

姜俊玲,魏鸣,康浩,等. 2005 年 12 月山东半岛暴雪成因及多尺度信息特征[J]. 大气科学学报, 2010, 33(3): 328-335.

Jiang Jun-ling, Wei Ming, Kang Hao, et al Mechanism and multi-scale characteristics of snowstorm process occurred in Shandong Peninsula in December 2005[J]. Trans Atmos Sci, 2010, 33(3): 328-335.

2005 年 12 月山东半岛暴雪成因及多尺度信息特征

姜俊玲¹, 魏鸣², 康浩², 张雪冬¹

(1. 烟台市气象局, 山东 烟台 264003;

2. 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 江苏 南京 210044)

摘要: 利用常规天气资料、地面加密观测资料、卫星云图资料和多普勒雷达产品, 对 2005 年 12 月山东半岛特大雪灾作了综合分析。研究表明, 这次的冷流降雪归因于前期气温和海温偏高、冷空气势力偏强引起的海陆温差大、半岛北面临海的丘陵地形以及海岸锋等因素, 地面自动站、雷达、卫星等多种尺度的特征信息清楚地揭示了其结构和演变。利用改进的简化伴随模式, 对 12 月 6 日的烟台单站多普勒雷达资料进行了三维风场反演, 结果表明, 海陆热力差异和山脉对于向岸风的摩擦辐合作用形成了中尺度海岸锋, 它引起了低层浅对流的产生。高空补充弱冷空气和降雪的潜热释放进一步激发了垂直上升运动, 使对流活动发展加强, 引起强降雪。当高空弱冷空气引起的系统性辐合上升运动与低层海岸线附近的海岸锋引起的中尺度辐合上升运动叠加时, 降雪特别强烈。

关键词: 冷流降雪; 海陆温差; 丘陵地形; 海岸锋; 雷达回波特征

中图分类号: P412 **文献标识码:** A **文章编号:** 1674-7097(2010)03-0328-08

Mechanism and Multi-scale Characteristics of Snowstorm Process Occurred in Shandong Peninsula in December 2005

J IANG Jun-ling¹, W E I M ing², KANG Hao², ZHANG Xue-dong¹

(1. Yantai Meteorological Bureau, Yantai 264003, China;

2. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, NU IST, Nanjing 210044, China)

Abstract: Based on the meteorological observations, satellite image and Doppler radar data, the mechanism of snowstorm occurred in Shandong Peninsula in December 2005 is synthetically studied. Results show that the cold flow snowfall is attributed to the background of higher atmosphere temperature and sea surface temperature in the forepart, large temperature difference between ocean and land due to the stronger cold air, hilly landform north of Shandong Peninsula, and coast front. The multi-scale analyses of the surface weather auto-station, radar and satellite observations clearly reveal the structure and evolution of cold flow snowfall. The advanced simple adjoint method is adopted to retrieve the 3-D wind field of the snowstorm on 6 December 2005 from the single radar data of Yantai. It shows that the thermodynamic difference between sea and land and the friction between shoreward wind and mountain engenders the mesoscale coast front, which causes shallow convection in low layer. The weak cold air in upper levels and the latent heat released by the snow stir up the vertical ascending motion further, which leads to convective activity development and strengthening, so the heavy snowfall happens. When there is an overlap between the systemic convergence and updraft by the weak cold air in upper levels

收稿日期: 2009-01-10; **改回日期:** 2009-02-14

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (60674074); 国家重点基础研究发展计划项目 (2007CB411506); 国家自然科学基金重点资助项目 (40333027); 江苏省气象灾害重点实验室资助项目 (KLME050220); 南京信息工程大学科研基金 (QD62)

作者简介: 姜俊玲 (1975—), 女, 山东蓬莱人, 工程师, 研究方向为中尺度气象学与雷达气象学, freejune@163.com; 魏鸣 (通信作者), 女, 博士, 教授, mingwei@nuist.edu.cn

and the mesoscale convergence by the coast front in low layer, the snowfall is more violent

Key words: cold flow snowfall; temperature difference between ocean and land; hilly landform; coast front; radar echo characteristics

0 引言

随着社会经济的迅速发展,冬季暴雪对城市生活、城市交通和工农业生产等造成的影响越来越大,暴雪作为一种灾害性天气日益受到社会的广泛关注。对暴雪天气现象深入分析,探究其发生、发展和变化的特征和规律,对提高这类天气事件预报的准确率十分重要。国内外气象学者对暴雪天气进行了大量分析研究,形成了一些预报指标和概念模型,为预报员提供了丰富的理论指导。从国外的研究现状看,20 世纪 90 年代日本学者 YasuMasa^[1]就基于 Doppler 雷达观测,对结晶的成长过程导致的日本临海山地暴雪的形成以及在海拔高度低的山岭上游方向的弱风带伴随的降雪云的增厚现象进行了研究。结果表明,日本沿海的暴雪对流云高几乎都在 4 km 以下,而且超过 3 km 者甚少。美国学者 Kawashima 和 Fujiyoshi^[2]、Weisman 和 Trapp^[3]基于雷达观测和数值模拟结果分析了“对流线”生成维持对风场水平切变不稳定的依赖,以及在准线形对流带上气旋性涡旋发生发展的各种机制。Cram 等^[4]对短对流线(辐合线)上中尺度涡旋系统的产生、演变进行了拉格朗日追踪模拟分析。Sanders 和 Boast^[5]讨论了锋生强迫和对称不稳定对 1983 年 2 月 11—12 日出现在华盛顿和波士顿的暴雪带的作用,发现这个大降雪带主要是锋生强迫的结果。从国内的研究看,20 世纪 70 年代末王文辉和徐祥德^[6]对内蒙锡盟“77·10”暴雪作了分析,90 年代王文^[7]利用中尺度模式模拟输出资料研究了暴雪发生发展的动力学机制并取得了一些结果。杨柳等^[8]对 2003 年末江淮暴雪的数值模拟,刘宁微^[9]、胡中明和周伟灿^[10]对于东北暴雪的研究均表明:低空急流是暴雪区水汽的提供者和对流不稳定能量释放的触发者,暖湿气流在暴雪的产生中发挥重要作用。

山东半岛冬季暴雪主要为槽后西北气流下产生的冷平流降雪(山东气象部门统称为冷流降雪)。谢显泉^[11]、熊新明^[12]研究认为,暖海面 and 较强的低空冷平流以及适宜的地面流场对暴雪形成极为有利。李洪业和徐旭然^[13]指出,适宜的环流形势、海—气相互作用、低层稳定度、低层风切变及地形的抬升作用是暴雪形成的主要原因。徐立华^[14]认为

黄渤海是山东半岛冬季暴雪的主要影响因素,降水具有明显的地域特征。林曲凤等^[15]利用 MM5 模式讨论了山东半岛中尺度强降雪过程中的动力学特征,提出了海岸锋对局地冷流降雪的增强作用,由于当时缺乏加密自动站和新一代多普勒雷达资料,限制了对海岸锋等中小尺度系统的监测。

2005 年 12 月,山东半岛出现百年不遇的特大降雪,雪灾给当地的生产生活带来很大影响,交通基本处于瘫痪状态,给烟台威海两市造成数以千万计的经济损失。为了深入剖析山东半岛暴雪天气的形成机理,本文利用常规天气资料、地面加密观测资料、多普勒雷达资料和卫星云图,对 2005 年 12 月山东半岛特大雪灾进行了综合分析与研究。

1 天气形势及影响因素

1.1 阻塞形势和强冷空气的作用

降雪从 2005 年 12 月 3 日持续到 22 日,起因于贝加尔湖地区阻塞形势的建立和维持。12 月初开始,500 hPa 天气形势场上,西西伯利亚平原地区高压脊在后部暖平流作用下,不断发展东移,在中西伯利亚高地形成闭合高压,与鄂霍次克海冷涡、乌拉尔山东部低涡一起构成东亚地区阻塞形势,维持了近半个月。中西伯利亚高压不断有冷空气随脊前东北—西南向横槽东移南下,乌拉尔山东部低涡和鄂霍次克海冷涡随之南下影响我国北方地区。横槽和冷涡带来的强冷空气先后在山东半岛汇合,造成暴雪天气。12 月 14 日,乌拉尔山东部低涡消失,中西伯利亚高地高压脊发展并稳定维持,极地不断有强冷空气沿脊前西北气流南下,在日本海附近出现了中心强度达 512 hPa 的低压中心,东亚大槽进一步加强。

1.2 冷空气与山东半岛冷流降雪的对对应关系

图 1 是 12 月 3—22 日烟台站日降雪量与当日 500 hPa 高度廓线、850 hPa 温度廓线。由图 1 可见,冷流降雪特别是出量降雪(20 时—次日 20 时(北京时间,下同)日降雪量 ≥ 0.1 mm,下同)出现在 850 hPa 且温度下降到 -12°C 时;850 hPa 温度回升到 -10°C 以上时,冷流降雪停止。这是半岛降雪的经验性指标,已经得到了共识^[16]。还有一点值得注意的是,降雪量与 500 hPa 高度场以及 850 hPa 温度场

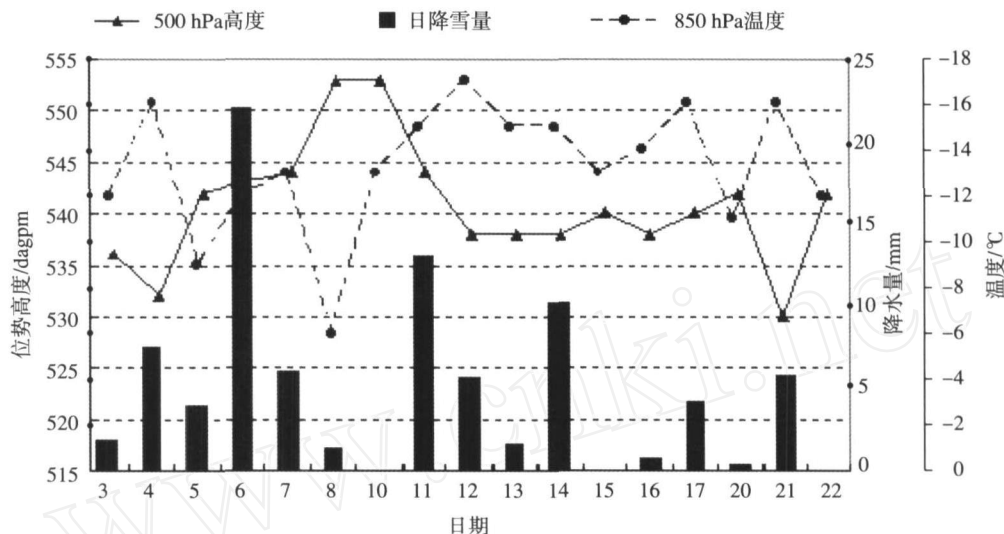


图 1 12 月 3—22 日烟台日降雪量、500 hPa 位势高度和 850 hPa 温度的时间变化

Fig 1 Temporal variations of daily precipitation, 500 hPa geopotential height and 850 hPa temperature in Yantai from 3 to 22 December 2005

呈反位相叠加,但与 850 hPa 温度场相关性更好;每次 850 hPa 降温到 -12°C 以下都对应着一次明显的降雪;降雪极值略超前于温度极值,冷流降雪极值出现在冷平流最强阶段,而不是 850 hPa 温度最低的阶段。850 hPa 温度场同样的降温幅度,在 12 月前期,降雪量更加明显,这说明冷流降雪不但与高空冷空气的活动强度有关,还与下垫面条件如海面温度有关。

1.3 暖海面的作用

山东半岛濒临渤海、黄海,由于水陆之间有不同的热力性质和传热方式,造成海陆之间的温度差异。冬半年,海面气温高于陆地气温,海水表层温度又高于海面气温,尤以 12 月和 1 月差异最为显著。相对于周围而言,渤海冬季是一个稳定持久的热源,当北方冷空气从干冷的大陆流入渤海暖海面后,必然有感热和水汽差异。海气感热交换量可以用下式表示^[16]:

$$Q_s = \rho_a C_D c_p (T_w - T_a) V_o \quad (1)$$

式中: ρ_a 为空气密度; C_D 为曳力系数; c_p 为空气比热容; T_w 为水温; T_a 为气温; V 为风速。由此式可见,感热交换量 Q_s 与海气温差及风速成正比。因此,冬季冷空气由内陆移入渤海暖水面时,往往形成较大的海气温差,同时强的偏北风通过感热交换使低层空气增温增湿,温度直减率加大,大气层结呈不稳定状态。

因为海水温度变化比较缓慢,在 1 个月内可以近似看作一个常数。因此,渤海上空海气温差主要决定于冷空气的强度。将 12 月 3—22 日烟台的逐日平均气温、日最大风速代入 (1) 式计算感热输送,

为比较方便,将各数值除以 $10 \rho_a C_D c_p$,与烟台日降雪量比较 (图 2),因为感热输送与高空冷空气强度有关,与图 1 类似,与降雪量必然有正相关。图 2 表明烟台日降雪量与日感热输送基本成同位相叠加关系,特别是在降雪的初期和末期,相关性比 850 hPa 温度场好,说明感热输送对冷流降雪指示作用较好。

2 海岸锋

分析暴雪期间地面自动气象站逐时观测资料发现,12 月 6 日、7 日、11 日、14 日山东半岛北部沿海均出现海岸锋特征。如 12 月 6 日 03—06 时 (图略),由于内陆地区辐射降温明显,凌晨沿海、内陆之间温差明显增大,使温度梯度明显加强,海岸线附近出现等温线密集区。当出现海面偏北风与陆地偏西风之间的不连续面并伴有等温线密集区时,海岸锋就出现了。海岸锋的形成可以解释为:经过海面的西北风在向陆地挺进的过程中,因为海陆不同摩擦、山脉对冷空气的阻挡以及边界层不同的非绝热加热作用等,逐渐分解成偏北风和偏西风的偏转,引起海岸地区中尺度辐合,由非绝热作用构成的先期温度梯度的加强,导致海岸锋生。作为长 100~250 km、宽 50~100 km 的中 β 尺度系统^[17],海岸锋的位置并不是完全固定的,以半岛中部的莱山山脉为界 (栖霞市以北),海岸锋所在的位置有时南北相差 50 km 左右。

3 冷流降雪的雷达回波特征

多普勒雷达探测山东半岛冷流降雪在以往文章

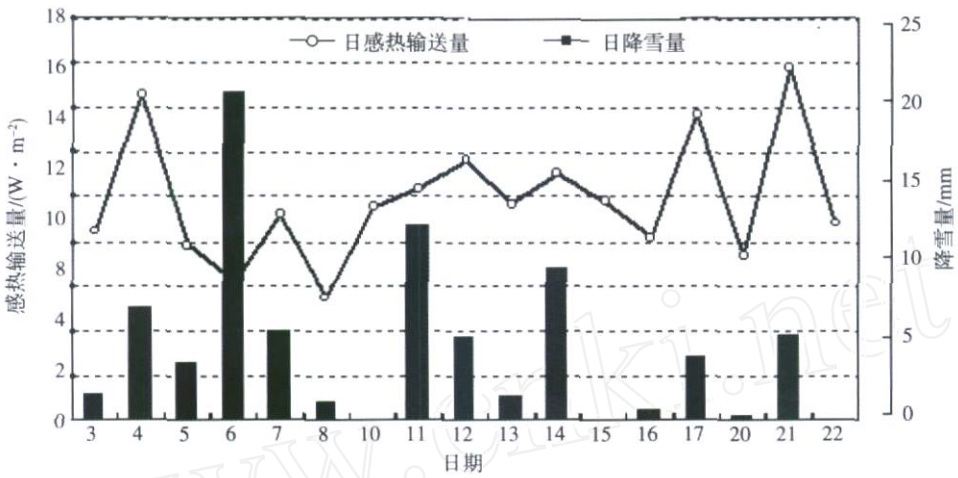


图 2 12 月 3—22 日烟台日降雪量和日感热输送量的时间变化

Fig 2 Temporal variations of daily precipitation and daily sensible heat transportation in Yantai from 3 to 22 December 2005

中有所提及^[18],但对探测暴雪研究较少。选取 2005 年 12 月 6 日、11 日和 21 日 3 个暴雪日(表 1),利用烟台的多普勒天气雷达资料,深入分析暴雪回波的演变特征,有助于识别暴雪的回波结构信息,提高探测暴雪天气的水平。

12 月 5 日夜间到 6 日 08 时(北京时,下同) 0.5 仰角的反射率因子图(图略)上,逐渐有块状回波在半岛北部沿海地区生成,回波强度一般大于 10 dB Z,中间嵌有 30 dB Z 以上的块状回波。海岸线附近回波发展强,30 dB Z 以上的强回波区多位于此处。6 日 08 时,半岛北部地区形成了一条宽约 30 km,长约 150 km 的中尺度带状回波。回波带主体位于沿海地区,该回波带与海岸线走向一致。0.5° 仰角 10—12 时的反射率因子图像(图略)可看到,烟台以西地区的块状回波已经在高空弱冷空气和海岸锋的组织下,形成一条西北—东南的回波带,形状清楚,回波带内强回波区分布狭窄,宽约 10 km,长约 50 km,回波带形状为“人”字形,13—14 时(图 3a),“人”回波带结构最清晰,回波整体走向以西北—东南向为主,强回波区位置仍旧位于半岛北部沿海地区狭长的一隅,最大回波强度 35~40 dB Z。15 时开始高空冷空气逐渐发展东移,回波强度减

弱,“人”回波带东移,强回波区范围显著减小,回波强度减弱到 30 dB Z 以下,回波整体结构变得松散,16 时后回波带的形状由西北—东南向转为东北向,强回波形状转为块状,逐渐东移到东部海面。

径向速度图(图略)上,降雪过程中高低空风场较弱,径向速度均在 5 m/s 以下。08 时 0.5 仰角的径向速度图(图略)上,雷达站附近 50 km 范围内出流面积远小于入流面积,由雷达测高公式可知其高度均在 1 km 高度以下,说明风向为辐合,但出流速度大于入流速度,为风速辐散。6 日 11 时之后,随着高空弱冷空气的影响,在雷达站西北方向 50 km 范围内大片负速度区中逐渐发展出一个带状正速度区(逆风区),结合 1.5°、2.4° 仰角产品发现,逆风区发展高度达 1.3 km。带状逆风区逐渐加粗,位置少动。这个中尺度气旋式辐合带是发展较强盛的海岸锋造成的。14:25(图 3b)在逆风区的西北端出现气旋式弯曲,表明在垂直方向有中-γ 尺度对流作用,它加强了海岸锋引起的辐合上升。随着海岸锋形成,海上回波带出现逆时针旋转并逐渐南压。6 日 15 时之后高空到地面的弱冷锋逐渐东移南压,由于受到弱冷锋后部下沉气流的影响逆风区的气旋式曲率消失,同时逆风区以雷达站为原点逆时针方向旋

表 1 3 个暴雪日山东半岛各站的降水量

日期	烟台	牟平	福山	蓬莱	长岛	龙口	招远	莱州	莱阳	栖霞	海阳	威海	文登	荣城	乳山
6 日	21.0	12.1	13.0	7.6	3.7	5.0	1.3	0	0	0.9	0	2.0	1.4	0.1	0.3
11 日	12.4	6.4	0.1	0.2	0.2	0	0			0.1		2.8	5.1	1.1	0
21 日	5.5	5.7	4.9	1.2	0.9	0	0	0	0.1	0.3	0	18.3	4.2	14.7	0.9

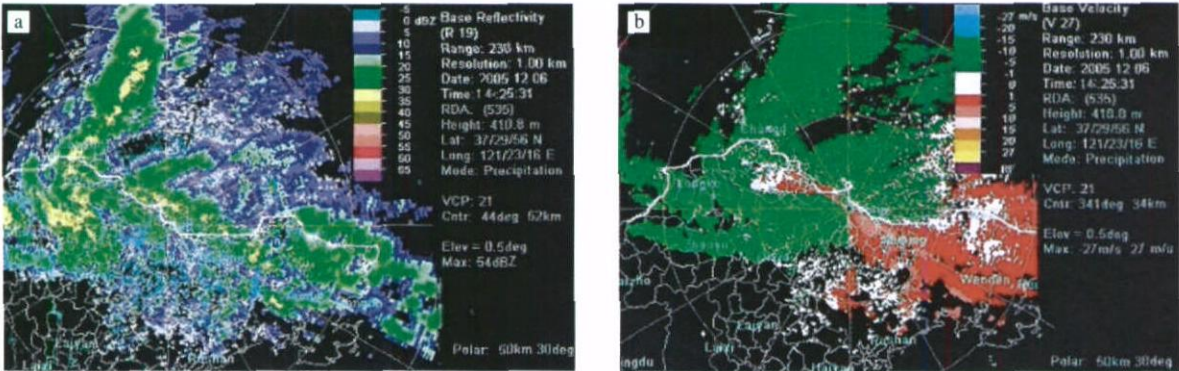


图 3 12月 6日 14时 25分 0.5 仰角反射率因子 (a; 单位: dB Z)及径向速度 (b; 单位: m /s)
Fig 3 (a) Reflectivity (dB Z) and (b) radial velocity(m /s) at 14: 25 BST 6 December 2005 (elevation: 0.5 °)

转, 16: 58逆风区与雷达前部的正速度区融为一体, 至此中- γ 对流系统——海岸锋的影响结束。海岸锋气旋式曲率消失的同时, 锋区内有组织的降水回波带逐渐变得零散, 降雪强度减弱。

12月 10日夜间乌拉尔山东部低涡和鄂霍茨克海冷涡补充冷空气南压, 11日 08时 850 hPa温度场下降到 -12°C 。11日凌晨开始出现降雪, 11日 2时雷达东南侧出现强度 30 dB Z 以上直径 20 km 左右的块状回波, 4时开始出现沿海岸线排列的带状回波, 5时已经发展成为长约 70 km 宽约 10 km 与海岸线近似平行的 30 dB Z 以上的强回波带, 它在海岸线附近移动缓慢, 宽度增到 20 km 左右, 10时左右发展最强 (图 4a), 持续到 16时 (图略), 之后带状回波破碎为零散块状, 向半岛东南方向移去。与 6日降雪回波分布不同的是, 11日降雪回波主体位于海岸线 20 km 范围内, 因此, 距离海面不足 1 km 的烟台站降雪量最大。径向速度图 (图略) 上, 风速辐合随时间逐渐向低层加强, 1 km 以下的低层出现了

零速度线折角, 表明该处为风场的不连续线, 可以认定为海岸锋。海岸锋自 04时开始出现并发展 (图略), 11时 (图 4b)强度达到顶峰, 高度达 0.6 km, 结合高仰角回波发现逆风区持续 30 min。随后逆风区顺时针旋转, 14时后逐渐减弱, 16时后消失。

分析上述几个阶段的反射率因子和径向速度回波特点可以发现, 在冷流降雪的天气中, 低仰角的径向速度图像经常可以探测到雷达站附近的零速度线折角, 有时出现逆风区特征。分析表明这是在近地面 1 km 高度以下形成的与海岸线走向一致的海岸锋。海岸锋的辐合上升运动将山东半岛北部零散的块状回波组织成沿海岸线排列的带状回波, 回波强度一般在 30 dB Z 以上, 发展高度达 3~4 km, 当回波稳定维持 4~5 h 以上时, 往往给该地带来大到暴雪。将径向速度场高低仰角结合分析可以发现, 在强回波发展初期, 往往出现低层风向风速辐合、高层弱辐散的特征, 对流发展高度整体较低, 这与一些暴雪天气的数值模拟结果相一致^[8-9]。随着降雪过程

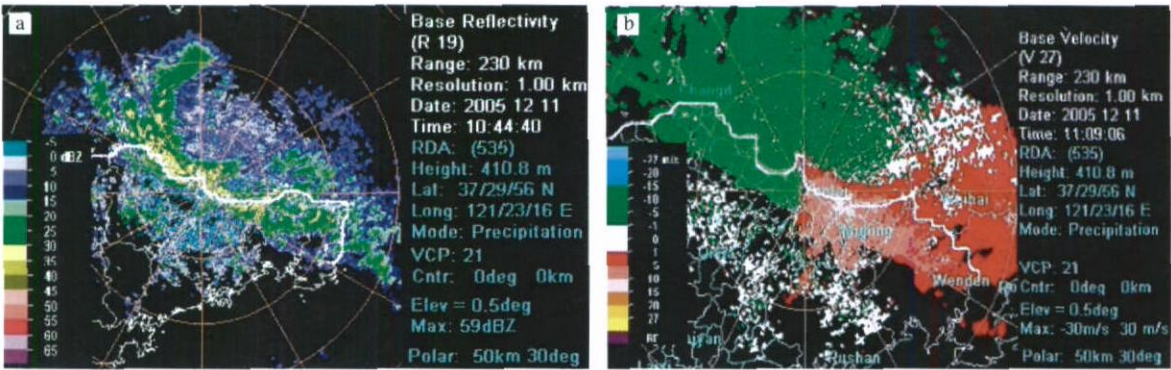


图 4 (a) Reflectivity (dB Z) and (b) radial velocity (m /s) at 14: 25 BST 6 December 2005 (elevation: 0.5 °)
Fig 4 (a) Reflectivity (dB Z) at 10: 44 BST and (b) radial velocity (m /s) and 11: 09 BST 11 December 2005 (elevation: 0.5 °)

的结束,辐合辐散特征逐渐消失。

4 海岸锋的单多普勒雷达风场反演

为了更好地查看海岸锋的风场结构,采用文献[19]改进后的简化伴随法反演三维风场。这个简化伴随法在反射率平流方程和径向风动量方程基础上加入了三维空间的动量和质量连续方程,将其作为弱的约束项,有效提高了反演风场的精度,能够较好地反演三维风场,利用这个模式反演中尺度涡旋已有较好效果^[20],这种方法目前也称为间接同化方法。近年来这一反演方法已经开始在国内一些地区进行准业务化试验,展示了应用潜力^[21]。

4.1 反演方法简介

基本原理^[19]:将径向风动量方程和反射率平流方程作为强约束方程,压力方程、速度动量方程和质量连续性方程作为弱约束方程,将雷达观测资料的速度场及反射率因子作为初始条件和边界条件,通过不断调整初始条件使泛函达到最小,从而获得最优化的平均风场。具体反演方法详见参考文献[19]。

4.2 三维风场反演

选取雷达站西 10 km 一处 80 km × 80 km 的范围(图 5)反演风场,反演高度选 400、1 200、2 000、2 800 m 四层,反演各层的 u 、 v 、 w 。12 月 6 日 08 时之前,全区降雪在 1 mm 以下,降雪主要时段在 08—20 时。从天气形势看,6 日强冷空气的前锋已经移出山东半岛,天气尺度的强迫场在山东半岛的影响已经基本结束。从 400~2 000 m 的水平风场分布可以看到,由于受到山东半岛中部莱山山脉的阻挡作用和海陆下垫面不同的潜热加热作用,来自北方高压前部的西北气流在海岸线附近发生风速切变,400 m 的水平风场(图 6a),莱山山脉的迎风坡海拔高度为 200~300 m 的丘陵地形出现明显的风速中心,中心风力达 9 m/s,称之为超低空急流。超低空急流出口区的辐合上升运动明显,风向上有明显的气旋性切变,海岸线附近风场的气旋性环流格外清楚。风场的这种气旋性切变抬升高度一直到达 2 000 m(图略)。从风场的垂直配置形势可清楚看到,400~2 000 m 高度区间内以风向的气旋性环流为主,有陆地吹向海洋的风分量,高层 2 800 m(图略)处出现了风向的反环流,即有海洋向陆地的风的补偿性运动,由此形成了横向环流。作用在此横向环流上的科氏力产生了垂直方向的风速垂直切变,以抵消压强梯度力,从而开始动量场和热力场之

间的相互调整^[22]。当运动达到地转平衡时,海岸锋就出现了。

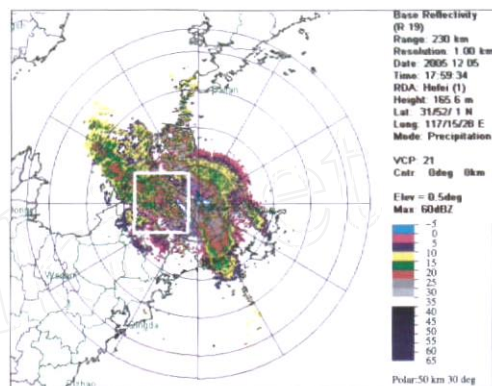


图 5 三维风场反演区域示意

Fig 5 Domain of 3-D wind field retrieval

图 6b、6c 是 14 时降雪最强盛时期水平风场的情况。可以看到北方高压前部的西北气流在半岛北部沿海地区已经逆时针旋转为偏西风流场,400 m(图 6b)的水平流场上,山东半岛西北部的艾山和罗山北部出现 9 m/s 的风速中心,风场的气旋性切变表现清楚,是 02 时超低空急流在高空弱冷空气影响下向南移动引起的。从图 6c 中 2 800 m 高度的水平风场可以看到,雷达西北部(-30 km, 20 km)处风场的反气旋环流表现比较清楚。超低空急流出口区左侧的辐合上升运动和 1 200 m(图略)、2 000 m(图略)的气旋性旋转上升区叠置,与 2 800 m 高度场反气旋性旋转辐散区耦合,加强了垂直上升运动,使海岸锋附近辐合上升运动格外剧烈。

为验证反演结果的准确性,将 6 日 02 时 400 m 水平风场与同时刻的径向速度(图 7a)和反射率因子(图 7b)结合进行定量和定性比较,发现反演的水平风场与径向速度风场基本吻合。从速度值范围分析,反演速度最大为 9 m/s,雷达原始径向速度为 10~15 m/s,反演速度比原始径向速度稍小,反演区域的边缘数值略偏大,这是反演过程的误差所致^[23],总之反演结果基本可信。

5 山东半岛暴雪的卫星云图分析

分析 2005 年 12 月份的卫星云图(图略)可以发现,在山东半岛出现 5 mm 以上降雪时,半岛北部的积云线呈现气旋性弯曲,降雪越强气旋性弯曲越明显。12 月 6 日 12 时的可见光卫星云图(图 8)上,云体浓密,边缘模糊,呈向西的气旋式弯曲,云底高度 600 m 左右,有时低至 300 m。11 日 11 时的可见

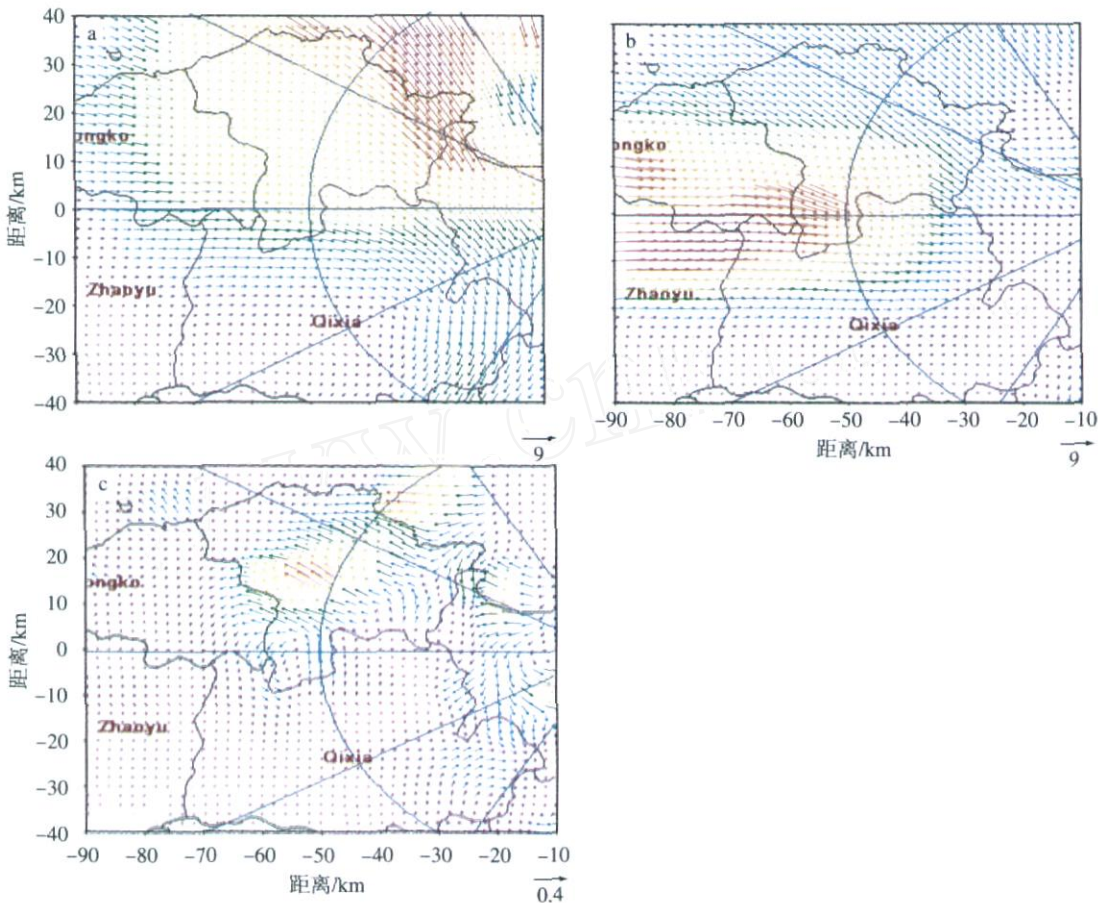


图 6 12月 6日水平风场反演结果 (单位: m/s 以雷达站 ($121^{\circ}23' \text{E}$, $37^{\circ}29' \text{N}$) 为中心, 以向东、向北为正) a 02时 400 m 高度; b 14时 400 m 高度; c 14时 2 800 m 高度

Fig 6 Retrieval results of horizontal wind fields (units: m/s) on 6 December 2005 (radar center: $37^{\circ}29' \text{N}$, $121^{\circ}23' \text{E}$; west or south wind is positive) a at 400 m at 02: 00 BST; b at 400 m at 14: 00 BST; c at 2 800 m at 14: 00 BST

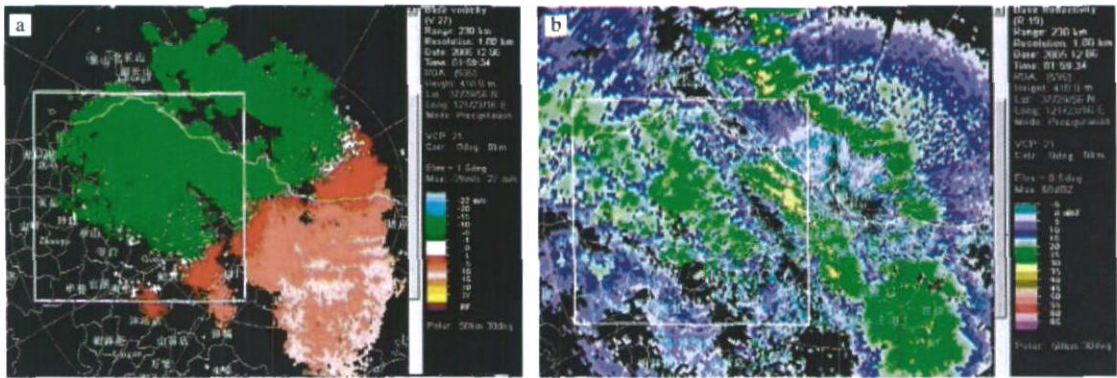


图 7 12月 6日 01: 59 径向速度 (a; 单位: m/s) 和反射率因子 (b; 单位: dBZ) (0.5° 仰角; 白框内为反演区域)

Fig 7 (a) Radial velocity (m/s) and (b) reflectivity (dBZ) at 01: 59 BST 6 December 2005 (elevation: 0.5° ; white frame denotes retrieval area)

光云图 (图略) 上, 半岛北部积云线的气旋式弯曲同样十分明显。不同的是 6 日气旋式弯曲自渤海中部开始, 而 11 日主要出现在渤海海峡以东地区。12 月 14 日又一次出现气旋式弯曲的积云线, 该特征自 09

时出现, 维持至 13 时, 给烟台市带来 9.7 mm 的降雪。

6 结论

(1) 2005 年 12 月份影响山东半岛的冷空气势

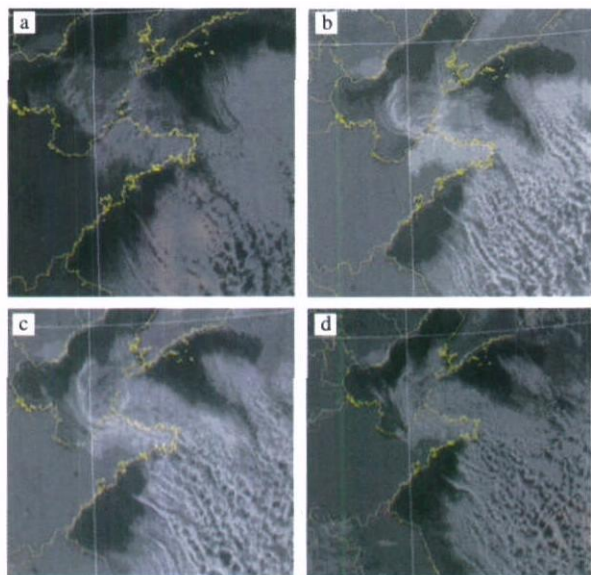


图 8 2005 年 12 月 6 日山东半岛可见光卫星云图
a 08 时; b 11 时; c 13 时; d 15 时

Fig 8 Visible satellite images in Shandong Peninsula on 6 December 2005 a 08: 00 BST; b 11: 00 BST; c 13: 00 BST; d 15: 00 BST

力较常年同期明显偏强,有利的气候背景是造成山东半岛大范围暴雪的根本原因。

(2)冷空气影响时,北部暖海面将大量的热量和水汽输送到冷空气低层,形成上干冷下暖湿的大气不稳定层结。北部临海的地理位置和丘陵地形是产生暴雪的重要因素。

(3)当有相当范围的 30~40 dBZ 的雷达反射率因子回波维持时,出现暴雪的可能性较大。低层较弱的风场有利于出现暴雪。对流活动集中在对流层中下层,发展高度一般在 3km 左右。少数发展较旺盛的对流回波可达到 4 km 高度。风场的辐合特征体现在 1 km 内的低层。

(4)单站多普勒雷达风场反演结果表明,海陆热力差异和山脉对于向岸风的摩擦辐合作用形成了中尺度海岸锋,海岸锋的存在引起低层浅对流的产生。反演结果较好地表现了海岸锋垂直结构发生发展和加强的过程。

参考文献:

- [1] Yasu-Masa K. A weak wind zone accompanied with swelled wnoe cloud in the upstream of a low-altitude ridge[J]. J Meteor Sci Japan, 1999, 77: 101-115.
- [2] Kawashin a M, Fujiyoshi Y. Shear instability wave along a snow-band: Instability structure, evolution, and energetics derived from Dual-Doppler Radar Data [J]. J Atmos Sci, 2005, 62 (2): 351-370.
- [3] Weisman M L, Trapp R J. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes, Part I: Overview and dependence on environmental shear[J]. Mon Wea Rev, 2003, 131 (11): 2779-2803.
- [4] Cram T A, Montgomery M T, Hertenstein R F A. Early evolution of vertical vorticity in a numerically simulated idealized convective line[J]. J Atmos Sci, 2002, 59 (13): 2113-2127.
- [5] Sanders F, Boast L F. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability [J]. J Atmos Sci, 1985, 42 (10): 1050-1061.
- [6] 王文辉,徐祥德,锡盟大雪和“77·10”暴雪分析[J]. 气象学报, 1979, 37 (3): 80-86.
- [7] 王文. “9611”暴雪线性对称不稳定的数值研究[J]. 新疆气象, 1999, 22 (5): 13-15.
- [8] 杨柳,苗春生,寿绍文,等. 2003年春季江淮一次暴雪过程的模拟研究[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (3): 379-384.
- [9] 刘宁微. “2003.3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (1): 129-135.
- [10] 胡中明,周伟灿. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28 (5): 679-684.
- [11] 谢显泉. 渤海冬季的冷流低云[J]. 气象, 1980, 6 (2): 27-29.
- [12] 熊新明. 山东半岛北部沿海的冷流降雪[J]. 气象, 1983, 9 (12): 4-6.
- [13] 李洪业,徐旭然. 冷流低云降雪成因的分析[J]. 气象, 1995, 21 (12): 21-23.
- [14] 徐立华,黄一渤海与山东半岛地方性降水天气[J]. 海洋湖沼通报, 1996, 4: 7-12.
- [15] 林曲凤,吴增茂,梁玉海,等. 山东半岛一次强冷流降雪过程的中尺度特征分析[J]. 中国海洋大学学报, 2006, 36 (6): 908-913.
- [16] 曹刚锋,张善君,朱官忠,等. 山东天气分析与预报[M]. 北京:气象出版社, 1988: 292.
- [17] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社, 2000: 164-167.
- [18] 薛奕波,闫丽凤,王家芬. 初春暴雪过程的多普勒速度特征分析[J]. 山东气象, 2004, 24 (3): 6-8.
- [19] Xu Q in, Gu Hongdao, Yang Shuowen. Simple adjoint methods for three-dimensional wind retrievals from single-Doppler radar [J]. Q J R Meteor Soc, 2001, 127 (8): 1053-1056.
- [20] 魏鸣. 中尺度涡旋的多普勒雷达变分同化反演[C]//第二届苏皖两省大气探测、环境遥感与电子技术研讨会. 池州:江苏省气象学会, 2003: 117-119.
- [21] 石燕,冯晋勤,魏鸣. 一次强降雨过程的简化伴随模式风场反演[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (4): 533-539.
- [22] 伍荣生. 大气动力学[M]. 北京:高等教育出版社, 2002: 125-129.
- [23] Wei Ming, Li Nan, Kang Hao, et al. Uncertainty analysis of radar wind retrieval with data Assimilation [C]//Proceeding of the 8th international symposium on spatial accuracy assessment in natural resources and environmental sciences. Shanghai: World Academic Press, 2008: 228-233.

(责任编辑:倪东鸿)