

卢焕珍, 刘一玮, 刘爱霞, 等. 海风锋导致雷暴生成和加强规律研究[J]. 气象, 2012, 38(9): 1078-1086.

海风锋导致雷暴生成和加强规律研究^{* 1}

卢焕珍¹ 刘一玮¹ 刘爱霞² 张楠¹ 孙密娜¹

¹ 天津市气象台, 天津 300074

² 天津市气象科学研究所, 天津 300074

提 要: 应用雷达和地面自动气象站资料结合订正的天津探空资料, 分三种类型统计分析了 2004—2009 年雷达监测到的 50 次由渤海湾海风锋导致雷暴生成和加强的规律及对应的天气背景; 应用 VDRAS 系统资料分析了第三种类型(在不稳定环境下, 沿海风锋直接触发雷暴)的热力、动力结构特征。结果表明: (1) 强对流不稳定环境下, 沿海风锋可以直接触发雷暴并沿海风锋移动的同时发展加强; (2) 不同的类型在雷暴生成的位置、发展加强的速度、强度等方面都有明显的不同; (3) I 型对应背景场的动力条件更为有利, 强对流天气更为剧烈, III 型对应背景场的热力、动力条件和水汽条件更为有利, 对流抑制指数(CIN)小; (4) 海风锋使得低层形成中尺度辐合线, 沿海风锋垂直上升速度从地面一直延伸至 3 km 高度, 强中心出现在 1.5~3.0 km 高度, 最大风速达 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

关键词: 海风锋, 雷暴, 出流边界, VDRAS 系统资料

Study of Thunderstorm Initiation and Intensification Rules Associated with Sea Breeze Fronts

LU Huazhen¹ LIU Yiwei¹ LIU Aixia² ZHANG Nan¹ SUN Mina¹

¹ Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

² Tianjin Institute of Meteorology, Tianjin 300074

Abstract: Using the radar and automatic weather station (AWS) data, and the Tianjin corrected sounding data, the rules and synoptic-scale meteorological conditions for three types of thunderstorms initiation and intensification associated with sea-breeze fronts in the Bohai Bay from 2004 to 2009 are investigated. Based on VDRAS (variational Doppler radar analysis system) data, the thermal and dynamical structures of the third type thunderstorm were analyzed. The results show that: (1) Under the strong instable environment, thunderstorm is initiated and intensified when it moves along the sea-breeze fronts. (2) The location, the rate of intensification, and the intensity are distinct for different types. (3) For type I, the dynamical is better than the other two types, and convection weather is stronger. For type III, the thermal, dynamical and vapour are better than the other two types, while CIN (convection inhibition) is small. (4) A mesoscale convergence line is formed at low-level by sea-breeze front. Vertical updrafts along the sea-breeze front extend from the ground to the height of 3 km. Strong centers appear at the height of 1.5—3.0 km, and the maximum velocity is up to $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Key words: sea-breeze front, thunderstorm, outflow, VDRAS (variational Doppler radar analysis system) data

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706042 和 GYHY20100605)、预报员专项(CMAYBY2012-003)、国家科技支撑计划重点项目《城市群高影响天气预报系统的集成和业务示范》(2008BAC37B05 和 2008BAC37B01)及天津市气象局科研课题(201101 和 201102)共同资助

2011 年 8 月 4 日收稿; 2012 年 2 月 24 日收修定稿

第一作者: 卢焕珍, 主要从事天气预报技术研究. Email: lu_hz12@sina.com

引 言

天津东临渤海,海陆风是由于海陆热力差异引起的白天由海上向内陆吹、夜间由内陆向海上吹的距海岸线几十千米的中小尺度热力环流,通常发生在气压场较弱、风速较小的天气。在炎热的夏季,当海风入侵内陆时,会引起沿海内陆地区气温下降、湿度增加,海风锋对雷暴有触发和加强的作用。每年的夏季天津新一代天气雷达都能观测到渤海湾海风锋中尺度系统,特别是每年 6—9 月多普勒雷达上都能观测到几次海风锋与雷暴或出流边界相遇,使雷暴迅速加强,还有海风锋与出流边界相交,触发新的雷暴生成,再有就是在对流不稳定环境下沿海风锋直接触发雷暴并发展加强产生强对流天气的个例。

国际上对海风锋的研究可以追溯到 20 世纪初,Jeffreys^[1]奠定了海陆风定量理论研究的基础,Banta 等^[2]应用多普勒天气雷达能够完整而清晰地捕捉海风锋的三维结构特征。雷达观测的边界层辐合线对深厚对流的触发作用已被多个选自美国科罗拉多州东部的实例证实,Wilson 等^[3]、Schreiber^[4]的论文统计并给出 1984 年丹佛和科罗拉多州附近对流季节的实例。Wilson 等^[5]统计分析了边界层辐合线对雷暴的触发规律。国内从 20 世纪 50 年代开始,有不少学者^[6-15]应用数值模拟或个例分析方法揭示海风锋能够触发雷暴产生强对流天气,卢焕珍等^[16]应用天津雷达观测资料结合自动气象站资料对晴空环境下海陆风辐合线的雷达回波特征和自动站资料进行了对比分析,得出渤海湾海陆风辐合线月变化特征及与渤海湾西岸海陆风变化的对应关系,王彦等^[17]利用雷达资料、255 m 气象铁塔资料以及自动站资料通过一个例揭示了海风锋与西边的弱冷锋呈一定角度 $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 碰撞时,在碰撞的交叉处能够形成雷暴天气,何群英等^[18]分析了海陆风环流在天津 2009 年 9 月 26 日局地暴雨过程中的作用。但以上研究大都基于数值模拟或个例分析,对于海风锋在什么情况下、在何处触发雷暴、雷暴生成后加强和演变的规律和特征,特别是在对流不稳定条件下沿海风锋或附近触发雷暴并发展加强的规律及其机制目前国内还很少有学者提及。

文章就上述问题应用天津新一代天气雷达、自动气象站实时资料,根据渤海湾海风锋向内陆推进

过程中是与雷暴、雷暴出流边界相遇还是对流不稳定的环境下沿海风锋或附近直接触发雷暴并发展加强的不同,分三种类型分别统计分析 2004—2009 年雷达监测到的 50 次由渤海湾海风锋导致雷暴生成和加强事件发生的规律,应用订正的天津探空资料分析三种类型对应的天气背景,应用 VDRAS 系统资料分析沿海风锋或附近有雷暴生成并发展加强的中尺度热动力结构特征,提取有价值的临近预报指标,为准确预报由渤海湾海风锋导致雷暴生成和加强产生的强对流天气提供重要依据。

1 资料说明

1.1 资料选取

分析资料选自 2004—2009 年天津新一代天气雷达监测到的 50 次由渤海湾海风锋导致雷暴生成和加强及 2008—2009 年 50 次海风锋没有导致雷暴生成和加强的和天气过程资料、高空探空资料、地面自动气象站实时观测资料、订正的天津探空资料和 VDRAS 系统资料。

1.2 资料说明

对流回流强度以 0.5° 仰角的基本反射率产品低值统计。

订正的天津探空资料是根据天气学原理,基于“在强对流天气发生之前,当北京和天津受同一天气系统控制且天气形势较为稳定少变时,两地边界层外的大气结构差异不大,850 hPa 以上的北京探空资料可以代表两地上空的自由大气状况;京津两地的热力、动力结构差异主要体现在 850 hPa 以下的边界层内”这种认识。采用天津地区的自动气象站资料与 850 hPa 以上的北京探空资料衔接,组成新的探空资料。

据文献^[19]VDRAS 系统资料是采用四维变分技术对雷达资料进行 12 min 间隔的快速更新循环同化分析,且融合了自动站资料、雷达 VAD 及 WRF 数值预报结果反演了对流层低层热力、动力三维结构。其垂直方向上分为 15 层,第一层为 0.1875 km,第二层为 0.5625 km,第三层为 0.9375 km,顶层为 5.4375 km,水平分辨率为 3 km。热力、动力场仅限于 3 km 以下资料。

1.3 分型原则

根据海风锋在向内陆推进过程中是与雷暴相遇(I型)、还是与雷暴出流边界相遇(II型),还是在不稳定环境下沿海风锋直接接触雷暴并发展加强(III型)的不同,将 2004—2009 年 50 次由渤海湾海风锋导致雷暴生成和加强的过程分为三种类型,分型原则以雷达观测的现象为依据。

2 雷达观测的由海风锋导致雷暴生成和加强的特征

新一代天气雷达探测的最初形成于海岸线附

近,然后缓慢向内陆推进的边界层辐合线对应的就是渤海湾海陆风辐合线(即海风锋)^[16]。海风锋只有在每年的 5—9 月才能在雷达上观测到,而且主要集中在 6—9 月。晴空环境(大气稳定)下,单一海风锋不能产生强对流天气,仅能改变气温、风、湿度等气象要素特征^[16],但在不稳定条件下海风锋与其他系统相遇会触发强对流天气^[17]。

新一代天气雷达产品完整监测到了 2004—2009 年 50 次三种类型由海风锋导致雷暴生成和加强的规律(如表 1 所示)。

2.1 第 I 型规律特征

渤海湾海风锋在向内陆推进过程中与向着海风

表 1 海风锋导致雷暴生成和加强的规律

Table 1 The rules of thunderstorm initiation and intensification associated with sea-breeze fronts

类型	次数	比例/%	最大回波强度/dBz	达到最强所需时间/min	发生时间
I 型	7	14	65	12	傍晚前后
II 型	15	30	60 50(垂直相交)	6~12(已存在回波) 12~18(新生单体)	午后
III 型	28	56	60(有零散的降水回波存在) 55(无零散的降水回波存在)	18	上午—午后

锋移动的雷暴(没有出流边界)相遇,这种类型较少,占总次数的 14%。如直接相遇,雷暴会突然加强,回波强度一般每 6 分钟增加 5 dBz,12 分钟最大增至 65 dBz,如相遇之前为片状回波,强度为 55 dBz,相遇之后强度一般会增至 65 dBz,这与文献^[13]的结论是一致的;或在海风锋推进的方向上距海风锋 20~30 km 处突然有雷暴新生后加强。这与 Wilson 等^[5]统计分析结果“一般在边界层辐合线移过之前 8 分钟到移过之后 58 分钟之内触发雷暴,在移动的边界层辐合线之后平均 0~20 km 处触发雷暴”基本上是一致的。这是由海风锋随高度向东倾斜^[20]造成的,雷达上观测到海风锋的位置要比地面海风锋偏后。雷暴沿与海风锋平行方向移动,移动过程中再次与海风锋相遇、加强,之前为零散的块状回波,强度为 30 dBz(或 55 dBz),相遇之后强度一般会增至 50 dBz(或 65 dBz),同时回波形状会由零散的发展成为紧密的带状沿海风锋移动,造成列车效应,发生时间大多是傍晚前后。

2.2 第 II 型规律特征

渤海湾海风锋在向内陆推进过程中与向着海风

锋移动的雷暴出流边界相遇。这种类型占总次数的 30%,发生时间大多是在午后,如果平行相碰则使出流边界和紧随其后的雷暴突然加强,回波一般每 6 分钟强度增加 5~10 dBz,6~12 分钟内最大增至 60 dBz,同时核心面积增大,形状变得更紧密,甚至还会发展成为飚线(这与第 I 型的情况相同)。如果海风锋和雷暴出流边界相交,交点附近会突然有 30 dBz 的雷暴触发,12~18 分钟后迅速加强至 60 dBz,同时核心面积增大并稳定少动(这与文献^[17]的分析结果一致)。如果海风锋在向西北推进过程中与由北向南移动的雷暴出流边界垂直相交,交点附近有小块回波突然产生后迅速加强至 50 dBz,紧随出流边界后的雷暴会减弱消失。

2.3 第 III 型规律特征

渤海湾海风锋在向内陆推进过程中如遇环境场不稳定,沿海风锋或其附近突然有雷暴触发并逐渐发展加强的次数最多,占总次数的 56%。分两种情况:一种是多条海风锋向西或西北推进,雷达观测 150 km 范围内有零散的降水回波东移或北移,则在降水回波的前进方向沿渤海湾海风锋有 30 dBz 的

雷暴触发,12 分钟后迅速加强至 60 dBz,同时核心面积增大,并沿海风锋向偏北方向移动,另一种是多条海风锋向西或西北缓慢推进,沿海风锋或两条海风锋之间有 30 dBz 的雷暴触发,18 分钟后迅速加强至 55 dBz,并沿海风锋伸展方向移动,移动过程中有的继续加强,最强至 60 dBz,持续 30~60 分钟后随与海风锋脱离而逐渐减弱消失,一般越靠近海风锋西南段发展加强的雷暴持续时间越长,发生时间大多是在 7—8 月的上午至午后。

3 海风锋导致雷暴生成和加强的天气背景特征

3.1 海风锋导致雷暴生成和加强的天气背景

据统计每年的 6—9 月雷达都能观测到 40~50 次有海风锋活动,但海风锋能导致雷暴生成和加强的只有几至十几次,为分析海风锋导致雷暴生成和加强的天气背景,选取 2008—2009 年 50 个海风锋没有导致雷暴生成和加强的个例,用探空订正技术分别计算 50 次海风锋有(没)导致雷暴生成和加强的对流有效位能 CAPE、海风锋移近海岸时塘沽站的地面露点温度 T_d ,将上述两个参数做成散点图(如图 1 所示)。

对比分析海风锋有(没)导致雷暴生成和加强的 CAPE 和 T_d ,发现:海风锋导致雷暴生成和加强的 CAPE、 T_d 要比没有导致雷暴生成和加强的 CAPE、 T_d 大,CAPE 和 T_d 两参数都同时大,

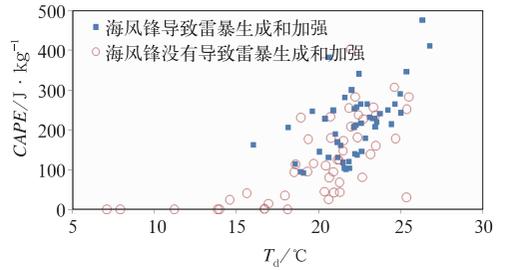


图 1 海风锋有没导致雷暴生成和加强的 CAPE 和 T_d 值的散点分布

Fig. 1 The distribution of scattered point for CAPE and T_d in different cases
(○ expresses the case that thunderstorm was not initiated, ■ expresses the case that thunderstorm was initiated)

CAPE 不小于 $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, T_d 不小于 19°C ,海风锋才有可能导致雷暴生成和加强;CAPE 和 T_d 两参数都同时大时,有时海风锋也没导致雷暴生成和加强,这表明海风锋有没导致雷暴生成和加强不仅与热力和湿度的大小有关,还与海风锋及环境场造成的动力因子有关^[21-23]。

3.2 三种类型对应的天气背景特征

为进一步分析三种类型对应的天气背景特征,选取 2008—2009 年三种类型 20 次个例。用探空订正技术计算 20 次天气过程的雷暴触发前最近时刻对应站点的对流有效位能 CAPE、对流抑制能量 CIN、抬升指数 LI、强天气威胁指数 SWEAT、风暴相对螺旋度 SRH 和地面露点温度 T_d ,得到三种类型雷暴触发前各参数的平均值如表 2。

表 2 三类海风锋导致雷暴生成和加强前的参数平均值
Table 2 The averages of parameters before thunderstorm initiation corresponding to three types of sea-breeze fronts

分型	CAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	CIN/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	LI/ $^\circ\text{C}$	SWEAT	SRH/ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$	$T_d/^\circ\text{C}$
I 型(与雷暴相遇加强)	1573.49	40.34	-5.08	290.29	58.03	21.38
II 型(与雷暴出流边界相交)	1836.44	19.96	-4.34	207.23	3.29	19.93
III 型(沿槽合线触发雷暴)	2054.51	10.74	-5.03	222.89	26.71	21.59

从表 2 看出三种类型对应的对流有效位能 CAPE、SWEAT 指数、低层水汽都很大,与 3.1 的分析结论一致。但不同类型各参数之间有明显差异。I 型风暴相对螺旋度 SRH、LI 负值的绝对值较其他类型大,表明背景场的动力条件更好,对应的强对流天气更为剧烈。III 型对流有效位能 CAPE、

LI 负值的绝对值、 T_d 都很大,特别是 CAPE 均值达到 $2054 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,比其他两种类型明显的偏大,CIN 小,热力、动力和水汽条件都很有利,稍有扰动即可触发强对流天气。II 型风暴相对螺旋度 SRH、LI 负值的绝对值较其他类型小,背景场的动力条件不利,但 CIN 较小,一旦有海风锋与雷暴出流边界的

相交碰撞, 即会触发不稳定能量的释放。

4 不稳定条件下沿海风锋触发雷暴生成并发展加强的个例分析

对于第 I 型和第 II 型海风锋导致雷暴生成和加强产生强对流天气的个例国内已有学者分析^[17-18]。且通过统计得到第 III 型发生频率较高, 所以这里选取 2008 年 8 月 9 日过程重点分析第 III 型不稳定环境下沿海风锋或其附近触发雷暴生成并发展加强的规律。

4.1 雷达回波的演变

2008 年 8 月 9 日过程回波演变如图 2 所示: 09:54(北京时, 下同)多条海风锋向西北推进, 沿海

风锋东北伸展方向丰润至唐山(图 2a 中的 A 处)不断有小的弱雷暴突然新生、发展, 18 分钟后 10:12 加强至 55 dBz(图 2b 中的 A 处), 并沿海风锋东北伸展方向移动, 持续 30 分钟后随海风锋继续西北推进而与海风锋逐渐脱离, 雷暴逐渐减弱消失。随后 11:12—11:30 沿海风锋西南段北辰、宁河交界处(图 2c 和 2d 中的 B 处)、12:48—13:00 沿海风锋东北伸展方向上宁河至丰润(图 2e 中的 C 处)、两条海风锋之间 13:12—13:24 北辰北部(图略)14:48—15:12 沿海风锋在宝坻、玉田(图 2f 中的 D、E 处)仍然不断有小的弱雷暴突然新生、发展加强至 55 或 60 dBz, 同时核心加大并沿海风锋移动, 持续近 1 小时后与海风锋逐渐脱离, 雷暴逐渐减弱消失。至 17:30 先后扫过宝坻、蓟县, 造成宁和的北部、宝坻、蓟县短时局地强降雨的天气。

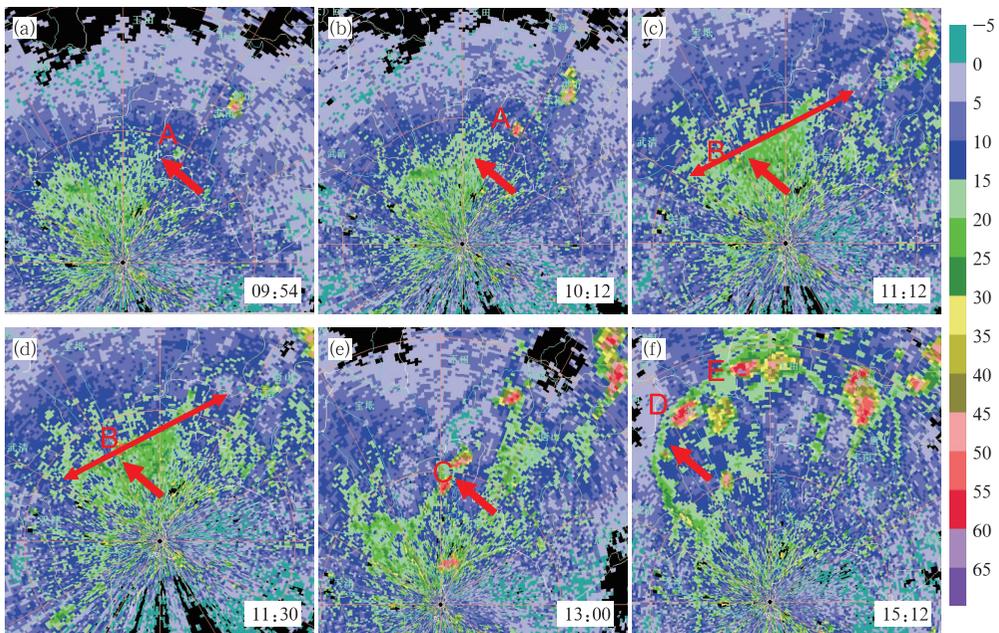


图 2 2008 年 8 月 9 日 0.5° 仰角基本反射率产品演变
(红箭头指向海风锋的位置)

Fig. 2 The evolution of reflectivity at 0.5° elevation angle on 9 August 2008
(Red arrows point to the position of sea-breeze front)

4.2 中尺度热力、动力结构特征

应用 2008 年 8 月 9 日 VDRAS 系统反演资料分析低层风场与扰动温度叠加图(图 3)发现: 与雷暴触发并发展加强的时段、位置相对应, 0.1875 km 高度上 10:00—12:47 时天津的北辰至宁河有一条东南风—东北风的中尺度辐合线 1, 13:11—13:23

北辰至宁河有另一条西南风—东南风的中尺度辐合线 2 缓慢向北移动, 高度抬高到 0.9375 km, 中尺度辐合线变得不明显, 0.9375 km 高度上 14:47—15:11(图略)宝坻—玉田有一条中尺度辐合线 3(风速的辐合)缓慢向西北移动, 低层不明显。与同时刻雷达观测的海风锋位置基本对应。扰动温度场表明辐合线南侧是相对暖的气团, 北侧是相对冷的气团,

中尺度辐合线又是冷暖气团的交汇线,沿海风锋西南段不断触发的雷暴基本上是沿低层中尺度辐合线移动而且移动过程中迅速加强,表明海风锋使近地面形成一条中尺度辐合线,其垂直伸展高度不超过 1 km。中尺度辐合线起着触发雷暴并使雷暴生成

后沿辐合线移动加强的作用,而且随着辐合线的缓慢向偏北移动,东南风(海风)逐渐加强,扰动温度逐渐下降,海上相对冷湿气团沿海风向西北推进。

沿海风锋伸展方向北辰、宁河交界(39.3°N、117.3°E)至丰润西南部(39.6°N、118°E)(图2c、2d

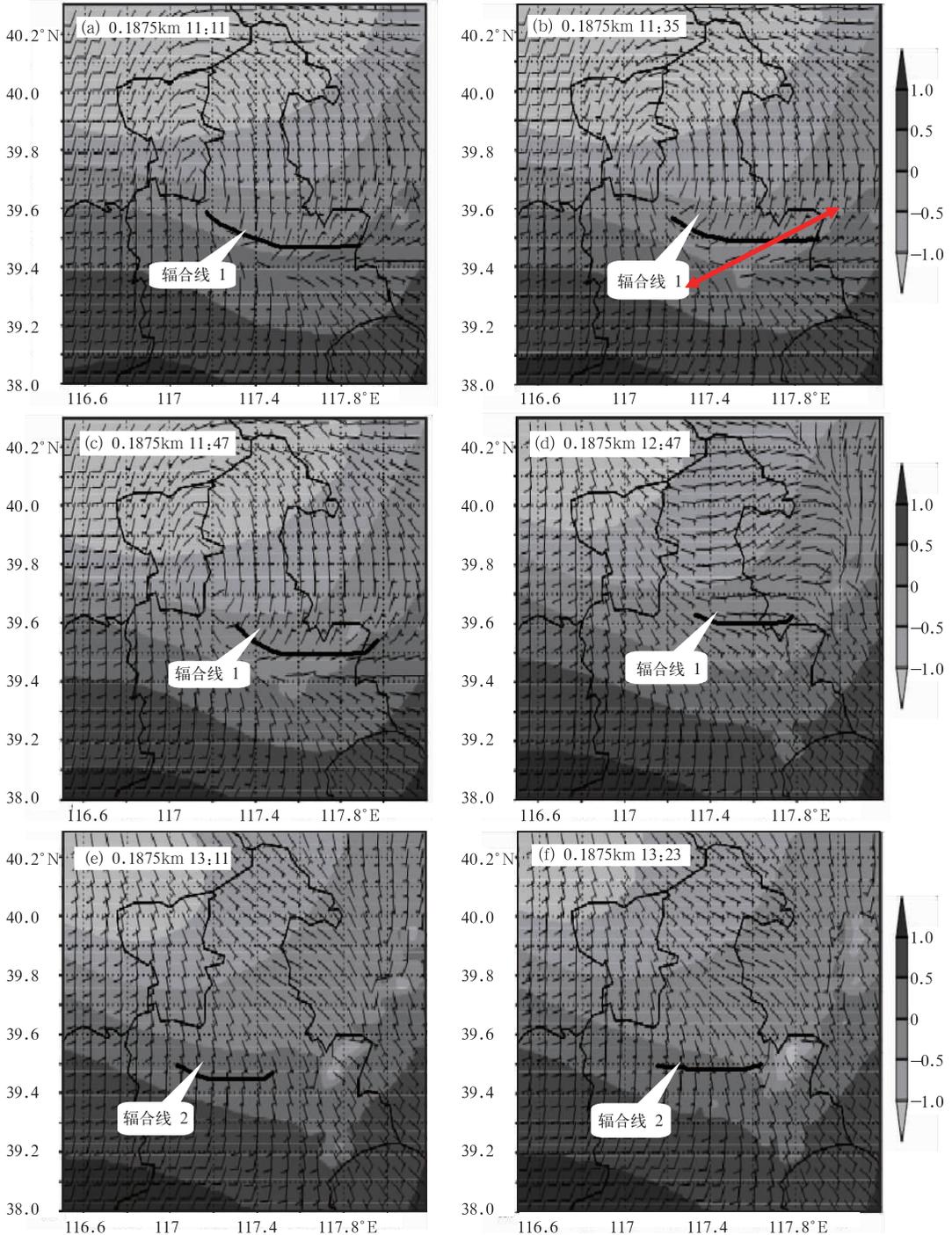
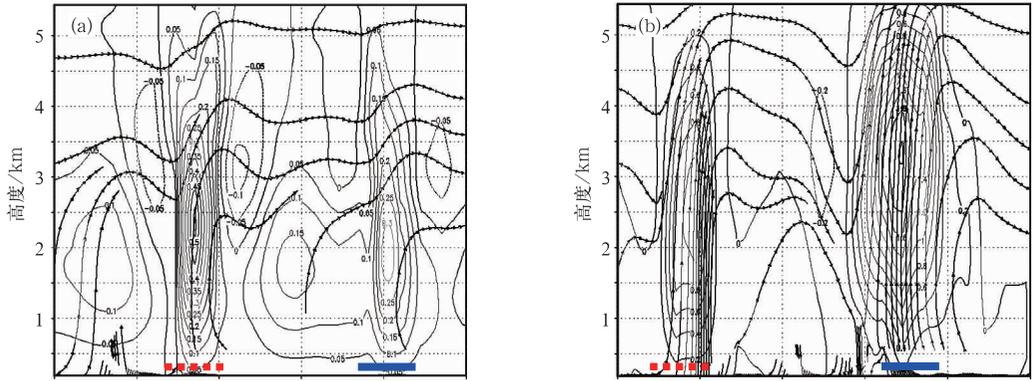


图 3 2008 年 8 月 9 日不同时刻低层水平风场(风向杆)和扰动温度场(阴影)
 Fig. 3 The wind field (wind shaft) and perturbed temperature field (shaded area)
 in the lower atmosphere at different time



39.3°N, 117.3°E 39.42°N, 117.58°E 39.54°N, 117.86°E 39.3°N, 117.3°E 39.42°N, 117.58°E 39.54°N, 117.86°E

图 4 2008 年 8 月 9 日不同时刻水平风场(矢量)和垂直速度(等值线)剖面

(a) 11:35, (b) 13:23

(---和—分别为宁河的西北部和东北部位置)

Fig. 4 The cross sections of wind field (vector) and vertical velocity (unit: $m \cdot s^{-1}$) at

(a) 11:35 BT 9 August, and (b) 13:23 BT 9 August 2008

(--- and — are positions of the northwest and northeast Ninghe)

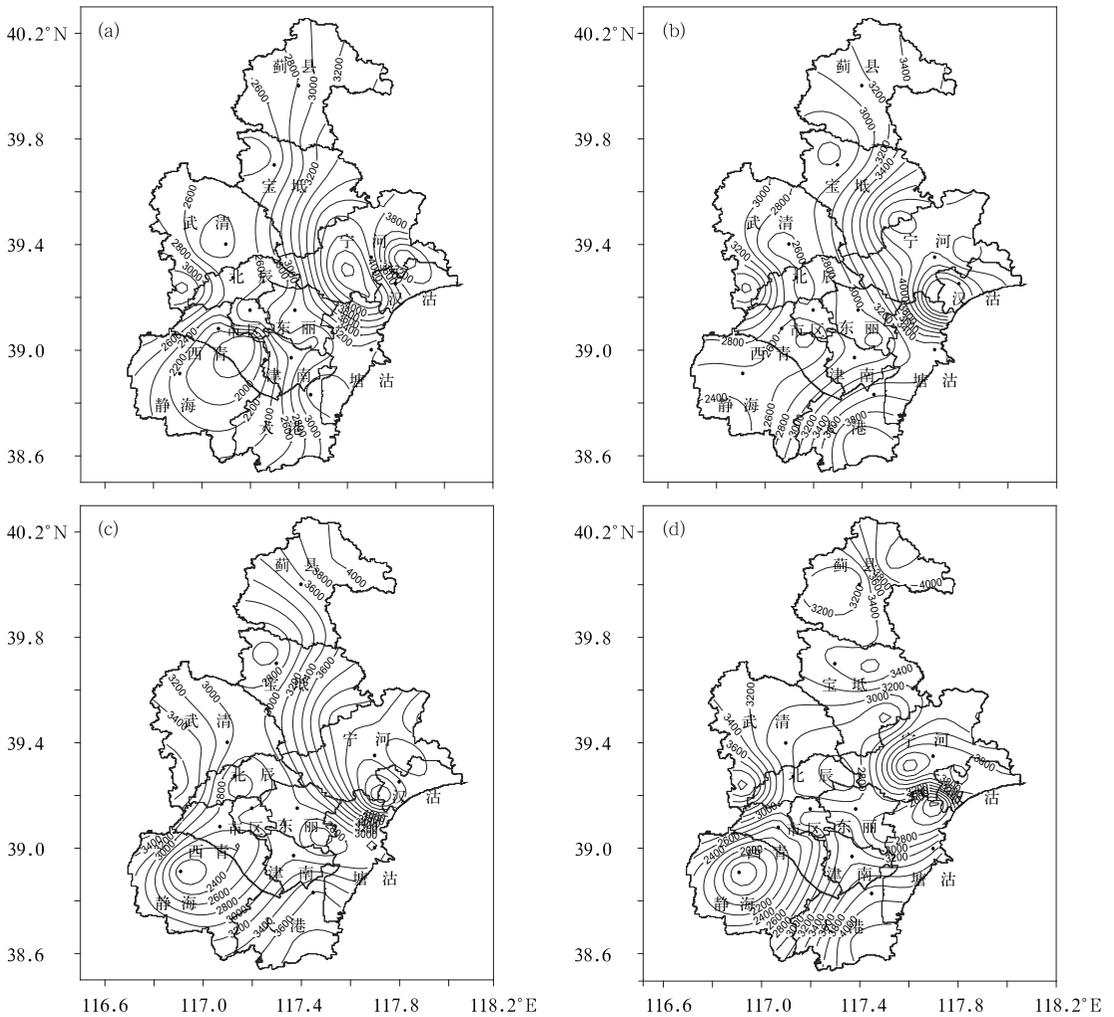


图 5 2008 年 8 月 9 日不同时刻对流有效能 CAPE 的分布 (单位: $J \cdot kg^{-1}$)

(a) 10 时, (b) 11 时, (c) 12 时, (d) 13 时

Fig. 5 The distributions of CAPE at (a) 10:00 BT, (b) 11:00 BT, (c) 12:00 BT, and

(d) 13:00 BT on 9 August 2008 (unit: $J \cdot kg^{-1}$)

和图 3b 中的↔处做风场与垂直速度的剖面(图 4),发现在宁河的西北部和东北部(图 4 中---和—处)在 10:00—12:47 中尺度辐合线 1 活动期间一直有两个最大垂直上升速度区,且从地面一直延伸至 3 km 高度(VDRAS 系统反演资料仅限于 3 km 以下有效),强中心出现在 1.5~3.0 km 高度,11:35 分别为 0.5 和 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,11:47(图略)分别发展为 0.5 和 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,且两个最大垂直上升速度区是逐渐向东北移动的。13:11—13:23 辐合线 2 活动期间也有两个最大垂直上升速度区,强中心出现在 2.0~3.0 km 高度,13:23 达最大,分别为 1.0 和 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动区两侧有下沉气流配合,这种环流促进了上升气流的发展和维持。所以雷暴在北辰、宁河交界处触发后沿海风锋东北伸展方向移动时在宁河的西北部迅速发展加强,在宁河—丰润之间不断触发的雷暴在宁河的东北部也迅速发展加强,造成宁河的西北部和东北部局地的短时强降雨天气。

那么为什么海风锋推进到宁河、宝坻、蓟县沿海风锋或附近才有雷暴触发呢?据文献[16]海风锋从海岸线向内陆推进过程中先是逐渐加强,后逐渐减弱的,海风锋移近宁河、宝坻、蓟县的强度要比刚开始时强(从图 2 也能看出),因而海风锋形成的低层中尺度辐合线及沿辐合线的垂直上升速度也会比宁河以南的地方强,即中尺度动力条件更为有利;另据前面的分析海风锋向西北推进过程中东南风逐渐向西北扩展,风力逐渐加大,水汽条件也更为有利;中尺度热力条件从 2008 年 8 月 9 日各时次对流有效位能 $CAPE$ 的分布(图 5)可以发现:与雷暴触发并发展加强的时段、位置相对应,雷暴触发前宁河一直存在一个 $3200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的 $CAPE$ 大值区,中心值达到了 $4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,并且随着海风锋的西北推进, $CAPE$ 大值区向西北扩展,13 时宝坻、蓟县也出现一个 $3200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的 $CAPE$ 大值区,中心值达到了 $3600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,中尺度热力条件在宁河、宝坻、蓟县也更为有利,表明海风锋西北推进过程中 $CAPE$ 要足够大,沿海风锋或附近才可能触发雷暴生成,这与前面的结论是一致的。

5 结 论

(1) 海风锋向西北推进过程中不仅与雷暴、雷

暴出流边界相遇会导致雷暴生成和加强,在强对流不稳定环境下,沿海风锋或附近也会有雷暴触发并沿海风锋伸展方向移动的同时发展加强,发生次数相对较多。

(2) I 型海风锋与雷暴相遇,导致雷暴加强最快,一般仅需 6~12 分钟,雷暴发展强度最强,达 65 dBz,发生时间大多是傍晚前后;II 型海风锋与出流边界相交,交点附近会触发雷暴,雷暴原地发展加强相对慢些,一般需 12~18 分钟,雷暴发展强度相对弱些,达 60 dBz,发生时间大多是在午后;III 型强对流不稳定环境下,沿海风锋或附近触发雷暴,雷暴生成后沿海风锋伸展方向移动并发展加强,雷暴发展加强相对最慢,一般需 18 分钟,雷暴发展强度相对最弱,达 55~60 dBz,发生时间大多是在上午至午后。

(3) 触发雷暴前,三种类型对应的对流有效位能 $CAPE$ 、 $SWEAT$ 指数和低层水汽都很大。I 型风暴相对螺旋度 SRH 、 LI 负值的绝对值较其他类型大,表明背景场的动力条件更有利,对应的强对流天气更为剧烈。III 型对流有效位能 $CAPE$ (均值达到 $2054 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)、 LI 负值的绝对值、 T_d 大, CIN 小,热力、动力条件都很有利,稍有扰动即可触发强对流天气。II 型风暴相对螺旋度 SRH 、 LI 负值的绝对值较其他类型小,背景场的动力条件不利,但 CIN 较小,一旦有海风锋与出流边界的相交碰撞,即会触发不稳定能量的释放。

(4) 海风锋在向内陆推进过程中使得低层形成对应的中尺度辐合线,其垂直伸展高度不超过 1 km。辐合线触发不稳定能量的释放,使雷暴生成并沿海风锋移动,在强的垂直上升速度区雷暴发展加强。沿海风锋垂直上升速度从地面一直延伸至 3 km 高度,强中心出现在 1.5~3.0 km 高度,最大达 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

参考文献

- [1] Jeffreys H. On the dynamics of wind[J]. Quart Roy Meteor Soc, 1922, 48(102): 29-46.
- [2] Banta R M, Dollvier L, Leviaison D H. Evolution of the montery sea-breeze layer as observed by pulsed doppler radar[J]. Atmos Sci, 1993, 50(24): 3959-3982.
- [3] Wilson J W, Carbone R. Nowcasting with doppler radar: The forecaster-computer relationship[R]. Nowcasting II, Europe-

- an Space Agency, 1984:177-186.
- [4] Schreiber W E. Case studies of thunderstorms initiated by radar-observed convergence lines[J]. *Mon Wea Rev*, 1986, 114(11):2256-2266.
- [5] Wilson J W, Schreiber W E. Initiation of convective storms at radar-observed boundary layer convergent lines[J]. *Mon Wea Rev*, 1986, 114(12):2516-2536.
- [6] 金皓, 王彦昌. 三维海陆风的数值模拟[J]. *大气科学*, 1991, 15(5):25-32.
- [7] 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生, 等. 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*, 2004, 28(2):278-283.
- [8] 付秀华, 李兴生, 吕乃平, 等. 复杂地形条件下三维海陆风数值模拟[J]. *应用气象学报*, 1991, 2(2):113-119.
- [9] 常志清, 吴增茂, 高山红. 青岛海陆风三维结构的数值模拟[J]. *青岛海洋大学学报*, 2002, 32(6):877-883.
- [10] 山义昌, 刘桂才, 张秀珍, 等. 鲁北沿海强对流天气多发的成因及临近预报[J]. *气象*, 2003, 29(11):20-24.
- [11] 于仁成, 高瑞华, 宋同文, 等. 一次中尺度对流系统分析[J]. *气象*, 1998, 24(03):33-37.
- [12] 王彦, 李胜山, 郭立, 等. 渤海湾海风锋雷达回波特征分析[J]. *气象*, 2006, 32(12):23-28.
- [13] 盛春岩, 王建林, 刁秀广. 2006年8月青岛国际帆船赛期间海陆风特征及三维结构分析[J]. *中国海洋大学学报*, 2007, 37(4):609-614.
- [14] 刁秀广, 车军辉, 李静, 等. 边界层辐合线在局地强风暴临近预警中的应用[J]. *气象*, 2009, 35(2):29-33.
- [15] 袁子鹏, 王瀛, 崔胜权, 等. 一次中纬度飚线的阵风锋发展特征分析[J]. *气象*, 2011, 37(7):814-820.
- [16] 卢焕珍, 赵玉洁, 俞小鼎, 等. 雷达观测的渤海湾海陆风辐合线与自动站资料的对比分析[J]. *气象*, 2008, 34(9):57-65.
- [17] 王彦, 于莉莉, 朱男男, 等. 渤海湾海风锋与雷暴天气分析[J]. *高原气象*, 2011, 30(1):245-251.
- [18] 何群英, 解以扬, 东高红, 等. 海陆风环流在天津 2009年9月26日局地暴雨过程中的作用分析[J]. *气象*, 2011, 37(3):291-297.
- [19] 陈明轩, 高峰, 孔荣, 等. 自动临近预报系统及其在北京奥运期间的应用[J]. *应用气象学报*, 2010, 21(4):395-404.
- [20] 于恩洪, 等. 海陆风及其应用[M]. 北京:气象出版社, 1997.
- [21] 俞小鼎. 基于构成要素的预报方法——配料法[J]. *气象*, 2011, 37(8):913-918.
- [22] 孙靖, 王建捷. 北京地区一次引发强降水的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨[J]. *气象*, 2010, 36(12):19-27.
- [23] 雷蕾, 孙继松, 魏东. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别[J]. *气象*, 2011, 37(2):136-141.