

罗昌荣, 池艳珍, 周海光. 2012. 双雷达反演台风外围强带状回波风场结构特征研究 [J]. 大气科学, 36 (2): 247-258. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.10222. Luo Changrong, Chi Yanzhen, Zhou Haiguang. 2012. Characteristics of 3-D wind structure of typhoon outer intensive banded echo using dual-Doppler weather radar data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 247-258.

# 双雷达反演台风外围强带状回波风场结构特征研究

罗昌荣<sup>1</sup> 池艳珍<sup>2</sup> 周海光<sup>3</sup>

1 福建省气象局, 福州 350001

2 福建省气候中心, 福州 350001

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

**摘要** 利用移动新一代天气雷达 (CINRAD/CCJ) 和长乐新一代天气雷达 (CINRAD/SA) 基数据, 采用地球坐标系下的双雷达三维风场反演技术, 重点分析了 2007 年 8 月 18 日凌晨超强台风“圣帕”外围强带状回波的风场特征。结果表明, 带状回波具有以下特征: (1) 强盛阶段, 每个强回波中心在前进方向的右侧或右后侧对应于强东偏北风速中心 (强风核), 其中最强回波中心前侧还存在弱风速中心。这样的水平风场结构从低层一直保持到中层, 使得强回波区对应于水平辐合和正涡度区, 产生明显的上升运动, 有助于对流的发展和维持。强盛阶段云体快速移动。相对于移动的云体来说, 前侧及后侧中低层气流均指向强回波, 在强回波区及后侧水平辐合形成上升气流, 最大上升速度出现在强回波中心与北侧强风核之间。同时在强回波上空高层出现辐散, 气流主要向后流出。(2) 减弱阶段, 较强回波中心或其北侧对应于弱风速中心, 回波中心出现负涡度区。云体移速变慢。相对于移动的云体来说, 偏东气流穿过云体。回波区气流辐合较弱, 明显的上升区出现在中层较强回波近台风中心一侧。(3) 强风核可以将位于带状回波前进方向后侧的处于减弱阶段螺旋云带的动量和水汽向带状回波发展区输送, 因此, 强风核结构很可能是带状回波快速发展的主要原因。

**关键词** 台风 带状回波 双雷达反演 三维风场结构

**文章编号** 1006-9895 (2012) 02-0247-12

**中图分类号** P406

**文献标识码** A

**doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.10222

## Characteristics of 3-D Wind Structure of Typhoon Outer Intensive Banded Echo Using Dual-Doppler Weather Radar Data

LUO Changrong<sup>1</sup>, CHI Yanzhen<sup>2</sup>, and ZHOU Haiguang<sup>3</sup>

1 Fujian Meteorological Bureau, Fuzhou 350001

2 Fujian Climate Center, Fuzhou 350001

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract** Based on the dual-Doppler radar data of the mobile weather radar (CINRAD/CCJ) and Changle weather radar (CINRAD/SA), the characteristics of three-dimensional wind structure in the puissant and weakening phases of the strong banded echo of super typhoon Sepat (0709) on 18 August 2007 are examined by means of dual-Doppler radar retrieval in the Earth coordinate. The results reveal that: 1) During the puissant phase, there were strong east by north wind centers (strong wind core) along the right or the back of the right side of strong echoes in their

**收稿日期** 2010-12-27, 2011-10-13 收修定稿

**资助项目** 中国气象局气象关键技术集成与应用项目: 台风多普勒雷达风场反演方法研究与应用 (CAMGJ2012M25)

**作者简介** 罗昌荣, 男, 1964 年出生, 高级工程师, 主要从事卫星、雷达等气象信息分析应用研究。E-mail: luo323@sina.com

course, even weak wind center existed in the front of the strongest echo. The structure maintained from the lower layer to the mid-layer, thus the strong echoes corresponded to the horizontal convergence and positive vorticity, resulting in significantly upward movement which helped the development and maintenance of convection. And the clouds migrated quickly. Relative to the moving clouds, the anterior and posterior air in the mid-lower layer flowed to the strong echoes, and then converged and ascended with maximum vertical velocity between strong echo center and the wind core on its northern side. In the meanwhile, divergence appeared in the higher layer over the strong echo area, and the air mainly flowed out backward. 2) During the weakening period, the weak wind center was located at the strong echo center or its north side with negative vorticity. The clouds moved slowly and the easterlies went through the clouds. The convergence over the echo area weakened and the obvious updraft appeared in the mid-layer strong echo near the typhoon center. Thus the banded echo has been difficult to maintain. 3) Strong wind core could transport the momentum and water vapor of weakening spiral cloud bands on the posterior side to the developing area of the banded echo; therefore the strong wind core structure was likely to be the main cause for the rapid development of banded echo.

**Key words** typhoon, banded echoes, dual-Doppler radar retrieval, three-dimensional wind structure

## 1 引言

台风结构在雷达回波图上通常体现为：雷达眼、眼壁（或称眼墙）、螺旋雨带。有的台风风雨区外围有时还有一条台前飢线，台前飢线与螺旋雨带之间还可能有一条甚至几条雷雨带（张培昌等，2001）。随着新一代天气雷达网的建设和雷达风场反演技术的发展，台风结构分析研究和监测预警手段大大丰富。Ray et al. (1980) 提出了 ODD (Over Determined Dual-Doppler) 技术，用欧拉方程反演大气风场。2001 年开始的 973 项目“中国暴雨试验研究”在长江中游和下游地区开展双雷达外场试验，促进了我国双多普勒探测大气风场及反演技术的应用和发展。周海光和张沛源 (2002) 研究了笛卡尔坐标下双多普勒天气雷达三维风场反演技术并使用模拟的双多普勒天气雷达资料进行了反演试验，反演结果良好。刘黎平 (2003)、刘黎平等 (2004, 2005) 利用外场试验资料，采用双多普勒雷达技术和径向速度场分析方法，分析了长江流域暴雨过程的回波和风场中尺度结构及其演变过程，在研究双多基地多普勒雷达资料的配对方法、风场反演的区域和精度的基础上，研制了基于三维变分方法的双多基地多普勒雷达系统的风场反演系统。周海光和张沛源 (2005) 使用地基双多普勒天气雷达综合和连续调整技术 (MUSCAT)，对 2001 年 7 月 13 日安徽省合肥、马鞍山双多普勒雷达同步探测到的暴雨系统进行三维风场反演。王俊等 (2007) 利用双多普勒雷达研究了强飢线过程的三维风场结

构，分析获得了成熟阶段和减弱阶段的不同结构特征。周海光 (2010) 应用双多普勒雷达研究了超强台风“韦帕” (0713) 螺旋雨带中尺度结构，研究表明：螺旋雨带内部低层有多个强回波区，水平速度大值区主要分布在强回波带上；强回波带的低层有较强的上升气流，最强上升气流超过 4 m/s。在螺旋雨带中存在多个辐合辐散对、上升下沉气流对，这对于螺旋雨带的维持和进一步发展具有重要作用。罗昌荣等 (2011) 提出一种 VAP 扩展应用方法，由单多普勒雷达径向速度场反演台风近中心风场结构，得到了较好的结果。

近年来，台风数值模拟分析研究和雷达资料同化技术也得到了发展。岳彩军 (2009) 利用 WRF 模式对“海棠”台风降水非对称分布特征进行了模拟分析，认为垂直上升运动条件可能是造成降水非对称分布特征的主要因素，同时对地形因子强迫和地表摩擦作用强迫对降水分布的作用进行了分析。周玲丽等 (2009) 利用数值模拟结果，结合雷达回波等资料，对“海棠”台风造成的特大暴雨进行分析。分析表明，暴雨属于螺旋云带降水，它是由边界层强中尺度辐合带直接影响造成的，降水伴随着辐合带发展。王改利等 (2010) 采用三维和四维变分同化方法对多普勒激光雷达资料进行海面 10 m 高度处的风场进行反演分析，结果表明能够实现近海面风场的精细化反演，且反演风场与浮标数据基本一致。兰伟仁等 (2010a, 2010b) 在假定模式无误差和有误差两种情况下，利用模拟雷达资料进行一系列的集合卡尔曼滤波敏感性试验，验证了该滤

波方法在风暴尺度天气资料同化中的作用, 并进行了相关误差来源及控制方法分析。

目前, 国内对台风外围强带状回波的风场结构特征个例研究较少。本文分析的带状回波是“圣帕”台风螺旋云带减弱并脱离主体云系后再度发展而成的, 研究其三维风场结构变化对今后研究台风结构变化进而提高台风风雨预报水平具有一定意义。

## 2 个例和资料

本研究选取的个例为 2007 年 8 月 18 日超强台风“圣帕”台风螺旋云带减弱后在台风外围再次发展成为强带状回波。“圣帕”于 13 日 02 时(北京时, 下同)在菲律宾以东的洋面上生成后向西偏南方向移动, 15 日 08 时加强成为强台风, 之后路径转向西北; 于 15 日 20 时加强成为超强台风, 最强时中心气压达 910 hPa, 近中心最大风力 17 级以上, 风速 65 m/s。“圣帕”于 18 日 04 时减弱成为强台风, 并于 18 日 05:40 在台湾花莲登陆, 登陆后沿偏西方向移动, 18 日 17 时减弱成为台风, 于 19 日 02 时在福建惠安登陆 [图 1 (见文后彩图)]。

“圣帕”台风具有强度变化大、移速多变、范围广和影响持续时间长等特点, 对福建产生了严重的风雨影响。台站过程极大风速 36 m/s 出现在长乐, 沿海区域自动站极大风速 40 m/s 出现在惠安斗尾。过程降水量以宁德市 450.9 mm 为最大。

从卫星云图可以看出, 台风中心云系北侧的带状回波是在减弱并脱离台风主体云系的螺旋云带上强烈发展而成, 强盛阶段回波强度达到 50 dBZ 以上并出现闪电(图略)。根据台风定位资料, 8 月 18 日 02 时台风中心位于 (22.60°N, 122.10°E), 与带状回波中心相距约 380 km。此时, 带状回波与台风中心云系已经脱离, 云带向台风中心的动量和水汽输送也已经切断, 所以螺旋云带的分析方法不再适用。

本文主要分析数据来自长乐 S 波段新一代天气雷达 (CINRAD/SA) 和宁德 C 波段移动新一代天气雷达 (CINRAD/CCJ) 所观测到的回波强度场和径向速度场, 两部雷达相距 66.2 km。在进行双多普勒雷达三维风场反演之前, 对雷达数据进行了杂波滤除、径向速度退模糊等质量控制处理。

将长乐 SA 雷达和宁德 CCJ 雷达体扫回波强度场分别插值到反演网格点上, 并对两组数据进行比

较可知, 强盛阶段和减弱阶段两个时次, CCJ 雷达回波强度平均比 SA 雷达分别低 4.5 dBZ 和 3.6 dBZ。考虑到回波强度影响降水粒子下落末速度的估算进而影响风场反演结果, 为使两部雷达在风场反演区域内回波强度值取得一致, 在后面的计算中, 将 CCJ 雷达回波强度分别增大相应的分贝数。

此外, 在反演结果检验中, 应用了 NCEP 再分析场资料, 即  $1^\circ \times 1^\circ$  (纬度  $\times$  经度) 等高能风场数据。

## 3 双雷达三维风场反演分析方法

### 3.1 反演方程及计算

本文用两部雷达的基数据进行双雷达风场反演, 反演的基本方法与 Ray et al. (1980) 和刘黎平 (2003) 所采用的方法基本相同。为了使相关空间位置关系更为接近实际, 采用地球坐标系而不是笛卡尔坐标系(图 2)。坐标原点设在地球球心,  $z$  轴通过目标点  $P$  指向天顶,  $x$  轴指向  $P$  点的正东方向,  $y$  轴指向  $P$  点的正北方向。这样的坐标系不是固定的, 它随着目标点的变化而变化。反演网格选用等经纬度网格, 水平格距为  $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ 。 $z$  是目标点与地球球心的距离, 取地球表面为反演起始层, 垂直格距取 500 m。

在将雷达体扫数据插值到反演网格时, 考虑到水平方向插值点周边库点较多, 为了抑制杂波, 水平方向采用 Cressman 距离权重插值方法。垂直方向由于扫描层次较少, 采用线性插值。

双多普勒雷达反演原理如图 2 所示,  $P$  点的坐

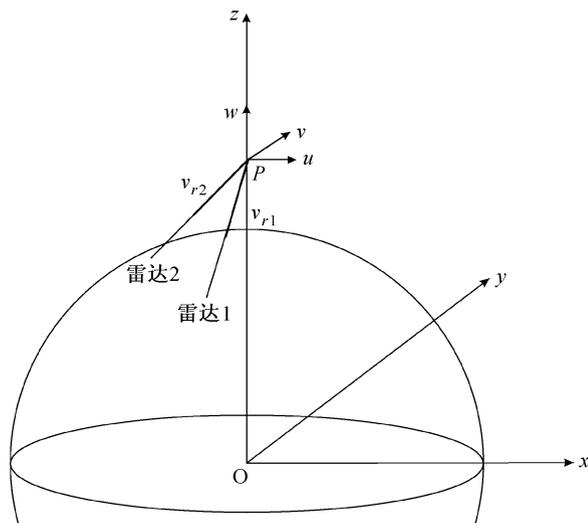


图 2 双雷达反演示意图

Fig. 2 The geometry sketch of dual-Doppler radar retrieval

标为  $P(0,0,z)$ 。设  $P$  点得三维风速分量分别为  $u$ 、 $v$  和  $w$ ，则风场迭代方程组为：

$$v_{r1} = \frac{(-x_{01})}{R_1}u + \frac{(-y_{01})}{R_1}v + \frac{(z-z_{01})}{R_1}(w-w_t), \quad (1)$$

$$v_{r2} = \frac{(-x_{02})}{R_2}u + \frac{(-y_{02})}{R_2}v + \frac{(z-z_{02})}{R_2}(w-w_t), \quad (2)$$

$$R_1 = [(-x_{01})^2 + (-y_{01})^2 + (z-z_{01})^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

$$R_2 = [(-x_{02})^2 + (-y_{02})^2 + (z-z_{02})^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (4)$$

式中， $(x_{01}, y_{01}, z_{01})$ 、 $(x_{02}, y_{02}, z_{02})$  分别为两部多普勒雷达天线的坐标位置。 $v_{r1}$ 、 $v_{r2}$  为两部雷达探测的该点的两个方向的径向速度。 $w_t$  为降水粒子在静止大气中的下落末速度，可以利用回波强度  $A$  进行估测：

$$w_t = 3.8A^{0.072}. \quad (5)$$

由于长乐 SA 雷达回波强度采用 460 km 观测模式，空间分辨率较低，因此采用经过订正的宁德 CCJ 雷达回波强度对降水粒子下落末速度进行估算。

设定  $u$ 、 $v$  初值后，可以利用质量连续方程计算垂直速度的第一估算值：

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right), \quad (6)$$

$$w(z = z_0) = 0. \quad (7)$$

本文个例中，由于宁德雷达和长乐雷达海拔均比较高（分别为 941 m 和 650.6 m），因此低层网格点没有雷达观测数据。在计算垂直速度时，定义开始有观测数据的层次的下一层的垂直速度及散度为 0，往上进行积分计算。当 4 km 高度层上仍没有有效垂直速度时，不再向上进行垂直速度计算。当观测数据出现断层时，停止向上的积分计算。

通过采用迭代方法进行三维风场计算。给定  $u$ 、 $v$  初值后，可得到  $w$  的第一估算值。再将  $w$  的值代入方程组重新计算  $u$ 、 $v$ 、 $w$ 。通过若干次迭代，当前后两次反演的数据之差小于给定的极小值，就得到了满足精度的三维风场反演结果。获得  $u$ 、 $v$ 、 $w$  后，本文对回波区风场涡度和散度直接应用反演风场进行了计算和分析。

### 3.2 算法检验

为了检验上述反演方法的正确性，将 WRF 模式输出场作为理想风场。选取时次为 2010 年 6 月 19 日 08 时，处于“6.18 闽北大暴雨”过程。采用

三层嵌套的最内层模式网格输出场，水平方向为  $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$  的 Lambert 投影网格，垂直方向为 27 层等  $\sigma$  面。验算方法与周海光等 (2002) 的方法基本相同。设两部雷达高度均为 0 m，呈南北分布，纬度相差  $0.8^\circ$ 。首先对输出场进行水平和垂直方向插值，插值到水平方向约  $0.01^\circ \times 0.01^\circ$  的等经纬度网格、垂直方向 500 m 间隔的等高面上然后将三维模式数据  $u$ 、 $v$ 、 $w$  和 dBZ 插值到雷达体扫面上反演区域内的所有库点上。按照中国气象局业务规范，立体扫描共 16 层，仰角依次为  $0$ 、 $0.5^\circ$ 、 $1.0^\circ$ 、 $1.5^\circ$ 、 $2.0^\circ$ 、 $2.5^\circ$ 、 $3.0^\circ$ 、 $4.0^\circ$ 、 $5.0^\circ$ 、 $6.0^\circ$ 、 $8.0^\circ$ 、 $10.0^\circ$ 、 $12.0^\circ$ 、 $15.0^\circ$ 、 $18.0^\circ$  和  $21.0^\circ$ ，库长 300 m。按照公式 (1)、(2)、(5) 分别计算 2 部雷达体扫面上的径向速度  $v_{r1}$  和  $v_{r2}$ 。最后，按照上节所述的方法进行双雷达风场反演，5 km 高度层模式场及反演结果如图 3 所示。其中图 3a 中的垂直速度是由模式水平风场经连续方程计算得到的。经统计，从不同高度层的三维风分量反演误差（表 1）可知，总体来说反演误差较小，能够满足业务及科研分析的需要。在高层误差相对较大，这与高仰角时相邻体扫层仰角间距加大导致垂直间距急剧加大有关。

表 1 不同高度的反演平均绝对误差

Table 1 Mean absolute error at different heights

高度/km	平均绝对误差/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$		
	$u$	$v$	$w$
1	1.11	0.44	0.17
2	0.36	0.43	0.27
3	0.24	0.27	0.24
4	0.30	0.35	0.24
5	0.24	0.28	0.26
6	0.33	0.45	0.29
7	0.50	0.58	0.33
8	1.17	1.10	0.42
9	1.72	2.55	0.69
10	2.23	2.63	1.08

## 4 带状回波发展演变过程

图 4、图 5 是长乐雷达和宁德移动雷达 2007 年 8 月 18 日 02:20 前后和 03:44 前后所观测的强度场回波图。02:20 前后，台风中心位于台湾以东洋面，向西北方向移动。带状回波处于强盛阶段，呈

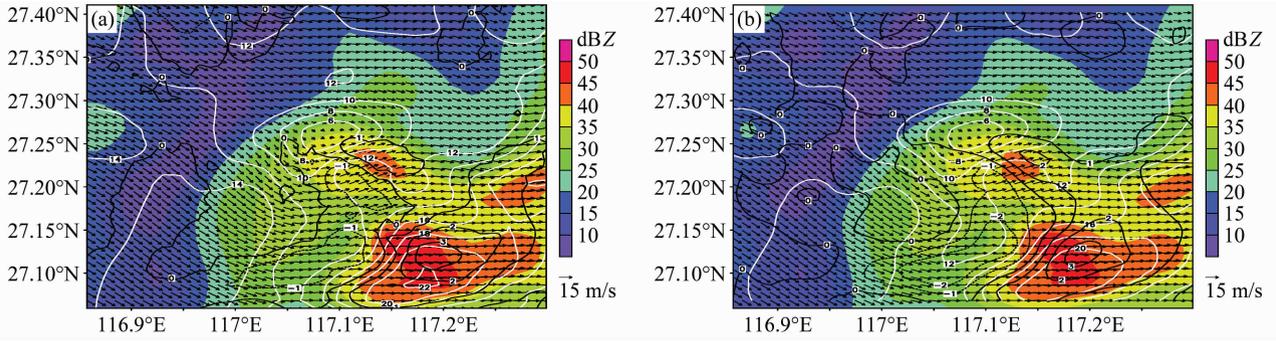


图 3 2010 年 6 月 19 日 08 时 5 km 高度层回波强度 (阴影, 单位 dBZ)、水平风场 (矢量)、水平风速 (白线) 和垂直速度 (黑线) (单位: m/s); (a) WRF 模式场; (b) 双雷达反演场

Fig. 3 Echo intensity (shaded), horizontal wind (vector), horizontal and vertical velocity (white and black lines respectively, units: m/s) at 5-km height on 0800 BT (Beijing time) 19 Jun 2010; (a) WRF model; (b) dual-Doppler radar retrieval

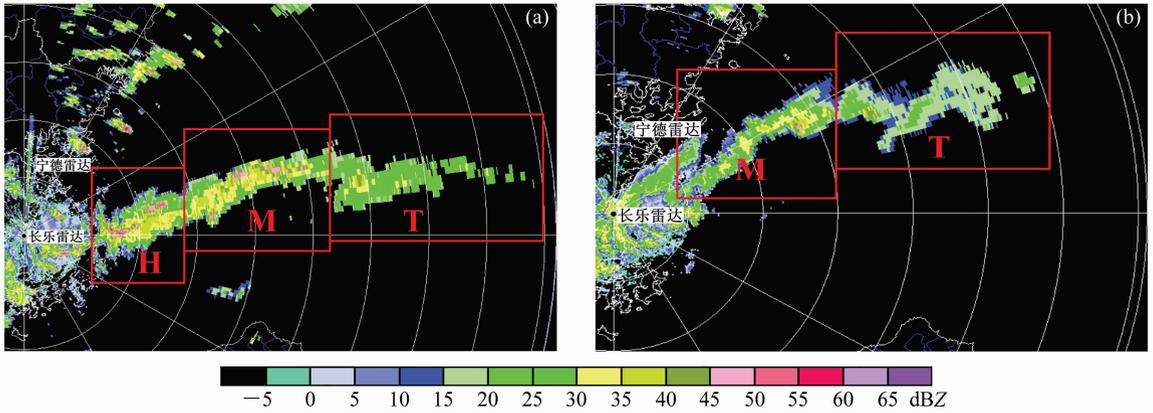


图 4 2007 年 8 月 18 日长乐雷达回波强度图 (0.5°仰角); (a) 02:20; (b) 03:44。等距离线间距均为 50 km (下同)

Fig. 4 Echo intensity of Changle CINRAD/SA with 0.5 elevation on 18 Aug 2007; (a) 0220 BT; (b) 0344 BT. The interval of equidistance line is 50 km, the same below

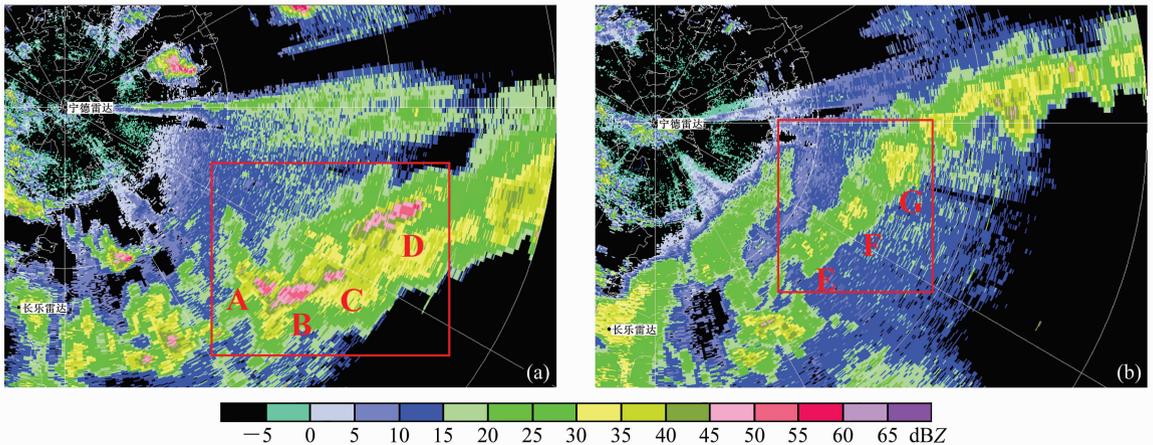


图 5 同图 4, 但为宁德 CCJ 雷达回波强度图

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for Ningde CCJ

现以台风中心为圆心的弧形,其长度达到 350 km 以上。从回波分布来看,带状回波由三部分回波区组成,图中分别以 H、M、T 标出,暂且称其为头部、中部和尾部。此时,回波区头部 H 和中部 M 处于强盛阶段,回波中心强度大于 50 dBZ,强回波位于背向台风中心一侧(北侧)边缘。02:34,闪电定位仪观测到在带状回波头部出现闪电(图略)。03:44 前后,带状回波处于减弱阶段,回波区头部 H 已经与主体脱离并减弱消失;中部 M 回波区强度减弱,横向(南北)尺度明显变小,在其与 T 交界处存在局部强回波,较强回波位于近台风中心一侧;尾部 T 回波区横向(南北)尺度明显变大,维持一定的对流。

本文选择 18 日 02:20 作为带状回波强盛阶段,选择 18 日 03:44 作为带状回波减弱阶段(这是宁德 CCJ 雷达因带状回波即将影响而关机前的最后一次观测),分别进行双雷达三维风场反演计算和分析,反演区域如图 5 所示。在强盛阶段,带状回波头部共有 A、B、C、D 共 4 个强回波区,本文重点分析 2.5 km 和 6 km 两个等高面。在强盛阶段,A、B 与两部雷达形成的张角分别为  $46.8^\circ$  和  $42.3^\circ$ ,基本符合双雷达反演区域的要求。C 与两部雷达形成的张角为  $38.6^\circ$ ,勉强符合双雷达反演区域的要求。东北侧云体 D 由于距离较远,与两部雷达形成的夹角太小,未纳入反演区域。在减弱阶段,反演区内包括 E、F、G 三个回波区,其中 G 相对较强。E、F、G 与两部雷达形成的张角分别为  $61.2^\circ$ 、 $50.0^\circ$  和  $40.1^\circ$ ,基本符合双雷达反演区域的要求。由于长乐 SA 雷达该时段  $0.5^\circ$  仰角体扫层径向速度场上,在 E、F 回波南侧出现距离模糊,因此本文重点分析回波 G 的结构特征。

经过对比强回波中心的位置变化,获得强盛阶段回波中心移动速度和方向分别约为 22 m/s 和  $255^\circ$ ,可见回波快速移动。减弱间断回波中心移动速度和方向分别约为 14.9 m/s 和  $274.6^\circ$ ,云体移速大大变慢。由于带状回波发展变化迅速,上述移速仅是估算结果。

## 5 带状回波结构分析

### 5.1 回波强度变化特征

从长乐雷达和宁德移动雷达 2007 年 8 月 18 日 02:20 前后观测的回波图(图 4a、5a)可以看出,海

上带状回波处于强盛阶段。 $0.5^\circ$  仰角强度场上,回波中心强度大于 50 dBZ,强回波区位于带状回波背向台风中心一侧(北侧)。从长乐雷达和宁德移动雷达 2007 年 8 月 18 日 03:44 前后观测的回波强度图(图 4b、5b)可以看出,海上带状回波处于减弱阶段。在  $0.5^\circ$  仰角强度场上,回波中心强度小于 35 dBZ。

图 6 是图 5a 中强回波 B 和图 5b 中较强回波中心 G 中心最大回波强度随高度的变化图。可以看出,强盛期带状回波最大回波强度出现在低层,7000 m 以下维持高 dBZ 值,随高度缓慢变小,而 7000 m 以上迅速减弱。带状回波减弱期,最大回波强度在低层总体上随高度增加而增大,于 5000 m 时达到最大值,然后随高度迅速减小。这与强盛期的情形形成明显对比。

### 5.2 三维风场特征分析

#### 5.2.1 强盛阶段风场结构

带状回波强盛阶段,在中低层为系统性的强东偏北气流,整个带状回波风速强劲,且有强风核与强回波相对应。

2.5 km 高度上(图 7a),呈一致性的东偏北气流,水平风速大于 21 m/s。流场中最显著的特征是存在着与强回波向对应的强风速中心(风核)。风核出现在强回波中心北侧或东北侧,其中 A、B 两处强回波有 26 m/s 的强风核相对应。更为突出的是,在强回波 B 中心西南侧或南侧存在弱风速中

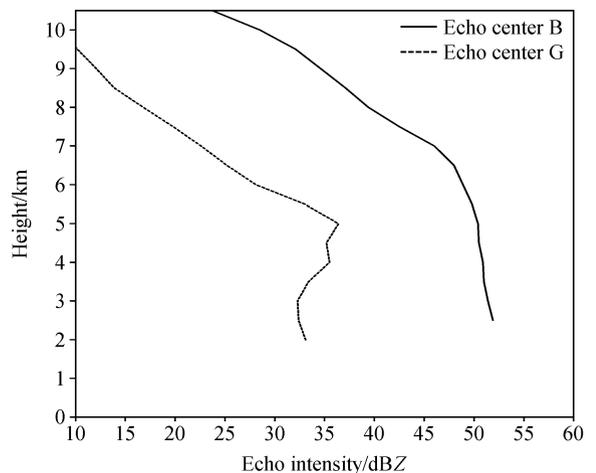


图 6 强盛阶段图 5a 中回波中心 B(实线)和减弱阶段图 5b 中回波中心 G(虚线)最大回波强度随高度的变化

Fig. 6 Maximum echo intensity for echo centers B (in Fig. 5a) and G (in Fig. 5b) at different heights

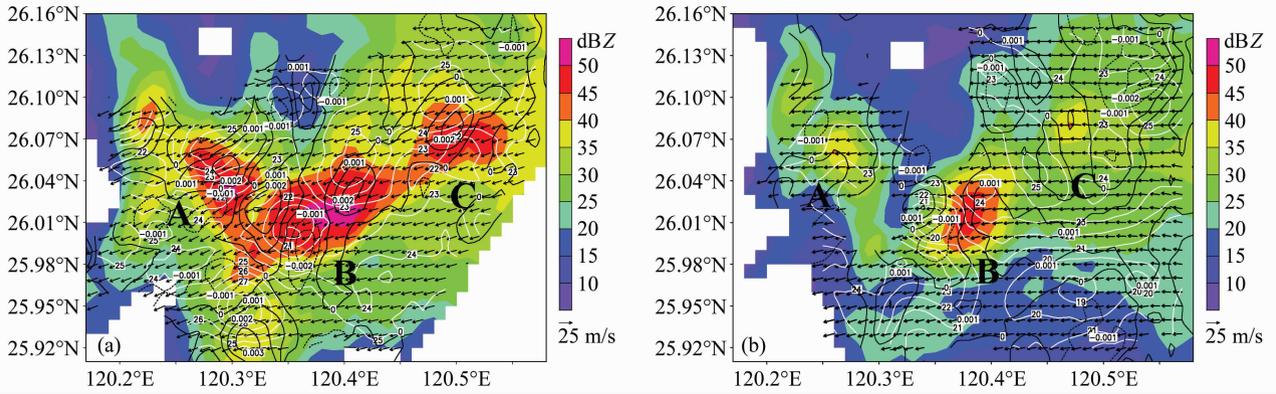


图 7 2007 年 8 月 18 日 02:20 雷达回波强度 (阴影, 单位: dBZ)、水平风场 (矢量)、水平风速 (白线, 单位: m/s) 及涡度 (黑线, 单位:  $s^{-1}$ ): (a) 2.5 km 高度; (b) 6 km 高度

Fig. 7 Echo intensity (shaded), horizontal wind field (vector), horizontal wind velocity (white lines, units: m/s), and vorticity (black lines, units:  $s^{-1}$ ) at 0220 BT 18 Aug 2007: (a)  $z=2.5$  km; (b)  $z=6$  km

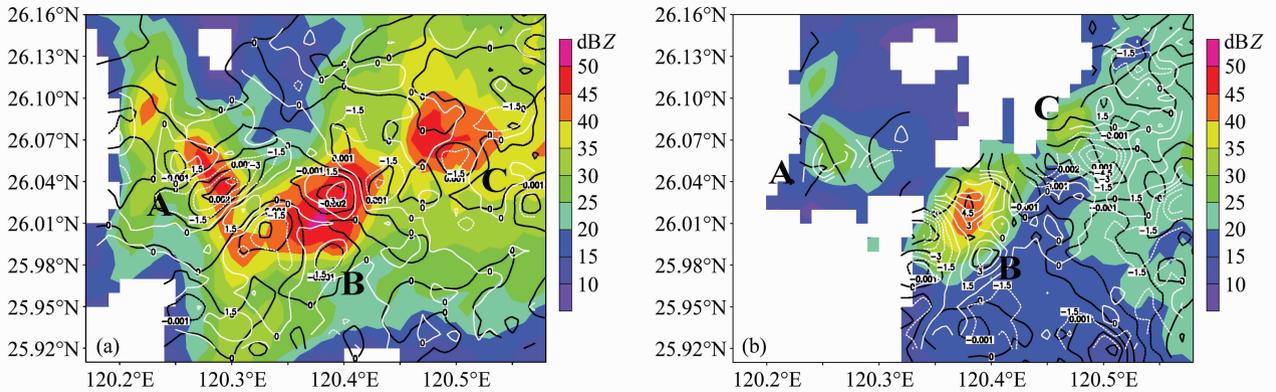


图 8 2007 年 8 月 18 日 02:20 雷达回波强度 (阴影, 单位: dBZ)、垂直速度 (白线, 单位: m/s) 及水平散度 (黑线, 单位:  $s^{-1}$ ): (a) 4 km 高度; (b) 7 km 高度

Fig. 8 Distribution of echo intensity (shaded), divergence (white lines), and vertical velocity (black lines) at 0220 BT 18 Aug 2007: (a)  $z=4$  km; (b)  $z=7$  km

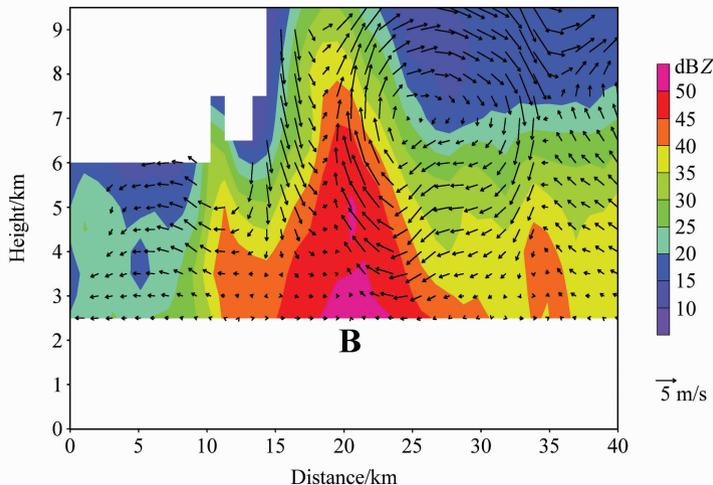


图 9 2007 年 8 月 18 日 02:20 沿图 5a 中的强回波 B 前进方向并通过强回波 B 中心北侧的垂直剖面回波强度 (阴影)、二维风矢量 (水平风已减去回波中心平均移动速度)

Fig. 9 Vertical section of echo intensity and wind field cross the north of center B in Fig. 5a at 0220 BT 18 Aug 2007 (the mean has been subtracted from horizontal wind velocity)

心, 强弱风速中心之间的风速梯度, 产生明显的水平辐合。另外, 强风核所处的位置实际上是强回波移动方向 ( $255^\circ$ ) 的右侧, 在强风核的南侧由于强烈的风速梯度形成正涡度中心。辐合和正涡度有利于强回波的维持。从风向的分析结果还可以看出, 平直气流在靠近强回波时, 存在反气旋性变化, 而进入强回波区后呈现气旋性变化。

强回波北侧的强风核一直延续到 6 km 高度层 (图 7b), 尤其是 B 回波中心偏北一侧有 24 m/s 的强风核, 强风核的存在有利于 B 回波中心维持强盛状态。B、C 两处强回波中心对应于正涡度中心。与 2.5 km 相比, 6 km 高度层上环境风朝向台风中心的法向分量比例减小, 偏东风分量比例增大。这可能由于边界层摩擦作用, 使得低层气流存在向台风中心的辐合分量。

从双雷达风场反演方程组可知, 垂直速度的大小由水平散度和降水粒子下落末速度 (与回波强度相关) 决定。图 8a 是强盛阶段 4 km 高度的回波强度、水平散度场和垂直速度, 从中可以看出, 强回波中心 B 对应于辐合中心和垂直上升区, 上升速度中心在强回波中心略偏北一侧。同时, 在回波中心 B 的前端存在辐散下沉气流。由于两部雷达海拔较高, 目标云体距离较远, 计算垂直速度时仅能从 2 km 高度开始对散度进行积分。因此, 图中显示的垂直速度与实际值相比很可能偏小。7 km 高度上 (图 8b), 强回波 B 中心仍对应于上升气流中心。值得注意的是, 强回波中心开始出现弱辐散, 高层存在辐散是强回波维持的必要条件。

为了分析带状回波沿前进方向的垂直剖面流场, 将反演区域网格进行旋转, 使原先的  $x$  轴与回波移向 ( $255^\circ$ ) 平行 (图略), 然后进行反演计算。图 9 显示的是经过强盛阶段回波 B 中心北侧的沿回波前进方向的垂直剖面, 向左为云体前进方向, 其中的水平风速已经减去了带状回波强中心平均移速 22 m/s, 因此可以认为是相对流场。从图 9 可以看出, 在中低层存在回波强度高值区, 说明低层辐合和对流强烈, 支持着强对流的发展和维持。总的来说, 强回波区 B 从低层到中层均存在明显的水平辐合, 强回波中心及后侧 (东侧) 为系统性上升气流, 强回波中心前侧 (西侧) 为下沉气流。这与强回波中心右后侧 (东北侧) 存在强风核、前侧存在弱风速区有关。通过比较不同位置的垂直剖面图可

以看出, 相对于回波中心来说, 回波中心北侧的气流水平辐合及上升运动更为显著, 因此回波中心北侧更利于对流发展。这与回波中心东北侧强风核与该剖面更近有关, 同时也可以解释强盛阶段强回波位于云带内偏北侧。考虑到强风核可以将位于带状回波后侧的减弱阶段螺旋云带上的动量和水汽向带状回波发展区输送, 因此, 强风核结构很可能是带状回波快速发展的主要原因。

强盛阶段 B 回波中心附近中低层所对应的强风速随高度变化情况如图 10 所示。在 2500~6000 m 之间, 风速维持高值, 随高度变化缓慢。最大风速先随高度先增大后减小, 在 3500 m 时达到最大值。

强盛阶段 B 回波附近最大垂直速度随高度分布如图 11 所示。B 回波附近最大上升速度出现在 5500~8000 m 高度, 且在该层内垂直速度变化很小, 最大值为出现在 6500 m 高度上。

### 5.2.2 减弱阶段风场结构

带状回波减弱阶段, 较强回波 G 在中低层对应于弱风速中心或弱风速区。3 km 高度水平风场及涡度场分布如图 12 所示。较强回波区 G 中心对应于弱风速中心, 中心风速小于 24 m/s。等高面风速等值线稀疏, 水平风速变得更为均匀。G 回波中心对应于弱负涡度区, 回波中心前部 (西侧) 存在弱负涡度中心。

图 13 是减弱阶段 3 km 高度的回波强度及水平散度场, G 回波中心区对应于辐合上升区, 北侧对应于辐散下沉区。与强盛阶段有所不同, 上升气

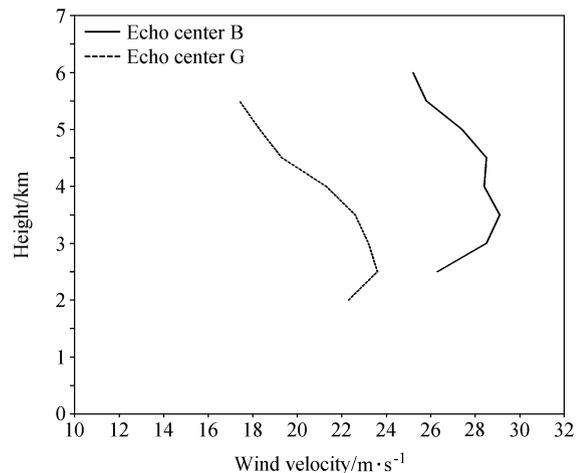


图 10 强盛阶段 (02:20) 回波中心 B 附近强风速 (实线) 和减弱阶段 (03:44) 回波中心 G 附近风速 (虚线) 随高度变化图

Fig. 10 Horizontal wind velocity for echo centers B (in Fig. 5a) and G (in Fig. 5b) at different heights

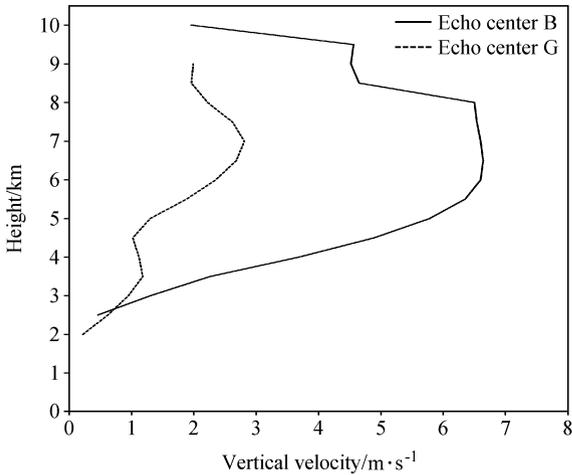


图 11 B 回波中心附近 (实线) 及 G 回波中心附近 (虚线) 最大垂直速度随高度分布图

Fig. 11 Maximum vertical velocity for echo centers B (in Fig. 5a) and G (in Fig. 5b) at different heights

流中心位于回波 G 中心偏南侧。随着高度的增加, 南侧的弱辐合区逐步转变为弱辐散区。

减弱阶段 G 回波中心附近中低层对应的弱风速随高度变化情况如图 10 所示。总体风速明显小于强盛阶段风速。2000~3500 m 间风速相对较大, 3500 m 以上风速随高度增加而减小。

减弱阶段 G 回波附近最大垂直速度随高度分布如图 11 所示。G 回波附近上升速度基本上呈随高度平稳增大的趋势, 最大值出现在 8500 m 高度层上。与强盛阶段相比显著较小, 说明系统已处于减弱阶段。

图 14 (见文后彩图) 是减弱阶段回波 G 中心的東西向垂直剖面, 其中的风速  $u$  已经减去了回波中心平均移速的东分分量。由于此时回波移向为 275°, 近似呈东西方向, 因此该图显示的可以近似认为是沿回波前进方向的相对流场。从图 14 可以

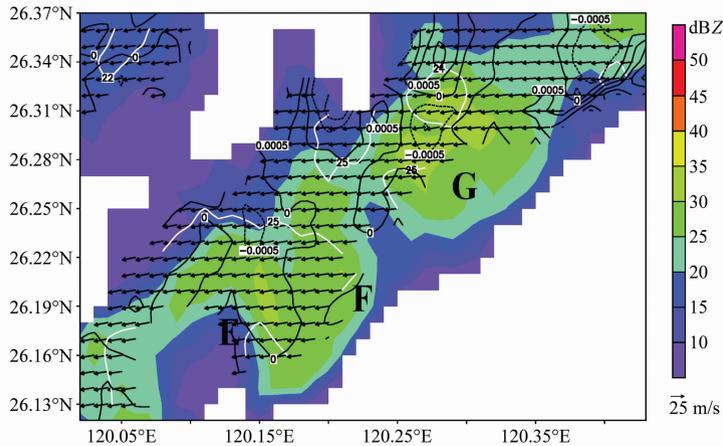


图 12 8 月 18 日 03:44 3 km 高度雷达回波强度 (阴影)、水平风场 (矢量)、水平风速 (白线, 单位: m/s) 及涡度 (黑线, 单位: s<sup>-1</sup>)

Fig. 12 Same as Fig. 7, except for  $z=3$  km at 0344 BT 18 Aug 2007

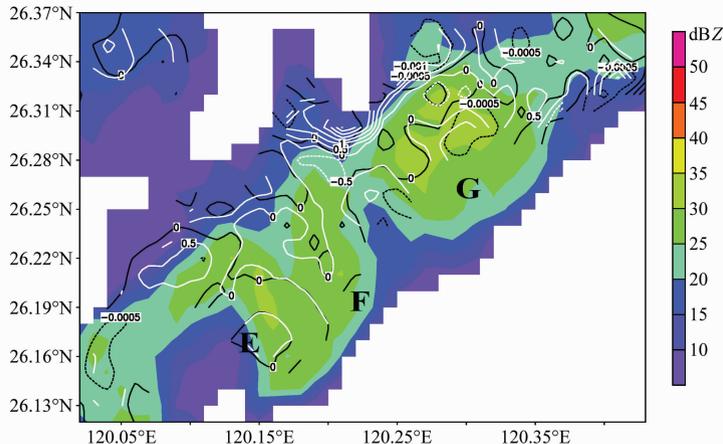


图 13 2007 年 8 月 18 日 03:44 3 km 高度雷达回波强度 (阴影)、垂直速度 (白线, 单位: m/s) 及水平散度 (黑线, 单位: s<sup>-1</sup>)

Fig. 13 Same as Fig. 8, except for  $z=3$  km at 0344 BT 18 Aug 2007

看出,回波强度及垂直速度明显弱于强盛阶段。回波强度相对高值区主要集中在中层,说明低层辐合和对流减弱。偏东气流穿过云体,在中层仍存在弱的上升运动,但从中高层流向后(东侧)的气流在不远的地方又下沉并回流进入云体。此时对流已难以维持。

### 5.3 反演结果检验

由于带状回波云体位于海上,没有实测资料可以进行反演风场检验。现选择 NCEP 再分析场进行简单检验比较。图 15 是 18 日 02:00 的 NCEP 格距  $1^\circ \times 1^\circ$  的 2743 m 等高面上的水平风场。经水平及垂直插值,计算得到强盛阶段强回波中心 B ( $26^\circ\text{N}$ ,  $120.37^\circ\text{E}$ ) 的水平风速为  $17.1\text{ m/s}$ ,风向为  $77^\circ$ 。与 18 日 02:20 2.5 km 等高面双雷达风场(图 7a)相比,风向与双雷达反演风向基本一致,但风速比反演风偏小。这可能是由于 NCEP 网格比较粗,反映的是大尺度环境风。而中尺度对流系统中的风分布与环境风有一定的差别。同时,雷达反演时间落后 20 min,风核区移近也引起风速增大。另外,该时次长乐 SA 雷达径向速度场上出现数处速度模糊,也说明局地风速大于  $27\text{ m/s}$ 。

## 6 结论及讨论

(1) 应用基于地球坐标系的双雷达三维风场反演方法,对长乐新一代天气雷达(CINRAD/SA)和宁德移动新一代天气雷达(CINRAD/CCJ)所观测到的超强台风“圣帕”外围带状回波进行了分析研

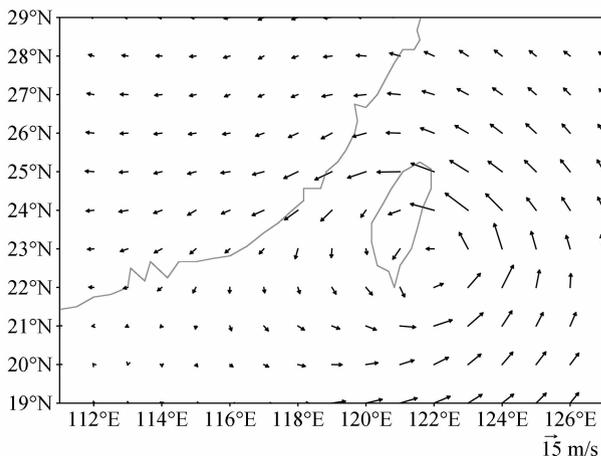


图 15 2007 年 8 月 18 日 02:00 的 NCEP 再分析资料 2743 m 等高面上的水平风场

Fig. 15 Horizontal wind field from NCEP reanalysis at 2743 m height at 0200 BT 18 Aug 2007

究,反演结果揭示了带状回波三维风场结构特征。

(2) 在强盛阶段,带状回波呈较为标准的弧形,强回波集中在弧形外侧。在减弱阶段,弧形横向变细并逐渐扭曲破碎,较强回波集中在近台风中心一侧。强盛阶段,强回波位于中低层;而在减弱阶段,相对较强的回波存在于中层。

(3) 强盛阶段带状回波的三维结构上具有以下主要特征:在中低层,每个强回波中心在其前进方向的右侧或右后侧对应于强风核区。其中,在最强回波中心前进方向的前侧还存在弱风速中心。强风核的存在强回波区产生明显的水平辐合和正涡度。在低层环境风存在朝向台风中心的风分量,且随着高度的增加,这种朝向台风中心的风分量逐渐减小;总体上呈现平直的水平气流,其风向在强回波区存在气旋性变化;强回波快速移动,相对与移动的云体来说,前侧及后侧中低层气流均指向强回波,并在强回波中心区及后侧辐合形成上升气流,在强回波上方出现辐散,气流主要向后流出,并下沉补充强风核的质量输出。由于强风核位于强回波中心前进方向右侧或右后侧,因此在强回波中心北侧上升运动更强,这与带状回波强盛阶段强回波位于云带内偏北侧相一致。

强风核结构很可能是带状回波快速发展的主要原因,强风核可以将位于带状回波后侧的减弱阶段螺旋云带的动量和水汽向带状回波发展区输送。但强风核的产生及其与强回波发展的相互关系和维持机制,以及带状回波不同尺度结构间的相互作用还有待进一步研究和探讨。

(4) 减弱阶段带状回波的三维风场结构上具有以下主要特征:较强回波中心对应于弱风速中心,弱上升区在回波中心近台风中心一侧,背向台风中心一侧为下沉气流。回波中心出现负涡度。相对于移动的云体来说,偏东气流穿过云体,仅在中层较强回波高度上存在上升运动。

(5) 由于带状回波移动很快,两部雷达观测时间不完全同步,反演结果会存在一定的误差,但就目前的业务运转情况来看,这种可能的误差是可以接受的。随着雷达同步观测的实现,今后的个例分析会获得更好的结果。另外,由于体扫层次有限,导致对相关变量的垂直分布也不够精细。由于垂直方向采用线性插值,导致极值都出现的扫描面上,这与实际情况存在一定的误差。

**致谢** 本文算法检验工作中 WRF 模式输出场由福州市气象局赖绍钧提供, 并得到福建省气象台刘铭、潘宁和张长安的帮助, 在此深表谢意!

### 参考文献 (References)

兰伟仁, 朱江, Ming Xue, 等. 2010a. 风暴尺度天气下利用集合卡尔曼滤波模拟多普勒雷达资料同化试验 I. 不考虑模式误差的情形 [J]. 大气科学, 34 (3): 640 - 652. Lan Weiren, Zhu Jiang, Ming Xue, et al. 2010a. Storm-scale ensemble Kalman filter data assimilation experiments using simulated Doppler radar data. Part I: Perfect model tests [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 640 - 652.

兰伟仁, 朱江, Ming Xue, 等. 2010b. 风暴尺度天气下利用集合卡尔曼滤波模拟多普勒雷达资料同化试验 II. 考虑模式误差的情形 [J]. 大气科学, 34 (4): 737 - 753. Lan Weiren, Zhu Jiang, Ming Xue, et al. 2010b. Storm-scale ensemble Kalman filter data assimilation experiments using simulated Doppler radar data. Part II: Imperfect model tests [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (4): 737 - 753.

刘黎平. 2003. 用双多普勒雷达反演降水系统三维风场试验研究 [J]. 应用气象学报, 14 (4): 502 - 504. Liu Liping. Three-dimensional wind field analysis of precipitation system from dual-Doppler radar data [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14 (4): 502 - 504.

刘黎平, 邵爱梅, 葛润生, 等. 2004. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达观测研究 [J]. 大气科学, 28 (2): 278 - 284. Liu Liping, Shao Aimei, Ge Runsheng, et al. 2004. A study of mesoscale wind structures in heavy rainfall system of merging cloud with dual-Doppler radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (2): 278 - 284.

刘黎平, 莫月琴, 沙雪松, 等. 2005. C 波段双多基地多普勒雷达资料处理和三维差分风场反演方法研究 [J]. 大气科学, 29 (6): 986 - 996. Liu Liping, Mo Yueqin, Sha Xuesong, et al. 2005. Radar data processing and a variational algorithm for 3-Dimensional wind field retrieval by C band bistatic radar network [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (6): 986 - 996.

罗昌荣, 孙照渤, 魏鸣, 等. 2011. 单多普勒雷达反演热带气旋近中心风场的 VAP 扩展应用方法 [J]. 气象学报, 69 (1): 170 - 180. Luo Changrong, Sun Zhaobo, Wei Ming, et al. 2011. An extended application of the VAP method for wind field retrieval near the tropical cyclone center with single-Doppler radar data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (1): 170 - 180.

Ray P S, Ziegler C L, Bumgarner W, et al. 1980. Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms [J]. Mon. Wea. Rev., 108: 1607 - 1625.

王改利, 刘黎平, 邱崇践, 等. 2010. 多普勒激光雷达风场反演方法研究 [J]. 大气科学, 34 (1): 143 - 153. Wang Gaili, Liu Liping, Qiu Chongjian. 2010. A study of wind field retrieval from Doppler lidar observations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 143 - 153.

王俊, 朱君鉴, 任钟冬. 2007. 利用双多普勒雷达研究强飑线过程的三维风场结构 [J]. 气象学报, 65 (2): 241 - 251. Wang Jun, Zhu Junjian, Ren Zhongdong. 2007. A study of 3-D wind structure of a strong squall line using dual-Doppler weather radar data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (2): 241 - 251.

岳彩军. 2009. "海棠"台风降水非对称分布特征成因的定量分析 [J]. 大气科学, 33 (1): 51 - 70. Yue Caijun. 2009. A quantitative study of asymmetric characteristic genesis of precipitation associated with typhoon Haitang [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 51 - 70.

张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 464 - 478. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. Radar Meteorology [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 464 - 478.

周海光, 张沛源. 2002. 笛卡儿坐标系的双多普勒天气雷达三维风场反演技术 [J]. 气象学报, 60 (5): 585 - 593. Zhou Haiguang, Zhang Peiyuan. 2002. A new technique of recovering three-dimensional wind fields from simulated dual-Doppler radar data in the Cartesian space [J]. Acta Meteorologica Sinica, 60 (5): 585 - 593.

周海光, 张沛源. 2005. 一次局地大暴雨三维风场的双多普勒雷达探测研究 [J]. 大气科学, 29 (3): 372 - 386. Zhou Haiguang, Zhang Peiyuan. 2005. A study of the 3-D wind of heavy rain with dual-Doppler radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (3): 372 - 386.

周海光. 2010. 超强台风韦帕 (0713) 螺旋雨带中尺度结构双多普勒雷达研究 [J]. 大气科学学报, 33 (3): 271 - 284. Zhou Haiguang. 2010. Mesoscale spiral rainband structure of super typhoon Wipha (0713) observed by dual-Doppler radar [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 271 - 284.

周玲丽, 翟国庆, 王东法, 等. 2009. 0505 号 "海棠" 台风暴雨数值模拟试验和分析 [J]. 大气科学, 33 (3): 489 - 500. Zhou Lingli, Zhai Guoqing, Wang Dongfa, et al. 2009. Numerical simulation and analysis of typhoon Haitang (0505) heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 489 - 500.

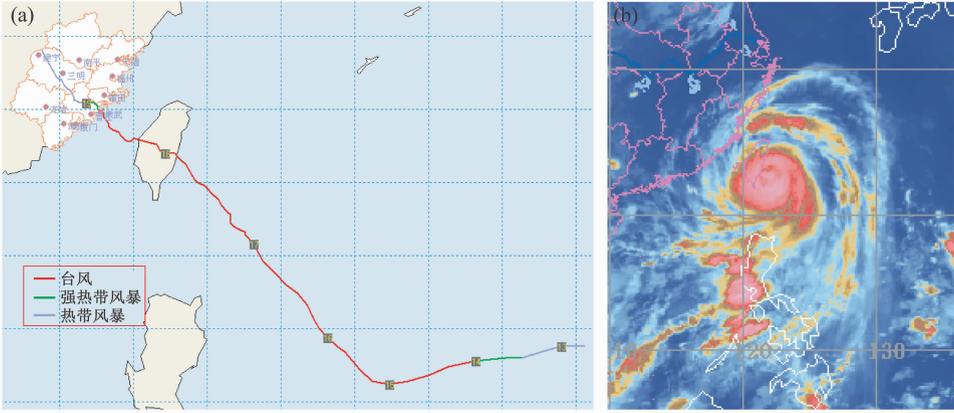


图1 热带气旋“圣帕”路径图 (a) 及强盛阶段 (18日 02:30) 卫星云图 (b)

Fig. 1 (a) Track of tropical cyclone Sepat and (b) Infrared (IR) satellite image during the puissant phase

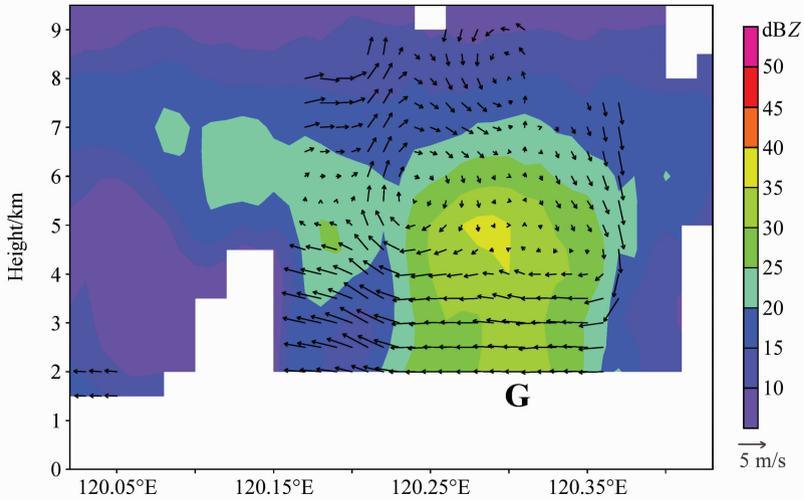


图14 2007年8月18日03:44通过强回波G中心的東西向垂直剖面回波强度(阴影)、二维风矢量(矢量)( $u$ 减去了回波中心平均移动速度的 $u$ 分量)

Fig. 14 Height-longitude section of echo intensity and wind field cross echo center G in Fig. 5b at 0344 BT 18 Aug 2007 (the mean has been subtracted from  $u$ )