

## 台灣東部背風渦旋對背風區對流系統的影響

鄭敏璋<sup>1</sup>、朱昌敏<sup>2</sup>

<sup>1</sup>空軍氣象中心、<sup>2</sup>國防大學中正理工學院

### 摘要

本文藉由區域波譜模組(Regional Spectral Model, 簡稱RSM)之模擬, 探討發生在台灣東部之背風渦旋(Lee Vortices)對此區對流系統發展的影響。另外為瞭解環境風場及水汽量場之變動對背風區對流系統與背風渦旋的影響, 也針對不同動力及水汽環境條件進行理想性的模擬與分析。其結果顯示:(1)伴隨反氣旋式背風渦旋(Anti-Cyclonic Vortex)之東風迴流是背風區對流系統的主要生成機制。(2)環境場風向是決定背風區對流系統與背風渦旋生成位置的主要因素。風向與地形交角愈大, 背風渦旋愈容易形成。風向偏南, 背風渦旋中心位置偏北。在僅改變環境場風速時, 隨風速增加, 越山氣流及過山氣流均增加, 封閉式渦旋環流愈不明顯, 且正、負渦旋中心距離愈小。(3)環境場水汽量是透過迎風面之水汽凝結之潛熱釋放作用影響背風區對流系統與背風渦旋。隨水汽量增加, 越山氣流增加而繞山氣流減少, 封閉式之渦旋環流愈不明顯, 但是正、負渦旋中心距離變大。

關鍵字：東風迴流

(2002年08月09日收稿；2002年08月14日完稿)

### 一、前言

中央山脈地形的影響, 不僅表現在東、西二側的土地開發與人文發展, 在天氣及氣候方面也呈現不同的變化及差異。陳(1990)在台灣梅雨季中尺度低壓(Mesolow)的氣候特徵研究中, 顯示台灣地區的中尺度低壓總數與降雨量分布受中央山脈的影響, 呈現不同的分布狀況。其中, 不同區域的熱力及動力扮演著不同的角色, 如非絕熱過程產生的與中尺度低壓(Mesolow)與氣流過山所形成的背風低壓(Lee Lows)形成機制的不同, 對於相隨的中尺度渦旋(Mesovortics)與背風渦旋(Lee vortices)自然也有差異。本文重點即在梅雨季之盛行西風或西南風時, 由動力作用產生的背風渦旋系統對東部地區對流系統的影響。

背風渦旋概念可由Hunt and Snyder(1980)的水工實驗概念模式獲得初步的瞭解。如低福祿數

(Froude Number)時迎風面的邊界層分流(Boundary Layer Separation)及背風面的渦旋偶對現象, 共存在五個流速為零的停滯點(Stagnation)及二處與環境流場方向相反的逆流; 福勞數增加時, 正、負渦旋中心距離及垂直發展厚度, 均有減小的趨勢。而透過Klemp and Lilly(1978)的二維氣流過山數值模擬結果及Lin and Wang(1996)的山岳波分類, 可知氣流受地形作用的複雜變化情形。對三維的環境而言, 背風渦旋更為複雜氣流變化的結果, 如Lin et al.(1992)以線性山岳波(Linear Mountain Wave)過程、斜壓渦度傾斜(Baroclinic Vorticity Tilting)及行星渦度拉伸(Planetary Vorticity Stretching)作用, 分別解釋背風低壓與背風渦旋的生成。

在參考台灣地形的數值模擬研究方面, Sun et al.(1991)、Sun and Chen(1993)及Lin et al.(1992)的研究結果, 均可提供台灣東部地區背風渦旋天氣現象

的瞭解。如科氏力、風場及日夜效應具有影響背風渦旋位置及強度的變化。而在使用無黏性、絕熱大氣假設條件下，Sun et al.(1991)指出，伴隨渦旋環流之東風迴流具有產生局部對流降水的現象(圖1)。惟上述數值模擬中大都使用理想性的大氣條件，未能考慮實際天氣的水汽變化。因此，我們除延續瞭解真實大氣中背風區之對流系統發展外，也嘗試探討理論性之背風渦旋與實際大氣條件資料模擬之背風渦旋的差異。

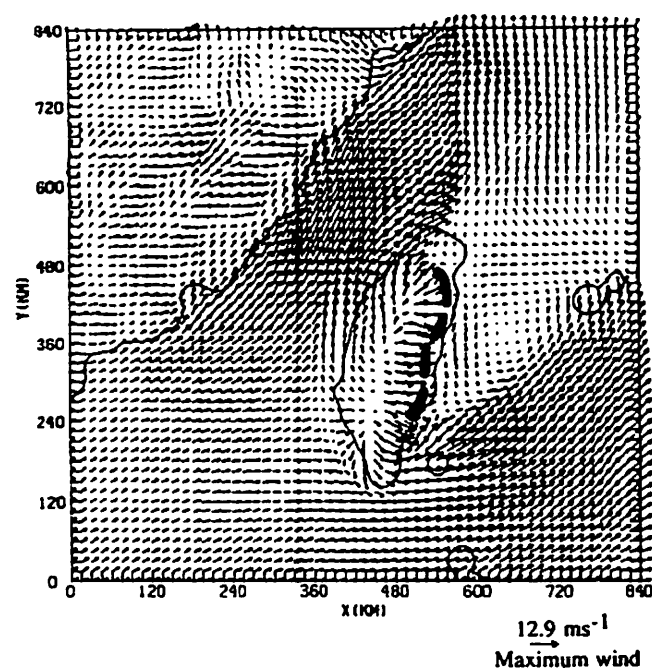


圖1 普度靜力數值模式模擬1987年5月17日(a)0500 LST (b)1700 LST在地表附近( $\sigma=0.997$ )的流線圖，其中粗實線為背風區可能發生降水的區域(摘自Sun et al., 1991)。

## 二、使用模式與實驗設計

本文使用內嵌中尺度波譜模式的區域波譜模式(Regional Spectral Model, 簡稱RSM)。RSM最初為Juang和Kanamitus在美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, 簡稱NCEP)所發展的靜力模式，由王等引進，並建構為三重靜力巢狀區域波譜模式，目前建置於海軍氣象中心及國防大學中正理工學院應用物理所，分別使

用超級電腦(Cray-YMP)及高階工作站(Dec Alpha)上執行天氣預報及發展研究。Juang et al.(1997)進一步發展改良區域波譜模式，並可架設於Linux系統的個人電腦。Juang(2000)提出修改之非靜力中尺度區域模式。目前所用的版本即包含中尺度波譜模式的多重巢狀界面區域波譜模式，具有讀取中央氣象局全球波譜模式資料之功能，工作環境為Linux個人電腦系統。詳細的模式介紹可參考Juang and Kanamitus(1994)、Juang et al(1997)、Juang et al(1991)、于(1996)、蔡(2001)等資料。

模組架構分為參考目前海軍天氣預報作業之靜力三重巢狀波譜模組並加入非靜力中尺度波譜模組的四重巢狀模組，及利用巢狀波譜模組不受固定網格限制特性，簡化四重模組中第二、三重模組為一組較高解析模組為中間過渡模組的實驗性模組。各模組之空間積分區域示意圖如圖2，範圍由大到小，網格點解析分別為120、60、30、10、5公里，東西向與南北向交錯之網格點數分別為81X65、81X81、81X79、64X61、81X81。四重巢狀模組為120、60、30、5公里網格點模組的組合，實驗模組為120、10、5公里網格點解析的組合。120公里模組，使用靜力、大尺度格點降水及積雲參數化過程，為考慮NCEP與CWB之GSM在物理與動力的差異，採取的緩衝模組。60公里模組，使用靜力、大尺度格點降水及積雲參數化過程，為解析中尺度天氣現象。30公里模組，使用靜力、積雲參數化及顯式雲物理過程，為進一步解析中尺度天氣現象。10公里模組，使用靜力、積雲參數化及顯式雲物理過程，為兼顧解析較小尺度天氣現象。5公里模組，使用非靜力、顯式雲物理過程，為解析非靜力及較小尺度天氣現象。各模組均使用5分(約10公里)地形。模組分類及使用物理過程主要區別如表1。

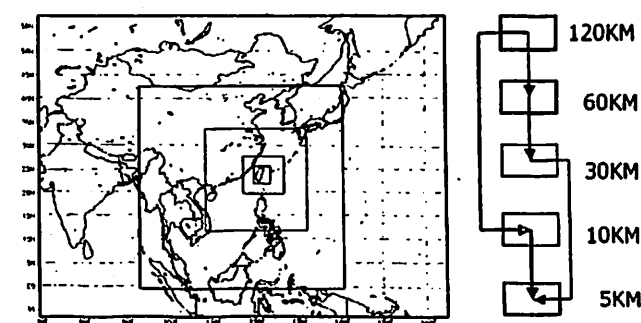


圖2 多重巢狀模組空間積分區域示意圖，不同方塊代表積分時之區域範圍。右方虛線為不同巢狀模組執行路徑。

表1 巢狀區域波譜模組分類及使用物理過程主要區別表

網格解析(Km)	積分間距(Sec)	範圍大小(網格數)	物理過程主要區別				
			靜力	非靜力	大尺度格點降水	積雲參數化	顯式雲物理過程
120	240	81x65	✓	×	✓	✓	×
60	120	81x81	✓	×	✓	✓	×
30	60	81x79	✓	×	×	✓	✓
10	50	64x61	✓	×	×	✓	✓
5	20	81x81	×	✓	×	×	✓

模擬個案為2001年5月6、7日由衛星雲圖上觀測到的台灣東部區域顯著渦旋狀雲系。初始資料為中央氣象局提供海軍使用的全球波譜模式分析場與預報場，未經初始化或同化處理，網格點解析約240公里(T80)，包含地面層及追隨地勢座標18層。巢狀模組資料輸入，則外重模組的輸出資料即傳給內重模組的輸入資料。

為探討背風渦旋對背風區對流系統的影響，並瞭解巢狀區域波譜模式的預報與模擬能力。實驗過程分為下列二組(表2)：

1. 多重巢狀模組：使用中央氣象局全球波譜模式輸出資料，執行多重巢狀模組積分結果分析及

驗證實際天氣資料，為比較模擬與理論之背風渦旋研究之差異。

2. 實驗組：分析場及預報場資料源自10公里模組之初始場，並使用水平均勻假定製做分析場及預報場，單點垂直資料取自氣流上游之台灣西南方一點。並執行5公里模組積分與結果分析，為比較實驗組之天氣變化。分改變風向、風速及水汽量不同組別。資料來源同控制組。分別執行5公里模組積分與結果分析，為比較實驗組之天氣變化。

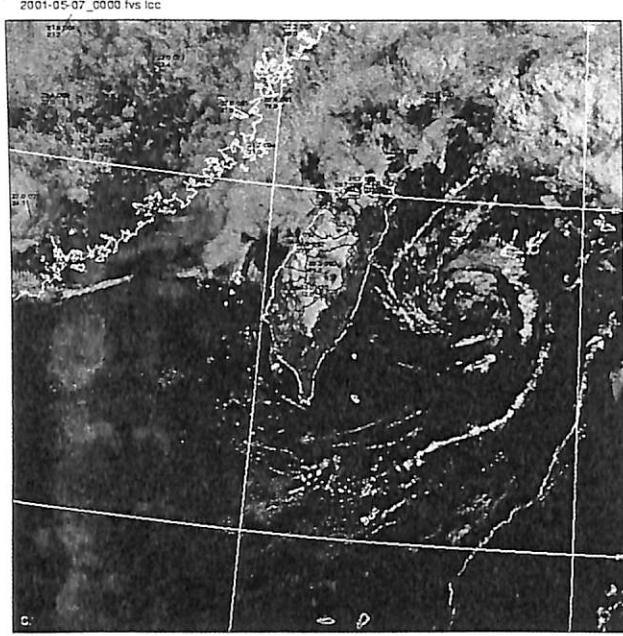
## 三、天氣分析

由2001年5月6日23Z至5月7日09Z可見光雲圖及紅外線雲圖，顯示台灣東部海面具有淺薄的渦旋狀雲系，發展高度在中、低對流層(圖3)。另外在天氣圖分析上，當時鋒面系統仍位於台灣北部外海，環境風場由5月6日00Z之西南西風，至5月6日12Z轉西北西風，5月7日00Z再轉為西南西風，風速平均每小時約5.0至12.5公尺，對應台灣地形之福祿數值約0.13至0.31，為有利於背風渦旋生成的環境。林和戴(2001)指出該渦旋雲系應為背風渦旋環流所引起，生命期至少維持10個小時以上。

表2 實驗組別及目的

組別	初始資料	實驗目的
多重巢狀模組	CWB GSM分析場及預報場	比較與理論性背風渦旋研究之差異
實驗組(風向)	使用水平均勻假定之分析場及預報場，但風向為西南風或西風，風速為5.0m/s	環境風向對背風區對流系統與背風渦位置的影響
實驗組(風速)	同風向實驗組，但風速分別減少2.5m/s，增加2.5m/s及5.0m/s	環境風速對背風區對流系統與背風渦位置的影響
實驗組(水汽量)	同風向實驗組，但水汽量分別減少10%，及增加10%	環境水汽量對背風區對流系統與背風渦位置的影響

(a)2001 050700Z VIS



(b)2001 050700Z IR

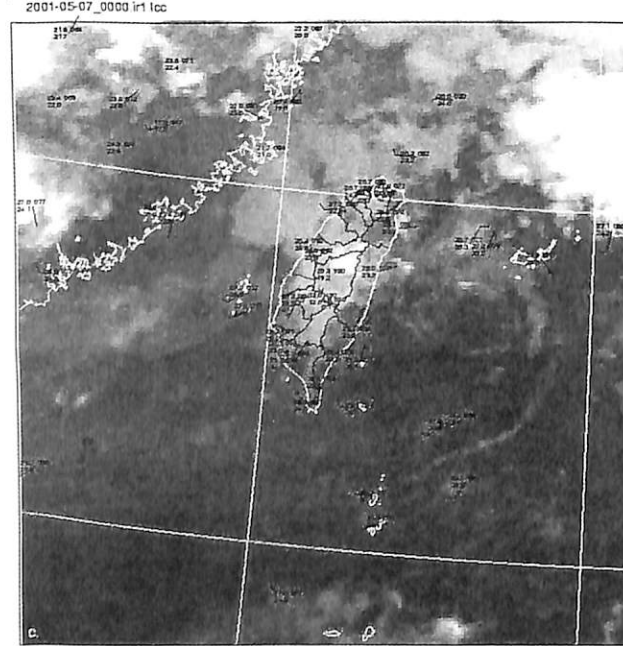


圖3 2001年5月7日00Z衛星雲圖中之渦旋狀雲系。(a)為可見光,(b)為紅外線。顯著渦旋雲系位於花蓮東方外海(摘自GIMEX網站)。

而考慮可見光雲圖的觀測限制,及日夜變化及風場對背風渦旋發展及位置的影響,比較雲圖中的渦旋雲系移動路徑軌跡(圖4),背風渦旋的發展應可向前推至前一日入夜後即已開始。由花蓮測站的探

空資料,700hPa高度以下風向由5月6日00Z的平均西南風轉為5月6日12Z的平均東北風,可視為6日12Z前有背風渦旋系統經過的天氣現象。

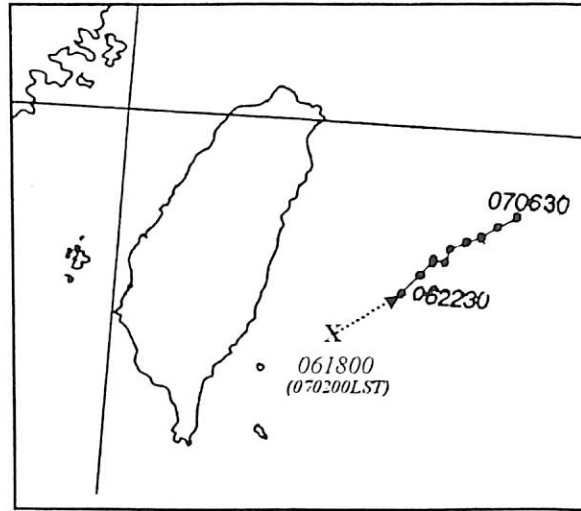


圖4 2001年5月6、7日渦旋雲系中心軌跡圖。其中"x"符號及虛線部分為分析推測值。(摘自林和戴,2001)

在降水分析方面,5月7日00至03時(地方時)之中央氣象局統計的累積雨量資料(圖5),在花蓮一帶具有降水發生,顯示背風區存在局部性的對流發展。假設背風渦旋自台灣東南方向東北方移動時,伴隨背風渦旋之東風迴流與地形舉升作用,亦即背風區出現降水的可能原因之一。

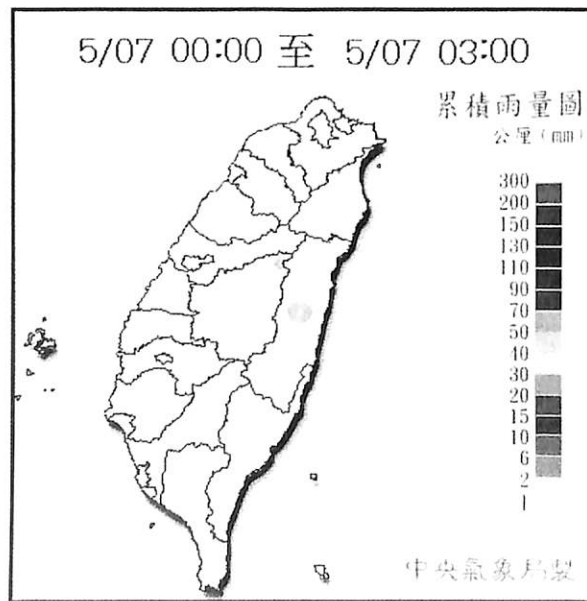


圖5 2001年5月7日00至03時(地方時)中央氣象局累積雨量圖。摘自GIMEX網站。

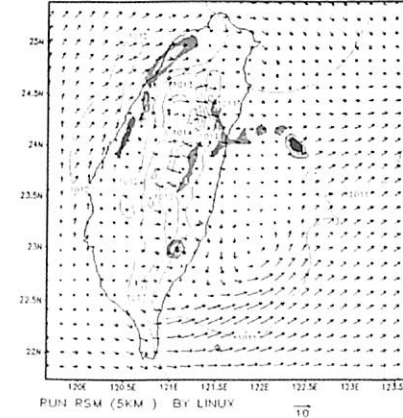
### 四、實驗結果與分析

#### (一)四重巢狀模組

為執行不同網格點解析系列的區域天氣預報。初始資料為2001年5月6日12Z至7日12Z之中央氣象局全球波譜模式分析場及預報場。目的為探討背風渦旋對背風區對流系統的影響,並與理論研究做比較及驗證此模式對背風渦旋的預報能力。

模擬結果顯示:積分第3小時後,氣旋式渦旋出現在台灣東南方,開始時範圍較小,向東北方移動過程中逐漸擴大而穩定。渦旋狀雲系於積分第5至10小時(相當於5月6日17Z至22Z)出現在台東及花蓮外海間的中、低層(圖6)。

TOTAL CLOUD COVER-LOW LEVEL (%) f08 Time:20Z06MAY2001



TOTAL CLOUD COVER-MID LEVEL (%) f08 Time:20Z06MAY2001

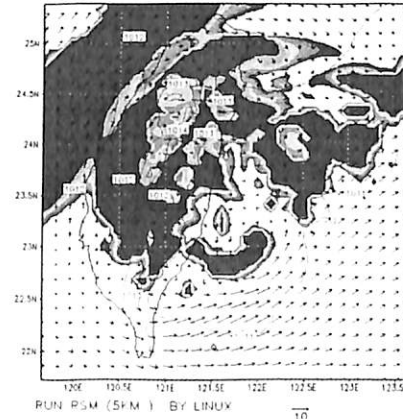
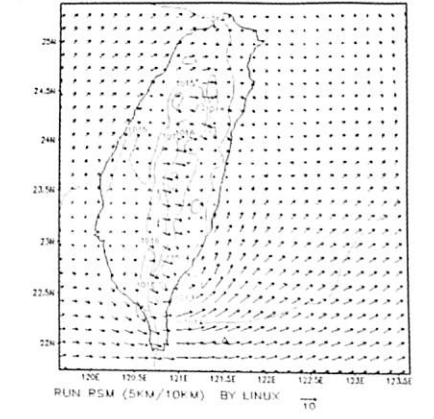


圖6 四重巢狀模組之5KM模組積分第8小時之低(上)、中層(下)雲量分布(陰影區)。低層雲量較中層雲量少。

氣旋式渦旋水平展範圍平均約150公里左右,背風面之氣壓低值與迎風面之氣壓高值差約3hPa左右、低壓中心大部分與氣旋式渦旋中心位置一致

(圖7)。渦旋環流之生命期大約18小時,中心大致呈向西北傾斜趨勢。渦旋中心路徑,初期朝東北方向移動,後期則偏南移動。氣旋式渦旋中心自地面至925hPa高度明顯可見,反氣旋式渦旋中心則僅在925hPa較明顯。900hPa高度以上則普遍無明顯的氣旋式及反氣旋式渦旋環流。由σ面渦度及氣壓垂直剖面資料,顯示氣旋式渦旋垂直發展高度最高可達700hPa高度。積分第12小時,氣旋式渦旋發展高度最低約在900hPa高度左右。積分第18小時,氣旋式渦旋發展高度到達750hPa高度左右(圖8),此時900hPa層之氣旋式渦旋相當明顯,而在積分第21小時後,隨氣旋式渦旋環流減弱而發展高度迅速降低

P(Mb):Wind(m/s);Preci(mm/1hr) f03 Time:15Z06MAY2001



P(Mb):Wind(m/s);Preci(mm/1hr) f12 Time:00Z07MAY2001

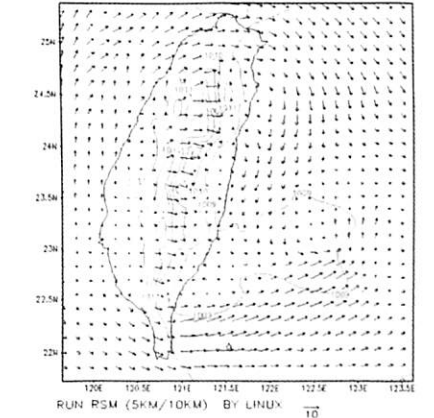


圖7 四重巢狀模組之5KM模組積分之積分第3(上)、12(下)小時地面風場(矢量)、氣壓場(實線)及累積降雨量圖。初時渦旋環流範圍較小,向東北移動時擴大而後穩定,台灣東南方及渦旋中心有氣壓低值。

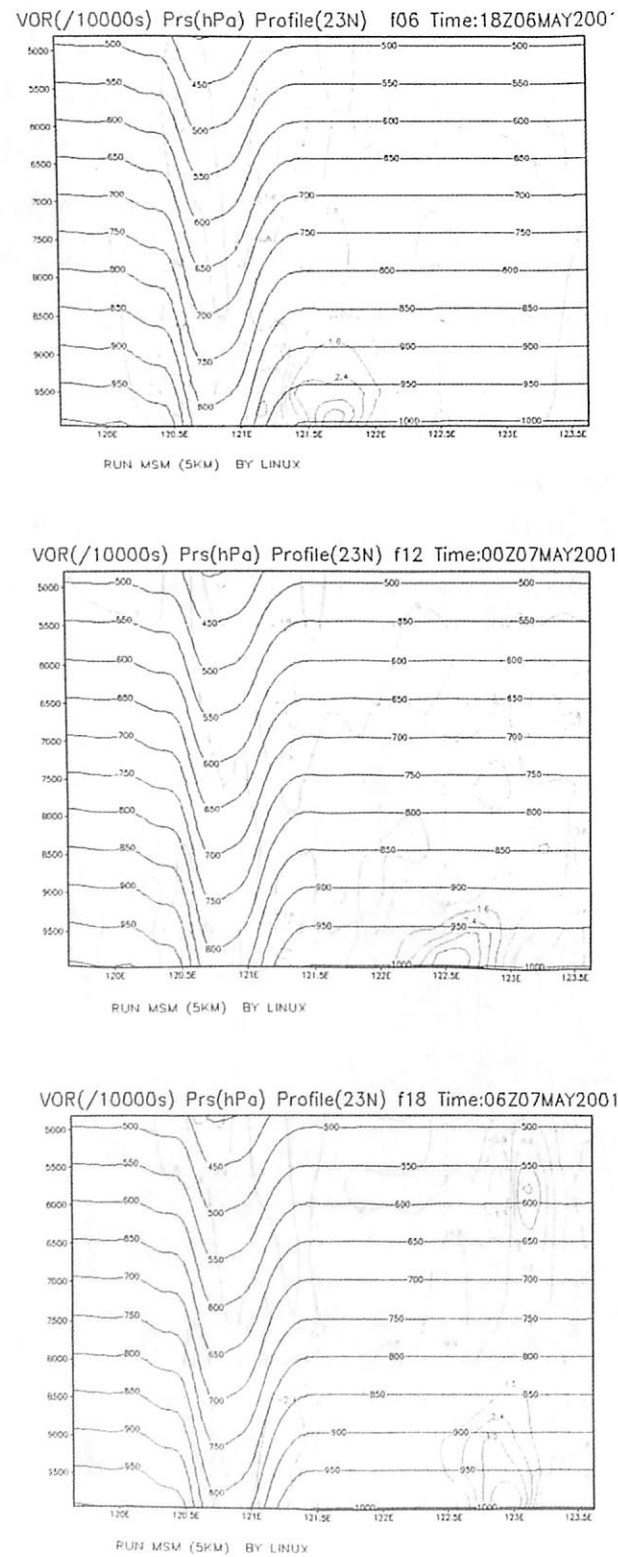


圖8 四重模組之5KM模組北緯23度積分第6(上)、12(中)、18(下)小時 $\sigma$ 面渦度(色階)及氣壓(單色)垂直剖面圖。氣旋式渦旋垂直發展平均在700hPa高度以下，第15小時以前為下降，以後則增加。

在對流系統方面，積分第14小時(5月7日02Z)之背風區近山坡面開始有降水發生，此時台灣東北部地區具有反氣旋式型態之渦旋環流。而隨渦旋環流之東風迴流向南擴展，沿山脈發展的降水區亦有向南移動的現象(圖9)，對流發展均集中在近山坡上。由近地層( $\sigma=0.9947$ )垂直速度場分布(圖10)，顯示降水區集中在垂直上升速度區，其最大上升速度可達每秒1公尺以上。由花蓮附近東西向剖面垂直速度場及合成風場資料，顯示積分第15小時背風面之最大上升速度區右側有較強的下降速度，對應水平面累積降水位置分布，與降水產生氣流向下運動結果相當配合，而積分第18小時存在之水平向及垂直向東風迴流擴大現象，亦與對流系統發展位置相關(圖11)，顯示東風迴流的向上運動主要是來自地形作用的舉升，當對流系統向下游移動而失去舉升的作用時，對流系統迅速減弱。所以背風渦旋環流之東風迴流與地形的作用是可形成背風區對流系統的發展，而此對流系統的發展因限於地形附近，對背風渦旋變化影響不大。

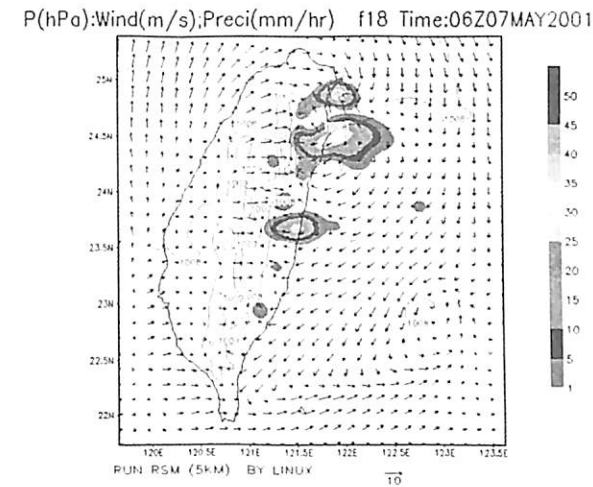
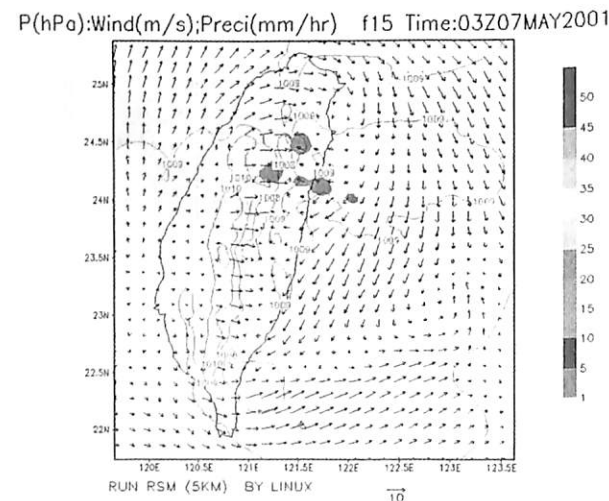
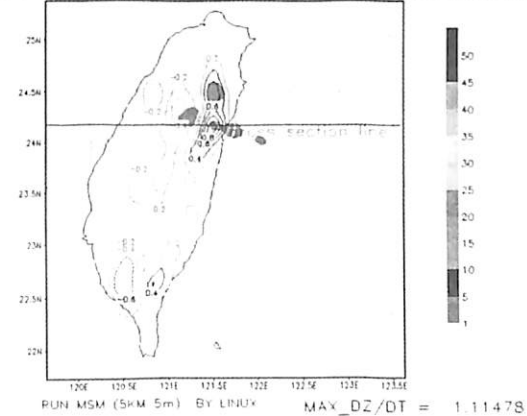


圖9 四重模組之5KM模組積分第15及第18小時(依序)之地面風場(矢量)、氣壓場(實線)及累積降雨量圖。台灣東北部地區具有反氣旋式型態之渦旋環流，降水位置集中在山坡面上。隨渦旋環流之東風迴流向南擴展，降水區有沿山脈向南發展及移動的現象。

SIG(0.9947) DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f15 Time:03Z07MAY2001



SIG(0.9947) DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f18 Time:06Z07MAY2001

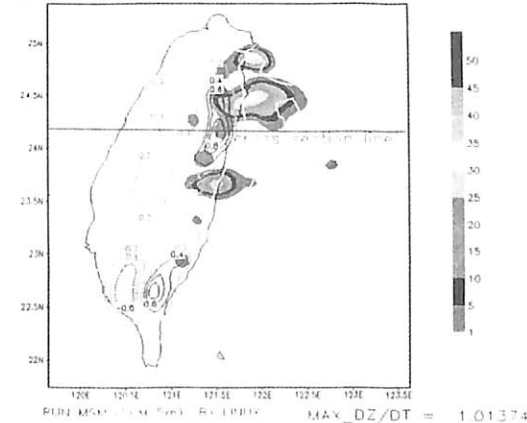


圖10 四重模組之5KM模組近地面( $\sigma=0.9947$ )積分第15(上)及第18(下)小時之垂直速度(實線)、累積降

雨量(陰影)圖。降水位置與垂直上升速度區一致，垂直速度最大值可達1 m/s以上。其中東西向直線為剖面位置，右下角為最大垂直速度。

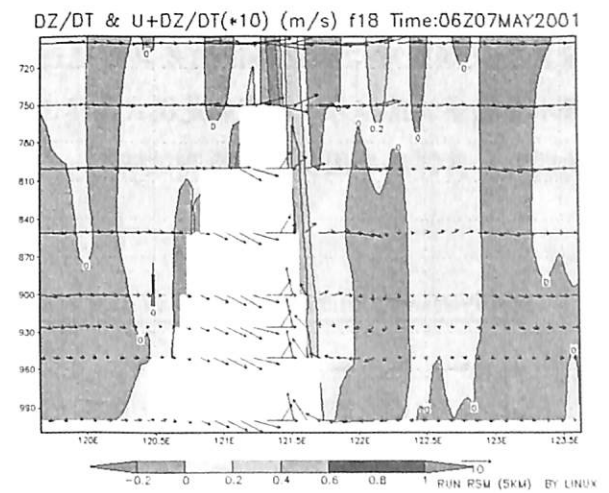
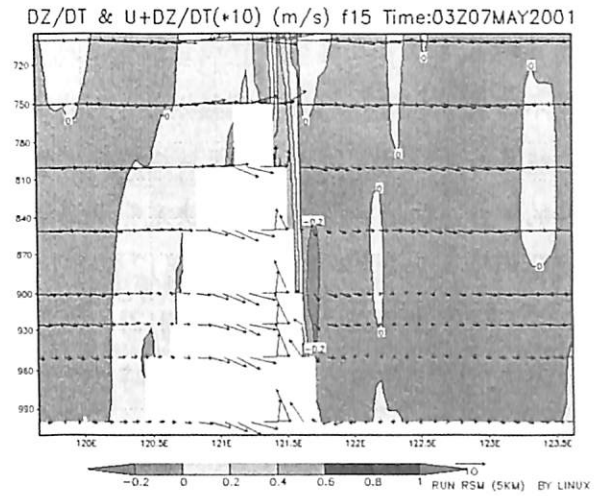


圖11 四重模組之5KM模組積分第15及第18小時之垂直速度(陰影區)、風場示意剖面圖。背風面上升運動區主要集中在近山坡面上。相對圖10，第15小時之較大下降速度區與降水位置相當。

就模擬與觀測結果比較方面，背風渦旋的結構、生成位置、移動方向、氣旋式與反氣旋渦旋的強弱等均符合背風渦旋之理論研究。同Sun et al.(1991)、Sun and Chern(1993)及Lin et al.(1992)對台灣東部地區背風渦旋的研究，風場變化影響背風渦

旋的生成與位置、夜間長波輻射作用有利於背風渦旋的發展、東風迴流受地形效應舉升產生的局部輻合運動、科氏力對渦旋偶對形成時間的影響、低壓中心與移動性背風氣旋的維持、背風渦旋與背風低壓中心位置的偏移問題、高低壓偶對、氣流繞流加速等現象，都可在區域波譜模式的模擬結果出現。顯示四重巢狀波譜模組之預報模擬，對背風區天氣系統具有不錯的掌握能力。至於模擬與實際觀測差異的部分，初始資料風場應為決定背風渦旋位置的重要因素。如模擬資料之積分第12至18小時(5月7日00Z~06Z)連續偏西風的風場(圖12)，使氣旋式背風渦旋中心位置偏南；積分第18小時以後的西南風場，因氣流繞流時間對渦旋偶對變動的影響，使反氣旋式背風渦旋變化較慢，而氣旋式背風渦旋中心位置呈順時鐘方向移動(圖13)。而在降水量方面，除氣旋式渦旋中心移動路徑的差異可能造成累積降水量過多的估擬外，也可能是模式高估山區降水的問題，其詳細原因待進一步測試研究。

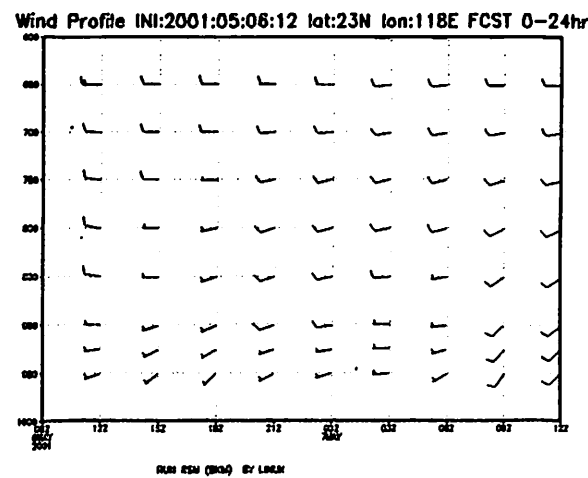


圖12 四重模組之30KM模組積分所得之台灣地區環境風場之時間序列變化圖。5月7日00Z至06Z中低層風向偏西，對應之氣旋式渦旋環流中心位置偏南。

The Track of Vortics from 05/06 15Z to 05/07 09Z

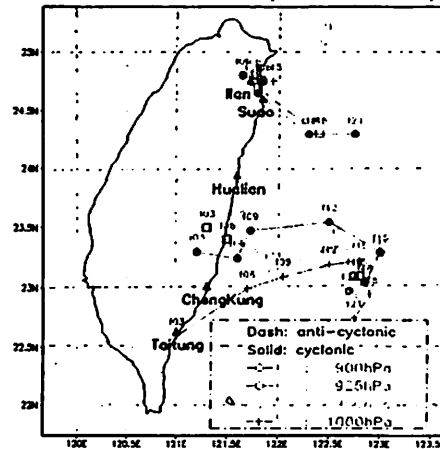


圖13 不同氣壓高度之渦旋環流中心軌跡圖。氣旋式渦旋較反氣旋式渦旋環流明顯，生命期大約18小時。氣旋式渦旋環流中心，具有向西北傾斜的現象。虛線及實線部分分別為反氣旋式及氣旋式渦旋環流中心，不同符號代表不同高度之渦旋環流中心。

(二)風向變化實驗組

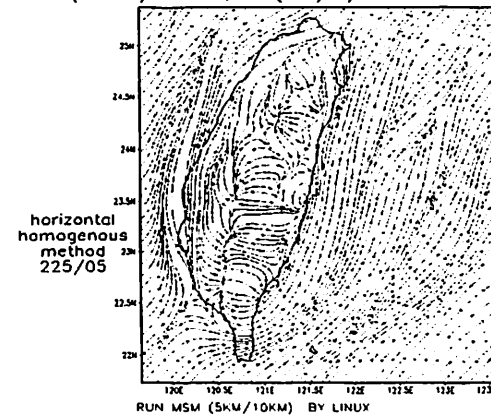
為取台灣地區中、低對流層環境場上游一點之垂直向資料值，使用水平均勻(Horizontal Homogenous)法製作之輸入5公里非靜力模組的初始資料，假定預報場無趨勢變化，且各點之垂直向風場均勻無變化，以避免輸入模組之資料產生不平衡狀態而導致質量場差異。目的在瞭解模式在環境風向變化時對背風渦旋位置預報的能力。分為西南風(SW)及西風(W)二組實驗，風速均為5m/s。

模擬結果顯示：背風渦旋均在積分第2至3小時左右即出現在台東部海面。環境場西南風時，僅出現氣旋式背風渦旋，其中心位置延台灣東部海岸線向北北東移動。環境場西風時，出現背風渦旋偶對，開始時氣旋式渦旋中心向東南移動，稍後在積分第10小時後向東北方移動。顯示背風渦旋的形成位置與變化受氣流過山的氣柱拉伸作用及地球自轉的科氏力所影響，西風時之氣旋式渦旋中心位置較西南風時偏南(圖14)。這種結果相當符合過去理

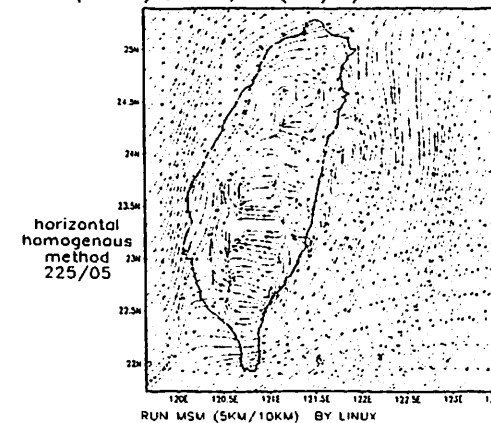
論研究，顯示區域波譜模式的確具有預報背風渦旋發生的能力。

另外，根據西風與西南風時之渦旋渦度值垂直向變化均呈先下降再上升的現象，而西風較西南風時具有較大氣旋式渦度值與渦度勢力範圍及較強的下沉速度(圖15)，顯示過山氣流之下衝氣流對背風渦旋渦度的發展具有抑制作用，但對東風迴流應有加強舉升的作用。這方面仍需透過各渦度項值的變化及更高解析的資料以瞭解詳細過程。

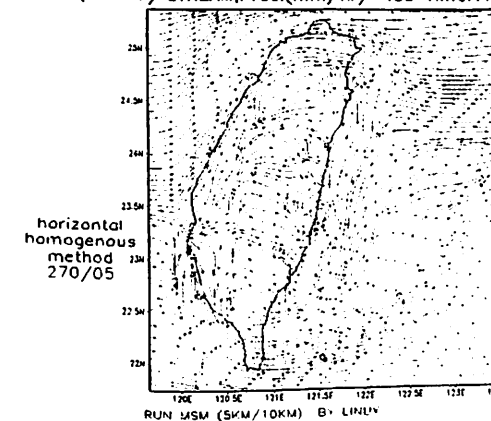
SIG(0.9947) STREAM;Preci(mm/hr) f05 Time:17Z06MAY2001



SIG(0.9947) STREAM;Preci(mm/hr) f15 Time:03Z07MAY2001



SIG(0.9947) STREAM;Preci(mm/hr) f05 Time:17Z06MAY2001



SIG(0.9947) STREAM;Preci(mm/hr) f15 Time:03Z07MAY2001

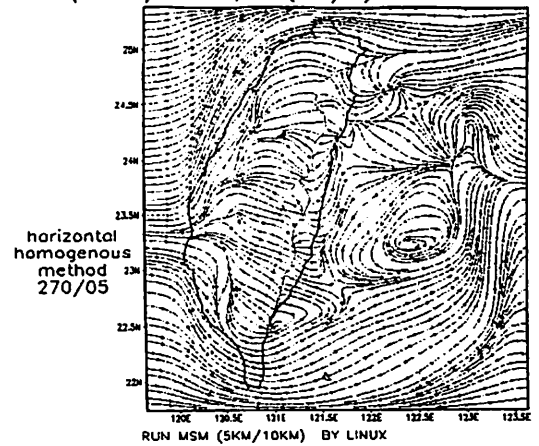
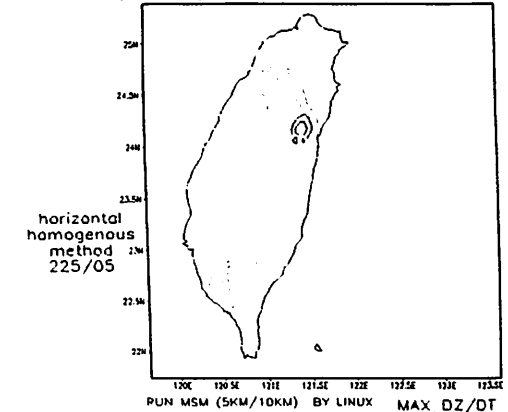


圖14 風向變化實驗組之西南風積分第5及15小時、西風積分第5及15小時(依序)之近地面( $\sigma=0.9927$ )流場(矢量)圖。西南風時，氣旋式渦旋環流延海岸線向北北東移動。西風時存在背風渦旋偶對，氣旋式渦旋中心位置較西南風時偏南，且移向偏東。

SFC DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f15 Time:03Z07MAY2001



SFC DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f15 Time:03Z07MAY2001

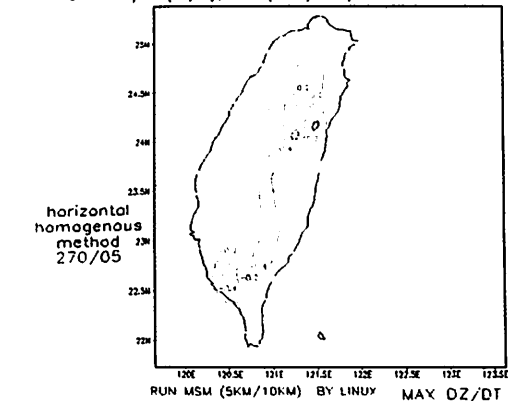


圖15 風向化實驗組之西南風(上)、西風(下)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之垂直速度(實線)圖。西風時下沉氣流較強，伴隨背風渦旋之東風迴流之上升

速度較大。

(三)風速變化實驗組

初始條件設定方法同改變風向實驗模組，但主要為改變風速值，分為風速減少2.5m/s、控制組、增加2.5m/s及5.0m/s四組實驗。目的在瞭解環境場風速變化時，過山氣流對背風渦旋及對流系統的影響。比較近地面( $\sigma=0.9947$ )流場圖(圖16)結果，在積分第15小時，控制組氣旋式渦旋中心約在北緯23.75度，風速減少2.5 m/s及風速增加2.5 m/s，分別在北緯23.10、24.25度左右，風速增加5.0 m/s，則無可分辨之位置。顯示隨環境場風速增加，氣旋式渦旋中心有向北移的趨勢。此與Hunt and Snyder(1980)及Sun et al.(1991)研究結果之風速愈大則渦旋偶對之間的距離愈小的結果是一致的。

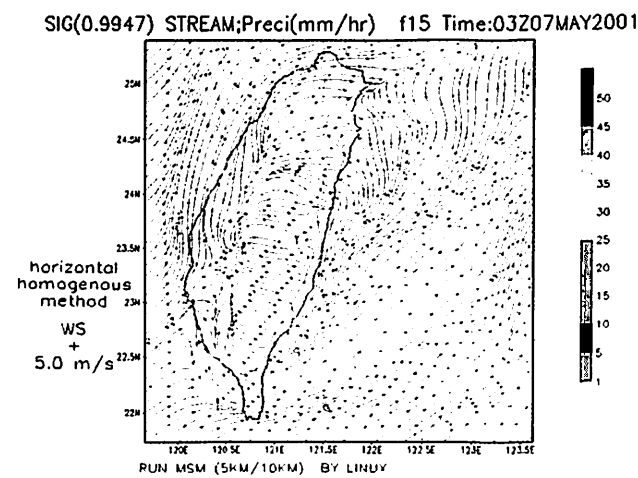
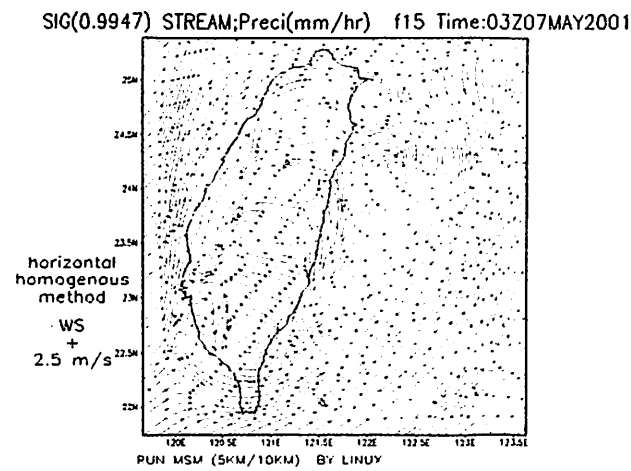
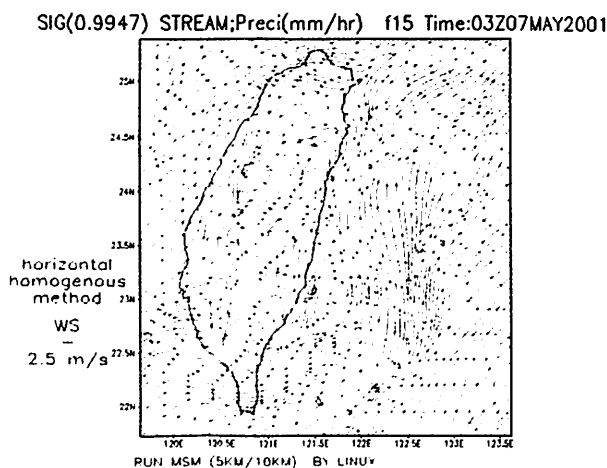
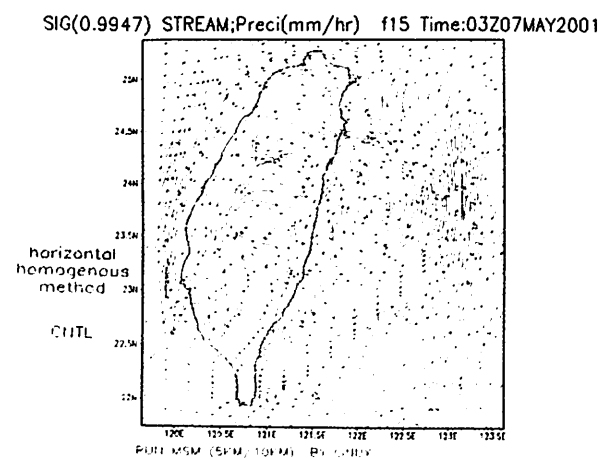


圖16 風速變化實驗組之風速減少2.5 m/s、控制組、風速增加2.5 m/s及風速增加5.0 m/s(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之流場(矢量)圖。環境場風速增加氣旋式渦旋有北偏現象，較大的越山氣流對渦旋環流發展為不利因素。



比較不同風速值的渦度場分布時，背風渦旋的渦度值變化顯然受封閉背風渦旋環流的影響。以氣旋式背風渦旋為例，由相對渦度值的計算結果，其分布與封閉式渦旋環流型態一致。當氣旋式背風渦旋不明顯時，因水平風場變化不大，封閉渦旋內之渦度值偏低。比較積分第15小時之渦度場(圖17)與對應之流場圖(圖16)資料，雖然環境風速增加，造成背風區內之渦度值增加，但對氣旋式背風渦旋

之渦度值變化而言，仍需視背風渦旋之封閉渦旋環流變化而定。在渦旋渦度之垂直變化方面，風速增加則背風渦旋發展高度下降，顯示較大的環境場風速過山時，較大的下衝氣流對背風渦旋環流具有破壞作用。

在背風渦旋與對流系統的關係上，亦可由對應近地面之流場(圖16)之垂直速度場分布(圖18)，顯示伴隨背風渦旋之東風迴流為對流系統的主要動力來源。如控制組之垂直上升速度區範圍儘在氣旋式渦旋西北方之近山坡面一帶。風速減少2.5m/s組，因氣旋式渦旋中心偏南，近山坡面之上升速度區範圍較大，且伴隨台東西南方氣旋式渦旋之迴流亦有垂直上升速度區。風速增加2.5m/s組，則因氣旋式渦旋北移且減弱，垂直上升速度區減弱且範圍變小。風速增加5.0m/s組，則無氣旋式渦旋存在。

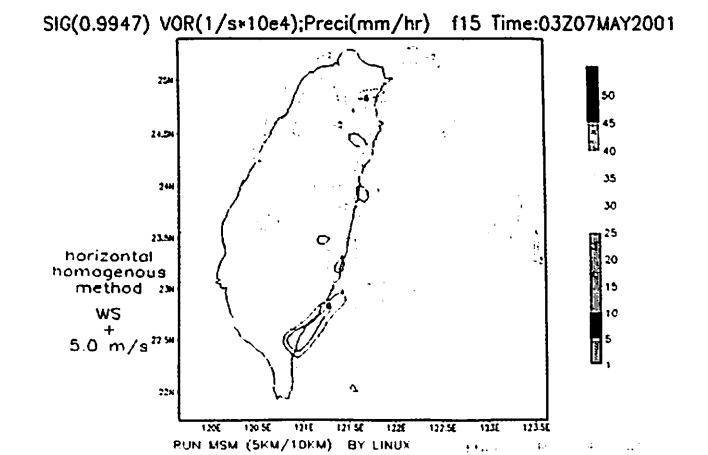
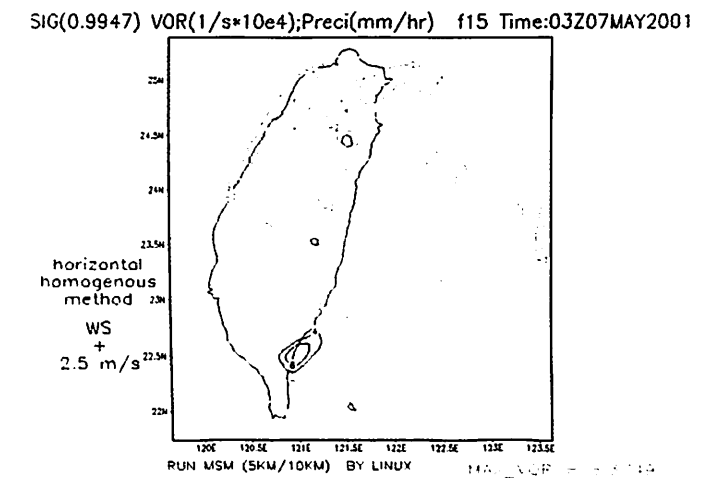
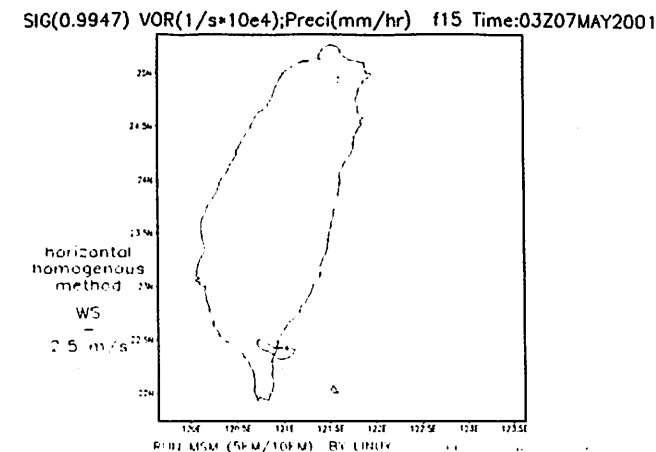
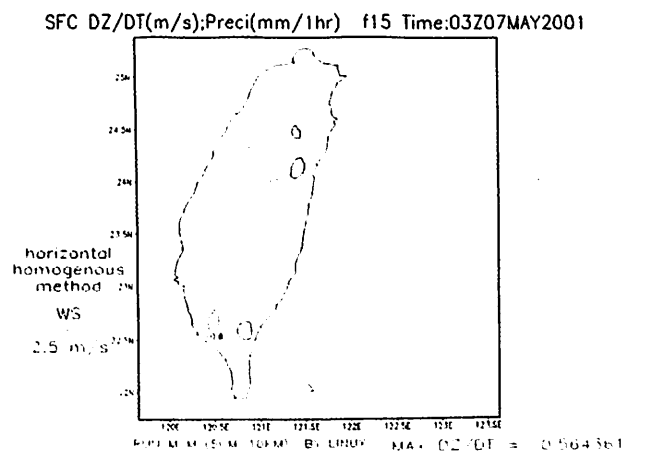
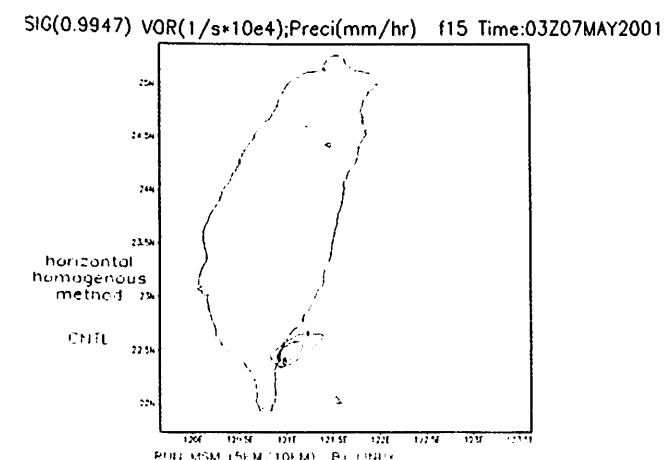


圖17 風速變化實驗組之風速減少2.5 m/s、控制組、風速增加2.5 m/s及風速增加5.0 m/s(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之渦度(實線)圖。風速增加，渦度值增加，但對應圖16，風速減少2.5 m/s至風速增加2.5 m/s時，背風渦旋渦度值變化與背風渦旋環流之封閉與否有關。



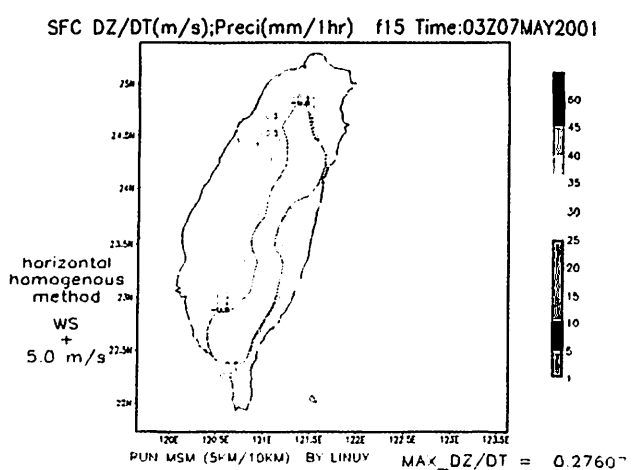
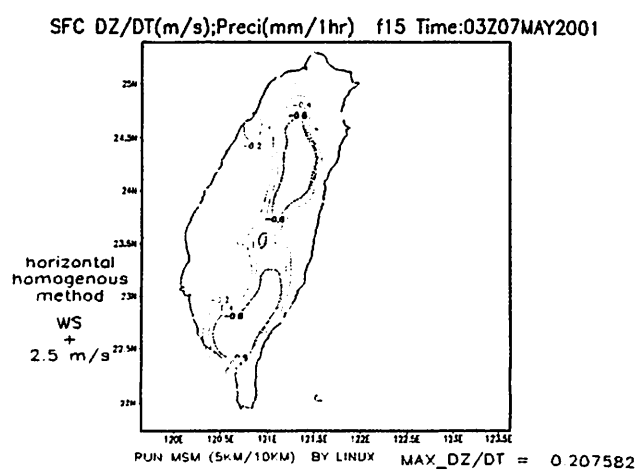
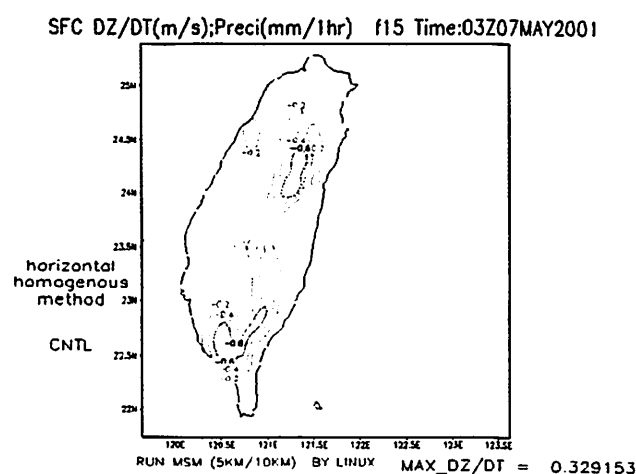


圖18 風速變化實驗組之風速減少2.5 m/s、控制組、風速增加2.5 m/s及風速增加5.0 m/s(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之垂直速度(實線)圖。對應圖16, 上升速度為伴隨背風渦旋之迴流產生, 越山氣流之下沉運動有加強上升速度的作用。

綜合上述, 環境風速的變化也影響背風區渦旋的生成與出現位置的差異, 風小有利背風渦旋的發展且其位置偏南, 風大則相反。背風渦旋的渦度值主要依封閉渦旋環流的風場變化量而定, 渦旋不明顯時渦度值小。背風區對流系統的發展主要與伴隨背風渦旋之東風迴流位置相關, 與背風渦旋之渦度值關係不大。越山氣流之下衝氣流對背風渦旋環流發展有負面作用, 但對背風區氣流上升運動則有正面作用。

(四)水汽量變化實驗組

初始條件設定方法同改變風向實驗模組, 但主要為改變水汽量值, 分為水汽量減少10%、控制組、增加10%三組實驗。目的在瞭解環境場存在水汽變化時, 對背風區渦旋環流及對流系統的影響。

模擬結果顯示: 隨水汽量增加, 氣旋式背風渦旋位置變化不明顯(圖19), 背風區之渦度值(圖20)及伴隨背風渦旋之東風迴流產生的上升速度(圖21)都略有增加, 但背風渦旋渦度的發展高度則略有下降。顯示環境場水汽量變化具有改變過山氣流動力狀態的能力。

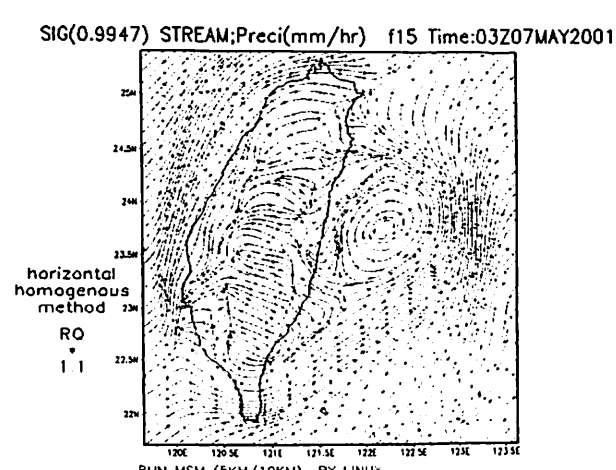
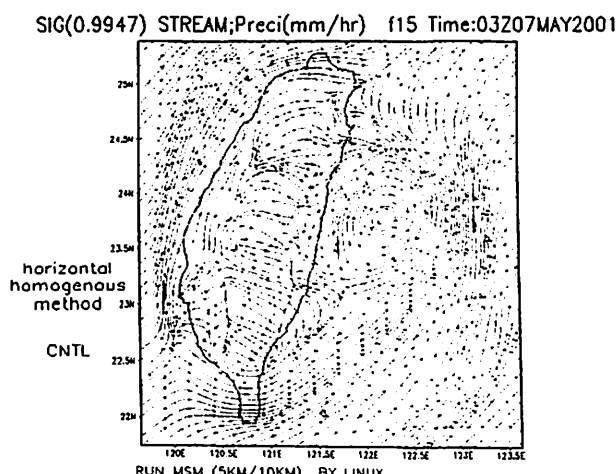
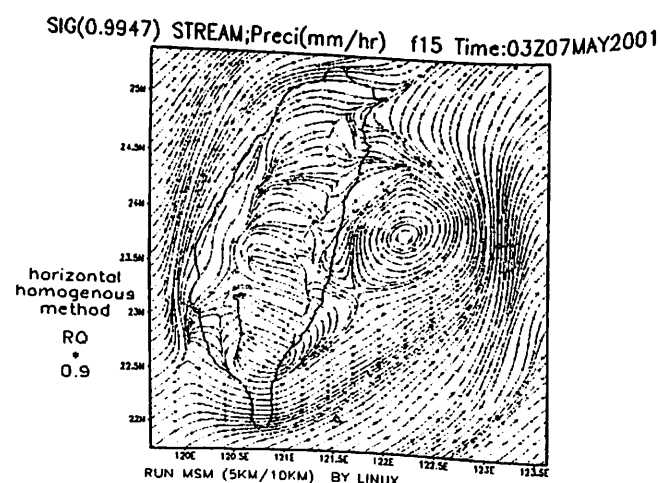


圖19 水汽量變化實驗組之水汽減少10%、控制組及水汽增加10%(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之流線(實線)圖。環境場含水量對氣旋式背風渦旋環流中心位置影響不大。

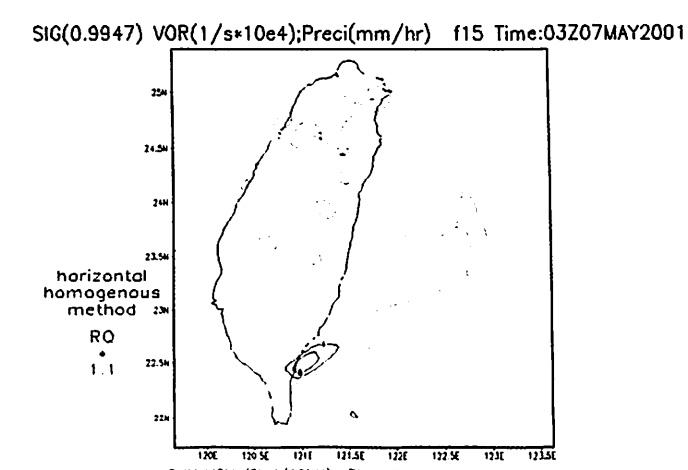
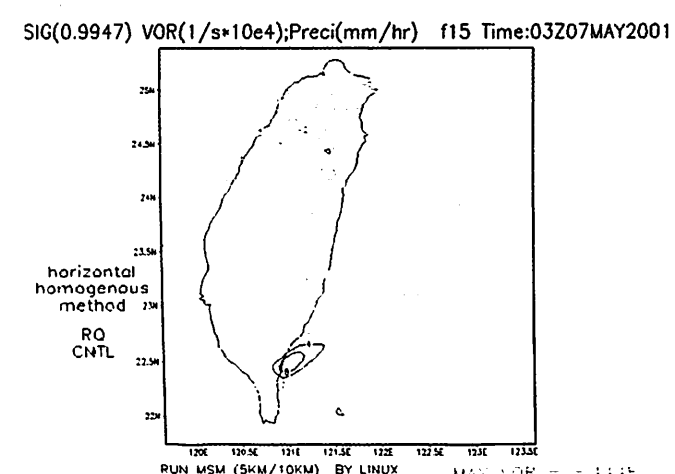


圖20 水汽量變化實驗組之水汽減少10%、控制組及水汽增加10%(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之渦度(實線)圖。隨環境場水汽量增加, 背風區最大值渦度值有增加的現象, 顯示迎風潛熱釋放作用有增加越山氣流的作用。

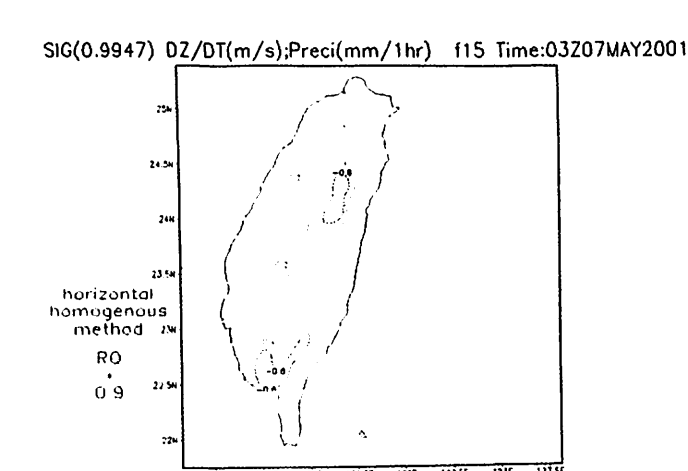
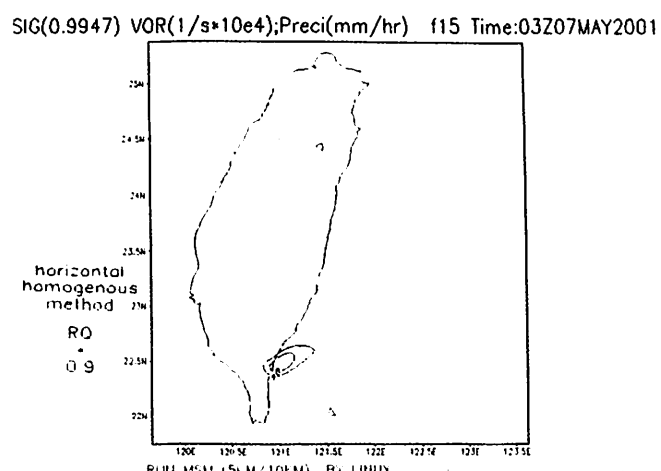
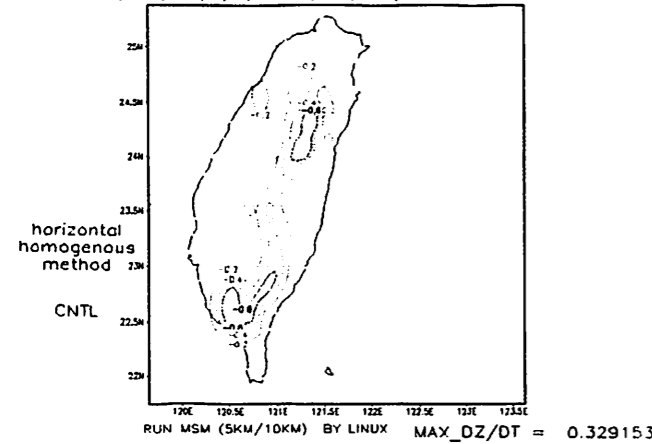


圖21 水汽量變化實驗組之水汽減少10%、控制組及水汽增加10%(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之上升速度(實線)圖。顯示迎風潛熱釋放作用有增加越山氣流的作用。

SIG(0.9947) DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f15 Time:03Z07MAY2001



SIG(0.9947) DZ/DT(m/s);Preci(mm/1hr) f15 Time:03Z07MAY2001

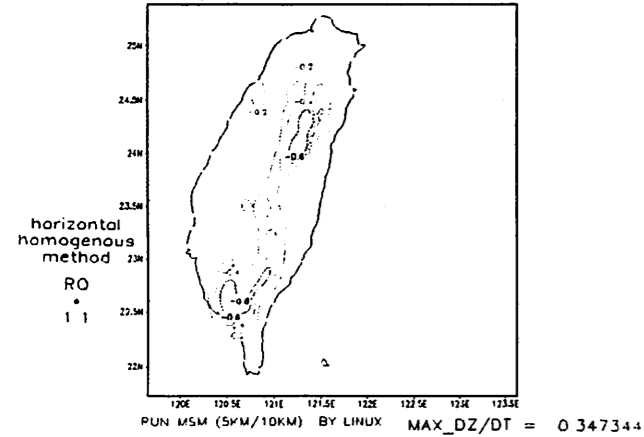


圖21 水汽量變化實驗組之水汽減少10%、控制組及水汽增加10%(依序)近地面( $\sigma=0.9927$ )積分第15小時之垂直速度(實線)圖。隨環境場水汽量增加,背風區之最大上升速度有增加現象,但對背風渦旋型能改變不大。

根據Reisner and Smolarkiewicz(1994)的研究結果,迎風面水汽之潛熱釋放作用應有類似於熱力作用改變福祿數的影響。由背風區最高垂直速度值之時間序列資料(圖22),顯示迎風面水汽量愈大則背風區之平均最高垂直速度值愈大,在積分第21至24小時之最高垂直速度未隨短波輻射減少而大幅變化,顯示此時越山氣流的存在仍有較大的影響。而從背風區最高溫度值之時間序列資料(圖23),積分前12小時之背風區平均最高溫度值隨水汽量增

加而減少,積分後12小時則隨水汽量增加而背風區平均最高溫度值增加,但溫度變化與輻射增溫趨勢一致。顯示迎風面水汽凝結潛熱釋放的增加作用,有助於自由大氣之越山運動,來自較高層的冷空氣延背風面下衝的結果,使背風區平均最高溫度值較低,但在積分第12小時以後受非絕熱增溫影響,迎風面潛熱釋放的氣層應有到達背風區的作用,造成日夜溫度不同的變化。

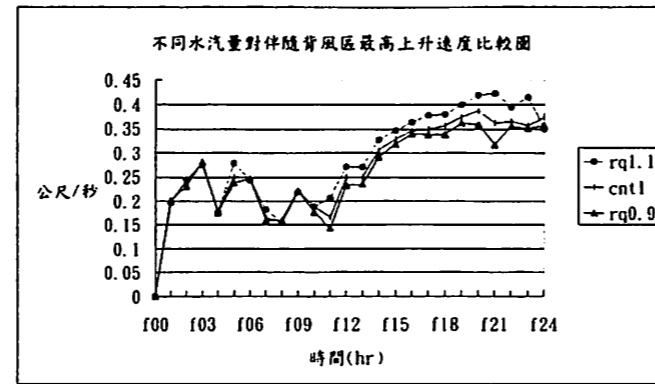


圖4.22 不同水汽量對伴隨背風區最高上升速度比較圖。隨環境場水汽量增加,背風區之最大上升速度亦增加,且因短波輻射作用,其變化值日間變化較夜間明顯。

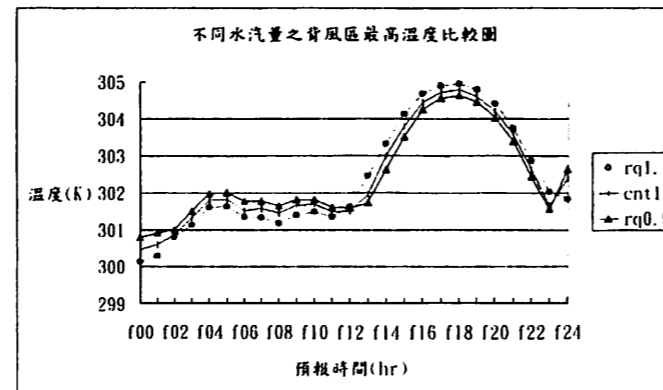


圖4.23 不同水汽量之背風區最高溫度比較圖。隨環境場水汽量增加,背風區之最高溫度值二階段變化,前段為潛熱釋放層增加越山氣流夜效應所

造成,後段為日間對流加強,潛熱釋放層經越山之下沉增溫所造成。

因此,環境場水汽量的變化,類似於環境風場變化的作用,不同的是越山氣流的增加,相對地繞山氣流會減少。所以隨水汽量增加,背風區下衝氣流增加,背風渦旋環流有不明顯、渦度發展高度有下降,氣旋式渦旋環流中心位置有南移(正、負渦旋中心距離變大)的現象但變化不十分明顯。故環境場水汽量變化此時對背風區天氣變化的影響較不明顯。

### 五、結論與展望

本文利用2001年5月6、7日於台灣東部海面出現顯著渦旋狀雲系時的實際大氣資料,執行內嵌中尺度模式的區域波譜模式之數值天氣模擬。除探討背風渦旋對背風區內對流系統的影響,並瞭解背風渦旋與理論研究的差異,以及模式的預報能力外,也針對環境風場與水汽量場進行理想性的模擬與分析,探討不同氣象因子對背風區對流系統與背風渦旋所扮演的角色。初始資料來源為中央氣象局之全球波譜模式之初始場及預報場,工作環境為LINUX系統之個人電腦。

真實大氣資料的模擬結果顯示出:(1)在背風渦旋方面:中、低層雲量分布具有渦旋狀雲系的現象。氣旋式背風渦旋的生命期約18小時,與可見光雲圖的10小時雖有差異,但考慮衛星雲圖的限制,並加入日夜變化的影響,氣旋式背風渦旋應在前一日入夜後即已發展,所以模擬與觀測之氣旋式渦旋生命期大抵一致。惟在氣旋式渦旋發展後期,平均風向較觀測偏西並轉為西南風,使氣旋式渦旋位置偏南,同時減弱之氣旋式渦旋有後退現象且順時鐘旋轉,此與觀測資料有些微差異。在氣旋式背風渦旋渦度之發展高度上最高可達700hPa高度。(2)在對

流系統方面:當氣旋式渦旋移出台灣東部海岸,且東北部地區出現伴隨反氣旋式環流之東風迴流時,背風區之對流系統開始出現。對流系統範圍隨東風迴流位置而變化,但都集中在地形抬升處發展。它的強度受東風迴流的強弱與地形的條件所控制,移動後之對流系統因失去來自地形效應的舉升作用,有明顯減弱或消失的現象。由此,伴隨背風渦旋之東風迴流是背風區對流系統的主要生成機制,而僅在地形附近發展。

理想性的模擬結果顯示:(1)環境場風向是決定背風渦旋與對流系統位置的主要控制因素。風向與地形交角愈大,包含正、負渦旋中心之背風渦旋偶對愈容易生成。風向偏南,氣旋式背風渦旋中心位置偏北,背風區對流系統範圍也向北移,此與氣流過山之理論相同。在僅改變環境場風速時,隨風速增加,越山氣流及過山氣流均增加,封閉式渦旋環流愈不明顯,且正、負渦旋中心距離有減小的趨勢,此時對流系統範圍也變小。而背風區下衝氣流具有影響對流系統發展及背風渦旋之渦度發展高度之作用。過山氣流愈大,有助於伴隨背風渦旋之東風迴流的提升,但具有降低垂直向渦度發展高度的現象。(2)透過迎風面水汽凝結之潛熱釋放作用,環境場水汽量亦具有影響背風區對流系統與背風渦旋的作用。隨著水汽量增加,越山氣流有增加的現象,亦即福祿數增加,使得繞山氣流減少,封閉式渦旋環流不明顯,且正、負渦旋中心距離有變大的趨勢,此時對流系統範圍也變大。這與傳統性乾的氣流過山理論不同,因為對高福祿數流體而言,其背風區正、負渦旋中心之距是變小的。至於背風渦旋渦度發展高度的變化上,同樣是受過山氣流大小所影響,隨水汽量增加,渦度發展高度稍有降低。(3)環境風場之變化是決定背風渦旋位置變化的主要因素,水汽量變化對動力條件的改變不大,故對背風渦旋位置之影響不明顯。故在模擬與觀測的差異上,輸入預報模組之台灣區上游環境風場資料若



能提早由偏西風轉為偏西南風，或風速更大，則預報之背風渦旋位置應更符合觀測的背風渦旋移向，而背風渦旋路徑移向偏東北的結果，亦可縮短伴隨反氣旋式渦旋之東風迴流的經過時間，減少一部分累積過多降水量的問題。

在模式表現方面，由模擬結果與實際觀測資料之比對及理論研究之驗證，顯示四重巢狀模組對背風區天氣變化的模擬具有不錯的掌握能力。即使在實驗性模組中，亦具有顯示多項背風區的天氣特徵，以區域波譜模式的無限制巢狀網格特色，在預報策略的運用上非常具有彈性。而根據短時天氣預報對初始資料之高敏感度特性，也需特別注意執行天氣預報時，外重模組解析的環境風場對預報結果的影響。至於預報模擬結果與理論研究及實際觀測的差異部分，因為理論研究大都不考慮水汽作用之理想大氣資料，使用實際大氣資料模擬的結果，天氣變化自然較為複雜，而且也存在初始條件、模組解析、地形條件等問題存在影響預報的準確性。

在未來發展方面，無限制網格之巢狀模組策略為促進天氣預報效率的很好選擇，可針對不同模組繼續執行測試研究，除尋求最佳的計算時間，並兼顧天氣預報的準確度。而在背風區對流系統與背風渦旋之天氣變化研究上，較多水汽量越山的作用亦為繼續研究的重點。至於模擬中過多降水量的問題，加入水汽調整的修正方法，改善山區過多降水的問題，也是未來進行背風天氣研究的重點之一。

## 六、參考文獻

于宜強，1996：RSM對東亞地區梅雨天氣系統之測試研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，桃園。

王金慶、呂芳川、陳曉華、何台華、郭漱冷、于宜強、莊漢明、蘇良石，1998：區域波譜預報

模式對冷高壓南下現象之探討。中央氣象局天氣分析與預報研討會論文彙編，台北，頁231-263。

林得恩，戴志輝，2002：台灣東方背風渦旋之個案研究。氣象預報分析，170，頁31-44。

陳泰然，1990：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，1，頁73-84。

蔡晉東，2001：巢狀波譜模式在東亞與台灣地區天氣預報上的應用。國防大學中正理工學院應用物理研究所碩士論文，桃園。

Bartels, D. L., and Maddox, R. A., 1991: Midlevel Cyclonic Vortices Generated by Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 104-118.

Hunt, C. R., Snyder, W. H., 1980: Experiments on Stably and Neutrally Stratified Flow over a Model Three-Dimensional Hill. *J. Fluid Mech.*, 671-704.

Juang, H.-M. H., Hong, S. Y., Kanamitsu, M., 1997: The NMC Regional Spectral Model: An Update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2125-2143

Juang, H.-M. H., Kanamitsu, M., 1994: The NMC Nested Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 3-26.

Juang, H.-M., 2000: The Nonhydrostatic NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2329-2362.

Juang, H.-M., Hong, S.-Y. 2001: Sensitivity of the NCEP Regional Spectral Model to Domain Size

and Nesting Strategy. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2904-2922.

Klemp, J. B., Lilly D. K., 1978: Numerical Simulation of Hydrostatic Mountain Waves. *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-106.

Lin, Y.-L., Wang, T.-A., 1996: Flow Regimes and Transient Dynamics of Two-Dimensional Stratified Flow over an Isolated Mountain Ridge. *J. Atmos. Sci.*, 53, 139-158.

Lin, Y.-L., Lin, N.-H., Weglarz, R. P., 1992: Numerical Modeling Studies of Lee Mesolows, Mesovortices and Mesocyclones with Application to the Formation of Taiwan Mesolows. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 43-67.

Rasmussen, R. M., Smolarkiewicz, P., Warner, J. 1989: On the Dynamics of Hawaiian Cloud Bands: Comparison of Model Results with Observations and Island Climatology. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1589-1608.

Reisner, Jon M. and Smolarkiewicz, Piotr K., 1994: Thermally Forced Low Froude Number Flow past Three-Dimensional Obstacles. *J. Atmos. Sci.*, 51, 117-133.

Smolarkiewicz, P. K., Rotunno, R., 1989: Low Froude Number Flow Past Three-Dimensional Obstacles. Part I: Baroclinically Generated Lee Vortices. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154-1164.

Sun, W.-Y., Chern, J.-D., Wu, C.-C., Hsu, W.-R., 1991: Numerical Simulation of Mesoscale Circulation in Taiwan and Surrounding Area. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2258-2573.

Sun, W.-Y., Chern, J.-D., 1993: Diurnal Variation of

Lee Vortices in Taiwan and the Surrounding Area. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3404-3430.

Smolarkiewicz, P. K., Rasmussen, R. M., Clark, T. L., 1988: On the Dynamics of Hawaiian Cloud Bands: Island Forcing. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1872-1905.

Wang, W., Kuo, Y.-H., Warner, T. T., 1993: A Diabatically Driven Mesoscale Vortex in the Lee of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2542-2561.

Yeh, H.-C., Chen, G. T.-J., Liu, W. T., 2002: Kinematic Characteristics of a Mei-yu Front Detected by the QuikSCAT Oceanic Winds. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 700-711.

## The Influence of Lee Vortices on Convective Systems over Eastern Taiwan

\*Min-Chang Cheng \*\*Chang-Min Chu

\*Weather Center, C.A.F., R.O.C.

\*\*National Defense University, Chung Cheng Institute of Technology

### ABSTRACT

In this paper, we use the Regional Spectral Model (RSM) to study the relationship between convective systems and lee vortices over the east of Taiwan. Moreover, in order to understand the impacts of varying wind and moisture on convective systems and lee vortices, we experiment several idealized simulations. We found that the wind field plays an important role in triggering the buildup of lee vortices and convective systems over the lee. When the impinging angle of the basic flow on the Central Mountain Range (CMR) is large, the formation of lee vortices is obvious. When wind speed increases, the circulation of lee vortices is weakened and the distance between cyclonic and anti-cyclonic vortex is shortened. The change of water vapor content affects the variation of weather by latent heat release. We found that when the content of water vapor increases, the flow passing over the mountain is reinforced. But the distance between of cyclonic and anti-cyclonic vortex is longer.

Keywords: easterly return flow