

交通部中央氣象局

一百零四年度委託研究計畫期末成果報告

四維變分都卜勒雷達分析系統
於複雜地形之定量降雨預報研究

計畫類別：■氣象 □海象

計畫編號：MOTC-CWB-104-M-03

執行期間：104年01月29日至104年12月31日

計畫主持人：廖宇慶

執行機構：國立中央大學大氣物理研究所

中華民國 104 年 11 月 27 日

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	四維變分都卜勒雷達分析系統於複雜地形之定量降雨預報研究		
計畫編號	MOTC-CWB-104-M-03		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	國立中央大學大氣物理所		
年度	104 年度	執行期間	104 年 1 月 29 日至 104 年 12 月 31 日
本期經費 (單位：千元)	908 仟元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100%	100%	0
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	908 仟元	908 仟元	100%
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	廖宇慶		
報告頁數	48 頁	使用語言	中文
中英文關鍵詞	都卜勒雷達資料同化(Doppler radar data assimilation)、沉浸邊界法 (Immersed Boundary Method)、定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast)		
研究目的	<p>目前 VDRAS 使用笛卡爾(Cartesian)直角座標系統，無法處理台灣複雜的地形。為了使 VDRAS 能應用於台灣地區之定量降水預報，Tai et al. (2011) 發現如將 VDRAS 的分析場與 WRF 模式結合，利用前者同化雷達資料與後者處理地形的能力，可提升單獨使用 VDRAS 或 WRF 的降雨預報能力。然而，最根本的解決方法是讓 VDRAS 具有直接在地形上進行運算的能力。因此，本研究擬利用沉浸邊界法(Immersed Boundary Method)，在不修改座標系統的條件下，加入地形效應的影響。未來 VDRAS 將可以直接在地形上進行同化雷達資料與預報的運算，建立一套適合於台灣與鄰近區域地理、氣象、與觀測條件限制的短期(0~3 小時)定量降水預報方案。</p>		
研究成果	<ol style="list-style-type: none"> 1. 加入判定地形邊界、給定邊界條件之程式。 2. 修改模式原有之平流方程式、擴散方程式、壓力診斷程式。 3. 修正虛網格內插更新方法。 4. 完成模式驗證之二維線性山嶽波模擬。 5. 完成模式驗證之三維背山對稱渦旋模擬。 6. 完成前向模式(forward model)處理地形的能力，並使用真實台灣數位地形模擬並驗證降雨預報。 7. 完成平流及擴散之伴隨模式改寫 8. 完成壓力診斷之伴隨模式改寫 		

	<ul style="list-style-type: none"> 9. 完成觀測貢獻與背景誤差項之伴隨模式改寫 10. 完成空間及時間平滑項之伴隨模式改寫 11. 完成真實個案一：雷達資料品質控管 12. 完成真實個案一：雷達資料同化實驗測試 13. 完成真實個案二：雷達資料品質控管 14. 完成真實個案二：雷達資料同化實驗測試
具體落實應用情形	
計畫變更說明	無
落後原因	無
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	無

目錄

	頁次
目錄	3
第一章 計畫摘要	4
第二章 背景分析	5
第三章 研究工具與方法	8
3-1 都卜勒雷達變分分析系統 (VDRAS)	8
3-2 虛網格沉浸邊界法 (GCIBM)	9
第四章 研究結果與討論	14
4-1 虛網格更新方法修改	14
4-2 二維線性山嶽波模擬	15
4-3 三維背山渦旋模擬	17
4-4 真實地形模擬及定量降雨預報	20
4-5 伴隨模式修改及初步梯度測試	26
4-6 真實個案一：雷達資料同化實驗測試	29
4-7 真實個案二：雷達資料同化實驗測試	35
第五章 未來工作	45
參考文獻	46

第一章 計畫摘要

台灣因為其特殊的地理位置與複雜的地形條件，以及由此衍生出來在觀測上的限制，使得針對劇烈天氣的定量降雨預報十分具有挑戰性。目前全台有十部陸基式氣象雷達，以及一部研究用的移動式雙偏極化都卜勒雷達，在未來的三年內還會在北、中、南再建置三部雷達，如何能最佳化利用這些大量的雷達資料，以提升數值模式對降雨預報的精確度，是一兼具學術研究與作業應用價值的重要課題。

本研究以四維變分同化技術為研究方法，使用 Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS，都卜勒雷達變分分析系統) 為主要的運算平臺。VDRAS 近來已有多個成功的應用案例，不過該系統目前使用笛卡爾(Cartesian) 直角座標系統，無法處理台灣複雜的地形。為了使 VDRAS 能應用於台灣與鄰近地區之定量降水預報，本研究擬利用沉浸邊界法(Immersed Boundary Method)，在不修改座標系統的條件下，加入地形效應的影響。未來 VDRAS 將可以直接在地形上進行同化雷達資料與預報的運算，以建立一套適合於台灣與鄰近區域地理、氣象、與觀測條件限制的短期(0 ~ 3 小時)定量降水預報方案。

在去年計畫中已經完成前向模式(forward model)處理地形的能力，並使用真實台灣數位地形模擬並驗證降雨預報，預報驗證結果證明利用沉浸邊界法

加入地形解析能力確實能增進降雨預報。但是由於前期研究僅完成向前積分模式之修改，本期研究目標為完成其伴隨模式（adjoint model）之修改，其中主要包含部分有：(1) 預報方程：如平流及擴散過程及壓力診斷等；(2) 價值函數計算：計有觀測貢獻項（回波轉換之雨水混和比及徑向風場）、背景誤差項、空間及時間平滑項之修改。並在修改完成之後將利用梯度測試（gradient check）來驗證程式的正確性。

第二章 背景分析

對全世界的氣象研究人員與作業單位而言，如何給予災害性的強降雨準確的定量預報，一直都是個極為尖端、重要、且困難的課題。而臺灣地區時常出現因午後熱對流、梅雨鋒面、颱風環流或西南氣流所造成的豪大雨事件。對於這些極端降水現象，如能有較為精確之短期定量降水預報（Quantitative Precipitation Forecast, QPF）做為決策之參考資訊，相信對於防災減災之工作會有很大的助益。氣象雷達之觀測具有高時間及空間解析度的優點，所以對於中尺度或是對流尺度天氣系統的演化具有很好的掌握能力。而如何結合雷達觀測資料（即徑向風與回波強度）與數值模式以改善預報，則為資料同化的研究目標。

目前雷達資料同化的方法，主要包含有三維變分（Three-Dimensional Variational Method; 3DVAR）、四維變分（Four-Dimensional Variational Method；

4DVAR) 及系集卡曼濾波器 (Ensemble Kalman Filter; EnKF), 如: Snyder and Zhang (2003)、Dowell et al. (2004)、Xiao et al. (2005, 2007)、Hu et al. (2006)、Sun (2005)、Kawabata et al. (2007)等。他們的研究結果中指出, 利用雷達資料初始化數值天氣預報模式, 對於定量降水預報都有正面的影響。

由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)所研發之都卜勒雷達變分分析系統(Variational Doppler Radar Analysis System; VDRAS), 可以使用 4DVAR 方法同化單一或是多部都卜勒雷達觀測資料, 為模式求出一組最佳的初始氣象場。VDRAS 多年來已有多個成功的應用案例, Sun and Crook(2001)曾將此系統配合 WSR-88D 雷達觀測進行即時的低層風場分析, Crook and Sun (2002, 2004)將其應用在 2000 年雪梨奧運期間之即時天氣預報, Sun (2005) 應用在 STEPS 實驗預報雷暴, Sun et al. (2010)的論文詳敘了 VDRAS 在 2008 年北京奧運會即時預報作業所扮演的角色, VDRAS 也參與了美國國防部關於五角大廈如果遭受核生化攻擊時, 污染物會因氣象條件而如何傳送的研究(Warner et al. 2007)。Sun and Zhang(2008)則針對 International H2O Project(IHOP)實驗期間一個位於美國中西部大平原上的颶線系統, 檢驗對其降水預報的能力。

上述研究結果顯示, VDRAS 在研究與作業應用上都有不錯的表現, 但是由於此系統目前尚未擁有解析地形能力, 故如欲將其用在臺灣地形複雜的地理環境, 將會面臨困難。Tai et al. (2011) 的研究發現, 如將 VDRAS 的分

析場與 WRF 模式結合，利用前者同化雷達資料與後者處理地形的能力，可提升單獨使用 VDRAS 或 WRF 的預報能力。然而，最根本的解決方法是讓 VDRAS 的雲模式具有直接在地形上進行運算的能力。本研究擬利用沉浸邊界法 (Immersed Boundary Method)，在不修改座標系統的條件下，加入地形效應的影響。

沉浸邊界法最早由 Peskin (1977) 所提出，原本主要應用於不規則邊界下的計算流體力學。近年來許多中尺度氣象模式在計算資源增加條件下，逐漸提高空間解析度來進行模擬，也使得建構在地形追隨 (Terrain-Following) 座標上的模式遇到若干限制，因為在地形高度起伏複雜的地表結構上，此種座標系統對地形的解析會產生誤差。Lunquist (2010, 2012) 將沉浸邊界法應用在 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式中，能以高解析度模擬大城市中建築物群四周風場的變化及化學擴散。Liou et al. (2012) 則將沉浸邊界法應用在一個新發展的多都卜勒風場合成方案中，發現可在地形上與雷達基線(base line)上成功反演三維風場。本研究參考 Tseng and Ferziger (2003) 所使用之虛網格沉浸邊界法 (Ghost Cell Immersed Boundary Method) 來給定 VDRAS 雲模式中的地形邊界條件。未來 VDRAS 可以直接在地形上進行同化雷達資料與預報的運算，協助建立一套適合於台灣與鄰近區域地理、氣象、與觀測條件的短期(0~3 小時)定量降水預報方案。

第三章 研究工具與方法

3-1 都卜勒雷達變分分析系統 (VDRAS) :

在本研究中所使用的雷達資料同化系統為美國 NCAR 所發展之都卜勒雷達變分分析系統(VDRAS)，對該系統詳細的說明可參見 Sun and Crook (1997)、Crook and Sun (2002)、與 Sun (2005) 等。基本上，其主要能力為可以整合探空、剖風儀及地面觀測站等資料得到背景場，並利用四維變分方法(4DVAR)，同化高時間及空間解析度的都卜勒雷達觀測資料，以得到一個最佳之分析場。而此同化系統的主要流程可分為四大部分，分別為(1)資料引入：即匯集探空、剖風儀、地面觀測站及主要同化之都卜勒雷達觀測資料；(2)資料前置處理：包括資料的品質控管 (QC)、內插、背景場製作等；(3)四維變分資料同化：包含雲模式向前積分、伴隨模式 (adjoint model) 之向後積分及價值函數 (cost function) 的極小化；(4)分析結果與預報：進行分析診斷、預報、及呈現圖示。

由於 VDRAS 主要同化都卜勒雷達觀測之徑向風與回波資料，故使用於變分計算中之價值函數可以用下式表示：

$$J = (x_0 - x_b)^T B^{-1} (x_0 - x_b) + \sum [\alpha_v (v_r - v_r^o)^2 + \alpha_q (q_r - q_r^o)^2] + J_p \quad (1)$$

公式(1)中的 x 代表模式狀態變數，下標的 0 代表同化窗區 (assimilation window) 開始時間的變數，下標 b 表示此為與背景場相關的變數，上標的 o 則是表示此為觀測的變量，而上標的 T 代表矩陣的轉置，符號 B 意指背景場

誤差協方差矩陣， α_v 和 α_q 分別代表徑向風與雨水混合比觀測誤差平方的倒數，用以平衡兩變數於價值函數中之貢獻， v_r^o 是雷達觀測之徑向風， v_r 為將模式風場轉換而成之徑向風場，使用之轉換關係式如下：

$$V_r = \frac{x-x_{rad}}{r}u + \frac{y-y_{rad}}{r}v + \frac{z-z_{rad}}{r}(w-V_T) \quad (2)$$

其中， x 、 y 、 z 為觀測點位置， x_{rad} 、 y_{rad} 、 z_{rad} 為雷達位置， u 、 v 、 w 為模式三維風場， V_T 則為終端落速，單位為 ms^{-1} 。 q_r 與 q_r^o 分別為模式模擬與雷達觀測的雨水混合比，單位為 $g\ kg^{-1}$ ， q_r^o 可根據雷達觀測的回波(η)計算得之，如 Kessler(1969)或 Sun and Crook (1997)：

$$q_r^o = \frac{1}{\rho} 10^{[(\eta-43.1)/17.5]} \quad (3)$$

上式中之 η 為回波因數，單位為 dBZ， ρ 為空氣密度，單位為 $kg\ m^{-3}$ 。另外(1)式中的 J_p 表示空間與時間的平滑懲罰項(penalty term)，主要作用為讓模式對於觀測的擬合較為平滑。

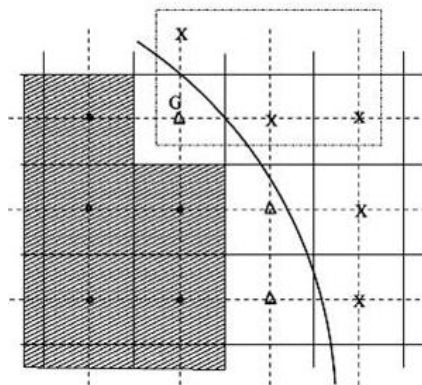
3-2 Immersed Boundary Method (IBM)：

沉浸邊界法 (Immersed Boundary Method) 可依照固體邊界對於流體強迫機制 (artificial forcing) 的不同，區分為許多的種類。它的廣義定義是：所有在固體邊界內加入網格點 (沉浸邊界) 進行計算的數值方法，具有不需將模式網格點依照邊界幾何形狀配置，即可給定適當邊界條件進行數值模擬的特性。

這類方法對於邊界的存在有著全新的定義，邊界在此被視為給定流體外力使流體運動受到阻礙的網格點，而不再是傳統認知中流體運動的終點，並藉由這個外力的量值定義出邊界條件，故此類方法只需使模式網格點與邊界相符即可給定良好的邊界條件。本研究主要參考 Tseng and Ferziger (2003) 所使用之虛網格沉浸邊界法 (Ghost Cell Immersed Boundary Method) 來給定模式中地形之邊界條件。應用在模式中包含下列程序：

(I) 判定模式格點類型：

將模式中各預報變數之格點分為 (a) 流體區域 (Flow Region) 格點，如圖一中以 X 標示之格點、(b) 虛網格 (Ghost Cell)，如圖一中以 Δ 標示之格點，及 (c) 地形內部，如圖一中陰影部分內部之格點。

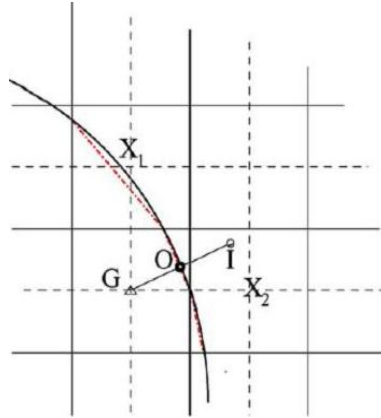


圖一、模式網格類型分類示意圖。

(II) 虛網格鏡像點定位：

由於更新虛網格邊界條件需要利用流體區域格點之變數值，此研究中利用

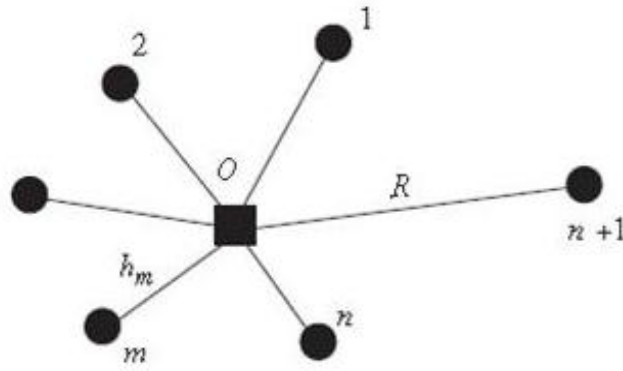
虛網格相對於地形邊界之鏡像點(位於流體區域內),進行流體區域內格點內插,示意圖可參考圖二所示。圖中,G 網格點表示某虛網格位置,I 網格點即為此虛網格之鏡像點位置,而 O 點則代表法線向量與邊界交會點。



圖二、虛網格點 G 以及相對於地形表面之鏡像點 I 示意圖。

(III) 經由內插得到鏡像點之數值：

前人研究中所提出之內插方法有許多種,在本研究中選擇使用距離反比權重方法 (Inverse Distance Weighting, IDW) 來進行內插的計算,主要原因為此方法不需經由矩陣的運算來進行求解,並能利用調整係數來決定距離遠近所代表之權重大小。圖三中,R 點表最遠資料點與欲內插點 O 點之距離, h_m 代表各資料點與 O 點之距離。將上述變數帶入 (4) 式即可得到權重值 w_m ,之後再經由 (5) 式計算出除最遠點外之權重值總合 q 後,再利用 (6) 式得到內插值 ϕ ,其中 ϕ_m 表資料點之變數值。目前 R 的給定以找到最近之六個點為原則,p 的值則設為 0.5。



圖三、距離反比權重法 (IDW method) 示意圖。

$$w_m = \left(\frac{R - h_m}{Rh_m} \right)^p \quad (4)$$

$$q = \sum_{i=1}^n \left(\frac{R - h_i}{Rh_i} \right)^p \quad (5)$$

$$\phi_o = \frac{1}{q} \sum_{m=1}^n w_m \phi_m \quad (6)$$

(IV) 給定邊界條件並計算虛網格數值：

針對模式中不同的預報變數，吾人將給定不同之邊界條件。如水平風 u 、 v ，擾動位溫 θ' ，微物理變數 q_r 、 q_t 等變數使用 Neumann Boundary Condition，同 (7) 式所示，虛網格變數值 ϕ_G 將等於鏡像點變數值 ϕ_I ；而垂直速度 w 則使用 Dirichlet Boundary Condition 來給定，可以 (8) 式表示，其中 ϕ_B 表水平風與地形梯度作用而激發之垂直速度值。

$$\phi_G = \phi_I \quad (7)$$

$$\varphi_G = 2\varphi_B - \varphi_I \quad , \quad \varphi_B = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (8)$$

經過上述步驟後，即完成了虛網格點的更新，亦代表地形之邊界條件獲得了滿足。在模式積分時，由於位於流體區域之網格點皆會隨著每次模式積分而產生改變，故每一時間積分後亦同時需要更新虛網格點值。隨著模式的積分過程，地形效應的影響會逐漸傳遞至流體區域之網格點，進而得到相對應合理的模擬結果。

第四章研究結果與討論

4-1 虛網格更新方法修改

基於前期研究內容，吾人發現對於真實地形及大氣環境模擬時仍存在下列問題：（1）由於水平與垂直解析度相差較大，對於不同預報變數（水平風場、垂直風場、熱力場、微物理場）之虛網格內插資料來源，需考慮水平與垂直方向變化程度來決定，如水平風場可使用較多沿水平方向的格點資料來進行內插；（2）真實地形有時因為水平解析度不足，易造成過於陡峭，或當有特殊的格點分布如山谷時，其內插方式需經特別測試。

經過與在 NCAR 任職的 Dr. Yu-Heng Tseng (personal communication) 討論後，針對模式水平及垂直解析度差距過大所可能產生的內插誤差，吾人決定針對除垂直速度外所有變數，皆只利用水平一個格點距離內及其垂直方向最多三個格點之網格資料進行鏡像點內插。此原因在於，對流尺度在垂直方向的擾動變化通常是很明顯的。另外，模式中水平網格間距通常大於垂直網格間距許多，假設利用過多水平方向的格點資料進行虛網格的內插，容易使得虛網格與地形外流體區域格點變數值存在不連續，進而影響模式模擬之準確度及穩定性。

針對垂直速度的虛網格更新，原以 (8) 式來進行，但經研究發現，由於模式初始場之垂直速度通常皆為零，如此一來 φ_I 即同樣為零，在此條件下 φ_G

將等於兩倍的 φ_B ，過大的下邊界條件將會使得模式在積分過程中不穩定。經過測試及討論後，吾人決定直接利用 (8) 式中 φ_B (水平風與地形梯度作用而激發之垂直速度值) 來進行更新虛網格垂直速度，即 $\varphi_G = \varphi_B$ 。由於上列更新方法之修正，吾人須重新進行模式模擬驗證實驗，將呈現於以下小節內容。

4-2 二維線性山嶽波模擬

為了驗證經過修正之模式是否能夠同樣模擬出正確的地形效應。首先，再次利用二維之線性山嶽波 (Linear mountain wave) 解析解與模式積分結果進行比較，以瞭解模式對於模擬地形效應之精確度。在此，吾人參考 Smith (1979) 所提出之理論，計算出在特定地形及大氣環境條件下所應該呈現的山嶽波大小及傳遞方向等。

假設地形為一鐘形山，且水平距離無限大的情況下，可利用 smith (1979) 所提出之理論，推導出垂直方向位移 η (displacement) 之解析解，並可用下 (9) 式表示：

$$\eta(x, z) = \left(\frac{\rho_0}{\bar{\rho}} \right)^{1/2} ha \frac{a \cos lz - x \sin lz}{x^2 + a^2} \quad (9)$$

其中， x 表水平方向位置， z 表垂直方向位置， ρ_0 表標準空氣密度， $\bar{\rho}$ 則代表某高度之平均空氣密度。另 h 為鐘形山之最高高度， a 為半山寬度，地形

高度 $\eta(x,0)$ 由 (10) 式表示，而 l 為 Scorer Parameter，可用 (11) 式表示：

$$\eta(x,0) = \frac{ha^2}{x^2 + a^2} \quad (10)$$

$$l^2 = \frac{g^2}{c_p \bar{T} \bar{U}} - \frac{g^2}{4R^2 \bar{T}} \quad (11)$$

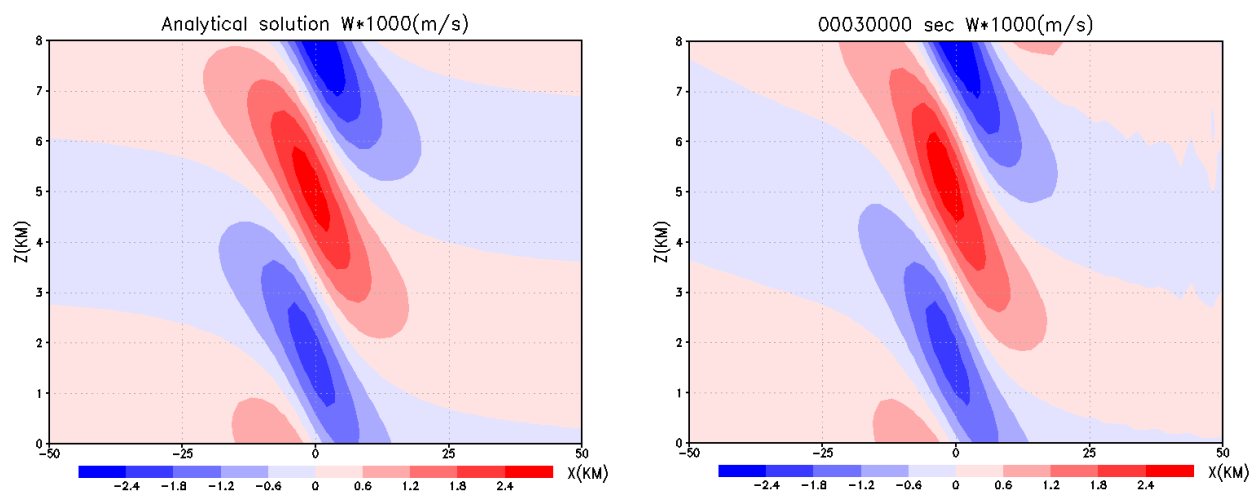
其中 g 為重力加速度， c_p 定壓比熱， R 為氣體常數， \bar{T} 為平均溫度， \bar{U} 則表平均風速。根據位移量又可求得垂直速度大小，如下式：

$$w(x,z) = \bar{U} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \quad (12)$$

如此一來，即可利用此垂直速度之解析解，檢驗模式在同樣地形及大氣環境之下的模擬結果，越接近解析解則表示模擬結果越為精確。假設一等溫大氣環境條件為平均風場 $\bar{U}=20 \text{ ms}^{-1}$ 、平均溫度 $\bar{T}=250 \text{ K}$ 、半山寬 $a=10,000 \text{ m}$ 及山高 $h=1 \text{ m}$ 時，可以經由上述計算得到垂直速度之解析解（如圖四）。

為了與解析解進行比較，吾人將 VDRAS 模式大氣環境條件方面設定與計算解析解時相同，時間步長為 1 秒，水平方向網格點數為 101 點，間距為 2,000 公尺；垂直方向則為 100 個格點，間距為 200 公尺。當模式積分時間夠長時，模擬結果將趨於穩定態（steady state），在此吾人選擇模式經過積分 30,000 秒後之結果（如圖五）與解析解進行比較。比對兩者後可發現，不論是在速度大小或是山嶽波之波長及傳遞方向，兩個結果都相當接近，因此吾人認為修正後

之模式對於地形效應的模擬不僅更為穩定，精準度更是有大幅的改善。

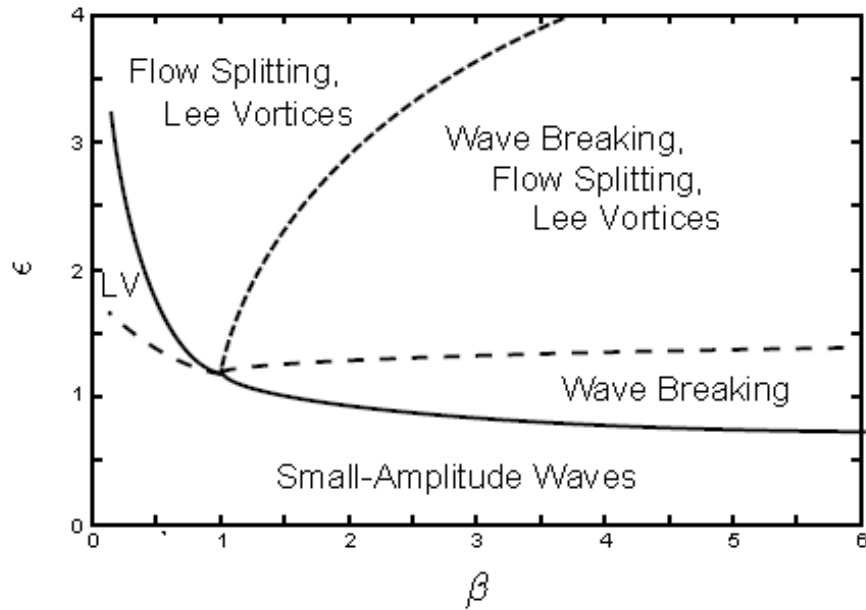


圖四、垂直速度的解析解 (ms^{-1})。

圖五、VDRAS 模式模擬至 30,000 秒時垂直速度場 (ms^{-1})。

4-3 三維背山渦旋模擬

接續期中研究內容，吾人同樣測試修正過模式於三維模擬狀況下，是否也能夠正確模擬出應有的流體現象。假設大氣環境條件為：平均風場 $\bar{U}=6 \text{ m/s}$ 、Brunt-Väisälä frequency $N=0.01\text{s}^{-1}$ 、半山寬 $a=10,000\text{m}$ 及山高 $h=2,000\text{m}$ ，並設定時間步長為 6 秒。水平方向網格點數為 151 及 121 點，間距 2,000 公尺，垂直方向則為 40 個格點，間距為 250 公尺。在此同樣利用 Epifano (2003) 統整之氣流過山現象圖 (如圖六)，以此檢視模擬結果是否合乎理論。



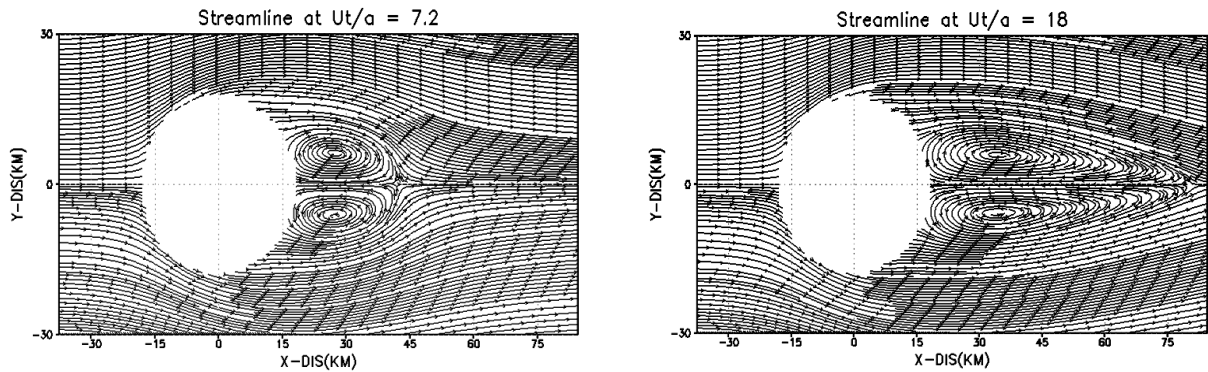
圖六、在不同地形及大氣條件下，模擬氣流過山時所應得到之現象。其中，縱座標表 ϵ 值，也就是 NH/U 值， N 為 Brunt-Väisälä frequency、 H 為山高、 U 則為風速整層風速；橫座標表 β 值，也就是山的南北度除以東西寬度。

依照本模擬中之設定，則其 ϵ 值為 3.33、 β 值則為 1。對照圖六，其模擬結果應出現背山渦旋。而從許多相關的前人研究中得知，在無科氏力或外加擾動的情況下，模擬結果應為兩對稱且隨積分時間逐漸往下游方向延伸的渦旋。圖七左為模式模擬至 12,000 秒時，位於水平高度為 375 公尺之流線圖。從圖中可清楚看到，在山後有兩個對稱發展的渦旋，隨著積分過程逐漸往下游方向延伸，而其對稱性經過吾人對虛網格內插方法進行仔細的調整後，始終維持得相當良好，至預報到 30,000 秒時已變成一對較長型之渦旋（圖七右）；同時，觀察沿 $y=61$ 之垂直剖面清楚顯示，在背山之低層區域有因渦旋造成之明顯迴流

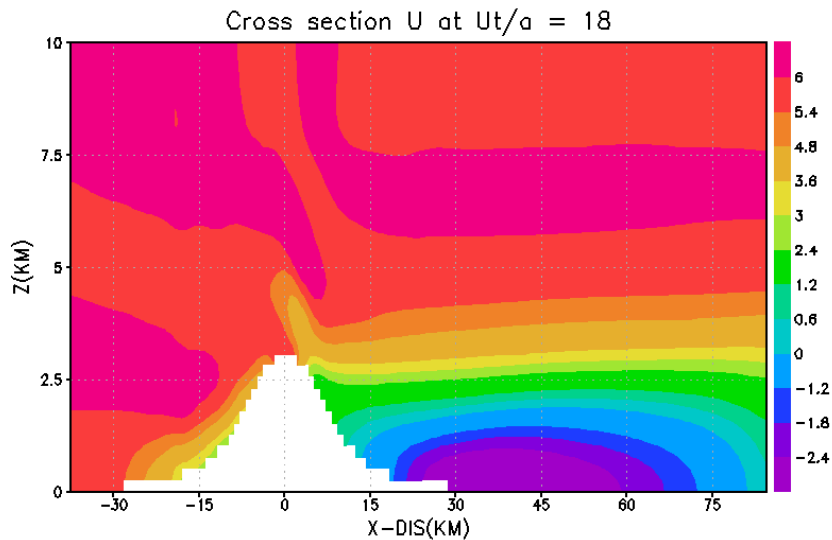
(圖八)。此結果和理論相符，同時也與許多前人研究，如 Schar and Durran (1997)

(圖九) 吻合，故吾人認為修改過後之模式對於三維地形的模擬結果仍然合理

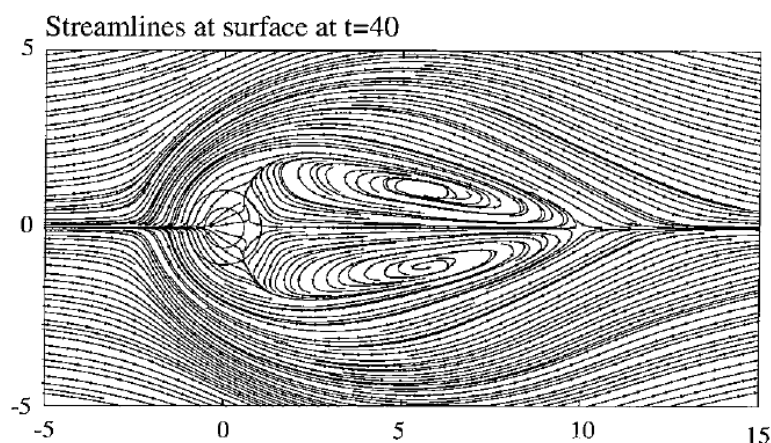
正確，接下來將測試在真實地形下的模擬情形。



圖七、VDRAS 模擬至 12,000 秒 (左圖) 及 30,000 秒 (右圖) 時，位於水平高度 375 公尺之流線圖。



圖八、VDRAS 模擬至 30,000 秒時，沿 $y=61$ 之垂直剖面，彩色陰影顯示 U 風場分量 (ms^{-1})。



圖九、Schar and Durran (1997)中模擬至 $Ut/a=40$ 時所得之流線圖。

4-4 真實地形模擬及定量降雨預報

為測試真實地形及存在水氣情況下之模擬情形，此研究利用 2008 年 6 月 14 日 (SoWMEX IOP#8) 之線狀對流個案，進行同化及模擬測試。Tai et al. (2011) 及楊 (2012) 都曾使用 VDRAS 同化並分析預報 2008 年 6 月 14 日 (SoWMEX IOP#8) 之線狀對流個案，由於 VDRAS 未能解析地形，故以上之研究是將此四維變分同化雷達資料後產生之最佳分析場放入 WRF 模式中，利用 WRF 模式之地形解析能力來增進定量降水之預報能力。但在本研究中，因為加入沉浸邊界法之 VDRAS 向前積分模式已經通過檢驗，故在此將未有地形解析能力之同化分析系統所分析之初始場，放入擁有地形解析能力之前向模式來進行預報，並初步檢驗是否有改善降水預報之效果。

圖十為 VDRAS 同化策略及預報流程圖，1022 至 1039 UTC 與 1045 至 1102

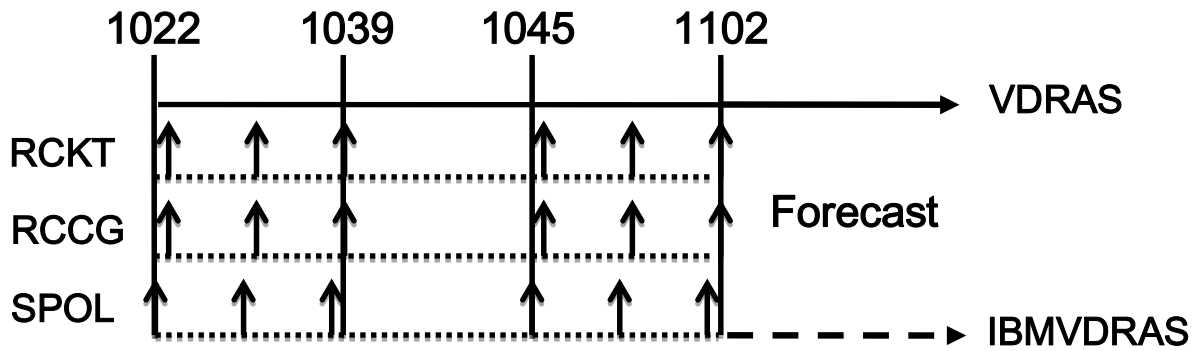
UTC 分別為兩個 17 分鐘長的同化窗區，中間夾著一段由 1039 到 1045 UTC 共 6 分鐘的純粹模式模擬區間。每個同化窗區使用來自三部雷達(RCKT、RCCG、SPOL)的資料，每部雷達則提供三筆體積掃描的資料。這段同化區間使用原本無地形的 VDRAS 同化系統進行分析(楊 2012)。而從 1102 UTC 開始，則是使用原本之 VDRAS 模式(實驗簡稱 VDRAS)及加入沉浸邊界法處理地形之 VDRAS 模式(簡稱 IBMVDRAS)分別來進行分析場的後續預報，模式時間步長為 6 秒，水平方向網格點數為 121 及 121 點，間距 2,000 公尺；垂直方向則為 40 個格點，間距為 350 公尺。

由於吾人想了解地形效應對於預報場之影響，故將 IBMVDRAS 實驗預報場減去 VDRAS 實驗之預報場，如此可以清楚看出加入地形效應所產生之差別。圖十一為預報一小時後 IBMVDRAS 減去 VDRAS 預報場之結果，左圖為壓力擾動而右圖則為水平風速，兩者皆於 1,225 公尺水平高度上。從圖中可以清楚發現，加入地形後在中央山脈的迎風側之壓力擾動增加，顯示地形阻擋效應明顯；此結果也同樣反應在風場上，迎風側的水平風速最多降低了 4.0 ms^{-1} 。如果沿北緯 22.8 度切一垂直剖面(圖十二)，則可以更清楚看到，由於迎風面地形抬升所造成的垂直速度增加，同時有利於凝結，使得迎風面的雨水混合比有明顯的增加。

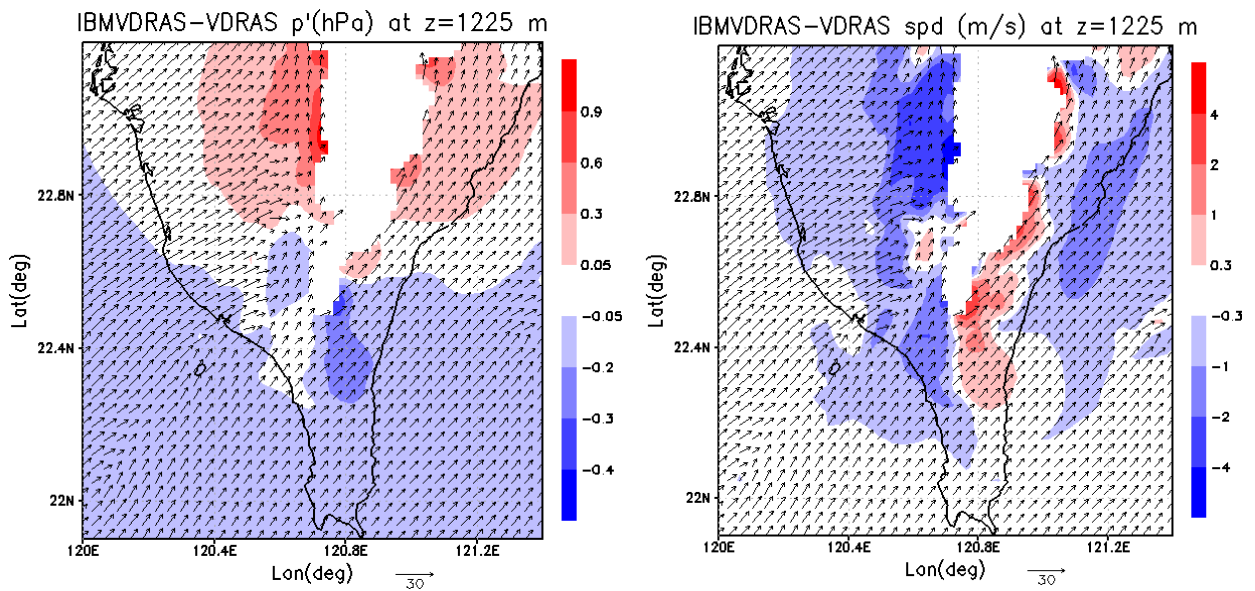
承接上述發現並連結到降雨預報，檢視兩實驗預報兩小時累積降雨(如

圖十三)，發現地形效應確實對於降雨預報有顯著的影響。地形抬升使得迎風面之垂直速度增加，故中央山脈山前的降雨強度也增強，水氣被消耗的結果，使得對流系統無法輕易越過山脊在背風面造成降雨。為了更清楚瞭解兩者差異，吾人將 IBMVDRAS 實驗之兩小時累積降雨減去 VDRAS 實驗累積降雨(圖十四左)，圖中紅色區域顯示，加入地形解析能力之後，在中央山脈迎風面確實預報了較多的降雨，同時在山脊後方的降雨（藍色區域）則明顯少於不具地形解析能力的 VDRAS 實驗。

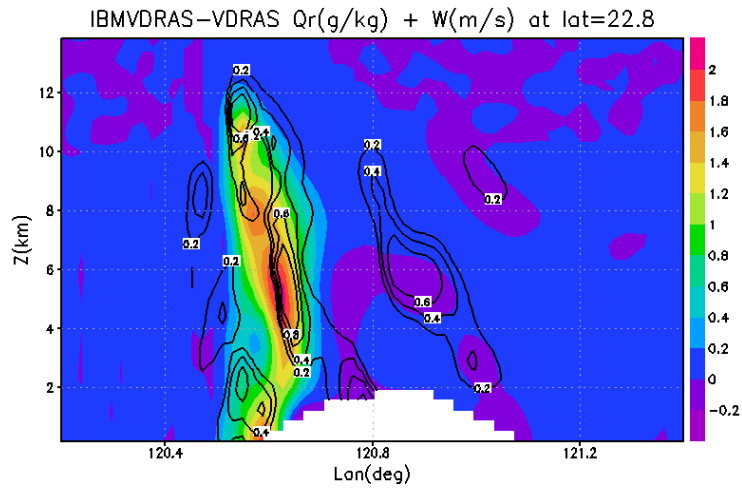
觀察自動雨量站所實際觀測到的累積降雨（如圖十四右），地形的阻擋使得實際降雨多發生在迎風側的陸地，而此結果與 IBMVDRAS 實驗的降雨預報較為吻合。除了定性的比較，為了能定量檢驗降雨預報，在此利用 Schaefer (1990)所提出之 ETS(Equitable Threat Score)來進行計算及比較(圖十五)。圖中顯示，IBMVDRAS 實驗（橘色長條）之分數在所有門檻值（6、10、14、18 和 22 mm 2hr⁻¹）皆較 VDRAS 實驗（藍色長條）要高，等同證明了加入沉浸邊界法後，由於能正確反應地形效應，進而改善了降雨預報。後續的工作中需要進行更多的實驗來進行深入之測試，並據以進行方法之細部修正。



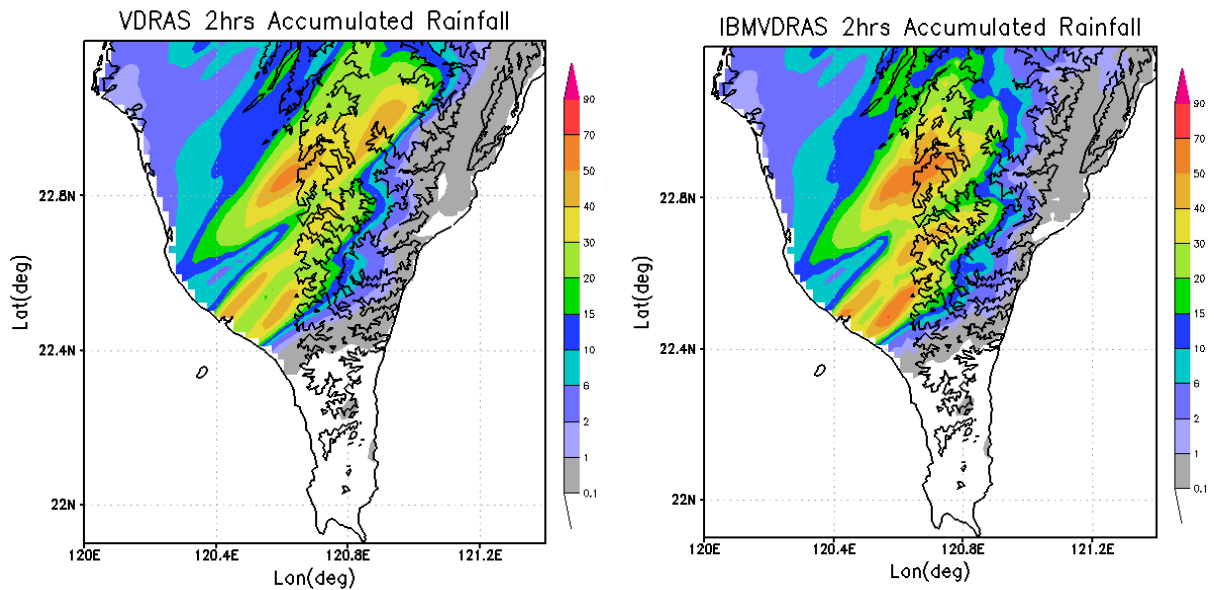
圖十、VDRAS 同化策略及使用加入沉浸邊界法之 VDRAS 預報流程圖。



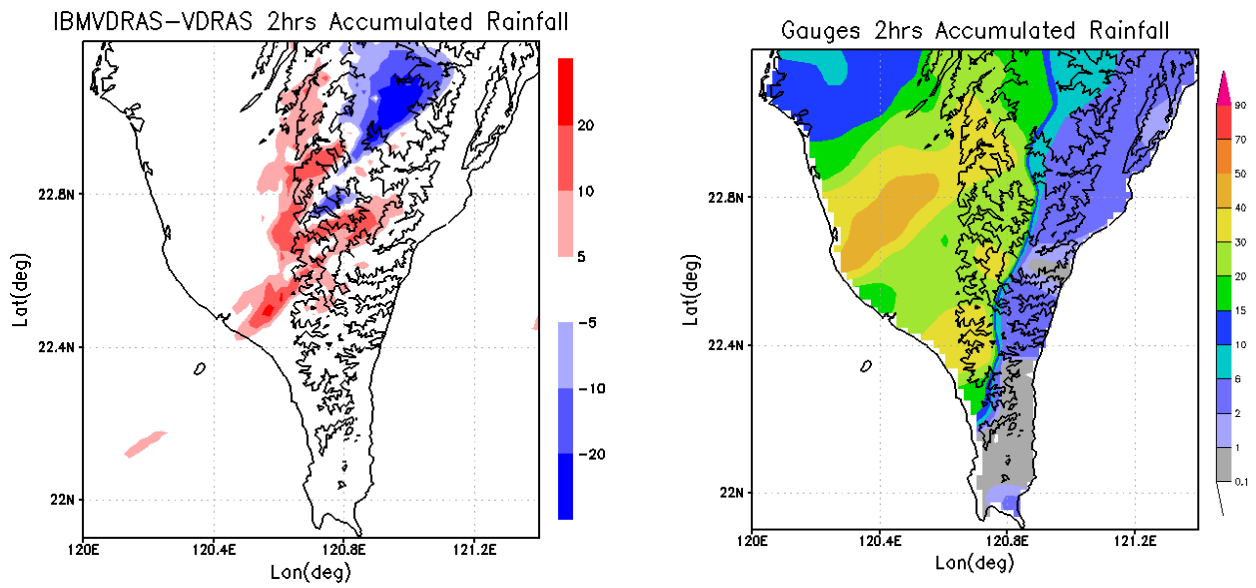
圖十一、左：預報一小時之 IBMVDRAS-VDRAS 壓力擾動差異分佈圖 (hPa)；右：預報一小時之 IBMVDRAS-VDRAS 水平風速差異分佈圖 (ms^{-1})。



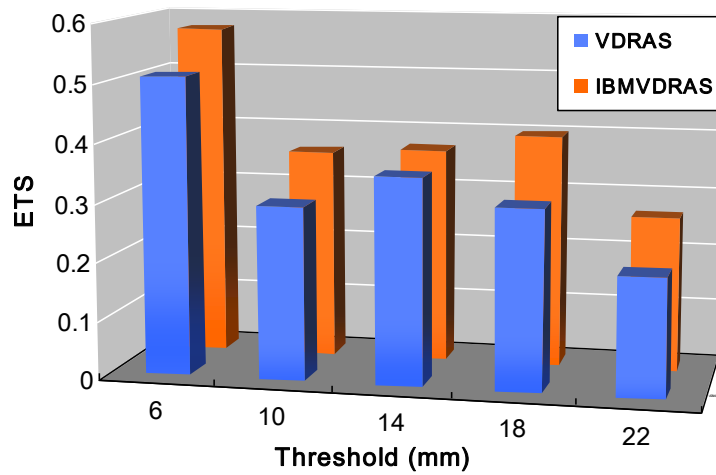
圖十二、預報一小時之 IBMVDRAS-VDRAS 差異，沿北緯 22.8 度垂直剖面圖。等值線表示垂直速度 (ms^{-1})；彩色陰影則代表雨水混合比 (gkg^{-1})。空白部分為地形所占格點。



圖十三、左：VDRAS 預報兩小時累積降雨圖 (mm)。右：IBMVDRAS 預報兩小時累積降雨圖 (mm)。



圖十四、左：IBMVDRAS 實驗預報兩小時累積降雨減去 VDRAS 實驗預報兩小時累積降雨圖 (mm)。右：自動雨量站觀測之兩小時累積降雨圖 (mm)。



圖十五、IBMVDRAS (橘色長條) 及 VDRAS (藍色長條) 預報二小時之定量降水表現, 以 ETS 分數呈現, 門檻分別為 6、10、14、18 和 22 mm 2hr⁻¹。

4-5 伴隨模式修改及初步梯度測試

由於向前積分模式已根據前面所描述之沉浸邊界方法進行修改，其所相對應之伴隨模式勢必也需依照修改之向前積分模式部分進行改寫，只要是數值運算過程中使用到虛網格（Ghost cell）之部分皆需要進行改寫。而主要需要改寫之部分包括：（1）預報方程：平流及擴散過程及壓力診斷等；（2）價值函數計算：觀測貢獻項（回波轉換之雨水混和比及徑向風場）、背景誤差項、空間及時間平滑項等。

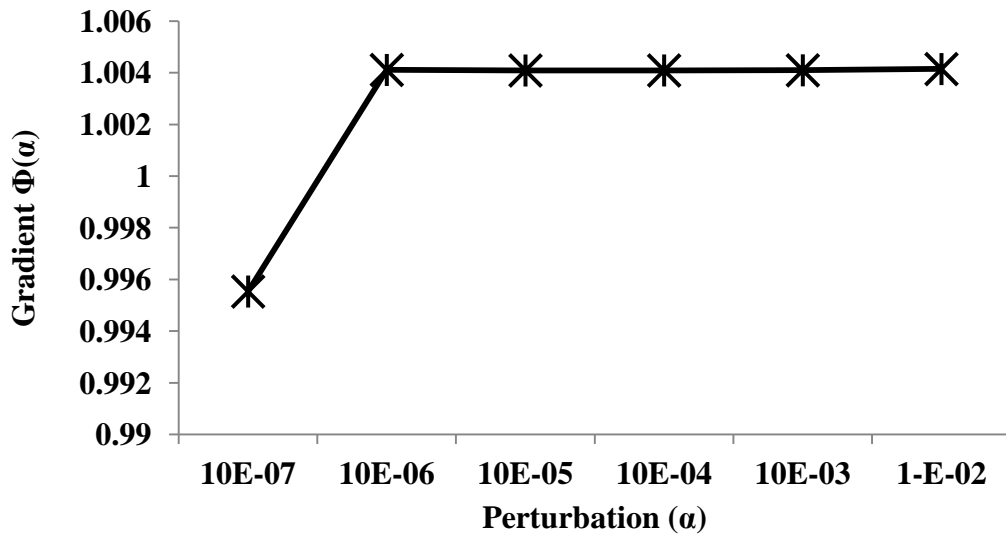
伴隨模式修改之後仍舊需要再行驗證，本研究所使用的驗證方法是參考 Sun and Crook (1997) 所描述的函數 $F(a)$ ，可用以計算梯度：

$$\Phi(\alpha) = \frac{F(x_0 + \alpha h) - F(x_0)}{\alpha Gh} \quad (13)$$

其中， F 為預報模式， G 代表切線線性模式， x_0 為模式所有預報變數， h 是 normalized random vector， α 是擾動量的大小。若配合預報非線性模式之切線線性模式撰寫正確，則在擾動量 α 在合理大小時， $\Phi(\alpha)$ 值將會接近1.0；也就是非線性模式所預報之差距（分子）相當接近於線性模式對於擾動量的預報（分母）。

吾人在修改完前述各項程式後已初步進行梯度測試，並設定擾動量 α 為 10^{-7} 、 10^{-6} 、 10^{-5} 、 10^{-4} 、 10^{-3} 和 10^{-2} 。測試結果發現，不論代入任何擾動量，其

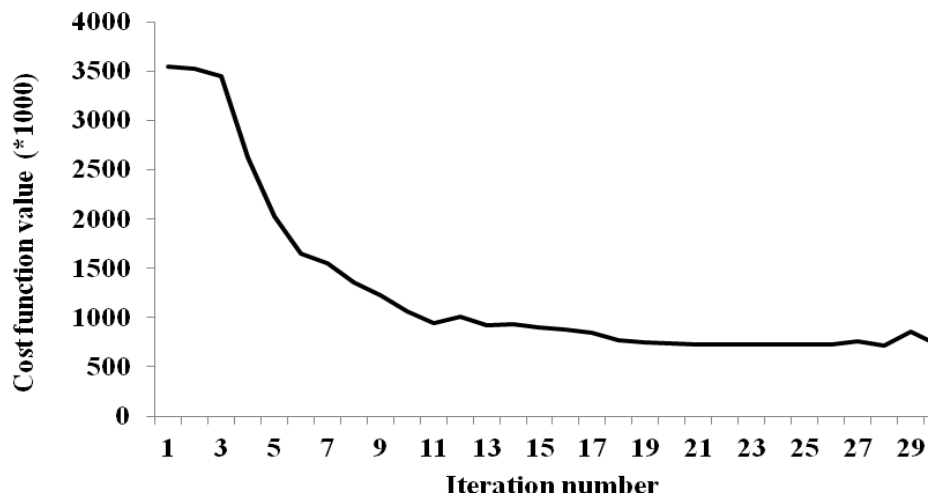
梯度值皆相當接近於1.0（梯度值之計算包含所有預報變數之相加總合），差距小於0.005（如圖十六），顯示更改後之伴隨模式能準確預報擾動量隨時間之演變。



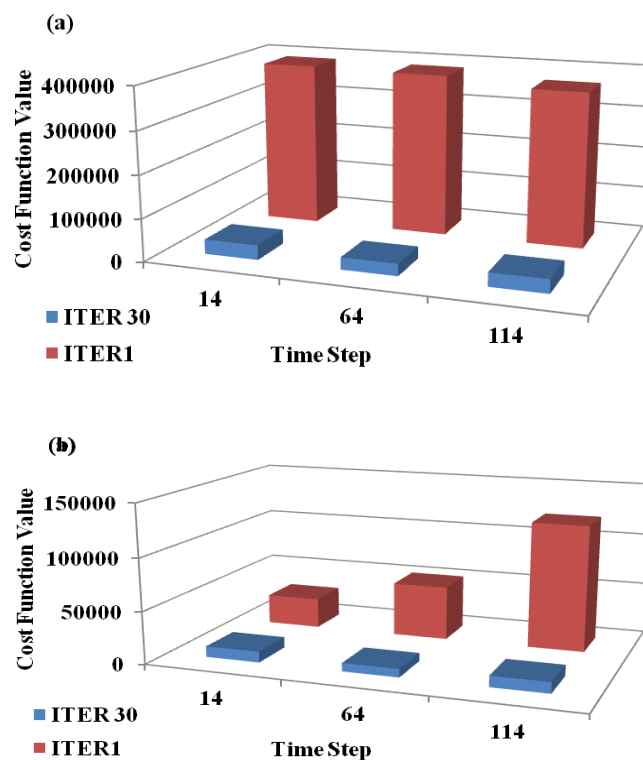
圖十六、伴隨模式經修改後進行之梯度測試結果。橫軸表擾動量 α 值：分別為 10^{-7} 、 10^{-6} 、 10^{-5} 、 10^{-4} 、 10^{-3} 和 10^{-2} ；縱軸為不同擾動量所對應之梯度值 $\Phi(\alpha)$ 。

在通過梯度測試後，吾人進一步置入真實台灣地形並同化真實雷達資料，整體同化策略與圖十所示相同。圖十七表示於第二個同化窗區，隨極小化價值函數（cost function minimization）疊代（iteration）次數增加之整體價值函數數值變化。從圖中可知，整體價值函數經過三十次疊代過程後，減少之價值函數可多達百分之七十五以上，顯示經過極小化過程後所得到的模式初始場已有效同化觀測資料，成為一最佳之分析結果。此外，如觀察價值函數中觀測項（包含徑向風與雨水混合比），於疊代第一次與疊代第三十次後之差別（如

圖十八)，兩種觀測項皆呈現相當大幅度的減少，如徑向風最多可減少超過百分之九十的量值，再次說明此系統能有效同化觀測資料進入模式中。



圖十七、第二個同化窗區中，隨極小化價值函數（cost function）疊代次數增加之整體價值函數值變化。橫軸表疊代次數；縱軸為整體價值函數值。



圖十八、第二個同化窗區內，利用三筆不同時間之觀測所計算之價值函數（cost function）值。紅色長條表疊代次數為一時結果；藍色長條則為三十次時結果。其中，(a) 圖表徑向風觀測項；(b) 圖為雨水混合比項。橫軸表觀測資料所在之時間步長；縱軸為價值函數值。

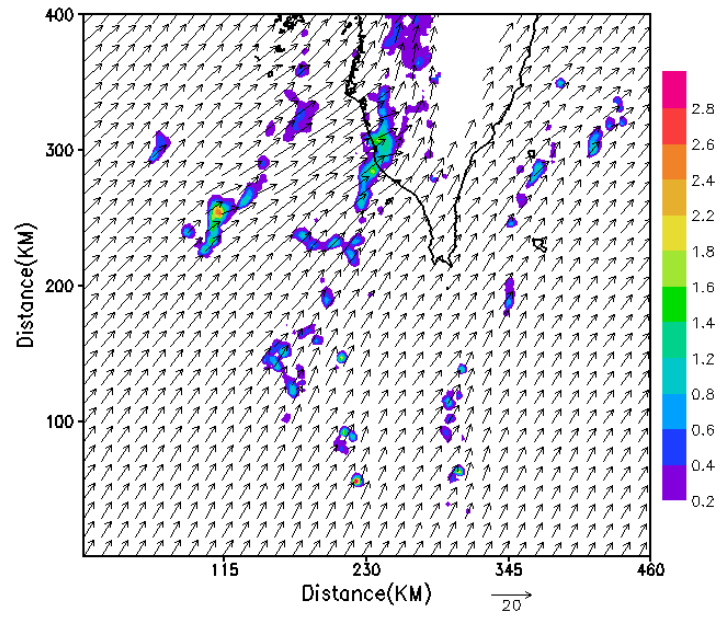
4-6 真實個案一：雷達資料同化實驗測試

於第一年計畫中，吾人曾經測試將仍未擁有地形解析能力之同化分析系統所分析之變數場，初始化一擁有地形解析能力之前向模式以進行預報，並初步檢驗是否改善降水預報。當期研究結果發現，地形效應在此個案中，確實對於模式之降雨預報有顯著的影響：由於潮濕氣流受到地形抬升，造成迎風面水氣加速凝結，潛熱隨之釋放同時垂直速度增加，故中央山脈迎風面降雨量也明顯增加。而降雨後水氣被大量消耗，使得對流系統在越過山脊後，於背風面減弱至層狀系統。總體來說，此一大氣過程較無地形之模式更加符合實際情形，故也能從定量降雨預報檢驗分數中得到相同的結果。

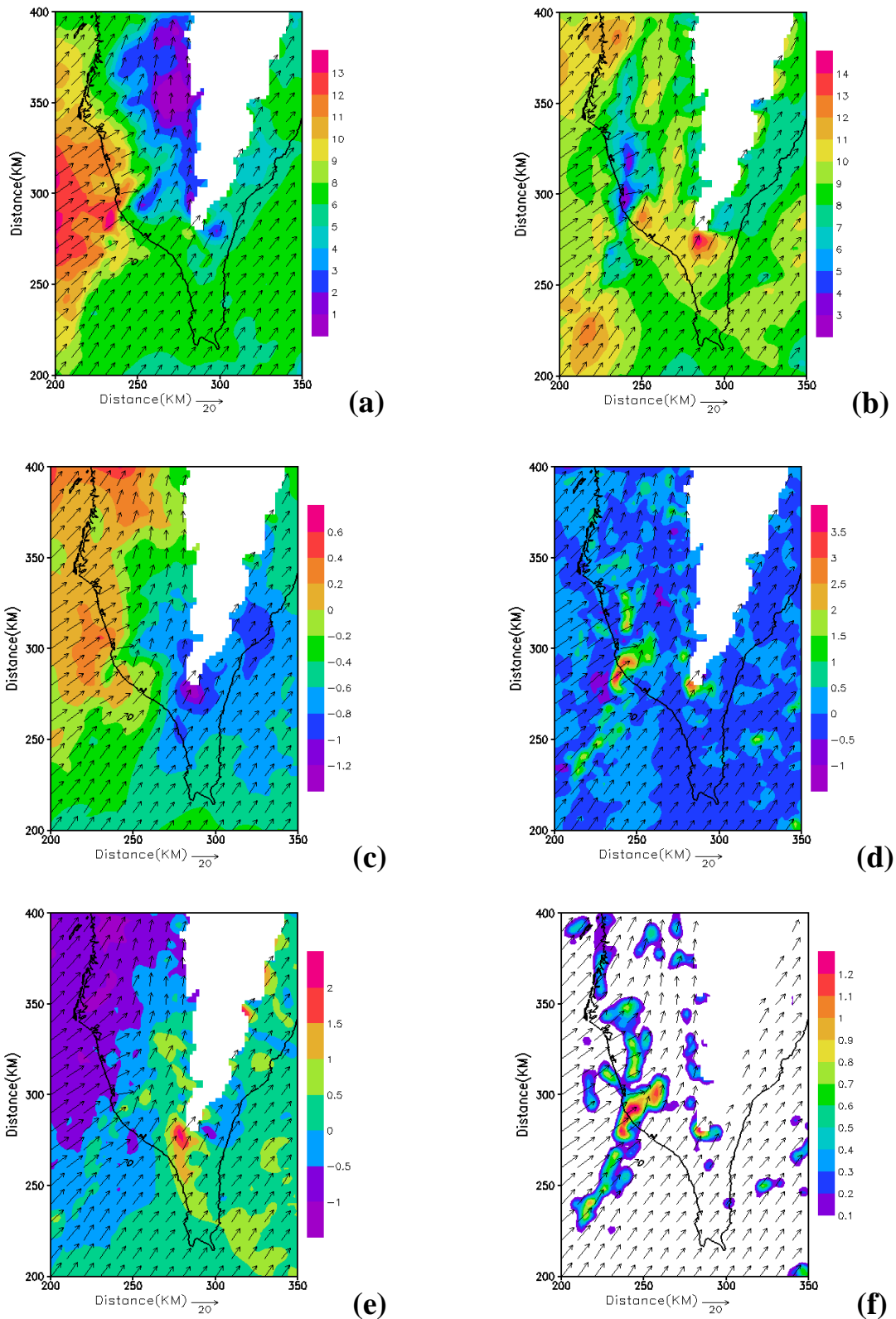
此期研究則是欲利用經由沉浸邊界法（IBM）加入地形解析能力之向前積分模式，以及通過梯度測試之伴隨模式，同化一真實個案之雷達資料，並初步檢視其同化後之分析場。與 4-4 節預報實驗相同，此真實個案選取 2008 年 6 月 14 日（SoWMEX IOP#8）中，一鋒面前緣飆線（prefrontal squall line）個案，在此同化時間中有三條線狀對流正通過台灣南部附近區域。此實驗同化策略與 4-4 節實驗相同（如圖十），相異處在於四維變分同化窗區中，向前及向後積分模式皆已加入沉浸邊界法並經測試通過。實驗同化策略如下：兩個 17 分鐘長的同化窗區分別為 1022 至 1039 UTC 與 1045 至 1102 UTC，中間存在一段由 1039 到 1045 UTC 共 6 分鐘的向前模式模擬區間。每個同化窗區

皆同化三部雷達(RCKT、RCCG、SPOL)的觀測資料(徑向風及回波)，每部雷達則提供三筆體積掃描的資料。而從 1102 UTC 開始，將使用加入沉浸邊界法處理地形之雲模式進行分析場的接續預報，模式時間步長為 10 秒，水平網格數為東西方向 230 及南北 200 點，間距 2 公里；垂直方向則為 30 個格點，間距為 500 公尺。

檢視分析場發現，在台灣山脈地形附近區域有較明顯之地形效應之影響。在大致為西南風吹拂的環境場中(如圖十九)，水平風場之東西方向分量顯示，越接近地形，風速減速越明顯(如圖二十 a 中紫藍色區域)；南北風場分量中則可以看到，氣流通過中央山脈南端較為狹窄且較低的一端時，有加速的情形(如圖二十 b)，此區域正好對應壓力擾動最低之位置(如圖二十 c)，此外也發現在山坳、山谷中之風速有減弱現象；垂直風場部分，除了線狀對流本身有較明顯的上升運動外，於中央山脈南端迎風側還有一上升運動區(如圖二十 d)，上述相關結果皆呈現了區域地形對於動力場之影響。另外，與前述正垂直運動區相同位置，VDRAS 分析出了增溫現象(如圖二十 e)，吾人推測可能是因為暖濕空氣受到地形抬升後，雲水凝結(如圖二十 f)而形成的潛熱釋放所造成。

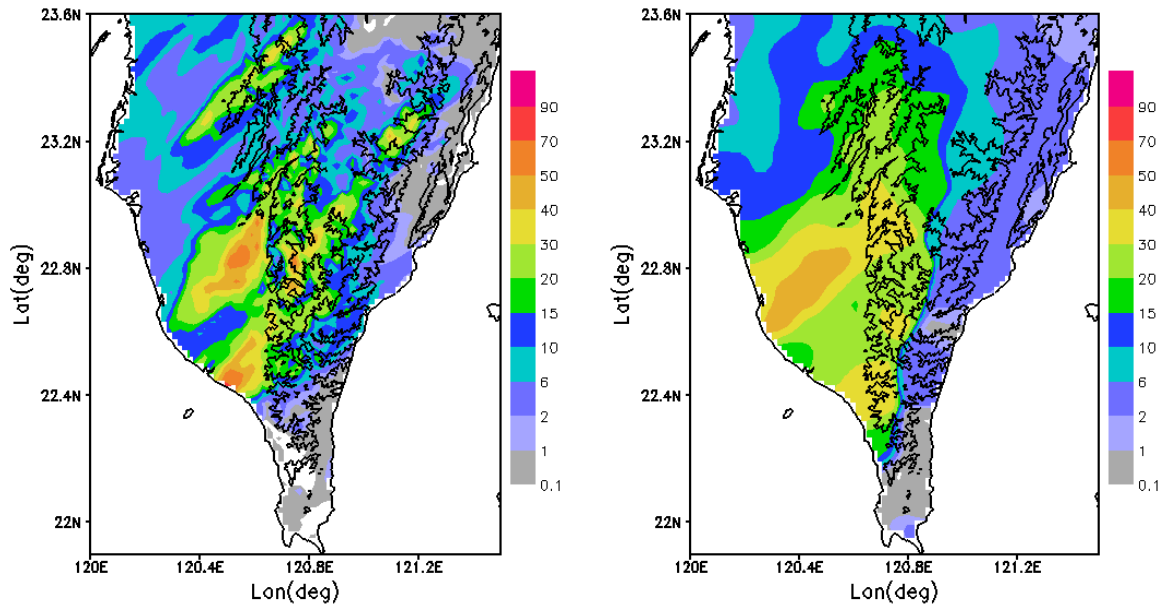


圖十九、1102UTC 之分析場，圖中色階表雨水混和比，單位為 gkg^{-1} 。向量則表水平風場，箭頭大小與風速對應如圖中所示，單位為 ms^{-1} 。

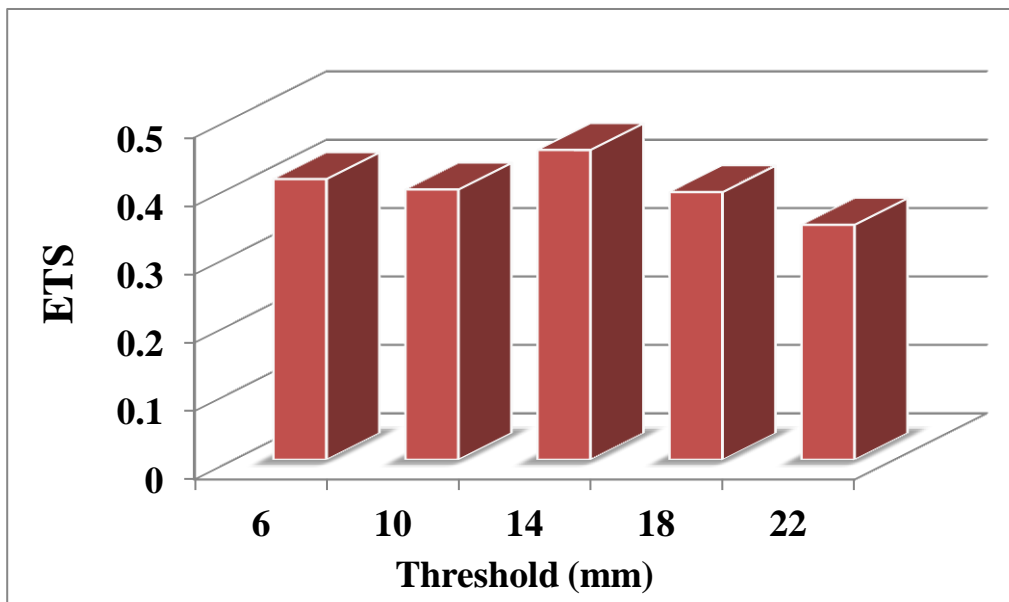


圖二十、1102UTC 之分析場，分析區域縮小，東西方向自 200 公里至 350 公里、南北方向自 200 至 400 公里，水平高度位於 1250 公尺。色階中白色區塊為地形所在區域，而各小圖中色階分別表示各場量：(a)東西風場分量 U (ms^{-1})，(b)南北風場分量 V (ms^{-1})，(c)壓力擾動 p' (hPa)，(d)垂直速度 (ms^{-1})，(e)溫度擾動 T' (K)及(f)雲水混和比 q_c (gkg^{-1})。

綜合以上分析結果，擁有地形解析能力之新同化系統，可以相當合理地納入地形效應之影響，在各場量如動力、熱力或微物理場之間都有很好的連結。而在定量降水預報方面，吾人也嘗試進行校驗。主要利用在分析區域裡中央氣象局局屬之自動雨量站進行降水預報驗證工作，經統計後，總共約 150 個測站納入計算。檢視 VDRAS 預報兩小時累積降雨（如圖二十一），發現在此段時間內主要的兩條降雨極值位置有很好的預報成效，故計算之二維降雨空間相關係數（SCC）超過 0.76。此外，吾人也統計各降雨門檻值（6、10、14、18 和 22 mm 2hr⁻¹）之公正預兆得分（Equitable Threat Score, ETS）如圖二十二，發現 ETS 於各個降雨門檻皆超過 0.3，顯示 VDRAS 系統於小雨至大雨皆有一定的短期預報能力。值得一提的是，觀察自動雨量站經客觀分析所呈現之累積降雨圖（圖二十一右），看似有明顯之地形阻擋，但實際上卻可能因山區觀測站較為稀疏而產生誤差。故在比較模式及觀測降雨圖時，需要謹慎進行山區雨量之比較。另外，由於降雨預報為一模式動力、熱力及微物理過程之最終產品，吾人後續將進行更多的實驗，藉由調整各種模式分量測試，並據其統計結果進行模式微物理等方面之細部修正，以得到更好的降雨預報成績。



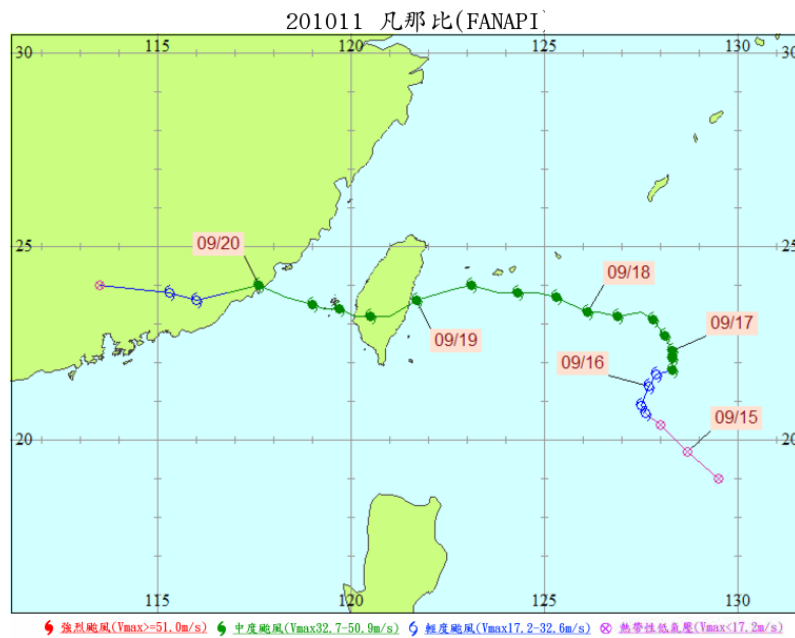
圖二十一、左：VDRAS 實驗預報兩小時累積降雨圖 (mm)。右：自動雨量站觀測之兩小時累積降雨圖 (mm)。



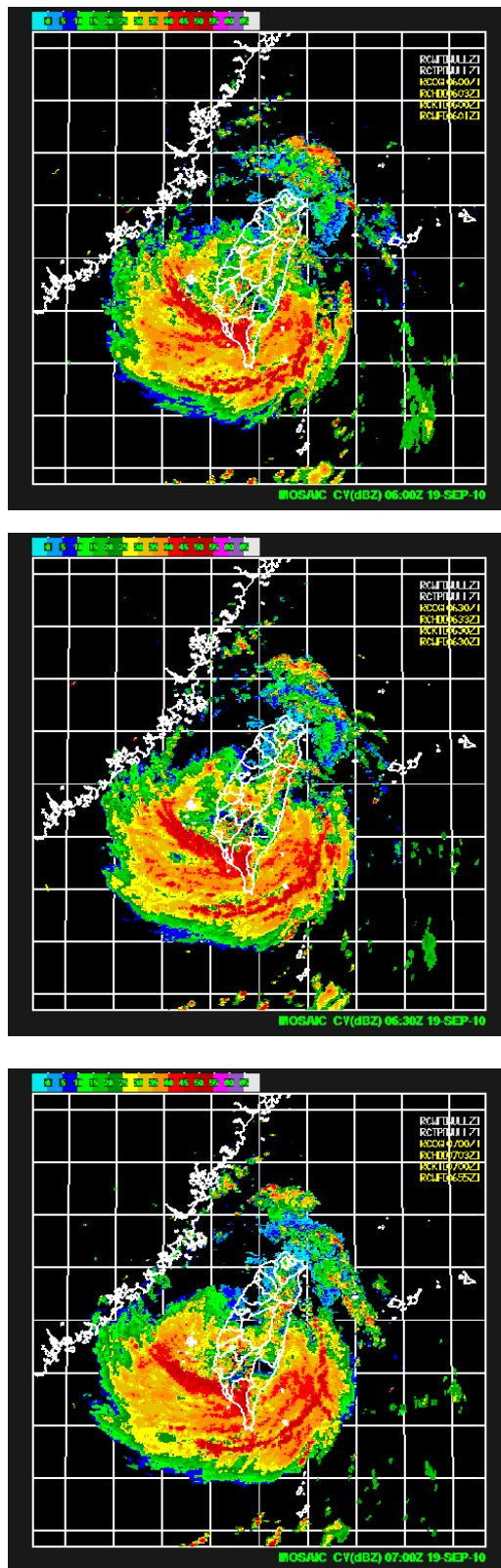
圖二十二、VDRAS 預報兩小時累積降雨於各門檻之公正預兆得分。

4-7 真實個案二：雷達資料同化實驗測試

前一小節展示颱風個案同化實驗結果，分析區域主要位於台灣南部區域。此一小節吾人嘗試同化一颱風個案資料，測試此新系統對於風速較強大氣環境之表現。選取之個案為2010年10月19日，於台灣東部登陸之凡那比(Fanapi)颱風，移動路徑圖如圖二十三所示，自其外圍環流影響開始至離開台灣本島超過二十四小時，吾人於此同化實驗中主要選取06至07 UTC之間之雷達資料進行同化，資料來源為中央氣象局局屬之四個雷達(七股RCCG、墾丁RCKT、花蓮RCHL及五分山RCWF)，包含徑向風及回波等資料，0600、0630及0700 UTC之雷達觀測合成最大回波可參考圖二十四。

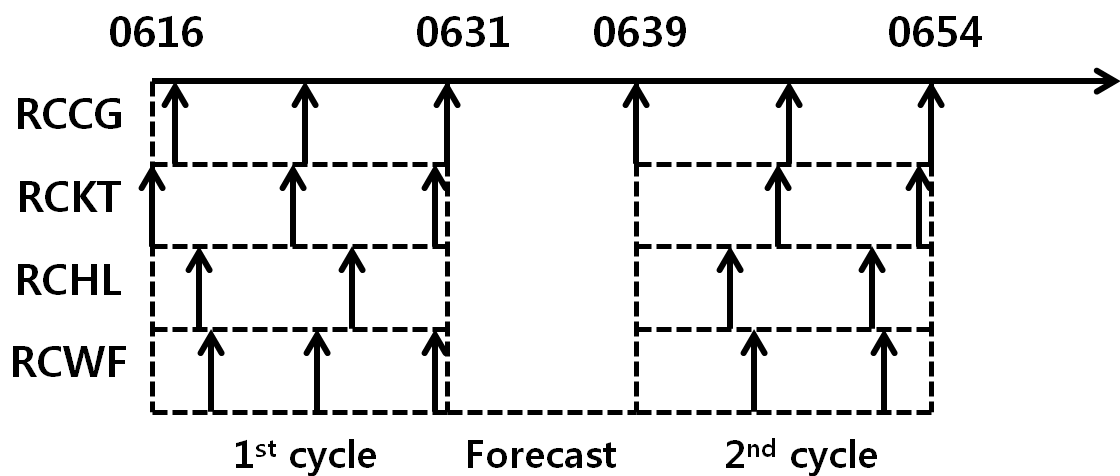


圖二十三、凡那比颱風 (Fanapi, 201011) 移動路徑圖，每六小時標示一次位置。(資料來源：中央氣象局颱風資料庫)

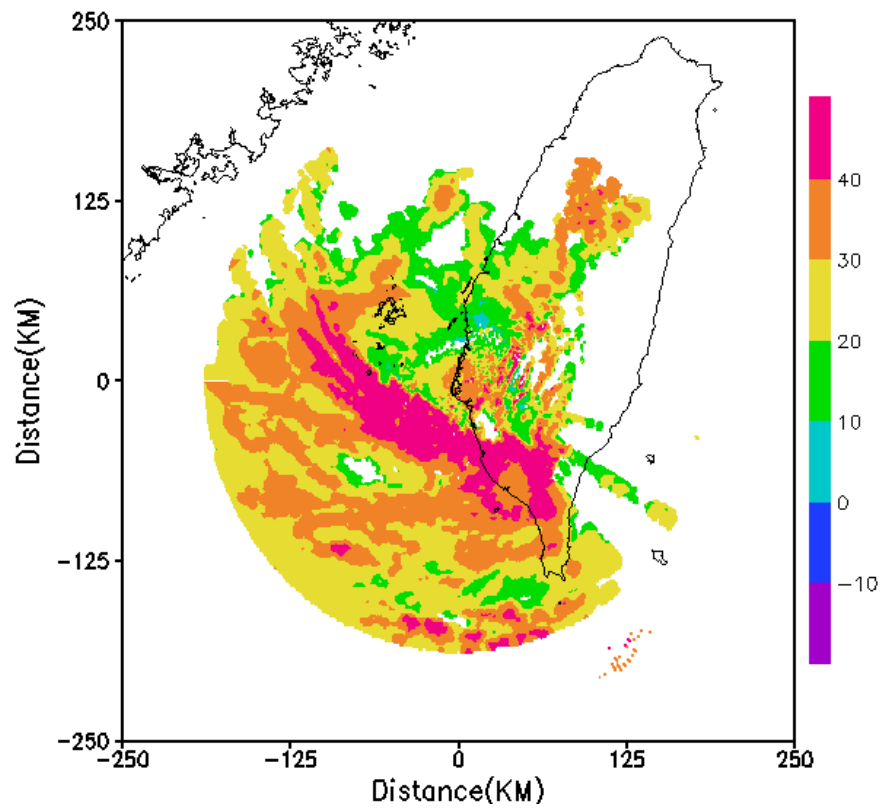
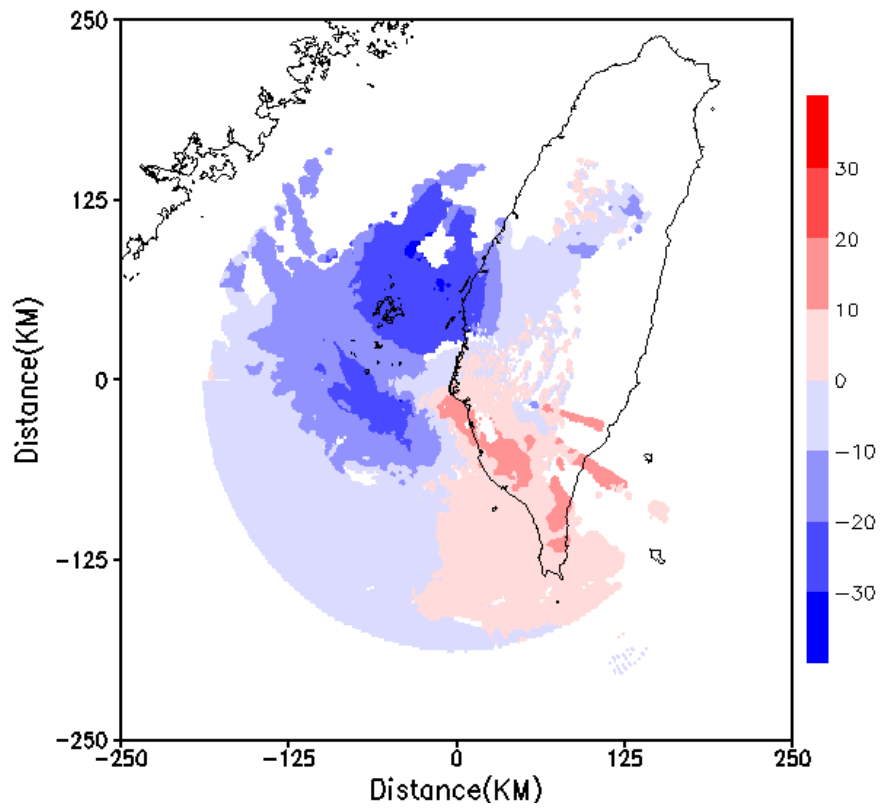


圖二十四、凡那比颱風於 2010 年 9 月 19 日 0600、0630 及 0700UTC 之觀測最大回波圖。(資料來源：中央氣象局颱風資料庫)

實驗之分析區域大小為 x 方向 350 個格點及 y 方向 400 個格點，水平網格間距 2 公里；垂直方向有 30 層，網格間距為 500 公尺。同化策略如圖二十五所示，第一個同化窗區為 0616UTC 至 0631UTC，背景場部分，主要來自 NCEP FNL 於 0600UTC 之再分析資料，吾人從分析區域中取出多個垂直剖線資料後，進行客觀分析製作完成。雷達資料則大致上同化三筆體積掃描資料（花蓮雷達兩筆）。經由疊代過程極小化價值函數後，得到最佳分析場，吾人將此分析場進行一短時預報，接著利用此預報場做為第二個同化窗區之背景場。第二個窗區開始自 0639UTC 至 0654UTC，除七股雷達同化三筆體積掃描資料外，其他雷達同化兩筆。由於颱風風速時常超過雷達最大折錯速度（Nyquist velocity，如七股雷達為 21.6 ms^{-1} ），故雷達徑向風去摺疊（Unfolding）對於雷達資料同化颱風個案相當重要。圖二十六為經資料處理後之七股雷達於 0631UTC 之 0.5 度仰角資料，包含徑向風及回波，均已內插至水平網格。

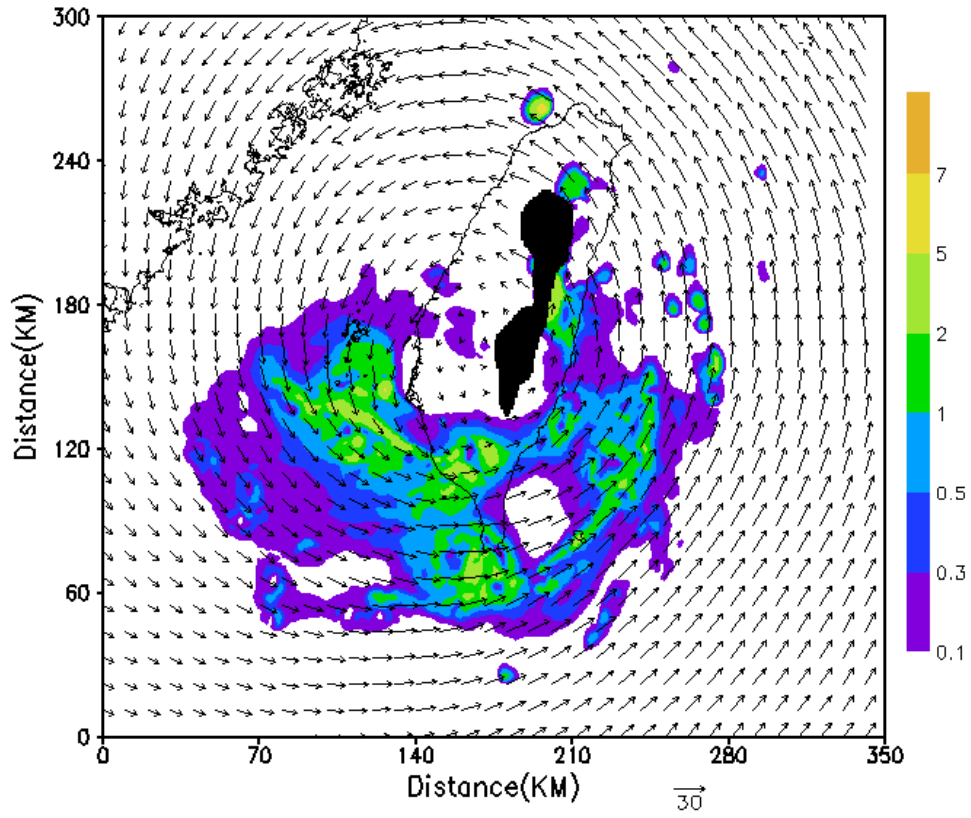


圖二十五、真實個案二同化策略圖，各雷達同化時間如圖中箭頭所示。

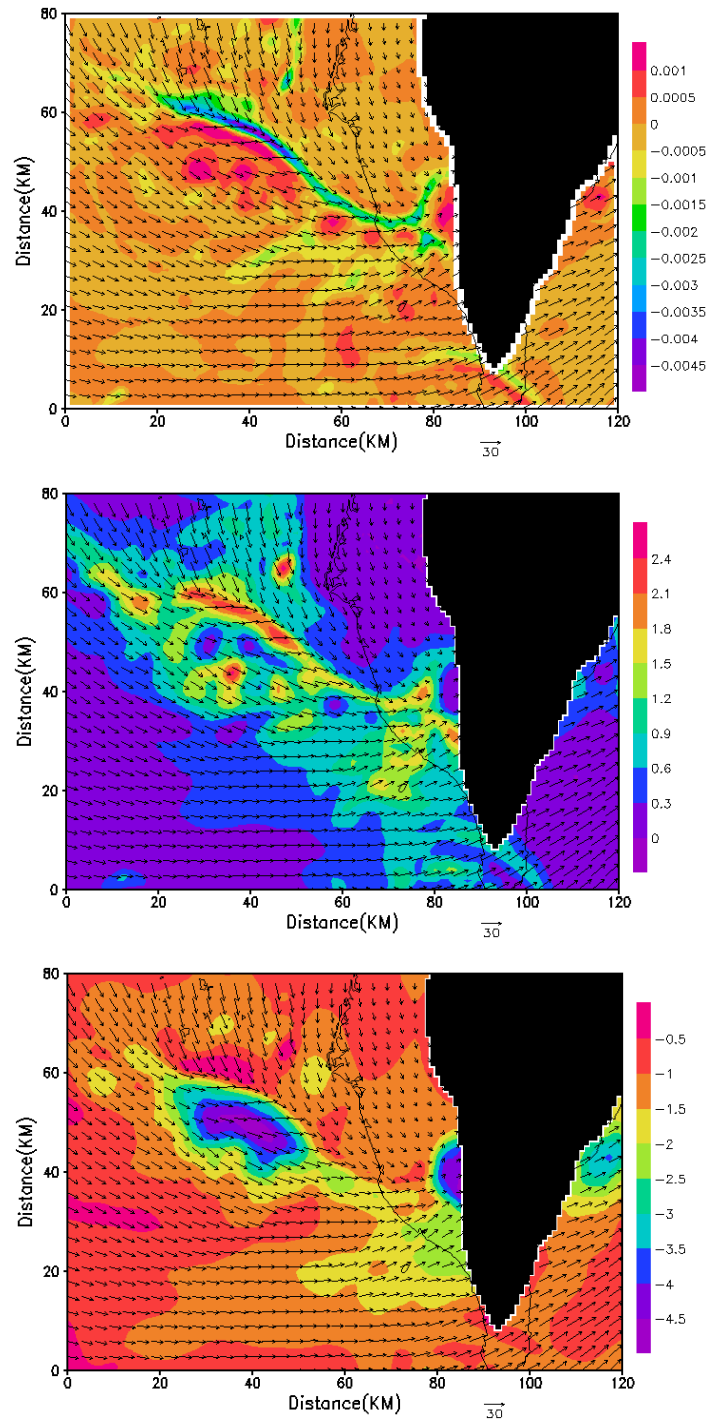


圖二十六、七股雷達於 0631UTC，經資料控管後之 0.5 度仰角資料（上圖為徑向風，單位為 ms^{-1} ；下圖為回波強度，單位為 dBZ）。

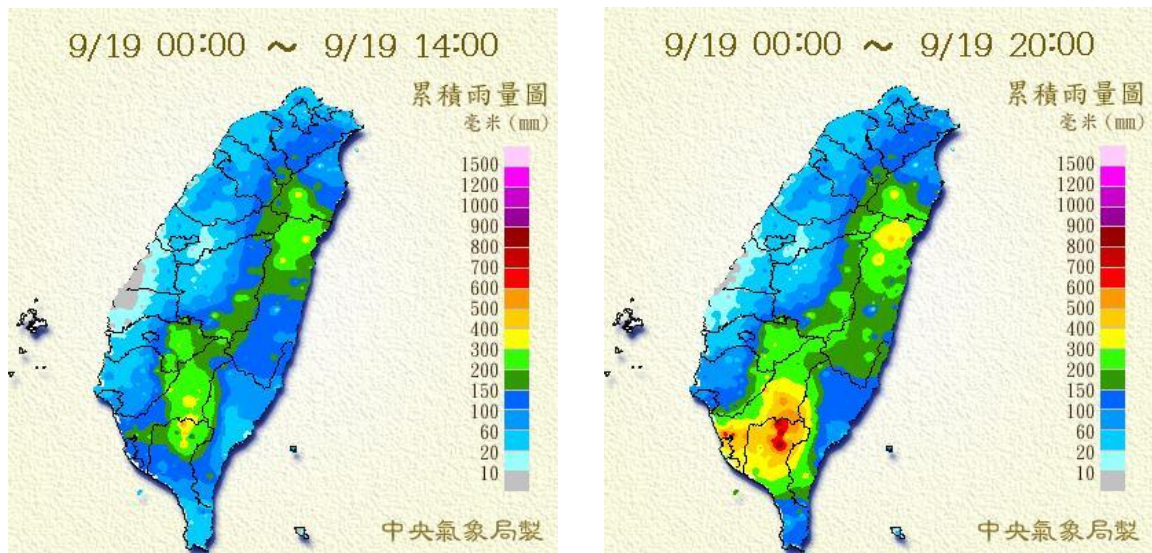
吾人首先檢視第二個同化循環結束時間，即 0654UTC 之分析場。從氣流線及雨水混和比對照圖中可以了解，此系統能適當將模式變數與雷達觀測資訊進行擬合，進而合理地反演整個颱風環流場（圖二十七）。而從反演之環流場中，吾人發現位於颱風中心南側（台灣南部），有一條明顯的西北-東南向線狀對流，自台灣海峽一直延伸至中央山脈，主要為颱風中心西側北風與偏西風、甚至西南風的輻合帶。如果將分析區域縮小至此輻合帶，可以發現颱風環流在接近高屏溪入海口時明顯自西風轉為西南風，在高屏平原上空形成西北、西及西南風輻合之情況（圖二十八），強對流生成後往東輸送，又受到屏東山區地形抬升凝結降雨，造成該地山區出現降雨極值。由當天兩時段雨量累積圖（圖二十九）可以清楚得知，1400LST（0600UTC）至 2000LST（1200UTC）六小時內，高屏平原及山區降雨量超過 300mm。



圖二十七、0654UTC 分析場於 1750 公尺高度，向量表水平風場，彩圖表雨水混合比 (gkg^{-1})，黑色區塊表地形。

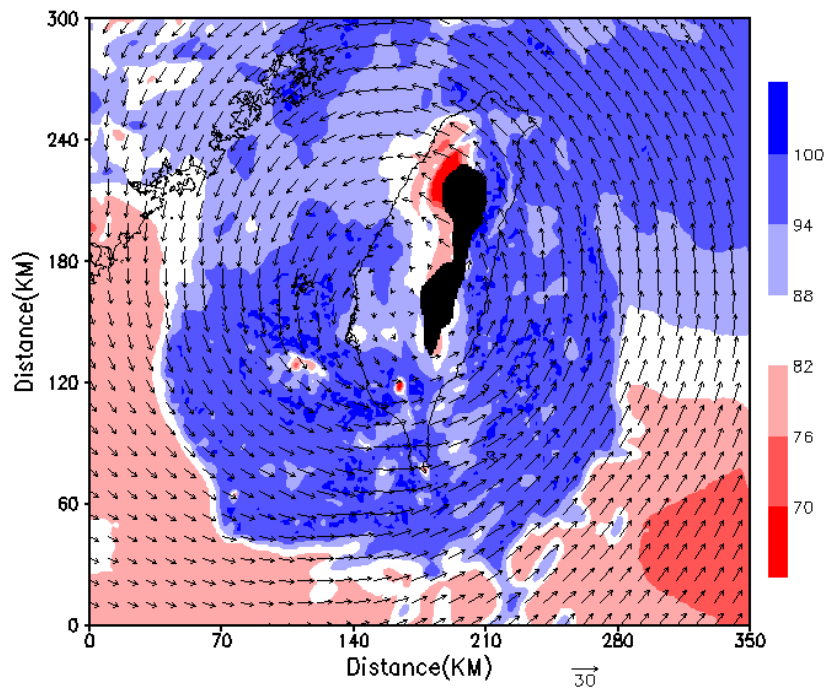
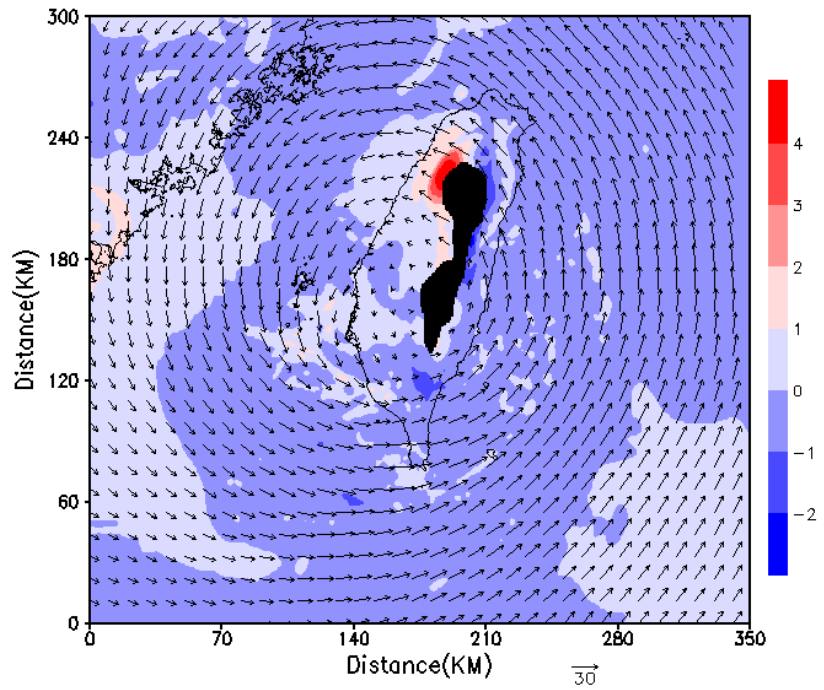


圖二十八、0654UTC 分析場於高度 250 公尺，並將分析區域縮小至台灣西南部之水平風場向量疊加輻散場(上圖, s^{-1})、雨水混合比(中圖, gkg^{-1})及溫度擾動(下圖, $^{\circ}C$)，黑色區塊表地形。

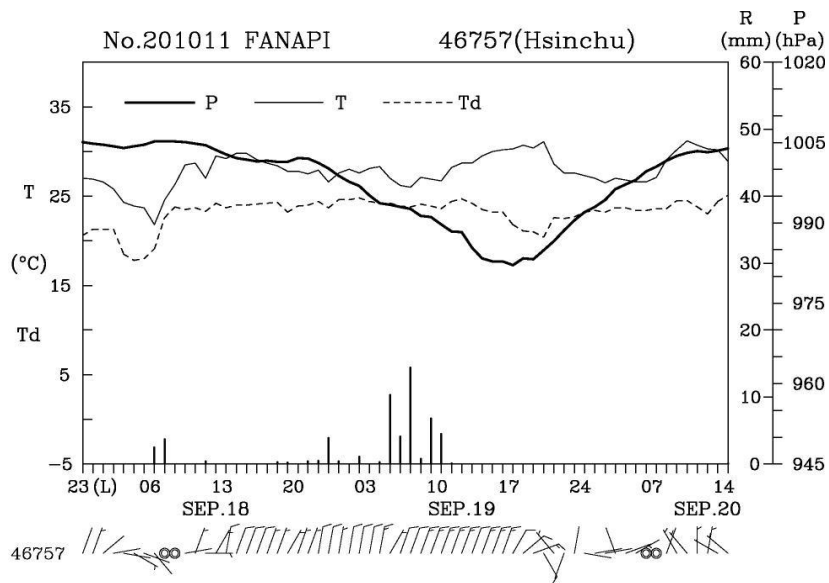


圖二十九、2010年9月19日，0000至1400 LST(左圖)及0000至2000 LST(右圖)之累積雨量(mm)。(資料來源：中央氣象局颱風資料庫)

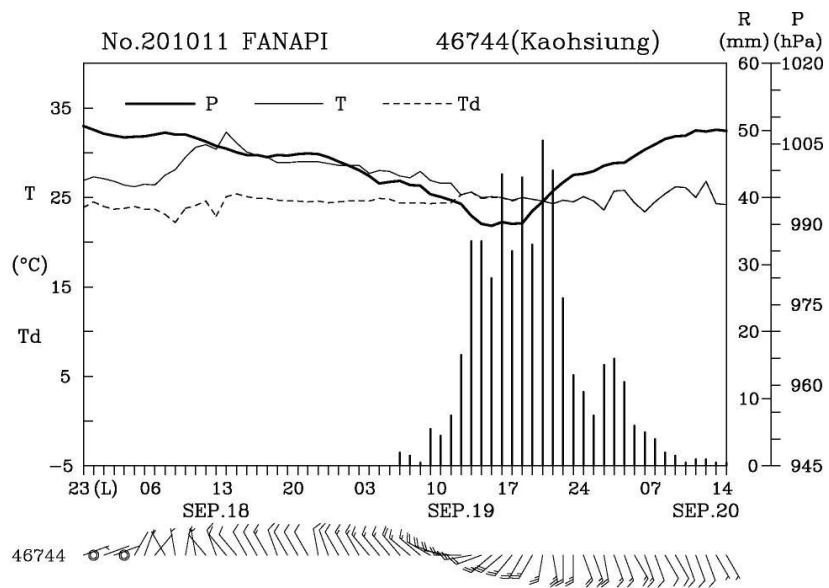
另外，檢視反演之溫度場，可以清楚看到在新竹、苗栗區域有明顯的增溫，並伴隨著濕度明顯較低的現象(如圖三十)，因此吾人認為是颱風環流東南風於東部中央山脈山前受到地形抬升、凝結降雨，較乾燥之空氣過山後造成之下沉增溫。對照新竹測站於當日之氣象要素隨時間變化(如圖三十一)，0700UTC(1400LST)時附近，確實為一明顯增溫且溼度降低(溫度及露點溫度差距加大)的過程，故可定性證明VDRAS分析結果為合理。對照同一時間VDRAS分析場及高雄測站之氣象要素變化(圖三十、三十二)，由於當時線狀對流降雨影響，不僅溫度持續降低且濕度幾已接近百分之百，與新竹測站無降雨且濕度大幅降低情況有很大的對比。此一分析結果說明，此分析系統在加入地形效應後，可以經由模式同時合理反演非觀測變數，如溫度、濕度、壓力等，提供短期預報之可靠資訊。



圖三十、0654UTC 分析場於 1750 公尺高度，向量表水平風場，上圖疊加溫度擾動 ($^{\circ}\text{C}$)，下圖則疊加相對濕度 (%)。



圖三十一、凡那比颱風侵台期間，新竹測站（46757）各氣象觀測要素隨時間變化圖。（資料來源：中央氣象局颱風資料庫）



圖三十二、凡那比颱風侵台期間，高雄測站（46744）各氣象觀測要素隨時間變化圖。（資料來源：中央氣象局颱風資料庫）

第五章 未來工作

此年度利用修改並經測試通過之新同化系統，置入真實台灣地形，並同化兩種不同天氣系統下之真實雷達資料，期望利用較完整且接近真實的環境條件來測試新系統之表現。結果發現，新同化系統能正確並合理反映地形效應對分析對流尺度天氣系統之影響，於颱風個案中也展現在較強風速大氣環境下，仍可合理進行分析的能力，如能增加分析時間，相信將能利用隨時間演變之分析結果，探討颱風雨帶演變，甚至因受地形影響而產生之不對稱結構或路徑變化等。由於此系統同化了地面觀測、探空及雷達資料，並能解析與地形與大氣之間交互作用，預期此系統將成為一極具參考性之即時預報(分析)工具，能提供氣象預報及分析工作者一三維、對流尺度且包含動力、熱動力之大氣狀況資訊。並且，最終目標是藉由增進對於大氣狀況的掌握，進而提升 VDRAS 應用於如臺灣等複雜地形區域的短期降水預報結果。

參考文獻

- Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **19**, 888-898.
- Crook, N. A., and J. Sun, 2004: Analysis and Forecasting of the Low-Level Wind during the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Wea. Forecasting*, **19**, 151-167.
- Dowell, C. D., F., Zhang, L. J. Wicker, C. Snyder, and N. A. Crook, 2004: Wind and temperature retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, supercell: Ensemble Kalman filter experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1982 – 2005.
- Epifanio, C. C., 2003: Lee Vortices. In *Encyclopedia of the Atmospheric Sciences*, J. Holton, J. Pyle, and J. Curry, editors, Cambridge University Press, 1150-1160.
- Hu, M., M. Xue, J. Gao, and K. Brewster, 2006: 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: Impact of radial velocity analysis via 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 675 – 698.
- Kawabata, J., H. Seko, K. Saito, T. Kuroda, K. Tamiya, T. Tsuyuki, Wakazuki, 2007: An assimilation and forecasting experiment of the Nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 255-276.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, *Meteor. Monogr.*, 32, *Amer. Meteor. Soc.*, 84 pp.
- Liou, Y.-C., S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed

- Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields Over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data, *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1603-1619.
- Lundquist, K. A., F. K. Chow, J. K. Lundquist, 2010: An Immersed Boundary Method for the Weather Research and Forecasting Model. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 796–817.
- Lundquist, K., F. Chow, and J. Lundquist, 2012: An Immersed Boundary Method Enabling Large-Eddy Simulations of Flow Over Complex Terrain in the WRF Model. *Mon. Wea. Rev.*, doi:10.1175/MWR-D-11-00311.1, in press.
- Peskin, C. S., 1972: Flow patterns around heart valves: A numerical method. *J. Comput. Phys.*, **10**, 252–271.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.
- Schär, C. and Dale R. Durran, 1997: Vortex Formation and Vortex Shedding in Continuously Stratified Flows past Isolated Topography. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 534–554.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663 – 1677.
- Sun, J., and N. A. Crook, 2001: Real-time low-level wind and temperature analysis using WSR-88D data, *Wea. Forecasting*, **16**, 117-132.
- Sun, J., 2005: Initialization and Numerical Forecasting of a Supercell Storm Observed during STEPS, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 793–813.
- Sun, J., and Y. Zhang, 2008: Analysis and Prediction of a Squall Line Observed

during IHOP Using Multiple WSR-88D Observations, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2364–2388.

Sun, J., M. Chen, Y. Wang, 2010: A Frequent-Updating Analysis System Based on Radar, Surface, and Mesoscale Model Data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. *Wea. Forecasting*, **25**, 1715–1735.

Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, M.-C. Kuo, 2011: Precipitation Forecasting Using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model: Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **26**, 975–992.

Tseng, Y., and J. Ferziger, 2003: A ghost-cell immersed boundary method for flow in complex geometry. *J. Comput. Phys.*, **192**, 593–623.

Warner T., and co-authors, 2007: The Pentagon shield field program - Toward critical infrastructure protection, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, No. 2, 167-176.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 768 – 788.

Xiao, Q., and J. Sun, 2007: Multiple radar data assimilation and short-range QPF of a squall line observed during IHOP_2002, *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3318 – 3404.

楊靜仔，2012: 使用四維變分都卜勒雷達變分分析系統(VDRAS)與 WRF 改善短期定量降水預報，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，83 pp。