

使用單一都卜勒雷達資料反演三維風場

廖宇慶 章鶴群

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十二年九月十五日收稿；中華民國九十三年二月十九日定稿)

摘 要

本研究提出一種利用單一都卜勒雷達密集觀測的徑向風及回波，反演三度空間中完整三維風場 (u 、 v 、 w) 的方法。為測試此反演方法的精確度，研究中的雷達觀測資料係利用數值模式產生的理想資料模擬而成。初步的分析結果顯示，此方法應用在三維空間中的反演確實是可行的。尤其是對於垂直速度(w)的反演，由於本方法採行的是同時反演所有的未知風場參數，其效果會優於若干其它研究中所採用的兩段式解法。基本上，此種所謂的兩段式解法會先計算水平風場，再經由對連續方程式的積分計算垂直速度。此外，本文亦討論了當系統有無水平移速時對反演結果的影響。

關鍵詞: 都卜勒雷達，反演

一、前 言

由於都卜勒雷達所能夠觀測到的資訊，只有回波和徑向風，其中後者是空間中的三維風場在平行雷達波束方向投影量的總和。在進行天氣現象的分析時，只有一維徑向風的資訊是不夠完整的。為了取得完整的三維風場，吾人需要找出風場在垂直於雷達波束方向的分量(即切向風)，但這是雷達所無法直接觀測的分量。

為達到上述目標，最直接的方法是利用兩

座雷達所觀測到相同區域的徑向風進行合成。不過進行雙雷達風場合成存在著若干限制，例如：多一座雷達在經濟成本上的增加、兩座雷達的距離不可太遠、必須有互相配合的掃描策略、合成的區域過小等。

由於上述的理由，雷達氣象界開始發展單都卜勒雷達風場反演方法。早期的方法有：Velocity Azimuth Display (VAD; Browning and Wexler, 1968)、Volume Velocity Processing (VVP; Waldteufel and Corbin, 1979)、Tracking Radar

Echoes by Correlation (TREC; Rinehart and Garvey, 1978) 等。其中 VAD 僅能求出雷達站該點上方風的垂直剖線(vertical profile)，而後兩種方法的限制則是反演的結果會大幅地犧牲掉雷達資料高空間解析度的優點。自 1990 年代起又發展出利用變分分析反演風場的方法，如：伴隨法 (Sun et al., 1991; Laroche and Zawadzki, 1994)、簡單伴隨法 (Qiu and Xu, 1992)、雙純量保守法 (Shapiro et al. 1995; Weygandt et al. 2002)、最小平方方法 (Qiu and Xu, 1996)、移動座標法 (Zhang and Gal-Chen, 1996, 以下簡稱 ZG96)、以及改良式移動座標法 (Liou, 1999, 以下簡稱 L99) 等，這些方法可以在不犧牲雷達資料原始解析度的情況下反演出風場。前述的方法中大部份計算的範圍只限於反演低層的水平風場，但近年來已有一些研究開始討論到反演三維風場，如：Lazarus et al. (2001)、Xu et al. (2001) 和 Gao et al. (2001)。

本研究所使用的移動座標法，在近幾年已經發展得很完善。Gal-Chen (1982) 提出在最佳化的移動參考座標上讓回波系統維持最保守的概念，以減低計算誤差。ZG96 利用這個概念發展出了一套反演風場的方法。L99 對此方法進行大幅修正，加入了更多的約束條件，使結果更接近真實情況。Liou and Lou (2001) 利用此改良後的反演法及 Taiwan Area Meso-scale Experiment (TAMEX; 1987) 實驗中的 IOP#2 資料作為真實個案的測試，有很不錯的結果，並且得知雷達與反演區域的相對位置對反演場有很大的影響，也發現了反演得到的風速都有低估的現象。Liou (2002) 進行理論分析證明了此低估現象可直接歸因於雷達對目標物的掃描方式為不連續的觀測型態。本研究將 L99 的方法再進一步的推廣到三度空間，反演得到的變數

則從原本侷限在低層的(u 、 v)增加為完整的(u 、 v 、 w)。

本文結構如下。第二節描述反演的方法及計算過程，說明 L99 是如何推廣到三度空間。第三節是用數值模式模擬一個會隨著時間變化的風場及回波場，並且反演的區域是三度的空間，用來進行敏感度測試，以瞭解這方法的誤差來源及可信度，並分析當系統是否有水平平移時，對反演的結果有何影響？最後一節則是結論和未來的展望。

二、反演方法的理論基礎

(一) 使用移動座標的優點

在本文以及前一節中所提到的許多單都卜勒風場反演方法，均必須使用某種保守的純量場當作被動式追蹤參數(passive tracer)，以便進一步規範風場的變化。在雷達的觀測資料中，回波(η)場是一個可以被選為當作這個追蹤參數的純量場。亦即：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + w \frac{\partial \eta}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

公式(1)中回波的單位為 dBZ，假設其為保守的，只會隨著風場所造成的平流效應移動，本身並不會有生滅。但在真實的情形下公式(1)僅為一個近似，亦即等號右邊項不會全等於零。為了減少使用公式(1)時引入的誤差，Gal-Chen(1982)提出利用一最佳移動座標的概念，在此參考系統中，公式(1)被滿足的程度最大。把這樣的觀念利用在單雷達反演風場上，可以用下面公式來說明：

$$\begin{aligned} u(x, y, z) &= U + u'(x, y, z) \\ v(x, y, z) &= V + v'(x, y, z) \\ w(x, y, z) &= W + w'(x, y, z) \end{aligned} \quad (2)$$

公式 (2) 左項的 u, v, w 是總的風場，右邊第一項 U, V, W 則表示是最佳移動座標的移速，在整個反演的範圍裡面是一個常數；右邊第二項則為減去移動座標移速後的擾動風場。

(二) 移動座標移速的計算

反演的第一步就是要求得移動座標的最佳移速 U, V, W ，使得 (1) 式在反演的範圍內得以成立的程度最大。把 (1) 式納入一個價值函數 (cost function)：

$$J_{mf} = \iiint_{\Omega} \alpha_{mf} \left[\frac{\partial \eta}{\partial t} + U \frac{\partial \eta}{\partial x} + V \frac{\partial \eta}{\partial y} + W \frac{\partial \eta}{\partial z} \right]^2 d\Omega dt \quad (3)$$

$$\alpha_{mf} = \left\{ \frac{1}{\Omega} \int_{\Omega} \left[\frac{\partial \eta}{\partial t} \right]^2 d\Omega \right\}^{-1} \quad (3a)$$

$$d\Omega = dx dy dz$$

其中 J_{mf} 為價值函數， Ω 為反演的三維區域， α_{mf} 為權重， (\quad) 表示時間的平均。若能夠找到一組 U, V, W 能使價值函數 J_{mf} 有極小值，則表示雖然不能令回波保守的假設在反演範圍內所有的點上都“完全”成立，但是滿足的程度已經是達到最大。由於 U, V, W 在反演的範圍內的每一點是相同的，為一個常數，因此只要令 J_{mf} 對 U, V, W 的一次微分分別為零即可求解。

(三) 雷達資料內插到移動座標上

得到了移動座標的移速之後，將所有原本

在固定座標上的觀測資料重新定義在新的參考座標上。在本研究中，移動座標是在三度空間上進行平移的，故沿三個方向的座標均重新定義了：

$$\begin{cases} x' = x - U(t - t_0) \\ y' = y - V(t - t_0) \\ z' = z - W(t - t_0) \\ t' = t \end{cases} \quad (4)$$

其中 t_0 為一參考的時間。

(四) 計算擾動風場 (L99)

在 L99 的方法中為計算擾動風場，除了 (1) 式這組約束條件之外，還加上了徑向風與三維風場的幾何關係式與連續方程式，將前述的約束條件寫成一價值函數，並納入了弱渦度和高階空間平滑函數，若有 VAD 對水平平均風的觀測產品亦可以把其觀測結果加入，可得到：

$$J_{pert}(u', v', w') = \iiint_{\Omega} \left\{ \sum_{i=1}^{11} (\alpha_i J_i^2) \right\} d\Omega dt \quad (5)$$

$$J_1 = \frac{\partial \eta'}{\partial t'} + u' \frac{\partial \eta'}{\partial x'} + v' \frac{\partial \eta'}{\partial y'} + w' \frac{\partial \eta'}{\partial z'} \quad (5a)$$

$$J_2 = V_r' - u' \frac{x'}{r'} - v' \frac{y'}{r'} - w' \frac{z'}{r'} \\ r' = \sqrt{x'^2 + y'^2 + z'^2} \quad (5b)$$

$$J_3 = \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} + \frac{\partial w'}{\partial z'} \quad (5c)$$

$$J_4 = \frac{\partial v'}{\partial x'} - \frac{\partial u'}{\partial y'} \quad (5d)$$

$$J_5 = \frac{\partial u'}{\partial z'} - \frac{\partial w'}{\partial x'} \quad (5e)$$

$$J_6 = \frac{\partial w'}{\partial y'} - \frac{\partial v'}{\partial z'} \quad (5f)$$

$$J_7 = (u' - \bar{u}') \quad (5g)$$

$$J_8 = (v' - \bar{v}') \quad (5h)$$

$$J_9 = (\nabla^2 u')^2 \quad (5i)$$

$$J_{10} = (\nabla^2 v')^2 \quad (5j)$$

$$J_{11} = (\nabla^2 w')^2 \quad (5k)$$

(5) 式中的 $(\quad)'$ 表示計算的量已經是重新定義在新的移動座標上，共有 11 個約束條件： J_1 為回波保守，在雷達短時間的密集觀測下且使用了最佳化的移動座標系統後，可以假設回波是趨近保守的； J_2 為雷達觀測到的徑向風 V_r' 和風場在笛卡爾直角座標上的分量 u', v', w' 的關係式。 J_3 是連續方程，表示質量保守； $J_4 \sim J_6$ 為弱水平和弱垂直渦度，具有令解穩定的效果。 J_7 和 J_8 是代表利用 VAD 的分析結果(由上標的橫線表示)調整反演風場的水平平均。 $J_9 \sim J_{11}$ 用來濾掉短波所造成的雜訊，對解的空間分佈可以產生平滑作用。

價值函數 (5) 式中的約束條件已由原本 L99 中的二維推展為完整的三維，且與 ZG96 最大的不同是條件中的未知變數包含了微分型式，因此求取其極小值的步驟遠較 ZG96 中使用的方法複雜，詳細的使用變分分析求解的過程請參考 L99 或章(2003)。將 (5) 式極小化後

可在每一個格點上獲得一組擾動速度場 u', v', w' ，亦即會為 $3 \times n$ (n 為格點數) 個變數求出解，而它們會最佳化地滿足前述的 11 個約束條件。將擾動速度場與移動座標移速 U, V, W 加起來(公式(2))，就是最後的結果，即一個在三度空間中利用單一都卜勒雷達觀測資料反演得到的三維風場。

三、利用數值模式進行反演的實驗

(一) 利用數值模式模擬雷達的觀測

為了能夠對反演方法的精確度做詳細的驗證，所以利用模式的輸出場模擬雷達觀測資料。本研究中採用的數值模式為美國 Colorado State University 發展的 Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)。RAMS 為一非靜力彈性模式，其動力方程包含經過布式近似 (Boussinesq approximation) 後的 Navier-Stokes 方程組。數值積分採用 time-splitting 技術 (Klemp and Wilhelmson, 1978) 以處理模式中聲波對積分時步的限制。預報變數除三維風場 (u, v, w) 與壓力場外，還包含了冰-水位溫 (ice-liquid water potential temperature; Tripoli and Cotton, 1981)，以及微物理過程參數即：水汽、雲水、雨水、冰晶、軟雹。關於此模式更詳細的介紹讀者可參閱 Tripoli and Cotton (1982) 或 Cram et al. (1992)。在本論文中所需的雷達資料由 RAMS 進行模擬產生，模式的背景設定為中性大氣，基本位溫設為 300K，水平與垂直網格間距分別為 1.0 公里與 0.5 公里。格點的數目在沿 x, y, z 方向則分別為 $61 \times 61 \times 24$ ，水平方向上採周期邊界條件。在模擬的初始場中，置入一個負值

的位溫擾動，其分布如下：

$$\alpha = \left[\left(\frac{x - x_c}{r_x} \right)^2 + \left(\frac{y - y_c}{r_y} \right)^2 + \left(\frac{z - z_c}{r_z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (6a)$$

$$\alpha > 1 \quad \theta = 300 \quad (6b)$$

$$\alpha \leq 1 \quad \theta = 300 + \Delta\theta \left[\cos\left(\frac{\alpha\pi}{2}\right) \right]^2 \quad (6c)$$

其中 θ 為位溫， $\Delta\theta$ 為擾動場的最大振幅，設定為-4度， (x_c, y_c, z_c) 表示擾動的中心位置，設定為(31.0, 31.0, 4.25)公里， (r_x, r_y, r_z) 表示擾動所影響的半徑，設定為(5.0, 5.0, 3.25)公里。隨著時間的積分，空氣塊將會因為中心較冷而由高空向地表潰散再向外圍延伸出去。模式的 (u, v, w) 風場再經由公式 5(b)所代表的幾何關係轉換成雷達徑向風。

如第二節中所述，本反演方法中還需要某種保守的純量場當做被動式追蹤參數，以便估計系統的最佳移速，並對反演後的風場結構作進一步規範。在真實的雷達風場反演計算中，回波 (η) 場是一個可以被選為當作這個追蹤參數的純量場。但在本實驗中，吾人利用模式的水汽場來建構此保守純量場，其步驟為經由與 6(a)-(c)相同的方式給定水汽初始擾動場，但關閉模式中的微物理過程，令水汽沒有源/匯，呈現公式(1)所代表的保守狀態，此時其時間上的變化則完全來自於風場的平流效應。模擬的水汽場混合比其數值約在 0.9×10^{-5} 至 5.0×10^{-5} 之間，經調整後($\times 10^6$)的結果直接被視為一假想的雷達回波場。但必須指出的是此回波場並沒有用來估計終端速度的影響。

在本研究的測試實驗中，雷達均位於反演區域的正南方 100 公里處，欲反演的參數為 (u, v, w) 風場。故若以雷達為一球坐標系統的原點，則在某一點上被反演出來的 u 分量，會近似於位於該點處風場沿球坐標方位角方向的分量。同理，反演出來的 w 分量，則近似於該點風場沿球坐標仰角方向的分量，而風場的 v 分量則是十分接近雷達可觀測得到的，平行於雷達波束的徑向風。又設定掃描時間為 3 分鐘，利用模式模擬輸出時間間隔為 3 分鐘的理想回波場(實驗中以水汽場代替)和徑向風場，做為反演方法所需輸入的雷達資料。

(二) 誤差的計算

理想風場與反演的風場進行比較時，利用下列幾個誤差計算的方式做為分析比較的根據，分別是均方根強度 (Root Mean Square Magnitude, RMSM)、均方根誤差 (Root Mean Square Error, RMSE)、相對均方根誤差 (Relative Root Mean Square Error, RRMSE) 與空間相關係數 (Spatial Correlation Coefficient, SCC)，定義如下：

$$RMSM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (A)^2} \quad (7)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (A_{re} - A_{tr})^2} \quad (8)$$

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\sum (A_{re} - A_{tr})^2}}{\sqrt{\sum (A_{tr})^2}} \quad (9)$$

$$SCC = \frac{\sum (A_{re} - \bar{A}_{re})(A_{tr} - \bar{A}_{tr})}{\sqrt{\sum (A_{re} - \bar{A}_{re})^2 \sum (A_{tr} - \bar{A}_{tr})^2}} \quad (10)$$

其中 A 表示任一種要比較的變數， n 為總點數， $()_{re}$ 是表示反演得到的結果， $()_{r}$ 表示模式所模擬出來的“真實”結果，上標橫線 A 代表 A 的空間平均值。SCC 值等於 1.0 時代表兩個場的分佈情形完全一樣。

(三) 實驗一：以模擬雷達資料 測試反演的能力

本實驗的目的是為了初步探求此方法的反演能力，實驗設定為 3 分鐘掃描策略，雷達距離 100 公里，系統無平移速度。圖 1 為數值模式模擬在高度 $Z=5.0$ 公里平面(此層約位於模式高度的一半)上的假想回波場。如前所述這個回波場其實是由保守的水汽場來代替的。回波場為一同心圓的形式，極大值呈環狀分布位於距圓心約 10 公里處。圖 2 為利用模式(u, v, w)風場建構的徑向風場，北邊為負值(吹向雷達)，南邊為正值(遠離雷達)，並且南北各一極值呈對稱的分布，配合回波的分佈可知此風場為一向中

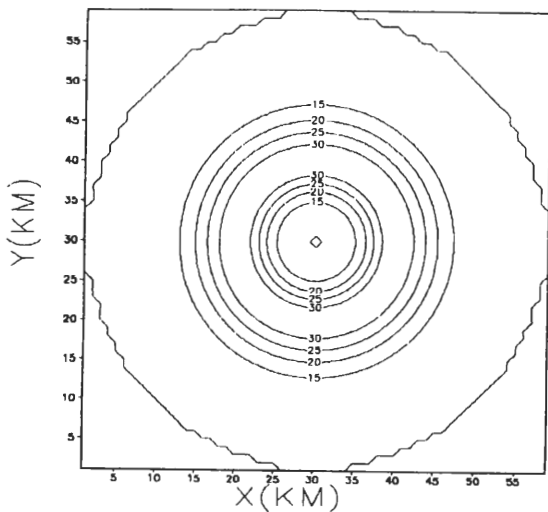


圖 1 模式產生的保守水汽場於第 20 分鐘時在 X-Y 平面上的分佈，高度層為 $Z=5.0$ 公里。此水汽場混合比的數值經調整後 ($\times 10^6$) 直接被視為雷達回波場。

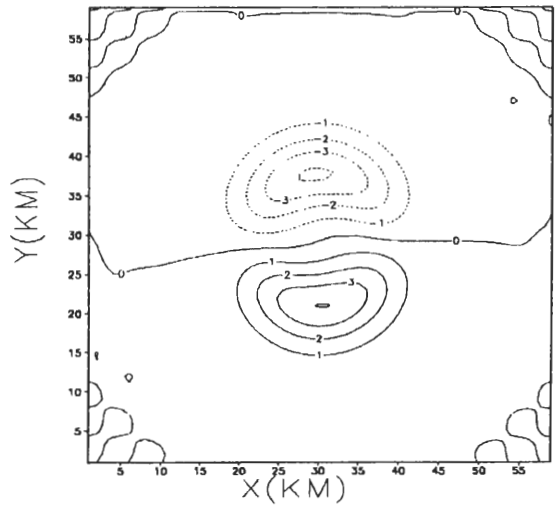


圖 2 與圖 1 相同，但是是利用模式笛卡爾座標風場建構的雷達徑向風場，等值線間隔為 1.0 m/s 。雷達位於此區域正南方，距離中心 100 公里，徑向風正(負)值代表風向為遠離(接近)雷達。

心輻合的形式。此回波場和徑向風場為單雷達風場反演時所用的資料。

圖 3 為 $Z=5.0$ 公里層模式模擬的 u 分量，分佈的形式是以一條沿圖中心 $X=30$ 公里貫穿

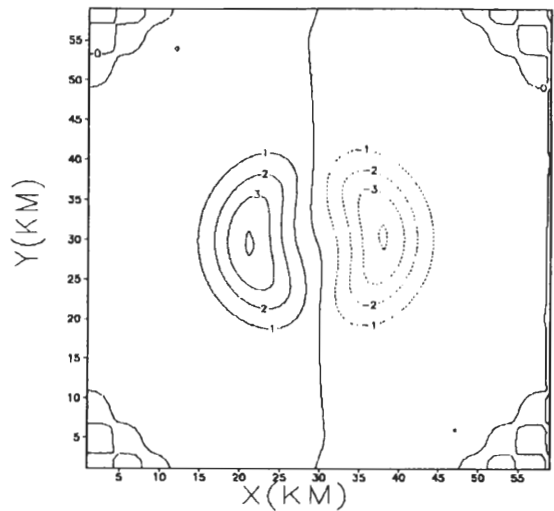


圖 3 模式模擬得到的 u 風場在 X-Y 水平平面上的分佈，高度層為 $Z=5.0$ 公里。等值線間隔為 1.0 m/s ，正(負)值代表吹西(東)風。

南北的零值線為界，東西各有一極值且對稱分布，表示此風場向中心輻合。圖 4 為反演得到的 u ，極值的位置與圖 3 相似，東西呈對稱狀，但零值線的分佈較不規則，且極值與圖 3 比較會有低估的現象。圖 5 為同一層上模式模擬的 v 分量，以沿 $Y=30$ 公里的零值線為界南北對稱分布，表示此風場由南北向中心輻合，分布的情形與圖 2 中徑向風的分布類似。圖 6 是反演得到的 v ，其分布情況與圖 5 極為相似，極值的位置與大小也被很準確地反演出來。如第一節第二小節中所述，由於雷達位於反演區域的正南方，因此基本上 u 分量垂直於雷達波束，無法被觀測到，必須完全依賴反演來求解，但 v 分量則幾近平行於雷達波束，故大部份可以被觀測到，所以反演的 v 會優於 u ，且 v 類似徑向風分佈。

圖 7 為 $Z=2.5$ 公里處模擬的垂直速度分量 w ，此層的 w 較為顯著，故被選擇來進行比對。圖中可見 w 為一同心圓的分布。由於 w 的正(負)值表示上升(下沉)，從圖 7 則可以看出垂直速度

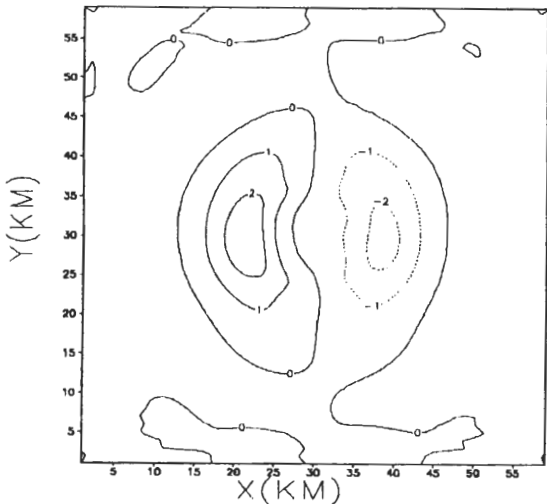


圖 4 與圖 3 相同，但是是反演得到的 u 風場分佈。

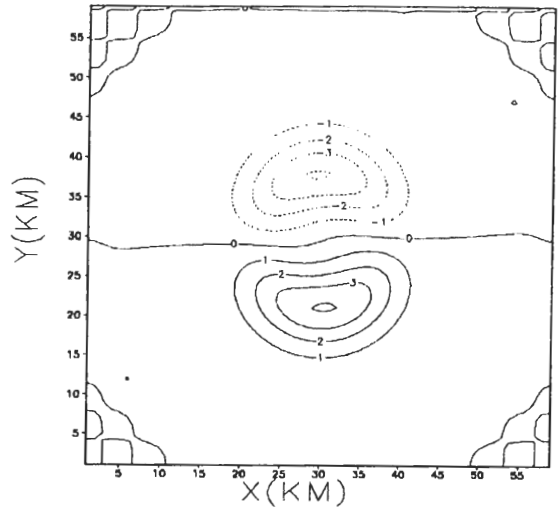


圖 5 模式模擬得到的 v 風場在 X-Y 水平平面上的分佈，高度層為 $Z=5.0$ 公里。等值線間隔為 1.0 m/s，正(負)值代表吹南(北)風。

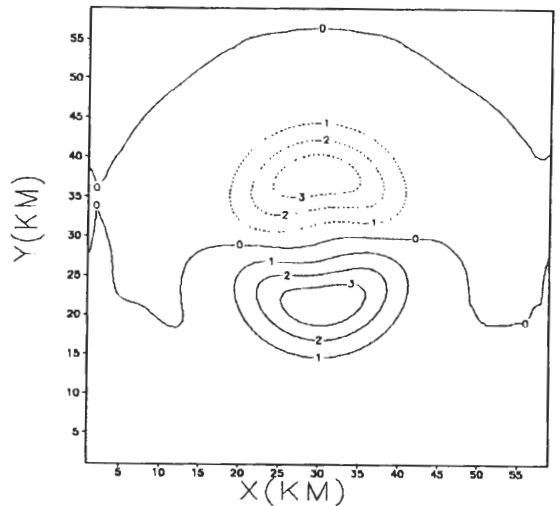


圖 6 與圖 5 相同，但是是反演得到的 v 風場分佈。

的分布在距圓心約 10 公里範圍內是下沉氣流，但是在 10 公里以外有上升氣流。圖 8 為反演得到的 w ，同樣是同心圓的分布，且上升與下沉氣流的空間分佈與圖 7 比較也極為相似。

圖 9 為模擬的 u 在沿 X-Z 垂直剖面上的分佈，此位置是對照圖 3 取 u 梯度最大的剖面而決定的。此圖以 $X=30$ 公里為界呈左右對稱的

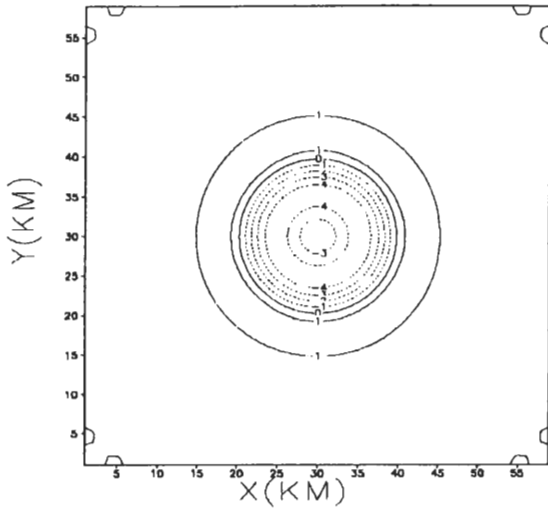


圖 7 模式模擬得到的 w 風場在 X-Y 水平平面上的分佈，高度層為 $Z=2.5$ 公里。等值線間隔為 1.0 m/s ，正(負)值代表上升(下沉)運動。

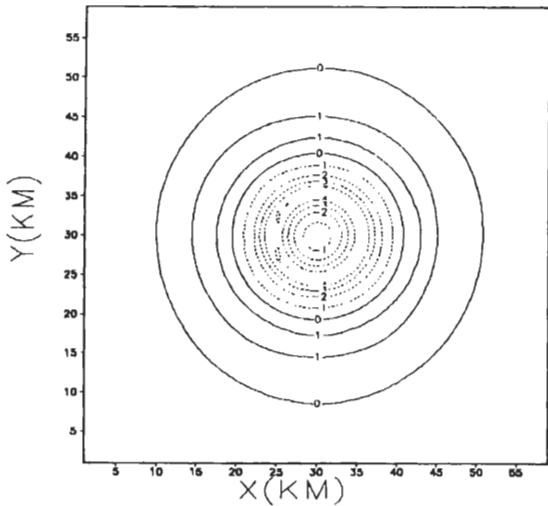


圖 8 與圖 7 相同，但是是反演得到的 w 風場分佈。

圖形，以 $Z=1.5$ 公里分為上下兩部份，在 $Z < 1.5$ 公里的位置，西邊為負，東邊為正，表示此層為沿東西方向向外輻散的風場。而 $Z > 1.5$ 公里則相反，西邊為正東邊為負，表示風場沿東西方向朝中心輻合。圖 10 為反演的 u ，同樣也可

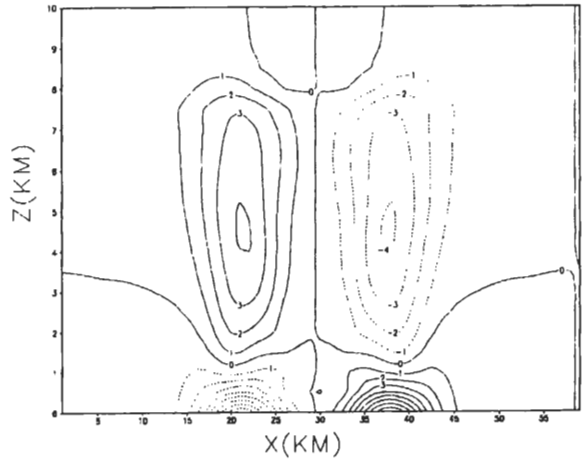


圖 9 模式模擬的 u 風場在 X-Z 垂直剖面上的分佈， $Y=30$ 公里。等值線間隔為 1.0 m/s 。

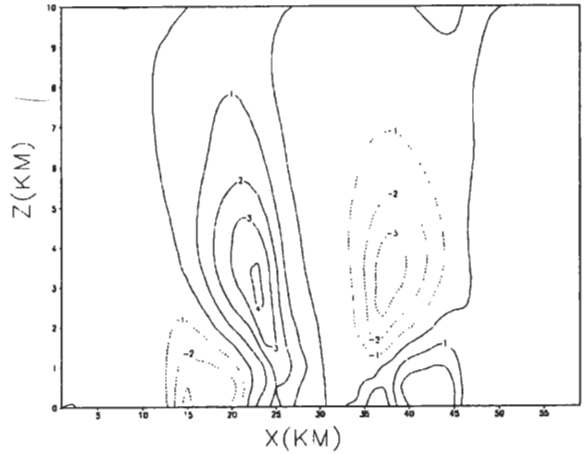


圖 10 與圖 9 相同，但是是反演得到的 u 風場分佈。

以看出在接近下邊界的地方有輻散，中高層有輻合，但是與圖 9 比較，極值的位置及大小就有明顯的不同，對稱的型態也不如圖 9 完整。

圖 11 為模擬的 v 在沿 Y-Z 垂直剖面上的分佈，此位置是對照圖 5 取 v 梯度最大的剖面而決定的。分布的形式與圖 9 幾乎完全一樣，只是低層是南北方向的輻散，中高層呈南北方向的輻合。圖 12 為反演得到的 v ，分布的形式

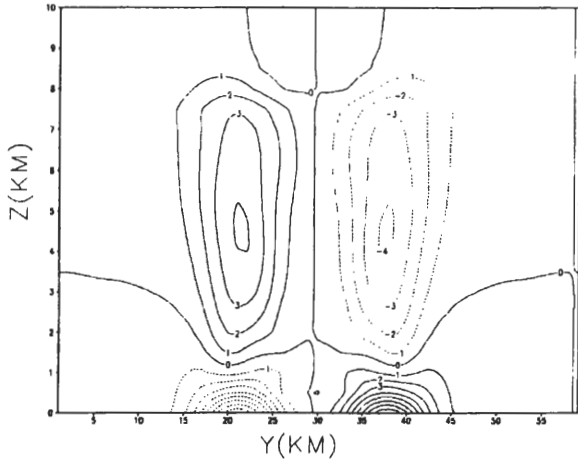


圖 11 模式模擬的 v 風場在 Y-Z 垂直剖面上的分佈, X=30 公里。等值線間隔為 1.0 m/s。

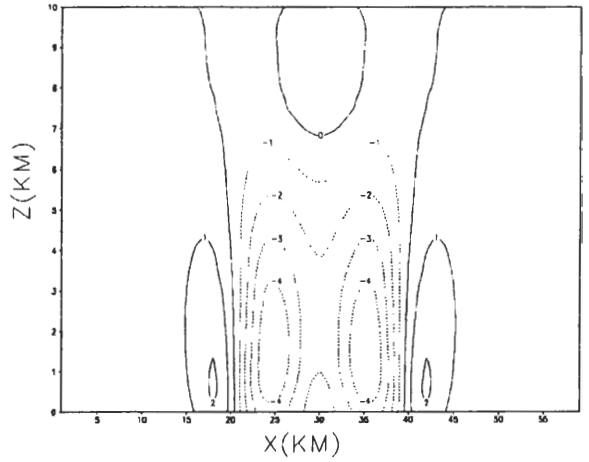


圖 13 模式模擬的 w 風場在 X-Z 垂直剖面上的分佈, Y=30 公里。等值線間隔為 1.0 m/s。

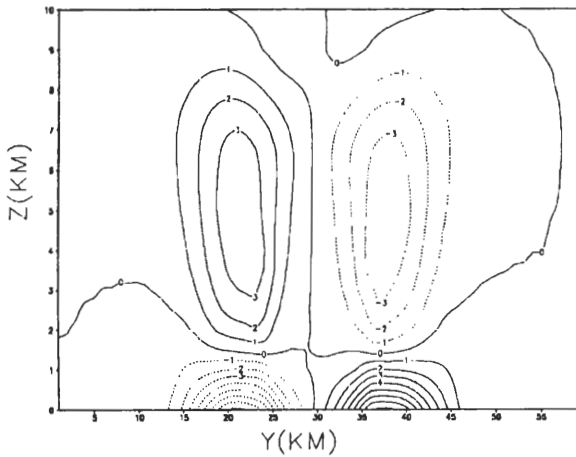


圖 12 與圖 11 相同, 但是是反演得到的 v 風場分佈。

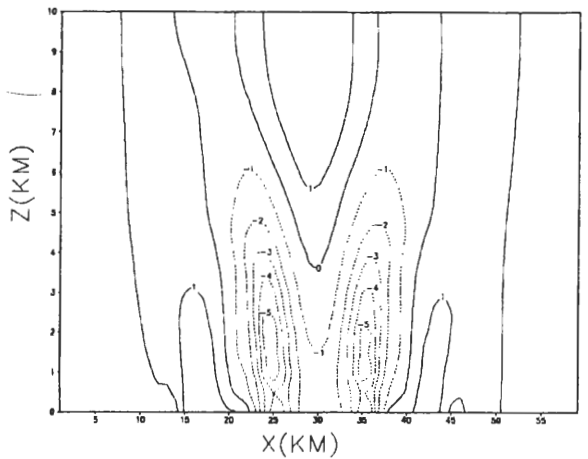


圖 14 與圖 13 相同, 但是是反演得到的 w 風場分佈。

與圖 11 幾乎完全相同, 僅極值的大小有些微的差異。

圖 13 為模擬 w 在沿 X-Z 垂直剖面上的分佈, 因為 w 在水平方向梯度朝每一個方向都是相同的, 故選取與圖 9 相同的剖面。垂直速度的分佈, 在 X=20 公里~40 公里的地方是負值, 為下沉運動, 並在 X=25 公里和 X=35 公里處, 高度由 0.5 公里到 3.5 公里的區域內有極值, 表

示下沉速度為最大。在 X<20 公里和 X>40 公里的地方則是正值, 表示為上升氣流。圖 14 為反演的 w , 分佈與圖 13 有極高的相似性, 尤其是位在 X=25 公里和 X=35 公里處的下沉氣流區, 以及在 X<20 公里和 X>40 公里處的上升氣流區都可以被成功地反演出來。但是在 X=30 公里, 高度 Z>5.5 公里的位置出現了正值, 在模式結果中此正值區位置較高, 強度較弱。

圖 15 和圖 16 分別來自模式和反演的結果，為 u 和 w 的合成向量，選取 $Y=30$ 公里，比較 $X-Z$ 剖面反演的情形。兩圖中均呈現出在 $X=20$ 公里和 $X=40$ 公里處，高度約在 $Z=2.0$ 公里的位置，分別有順時針和逆時針旋轉的渦旋，不過圖 16 中下沈的速度比模擬的要大一些，而且在 $X=30$ 公里，高度 $Z>5.5$ 公里的位置出現了上升氣流，而圖 15 中則是較不明顯。

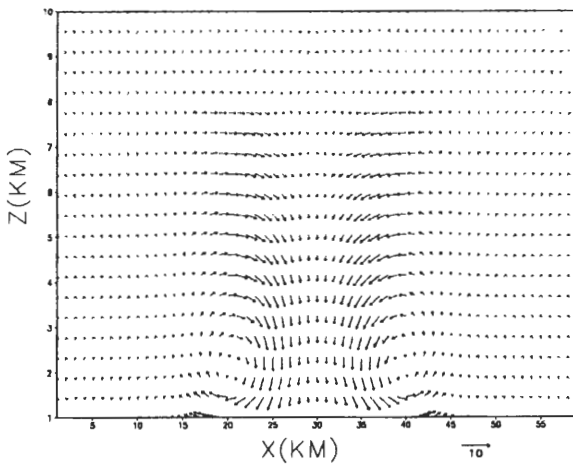


圖 15 模式模擬的 u 和 w 合成風場向量在 $X-Z$ 垂直剖面上的分佈， $Y=30$ 公里。

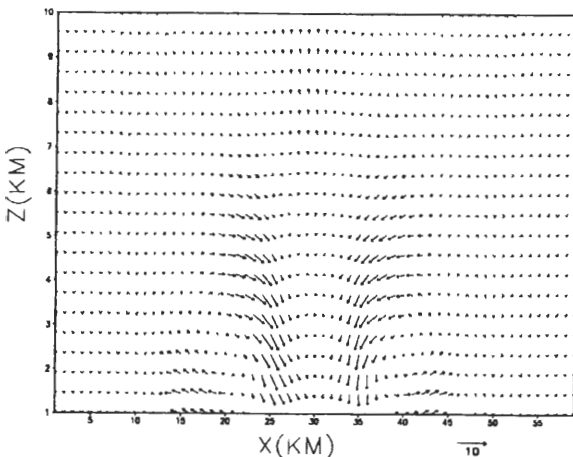


圖 16 與圖 15 相同，但是是反演得到的 u 和 w 合成風場向量。

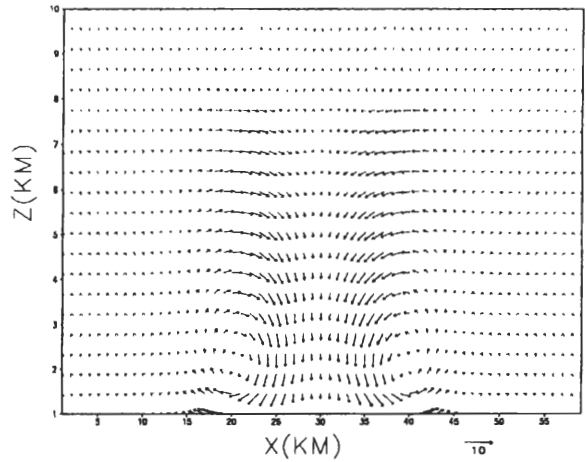


圖 17 模式模擬的 v 和 w 合成風場向量在 $Y-Z$ 垂直剖面上的分佈， $X=30$ 公里。

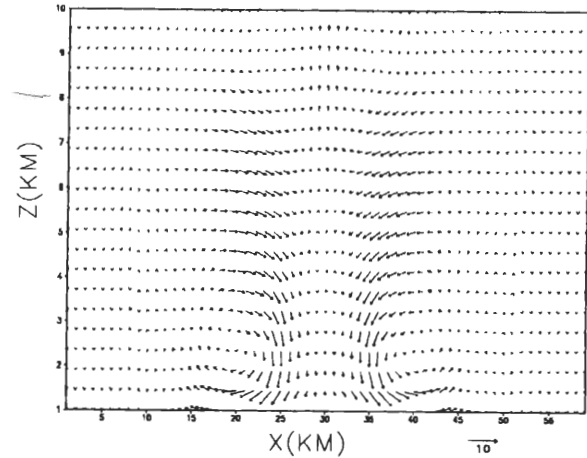


圖 18 與圖 17 相同，但是是反演得到的 v 和 w 合成風場向量。

圖 17 和圖 18 為分別來自模式和反演的 v 和 w 合成向量，是沿 $Y-Z$ 取 $X=30$ 公里的剖面，兩圖極為相似，如前所述這是因為雷達與反演區的相對位置使得 v 的反演較 u 為佳，但也代表對 w 的反演具有相當高的準確度。

圖 19 和圖 20 為高度 $Z=5.0$ 公里層模擬和反演的水平輻合輻散場，圖 21 和 22 為較低層 $Z=1.0$ 公里處模擬和反演的水平輻合輻散場。

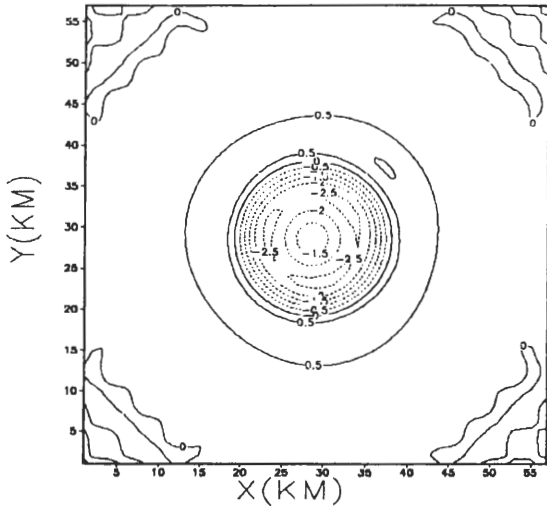


圖 19 模式模擬水平輻合輻散場在 Z=5.0 公里高度層的水平分佈。圖中的等值線數值為實際值的 1000 倍，等值線間隔為 $0.5 s^{-1}$ ，正(負)值代表輻散(合)。

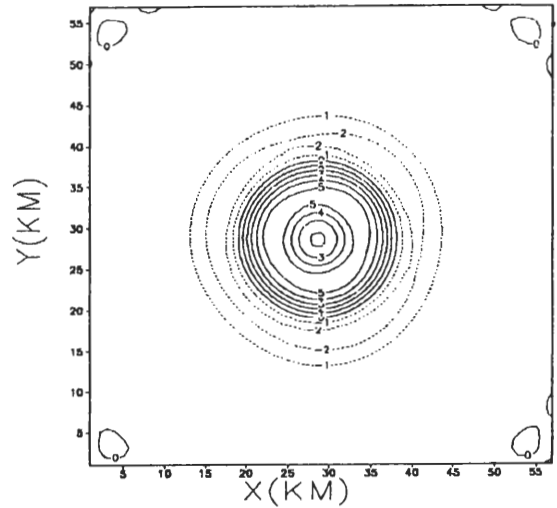


圖 21 模式模擬水平輻合輻散場在 Z=1.0 公里高度層的水平分佈。圖中的等值線數值為實際值的 1000 倍，等值線間隔為 $1.0 s^{-1}$ ，正(負)值代表輻散(合)。

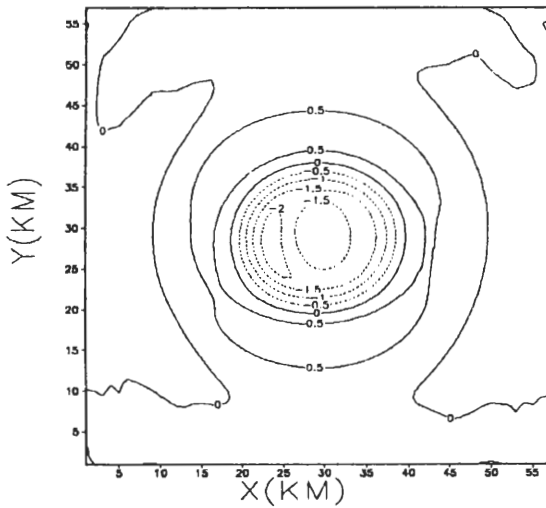


圖 20 與圖 19 相同，但是是反演的輻合輻散場水平分佈。

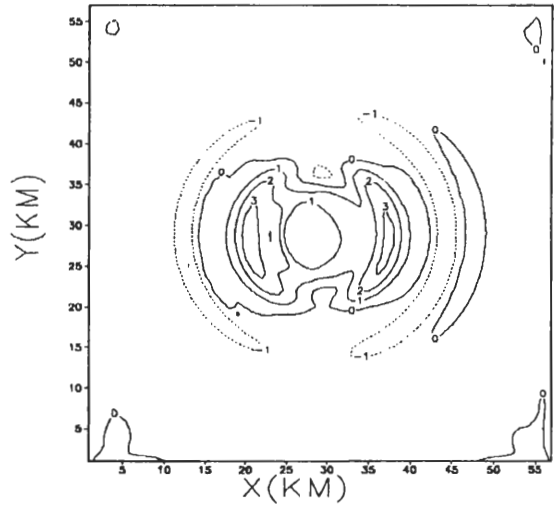


圖 22 與圖 21 相同，但是是反演的輻合輻散場水平分佈。

由於輻合輻散的量為風場經過一次微分的結果，因此是微小且對風場誤差十分敏感的數值，很難去做定量上的比較，但是可以用來做定性的分析。在圖 19 中，距中心約 10 公里的範圍內為負值，表示輻合，圖 21 中，距中心半徑 10

公里內為正值，為輻散，與模式所模擬的下衝流風場的特徵吻合，而在圖 20 和圖 22 所示的反演結果中也同樣可以看出這些特徵。

除了以圖示進行比對外，本實驗的統計結果詳列於表一。從 RMSE 和 RRMSE 來看，u 的

表一 實驗 1 和 2 的統計結果。RMS、RRMSE、SCC 及 RMSM 之定義請見正文

實驗編號	最佳移速 (m/s)			RMSE(m/s) / RRMSE			SCC			RMSM(反演)			RMSM(真實)		
	U	V	W	u	v	w	u	v	w	u	v	w	u	v	w
1				0.56/0.74	0.12/0.16	0.34/0.47	0.81	0.99	0.92	0.53	0.76	0.68	0.75	0.75	0.72
2	4.97	0.0	-0.18	0.56/0.11	0.12/0.16	0.34/0.48	0.78	0.99	0.91	4.98	0.75	0.73	5.06	0.75	0.72

誤差最大，RMSE 達到 0.56m/s，RRMSE 有 0.74， v 的誤差最小，RMSE 只有 0.12m/s，RRMSE 也只有 0.16， w 反演的誤差則介於 u 和 v 之間，RMSE 和 RRMSE 分別為 0.34m/s 和 0.47。從 SCC 來看， u 為 0.81， v 達 0.99 最好， w 介於兩者之間，達 0.92。爲了解真實的風速有多少被反演出來，在表 1 中列有 RMSM 值供參考，以此實驗爲例，反演的 RMSM 指標對 u ， v ， w 分別爲 0.53m/s，0.76m/s 與 0.68 m/s，而模式模擬的 RMSM 值在 u ， v ， w 分量上則分別 0.75m/s，0.75m/s 與 0.72m/s，這樣可以評估反演的能力大約可還原 70% 的 u 場，94% 的 w 場，而 v 場因爲與雷達波束近似平行，可以被直接量測，因此被反演的部份與真實的解幾乎相等。這個平行雷達波束的徑向風風速被完整反演，而垂直雷達波束的切向風風速被低估的現象完全符合 Liou(2002)從理論上的推測。

實驗一綜合 RMSE、RRMSE、SCC 等統計的結果，以及利用風場垂直和水平的剖面圖相互比較，可以証實此方法確實有不錯的反演能力，特別是對 w 的反演，SCC 可以達到 0.9 以上。Lazarus et al. (2001) 也利用了移動坐標的概念來反演 1991 年美國佛羅里達州一個深對流系統內部的三維運動結構，但他們是利用該方法分別先求出每一個平面上的 u 和 v 分佈，再經由連續方程積分後求得 w 場，這種兩段式的作法，即使在該論文中也被指出效果有待改善。相較之下本方法將連續方程直接納入價值

函數中，在求取極小化的過程中與其它的約束條件同時調整待求的未知數，因此會有較佳的結果。

(四) 實驗二：系統具有移速

模式在模擬有系統移速的情況的方法是，在模擬的過程中加入一個 $U=5.0\text{m/s}$ 的環境風場，使整個系統會隨之移動。比較模擬和反演的結果顯示，與實驗一並沒有很顯著的差異，不同處只是系統的位置因環境風場的存在而改變。但值得注意的是此 5.0 m/s 的環境風速雖然是沿著垂直於雷達波束的東西方向，但卻可以在計算移動坐標的最佳移速時根據回波資料被求得，亦即就反演的總風場而言(請見公式(2)的左邊項)，已有相當大的部份被還原，因此反演結果也隨之改善。圖 23 和圖 24 即爲模式和反演的 u 和 v 合成向量，兩者的相似性是相當明顯的。表一同時列出實驗二的統計結果，其中最顯著的改進是 u 的 RRMSE 由實驗一的 0.74 大幅降低成實驗二的 0.11。但另一個值得注意的差異是 u 的 SCC 值反而變小了。由於 SCC 值的計算中已扣掉了平均值，因此這代表在實驗二中 u 的反演擾動量在有系統平移速度的情形下，其與真實擾動場的相似性降低了。吾人認爲當擾動風場逐漸小於平移速度時，雷達徑向風觀測資料中代表擾動量的訊號也會愈加微弱，因此要用本方法反演這個微小擾動量也會更加困難。

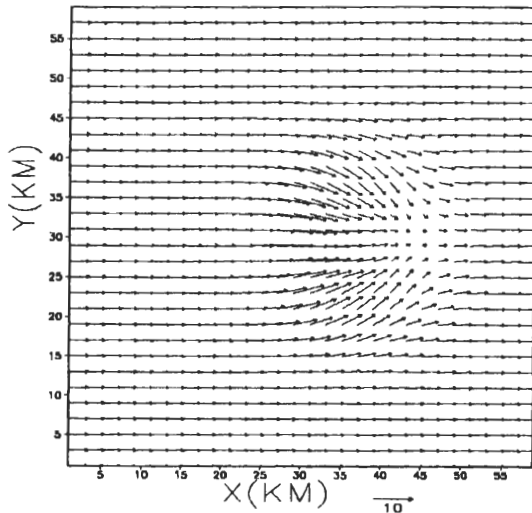


圖 23 實驗 2 中模式模擬的 u 和 v 合成向量場在 $Z=5.0$ 公里高度層的水平分佈，環境風場為 $U=5.0$ m/s。

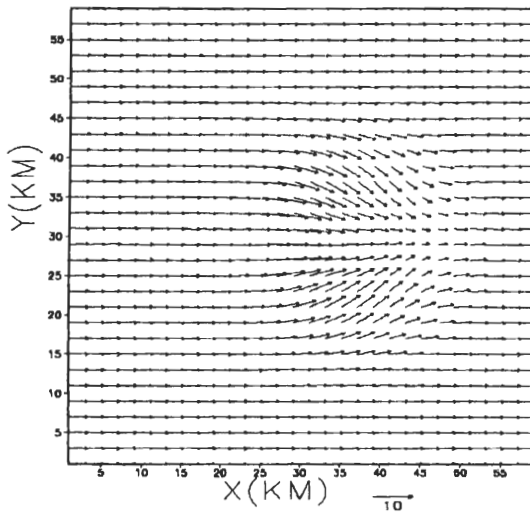


圖 24 與圖 23 相同，但是是反演得到的 u 和 v 合成向量場分佈。

吾人亦嘗試將掃描時間加快到 1.0 分鐘，但對反演結果影響並不顯著，這可能是因為 5.0 m/s 的移速並不大，且本實驗中用的模式假想回波場確實完全滿足假設的平流方程，並且還使用了移動坐標來減少計算誤差，因此 3 分鐘

的資料時間間距已足以解析系統的平移運動。但必須指出的是在真實的個案中，有時回波的運動方向會不同於風向，作者即曾在颱風的環流中觀察到此現象，此時若使用雷達回波當做被動式追蹤參數，反而會增加誤差。此問題目前尚無理想解決方案，但可以嘗試使用徑向風場本身為追蹤參數來計算系統最佳移速 (Gal-Chen, 1982)。另一個可能的方向為加快雷達掃描的速度，在時間解析足夠密集的情況下，或許可以不做移動坐標的修正，也不要使用回波保守方程。

四、結論與展望

本研究依據 L99 的改良式移動坐標法為基礎，進行單一都卜勒雷達切向風分量反演，並且將反演的範圍從原本二維的平面推廣到三維的空間，利用雷達密集觀測的徑向風及回波，求取笛卡爾坐標上的 (u, v, w) 。在利用數值模式模擬的理想風場進行初步分析後，發現以本方法反演三度空間中的三維風場是可行的，尤其是對於垂直速度 w 的反演，本方法會優於其它研究中的兩段式步驟。當系統有平移運動時，其移速亦可經由移動坐標法估計，亦即待反演的總風場中，有相當大的部份已被還原，這反而使得反演結果的相對誤差隨之降低。

未來在方法上的改進包括對權重函數的客觀估計 (如: Xu and Gong, 2003)。此外，在 L99 中因只考慮對低層風場的反演，所以同一個掃描內每一個格點上的雷達資料取得的時間還可視為相同。但是要將本方法應用到真實個案分析時，則必須注意在一個完整的雷達體積掃描中，取得低層與高層資料的時間差。本方法反演的三維風場可配合資料同化的技術植入模式

內，對於改善模式的預報能力，可能會有正面的影響。

致 謝

感謝兩位審查者的細心審查與對本文的寶貴建議。本研究由國科會計畫 NSC92-2111-M-008-031 以及 NSC92-2625-Z-008-016 經費資助，謹此致謝。

參 考 文 獻

- 章鶴群，2003：利用單都卜勒雷達反演三維風場之研究—以數值模式資料驗證。國立中央大學碩士論文，84pp。
- Browning, k. A., and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Cram, J. M., R. A. Pielke, and W. R. Cotton, 1992: Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line, Part I: Observations and basic simulation results, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 189-208.
- Gal-Chen, T., 1982: Errors in fixed and moving frame of references: applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2279-2300.
- Gao J., A. Shapiro, Q. Xu, and K. K. Droegemeier, 2001: Three-dimensional simple adjoint velocity retrievals from single-Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 26-38.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1095.
- Laroche, S., and I. Zawadzki, 1994: A variational analysis method for retrieval of three-dimensional wind field from single-Doppler radar data, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2664-2682.
- Lazarus S., A. Shapiro & K. Droegemeier, 2001: Application of the Zhang-Gal-Chen single-Doppler velocity retrieval to a deep convective storm, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 998-1016.
- Liu, D. C. and J. Nocedal, 1988: On the limited memory GFGS method for large scale optimization. Tech. Rep. NAM 03, Department of Electrical Engineering and Computer Science Northwestern University, 26 pp. [Available from the Department of Electrical Engineering and Computer Science, Northwestern University, Evanston, IL 60208].
- Liou Y.-C., 1999: Single radar recovery of cross-beam wind components using a modified moving frame of reference technique. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1003-1016.
- _____, and I. S. Luo, 2001: An investigation of the moving-frame single-Doppler wind retrieval technique using Taiwan Area Mesoscale Experiment low-level data. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1900-1917.
- _____, 2002: An explanation of the wind speed underestimation obtained from a least squares type single-Doppler radar velocity retrieval method. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 811-823.
- Qiu, C.-J., and Q. Xu, 1992: A simple adjoint method of wind analysis for single-Doppler data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 588-598.
- _____, and _____, 1996: Least squares retrieval of microburst winds from single-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1132-1144.
- Rinehart, R. E., and E.T. Garvey, 1978: Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, **273**, 154-167.
- Shapiro, A., S. Ellis, and J. Shaw, 1995: Single-Doppler velocity retrievals with Phoenix II: Clear air and microburst wind retrievals in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1265-1287.

- Sun, J., D. W. Flicker, and D. K. Lilly, 1991: Recovery of three dimensional wind and temperature fields from simulated Doppler radar data. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 876-890.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1982: The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1094-1102.
- _____, and _____, 1982: The Colorado State University three - dimensional cloud / mesoscale model, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. de. Rech. Atmos.*, **16**, 185-219.
- Waldteufel, P., and H. Corbin, 1979: On the analysis of single-Doppler Radar data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, K. K. Droegemeier, 2002: 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.
- Xu, Q., H. Gu and A. Yang, 2001: Simple adjoint method for three-dimensional wind retrievals from single-Doppler radar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1053-1067.
- _____, and J. Gong, 2003: Background error covariance functions for Doppler radial-wind analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1703-1720.
- Zhang, J., and T. Gal-Chen, 1996: Single-Doppler wind retrieval in the moving frame of reference. *J. Atmos. Sci.*, **15**, 2609-2623.

The Retrieval of Three-dimensional Wind Field using Single Doppler Radar Data

Yu-Chieng Liou Hochin Chang

Institute of Atmospheric Physics , National Central University

(Manuscript received 15 September 2003 ; in final form 19 February 2004)

ABSTRACT

This research proposes a method whereby the three-dimensional wind fields (u , v , w) in a three-dimensional space can be retrieved using radial wind and reflectivity data observed intensively by one Doppler radar. In order to evaluate the accuracy of this method, the radar data are obtained from an idealized numerical model simulation. Our initial analyses indicate that the application of this method to a three-dimensional space is indeed feasible. In addition, the quality of the retrieved vertical velocity (w) is particularly encouraging. Since our method recovers all three wind components simultaneously, its performance is found to be better than some two-step type methods employed by other research. Basically, in these so-called two-step methods, the horizontal wind fields are computed first, followed by an integration of the continuity equation to estimate the vertical velocities. The influence of the system moving speed to the retrievals is also discussed in this study.

Key words : Doppler radar, Retrieval