

席宝珠,俞小鼎,孙力,等. 2015. 我国阵风锋类型与产生机制分析及其主观识别方法. 气象, 41(2):133-142.

我国阵风锋类型与产生机制分析 及其主观识别方法^{* 1}

席宝珠¹ 俞小鼎² 孙力¹ 许洁³

1 长春市气象局, 长春 130051

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

3 吉林省减灾备灾中心, 长春 130062

提 要: 文章总结了近些年我国学者对阵风锋所开展的相关研究, 阐明了阵风锋的空间结构、类型及其特征, 探讨了阵风锋窄带回波的形成机制, 提出了阵风锋的主观识别方法, 结果表明: 从雷达探测资料分析, 可将阵风锋分为两类, 一类是雷暴母体静止型阵风锋, 一类是雷暴母体运动型阵风锋, 而前者还可以进一步分为两个子类型。阵风锋类型不同, 阵风锋对雷暴母体的反馈作用也截然不同。阵风锋窄带回波的形成可概括为两种机制: 第一种是大气折射指数梯度脉动导致的布拉格散射(Bragg Scattering), 第二种是由昆虫对雷达波的粒子散射(Particle Scattering)导致。利用阵风锋雷达强度和径向速度回波特征, 可以识别阵风锋的位置和范围, 并对其进行外推做出预报。由于阵风锋是低层大气现象, 所以需要应用较低仰角的雷达资料来识别。利用阵风锋雷达回波特征, 配合气象卫星高分辨率可见光云图上呈现的中尺度对流云团和弧状云线的变化, 结合地面中尺度观测网资料, 可以综合识别阵风锋的形成、发展和消散。

关键词: 阵风锋, 窄带回波, 大气折射指数梯度脉动, 昆虫散射, 雷暴生成演变

中图分类号: P446, P412

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 02. 001

Generating Mechanism and Type of Gust Front and Its Subjective Identification Methods

XI Baozhu¹ YU Xiaoding² SUN Li¹ XU Jie³

1 Changchun Meteorological Bureau of Jilin, Changchun 130051

2 CMA Training Centre, Beijing 100081

3 Jilin Disaster Reduction and Preparedness Centre, Changchun 130062

Abstract: This paper summarizes the research results about gust fronts in China in recent years, illustrates their spatial structures, types and characteristics, discusses formation mechanisms for narrowband echoes of gust fronts, proposes the subjective recognition methods to gust fronts. The results show that based on the radar data analysis, gust fronts can be divided into two types: The static gust front and the sport gust front of the original thunderstorm, and the former can be divided further into two subtypes. The feedback effect of gust fronts for the original thunderstorm is completely different because of their different types. The formation mechanism for narrowband echoes of gust fronts can be briefed as two categories: The first is Bragg Scattering caused by the pulsation of atmospheric refraction index gradient, and the second is Particle Scattering caused by insects. Using the characteristics of reflectivity factor and radial velocity, we can identify the location and scope of gust fronts and can forecast their extrapolation. Because gust fronts are close to the ground in the lower atmosphere, we should use a lower elevation of radar data to identify them.

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430103)和中国气象局强对流专家团队项目共同资助

2014 年 2 月 26 日收稿; 2014 年 8 月 11 日收修定稿

第一作者: 席宝珠, 主要从事强对流天气与短时临近预报研究. Email: hk20012002@163. com

Using the radar echo characteristics of gust fronts, the formation, development and dissipation can be comprehensively identified, matching up the variation of mesoscale convective clouds and arcus cloud lines of the high-resolution satellite visible cloud images and combined with surface mesoscale observation data.

Key words: gust front, narrowband echo, pulsation of atmospheric refraction index gradient, insect scattering, generation and evolution of thunderstorms

引言

对流风暴中由降水导致的下沉气流将环境较干的空气夹卷进去,致使降水粒子因蒸发或升华剧烈降温,进而导致雷暴内下沉气流温度远低于环境温度,落地时形成冷池,冷池向四周流出的强烈出流的前缘,称为阵风锋(张培昌等,2001)。也就是说对流风暴发展到成熟阶段,其下沉冷性气流作为一股冷空气,在近地面的底层向外扩散,与单体运动方向前方或周边的低层暖湿空气交汇而形成边界,称为阵风锋(gust front)(俞小鼎等,2006a)。阵风锋作为边界层辐合线的一种,又称雷暴的出流边界或外流边界(outflow boundary)(Wilson 等,1986;张一平等,2005;俞小鼎等,2006a;2012)。

根据 Wilson 等(1986)的统计,1984 年 5—8 月科罗拉多州山区的 653 个对流风暴中有 79% 是由雷达观测到的边界层辐合线触发的,在 71% 的个例中,辐合线的相交激发了新生风暴或加强了已经生成的风暴。Wilson 等(1993;2006)对边界层辐合线、对流风暴的触发、组织和生命史等开展了相关的研究,做出了系统性的总结。以上研究表明阵风锋作为边界层辐合线的重要种类之一,在雷暴生成、发展和衰减过程中发挥着重要作用(俞小鼎等,2012)。我国气象工作者也做了许多相关的研究(匡晓燕等,2002;丁青兰等,2009;刁秀广等,2009;陶岚等,2009;唐明晖等,2011;刘娟等,2007;梁爱民等,2006;袁子鹏等,2011)。由于阵风锋的回波强度较弱,常规的非相干雷达一般很难探测到,在 20 世纪 90 年代以前,预报员即使在工作中偶尔能观测到阵风锋,但细致的分析并不多(张健宏,2009)。近些年随着雷暴大风、短时强降水、冰雹和局地暴雨天气的频繁致灾,对于短时强对流天气的研究越来越得到重视,同时要求也越来越精细。作为此类高影响天气的显著触发者之一——阵风锋,对其总结研究具有重要的现实意义。本文总结了近些年我国学者对阵风锋所开展的相关研究,阐明了阵风锋的空间结

构、类型及其特征,探讨了阵风锋窄带回波的形成机制,提出了阵风锋的主观识别方法,为增进对强对流天气触发机理的了解及做好短时临近预报预警提供分析依据。

1 阵风锋的类型与产生机理

1.1 阵风锋形成机制的概念模型

1.1.1 阵风锋的空间结构

雷暴的出流区是降雨云下的蒸发冷却下沉气流沿地面扩散形成的。图 1 中,加粗实线是雷暴出流形成的冷气团和周围暖空气之间的过渡区。箭头是与阵风锋有关的冷空气流场。该冷空气通常认为是由于降水的拖曳以及中层干空气的卷入导致雨滴的剧烈蒸发冷却等综合作用形成的。出流的冷空气与其前部暖空气的交界面,即为阵风锋的锋面。锋面后部的出流气流受其前部暖空气的阻挡作用,被迫向上流动,即形成“出流头”。“出流头”前部在阵风锋前缘冷空气向外突出,形成“鼻”状,即为“出流鼻”。“出流头”后部的出流气流上升到一定高度后,由于密度大而发生沉降,进而形成了“下沉尾流”。“出流头”后部在冷暖交界面上部,由于出流抬升后的扰动,形成“湍流尾流”。雷暴出流前方,暖湿空气被干冷空气抬升至阵风锋之上,时常能形成弧状云

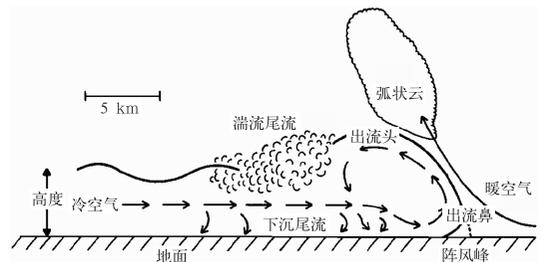


图 1 雷暴出流边界和阵风锋垂直结构示意图

(Goff, 1976; Wakimoto, 1982)

Fig. 1 Vertical structure diagram of thunderstorm outflow boundary and gust front

(Goff, 1976; Wakimoto, 1982)

(朱乾根等,2006)。其实弧状云是从俯视图上看阵风锋呈弧形,通过对“出流头”垂直结构的分析,可以看出弧状积云线正是阵风锋的位置所在,两者有很好的对应关系。从垂直结构看,阵风锋上的弧状云通常称为“架云”或“滚轴云”。

1.1.2 阵风锋的分类及形成机制

从雷达探测资料分析,可将阵风锋分为两类(葛润生,1986),一类是雷暴母体静止型阵风锋,一类是雷暴母体运动型阵风锋。

雷暴母体静止型阵风锋其雷暴母体移动速度很慢或呈准静止状态,有两种子类型。第一种子类型更常见一些,发生在比较弱的垂直风切变条件下,在其发展后期强烈的垂直下沉气流冲击到地面,并向雷暴母体底层的外围扩散,当冷空气与周围环境中的暖空气相遇,暖湿上升气流与下沉干冷空气之间形成的一个界面,该界面是一个辐合线,形成的窄带回波。随着窄带回波(阵风锋或出流边界)逐渐远离雷暴主体,风暴很快减弱、消散(葛润生,1986),即这种类型的雷暴母体静止型阵风锋对雷暴母体有“负反馈作用”。

Wakimoto(1982)将此类阵风锋的形成过程分为 4 个阶段:(1)形成阶段:雷暴发展至成熟阶段之后,内部形成强烈下沉气流,下沉范围与成熟雷暴降水区基本重合,无阵风锋降水产生(图 2a);(2)初期成熟阶段:在雷暴下方,强烈下沉气流冲击地面,并向外围扩散,“出流头”相对较高,阵风锋降水产生,与减弱雷暴降水区连接(图 2b);(3)后期成熟阶段:冷出流继续向前方推进,“出流头”高度渐渐走低,冷出流与雷暴母体分离,阵风锋产生降水与进一步减弱的雷暴母体降水区分离(图 2c);(4)消散阶段:雷暴母体减弱消散,阵风锋前缘渐行渐远,能量耗散殆尽,逐渐消散(图 2d)。

上述 Wakimoto 概念模型的一种重要缺陷是假定阵风锋内夹带有雨滴,因而导致窄带回波。实际上绝大多数阵风锋在其形成早期都没有降水,而是由于与阵风锋相联系的辐合线上昆虫浓度相对大一点(或者像某些学者坚持的折射指数梯度脉动导致的布拉格散射)而出现窄带回波。后期,如果沿着阵风锋有雷暴触发,进而形成雷暴线,则会产生明显降水,不过其形态已经不是所谓窄带回波了。

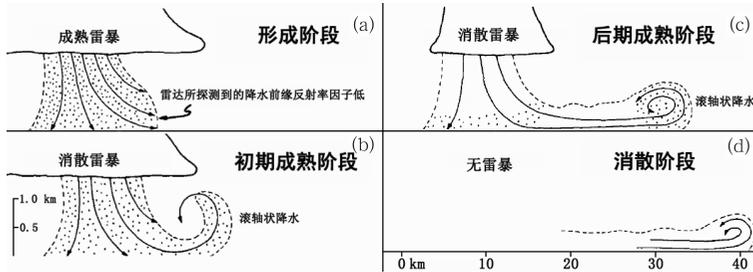


图 2 静止性阵风锋的生命史(Wakimoto,1982)

Fig. 2 The lifecycle of static gust front (Wakimoto, 1982)

雷暴母体静止型阵风锋的第二种子类型发生在明显的深层垂直风切变环境下,只是其平流与传播大小近乎相当,方向相反,导致雷暴母体停滞不动(俞小鼎等,2012)。不像第一种子类型的雷暴母体大多结构松散,生命史较短,随着阵风锋逐渐远离,雷暴主题很快消散。第二种子类型多为单体强风暴,结构紧密,生命史较长。俞小鼎等(2006b)曾分析过这样的多单体风暴的例子。雷暴母体运动型阵风锋伴随着快速移动的强雷暴,它的形成过程与强雷暴的辐散下沉气流和周围环境的作用有关。对于飏线,其阵风锋往往位于其移动方向的前沿;对于移动型多单体风暴的阵风锋,其阵风锋位于其移动东方向前侧(包括左前侧和右前侧)的机遇较大,但也可以位于其移动方向的任何一侧包括后侧,取决于

环境垂直风切变、雷暴内部结构和雷暴移动方向等因素。发展型的强雷暴,无论是飏线、多单体风暴还是超级单体风暴,其主要的出流边界(阵风锋)往往位于雷暴主体不远处,使得整个对流系统处于一种动态平衡中(Rotunno et al,1988)。图 3 给出了经典超级单体风暴及其阵风锋的示意图。该强下沉气流主要是中层干空气被夹卷进入雷暴强降水的拖曳作用造成的下沉气流区导致降水强烈蒸发而形成,其向地面周围辐散的过程中,由于雷暴自身是迅速移动的,使得在雷暴移动前方阵风锋距离雷暴很近,甚至在雷暴强降水附近(图 3:UD 与 RFD 之间的气流辐合区);而在与雷暴移动方向的相垂直的方向或者雷暴移动后方,由于下沉气流的辐散作用,阵风锋可以与雷暴母体距离较远(图 3:RFD 区阵风锋前缘

远离雷暴)。运动型阵风锋能不断地将移动前方的低空暖湿空气抬升,并沿着前侧斜升气流输送到雷暴中去,使得在该位置的雷暴持续不断的强烈发展,并在条件具备的情况下,进一步触发新生雷暴发生、发展(图3;UD区)。图4给出了与图3中概念模型类似的2005年6月14日夜间徐州SA型天气雷达观测到的超级单体风暴阵风锋的例子。

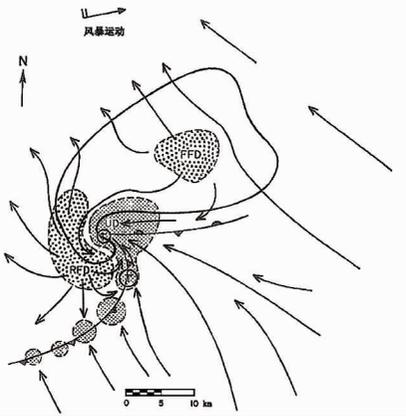


图3 超级单体风暴的低空气流模式
(UD为上升区,FFD为前侧下沉气流区,
RFD为后侧下沉气流区;Lemon等,1979)

Fig. 3 The low airflow pattern of the supercell storm
(UD is up area, FFD is front sinking area, RFD is
rear sinking area; Lemon et al, 1979)

事实上,雷暴的移动速度在运动过程中绝大多数不是匀速的。这样,当雷暴移动速度等于或者很接近其产生的阵风锋推进速度的时候,运动型阵风锋特征显著,使得在阵风锋距离雷暴很近的地方雷暴持续强烈发展,并可能触发新生雷暴,即阵风锋对雷暴母体有正反馈作用;当雷暴移动速度小于其产生的阵风锋推进速度的时候,其特征类似静止型阵风锋,由于阵风锋速度相对较快,其前缘与雷暴母体渐行渐远,在没有其他因素影响的情况下,即使雷暴母体也在快速移动,但是其自身仍然很快减弱、甚至消亡,即阵风锋对雷暴母体有负反馈作用。而在阵风锋的移动前方,在不稳定的大气层结条件下,阵风锋可以触发新生雷暴或者加强已存雷暴。故判断阵风锋位置和走势,及其与周围雷暴之间的正(或负)反馈作用关系,对于判断阵风锋周围雷暴的发生、发展具有重要意义。

1.2 阵风锋呈现在天气雷达上的窄带回波形成机理

关于阵风锋在雷达上呈现窄带回波的解释主要

有两种:第一种是大气折射指数脉动导致的布拉格散射(Bragg scattering),第二种是由昆虫对雷达波的粒子散射(particle scattering)导致(Wilson et al, 1994)。

葛润生等(2000)研究了晴空湍流大气对雷达波的散射,认为大气折射率的变化会对电磁波造成散射。根据 Doviak 等(1984)的研究,大气折射率的结构常数和高度有关,然而实测值变化与研究预期差距很大,在暖湿气团控制时,低层大气中大气折射率的结构常数有较大幅度的增加。这说明在暖湿气团控制时,大气折射率的增幅变化对电磁波造成散射进而被雷达所发现的回波主要由低层大气所贡献。张培昌等(2001)研究表明,湿度变化对折射指数影响最大。从低空到高空,一般湿度变小,造成高空锋区内的折射指数梯度变小,对电磁波的散射能力减弱,因此到了一定高度以上,就探测不到阵风锋回波,这同 Doviak 等(1984)对大气折射率的结构常数的观测结果是一致的。大气折射指数的变化对水汽的敏感性超过温度和压力,能更为敏感和更为有效地估测近地面水汽,多个加密站大气折射指数的“跃增变化”与阵风锋空间和时间上的影响有较好的对应关系(席宝珠,2011)。黄旋旋等(2008)研究认为与大风相联系的窄带回波的产生,是由于冷暖气团交界面两侧的折射指数的突变,而导致对电磁波的散射或反射形成雷达回波。马中元等(2009)研究表明,这种下沉的干冷空气和环境场的上升暖湿空气形成一个不连续面(称为雷暴的出流边界或阵风锋),当这种不连续面达到一定程度时,就会发生大气折射率的改变,引起电磁波的散射,被雷达所接收形成窄带回波。然而,按照布拉格散射计算出的散射回波绝大多数情况下都不超过 0 dBz,即便是极端情况下也达不到 5 dBz(Wilson et al, 1994)。实际上,大量情况回波都在 0 和 5 dBz 以上,而阵风锋窄带回波通常在 10~25 dBz,所以无法用布拉格散射来解释。此外,布拉格散射依赖于波长,而实际观测表明窄带回波强度几乎不依赖于波长(Wilson 等,1994)。在这种情况下,有的学者提出了昆虫对雷达波粒子散射的机理。

Vaughn(1985)研究表明,从春季到秋季,在世界上大多数陆地区域距地面 1~2 km 范围内的大气中,昆虫和(或)鸟通常很常见,甚至很丰富。Wilson 等(1994)研究表明,在陆地上,从春季到秋季,边界层的晴空雷达回波是一种普遍现象,甚至在堪

萨斯温度低于 10°C 的冬季也有发现。而在水面上,晴空回波却是罕见的。这些关于晴空回波的观点,与 Vaughn(1985) 总结的昆虫和鸟的活动是一致的。昆虫密度和雷达穿过部分的有效数据,通常与所观察到的晴空雷达反射率因子是一致的,其典型范围是在 $-5 \sim 10 \text{ dBz}$, 辐合线上最大值不超过 $20 \sim 35 \text{ dBz}$ 。从科罗拉多和佛罗里达获得的双波长和双偏振数据表明,粒子回波在边界层回波中占主要地位。假定昆虫被模拟成长椭圆,并且其分别用 S、C 和 X 波段来测量,均具有不同的雷达反射率因子值和不同的水平反射率因子。这种理论计算表明,昆虫垂直方向和水平方向的比是 $1:3$, 并且与其等价的球体直径为 10 mm 。这种研究进一步支持了 Hardy 等(1969)的研究结论,即昆虫和鸟对晴空雷达回波在边界层有显著影响。昆虫对回波的一般特征有基本贡献,而鸟对强烈回波的宽广散射目标有更多的影响。昆虫的行为可以反映出温度和边界层厚度的作用,关于这方面的文章,与晴空雷达回波的发生和剖面的分析结论也是一致的。随着双偏振雷达的应用,更进一步证实晴空下阵风锋对应的雷达窄带回波多数情况下是昆虫和鸟对雷达回波造成的粒子散射。

目前,第二种机制是国际雷达气象学界普遍接受的观点,但也不排除第一种机制对晴空很弱回波产生的贡献。但是,对于我国华中、华南、华东和华北南部等阵风锋多发区域,以及我国其他有阵风锋观测的地区,是否真有如此多的飞鸟或昆虫进而造成散射,还有待于今后双偏振雷达等新技术的国内应用进一步加以证实。

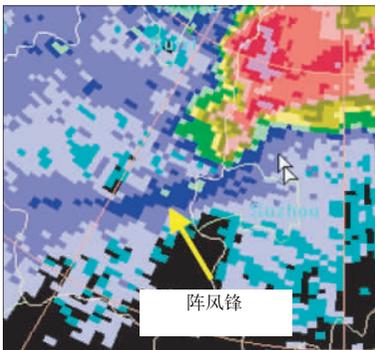


图 4 2005 年 6 月 14 日 23:45 徐州 SA 型多普勒天气雷达 0.5° 仰角反射率因子

Fig. 4 Reflectivity factor at 0.5° elevation of Xuzhou SA Doppler Weather Radar at 23:45 BT 14 June 2005

1.3 阵风锋的影响范围和生命史

基于雷达所探测到的阵风锋窄带回波,阵风锋的垂直厚度一般在 1 km 以下(图 5),水平范围小一般的几十千米,长的有几百千米,生命史一般在几十分钟至几小时。

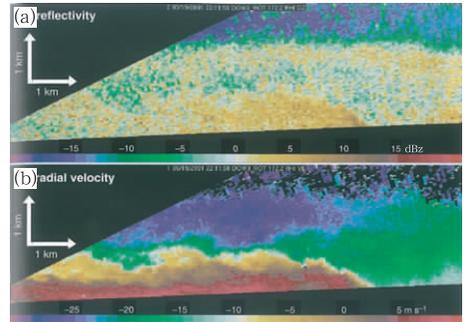


图 5 雷达观测的阵风锋垂直剖面 RHI

(从左向右;Markowski et al,2011)

(a) 反射率因子(单位: dBz),

(b) 平均径向速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Radar observed gust front cross section RHI

(moving from left to right; Markowski et al,2011)

(a) reflectivity factor (unit: dBz), (b) radial

velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

1.3.1 与雷暴母体的关系

阵风锋的影响范围和生命史与雷暴母体和雷暴母体周边环境是否存在明显中层干空气层有直接关系。一般认为环境中干空气层越明显和深厚,大气中低层温度直减率越大,雷暴内下沉运动越强,下沉气流的速度也越大,使得地面水平风速越大,影响范围也越大,生命史也越长。反之,雷暴内下沉气流强度较弱,其产生的出流不明显,或者出流的影响范围相对较小,生命史也相对较短。刘勇等(2007)研究表明阵风锋的强度取决于雷暴的强度,雷暴群产生的阵风锋生命史更长。

1.3.2 与冷空气再次补充的关系

张健宏(2009)对 2007 年 7 月 31 日发生在陕西中部一次强烈多单体风暴伴随阵风锋天气过程的分析结果表明:阵风锋的回波强度为 $15 \sim 25 \text{ dBz}$,生命史超过 3 h 。经研究发现,2009 年 7 月 3 日和 2010 年 7 月 11 日吉林省中部地区雷达观测到的阵风锋影响范围最大可达 90 km ,生命史可达 3 h 以上(席宝珠,2011)。中尺度对流云团在消散过程中,强烈下沉气流冲击地面形成阵风锋,即使对流云团消散后,这股冷池(密度流)在重力作用下仍继续移

动,并继续影响下游长达百余千米范围(图 6)。

这么大的影响范围和这么长的生命史有时候不单单是雷暴母体所能造成的。阵风锋经过之后,在不稳定的环境大气中能够触发新生雷暴或加强已有雷暴,而新生雷暴或被加强的已有雷暴发展成熟之后,新生冷性出流可以补充阵风锋后部的冷空气来源和推动力,进而使阵风锋的影响范围进一步扩大,生命史进一步延长。徐珺等(2010)研究发现,阵风锋在降水、中尺度对流系统内部的补偿下沉气流和尾部入流的作用下可以继续向前推进。毕旭等(2008)对 2006 年 7 月 30 日陕北北部地区产生的系列阵风锋天气的分析结果表明:第一次阵风锋是孤立的脉冲风暴产生的,有冷空气的再次补充过程,使第一次阵风锋得以维持较长时间;中层暖湿气流的补充使孤立的脉冲风暴产生下沉气流后,再次加强并维持较长时间;阵风锋后部冷空气堆中蓄积的重力位能是阵风锋维持较长时间的原因之一。

1.3.3 阵风锋与其他边界层辐合线交汇触发对流

Mahoney(1988)通过双多普勒雷达反演科罗拉多州东部夏季对流天气得到证实,两条辐合线“交汇”导致更强上升运动。这样更易触发对流,使得所触发对流的影响范围更大,生命史较单一辐合线触

发得更长。刘黎平等(2004;2007)和马中元等(2014)给出了应用多普勒天气雷达资料如何识别边界层辐合线的方法,并表明飚线的前部存在下沉气流形成的边界层辐合线;漆梁波等(2006)应用上海天气雷达和自动气象站资料分析了弱窄带回波在强对流天气中的应用。下面以数个文献中的海风锋为例说明。海风锋位于近地面层(卢伟萍等,2010),表现为平行于海岸线的狭窄辐合线,由海面向陆地推进的海风前缘,具有类似锋面的温度场和流场特征(于希里等,2001)。海风锋向内陆推进给沿途低层(900 hPa 以下)带来明显的降温;其向内陆推进过程中在锋后形成了明显的热内边界层,它的厚度从海岸向海风锋逐渐递增,热内边界层之上为稳定层结,有利于下面不稳定能量的积累(梁钊明等,2013)。近些年研究表明,单一海风锋不能产生剧烈雷暴天气,通常只能触发较弱的雷暴(于恩洪等,1994;卢焕珍等,2010;王彦等,2011a;2006)。只有当地面局地不稳定区配合湿冷海风辐合线,同时有已经在别处产生的雷暴的阵风锋与海风锋辐合线相遇时才会有强烈雷暴产生(王彦等,2011b;易笑园等,2012)。

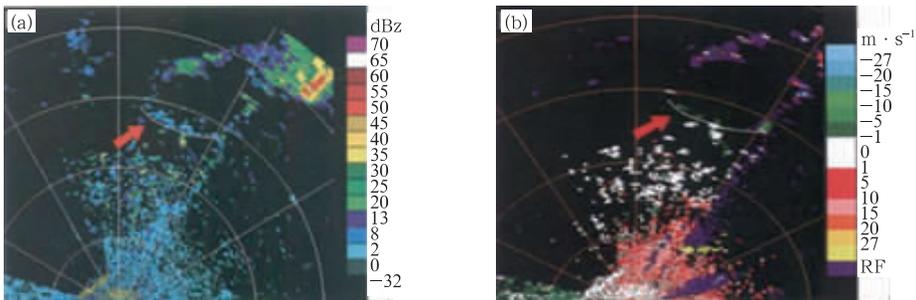


图 6 2009 年 6 月 5 日 23:46 南昌 SA 型多普勒天气雷达窄带回波反射率因子(a)和平均径向速度(b)

(马中元等,2009)

Fig. 6 Reflectivity factor (a) and radial velocity (b) of the narrowband echo of Nanchang SA Doppler Weather Radar at 23:46 BT 5 June 2009 (Ma et al,2009)

当对流系统前沿的阵风锋与海风锋相向“交汇”时,除了两条辐合线相遇导致更强的上升气流外,阵风锋把海风锋锋后充沛的水汽抬升,并向上输送进而形成强对流运动,导致随后由于“交汇”造成的雷暴单体明显加强(东高红等,2011;戴建华等,2012;梁钊明等,2013)。当阵风锋与海风锋同向“交汇”时,雷暴高压的水平出流进入海风锋辐合系统后,加剧了上升运动,其所经区域由于前期天气尺度系统造成的地面加热和高空冷空气南下,具备了潜在不

稳定能量,当海风锋在前导低压的引导和雷暴高压的推动下,经过这些区域后,触发了原来的潜在不稳定能量,因此当弱窄带回波移走后对流云团才发展(尹东屏等,2010)。卢焕珍等(2012)对 2004—2009 年天津 50 次渤海湾海风锋导致雷暴的研究表明,有 30%是由海风锋与阵风锋相遇造成的。陶岚等(2009)研究表明,上海嘉定 F1 国际赛车场出现的 13 级大风和短时强降水正是由于地面风场辐合、海风锋和雷暴冷出流等的相互作用的结果。

2 阵风锋的主观识别方法

2.1 利用近地面特征确定高度

阵风锋是雷暴中的下沉气流到达地面并向外扩散造成的。由于导致湿度变化的水汽主要集中于低空,且相对于气温和气压而言,湿度对大气折射指数的影响贡献最大,同时由于大部分昆虫和鸟聚集在近地面的低层大气,因此阵风锋对应的窄带回波主要位于低空(确切的说主要集中在边界层内)大气中。窄带回波的顶高一般在 1 km 左右,很少超过 2 km(葛润生,1986)。出于对雷达所探测到的阵风锋窄带回波垂直和水平范围的考虑,对阵风锋的监测应选用最低仰角来探测,高仰角的探测波束容易从阵风锋窄带回波上部穿过,容易遗漏。随着阵风锋影响范围的扩大,要使用距离阵风锋窄带回波较近的雷达来探测,因为距离雷达较远,雷达探测波束随探测距离增长而逐渐增高,即使是最低仰角,探测效果也会随着距离增加而变得越来越差;另外,由于阵风锋的生命史长短不一,连续性较好、生命史较长的阵风锋窄带回波一般 5~6 min 间隔的探测频次即可有效跟踪,如飊线前部的阵风锋窄带回波。而突发性强、生命史较短的阵风锋窄带回波,特别是超级单体钩状回波下部产生的阵风锋窄带回波,在其移动前方极易触发初始对流,而且初始对流发展至强盛时间相对较短,短时间内初始对流容易进一步发展成线状强对流,故应加密对其探测的频次。王振国等(2007)通过对济南地区一次春季阵风锋的多普勒雷达资料分析,反演出典型的密度流外流边界(即阵风锋)的特征,在雷达回波图上表现为一条狭窄的弧状强回波带,强回波带的后方再发展出宽大

较弱的回波区。体扫的各仰角速度场显示出阵风锋合理的空间结构;在雷达回波上阵风锋的长度表现为低仰角长,高仰角短,而距离表现为低仰角远,高仰角近。随着仰角的增大,可以分析出阵风锋是近地面现象。另外,值得一提的是,阵风锋窄带回波的特征是低反射率且位于近地面,而由其触发初始对流进而引起的线状强对流是高反射率且垂直伸展较高,在实际分析中应注意区分。

2.2 利用雷达强度回波特征确定型态

由于阵风锋是低层大气现象,所以应用较低仰角的雷达资料来识别。在雷达回波图上,阵风锋通常表现为在强回波的外围有一条弧状或者线状的弱窄带回波,并且该弱窄带回波脱离雷暴母体,回波强度一般在 15~20 dBz(席宝珠,2011)(图 7 和图 8)。根据阵风锋自身强度较弱和空间分布呈弧状或者线状的特点,可使用低仰角的雷达反射率因子和径向速度资料来识别。夏文梅等(2009)研究表明利用多普勒雷达的强度回波形态能够很好地确定阵风锋的型态,根据不同时刻的阵风锋的回波位置,可以得到阵风锋的移动速度、影响范围,有利于对低空风切变的监测和预警。张培昌等(2001)研究表明,阵风锋回波较弱,因此只能在测站和阵风锋之间无降水的情况下才能被探测到。

2.3 利用雷达速度回波特征确定移动

毕旭等(2008)研究表明,速度图较反射率因子图能更好地反映出下沉气流在地面形成的冷空气堆。此冷空气堆的前沿正是阵风锋的移动前沿,利于识别其位置。刘勇等(2007)研究表明,多普勒雷达径向速度场对阵风锋有较强的预报能力。利用阵风锋的线状组合切变特点能够有效预报阵风锋的移

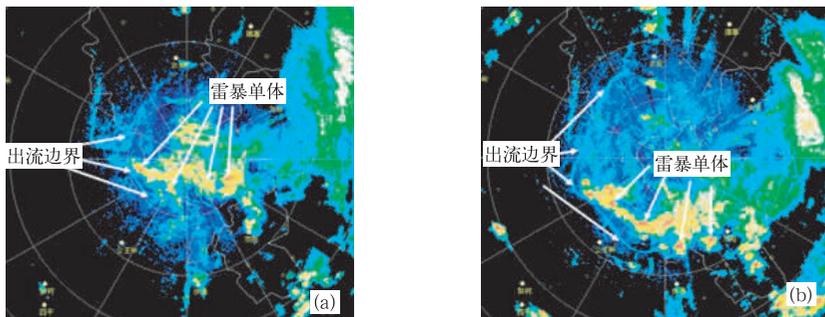


图 7 2009 年 7 月 3 日(a)12:19 和(b)12:55 长春 CC 型多普勒天气雷达 0.5°仰角反射率因子演变(席宝珠,2011)

Fig. 7 Reflectivity factor at 0.5° elevation of the narrowband echo of Changchun CC Doppler Weather Radar at (a) 12:19 BT and (b) 12:55 BT 3 June 2009 (Xi, 2011)

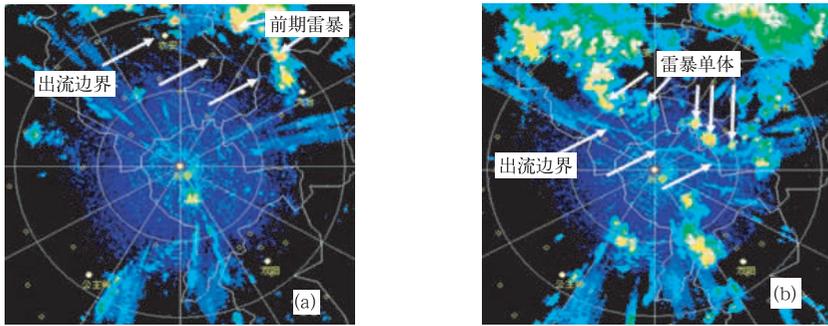


图8 2010年7月11日(a)14:34和(b)15:42长春CC型多普勒天气雷达0.5°仰角反射率因子演变(席宝珠,2011)

Fig. 8 Reflectivity factor at 0.5° elevation of the narrowband echo of Changchun CC Doppler Weather Radar at (a) 14:34 BT and (b) 15:42 BT 11 June 2009 (Xi, 2011)

动,结合阵风锋强径向速度切变的特点对其进行自动识别也是有效的(夏文梅等,2009)。马中元等(2009)研究表明,阵风锋前沿边界窄带回波移动速度可以定性判断地面大风级别,移速快风力大,移速慢风力小。李国翠等(2006;2013)研究表明阵风锋与雷暴造成的短时大风密切相关,阵风锋的移动方向以及阵风锋与主体回波之间的距离可以预示强对流天气出现地点和变化趋势。这样,通过识别阵风锋的雷达径向速度场特征,可推断其外推速度,进而判别其未来对目标区域的影响时间。

2.4 应用高分辨率卫星云图识别位置

应用高分辨率的卫星云图上的中尺度对流云团和弧状云线来识别阵风锋。Purdom(1976)深入研究了GOES卫星的云图资料表明,云图上弧状云线与对流尺度系统有明显的相互作用。Purdom(1976)调研飞机的资料描述了弧状云线的物理特征及它们与邻近环境场的相互作用,进一步证实在与弧状云线有关的冷空气外流边界前面的暖湿空气中有一条窄而集中的垂直运动带。随后,又对对流尺度相互作用的研究进行了综述,介绍了对流尺度相互作用现象。目前,中国气象局风云-2号气象卫星高分辨率可见光云图的星下点分辨率达到1.25 km,在中纬度的分辨率在2 km左右,已经可以识别比较明显的阵风锋弧状云线。

马中元等(2009)研究表明,在预报服务中要十分警惕中尺度对流云团,尤其是 β 尺度MCC西南侧边缘的雷达回波变化。中尺度对流云团在减弱消亡的时候,尤其要注意识别弧状云线。弧状云线是位于雷暴云系前沿,呈圆弧状分布,或与雷暴云系主体脱离呈圆弧状分布的积云线。弧状云线是地面风

力加大、风向突变、气压涌升、露点陡降的特征线,正是阵风锋的位置所在。如果中尺度对流云团在减弱消亡的时候,其附近有弧状云线快速向其外围推进,则结合雷达等其他资料,可以识别此弧状云线即对应阵风锋前沿。图9给出了2010年7月1日13:30广西东南部FY-2C高分辨率可见光显示雷暴阵风锋(出流边界)在进一步触发新的雷暴。



图9 2010年7月1日13:30广西东南部FY-2C高分辨率可见光显示雷暴阵风锋(出流边界)在进一步触发新的雷暴

Fig. 9 Gust front (outflow boundary) further triggering new thunderstorms seen from high resolution visible light cloud image of FY-2C in southeastern Guangxi at 13:30 BT 1 July 2010

2.5 应用地面中尺度观测网综合识别

应用地面中尺度观测网配合雷达资料和卫星资料可进一步明确其延伸的范围和生命史。Klingler等(1987)研究表明,阵风锋过境以后,会有明显的地面辐散。故地面中尺度观测网的加密站风场能反映阵风锋的延伸范围。在研究过程中发现所识别的阵风锋的长度比实际的要短很多,造成这种情况的原因有多个,主要是因为阵风锋发生的高度很低,距离

雷达中心距离稍远,就会被雷达“忽视”(夏文梅等,2009)。因此,利用多普勒天气雷达和地面中尺度观测网综合观测,能够及时观测到阵风锋系统的发生、发展。值得说明的是,当雷达图上的阵风锋窄带回波渐渐模糊难以识别时,实际上的阵风锋是否真的消散,还要根据地面中尺度观测网综合观测相配合而定。如果仍然存在明显的地面风切变,或者较明显的温压湿梯度,则实际上的阵风锋依然存在。此时虽然雷达“忽视”,但是人为分析不能忽视。

目前,有些学者(程浩等,2011;郑佳锋等,2013;何红红等,2013)还研究出了自动识别阵风锋的多种方法,并做了实际检验。雷达自动识别对具有典型特征的阵风锋识别较好,但是对于静止型阵风锋形成初期、运动型阵风锋与雷暴母体距离较近时、窄带回波宽度大于5 km以上等非典型特征的阵风锋识别仍存欠缺,还需要进一步的主观识别。

3 结论与讨论

阵风锋窄带回波的形成可概括为两种机制:(1)大气折射指数梯度脉动对电磁波造成的布拉格散射;(2)在水平方向上出流前方,受阵风锋抬升聚集影响,大量昆虫对雷达回波造成的粒子散射。目前第二种机制是国际雷达气象学界普遍接受的观点,但也不排除第一种机制对晴空很弱回波产生的贡献。我国阵风锋窄带回波是否主要是第二制造成,还有待于今后双偏振雷达等新技术的国内应用进一步加以证实。

从雷达探测资料分析,可将阵风锋分为两类,一类是雷暴母体静止型阵风锋,一类是雷暴母体移动型阵风锋。而且前者还可以进一步分为两个子类型。阵风锋类型不同,阵风锋对雷暴母体的正负反馈作用也截然不同。当雷暴移动速度等于或者很接近其产生的阵风锋推进速度的时候,阵风锋对雷暴母体有正反馈作用;当雷暴移动速度小于其产生的阵风锋推进速度的时候,阵风锋对雷暴母体有负反馈作用。阵风锋的影响范围和生命史与雷暴母体强度和冷性出流的补偿有关。另外,阵风锋与其他边界层辐合线交汇更易触发对流。

利用阵风锋雷达强度和径向速度回波特征,可以识别阵风锋的位置和范围,并对外推做出预报。由于阵风锋是低层大气现象,垂直扩展主要局限于地面至地面以上1~2 km范围,所以只能应用较低仰角的雷达资料来识别。利用阵风锋雷达回波特

征,配合气象卫星高分辨率可见光云图上识别的中尺度对流云团和弧状云线的变化,结合地面中尺度观测网资料,可以综合识别阵风锋的形成、发展和消散。

目前,对阵风锋的研究中尚存在以下问题:(1)一个雷暴是否会产生明显阵风锋,事前判断存在困难;(2)阵风锋一旦产生,会出现在雷暴的哪一个侧面,与雷暴本身移动速度、环境垂直风切变,甚至对流风暴的微物理结构都有关,需要进一步研究;(3)阵风锋可以触发雷暴,但究竟在阵风锋的哪一部分触发雷暴,与对流有效位能和对流抑制的时空变化,沿着阵风锋辐合强度和深度的时空变化有关,与低空垂直风切变有关,这些关系目前不是十分清楚,需要进一步研究;(4)在高分辨率数值模式中正确预报阵风锋还有很大困难,主要是云和降水的微物理过程,尤其是有关雷暴内下沉气流产生的相关微物理过程参数化存在问题等。

参考文献

- 毕旭,刘慧敏,赵旭飞.2008.陕北系列阵风锋天气过程分析.陕西气象,(2):23-26.
- 程浩,刘国庆.2011.基于熵函式模板的阵风锋自动识别与实现.计算机工程与设计,32(6):2173-2175.
- 戴建华,陶岚,丁杨,等.2012.一次罕见飑前强降水超级单体风暴特征分析.气象学报,70(4):609-627.
- 刁秀广,车军辉,李静,等.2009.边界层辐合线在局地强风暴临近预警中的应用.气象,35(2):29-33.
- 丁青兰,王令,卜素芬.2009.北京局地降水中地形和边界层辐合线的作用.气象科技,37(2):152-155.
- 东高红,何群英,刘一玮,等.2011.海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用.气象,37(9):1100-1107.
- 葛润生.1986.阵风锋的雷达探测和研究.气象科学研究院院刊,1(2):113-121.
- 葛润生,朱晓燕,姜海燕.2000.提高多普勒天气雷达晴空探测能力的一种方法.应用气象学报,11(3):257-263.
- 何红红,慕熙昱,赵宏玲,等.2013.阵风锋自动识别算法的试验研究.气象科学,33(5):519-525.
- 黄旋旋,何彩芬,徐迪峰,等.2008.5.6阵风锋过程形成机制探讨.气象,34(7):20-25.
- 匡晓燕,席世平,汤志亚.2002.2001年河南两次强对流天气过程对比分析.河北气象,(4):11-13.
- 李国翠,郭卫红,王丽荣,等.2006.阵风锋在短时大风预报中的应用.气象,32(8):36-41.
- 李国翠,孙云,李国平,等.2013.“20110809”石家庄西部大暴雨分析.气象与环境学报,29(5):1-5.
- 梁爱民,张庆红,申红,等.2006.北京地区雷暴大风预报研究.气象,32(11):73-80.
- 梁钊明,高守亭,王彦.2013.渤海湾地区一次碰撞型海风锋天气过程的数值模拟分析.气候与环境研究,18(6):733-745.
- 刘娟,宋子忠,项阳,等.2007.淮北地区一次强风暴的弓形回波分析.

- 气象,33(5):62-68.
- 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. 气象学报,28(2):278-284.
- 刘黎平,牟容,许小永,等. 2007. 一次飊线过程的动力和微物理结构及滴谱变化对降水估测的影响研究. 气象学报,65(4):601-611.
- 刘勇,王楠,刘黎平. 2007. 陕西两次阵风锋的多普勒雷达和自动气象站资料分析. 高原气象,26(2):380-387.
- 卢焕珍,卜清军,朱晓晶. 2010. 边界层辐合线与渤海湾海陆风及温度变化的对比分析. 环保前线,(3):17-19.
- 卢焕珍,刘一玮,刘爱霞,等. 2012. 海风锋导致雷暴生成和加强规律研究. 气象,38(9):1078-1086.
- 卢伟萍,梁维亮,林墨. 2010. 2008年北部湾一次海风锋降水过程分析. 气象研究与应用,31(4):16-19.
- 马中元,苏俐敏,湛芸,等. 2014. 一次强飊线及飊前中小尺度系统特征分析. 气象,40(8):916-929.
- 马中元,许爱华,贺志明,等. 2009. 九江地区一次无降水致灾大风天气过程分析. 气象与减灾研究,32(3):52-56.
- 漆梁波,陈春红,刘强军. 2006. 弱窄带回波在分析和预报强对流天气中的应用. 气象学报,64(1):112-120.
- 唐明晖,张海,余文慧,等. 2011. 湖南一次阵风锋形成机制探讨. 干旱气象,29(2):211-217.
- 陶岚,戴建华,陈雷,等. 2009. 一次雷暴冷流出中新生强脉冲风暴的分析. 气象,35(3):29-35.
- 王彦,吕江津,王庆元,等. 2006. 一次雷暴大风的中尺度结构特征分析. 气象,32(2):75-80.
- 王彦,于莉莉,李艳伟,等. 2011b. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用. 应用气象学报,22(3):724-731.
- 王彦,于莉莉,朱男男,等. 2011a. 渤海湾海风锋与雷暴天气. 高原气象,30(1):245-251.
- 王振国,卓鸿,李春虎,等. 2007. 多普勒雷达对一次阵风锋的三维结构研究. 干旱气象,25(1):48-52.
- 席宝珠. 2011. 吉林省中部地区出流边界连续触发雷暴的对比分析. 天气预报技术文集(2011). 北京:气象出版社,210-215.
- 夏文梅,慕熙显,徐芬,等. 2009. 南京地区初夏一次阵风锋过程的分析与识别. 高原气象,28(4):836-845.
- 徐璐,毕宝贵,湛芸. 2010. 济南7.18大暴雨中尺度分析研究. 高原气象,29(5):1218-1229.
- 易笑园,张义军,沈永海,等. 2012. 一次海风锋触发的多单体雷暴及合并过程的观测分析. 气象学报,(5):974-985.
- 尹东屏,吴海英,张备,等. 2010. 一次海风锋触发的强对流天气分析. 高原气象,29(5):1261-1269.
- 于恩洪,陈彬. 1994. 海风中尺度系统及其与天气尺度的叠加. 天津气象,(3):7-10.
- 于希里,闫丽风. 2001. 山东半岛北部沿海强对流云团与局地暴雨. 气象科技,29(1):39-41.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 2006a. 多普勒天气雷达原理与应用. 北京:气象出版社,90-91.
- 俞小鼎,张爱民,郑媛媛,等. 2006b. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报,(17):385-393.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报,70(3):311-337.
- 袁子鹏,王瀛,崔胜权,等. 2011. 一次中纬度飊线的阵风锋发展特征分析. 气象,37(7):814-820.
- 张健宏. 2009. 一次阵风锋的观测实例和分析. 陕西气象,(2):4-8.
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕,等. 2001. 雷达气象学. 北京:气象出版社,304-305.
- 张一平,牛淑贞,席世平,等. 2005. 雷暴外流边界与郑州强对流天气. 气象,31(8):54-57.
- 郑佳锋,张杰,朱克云,等. 2013. 阵风锋自动识别与预警. 应用气象学报,24(1):117-125.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2006. 天气学原理与方法. 北京:气象出版社,400-411.
- Doviak R J, Zrnicek D S. 1984. Reflection and scatter formula for anisotropically turbulent air. Radio Sci,19(1):325-336.
- Goff R C. 1976. Vertical structure of thunderstorm outflows. Mon Wea Rev,104(11):1429-1440.
- Hardy K R, Katz I. 1969. Probing the clear atmosphere with high power, high resolution radars. Proceedings of the IEEE,57(4):468-480.
- Klingbeil D L, Smith D R, Wolfson M M. 1987. Gust front characteristics as detected by Doppler radar. Mon Wea Rev,115(5):905-918.
- Lemon L R, Doswell C A. 1979. Severe Thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. Mon Wea Rev,107(9):1184-1197.
- Mahoney W P. 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows. Mon Wea Rev,116(7):1474-1492.
- Markowski P, Richardson Y. 2011. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes. Wiley-Blackwell,162-167.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. J Atmos Sci,45(3):463-485.
- Purdum J F W. 1976. Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. Mon Wea Rev,104(12):1474-1483.
- Vaughn C R. 1985. Birds and insects as radar targets: A review. Proceedings of the IEEE,73(2):205-227.
- Wakimoto R M. 1982. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. Mon Wea Rev,110(8):1060-1082.
- Wilson J W, Mueller C K. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. Wea Forecasting,8(1):113-131.
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. Mon Wea Rev,134(1):23-47.
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. Mon Wea Rev,114(12):2516-2536.
- Wilson J W, Weckwerth T M, Vivekanandan J, et al. 1994. Boundary layer clear-air radar echoes: Origin of echoes and accuracy of derived winds. J Atmos Oceanic Technol,11(5):1184-1206.