

交通部中央氣象局

一百零六年度委託研究計畫期末成果報告

以雷達觀測資料反演的分析場提升對流尺度
60 分鐘預報(1/2)

計畫類別：■氣象 □海象

計畫編號：MOTC-CWB-106-M-05

執行期間：106 年 03 月 15 日至 106 年 12 月 31 日

計畫主持人：廖宇慶

執行機構：財團法人氣象應用推廣基金會

中華民國 106 年 12 月 7 日

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	以雷達觀測資料反演的分析場提升對流尺度 60 分鐘預報 (1/2)		
計畫編號	MOTC-CWB-106-M-05		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	財團法人氣象應用推廣基金會		
年度	106 年度	執行期間	106 年 3 月 15 日 至 106 年 12 月 31 日
本期經費 (單位：千元)	700 仟元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100%	100%	0%
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	700 仟元	700 仟元	100%
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	廖宇慶		楊伯謙
報告頁數	51 頁	使用語言	中文
中英文關鍵詞	熱動力反演(thermodynamic retrieval)、多都卜勒雷達合成風場 (multiple-Doppler-radar synthesized winds)、下降法(descending method)		

研究目的	熱動力反演(thermodynamic retrieval)是指根據由多部都卜勒雷達所合成的風場，求出熱動力場變數在三維空間中的分布。傳統的熱動力反演法逐一在每個水平面上求解一個與氣壓相關的 Poisson 方程式，但在有地形的情況下，此平面會包含數目與形狀不一的空洞，使得傳統方法無法應用於複雜地形上，此外，傳統方法還需額外的輔助觀測(如:探空)才能解析垂直結構。 本研究運用下降法(descending method)，以變分分析極小化由三維動量方程式與一個簡化後的熱力方程式所構成的價值函數，保有不需給定人為邊界條件假設之優點，可直接求解三維的熱動力場分布。經由判斷格點位置是緊靠或遠離地形，本方法可在複雜地形上進行反演，解決傳統方法的限制。 本方法將可以提供在台灣複雜地形上，高時空解析度的三維氣象分析場，亦可依據此資訊計算若干挑選後的氣象預報因子(predictor)，並統計其與隨後風暴是否產生，以及產生後的強度與位置等的關聯性。
研究成果	1. 推導熱動力反演各約束條件與價值函數之梯度關係 2. 撰寫熱動力反演計算機程式 3. 理想化多山潮濕對流個案測試 4. 實際個案實驗 5. 驗證、分析反演結果 6. 同化測站實驗 7. 測試及評估預報因子
具體落實應用情形	本年度工作重點是熱動力反演方法運用在實際個案上的測試以及對於預報因子種類的評估。
計畫變更說明	無
落後原因	無
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	無

目錄

頁次

一、摘要	1
二、文獻回顧	3
三、反演原理與方法學	4
3.1 多都卜勒雷達風場合成	4
3.2 熱動力反演	5
四、觀測系統模擬實驗	10
4.1 個案介紹	10
4.2 近似理想實驗: 多山峰、濕大氣山嶽波個案	11
五、實際個案實驗	12
5.1 個案介紹	12
5.2 雷達資料品質管理	13
5.3 風場合成背景場製作	13
5.4 驗證、分析反演結果	14
5.4.1 直接驗證	14
5.4.2 分析與討論	15

5.4.2.1	三維風場結構	16
5.4.2.2	三維熱動力場結構.....	17
5.4.3	間接驗證	18
5.4.3.1	風場驗證—剖風儀.....	18
5.4.3.2	熱動力場驗證—探空觀測.....	19
5.4.3.3	熱動力場驗證—地面測站	20
六、	同化地面測站	21
6.1	模式設定及同化方法	21
6.2	討論分析結果	23
七、	預報因子的選取及運用	24
八、	結論與未來工作	26
	參考文獻	50

一、摘要

台灣四面環海、地勢複雜，位處副熱帶，受各類劇烈天氣的影響甚鉅。使用氣象雷達有助於吾人監測並研究劇烈天氣演變之過程。為克服目前缺乏三維空間的溫度、壓力觀測，雷達氣象學中有所謂的熱動力反演方法，其目的是結合由都卜勒雷達所合成的風場，求出在三維空間中熱動力場變數的分布。

傳統的熱動力反演方法先以水平方向的動量方程當作約束條件，逐一在每個水平面上求出包含一個未知常數的壓力擾動，再藉由扣除水平平均後可得到偏差量的唯一解，即 $P' - \langle P' \rangle$ ($\langle \rangle$ 代表水平平均)。因此傳統方法只能得到熱動力場的水平結構，而無法進行垂直熱力結構分析，必須有其他的觀測資料(如:探空)的輔助，方能決定 $\langle P' \rangle$ ，進而求出三維的 P' 。然而探空的時間解析度過低，在實際作業與研究中往往無法配合雷達觀測的時間。此外，傳統方法無法應用在有地形的情況下。

本研究發展的新方法同時使用三維的動量方程式以及簡化的熱力方程式，作為變分分析之約束條件，理論上可不需要額外觀測資料，即可得到三維的熱動力場。在極小化過程，我們改用弱勢約束條件求解，經由判斷格點是位於緊鄰或遠離地形，分別撰寫變分分析中價值函數對控制變數梯度的表示方式，使得本方法可以在複雜地形上直接進行反演計算。

新方法可降低傳統熱力反演的限制，提供在台灣複雜地形上之高時空解析度的三維氣象分析場，有助於吾人探討地形效應與對流演變。此方法不僅

能作為天氣分析的工具與同化系統的資料來源，亦可依據此資訊計算若干挑選後的氣象預報因子(predictor)，進而統計並檢驗其與風暴生成之位置、強度等的關聯性。

二、文獻回顧

過去數十年間，不少雷達氣象學家致力於發展熱動力反演技術，利用雷達風場資訊建構出與運動場相對應的壓力與溫度場。Gal-Chen (1978)所提出的方法(簡稱 GC78)因其邊界條件的給定沒有人為的假設，故目前仍被廣為運用。但 GC78 反演之物理量為熱動力擾動量「相對於水平平均的偏差量」，即 $P' - \langle P' \rangle$ ，其中 P' 為壓力的擾動量， $\langle \rangle$ 代表水平平均，雖能用於解析大氣的水平結構，卻無法分析垂直結構。GC78 建議可利用反演範圍中，各水平面上至少一點的熱動力場實地觀測(例如:飛機)，即能求得擾動場的水平平均值 $\langle P' \rangle$ ，進而得到「絕對」擾動量 P' 的三維結構，然而飛機觀測受到觀測時間很大的限制。申請人(Liou et al. 2014)曾使用探空資料來代替飛機觀測，但依然受限於時間解析度較低的問題。

Liou (2001)以三維動量和簡化的熱力方程式作為弱勢約束條件，開發新的熱動力反演方法，不需要參數化熱動力方程式中的源匯項，且保有 GC78 不需給定人為邊界條件的優點。鍾等人(2002)以及 Liou et al.(2003)延續 Liou (2001)的工作，納入暖雲微物理過程並將其應用在 1987 年 5 月 17 日 0043LST 在 TAMEX 實驗的 IOP#2 飆線個案，分析此系統的熱動力結構，並以概念模式驗證反演結果的合理性。

本委託計畫中所要進行的研究，基本上延續 Liou et al. (2003)的工作，但調整其中的計算方式，以便將其推廣到複雜地形上進行反演。

三、反演原理與方法學

3.1 多都卜勒雷達風場合成

都卜勒雷達可提供高時空解析度之風場資訊，但觀測的徑向風為平行雷達波束方向之風場投影量，而非 u 、 v 、 w ，所以有各種雷達風場合成技術被發展出來，以求得三維風場。

本研究利用 Liou and Chang (2009)，Liou et al.(2012、2014)所發展的多都卜勒雷達風場合成方法(WInd Synthesis System using DOppler Measurement，簡稱 WISSDOM)，利用數個都卜勒雷達之徑向風場資訊重建 u 、 v 、 w 。相較於依照幾何概念反演風場的傳統技術，WISSDOM 有以下優點：(a)雷達基線(base-line)上以及鄰近區域的風場 u 、 v 、 w 能被反演；(b)使用渦度方程式做為約束條件之一，能直接進行渦度收支的診斷，並有助於增進熱動力反演的精準度(Protat and Zawadzki 2000)；(c)運用沉浸邊界法 (Tseng and Ferziger 2003)，可直接在複雜地形上進行風場結構的分析；(d) 可以納入不同背景場資料(例如：探空、模式預報等)，填補無雷達資料覆蓋的空白區域；(e)可使用來自於任何數目雷達的資料。

3.2 熱動力反演

反演的流程由三維的動量方程式開始，可表示為：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + \text{turb}(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (1)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + \text{turb}(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (2)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + \text{turb}(w) + g(q_r + q_s) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_{v0} \theta_0} \equiv -H \quad (3)$$

$\vec{V}$ 為風場 u 、 v 、 w ； f 代表科氏參數； g 是重力； π 為標準化氣壓，定義如下：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (4)$$

P 為壓力， P_0 是參考氣壓， $1000hPa$ ； R 為氣體常數； C_p 代表等壓比熱常數。 θ 為位溫； θ_v 代表虛位溫； θ'_c 是虛雲位溫擾動量，其定義為：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (5)$$

上式中 q_v 為水氣混合比， q_c 是雲水混合比(單位： kg/kg)。方程式中下標「0」代表基本態，表示降水系統尚未發生前所代表的大氣狀態，並假設在水平上均勻分布，僅隨高度變化。上標的「'」則為相對於基本態之擾動量。

$\text{turb}()$ 表示次網格亂流項，使用參數化計算，方式如下：

$$\text{turb}() = K \left(\frac{\partial^2 ()}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 ()}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 ()}{\partial z^2} \right) \quad (6)$$

K 為次網格黏滯係數，設為 100。 Q_r 和 Q_s 分別為雨水、雪水混合比(單位：kg/kg)。

使用多雷達合成之三維風場以及未降雨前探空觀測給定之基本態，能求出 F 、 G 、 H ，也就是以將風場連接到熱動力場。

此外，熱動力方程式表示為：

$$u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S = 0 \quad (7)$$

$$S = \frac{\partial \theta'_c}{\partial t} + \text{turb}(\theta'_c) - \text{source} / \text{sink} \quad (8)$$

S 包含 θ'_c 之時間微分項、擴散項以及源匯項之總和。相對於傳統上對進行 S 參數化，本研究則將其視為未知數同時反演。

熱動力反演是採用變分分析中的弱勢約束條件，透過對壓力擾動梯度和溫度的擾動進行約束，得到熱動力擾動量的最佳三維分布，其價值函數表示為：

$$J = \sum_{i=1}^4 J_i \quad (9)$$

J 為總價值函數， J_i 為各約束條件之價值函數，共四項，各約束條件如下：

$$J_1 = \sum_{xyz} \alpha_1 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right]^2 \quad (10)$$

$$J_2 = \sum_{xyz} \alpha_2 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right]^2 \quad (11)$$

$$J_3 = \sum_{xyz} \alpha_3 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right]^2 \quad (12)$$

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left[u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S \right]^2 \quad (13)$$

約束條件(10)至(13)式分別約束 x 、 y 方向擾動氣壓梯度、 z 方向氣壓力梯度力與溫度擾動本身，以及溫度擾動沿三個方向的梯度， α 為權重係數，下標代表給予各約束條件不同權重， $\alpha_{1\sim3}$ 皆為 1， α_4 則參考 Liou (2001) 之設定，令權重與風速呈反比關係，如(14)式，目的為使各約束條件比重相當。

$$\alpha_4(V) = \frac{V^2}{V_0^4 + V^4} * 2V_0^2 * 10^{-3} \quad (14)$$

其中的 V_0 是參考風速，為 1.5 m s^{-1} 。

熱力反演運算時先區分出地形區與流體區，地形區不做運算。再運用弱勢約束條件，來推導出位於流體區邊界點與內部點上前述價值函數對控制變數的梯度，再使用下降法(descending method; Liu and Nocedal 1988)極小化求解。

由於在求解過程中需要知道價值函數於每一格點對控制變數(π' 、 θ'_c 、 S')之梯度，於內部及最靠近邊界之格點分別使用中間和單邊差分求取梯度，利用變分分析推導，如下所述：

定義 $C_1 \sim C_4$

$$C_1 = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right) \quad (15)$$

$$C_2 = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right) \quad (16)$$

$$C_3 = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right) \quad (17)$$

$$C_4 = \left(u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S \right) \quad (18)$$

內部區域:

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} - \alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y} - \alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z} \quad (19)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -g \frac{\alpha_3 C_3}{\theta_0 \theta_{v0}} - \alpha_4 \left(u \frac{\partial C_4}{\partial x} + v \frac{\partial C_4}{\partial y} + w \frac{\partial C_4}{\partial z} \right) \quad (20)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = \alpha_4 C_4 \quad (21)$$

地形邊界:

$X = X_{\text{左邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} \quad (22)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_4 u \frac{\partial C_4}{\partial x} \quad (23)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (24)$$

$X = X_{\text{右邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} \quad (25)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_4 u \frac{\partial C_4}{\partial x} \quad (26)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (27)$$

$y = y_{\text{左邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y} \quad (28)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_{4v} \frac{\partial C_4}{\partial y} \quad (29)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (30)$$

$y = y_{\text{右邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y} \quad (31)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_{4v} \frac{\partial C_4}{\partial y} \quad (32)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (33)$$

$Z = Z_{\text{下邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z} \quad (34)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_{4w} \frac{\partial C_4}{\partial z} \quad (35)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (36)$$

$Z = Z_{\text{上邊界}}$

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z} \quad (37)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_{4w} \frac{\partial C_4}{\partial z} \quad (38)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S'} = 0 \quad (39)$$

上述計算流程中給定零為擾動初始猜測值，經過重複疊代使得價值函數趨近最小值，即得到最佳解。

四、觀測系統模擬實驗

新方法的研發必先確認該法之正確性，但於現實中收集覆蓋完整、符合物理定律之三維大氣狀態變數是不可行的，因此本節先利用數值模式的模擬提供完整的三維風場，進行反演，再比對反演結果與數值模式產生的熱動力場(視為真值)，藉此測試新方法之敏感度。

4.1 個案介紹

本研究使用 WRF Ver 3.3.1，進行理想化個案模擬，內插網格設計為 $71 \times 41 \times 30$ ，水平、垂直解析度為 1 公里、0.5 公里。不使用積雲參數化，消散項使用常數形式，設為 100；積分時步為 5s；模式層頂為 18 km，阻尼層自頂層向下延伸 2.0 km；邊界條件部分，四邊皆為開放邊界條件。模式初始場中植入一溫差為 $\Delta T = 1.0 \text{ K}$ ，水平延伸 10km、垂直 1.5km 之熱胞 (thermal bubble)，令其發展。

初始探空設定為地表位溫 300 K，位溫梯度遞增率為 1.0 K km^{-1} ，水氣混合比由 14 g kg^{-1} ，至 10 公里高遞減至 0.1 g kg^{-1} 並保持常數，取模擬時間 15 分鐘的結果做熱動力反演，目的在於將由熱胞(thermal bubble)發展起來的對流現象留在山區。

山型的設定上使用理想鐘型山形公式：

$$H(x,y) = \frac{h}{\left[\left(\frac{x-x_0}{a} \right)^2 + \left(\frac{y-y_0}{b} \right)^2 + 1 \right]^{1.5}} \quad (40)$$

$H(x,y)$ 為地形高度(m)； h 是山頂高度(m)； x_0, y_0 代表山脈中心位置； a, b 則為東西、南北向之半山寬，即由山頂水平延伸至此距離，地勢將降為山頂之一半高度。山型設定為高度 2.5 km；東西、南北向半山寬 5.0 km，鐘型山中心位置設定在(24 km, 21km)，而另一座鐘型山，山型設定為高度 1.5 km；東西、南北向半山寬 5.0 km，鐘型山中心位置設定在(48 km, 21km)。

4.2 近似理想實驗：多山峰、濕大氣山嶽波個案

在此個案中，圖 1 顯示在山脈低層迎風、背風側分別有暖區存在，並對應到低壓的分布區域，反演結果對此現象掌握得相當不錯，表示在較為複雜的地形上也可以反演出合理的結果。而從圖 2 可看到溫度和壓力在地形上的垂直結構也都有被完整地反演出來。由上述這些實驗顯示此方法可以在濕大氣狀態下成功反演出熱力場，儘管在給定理想資料情況下，熱動力反演結果與模式輸出略有差異，但擾動分布與量值並沒有過多的偏差，特別在擾動量較大區域，有極高的相似性。

五、實際個案實驗

經由上節所測試的理想個案實驗後，實驗結果顯示新方法之合理性，本節則藉由一真實個案來測試本研究所提出之方法在真實個案中的表現。但在現實中運用熱力反演，需要經過一系列的處理流程，其中包含雷達資料品質管理，多雷達風場合成，方能反演熱動力場。不同於數值模擬提供的資料，雷達資料處理均有可能引入儀器及內插轉換的誤差，雷達資料覆蓋率也較不完整，且反演方法中所用的方程式並無法正確代表大氣變化的真實狀況，這些都是誤差的來源。

5.1 個案介紹

本研究探討之個案為 2008 SoWMEX 第 8 次密集觀測期(即 IOP#8)的 6 月 14 日，在 1500UTC 的降水系統為梅雨鋒面前側之強線狀對流系統，為臺灣西南部帶來強降水。

首先進行綜觀天氣分析，時間為 6 月 14 日 1200 UTC(圖 3)。一道東北—西南走向之滯留鋒面由日本南方延伸至海南島北方，並伴隨低壓系統，此時臺灣地區正位於天氣不穩定的滯留鋒前側，比較 1200 UTC 與欲分析之時間 1500 UTC 前後，鋒面皆處於臺灣西北方，在近鋒面處有對流發展並移至臺灣地區造成強降水。

由回波演變時序圖，可見數個雨帶接連侵襲南部地區(圖 4)。黑色實線為

本研究討論之雨帶，比對 1300 與 1400UTC 之觀測，可發現雨帶幾乎呈現停滯狀態；1500 UTC 則可觀察到雨帶發生斷裂。接著雨帶向東南移動，登陸後受地形效應影響，慢慢轉為平行山脈走向，1700 至 1800 UTC 雨帶過山後再次加強，並與西南外海之回波合併。

5.2 雷達資料品質管理

由於雷達在觀測上會遇到地、海表雜訊及風場摺疊問題，欲運用熱力反演於實際個案探討，需經一系列流程確保雷達資料品質之正確性及合成出三維風場後，方可實施。本研究使用七股、SPOL、墾丁雷達資料並由國立中央大學雷達氣象實驗室開發之氣象雷達資料編修軟體(Radar kit，簡稱 Rakit)進行雷達資料品質的管理。

圖 5 為經過組合之後雷達資料覆蓋率之情形，在臺灣西南部地區至沿海至多有 3 座雷達所觀測，表示該區域的觀測資料之可用性高，同時也是天氣系統正影響的區域，接續亦將以該區作為海上強回波的分析區域。

5.3 風場合成背景場製作

由於風場合成方法需給予卡氏座標下之背景風場，此研究使用 2008 年 6 月 14 日 0600 UTC 之 ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 0.25° 解析度之再分析資料作為初始場，利用 WRF Ver3.3.1 進行模擬，取第 9 小時作為背景場使用。模擬範圍設定為三層巢狀網域，解析度分

別為 9、3、1km，eta 垂直分層 28 層，如圖 6 所示。由於 WRF 使用地勢追隨座標(terrain following coordinate)，模擬結果需經過垂直內插至卡式座標下，使用之內插方法為三次仿樣曲線內插法(cubic spline interpolation)。風場合成之三維空間 D03 為 $162 \times 162 \times 37$ 個網格點，水平間距 1.0 km；垂直間距 0.25 km，實際空間為 $162 \times 162 \times 9 \text{ km}^3$ 。接著將 1500 UTC 之模擬結果內插至卡式座標上，並以每 5 個網格點為間距製作虛擬探空，使用 Barnes (1973)之客觀分析方法將探空、地面觀測資料結合，即可得背景風場，並放入風場合成程式中。

5.4 驗證、分析反演結果

誠如前所提及，熱動力反演需配合風場合成使用，欲對反演結果進行分析，事先驗證風場、熱動力場是不可或缺的。除利用空間相關係數、方均根誤差 (root mean square error, RMSE)與相對方均根誤差檢視極小化之合理性，與觀測資料、物理概念之相應性也極為重要的。

5.4.1 直接驗證

由於反演的三維風場與熱動力場分別之主要依據為徑向風與 F、G、H，此小節將分別以空間相關係數、方均根誤差與相對方均根誤差定性、定量比對合成風場投影之徑向風與觀測徑向風、熱動力場反算之 F、G、H 與用風場計算的 F、G、H，由此流程確認極小化對約束條件的滿足程度。

第一部分為徑向風場比較，圖 7 至 9 是各雷達不同高度之徑向風場比較，兩者相似度相當高。比對風場投影至各雷達與觀測徑向風之 SCC 皆達 0.98 以

上；RMSE 保持在 1.5 ms^{-1} 左右，R_RMSE 約 15%(表 1)，可知使用 WISSDOM 進行風場反演的過程是合理的。

第二部分為 F、G、H 校驗，圖 10 至 12 是在不同高度使用風場、反演熱動力資訊分別計算之 F、G、H 的比較，可看出反演與參考值有極高的一致性。參照 Gal-Chen and Kropfli (1984)提出的動量確認(momentum checking)參數來驗證結果，量化反演產品與動量方程式的誤差百分比，如(43)式所示，由於新方法使用三維動量方程式，故將其改寫為(44)式。Gal-Chen and Kropfli (1984)以 0.5 為標準，而 Hane and Ray(1985)以 0.25 做為極小化合理之指標。

$$E_{2D} = \frac{\iiint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy dz}{\iiint (F^2 + G^2) dx dy dz} \quad (43)$$

$$E_{3D} = \frac{\iiint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right)^2 \right] dx dy dz}{\iiint (F^2 + G^2 + H^2) dx dy dz} \quad (44)$$

而在動量確認參數中的 E_{2D} 為 0.09，低於參考門檻，說明此反演結果之極小化程度是可以接受的； E_{3D} 則為 0.03，比對鍾等人(2002)颱風個案熱動力反演結果的 E_{3D} 是 0.23，低上許多，由此可知風場合成、熱力場反演的結果皆表現出程式成功極小化各約束條件的情況。

5.4.2 分析與討論

此部分將著重於將合成風場、反演之熱動力場搭配雷達回波與物理概念，使用高空間解析度的動力資訊探討此一個案之特性。

5.4.2.1 三維風場結構

如 5.3 節所述，本次風場合成範圍位於臺灣西南部之 Domain 3，該範圍之雷達回波如圖 13。首先進行海上強回波帶的水平剖面分析，分析範圍為圖 13 之黑色矩形($119.6\sim 120.3^{\circ}\text{E}$ $22.0\sim 22.6^{\circ}\text{N}$)，在 1.5km 高度處，有強勁的西南風吹拂，分析範圍內之水平風速主要由西南向東北遞減(圖 14(b))，於分析範圍東側形成一條明顯的東北-西南走向輻合帶，如圖 14(c)中黑色矩形所示，並幾乎與強回波帶重合。主要的上升氣流則位於輻合處東側下游。

中層 5.0 km 高度處，此層風場仍以西南風主導，強回波區($\geq 40\text{dbz}$)面積相較於低層少，但圖 15(a)中黑色矩形區域($119.75\sim 119.93^{\circ}\text{E}$ $22.13\sim 22.28^{\circ}\text{N}$)之回波強度相比圖 14(a)同一位置之回波強度隨高度有略微增加的現象。至於散度與垂直速度分布，於 5.0 km 高度的輻合極大值處相較於 1.5km 位置更為偏西，垂直速度亦同(圖 14(c)與 15(c))，由於輻合造成的上升運動往往體現於略高於輻合現象發生之高度，此趨勢說明此對流系統的垂直結構可能為傾斜的。

在 7.0 km 高度(圖 16)，此層之回波強度明顯降低，僅在(120.5°E , 22.25°N)附近有一局部極值($\sim 35\text{dBz}$)，並伴有明顯風向變化。主要的風場由西南轉為偏西風，風速增加(120.15°E , 22.35°N)對應之輻散帶出現在 1.5km 之強對流的上方。

檢視複雜地形上風場特性(圖 17)，分析範圍詳見圖 13 之灰色實線($120.6\sim 120.9^{\circ}\text{E}$ 23.03°N)做垂直剖面分析，可見一強回波位於高度超過 3.0 km 之山頭，風速由於地表摩擦力作用呈現隨高度增加的趨勢，在迎風面的一側發現風速沿水平方向朝山區會有減速的現象。由垂直速度分布可看出由 WISSDOM 合成之風場受沉浸邊界法作用，於迎風(背風)側出現上升(下降)運

動，垂直速度有隨著高度遞減現象。局部輻合極大值出現在山前($x = 10 \sim 20 \text{ km}$)約 3.0 km 高度處，與該處局部回波極值相呼應，山脈迎風面有輻散，顯示繞流的現象。圖 17(d)為雷達資料覆蓋率之示意圖，可看出於近地表層多為無雷達資料覆蓋，但透過 WISSDOM 中的背景項資料與平滑項的擴散作用，可以將無資料覆蓋處補齊，且不會在有、無雷達資料覆蓋區域之邊界出現不連續的現象。

5.4.2.2 三維熱動力場結構

此部分將延續 5.4.2.1 節中之分析範圍，首先進行海上局部強回波區之水平剖面分析(範圍如圖 13 中的黑色矩形)。於 1.5 km 高度處，於強回波帶北方相對系統移速風場為東北風，並近乎平行線狀對流，而南方則有偏南風的分量並伴有旋轉現象(如圖 18(a)中黑色矩形)，最後於 $120.1^\circ \text{E}, 22.3^\circ \text{N}$ 處合流並移向前緣。由壓力擾動可看出強對流區(東側)擁有較高的壓力擾動，並在合流中心有擾動極值出現，並向西遞減至弱對流區。溫度擾動部分，可見一冷舌沿南北方向延伸，可呼應相對移速之風場中將北側對流系統低層因降水冷卻造成的冷區空氣經平流作用傳往南方。區域南方位於旋轉風場的南側亦有一暖區存在，可能的成因是相對於此區的南風與東風將相對暖濕的空氣吹入導致的暖平流。

中層 5.0 km 高度處，相對系統移速之風場顯示出線狀對流前、後側有東、西風對吹情形，並於強回波周圍輻合，西北(西南)側吹西北(西)風並於 22.25°N 附近合流，在東北側則為相對東風(圖 19(a))。至於反演之熱動力參數，壓力擾動於回波帶前緣為相對高壓，於 $120.15^\circ \text{E}, 22.35^\circ \text{N}$ 系統前緣出現負值擾動，後緣亦為相對低壓。至於溫度擾動，參考垂直運動分布，可見上升運動

區呼應該區的正值溫度擾動(比對圖 19(b)與 15(c))，是由於空氣被抬升後達到飽和並且釋放潛熱的緣故。

高層 7.0 km 高度的風場呈現氣旋式運動(圖 20(a))，反演之熱動力結構多由潛熱釋放主導，形成高(低)壓與(負)正值溫度擾動耦合的結構。

至於複雜地形上反演的熱動力結構，分析範圍見圖 13 中灰色實線(120.6~120.9°E 23.03°N)所代表的垂直剖面。圖 21 顯示在中央山脈西側的低層($Z < 3.0$ km)有因為降雨冷卻所產生的冷區，且與靠近山區的一側相比有相對高壓存在。由於地形抬升凝結及潛熱釋放，在高度約 4.0 km 處位於中央山脈的上方有一暖區，而在暖區的上緣與冷區的交界處有一相對高壓，在暖區的下緣則有一相對低壓(位於 $X \sim 30$ km 山上的側邊界處)。這是因為由浮力(B)所產生的壓力擾動場(P'_b)，會與負的浮力垂直梯度成正比($P'_b \propto -\partial B / \partial Z$ ，Markowski and Richardson 2011)，而這個特徵可以被完整的反演得到。此高壓又會產生相應的向下氣壓擾動梯度力，造成垂直速度隨高度遞減(圖 17(b))。

5.4.3 間接驗證

除了確認極小化的滿足程度及反演產品與現存概念化模組之一致性外，使用不同觀測儀器的觀測資料做比較亦能作為驗證模式反演之正確性，所使用之測站、儀器位置如圖 22 所示，其中包含高雄地面測站、屏東探空站與剖風儀。

5.4.3.1 風場驗證—剖風儀

此部分使用剖風儀觀測之風場垂直剖線和 WISSDOM 風場合成結果比對，因近風場合成時間 1500UTC 之剖風儀觀測分別是 1445 與 1515 UTC，故將兩

時間同時對風場合成結果作比對。圖 23 為 1445 與 1515 UTC 之水平風場垂直剖線，受地形效應的影響，底層主要以南風為主，係因該地之山脈多呈南—北走向所導致，隨高度而轉為西南風主導，並且在約 6km 處有極值發生，兩時間在 7km 以上風場於風速與風向均有較大的相異性，但總體而言水平風場之垂直變化不離底層南風、中層西南風之結構。垂直速度部分，由於剖風儀提供之資料為流體之垂直運動，其中包含降水物的終端落速貢獻，需將其消除才能得到大氣的垂直運動。終端落速的計算方式與 WISSDOM 內的方式相同，並透過計算剖風儀附近 10km×10km 範圍內終端落速的水平平均隨高度之分布，圖 24 為兩時間之扣除區域平均終端落速的垂直風場剖線。

為公平起見，WISSDOM 合成風場同樣也在前述之範圍內作水平平均並繪出垂直剖線將其與剖風儀資料比較。圖 25 分別為範圍平均的水平風場與垂直風場剖線，水平風場與剖風儀觀測均呈現底層南風隨高度轉為西南風，且風速大小部分也與彼此相當。在高度 5km 處皆有一垂直速度之極值，但反演結果有低估的現象，原因是雷達的觀測方式，但總的來說，使用 WISSDOM 反演之風場的可信度是相當高的。

5.4.3.2 熱動力場驗證—探空觀測

將1500 UTC之屏東探空觀測做熱動力反演之佐證，測站位置與欲取之水平平均範圍如圖22中的紫色矩形(120.4~120.75°E 22.55~22.7°N)，此範圍參考探空搭載之GPS(Global Positioning System，簡稱GPS)紀錄之經緯度而定，且將探空觀測之壓力與溫度資訊轉為和反演產品相同的壓力和溫度擾動並做比較。

圖26探空觀測(左)與範圍平均反演壓力擾動(右)比對，縱軸為高度，橫軸

為壓力擾動之量值，於底層從觀測與反演資訊都有局部極大值的發生，隨著高度上升於中層5km處則出現局部極小值。圖27則為溫度比較，兩者提供之資訊皆顯示低層的負值溫度擾動至中層轉為增溫。

不論探空或熱動力反演皆顯露出底層有相對高的壓力且對應到降溫，其原因極有可能是降水造成的蒸發冷卻於低層生成與冷高壓；中層有相對低壓而有增溫的現象，則和降水系統於範圍有凝結潛熱釋放而造成暖低壓有關，整體而言，熱動力反演產品的量值與隨高度變化之趨勢和探空觀測有良好的 consistency。

5.4.3.3 熱動力場驗證—地面測站

以高雄測站每分鐘一筆的溫度、壓力觀測作為熱動力反演結果之對照組。高雄測站位於 120.31°E 22.56°N ，如圖 22 所示，由於反演產品提供當時的熱動力場，假設近海的高雄測站周遭熱動力演變在短時間內受平移效應影響較大，從測站朝西南方向取一 $10\text{km}\times 10\text{km}$ 矩形範圍計算區域平均風場為 $u\sim 5.17\text{ m s}^{-1}$ ； $v\sim 2.4\text{ ms}^{-1}$ ，並以平流時間 30 分鐘推估平流距離為 11km。因此沿平行風場方向往上游處延伸 11km，另外再往垂直風場方向延伸 4 km 求取得溫度、壓力的區域平均。

圖 28(a)為範圍平均之反演壓力擾動與觀測壓力，左縱軸為反演值(黑色實線)；右縱軸是觀測值(綠色叉號)，測站資料顯示，此時壓力隨時間推移而下降，並於 2315LST 左右轉折向上增加，和反演資訊比對可發現壓力擾動與觀測的趨勢相同，皆有隨時間遞減的現象。圖 28(b)為範圍內平均之測站觀測與反演溫度擾動，由觀測可得該時間區間的溫度趨勢向上，而反演溫度擾動在 2315 LST 之後也呈現回升。不過此時段內溫度的變化不大，觀測的溫度變化

範圍約為 0.25° ，反演的溫度擾動範圍在 0.14° 。

六、同化地面測站介紹

上述之實驗，利用 WISSDOM 可以合成三維風場，經由新的熱動力反演技術，可以解析地形上的溫度與壓力等熱動力場。

不過在本計畫執行過程中，吾人發現由於雷達的掃描方式無法提供近地面的資訊，所以進行 WISSDOM 風場合成時須使用探空或模式預報作為背景場填補資料空白，但因探空施放的時間間距較長，模式預報的表現亦存在不確定，因此對於近地層風場的反演會有較高誤差，直接影響了熱動力反演的品質。因此雖然計畫中沒有要求，但為了改善低層熱動力反演變數的精確度，研究團隊決定發展把地面測站的風場資料直接放入 WISSDOM 系統進行同化的方法，以彌補近地表缺乏雷達資料的限制，除此之外在熱力反演的過程中，也進行相同的方法來同化測站的溫度及壓力。

6.1 模式設定及同化方法

本實驗使用 4.1 節所提到之模式網格設定，而山型設定公式為式(40)，高度 3.0 km 東西、南北向半山寬 5.0 km，鐘型山中心位置設定在(36 km,21km)，風向為均勻西風，風速為 10 ms^{-1} ，使用 WRF 模式模擬 20 分鐘後，將分析場投影至兩雷達作為理想觀測徑向風，參考圖 29。兩雷達分別置於網格的左上及左下方，本實驗將使用在高度 1.5 公里以上的所有徑向風資訊，而高度 1.5 公里以下則假設無資料，而測站資料則是使用 WRF 內插後的第一層資料。

同化的方法是將每個格點位置(x,y)與同高度測站的位置(x_0, y_0)帶入一高斯分布公式(式 45)，其中 σ 設定為5.0 km，算出該格點之權重(w)，當權重大

於 0.5 才判定該格點使用該測站進行同化，因此所有格點可以分為三類：(a) 受到兩個以上的測站影響；(b) 只受到一個測站影響；(c) 未受任何測站影響。在第一類的格點，因為受到兩個測站以上的影響，故必須對權重再進行標準化，也就是將各測站對於該格點之影響權重除以權重的總和，即可得到標準化後的權重(式 46)。而在第二類的格點，當只受到一個測站影響，權重總和會小於或等於 1，後者等於直接把測站資料取代格點資料，不盡合理，故此時加入背景場並給予剩餘之權重值(1-w)。而在第三類的格點則是直接使用背景場資訊。

$$w = e^{-\left[\left(\frac{(x-x_0)^2}{2\sigma^2}\right) + \left(\frac{(y-y_0)^2}{2\sigma^2}\right)\right]} \quad (45)$$

$$w_{new} = \frac{w_{old}}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (46)$$

距離雷達越遠，低層的資料越缺乏，當同時擁有上層雷達反演的風場及地面的風場觀測時，可利用兩者的結果改善位於中間各垂直層的風場。方法為當雷達資料最低高度小於 3.0 km 而底層格點有被測站資料修正時，即對該格點上方的格點進行線性修正，修正的方法如公式(47)，其中 V 為風場，z 為格點高度，下標 s 為被測站所影響的格點，rad 為雷達資料，i 則為前述兩資料的中間網格。

$$V_i = \frac{z_{rad} - z_i}{z_{rad} - z_s} V_s + \frac{z_i - z_s}{z_{rad} - z_s} V_{rad} \quad (47)$$

藉由上述兩個方法進行實驗，實驗分為三組：第一組為無同化地面測站，第二組為同化地面測站而沒有進行雷達與測站間的修正，第三組則是同化地面測站並進行雷達與測站間的修正。本實驗假設一理想情境，亦即測站位於地表上的每個格點，且沿著地面與山的表面分佈。

而在熱力反演的過程中一樣使用與同化測站風場的方法來同化溫度及壓

力，但為了測試同化溫度壓力後與真實場的一致性，實驗的步驟為直接使用 WRF 的風場進行熱力反演，但在模式最底三層的水平風場加入 10%隨機擾動，以模擬低層因缺乏雷達觀測故引入背景風場所導致的誤差。本實驗一樣假設測站位於地表上的每個格點，且沿著地面與山的表面分佈。

6.2 討論分析結果

在此個案中參考圖 30 及圖 31，可以發現未同化測站的結果與真實場的差距非常大，而在加入測站資料後，便可以對於底層的資訊有一定的掌握，極值的位置也都有表現出來。

而在第二層的結果，參考圖 32 及圖 33，由於測站的位置皆於山的表面，故在離山較遠的地方仍是由背景場主導，在背景場及測站的影響範圍的邊界並沒有明顯的不連續性，故不會產生假的輻合或輻散作用。表 2 中 u 風場在第一層及第二層的 SCC 在加入測站同化後提高至 0.99 及 0.81，rms 也降低至 0.3 及 0.55，說明了此方法有助於增加低層風場的正確性。

而在圖 34 中，在加入測站與雷達間的線性修正後，可以使中間的格點與真實場的差距減少，而純背景場的資訊的不連續性過大可能會產生錯誤的上升或下降運動。

最後則是熱力反演同化測站的結果，參考圖 35(b)因為加入了 10%的隨機擾動後使得反演的結果相當的不理想，而在圖 35(c)加入了測站壓力及溫度的同化後，便可以將底層的資訊修正回來，顯示此方法能改善底層資訊缺乏的缺點。

七、預報因子的選取及運用

經由上述的風場合成及熱力反演後，即可獲得三維空間的風場、溫度場及壓力場，藉由這些資訊，除了可以分析當時的天氣狀態外，也可以對於大氣穩定度計算定量的相關資訊來做為預報因子，以下為本計畫預備測試之預報因子：

1. 對流可用位能(CAPE, Convective Available Potential Energy)：對流可用位能的定義根據Moncrieff and Green (1972)，

$$CAPE = \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} g \left(\frac{\theta - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dZ$$

其中 g 為重力加速度， θ 是空氣塊的位溫， θ_{env} 是未飽和的環境位溫。

CAPE 代表單位質量的空氣塊由舉升凝結高度(LFC)被浮力舉升至平衡面(EL) 過程中對環境所作的功，也是斜溫圖中LFC 以上的正面積，可做為對流層中層及高層潛在不穩定的度量。

2. 對流抑制能 (CIN)：

$$CIN = - \int_{Z_0}^{Z_{LFC}} g \left(\frac{\theta - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dZ$$

其中 g 、 θ 及 θ_{env} 同CAPE的定義， Z_0 是地表高度。CIN代表單位質量的空氣塊由地表被外力舉升至LFC之過程中，環境對空氣塊所作的功，也及斜溫途中LFC 以下的負面積，可做為對流層低層熱力穩定度的度量。

3. 水平輻合輻散場：

$$\text{divg} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

而結果可以參考圖 36.，在對流可用位能可以發現在台灣的西南方有較大的值出現，而極大值為 250 J kg^{-1} ，而對流抑制能為 -20 J kg^{-1} ，參考圖 4(d)為分析後一小時之雷達回波圖可以發現對應的位置有較大的回波值。而在圖 36(c)輻合輻散場顯示，當該地區的輻合較強的時候，相對應的位置能量並不多，可能已經發生降雨，由於系統皆發生在海面上，並無其他觀測資料進行佐證。

其中還另外找出相關判定穩定度的指數，未來可以進行測試：

1. K指數(KI)：

$$KI = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

K 指數代表雷雨發生的潛勢大小，其數值分別為 850hpa 至 500 hpa 的溫度遞減率、850 hpa 露點及 700 hpa 的飽和程度三者之關係，故當 700 hpa 的空氣越接近飽和狀態，容易有對流的產生，所以 K 指數越高，發生雷雨的機率也越高。

2. 總指數 (TTI)：

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500})$$

總指數包含垂直指數 (vertical Total, VT)為 850 至 500 hpa 的溫度遞減率和交差指數 (Cross Total, CT) 包含 850hpa 的水氣資訊與 500 hpa 的溫度差，當總指數越高，發生雷雨的機率也越高。

八、結論與未來工作

本方法是利用 WISSDOM 所合成之沿地形上的風場，經由新的熱動力反演技術，解析地形上的溫度與壓力等熱動力場。經過理想個案的實驗測試後，結果顯示此方法能夠在引入微物理過程、複雜山型的條件下，成功反演複雜地形上的熱動力場。

本年度計畫探討之實際個案為 2008 SoWMEX IOP#8 的 6 月 14 日，在 1500UTC 的降水系統為梅雨鋒面前側之強線狀對流系統，並且在無額外探空觀測下，分析海上對流系統以及山區局部對流的垂直熱動力結構。結果顯示在複雜地形上反演之風場與熱力場的分布在物理上的解釋是合理的，利用此個案之探空以及地面測站進行驗證，發現與探空或地面測站及剖風儀有良好的一致性，

此外，加入地面資料的同化，對於低層的風場及溫度壓力場資訊有明顯的幫助，填補地面測站與上方有雷達觀測之間格點的資料空白也可以提升缺資料處的正確性。

本計畫中開始計算三維空間的 CAPE 及 CIN 參數，未來的工作為持續測試預報因子應用在弱綜觀的強降雨系統個案上，測試哪些預報因子對於後續雷暴的形成具有顯著的預報能力，並進行整套氣象變數反演系統及預報因子在預報上作業化的可行性評估。

表1. 風場合成極小化合理性檢驗(續雷達名稱之數字代表第1、2筆時間)

	RCCG1	RCCG2	SPOL1	SPOL2	RCKT1	RCKT2
SCC_Vr	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99
RMSE_Vr (m/s)	1.29	1.37	1.38	1.51	1.51	1.25
R_RMSE_Vr	0.12	0.15	0.15	0.13	0.13	0.12

表2. 測站同化檢驗(u風場)

		無同化測站	同化測站	同化測站加調整
第一層	SCC	0.23	0.99	0.99
	RMSE	0.57	0.30	0.30
第二層	SCC	0.38	0.81	0.82
	RMSE	1.43	0.55	0.53

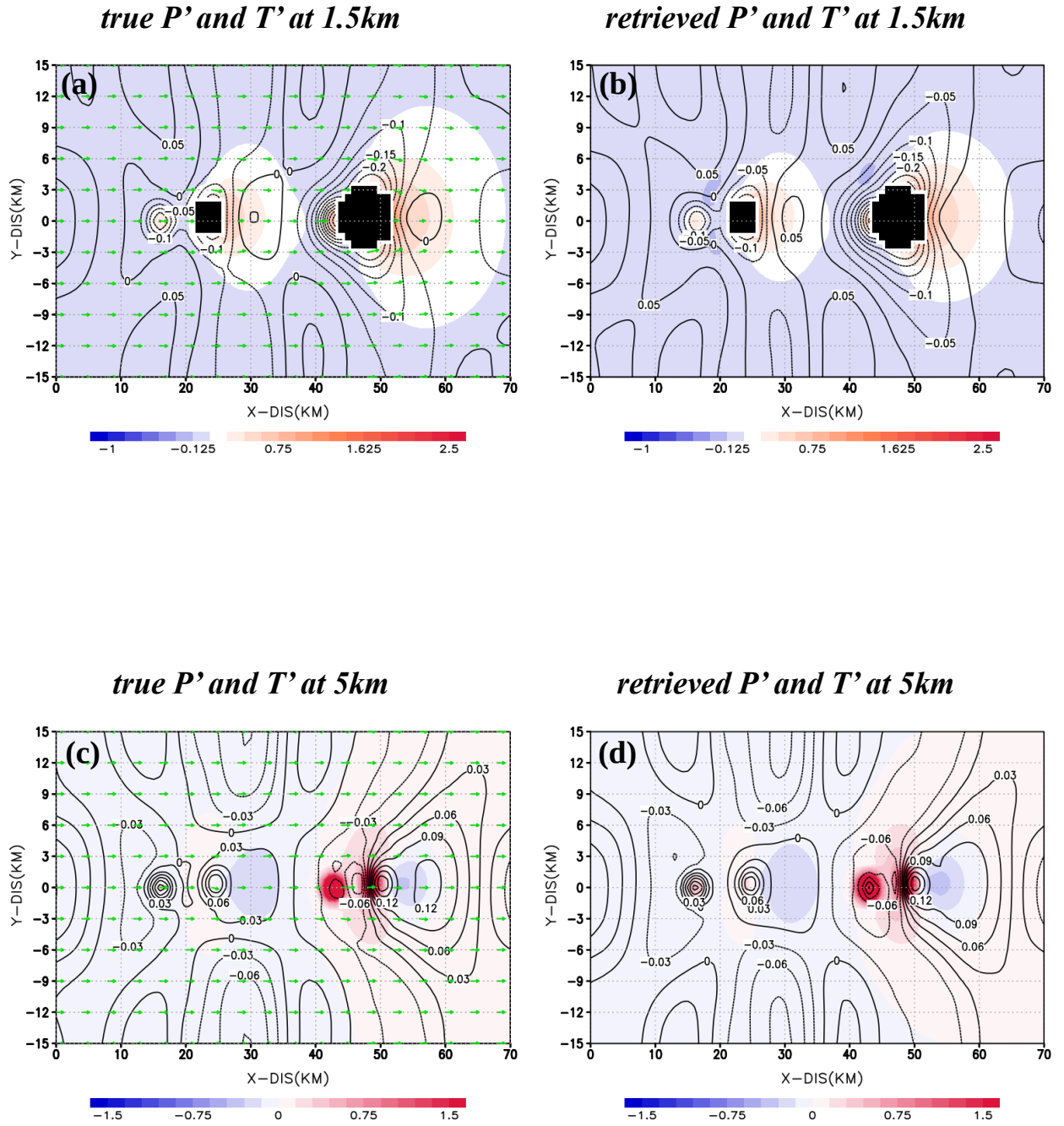


圖 1. (a)(c)描述多山潮濕對流理想個案，1.5km、5.0 km 高度，x-y 剖面之模式輸出壓力(等值線)與溫度(色階)擾動場(視為真值)，綠色箭號代表水平風場，(b)(d)為熱動力反演之結果。

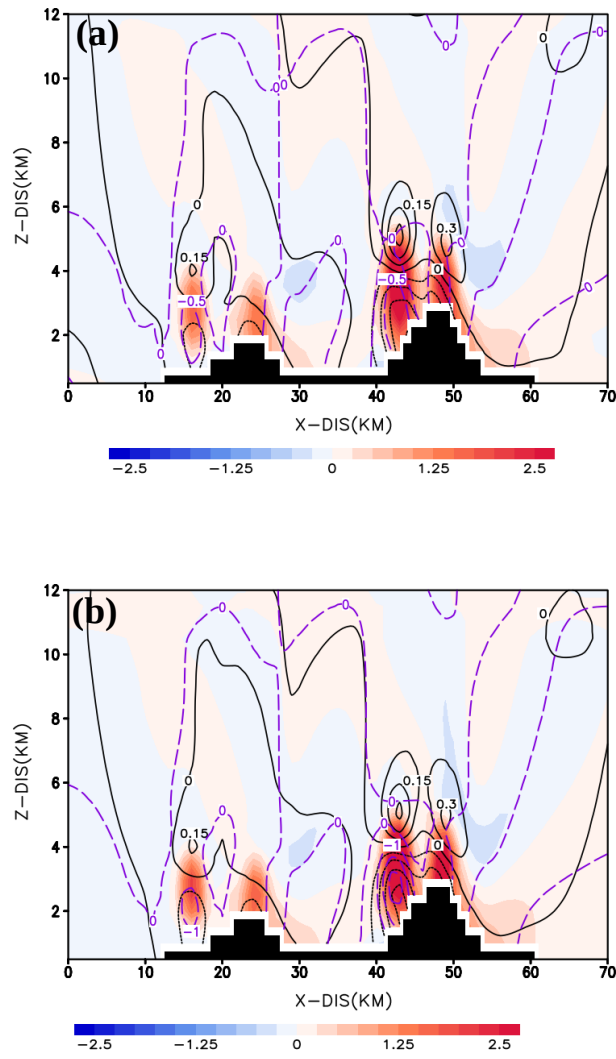


圖 2. (a)(b)描述多山潮濕對流個案，為通過中心 x-z 剖面之模式輸出(視為真值)與反演之壓力(等值線)與溫度(色階)擾動場。紫色虛線為模式輸出與反演之源匯項(放大 10^3 倍)，用以檢視熱力方程式作為約束條件之表現。

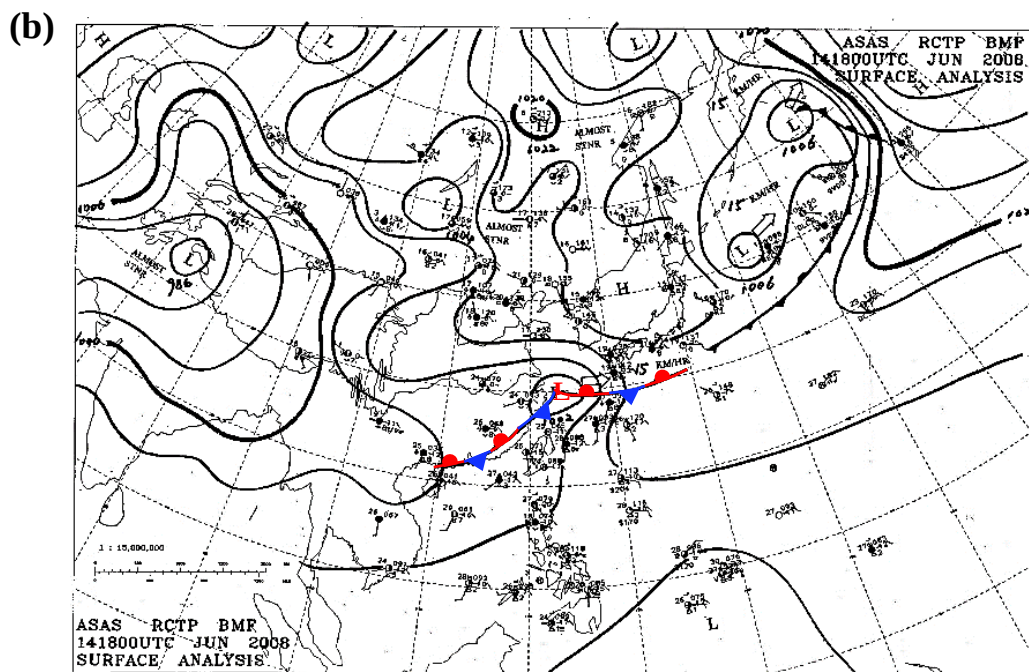
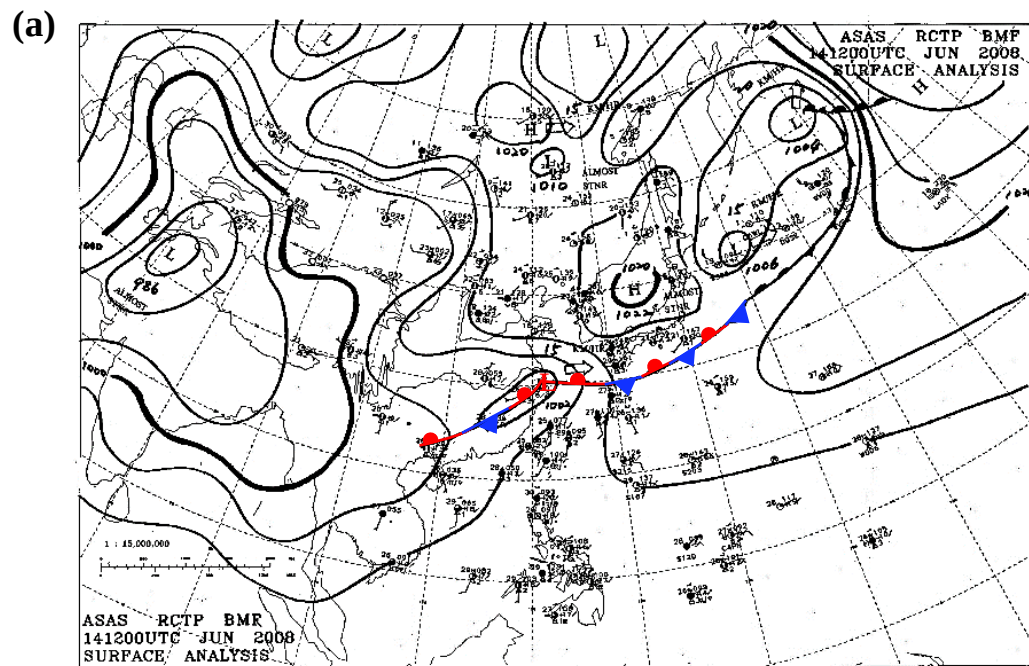


圖3. 中央氣象局繪製之東亞地面天氣分析圖，分析時間為2008年6月14日(a)1200與(b)1800 UTC。滯留鋒面隨時間東方移動，臺灣位於鋒面前側之暖溼地區。黑色實線為重力位高度(單位：m)；風標為水平風場(單位：半節為5knots)。

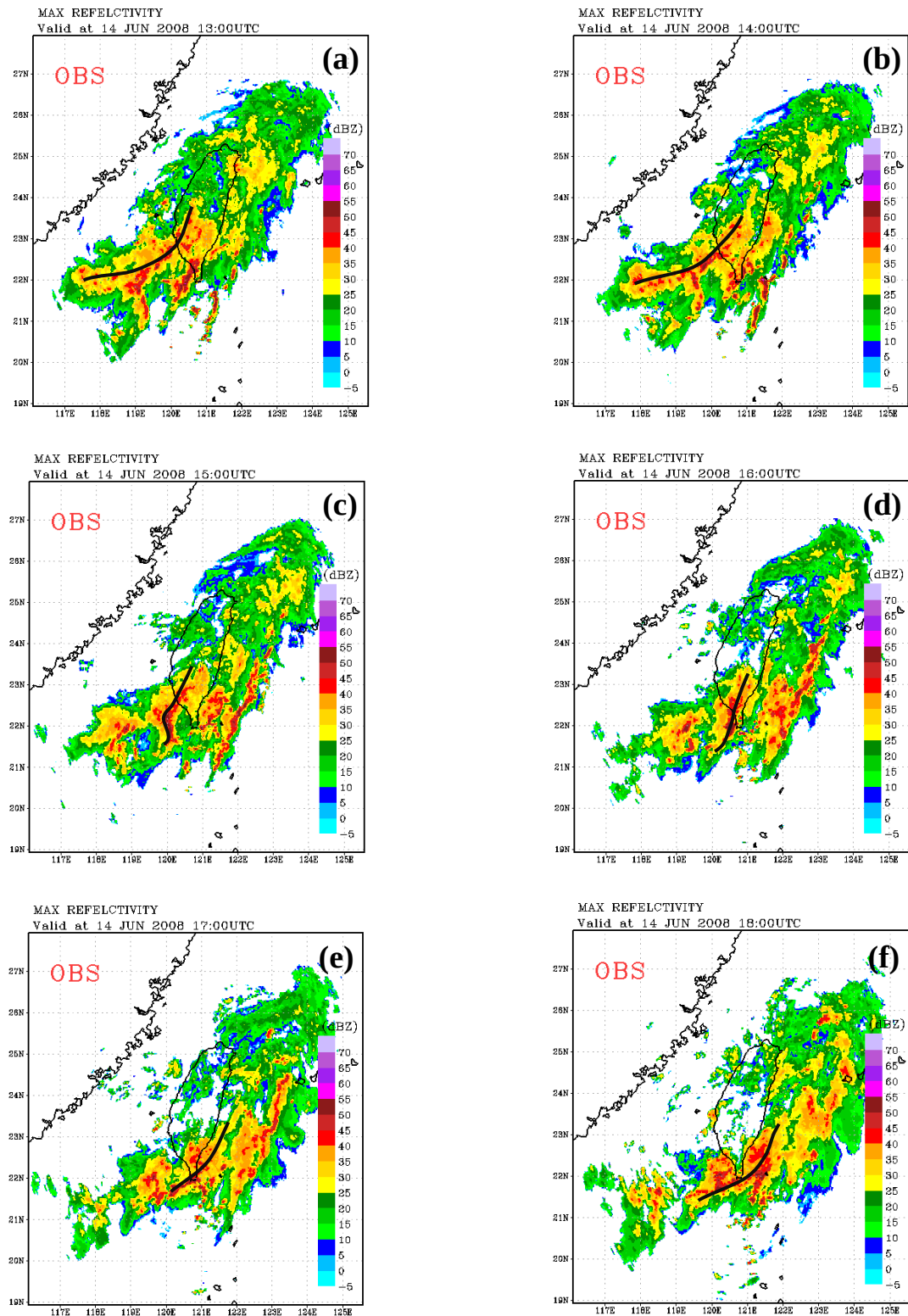


圖4. 2008年6月14日QPESUMS之合成最大回波圖(單位:dBZ)，時間分別為：(a) 1300；(b) 1400；(c) 1500；(d) 1600；(e) 1700；(f) 1800 UTC。黑色實線代表欲觀察雨帶之位置，於反演熱動力場時間1500 UTC位於臺灣西南部。

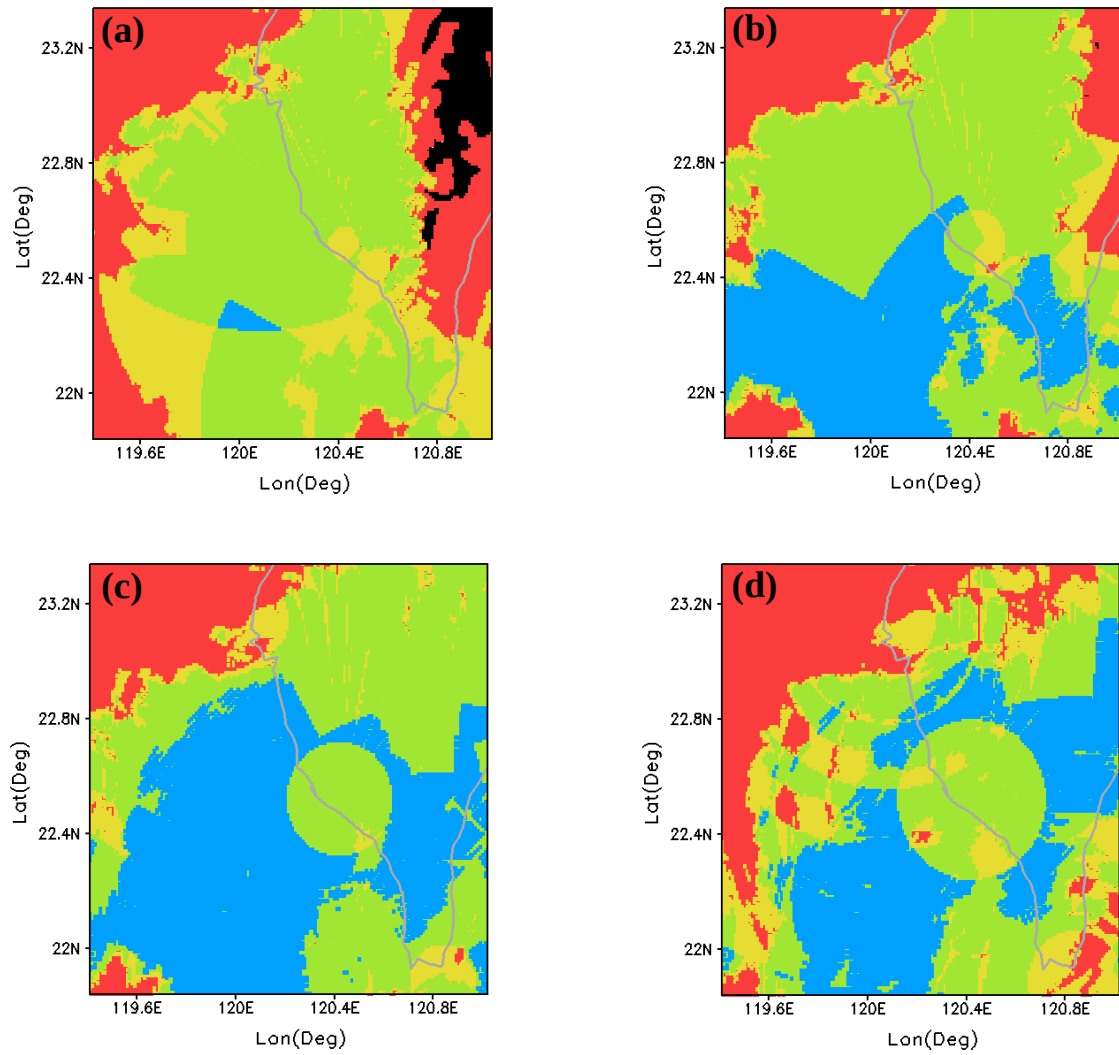


圖5. 2008年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL雷達資料覆蓋量示意圖，黑色陰影部分為地形。高度分別為 (a) 1.5km、(b) 3km、(c) 5km、(d) 7km，紅色、黃色、綠色和藍色代表無、單、雙、及三座雷達可觀測之區域。

WPS Domain Configuration

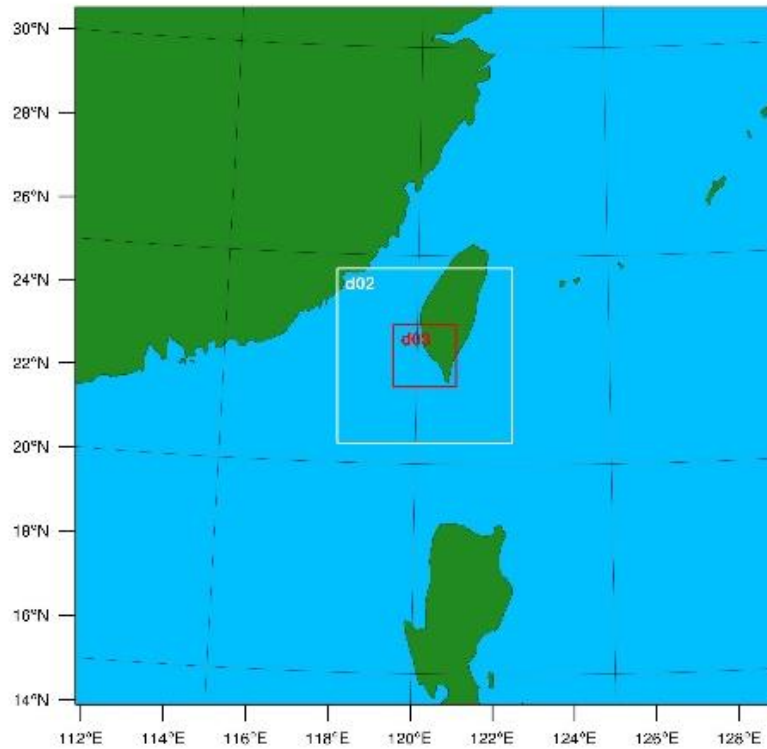


圖6. WRF之模擬區域設定，三層巢狀網域，解析度分別為9、3、1km，D03(紅色矩形)位於於西南部包含陸地與海洋地區，並將其設為風場合成並實施熱動力反演之範圍。

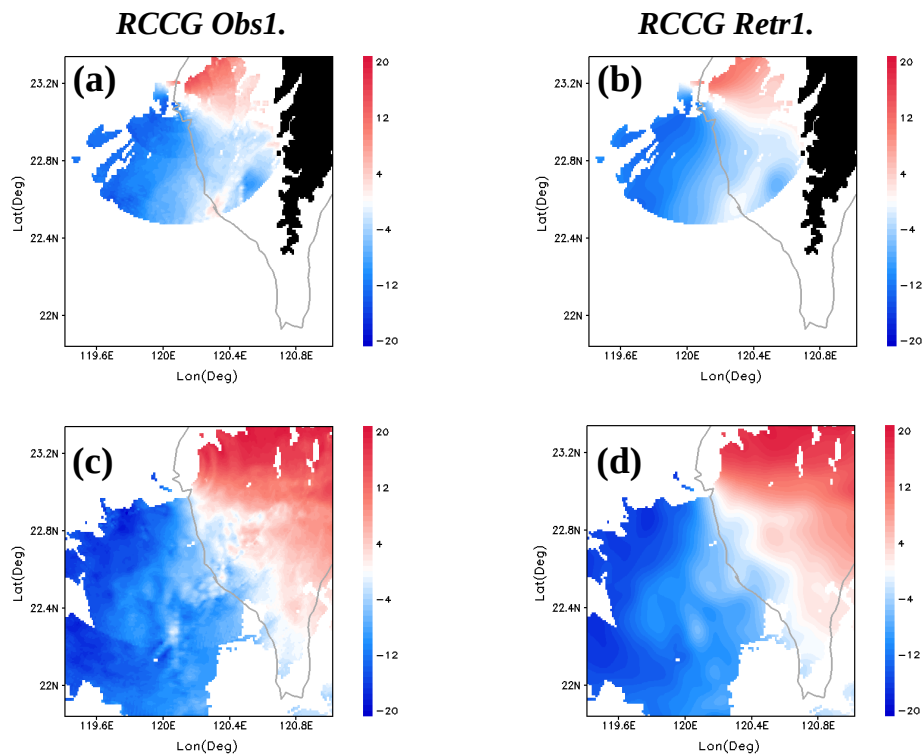


圖7. 七股雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a)和(b)為1km；(c)和(d)為5km。

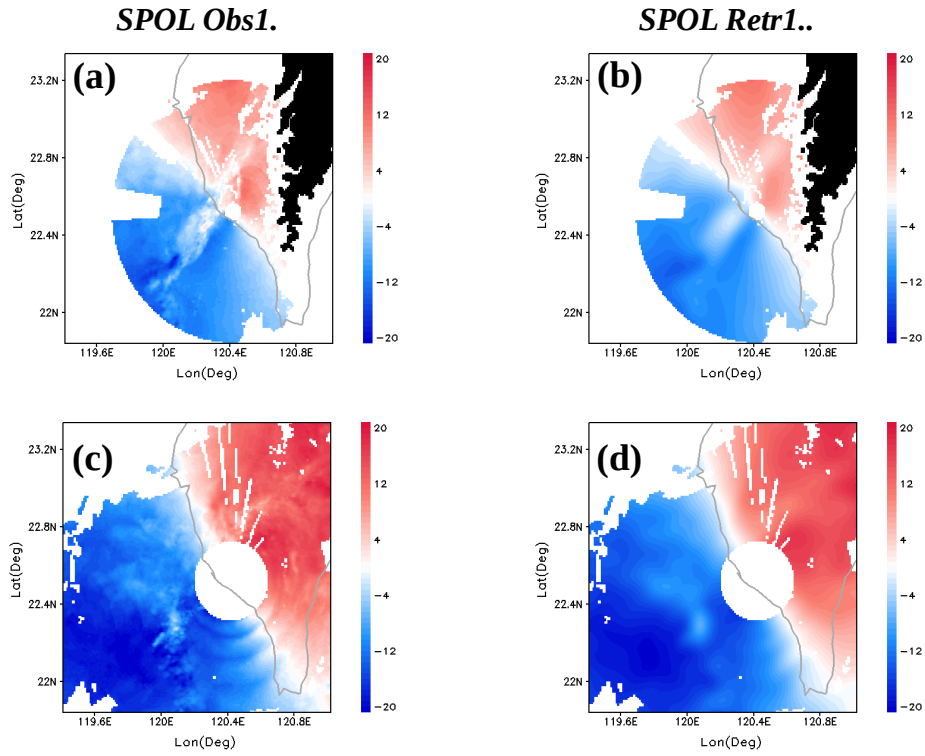


圖8. SPOL雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a)和(b)為1km；(c)和(d)為5km。

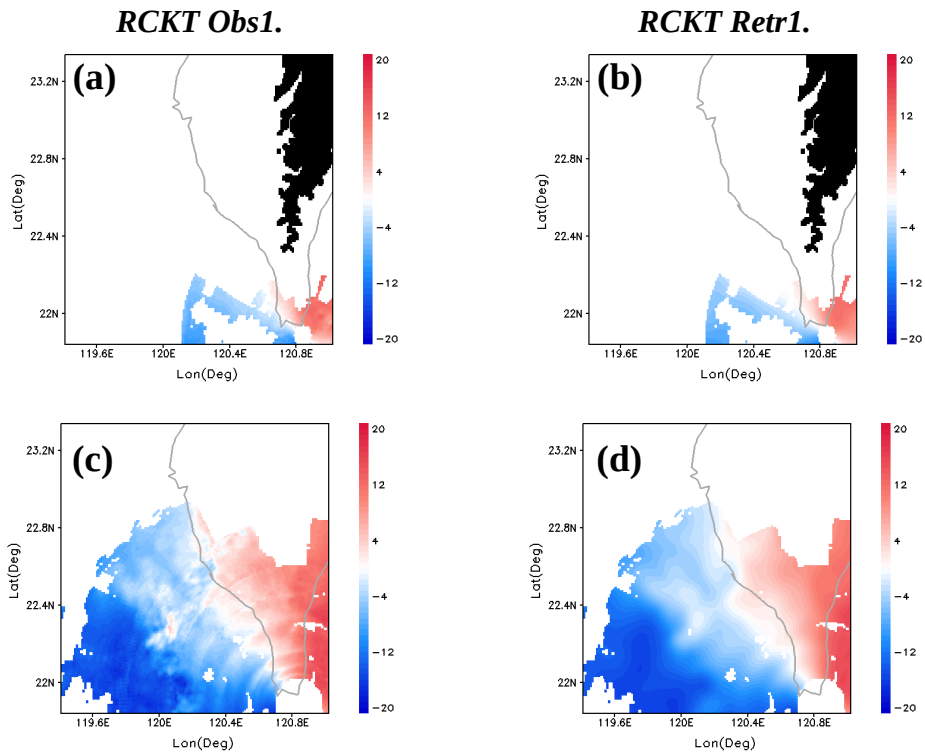


圖9. 墾丁雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a)和(b)為1km；(c)和(d)為5km。

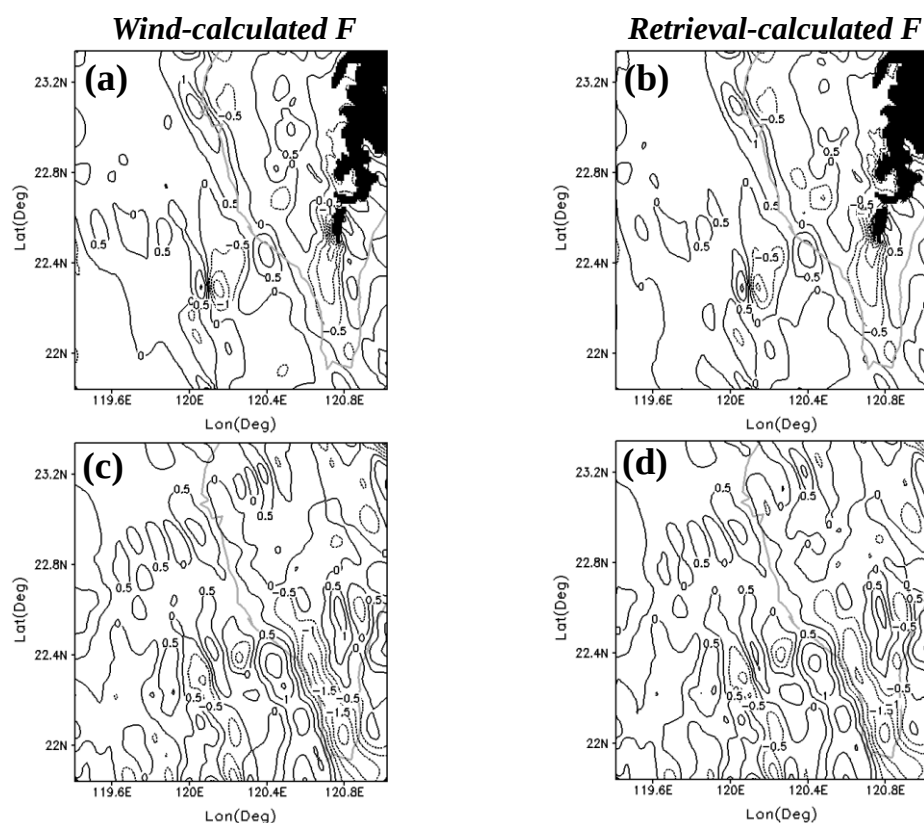


圖10. 以風場計算(左排)之x方向擾動氣壓梯度力 F (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 F 比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為5km。

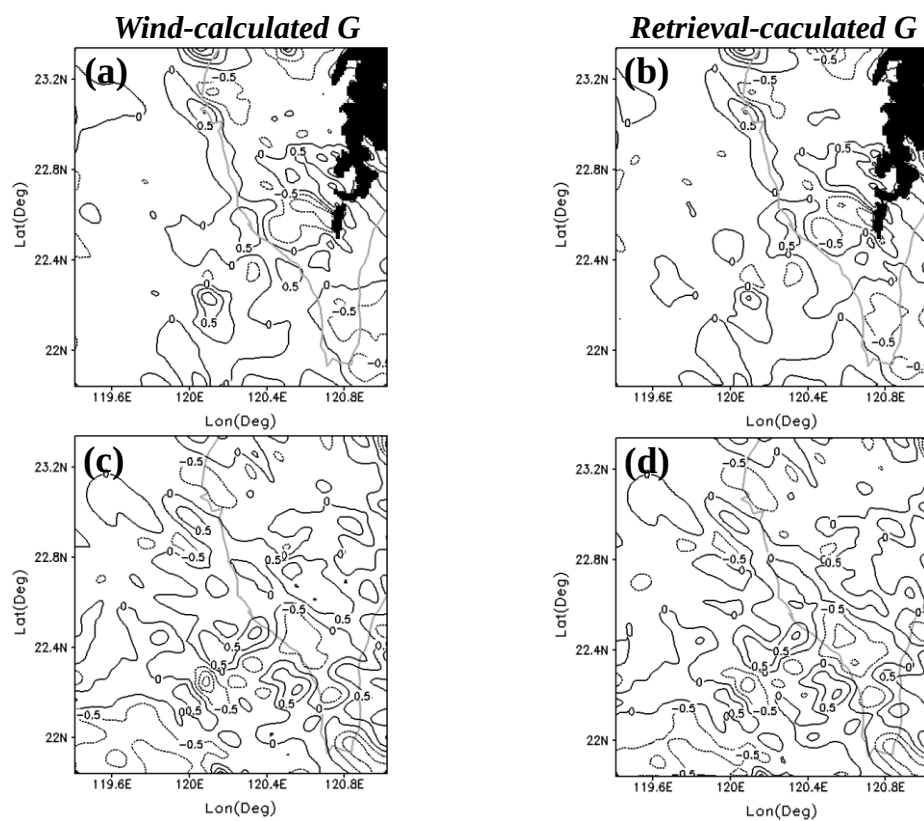


圖11. 風場計算(左排)之y方向擾動氣壓梯度力 G (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 G 比較比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為5km。

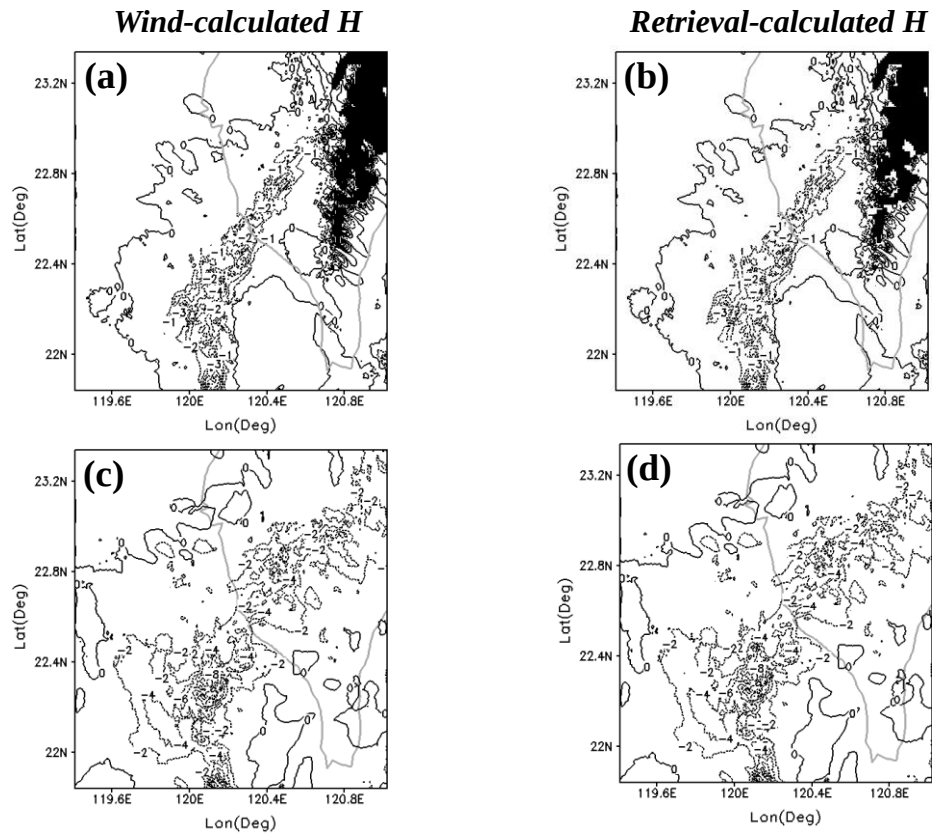


圖12. 風場計算(左排)之 z 方向擾動氣壓梯度力 H (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 H 比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為5km。

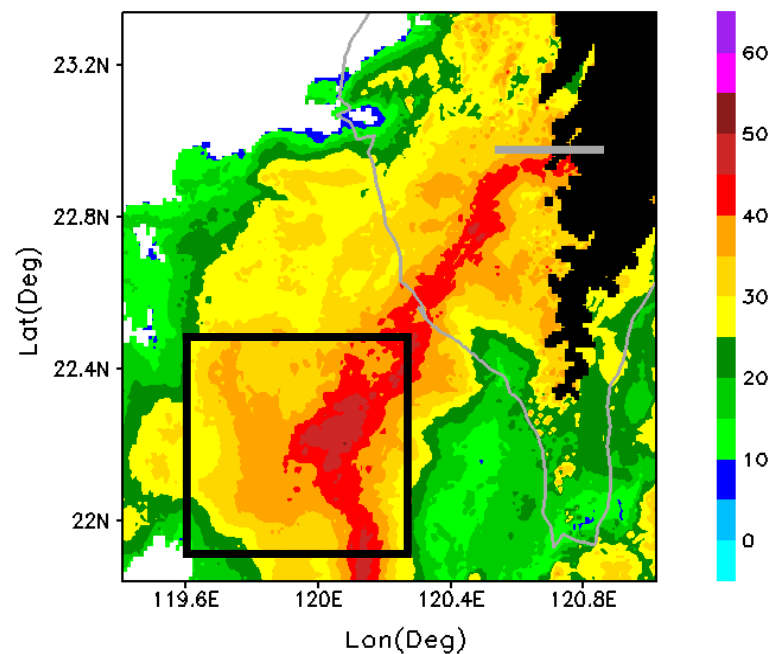


圖13. 2008 年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL合成的最大回波圖疊加1km高度之地形，黑色方框為欲使用合成風場與熱力反演做細部分析之範圍；灰色實線為欲分析複雜地形上之風場與熱動力場之垂直緯向。

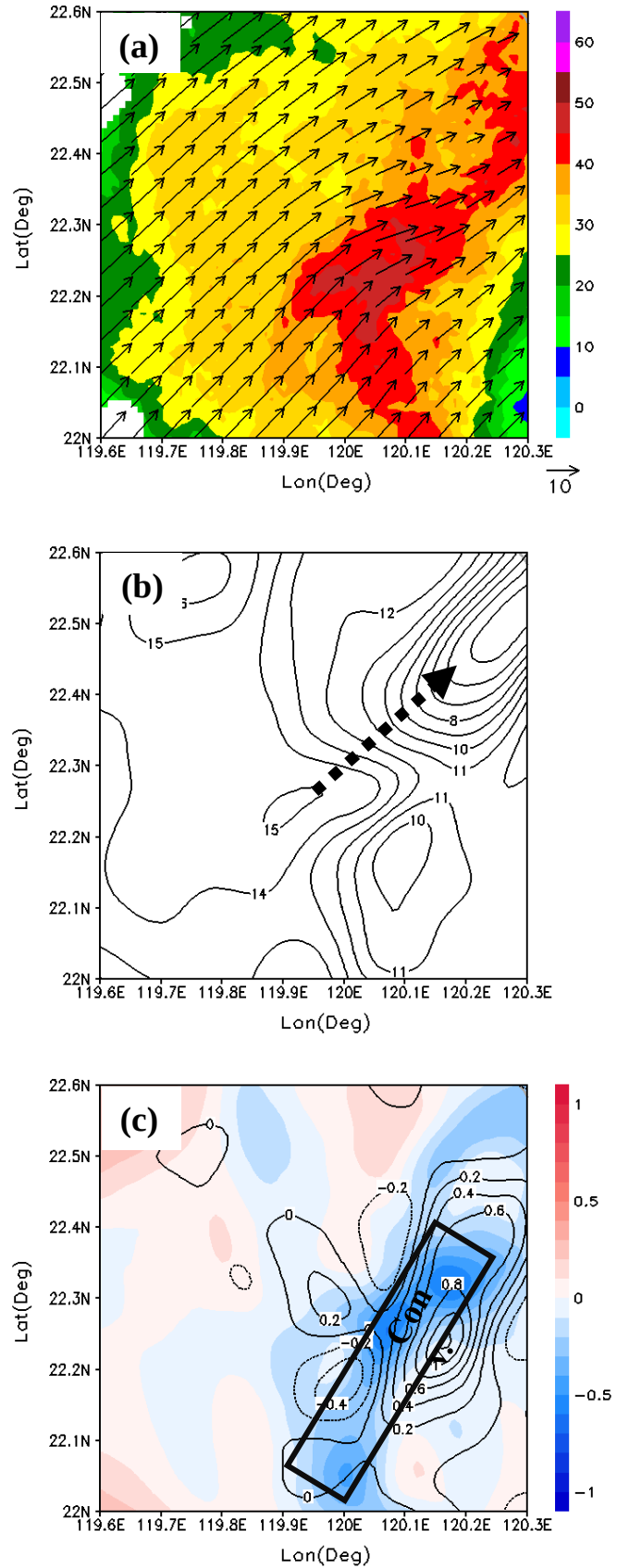


圖14. 1.5km高度合成風場結果分析，(a) 合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b) 水平風速大小；(c) 散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2 m s^{-1})，黑色矩形用以標示對流區之輻合帶，黑色虛線箭號為水平風速遞減方向。

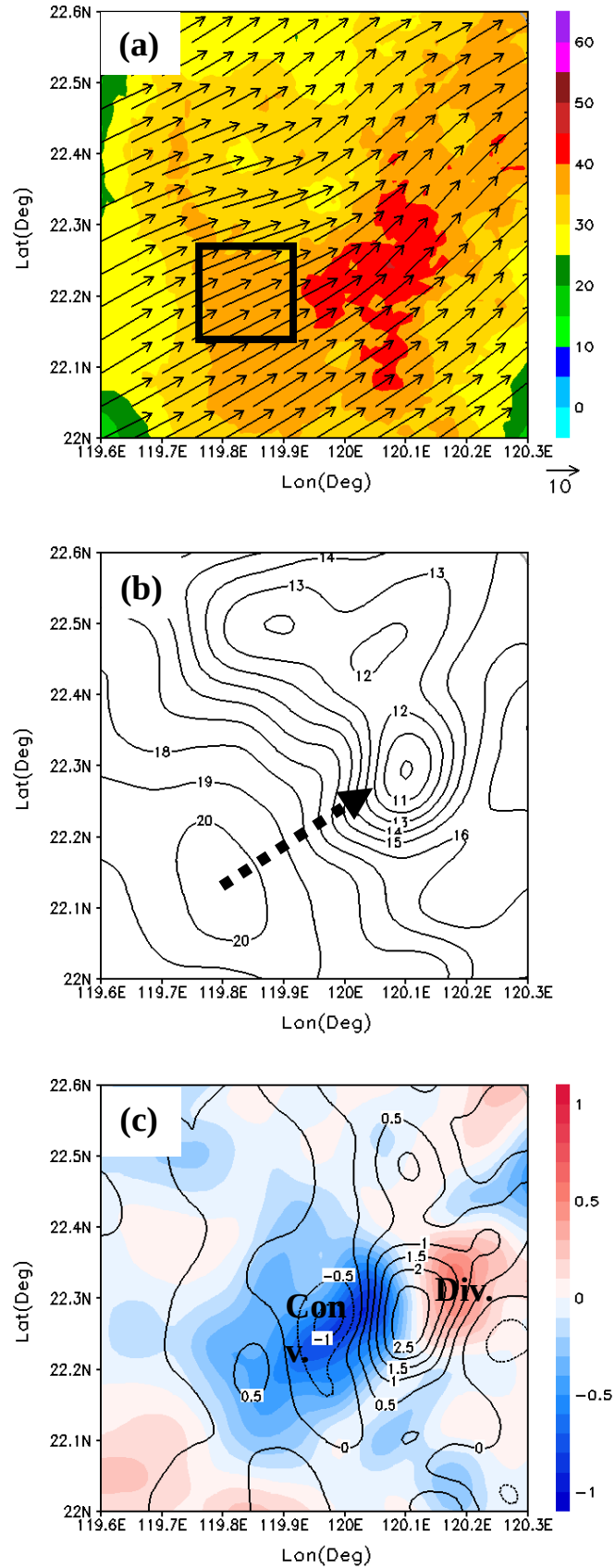


圖15. 5.0 km高度合成風場結果分析，(a)合成回波(色階)與反演風場(箭號)，黑色矩形用以標示對比圖14(a)之回波分布以顯示回波加強區域；(b) 水平風速分布；(c)散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距為 0.5 m s^{-1})，黑色虛線箭號代表水平風速遞減方向。

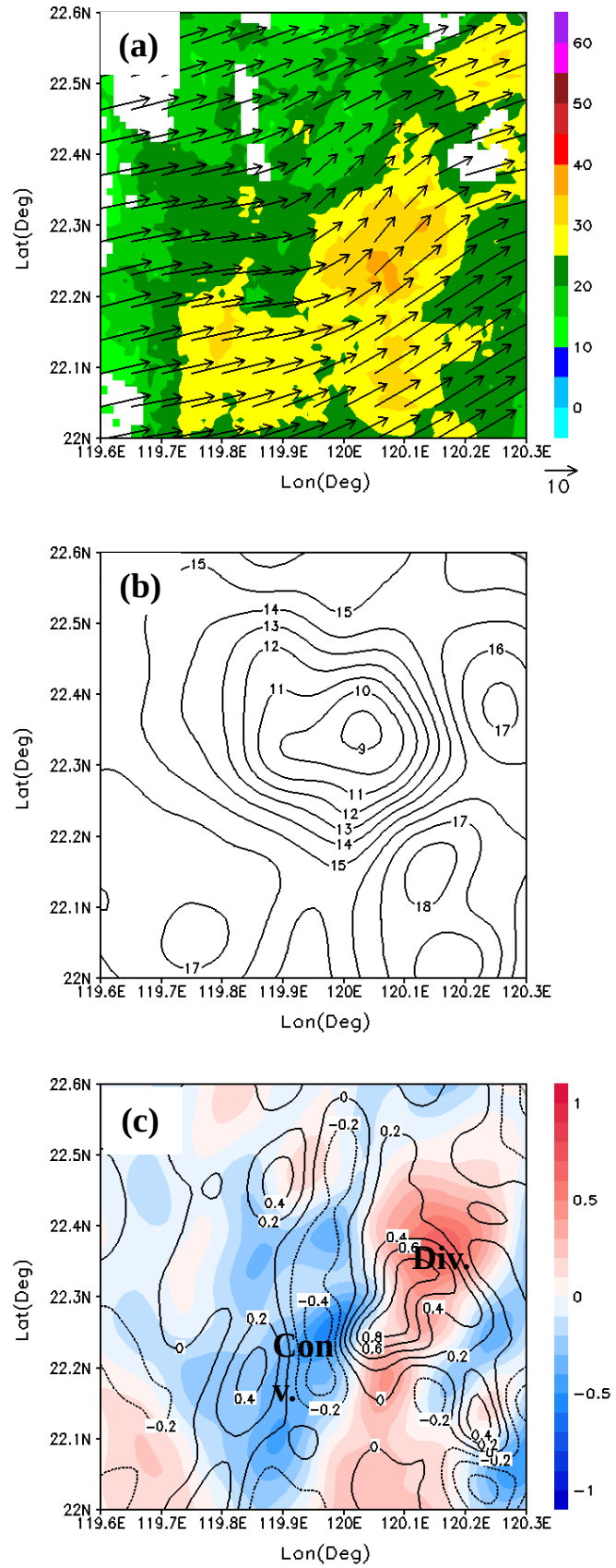


圖16. 7.0 km高度合成風場結果分析，(a) 合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b) 水平風速分布；(c) 散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2 m s^{-1})

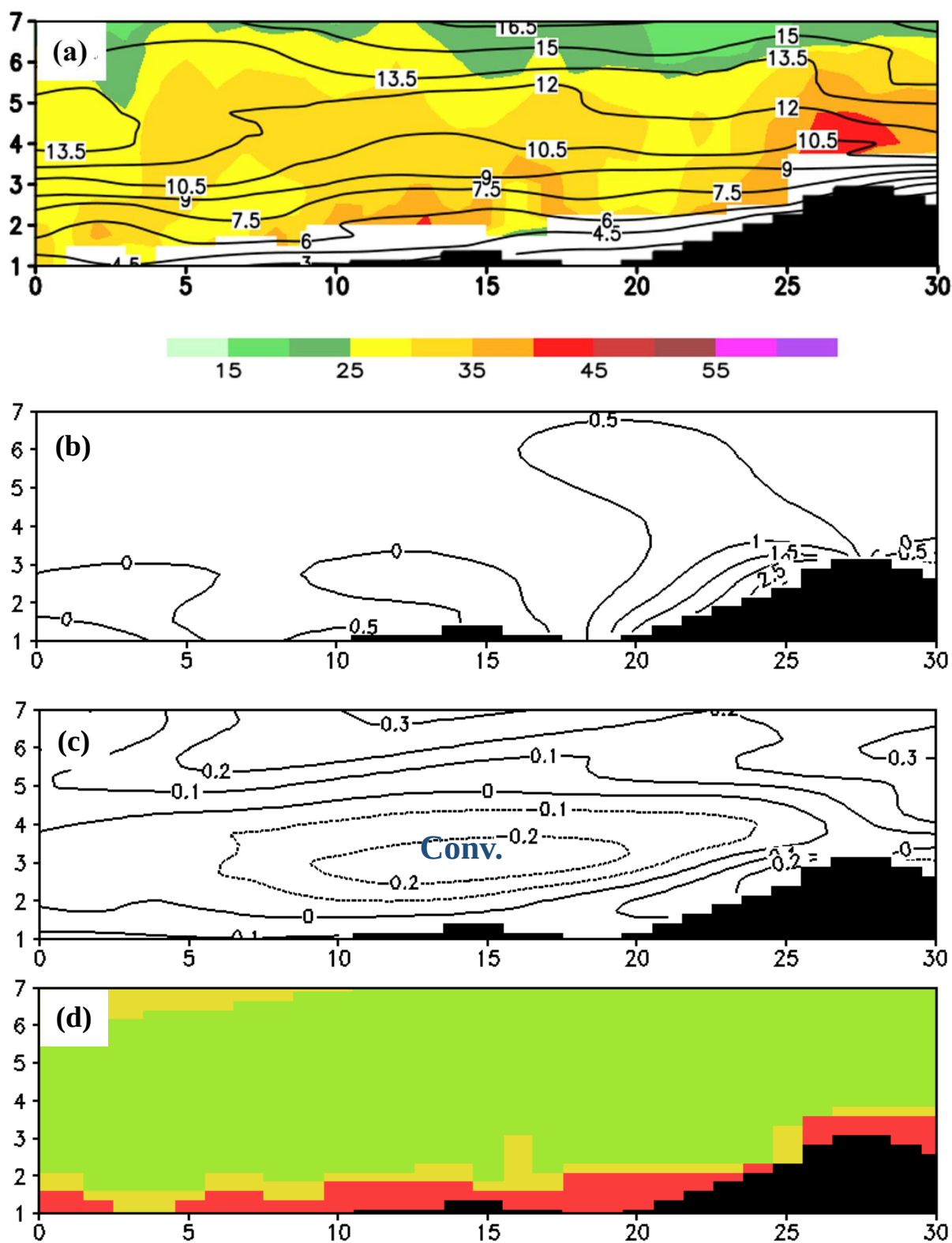


圖17. 地形上垂直剖面分析，範圍見圖13之灰色實線，黑色陰影部分為地形，(a) 回波(色階)與u-w風速大小；(b) 垂直風速分布(等值線，間距為 0.5m s^{-1})；(c) 散度分布($\times 10^5$)；(d) 雷達資料覆蓋率示意圖，紅、黃、綠分別代表該格點有零、單、雙座雷達觀測。

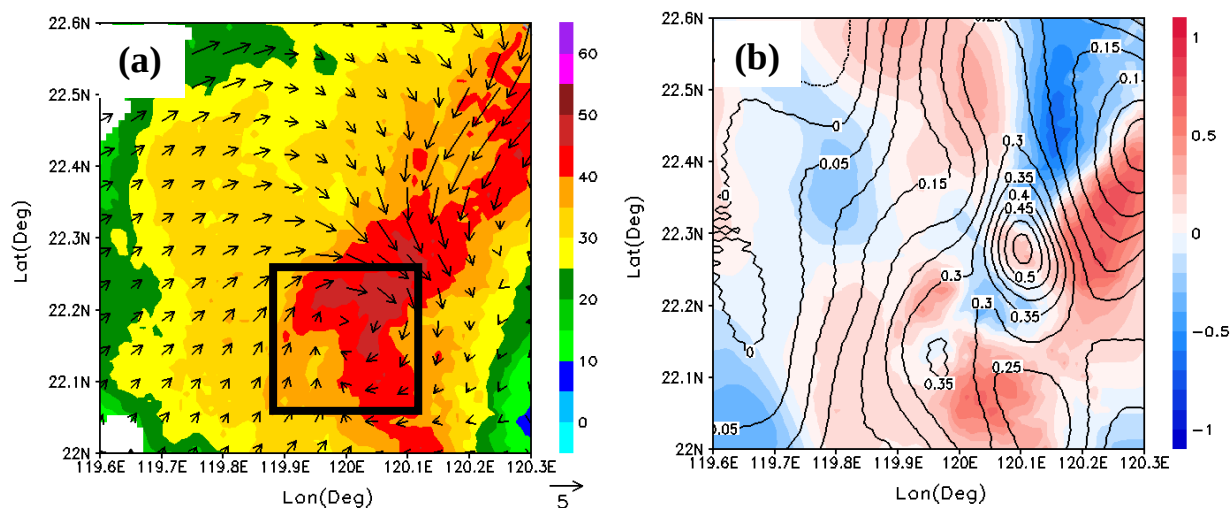


圖18. 1.5 km高度合成風場與熱動力反演結果之綜合分析，(a) 合成回波(色階)與系統相對移速之水平風場(箭號)，黑色矩形用以標示相對風場旋轉處；(b) 反演壓力(等值線，間距為0.05mb)、溫度(色階)。

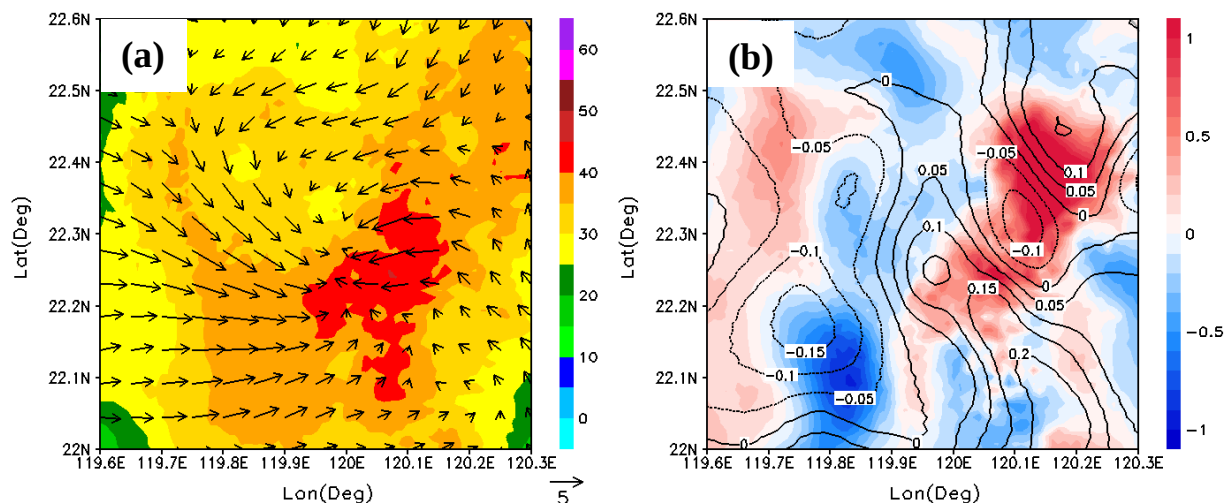


圖19. 同圖18.，但為5.0 公里高度處

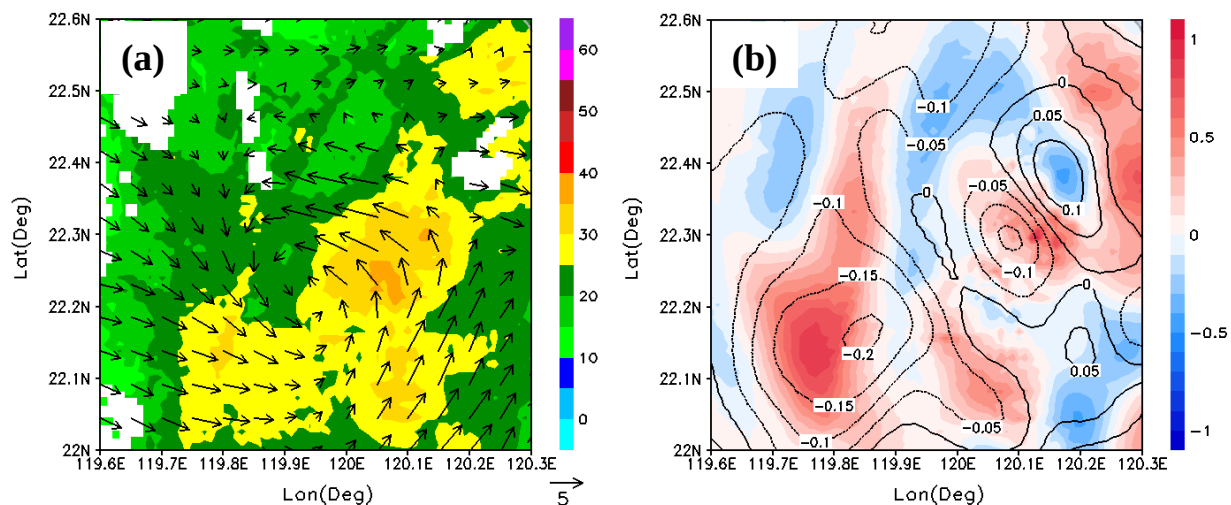


圖20. 同圖18.，但為7.0公里高度處

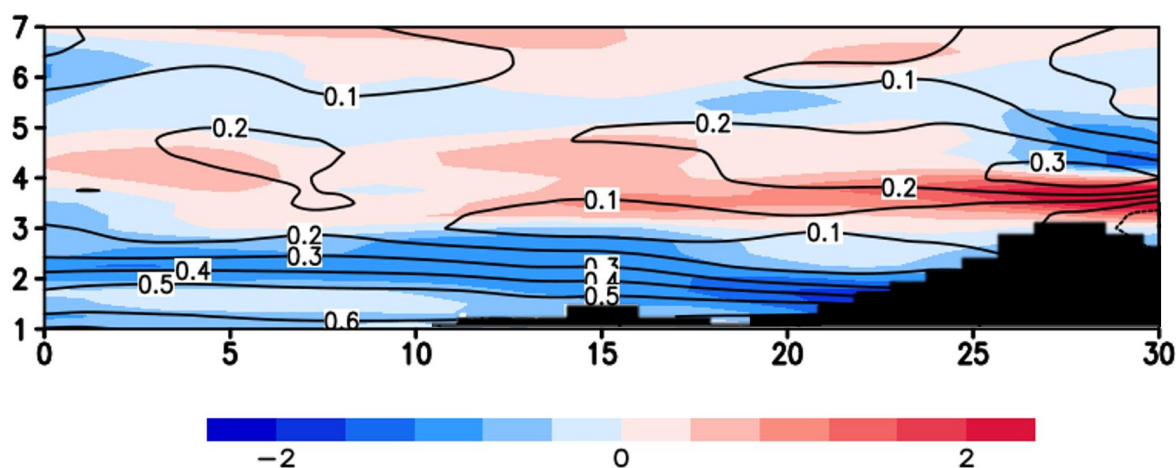


圖21. 陸地上山區之熱力場垂直剖面分佈，圖為反演溫度(色階)、壓力(等值線，間距為0.2 mb)擾動，範圍詳見圖13之灰色實線。

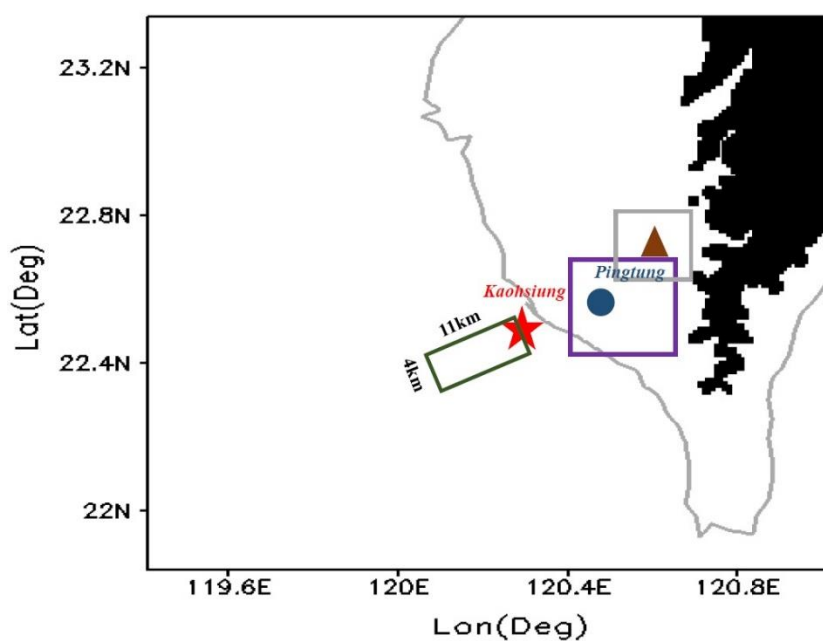


圖 22. 驗證反演熱動力場測站、儀器與欲平均之範圍位置示意圖，黑色陰影部分為1km高度之地形。深綠色矩形為欲做垂直剖面之區域平均的範圍，與平均風場平行；紫色矩形為計算反演熱動力資訊之區域平均範圍；灰色矩形為與欲與剖風儀比較之合成風場平均範圍。紅色星號、藍色圈圈、土色三角分別為高雄與屏東測站、剖風儀之位置。

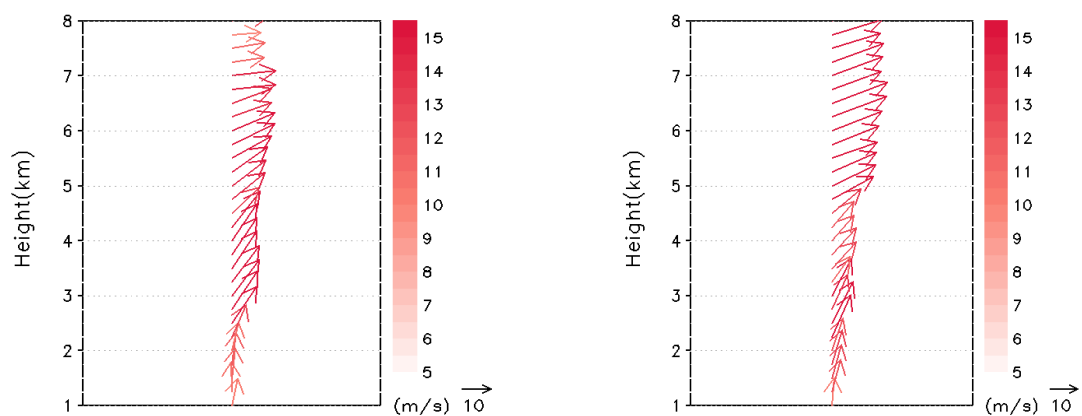


圖 23. 剖風儀觀測，1445 與 1515UTC 之水平風場垂直變化

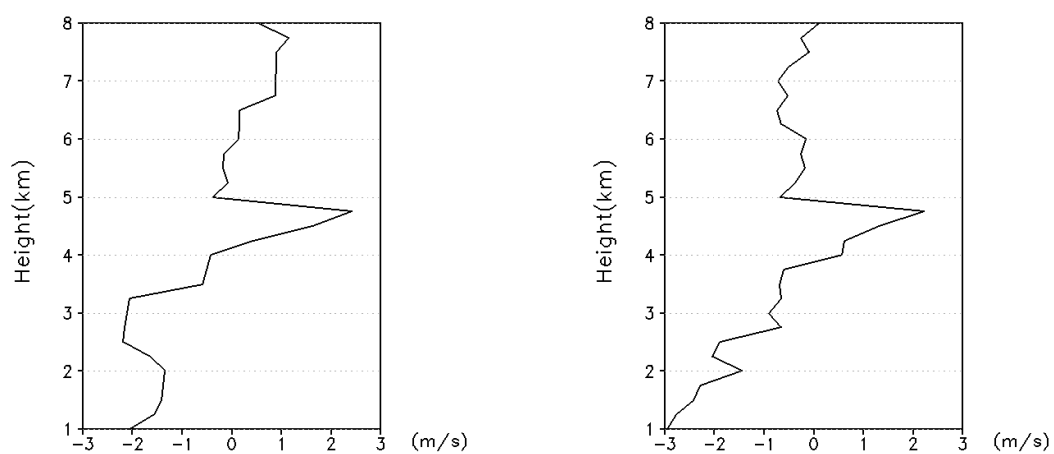


圖 24. 剖風儀觀測，1445 與 1515UTC 垂直速度之垂直變化

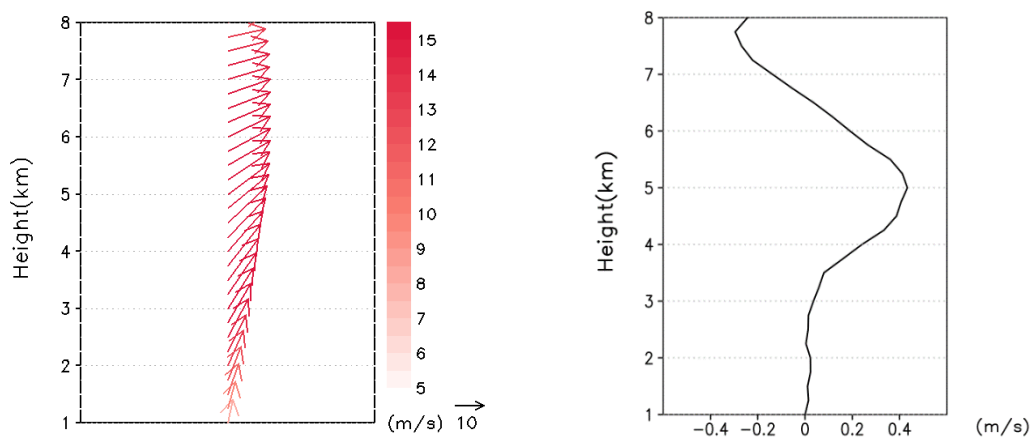


圖 25. 多雷達風場合成結果，1500UTC 之範圍平均反演水平風場(左)與垂直速度(右)垂直變化

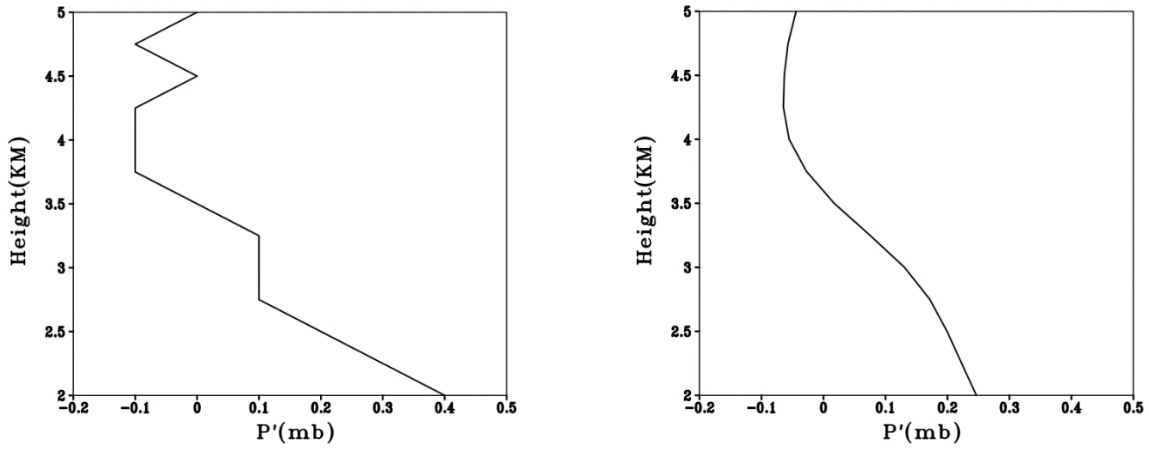


圖 26. 探空觀測(左)與範圍平均反演壓力擾動(右)比對

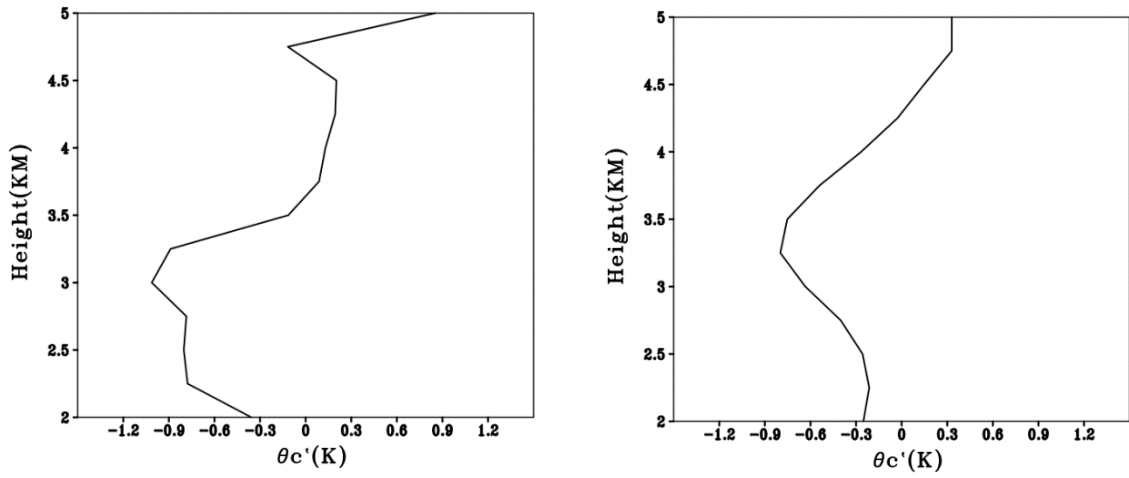


圖 27. 探空觀測(左)與範圍平均反演溫度擾動(右)比對

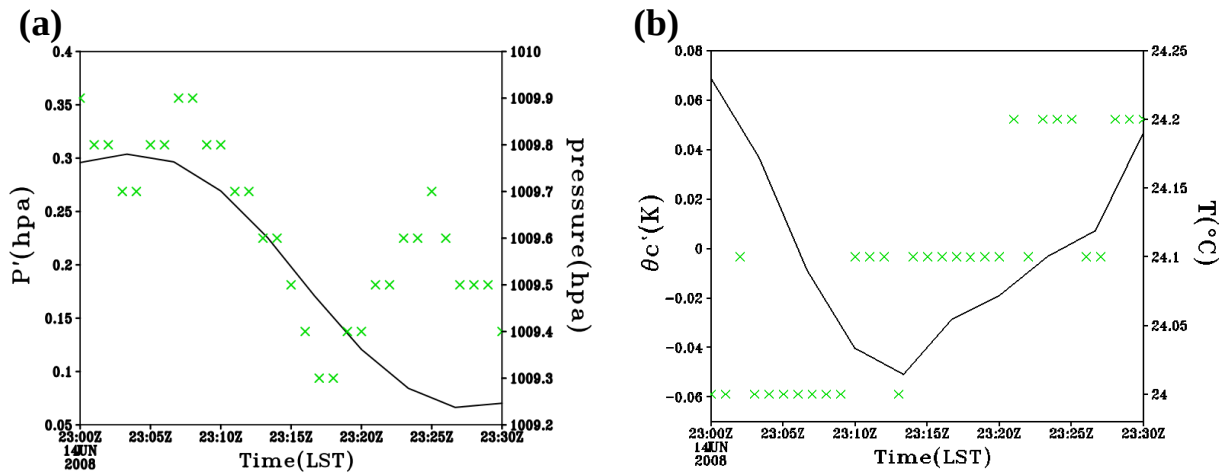


圖 28. 測站觀測與範圍平均反演熱動力場之時空轉換比對，(a)黑色實線為反演壓力擾動斜切面之水平變化對應左縱軸；綠色叉號是測站觀測壓力時序分布對應右縱軸。(b)黑色實線代表反演溫度擾動斜切面之水平變化；綠色叉號則為溫度時序分布

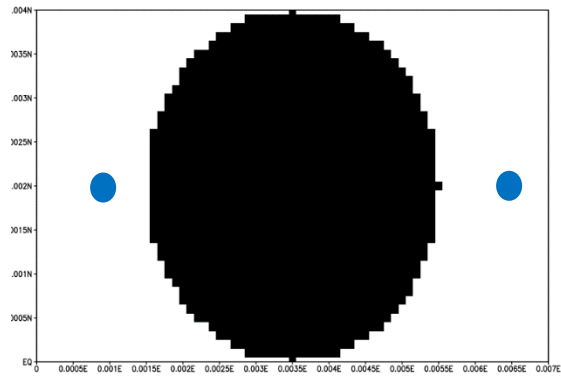


圖29. 模擬網格範圍，藍色點為垂直剖線位置，黑色為地形。

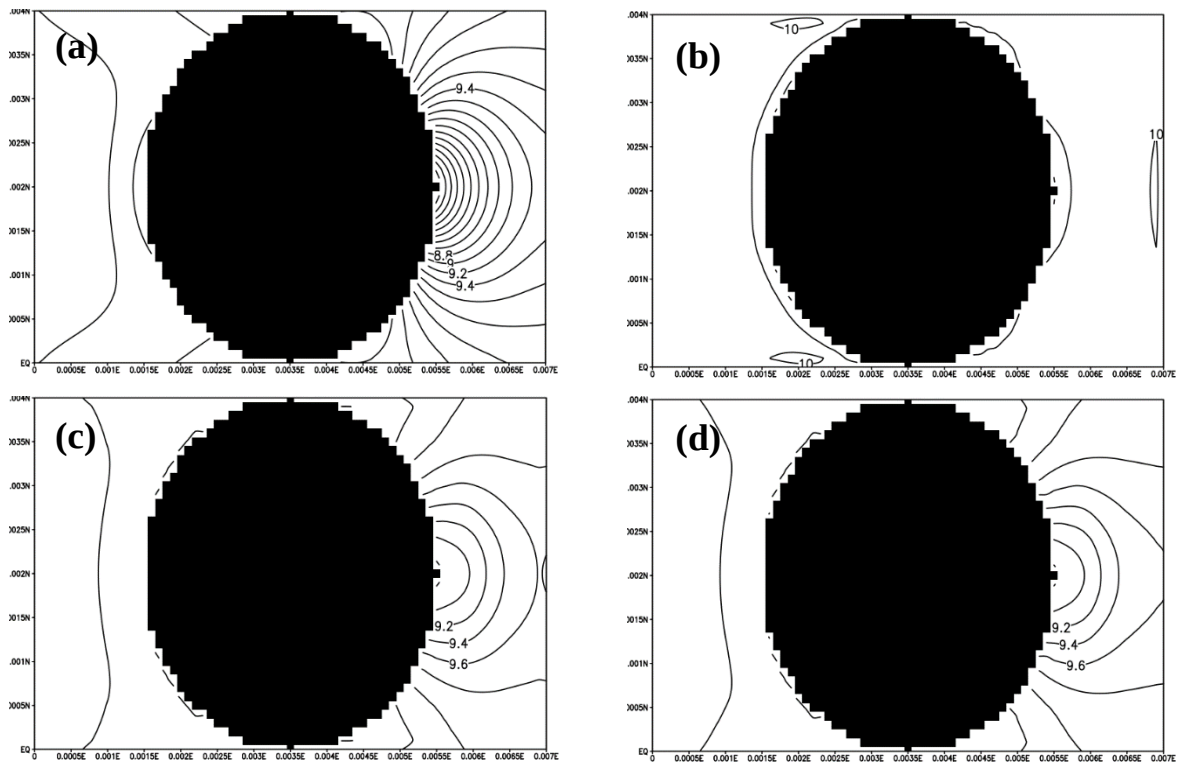


圖30. 同化測站實驗，第一層之u風場，間距為 0.2ms^{-1} ，黑色為地形。(a)真實場；(b)未同化地面測站；(c)同化地面測站；(d)同化地面測站加垂直方向的調整。

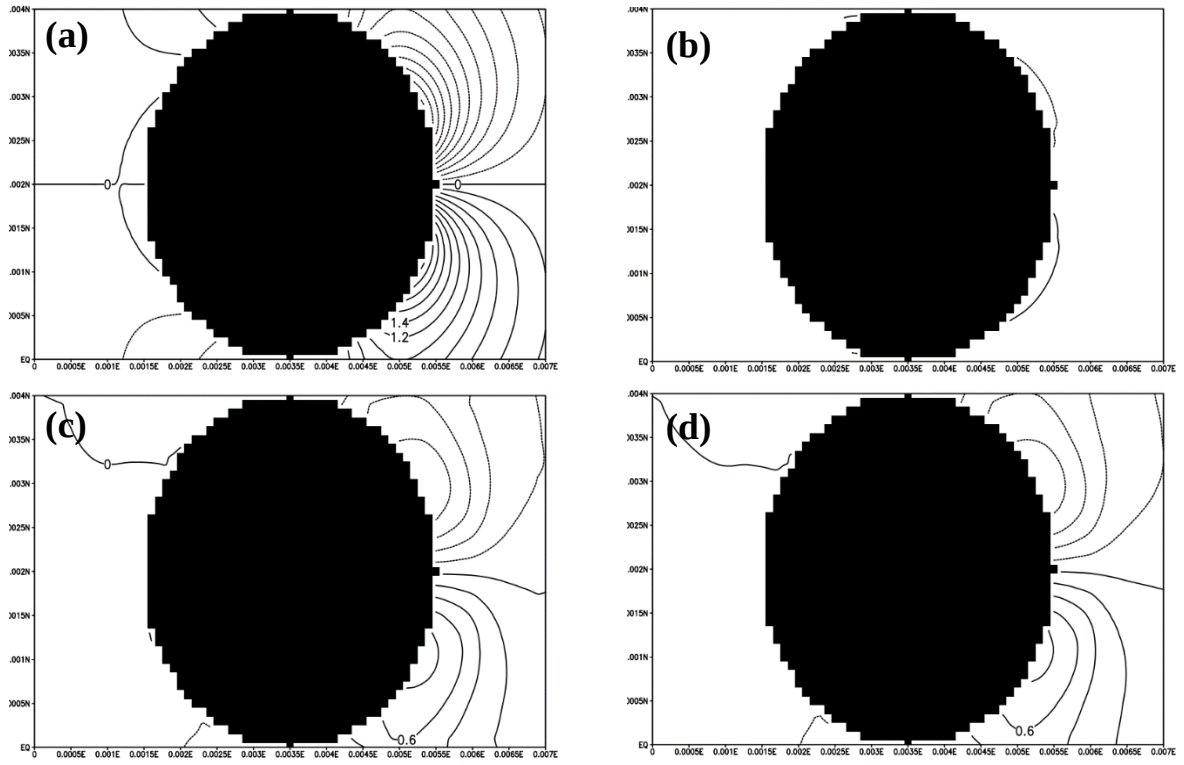


圖31. 同化測站實驗，第一層之 v 風場，間距為 0.2ms^{-1} ，黑色為地形。(a)真實場；(b)未同化地面測站；(c)同化地面測站；(d)同化地面測站加垂直方向的調整

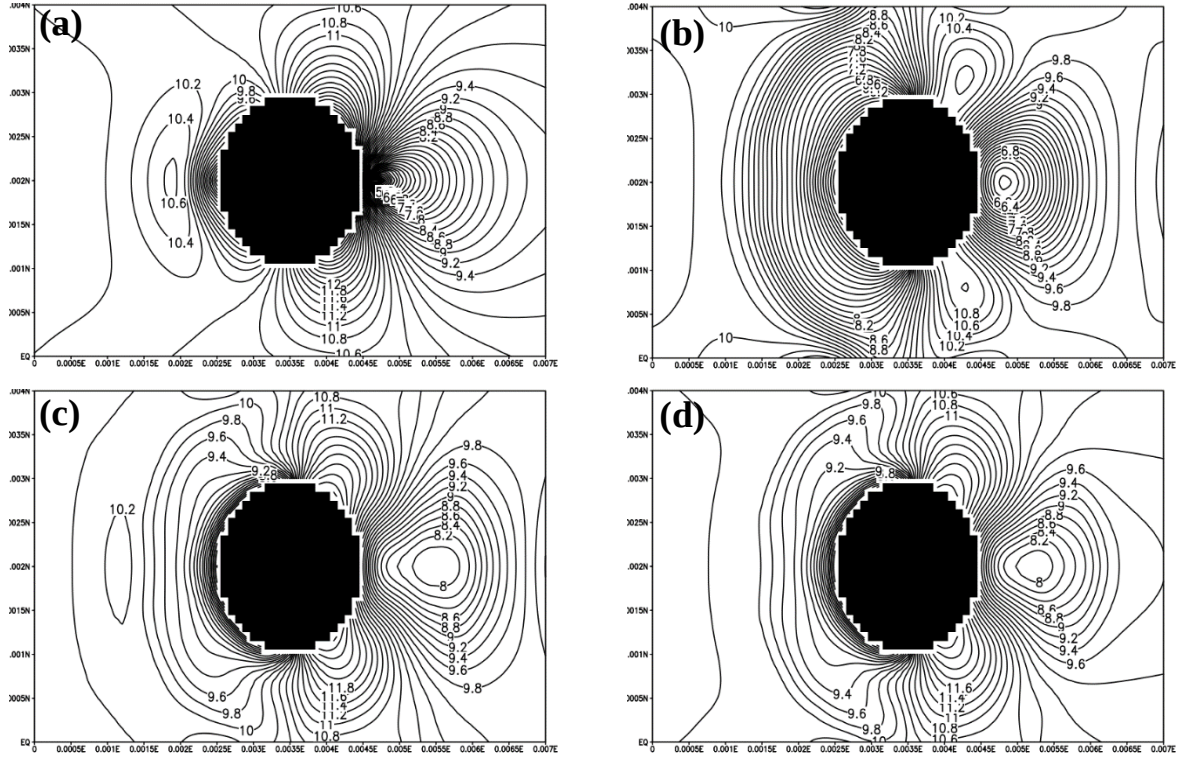


圖32. 同化測站實驗，第二層之 u 風場，間距為 0.2ms^{-1} ，黑色為地形。(a)真實場；(b)未同化地面測站；(c)同化地面測站；(d)同化地面測站加垂直方向的調整

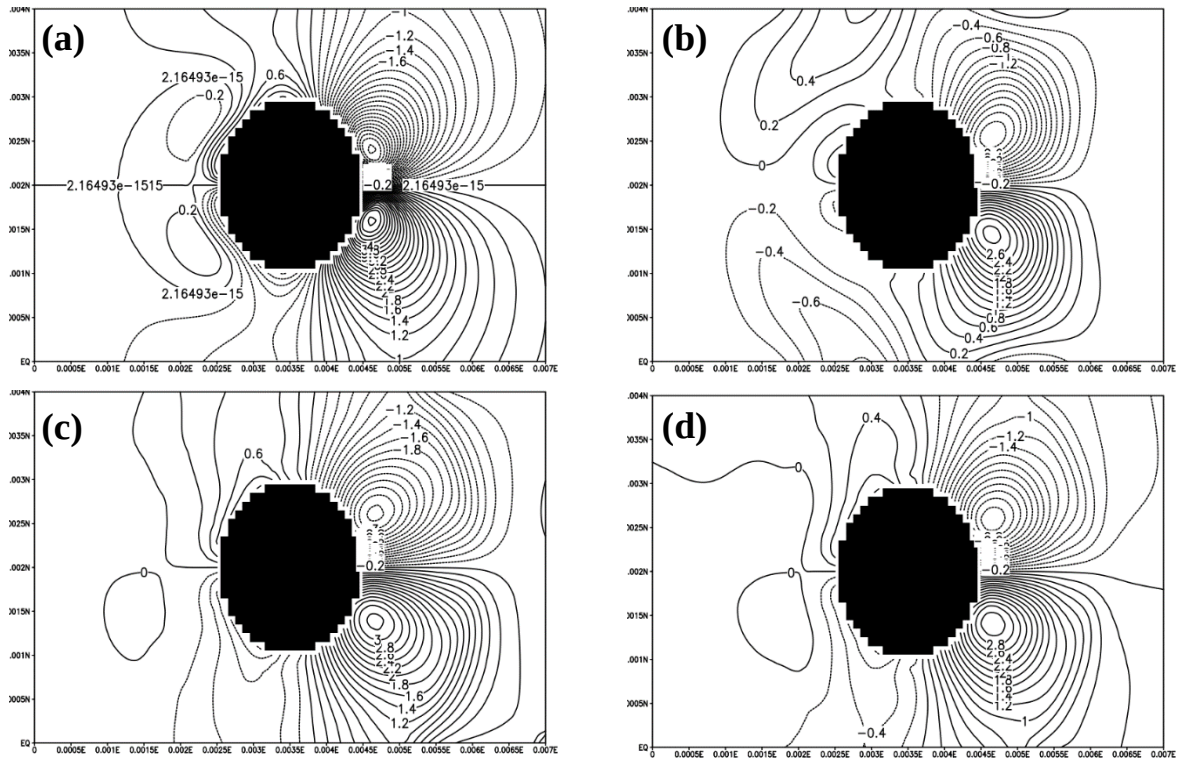


圖33. 同化測站實驗，第二層之 v 風場，間距為 0.2ms^{-1} ，黑色為地形。(a)真實場；(b)未同化地面測站；(c)同化地面測站；(d)同化地面測站加垂直方向的調整

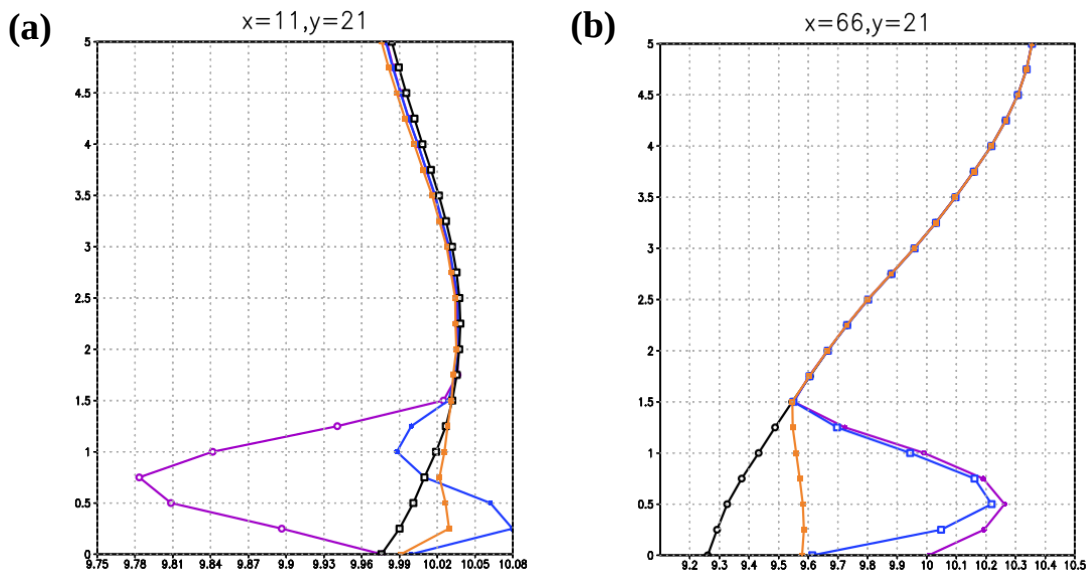


圖34. 同化測站實驗，於圖22藍點位置的 u 風場垂直分佈，黑線為真實值，紫線為未同化測站，藍線為同化測站但無調整，橘線則為同化測站且加垂直方向的調整。(a)網格(11, 21)；(b) 網格(66, 21)

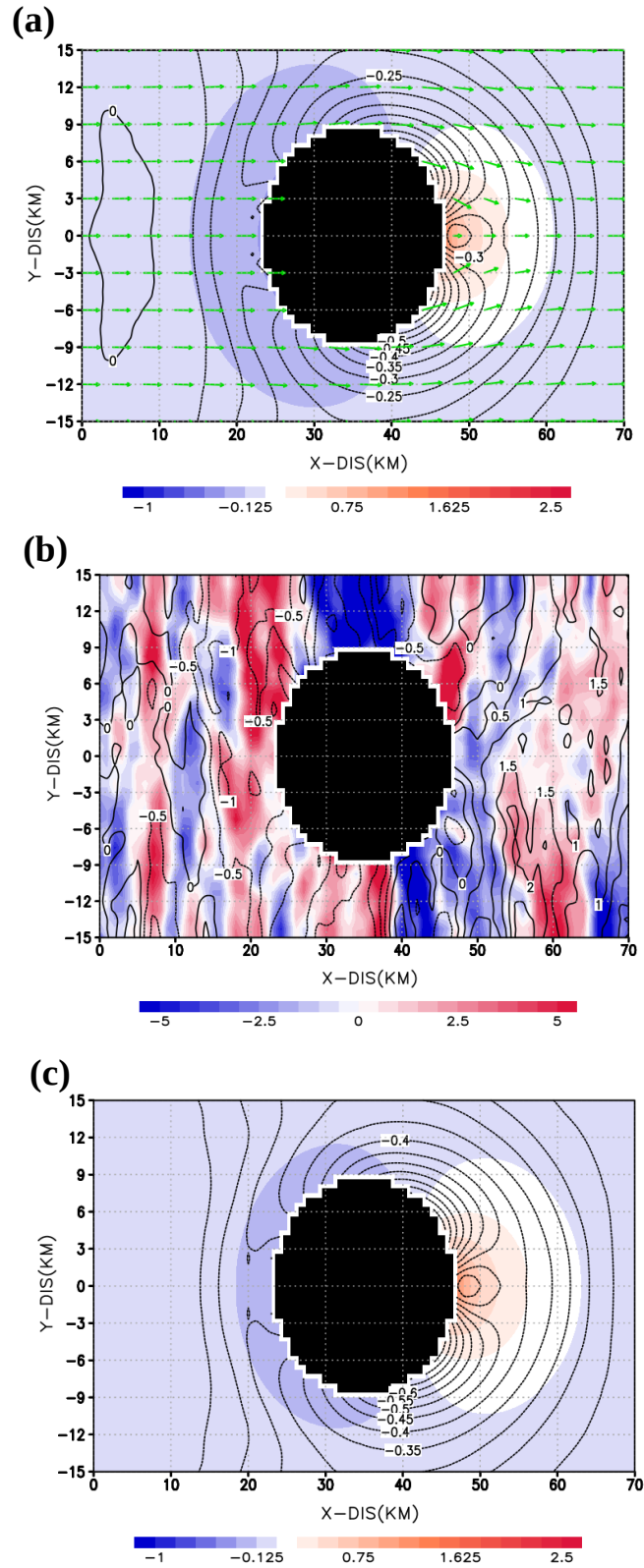


圖35. 將模式底下三層之水平風場加入10%的擾動進行熱力反演。壓力與溫度分別用等值線與色階代表，正/負值以實/虛線代表，(a)為真實場；(b)未同化地面測站；(c)同化地面測站，黑色為地形，綠色箭頭為u-v風標。

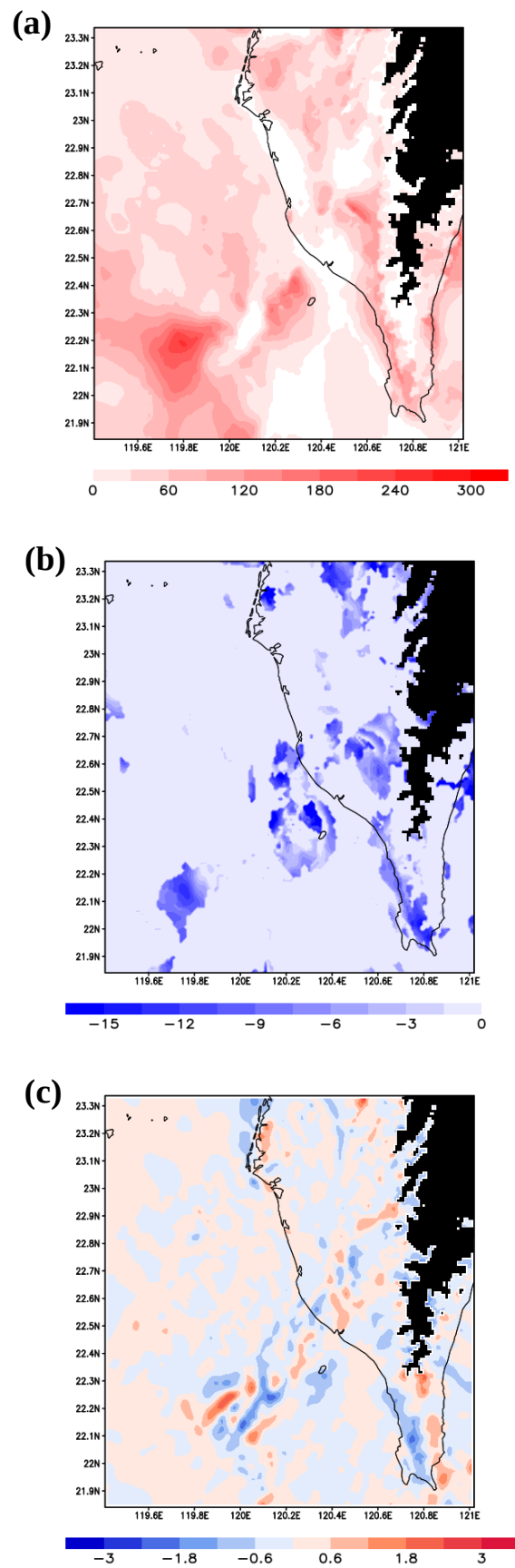


圖36. 將風場合成與熱力反演之風場、壓力場及溫度場算出預報因子：(a)CAPE值；
(b)CIN值；(b)輻合輻散場(高度為1.5km)

參考文獻

- 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.
- 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**, 577–590.
- _____, 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. Meteor.*, **42**, 1443–1454.
- _____, Y.-J. Chang., 2009: A variational multiple–Doppler radar three-dimensional wind synthesis method and its impacts on thermodynamic retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3992–4010.
- _____, Y.-C., S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields Over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data, *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1603–1619.
- _____, J.-L. Chiou, W.-H. Chen, H.-Y. Yu, 2014: Improving the model convective storm quantitative precipitation nowcasting by assimilating state variables retrieved from multipleDoppler radar observations, *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4017–4035.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2011: Mesoscale Meteorology in Midlatitudes, Wiley-Blackwell, 407 pp.
- Protat, A., and I. Zawadzki, 2000: Optimization of dynamic retrievals from a

- multiple-Doppler radar network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 753–760.
- Liu, D. C., and J. Nocedal, 1988: On the limited memory BGFS method for large scale optimization. Dept. of Electric Engineering and Computer Science Tech. Rep. NAM 03, Northwestern University, 26 pp.
- Tseng, Y., and J. Ferziger, 2003: A ghost-cell immersed boundary method for flow in complex geometry. *J. Comput. Phys.*, **192**, 593–623.
- 鐘高陞、廖宇慶、陳台琦，2002：由都卜勒風場反演三維熱動力場的可行性研究－以臺灣地區颱風線個案為例。 *大氣科學*，第 **30** 期，313–330pp。