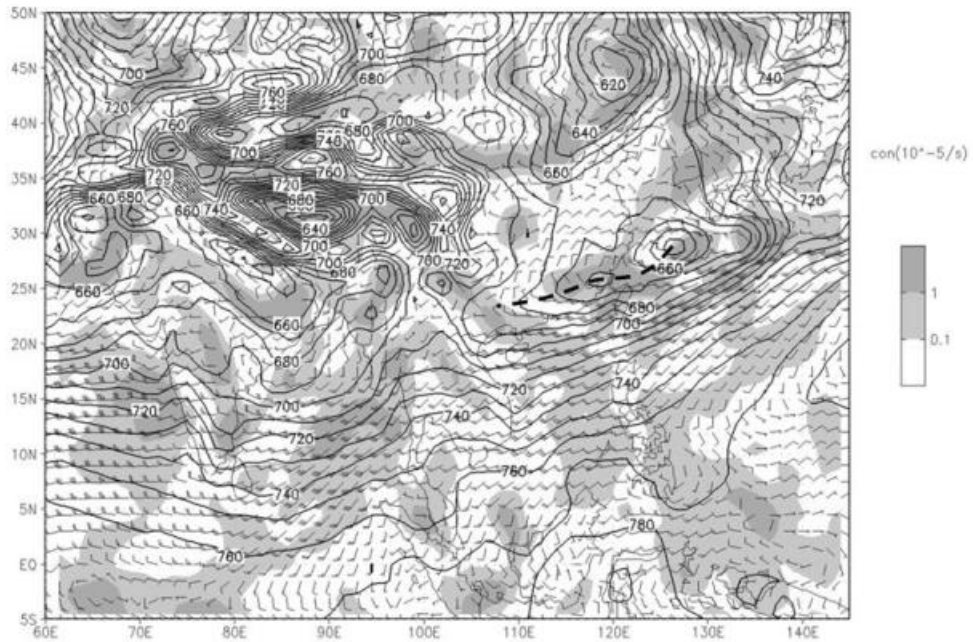


圖 3.5 6月11日 1200 UTC 925 mb ECMWF re-analysis，底色代表輻合值 (10^{-5} m s^{-1})，粗黑虛線代表風切線 (摘自朱 2013)

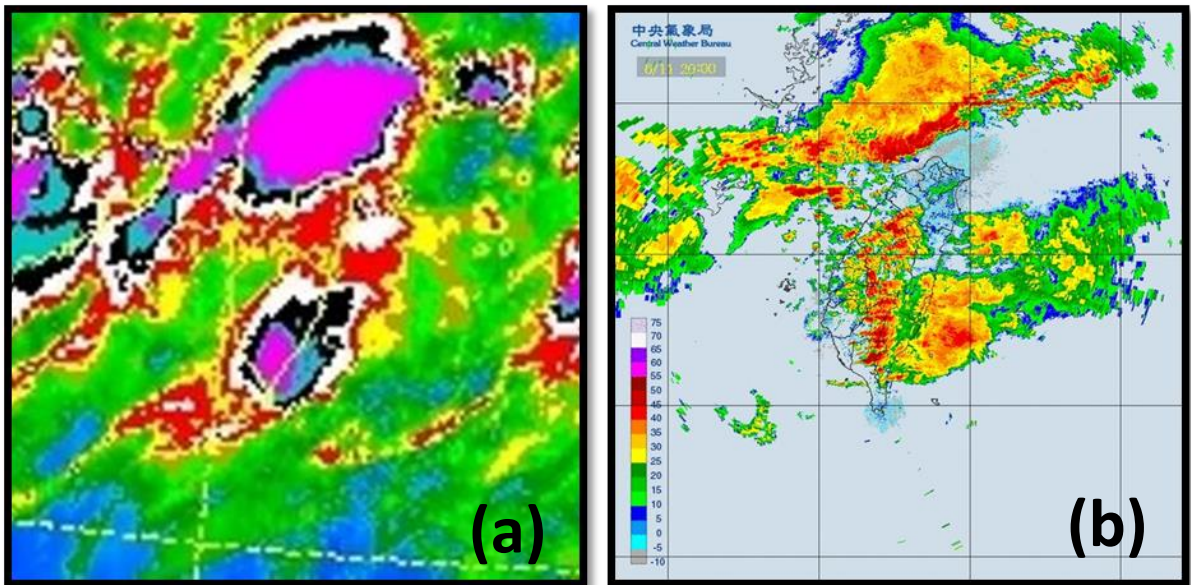


圖 3.6 6月11日 2000LST (a) 紅外線衛星雲圖可見高層具有大面積低溫的砧狀雲頂 (b) 雷達回波圖可看到其前緣為一條強回波帶的對流區，後方為較弱回波的層狀區，即為線狀 MCS。

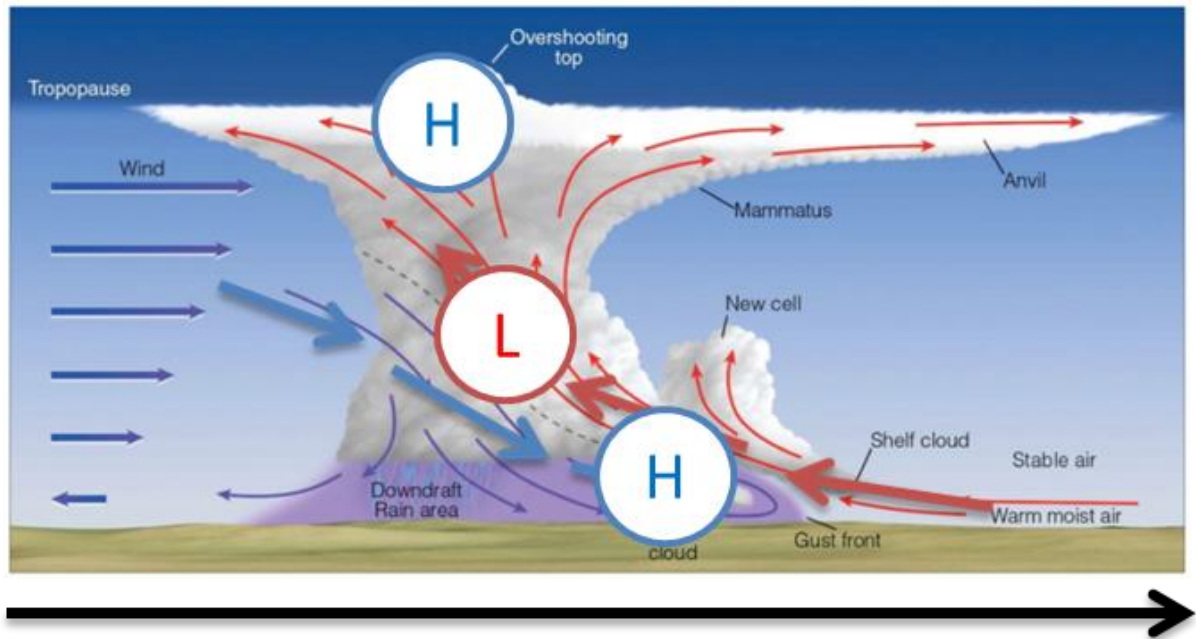


圖 3.7 線狀 MCS 垂直結構示意圖 (摘自 Meteorology today 9 page.375)

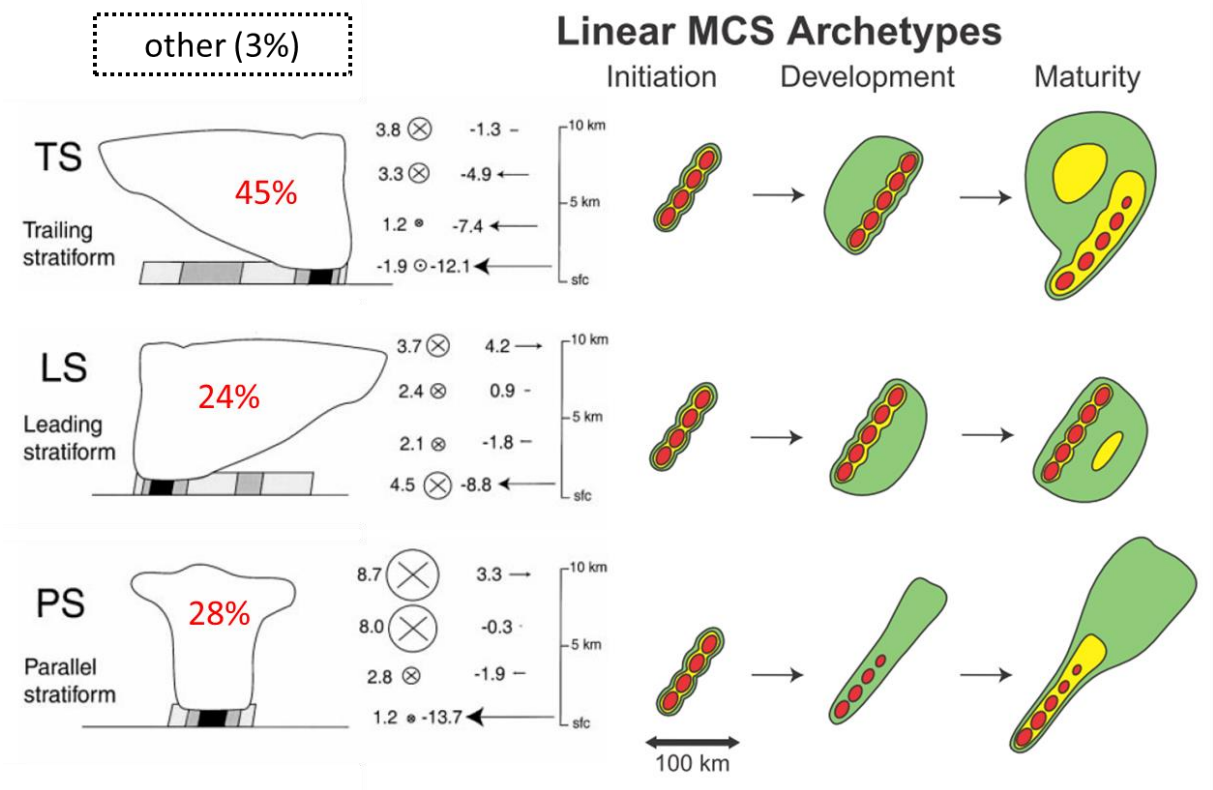


圖 3.8 Linear MCS Archetype (摘自 Parker and Johnson 2000)

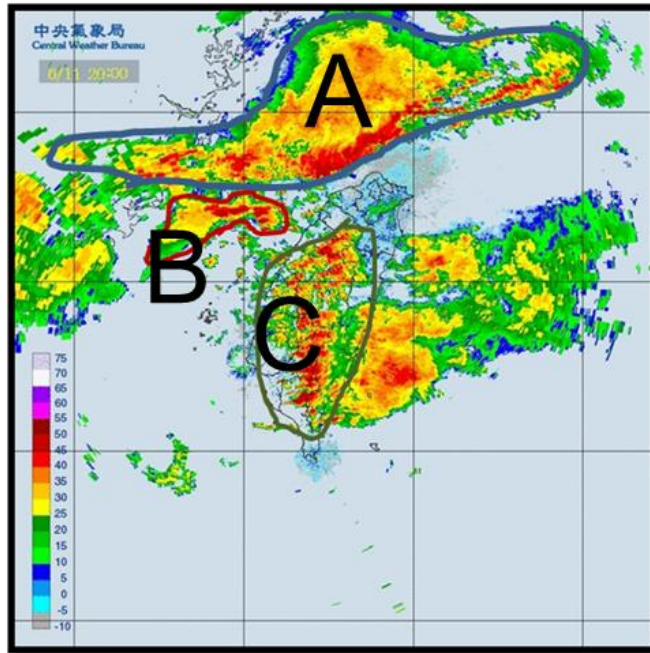


圖 3.9 中央氣象局雷達回波圖，三個強回波區域，A 為系統主要區，B 為西南側對流胞，C 為中南部山區。

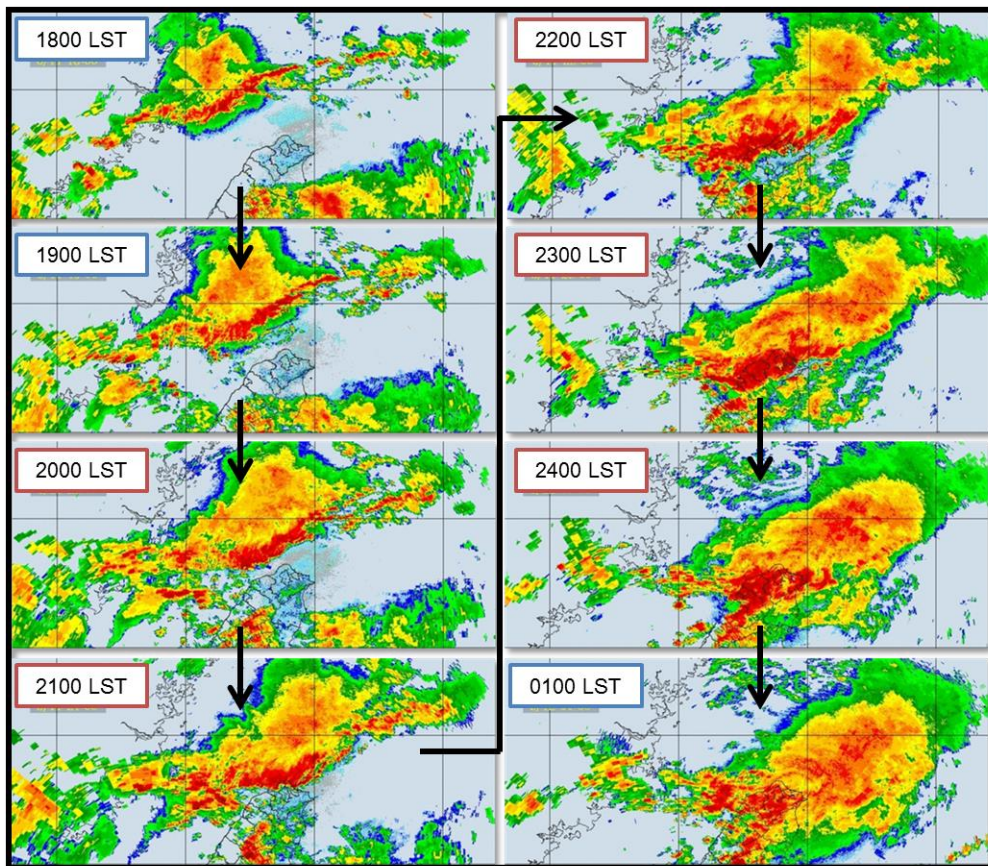


圖 3.10 6 月 11 日 1800 LST 至 6 月 12 日 0100 LST 中央氣象局雷達回波圖，共 8 個時間。

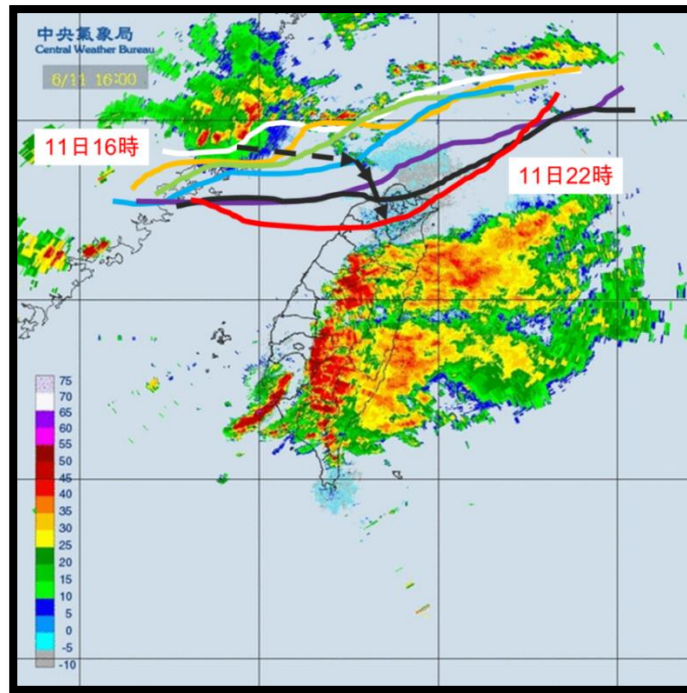


圖 3.11 6 月 11 日 1600 LST 中央氣象局雷達回波圖，實線為線狀回波前緣，一個小時一條實線，16 時至 22 時共 6 小時，順序分別為白、橘、綠、藍、紫、黑、紅。虛線為回波移動風向。

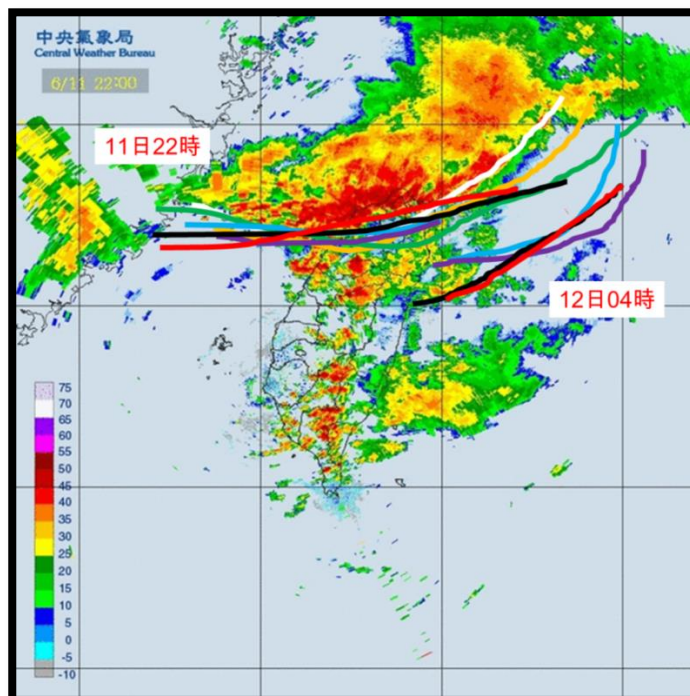


圖 3.12 (續圖 3.11)，6 月 11 日 2200LST 中央氣象局雷達回波圖，線狀回波前緣標示從 6 月 11 日 22 時至 6 月 12 日 04 時，共 6 小時。

多都卜勒風場合成範圍設定

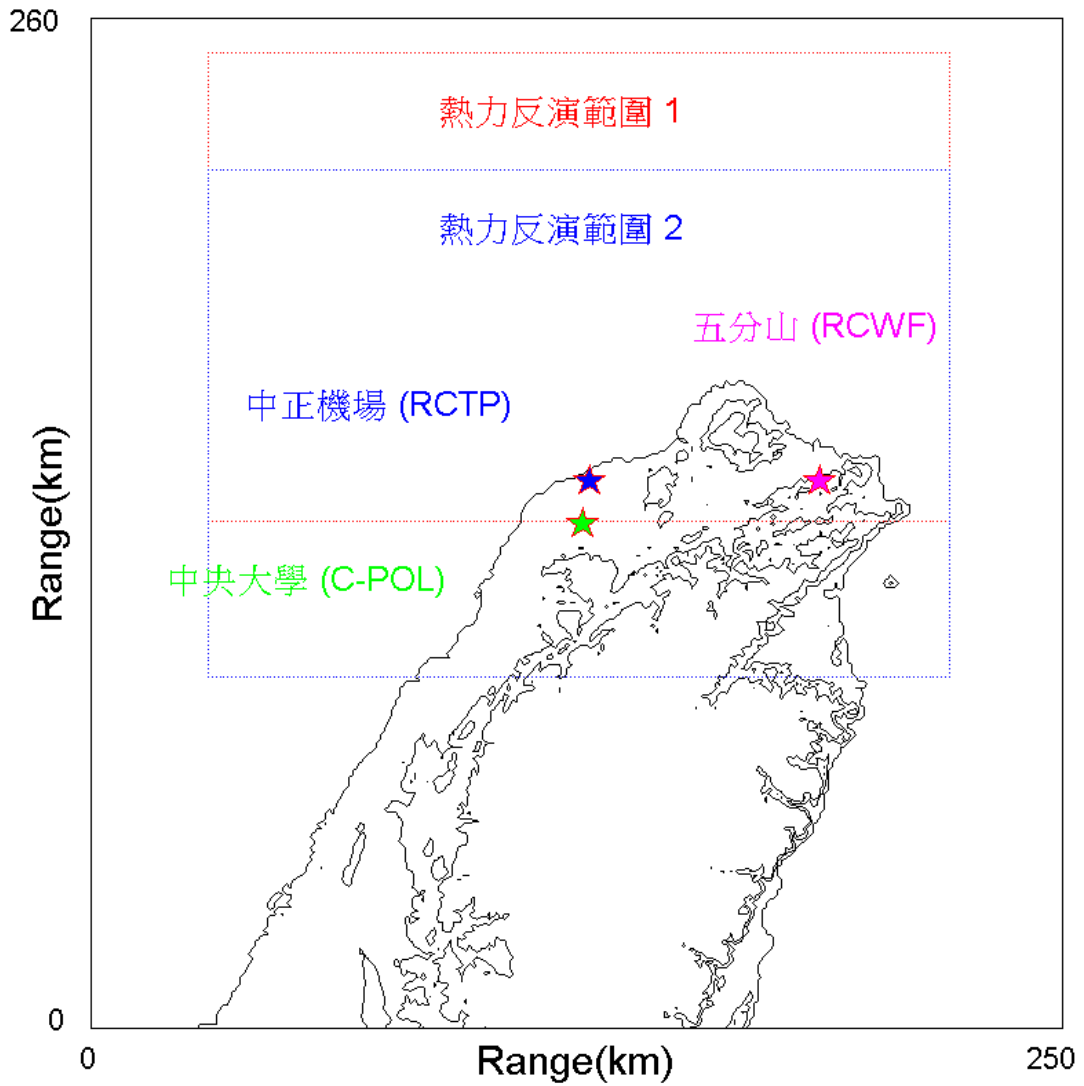


圖 4.1 多都卜勒雷達三維風場合成範圍設定，三部雷達位置，與北側熱力反演範圍 1，南側熱力反演範圍 2。

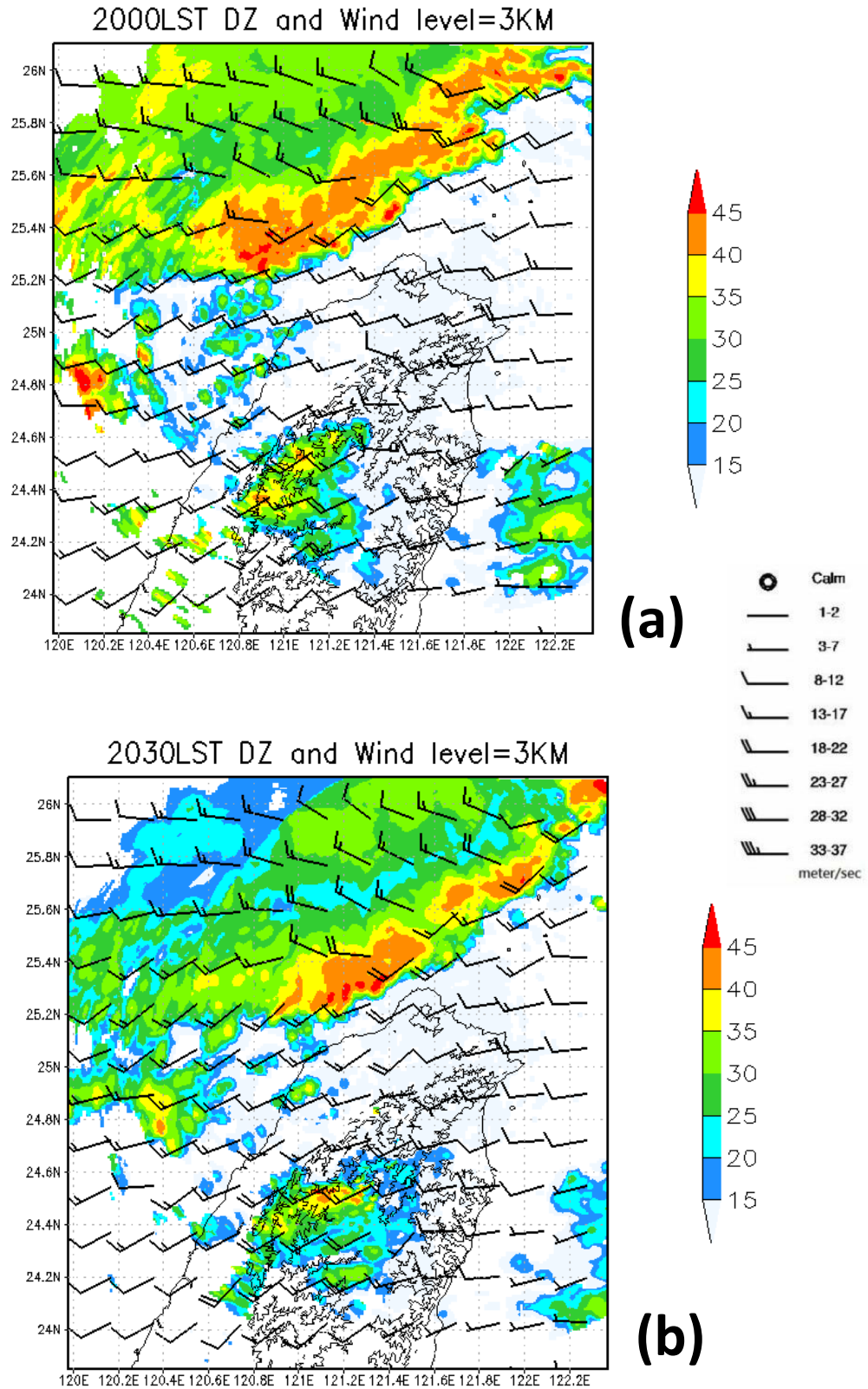


圖 4.2 多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 3km 多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000LST。(b)第一期 2030LST。

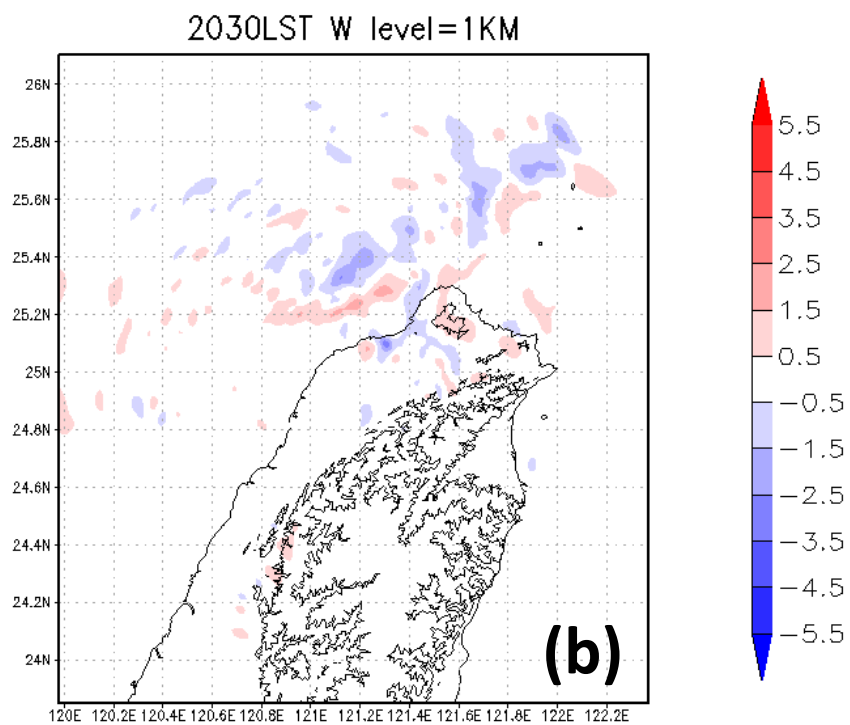
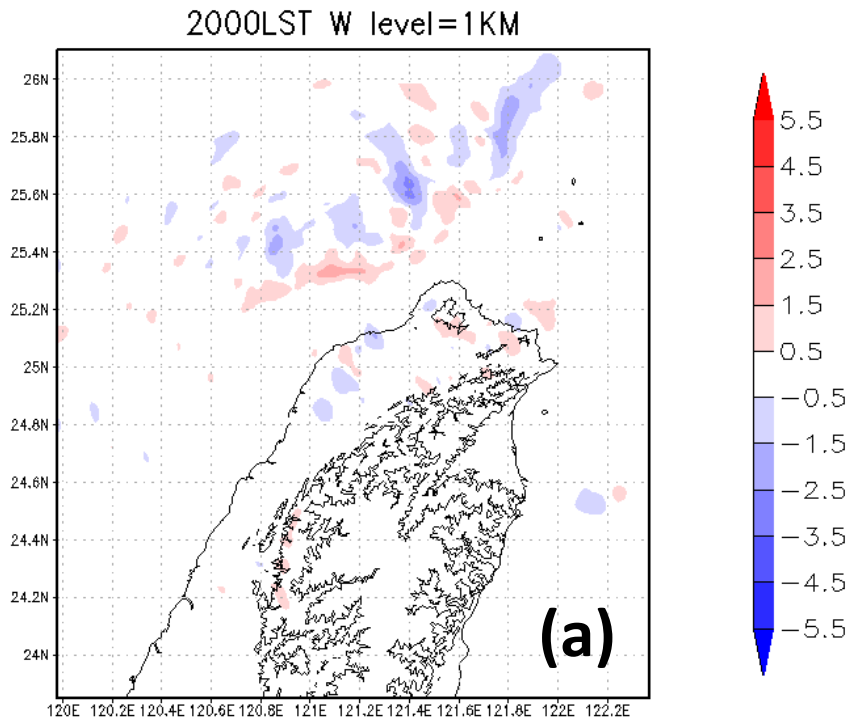


圖 4.3 多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 垂直運動場，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。

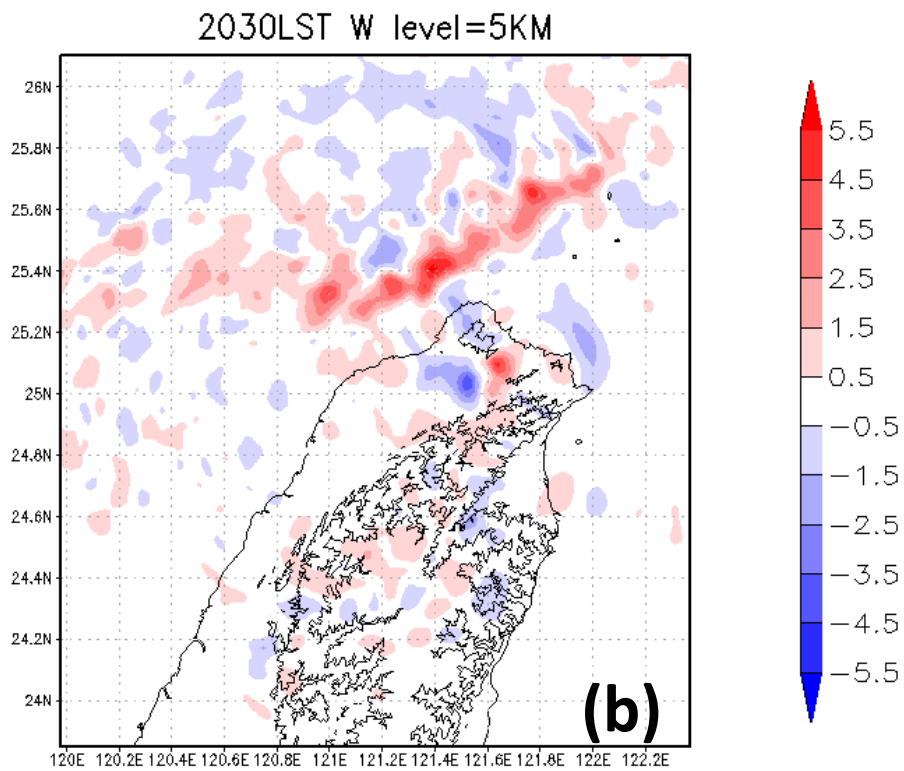
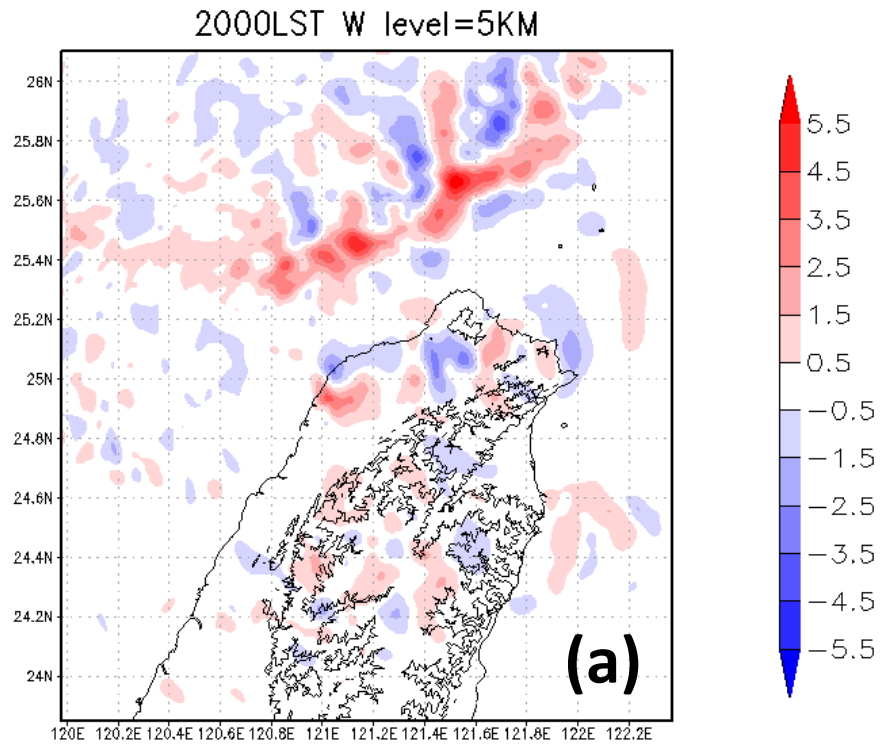


圖 4.4 同圖 4.3 為垂直運動場，高度為 5km。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST

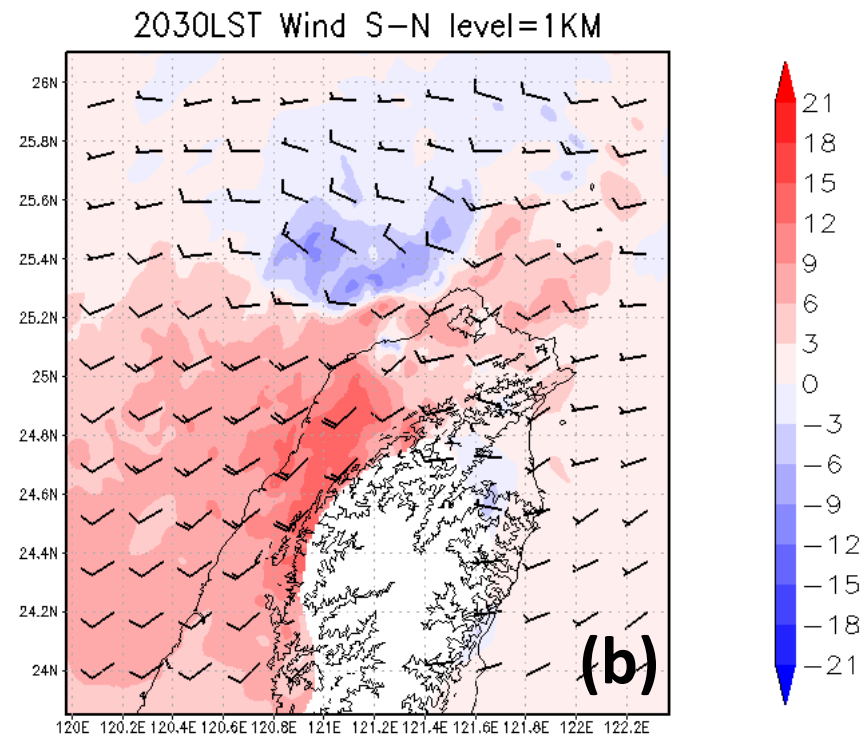
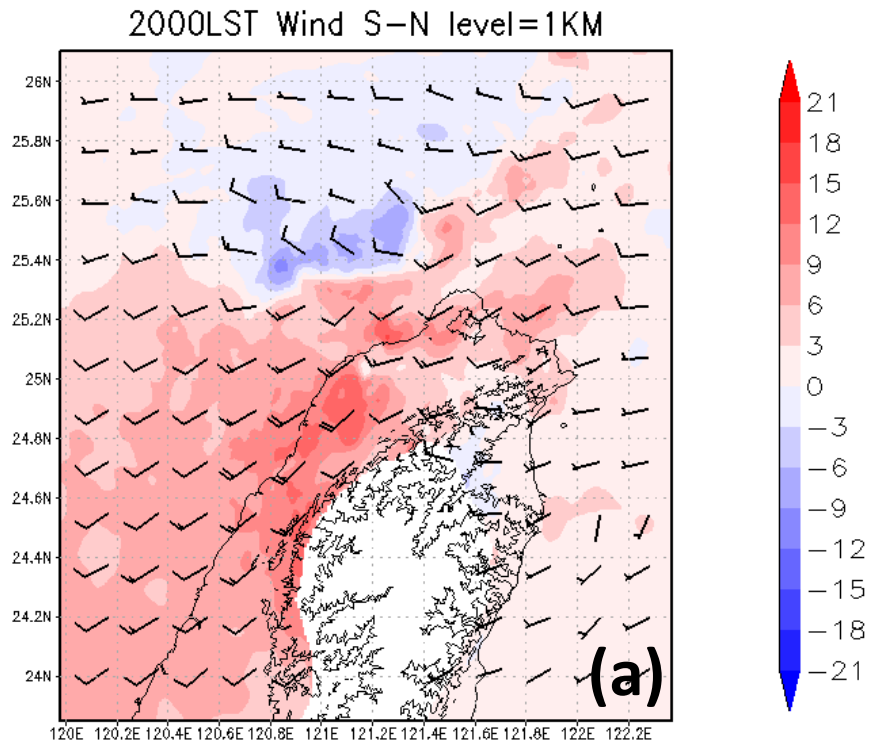


圖 4.5 多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 南北向 V 風場，單位為 m s^{-1} ，風標單位為每秒公尺(m s^{-1})。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。

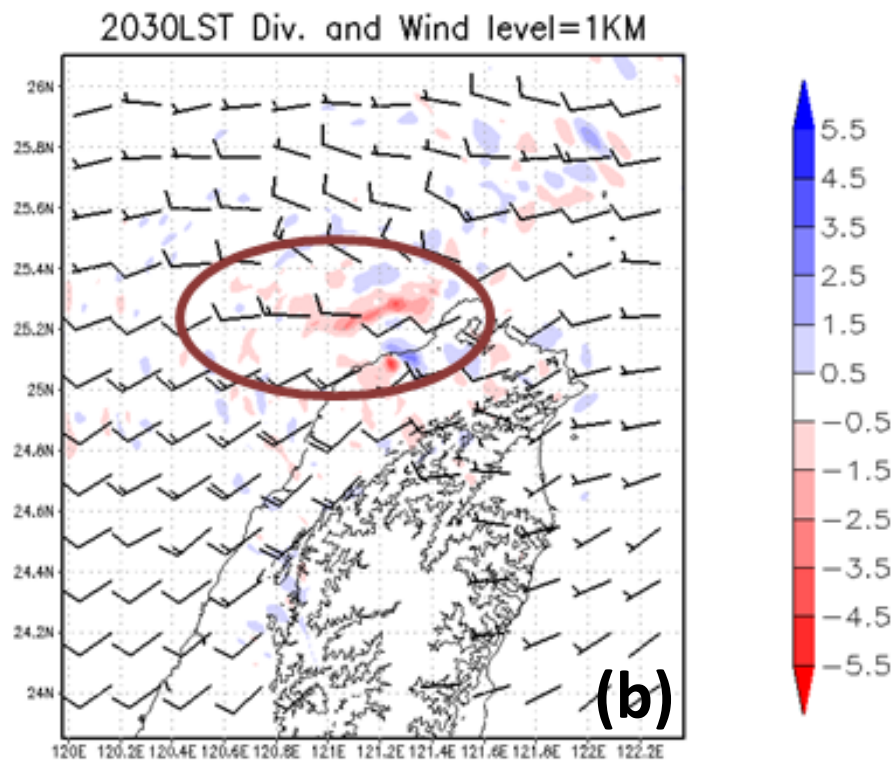
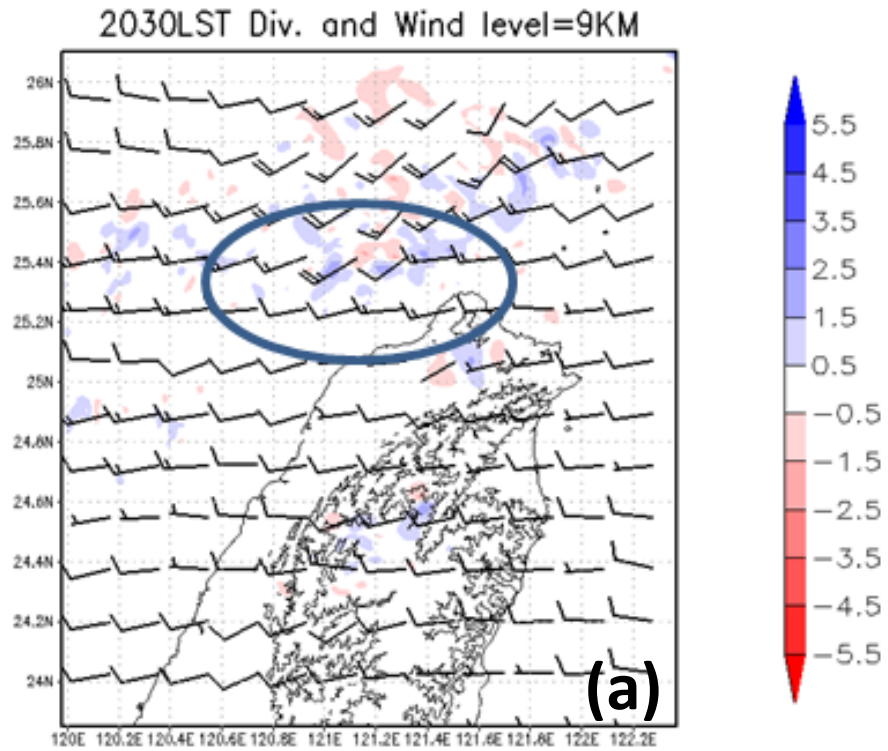


圖 4.6 多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 輻散場(10^{-7})，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。

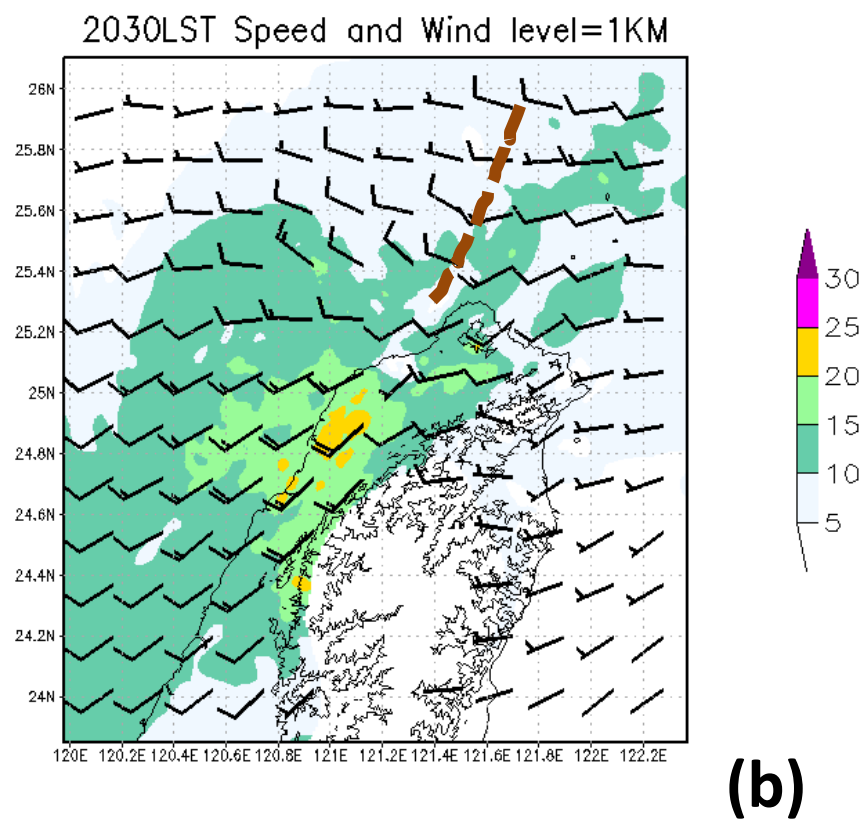
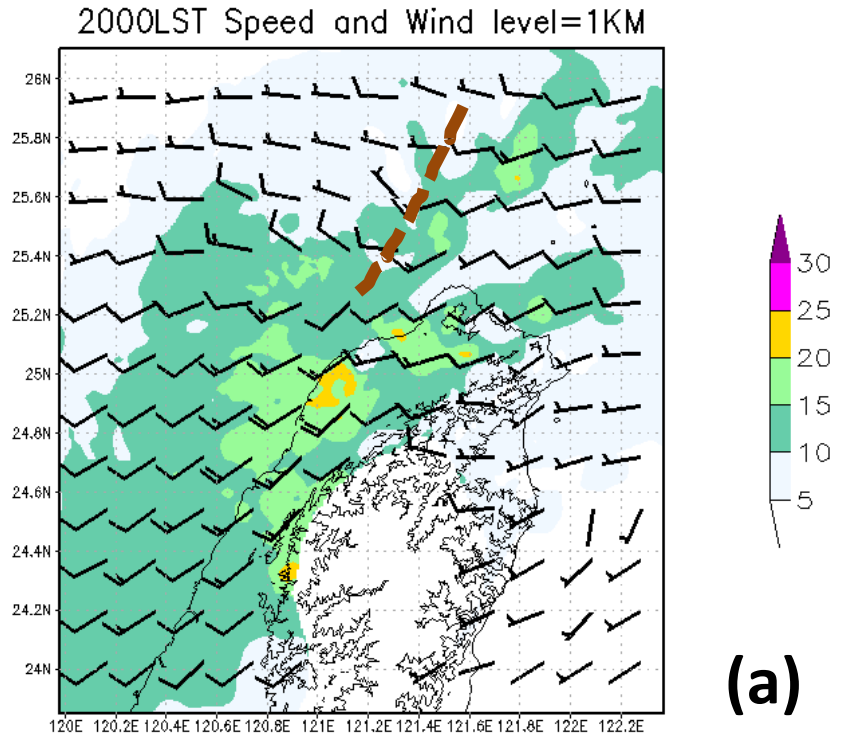
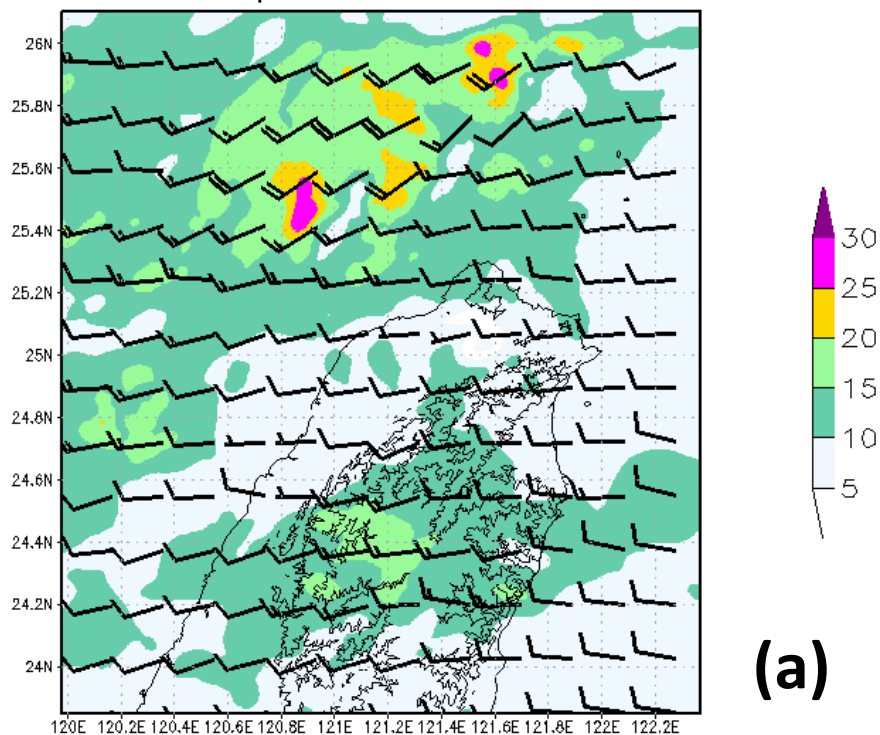


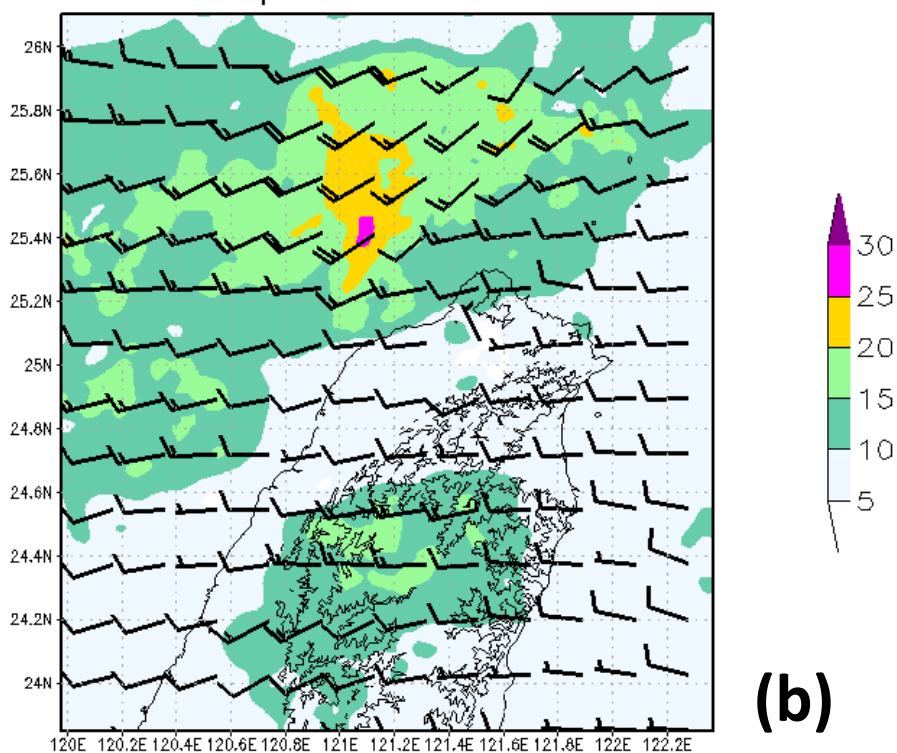
圖 4.7 多都卜勒雷達風場合成結果，底色為高度 1 km 等風速場，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，風標單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，粗虛線為槽線。(a)第一期 2000 LST。(b)第一期 2030 LST。

2000LST Speed and Wind level=8KM



(a)

2030LST Speed and Wind level=8KM



(b)

圖 4.8 同圖 4.7 為等風速場，高度為 8km (a)第一期 2000LST。(b)第一期 2030LST。

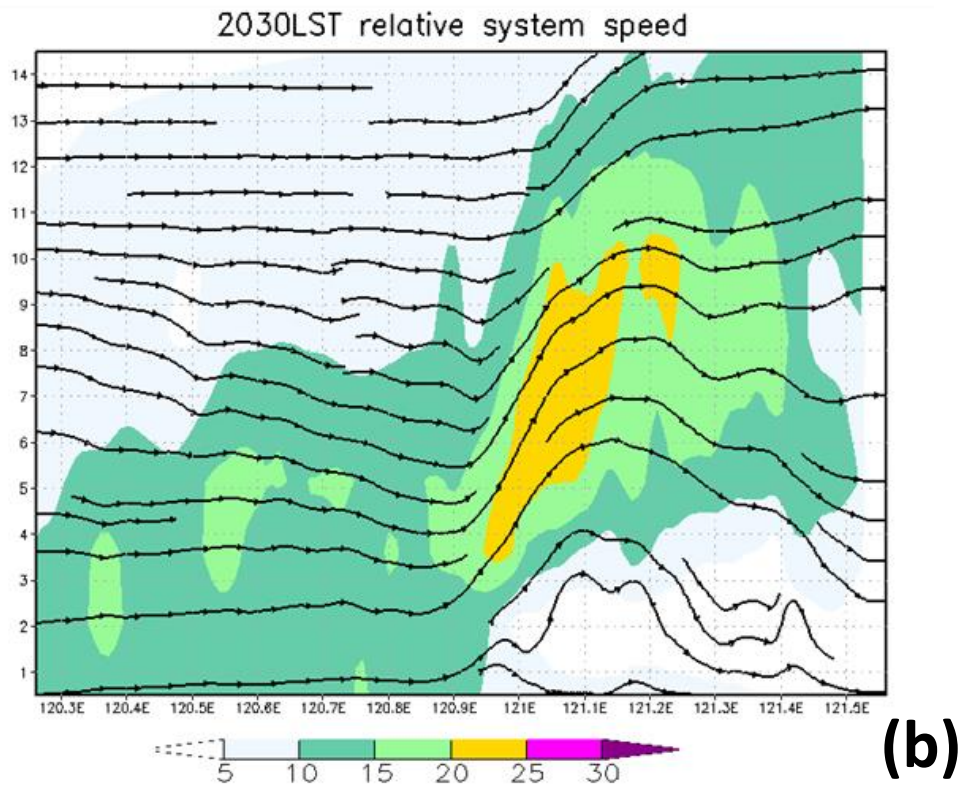
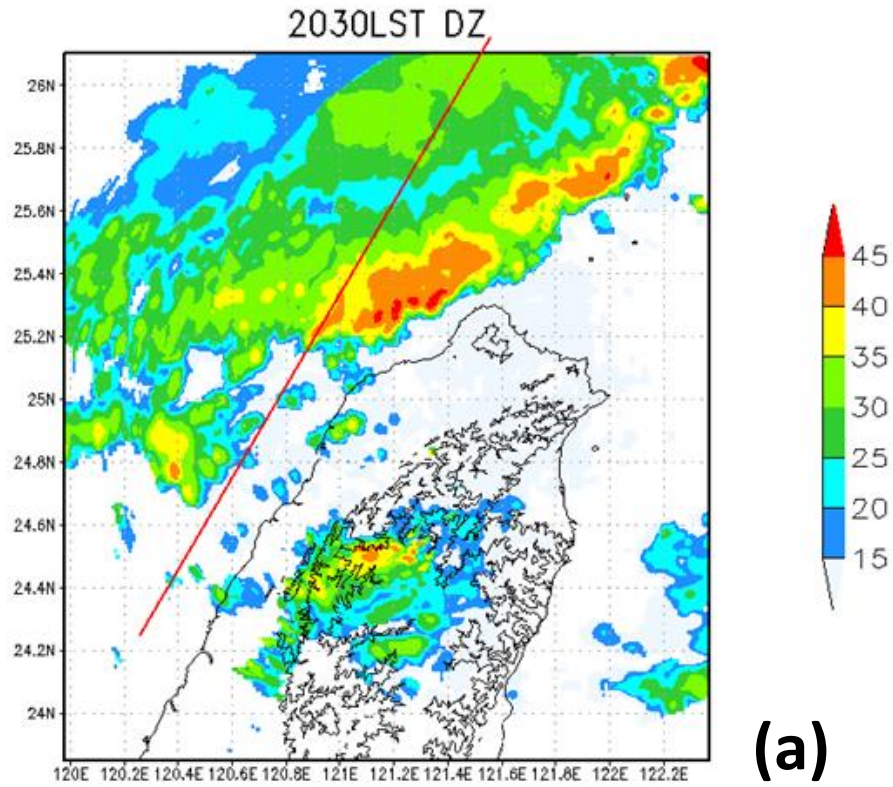


圖 4.9 (a)多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，紅實線為剖面位置。
 (b)底色為(a)剖面相對系統移動的等風速，單位為每秒公尺($m s^{-1}$)，風場流線。

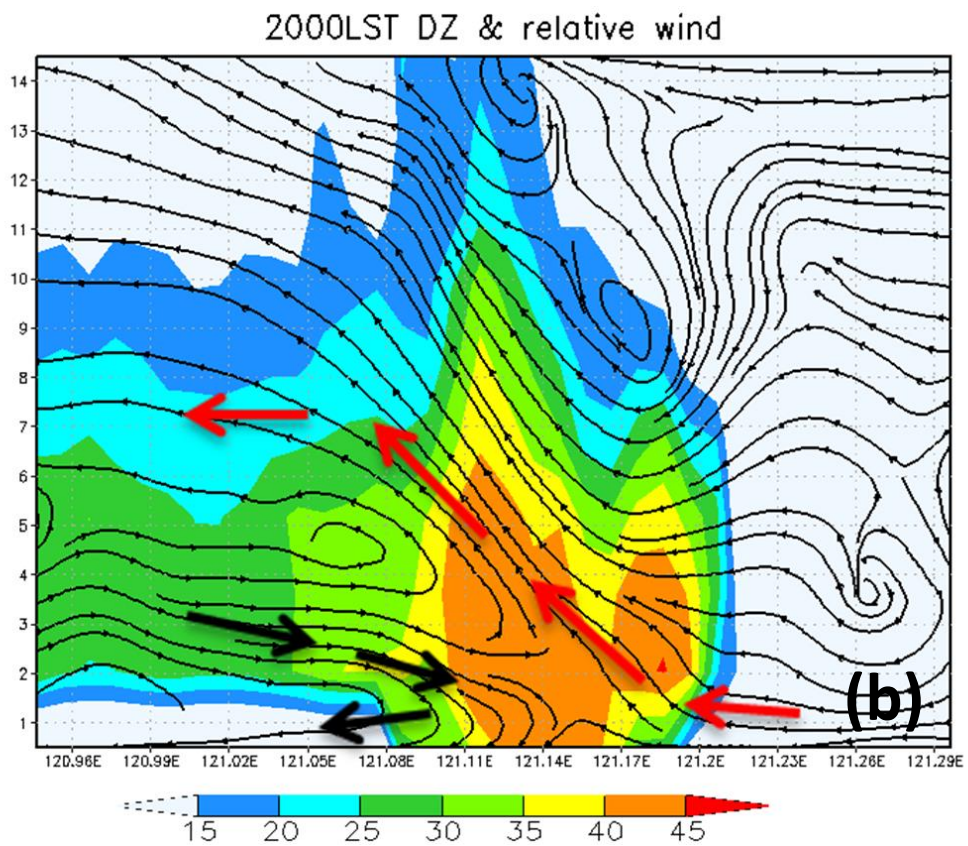
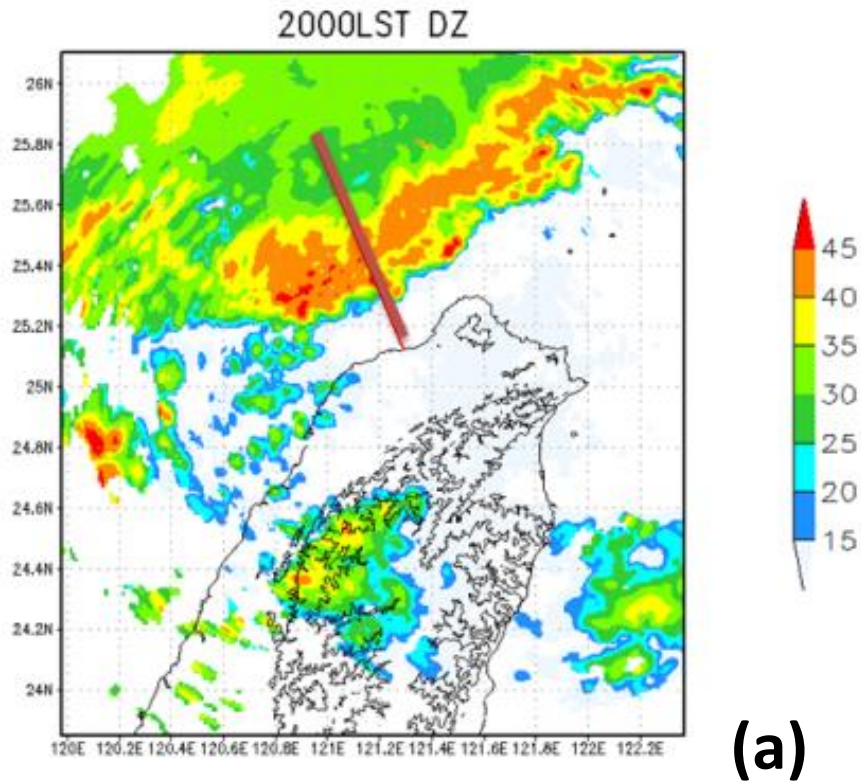


圖 4.10 (a) 2000 LST 多雷達合成的雷達回波，單位為 dBZ，紅實線為剖面位置。(b) 底色為 (a) 雷達回波，單位為 dBZ，風場流線相對於系統移速。

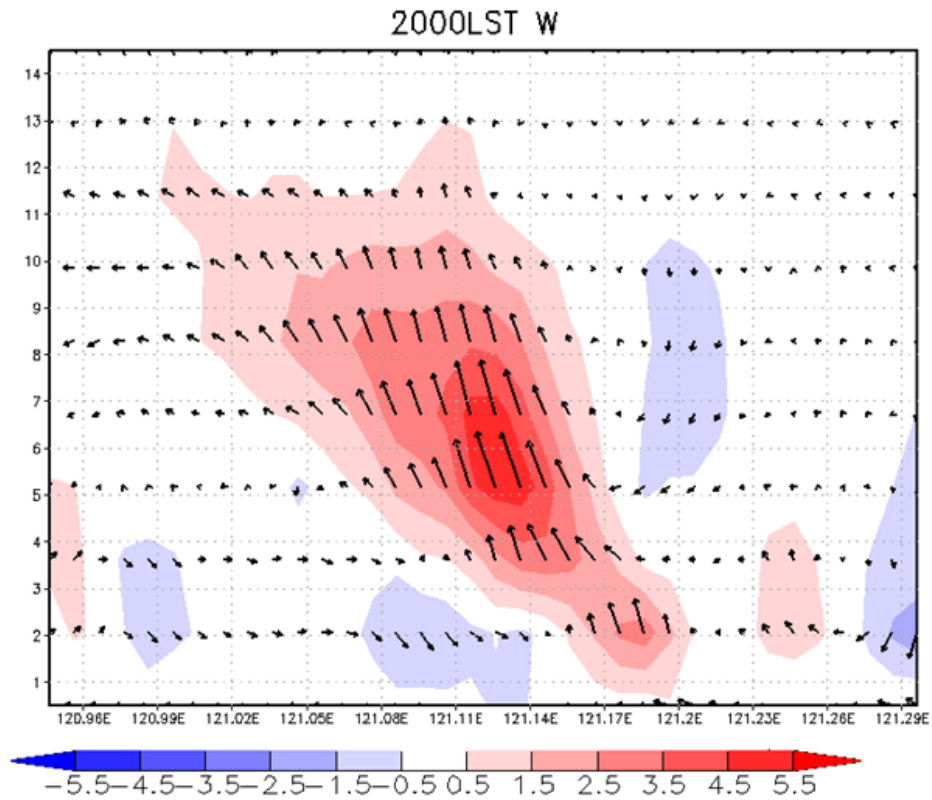


圖 4.11 同圖 14.11 剖面，陰影為垂直運動場(m s^{-1})、箭頭為水平風-W 在剖面上的投影

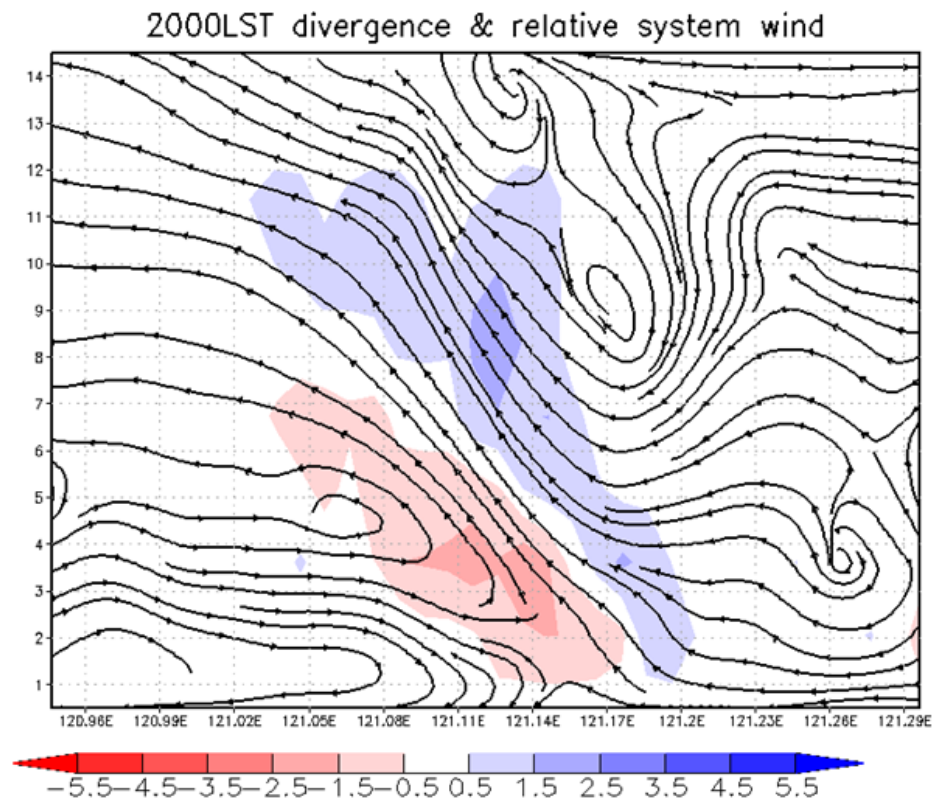


圖 4.12 同圖 14.11 剖面，陰影為輻散場、風場相對於系統移動速度

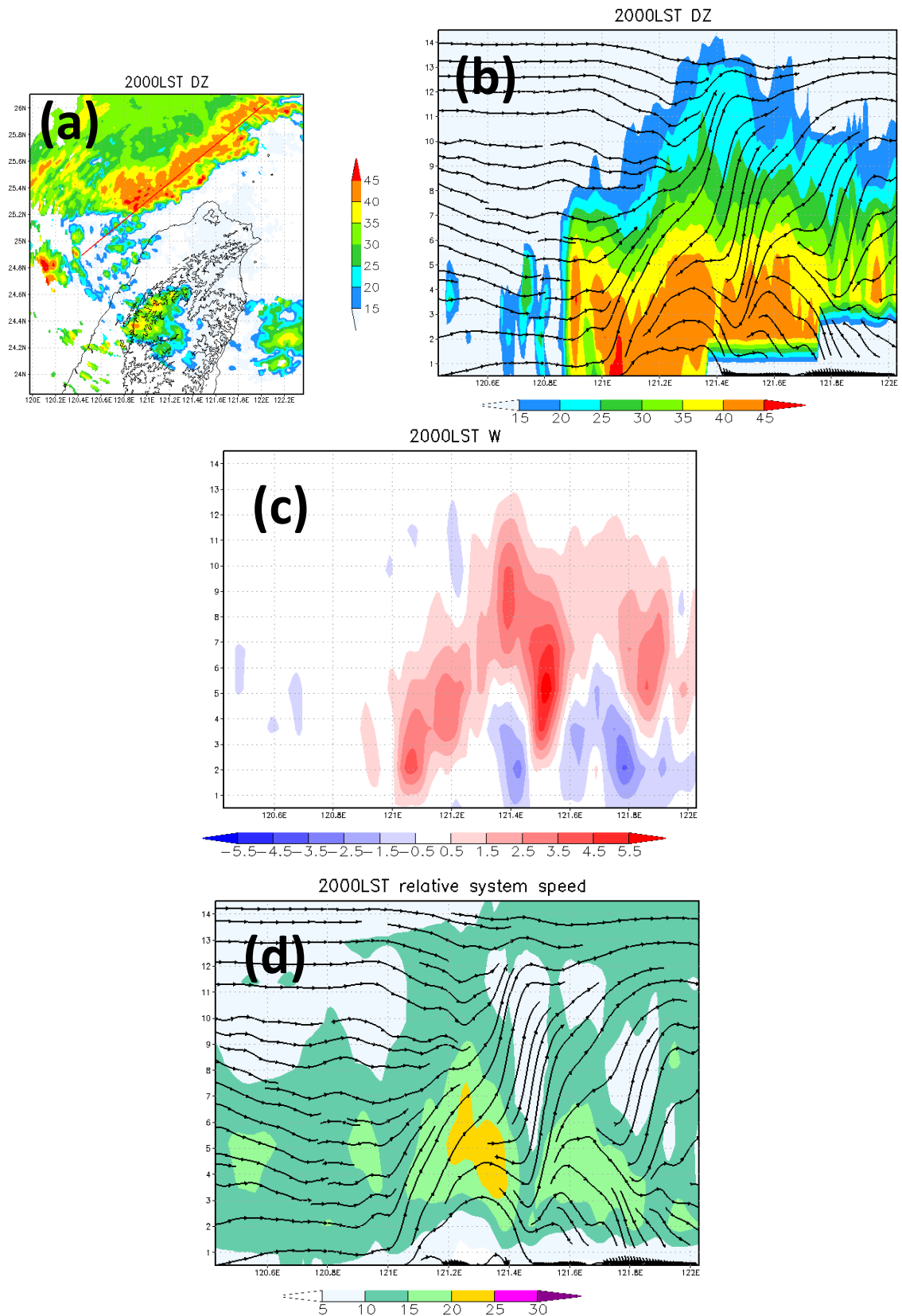


圖 4.13 (a) 2000 LST 底色為高度 3 km 雷達回波，紅實線為剖面位置。(b) 底色為雷達回波，相對系統移動速度的風場流線。(c) 底色為垂直運動場 (m s^{-1})。(d) 底色為等風速 (m s^{-1})，相對系統移動速度的流線。

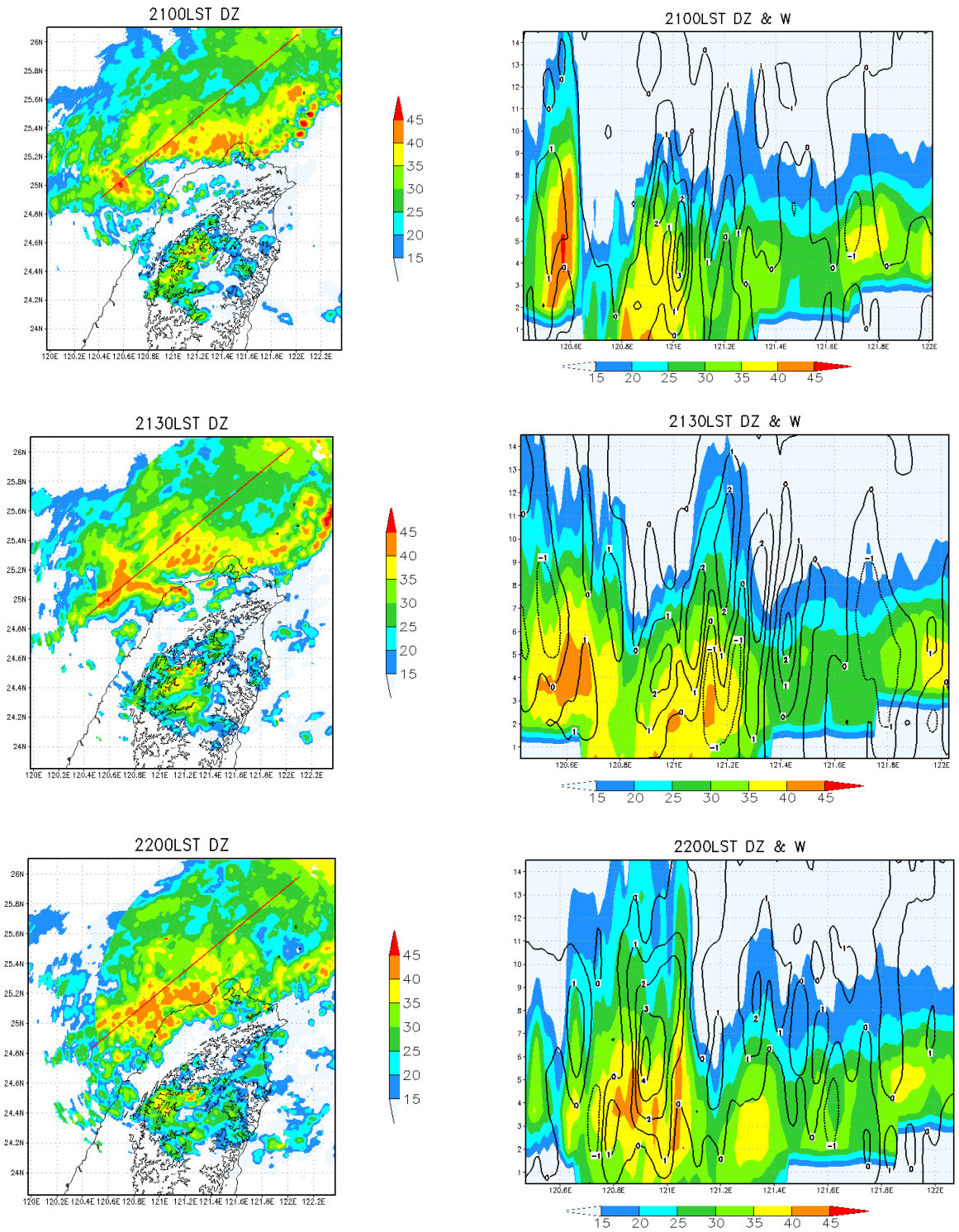


圖 4.14 時間 2100 LST ~ 2200 LST，紅實線位置。垂直剖面雷達回波 (dBZ)，黑實線為正垂直運動，黑虛線為負垂直運動，間距為 1 m s^{-1} 。

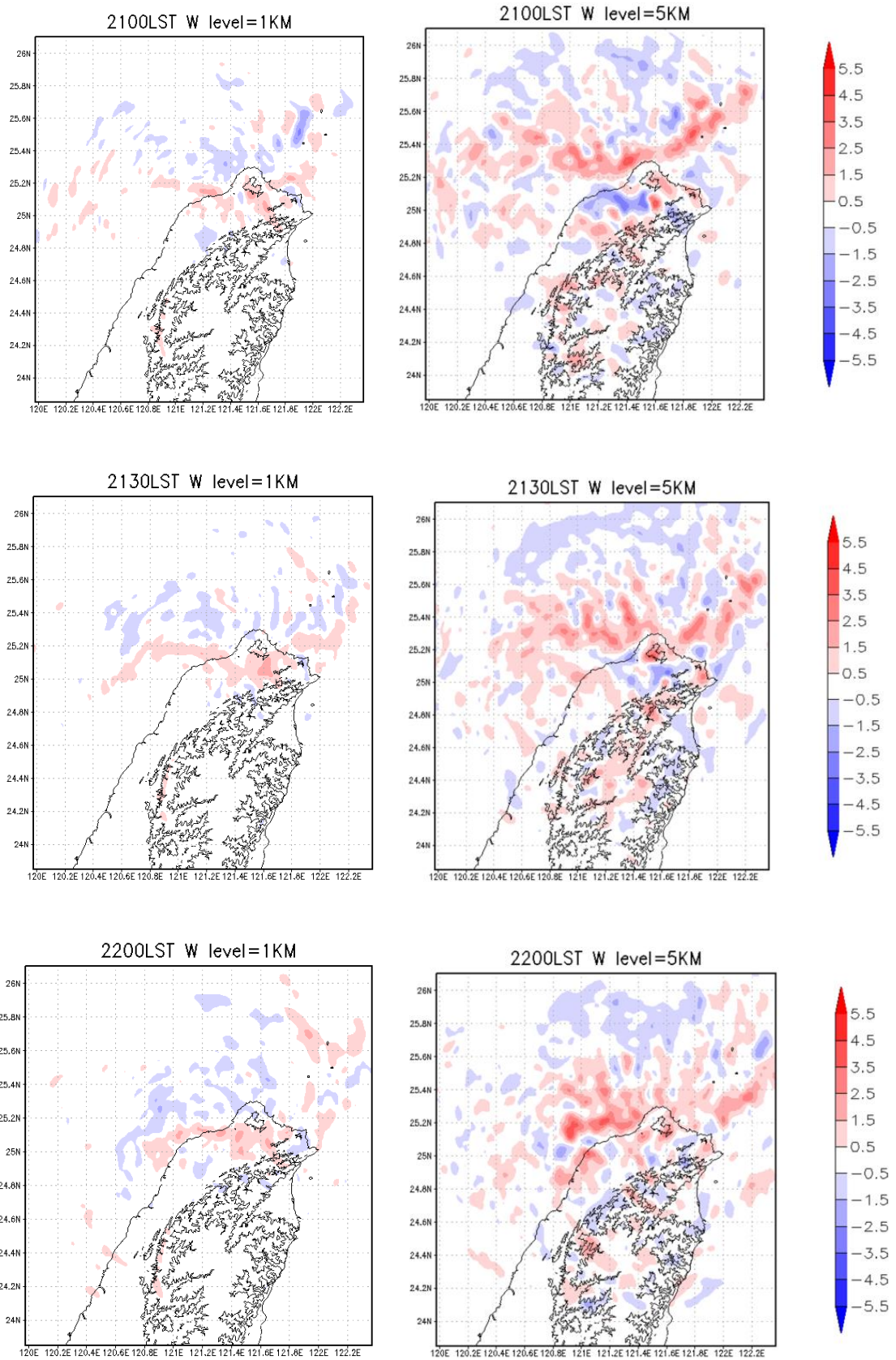


圖 4.15 同圖 4.3 為垂直運動場，時間 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1km (左)，高度為 5km (右)。

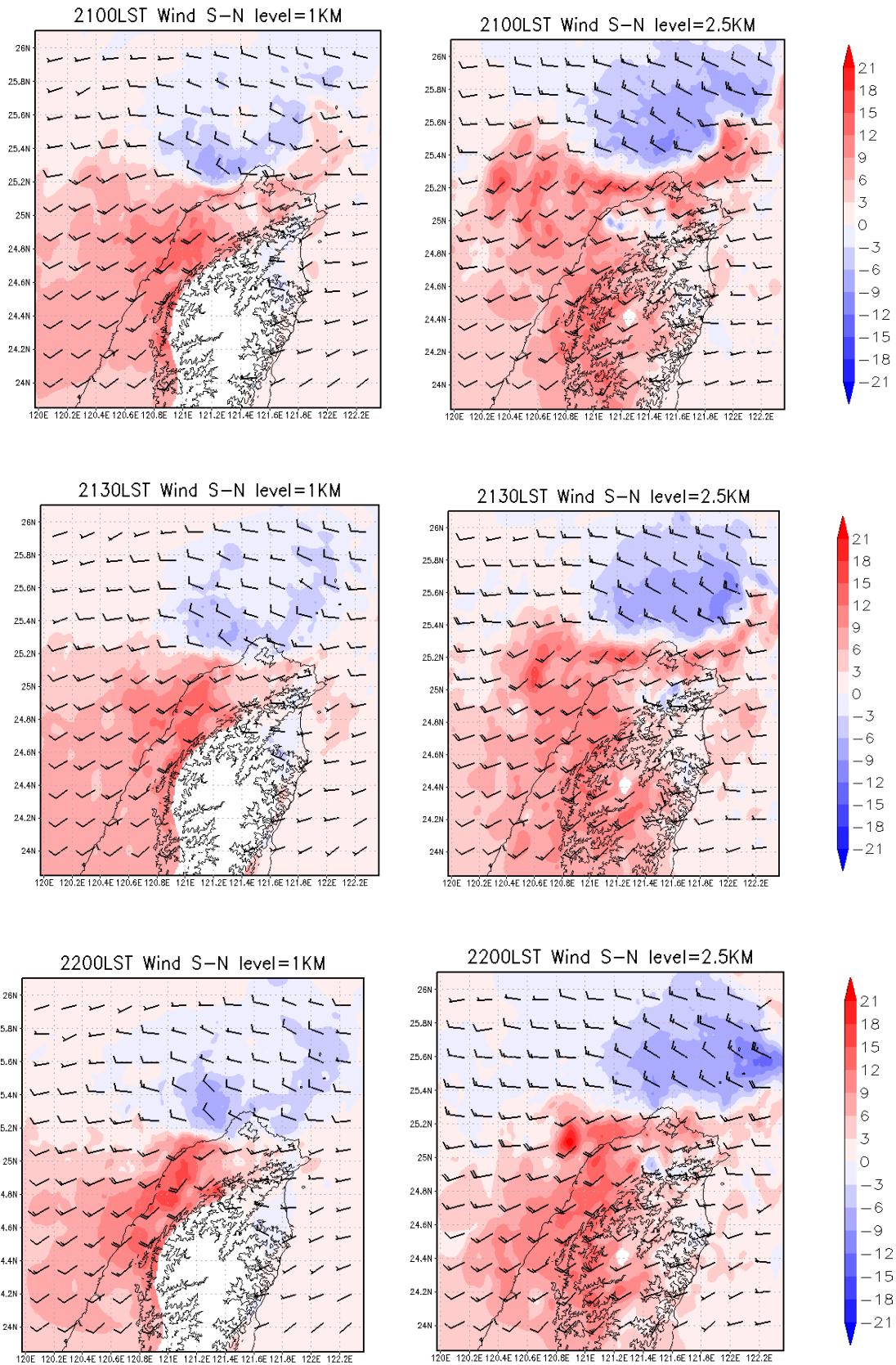


圖 4.16 同圖 4.5 為 V 風場，時間 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1 km (左)，高度為 2.5 km (右)。

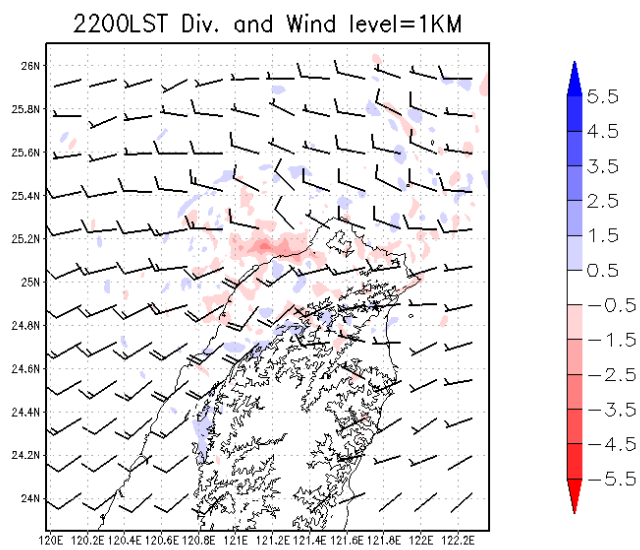
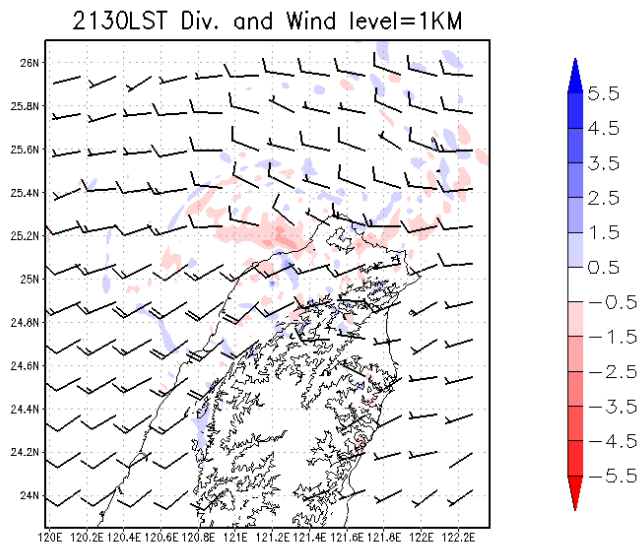
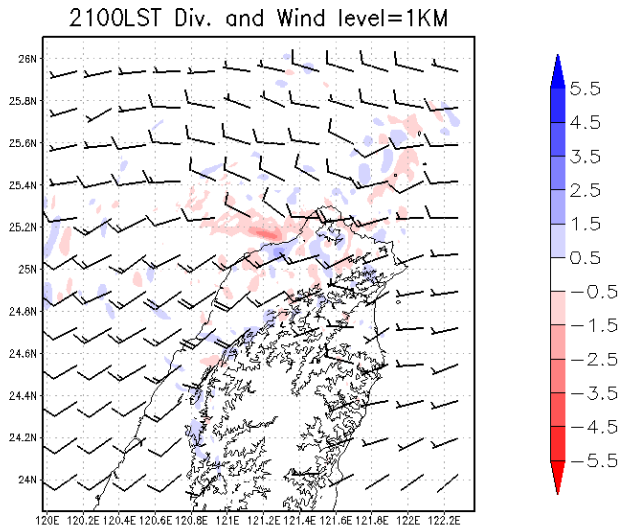


圖 4.17 同圖 4.6 為輻散場，時間 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1 km。

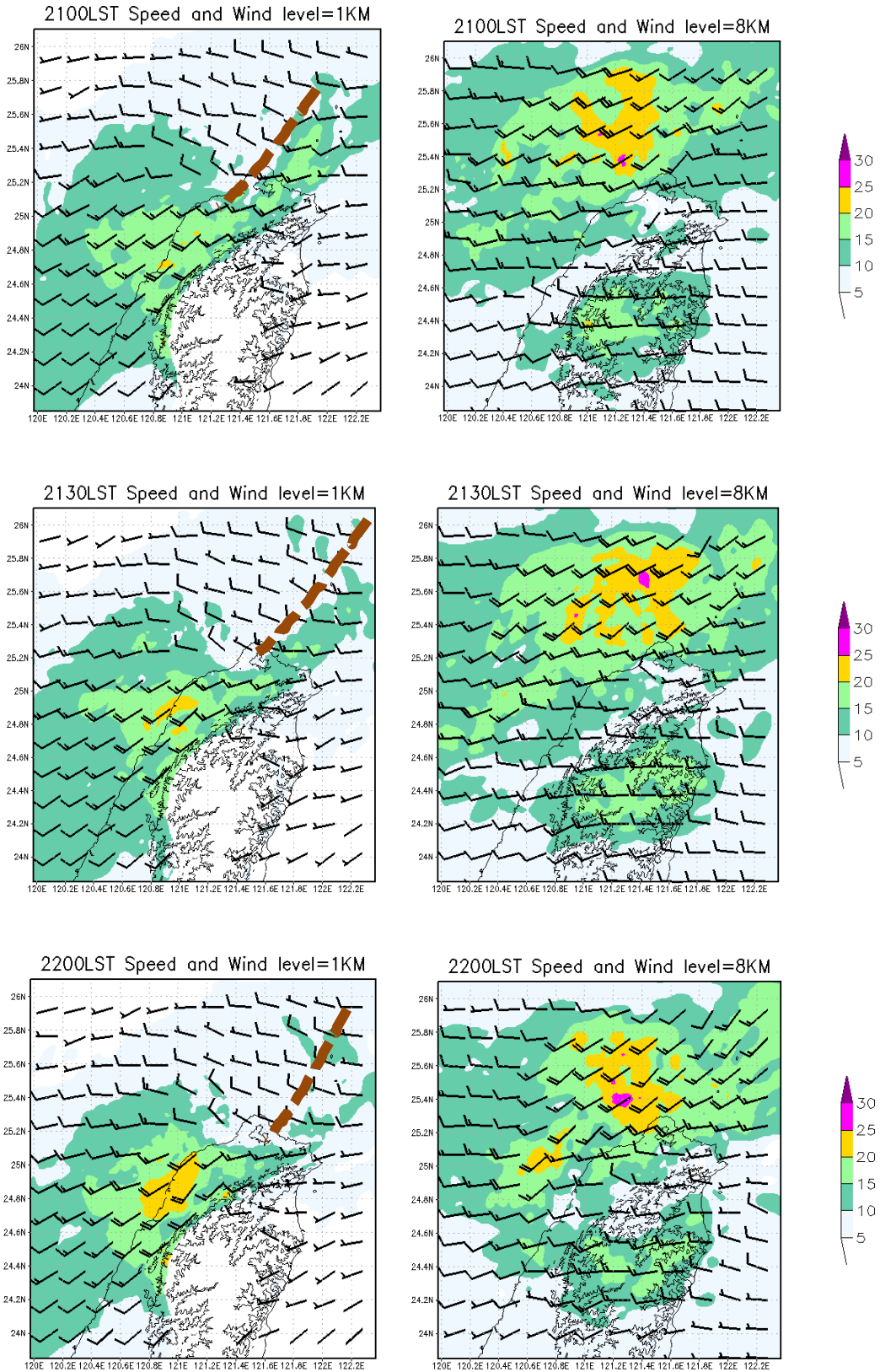


圖 4.18 同圖 4.7 為等風速場，時間為 2100 LST ~ 2200 LST，高度為 1 km (左)，高度為 8km (右)。

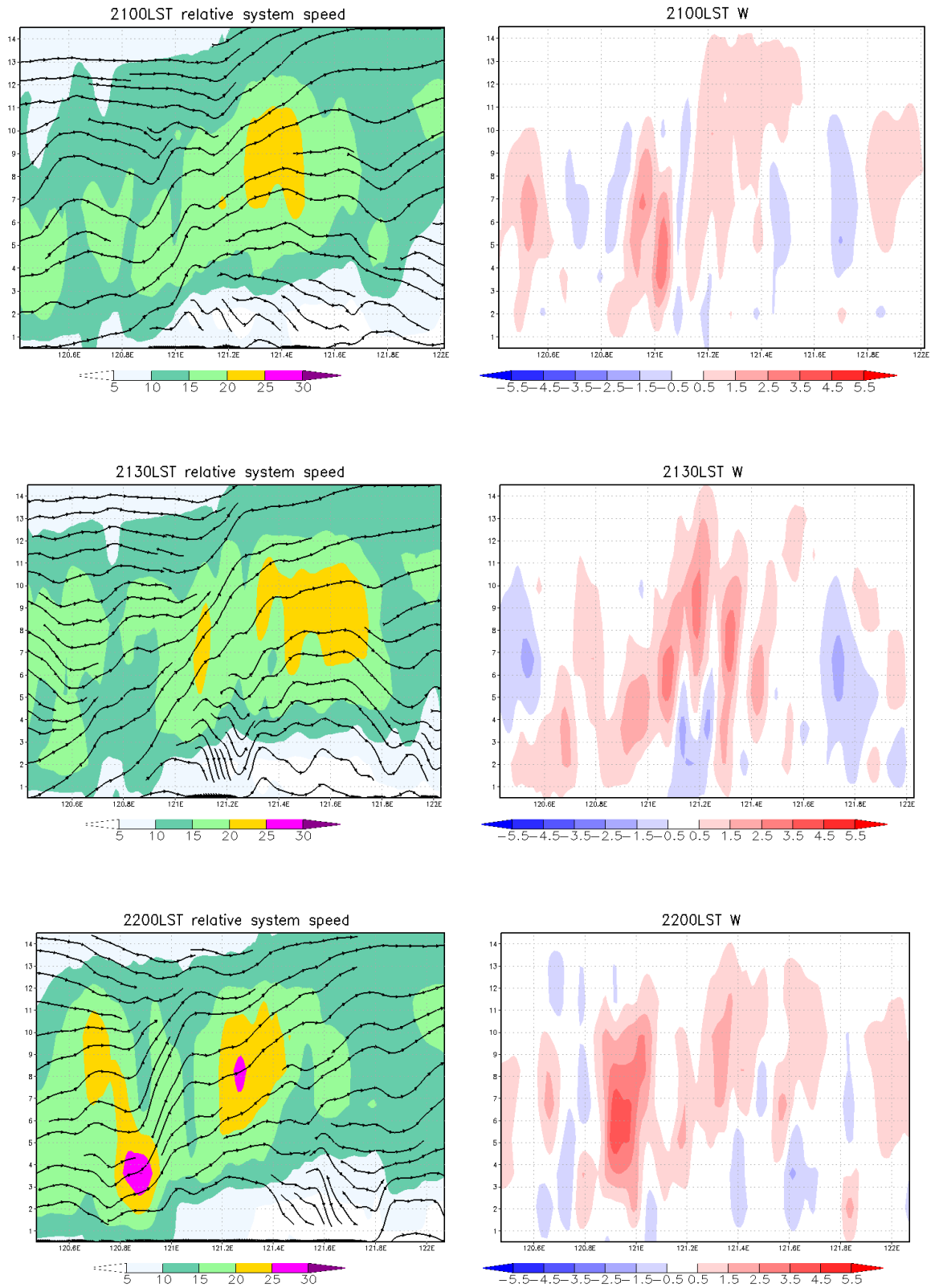


圖 4.19 2100 LST ~ 2200 LST，同圖 4.9.b 為等風速場(右)，同圖 4.13.c 為垂直運動場(左)。

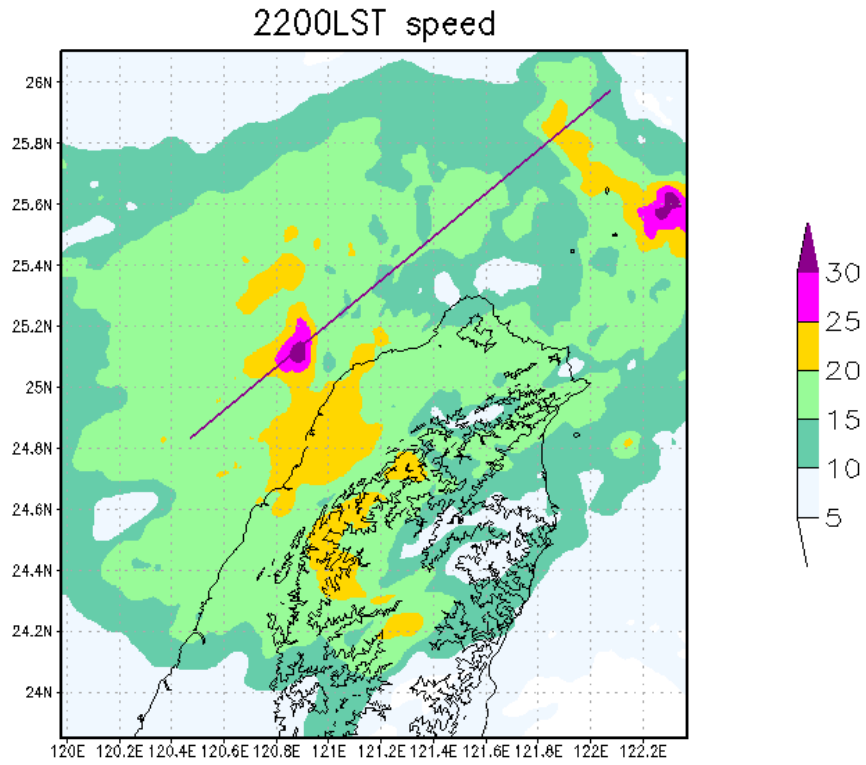


圖 4.20 同圖 4.7 為等風速場，時間為 2200 LST，高度為 5 km。

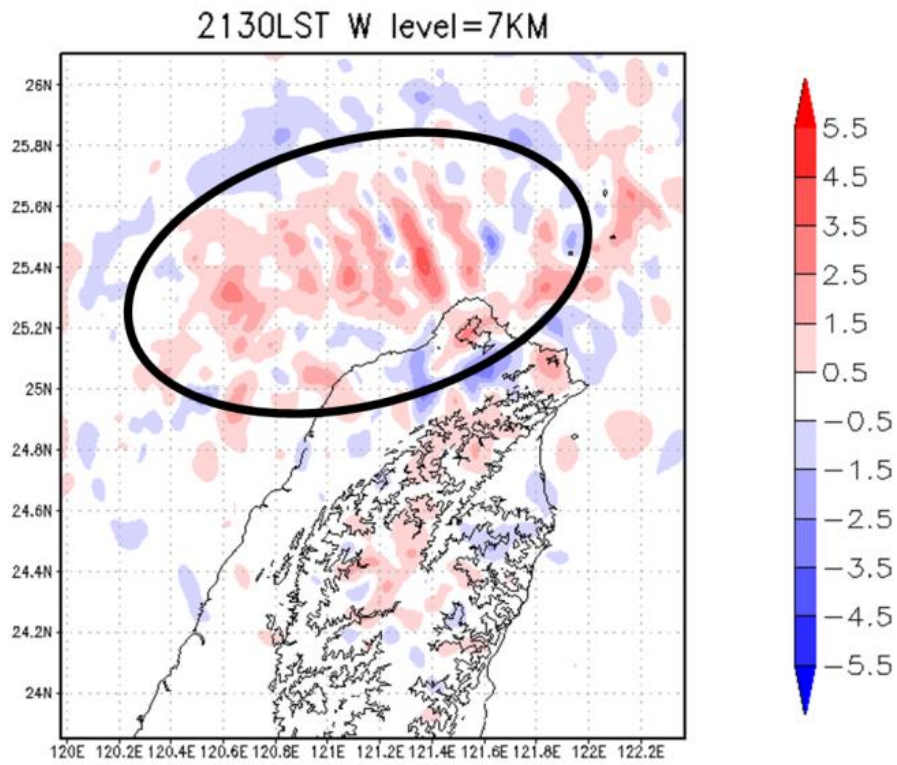


圖 4.21 同圖 4.3 為垂直運動場，時間 2130 LST，高度 7km。

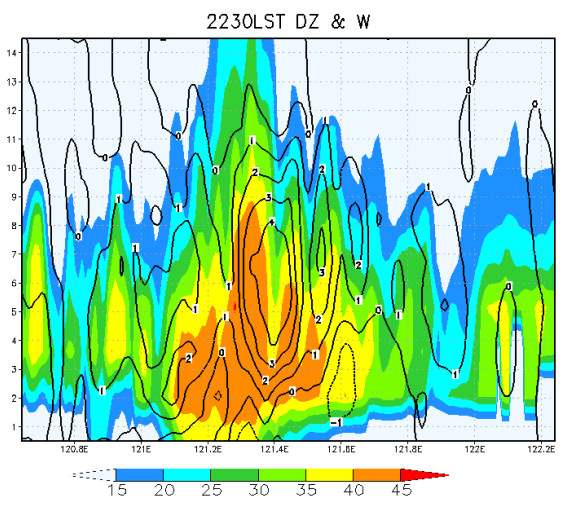
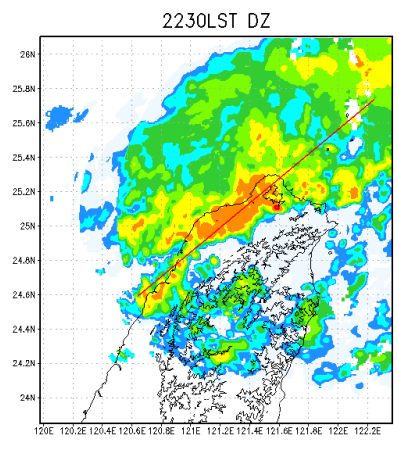
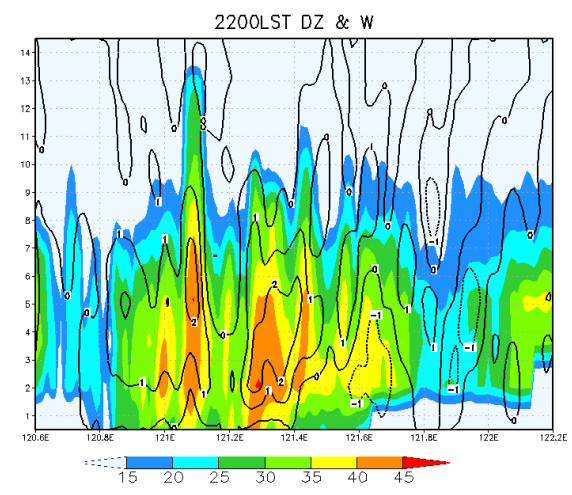
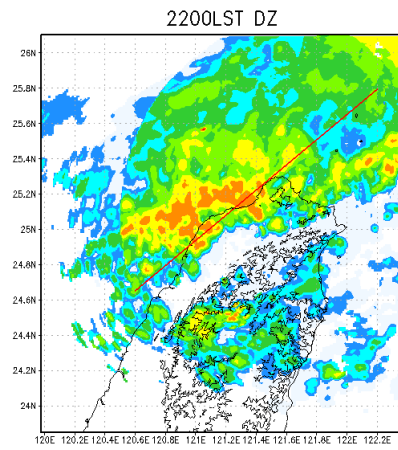
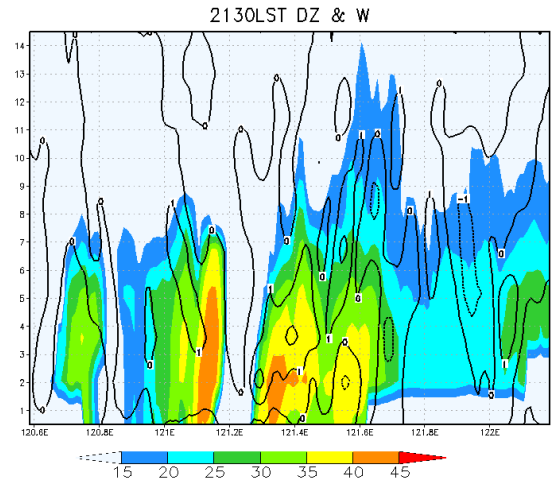
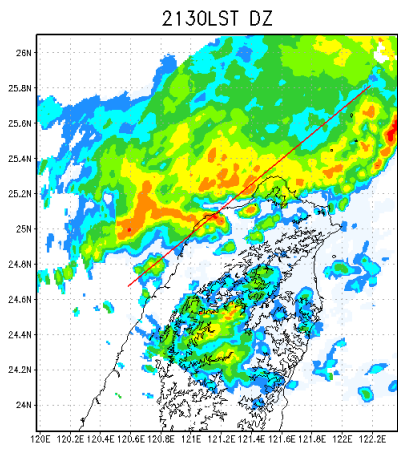


圖 4.22 同圖 4.14，時間為 2130 LST ~ 2230 LST。

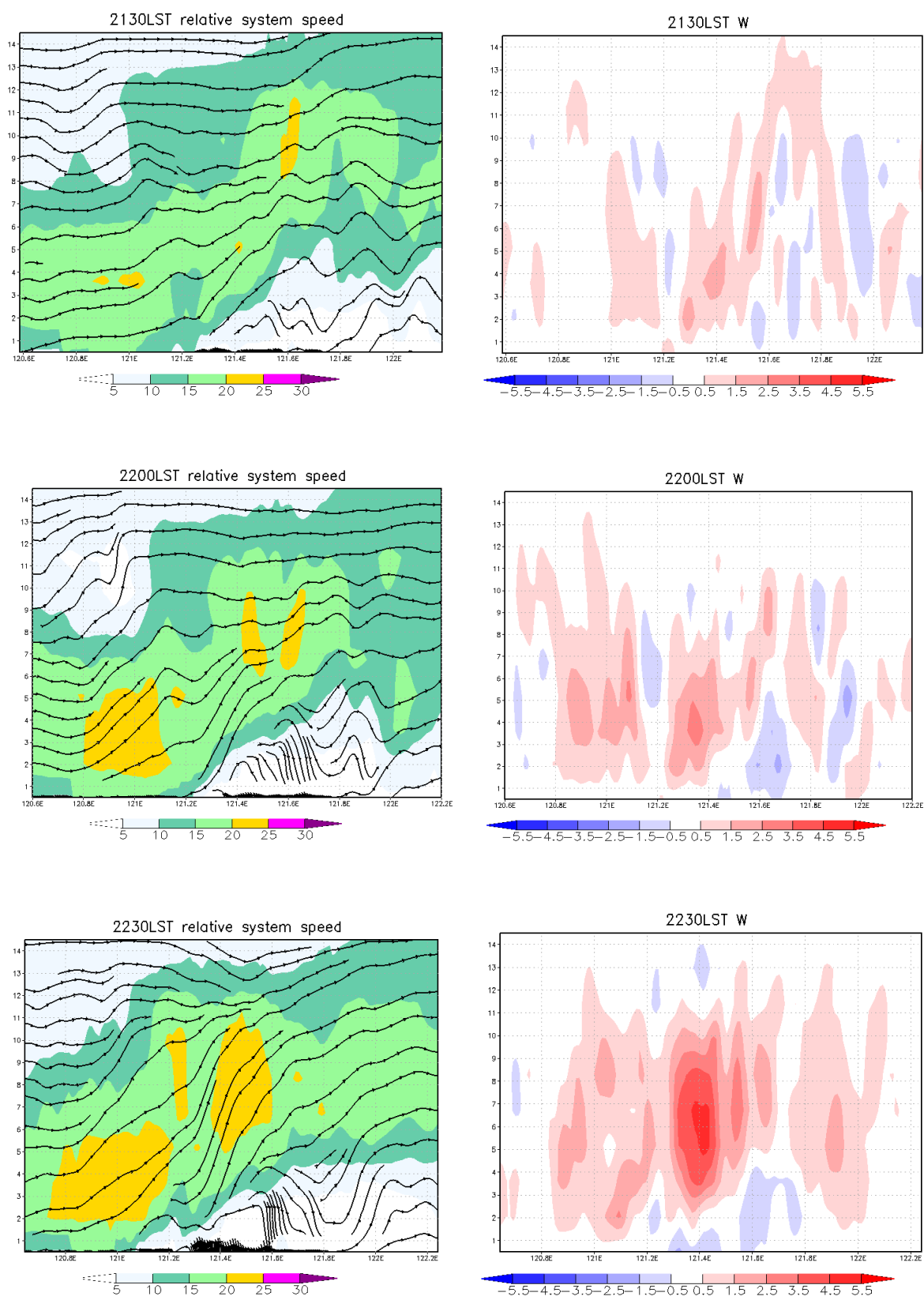


圖 4.23 時間 2130 LST ~ 2230LST，(右)同圖 4.13.c，(左)同圖 4.13.d。

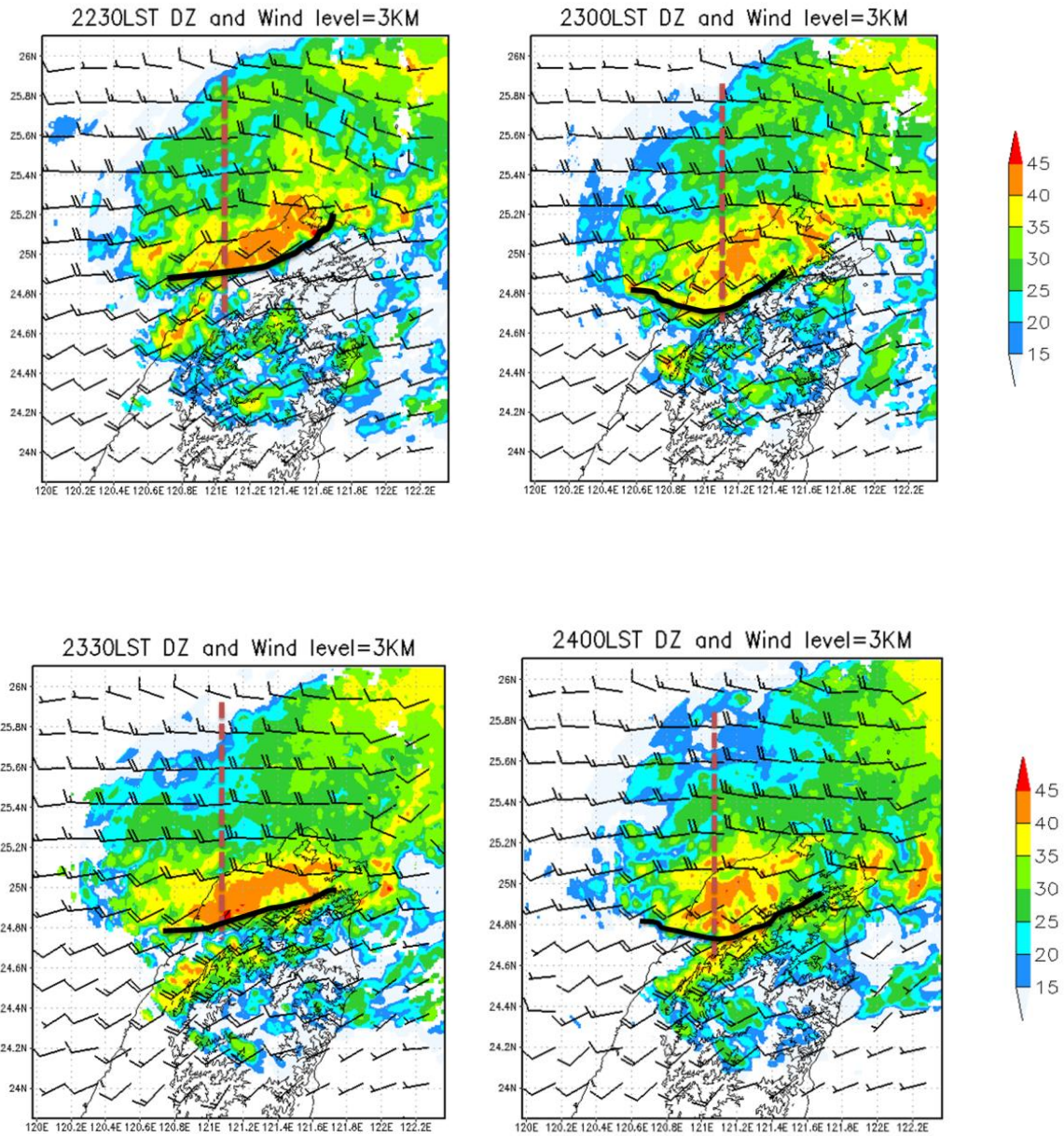


圖 4.24 同圖 4.2 為雷達回波，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，紅虛線為剖面位置，黑實線為 35 dBZ 南邊界大致位置。

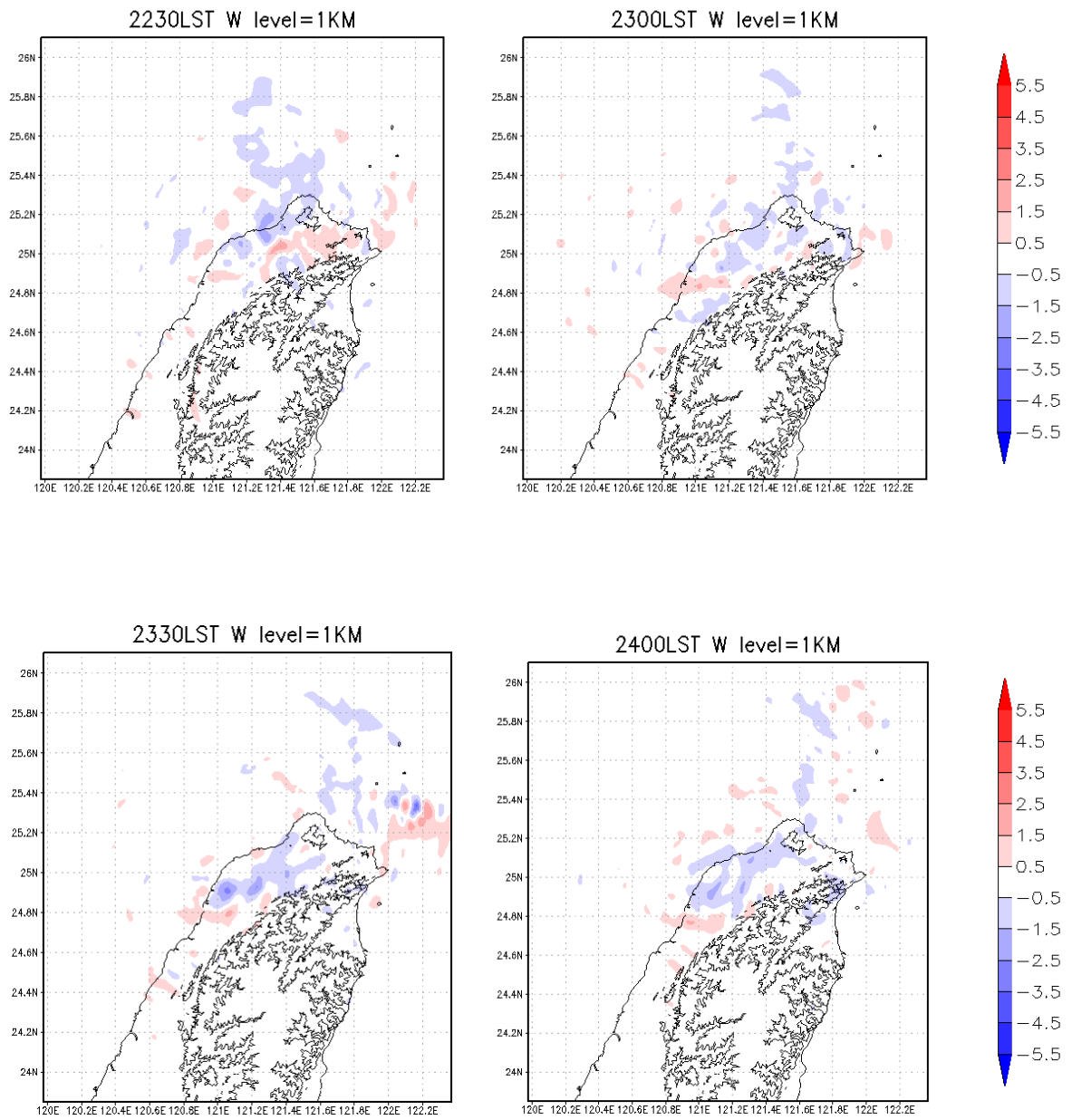


圖 4.25 同圖 4.3 為垂直運動場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1 km。

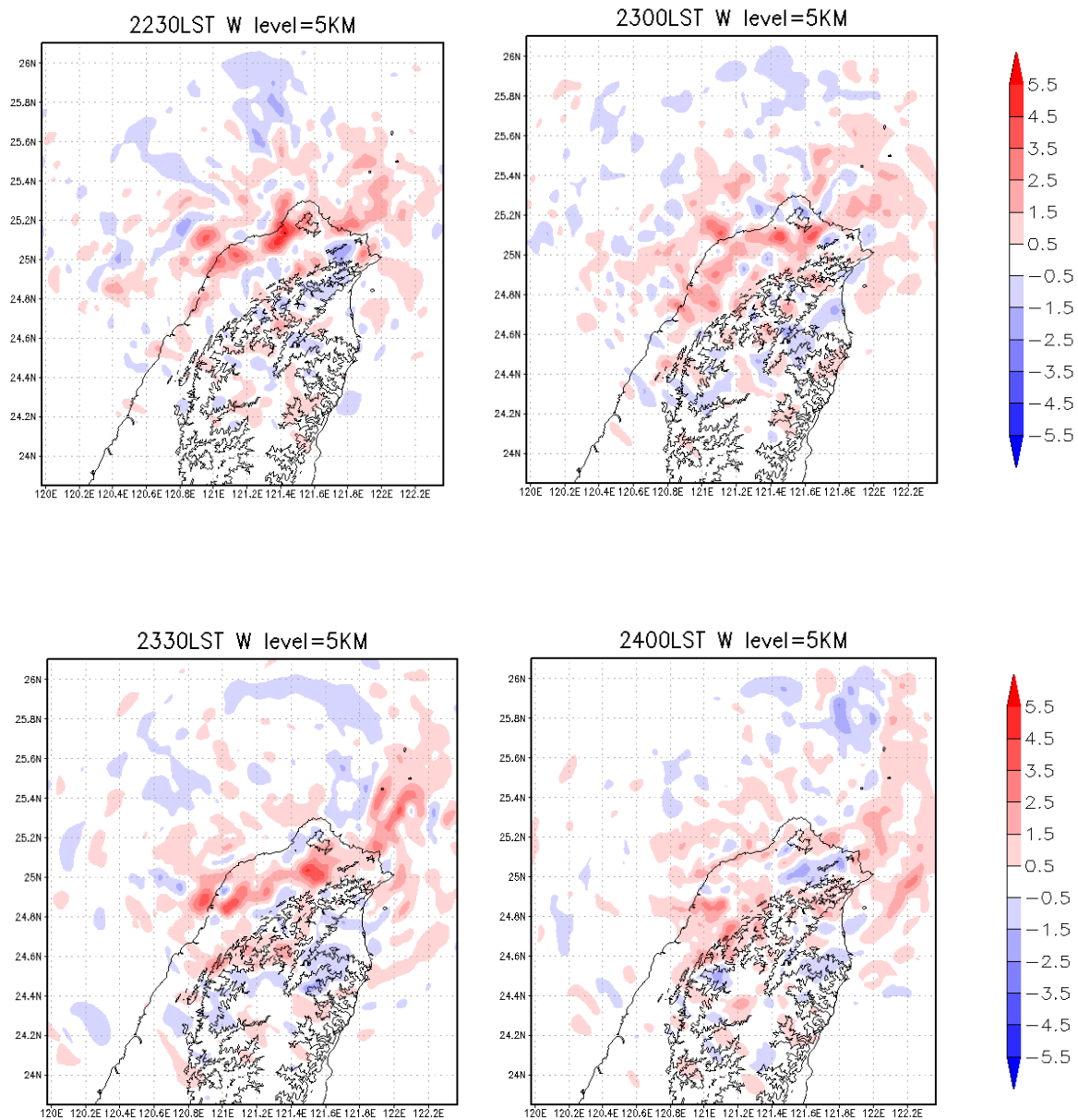


圖 4.26 同圖 4.3 為垂直運動場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 5km。

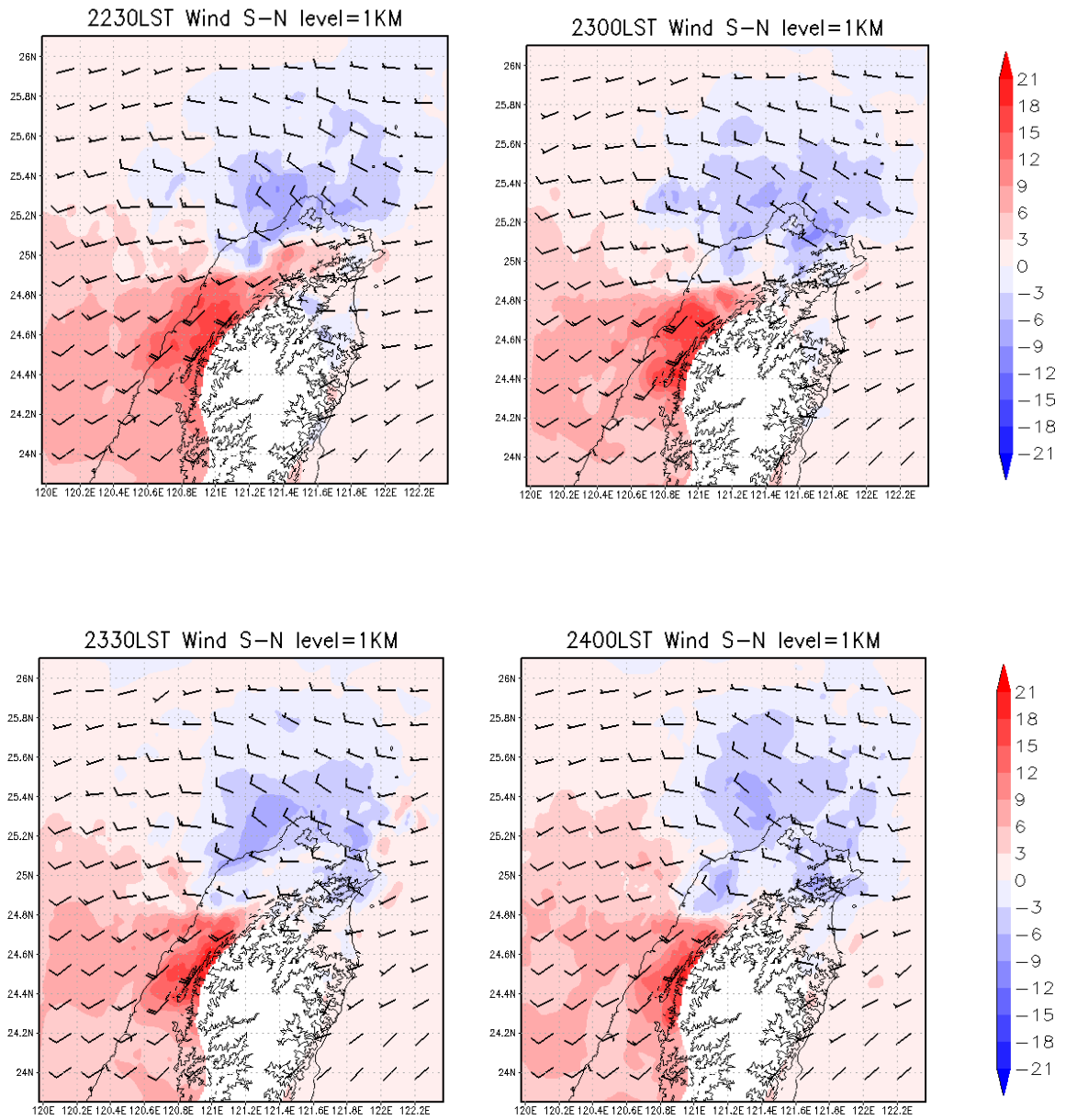


圖 4.27 同圖 4.5 為 V 風場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1 km。

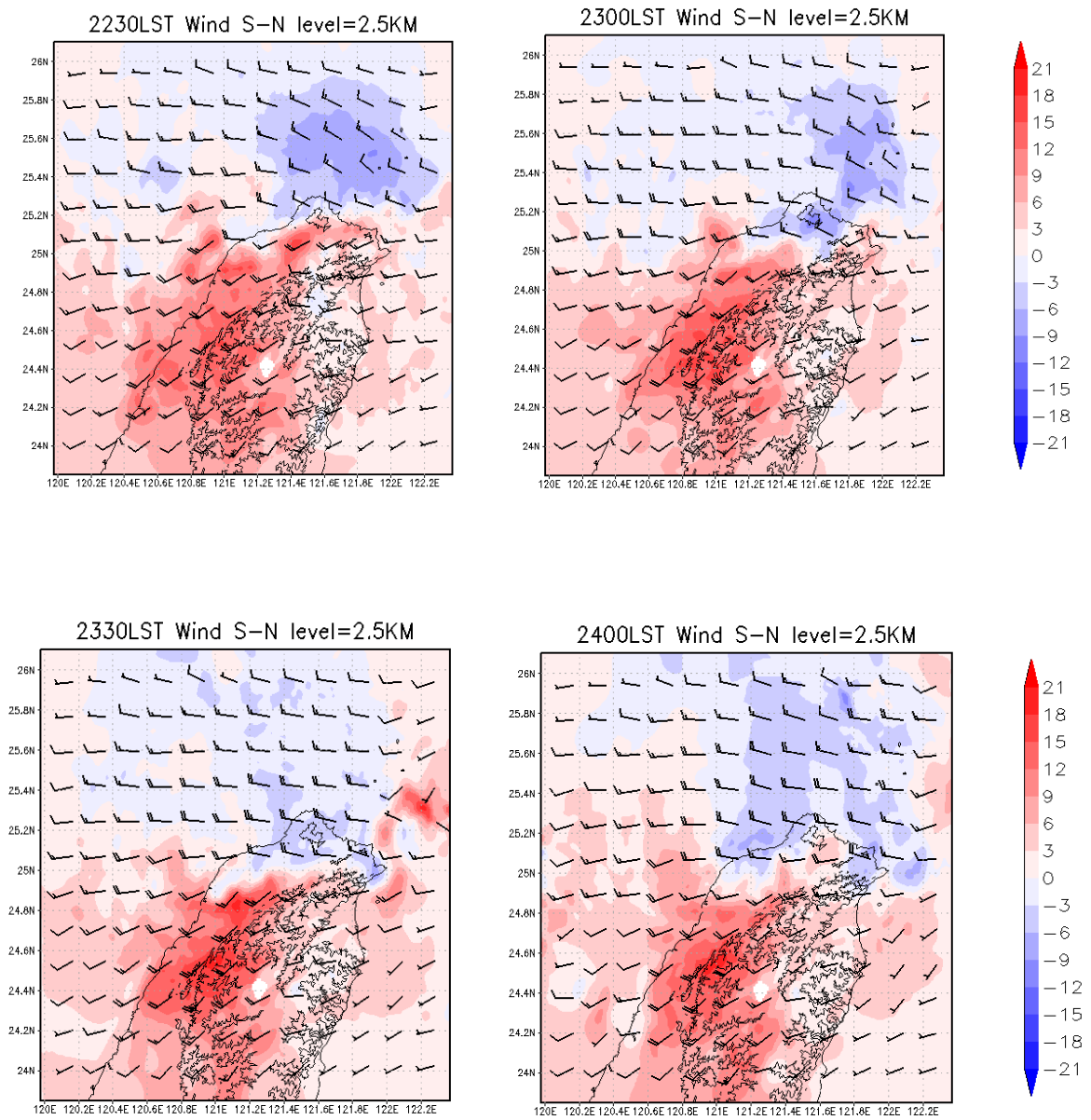


圖 4.28 同圖 4.5 為 V 風場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 2.5km。

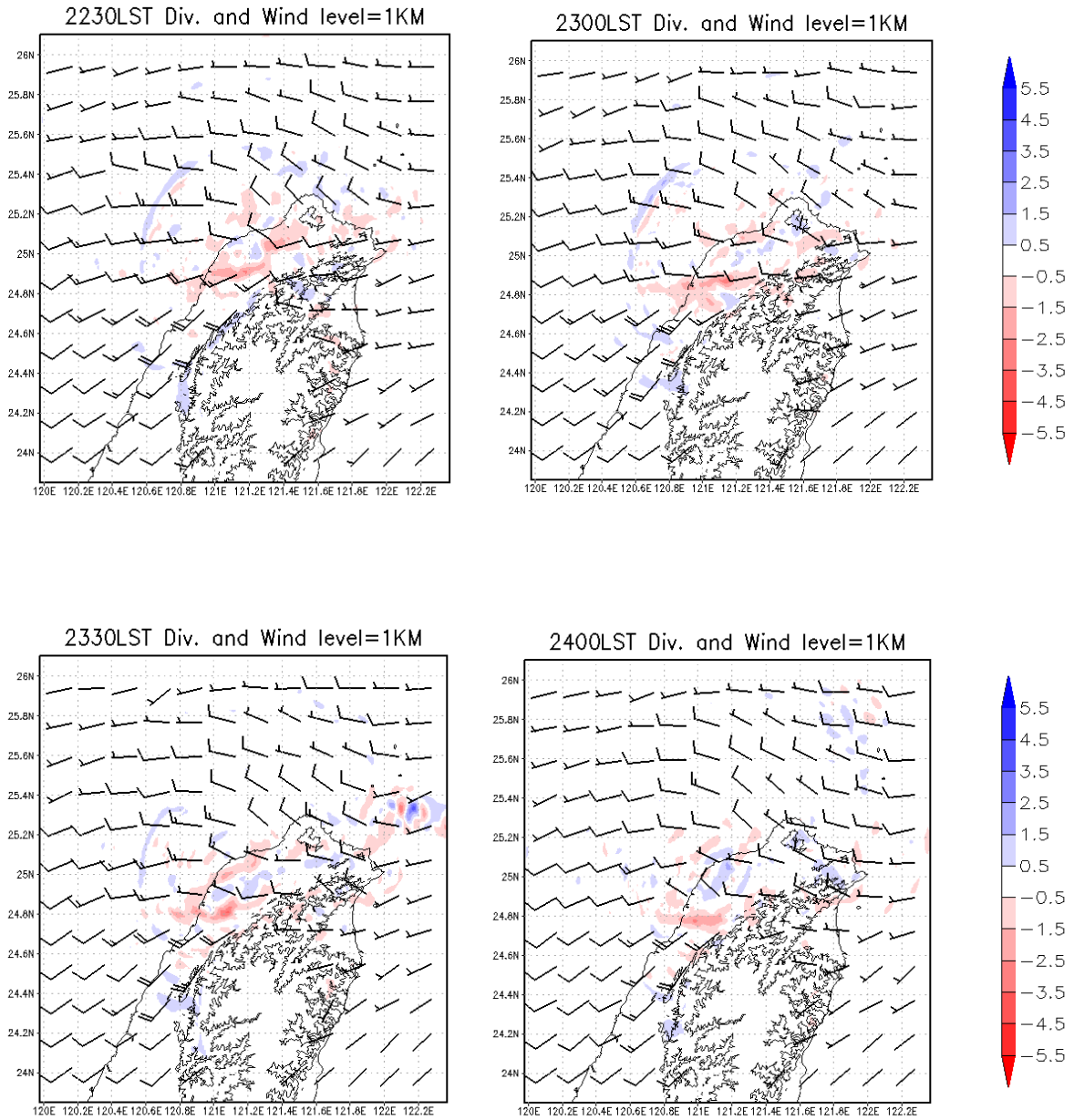


圖 4. 29 同圖 4.6 為輻散場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 1km。

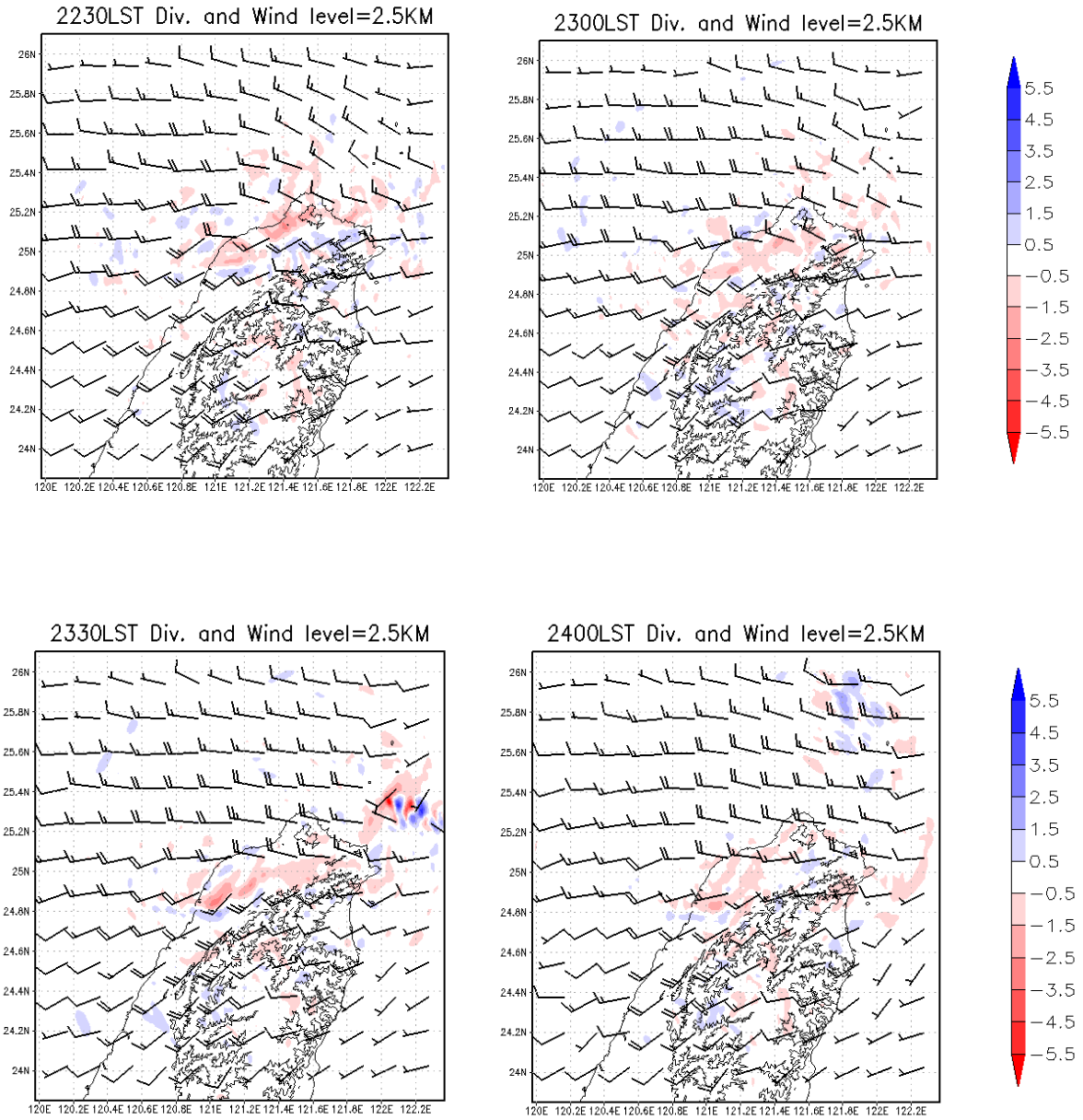


圖 4.30 同圖 4.6 為輻散場，時間為 2230 LST ~ 2400 LST，高度為 2.5 km。

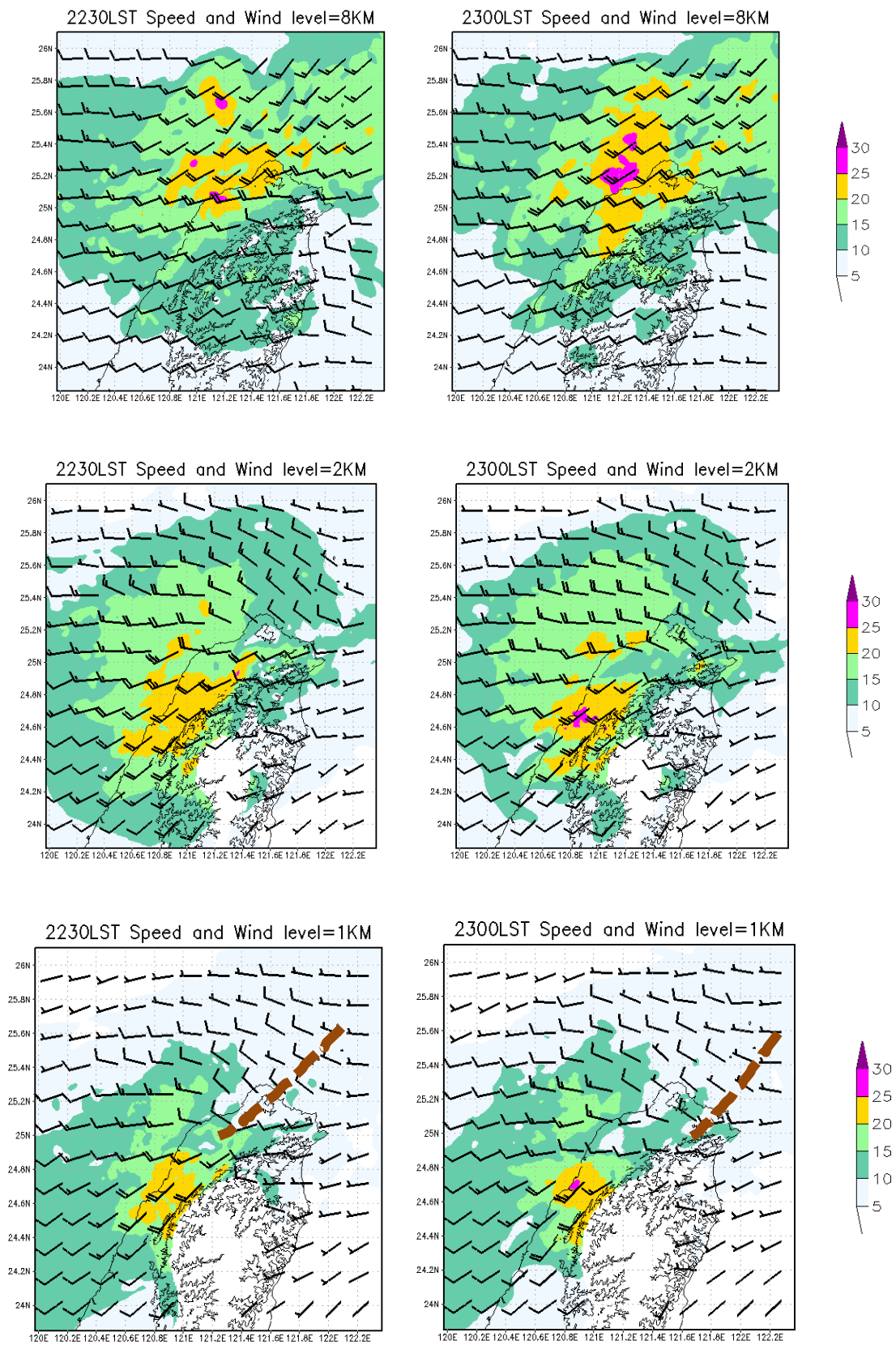


圖 4.31 同圖 4.7 為等風速場，時間 2230 LST 和 2300 LST，高度 9km、2km、1km。

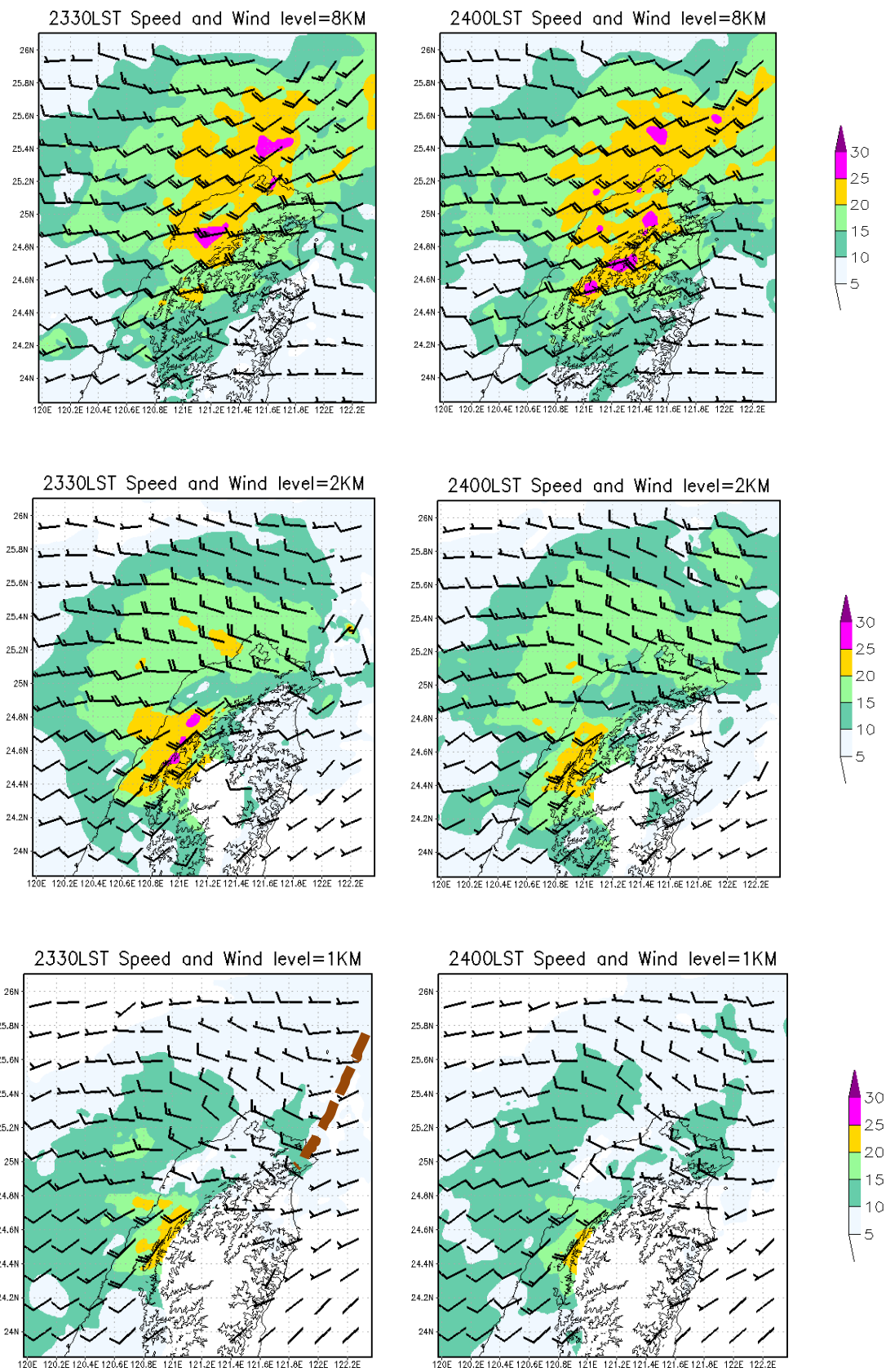


圖 4.32 同圖 4.7 為等風速場，時間 2330 LST 和 2400 LST，高度 9 km、2km、1km。

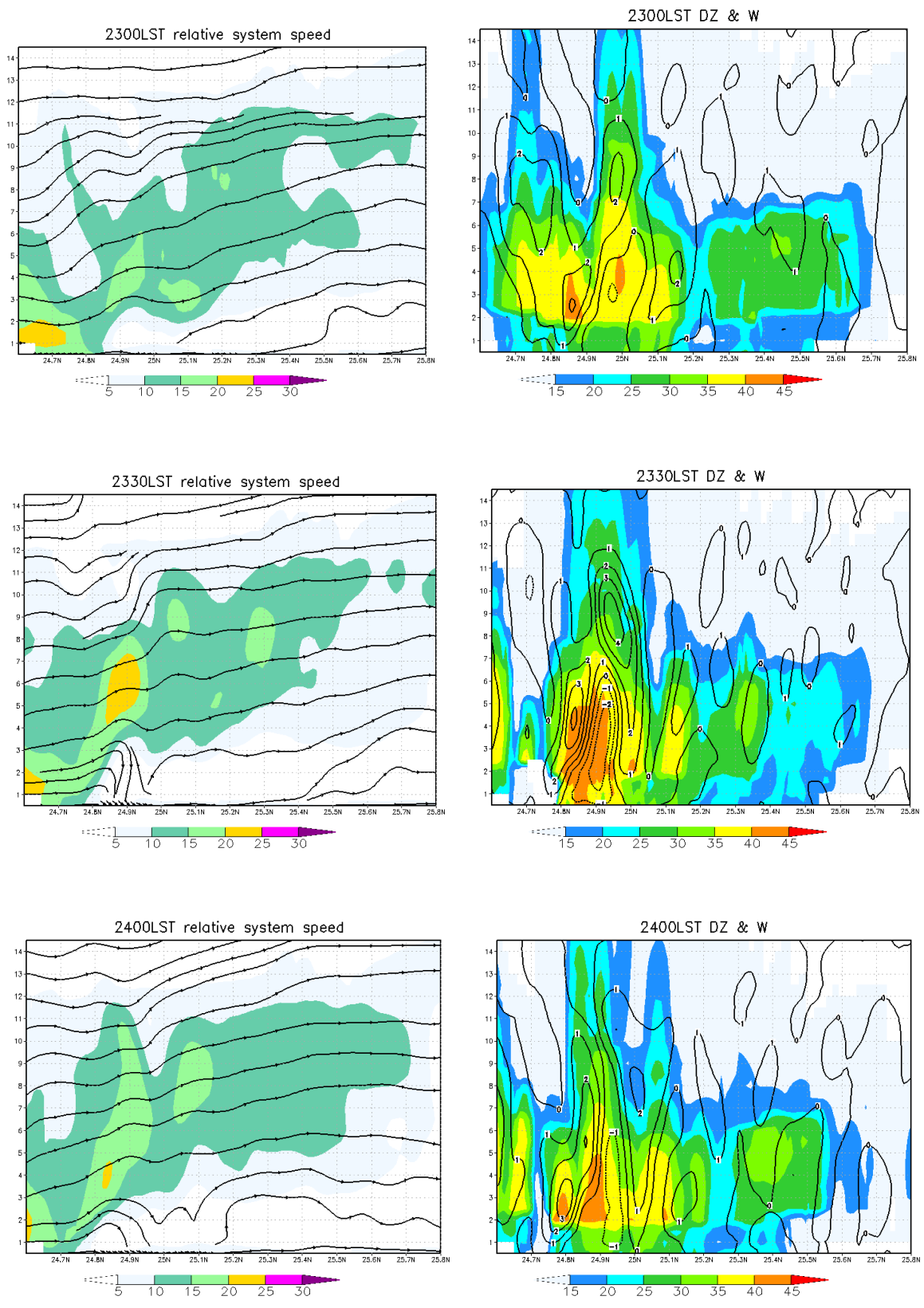


圖 4.33 時間 2300 LST ~ 2400 LST，(左)同圖 4.9.b、(右)同圖 4.14

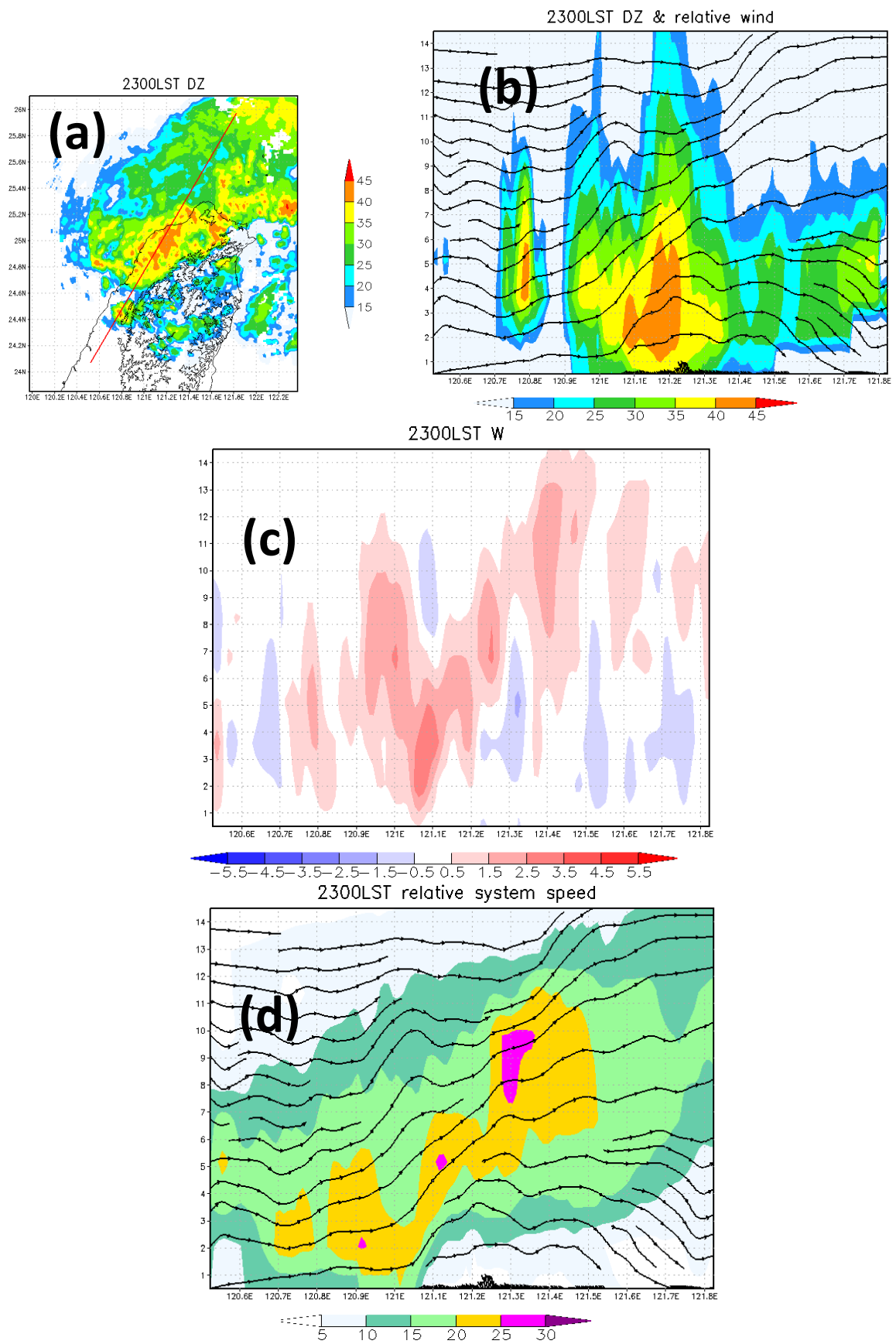


圖 4.34 同圖 4.13，2300 LST。

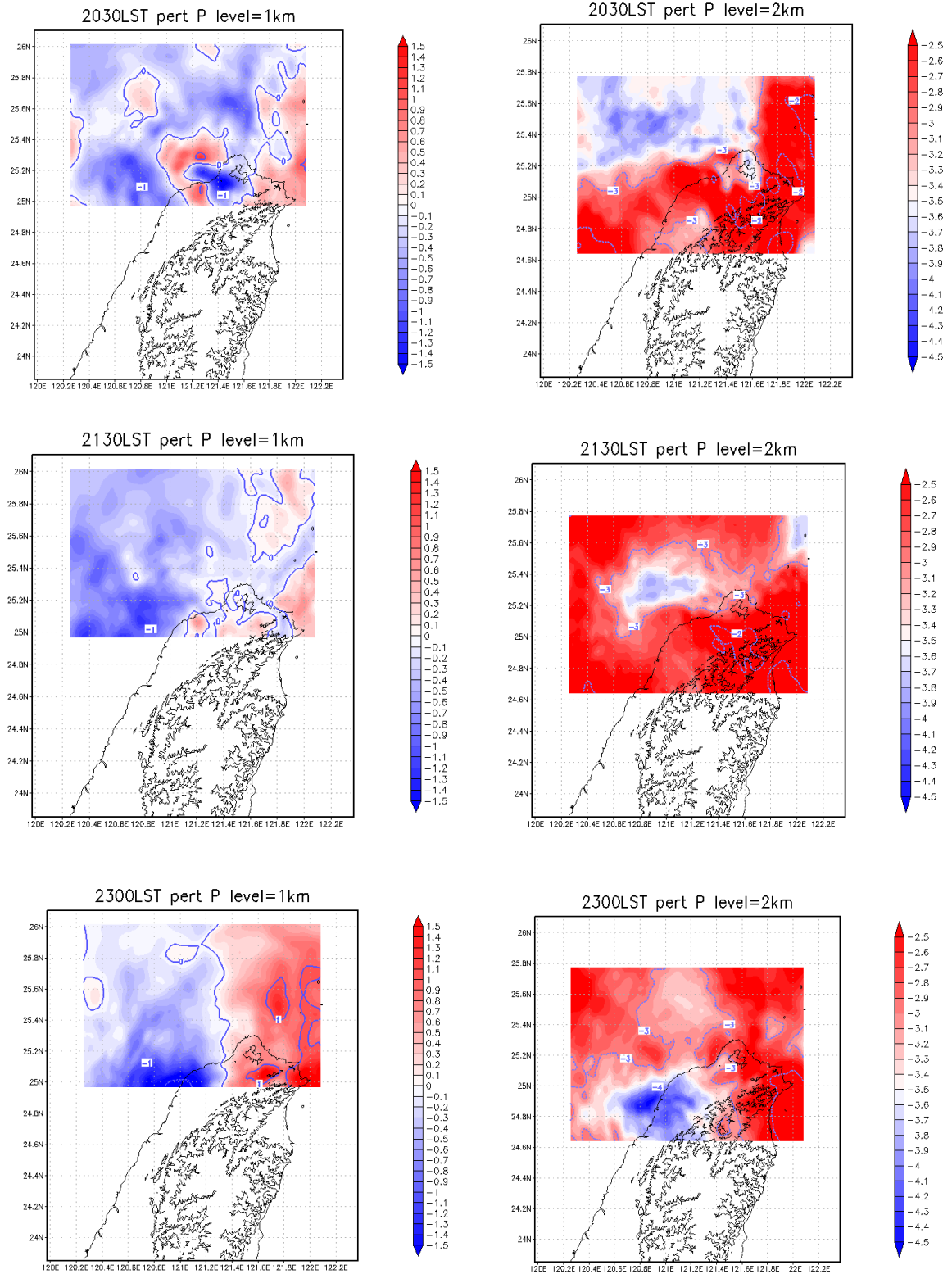


圖 4.35 水平壓力擾動場，2030 LST、2130 LST、2300 LST 分別代表三個時期。由於北側熱力範圍 1 能看到較低層高度 1km (左)，而南側熱力範圍 2 在高度 2 km 才能進行反演。

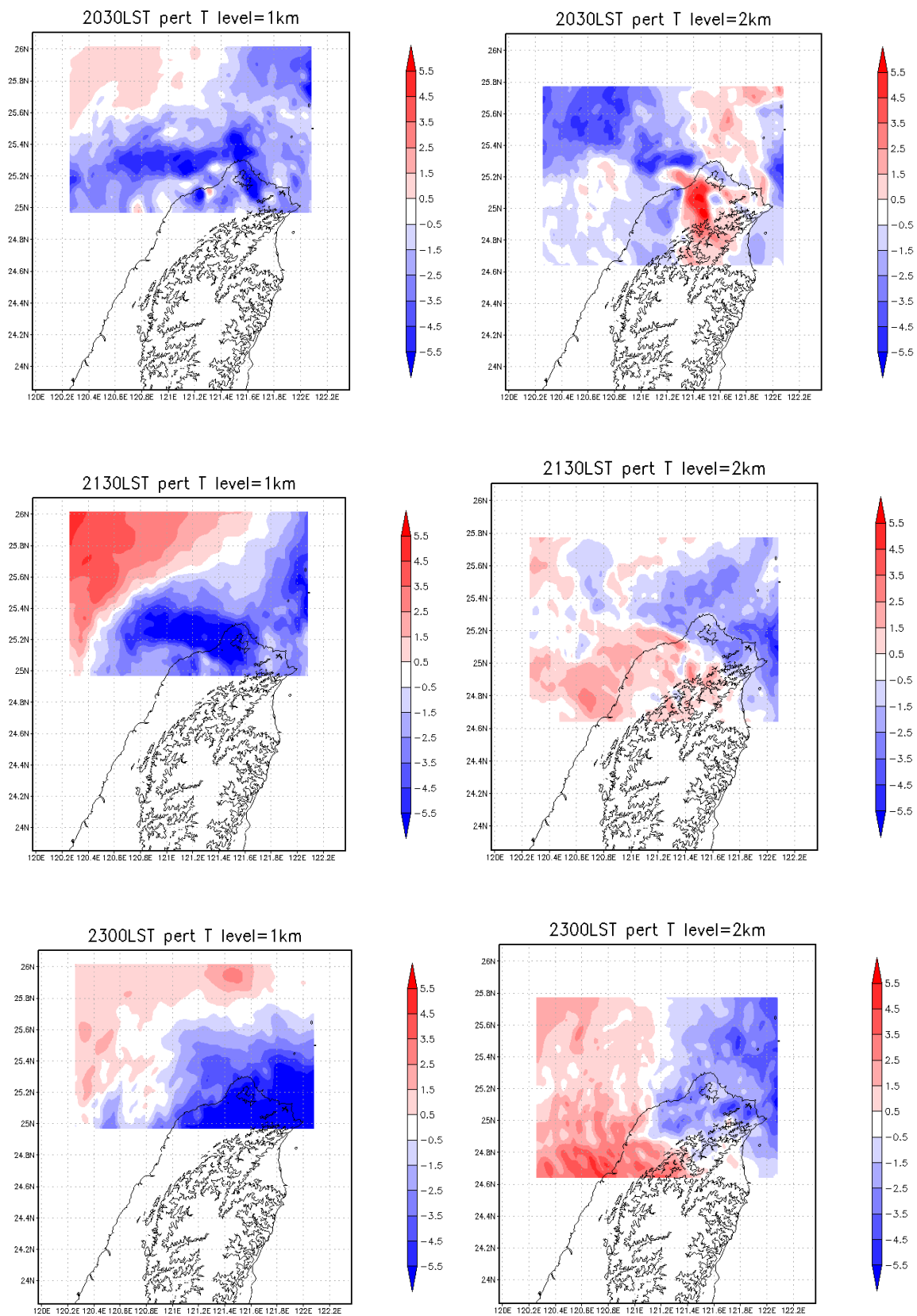


圖 4.36 水平位溫擾動場，與圖 4.35 相同時間與高度配置。

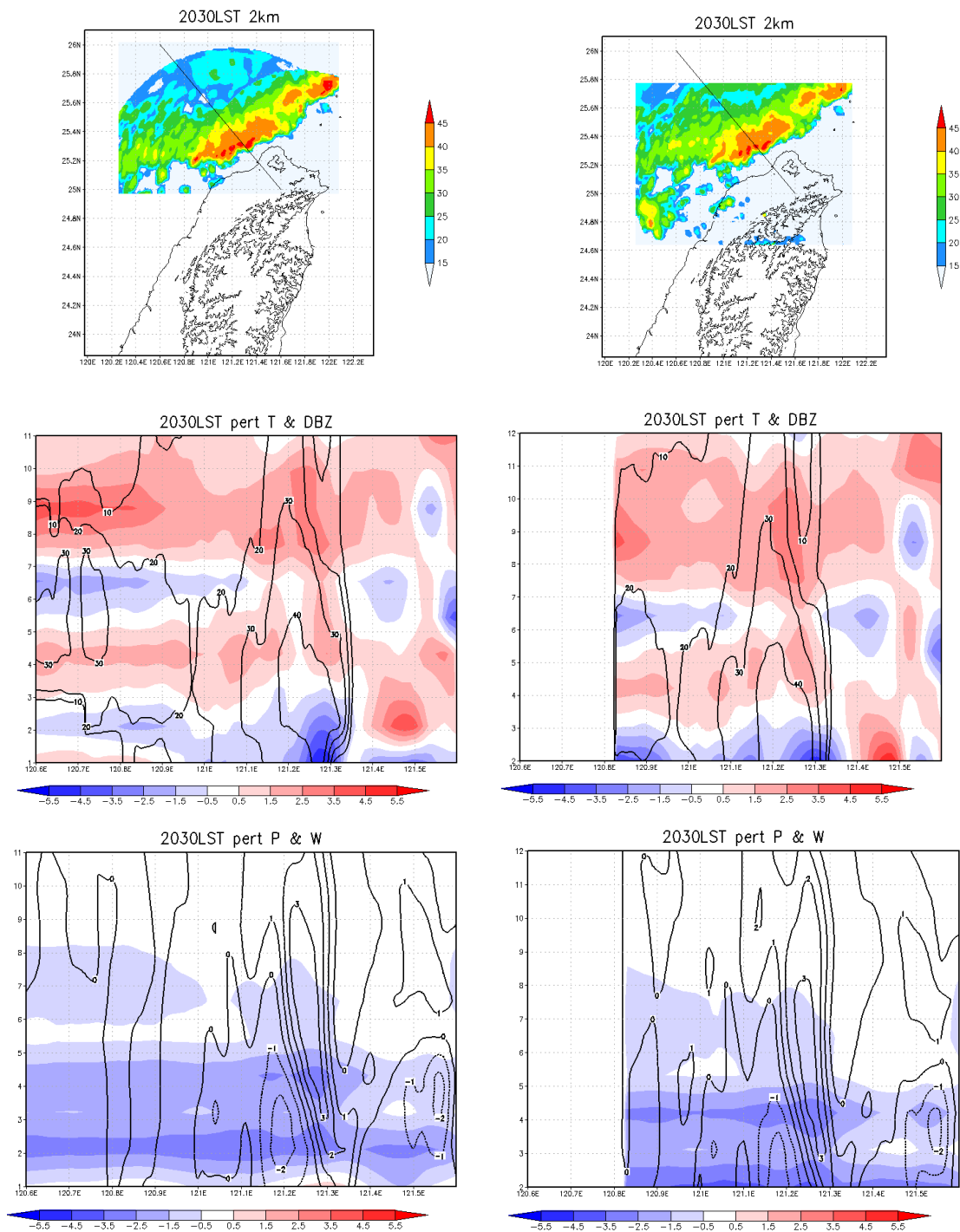


圖 4.37 2030 LST 相同剖面比較兩個熱力反演範圍垂直方向上的結構。左為北側熱力範圍 1，高度 1 km 至 11 km，右側為南側熱力範圍 2，高度從 2 km 至 12 km。由上而下依序為剖面位置與高度 2 km 雷達回波、位溫擾動場與雷達回波(黑實線)、壓力擾動場與垂直運動(黑實線為正、黑虛線為負)。

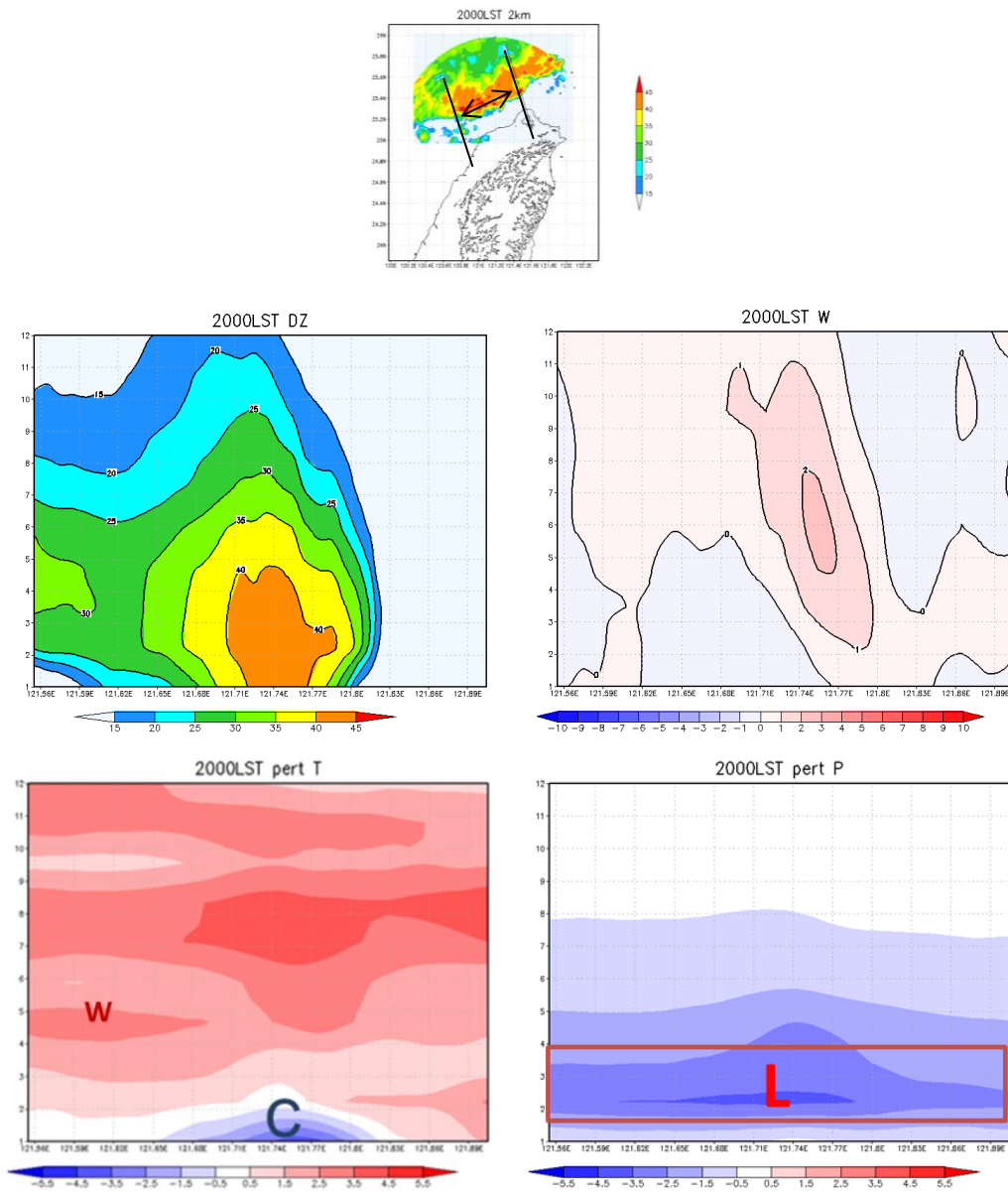


圖 4. 38 (a) 2000LST，高度 2km 雷達回波，兩黑實線之間 15 條剖面平均，算出(b)雷達回波，(c)垂直運動，(d)位溫擾動，(e)壓力擾動

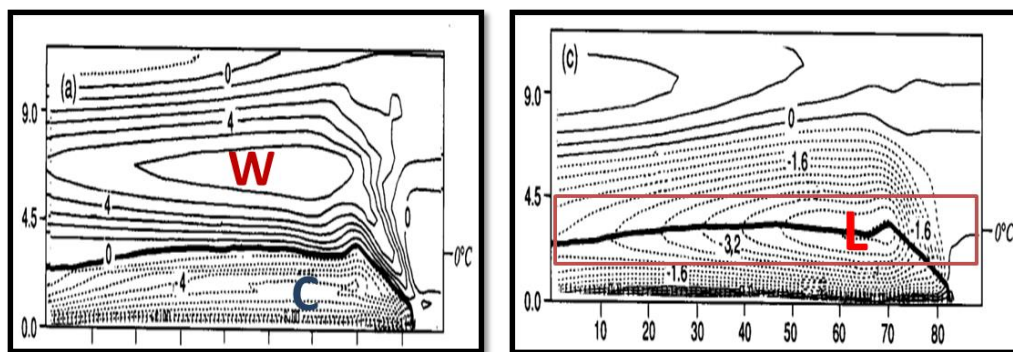


圖 4. 39 (左)模式模擬垂直位溫擾動，(右)模式模擬垂直壓力擾動。

(Fovell and Ogura,1988)

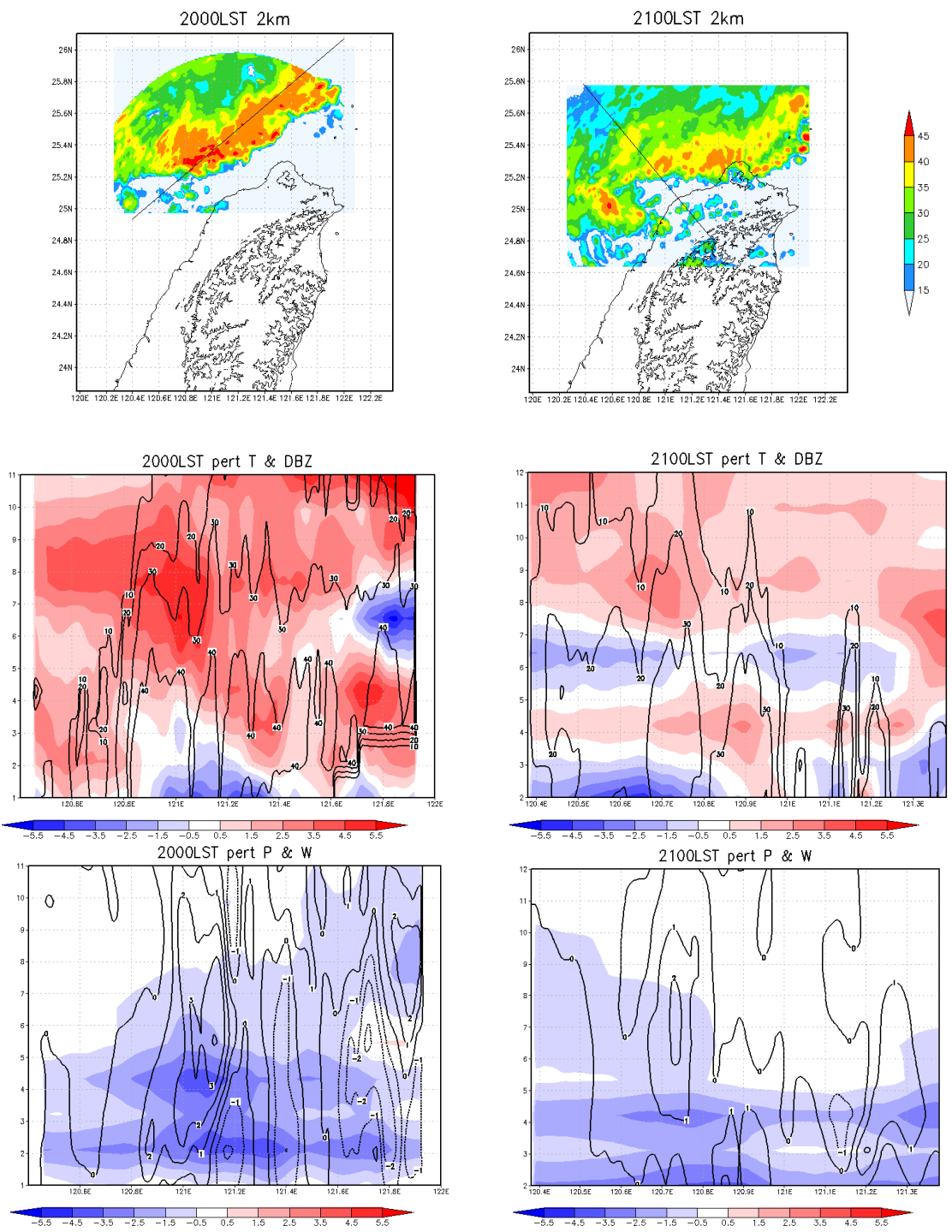


圖 4.40 2000 LST 西南-東北
方向剖面，由上往下排序同圖
4.37。

圖 4.41 2100LST 西北-東南
方向剖面，由上往下依序同
圖 4.37。

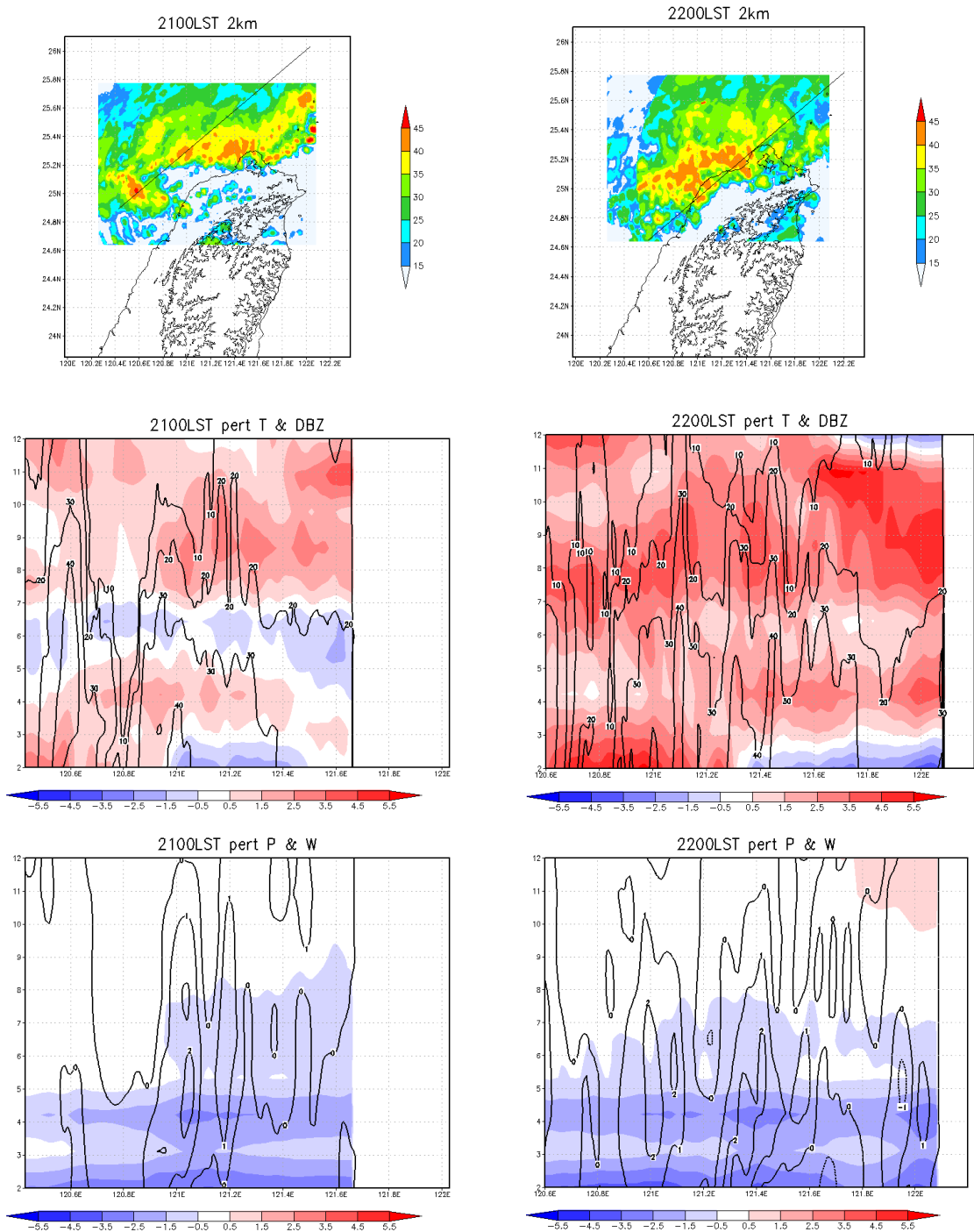


圖 4.42 同圖 4.37，左側時間為 2100 LST，右側時間為 2200 LST。

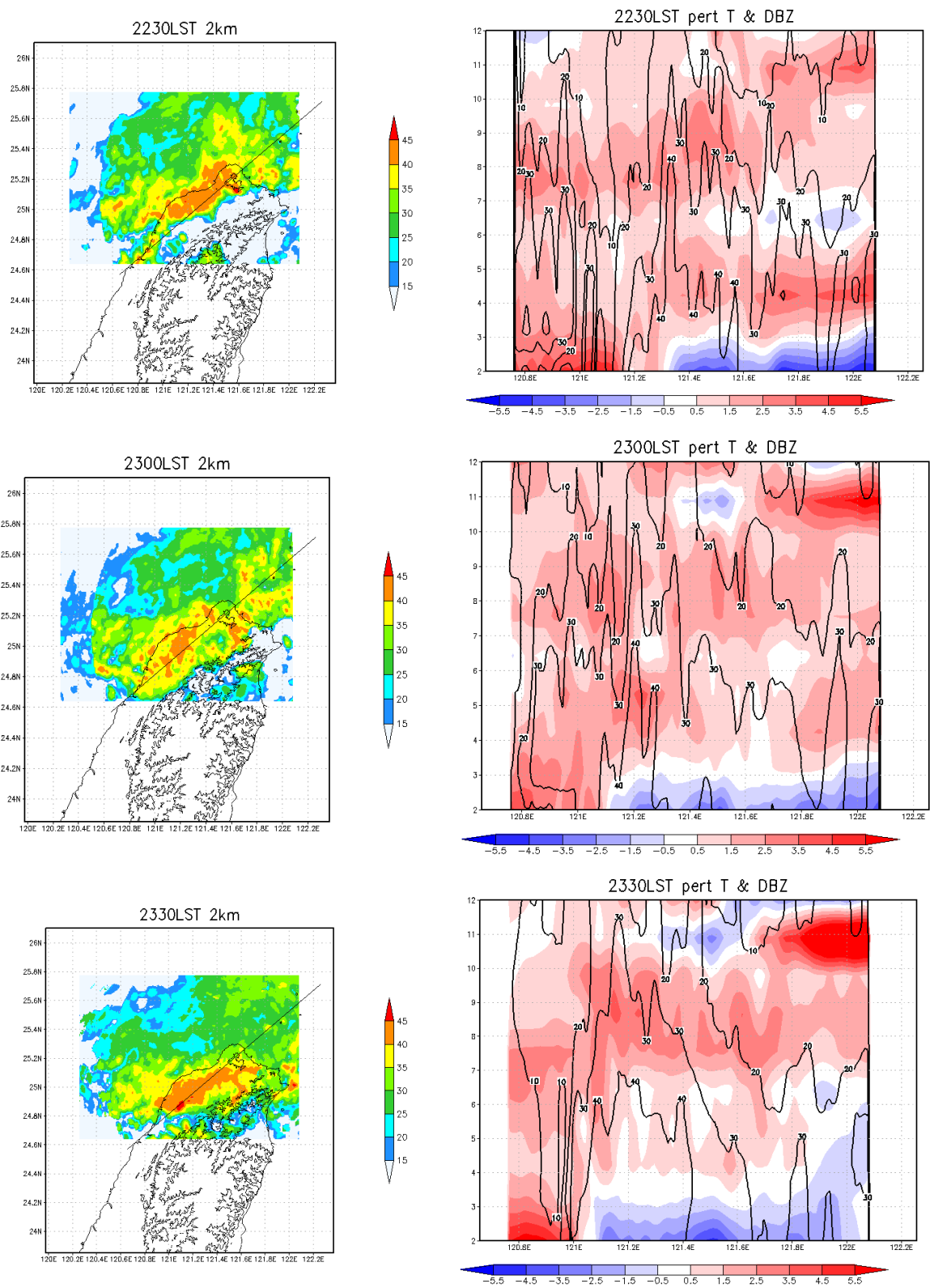


圖 4.43 由上而下依序為 2230 LST、2300 LST、2330 LST 三組時間西南-東北剖面位置如左圖，2 km 高度雷達回波上的黑實線位置。右圖為底色為熱力反演位溫擾動場，實線為雷達回波，間距為 10 dBZ。

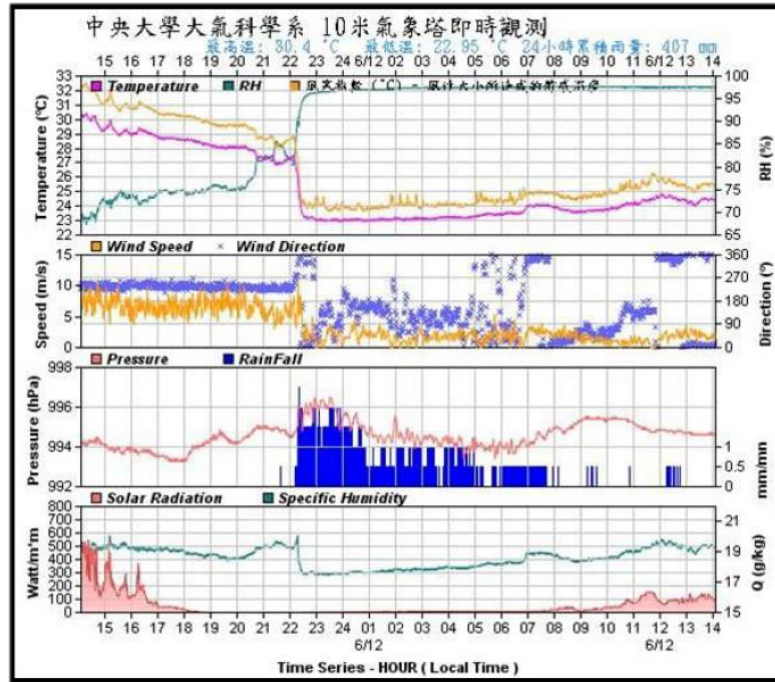


圖 4.44 11 日 1400 LST 至 12 日 1400 LST 中央大學觀測時序圖，由上而下四組圖，第一組為溫度(粉紅色線)、相對濕度(綠線)與風寒指數(黃線)，第二組圖為風向(藍點)與風速(黃線)，第三組圖為氣壓(紅線)與降雨(藍長條)，第四組為比濕(綠線)和太陽輻射(紅陰影)。

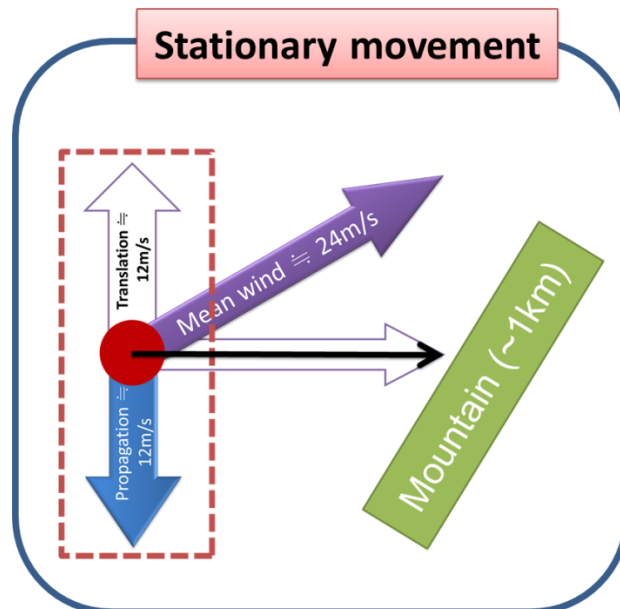


圖 5.1 第三期系統登陸後停滯期系統移動示意圖，藍箭頭為新生胞生長速率，紫箭頭為環境場西南風，黑箭頭為系統移動方向綠色為北部山區地形高度約為 1 km。

附表

表 1.1 barrier jet 與 low-level jet 比較 (摘自 Li and Chen 1998)

Parameters	Barrier jet	Low-level jet
Maximum altitude (km)	~1.0	~2.2
Length (km)	<200	600
Offshore width L_R (km)	60–120	—
Orientation (dir)	Parallel to the NW coast (or CMR)	SW–NE
Vertical wind shear ($\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)		
(below)	~10	~6
(above)	~4	~3
Formation mechanism	Blocking of the SW flow by the island obstacle	Subsynoptic-scale processes

表 2.1 研究方法

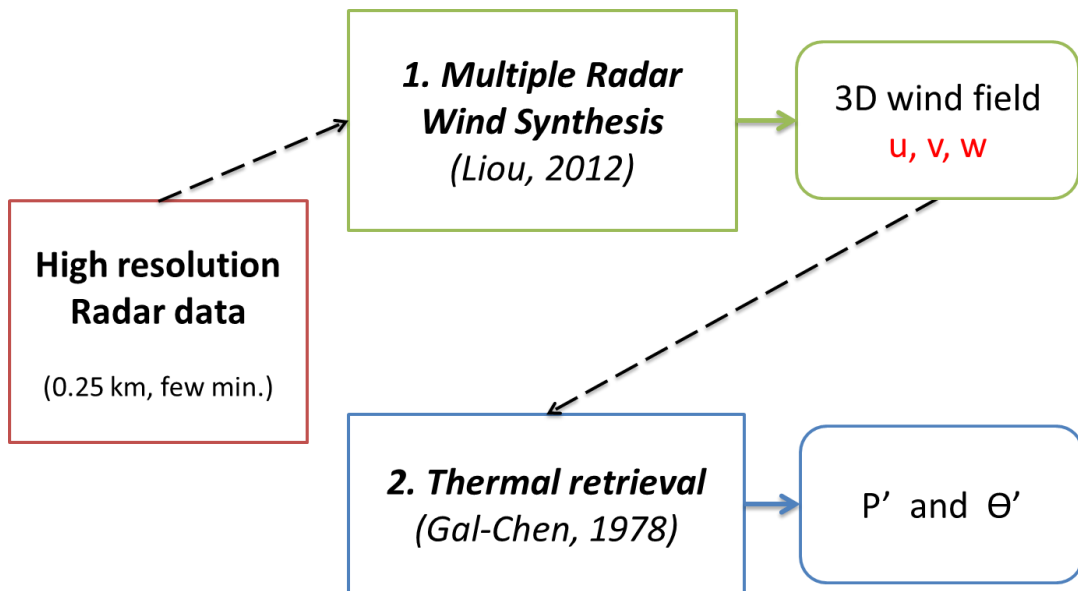


表 4.1 個案時間分期列表

