

笛卡儿坐标系的双多普勒天气雷达 三维风场反演技术

周海光

(南京气象学院, 南京, 210044; 中国气象科学研究院, 北京, 100081)

张沛源

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

文中研究了笛卡尔坐标系下双多普勒天气雷达三维风场反演技术, 提出了包括雷达原始资料的预处理, 空间插值以及可靠性检验的新方法, 提高了反演结果的可信度和精确度。使用模拟的双多普勒雷达体扫资料进行了反演试验, 结果表明: 本文的方法能够比较真实地反映风场的三维结构, 可以用于真实风场的反演。
关键词: 双多普勒天气雷达, 三维风场, 反演, 插值, 变分。

1 引 言

1969 年, Armijo^[1]从理论上给出了笛卡尔坐标系中用多部雷达联合反演三维风场的方程组。但实际情况并非如此简单, 反演中存在着很多需要改进的方面。影响反演精度的因素主要包括: 天气系统内部的扰动和快速变化, 粒子下落末速度通过反射率因子估算的不准确(两者之间是统计关系), 连续方程求解时边界条件的选择, 两部雷达采样时不能保证同时获取空间同一点的数据^[2], 甚至不能获取同一点的数据, 而在反演时必须通过插值来解决等等, 这些问题至今仍未得到很好的解决。

20 世纪 70 年代, Lhermitte 等^[3]提出了双多普勒雷达共面反演技术(COPLAN), 后经 Miller 等^[4]将其完善。80 年代, Ray 等^[5]提出 ODE 技术(over determined dual-Doppler), 通过欧拉方程反演风场; 到了 90 年代, Chong 等^[6]在此基础上提出了 EODD 技术(extended ODD), 解决了算法中由于迭代造成的缺点; 之后, Bousquet 等^[7]又发展了多部多普勒雷达综合和连续调整技术(MUSCAT), 使用变分法一步完成三维风场的求解, 将其用于机载雷

达风场反演。2001 年, 在中国重大气候和天气灾害的形成机理和预测理论研究中(第二部分: 重大天气灾害研究)首次启用双多普勒雷达进行灾害性天气的外场观测, 启动了中国双多普勒雷达风场反演技术的研究。本文研究了笛卡尔坐标系下双多普勒天气雷达三维风场反演技术, 提出了雷达原始资料的预处理, 空间插值, 反演结果的可靠性检验等新方法, 以提高反演结果的可信度和精确度。

2 反演技术

2.1 坐标系的选取

因反演理论的需要, 本文定义如下的自然直角坐标系: 原点与第 1 部雷达重合, x 轴指向正东方向, y 轴指向正北方向, z 轴为垂直方向。

在以往的反演理论中, 都未考虑地球曲率的影响, 但正如张沛源等^[2]指出的: 由于电磁波在大气中的非直线传播, 以及地球表面的曲率问题, 使得反演问题复杂化。为了精确反演风场的真实结构, 上述问题必须得到解决。地球是一个近似椭球, 在地理范围不是很大的情况下, 可以做为圆球体处理, 此时, 从雷达极坐标系到直角坐标系的转换公式如下:

$$\begin{cases} x = R \cos[\alpha + (\beta - \gamma)] \sin(\theta - \phi) \\ y = R \cos[\alpha + (\beta - \gamma)] \cos(\theta - \phi) \\ z = R \sin[\alpha + (\beta - \gamma)] \end{cases} \quad (1)$$

其中 (x, y, z) 是直角坐标系中的坐标, (R, α, β) 是雷达极坐标系的斜距、仰角和方位角, (γ) 是仰角订正函数, 它与方位角有如下关系^[2]:

当 $0^\circ - 90^\circ$ 时

$$(\gamma) = \left[\arctan\left(\frac{L}{R_0}\right) \right] (\beta - \gamma) / 90$$

当 $90^\circ - 180^\circ$ 时

$$(\gamma) = \left[\arctan\left(\frac{L}{R_0}\right) \right] [180 - (\beta - \gamma)] / 90$$

当 $180^\circ - 270^\circ$ 时

$$(\gamma) = - \left[\arctan\left(\frac{L}{R_0}\right) \right] [(\beta - \gamma) - 180] / 90$$

当 $270^\circ - 360^\circ$ 时

$$(\gamma) = - \left[\arctan\left(\frac{L}{R_0}\right) \right] [360 - (\beta - \gamma)] / 90$$

(2)

其中 γ 为笛卡儿坐标系中的 y 轴与地面正北线之间的夹角, L 为两雷达之间的地面距离, 等效地球半径 $R_0 = 8500$ km。

2.2 雷达资料插值方案

由于两部雷达都采用立体扫描方式, 因此在反演中必须首先将观测数据按照一定的技术插值到网格点上, 然后才能进行计算, 这是一步非常关键的步骤。

雷达观测资料变换到网格点的插值算法有多种, 采用较多的是二维 Cressman 距离权重插值, 在本文中需要在三维空间插值, 因此定义一个三维 Cressman 距离权重插值函数, 对于任一个网格点上的物理量 F :

$$F = \frac{f_i}{i} \quad (3)$$

其中 f_i 是第 i 个观测点的值, i 是第 i 个观测点与网格点的距离权重系数, 由下面的关系定义:

$$i = \begin{cases} \frac{R_i^2 - D_i^2}{R_i^2 + D_i^2} & D_i \leq R_i \\ 0 & D_i > R_i \end{cases} \quad (4)$$

D_i 为网格点与观测点的距离, R_i 是影响半径,

$$R_i = \frac{R_H R_Z}{(R_H^2 \sin^2 \theta_i + R_Z^2 \cos^2 \theta_i)^{\frac{1}{2}}} \quad (5)$$

$$\theta_i = \arctan \left[\frac{z_i}{(x_i^2 + y_i^2)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (6)$$

R_H 和 R_Z 分别是水平半径和垂直半径, (x_i, y_i, z_i) 是观测点相对于网格点的笛卡儿坐标, θ_i 表示观测点相对于网格点的仰角。

图 1 给出了资料插值变换图, 椭球的球心 s 表示网格点, s_a 和 s_c 分别表示椭球的长半轴(水平半径)和短半轴(垂直半径), 雷达位于三维笛卡儿坐标系的原点 o , om 和 on 分别表示雷达的两根径向扫描线, 扫描线上的星号标记表示雷达的观测点, 网格点 s 处的物理量值 F 由位于椭球内部的所有雷达观测点的物理量通过三维 Cressman 距离权重插值函数计算得到。

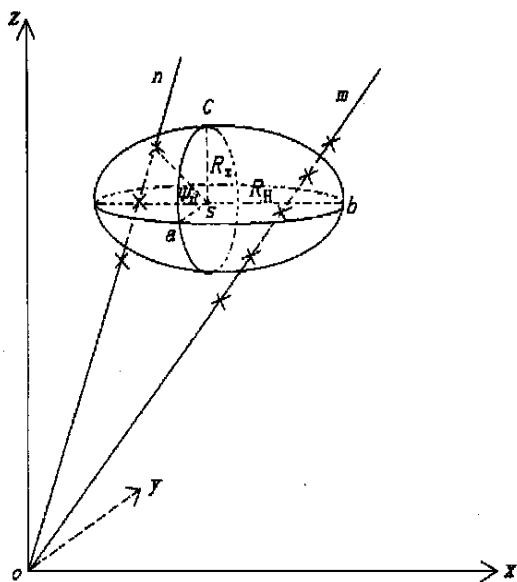


图 1 资料插值变换

2.3 风场反演算法

本文将 Bousquet 等^[7]提出的多部多普勒雷达合成和连续调整技术(MUSCAT)进行改进和推广, 此技术是在研究机载多普勒雷达风场反演中提出的, 这里用于地基双多普勒雷达风场反演。

MUSCAT 技术采用变分方法, 定义如下泛函:

$$F = \int_s [A(u, v, w) + B(u, v, w) + C(u, v, w)] dx dy \quad (7)$$

通过一阶导数为零, 可以得到速度场 (u, v, w) , 即令:

$$\frac{\partial F}{\partial u} = 0, \quad \frac{\partial F}{\partial v} = 0, \quad \frac{\partial F}{\partial w} = 0 \quad (8)$$

变分法求解过程中, 采用弹性边界条件。A 为数据调整项, B 为质量连续方程的最小二乘法的表达式, C 为二次微分约束, 滤去水平风场的小尺度变

化。其中,

$$A_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{p=1}^{n_p} \sum_{q=1}^{n_q(p)} q [q u + q v + a_q (w + W_t) - V_q]^2 \quad (9)$$

$$b_q = \sin \theta_q \cos \phi_q \quad (10)$$

$$c_q = \cos \theta_q \cos \phi_q \quad (11)$$

$$q = \sin \theta_q \quad (12)$$

式中 u, v, w 是网格点上的速度矢量, W_t 是网格点上的粒子下落末速度, q 是三维 Cressman 椭球插值函数, q 的求解使用公式(4), V_q 是雷达探测到的径向速度, 下标 q 是落入 Cressman 椭球的第 p 个雷达的观测点数目, p 是用于反演的雷达数目($p=2$), Z 是反射率因子, θ_q 表示探测点相对于雷达的仰角, ϕ_q 表示探测点相对于雷达的方位角(规定正北沿顺时针方向为正)。

在文献[7]中, 式(7)的 B 项的表达式为

$$B = \frac{1}{2} \left[\frac{u}{x} + \frac{v}{y} + \frac{1}{2} \frac{w}{z} \right]^2 \quad (13)$$

由于真实大气的密度是三维空间的函数, 因此在本文中, 将其改写为

$$B = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{2} \left(\frac{u}{x} + \frac{v}{y} + \frac{w}{z} \right) \right]^2 \quad (14)$$

上面的表达式更精确, 可以提高反演精度。

$$C = \frac{1}{2} [J(u) + J(v) + J(w) + J(u) + J(v) + J(w)] \quad (15)$$

$$J = \left[\left(\frac{u}{x} \right)^2 + 2 \left(\frac{u}{x} \frac{v}{y} \right) + \left(\frac{v}{y} \right)^2 \right] \quad (16)$$

$$J(u) = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{u}{x} \right)^2 + 2 \left(\frac{u}{x} \frac{v}{y} \right) + \left(\frac{v}{y} \right)^2 \right] \quad (17)$$

$$J(v) = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{v}{y} \right)^2 + 2 \left(\frac{v}{y} \frac{w}{z} \right) + \left(\frac{w}{z} \right)^2 \right] \quad (18)$$

$$J(w) = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{w}{z} \right)^2 + 2 \left(\frac{w}{z} \frac{u}{x} \right) + \left(\frac{u}{x} \right)^2 \right] \quad (19)$$

上面各式中的参数 α_1 和 α_2 为权重系数, 其取值参见文献[7]。

3 数值实验

为了检验反演算法的效果, 首先使用三维风暴

数值模拟的风场、含水量场等数据, 分别生成两部雷达观测到的径向速度场和回波强度场, 然后再利用生成的双多普勒天气雷达观测到的径向速度场和回波强度场反演出一个三维风场, 这个三维风场与数值模拟出的三维风场比较, 以说明这种反演方法的可靠性。

3.1 模拟雷达资料的生成

(1) 本文采用许焕斌^[9]的三维风暴模式输出结果, 包括三维速度场、温度场、云中含水量, 水平 x, y 方向分辨率均为 1 km, 格点数目均为 40, 垂直分辨率为 0.5 km, 共有 25 层, 模拟空间是 40 km × 40 km × 12.5 km。图 2 给出了双多普勒天气雷达考虑地球曲率时的坐标, 两部雷达距离为 80 km, 东西方位放置, 以西部雷达为坐标原点, 两部雷达地面连线为 x 轴, 南北方向为 y 轴, 第一部雷达 R_1 的位置为 (0, 0, 0), 第二部雷达 R_2 的位置为 (80, 0, 0), 模拟空间位于两部雷达地面连线的北侧, 模拟空间地面的 4 个边角分别用 A, B, C 和 D 表示, 其坐标分别为 (20, 20, 0), (60, 20, 0), (60, 60, 0), (20, 60, 0)。用 h 表示天线高度, (x, y, H) 表示空间点 E 的笛卡儿坐标, (r, θ, ϕ) 表示雷达探测点相对于雷达的斜距、仰角和方位角。

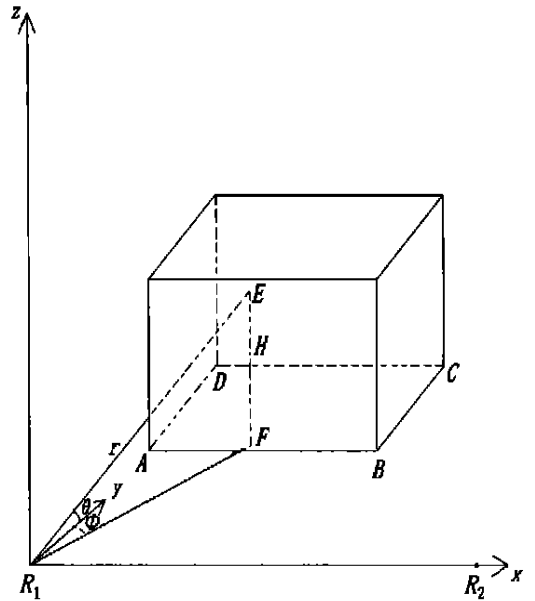


图 2 双多普勒天气雷达考虑地球曲率时的坐标

考虑地球曲率和标准大气折射影响后, 第一部雷达的坐标变换如下:

$$H = h + r \sin \theta + \frac{r^2}{17008} \quad (20)$$

$$r = [x^2 + y^2 + H^2]^{\frac{1}{2}} \quad (21)$$

$$= \arctan\left(\frac{x}{y}\right) \quad (22)$$

第二部雷达的坐标变换如下:

$$H = h + r \sin \theta + \frac{r^2}{17008} \quad (23)$$

$$r = [(x - 80)^2 + y^2 + H^2]^{\frac{1}{2}} \quad (24)$$

$$= \arctan\left(\frac{x - 80}{y}\right) \quad (25)$$

密度和温度 T 有如下关系式^[10]:

$$\rho = \rho_0 \exp(-gNr \sin \theta / RT) \quad (26)$$

其中 ρ_0 为地面密度, g 为重力加速度, N 为混合空气分子量, r 为雷达径向距离, θ 为雷达的仰角, R 为理想气体常数, T 为绝对温度。

反射率因子 Z 与云中含水量 M 有如下关系式:

$$Z = 3.8 \times 10^2 M^{1.46} \quad (27)$$

粒子下落末速度与反射率因子 Z 有如下关系式:

$$W_t = 2.65Z^{0.114} (\rho/\rho_0)^{0.4} \quad (28)$$

通过式(26)~(28), 可由温度和云中含水量求得粒子下落末速度。

(2) 根据中国气象局新一代天气雷达的观测规范, 立体扫描资料共有 16 层, 各层仰角依次是 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 8.0, 10.0, 12.0, 15.0, 18.0 和 21.0, 方位角间隔为 1, 径向距离 0.3 km。对于雷达的探测点可以分别由式(1)计算出其在笛卡儿坐标系中的坐标, 由于探测点与三维云模式的网格点不可能重合, 每一个探测点的物理量可以由其周围网格点的物理量根据 Cressman 插值公式得到。

(3) 雷达观测点的径向速度可以由下式得到:

$$V_r(x, y, z) = \frac{1}{R_1} [(x - x_1)u + (y - y_1)v + (z - z_1)(w + W_t)] \quad (29)$$

其中 $R_1 = [(x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 + (z - z_1)^2]^{\frac{1}{2}}$

(x, y, z) 为雷达的坐标, (x_1, y_1, z_1) 为观测点的坐标。

(4) 由式(27)求出各观测点的反射率因子。

3.2 数值实验步骤

数值实验的步骤如下:

(1) 张沛源^[11]的研究表明, 在 3 部多普勒天气雷达联合测量大气风场时, 当雷达的测速精度都是 1 m/s 时, 雷达之间的最佳距离为雷达的最大探测

距离的 0.55 倍, 本文两部雷达相距 80 km;

(2) 由 3.1 节中生成两部雷达观测到的径向速度场;

(3) 由式(8)计算雷达观测点的水平速度分量和垂直速度分量;

(4) 至此, 已经得到雷达直角坐标系中的三维风场;

(5) 为定量比较反演效果, 定义自然直角坐标系中的如下速度误差物理量。

平均离差:

$$M_u = \frac{\sum_{i=1}^N (U_{ri} - U_{0i})}{N} \quad (31)$$

均方差:

$$u = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (U_{ri} - U_{0i})^2}{N}} \quad (32)$$

相对离差:

$$d_u = \frac{\sum_{i=1}^N (U_r - U_{0i})}{\sum_{i=1}^N U_{0i}} \quad (33)$$

其中, U_r 表示反演得到的速度场, U_0 表示三维数值模式速度场, N 为总格点数, 同时分别计算相对离差小于 5%, 10%, 15%, 20% 的格点数占参加反演的网格点的比例。

3.3 实验结果

3.3.1 统计物理量分析

表 1, 2, 3 分别给出了各层 u , v , w 的统计物理量, 第一层为地面层, 不进行比较。在 8 km 以下的各层, 水平速度 u 的均方差和离差较小, 相对离差小于 15% 的占到 70%, 反演效果很好; 水平速度 v 也有类似的结果; 垂直速度 w 随着高度的增加, 均方差和离差的总的趋势是增大, 高层的反演结果地比低层的差。权衡各种物理统计量, 在 8 km 以下的各层中, 反演效果较好, 基本反映了实际风场的真实状况。

3.3.2 速度场分析

图 1, 2, 3 分别给出了 3, 5, 7 km 高度上的实际和反演得到的水平速度矢量场和垂直速度矢量场。

从图 1 可以看出, 在 3 km 高度上, 反演得到的水平速度场和实际水平速度场的总体趋势完全一致, 速度量级也很接近, 风暴的中心位置吻合的较好, 两者垂直速度场的上升气流和下沉气流的分布

表 1 各层 u 的统计物理量

高度(km)	平均离差	均方差	相对离差百分比			
			< 5%	< 10%	< 15%	< 20%
0.5	- 1.23	1.28	98.36	98.88	99.22	99.39
1.0	- 0.63	0.79	95.42	96.11	96.54	97.06
1.5	- 0.14	0.65	91.87	92.82	93.43	94.03
2.0	0.12	0.79	72.75	85.03	91.70	92.56
2.5	0.29	0.92	65.59	67.25	74.48	82.01
3.0	0.42	0.97	61.31	62.73	64.46	73.46
3.5	0.42	0.93	66.90	62.55	71.92	75.55
4.0	0.30	0.85	83.74	85.03	85.90	86.76
4.5	0.37	0.85	95.33	96.71	97.06	97.32
5.0	0.30	0.83	93.69	95.33	96.45	97.06
5.5	0.28	0.84	93.34	95.93	97.32	98.18
6.0	0.34	0.87	94.00	98.53	98.88	98.89
6.5	0.42	1.00	96.47	97.92	99.22	99.22
7.0	0.45	0.98	94.90	96.97	98.70	98.88
7.5	0.43	0.83	93.64	97.15	98.70	98.88
8.0	0.35	0.65	97.30	99.15	99.31	99.48
8.5	0.21	0.53	98.20	99.48	99.83	100
9.0	0.10	0.45	98.80	100	100	100

表 2 各层 v 的统计物理量

高度(km)	平均离差	均方差	相对离差百分比			
			< 5%	< 10%	< 15%	< 20%
0.5	- 0.42	0.53	76.96	78.34	80.59	83.53
1.0	- 0.22	0.47	78.25	79.70	79.95	80.20
1.5	- 0.05	0.55	62.98	81.83	89.53	93.08
2.0	0.03	0.67	81.66	89.62	92.65	94.46
2.5	0.13	0.77	88.67	92.30	94.03	95.67
3.0	0.27	0.80	92.47	94.29	95.42	96.19
3.5	0.49	0.93	93.94	95.16	95.67	96.28
4.0	0.67	1.05	94.38	94.98	95.33	95.93
4.5	0.10	0.70	82.79	90.66	92.73	94.12
5.0	- 0.12	0.80	54.84	71.63	83.82	90.74
5.5	- 0.23	0.91	52.91	58.30	67.65	75.69
6.0	- 0.26	1.01	51.44	56.14	61.51	74.53
6.5	- 0.27	1.10	51.66	65.85	66.96	79.00
7.0	- 0.25	0.95	53.20	56.23	69.60	73.24
7.5	- 0.18	0.73	58.56	60.21	71.51	72.80
8.0	- 0.09	0.55	63.84	67.13	70.33	73.62
8.5	- 0.00	0.50	54.07	59.95	65.50	70.95
9.0	0.05	0.50	53.03	63.80	72.43	81.92

和速度量级基本接近;从图 4 可以看出,在 5 km 高度上,反演得到的水平速度场和实际水平速度场的总体趋势比较接近,速度量级基本相当,风暴的中心位置吻合较好,两者的垂直速度场也基本吻合;从图 5 可以看出,在 7 km 高度上,反演得到的水平速

度场和实际水平速度场的总体趋势基本一致,速度量级也很接近,风暴的中心位置吻合的较好,两者的垂直速度场基本吻合。相比较而言,低层速度场反演效果较好。

这些结果与速度的各种统计量的结果相一致,

表 3 各层 w 的统计物理量

高度(km)	平均离差	均方差	相对离差百分比			
			< 5%	< 10%	< 15%	< 20%
0.5	0.02	0.19	89.10	89.62	89.97	90.31
1.0	0.01	0.36	82.79	83.56	84.08	84.60
1.5	0.00	0.59	79.58	81.57	82.87	83.74
2.0	- 0.01	0.83	76.64	78.37	81.14	83.56
2.5	- 0.03	1.10	73.10	75.52	78.03	80.45
3.0	- 0.04	1.34	73.01	74.48	76.47	78.55
3.5	- 0.05	1.57	68.94	71.28	73.10	74.91
4.0	- 0.07	1.72	66.44	68.25	70.07	71.54
4.5	0.09	1.86	64.27	66.00	67.91	69.55
5.0	- 0.11	1.98	62.02	63.58	64.88	66.44
5.5	- 0.14	1.93	58.65	60.64	62.54	63.49
6.0	- 0.16	1.60	68.36	68.96	70.80	71.87
6.5	- 0.18	1.40	62.47	63.90	64.51	74.81
7.0	- 0.19	1.39	60.57	61.44	61.90	73.37
7.5	- 0.20	1.41	60.57	61.39	62.23	72.99
8.0	- 0.21	1.51	62.39	62.73	63.64	63.94
8.5	- 0.22	1.64	56.06	56.23	56.83	57.87
9.0	- 0.24	1.82	64.45	64.53	64.71	66.88

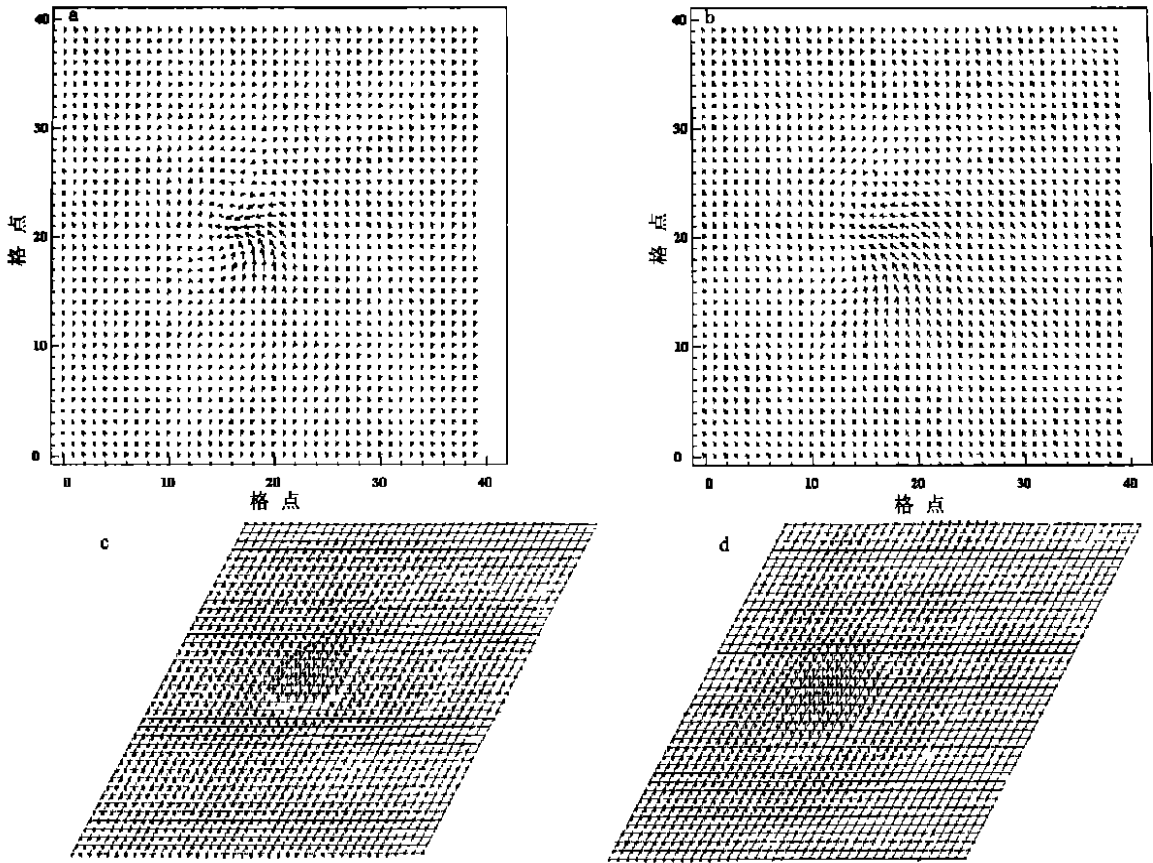


图 3 3 km 高度层的速度矢量
(a. 实际水平速度场, b. 反演得到的水平速度场, c. 实际垂直速度场, d. 反演得到的垂直速度场)

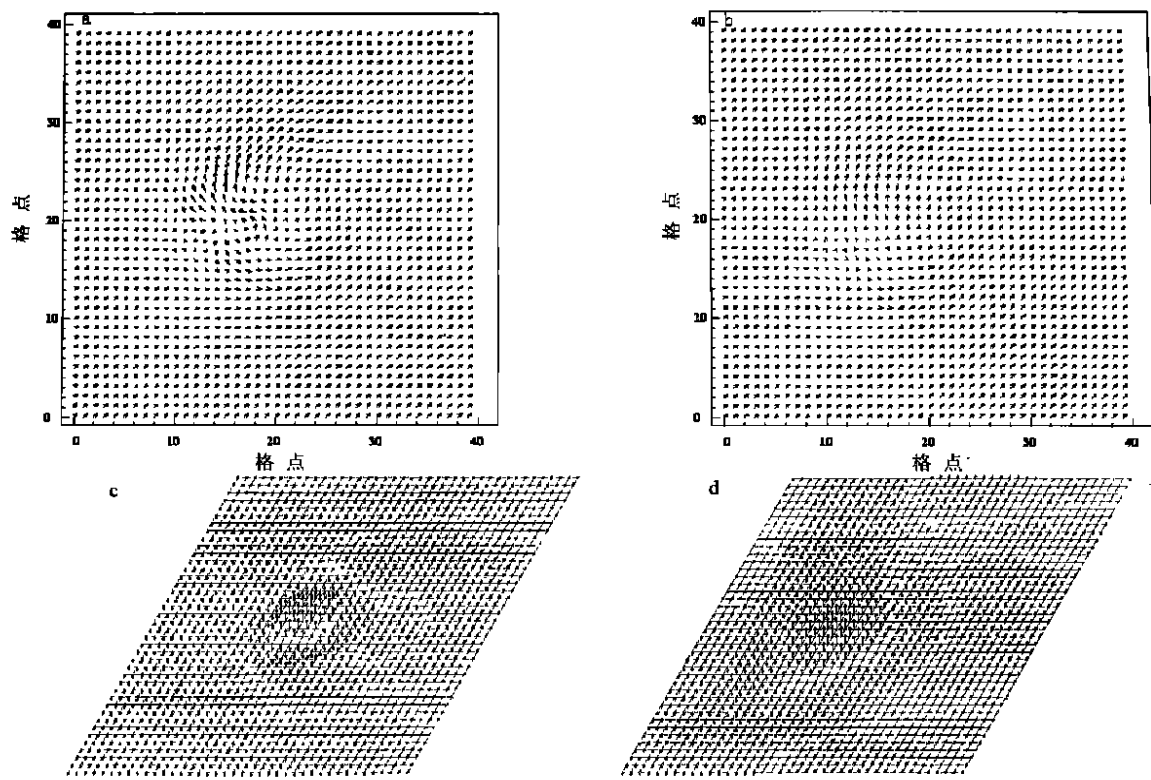


图4 5 km 高度层的速度矢量场
(a. 实际水平速度场, b. 反演得到的水平速度场, c. 实际垂直速度场, d. 反演得到的垂直速度场)

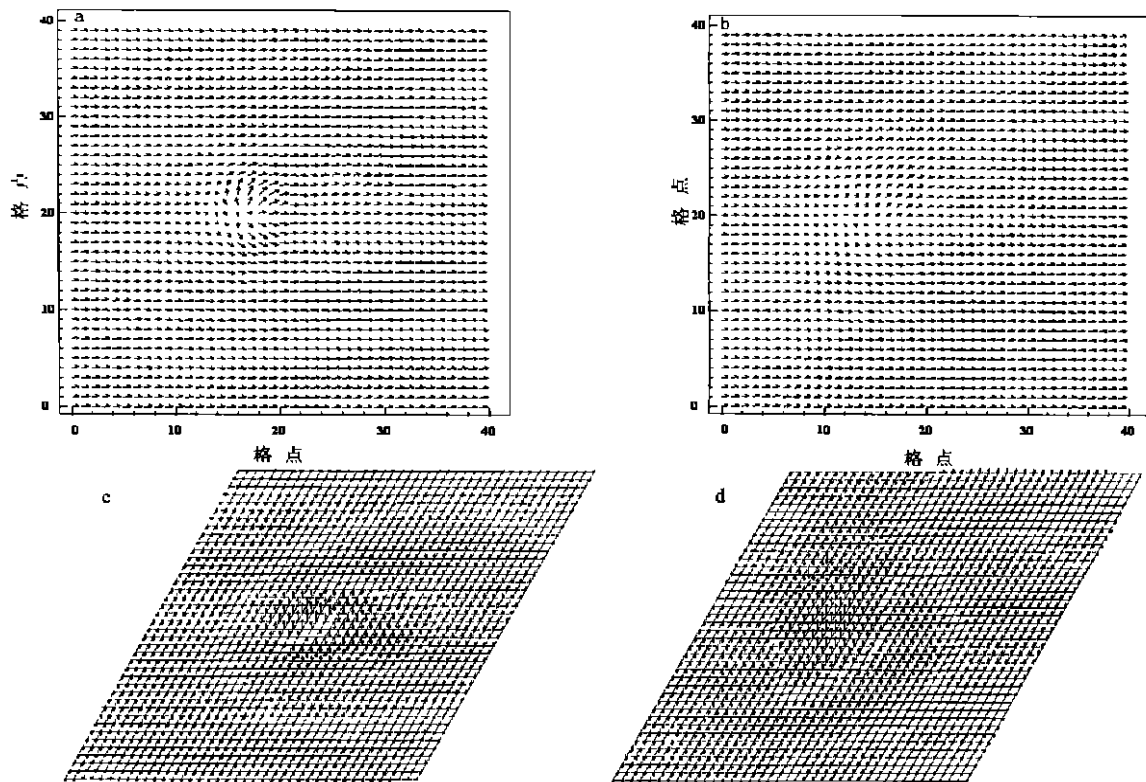


图5 7 km 高度层的速度矢量场
(a. 实际水平速度场, b. 反演得到的水平速度场, c. 实际垂直速度场, d. 反演得到的垂直速度场)

反演得到的高层速度场误差较大,主要是由于连续方程的误差累计造成的;另外,由于雷达的观测点与三维风暴模式的网格点不重合,前者的三维速度场通过三维 Cressman 插值由后者得到,进而得到径向速度场,这也是造成反演误差的一个重要原因。

综上所述,在 8 km 以下各层基本可以反映三维风场的真实状况,而中尺度系统的高度一般在 10 km 以下,因而本文的反演技术可以用于实际三维风场的反演。

3 结 论

(1) 文中反演技术的主要优点是由于采用了变分技术,三维风场的求解可以一次完成,避免了大多数反演技术中由于使用迭代算法求解带来的反演误差和方程的缺陷;插值算法也是影响反演精确性的一个主要方面,本文的算法只使用一次 Cressman 插值,避免了经典的共面(COPLAN)反演技术和现在

各种的基于共面技术的变分算法由于多次插值带来的误差;

(2) 由于引入了质量连续方程的二次平方项作为约束条件,使得积分连续方程所造成的误差累积对反演速度的影响有了改善,在一定程度上克服求解高层速度的不稳定性,而连续方程所造成的误差累积正是反演技术中最难解决的方面;

(3) 本文对双多普勒天气雷达三维风场反演理论进行了研究,数值实验的结果和统计物理量表明,在 8 km 以下的各层,反演效果较好。通常,中尺度天气系统的高度在 10 km 以下,因此,反演技术完全可以满足气象业务和灾害性天气形成机理的研究。

(4) 实际双多普勒天气雷达资料的处理,要比本文中的模拟资料的处理更为复杂,故将此法用于实际还有许多工作要做,我们将做进一步研究。

致谢:北京应用气象研究所许焕斌研究员提供了三维云模式并提出了有益的建议,作者在此表示最诚挚的谢意!

参考文献

- 1 Armijo L. A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radar. *J Atmos Sci*, 1969, 26, 570~573
- 2 张沛源,周海光,胡绍萍.双多普勒天气雷达风场探测的可靠性研究. *应用气象学报*, 2002, 13(4): 485~496
- 3 Lhermitte R M, Miller L J. Doppler radar methodology for the observation of convective storms. In: 14th Radar Meteorology Conference. American, Tucson: Amer Meteor Soc, 1970. 133~138
- 4 Miller L J, Strauch R G. A dual- Doppler radar method for the determination of wind velocities within precipitating weather systems. *Remote Sens Environ*, 1974, 3(4): 219~235
- 5 Ray P S, Ziegler C L, Bumgarner W, et al. Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon Wea Rev*, 1980, 108(10): 1607~1625
- 6 Chong M, Campos C. Extended overdetermined dual Doppler formalism in synthesizing air born Doppler radar data. *J Atmos Oceanic Tech*, 1996, 13(3): 581~597
- 7 O Bousquet, Chong M. A multiple- Doppler synthesis and continuity adjustment technique(MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurement. *J Atmos Oceanic Tech*, 1998, 13: 343~359
- 8 Cressman G W. An operational objective analysis system. *Mon Wea Rev*, 1959, 87: 367~374
- 9 许焕斌,魏绍远.下击暴流的数值模拟研究. *气象学报*, 1995, 53(2): 168~175
- 10 Doviak R J, Dusan S Z. *Doppler Radar and Weather Observation*. California: Academic Press Inc, 1984. 250~251
- 11 张沛源,何平,宋春梅等.三部多普勒天气雷达联合测量大气风场的误差分布及最佳布局研究. *气象学报*, 1998, 56(1): 96~103

A NEW TECHNIQUE OF RECOVERING THREE-DIMENSIONAL WIND FIELDS FROM SIMULATED DUAL-DOPLER RADAR DATA IN THE CARTESIAN SPACE

Zhou Haiguang

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Zhang Peiyuan

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

A new technique of deriving three dimensional wind fields is investigated from the Dual- Doppler weather radar radial wind which is based on the Cartesian space using variational method. It provides a simultaneous resolution of three wind components and satisfies both the minimal dual- equation system and the continuity equation. The most advantage of this method is that can remove the potential drawback of an iterative solution of Cartesian dual- Doppler analysis techniques (It is a major demerit that retrieves the vertical velocity using mass continuity equation with iterative method). The data pre- process technology and interpolation are also studied. We developed a three dimensional Cressman weighting function to process the interpolation. In order to test the capability and advantage of this method, one numerical experiment based on simulate radar observations is designed. Firstly, we synthesize the dual- Doppler radar radial velocity and reflectivity from the numerical model. Then, the three dimensional wind components are retrieved from the radial velocity and reflectivity using this new technique. The retrieved three- dimensional wind fields are found to be quite consisted with those previously simulate winds fields. Mean difference, Root- mean- square error and relative deviation are defined to test the precise of the new method. These statistic errors reveal the accuracy and the advantage of this method. The numerical experiment definitely testifies that this new technique can be used to retrieve the three- dimensional wind fields from the radial velocity and reflectivity detected by the real Dual- Doppler weather radar.

Key words: Dual-Doppler weather radar, Three-dimensional wind fields, Retrieval, Interpolation, Variational method.