

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文



Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

梅雨季弱綜觀強迫下臺灣西南部沿海清晨對流發展之
個案診斷分析研究

Diagnostic study of a morning convection event over
southwestern coast of Taiwan during MeiYu season under
weak synoptic condition

魏智航 Chi-Hong Ngai

指導老師：陳泰然 博士
王重傑 博士

Advisor : George Tai-Jen Chen, PhD
Chung-Chieh Wang, PhD

中華民國 104 年 8 月

August 2015

誌謝



這篇論文能在兩年內完成，需要感謝的人實在太多。首先要感謝我的指導老師陳泰然老師，在天氣分析和學業上的指導，令我在碩士生涯中，學習到很多知識，更重要是學習到大氣科學的分析與思考方法，而老師對人生積極樂觀的態度，以及孜孜不倦的精神，亦作為學生對人生的學習榜樣。另一位指導老師王重傑老師，在模式與天氣分析方面之指導，令我在這兩年時間內，學習到新的技巧及知識，並順利完成論文。兩位老師不嫌棄學生之頑劣並用心指導下，讓我順利在兩年時間內畢業，對老師的感謝之情，難以用三言兩語表達。

短短兩年時間內，遇到各種各樣的問題，感謝吳伯伯對家人般的關心，讓我倍感溫暖；尹懋學長、心怡學姐在程式編寫上的教導與幫忙；子軒學長在繪圖軟體方面的教導；王老師、智昇學長在模式設定及模擬結果分析的教導；安翔學長在資料處理的幫忙；楊進賢先生在繪圖技巧的指導；還有和我從大學部開始當同學，直到碩士仍是同學的國豪，在各種情況下的幫助，還有許許多多的同學及學長姐，因為有各位的支持及鼓勵，各位對我的關心與支持，將銘記於心。

另外，對於陳老師、王老師、心怡學姐與子軒學長，特別感謝你們在論文改正方面的幫忙，因為學生文筆太差，讓你們都大傷腦筋，有你們的付出，這篇論文才得以順利完成。

最後，感謝我的家人，在這六年來支持我赴臺求學，給予我經濟和精神上的支持，讓我專心求學，還有默默支持我每一個決定的家寶，帶給我歡樂的貼心小天使琬琳、SAM、濤濤 A、濤濤 B、安琪等一眾朋友，因為有你們，讓碩士生活添上繽紛的色彩。

摘要



2012年6月8日清晨，臺灣西南部外海有對流移近沿海地區，過程中逐漸增強並組織成線狀對流型態。此系統移入陸地後在沿海區域產生降雨，其後側並有新對流激發，隨後在內陸消散。因此，當日清晨降雨集中在臺灣西南部沿海地區。

綜觀分析顯示，本個案期間屬於弱綜觀強迫之環境，並無顯著的綜觀環流系統影響臺灣。透過觀測資料的中尺度分析，顯示對流後側伴隨低層西南風的增強，低層速度輻合使對流在近海激發並移入陸地增強。對流登陸後，降水下衝流形成的冷池外流，亦使沿海輻合增強，因而在後側激發新胞維持對流系統發展。降水後之探空顯示，環境對流可用位能（Convective Available Potential Energy, CAPE）的減少與流抑制能量（Convective Inhibition, CIN）的增加、不穩度釋放等，會不利系統維持而使系統消散。此外，亦發現對流系統移入時，在陸風和環境西南風間之局部輻合區內顯著增強。

利用雲解析風暴模式（Cloud Resolving Storm Simulator, CReSS）進行本個案模擬，在水平網格間距為500 m之模擬實驗中，發現西南風輻合帶東移和陸風輻合帶西移，在兩輻合帶間造成有利對流發展的條件，使對流系統在該區有最顯著發展。並且，西南部沿海陸風前緣的舉升，也增強環境西南氣流前緣東移的對流，並導致西南部沿海的降雨。隨後，對流降水下衝流的外流，亦在沿海地區產生較大輻合，提供新對流的激發機制。顯然，本個案中之陸風在臺灣西南部沿海清晨對流之激發與增強，扮演重要角色。

關鍵詞：梅雨季、弱綜觀條件、陸風、清晨對流、數值模擬

Abstract



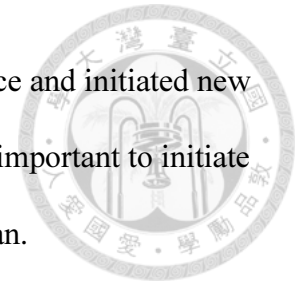
In the morning of 8 June, 2012, convection approached and produced rainfall along the southwestern coast of Taiwan. During its approach, the system gradually organized into a linear structure and became more intense. After its landfall, new cells were triggered at its nearside near the coastline, and the rainfall was mainly over the coastal region.

The case under study occurred during the Mei-Yu season under weak synoptic condition. Based on mesoscale analysis, the initial trigger of the convective system was mainly due to the convergence provided by the enhancing southwesterly winds to its rear. After the convective system made landfall, new cells were triggered by local convergence caused by the cold pool associated with convective downdrafts, and the system as a whole was maintained. Later, the convective system moved inland and dissipated because of a decrease in CAPE (Convective Available Potential Energy) and an increase in CIN (Convective Inhibition) . It was also found that the convective line strengthened near the coast over an area of local convergence between the environmental southwesterly winds and the land breeze.

The CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator, CReSS) model was utilized to investigate this case. The run using a grid size of 500 m revealed that a favorable condition for convection development was produced in an area between the convergence lines at the leading edge ahead of low-level southwesterly winds and land breeze. The simulated convection system exhibited a strong development in this area.

In this case, the land breeze enhanced the eastward-moving convective system embedded in the environmental southwesterly winds. The outflow associated with

convective rainfall on the coastal region produced local convergence and initiated new cells to the rear of old convection. Obviously, the land breeze was important to initiate and enhance morning convection over southwestern coast of Taiwan.



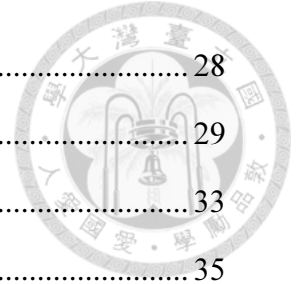
Keywords: Mei-Yu season, weak synoptic condition, land breeze, morning convection, numerical simulation

目錄



誌謝	I
中文摘要	II
英文摘要	III
目錄	V
圖目錄	VII
表目錄	X
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧	1
1.2 研究動機與目的	3
第二章 資料來源及研究方法	5
2.1 資料來源	5
2.2 分析方法	5
2.3 模式設計	6
第三章 綜觀天氣分析	8
3.1 地面分析	8
3.2 高空分析	9
3.3 小結	10
第四章 中尺度分析	11
4.1 天氣分析	11
4.2 近海輻合分析	13
4.3 測站南北剖面分析	15
4.4 風場分析	19
4.5 小結	21
第五章 模式結果	22
5.1 粗網格模擬實驗	22
5.2 細網格模擬實驗	24

5.3 小結	28
第六章 討論	29
第七章 總結	33
參考文獻	35





圖目錄

圖 1.1 2012 年 6 月 8 日 0000–0700 LST 之累積雨量圖。(單位為 mm，色階如右標所示。)	38
圖 2.1 用於計算沿海地區散度之測站分布，右側色階為地形高度 (m)。	39
圖 2.2 臺灣西南部地區用於分析局部環流時空變化所選北側與南側測站與地形高度分布，右側色階為地形高度 (m)。	40
圖 2.3 粗網格 (2.5 km) 模擬的範圍與細網格 (500 m) 模擬範圍 (圖內四方型)。	41
圖 3.1 2012 年 6 月 7 日 (a) 0800 LST、(b) 1400 LST、(c) 2000 LST、8 日 (d) 0200 LST 及 (e) 0800 LST 中央氣象局地面天氣圖，圖中實線為等氣壓線 (間距為 4 hPa，粗黑線為 1000 hPa)，風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} 。	42
圖 3.2 2012 年 6 月 7 日 2348 LST NOAA 的 OSCAT 反演海面風場資料，風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ，色階單位為 m s^{-1} (間距為 2.5 m s^{-1})，圖中黑虛線為中尺度風切線。	45
圖 3.3 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 1000 hPa 風場 (風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1}) 及高度場 (實線，間距為 20 gpm)。	46
圖 3.4 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 850 hPa 風場 (風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1})、高度場 (實線，間距為 10 gpm) 及溫度場 (單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階如下標所示)。	47
圖 3.5 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 700 hPa 風場 (風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1})、高度場 (實線，間距為 10 gpm) 及相對濕度場 (單位為百分比，色階如下標所示)。	48
圖 3.6 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 500 hPa 風場 (風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1})、高度場 (實線，間距為 20 gpm) 及相對渦度場 (單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，色階如下標所示)。	49
圖 3.7 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 200 hPa 風場 (風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1})、高度場 (實線，間距為 20 gpm) 及輻散場 (單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，色階如下標所示)。	50

圖 4.1 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (j) 8 日 0700 LST 之逐時中央氣象局 MTSAT-2 色調強化紅外線衛星雲圖，時間如圖上所示。圖中為雲頂溫度(單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階如右標所示)，範圍約為 20–24 $^{\circ}\text{N}$ 、118–122 $^{\circ}\text{E}$ 。.....	51
圖 4.2 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (j) 8 日 0700 LST 之逐時最大雷達回波合成圖 (VMI) (單位為 dBz，色階如右標所示)。	53
圖 4.3 2012 年 6 月 (a) 8 日 0100 LST 至 (g) 0700 LST 之逐時中央氣象局逐時雨量圖 (單位為 mm，色階如右標所示)。	55
圖 4.4 2012 年 6 月 (a) 8 日 0310 LST 至 (j) 0350 LST 之每 10 分鐘最大雷達回波合成圖 (VMI) (單位為 dBz，色階如右標所示)。	57
圖 4.5 2012 年 6 月 (a) 7 日 2000 LST 及 (b) 8 日 0800 LST 之屏東機場探空斜溫圖。	58
圖 4.6 2012 年 6 月 7 日 2000 LST 至 8 日 0800 LST 之每小時近海輻合圖(黑實線，單位 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，數值如左軸所示)，以及東吉島與小琉球(紅長虛線)、枋寮與東港(綠短虛線)、東港與高雄(紫空心線)及高雄與臺南(藍點線)連線之輻合風速(單位 m s^{-1} ，數值如右軸所示)。	60
圖 4.7 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，東吉島、七股、善化、玉井及甲仙測站之逐時風向風速(風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1})，溫度(實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低)以及逐時降雨(色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失)，時間如左軸所示，測站如上方所示。	61
圖 4.8 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，三地門、潮州、東港及小琉球測站之逐時風向風速(風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1})，溫度(實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低。)以及逐時降雨(色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失。) ，時間如下方所示，測站如左軸所示。	62
圖 4.9 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，東吉島、七股、善化、玉井及甲仙測站之逐時風向風速距平(風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1})，溫度(實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低)以及逐時降雨(色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失)，時間如左軸所示，測站如上方所示。	63

- 圖 4.10 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，三地門、潮州、東港及小琉球測站之逐時風向風速距平（風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1} ），溫度（實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低）以及逐時降雨（色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失），時間如下方所示，測站如左軸所示。
..... 64
- 圖 4.11 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (g) 8 日 0400 LST 之降雨及局部環流圖，粗實線為氣流線，細實線為等垂直最大回波線，點虛線為等雨量線。點的左上方為溫度 ($^{\circ}\text{C}$)、右下方為雨量 (mm)，風標半桿為 0.25 m s^{-1} ，全桿為 0.5 m s^{-1} 。等雨量線標示 1、5、10、15、20，單位 mm h^{-1} ，等垂直最大回波線從 20 至 60 dBz，間距為 10 dBz。色階為地勢高度分布 (m)。
..... 65
- 圖 5.1 2012 年 6 月 (a) 7 日 2300 LST 至 8 日 (f) 0400 LST 粗網格模擬之逐時垂直最大降水粒子（雨、雪、雹）混合比，（單位為 g/kg ，色階如右標所示）。
..... 72
- 圖 5.2 2012 年 6 月 7 日 2000 LST 至 8 日 0800 LST 之每小時近海輻合圖，黑實線是觀測資料（同圖 4.6），紅實線的計算方法和黑實線一樣，但使用的是粗網格模擬資料，單位 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。
..... 73
- 圖 5.3 同圖 4.9，但為粗網格模擬資料。
..... 74
- 圖 5.4 2012 年 6 月 (a) 6 日之 0000 UTC 和 (b) 0600 UTC 之 ERA-interim 0.75° 網格資料 1000 hPa 之風場（黑色風標）和粗網格模擬之 100 m 高之風場（紅色風標），風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} 。
..... 75
- 圖 5.5 同圖 5.1，但為細網格模擬資料，時間為 (a) 7 日 2200 LST 至 (f) 8 日 0300 LST。
..... 76
- 圖 5.6 同圖 4.7，但為細網格模擬資料。
..... 77
- 圖 5.7 2012 年 (a) 7 日 2200 LST 至 (f) 8 日 0300 LST 細網格模擬之地面風場（風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ）和地面氣溫（單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階如右標所示）。
..... 78
- 圖 5.8 2012 年 7 日 2140 LST 細網格模擬之 (a) 10 m 高輻合場（色階，單位為 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。）和 10 m 高風場（風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ）； (b) 降

水粒子（雨、雪、雹）垂直最大混合比（色階，單位為 g/kg）和地面風場（風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ）。	79
圖 5.9 同圖 5.8，但為 7 日 2200 LST。	80
圖 5.10 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2000 LST 至 8 日 0000 LST 之輻合（色階，單位是 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）、Q3M（實線，第一條實線是 0.1，隨後是 1，間距為 1，單位為 g/kg）和地面風場（風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ）。	81
圖 5.11 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2120 LST 的溫度（色階，單位是 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）、沿剖面風速（實線，單位為 m/s）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），紅色三角表示西南風輻合帶，黑色三角表示陸風輻合帶。	82
圖 5.12 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2120 LST 的相對濕度（色階，單位是百分比）、相當位溫（實線，單位為 K）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），黑色三角表示西南風輻合帶，紅色三角表示陸風輻合帶。	83
圖 5.13 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日（a）2100 LST 至（g）2200 LST 之每十分鐘的雲水混合比（色階，單位是 g/kg）、輻合（實線，間距為 0.5，單位為 $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），紅色三角表示西南風輻合帶，黑色三角表示陸風輻合帶。	84
圖 5.14 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日（a）2100 LST 至（g）2200 LST 之每十分鐘的垂直運動速度（色階，單位是 cm s^{-1} ）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），紅色三角表示西南風輻合帶，黑色三角表示陸風輻合帶。	86
圖 5.15 Fankhauser et al.（1995）提出，在兩對流雲間產生一窄對流上沖流之概念圖。	88
圖 6.1 同圖 5.10，但為無延遲模擬之結果。	89
圖 6.2 同圖 5.10，但為無地形模擬之結果。	90

表目錄

表一 CReSS 模式的模擬參數設定。	91
---------------------	----

第一章 前言




梅雨為東亞地區特有之天氣與氣候現象，發生於臺灣、華南、華中、日本及韓國等地（Chen 1983；Tao and Chen 1987）。每年五、六月春夏之交，東亞低層之盛行氣流逐漸由冬季之東北季風轉變為夏季之西南季風型態，在大陸北方之移動性分裂高壓與副熱帶太平洋高壓間常形成有利鋒生之變形場。變形場形成之鋒面常自日本南方海面向西南延伸，經臺灣及鄰近地區至華南一帶（Chen 1977；Chen 1983），其雲帶伴隨顯著降雨，此即華南與臺灣地區之梅雨季（大陸稱此為前汛期），梅雨鋒面通常伴隨連續雲帶，顯著的層狀雲或對流性降水，深深影響不同地區之各行各業（Chen and Yu 1988；Chen 1992；Chen et al. 2006）。

陳等（1991）指出欲有效提高梅雨季豪（大）與預報能力，應增加對於中尺度過程之了解，透過為期十年的「臺灣地區中尺度實驗計畫」（TAMEX），使我們對導致區域性劇烈豪（大）雨之綜觀環境，與激發對流發展之中尺度強迫機制，有進一步的了解（陳 1994）。為進一步改善梅雨季定量降水短期預報技術，於 2008 年進行了西南季風實驗（SoWMEX）（Jou et al. 2010），以進一步了解導致區域性劇烈豪（大）雨之中尺度過程。中尺度過程除了在豪（大）雨扮演重要角色外，在局部地區之降雨所扮演的角色亦為一科學上重要課題。

一、文獻回顧


過去針對梅雨季臺灣地區局部降水的研究，大多數是在探討降雨分布氣候特徵，例如陳與楊（1988）分析了 1975–1984 年臺灣地區測站降雨資料，排除颱風影響的個案後，發現在梅雨季當中，臺灣中南部地區的豪雨發生頻率具有明顯的日夜變化，分別在清晨與午後出現相對最大值，深夜最小值的特徵，並認為局部環流（例如陸風、下坡風和山風）和清晨豪雨頻率極大值有著重要的關係。紀等（1998）利用 1992~1995 年臺灣西南部的測站資料和衛星紅外線波段資料，探



討梅雨季臺灣西南部對流發展與海陸風之關係，發現白天陸上對流於海風及/或上坡風出現後開始發展，而夜間陸風和梅雨季盛行的西南風會在臺灣西南部近海產生合流現象。所以在夜間陸風發展後，西南部近海的平均雲頂溫度也會隨即降低，反映海上對流於夜間陸風發生後開始。Kerns et al. (2010) 針對臺灣 1997–2002 年的資料進行氣候統計，顯示在梅雨季中（5 月 16 日–6 月 15 日），臺灣西南部在清晨和中午都有最大降雨頻率和時雨量，中午最大降雨頻率和時雨量的現象在山區最為明顯；而清晨降雨頻率和時雨量相對較大的現象，則是在西南部沿海及平原區域最為明顯，並指出接近清晨時在西南部近海，低於 273 K 的冷雲頂出現機率也顯著上升。蔡與童（1987）利用經緯儀追蹤探空氣球和透過模式模擬結果，指出臺灣南部，春季（含梅雨季）在弱綜觀環境的情況，即沒有鋒面系統影響下，其海陸風或山谷風均係局部性熱力直接環流，為臺灣南部地區盛行之局部環流現象。

目前我們對臺灣西南部梅雨季降雨氣候特徵已有相當了解，並認為降雨分布和局部環流發展有密切關係。理論上，因海洋比熱較陸地大，白天（夜間）因短（長）波輻射，陸地加熱（降溫）效應較海洋顯著，導致白天（夜間）盛行海風（陸風）和上坡風（下坡風），中午時容易在山區激發對流，產生降雨頻率與時雨量最大值，夜間陸風/下坡風與盛行西南風容易在近海產生較大輻合，導致清晨之降雨頻率與時雨量相對最大值。

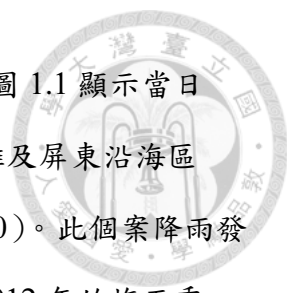
過去對於臺灣西南部午後對流的中尺度過程，已有不少文獻研究（Johnson and Bresch 1991；Jou 1994；林與郭 1996；賴 2000；陳等 2001；陳等 2009；Lin et al. 2011；林等 2012）。臺灣梅雨季綜觀環境盛行西南風，並因地形效應，使環境西南風在迎風面產生繞流現象，在地形西側轉為北風。白天海風/上坡風發展，繞流現象受到局部環流修正而變成向岸流，將暖濕空氣帶至臺灣西南部內陸，山脈東側的東風也發展增強，並越過山脈與西側上坡風輻合，導致午後對流主要發生在西部 100–500 m 高度的斜坡上，而降水伴隨的外流與上坡風形成輻合，有利對流系統往低海拔發展加強，所以對流的移動和發展往西向平地移動。



以 SoWMEX 為例，有一些個案具有西南部沿海降雨極大值的特徵，這種特徵被認為和地形與局部環流有關。Xu et al. (2012) 分析 SoWMEX IOP8 的中尺度過程，指出此個案是由於穩定度較低且風速較強的西南風，在臺灣西南部的海上產生輻合並激發對流，且對流產生之降雨隨著盛行西南風移進臺灣西南部，並在陸地形成中尺度冷池，而此冷池受到山脈阻擋而得以維持，並指出因局部環流和對流系統的冷池結合，跟上游西南風輻合，產生新對流來維持系統，故對流系統持續停留在西南部沿海地區。Tu et al. (2008) 透過觀測資料和數值模式模擬 SoWMEX IOP8 個案，指出臺灣西南部降雨形成之中尺度冷池的發展，乃因個案期間有雲覆蓋陸地，故在中午時冷池並沒有顯著減弱，所以冷池和局部環流結合的離岸風可以一直發揮作用，讓系統維持，並進一步提出局部環流扮演控制降雨分布及時間的角色。Davis and Lee (2012) 透過分析 2008 年 6 月 1-6 日及 13-18 日的降雨個案（當中包含 SoWMEX IOP8），提出由降雨形成的冷池，可以由可感熱通量差異、持續蒸發冷卻、海陸摩擦差異和山脈阻擋效應等作用而獲得維持，但認為只有中尺度邊界並不足以激發對流，在外海存在不穩定的空氣才是必要條件。但這些文獻始終未對陸風的角色，以及相關的中尺度過程做出深入探討。

二、研究動機與目的

過去研究顯示，梅雨季臺灣西南部的降雨頻率與時雨量，具有中午和清晨兩個相對最大值。目前對於中午降雨最大值的時空分布特徵與其中尺度過程，已有相當程度了解，但對於清晨相對最大值的研究與了解相對較少。過去的研究顯示，西南部沿海地區清晨相對最大值和局部環流陸風有密切關係，但對產生此現象之中尺度過程仍缺乏了解，且目前數值模式對此現象之預報能力亦仍然不足。本文選擇合適個案，透過觀測資料分析，探討陸風影響臺灣西南部沿海降雨的中尺度過程，並利用數值模擬來診斷分析，以探討陸風在西南部地區產生清晨對流所扮演的角色。



2012年6月8日清晨時間，在臺灣西南部地區產生降雨，圖 1.1 顯示當日 0000–0700 LST 的累積雨量，顯然降雨量主要分布在臺南、高雄及屏東沿海區域，和先前研究梅雨季中之清晨降雨特徵一致 (Kerns et al. 2010)。此個案降雨發生於弱綜觀環境下，局部環流扮演的角色至為重要。在 2008–2012 年的梅雨季 (5 月 16 日至 6 月 15 日) 具有此清晨降雨特徵的所有個案中，本個案是唯一在弱綜觀環境下產生的。本研究主要目的在分析臺灣西南部及其鄰近地區之雷達回波與降雨特徵，並使用觀測資料來探討臺灣西南部地區局部環流的特徵與演變，利用雲解析風暴模式 (Cloud-resolving Storm Simulator, CReSS) 模擬西南部沿海對流系統的形成與演變，探討陸風在對流系統形成與發展所扮演的角色。

本文第一章為前言；第二章為簡介本研究的資料來源、觀測資料分析方法以及模式設定；第三章為分析個案期間的綜觀天氣形勢；第四章為進一步了解個案中尺度特徵而進行中尺度分析；第五章為模式模擬結果；第六章為討論；最後第七章為總結。

第二章 資料來源及研究方法



一、資料來源

本個案所用資料自 2012 年 6 月 7 日 2000 LST 至 8 日 0800 LST，包括：

- (1) 中央氣象局每 6 小時 (0200、0800、1400、2000 LST) 的地面天氣圖。
- (2) 中央氣象局自動氣象/雨量站之逐時雨量、風速、風向、溫度資料。
- (3) 中央氣象局每 10 分鐘的雷達最大回波圖。
- (4) 屏東機場每 12 小時 (0800、2000 LST) 的探空觀測資料。
- (5) MTSAT-2 地球同步氣象衛星之逐時紅外線頻道雲圖。
- (6) 美國國家海洋和大氣管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration；簡稱 NOAA) / Oceansat-2 Scatterometer (簡稱 OSCAT) 的反演海面風場。
- (7) NOAA/Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (簡稱 OISST) 格式為一週平均之 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度網格資料的海表面溫度資料。
- (8) 歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts；簡稱 ECMWF) / ERA-interim 格式每 6 小時之 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 經緯度全球模式再分析網格資料，垂直方向共 37 層 (1000 到 1 hPa) 的重力位高度、溫度、水平風 u、v 分量、比濕等氣象參數資料。

二、分析方法

本文利用中央氣象局地面天氣圖，並搭配 NOAA 的 OSCAT 反演風場資料，以探討本個案發生前後之地面綜觀形勢。搭配 ERA-Interim 的 1000、850、700、500 和 300 hPa 的高空天氣圖，診斷此個案發生時之綜觀環境，判別綜觀系統對個案的影響。利用中央氣象局自動氣象/雨量站逐時地面溫度、風速、風向和降雨資料以進行中尺度分析，並利用雷達回波圖和紅外線衛星雲圖，以進一步探討局



部環流和對流系統的發生與演變。


為探討本個案近海區域輻合與對流系統演變的關係，利用測站的風向與風速資料，以運動學法求取區域平均輻合（張與陳 2001）。此處輻合方程為 $(D) = A^{-1} \oint v_n * dl = A^{-1} \sum v_n * l_n$ 。利用相鄰兩測站相對位置、風向及風速三個資料，可以得到垂直連線向內輻合的風速 (V_n)，並由測站的經緯度座標，計算出各連線之距離 (l_n) 與區域面積 (A)，計算時已把經度和緯度的長度差異考慮並做修正。本文中，利用東吉島、七股、臺南、高雄、東港、枋寮、楓港和小琉球八個測站，連線該區域所包含範圍之輻合（圖 2.1），代表臺灣西南部近海地區的平均輻合值。

此外，為探討臺灣西南部不同地區局部環流的時空演變，分析該區北側與南側之測站資料（圖 2.2），北側連線為東西走向，由東往西為甲仙、玉井、善化、七股以及東吉島測站；南側連線為北北東-南南西走向，由北北東往南南西為三地門、潮州、東港和小琉球測站。透過測站的溫度、風速、風向及降雨資料，分析局部環流的發展、對流系統演變和近海環境氣流三者之間的關係。

利用上述觀測資料與分析方法，得以了解綜觀環境特徵與中尺度對流之發展、走向、對流強度之演變，但為了進一步探討此個案之相關物理過程，並彌補因觀測資料不足而無法完整掌握中尺度對流系統在時間與空間上之變化，本研究使用 CReSS 模式對此個案進行 2.5 km（粗網格）和 500 m（細網格）之雙槽網格高解析度模擬，在比對實際觀測資料與模擬結果後，認為該模擬可掌握本研究個案之重要天氣系統特徵，因此將利用模式模擬結果來探討本研究之議題。

三、模式設計

本研究利用日本名古屋大學的雲解析風暴模式（Cloud Resolving Storm Simulator；簡稱 CReSS）2.3 版對本個案進行模擬，以探討本個案中局部環流在西南部清晨對流發展與演變所扮演的角色。



為合理模擬陸風和對流系統的演變，模式模擬需要較高的水平和垂直網格解析度。因此，本研究採槽狀式模擬方式，逐步以水平格點間距為 2.5 km（粗網格模擬）和 500 m（細網格模擬）兩種不同水平解析度來進行模擬。進行粗網格模擬時，利用每 6 小時之 ERA-Interim，所提供等壓面的高度場（z）、水平風場（u、v）、位溫場（pt）以及比濕資料（mr），水平格點間距為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 OISST 海溫資料，做為粗網格模擬的初始與邊界條件。隨後將粗網格模擬輸出的等高面水平風場（u、v）、氣壓（p）、位溫（pt）、垂直運動（w）、水汽混合比（qv）以及 5 種水相粒子（雲水（qc）、雲冰（qi）、雨（qr）、雪（qs）、雹（qg））的混合比資料，做為細網格模擬的初始資料。模式的下邊界條件設定，採用真實地形資料，水平格點間距為 $\frac{1}{120}^{\circ} \times \frac{1}{120}^{\circ}$ ，約為 1 km \times 1 km。模擬範圍見圖 2.3，詳細設定如表一。

進行細網格模擬的初始資料，若直接利用 ERA-Interim 的資料，由於網格解析度相差太大，易在模式邊界處產生計算不穩定。又因為 ERA-interim 的資料時間間距為 6 小時，若要減少邊界條件對於對流系統的影響，便需要增加模擬範圍，但細網格模擬所耗用的計算資源較大，不適合採用直接模擬的方法。此外，進行粗網格模擬可做為初始資料和細網格模擬間的緩衝帶，一方面減少水平解析度的差異，另一方面粗網格模擬中採用較大模擬範圍，可以減少模擬過程中初始資料邊界條件對於對流系統的影響。利用粗網格模擬所輸出的高時間解析度資料，也可以減少細網格模擬中邊界條件對於對流系統的影響。故使用槽狀式模擬方式，來做為模擬設定。

本文將對粗網格模擬的結果進行校驗，確認對流系統的位置後，進一步調整細網格模擬的設定策略。隨後，針對細網格模擬的結果進行資料校驗，以比對細網格模擬結果和實際觀測之中尺度對流系統結構特徵。接著分析橫跨對流剖面之相關物理資料，以探討局部環流陸風在本個案中扮演之角色，以及環境西南風和陸風交互作用之中尺度過程。

第三章 綜觀天氣分析



一、地面分析

圖 3.1 為 2012 年 6 月 7 日 0800 LST 至 8 日 0800 LST 中央氣象局每 6 小時地面天氣圖。7 日 0800 LST (圖 3.1a)，有一低壓位於 24°N 、 95°E ，低壓槽由此處往東南東方延伸至南海，但其位置與臺灣相距甚遠，又因台灣與鄰近地區氣壓梯度微弱，故臺灣南部地區僅為盛行微弱之南風 ($\text{約 } 2.5 \text{ m s}^{-1}$)，臺灣海峽則為微弱東北風 (風速小於 2.5 m s^{-1})。華南與臺灣鄰近地區並未受到梅雨鋒面系統影響，且無顯著綜觀系統，亦即臺灣處於弱綜觀強迫之環境。

1400 LST (圖 3.1b) 時，地面氣壓分布並無顯著變化，唯臺灣海峽上由先前微弱東北風轉為微弱南風 ($\text{約 } 2.5 \text{ m s}^{-1}$)。相較 0800 LST，此時綜觀環流系統的配置並無太大變化，但臺灣與鄰近地區氣壓梯度較之前增強，使臺灣東南方外海出現約為 7.5 m s^{-1} 之西南風，臺灣地區之其他鄰近測站風速則較弱，且有顯著的南風分量。2000 LST (圖 3.1c)，為本個案對流系統顯著增強前的時間，臺灣與鄰近地區之氣壓梯度稍再增強，等壓線呈北北東-南南西走向，東沙測站之風向風速由之前東北東風轉為微弱南南東風 (2.5 m s^{-1})。8 日 0200-0800 LST (圖 3.1d、e) 綜觀天氣形勢仍無顯著變化，臺灣與鄰近地區風場亦無顯著改變。

圖 3.2 為 6 月 7 日 2348 LST NOAA 的 OSCAT 風場，顯示更完整的地面風場資料，南海北部盛行南南西風，並在臺灣西南部的海上轉為西南風 ($5-7.5 \text{ m s}^{-1}$)，西南風在臺灣西南部分成兩股氣流，一股是較弱的氣流從臺灣西邊往北，另一股是較強的氣流繞過臺灣南方往東北方向至臺灣東側，顯然在本個案的發生期間，在南海上並無顯著的綜觀系統影響臺灣。在巴士海峽存在一中尺度風切線，但與臺灣相距較遠，對西南部的影響較小。



二、高空分析

由地面分析得知從 7 日 0800 LST 到 8 日 0800 LST，地面綜觀系統對臺灣地區並無顯著影響。由於本個案對流系統的生命期很短，故利用 ERA-interim 資料來做該個案期間之高空分析，對 8 日 0200 LST 對流系統發展時之綜觀環境做分析已足夠。1000 hPa 重力位高度和風場（圖 3.3）顯示，一低壓位於 24°N、95°E，低壓槽由此往東南方延伸至南海，在臺灣地區，等高線呈東北-西南走向，南海為南南東風，臺灣西南部轉為西南風，並分成兩股氣流從臺灣海峽與巴士海峽繞過臺灣，巴士海峽分支的風速較臺灣海峽分支風速大。ERA-interim 的地面綜觀形勢，和地面天氣圖與 OSCAT 風場，有相當一致性。

850 hPa 重力位高度、溫度和風場（圖 3.4）分布顯示，在 24°N、97°E 有一低壓中心，將低壓槽往西南方延伸至南海約 14°N、116°E，故南海北部盛行 10 m s^{-1} 的南南東風，且無顯著溫度梯度，故暖平流不明顯。在臺灣西南方轉為約 7.5 m s^{-1} 之西南風，在地面和 1000 hPa 天氣圖上臺灣附近之分流現象，在此層也變得不明顯，表示分流現象受地形影響，故高層較低層不顯著。在 30°N 的位置，有一綜觀尺度之南北風合流，但並未具有顯著溫度梯度或氣旋式風場等梅雨鋒面特徵，其動力過程亦未對臺灣西南部產生影響。

700 hPa 重力位高度、相對濕度和風場（圖 3.5）顯示，位於中南半島的低壓和延伸至南海的低壓槽依然存在，導致南海地區盛行約 10 m s^{-1} 之南風，在臺灣地區轉變為 5 m s^{-1} 之西南風，且無顯著相對濕度梯度。在 30°N 南北風合流處，相對濕度在此處最大約達 99%，但尚未影響到臺灣西南部地區。

500 hPa 重力位高度、渦度場和風場（圖 3.6）顯示，因低層槽線系統發展較淺，故在此層的槽線變得不顯著。同時，有一高壓中心位於 20°N、131°E，高壓脊往西延伸穿越巴士海峽至南海北部，導致臺灣西南部盛行微弱西南風，而北方則無顯著之槽脊系統影響臺灣。

200 hPa 重力位高度、輻散場和風場（圖 3.7）顯示南亞高壓位於華南地區，

高壓脊往東延伸至臺灣西方，高壓脊分流所形成之輻散區則位在臺灣南方海面。噴流軸位於 30°N 以北區域，故其動力所造成之輻散場並未對臺灣地區造成影響。



三、小結

由上述可知，地面天氣圖和 OSCAT 風場顯示，本個案發展期間，南海北部地面盛行微弱西南風，並在臺灣西南部遇到地形後產生明顯的繞流現象，一股為較弱之氣流，從臺灣西邊往北；另一股則為較強之氣流，繞過臺灣南方往東北方向至臺灣東側。由高空天氣圖顯示，綜觀環境並無有利激發對流之條件，故本個案之對流生成與發展期間屬弱綜觀強迫之環境，為一有趣之議題。



第四章 中尺度分析

過去文獻有關梅雨期間相關個案研究中，多著墨在梅雨鋒面系統影響臺灣之強綜觀環境下（Yeh and Chen 2004，Chen et al. 2008，Lai et al. 2011，Wang et al. 2011）。在該環境情況下，因梅雨鋒面系統具有最大氣旋式風切，且常伴隨低層噴流，故有利中尺度對流系統生成並發展，同時影響華南與臺灣地區，故中尺度環流系統的過程與演變常佔重要角色，導致難以探討較小尺度之局部環流角色。由上一章節之綜觀天氣分析可知，本個案係於弱綜觀環境強迫下，造成西南部地區降雨事件，因此，局部環流在本個案中扮演的角色更為重要，故本文著重於探討中小尺度過程。本章節將以實際觀測資料分析由南海移進臺灣之對流系統，以探討其中尺度過程與特徵及局部環流在個案中扮演之角色。本文為方便說明個案而劃分以下區域：沿海地區表臺灣西南部海岸線附近區域，近海地區表西南部海岸線和東吉島與小琉球測站間區域，外海地區表東吉島與小琉球測站向西南方海上之範圍。

一、天氣分析

7日 2200 LST 紅外線衛星雲圖（圖 4.1a）顯示，臺灣西南部沿海地區並不存在顯著冷雲頂之中尺度系統，雷達回波圖（圖 4.2a）顯示在西南部近海地區（22.25°N、120°E）出現雷達回波達到 40 dBz 之對流，此強回波並未出現於 10 分鐘前之雷達回波圖中（圖未示），表示對流系統在此時生成並激發，但尚未發展成為深對流。另外，在距離臺灣西南部外海（21°N、119°E）較遠的海上，有一雲頂溫度低於 -32.2°C 的中尺度對流系統，雷達回波圖顯示此外海的對流系統和近海地區的對流系統，並非同一系統。

近海的對流隨著時間從西南部近海地區往西南部陸地移動（圖 4.2b-c），當對流系統移近屏東時，對流系統在西南部沿海地區發展出顯著冷雲頂（圖

4.1c)。此外，在 8 日 0000 LST 之雷達回波圖中，臺灣西南部外海，有一東北-西南走向之回波。比對 7 日 2348 LST 之 OSCAT 反演海面風場資料（圖 3.2）顯示，雷達回波的位置與中尺度風切線位置重疊。推斷近地層中尺度風切線之渦度有利對流發展，故在西南部外海形成較強回波值，由於本研究中並非探討臺灣南部巴士海峽之對流線，故對於此回波未做深究。

近海對流系統在 0000 LST 移近西南部沿海，雷達回波值顯著增強並排列成似線狀型態，其方向跟臺灣海岸線平行，隨後 0100 LST（圖 4.2d）時，該對流組織為線狀對流系統，並移入西南部沿海。對流系統在 0200 LST（圖 4.2e）時，雷達回波值於西南部平原達到最強，並且具有顯著的線狀組織結構與冷雲頂（圖 4.1e），至 0300 LST 時，對流系統往西南部山區移動，此時雷達回波值亦開始減弱（圖 4.2f）。表示對流系統從海上移至臺灣西南部陸地時，在沿海地區組織成線狀對流系統，並發展成深對流，導致降雨集中在西南部沿海區域（圖 4.3a-c）。0400 LST 時，高雄近海出現一低於 -64.2°C 的冷雲頂（圖 4.1g），且冷雲頂沿海岸線分布。而原 0300 LST 時在西南部山區的對流系統，已減弱並且失去組織性。

圖 4.4 為 8 日 0310 LST 至 0350 LST 每 10 分鐘之雷達回波圖。在 0310 LST（圖 4.4a）顯示，高雄近海之對流其雷達回波約為 20 dBz，隨後 0320 LST（圖 4.4b）時，該對流之雷達回波已達到 35 dBz。至 0340 LST（圖 4.4c,d）時，高雄屏東近海地區持續在西南部之海岸線生成新對流胞，隨後對流胞逐漸往東移動，直到 0350 LST（圖 4.4e）時，這些零星對流胞在沿海地區組織起來，影響西南部沿海地區之降雨（圖 4.3d）。

0500 LST 時（圖 4.2h,i），西南部近海持續有新生對流胞激發並移入陸地，但新舊對流胞之回波強度都逐漸減弱，表示環境不利對流系統之維持，故對流系統逐漸減弱。至 0700 LST 時雷達回波的訊號已不明顯（圖 4.2j），同時冷雲頂的特徵亦減弱並消散（圖 4.1h-j），顯示對流系統的消散；其降雨主要發生在沿岸地區，但降雨量並不大（圖 4.3e-g）。

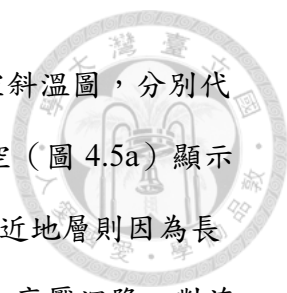



圖 4.5 為屏東機場在 7 日 2000 LST 與 8 日 0800 LST 之探空斜溫圖，分別代表對流系統發展前後之中尺度環境條件。對流系統發展前之探空（圖 4.5a）顯示 950 hPa 以下的空氣，因白天加熱導致溫度呈似乾絕熱分布，而近地層則因為長波輻射且開始降溫，故出現淺薄逆溫層。垂直方向上並無顯著之高壓沉降。對流抑制能量（Convective Inhibition, CIN）為 $44.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，對流可用位能（Convective Available Potential Energy, CAPE）為 $1844.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，自由對流高度（Level of Free Convection, LFC）為 839 hPa，表示氣塊被舉升後容易產生對流之環境條件。夜晚近地層氣溫將持續降低，CIN 與 LFC 亦會漸趨增加，此環境下，要使該對流系統發展，需要有較強的舉升機制來激發對流系統。

在個案發展後（圖 4.5b）之探空出現顯著變化，近地輻射冷卻與降雨造成的逆溫層變得顯著，850 hPa 至 600 hPa 之溫度稍微增溫，故環境變得更為穩定，CIN 增加至 $213.9 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，LFC 上升至 629 hPa，CAPE 降低至 $874.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，較不利對流系統的發展，導致對流系統無法維持而消散。

二、近海輻合分析

圖 4.6 為近海輻合與主要連線之輻合風速（黑實線），乃參考張與陳（2001）之計算方法，得出臺灣西南部近海輻合與主要連線之輻合風速（ V_n ），計算方法已在第二章詳細交代，計算區域如圖 2.1。

2000 LST 時，臺灣西南部近海區域的輻合並不顯著，隨後 2100 LST 輻合，其值為 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，至 2200 LST 時則為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之輻散，表臺灣西南部近海區域在 2000 LST 至 2200 LST，並無顯著之輻散或輻合。2300 LST 後，近海區域轉為輻合區，此時之輻合約為 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，輻合在 8 日 0100 LST 增加一個數量級至 $12.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，在 0300 LST 時再次增強至 $18.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，隨後逐漸減弱，至 0500 LST 時其值為 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，在 0600 LST 時又再度增強至 $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，之後逐漸遞減並於 0800 LST 時轉變為微弱輻散。



綜合以上西南部近海輻合和雷達回波圖之演變顯示，對流系統在 0000 LST 時，從臺灣西南部近海移進西南部陸地，且對流系統逐漸增強，並伴隨顯著輻合（約 0100 LST）。至 0300 LST 時，高雄屏東近海地區持續生成新對流，亦伴隨著西南部近海顯著之輻合。由此可知，近海輻合與對流系統的演變過程有密切關係，故接下來將進一步分析此輻合區之生成原因。

由輻合計算方法得知，輻合大小與輻合風速有直接關係，透過分析輻合風速，可知輻合變化的原因。圖 4.6 顯示不同測站連線之輻合風速大小，由於選取區域為臺灣西南部近海區域，故東吉島與小琉球測站連線之輻合風分量，可代表環境的向岸風，而枋寮與東港、東港與高雄以及高雄與臺南測站連線之輻合風分量，則代表西南部沿海的離岸風。

在 7 日 2000 LST，環境向岸風貢獻為輻合，而陸地離岸風為負值，貢獻是輻散，導致該段時間的總輻合值並不顯著，陸地離岸風隨著時間轉為正值且愈來愈大，並於 0100 LST 時，近海向岸風增加至 3.3 m s^{-1} ，導致輻合顯著增加，增強了臺灣西南部沿岸的對流系統。故近海輻合在 0100 LST 之增加原因，為環境向岸風在此時有顯著之增強。

在臺灣西南部近海地區之最大輻合值出現在 0300 LST 時，但其增加之原因與 0100 LST 輻合增加之原因不同。由 0100 LST 至 0300 LST，近海之向岸風稍微減弱，內陸之離岸風則逐漸增加，尤其以高雄與臺南測站連線之離岸風發展最為顯著。內陸離岸風由 0200 LST 時之 0 m s^{-1} 增強至 0300 LST 之 1.5 m s^{-1} 。因此，0300 LST 出現之輻合最大值，其原因為陸地離岸風逐漸增強，故使高雄屏東近海持續有新對流胞生成並發展。

0300 LST 以後，內陸之離岸風亦逐漸增強，並從陸地西移至近海，減弱近海之向岸風，導致西南部近海輻合量亦趨減少。在 0600 LST 時，因白天加熱導致陸風減弱，內陸之離岸風均逐漸減少，故近海之向岸風增強，在近海出現最大輻合量。在該時段內縱使輻合值仍大於 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，但由探空圖可知，此時因熱力條件不利對流系統發展與維持，故使臺灣西南部沿岸地區之雷達回波強度逐漸減



弱，且對流亦失去組織性。

三、測站南北剖面分析

圖 4.7 為東吉島、七股、善化、玉井及甲仙五個測站於個案發生的時間內，風向、風速、溫度以及降雨之逐時變化，測站位置如圖 2.2，測站分布為東西向排列，地形為東高西低。7 日 1800 LST 時，七股、善化以及玉井測站氣溫高於 30°C，甲仙測站的氣溫約為 28°C，東吉島測站的氣溫約為 29°C，顯示當時各測站氣溫相差不大。由 7 日 2000 LST 探空資料可知當時臺灣西南部午後近地層氣溫呈乾絕熱遞減率分布，因甲仙測站位於海拔高度 270 m，玉井測站為海拔高度 42 m，兩者相差 228 m，故可推測氣溫相差約 2.2°C，觀測結果與探空資料一致，表此氣溫差異是由高度差異而來。東吉島和玉井測站的海拔高度相近，但因東吉島測站四面環海，易受海氣交互作用影響，難以有顯著加熱，故東吉島測站之氣溫較各測站為低。因此，使用東吉島測站代表海洋環境，而七股、善化、玉井及甲仙測站代表從沿岸至山區之環境。各測站觀測資料皆顯示有顯著南風分量，而善化較七股有更顯著之西風分量，可以推測該分量來源是海風之貢獻。此外，靠近山區之測站風速則逐漸減弱。


從 7 日 1800 LST 到 8 日 0100 LST，甲仙、玉井及善化三測站之氣溫皆有顯著下降，靠近山邊的甲仙，溫度下降最為顯著，玉井次之，此時即是西南部降雨事件發生之前夕。就風場方面，東吉島、七股及善化皆有顯著南風分量，善化測站在 8 日 0000 LST 時從南風轉為南南東風，玉井測站在 8 日 0100 LST 時出現微弱西北風。從午後開始，山區測站之降溫較顯著，溫度分布逐漸形成東冷西熱，玉井和甲仙測站之地理位置處於山谷之間，風速較其他測站小，近地層空氣不易和上層空氣混合，有利長波輻射降溫。其他測站位於山坡往西至沿海之間，即平原地形，其中善化測站具有顯著之南風分量，此風場乃因受綜觀環境影響所致，隨後發展為東風分量，並伴隨有東西溫度梯度，表陸風的生成與發展；而七股測

站的降溫並不明顯，溫度為各測站之最大值，推測是熱島效應所致。東吉島測站在 0100 LST 時，風向風速從 5.5 m s^{-1} 之南南東風轉為 8.5 m s^{-1} 之南南西風。另由圖 4.6 可知，此時近海輻合量顯著增加，顯示該風速之轉變為近海輻合量增加之原因。由雷達回波圖（圖 4.2d）可知，對流系統在西南部沿海地區有增強之趨勢，並逐漸移入西南部陸地造成降雨。此外，由於東吉島測站附近並無雷達回波之訊號，可知該區風向風速之轉變，並非由對流系統之擾動所致。

從 0200 LST 至 0600 LST 間，降雨區域由沿海往陸地移行，玉井與甲仙測站之氣溫在降雨過後略為下降，而善化與七股之氣溫在降雨後亦有顯著下降。東吉島測站雖無降雨，但於 0500 LST 時氣溫亦有下降。就風向而言，七股、善化和玉井測站之風向在降雨過後出現顯著且持續之東風分量，東吉島測站則在 0500 LST 時，東風分量亦增加，代表陸地上之冷空氣往外延伸，並影響到海上測站。

在 0200 LST 時，對流系統移進西南部陸地。七股測站在降雨之同時，氣溫下降至 27°C ，其風場轉為 3 m s^{-1} 之東南風，善化在氣溫上並無顯著變化，但風向則由東南風轉為南南東風；七股測站之風向風速突然轉變，可能是受到降雨蒸發冷卻與對流下衝流冷池外流之影響，而善化測站出現之西風分量，亦可能是對流下衝流所造成之結果。0300 LST，七股測站之風向仍維持東南風，但風速減弱至 2.25 m s^{-1} ，溫度亦稍微回升。由圖 4.3c 可知，降雨中心位於善化測站之東側，使善化測站之風向轉為東南風，並溫度稍降。另外，玉井測站亦受對流下衝流之外流影響，其風場轉為南南西風。在 0300 LST 以後，接近山區之對流逐漸消散，並於沿海地區產生新生對流胞，使降雨區域集中在沿海地區，內陸降雨趨勢逐漸變小；但內陸之氣溫仍持續降低，其溫度由山區向海洋增加，並有顯著東風分量，推測陸地之冷空氣隨離岸風向海上延伸。至 0400 LST 時，此冷區影響到東吉島測站，導致氣溫下降且逐漸增加東風分量。0500 LST 時因太陽逐漸加熱，使內陸測站之氣溫逐漸上升，導致冷區結構開始減弱至消散。

圖 4.8 為小琉球、東港、潮州及三地門四個測站於個案發生之時間，風向、風速、溫度及降雨之逐時變化，測站位置亦如圖 2.2，測站分布約呈東北-西南走




向，地形呈現東北高西南低之特徵。7日 1800 LST 時，三地門氣溫約為 29°C，因三地門較靠近山區，故較潮州（約 30.2°C）和東港（約 29.3°C）氣溫低，而東港和潮州測站的海拔高度相近，但東港測站的氣溫較低，這是因為東港測站具有顯著之南風分量，表示稍微受到洋面空氣影響，所以溫度會稍有下降。小琉球測站氣溫（約 27.8°C）比潮州測站的氣溫低 2.5°C，顯示小琉球受到海氣交互作用影響，使氣溫顯著下降。故此時臺灣西南部正處於午後環境，並能以小琉球測站代表海洋環境，東港、潮州及三地門測站則表示由沿岸至山區之環境。

從 7 日 1800 LST 至 8 日 0100 LST 間，三地門與潮州測站之氣溫皆有顯著下降，靠近山邊的三地門測站，溫度下降最多，潮州測站較少。東港與小琉球測站之氣溫並無顯著變化。在該時段，三地門測站具有顯著之東風分量；東港測站之風向風速變化，則是東風分量隨時間逐漸增強，至 7 日 2300 LST 後轉為穩定之東風；小琉球測站之風向在 7 日 1800 LST 時為東南風，至 2200 LST 時風向隨時間順轉，並於 8 日 0100 LST 轉為南風。

這段時間南側剖面的演變與北側剖面（圖 4.7）相似。午後降溫時，三地門測站因較靠近山區，測站氣溫先是顯著下降，並出現東風分量，反映東側山脈的山風開始發展，並逐漸影響到下游測站。東港測站的風向隨時間逆轉，離岸風分量隨時間增加，使近海地區之輻合亦隨時間增加。雖東港與七股測站之氣溫在午後皆無顯著變化，但東港較七股更接近山脈地形，易受局部環流影響，故東港測站之離岸風能隨時間逐漸增加，七股測站之離岸風則較晚才能發展。此外，小琉球測站之向岸風分量亦隨時間漸漸增加，表示海上並未受局部環流陸風影響。

從 0200 LST 到 0600 LST 間，對流系統從屏東沿海地區往東北移動至陸地，降雨區從潮州測站附近出現，其測站氣溫先下降至 26°C，隨後東港測站之氣溫則是緩慢下降，並維持東風，至降雨發生在東港測站後，風向才轉為北風，並出現顯著且時續之離岸風分量。三地門測站的降雨並不明顯，氣溫亦無太大變化，但維持著穩定東風。小琉球測站則在 0300 LST 時轉為西南風，至 0400 LST 時，氣溫開始下降，並且由西南風轉為風速不顯著，再轉變為西北風。



由上述可知，0200 LST 之降雨事件對局部環流有顯著的影響。降雨區先由潮州測站發生，使氣溫降低 1.5 °C，隨後至東港測站，其風向則有東風分量，故東港測站東側之冷空氣能隨時間平流至東港測站，即使東港測站並未發生降雨事件，但溫度亦能顯著下降。在 0400 LST 時，潮州測站時雨量超過 20 mm；東港測站風向風速則由 3.75 m s⁻¹ 之南南東風轉為 2 m s⁻¹ 之北風，隨後又轉為 3.25 m s⁻¹ 的東北風，小琉球測站風向風速則由 1 m s⁻¹ 之西南風轉為微弱北風，隨後又轉為微弱的東北風，東港和小琉球測站的氣溫也逐漸降低，表陸地之冷空氣隨離岸風向海上延伸。至 0500 LST 時，即使降雨減弱，但東港與小琉球測站之氣溫仍持續下降，且東港測站出現持續之離岸風分量。由南北側剖面分析的結果皆相近，降雨蒸發冷卻產生對流下衝流與冷池，和內陸的冷空氣結合，形成較大之冷區，並往近海延伸，使離岸風分量在降雨後顯著增加，增強近海之輻合並維持對流系統。

接下來將去除平均環流，以突顯海陸風演變。綜觀分析顯示，臺灣西南部地區在 7 日 1400 LST 時風向轉為西南風，8 日晚上之時間，西南風逐漸增強（圖未示）。本文以 24 小時平均、綜觀演變不顯著及測站資料完整性為選取平均環流的考量因素，故選取 7 日 1500 LST 至 8 日 1400 LST 的平均風向風速做為平均環流，並將南北測站剖面的風向風速距平呈現於圖 4.9 和 4.10。

圖 4.9 為東吉島、七股、善化、玉井及甲仙五個測站於個案發生的時間內，溫度、降雨以及風向風速距平之逐時變化。圖中顯示，善化測站之東西溫度梯度隨時間變為顯著，伴隨陸風分量隨時間增加，且風向隨時間順轉，與紀等（1998）文中與陸風相關之描述相似，而七股測站之風向風速並無顯著的系統性變化。東吉島測站則在 0100 LST 時出現顯著南南西風距平，表受近海環境西南風之影響。至 0200 LST 時，因受到對流系統發展之降雨影響，善化之離岸風分量迅速增加，且影響到七股與東吉島測站，表在個案發生前，陸風雖已發展至善化測站，但被限制在陸上，故尚未影響到七股測站，隨後對流系統在陸地產生降水後，陸地之離岸風顯著增加，增強低層輻合。




圖 4.10 為小琉球、東港、潮州及三地門四個測站於個案發生的時間內，溫度、降雨以及風向風速距平之逐時變化。三地門測站的東風分量隨時間逐漸明顯，午後東港測站由海風逐漸轉變為夜晚之陸風。比較七股和東港兩個測站，溫度變化皆不顯著，但因東港測站較近山脈，陸風環流較易發展，故東港測站有較顯著之陸風。另外，小琉球測站則於 8 日 0100 LST 時，發展一顯著向岸風，表陸風之發展亦被限制於陸地，尚未影響至海上的小琉球測站。在 8 日 0000 LST 時，東港測站的陸風已顯著發展，氣溫亦開始下降，顯示陸風將冷空氣平流於此地，隨後與北側測站剖面一樣，降雨發生後，陸地之離岸風顯著增加，增加近海輻合。

由上述（圖 4.7–4.10）顯示，夜晚臺灣西南部陸風之發展，在 0000 LST 時，仍被侷限在陸上，至降雨發生在西南部陸地時，陸地之氣溫顯著下降與離岸風增加，此突然增加之現象與降雨發生前（0300 LST 前）之變化並不連續，顯示此過程並非由局部環流發展所影響。臺灣西南部陸地產生降雨後開始出現氣溫顯著下降與離岸風增加的現象，然而從實際觀測資料中，並無法界定對流降雨形成之下衝流與冷池和陸地冷空氣與陸風環流，表對流下衝流和冷池與內陸冷空氣結合，形成一中尺度冷池，並向近海擴展，使西南部測站之氣溫顯著下降、離岸風亦顯著增加，並與環境西南風產生顯著輻合。

四、風場分析

圖 4.11 為利用臺灣南部測站溫度、雨量觀測、風向風速及雷達 VMI 資料，並結合中尺度分析結果得出之降雨與局部環流分布圖。在 7 日 2200 LST（圖 4.11a）時，從 OCSAT 風場中得知，西南部外海之地面綜觀風場為西南風，在小琉球測站則轉為東南風，東吉島測站轉為南南東風。綜觀環境之西南風受到山脈地形阻擋，在屏東形成鞍形場，並分成東支流與北支流。當北支流空氣向北時，因受到陸風影響進而增加東風分量，但陸風發展被侷限在陸地，故北支流之氣流

僅沿著海岸移動。其雷達回波圖顯示，對流已於西南部外海生成，距離海岸約為 20 km，即表對流系統生成處位在綜觀環境之西南風與局部環流之陸風間。東支流與東部局部環流結合後，氣流向東移行，由測站分析結果顯示，東部環境變化較少，且對本個案無顯著影響，因東部變化並非是本研究之探討重點，故後續不再討論。

西南部近海生成之對流系統隨盛行西南風向東北移動，至 2300 LST (圖 4.11b) 時，對流系統逐漸接近陸地，於 2400 LST (圖 3.11 c) 時，對流系統移至臺灣沿海時，逐漸增強並組織成線狀對流。此時，小琉球測站之風標從東南風轉為南南東風，表環境西南風亦逐漸接近臺灣，故小琉球測站之西風分量增加，但實際上西南風尚未真正抵達臺灣近海，且逐漸增強之陸風環流仍被侷限於陸地。此時沿海之對流系統在環境西南風與陸風環流前緣約 10–20 km 處顯著增強且具有組織性。該對流系統在兩中尺度邊界間增強之原因與機制難以透過觀測資料來探討，故將利用模式模擬之結果，進一步探討其原因與機制。

對流隨時間向內陸移動，8 日 0100 LST (圖 4.11d) 時，東吉島測站之風向風速轉為較強南南西風，小琉球測站風向亦為順轉，表風速較大之西南風已到達近海，此時對流系統已到達西南部陸地，表環境西南風位於對流系統後側約 10–20 km，當對流系統靠近局部環流陸風時，強度增加且更有組織性，此時沿海測站之氣溫亦因降雨蒸發冷卻而下降。

0200 LST (圖 4.11e) 對流系統向東移至平原時，受到陸風環流之支持而達到最強，導致在本個案 0200–0300 LST 之時雨量最大。0300 LST (圖 4.11f) 時，對流降雨下衝流和冷池與內陸冷空氣結合，並往外擴展，導致沿海測站出現顯著且持續之離岸風，而小琉球測站風向轉為西南風，表近海之西南風已到達臺灣沿岸地區，並且和離岸風在西南部沿岸產生顯著輻合，故激發新對流胞，以維持對流系統之生命期。0400 LST (圖 4.11g) 時，離岸風向外持續擴展至小琉球測站，但因環境熱力條件變為不利對流系統維持，隨後對流系統逐漸消散。



四、小結

由中尺度分析得知，西南部近海之西南風與局部環流之陸風相互作用，提供本個案對流生成與激發所需之低層輻合。當對流系統於西南部登陸時，對流胞於環境西南風與陸風環流前緣之重疊位置增強，並於移動至陸風環流處時強度達最大，隨後對流降雨形成之下衝流和冷池與內陸冷空氣結合並往外擴展，接著與上游西南風在西南部沿岸產生輻合，激發新對流胞，以維持對流系統。隨後因環境條件不利對流系統發展與維持，故對流系統逐漸消散。



第五章 模式結果


過去文獻 (Tu et al. 2008 ; Xu et al. 2012 ; 陳 2001) 指出，對流系統降雨形成之冷池與臺灣西南部地區之局部環流陸風結合，使對流增強，並維持對流系統之中尺度過程。但對流系統在陸風環流前緣增強之現象，未能以實際觀測資料解釋其物理和動力中尺度過程。故在本章為彌補實際觀測資料之不足，將使用雲解析風暴模式 (Cloud Resolving Storm Simulator, CReSS) 來模擬本個案，並透過模擬結果探討對流系統於陸風環流前緣增強之物理過程與機制。

一、粗網格模擬實驗

模擬所使用之資料和設定，已於第二章詳述。圖 5.1 為粗網格模擬 (水平格點間距 2.5 km) 中的垂直最大降水粒子 (雨、雪、雹) 混合比 (Q3M)，顯示該網格點內垂直不同高度中，最大降水粒子混合比的數值，其分布特性與最大雷達回波圖 (VMI) 相似，故使用該分布圖與雷達回波做比對。由雷達回波圖 (圖 4.2) 與圖 5.1 顯示，雷達回波圖在 7 日 2200 LST 時，對流已出現於臺灣西南部近海，而粗網格模擬一直到 8 日 0300 LST (圖 5.1e) 方於西南部近海出現 Q3M 且似線狀分布，故該模擬對流系統較實際觀測落後 5 小時。隨後在進行細網格模擬前，先校驗粗網格模擬之結果，以調整槽狀網格模擬的設定策略。

圖 5.2 為利用粗網格模擬之網格點資料，使用與圖 4.6 相同之計算方法，可得出模擬近海輻合量與實際觀測近海輻合量加以比較。觀測資料顯示，8 日 0100 LST 時，因外海西南風移近西南部沿海，使近海輻合顯著增強至 $12.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，粗網格模擬中，於 5 小時以後 (0600 LST) 近海輻合顯著增加至 $13 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。觀測和粗網格模擬之近海輻合增加數值極相近，表模式合理掌握到近海輻合增加之過程，但其時間較落後於觀測。

圖 5.3 為粗網格模擬選取東吉島、七股、善化、玉井及甲仙五個測站之網格點資料之氣溫、降雨及風向風速距平之逐時變化。粗網格模擬中，臺灣西南部亦



具有東冷西熱之溫度梯度，表海陸差異顯著；由善化測站的距平風向顯示，2000 LST 時已開始順轉，七股測站之東風分量亦隨時間增加，整體表示陸風的影響隨時間愈趨明顯。與實際測站資料（圖 4.9）比對，觀測與模擬皆顯示夜晚陸地氣溫迅速下降，與近海之暖空氣形成東西溫度梯度。善化測站風向風速距平隨時間有順轉之特徵，表粗網格模擬有掌握到局部環流的發展。0600 LST 時，東吉島測站風向風速轉為強西南風，西南風分量使輻合顯著增加，此現象與觀測過程一致。

圖 5.4 為 ERA-interim 1000 hPa 和粗網格模擬 100 m 高的風場資料。6 日 0000 UTC（圖 5.4a）時為模式初始時間，ERA-interim 和粗網格模擬之地面風場資料相近，而在菲律賓西方海上，盛行約 5 m s^{-1} 南南西風。在 0600 UTC 時 1000 hPa 顯示的南北風合流位置為 20°N 、 118.5°E ，而粗網格模擬之南北風合流位置在 19.5°N 、 118.5°E ，略有差異。就風場而言，1000 hPa 顯示菲律賓西方已轉為約 5 m s^{-1} 之南風，而在粗網格模擬，菲律賓西方係轉為微弱南風（約 2.5 m s^{-1} ），因模式之南風較弱，使模式之合流位置在 ERA-interim 之合流位置南方。因模式 0000 UTC 到 0600 UTC 間，風速逐漸由從南南東風轉為南風，風速較 ERA-interim 資料弱，故使隨後之臺灣西南部綜觀西南風演變，較觀測落後約 5 個小時。比對粗網格模擬與實際觀測資料顯示，因環境西南風之顯著增加，故臺灣西南部近海輻合亦顯著增加，表模式合理掌握近海輻合增加之過程。但模式之西南風較 ERA-interim 資料弱，故模式的臺灣綜觀西南風演變較觀測落後約 5 個小時。

本文希望透過模式探討綜觀環境西南風和局部環流陸風交互作用下，使對流系統增強的過程與機制。局部環流陸風發展在早上時會減弱，若將粗網格模擬結果直接提供給細網格模擬做初始場，因粗網格模擬綜觀環境西南風較實際觀測晚 5 小時，當環境西南風抵達臺灣西南部沿岸時，局部環流陸風開始減弱，這樣便難以探討環境西南風與陸風扮演之角色。故針對細網格模擬採取以下策略：利用粗網格模擬輸出之 1700 UTC 資料，做為細網格模擬 5 個小時前（即 1200 UTC）



之初始場資料，隨後細網格模擬所需之邊界資料，亦使用相同方法處理。

二、細網格模擬實驗

圖 5.5 為細網格模擬（水平格點間距 500 m）的 Q3M。比對圖 4.2 之雷達回波圖，臺灣西南部海上 Q3M 位置與對流系統形態都接近真實觀測情況。7 日 2200 LST（圖 5.5a）時，西南部近海出現線狀排列之對流系統，並隨著時間由海上向東北移動至西南部陸地，在 2300 LST（圖 5.5b）時，對流系統之 Q3M 顯著增加至約 8 g/kg，表對流增強。至 8 日 0000LST（圖 5.5c）時，對流系統於西南部沿海地區登陸，隨後對流系統在 0100 LST（圖 5.5d）移至陸地並開始減弱。與觀測資料比對顯示，模式之對流系統移動速度較實際觀測快。對流胞在 0200 LST 時（圖 5.5e）於內陸消散，同時高雄屏東近海亦生成新的 Q3M 較大值，與實際觀測特徵相符。模式於高雄屏東近海生成並激發新對流之過程，較觀測之新對流胞強度弱。雷達回波圖顯示，對流系統在西南部沿岸登陸時，才有顯著增強並具有線狀排列結構，但於細網格模擬中，對流系統在登陸前就已增強並發展成為線狀對流，當中之差異可能與陸風環流位置有關。

首先校驗模式中陸風環流之演變，圖 5.6 為細網格模擬選取東吉島、七股、善化、玉井及甲仙五個測站之網格點資料之氣溫、降雨及風向風速之逐時變化。因模式輸出僅為 12 小時資料，故直接比對模式結果與觀測資料，而非使用距平資料。比對圖 4.7 之結果顯示，細網格模擬之西南部近海氣溫較低，且七股測站與東吉島測站皆具有顯著之東風分量。表示在細網格模擬中，西南部局部環流陸風發展較強。

圖 5.7 為細網格模擬之地面氣溫與風場逐時分布圖。7 日 2200 LST（圖 5.7a）時，西南部陸地之冷空氣隨下坡風與陸風，由山脈地形向西移動至海上，且西南部陸地之東風在近海轉變為東南風。2300 LST（圖 5.7b）時，綜觀環境西南風向東移動，使陸風前緣區域增加南風分量，導致西南部近海的冷空氣向北方

平流，故高雄屏東近海之氣溫稍微增加，而臺南外海氣溫稍降。8日 0000 LST (圖 5.7c) 時，因線狀對流系統移動至西南部近海地區，降雨之蒸發冷卻造成當地氣溫下降，此時近海為南風，故在 0100 LST (圖 5.7d) 時，西南部近海之冷池往北移動，且對流系統已經移動至西南部沿海地區，使對流下衝流與冷池影響高雄屏東沿海氣溫下降，並造成顯著離岸東北風。該離岸風與環境西南風在近海產生輻合，故高雄屏東沿海持續出現 Q3M 較大值的特徵 (圖 5.7e,f)。在模擬中，因陸風環流較強，故對流系統在近海時已增強，其增強時間較實際早，雖亦產生對流下衝流和冷池，但環境南風將下衝流和冷池平流至北方，使冷池無法維持在近海地區。當對流系統向東移動至沿海地區時，降雨形成之對流下衝流和冷池，與局部環流之陸風結合後，增強離岸風，並受到山脈 (地形) 阻擋作用，使冷池可以抵抗環境西南風的平流作用、維持在沿海地區，導致近海持續有新生對流胞出現。此中尺度過程與 Xu et al. (2012) 所提，對流系統於臺灣西南部造成降雨，使對流下衝流與冷池和局部環流結合，增強外流並與環境西南風產生顯著輻合，以維持對流系統的機制相同。由本研究可知，即使冷池已出現在海上，但對本個案維持機制的模擬影響不大。

圖 5.8 為 7 日 2140 LST 時，細網格模擬臺灣西南部之地面輻合、Q3M 及地面風場分布圖。圖 5.8a 為地面風場輻合，顯示在西南部海上出現兩條顯著輻合帶，其一位於西南方之輻合帶乃約 $5-7.5 \text{ m s}^{-1}$ 之西南風與下游南風輻合而成，比對圖 3.2 之 OSCAT 反演風場可知，外海之西南風亦約為 $5-7.5 \text{ m s}^{-1}$ ，模式與觀測之結果相符。另一輻合帶位於東北方，呈現與海岸線平行之弧狀結構；由前述分析可知，細網格模擬之陸風較強，使受陸風影響生成之此一輻合帶移至海上。此時 Q3M (圖 5.8b) 尚未有顯著之訊號，代表此時兩輻合帶皆未生成對流。

圖 5.9 為圖 5.8 之 20 分鐘後結果。於西南風與陸風輻合帶間 (圖 5.9a) 出現了 Q3M (圖 5.9b) 的訊號，表示對流系統已逐漸生成。對流系統在西南風和陸風輻合帶之間生成與發展，此時已有顯著之線狀結構。這表示對流系統是在兩輻合帶間增強，且因西南風和陸風前緣之輻合皆為線狀型態，使對流系統初生期時，

因兩輻合帶靠近而亦組織為線狀排列並迅速增強。接下來將利用模式探討對流系統在兩輻合帶中增強的現象和過程。

圖 5.10 為圖 5.9b 之紅線剖面（橫跨對流）於 7 日 2000 LST 至 8 日 0000 LST 之輻合、Q3M 及地面風場分布圖，顯示環境西南風、陸風和對流系統在細網格模擬之變化。環境西南風隨時間東移至西南部陸地時，其輻合帶變窄且增強，同時陸風隨時間從西南部陸地向西並往海上移動，導致在細網格模擬中，兩輻合帶在西南部海上靠近，而不是觀測資料中的西南部沿海。在 2145 LST 時，兩輻合帶相距約 40 km 並於其間開始出現對流；至 2215 LST 時，兩輻合帶相互靠近，其距離約 20 km，對流系統在兩輻合帶間顯著增強。當兩輻合帶碰撞時，對流系統達至最強，隨後對流系統產生較強之下衝流，其下衝流與環境西南風產生顯著輻合。透過上述分析顯示，細網格模擬之陸風較觀測強，但對流系統於環境西南風與陸風環流前緣增強之中尺度特徵與過程，與觀測相似。故接下來將進一步探討對流激發與對流系統在兩輻合帶間增強之過程與機制。

圖 5.11 為 7 日 2120 LST 之溫度和沿剖面風速圖，呈現環境西南風與陸風環流之垂直剖面結構。在環境西南風靠近時，與下游較慢之風速形成輻合帶，其西南風輻合帶上游之氣溫較輻合帶前側高，較易舉升空氣。當陸風環流西移時，與環境南風輻合而形成陸風輻合帶，陸風輻合帶後側伴隨較冷空氣。另外，以剖面風速 0 m s^{-1} 為陸風環流之高度，結果顯示陸風環流之高度約為 250–400 m，但因陸風環流伴隨顯著之垂直西南風風切，並可深厚至約 1 km，表陸風環流之動力結構較深厚。陸風輻合帶的環境，由於低層氣溫較低，形成較穩定之環境；相較之下，環境西南風輻合帶附近之氣溫較高，故相對較不穩定。


圖 5.12 為 7 日 2120 LST 之相對濕度和相當位溫分布圖。環境西南風輻合帶與陸風輻合帶之相當位溫隨高度下降，表示環境條件為對流不穩定，使環境西南風輻合帶較易舉升低層空氣，將低層相當位溫較高之空氣舉升至高層並增加相對濕度，且盛行西南風將相當位溫較高之空氣平流至下風處，導致較潮濕空氣出現在西南風輻合帶之上方與下游，但被限制在 3000 m 高空以下。陸風輻合帶亦能



舉升空氣，但僅能將潮濕空氣舉升至約 1500 m，且出現之區域亦較西南風輻合帶舉升之範圍窄。表示西南風輻合帶能有效舉升空氣生成對流，但並不足以產生自由對流現象。

圖 5.13 為 2100 LST 至 2200 LST 每十分鐘之雲水混合比與輻合剖面分布圖。2100 LST (圖 5.13 a) 時，未有顯著之成雲訊號，10 分鐘後 2110LST (圖 5.13b) 時，在西南風輻合帶上出現雲水混合比較大之訊號，並隨時間愈趨顯著，但對流高度在 2130 LST 前一直被侷限在 3000 m 以下 (圖 5.13c-e)。此時，西南風輻合帶顯著之輻合高度，約在 300 m 以下，但對流雲水混合比之訊號，明顯高於地面輻合帶之高度，表示地面較淺的輻合帶，仍有效將空氣舉升至高空。隨後 2200 LST (圖 5.13g) 時，環境西南風輻合帶與陸風輻合帶相互靠近至約 20 km，兩輻合帶間的對流亦有顯著發展。

圖 5.14 為 2100 LST 至 2200 LST 每十分鐘之垂直運動剖面分布圖。2100 LST (圖 5.14 a) 時，兩輻合帶造成之垂直運動分布並不一樣，環境西南風輻合帶造成之上升運動，水平範圍較陸風輻合帶廣，而陸風輻合帶造成較強上升運動之上方，亦有較強之下沉運動，表陸風輻合帶舉升空氣後，隨西南風平流至下游，但很快就被下游下沉氣流抑制，表示環境西南風在本個案中，較陸風環流易舉升空氣。環境西南風和陸風輻合帶，顯著輻合高度皆較淺，但造成之上升運動，可以藉波動形式向高空上游和下游傳播，並到達 3000 m 高空。當環境西南風輻合帶東移和陸風輻合帶西移相互靠近時，環境西南風輻合帶產生之上升運動所形成之波動，向西南風下游傳播，而陸風輻合帶造成之上升運動所形成之波動則向西南風上游傳播，兩股上升氣流在兩輻合帶間疊加，形成較大之上升運動，並有利對流發展。隨後，兩輻合帶間之新生上升運動疊加增強 (圖 5.14e) 並突破 3000 m (圖 5.14f)，上升運動從 20 cm s^{-1} 顯著增加至大於 1 m s^{-1} (圖 5.14g)，對流訊號並於 2145 LST (圖 5.8) 時在兩輻合帶間出現並持續增強。此現象和 Fankhauser et al. (1995) 研究美國佛羅里達州在 1991 年的 CaPE 實驗 (Convection



and Precipitation/Electrification Experiment) 中，1991 年 8 月 2 日中午時分，在美國佛羅里達州的海風鋒面與積雲兩輻合帶間，出現一線狀對流系統之個案相似。圖 5.15 為他們提出的概念模式，指出在兩個強輻合帶間，因上升運動波動之疊加，會出現一個窄且較大上升運動區域；研究亦顯示當兩輻合帶靠近時，兩者間顯著的上升運動，易產生並增強對流系統。

三、小結

利用 CReSS 模式進行個案模擬，採用槽狀網格模擬方法，透過實際觀測資料校驗，發現粗網格模擬合理掌握近海輻合增加之過程，但綜觀環境場演變較實際觀測落後 5 小時，故在進行細網格模擬時，將初始場資料往前提早 5 個小時。以細網格模擬結果進行資料校驗顯示，陸風模擬較實際觀測強，局部環流陸風於 7 日 2200 LST 已發展到海上，故對流系統顯著增強之位置則在近海，但該模式能合理掌握對流發展位置與其中尺度特徵與過程。故進一步使用該結果探討對流系統於西南風輻合帶與陸風輻合帶前緣增強之原因，是因兩輻合帶靠近時，輻合帶上升運動產生之波動，在兩輻合帶間疊加，產生顯著上升運動，有利對流系統的發展。




第六章 討論

2008年6月8日的清晨時分，在臺灣西南部產生降雨，透過雷達回波和降雨特徵的分析，顯示對流於7日2200 LST時在西南部外海激發，並逐漸往東北方移近臺灣。在8日0000 LST靠近陸地時，對流系統在沿海增強，稍後在0200 LST時在陸上達到最強，並產生最大時雨量。在0300 LST時，沿海有新對流胞激發，但0500 LST時對流系統已顯著減弱，0700 LST時則已消散。前後7個小時的累積雨量雖然沒有超過40 mm，但其降雨主要分布在西南部沿海區域，這是梅雨季典型的清晨降雨特徵。過往研究認為此種特徵和陸風有關，但有關陸風影響而導致此種降雨特徵中尺度過程的研究數量偏少；而本個案恰發生在弱綜觀環境條件下，預期局部環流應扮演重要角色，故針對此個案深入探討陸風之角色。

透過近海輻合和南北測站剖面分析，得知對流在0000 LST移入沿海時增強，而環境西南風則在0100 LST時抵達沿海並伴有顯著輻合，這代表在對流的後側伴有明顯之向岸風，其所產生之輻合和對流的增強有關，而陸風則被侷限在陸上。降雨系統登陸後，降雨下衝流和冷池與內陸冷空氣結合之外流，與環境西南風產生輻合，導致新對流胞激發。對流發生後之探空圖，顯示CAPE減少與CIN增加，使對流系統消散。在降雨後之中尺度過程，和過去分析SoWMEX IOP8個案，提出降雨冷池和局部環流結合增強，產生新對流維持系統的過程相近（Xu et al. 2012；Tu et al. 2008；Davis and Lee 2012）。但由於本個案在弱綜觀環境下發生，並沒有太多有利條件支持對流，導致系統消散較快，這是和SoWMEX IOP8個案較大的不同處；代表有利的綜觀環境條件，對於對流系統的維持仍很重要。

利用上述分析結果，並結合測站觀測之風場分析，以了解整個系統演變和陸風的關係。對流在8日0200 LST移到陸風鋒面環流上時達到最強，而隨後的西南風和降雨產生的外流產生更大輻合，在此過程中，陸風扮演增強降雨冷池和外



流的角色，從而維持對流系統。此部份的中尺度過程，已經可以透過觀測分析適當釐清。但是對流在外海的激發和在 0000 LST 時沿海附近增強的過程，卻無法利用觀測資料解釋。尤其是對流在西南風和陸風前緣之間增強的特徵，更是缺少資料來探討其中尺度過程。由於這些限制，故本研究利用 CReSS 模式進行模擬，探討對流系統在陸風環流前緣增強的中尺度過程。而中尺度分析是本研究的核心，必須先詳細分析觀測資料所含訊息，才能校驗模式模擬的中尺度過程是否能合理掌握實際大氣環境而可用以進行進一步的分析。

利用 CReSS 模式進行粗網格模擬（水平格點間距為 2.5 km），再透過模擬結果和觀測值比對校驗，顯示模擬之綜觀環境西南風較實際晚了約 5 個小時，從而調整細網格模擬之初始與邊界條件的時間。針對由此得到的細網格模擬進行校驗，發現模擬的陸風雖較觀測為強，前緣位置亦較偏西（已位於海上），但是模式可成功模擬出對流系統在兩輻合帶間增強的特徵。細網格模擬（水平格點間距為 500 m）中，在西南風輻合帶上先出現成雲訊號，並往下游移動，而陸風輻合帶也伴有上升運動；但當雲形成後往東北移動時，緊接著就是下沉運動，使雲的發展受到壓抑。

而對流在西南風輻合帶和陸風輻合帶之間增強的過程，在細網格模擬中，發現產生顯著輻合的高度雖然低於 300 m，但是造成的上升運動及其後續發展，高度可達到 3000 m。且當西南風的輻合帶和陸風的輻合帶相互靠近時，會在兩者間產生較大上升運動，故對流在兩輻合帶間增強並產生降雨。

模擬結果顯示，陸風在本個案中扮演的角色，是讓對流系統在 0000 LST 時，在陸風環流前緣開始增強，隨後陸風在 0200 LST 時直接加強對流，並和降雨冷池結合後與環境西南風產生輻合，激發新的對流胞。因為西南風和陸風前緣之輻合均為線狀外流，使得對流系統在兩輻合帶靠近時，亦組織為線狀。在細網格模擬中，由於陸風的模擬較強，陸風鋒面的位置較觀測偏西且已位於外海，故模擬之對流胞在外海即已開始增強，並組織為線狀對流。因此，在對流初生期時，觀測中的對流胞分布較零散，隨後在靠近陸地時增強並且組織為線狀對流；



而在細網格模擬中，則是在外海就已增強並組織為線狀對流。

為進一步確認環境西南風和陸風的重要性，進行以下兩個敏感度實驗。第一個敏感度實驗是無延遲模擬實驗，係將粗網格模擬的資料，不做時間調整，直接做為細網格模擬的初始資料。圖 6.1 顯示無延遲模擬沿著圖 5.9b 中的紅線剖面，從 7 日 2000 LST 至 8 日 0000 LST 的輻合、Q3M 和地面風場演變。由於綜觀環境西南風尚未靠近臺灣外海，故環境西南風輻合帶並未在圖上顯現，但陸風輻合帶仍然清晰可見，然而並未產生任何降水。第二個敏感度實驗是無地形模擬實驗，從粗網格模擬時便將臺灣地形去除，並以相同設定進行細網格模擬。圖 6.2 顯示無地形模擬沿著圖 5.9b 中的紅線剖面，從 7 日 2000 LST 至 8 日 0000 LST 的輻合、Q3M 和地面風場演變。可見西南風和盛行風內伴隨的輻合帶仍然存在，但陸風輻合帶卻消失不見，且並未能產生任何降水。這兩個敏感度實驗證實僅靠環境西南風或陸風，並不足以造成對流。

本個案中，未調整初始與邊界條件時間之模擬，即使是細網格，由於沒有環境西南氣流的輻合，對流並未激發或移入增強，顯示僅有陸風並不足以造成降水。因此，本文並未討論山脈地形迎風面的質量累積是否有增強離岸陸風的角色，而僅討論對流在臺灣西南部受到陸風環流舉升增強的過程。模式的模擬結果，也顯示對流增強的位置和西南風與陸風輻合帶的位置有很高的相關性，當對流移至內陸靠近山脈地形時隨即減弱，故雖然本文並未討論地形阻擋效應在本個案中的角色，但能確定陸風環流的角色十分重要。

在前言當中提到，梅雨季臺灣西南部沿海地區具有清晨降雨相對最大值的氣候特徵。透過本研究，探討陸風在本個案的作用，並發現陸風在臺灣西南部沿海地區清晨對流之激發和增強中都扮演重要角色，並造成前述之清晨降雨量和降雨頻率之相對最大值。

雖然模式並不能完美掌握系統的演變，但能提供合理的依據來探討個案的中尺度過程；而本研究使用模式來探討西南風和陸風輻合帶，與所伴之隨中尺度過程，發現當兩輻合帶靠近時，會在兩者間產生有利對流發展的條件，使對流明顯

增強。所以未來要改進模式對這類型個案的預報能力，必須要對外海輻合帶、陸風與兩者的交互作用均有足夠的掌握。因此，如果模式的水平網格解析度不足，並不容易模擬出此等過程；而本研究使用水平網格間距達 500 m 的設定，則能合理模擬本個案的中尺度特徵和過程。






第七章 總結

2012年6月8日清晨，臺灣西南部外海有對流發展並往陸地移動，在此過程中，逐漸增強並組織成線狀對流形態。此系統移入陸地時明顯增強，並且在沿海地區產生降雨，並在其後側有新的對流胞激發，隨後在內陸消散。因此，當日清晨的降雨，集中在臺灣西南部沿海地區。

本文主要目的為探討臺灣西南部局部環流陸風在此個案中扮演的角色。重要結論歸納為下述七點：


1. 綜觀分析顯示，個案期間從低層到高層，並無明顯之冷暖平流、槽脊系統或噴流系統影響臺灣西南部。顯然，此個案在弱綜觀條件下發展，並無顯著激發對流之綜觀環流系統影響臺灣，故局部環流陸風對於對流系統的角色與影響變得重要。
2. 透過中尺度分析，當對流在外海移近沿海區域時，其後側西南風增強低層輻合，在8日0000 LST時在沿海區域使對流系統增強，並組織成線狀對流，隨後對流移進陸地，降雨下衝流形成的冷池增強外流，並由西南風和外流於0300 LST時在沿海產生較大輻合，以維持線狀對流系統，導致降雨集中在沿海區域。
3. 在系統消散後之屏東機場探空圖中可見，由於CAPE的減少以及CIN的增加，變得不利對流系統發展，使對流系統無法維持而消散。
4. 風場分析的結果發現，對流系統在0200 LST時受到陸風環流支持而增強。除此之外，0000 LST時對流系統在西南風和陸風環流之間增強的中尺度過程，因觀測資料不足，不易解釋。
5. 利用日本名古屋大學的CReSS模式進行模擬，發現西南風輻合帶東移和陸風輻合帶西移時，會在兩輻合帶的中間產生較大的上升運動，且當兩輻合帶靠近時愈趨明顯。此一過程在兩輻合帶間形成有利對流發展的條件，使對流系統在該區有最大發展。

- 
6. 在此個案中，臺灣西南部的陸風前緣的舉升，也增強了環境西南氣流內東移的對流，導致在沿海地區產生降雨。隨後，陸風環流逐漸增強對流系統，降雨下衝流形成的冷池外流，亦在沿海地區產生較大輻合，提供舉升機制以產生新對流並維持系統。顯然，陸風在臺灣西南部沿海地區清晨對流之激發和增強，扮演重要角色，使梅雨季臺灣西南部沿海區域在清晨具有降雨量和降雨頻率相對最大值。
 7. 本研究利用水平格點間距 500 m 的模擬，能合理模擬陸風和外海輻合帶交互作用的中尺度特徵和過程。



參考文獻

- 林品芳、張保亮及周仲島，2012：弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報。 *大氣科學*，**40**，77–107。
- 林煒閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。 *大氣科學*，**24**，249–280。
- 紀水上、陳泰然及郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。 *大氣科學*，**26**，1–17。
- 陳文雄，2001：1997 與 1998 年梅雨季台灣西南沿海降水特性之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，171 頁。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。 *大氣科學*，**22**，455–477。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦及劉志信，2001：梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。 *大氣科學*，**29**，37–52。
- 陳泰然、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009：暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵。 *大氣科學*，**37**，155–194。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。 *大氣科學*，**16**，151–162。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪（大）雨預報能力。 *大氣科學*，**19**，177–188。
- 張子琦與陳泰然，2001：TAMEX 期間台灣西南部地區弱綜觀強迫下之垂直運動研究。 *大氣科學*，**29**，171–190。
- 蔡清彥與童雅卿，1987：臺灣南端地區局部環流之研究。 *大氣科學*，**15**，69–88。
- 賴信志，2000：台灣梅雨季中尺度對流系統之數值模擬研究—TAMEX IOP8 個案。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，213 頁。

- 
- Chen, G. T.-J., 1977: An analysis of moisture and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, **1**, 11, 1–21.
- Chen, G. T.-J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in sub-tropical China, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 306–312 °
- Chen, G. T.-J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497–516.
- Chen G. T.-J., C.-C. Wang, and S.-W. Chang, 2008: A Diagnostic Case Study of Mei-yu Frontogenesis and Development of Wavelike Frontal Disturbances in the Subtropical Environment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 41–61.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and L.-F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 874–896.
- Chen, G. T.-J., and C.-C. 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.
- Davis, C. A. and W.-C. Lee, 2012: Mesoscale Analysis of Heavy Rainfall Episodes from 567 SoWMEX/TiMREX. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 521–537.
- Fankhauser J. C., N. A. Crook, J. Tuttle, L. J. Miller, and C. G. Wade, 1995: Initiation of Deep Convection along Boundary Layer Convergence Lines in a Semitropical Environment. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 291–314.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540–2557.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **5**, 169–197.
- Jou, B. J.-D., W.-C. Lee, R. H. Johnson, 2010: An overview of SoWMEX/TiMREX operation. “*Global Monsoon System*” edited by C.-P. Chang,



Scientific World Publishing, 214-232.

Kerns, B. W. J., Y.-L. Chen, and M.-Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of winds, rain, and clouds over Taiwan during the mei-yu, summer, and autumn rainfall regimes.

Mon. Wea. Rev., **138**, 497–516.

Lai H.-W., C. A. Davis, and B. J.-D. Jou, 2011: A Subtropical Oceanic Mesoscale Convective Vortex Observed during SoWMEX/TiMREX. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2367–2385.

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.

Tao, S.-Y., and L. Chen, 1987: A review of recent research of the east Asian summer monsoon in China, in *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, eds. Oxford University Press, 60–92.

Tu C.-C., Y.-L. Chen, C.-S. Chen, P.-L. Lin, and P.-H. Lin, 2014: A Comparison of Two Heavy Rainfall Events during the Terrain-Influenced Monsoon Rainfall Experiment (TiMREX) 2008. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2436–2463.

Wang C.-C., G. T.-J. Chen, and S.-Y. Huang, 2011: Remote Trigger of Deep Convection by Cold Outflow over the Taiwan Strait in the Mei-Yu Season: A Modeling Study of the 8 June 2007 Case. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2854–2875.

Xu, W., E. J. Zipser, Y.-L. Chen, Ch. Liu, Y.-C. Liou, W.-C. Lee, and B. J.-D. Jou, 2012: An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2555–2574

Yeh H.-C. and G. T.-J. Chen, 2004: Case Study of an Unusually Heavy Rain Event over Eastern Taiwan during the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 320–337.

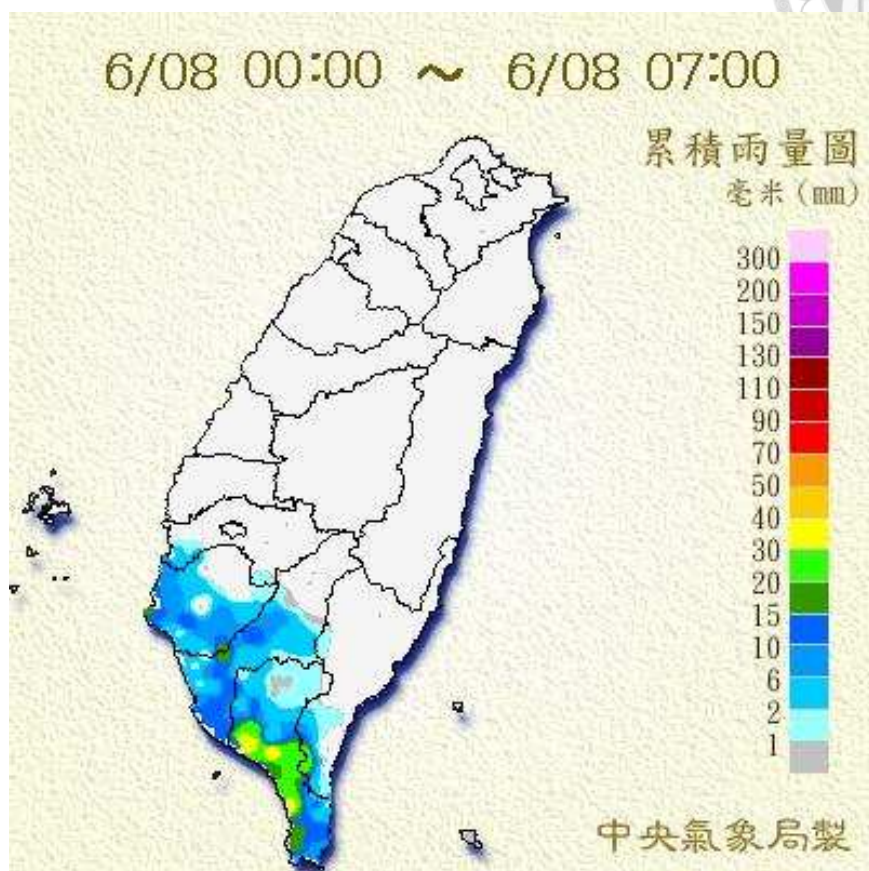


圖 1.1 2012 年 6 月 8 日 0000-0700 LST 之累積雨量圖。(單位為 mm，色階如右標所示。)

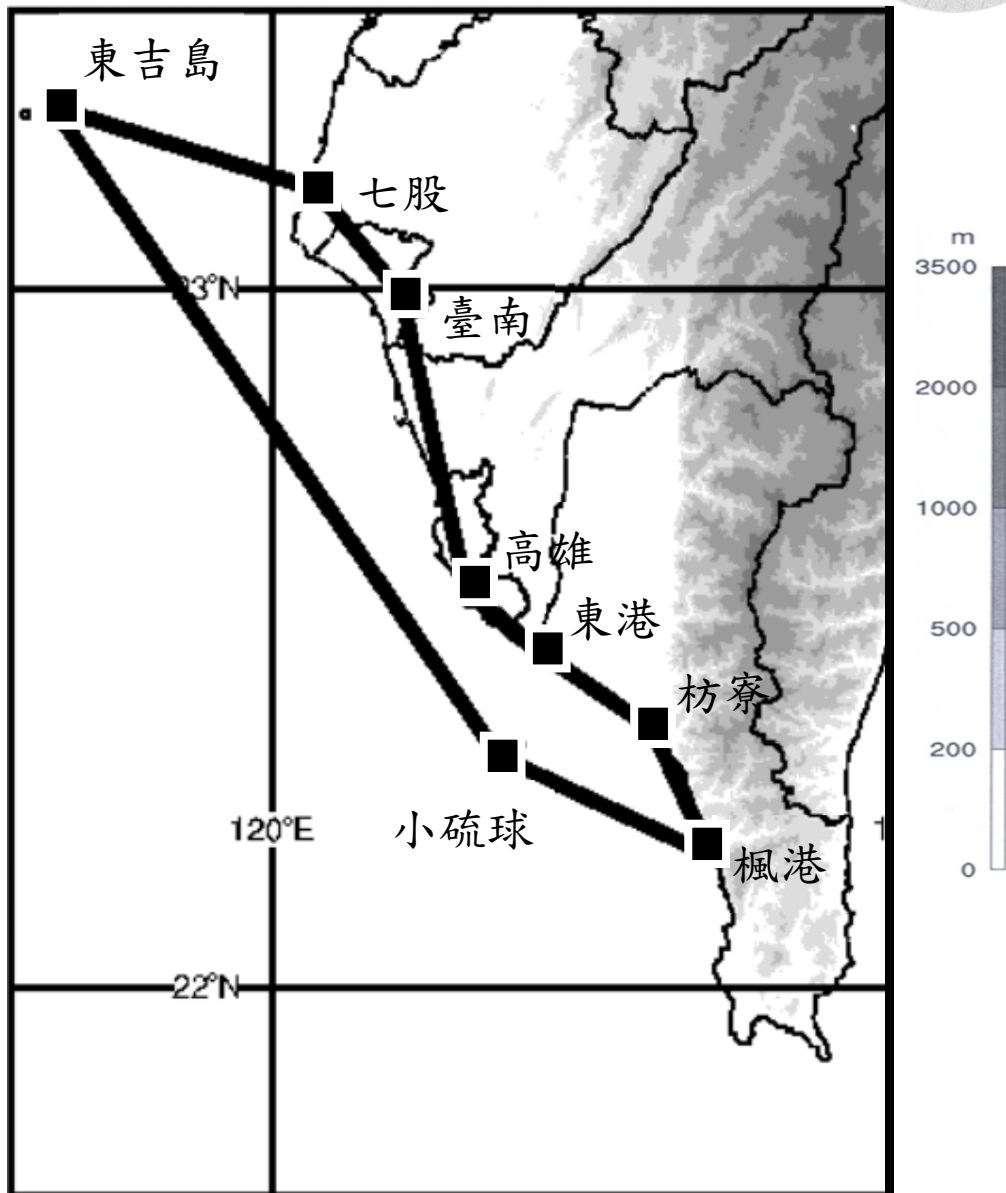


圖 2.1 用於計算沿海地區輻散度之測站分布，右側色階為地形高度 (m)。

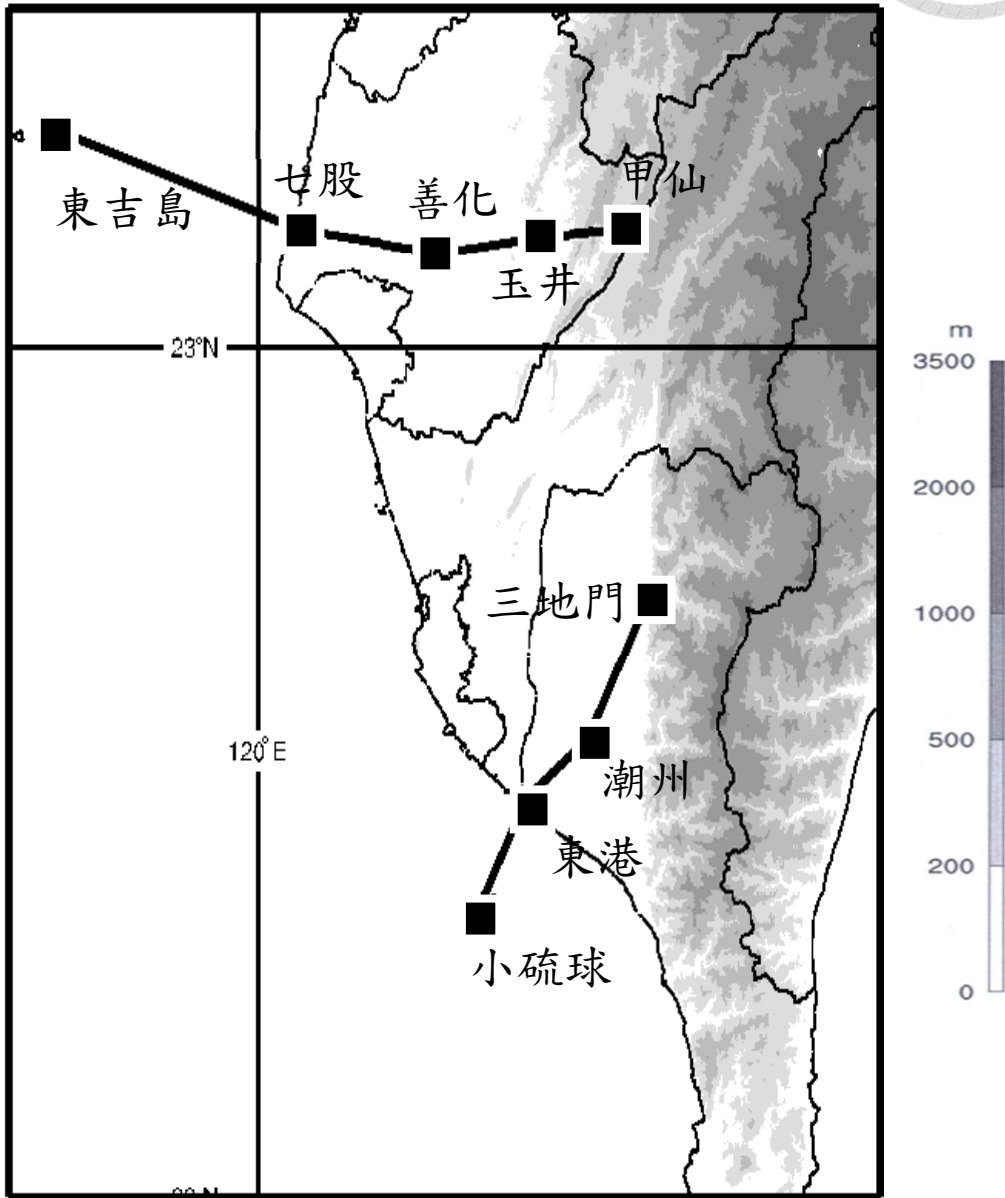


圖 2.2 臺灣西南部地區用於分析局部環流時空變化所選北側與南側測站與地形高度分布，右側色階為地形高度 (m)。

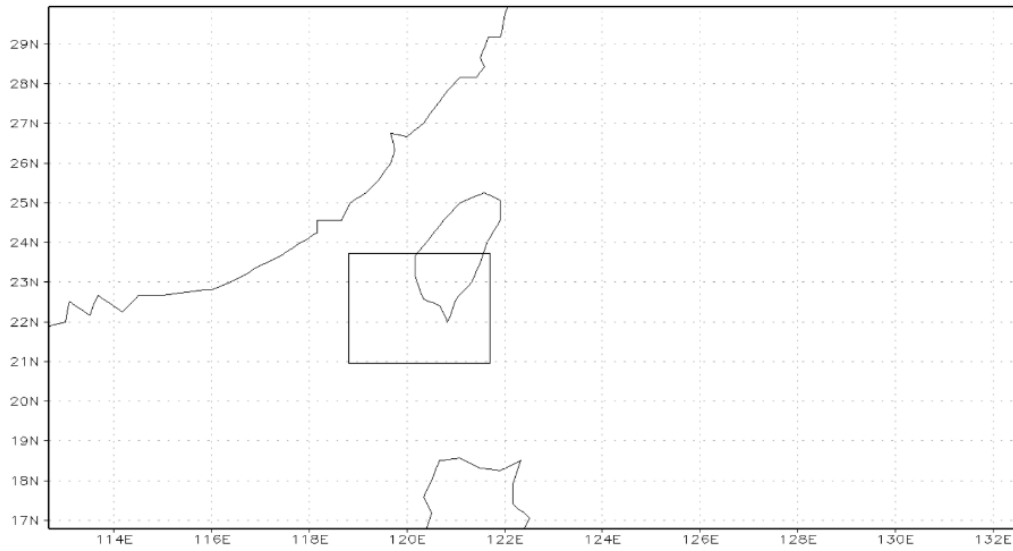
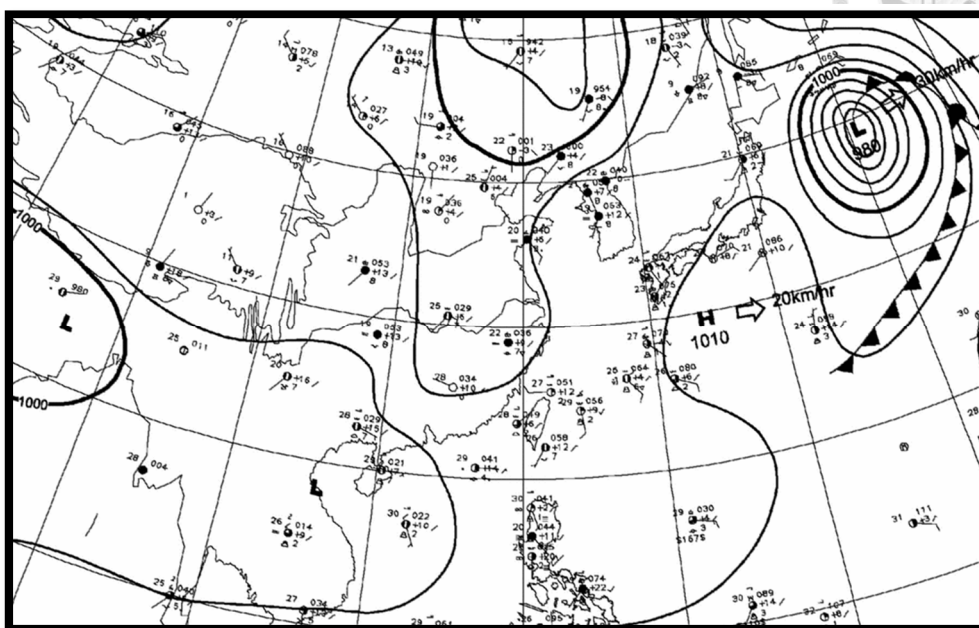


圖 2.3 粗網格 (2.5 km) 模擬的範圍與細網格 (500 m) 模擬範圍 (圖內四方型)。



(a) 06/07/0800 LST



(b) 06/07/1400 LST

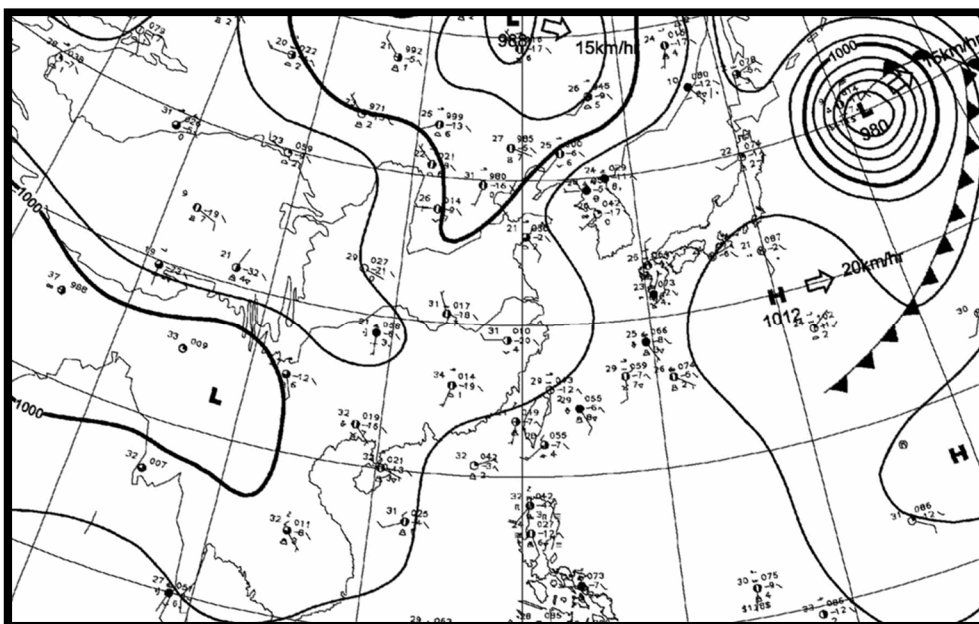
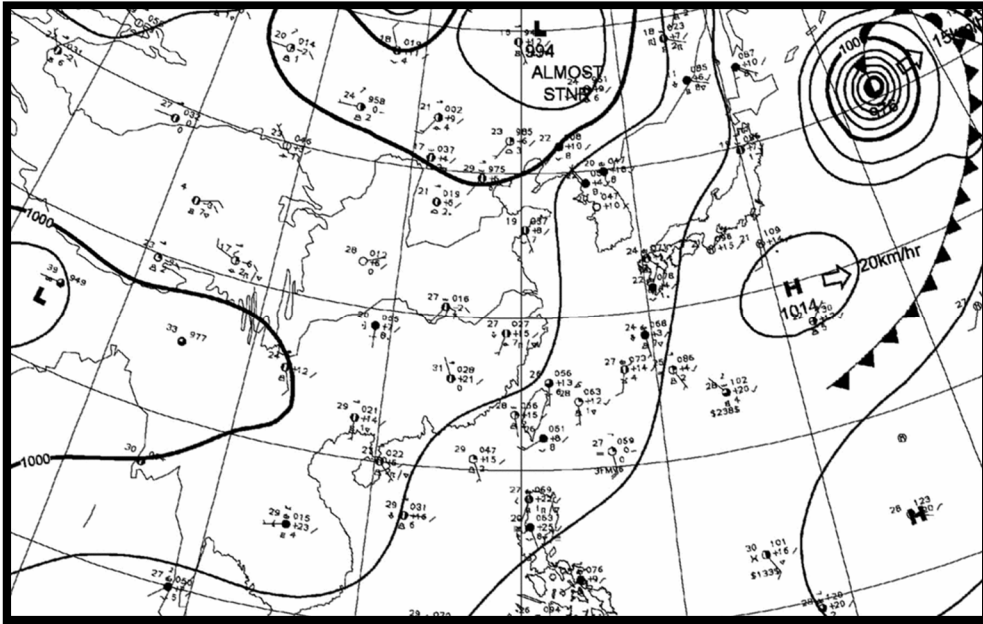


圖 3.1 (待續)

(c) 06/07/2000 LST



(d) 06/08/2000 LST

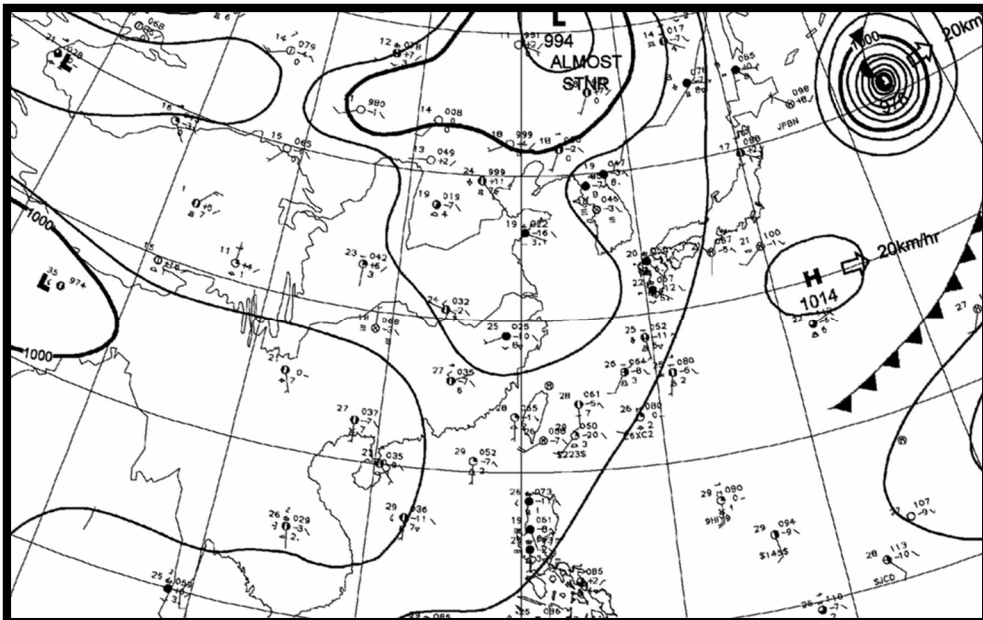


圖 3.1 (待續)

(e) 06/08/0800 LST

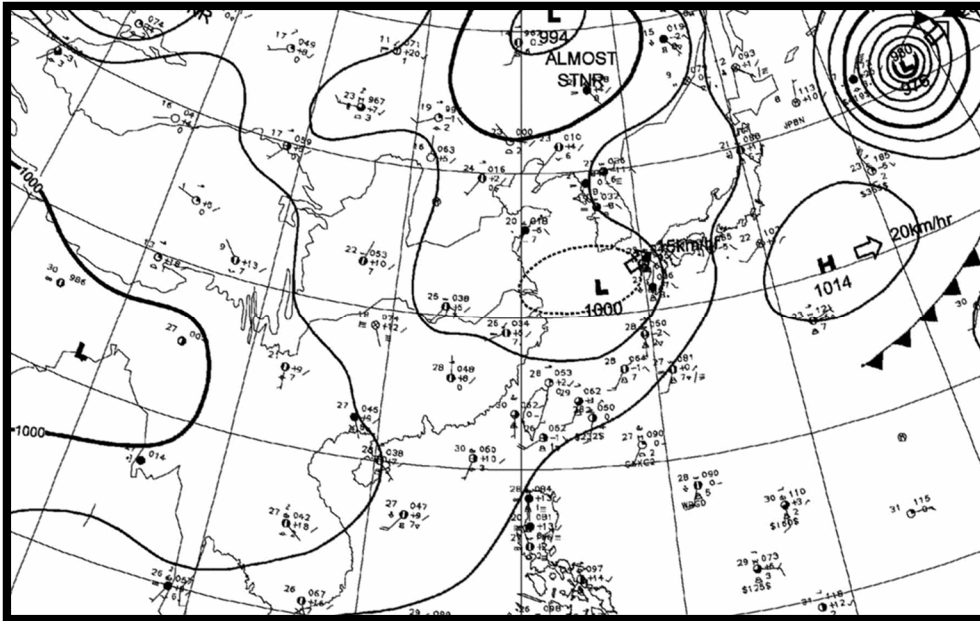


圖 3.1 2012 年 6 月 7 日 (a) 0800 LST、(b) 1400 LST、(c) 2000 LST、8 日 (d) 0200 LST 及 (e) 0800 LST 中央氣象局地面天氣圖，圖中實線為等氣壓線（間距為 4 hPa，粗黑線為 1000 hPa），風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} 。

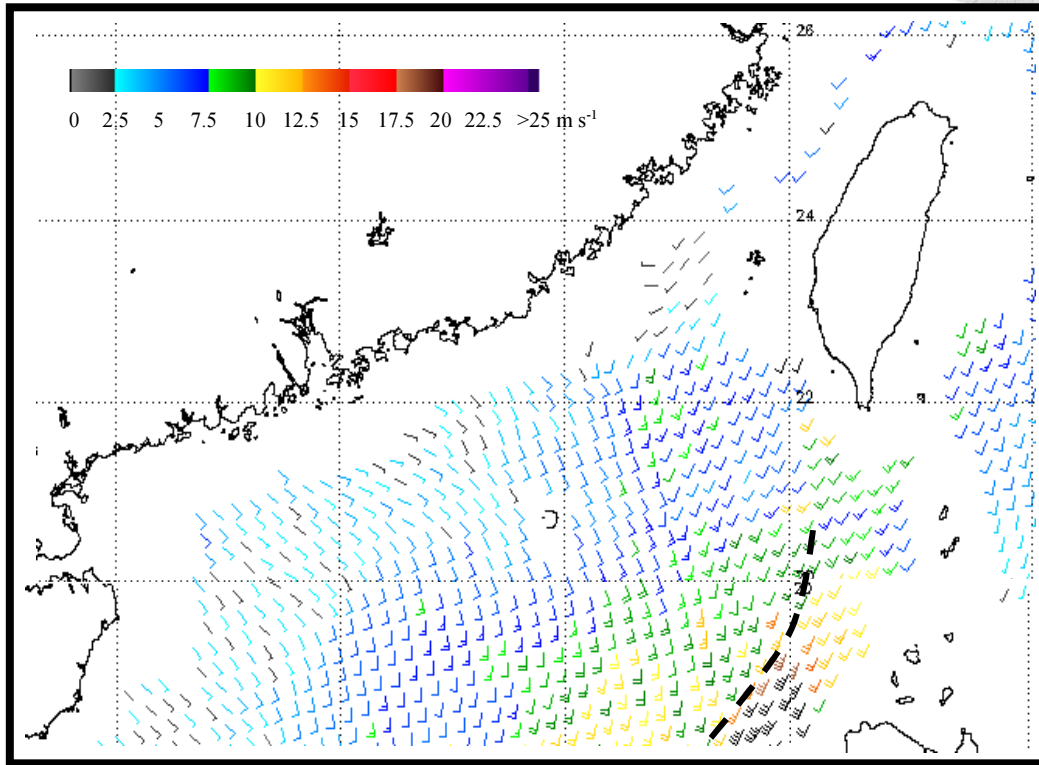


圖 3.2 2012 年 6 月 7 日 2348 LST NOAA 的 OSCAT 反演海面風場資料，風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ，色階單位為 m s^{-1} （間距為 2.5 m s^{-1} ），圖中黑虛線為中尺度風切線。

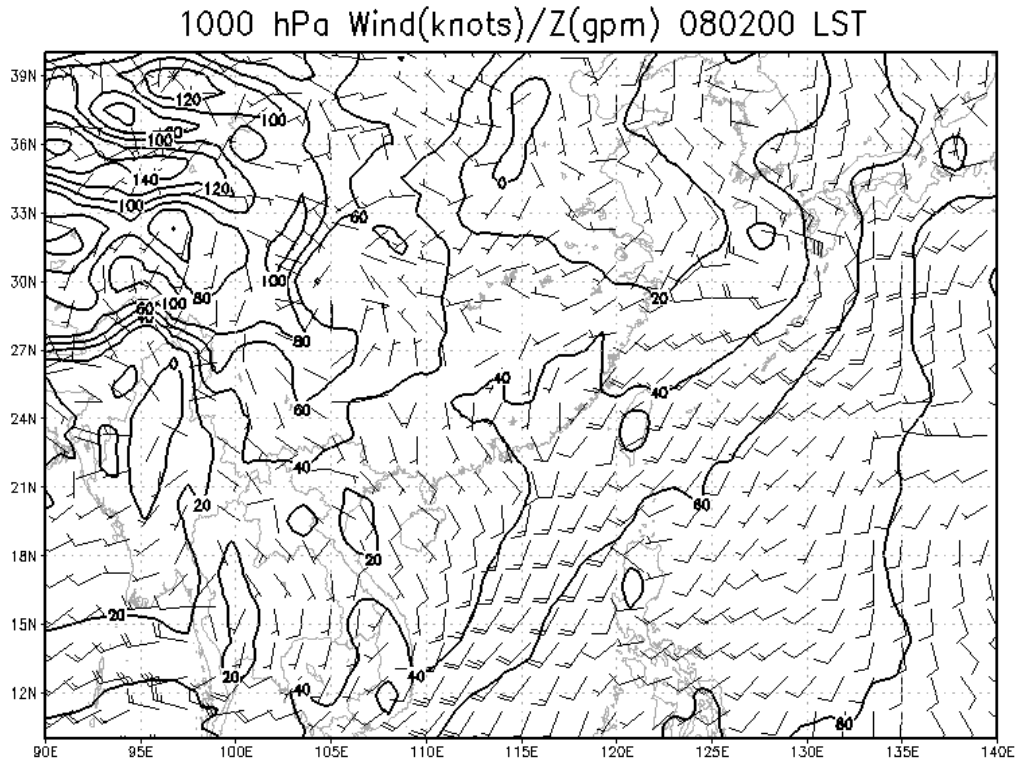


圖 3.3 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 1000 hPa 風場（風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1} ）及高度場（實線，間距為 20 gpm）。

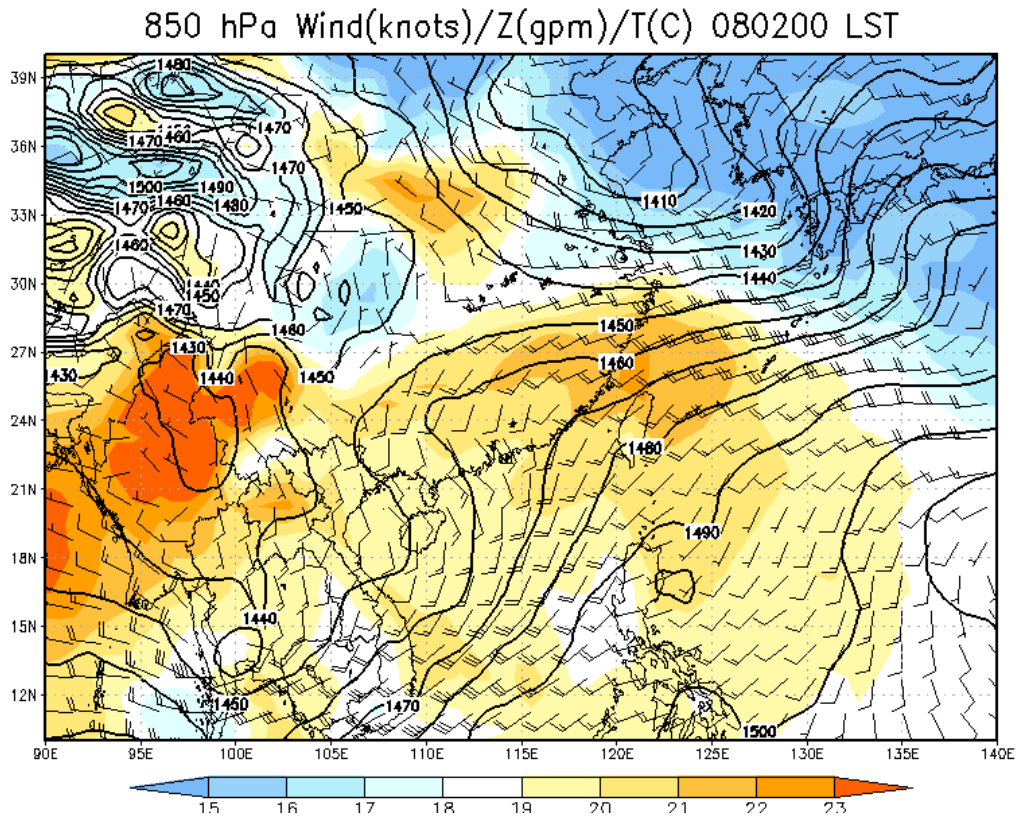


圖 3.4 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 850 hPa 風場（風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1} ）、高度場（實線，間距為 10 gpm）及溫度場（單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階如下標所示）。

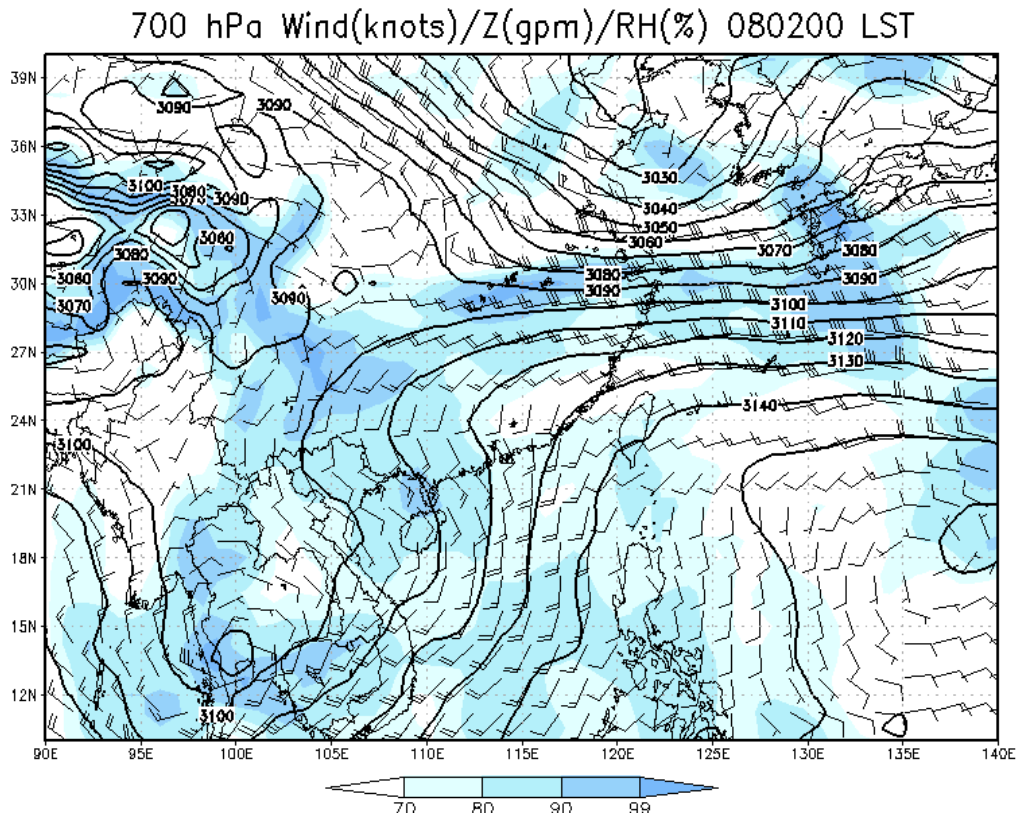


圖 3.5 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 700 hPa 風場（風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1} ）、高度場（實線，間距為 10 gpm）及相對濕度場（單位為百分比，色階如下標所示）。

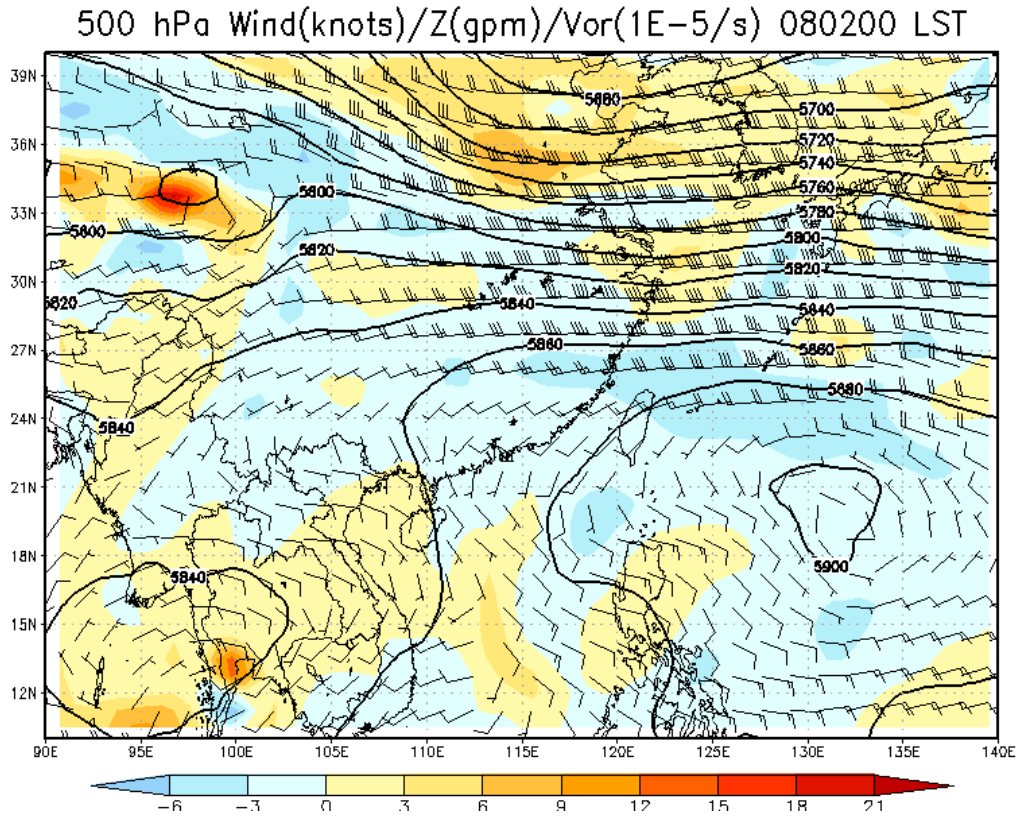


圖 3.6 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 500 hPa 風場（風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1} ）、高度場（實線，間距為 20 gpm）及相對渦度場（單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，色階如下標所示）。

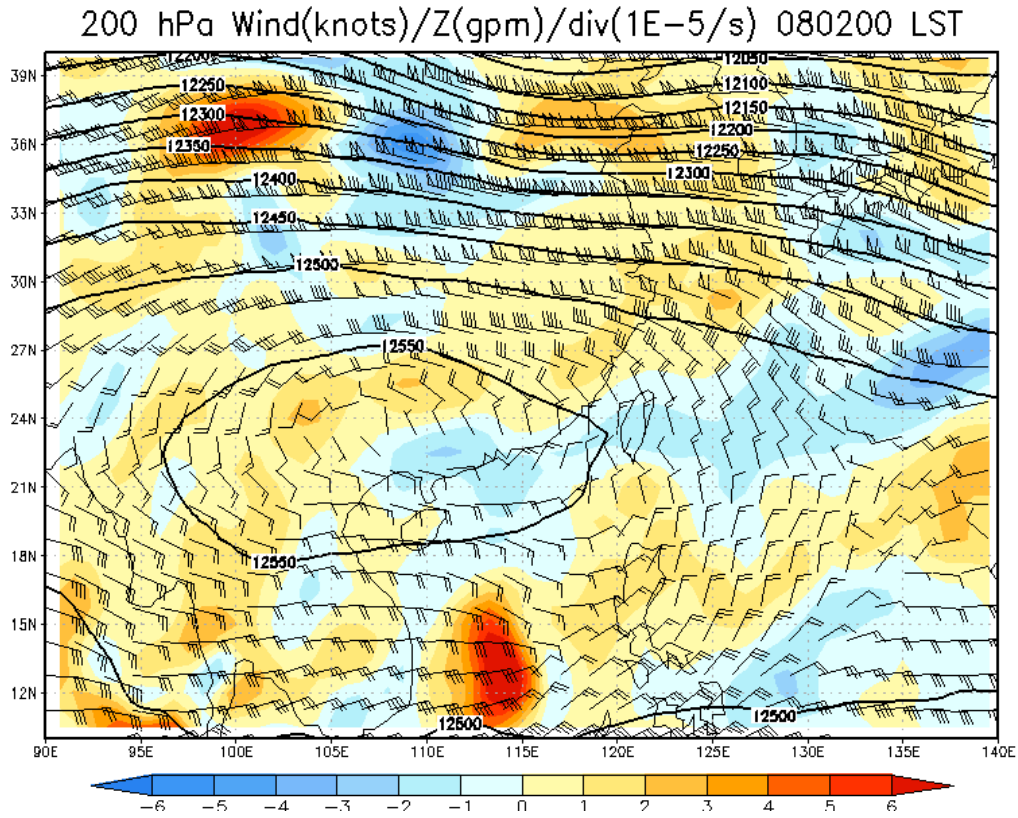
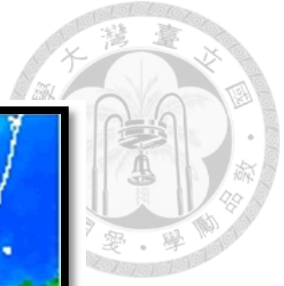
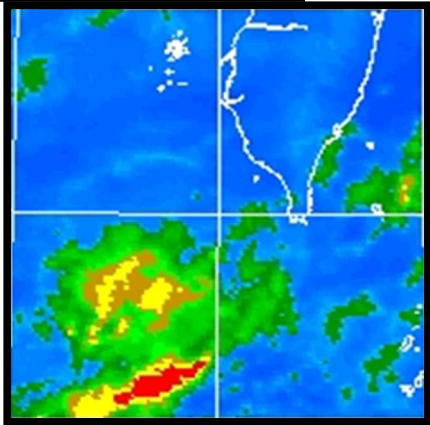


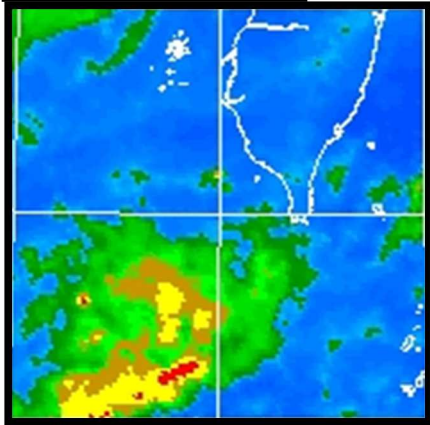
圖 3.7 2012 年 6 月 8 日 0200 LST ERA-interim 之 200 hPa 風場（風標，短桿為 2.5 m s^{-1} ，長標為 5 m s^{-1} ）、高度場（實線，間距為 20 gpm ）及輻散場（單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，色階如下標所示）。



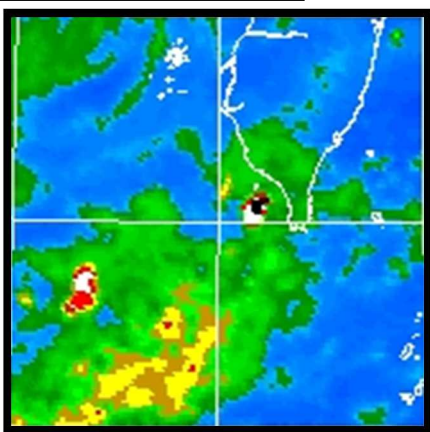
(b) 07/2200 LST



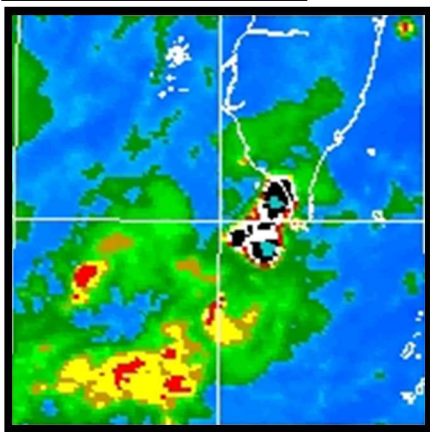
(a) 07/2300 LST



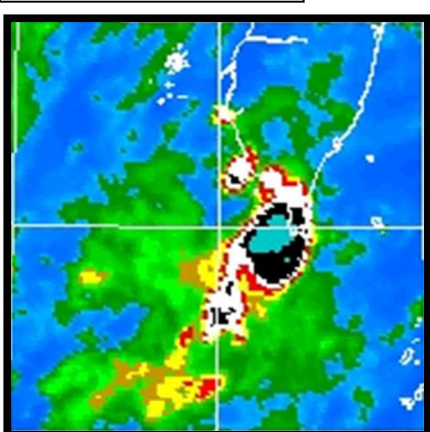
(d) 08/0000 LST



(c) 08/0100 LST



(e) 08/0200 LST



(f) 08/0300 LST

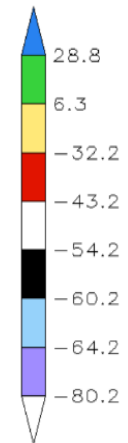
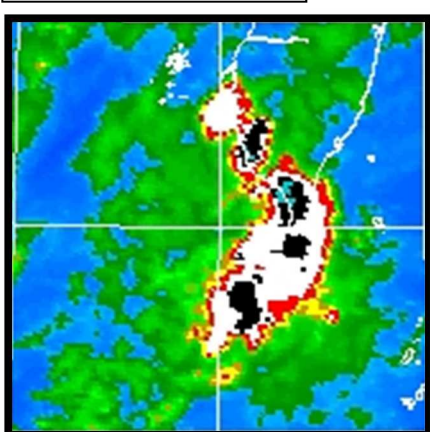


圖 4.1 (待續)

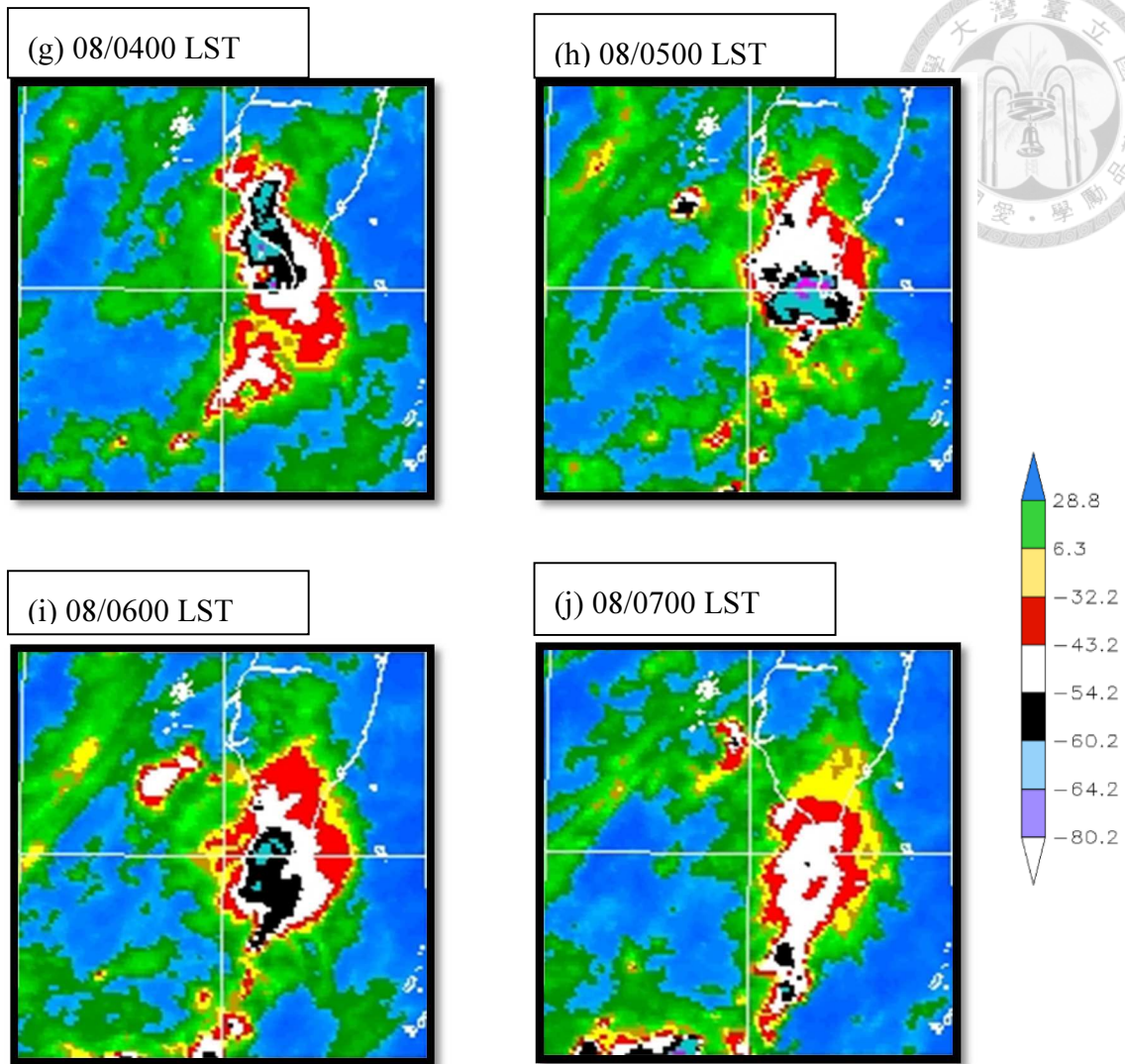
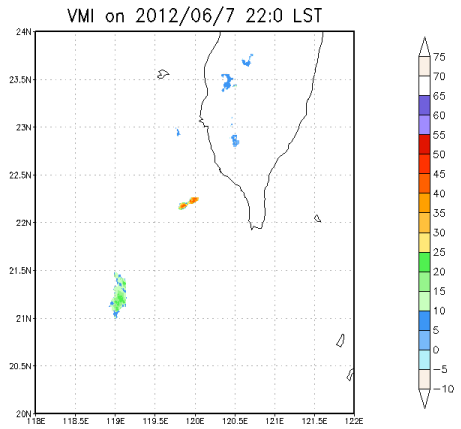


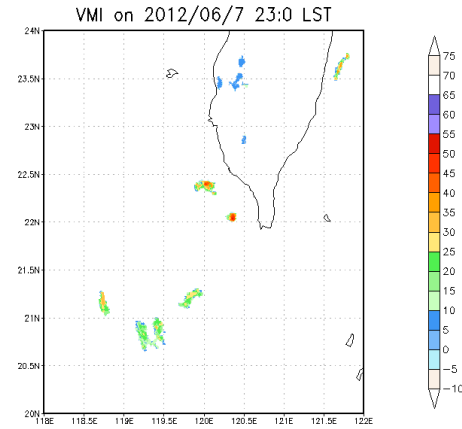
圖 4.1 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (j) 8 日 0700 LST 之逐時中央氣象局 MTSAT-2 色調強化紅外線衛星雲圖，時間如圖上所示。圖中為雲頂溫度（單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階如右標所示），範圍約為 $20\text{-}24^{\circ}\text{N}$ 、 $118\text{-}122^{\circ}\text{E}$ 。



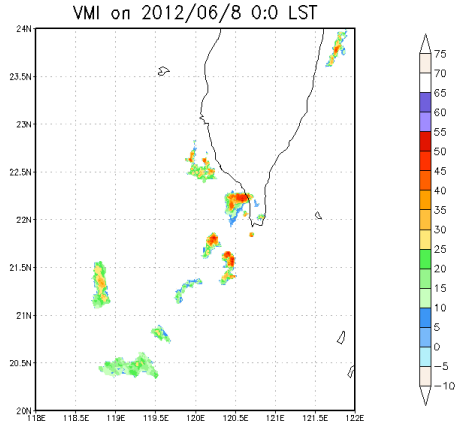
(a) 07/2200 LST



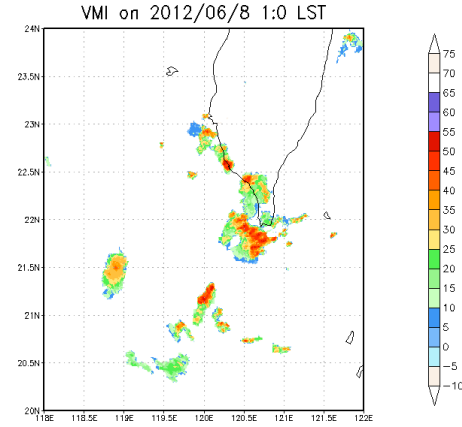
(b) 07/2300 LST



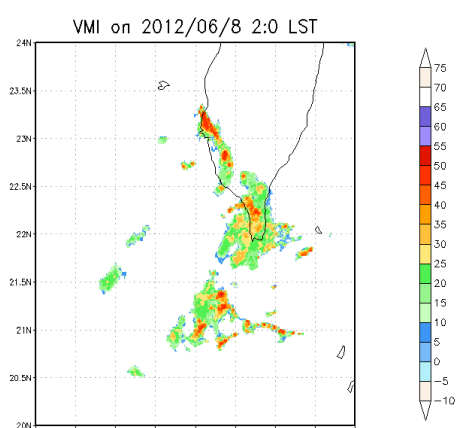
(c) 08/0000 LST



(d) 08/0100 LST



(e) 08/0200 LST



(f) 08/0300 LST

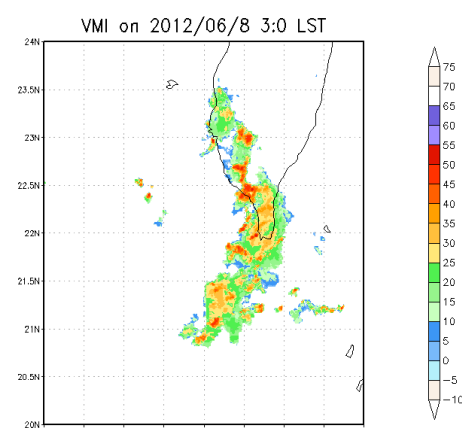
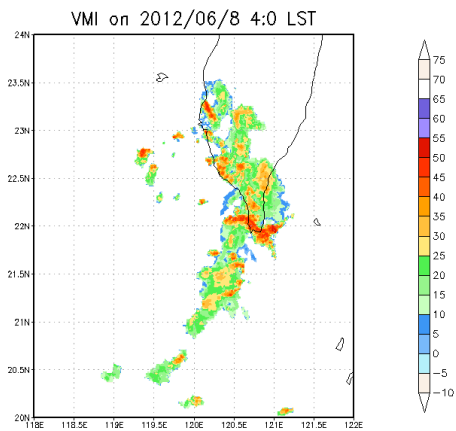


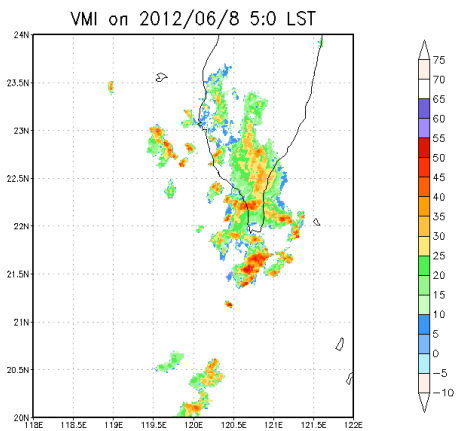
圖 4.2 (待續)



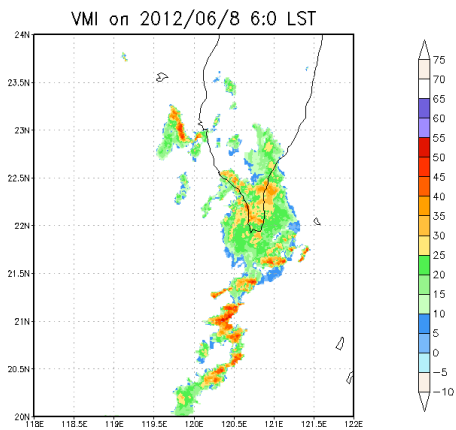
(g) 08/0400 LST



(h) 08/0500 LST



(i) 08/0600 LST



(j) 08/0700 LST

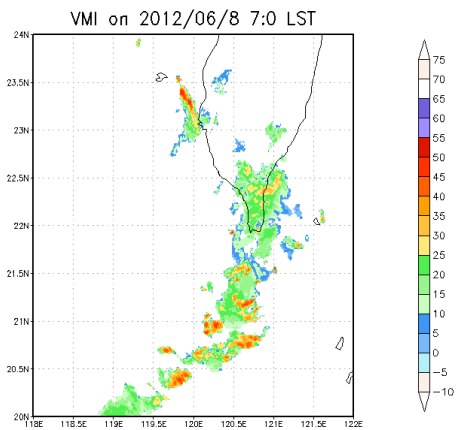
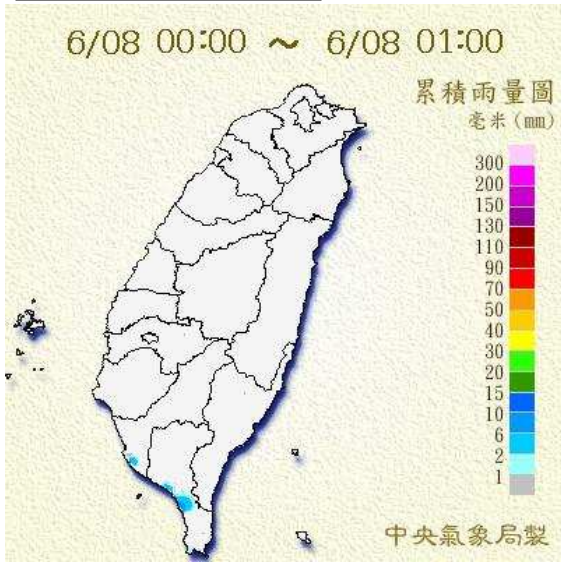
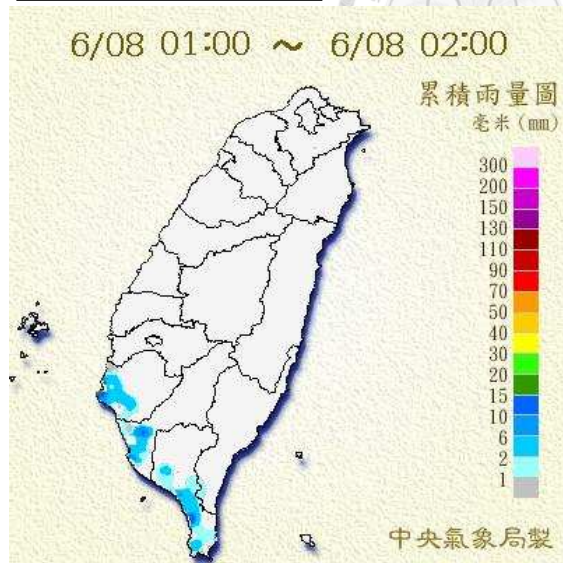


圖 4.2 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (j) 8 日 0700 LST 之逐時最大雷達回波合成圖 (VMI) (單位為 dBz, 色階如右標所示)。

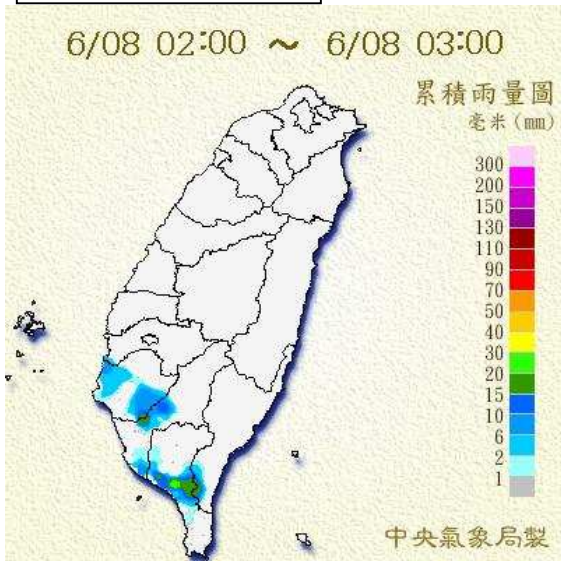
(a) 08/0000 LST



(b) 08/0100 LST



(c) 08/0200 LST



(d) 08/0300 LST

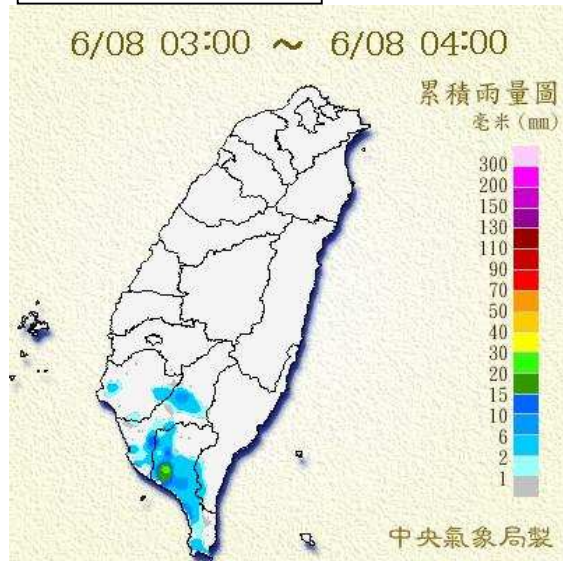
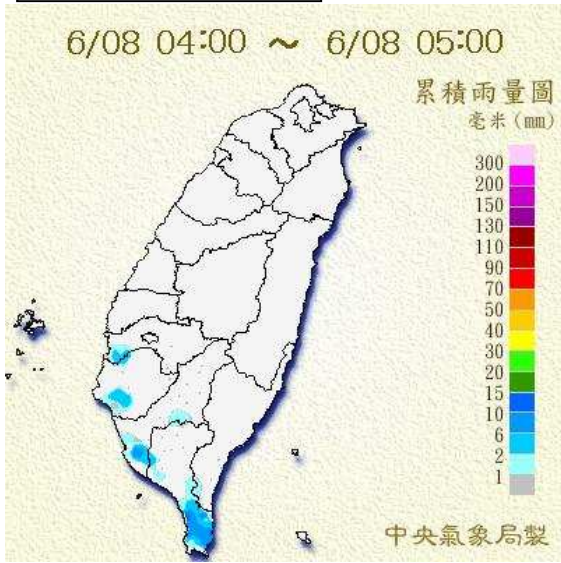
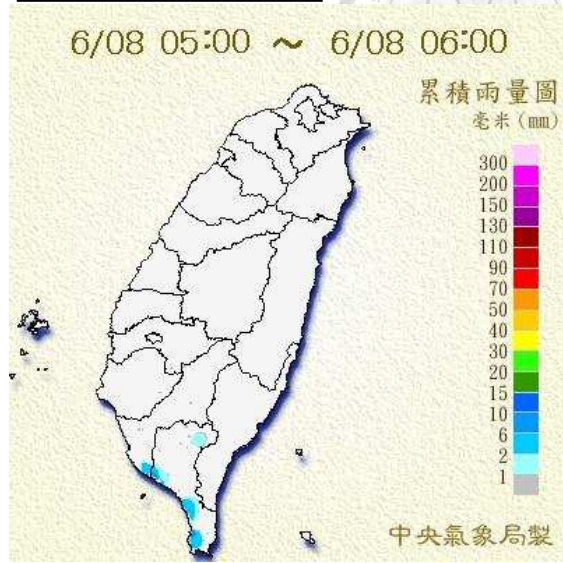


圖 4.3 (待續)

(e) 08/0000 LST



(f) 08/0100 LST



(g) 08/0200 LST

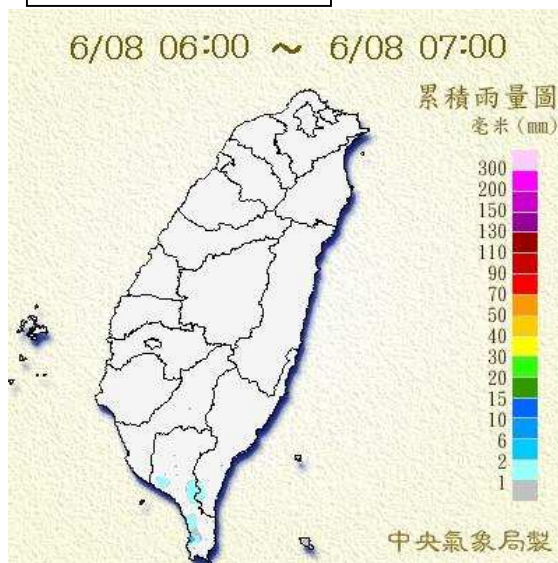
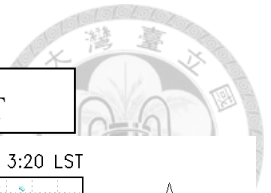
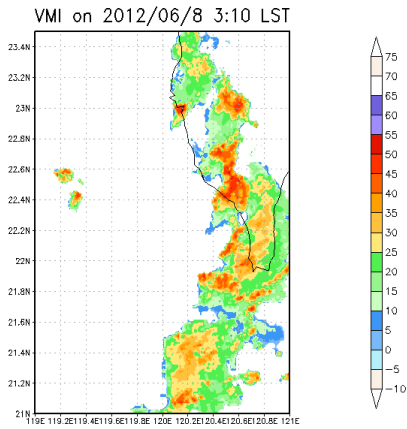


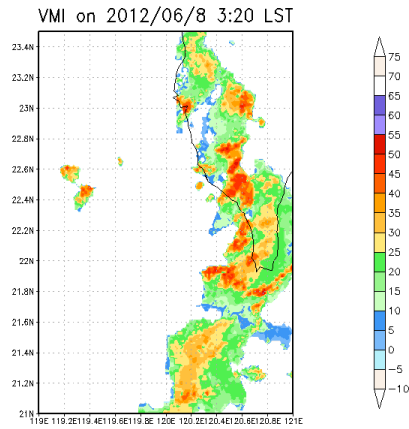
圖 4.3 2012 年 6 月 (a) 8 日 0100 LST 至 (g) 0700 LST 之逐時中央氣象局逐時雨量圖 (單位為 mm，色階如右標所示)。



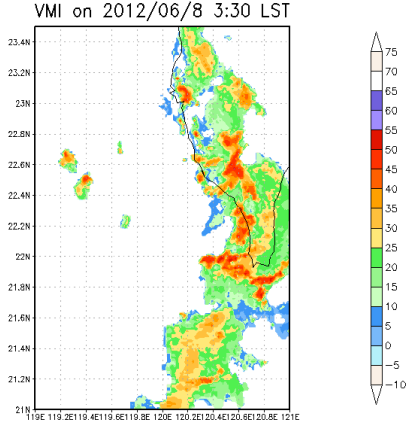
(a) 08/0310 LST



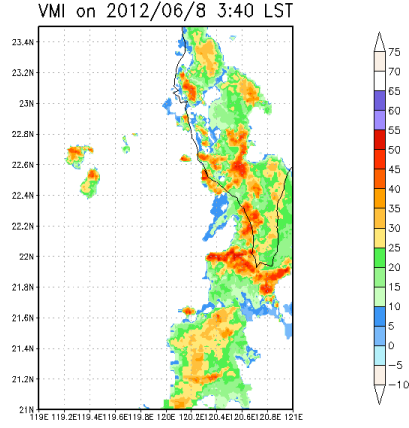
(b) 08/0320 LST



(c) 08/0330 LST



(d) 08/0340 LST



(e) 07/0350 LST

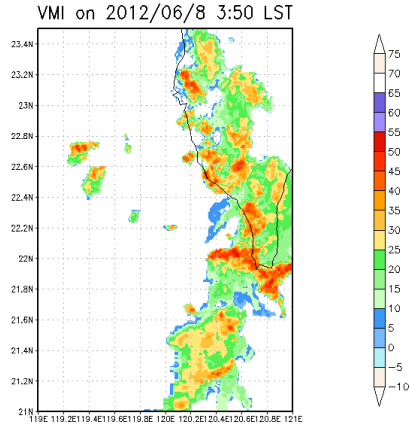


圖 4.4 2012 年 6 月 (a) 8 日 0310 LST 至 (j) 0350 LST 之每 10 分鐘最大雷達回波合成圖 (VMI) (單位為 dBz, 色階如右標所示)。

(a) 07/2000 LST

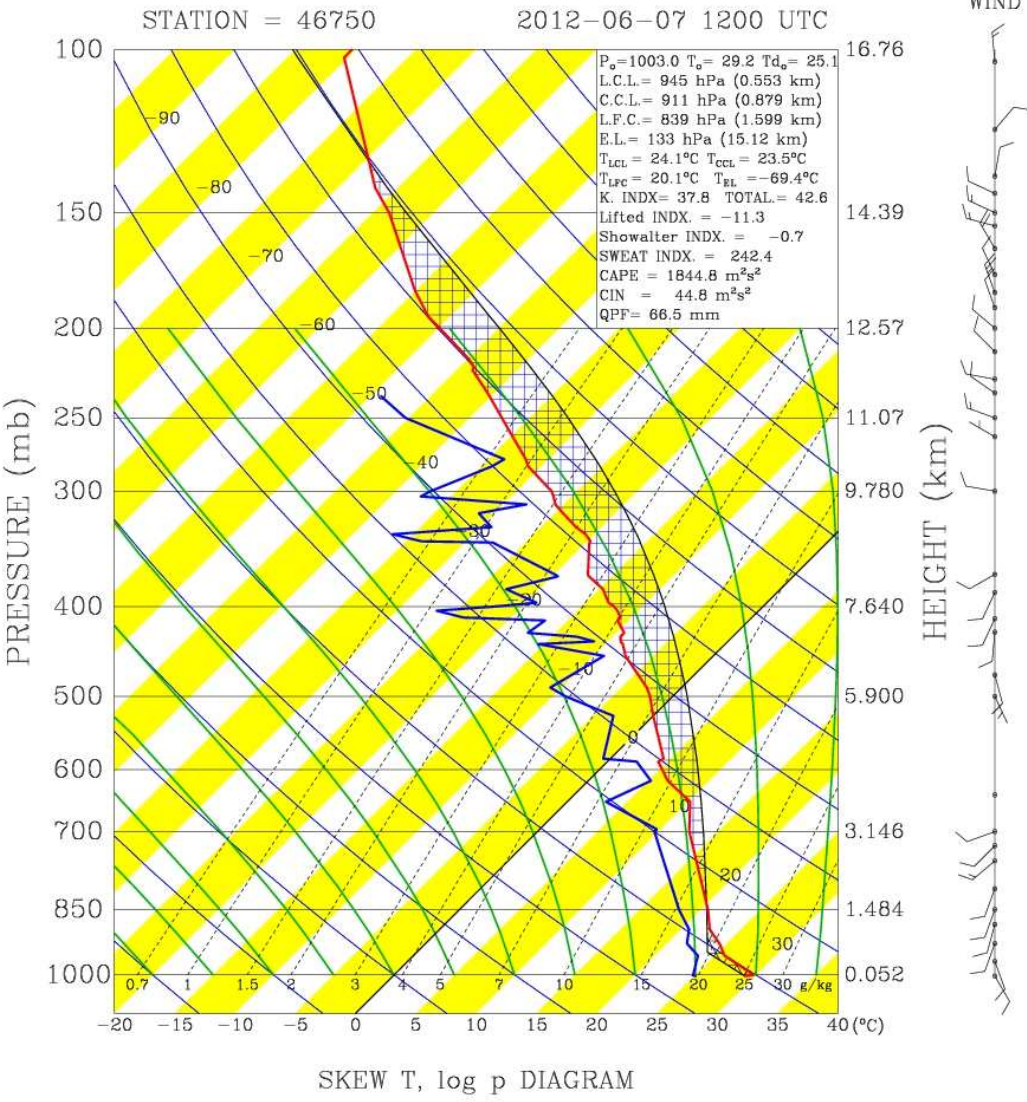


圖 4.5 (待續)

(b) 08/0800 LST

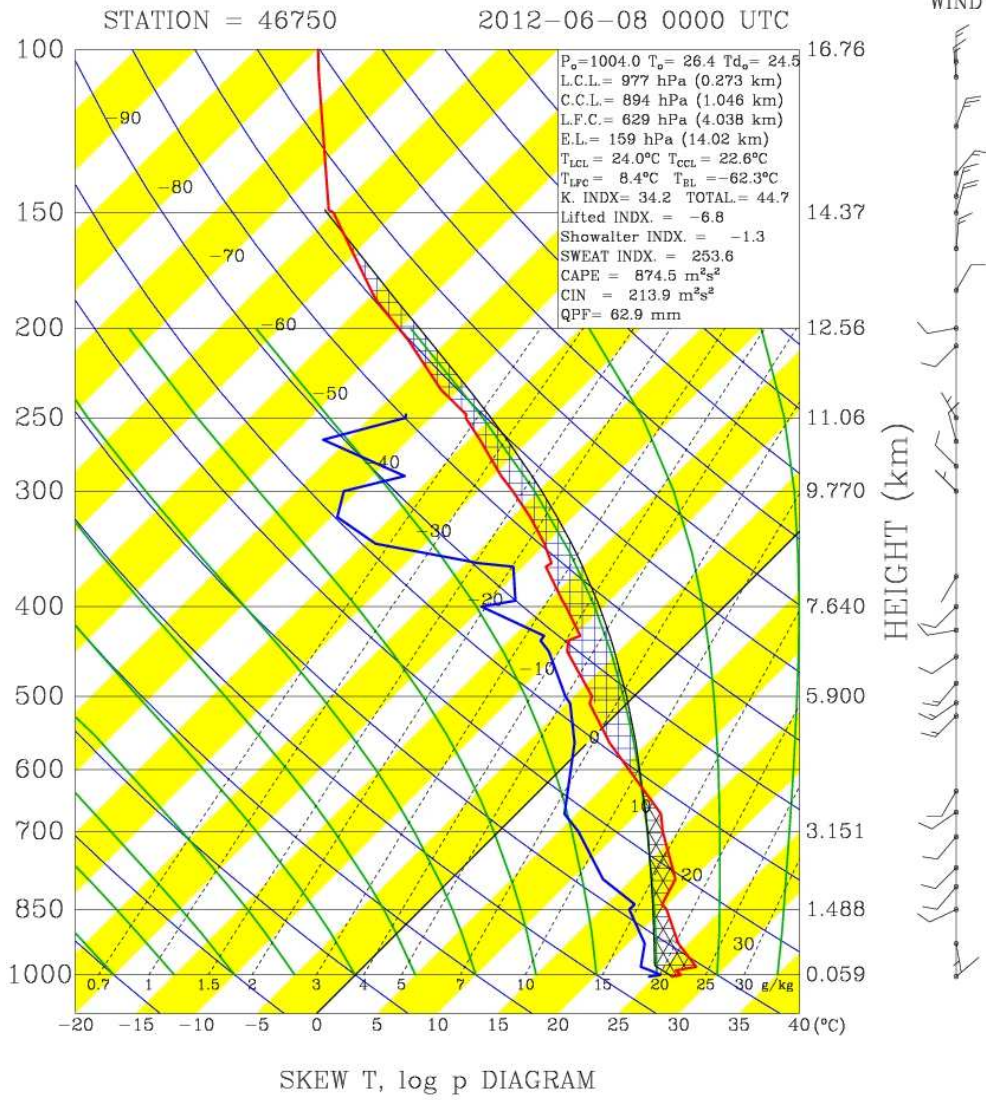


圖 4.5 2012 年 6 月 (a) 7 日 2000 LST 及 (b) 8 日 0800 LST 之屏東機場探空斜溫圖。



總輻合($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) & 輻合風速(m s^{-1})

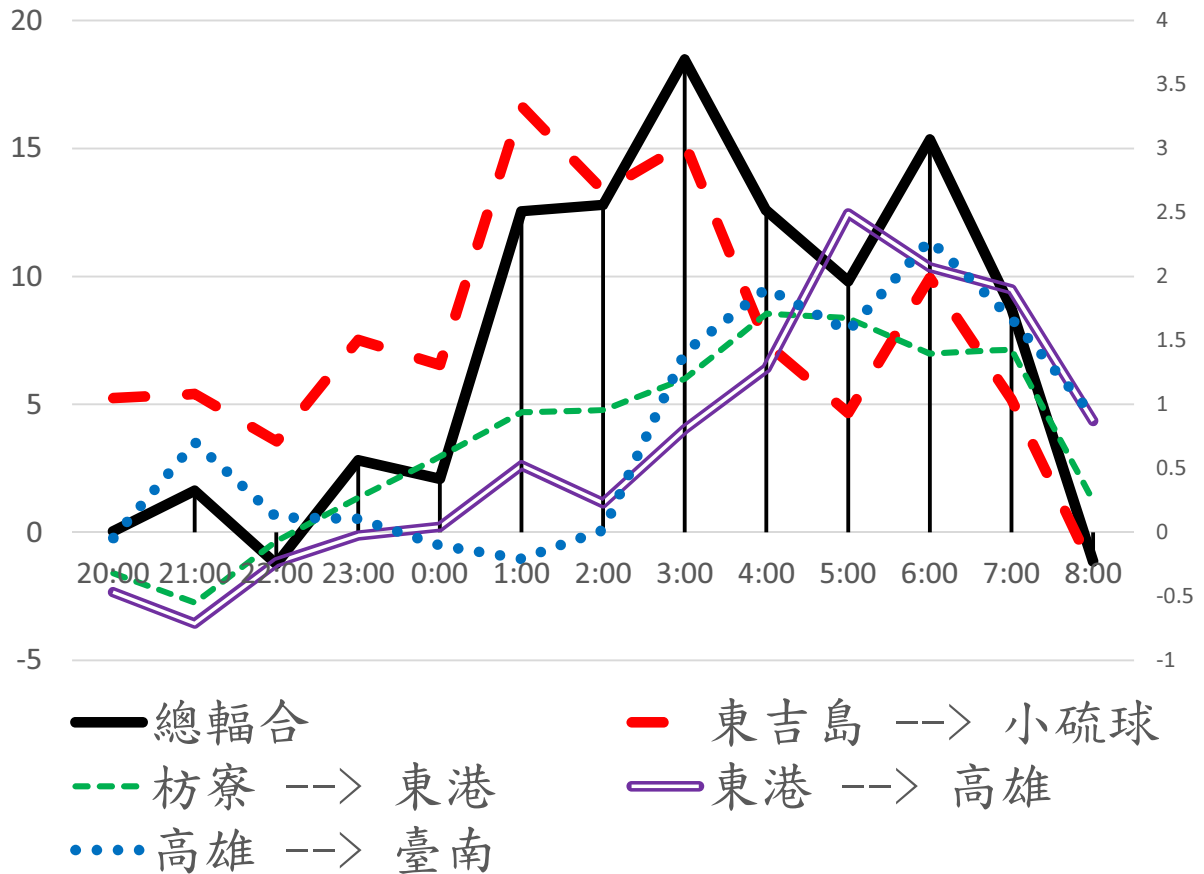


圖 4.6 2012 年 6 月 7 日 2000 LST 至 8 日 0800 LST 之每小時近海輻合圖 (黑實線, 單位 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 數值如左軸所示), 以及東吉島與小琉球 (紅長虛線)、枋寮與東港 (綠短虛線)、東港與高雄 (紫空心線) 及高雄與臺南 (藍點線) 連線之輻合風速 (單位 m s^{-1} , 數值如右軸所示)。

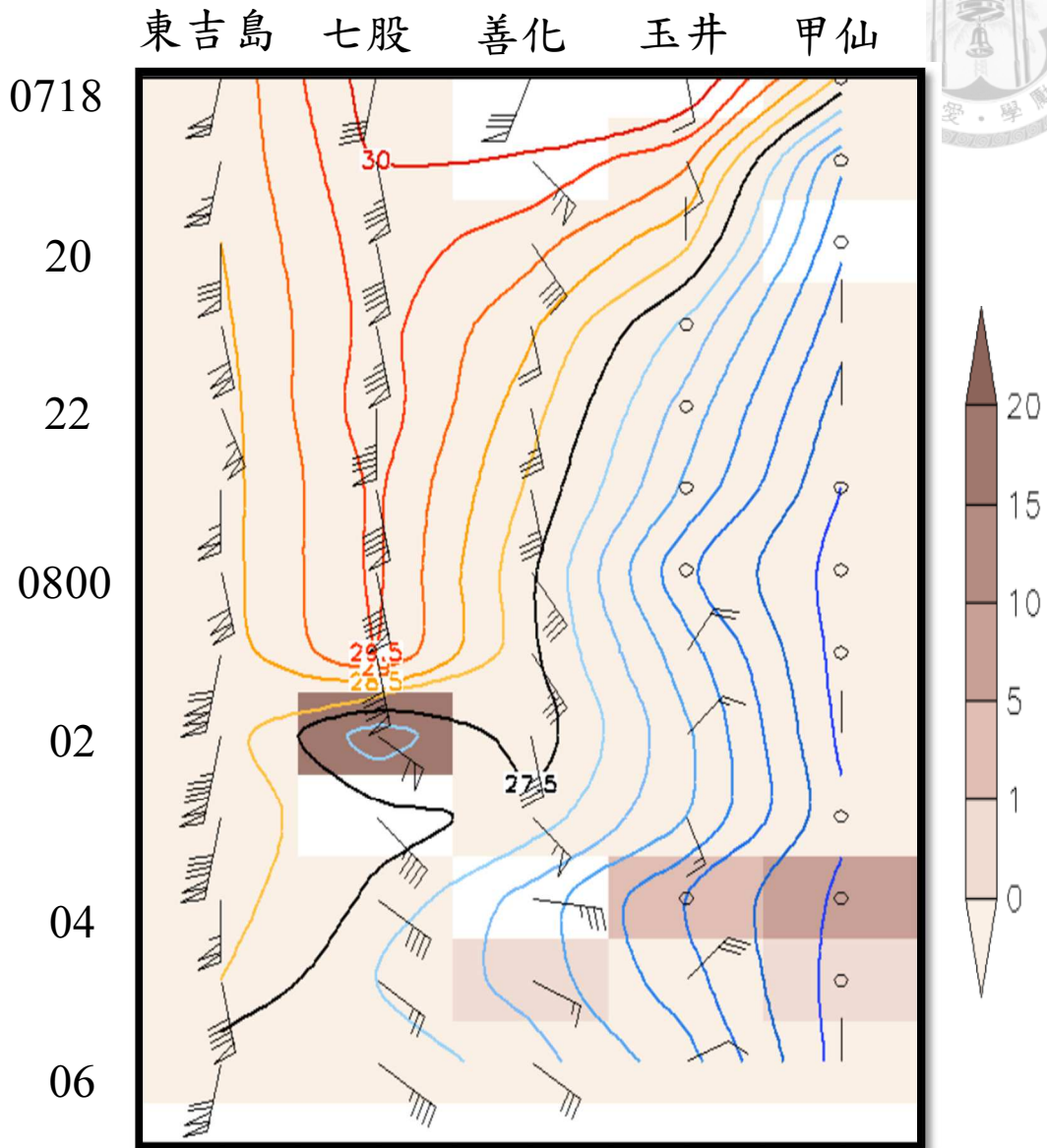


圖 4.7 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，東吉島、七股、善化、玉井及甲仙測站之逐時風向風速（風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1} ），溫度（實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低）以及逐時降雨（色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失），時間如左軸所示，測站如上方所示。

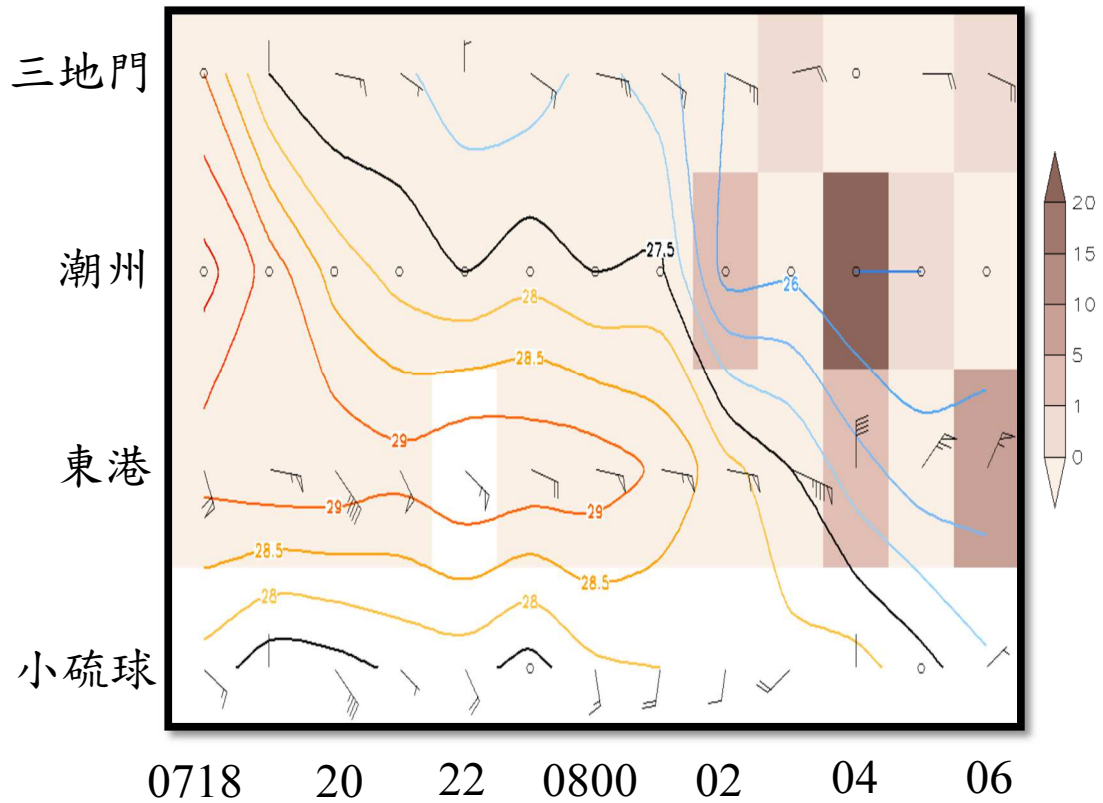


圖 4.8 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，三地門、潮州、東港及小琉球測站之逐時風向風速（風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1} ），溫度（實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低）以及逐時降雨（色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失），時間如下方所示，測站如左軸所示。

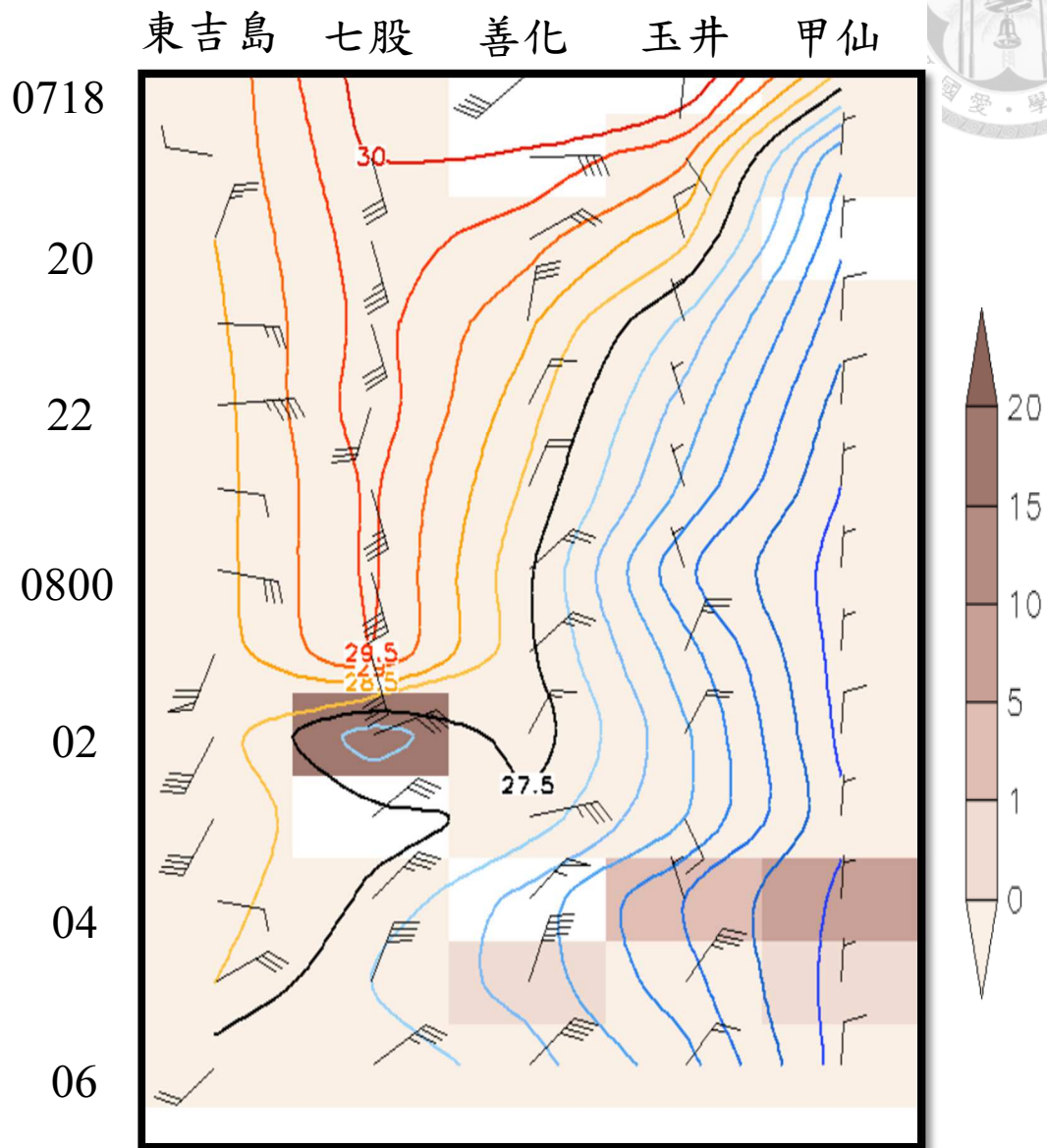


圖 4.9 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，東吉島、七股、善化、玉井及甲仙測站之逐時風向風速距平（風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1} ），溫度（實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低）以及逐時降雨（色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失），時間如左軸所示，測站如上方所示。

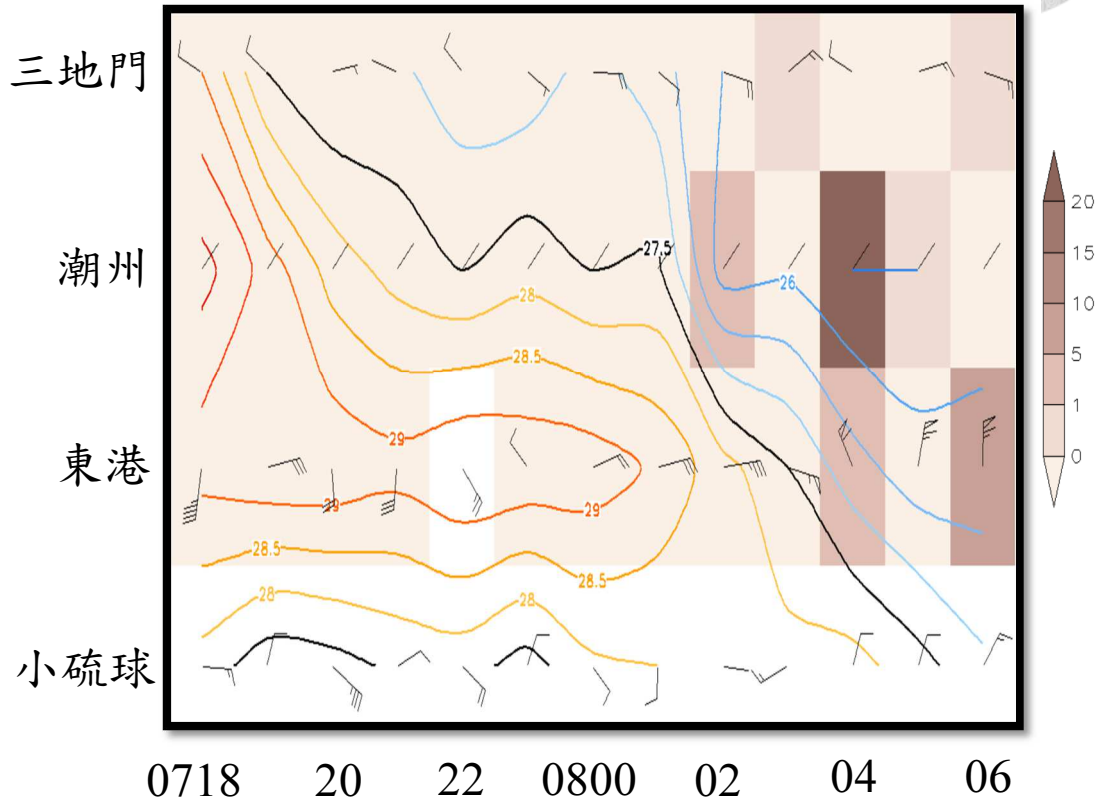


圖 4.10 2012 年 6 月 7 日 1800 LST 至 8 日 0600 LST，三地門、潮州、東港及小琉球測站之逐時風向風速距平（風標，短桿為 0.25 m s^{-1} ，長桿為 0.5 m s^{-1} ，三角為 2.5 m s^{-1} ），溫度（實線，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ，間距為 0.5°C ，黑實線為 27.5°C ，紅色線表示溫度較高，藍色表示溫度較低）以及逐時降雨（色階，單位是 mm hr^{-1} ，空白處表示資料缺失），時間如下方所示，測站如左軸所示。



(a)

20120607 22 00LST

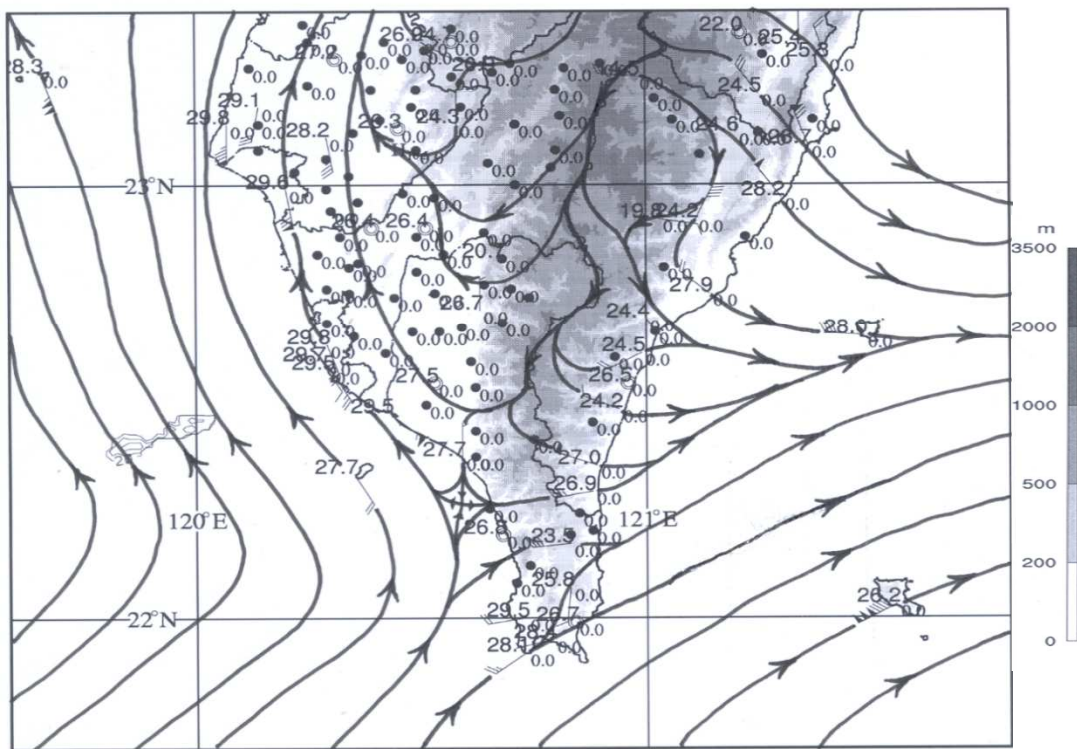


圖 4.11 (待續)



(b)

20120607 23 00LST

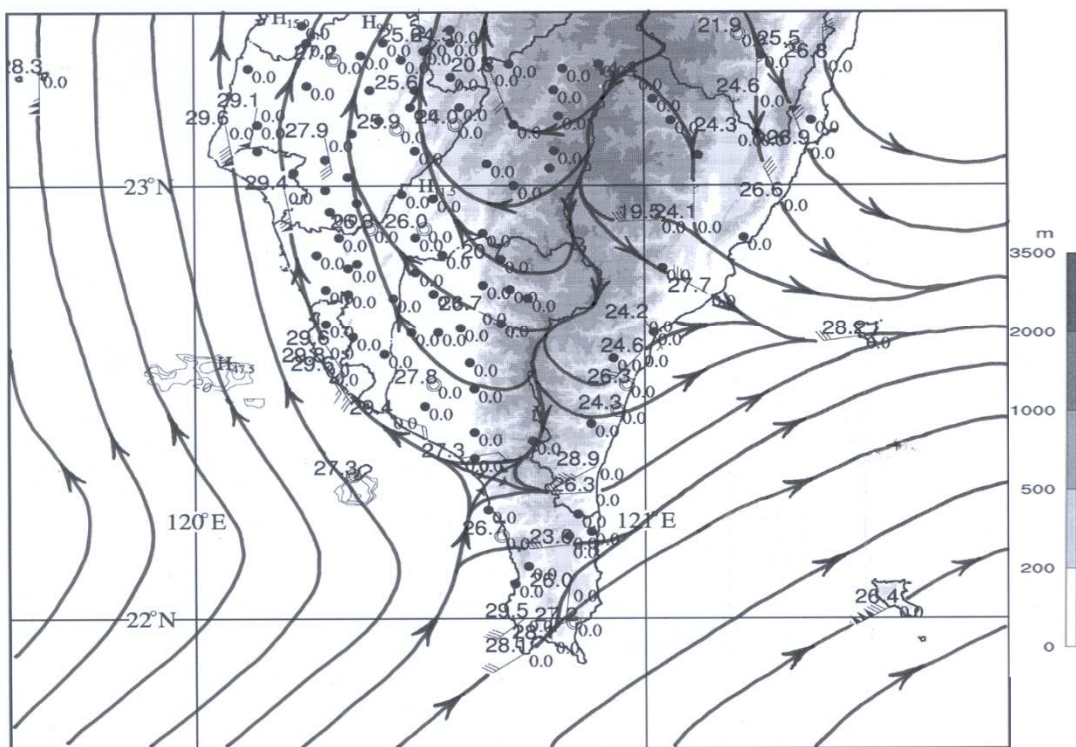


圖 4.11 (待續)



(c)

20120607 24 00LST

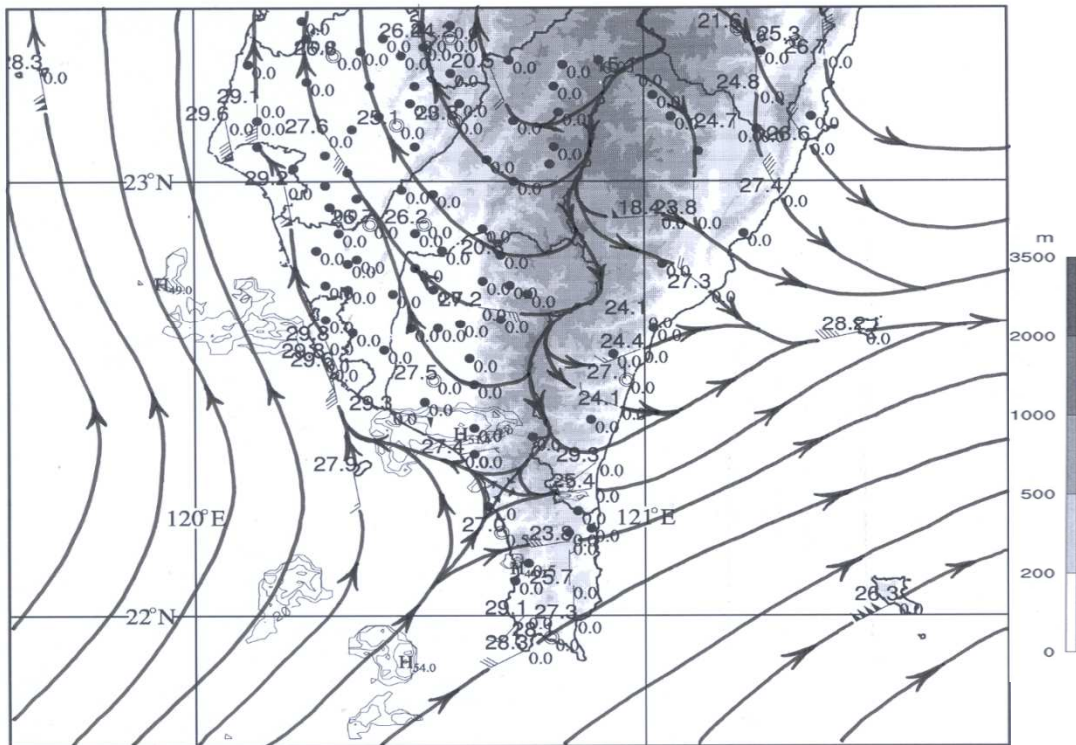


圖 4.11 (待續)



(d)

20120608 01 00LST

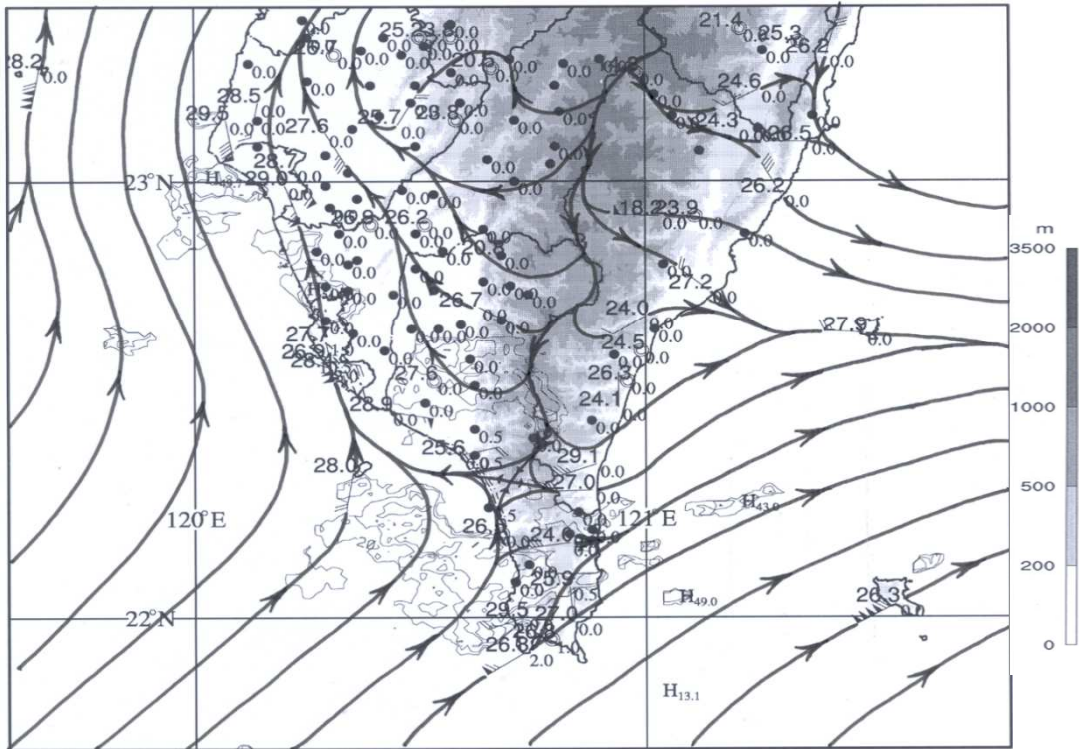


圖 4.11 (待續)



(e)

20120608 02 00LST

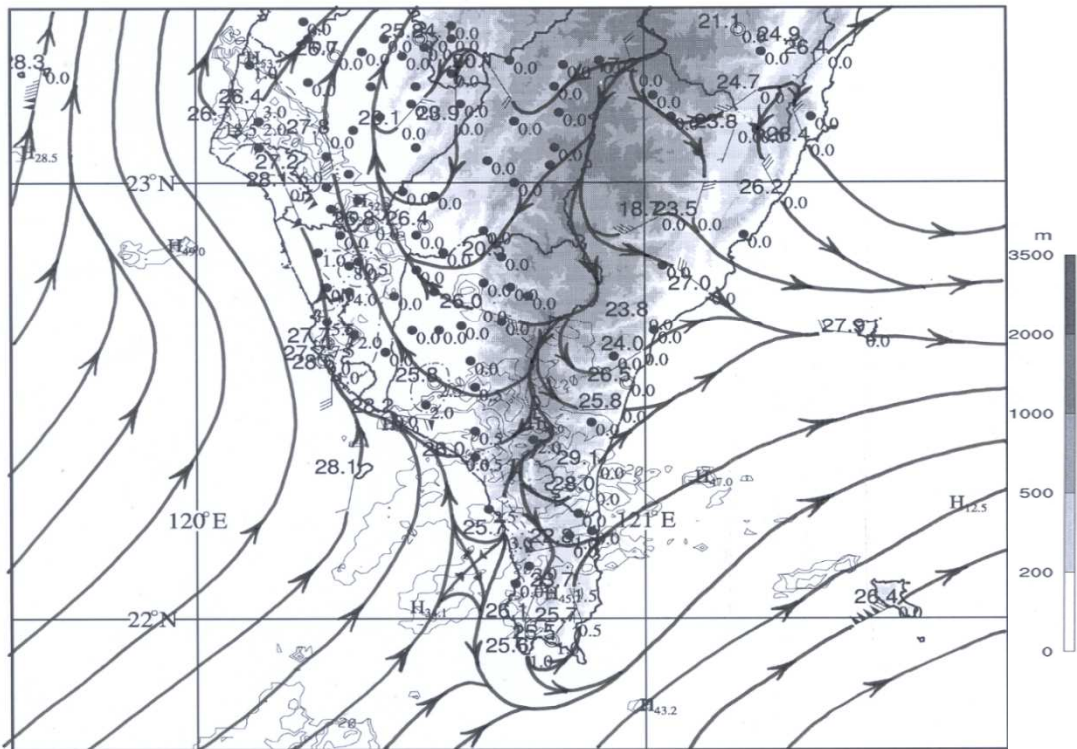


圖 4.11 (待續)



(f)

20120608 03 00LST

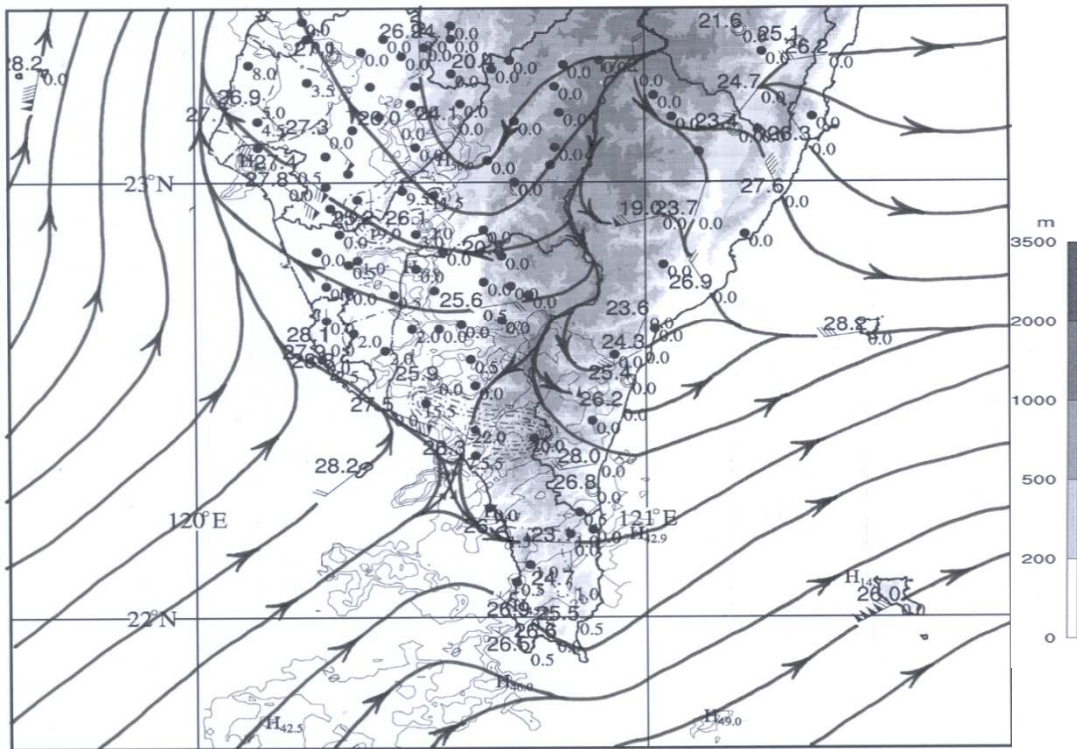


圖 4.11 (待續)



(g)

20120608 04 00LST

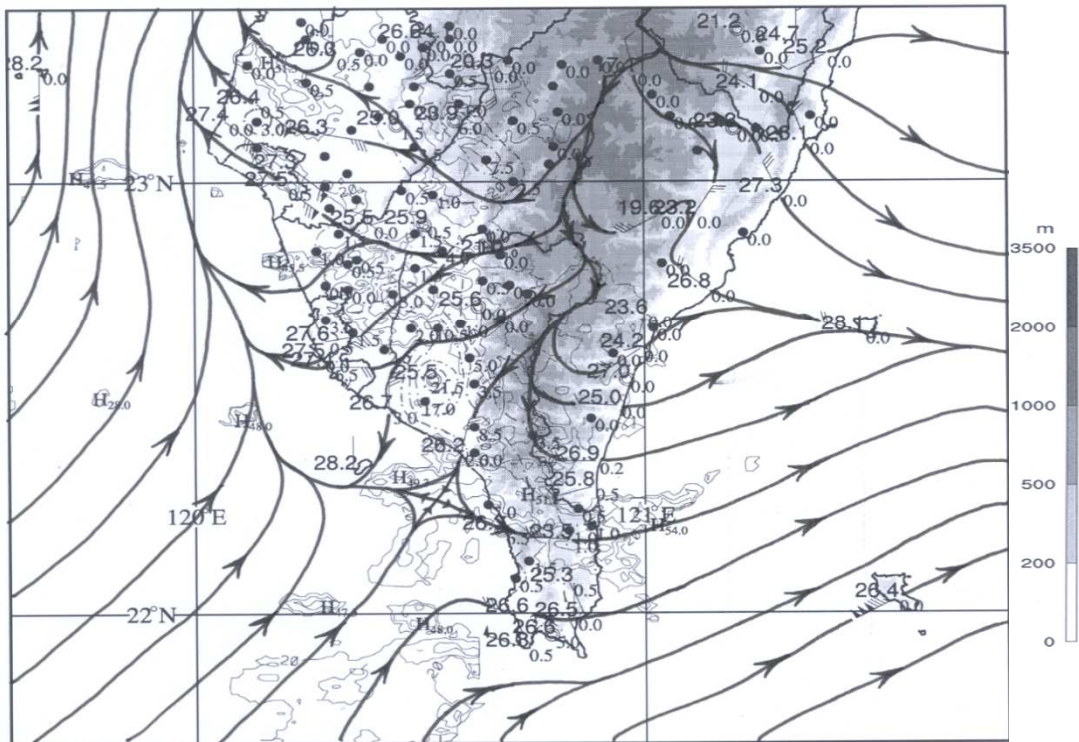


圖 4.11 2012 年 6 月 (a) 7 日 2200 LST 至 (g) 8 日 0400 LST) 之降雨及局部環流圖，粗實線為氣流線，細實線為等垂直最大回波線，點虛線為等雨量線。點的左上方為溫度 ($^{\circ}\text{C}$)、右下方為雨量 (mm)，風標半桿為 0.25 m s^{-1} ，全桿為 0.5 m s^{-1} 。等雨量線標示 1、5、10、15、20，單位 mm h^{-1} ，等垂直最大回波線從 20 至 60 dBz，間距為 10 dBz，右側色階為地形高度 (m)。

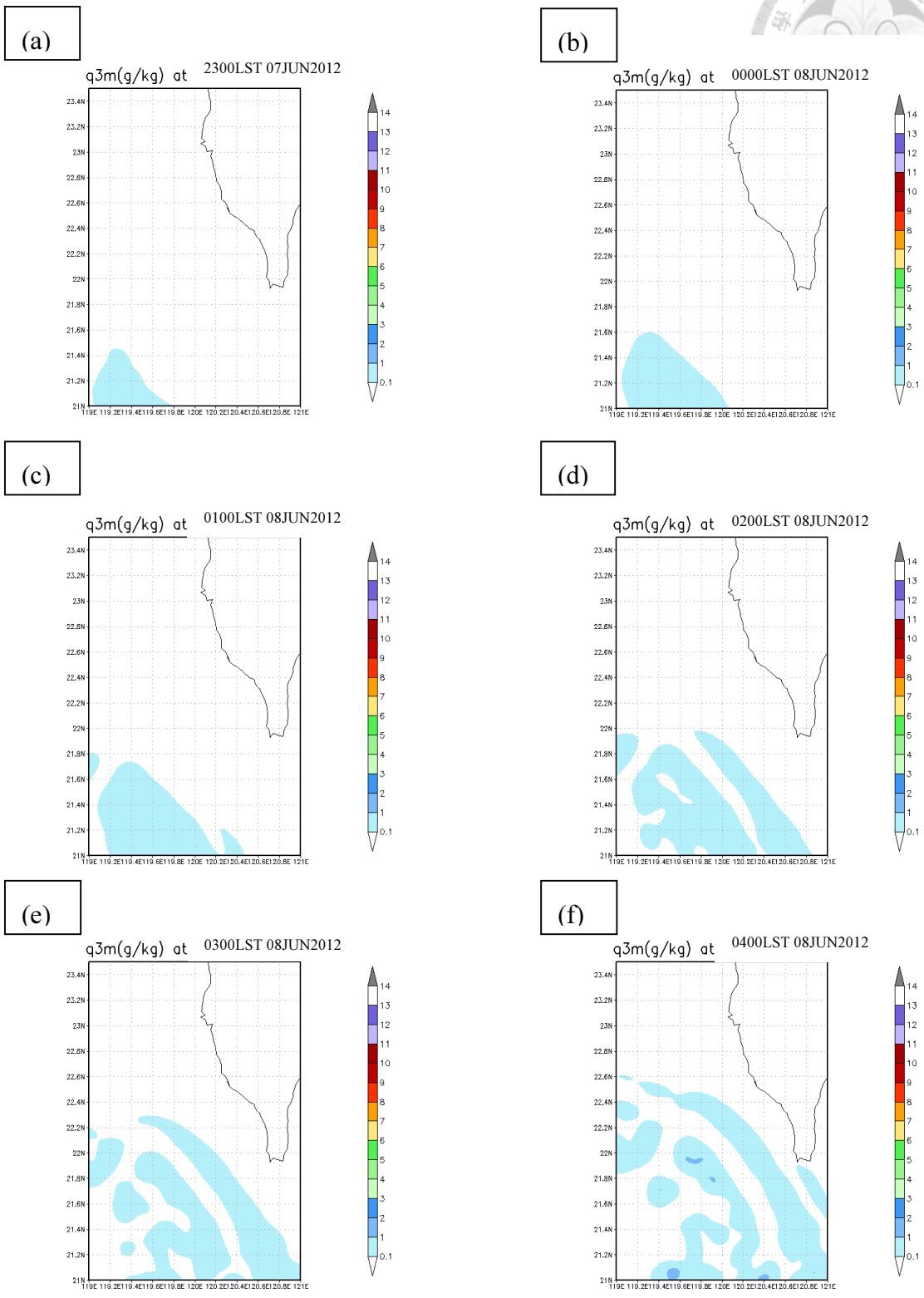


圖 5.1 2012 年 6 月 (a) 7 日 2300 LST 至 (f) 8 日 0400 LST 粗網格模擬之逐時垂直最大降水粒子 (雨、雪、雹) 混合比, (單位為 g/kg, 色階如右標所示)。



總輻合($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

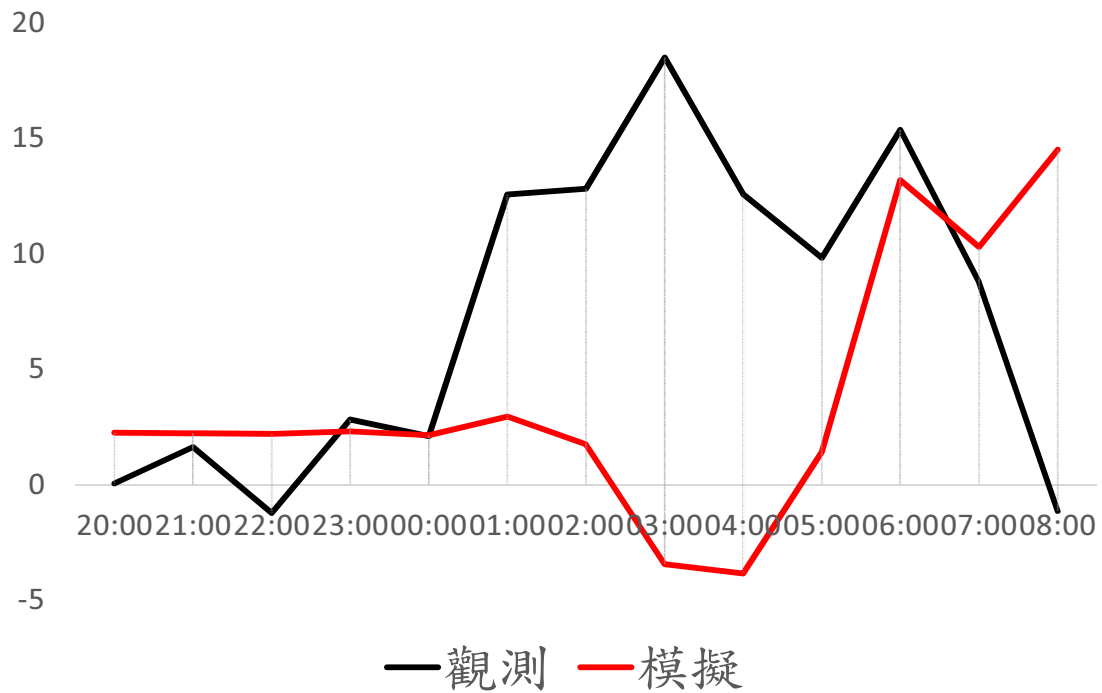


圖 5.2 2012 年 6 月 7 日 2000 LST 至 8 日 0800 LST 之每小時近海輻合圖，黑實線是觀測資料（同圖 4.6），紅實線的計算方法和黑實線一樣，但使用的是粗網格模擬資料，單位 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

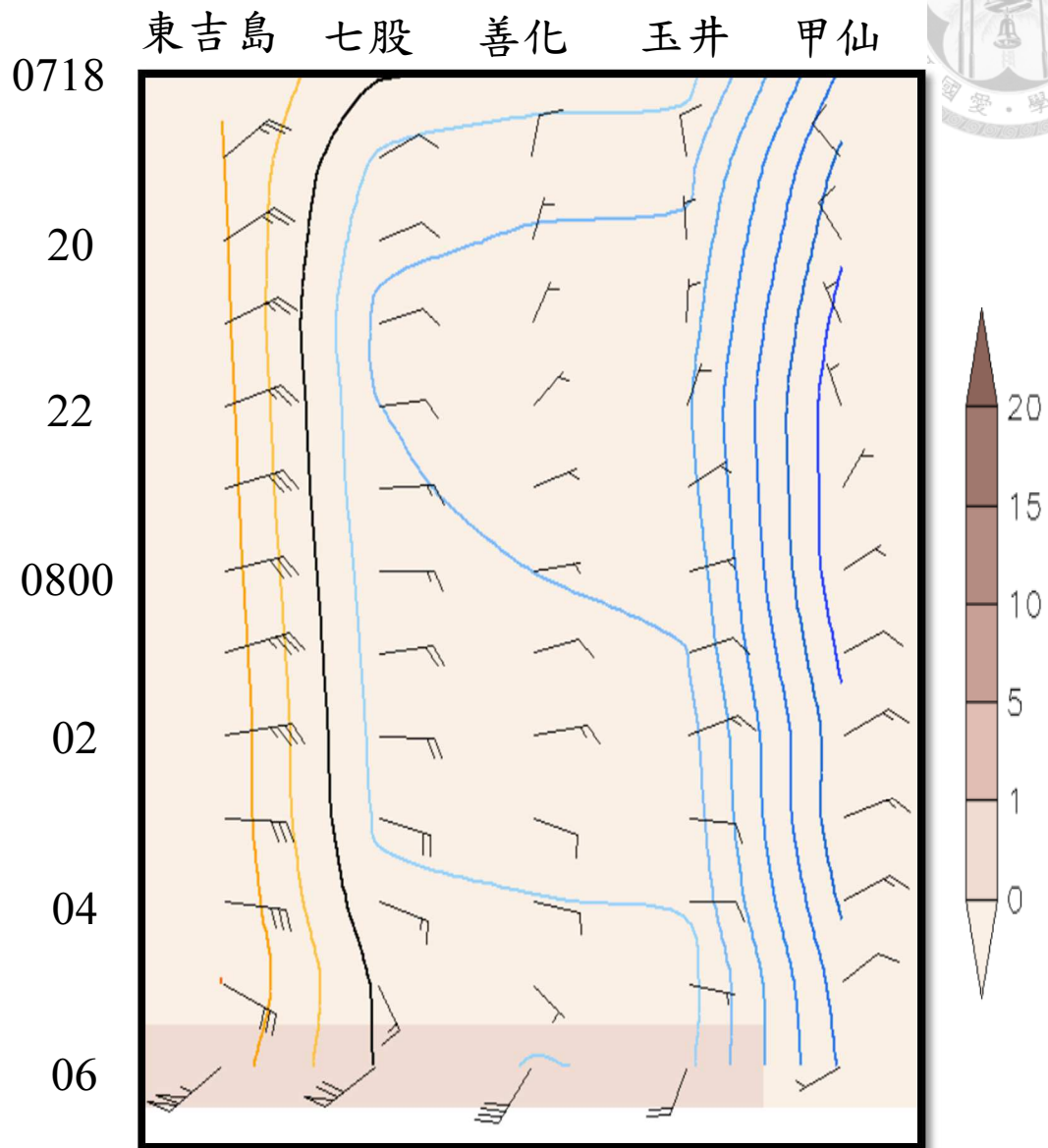
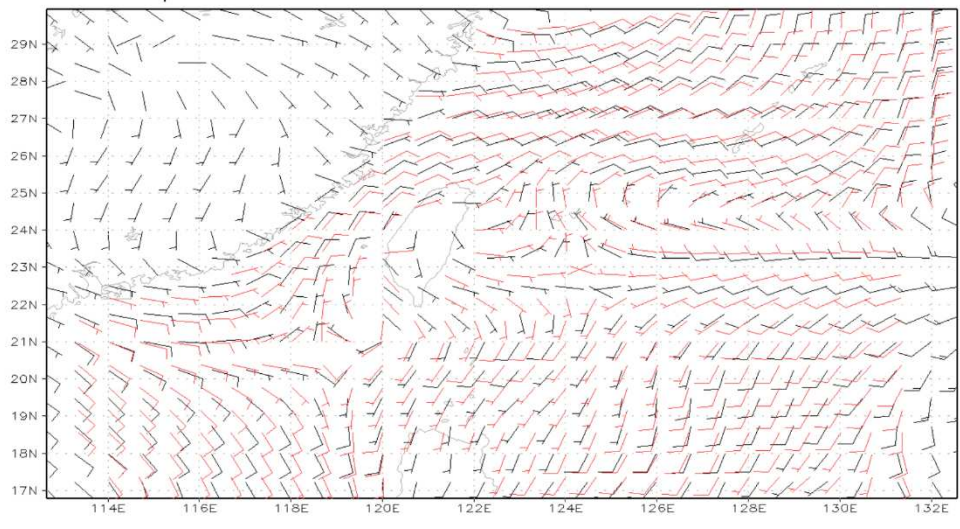


圖 5.3 同圖 4.9，但為粗網格模擬資料。



(a)

Comparison of EC and 2.5 km run 06 0000 UTC



(b)

Comparison of EC and 2.5 km run 06 0600 UTC

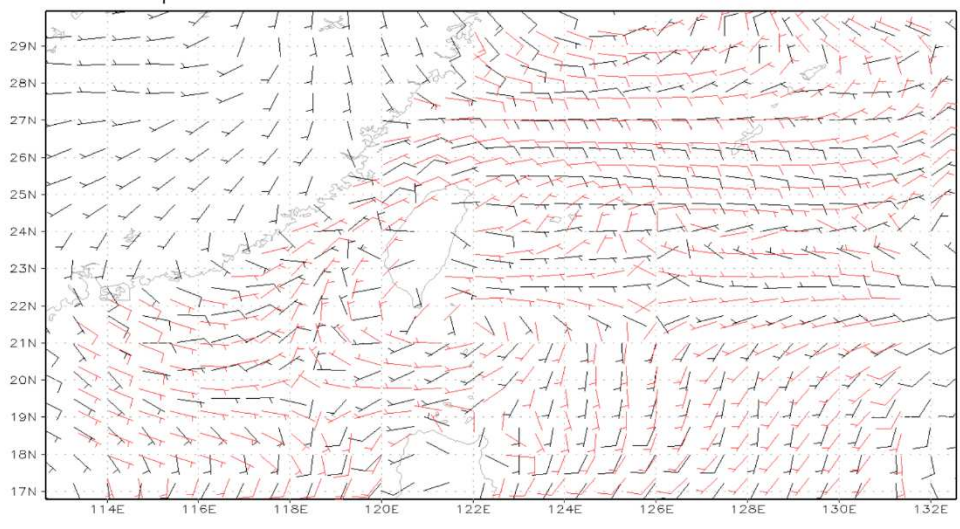


圖 5.4 2012 年 6 月 6 日之 (a) 0000 UTC 和 (b) 0600 UTC 之 ERA-interim 0.75° 網格資料 1000 hPa 之風場 (黑色風標) 和粗網格模擬之 100 m 高之風場 (紅色風標)，風標短桿為 2.5 m s⁻¹，長桿為 5 m s⁻¹。

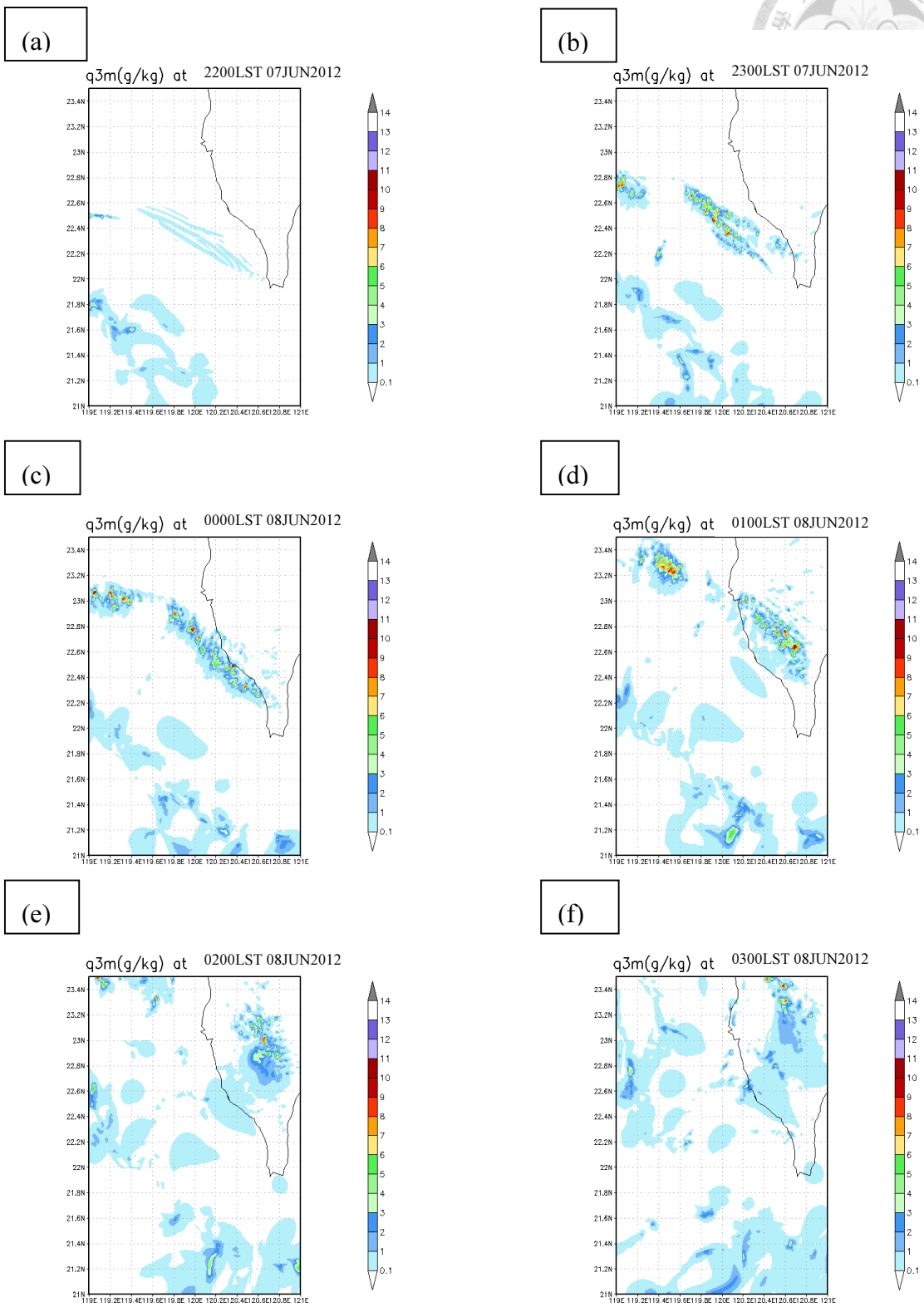


圖 5.5 同圖 5.1，但為細網格模擬資料，時間為 (a) 7 日 2200 LST 至 (f) 8 日 0300 LST。



東吉島 七股 善化 玉井 甲仙

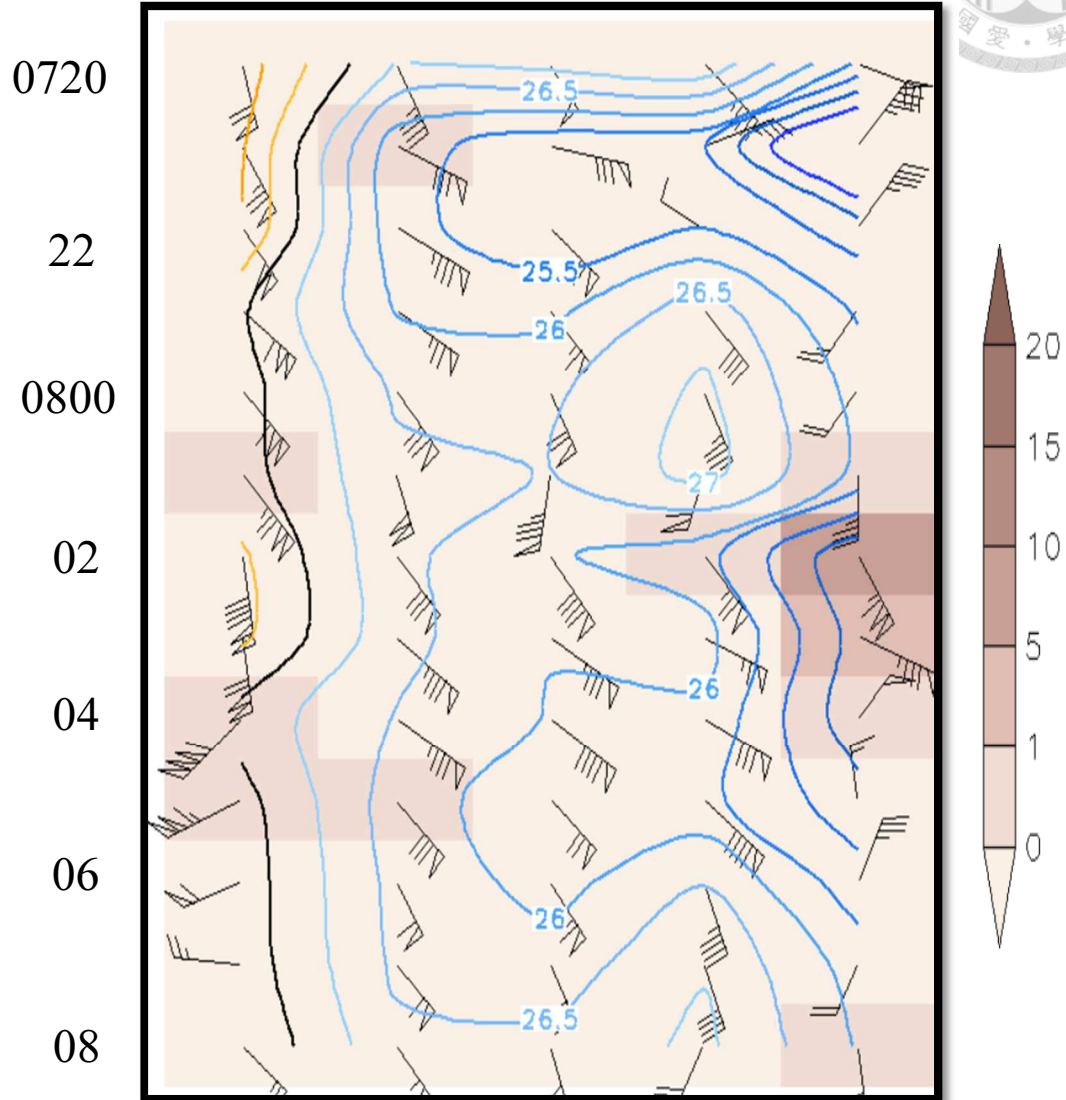
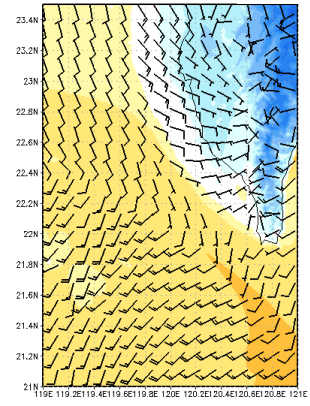


圖 5.6 同圖 4.7，但為細網格模擬資料。



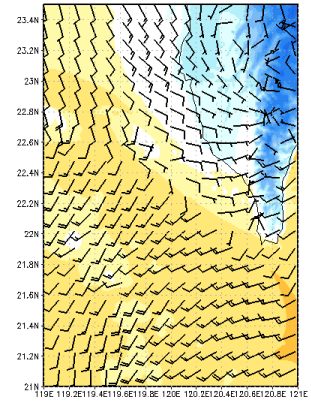
(a)

ts(K) & surface wind(knots) at 2200LST 07JUN2012



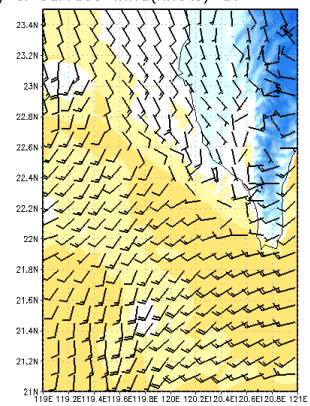
(b)

ts(K) & surface wind(knots) at 2300LST 07JUN2012



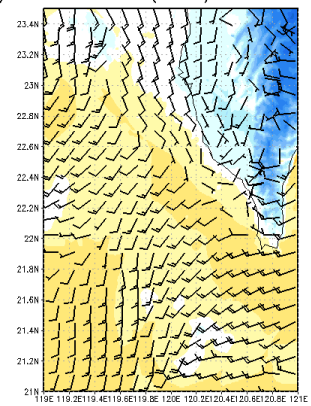
(c)

ts(K) & surface wind(knots) at 0000LST 08JUN2012



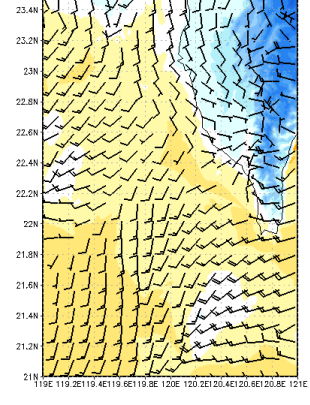
(d)

ts(K) & surface wind(knots) at 0100LST 08JUN2012



(e)

ts(K) & surface wind(knots) at 0200LST 08JUN2012



(f)

ts(K) & surface wind(knots) at 0300LST 08JUN2012

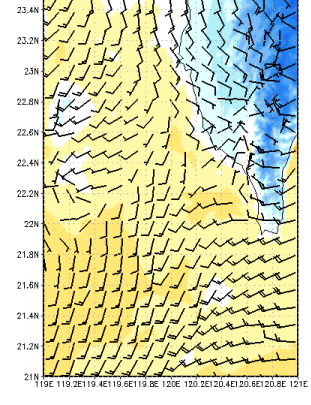
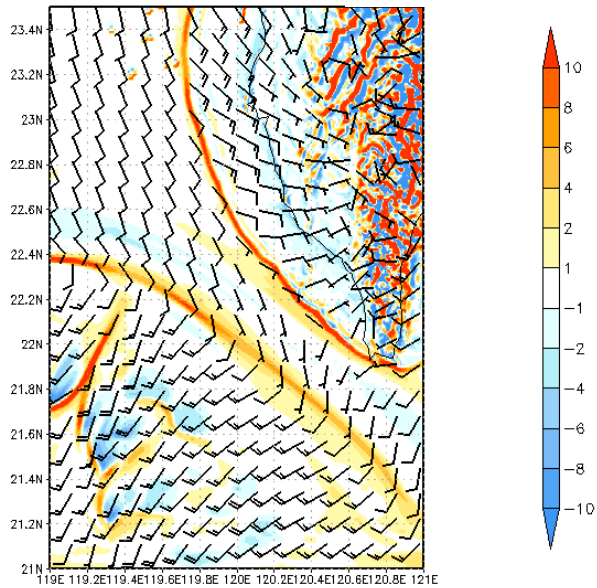


圖 5.7 2012 年 (a) 7 日 2200 LST 至 (f) 8 日 0300 LST 細網格模擬之地面風場 (風標短桿為 2.5 m s^{-1} , 長桿為 5 m s^{-1} 。) 和地面氣溫 (單位為 $^{\circ}\text{C}$, 色階如右標所示)。

(a)

con(1E4) & surface wind(knots) at 2140LST 07JUN2012



(b)

q3m(g/kg) & surface wind(knots) at 2140LST 07JUN2012

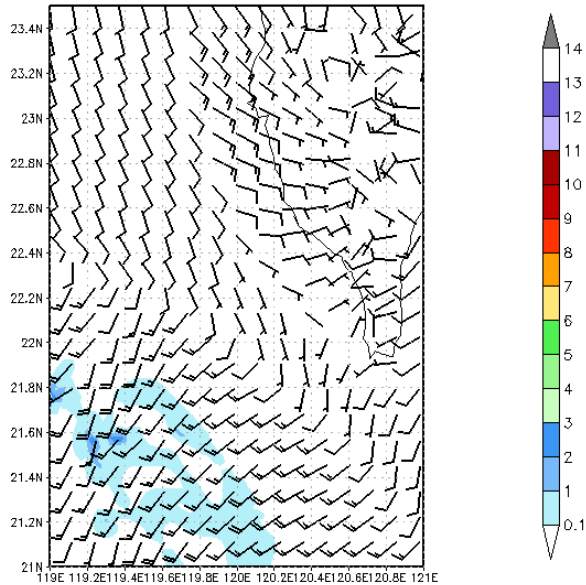
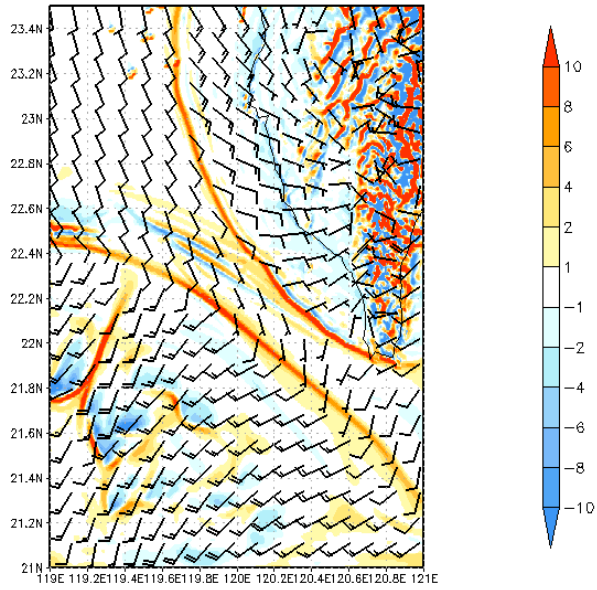


圖 5.8 2012 年 7 日 2140 LST 細網格模擬之 (a) 10 m 高輻合場 (色階, 單位為 $1 \times 10^{-4} s^{-1}$) 和 10 m 高風場 (風標短桿為 $2.5 m s^{-1}$, 長桿為 $5 m s^{-1}$) ; (b) 降水粒子 (雨、雪、雹) 垂直最大混合比 (色階, 單位為 g/kg) 和地面風場 (風標短桿為 $2.5 m s^{-1}$, 長桿為 $5 m s^{-1}$) 。

(a)

con(1E4) & surface wind(knots) at 2200LST 07JUN2012



(b)

q3m(g/kg) & surface wind(knots) at 2200LST 07JUN2012

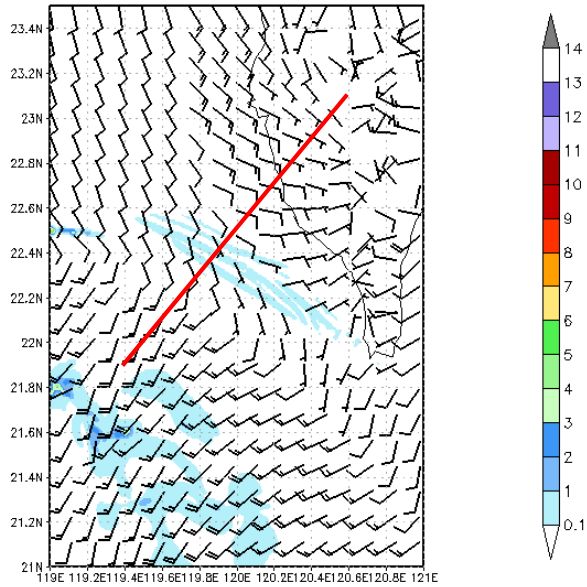


圖 5.9 同圖 5.8，但為 7 日 2200 LST。

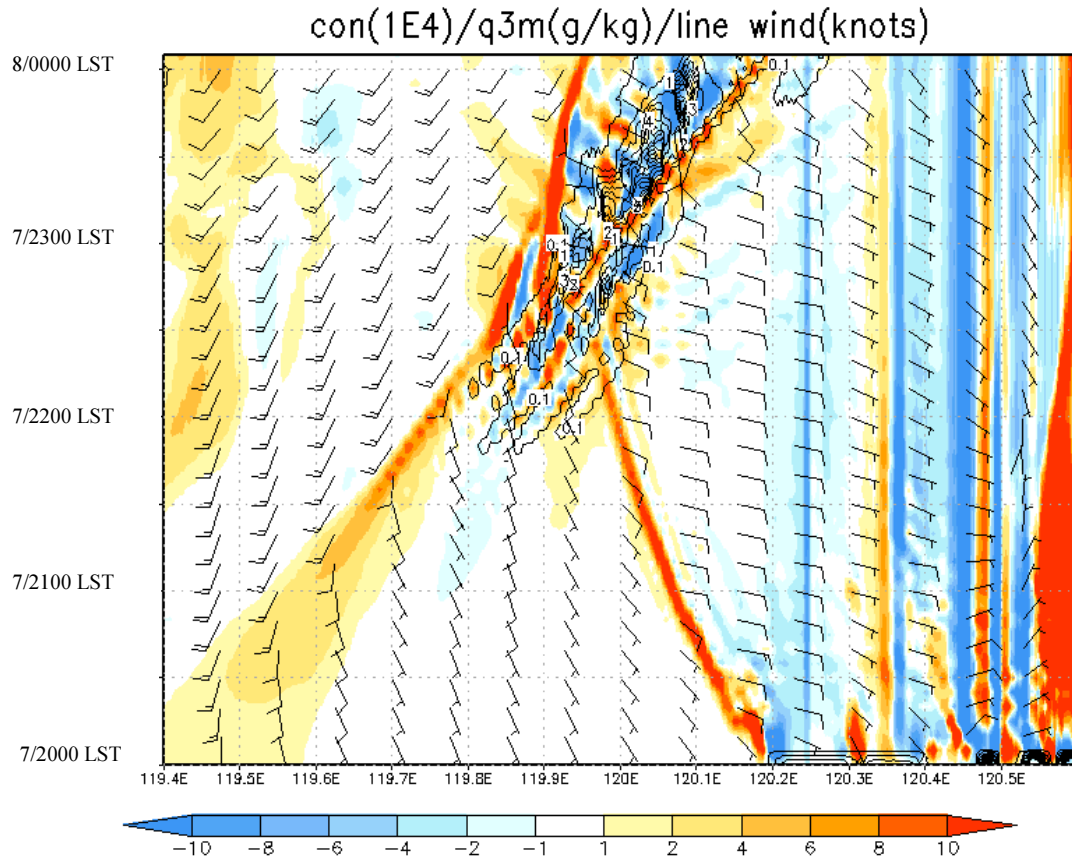


圖 5.10 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2000 LST 至 8 日 0000 LST 之輻合（色階，單位是 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）、Q3M（實線，第一條實線是 0.1，隨後是 1，間距為 1，單位為 g/kg）和地面風場（風標短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1} ）。

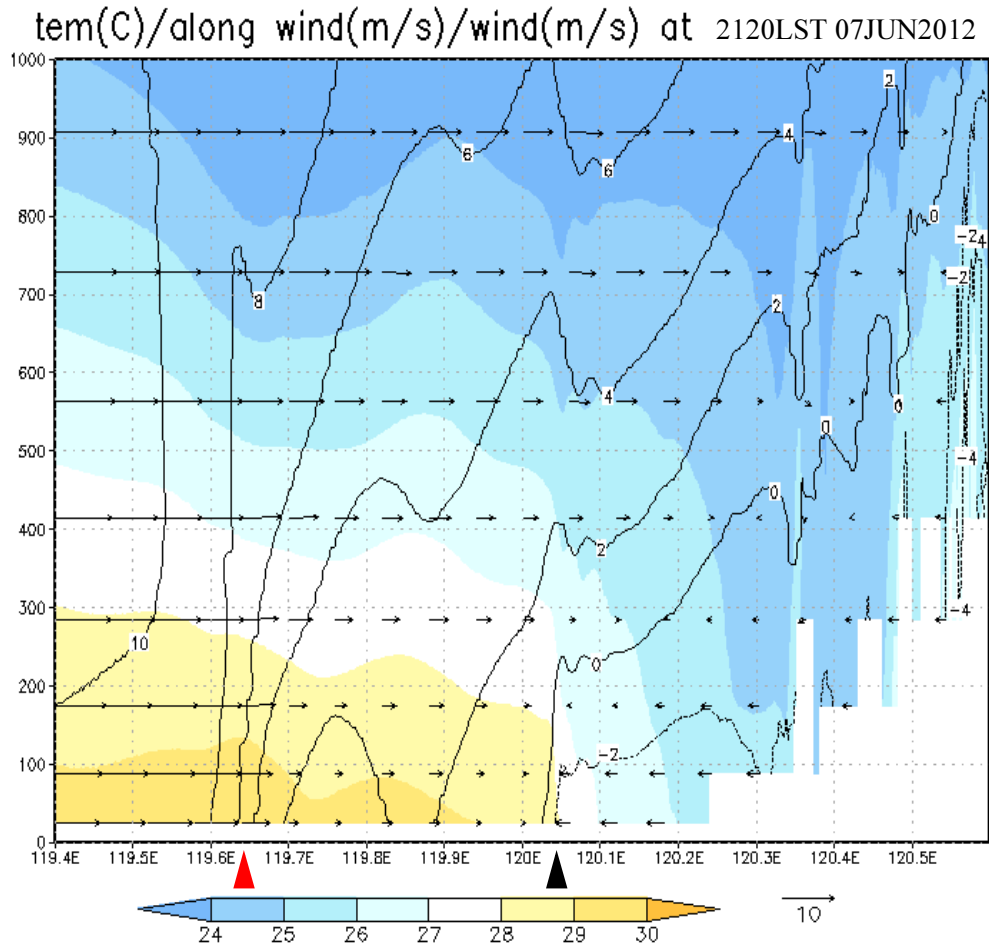


圖 5.11 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2120 LST 的溫度（色階，單位是 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）、沿剖面風速（實線，單位為 m/s ）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），紅色三角表示西南風輻合帶，黑色三角表示陸風輻合帶。

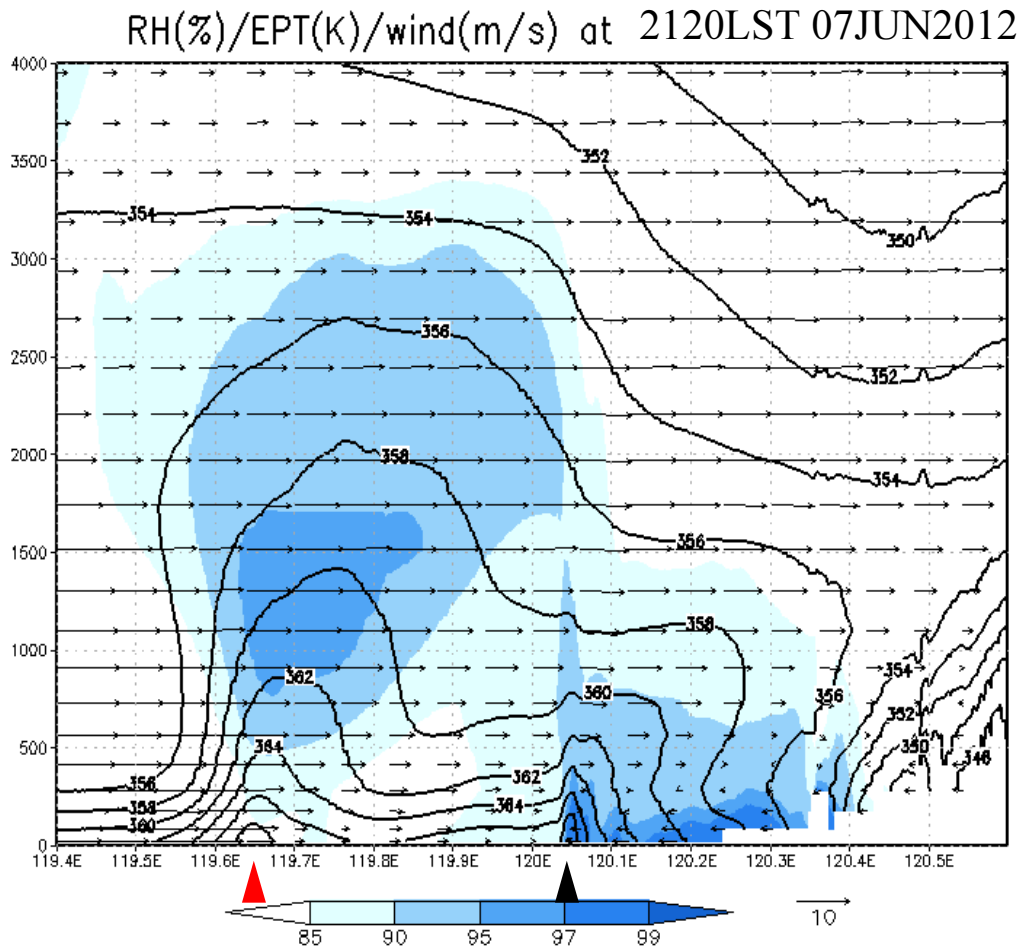


圖 5.12 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 2120 LST 的相對濕度（色階，單位是百分比）、相當位溫（實線，單位為 K）和沿剖面風向風速（箭頭如下標所示，單位為 m s^{-1} ），黑色三角表示西南風輻合帶，紅色三角表示陸風輻合帶。

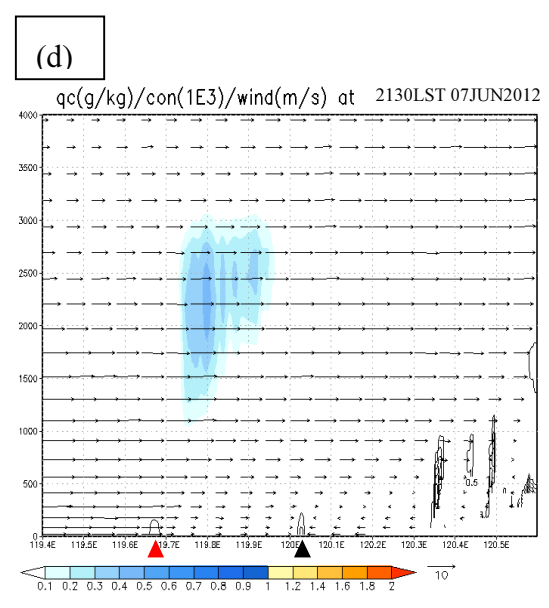
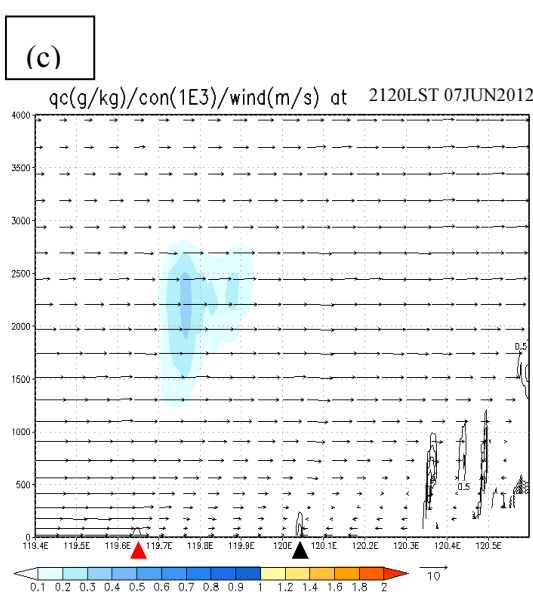
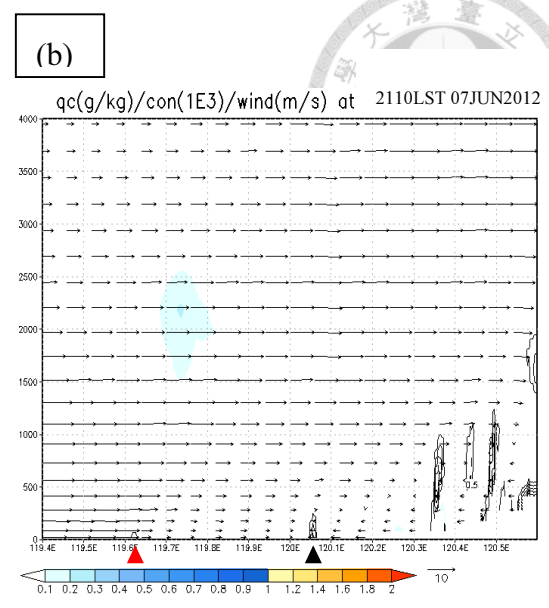
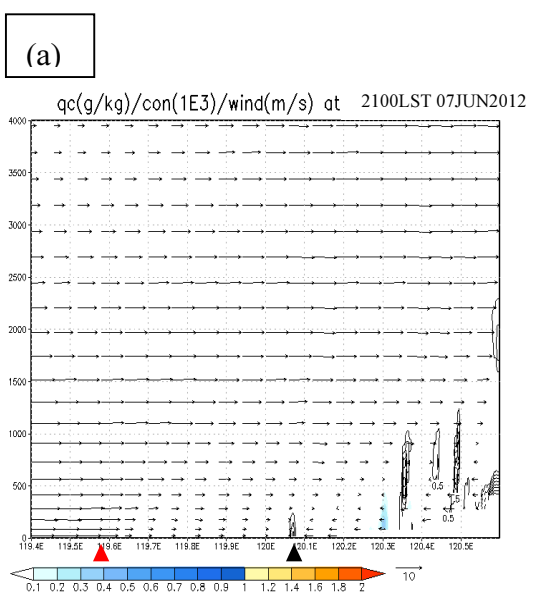
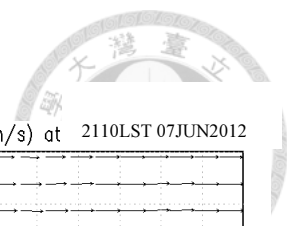


圖 5.13 (待續)

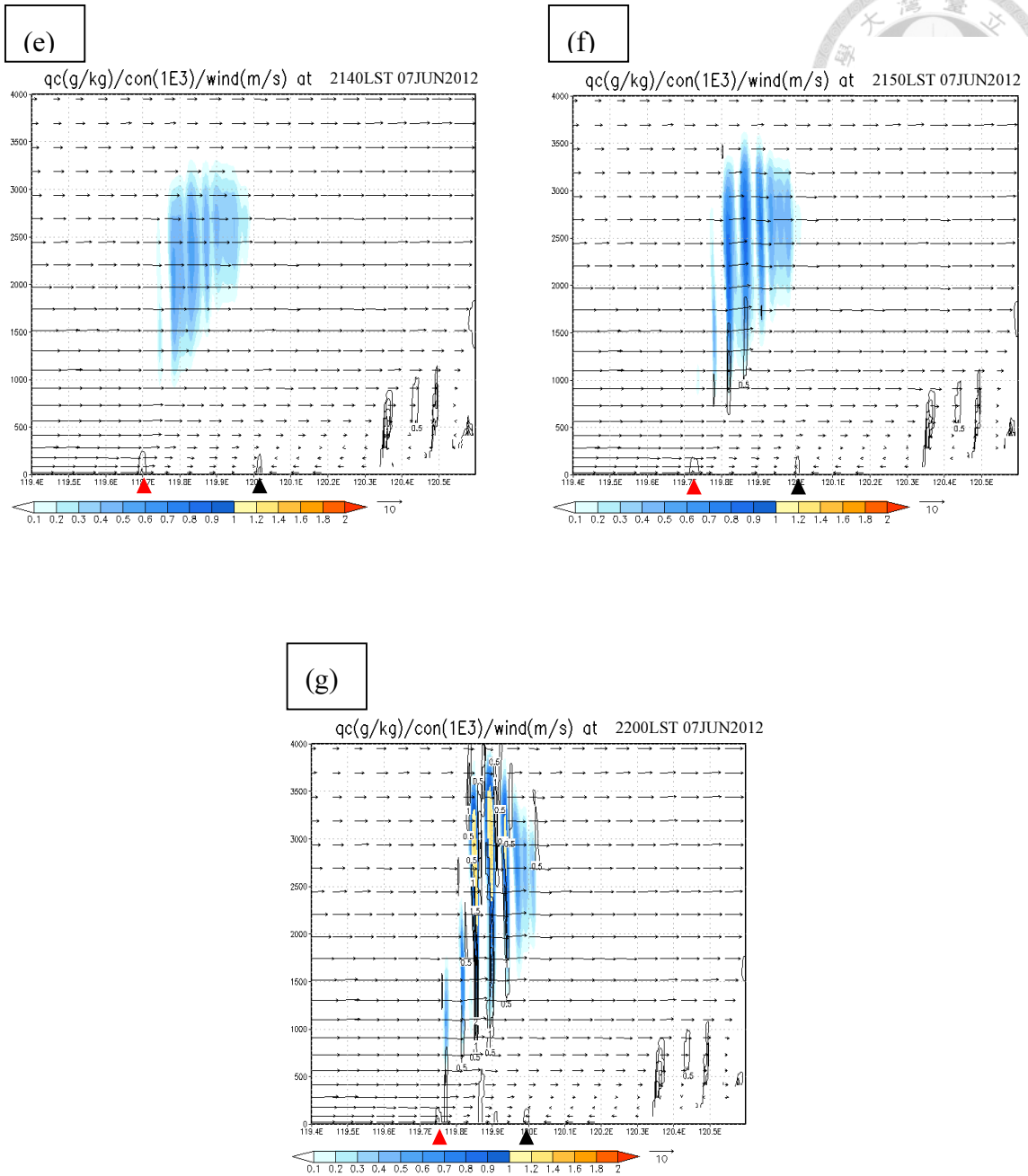


圖 5.13 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 (a) 2100 LST 至 (g) 2200 LST 之每十分鐘的雲水混合比 (色階, 單位是 g/kg)、輻合 (實線, 間距為 0.5, 單位為 $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) 和沿剖面風向風速 (箭頭如下標所示, 單位為 m s^{-1}), 紅色三角表示西南風輻合帶, 黑色三角表示陸風輻合帶。

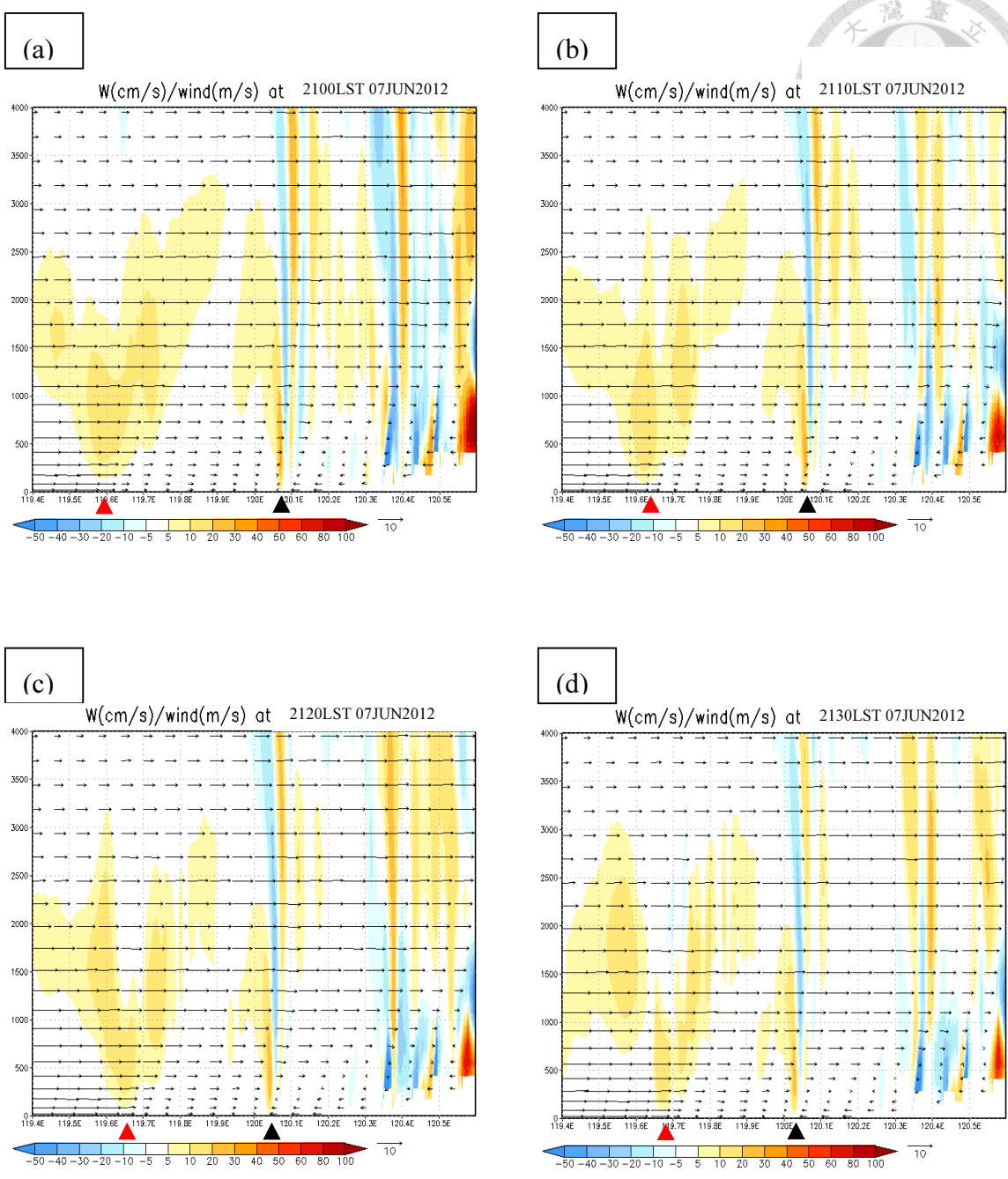
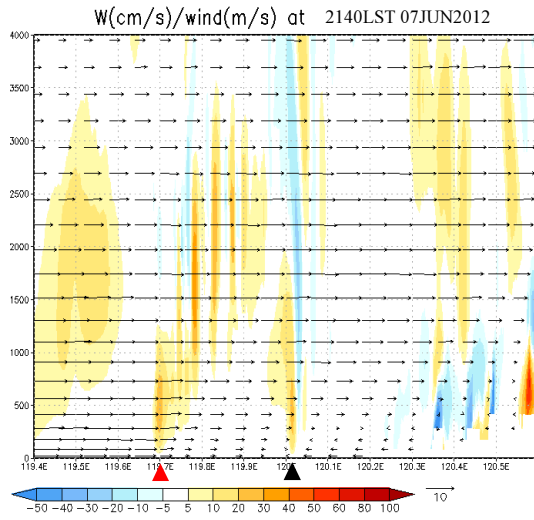
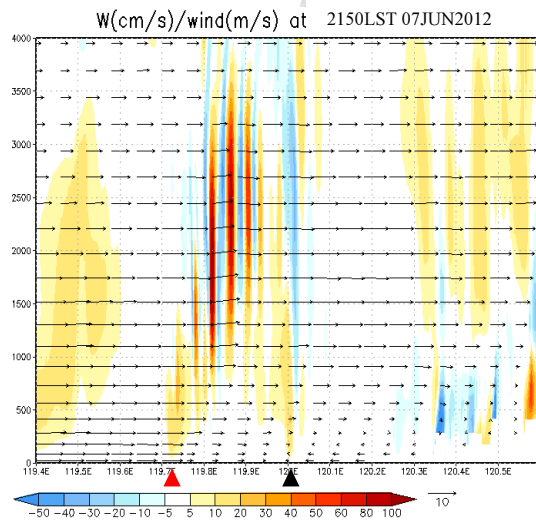


圖 5.14 (待續)

(e)



(f)



(g)

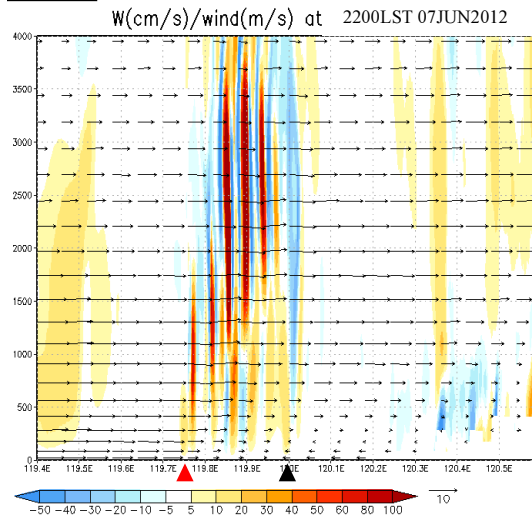


圖 5.14 圖 5.9b 之紅線剖面於 7 日 (a) 2100 LST 至 (g) 2200 LST 之每十分鐘的垂直運動速度 (色階, 單位是 cm s^{-1}) 和沿剖面風向風速 (箭頭如下標所示, 單位為 m s^{-1}), 紅色三角表示西南風輻合帶, 黑色三角表示陸風輻合帶。



LATE-AFTERNOON CIRCULATION

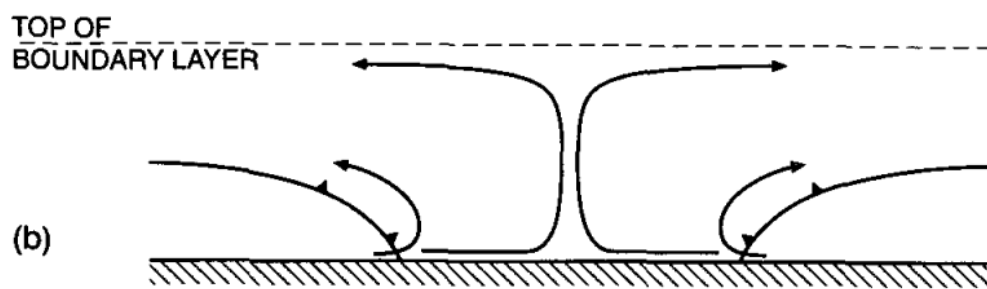


圖 5.15 Fankhauser et al. (1995) 提出，在兩對流雲間產生一窄對流上沖流之概念圖。

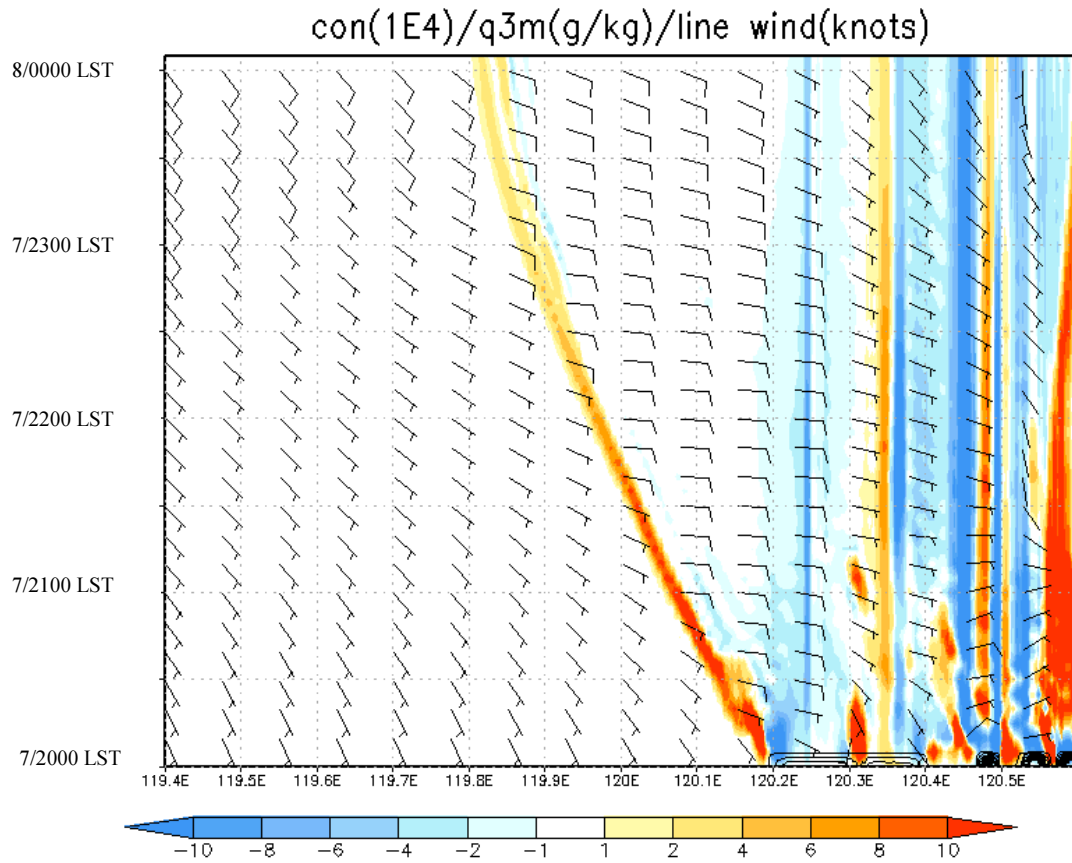


圖 6.1 同圖 5.10，但為無延遲模擬之結果。

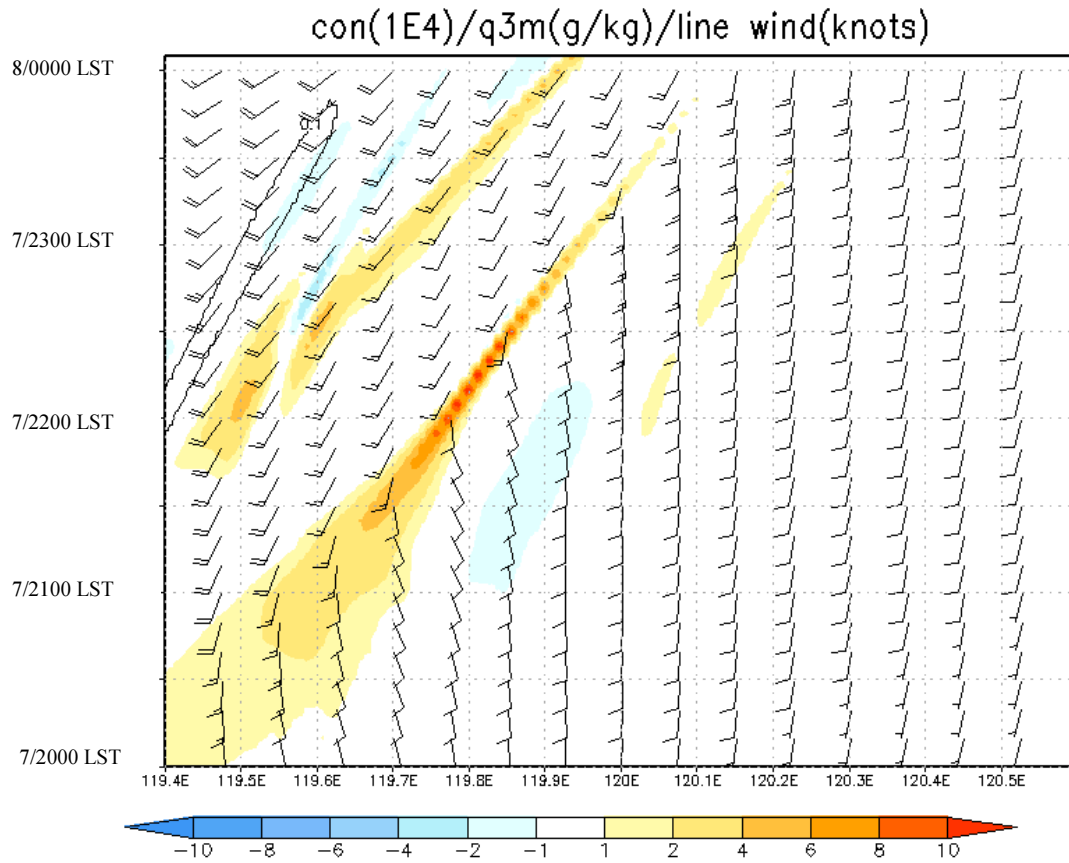


圖 6.2 同圖 5.10，但為無地形模擬之結果。



表一 CReSS 模式的模擬參數設定。

Name	粗網格模擬實驗	細網格模擬實驗
Projection	Lambert Conformal, center at 120 °E, secant at 20 °N and 40 °N	
Grid spacing(m)	2500 x 2500 x 0.5	500 x 500 x 0.3
Dimension(x,y,z)	744 x 546 x 40	600 x 612 x 60
Minimum Δz(m)	100	25
Topography	Real at $\frac{1}{120}^{\circ}$	
IC/LBCs	ERA-interim 0.75 ° / 6 hr	2.5 km run / 0.5 hr
SST	OISST weekly mean 1 °	2.5 km run
Initial time	0800 LST 06 Jun	2000 LST 07 Jun
Integration length	60 h	12h
Cloud microphysics	Bulk cold rain	
PBL parameterization	1.5-order closure with TKE prediction	
Surface processes	Energy/momentum fluxes, shortwave/longwave radiation	
Soil model	43 levels, every 5 cm to 2.1 m deep	