

易笑园,刘一玮,孙密娜,等. 2014. 海风辐合线对雷暴系统触发、合并的动热力过程. 气象, 40(12):1539-1548.

海风辐合线对雷暴系统触发、合并的动热力过程^{*1}

易笑园^{1,2,3} 刘一玮³ 孙密娜³ 东高红³ 李青春⁴

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 天津市气象台, 天津 300074

4 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

提 要: 利用加密自动气象站和雷达监测资料, 结合 VDRAS 资料(其时间分辨率 12 min、水平垂直分辨率分别是 3 和 1 km 左右), 分别针对单纯海风辐合线触发和海风辐合线与已有雷暴系统合并的两个实例, 揭示海风辐合线对雷暴系统影响的动力和热力过程。结果表明: (1) 在环境系统风很弱时, 天津沿海海风伸入内陆的移速约为 $15\sim 18\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, 且海风过后, 气温降低、湿度加大。 (2) 海风辐合线配合地面高不稳定区, 从而触发和加强了雷暴系统, 对雷暴系统的预警时间可达 2 h。 (3) 雷暴单体在海风辐合线附近产生, 这与倾斜海风锋锋面(向海洋一侧倾斜)上的中尺度垂直环流相对应。 (4) 海风辐合线与雷暴系统合并后, 雷暴系统强烈发展是由于海风辐合线附近积聚着水汽, 同时也是辐合上升运动大值区的缘故。

关键词: 海风辐合线, 雷暴系统, 触发与合并, 动力热力过程, VDRAS 资料

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.12.013

Analysis on Dynamical and Thermodynamic Process of Thunderstorms Triggered and Merged by Sea-Breeze Convergence Lines

YI Xiaoyuan^{1,2,3} LIU Yiwei³ SUN Mina³ DONG Gaohong³ LI Qingchun⁴

1 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

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

3 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

4 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

Abstract: Using radar and intensive AWS (automatic meteorological station) data as well as VDRAS data whose temporal resolution is 12 min, horizontal and vertical resolutions are respectively 3 km and 1 km or so, the dynamical and thermodynamic processes of thunderstorm systems that are impacted by sea-breeze convergence lines are investigated by analyzing the two cases triggered by pure sea-breeze convergence line and by the merged sea-breeze convergence and existing thunderstorm system. The results showed that: (1) When the environmental wind system is very weak, the moving sea breeze speed of Tianjin coastal sea breeze into the inland is about $15\sim 18\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, and, after the leaving of sea breeze, temperature there decreases and humidity increases. (2) The sea-breeze convergence line cooperates with the surface highly unstable region, triggering and strengthening the thunderstorm system, so that the thunderstorm warning can be 2 h in advance. (3) Thunderstorm cell forms near the sea-breeze convergence line, which corresponds to the mesoscale vertical circulation in the frontal surface (to the sea side) of the tilting sea breeze front. (4) After sea-breeze convergence line merges with the thunderstorm, the severely development of

* 国家自然科学基金项目(41275044)、中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题(2013LASW-09)、中国气象局预报员专项(CMATG2009YB04)、科研院所专项(IUMKY201002)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006005)共同资助

2013 年 9 月 6 日收稿; 2014 年 6 月 3 日收修定稿

第一作者: 易笑园, 主要从事预报和中尺度灾害天气研究. Email: yixy123@sina.com

the thunderstorm is attributed to the accumulated water vapor near the sea breeze and the large zone of convergent updraft.

Key words: sea-breeze convergence line, thunderstorm, trigger and merge, dynamical and thermodynamic processes, VDRAS data

引言

海陆风环流是由海陆热力差异引起的、沿海地区特有的一种中尺度环流,它普遍存在于我国各沿海地区(刘正奇等,2003;邱晓暖等,2013)。随着海风逐渐向内陆移动,对沿海地区的风向、风速、气温和湿度等气象要素造成影响,常与内陆其他风场形成辐合带或辐合线,称为海风辐合线,其两侧的气象要素形成类似于冷锋的不连续面,一侧冷湿,一侧相对干热,因此,也称为海风锋。

海风辐合线(海风锋)与沿海地区的雷暴天气有着密切的联系(卢焕珍等,2012)。Nicholls 等(1991)研究认为:由于海陆下垫面性质有差异,雷暴等强对流天气才在沿海地区频繁发生,且雷暴通常在海风环流的辐合区和上升气流附近加强。Simpson 等(2008)观测研究表明:对流发展旺盛的降水单体对应着海风辐合区;海风的加强和对流层低层水汽的累积共同造成深对流。刘运策等(2001)分析了珠海地区与海风辐合线有关联的 8 次强对流天气过程;漆梁波等(2004)在长江三角洲一次飚线过程中认为:进入内陆西进的海风锋产生的锋生与东移而来的对流系统的出流边界叠加,维持和加强了系统的发展。易笑园等(2012)的观测分析表明:天津地区一次大冰雹系统就是海风辐合线移入高不稳定能量区而被触发、发展的。另外,天津地区的局地暴雨天气都与海风辐合线(海风锋)的影响有关(何群英等,2009;东高红等,2011;2013)。然而,受目前观测资料精细程度的制约,揭示这种关系的动力、热力演变过程的研究还不多。

数值模拟为深入认识海陆风环流的结构以及海风辐合线(海风锋)与雷暴系统相互作用的物理过程提供了一种途径,也取得一些进展。Mitsumoto 等(1983)通过二维数值模式的模拟证实:在海风气流的前边缘——锋面的坡度很大,并且会高高耸起,锋面附近及上方空气垂直速度大。孙贞等(2009)用 WRF 模式较好地模拟了海风环流发生发展的完整过程,并揭示了海风环流与半岛北部相向风场的相

互作用及辐合上升区的存在。盛春岩等(2010)利用 ARPS 模拟给出了 2 km 附近的反气旋性环流与海风垂直环流相呼应情形。汪雅等(2013)也用同样模式研究了宁波地区海陆分布对雷暴天气的影响。然而,上述模拟研究对海风辐合线与雷暴系统作用的还不多,同时,由于海陆风环流是一个中尺度系统,在模拟研究时,一方面需要不断改进模式的模拟精度,而且模式模拟结果需要大量的观测事实去验证。

认识海风辐合线(海风锋)对雷暴系统作用的动力和热力过程,对建立预报思路、提高强对流天气预报能力有重要的意义。寻求具有描述对流层低层环境能力,高时空分辨率的三维动力、热力资料,实现大量快捷的分析,是当前预报业务急需的。VDRAS (Variational Doppler Radar Analysis System) 系统输出资料恰好具备这方面的优势和能力,该系统是利用一个包含暖雨参数化方案的三维云尺度湿版本数值模式,对北京、天津 S 波段多普勒雷达资料进行高时空分辨率的快速更新循环同化,且融合了气象自动站资料、雷达 VAD 分析结果及 WRF 数值预报结果,反演了对流层低层(3 km 以下)热力动力三维结构。其产品时间分辨率 12 min、水平垂直分辨率分别是 3 和 1 km 左右。其结果既有数值模式,也同化了自动站、雷达等观测资料,且已被大量应用于京津地区强对流天气的分析中(孙靖等,2010;陈明轩等,2011;易笑园等,2011;王令等,2012),说明该资料具备一定的可用性和实用价值。

本文利用加密自动站、多普勒雷达的观测资料,结合 VDRAS 资料在覆盖范围、空间和时间分辨率等方面的优势,通过两个典型事例,揭示海风辐合线的结构演变及其对雷暴系统影响的热力动力过程。

1 海风辐合线的特征及其对雷暴的影响分类

卢焕珍等(2008)曾对天津 28 次雷达低仰角监测到的窄带回波与自动站观测的渤海湾海陆风进行对照,认为窄带回波与海风辐合线对应。通过对雷达监测的、与海风锋有关的 55 次雷暴过程的分析,

将以上过程分为两种类型,一种是单纯由海风辐合线触发雷暴系统;另一种是海风辐合线与雷暴系统合并。其中,前一类次数最多,占总数的 58%;后一类占 44%。此结果除依据雷达观测图像外,还选择系统风较弱或海风爆发的午后来确定,符合海陆风识别规则(高佳琪等,2013)。

图 1 为天津市区和沿岸塘沽气象自动站观测得到的 2008 年 8 月 10 日 11—23 时和 2011 年 8 月 26 日 08—20 时两次雷暴过程的温度、比湿和风随时间演变,由图 1 可见:

(1) 沿海的塘沽站 14:40 由 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的弱西南风转为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的弱东南风,16:20 偏东风加大到 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,20:20 再次转为西南风,偏东风持续 4 h。表现出明显的海陆风日变化特征。而市区 17:40 由 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 弱西南风转为 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 弱东南风,比塘沽晚 3 h,市区—塘沽距离约 50 km,估算海风移速约为 $15.3\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

(2) 从塘沽温湿度曲线(图 1a₂)可见:16:00 之后,随着海风风速加大,地面比湿线出现快速增大的现象,20 时之后,东风转为西南风,湿度骤降。市区比湿曲线也有同样的特征:17:40 之后至 20:20,随

着风向转为东风,地面比湿线出现峰值。由此可见,东风起到为近地面增湿的作用。

(3) 从两条温度曲线(图 1a)看到:午后增温时,沿海地区(塘沽)增温缓慢,从 13 时的低点 24°C 上升至 17:40 的 31°C ,用时 4.8 h。而远离海边的市区增温快,从 14:20 的低点 26.5°C 上升至 16:40 的 32°C ,用时 2 h。

从图 1b 可见:(1) 塘沽存在系统性东风时,上午湿度较大,但 14 时之后,随着气温升高,比湿减小,反映了地面湿度增大与气温等其他因素有关。城区的湿度曲线波动较大,这与其附近降水有关,但可见城区与沿海塘沽的温度曲线与湿度曲线有反位相的特征。(2) 从城区和塘沽温度曲线对比看:12 时之前,塘沽气温高于城区,而后在来自渤海的东风气流影响下气温下降,说明海风对气温有明显影响。

图 2 是依据 VDRAS 资料得到的。图 2a 为东西风分量 u 的高度-时间剖面图,表明:在 1 km 以下, u 从 08—15 时为正值,为西风;15—20 时 u 转为负值,即午后风向转为偏东风,最大东风风速为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,东西风 0 线厚度约达 1.6 km,可以认为海风、陆风的转换高度在 1.4 km 附近。

图 1b 可见:沿海塘沽站和天津城区全天均有东到东南风,说明当天有弱的系统性东风气流,此时单纯由热力作用造成的海风与天气系统造成的东风同时存在。为了使海陆风更为明显,对风速要进行处理——滤去系统性东风,即风速减掉全天一直维持的东风风速 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,得到图 2b,由图 2b 可见:午后(12 时),西风转为东风,最大东风风速为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,实际东风风速为 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,东西风 0 线厚度达到 1.4~1.5 km,因此,海风、陆风的转换高度为 1.4 km 附近。

2 海风辐合线单纯触发加强雷暴系统的热力动力演变实例分析

局地雷暴单体或系统发生发展与其所处的中小尺度不稳定环境关系密切,这种关系通过不稳定参数与风场、露点、雷达回波的叠加分布来反映。以 2008 年 8 月 10 日 17—23 时过程为例,不稳定参数选择 SWEAT,相关方法见文献,分析海风辐合线触发加强雷暴系统的热力、动力过程。

由图 3a₁ 和 3b₁ 可见:在雷暴系统出现前,海风辐合线进入高不稳定区,此时 SWEAT 值达到 305~

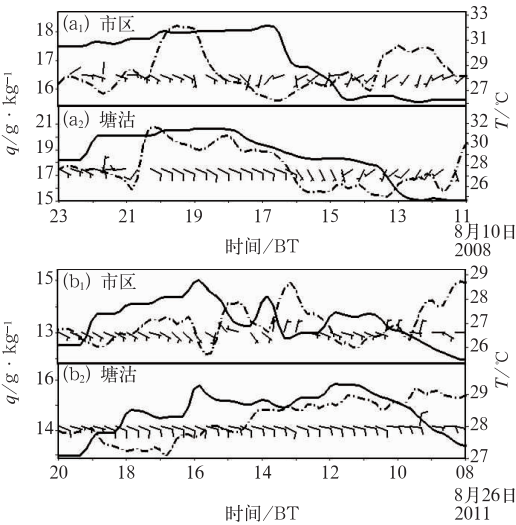


图 1 2008 年 8 月 10 日(a)和 2011 年 8 月 26 日(b)天津市区(a₁, b₁)和沿岸塘沽气象自动站(a₂, b₂)温度(实线)、比湿(虚线)和风随时间演变曲线
(源于自动气象站监测资料)

Fig. 1 The curve of temperature at AWS (solid line), specific humidity (dashed line) and wind evolution respectively in urban (a₁, b₁) and coast (a₂, b₂) in Tianjin on 10 August 2008 (a), on 26 August 2011 (b)
(Data from automatic meteorological stations)

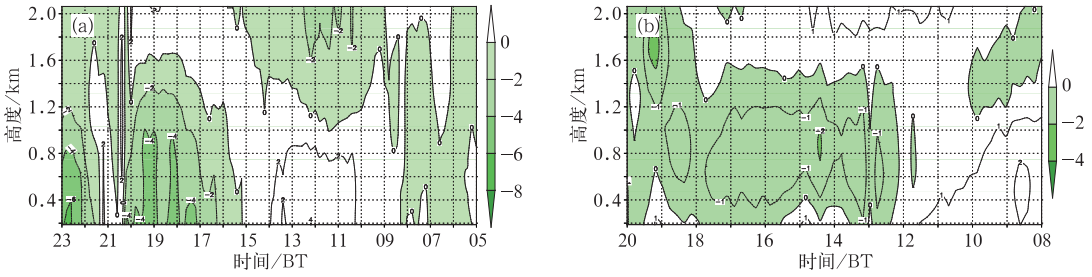


图 2 2008 年 8 月 10 日(a)和 2011 年 8 月 26 日(b)沿海的塘沽站东西风分量 u 高度-时间剖面图(等风速线正值为西风,负值为东风,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(图 2b 已滤掉系统性东风分量,源于 VDRAS 资料)

Fig. 2 Height-time distribution of u (u refers to east-west wind speed, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) respectively on 10 August 2008 (a) and on 26 August 2011 (b)
(From VDRAS, filtered system easterly wind component in Fig. 2b)

310,超过当地不稳定区的阈值 260,2 h 后的 17 时(图 3b₂),辐合线西进,且沿辐合线附近出现雷暴单体串。从图 3a₂ 和 3b₂ 可见:在海风辐合线西侧,风场杂乱,而东侧均为的偏东风,露点分布东侧明显低于西侧,西侧大多在 10℃ 以上,比东侧高 5℃ 左右,因此可说明:海风携带气团性质为湿冷。

图 3c~3h 为雷达回波演变图,从图 3c(雷达仰角 1.5°)看出:在 117.5°E 附近有一南北向窄带回波 M,这是海风登陆西进后,由于与内陆气象要素形成的海陆风辐合线。此时回波强度为 5~10 dBz。16:12(图略),窄带回波缓慢西进至 117.38°E,移速约为 8 km · h⁻¹,但 M 上有 γ 中尺度的对流单体生成。

17:24(图 3d),在海风辐合线 M 移过的区域,多个对流单体迅速发展,且按海风辐合线的走向排列,是 γ 中尺度对流系统(M γ CS)带(即 N),此时 M 强度加强到 20 dBz。

18:00(图 3e),M 继续向西移动,其后部 N 继续发展,但 MN 之间的距离在加大。1 h 之后 19:00 时(图 3f),M 加宽,M γ CS 带强度范围均加强、加大,N 上出现 55 dBz 的强回波,且多个单体有合并之势。

19:36(图 3g),M 消失,但 N 上多个 M γ CS 已组织为较大尺度的 β 中尺度的对流系统(M β CS),形态似弓形。而此时,N 由向西进转为向东移动,在 M β CS 移向前有窄带回波 F 生成,这是对流系统 N 内部强烈的下沉气流触发前部环境空气,使之抬升形成的阵风锋,阵风锋回波强度为 5~10 dBz。阵风锋的出现表明:回波之处出现雷暴大风。

19:48(图 3h),N 与其前沿的 F 一起快速东移,

而后入海减弱直至消失。

整个对流系统的生命史将近 4 h。演变过程可见以下特点:(1) 海风辐合线在午后,于天津东部近海形成,后登陆西进,推进内陆约 50 km;(2) 此次 M γ CS 带由海风辐合线激发,而对流系统发展在海风辐合线移过之后;(3) 由于西北冷性气流的侵入,M β CS 由西进转向东移,并出现阵风锋。

值得关注的是:海风辐合线后多个 M γ CS 是怎样组织的? VDRAS 资料提供了更清楚地认识海风辐合线触发雷暴系统的动力、热力物理过程的机会。图 4 是扰动温度与东西风分量 u 、垂直运动 w 沿 39.0°N 垂直剖面图。

图 4a 中(图 3c),约在 14:48,海风辐合线 M 的位置恰好对应图 3c 中 117.8°E 处的回波,而 M 上空的上升气流贯穿至 2.1 km,且 M 早在 48 min 前就已经在沿海形成,逐渐登陆西进。另外,M 的东侧海陆风环流明显,由东风转为西风高度在 1.2~1.5 km。

图 4b 中(图 3d),2.5 h 以后,海风辐合线 M 的最西端到达 117°E,对应雷达监测的窄带回波位置,海风辐合高度为 0.6 km。可见:海风辐合线实为倾斜面,坡度 1/250,前沿高度 0.6 km。对应 N 的上空 1.2~1.5 km,在倾斜的锋面上出现小的垂直上升环流。

图 4c 中(对应图 3e),N 上方垂直环流明显加强,垂直环流东侧是海陆风环流。此时扰动温度在 2.7 km 以上出现负值,表明:有降水,对流体内的温度低于环境。

图 4d 中(对应图 3f),N 上空的垂直环流消失,上升气流贯通直达高层。同时,海风辐合线 M

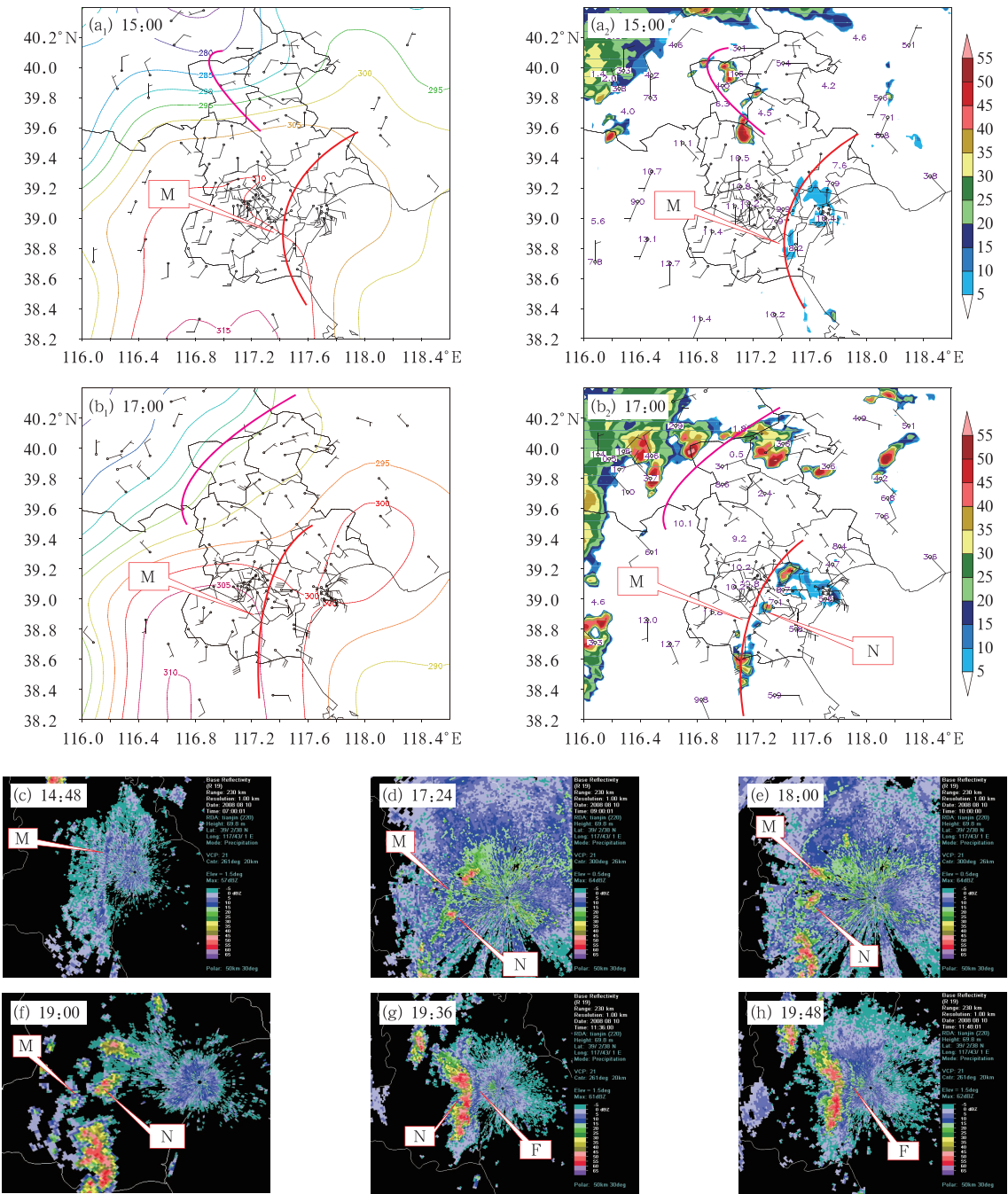


图 3 2008 年 8 月 10 日 15 时(a₁)和 17 时(b₁)不稳定参数 SWEAT 与风场分布图,15 时(a₂)和 17 时(b₂)雷达回波与风场、露点分布图;14:48—19:48 BT 雷达回波演变图(c~h)
(M 指海风辐合线,N 指触发的雷暴单体,F 指阵风锋)

(c)14:48, (d)17:24, (e)18:00, (f)19:00, (g)19:36, (h)19:48
Fig. 3 Distribution of SWEAT and wind at 15:00 BT (a₁) and 17:00 BT (b₁), distribution of echo, wind and dew-point temperature at 15:00 BT (a₂) and 17:00 BT (b₂) 10 August 2008;
(c)–(h) evolutions of echoes from Doppler radar from 14:48 BT to 19:48 BT
(c) 14:48 BT, (d) 17:24 BT, (e) 18:00 BT, (f) 19:00 BT, (g) 19:36 BT, (h) 19:48 BT
(M is sea breeze convergence line, N points to thunderstorm triggered by sea breeze convergence line, F points gust front)

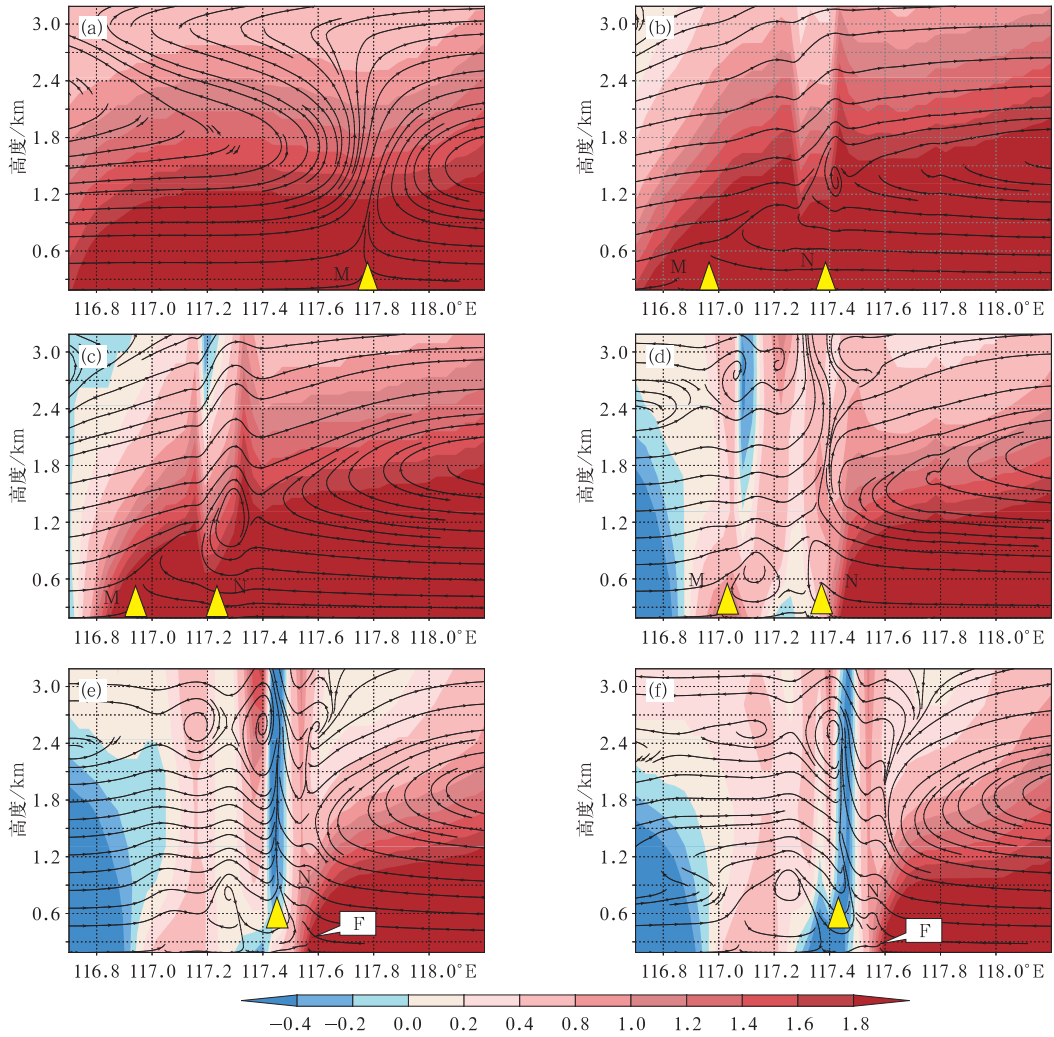


图 4 2008 年 8 月 10 日各时次沿 39.0°N 的 $u-w-t$ 垂直分布(流线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(t 扰动温度,阴影,单位: $^{\circ}\text{C}$; M、N、F 与图 3 相同,源于 VDRAS 资料)
(a) 14:47, (b) 17:23, (c) 17:59, (d) 18:59, (e) 19:39, (f) 19:47

Fig. 4 Vertical distribution of $u-w-t$ along 39.0°N respectively on 10 August 2008 (stream, unit, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(t show disturbance temperature, shade, unit, $^{\circ}\text{C}$; Symbol M, N and F respond to them in Fig. 3) (from VDRAS data)
(a) 14:47 BT, (b) 17:23 BT, (c) 17:59 BT, (d) 18:59 BT, (e) 19:39 BT, (f) 19:47 BT

附近,斜升气流消失,M 高度降低到 0.6 km。

图 4e 中(对应图 3g),西风强劲,对流系统向东移动,N 上升气流继续加强,所以此时回波强度也达到最强。同时注意到,在 N 东侧,出现阵风锋 F;在 N 的西侧,有下沉气流和扰动温度为负值的冷池,这是由于降水产生的拖曳气流和降水使温度下降所致。拖曳下沉气流在 0.6 km 以下辐散,向东的气流与海风汇合利于阵风锋的发展。

图 4f 中(对应图 3h),冷池和拖曳气流表现得更加明显,说明此时降水更强了,对流系统进入成熟时期。

可见,从 VDRAS 资料看到的海风锋锋面结构与先前获得的观测事实相符;阵风锋的形成过程符合公认的概念模型,VDRAS 资料揭示了海风锋锋后部雷暴的产生与对流层低层的中尺度垂直环流有关,而垂直环流最初起源于倾斜的海风锋面上的扰动。

3 海风辐合线合并加强雷暴系统的热力动力演变实例分析

(39.1°N、117.1°E)附近出现了对流单体 N(图 5b),而后在 3.5 h 的生命史内,迅速发展为 55 dBz 的强雷暴系统,且稳定少动,造成西青区青北镇降大暴雨,最大降雨量为 100.9 mm,最大雨强达 62.6 mm·h⁻¹。这次过程是合并类的典型例子。

在 11:24(图 5c)沿海附近有一窄带回波,对比气象自动站风场(图 5a)可知:有一东风风速辐合线与之配合,此窄带回波为海风辐合线 M,并以 15~20 km·h⁻¹ 缓慢西进。同时在城区西北部北辰区(39.14°N、117.05°E)有一对流单体 N 生成,并逐渐

发展。12:00(图 5d),海风辐合线 M 移到 117.55°E 附近,与图 5b 中的地面辐合线对应,可见海风辐合线两侧存在明显的风速差异。12:36(图 5e),对流单体 N 的回波强度达到 50 dBz,而西进的海风辐合线上也有对流单体生成。13:00(图 5f),强对流单体 N 与海风辐合线上的对流单体靠近,有合为一体之趋势。13:36(图 5g),上述两单体已经合并,且合并后的强对流系统的回波面积达到最大,回波强度达到 55 dBz。14:12(图 5h),强对流系统回波逐渐减弱。至 15:00(图略),对流单体减弱消失。

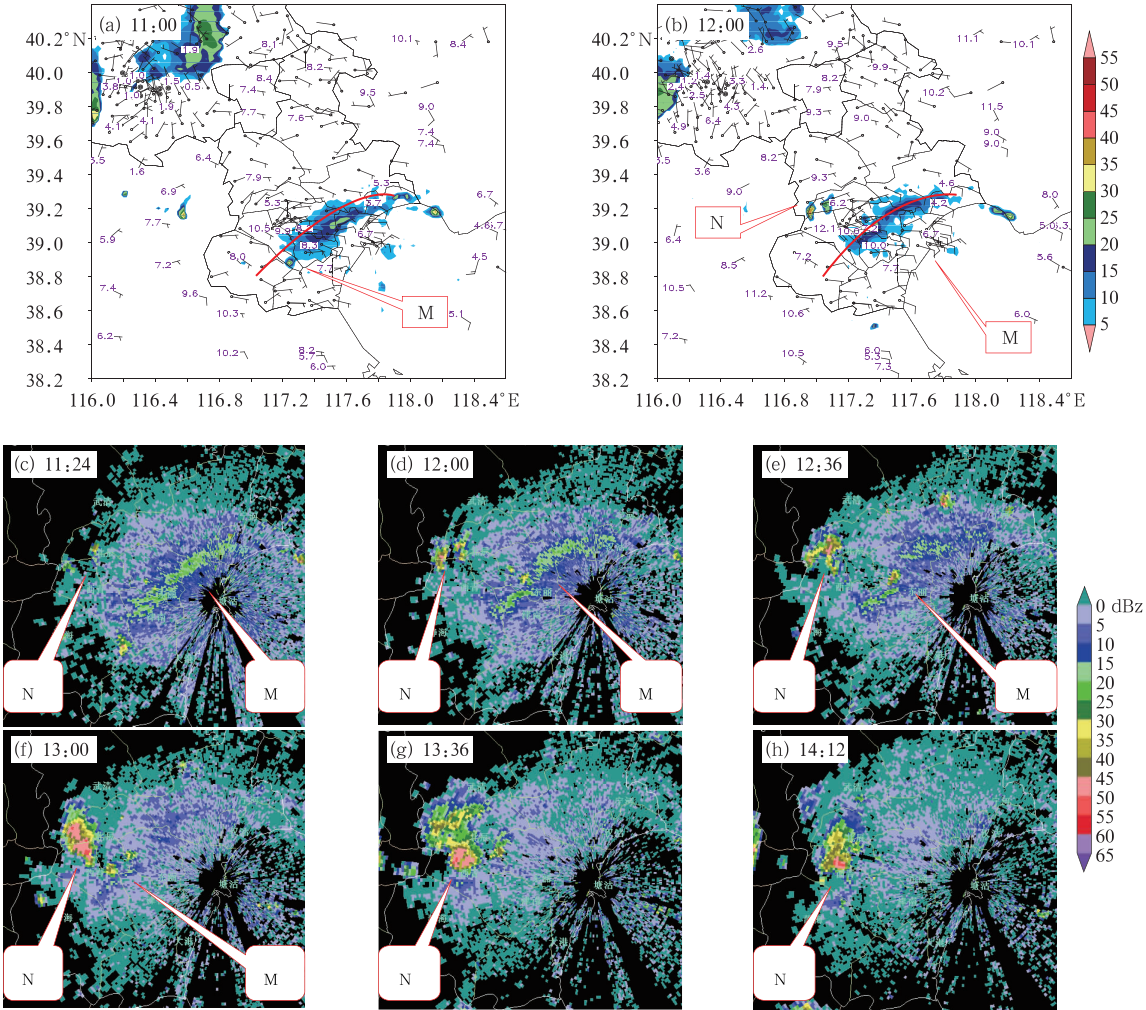


图 5 2011 年 8 月 26 日气象自动站 11:00(a)、12:00(b)观测的风向风速分布
及雷暴过程 11:24—14:12 的雷达回波演变

(c)11:24, (d)12:00, (e)12:36, (f)13:00, (g)13:36, (h)14:12 (雷达仰角为 1.5°)
(M 为海风辐合线,N 为与海风辐合线碰并的雷暴单体)

Fig. 5 Wind distributions from automatic meteorological stations at 11:00 BT (a) and
12:00 BT (b) (red line is sea breeze convergence line), evolution
of radar echoes from 11:24 BT to 14:12 BT (c—h) 26 August 2011

(c) 11:24 BT, (d) 12:00 BT, (e) 12:36 BT, (f) 13:00 BT, (g) 13:36 BT, (h) 14:12 BT
(Symbol M points to sea breeze convergence line and N points to thunderstorm merging with sea breeze convergence line)

那么,海风辐合线对其发展演变有何影响? 它们之间相互作用的热力动力过程如何?

如图 6a 和 6b 所示,扰动温度为正,表示温度高于周边地区,即有城市热岛效应产生(H 表示)。11:24—11:47,在海风辐合线的西侧,即天津城区附近(117.05°~117.4°E)扰动温度为正 0.2~0.4℃,说明城市热岛的存在,使城区与其东侧郊区和沿海地区的温度梯度加大,加上白天午后海陆温差的因素,使海风风速增大,对应图 5b 可知,这正是 12:00 时之后东风分量加大、增厚的原因。对应海风辐合线 M,11:47 其上空的 $u-w$ 合成上升速度在 1.8 km 达到 $0.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而 11:24,其速度仅为 $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

图 6c 和 6d 的阴影表示了总水汽含量 q_t ,由于全天维持东风, q_t 在 1.2 km 以下水汽含量较高。可见 11:24(图 6c),存在总水汽含量大值区,正值厚度达到 1.2 km,海风辐合线的东侧, $0.1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的厚度达到 0.6 km,最大值为 $0.15\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,可知东部沿海低层为明显的大湿度区,海上的水汽随海风不断向西输送。11:47,海风辐合线 M 附近,出现总水汽含量大值区,约为 $0.3\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,并有 $u-w$ 合成上升运动。可见在海风辐合线 M 位置有水汽聚集,厚度可达 1.5 km。在 M 向西推进中,其上空出现扰动温度正值,其位置正好与低层水汽积聚位置相对应,这是因为凝结释放潜热造成的。

图 7a 上可见:12:24,海风辐合线 M 携带水汽,

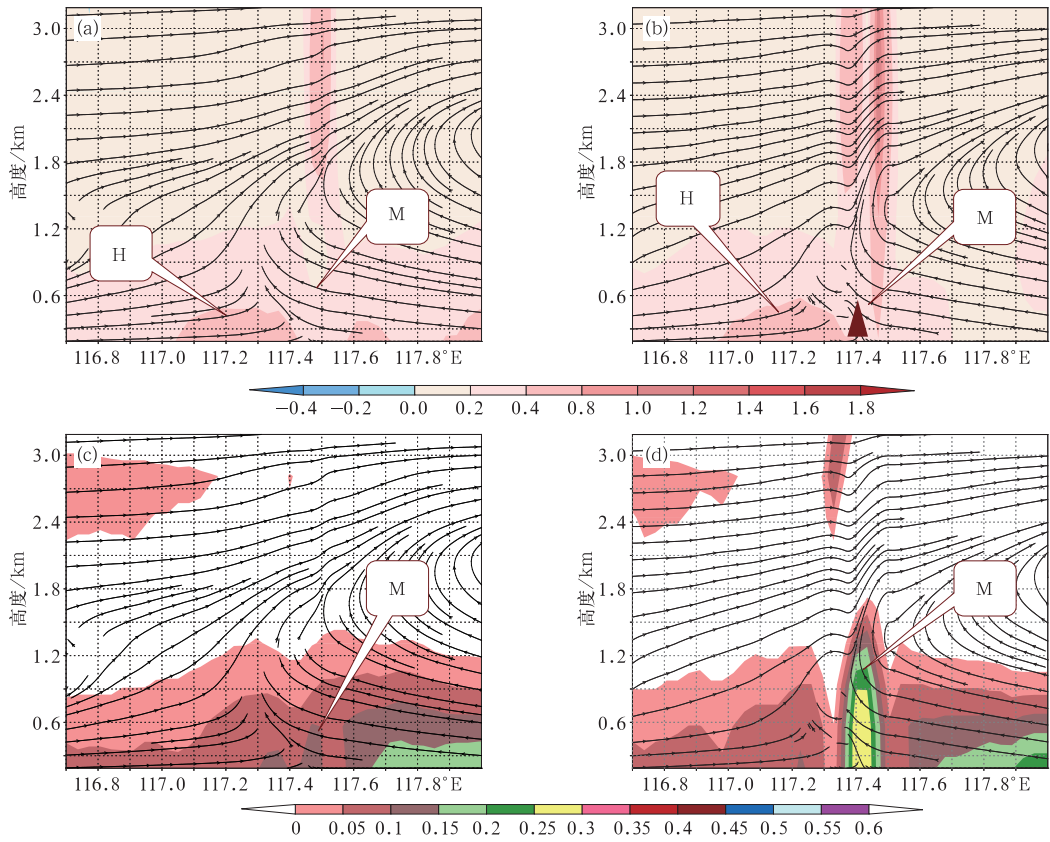


图 6 2011 年 8 月 26 日东西风风速、垂直速度的合成速度 $u-w$ (流线, u 滤掉系统性东风分量 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和扰动温度 T (a, b; 阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)以及 $u-w$ 与总水汽含量 q_t (c, d; 阴影, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)沿 39.1°N 垂直分布剖面图
(M 和 H 分别为海风辐合线和城市热岛, 源于 VDRAS 资料)
(a, c) 11:24, (b, d) 11:47
Fig. 6 Vertical distribution along 39.1°N of the integrated speed $u-w$ of east and west wind speeds and vertical velocity, (u shows the eastern wind speed $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), the disturbance temperature (a, b; shadow, unit: $^{\circ}\text{C}$) and total water vapour content q_t (c, d; shadow, unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)
(a, c) 11:24 BT, (b, d) 11:47 BT
(M and H represent sea breeze convergence line and city heat island, respectively, from VDRAS data)

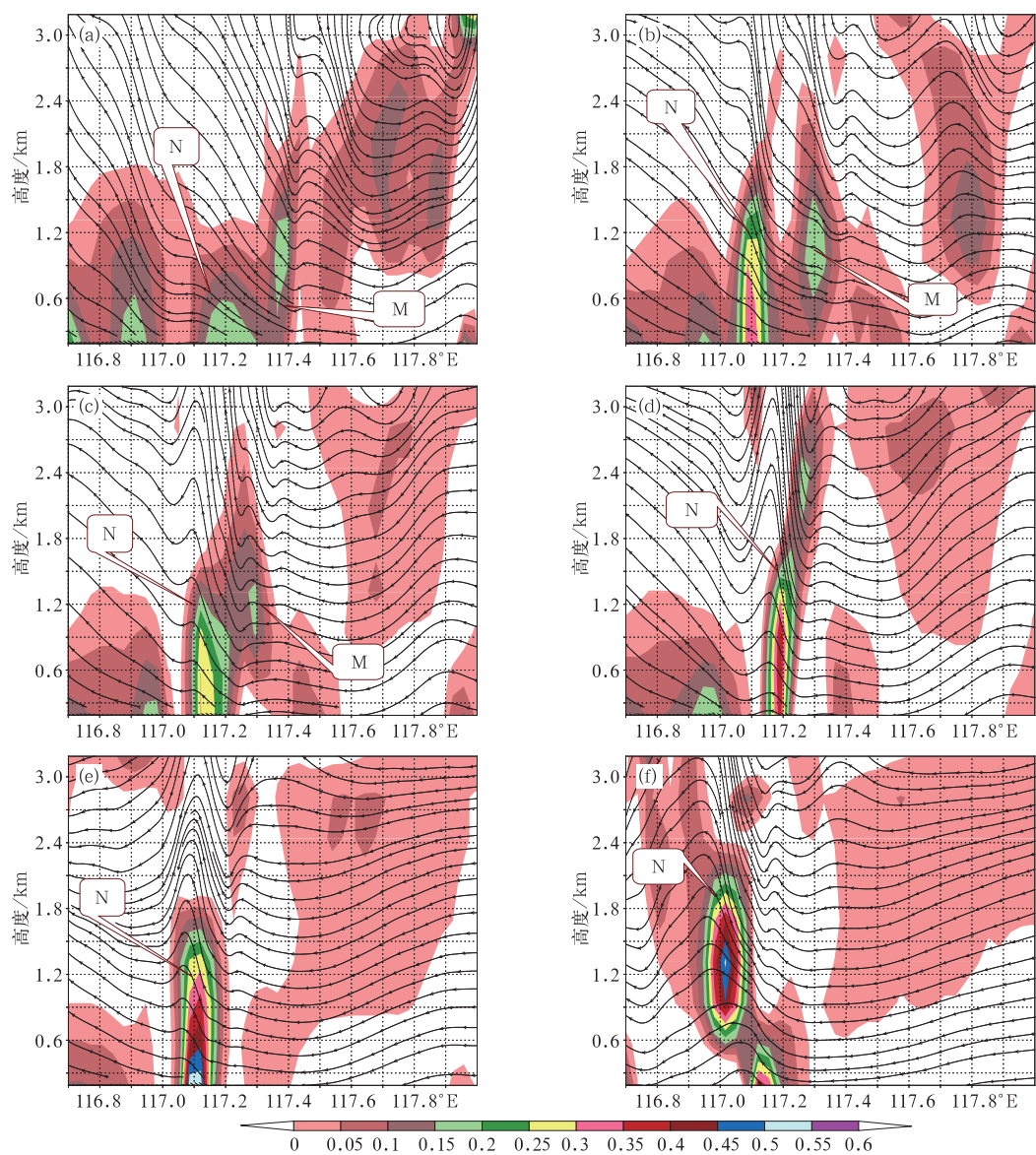


图 7 2011 年 8 月 26 日东西风与垂直速度的合成速度 $u-w$ (u 滤掉系统性东风分量 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 与总水汽含量 q_t (阴影, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 沿 39.1°N 垂直分布剖面图
(N 为对流系统, 源于 VDRAS 资料)

(a) 12:23, (b) 12:47, (c) 12:59, (d) 13:11, (e) 13:35, (f) 14:11

Fig. 7 Vertical distribution along 39.1°N of the integrated speed $u-w$ of east and west wind speeds and vertical velocity (u shows the eastern wind speed $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and total water vapour content q_t (c, d; shadow, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 12:23 BT, (b) 12:47 BT, (c) 12:59 BT, (d) 13:11 BT, (e) 13:35 BT, (f) 14:11 BT

(M and N represent sea breeze convergence line and convective system, respectively, from VDRAS data)

并具有上升速度,且在向西推进的过程中辐合上升运动进一步加强。在西青附近局地产生对流系统 N。12:47(图 7b),总水汽含量值已经达到 $0.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 1.8 km 处的垂直上升速度加强到 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。N 的上升速度明显高于海风辐合线的强度,且 M 与 N 越来越靠近。12:59(图 7c),携带着水汽和

上升速度的海风辐合线与孤立雷暴系统 N 碰并,总水汽含量合并高度在 0.9 km 附近,12 min 后(图 7d),在合二为一的雷暴系统中,总水汽含量值增大到 $0.35 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,垂直上升速度加强到过程最大值 $0.6 \sim 0.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而高度也有所升高。对应雷达回波图 5e 和 5f,12:36—13:00,回波面积和强

度达到最大,说明此时雷暴系统旺盛发展达到最强。而 13:36—14:12,水汽虽还在积聚,但垂直上升速度下降,说明此时降水加大,垂直上升速度受到降水拖曳的影响从而降低了。

可见,海风辐合线与其他雷暴单体或系统合并后,对流系统会强烈发展,这与海风辐合线携带着可供雷暴系统发展的水汽,辐合上升运动为雷暴系统的加强起到了促进作用。

4 结 论

利用加密自动气象站和雷达监测资料,结合 VDRAS 资料(该资料时间分辨率 12 min、水平分辨率 3 km、垂直分辨率 1 km 左右),分别针对单纯海风辐合线触发和海风辐合线与已有雷暴系统合并加强的两个实例,揭示海风辐合线对雷暴系统触发、加强的动力、热力过程。结果表明:

(1) 在环境系统风很弱时,单纯海风伸入内陆到达天津市区的时间比沿海塘沽站晚 3 h,推算天津沿海海风辐合线移速约为 $15\sim 18\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$,海风、陆风转折高度 1.5 km 上下。且海风使地面温度降低、湿度加大。

(2) 海风辐合线进入高不稳定区是触发加强雷暴系统的机制,预警时间达 2 h。

(3) 雷暴单体在海风辐合线附近产生,并与中尺度垂直环流对应,而垂直环流起源于倾斜的海风锋锋面(向海洋一侧倾斜)上的扰动。

(4) 海风辐合线附近集聚着水汽,也是辐合上升运动大值区,当海风辐合线与雷暴系统合并后,由于热力、动力因素的并入,使雷暴系统强烈发展。

鉴于目前缺乏三维高分辨率的时空资料来描述物理过程的现状,VDRAS 同化资料能有效地再现雷暴发生发展动力、热力结构及演变的细致过程,因此,有必要将该信息应用于强对流天气的短时临近预警业务和灾害天气的诊断分析中。

致谢:感谢北京城市气象研究所提供的 VDRAS 资料!

参考文献

陈明轩,王迎春,高峰,等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热动力

反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析. 气象学报, 69(1):64-78.

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.

东高红,刘一玮,孙蜜娜,等. 2013. 城市热岛与海风锋叠加作用对一次局地强降水的影响. 气象, 39(11):1422-1430.

何群英,东高红,贾慧珍,等. 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析. 气象, 35(7):16-22.

高佳琦,苗峻峰,许启慧. 2013. 海陆风识别方法研究进展. 气象科技, 41(1):97-102.

刘运策,庄旭东,李献洲. 2001. 珠江三角洲地区由海风锋触发形成的强对流天气过程分析. 应用气象学报, 12(4):433-441.

刘正奇,谢巨伦. 2003. 东西向海岸线对局地性降水的作用. 气象, 29(12):41-44.

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.

卢焕珍,赵玉洁,俞小鼎,等. 2008. 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. 气象, 34(9):57-64.

邱晓暖,范绍佳. 2013. 海陆风研究进展与我国沿海三地海陆风主要特征. 气象, 39(2):186-193.

漆梁波,陈永林. 2004. 一次长江三角洲飑线的综合分析. 应用气象学报, 15(2):162-173.

盛春岩,史茜,高守亭,等. 2010. 一次冷锋过境后的海风三维结构数值模拟. 应用气象学报, 21(2):189-197.

孙靖,王建捷. 2010. 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. 气象, 36(12):19-27.

孙贞,高荣珍,张进,等. 2009. 青岛地区 8 月一次海风环流实例分析和 WRF 模拟. 气象, 35(8):76-84.

王令,王国荣,孙秀忠,等. 2012. 应用多种探测资料对比分析两次突发性局地强降水. 气象, 38(3):281-290.

汪雅,苗峻峰,谈哲敏. 2013. 宁波地区海陆下垫面差异对雷暴过程影响的数值模拟. 气象学报, 71(6):1146-1159.

易笑园,李泽椿,孙晓磊,等. 2011. 渤海西岸暴雨中尺度对流系统的结构及成因. 应用气象学报, 22(1):23-34.

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, 70(5):974-985.

Mitsumoto S, Ueda H, Ozoe H. 1983. A laboratory experiment on the dynamics of the land and sea breeze. J Atmos Sci, 40:1228-1240.

Nicholls M E, Pielke R A, Cotton W R. 1991. A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida Peninsula. Mon Wea Rev, 119:298-323.

Simpson M, Raman S, Suresh R, et al. 2008. Urban effects of Chennai on sea breeze induced convection and precipitation. J Earth Syst Sci, 117(6):897-909.