

# 西南氣流影響下台灣東南部 局部環流個案分析

潘大綱 戴志輝 蔡晉東 顏自雄

空軍氣象聯隊氣象中心

(中華民國九十二年五月十五日收稿；中華民國九十三年二月二十六日定稿)

## 摘 要

台灣在熱帶系統所引進的西南氣流影響下，西南部常出現劇烈的地形降雨；然而 2002 年八月五至六日，台灣及其週邊海域受輕度颱風卡莫里 (KAMMURI) 外圍西南氣流影響，除西南部陸地出現較為集中的降雨之外，東南部沿海的成功鎮，在八月五日單日就累積了近六百毫米的雨量，且在東南部沿海豪雨期間，中央氣象局成功、台東測站及空軍台東機場均出現異常之強陣風。由於本個案豪雨所出現的位置十分特殊，其成因值得進一步探討；本文藉由各種觀測資料，分析個案期間的綜觀與局部環境、氣流場、降雨及強陣風等分布之時空關係，並利用數值模擬結果，來說明地形所引起的局部環流特徵，在東南部局部豪雨及強陣風過程中的重要性。

觀測分析顯示，全島氣象雷達在東部海域所觀測到的回波，應區分為東部外海及東南部沿海兩個不同系統，二者的演化過程不同，而個案中局部豪雨與強陣風的出現，與東南部沿海回波的發展關係密切。模擬結果顯示，地形的分流效應，於東部外海出現垂直發展有限的輻合帶，在條件性不穩定的環境下，成為東部外海組織性對流發展的重要條件；而本研究的重點，則是在中央山脈影響下，隨著西南氣流垂直向下增強、增厚，在東西向的二維結構上，上游中層西風動量過山後向低層傳送，於背風面至沿海所發展出的下坡風環流特徵，此下坡風激發了垂直運動，形成東南部沿海回波的細長線狀外觀，此過程除了可說明東南部沿海局部雨量與風速的異常，同時也說明了過山氣流所導致的局部環流，對劇烈天氣之發展扮演重要的角色。因此台灣在西南氣流環境下，除了地形舉升所可能引起的迎風面降雨現象之外，還應當注意肇因於其他地形因素的局部環流過程，也有激發劇烈天氣現象的可能性。

關鍵字：劇烈地形降雨、強陣風、數值模擬、局部環流、下坡風。

## 一、前言

氣流、地形與降雨之間的關係密切而複雜，其中地形迎風面有利舉升進而激發降雨，早已是氣象作業人員所熟悉的概念。當暴洪（flash flood）預報開始被氣象作業界所關注以後，劇烈降水的定量預報就顯的越來越重要，其中基礎成分法（Ingredients-Based Methodology）就是主要的評估方法之一（Doswell et al., 1996）；若進一步沿用基礎成分法概念，藉由低層大氣的混合比（ $q$ ）、水平風速（ $\vec{V}_H$ ）與地形坡度（ $\nabla h$ ， $h$  為地形高度）所組成的成分指標（common ingredients index， $q\vec{V}_H \cdot \nabla h$ ），並考慮對流可用位能（CAPE），甚至可以評估有利環境條件下發生劇烈地形降水（heavy orographic rainfall）的潛勢（Lin et al., 2001）；在夏季，自東向西接近或登陸台灣的熱帶系統，常對迎風面的東部地區帶來充沛的雨量，當環境條件轉變成西南氣流所主導時，西南部的迎風面亦經常出現可觀的累積雨量，這樣的結果不論是在觀測分析或數值模擬（Lin et al., 2001；Lin et al., 2002；Wu et al., 2002）均有許多的佐證，例如 1999 年八月六日至七日由南海朝台灣海峽北上的 Rachel 颱風，地面的高混合比（ $21 \text{ gkg}^{-1}$ ）、強陣風（ $10 \text{ ms}^{-1}$ ）及地形坡度（ $0.033$ ）所組成的成分指標為  $6.9 \text{ gmk}^2\text{s}^{-1}$ ，對流可用位能達到  $2099 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，侵台過程中為西南部帶來了兩百毫米的日雨量，而 1959 年著名的八七水災個案中，更在成分指標為  $12.7 \text{ gmk}^2\text{s}^{-1}$ 、對流可用位能高達  $2406 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  的環境下，使西南部迎風面累積了五百毫米的日雨量（Lin et al., 2001），換言之，藉由成分指標的計算，的確可以說明熱帶系統西南氣流環境，與台灣西南部劇烈地形降水之間的相關性；研究甚而顯示，低層西南風受地形偏向再與環境

流場所形成之輻合帶，也與台灣局部劇烈降水關係密切（Yeh et al., 2002）；而利用合成流場的模擬，具有低 Fr（Froude number， $UN^{-1}h^{-1}$ ， $N$  為 Brunt-Väisälä frequency）值性質的南來氣流，受中央山脈阻擋分流後，會在北部地區、西部與東部山區迎風面分別形成輻合帶，是最有利午後對流降水發生的區域（Chen and Lin, 1997）；此外，海島地形迫使盛行風出現分流、繞流等現象，而分流或繞流可能與環境背景形成輻合帶，觸發局部的舉升造成降雨（Carbone et al., 1998；Rasmussen et al., 1989；Smolarkiewicz et al., 1988）。

就中央山脈與西南風流場型態之間的關係而言，倘 Fr 值為 0.125 時，西南風在中央山脈阻擋下，繞流與過山的效果同時存在，若 Fr 值增大，氣流對地形的基本反應雖仍相似，但慣性重力波結構會逐漸變得明顯（Lin et al., 1992）；在穩定成層環境下，西南風還會因中央山脈地形的阻擋作用，引起局部的地形噴流（Li and Chen, 1998）。然而流場型態與地形之間的關係，在潛熱釋放及地形高度增加的情形下將變的更為複雜；潛熱釋放會將 Brunt-Väisälä frequency 修正為較小的值（Hsu and Tai, 1999；Jiang, 2003；Miglietta and Buzzi, 2001），且修正量在越高溫的環境中越明顯，其結果使 Fr 值變小，繞山氣流有傾向過山的趨勢；而氣流在遇較高地形阻擋時，透過風速或穩定度層化結構的部分反射（Klemp and Lilly, 1975）與非線性過程的共同作用（Durrán, 1986）、平均狀態或自我激發的臨界層（mean-state or self-induced critical layer）等機制（Durrán and Klemp, 1987；Klemp and Lilly, 1978；Peltier and Clark, 1979；Peltier and Clark, 1983），均可能會改變原本單純的靜力山岳波結構，將過山氣流動量向低層

傳送，進而引起下坡風暴 (downslope windstorm) 或水躍現象 (hydraulic jump) 等天氣過程 (Dierking, 1998; Hopkins, 1994; Lin and Wang, 1996)，其最明顯的特徵，是出現在背風

面近地表的下坡強風 (downslope wind)、中高對流層山岳波的破碎 (wave breaking)，以及下游深厚的強上升運動 (圖 1)。

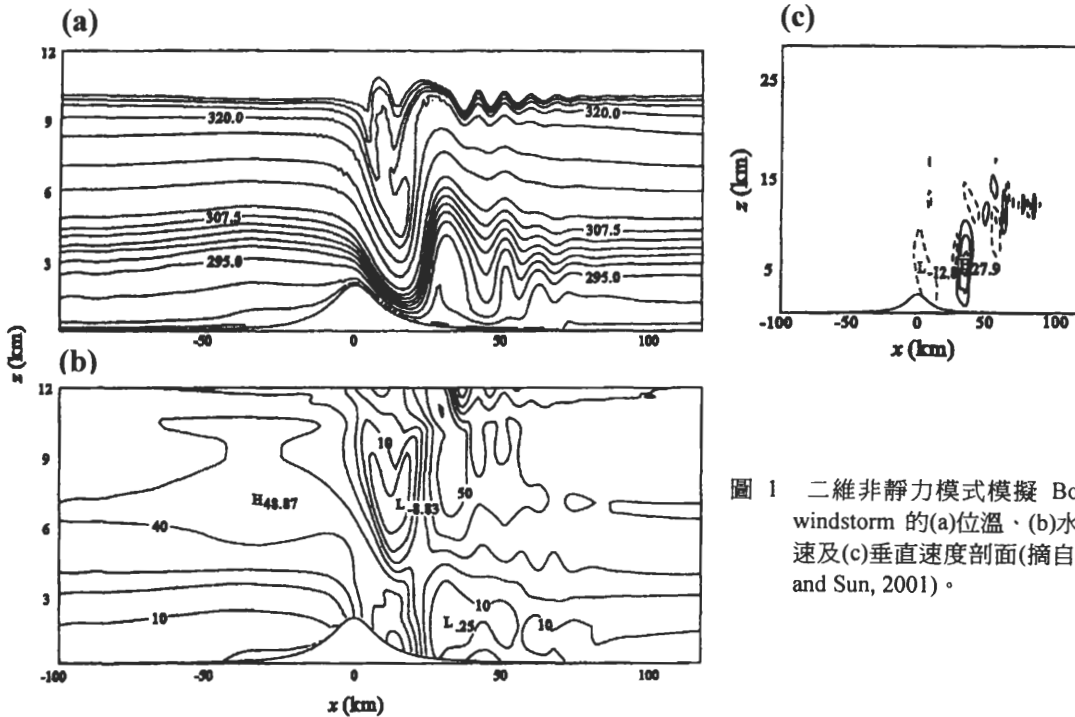


圖 1 二維非靜力模式模擬 Boulder windstorm 的(a)位溫、(b)水平風速及(c)垂直速度剖面(摘自 Hsu and Sun, 2001)。

2002 年八月五至六日間，台灣及其週邊海域在輕度颱風卡莫里影響下盛行西南氣流，若運用劇烈地形降水成分指標的概念，分析八月五日 0000 UTC 及 1200 UTC 屏東探空(圖 2)，則西南部發生劇烈地形降水的基礎成分條件逐漸有利(後續觀測資料分析中詳細探討)，據此推論西南部在中央山脈舉升作用下，發生地形降雨的趨勢逐漸明顯，實際日累積雨量的確也反映出西南部有降雨集中的事實(圖 3)，八月五日在迎風面的台灣西南部累積了 50 至超過 100 毫米的雨量；然而八月五日最大日雨量卻出現於非迎風面的東南部沿海，其中成功鎮單日

降雨近六百毫米，八月五、六兩日，台東縣境內出現最大累積雨量更高達近九百毫米，且正當降雨最強的時候，中央氣象局台東、成功測站及空軍台東機場還出現異常之強陣風；換言之，儘管基礎成分法概念能有效地將西南氣流環境與西南部地形降雨作關聯，但並不能合理說明本個案東南部沿海所出現的豪雨及強陣風；而就天氣預報作業的角度而言，在西南氣流環境下，除了中央山脈的舉升作用有利地形降雨之外，還應注意其他機制所引起迎風面以外地區的豪雨，而且這些機制也應受到同等地重視。

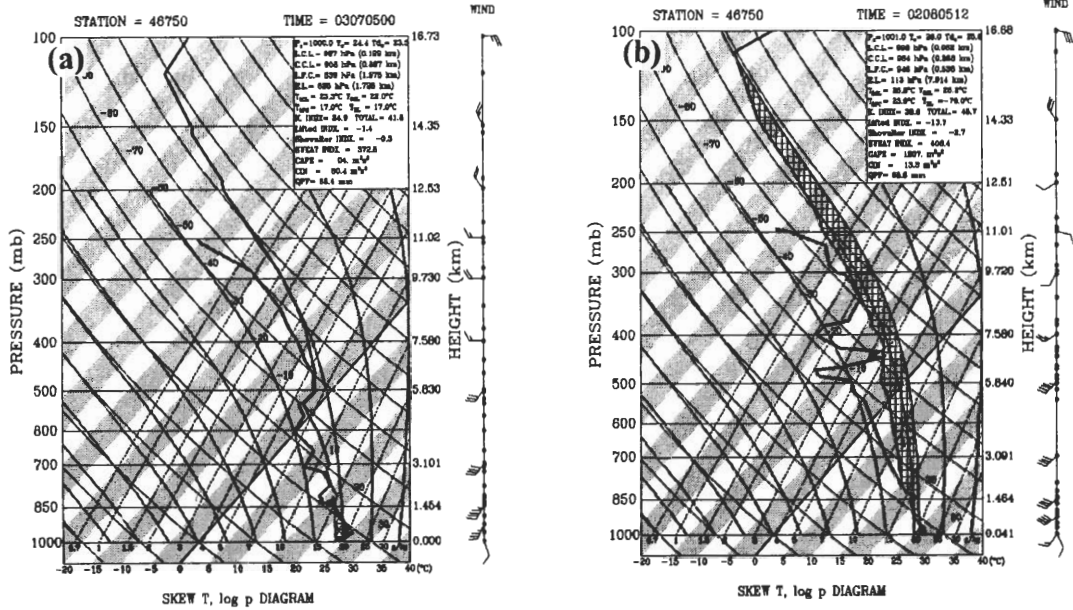


圖 2 2002 年八月五日(a)0000 UTC 及(b)1200 UTC 屏東探空。

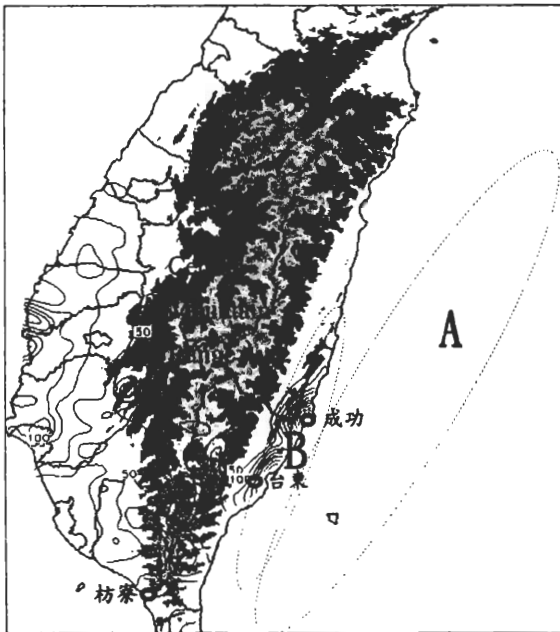


圖 3 2002 年八月五日台灣地區日累積雨量分布。細實線為等日雨量線，間距為 50 毫米；灰階為地形，間距為 500 公尺。A、B 區域則分別為文中所定義之東部外海及東南部沿海。

本文即著眼於分析中央山脈地形對西南部以外地區局部環流及對流發生、演化的影響。我們利用觀測資料及數值模擬，來探討個案中東南部豪雨及強陣風事件的過程，並希望從研究結果，說明除了傳統概念模式外，亦應考慮局部環流對局部豪大雨或強陣風發生的貢獻；第二節為觀測資料分析，經由傳統觀測、衛星及全島氣象雷達回波等資料之分析，先對個案的綜觀與局部環境在時間序列及空間分布上的特徵做一整體性的描述；第三節數值模擬與結果則概述所使用的波譜模式、初始場及模擬策略等，並進而對模擬所得之結果加以討論；第四節為結論。

## 二、觀測資料分析

如前述，八月五日的日累積雨量，除了在西南部有較為集中的現象之外，東南部沿海也出現另一個降雨中心；根據中央氣象局成功、

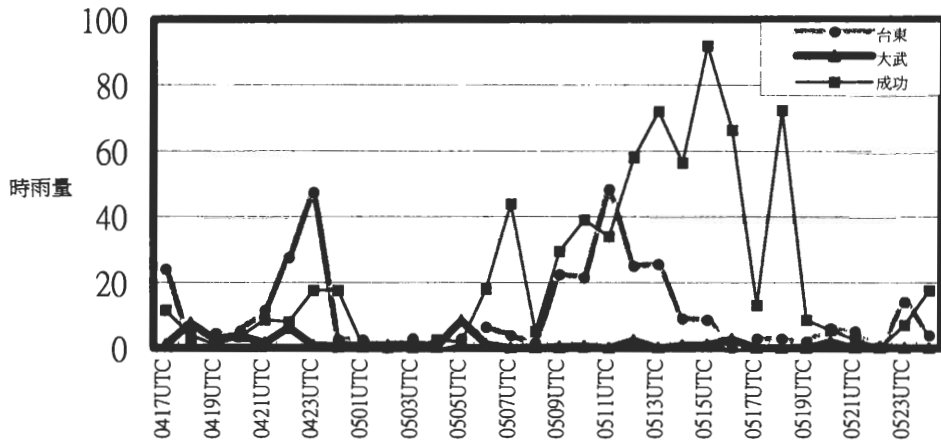


圖 4 2002 年八月四日 1700 UTC 至八月六日 0000 UTC 成功、台東與大武逐時雨量。時雨量單位為  $mmhr^{-1}$ 。

台東及大武等測站逐時雨量時間序列（圖 4），非迎風面的東南部沿海地區，在八月五至六日之間陸續均有降雨發生，但強度最強之時段為八月五日 0700 UTC 至 1800 UTC 之間，尤以成功地區為甚。在成功地區降雨最集中的時段前後，部分東南部沿海測站還有強陣風的觀測記錄，八月五日 0800 UTC 之前，台東站的風力微弱（圖 5），八月五日 0800 UTC 起至 1900 UTC 前，陣風增強至  $12 ms^{-1}$  至  $18 ms^{-1}$ ，最大陣風出現於 1800 UTC，達  $18.7 ms^{-1}$ ，風向在西

北西至西南西風之間；八月五日 0500 UTC 起，空軍台東機場地面平均風速（表一）增強至  $8 ms^{-1}$ ，0800 UTC 之後，已有近  $14 ms^{-1}$  以上陣風出現，1700 UTC 至 1900 UTC 間，平均風增強至近  $14 ms^{-1}$ ，陣風更達近  $20 ms^{-1}$ ，出現陣風期間風向大致為西南風；八月五日 0000 UTC 時，成功站觀測到的陣風（圖 6）已超過  $13 ms^{-1}$ ，八月五日 0000 UTC 起，陣風持續增強，0600 UTC 時達到  $21.8 ms^{-1}$ ，之後陣風雖稍見減弱，但自 1200 UTC 起陣風再度逐漸增強，2100

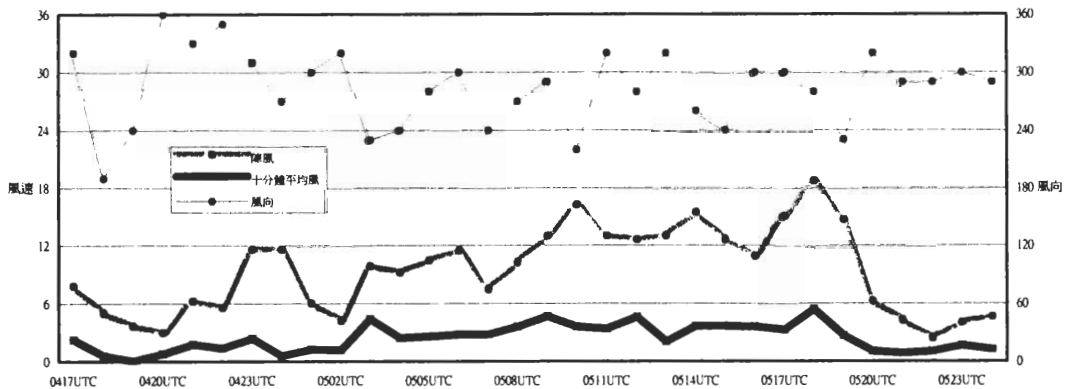


圖 5 2002 年八月四日 1700 UTC 至八月六日 0000 UTC 台東測站逐時平均風、陣風及風向。風向單位為度，風速單位為  $ms^{-1}$ 。

表一 八月五日台東機場風向風速時間序列

日期 時間(UTC)	0804 2000	0804 2100	0804 2200	0804 2300	0804 2400	0805 0100	0805 0200	0805 0300	0805 0400
風向/速 陣風	300/02	290/04	270/03	250/07	280/03	250/04	230/03	230/06	220/06
日期 時間(UTC)	0805 0500	0805 0600	0805 0700	0805 0800	0805 0900	0805 1000	0805 1100	0805 1200	0805 1300
風向/速 陣風	230/08	220/08	250/05	200/09 G15	210/07 G12	200/10 G17	220/13 G20	220/07 G15	210/09
日期 時間(UTC)	0805 1400	0805 1500	0805 1600	0805 1700	0805 1800	0805 1900	0805 2000	0805 2100	0805 2200
風向/速 陣風	220/08 G14	230/08 G14	230/09 G14	230/14 G19	200/14 G20	200/13 G19	250/10 G16	240/06 G12	280/02

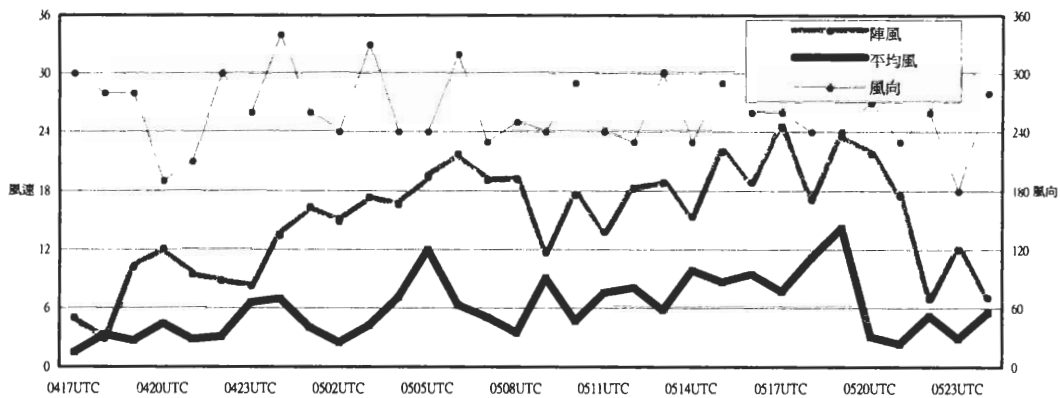


圖 6 同圖 5，但為成功測站。

UTC 前陣風約為  $18 \text{ ms}^{-1}$  至  $24 \text{ ms}^{-1}$  之間，最大陣風出現於 1700 UTC 及 1900 UTC，分別達到  $24.5 \text{ ms}^{-1}$  及  $23.6 \text{ ms}^{-1}$ ，風向則為西北西至西南西風之間，至於平均風速也有相同的趨勢。

值得注意的是，自八月五日 0800 UTC 起，中央氣象局成功、台東測站及空軍台東機場陣風陸續增強，且幾乎同時在 1700 UTC 至 1900 UTC 之間達到最強，而八月五日 0700 UTC 至 1900 UTC 之間，成功站時雨量也逐漸達到最高值，顯示上述各測站地面風的增強與成功站降雨強度變化趨勢相當一致。然而位於台東市南南西方稍遠的大武站，則沒有這種特徵，其

降雨量十分稀少（圖 4），又東南部的降雨分布十分集中於沿海地區（圖 3），即東南部陸地同時出現豪雨及強陣風現象的空間尺度並不大，均侷限於中央山脈東側。此外，早在八月四日 1500 UTC 至八月五日 0000 UTC 之間，東南部沿海就已出現過明顯降雨，但該時段內各測站並無顯著的陣風特徵。

藉由分析紅外線衛星雲圖，可以了解個案前後雲系變化的綜觀型態。八月四日 1600 UTC（圖 7a），卡莫里颱風在香港東南方海面緩慢向北北東移動，外圍環流雲系主要位於南海北部、巴士海峽西側至台灣東南方洋面一帶；八月四日 2000 UTC 時（圖 7b），原位於巴士海

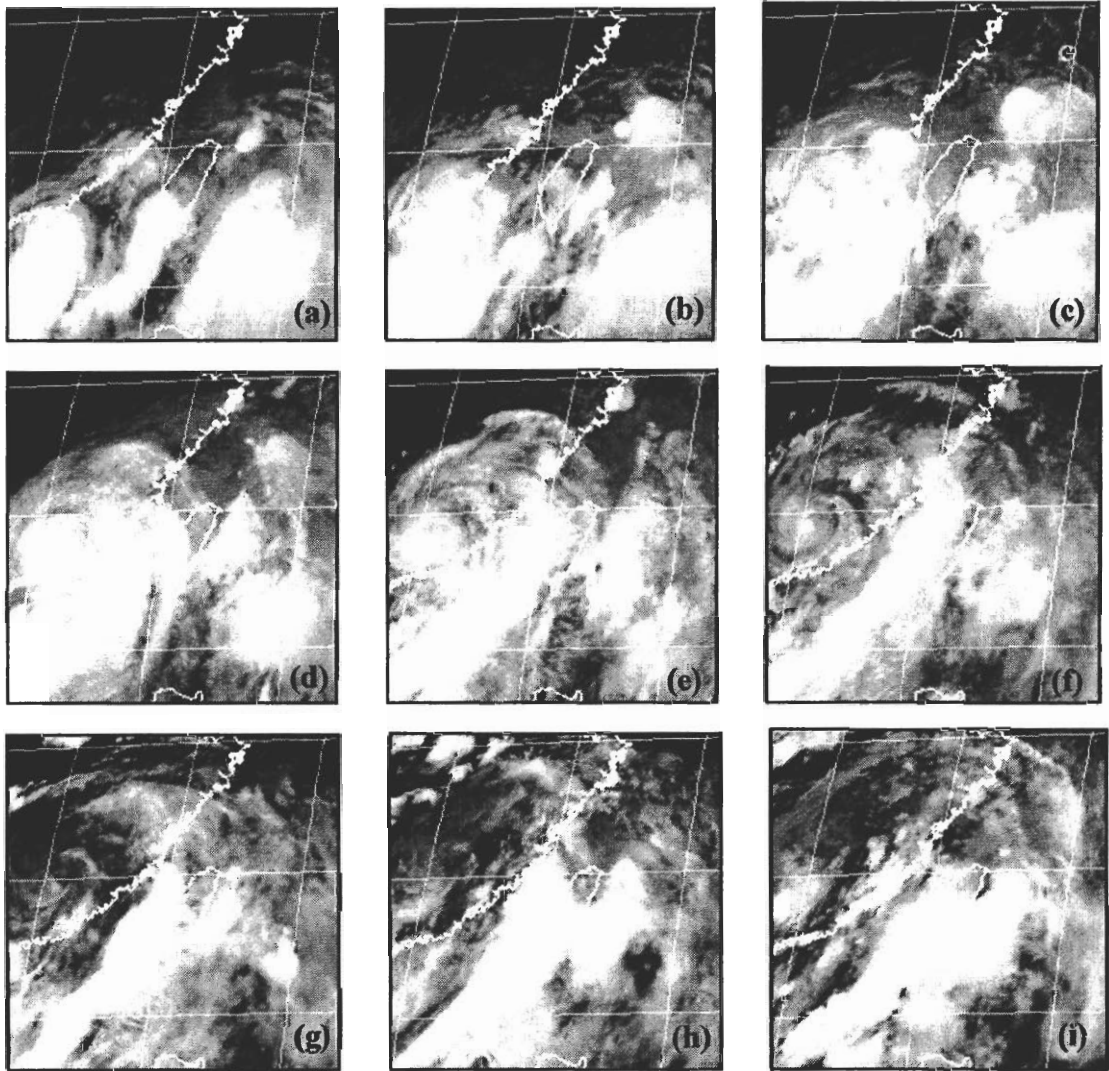


圖 7 2002 年八月四日(a)1600 UTC、(b)2000 UTC 及八月五日(c)0000 UTC、(d)0300 UTC、(e)0600 UTC、(f)0900 UTC、(g)1200 UTC、(h)1500 UTC、(i)1800 UTC 紅外線衛星雲圖。

峽雲系減弱，而東部海域有開始有雲系新生；八月五日 0000 UTC 時（圖 7c），颱風自汕頭附近進入中國大陸，此時原位於南海之外圍環流雲系逐漸向台灣海峽南部發展，且東部海域雲系持續存在；自 0300 UTC 起至 0900 UTC 間（圖 7d 至 f），颱風繼續緩慢偏北移動，強度迅速減弱為熱帶低壓，但中低層環流仍清晰可辨，此

時台灣海峽對流增強，並與南海北部雲系結合成為長度近千公里之雲帶，原台灣東南方洋面雲系逐漸減弱，而東部海域寬廣的卷雲雖稍見減弱，但東南部近海岸處仍隱約可見發展較高的雲系組織，惟其尺度相當小；自 1200 UTC 起（圖 7g 至 i），南海北部延伸至台灣海峽之雲帶，強度及位置依舊，但其中位於台灣海峽的雲系，

在向本島緩慢接近過程中逐漸消散，而東部海域雲系則再度增強並持續了六小時以上。

就八月四日 1600 UTC 以後，台灣附近雲系整體的發展狀況而言，主要的颱風外圍環流雲系可區分為兩部分，其一為自南海北部逐漸向台灣海峽發展並靠近本島陸地後減弱的雲帶，其二為在台灣東部海域局部所發展出的雲系，前者移動十分緩慢，後者更似具有滯留特徵。從卷雲發展的時間序列，顯示東部海域雲系的發展，與東南部沿海豪雨及強陣風出現的時間有相當的一致性，然而在東南部豪雨及強陣風出現的時間前後，由於部分時間無可見光雲圖可供對照，無法準確定位在寬廣卷雲下方的對流主體位置，因此，東南部豪雨及強陣風與東部海域局部雲系發展之間的關係，仍須在分析其他資料之後才能進一步驗證。

根據 NCEP 全球模式分析場，八月五日 0000 UTC 時，在 22°N、118°E 至 128°E 之間的垂直剖面上，台灣東部及海域中低層具有顯著之潛在性不穩定度（圖 8），此不穩定度在 1200 UTC 依舊明顯（圖未附）；又分析 15°N 至 35°N、110°E 至 130°E 範圍內綜觀天氣顯示，八月五日 0000 UTC（圖 9a 至 d）及之前（圖未附），颱風環流中心位於汕頭附近，中低層副熱帶高壓均位於 130°E 以東，其脊線約略呈現南北向伸展，台灣附近區域各層等重力位高度線均呈南北走向，因此台灣西南部沿海至巴士海峽西側一帶，自 1000 hPa 至 925 hPa 均為偏南風，自 850 hPa 至 700 hPa 均為南南西風；八月五日 1200 UTC（圖 9e 至 h）時，中低層副熱帶高壓與其脊線分布並沒有太大變動，但由於熱帶低壓已向北移動，各層等重力位高度線有調整為東北—西南方向分布的趨勢，因此除 1000 hPa 為偏南

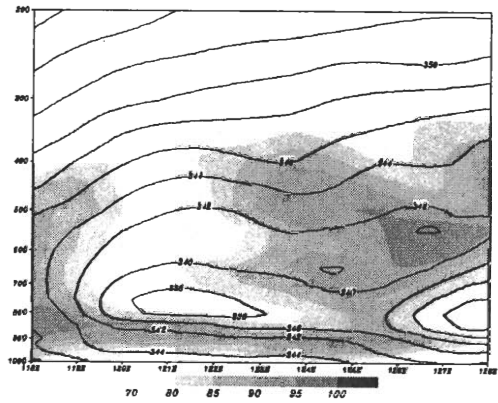


圖 8 2002 年八月五日 0000 UTC，於 22.0°N、118°E 至 128°E 之東西向剖面。等值線為相當位溫，單位為 K，間距為 2；陰影區為相對溼度，間距為 5%。

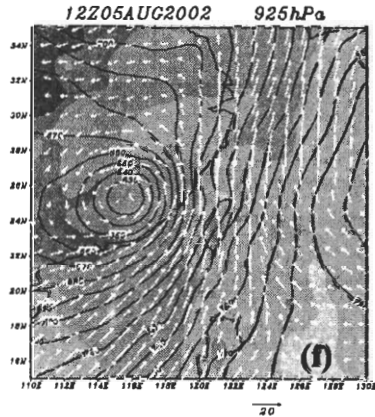
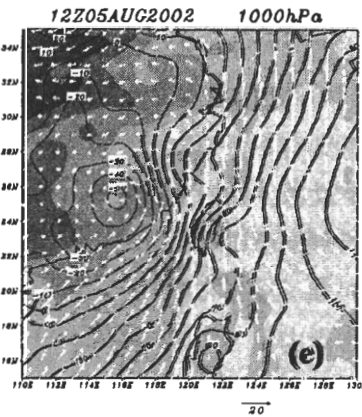
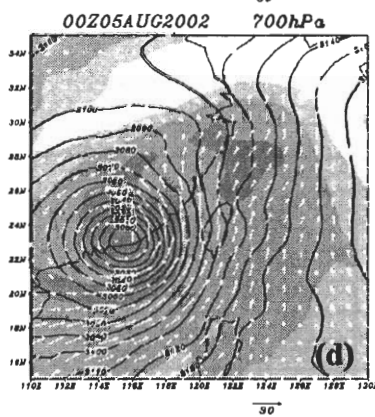
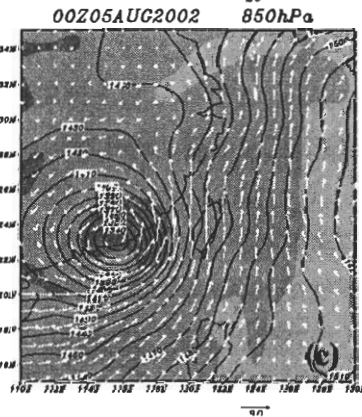
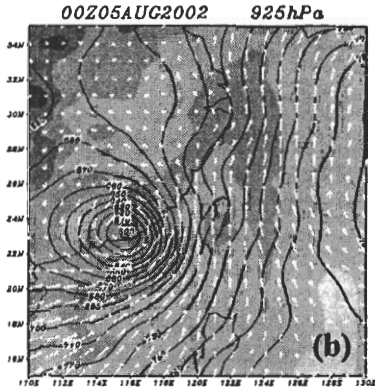
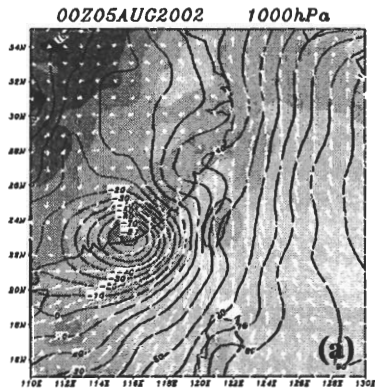
風外，925 hPa 已轉為南南西風，自 850 hPa 至 700 hPa 更轉為西南風，換言之，在颱風北移過程中，中低層氣流與中央山脈地形間的夾角隨時間及高度增加而逐漸增大。

此外，圖 9 顯示中低層混合比普遍均高，根據八月五日 1200 UTC 屏東探空所示，低層水氣供應充沛（1000 hPa 混合比高達  $20.5 \text{ gkg}^{-1}$ ，700 hPa 以下平均混合比也達到  $15 \text{ gkg}^{-1}$ ）、風速強勁、舉升凝結高度甚低（998 hPa）並與自由對流高度相同，而 CAPE 值則達  $1207 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ；且自八月五日 0000 UTC 至 1200 UTC，1000 hPa 的劇烈地形降水成分指標  $(q\vec{V}_H \cdot \nabla h)$  從  $3.0 \text{ gmk}^2 \text{ s}^{-1}$  增至  $5.1 \text{ gmk}^2 \text{ s}^{-1}$ ，925 hPa 更由  $10.4 \text{ gmk}^2 \text{ s}^{-1}$  增至  $11.9 \text{ gmk}^2 \text{ s}^{-1}$ ，顯示西南部發生劇烈地形降水的基礎成分條件逐漸有利；值得注意的是，自八月五日 0000 UTC 至 1200 UTC，屏東探空顯示中低對流層內的西南風有向下伸展、風速增強且與山脈夾角增大的情況，由於恆春半島的地形脊線（圖 3），自枋寮東側起向北延伸，平均高度在海拔一千五百公尺以



上，南北向延長近百公里，其中不乏超過二千五百及三千公尺以上的高山，在中低層西南氣流具有西風分量，且西風分量隨時間逐漸增強情況下（圖 10），以台東、成功西側中央山脈南段最高約為三千兩百公尺的地形而言，在八月五日 0000 UTC 時，700 hPa 以下低層平均西風

分量為  $9.8 \text{ ms}^{-1}$ ，估計其 Fr 值約為 0.31（以  $N = 0.01 \text{ s}^{-1}$  估計 Fr 值），而在八月五日 1200 UTC 時，低層平均西風分量增大至  $13.2 \text{ ms}^{-1}$ ，Fr 值亦增大為 0.41（如表二），即西風分量越過中央山脈的潛勢逐漸明顯。



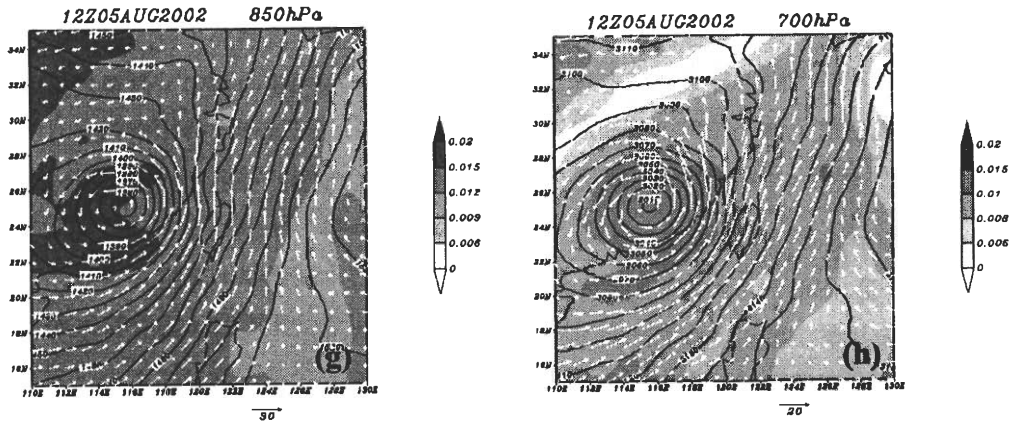


圖 9 2002 年八月五日 0000 UTC(a)1000 hPa、(b)925 hPa、(c)850 hPa、(d)700 hPa 及 1200 UTC(e)1000 hPa、(f)925 hPa、(g)850 hPa、(h)700 hPa 綜觀天氣圖。陰影區為混合比，單位為  $gkg^{-1}$ ，間距如各圖右色階；白色箭頭為風向量，風速大小如各圖下方尺標，單位為  $ms^{-1}$ ；黑色實線為等重力位高度，間距為 10。

表二 2002 年八月五日 0000 UTC 及 1200 UTC 屏東探空風場分析

高度	風場 DDDWW (DDD 為風向度數， 北風為 360°；WW 為 風速，單位為 kts)	
	0000 UTC	1200 UTC
地面	16011	15009
1000 hPa	19021	22016
1000ft	19528	22030
2000ft	20044	23531
925 hPa	20533	24038
3000ft	20544	23034
4000ft	20545	23530
850 hPa	21547	23039
6000ft	21543	22036
7000ft	22042	22534
8000ft	22039	24038
9000ft	22040	25039
700 hPa	22042	23040
平均西風風速	19.5 kts ( $9.8ms^{-1}$ )	26.3kts ( $13.2ms^{-1}$ )
平均西風 Fr 值	0.31	0.41

中央氣象局全島氣象雷達回波的時、空間解析度較高，可分析出較多的中尺度特徵。八月四日 1800 UTC 時（圖 10a），台灣附近回

波分別位於巴士海峽西側至東部海域及東部外海；八月四日 2000 UTC 時（圖 10b），南部陸地上回波已不明顯，東部外海的回波繼續向北移動，東部外海上的回波向東北方發展，其強度及範圍均在增強中，巴士海峽西側及海峽南部亦不斷有回波移入；八月四日 2200 UTC 至八月五日 0000 UTC（圖 10c）之間，主要回波分別位於海峽南部以及東部外海，前者不斷移入西部陸地後減弱，後者雖然仍向東北方遠離並減弱，但在已減弱的主體與海岸之間卻有新增強的回波；八月五日 0230 UTC 至 0800 UTC（圖 10d 至 g）之間，海峽南部回波移向本島的速度明顯減慢，並進一步向海峽北部發展並增強，逐漸呈現連續而寬廣的外觀，而東部外海回波的外觀則有顯著的變化，除了原本位於東部外海向東北方移動的系統之外，另外沿著東南部沿海發展出細長的線狀組織，強度較東部外海上者稍強，呈現北北東—南南西走向，大致平行於中央山脈，其長度超過一百公里，但寬度卻不及二十公里，回波最強的部分達到

60dBZ；八月五日 1000 UTC 至 1600 UTC（圖 10h 至 j）間，主要回波仍分布於台灣海峽及東部海域，前者組織完整並緩慢靠近西部陸地，但在向西部陸地接近過程中強度逐漸減弱，後

者仍大致保持之前的特徵；八月五日 1730 UTC 後（圖 10k 及 l），台灣海峽回波已進入西部陸地，東南部沿海細長的線狀組織則在個案過程中發展至最南端。

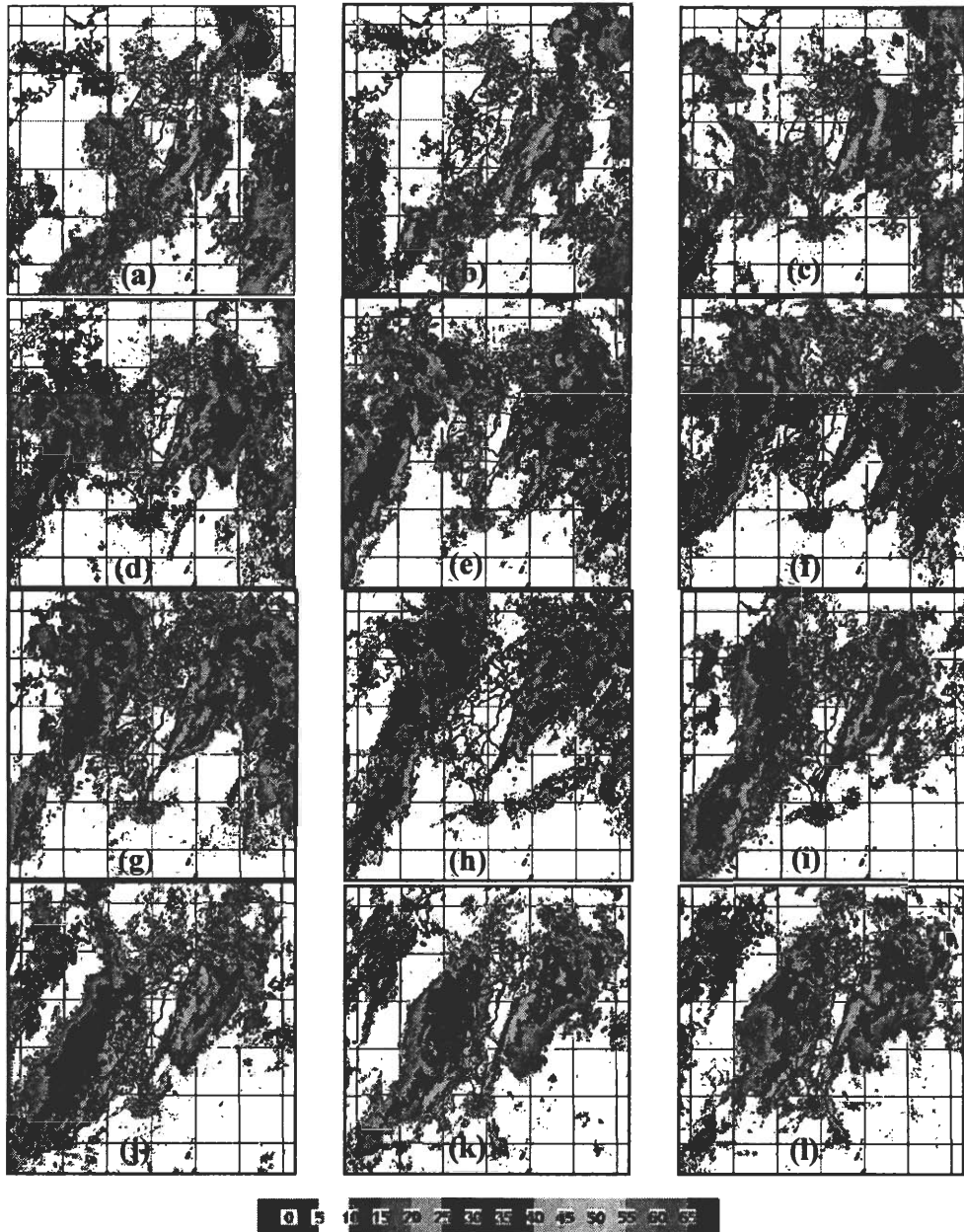


圖 10 2002 年八月四日(a)1800 UTC、(b)2000 UTC 及八月五日(c)0000 UTC、(d)0230 UTC、(e)0400 UTC、(f)0600 UTC、(g)0800 UTC、(h)1000 UTC、(i)1400 UTC、(j)1600 UTC、(k)1730 UTC、(l)1800 UTC 之中央氣象局全島氣象雷達回波。灰階及所對應數值為回波強度，單位為 dBZ，間距為 5。

就回波發展過程與分布的整體特徵而言，可大致區分為台灣海峽及東部海域兩個部份，在八月五日 0230 UTC 之前，兩者均屬移動性回波；在八月五日 0230 UTC 至 1730 UTC 間，台灣海峽上完整而寬廣的帶狀回波以緩慢速度向西部陸地接近，東部海域則始終有回波存在，其強度隨時間有所消長，但八月五日 0400 UTC 及之前（圖 10a 至 e），東部海域回波的範圍及強度，普遍均較八月五日 0400 UTC 之後（圖 10f 至 1）明顯；然而東南部沿海附近自八月五日 0230 UTC 起，開始出現北北東—南南西走向的細長線狀回波，強度較東部外海者稍強，但空間尺度遠小於東部外海回波，其位置少有變動，大致上沿海岸發展並與中央山脈平行；根據空軍台東機場地面觀測及中央氣象局台東測站記錄（未附），八月五日午後至八月六日清晨之間，該地雷雨或陣雨不斷，顯示台東市附近對流發展旺盛且持續，因此細長線狀回波所反映的應是強對流的結果；換言之，本個案中主要的回波，雖分別出現在台灣海峽及東部海域，但根據回波分布的外觀特徵，東部海域回波又應再區分為東部外海及東南部沿海兩個不同的系統，為簡化文字敘述，我們指定東部外海為 A 區、東南部沿海為 B 區（相關位置如圖 3 所標示的 A、B）；由日雨量分布（圖 3）、雷達回波演化過程（圖 10）及地面測站時雨量（圖 4）與風速觀測資料時間序列（圖 5、6）之比對顯示，東南部局部豪雨及強陣風的出現，與 B 區內系統的發展關係密切，而在本文後續的各項討論中，將分別針對在 A、B 區域內發展之系統加以分析，並置重點於在 B 區內系統的演化過程與其影響。

此一個案在卡莫里颱風外圍西南氣流影響下，西南部處於有利於地形降雨發生的環境

中，但日雨量及強陣風集中出現於東南部沿海局部陸地的事實，以及線狀回波的細長空間尺度特徵，卻讓我們有必要進一步審視是否有其他非地形舉升機制，貢獻於局部環流的建立，並引發強對流造成豪雨的可能性；個案期間，中低層流場具有西南風風速增強、向下伸展且與中央山脈的交角逐漸增大的特徵，但這些特徵與線狀回波之間的關係，比對衛星、雷達及地面觀測資料的結果並不足以釐清，即流場特徵、地形、局部環流與豪雨、強陣風發展之間的關係並不清楚，我們透過三重巢狀區域波譜模式模擬，以了解影響豪雨及強陣風發展的各種有利條件。

### 三、數值模擬與結果

本研究使用美國國家環境預報中心 (NCEP, National Center for Environmental Predictions) 1997 年版的區域波譜模式 (RSM, Regional Spectral Model) 架構二重靜力的 RSM，其下嵌入修正版 (Juang, 2000) 的非靜力中尺度波譜模式 (MSM, Mesoscale Spectral Model)，進行單向三重的巢狀區域數值模擬；模式積分區域由大至小積分，分別稱為 RSM100、RSM20 與 MSM4，數字則表各重模組水平解析度（圖 11，單位為公里），由粗到細網格分別使用 10、5、2 分真實的地形資料 (Juang and Kanamitsu 1994; Juang et al. 1997; Juang 2000)。

我們選取 2002 年八月四日 0600 UTC 之 NCEP 全球模式水平及垂直解析 T179L42 分析場作為 RSM 的初始場及邊界值，預報模擬之積分時間靜力 RSM 和非靜力的 MSM 分別執行 72 與 39 小時。二重靜力 RSM 所使用的物理過程大致與 Hor 等 (2001) 靜力模組設計相似，最內重非靜力 MSM4 除不考慮 Simplify Arakawa

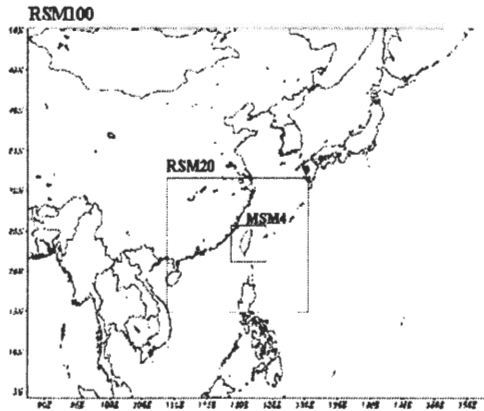


圖 11 三重巢狀模式(RSM100·RSM20 及 RSM4) 積分區域示意圖。

Schubert 積雲參數化假設，並改用五濕變數  $q_v$ 、 $q_c$ 、 $q_i$ 、 $q_r$ 、 $q_s$ （水氣、雲滴、冰晶、雨、雪）伴隨過冷卻水的顯式預報雲物理模式外（Hong et al., 1998），其餘設定與 RSM20 相同，RSM 與 MSM 模組應用之物理過程設定如表三所示。由於本研究主要目的，在於探討個案中形成台灣東南部沿海豪雨及強陣風的有利條件，以及其與線狀回波發展之間的關係，因此對於八月五日 0000 UTC 之前的模擬結果，以及台灣海峽上雲系演化的過程不詳加論述。

表三 RSM 與 MSM 模組應用之物理過程設定

物理過程 模組	輻射物理	地表層及邊界層物理	重力波平滑與垂直擴散	SAS 積雲參數化	淺雲參數化	大尺度(格點)降水	水文過程	顯式雲物理過程 (3cloud)	顯式雲物理過程 (5cloud)
RSM100	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	×
RSM20	✓	✓	✓	✓	×	×	✓	✓	×
MSM4	✓	✓	✓	×	×	×	✓	×	✓

RSM20 模擬開始不久後，於 A 區即開始出現低層輻合帶，模擬至第十八小時（八月五日 0000 UTC），在 925 hPa 及 850 hPa 高度（圖 12a 及 b）上，此輻合帶發展完整，空間尺度約與中央山脈相當，並與中央山脈地形近似保持等距，當近地面低層偏南氣流受中央山脈南端阻擋，會沿山脈兩側分流，其中山脈東側的分流，再與環境氣流合流，遂形成 A 區的分流輻合帶，直到模擬第三十六小時（八月五日 1800 UTC），此一輻合帶幾乎不隨時間有太多的空間變動，但強度約較十八小時之前減半（圖 12c 及 d），而在 600 hPa 高度上，由於流場為均勻的西南風，氣流不再受地形影響，分流再合流的特徵消失，也就不會有分流輻合帶存在（圖

12e），即 A 區分流輻合帶的垂直發展並不深厚，僅限於低層；而在陸地上，自中央山脈脊線至東側斜坡一帶，在模擬第三十六小時出現較明顯的輻合，此輻合區向東延伸，並與強度已減半的 A 區輻合帶相連，意即此時低層分流輻合帶有漸向東南部陸地發展之傾向，另一明顯輻合區則始終存在於台灣北部，但注意山區為內插之結果；模擬的時雨量（圖 13a 至 d）顯示，A 區的降雨均大致沿著此一低層分流輻合帶發展，並順著環境風場向下游移動，其位置與強度雖略有變動，但仍說明了綜觀氣流受中央山脈影響所產生的低層輻合帶，在動力上足以提供釋放潛在不穩定度的條件，成為全島氣象雷達在 A 區所見持續性寬廣回波存在的重要原因。

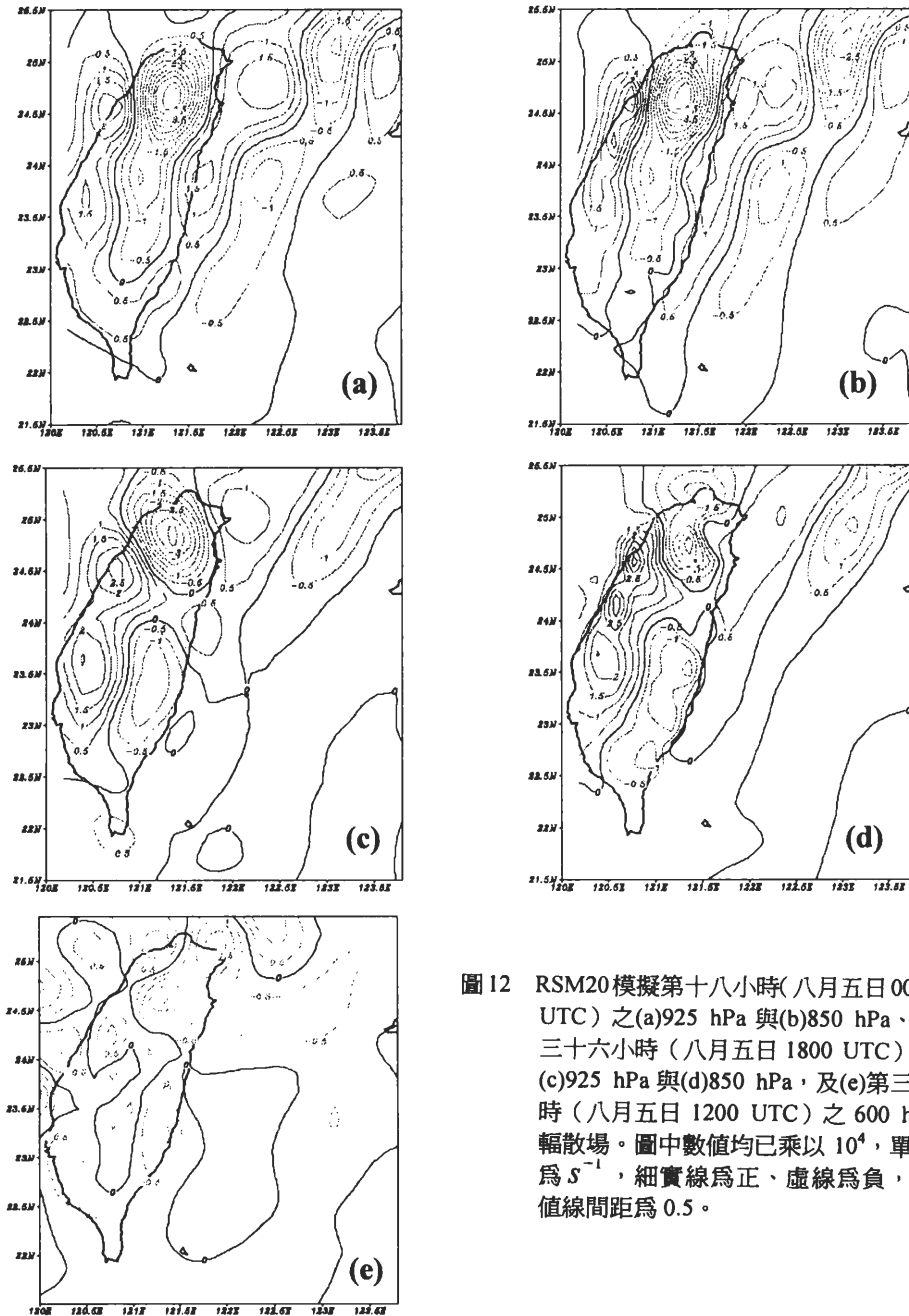


圖 12 RSM20 模擬第十八小時(八月五日 0000 UTC)之(a)925 hPa 與(b)850 hPa、第三十六小時(八月五日 1800 UTC)之(c)925 hPa 與(d)850 hPa, 及(e)第三十小時(八月五日 1200 UTC)之 600 hPa 輻散場。圖中數值均已乘以  $10^4$ , 單位為  $s^{-1}$ , 細實線為正、虛線為負, 等值線間距為 0.5。

除了 A 區的低層分流輻合帶及所伴隨的降雨之外, 自第十二小時至第三十六小時(即八月四日 1800 UTC 至八月五日 1800 UTC)之間, MSM4 在東南部局部陸地模擬出三百至四

百毫米的累積雨量(圖 14a), 其中大部分模擬雨量, 均集中出現於第二十四小時至第三十六小時(即八月五日 0600 UTC 至 1800 UTC)的十二個小時內, 局部達到兩百至三百毫米(圖 14b), 此與地面測站時雨量時間序列(圖 4)所



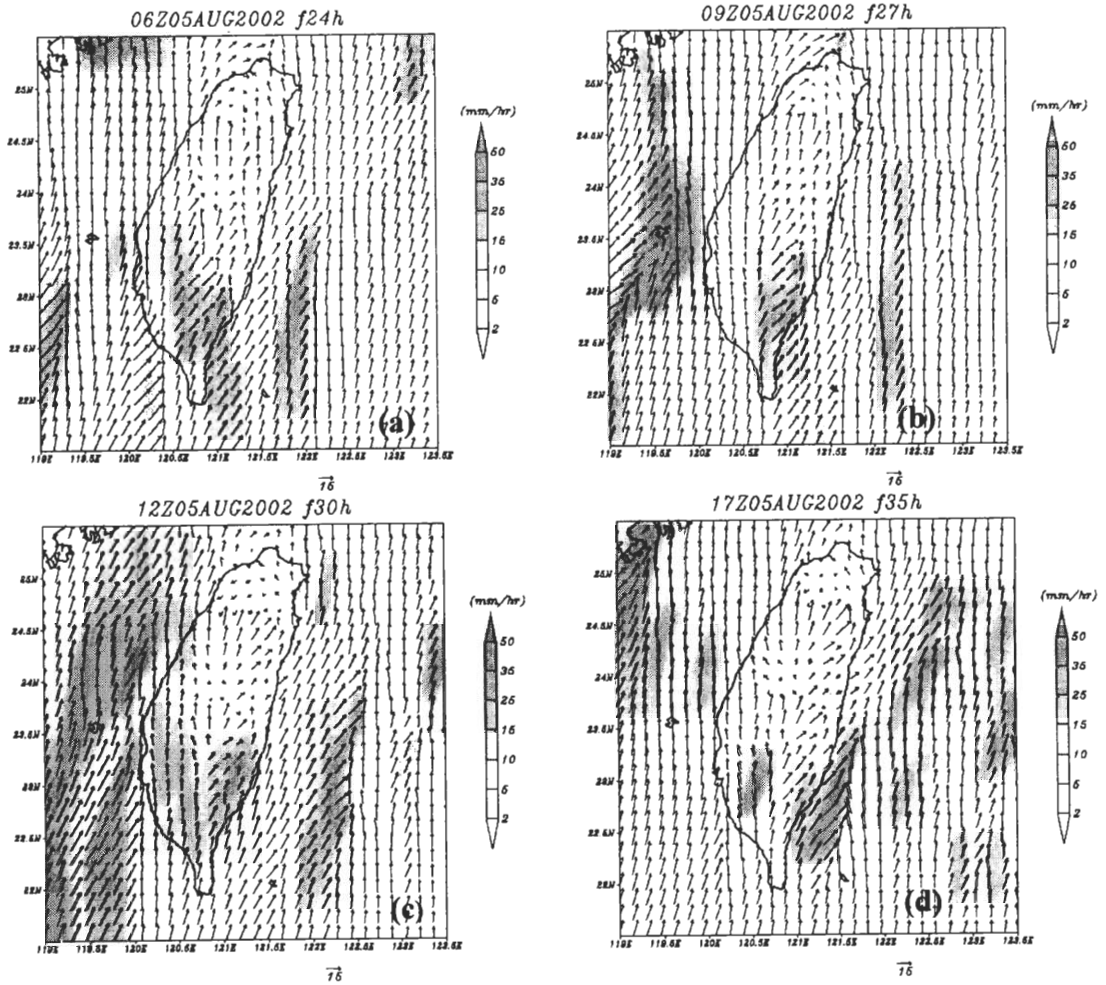


圖 13 MSM4 模擬之距地表 10 公尺高度風場與時雨量；圖(a)為模擬第二十四小時(八月五日 0600 UTC)、(b)為模擬第二十七小時(八月五日 0900 UTC)、(c)為第三十小時(八月五日 1200 UTC)及(d)為模擬第三十五小時(八月五日 1700 UTC)之結果。圖中陰影區為時雨量，單位為  $mmhr^{-1}$ ，間距參考各圖右色階；箭號為 10 公尺高度風場，單位為  $ms^{-1}$ ，風速大小參考圖右下尺標

表現的雨量集中特徵一致，顯示 MSM4 的模擬雨量雖未達到觀測所見之強度，但對於個案中頗為特殊的降雨空間與時間分布特徵，已能掌握到與觀測資料相當接近的趨勢。

MSM4 模擬至第二十四小時（八月五日 0600 UTC），中央山脈東側至 B 區之間出現降雨（圖 13a），隨後此降雨持續存在（圖 13b、c），相對於在 A 區低層輻合帶上較為隨機發生的降

雨，此降雨區始終在中央山脈南段至 B 區之間發生，並在模擬第三十五小時（八月五日 1700 UTC）發展最為明顯（圖 13d）。過去研究指出，雖然低層西南風噴流在地形影響下，可以激發出局部對流造成豪大雨，但相關研究是聚焦於山脈的西北側所出現的個案（Li and Chen, 1998），且強風並不會向下發展至地面，因此模擬結果出現於山脈南段至 B 區之間的降雨，應

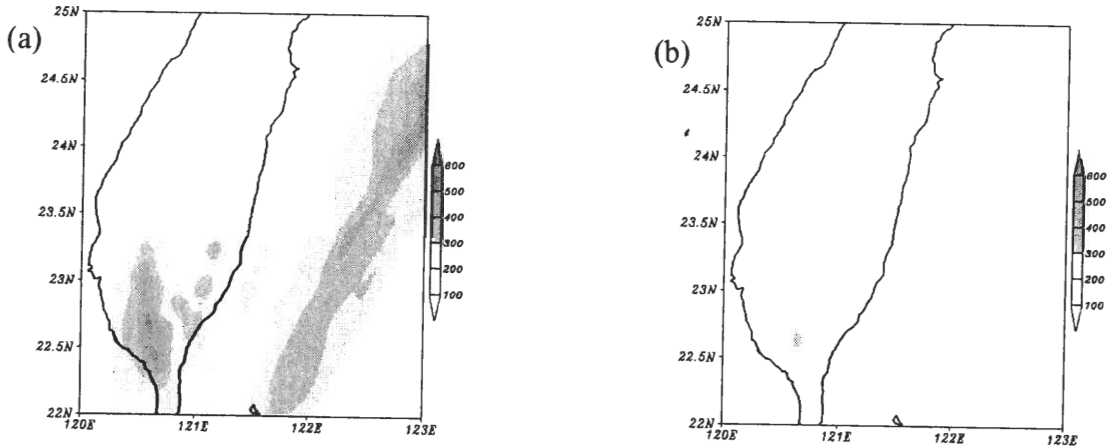


圖 14 MSM4 模擬之(a)八月四日 1800 UTC 至八月五日 1800 UTC 及(b)八月五日 0600 UTC 至 1800 UTC 累積雨量。陰影區為累積雨量，單位為  $\text{mmday}^{-1}$ ，等值線間距參考圖右色階。

與西南風噴流受地形影響的關係不大；分析屏東探空顯示 Fr 值有隨時間增大趨勢，但由於在八月五日 0000 UTC 至 1200 UTC 之間，西南部迎風面地形降雨過程的潛熱釋放，可能使得穩定度降低(Jiang; 2003)，因此根據探空所得的 Fr 值有被低估的可能，但藉由計算觀測 Fr 值時所使用的方法，分析模擬的風場與穩定度垂直結構，則可得到較為合理的估計值，並進而了解 Fr 值的變化趨勢；模擬至第十八、二十四、三十及第三十六小時（八月五日 0000、0600、1200 及 1800 UTC），Fr 值分別約為 0.508、0.881、0.851 及 0.945，即在模擬過程中逐漸增大，此特徵除了與觀測 Fr 值的變化趨勢一致之外，隨 Fr 值的增大，二維過山氣流的特徵將由 flow regime IV 逐漸過渡到 flow regime III 或 II (Lin and Wang, 1996)，換言之，個案當時的環境氣流，除了有引發西南部劇烈地形降雨的潛勢之外，還具備有利於中層西風動量在過山後下傳至低層的二維下坡風發展特徵。

MSM4 模擬自第十八小時起，近地表十公尺高度處，出現跨越中央山脈南段的西南風，

模擬至第二十四小時（八月五日 0600 UTC），跨越山脈的西南風發展至山脈東側斜坡上（圖 13a），此風場的分布特徵，在隨後的模擬結果中持續存在，且西南風範圍逐漸向下游擴展至包括山脈東側至 B 區之間的區域，風速普遍均達  $15 \text{ ms}^{-1}$  至  $20 \text{ ms}^{-1}$ （圖 13b、c），模擬至第三十五小時（圖 13d），除了陸地上的風場特徵依舊之外，B 區的西南風風速也見增強，而降雨區則在強西南風與 B 區之間發展，在 700 hPa 高度上，B 區的上升運動不但十分明顯（圖 15），強度最強達  $4.5 \text{ ms}^{-1}$ ，還呈現北北東—南南西走向的帶狀外觀，而在中央山脈脊線至海岸之間，則普遍均為下沉運動，最強的下沉運動出現在山脈東側斜坡上，強度超過  $1 \text{ ms}^{-1}$ ；RSM20 模擬至第三十六小時（八月五日 1800 UTC），低層分流輻合帶有漸向陸地發展的傾向，但此時 700 hPa 上升運動下方的分流輻合（圖 12b；RSM20 為每三小時輸出資料乙次，並無第三十五小時之模擬結果）強度已減弱，且部分上升運動位置距離 A 區低層分流輻合帶尚遠，甚至部份上升運動雖然不是發生在 A 區低



層分流輻合帶上，但強度卻較位於 A 區分流輻合帶上者更強，故 B 區的上升運動，並非單純地僅由 A 區低層分流輻合所造成，而應還有其他原因所共同作用。

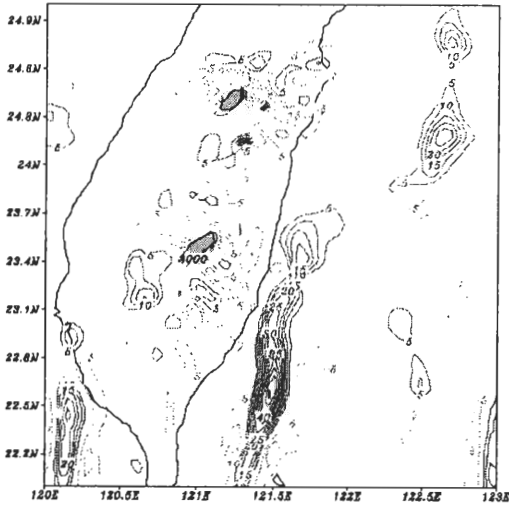


圖 15 MSM4 模擬第三十五小時(八月五日 1700 UTC)之 700 hPa 垂直速度。圖中數值已除以 10，單位為  $cms^{-1}$ ，正值為上升、負值為下沉運動，等值線間距為 5；陰影區為模式所解析高於 3000 公尺之地形。

在台東機場所在緯度 (22.75°N) 的東—西方向上，分析 MSM4 模擬至第三十五小時的西風分量與垂直速度剖面 (圖 16)，正顯示西風分量 Fr 值逐漸增大，過山氣流所發展出下坡風的風速分布特徵，即上游的較強西風位於高度較高的 700hPa 上、氣流在山脈東側斜坡至海岸間下沉，以及過山後的較強西風高度下降至地面與 850 hPa 之間等現象，而在下傳的西風分量前緣，低層風速的輻合激發出深厚的上升運動，在潛在不穩定環境中，成為對流及豪雨發展的重要原因，又由於西南氣流越過中央山脈所發展出的下坡風是三維的結構，因此才會形成山脈東側斜坡至 B 區之間普遍存在的下沉運動，而低層風速輻合所激發的對流，就會在背風面形成如同 B 區細長線狀回波一般的線狀組織。

許多的分析與模擬研究，均指出水躍過程在 Boulder windstorm 個案中扮演關鍵角色 (Durrant, 1986 ; Durrant and Klemp, 1987 ; Klemp and Lilly, 1975 ; Klemp and Lilly, 1978 ; Peltier and

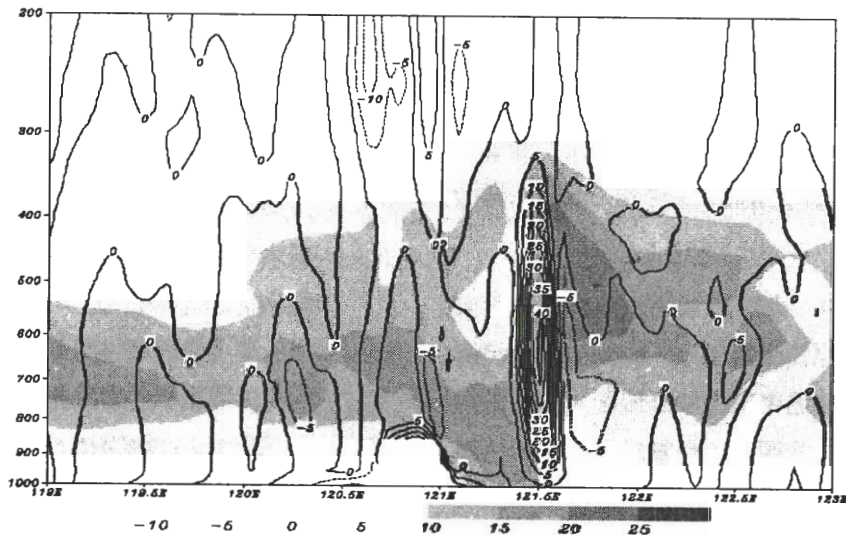


圖 16 MSM4 模擬第三十五小時 (即八月五日 1700 UTC)，於 22.75°N、118 至 123°E 之東西向剖面。陰影區為西風分量，單位為  $ms^{-1}$ ，間距為 5；等值線為垂直速度，數值均已除以 10，單位為  $cms^{-1}$ ，等值線間距為 5；白色區域為地形。

Clark, 1979; Peltier and Clark, 1983), 本個案的模擬結果, 雖然也出現上游中層較強風速與迎風面近地表阻塞、背風面地表強風的發展與中高層弱風速區、下游低層風速的輻合與其伴隨的深厚上升運動區等水躍過程二維特徵, 同時在背風面上空 500 hPa 至 700 hPa 高度間, 也因弱風區形成上下層間西風風速的臨界層, 但在地形背風面上方、中高對流層所出現的相當位溫垂直梯度差異, 除了重力波破碎過程之外, 也可能是深對流的潛熱釋放結果 (圖未附), 因此就 RSM/MSM 的模擬結果, 並不能將此個案的二維結構完全歸類為水躍過程, 但中層西風動量過山後向低層傳播的二維風場特徵, 仍值得我們從下坡風發展過程的角度, 重新思考西南氣流環境下, 台灣地區降雨分布的既有認知。

MSM4 模擬至第三十五小時, B 區的模擬上升運動區 (圖 15) 較雷達回波 (圖 10n) 為寬, 且位置較偏向海面, 表示模擬雖能解析細長線狀回波的重要動力過程, 但其外型及空間配置卻與實際略有出入, 這些結果與 MSM4 的解析度、模式所能解析到的地形高度、坡度可能均有相關, 而近期商文義教授與許武榮教授對 Boulder storm 個案的模擬研究 (尚未發表), 則建議地表摩擦會顯著影響下坡風的傳播及強度。

本個案中, 東部海域的回波應區分為東部外海及東南部沿海兩部分, RSM/MSM 模擬顯示, 西南氣流遇中央山脈分流後, 再與潛在性不穩定環境氣流輻合, 是造成東部外海組織性對流發展的重要條件, 而東南部沿海所出現的豪雨與強陣風, 則與逐漸增強的西南氣流在越過中央山脈時, 在二維結構上所表現的中層西風過山後動量下傳至低層有關。這些現象所

伴隨的重要特徵, 在模擬過程中均與實際觀測到的現象相吻合, 另一方面, 模式亦能彌補觀測資料的不足, 讓我們瞭解並注意到, 在西南氣流環境下, 除迎風面有利於地形降雨外, 在非迎風面透過其他地形因素引起的局部環流, 亦有激發豪雨與強陣風的機會。

## 四、結 論

本個案分析的主要目的, 在於探討 2002 年八月五至六日卡莫里颱風外圍西南氣流影響下, 台灣東南部局部豪雨及強陣風的形成機制, 由觀測資料及模擬結果的分析, 可以歸納出以下重要結果:

- (一)、個案中東部海域的回波, 根據演化過程中所表現的特徵, 應區分為東部外海與東南部沿海兩個不同的系統, 東南部沿海所出現的豪雨及強風, 與後者的發展關係密切, 由於這些顯著天氣現象出現的位置特殊, 以及配合其他傳統觀測資料所顯示的特徵, 我們有必要反省對台灣地區降雨分布概念模式的認知。
- (二)、使用 NCEP T170L42 全球模式分析場作為 RSM/MSM 模擬的初始邊界值, 結果顯示, 模式不僅可有效重現東部外海與東南部沿海降雨之時、空發展趨勢, 最內層之高解析度 4 公里的非靜力模組, 亦可合理地說明東南部沿海局部豪雨及強陣風事件的重要特徵; 低層西南氣流受中央山脈阻擋而分流, 其中山脈東側的分流又與環境氣流形成低層的輻合帶, 在條件性不穩定環境下, 成為提供釋放潛在不穩定度的條件, 遂形成雷達所見東部外海寬廣的回波; 又全島氣

象雷達在東南部沿海所觀測到北北東—南南西走向的細長帶狀回波，則與二維剖面上，逐漸增強、增厚的西南氣流，在跨越中央山脈南段時，上游中層西風動量下傳至下游低層的下坡風發展過程相關，由於低層風速的輻合，發展出深厚的垂直運動，在同樣的條件性不穩定大氣環境下，激發出強對流形成豪雨。

(三)、就預報作業的角度而言，熱帶系統所引進的西南氣流環境，有利於西南部發生地形降雨，已是常被引用的概念模式，但本個案的出現，卻提醒我們亦應注意舉升作用以外的地形效應，對迎風面以外地區帶來降雨的可能性，在適當的環境下，甚至還會造成豪雨及強風。

## 致 謝

感謝審查者巨細靡遺的寶貴建議、中央氣象局所提供之資料及空軍氣象中心所有同仁在資料蒐集、開放討論以及行政上所給予的支援，另本文之部份成果由國科會 NSC92-2625-Z-072-001 計劃項下支持，特此表達深摯的感謝。

## 參考文獻

- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, W. A. Cooper, V. Grubišić and W. C. Lee, 1998: Trade wind rainfall near windward coast of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2847-2863.
- Cotton, W. R., J. F. Weaver and B. A. Brian, 1995: An unusual summertime downslope wind event in Fort Collins, Colorado, on 3 July 1993. *Wea. Forecasting*, **10**, 786-797.
- Chen, C. S., and C. Y. Lin, 1997: A numerical study of airflow over Taiwan island. *Atmos. Environ.*, **31**, 463-473.
- Dierking, C. F., 1998: Effects of a mountain wave windstorm at the surface. *Wea. Forecasting*, **13**, 606-616.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Doyle, J. D., and coauthors, 2000: An intercomparison of model predicted wave breaking for the 11 January 1972 Boulder windstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Durrán, D.R., 1986: Another look at downslope windstorms. Part I: On the development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527-2543.
- Durrán, D.R., and J. B. Klemp., 1987: Another look at downslope winds. Part II: Nonlinear amplification beneath wave-overturning layers. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3402-3412.
- Hong S. Y., H. M. H. Juang, and Q. Zhao, 1998: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2621-2639.
- Hopkins, R. H., 1994: Anchorage windstorm of 1 December 1992. *Wea. Forecasting*, **9**, 469-478.
- Hor, T. H., F. C. Lu, J. D. Tsay, and H. M. H. Juang, 2001: Application strategy of NECP/RSM and NCEP/MSM models over the Southern China and Taiwan areas. 3rd International RSM conference, July, Taiwan, IV-4.
- Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 2001: A time-split, forward-backward numerical model for solving a nonhydrostatic and compressible system of equations. *Tellus*, **53A**, 279-299.
- Hsu, W. R., and J. H. Tai, 1999: Method of solving moist thermodynamic equations in NTU-Purdue non-hydrostatic model and test on 2D moist mountain waves. *TAO*, **10**, 305-320.
- Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, **55A**, 301-316.

- Juang, H. M. H., and M. Kanamitsu, 1994: the NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1-26.
- Juang, H. M. H., S. Y. Hong, and M. Kanamitsu, 1997: The NCEP regional spectral model: an update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.
- Juang, H. M. H., 2000: The NCEP mesoscale spectral mode: A revised version of the nonhydrostatic regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2329-2362.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1975: The dynamics of wave induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Li, J., and Y. I. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.
- Lin, Y. L., N. H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteo. Atmos. Phys.*, **49**, 43-67.
- Lin Y. L., S. Chiao, T. A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Lin, Y. L., and T. A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 139-159.
- Lin, Y. L., D. B. Ensley, S. Chiao, and C. Y. Huang, 2002: Orographic influences and track deflection associated with the passage of a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2929-2950.
- Miglietta, M. M., and A. Buzzi, 2001: A numerical study of moist stratified flows over isolated topography. *Tellus*, **53A**, 481-499.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1979: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1498-1529.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1983: Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 527-548.
- Rasmussen, R. M., P. K. Smolarkiewicz and J. Warner, 1989: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Comparison of model results with observation and island climatology. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1589-1608.
- Smolarkiewicz, P. K., R. M. Rasmussen and T. L. Clark, 1988: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1872-1905.
- Wu C. C., T. H. Yen, Y. H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb(1996) near Taiwan. Part I: the topographic effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.
- Yeh H. C., G. T. J. Chen, and W. T. Liu, 2002: Kinematic characteristics of a Mei-yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 700-711.

# **A Study of An Orography-induced Local Circulation at Southeast Taiwan Under Southerly Flow**

**Peter Da-Gang Pan Jyh-Huei Tai Ching-Tung Tsay Tzu-Hsiung Yen**  
**Weather Center Weather Wing, CAF ROC**

(Manuscript received 15 May 2003 ; in final form 26 February 2004)

## **ABSTRACT**

Previous research results have indicated that windward precipitation tend to be more significant at southwest Taiwan as southwesterly was enhanced by tropical systems. Common precept further suggests that windward coastal area, through terrain lifting, generally experiences higher rain amount than other regions.

Under the influences of Typhoon Kammuri during 4-6 August 2002, Taiwan and its vicinity were prevailed by southerly flow. Organized convective systems both offshore and inland were noticed. Chenggon, a small town 40 km north northeast of Taitung, received 600 mm daily rain amount. Strong wind was recorded both at Chenggon and Taitung. Torrential rain and strong wind occurred at southeastern region was out of operational meteorologists expectation. With the aids of numerical model simulation, traditional observations, radar and satellite data, we intend to reveal the possible causes for the southeastern abnormal weather event.

Our research results indicate convective activities east of Central Mountain Range could be categorized into north and south portions. Northern convection was formed by low-level convergence due to topography-induced diffluent flow and environmental flow. The conditional unstable atmosphere further maintained its convective development. The south part mainly resides inland at all times. It caused torrential rain and strong wind at Chenggon and Taitung. Numerical simulation results indicate that southern convection was resulted from the deepening and intensifying environment southerly. It possesses obvious downslope wind circulation both mesoscale circulation and environmental low level convergence contribute to the initiation and evolution of southern convective activities. While the convergence associate with northern portion has limited vertical extend, strong and narrow convection activity accompanied with southern one. The existence and maintain of the southern convection is closely related to the orography-induced mesoscale local circulation. This study strongly suggests that under the southwesterly flow pattern forecasters should focus their attention not only at windward precipitation but also the possible occurrence of any other orography-induced local circulations.

**Key words :** Significant windward precipitation, Strong gust, Numerical simulation, Local circulation, Downslope wind