交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

颱風侵台期間移行速度之研究與預報

計畫類別：☑國內　□國外

計畫編號：MOTC-CWB-97-2M-01

執行期間： 97 年 1 月 11 日至 97 年 12 月 31 日

計畫主持人： 郭鴻基

執行單位： 臺灣大學大氣科學系

中華民國　九十七　年 十二 月

97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：颱風侵台期間移行速度之研究與預報

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-01
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	國立臺灣大學大氣科學系
計畫主持人：	郭鴻基	聯絡人：郭鴻基	
電話號碼：	(02)3366-3910	傳真號碼：(02)2367-1291	
期程：	97 年 1 月 11 日至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	1726 仟元	經費(年度)	1726 仟元

執行情形：

1. 執行進度：

	預定（%）	實際（%）	比較（%）
當年	100	100	0
全程	0	0	0

2. 經費支用：

	預定	實際	支用率（%）
當年	1726 仟元	1726 仟元	100 %
全程	0	0	0

3. 主要執行成果：

(一) 重新分析颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位，總共統計 1977 至 2007 年 57 個侵台颱風。分析颱風登陸前路徑偏折現象及統計特性。並探討其中動力因素及影響偏折之因素。我們發現颱風在靠近台灣時路徑常會出現氣旋式曲率，在登陸前出現沿行進方向路徑左偏的現象，對於空間尺度數十公里、時間尺度約為 0~6 小時的路徑預報，以及在防災上對於颱風登陸時中央山脈迎風面的雨量預報都有很重要的影響。

(二) 以淺水模式進行數值實驗，探討觀測分析所得之颱風登陸前路徑偏折動力機制，及各種可能影響路徑偏折的動力因素。從觀測與實驗中我們發現颱風左偏的程度與颱風強度並沒有明顯關係，主要控制因子為颱風移速與台灣地形南北不對稱之分布，在緯度 23.5°以北偏折的颱風個案，偏折角度主要受颱風移速影響，偏折角度與移速呈現反比。在緯度 23.5°以南偏折之颱風個案，由於台灣 23 度以南之地形大小高度皆較 23 度以北小，所以除了移速外尚須考慮地形的大小造成的偏折效應，以颱風被平流過山之時間尺度(d/U)來包含地形大小與移速之效應，發現偏折角度與 d/U 大致上呈現一正比的關係。從模式中我們還發現渦旋大小也是影響偏折角的一個重要因素，大渦旋造成之路徑偏折較小。在實際觀測中各式各樣大小的颱風，可能就是造成我們統計之偏折角度變異度的重要來源。

(三)　統計 1977 至 2007 年 57 個侵台颱風移速變化特徵，分析在台灣不同區域登陸颱風之登陸前與在陸期間移速之統計特徵。在緯度 23.5°以北登陸之颱風移行速度特徵顯示移速最大值多出現在登陸前 3 小時內，緯度 23.5°以南登陸之颱風移速最大值多出現在颱風在陸期間。

(四)　個案分析，本年度初步探討一些在統計特徵中屬於極端的颱風個案，如 1978 年 ROSE 其在陸期間移速大於 100km/hr，如一些路徑發生打轉情形之繞行颱風個案，2005 年 HAITANG、2005 年 TALIM 及 2007 年 KROSA 均屬此類。

(五)　颱風侵台期間累積雨量的分析結果顯示，累積雨量對於颱風在陸停留時間有較大的正相關性，對於在陸移動距離、颱風強度之相關性較小。颱風累積雨量主要仍是以颱風在陸停留時間為主要影響原因，因此颱風在陸移行較快、停留時間較短的颱風其累積雨量較小、反之在陸移行較慢、停留時間較長的颱風其累積雨量易出現較高的極端值。

4.計畫變更說明：

無

5.落後原因：

無

6.主管機關之因應對策（檢討與建議）：

摘要

本階段承接去年所蒐集之資料，並重新訂定颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位，計算颱風移速與移向等資料；接著利用颱風登陸台灣本島之位置對各颱風個案作分類，分析各分類颱風之移速特徵；另外亦對颱風登陸台灣本島前路徑發生偏折之行為作資料蒐集與分析。最後並針對颱風在陸期間移行速度超過 100km/hr、登陸前發生繞行路徑之個案作討論，以及分析颱風侵台期間之累積雨量。

分析顯示：

- 颱風平均移速最大值出現在在陸期間比例最高，颱風登陸前均有加速的情形，颱風通過台灣前後主要呈現登陸後加速、離陸後減速的狀況。不同登陸區域的颱風移速分析顯示，在東北部登陸的颱風其最大平均移速有較大的機會發生在登陸前 3 小時，在陸平均移速為 3 組中最小的。東南部與西部登陸的颱風之最大平均移速則較容易發生在颱風在陸期間。另外，西邊登陸的個案在陸期間平均移速值均較同緯度分區的東海岸登陸颱風在陸期間平均移速值大，差值約大於 5 km/hr。
- 在颱風登陸前一時段至颱風在陸期間，颱風登陸點前後的移向變化均為向左偏為主。以2階多項式客觀判斷48個統計結果顯示左偏個案有30，無明顯偏折個案(偏折角度≦5°或右偏)有 18 個個案，偏折發生在台灣外海約 50~100km，在緯度 23.5°以北大偏折角個案數較多，緯度 23.5°以南較少。緯度 23.5°以北偏折個案與偏折前移速相關係數達到 0.66，緯度 23.5°以南大偏折角個案多發生在緯度 23°，移向偏北，與渦旋平流過山的時間尺度 d/U 有較好的關係。偏折角度與颱風最大風速則沒有明顯關係存在。本研究中也以淺水模式、台灣地形資料，單純探討有背景風場之渦旋與地形之交互作用。從實驗中我們發現與觀測有類似的統計特徵，颱風登陸前路徑左偏的主要控制因子為颱風移速與台灣南北不

對稱分布之地形，在緯度 23.5°以北偏折的颱風個案，偏折角度主要受颱風移速影響，偏折角度與移速呈現反比。在緯度 23.5°以南偏折之颱風個案，由於台灣 23 度以南之地形大小高度皆較 23 度以北小，所以除了移速外尚須考慮地形的大小造成的偏折效應，以颱風被平流過山之時間尺度(d/U)來包含地形大小與移速之效應，發現偏折角度與 d/U 大致上呈現一正比的關係。從模式中我們還發現渦旋大小也是影響偏折角的一個重要因素，大渦旋造成之路徑偏折較小。

- 個案分析部分，本研究挑選了在陸期間快速移動的個案 197804 ROSE 做初步分析，197804 ROSE 由於發展時間短、環流較弱，造成原颱風中心在 062412 UTC 登陸之後，於 062414 UTC 被位於台灣海峽北部海面上的副低壓中心取代，原颱風中心亦在 062414 UTC 之後消散，而得到颱風在陸停留時間 2 小時、登陸點與離陸點相距 259.89km，在陸期間平均移行速度 130.0km/hr 的結果。
- 繞行個案分析部分，自 1897 年至 2003 年共發生 17 個颱風繞行個案，且並非中度颱風以上才會發生繞行，但熱帶低壓及輕颱是否因本身結構不甚完整而使颱風中心定位不易、出現漂移繞行情形有待進一步確定。另外，1897 年至 2003 年於北緯 23 度至 25 度登陸的所有 106 個颱風中，共有 14 個發生繞行路徑，約佔 13.21%。
- 颱風侵台期間累積雨量的分析結果顯示，累積雨量對於颱風在陸停留時間有較大的正相關性，對於在陸移動距離、颱風強度之相關性較小。颱風累積雨量主要仍是以颱風在陸停留時間為主要影響原因，因此颱風在陸移行較快、停留時間較短的颱風其累積雨量較小、反之在陸移行較慢、停留時間較長的颱風其累積雨量易出現較高的極端值。

颱風侵台期間移行速度之研究與預報

期末報告

1、前言

為了分析颱風接近、通過、離開台灣本島之速度與方向等變化之移行特徵，本階段承接去年研究所蒐集之資料，針對颱風不同時間間隔平均速度、登陸台灣本島的位置、颱風登陸前發生偏折與否作一系列的統計研究，擬藉由先前颱風個案統整各項颱風移行特徵，以供往後進行模式模擬之用。

本階段完成的項目包括 1.)、蒐集並整理 1977 至 2007 年颱風登陸台灣本島之個案，2007 年增加 4 個個案，同時亦整理 JTWC、JMA 資料之颱風登陸時風速、暴風半徑、中心氣壓值等相關資料，2.)重新分析颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位，並計算颱風移速與移向等資料，3.)利用颱風登陸台灣本島之位置對各颱風個案作分類，並分析各分類颱風之移速、移向等特徵，4.)對颱風登陸台灣本島前路徑發生偏折之行為作資料蒐集與分析，5.)部分特殊個案討論與累積雨量分析。

有關重新分析颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位等相關分析於第二章說明，利用颱風登陸位置分類並分析移行特徵於第三章說明，颱風登陸前路徑發生偏折行為之資料蒐集與分析於第四章說明，部分特殊個案與颱風登陸期間累積雨量之討論於第五章說明，第六章則作一結論並說明本研究未來進行方向。

2、重新分析颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位

由於颱風在登陸陸地後，結構受到地形破壞，往往使得颱風中心難以清楚辨認，造成颱風中心定位上的誤差，因此本部分將颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位作再次分析：以整點時間、最接近台灣本島陸地之海上颱風中心定位資料及其時間為登陸點及登陸時間，離陸點與離陸時間依同樣方式判定，並以此為基準，推得颱風登陸前 24 小時及颱風離陸後 12 小時之颱風中心定位與時間。

2-1、資料選取與建檔

本研究目前蒐集之颱風個案為 1977 年至 2007 年颱風中心曾登陸台灣本島之颱風，共計有 61 個颱風個案資料，但其中 197709 AMY、199801 NICHOLE、200105 TRAMI、200707 WUTIP 共 4 個颱風個案，因颱風強度較弱、能提供計算與參考之資料有限，故予以剔除。總計建檔並加以統計分析的颱風個案共為 57 個。

31 年間之颱風資料中，1977 年至 1996 年之颱風個案資料以王顧問之百年侵台颱風路徑圖集(謝 1998)之路徑資料為主要參考依據，1997 年至 2007 年之颱風個案資料則以中央氣象局雷達與衛星資料整合之客觀分析資料為主要參考依據。往後之各項研究與分析部分，若未另外加註說明資料來源，則表示使用資料為上述資料組合。

表 2.1 為重新判定颱風登陸、離陸時間及相關之資料表，其中颱風登陸位置部分，「E_N>23.5」表示北緯 23.5 度以北之東海岸登陸、「E_N<23.5」表示北緯 23.5 度以南之東海岸登陸、「W」表西海岸登陸；而在過山種類部分，「A」表示王顧問資料之「直接過山」個案，「B」表示王顧問資料之「分裂過山」個案，「C」為 1997 年之後的氣象局客觀資料個案。

另外，本部分亦整理 1977 年至 2007 年登陸台灣本島颱風之中央氣象局颱

風警報單、美軍聯合警報中心(JTWC)最佳路徑、日本氣象廳(JMA)最佳路徑等資料，分析登陸、離陸時間與其颱風中心定位，並計算颱風登陸前 24 小時至登陸、颱風離陸至離陸後 12 小時之每 12 小時及每 6 小時移速資料，以及颱風登陸至離陸間的颱風移速資料，以供比較參考之用。

2-2、移速、移向之計算方式

在移行速度的計算方式上，仍採用原先利用選定之分析時間定位資料來計算兩定位點之間的移速與移向的方法，不考慮該時間間隔內之路徑變化。移速的計算方式如下式所示：

$$\overline{V}_d = \frac{Dist}{nhrs}$$

其中 nhrs 為兩選定分析時間之時間間隔，單位為小時；Dist 為兩定位點之間的直線距離，單位為公里。移向的計算方式以正北方為 0 度(360 度)、東北方為 45 度、正東方為 90 度、東南方為 135 度、正南方為 180 度、西南方為 225 度、正西方為 270 度、西北方為 315 度；若移向以 8 個方位代碼來表示時，方位判定範圍為該方位度數值之正負 22.5 度。

2-3、不同時間解析度之颱風移速、移向計算

為了進一步研究颱風登陸、離陸的移速、移向等移行特徵，本部分使用不同時間解析度的資料來計算颱風平均移速與移向，並作統計分析與相互比較，以期得到颱風移動的特性。首先先重新計算颱風登陸前 24 小時至登陸、颱風離陸至離陸後 12 小時之每 12 小時平均移速、移向，並增加計算每 6 小時與每 3 小時平均移速、移向。本部分接下來僅討論有關颱風移速的變化，移向的部分將在第 4 章討論。

圖 2.1 為不同時間解析度在不同條件下的平均移速資料變化，圖中數字為「平均移速/時間區段內最大移速值出現次數」。在時間解析度為 12 小時時(藍

色線段)，最大速度值出現在各時間區段的次數分別為：7 次、10 次、35 次、5 次，分別約佔 12.28%、17.54%、61.40%、8.77%。以上數據顯示在時間解析度為 12 小時時，颱風於在陸期間出現最大移速的機率相當高。在 12 小時平均移速資料方面，颱風登陸前有漸漸加速、離陸後有減速的趨勢，在陸地上的平均移速甚至為其他時間移速 1.5 倍以上。另外，颱風登陸前 24 至 12 小時的平均移速為 18.4km/hr，登陸前 12 小時至登陸的平均移速為 21.1km/hr，兩者相差將近 3km/hr，在陸期間全部個案平均移速為 31.8km/hr，顯示在颱風登陸前的 12 小時及在陸地期間有明顯的加速現象。

在時間解析度為 6 小時時(圖 2.1 綠色線段)，最大速度值出現在各時間區段的次數分別為：3 次、4 次、4 次、15 次、25 次、3 次、3 次，分別約佔 5.26%、7.02%、7.02%、26.32%、43.86%、5.26%、5.26%，6 小時平均移速最大值發生在颱風在陸期間的機率較 12 小時解析度計算所得機率降低約 17.54%。對照圖 2.1 的 12 小時與 6 小時平均移速最大值出現次數，登陸前 6 小時平均移速出現最大值的機率大幅增加，同樣在平均移速的部分，颱風登陸前 12 至 6 小時的平均移速為 20.0km/hr，與較先前時間之平均移速相差不大，但登陸前 6 小時的平均移速增為 23.4km/hr，顯示颱風在此時間內有較為明顯的加速情形。另外，觀察颱風離陸至離陸後 12 小時之 12 小時與 6 小時平均移速，6 小時平均移速的值均比 12 小時平均移速大。由於平均移速計算時採用兩點之間的直線距離除以時間來計算，若兩較短時間的平均移速大於該時段之平均移速，這三段直線距離會圍出一個三角形，因為三角形的任兩邊總合會大於第三邊，因此表示兩較短時段之兩段直線距離相加大於該時段所得到之直線距離，顯示颱風結構在登陸之後受到地形破壞，出現路徑擺盪的情形。

在時間解析度為 3 小時時(圖 2.1 紅色線段)，最大速度值出現在各時間區段的次數分別為：1 次、1 次、2 次、1 次、2 次、3 次、3 次、9 次、20 次、5 次、2 次、4 次、4 次，分別約佔 1.75%、1.75%、3.51%、1.75%、3.51%、5.26%、5.26%、15.79%、35.09%、8.77%、3.51%、7.02%、7.02%，平均移速最大值出

現在颱風在陸期間的機率小於 6 小時解析度計算所得的機率，相差將近 9%。對照圖 2.1 之 6 小時與 3 小時平均移速最大值分布情形，如前所述，颱風在登陸前的 6 小時有明顯的加速情形，若時間解析度變為 3 小時，可發現颱風登陸前 3 小時加速較登陸前 6 至 3 小時明顯。在平均移速值方面，登陸前 6 至 3 小時的平均移速值為21.8km/hr，較先前時間的3小時平均移速大，但相差幅度小；登陸前 3 小時至登陸的平均移速值為 25.7km/hr，較前 3 小時的平均移速值大將近 4km/hr，顯示颱風在此一時間區段有明顯的加速情形。對照颱風離陸後之每 6 小時與每 3 小時平均移速值，每 3 小時平均移速值均較相應時間區段的 6 小時平均移速值大，顯示颱風結構在登陸之後受到地形破壞，路徑出現如同對照 12 小時與 6 小時平均移速時看到的擺盪情形，並表示在颱風離陸後的 6 小時內即已出現颱風路徑擺盪的情況。

2-4、依颱風在陸期間之平均移速分析颱風移速

圖 2.2 為全部 57 個颱風個案之每 3 小時颱風平均移速及正負一個標準差，在陸期間的平均移速扣除 197804 ROSE，其在陸期間移速為 130km/hr。圖上可看出個案間之在陸期間移速變異度較其他時間大，因此本部份將對颱風在陸期間之平均移速作分類與分析，探討不同在陸期間平均速度之颱風在登陸前、離陸後的速度變化。本部份依颱風之在陸期間平均速度(v)作分類，以去除 197804 ROSE 之在陸平均移速約 30 km/hr 加減約 0.5 個標準差值來加以分類，由此方法之分類的平均速度門檻值分別為 38km/hr 及 21km/hr，並以此分為三類：在陸期間平均移速大於 38km/hr (v>38)的快速移動個案、平均移速大於 21km/hr 且小於等於 38km/hr (21<v≦38)的一般移速個案、及平均速度小於等於 21km/hr (v≦21)的慢速移動個案。

圖 2.3 為不同組別的在陸期間平均速度(v)之颱風在登陸前、離陸後之不同時間解析度的速度變化圖，圖中之數字為平均移速。在全部分析的 57 個個案當中，在陸期間平均移速大於 38km/hr 的個案(圖 2.3a)共有 15 個，佔全部分析個

案的 26.32%。這些在陸期間快速移動的個案包含王顧問百年侵台颱風路徑圖集中的“分裂過山”個案類別，即颱風接近台灣本島時，因受到中央山脈阻擋而在另一地生成一副低壓中心，且由新生成之副低壓中心取代原颱風中心的個案。若副低壓中心於颱風登陸前即已生成，颱風登陸後不久即取代原颱風中心並離陸或副低壓中心原本就在海上，此時計算之颱風在陸移動速度便會較快速。觀察圖 2.3a 中 3 種不同時間解析度下的平均移速值變化，此種颱風所有時間之颱風平均移速值幾乎皆大於全部個案的平均移速值(對照圖 2.1)，最大平均速度值出現在陸地上，達到 59.3km/hr，若去除 197804 ROSE 個案則變為 54.3km/hr。颱風在登陸前有漸漸加速、剛離陸時有減速的現象，開始有明顯的加速狀況出現在颱風登陸前 6 小時，約為 6km/hr，登陸前 3 小時之加速更為明顯；而在颱風(或副中心取代)離陸後的平均移速值在剛離陸的 3 小時有減速的情形發生，隨後即加速離開，颱風擺盪的現象不明顯。

在陸期間平均移速大於 21km/hr、小於等於 38km/hr 的個案(圖 2.3b)共有 22 個，佔全部分析個案的 38.60%，為三組分類中個案數最多者。對照圖 2.1 全部颱風個案與圖 2.3b 中 3 種不同時間解析度下的所有時間平均移速值，此種颱風所有時間之颱風平均移速值皆大於全部個案的平均移速值，最大平均移速值亦出現在陸地上，為 29.4km/hr。此種個案同樣具有登陸前漸漸加速、離陸後略為減速並出現擺盪的情形，在颱風登陸前的 12 小時開始有加速的情形發生，加速較為明顯的時間出現在颱風登陸前的 6 至 3 小時，幅度達 4km/hr；颱風離陸後速度變化不大，然比較不同時間解析度之平均速度值可發現擺盪現象。

在陸期間平均移速值小於等於 21km/hr 的個案(圖 2.3c)總共有 20 個，佔全部分析個案的 35.09%。對照圖 2.3c 與圖 2.1 可發現此種颱風個案在所有時間的平均移速值均小於全部個案的平均移速值，為移動緩慢的個案類型，在陸期間的移速只有 13.9km/hr，為所有時間區段內移速最慢者，若去除 200116 NARI 個案，則變為 14.3km/hr，再去除 200119 LEKIMA 也僅變為 14.7km/hr。此種颱風最大平均移速出現在颱風登陸前一時段，在 12 小時、6 小時、3 小時時間解

析度下的颱風登陸前一時段平均移速分別為 18.2km/hr、20.8km/hr、22.6km/hr。從圖 2.3c 中 3 種不同時間解析度下的平均移速值可發現，此種颱風在登陸前有漸漸加速的現象，且開始出現明顯加速的時間為登陸前的 12 小時開始，登陸前 6 至 3 小時的加速度達 2.2km/hr，但登陸後速度大幅下降，下降幅度在 3 個不同時間解析度下分別為 4.3km/hr、6.9km/hr、8.7km/hr，此與其他種類之颱風個案有明顯不同；另外，此種颱風在離陸之後有移動漸漸加速的現象，也與其他種類的個案不同。

由上述結果可得知在快速移動速度與一般移動速度的個案中，最大平均移動速度出現在在陸期間，且幾乎所有時間的平均速度值均比全部個案之平均值大；慢速移動個案則相反，在陸期間平均移速為所有時間內最小值，且所有時間的平均移速均比全部個案之平均值小，唯颱風離陸後有加速情形與其他兩組不同。不論哪一組在陸平均移速之分類，在颱風登陸前均有出現加速的情形發生。

另外，全部 57 個個案在陸平均移速約為 31.8km/hr，移除 197804 ROSE 個案後之 56 個颱風個案在陸平均移速為 30.1km/hr，相差將近 2km/hr。在全部 15 個快速移動的個案中，在陸平均移速值為 59.3km/hr，去除 197804 ROSE 個案後變為 54.3km/hr，相差約 5km/hr，由此可見此 197804 ROSE 個案的極端性。此一在陸平均移速大於 100km/hr 之個案將在第 5 章個案分析時提出討論。

2-5、依颱風在陸停留時間分析颱風移速

圖 2.4 為依照颱風在陸停留時間(t)來分析之不同時間解析度平均移速，以 3 小時與 8 小時將全部分析颱風個案分為 3 組：在陸停留時間 3 小時以下($t \leq 5$)、在陸停留時間超過 3 小時但在 8 小時以下($3 < t \leq 8$)、在陸停留時間超過 8 小時($t > 8$)。

颱風在陸停留時間 3 小時以下的個案總共有 16 個，佔全部分析個案的 28.07%。觀察圖 2.4a 中不同時間解析度的平均移速值可發現，在颱風登陸前的

平均移速變化有漸漸加速的現象，在登陸前 3 小時有明顯加速情形發生，加速的幅度高達 23km/hr。由於在陸地停留時間較短的 1 小時、2 小時分裂過山種類的個案亦包含在此分類區中，故颱風在陸期間平均移速較快，為 47.8km/hr，較全部個案之在陸期間平均移速值 31.8km/hr 大約 16km/hr，去除在陸期間平均移速大於 100km/hr 的 197804 ROSE 個案後在陸期間平均移速變為 42.3km/hr，仍較全部個案快了 10km/hr 以上。颱風離陸後的平均移速變化可發現擺盪現象，但並無加速的情形。

颱風在陸停留的時間超過 3 小時但在 8 小時以下的個案總共有 30 個，佔全部分析個案的 52.63%。從圖 2.4b 之平均移速值變化可得到颱風登陸前有慢慢加速的情形，自登陸前 12 小時開始出現明顯的加速狀況，在登陸前的 6 至 3 小時加速的情形較其他時間明顯，加速幅度達 4.7km/hr。颱風移速最大值出現在在陸期間，為 30.2km/hr，與去除在陸期間平均移速值大於 100km/hr 個案的其餘全部個案平均移速 30.1km/hr 相差不大。颱風離陸後可觀察到擺盪的現象，尤其是時間解析度 12 小時與 6 小時對應最為明顯，平均速度值的變化顯示有略微加速的情形發生。

颱風在陸停留時間超過 8 小時的個案總共有 11 個，佔全部分析個案的 19.30%。在圖 2.4c 中可看出此種種類的颱風個案在所有時間的平均移速值均小於全部個案所有時間的平均移速值，顯示此種種類的颱風移動速度較為緩慢。在颱風登陸前的平均移速值變化仍可觀察到颱風有漸漸加速的情形，約略自登陸前 9 小時開始加速，登陸前 6 小時起加速現象較為明顯，登陸前 6 至 3 小時及登陸前 3 小時加速的幅度為 1.2km/hr、1.4km/hr。颱風在陸期間的平均移速值為 12.9km/hr，幾乎小於所有其他時間的平均移速值，顯示此種颱風個案於台灣本島上的移行速度緩慢，易造成較長時間的災害，颱風離陸後的平均移速值變化可看出颱風離陸後約略有加速的情形發生，颱風路徑發生擺盪的情形較不明顯。

2-6、颱風登陸點前後、離陸點前後之平均移速變化與在陸平均移速、在陸停留時間之關係

本部分主要討論在不同的時間解析度下，登陸點前後、離陸點前後的平均移速比較結果(兩相連時段作比較，以前一時段為基準，判斷加速或減速)，以及其與在陸期間平均移速、在陸停留時間之間的關係。由於需要計算登陸點前後、離陸點前後的平均移速變化，因此剔除沒有颱風登陸的前一時段平均移速資料或颱風離陸的後一時段平均移速資料的個案。

經過剔除缺資料的個案之後，12 小時時間解析度的分析個案總數為 48 個，6 小時時間解析度的分析各案總數為 53 個，3 小時時間解析度的分析個案為 56 個。交叉統計個案發生次數的統計結果為表 2.2，其中表 2.2(a)為時間解析度為 12 小時的統計結果，表 2.2(b)為時間解析度 6 小時的統計結果，3 小時時間解析度的統計結果為表 2.2(c)。

統計結果顯示，

1) 不論是何種時間解析度的分析結果，颱風登陸點前後、離陸點前後的移速變化主要還是呈現登陸後加速、離陸後減速的情形。
2) 若颱風在陸期間的平均移速值大於 38km/hr，則幾乎為登陸後加速、離陸後減速的個案，僅時間解析度 3 小時有例外。
3) 若為登陸後減速的個案，不論離陸後加速或減速，其在陸期間平均移速幾乎都不超過 38km/hr。
4) 登陸後加速的個案主要分布在登陸後加速離陸後減速的分類，但登陸後減速的個案則有隨著時間間隔縮小而從偏向登陸後減速、離陸後加速變為平均分布於登陸後減速離陸後加速、登陸後減速離陸後減速的個案的趨勢。
5) 登陸後加速離陸後加速的個案之在陸停留時間均在 8 小時以下。

3、不同登陸區域之颱風移速、移向特徵分析

先前已討論過在陸期間平均移速的特徵，本章節將再以個案登陸點所處緯度來進一步分析平均移速的特徵。去年度曾依颱風登陸地點以北緯 23 度、北緯 24 度、北緯 25 度將颱風個案分成 4 類，並分別探討各分類之颱風移速特徵(詳見 96 年成果報告書，在此不再多加說明)，但該分類方式並未區分西行颱風和東行颱風，且選用的分析資料在 1997 年至 2007 年的部分已改用客觀分析資料，因而有需要做重新分類並分析的動作。

在統計的颱風個案中，西行颱風通常來自西北太平洋，而東行颱風通常來自南海，兩者行進間所經過的地理環境不同。在登陸區域部分，台灣東岸多是山脈分布，西岸則是平原分布，東西岸地形差異較大，不同的地形種類對於颱風的影響也不盡相同。因此在本部分加入東岸登陸、西岸登陸兩大類別對颱風登陸區域作重新分類，以得到更為詳盡之不同登陸區域對颱風移速、移向的影響研究。北側以東經 121.5 度線、南側以東經 120.75 度線將台灣本島之海岸線分為東西兩側，東半側再以北緯 23.5 度線區分為東北側與東南側，總共三個登陸分區。

3-1、不同登陸區域之颱風移速變化

本部分探討 3 個不同的登陸分區之颱風個案在移行速度上的變化情形。圖 3.1 為 3 種不同登陸位置之 3 小時時間解析度平均移行速度與其標準差，圖 3.2 則為 3 種不同登陸位置之不同時間解析度下平均移速變化，分別 3 小時(紅色線段)、6 小時(綠色線段)及 12 小時(藍色線段)的平均移速變化，圖中的數值表示平均移速值。此兩組圖在計算在陸期間平均移速時，均去除了在陸期間平均移速大於 100km/hr 的 197804 ROSE 個案，其登陸分區為北緯 23.5 度以南之東海岸登陸的颱風個案組別。

圖 3.1a 與圖 3.2a 為北緯 23.5 度以北之東海岸登陸的颱風個案平均移速變化，

此登陸區共計有 25 個個案，約佔全部個案的 43.86%。此種個案在登陸前 12 小時開始有慢慢加速的情形發生，登陸前 6 小時開始有明顯的加速情形，加速的幅度達到約 5km/hr。最大平均移速發生在登陸前 3 小時，平均移速達到 27.2km/hr，之後速度減慢，在陸期間平均移速降至 23.6km/hr，在離陸後有略微的加速現象且有擺盪的情形發生。

北緯 23.5 度以南之東海岸登陸的颱風個案平均速度變化繪製於圖 3.1b 與圖 3.2b，此種個案共計有 24 個，約佔全部個案的 42.11%。此種個案在登陸前 6 小時開始有明顯的加速情形發生，尤其是登陸前 3 小時加速更為明顯，加速的幅度達 11km/hr。最大平均移速發生在颱風在陸期間，平均移速達到 34.4km/hr，若沒去除 197804 ROSE 個案的在陸期間平均移速為 38.4km/hr，離陸後颱風無明顯的加速現象發生，但可觀察到路徑出現擺盪的情形。

最後是圖 3.1c 與圖 3.2c 的西海岸登陸個案平均移速變化，此種個案共計有 8 個，約佔全部個案的 14.04%。此種個案在登陸前 18 小時開始就有慢慢加速的情形，至登陸前 6 小時開始有較為明顯的加速現象發生，尤其是登陸前 3 小時加速幅度約達到 10km/hr。最大平均移速值發生在颱風在陸期間，平均移速達到 38.1km/hr，為 3 個組別中在陸移動速度最快者(不估計 197804 ROSE 個案)，之後移速減慢，在離陸後 3 小時開始有明顯的加速現象，此一現象也與其他兩組不同。

由以上討論可知，在東北部登陸的颱風其最大平均移速有較大的機會發生在登陸前 3 小時，在陸平均移速為 3 組中最小的。東南部與西部登陸的颱風之最大平均移速則較容易發生在颱風在陸期間。另外，西邊登陸的個案在陸平均移速較大，離陸後 3 小時開始也有明顯的加速現象發生。

3-2、不同登陸區域之颱風在陸停留時間與移行距離之關係

本部份以去除在陸期間移行速度大於 100km/hr 之 1 個個案的在陸平均移速 30km/hr 為準，並加減 0.5 個標準差來做平均移速的分類：在陸期間平均移速值

大於 38km/hr 以上者之颱風視為快速移動的個案，小於 21km/hr 以下者則視為慢速移動的個案。

圖 3.3 為 1977 年至 2007 年間 57 個颱風個案之在陸期間停留時間與移行距離的關係圖，圖中各點與原點之連線斜率即可代表在陸期間平均移速。實心圓表示於北緯 23.5 度以南登陸之颱風個案，空心圓則表示於 23.5 度以北登陸之個案，有十字者為個案中分析為副中心取代原中心之個案。其中快速移動個案以紅色點表示、慢速移動個案以綠色點表示，其它介於兩者間之一般移速以黑色點表示。圖中顯示在台灣南部登陸之颱風個案普遍有較快的在陸期間平均移速，其中大多為東南登陸之個案，西南登陸個案數較少，而且移行距離多在 150km 以上。東南邊登陸且移行距離在 50km 以下之個案表示為經過台灣最南角之個案，大多在陸平均移速為小於 38km/hr、大於 21km/hr 之個案。而在北邊登陸之颱風個案普遍在陸期間平均移速較慢，多為東北邊登陸之個案。

圖 3.4 為 3 個不同登陸分區之颱風在陸期間移速圓餅圖統計，圖上並標示出登陸點位置。從登陸點的位置來看，在陸移行速度大於 38km/hr 之快速個案總共有 15 個，且大部分登陸點在北緯 23~23.5 度之間，其中在東邊登陸且路徑在王顧問之百年侵台颱風路徑圖集(謝 1998)分類中屬於不連續路徑之個案有 6 個，表示此種個案在經過台灣時有副中心產生，另外有 4 個是在西邊登陸之個案。在陸移行速度小於 21km/hr 之慢速個案總共有 20 個，且登陸點以北緯 23.5 度及台灣東北角為大宗，其中僅有 1 個為西部登陸之慢速個案。

綜合圖 3.3、圖 3.4 可發現颱風在陸期間平均移速與颱風登陸位置有密切關係，且西邊登陸與東邊登陸有不同特徵的在陸平均移速。整體而言，不論是東海岸或是西海岸登陸的颱風，均有越南方的分區其在陸期間平均移速越快的趨勢。另外，西海岸登陸颱風的在陸期間平均移速值均較同緯度分區的東海岸登陸颱風在陸期間平均移速值大，差值約大於 5 km/hr。

4、颱風接近陸地時之偏折研究

去年度曾以颱風登陸前 24 小時至 12 小時之直線移速作線性外延，以探討颱風在接近台灣本島之地形前發生的偏折行為，本部分將以不同時間解析度以及另一種方式判斷颱風是否發生偏折之行為。

4-1、不同時間解析度之颱風偏折情況

本部分將第 2 章所整理之颱風登陸前時間解析度為 12 小時、6 小時、3 小時之登陸前兩個時間間隔與在陸期間之移向資料加以比對，並使用第 3 章的颱風登陸區域分類，藉以分析在不同登陸區域、不同時間解析度下，颱風發生偏折之狀況。

4-1-1、登陸前兩個時間間隔內之颱風偏折情形

本部分主要探討颱風登陸前兩個時間區段間的移行方向變化，並配合不同的時間解析度取用不同時段的資料來加以分析比較。由於需要計算颱風登陸之前兩個時間區段內的移向變化，因此需剔除兩個時間區段內有資料缺值的個案，經過整理後在時間解析度為 12 小時的部分剔除了 198104 IKE、198403 ALEX、199003 MARIAN、199219 TED 共計 4 個個案。總計分析的個案數在時間解析度 12 小時、6 小時、3 小時分別為 53 個、57 個、57 個。

兩個時間區段之間的移向角度差值計算方面，角度差值為正值時表示颱風登陸前兩個時間區段間的移行方向呈現順時針方向變化，視為向右偏折個案；若角度差值為負值則代表颱風登陸前兩個時間區段間的移行方向呈現逆時針方向變化，視為向左偏折個案。另外，若角度差之絕對值大於 5 度視為發生偏折之個案，小於 5 度則視為未發生偏折之個案。表 4.1 為整理統計之颱風登陸前兩個時間區段在不同時間解析度下發生偏折的次數統計，以及發生偏折行為之角度差絕對值的最大值、最小值、平均。

從表 4.1a 可看出，在時間解析度為 12 小時時，颱風移向變化主要以發生向右偏折(>5˚)的狀況為主，共發生 25 次，佔全部分析個案的 46.30%，平均偏折角度為 25.71 度。表 4.1b 中當時間解析度為 6 小時時，颱風移向變化仍以發生向右偏折(>5˚)的狀況為主，共發生 23 次，佔全部分析個案的 40.35%，所佔比例較 12 小時時下降，而平均偏折角 23.12 度，亦有偏折角度減小的趨勢。但在時間解析度為 3 小時時(表 4.1c)，颱風移向變化則變為發生向左偏折(<-5˚)的狀況為主，共發生 24 次，佔全部分析個案的 42.11%，平均偏折角度為-24.25 度。

另外，共計有 31 個颱風在此 3 個時間解析度分析區段內發生角度差值正值、負值變化的情形，即颱風路徑時而向左偏、時而向右偏的情況。此一結果顯示颱風登陸前的行進方向容易出現擺盪的情況，在做颱風偏折行為的統計時須特別注意時間解析度的問題。

從本節不同時間解析度分析颱風路徑登陸台灣前的偏折情形，以較大時間解析度來分析，可發現路徑多偏向颱風移動方向的右手邊，以較小時間解析度來分析，路徑則是多偏向颱風移動方向的左手邊，此結果顯示在颱風靠近台灣的過程中，在較遠的距離時(登陸前較長的時間)呈現右偏的機率較大，而在靠近台灣時(登陸前較短時間)則呈現左偏的機會較大，整體來說颱風在接近台灣地形時路徑呈現氣旋式路徑，與過去研究結果類似(Yeh and Elsberry, 1993a; Bender et al., 1987)。

4-1-2、登陸前一時間區段至颱風在陸期間之颱風偏折情形

本部分計算不同登陸分區之登陸前一時間區段、在陸期間之間的移向角度差，偏折發生與否之判定同前一章節所述。表 4.2 為整理統計之颱風登陸點前後時間區段在不同時間解析度下發生偏折的次數統計，以及發生偏折行為之角度差絕對值的最大值、最小值、平均。

從表 4.2 可看出，不論在何種時間解析度下，颱風登陸點前後的移向變化以發生向左偏折為主，在時間解析度為 12 小時、6 小時、3 小時下發生偏折的

次數分別為 32 次、34 次、33 次，佔全部個案的 56.14%、59.65%、57.89%，平均偏折角度分別為-19.07 度、-22.39 度、-20.26 度。所有分析個案中，198108 MAURY、199610 HERB、200208 NAKRI、200609 BOPHA、200715 KROSA 共計 5 個颱風發生不同時間解析度下時而向左偏、時而向右偏的變化情形。

另外，在颱風登陸分區的統計上來說，東半部登陸的颱風在北邊之個案出現左偏的機率較高，但發生之右偏個案的偏折角度均大於右偏個案平均值；往南邊移動則發生左偏與右偏的個案比例相當接近，當時間解析度縮小時向左偏折的比例有增加的情形，且向左偏折的平均角度大於向右偏折的平均角度。西半部登陸的颱風在北邊出現向右偏折的趨勢較為明顯，往南則變為向左偏折的趨勢較為明顯，但南邊發生之右偏個案偏折角度均大於左偏個案偏折角度。

本節颱風在陸地上偏折的情形顯示，在東半部登陸之北邊個案多左偏，南邊個案開始有右偏情形，與 Kuo et al.(2001)闡述之渦旋順時針繞島情形相似。而在很靠近地形時路徑左偏現象也在 Kuo et al.(2001)、陳(2004)數值實驗中出現類似結果。

4-2、利用 2 階多項式曲線判斷颱風偏折情形

4-1 統計結果顯示在颱風接近台灣地形時常會出現氣旋式路徑，本節主要在判斷東南往西北行進之颱風個案，出現氣旋式路徑時在登陸前發生的沿著行進方向向左偏折的情形，在此利用 2 階多項式曲線來判定颱風是否有發生此左偏之行為。從前述第 3 章所作之颱風登陸分區可得到自東海岸登陸的西行颱風共計有 49 個，但其中 200004 KAI-TAK 主要為由南向北走向的侵台路徑，因此在本部份不列入分析範圍，故本部份分析的颱風個案東海岸登陸個案除去 200004 KAI-TAK 個案共計 48 個颱風個案。

在第 2 章時定義了颱風的登陸點位置，確定登陸位置後選取颱風登陸台灣本島前約 200 公里以內的颱風移行各小時路徑資料來判斷颱風是否發生偏折，並以 2 階多項式曲線對颱風路徑作近似，由於颱風路徑依個案不同而有不同之

變異程度，有時會出現較大變異之個案，因此拿來作近似的定位點數均視各個個案而定，取用最符合的路徑近似曲線。2 階多項式曲線的方程式如下所示：

$$y=px^2+qx+c$$

其中 p、q、c 為常數，本部份分析的個案中，大多為東南往西北走向的颱風，颱風定位點的經度代入 y，緯度代入 x 即可求出二階曲線方程式，當處理到幾個路徑較偏北個案，則用緯度代入 x，經度代入 y 來求得。

若 2 階多項式曲線的開口向颱風進入陸地方向之左側，則判定為路徑偏左之個案，反之若 2 階多項式曲線的開口向颱風進入陸地方向之右側，則判定為路徑偏右之個案，除判斷颱風之偏向外，並選取適當颱風中心定位點作為偏折點，此偏折點大約為 2 階多項式曲線斜率發生明顯改變之處，並以偏折點前後不同斜率做兩條切線，兩切線之間交角定義為偏折角度。圖 4.1 為以 200108 TORAJI 為例之 2 階多項式曲線示意圖，圖中粗黑線為颱風路徑、粗灰線為颱風登陸前 200 公里內之每小時颱風路徑、粗虛線為 2 階多項式曲線、細虛線為偏折點前後之切線。

4-2-1、以 2 階多項式判定的颱風偏折情形分布

經 2 階多項式近似的判定結果，偏折點發生的位置大部分在近台灣海岸約 50 至 100 公里的位置上。當前述定義之偏折角(θ)大於 5 度時視為發生偏折之案例，在本部份分析的 48 個颱風個案中，發生左偏的個案共有 30 個，佔全部分析個案的 62.5%；發生右偏的個案有 5 個，佔全部分析個案的 10.42%；無明顯偏折情形的個案共有 13 個，佔全部分析個案的 27.08%。發生左偏的 30 個個案及偏折點經緯度、發生偏折時間及其與登陸時間之間隔皆列於表 4.3。

從表 4.3 的距離登陸時間項目可明顯發現，30 個西行颱風發生左偏的行為個案中除 199216 POLLY、200505 HAITANG、200715 KROSA 其颱風路徑明顯發生繞行的個案之外，其餘颱風發生偏折的時間點大多在登陸前的 2 至 3 個小時，此種偏折點發生在登陸前 2 至 3 小時的個案共計有 17 個，佔所有左偏個案

的 56.67%；若是偏折點發生在登陸前 3 小時內的個案則有 23 個，佔所有左偏個案的 76.67%。

4-2-2、颱風偏折點發生緯度位置之分布

本部分研究颱風發生偏折的位置及偏折的角度是否有明顯的南北差異，圖 4.2 為以北緯 23.5 度對偏折點發生緯度分類的偏折角分布情形與個案統計，未發生偏折個案與向右偏折的個案併入圓餅圖灰色區塊，並以該個案登陸前 3 小時的緯度位置加以作南北分類，其餘區塊均為發生向左偏折個案之分布。圖右側上方之圓餅圖為偏折點緯度大於北緯 23.5 度的偏折角統計，圖右側下方之圓餅圖為偏折點緯度小於北緯 23.5 度之偏折角統計。圖中各點為向左偏折個案之偏折點發生位置，並以不同顏色作為偏折角度的分類：藍色點為偏折角度在 6 度至 19 度之間發生偏折的位置，黃色點為偏折角度在 20 度至 29 度之間發生偏折的位置，紅色點為偏折角度在 30 度以上發生偏折的位置。

從兩個圓餅圖中可得到，偏折點發生位置於北緯 23.5 度以北及以南的個案數皆為 15 個，偏折點發生於北緯 23.5 度以北的個案，其主要發生偏折的角度在 20 度以上者佔此類個案的 2/3，無明顯偏折或向右偏折的個案比例相當低，只有 2 個個案分布；偏折點發生於北緯 23.5 度以南的個案，其主要偏折的角度在 19 度以內，佔此類個案的 60%，且無明顯偏折或向右偏折的個案比例超過全部南邊個案的 1/2。此結果顯示，在北緯 23.5 度以北發生路徑向左偏折的機率很高，且個案發生較大角度偏折角的機率較高，而在南邊的個案發生向左偏折的機率較小，且發生之偏折角度較小。

圖 4.3 為偏折點發生位置緯度與颱風移向之關係圖，此處颱風移向取颱風登陸前 24 至 12 小時移向。圖中實心圓表示西行颱風，空心圓表示北行颱風，此兩種行進方向以 315 度來畫分。角度大於 5 度的區域表示為颱風發生向左偏折之個案，未發生偏折與向右偏折的個案取其颱風登陸前 3 小時的緯度位置加以作南北分類，並繪製於角度小於 5 的區域。由圖中可以看出在北緯 23.5 度以

北發生偏折的個案中，西行颱風有 7 個、北行颱風有 8 個，並沒有明顯趨勢，但所有分析之北行颱風均有發生偏折情形，且發生偏折的位置均在北緯 24 度以北。偏折位置發生在北緯 23.5 度以南的個案中，西行颱風有 5 個、北行颱風有 10 個，顯示北行颱風發生偏折之機率較高；另外，發生偏折之西行颱風偏折點位置集中在北緯 22.5 度至 23 度之間，北行颱風之偏折點則發生在北緯 22.5 度至 23.5 度。由上述結果顯示，發生偏折的位置在北緯 23.5 度以北的北行颱風，以及北緯 23.5 度以南的西行、北行颱風均有分布於某一區域的特性。

4-2-3、颱風發生偏折與其他颱風移行特徵相關之分析

本部分欲統計颱風發生偏折與其他颱風移行特徵之間的關係，希望藉此找出在何種狀況下颱風容易發生偏折的情形。首先討論颱風發生偏折是否與颱風移速有關，圖 4.4 為偏折角度與偏折發生前 9 至 12 小時之平均移速散布圖，在此以偏折前 9 至 12 小時之平均移速做為未發生偏折時之颱風受到的駛流速度，實心圓為西行個案、空心圓為北行個案，此處颱風移向取颱風登陸前 24 至 12 小時移向，並以 315 度作畫分。圖 4.4a 為偏折點在緯度 23.5 度以北之個案，由圖中可看出偏折角度與偏折前移速大致呈現負相關的情形，相關係數 R 值達到約 0.66，顯示該時間區段移行速度較慢的颱風發生偏折的機率較高。圖 4.4b 為偏折點在緯度 23.5 度以南之個案，其偏折角度與偏折前移速相關性較圖 4.4a 低，相關係數 R 值僅 0.29，顯示偏折點發生在北緯 23.5 度以南的個案該時間區段移行速度與是否發生偏折並無明顯相關。

接著討論颱風發生偏折是否與颱風強度有關，圖 4.5 為發生偏折角度與偏折發生前的颱風中心最大風速散布圖，圖中颱風強度以 JTWC 中心最大風速資料內插至偏折點前 9 小時的時間點(約為登陸前 12 小時)，藉以估計颱風在偏折發生前的強度。由圖中各點之分布可發現發生偏折角度與偏折前的颱風強度無明顯的相關性，其相關係數 R 值約為 0.256。其結果顯示偏折程度與偏折發生前颱風中心最大風速無明顯關係。

最後是偏折角度、颱風強度與偏折點發生緯度的關係，圖 4.6 為發生偏折角度與颱風中心最大風速、偏折點發生緯度之關係圖，圖中颱風強度以 JTWC 中心最大風速資料內插至偏折點前 9 小時的時間點(約為登陸前 12 小時)，估計颱風在偏折發生前的強度，並以 saffir_simpson hurricane scale 來對颱風強度作分類。從圖中可看出所有個案是否發生偏折與颱風強度並無明顯的相關性，發生偏折的緯度也與颱風強度無明顯相關性。

偏折點發生在北緯 23.5 度以南的個案其偏折角在單純考慮與移速、颱風強度的關係下都沒有得到很好的關係，參考 Kuo et al.(2001)曾提到在有背景風場存在時，考慮颱風被地形影響發生的路徑偏折，可能還需要考慮到颱風平流穿過地形的時間尺度與颱風受地形影響偏折的時間尺度，當颱風被平流穿過地形的時間尺度比較大時，我們認為颱風就有足夠的時間被地形影響而發生偏折行為，因此接下來我們考慮偏折角與颱風被平流穿過台灣地形的時間尺度(d/U)的關係，圖 4.7 以 200708 SEPAT 為例子，估計颱風被平流過山之時間尺度(d/U)。選取偏折點(空心圓點)與偏折點前六小時定位點(星號)連成直線，此直線穿過台灣地形 1500 等高線的距離 d_{1500} 當做顯著地形的寬度指標。颱風所受背景風場平流的 U 則選偏折前-12 到-9 小時的平均移速 $U_{-12\sim-9}$。表 4.4 為分析偏折點在緯度 23.5 度以南 15 個個案的偏折前 12 到前 9 小時平均移速及穿越 1500m 等高線地形寬度表，其中 198708 ALEX、199006 OFELIA、200407 MINDULLE 三個颱風無法明確定義出此寬度指標，不列入計算中。圖 4.8 為去除上述三颱風個案後畫出偏折點在緯度 23.5 度以南 13 個個案之偏折角與颱風被平流過山之時間尺度(d/U)關係圖，相關係數達到 0.48，圖中並顯示出颱風被平流過山的時間尺度越大，偏折角度越大的趨勢。

4-3、利用數值模式探討影響偏折角度變異度之因素

本研究中將以區域淺水模式來模擬颱風路徑在登陸前受地形影響發生之變化，在一垂直偶合良好的颱風裡，可視為駛流導引一正壓渦旋，淺水模式也能

模擬出因地形產生之輻散輻合現象，因此我們認為以淺水模式來模擬有一定的合理性。

使用之淺水模式在無外力且背景風場$\overline{u}$、$\overline{v}$固定不變的情形下模式的預報方程可寫成如下：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial u(\zeta + f)}{\partial x} - \frac{\partial v(\zeta + f)}{\partial y} - \overline{u}\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \overline{v}\frac{\partial \zeta}{\partial y} \tag{4.1a}$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{\partial v(\zeta + f)}{\partial x} - \frac{\partial u(\zeta + f)}{\partial y} - \nabla^2\left(\frac{u^2 + v^2}{2} + \Phi'\right) - \overline{u}\frac{\partial D}{\partial x} - \overline{v}\frac{\partial D}{\partial y} \tag{4.1b}$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial t} = -\frac{\partial u\Phi'}{\partial x} - \frac{\partial v\Phi'}{\partial y} - \overline{\Phi}D - \overline{u}\frac{\partial \Phi'}{\partial x} - \overline{v}\frac{\partial \Phi'}{\partial y} \tag{4.1c}$$

其中ζ、D、Φ'定義如下：

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \tag{4.2a}$$

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \tag{4.2b}$$

$$\Phi' = \Phi - \overline{\Phi} \tag{4.2c}$$

在4.1、4.2式中，u是東西向速度，v是南北方向速度，ζ是渦度場，D是輻散場，Φ'為重力位高度距平。本研究使用之$\overline{u}$、$\overline{v}$不受地形影響改變背景流場，單純只作用在預報方程的平流項中，因此研究中單純探討渦旋受地形影響的路徑變化。

實驗設計使用f-平面(北緯20°)之雙周期性邊界，空間解析度為2km，網格點數為512x512，空間微分方法使用Fourier pseudo-spectral method，時間積分方法為跳蛙法(leapfrog method)，時間解析度為2秒，使用之台灣地形資料解析度為2公里。

圖4.9為實驗示意圖，圖中x為渦旋初始位置，放在地形東側六個不同的緯度，使用兩種方向的背景風場，向西及向西北，總共實驗使用3m/s (11 km/hr)、5m/s (18 km/hr)、7m/s (25 km/hr)三種大小的背景風場。初始渦旋結構為Rankine vortex，實驗測試了兩種渦旋強度最大風速分別為35m/s與50m/s，兩種渦旋最大風速半徑50km與100km。

探討西行及西北行渦旋單純受到台灣地形影響時產生之路徑偏折程度，如圖 4.10，圖中實驗初始渦旋最大風速為 50m/s，最大風速半徑為 50km，背景風場包含 3、5、7m/s，西向及西北向共 36 個實驗。藍色點為偏折角度在 6 度至 19 度之間發生偏折的位置，黃色點為偏折角度在 20 度至 29 度之間發生偏折的位置，紅色點為偏折角度在 30 度以上發生偏折的位置。實驗結果顯示出與圖 4.2 觀測結果有同樣特徵，偏折點在 23.5˚以北之個案出現大偏折角之比例較大，大於 20˚之個案比例達到 75%。偏折點在 23.5˚以南之個案偏折角在 6˚到 19˚之個案比例增加，大偏折角度多出現在緯度 23 度左右。

圖 4.11 為探討偏折角度與偏折點發生緯度之實驗模擬結果關係圖，與圖 4.3 觀測結果比較。在 23.5 度以北偏折之實驗與觀測同樣平均來說有較大偏折角度，從不同背景風場之實驗可發現背景風速越大，偏折角越小。在 23.5 度以南偏折之實驗，偏折角度隨緯度增加，背景風場移向為西北向的實驗造成較大的偏折角度。從實驗中可發現最大風速改變之實驗對偏折角度沒有明顯影響，但改變最大風速半徑實驗卻對偏折角度的大小有敏感之影響，渦旋最大半徑增加為 100km 之實驗大多沒有明顯偏折。

圖 4.12 為實驗模擬之偏折角度與背景風場散布圖，圖 4.13 為實驗中偏折點在緯度 23.5 度以南之實驗，其偏折角度與渦旋平流過山之時間尺度關係圖。此兩張圖探討實驗結果中影響不同偏折角度的變異度因子，圖 4.12a 顯示，偏折點在緯度 23.5 度以北之個案偏折角大小主要受背景風場大小影響，偏折角度與背景風場大小成反比關係。圖 4.12b 及圖 4.13 則顯示偏折點在緯度 23.5 度以南之實驗除了背景風場移速以外還需要考慮渦旋平流過山的時間尺度，偏折角度與渦旋平流過山之時間尺度間相關係數 R 達到 0.58。偏折角度與渦旋平流過山之時間尺度成正比。實驗中發現渦旋最大風速與偏折角度無明顯關係，而渦旋最大風速半徑為一重要的影響偏折角度的因素，實驗顯示當渦旋變大時，偏折角度會減少，甚至沒有出現明顯偏折。

4-4、颱風近陸地時控制路徑偏折程度因子之討論

本章中使用觀測資料與模式模擬探討颱風近陸地時發生之路徑偏折，根據Kuo et al.(2001)探討之地形β效應，颱風近陸地時環流過山空氣柱被拉伸，在渦旋行進路徑的左手邊形成正的位渦平流是影響颱風左偏的重要原因，從觀測及實驗中我們發現颱風左偏的程度與颱風強度並沒有明顯關係，主要控制因子為颱風移速與台灣地形南北不對稱之分布，在緯度23.5度以北偏折的颱風個案，因為感受到的地形大小差不多，偏折角度主要受颱風移速影響，偏折角度與移速呈現反比。在緯度23.5度以南偏折之颱風個案，由於台灣23度以南之地形大小高度皆較23度以北小，所以除了移速外尚須考慮地形的大小造成的偏折效應，分析不同移向颱風所對應之不同地形大小，以颱風被平流過山之時間尺度(d/U)來包含地形大小與移速之效應，發現偏折角度與d/U大致上呈現一正比的關係。從模式中我們還發現渦旋大小也是影響偏折角的一個重要因素，大渦旋造成之路徑偏折較小。在實際觀測中各式各樣大小的颱風，可能就是造成我們統計之偏折角度變異度的重要來源。

5、個案分析

由前面各章節所述，在本研究所蒐集之 57 個颱風個案中，有少數個案具有特殊的移行速度或移動方向變化。例如在第 2 章所述，總共在 14 個"分裂過山"行為的颱風中有 12 個個案是出現原中心消散，副中心取代原中心的情形，其中又有 1 個在陸期間平均移行速度大於 100km/hr 的個案，是造成我們統計中出現很大變異度的特殊個案。此外近年來多次觀測到、在第 4 章提及在颱風登陸前 10 小時左右出現路徑偏折的颱風繞行個案，以上都將在本章節中作一初步的分析。另外，由於近年來颱風侵台時往往帶來充沛的雨量造成土石流等災害，因此本章節最後一部分將分析颱風強度、在陸期間移行速度、在陸停留時間與累積雨量之間的關係。

5-1、在陸期間平均移速大於 100km/hr 之個案分析

在前述 2-4 節時曾提過於在陸期間平均移速大於 100km/hr 的個案總共有 1 個，為 197804 ROSE，其在陸期間平均移速約為 130.0km/hr，且在第 3 章依照登陸區域分類時分為北緯 23.5 度以南之東部海岸線登陸者。圖 5.1 為王顧問百年侵台颱風路徑圖集中的 197804 ROSE 颱風路徑圖，除可看出其屬於"分裂過山"個案類別外，亦可看出原颱風中心在登陸後於 062414 UTC 被位於台灣海峽北部的副低壓中心取代，原颱風中心亦在 062414 UTC 之後消散。

按照 1978 年對於 ROSE 之颱風報告(羅 1978)指出，ROSE 生成於太平洋副熱帶高壓的西南邊緣，靠近陸地，在 6 月 23 日中午時於呂宋島東北方至巴士海峽東部曾發展為中心氣壓 993 毫巴、近中心最大風速 20m/s 的輕度颱風，並受低層導引於 24 日上午由西北轉北北西偏北沿太平洋副熱帶高壓邊緣行進，慢慢接近台灣本島並受台灣地形影響，致使環流受到破壞，尚無充分發展即在成功附近登陸，且在登陸後颱風中心隨即消失。在 ROSE 侵襲台灣地區其間，最低氣壓值出現在台灣東南沿海的蘭嶼地區，時間為 06240835 UTC，氣壓值為 994.6

毫巴，而在颱風登陸地點附近的成功其最低氣壓值出現時間為登陸時間的06241207 UTC，氣壓值為998.9毫巴，由此可見ROSE接近台灣地形時威力急速減弱，致使颱風中心登陸後不久即消散。

圖5.2為ROSE登陸前3小時之地面氣壓等壓線圖，由圖中即可看出在ROSE登陸之前，其颱風中心氣壓值約為993毫巴，於新竹、台中各有一副低壓存在，兩個副低壓中心氣壓值均約為1000毫巴。而在圖5.3之ROSE登陸時的地面氣壓等壓線圖中，颱風中心氣壓值已變為998毫巴，原先在台中附近的副低壓已經消失，新竹附近之副低壓已移至新竹外海，副低壓中心氣壓值約為1000毫巴。登陸之後的ROSE急速減弱，並於062414 UTC被新竹外海之副低壓取代，原颱風中心隨即消失，在圖5.4之ROSE原颱風中心被取代後1小時的地面氣壓等壓線圖中，已看不到原先的颱風中心，而颱風中心已被原先新竹外海的副低壓中心取代，其中心氣壓值為999毫巴。

由第2章所作的颱風登陸、離陸點的定義—「以整點時間、最接近台灣本島陸地之海上颱風中心定位資料及其時間為登(離)陸點及登(離)陸時間」，並參考圖5.1王顧問百年侵台颱風路徑圖集的ROSE路徑圖，對於ROSE之登陸點選取062412 UTC，由於原颱風中心並未出海即被取代，因此離陸點選取已取代原颱風中心並位在海上的062414 UTC新竹外海低壓中心位置，此一結果造成颱風在陸停留時間僅為2小時、登陸點與離陸點相距259.89km，並得到在陸期間平均移行速度130.0km/hr的結果。

5-2、颱風登陸前出現繞行路徑之個案分析

在去年之成果報告書中曾對近年來颱風路徑發生繞行情形的3個颱風—200505 HAITANG、200513 TALIM、200715 KROSA作一初步分析，得到在此3個颱風之7級風暴風半徑接觸台灣本島陸地時的颱風強度均為強烈颱風外，其暴風半徑均屬於半徑超過250 km的「大颱風類型」，且10級風半徑均有100 km以上。對照200519 LONGWANG，颱風強度雖同樣為強烈颱風，但7級風

兩 10 級風暴風半徑分別僅有 200 km 及 80 km，並無明顯的繞行情況出現，移速之變化也不大。另外在本研究第 3 章所作「以颱風登陸位置對颱風分類」，亦發現此 3 個颱風個案均為北緯 23.5 度以北之東海岸區域登陸之颱風。究竟颱風發生繞行情形是否與颱風強度、暴風半徑有關，且繞行個案之發生是否有其區域特徵均值得進一步研究。

本部分將以王時鼎顧問之百年侵台颱風路徑圖集之資料為基準，統計自 1897 年至 2003 年以來颱風發生繞行情形之個案數，以及這些個案的颱風強度、發生繞行位置、登陸區域等資料作一統計研究，以期得到繞行個案之特徵，另外亦統計北緯 23 度至 25 度之間登陸颱風發生繞行路徑之比例。

表 5.1 為王顧問之百年侵台颱風路徑圖集中自 1897 年至 2003 年具繞行特徵之個案整理，其中強度部分取颱風登陸點附近之颱風強度，若登陸點附近有颱風強度變化即以「-」加以連接表強度變化前後情形；方向則為颱風登陸前距離台灣本島大約 20 經度位置開始至登陸點的大略行進方向，與登陸本島後至離陸前颱風大略行進方向，並以「-」加以連接；過山之「直」表示為直接過山個案、「分」表示為分裂過山個案；轉圈部分的「x」表示沒有發生繞行情形、「L」表示繞行之大部分時間發生於陸地上、「O」表示繞行之大部分時間發生於海面上。

由表 5.1 可發現自 1897 年開始至 2003 年為止，總共發生 17 個颱風繞行的個案，其中 196015 ELAINE(當時仍為熱帶低壓)個案在王顧問的百年侵台颱風路徑圖集中並無繞行情形，但在所附之 JTWC 路徑圖中在登陸前之海面上有繞行情形發生，故將之加入繞行發生個案中，除該個案外，其餘明確繪出個案繞行發生在陸地上者有 10 個，發生於海面上者有 6 個(若加上 196015 ELAINE 則為 7 個)，顯示繞行路徑不一定發生於登陸前，也有可能會發生在登陸後。在颱風強度的部分，17 個個案中有 8 個為中颱以上的個案，9 個為熱帶低壓或輕颱的個案，顯示出現路徑繞行情形並非中颱以上的個案才會發生，但熱帶低壓及輕颱是否是因為本身結構不甚完整而使颱風中心定位不易、出現漂移繞行情形

有待進一步確定。在颱風行進方向部分，共有 9 個個案在登陸前大略的行進方向為西北方，5 個為北方、3 個為西方，偏西北方向行進的比例較高。繞行個案登陸區域除了 2 個緯度位於北緯 25 度以北、1 個位於北緯 23 度以南之外，其餘 14 個皆在北緯 23 至 25 度之間登陸，且主要分布在北緯 23 至 23.5 度(8 個個案)及北緯 24 至 24.5 度(5 個)，僅 199013 YANCY 繞行發生在過山之後的個案其登陸點在偏北的北緯 25 度。此外，發生繞行個案的過山行為部分，共有 10 個個案發生分裂過山的情形，7 個為直接過山的類別。值得一提的是，這 17 個繞行個案中，有 9 個繞行轉圈路徑的部分屬於「約略判定」的部分，亦有 3 個個案在台東、花蓮一帶有低壓生成，其與颱風發生繞行行為是否有關連，需要再進一步確認。

另外，本部分亦統計了 1897 年至 2003 年當中於北緯 23 度至 25 度登陸的所有颱風，並計算發生路徑繞行情形的機率。總計這 107 年當中共有 106 個自北緯 23 度至 25 度之間登陸的颱風，在此不一一列出。颱風於登陸時間點附近的強度部分，有 70 個為中颱以上的個案、36 個為輕颱或熱帶低壓。在颱風過山行為部分，共計 41 個分裂過山的個案、65 個直接過山的個案。在颱風登陸之前大略的行進方向部分，共計有 69 個為西北方、19 個為北方、16 個為西方、2 個為西南方，顯示西北方向行進的比例較高。

總計這 106 個個案當中，共有 14 個發生繞行路徑，約佔 13.21%，其中中颱以上颱風發生繞行個案的比例為 11.43%，熱帶低壓或輕颱發生繞行個案的比例則為 25%。颱風登陸前大略行進方向為西北方的繞行個案佔全部西北方向行進的個案的 13.04%，行進方向為北方者則佔 26.32%，行進方向為西方者則為 18.75%。登陸區域方面，登陸於北緯 24 度至 24.5 度之間的颱風發生繞行個案的比例為 11.90%，登陸於北緯 23 度至 23.5 度之間的颱風發生繞行個案的比例為 21.05%。若以颱風過山行為來分析的話，發生繞行路徑且為分裂過山的颱風個案發生比例為 24.39%，發生繞行路徑且為直接過山的颱風個案發生比例則為 10.77%。

以上為 1897 年至 2003 年之王顧問百年侵台颱風路徑圖集所統計出來的資料，由於目前路徑圖集中的路徑圖分析較為完整的年代更新僅至 2003 年，因此發生於 2005 年之後的 3 個颱風路徑發生繞行行為的個案並未統計在內，登陸於北緯 23 度至 25 度之間的颱風個案數亦隨之更新至 2003 年為止。若加入近年來對於颱風觀測的各項相關資料，對於研究繞行個案發生之原因應更有幫助，此一部分留待資料備妥後繼續研究。

5-3、颱風登陸期間累積雨量與颱風各項資料之分析

本部分所使用的颱風強度以美軍聯合警報中心(JTWC)最佳路徑資料中的「近中心最大風速」為代表，選取的時間為各颱風個案判定之登陸時間(判別方式請參考第 2 章)的前 12 小時，由於 JTWC 之資料為每 6 小時一筆，因此選取的時間即颱風真正登陸前 12 至 17 小時，視為颱風未受到陸地影響時的颱風強度。颱風在陸期間的時間區間判別則如同先前之部分，1977 年至 1996 年取用王時鼎顧問之百年侵台颱風路徑圖集(謝 1998)資料，1997 年至 2007 年則取用中央氣象局雷達與衛星資料整合之客觀分析資料加以判別。

在累積雨量的部分，為了確保在統計颱風個案共計 31 年間沒有資料中斷的問題，因此選用中央氣象局局屬測站之雨量資料，但由於台北測站、新竹測站、台南測站均有搬遷，蘇澳測站為統計年間才成立之測站，因此該 4 個局屬測站之資料均予以剔除，總計使用 21 個局屬測站之雨量觀測資料，如圖 5.5 所示，分別為：淡水測站、鞍部測站、竹子湖測站、基隆測站、彭佳嶼測站、花蓮測站、宜蘭測站、東吉島測站、澎湖測站、高雄測站、嘉義測站、台中測站、阿里山測站、大武測站、玉山測站、恆春測站、成功測站、蘭嶼測站、日月潭測站、台東測站、梧棲測站。累積雨量的計算自颱風登陸開始、颱風離陸為止，全部共 21 個局屬測站的總計值。

圖 5.6 為颱風在陸停留時間、在陸移動距離與累積雨量之間的關係圖，圖中資料點的顏色以雨量區分，累積雨量分色圖標示於圖的右上方。圖中偏冷色

系的較少雨量資料點主要分布於在陸停留時間 8 小時以下，偏暖色系的較多雨量資料點則多分布於在陸停留時間 8 小時以上，此兩者之間與在陸移動距離並無明顯的關係。

圖 5.7 為代表颱風強度的近颱風中心最大風速與累積雨量的關係圖，圖中的紅色點表示累積雨量小於 2000 mm、近中心最大風速小於 90 kt 的資料，綠色點表示累積雨量小於 2000 mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 的資料，藍色點則表示累積雨量大於等於 2000 mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 的資料，之後所有圖亦以此為分類一句，將所有颱風個案分為 3 種。從圖中可看出颱風強度與累積雨量並沒有太大的相關性，其相關系數 R 值為 0.3521。但從分色點可明顯看出近中心最大風速小於 90 kt 的紅色點颱風個案，並沒有累積雨量超過 2000 mm 的個案發生。

圖 5.8 為颱風在陸停留時間與累積雨量的關係圖，圖 5.8a 為全部個案的資料點分布，圖 5.8b 則為去掉 200116 NARI 資料點的其他 56 個個案資料點分布。從圖中可看出颱風在陸停留時間與累積雨量呈現正相關性，其相關係數 R 值為 0.8938，顯示在陸地停留時間越久的颱風個案，其累積雨量較高，較易造成災害。另外，從資料點的分布可看出近中心最大風速大於等於 90 kt、累積雨量大於等於 2000 mm 的藍色資料點，其分布屬於離趨勢線較遠的個案，顯示其極端性。

圖 5.9 為颱風在陸移動距離與累積雨量之關係圖，從圖中可看出 3 個分類所屬顏色的資料點各自呈現平均分布於代表颱風在陸移行距離遠近的水平方向，顯示颱風在陸期間的移行距離與累積雨量的相關性很小，其趨勢線顯示的相關係數 R 值為 0.3294。

最後是颱風在陸移動速度與累積雨量之間的關係圖，繪製於圖 5.10，其中圖 5.10a 標示了所有個案的資料點，圖 5.10b 則去除了 197804 ROSE、200116 NARI 兩個資料點。從圖中可看出颱風在陸移動速度與累積雨量之間呈現乘冪關係，相關係數 R 值為 0.6751。從圖中亦可看出近中心最大風速大於等於 90 kt、

累積雨量大於等於2000 mm 的藍色資料點，分布於移行速度 20 km/hr 以下的區域。

由以上討論可知，颱風累積雨量對於颱風在陸停留時間有較大的正相關性，達到 0.8938，對於在陸移動距離相關性較小，僅 0.3294；累積雨量與颱風強度的關係，其相關性僅 0.3521。因此颱風累積雨量主要仍是以颱風在陸停留時間為主要影響原因，因此颱風在陸移行較快、停留時間較短的颱風其累積雨量較小、反之在陸移行較慢、停留時間較長的颱風其累積雨量易出現較高的極端值。

6、結論與未來進行方向

本研究已蒐集 1977 年至 2007 年共計 31 年的颱風登陸台灣本島之個案，並重新訂定颱風登陸、離陸時間與颱風中心定位，計算颱風移速與移向等資料；接著利用颱風登陸台灣本島之位置對各颱風個案作分類，分析各分類颱風之移速特徵；另外對颱風登陸台灣本島前路徑發生偏折之行為作資料蒐集與分析，最後並針對部分特殊個案作討論、分析颱風侵台期間之累積雨量。

分析顯示，一般而言颱風平均移速最大值出現在在陸期間比例最高，颱風登陸前均有加速的情形，颱風通過台灣前後主要呈現登陸後加速、離陸後減速的狀況。在陸期間快速移動與一般速度移動的個案，平均移速最大值為在陸期間移速，慢速移動個案則相反，在陸期間平均移速為所有時間內最小值，離陸後有加速情形。颱風在陸停留時間 8 小時以下的個案，最大平均移速出現於在陸期間，颱風在陸停留的時間超過 3 小時的個案離陸後有加速的情形。另外，颱風在陸停留時間超過 8 小時的個案，颱風在陸期間的平均移速值幾乎小於所有其他時間的平均移速值。

不同登陸區域的颱風移速分析部分，在東北部登陸的颱風其最大平均移速有較大的機會發生在登陸前 3 小時，在陸平均移速為 3 組中最小的。東南部與西部登陸的颱風之最大平均移速則較容易發生在颱風在陸期間。另外，西邊登陸的個案在陸平均移速較大，離陸後 3 小時開始也有明顯的加速現象發生。整體而言，不論是東海岸或是西海岸登陸的颱風，均有越南方的分區其在陸期間平均移速越快的趨勢。另外，西海岸登陸颱風的在陸期間平均移速值均較同緯度分區的東海岸登陸颱風在陸期間平均移速值大，差值約大於 5 km/hr。

分析颱風登陸台灣前的偏折情形，結果顯示在颱風登陸前一時段至颱風在陸期間，颱風登陸點前後的移向變化均為向左偏為主。以 2 階多項式客觀判斷 48 個統計結果顯示左偏個案有 30，無明顯偏折個案(偏折角度≦5˚或右偏)有 18 個個案，偏折發生在台灣外海約 50~100km，在緯度 23.5˚以北大偏折角個案數

較多，緯度 23.5˚以南較少。緯度 23.5˚以北偏折個案與偏折前移速相關係數達到 0.66，緯度 23.5˚以南大偏折角個案多發生在緯度 23˚，移向偏北，與渦旋平流過山的時間尺度 d/U 有較好的關係。偏折角度與颱風最大風速則沒有明顯關係存在。本研究中也以淺水模式、台灣地形資料，單純探討有背景風場之渦旋與地形之交互作用。從實驗中我們發現與觀測有類似的統計特徵，颱風登陸前路徑左偏的主要控制因子為颱風移速與台灣南北不對稱分布之地形，在緯度 23.5˚以北偏折的颱風個案，偏折角度主要受颱風移速影響，偏折角度與移速呈現反比。在緯度 23.5˚以南偏折之颱風個案，由於台灣 23 度以南之地形大小高度皆較 23 度以北小，所以除了移速外尚須考慮地形的大小造成的偏折效應，以颱風被平流過山之時間尺度(d/U)來包含地形大小與移速之效應，發現偏折角度與 d/U 大致上呈現一正比的關係。從模式中我們還發現渦旋大小也是影響偏折角的一個重要因素，大渦旋造成之路徑偏折較小。

在陸期間快速移動個案部分，197804 ROSE 颱風由於發展時間短、環流較弱，造成原颱風中心在 062412 UTC 登陸之後，於 062414 UTC 被位於台灣海峽北部海面上的副低壓中心取代，原颱風中心亦在 062414 UTC 之後消散，而得到颱風在陸停留時間 2 小時、登陸點與離陸點相距 259.89km，在陸期間平均移行速度 130.0km/hr 的結果。

繞行個案部分，自 1897 年至 2003 年共發生 17 個颱風繞行個案，且並非中度颱風以上才會發生繞行，但熱帶低壓及輕颱是否因本身結構不甚完整而使颱風中心定位不易、出現漂移繞行情形有待進一步確定。另外，1897 年至 2003 年於北緯 23 度至 25 度登陸的所有 106 個颱風中，共有 14 個發生繞行路徑，約佔 13.21%。

颱風侵台期間累積雨量的分析結果顯示，累積雨量對於颱風在陸停留時間有較大的正相關性，對於在陸移動距離、颱風強度之相關性較小。颱風累積雨量主要仍是以颱風在陸停留時間為主要影響原因，因此颱風在陸移行較快、停留時間較短的颱風其累積雨量較小、反之在陸移行較慢、停留時間較長的颱風

其累積雨量易出現較高的極端值。

本研究未來進行方向將根據前兩年的研究結果所建立之動力概念模式與上年度數值模式的研究方法，例如根據第四章所做之路徑偏折與動力上重要因子的迴歸關係，提供給預報員預報時參考的指標。未來也將更深入的探討颱風遇到台灣地形時，登陸前及在陸期間發生的移行速率的變化，並選出幾個具代表性之颱風個案來進行探討，以增進颱風侵台期間移行速度變化的預報作業提供預報作業人員參考使用。

參考文獻

陳怡良，2004: 台灣地形 β_e 效應對颱風路徑的影響—東南駛流個案探討。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文。

謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降，1998: 百年侵台颱風路徑圖集及其應用。中央氣象局專題研究報告 CWB86-1M-01。

羅字振，1978: 民國六十七年颱風調查報告—第一號侵台颱風(7804 號)羅絲。中央氣象局 1978 年颱風調查報告。

Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea.Rev.*, **115**, 130-155.

Kuo, H. C., R. T. Williams, J. H. Chen, and Y. L. Chen, 2001: Topographic effects on barotropic vortex motion: No mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1310-1327.

Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993a: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea.Rev.*, **121**, 3193-3212.

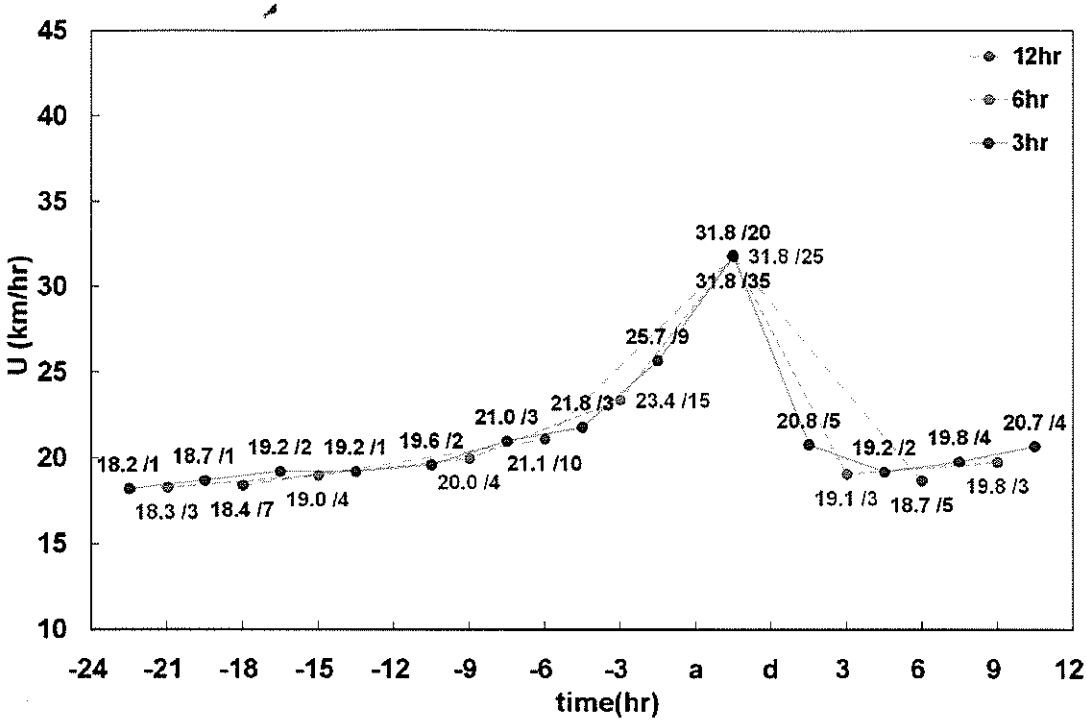


圖 2.1 不同時間解析度在不同條件下的平均移速資料變化，
分別為 12 小時(藍色線段)、6 小時(綠色線段)、3 小時(紅色線段)。
橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。圖中數字為「平均移速/時間區段內最大移速值出現次數」

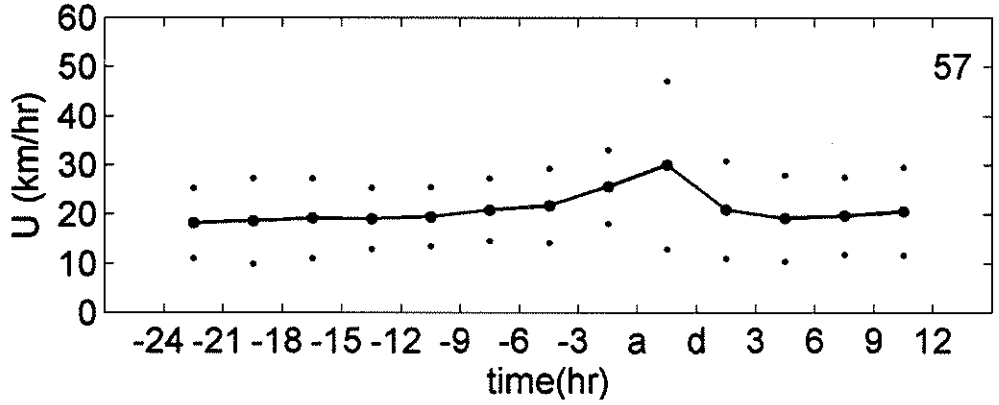
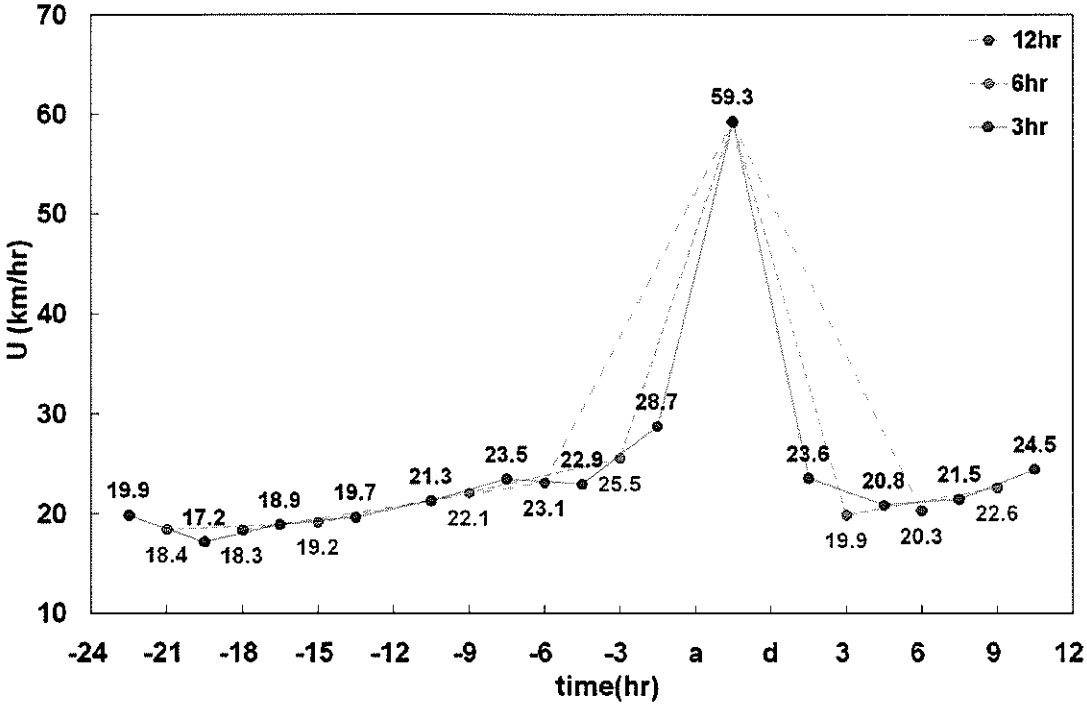
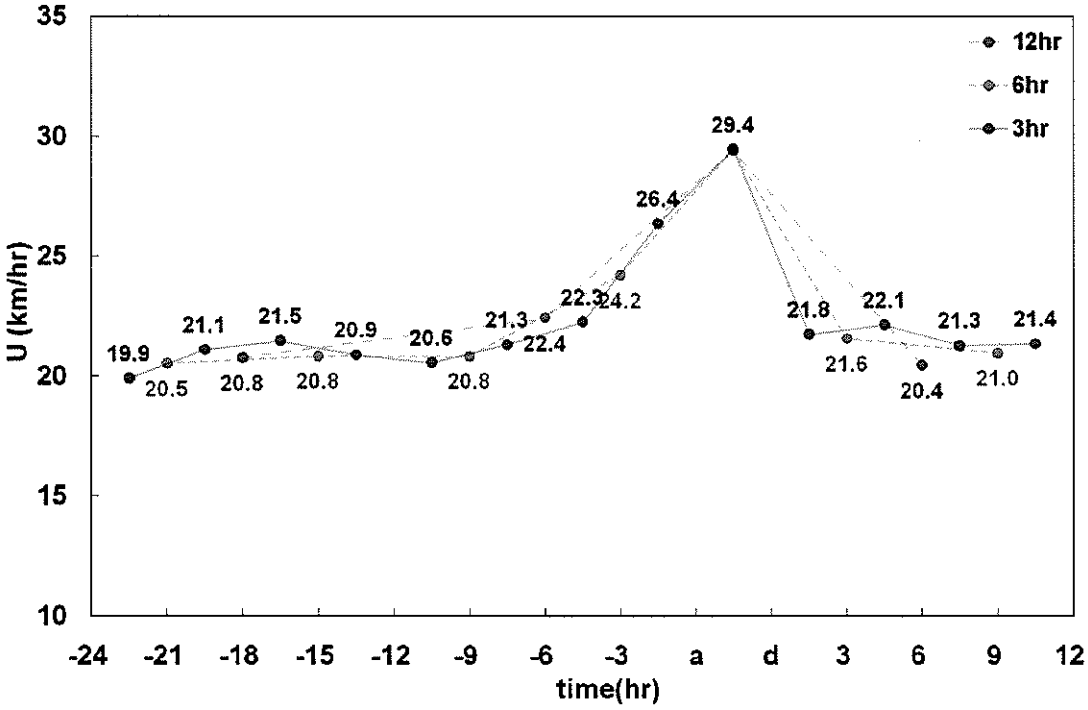


圖 2.2 全部 57 個颱風個案之 3hr 平均移行速度與正負一個標準差。
橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。在陸期間移速平均移除颱風 197804 ROSE 此一在陸期間移速達到約 130km/hr 之不連續路徑個案。

(a)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
70
60
50
40
30
20
10
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
59.3
28.7
25.5
24.5
23.6
23.5
22.9
23.1
22.1
21.3
20.8
21.5
22.6
20.3
19.9
19.9
17.2
18.4
18.3
18.9
19.2
19.7

(b)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
35
30
25
20
15
10
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
29.4
26.4
24.2
22.3
22.4
21.3
20.6
20.9
21.5
21.1
19.9
20.5
20.8
20.8
20.8
21.8
22.1
21.3
21.4
21.6
20.4
21.0

(c)

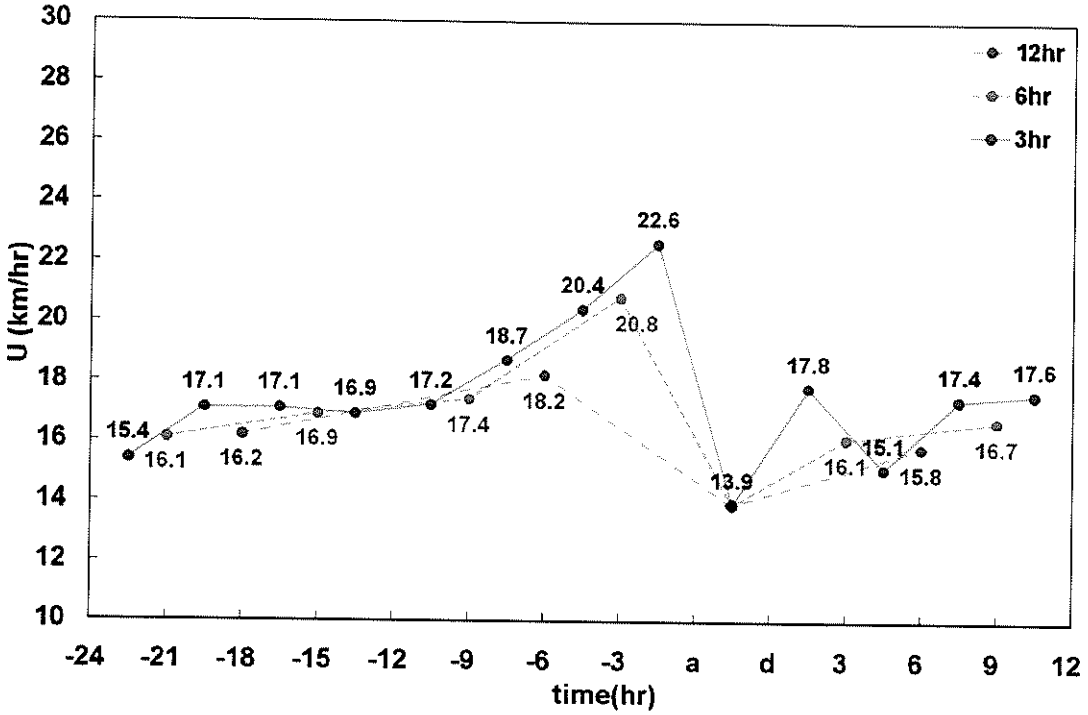


圖 2.3 不同在陸期間平均移速之登陸前、離陸後移速變化圖

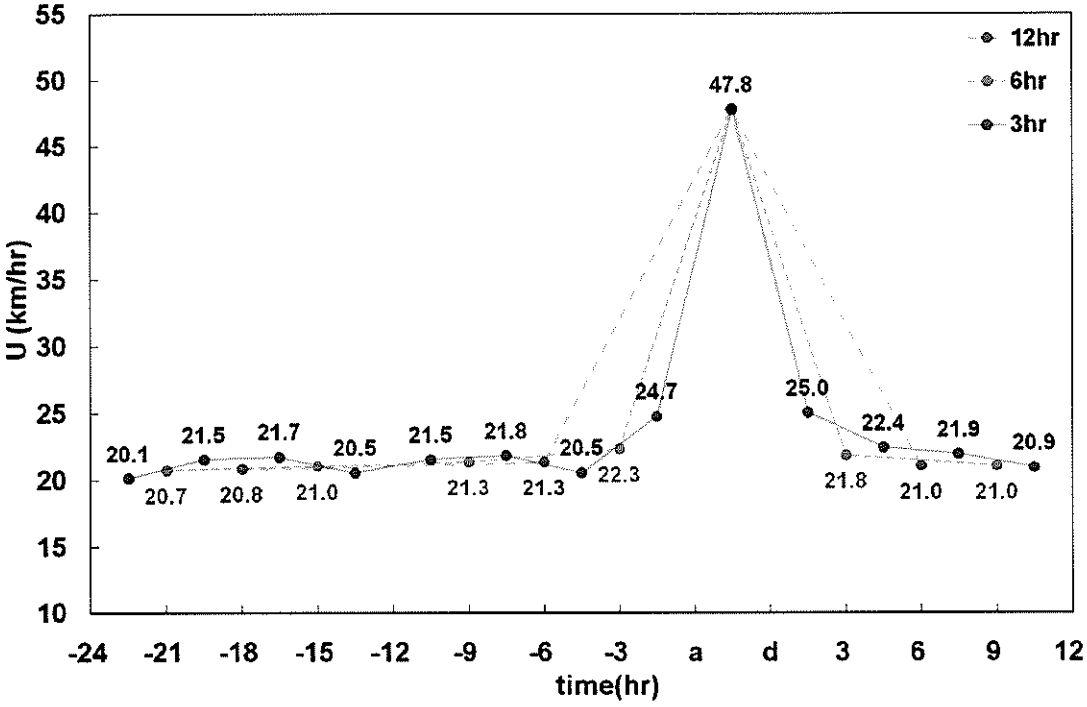
(a) 在陸期間平均移速(v)大於 38km/hr，

(b) 在陸期間平均移速(v)大於 21km/hr、小於等於 38km/hr，

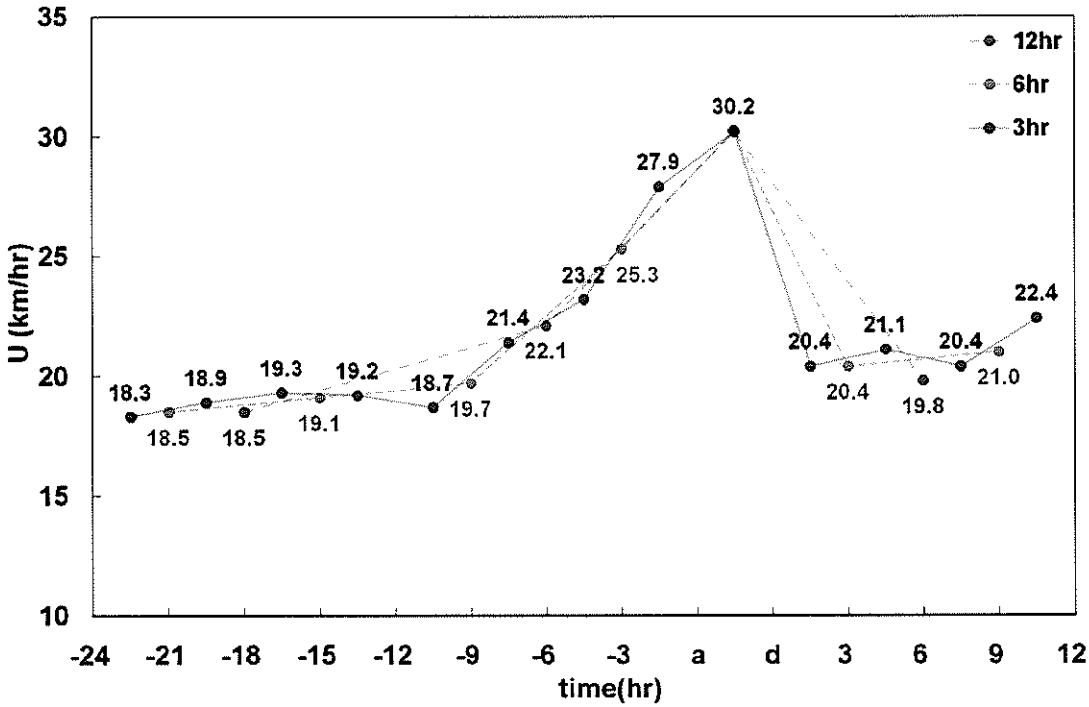
(c) 在陸期間平均移速(v)小於等於 21km/hr，

圖中線段分別為 12 小時(藍色線段)、6 小時(綠色線段)、3 小時(紅色線段)。橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。圖中數字為「平均移速」。

(a)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
47.8
24.7
25.0
22.4
21.9
20.9
20.1
21.5
21.7
20.5
21.5
21.8
20.5
22.3
21.8
21.0
21.0
20.7
20.8
21.0
21.3
21.3

(b)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
35
30
25
20
15
10
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
30.2
27.9
25.3
23.2
22.4
21.4
22.1
21.1
20.4
20.4
21.0
18.3
18.9
19.3
19.2
18.7
19.7
19.8
18.5
18.5
19.1

(c)

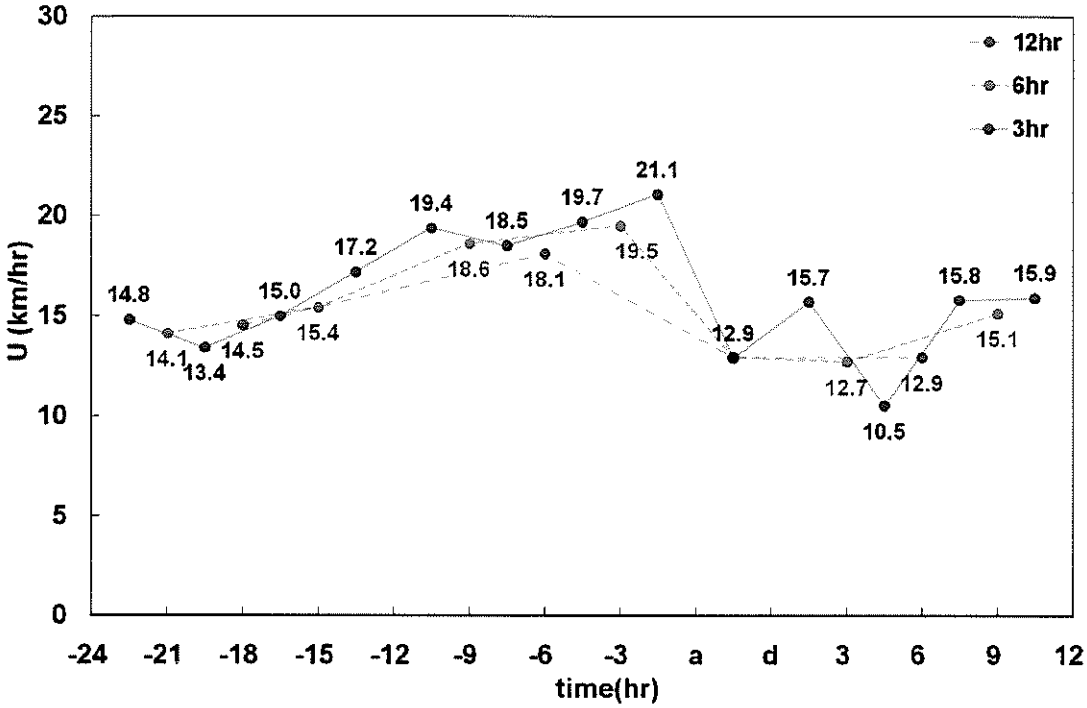


圖 2.4 不同在陸停留時間之登陸前、離陸後移速變化圖

(a) 在陸停留時間(t)小於等於 3hr，

(b) 在陸停留時間(t)大於 3hr、小於等於 8hr，

(c) 在陸停留時間(t)大於 8hr，

圖中線段分別為 12 小時(藍色線段)、6 小時(綠色線段)、3 小時(紅色線段)。橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。圖中數字為「平均移速」。

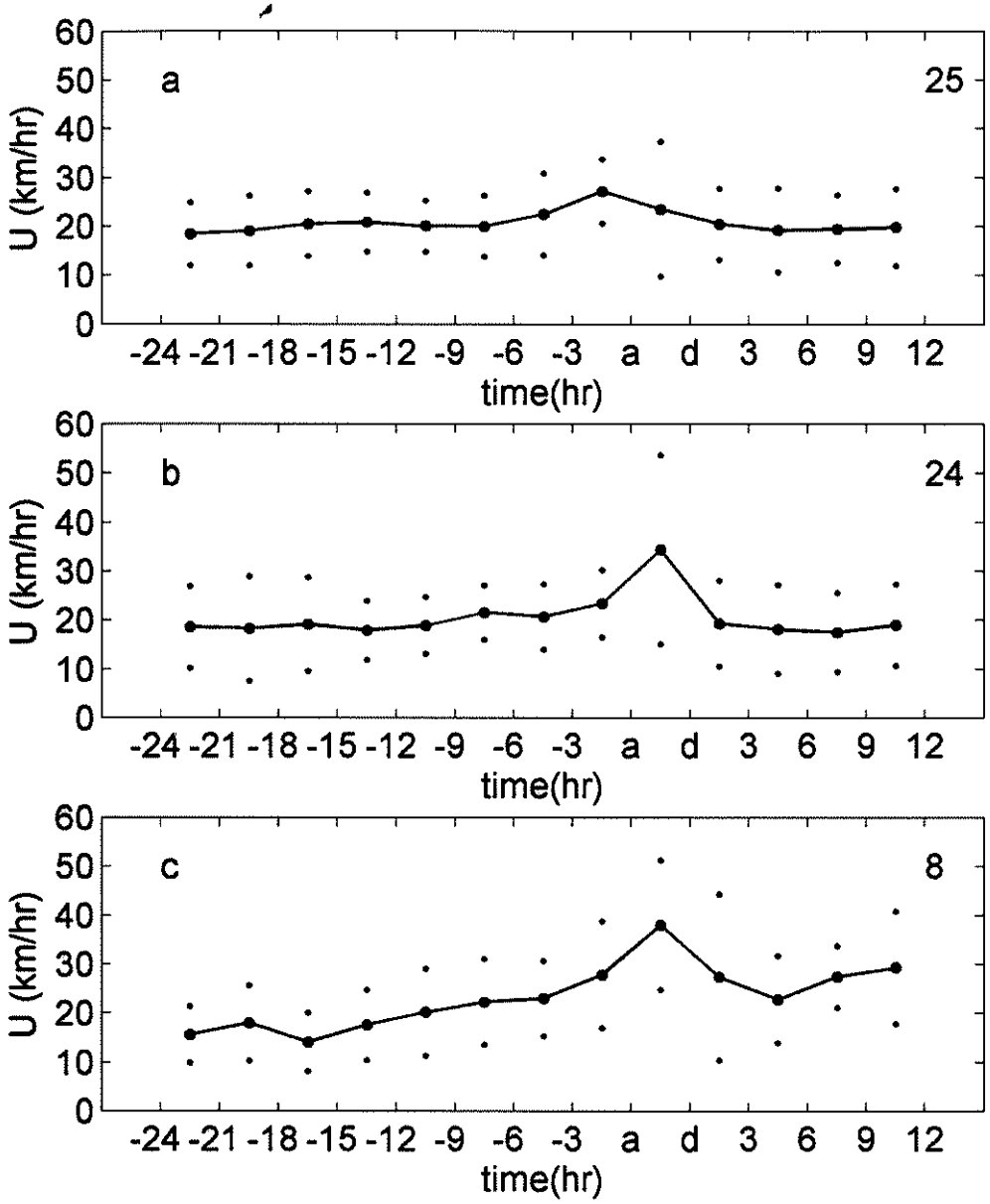
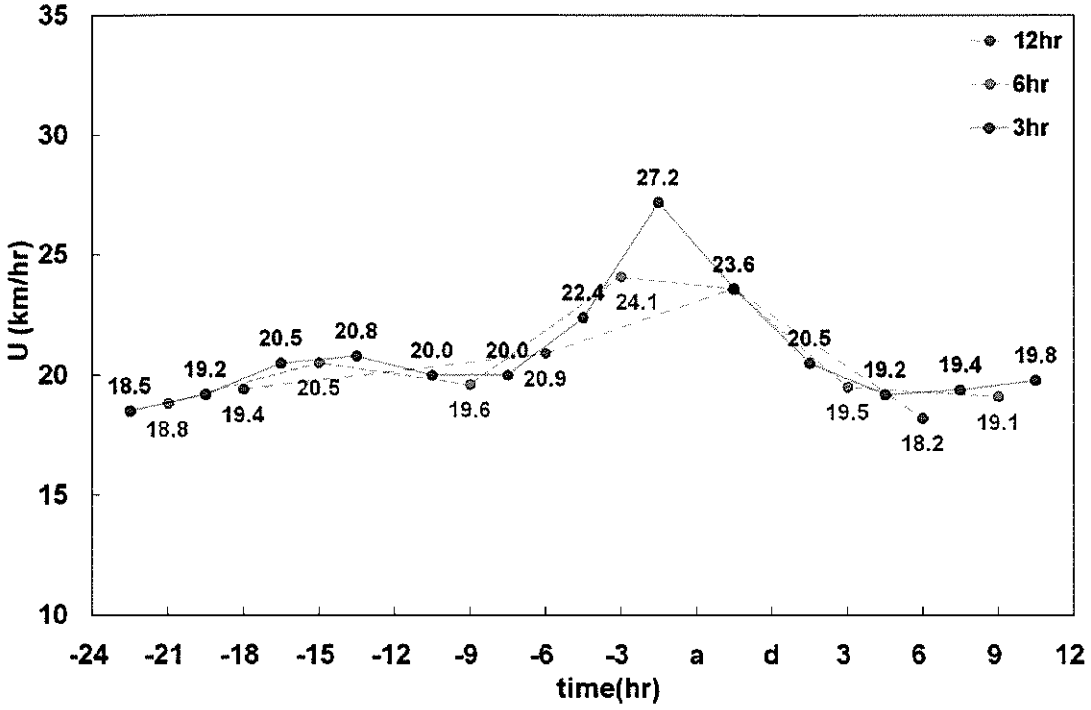
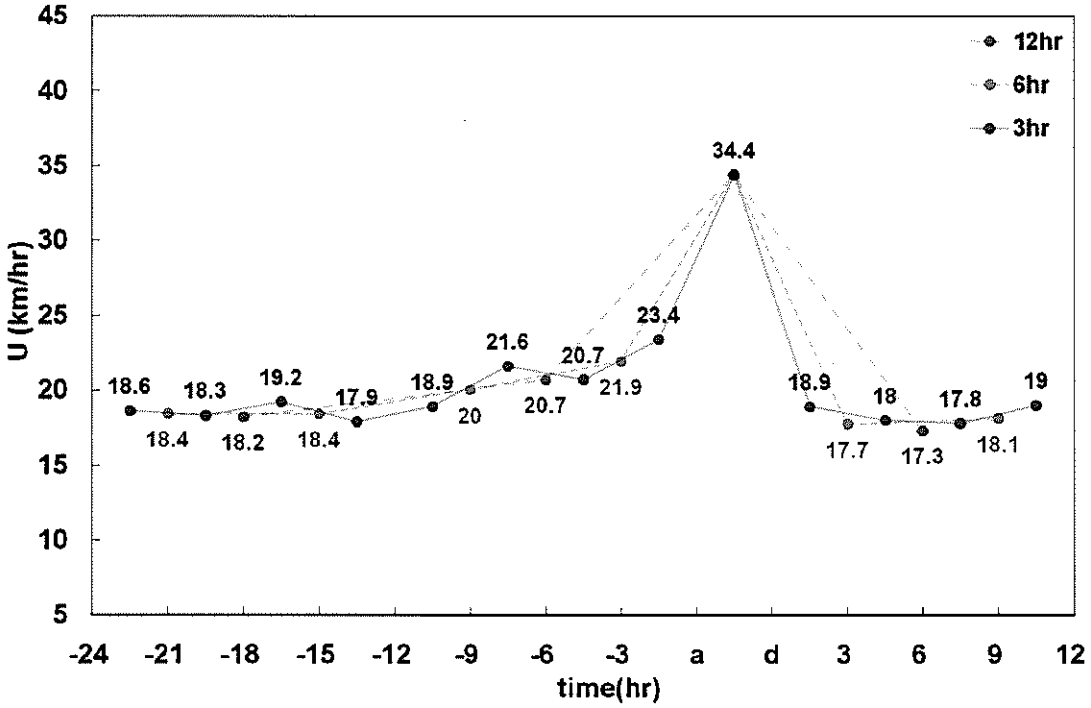


圖 3.1 不同登陸位置之 3 小時平均移行速度與其標準差：
(a)北緯 23.5 度以北之東海岸登陸個案，共計 25 個，
(b)北緯 23.5 度以南之東海岸登陸個案，共計 24 個，
(c)西海岸登陸個案，共計 8 個。
橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，
a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。

(a)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
35
30
25
20
15
10
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
18.5
18.8
19.2
19.4
20.5
20.5
20.8
20.0
19.6
20.0
20.9
22.4
24.1
27.2
23.6
20.5
19.5
19.2
18.2
19.4
19.1
19.8

(b)


12hr
6hr
3hr
U (km/hr)
time(hr)
45
40
35
30
25
20
15
10
5
-24
-21
-18
-15
-12
-9
-6
-3
a
d
3
6
9
12
18.6
18.4
18.3
18.2
19.2
18.4
17.9
18.9
20
21.6
20.7
20.7
21.9
23.4
34.4
18.9
17.7
18
17.3
17.8
18.1
19

(c)

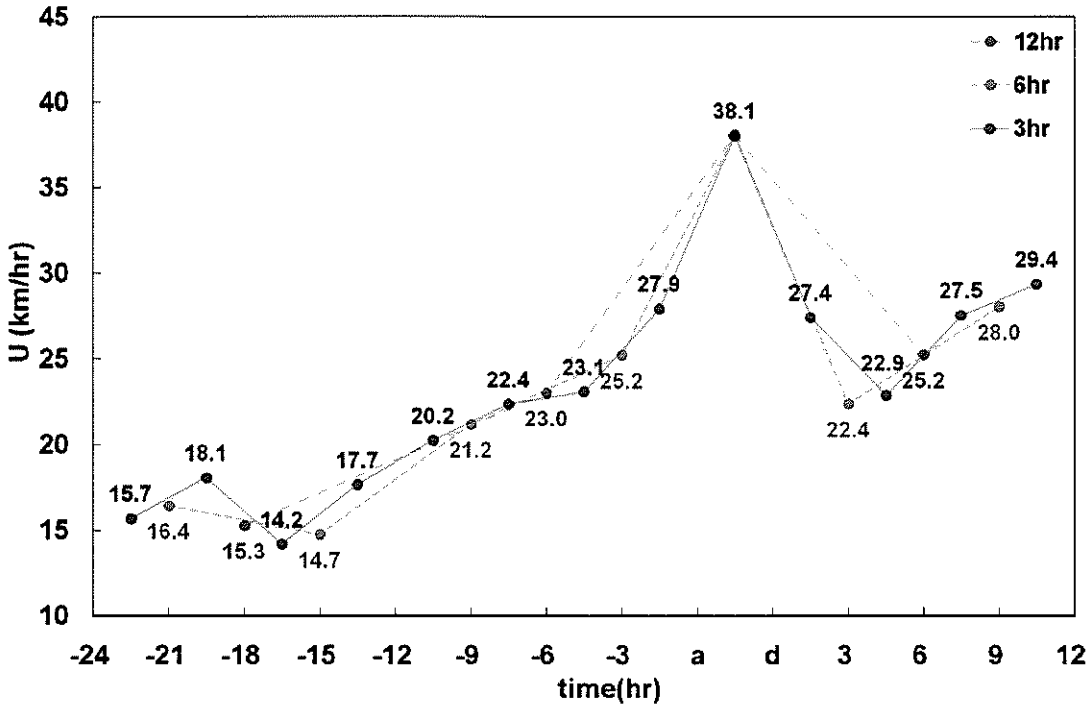


圖 3.2 不同登陸位置之不同時間解析度平均移行速度變化：
(a)北緯 23.5 度以北之東海岸登陸個案，共計 25 個，
(b)北緯 23.5 度以南之東海岸登陸個案，共計 24 個，
(c)西海岸登陸個案，共計 8 個。
圖中線段分別為 12 小時(藍色線段)、6 小時(綠色線段)、3 小時(紅色線段)。橫軸時間從登陸前 24 小時到離陸後 12 小時，a 和 d 分別表示登陸點與離陸點。圖中數字為「平均移速」。

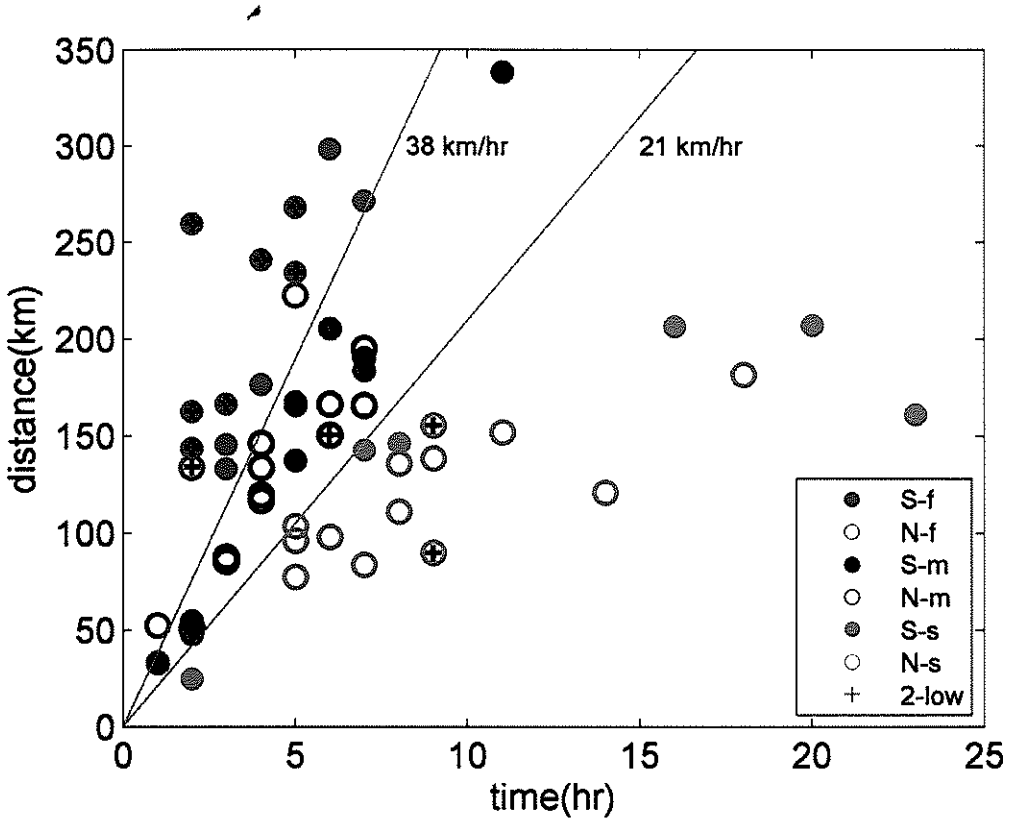


圖 3.3 颱風在陸期間停留時間與移行距離關係圖，
紅色點為在陸期間移速大於 38km/hr 者，
黑色點為在陸期間移速大於 21km/hr、小於 38km/hr 者，
綠色點為在陸期間移速小於 21km/hr 者。
空心圓表示在緯度 23.5 度以北登陸、
實心圓為在緯度 23.5 度以南登陸個案。
圖中十字為個案中分析為副中心取代原中心之個案。

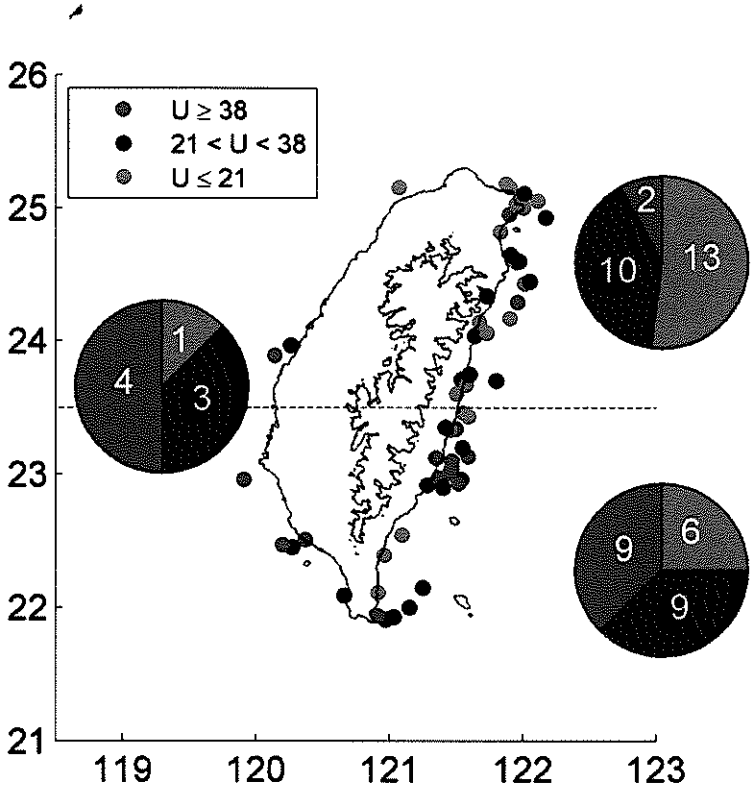


圖 3.4 颱風在陸期間移速圓餅圖統計，圖上並標示出登陸點位置。
紅色點為在陸期間移速大於 38km/hr 者，
黑色點為在陸期間移速大於 21km/hr、小於 38km/hr 者，
綠色點為在陸期間移速小於 21km/hr 者。

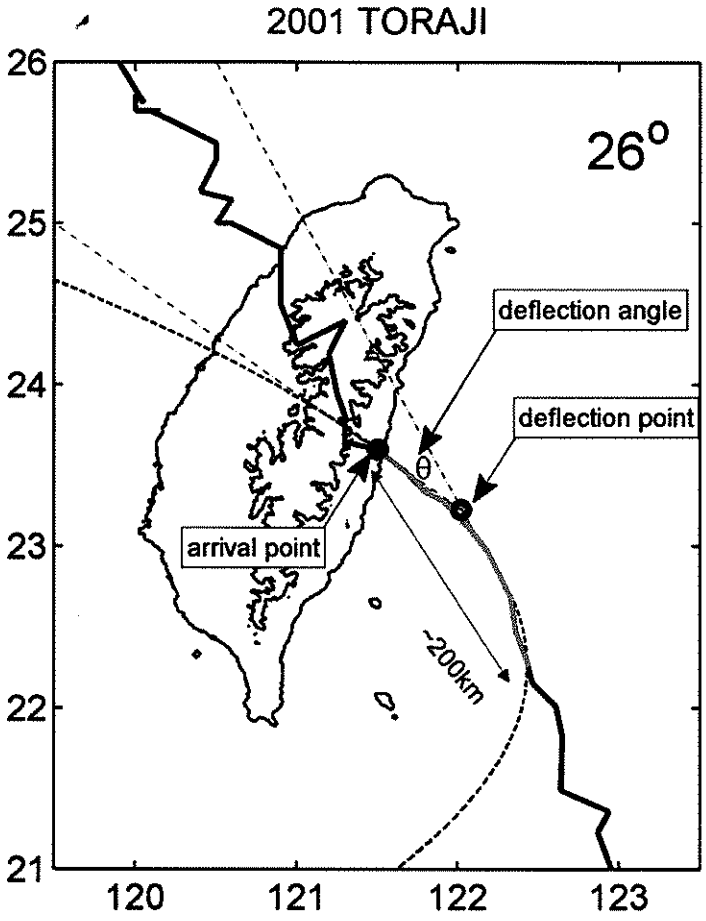


圖 4.1 以 200108 TORAJI 為例之 2 階多項式曲線示意圖，
圖中粗黑線為颱風路徑、
粗灰線為颱風登陸前 200 公里內之每小時颱風路徑、
粗虛線為 2 階多項式曲線、
細虛線為偏折點前後之切線。

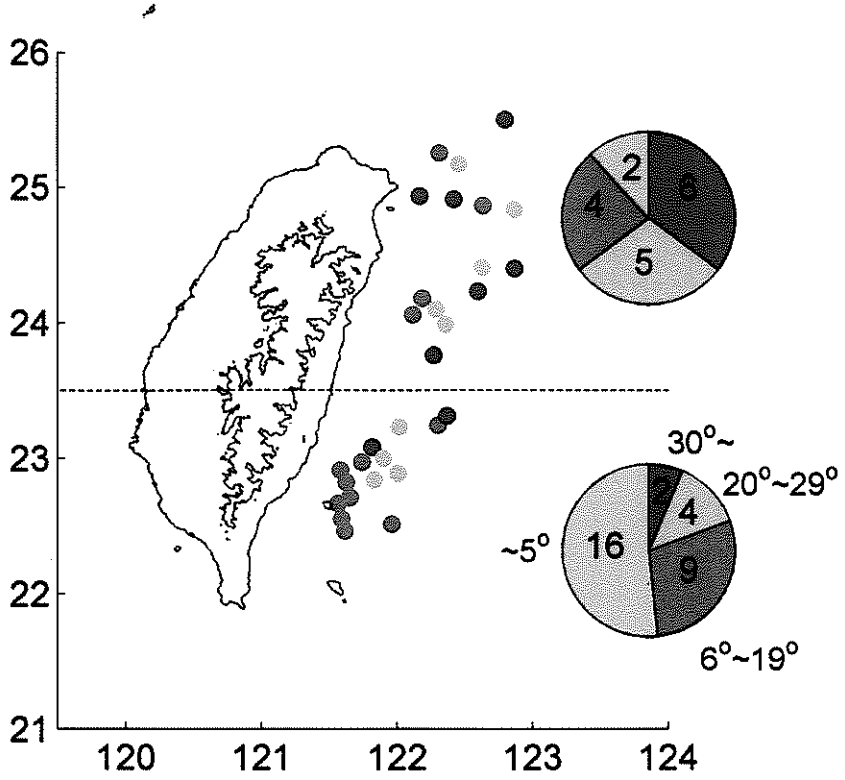


圖 4.2 以北緯 23.5 度對偏折點發生緯度分類的偏折角分布情形與個案統計，
未發生偏折個案與向右偏折的個案併入圓餅圖灰色區塊。
圖中各點為向左偏折個案之偏折點發生位置，
藍色點為偏折角度在 6 度至 19 度之間發生偏折的位置，
黃色點為偏折角度在 20 度至 29 度之間發生偏折的位置，
紅色點為偏折角度在 30 度以上發生偏折的位置。

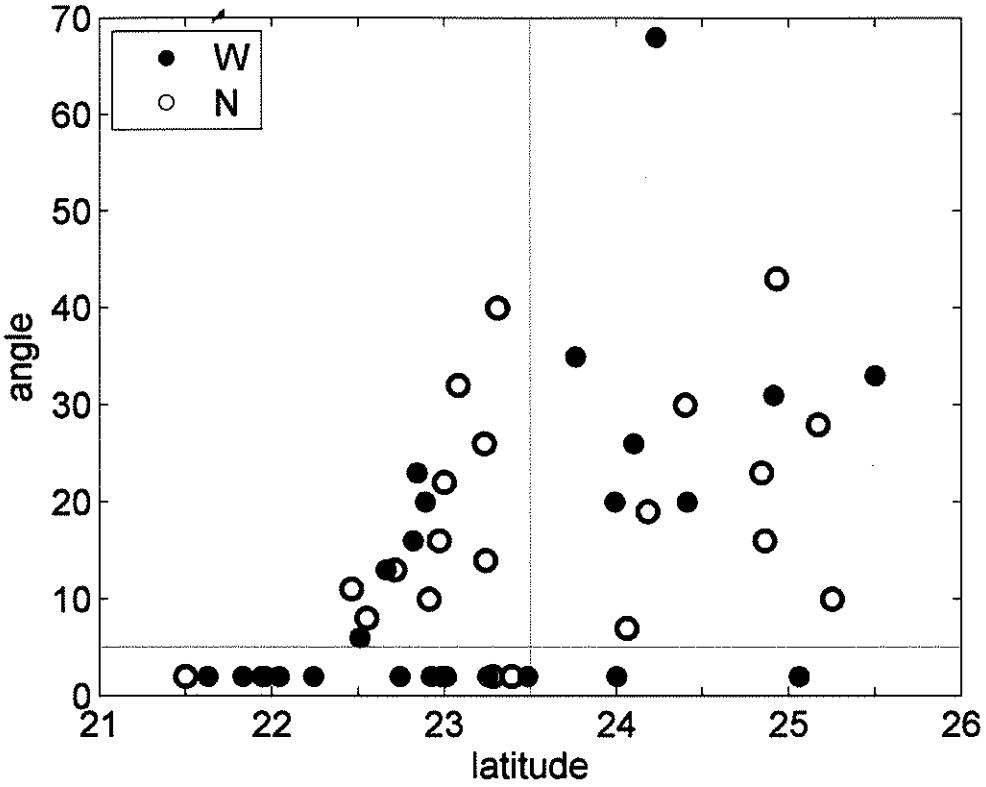
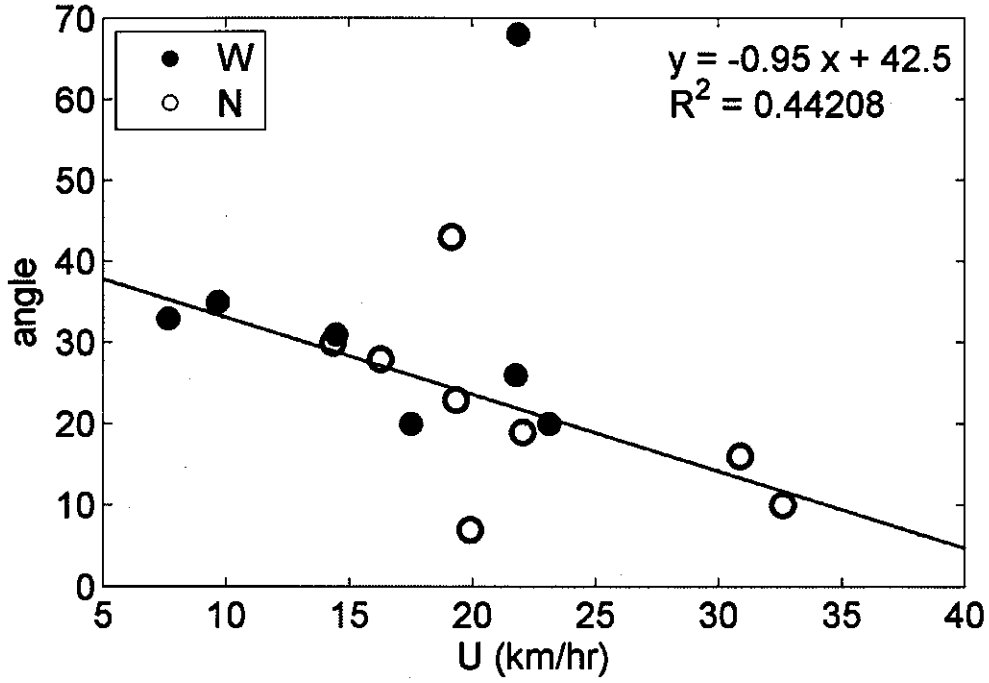


圖 4.3 偏折點發生緯度位置與颱風移向之關係圖，此處颱風移向取颱風登陸前 24 至 12 小時移向。圖中實心圓表示西行颱風，空心圓表示北行颱風，此兩種以 315 度來畫分。角度大於 5 的區域表示為發生左偏之個案，未發生偏折與向右偏折的個案取其颱風登陸前 3 小時的緯度位置加以分類，繪製於角度小於 5 的區域。

(a)



(b)

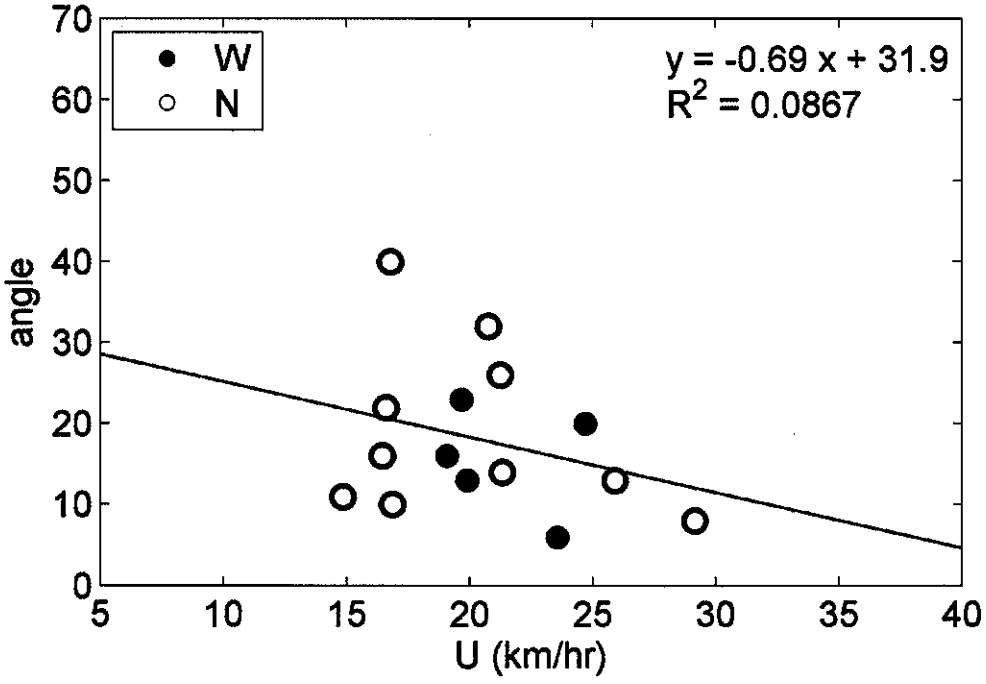


圖 4.4 偏折角度與偏折前 9~12 小時之平均移速散布圖，以偏折前 9~12 小時之平均移速做為未發生偏折時之颱風受到的駛流速度。

(a)為偏折點在緯度 23.5 度以北之個案，

(b)為偏折點在緯度 23.5 度以南之個案。

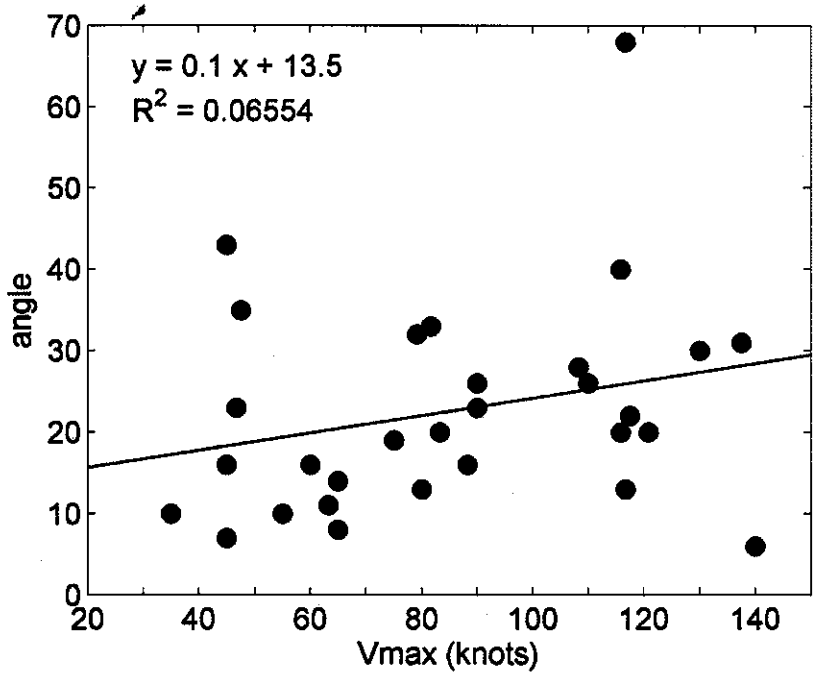


圖 4.5 發生偏折角度與偏折發生前的颱風中心最大風速散布圖，圖中颱風強度以 JTWC 中心最大風速資料內插至偏折點前 9 小時的時間點(約為登陸前 12 小時)，估計颱風在偏折發生前的強度。

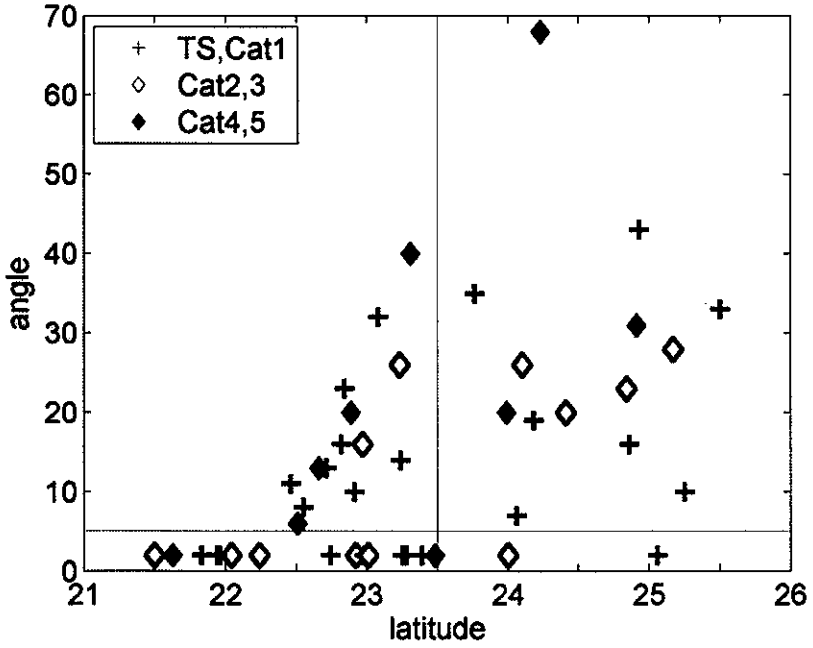


圖 4.6 發生偏折角度與颱風中心最大風速之關係圖，圖中颱風強度以 JTWC 中心最大風速資料內插至偏折點前 9 小時的時間點(約為登陸前 12 小時)，估計颱風在偏折發生前的強度，並以 Saffir_simpson hurricane scale 分類。

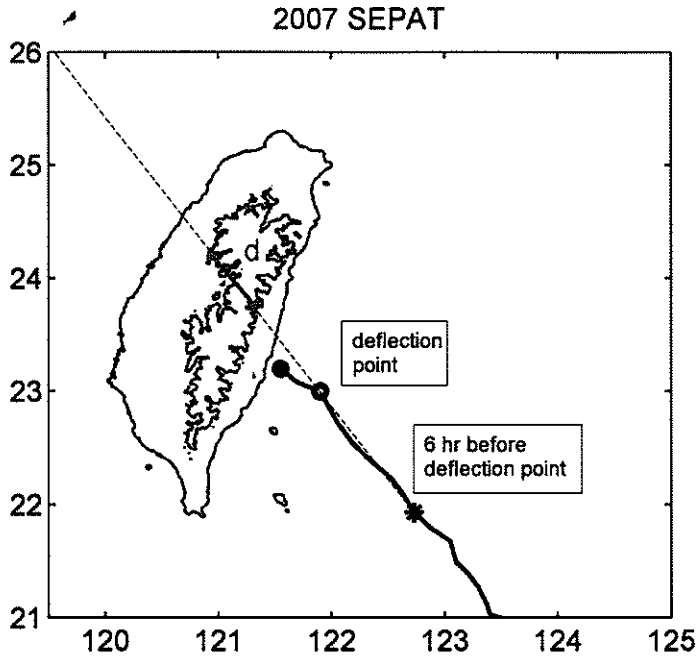


圖 4.7 以 200708 SEPAT 為例子，估計颱風被平流過山之時間尺度(d/U)。選取偏折點(空心圓點)與偏折點前六小時定位點(星號)連成直線，此直線穿過台灣地形 1500 等高線的距離 d_{1500} 當做顯著地形的寬度指標。颱風所受背景風場平流的 U 則選偏折前-12 到-9 小時的平均移速 $U_{-12\sim-9}$。

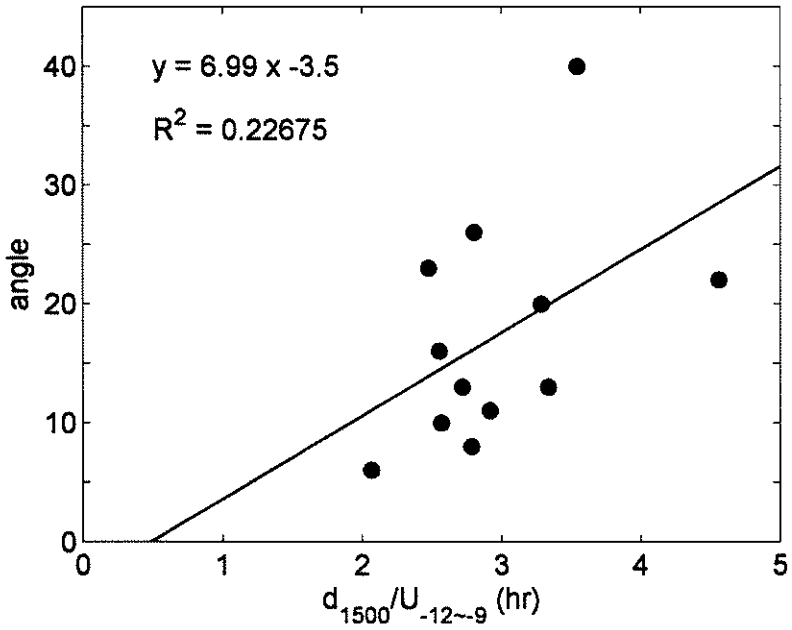


圖 4.8 偏折點在緯度 23.5 度以南個案之偏折角度與颱風被平流過山之時間尺度關係圖，相關係數達到 0.48，顯示時間尺度越大，偏折角度越大。

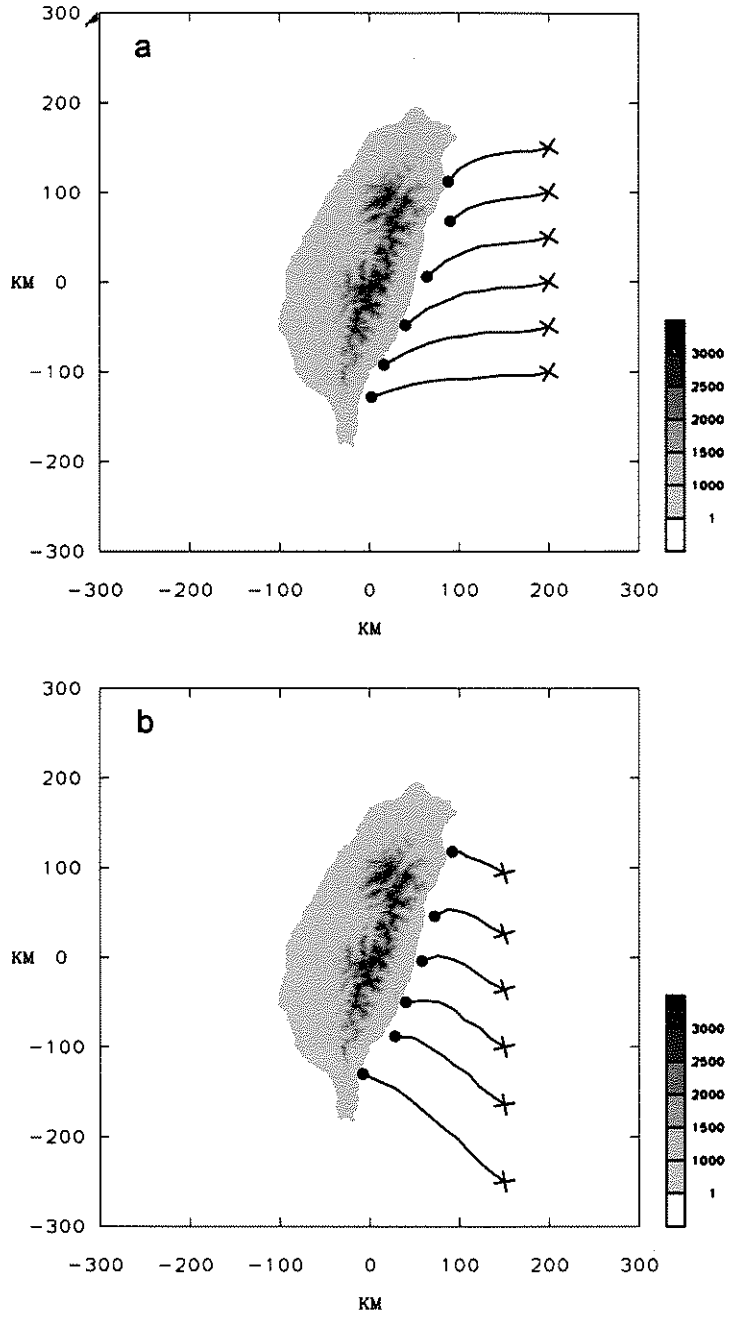


圖 4.9 實驗示意圖，(a)為初始渦旋放在台灣地形之東邊不同緯度，初始位置以 x 表示，實驗中登陸點以實心圓表示，背景風場為由東向西。(b)同(a)，背景風場為由東南向西北。

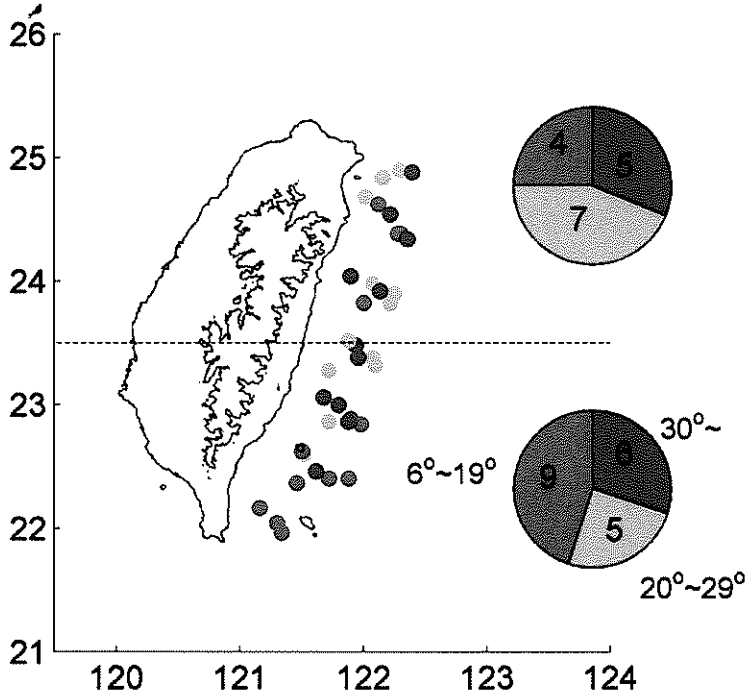


圖 4.10 同圖 4.2，為實驗模擬結果。藍色點為偏折角度在 6 度至 19 度之間發生偏折的位置，黃色點為偏折角度在 20 度至 29 度之間發生偏折的位置，紅色點為偏折角度在 30 度以上發生偏折的位置。圖中所畫實驗初始渦旋最大風速為 50m/s，最大風速半徑為 50km，背景風場包含 3、5、7m/s，西向及西北向共 36 個實驗。

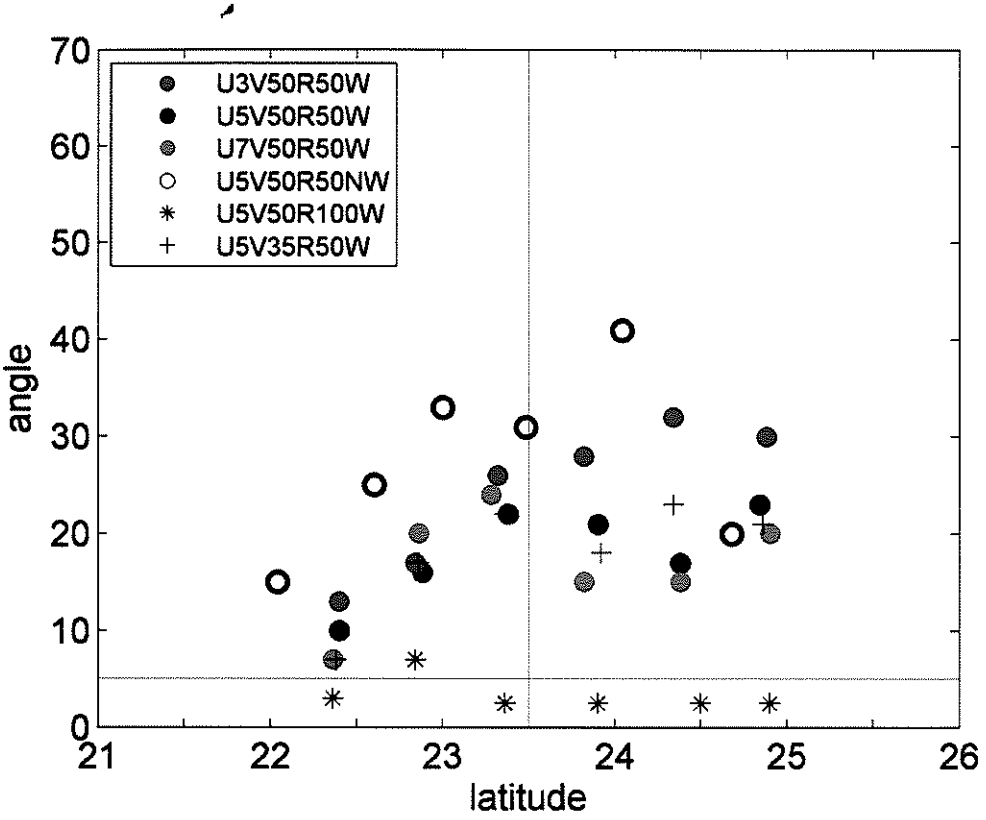


圖 4.11 同圖 4.3，為實驗模擬結果。黑色實心圓為向西之 5m/s 背景風場、初始渦旋最大風速半徑 50km、最大風速 50m/s。綠色實心圓為只改變背景風場大小為 7m/s 之實驗。紅色實心圓為只改變背景風場為 3m/s 之實驗。黑色空心圓為只改變背景風場方向為向西北。十字符號為只改變初始渦旋最大風速為 35m/s 之實驗。星號為只改變初始渦旋最大風速半徑為 100km 之實驗。

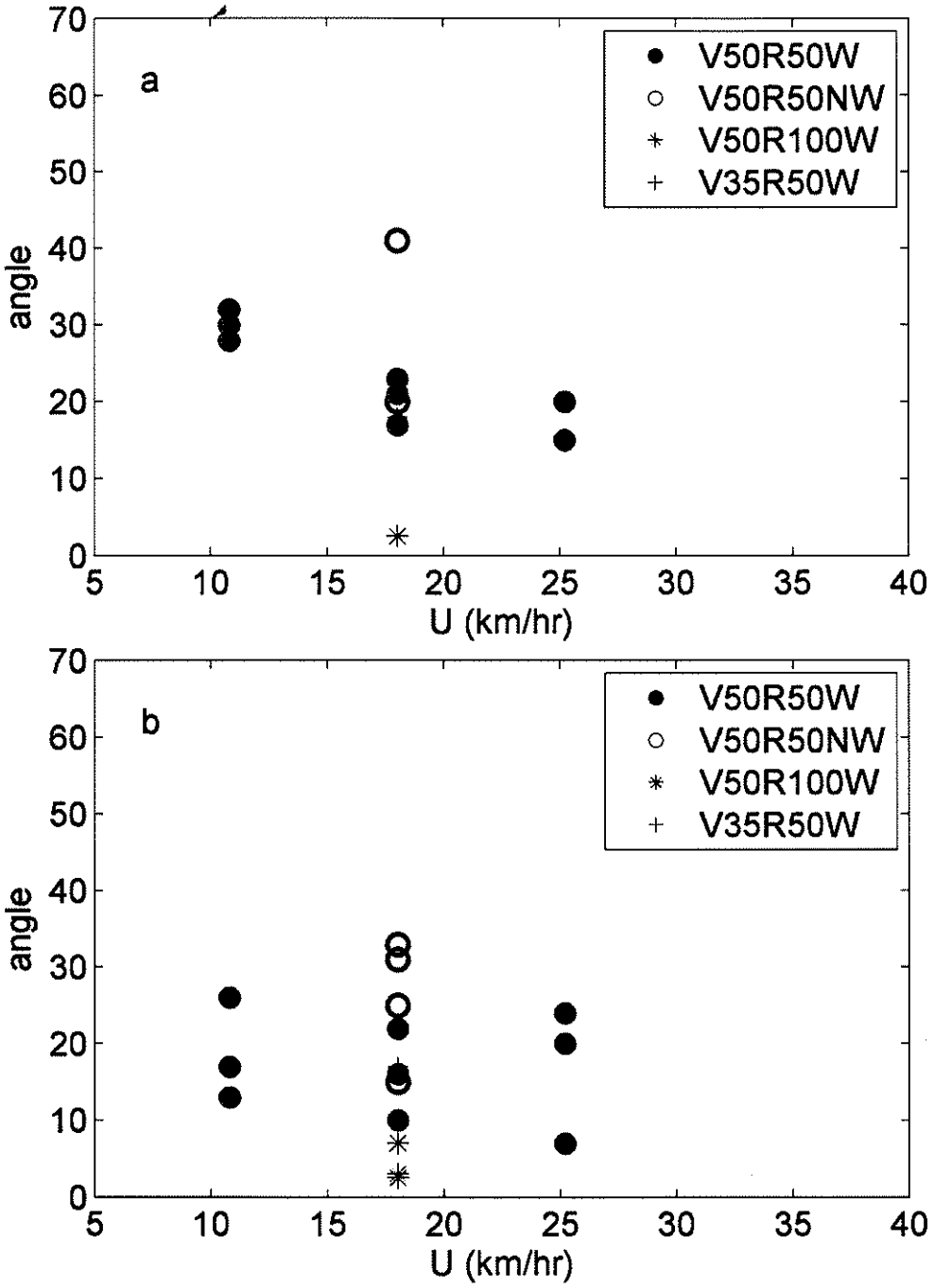


圖 4.12 同圖 4.4，為實驗模擬結果。偏折角度與背景風場散布圖，黑色實心圓為向西之 5m/s 背景風場、初始渦旋最大風速半徑 50km、最大風速 50m/s。黑色空心圓為只改變背景風場方向為向西北。十字符號為只改變初始渦旋最大風速為 35m/s 之實驗。星號為只改變初始渦旋最大風速半徑為 100km 之實驗。圖(a)為偏折點在緯度 23.5 度以北之個案，圖(b)為偏折點在緯度 23.5 度以南之個案。

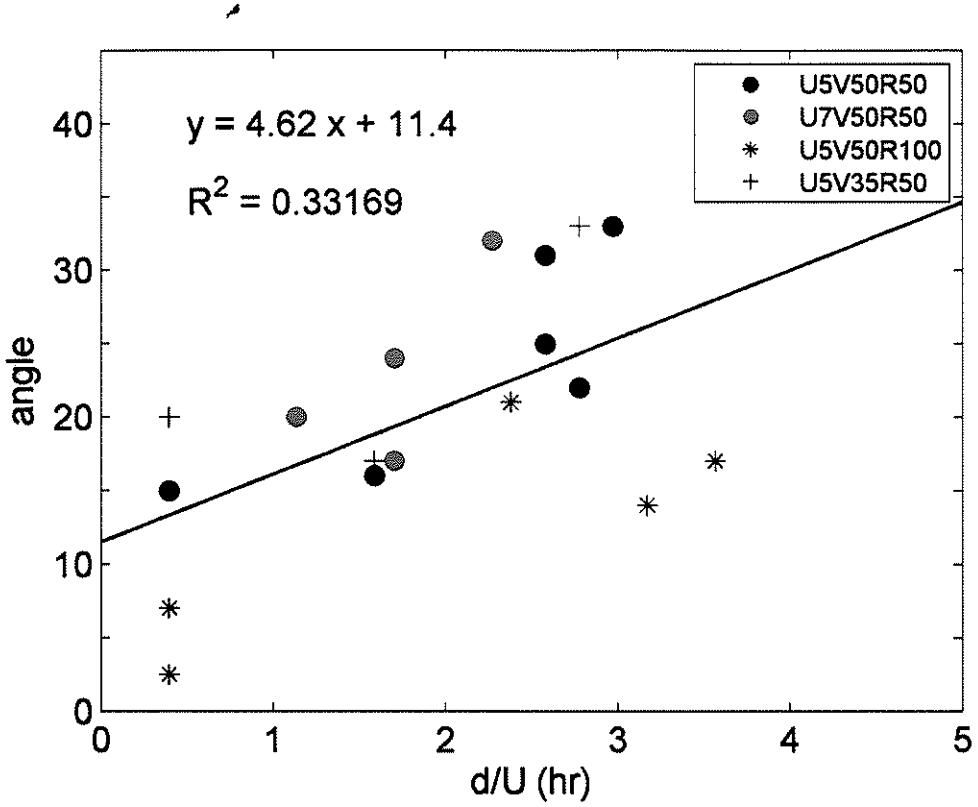


圖 4.13 同圖 4.8，為實驗模擬結果。黑色實心圓為包含向西及向西北之 5m/s 背景風場、初始渦旋最大風速半徑 50km、最大風速 50m/s。綠色實心圓為只改變背景風場大小為 7m/s 之實驗。十字符號為只改變初始渦旋最大風速為 35m/s 之實驗。星號為只改變初始渦旋最大風速半徑為 100km 之實驗。實驗中偏折點在緯度 23.5 度以南之實驗，其偏折角度與渦旋平流過山之時間尺度之間相關係數 R 達到 0.58。

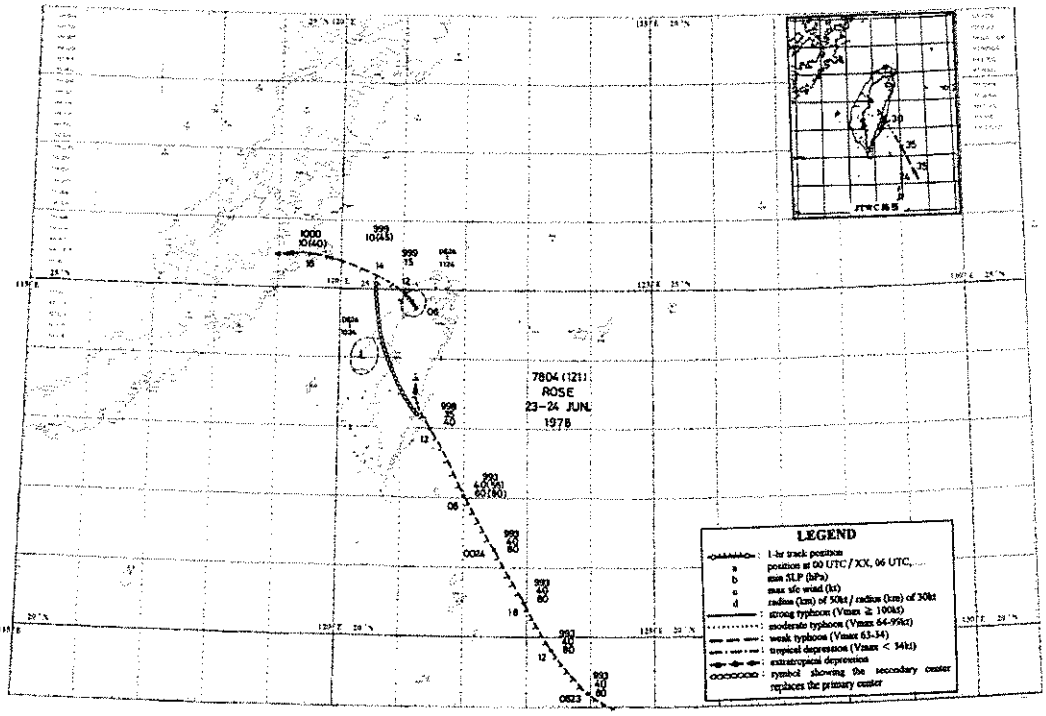


圖 5.1 王顧問之百年侵台颱風路徑圖集中的 197804 ROSE 路徑圖
圖中顯示 ROSE 原颱風中心被取代的時間為 062414 UTC

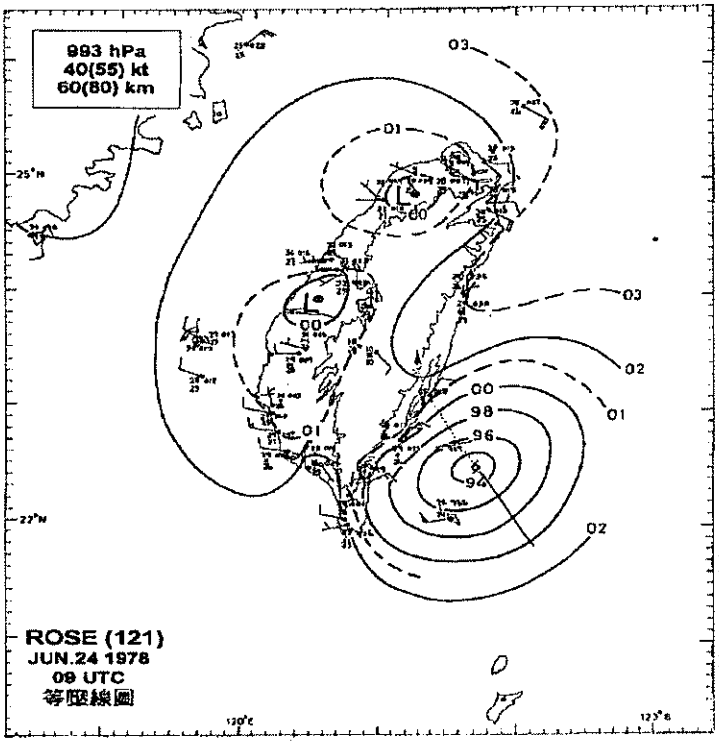


圖 5.2 197804 ROSE 登陸(062412 UTC)前 3 小時之地面氣壓等壓線圖

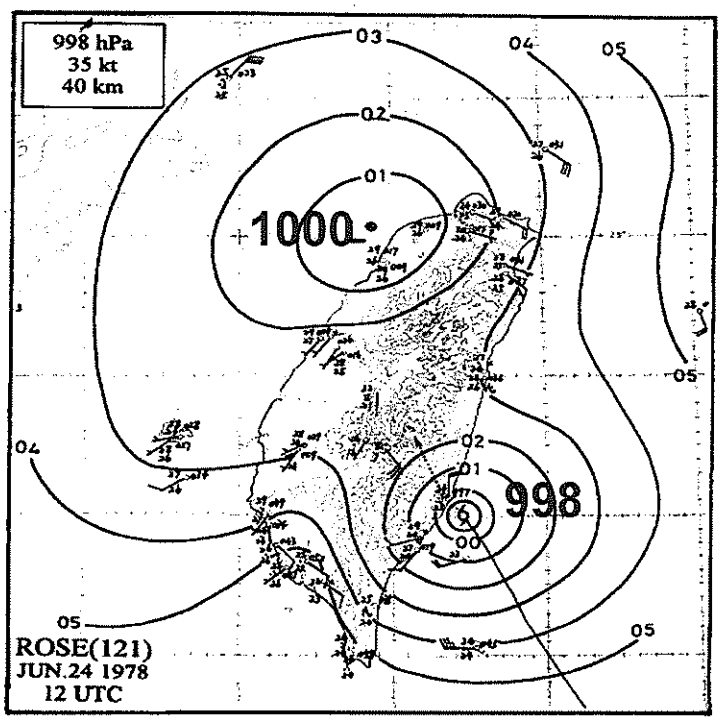


圖 5.3 197804 ROSE 登陸(062412 UTC)時之地面氣壓等壓線圖

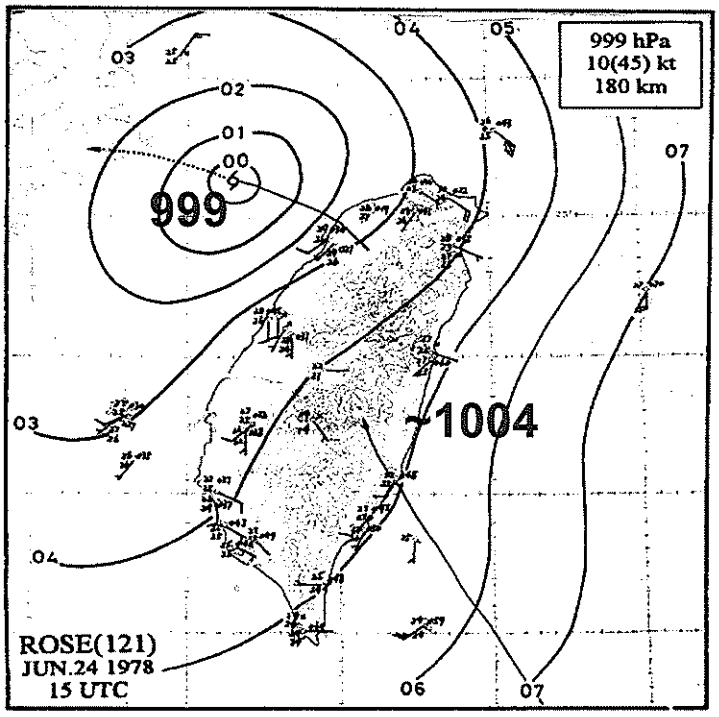


圖 5.4 197804 ROSE 原颱風中心被取代(062414 UTC)後 1 小時之地面氣壓等壓線圖

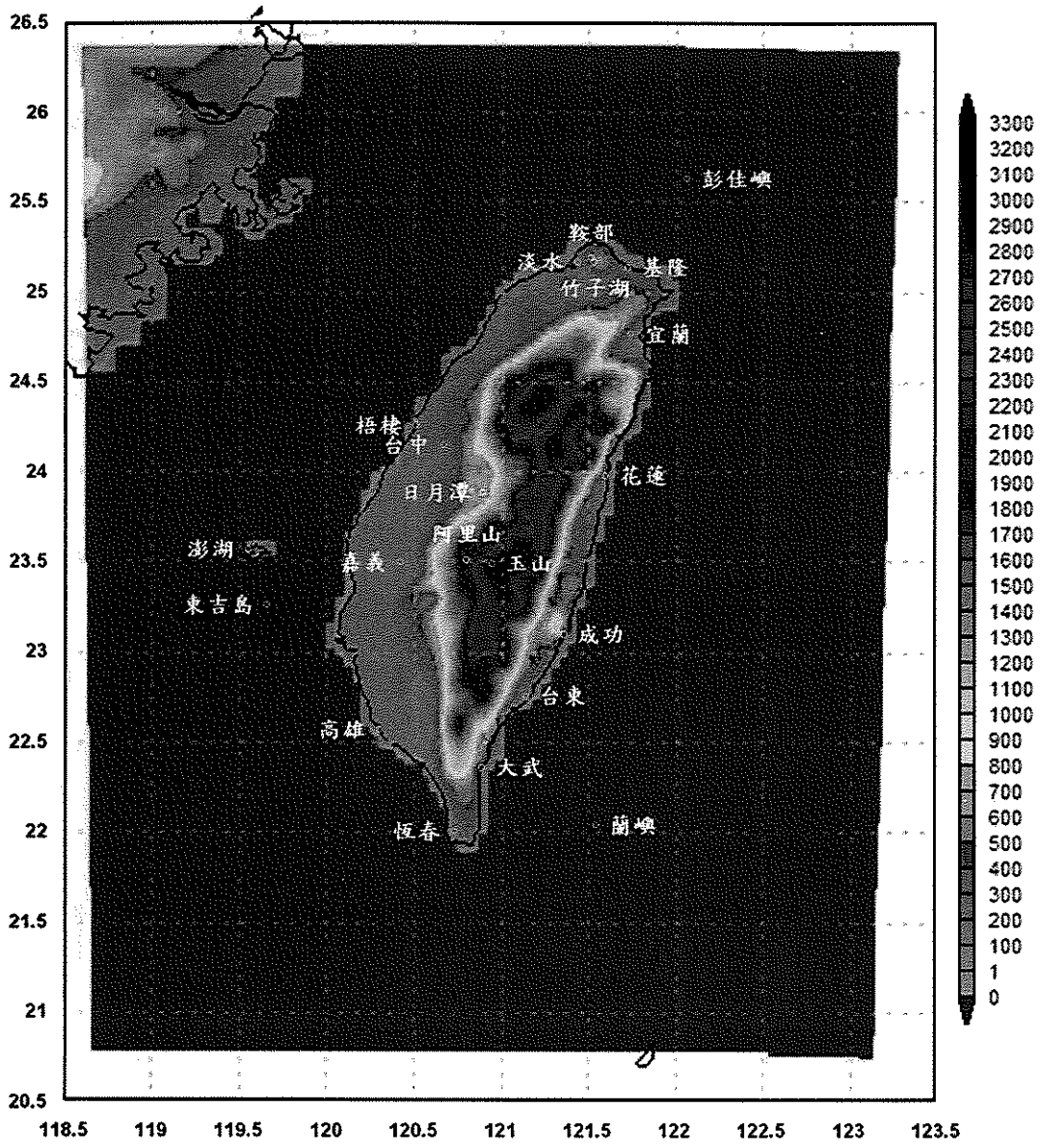


圖 5.5 累積雨量取用之 21 個中央氣象局局屬測站分布圖

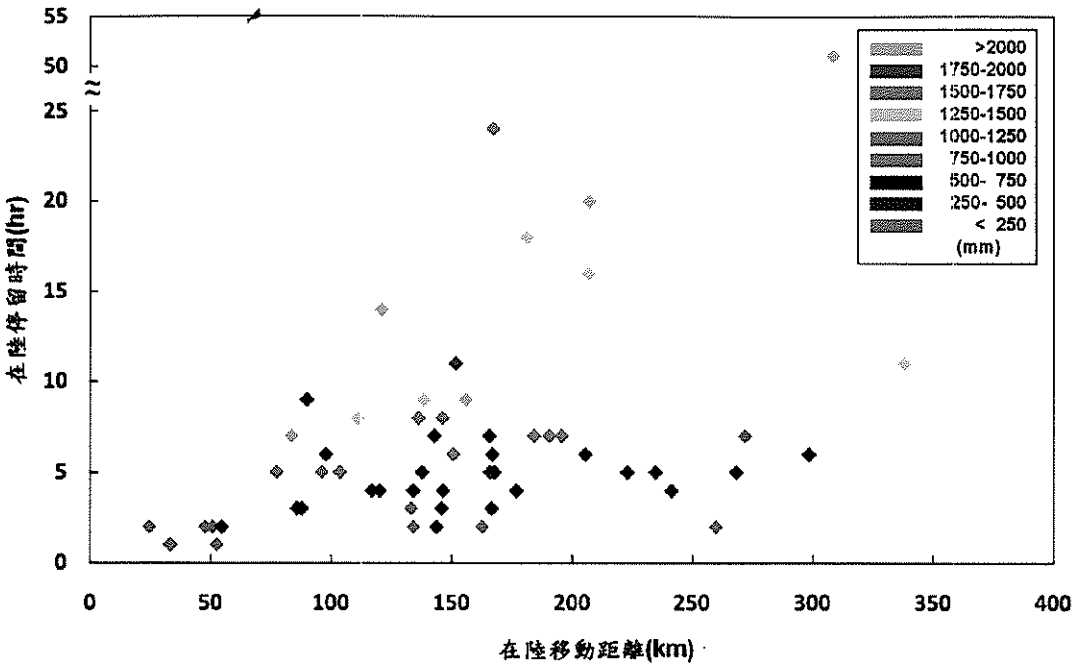


圖 5.6 颱風在陸停留時間、在陸移動距離與累積雨量之關係圖

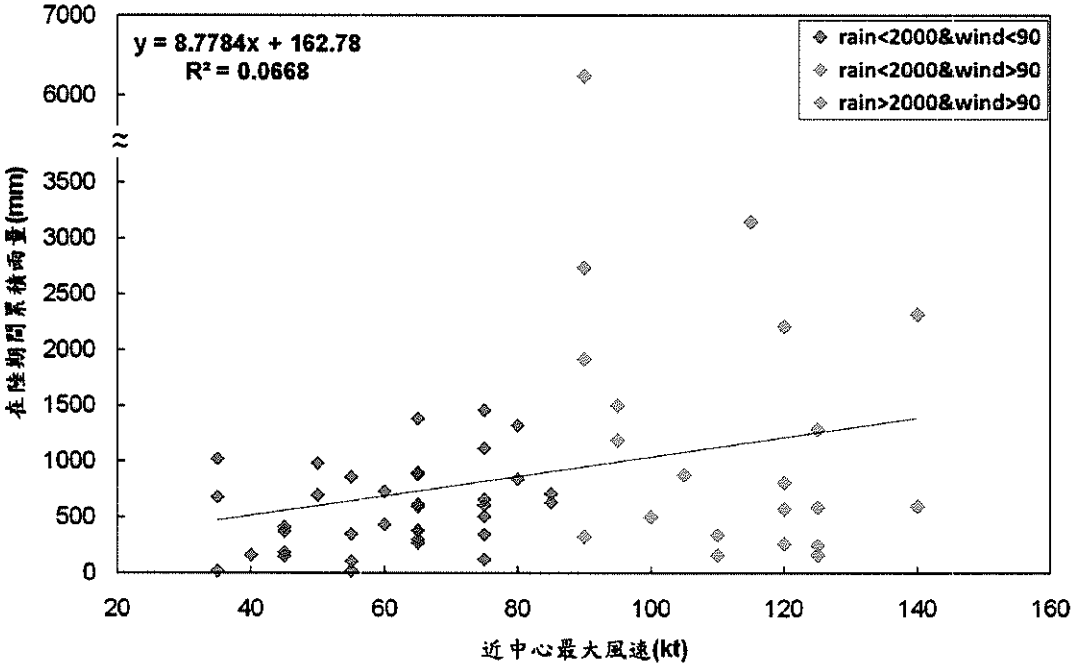
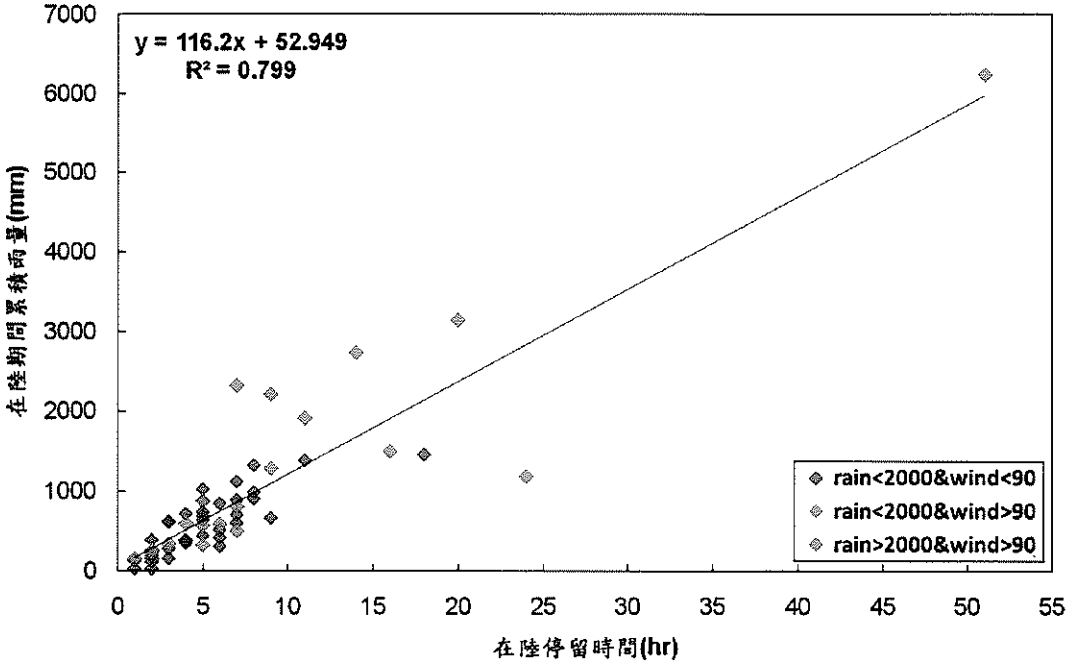


圖 5.7 颱風中心最大風速與累積雨量關係圖

紅色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速小於 90 kt 之資料、綠色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料、藍色點表累積雨量大於等於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料。

(a)



(b)

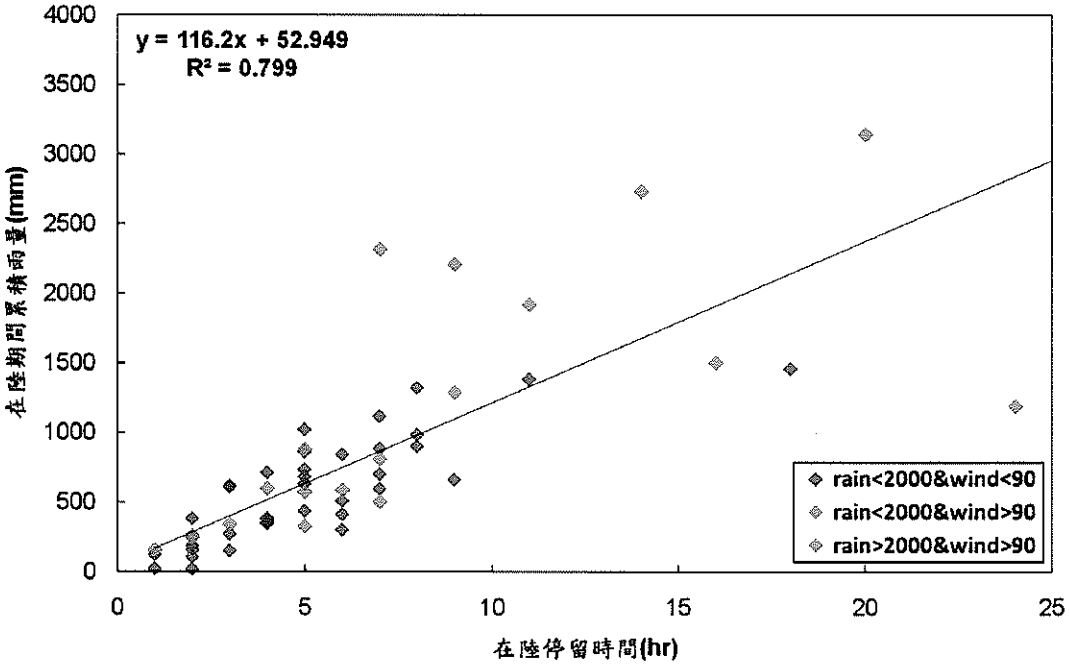


圖 5.8 颱風在陸停留時間與累積雨量關係圖

(a)為全部資料點

(b)為局部放大圖

紅色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速小於 90 kt 之資料、綠色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料、藍色點表累積雨量大於等於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料。

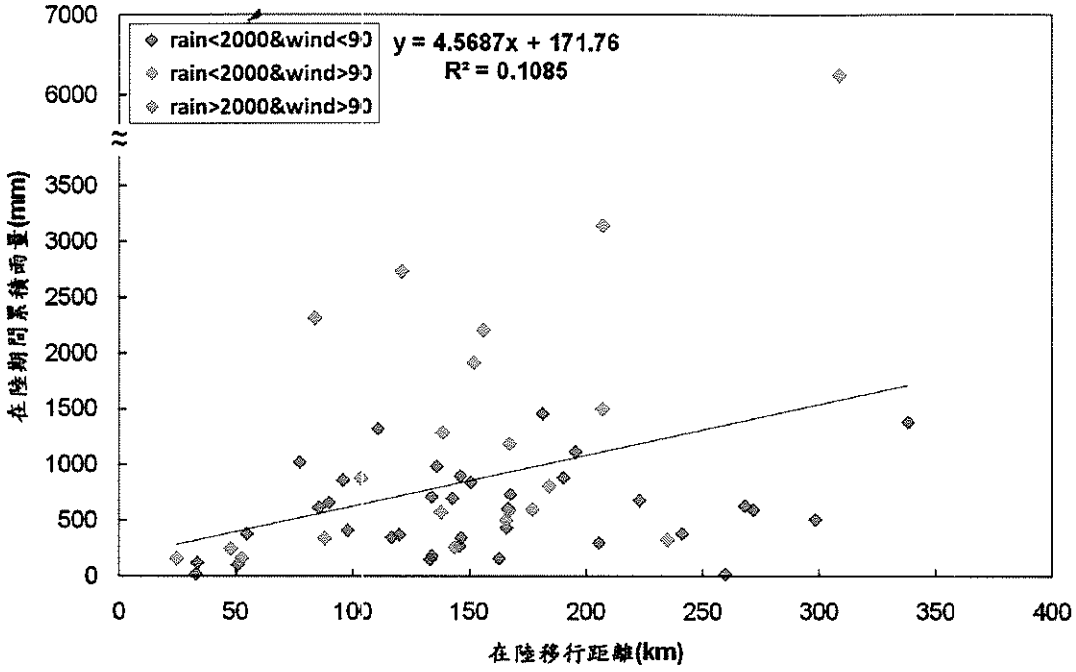
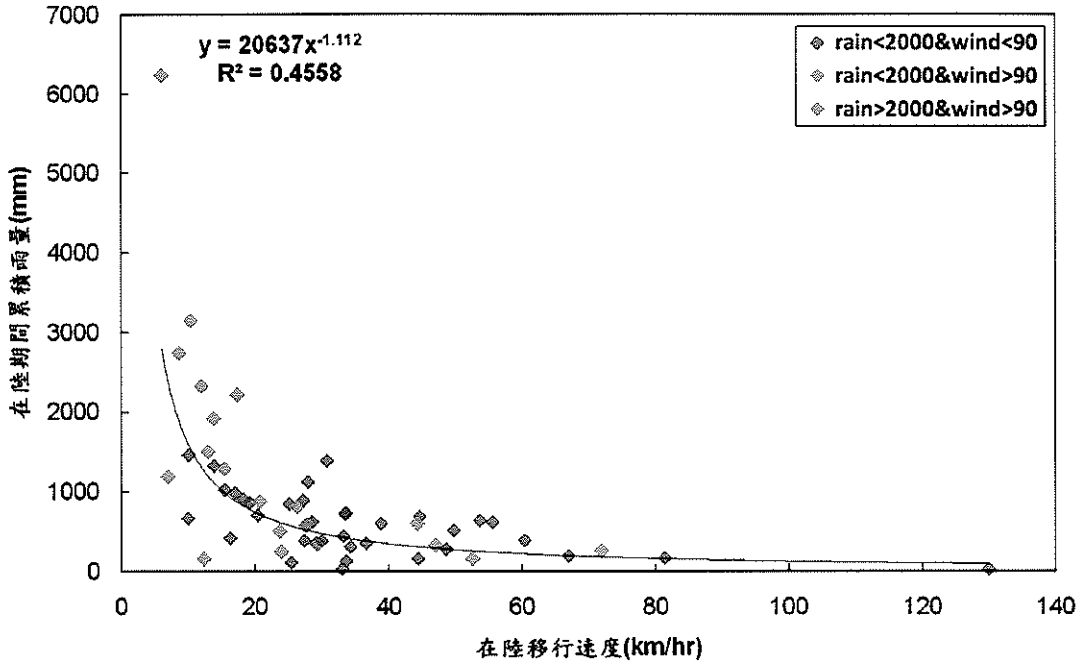


圖 5.9 颱風在陸移動距離與累積雨量關係圖

紅色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速小於 90 kt 之資料、綠色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料、藍色點表累積雨量大於等於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料。

(a)



(b)

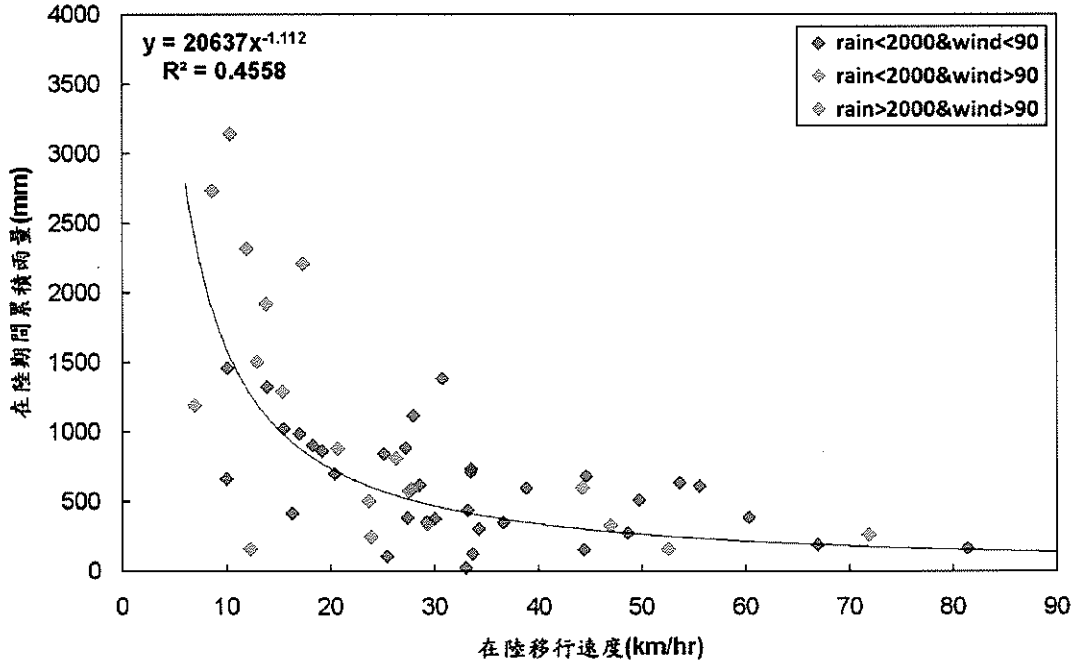


圖 5.10 颱風在陸移動速度與累積雨量關係圖

(a)為全部資料點

(b)為局部放大圖

紅色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速小於 90 kt 之資料、綠色點表累積雨量小於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料、藍色點表累積雨量大於等於 2000mm、近中心最大風速大於等於 90 kt 之資料。

表 2.1 重新分析之颱風登陸、離陸時間及相關資料。

其中颱風登陸位置部分，「E_N>23.5」表示北緯 23.5 度以北之東海岸登陸、「E_N<23.5」表示北緯 23.5 度以南之東海岸登陸、「W」表西海岸登陸；

在過山種類部分，「A」表示王顧問資料之「直接過山」個案，「B」表示王顧問資料之「分裂過山」個案，「C」為 1997 年之後的氣象局客觀資料個案。

編號	颱風名稱	登陸時間 月/日/時 (UTC)	離陸時間 月/日/時 (UTC)	停留時間	登陸區域	過山種類	登陸移向
197706	THELMA	07/25/01	07/25/06	5	W	B	N
197707	VERA	07/31/09	07/31/14	5	E_N>23.5	A	W
197804	ROSE	06/24/12	06/24/14	2	E_N<23.5	B	N
197812	DELLA	08/13/01	08/13/03	2	E_N>23.5	B	NW
198015	NORRIS	08/27/15	08/27/23	8	E_N>23.5	A	W
198019	PERCY	09/18/00	09/18/02	2	E_N<23.5	A	W
198104	IKE	06/13/01	06/13/12	11	W	A	NE
198105	JUNE	06/20/08	06/20/17	9	E_N>23.5	B	N
198108	MAURY	07/19/11	07/19/16	5	E_N>23.5	A	W
198210	ANDY	07/28/21	07/29/02	5	E_N<23.5	A	W
198213	DOT	08/14/18	08/14/23	5	E_N<23.5	A	NW
198402	WYNNE	06/23/17	06/23/18	1	E_N<23.5	A	W
198403	ALEX	07/03/05	07/03/09	4	E_N<23.5	B	N
198408	FREDA	08/07/03	08/07/09	6	E_N>23.5	A	W
198605	NANCY	06/23/19	06/23/23	4	E_N>23.5	A	N
198613	WAYNE	08/21/23	08/22/06	7	W	A	NE
198615	ABBY	09/19/00	09/19/16	16	E_N<23.5	B	N
198706	VERNON	07/21/04	07/21/08	4	E_N>23.5	A	N
198708	ALEX	07/26/21	07/27/00	3	E_N>23.5	A	N
198802	SUSAN	06/01/23	06/02/00	1	W	A	NE
198922	SARAH	09/11/14	09/12/10	20	E_N<23.5	B	N
199003	MARIAN	05/19/00	05/19/06	6	W	A	NE
199006	OFELIA	06/23/05	06/23/11	6	E_N>23.5	B	NW
199013	YANCY	08/19/02	08/19/16	14	E_N>23.5	A	W
199017	DOT	09/07/13	09/07/16	3	E_N<23.5	B	W
199111	ELLIE	08/17/17	08/17/19	2	E_N>23.5	A	NW
199122	NAT	09/22/22	09/23/00	2	E_N<23.5	A	W

續表 2.1

編號	颱風名稱	登陸時間 月/日/時 (UTC)	離陸時間 月/日/時 (UTC)	停留時間	登陸區域	過山種類	登陸移向
199215	OMAR	09/04/11	09/04/19	8	E_N<23.5	A	W
199216	POLLY	08/30/05	08/30/13	8	E_N>23.5	A	NW
199219	TED	09/22/04	09/22/10	6	E_N<23.5	B	N
199408	TIM	07/10/12	07/10/14	2	E_N<23.5	B	NW
199416	CAITLIN	08/03/09	08/03/11	2	E_N<23.5	B	W
199420	GLADYS	09/01/02	09/01/06	4	E_N>23.5	A	NW
199503	DEANNA	06/08/09	06/08/14	5	W	A	NE
199609	GLORIA	07/26/06	07/26/11	5	E_N<23.5	B	N
199610	HERB	07/31/14	07/31/21	7	E_N>23.5	A	W
199717	AMBER	08/28/19	08/29/02	7	E_N>23.5	C	NW
199802	OTTO	08/04/04	08/04/11	7	E_N<23.5	C	NW
200004	KAI-TAK	07/09/01	07/09/08	7	E_N<23.5	C	N
200010	BILIS	08/22/14	08/22/18	4	E_N<23.5	C	NW
200108	TORAJI	07/29/16	07/30/03	11	E_N>23.5	C	NW
200116	NARI	09/16/13	09/18/16	51	E_N>23.5	C	SW
200119	LEKIMA	09/26/09	09/27/09	24	E_N<23.5	C	NW
200208	NAKRI	07/10/01	07/10/06	5	W	C	E
200309	MORAKOT	08/03/14	08/03/21	7	E_N<23.5	C	NW
200407	MINDULLE	07/01/09	07/02/03	18	E_N>23.5	C	N
200424	NOCK-TEN	10/25/02	10/25/05	3	E_N>23.5	C	N
200427	NANMADOL	12/03/23	12/04/02	3	W	C	NE
200505	HAITANG	07/18/06	07/18/15	9	E_N>23.5	C	W
200513	TALIM	08/31/16	09/01/01	9	E_N>23.5	C	W
200519	LONGWANG	10/01/21	10/02/03	6	E_N>23.5	C	W
200604	BILIS	07/13/14	07/13/18	4	E_N>23.5	C	W
200605	KAEMI	07/24/16	07/24/21	5	E_N<23.5	C	W
200609	BOPHA	08/08/20	08/08/23	3	E_N<23.5	C	W
200706	PABUK	08/07/16	08/07/18	2	E_N<23.5	C	W
200708	SEPAT	08/17/21	08/18/04	7	E_N<23.5	C	NW
200715	KROSA	10/06/15	10/06/16	1	E_N>23.5	C	NW

表 2.2 不同時間解析度之登陸點前後、離陸點前後之平均移速變化以及與在陸期間平均移速(v)、在陸停留時間(t)之關係

(a) 12 小時平均移速、(b) 6 小時平均移速、(c) 3 小時平均移速

(a)

	加速,加速	加速,減速	減速,加速	減速,減速
全部個案	2	32	10	4
v>38	0	11	0	0
21<v≦38	1	18	0	0
v≦21	1	3	10	4
t≦3	1	10	0	1
3<t≦8	1	20	4	1
t>8	0	2	6	2
1977~1986	0	9	5	1
1987~1996	2	13	3	1
1997~2006	0	7	2	2

(b)

	加速,加速	加速,減速	減速,加速	減速,減速
全部個案	7	25	14	7
v>38	0	12	0	0
21<v≦38	5	11	1	4
v≦21	2	2	13	3
t≦3	3	8	0	2
3<t≦8	4	15	6	4
t>8	0	2	8	1
1977~1986	2	8	5	1
1987~1996	2	9	5	3
1997~2006	2	6	4	3

(c)

	加速,加速	加速,減速	減速,加速	減速,減速
全部個案	6	24	14	12
v>38	1	13	0	1
21<v≦38	4	11	1	5
v≦21	1	0	13	6
t≦3	4	9	0	3
3<t≦8	2	14	7	6
t>8	0	1	7	3
1977~1986	2	9	4	2
1987~1996	1	8	5	5
1997~2006	2	5	5	5

表 4.1 颱風登陸前兩個時間區段內不同時間解析度發生偏折之個案統計

時間解析度	分析總個案數	左偏個案數	最大/最小值	平均	右偏個案數	最大/最小值	平均
12 小時	53	15	-62.47/-6.25	-22.65	25	110.79/5.03	25.71
6 小時	57	18	-178.72/-5.86	-29.26	23	120.21/5.02	23.12
3 小時	57	24	-123.78/-5.13	-24.25	13	32.12/5.21	17.23

表 4.2 颱風登陸點前後不同時間解析度之發生偏折個案統計

時間解析度	分析總個案數	左偏個案數	最大/最小值	平均	右偏個案數	最大/最小值	平均
12 小時	57	32	-43.21/-5.52	-19.07	16	55.58/6.04	20.11
6 小時	57	34	-96.12/-5.46	-22.39	17	79.41/5.19	18.59
3 小時	57	33	-70.56/-5.19	-20.26	14	92.34/5.53	22.22

表 4.3 利用 2 階多項式判斷颱風偏折之向左偏折個案表

年	編號	颱風名稱	偏折點經度	偏折點緯度	發生偏折時間 月/日/時	距登陸時間
1977	7	VERA	122.46	25.17	07/31/07	-2
1978	4	ROSE	121.58	22.91	06/24/11	-1
1978	12	DELLA	122.11	24.06	08/13/00	-1
1980	15	NORRIS	122.63	24.41	08/27/13	-2
1981	5	JUNE	122.18	24.18	06/20/07	-1
1981	8	MAURY	122.31	25.25	07/19/09	-2
1982	10	ANDY	121.56	22.66	07/28/19	-2
1984	3	ALEX	121.59	22.55	07/03/03	-2
1984	8	FREDA	122.63	24.86	08/07/01	-2
1987	8	ALEX	122.30	23.24	07/26/15	-6
1989	22	SARAH	122.37	23.31	09/11/10	-4
1990	6	OFELIA	121.74	22.97	06/23/02	-3
1990	13	YANCY	122.87	24.84	08/19/00	-2
1992	16	POLLY	122.27	23.76	08/29/12	-17
1992	19	TED	121.61	22.46	09/22/01	-3
1994	8	TIM	122.01	22.89	07/10/12	-2
1994	16	CAITLIN	121.83	22.84	08/03/07	-2
1996	10	HERB	122.42	24.91	07/31/12	-2
1998	2	OTTO	121.65	22.71	08/04/03	-1
2000	10	BILIS	121.96	22.51	08/22/12	-2
2001	8	TORAJI	122.02	23.23	07/29/13	-3
2001	16	NARI	122.80	25.50	09/16/04	-9
2004	7	MINDULLE	121.82	23.08	07/01/04	-5
2004	24	NOCK-TEN	122.29	24.10	10/25/00	-2
2005	5	HAITANG	122.60	24.23	07/17/20	-10
2005	13	TALIM	122.36	23.99	08/31/14	-2
2006	4	BILIS	122.17	24.93	07/13/14	0
2006	5	KAEMI	121.62	22.82	07/24/15	-1
2007	8	SEPAT	121.90	23.00	08/17/19	-2
2007	15	KROSA	122.87	24.40	10/06/03	-12

表 4.4 偏折點在緯度 23.5 度以南個案偏折前 12 到前 9 小時平均移速及穿越 1500m 等高線地形寬度表。

年	編號	颱風名稱	偏折點緯度	偏折角度	偏折前 12 到前 9 小時平均移速 (km/hr)	穿越 1500m 等高線地形寬度(km)
1978	4	ROSE	22.91	10	16.84	43.2
1982	10	ANDY	22.66	13	19.88	54.1
1984	3	ALEX	22.55	8	29.14	81.1
1987	8	ALEX	23.24	14	21.32	-
1989	22	SARAH	23.31	40	16.78	59.5
1990	6	OFELIA	22.97	16	16.45	-
1992	19	TED	22.46	11	14.84	43.2
1994	8	TIM	22.89	20	24.69	81.1
1994	16	CAITLIN	22.84	23	19.66	48.6
1998	2	OTTO	22.71	13	25.91	86.5
2000	10	BILIS	22.51	6	23.57	48.6
2001	8	TORAJI	23.23	26	21.23	59.5
2004	7	MINDULLE	23.08	32	20.75	-
2006	5	KAEMI	22.82	16	19.06	48.6
2007	8	SEPAT	23.00	22	16.59	75.7

表 5.1 王顧問之百年侵台颱風路徑圖集中自 1897 年至 2003 年
具繞行特徵之個案整理
其中強度為颱風登陸點附近之颱風強度，
方向為颱風登陸前大略行進方向與登陸本島之大略行進方向，
過山之「直」表直接過山、「分」表分裂過山，
轉圈之「x」表沒有發生繞行、「L」表繞行發生於陸地上、「O」表繞行發生於海面上

年	月	編號	強度	方向	登陸區域	過山	轉圈	備註
1903	8	B21	中颱	NW-NW	23.5	直	L	轉圈部分路徑為約略判定
1911	9	B52	強颱	W-W	>25	直	L	轉圈部分路徑為約略判定
1913	7	B58	輕颱	W-NW	24.5	直	L	轉圈部分路徑為約略判定 台東、花蓮有低壓生成
1918	10	B83	輕颱	N-E	>25	直	L	轉圈部分路徑為約略判定 台東、花蓮有低壓生成
1921	9	B95	中颱	NW-N	23	分	L	轉圈部分路徑為約略判定
1928	9	B127	中颱	NW-NW	23-23.5	分	L	轉圈部分路徑為約略判定
1930	7	B134	輕颱	N-N	24	分	O	
1931	9	B138	輕颱	N-W	<23	分	L	轉圈部分路徑為約略判定 台東、花蓮有低壓生成
1945	9	B176	中颱-輕颱	NW-N	23-23.5	分	O	轉圈部分路徑為約略判定
1949	9	TS097	輕颱	N-W	23-23.5	分	L	
1960	7-8	8	強颱-中颱	NW-NW	24.5	直	O	
1960	8	15	熱低	N-SW	23.5	分	x	特殊路徑,JTWC 呈打轉
1965	8	19	輕颱	W-W	24.5	分	O	
1989	9	22	強颱-中颱	NW-N	23.5	分	O	特殊路徑,JTWC 呈打轉
1990	8	13	中颱	NW-W	25	直	L	過山後打轉
1992	8	16	輕颱	NW-NW	24-24.5	直	O	轉圈部分路徑為約略判定
2001	7	5	輕颱	NW-N	23-23.5	分	L	

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

建立以高解析天氣曆為基礎之氣候監測預報輔助工具

Establishing an Auxiliary Climate Monitoring and Forecasting Tool Based on Fine-Resolution Weather Calendar

計畫類別：■國內　□國外

計畫編號： MOTC-CWB-97-2M-02

執行期間： 97 年 3 月 3 日至 97 年 12 月 31 日

計畫主持人：林和

執行單位： 台灣大學　大氣科學系

中華民國 97 年　12 月

交通部中央氣象局97年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：**建立以高解析天氣曆為基礎之氣候監測預報輔助工具**

Establishing an Auxiliary Climate Monitoring and Forecasting Tool Based on Fine-Resolution Weather Calendar

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-02
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	台大大氣系
計畫主持人：	林和	聯絡人：	吳玉凡
電話號碼：	23640121	傳真號碼：	23640121
期程：	97年3月3日至97年12月31日		
經費：(全程)	2179 仟元	經費(年度)	800 仟元

執行情形：

1. 執行進度：

	預定（%）	實際（%）	比較（%）
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2. 經費支用：

	預定	實際	支用率（%）
當年	800 仟元	800 仟元	100
全程	2179 仟元	2179 仟元	100

3. 主要執行成果：

(1). 夏、冬季節轉換第一次次突變(51 侯)—西北太平洋季風槽之突然結束

(2). 南亞的殘夏與東亞的秋槽

(3). 夏、冬季節轉換第二次突變(60 侯)—蘇門達臘秋季季風與東亞的無季節狀態

(4). 夏、冬季節轉換之第三次突變(68 侯)

(5). 秋槽之年際變化

4. 計畫變更說明：

無

5. 落後原因：

無

6. 主管機關之因應對策（檢討與建議）：

無

建言

本期為三年連續計劃的終結，總結三年與氣象局合作的經驗，深深感受到學術與實務結合的珍貴與困難，謹以所見，陳列未來共勉之處；

近代氣候學直接承襲氣象黃金時代(1950~1970)動力研究之衣缽，延續 Rossby, Charney, Arakawa 等大師對中緯度天動力氣的突破，更往季節尺度、3~7 年尺度各現象向前沿鑽研。這條路和古典氣候學例如 Koppen 的氣候區分類或 Paleo-Climatology 所著重的 Milankovitch cycle 相關研究幾乎毫無交集。可憾的是目前國內一些重量級學者尚未覺察此波典範的遷遞，或誤以為氣候學還停留在大學所習自然地理的階段，哀哉！此一誤認馮京為馬涼，使大氣學門迄今未能更上層樓。

本局自九十年代推動數值預報自動化天氣分析已具備現代化氣象局的規模，很可惜未能體會二十一世紀這波鉅變的龐大性，以致於錯失全球變遷氣候改造所帶來的契機，因而相形落後。例如；短期氣候與天氣預報的無縫接軌，奠基於對熱帶或更進之熱帶海氣交互作用更深切的瞭解上，各先進國家對於溫帶氣旋與熱帶氣旋皆以不同專業單位及人馬進行預報，惟我國仍以全科醫生處理之。

面對大氣科學的全面更新，CWB 目前的組織結構絕不足以因應，劇烈天氣與氣候變化(兩者密切相關)是近代國家面臨的兩大挑戰，但在 CWB 七個中心中，都不見颱風或氣侯的專職機構。唯有在預報中心下設置長期預報與劇烈天氣科。本人有榮幸和長期預報科一些極熱誠，俱天份的年輕人一起工作，一旦他們表現優異即”高昇”其它部門，使多年訓練毀于一旦，如此如何能培養呼應人民需要的科技官員？

前言

本年度工作的要點是剖析夏季季風轉換到冬季季風的流程,其重點包括八月 Bonin High 沿絲路遙相關在九州外海的建立,九月十日西北太平洋季風之驟然結束,最後一波之夏季型態的季內震盪從蘇門達臘北上孟加拉灣,促使秋槽在南中國海及菲律賓海形成,造成活躍的熱帶氣旋在槽上滋生,十月底蘇門達臘季風到位,這是全球惟一的赤道季風,也是惟一的秋季季風,正式宣告了南亞夏季季風的結束。東亞則經過更長期的拉鋸戰,從九月中開始,東亞沿岸冬季季風與夏季季風(以大尺度環流維持的低層西南氣流為表徵)同時存在,一直到十二月上旬 Local Hadley Cell 完成,西風噴流站穩副熱帶的位置,此時亞洲進入冬季環流的階段。

第一章 夏、冬季節轉換第一次突變(51 侯)—西北太平洋季風槽之突然結束

夏季後半期的重頭戲當然是西北太平洋季風槽的建立，對此已有不少的論述(Ueda et al 1995, LinHo and Wang 2002)，不贅。值得注意的是八月 Bonin High 的形成(Enomoto et al. 2003)，前中國學者誤認 Bonin High 為南亞高壓震盪的東極因子，其實是源于沿南亞高壓北側，噴流波導向東傳播的一系列遙相關波列。一旦出現，會造成斜壓帶更偏往極區，因此使溫帶氣旋在東亞沿海絕跡，Bonin High 雖然壓抑了鋒面生成，反而對台灣提供了有利的高層輻散條件，使得區域性的中小對流(午後雷陣雨)加倍活躍。這季節入侵台灣的天氣系統，多由東南角向西北前進的颱風、東風波、冷心低壓或雙週波。

支持西北太平洋季風槽的底層西南氣流隨孟灣對流主體的次季節頻率之乾相而衰退，51 候貿易風大盛，占據了原來季風槽的位置。不但西北太平洋季風在極短時間內完全消失，高緯的鋒面亦趁機南下，使得臺灣經歷入夏後第一道鋒面，天氣亦隨之涼爽起來。

雖然北方冬季季風的主要成員；西伯利亞高壓、阿留申低壓隨季節日照海陸溫差逐漸成形，南亞仍舊維持強固的夏季季風形態，只是規模縮減了，缺乏西北太平洋季風對流的支持，以及 Bonin High 的存在，南亞高壓回歸西藏高原上空，東亞與南亞的環流發展，從此分道揚鑣。

第二章 南亞的殘夏與東亞的秋槽

西北太平洋季風槽消失的另一後果，是促成前被抑制的蘇門達臘對流再次蓬勃發展，此時夏季季風的架構仍然主宰南亞，因之對流仍採取北上的路徑，九月下旬在孟灣肇始最後一次的季風暴衝（monsoon surge）。

這次的底層西南氣流只能到達140E左右，北風分量極為減弱，但已足夠造成呂宋島兩側的秋槽。九月中旬到十一月，臺灣處於貿易風與一波波南下的鋒面交替當中，但相距 5~10 緯度的秋槽乃足以帶來颱風的威脅，此時颱風形成的源地更貼近臺灣，因之預警時間也大為縮減。

相對而言，東亞沿岸的溫帶氣旋出現頻繁但強度有限，亞洲暴風路徑的特徵是春秋鋒面多，冬季反而相對減少(winter depression)，Nakamura(1992)認為西風噴流在冬季過度強猛，造成垂直偶合困難，斜壓不穩定度因之降低。鋒面後的冷氣團要到十二月才會抵達寒潮的程度，但因南方的熱帶系統常常被鋒前等變壓風席捲而上，造成鋒面上對流旺盛，亦有人稱之秋霖。

第三章 夏、冬季節轉換第二次突變(60 侯)—蘇門達臘秋季季風與東亞的無季節狀態

將近五十六侯至六十侯的秋槽活躍時間(十月十日至二十五日)後,東亞進入無明顯季節的狀態,十月十日前,台灣亦有三、四週乾涼的天氣,一般人視之秋高氣爽,除偶來冷鋒打擾外,這是全年最適意的季節。

此次季節從十月下旬延伸到十二月初,東亞未見大尺度環流的劇變,大部份要歸功于南亞蘇門達臘季風持續發展,此時南亞高壓已從季風區消退,熱帶區外的對流不再,反而沿赤道方向,因海洋大陸與東西兩側海域,受到太陽節令直射的衝擊,造成季風環流。

這有趣的現象我們已成文[1]在此不敘,蘇門達臘季風對東亞最大的影響是季內震盪不再向北傳播,其往東的移動亦延緩了,造成東亞處於大區域的沈降帶,天氣隨之轉佳。

[1] 陳俐如,2006:亞洲季風區夏、冬系統轉換之環流特徵。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

第四章 夏、冬季節轉換之第三次突變(68 候)

當蘇門達臘季風在十一月底結束時,季內震盪已轉變為冬季型態,對流在新幾內亞外海出現,沿 SPCZ 取得旺盛的發展,這事件雖然發生在南半球,但對東亞及台灣的影響極為深刻。此因 68 候時 SPCZ 驟然強化的對流,觸動一系列遙相關波包,沿西太平洋北上,進入中高緯度時變成正壓模,逐漸往傳播方向呈九十度的兩側拉長,其影響力可遠達歐洲。

此遙相關激發對東亞最大的衝擊是在中緯度日本外海呈現反氣旋異常,使得高層西風噴流往南位移 7.5 至 10 度左右,一旦斜壓帶接近到副熱帶外緣,冬季型鋒面遂在此形成,伴隨鋒面的割離高壓更有能力攜帶西伯利亞冷氣團南下,入侵台灣領域,從此寒潮頻乃。

在 68 候突變事件後,Local Hadley Cell 發展成熟,冬季季風各成員亦穩固就位,從此至三月十五日華南春雨前,東亞皆進入冬季季風的天下。

第五章 秋槽之年際變化

秋槽的次季節並不容易捉摸,從初夏到十二月的次季節變化,雖然可說根據季風曆照表操課,但它們與天文曆的相位鎖結時鬆時緊,舉例言之,後夏季風槽的肇始與消失較能掌握,秋槽的建立則有相當大的年際跳動。秋槽所在位置,受到 ENSO 及印度洋偶極子的影響最大,在 Nino phase, 秋槽(以及槽上秋颱滋生)的形成,偏向換日線及東南方向,等到 Nina Phase, 則集中在南中國海與鄰近台灣的海域。其中年代紀的影響也頗大,詳情待另文報導。

第六章 綜論

秋季在天氣氣候的研究上常被忽略，其實這課題富饒趣味，以下三點更是我們專注的焦點；

(1)亞洲年際循環最大的特徵是冬夏季風的不對稱，這項特徵反映在秋季，可見南亞夏季季節維持其基本架構至十月底，然後被蘇門達臘季風主宰，蘇門達臘季風可謂是地球上唯一無二的(春)秋季季風，並且以赤道海陸溫差為機制。

(2)冬季季風基本場與瞬變渦流在季節尺度大致呈非線性平衡狀態，夏季則以季風的潛熱釋放源之線性反映詮釋大部份的環流型態。雖然我們相信，如 68 候的季節突變，可以用線性模式模擬。

(3)秋季在氣候動力上扮演的角色特別突顯，這因為季風環流的主要貢獻主要在年循環尺度，秋季則結合了太平洋低頻效應(ENSO, PDO)與印度洋低頻效應(IOD)，產生自主性的海氣交互作用，透過海洋熱容的變異，進而改變了跨季、跨年的環流。因之，秋季確實為季節診斷、預報的關鍵。

參考資料

Enomoto T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157–178.

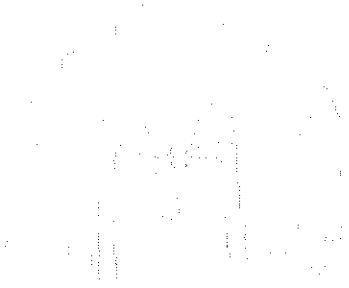
Lau N.-C., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci*, **45**, 2718–2743.

LinHo, and B. Wang, 2002: The time–space structure of the Asian–Pacific summer monsoon: A fast annual cycle view. *J. Climate*, 15, 2001-2019.

Nakamura H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629–1642.

Ueda, H., T. Yasunari, and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale

convection activity over the western Pacific in northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 795-809.



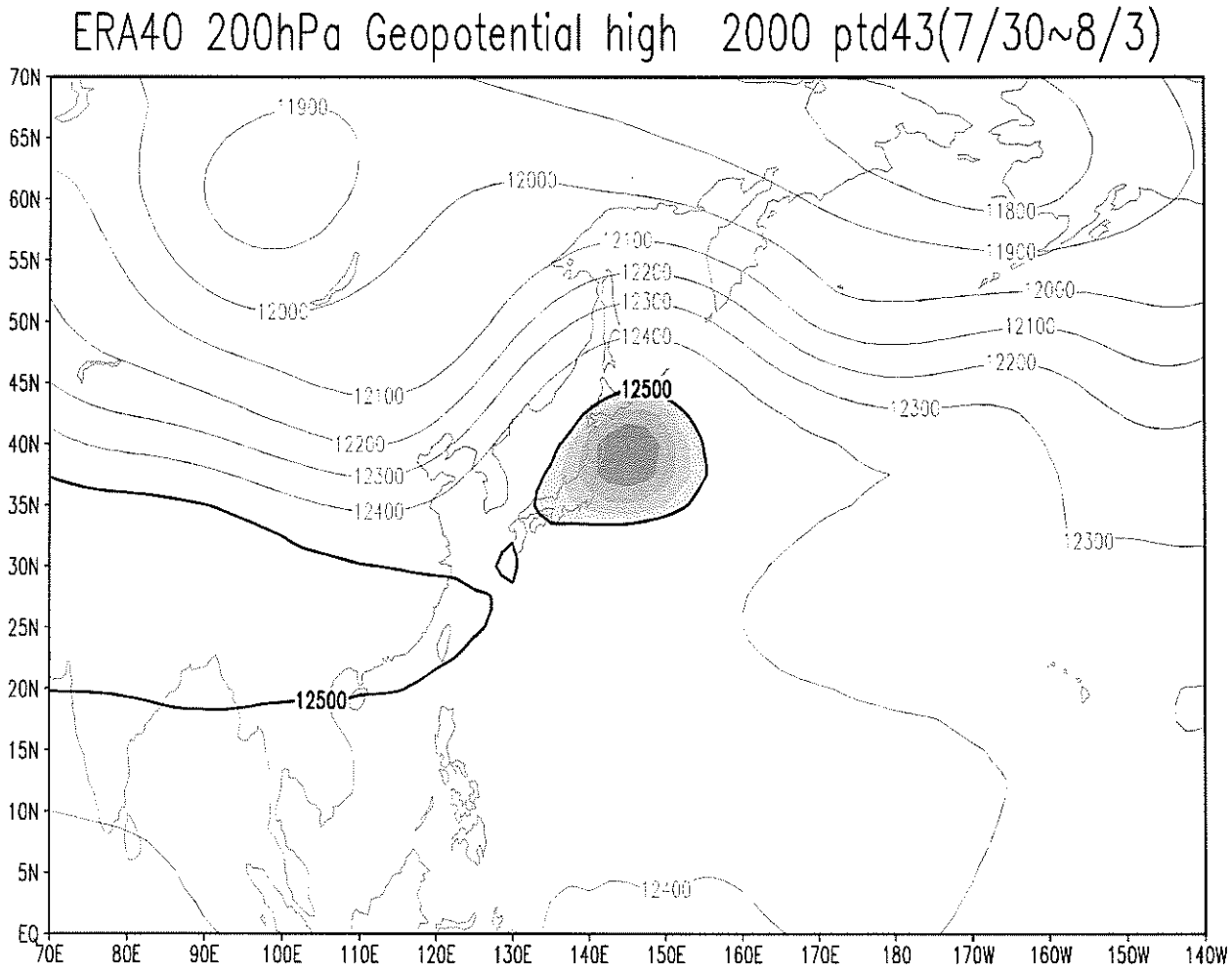


圖 1 初夏 Bonin High 的形成

年份	第一次驟變事件	第二次驟變事件	第三次驟變事件
1979	47	57	67
1980	53	61	68
1981	49	60	68
1982	51	60	
1983	48	59	64
1984	50	61	70
1985	52	60	68
1986	53	60	
1987	52	59	70
1988	46	61	68
1989	52	60	
1990	51	57	
1991	53	59	69
1992	53	60	70
1993	49	58	71
1994	54	59	69
1995	53	60	69
1996	55	64	70
1997	49	57	70
1998	53	60	
1999	53	64	70
2000	52	62	66
2001	50	61	67
2002	53	61	66
ave	51.29	60	68.42
Miss	0	0	5
Stdev	2.31	1.82	1.80

表 1　1979 年到 2002 年驟變事件發生之時間點。

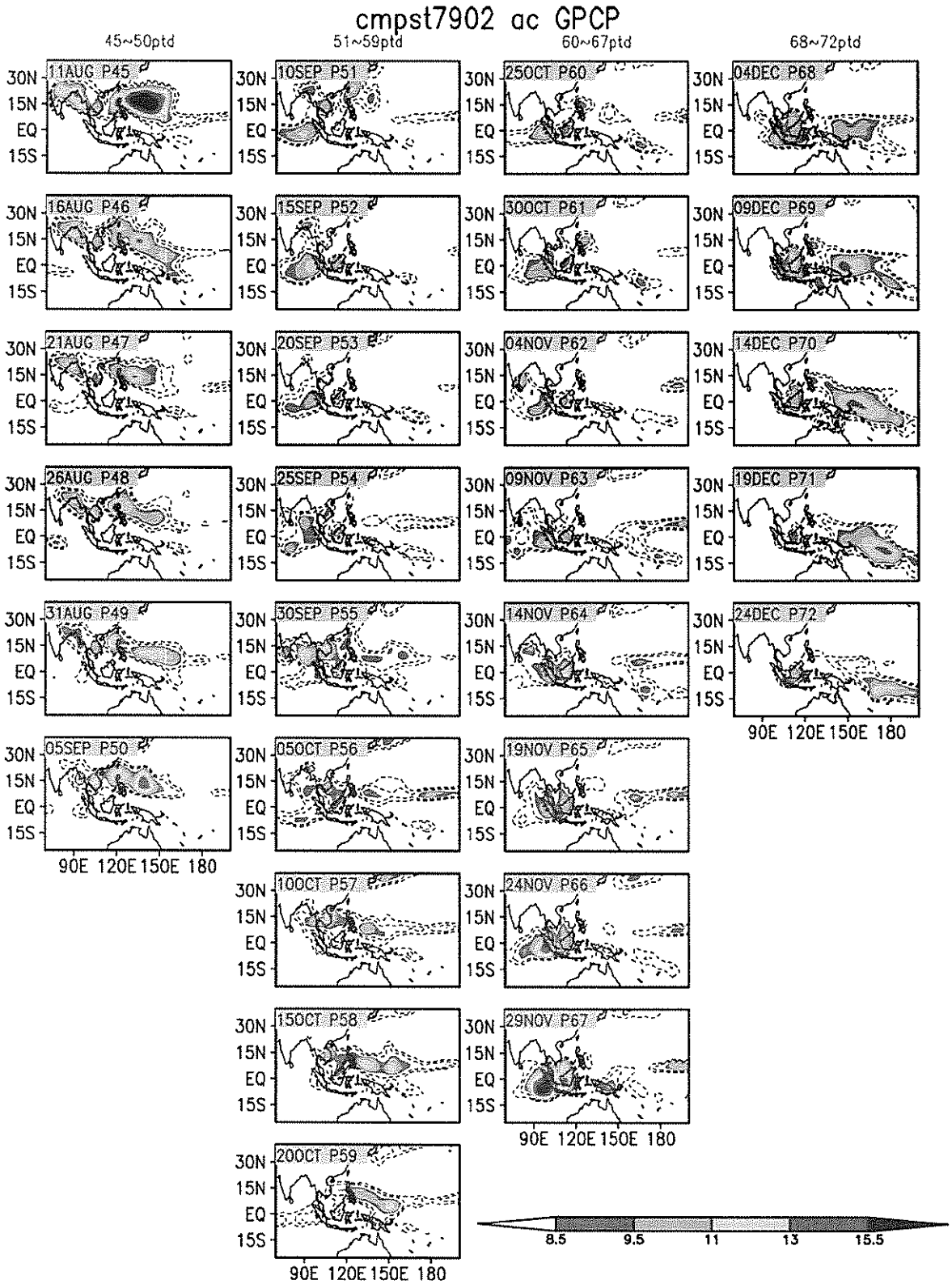


圖 2　夏末 45 侯之隔年隆冬 3 侯，合成之年循環 GPCP 降雨量。第一排為夏末之 45 到 50 侯；第二排為早秋之 51 到 59 侯；第三排為晚秋之 60 到 67 侯；第四排為冬初之 68 到 72 侯。

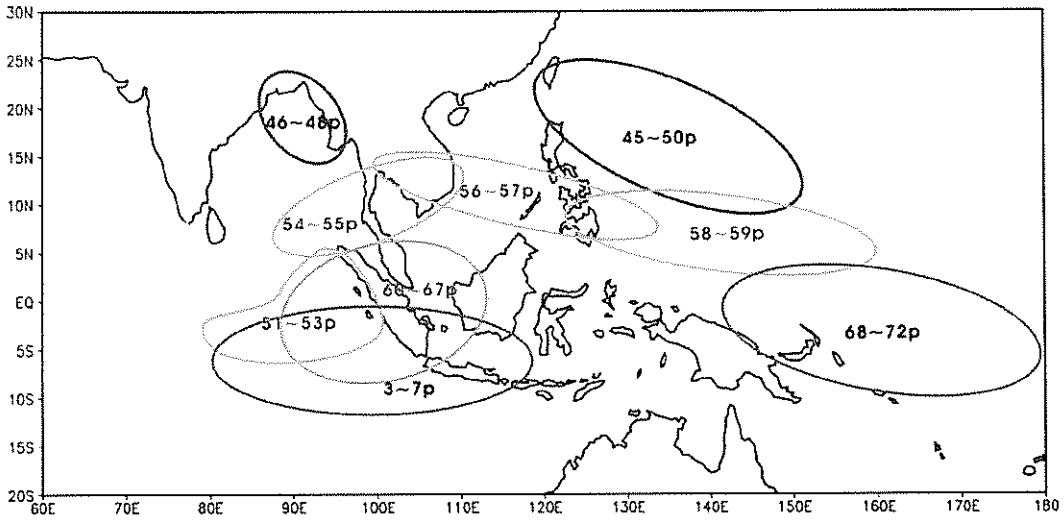


圖 3　夏末 45 侯到隔年隆冬 7 侯之對流跳動示意圖。

		南亞、印度洋	Ptd	東亞、太平洋	
			50	Monsoon Gyre	
			51		Monsoon Gyre結束
		東赤道印度洋	52		
			53		
			54		
		孟加拉灣	55		
秋季熱帶對流雲團之特徵	殘夏		56		
			57		
			58	西北太平洋	
			59		
		蘇門達臘西邊	60		秋槽南跳
			61		
			62		
	秋		63		
			64		
			65		
			66		
		對流達最強	67		
			68	赤道西太平洋	局部哈德里環流建立
			69		
			70		

表 2　夏末 50 侯到冬初 70 侯對流跳動位置之特徵。

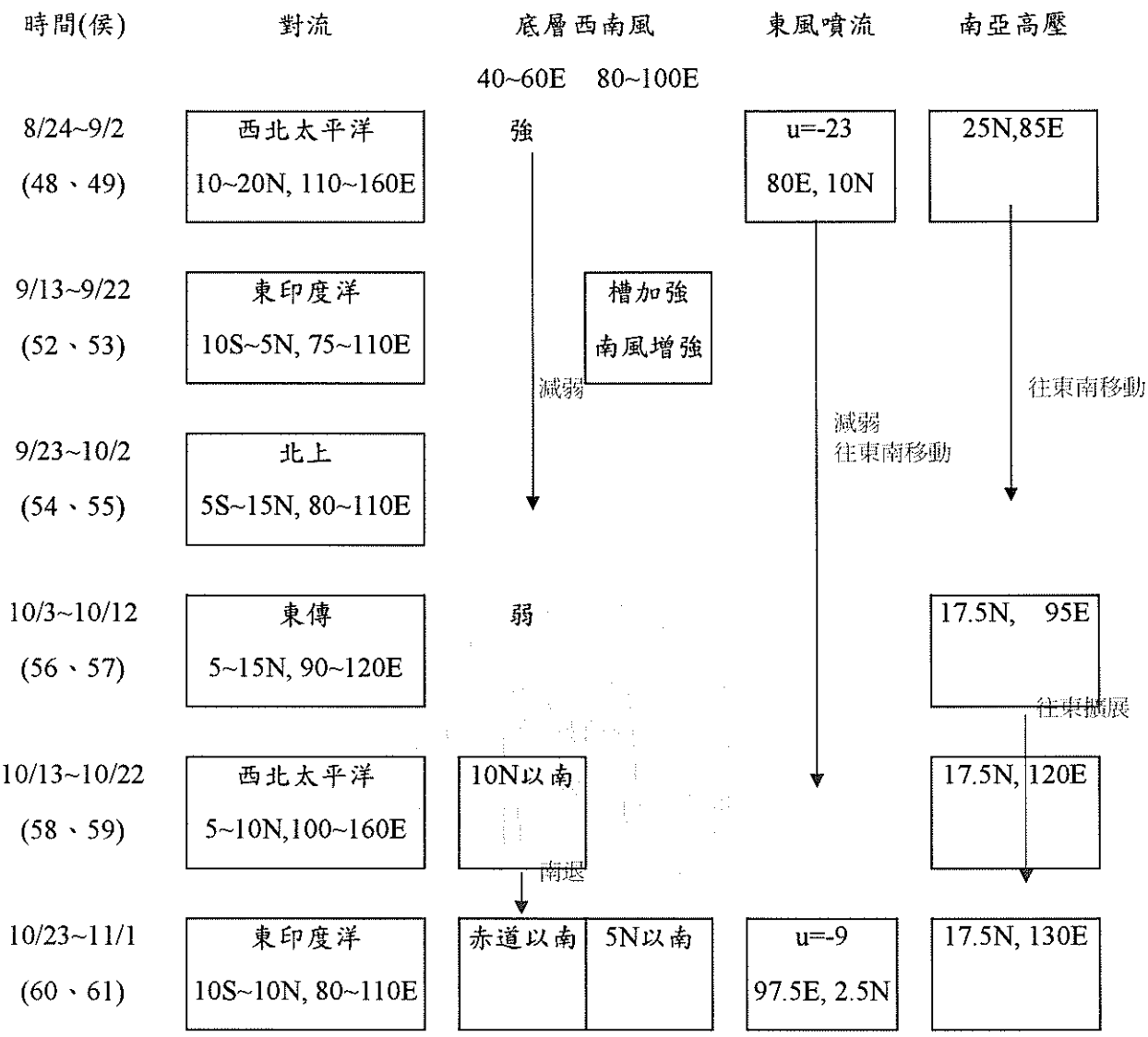


表 3　殘夏環流系統成員隨時間之強度、位置表。

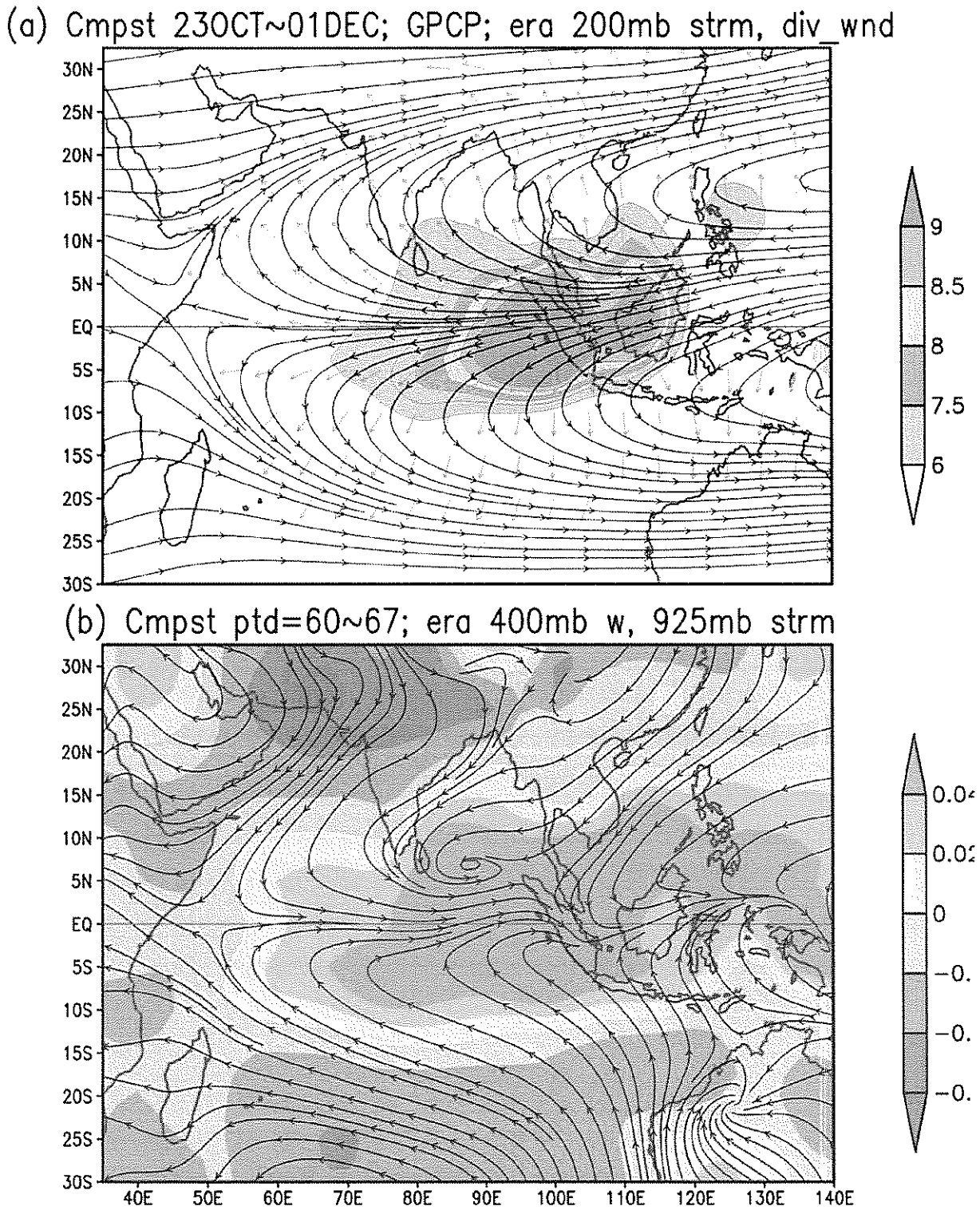


圖 4　晚秋 60~67 侯之平均環流圖。上圖為高層平均環流，下圖為低層平均環流。(a)色階為 GPCP 降雨量；氣流線為 ERA40 200mb 氣流場；綠色箭頭為 200mb 之輻散風場。(b)色階為 ERA40 400mb 垂直速度；氣流線為 ERA40 925mb 氣流場,此為蘇門答臘季風發展圖。

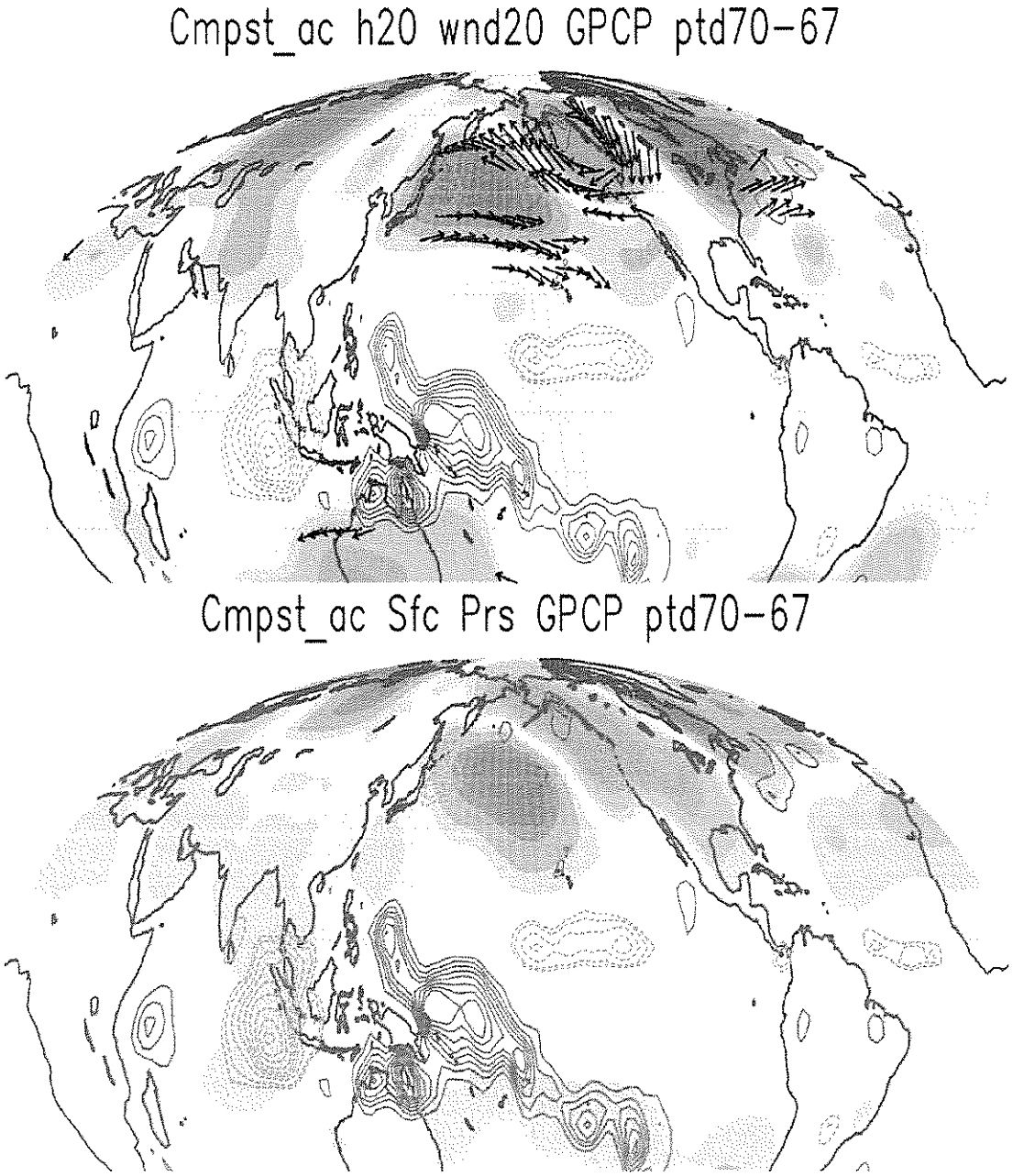


圖 5　冬初 68 侯驟變事件之環流變化圖(70 侯減去 67 侯)。上圖為高層 200mb 變異，下圖為底層之變異。色階為高度場、及壓力場變異，橘色是正相位、藍色為負相位；等值線為雨量之變異，紫色為雨量增加、綠色為雨量減少；上圖中之箭頭為風場變異，只劃東西分變異大之風場。

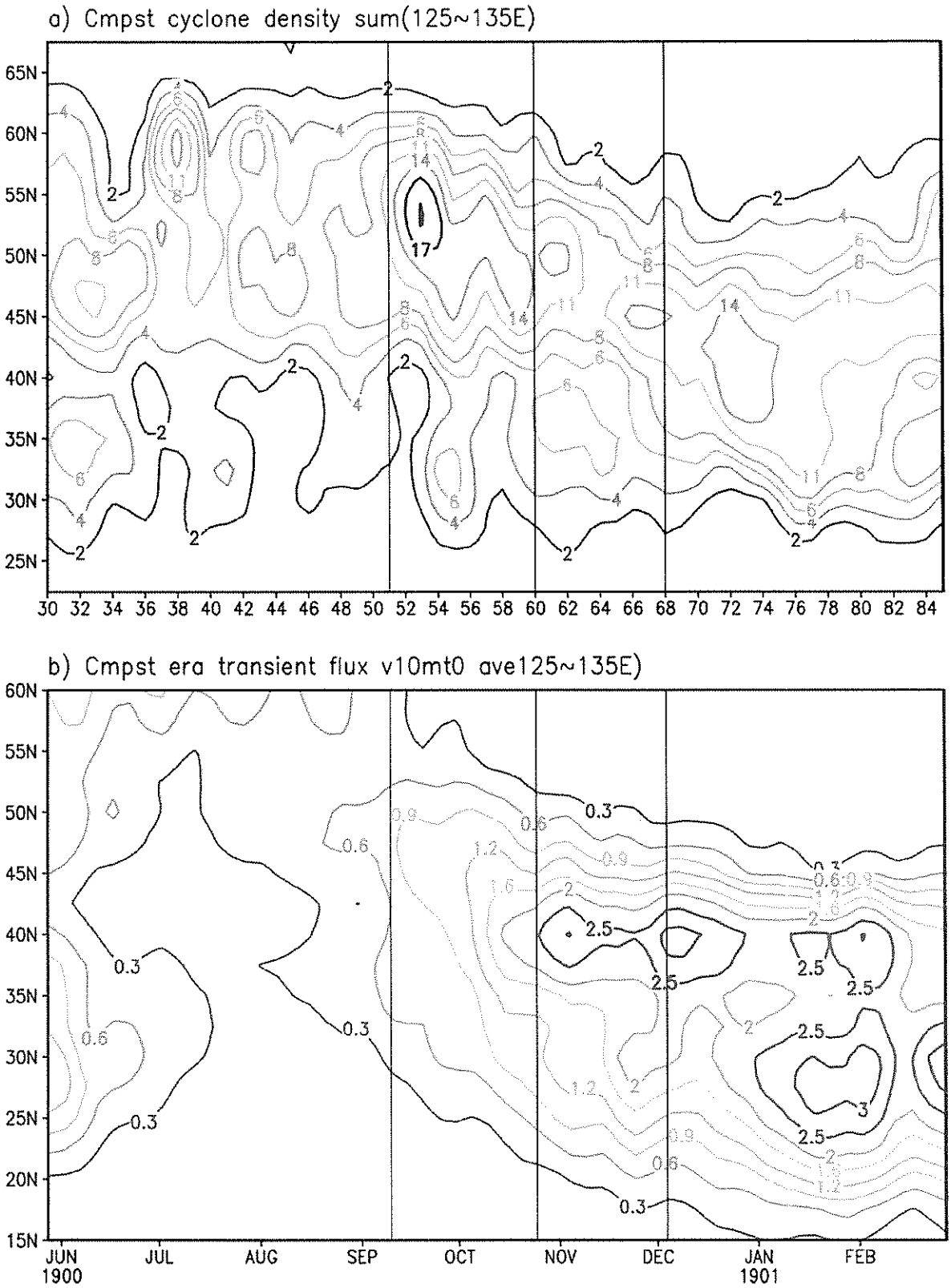


圖 6　冬季斜壓波擾動場隨時間變化之合成緯度-時間 Hovmuller 圖。(a)東經 125 度到 135 度氣旋總數之密度變化；(b)東經 125 度到 135 度瞬變渦流之地表熱通量傳送。

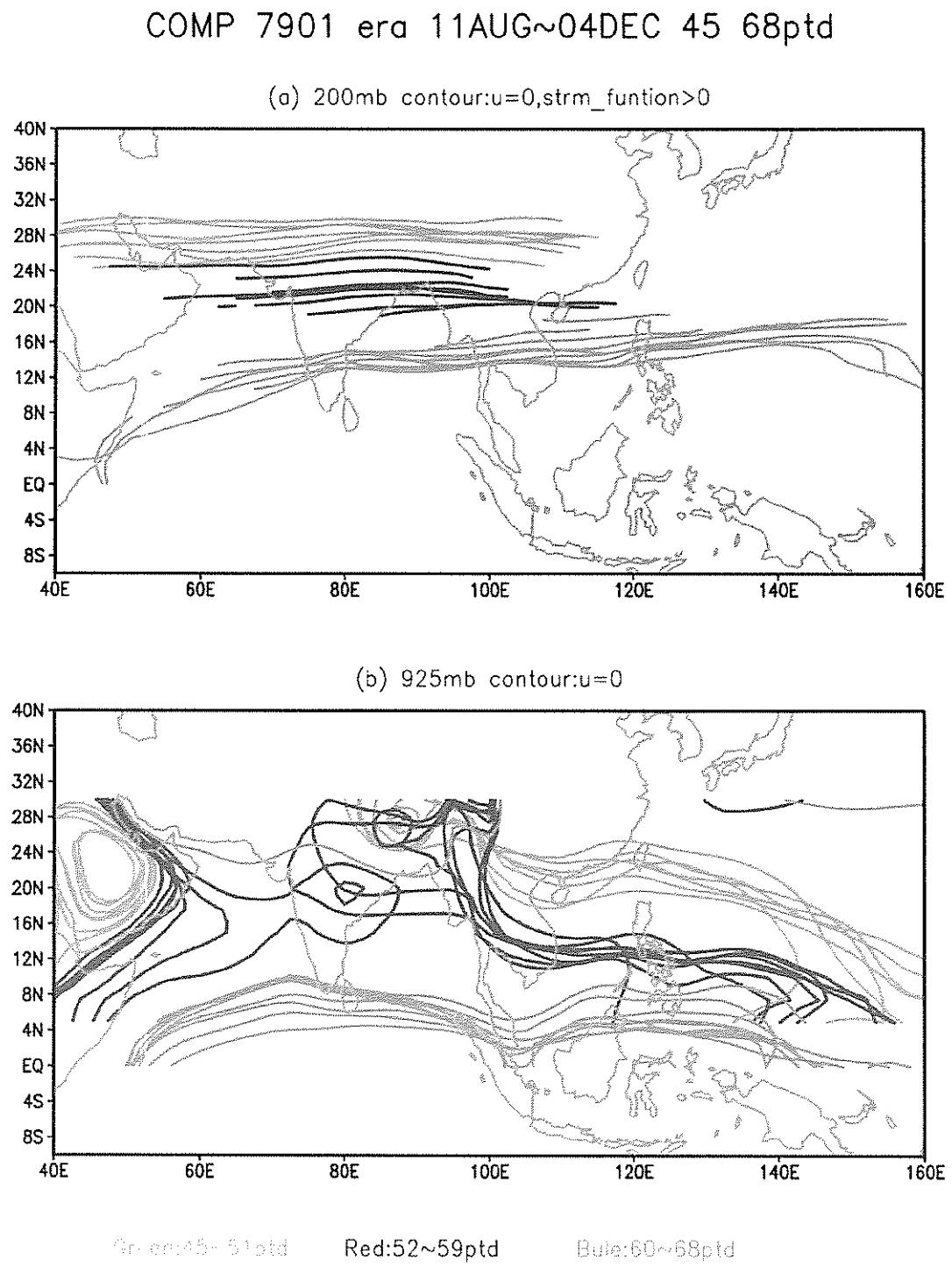


圖 7　夏末 46 候至冬初 70 候，合成年循環之環流特徵圖。(a) ERA40 925mb 東西風交界線(u=0)，顏色表不同時期：綠色為 46~50 候、紅色為 51~59 候、藍色為 60~68 候；(b) 200mb 高層南亞高壓脊(u=0,流函數>0.5e07)。

附錄;

由季風自然季節的研究延伸,下一步就是季風季節的年際變化,隨著雙年震盪、亞澳季風與 ENSO 和季節(風)的互動,我們在此附錄中提供一些最近的進展,作爲 CWB 未來執行氣候預報的參考。

亞澳季風關連性之年代際變異

Decadal variation of the Asian-Australian monsoon linkage

一、前言

亞洲季風與澳洲季風雖然盛行時間相隔六個月，相距萬里，然雙方卻顯示出密切關係。Meehl(1987)根據陸地測站,發現強對流的年際變異一旦從亞洲夏季季風區出現,會隨同年循環(annual cycle)沿大陸橋往東南方向移動，在北半球冬天抵達澳洲季風區，亞-澳季風僅具有單方向的正相關聯性。Hung et al.(2004)認為亞澳季風之所以單向正相關,是受到 ENSO 的季節特徵造成。

然而,ENSO 雖然為影響亞澳季風年際變異的主因，但亞洲季風與澳洲季風對于 ENSO 的反應卻是截然不同。ENSO 影響澳洲季風的機制相對單純，在赤道東太平洋的海溫距平透過渥克環流(walker circulation)掌控了澳洲季風強弱。亞洲季風對 ENSO 的反應卻複雜多多，不僅各子系統的年際變異截然不同(Wang and Fan 1999)，甚至也還有年代際的變化(Webster et al.,1998; Kumar et al.,1999 等)。

亞澳季風內更呈現準雙年週期(Tropospheric biennial oscillation, TBO)的訊號，雖然 ENSO 記錄中不乏 TBO 的個案(Ropelewski et al. 1992),但 Meehl(1997)以及 Chang and Li(2000)等人認為影響季風的機制不僅止於 ENSO 之遠場作用，其本身即足以透過亞澳季風聯結形成 TBO 的內在變異。Li et al.(2006)認為在印度洋-太平洋的暖海與季風交互作用是 TBO 循環的主因，並且以西北太平洋季風以及東南印度洋為海氣交互作用的主軸，經由大氣橋(atmospheric bridges)反饋到 ENSO 造成準雙年週期震盪。

近年來,除了 ENSO 外，印度洋本身的氣候變異也受到相當關注。Behera et al.(1999)提出 Indian ocean dipole (IOD)可能是造成印度季風年際變異的另一機制，甚至比 ENSO 的影響更為顯著。Ashok et al.(2001)指出 IOD 與 ENSO 相互爭奪對印度季風的支配性,在不同年代紀各占上風或抵消. 過去研究指出 1976/77 年的氣候突變，不僅改變了 ENSO 的形貌(Wang,1995 等)，更影響了 ENSO 與亞洲季風的關係(Kinter et al., 2002)。印度洋在近幾十年來持續增暖(Bottomley et al., 1990, Xue et al., 2003)，IOD 也存在著年代際變異，其訊號在 7、80 年代變得比較微弱(Ashok et al., 2004 等)。

因此，處在一個氣候基態有著年代際變動的狀態之下，熱帶海洋的調整、ENSO 與印度洋行為的改變，都讓亞洲季風與澳洲季風之間的關聯性不斷的轉變。本研究就是在年代際的架構下，探討熱帶海洋與季風的交互作用，如何影響亞澳季風之間的關連性。

二、季風指數

如何定義一個準確描述季風特性的指數，是研究季風變異的首要工作。

在本研究中選定最直觀的參數：降水，來當作測量季風強度的指標。一般使用降水計算季風指數時，都會以季節平均來找出季風盛行的區域。這個方法雖然可以看到主要降水的地帶，但在赤道地區一些全年有雨的地方也會顯示出來(圖1左半部)。季風應為乾濕季分明的地帶，若多了全年降水地區的訊號，必然使人疑惑。因此，我們將氣候場的降水，以季節平均(JJA以及DJF)減去全年平均。如此一來不僅能找出季風主要降水地區，還能突顯季節的變異，確保在夏季才出現的降水，除去一年四季都有雨的地方，找出季風盛行的區域。

結果如圖1右半部，在JJA時主要降水落在亞洲季風區，包含印度季風以及部分的西北太平洋季風區，我們定義10°N~25°N、70°E~140°E為亞洲季風盛行的區域。在此東亞季風區的反應過於微弱，因此不列入季風範圍內。DJF時主要降水落在澳洲北部，我們定義5°S~15°S、100°E~160°E為澳洲季風盛行之區域。將JJA季風盛行範圍的季節降水區域平均定義為亞洲季風指數，DJF季風盛行範圍的季節降水區域平均定義為澳洲季風指數。圖2為個別標準化後的結果。藍色實心直條為亞洲季風指數，綠色空心直條為澳洲指數。

從1979~2003年這25年來看，其統計的關係相當差，相關係數只有0.07，亞澳季風可以說完全無關，與過去研究結果差距甚大。但是若以1990/91年為分界點，可以發現90年代之前亞澳季風幾乎都是同相位，相關係數為0.74，但是到了90年代卻突然變了模樣，從正相關轉為負相關，甚至在1991~1998年之間的相關還可以高達-0.74。所以亞澳季風並不是沒有關連，反倒是因為在90年代前後兩者關係由正相關轉成負相關，在25年間的關係才會這麼差。

在80年代末期，北極震盪(arctic oscillation, AO)指數由負轉為正相位，阿留申低壓減弱，Hare and Mantua(2000)以100種環境時間序列，囊括大氣、海洋、地表與生物指數，指出北太平洋在1989年有氣候突變的事件發生，正巧與亞澳季風關聯性轉變的時間點接近，不過這些中高緯度的變遷事件都沒有提及亞澳夏季季風的轉變，因此，究竟是什麼原因造成亞澳季風關聯性在90年代有如此大的轉變，就是本文主要探討的課題。

從圖2也可以看出亞澳季風關係在98年之後似乎又轉為正相關，然而，現在許多研究指出1998/99年在太平洋也有氣候變遷發生(McPhaden and Zhang ,2004; Rodionov and Overland,2005等)。由於在1976/77年以太平洋為主體的氣候變遷事件中，ENSO的型態大為改變(Wang,1995等)，對亞洲季風的影響也不同以往。因此為了避免98年後氣候基態發生改變而影響資料分析，我們在接下來只探討1979~1998年這20年之間亞澳季風關聯性的年代際變異。

三、亞澳季風關聯性與不對稱性

經驗正交函數分析-亞澳季風

由於在季風指數看到 90 年代前後亞澳季風關係有著劇烈轉變，為了檢視結果是否為真，我們利用 OLR 作 EOF 分析，驗證亞澳季風關聯性是否真的有年代際變異存在。

使用OLR以大尺度範圍作EOF分析，涵蓋的範圍從30°S~40°N、60°E~ 180°E。為了確認亞洲季風與澳洲季風之關的相關性，我們將兩個季風盛行的時間，夏季與冬季的OLR場放在一起作EOF，但是應用EOF的時間點分成1979~1990年以及1991~1998年兩個時期。如此比對在此二時期所找出影響亞澳季風的主要變異是否相同，確認90年代前後亞澳季風關聯性是否生變。

圖3為分析結果。圖3左半部為1979~1990年的EOF1，而右半部為1991~1998年EOF1。黑框代表選取的亞洲與澳洲季風範圍。在90年代之前，亞洲季風盛行區域大體上為正值的反應，與澳洲季風同相，兩者為正相關；但是到了90年代，亞洲季風卻轉為負值，所以亞澳季風變為負相關。以澳洲季風指數與主成分(principle component, PC)作相關分析(EOF是以澳洲季風區的反應為主)，結果顯示在90年代之前兩者的關係為-0.88，90年代時更是高達-0.96。因此兩個分析相當一致，亞澳季風在90年代前後關係轉變是確立的。

從EOF可以看到兩個階段主要變異都是展現在赤道上，尤其以冬天最為明顯。依主成分來看，1979~1990年的時間序列與冬天的nino3.4相關高達0.9，90年代更是有0.98的相關，因此這兩階段的變異主要是受到赤道東太平洋的海溫變異所造成的，EOF場顯示著ENSO暖態的訊號。ENSO對澳洲季風的影響在兩個時期幾乎沒有改變，是相當穩定的。反觀亞洲季風對ENSO的反應卻有著極大的差異，在90年代後突然轉為反相位。因此，若ENSO是影響亞澳季風關係的主因，則可以看出亞洲季風對ENSO的反應在90年代前後的轉變就是亞澳季風關係改變的線索之一。

除了確立亞澳季風關係轉變以外，EOF分析還為亞澳季風關係為何改變指出了最重要的關鍵：蘇門答臘西方海面的變異突然在90年代增強了。蘇門答臘西方海面特別之處，在於此為Indian ocean dipole(IOD)發源之地(Vinayachandran et al.,1999; Behera et al.,1999; Saji et al.,1999)。因此我們推測IOD在90年代之後突然增強，改變了ENSO對亞洲季風的影響，造成亞澳季風關係在90年代之後轉變。

經驗正交函數分析-澳亞季風

在EOF分析中，EOF1的解釋變異率在90年代之前只有27.74%，比起90年代時近乎一半的變異相距很大，又亞洲季風的變異並非是整區均勻地反應，因此，為

了確定亞澳季風在90年代之前是否有其他的變因來影響兩者的關連性，我們查看90年代之前EOF2(圖4左半部)的反應。在此亞澳季風仍是呈現正相關的型態，而且亞洲季風的反應比EOF1還明顯，並偏在西北太平洋季風區上。EOF2的解釋變異度與EOF1相距不大，因此如果想研究亞澳季風的關係，單看EOF1是不夠的，我們必須考慮EOF2的結果。而EOF2的主成分雖與當年冬天的nino3.4指數無關，但是與前一年冬天的nino3.4有0.52的相關，想見ENSO對於隔年的亞澳季風相關有著相當大的影響，特別是亞洲季風。換句話說，由於將西北太平洋季風區納入我們定義的亞洲季風區中，所以在ENSO隔年(ENSO衰落年，ENSO decay year)，澳洲季風到亞洲季風此方向對ENSO的響應，也深深影響著亞澳季風的關係。

由於原本EOF分析強迫亞澳季風一定要同時反應，因此為了更準確描述ENSO對於澳亞季風的影響，我們將原本作EOF的方法稍作修改，將季節排放的順序改變，把作EOF的時間往前移至前一年的冬天以及當年的夏天，表示澳洲季風到亞洲季風的關聯性，再作EOF分析。

圖4右半部為1979~1990年經由修改後所得到的EOF1，在此後我們將之稱為revised EOF，簡稱RE-EOF，代表澳亞季風。結果顯示在前一年冬天因為聖嬰而造成海洋大陸(Maritime Continent)有明顯的沉降，與之前用夏冬來作EOF冬天的反應相當類似，而主成分與前一年ENSO的相關係數可以高達0.87，在聖嬰隔年亞洲季風區的降水會減少，特別是在西北太平洋地區。

亞澳季風與澳亞季風的不對稱性

透過EOF的分析，亞澳季風關聯性與ENSO發展年相關密切，澳亞季風主要展現在ENSO衰落年。然而，在1979~1990年期間，影響亞澳季風關聯性必須藉由亞澳季風以及澳亞季風這兩個方向才能完全解釋，而且亞洲季風在這兩個方向上對ENSO的響應不同，甚至在衰落年的反應比發展年明顯，因此亞洲季風與澳洲季風在90年代之前於方向上是不對稱的。對照90年代，不對稱性卻改變了。亞洲季風無論在哪個方向反應都相似，只是符號相反，表示90年代的時候，亞澳季風與澳亞季風其實是反對稱的，擁有準雙年週期的結構。從另一個角度來看，影響90年代亞澳季風關聯性的變異其實只要以亞澳季風這個方向的EOF結果就可以解釋，在這個時刻，亞洲季風的反應侷限在ENSO發展年，並且與IOD息息相關。然而，90年代IOD的出現是如何改變亞澳季風的不對稱性以及相關性，將由下段利用相關分析來診斷。

四、氣候系統年代際變異分析

根據EOF的結果，我們以1979~1990年EOF1(代表亞澳季風關聯性)、RE-EOF1(代表澳亞季風關聯性)以及1991~1998年的EOF1(代表亞澳季風關聯性)當作影響亞澳季風關聯性的主要變異。確定了主要變異之後，此段將逐一利用

EOF 的主成分來與海溫、風場等變數作相關分析，判斷 90 年代前後造成亞澳季風關係改變的內部結構。

1979~1990 年亞洲季風年際變異

圖5為利用1979~1990年以夏冬作EOF分析(代表亞澳季風關聯性)的主成分所相關而得的結果。海平面溫度在赤道東太平洋上從夏天逐漸增暖，一直到冬天整個赤道東太平洋呈現暖態，為聖嬰發展的反應。相關的結果也顯示前一年的冬天以及當年的春天印度洋整片海溫是偏冷的。春天時印度洋的海溫距平藉由跨季的影響，控制夏天時印度季風的降水，當海溫較冷時，可提供的水氣會變少，降水因而減少(Lau and Yang,1996, Yang et al.,2007等)，所以聖嬰發展年時亞洲季風會減弱。而到了冬天時，聖嬰發展到最強，藉由反向的渥克環流沉降至海洋大陸，抑制澳洲季風的降水，所以亞澳季風降水都減少，以正相關聯繫。

我們將整區印度洋變冷的狀態量化，以印度洋basin mode(印度洋海溫區域平均：30°E~110°E，24°S~30°N)表示。相關分析顯示印度季風降水與春天的印度洋basin mode有高達0.54的相關，然而與當時赤道東太平洋的海溫距平相關僅為-0.01，表示ENSO發展時並沒有直接對印度季風造成影響，反而是藉由印度洋來改變印度季風的降水，由此可看出印度洋海溫對印度季風的重要性。然而，印度洋的basin mode與ENSO的關係相當好，前一年冬天nino3.4與春天的basin mode指數可以高達0.83(1979~1990年)，過去研究認為basin mode是ENSO透過大氣橋影響印度洋熱量通量而造成的現象(Klein et al,1999)，是赤道東太平洋海溫控制印度洋最基礎的機制。因此印度季風可能是受到前一年ENSO的影響，只是透過印度洋的海溫來表現其反應，所以才會在ENSO發展年表現出亞澳季風為同相位的關係。

在1979~1990年的第二個變異(代表澳亞季風關聯性)，其相關結果為圖6，海平面溫度相關場顯示從前一年的冬天赤道東太平洋異常溫暖，但隨著時間逐漸減弱，指出此變異為聖嬰衰落的表現。Wang et al.(2000)指出，當聖嬰成熟時，西北太平洋區上會有一異常反氣旋環流(anomalous anticyclonic circulation)隨之成長，並且從冬天一直持續到隔年夏天。在衰落年時，這個異常環流會抑制季風槽的形成，造成西北太平洋季風降水減少。從相關圖的風場(在此以風應力表示)變化也可以看出西北太平洋區上有一反氣旋環流，在聖嬰發展至最強時出現，並且從冬天一直停留到隔年夏天，所以在OLR的相關場呈現正距平的狀態。

因此，在90年代之前，亞澳季風關係會受到ENSO發展年以及ENSO衰落年兩個變因的影響，兩者為同相位。

1991~1998 年亞洲季風年際變異

到了90年代，亞洲季風對ENSO的反應突然轉變。從1991~1998年EOF所相關的結果可以發現(圖7)，雖然是聖嬰發展年的訊號，但是印度洋自主性卻增強，夏

天時蘇門達臘左側海面變得很冷，秋天有西暖東冷的正相IOD出現。在夏天時蘇門達臘西側海面冷海溫發展至一定的規模，造成其上方低層大氣變得又乾又冷，反而提供在北方的亞洲季風一個絕佳的沉降之處，兩者形成一個逆向的區域哈德里環流，彼此增強。所以第二階段即使夏天跟冬天都是受到聖嬰影響，夏天的亞洲季風卻因IOD的出現而彼此增強，冬天的澳洲季風減弱，導致亞澳季風的關係變成負相關。在這裡最特別的就是可以看到整個亞洲季風區連成一氣，並且以西北太平洋(菲律賓海)與蘇門達臘這個方向為主軸持續加強(JJA高層輻散風與OLR相關圖)，我們將之稱為菲律賓-蘇門答臘結構(Philippine Sumatra pattern, PS pattern)。因此透過亞洲季風與IOD交互作用的PS pattern，使得亞洲季風對ENSO的反應集中在ENSO發展年。

然而，IOD與ENSO的耦合容易使ENSO轉相(參見下一段)，因此，亞洲季風在亞澳季風與澳亞季風這兩個方向上不僅以ENSO發展年的響應為主，而且帶有準雙年週期的訊號，使得亞洲季風與澳洲季風在方向上呈現反對稱的關係。

ENSO 之轉變

在作 EOF 分析時，我們發現影響 90 年代之前亞澳季風關聯的變因可以分成 ENSO 發展與衰落年兩個時期。因此，若只看 ENSO 發展當年的影響，恐怕會誤以為此時的 ENSO 與亞澳季風是傾向於雙年週期的頻率，因為從圖 5 可以看出 ENSO 在前後兩年的冬天轉相。但是我們從 RE-EOF 的相關圖發現，ENSO 衰落後並非快速轉相，反而是逐漸減弱至平常狀態，因此在 90 年代之前 ENSO 屬於長週期的型態。而在 90 年代時，對應於 ENSO 衰落年的 RE-EOF 卻顯示 ENSO 快速轉相，屬於雙年週期。因此 90 年代時 ENSO 的結構也有所轉變，由長週期變成準雙年週期。

為何 90 年代時 ENSO 容易轉相呢？Kug et al.在 2006 年的文章中提到 IOD 與 ENSO 耦合時有利於 ENSO 的轉相。也就是說，正相 IOD 隨著聖嬰在夏天出現，並逐漸增強，冬天時聖嬰發展到最強，IOD 也轉為暖的 basin mode，此時會引發熱帶西太平洋低層東風，激發出海洋 upwelling Kelvin 波，減弱聖嬰。而 90 年代 IOD 隨著 ENSO 一同發展，並透過 PS pattern 與亞洲季風彼此增強，讓 IOD 健全發展，與 ENSO 的耦合更緊密，比起 90 年代之前，在冬天的時候熱帶西太平洋低層東風明顯增強，負相的 SSH 也在冬天向東快速移動，在夏天負相的 SSH 已經盤據整個赤道東太平洋，轉成反聖嬰(圖 8)。這樣的現象，在 94~98 年特別明顯，因為此時的 IOD 不僅是 80 年代以來最強的，ENSO 也容易轉相，所以 90 年代之後，印度洋在整個氣候系統的角色轉為主動去影響太平洋，不僅轉變了亞洲季風對 ENSO 的反應，更改變了 ENSO 的週期。

然而，許多研究指出，在 ENSO 的發展過程中，可以觀察到西北太平洋上有大量的 SSH 反相距平累積於此，在冬天慢慢向東太平洋移動，促使 ENSO 轉相

(Weisberg and Wang 1997,Guilyardi et al. 2003 等)，只在北邊才累積的反相 SSH，是 the delayed oscillator 或是 the recharge- discharge oscillator 都不能解釋的現象。我們發現在後夏以及秋天時，SSH 反相距平的累積特別明顯(圖 9)，因此認為夏天時西北太平洋季風經由 PS pattern 的加持，也為 ENSO 提供另一個轉相的機制，我們在此稱為西北太平洋振盪器(western north Pacific oscillator)。當聖嬰(反聖嬰)發展時，PS pattern 會改變西北太平洋季風的環流場，加深(抑制)季風槽，因而風應力渦度增強(減弱)，藉由 Ekman pumping 加速 SSH 反相距平的累積，藉由此振盪器所大量累積的反相 SSH，將有利於之後 ENSO 的轉相。然而西北太平洋季風在 PS pattern 之中對 ENSO 轉相的影響究竟有多大，在本研究中尚未做深入的探討，希望在未來可以作更進一步的分析。

五、結論

本文利用降水重新定義季風指數，檢視亞澳季風關聯性，發現亞澳季風在 1990 年過後突然由正相關轉變為負相關，表現出年代際變異。以 1990/1991 年為界，分別探討兩段時期影響亞澳季風關聯性的主要變因，分析結果顯示，亞澳季風的關係與 Meehl 最初提出強對流區域會從亞洲季風一直過渡到澳洲季風形成的關聯性是截然不同的。澳洲季風不論在哪個年代際，皆被赤道東太平洋的海溫變異支配，亞洲夏季季風則分成兩大子系統，印度季風與西北太平洋季風，反應熱帶印度洋以及赤道東太平洋海溫的影響。

對印度季風而言，影響其降水年際變化主要分成三個系統：印度洋的 basin mode、IOD 以及 ENSO。然而赤道東太平洋的海溫距平在 80 年代過後與同時的印度季風降水的負相關已逐漸式微，因此在我們分析的 20 年期間，印度季風降水年際變異是以印度洋的影響為主。在 90 年代之前，印度季風主要受到春天 basin mode 的主導，90 年代時，IOD 的出現扭轉了印度季風主要反應的目標，變成以 IOD 的影響為主。澳洲季風跟印度季風在這個系統之中是屬於被動的角色。然而西北太平洋季風在 90 年代之前，是以 ENSO 衰落年為主要響應時期，90 年代時，卻是以 PS pattern 與 IOD 互相增強，不僅因此改變了 ENSO 的週期，還藉由 ENSO 的影響回饋至整個氣候系統之中。

PS pattern 可以幫助 IOD 與 ENSO 耦合，透過反相的海洋 Kelvin 波以促成 ENSO 轉相，還可藉由與西北太平洋季風槽的交互作用，以西北太平洋振盪器，加速反相 SSH 的累積，幫助 ENSO 轉相，這是亞洲季風對 ENSO 最犀利的回饋作用。西北太平洋振盪器可解釋有關貫穿海洋大陸東北-西南軸的機制(恰巧與亞澳季風呈九十度交角)、TBO 的形成，更重要的是，其提出 ENSO 反轉相位的機制，與 the delay oscillator、the recharge-discharge oscillator 的論述相比，更能符合觀察事實。

透過本研究也體認到，若想了解赤道東太平洋、印度洋與季風之間的交互作用，不以年代際的角度來處理，是無法釐清其中運作的機制，了解各系統對彼此的影響。

最後，以圖 10、11 的示意圖來表示 90 年代前後亞澳季風關聯性的形成機制。圖 10 為 1979~1990 年亞澳季風關聯性示意圖，此階段亞澳季風同相，而且亞澳季風(The As-Au monsoon)與澳亞季風(The Au-As monsoon)反應不對稱，ENSO 屬於長週期。影響亞澳季風關聯性主要分屬於兩個時期：(1)在 ENSO 發展年時，春天的印度洋以海溫(IOBM)透過跨季的記憶影響夏天的印度季風降水，而冬天時赤道東太平洋的海溫(nino3.4)藉由沃克環流控制澳洲季風降水，因此亞澳季風同相。而 ENSO 可以藉由大氣橋影響印度洋整區海溫的變化，因此春天的 IOBM 與前一年冬天的 nino3.4 關係密切。(2)在 ENSO 衰落年時，於西北太平洋上形成的異常環流會影響到隔年夏天的西北太平洋季風降水，造成影響亞澳季風關係的另一個變異，也為澳亞季風提供同相的聯繫。

圖 11 為 1991~1998 年亞澳季風關聯性示意圖。此階段亞澳季風反相，亞澳季風與澳亞季風的反應轉為反對稱，ENSO 屬於準雙年週期。由於 90 年代時，IOD 伴隨著 ENSO 一同發展，因此在夏天時會透過區域哈德里環流與亞洲季風彼此加強，並且以 PS pattern 作為海氣交互作用的主體，一反 90 年代之前亞洲季風對 ENSO 的反應。DJF 時澳洲季風依舊受到赤道東太平洋海溫透過渥克環流主控，因此亞澳季風變為反相位。此時的 ENSO 不僅因為與 IOD 的耦合較好，透過海洋 Kelvin 波加快轉相，還可藉由 IOD 與西北太平洋季風槽的交互作用，以西北太平洋振盪器(WNPO)，加速反相 SSH 的累積，幫助轉相，因此以準雙年週期的表現為主，並且再回饋到整個季風、海洋系統之中，賦予全體準雙年週期的頻率。

六、探討

本研究中指出，ENSO、印度洋的變異為控制亞澳季風的主要變因，但是，在 ENSO 很微弱的情況下，亞澳季風是要如何維持關聯性呢？在 90 年代時，由於季風、印度洋與 ENSO 緊密結合在一起，當亞洲季風與 IOD 交互作用時，就可以掌控 ENSO 的情況，進而再回饋到整個氣候系統中，因此自然就保持著造成亞澳季風反相的作用力存在，維持亞澳季風反相的關聯性。然而在 90 年代之前，除了東太平洋異常海溫的影響，並不存在如此有力的束縛來控制亞澳季風，因此亞澳季風為何還能有如此好的相關，仍是值得繼續探討的議題。我們推測亞澳季風可以靠著氣候系統內部的變異來維持亞澳季風正相的關聯性，例如藉由兩者之間的海洋所提供的記憶力，控制雙方季風強度。然而影響亞洲季風的機制眾多，是否還有其他變因可以提供亞澳季風正相關的聯繫，因此應該再從別的物理機制重新分析。

印度洋在 90 年代自主性增強，IOD 變得活躍是本研究的關鍵，它不僅影響了亞澳季風的相關性，更是改變 ENSO 結構的原因之一。Lau and Nath(2004)提出南極震盪(Antarctic oscillation, AAO)的變化可能是造成印度洋自主性增強的機制。90 年代時受到 AAO 年代際變異的影響，澳洲的高壓增強，造成在蘇門答臘西側的東南信風增強，因而引發湧昇流，減低躍溫層的深度。所以 90 年代時，一旦蘇門答臘的風向有所改變，就很容易改變海水溫度，激發出 IOD。

90 年代雖然以雙年週期的訊號為主，但是 1991~1994 年卻是個不轉相的聖嬰事件。然而為何無法轉相、反聖嬰無法成長，也是本研究未觸及之處，未來可能會針對 ENSO 轉相前後在海洋、大氣各方面的結構再加以比較，確認此問題。

參考文獻

Ashok, K., W.-L. Chan, T. Motoi, and T. Yamagata, 2004a: Decadal variability of the Indian Ocean dipole. *Geophys. Res. Lett.*, **31,** L24207

——, Z. Guan, N. H. Saji, and T. Yamagata, 2004b: Individual and combined influences of the ENSO and Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon. *J. Climate*, **17,** 3141–3155.

Behera, S.K., Krishnan, S., and Yamagata, T., 1999: Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **26,** 3001-3004

Bottomley M., C. K. Folland, J. Hsiung, R. E. Newell, and D. E. Parker, 1990: *Global Ocean Surface Temperature Atlas "GOSTA."*. HMSO, London, 20 pp+iv, 313 plates.

Chang, C.P., and T. Li, 2000: A Theory for the Tropical Tropospheric Biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2209–2224.

Guilyardi, E., P. Delecluse, S. Gualdi, and A. Navarra, 2003: Mechanisms for ENSO Phase Change in a Coupled GCM. *J. Climate*, **16**, 1141–1158.

Lau, N.C., and M.J. Nath, 2004: Coupled GCM Simulation of Atmosphere–Ocean Variability Associated with Zonally Asymmetric SST Changes in the Tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **17**, 245–265.

Hare, S.R. and Mantua, N.J. ,2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Progress in Oceanography*. **47**:103–146.

Hung, C.-w., M. Yanai, and X. Liu, 2004: Symmetry and asymmetry of the Asian and Australian summer monsoons. *J. Climate.* **17**, 2413-2426.

Kinter, J. L., K. Miyakoda, and S. Yang, 2002: Recent change in the connection from the Asian monsoon to ENSO. *J. Climate*, **15**, 1203–1215.

Klein, S.A., B.J. Soden, and N.C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature

Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917–932.

Kug, J.S., and I.S. Kang, 2006: Interactive Feedback between ENSO and the Indian Ocean. *J. Climate.*, **19**, 1784–1801.

Kumar, K.K., B. Rajaopalan and M.A. Crane, 1999b: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284, 2156-2159.

Lau, K., and S. Yang, 1996: The Asian monsoon and predictability of the tropical ocean–atmosphere system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122,** 945–957.

Li, T., P. Liu, X. Fu, B. Wang, and G.A. Meehl, 2006: Spatiotemporal Structures and Mechanisms of the Tropospheric Biennial Oscillation in the Indo-Pacific Warm Ocean Regions. *J. Climate*, **19**, 3070–3087.

McPhaden, M.J. and D. Zhang, 2004: Pacific Ocean circulation rebounds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18301,

Meehl, G A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Indian and Pacific Ocean regions. *Mon. Wea. Rev*, **115,** 27-50.

——, 1997: The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. *J. Climate*, **10**, 1921-1943.

Ropelewski C. F., M. S. Halpert, and X. Wang, 1992: Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 594–614.

Rodionov, S.N., and J.E. Overland, 2005: Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.*, **62**: 328-332.

Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., and Yamagata, T., 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean., *Nature*, **401**, 360-363.

Vinayachandran., P.N., Saji, N.H., and Yamagata, T., 1999. Response of the equatorial Indian Ocean to an anomalous wind event during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1613-1616

Wang, B., 1995: Interdecadal Changes in El Niño Onset in the Last Four Decades. *J. Climate*, **8**, 267–285.

____, Z. Fan, 1999: Choice of South Asia summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638.

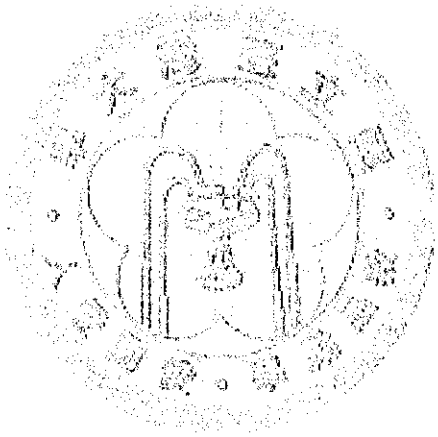
——, R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.

Webster, P.J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai and T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103, 14,451-14,510.

Weisberg, R.H., and C. Wang, 1997: Slow Variability in the Equatorial West-Central Pacific in Relation to ENSO. *J. Climate*, **10**, 1998–2017.

Xue, Y., T.M. Smith, and R.W. Reynolds, 2003: Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871–2000. *J. Climate*, **16**, 1601–1612.

Yang, J., Q. Liu, S.-P. Xie, Z. Liu, L. Wu, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708



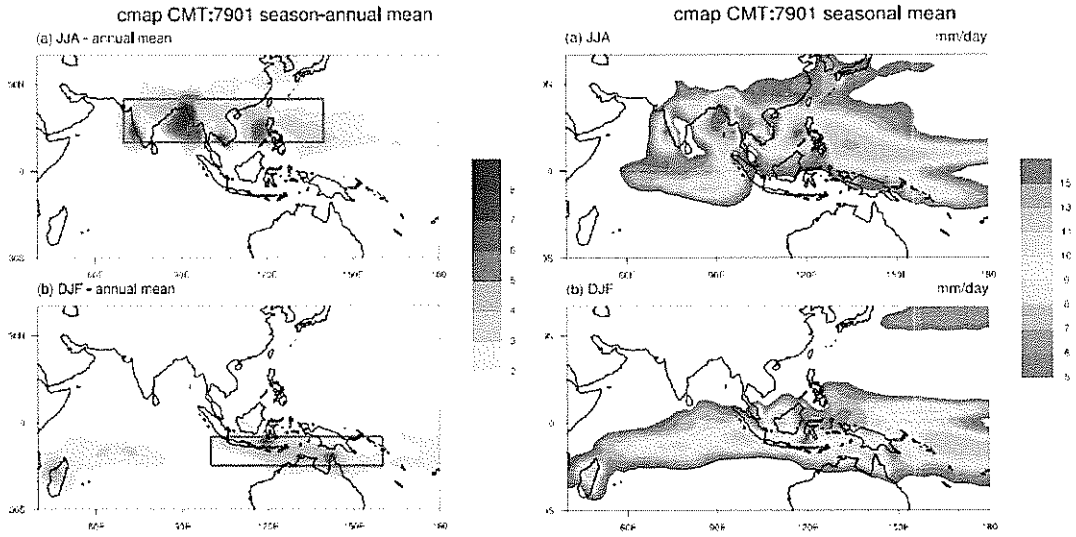


圖 1、左半部：CMAP 氣候場，降水季節平均圖，圖 a 為 JJA 平均，圖 b 為 DJF 平均，單位為 mm/day。右半部：CMAP 氣候場，降水季節平均減去全年平均圖，圖 a 為 JJA 減去全年平均。藍框為亞洲季風盛行區域，圖 b 為 DJF 減去全年平均，藍框為澳洲季風盛行區域。

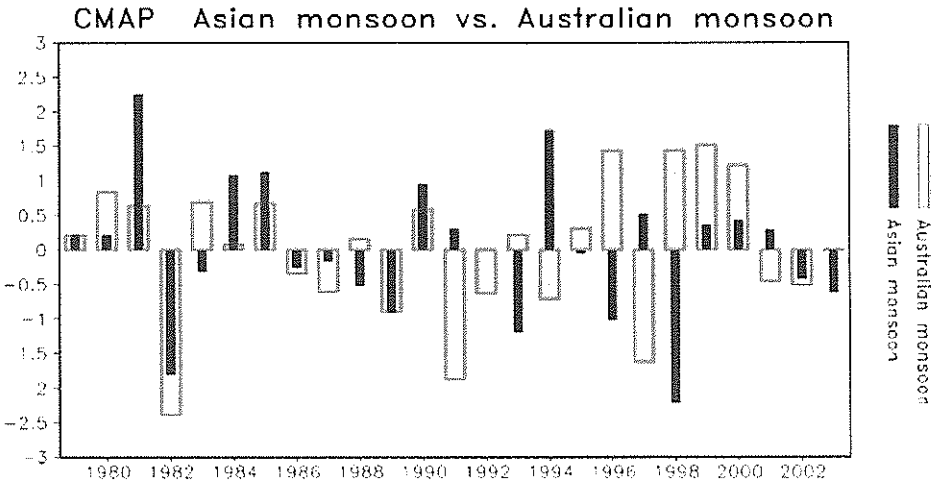


圖 2、

使用降水所定義的季風指數(標準化)。時間從 1979~2003 年，藍色實心直條為亞洲季風指數(JJA，10°N~25°N、70°E~140°E 區域平均)，綠色空心直條為澳洲季風指數(DJF，5°S~15°S、100°E~160°E 區域平均)。陰影處為 1991~1998 年。

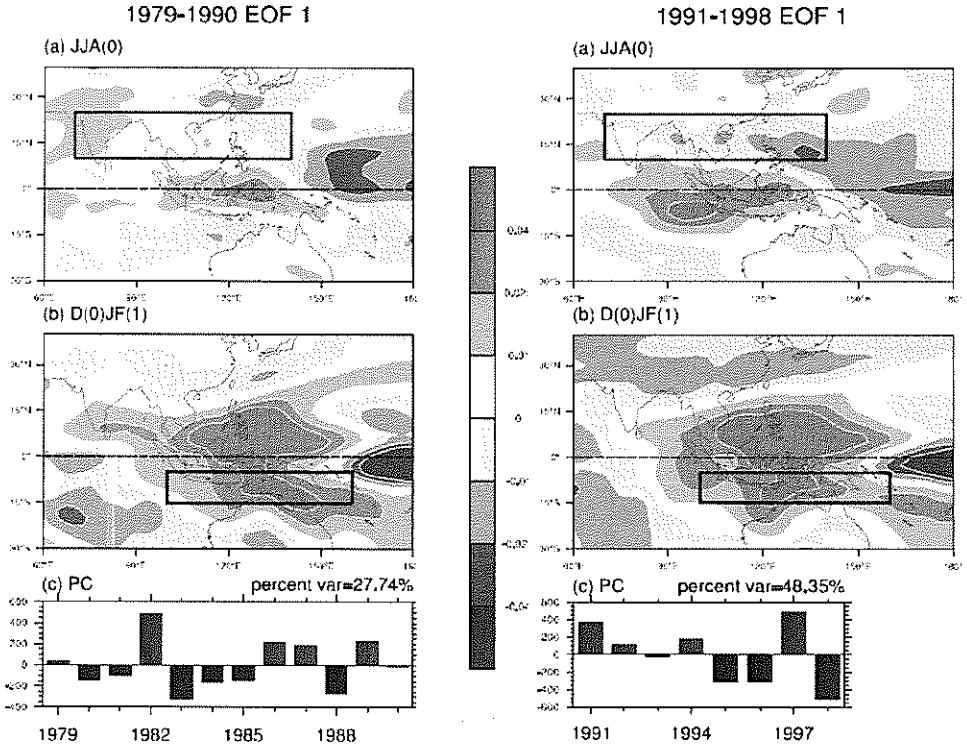


圖 3、左半部為 1979~1990 年以夏冬兩季的 OLR 場作 EOF 分析的 EOF1。圖 a 為 JJA，黑框代表亞洲季風盛行區域，圖 b 為 DJF，黑框代表澳洲季風盛行區域，圖 c 為主成分。右半部為 1991~1998 年的 EOF1。

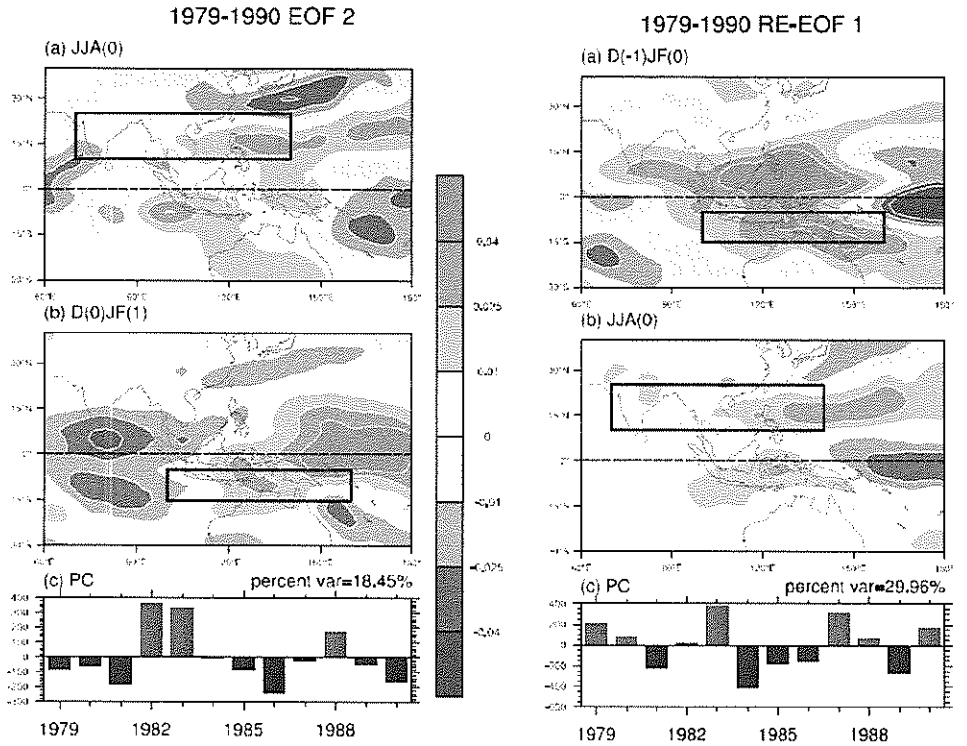


圖 4、左半部為 1979~1990 年的 EOF2。右半部為 1979~1990 年以冬夏兩季的 OLR 場作 EOF 分析的 EOF1。簡稱 RE-EOF1。

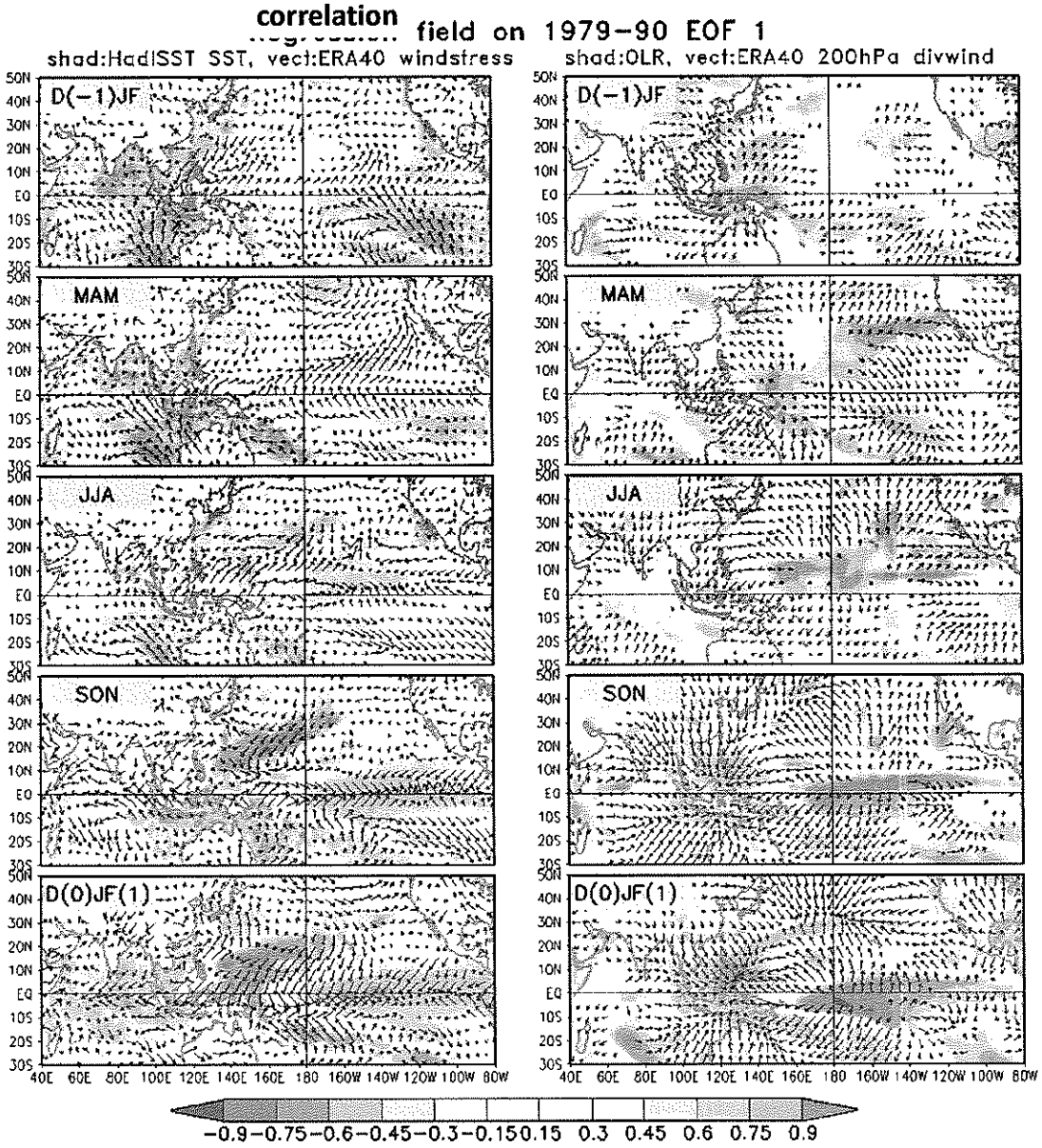


圖 5、以 1979~1990 年 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。由上到下依序為前一年冬天、當年春天、夏天、秋天以及冬天的相關圖。左欄色階為海平面溫度，箭頭為風應力，右欄色階為 OLR，箭頭為 200hPa 輻散風場。

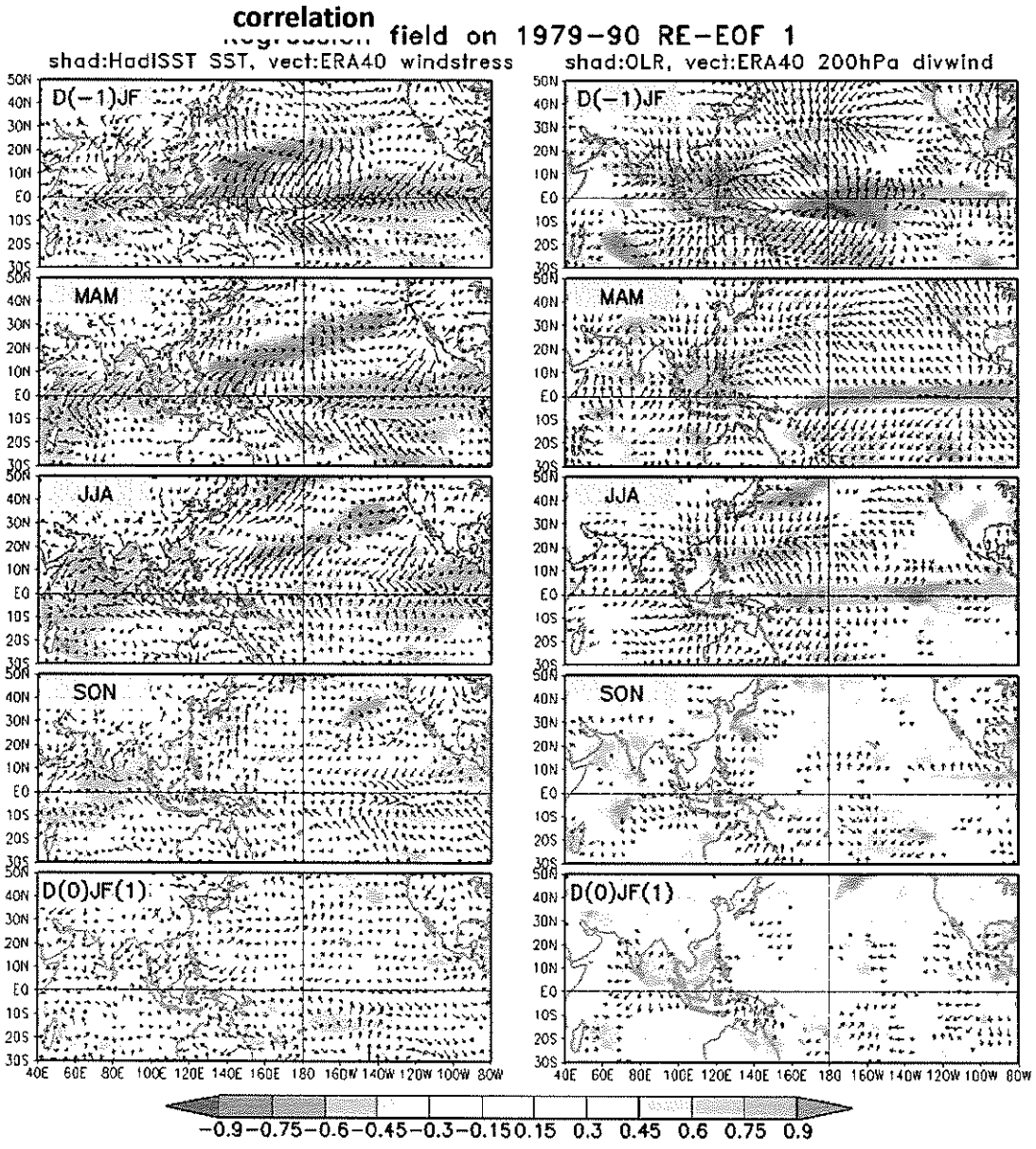


圖 6、同圖 5，但以 1979~1990 年的 RE-EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。

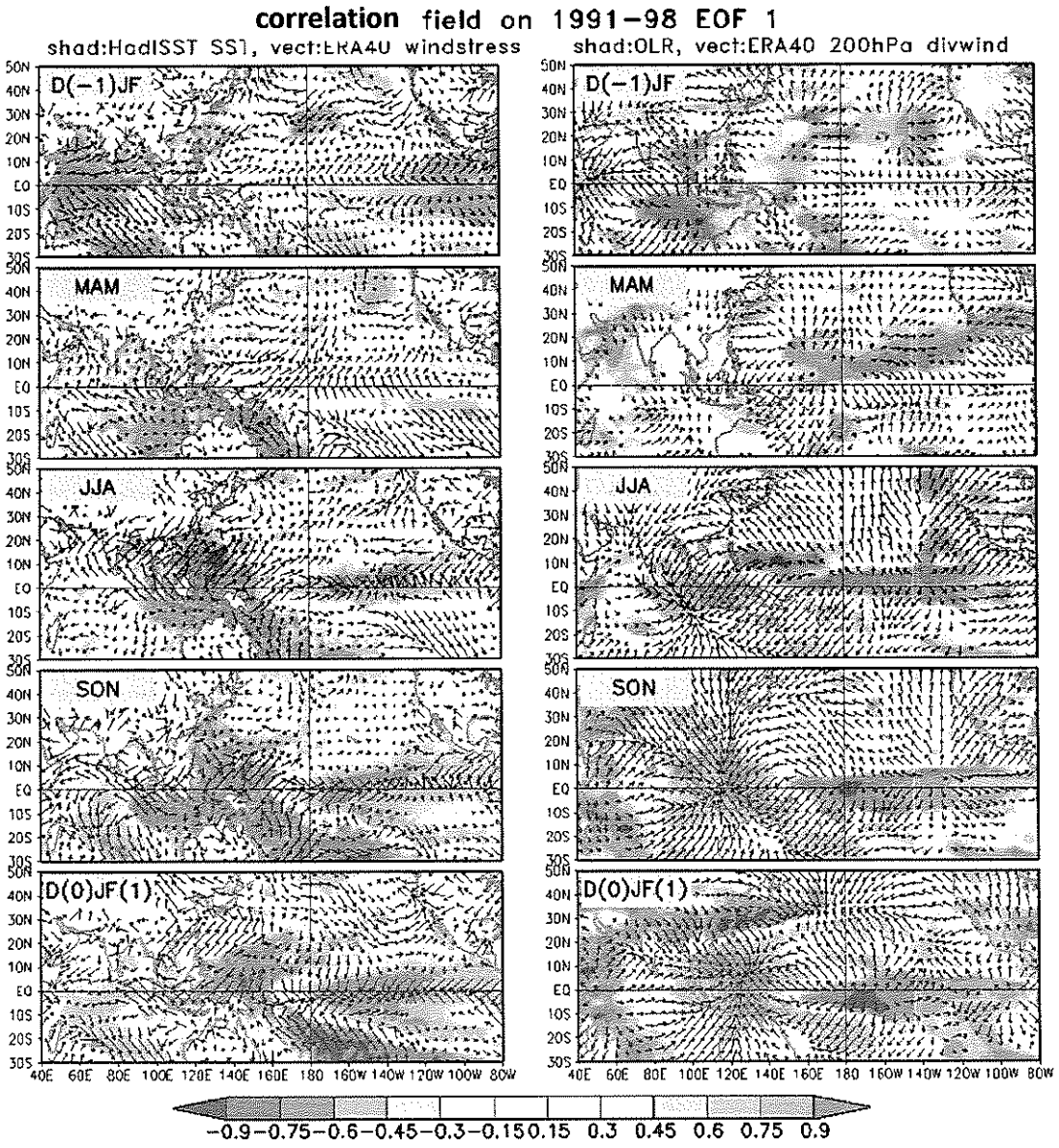


圖 7、同圖 5，但以 1991~1998 年的 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。

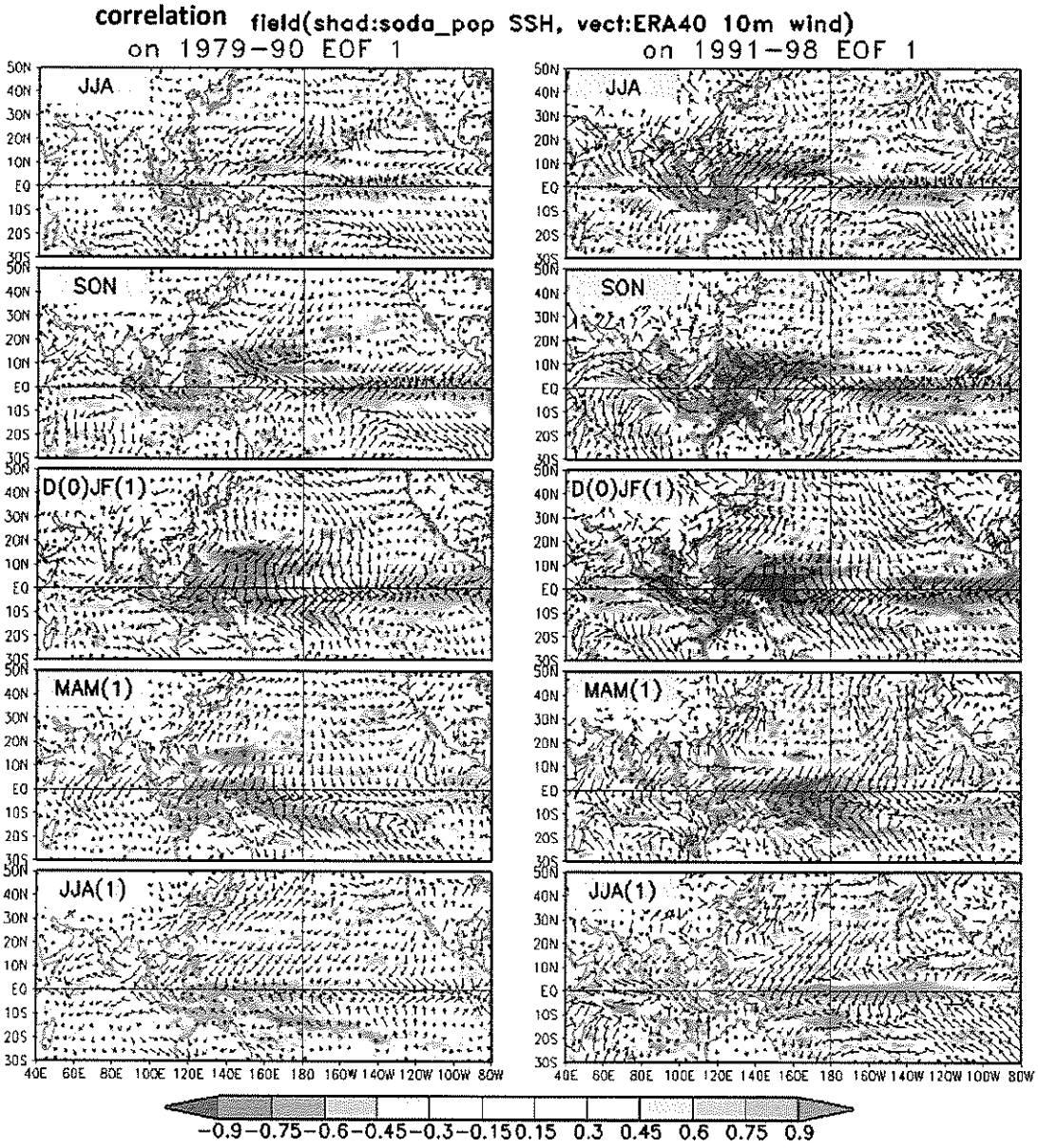


圖 8、左欄為 1979~1990 年 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。由上到下依序為當年夏天、秋天、冬天以及隔年春天、夏天的回歸圖。色階為海平面高度，箭頭為 10 公尺風場，右欄同左欄，但為 1991~1998 年 EOF1 主成分所得到的滯後回歸圖。

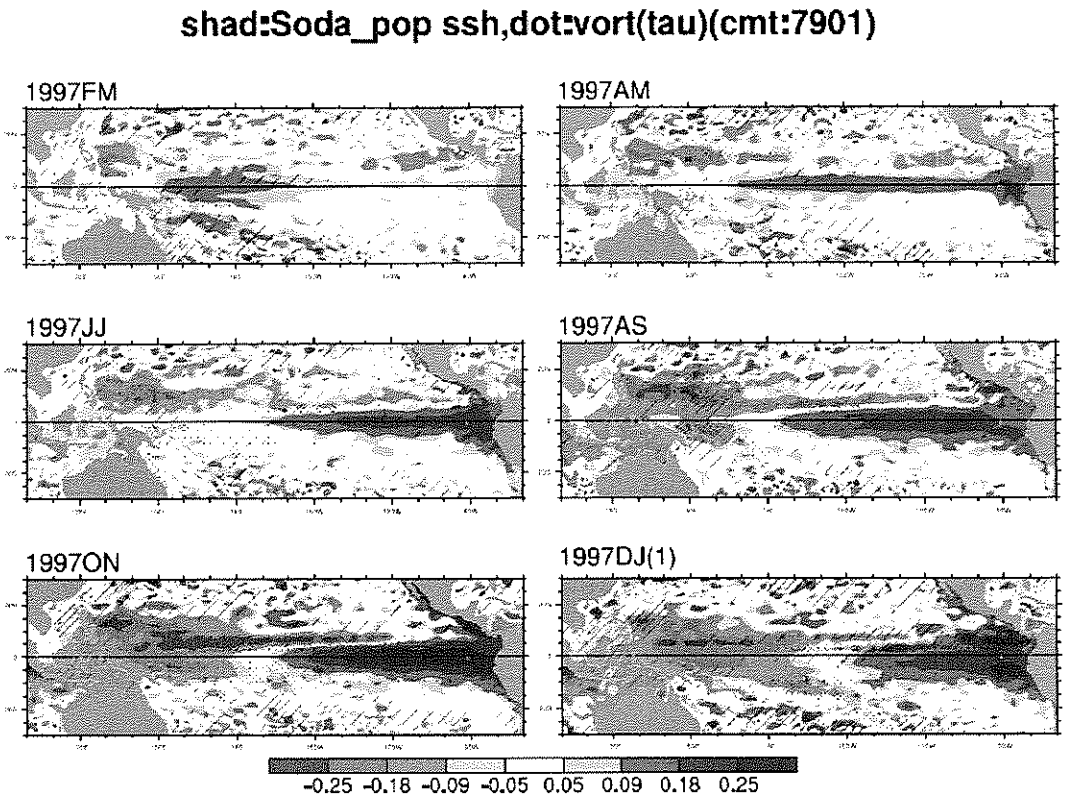


圖 9、1997 年每兩個月平均的海平面高度距平(色階)以及風應力渦度距平(點:正值，斜線:負值，密度越高代表值越大)。

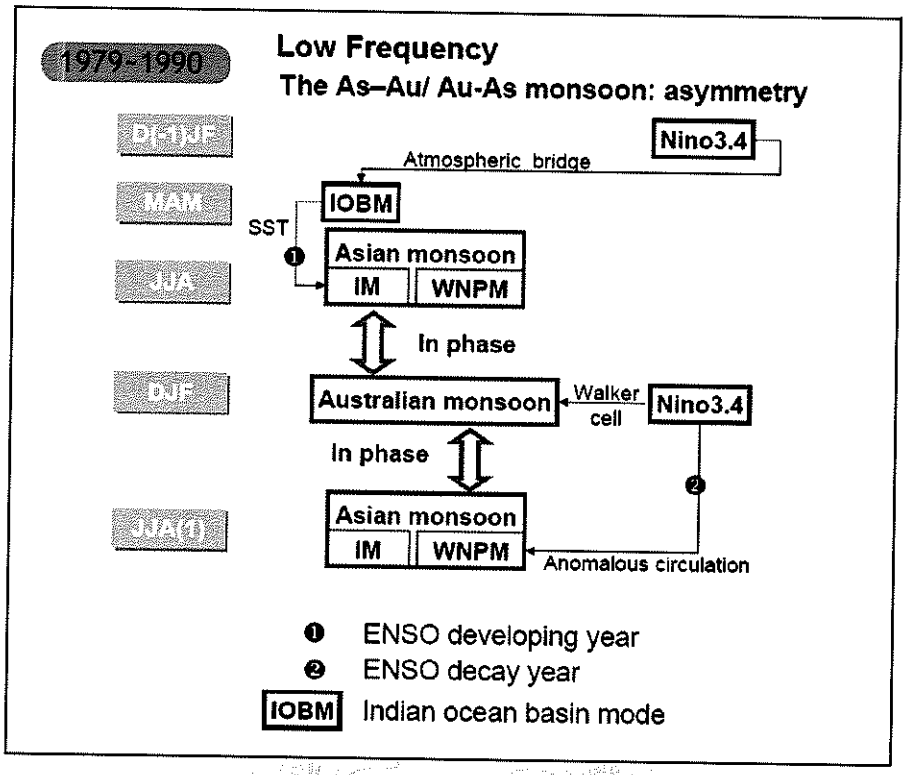


圖 10、1979~1990 年亞澳季風關聯性示意圖。

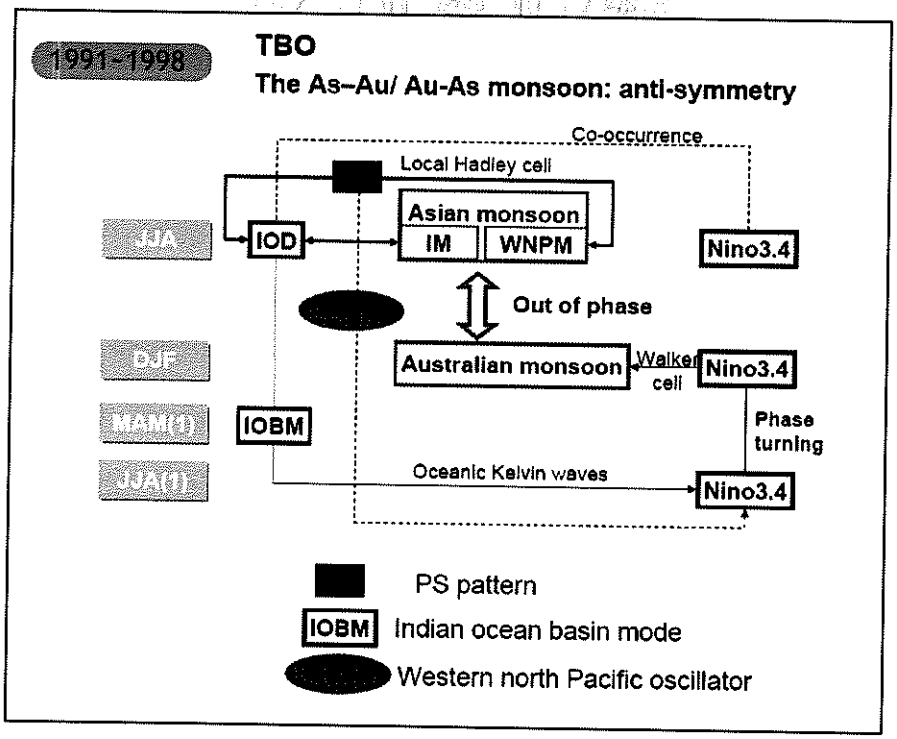


圖 11、1991~1998 年亞澳季風關聯性示意圖。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

數值模式資料同化系統評估研究

計畫類別：■國內　　□國外

計畫編號：MOTC-CWB-97-2M-03

執行期間：　97 年　1 月 29 日至 97　年 12　月　31 日

計畫主持人：　劉廣英

執行單位：中國文化大學

中華民國　　97 年　12　月　5 日

交通部中央氣象局 97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：數值模式資料同化系統評估研究

審議編號：		**部會署原計畫編號：**	MOTC-CWB-97-2M-03
主管機關：	交通部中央氣象局	**執行單位：**	**中國文化大學**
計畫主持人：	**劉廣英**	**聯絡人：**	**張忍成**
電話號碼：	(02)28619576	**傳真號碼：**	(02)28618280
期程：	97 年 1 月 29 日 至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	1,240.08 仟元	**經費(年度)**	1,240.08 仟元

執行情形：

1. **執行進度：**

	預定(%)	**實際(%)**	**比較(%)**
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2. **經費支用：**

	預定	**實際**	**支用率(%)**
當年	1,240,080	1,240,080	100
全程	1,240,080	1,240,080	100

3. **主要執行成果**：

(1) 進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試；(2) 含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估

詳細報告請見次頁。

4. **計畫變更說明**：

無

5. **落後原因**：

無

6. **主管機關之因應對策（檢討與建議）**:

後接研究成果報告全文

目錄

摘要.....1
一、前言……2
二、進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試……5
1、資料品管、同化分析與模式預報流程……5
2、 GPSt240 與 GPSt80 資料品管的比較……6
3、三組測試分析場的比較……7
4、三組測試預報結果的比較……8
5、結論……10
三、含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估……12
1、 CWBWRF 系統簡介及測試分組……12
2、測試結果分析……12
3、結論……13
四、成果與結論……14
1、進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/R0 折射率之作業準備暨測

試……14
2、含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估…14
參考文獻……16

圖表

圖 1、福衛三號衛星觀測點數量的時間序列圖。每筆資料的時間間隔為 6 小時，不同顏色代表不同月份的資料
圖 2、2008 年 1 月 GPS/RO 資料觀測點個數(上圖)及傳統探空觀測點個數(下圖)隨時間變化圖。各資料間隔 6 小時，以不同顏色區分
圖 3、2008 年 1 月 27 日接收到的全球傳統探空觀測點位置分布圖(上圖)及 GPS/RO 資料觀測點位置分布圖(下圖)。不同顏色代表同日中不同時間的資料，各圖下方時間後括弧內數字為該時間之資料量
圖 4、納入 GPS/RO 折射率觀測資料之 3DVAR 分析流程
圖 5、氣象局 GFS/3DVAR 系統 Major-Run 及 Post-Run 之分析與預報流程
圖 6、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc1 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc1 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc1 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80

流程中通過 qc1 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 7、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc2 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc2 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc2 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc2 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 8、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc3 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc3 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc3 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc3 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 9、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc4 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc4 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc4 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc4 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 10、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc5 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc5 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc5 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc5 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 11、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc1 至 qc5 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，下圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過所有檢定的觀測點，灰色的點為未通過所有檢定的點

圖 12、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點通過所有資料品管流程及通過 qc1 至 qc5 個

別品管流程檢定的資料百分比。紅色為 GPSt240 的檢定結果，綠色為 GPSt80 的檢定結果。圖中數字為通過檢定之資料點佔所有資料點的百分比

圖 13、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點通過所有資料品管流程檢定的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過所有檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過所有檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例

圖 14、2008 年 1 月全月 0012Z 溫度分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 15、2008 年 1 月全月 0618Z 溫度分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 16、2008 年 1 月全月 0012Z 水汽分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 17、2008 年 1 月全月 0618Z 水汽分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 18、2008 年 1 月全月 0012Z 東西向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 19、2008 年 1 月全月 0618Z 東西向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 20、2008 年 1 月全月 0012Z 南北向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異

圖 21、2008 年 1 月全月 0618Z 南北向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面

圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異
圖 22、2008 年 1 月全月 0012Z 溫度 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 23、2008 年 1 月全月 0618Z 溫度 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 24、2008 年 1 月全月 0012Z 水汽 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 25、2008 年 1 月全月 0618Z 水汽 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 26、2008 年 1 月全月 0012Z 東西向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 27、2008 年 1 月全月 0618Z 東西向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 28、2008 年 1 月全月 0012Z 南北向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 29、2008 年 1 月全月 0618Z 南北向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差
圖 30、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球(20衹 ~80衹)海平面氣壓預報場之距平相關隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之距平相關。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為

mgps24080 的預報結果
圖 31、2008 年 1 月各測試組 0012Z 海平面氣壓預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球(20祇 ~80祇)距平相關的比較，下圖為南半球(20訕~80訕)距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 32、2008 年 1 月各測試組 0618Z 海平面氣壓預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球(20祇 ~80祇)距平相關的比較，下圖為南半球(20訕~80訕)距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 33、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球(20祇 ~80祇)500hPa 高度預報場之距平相關隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之距平相關。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 34、2008 年 1 月各測試組 0012Z 500hPa 高度預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球距平相關的比較，下圖為南半球距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 35、2008 年 1 月各測試組 0618Z 500hPa 高度預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球距平相關的比較，下圖為南半球距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 36、2008 年 1 月各測試組之北半球各氣壓面高度距平相關月平均的比較。上二圖為 0012Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。下二圖為 0618Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 37、2008 年 1 月各測試組之南半球各氣壓面高度距平相關月平均的比較。上二圖為 0012Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。下二圖為 0618Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 38、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球 850hPa 溫度預報場之均方根誤差隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之均方根誤差。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 39、2008 年 1 月各測試組 0012Z 850hPa 溫度預報場之均方根誤差月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球(20祇 ~80祇)三組測試均方根誤差的比較，下圖為南半球(20訕~80訕) 三組測試均方根誤差的比較。圖中黑線為 mctl

的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果
圖 40、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面溫度預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 41、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面溫度預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 42、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面東西向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 43、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面東西向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 l 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 44、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面南北向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 45、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面南北向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 46、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面高度預報場之 S1 Score 月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 47、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面高度預報場之 S1 Score 月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果
圖 48、 CWBWRF 系統三層巢狀網格各網域的範圍、相對位置及水平網格點數
表 1、計畫中 WRF 系統之設定及參數與氣象局 CWBWRF 系統之設定及參數比較表
圖 49、CWBWRF 預報系統 Update Cycle 作業流程

圖 50、2008 年 1 月各測試組海平面氣壓預報場距平相關的變化圖。各圖由上至下第 1 至第 3 圖為距平相關隨時間變化圖，第四圖為距平相關月平均隨預報時間變化圖。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 51、2008 年 1 月各測試組 500hPa 高度預報場距平相關的變化圖。各圖由上至下第 1 至第 3 圖為距平相關隨時間變化圖，第四圖為距平相關月平均隨預報時間變化圖。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 52、2008 年 1 月各測試組 850hPa 溫度預報場均方根誤差隨時間變化圖。各圖由上至下分別為 12 小時預報、24 小時預報、48 小時預報及 72 小時預報的結果。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 53、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 54、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 55、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 56、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 57、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面東西向風預報場技術得分隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 58、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面南北向風預報場技術得分隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結

果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 59、2008 年 1 月各測試組 850hPa 溫度預報場與觀測資料之均方根誤差隨時間變化圖。各圖由上至下分別為 12 小時預報、24 小時預報、48 小時預報及 72 小時預報的結果。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 60、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場與觀測資料之均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 61、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場與觀測資料之平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 62、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場與觀測資料之均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 63、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場與觀測資料之平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 64、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面東西向風預報場與觀測資料之差異隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果
圖 65、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面南北向風預報場與觀測資料之差異隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果

數值模式資料同化系統評估研究

交付項目：進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試

完成期限：96 年 11 月 30 日

完成日期：96 年 11 月 29 日

交付項目:GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估

完成期限：96 年 11 月 30 日

完成日期：96 年 11 月 29 日

摘　　要

本計畫今年的主要工作為(1)進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試；(2)含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估。藉由此二項工作，本計畫建置及測試完成可同化 GPS/RO 折射率資料之 3DVAR 分析流程，並將其與氣象局現行作業的全球預報系統(GFS/3DVAR)分析預報流程進行整合。

計畫中初步了解品管流程對 GPS/RO 折射率資料在空間及時間上篩選的結果以提供分析與預報的參考，並助於改進個別品管流程篩選資料的精準度。

檢視同化GPS資料的3DVAR分析場可知同化GPS資料對溫度與水汽的分析場有較顯著的影響，對風場分析的影響不明顯。成而對GFS及WRF實驗預報結果的分析與評比顯示加入 GPS 同化分析的 GFS 預報表現整體而言在短中期預報(1~5 天)的表現是與無 GPS 同化分析的預報表現相當，但較長的預報(6~7 天)則有較佳的表現，且以南半球的預報最為明顯，這應與目前進入 GPS 同化分析的 GPS 資料點大部分在傳統資料較缺乏的南半球有關。而 0618Z 時 GPS 資料量雖大於傳

統探空站的資料量，但仍不足以大幅提升此時間 GFS 的預報表現。此外，GPS 資料的同化顯然對溫度的預報場有較顯著的影響，對風場預報的影響不明顯。而加入 GPS 同化分析的 GFS 預報結果對 WRF 整體的預報表現雖然影響不大，但並不會降低 WRF 的預報能力，甚至可提升 72~96 小時預報的預報能力。

所以根據 GFS 及 WRF 二預報系統整體對 GPS 資料同化的良好反應，此 GPS 同化分析流程可置入氣象局現行作業的全球預報系統，並符合正式作業的標準。

一、前言

數值天氣預報（NWP）作業向為中央氣象局（CWB）的重點工作之一。舉凡日常天氣預報、特殊災變天氣預報（如颱風等）、甚至長期預報作業（如旬、月預報者）等，無不參考來自客觀數值預報之結果。而目前氣象局積極發展之短期氣候監測與預報計畫，更架構在原有的 NWP 作業系統基礎上。然一個成功的數值預報，除仰賴模式完整之動力架構以及詳實的物理過程外，亦同時取決於初始分析場的真實性及其與模式特性之協調與否。尤其初始分析場在觀測資料量（特別是非傳統觀測）與日俱增且更多新觀測種類被不斷地開發應用的情況下，更是扮演了關鍵性的角色。國科會暨國家研究院太空實驗室（NSPO）積極推動的「福爾摩沙衛星三號」（即 FOMOSAT-3/COSMIC）任務所提供的觀測資料正是新一代的非傳統觀測資料，本計畫即希望能將此衛星資料納入氣象局的數值天氣預報作業中。

福爾摩沙衛星三號任務於 2006 年 4 月 14 日昇空而正式啟動。該任務共含 6 顆低軌微衛星群（LEOs），其上配載有 GPS 無線電波訊號接收器（GOX），在 GPS 衛星相對 LEO 呈日出／落狀態時，可透過所謂的「掩星」（radio occultation；RO）技術來探測大氣狀態的垂直分布（含熱力、質量、水氣等之統合資料）。待各衛星到達預定之布建軌道位置後，每日將可提供約 2500-3000 筆大氣掩星折射觀測事件暨不同反演程度之導出「偏折角」、或「折射率」探空（甚至溫度、氣壓及水汽等）。至 2008 年 11 月止，每日的觀測數量大致可達其預計數量之七八成左右（如圖 1 所示），雖然 00Z 及 12Z 的觀測數量仍不及傳統探空的觀測數量，但 06Z 及 18Z 的觀測數量卻遠多於傳統探空的觀測數量（如圖 2 所示），所以 GPS 全日的觀測數量已與傳統探空的觀測數量相當，時或出現超過的記錄。

福衛三號的 GPS/RO「側視」觀測技術與傳統衛星的「下視」技術相當不同並各有優劣。傳統衛星觀測雖然覆蓋面廣，水平解析度極高（如 QuikSCAT 或 SSM/I 等為 25 km，而 MODIS 更高達 1 km），卻存在垂直解析度明顯不足的缺失，因而傳統探空觀測一直是數值模式初始分析最主要的分析要素，而以衛星觀測在傳統探空觀測缺乏的區域做為輔助的資料。然傳統探空觀測雖是目前咸認為最準確、最值得信賴的觀測資料，其主要缺失卻在分布不均，因為測站大都設在陸地上，而佔地表大部分的洋面上觀測則付之厥如（如圖 3 所示）。近年來更因探空測站設備維持不易，測站數量已逐漸減少，目前平均僅 600 多站維持有每日二次的定時觀測，為氣象分析與預報之重大隱憂。福衛三號衛星所具備的 GPS/RO 觀測技術，挾其高垂直解析（200m ~ 1km，甚至可達 25m）之優勢、幾不受雲及降水系統影響之特質以及近乎全球均勻分布的觀測特性（如圖 3 所示），可涵蓋傳統觀測方式不易取得的海上資訊，更能彌補傳統探空及一般衛星觀測之缺失，遂可成為中央氣象局或世界各氣象作業單位，欲改善模式初始分析及預報表現的絕佳輔助分析

資料來源。目前歐洲展期預報中心（ECMWF）及美國國家環境預報中心(NCEP)已將福衛三號之觀測納入其正式的日常分析作業中。

RO 掩星折射觀測之工作原理是利用載於繞地球低軌衛星（LEO）上之 GPS 接收器所接收 GPS 訊號的時間延遲現象來監測無線電波訊號傳播在橫穿過地球大氣層所產生的折射情形，並可進一步利用模式反演推算出無線電波訊號所經路徑上之電子密度和溫度、壓力、及水汽含量等資料，是一種不受天候影響之主動大氣邊緣無線電波折射探測技術。但就大氣參數而言，其最大缺失為在無其他觀測或分析的協助下，並無法獨立反演出低層大氣溫度與水汽之垂直分布。所以欲同化「福衛三號」的 GPS/RO 折射觀測資料，除使用在掩星折射事件點（即 perigee or tangent point）上反演而得的 T 和 q 外，更精確的做法是直接同化掩星觀測點上之反演折射率（N），或以其建構之可觀測量（如溢相位），甚或是更原始的導出偏折角（α）。由於該三者均非模式分析變數，無法利用傳統的 OI 分析系統將其納入分析中，必須使用目前最先進的變分同化系統將其納入。且必須先建構一所謂的觀測算子及其伴隨算子，將 NWP 模式變數轉換成與觀測變數相當之「模擬觀測」(pseudo-observation)，方能順利將這類資訊植入變分同化系統中。同化折射率之建構較簡單而直接，較易在氣象局可提供的電腦資源下運作，而溢相位及偏折角的同化則相當繁複，必須增加電腦資源或允許較長的作業時間，考慮氣象局電腦資源整體運用的限制下，近期內無法達到能施行作業的程度。雖然同化折射率是目前較可行的方法，但可能的誤差來源為其乃將經 Abel 轉換反演而得之 GPS/RO 折射率視作在射線切點（近地點）之「局地」觀測，假設較多，若無強水平梯度則效果甚佳，但在對流層內則較易產生誤差。所以使用此局地折射率進行同化時必須適當地選擇資料品管的方法與流程來篩選適合分析及預報的資料，這是現今諸多遙測資料在納入分析使用時都需處理的重要步驟，也是作業流程中重要的工作之一。

在吾人前幾期計畫的努力下，已成功的在氣象局 GFS/3DVAR 分析系統中植入可同化福衛三號 GPS/RO 折射率的局地算子。歷經程式的優化及平行化改寫，在現行氣象局的電腦系統中已可於 40 分鐘內處理完 GPS/RO 折射率的同化流程，雖然無法符合 GFS 系統 Major-Run 預報流程之時間限制，但卻可建置在 GFS 系統 Post-Run 預報流程內以使 GPS/RO 折射率對 GFS 系統的分析及預報產生貢獻。前期計畫的工作成果也顯示當 GPS/RO 折射率資料經過適當的品管篩選流程後，在 GFS/3DVAR 分析系統中同化此資料對預報結果有正面的影響，所以值得在氣象局正式的 GFS 預報作業中引入此資料，希望能達成在氣象局的氣象預報作業中使用我國福衛三號衛星資料的目的。

因此，本計畫之主要目的即在整合氣象局 GFS/3DVAR 作業流程及 GPS/RO 折

射率資料的「局地」算子模組，為正式作業做準備。本計畫在今（97）年度所預計的二項主要工作為：(1) 進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試；(2) 含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估。希望藉由此二項工作的完成可使加入 GPS/RO 局地折射率的 GFS 系統預報結果達到氣象局正式作業的標準，並了解此 GFS 系統預報結果對下游區域模式預報的影響。以下將詳細描述此二項工作的成果並對此計畫作一總結。

二、進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試

1、資料品管、同化分析與模式預報流程

根據前期計畫測試的結果，適當的資料品管(QC)機制有助於增進 GPS/RO 折射率資料對分析及預報的貢獻。所以本期計畫採行下列 5 項 GPS/RO 折射率觀測資料篩選品管方法以增進資料同化分析的品質

(1)qc1：過濾掉相對距離小於一個網格距內兩個 GPS 探空中的較晚發生者。

(2)qc2：過濾掉|Z-score| ≧4 者。Z-score 可視為觀測資料與"氣候平均"的差異，此氣候平均是由 2006 年 4 月至 2007 年 3 月 10 萬多筆 GPS/RO 折射率觀測資料計算得到。

(3)qc3：過濾掉觀測資料最低層高於高度過濾函數(fgate)的資料，本計畫所使用的高度過濾函數為

(i)當緯度大於南緯 30 度時 fgate=0.3 公里。

(ii)當緯度小於等於南緯 30 度時 fgate( )=觀測點的地形高度+2 公里。

(4)qc4：過濾掉觀測與初始猜測場有較大差異的資料，即觀測點資料中符合 MAX(ABS(m-o)/o)*100%的值大於 7%時，此點資料將予以濾除。其中 m 為初始猜測場在觀測點的值，o 為觀測值，ABS 表取絕對值，MAX 表取觀測點所有資料計算值的極大值。

(5)qc5；過濾掉系統性誤差值－AVG(((m-o)/o)*100%)＞1.5%與＜-1.0%者。其中 m 為初始猜測場在觀測點的值，o 為觀測值，AVG 表取觀測點所有資料的平均。

此外，由於北半球陸地分布較廣，影響低層資料的品質，所以將北半球觀測資料距海平面 5 公里高至海平面以初始猜測場資料彌足或置換。

前期計畫考慮當時計算機資源的限制及 GPS/RO 觀測資料水平分布密度較疏的現象，所以將納入 GPS/RO 折射率資料的 3DVAR 同化分析流程設計成圖 4 所示。整個同化分析流程分為二個階段，第一階段將不含 GPS/RO 折射率資料的所有觀測資料與初始猜測場進行同化分析，此時 3DVAR 的水平解析度與預報模式一致。第二階段則將第一階段產生的分析場做為初始猜測場，只納入 GPS/RO 折射率資料進行同化分析，此時調降 3DVAR 的水平解析度為 T80。由於計算機資源的增加及 GPS 資料水平分布密度也隨福衛三號衛星逐漸穩定而增加，所以本計畫對第二階段含 GPS 資料的同化分析進行二種不同流程的測試：

(1)第一種流程(GPSt240)是將同化 GPS 資料時之 3DVAR 水平解析度還原與預報模式一致，即由 T80 調整為 T240，優點是流程可簡化許多且無需轉換分析場的解析度，減少計算誤差的累積並保有分析場完整的資訊，缺點則是需耗費相當多的計算機資源。

(2)第二種流程(GPSt80)同化 GPS 資料時之 3DVAR 水平解析度仍使用較低的解析度 T80，並不與預報模式的解析度一致。雖然此流程與前期計畫所使用的相

同，但為配合未來實際作業及模式解析度可能的調整，本期計畫改寫及調整其中部分程式以減少作業及解析度更動時產生的錯誤。此流程的優點是對計算機資源的需求較低，缺點是流程較複雜不易維護，且其中需多次轉換分析場的水平解析度，較易累積計算誤差。

以上二流程的改進均由陳御群先生及陳雯美小姐所完成，而 IBM 駐氣象局工程師李長華先生則協助程式的編譯及優化。經過大量的個案測試，GPSt240 平均需要的運算時間約 120 分鐘，而 GPSt80 平均需要的運算時間約 8 分鐘，所以二者應可置入氣象局 GFS Post-Run 的流程中，GPSt80 甚至可置入 GFS Major-Run 的流程中。

前期計畫測試 GPS/RO 折射率資料同化分析之影響所使用的 GFS 分析及預報系統均非氣象局現行作業的系統，所以本期計畫建置與氣象局作業流程相同的 GFS 分析預報系統以測試 GPS/RO 折射率資料同化分析對實際作業的影響。相關的調整包含 GFS 分析預報系統的水平解析度由 T180 提升為 T240，垂直層數仍維持 30 層，分析預報流程也由不考慮即時性的 Post-Run 流程改進為較複雜的考慮即時性的 Major-Run+Post-Run 流程(圖 5)，二流程除預報即時性的要求不同外，所使用的觀測資料來源及種類也不同。雖然 GPSt80 同化分析所需的時間很短，但考慮所有測試均有一致的流程以利於比較，所以將 GPS/RO 折射率資料同化分析流程僅納入 Post-Run 的流程中。本計畫選取的測試時段為 2008 年 1 月，所以使用的 GFS 預報模式為當時作業所使用的 GFS 預報模式以便於驗證本計畫的結果。(氣象局於 2008 年 5 月更新作業的 GFS 預報模式中之大氣輻射模組)

本計畫選定 2008 年 1 月作為測試 GPS/RO 折射率資料同化分析對 GFS 系統之影響的時段，測試分組為：

(1)noGPS-GFS(mctl)測試組為不含 GPS 資料同化分析流程並與氣象局作業流程相同 Major-Run 的預報結果。

(2)GPSt240-GFS(mgps240)測試組為含 GPSt240 GPS 資料同化分析流程並與氣象局作業流程相同 Major-Run 的預報結果。

(3)GPSt80-GFS(mgps24080)測試組為含 GPSt80 GPS 資料同化分析流程並與氣象局作業流程相同 Major-Run 的預報結果。

所有測試均仿照氣象局 GFS 作業流程執行一天 4 次、相隔 6 小時 Major-Run+Post-Run 的預報，其中 Major-Run 預報 168 小時(7 天)，而 Post-Run 只預報 6 小時作為下一預報時間的初始猜測場。

2、GPSt240 與 GPSt80 資料品管的比較

圖 6 至圖 10 比較二種 GPS 同化流程中 GPS 資料經由 qc1~qc5 個別品管流程檢定後可使用資料點整個月全球的分布狀況及各預報時間同化分析可使用資料點數隨時間變化的情形。qc1 的檢定是依據 GPS 的歷史統計值對資料作篩選，所以二種 GPS 同化流程檢定的結果完全相同，GPS 資料有 90%以上可通過此檢定。qc2 的檢定是要求在同一個模式網格內只保留一個觀測點，所以可看到 GPSt240

因為網格間距較小，資料同在一個網格的機會也較低，所以被濾除的資料較GFSt80 為少，但二種 GPS 同化流程檢定的結果均可保留 95%以上的資料。各觀測點的資料由海平面以上 200 公尺開始存放，共有 175 層，間隔 200 公尺。而 qc3 的檢定是要求觀測點上最低可用資料之高度在南緯 30 度以北須低於 300 公尺，相當於所有 175 層均有資料才使用，而在在南緯 30 度以南則放寬標準，只要最低可用資料之高度位於地形高度以上 2000 公尺內即予以保留，所以由圖中可看到保留的資料點大都位於南緯 30 度以南，而南緯 30 度以北被保留的資料點則以海上居多。低緯區通過檢定的點不多，顯見此區海上的觀測資料較缺乏低層資料。由於 GPSt80 修正 qc3 檢定時需要的地形資料，所以 GPSt80 的檢定結果保留較多的觀測點，但仍無法保留 50%以上的資料，未來可根據分析及預報表現逐步改進此一品管流程以保留較多的資料。qc4 的檢定是根據同化分析所用的初始猜測場來濾除觀測資料中不正常的極值，由於二種 GPS 同化流程的解析度不同，且 GPSt80 的初始猜測場需經過轉換解析度的計算，所以二種同化流程的檢定結果有一些差異，但均保留約 80%的資料。qc5 的檢定則是根據同化分析所用的初始猜測場來濾除觀測資料與初始猜測場差異較大的點，考慮的是整層資料的平均差異，所以二種 GPS 同化流程的檢定結果相當接近，可保留 90%以上的資料。

圖 11 顯示二種 GPS 同化流程中整個月實際被納入同化分析中的資料點全球分布的情形，其分布型態顯然與 qc3 的檢定結果類似，再次顯示 qc3 品管流程對實際資料使用量有決定性的影響。圖 12 顯示二種 GPS 同化流程中整個月實際被納入同化分析中之資料比例與個別品管流程所保留之資料比例的比較，由圖中可看到 GPS 同化流程實際可使用的資料量要少於上述個別品管流程中所保留的資料量，原因是資料品管流程要求 GPS 資料須通過上述所有 5 項品管流程才可進入 3DVAR 中進行同化分析，只要任一品管流程檢定不過即予以濾除而不使用，所以 5 項品管流程交叉檢定的結果造成更多的資料被濾除。圖 13 顯示二種 GPS 同化流程中整個月每次同化分析中實際被納入之資料量變化的情形，顯示被納入同化之 GPS 資料佔全部接收資料的比例變化幅度不大，約在 30%上下，相當接近 NCEP 所使用的資料比例(約 35%)，且二 GPS 同化流程實際使用的資料量差異並不大。

3、三組測試分析場的比較

以下將比較三組測試 2008 年 1 月所有分析場的全月平均差異(mgps240-mctl、mgps24080-mctl 及 mgps240-mgps24080)，此差異並取經向平均，而以氣壓與緯度為座標顯示平均的結果。分為二組進行比較，0012Z 組是 00Z 及 12Z 分析場加總的結果，0618Z 組是 06Z 及 18Z 分析場加總的結果。

圖 14 是 0012Z 溫度分析場的平均差異，由圖中可知在接近南極及北緯 60 度低層附近 mgps240 及 mgps24080 與 mctl 出現較明顯的差異，所以 GPS 觀測資料的多寡(見圖 11)對同化分析的結果是有相當大的影響。mgps240 與 mgps24080 之間的差異也出現在上述二區域，首先是接近南極區域與 mctl 的差異以 mgps24080 差異較大，其次是 mgps240 在北緯 60 度低層附近與 mctl 的差異在

mgps24080 的結果中並未出現，雖然差異值並不大，但仍顯示不同解析度的 GPS 同化分析流程會對長時間累積的分析及預報產生影響。圖 15 則顯示 0618Z 溫度分析場的平均差異，其結果與 0012Z 的結果類似，最大的不同是 mgps240 在北緯 60 度低層附近與 mctl 並無明顯差異，mgps240 與 mgps24080 在南極附近的差異也增大。

圖 16 是 0012Z 水汽分析場的平均差異，雖然有明顯的差異分布，但差異值比平均水汽值(約 0.001~0.01 kg/kg)小二個數量級。mgps240 及 mgps24080 與 mctl 出現較明顯差異的區域除 GPS 資料較多的南緯 30 度附近外，赤道區也是一有明顯差異的區域，顯示 GPS 資料的同化對赤道區水汽場的分析有相當大的影響。mgps240 與 mgps24080 之間的差異也相當明顯，300hPa 以下 mgps24080 的分析場含較多的水汽，但在北緯 30 度至赤道 700hPa 以下、南緯 40 度附近 700hPa 至 600hPa 之間及近南極的區域卻是 mgps240 含有較多的水汽，而 200hPa 以上的分析場則是 mgps240 含有較多的水汽。圖 17 顯示 0618Z 水汽分析場的平均差異，大致與 0012Z 的結果類似。

圖 18 至圖 21 顯示風場(U,V)分析的差異，雖差異分布並不完全一致，但無法區分明顯的差異，且差異值也很小。由此可知同化 GPS 資料對溫度與水汽的分析場有較顯著的影響，對風場分析的影響不明顯。這是因為 GPS 資料在同化過程中是直接改變溫度與水汽的分布，對風場並無直接影響。風場的改變是透過 3DVAR 中質量場與風場的制約關係間接達成。

4、三組測試預報結果的比較

由於觀測資料對短期預報的影響較顯著，所以首先檢視各測試組全月 24 小時預報的平均偏差，以了解上述分析場的差異對預報的影響。各組預報場的偏差均為同組預報場與分析場的差值，除取全月的時間平均外，空間上也取經向平均以便於與前節分析場差異相互比較。與前節分析場分析時相同，預報結果的分析也分 0012Z 及 0618Z 二組不同預報起始時間的組合。

圖 22 是 0012Z 組 24 小時溫度預報的平均偏差，三組平均偏差的分布相當類似，平均偏差的極值也無太大差異。尤其是同化 GPS 資料的二組結果幾乎一致，顯示不同的同化流程雖對分析場產生影響，但不致大幅改變預報的結果。有無同化 GPS 資料的預報結果之間在北半球低層、赤道上空及南緯 60 度以南的區域有一些可見的差異，但差異並不大。圖 23 是 0618Z 組 24 小時溫度預報的平均偏差，雖然三組平均偏差在分布的差異上與 0012Z 組類似，但平均偏差的極值不同，同化 GPS 資料的預報平均偏差在南極附近有較大的極值，此應與分析場(圖 15)中南極附近的較大差異有關。

圖 24 至圖 29 分別顯示 24 小時水汽預報及風場預報的平均偏差。整體而言，各測試組這些預報場的平均偏差之間只有極小的差異，不若溫度預報場般見到明顯的差異。

由以上的分析可知同化 GPS 資料對短期溫度預報有較顯著的影響。而納入

GPS 同化分析的預報並未使預報結果產生不正常的偏離，顯示整合 GFS 作業系統與 GPS 同化系統的工作是成功的。

以下將使用距平相關(Anomaly Correlation, AC)、均方根誤差(Root Mean Square Error, RMSE)及 S1 Score 三項技術得分(Skill Score)來評比三組測試預報結果的表現。

圖 30 顯示各測試組 0012Z 北半球(20°N~80°N)海平面氣壓預報場距平相關隨時間變化的比較。由圖中可知三組測試的預報表現在 1、3、5 天的預報均相當接近，7 天的預報才有較大的差異，但變化的趨勢是類似的。圖 31 整合圖 30 各預報天數的表現，顯示加入 GPS 同化分析的預報在 1~6 天的表現與無 GPS 同化分析的預報相當，但第 7 天的預報顯然較佳，而 mgps24080 稍優於 mgps240。而各測試組在南半球(20°S~80°S)的預報表現與北半球有一些不同，mgps24080 的預報表現與 mctl 接近，mgps240 反而從第 5 天的預報後均有較佳的表現。圖 32 顯示各測試組 0618Z 海平面氣壓預報場距平相關隨預報天數變化的比較，由圖中可知三組測試在北半球有相當接近的預報表現，但仍可看出加入 GPS 同化分析的預報稍佳。南半球也有類似的現象，但加入 GPS 同化分析的預報表現在 5、6 天的預報上明顯較佳。此外，加入 GPS 同化分析的二組預報在南半球的預報表現差異不大，此與北半球的結果不同。

圖 33 顯示各測試組 0012Z 北半球 500hPa 高度預報場距平相關隨時間變化的比較。由圖中可看出與海平面氣壓預報場距平相關類似的表現，即三組測試的預報表現在 1、3、5 天的預報均相當接近，7 天的預報才有較大的差異，但變化的趨勢是類似的。圖 34 及圖 35 顯示各測試組 0012Z 及 0618Z 之 500hPa 高度預報場距平相關隨預報天數變化的比較，0012Z 的表現與海平面氣壓預報場距平相關類似，在北半球 mgps24080 稍優於 mgps240，在南半球 mgps24080 的預報表現與 mctl 接近，mgps240 反而從第 5 天的預報後均有較佳的表現。0618Z 之 500hPa 高度預報場距平相關在北半球的表現與海平面氣壓預報場距平相關類似，但在南半球，加入 GPS 同化分析的預報表現在 5 天之後的預報上明顯較佳，尤其是 mgps24080 最明顯。

由前述的討論可知加入 GPS 同化分析的預報表現在 5 天以後的預報上明顯較佳，所以探討 5 天及 7 天各測試組在整層大氣的表現。圖 36 顯示北半球各氣壓面高度預報場距平相關之變化，0012Z 加入 GPS 同化分析的預報表現在各層均優於無 GPS 同化分析的預報表現，且 mgps24080 有最佳的表現。0618Z 三組測試的預報表現差異較不明顯，加入 GPS 同化分析的預報表現在低層略優於無 GPS 同化分析的預報表現。圖 37 顯示南半球各氣壓面高度預報場距平相關之變化，明顯與北半球不同。0012Z 三組測試之 5 天預報仍相當接近，但 7 天預報 mgps240 各層的預報表現明顯均優於其他二組。而 0618Z 加入 GPS 同化分析的預報表現在 5 天預報中各層均略優於無 GPS 同化分析的預報表現，7 天預報則見 mgps24080 在 850hPa 以上有優於其他二組測試的表現。

由以上預報場距平相關的分析中可知，加入 GPS 同化分析的預報表現整體而

言在短中期預報(1~5 天)的表現是與無 GPS 同化分析的預報表現相當，但較長的預報(6~7 天)則有較佳的表現，且以南半球的預報最為明顯，這應與目前進入 GPS 同化分析的 GPS 資料點大部分在傳統資料較缺乏的南半球有關。而 0618Z 時 GPS 資料量雖大於傳統探空站的資料量，但仍不足以大幅提升此時間 GFS 的預報表現。

由於三組測試在 0618Z 的預報表現差異與 0012Z 相當，所以之後的討論將針對 0012Z 的結果進行比較。圖 38 顯示各測試組 0012Z 北半球 850hPa 溫度預報場均方根誤差隨時間變化的比較。由圖中可知三組測試的預報表現在 1、3、5 天的預報均相當接近，7 天的預報才有較大的差異，以 mgps24080 的預報表現最佳，但三者變化的趨勢是類似的。圖 39 整合圖 38 各預報天數的表現，顯示對北半球的預報，加入 GPS 同化分析的預報表現均優於無 GPS 同化分析的預報，且隨預報天數的增加二者的差距有稍微加大的情形，而 mgps240 與 mgps24080 的預報表現並無太大差距。但對南半球的預報，三組測試的預報表現則非常接近。圖 40 顯示各測試組 0012Z 北半球各氣壓面溫度預報場均方根誤差的變化，由圖中可知除 100hPa 以上外，各預報天數各氣壓面，加入 GPS 同化分析的預報表現均優於無 GPS 同化分析的預報，二者在低層的差距較為明顯，而 mgps240 與 mgps24080 的預報表現並無太大差異。圖 41 顯示各測試組 0012Z 南半球各氣壓面溫度預報場均方根誤差的變化，由圖中可知三組測試 1 天的預報表現相當接近，3~7 天的預報表現，在 700hPa 以下三組測試的預報表現仍相當一致，但 700hPa 以上、50hPa 以下加入 GPS 同化分析的預報表現均優於無 GPS 同化分析的預報，且二者差距比北半球的結果明顯。

圖 42 至圖 45 顯示各測試組 0012Z 北、南半球各氣壓面預報風場之均方根誤差的變化。整體而言，加入 GPS 同化分析的風場預報表現均優於無 GPS 同化分析的預報，但並不若溫度預報場般明顯且有垂直變化。加入 GPS 同化分析的風場預報表現與無 GPS 同化分析的預報在 400hPa~200hPa 之間有較大的差距。而 mgps240 與 mgps24080 的預報表現並無太大差異

最後，圖 46 及圖 47 顯示北、南半球各氣壓面高度場 S1 Score 的變化。由圖中可知加入 GPS 同化分析的預報表現略優於無 GPS 同化分析的預報，但差距極小，顯示 GPS 的同化對預報場梯度的變化不致產生不良的影響。

5、結論

本計劃建置及測試完成可同化 GPS/RO 折射率資料之 3DVAR 分析流程，並與氣象局現行作業的全球預報系統(GFS/3DVAR)分析預報流程完成整合。經過大量的個案測試，解析度為 T240 的 GPS 同化流程平均需要的運算時間約 120 分鐘，而解析度為 T80 的 GPS 同化流程平均需要的運算時間只約 8 分鐘，所以將 GPS 同化流程置入氣象局現行作業的全球預報系統是可行的。

對品管流程資料篩選的分析顯示 GPS 有效資料的最低高度是目前流程中決定使用 GPS 資料數量多寡的主要因素，未來可針對此一品管流程進行調整以保留

更多的資料。計畫中實際被納入同化之 GPS 資料量佔總接收資料的比例約在 30%上下，相當接近 NCEP 所使用的資料比例(約 35%)，且二 GPS 同化流程實際使用的資料量差異並不大。

對 3DVAR 同化分析後分析場的評比顯示 GPS 觀測資料的多寡對同化分析的結果是有相當大的影響，而不同解析度的 GPS 同化分析流程會對長時間累積的分析及預報產生影響。此外，同化 GPS 資料對溫度與水汽的分析場有較顯著的影響，對風場分析的影響不明顯。

對預報結果的分析評比顯示，加入 GPS 同化分析的預報表現整體而言在短中期預報(1~5 天)的表現是與無 GPS 同化分析的預報表現相當，但較長的預報(6~7 天)則有較佳的表現，且以南半球的預報最為明顯，這應與目前進入 GPS 同化分析的 GPS 資料點大部分在傳統資料較缺乏的南半球有關。而 0618Z 時 GPS 資料量雖大於傳統探空站的資料量，但仍不足以大幅提升此時間 GFS 的預報表現。此外，GPS 資料的同化顯然對溫度的預報場有較顯著的影響，對風場預報的影響不明顯。

綜合以上的結果顯示本計畫整合完成的可同化 GPS 資料之全球預報系統是符合正式作業的標準。

三、含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估

1、CWBWRF 系統簡介及測試分組

本計畫所使用的 WRF 分析預報流程與氣象局作業所使用的 CWBWRF 系統完全一致，除可利用氣象局的作業產品驗證計畫的結果外，計畫所得之現象及結論也可提供氣象局做為作業改進的參考。氣象局現行作業的 CWBWRF 系統(2008 年 5 月 30 日上線)主要包含三維同化分析系統 WRF-VAR 及預報模式 WRF，WRF-VAR 的版本為 V2.1，而 WRF 的版本為 V2.2.1 版，但在雲物理上採用陶為國博士所設計的模組，此模組雖不為 WRFV2.2.1 版的雲物理模組，但已為 WRFV3.0 版所採用。CWBWRF 系統採用巢狀網格設計以同時兼顧空間高解析度的需求及計算機資源的限制，目前的設定包含三層網域，圖 48 顯示各網域的範圍、相對位置及水平網格點數，各網域的水平網格間距由粗至細分別為 45 公里、15 公里及 5 公里。CWBWRF 系統的各項分析及預報之設定及參數詳見表 1。

目前 CWBWRF 系統已執行 Update-Cycle 型式的預報流程(見圖 49)，一天共執行 4 次分析及預報，每次間隔 6 小時，本計畫也採用相同的分析預報流程進行測試，但將預報長度微幅增至 96 小時。

計畫此部分主要是檢視GFS系統納入GPS資料同化分析後之預報結果對下游區域模式的影響，以提供未來 GPS 資料同化分析模組正式作業與否的依據。所以測試分組也根據計畫第一項工作的測試分組分為下列三組：

(1) WRF_noGPS-GFS 測試組為 WRF 使用 noGPS-GFS 預報結果作為邊界條件的預報結果。

(2)WRF_GPSt240-GFS 測試組為 WRF 使用 GPSt240-GFS 預報結果作為邊界條件的預報結果。

(3)WRF_GPSt80-GFS 測試組為 WRF 使用 GPSt80-GFS 預報結果作為邊界條件的預報結果。

各測試組 WRF 均進行 2008 年 1 月每日 4 次間隔 6 小時、三層網域的 Update-Cycle 型式預報，而 WRF 邊界條件所使用之 GFS 預報場的時間間隔亦為 6 小時。WRF 三層網域的預報結果輸出間隔均為 12 小時。

2、測試結果分析

由於 GFS 預報結果對 WRF 第一層網域有最直接的影響，所以針對各組測試的第一層網域預報結果進行比較分析。

圖 50 顯示三組測試的海平面氣壓預報場距平相關比較，三組測試不論逐時或全月平均的預報表現並無太大差異，只有在 72~96 小時預報上看到使用 GPSt240-GFS 及 GFSt80-GFS 預報結果的 WRF 預報有較佳的預報表現，且 WRF_GPSt240-GFS 與 WRF_GPSt80-GFS 的預報表現幾乎一致，此與前述 GFS 的預報表現一致，原因是 WRF 使用 GFS 預報結果作為邊界條件，所以在較長的預報後

也受到 GFS 預報的影響。圖 51 之 500hPa 高度預報場距平相關比較也可看到相同的現象。

圖 52 顯示三組測試之 850hPa 溫度預報場均方根誤差隨時間變化的比較，三組測試的預報表現仍相當一致。圖 53 則顯示三組測試各氣壓面溫度預報場之均方根誤差月平均隨預報天數的變化，三組測試的預報表現幾乎相同。圖 54 顯示三組測試各氣壓面溫度預報場平均誤差月平均隨預報天數的變化，由圖中可知 WRF_GPSt240-GFS 及 WRF_GFSt80-GFS 的預報結果與 WRF_noGPS-GFS 的預報有極小的差異，但 WRF_GPSt240-GFS 與 WRF_GFSt80-GFS 之間仍無差異。

圖 55 及圖 56 顯示三組測試水汽預報場的預報表現，其結果與溫度預報場的預報表現相同，即三組測試均方根誤差月平均隨預報天數的變化幾乎相同，而 WRF_GPSt240-GFS 及 WRF_GFSt80-GFS 的平均誤差月平均與 WRF_noGPS-GFS 的平均誤差月平均之間可看到一些差異，但 WRF_GPSt240-GFS 與 WRF_GFSt80-GFS 之間仍無差異。

圖 57 及圖 58 為三組測試對風場預報的預報表現，其結果與上述質量場的結果類似，只是三組測試的南北向風(V)預報場平均誤差月平均之間是沒有明顯差異的。

以上是由預報場與分析場之間的差異作為評比的依據，而預報場與真實觀測資料之間的差異更能反應各測試組的預報能力，所以下面即討論三組測試的預報場與探空資料之間的差異來評比各組測試的預報表現。

圖 59 顯示各測試組 850hPa 溫度預報場與觀測資料之均方根誤差隨時間的變化，再一次看到幾乎相同的預報表現。圖 60 各層溫度預報場與觀測資料之均方根誤差月平均隨預報天數的變化依然沒有出現明顯的差異。圖 61 各層溫度預報場與觀測資料之平均誤差月平均隨預報天數的變化在 500hPa 及 300hPa 出現微小差異。圖 62 及圖 63 的水汽預報表現與溫度類似。而圖 64 及圖 65 的風場預報表現中，各組測試的均方根誤差月平均與平均誤差月平均都無法看出明顯差異。

以上的比較分析顯示加入 GPS 同化分析的 GFS 預報結果對 WRF 整體的預報表現不會產生不良的影響，甚至可提升 72~96 小時預報的預報能力。

3、結論

計畫此部分主要是藉由 CWBWRF 預報流程來檢視 GFS 系統納入 GPS 資料同化分析後之預報結果對下游區域模式的影響，以提供未來 GPS 資料同化分析模組正式作業與否的依據。WRF 預報也根據計畫第一項工作的測試分組分為三組以比較有無 GPS 同化分析及不同 GPS 同化分析流程之 GFS 預報結果對 WRF 預報的影響。

藉由對三組測試預報結果各項技術得分及與觀測資料差異的評比，顯示加入 GPS 同化分析的 GFS 預報結果對 WRF 整體的預報表現雖然影響不大，但並不會降低 WRF 的預報能力，甚至可提升 72~96 小時預報的預報能力。所以根據此項結論，GPS 資料同化分析模組已符合正式作業的標準。

四、成果與結論

本計畫今年各項目的成果分項條列如下：

1、進行 GFS/3DVAR 以局地算子同化福衛三號 GPS/RO 折射率之作業準備暨測試。

(1)了解品管流程對 GPS/RO 折射率資料在空間及時間上篩選的結果以提供分析與預報的參考。而對個別品管流程結果的特性分析也有助於改進個別品管流程篩選資料的精準度。

(2)建置及測試完成可同化 GPS/RO 折射率資料之 3DVAR 分析流程。本計畫改寫、重整及優化前期已完成的 3DVAR 同化 GPS 資料流程，完成二種同化 GPS 資料的流程。第一種流程同化 GPS 資料時之 3DVAR 水平解析度與預報模式同 T240，優點是流程可簡化許多且無需轉換分析場的解析度，減少計算誤差的累積並保有分析場完整的資訊，缺點則是需耗費相當多的計算機資源，計畫中執行此流程所需的計算時間平均約 120 分鐘。第二種流程同化 GPS 資料時之 3DVAR 水平解析度使用較低的解析度 T80，不與預報模式的解析度一致。此流程的優點是對計算機資源的需求較低，缺點是流程較複雜不易維護，且其中需多次轉換分析場的水平解析度，較易累積計算誤差，但計畫中執行此流程所需的計算時間平均只有 8 分鐘，所以將此一流程置入 GFS 預報作業流程是可以符合作業時效的要求。檢視同化 GPS 資料的 3DVAR 分析場可知同化 GPS 資料對溫度與水汽的分析場有較顯著的影響，對風場分析的影響不明顯。

(3)整合完成同化 GPS/RO 折射率資料之 3DVAR 分析流程與氣象局現行作業的全球預報系統(GFS/3DVAR)分析預報流程。整個流程包含 Major-Run+Post-Run 流程，二流程除預報即時性的要求不同外，所使用的觀測資料來源及種類也不同。目前同化 GPS/RO 折射率資料之 3DVAR 分析流程僅納入 Post-Run 的流程中。

(4)使用整合完成的 GFS 分析預報系統完成 2008 年 1 月的預報實驗。實驗共分為三測試組以測試有無 GPS 同化對分析及預報的影響與不同 GPS 同化流程對分析及預報的影響。所有測試組均執行一天 4 次、相隔 6 小時 Major-Run+Post-Run 的預報，其中 Major-Run 預報 168 小時(7 天)，而 Post-Run 只預報 6 小時作為下一預報時間的初始猜測場。

(5)完成預報實驗所有預報結果的分析與評比。

2、含 GPS/RO 資料之全球模式預報場對氣象局區域模式預報之影響評估。

(1)建置完成與氣象局現行作業相同的 CWBWRF 系統之分析預報流程。此流程氣象局於 2008 年 5 月 30 日正式上線，主要包含三維同化分析系統 WRF-VAR 及預報模式 WRF，WRF-VAR 的版本為 V2.1，而 WRF 的版本為 V2.2.1 版，但在雲物理上採用陶為國博士所設計的模組。CWBWRF 系統採用巢狀網格設計，目前的設定包含三層網域，各網域的水平網格間距由粗至細分別為 45

公里、15 公里及 5 公里。本計畫使用此一分析預報流程產生的結果除可利用氣象局的作業產品加以驗證外，也可提供氣象局做為作業改進的參考。

(2)配合檢視 GFS 系統納入 GPS 資料同化分析後之預報結果對下游區域模式的影響，WRF 預報也根據計畫第一項工作的測試分組完成三組測試實驗，以比較有無 GPS 同化分析及不同 GPS 同化分析流程之 GFS 預報結果對 WRF 預報的影響。各測試組 WRF 均進行 2008 年 1 月每日 4 次間隔 6 小時、三層網域的 Update-Cycle 型式預報。

(3)完成預報實驗所有預報結果的分析與評比。

上述二項工作成果中對預報結果的分析與評比整合在以下的結論中。加入 GPS 同化分析的 GFS 預報表現整體而言在短中期預報(1~5 天)的表現是與無 GPS 同化分析的預報表現相當，但較長的預報(6~7 天)則有較佳的表現，且以南半球的預報最為明顯，這應與目前進入 GPS 同化分析的 GPS 資料點大部分在傳統資料較缺乏的南半球有關。而 0618Z 時 GPS 資料量雖大於傳統探空站的資料量，但仍不足以大幅提升此時間 GFS 的預報表現。此外，GPS 資料的同化顯然對溫度的預報場有較顯著的影響，對風場預報的影響不明顯。而加入 GPS 同化分析的 GFS 預報結果對 WRF 整體的預報表現雖然影響不大，但並不會降低 WRF 的預報能力，甚至可提升 72~96 小時預報的預報能力。所以根據 GFS 及 WRF 二預報系統整體對 GPS 資料同化的良好反應，此 GPS 同化分析流程可置入氣象局現行作業的全球預報系統，並符合正式作業的標準。

參考文獻

張忍成，2004：GPS 掩星折射觀測資料之全球模式同化研究。財團法人國家實驗研究院國家太空計畫室(92-NSPO(B)-RS3-FA07-01-00)，52 頁。

張忍成，2005：GPS 掩星觀測資料之全球模式同化研究（一）。財團法人國家實驗研究院國家太空計畫室（93-NSPO(B)-RS3-FA07-01)，73 頁。

張忍成，2006：GPS 掩星觀測資料之全球模式同化研究（二）。財團法人國家實驗研究院國家太空計畫室（94-NSPO(B)-RS3-FA07-01)，100 頁。

張忍成，2007：GPS 掩星觀測資料之全球模式同化研究（三）。財團法人國家實驗研究院國家太空計畫室（95-NSPO(B)-RS3-FA07-01)，115 頁。

劉廣英和張忍成，2004：數值天氣預報變分分析系統發展(MOTC-CWB-93-6M-05)。中央氣象局研究計劃報告。

劉廣英和張忍成，2005：數值天氣預報變分分析系統發展（一）(MOTC-CWB-94-6M-05)。中央氣象局研究計劃報告。

劉廣英和張忍成，2006：數值天氣預報變分分析系統發展（二）(MOTC-CWB-95-6M-05)。中央氣象局研究計劃報告。

Derber, J., D. F. Parrish and S. J. Lord, 1991: The new global operational analysis system at the National Meteorological Center. *Wea. Forecasting*, **6**, 538-547.

Kuo, Y.-H., X. Zou, and W. Huang, 1997: The impact of GPS data on the prediction of an extratropical cyclone: An observingsystem simulation experiment. *J. Dyn. Atmos. Ocean,* **27,** 413–439.

? □, S. V. Sokolovskiy, R. A. Anthes, and F. Vandenberghe, 2000: Assimilation of GPS radio occultation data for numericalweather prediction. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.,* **11,** 157-186.

Kursinski, E.R., G.A. Hajj, W.I. Bertiger, S.S. Leroy, T.K. Meehan, L.J. Romans, J.T. Schofield, D.J. McCleese, W.G. Melbourne, C.L. Thornton, T.P. Yunck, J.R. Eyre, and N. Nagatani, 1996: Initial results of radio occultation observations of Earth's atmosphere using the Global Positioning System. *Science*, **271**, 1107–1110.

? □, ? □, K.R. Hardy, J.T. Schofield, and R. Linfield, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurement using

the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23429-23465.

Liu, H., and X. Zou, 2003: Improvements to GPS radio occultation ray-tracing model and their impacts on assimilation ofbending angle. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4548

Matsumura, T., J. C. Derber, J. G. Yoe, F. Vandenberghe, and X. Zou, 1999: The inclusion of GPS limb sounding data into NCEP's Global Data Assimilation System. NOAA/NCEP Office Note 426, 76 pp.

Melbourne, W. G., E. S. Davis, C. B. Duncan, G. A. Hardy, E. R. Kursinski, T. K. Meehan, L. E. Young and T. P. Yunck, 1994: The application of spaceborne GPS to atmospheric limb sounding and global change monitoring. JPL Publication 94-18, National Aeronautics and Space Administration and Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, 147pp.

Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.

Rocken, C., R. Anthes, M. Exner, D. Hunt, S. Sokolovskiy, R. Ware, M. Gorbunov, W. Schreiner, D. Feng, B. Herman, Y.-H. Kuo, and X. Zou, 1997: Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **102**, 29849-29866.

Shao, H., 2005: Assimilation of GPS radio occulation observations. The Florida state university, college of arts and sciences dissertation.

Shao, Hui, 2005: Assimilation of GPS radio occulation observations. The Florida state university, college of arts and sciences dissertation.

Sokolovskiy, S., Y. -H. Kuo, and W. Wang, 2005: Assessing the accuracy of a linearized observation operator for assimilation of radio occulation data: case simulations with high-resolution weather model. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2200-2212.

Syndergaard S., E. R. Kursinski, B. M. Herman, E. M. Lane, and D. E. Flittner, 2005: A refractive index mapping operator for variational assimilation of occulation data. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2650-2668.

Ware, R., M. Exner, D. Feng, M. Gorbunov, K. Hardy, B. Herman, Y. Kuo, T. Meehan, W. Melbourne, C. Rocken, W. Schreiner, S. Sokolovskiy, F.

Solheim, X. Zou, R. Anthes, S. Businger, and K. Trenberth, 1996: GPS sounding of the atmosphere from Low Earth Orbit: Preliminary results. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77**, 19–40.

Zou, X., F. Vandenberghe, B. Wang, M.E. Gorbunov, Y.-H. Kuo, S. Sokolovskiy, J.C. Chang, J.G. Sela, and R.A. Anthes, 1999: A ray-tracing operator and its adjoint for the use of GPS/MET refraction angle measurements, *J. Geophys. Res.*, **104 (D18)**, 22, 301-22, 318.

Zou, X., B. Wang, H. Liu, R. A. Anthes, T. Matsumura, and Y.-J. Zhu, 2000: Use of GPS/MET refraction angles in 3D variational analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126(570)**, 3013-3040

Zou., X, F. Vandenberghe, B. Wang, M. E. Gorbunov, Y.-H. Kuo, S. Sokolovskiy, J.-C. Chang, J. G. Sela, and R. Anthes, 1999: A ray-tracing operator and its adjoint for the use of GPS/MET refraction angle measurements. **J.G.R., 104,** 22301-22318.

Zou, X.; Zeng, Zhen., A quality control procedure for GPS radio occultation data, J. Geophys. Res., Vol. 111, No. D2, D02112.

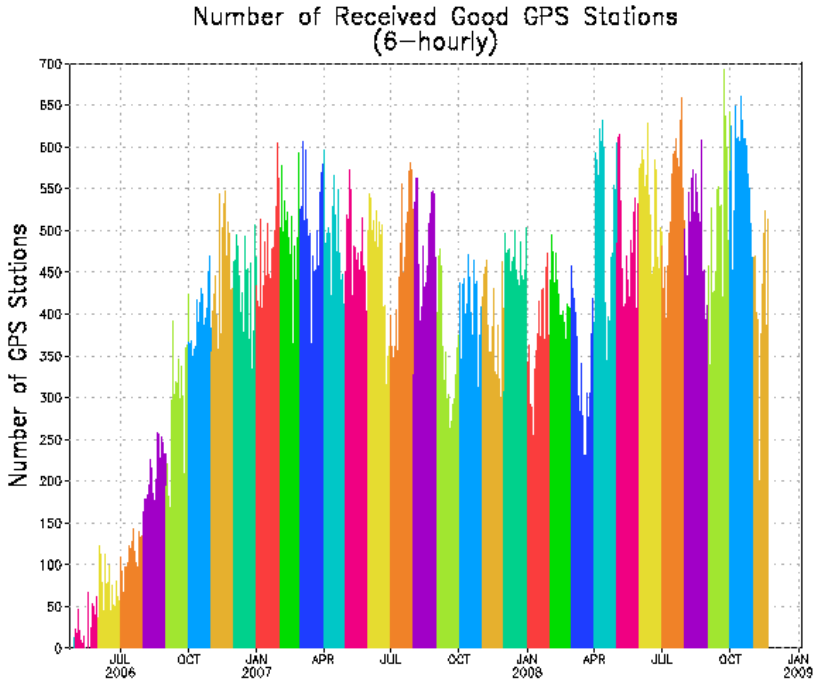
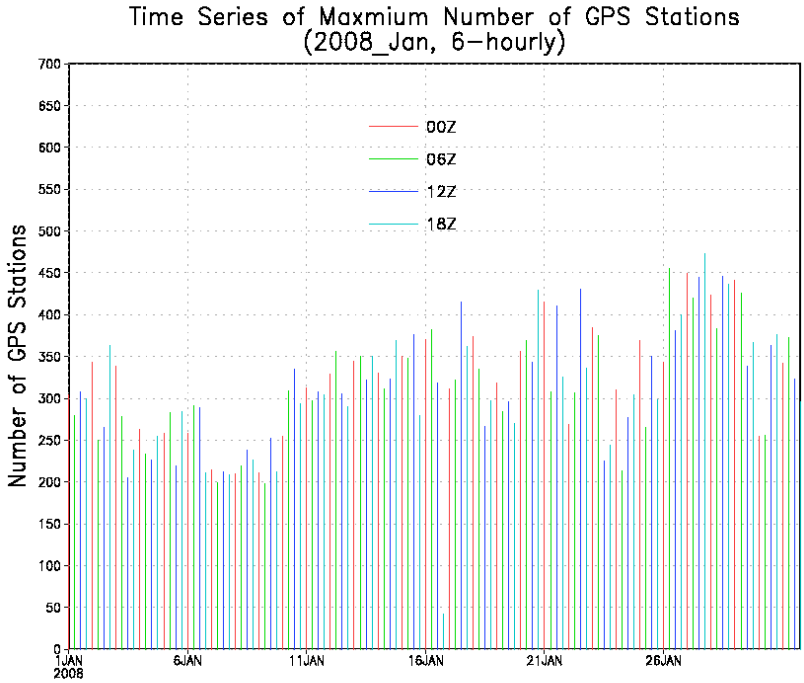


圖 1、福衛三號衛星觀測點數量的時間序列圖。每筆資料的時間間隔為 6 小時，不同顏色代表不同月份的資料。



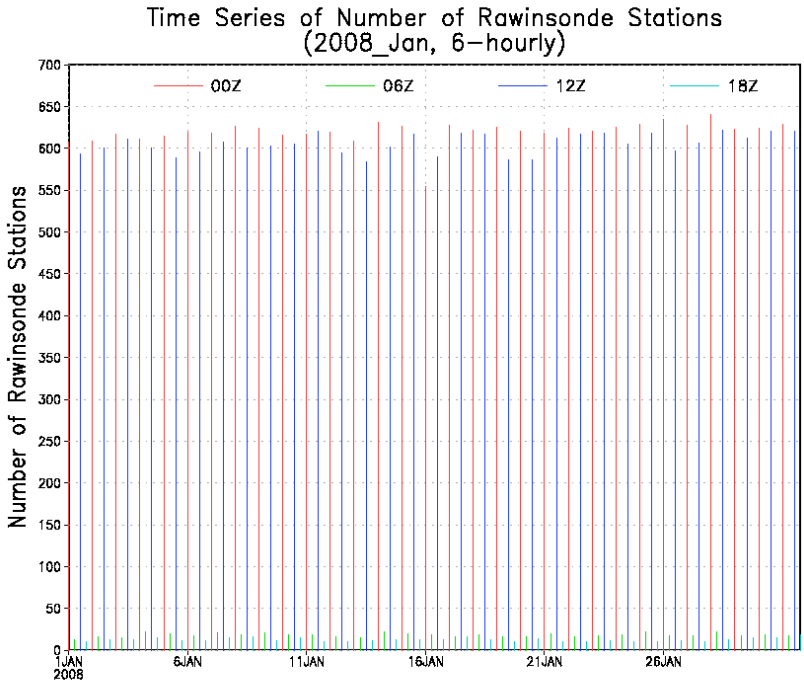
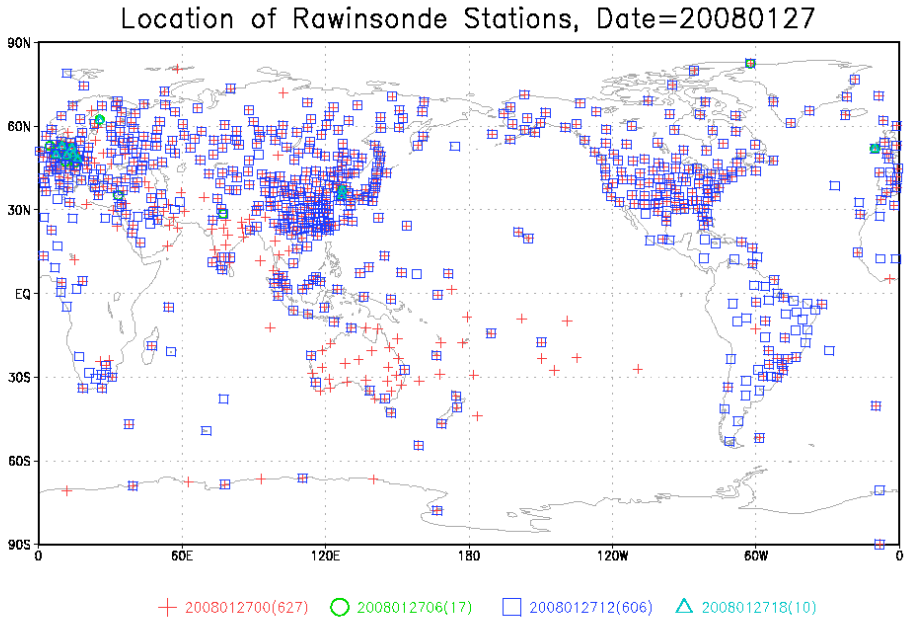


圖 2、2008 年 1 月 GPS/RO 資料觀測點個數(上圖)及傳統探空觀測點個數(下圖)隨時間變化圖。各資料間隔 6 小時，以不同顏色區分。



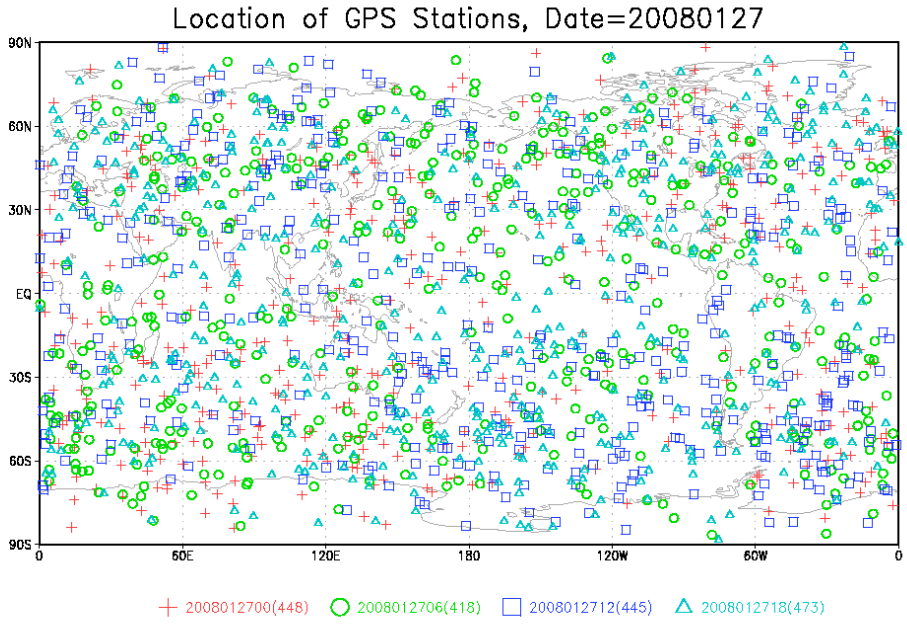


圖 3、2008 年 1 月 27 日接收到的全球傳統探空觀測點位置分布圖(上圖)及 GPS/RO 資料觀測點位置分布圖(下圖)。不同顏色代表同日中不同時間的資料，各圖下方時間後括弧內數字為該時間之資料量。

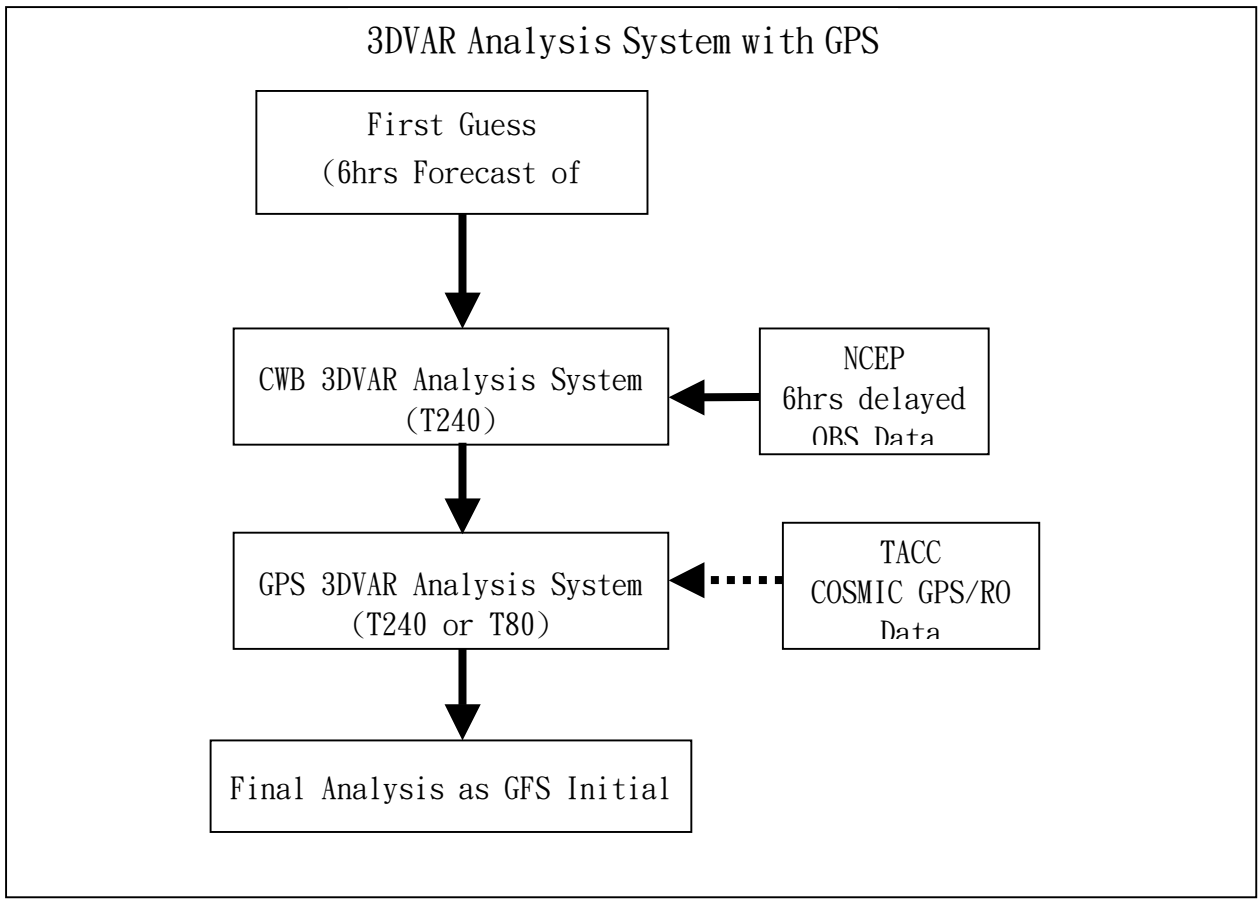


圖 4、納入 GPS/RO 折射率觀測資料之 3DVAR 分析流程。

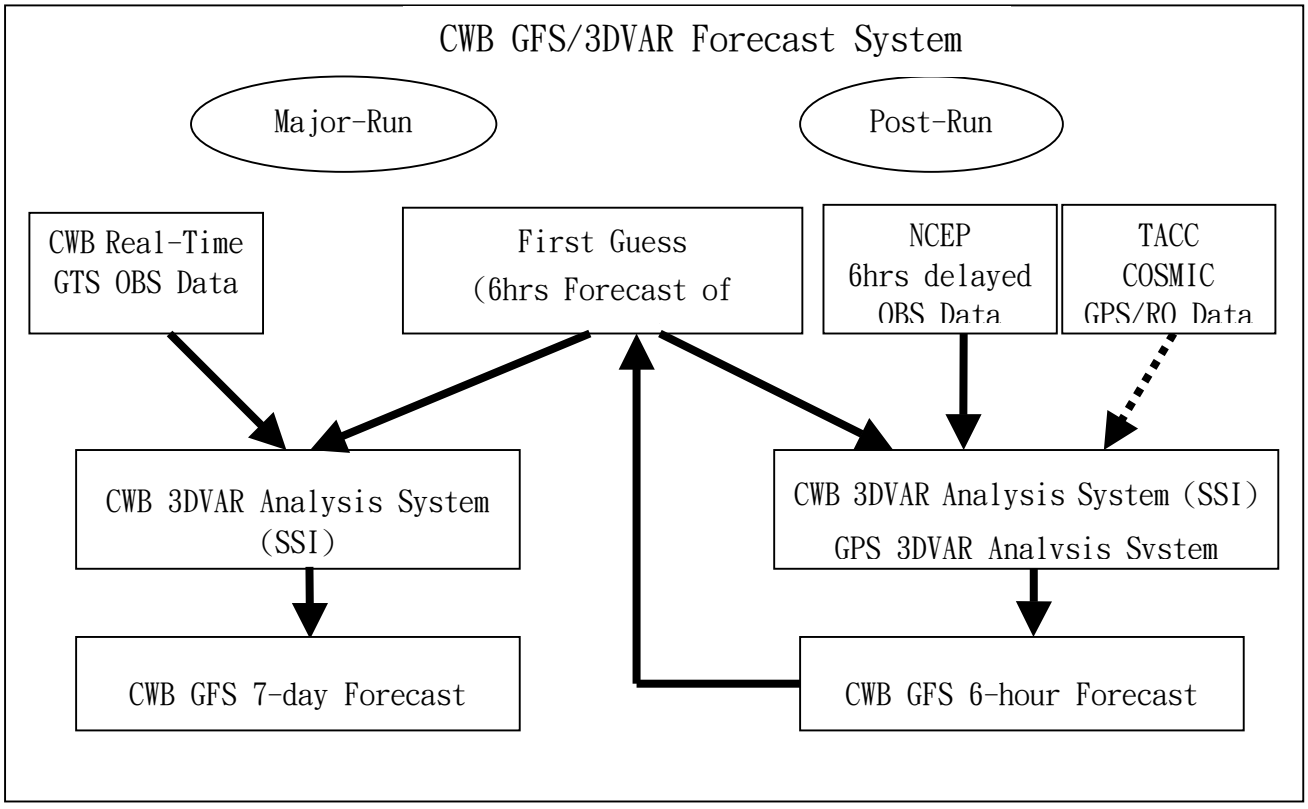
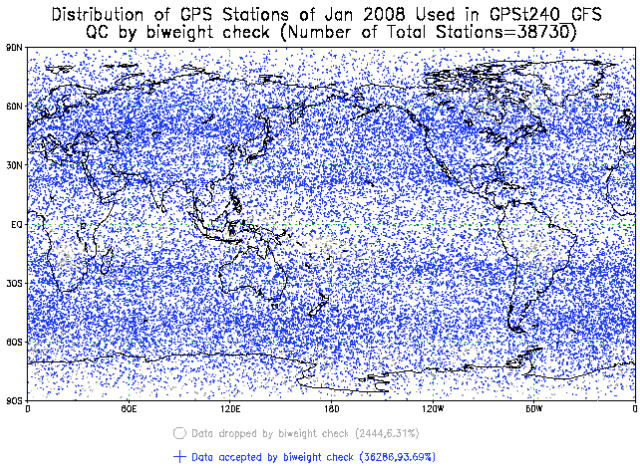
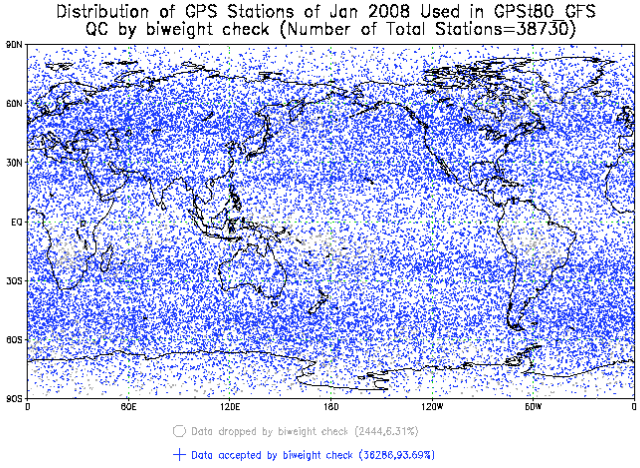


圖 5、氣象局 GFS/3DVAR 系統 Major-Run 及 Post-Run 之分析與預報流程。





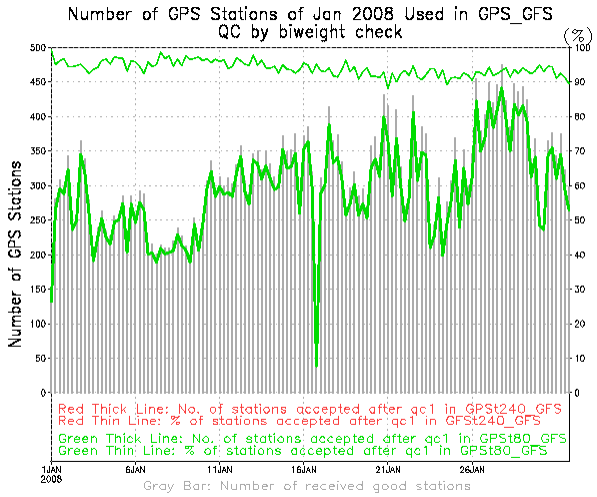
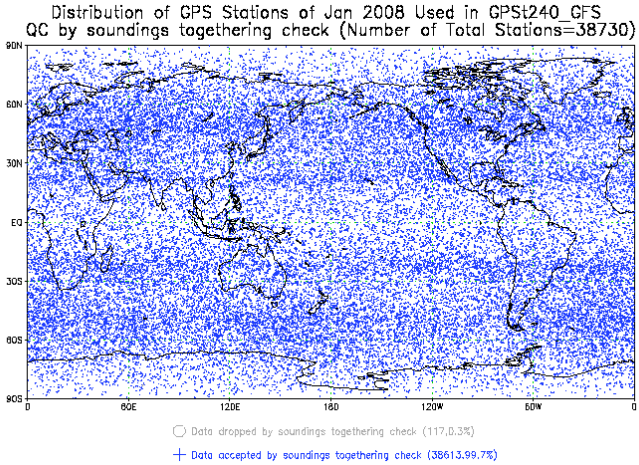
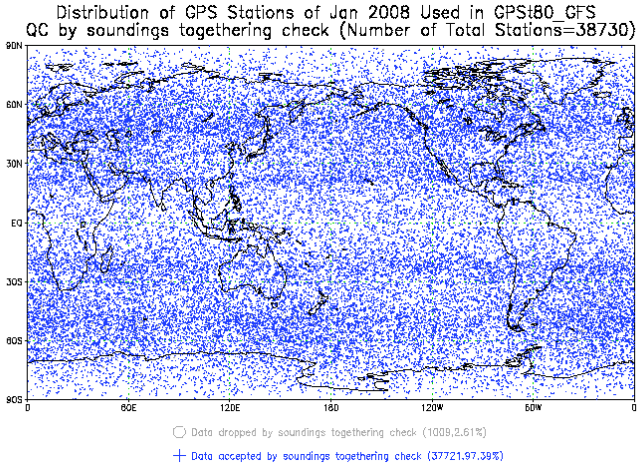


圖 6、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc1 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc1 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc1 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc1 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料

點數的比例。





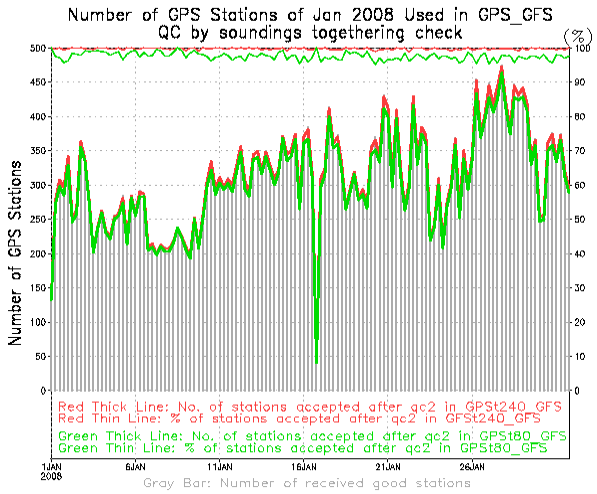


圖 7、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc2 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc2 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc2 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80

流程中通過 qc2 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。

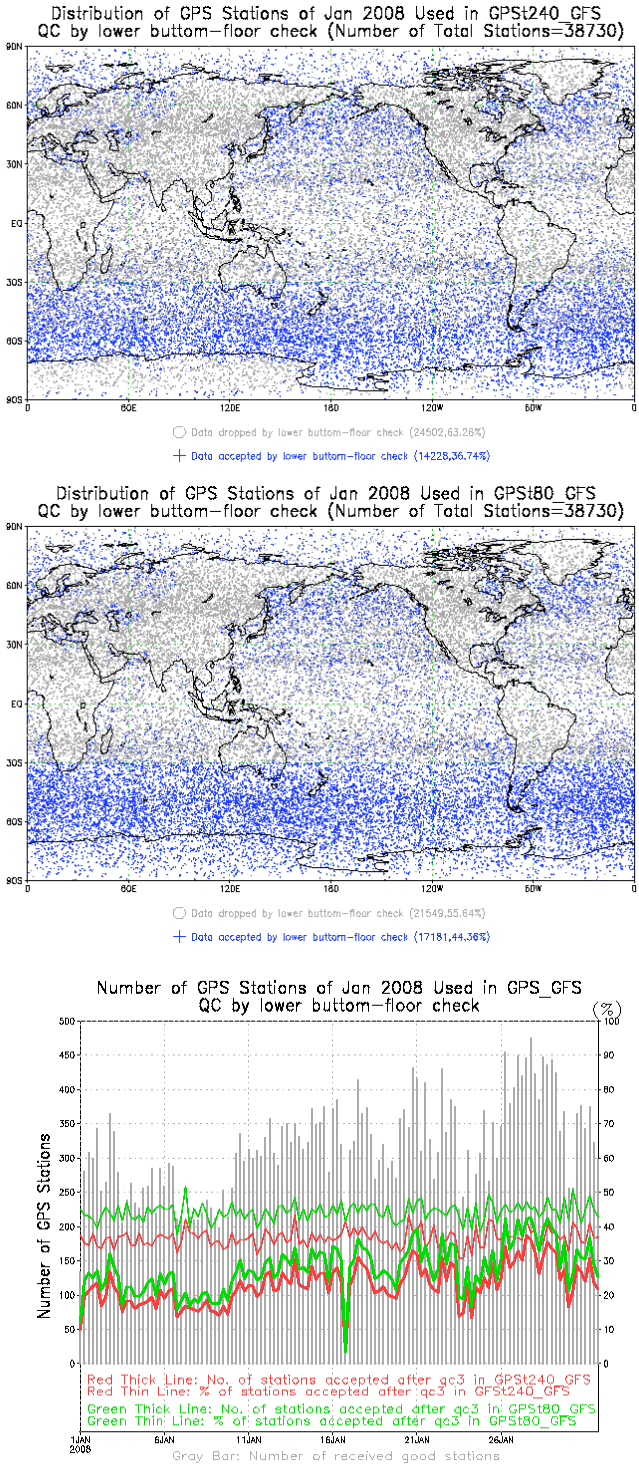


圖 8、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc3 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc3 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc3 檢定的資料點

數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc3 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。

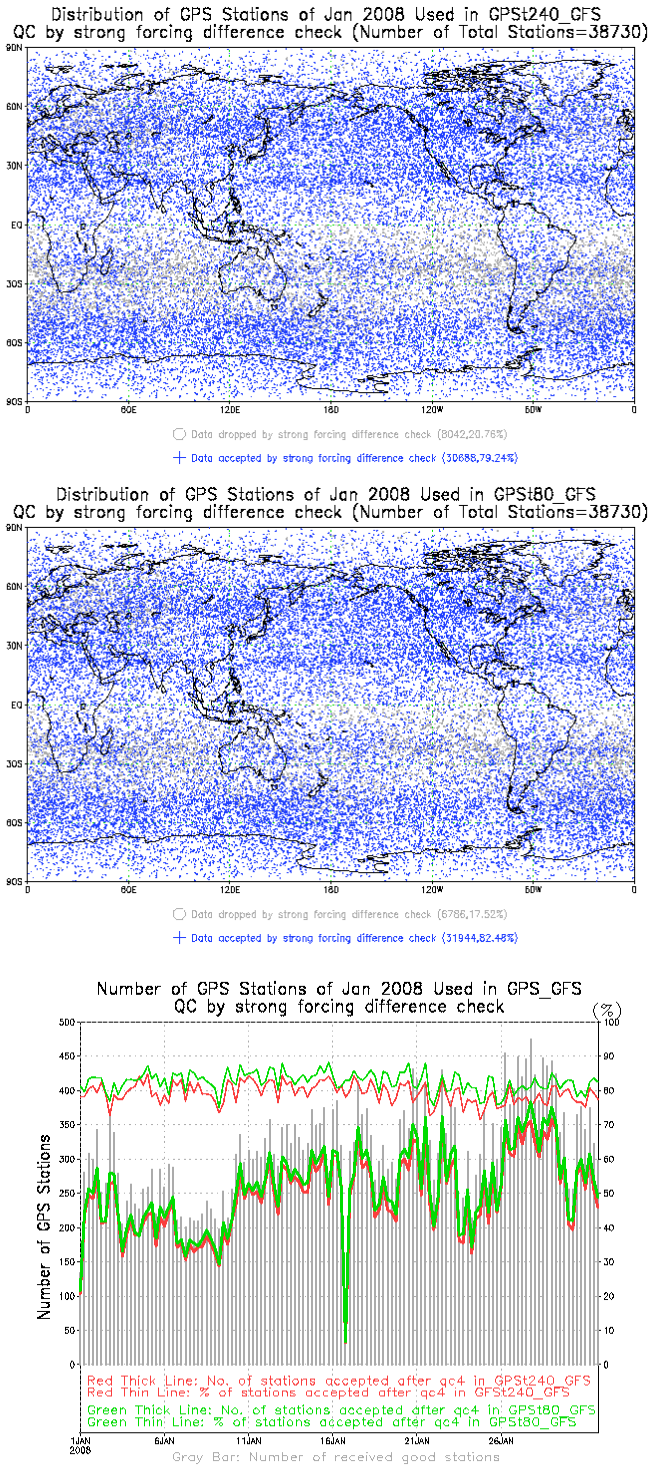


圖 9、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc4 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下圖為 qc4 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到

的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc4 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc4 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。

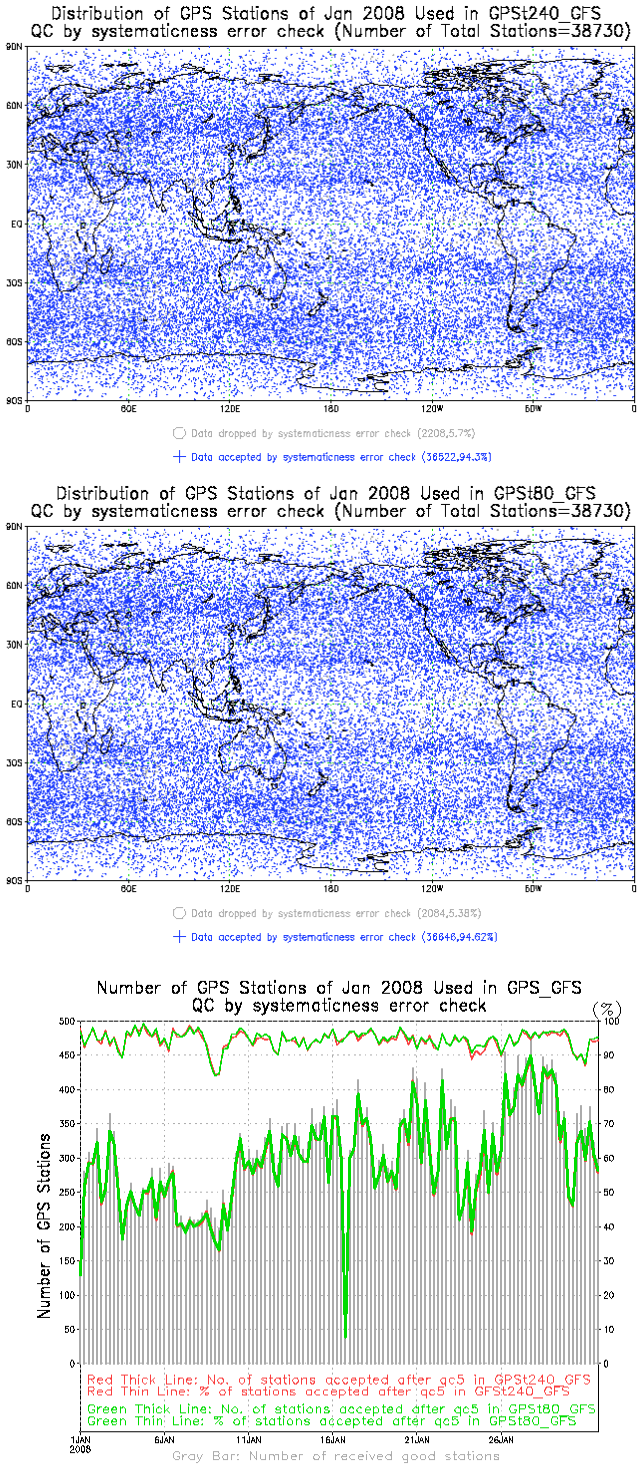
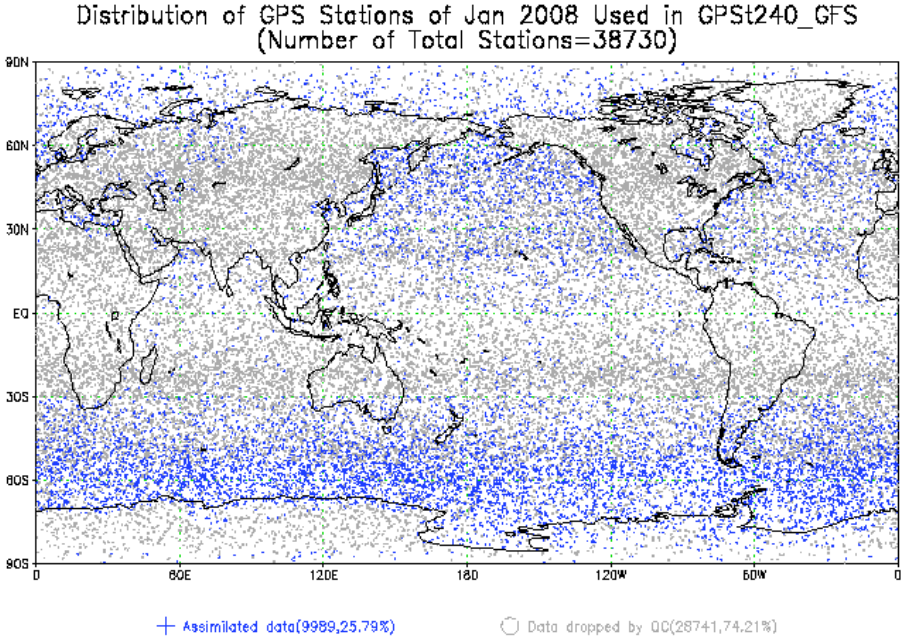


圖 10、上圖及中圖為 2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc5 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，中圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過檢定的觀測點，灰色的點為未通過檢定的點。下

圖為 qc5 檢定保留的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過 qc5 檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過 qc5 檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。



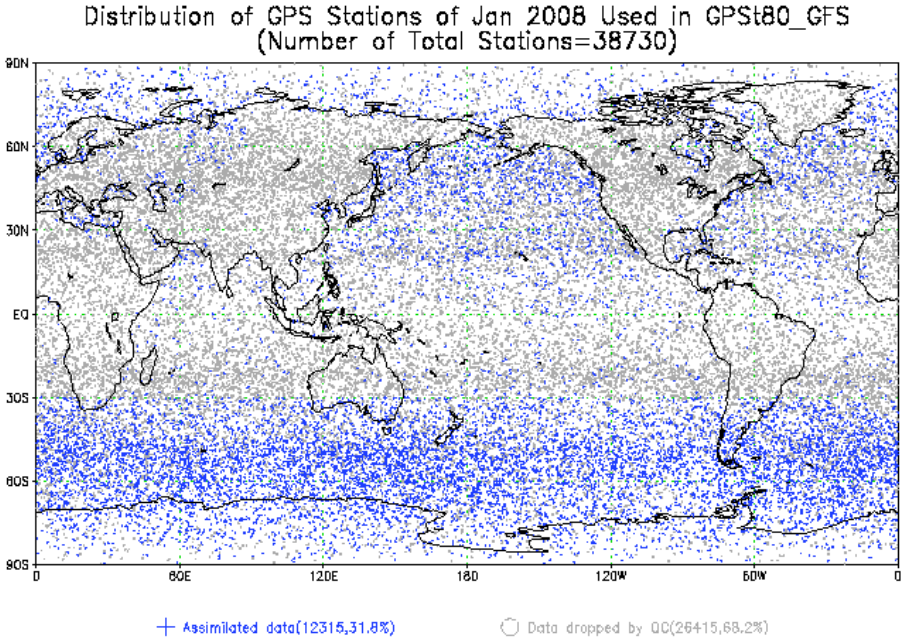


圖 11、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點經由資料品管流程 qc1 至 qc5 檢定後的全球分布狀況。上圖為 GPSt240 的檢定結果，下圖為 GPSt80 的檢定結果。圖中藍色的點為通過所有檢定的觀測點，灰色的點為未通過所有檢定的點。

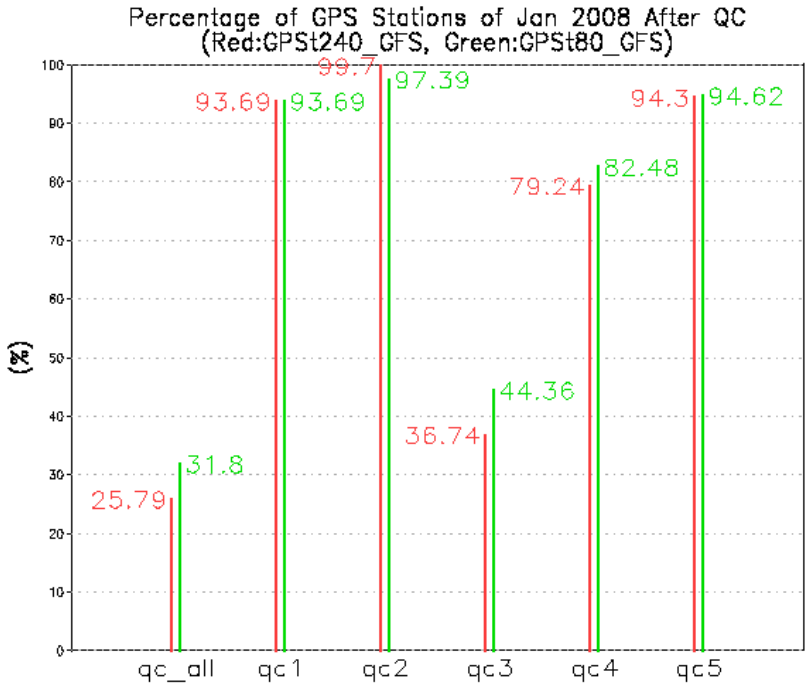


圖 12、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點通過所有資料品管流程及通過 qc1 至 qc5 個別品管流程檢定的資料百分比。紅色為 GPSt240 的檢定結果，綠色為 GPSt80 的檢定結果。圖中數字為通過檢定之資料點佔所有資料點的百分比。

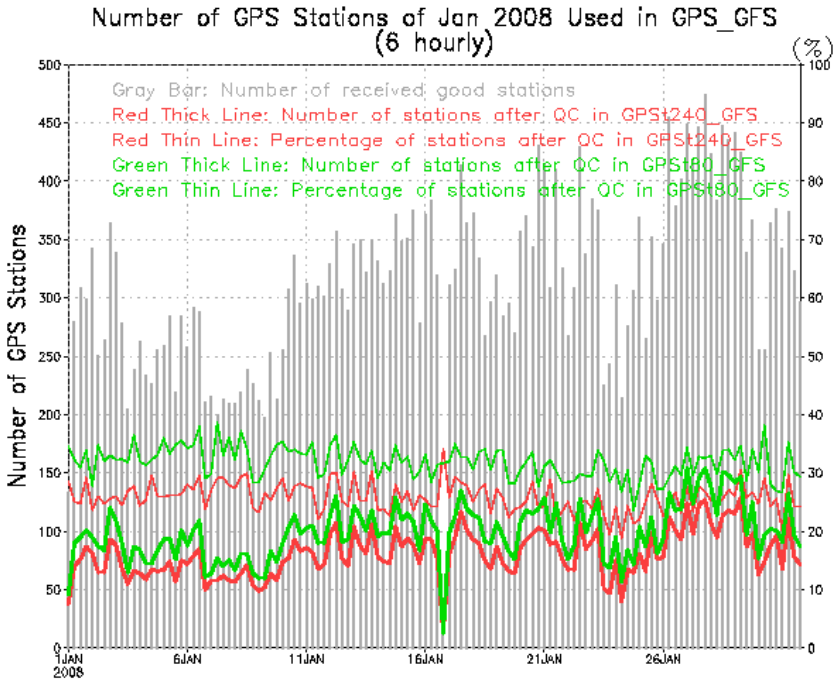


圖 13、2008 年 1 月全月 GPS 觀測點通過所有資料品管流程檢定的資料點數隨時間變化的情形。圖中灰色長條為接收到的所有良好資料點數，粗紅線為 GFSt240 流程中通過所有檢定的資料點數，細紅線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。粗綠線為 GFSt80 流程中通過所有檢定的資料點數，細綠線則為此通過點數佔所有良好資料點數的比例。

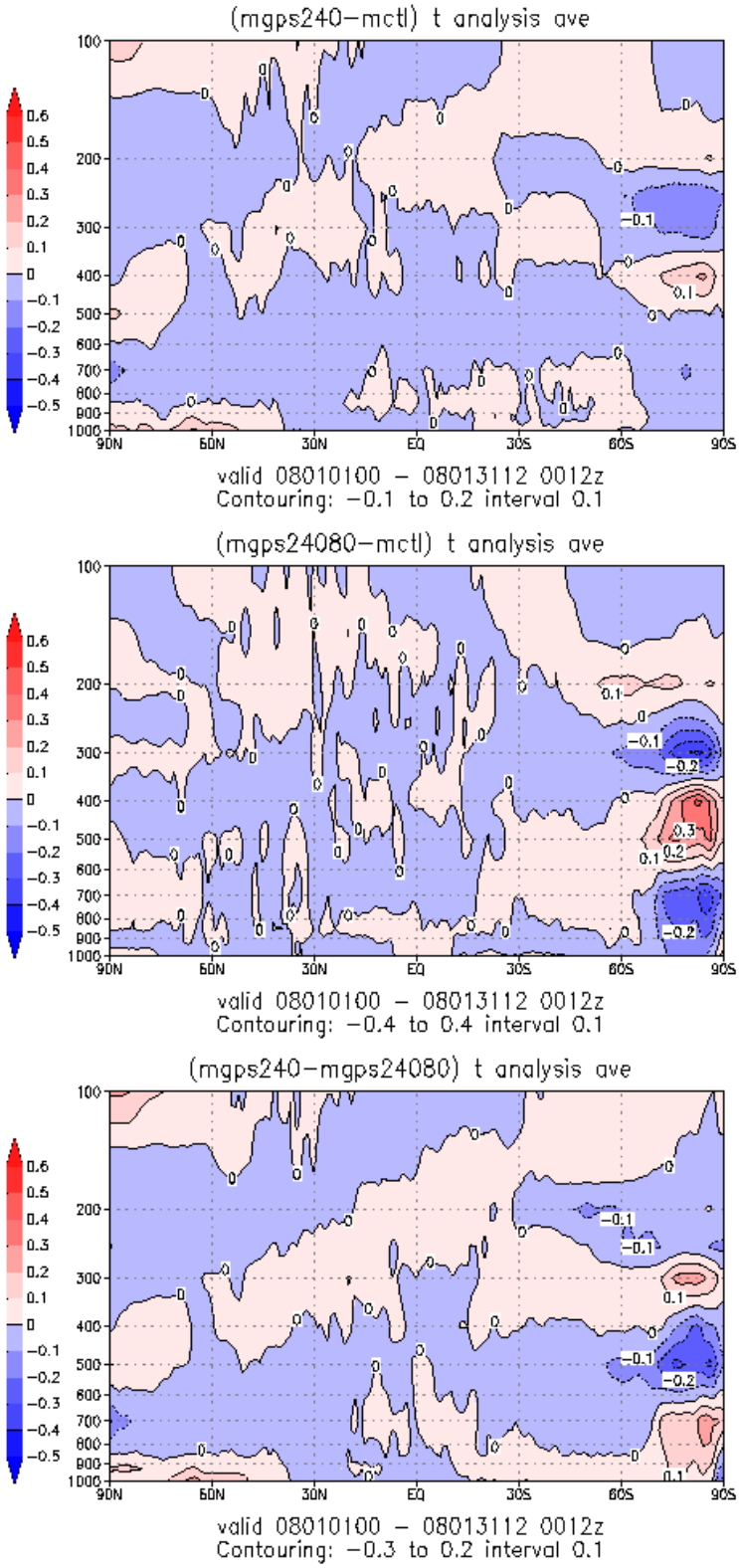
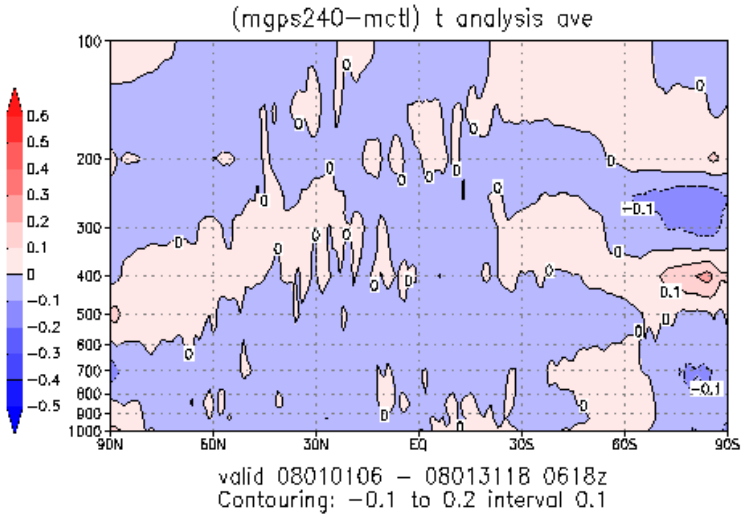
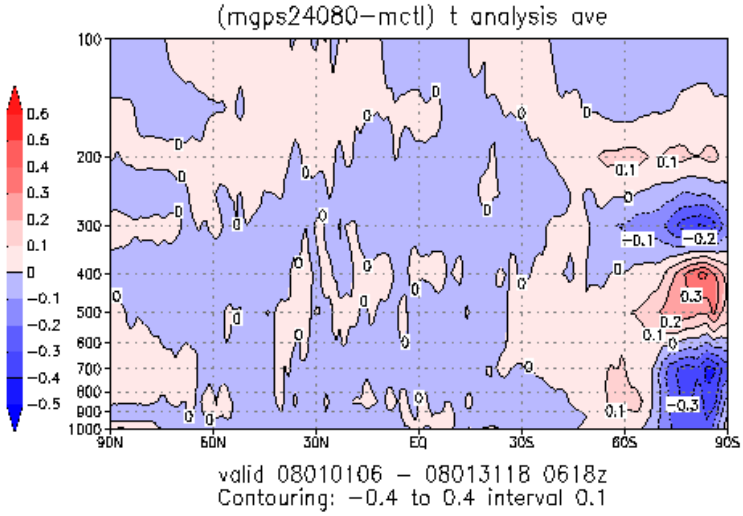


圖 14、2008 年 1 月全月 0012Z 溫度分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





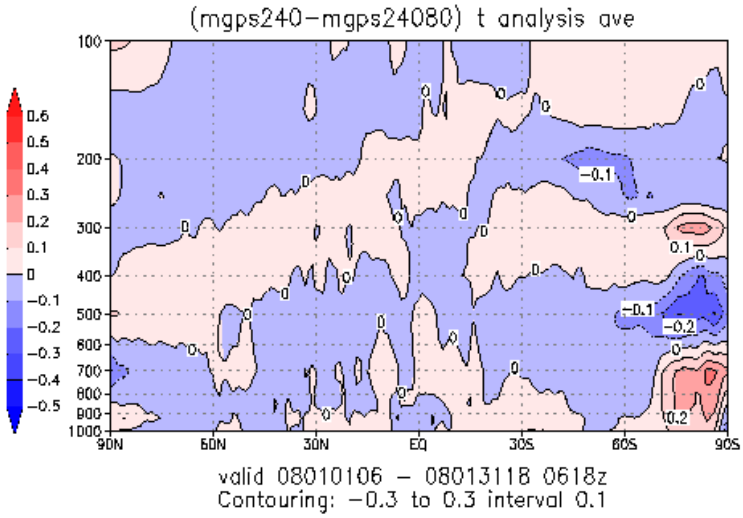
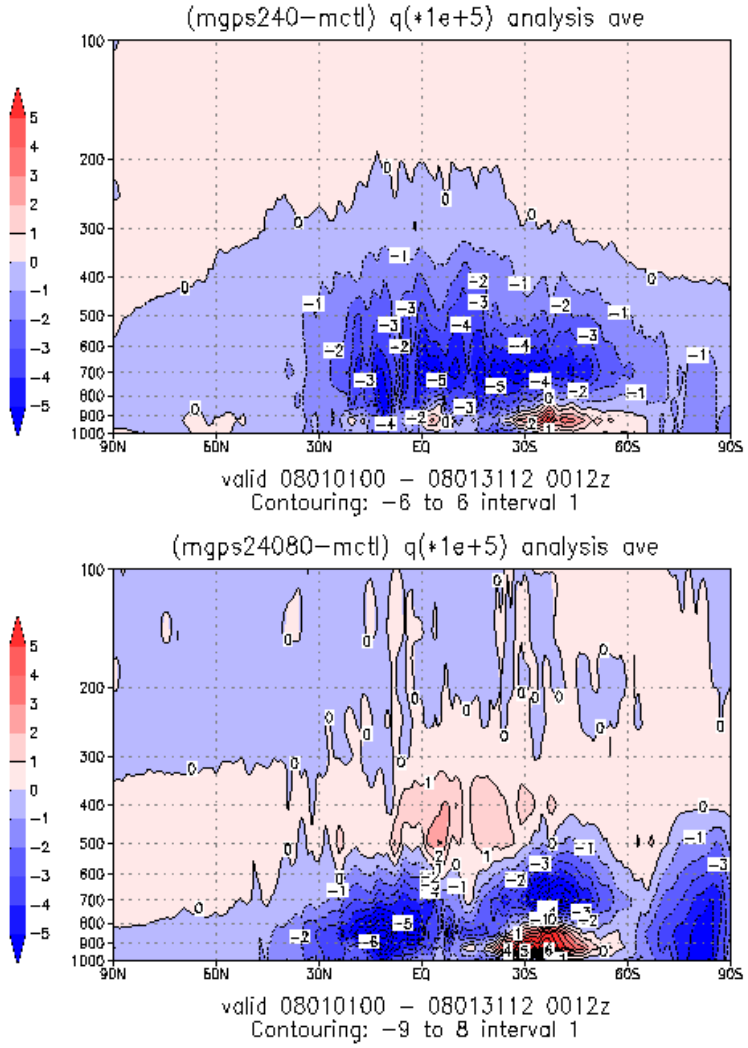


圖 15、2008 年 1 月全月 0618Z 溫度分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。



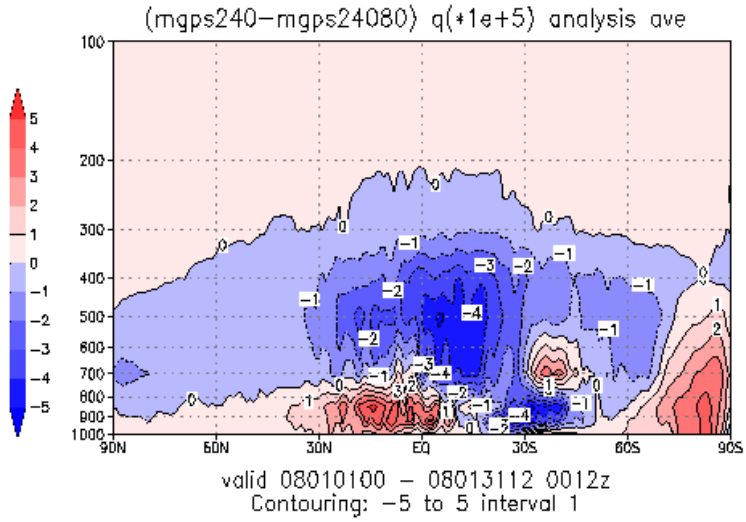
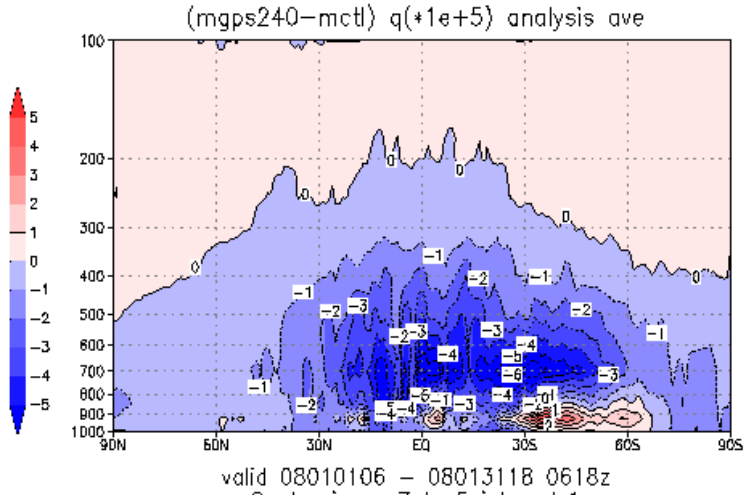
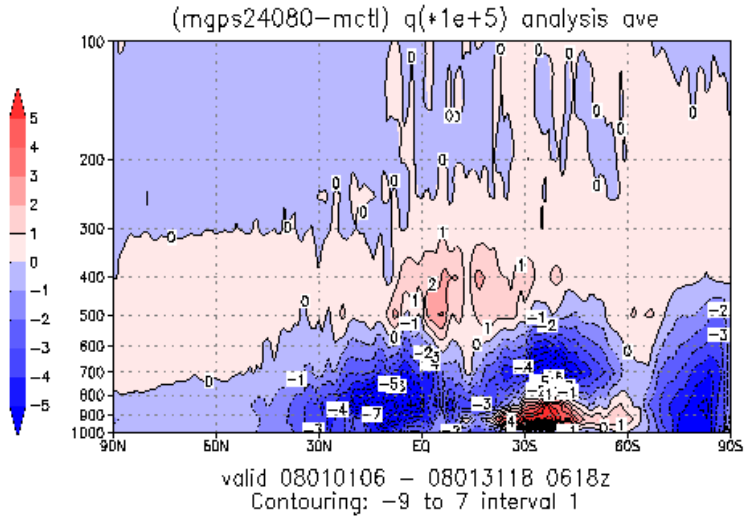


圖 16、2008 年 1 月全月 0012Z 水汽分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





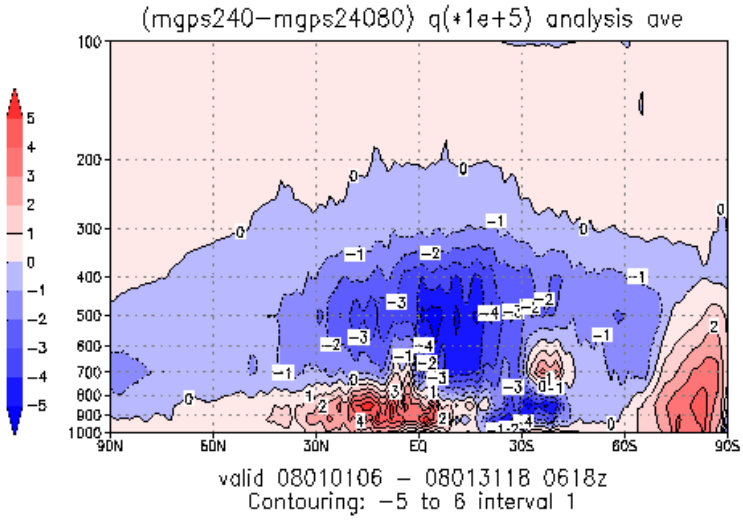
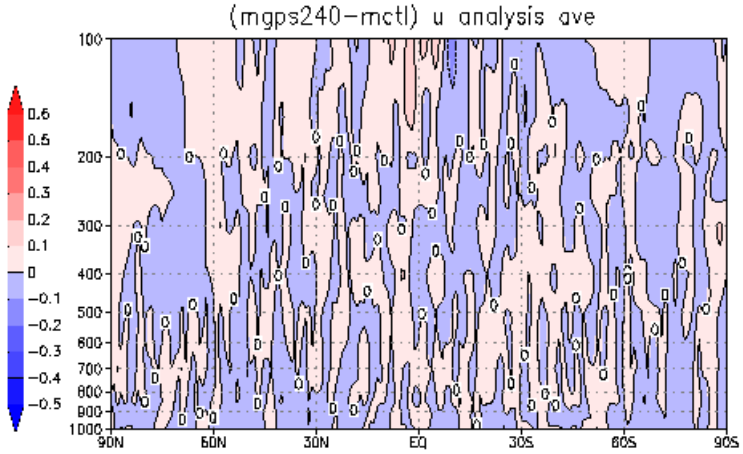
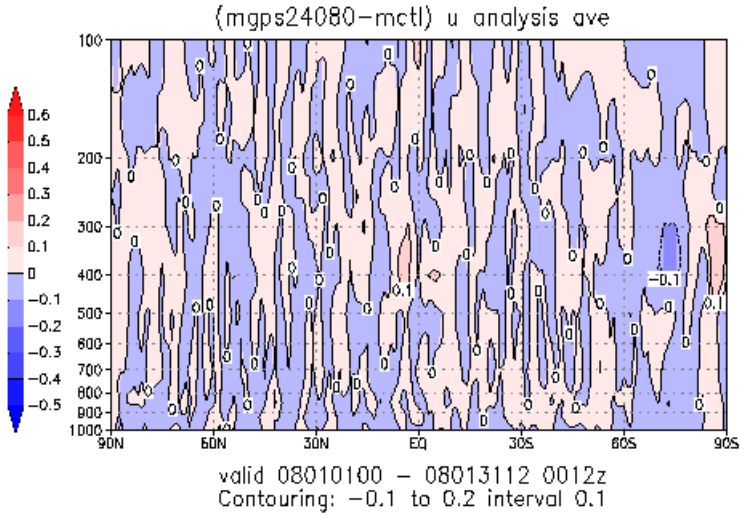


圖 17、2008 年 1 月全月 0618Z 水汽分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





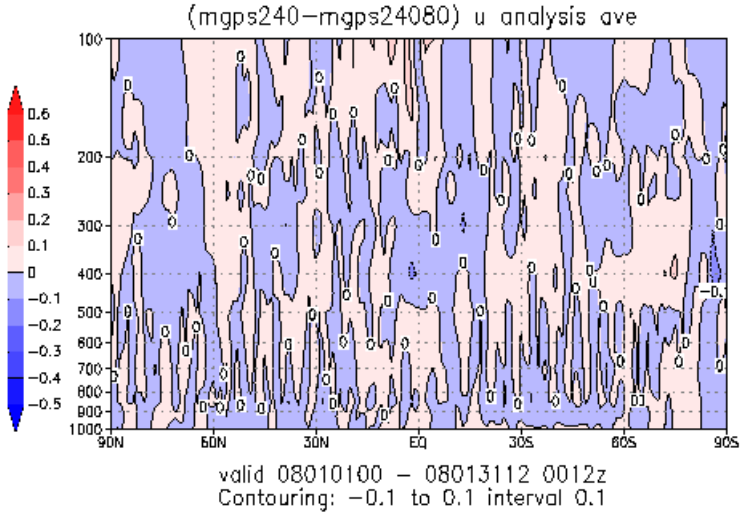
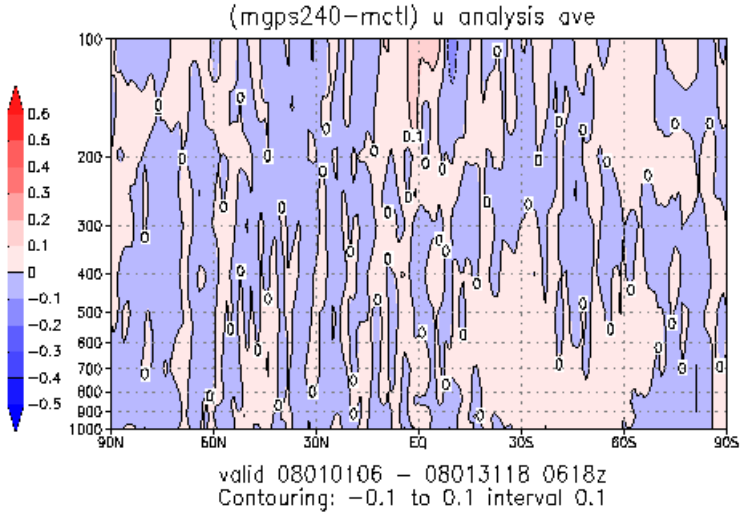
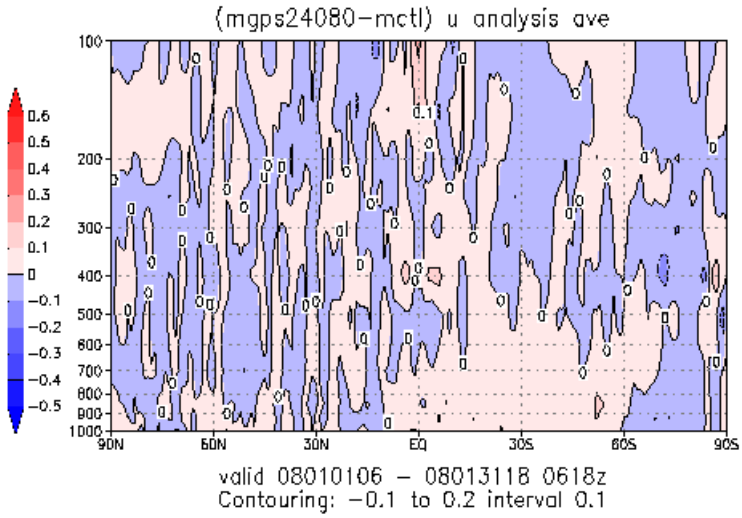


圖 18、2008 年 1 月全月 0012Z 東西向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





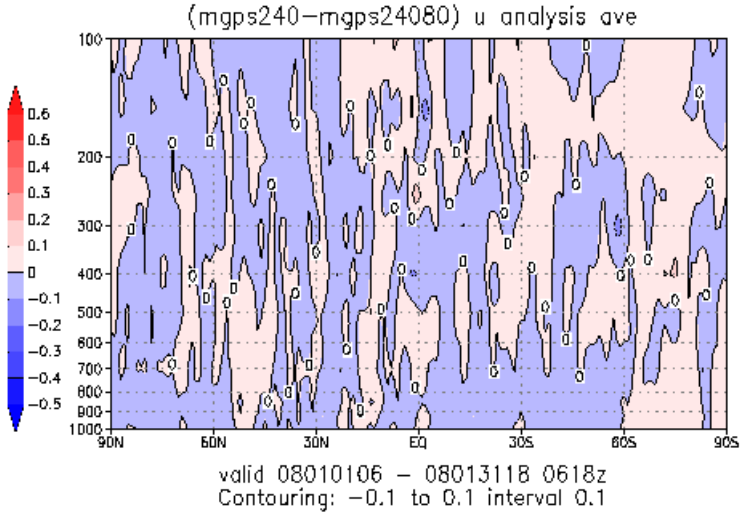
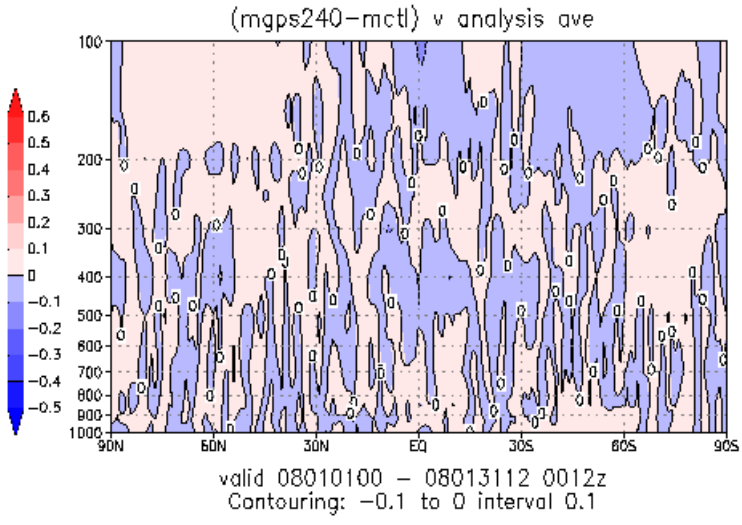
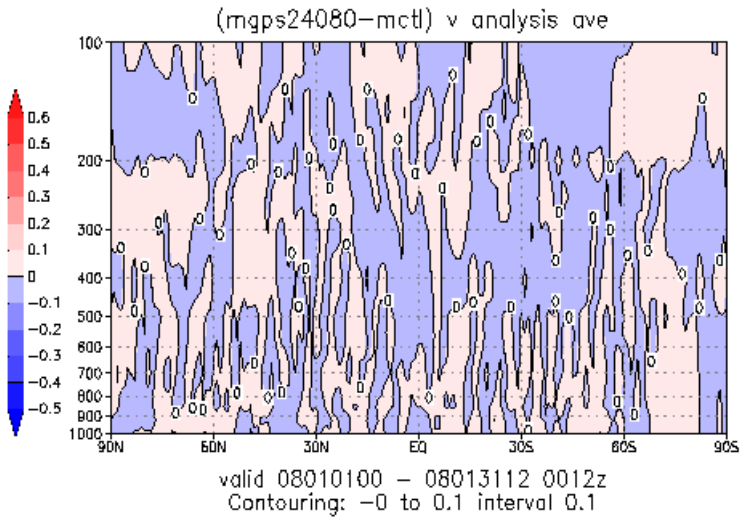


圖 19、2008 年 1 月全月 0618Z 東西向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





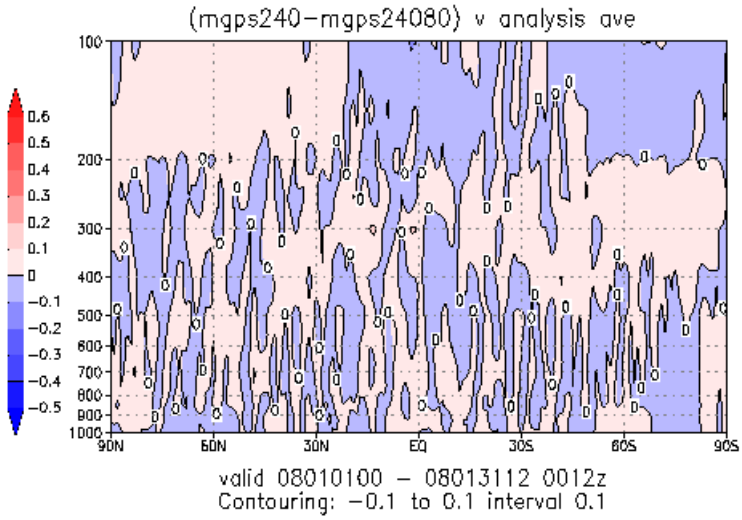
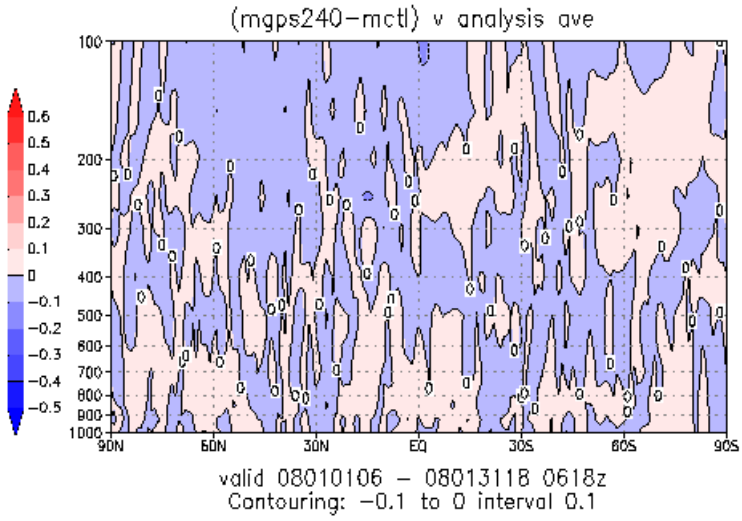
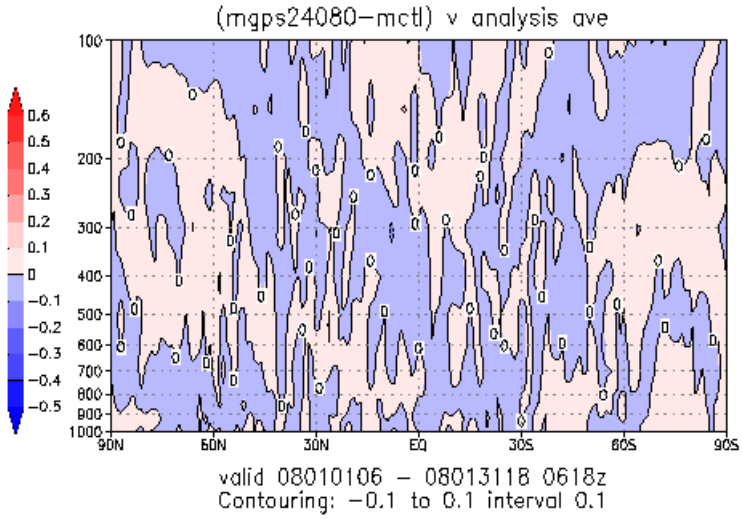


圖 20、2008 年 1 月全月 0012Z 南北向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。





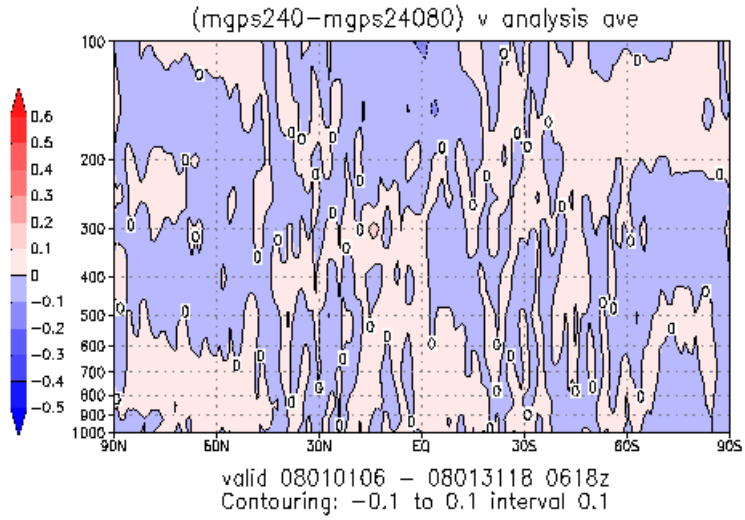
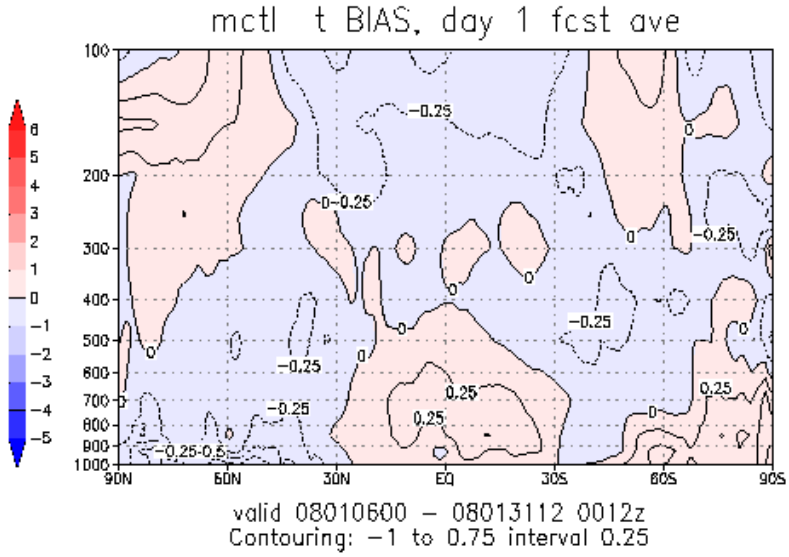


圖 21、2008 年 1 月全月 0618Z 南北向風分析場平均差異之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均差異並為經向平均後的值。上圖為 mpgps240 分析場與 mctl 分析場的平均差異，中圖為 mgps24080 分析場與 mctl 分析場的平均差異，下圖為 mgps240 分析場與 mgps24080 分析場的平均差異。



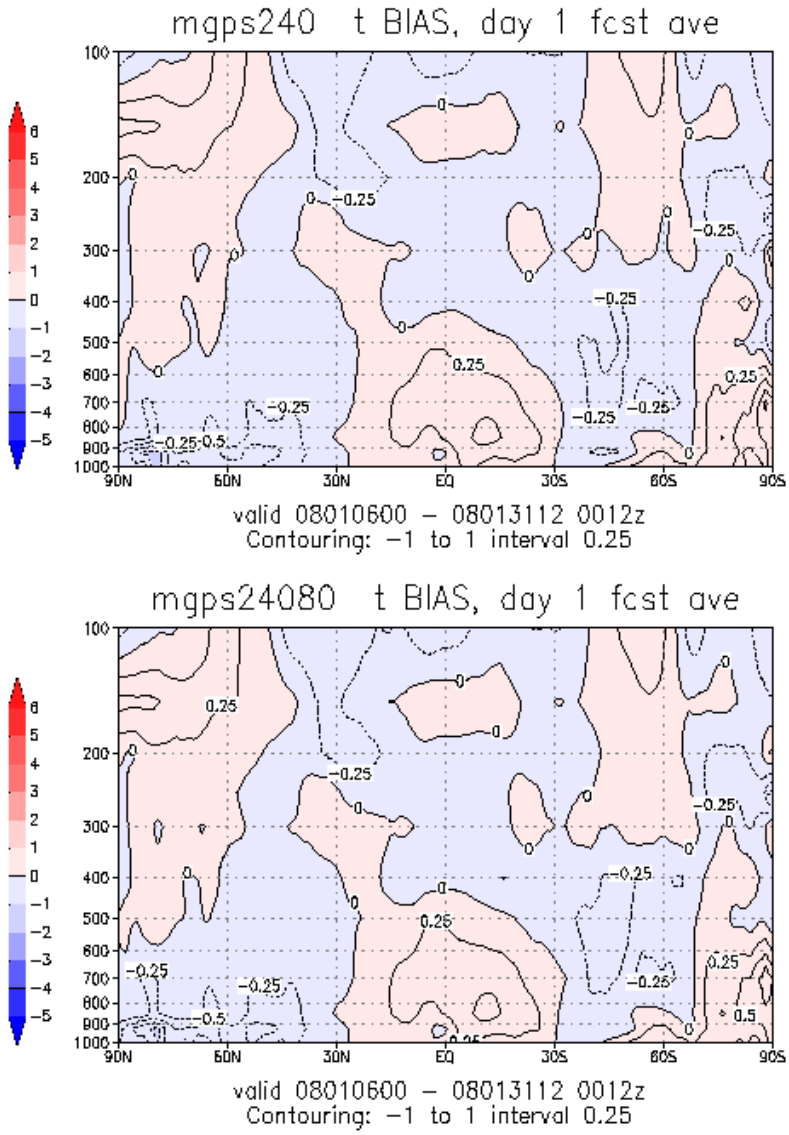


圖 22、2008 年 1 月全月 0012Z 溫度 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。

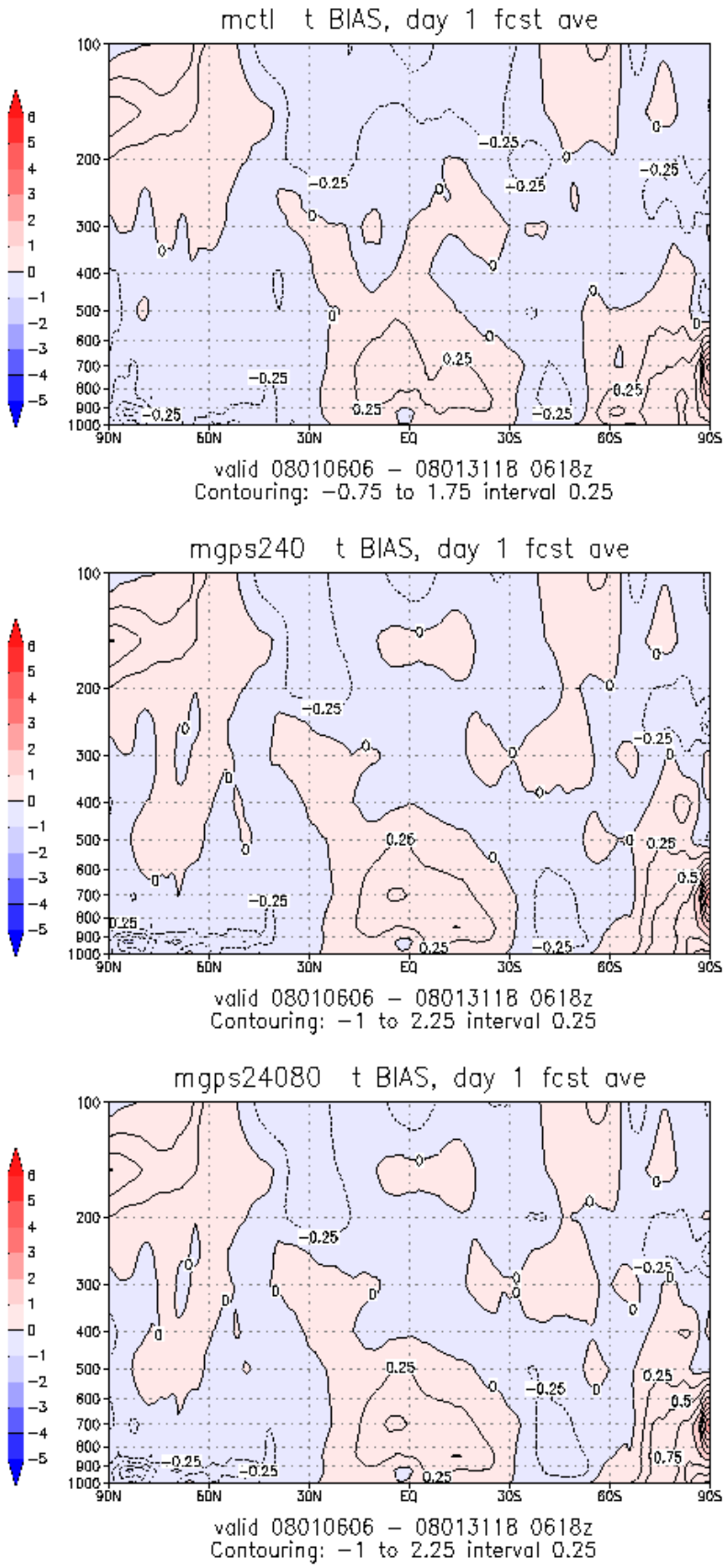
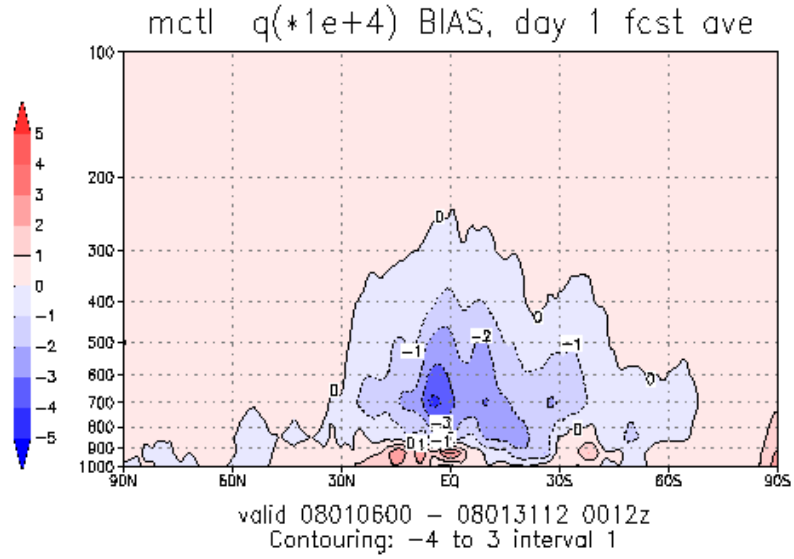
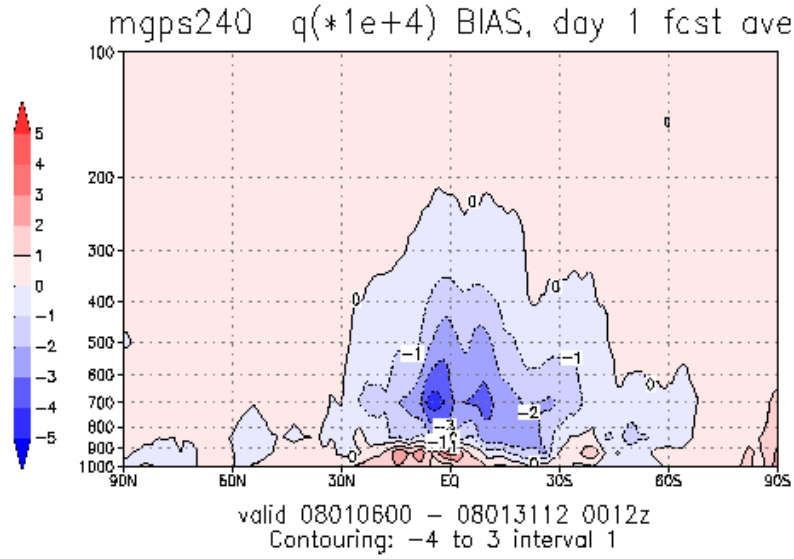


圖 23、2008 年 1 月全月 0618Z 溫度 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中

圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。





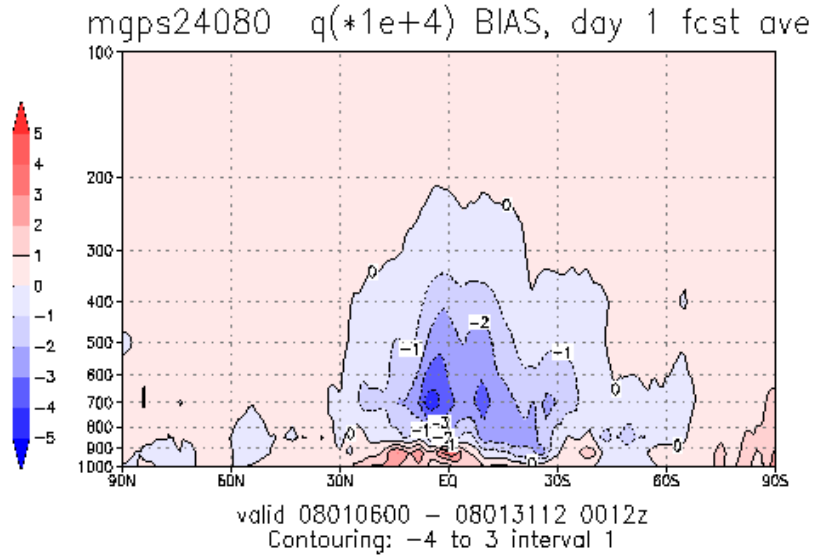
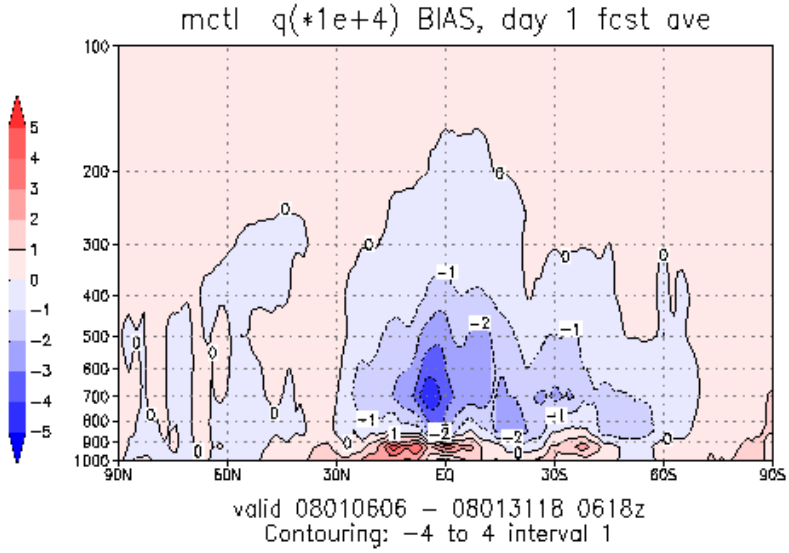
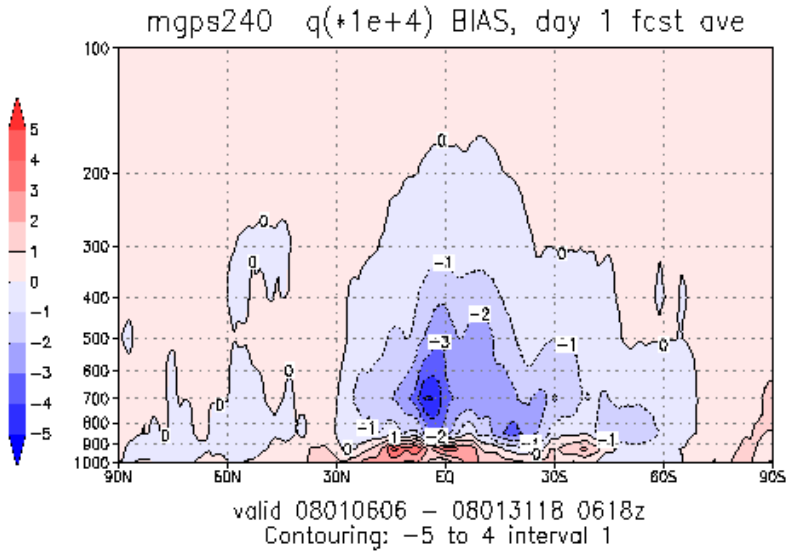


圖 24、2008 年 1 月全月 0012Z 水汽 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖

面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。





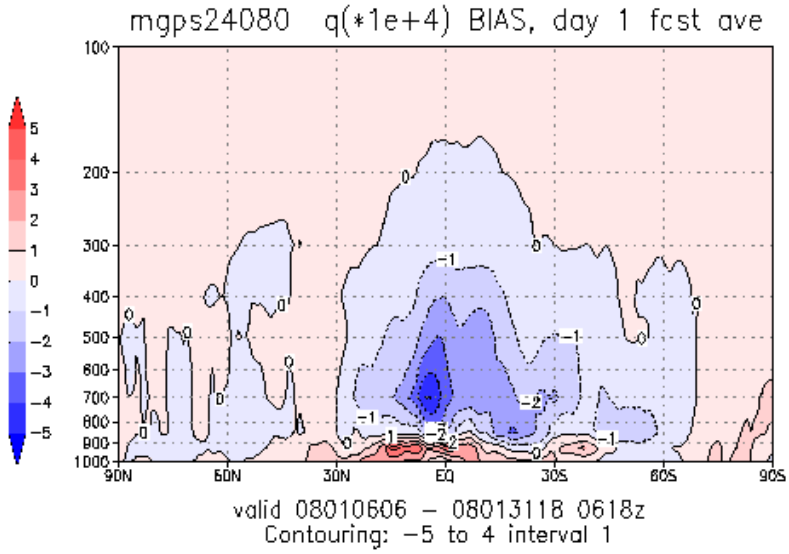
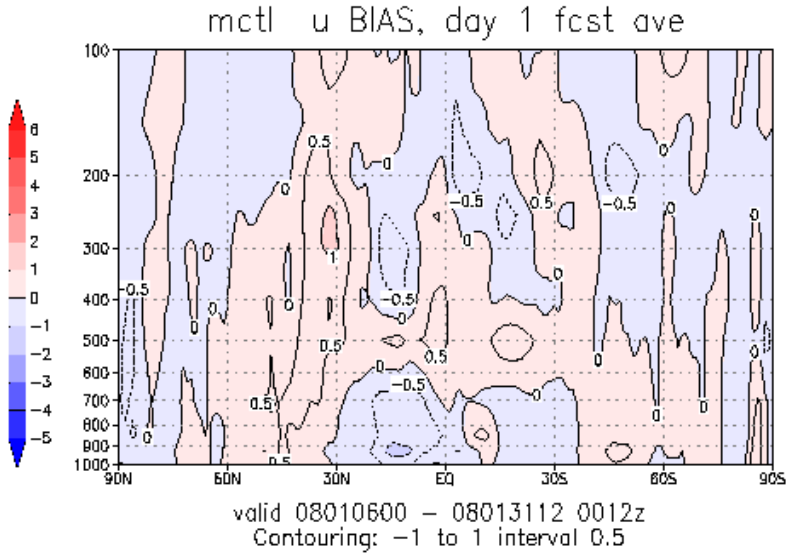
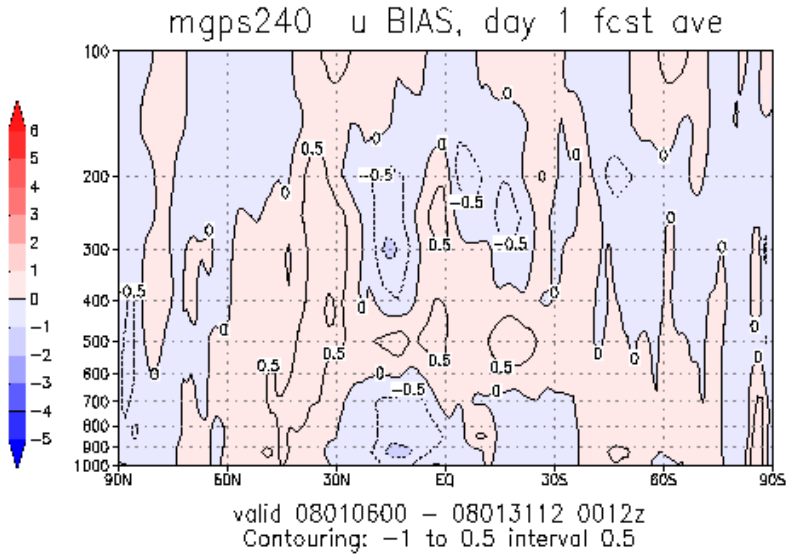


圖 25、2008 年 1 月全月 0618Z 水汽 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。





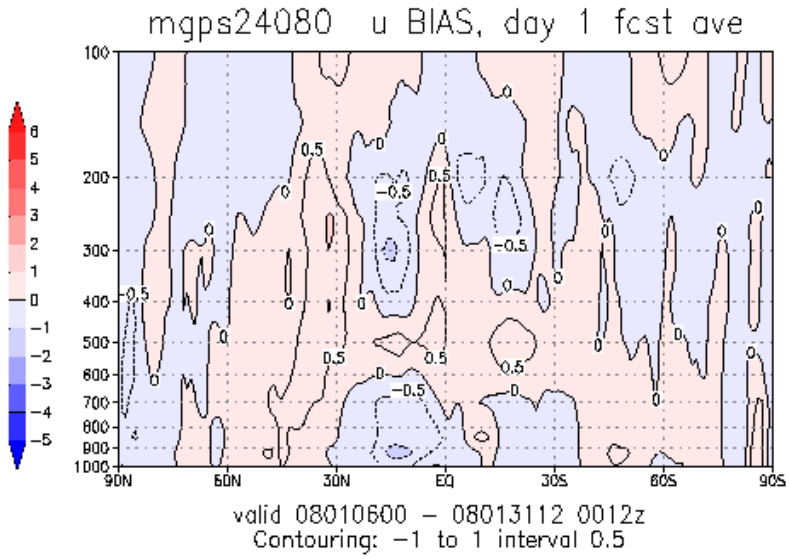
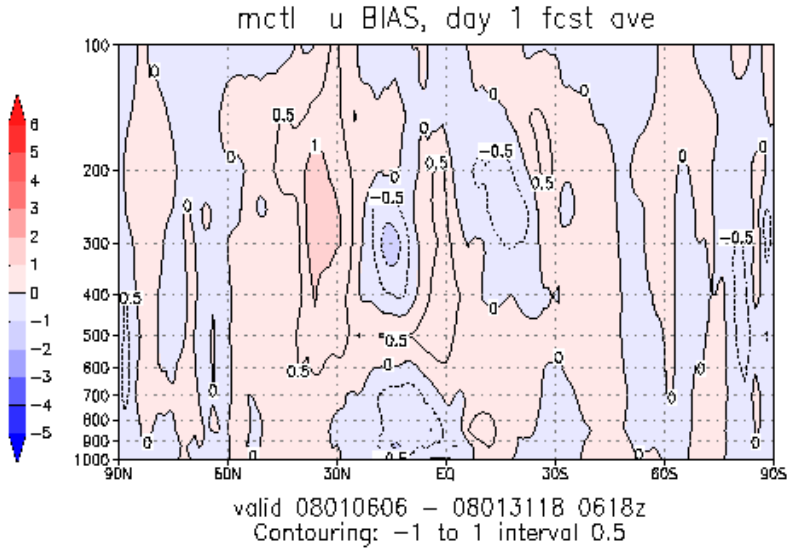


圖 26、2008 年 1 月全月 0012Z 東西向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。



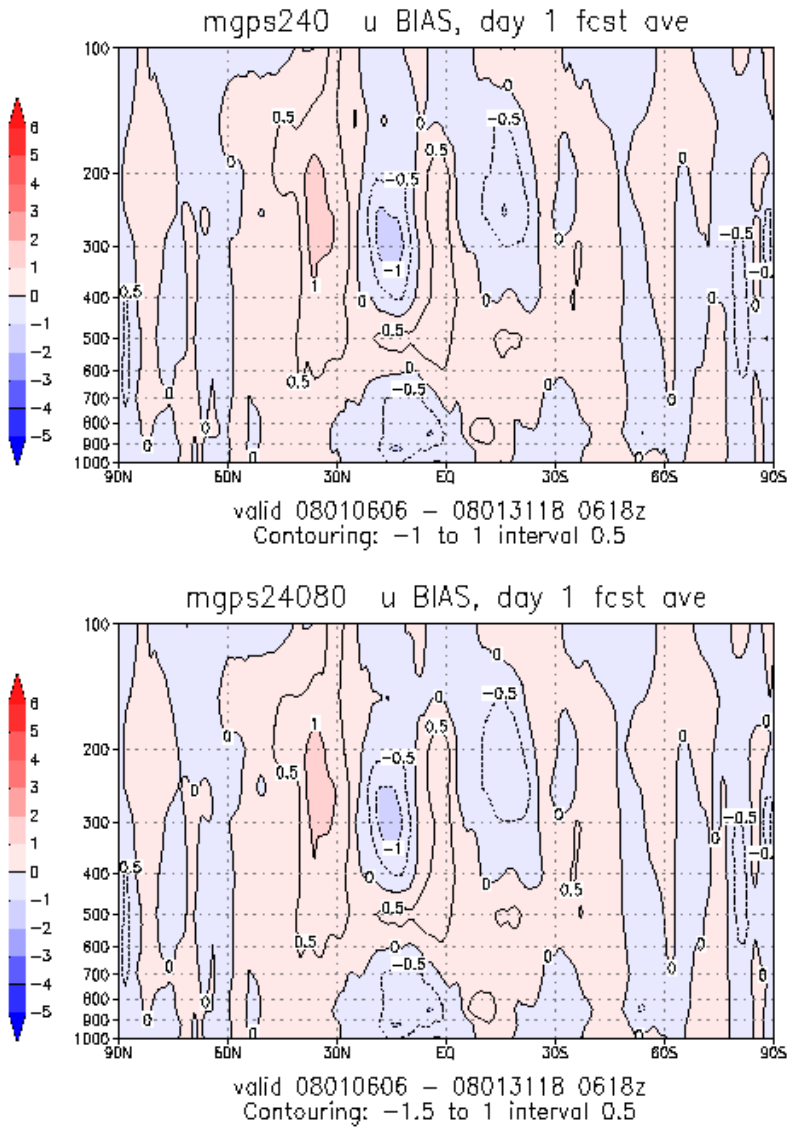


圖 27、2008 年 1 月全月 0618Z 東西向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。

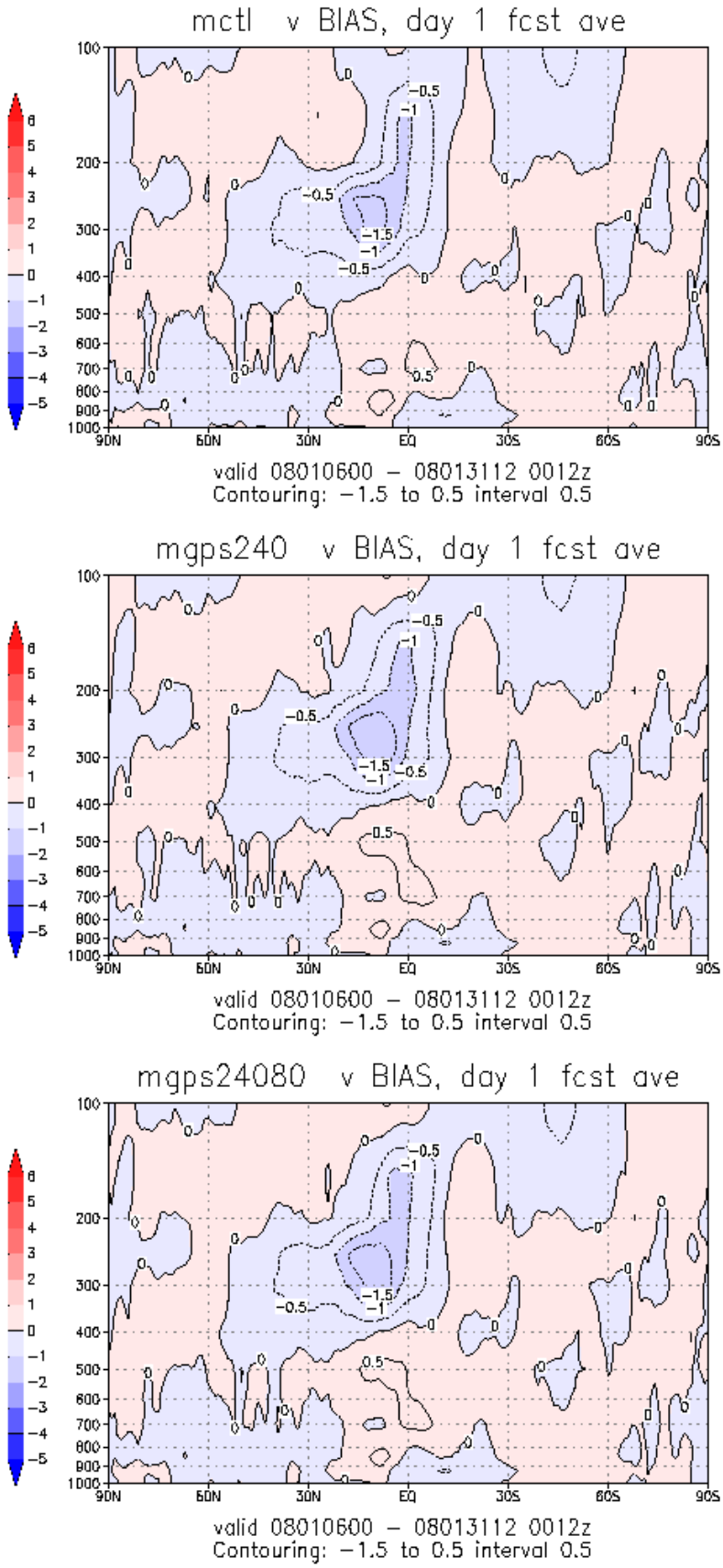
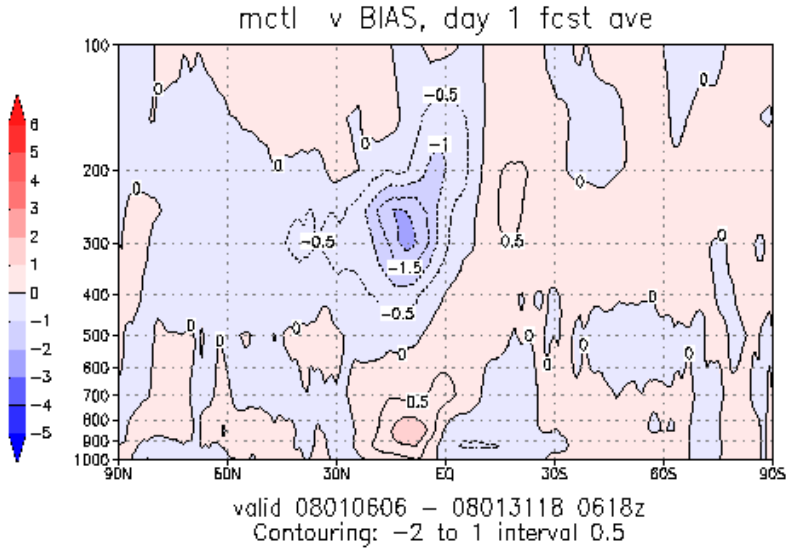
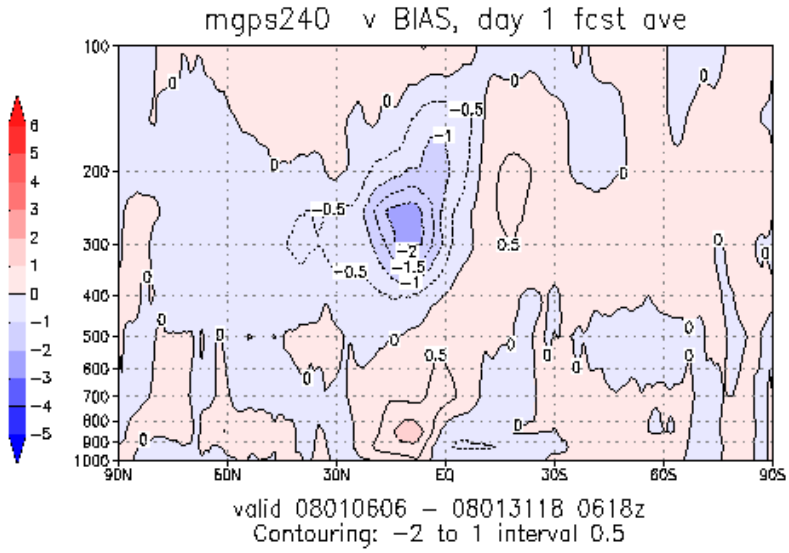


圖 28、2008 年 1 月全月 0012Z 南北向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏

差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。





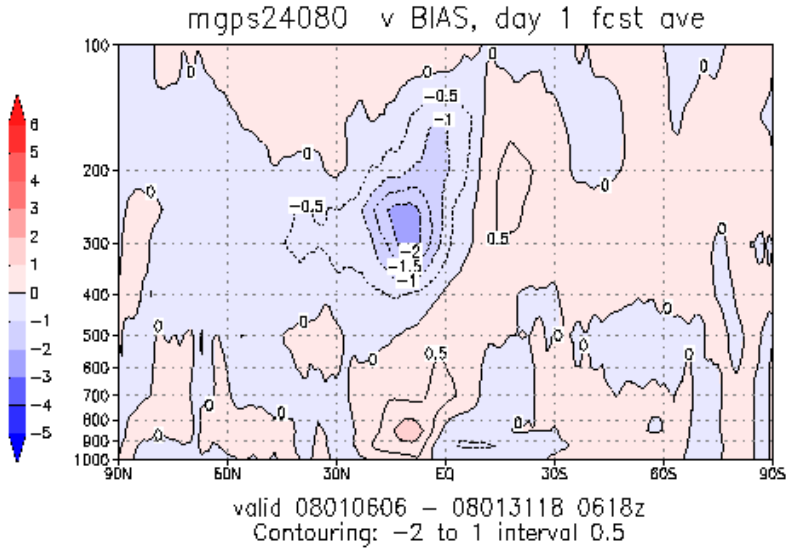


圖 29、2008 年 1 月全月 0618Z 南北向風 24 小時預報場平均偏差之緯度－氣壓垂直剖面圖，平均偏差並為經向平均後的值。上圖為 mctl 預報場之平均偏差，中圖為 mgps240 預報場之平均偏差，下圖為 mgps24080 預報場之平均偏差。

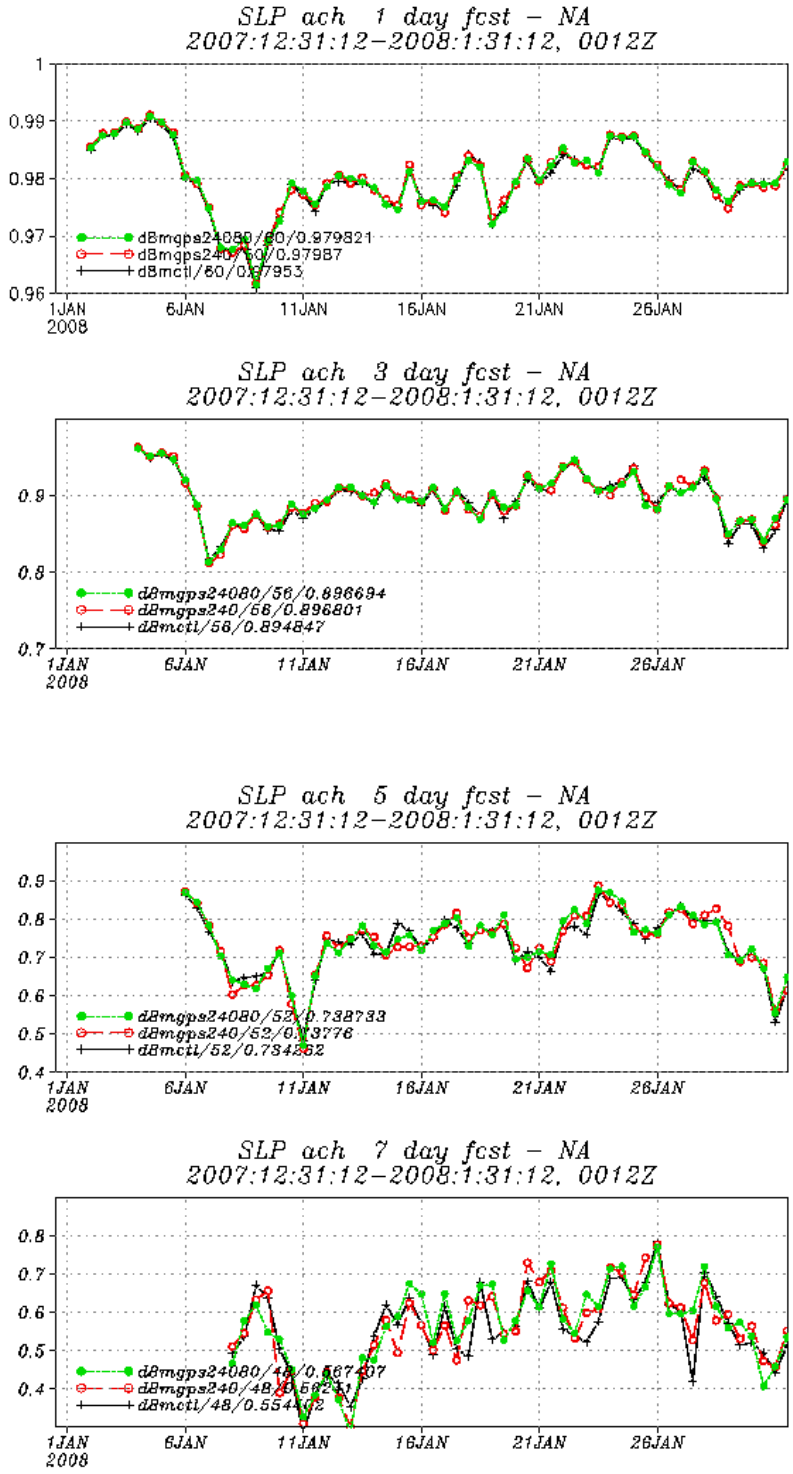


圖 30、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球(20°N~80°N)海平面氣壓預報場之

距平相關隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之距平相關。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。

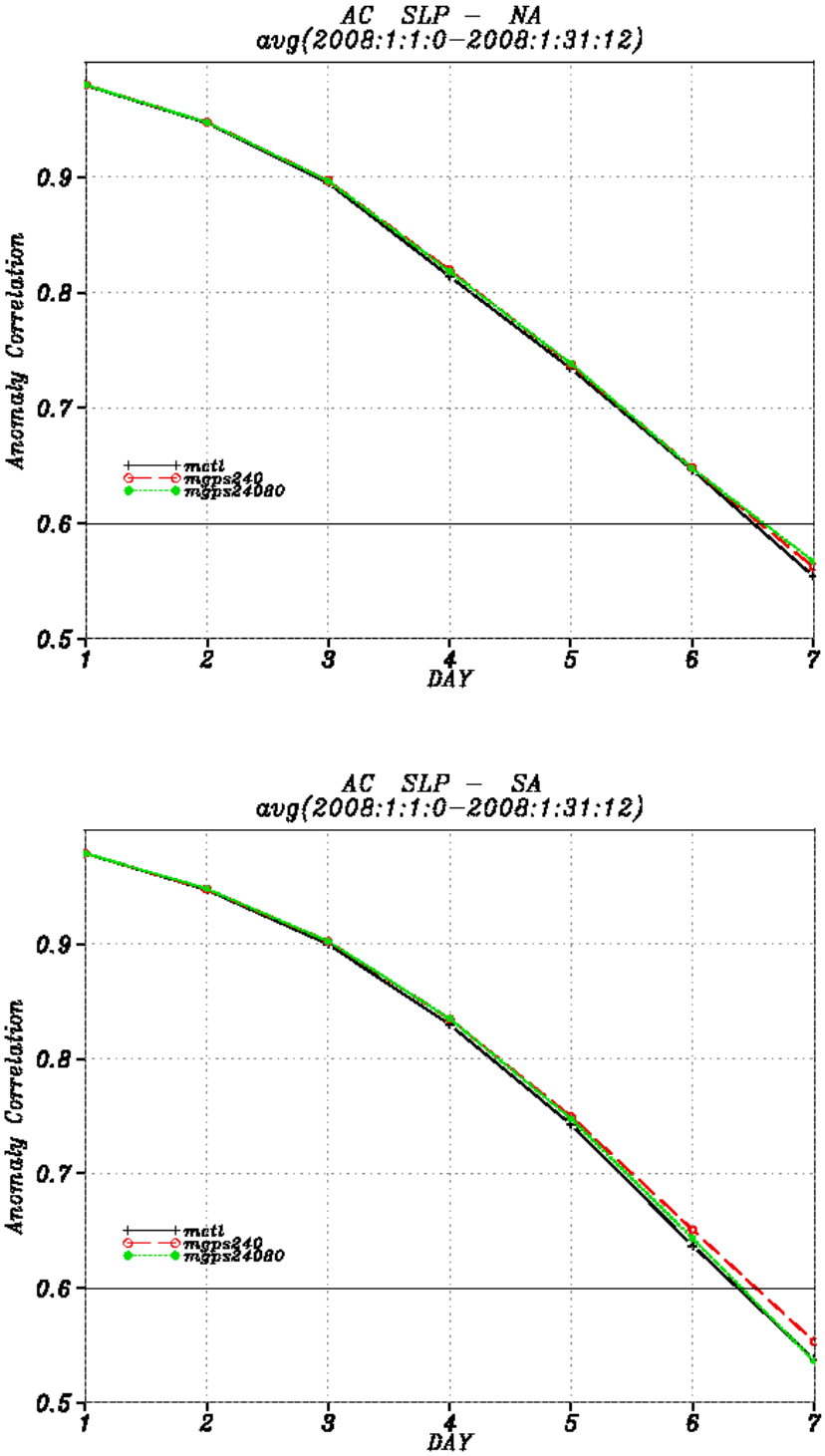


圖 31、2008 年 1 月各測試組 0012Z 海平面氣壓預報場之距平相關月平均隨預

報天數變化圖。上圖為北半球(20°N~80°N)距平相關的比較，下圖為南半球(20°S~80°S)距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。

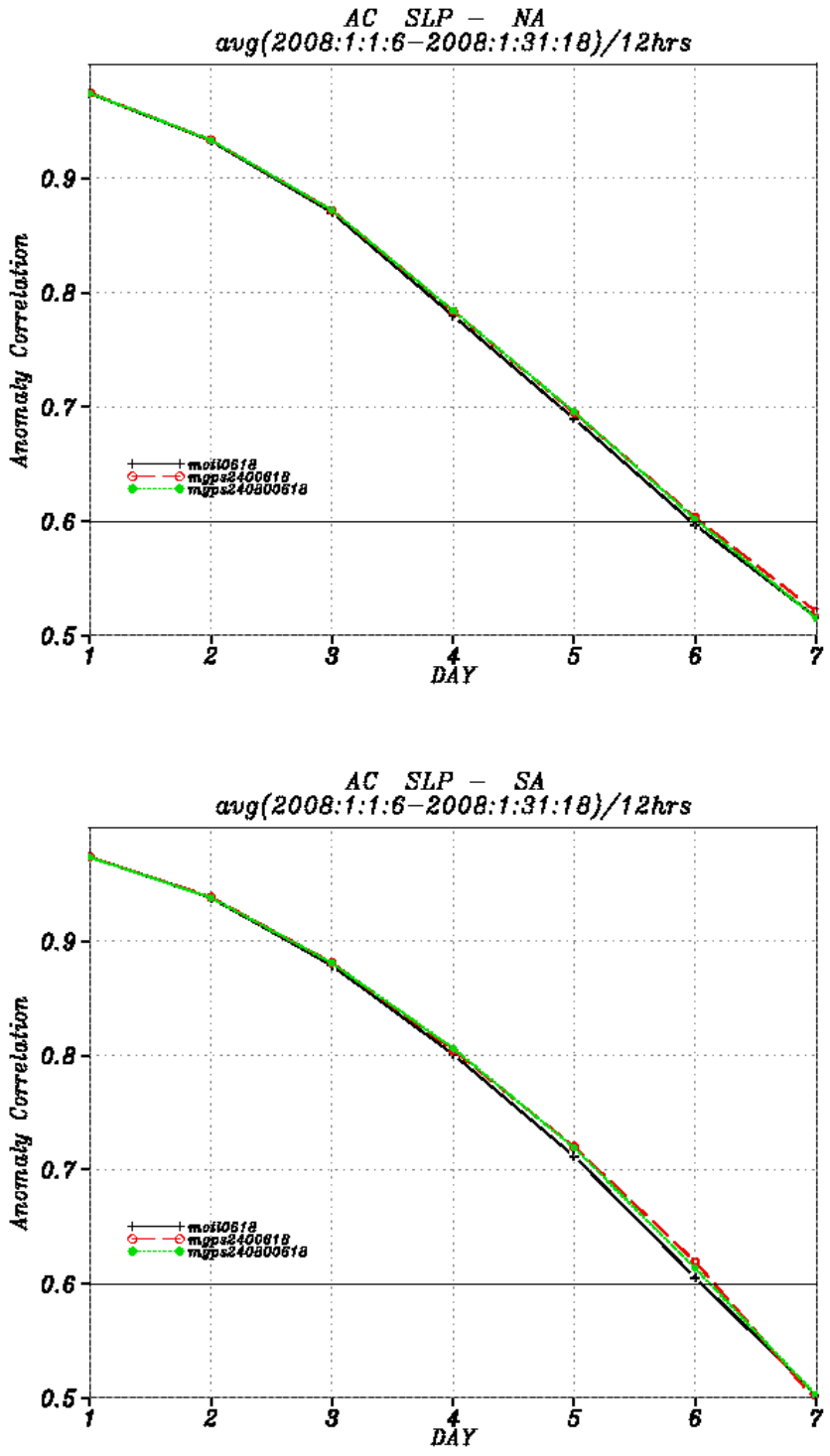


圖 32、2008 年 1 月各測試組 0618Z 海平面氣壓預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球(20°N~80°N)距平相關的比較，下圖為南

半球(20°S~80°S)距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。

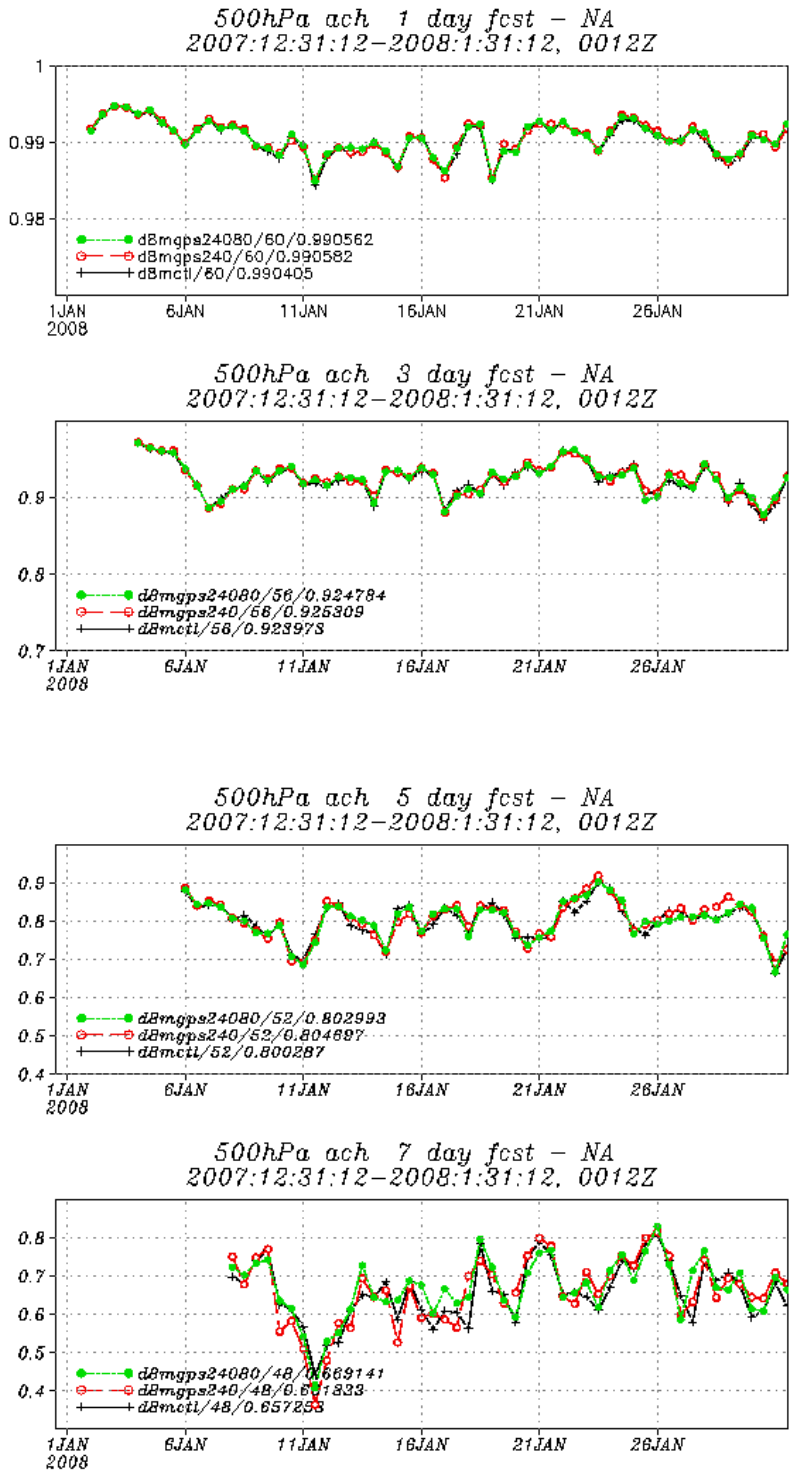


圖 33、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球(20°N~80°N)500hPa 高度預報場之距平相關隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之距平相關。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為

mgps24080 的預報結果。

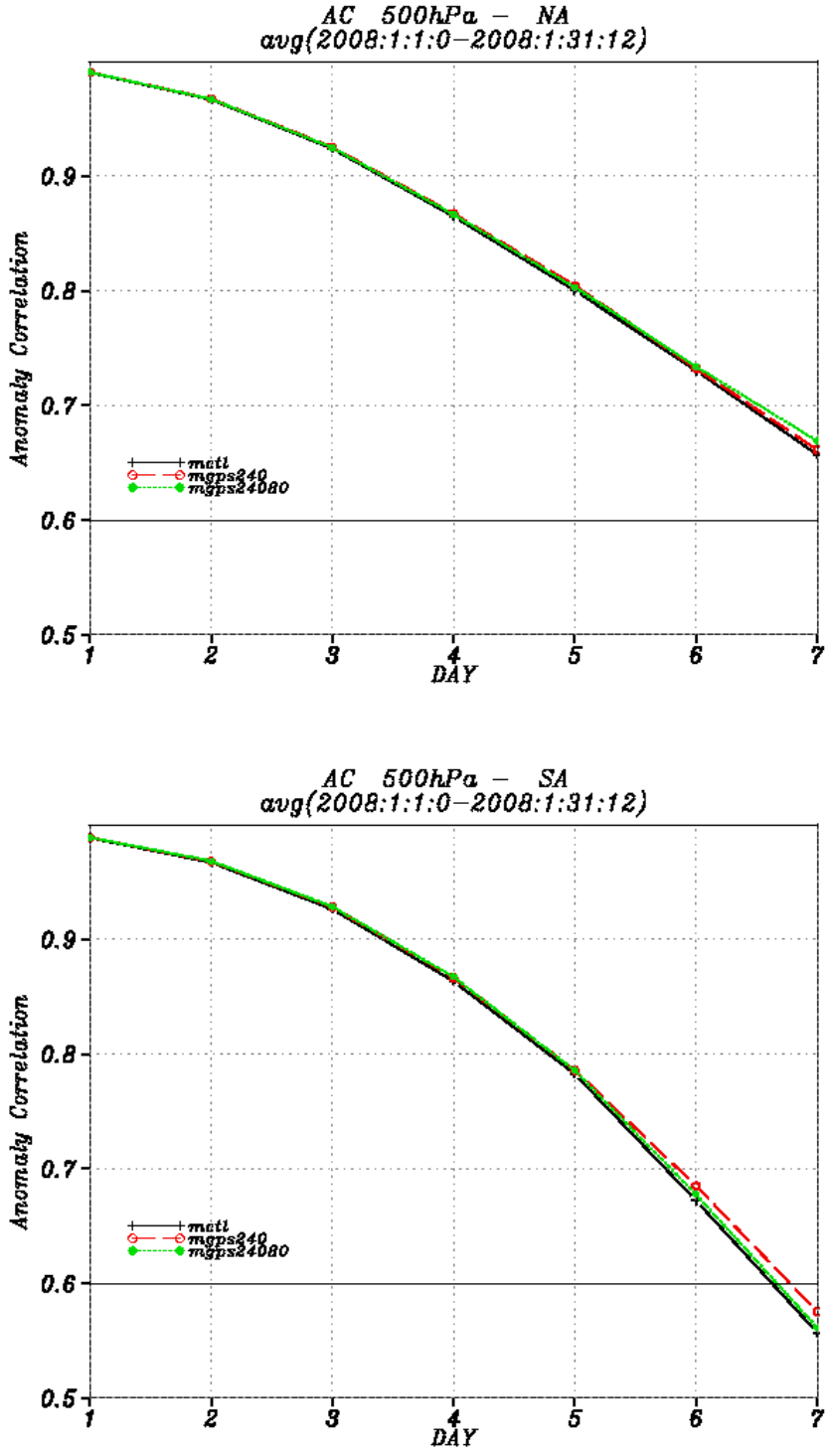


圖 34、2008 年 1 月各測試組 0012Z 500hPa 高度預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球距平相關的比較，下圖為南半球距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。

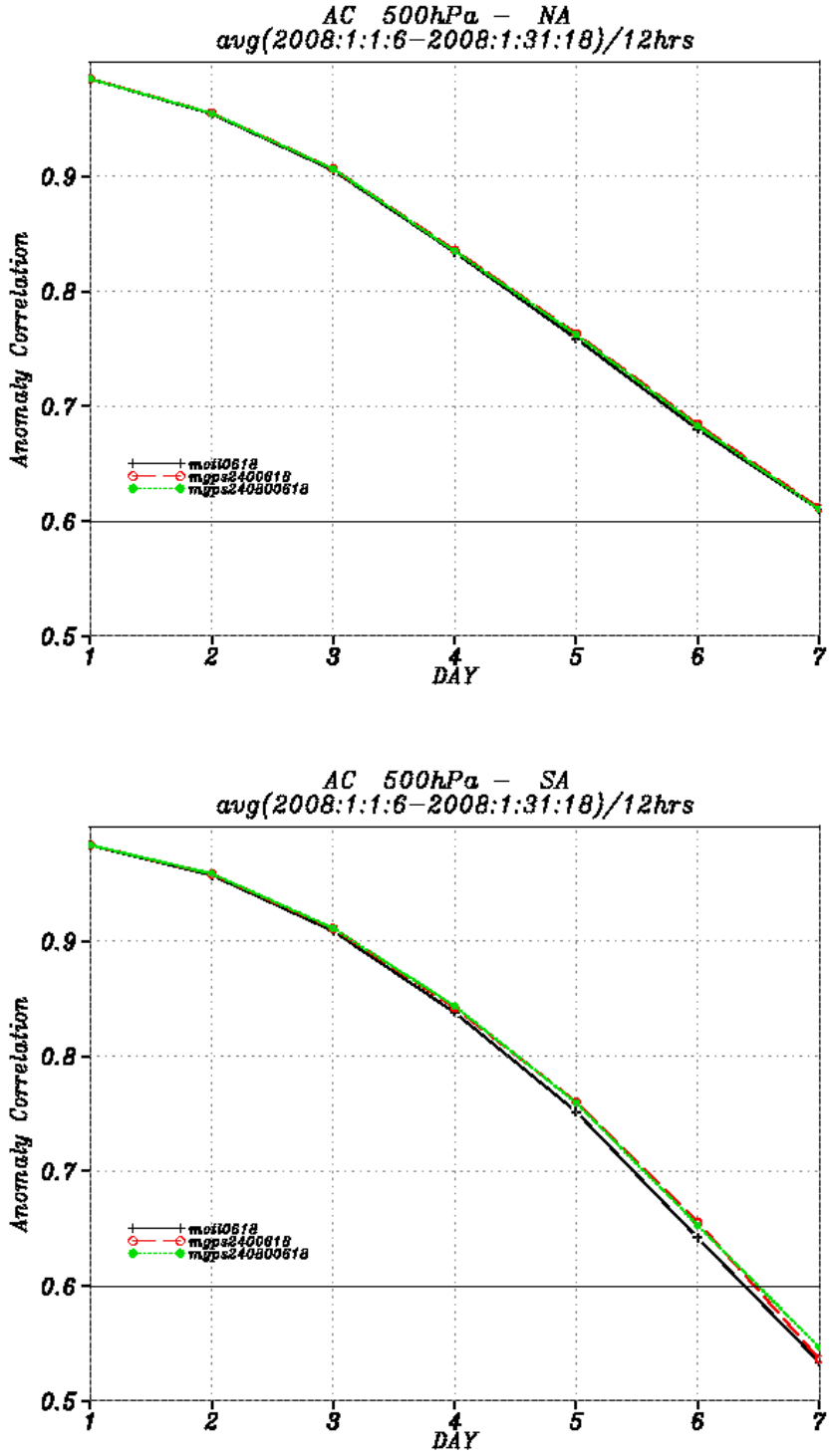


圖 35、2008 年 1 月各測試組 0618Z 500hPa 高度預報場之距平相關月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球距平相關的比較，下圖為南半球距平相關的比較。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。

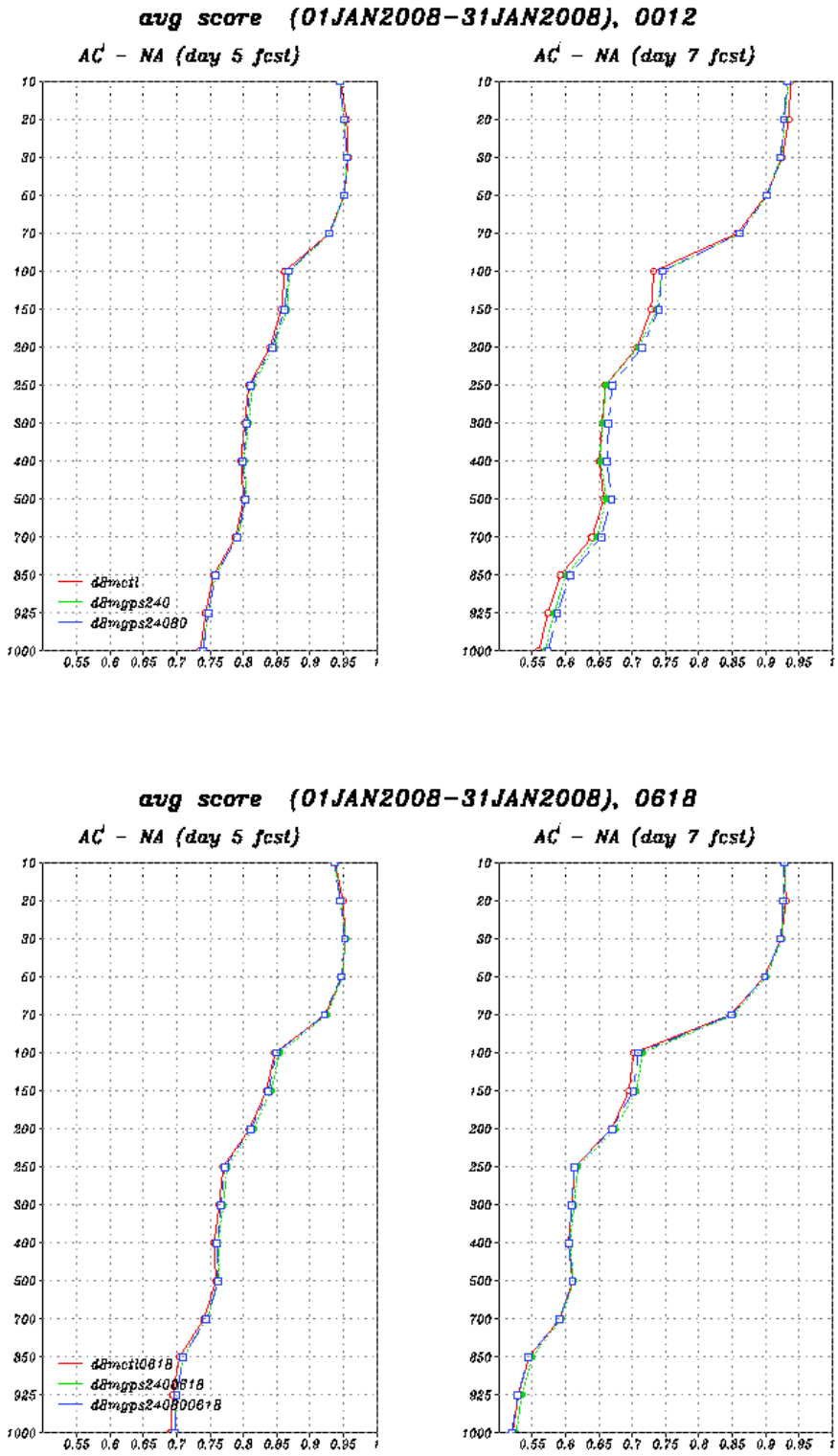


圖 36、2008 年 1 月各測試組之北半球各氣壓面高度距平相關月平均的比較。上二圖為 0012Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。下二圖為 0618Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080

的預報結果。

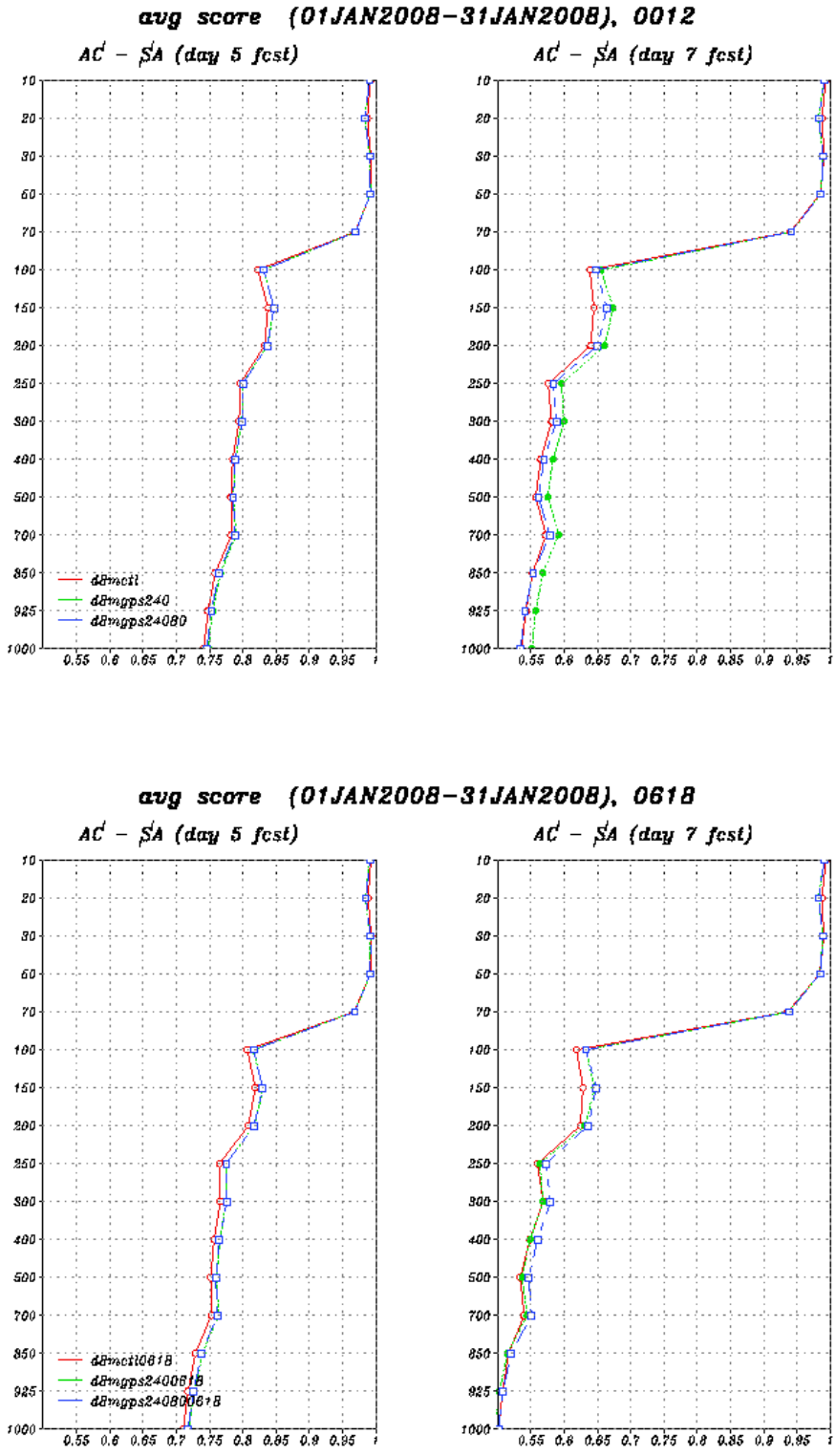


圖 37、2008 年 1 月各測試組之南半球各氣壓面高度距平相關月平均的比較。上二圖為 0012Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。下二圖為 0618Z 的高度距平相關，左圖為 5 天預報，右圖為 7 天預報。圖

中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。

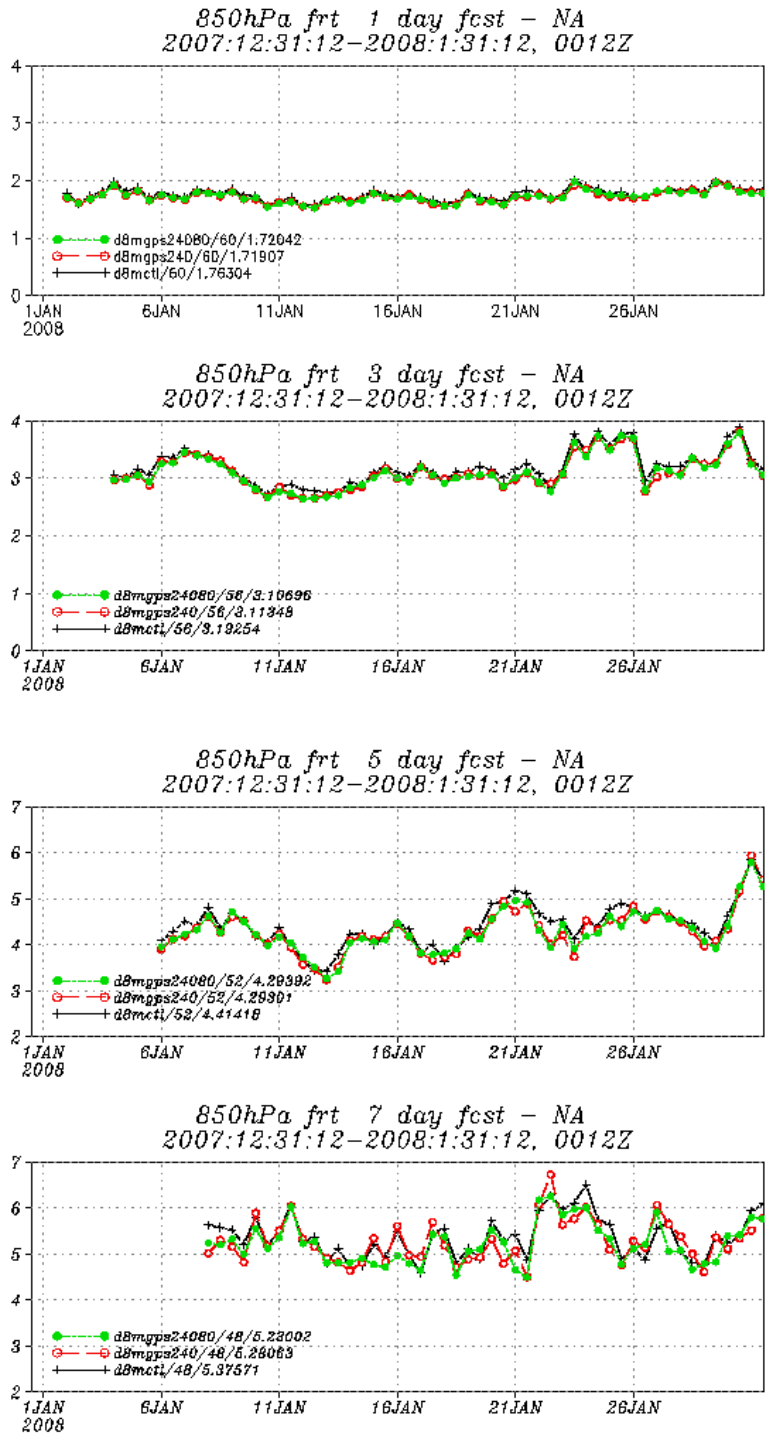
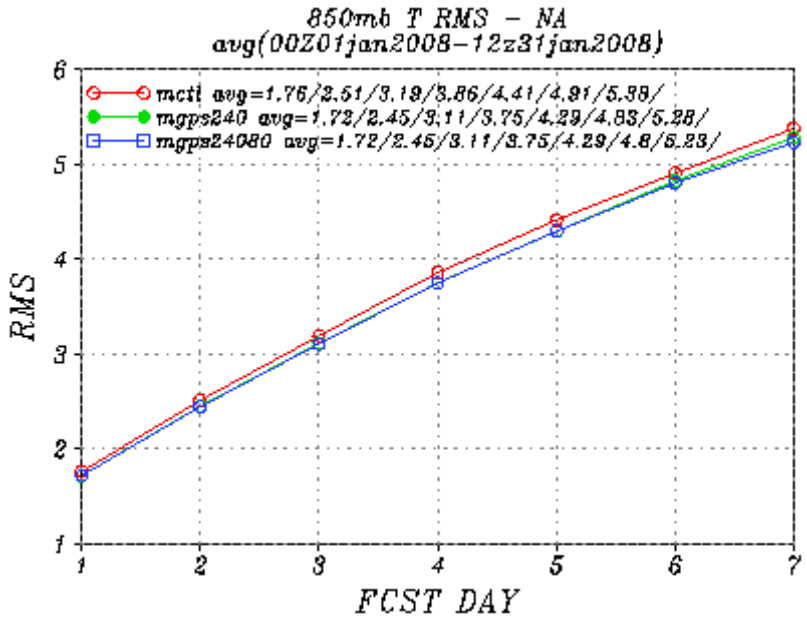


圖 38、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球 850hPa 溫度預報場之均方根誤差隨時間變化圖，各圖由上至下分別為 1、3、5、7 天之均方根誤差。圖中黑線為 mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為

mgps24080 的預報結果。



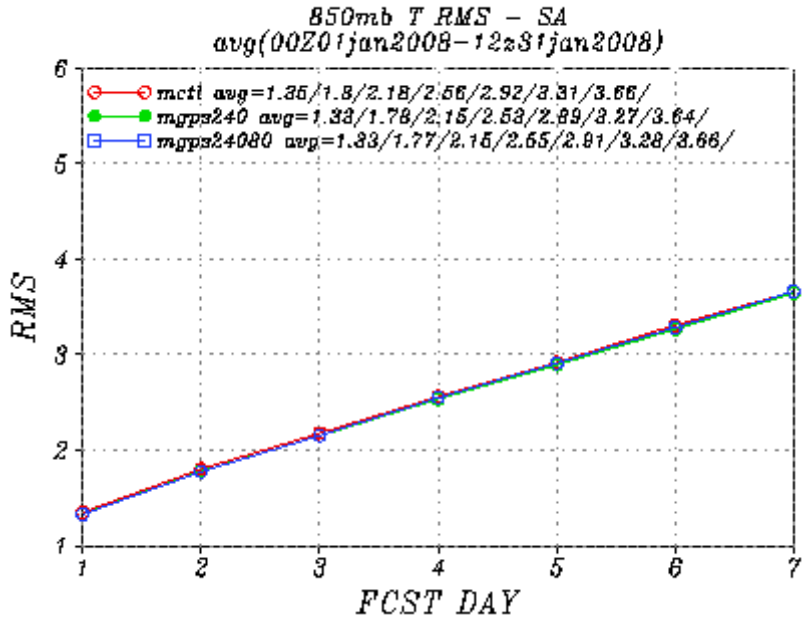
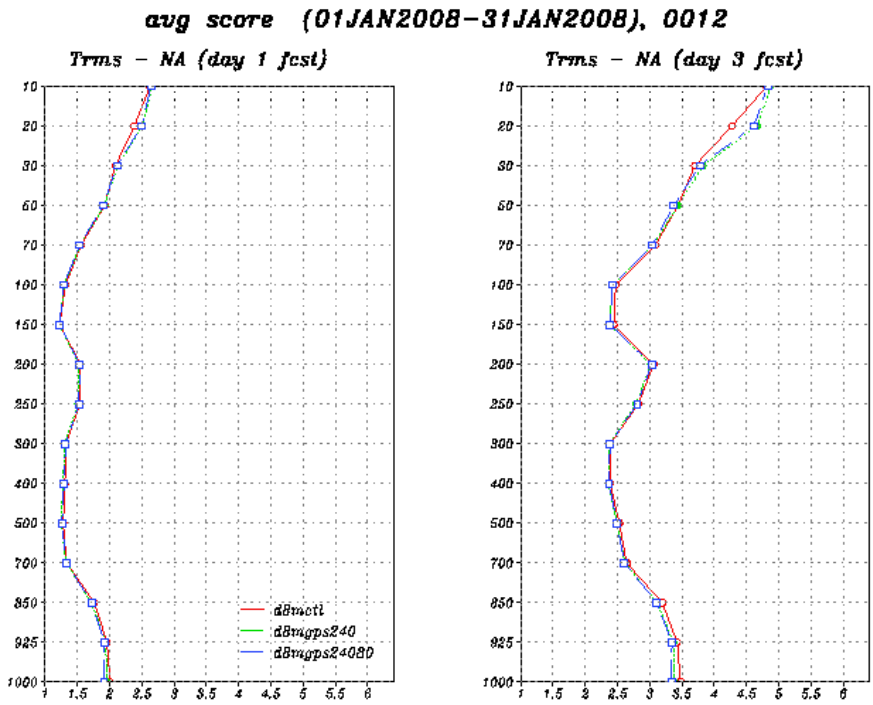


圖 39、2008 年 1 月各測試組 0012Z 850hPa 溫度預報場之均方根誤差月平均隨預報天數變化圖。上圖為北半球(20°N~80°N)三組測試均方根誤差的比較，

下圖為南半球(20°S~80°S) 三組測試均方根誤差的比較。圖中黑線為mctl 的預報結果，紅線為 mgps240 的預報結果，綠線為 mgps24080 的預報結果。



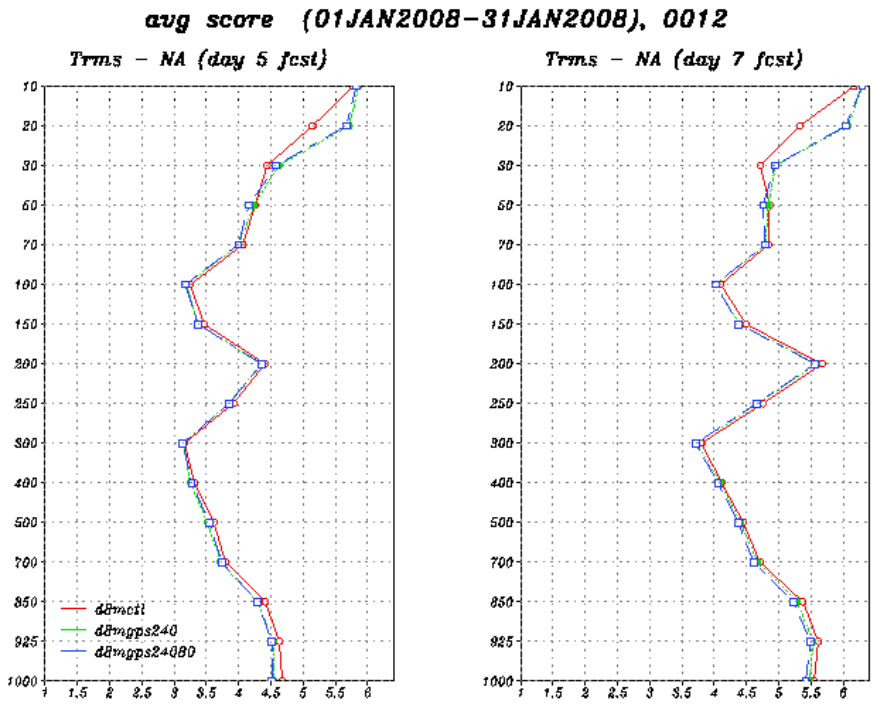


圖 40、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面溫度預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。

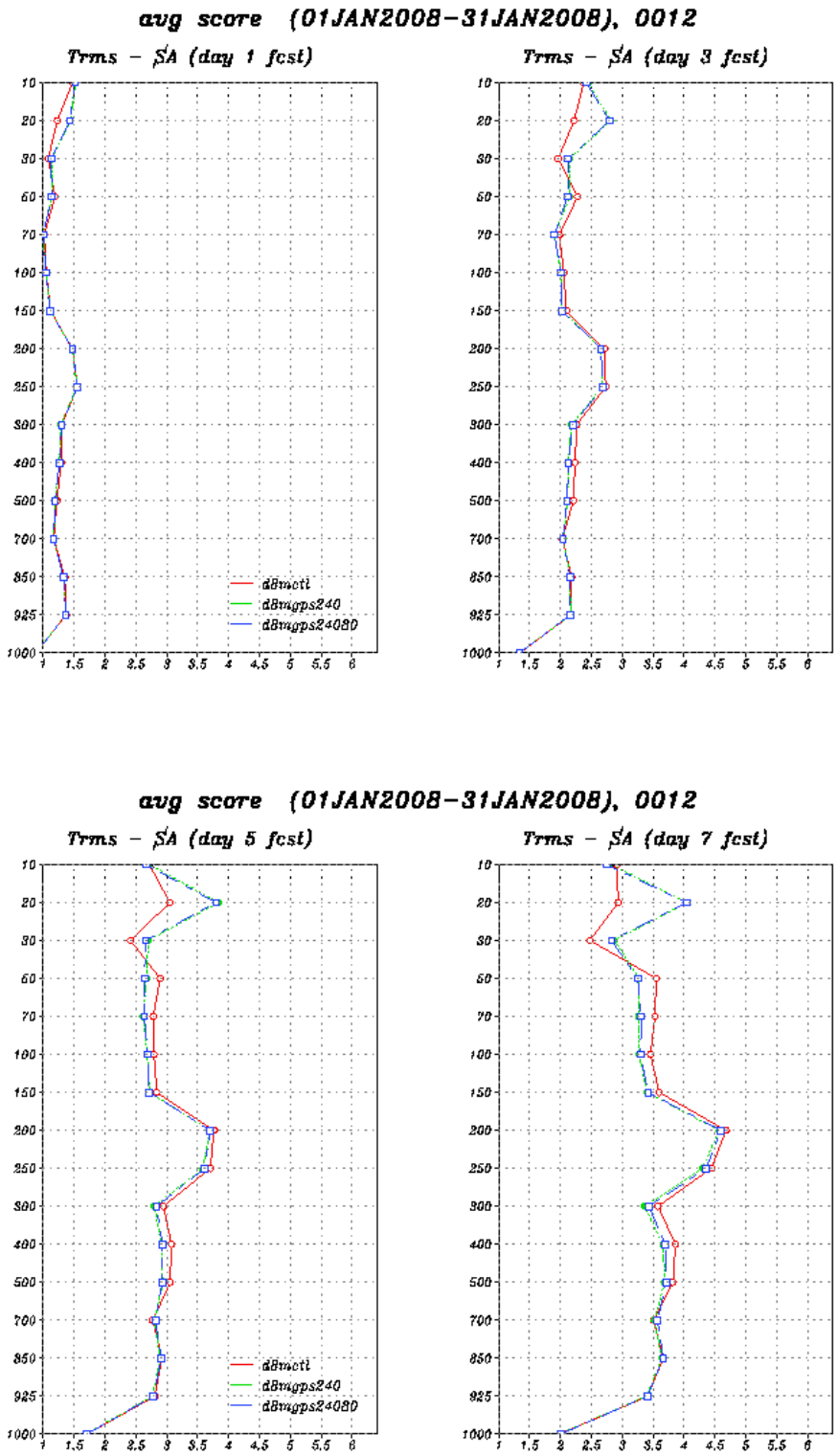
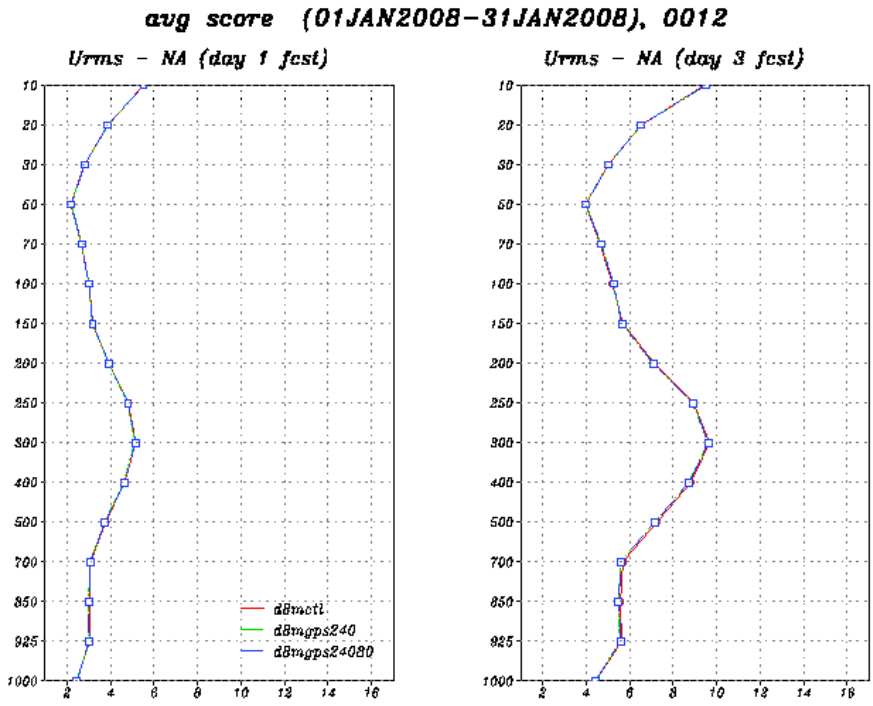


圖 41、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面溫度預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。



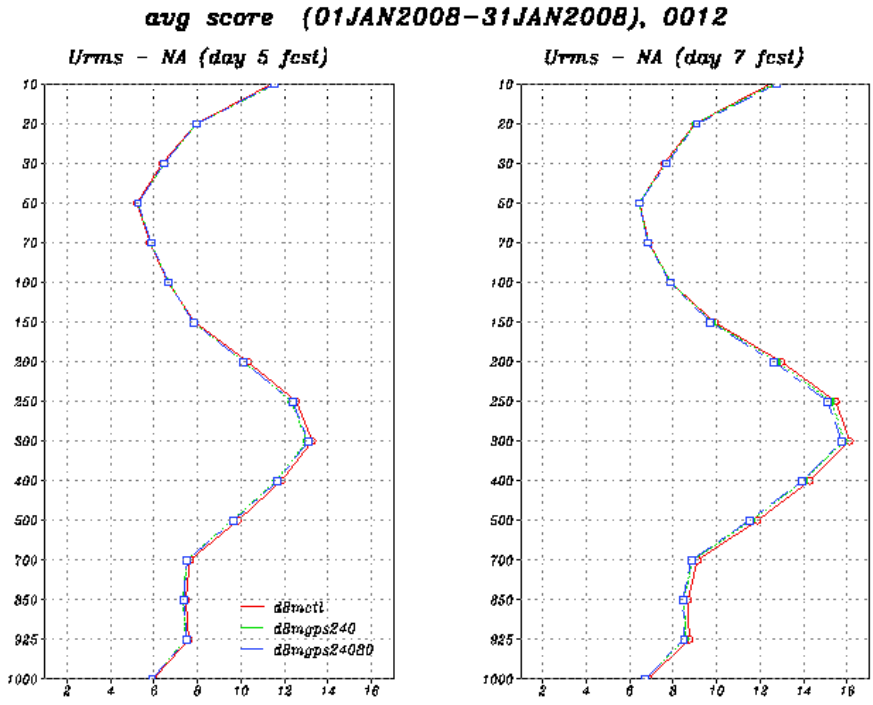
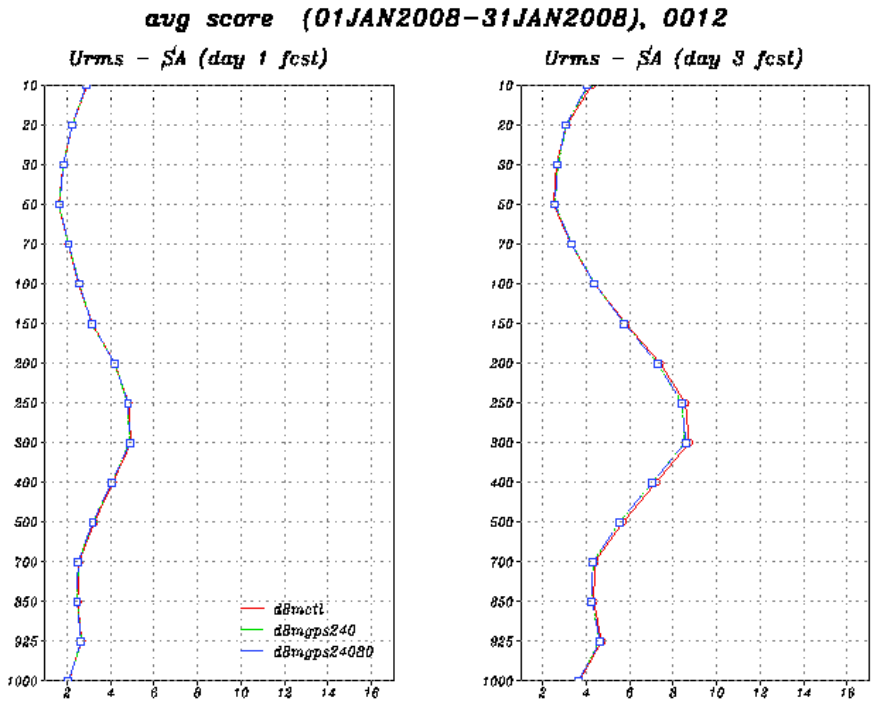


圖 42、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面東西向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。



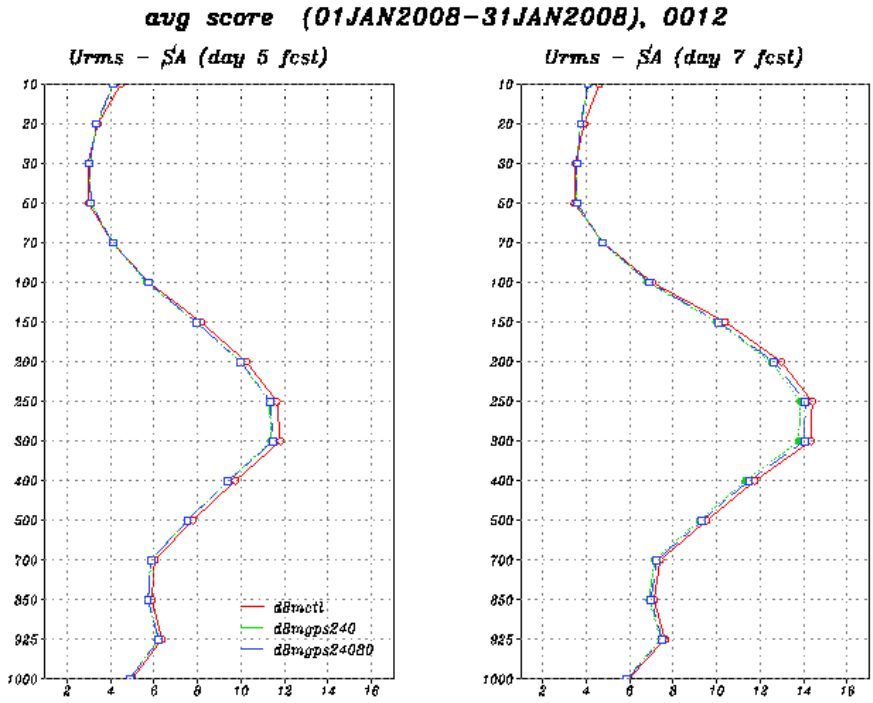
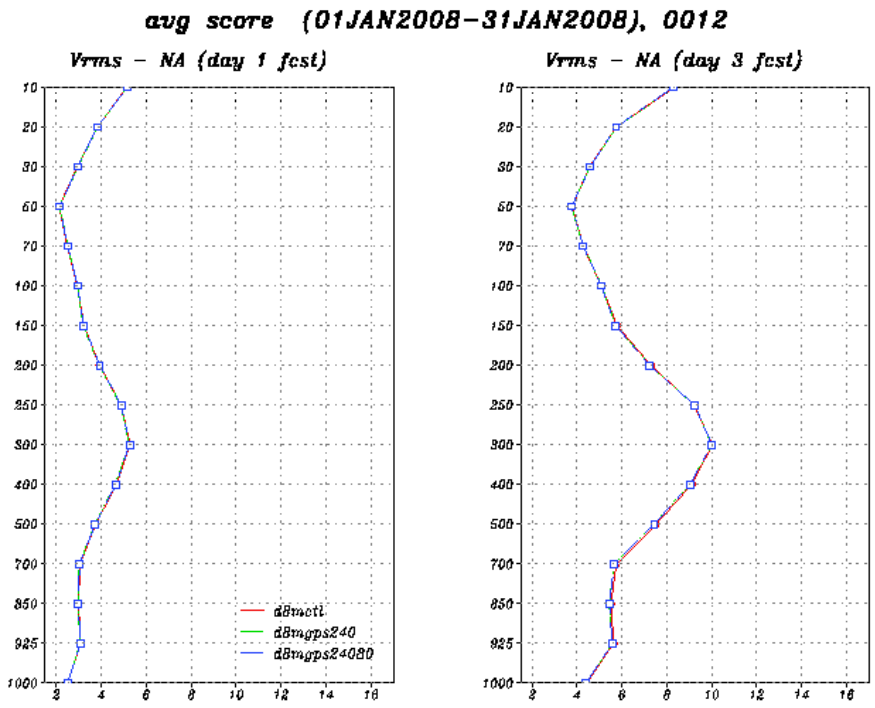


圖 43、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面東西向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。



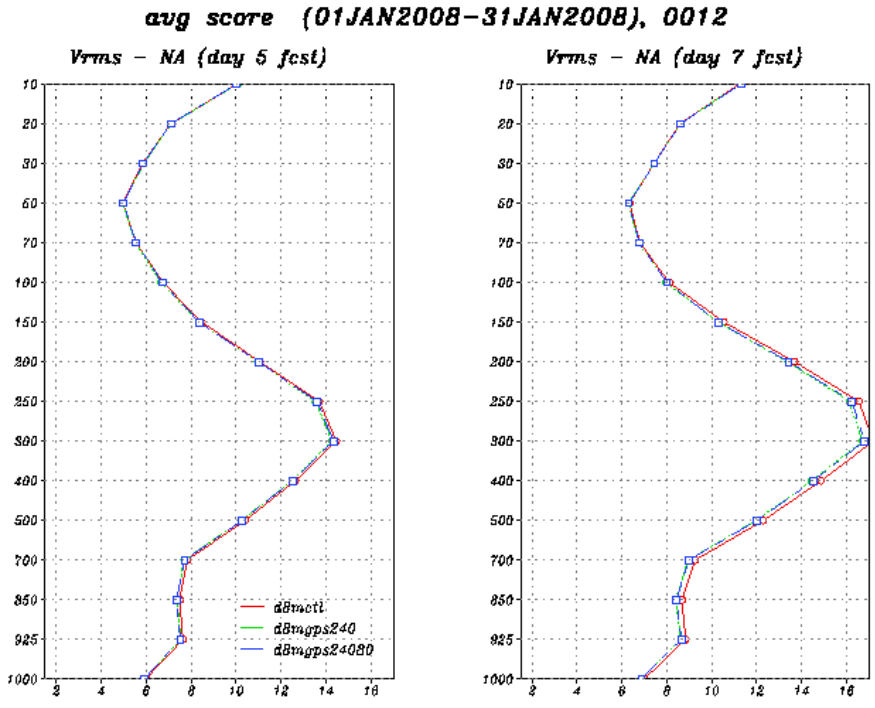
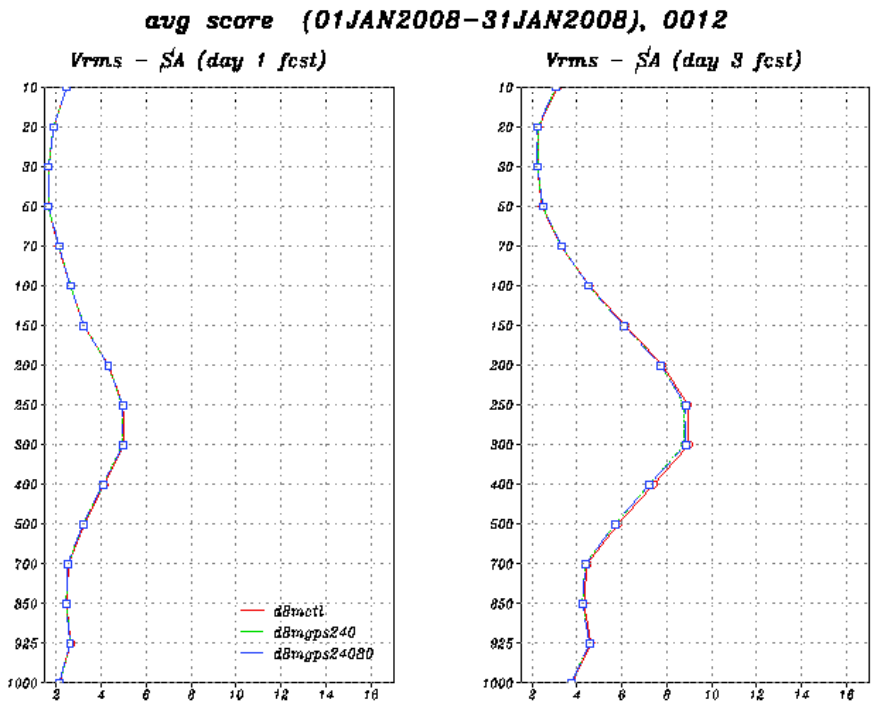


圖 44、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面南北向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。



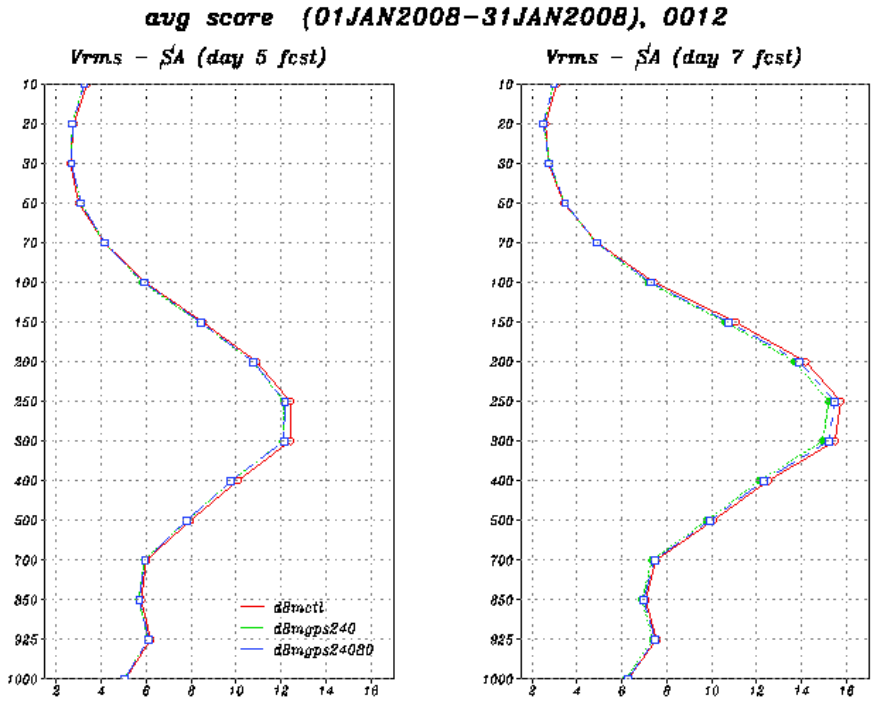


圖 45、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面南北向風預報場之均方根誤差月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。

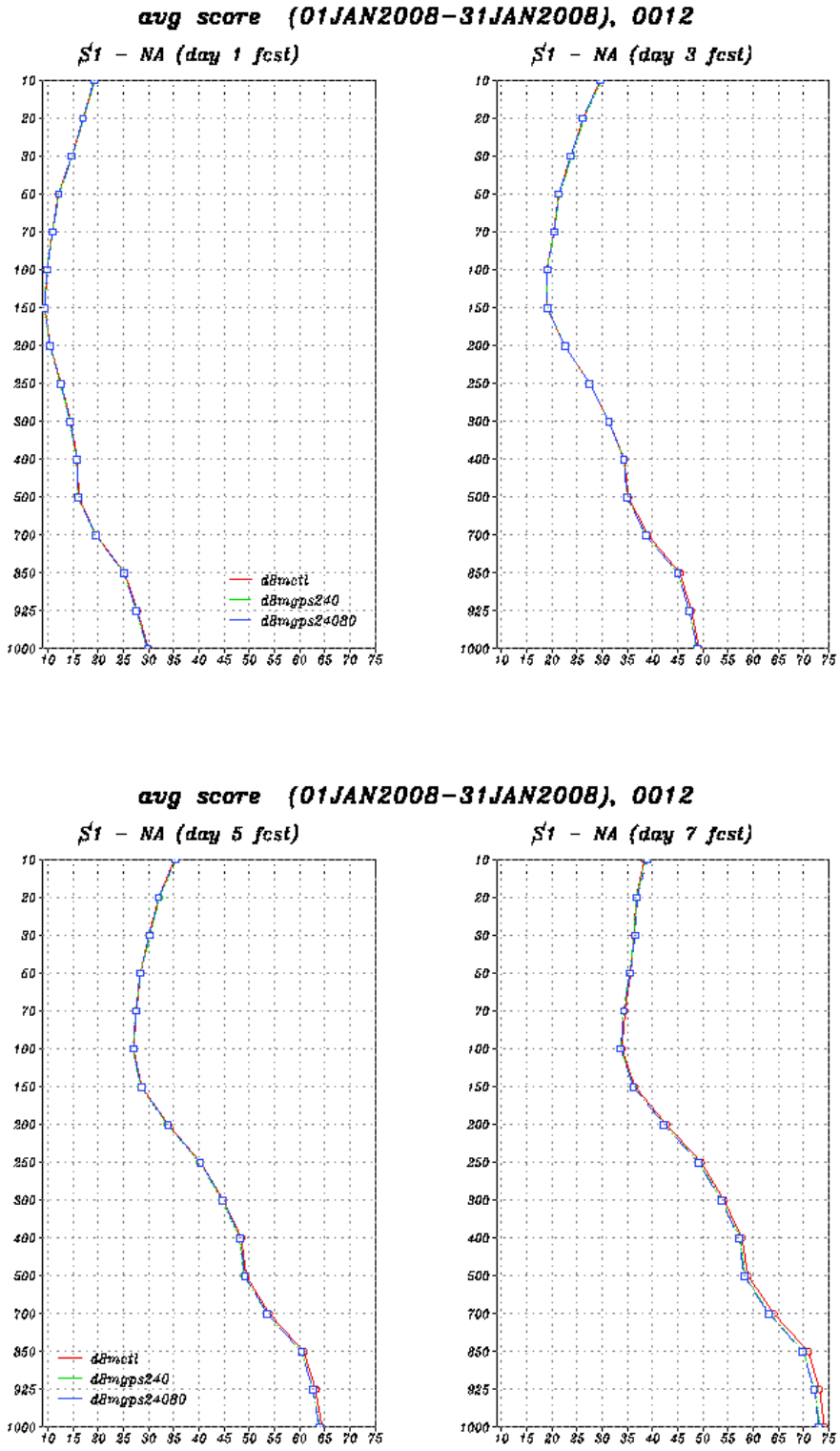
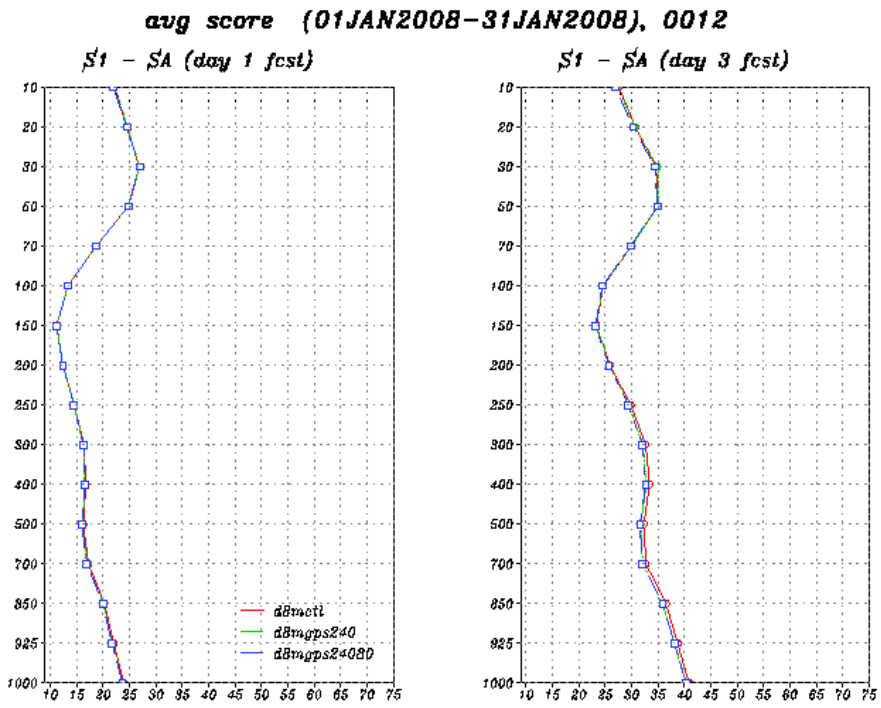


圖 46、2008 年 1 月各測試組 0012Z 北半球各氣壓面高度預報場之 S1 Score 月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。



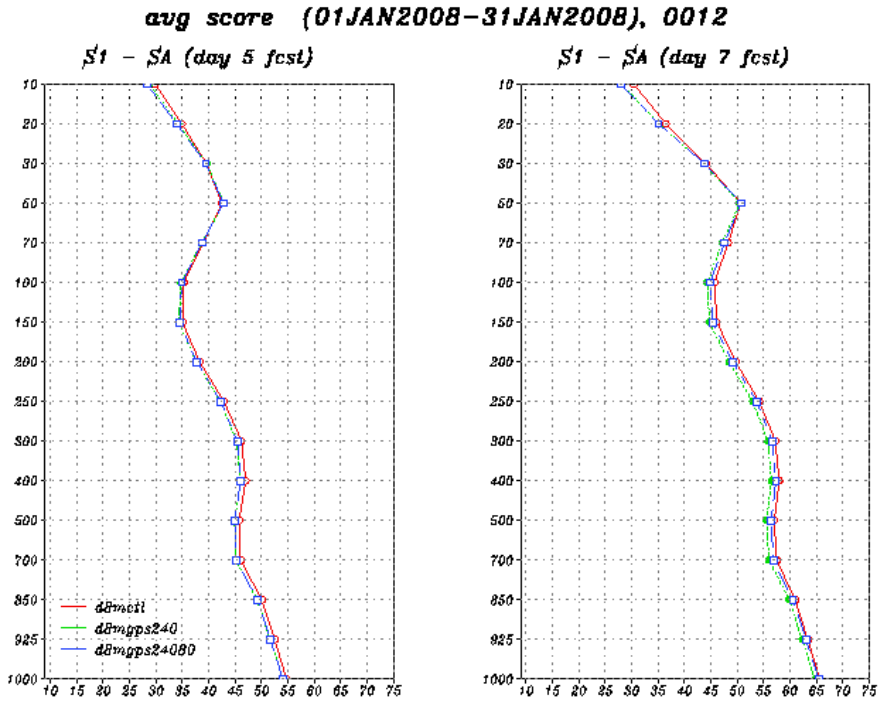


圖 47、2008 年 1 月各測試組 0012Z 南半球各氣壓面高度預報場之 S1 Score 月平均的比較。上圖左為 1 天的預報，上圖右為 3 天的預報。下圖左為 5 天的預報，下圖右為 7 天的預報。圖中紅線為 mctl 的預報結果，綠線為 mgps240 的預報結果，藍線為 mgps24080 的預報結果。

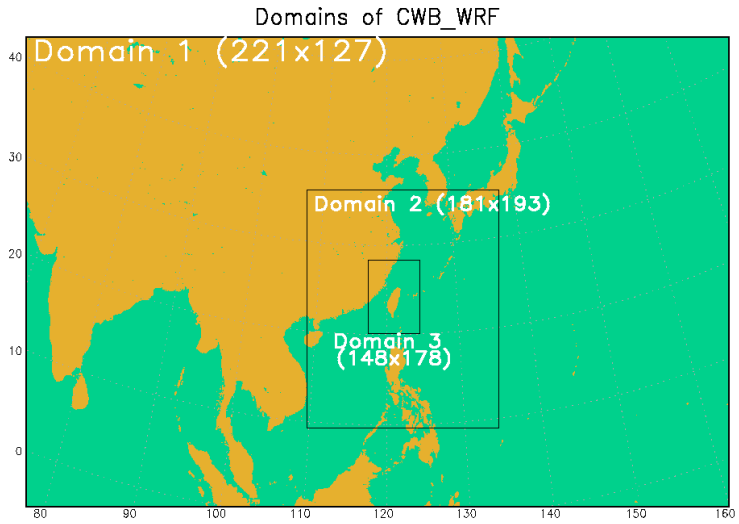


圖 48、 CWBWRF 系統三層巢狀網格各網域的範圍、相對位置及水平網格點數。

模式版本及參數	計畫測試	氣象局作業
WRF Ver.	V2.2.1	V2.2.1
Vertical Levels	45	45
Model top	30 hPa	30 hPa
Preprocess	WRF WPS	WRF WPS
WRF-VAR	V2.1	V2.1
First Guess	WRF Model 6HR FCST (Update Cycle)	WRF Model 6HR FCST (Update Cycle)
Initial Condition	WRF-VAR Analysis	WRF-VAR Analysis
Boundary Condition	CWB GFS (T240L30)	CWB GFS (T240L30)
Forecast Time	96HR (00/06/12/18 Z)	84HR (00/06/12/18 Z)
Planetary Boundary Layer	Yonsei University Scheme(YSU)	Yonsei University Scheme(YSU)
Cumulus Parameterization	Old Kain-Fritsch	Old Kain-Fritsch
Microphysics	Goddard GCE scheme	Goddard GCE scheme
Land Surface	Noah Land Surface Model	Noah Land Surface Model
Longwave Radiation	Rapid Radiative Transfer Model (45/15/5-min)	Rapid Radiative Transfer Model (45/15/5-min)
Shortwave Radiation	Goddard Shortwave (45/15/5-min)	Goddard Shortwave (45/15/5-min)

表 1、計畫中 WRF 系統之設定及參數與氣象局 CWBWRF 系統之設定及參數比較表。

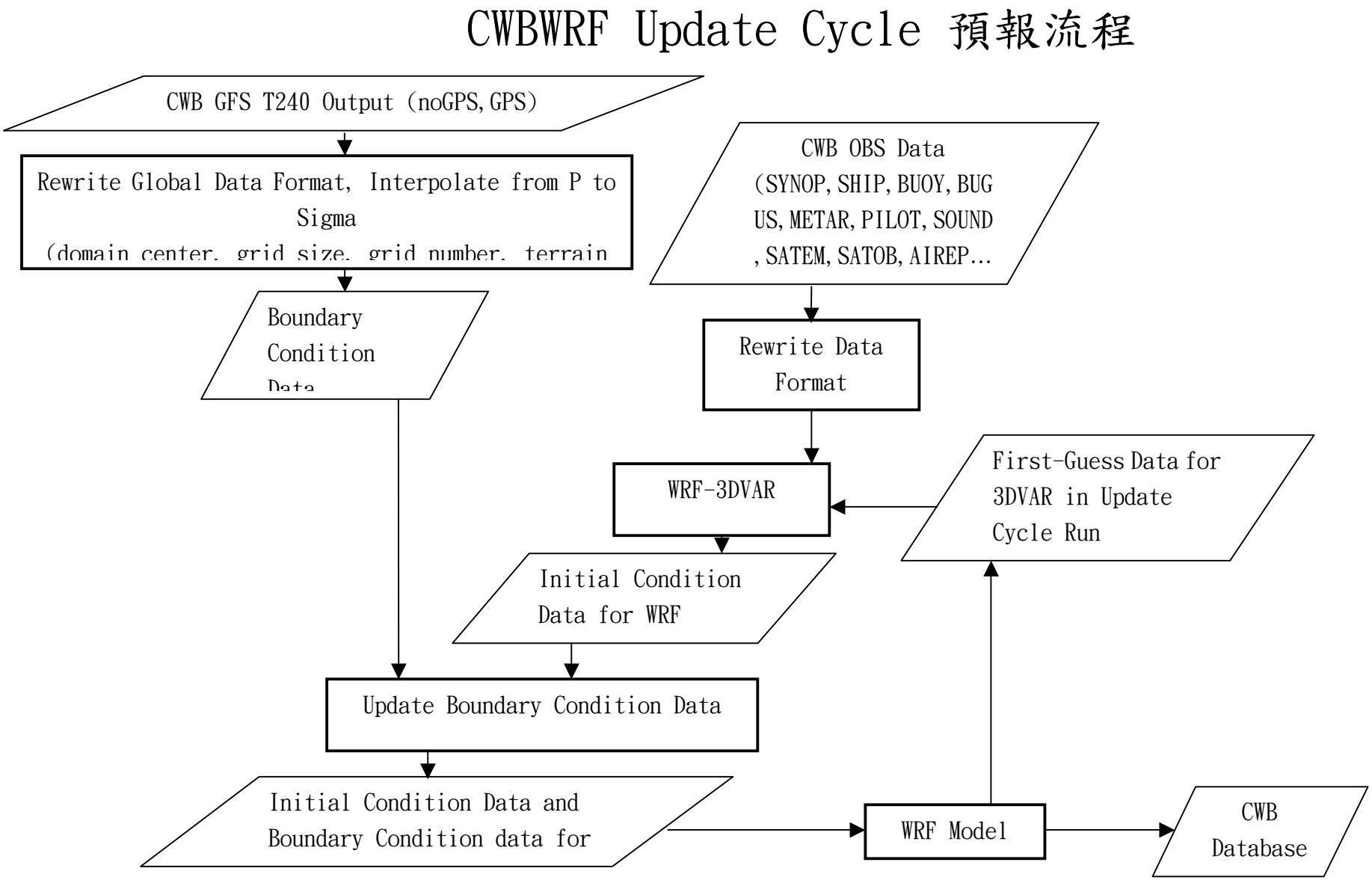
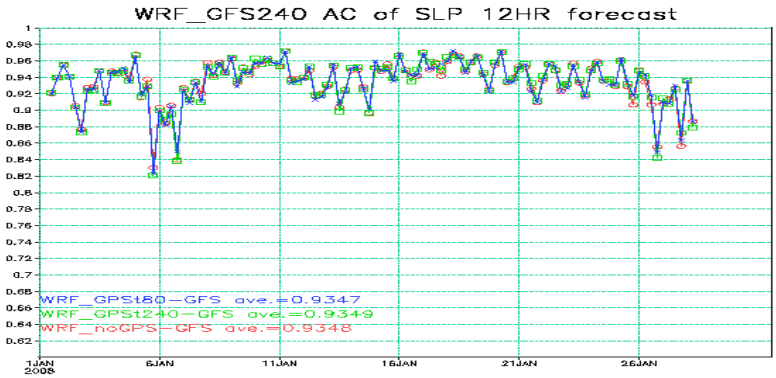
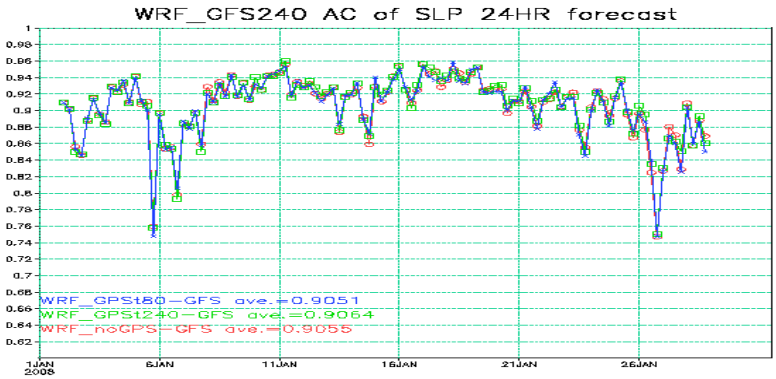
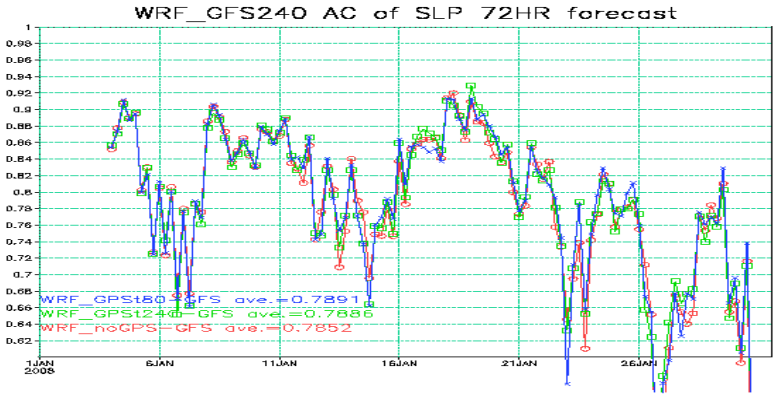


圖49、CWBWRF預報系統Update Cycle作業流程。







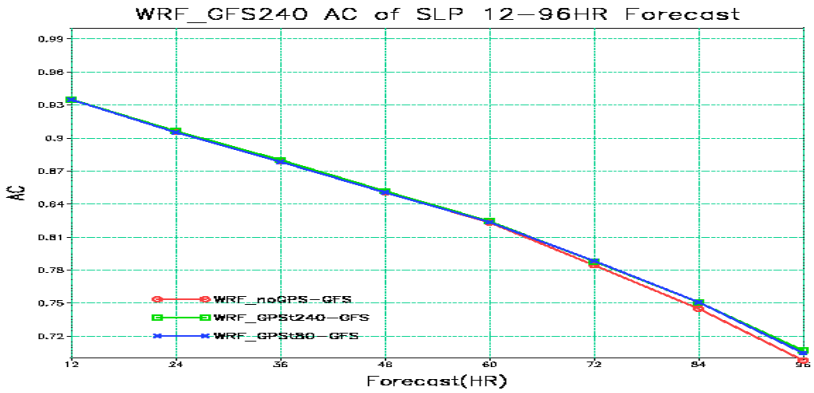
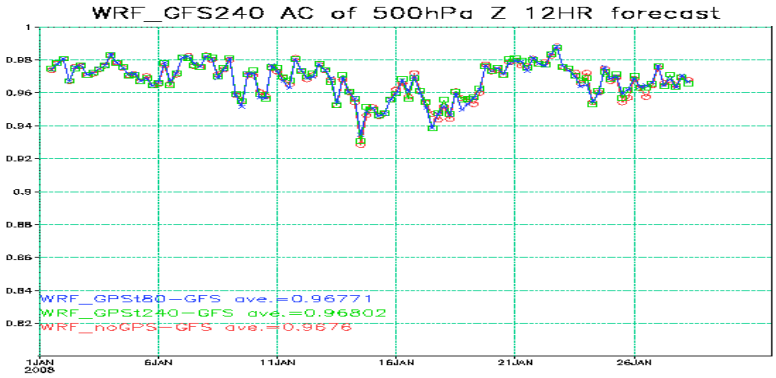
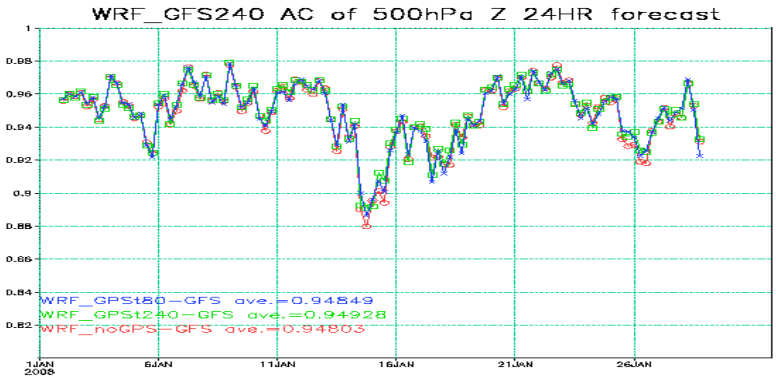
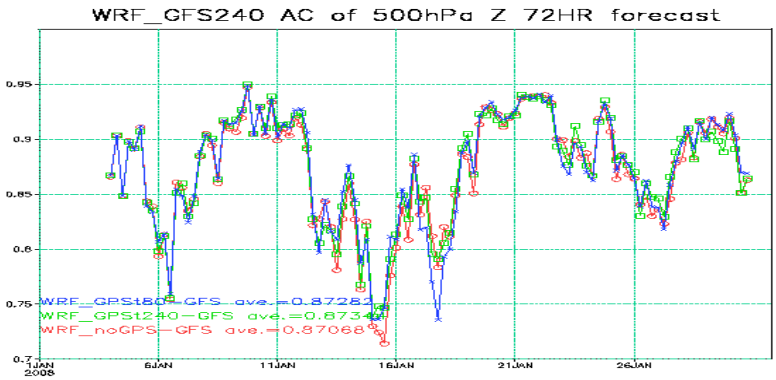


圖 50、2008 年 1 月各測試組海平面氣壓預報場距平相關的變化圖。各圖由上至下第 1 至第 3 圖為距平相關隨時間變化圖，第四圖為距平相關月平

均隨預報時間變化圖。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為WRF_GPSt240-GFS的預報結果，藍線為WRF_GPSt80-GFS的預報結果。







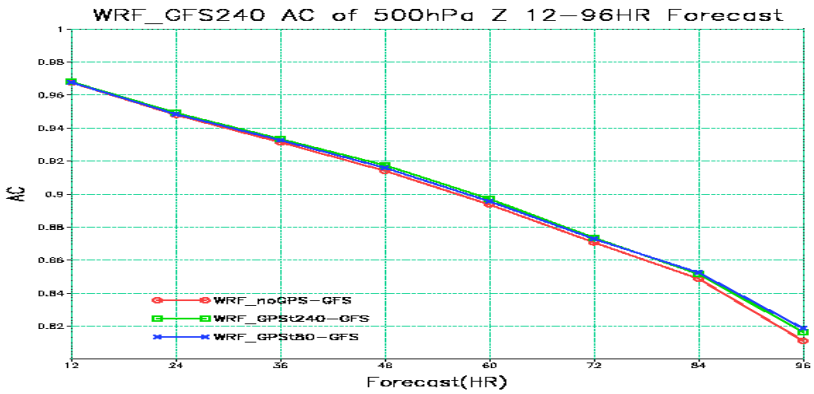
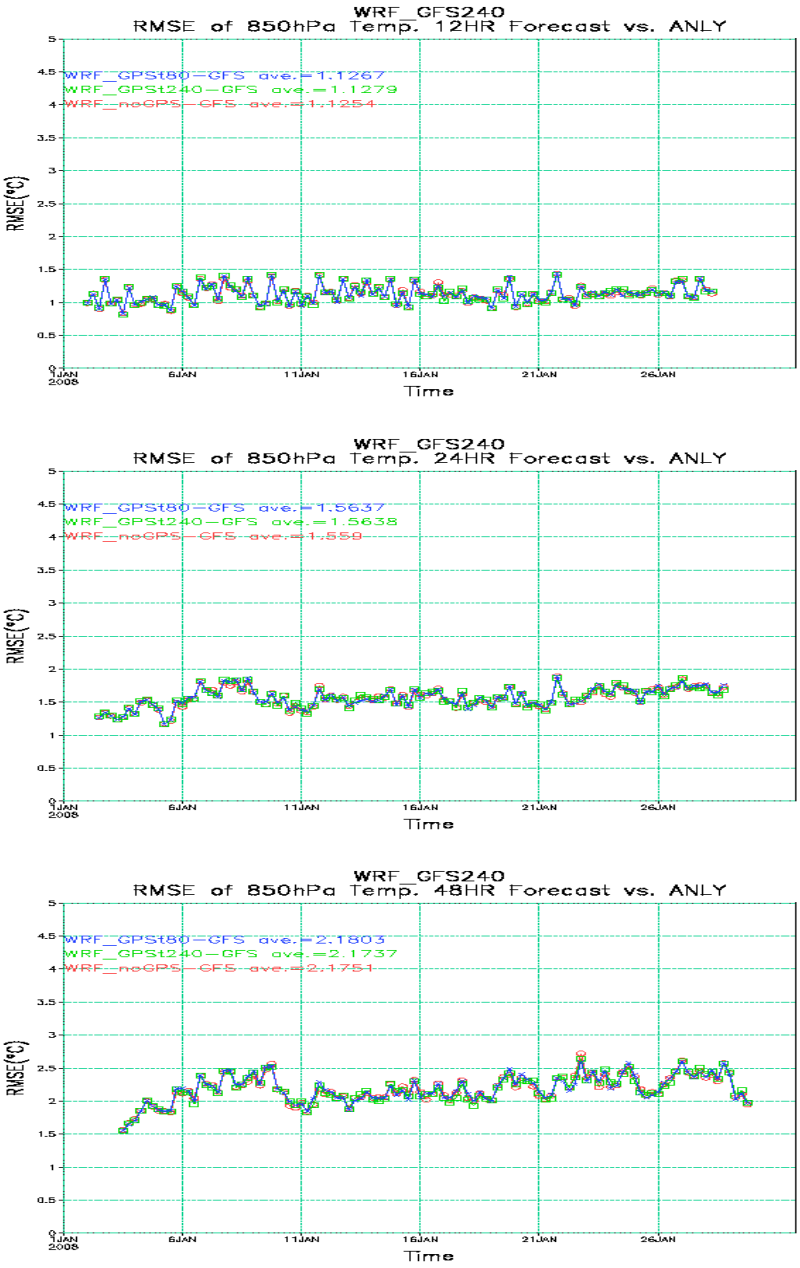


圖 51、2008 年 1 月各測試組 500hPa 高度預報場距平相關的變化圖。各圖由上至下第 1 至第 3 圖為距平相關隨時間變化圖，第四圖為距平相關月平均隨預報時間變化圖。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。



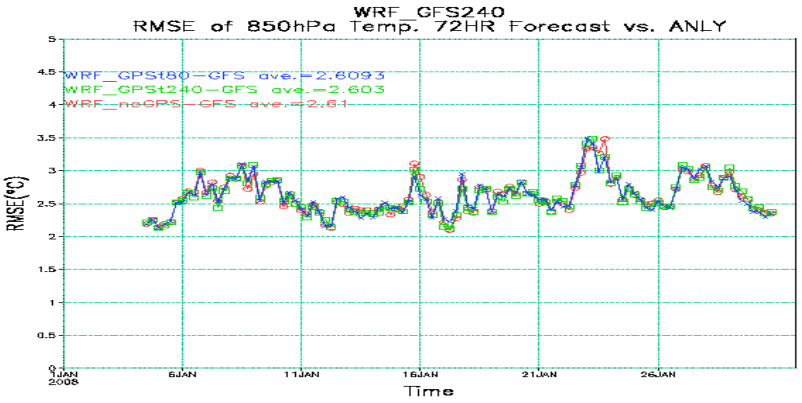
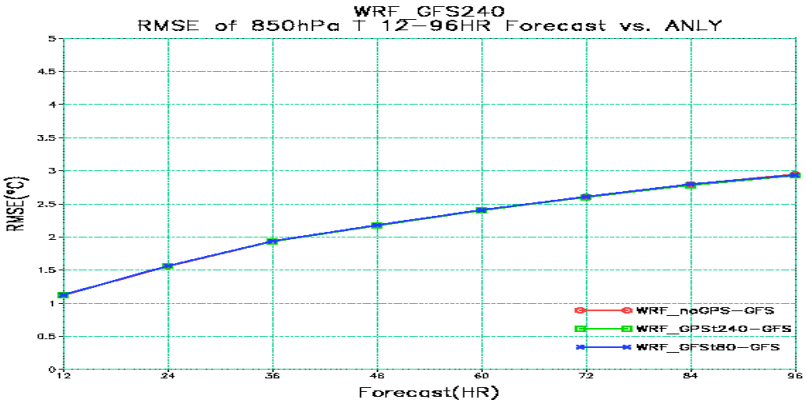
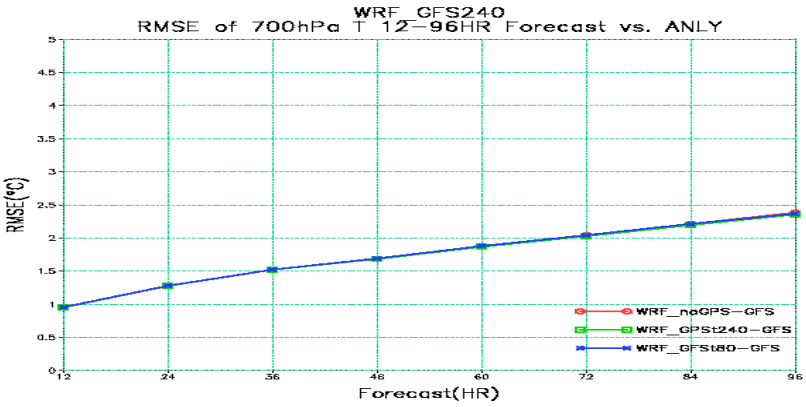


圖 52、2008 年 1 月各測試組 850hPa 溫度預報場均方根誤差隨時間變化圖。各圖由上至下分別為 12 小時預報、24 小時預報、48 小時預報及 72 小時預報的結果。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。





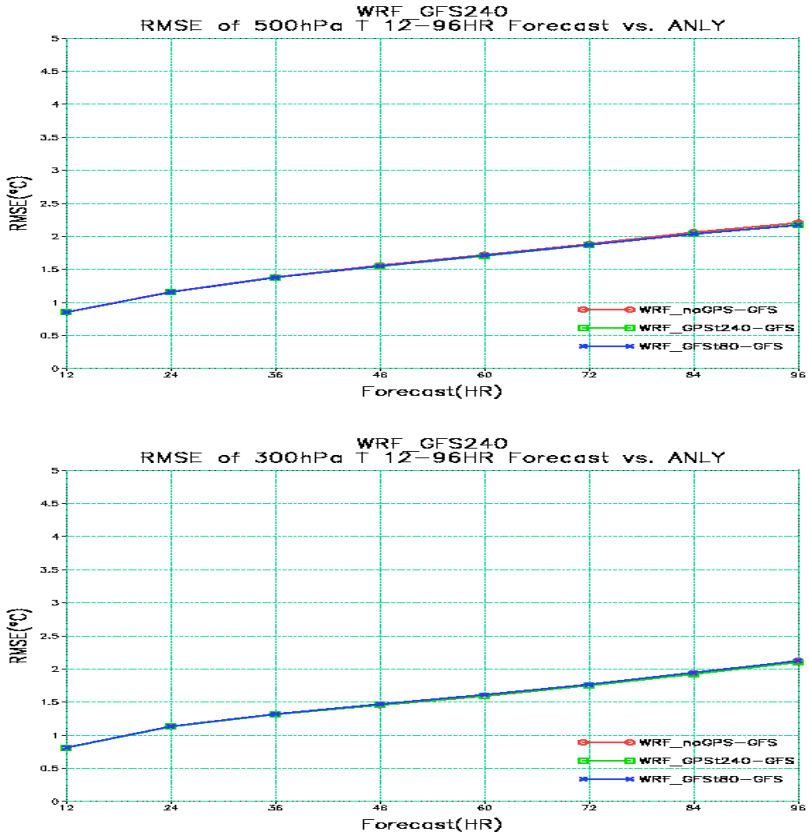
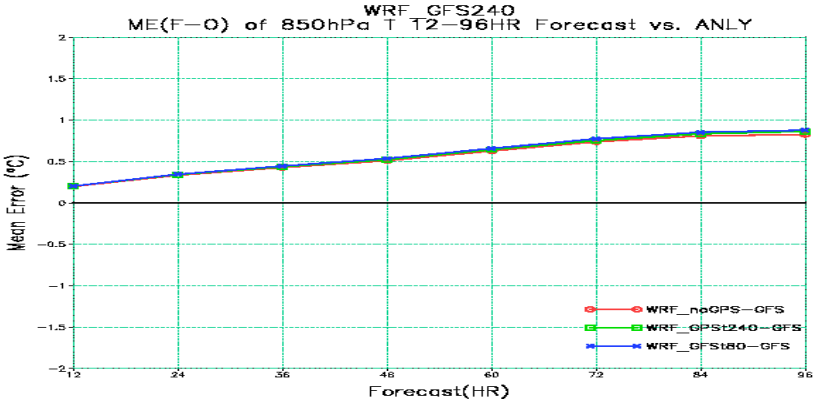


圖 53、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。



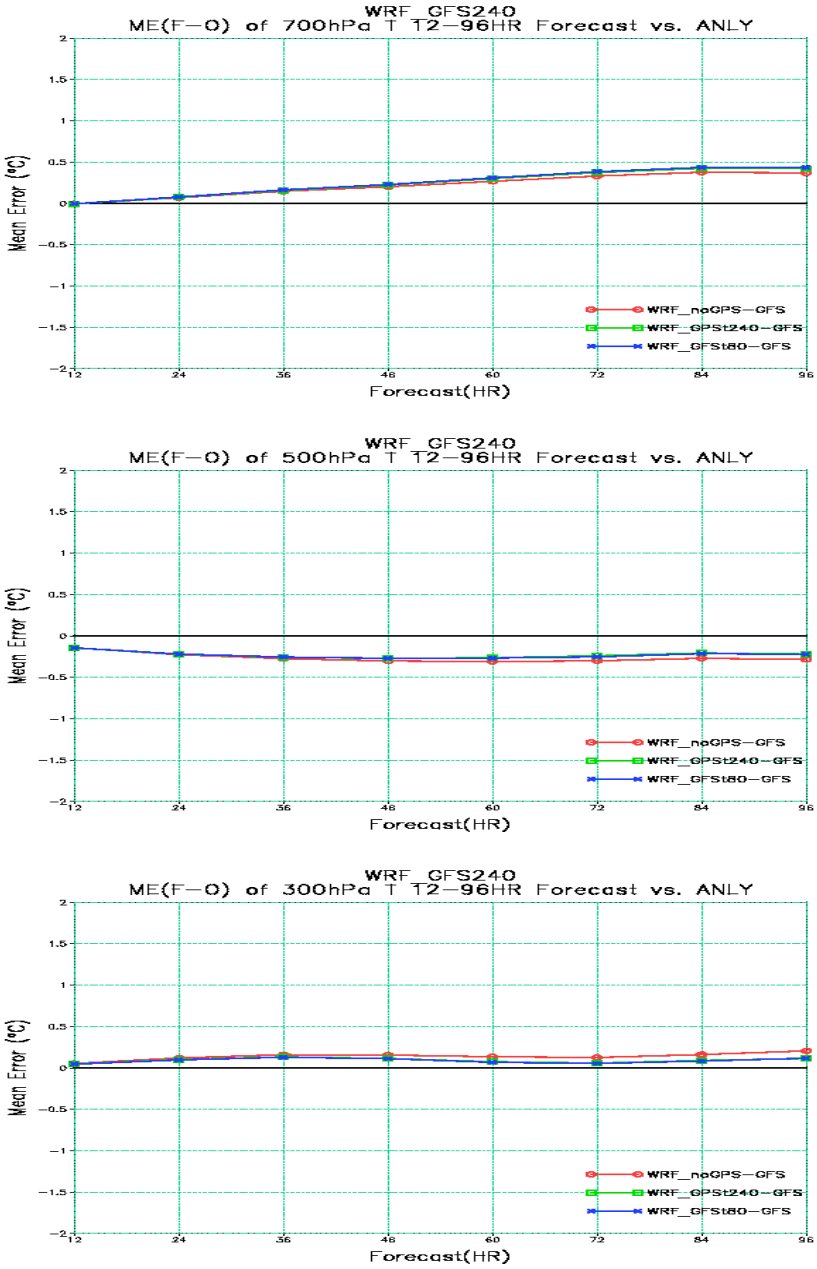


圖 54、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。

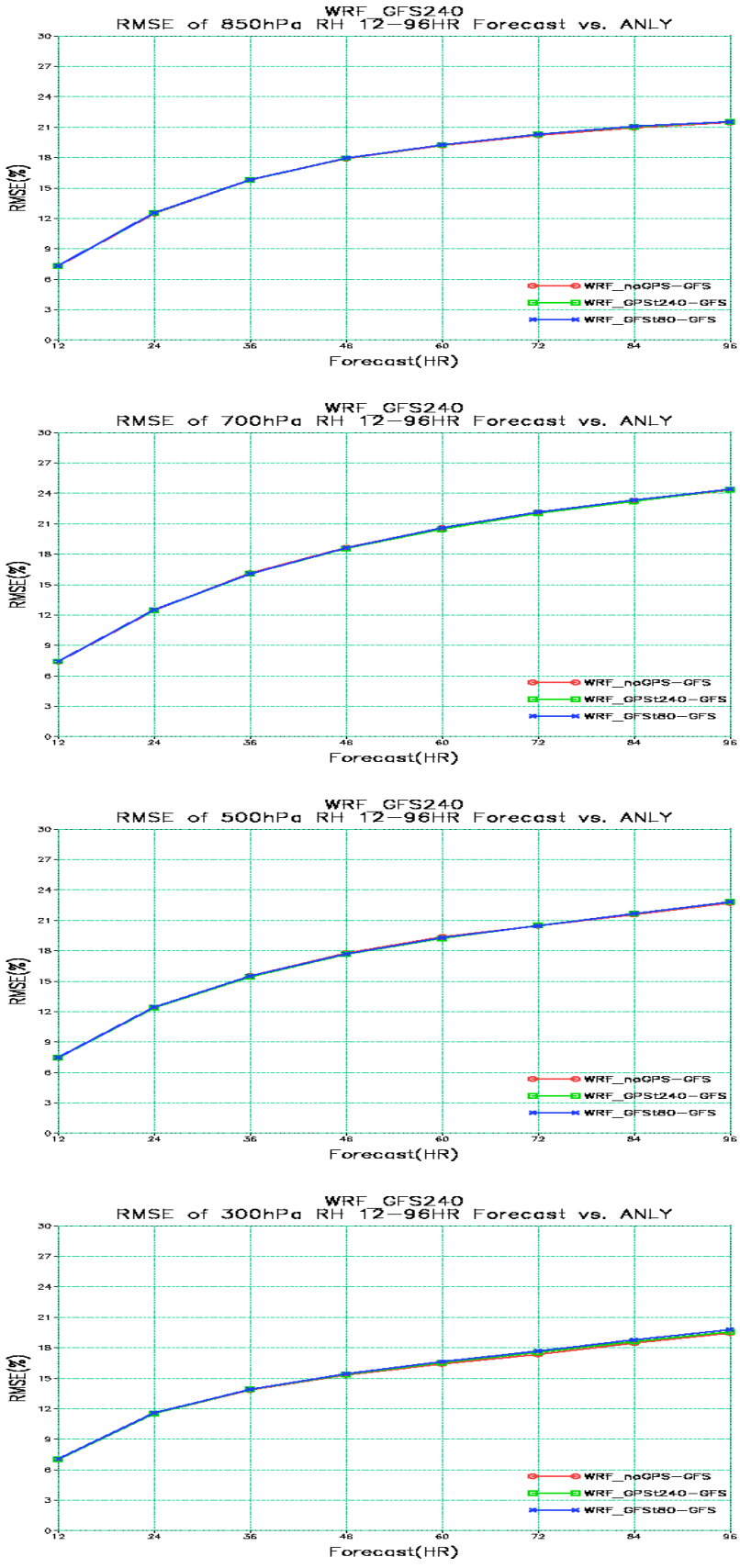
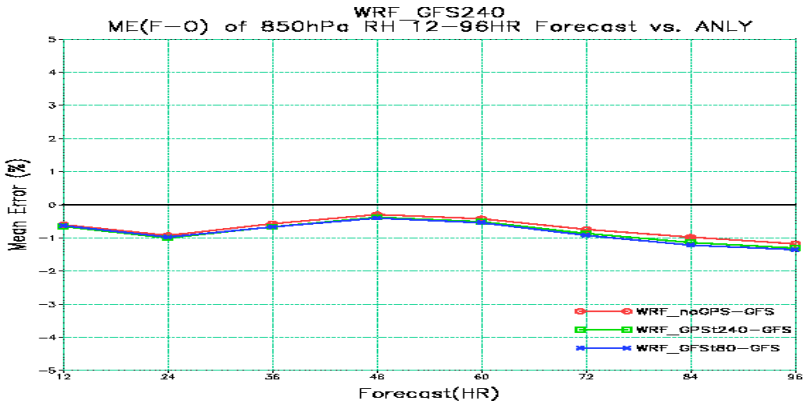
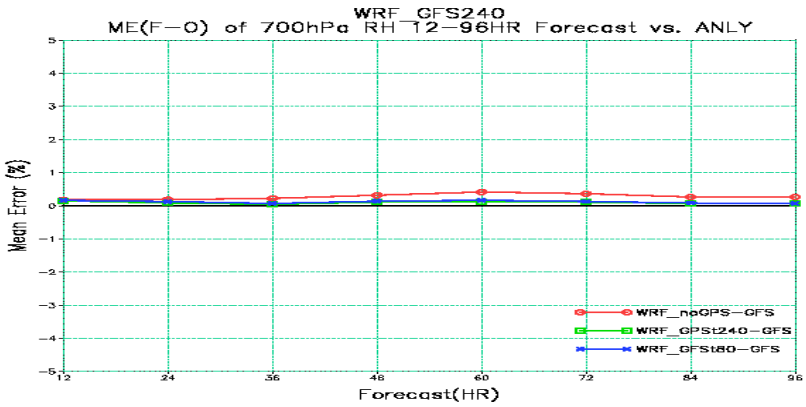
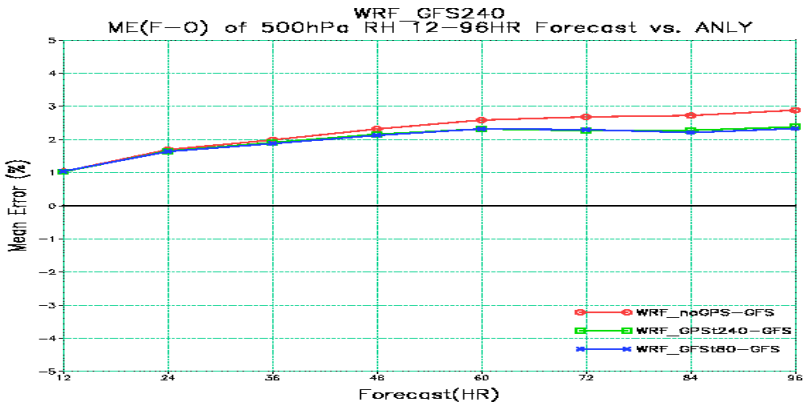


圖 55、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場均方根誤差月平均隨預

報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。







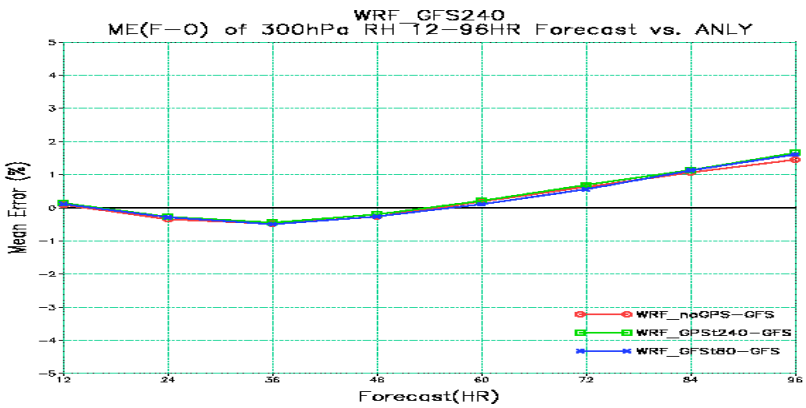
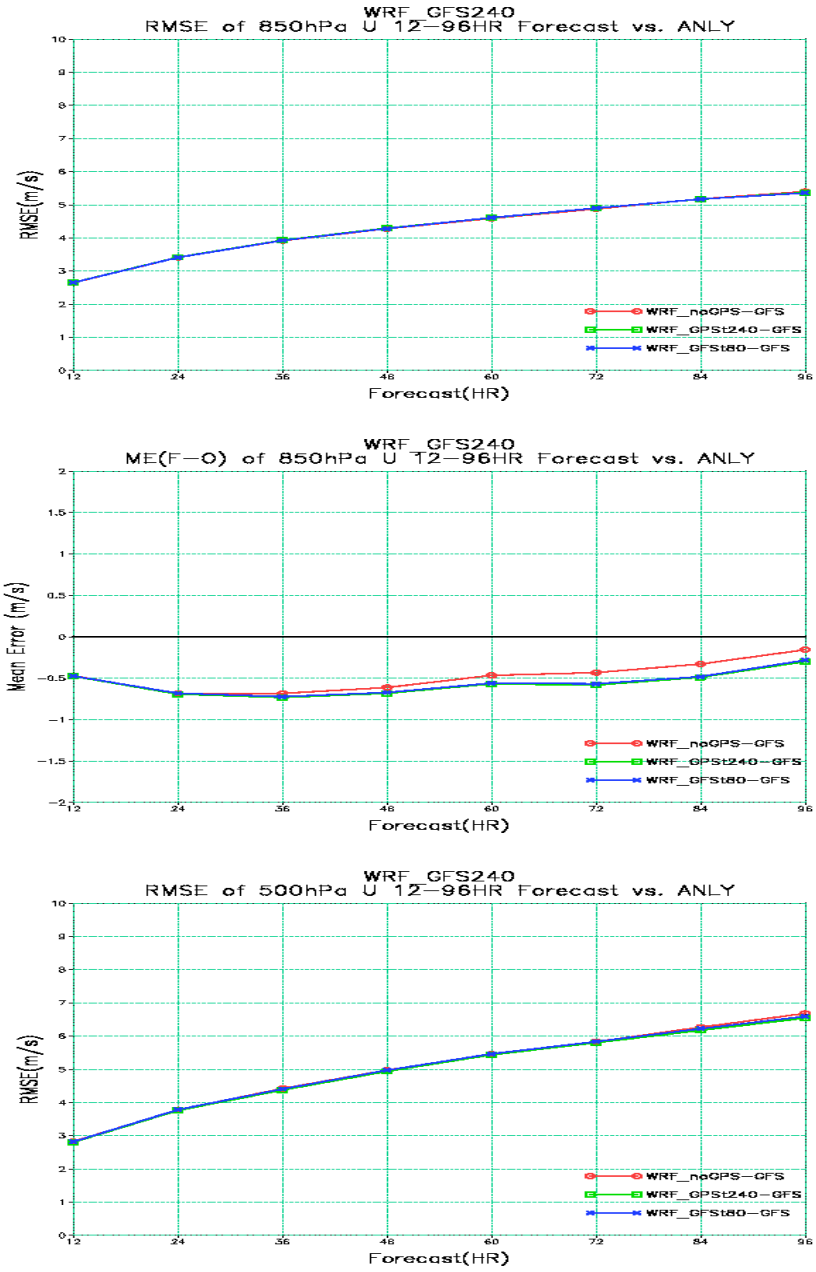


圖 56、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。



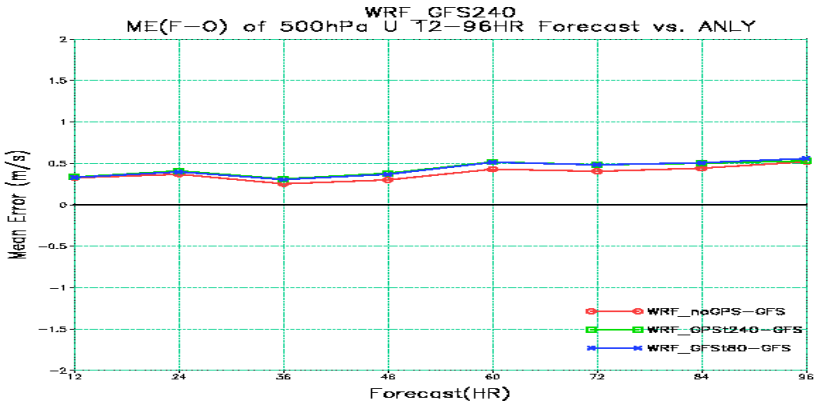
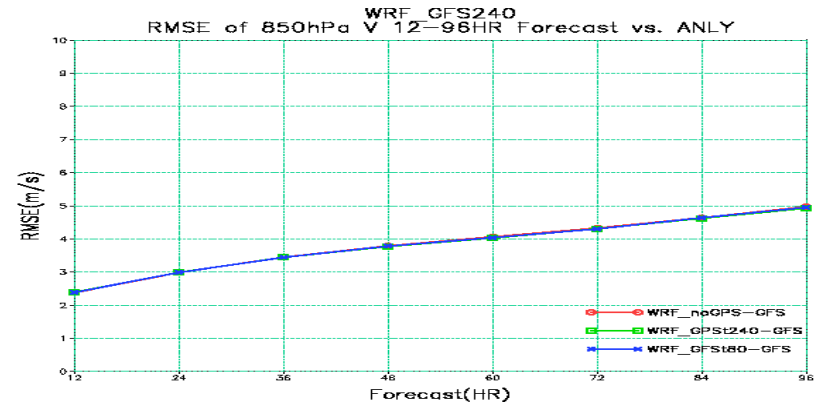
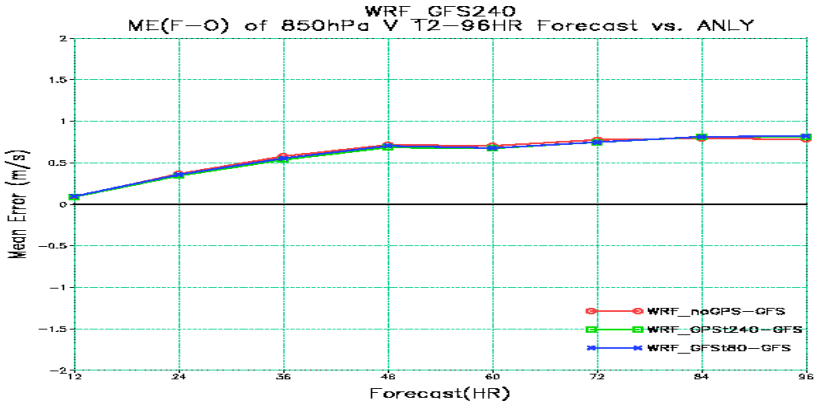


圖 57、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面東西向風預報場技術得分隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。





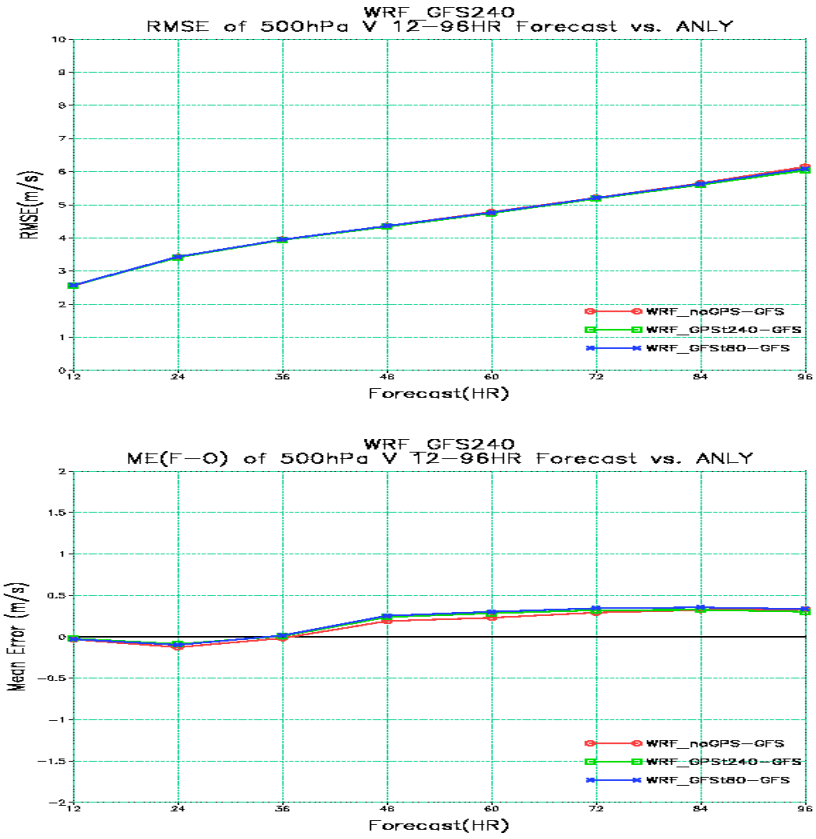
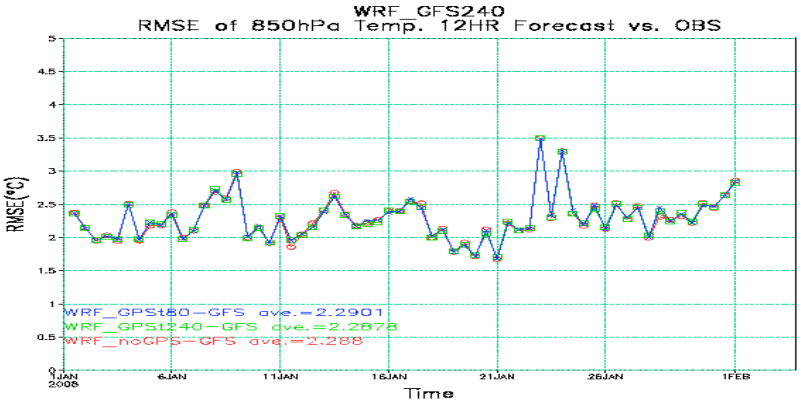


圖 58、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面南北向風預報場技術得分隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。



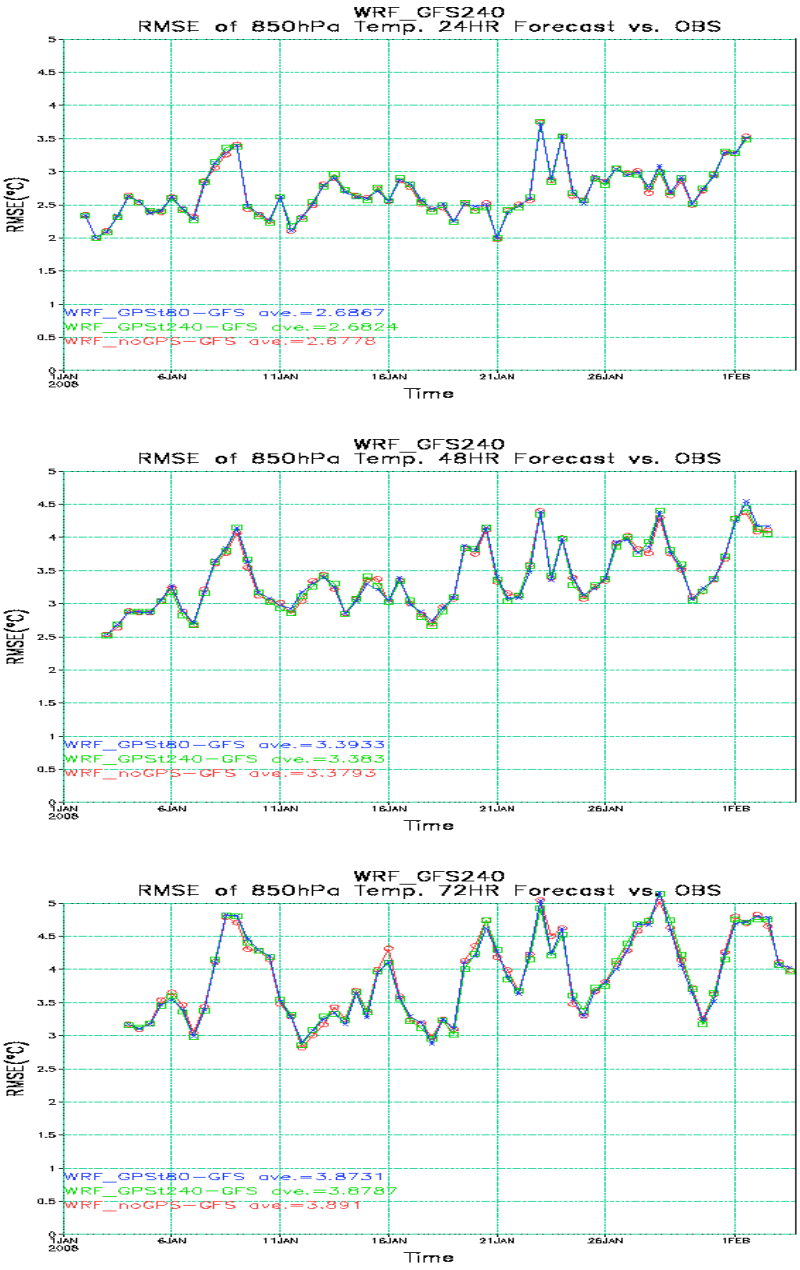


圖 59、2008 年 1 月各測試組 850hPa 溫度預報場與觀測資料之均方根誤差隨時間變化圖。各圖由上至下分別為 12 小時預報、24 小時預報、48 小時預報及 72 小時預報的結果。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。

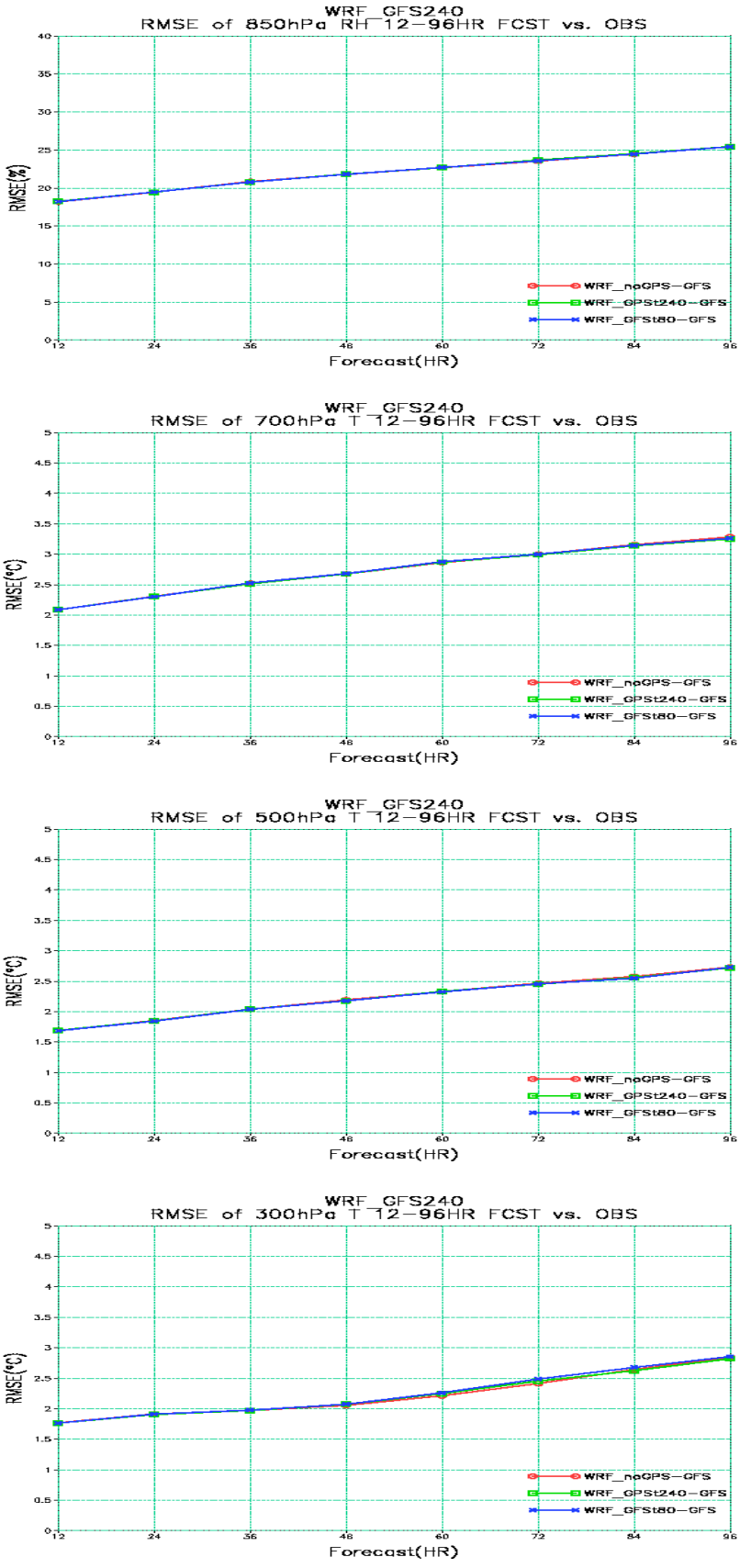
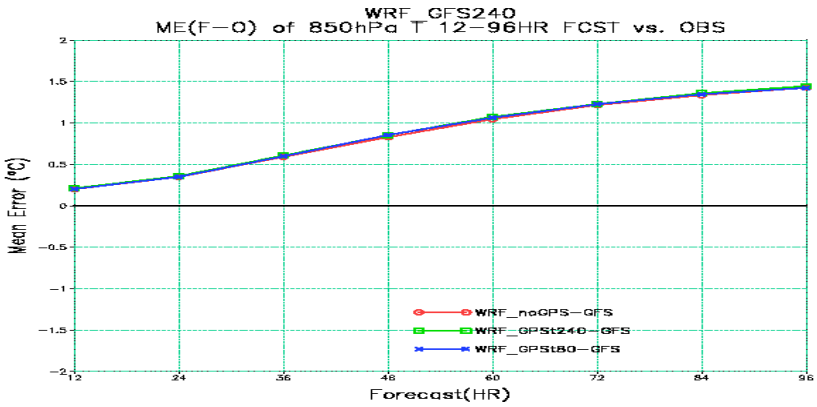
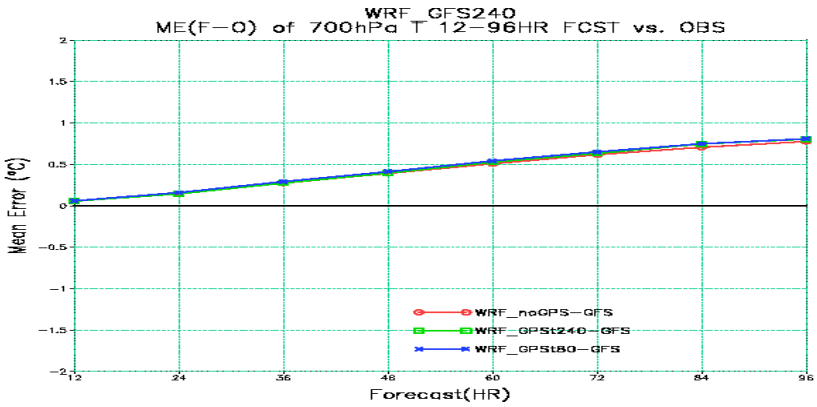
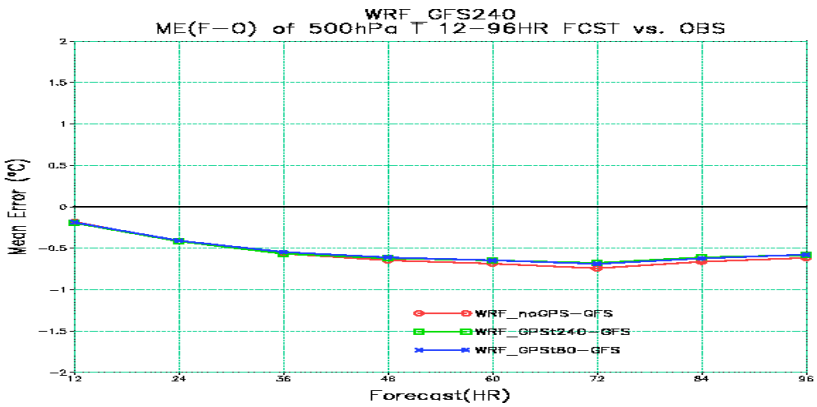


圖 60、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場與觀測資料之均方根誤差月

平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。







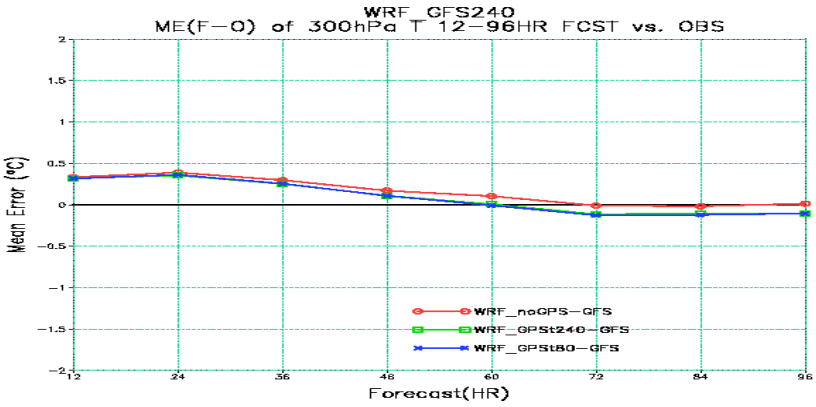
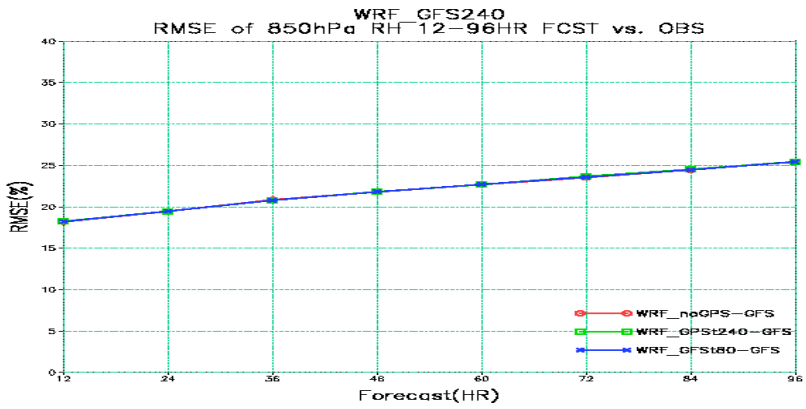
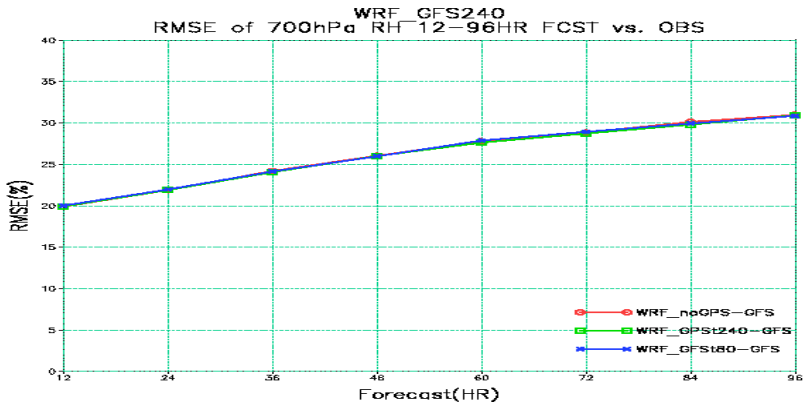


圖 61、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面溫度預報場與觀測資料之平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。





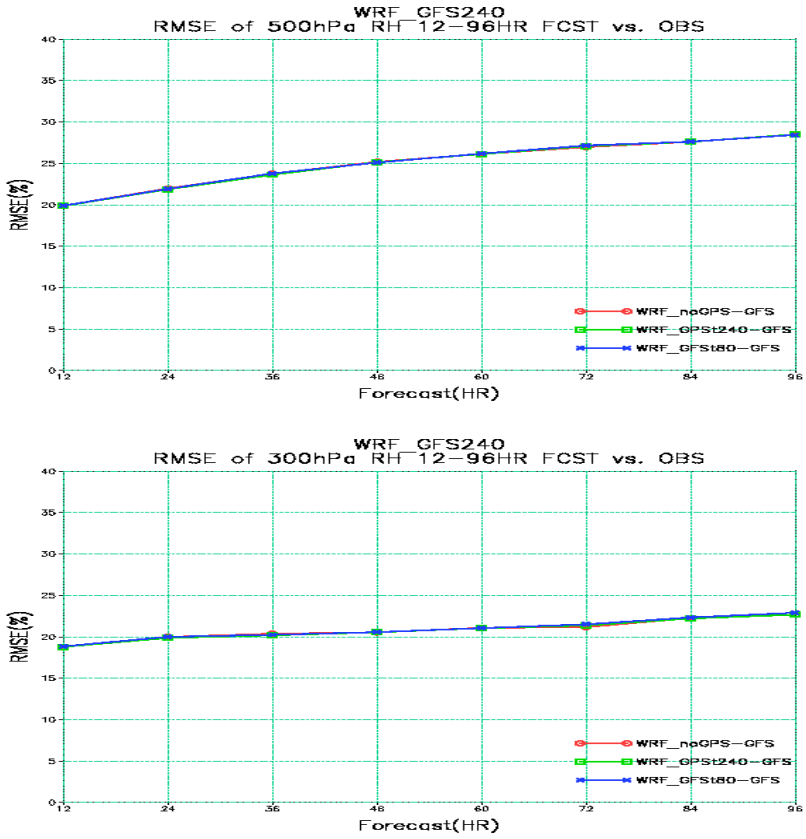
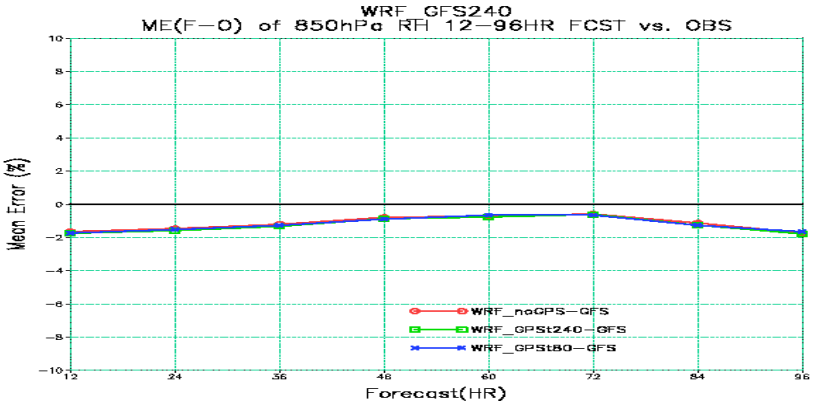


圖 62、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場與觀測資料之均方根誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的均方根誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。



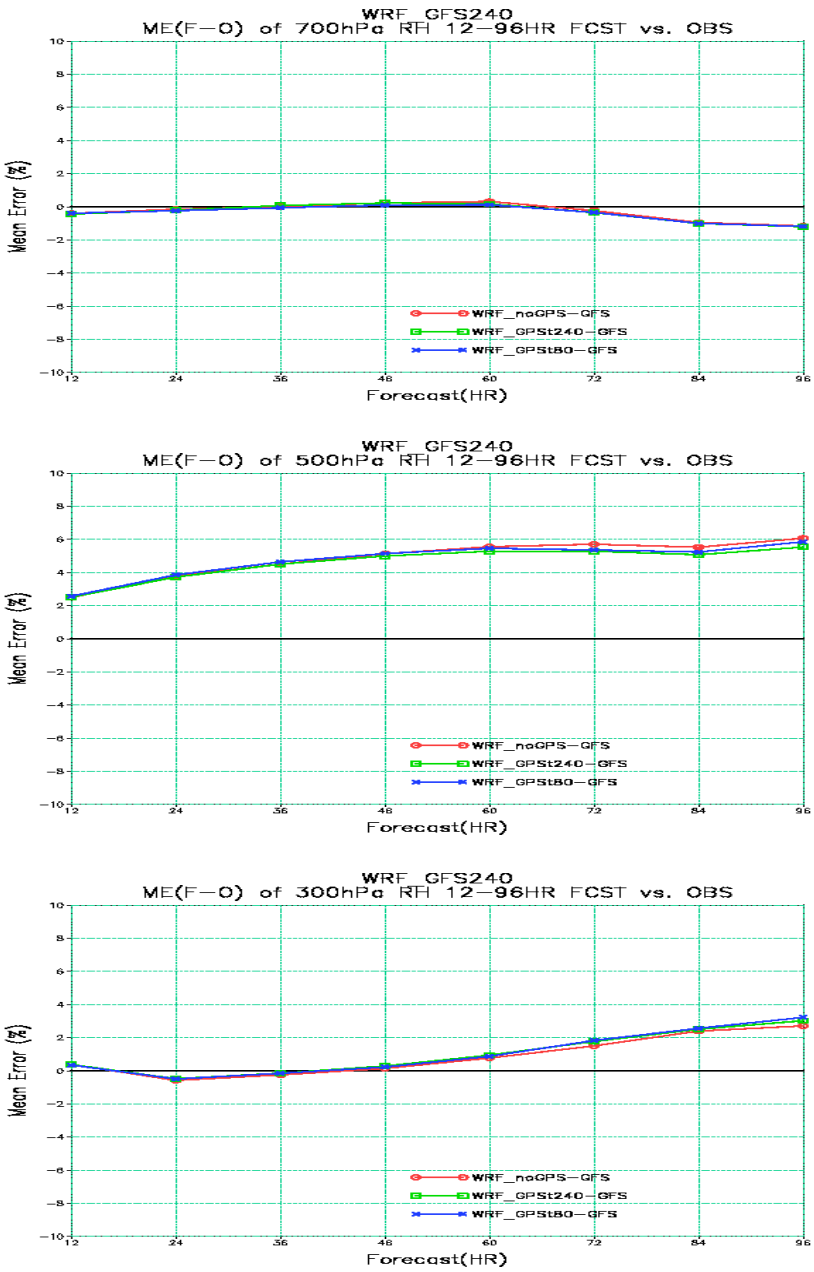


圖 63、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面相對溼度預報場與觀測資料之平均誤差月平均隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa、700hPa、500hPa 及 300hPa 的平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。

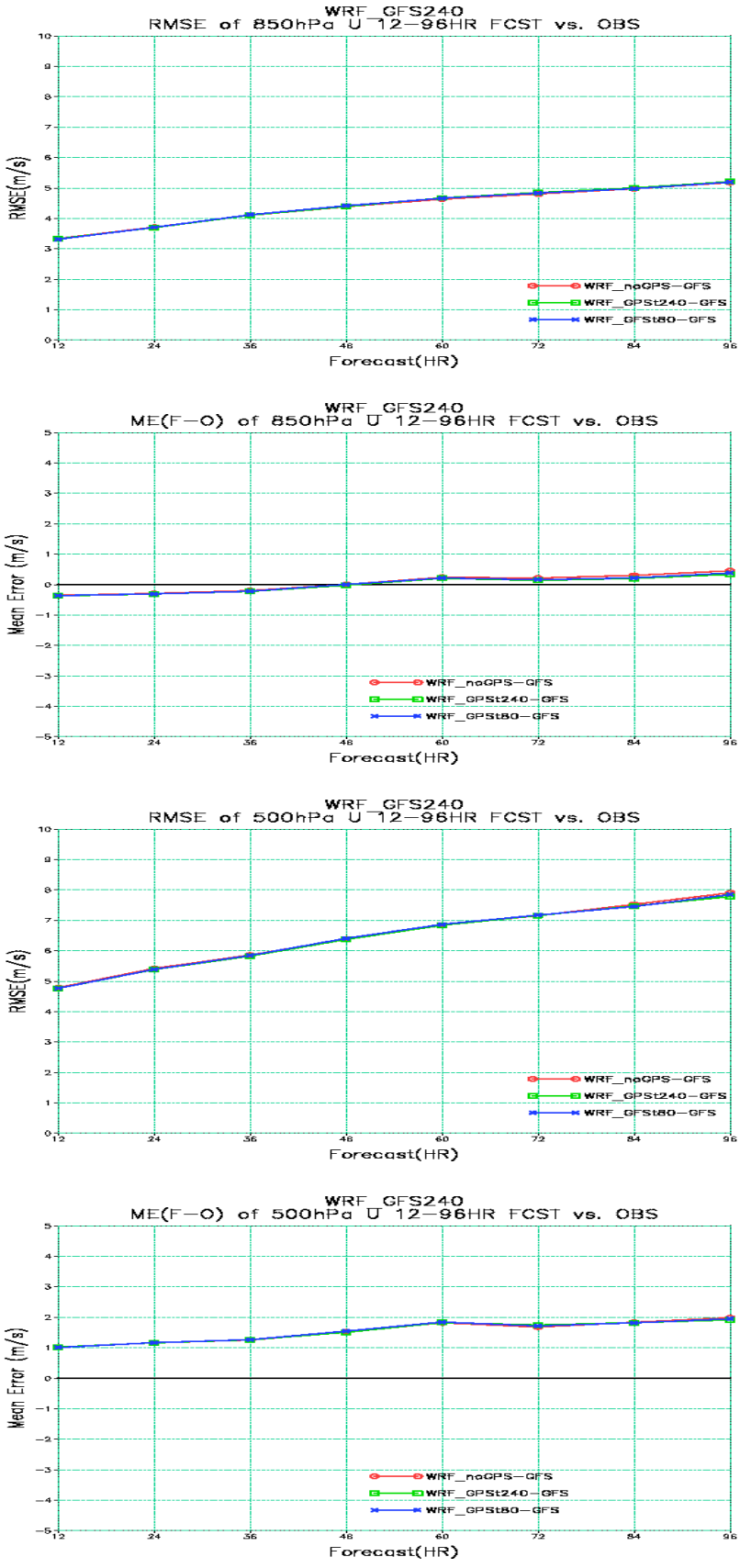
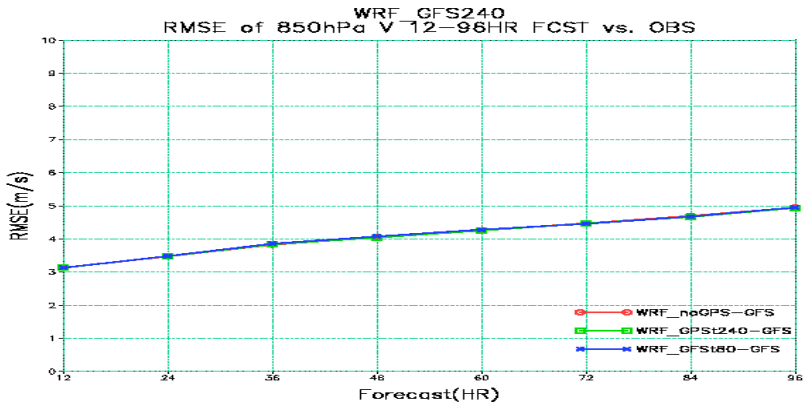
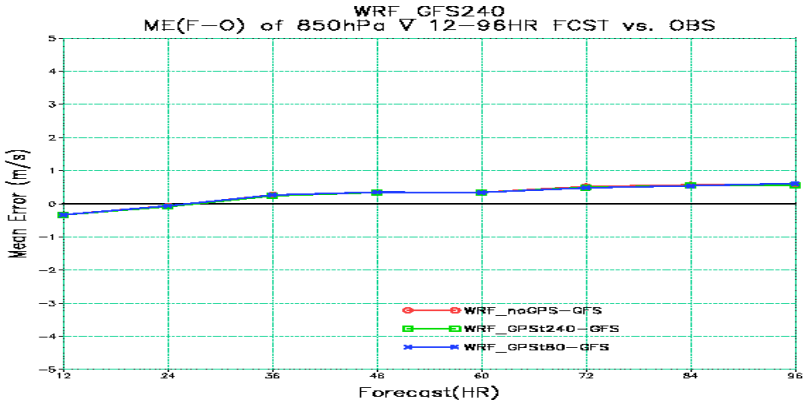
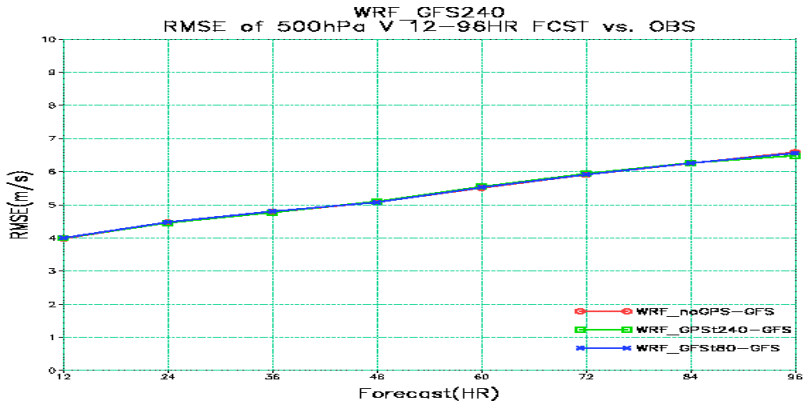


圖 64、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面東西向風預報場與觀測資料之差異隨預

報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。







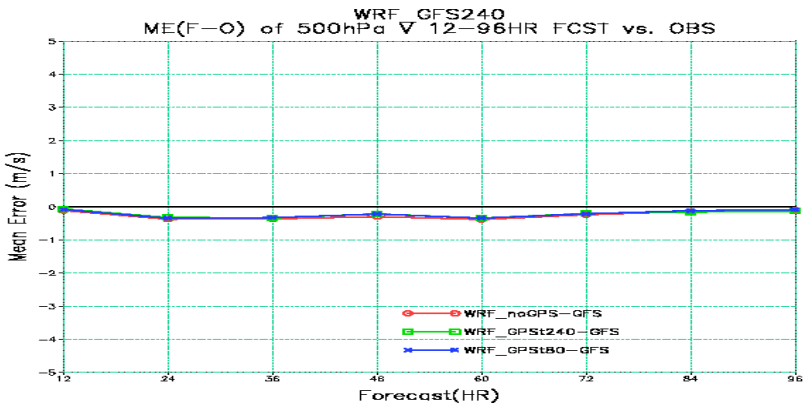


圖 65、2008 年 1 月各測試組不同氣壓面南北向風預報場與觀測資料之差異隨預報時間變化圖。各圖由上至下分別為 850hPa 均方根誤差月平均、850hPa 平均誤差月平均、500hPa 均方根誤差月平均及 500hPa 平均誤差月平均。圖中紅線為 WRF_noGPS-GFS 的預報結果，綠線為 WRF_GPSt240-GFS 的預報結果，藍線為 WRF_GPSt80-GFS 的預報結果。

交通部中央氣象局委託研究計畫期末報告

由衛星資料估計臺灣附近地區大氣潛勢分析之研究

計畫編號：MOTC-CWB-97-2M-04

計畫主持人：劉振榮

共同主持人：劉崇治、林唐煌

執行單位：國立中央大學太空及遙測研究中心

委任單位：交通部中央氣象局

中華民國　九十七　年　十二　月　五　日

計畫摘要

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-04
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	國立中央大學 太空及遙測研究中心
計畫主持人：	劉振榮	聯絡人：	袁怡婷
電話號碼：	(03)4227151 #57634	傳真號碼：	(03)4220842
期程：	97 年 2 月 22 日至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	730 仟元	經費(年度)	730 仟元

執行情形：

1.執行進度：

	預定（%）	實際（%）	比較（%）
當年	100	100	100
全程	100	100	100

2.經費支用：

	預定	實際	支用率（%）
當年	730000	730000	100
全程	730000	730000	100

3.主要執行成果：

(1) 衛星與相關資料收集、船舶觀測資料收集
(2) 海面溫度、近海面空氣濕度、近海面空氣溫度反演、SSM/I 及 QuikSCAT 近海面風場在可感熱及潛熱通量之反演比較、客觀潛力指數之建立。 (請參閱後列之報告)

4.計畫變更說明： 無

5.落後原因： 無

6.主管機關之因應對策（檢討與建議）： 無

主要執行成果：

計畫摘要

梅雨季期間經常出現伴隨鋒面雲帶的組織性中尺度對流系統(MCS)，這種 MCS 往往是在海面上發展，然後移進台灣地區造成災害，因此大環境海氣之間的交互作用可能扮演相當重要的角色。由於目前海上傳統觀測資料的嚴重不足，劉和劉(2000、2001) 便利用各種衛星觀測資料反演的海氣參數，定性地探討梅雨期海上中尺度對流系統與海氣交互作用的關係。Liu et al.(2002)更利用衛星資料反演出來的各種海氣參數，發展出一套可以應用在梅雨期海上中尺度對流系統發展與否的客觀預估法，這方面的研究初步看來結果還算不錯，惟仍需拓展其適用性及作業化程序，以發揮其最大之研究成效，包括適合台灣地區附近使用的各種海氣參數反演方法的建立與驗證，其次則是客觀預估法的改進與作業適用性之評估。

關於利用衛星資料在海上 MCSs 發展的研究方面，本計畫除了要繼續發展或更新各種海氣參數的反演方法與客觀預報法外，亦將研究成果引入實際 CWB 作業系統。另一方面，本研究所建立的衛星資料反演各種海氣參數資料庫具有相當的應用性，未來可以提供其他相關研究者進行更深入、更廣泛的研究。

因此，本計畫共分為兩個階段進行。第一階段（97 年度）的主要目的除了要建立適合台灣地區附近海域使用的各種海氣參數反演之方法外(海面溫度、近海面空氣溫度、近海面空氣濕度、近海面風場以及潛熱與可感熱通量等參數)，同時也將透過各種海氣參數發展海上中尺度對流系統發展與否的熱力參考指標。第二個階段(98 年度)則總整前一階段的研究成果，規劃並引入 CWB 作業單位以期成為作業上的一個天氣診斷與豪大雨預報參考因子。

總目錄

目錄? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? …? I

圖目錄? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? □? ...II

表目錄? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ...VIII

一、 背景說明? ? ? ? ? ? ? ? ? □ ……1

二、 海氣參數與客觀潛力指數之建立? ? ? ? □.? 3

三、 客觀潛力指數(OPI)之應用與分析? ? ? ? □ …..17

3.1 2008 年梅雨季節之觀測與分析? ? ? ? □ ……..17

3.2 2008 年颱風個案? ? ? ? ? ? ? □ …...23

四、 海氣參數反演之更新? ? ? ? ? ? ? □ ...26

4.1 資料收集與處理? □? ? ? ? ? ? □? ….26

4.1.1 SSM/I 衛星資料? ? ? ? ? ? ? ? ….26

4.1.2 船舶或浮球觀測資料? ? ? ? ? □? .26

4.1.3 衛星資料與海面觀測的匹配取樣? ? ? ? .28

4.2 迴歸方法? ? ? ? ? ? ? ? ? ? □ …..29

4.3 海水表面溫度反演分析? ? ? ? ? ? □ …..30

4.4 近海面空氣溼度反演分析.....? ? ? ? ? ? 41

4.5 近海面空氣溫度反演分析? ? ? □? ? □ 45

4.6 可感熱及潛熱通量反演分析? ? ? ? ? □ 50

4.7　客觀潛力指數之計算結果.....54

五、　結論? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? …57

六、　後續工作? ? ? ? ? ? ? ? ? □? 58

七、　參考文獻……59

八、　附錄一　期中審查問題回覆及討論? ? ? □? 61

九、　附錄二　期末審查問題回覆及討論? ? ? ? □…63

圖目錄

圖 1　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海面溫度。

圖 2　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面空氣溫度。(單位：K)。

圖 3　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面空氣溼度。(單位：g/kg)。

圖 4　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間溫度差異。(單位：K)。

圖 5　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間溼度差異。(單位：g/kg)。

圖 6　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面風速。(單位：m/sec)。

圖 7　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間可感熱通量。 (單位：W/m**2)。

圖 8　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間潛熱通量。(單位：W/m**2)。

圖 9　1997 年到 1999 年，範圍在經度 110°到 125°E，緯度 15°到 30°N 之內，所有五、六月份各種海氣參數值所出現次數的頻率直方圖及其高斯函數的曲線擬合，(a) 海面溫度(K)，(b) 近海面空氣溫度(K)，(c) 近海面空氣溼度(g/kg)，(d) 海氣間溫度差異(K)，(e) 海氣間溼度差異(g/kg)，(f) 近海面風速(m/sec)，(g) 海氣間潛熱通量(W/m**2)，(h) 海氣間可感熱通量(W/m**2)。

圖 10　1997 年到 1999 年，範圍在經度 110°到 125°E，緯度 15°到 30°N 之內，所有五、六月份各種海氣參數日變化值所出現次數的頻率直方圖及其高斯函數的曲線擬合，(a) 海面溫度(K)，(b) 近海面空氣溫度(K)，(c) 近海面空氣溼度(g/kg)，(d) 海氣間溫度差異(K)，(e) 海氣間溼度差異(g/kg)，(f) 近海面風速(m/sec)，(g) 海氣間潛熱通量(W/m**2)，(h) 海氣間可感熱通量(W/m**2)。

圖 11　1997 年至 1999 年 5、6 月份各種海氣參數旗標和紅外線亮溫旗標每天之相關性係數對應圖。
圖 12　海氣交互作用客觀潛力指數(OPI)的建立流程。
圖 13　1997 年至 1999 年 5、6 月份期間 OPI 值與 MTSAT IR1 亮度溫度小於 235K 頻率圖。圖中縱座標為亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫次數的比值。
圖 14　1997 年至 1999 年 5、6 月份，分析區域內所有 OPI 出現的頻率以及高斯分布曲線分析。
圖 15　OPI 三個實驗區域的相關位置圖。
圖 16　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 及 II 實驗區域內，逐日 OPI 與 TB 的變化曲線。
圖 17　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 實驗區域內，OPI 與 TB 離散分佈圖。
圖 18　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 II 實驗區域內，OPI 與 TB 離散分佈圖。
圖 19　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。
圖 20　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 II 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。
圖 21　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 III 實驗區域內，逐日 OPI 與 TB 的變化曲線。
圖 22　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 III 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。

圖 23　卡玫基颱風期間(2008/7/17~19)MTSAT 的紅外影像(左圖)，及由 SSM/I 微波資料所計算之 OPI 的分布(右圖)。

圖 24　同圖 23，但為鳳凰颱風期間(2008/07/27~29)。

圖 25　2003 年至 2006 年，符合 SSM/I 衛星資料與船舶資料之匹配取樣標準且晴空的資料點位置(資料量：113197)。

圖 26　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸樣本(資料量：48602，相關係數：0.548，均方根誤差：2.55)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖。

圖 27　圖 26 中所有船舶觀測海溫小於 290K 的觀測點位置。
(紅色為海溫介於 270~280K 的觀測點、紫紅色為海溫介於 280~285K 的觀測點、綠色為海溫介於 285~290K 的觀測點)

圖 28　圖 26 中所有船舶觀測海溫大於 310K 的觀測點位置(紅色點)。

圖 29　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸資料(資料量：94621，相關係數：0.77)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖)。

圖 30　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 驗證資料(資料量：46582，相關係數：0.76，均方根誤差:2.236)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖。

圖 31　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內，雨標為 0，且符合 SSM/I 衛星資料與船舶觀測資料的匹配取樣標準的船舶位置(濾除風速資料為負？ 之資料點，資料點數：46582)。

圖 32　(a)為更新前的海面溫度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的海面溫度反演之個案結果，2008/08/10。

圖 33　應用 SSM/I 資料反演近海面風速結果，2008/07/16。
圖 34　應用 SSM/I 資料反演近海面風速結果，2008/07/24。
圖 35　原始海溫之反演結果，2007 年 1 月 1 日，印度洋地區。
圖 36　圖 36 同圖 35，但考慮風速。
圖 37　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸資料(資料量：16694，相關係數：0.835，均方根誤差：3.9g/kg)的近海面空氣濕度與相對應船舶觀測近海面空氣濕度的相關圖。
圖 38　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 驗證資料(資料量：7953，相關係數：0.872，均方根誤差：3.84g/kg)的近海面空氣濕度與相對應船舶觀測近海面空氣濕度的相關圖。
圖 39　(a)為更新前的近海面空氣濕度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的近海面空氣濕度反演之個案結果，2008/08/10。
圖 40　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸資料(資料量：16917，相關係數：0.865，均方根誤差：2.24)的近海面空氣溫度與相對應船舶觀測近海面空氣溫度的相關圖。
圖 41　(a)為更新前的近海面空氣溫度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的近海面空氣溫度反演之個案結果，2008/08/10。
圖 42　應用 SSM/I 資料反演潛熱通量(w/m^2)，200/06/16。
圖 43　應用 SSM/I 資料反演可感熱通量(w/m^2)，200/06/16。
圖 44　(a)為更新前的可感熱通量反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的可感熱通量反演之個案結果，2008/08/10。
圖 45　(a)為更新前的潛熱通量反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的潛熱通量反演之個案結果，2008/08/10。

圖 46　(a)為更新前的客觀潛力指數之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的客觀潛力指數於 2008 年 8 月 10 日之個案結果。
圖 47　(a) 應用 SSM/I 資料反演近海面風速計算客觀潛力指數之結果，2008/04/23。
(b) 應用 QuikSCAT 近海面風場資料計算至客觀潛力指數之結果，2008/04/23。
圖 48　(a) 應用 SSM/I 資料反演近海面風速計算客觀潛力指數之結果，2008/04/24。
(b) 應用 QuikSCAT 近海面風場資料計算客觀潛力指數之結果，2008/04/24。

表目錄

表 1　1997 年至 1999 年 5、6 月份期間，以 OPI 值 0.5 為標準，分別出現亮度溫度小於或大於 235K 的百分比。

表 2　SSM/I 微波頻道海面溫度(T_s)反演迴歸方程式之係數(單位為 K)。

表 3　SSM/I 微波頻道海面溫度(T_s)重新反演迴歸方程式之係數(單位為 K)。

表 4　SSM/I 微波頻道近海面風速(w_s)反演迴歸方程式之係數(單位為 m/sec)。

表 5　SSM/I 微波頻道近海面空氣濕度(q_a)反演迴歸方程式之係數(單位為 g/kg)。

一、背景說明：

臺灣地區常常受到中尺度對流系統(Mesoscale Convective System, MCS)的影響而出現豪大雨。一般而言，在不穩定度高、水氣量充足且有舉升機制的情形下，是有利於對流系統發生的。事實上影響台灣地區天氣之 MCS 往往是在海面上生成，然後移向台灣造成災害。根據 Liu et al.(2002)的研究指出，利用 SSM/I 衛星資料反演的海氣參數（包含海水表面溫度、近海面空氣的溫溼度、風速、海氣間的潛熱與可感熱通量）所建立的客觀潛力指數(Objective Potential Index ; OPI)，可以有效的掌握海上中尺度對流系統之消長情形。換句話說，若能有效的掌握大氣穩定度和水氣含量並加上 OPI 來偵測中尺度對流系統，相信對於台灣地區附近海面生成與發展之 MCS 的監測與預報定有相當的助益，然而礙於傳統觀測資料是利用探空測站施放探空氣球來獲取上述相關資料，易受到時間與空間的限制，導致獲取的資料有限，倘若能應用衛星觀測資料進行研究，不僅能克服空間和時間上的限制，相信也可獲得較廣泛的資訊。

然而，臺灣地區除了因梅雨期中尺度對流系統產生的豪大雨外，颱風亦是一個相當嚴重的天然災害，雖說對臺灣而言，颱風亦是主要的降水來源，但登陸時帶來的強風豪雨，往往造成生命與財產的損失，因此假使能提早偵測到颱風是否形成，不僅能使防颱措施的準備時間充裕，亦可增加對其強度與降雨大小變化的預測能力。根據 Gray(1968)提出有利熱帶氣旋形成的環境條件來看，2001 年的畫眉颱風，生成的位置是在南北緯 5 度內，理論上是不適合颱風生成的環

境，但在 Chang et al.(2003)的研究中指出，畫眉颱風形成前夕，婆羅洲渦漩上游有強烈且持續的寒潮存在，這證明了當時的動力條件是支持颱風發展的，然而，在 1999 年也有相同的動力條件產生，但卻無法形成颱風。

因此我們依據 Emanuel(1986)提出海氣之間的交互作用對於颱風生成扮演很重要角色的理論進行研究，利用 SSM/I 資料反演海氣參數（海氣間的可感熱通量、海氣間的潛熱通量、潛熱釋放量），來分析環境場提供的能量差異，發現 2001 年的海氣間能量約為 1999 年的 1.7 倍，因此推斷在動力條件是有利於熱帶氣旋發展的環境場下，仍需熱力能量的支持，才能形成颱風。礙於海洋上的傳統觀測資料嚴重不足，使得相關研究無法提出有效且及時的方法來預測颱風的生成，而目前能解決此困難的方法，就是利用衛星觀測資料，衛星資料不但能估算各種海氣參數（包括海面溫度、海面溼度、風場、潛熱釋放量、海氣間的可感熱通量、海氣間的潛熱通量），而且能提供海面上大氣狀況的資訊與降水估算，相信對颱風在海洋上形成的機制與發展研究，以及後續的分析或預報都會是相當好的應用資料。

二、海氣參數之反演與客觀潛力指數(OPI)之建立

理論上，各種海氣參數應該都具有空間及時間上的分布特性。圖 1 是 1997 到 1999 年，連續 3 年 5 月份之 SSM/I 平均海面溫度的分布情形，由圖中可知，海水表面溫度基本上呈現南高北低(緯度較低溫度較高)的分布情形，不過巴士海峽及 112°到 115°E 之南海地區屬於相對高溫區；圖 2 是近海面空氣溫度的平均分布狀況，由圖中也可以清楚的看見這種因為區域分布的差異特性；圖 3 到 8 分別是近海面空氣溼度、海氣間溫度差異、海氣間溼度差異、近海面風速及海氣間可感熱及潛熱通量的 5 月份平均分布情形。整體而言，近海面空氣溼度及近海面風速的平均空間分布，都有這種明顯南北向的區域分布特性，而其他幾個海氣參數的分布此現象則不明顯，不過由圖中仍可知，菲律賓呂宋島北部是處在海氣溫溼度差異與能量通量相對為較大的區域，而位於東經 114°E 到 118°E 的南海北部地區則約略處於相對的低值區。雖然海上中尺度對流系統的消長，和海氣交互作用可能具有相當程度的關聯性，但由於各種海氣參數本身已具有空間分布的差異特性，因此無法藉由歸納一組海氣參數的絕對閾值，作為分析目標區域內有利系統發展與否的海氣交互作用客觀參考指標，取而代之的是一組不受緯度或區域限制，又能夠包含時間序列變化趨勢資訊在內的海氣交互作用客觀參考指數。因此本計畫利用各種海氣參數設計了一個新的參考指標，基本上這個指標除了隱含各種海氣參數值的訊息之外，另外也包含了該參數在時間序列變化趨勢的資訊在內。

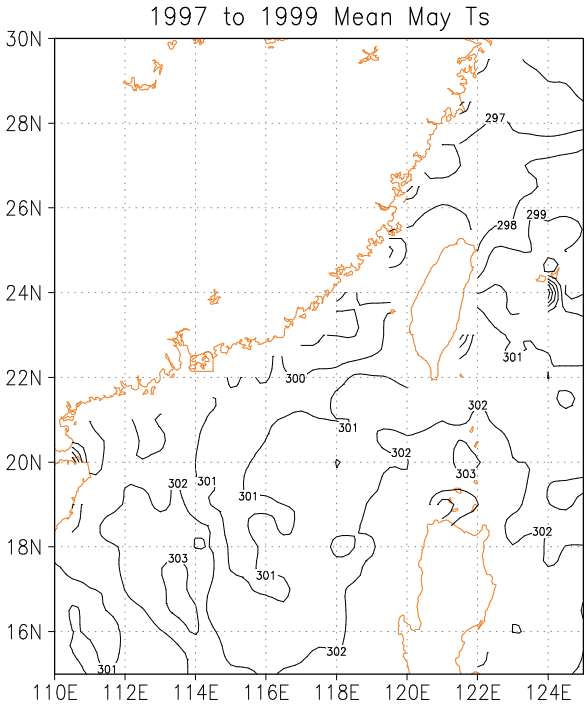


圖 1　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海面溫度。

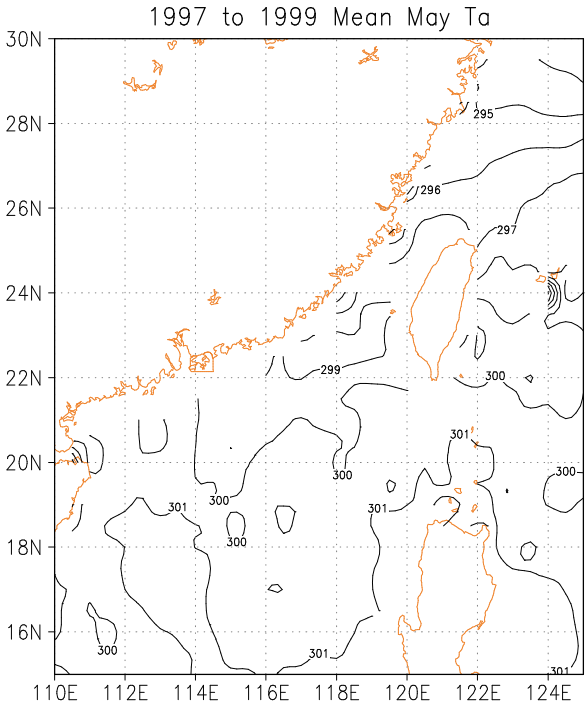


圖 2　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面空氣溫度。(單位：K)。

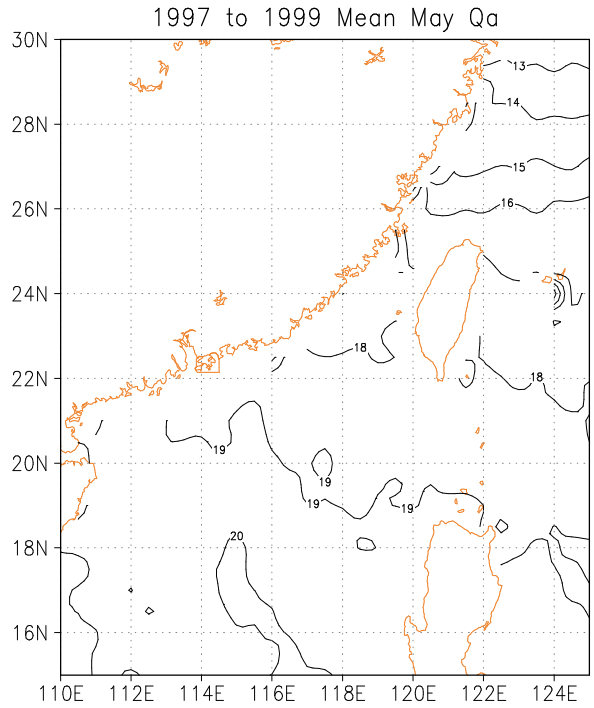


圖 3　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面空氣溼度。(單位：g/kg)。

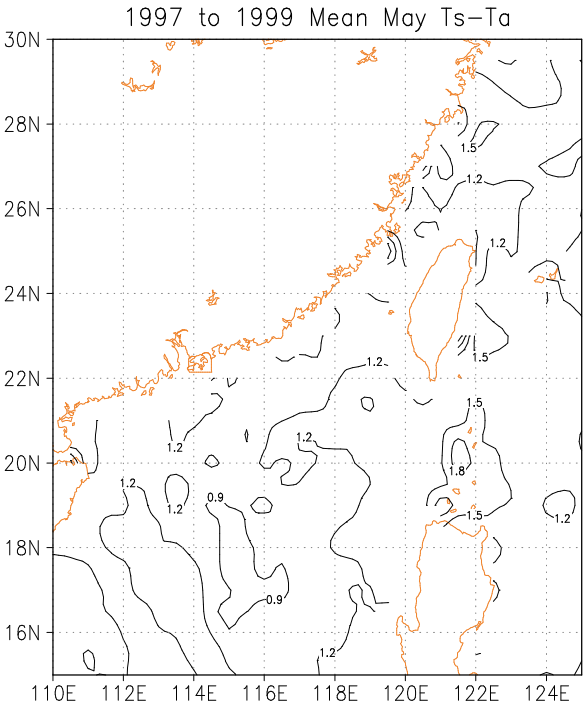


圖 4　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間溫度差異。(單位：K)。

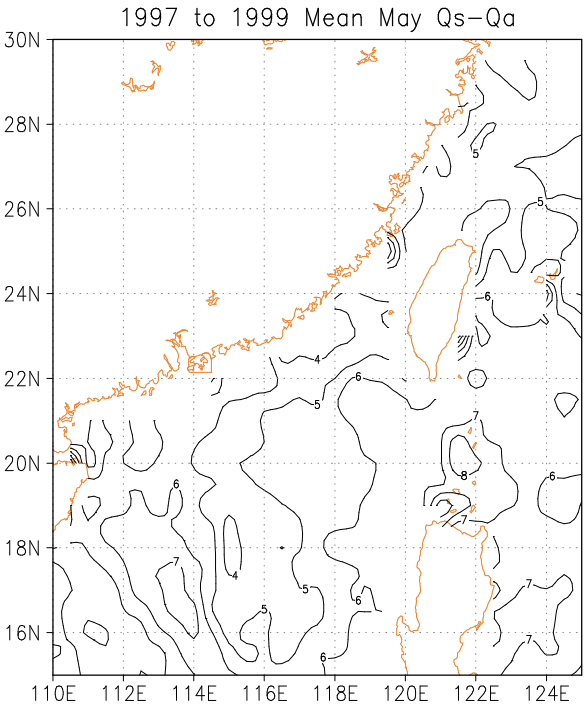


圖 5　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間溼度差異。(單位：g/kg)。

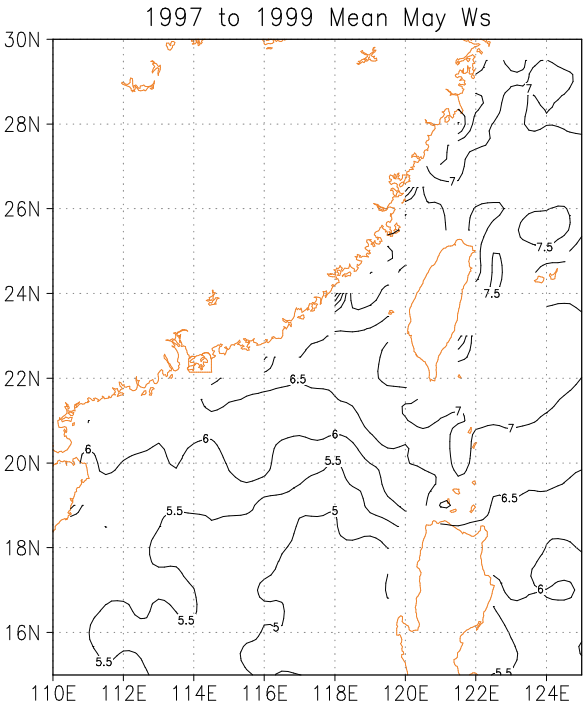


圖 6　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均近海面風速。(單位：m/sec)。

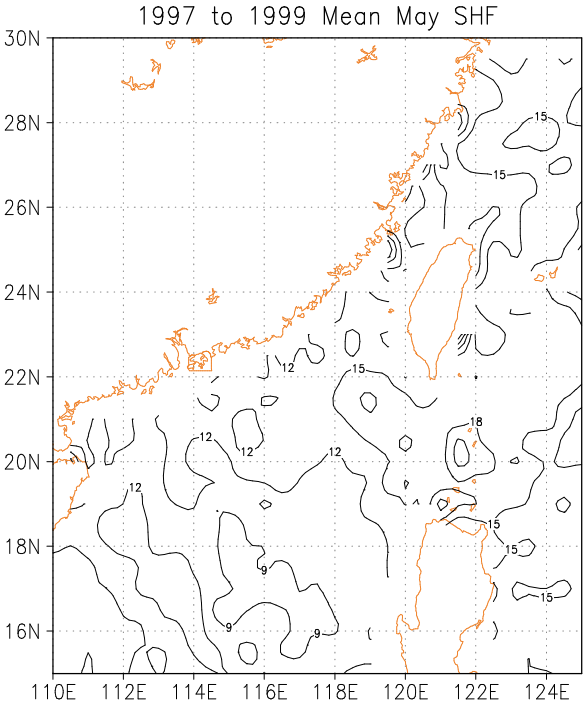


圖 7　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間可感熱通量。(單位：W/m**2)。

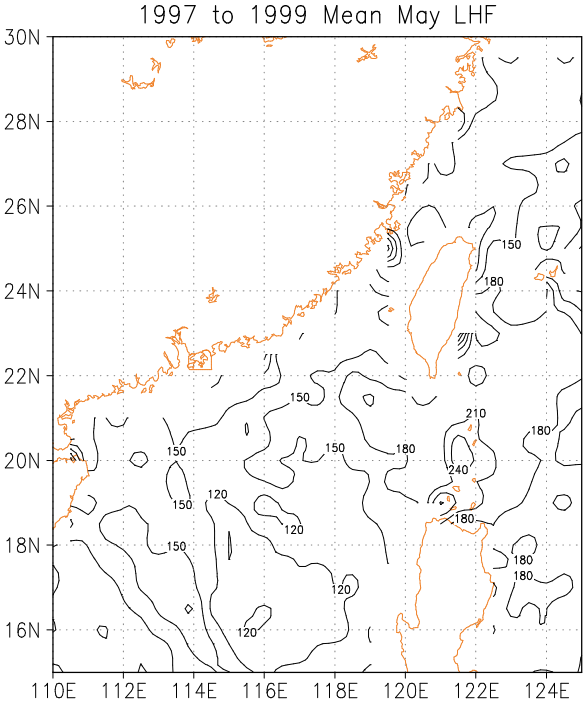


圖 8　1997 年至 1999 年，5 月份之 SSM/I 反演平均海氣間潛熱通量。(單位：W/m**2)。

首先，本計畫將 1997 年到 1999 年，範圍在經度 110°到 125°E，緯度 15°到 30°N 之研究試區中，所有五、六月份網格點上各種海氣參數的資料計算出來，並利用統計的方法，繪製對應各種海氣參數值所出現次數的頻率直方圖，然後再利用高斯函數來做該直方圖的曲線擬合(如圖 9)。由於各種海氣參數的擬合高斯函數之最大值所在的位置可以視之為該參數的平均值，而該函數標準差值的大小可以用來決定該函數由中央鋒值向左右兩側擴展的程度，一般來說幾乎所有的樣本都會落在以平均值為中心之正負三倍的標準差範圍內($\pm 3\sigma$；Wilks, 1995)，所以在此本計畫是以平均值加上 3 倍的標準差值做為最大值，以平均值減去 3 倍的標準差值做為最小值。圖 10 是各種海氣參數日變化值的頻率直方圖以及高斯擬合曲線，用相同的方法可以決定最大和最小值。

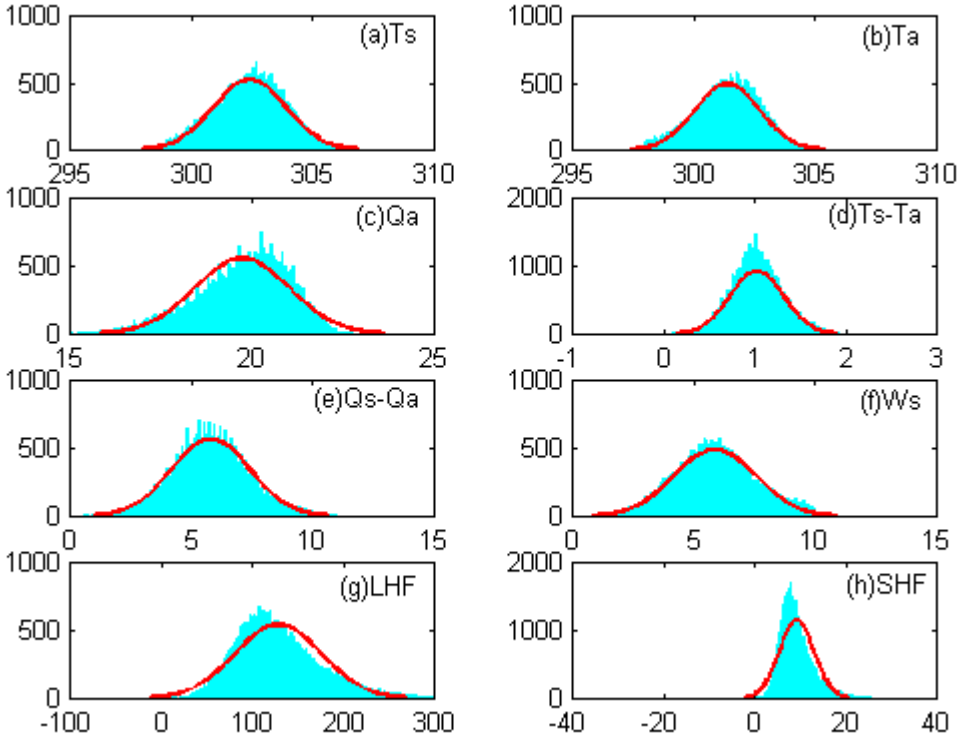


圖 9　1997 年到 1999 年，範圍在經度 110°到 125°E，緯度 15°到 30°N 之內，所有五、六月份各種海氣參數值所出現次數的頻率直方圖及其高斯函數的曲線擬合，(a) 海面溫度(K)，(b) 近海面空氣溫度(K)，(c) 近海面空氣溼度(g/kg)，(d) 海氣間溫度差異(K)，(e) 海氣間溼度差異(g/kg)，(f) 近海面風速(m/sec)，(g) 海氣間潛熱通量(W/m**2)，(h) 海氣間可感熱通量(W/m**2)。

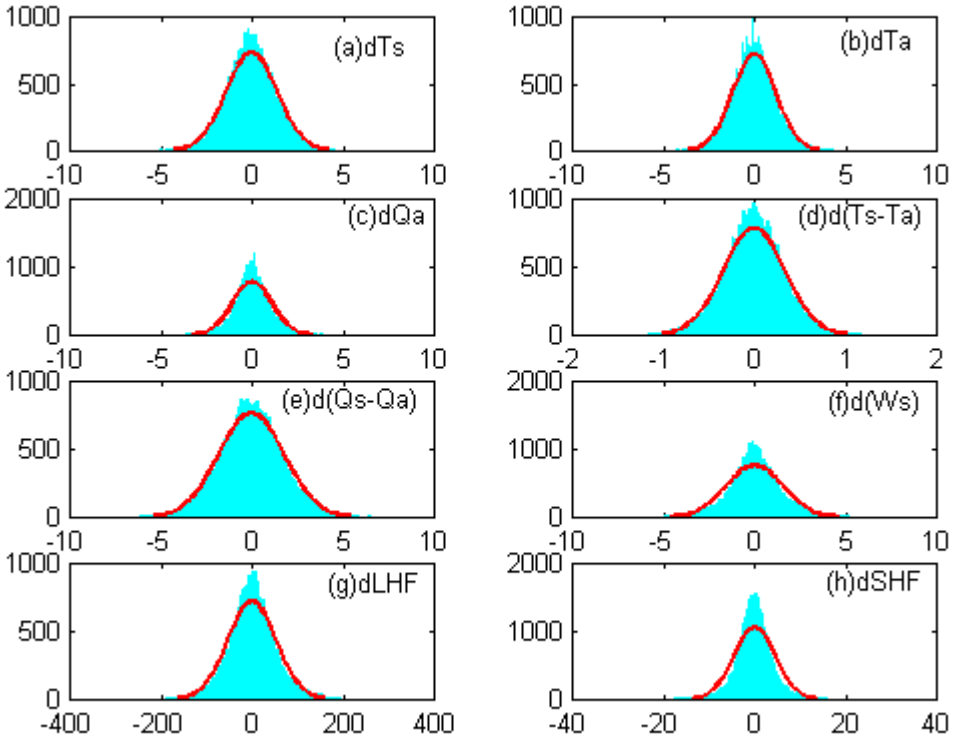


圖 10　1997 年到 1999 年，範圍在經度 110°到 125°E，緯度 15°到 30°N 之內，所有五、六月份各種海氣參數日變化值所出現次數的頻率直方圖及其高斯函數的曲線擬合，(a) 海面溫度(K)，(b) 近海面空氣溫度(K)，(c) 近海面空氣溼度(g/kg)，(d) 海氣間溫度差異(K)，(e) 海氣間溼度差異(g/kg)，(f) 近海面風速(m/sec)，(g) 海氣間潛熱通量(W/m**2)，(h) 海氣間可感熱通量(W/m**2)。

其次將所有參數及其日變化的最小及最大值分別映射至 0 與 1，至於實際的衛星估算值則再透過線性差分的技巧，得到一個無因次的數值。在此將任一參數的無因次數值表示為 a，該參數的日變化無因次數值表示為 b，那麼當 a 和 b 都趨近於 1 的時候，表示海氣參數值接近最大值，並且有明顯增大的趨勢，將可以預期有利海上對流系統的生成或發展；當 a 或 b 都趨近於 0 的時候，表示海氣參數值接近最小值，並且有明顯減小的趨勢，將可以預期不利海上對流系統的生成或發展。因此數值 a 乘以數值 b(即合成指數)，便同時包含各種海氣參數值及其變化趨勢的資訊在內。假如以 0.5 做為一個標準來說明的話，當 a 大於 0.5 時表示海氣參數值大於氣候平均值，當 a 小於 0.5 時則表示海氣參數值小於氣候平均值，同理當 b 大於 0.5 時表示海氣參數值的日增加量大於氣候平均增加值，當 b 小於 0.5 時則表示海氣參數值的日增加量小於氣候平均值的增加；對合成指數來說，假如合成指數大於 0.25 則有三種可能的情況，第一種是海氣參數大於氣候平均值，而且正逐漸增加當中，第二種情況是海氣參數顯著的大於氣候平均值，但是稍微的有減小的趨勢，第三種情況是海氣參數稍微低於氣候平均值，但有顯著的增加趨勢。以上三種情形基本上對於海氣間的正向交互作用(由海面向空氣中傳遞能量)都有增強的貢獻。同理假如合成指數小於 0.25 則也有三種可能的情況，第一種是海氣參數小於氣候平均值，而且正逐漸減小當中，第二種情況是海氣參數顯著的小於氣候平均值，但是稍微的有增加的趨勢，第三種情況是海氣參數稍微高於氣候平均值，但有顯著的減小趨勢。以上三種情形基本上對於海氣間的正向交互作用都有減弱的影響。

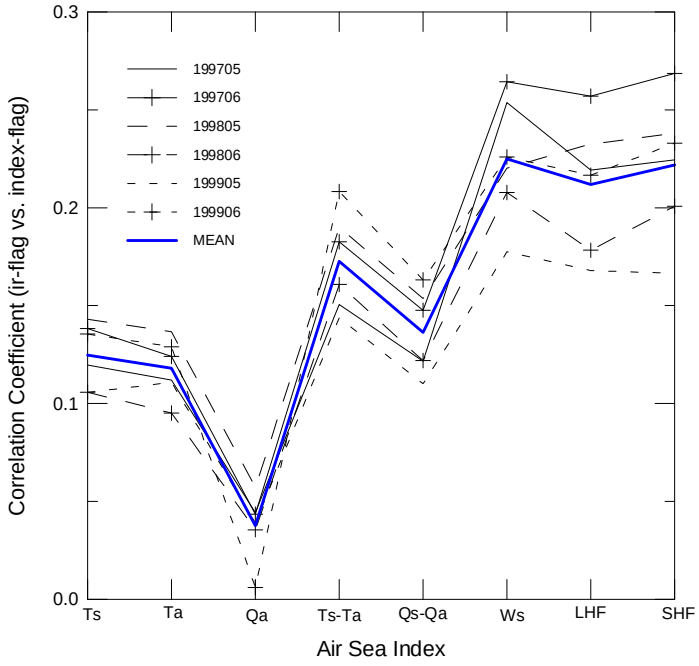


圖 11　1997 年至 1999 年 5、6 月份各種海氣參數旗標和紅外線亮溫旗標每天之相關性係數對應圖。

接著將就各種海氣參數的合成指數與雲系發展的相關進行初步的相關性分析。為了將正向海氣交互作用顯著的區域標示出來，這裡的做法是將所有衛星反演出來的各種日平均海氣參數合成指數大於 0.5 的衛星反演值都設為旗標 1，否則定為旗標 0；類似的做法用在 GMS-5 IR1 亮度溫度的衛星逐時觀測之上，凡是一天之內亮度溫度曾經小於 235K 的衛星觀測都設定為旗標 1，否則便定為旗標 0。到此為止本計畫已經可以推導出逐日的各種海氣指數旗標以及紅外線亮度溫度旗標的分布情況，圖 11 是 1997 年至 1999 年 5、6 月份各種海氣參數旗標和紅外線亮溫旗標每天之相關性係數對應圖，由圖中可知，相關係數的大小可分為三個群組，第一個群組包括近海面風速、海氣間可感熱通量及潛熱通量指數旗標，第二個群組包括海氣間的溫度差異與溼度差異之指數旗標，第三個群組則是海面溫度與近海面空

氣氣溫之指數旗標。另外由圖 11 的結果也可看出近海面空氣溼度指數旗標和亮溫旗標的相關性最低。在此需要特別說明的是，圖 11 中各種海氣參數之指數旗標和亮溫旗標的相關係數都不大，最主要的原因可能是因為海上對流系統基本上是移動的，而且生命期只有幾個小時，再加上本計畫的旗標設計為不是 1 就是 0，因此降低了各海氣參數指數和亮溫指數的相關性。

最後本研就以各種海氣參數的合成指數與 GMS-5 IR1 亮溫值(代表雲系發展的高低)的相關係數，並做為各海氣參數的權重係數，建立關於海氣交互作用的客觀潛力指數(Objective Potential Index; OPI)，如下：

$$OPI = \sum_{n=1,8} \omega_x I_x \qquad (1)$$

其中 ω 是標準化後的權重係數，I 為各種海氣參數的合成指數，x 則代表不同的海氣參數。整個 OPI 的建立流程如圖 12。

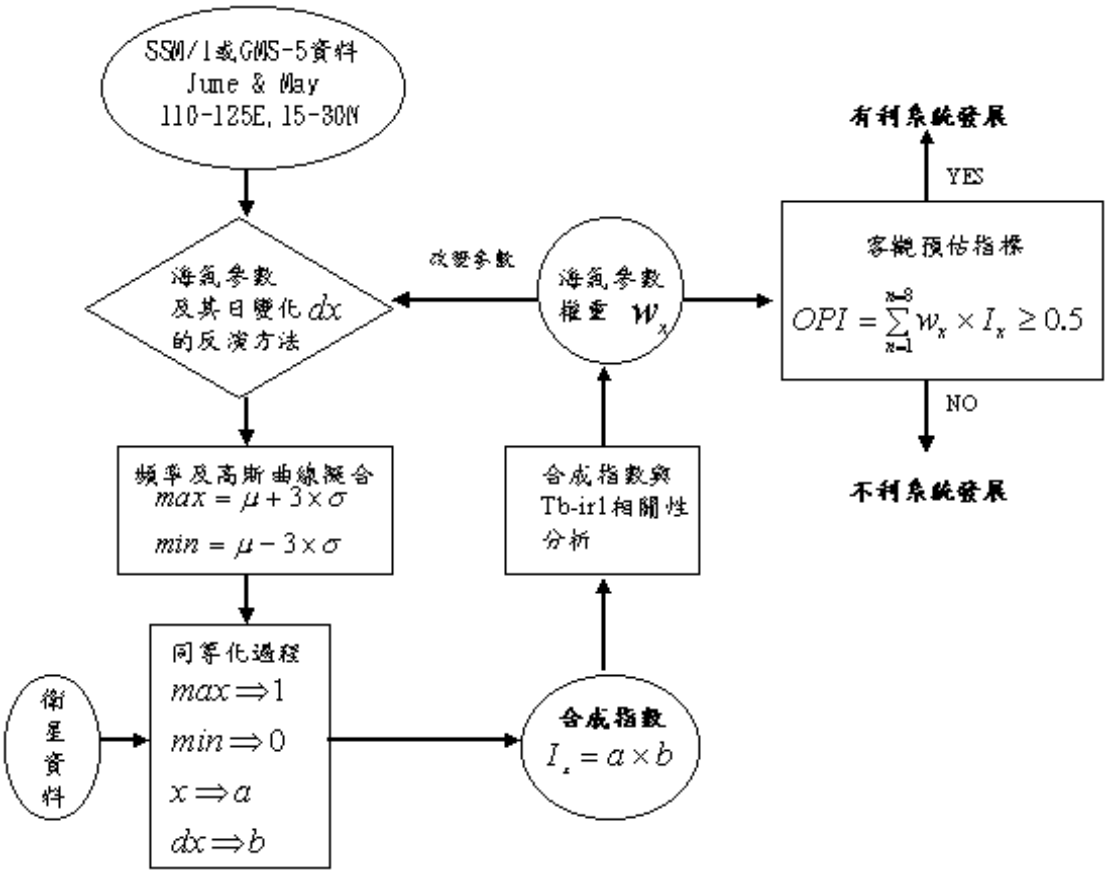


圖 12　海氣交互作用客觀潛力指數(OPI)的建立流程。

圖 13 是 1997 年至 1999 年 5、6 月份，OPI 指數與所對應亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫次數的統計結果，圖中左側的縱座標為亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫的次數(以方塊柱表示之)，圖中右側縱座標則表示亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫次數的比值(以實線表示之)，由圖中可知當 OPI 小於 0.3 時，其所對應之亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫次數的平均比值不太有變化，而且很低(僅 0.3 左右)，一旦 OPI 繼續增大，則出現亮度溫度小於 235K 的機會也顯著增大，其增大率在 OPI 介於 0.3 到 0.7 間最為明顯。圖 14 是 1997 年至 1999 年 5、6 月份，分析區域內所有 OPI 出現的頻率以及高斯分布曲線擬合的分析，由圖中可知，

OPI 的氣候平均值為 0.28，標準差為 1.78，並且 OPI 反演結果顯示，超過一半以上的海洋與大氣，是屬於微弱的正向(或負向)海氣交互作用條件影響之下。表 1 是以 OPI 值 0.5 為標準，分別出現亮度溫度小於或大於 235K 的百分比，由表中可知，OPI 值大於 0.5 時有 58%的機會 IR1 亮度溫度會小於 235K，當 OPI 值小於 0.5 時則有 69%的機會 IR1 亮度溫度會高於 235K。另外要特別提出說明的是，為什麼可以用 OPI 來描繪出可能發生海上中尺度對流系統的區域？原因是 OPI 為一個無因次且較不受區域分布影響的獨立指數，不僅僅具有海氣交互作用強弱的資訊，也同時具有其時間的變化趨勢，這是單獨利用各種海氣參數值無法(至少比較不容易)正確得到的資訊。除了海氣交互作用的主要影響因素外，中尺度對流系統的生成與發展亦受其他因素之影響，例如綜觀環境條件和天氣系統結構也是相當重要的因子，不過本計畫現階段的重點主要為海氣交互作用之影響，環境條件和天氣系統結構等因素將是下一階段之探討重點。

表 1　1997 年至 1999 年 5、6 月份期間，以 OPI 值 0.5 為標準，分別出現亮度溫度小於或大於 235K 的百分比。

	OPI>0.5	OPI<0.5
IR1 Tb<235K	58%	31%
IR1 Tb>235K	42%	69%

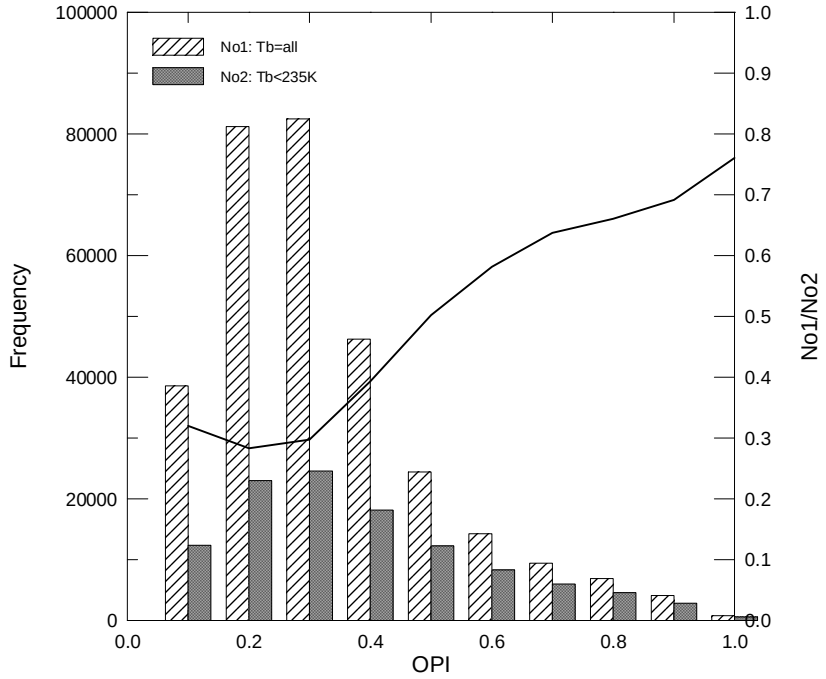


圖 13　1997 年至 1999 年 5、6 月份期間 OPI 值與 MTSAT IR1 亮度溫度小於 235K 頻率圖。圖中縱座標為亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現亮溫次數的比值。

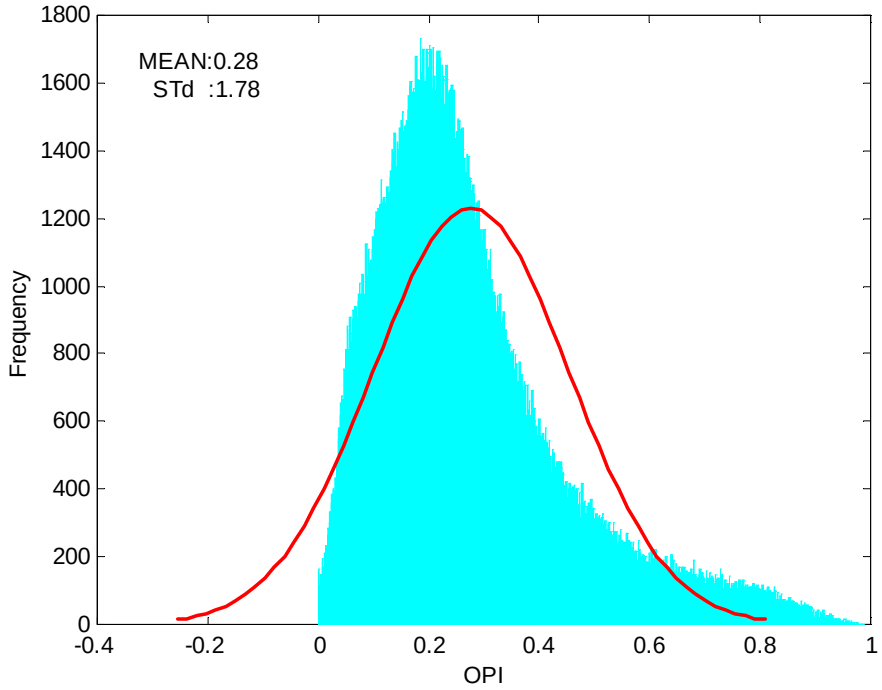


圖 14　1997 年至 1999 年 5、6 月份，分析區域內所有 OPI 出現的頻率以及高斯分布曲線分析。

三、客觀潛力指數(OPI)之應用與分析

3.1 2008 年梅雨季節之觀測與分析

為了探討台灣地區附近梅雨期海上中尺度對流系統生成發展和海氣交互作用的關係，本計畫選取三個獨立的實驗區域(20°N~22°N 、 116°E~118°E ； 10°N~20°N 、 114°E~116°E ； 16°N~18°N、112°E~114°E), 分別計算區域範圍內平均之 OPI 與 MTSAT IR1 亮度溫度值，並做時間序列的相關初步分析。圖 15 是三個實驗區域的相關位置圖。圖 16 是 2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間實驗區域內，逐日 OPI 與 TB 的變化曲線，在 I 及 II 實驗區域內，TB 平均值主要有四次(五月下旬、六月上旬、六月中旬及六月下旬)明顯的降低，顯示該區域時段內共有四次雲系出現。所對應的 OPI 變化值雖然沒有立即對應的關係，不過一般來說 OPI 值越大，紅外線雲頂亮度溫度值越低(如圖 17 及 18)。假如我們將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均，如此更可得到清楚的反比關係(如圖 19 及 20)，相關係數分別為-0.84 and -0.91。在 III 實驗區域內，TB 平均值主要有三次(五月中旬、六月中旬及六月下旬)明顯的降低，顯示該區域內時段內共有三次 cloud systems 出現(如圖 21)。大致上來說，仍可以顯示 OPI 值越大，紅外線雲頂亮度溫度值越低。不過 5 月 20 日 III 區域內的 OPI 值日平均值接近 0.5，屬於高值區，理論上來說應該具有很明顯的海氣交互作用，也就是說應該有能量由海洋上傳至大氣，不過 MTSAT IR1 亮度溫度值並

無如預期變小，這個情形也許可以說明海上中尺度對流系統的發展原因可能很多，海氣交互作用可能只是其中之一，其他像大氣的穩定度、水氣的含量等等可能都扮演關鍵的角色。因此 III 區域內 MTSAT IR1 亮度溫度值與 OPI 平均值的反比關係不如 I 及 II 區域明顯，相關係數僅-0.63(如圖 22)。不過值得一提的是，由圖 19、20、22 大致可以看出，OPI 與 TB 值確實呈現反比例的關係，甚至還有某個程度的時間延遲關係。這個延遲量是我們很想知道的時間參數，它在作業上非常具有應用價值。不過是由於 SSM/I 資料的觀測不若 MTSAT 之密集，現階段對於 OPI 潛勢預報的延遲時間尚無定論，未來可透過較長期資料組的分析與探討，嘗試歸納出 OPI 潛勢預報延遲時間的特性，期能在豪大雨的預報方面有所貢獻。

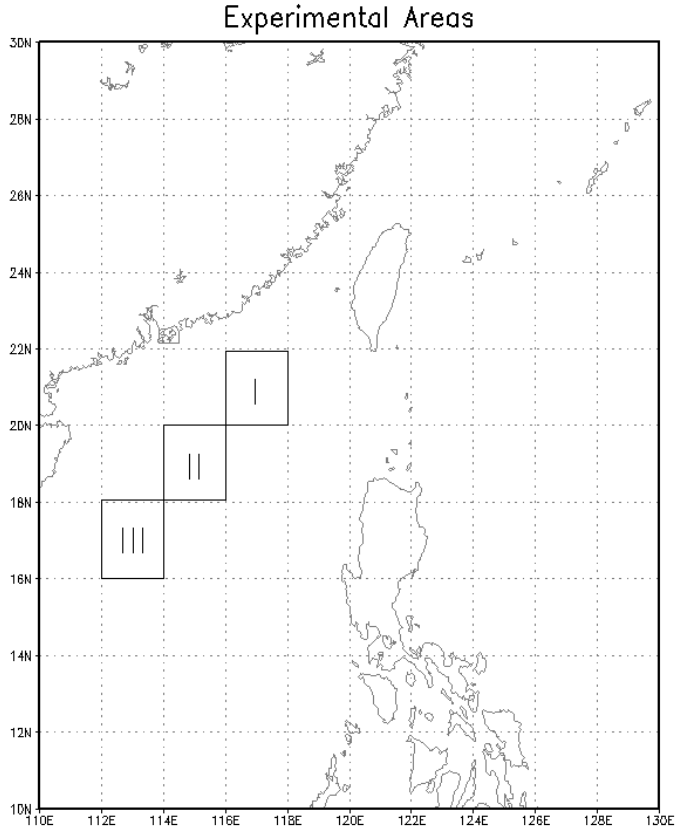
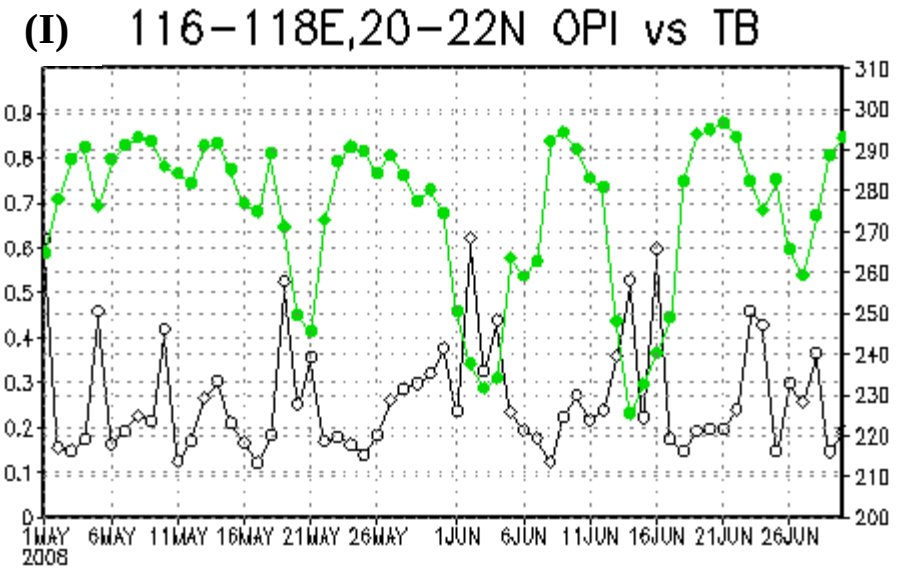


圖 15　OPI 三個實驗區域的相關位置



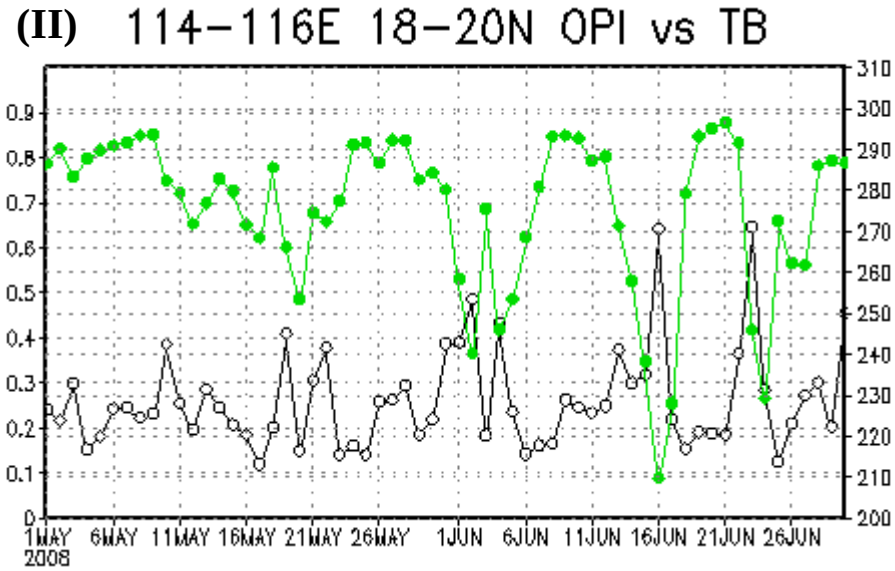


圖 16　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 及 II 實驗區域內，逐日 OPI 與 TB 的變化曲線。

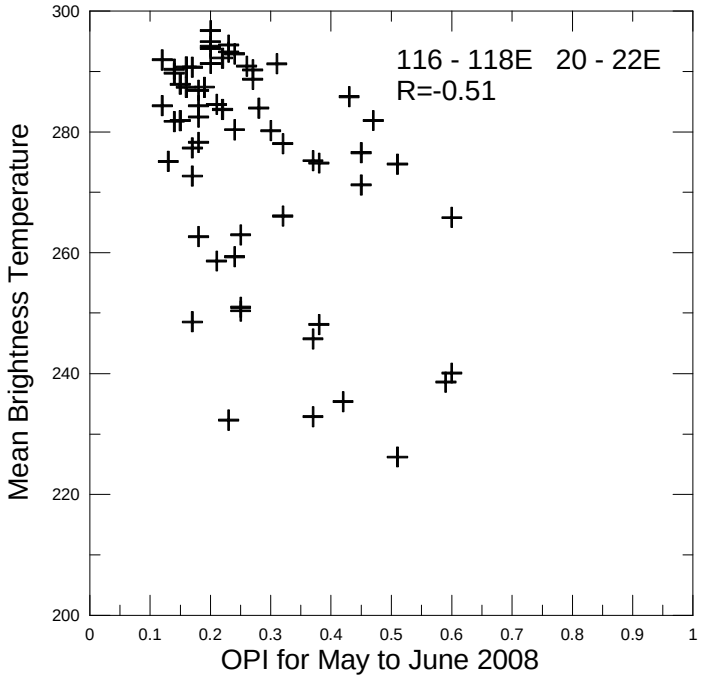


圖 17　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 實驗區域內，OPI 與 TB 離散分佈圖。

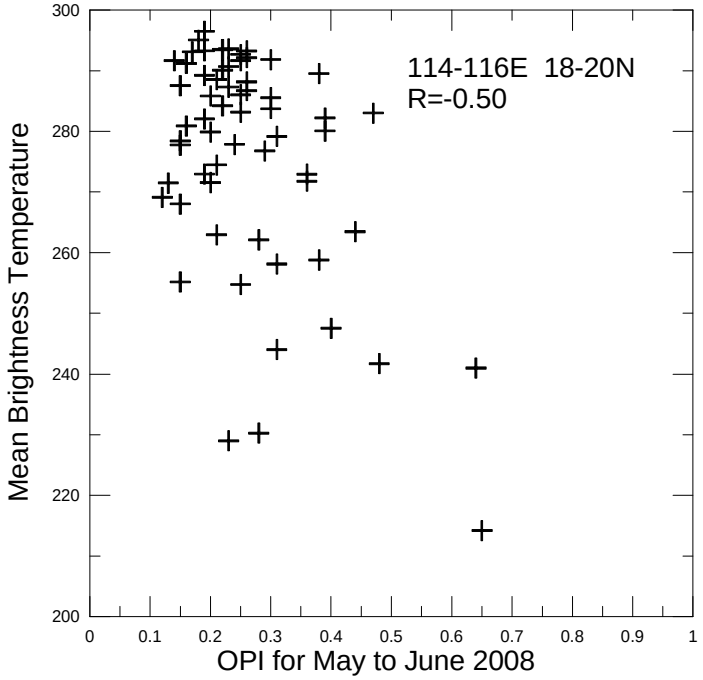


圖 18　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 II 實驗區域內，OPI 與 TB 離散分佈圖。

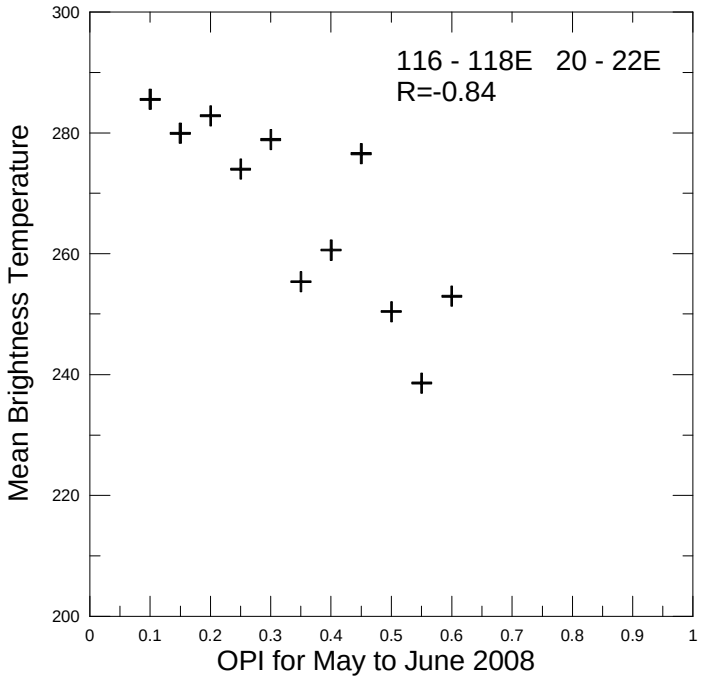


圖 19　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 I 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。

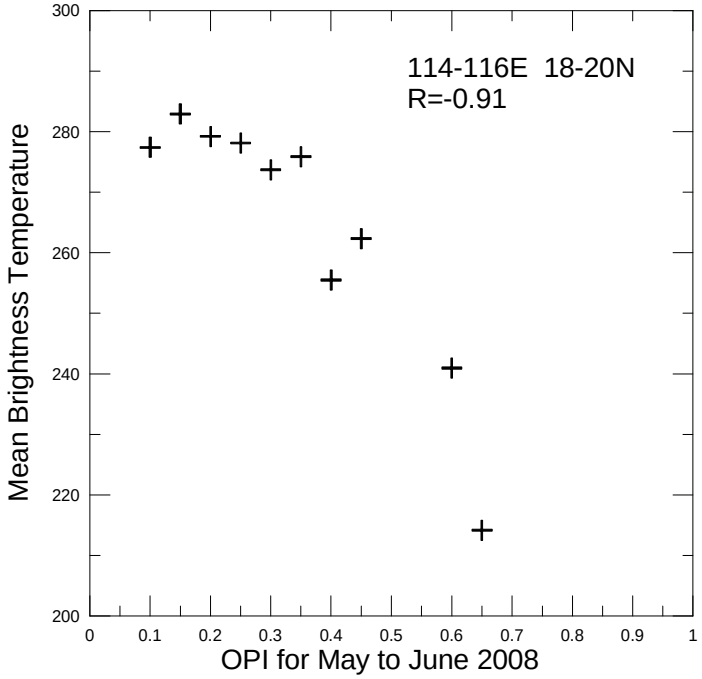


圖 20　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 II 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。

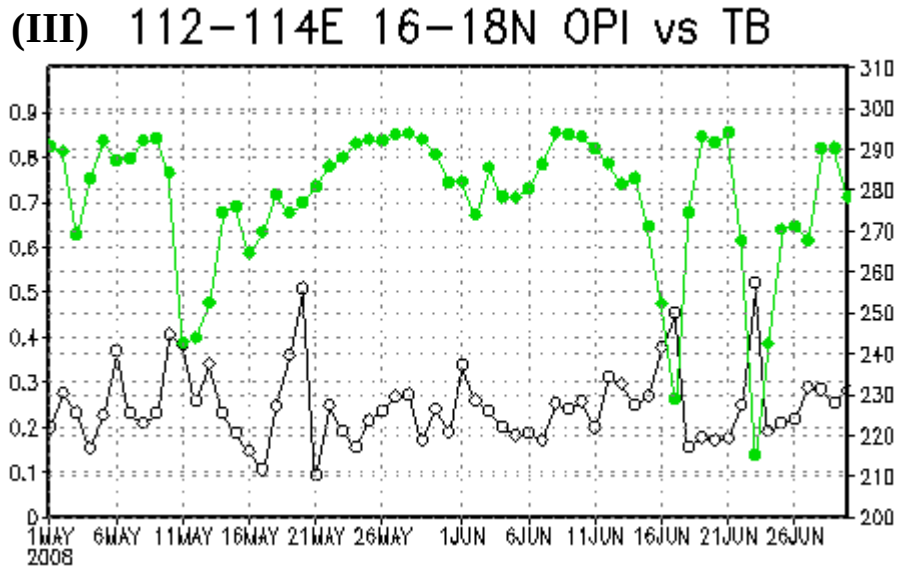


圖 21　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 III 實驗區域內，逐日 OPI 與 TB 的變化曲線。

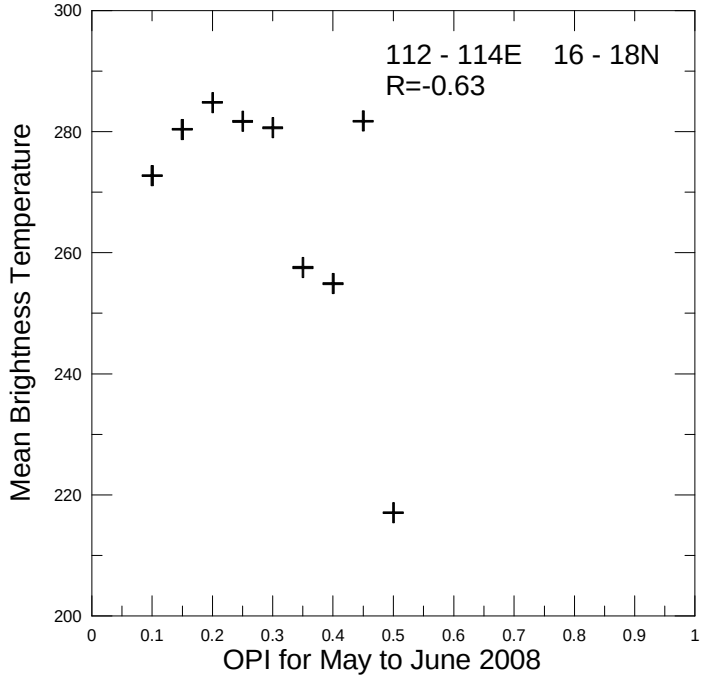


圖 22　2008 年 5 月 1 日至 6 月 30 日期間 III 實驗區域內，將 OPI 值由 0 至 1，每間格 0.05 取一區段，然後將區對內所有 TB 值作算術平均後的離散分佈圖。

3.2 2008 年颱風個案

應用前述所建立之 OPI 計算模式於 2008 年 7 月間的 2 個侵台的颱風個案，結果如圖 23 及圖 24 所示，分別為卡玫基及鳳凰颱風。由圖中 OPI 日平均分布圖可知，除了颱風本身的環流外，在其附近週邊的海域仍然可以發現一些 OPI 相對高值區，也就是說以海氣交互作用的觀點來看，是有利海上對流雲系的發展的，事實上由逐時紅外線衛星雲圖的分析追蹤可以發現有些地方確實後續有雲系出現，不過也有部分地區卻沒有明顯的對流雲系生出，這方面的研究還必須繼續進行。

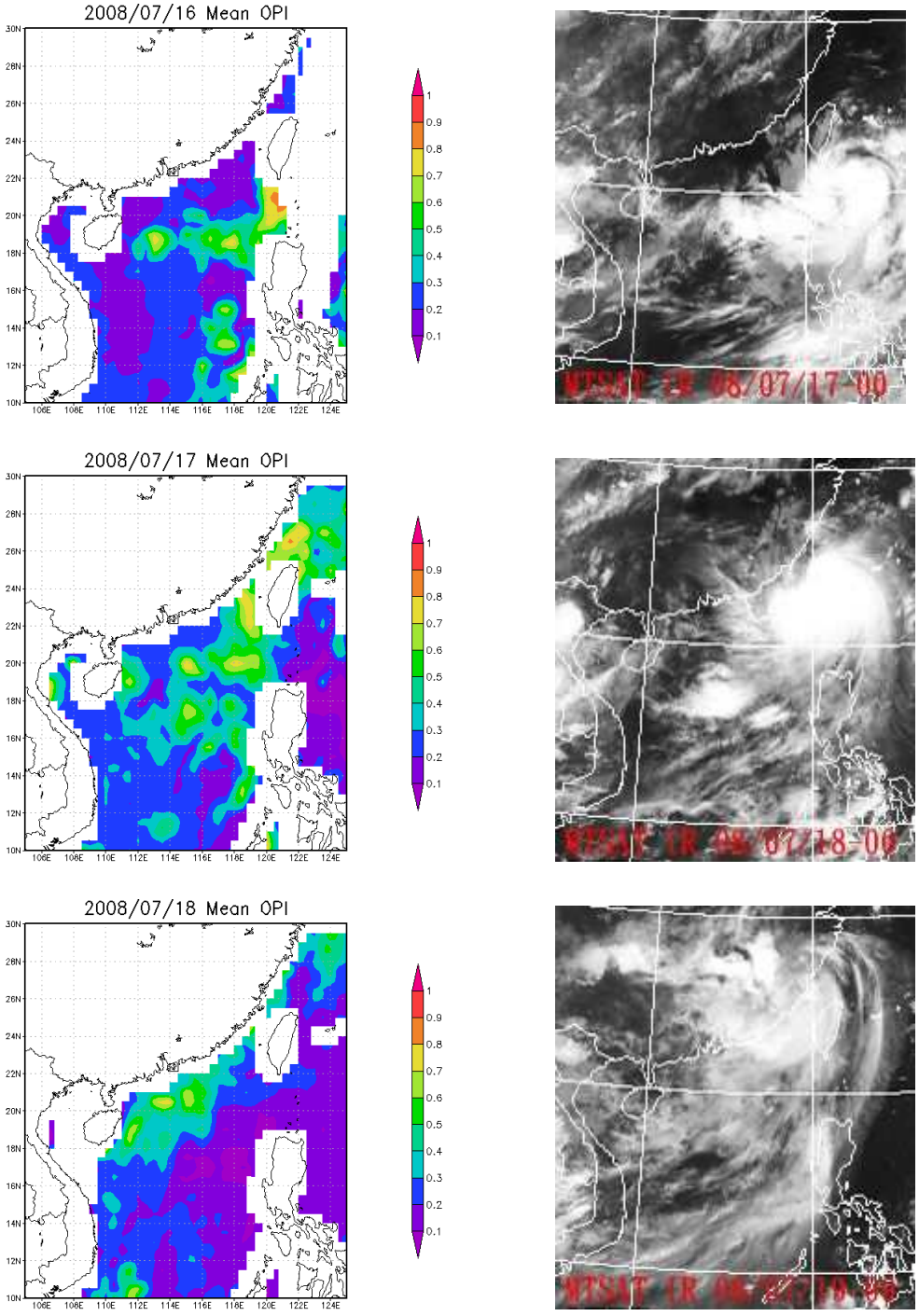


圖 23　卡玫基颱風期間(2008/7/17~19)MTSAT 的紅外影像(左圖)，及由 SSM/I 微波資料所計算之 OPI 的分布(右圖)。

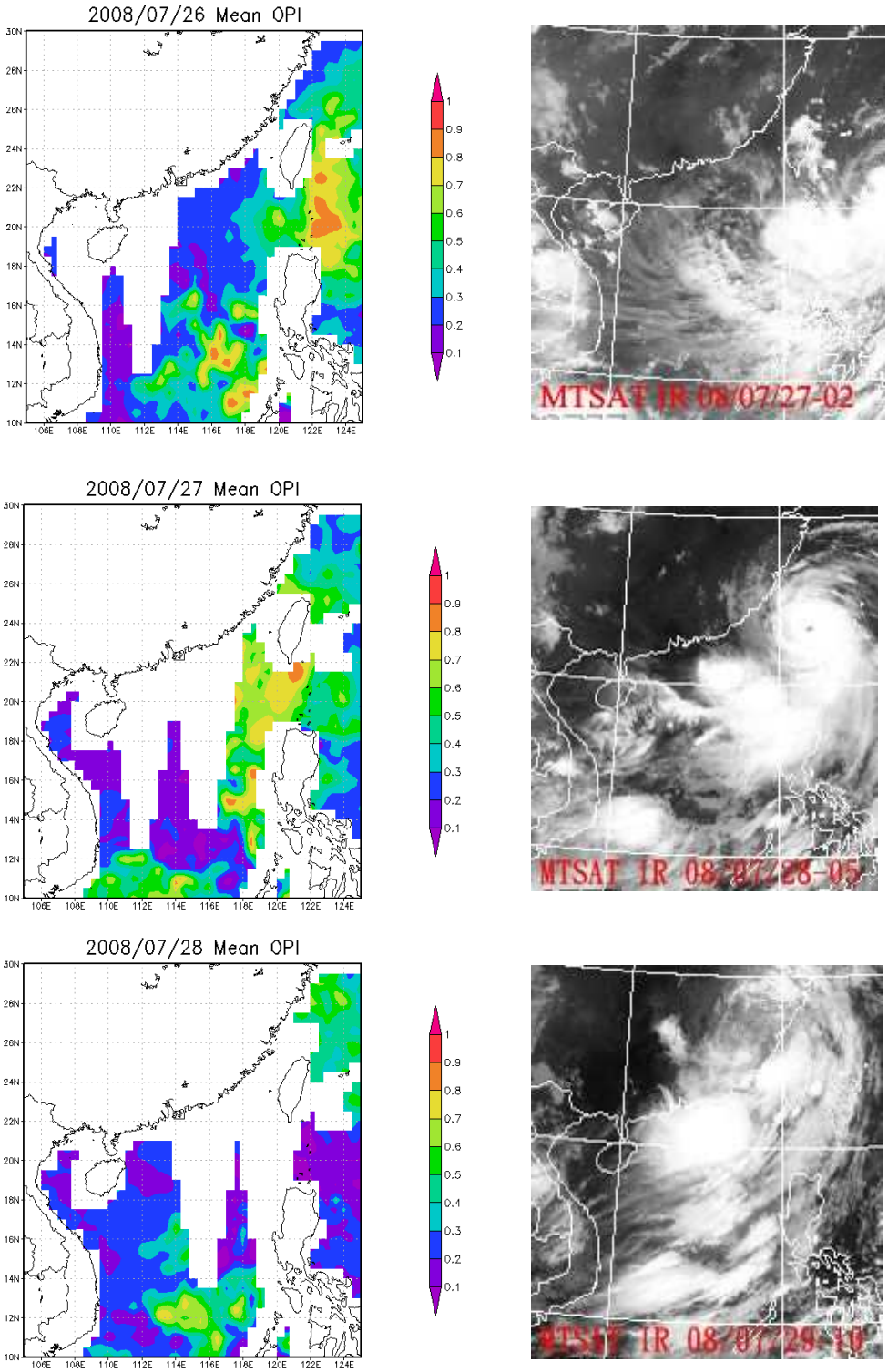


圖 24　同圖 23，但為鳳凰颱風期間(2008/07/27~29)。

四、海氣參數反演之更新

4.1 資料收集與處理

4.1.1 SSM/I 衛星資料

裝載 SSM/I 微波輻射計的衛星為一太陽同步衛星(近似繞極軌道)，軌道高度約為 833km，以傾角 98.8°繞地球飛行(Hollinger et al., 1990)。除了南北極半徑 280km 之圓形區域外，其餘均可在 72 小時內為衛星所掃瞄。SSM/I 輻射計共包含 19.35GHz、22.23GHz、37.0GHz 及 85.5GHz 等四個微波頻道(可分別以 19GHz、22GHz、37GHz 及 85GHz 來表示)，其中 19GHz、37GHz 及 85GHz 三個頻道又各分為垂直極化(vertical polarization)及水平極化(horizontal polarization)兩個分量，不過 22GHz 則只有垂直極化一個分量。SSM/I 頻道的掃瞄方式分為 Scan A 及 Scan B 兩種，Scan A 包含了所有頻道的亮度溫度資料，Scan B 則只有 85GHz 的資料，在此為了資料解析度的一致性，故只採用 Scan A 之各頻道資料。目前已收集的資料期間為 1998~2007 年。

4.1.2 船舶或浮球觀測資料

本計畫應用衛星資料反演各種海氣參數，是以國外實驗室的研究資料庫(Computational and Information Systems Laboratory；CISL，http://dss.ucar.edu/)中所提供的海上船舶資料做為海面觀測的真？。目前已使用 2003 年至 2006 年船舶資料，預期 2007~2008 年的資料亦將持續納入計畫中。船舶資料內容主要包

含：空氣溫度 (Air Temperature)、露點溫度 (Dew Point Temperature)、降雨量 (Precipitation Amount)、海溫 (Sea Surface Temperature)、風速(wind speed).....等。其中的風速資料明顯不足(絕大多屬於無資料點)，且能配合其他參數的對應點數相當有限，也就是說有海溫資料時，不一定有風速資料這類的狀況。另外，船舶實測資料的一致性有明顯的差異，例如在夏季(5、6 月份)於北緯 10°N~15°N 地區的實測海溫值有低於攝氏 10 度以下的資料，或有實測海溫低於攝氏 0 度以下的資料，這類的明顯錯誤很容易透過人工的方式將錯誤的資料挑出來。然而有些資料的錯誤並沒有這麼顯而易見，若透過人工的方式挑錯，這些潛藏的錯誤便會被忽略，而被納入迴歸中進而影響迴歸方程的準確性。在本計畫中，則以任意接受檢定的某船舶觀測為圓心，取 500 公里為影響半徑，假若該船測資料和影響半徑內資料的加權平均之差值大於該同心圓內所有觀測資料的標準差值，那麼此接受檢定的觀測資料即為錯誤的，便捨棄不用。假若在半徑為 500 公里的同心圓中，觀測資料少於 10 筆，則影響半徑向外擴張 100 公里，直到觀測資料大於 10 筆為止。應用此方式將潛藏的錯誤資料予以刪除。

4.1.3 衛星資料與海面觀測的匹配取樣

本計畫對於 SSM/I 衛星資料與船舶觀測資料的匹配取樣，是採平均取樣代替單點取樣，使異常的亮溫資料所造成的反演誤差減到最低。首先以船舶觀測的位置與時間作為基準，檢視距離小於 50 公里，時間差距一小時內的所有 SSM/I 觀測像元，並歸納成為同一組的觀測資料。

雖然 SSM/I 微波頻道具有較佳的透雲性，但部份高頻仍然會受到降水的影響。為了將降水及冰晶粒子所造成的影響減到最低，本計畫也對微波頻道資料進行雨區之濾除，主要是根據 Goodberlet 等人(1992)所提出的雨標閾值作為標準，凡是符合下列任一條件的像元都視為受雨影響而予以刪除：

$$T_b(19V) > 165\ K$$

$$[T_b(37V) - T_b(37H)] < 50\ K$$

經過此篩選後的船舶資料共 113197 筆，圖 25 為所有通過篩選資料點的位置分布情形。

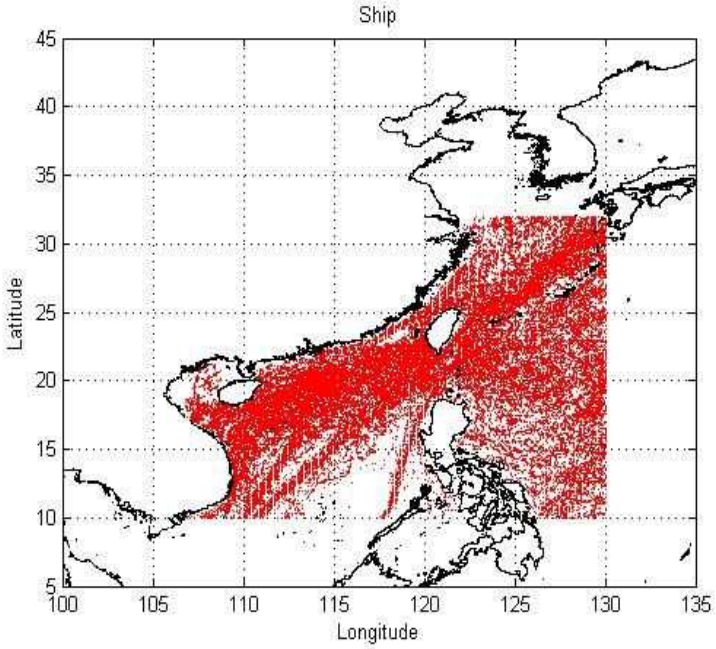


圖 25　2003 年至 2006 年，符合 SSM/I 衛星資料與船舶資料之匹配取樣標準且晴空的資料點位置(資料量：113197)。

4.2 迴歸方法

本計畫在應用衛星資料建立海氣參數的反演模式，主要利用迴歸統計法，亦即應用衛星多頻道的觀測資料，配合實測資料(如船舶觀測)進行迴歸分析以獲得反演模式之各項係數。透過統計學上多元迴歸(multiple regression)中的「逐步迴歸法」(stepwise regression)選取最適合的頻道來建立最佳的迴歸方程式。此方法的概念為使用多個解釋變數進行迴歸，再由各變項(各 SSM/I 頻道)的相關性決定每一個預測變數是否納入迴歸方程或捨棄不用，最後得到一個最好的解釋變項(各 SSM/I 頻道)解釋最多依變項(觀測真？)變異量的最佳迴歸方程式。也就是先將與依變項(觀測真？)相關性最佳的解釋變項(各 SSM/I 頻道)優先選入，其次為

未被選入的解釋變項與依變項(觀測真？)有最大的偏相關者納入，並設定一個標準閥值，當預測能力大於此標準閥值時，便納入迴歸方程中，反之則捨棄不用。依此原則反覆進行檢驗，直到沒有任何變項(各個 SSM/I 頻道)可以被選入或排除時，即可得到最後的迴歸方程。因進行納入變數的方式為逐步檢驗納入，故稱「逐步迴歸」 法。

4.3 海面溫度之反演分析

關於海面溫度的反演，本計畫的實驗區域設定在台灣及南海附近海域，而所選用的資料則為 SSM/I 資料。主要有兩個原因，首先為本計畫除了建立海面溫度的反演方法之外，同時也要建立其他海氣參數的反演方法(例如，近海面空氣溼度、溫度及風速)，並就各種海氣參數進行整合性的應用，假如各個海氣參數都可以由同一種衛星資料來獲得，那麼將可避免因為時間或空間內插所帶來的誤差。此外，衛星反演各種海氣參數是否具備合理的空間分布與時間的連續性也相當重要，而利用 SSM/I 衛星資料來進行海水表面溫度的反演正可以符合這樣的要求。

由微波理論推導可知，利用衛星微波資料進行海面溫度及近海面空氣溼度的反演基本上是可行的。不過在實際的反演中，為了減少受到降水或冰晶粒子的影響，我們首先收集北緯 10°N~32°N、東經 105°E~130°E 範圍內之 SSM/I 資料，並參考 Goodberlet 等人(1992)的做法只保留非降水的微波觀測樣本(rain flag=0)，然後再選擇與船測資料相同位置、相同時間之各微波頻

道亮度溫度做為分析樣本。最後則利用隨機選出的 2/3 的資料組，根據各頻道亮度溫度與海面溫度之間的相關特性，透過統計學上的「逐步迴歸法」(詳見 4.2 節之迴歸方法)進行迴歸方程的建立。其餘的 1/3 資料組則用來檢驗所建立迴歸方程式的精確度。

經過逐步迴歸法進行頻道篩選後，應用於海溫反演模式之頻道為 19GHz、37GHz 及 85GHz 的水平及垂直極化頻道資料，其反演方程式則如下所示：

$$T_s = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(19H) + a_3 T_b(37V) + a_4 T_b(37H) + a_5 T_b(85V) + a_6 T_b(85H) \quad (2)$$

其中建立海溫之反演方程的資料量為 97104 組，而檢核資料組則為 48602 組。海面溫度之反演方程式的係數如表 2 所示，圖 26 則為 SSM/I 迴歸樣本的海面溫度與船舶觀測海面溫度相關分布，其中反演的均方根誤差是 2.55(K) ，相關係數為 0.548。由圖 26 可以明顯看出，此反演結果並不如預期，尤其在海溫小於 290K 的區域。圖 27 及圖 28 分別顯示圖 26 中船舶實測資料值小於 290K 及大於 310K 差異較大的資料點位置，圖中地域分佈的特性並不明顯。而造成海溫反演結果不佳的主要原因為，最適合反演海面溫度的微波頻道為 5.6GHz，其次為 10GHz，但 SSM/I 的觀測頻道均未包含此二頻道，以致於海溫反演的效果不佳。

表 2　SSM/I 微波頻道海面溫度(T_s)反演迴歸方程式之係數(單位為 K)。

常數項	19V	19H	22V	37V	37H
265.371	0.185	-0.044	0.144	-0.12	-0.039

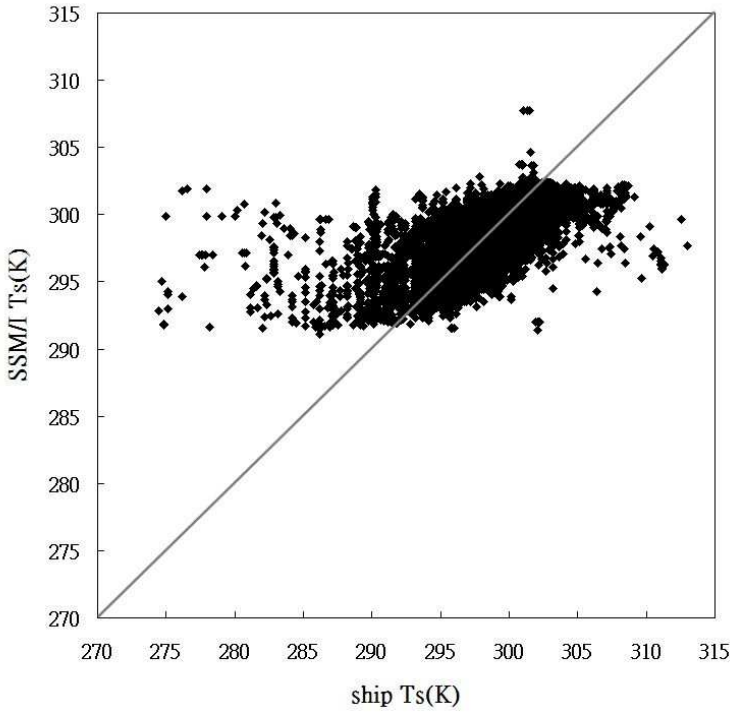


圖 26　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸樣本(資料量：48602，相關係數：0.548，均方根誤差：2.55)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖。

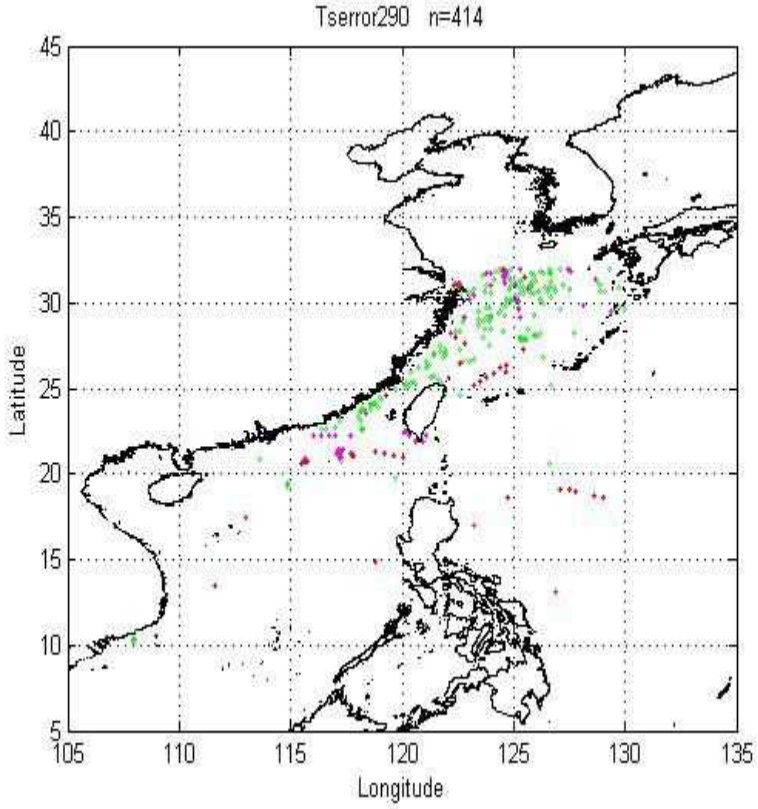


圖 27　圖 26 中所有船舶觀測海溫小於 290K 的觀測點位置。
(紅色為海溫介於 270~280K 的觀測點、紫紅色為海溫介於 280~285K 的觀測點、綠色為海溫介於 285~290K 的觀測點)

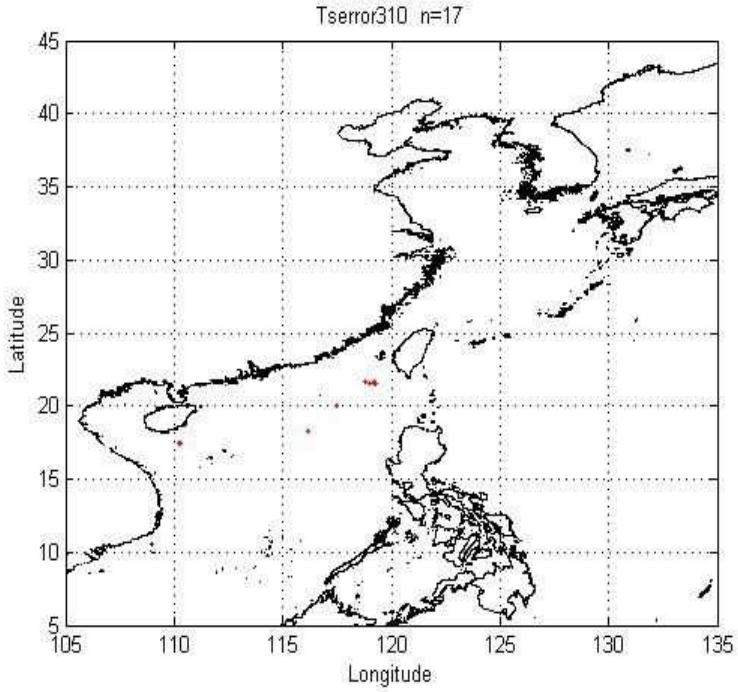


圖 28　圖 26 中所有船舶觀測海溫大於 310K 的觀測點位置(紅色點)。

另一方面，由圖 27 可看出，產生誤差較大的資料點有不少的位置是落在緯度大於 30 度的區域，且本計畫的研究區域著重在台灣及南海等區域，故將資料點的緯度由原 10°N~32°N 縮小至 10°N~30°N，並利用風速反演方程式(如式 3 與表 4 所示，詳如下段落所述)作為資料篩選的參考，亦即去除反演風速小於 0 的資料點。反演方程式如表 3 所示，反演結果則如圖 29 所示，整體海面溫度之反演已有相當的改善，但在溫度小於 290K 時，乃具有較大的誤差。由於此海溫的反演結果較佳，故後續的研究範圍，將重新設定為北緯 10°N~30°N、東經 105°E~130°E 度間。圖 30 則為檢核資料組(1/3 資料作為驗證資料，如圖 31 之分布)在海溫反演結果之分析比較，檢核結果與迴歸資料組的結果(圖 29)相當。

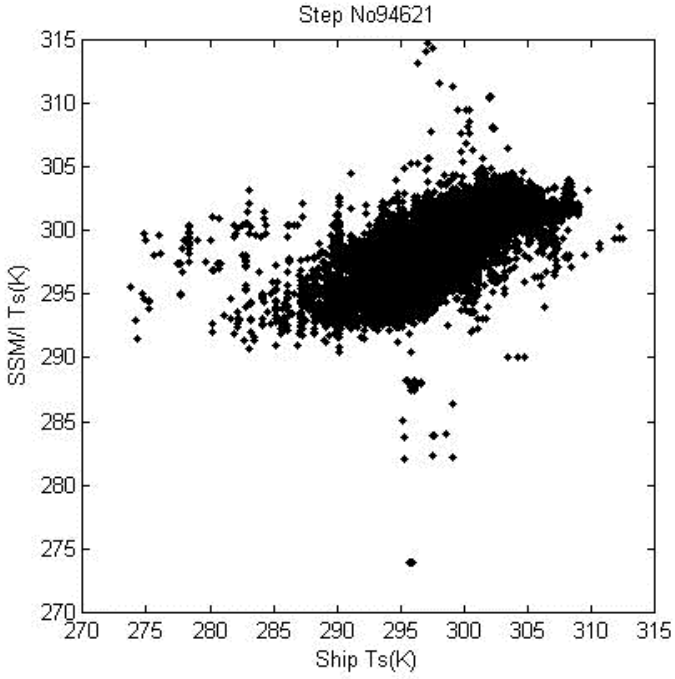


圖 29　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸資料(資料量：94621，相關係數：0.77)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖)。

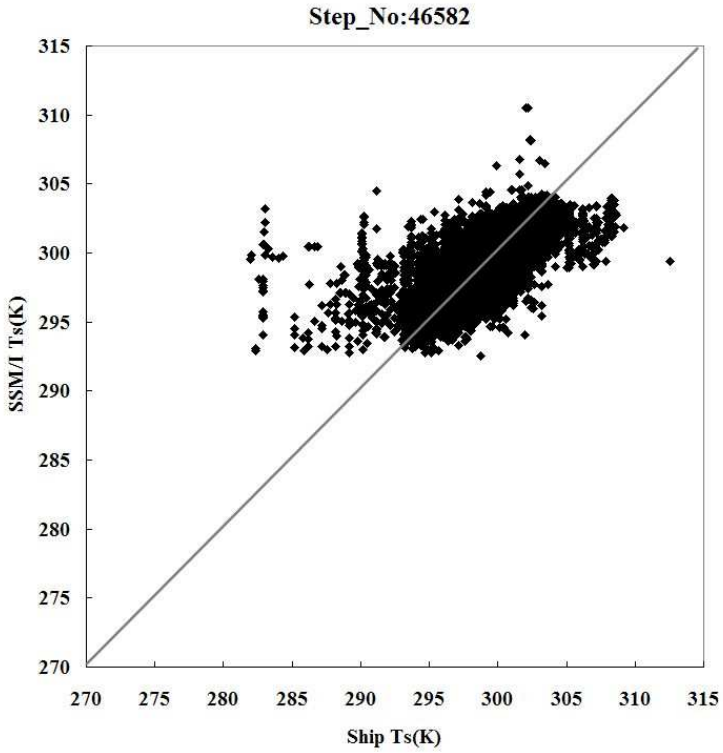


圖 30　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 驗證資料(資料量：46582，相關係數：0.76，均方根誤差：2.236)的海面溫度與相對應船舶觀測海面溫度的相關圖。

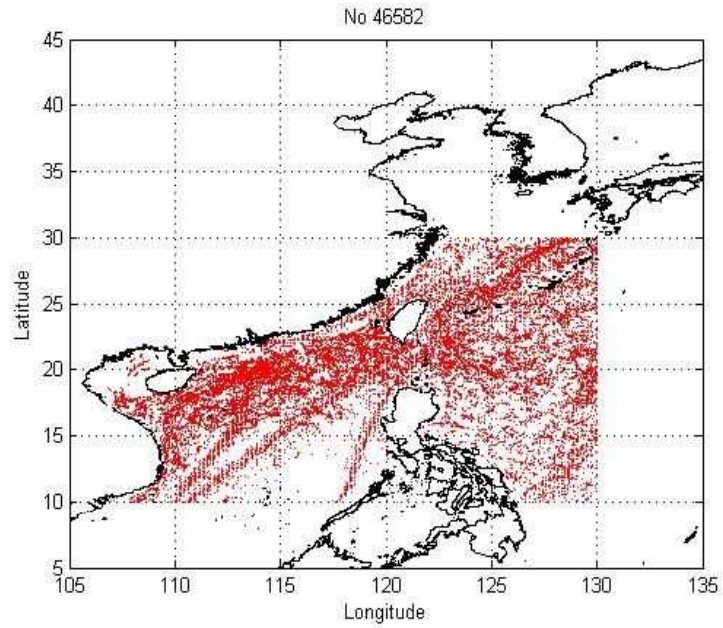


圖 31　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內，雨標為 0，且符合 SSM/I 衛星資料與船舶觀測資料的匹配取樣標準的船舶位置(濾除風速資料為負? 之資料點，資料點數：46582)。

表 3　SSM/I 微波頻道海面溫度(T_s)重新反演迴歸方程式之係數(單位為 K)。

常數項	19V	19H	22V	37V	37H	85V	85H
177.246	0.902	-0.408	0.065	-0.473	0.272	0.374	-0.249

圖 32 為更新前、後的海面溫度反演模式應用於 2008 年 8 月 10 日 SSM/I 觀測資料之結果與比較。圖中顯示，更新後的海溫反演結果略低於更新前，平均約有 1~2 度之差異，部分地區的差異可達 3 度左右，但整體的分布型態頗為吻合。

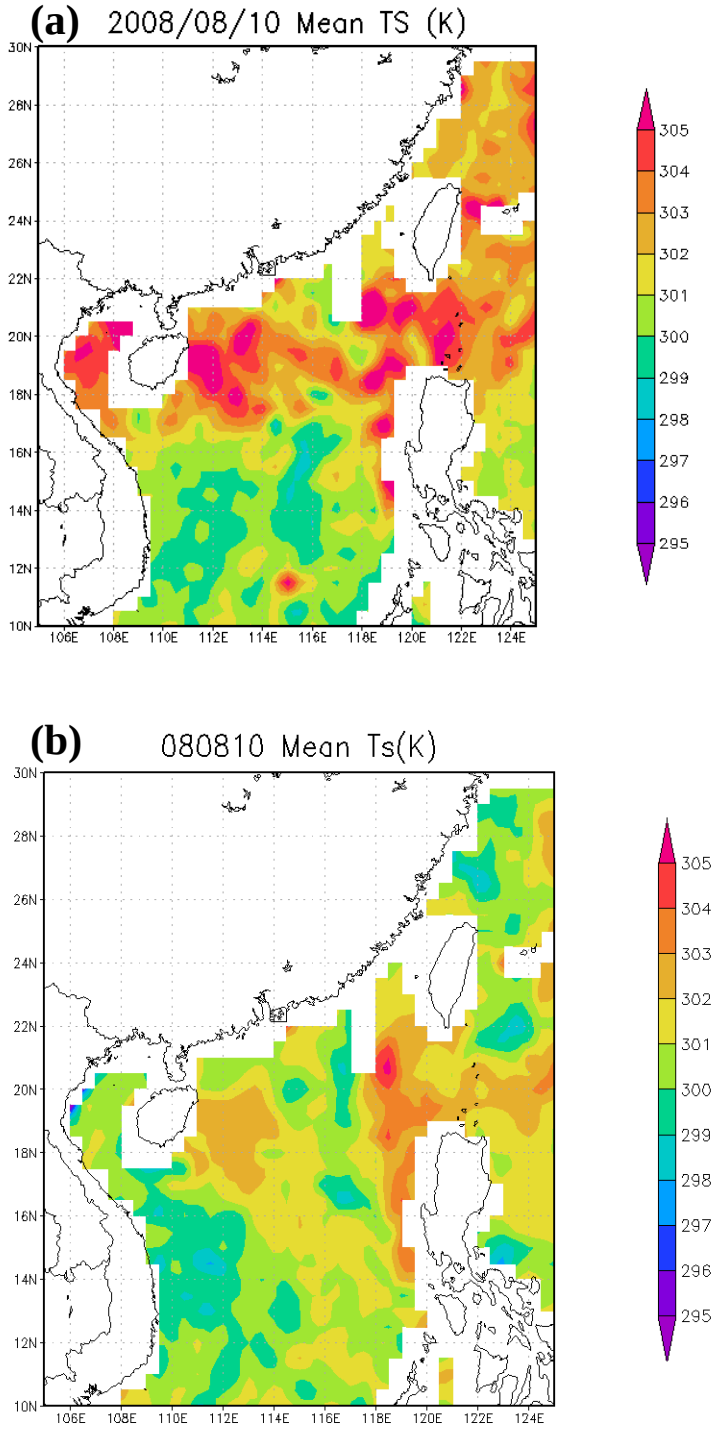


圖 32　(a)為更新前的海面溫度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的海面溫度反演之個案結果，2008/08/10。

關於風速的反演，由於近海面的風速大小，會直接影響海面上波浪的高低，而該波浪的高低又會改變海水表面的微波頻道發射率，因此衛星微波頻道所接收到的亮度溫度值，間接會受到海面風速大小的影響。國際上許多微波頻道的近海面風速反演方法，都是建立在這樣的理論基礎之上。為了降低反演的誤差，我們仍然選取非降水的觀測資料進行測試，首先是利用 Goodberlet 等人(1989)提出的閾值(雨標)將非降水的資料組收集起來，然後選擇 SSM/I 19GHz、22GHz 及 37GHz 垂直極化亮度溫度與 37GHz 水平極化亮度溫度與相對應的浮標在十公尺所觀測的風速，建立一套適合台灣及南海附近海域使用的近海面風速(W_s)的線性迴歸反演方程式，如式(3)所示，其中式(3)的係數則如表 4 所列：

$$W_s = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(22V) + a_3 T_b(37V) + a_4 T_b(37H) \qquad (3)$$

表 4　SSM/I 微波頻道近海面風速(W_s)反演迴歸方程式之係數(單位為 m/sec)。

a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
96.0158	0.1624	-0.2286	-0.7018	0.5276

由於 2003~2006 年的近海面風速資料仍嫌不足，因此本計畫暫時以定性分析代替定量分析。圖 33 及圖 34 分別為 2008/07/16 及 2008/07/24 的 SSM/I 資料反演近海面風速之結果。由圖中可知，在有天氣系統發展的地方，近海面風速似乎比晴空區域的風

速大，這樣的結果雖然和真實的物理現象一致，但風速反演受降雨的影響，仍需進一步的探討。

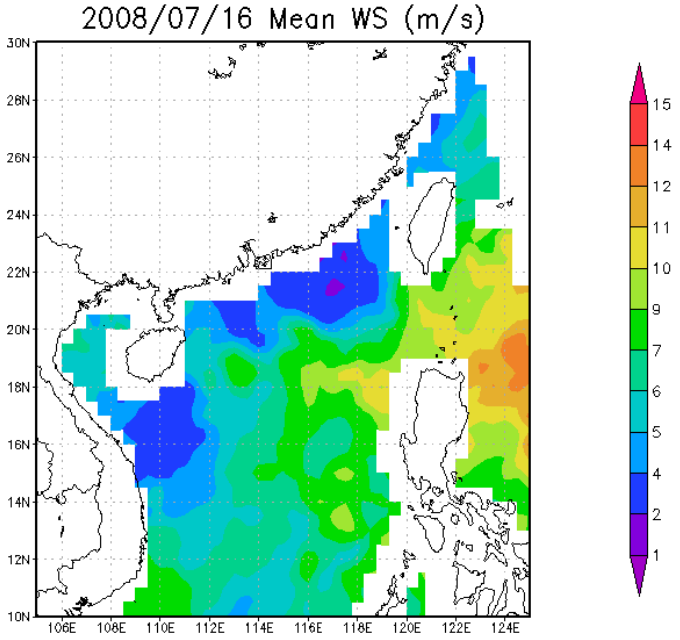


圖 33　應用 SSM/I 資料反演近海面風速之結果，2008/07/16。

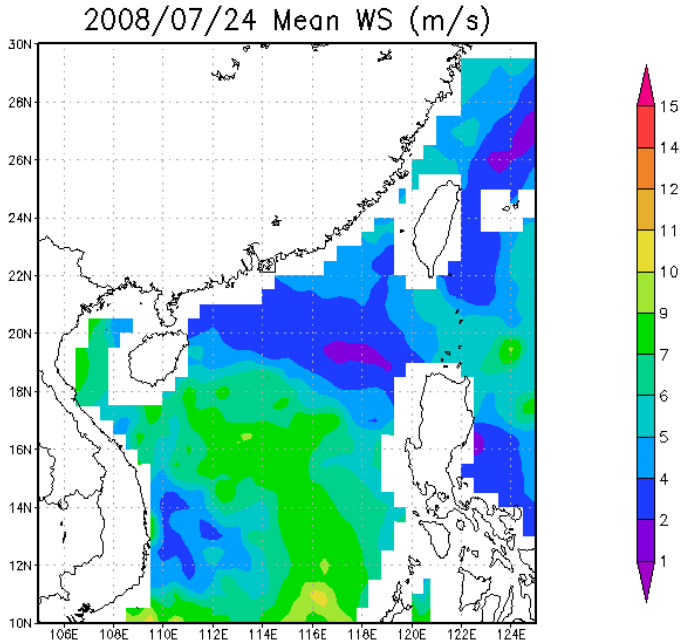


圖 34 應用 SSM/I 資料反演近海面風速之結果，2008/07/24。

另一方面，如前所述近海面風速亦會影響海面溫度之反演，因此本計畫也將風速納入海面溫度的反演模式進行探討，如式(4)所示：

$$LSST = g_0 + g_1 D1 + g_2 D2 + g_3 D3 + g_4 D4 + g_5 U \qquad (4)$$

其中 $D1 = T_b(19V) - T_b(22V)$ 、 $D2 = T_b(37V) - T_b(22V)$ 、 $D3 = T_b(37H) - T_b(19H)$ 、 $D4 = T_b(85V) - T_b(22V)$ 、 U 為風速。

測試結果如圖 35 及圖 36 所示，圖 35 為原始海面溫度之反演結果，而圖 36 則為加入風速參數的海面溫度之結果，比較其間海溫反演結果約有 1 度的差異，尤其在風速較大的地區。

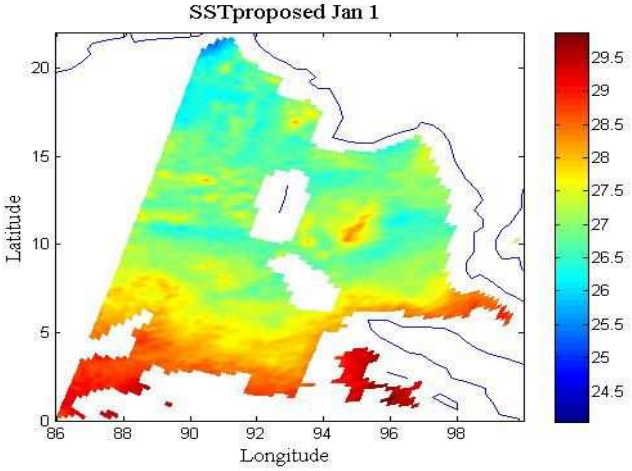


圖 35 原始海溫之反演結果，2007 年 1 月 1 日，印度洋地區。

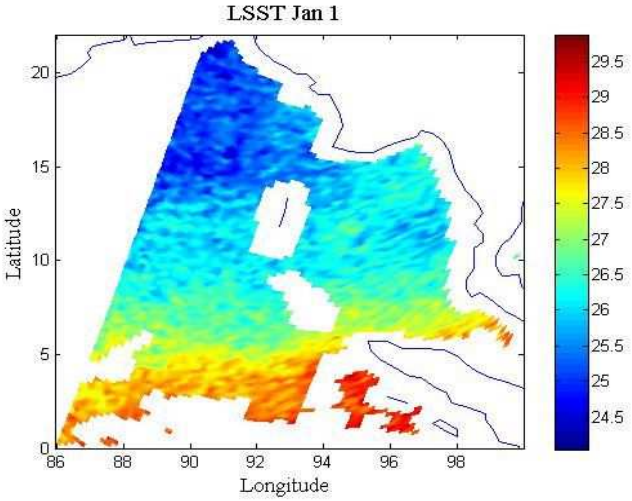


圖 36 同圖 35，但考慮風速。

4.4 近海面空氣濕度反演與分析

由微波輻射理論可知，衛星微波資料可以用來遙測大氣的總水氣含量(也就是可降水量)，進而推求近海面空氣的濕度。經過逐步迴歸法進行適當頻道的篩選後，本計畫選擇 19GHz 垂直頻道及 37GHz 與 85GHz 的水平和垂直極化頻道資料做為近海面空氣濕度之反演頻道，如下所示：

$$q_a = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(37V) + a_3 T_b(37H) + a_4 T_b(85V) + a_5 T_b(85H) \quad (5)$$

在建立反演方法過程中，我們仍然隨機選取 2/3(資料量：16755)的資料組供擬合多頻道線性迴歸反演方程式之用，其餘 1/3(資料量：7953)的資料組則用來測試此迴歸方程的精確度。

表 5　SSM/I 微波頻道近海面空氣濕度(q_a)反演迴歸方程式之係數(單位為 g/kg)。

常數項	19V	19H	22V	37V	37H	85V
-91.897	0.311	0.14	0.038	0.078	-0.233	0.2

近海面空氣濕度的迴歸方程式係數如表 5 所示，而圖 37 則為 SSM/I 迴歸樣本的近海面空氣濕度與船舶觀測近海面空氣濕度相關分布圖，其中的均方根誤差是 3.9(g/kg)，相關係數為 0.835，顯示出 SSM/I 資料在反演近海面空氣濕度具有不錯的反演能力。圖 38 則為迴歸結果套用於驗證資料組的結果，其均方根誤差為 3.84(g/kg)，相關係數為 0.872，與迴歸資料組同樣具有不錯之反演結果。

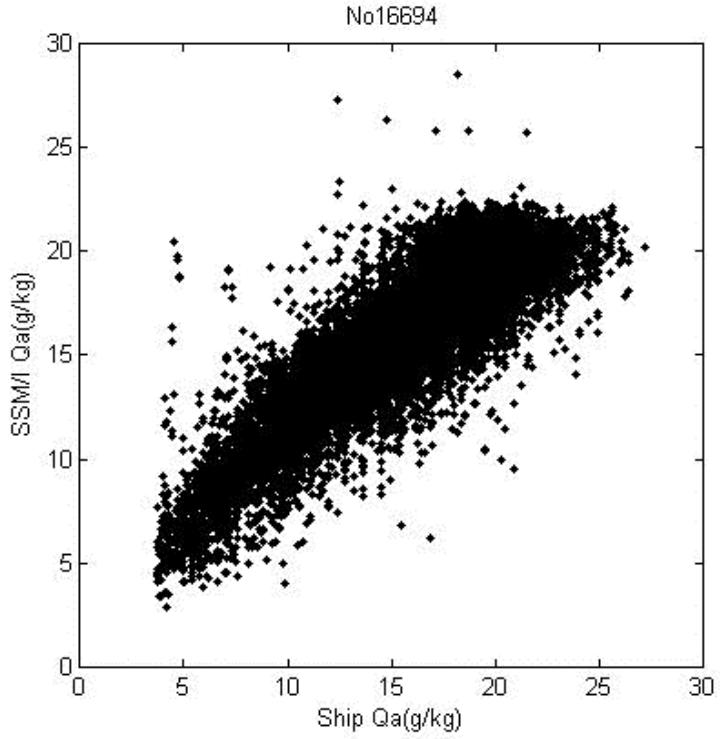


圖 37　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸資料(資料量：16694，相關係數：0.835，均方根誤差：3.9g/kg)的近海面空氣濕度與相對應船舶觀測近海面空氣濕度的相關圖。

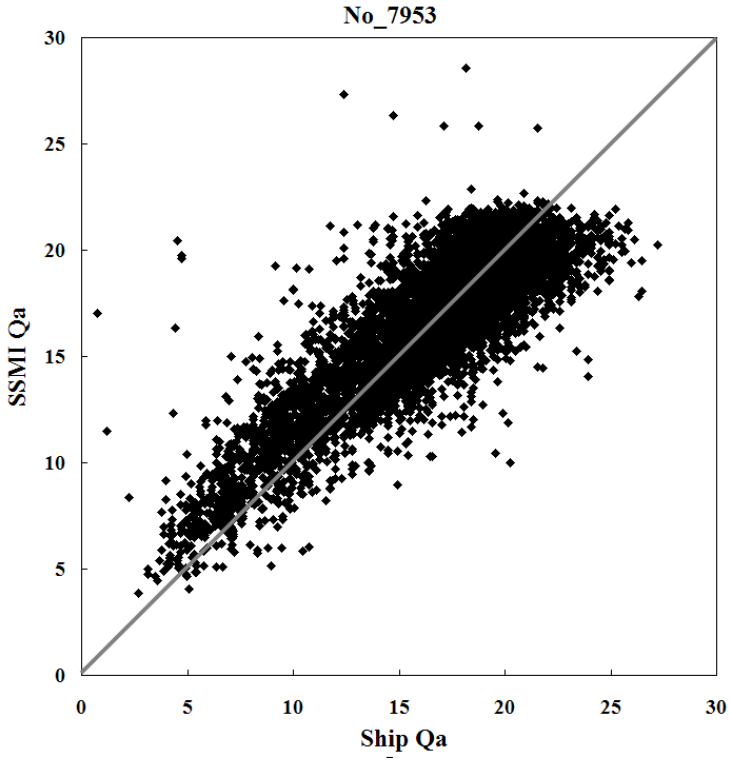


圖 38　2003 年至 2006 年，北緯 10~32 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 驗證資料(資料量：7953，相關係數：0.872，均方根誤差：3.84g/kg)的近海面空氣濕度與相對應船舶觀測近海面空氣濕度的相關圖。

圖 39 為更新前、後近海面空氣濕度反演模式應用於 2008 年 8 月 10 日 SSM/I 觀測資料之結果與比較。圖中顯示，更新後的反演結果略高於更新前的反演結果，平均約有 1~2(g/kg)的差異，但整體的分布型態非常吻合。

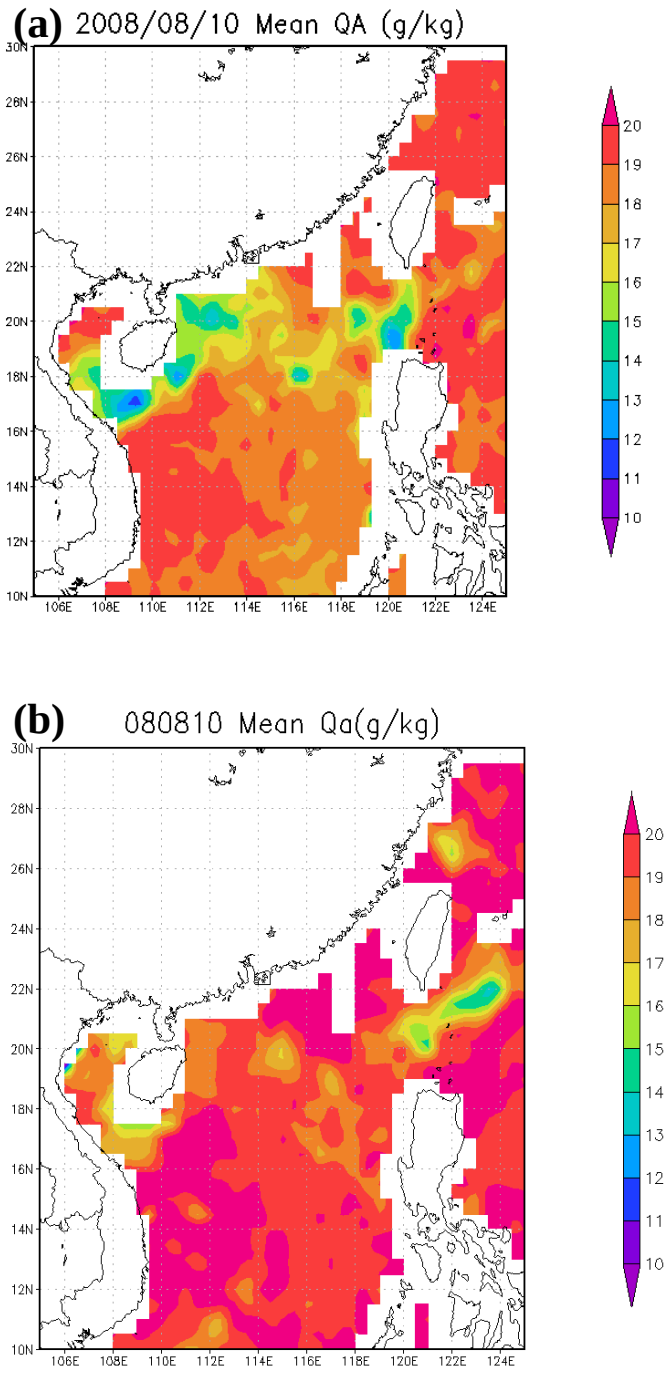


圖 39　(a)為更新前的近海面空氣濕度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的近海面空氣濕度反演之個案結果，2008/08/10。

4.5 近海面空氣溫度反演與分析

關於紅外線及微波頻道近海面空氣溫度的反演方面，首先透過通量垂直剖面分布的關係(flux profile relationship)將可感熱通量(sensible heat flux; SHF)及潛熱通量(latent heat flux; LHF)分別寫為

$$SHF = -\rho c_p k_h (\partial T / \partial z) \tag{6}$$

$$LHF = -l\rho k_e (\partial q / \partial z) \tag{7}$$

其中T表示溫度，z是高度，q為溼度，ρ表示空氣的密度，l表示蒸發潛熱，c_p為定壓比熱，k_h及k_e則分別為可感熱及潛熱的擴散係數。因此 Bowen 比(β)便可寫成

$$\beta = \frac{SHF}{LHF} = \frac{c_p}{l}\frac{k_h}{k_e}\frac{\partial T}{\partial q} \tag{8}$$

在此假設空氣中的可感熱及潛熱的擴散能力約略相同，也就是說其擴散係數相等，那麼(8)式便可進一步簡化為

$$\beta = \frac{SHF}{LHF} = \frac{c_p}{l}\frac{\partial T}{\partial q} \tag{9}$$

另一方面本計畫也透過總體參數公式將可感熱通量及潛熱通量分別寫成

$$SHF = -\rho c_p c_h (T_s - T_a)u \tag{10}$$

$$LHF = -l\rho c_e (q_s - q_a)u \tag{11}$$

其中c_h和c_e分別表示可感熱及潛熱的總體係數，下標s表示位於

海平面之量場值，下標a表示近海面 10 公尺參考層之量場值，u則為近海面 10 公尺參考層之風速。此時 Bowen 比(β)便可寫成下式

$$\beta = \frac{SHF}{LHF} = \frac{c_p c_h}{l\, c_e} \frac{(T_s - T_a)u}{(q_s - q_a)u} \tag{12}$$

由(9)及(12)可得

$$\left. \frac{l}{c_p} \frac{\partial q}{\partial T} \right]_{T=T_a} = \frac{l\, c_e}{c_p c_h} \frac{(q_s - q_a)}{(T_s - T_a)} \tag{13}$$

因為溼度q為氣溫的函數，並且可以用相對溼度α和飽和比溼q_*表示為$q = \alpha\, q_*(T)$ ，所以(13)式可進一步寫成

$$\left. \frac{l}{c_p}\left(\frac{q_a}{q_*(T_a)} \frac{\partial q_*(T)}{\partial T}\right) + \frac{l}{c_p}(q_*(T_a)) \frac{\partial \alpha}{\partial T} \right]_{T=T_a} = \frac{l\, c_e}{c_p c_h} \frac{(q_s - q_a)}{(T_s - T_a)} \tag{14}$$

由於相對溼度隨溫度的變化會遠小於飽和比溼隨溫度的變化量(Priestly, 1996)，因此(14)式等號左邊第二項可以忽略不計，並且經過簡化以後可寫成

$$T_a = T_s - \left\{ \frac{c_e}{c_h}(q_s - q_a) \frac{q_*(T)}{q_a} \left[\Big/ \frac{\partial q_*}{\partial T} \right]_{T=T_a} \right\} \tag{15}$$

首先應用衛星資料所反演之海面溫度T_s及近海面空氣的溼度q_a，代入 Teten 的公式計算，可分別計算水氣壓e_s及飽和溼度q_s，如下式

$$e_s = 6.11 exp \frac{a(T - 273.16)}{(T - b)} \tag{16}$$

$$q_s = 0.622 \frac{e_s}{p - 0.378 e_s} \tag{17}$$

(16)式中T是溫度，a和b為常數(分別為 17.26 及 35.86)，(17) 式中 p為海平面氣壓值。在此必須特別提出說明的是，本計畫是將海平面氣壓視為常數，並以 1013hPa 代入(17)式計算，雖然海平面氣壓高(低)估會造成溼度的低(高)估，不過這種誤差相當小。如此(15)式剩下來的未知數便只有近海面空氣溫度T_a及總體係數c_h和c_e。為了避免總體係數的不確定性以及使其更具有實驗區域的代表性，本計畫另外定義一常數κ ，並表示如下 $\kappa = c_e / c_h$，接著暫時先假設κ值為已知，並且由 0 到 1，每間格 0.01(共 100 個)給出一個定值當作κ。隨後將已知的κ值及衛星資料同時代入(15)，如此一來對每一個κ值而言，都可以得到一組近海面空氣溫度衛星估算值與和船舶觀測值。最後在 100 組資料當中取均方根誤差最小、相關係數最大的一組，當作最佳κ值。而(15)式中剩下來的未知數便只有近海面空氣溫度T_a，所以我們已經可以很容易地利用衛星資料所估算出來的海面溫度與近海面空氣的溼度來進行近海面空氣溫度的反演了，最後同樣地將用 1/3 的資料組進行迴歸模式準確度的測試。

圖 40 為 2003 年至 2006 年，北緯 10°N~30°N、東經 105°E~130°E 範圍內所有 SSM/I 迴歸樣本組(資料量：16917，相關係數：0.865，均方根誤差：2.24)的近海面空氣溫度與相對應船舶觀測近海面空氣溫度的相關圖。圖中顯示，SSM/I 資料在近海面空氣溫度之反演能力頗佳，其相關係數為 0.856，均方根誤差為 2.24。圖 41 則為更新前、後近海面空氣溫度反演模式應用於 2008 年 8 月 10 日之個案結果。由圖中可看出，更新前、後台灣南方至海南島部分差異較大，約差 1 至 2 度，且整體的分布型態頗為吻合。

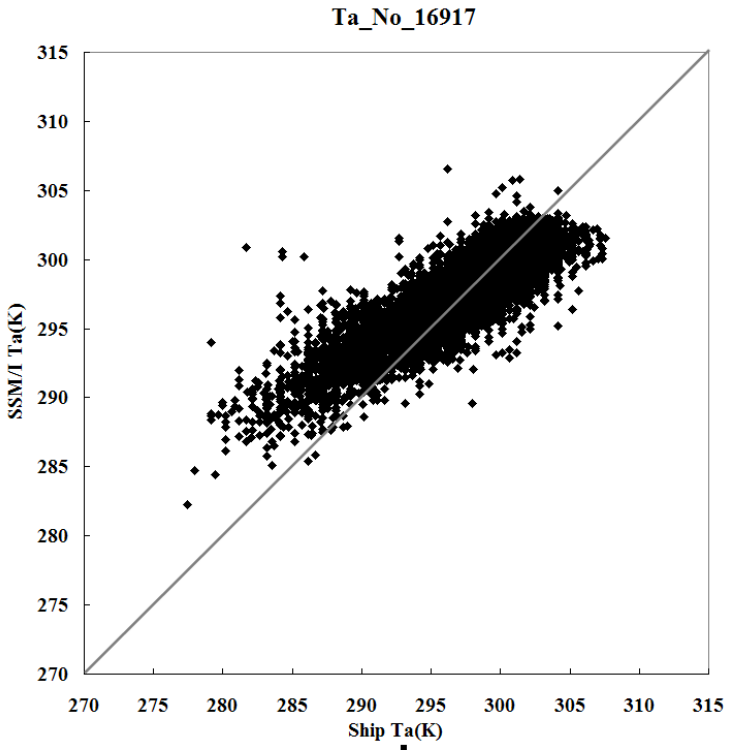


圖 40　2003 年至 2006 年，北緯 10~30 度、東經 105~130 度範圍內所有 SSM/I 迴歸樣本(資料量：16917，相關係數：0.865，均方根誤差：2.24)的近海面空氣溫度與相對應船舶觀測近海面空氣溫度的相關圖。

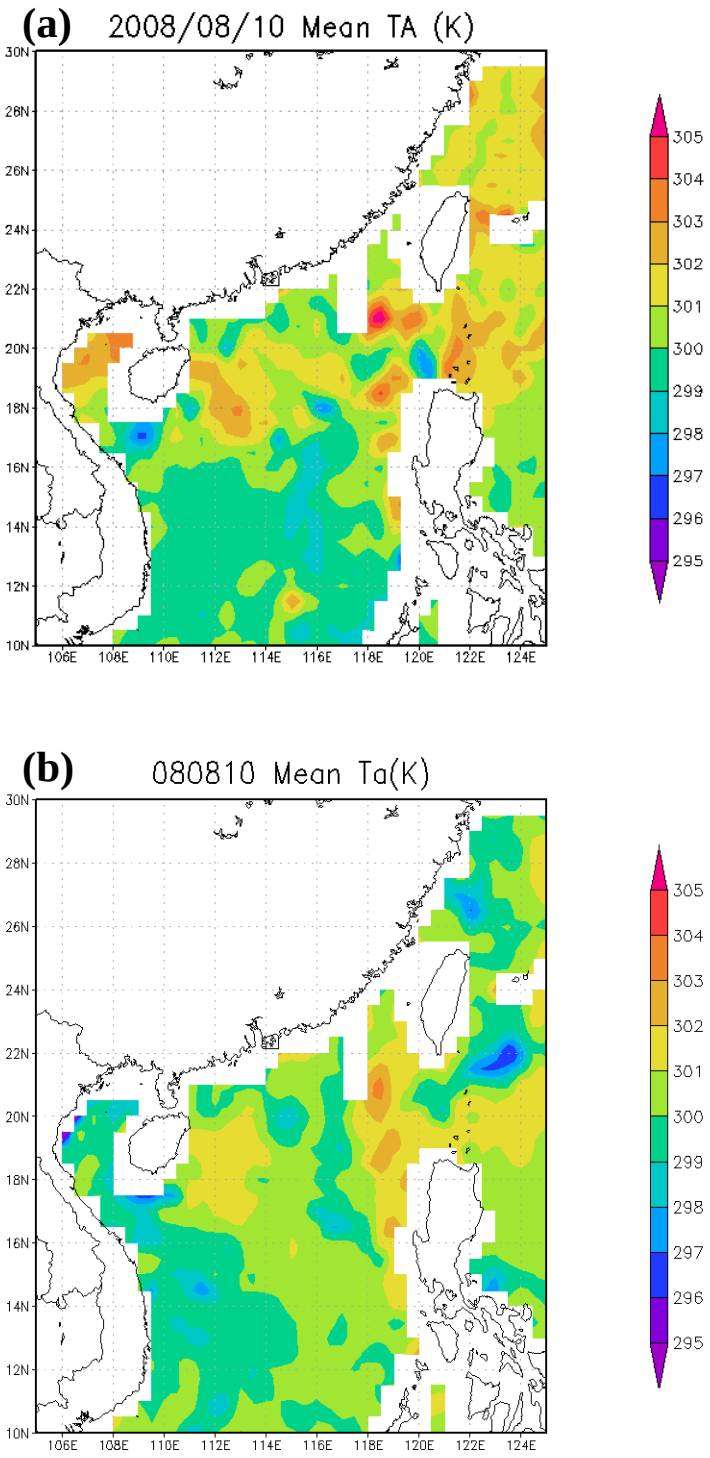


圖 41　(a)為更新前的近海面空氣溫度反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的近海面空氣溫度反演之個案結果，2008/08/10。

4.6 可感熱及潛熱通量反演

目前為止，我們已經可以利用衛星紅外線及微波資料將海面溫度、近海面空氣溫濕度反演出來。對微波而言，甚至可以求出近海面的風速，因此很容易便可以透過總體參數公式(如(10)及(11)式) 將海氣之間的可感熱通量及潛熱通量計算出來。其中海面溫度T_s、近海面空氣的溫度T_a、近海面空氣的濕度q_a以及近海面風速W_s可先利用 SSM/I 衛星微波或 MTSAT 紅外資料反演出來，另外q_s是將海面溫度T_s代入 Teten 公式計算得到。由於本計畫目前使用的船舶實測在近海面風場資料仍嫌不足，在此本計畫在可感熱及潛熱通量反演部分，則選擇個案之定性分析，如圖 42 及 43 所示。

而圖 44 為與圖 45 則分別更新前、後之可感熱與潛熱通量反演模式應用於 2008 年 8 月 10 日之結果與分析。

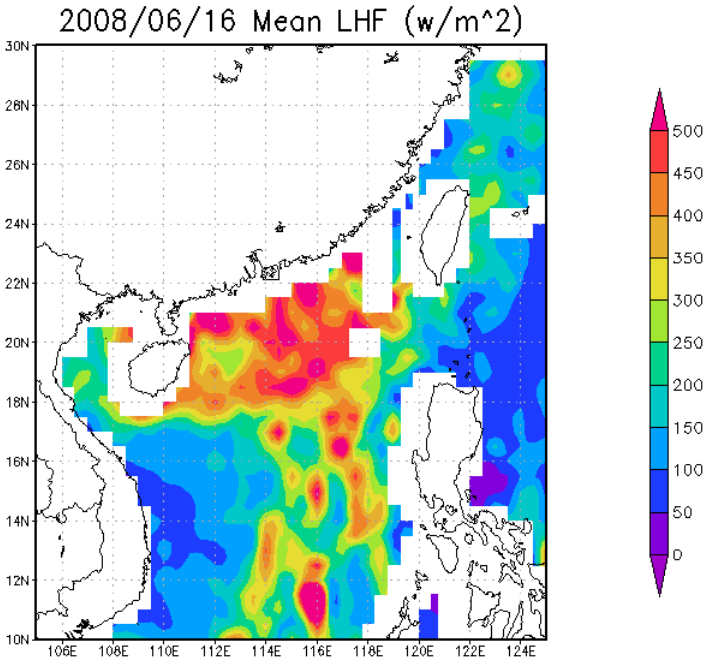


圖 42　應用 SSM/I 資料反演潛熱通量(w/m^2)，200/06/16。

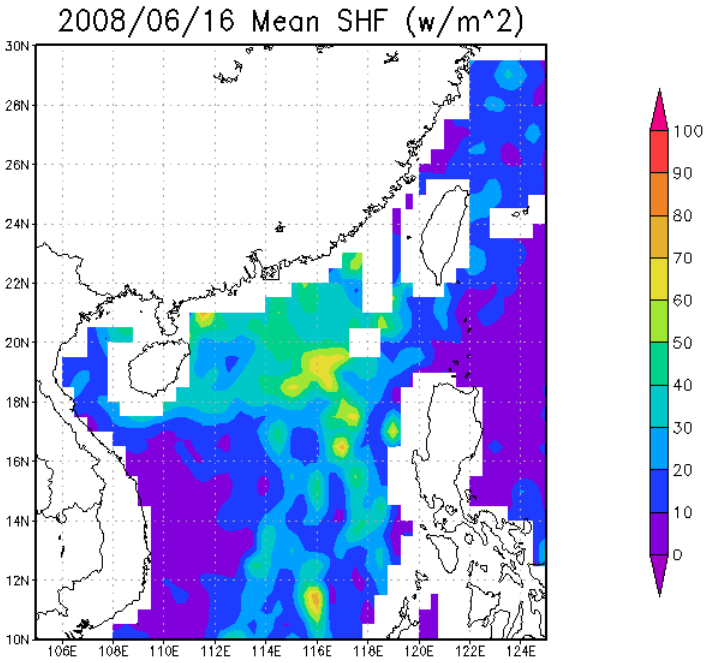


圖 43　應用 SSM/I 資料反演可感熱通量(w/m^2)，200/06/16。

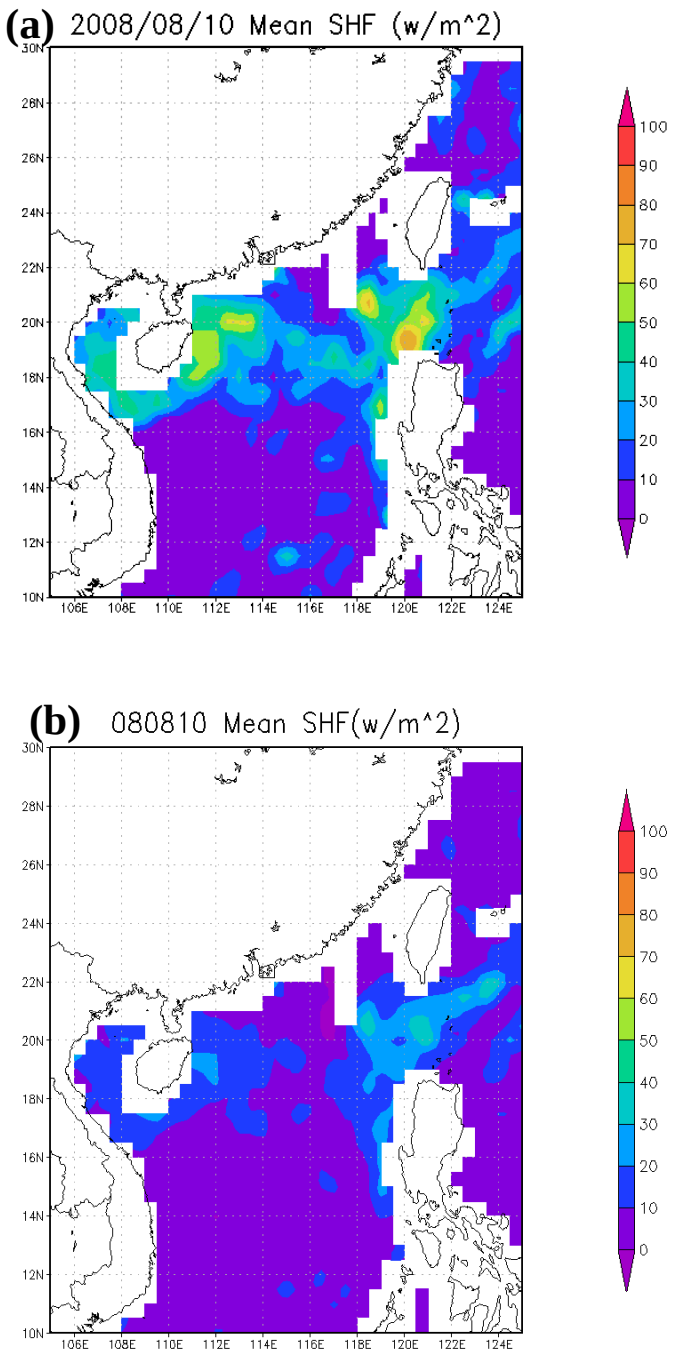


圖 44　(a)為更新前的可感熱通量反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的可感熱通量反演之個案結果，2008/08/10。

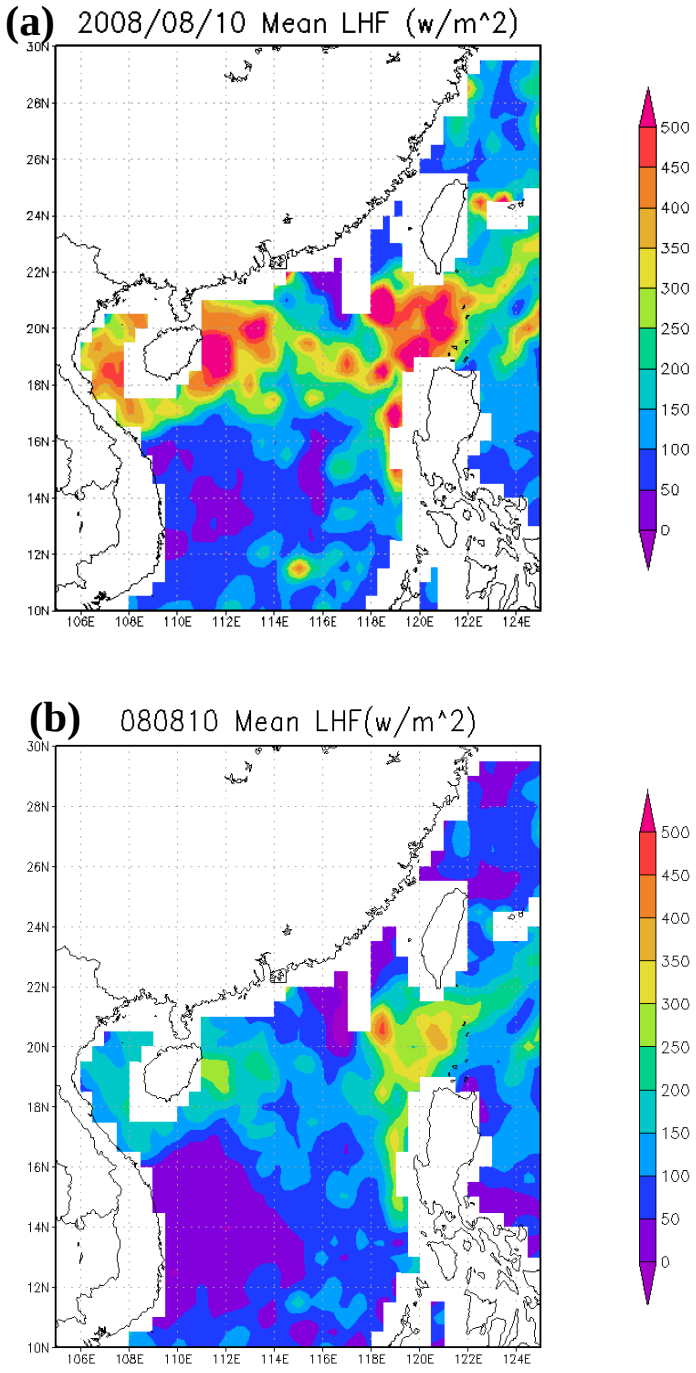


圖 45　(a)為更新前的潛熱通量反演之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的潛熱通量反演之個案結果，2008/08/10。

4.7 客觀潛力指數之計算結果

應用前述各項海氣參數之反演結果，便可進行客觀潛力指數(OPI)之計算，圖 46 為更新前、後之客觀潛力指數於 2008 年 8 月 10 日之計算結果。圖中顯示，更新後的 OPI 計算結果略低於更新前的計算，但整體的分布型態極為相似。

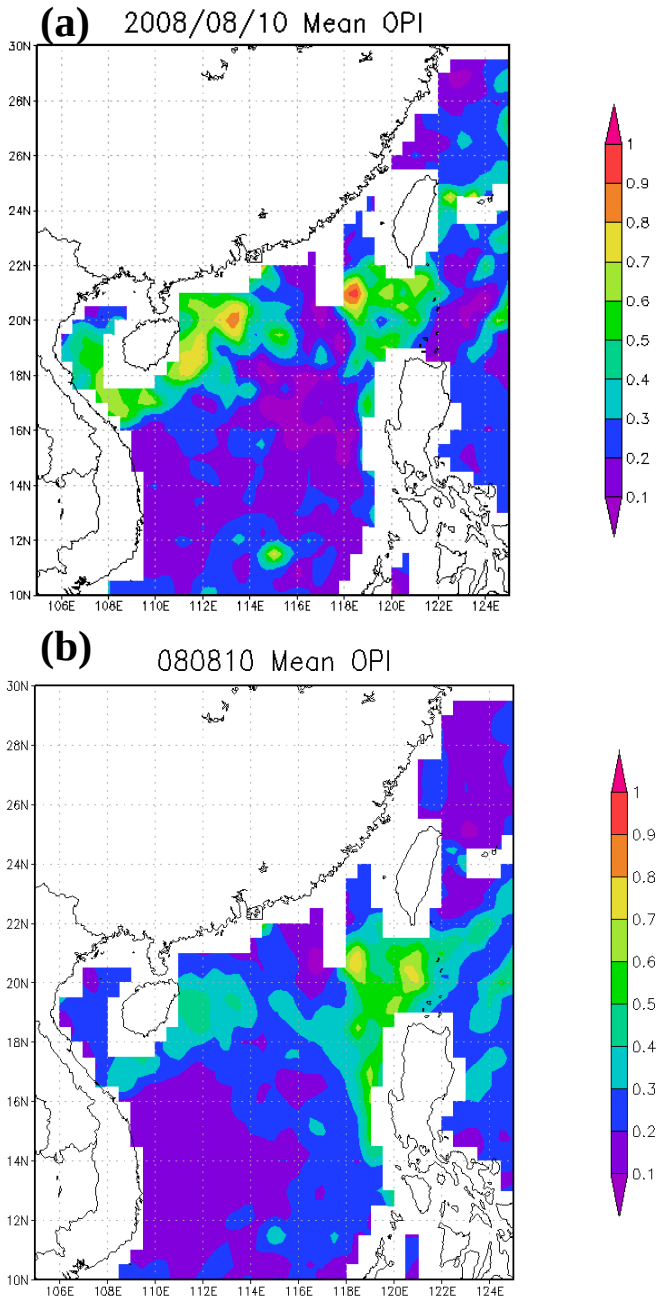


圖 46　(a)為更新前的客觀潛力指數之個案結果，2008/08/10。
(b)為更新後的客觀潛力指數之個案結果，2008/08/10。

另一方面，本計畫也使用以 QuikSCAT 計算出來的近海面風場資料應用於客觀潛力指數之計算，並與 SSM/I 反演的風速資料計算客觀潛力指數之結果進行比較與分析，如圖 47 所示。圖 47(a)為應用 2008/04/23 SSM/I 衛星資料所計算的客觀潛力指數結果，圖 47(b)為應用 2008/04/23QuikSCAT 近海面風場資料計算客觀潛力指數之結果。圖 47 中可看出由 SSM/I 衛星資料建立的客觀潛力指數與 QuikSCAT 應用在客觀潛力指數的結果差異並不明顯，也就是說二者呈現出來的結果一致性極高。再由圖 48 中分析出，SSM/I 衛星資料建立的客觀潛力指數>0.5 的區域，同樣的於 QuikSCAT 也明顯的呈現出來。故此，可以瞭解用 SSM/I 衛星資料或 QuikSCAT 近海面風場資料應用在建立客觀潛力指數具有相同的效果。

圖47 (a)：SSM/I

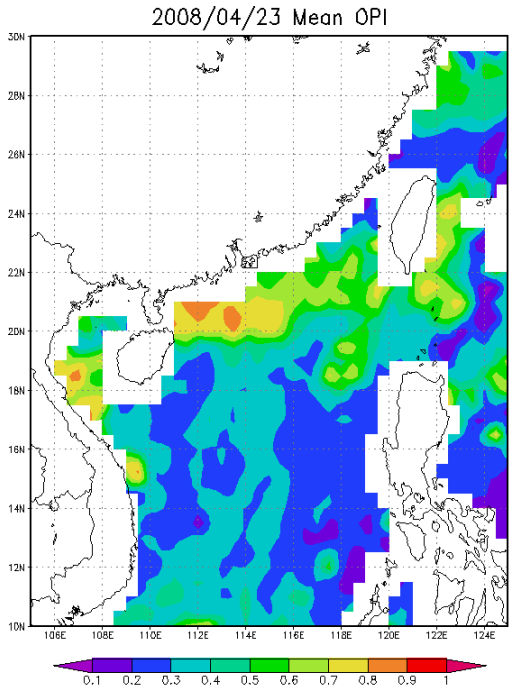


圖47 (b)：QuikSCAT

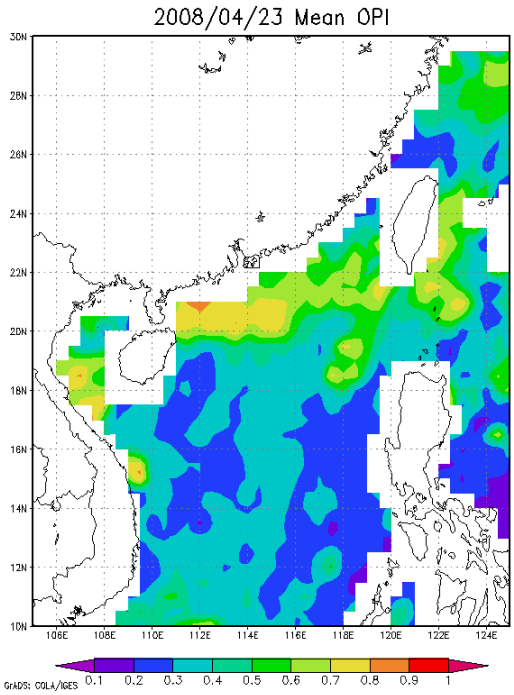


圖 47 (a)應用 SSM/I 資料反演近海面風速計算客觀潛力指數之結果，2008/04/23。
(b)應用 QuikSCAT 近海面風場資料計算客觀潛力指數之結果，2008/04/23。

圖48 (a)：SSM/I

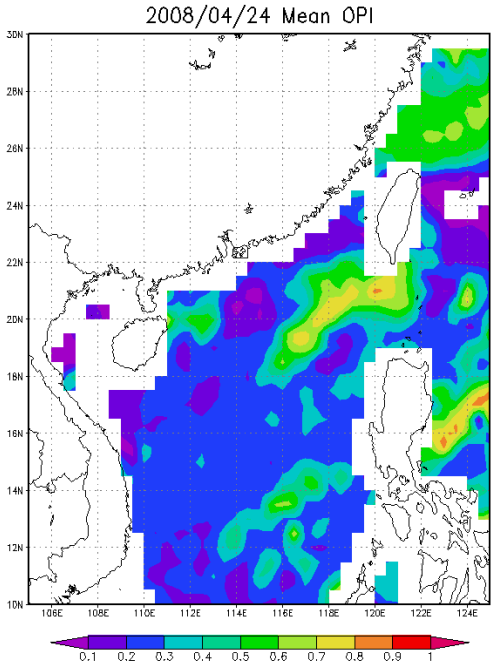


圖48 (b)：QuikSCAT

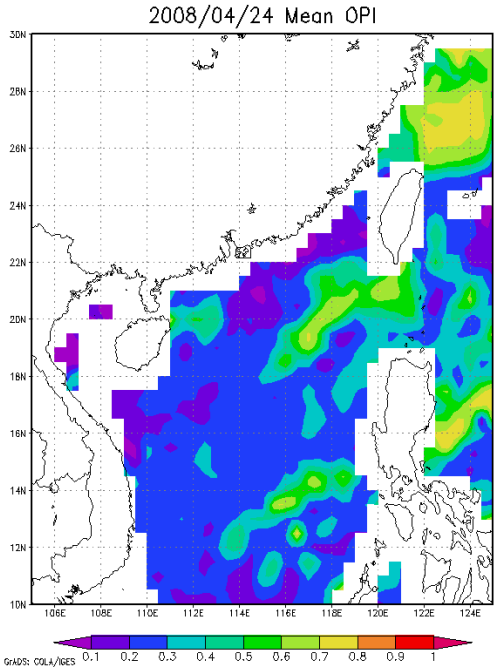


圖 48 (a)應用 SSM/I 資料反演近海面風速計算客觀潛力指數之結果，2008/04/24。
(b)應用 QuikSCAT 近海面風場資料計算客觀潛力指數之結果，2008/04/24。

五、結論

台灣地區附近海域，每年在梅雨期間，常常有中尺度對流系統在海面上生成與發展。而這些中尺度對流系統有的是伴隨在梅雨鋒面雲系之內，由華南一帶向東移至海上，然後在海面上逐漸發展；有的則純粹直接在海面上生成並發展，然後移向台灣造成豪雨。由於許多的研究都證明，海氣之間的交互作用和海上中尺度對流系統的生成與發展關係可能非常密切。不過由於海面上傳統觀測資料實在太少，除非大型的實驗計畫，一般來講很難有足夠的資料進行分析。本計畫是利用衛星資料建立一套各種海氣參數(包括海水表面溫度、近海面空氣的溫/溼度、風速、海氣間的潛熱與可感熱通量)的反演方法與流程，並利用衛星反演出來的各種海氣參數，建立一個可以描述海氣交互作用強弱程度與其趨勢的客觀潛力指數。

在 SSM/I 微波資料的海溫反演方面，基本上而言，反演結果還算不錯，不過當海溫約略小於 290K 時，存在有系統性的高估，而造成這種高估的情形可能歸因於緯度太高，海溫相對較低。由於對微波而言海面發射率本來就不高(約 0.5)，所以微波亮溫值對此時的海水溫度而言不夠敏感所致。如文中(4.3 節)所述，最適合反演海面溫度的微波頻道為 5.6GHz，其次為 10GHz，但 SSM/I 微波觀測頻道均未包含此二頻道，故假如要利用 SSM/I 頻道建立全區域海溫反演方程式，未來須就不同區域與季節分別建立之。由於本計畫的主要研究區域是在台灣及南海附近海域，因此可以用單一的反演方程式來計算。本計畫 SSM/I 海面溫度的反演值與船舶觀測的相關係數及均方根分別為

0.76、2.24K。另外在 SSM/I 微波頻道近海面空氣溼度的反演方面，則不會出現類似微波海溫反演時所出現的系統性誤差。應用 SSM/I 近海面空氣濕度的反演值與船舶觀測的相關係數及均方根分別為 0.87、3.84g/kg。本計畫所更新的近海面空氣濕度較之前的反演方法有更好的反演能力。在 SSM/I 微波頻道的近海面空氣溫度反演方面，SSM/I 近海面空氣溫度的反演? 與船舶觀測的相關係數及均方根誤差分別為 0.865、2.24K。

六、後續工作

(1) 持續更新各種海氣參數反演的資料庫，其中包括 MTSAT 兩紅外頻道 SSM/I 微波資料及船舶或浮球觀測資料，並建立及更新更適合的反演方法。

(2) 微波頻道海面溫度反演能力的相關研究與分析將持續進行，特別未來將分區域及區分季節來反演海面溫度，以期達到更佳的反演能力。

(3) 未來也將加入更多的客觀潛力指數（OPI）個案分析，以分析了解海氣參數及客觀潛力指數的優勢，並更進一步了解海氣間的交互作用和海上天氣系統的存在及發展。

(4) 海上對流系統的發展與否，除了海氣交互作用之外，大氣的環境條件也可能扮演重要的角色，因此本計畫未來也將於研究中加入大氣，包含熱力及動力條件，以期達到建立更合適的客觀潛力指數(OPI)。

七、參考文獻

- 劉崇治, 劉振榮, 2000：應用衛星資料在梅雨季海上中尺度對流系統生成前兆之初步探討, 大氣科學, Vol. 28, No. 4, 317-341.
- Chang, C. P., C. H. Liu, and H. C. Kuo, 2003:Typhoon Vamei: An equatorial topical cyclone formation. Geo. Res. Let., 30, No.3,50-1-50-4.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, 1989: Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager, J. Geophys. Res., 94, C10, 14547-14555.
- Gray, W. M., 1968:Global view of the origin of the tropical disturbances and storm. Mon. Wea Rev.,96,669-700.
- Hollinger, J. P., J. L. Peirch, and G. A. Poe, 1990: SSM/I instrument evaluation, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 28, 781-790.
- Liu, G.-R., C.-C. Liu, and T.-H. Kuo, 2001: A Contrast and Comparison of Near-Sea Surface Air Temperature/Humidity from GMS and SSM/I Data with an Improved Algorithm. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, No. 10, 2148-2157.(SCI)
- Liu, G.-R. , P.-J. Kao and T.-H. Kuo, 2001: An Improved Non-regression-Coefficients Method to Find Sea Surface Temperature with AVHRR Data. Journal of Marine Science and Technology, Vol. 9, No. 2, pp.145-152. (EI)

- Liu, G.-R., C.-C. Liu and T.-H. Kuo, 2002: A Satellite-derived Objective Potential Index for MCS Development during the Mei-Yu Period. Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 80, No. 3, pp. 503-517. (SCI)
- Liu C.-C., G.-R. Liu, W.-J. Chen, and H.-Y. Yang, 2003: Modified Bowen Ratio Method in Near-Sea-Surface Air Temperature Estimation by Using Satellite Data, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 41, No. 5, pp 1025-1033. (SCI)
- Li, C-C,and G.-R. Liu, 2006, June：An Empirical Study of Surface Wind Retrievals using the TMI over the South China Sea in the Summer Monsoon Season. TAO, Vol. 17, No. 2, 447-459. (SCI)
- Liu C. C., G. R. Liu, C. C. Chao, D. G. Pan and J. E. Li, 2006: Evaluation of Satellite-derived Objective Potential Index for Oceanic Cloud System during the Mei-Yu Period, Journal of Marine Science and Technology, Vol. 14, No. 2, 65-72. (EI)
- Priestly, C. H. B., 1996: The limitation of temperature by evaporation in hot climates, *Agric. Meteorol.*, vol. 3, pp. 241-246, 1996.
- Wilks, D. S., 1995: Statistical methods in the atmospheric science, Academic Press: New York, 467pp.

八、附錄一　期中審查問題回覆及討論

1. 期中報告中公式 $SHF = -\rho c_p c_h (T_s - T_a)u$ 及 $LHF = -l\rho c_e (q_s - q_a)u$ 如何得到?

回覆：期中報告中公式為總體參數法中得到(Schulz et al. 1997；Smith,1980；Large and Pond,1982,1999)。

2. $\kappa = {c_e}/{c_h}$ 是否隨時間或季節、區域做調整?假設成常數是否合理?對一些個案是否會不適用?

回覆：總體係數 C_e 、 C_h 理論上確實會隨時間、季節、區域改變，為目前測試結果顯示：應用於台灣地區梅雨季時，此比？變化不大，因此可假設為常數。對於一些個案有可能會不適用，會繼續分析研究。

3. 客觀潛力指數(OPI)有考慮大氣穩定度指數或探空剖面以及水氣含量嗎?這些資料如何得到?如果不是由 SSM/I 取得，時間上會不會差太遠?可適用於大部分颱風個案嗎？

回覆：本計畫階段尚未加入大氣穩定度因素。這些資料由探空、衛星反演溫濕度剖面。其應用在颱風時需做修正，目前已有初步成果，正持續研究發展中。

4. 顯示出來的都是良好的個案，有不好的個案嗎?不好的個案佔所有個案的百分比是多少?可能有哪些因素造成不好的個案?

回覆：也有不好的個案，為大部分成效良好。不好的個案百分比及原因，需持續研究，正進行中!未考慮大氣穩定度可能是造成不好的個案的主要因素。

5. 本計畫方法與使用模式資料(分析場)資料計算的優缺點。

回覆：

	優點	**缺點**
OPI（客觀潛力指數）	➢ 衛星資料具高時空解析力。 ➢ 不受地理環境因素影響觀測。 ➢ 觀測範圍廣泛，反演海氣參數分布具參考價值。	➢ 實際的預測(警)能力需持續觀察與研究。 ➢ 未考慮大氣穩定條件。
數值天氣預報模式資料	➢ 物理觀念完整，可提供完整資料。 ➢ 資料具預報特性。	➢ 需要輸入的初始資料可能不夠完整。 ➢ 若預報資料具有誤差，即會影響指數計算的準確度。

九、附錄二　期末審查問題回覆及討論

1. 建議加強「逐步迴歸法」建立最佳迴歸方程之資料處理程序，並說明其不確定性。

   回覆：已修正並納入報告內文中，詳見 4.2 節迴歸方法(29 頁）。

2. 增加所反演之海氣參數之個別應用說明與限制。

   回覆：已修正並納入報告內文中，詳見第四章(30 頁)。

3. 增加 OPI 與對流系統發展之相關分析。

   回覆：已修正並納入報告內文中，詳見第三章客觀潛力指數(OPI)之應用與分析 (17 頁）。

4. 說明船舶實測資料如何做 Q.C.處理。

   回覆：已修正並納入報告內文中，詳見 4.1.2 節　船舶或浮球觀測資料(26 頁)。

5. 風速估計會受降雨量影響，可用性的研究值得進一步研究。

   回覆：這方面的探討將於下階段計畫執行中進行分析與評估。

6. 統計方法為基礎的研究，時間變化趨勢有必要於次年進一步了解。

   回覆：在客觀潛力指數(OPI)的建立過程中，各參數已經過標準化的處理，理論上應不受時間的影響。本計畫目前使用多年(2003 年~2006 年)的觀測資料建立海氣參數之反演方程，並建立穩定性高且可以長時間使用的客觀潛力指數。本計畫將考慮進行跨年度、長時間的分析與探討。

交通部中央氣象局九十七年度委託研究計畫

利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性天氣系統之可行性研究

計畫編號：MOTC-CWB-97-2M-05

計畫主持人：廖宇慶

執行單位：國立中央大學大氣物理研究所

中 華 民 國 九 十 七 年 十 二 月

97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性天氣系統之可行性研究

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-05
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	國立中央大學
計畫主持人：	廖宇慶	聯絡人：	張雅亭
電話號碼：	03-4227151 轉 65505	傳真號碼：	03-4256841
期程：	97 年 03 月 12 日至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	1,255 仟元	經費(年度)	1,255 仟元

執行情形：

1.執行進度：

	預定（%）	實際（%）	比較（%）
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2.經費支用：

	預定	實際	支用率（%）
當年	1,255,000	1,254,500	100%
全程	1,255,000	1,254,500	100%

3.主要執行成果：

(3.1) 發展完成一多雷達風場合成演算法之程式撰寫，此演算法採用變分最佳化分析，加入的主要約束條件包含(a)反演風場與各雷達所觀測之徑向風之間的幾何關係；(b)連續方程式；(c)垂直渦度方程；(d)背景風場；(e)平滑項。

(3.2)完成熱動力反演演算法的程式撰寫。

(3.3)完成水汽調整方案的程式撰寫。

(3.4)完成同化方案與數值預報模式的整合。

4.計畫變更說明：無

5.落後原因：無

6.主管機關之因應對策（檢討與建議）：

1. 摘要

本計畫擬採用一高解析度(網格間距小於 4.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展針對風暴/對流尺度(storm/convective scale)劇烈降雨系統之氣象雷達資料同化方案，並著重在探討此方案對於極短期(1~3 小時)定量降水預報的改進程度。吾人計畫使用的數值模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model，準備使用的資料同化方法則以三維變分法為基礎。

本年度的工作目標為完成風場合成、熱動力場反演、水汽調整、以及與數值模式的結合。本期末報告的重點在於說明研究中所使用的方法，以及展示研究成果。

目錄

97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告 I

1. 摘要 II

目錄 III

圖目錄 IV

2. 背景分析 1

3. 研究方法與執行步驟 4

3.1 實驗設計與模式設定 4

3.2 多都卜勒雷達風場合成方法 4

3.3 熱動力反演方法 11

3.4 都卜勒資料同化結果 13

4. 結論與未來工作 15

5. 參考文獻 46

圖目錄

圖 1：Z=5.75km 處的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 3.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。兩座雷達的 X 座標位於 48.0km 處。 7

圖 2：同圖 1，但是是 Z=1.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最低層邊界。 8

圖 3：同圖 2，但是是 Z=12.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最高層邊界。 9

圖 4：Y=36km 處穿過對流胞之垂直剖面上的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 4.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 10

圖 5：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 16

圖 6: 在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 17

圖 7：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 18

圖 8：在 T=42 分鐘時，Z=3km 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。 19

圖 9：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達合成風場反演的結果，單位為 k。 20

圖 10：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場資訊調整後的結果，單位為 g/kg。 21

圖 11：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 22

圖 12：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 23

圖 13：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，

下圖為雙雷達合成的結果。 24

圖 14：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。 25

圖 15：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。 26

圖 16：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。 27

圖 17: 在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 28

圖 18：在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 29

圖 19：在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 30

圖 20：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。 31

圖 21：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處，位溫擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。 32

圖 22：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處，水汽的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。 33

圖 23：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 34

圖 24：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 35

圖 25：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。 36

圖 26：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。 37

圖 27：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的

結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。 38

圖 28：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。 39

圖 29：經過 T=42 與 57 分鐘時的兩次資料同化後，在 T=58.2 分鐘時的雷達回波圖，上圖為控制組模式模擬的結果，下圖為同化組的結果。 40

圖 30：同圖 29，但是為 T=73.2 分鐘時的結果。 41

圖 31：同圖 29，但是為 T=88.2 分鐘時的結果。 42

圖 32：同圖 29，但是為 T=103.2 分鐘時的結果。 43

圖 33：同圖 29，但是為 T=118.2 分鐘時的結果。 44

圖 34：總累積雨量時序圖。紫線為控制組，紅線為未加任何資料，且初始熱胞強度為 0.5k，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，綠線為只在 T=42 分鐘同化資料一次，藍線為在 T=42 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果。 45

2. 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。台灣因為其特殊的地理位置與地形條件，使得這個問題更為棘手與具有挑戰性。目前全台共有八部陸基式氣象雷達，2008 年 3 月中央大學大氣系已完成建置國科會補助、全台第一部移動式雙偏極化都卜勒氣象雷達 (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile – Radar; TEAM-R)，另外空軍也將在 2008 年完成換裝馬公與清泉崗的氣象雷達為雙偏極化雷達，因此全台灣將會有高密度的雷達網。

都卜勒氣象雷達可以提供高時空解析度的風場與回波場資料，而雙偏極化雷達更可以估計精確的降雨與雲物理的資訊，因此是監測對流尺度劇烈天氣系統的重要設備，如何最佳化的使用這些多樣與大量的雷達資料，以改進數值天氣預報的準確度，滿足中央氣象局對進行精緻化劇烈天氣預報的需求，提升國內相關單位防救災的能力，是國內氣象界長期努力的目標。

近 20 年來隨著計算機高速運算能力的大幅進步，Lilly (1990)提出了要預報雷暴(thunderstorm)時所須克服的問題，並指出可能的解決方案，而同化雷達資料來迅速地調整模式所產生的狀態變數(state variables)，以便及時修正預報的誤差，便是該文中所指出非常重要的一環。

目前氣象學界或作業單位所採用的雷達資料同化方法主要有 3DVAR、4DVAR、以及系集卡曼濾波器(Ensemble Kalman Filter；EnKF)。4DVAR (Sun et al. 1991; Crook and Sun, 2002)的理論架構在數學上相當嚴謹，但是必須依照原有的預報模式，發展與之相對應的伴隨模式，此過程極為複雜，且 4DVAR 所需的計算機資源相當龐大，目前尚不易作業化。將 EnKF 應用在雷達資料同化上的歷史則相對較為短淺，Snyder and Zhang(2003)首次將 EnKF 用在含暖雨過程對流的都卜勒雷達徑向風資料同化。Tong and Xue (2005)則使用

EnKF 同時同化雷達徑向風以及回波，其模式中的微物理變數還包含了冰相。目前許多關於 EnKF 的論文仍以理想的 Observation System Simulation Experiment (OSSE)方式進行測試。Dowell et al. (2004) 則是以一個發生於 1981 年美國 Oklahoma 州 Arcadia 市的 Super cell 實際個案來測試 EnKF 在反演真實風暴中風場與溫度場的表現。由於 EnKF 在運算中必須建構許多筆樣本，雖然具有平行化處理的可能，但仍然有很高的計算機資源需求。

Xiao et al. (2005)使用 MM5 3DVAR 同化雷達徑向風，且以 Richardson equation 來聯結風場與熱力場，然而該方程式的推導過程中引入了靜力平衡的假設，因此在對流旺盛的區域會產生低估垂直風速的情形。

所謂熱動力反演是指經由三維風場(可由都卜勒雷達觀測得到)，反求出當時與之相對應的熱力場三維結構。文獻上指出 1978 年共有四篇論文不約而同的討論如何進行這種反演(Bonesteele and Lin 1978; Hane and Scott 1978; Gal-Chen 1978; Leise 1978)。其中只有由 Gal-Chen(1978)所提出方法，由於採取了適當的邊界條件，被證明極為有效，因此被廣為使用，該文並指出這是使用雷達資料初始化數值模式的關鍵步驟。Gal-Chen 方法的優點在於其計算過程中，壓力是由求解 Poisson 方程式而來，不必預設任何未知係數，而此壓力方程式的邊界條件卻可由風場來給定。但 Gal-Chen 方法的限制在於只能求得溫度與壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。Lin et al. (1993)首次將 Gal-Chen 方法初始化模式的概念付諸實行，用來改善對 1977 年發生在美國 Oklahoma 州 Del City 一個 tornadic storm 的預報，發現的確具有效果。Crook(1994)與 Crook and Tuttle(1994)也採用此方法來初始化一個乾模式，以預報三個陣風鋒面的個案，如與持續法相比較，對地表風場、溫度場的預報改善可達至少 25%以上。Crook(1996)亦採用類似的方法初始化模式，並探討濕對流的發展對於邊界層熱力場、水汽場的敏感度。Weygandt et al. (2002a)、

Weygandt et al. (2002b)結合 Shapiro et al. (1995)的單一雷達風場反演技術，與熱動力反演，發現對雷暴變化的掌握可達至少 35 分鐘。Liu et al. (2005) 也設計一以 Gal-Chen 法為核心的都卜勒雷達分析技術，並將其應用在 2002 年 6 月位於長江的梅雨鋒面真實個案分析。

在本研究中將以 3DVAR 做為使用之同化方案。基本上，吾人擬發展一新的多雷達風場合成演算法，再結合傳統的熱動力反演法，以及搭配一重新設計的水汽調整方案，來估算雷達所無法觀測到的水汽與雲水場，在此情況下，天氣系統的運動場、熱力場(含溫度與壓力)、以及微物理場(含水汽、雲水、雨水)均已確定，因此可大幅縮短模式的 Spin-up time，並降低預報誤差。

本次期末報告將說明今年度完成的工作項目，包括發展一個新的多都卜勒雷達風場合成方法、完成熱動力場反演、水汽調整、以及與數值模式的整合，並做成果展示。

3. 研究方法與執行步驟

3.1 實驗設計與模式設定

本次報告的實驗資料來自於一個理想個案的數值模擬，使用的模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model 2.2 版。控制實驗(Control Run Experiment)模擬的是一獨立的雷暴(thunderstorm)，模式的水平解析度與垂直解析度分別為 2 公里與 0.5 公里，時步為 10 秒鐘，模式的初始場以一個鐘型熱胞開始成長，在模式模擬到某個時間點時，吾人取出前後兩個時刻(如:相隔 3~6 分鐘)的模式三維風場，將此三維風場投影到兩座假想的雷達，產生該雷達所會觀測到的徑向風，此即為觀測資料。利用本研究中所發展的多都卜勒雷達風場合成技術，來解析出此兩時間點的合成風場，並且與模式的風場相互比較，以了解該合成方法的準確度。接下來，再使用此合成風場進行熱動力反演，以求出該中間時刻的溫度與壓力資訊，也與模式模擬到當時的溫度壓力相比較。最後，溫度壓力的資訊可進一步用來修正水汽場。

該數值模式再使用另一個不同的初始場開始重新進行時間積分，稱為同化實驗(Assimilation Run Experiment)。吾人可將前述的雷達觀測與反演資料，同化至模式中，以修正模擬的結果，並比較其與控制實驗的差異，此種研究步驟亦稱為 Observational System Simulation Experiment (OSSE)，為測試資料同化方法中常用的手段。

3.2 多都卜勒雷達風場合成方法

傳統的都卜勒雷達風場合成方法，先忽略垂直風場的貢獻，求出水平風

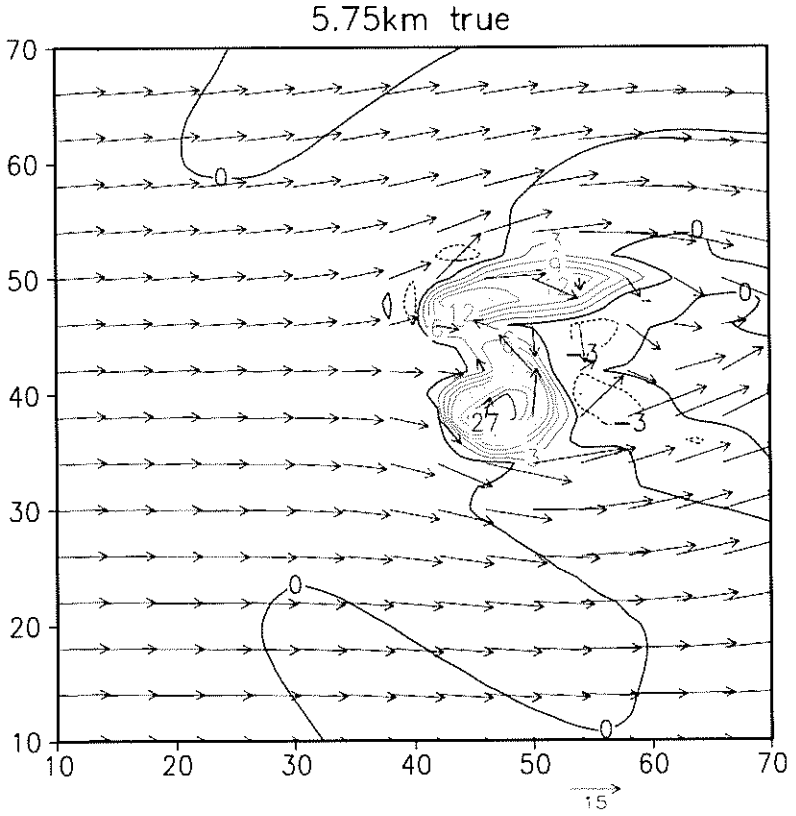
場，再計算水平幅合/幅散場，然後需要選擇一層，通常為靠近地表，或是越過回波的頂層(echo top)，假設該層之垂直風速為零，再使用連續方程與水平幅合/幅散場的資訊從該層開始，沿垂直方向積分，求出每一層的垂直風速，再利用此垂直風速回去修正水平風場，形成一疊代過程，直到風場的解收斂。但在實際的情形，雷達往往從某一個仰角(如:0.5 度)開始掃描，最底層的資料到地表也有一段距離，而掃描結束的仰角，也未必達到回波的頂層，因此前述的垂直風速為零之假設較難成立。此外，對模式而言，如欲加入雷達資料，有的格點有一到多部雷達的觀測資料，也有的格點完全沒有資料覆蓋。在本計畫中，吾人針對這些問題，並考慮觀測資料與模式預報的結合，重新發展一都卜勒雷達風場合成方法，以極小化下列之價值函數表示:

$$J=\frac{1}{2}\sum_{x}\sum_{y}\sum_{z}\sum_{t=1}^{2}\{\alpha_1\sum_{i=1}^{N}\left[(V_r)_t^i-\left(\vec{V}_t\cdot\vec{r}_i\right)\right]^2$$
$$+\alpha_2\left(\vec{V}_t-\vec{V}_{B,t}\right)^2+\alpha_3(\nabla\cdot\rho_0\vec{V}_t)^2+\alpha_4(\nabla\times\vec{V}_t\cdot\vec{k})^2$$
$$+\alpha_5\left(\nabla^2\vec{V}_t\right)^2+\alpha_6\overline{w}_{top}+\alpha_7\overline{w}_{bottom}\} \qquad (1)$$

上式中包含兩個時間，可合成 N 座雷達的觀測資料。等號右邊的第一項代表合成的風場($\vec{V}_t$)在兩個時間，沿每個雷達徑向方向($\vec{r}_i$)的投影，需等於該雷達在該時間觀測的徑向風$(V_r)_t^i$，此項也可以用來代表每一個格點上雷達資料的有效性。第二項代表背景場，是用來彌補當模式的格點沒有被任何一座雷達的資料覆蓋時的空白。第三項代表合成的風場要滿足連續方程。第四項代表合成的風場要滿足垂直渦度方程，前人之研究顯示加入此項會使得反演的熱力場更為準確。第五項為平滑項。公式(1)中仍然可以再加上其他的約束條件，例如：吾人可以令垂直風場在水平面上的平均，在上下邊界處為零，

如公式(1)中的第六與第七項所示。上式的分析區域涵蓋範圍與數值模式相等，以便後續資料同化之用。

目前已完成風場合成程式的撰寫，以下展示一個 OSSE 測試實驗的結果。在此個案中成熟對流胞的位置在 X=48km 處，吾人將兩部雷達分別放在(48 km, 80km)與(48km, 0 km)處，因此該對流胞就位在雷達的基線(base line)上。此外，令在 1.75km≤Z≤12.75km 的高度內才有雷達資料，這是用來模擬雷達因地形阻擋或掃描仰角所造成的資料空白。圖 1 為 Z=5.75km 處真實與合成的風場水平結構，可以看到雷暴的主體已經分裂，產生一個向右以及一個向左移行的對流胞，而向右的胞強度會較強，這是因為垂直風場與環境風切交互作用下的結果(Rotunno and Klemp, 1982)。圖 1 顯示出合成的風場與真實結果極為相近，此外，在基線上以及附近的風場結構，也可以被成功地合成出來，沒有任何的不連續分佈，或是異常的數值出現，這是比傳統合成方法相較下的一大優點。圖 2 與圖 3 分別為 Z=1.75km 與 12.75km 處的風場結構，這兩層是有雷達資料存在的下、上邊界，如依照傳統的算法，在垂直積分連續方程時，這兩層的其中一層會被視為邊界，因此其垂直風場會被假設為零，但本方法中仍然可以把這兩層的垂直風場完整的合成出來。圖 4 則為穿過南方對流胞的風場垂直分佈，經由比對發現，合成之垂直風場的強度會較真實的結果偏弱。至於定量的計算顯示，合成與真實水平風場的相關係數可達 0.99，相對均方根誤差小於 0.1，而合成之垂直風場與真實結果的相關係數更可達 0.95，相對均方根誤差約為 0.30-0.35，這顯示合成風場的分布型態極為準確。



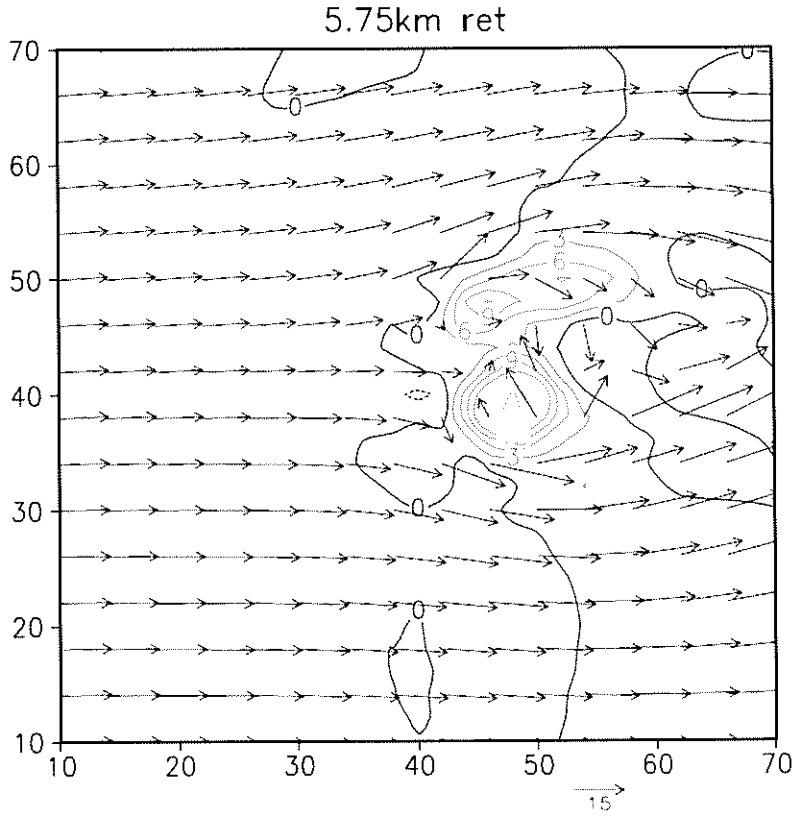


圖 1：Z=5.75km 處的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 3.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。兩座雷達的 X 座標位於 48.0km 處。

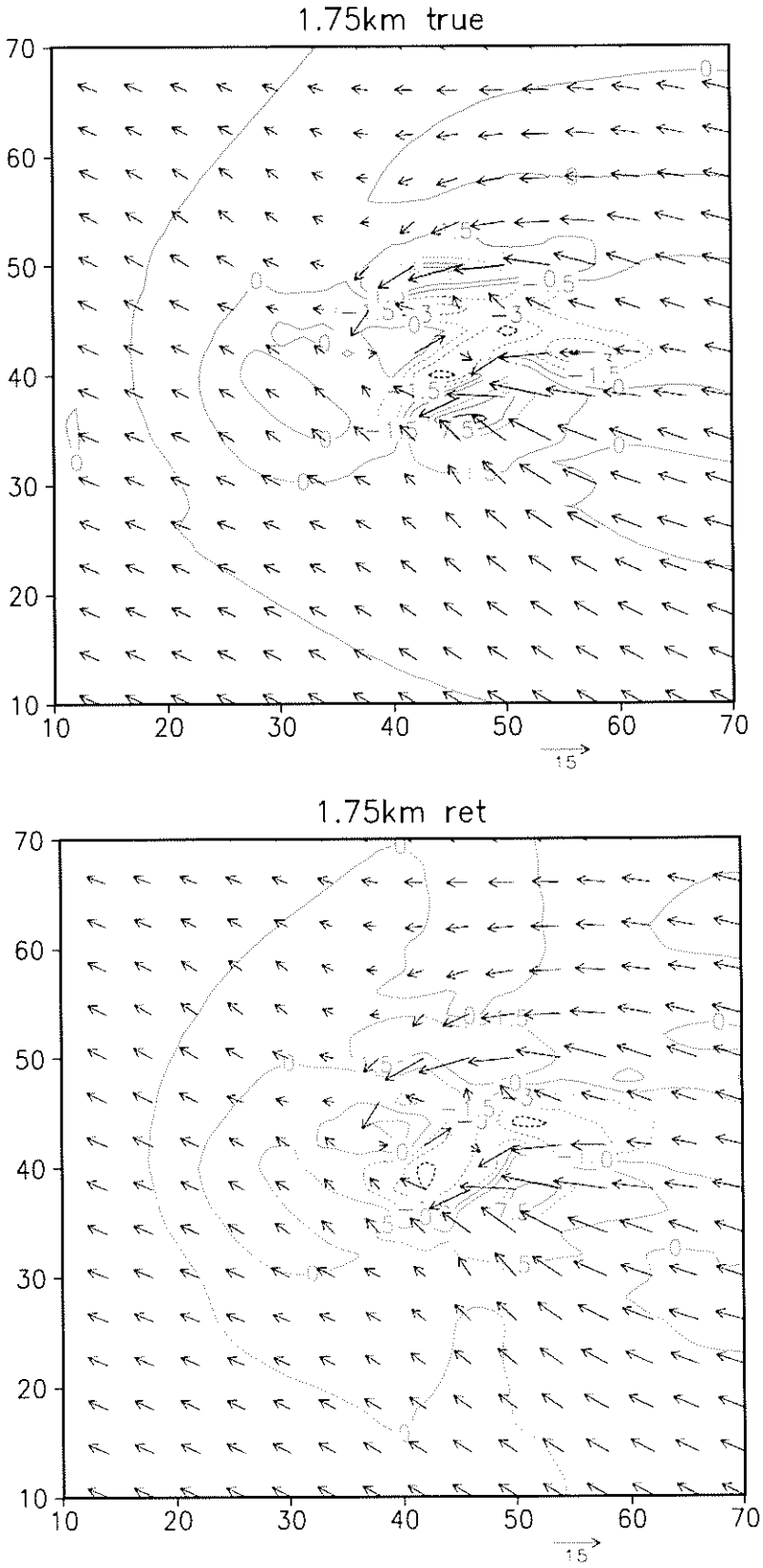


圖 2：同圖 1，但是是 Z=1.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最低層邊界。

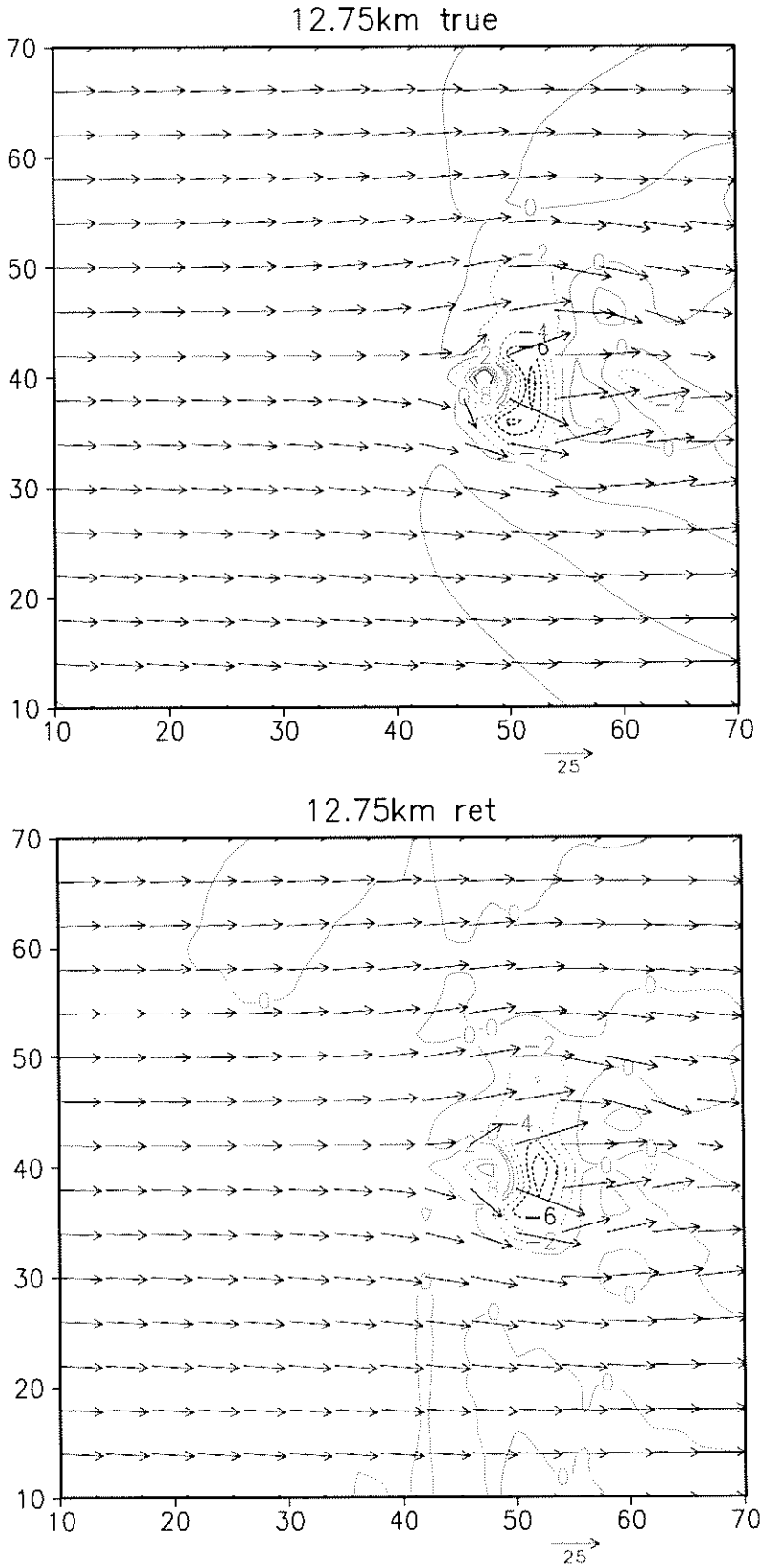


圖 3：同圖 2，但是是 Z=12.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最高層邊界。

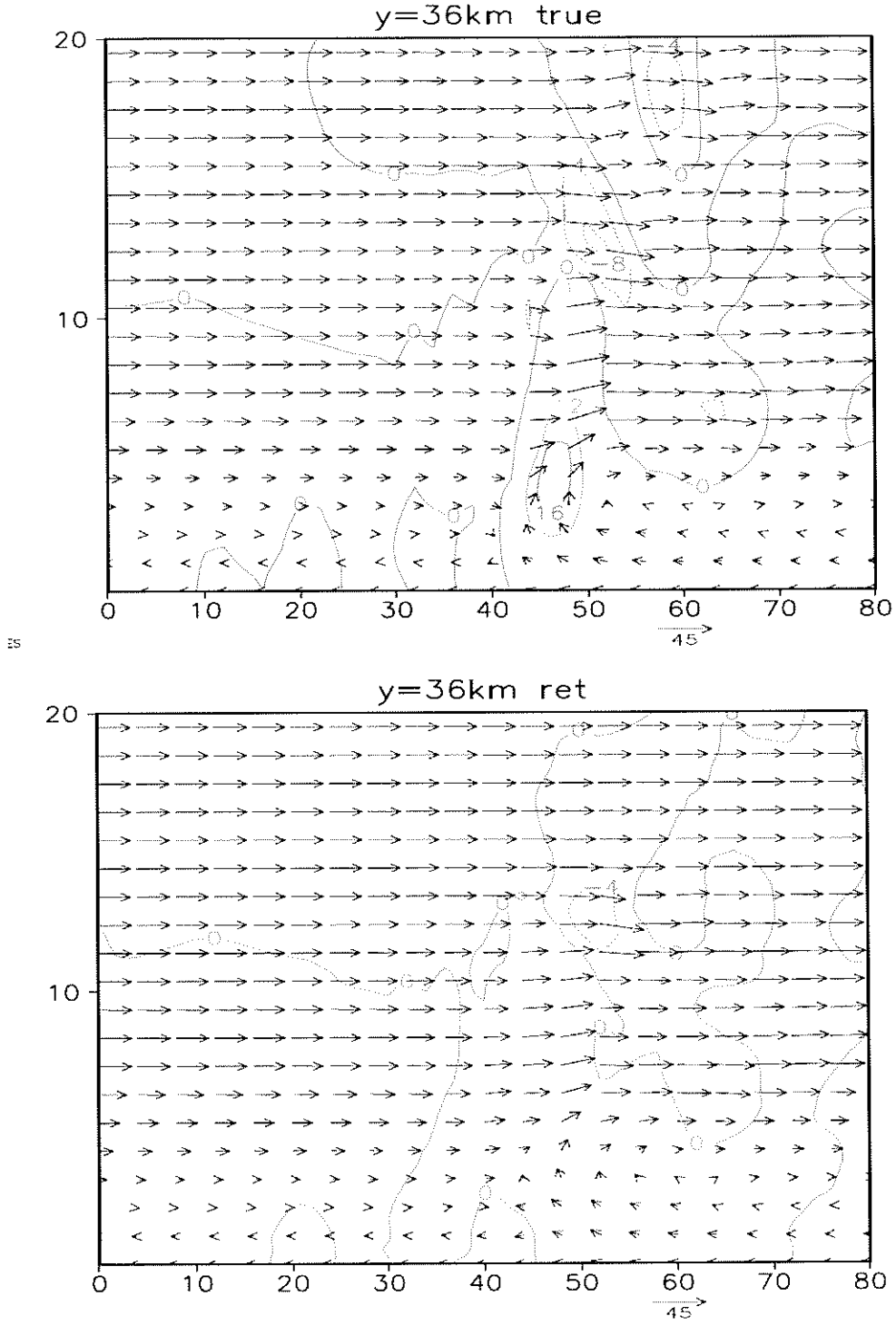


圖 4：Y=36km 處穿過對流胞之垂直剖面上的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 4.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

本年度計畫執行期間，針對上述之風場合成方案進行大量測試，與傳統之方法比較，本方法的優點如下：

(a) 在公式(1)所示的價值函數中，可輕易加入第三、四座雷達的觀測資料，此特點並非每一種雷達風場合成方法都可以達到，如 Mewes and Shapiro(2002)。

(b) 不需要像在傳統的方法中，給定垂直風場的上下邊界條件 (O'Brien 1970; Ray et al. 1980)。

(c) 不須對連續方程做垂直積分，所以避免了因不當上下邊界條件所引入的誤差累積 (O'Brien, 1970; Ray 1980)。

(d) 加入渦度方程可增加熱動力反演的準確性 (Protat and Zawadzki, 2000)。

(e) 可合成出基線上的風場結構。

3.3 熱動力反演方法

原始的熱動力反演法僅適用於無水相變化的大氣，但本研究中則加上暖雨過程的考慮。由如下的流體力學公式(2)-(4)出發，吾人可得:

$$\frac{1}{\theta_{v0}}\left(\frac{d\bar{u}}{dt}\right) = -F = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \tag{2}$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}}\left(\frac{d\bar{v}}{dt}\right) = -G = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \tag{3}$$

$$\frac{1}{\theta_{V0}}\left(\frac{\mathrm{d}\bar{w}}{\mathrm{dt}} + \mathrm{gq_r}\right) = -\mathrm{H} = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g\frac{\theta_c'}{\theta_0 \theta_{v0}} \tag{4}$$

其中的上標一撇代表相對於基本態的擾動量，下標 0 代表基本態，q_r 為雨水混合比，可由雷達回波估計之，θ_c' 是虛雲位溫擾動，已納入了來自水汽與雲水的貢獻，π 為標準化以後的壓力(Exner Function)，兩者的定義分別如下:

$$\theta_c' = \theta' + (0.01q_v' - q_c)\theta_V \tag{5}$$

$$\pi = C_p\left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/C_p} \tag{6}$$

(2)-(4)式中等號左邊的項可由都卜勒雷達風場的觀測結果求得。吾人極小化如下的價值函數:

$$J = \iint\left[\left(\frac{\partial\pi'}{\partial x} - F\right)^2 + \left(\frac{\partial\pi'}{\partial y} - G\right)^2\right]dxdy \tag{7}$$

可得出公式(8)以 Poisson 方程型態表示的壓力方程，以及如公式(9)所示的 Neumann 邊界條件

$$\frac{\partial^2\pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \tag{8}$$

$$\frac{\partial\pi'}{\partial x} = F \qquad \frac{\partial\pi'}{\partial y} = G \tag{9}$$

公式(8)-(9)可以解出某一層的 $\pi' - <\pi'>$，亦即壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。將每一層的 $\pi' - <\pi'>$ 都算出來後，再應用公式(4)，可求出 $\theta_c' - <\theta_c'>$。若在系統內有額外加放的探空資料，則可以求出各層之 $<\pi'>$ 與 $<\theta_c'>$，再進一步確定 π' 與 θ_c'，如果沒有此額外探空資料，則用模式當時的模擬資料來計算 $<\pi'>$ 與 $<\theta_c'>$。

3.4 都卜勒資料同化結果

本節展示一同化都卜勒雷達資料的實驗結果。在本實驗中的控制組，模擬區域為 80km×80km×19.75km，模式先由一強度為 3K 的熱胞初始化，該熱胞逐漸生長為成熟的雷暴，當模擬到第 42 分鐘與第 57 分鐘時，假設有兩座雷達，分別位於(100km, 80 km)與(100km, 0km)，對此區域進行掃描，當成兩筆相隔 15 分鐘的雙雷達觀測資料。吾人將雷達觀測的徑向風用來合成出三維空間中的風場，並據以反演出與之相對應的熱動力場與水汽場，此外，我們也假設在第 42 分鐘時，有一探空可測出該雷暴內部溫度與壓力的垂直剖線。

在同化組的實驗中，模式由強度 0.5K 的熱胞開始進行模擬，且水汽設定為控制組的一半，這代表模式對該雷暴的演化無法做出準確的預測，因此將前述的雷達觀測與反演的結果同化至模式中，並比較同化後模式的表現向控制組改善的幅度。

圖 5-圖 7 比較的是在 T=42 分鐘時，在低層(Z=3km) u，v，w 的水平分佈，圖中顯示雙雷達合成的風場與控制組模式的模擬結果十分相似，在定量上的比較發現合成風場與真實風場的空間相關係數(顯示兩者相似的程度，1.0 代表完全相同)都在 0.91 以上，而相對均方根誤差在水平風場小於 0.1，垂直風場則約為 0.4。由於吾人假設在此時刻有一探空可確定$\langle \pi' \rangle$與$\langle \theta_c' \rangle$，因此圖 8 與圖 9 分別比較 Z=3km 處真實的與反演的壓力擾動場與位溫擾動場，其結果亦具有一致性，空間相關係數約為 0.8~0.9，且在南邊的對流胞可看到一明顯的低壓中心，其強度大於北邊的對流胞，此與文獻上的理論與數值模擬結果均相符(Rotunno and Klemp, 1982)。圖 10 則為使用熱力場的資訊，對水汽場進行調整後，該層的水汽分佈。

吾人選擇 Y=36 km 的垂直剖面，此剖面穿過南邊對流胞，圖 10-圖 16 則比較此垂直剖面上風場、壓力擾動場、位溫擾動場、水汽場的分布，可看出每種氣象場與控制組的真實結果，均具有高度的相似性。

同化組的模式在 T=42 分鐘時進行第一次資料同化後，繼續積分 15 分鐘到 T=57 分鐘，假設有第二筆雙雷達觀測資料，所以可再進行第二次資料同化，其步驟與第一次的大致相同，但不同處在於(a)風場合成時的背景風場使用模式在 T=57 分鐘預報的風場；(b)水汽調整時的雲水混合比 q_c 使用模式在該時間的結果；(c)由於在此時刻無探空資料，因此壓力與虛雲位溫擾動場的水平平均，亦即 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta_c' \rangle$，就使用模式當時的結果。吾人將真實的與合成/反演的風場、壓力擾動場、位溫擾動場、水汽場的水平與垂直空間分布，分別進行定量與定性的比對，均獲得相當不錯的一致性，圖 17-圖 28 則逐項展示這些結果。

圖 29-圖 33 顯示在 T=57 分鐘作完第二次同化後，模式再積分 60 分鐘到 T=118 分鐘，這期間每 15 分鐘雷達回波的比較，基本上同化的結果對該雷暴的演變，均有良好的掌握。圖 34 計算在區域內累積總雨量隨時間的變化，圖中的紫色線為控制組，代表正確的參考值，紅線為未加任何資料，且初始熱胞強度為 0.5 K，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，可發現在模擬的全期都沒有降雨產生。綠線為只在 T=42 分鐘同化資料一次，藍線為在 T=42 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果，可見到兩個同化組實驗的結果均可掌握住雨量逐時增加的趨勢，而同化兩次的結果在定量上更為接近控制組的真實解。

4. 結論與未來工作

本計畫自今年年初開始執行以來，依照合約已完成之進度如下：

1. 發展完成一多雷達風場合成演算法之程式撰寫，此演算法採用變分最佳化分析，加入的主要約束條件包含：(a)反演風場投影至任一雷達所得之結果需等於該雷達所觀測之徑向風；(b)適合深對流系統之連續方程式；(c)垂直渦度方程；(d)背景風場；(e)平滑項。
2. 與傳統方法相較，該多雷達風場合成演算法之優點有：(a)可輕易加入第三、四座雷達的觀測資料；(b)不需要給定垂直風場的上下邊界條件；(c)不須對連續方程做垂直積分，所以避免了因上下邊界條件所導致的誤差累積；(d)加入渦度方程可增加熱動力反演的準確性；(e)可合成出基線上的風場結構。
3. 完成熱動力反演演算法的程式撰寫，可利用合成的風場計算出與之相對應的熱力場(溫度、壓力)。
4. 完成水汽調整方案的程式撰寫。
5. 完成同化方案與數值預報模式的整合，並以理想個案加以驗證。

未來的工作項目將以今年工作之成果為基礎，進行更多的測試，以了解本同化流程在較接近真實狀態下的整體表現。這些會影響同化結果的因子包括：觀測誤差、資料不完整覆蓋、背景場、掃描策略、同化窗口、同化頻率等。

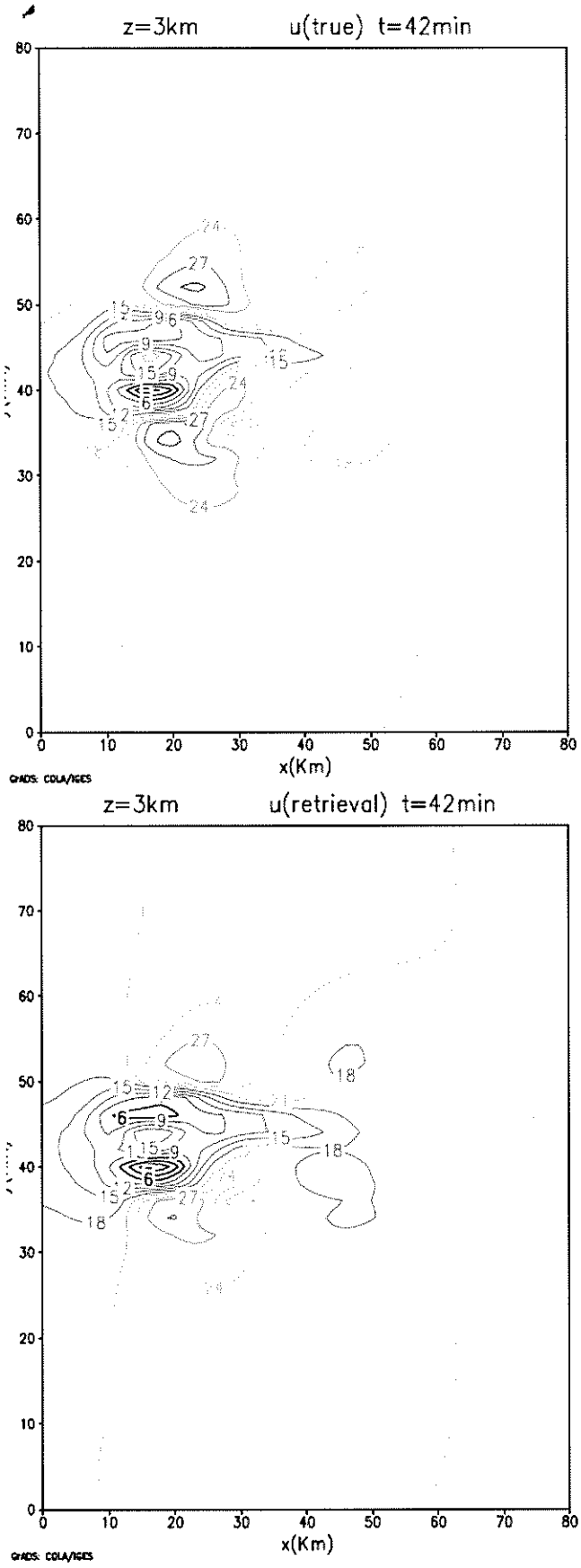
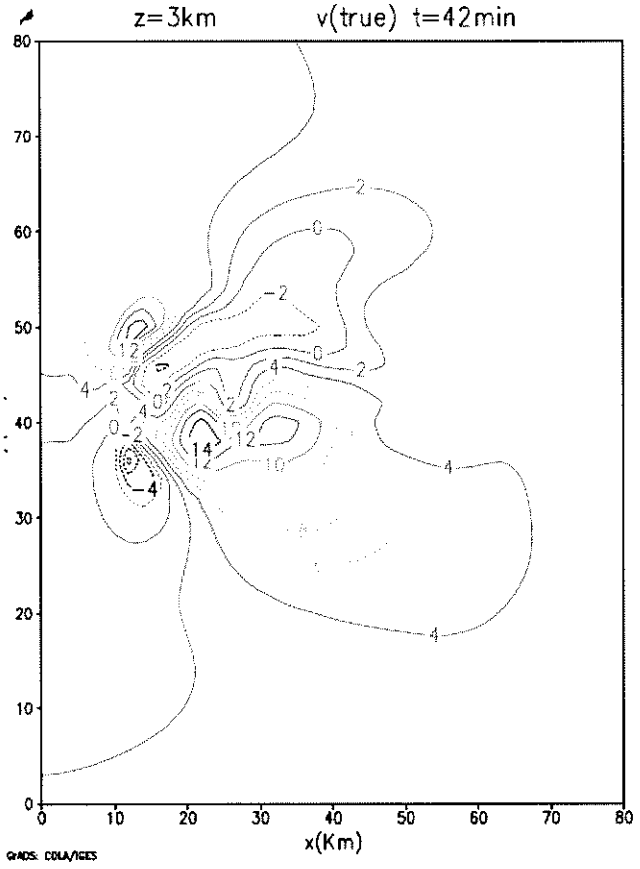


圖 5：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。



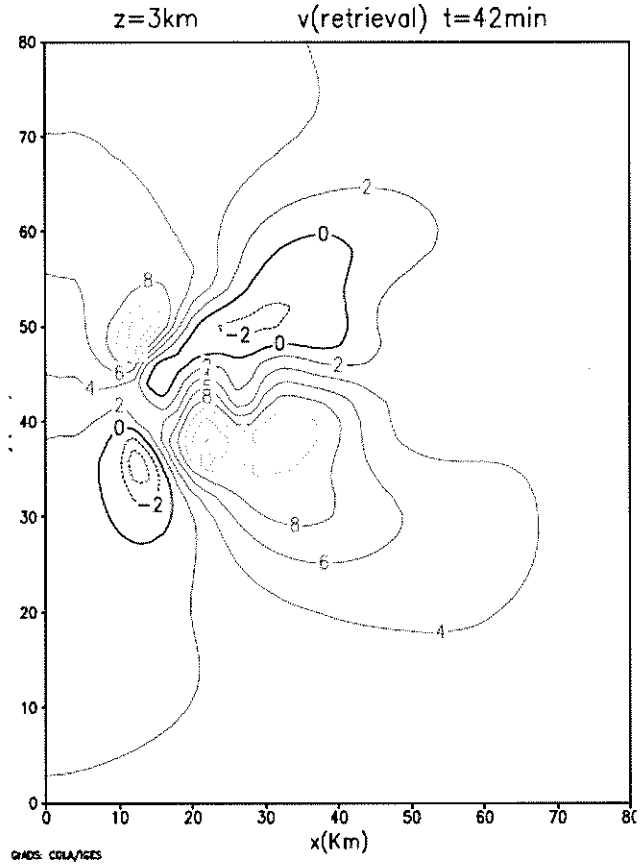


圖 6: 在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

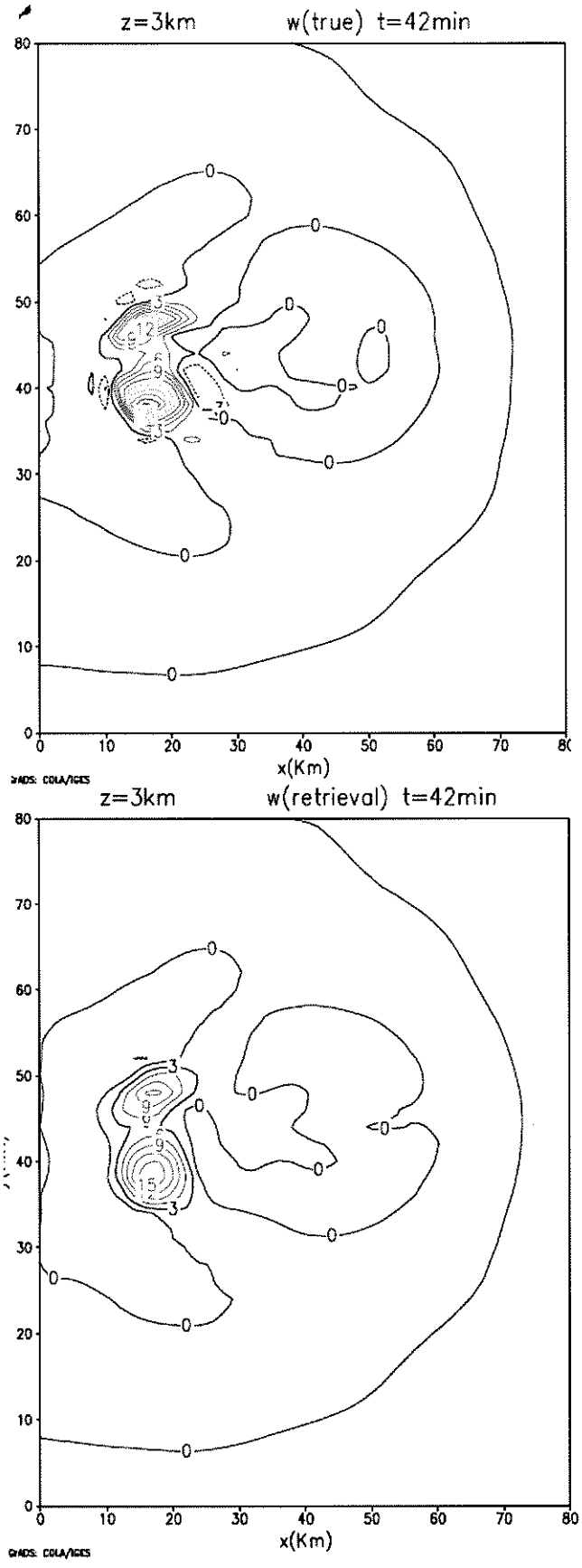
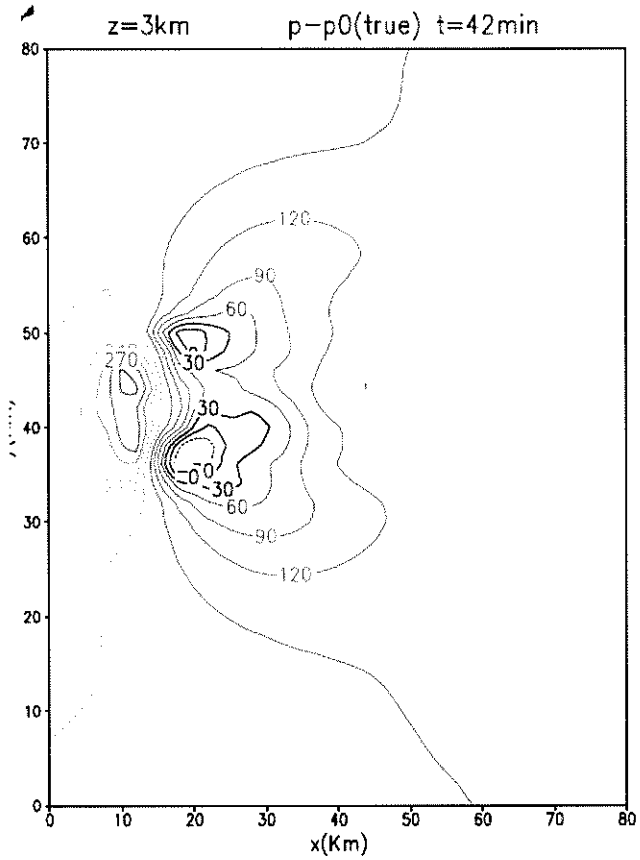


圖 7：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。



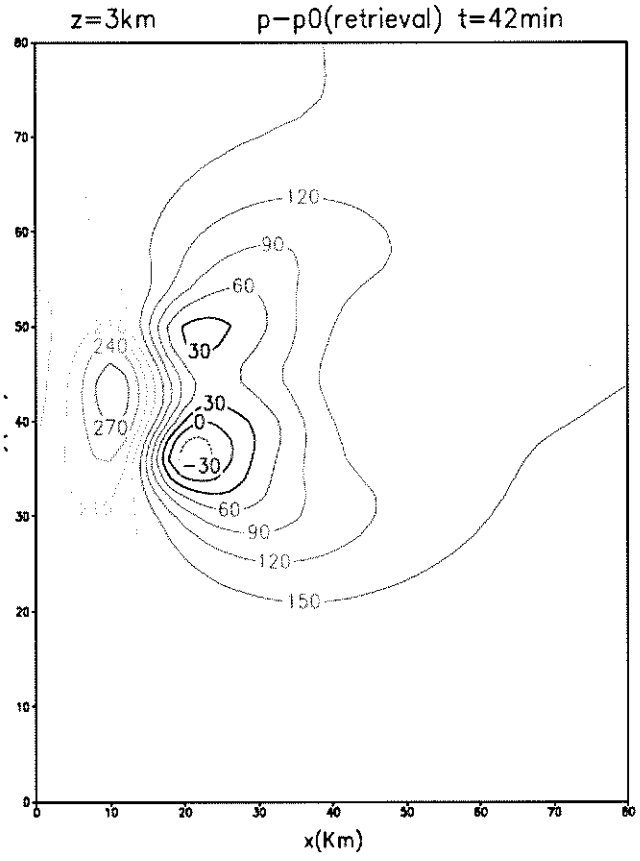


圖 8：在 T=42 分鐘時，Z=3km 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

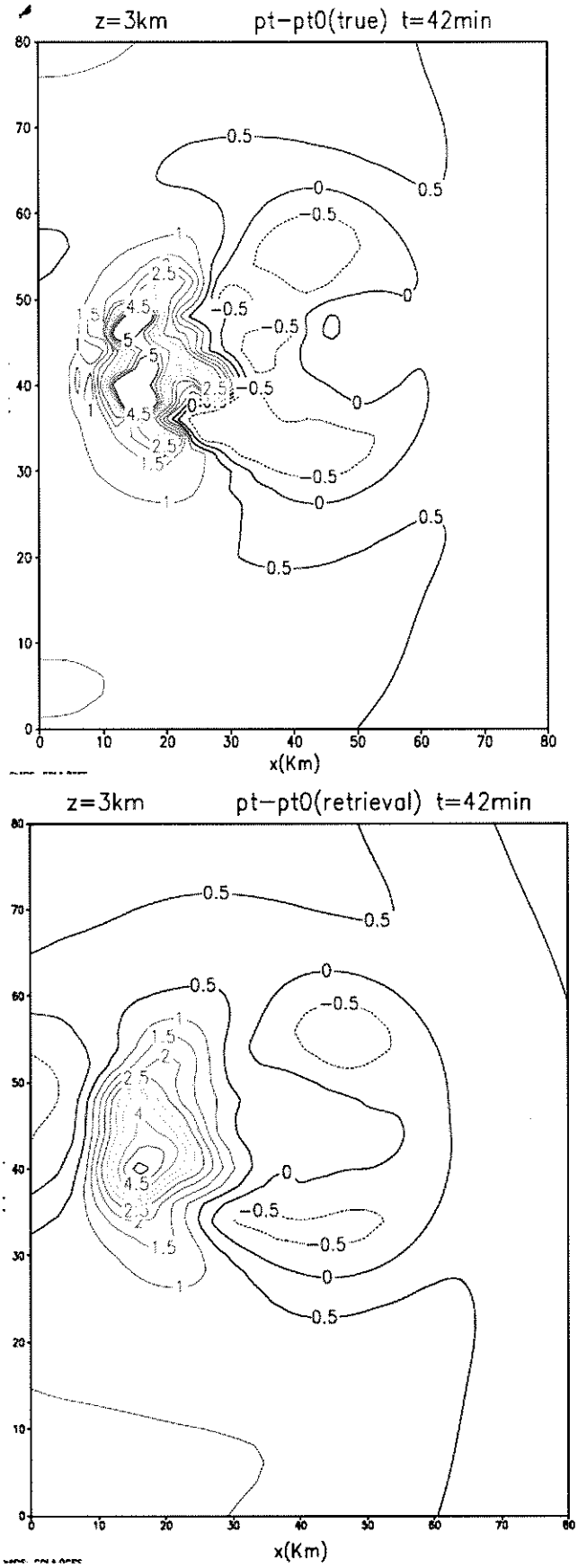


圖 9：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達合成風場反演的結果，單位為 k。

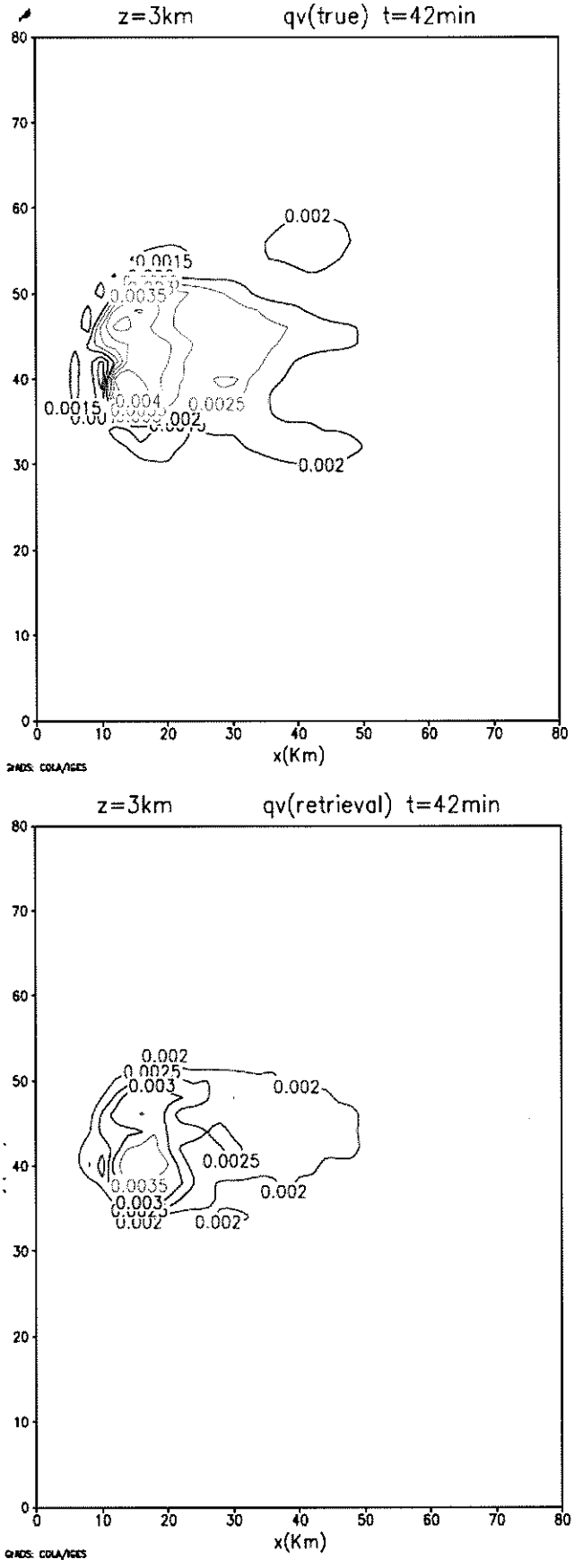


圖 10：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場資訊調整後的結果，單位為 g/kg。

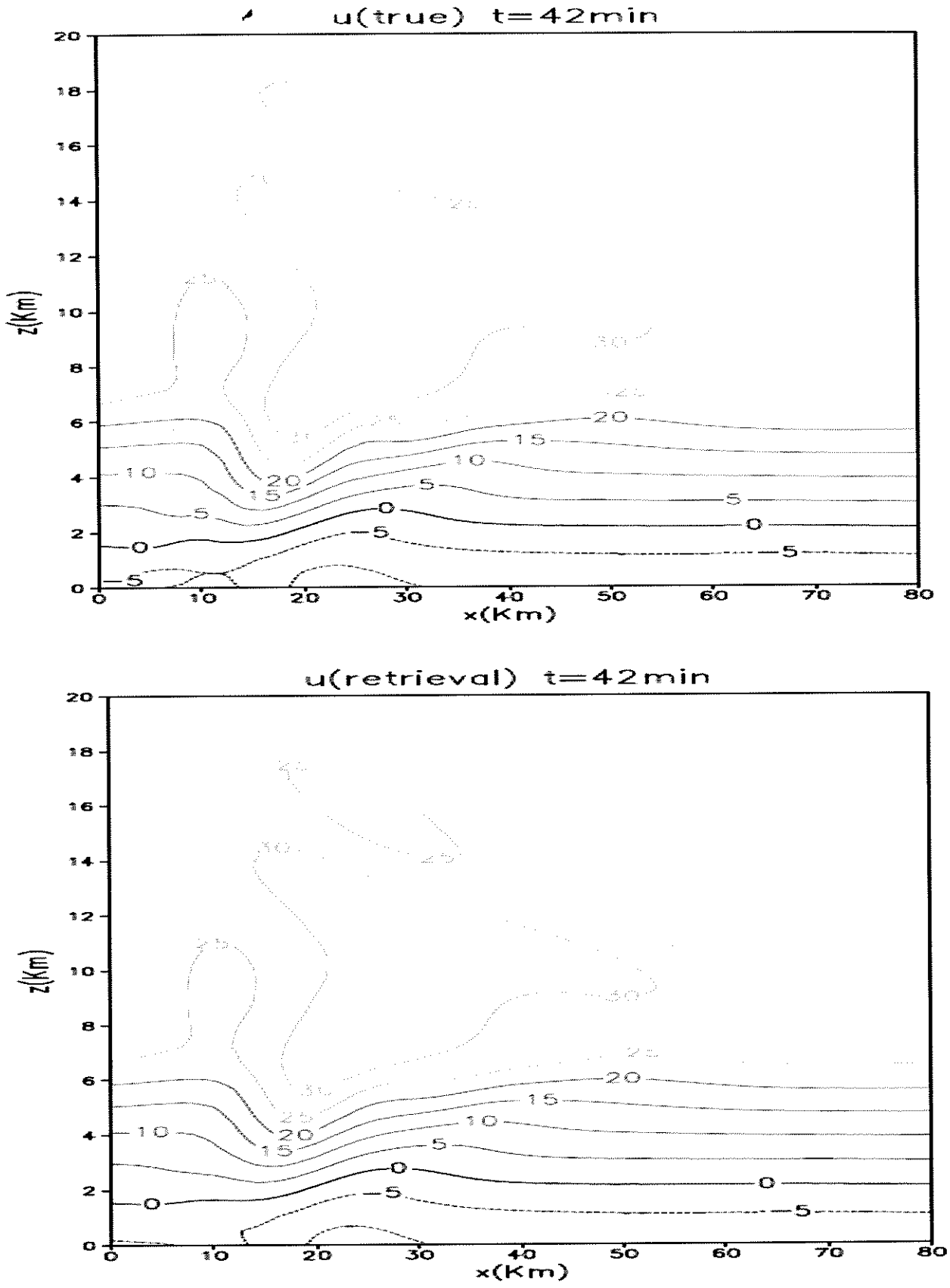


圖 11：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

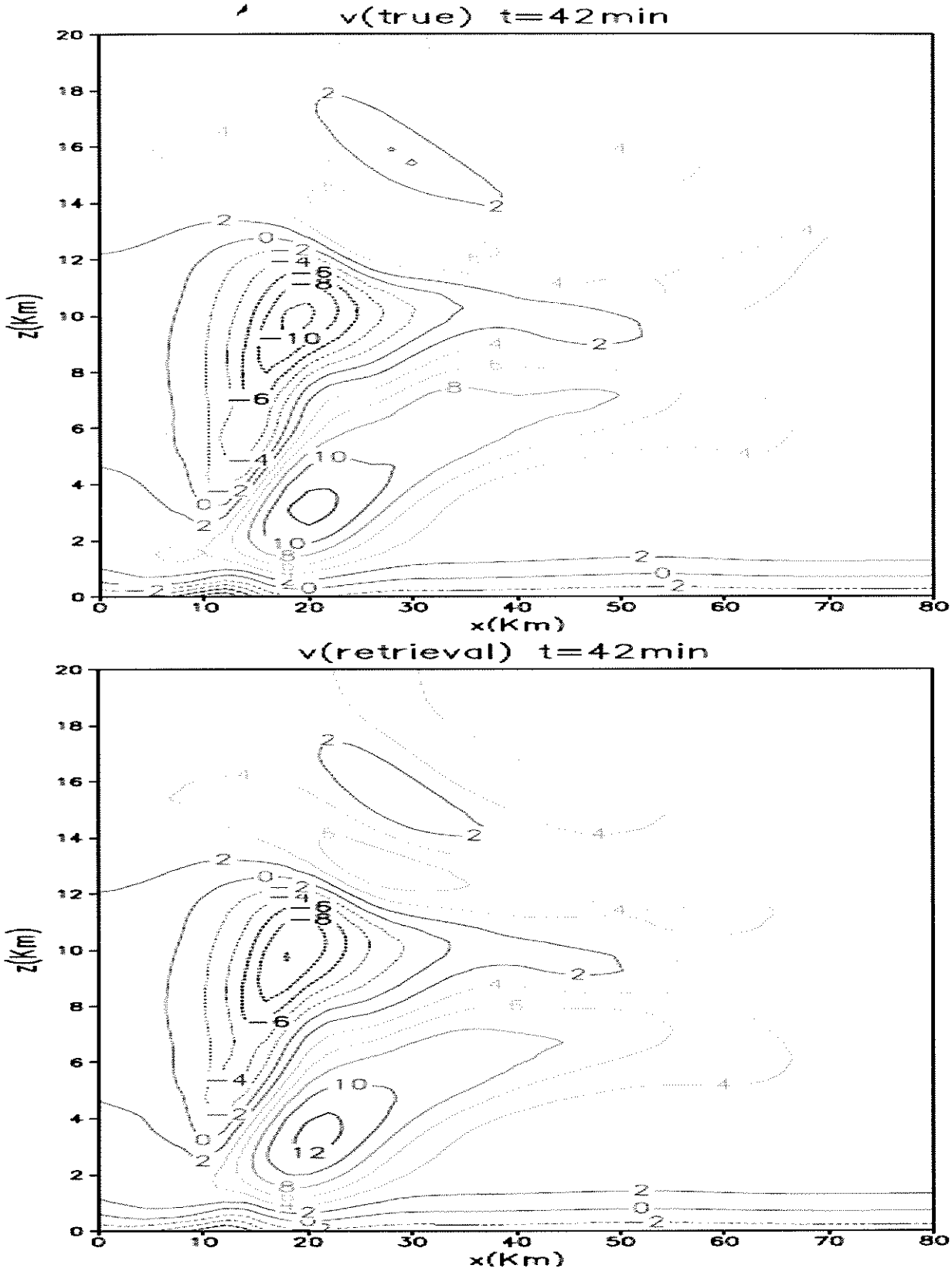


圖 12：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

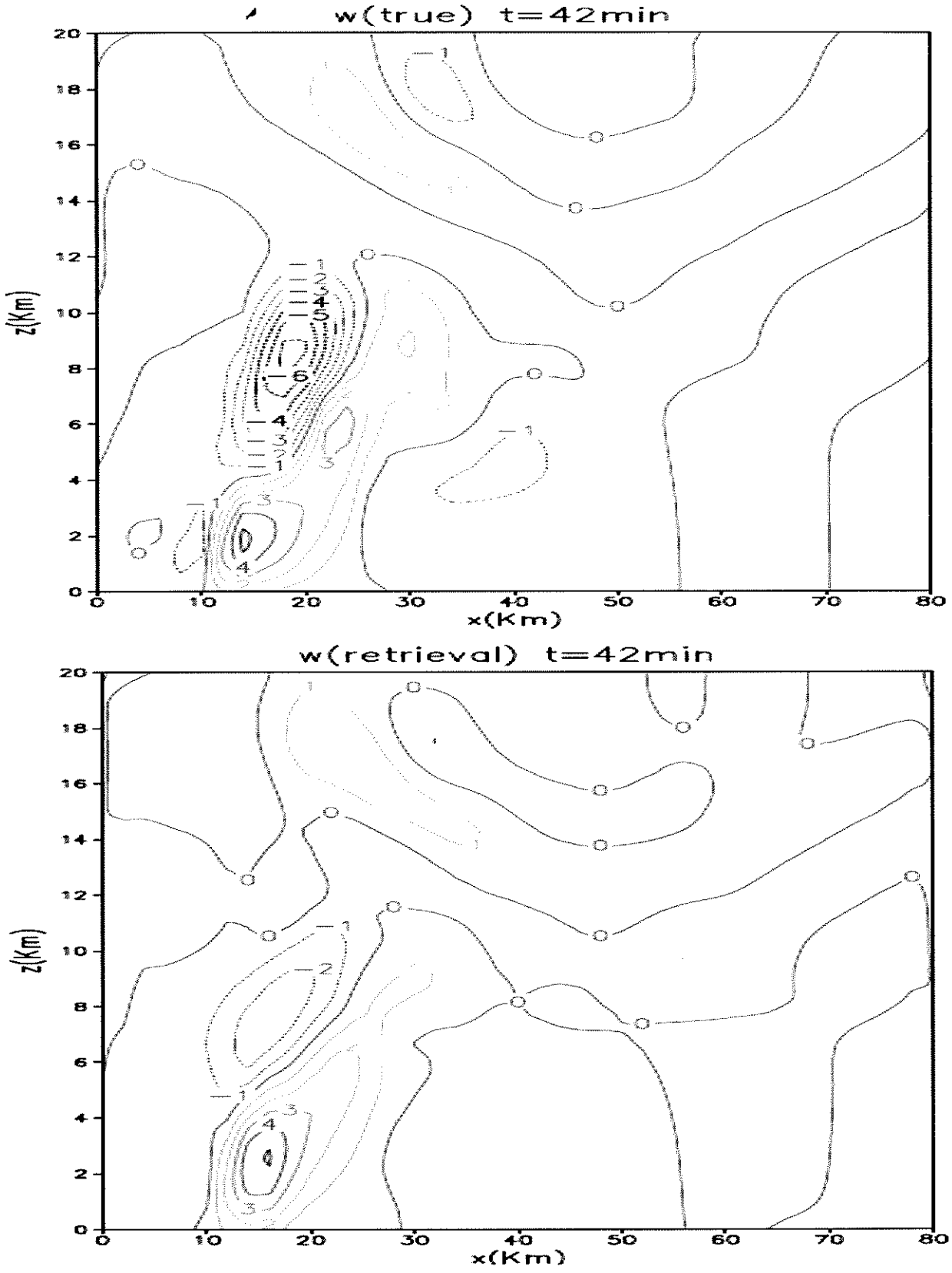


圖 13：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

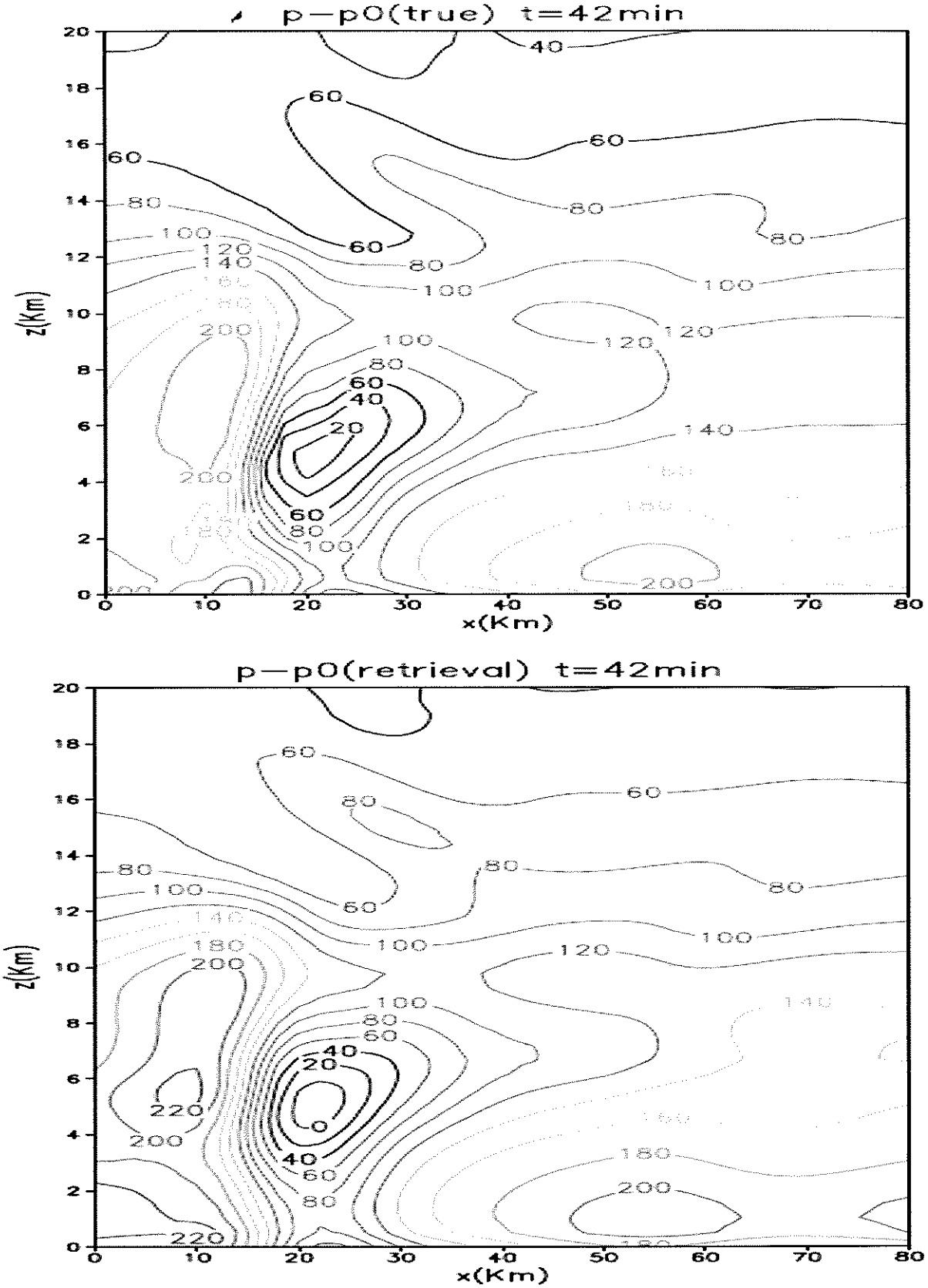


圖 14：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

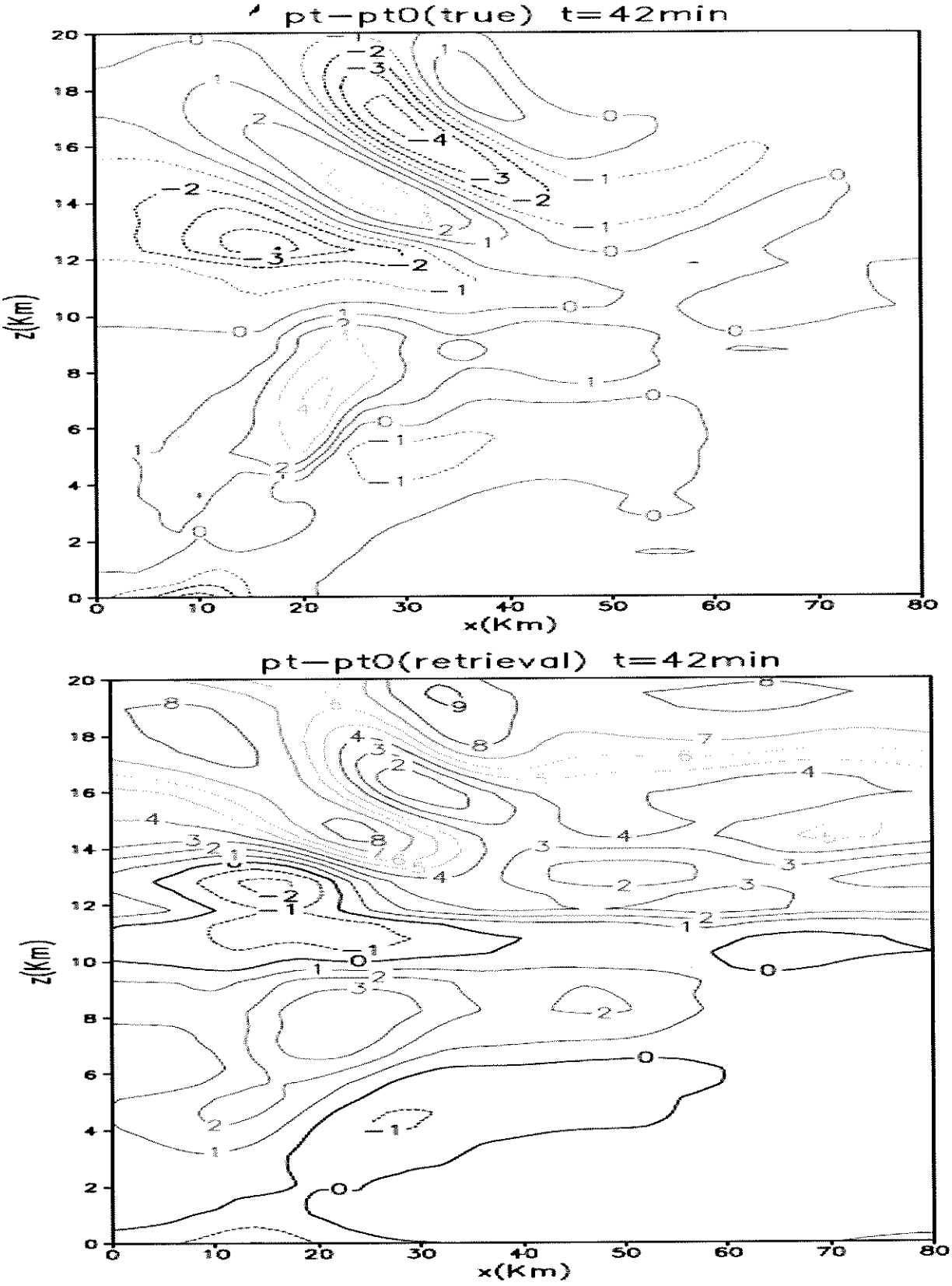


圖 15：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

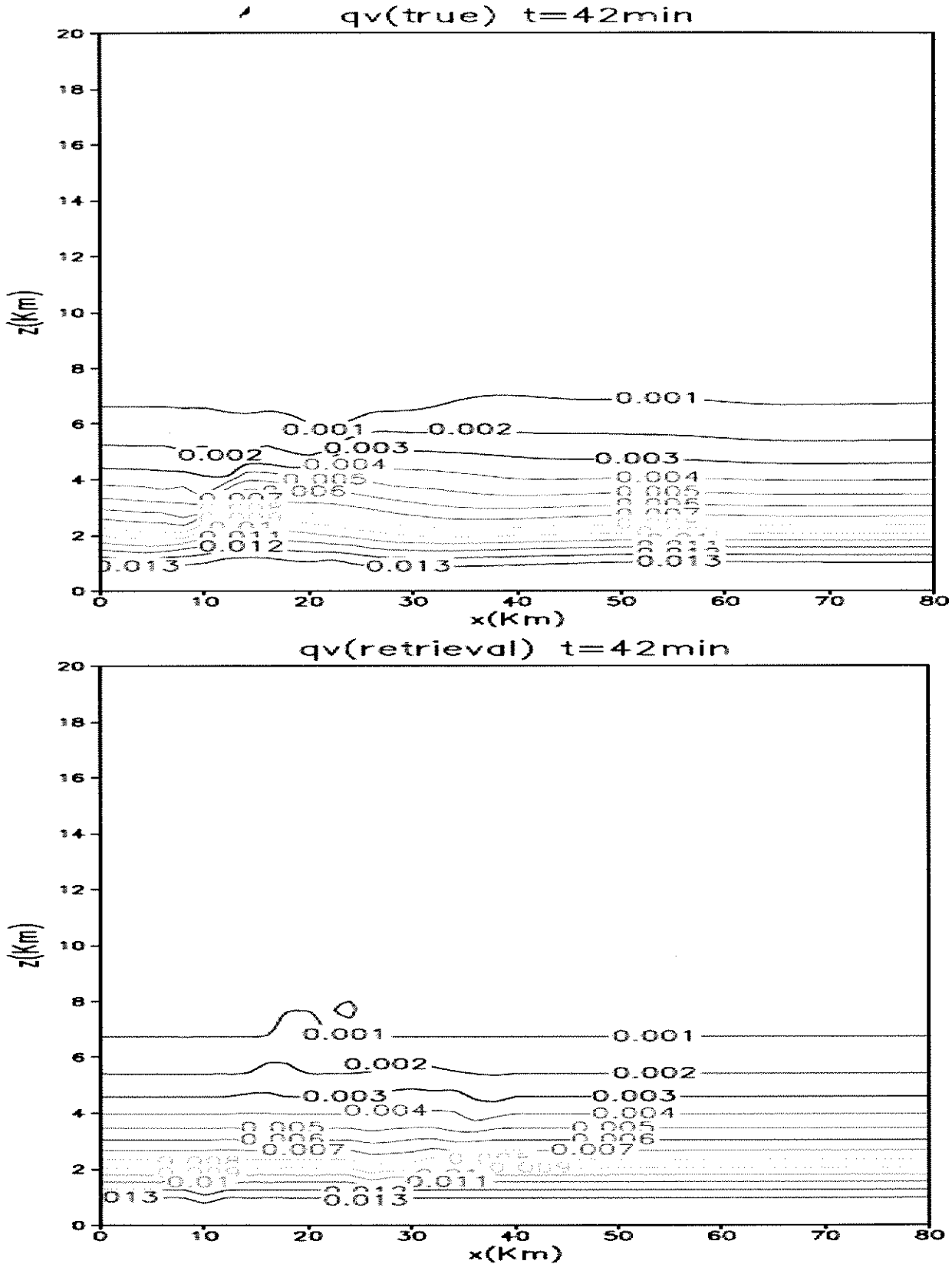


圖 16：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。

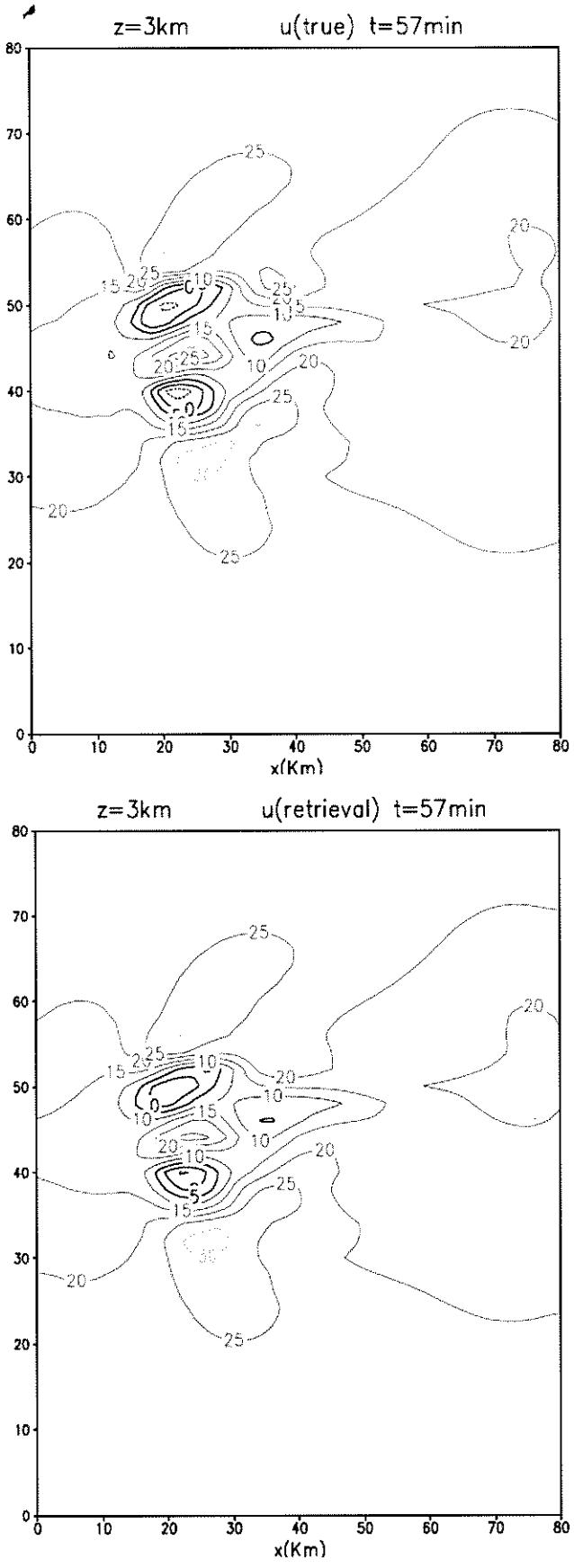


圖 17: 在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

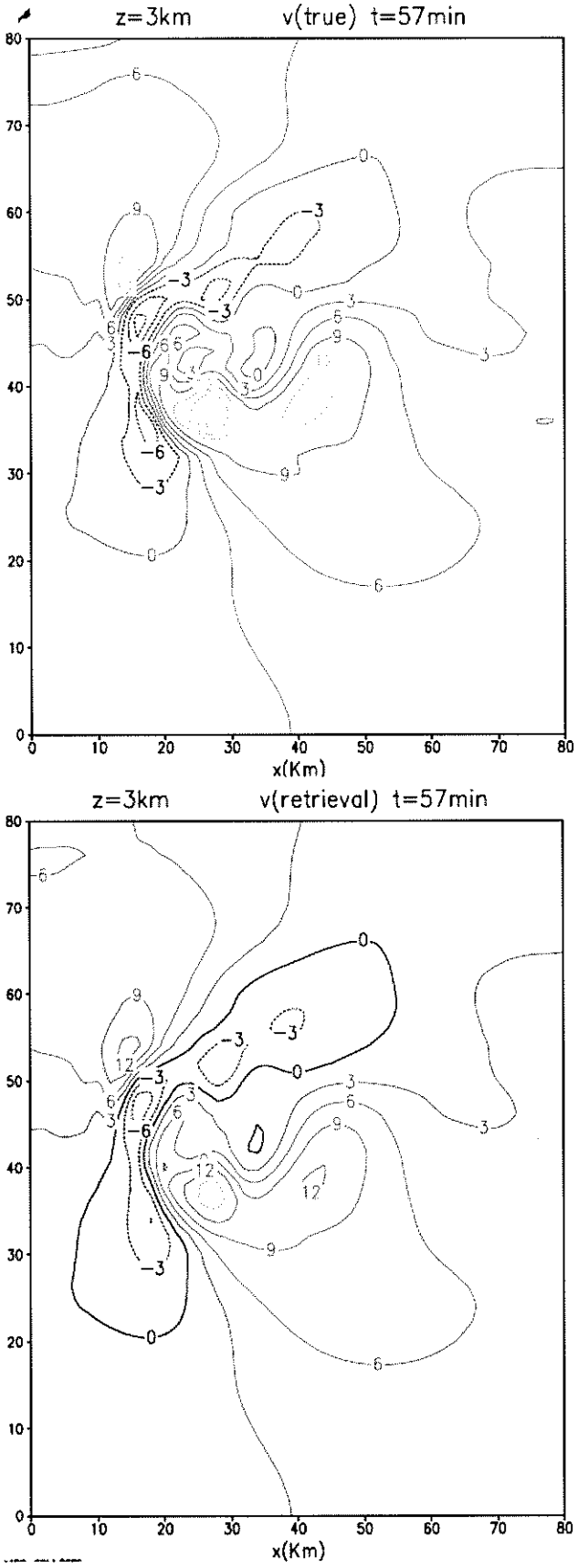


圖 18：在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

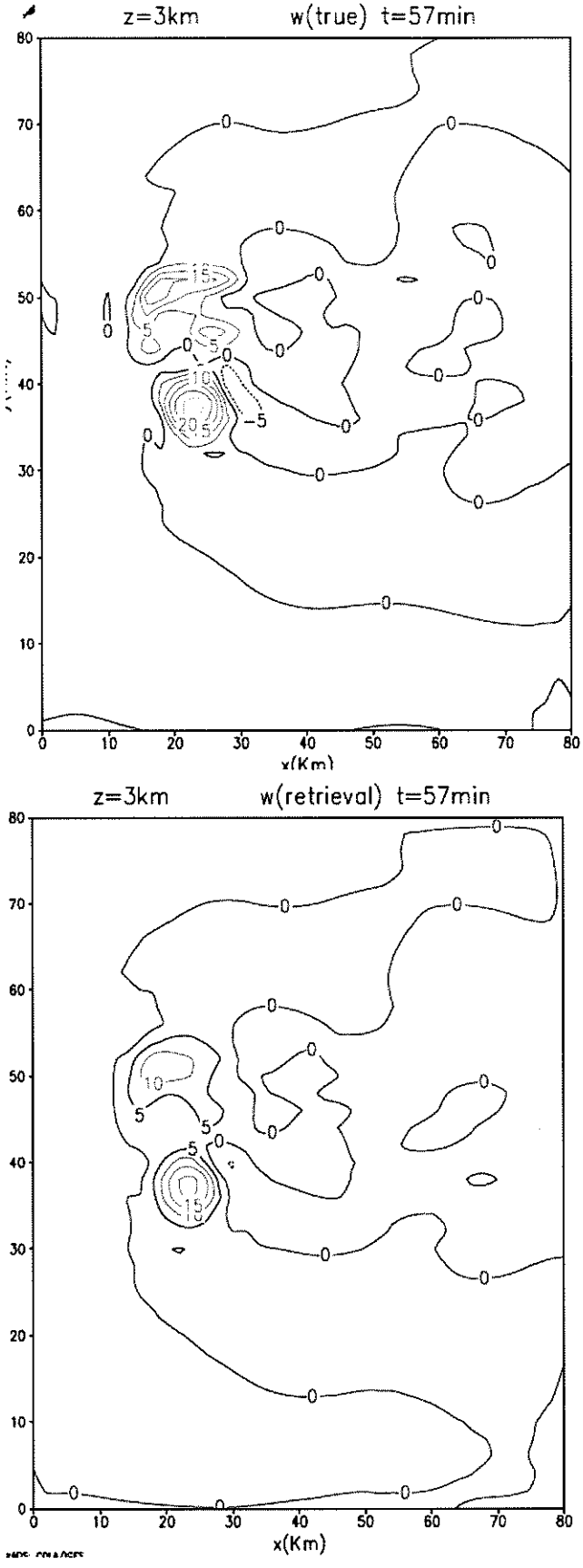


圖 19：在 T=57 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

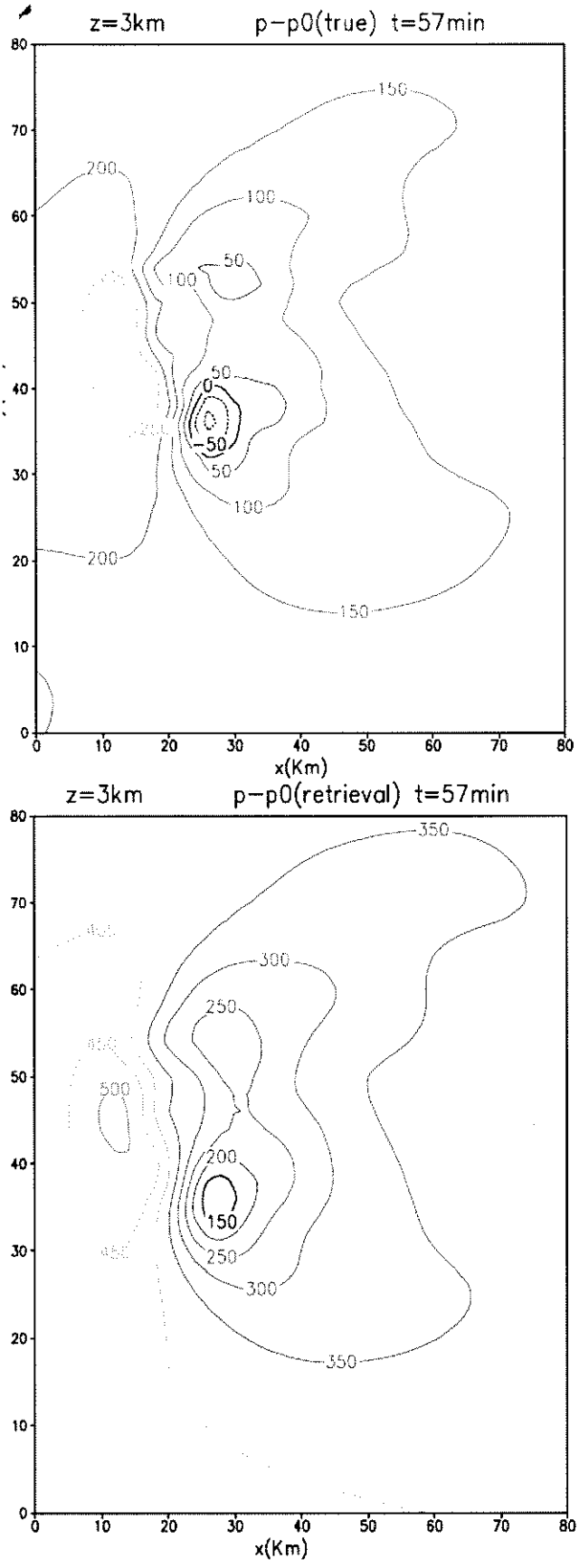


圖 20：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

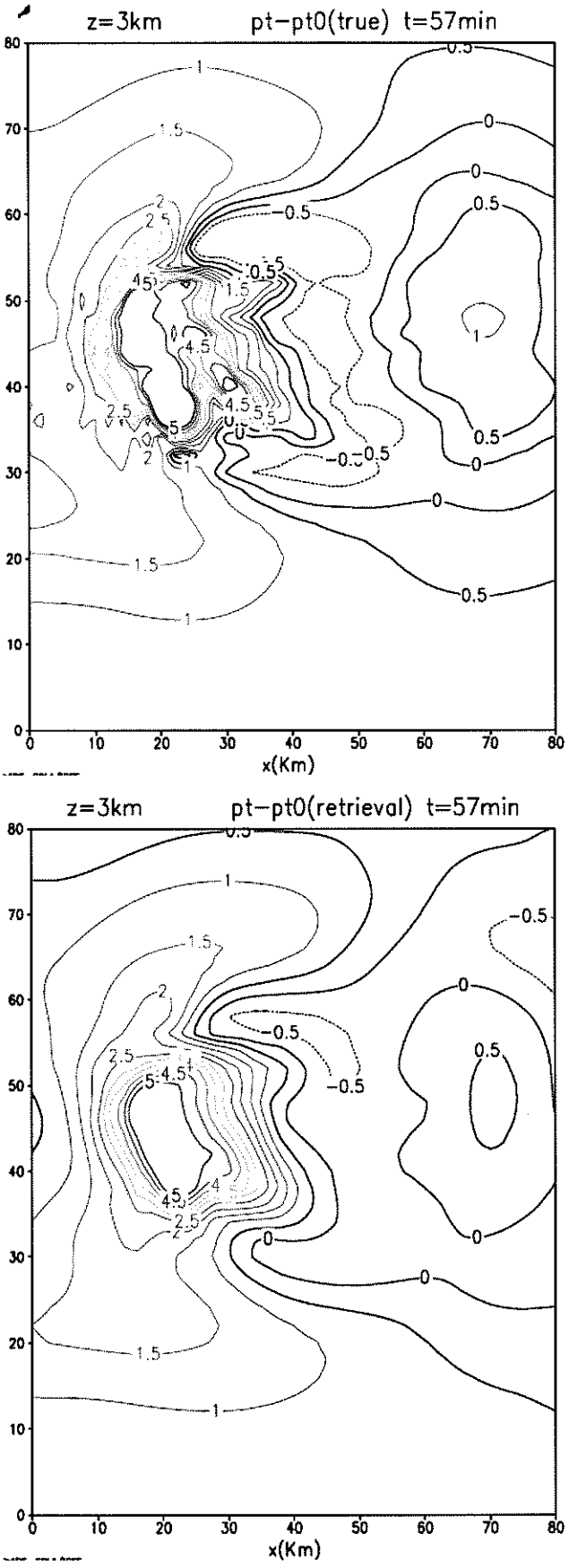


圖 21：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處，位溫擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

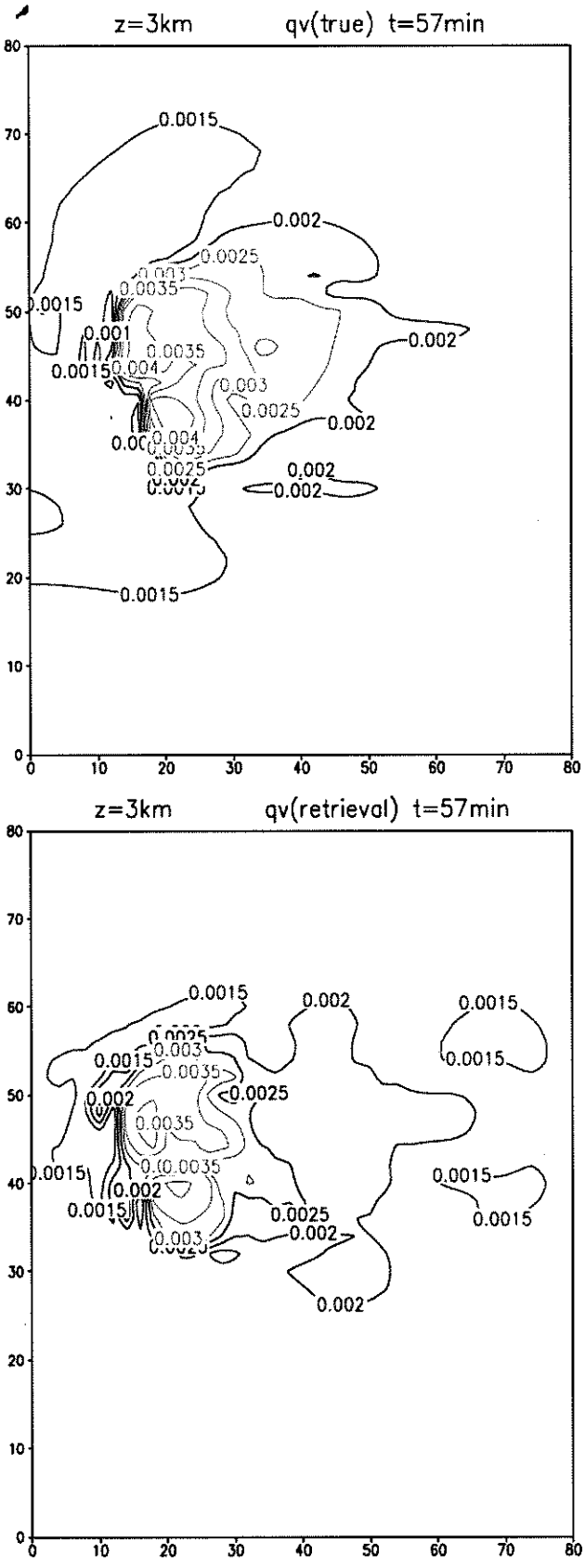


圖 22：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處，水汽的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

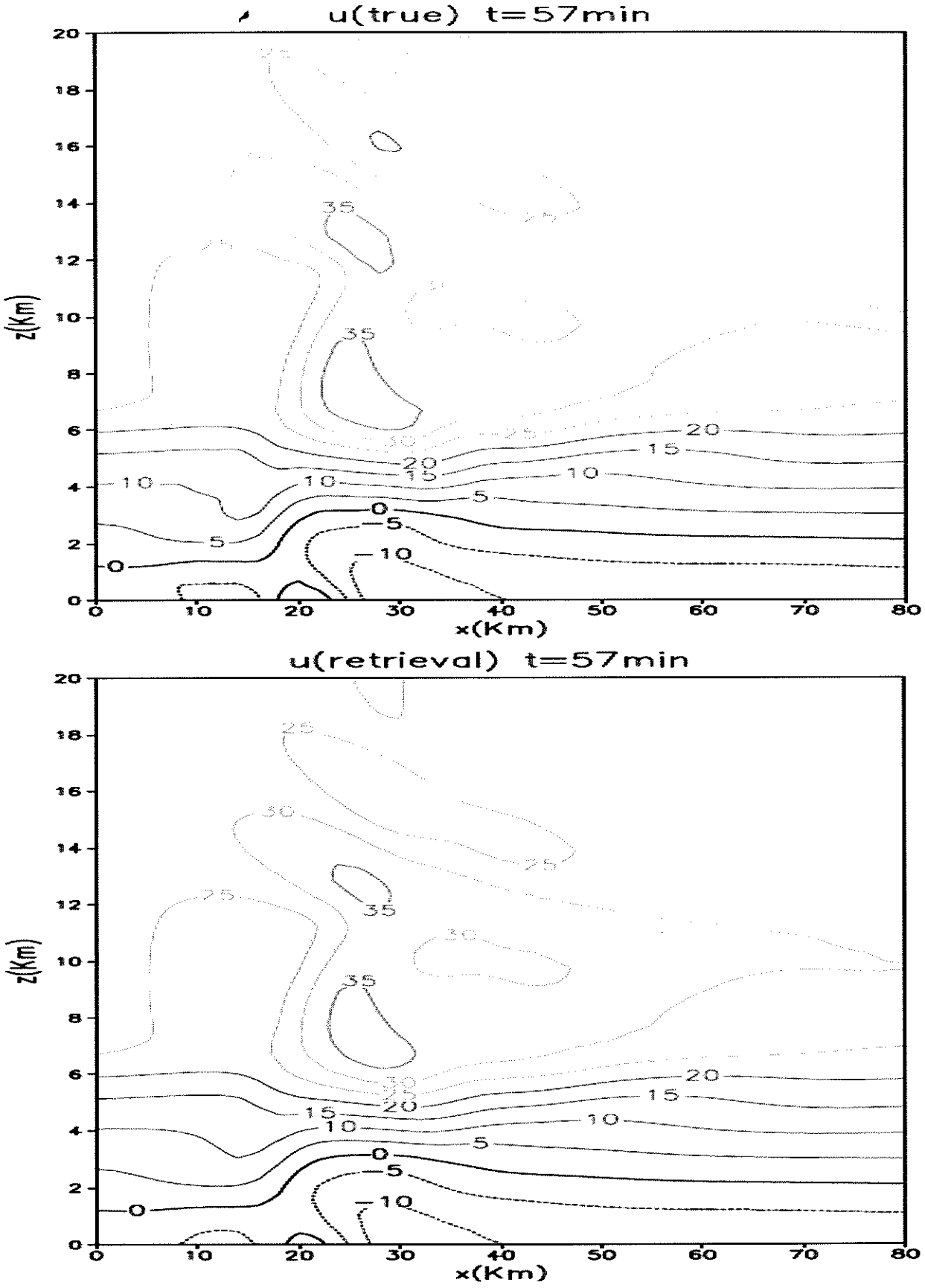


圖 23：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

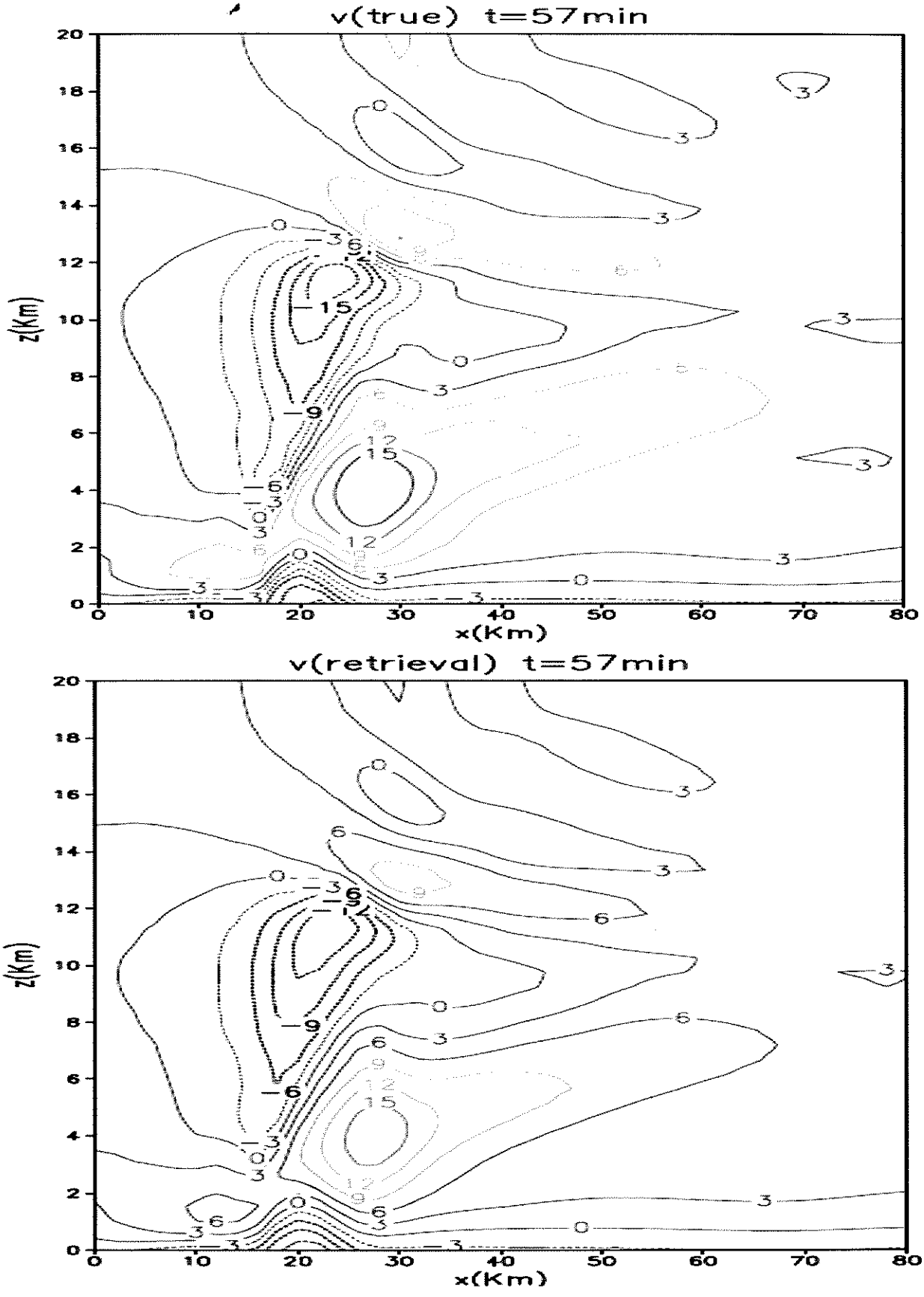


圖 24：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

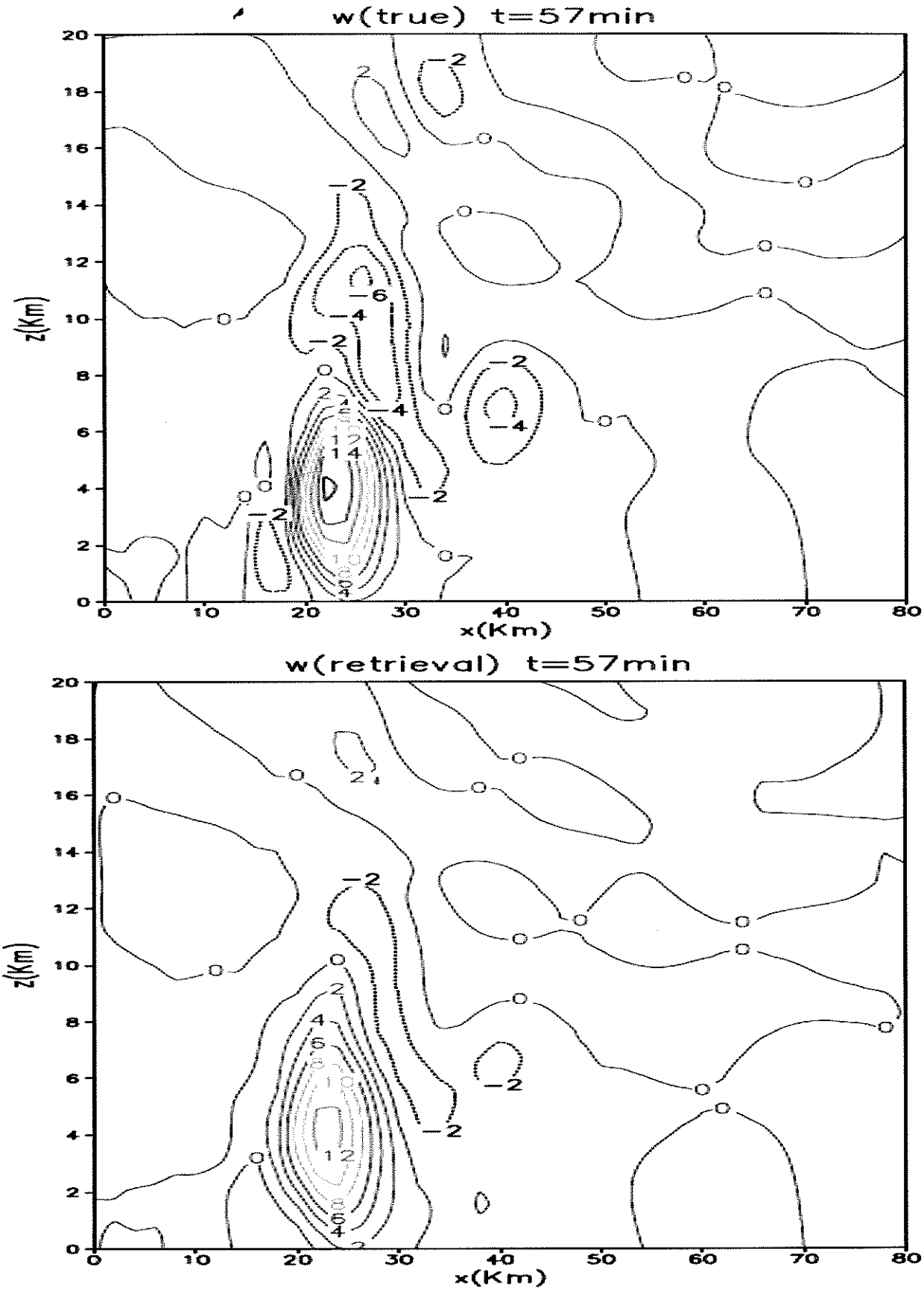


圖 25：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

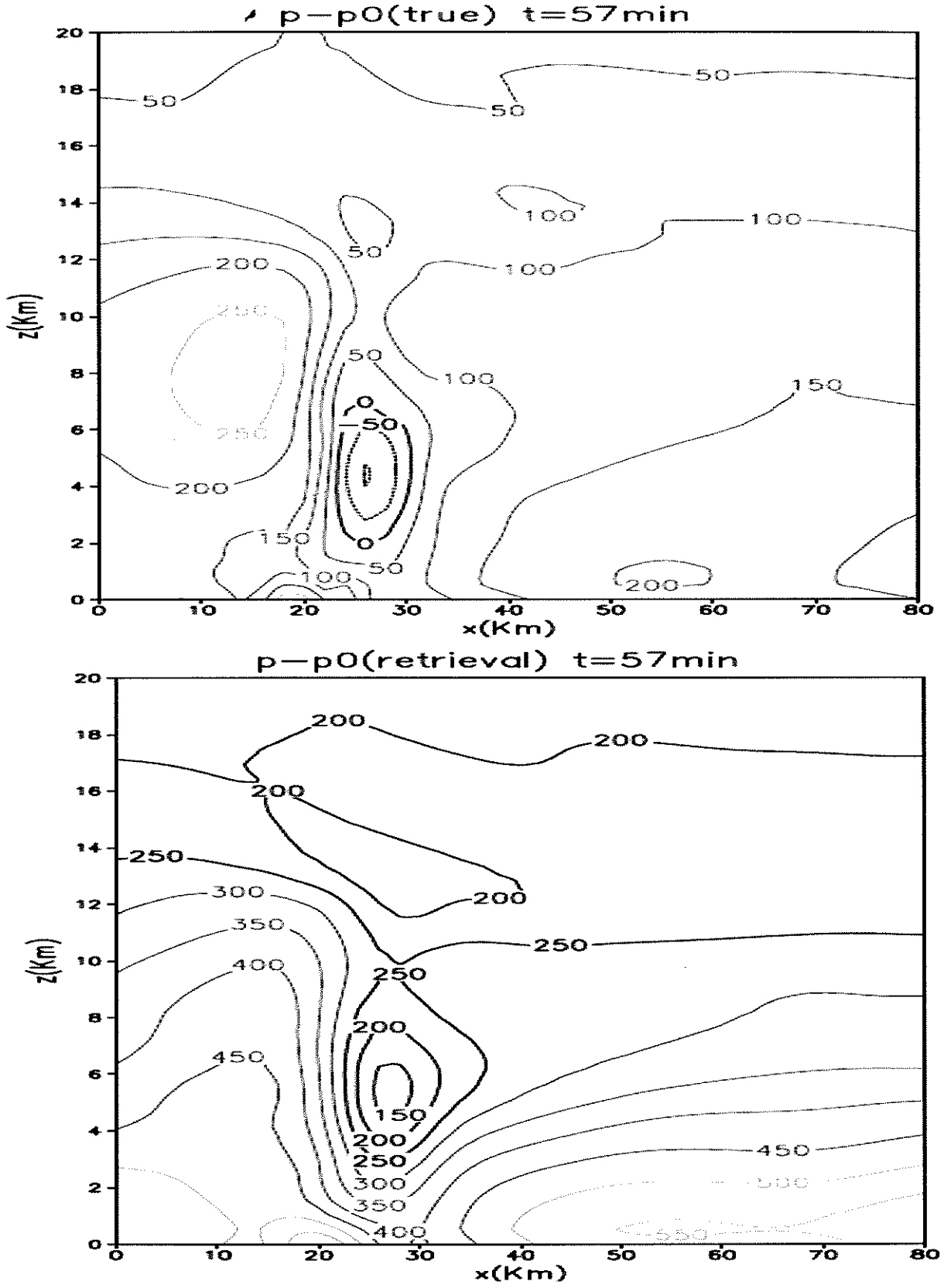


圖 26：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

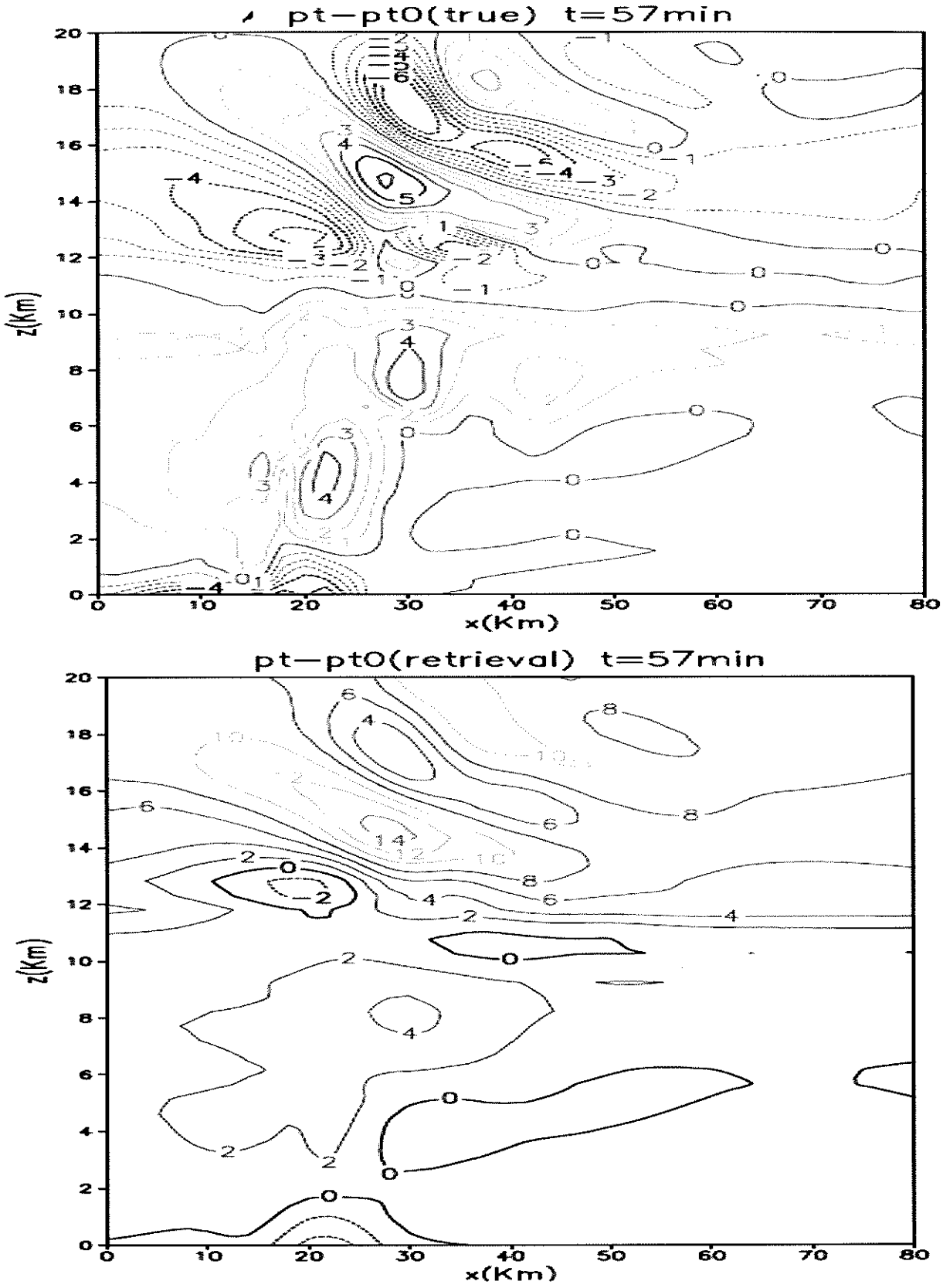


圖 27：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

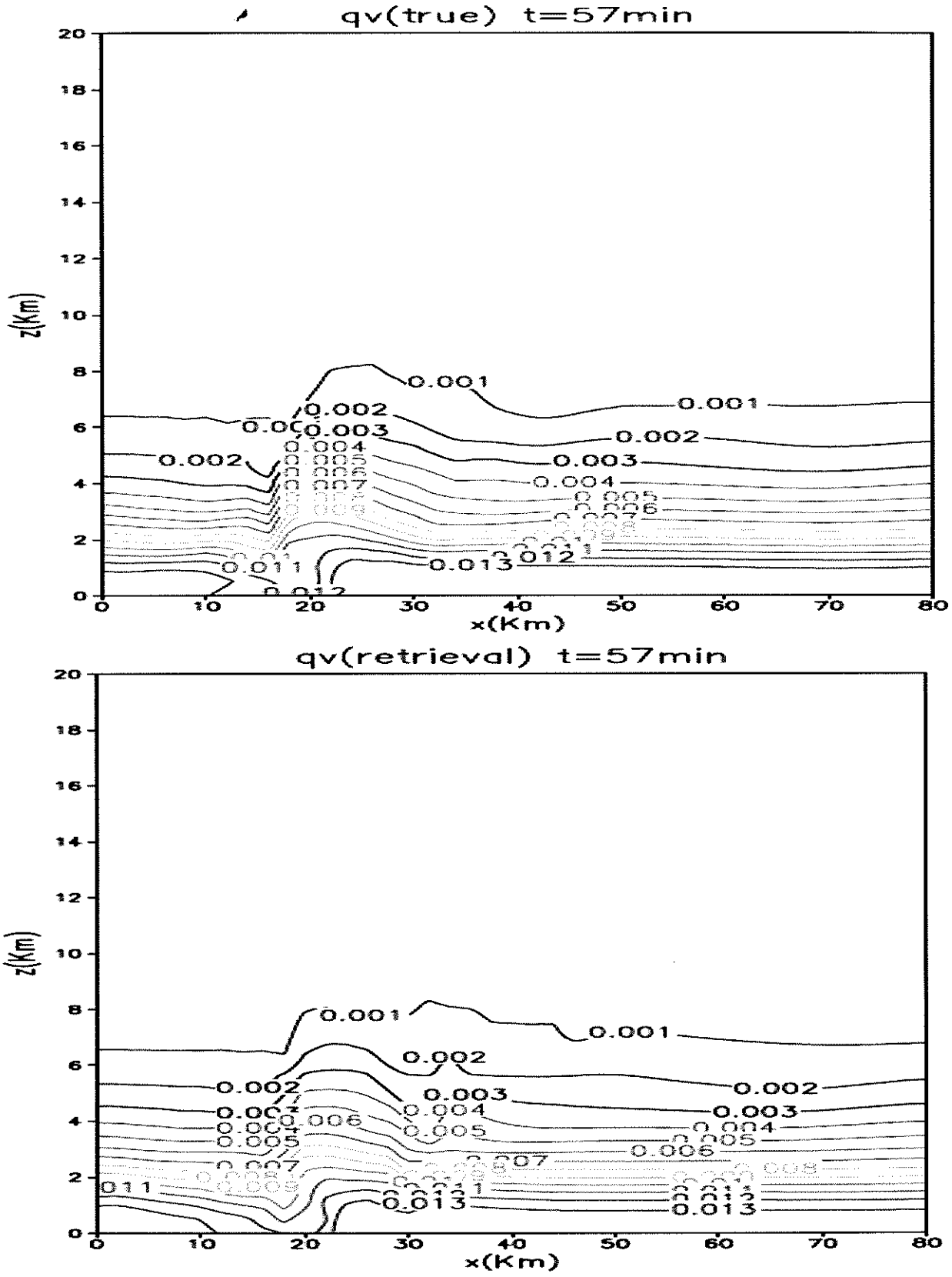
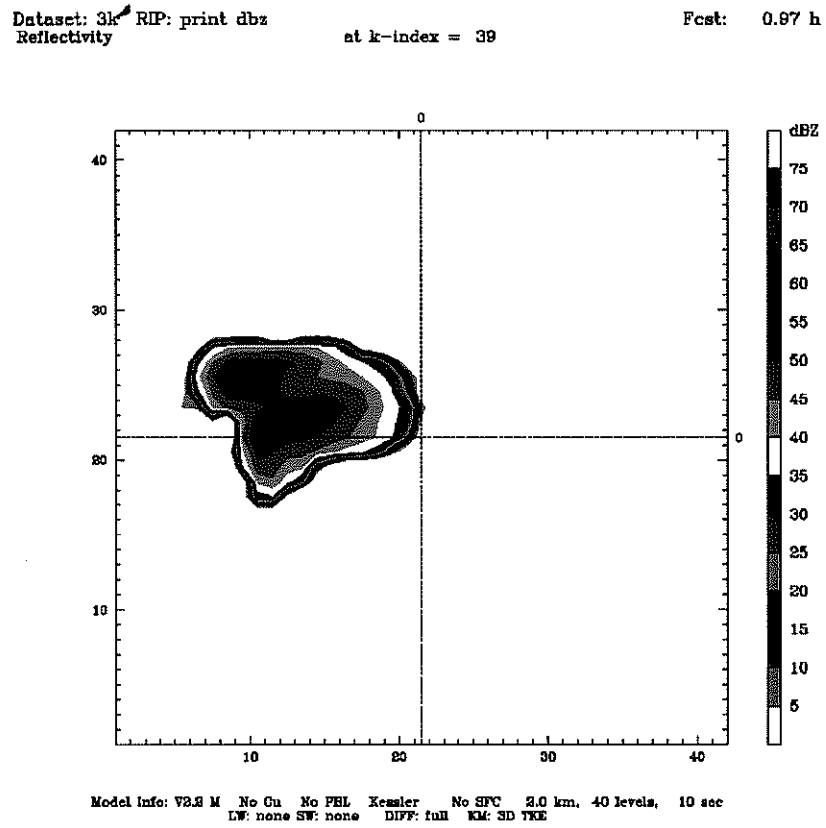


圖 28：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。



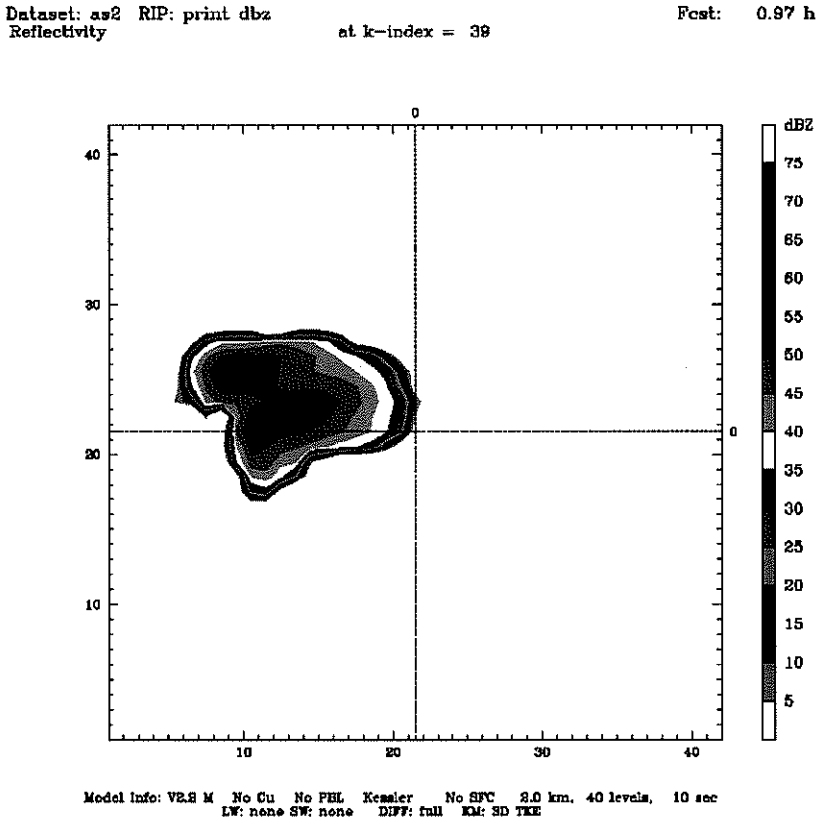
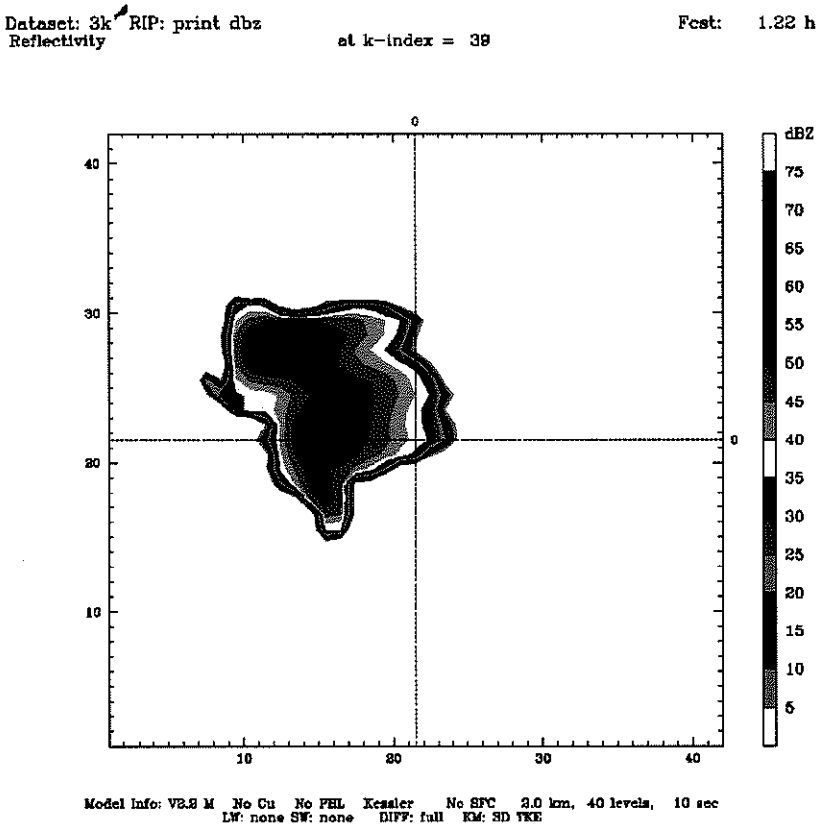


圖 29：經過 T=42 與 57 分鐘時的兩次資料同化後，在 T=58.2 分鐘時的雷達回波圖，上圖為控制組模式模擬的結果，下圖為同化組的結果。



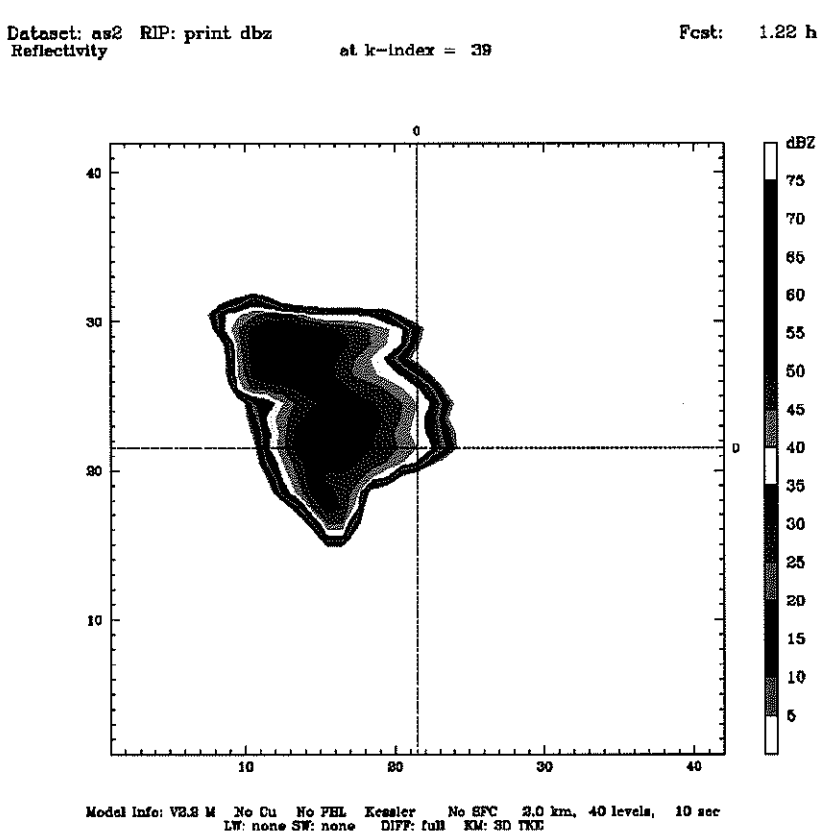
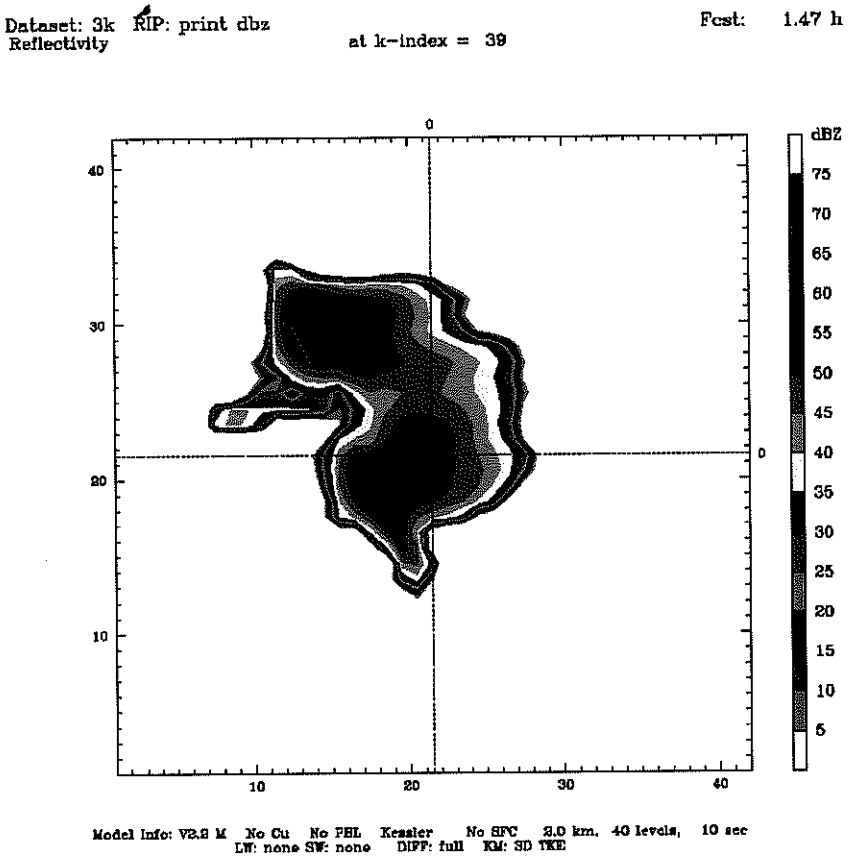


圖 30：同圖 29，但是為 T=73.2 分鐘時的結果。



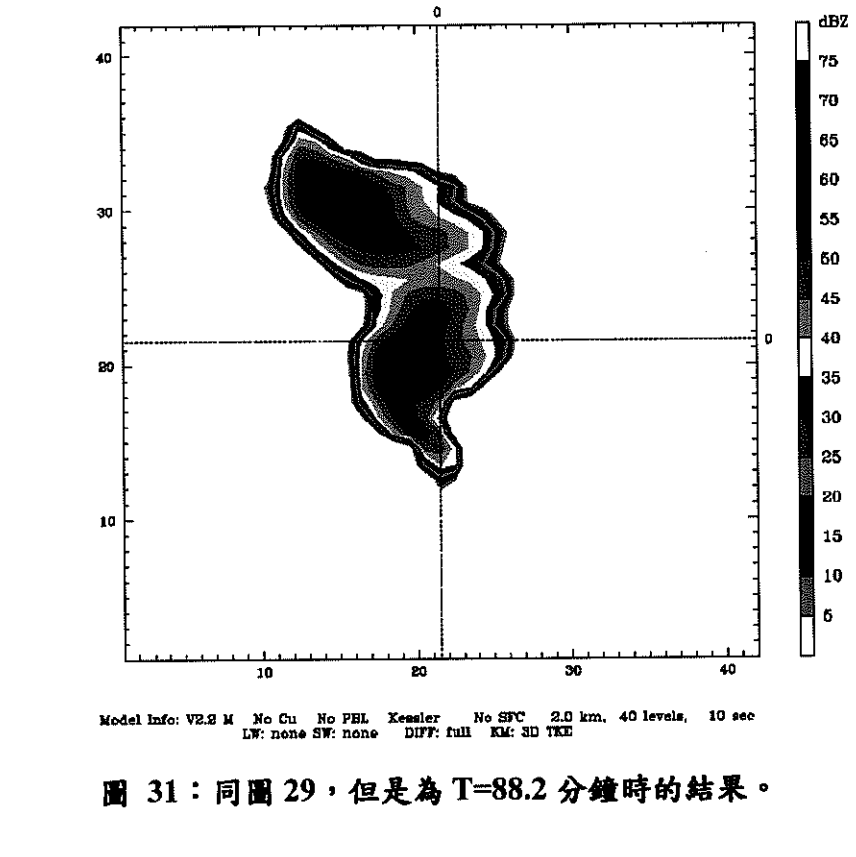
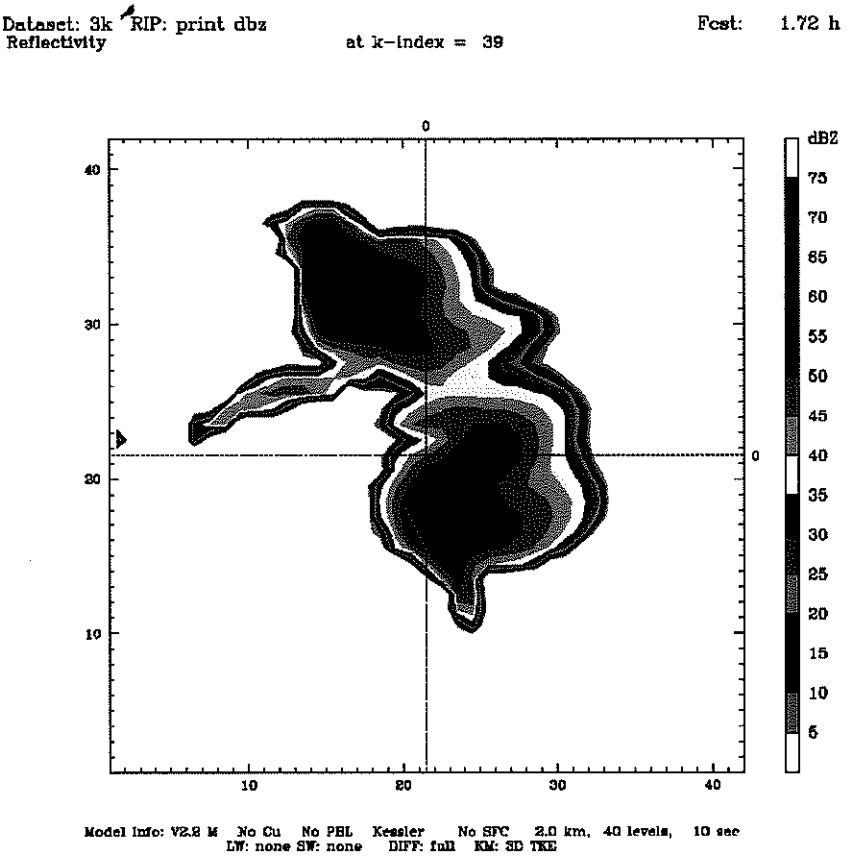


圖 31：同圖 29，但是為 T=88.2 分鐘時的結果。



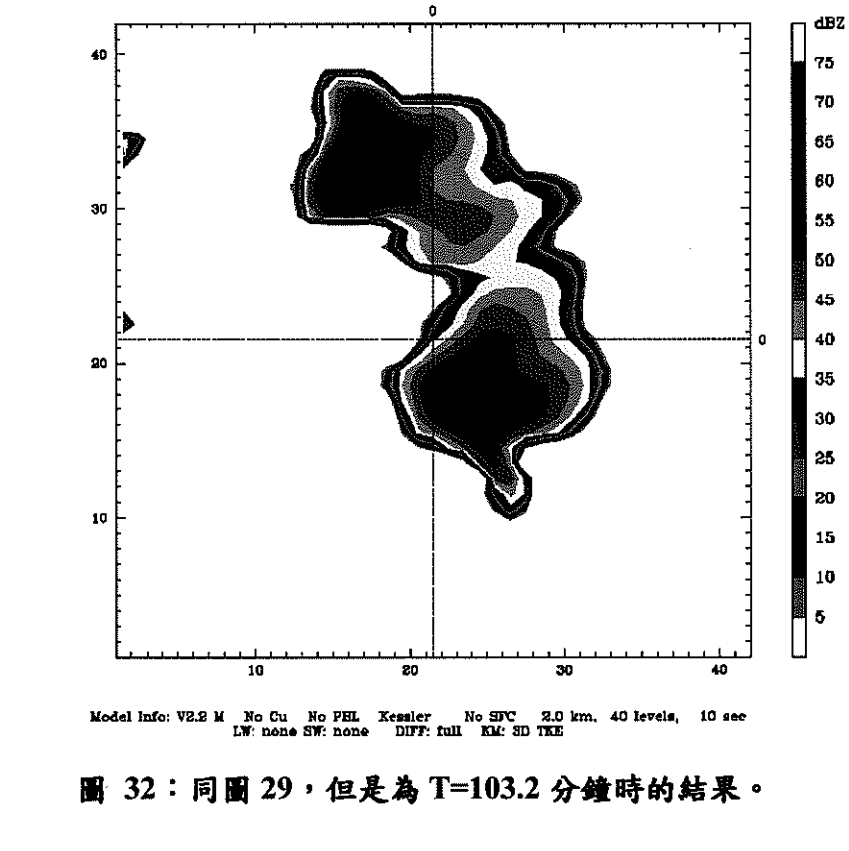
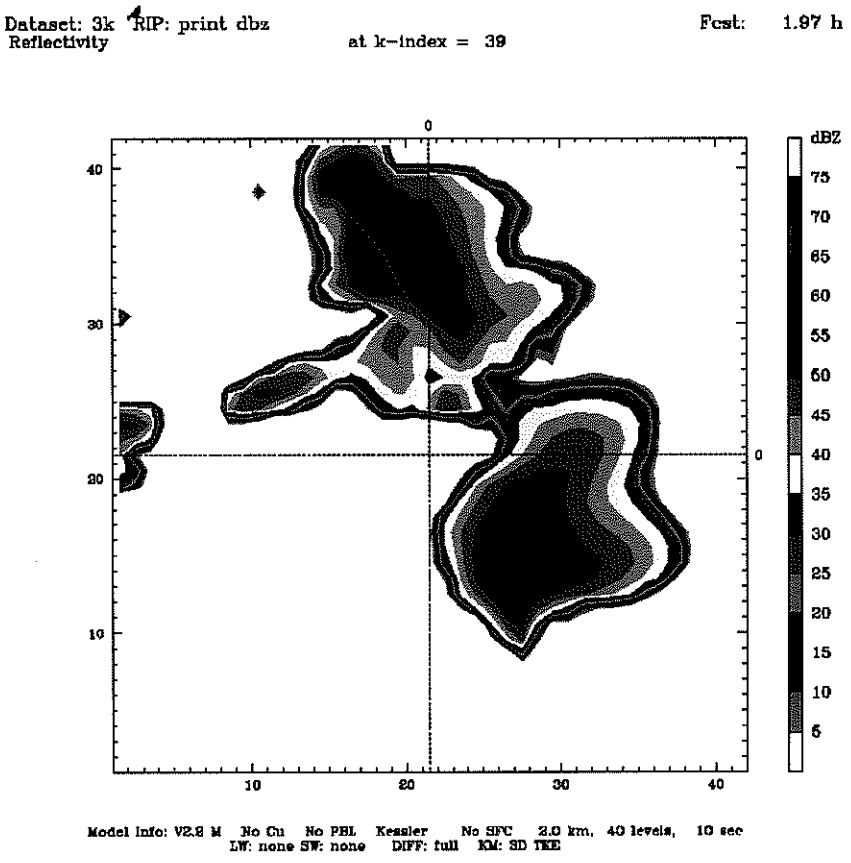


圖 32：同圖 29，但是為 T=103.2 分鐘時的結果。



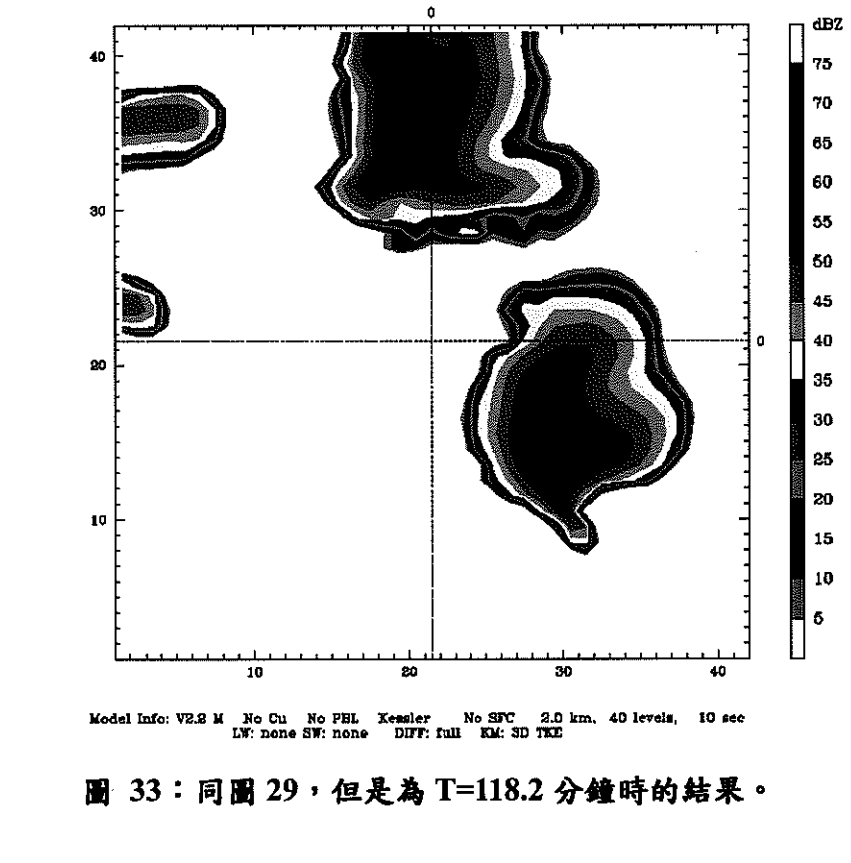


圖 33：同圖 29，但是為 T=118.2 分鐘時的結果。

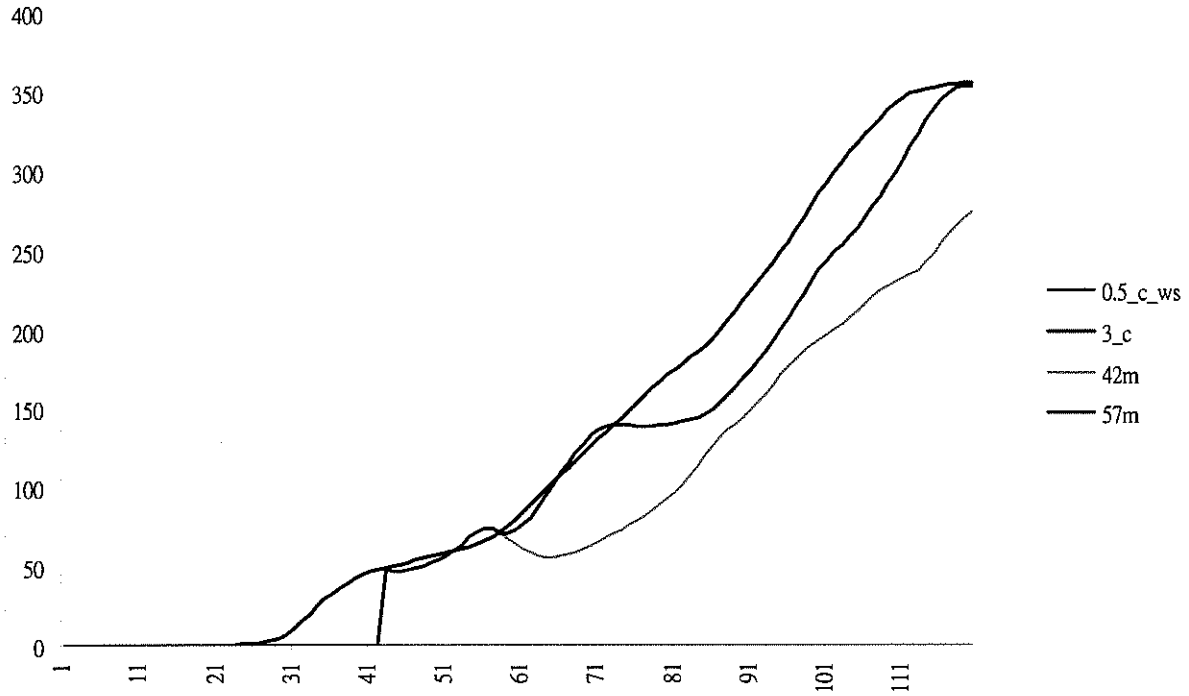


圖 34：總累積兩量時序圖。紫線為控制組，紅線為未加任何資料，且初始熱胞強度為 0.5k，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，綠線為只在 T=42 分鐘同化資料一次，藍線為在 T=42 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果。

5. 參考文獻

Bonesteele, R. G., and Y. J. Lin, 1978: A study of updraft-downdraft interaction based on perturbation pressure and single-Doppler radar data, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 62-68.

Crook, N. A., 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part I: Simulated data experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1189-1203.

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. Tuttle, 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part II: Forecasts of three gust-front cases, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1204-1217.

Dowell, D.C., 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.

Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.

Hane, C. E., and B. C. Scott, 1978: Temperature and pressure perturbations within convective clouds derived from detailed air motion information: Preliminary testing, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 654-661.

Hane, C., R. B. Wilhelmson, and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: experiments in three dimensions, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 564-576.

Leise, J. A., 1978: Temperature retrieval from dual-Doppler radar wind field data, Preprints, *18th Conf. on radar meteorology*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 94-99.

Lilly, D. K., 1990: Numerical prediction of thunderstorms – has its time come?, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 779-798.

Lin, Y., P. S. Ray, and K. W. Johnson, 1993: Initialization of a modeled convective storm using Doppler radar-derived fields, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2757-2775.

Liou, Y.-C., 2001: The derivation of absolute potential temperature perturbations and pressure gradients from wind measurements in three dimensional space, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, No. 4, 577-590.

Liou, Y.-C., T.-C. Chen Wang, and K.-S., Chung, 2003: A three-dimensional variational approach for deriving the thermodynamic structure using Doppler wind observations – An application to a subtropical squall line, *J. Appl. Meteo.*, **42**, 1443-1454.

Mewes J. J., and A. Shapiro, 2002: Use of the vorticity equation in dual-Doppler analysis of the vertical velocity field, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 543-567.

O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.

Protat, A., and I. Zawadzki, 2000: Optimization of dynamic retrievals from a multiple-Doppler radar network, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 753-760.

Ray, P., C. Ziegler and W. Bumgarner, 1980: Single- and Multiple-Doppler radar observations of tornadic storms, Mon. Wea. Rev., **108**, 1607-1625.

Rogers, R. R., and M. K. Yau: A short course in cloud physics, Pergamon

Press, 293 pp.

Rotunno, R. and J. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.

Roux, F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty, 1984: West African squall-line thermodynamic structure retrieved from Dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3104-3121.

Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from Multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142-2157.

Shapiro, A., S. Ellis, and J. Shaw, 1995: Single-Doppler velocity retrievals with Phoenix II data: Clear air and microburst wind retrievals in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1265-1287.

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., D. W. Flicker, and D. K. Lilly, 1991: Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 876-890.

Sun, J., and N. A. Crook, 1996: Comparison of thermodynamic retrieval by the adjoint method with the traditional retrieval method. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 308-324.

Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1789-1807.

Liu, S., C. Qiu, Q. Xu, P. Zhang, J. Gao and A. Shao, 2005: An improved method for Doppler wind and thermodynamic retrievals, *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, No. 1, 90-102.

Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. Droegemeier, 2002(a): Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part I: Single-Doppler velocity retrieval, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 433-453.

Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. Droegemeier, 2002(b): Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part II: Thermodynamic retrieval and numerical prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 454-476.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo and D. 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. Meteo.*, **44**, 768-788.

九十七年度交通部中央氣象局委託研究計畫

雲嘉南地區氣象雷達站址探勘

期末報告書

計畫編號：MOTC-CWB-97-2M-06

計畫主持人：陳台琦

執行單位：國立中央大學大氣物理研究所

中 華 民 國 九 十 七 年 十 一 月

摘要

臺灣地區氣象災害頻繁，經濟發展變遷十分迅速，氣象雷達可以提供如颱風路徑強度、梅雨豪大雨中尺度系統及正確降雨量等重要氣象防災資訊，氣象雷達的設置十分重要。西南沿海地貌及居住群落變化很大，因此氣象雷達站址可能地點應加以詳細勘查。本計畫針對嘉南地區氣象雷達可能放置地點進行勘查，其中調查項目包括電波頻道、地形地貌阻擋、雷達電磁波強度估計等，進行可能站址評估。

本計畫今年針對嘉義或台南等縣以移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)雷達進行站址評估， (1)電腦模擬地形阻擋，(2)實地進行地形地貌阻擋掃描，(3)居住群落及交通道路現況調查，(4)提供阻擋圖示檔案及數位檔案，(5)以預設頻道、發射功率、天線尺寸與天線增益依據雷達天線理論，計算電磁波近場、遠場距離及輻射強度。並提出完整可能站址評估結果及檔案資料。

目錄

摘要 I

目錄 II

第一章　前言 1

第二章　計畫目的 2

第三章　計畫成果 3

3.1 雷達電磁波地形阻擋計算方法與步驟 3

3.2 地形地貌阻擋觀測 6

3.3 站址初步探勘 8

3.3.1 黃金海岸 9

3.3.2 鰲鼓溼地 20

3.3.3 麥寮海邊 29

3.3.4 台南劍牛湖山 37

3.3.5 其他建議地點 43

3.4 重要儀器之配合使用情形 46

第四章　結論 47

第五章　未來展望 50

參考文獻: 51

第一章 前言

2001 年氣象局完成全省 S-BAND 都卜勒雷達網，並於 2003 年開始建制 QPESUMS 系統，主要利用雷達資料配合雨量計網產生定量降水估計產品，在雨量計密佈的地區成效相當良好。惟台灣地形高聳四面環海，在山區電磁波阻隔之處或雨量計稀少地區，仍有觀測缺乏的地區造成降水估計的誤差，海面上亦有同樣的困難。鑑於台灣地區歷年飽受劇烈天氣如颱風、梅雨造成淹水及土石流災害，氣象水文及防災單位對於定量降水估計迫切的需求，如何利用先進的雷達技術改善定量降水估計為未來規劃的重點。臺灣地區經濟發展變遷十分迅速，氣象雷達可以提供如颱風路徑強度、梅雨豪大雨中尺度系統及正確降雨量等重要氣象防災資訊，氣象雷達的設置十分重要。西南沿海地貌及居住群落變化很大，因此氣象雷達站址可能地點應加以詳細勘查。本計畫針對嘉南地區氣象雷達可能放置地點進行勘查，其中調查項目包括電波頻道、地形地貌阻擋、雷達電磁波強度估計等，進行可能站址評估。

一個良好氣象雷達站址的設置，需要考慮多重的因素其中包括：(1)觀測範圍內的電磁波阻擋，(2)可否觀察到重要的危險天氣特徵，(3)設站所在對周邊居住環境的影響，(4)是否收到附近其他電波源的干擾，在許多雷達的文獻中建議選擇視野良好，周邊較少建築物的地點，並有詳細的公式可以計算電磁波在近場及遠場的強度，做為評估的依據。

第二章 計畫目的

本計畫今年主要工作目的為針對嘉義或台南等縣以移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)進行站址評估。工作項目可分為下列四項：

(1)電腦模擬地形阻擋：以衛星遙測的地形為基本資料，輸入雷達可能站址經緯度，或由游標從螢幕上直接點出站址後，以雷達電磁波高度公式計算地形對電磁波的阻擋。

(2)實地進行地形地貌阻擋掃描：在經過電腦模擬後選出的可能站址，如為移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)可抵達之地點，即進行實地掃描，確認除地形阻擋外，地貌的影響。

(3)居住群落及交通道路現況調查：利用實地觀測的機會，調查雷達可能站址近場距離內附近是否有居住群落，及交通現況。如果可能站址位於雷達車未能抵達的位置，也會提出居住群落的調查。

(4)提供阻擋圖示檔案及數位檔案。

(5)以預設頻道、發射功率、天線尺寸與天線增益依據雷達天線理論，計算電磁波近場、遠場距離及輻射強度，並提出完整可能站址評估結果及檔案資料。

第三章　計畫成果

3.1 雷達電磁波地形阻擋計算方法與步驟

由於台灣的地形複雜，雷達設站需經過非常仔細的評估，在 2007 年由本計畫團隊架設一部移動式雙偏極化雷達，因此本計畫今年針對探勘地區預做雷達設置地點的評估，同時亦可預估未來嘉南未來氣象雷達站之可能地點，本計畫根據雷達傳播原理(Battan, 1973, Doviak and Zrnic, 1984)，設計程式計算預估地點可觀測之高度角及範圍。

一般考慮電磁波傳遞路徑有 2 個主要的修正項：第一是地球表面的曲率，第二是大氣的折射率。考慮地球表面的曲率時可以寫成下列公式：

$$H=h+R\sin\delta+R^2/2R_m \qquad (1)$$

如圖 1 所示，在考慮大氣折射的影響時上式需要修正為

$$H=h+R\sin\delta+R^2/2R_m' \qquad (2)$$

$$1/R_m'=1/R_m+dn/dz \qquad (3)$$

$$S=\frac{4}{3}R_m\sin^{-1}\left(\frac{R\cos\delta}{\frac{4}{3}R_m+H}\right) \qquad (4)$$

其中 Rm 為地球半徑

n 為大氣折射指數，z 為大氣高度

h 為雷達站高度，H 為雷達資料高度

如知道觀測資料點的徑向距離 R、高度角 δ 與大氣的折射指數隨高度的變化(dn/dh)，即可求出距離點的高度，進而求出電磁波傳遞的位置。

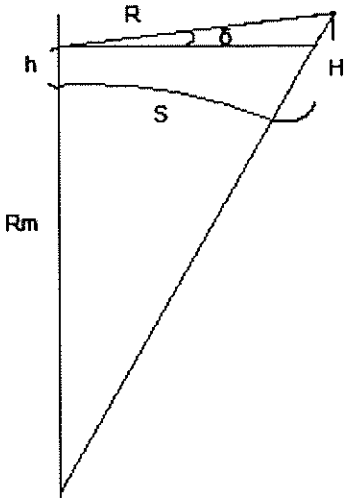
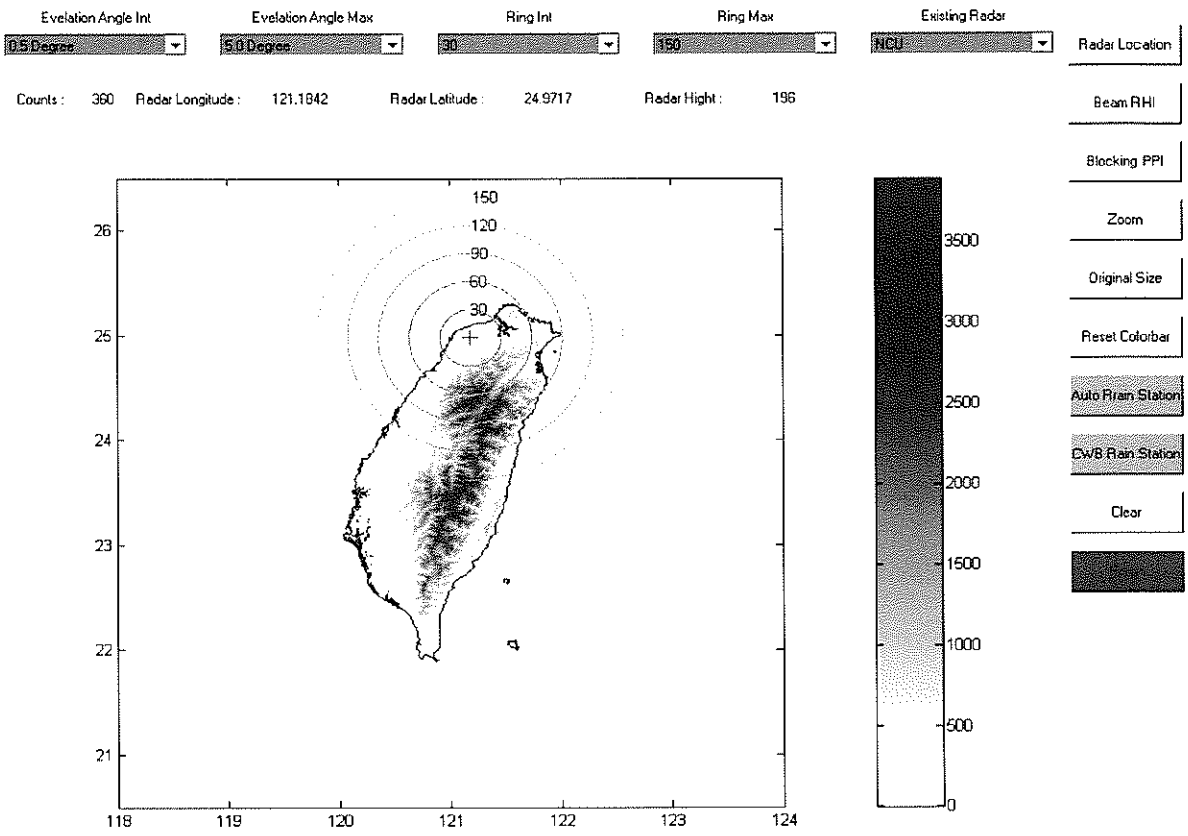


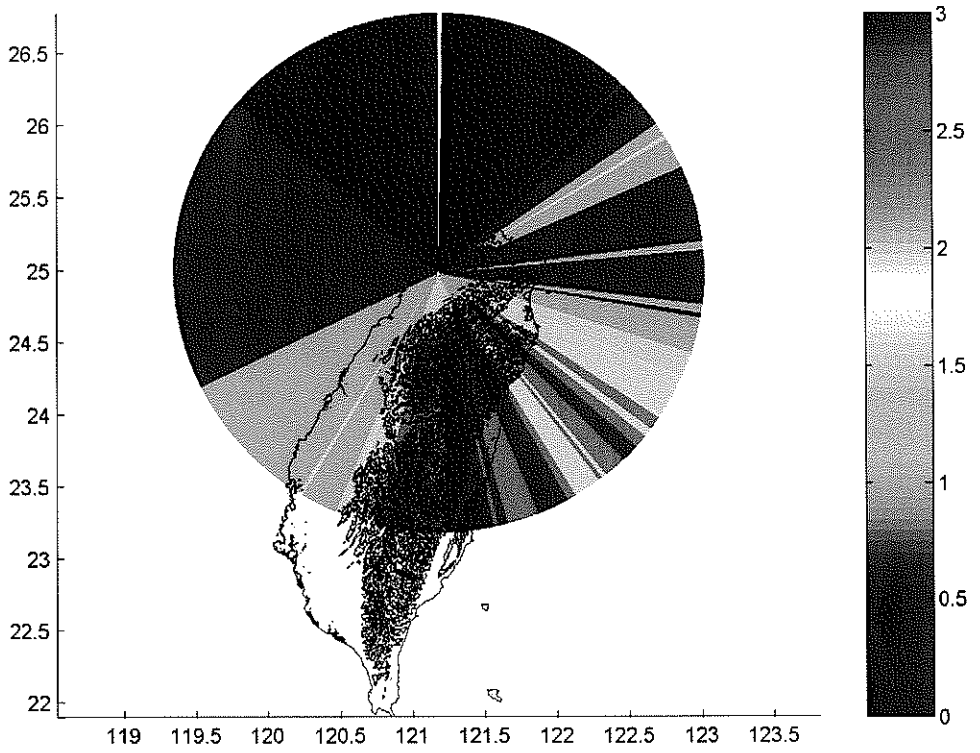
圖 1：雷達傳播高度計算。

圖 2(a)為中央大學雷達為中心輸入地形，圖 2(b)為計算之雷達可觀測最低高度角，圖 2(c)為雷達觀測最低高度，未來會加入觀測點與地面高度差等其他參考資料，並考量由上一項頻道特性模擬的結果選擇最適合之頻道及發射機功率，進行評估。

(a)



(b)



(c)

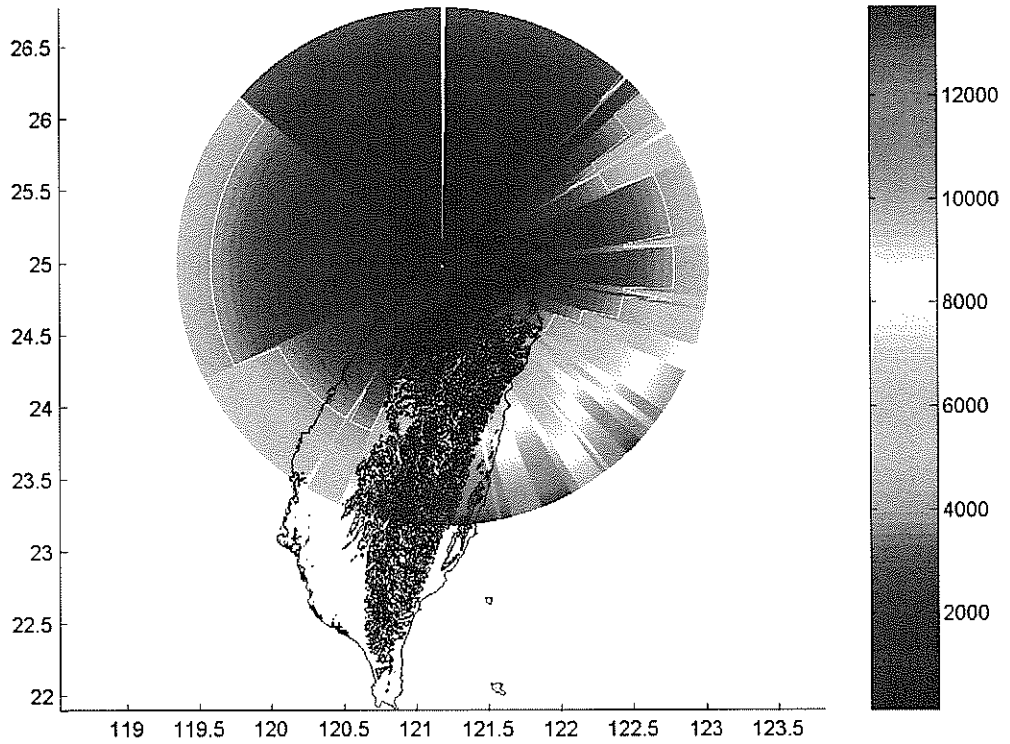


圖 2：(a)中央大學雷達為中心之地形，(b)雷達可觀測最低高度角，(c)雷達可測最低高度。

3.2 地形地貌阻擋觀測

在今年計劃中先利用上述雷達阻擋電腦模擬預先選擇數點進行評估後，篩選阻擋較少，居住群落較不稠密，道路狀況較佳的地點，以中央大學移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)(圖 3)做為實地進行地形地貌阻擋掃描測試的儀器。在今年規劃四~五次的實地作業，在不同的高度角進行阻擋範圍的觀測，並針對資料中雙偏極化雷達相關係數的結果，評估該點可用氣象資料覆蓋範圍，由於變數對於地形回波、海面回波，及真正的氣象資訊，分辨度極高，是對於評估設站地形地貌最佳的參數。以下是有關同極化相關係數(Co-polar correlation coefficient；$\rho_{hv}(0)$)的介紹。

$\rho_{hv}(0)$是雷達觀測在連續脈衝裡到Z_{HH}和Z_{VV}之間的相關性，同極化相關係數定義如下：

$$\rho_{hv}(0)=\frac{\left\langle S_{VV}S_{HH}^{*}\right\rangle}{\sqrt{\left\langle\left|S_{HH}\right|^{2}\right\rangle\left\langle\left|S_{VV}\right|^{2}\right\rangle}} \tag{5}$$

其中〝$\langle\ \rangle$〞代表期望值，為假設水象粒子的大小、形狀、傾斜角是依統計特性的分佈；＊代表共軛複數。

同一解析體積裡的Z_{HH}和Z_{VV}是經由雷達連續發射數個脈衝而獲得，在電磁波持續打在同一觀測目標的時間裡(dwell time)，若該解析體積裡的水象粒子的統計特性不變，各脈衝所測到的Z_{HH}和Z_{VV}的相對關係相近，則相關係數就大，純雨區的相關係數通常可以高達 0.98 以上，相關係數同樣也敏感於雜訊比(signal-to-noise ratio)、天線側波瓣(sidelobes)以及地形雜波(ground clutter)，因為地形的散射行為是較雜亂的，所以可以藉由相關係數來辨別降水或地形回波，做為雷達資料品管上濾除地形有效的工具。圖 4(a)

以中央大學大氣系樓頂 C-BAND 雷達觀測做為例子，回波場在 2004/12/041 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5°，圖 4(b)同時間之相關係數場。圖中明顯可看出東南方向地形阻擋。圖 4(c)為以相關系數 0.9 為閥值過濾後之回波場，由此圖可看出如何利用實地觀測掃描繪出不同角度阻擋的情況。

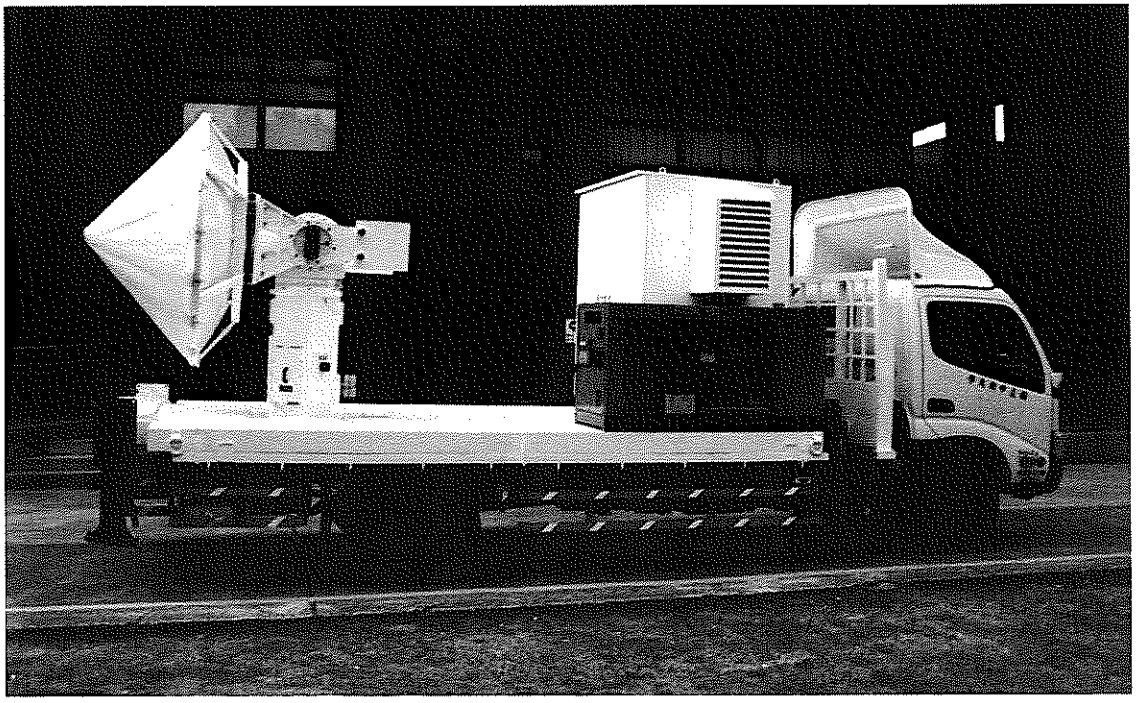


圖 3：中央大學移動式偏極化雷達車。

(a) (b)

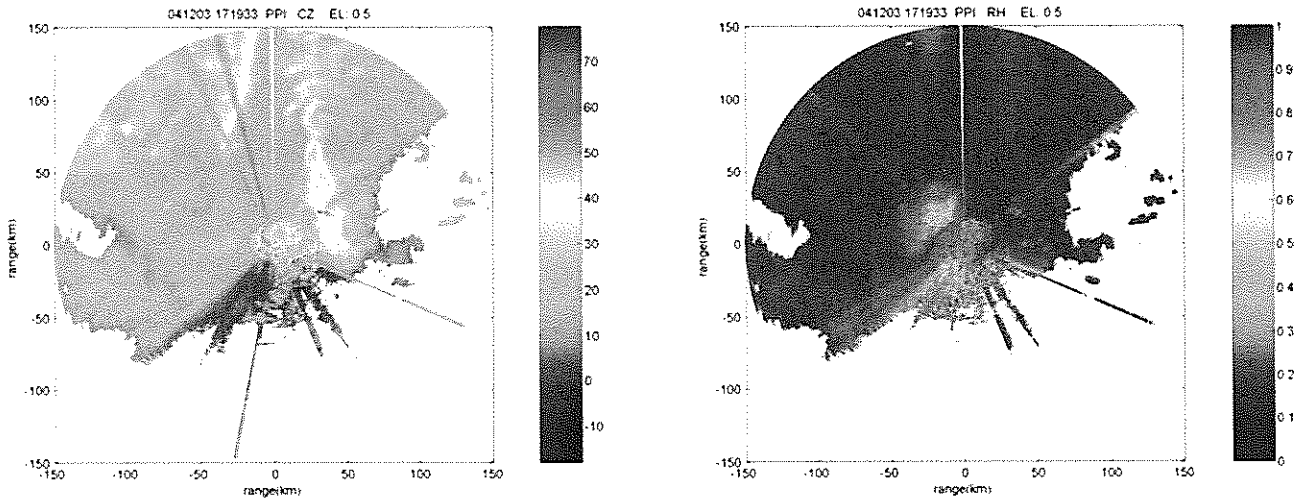


圖 4：以中央大學大氣系樓頂 C-BAND 雷達(a)回波場在 2004/12/041 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5°， (b)相關係數場在 2004/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5°。

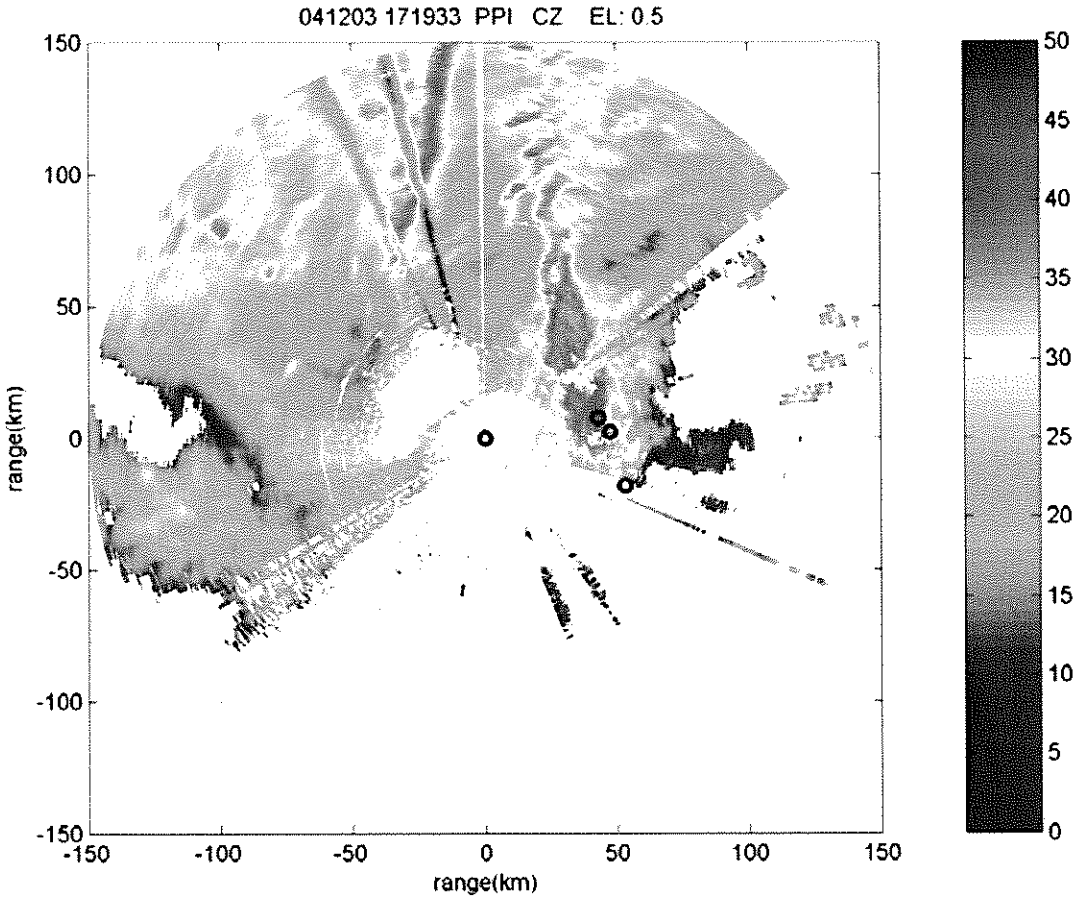


圖4(c)：以中央大學大氣系樓頂C-BAND雷達之回波場在2004/12/04 1 點19 分(LST)的PPI圖，為以相關系數0.9為閥值過濾後之回波場，掃瞄仰角為0.5°。

3.3 站址初步探勘

本計畫今年在台南、雲林、嘉義沿海及台南縣內陸區，以上三個縣可能站址做初步探勘，先提供經過計算及實地觀測可能的地址包括(1)台南沿海黃金海岸、(2)嘉義縣東石鰲鼓溼地、(3)雲林縣麥寮海邊(見圖 5)、(4)台南烏山南側刣牛湖山的探勘結果，除透過地圖了解周邊環境，包括居住群落及交通道路外，同時前往地籍所屬縣市政府或鄉鎮公所了解該地區未來可能的重大建設規劃。

3.3.1 黃金海岸

(一) 黃金海岸位址簡介：

「黃金海岸」位於台南市南區沿岸(圖 6)，確切位址為台南市南區佛壇里親水公園停車場旁的堤防（北緯 22.9265 度，東經 120.1759 度），由「台南市政府建設及產業管理處」負責租借管理。

(a) 交通/道路狀況：此站址鄰近台十七線濱海公路要道，交通運輸方便。站址平坦寬闊，道路狀況佳。

(b) 居住群落：預估站址距離台南市約 5km，衛星空照圖(圖 7)顯示距離位址約 300 公尺以外開始有較稠密的居住群落，但真正設站位址向南移至北緯 22.9232 度，東經 120.1753 度，則距離最近居住地區約 450 公尺(紅色圈半徑)，此距離已接近雷達遠場，設站所在對周邊居住環境的影響在可接受範圍內，但應仔細評估。

(c) 環境地面物阻擋：站址東側為停車場與濱海公路（圖 8a, 圖 8b, 圖 8c)，視野佳，周邊建築物稀少，且高度不高；停車場沿路有樹木與路燈，可能對於部份低仰角的觀測資料可能有些許影響。如興建雷達塔應可避免樹木、路燈的阻擋並且可大量降低對東方道路及居住群落輻射影響，站址西側直接比鄰台灣海峽，需考慮海浪造成的雜波(sea glutter)，並移除之。

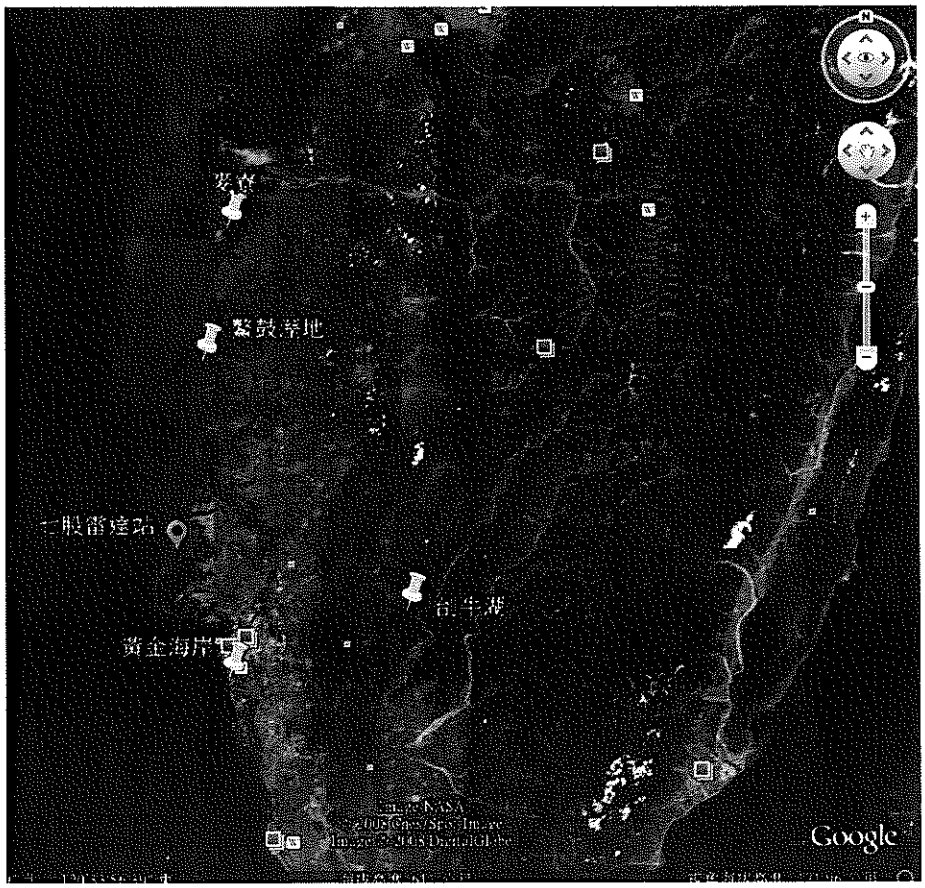


圖5、黃色標計分別為3個可能站址，包括黃金海岸、鰲鼓溼地、麥寮。圖中紅色標記為氣象局之七股雷達(RCCG)。

圖6、黃金海岸附近地形(Goolgle Earth提供)。

圖7、黃金海岸附近居住聚落衛星空照圖(Goolgle Earth提供)。

(a)

(b)

(C)

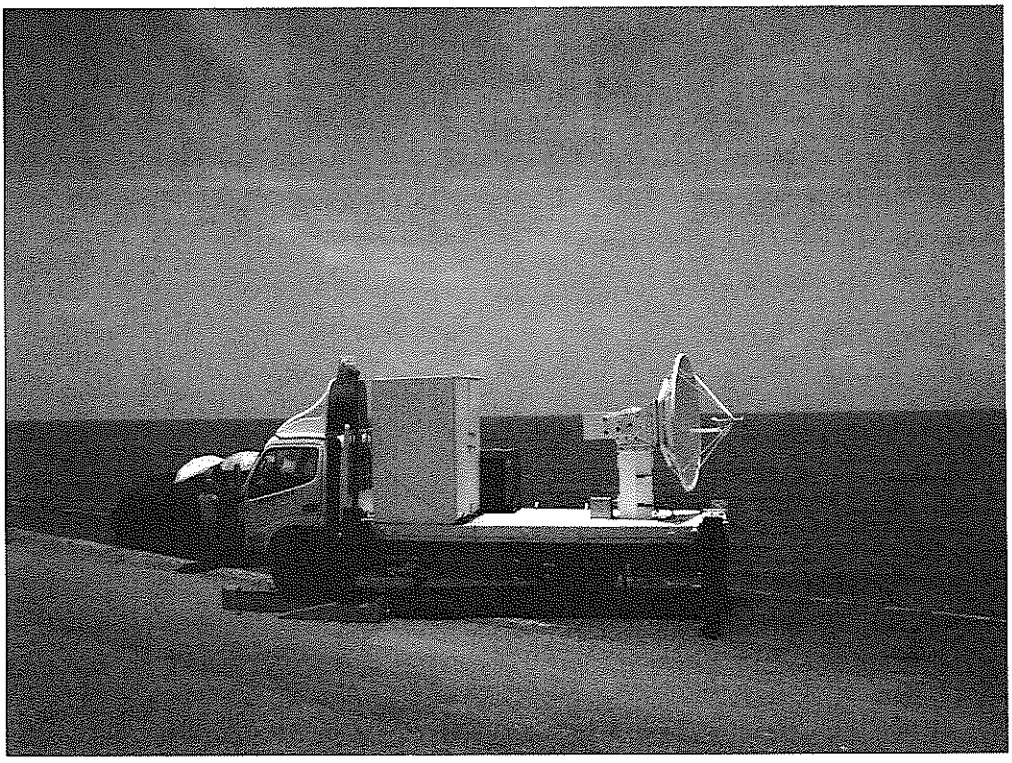


圖8、(a)黃金海岸周邊環境南面。(b)黃金海岸周邊環境北面。
(c) 黃金海岸周邊環境西南面

(二) 科學與防災觀點：可觀測到重要的危險天氣特徵。

受到梅雨鋒面、西南氣流和颱風影響，台灣西南部平原和山區容易發生豪大雨，可觀的降雨量常常帶來災害，若能獲得這些中尺度對流組織的結構特性，將增進對於降水系統生成、發展增強與消散關鍵機制的理解，並助於提供即時氣象的防災資訊。圖 9 為 2008 年卡玫基颱風期間，黃金海岸的實地天氣狀況。

今年(民國 97 年)受梅雨系統影響，台南、高雄之沿岸與山區皆發生強降水事件(圖 10)，而黃金海岸鄰近這些大雨中心，能捕捉西面海上對流胞之肇始與移動、海陸交界之對流胞變化，觀察對流胞與東側地形的交互作用，若氣象局雷達置於「黃金海岸」將擁有觀測不同方位之降水系統的彈性，如此將有助於掌握造成強降水之中尺度對流系統。

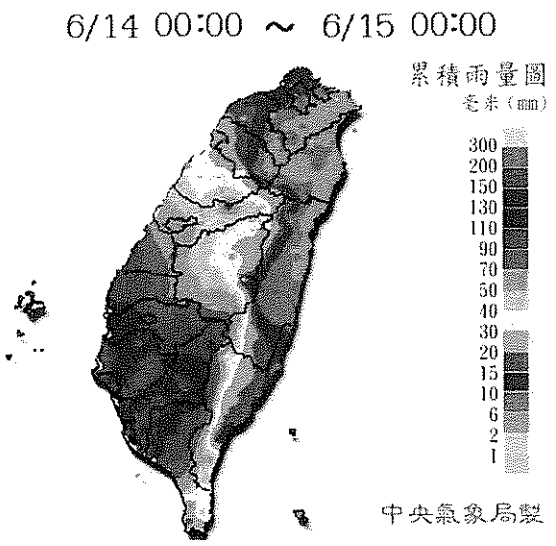
黃金海岸與七股雷達站距離約為三十公里，若進行同步觀測，經由雙雷達風場合成，可獲得空間解析度較佳的三維風場之動力結構；此外，「黃金海岸」位址標高接近海平面，更可與七股雷達共同提供西南氣流近地層氣象資訊。

具有雙偏極化功能的氣象雷達其多種不同參數表現出對流系統之雲微物理特徵與性質：利用 R-KDP 關係式進行較準確之降雨水估計，定位出強降水的對流胞位置，並予以追蹤其移動與變化；使用不同雙偏極化參數進行水象粒子分類，提供劇烈天氣警告，如：降雹或過冷水資訊。

氣象局雷達如建置於黃金海岸觀測時可結合動力與雲物理資訊更近一步得知造成豪大雨的中尺度系統位置與強度，並提供正確降雨量估計之重要氣象防災資訊。

圖 9、2008 年卡玫基颱風期間，黃金海岸的實地天氣狀況。

(a)



(b)

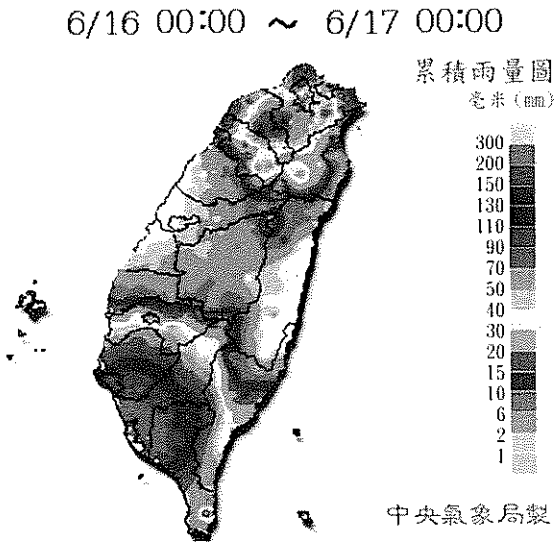


圖10、台南與高雄的強降水事件。(a)民國97年6月14日。(b) 民國97年6月16日。

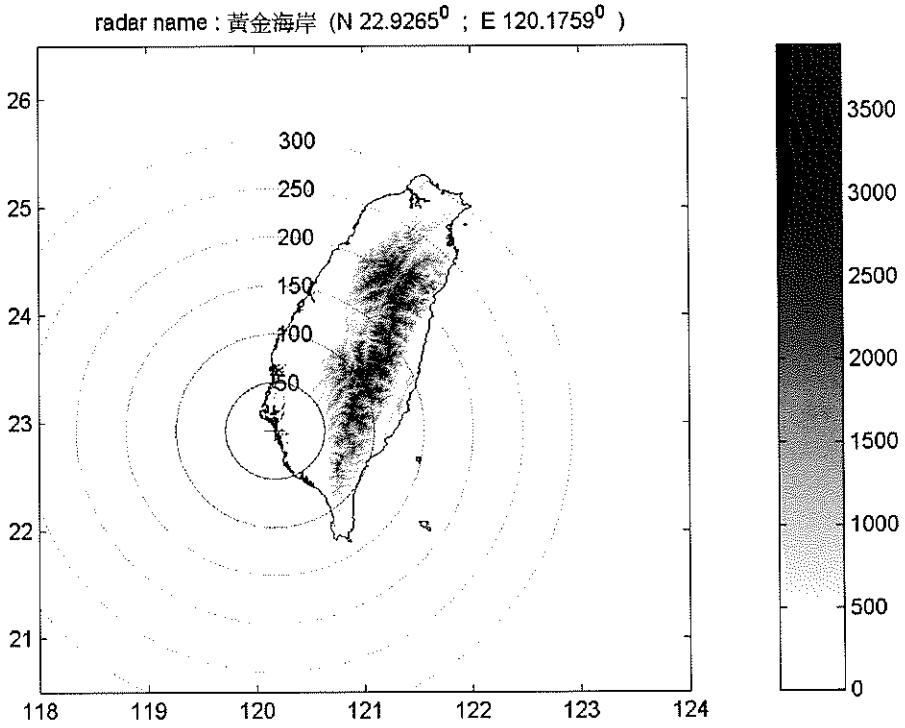
(三)觀測資料受阻擋程度(地形地物)：電腦模擬

由「黃金海岸」為中心(圖 11a)輸入地形以模擬地形的阻擋，可得出雷達電磁波可觀測之最低仰角(圖 11b)與最低高度(圖 11c)。「黃金海岸」西方為台灣海峽，無須考慮地形阻擋，可直接以 0° 仰角觀測(圖 11b)，並可獲得高度低於 250m 的低層天氣資訊(圖 11c)；「黃金海岸」東側陸地為人群活動區域，需以 0.5° 以上仰角掃描(圖 11b)，距離位址東南方向五十公里處有山丘地形阻擋處，需以 1° 仰角以上觀測，至多 2° 仰角。由雷達東南方(方位角 117°)的剖面可見(圖 11d)，低於 1° 仰角即可觀測山谷間(距雷達約 50km)與低層迎風坡上的對流胞結構。小結以上，東側陸地的地形對於電磁波的阻擋並不嚴重，在 1° 範圍附近。

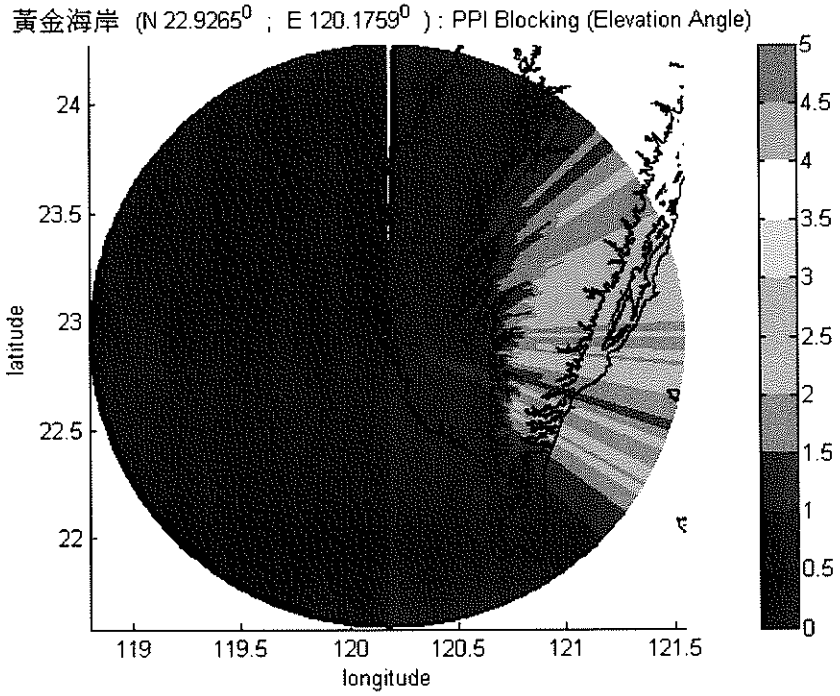
距離站址 100km 內，大部份雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(圖 11e)小於 1km，這代表最低觀測的高度接近地面，可以更準確估計降雨量數值並獲得近低層風場資訊。圖 11f 為黃金海岸周圍氣象局局屬與自動與量測站相

對位置，雨量站密度集中在平原與山腳處，一公里以上的山區雨量站甚為缺乏，故雙偏極化雷達建置於此地點可以補足山區地形的雨量站空間密度。

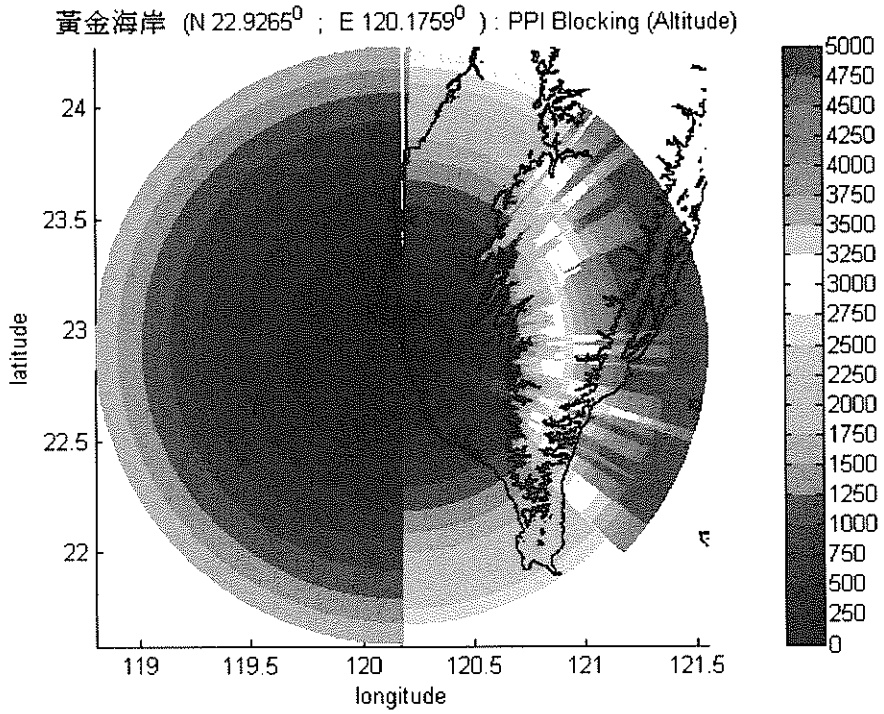
(a)



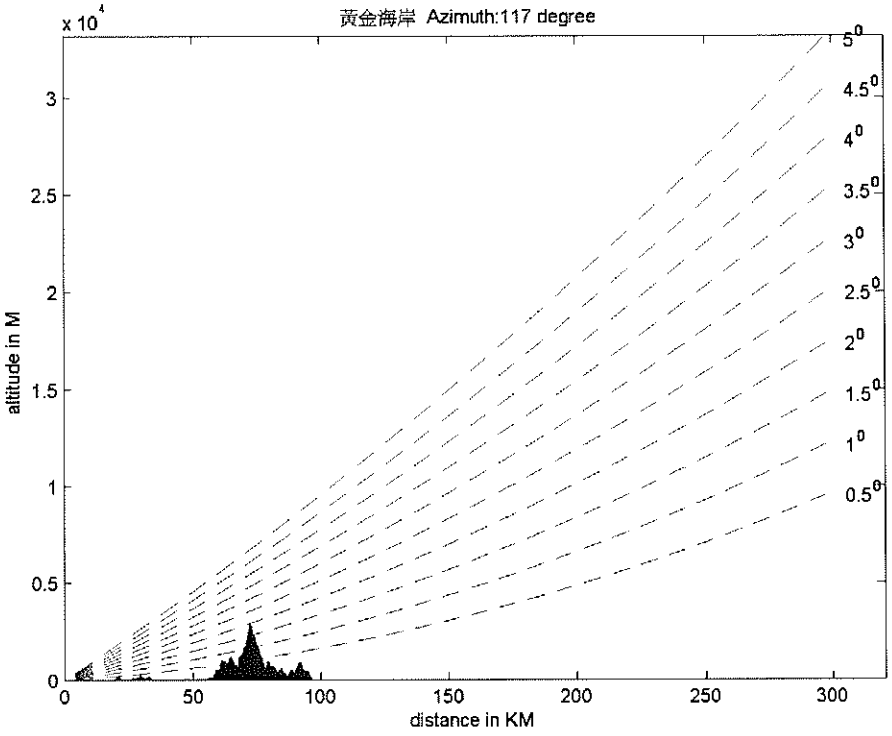
(b)


黃金海岸 (N 22.9265^0 ; E 120.1759^0) : PPI Blocking (Elevation Angle)
latitude
longitude
24
23.5
23
22.5
22
119
119.5
120
120.5
121
121.5
5
4.5
4
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0

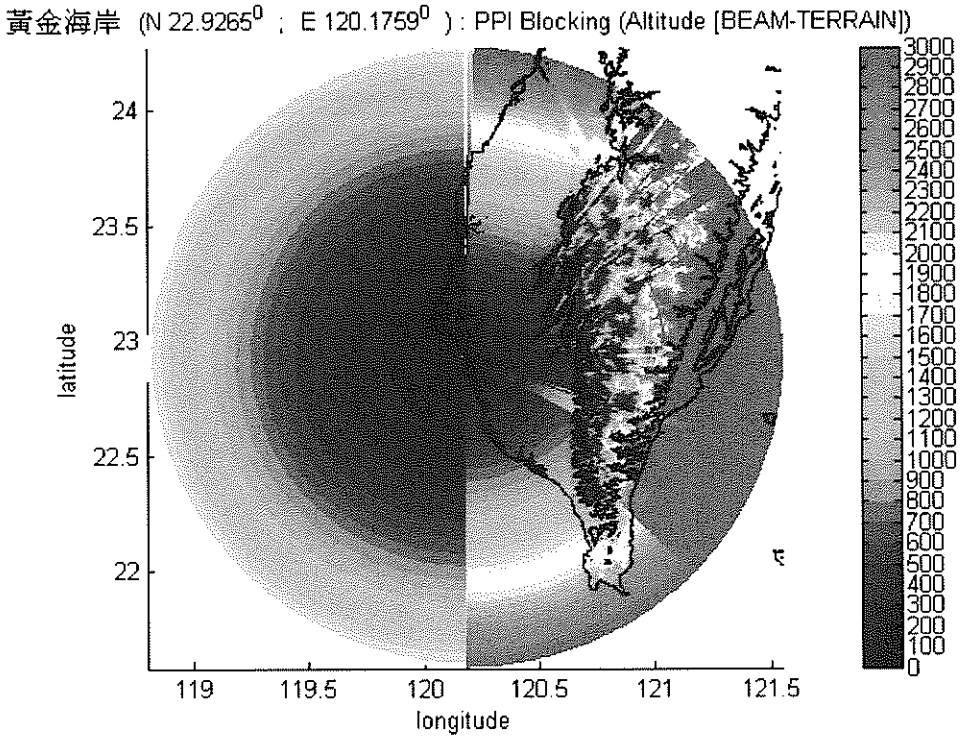
(c)


黃金海岸 (N 22.9265^0 ; E 120.1759^0) : PPI Blocking (Altitude)
latitude
longitude
24
23.5
23
22.5
22
119
119.5
120
120.5
121
121.5
5000
4750
4500
4250
4000
3750
3500
3250
3000
2750
2500
2250
2000
1750
1500
1250
1000
750
500
250
0

(d)


黃金海岸 Azimuth:117 degree
x 10^4
altitude in M
distance in KM
5^0
4.5^0
4^0
3.5^0
3^0
2.5^0
2^0
1.5^0
1^0
0.5^0

(e)


黃金海岸 (N 22.9265^0 ; E 120.1759^0) : PPI Blocking (Altitude [BEAM-TERRAIN])
latitude
longitude

(f)

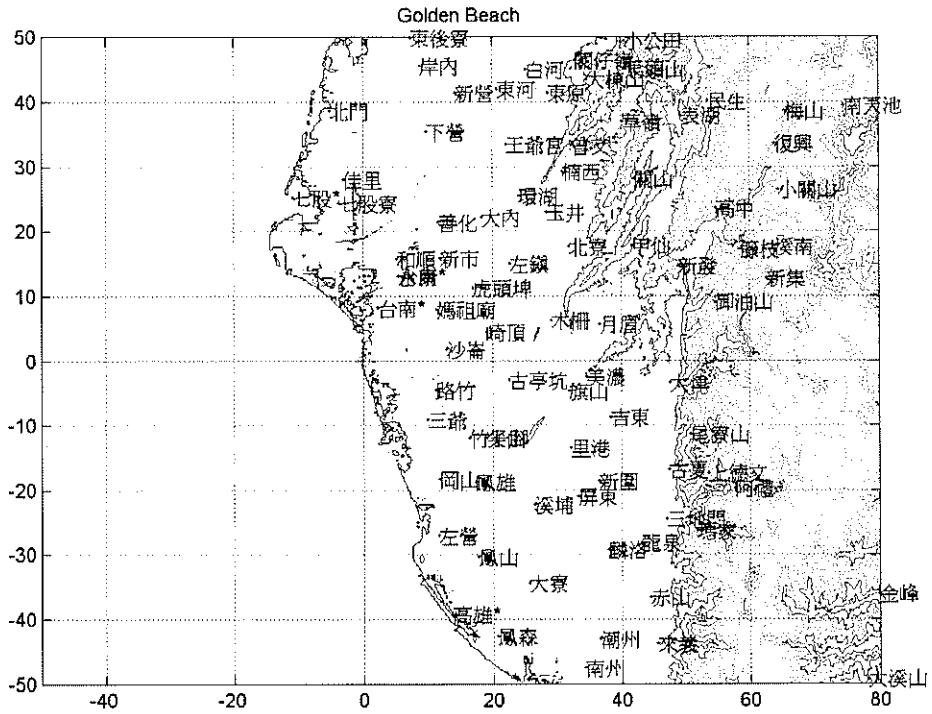


圖11、(a)以黃金海岸為中心的觀測距離(km)，灰階為地形高度。(b) 雷達電磁波可觀測之最低仰角(°)，(c)觀測最低高度(m)，(d)方位角117° 的地形剖面和電磁波路徑，(e) 雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(m)，(f)以黃金海岸為中心，紅點為氣象局局屬與自動雨量測站相對位置，等高線為地形，間隔300 m。

(四)實地觀測：(民國 97 年 5 月 28 日觀測資料)

今年梅雨季時本計畫利用移動式TEAM-R(X-band雙偏極化都卜勒雷達)於此站址朝西方海上進行扇形掃描(sector scan)，圖 12 為 0.5° 低仰角的觀測資料，圖中參數分別為回波(DZ)、徑向風(VR)和相關係數(RH)。當日天氣晴朗，雷達西面的環境風場是約為 1ms-1 的南風。在距離雷達 15km 處的海上可見一條微弱近乎南北走向的晴空線狀回波，其回波數值約為 0dBZ，徑向風場有輻合現象，相關係數低於 0.9，持續朝陸地移動。此外，從雷達向北有一弧形回波(DZ)，但徑向風數值為零，若濾除相關係數(RH)低於 0.9 後得到初步去除雜波之回波(ZZ)，其弧形已不復見，應是非氣象訊息，此弧形回波可能是受附近建築物或地形影響所造成，此現象在 4° 仰角以下皆可發現。

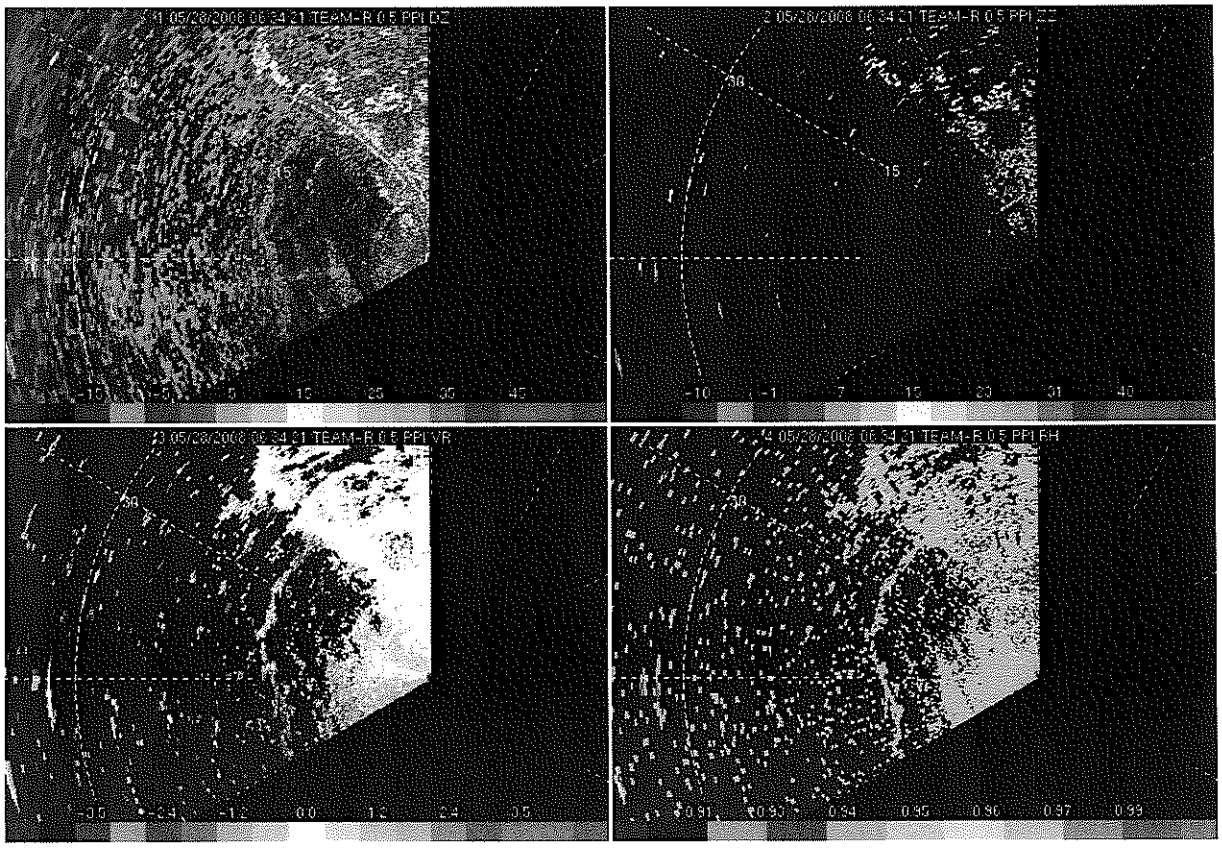


圖12、2008年5月28日0637UTC，TEAM-R於黃金海岸0.5°的扇形掃描。參數分別為：回波(DZ)、去除雜波後的回波(ZZ)、徑向風(VR)和相關係數(RH)。

3.3.2 鰲鼓溼地

(一)位址簡介

鰲鼓溼地位於嘉義縣與雲林縣沿海交界處，屬於嘉義縣東石鄉，探勘的位置在台糖海埔墾殖地內(北緯 23.5136 度，東經 120.1193 度)，見圖6。

(a) 交通/道路狀況：此站址鄰近台十七線濱海公路要道，交通運輸方便。站址平坦寬闊，道路狀況佳。

(b) 居住群落：預估站址距離朴子市約 8km，衛星空照圖(圖 13)顯示距離位址約 5000 公尺以外開始有較稠密的居住群落，設站所在對周邊居住環境的影響低。

(c) 環境地面物阻擋：站址東側為農場(圖 14)，視野佳，周邊建築物稀少，且高度不高，可能對於部份低仰角的觀測資料可能有些許影響。如興建雷達塔應可避免樹木的影響，站址西側直接比鄰台灣海峽，需考慮海浪造成的雜波(sea glutter)，並移除之。

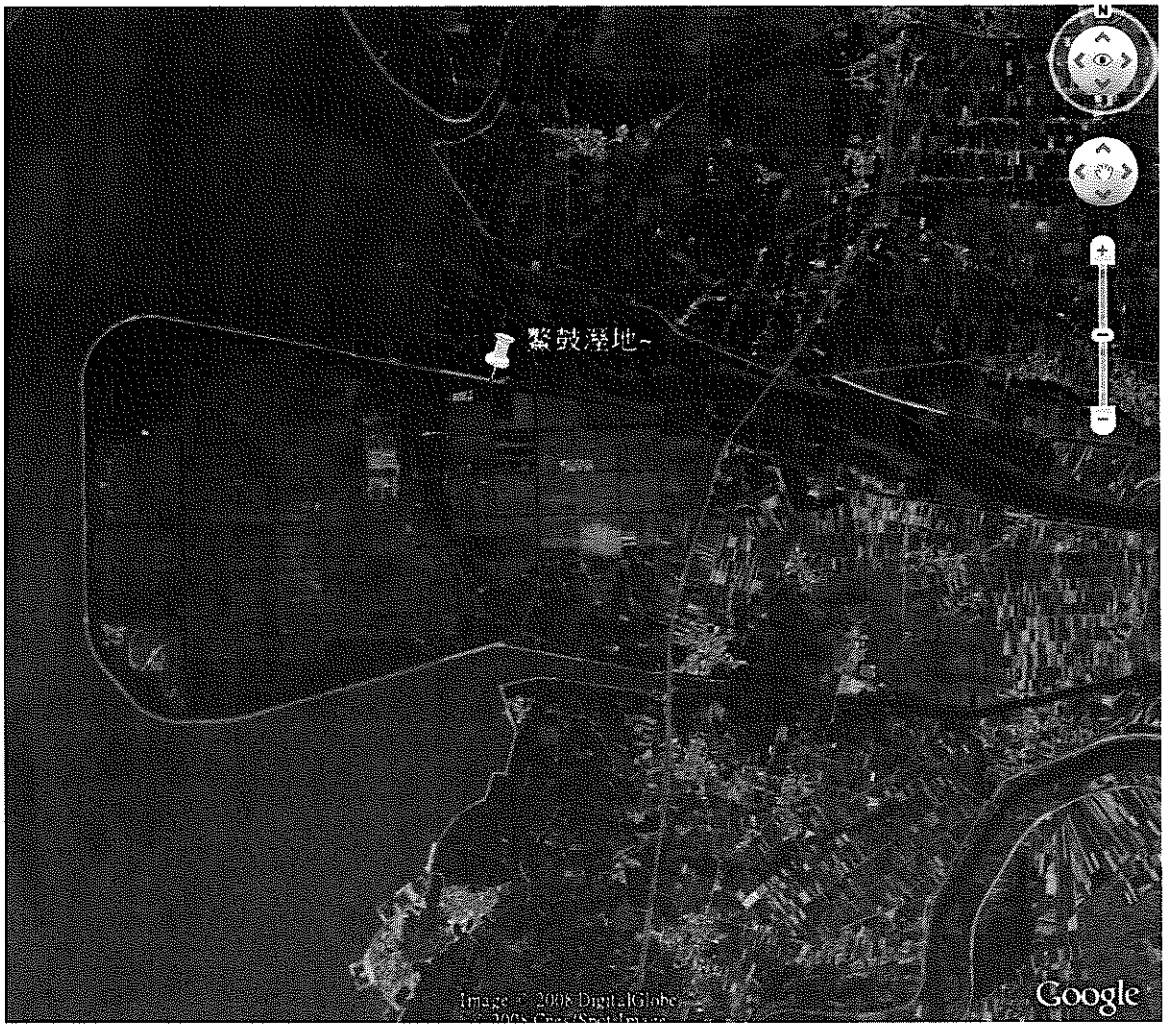


圖13、鰲鼓溼地東石台糖農場，可能站址衛星圖。

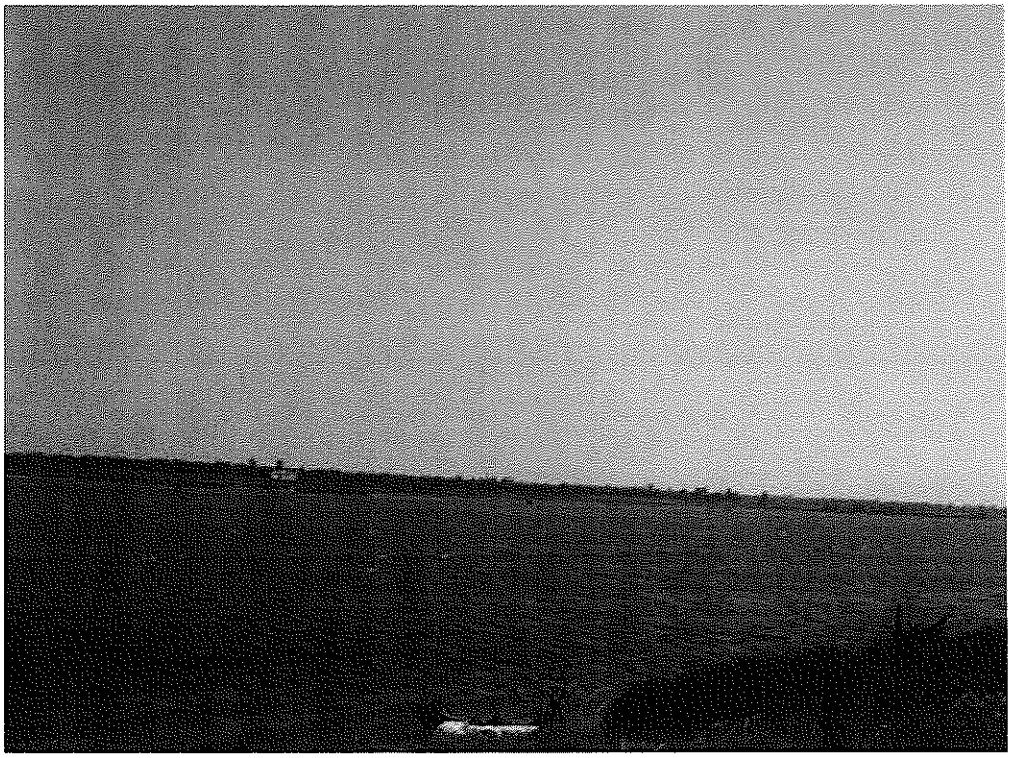


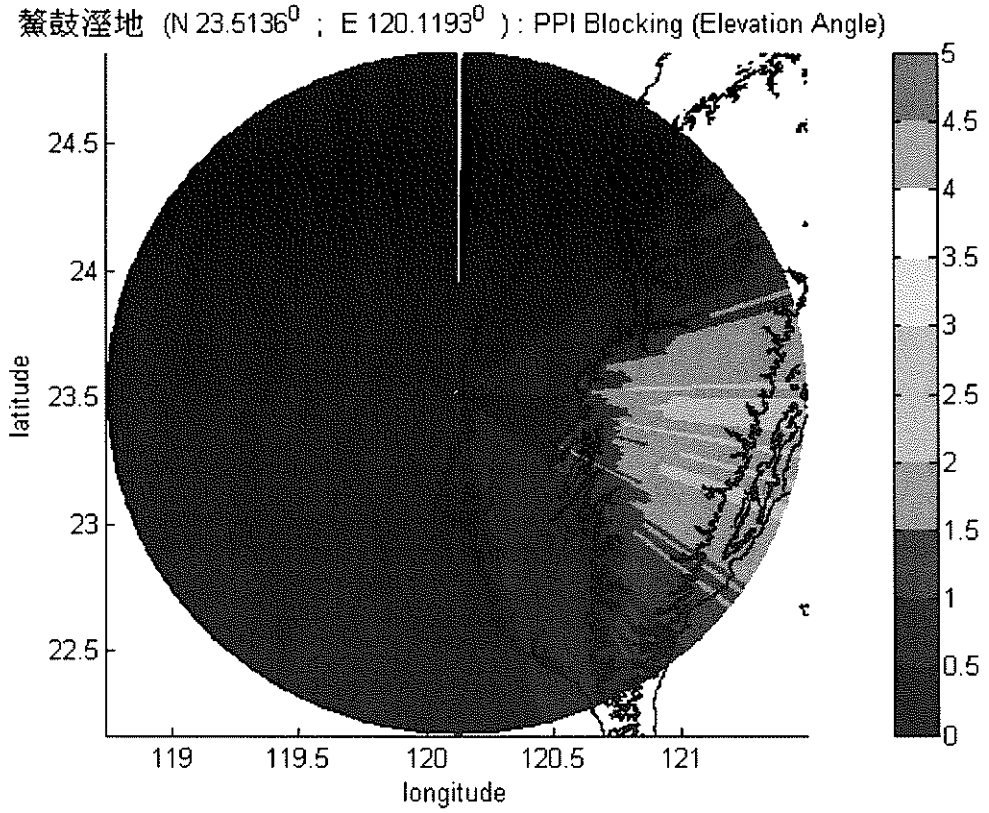
圖14、鰲鼓溼地東石台糖農場，可能站址附近景觀。

(二)觀測資料受阻擋程度(地形地物)：電腦模擬

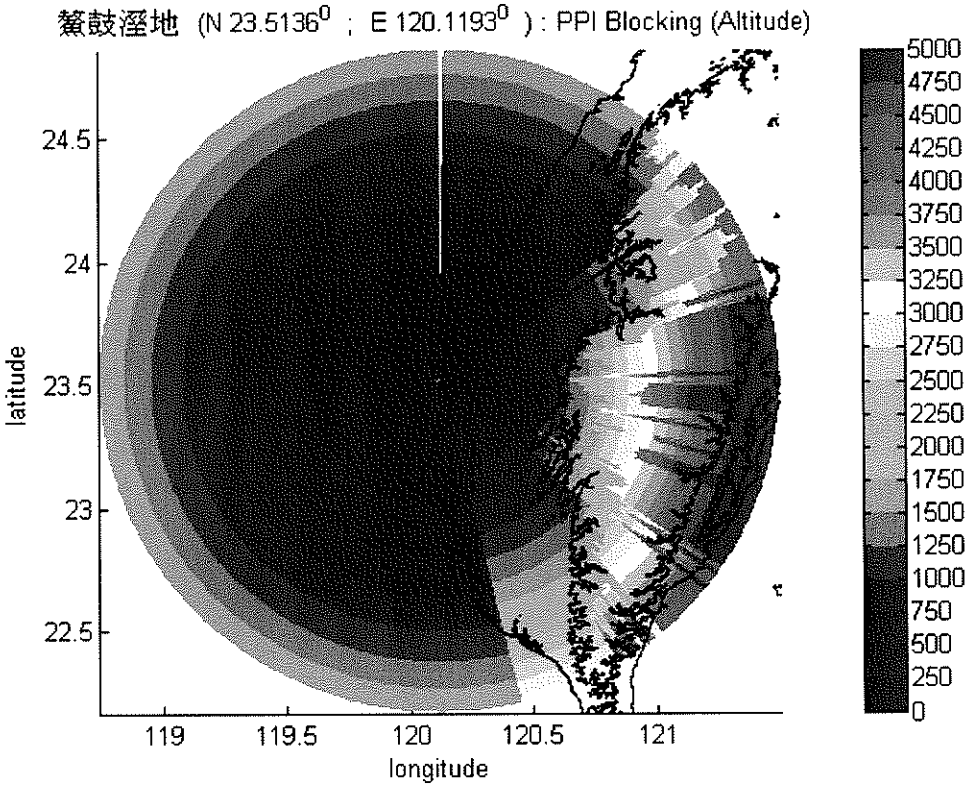
由「鰲鼓溼地」為中心輸入地形以模擬地形的阻擋，可得出雷達電磁波可觀測之最低仰角(圖 15a)與最低高度(圖 15b)。「鰲鼓溼地」西方為台灣海峽，無須考慮地形阻擋，可直接以 0° 仰角觀測，並可獲得高度低於 250m 的低層天氣資訊(圖 15b)；此站與地面自動雨量站的地理相對關係與黃金海岸站址相當類似，東側陸地包括雲林嘉義台南平原地區可在 1° 以下觀測，此站址的特色為大部分南投山區在 2° 以下均可觀測，山區雷達掃描之最低觀測點與地面高度差小於 1 公里，只有極小的範圍落差會超過 2 公里(圖 15c 中黃色區域)，這代表最低觀測的高度接近地面，雨量站密度集中在平原與山腳處，一公里以上的山區雨量站甚為缺乏，故雙偏極化雷達建置於此地點可以補足山區地形的雨量站空間密度。台灣多種颱風路徑均會引起南投山區大

雨，是土石流的最嚴重的地區，圖 16 為賀伯颱風 7 月 31 日 12 小時的累積雨量，可看出南投山區大雨中心，比較圖 15c 與圖 11e 這個地理位置相較於黃金海岸對於南投的豪雨監控位置較佳。此站位於現有七股站的北方約 55 公里處，所能觀測的天氣現象與黃金海岸及七股站相當類似，但因為位置稍微偏北，對於從南海北上的颱風預警偵測的時間會稍微延後。

(a)



(b)



(c)

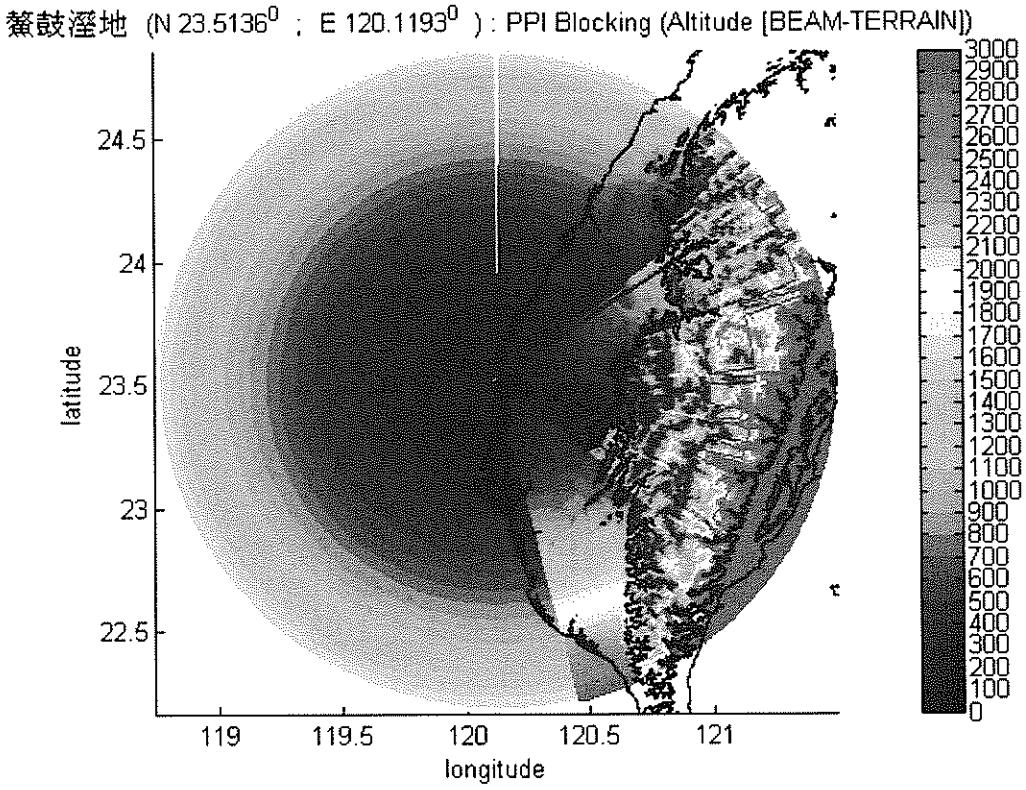


圖15、(a)以鰲鼓溼地為中心，雷達電磁波可觀測之最低仰角(度)，(b)觀測最低高度(m)，(c)雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(m)

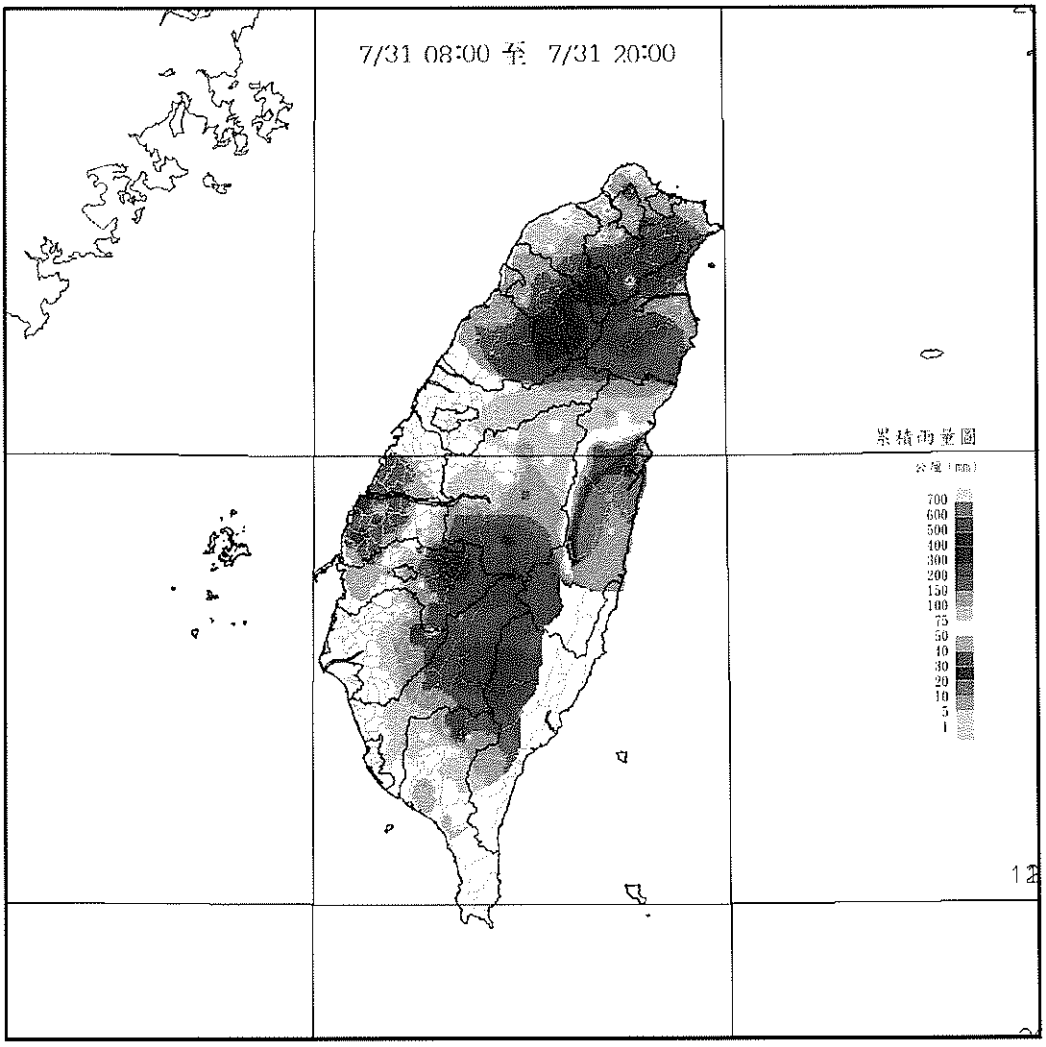


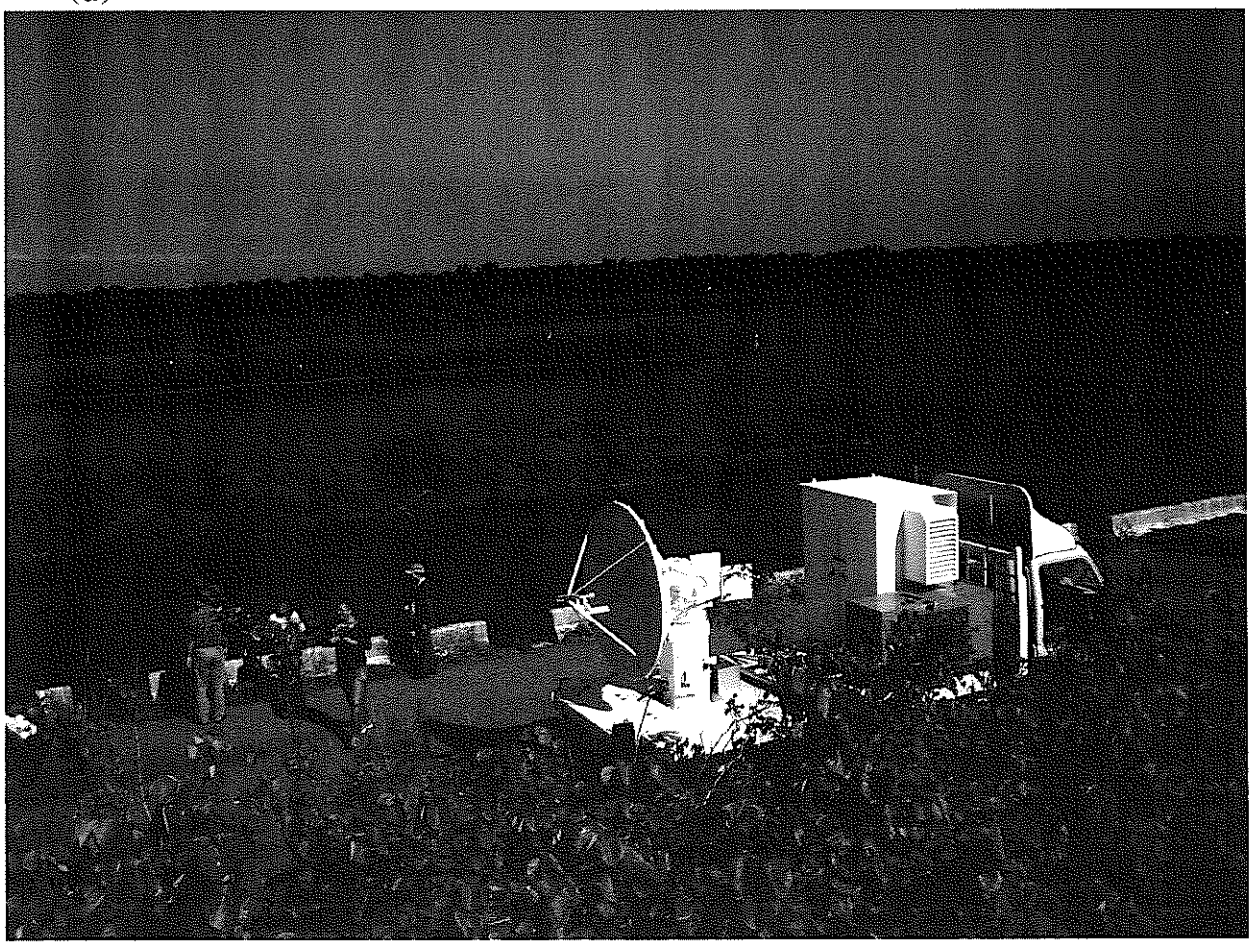
圖16、2006年賀伯颱風7月31日8時至20時之累積降雨量。

(三)實地觀測

配合氣象局驗收要求，並提供氣象局第四組人員探勘雷達站址的經驗，本計畫將移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)開往台南以北之鰲鼓溼地，氣象局第四組也派員直接參與觀測實驗。該地屬於台糖東石農場，雷達車由北堤進入農場區，沿堤岸繞過濕地抵南岸，該地有大片的水草，在秋天季節有許多候鳥及留鳥停在湖上或湖邊的矮樹叢(圖 17)，能見度極好。圖 18 為自 0.5 度至 4.0 度之回波，由圖中可看出在雷達可能站址東側約 40 公里處，有相當高的地形阻擋，隨著高度角逐漸抬升至 4.0 度左右，地形阻擋幾乎已完

全消失。圖 19(a)及圖 19(b)為該點所收集到的相關係數分布圖，如比對圖 18(a)及圖 18(b)可輕易看出如果過濾相關係數小於某個閥值，可將地形回波過濾地十分徹底，該濕地的自然景觀極美，如考慮在該地建站，應仔細評估雷達天線罩及鐵塔對景觀的衝擊。此站址離澎湖馬公新建置雙偏極化都卜勒雷達約 55 公里，距離相當的近，雷達資源是否過密，應仔細評估。

(a)



(b)

(c)

(d)

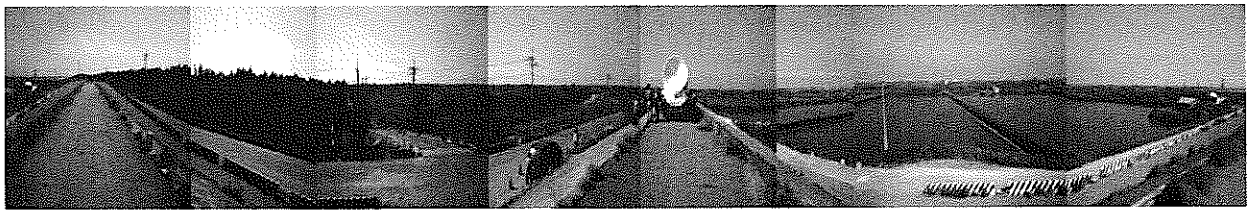


圖17、(a)鷲鼓溼地現場情況，(b)鷲鼓溼地南堤海邊，(c)南堤海邊與濕地 ，(d)鷲鼓溼地北堤移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)觀測點。

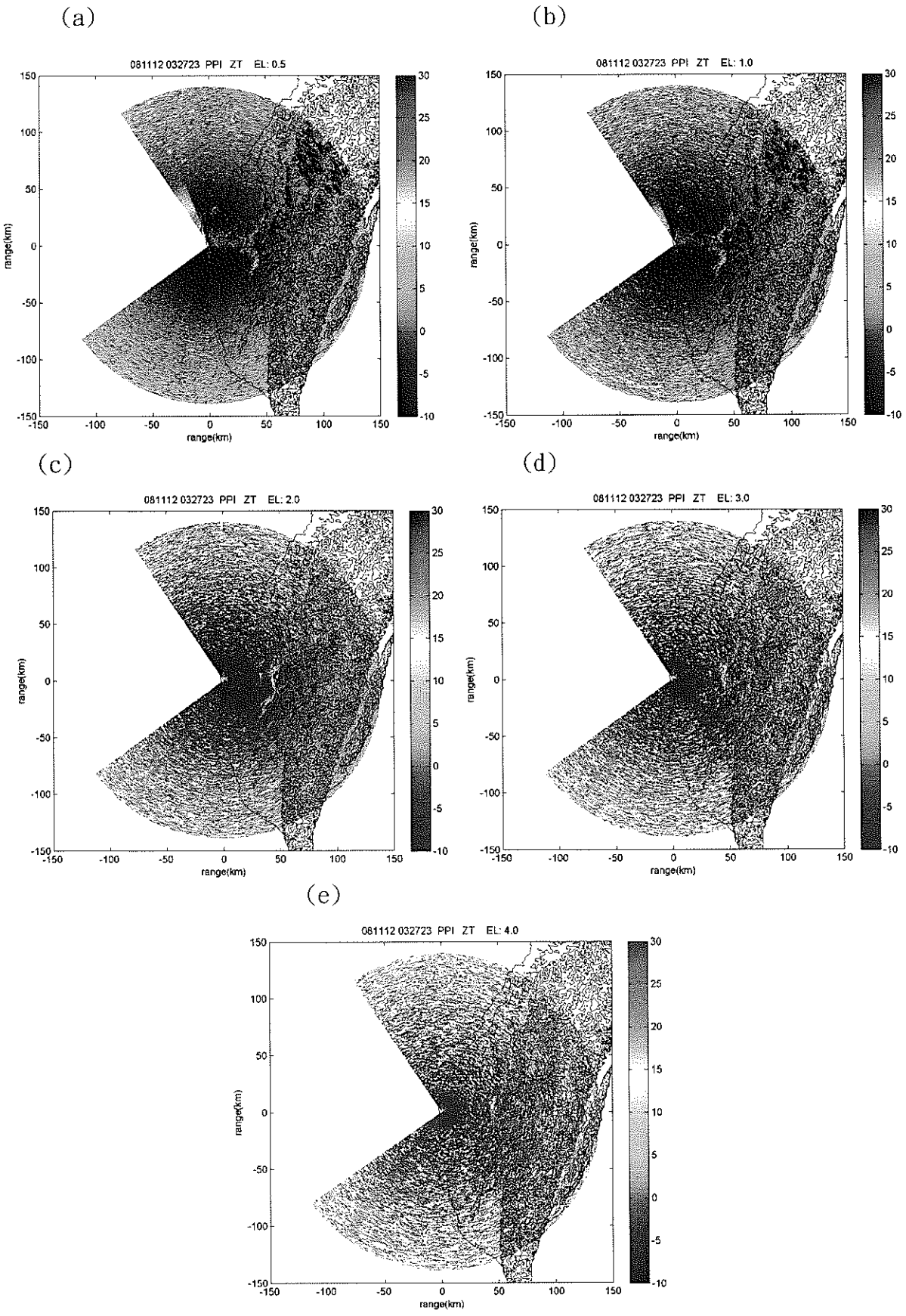


圖18、以鱉鼓溼地為中心(a)0.5度地形回波(車頭向西)，(b) 1.0度，(c)2.0，(d)3.0，(e)4.0度，此圖QC設定為不過濾任何資料。

(a)　　(b)

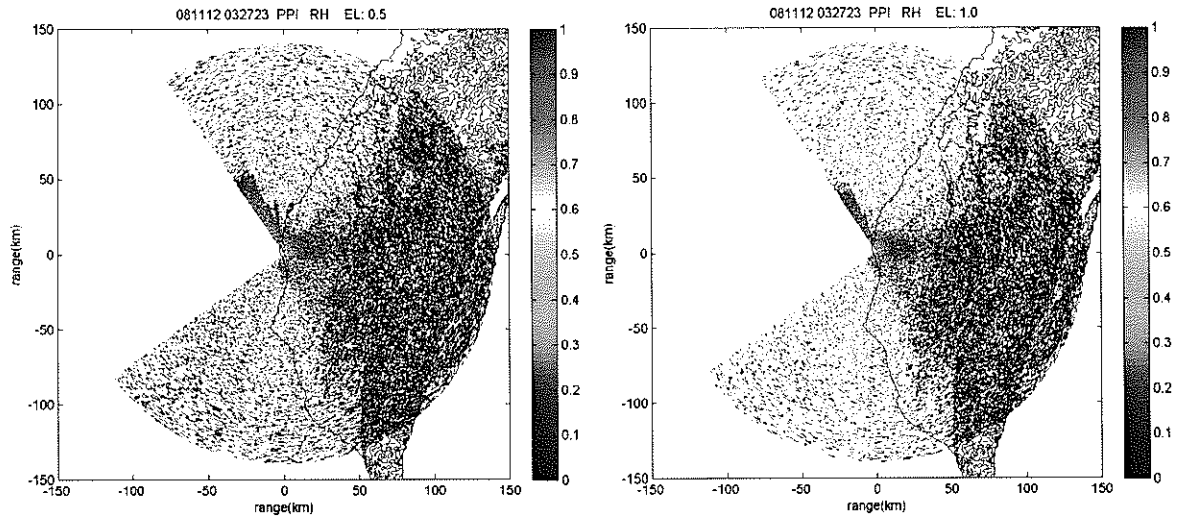


圖19、以鰲鼓溼地為中心(a)0.5度相關係數(車頭向西)，(b) 1.0度，此圖QC設定為不過濾任何資料。

3.3.3 麥寮海邊

(一)位址簡介

此站的位置位於雲林縣麥寮六輕工廠的南側，屬於麥寮鄉的海邊蚵田堤防道路，目前預定要探勘的位置在北緯 23.7380 度，東經 120.1759 度，見圖 20。

(a) 交通/道路狀況：此站址鄰近台十七線西濱快速道路，交通運輸方便。站址平坦寬闊，道路狀況佳。

(b) 居住群落：預估站址距離麥寮鄉市中心約 6km，衛星空照圖顯示距離位址約 4km 以外開始有較稠密的居住群落，附近大部分為蚵田，六輕工廠在北側約 2 公里，在對周邊居住環境的影響極低。

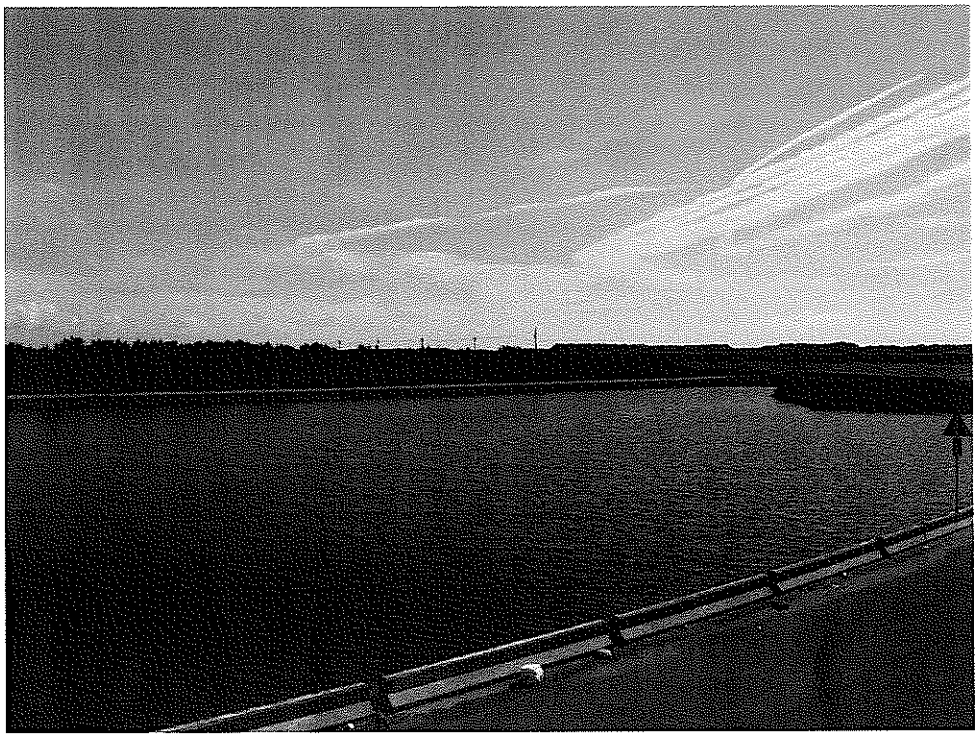
(c) 環境地面物阻擋：站址北側為石化工廠(圖 21a)，有少許的障礙物，其他象限視野佳，周邊建築物稀少(圖 21b)，僅有一些矮樹(圖 21c)。如興建雷達塔應可避免樹木阻擋，站址西側直接比鄰台灣海峽，需考慮海浪造成的雜波(sea glutter)，並移除之。

圖20、麥寮海邊蚵田堤防衛星圖。

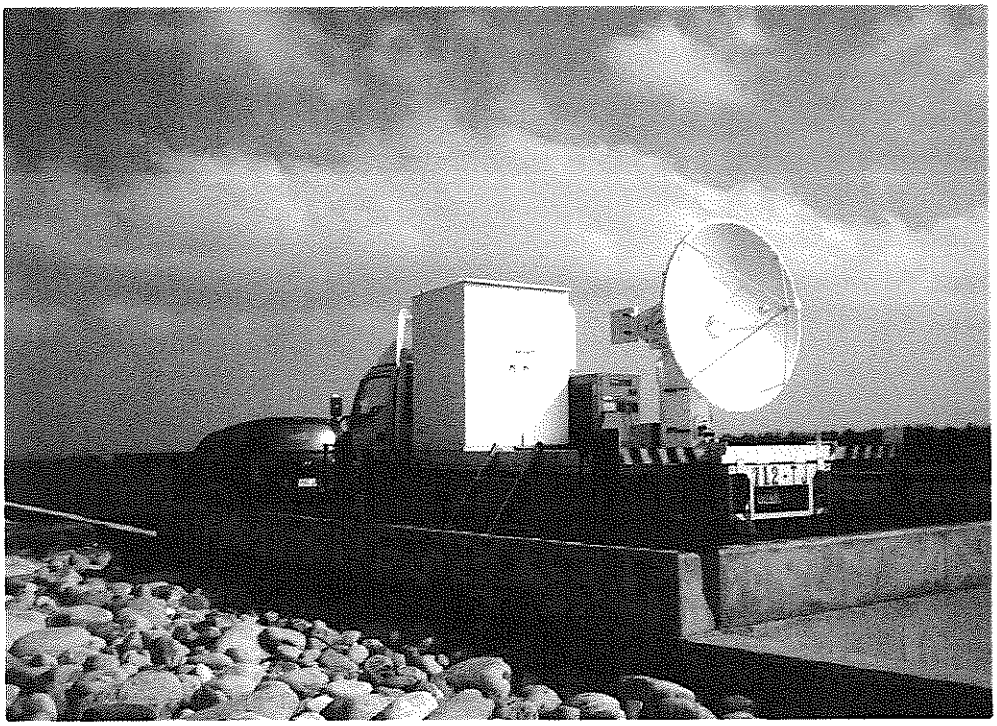
(a)

(b)

(c)



(d)



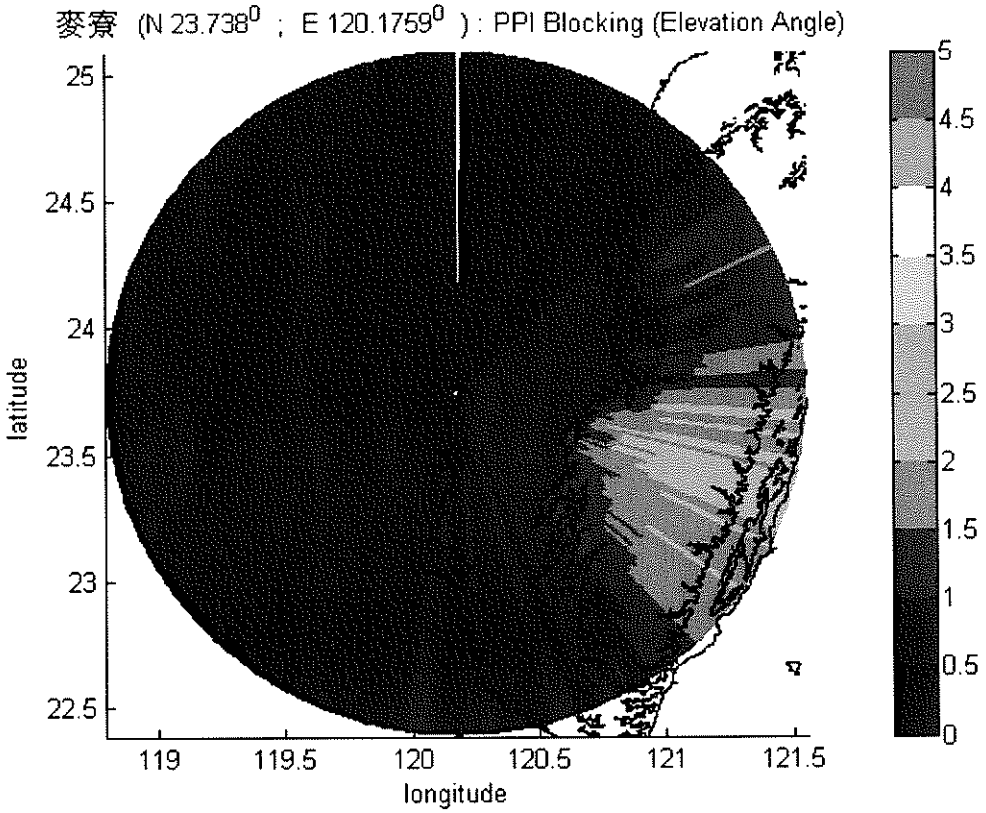
(e)

圖21、麥寮海邊(a)北側六輕工廠，(b)附近蚵田堤防，(c)堤防道路，(d、e)雷達車堤防上停靠位置。

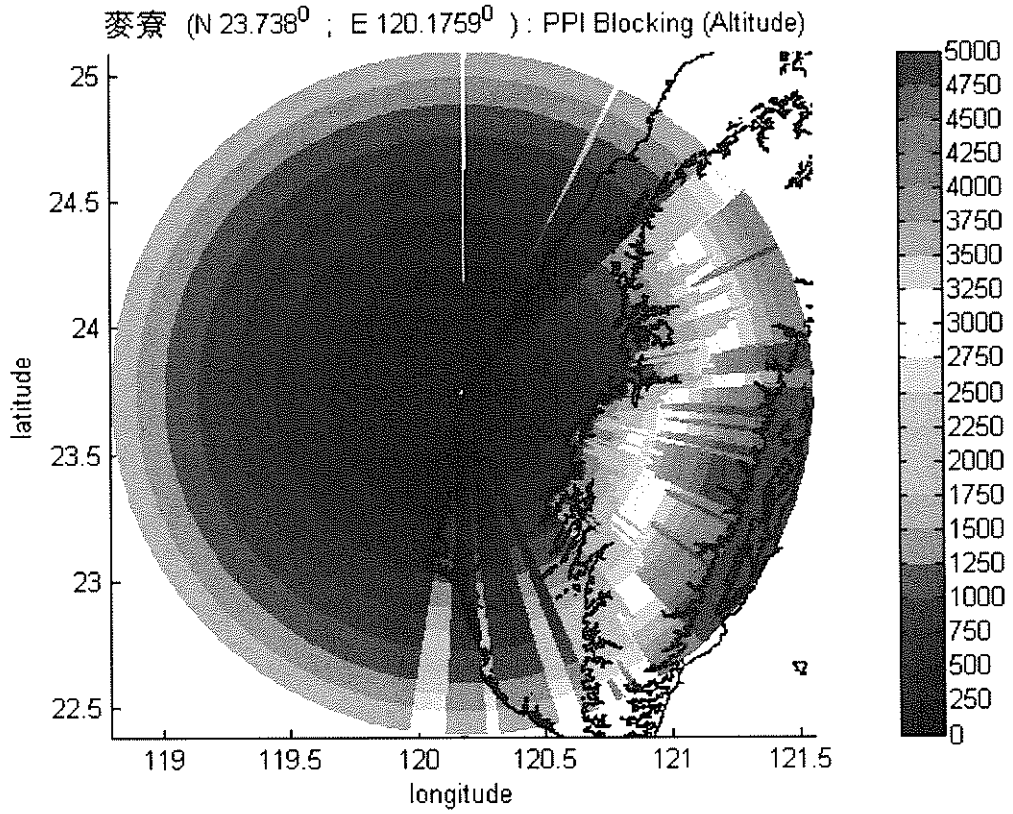
(二)觀測資料受阻擋程度(地形地物)：電腦模擬

由「麥寮海邊」為中心輸入地形以模擬地形的阻擋，可得出雷達電磁波可觀測之最低仰角(圖 22a)與最低高度(圖 22b)。此站與鰲鼓溼地的特徵十分接近，雙偏極化雷達建置於此地點可以補足山區地形的雨量站空間密度。比較圖 22c 與圖 11b 這個地理位置相較於黃金海岸對於南投的豪雨監控位置較佳，地形對於電磁波的阻擋並不嚴重。此站位於現有七股站的北方約 70 公里處，所能觀測的天氣現象與黃金海岸、鰲鼓溼地及七股站相當類似，但因為位置更偏北，對於從南海北上的颱風預警偵測的時間會更延後。

(a)


麥寮 (N 23.738^0 ; E 120.1759^0) : PPI Blocking (Elevation Angle)
25
24.5
24
23.5
23
22.5
latitude
119
119.5
120
120.5
121
121.5
longitude
5
4.5
4
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0

(b)


麥寮 (N 23.738^0 ; E 120.1759^0) : PPI Blocking (Altitude)
25
24.5
24
23.5
23
22.5
latitude
119
119.5
120
120.5
121
121.5
longitude
5000
4750
4500
4250
4000
3750
3500
3250
3000
2750
2500
2250
2000
1750
1500
1250
1000
750
500
250
0

(c)

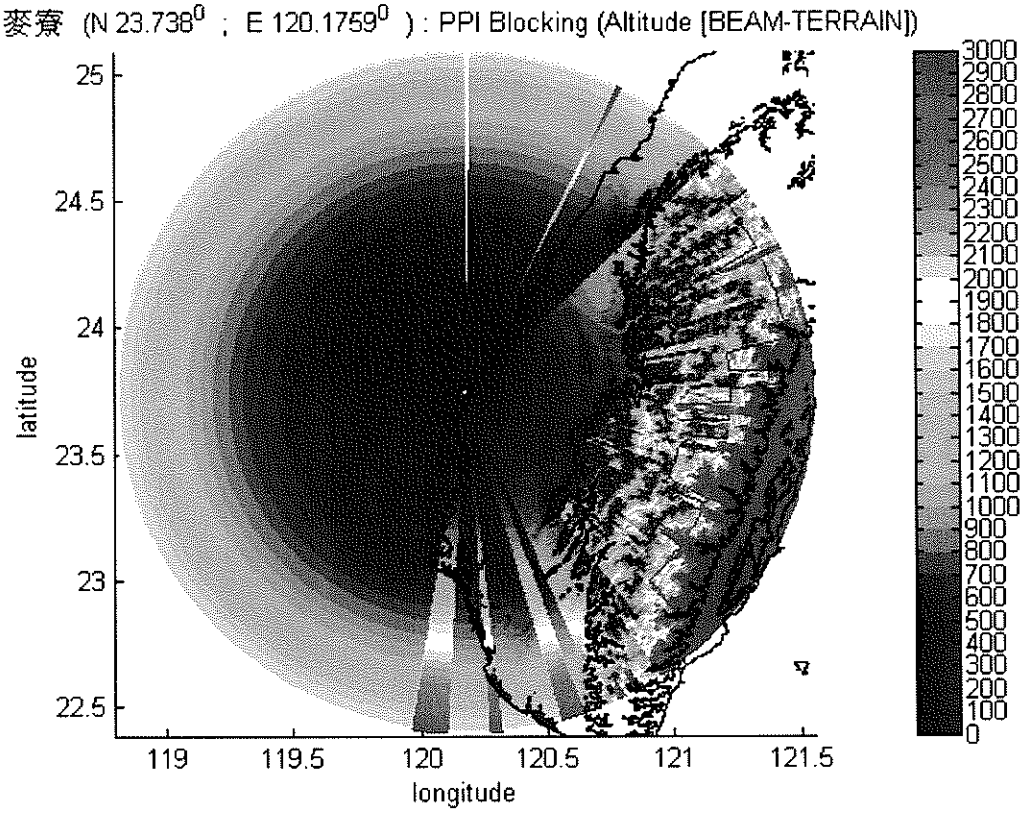
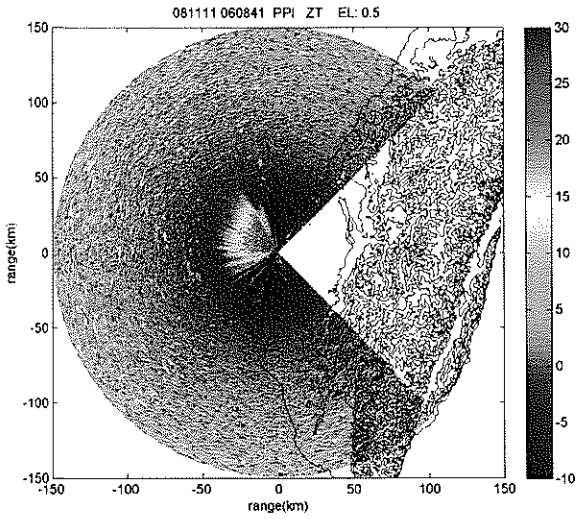


圖22、(a)以麥寮海邊為中心，雷達電磁波可觀測之最低仰角(度)，(b)觀測最低高度(m)，(c)雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(m)。

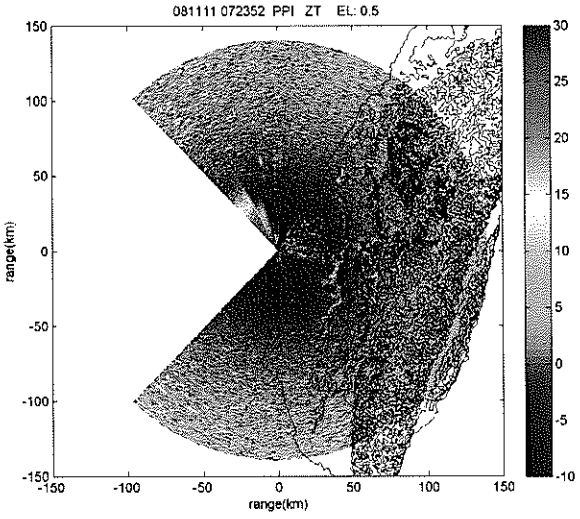
(三)實地觀測

圖 23(a)(b)為麥寮海邊車頭分別朝東及朝西的 0.5 度觀測，圖 24(a)(b)則為相關係數圖，和鰲鼓溼地相當類似在雷達的東方約 50 公里處，開始有地形的阻擋，在 4 度左右仍有小部分地阻擋(圖 23(c)~(g))。此站址除了在正北方有六輕工廠的一些建築阻擋外，視野也十分良好，附近皆是海邊居民養殖的蚵田，並無居住群落，是相當理想的一個可能站址。此站址距離台中清泉崗新建置的偏極化都卜勒雷達約 72 公里，離澎湖馬公新建置雷達約 58 公里。未來兩雷達將資料傳送氣象局後,，在麥寮如果設站可提供絕佳的雙都卜勒風場資料，但是雷達資源是否過密，也應仔細評估。

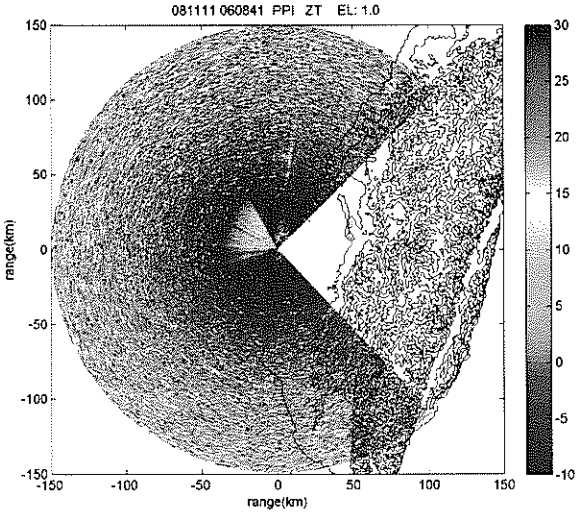
(a)


081111 060841 PPI ZT EL: 0.5
range(km)
range(km)

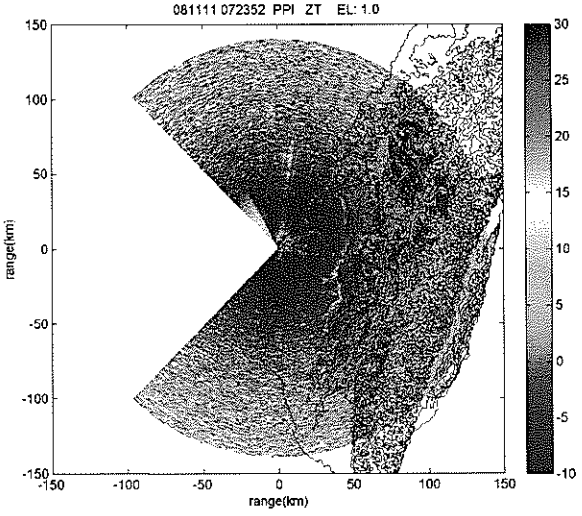
(b)


081111 072352 PPI ZT EL: 0.5
range(km)
range(km)

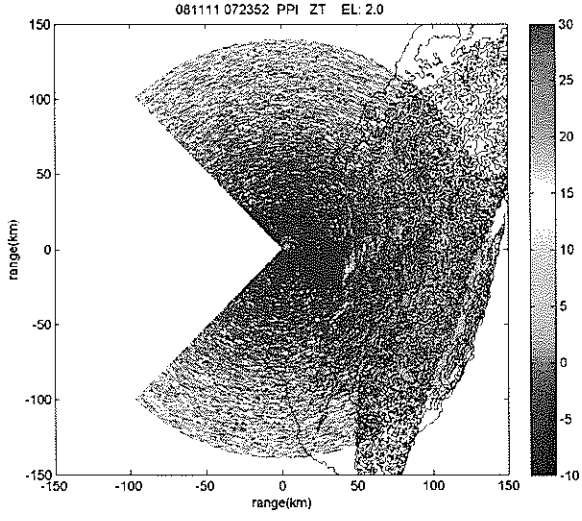
(c)


081111 060841 PPI ZT EL: 1.0
range(km)
range(km)

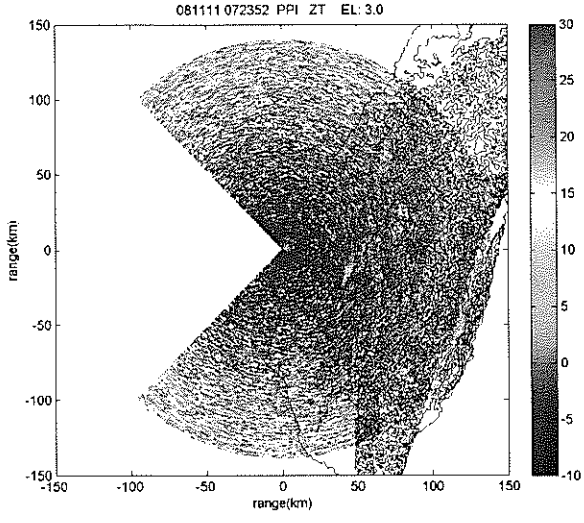
(d)


081111 072352 PPI ZT EL: 1.0
range(km)
range(km)

(e)


081111 072352 PPI ZT EL: 2.0
range(km)
range(km)

(f)


081111 072352 PPI ZT EL: 3.0
range(km)
range(km)

(g)

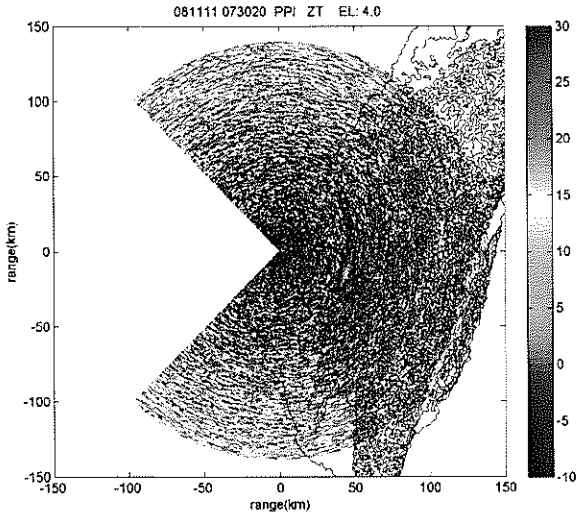


圖23、以麥寮海邊為中心，(a)雷達車頭朝東，觀測0.5度回波圖，(b) 雷達車頭朝西，觀測0.5度回波圖，(c)如圖(a)觀測1.0度回波圖，(d)如圖(b)觀測1.0度回波圖，(e)(f)(g)如圖(b)分別為2.0度、3.0度、4.0度之回波圖。

(a) (b)

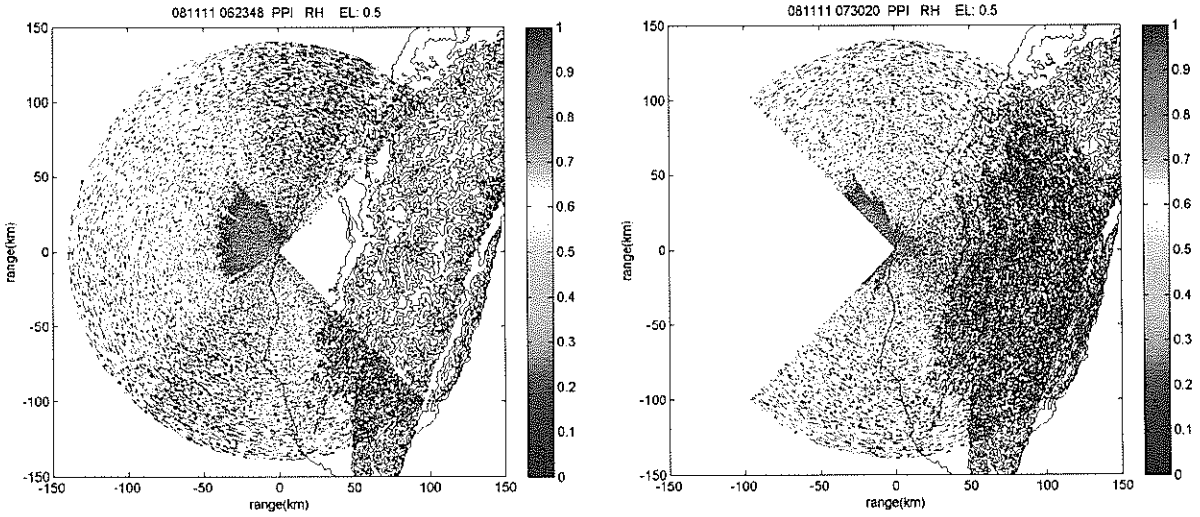


圖24、以麥寮海邊為中心，(a)0.5度相關係數(車頭向東)，(b) 0.5度相關係數(車頭向西)，此圖QC設定為不過濾任何資料。

3.3.4 台南劍牛湖山

(一)初步探勘

刣牛湖山位於台南縣南化鄉南化水庫南端，台南縣南化鄉及高雄縣杉林鄉交界處之烏山南側的稜線上(圖 25、圖 26)，標高 730 公尺，該稜線上設有烏山登山健行步道(圖 27)，山脈兩側皆有產業道路可到達山脊，唯山路狹窄陡峭且路況不佳，部分路段人煙罕至、坍方泥濘，具備高底盤四輪傳動車方可順利通行。建議之雷達站址為刣牛湖山山頂，GPS 座標為 N 23.0428 度，E 120.5001 度。從衛星空照圖可清楚的看見刣牛湖山南方的鞍部有一塔型建物，且該處有產業道路可到達，而刣牛湖山山頂則無產業道路可通達，本次探勘因車輛不具備四輪傳動功能，因此未能到達鞍部，產業道路錯綜複雜，此行深入了解該區的路況及該區的生態，該區有一枕頭山農場，週邊有幾間住戶，及工寮此外並無太多居民，唯因探勘時間為非假日因此無法評估假日的登山及觀光的車流量及人數。根據此次實地勘查的任務，移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)若要依循該產業道路至鞍部有執行上的困難，包括：道路狹窄、坍方、泥濘、陡峭(圖 28)，需要做適度的道路整修方可順利通行。

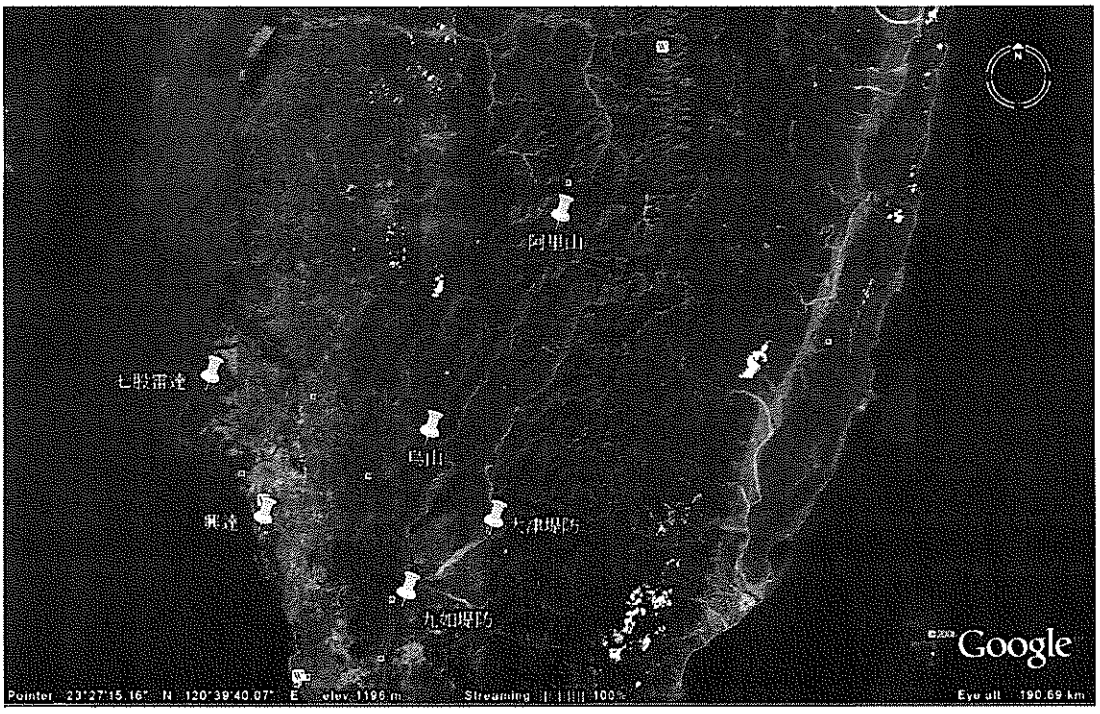


圖25、為烏山於南台灣的地理位置。

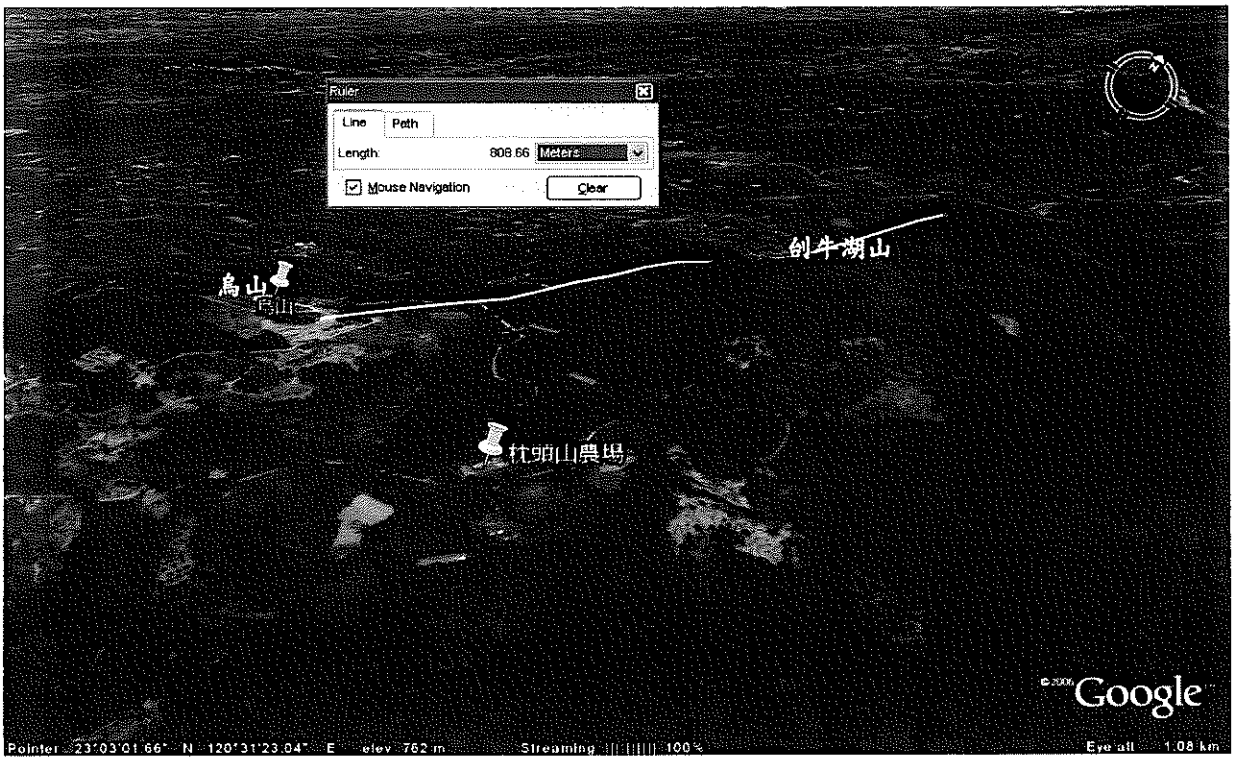


圖26、為鞍部至剣牛湖山之距離及相對位置示意圖。

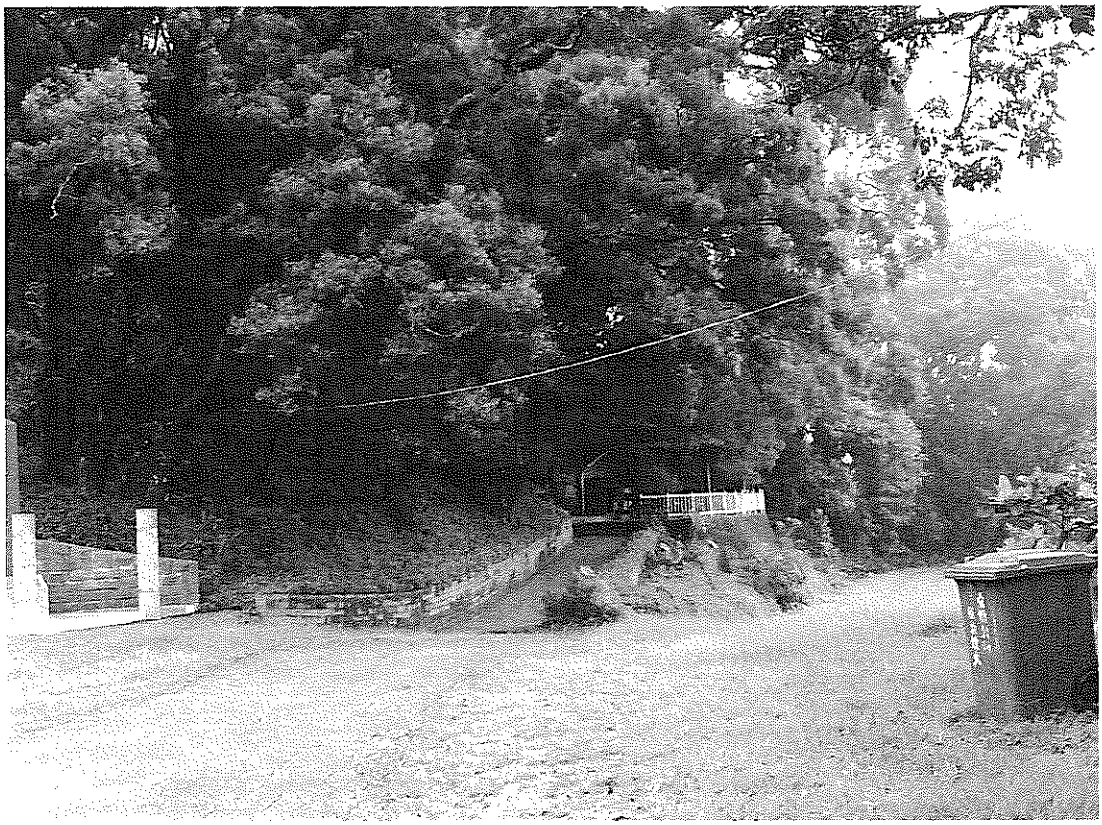


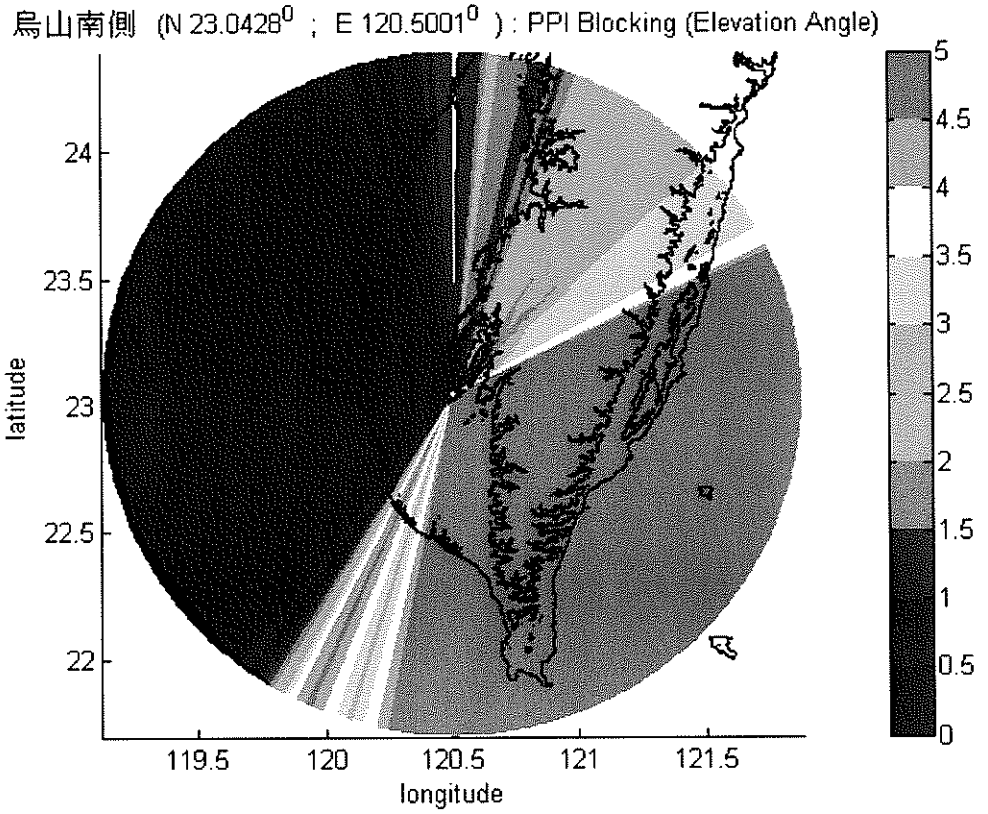
圖27、為烏山健康步道入口處的廣場，該處稍有腹地可是植被茂密無法進行觀測。

圖28、為往烏山的產業道路坍方泥濘處，因小車底盤低無法通行，此處也是本次探勘的撤退點。

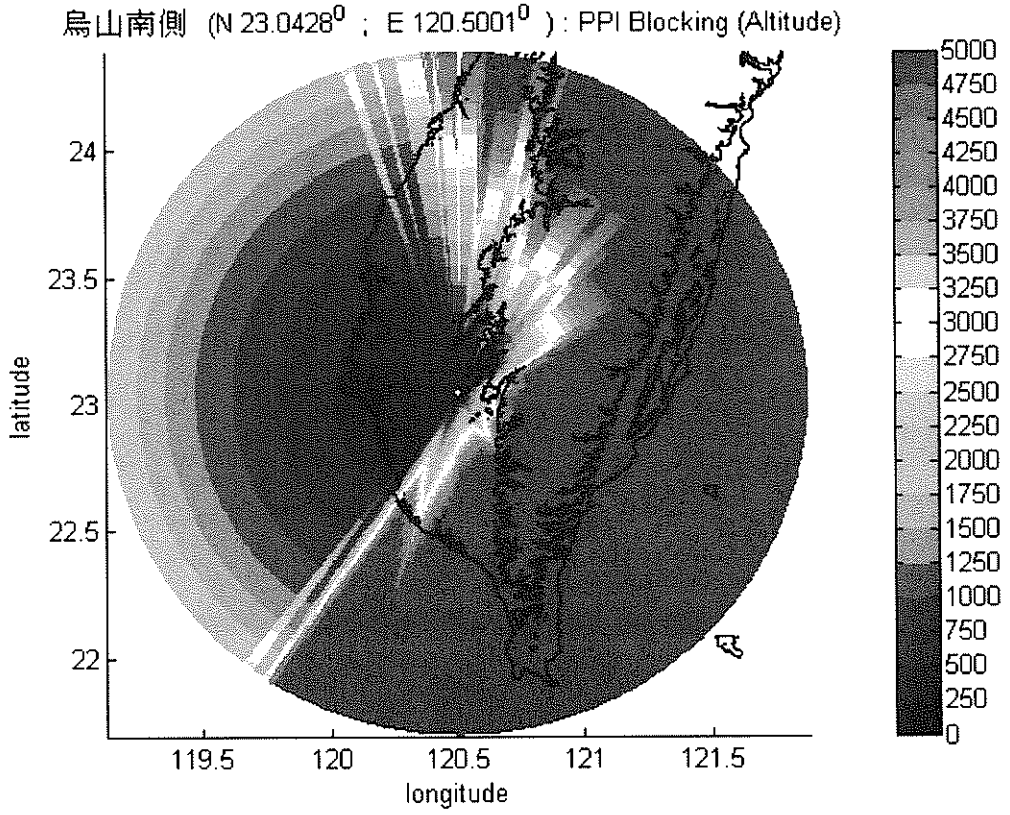
(二)觀測資料受阻擋程度(地形地物)：電腦模擬

從電腦模擬創牛湖山站阻擋情形如圖 29，其中明顯可看出此站東南及正南方受到附近山嶺的阻擋，要高過高度角 4.5 度(圖 29a)，高度落差超過 3 公里以上(圖 29c)，阻擋十分嚴重，從方位角 220 度~方位角 350 度的阻擋很小，可以監控西側海域的資料。在方位角 350 度~60 度，此雷達站址可以監控北方之南化水庫及曾文水庫上游，同時也可以看到西北方的烏山頭水庫(圖 30)，圖 31 為敏督利颱風受西南氣流影響，此三座水庫 14 小時累積雨量超過 200mm，因此在此地設站有其監控水庫的優勢。雷達站址地點對於正南方到西南方的海域監測，雖不如目前七股理想，但該區墾丁雷達站可以補足，且該地人煙罕至，可避免影響居民。

(a)


烏山南側 (N 23.0428^0 ; E 120.5001^0) : PPI Blocking (Elevation Angle)
latitude
longitude
24
23.5
23
22.5
22
119.5
120
120.5
121
121.5
5
4.5
4
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0

(b)


烏山南側 (N 23.0428^0 ; E 120.5001^0) : PPI Blocking (Altitude)
latitude
longitude
24
23.5
23
22.5
22
119.5
120
120.5
121
121.5
5000
4750
4500
4250
4000
3750
3500
3250
3000
2750
2500
2250
2000
1750
1500
1250
1000
750
500
250
0

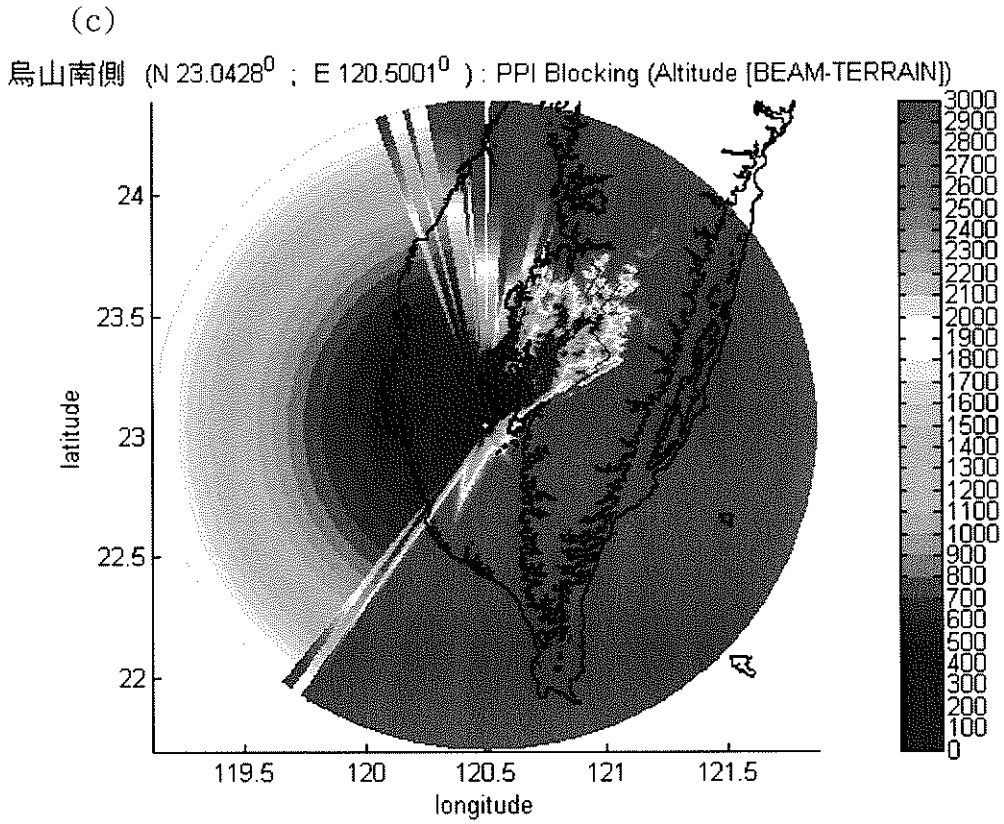


圖 29、(a)以烏山南側剖牛湖山為中心，雷達電磁波可觀測之最低仰角(度)，(b)觀測最低高度(m)，(c)雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(m)。

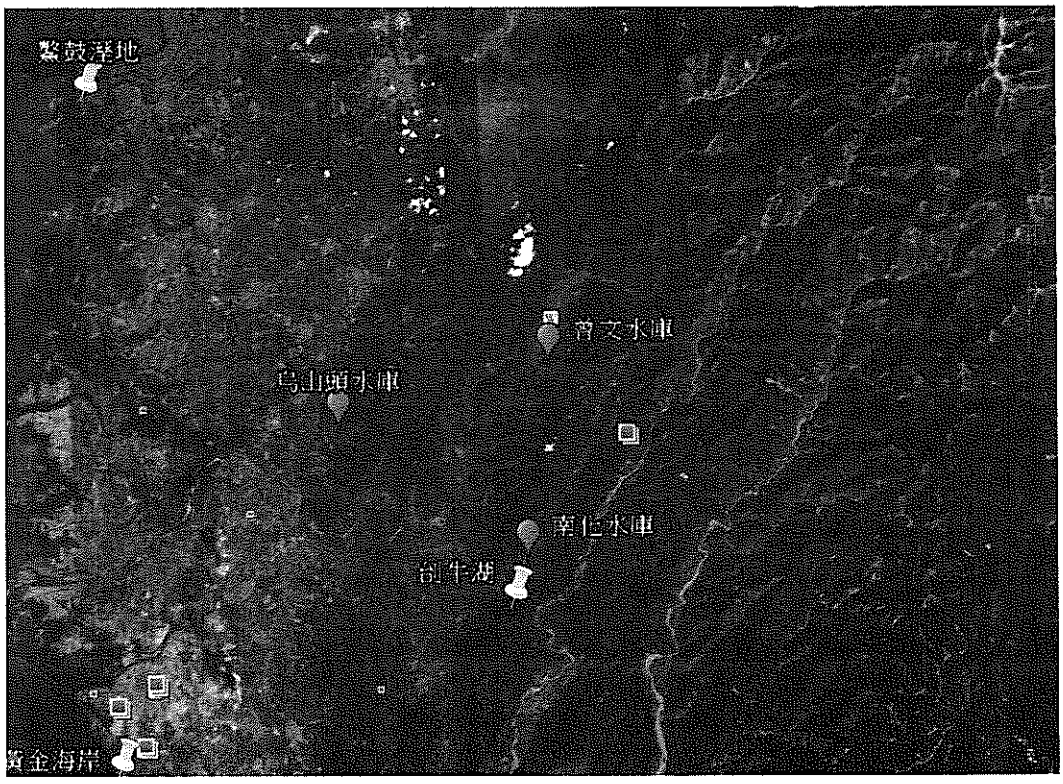


圖 30、剖牛湖山站址與曾文水庫、南化水庫與烏山頭水庫的相對位置。

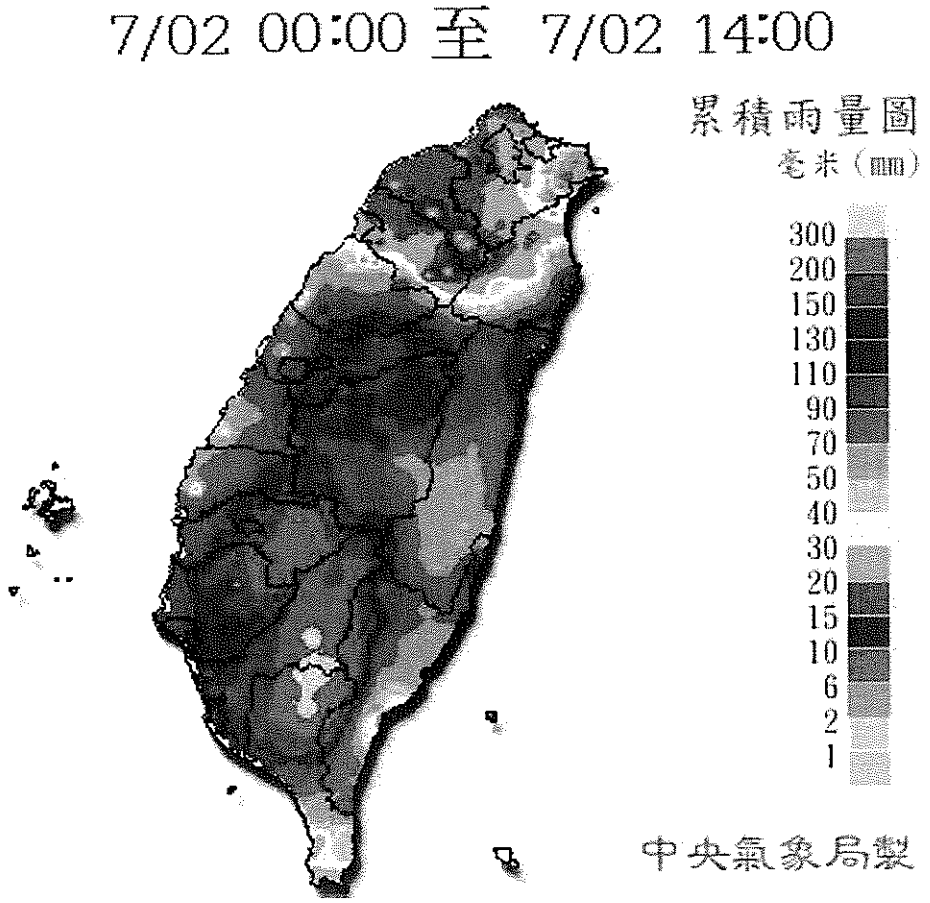
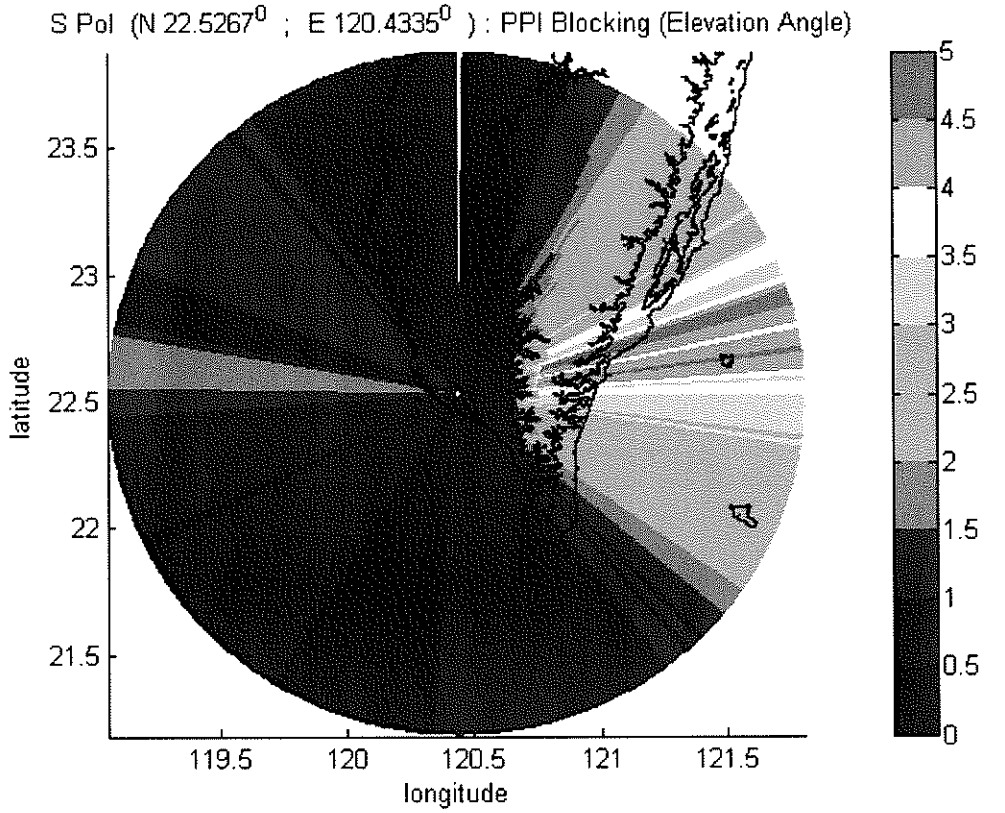


圖 31、敏督利颱風曾文水庫、南化水庫與烏山頭水庫 7 月 2 日 0 時至 14 時累積雨量大於 200mm。

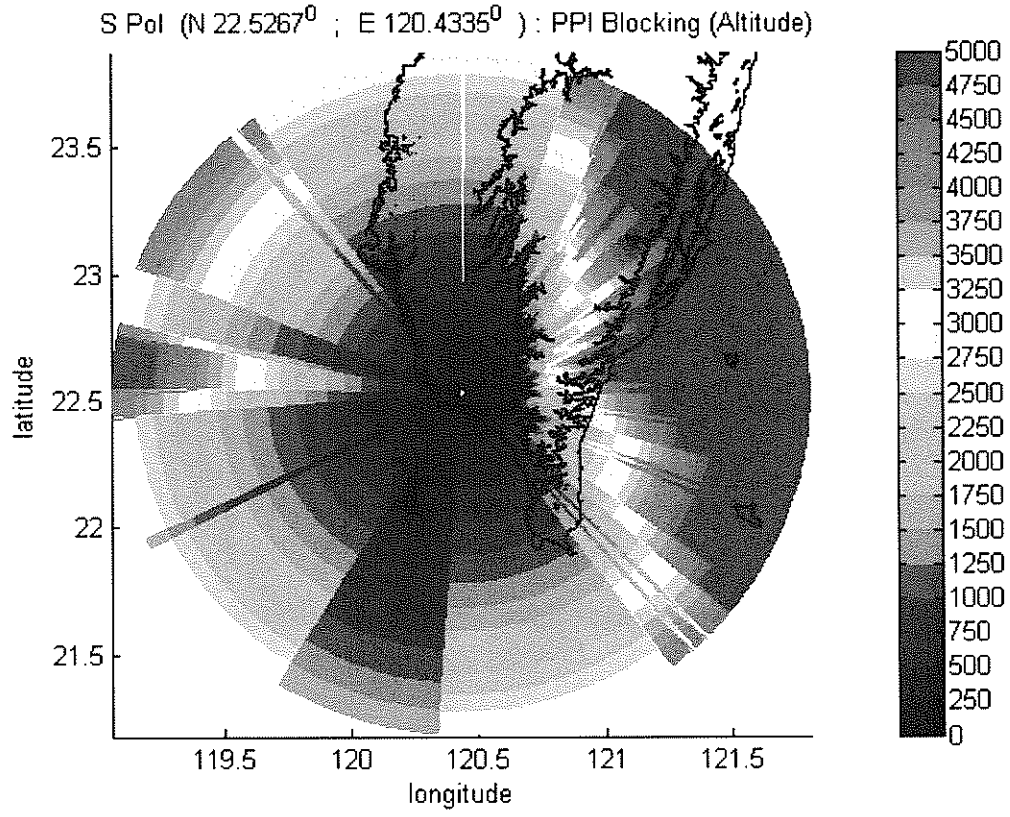
3.3.5 其他建議地點

在期末報告現場，各位審查委員建議在本報告中增列屏東新園站址評估，原因是此計畫原訂在雲嘉南搜尋較佳可能站址，並未包括屏東縣，但基於 2008 年氣象局西南氣流實驗，在屏東新園架設美國大氣科學中心 10 公分雙偏極化雷達 S-POL，成效良好，並接近南部大雨中心(圖 10 及圖 31)，因此建議增列屏東地形阻擋圖做為參考(圖 32)。由圖中可看出在高屏溪谷及整個南部平原都有很好的低層觀測，圖 33 為西南氣流實驗中 0.5 度及 2.6 度的範例。此站址附近為養殖漁塭及農田，且附近居民已相當熟悉雷達站的觀測狀況。此站址居於墾丁與七股中間可以彌補墾丁站無法觀測高屏溪的缺口。

(a)


S Pol (N 22.5267^0 ; E 120.4335^0) : PPI Blocking (Elevation Angle)
latitude
23.5
23
22.5
22
21.5
119.5
120
120.5
121
121.5
longitude
5
4.5
4
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0

(b)


S Pol (N 22.5267^0 ; E 120.4335^0) : PPI Blocking (Altitude)
latitude
23.5
23
22.5
22
21.5
119.5
120
120.5
121
121.5
longitude
5000
4750
4500
4250
4000
3750
3500
3250
3000
2750
2500
2250
2000
1750
1500
1250
1000
750
500
250
0

(c)

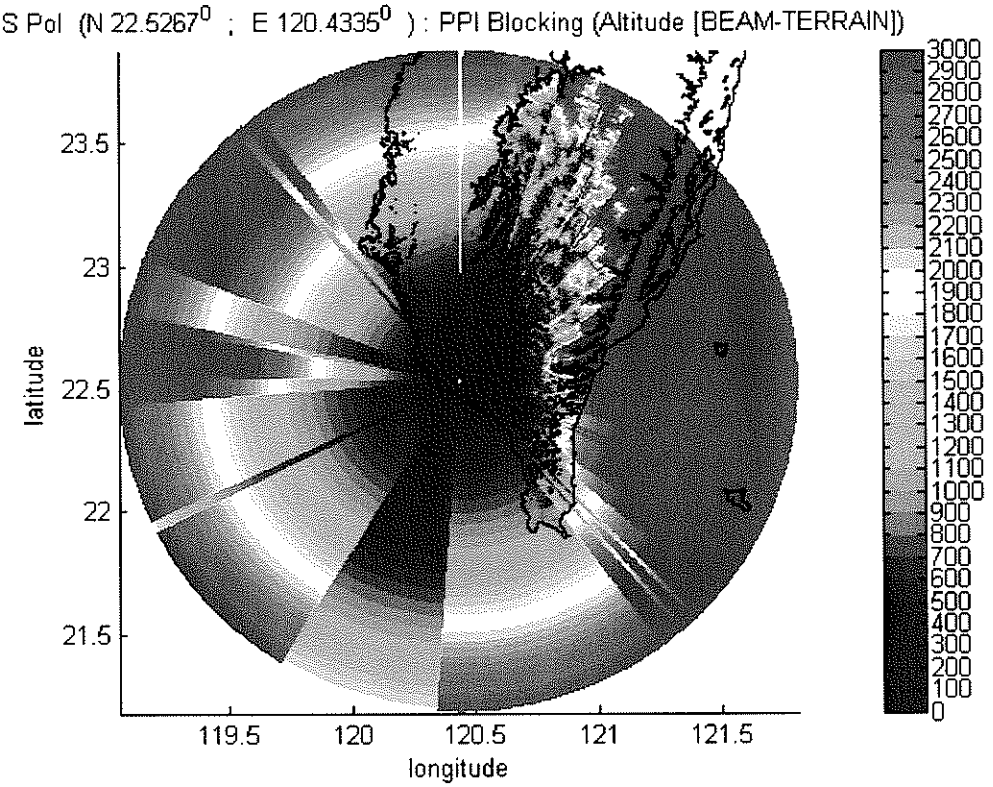
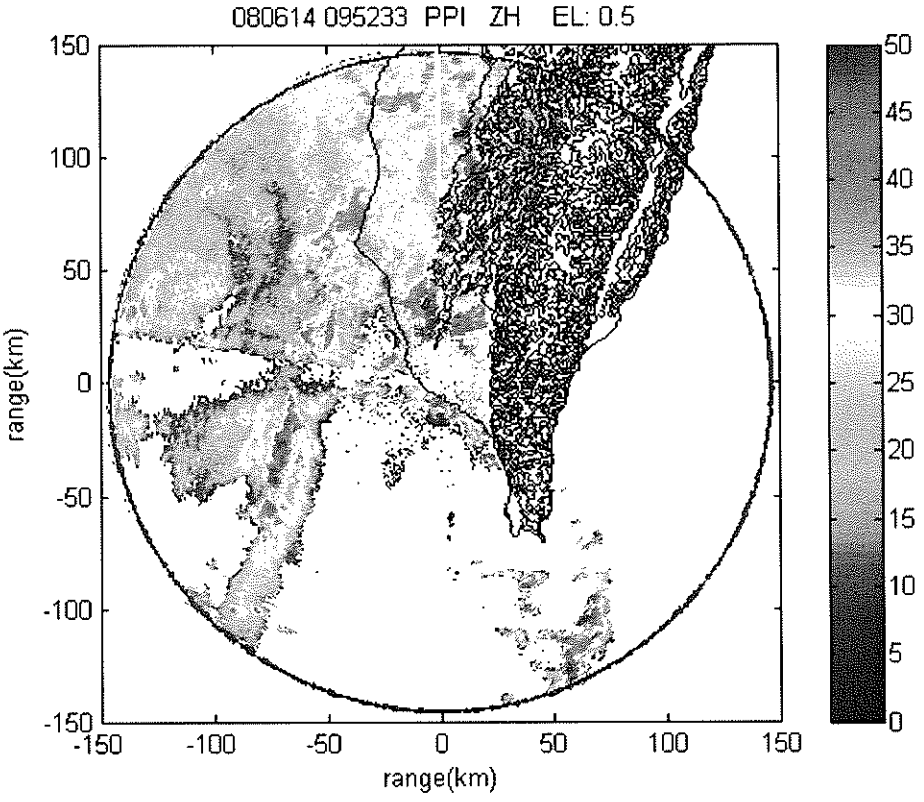


圖 32、(a)以屏東新園堤防為中心，雷達電磁波可觀測之最低仰角(度)，(b)觀測最低高度(m)，(c)雷達掃描之最低觀測點與地面高度差(m)。

(a)



(b)

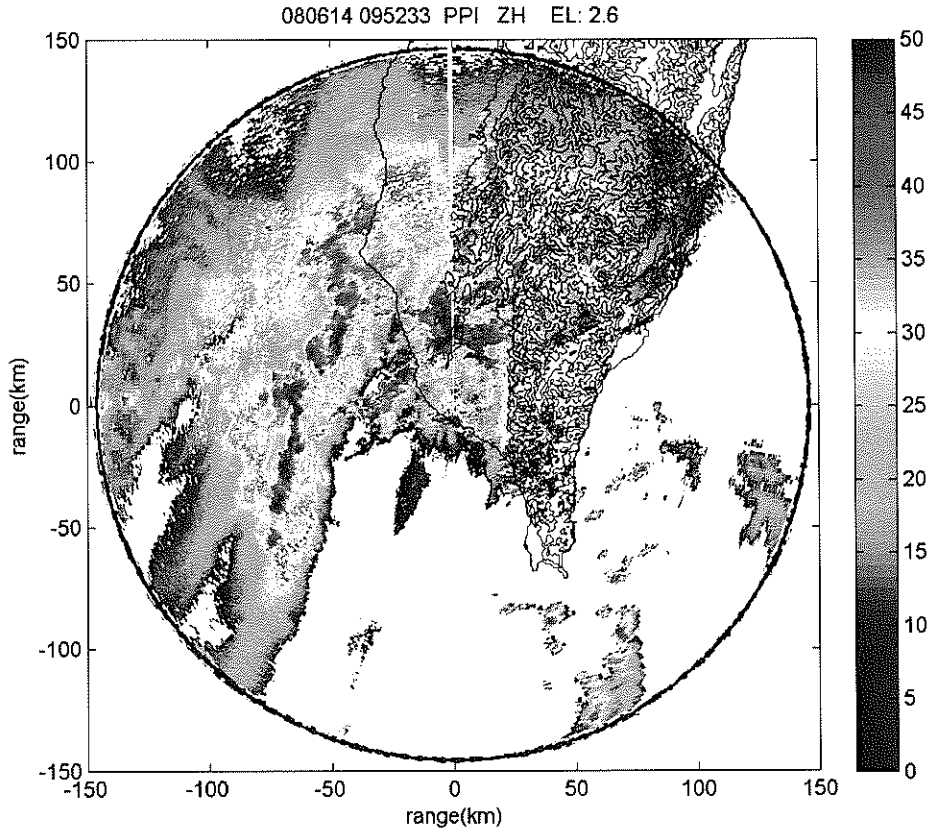


圖 33、(a) S-POL 0.5 度的回波觀測，(b) S-POL 2.6 度的回波觀測。

3.4 重要儀器之配合使用情形

本計畫最主要採用國科會支持之移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)，利用暑期非颱風期間進行野外實際勘查，本計畫提供所需的人力資源及運轉的基本費用。

第四章　結論

本計劃利用客觀方法進行台南、嘉義、雲林三縣：黃金海岸、鰲鼓溼地、麥寮海邊及劍牛湖山可能氣象雷達站址之評估調查，並增列了屏東新園的資料，提供詳細站址之實際觀測、地形阻擋模擬、附近居住群落狀況勘查與電磁波影響計算之圖檔和數據，可供氣象局嘉南地區與台灣防災規劃氣象雷達建置之重要科技基礎資料。

以下為各雷達觀測站址之優缺點：

(1) 防災與科學層面：黃金海岸、鰲鼓溼地鄰近南部大雨中心，鰲鼓溼地、麥寮海邊則可有較佳的位置，監控南投山區大雨中心，此三站均擁有觀測不同方位(海上或山區)之降水系統的彈性，有助於掌握強降水之對流系統，並提供正確降雨量估計之重要氣象防災資訊。除此，此三站均可與氣象局七股雷達進行雙雷達風場合成，得到低層及三維的風場資訊，有助於未來定量降水模式資料同化。劍牛湖山東側阻擋較多，但可以監控台南縣三個水庫降雨。

(2) 黃金海岸、鰲鼓溼地、麥寮海邊交通運輸方便，道路狀況佳。劍牛湖山山勢陡峭，建站需先建路，工程較為困難。

(3) 探勘的四個站址中，只有黃金海岸離居住群落較近，但仍在影響距離外，其他三站對周邊居住環境的影響極低。

(4) 電腦模擬地形阻擋：除了劍牛湖山外，其他三站東側陸地的地形對於電磁波的阻擋並不嚴重，對西側海峽都有極佳的觀測，最低觀測的高度接近地面，可獲得近低層之氣象資訊。

(5) 實際地物觀測：黃金海岸東側阻擋少，僅需考慮東側沿路樹木與路燈，可能對於部份低仰角的觀測資料可能有些許影響。鰲鼓溼地及麥

寮海邊為農地或蚵田，地物阻擋的影響更少。

(6) 屏東新園雖不在本計劃評估範圍內，但由於西南氣流實驗有實際的觀測，可做為另一個南部雷達站可能站址，一併參考。

圖 34 為氣象局、空軍中南部現有雷達網及建議其他站址地理位置圖。紅色標記為氣象局 10 公分都卜勒雷達，藍色為空軍 5 公分雙偏極化都卜勒雷達，黃色為可能建議站址地點。從圖中可看出建議站址分布相當均勻，各有其優缺點。此五站相較(見表 1)，以鰲鼓溼地及及新園堤防最佳，其次為麥寮、黃金海岸，刣牛湖山建站較為困難，需審慎評估。

表 1、站址評估表

站址評估	氣象監測 優點	氣象監測 缺點	道路狀況	居住群落 距離	與其他雷達站之關係
黃金海岸	1. 較早偵測南海北上颱風。 2. 靠近南部大雨中心。 3. 西側海邊有極佳的視野。	東北側地形阻擋較嚴重。	優	較差(500 公尺附近)	—
鰲鼓溼地	1. 較早偵測南海北上颱風。 2. 靠近南部大雨中心。 3. 可與七股、馬公雷達站做雙雷達分析。 4. 西側海邊有極佳的視野。	東側仍有地形阻擋。(與麥寮海邊類似)	優	最優(5000 公尺，該地為溼地生態保育區)	與馬公雷達站資源重複
麥寮海邊	1. 可與清泉崗馬、公站做雙雷達分析。 2. 西側海邊有極佳的視野。	1. 稍晚偵測到北上颱風。 2. 東側仍有地形阻擋。	優	優(6000 公尺，附近有六輕工廠)	與清泉崗、馬公雷達站資源重複。
刣牛湖山	可監控台南縣三個水庫。	四站址中阻擋最嚴重。	差(產業道路)	優(居住群在山腳)	—
新園堤防	1. 最靠近南部大雨中心，可深入溪谷觀測。 2. 可與七股、墾丁雷達站做雙雷達分析。 3. 西側海邊及陸地有極佳的視野。	附近有林園工業區	優	最優	—

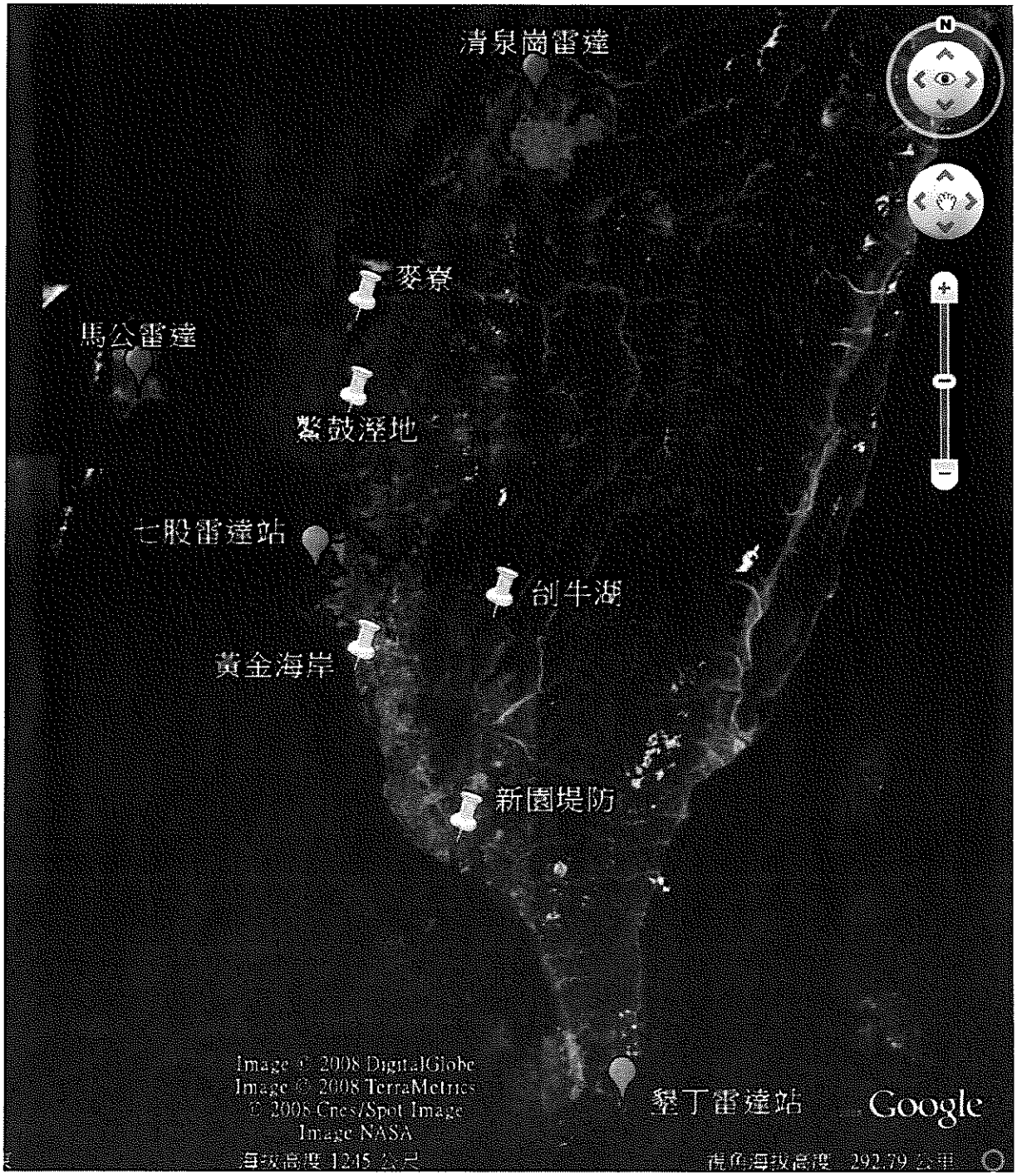


圖 34、氣象局、空軍中南部現有雷達網及建議其他站址地理位置圖。紅色標記為氣象局 10 公分都卜勒雷達，藍色為空軍 5 公分雙偏極化都卜勒雷達，黃色為可能建議站址地點。

第五章　未來展望

臺灣地區氣象災害頻繁，經濟發展變遷十分迅速，氣象雷達可以提供如颱風路徑強度、梅雨豪大雨中尺度系統及正確降雨量等重要氣象防災資訊，氣象雷達的設置十分重要。西南沿海地貌及居住群落變化很大，因此氣象雷達站址可能地點應加以詳細勘查。今年 97 年度針對雲嘉南地區氣象雷達可能放置地點進行勘查，其中調查項目包括電波頻道、地形地貌阻擋、雷達電磁波強度估計等，提出四個可能站址評估。

未來可以移動式雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)前往可能站址，依天氣狀況進行實際觀測，測試偏極化雷達降雨估計功能、與傳統雷達網進行雙都卜勒風場合成，並與實際觀測比對校驗，加強南部地區氣象雷達觀測之效益。

未設站址前，附近的地貌、居住環境仍可能在未來有所變遷，建站前可予地方相關單位保持聯絡，以調查及更新站址及附近地區的改變。

氣象雷達提供重要關鍵防災資訊，但如何同時配合科學防災需求與台灣經濟規劃發展，進而選擇適當的氣象雷達站址，需要縝密計議與討論。

參考文獻:

Battan, L.J.1973: Radar Observation of the Atmosphere.
The University of Chicago Press, 324pp

Doviak,R.J. and D.S. Zrnic, 1984: Doppler Radar and Weather Observation. Academic Press, 458 pp