张哲，周玉淑，高守亭. 2018. 一次辽东湾飑线过程的观测与数值模拟分析 [J]. 大气科学, 42 (5): 1157–1174. Zhang Zhe, Zhou Yushu, Gao Shouting. 2018. Observational and numerical analyses of a squall line occurring over Liaodong Gulf of China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1157–1174, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17297.

一次辽东湾飑线过程的观测与数值模拟分析

张哲[1,2] 周玉淑[1,2] 高守亭[1,2]

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴院重点实验室（LACS），北京 100029
2 中国科学院大学地球与行星科学学院，北京 100049

摘 要 利用观测资料和高分辨率数值模拟资料对 2014 年 6 月 26 日发生在辽东湾北部的一次飑线过程进行了分析。本次飑线发生发展期间，对流层中层存在正在发展加深的槽，近地面则是偏南暖湿气流和西北干冷气流交汇形成的辐合线，天气尺度环境强迫较强，有利于强对流的触发和发展。此次飑线发生发展于地面辐合线的南段。对比分析表明模拟结果和实况观测较为一致。对辐合线北段对流较快消散，而南段对流得以继续发展成为飑线的原因进行了分析。结果表明，与北段相比，南段环境水汽更为丰富，对流有效位能大，水平风的垂直切变适宜。此外，南段环境还受海风锋导致的增湿、降温以及辐合带来的弱上升气流的影响。以上因素是导致辐合线北段对流较快消散而南段对流可以较长时间维持，并发展成为飑线系统的主要原因。本次飑线在成熟时期的气压场成显著的“高—低”结构分布。对流云区中部存在一个中高压，而尾流低压区位于对流云区后部与层状云区交界处。高压后部是一个强烈的地面辐散区，风速较大。飑线成熟时期中主要存在两支气流，前向入流在飑线前方低层流入，带入暖湿空气并在对流云区抬升，随后分成两支在飑线高层向前向后流出。后向入流在飑线后方中层流入，带入干冷空气并下沉，随后在近地面辐散流出。对飑线的对流云区、尾流低压区、层状云区及飑线后方的模拟探空展现了飑线不同区域的环境场特征。

关键词 飑线 发展机理 中尺度结构
文章编号 1006-9895(2018)05-1157-18 **中图分类号** P446 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17297

Observational and Numerical Analyses of a Squall Line Occurring over Liaodong Gulf of China

ZHANG Zhe[1,2], ZHOU Yushu[1,2], and GAO Shouting[1,2]

1 *Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049

Abstract Results of the analysis based on observation and simulation of a squall line that occurred over Liaodong Gulf of China on 26 June 2014 are shown. The synoptic forcing was strong with a developing trough in the middle troposphere and a convergence line caused by the collision of moist and warm southerly flow and dry and cold northwesterly flow on

收稿日期 2017-12-07；**网络预出版日期** 2018-05-02
作者简介 张哲，男，1990 年出生，博士研究生，主要从事中尺度动力学与数值模拟研究。E-mail: zhangzhe_ucas@163.com
通讯作者 周玉淑，E-mail: zys@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家重点基础研究发展计划（973 计划）项目 2014CB441402，国家自然科学基金项目 41475054、41661144024、41475097、41575047，高原大气与环境四川省重点实验室开放课题 PAEKL-2017-K2
Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2014CB441402), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41475054, 41661144024, 41475097, 41575047),Open Research Fund Program of Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province (PAEKL-2017-K2)

the surface. The squall line was triggered and developed in the southern part of the surface convergence line. A high-resolution simulation of the squall line is carried out, which well reproduced the life cycle of the squall line. The study demonstrates the mechanism for different behaviors of the northern and southern parts of the convection, namely, while the northern part of the convection dissipated quickly, the southern part kept growing and evolved into a squall line. Results suggest that compared to that in the northern part, the moisture was more abundant and the environmental stratification was more unstable in the southern part, while the wind shear there was also more favorable for the development of the squall line. In addition, the sea-breeze front in the southern part helped to increase humidity, reduce temperature and induce weak updraft due to the convergence. All the above factors were accountable for different behaviors of the convection in the northern and southern parts. The pressure field of the squall line exhibited a significant "high−low" pattern in its mature stage. Namely, a meso-high was located in the convective region and a wake low was found in the transient region between convective and stratiform clouds. Strong divergence occurred in the rear of the meso-high, producing large surface winds. There were mainly two branches of flow in the squall line in its mature stage. A front-to-rear (FTR) inflow approached the squall line in the low-level from the front of the squall line, bringing in moist and warm air. The FTR inflow was lifted in the convective region, and split into two branches: an overturning outflow towards the front and an ascending outflow towards the rear in the high level. A branch of mid-level rear-to-front (RTF) inflow descended as it approached the squall line from the rear, bringing in cold and dry air. When it approached the surface, strong divergence occurred. Besides, simulated soundings of the squall line in the convective region, the wake low, the stratiform region and behind the squall line displayed different environment features in different regions of the squall line.

Keywords Squall line, Developing mechanism, Mesoscale structure

1 引言

飑线是指线状或者带状排列的深对流单体，其水平尺度在几十到上百公里，生命史为几小时至十几小时。飑线过境前后，风向风速突变、气压涌升、气温骤降，经常产生破坏性强风、冰雹、下击暴流等。有时候甚至产生龙卷，成为经常影响我国北方的灾害性天气之一。

相比于其他的强对流系统，对飑线的研究起始较早，开始于 20 世纪中叶。早期对飑线的研究受制于观测资料、计算机计算能力和数值模式发展水平，对飑线系统的认识主要集中在利用常规观测资料进行的天气尺度或中尺度分析。如 Newton（1950）利用地面观测资料、探空和飞机观测资料研究了锋前飑线的特征，认为飑线是锋面活动的结果（此结论并不全面，飑线并不一定是锋面活动的结果）。Fujita（1963）指出了飑线的中尺度气压场存在着中高压和尾部低压等气压场特征。Zipser（1977）利用探空资料展示了飑线探空存在着"洋葱型"的低层探空结构，并指出这是后部干冷入流下沉的结果。

20 世纪 80 年代后，由于常规观测资料密度的增加，非常规观测资料的加入（如雷达和卫星等遥感资料的大量获得等）以及计算机计算能力和模式动热力学框架的完善，对飑线的研究和认识也迅速深入。如 Ogura and Liou（1980）利用 81 个探空站资料和雷达资料，较全面地展示了一次飑线个例的动力和热力学结构。Smull and Houze（1987）利用雷达和观测资料研究了飑线的后方入流，指出飑线中尺度的动力过程是产生后方入流的原因。特别值得一提的是美国 OK-PRESTORM（Oklahoma-Kansas Preliminary Regional Experiment for STORM-Central）计划在试验期间捕捉到 1985 年 6 月 10～11 日的俄克拉荷马州飑线过程。该计划利用地面站、加密探空、雷达等多种资料对这次飑线过程进行了全面的观测，并利用数值模式成功再现了这次飑线过程。利用观测资料和模拟结果，很多气象学家从不同角度对这次飑线进行了细致的研究分析，较全面地展现了此次飑线过程的动力、热力和微物理结构。如：利用观测资料展示了飑线的飑前低压、中高压和尾部低压的地面场气压结构以及气流场特征（Johnson and Hamilton，1988）；利用数值模拟分析了飑线的中层涡旋结构、动力和降水结构、微物理过程（Biggerstaff and Houze，1991a，1991b，1993），飑线的热量、水汽和动量收支特征（Gallus and Johnson, 1991, 1992），飑线的触发、后方入流的发展以及消亡（Braun and Houze，1997），飑线的后方入流、地面气压场、层状云降水（Zhang et al., 1989; Zhang and Gao，1989；Gao et al.，1990；Yang and Houze，1996）以及后方入流对冰相过程和相对

湿度的敏感性等（Yang and Houze，1995）。

大量观测数据和模拟结果的获得，也使得对飑线的机理和分类研究得到了发展。如 Haertel and Johnson（2000）指出中高压和尾部低压可以用层状云区降水导致的低层冷却作用的线性反馈来部分解释。Parker and Johnson（2000）利用雷达资料把飑线分成了尾部层状云型，前部层状云型和平行层状云型三类。Parker and Johnson（2004a，2004b）解释了前部层状云型飑线得以维持的原因。

相对于国外对飑线的大量深入研究和丰硕成果，受观测资料和模式等因素的限制，我国对飑线的研究起步相对较晚。研究成果主要出现在 20 世纪 80 年代之后，且主要集中在对飑线天气尺度环境场和中尺度特征的研究方面，也取得了不少有意义的成果。如：在飑线的统计学特征研究方面，丁一汇等（1982）研究了我国飑线发生的天气背景，把我国飑线发生的天气形势分为了槽后型、槽前型、高后型和台风倒槽或东风波型四种。Meng et al.（2013）利用雷达资料研究了我国东部飑线的特点，把我国飑线的消散方式分为了三类。杨珊珊等（2016）统计了冷涡背景下的飑线过程，指出受冷涡影响过程的飑线主要形成在我国江淮流域、华北和东北地区，发生最高频月份为 7 月，发生时间多在午后到傍晚。在飑线组织化机理和飑线过程的大风形成机制方面，有研究认为水汽含量、风垂直切变对飑线的组织化和强度均有影响（陈明轩和王迎春，2012；孙建华等，2014；刘莲等，2015；张建军等，2016），而中层入流是地面灾害性大风形成的重要原因（梁建宇和孙建华，2012），雨水蒸发过程对于增强地面风速也有重要作用（刘香娥和郭学良，2012）。在飑线对于潜热释放和边界层过程的响应方面，沈新勇等（2016a）分析了凝结潜热释放和地表通量对飑线过程的影响，指出凝结潜热释放影响飑线发展维持、移动和垂直结构，地表热通量则加强了白天的边界层湍流辐合，为飑线触发提供了合适的层结条件。沈新勇等（2016b）还研究了飑线中湍流动能和湍流输送特征，并指出其与飑线系统的演变密切相关。在飑线的中尺度结构特征和形态学特征方面也有研究成果（郭弘等，2014；李娜等，2013；刘淑媛等，2007；潘玉洁等，2012；孙虎林等，2011；吴多常和孟智勇，2013），结果表明发生于国内的飑线系统的中尺度结构与国外研究揭示的飑线结构有共同之处。

以上已有研究在有关飑线的统计和水汽、风切及下垫面边界层过程的影响方面取得了很多成果和突破。但是，对飑线的发生发展组织化机理、高分辨率动热力结构的研究仍然不够充分。这一方面是由于飑线属于中尺度强对流系统，突发性强，移动速度快，常规观测资料难以捕获足够的信息。另一方面由于飑线系统的结构、发生发展机理等受多种因素共同作用影响，如大尺度环境场的辐合作用，地形和下垫面的动力和热力强迫作用等。对这些因素如何共同作用，从而导致飑线发生发展的认识尚有待加深。2014 年 6 月 26 日午后至夜间，辽宁省出现了一次强飑线过程的发生发展。飑线发展成熟位置在辽东湾附近，带来了局地强降水和闪电活动。沿辽东湾一带是辽宁省人口密集和经济发达区域，此次飑线过程在大连机场附近造成了超过 20 m s^{-1} 的地面大风，多架次航班被取消，部分观测设备被雷击损坏等。本文对这次飑线过程进行了观测资料和数值模拟分析，希望通过观测和数值模拟，加强对我国飑线中尺度结构及其动力过程的理解，进一步为揭示我国飑线发生发展机理提供参考。

2 飑线过程观测分析

2.1 飑线过程概况

利用中国气象局业务观测质控后的雷达组合反射率资料和自动站资料，以及气象信息中心提供的自动站与 CMORPH 融合的逐时降水量网格数据资料对本次飑线过程进行了跟踪分析。本次飑线过程触发于 02:00～03:00（协调世界时，下同）之间辽宁西北部，是在地面低压前部的辐合线上触发。一系列零散的对流云先后出现于辐合线的不同位置，随后逐渐发展成一条连续的东北—西南走向的对流线。对流线随着气流向东南传播发展，从 06:00～07:00 开始断裂，09:00 左右已经完全分为两段（图 1a，c）。北段逐渐消亡，而南段继续向东南发展成为飑线，于 12:00～13:00 左右在辽东湾北部达到成熟（图 1b，d）。成熟时期的飑线呈弧状，最大雷达组合反射率超过 60 dBZ，一小时累计降雨量超过 25 mm。对流云在飑线前部，后部为大范围的层状云区，为尾部层状云型飑线（Parker and Johnson，2000）。在辽东湾沿岸达到成熟时期之后，飑线继续向东南方向移动并逐渐减弱。15:00（图 1c，f）飑线到达辽东半岛附近，对流线已经断裂不再连续，变成了一些零散的对流单体。随后继续减

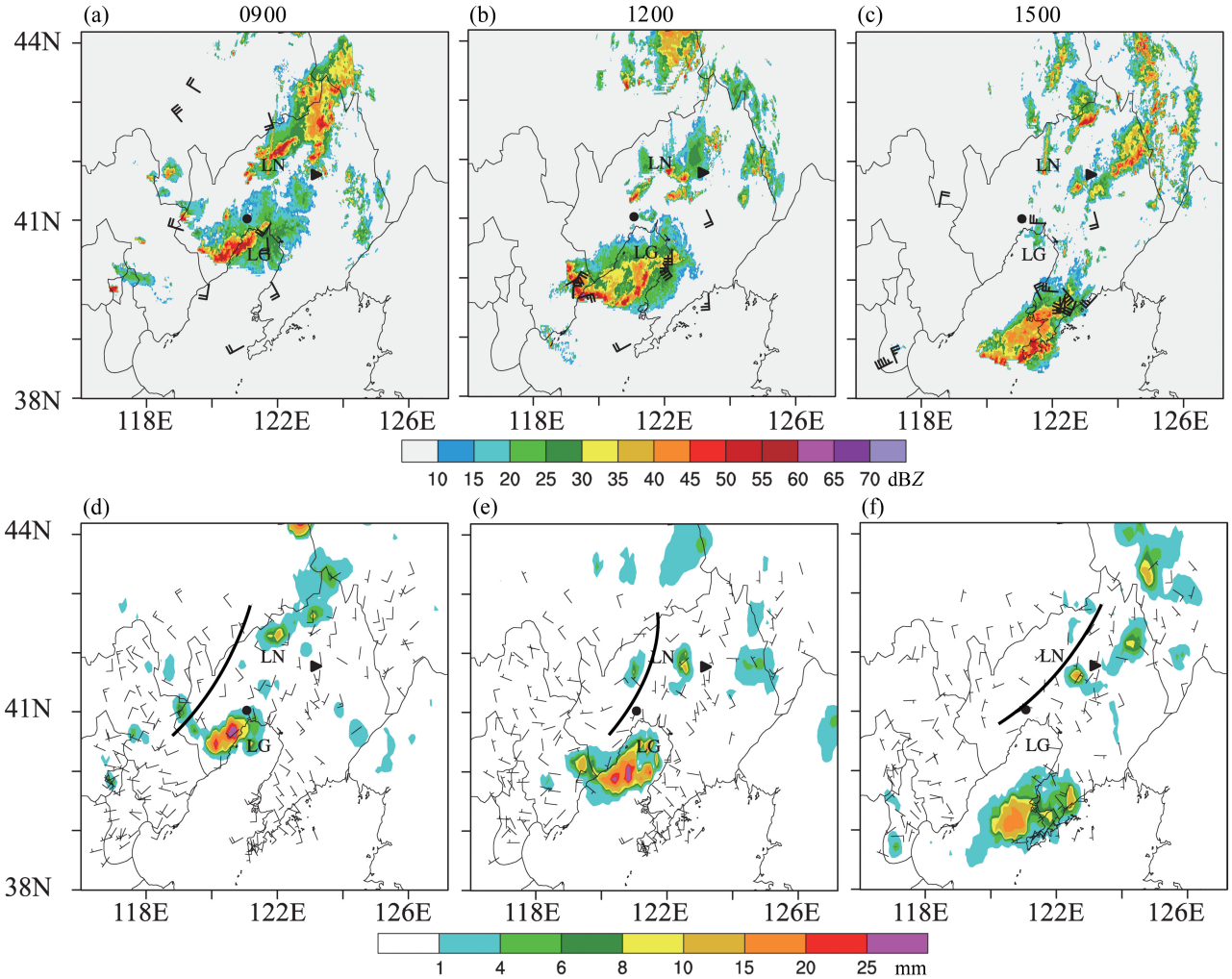

图 1 2014 年 6 月 26 日（a–c）实况雷达组合反射率（填色，单位：dBZ）与风速大于 8 m s^{-1} 的地面自动站（风标）；（d–f）1 小时累计降雨量（填色，单位：mm）及地面风场（风标）。（a，d）09:00（协调世界时，下同）；（b，e）12:00；（c，f）15:00。图中“LN“和”LG“分别表示辽宁省和辽东湾，黑色圆点与三角形分别表示锦州站和沈阳站位置，黑色粗实线为地面辐合线

Fig. 1 (a–c) Observed composite radar reflectivity (shaded, units: dBZ) and the surface auto weather stations where the wind is larger than 8 m s^{-1} (wind barbs), (d–f) 1 h accumulated precipitation (shaded, units: mm) and surface wind (wind barbs) on 26, June 2014. (a, d) 0900 UTC, (b, d) 1200 UTC, (c, f) 1500 UTC. “LN” and “LG” represent Liaoning Province and Liaodong Gulf, respectively. The black dot and triangle denote the positions of Jinzhou station and Shenyang station, respectively. The thick black lines denote the surface convergence line

弱，并移入渤海。17:00 之后对辽宁省的影响基本结束。

锦州市位于辽东湾西北，是飑线成熟之后最先影响的地方之一。因此，首先利用锦州站的探空资料来对本次飑线过程的发生发展条件进行分析。由 00:00 时的锦州站探空可知（图 2），低层风速较大，925 hPa 风速超过 12 m s^{-1}，为西南风。海面上来的暖湿空气受陆地摩擦力增大等影响，容易产生辐合。低层风成顺时针旋转，925～700 hPa 水平风垂直切变约为 12.5 m s^{-1}，有利于强对流的发展（Markowski and Richardson，2011）。对流有效位能（CAPE）值较大，达到 2000 J kg^{-1}。抬升凝结高度（LCL）低，为 921 hPa，气块容易抬升到 LCL 而释放凝结潜热，使其更加不稳定而继续上升，形成对流。低层水汽条件较丰富，而 600 hPa 以上存在一个干区。这种近地面层水汽丰富，中层水汽缺乏的层结条件，使得低层气块被强迫抬升后容易因为不稳定而继续上升发展，有利于对流的增强（寿绍文等，2009）。从探空分析可见，辽东湾北岸处于一个比较有利于强对流发展的条件下。

2.2 天气尺度背景场分析

利用美国国家环境预报中心 NCEP（National

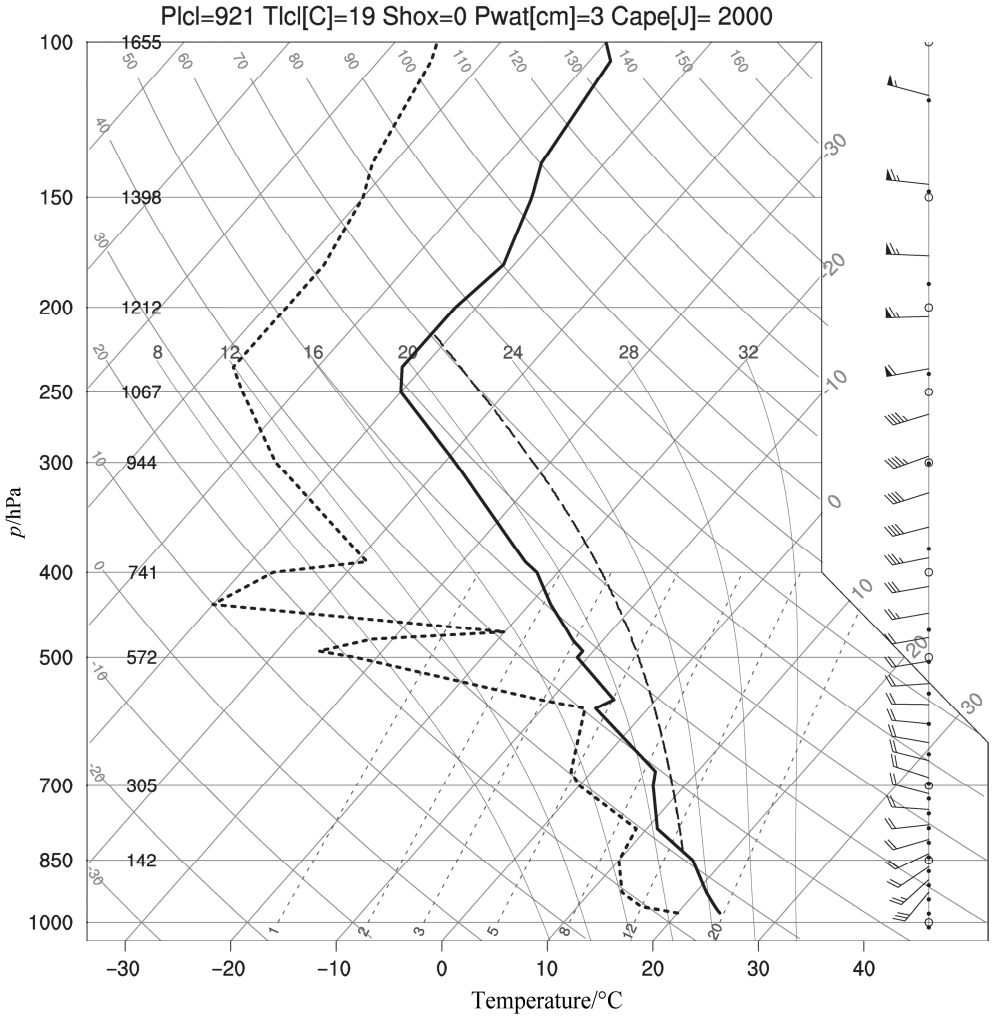

图 2　2014 年 6 月 26 日 00:00 锦州站探空曲线。黑色实线表示环境温度曲线，黑色短虚线表示环境露点温度曲线。黑色长虚线与黑色实线所围的部分表示对流有效位能

Fig. 2　Skew *T*–log *p* diagram for Jinzhou at 0000 UTC 26, June 2014, with black solid line and black short dashed line representing the temperature and dew point, respectively. The area surrounded by the black long dashed line and the black solid line denotes convective available potential energy (CAPE)

Centers for Environmental Prediction）提供的 1°×1° 的 FNL（Final Operational Global Analysis）资料对此次飑线发生的天气尺度背景场进行分析。从天气背景场上看，200 hPa 上（图 3a），辽东湾一带位于高空急流出口区左侧，高层辐散容易形成上升运动。500 hPa 上（图 3b），我国东北部地区有一高空槽，呈东北—西南走向。温度槽落后于高度槽，辽宁一带为冷平流，利于系统发展。此次飑线触发前后，高空槽是处于不断加深和向南发展的过程中，槽比较深厚，天气尺度强迫较强。本次飑线发生发展于槽前的辐合区。850 hPa（图 3c），我国东北地区为一低涡，飑线生成于低涡南面。辽宁省上空低涡南部存在一支西南—东北向的低空急流，在飑线发生发展的 00:00～06:00 之间，该低空急流处于加强发展阶段。地面图上（图 3d），东北地区处于蒙古高压和西太平洋副高之间的一个东北—西南走向的狭长低压区，低压在不断加深发展。辽宁地区位于低压区西南侧。低压西侧的西北气流和南侧的南风气流在辽宁西部辐合，南风的气流由于是从海上过来，水汽比较丰富，在辐合区两股气流交汇处水汽梯度比较大。这样高层为急流轴出口区左侧，低层为低涡，容易辐合抬升形成深对流，有利于对流的触发和继续发展。

3　模拟设计与结果验证

模拟采用 WRF（Weather Research and Forecasting）模式 3.5 版本（Skamarock et al. 2008），网格分辨率为 4 km 嵌套 1.33 km，双向反馈。水平

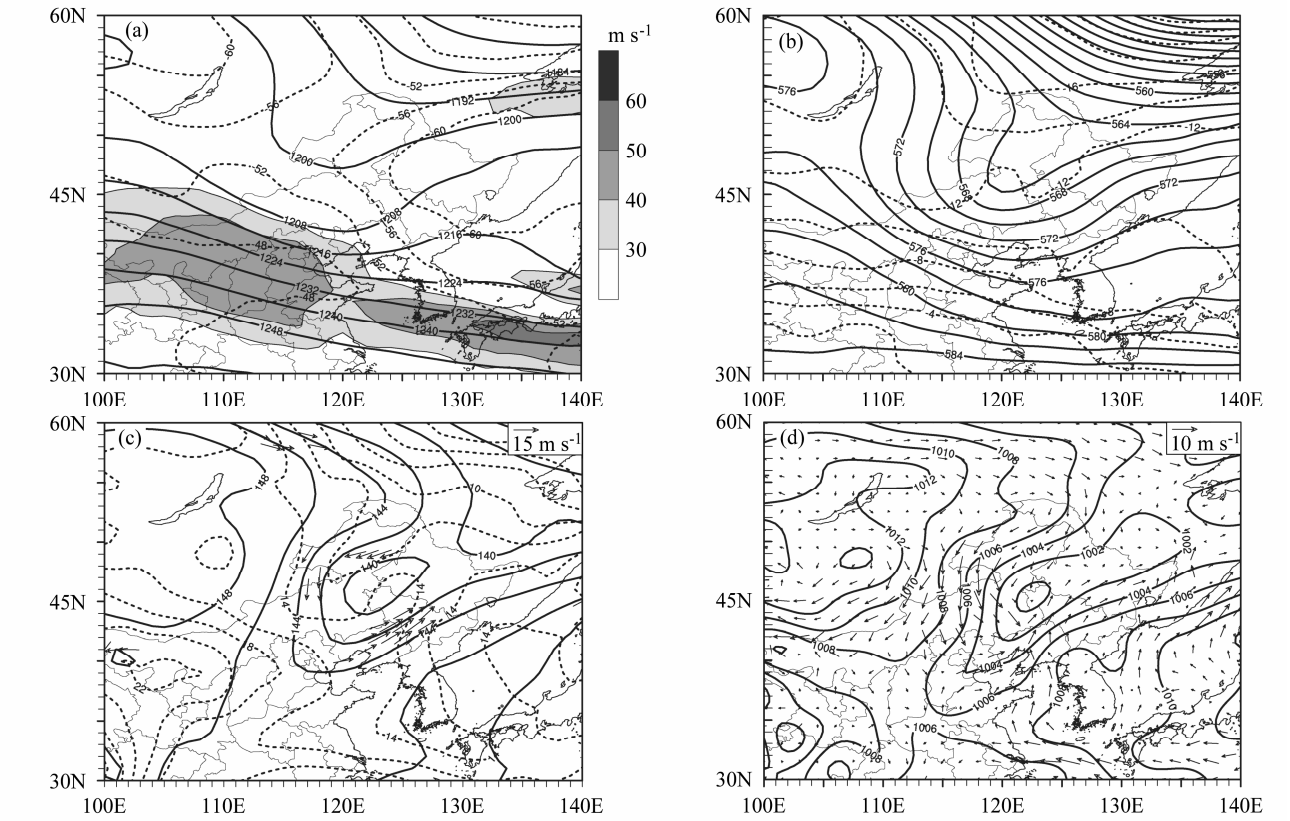

图 3 2014 年 6 月 26 日 00:00（a）200 hPa（填色为风速，单位：m s^{-1}）、（b）500 hPa、（c）850 hPa（图中标出了大于 12 m s^{-1} 的风场）温度、位势高度（单位分别为：°C 和 dagpm）和（d）海平面气压及地面风场（单位分别为：hPa 和 m s^{-1}）分布。虚线等值线为等温线；（a–c）实线等值线为高度场；（d）实线等值线为海平面气压场

Fig. 3 The temperature (dashed lines; units: °C) and geopotential height (solid lines; units: dagpm) at (a) 200 hPa (shaded: wind speed), (b) 500 hPa, and (c) 850 hPa (vectors, wind large than 12 m s^{-1} is plotted); (d) wind at 2 m height (vectors, units: m s^{-1}) and sea level pressure (solid lines; units: hPa) at 0000 UTC 26 June 2014

格点数均为 910×892。垂直层数均为 51 层，微物理过程采用 Morrison 双参方案（Morrison et al.，2009），边界层方案采用 ACM2（Pleim，2007）方案。两层网格均不使用积云参数化方案。模式初始时刻为 2014 年 6 月 26 日 00:00，积分 24 h，模式初始条件和边界条件由 FNL 资料提供，时间间隔为 6 h。

为了验证模式结果的准确性，我们用实况资料与 1.33 km 分辨率模拟结果作了比较。对比的观测资料包括雷达组合反射率、一小时累计降雨量、探空等。结果表明模拟较好地再现了飑线的整个生命史过程，包括触发的时间和位置、移动方向和速度、飑线结构、发展和消亡过程等。具体分析如下。

此次飑线过程触发于辽宁省西北部，虽然在触发时刻没有获得雷达观测的组合反射率资料，但从降水资料可以大致确定其触发位置。从 04:00 时（也即对流触发后 0.5～1.5 h）的一小时累计降水量可以看出（图 4a），辽宁省西北部存在着一个较小的降雨中心，最大一小时累计降雨量约为 4～6 mm。模拟对此时的一小时累计降雨量重现得较好（图 4e），虽然模拟的一小时累计降雨量较实况稍偏强，也相对零散，但位置与实况基本一致。实况中在辽宁省中东部也存在降雨中心，但此降雨中心不是由本次飑线过程造成，不在考虑范围内。07:00（图 4b），与对流系统有关的降雨分为了两条降雨带，两条降雨带均为东北西南走向。靠北的一条位于辽宁西北部与内蒙交界处，呈现一个主要的降雨中心。靠南的一条位于锦州市—阜新市一带，分为几个降雨中心。模拟的一小时累计降雨量也再现了此特点（图 4f），位置与走向基本和实况一致。12:00（图 4c），飑线发展到成熟阶段，一小时累计降雨量高值区主要位于辽东湾，一小时最大降雨量超过 25 mm，此时有两个明显的降雨中心。模拟的一小

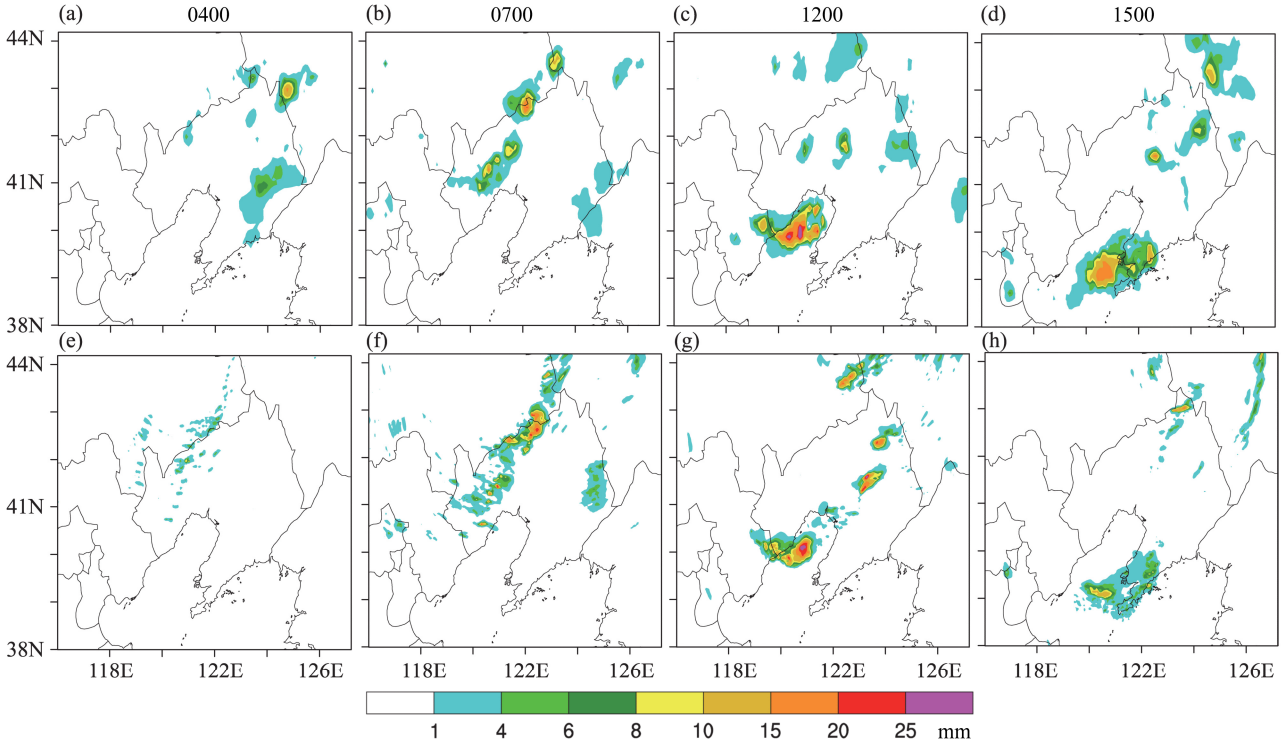

图 4　2014 年 6 月 26 日（a–d）实况与（e–f）模拟的 1 小时累积降水量分布（彩色阴影为 1 小时降水量大于 1 mm 区域）：（a，e）04:00；（b，f）07:00；（c，g）12:00；（d，h）15:00

Fig. 4　(a–d) Observed and (e–f) simulated 1 h accumulated precipitation (color shading denotes areas where the 1 h accumulated precipitation is larger than 1 mm) on 26, June 2014: (a, e) 0400 UTC; (b, f) 0700 UTC; (c, g) 1200 UTC; (d, h) 1500 UTC

时累计降雨虽然范围比实况要小（图 4g），但对于雨带的形状、走向、量级、降雨中心都有较好反映。15:00 时（图 4d），飑线已处于消散阶段，降雨量级明显减小。模拟的飑线因为比实况消散更早（图 4h），因此在降雨量级和中心的范围上，比实况稍小。

模拟雷达组合反射率也对实况有较好反映。09:00 为此次过程中有雷达组合反射率的最初时刻（图 5a），可以看出此时的对流已经分裂在辐合线的两端。北段的对流结构比较零散，呈逐渐减弱消失趋势；而南段的对流结构较有组织化，对流区呈明显线状，继续向南发展移动，随后成为成熟的飑线。模拟的雷达组合反射率也基本反映出这样的特征（图 5d），除了在这两段对流区中间还产生了观测中并不存在的一块小的对流外（但是这个对流很快消散，对后面的分析影响不大），也是分裂成了两块对流区。12:00（图 5b），飑线发展到成熟时期，雷达组合反射率高值区呈现弓状回波样的弧形。对流云区位于前部，组合反射率高值超过 50 dBZ，对流云位于飑线前部，后部是大面积的层状云区，为尾部层状云型飑线（Parker and Johnson，2000）。模拟的雷达组合反射率也基本再现了这样的特征（图 5e），不过模拟对流云区比实况稍宽，东西方向延伸比实况略短。随后，飑线逐渐消散。15:00（图 5c），飑线雷达组合反射率已经比较散乱，飑线前部对流线已经不再连续，而是分裂成了若干个对流单体。

对探空曲线也进行了验证。取受飑线影响较大的锦州站（41.13°N，121.12°E）和受飑线影响较小的沈阳站（41.73°N，123.52°E）的 00:00 实况和模拟资料进行了对比分析。模拟资料为了使探空更具有代表性，取的是与实况站点同一经纬度的格点及其周边最近的八个格点的物理量的平均场来构造模拟探空。锦州站的探空曲线特点在 2.1 节已经介绍，在此不再详述。模拟（图 6b）探空曲线与实况（图 6a）吻合得较好，如 800 hPa、600 hPa 和 450 hPa 左右的三个湿层、低层风速和风切状况、LCL 高度等。模拟的 CAPE 值比实况稍小，为 1374 J kg^{-1}。沈阳受此次飑线过程影响较小，探空呈现了与锦州站不同的特点（图 6c）。近地面为南风，风

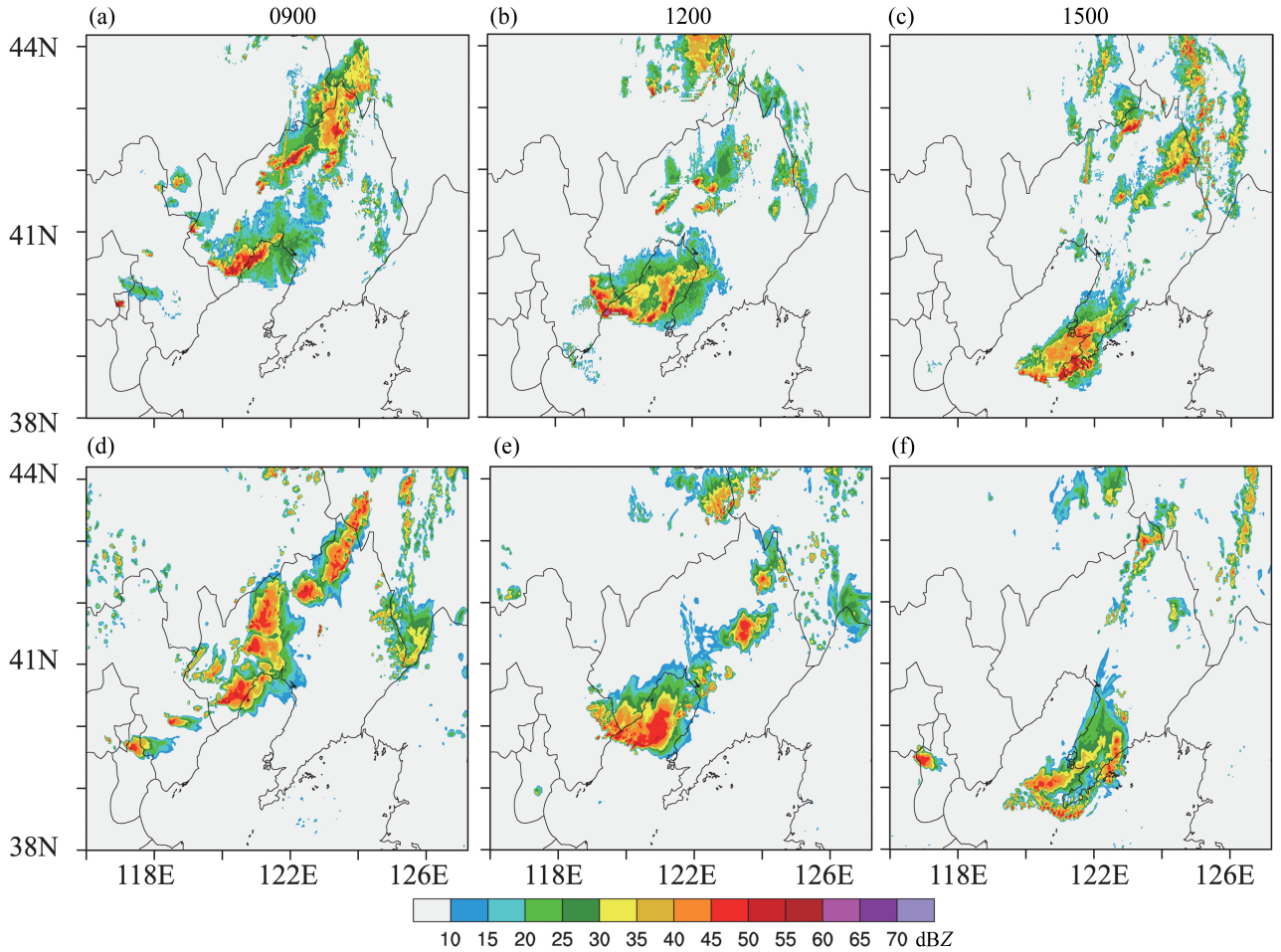

图 5 2014 年 6 月 26 日（a–c）实况与（d–f）模拟的雷达组合反射率（单位：dBZ）：（a，d）09:00；（b，d）12:00；（c，f）15:00

Fig. 5 (a–c) Observed and (d–f) simulated composite radar reflectivity (units: dBZ) on 26, June 2014 at (a, d) 0900 UTC, (b, d) 1200 UTC, and (c, f) 1500 UTC

速较大，随高度顺转为西南风。近地面为相对较干的层次。约 900～500 hPa 层结曲线和露点曲线十分接近。然而，其 CAPE 值为 0，虽然中低层水汽丰富，却没有触发强盛的对流。模拟探空（图 6d）也基本再现了这一特点。

综合一小时累计降雨量，雷达组合反射率实况以及探空的实况和模拟对比可以得出，此次模拟较好地再现了飑线的发生发展消亡的整个生命史过程，对于飑线的结构等特点也成功地再现。由此可以认为，用此次模拟结果来进行进一步的分析，结果是合理可信的。

4 辐合线南北两段对流发展演变的环境特征对比和飑线中尺度结构特征分析

上一节已经利用了雷达、降雨、探空等资料对模拟结果进行了验证，模拟较成功地再现了实况飑线的整个生命过程。本节将利用观测和模拟资料，对本次飑线过程的南北段对流发展差异原因以及中尺度风场、温度场和气压场（简称：风温压场）结构进行分析。

4.1 辐合线南北两段对流演变的环境场差异对比分析

前面已经提到，对流在地面辐合线上产生，随后随着引导气流向东南方向移动，于 06:00～07:00 之间开始逐渐断裂成两段。北段对流较快地减弱，对辽宁省的中东部影响不大；而南段则继续发展成为了成熟的飑线，给辽宁省沿海地区带来了雷暴、局地大风和短时强降雨等天气，导致航班取消、防雷设备损坏等。因此，下面对南北两段对流不同演变特征的成因进行分析。

首先对南北两段的能量状况进行分析。图 6 中，

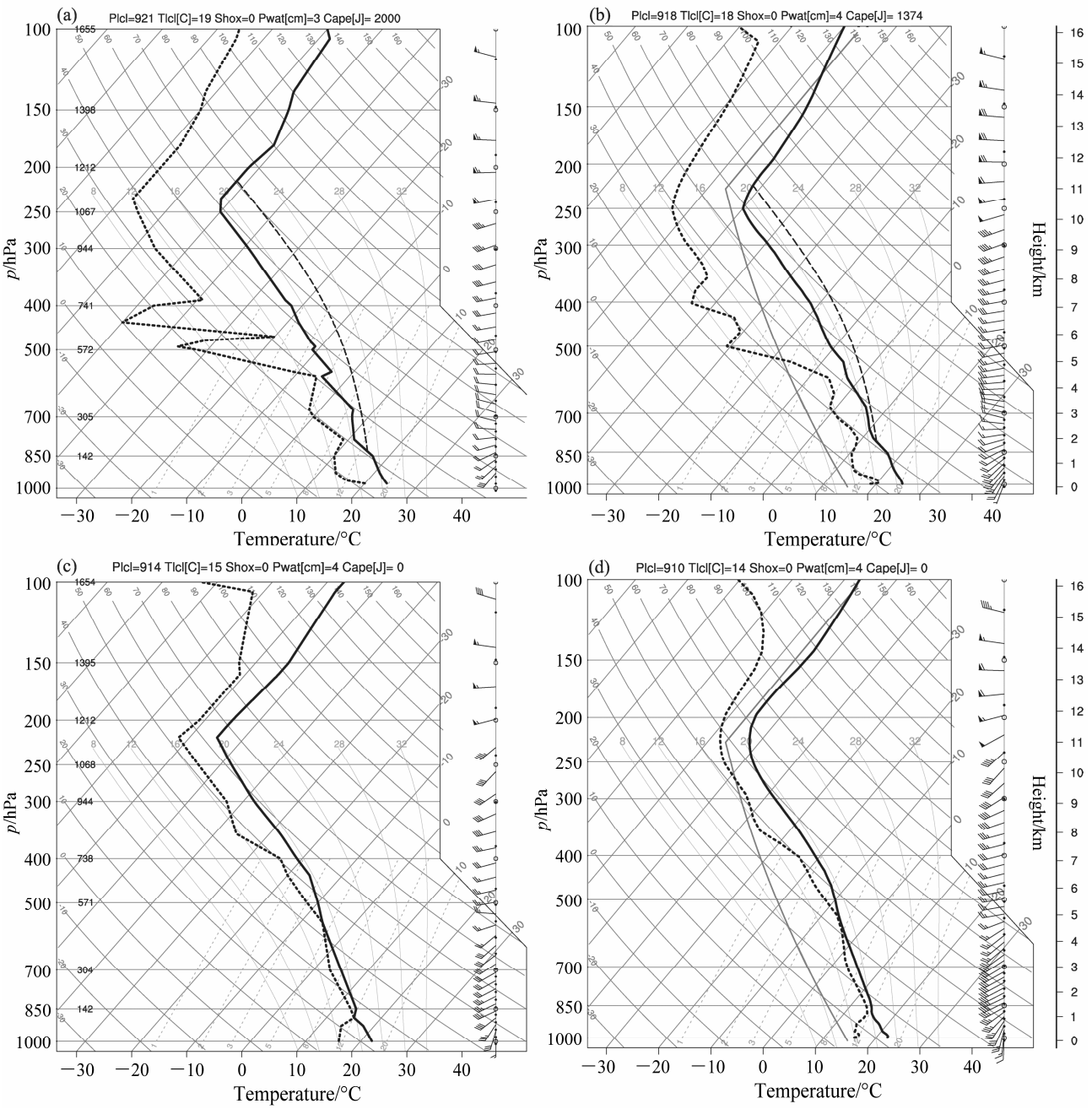

图 6　2014 年 6 月 26 日 00:00 锦州站（a）实况与（b）模拟探空，以及沈阳站（c）实况与（d）模拟探空。黑色实线表示环境温度曲线，黑色短虚线表示环境露点温度曲线。黑色长虚线与黑色实线所围的部分表示对流有效位能

Fig. 6　(a) Observed and (b) simulated skew *T*–log *p* diagrams for Jinzhou station at 0000 UTC 26, June 2014, with black solid line and black short dashed line representing temperature and dew point, respectively. And the area surrounded by the black long dashed line and the black solid line denotes convective available potential energy (CAPE). (c) and (d), as in (a) and (b), respectively, but for Shenyang station

锦州站可以代表南段飑线的环境层结状况，而沈阳站可以代表北段飑线的环境层结状况。可以看到，锦州站（图 6a，b）的 CAPE 值较大，模拟和探空的 CAPE 值均超过 1000 J kg^{-1}。近地面层是个湿层，水汽条件充足。而中层较干，槽后干冷空气侵入容易导致不稳定。使得对流触发之后有足够的能量保证其继续发展。而沈阳站（图 6c，d）的探空特点与锦州站差异很大。对流有效位能为 0。其近地面层是干层，而中层较湿，虽然饱和度大，但层结较为稳定。因此，西面产生的对流移入此区域之后，

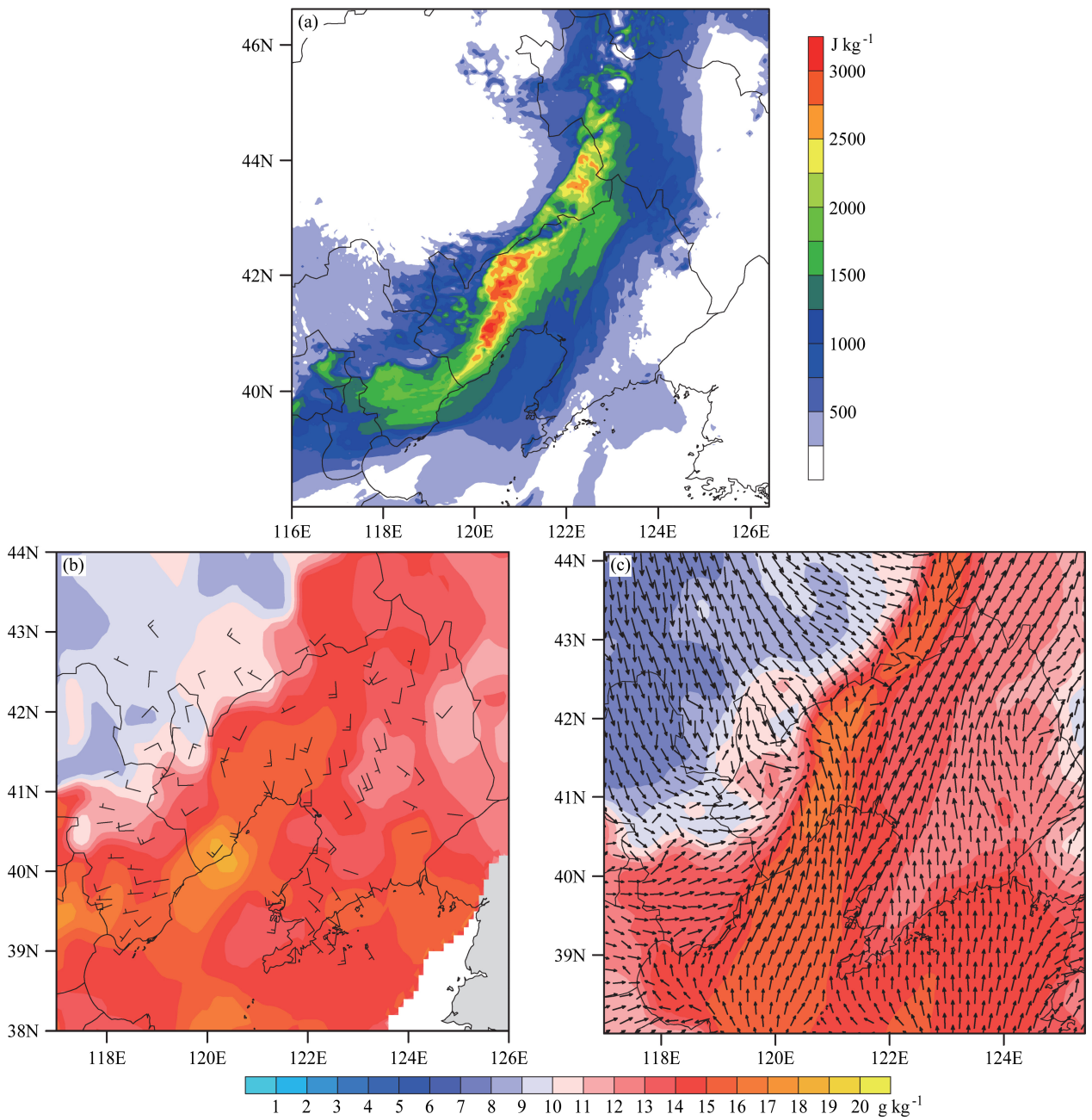

图 7 2014 年 6 月 26 日 06:00（a）模拟 CAPE 值分布（单位：J kg^{-1}）、（b）实况和（c）模拟的地面水汽混合比（填色，单位：g kg^{-1}）和地面风场

Fig. 7 (a) Simulated CAPE (shaded, units: J kg^{-1}), (b) observed and (c) simulated mixing ratio of ground water vapor (shaded, units: g kg^{-1}) and surface wind at 0600 UTC, 26, June 2014

得不到能量的补充而逐渐地消亡。从模拟的 06:00 CAPE 值可以清楚地看出北段和南段环境特征的差异（图 7a）。辽宁省西部和西南部是 CAPE 值较大的区域，对流在辽宁省西部边界附近触发，然后在西南部发展成为飑线。而中部和东部 CAPE 值较小，对流移动到这一区域就较快地消散了。地面水汽分布特征也是如此（图 7b，c），辽东湾沿岸为地面水汽高值区，海上来的南风带来了丰富的水汽，对对流的发展和维持较为有利。而辽宁省中东部是水汽低值区，与辽东湾沿岸的地面水汽混合比相差达到 6 g kg^{-1} 以上。以往研究表明，对流触发和发展对低层水汽及其敏感，敏感性试验表明，1 g kg^{-1} 的水汽差，有可能导致对流完全不能触发或者可以发展成强对流（Crook，1996）。

对南北两段的风切情况也进行了分析。以往研究表明，风切在对流触发期间不利于对流的形成，这主要是由于夹卷效应所导致。风切导致夹卷效应加强。夹卷效应使得干空气侵入到上升的暖湿空气中，减少其水汽混合比，使其到达自由对流高度所需能量比用气块法假设计算得的理论值要高（Markowski and Richardson, 2011）。然而在对流发展的时候，适当的风切却有利于对流的发展和长时间维持。Rotunno et al.（1988）指出低层风切与冷池的平衡，是飑线得以长时间维持的原因（RKW 理论）。其本质是，适当的风切和冷池平衡，可以使得上升气流更加垂直，而使得夹卷作用较小，气块因夹卷损失的浮力小，因此可以发展得更强和维持更长久。利用模拟资料，分别选取了南段和北段对流（图 8a）的一个区域做垂直于对流线方向的风速随高度的变化图（图 8b），可以看出，南北两端的低层（0～2 km）风切有明显差异，南段大于北段，南段 0～2 km 风切约为 10 m s^{-1} 左右，而北段风切较小，为 5 m s^{-1} 左右。南端风切数值更较适合长时间维持的强对流的环境风切（Evans and Doswell III，2001）。做南（图 8d）北（图 8c）两段的剖面可看出，南段上升气流更强更加陡直，而北段气流则发展得较弱。同时，南段上升气流处于相对湿度较高的区域，说明夹卷作用较小，干空气无法侵入到对流内部。而北段对流中有低相对湿度的空气被夹卷进入对流区域，高相对湿度区被挤压得很小，因夹卷损失的浮力较大，因此发展不强烈且减弱消散也较快。

由于南段对流是在辽东湾沿岸得到发展，因此，对海陆风在对流的维持和发展中的作用也进行了探究。在海陆风环流中，白天海风势力不断增强，近海的陆地一般会出现平行于海岸线的狭长辐合区，这种由海面向陆地推进的前缘，被称为海风锋（于希里等，2001）。海风锋是海风与陆风形成的温压湿不连续边界，海风锋经过时，近地面会出现温度下降和风向改变等过程。一般来说，海风锋是边界层的中尺度系统，自身难以独自形成强对流天气，但是其对沿海强对流天气的触发和发展有一定作用。分析 05:00 时自动站观测资料（图 9a）可发现，在对流系统没移到辽东湾沿岸时，辽东湾沿岸已经出现了若干个辐合区，这些辐合区平行于海岸线，成带状分布，同时沿岸也出现了降温的特征。图中所示区域主要存在两个降温区域。一个为辽宁省西部边界一带由于强对流冷池而导致的降温区（最大超过 5 °C h^{-1}），这是由于对流降水在近地面蒸发所致，降温幅度较大。另一个为辽东湾沿岸由于海风锋产生的弱降温区。由海风锋产生的降温较弱，约为 0.5～1°C h^{-1} 左右。随着对流的继续向东南移动，冷池前沿与海风锋碰撞合并。在 06:00（图 9b），可以看出两个降温区域已经基本合并，无法区分。模拟结果与观测较为一致（图 9c），基本再现了由于冷池产生降温和海风锋产生的降温的两个降温区，模拟的由于冷池产生的降温区强度与观测相比强度较弱。随着对流逐渐向东南移动，冷池前沿与海风锋接近碰撞（图 9d），随后降温区融为一体，很难再识别出冷池前沿和海风锋各自的位置（图 9e）。海风锋对于对流加强的作用存在于以下两个方面：一方面，海风锋使得渤海湾沿岸增湿降温，导致抬升凝结高度和自由对流高度降低，更有利于对流发展；另一方面，在辐合线南段对流向沿海推进的过程中，与海风锋边界碰撞，强对流与辐合线上的上升运动合并加强，并把海风带来的洋面上的水汽向上输送，导致了辐合线南段对流的加强和发展。海风锋主要影响近海的陆地，而北段的对流由于较为远离辽东湾，受海风锋的影响较小，在观测和模拟上，北段对流附近都没有出现海风锋过境带来的降温和风向转变的特征。

综上，近地面水汽场和低层风切状况的差异，南段有 CAPE 不稳定能量集聚以及海风锋的共同作用，可能是辐合线南段对流可以较长时间维持并发展成飑线系统，而北段对流较快消散的主要原因。

4.2 飑线中尺度风场、温度场和气压场特征

利用模拟资料对本次飑线过程成熟时期的中尺度风温压场进行了分析。本次飑线过程属于尾部层状云型飑线。飑线前沿为强烈的对流区，而后部为大范围的层状云区。飑线成熟时期的气压场存在一个中高压和一个尾流低压（图 10a），中高压位于飑线前部的对流云区，而尾流低压位于飑线对流云区后部。中高压与尾流低压均在飑线基本达到成熟时期时才较为明显。而在发展阶段和消亡阶段很弱。中高压后部是一个强烈的地面辐散区，地面辐散气流向前后流出，导致在对流云区前部和对流云区后部与层状云区交界处，形成了两个地面出流大风区。以往我们多关注飑线对流云区前部的向前出流的地面大风区，但从此次模拟结果来看，向后出

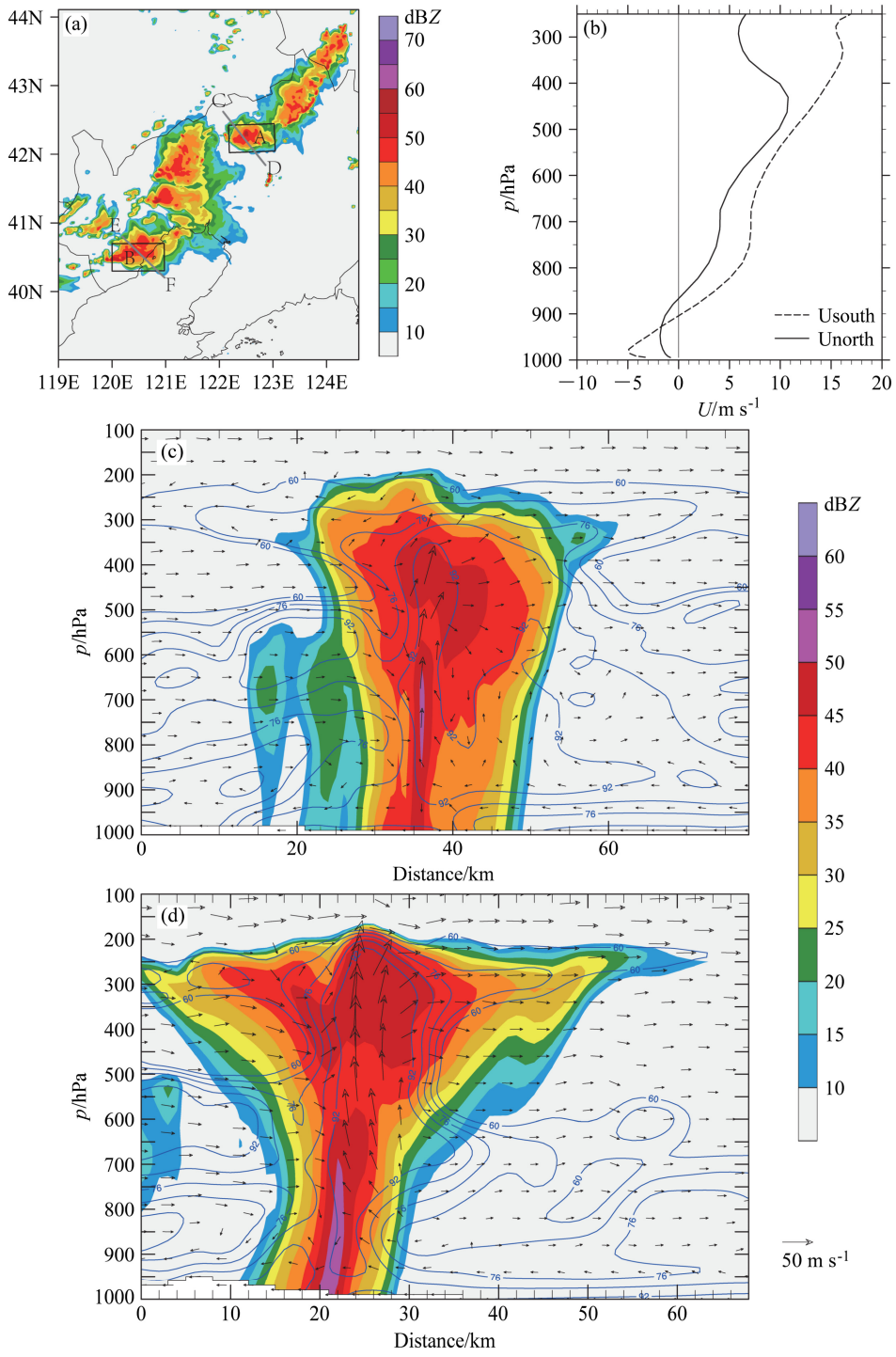

图 8 2014 年 6 月 26 日 09:00（a）雷达组合反射率（单位：dBZ），（b）北段（实线）和南段（虚线）的区域对流线法向的平均风场廓线 [北段和南段所取的平均区域分别为图（a）中 A 和 B 黑框的位置]，（c）北段的雷达反射率（填色，单位：dBZ）、风场（箭头，垂直速度乘以了 10 倍；单位：m s^{-1}）以及相对湿度 [蓝色线，单位：%，剖面位置为（a）中 *CD* 灰色线]。（d）同（c），剖面位置为（a）中的 *EF* 灰色线

Fig. 8 (a) Simulated composite radar reflectivity (shadings; units: dBZ); (b) area averaged wind profile normal to the convective line, and the solid and dotted lines indicate the averaged wind profiles in black rectangles A and B in (a), respectively; (c) cross sections of radar reflectivity (shadings; units: dBZ), relative humidity (blue lines; units: %), and the storm-relative wind component (black vectors with vertical velocity amplified ten times; units: m s^{-1}) along the grey line *CD* as shown in (a); (d) same as (c), but for cross sections along grey line *EF* at 0900 UTC, 26, June 2014

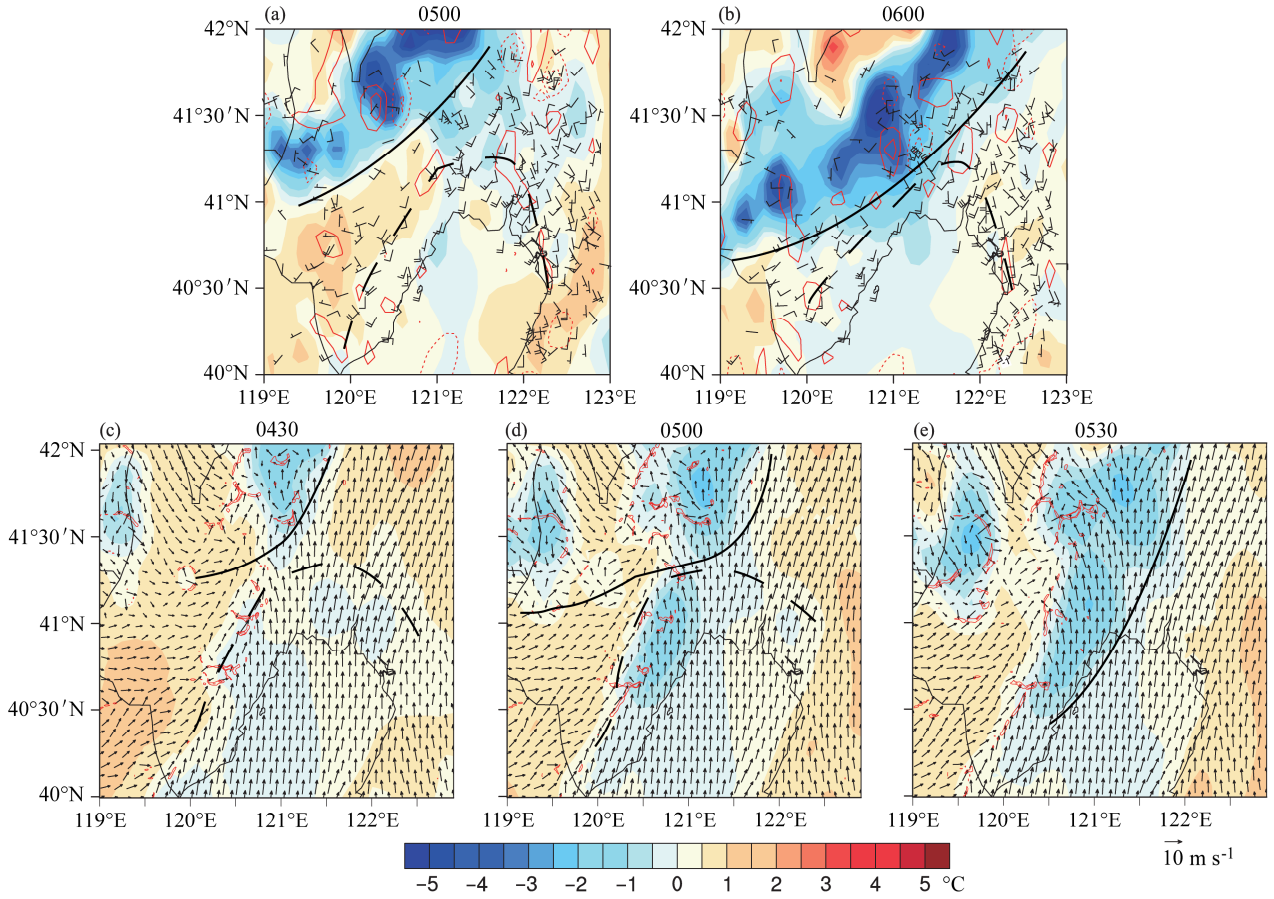

图 9　2014 年 6 月 26 日（a，b）观测的一小时变温（填色，单位：°C），地面散度（红实线和红虚线分别代表负值和正值，间隔为-1×10^{-4} s^{-1}，最外层为$\pm1\times10^{-4}$ s^{-1}，）以及地面自动站风场（风标，单位：m s^{-1}）；（a）05:00;（b）06:00。（c–e）模拟的一小时变温（填色，单位：°C），近地面垂直速度（红线，间隔为 1 m s^{-1}，最外层为 1 m s^{-1}）以及地面风场（箭头，单位：m s^{-1}）：（c）04:30;（d）05:00;（e）05:30。黑色虚线和实线分别为为海风锋的位置和冷池前沿位置

Fig. 9　(a, b) Observed 1 h surface temperature change (shadings, units: °C), surface divergence (red solid line and red dashed line represent negative and positive values, interval: 1×10^{-4} s^{-1}, with the outmost line $\pm1\times10^{-4}$ s^{-1}), and wind (wind barbs, units: m s^{-1}) on 26, June 2014: (a) 0500 UTC; (b) 0600 UTC. (c–d) Simulated 1 h surface temperature change (shadings, units: °C), surface vertical velocity (red lines, interval: 1 m s^{-1}, with the outmost line 1 m s^{-1}), and wind (arrows, units: m s^{-1}) on 26, June 2014: (c) 0430 UTC; (d) 0500 UTC; (e) 0530 UTC. Black dashed line and solid line indicate the position of the see-breeze front and the leading edge of the cold pool, respectively

流的大风区风速也会很大，在飑线前沿过境之后，仍要关注后向地面大风可能造成的影响。向前出流的地面大风，与飑线前方朝向飑线而来的环境风在飑线前部对流云区强烈辐合抬升，有利于对流云区上升气流的维持。一个比较有趣的特征是，从 12:00～13:00，从模拟雷达回波上来看，雷达超过 45 dBZ 的面积在减小，飑线是处在减弱的过程中（图 10b）。但是中高压和地面大风区的面积都在扩大。13:00 与 12:00 相比，中高压范围更加广阔，向前的地面大风区也从对流云区扩展到了整个飑线前沿，这可能是由于冷池的强度所导致。以往研究一般认为，中高压与地面大风的形成，与对流云区降雨在近地面蒸发而形成的冷池有关（Johnson，2001）。对流虽然在缓慢减弱，然而降雨强度仍然较大，蒸发作用仍然较强。飑线前方由于是较强的南风气流，有效阻碍了冷池的出流，使得冷池在对流云区不断堆积增厚，因此导致中高压仍旧在增强，地面大风区范围也在增加。这两个时间的剖面图（图 10c–d）可以很明显地看出这一特点，13:00 在对流云区中低层的冷池（黑色打点区域）要比 12:00 范围大而且深厚得多。

图 10c，d 为飑线在成熟时期（12:00、13:00）的雷达反射率、相当位温和风暴相对风速的垂直剖面图。其中风暴相对风速为环境风速减去风暴的移

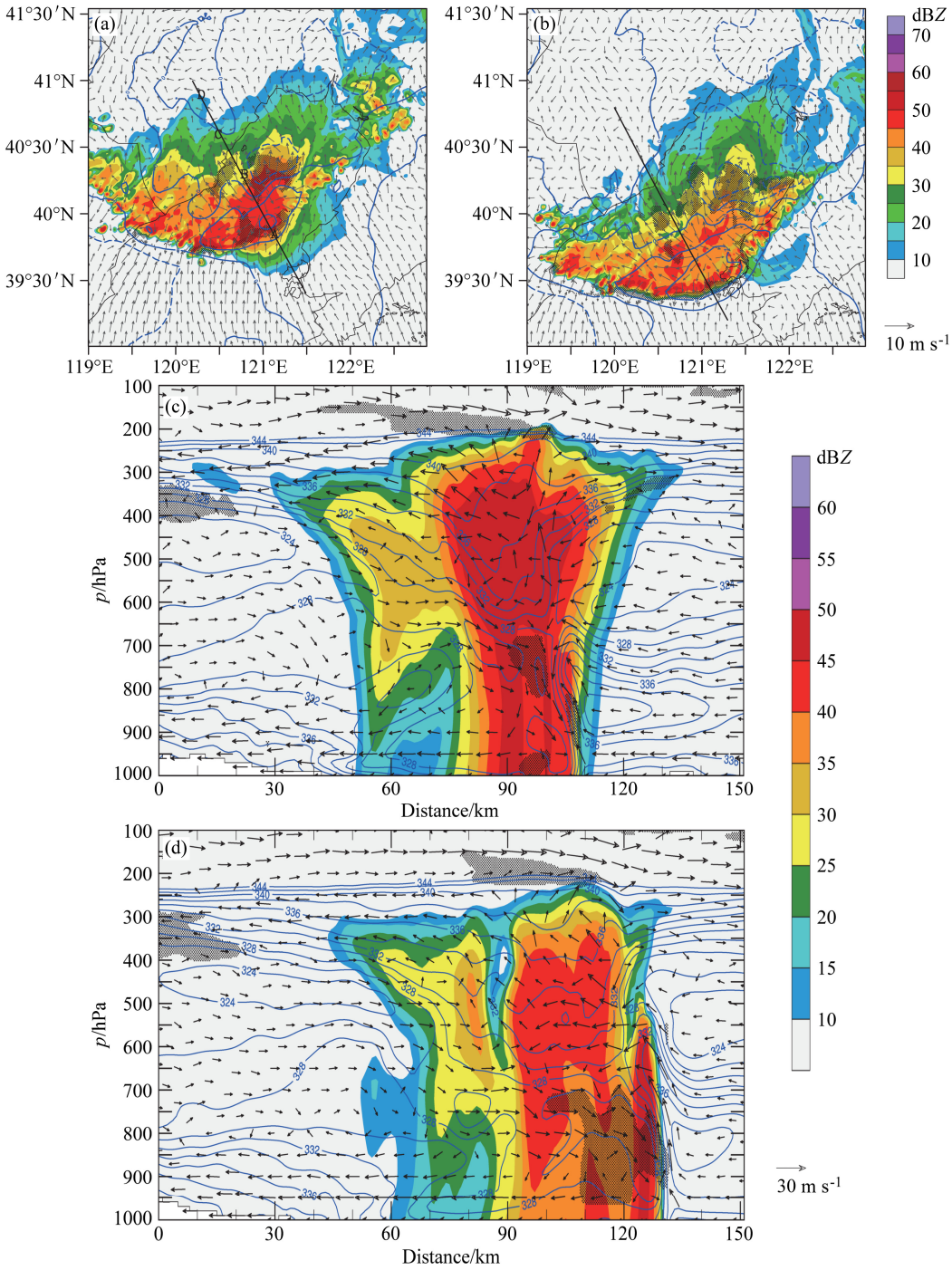

图 10 2014 年 6 月 26 日（a）模拟的 12:00 雷达组合反射率（填色，单位：dBZ）、海平面扰动气压（蓝色线，单位：hPa，间隔：1hPa）、地面风场（箭头，单位：m s^{-1}）以及风速（黑色打点区超过 10 m s^{-1}）；（b）同（a），但时间为 13:00。（c）模拟的 12:00 雷达反射率（填色，单位：dBZ）、相当位温（蓝色线，单位：K，间隔：4 K）、风场（箭头，垂直速度乘以了 5 倍，单位：m s^{-1}）以及扰动温度（黑色打点区扰动温度小于−2 K）剖面，剖面位置如（a）中黑色线所示；（d）同（c），但时间为 13:00，剖面位置如（b）中黑色线所示

Fig. 10 Simulated composite radar reflectivity (color shadings; units: dBZ), surface perturbation pressure (blue lines; units: hPa, interval: 1 hPa), wind at 10 m above the ground (black vectors, units: m s^{-1}) and wind speed (dotted area denotes wind speed larger than 10 m s^{-1}) at (a) 1200 UTC and (b) 1300 UTC 26, June 2014; (c) cross section of simulated radar reflectivity (color shadings, units: dBZ), equivalent potential temperature (blue lines; units: K, interval: 4 K), the storm-relative wind component (black vectors with vertical velocity amplified five times, units: m s^{-1}), and perturbation temperature (dotted area denotes perturbation temperature less than −2 K) along the black line shown in (a) on 26, June 2014; (d) same as (c) but for cross sections along the black line shown in (b)

速。12:00 飑线前部为雷达反射率的高值区（高于 40 dBZ），为对流云区，云体发展较高，超过 300 hPa。飑线后部为广阔的层状云区。飑线中主要存在两支气流，表现为飑线前部近地面的前向入流和飑线后方中层的后向入流。飑线前向入流为近地面高相当温位的暖湿空气的入流。入流在对流云区前部辐合，被强迫抬升，一小部分在高层翻转，向前方流出，带出了部分对流云区的暖湿空气，形成了前方云砧。前向入流大部分在对流云区后部略微下降之后，再次缓慢抬升，从后方高层流出，形成了飑线后方的云砧区。后向入流为中层的低相当位温的干冷气流，起始入流高度为 500 hPa 左右。后方入流在接近飑线的过程中不断下沉，在对流云区后方近地面辐散流出，在飑线近地面形成了大范围的低相当位温区。后方入流把干冷高动量的空气带到了近地面，对地面大风的形成有重要作用，也增强了对流云区低层的辐合。13:00 与 12:00 相比，对流云区雷达反射率强度减小，中高层的上升气流强度减弱，飑线前部高层的云砧区也在缩小。

对本次飑线的关键区域选了几个点作模拟探空，以探求其风温湿场特征。取的点如图 10a 中的 A、B、C 和 D，分别代表对流云区前沿、尾流低压区、层状云区和飑线后方的环境场特征。为使得所取的点具有代表性，取该格点及其最近的八个格点的平均值作为此格点的环境场数值。对流云区前沿（图 11a）环境场表现为温度露点差较小，直至约 200 hPa 附近对流层顶，水汽饱和度都较高。CAPE 为 600 J kg^{-1} 左右。近地面层风向受冷池出流影响，为西北风。而中低层风向和风速切变不大。尾流低压区探空曲线（图 11b）呈典型的“洋葱型”结构（Zipser，1977），即在地表是冷湿区域，温度露点差较小，而地表以上的低层为一暖干层，温度露点差较大，最暖最干区位于约 900 hPa 处，在 700 hPa 以上，空气再度接近饱和，这是因为在尾流低压区，后方入流下沉的绝热增温作用超过了降水蒸发带来的冷却作用，在离地面 900 hPa 左右形成了一个暖干层结。低层风切很明显，以风向切变为主。近地面受地面冷池向后的出流影响，为偏南风，而 850～700 hPa 作用受后向入流影响，为偏北风或北风。层状云区（图 11c）在低层和高层环境露点差小。而在 400～500 hPa 之间有一干层，这是后方入流把干冷空气带入所致。同时，风速很大，CAPE 值为零，环境较稳定，其低层风切也因受地面冷池出流和后向入流两股气流影响，风向切变很大。飑线后方探空曲线（图 11d）的一个显著特点是在 400 hPa 附近存在明显的干层，这一干层也即为后向入流的高度层。后向入流把飑线后方的低相当位温空气带入飑线中，并逐渐下沉。比较图 11c 与图 11d 的干区高度，可以看出后向入流有明显下沉。与以往研究的一些飑线的一个不同点是，本次飑线过程后方环境场的 CAPE 值依然较大，甚至超过了对流云区，这有可能因为飑线发展是处于洋面上的缘故（洋面上水汽含量充足，探空曲线上近地面温度露点差很小，水汽饱和度高）。

5 总结与讨论

本文综合利用了观测资料和高分辨率（4 km 嵌套 1.33 km）数值模拟资料对一次发生在辽东湾北部的飑线过程进行了分析。模拟结果较好地再现了飑线的整个生命史。对辐合线北段对流较快消散而南段对流得以继续发展成为飑线的原因进行了分析，结果表明，与北段相比，南段环境水汽更为丰富，对流有效位能大，水平风的垂直切变适宜。此外，南段环境还受海风锋导致的增湿、降温以及辐合带来的弱上升气流的影响。以上因素是导致辐合线北段对流较快消散而南段对流可以较长时间维持，并发展成为飑线系统的主要原因。对飑线成熟时期的中尺度风温压场进行了分析，结果表明，本次飑线在成熟时期的气压场呈“高—低”的结构分布，对流云区中部存在一个中高压，而尾流低压区位于对流云区后部与层状云区交界处。高压后部是一个强烈的地面辐散区，风速较大。在飑线强度由最强逐渐减弱的时候，中高压和地面大风区范围依然有扩大现象，这有可能是由地面冷池出流受阻后堆积厚度增加造成。飑线系统中主要存在两支气流。前向入流在飑线前方低层流入，带入暖湿空气并在对流云区抬升。随后分成两支在飑线高层向前向后流出。后向入流在飑线后方中层流入，带入干冷空气并下沉，随后在近地面辐散流出，对地面大风的形成有重要作用。对飑线各关键区的模拟探空表明，对流云区 CAPE 值较大，水汽饱和度高。尾流低压区主要特征是低层的“洋葱型”探空结构。层状云区低层风向切变大，低层和高层温度露点差小。飑线后方探空则主要表现为与后向入流相联系的中层干层。

与前人的研究相比，本次辽东湾飑线过程有共

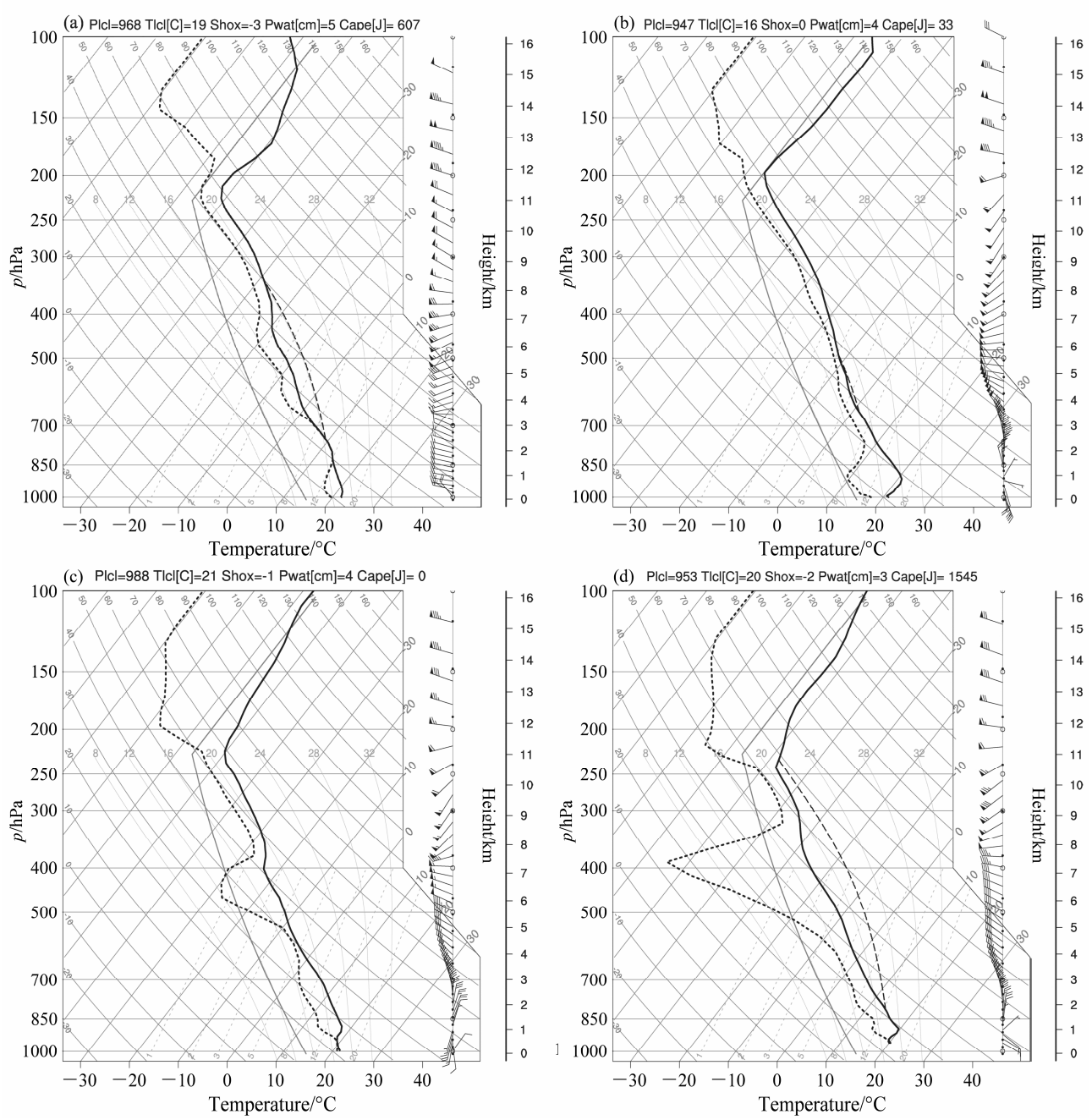

图 11 飑线不同位置处的模拟探空曲线：（a）对流云区前方；（b）尾流低压区；（c）层状云区；（d）飑线后方。黑色实线表示环境温度曲线，黑色短虚线表示环境露点温度曲线。黑色长虚线与黑色实线所围的部分表示对流有效位能。（a–d）的位置分别如图 10a 中 A、B、C、D 所示

Fig. 11 (a–d) Simulated skew *T*–log *p* diagram taken from spots A, B, C and D respectively shown in Fig. 10a: (a) Within the convective region; (b) within the wake low; (c) within the stratiform region; (e) behind the squall line. The black solid line and the black short dashed line indicate temperature and dew point, respectively. The area surrounded by the long dashed line and the solid line indicates convective available potential energy (CAPE)

同点也有其自身特点。如飑线成熟时期地面气压场呈“高—低”的结构分布，以及前向上升入流和后向下沉入流等特征，与前人研究的飑线结构相近。其独特特点有三个：由于本次飑线过程发展在辽东湾沿岸附近，受到海风锋的作用；其他的一些飑线过程，中高压的强度和地面大风区的范围一般随着飑线强度变化而加强或减弱，而本次飑线过程在减弱初期，由于冷池出流受阻，中高压的强度还得到了短暂加强，地面大风区范围也短暂地扩大；在飑线过境之后，一般环境趋于稳定，对流有效位能较小，而本次飑线过程后方环境场的对流有效位能依然较大。

本文利用观测和模拟资料研究了辽东湾附近辐合线上南北两段对流发展的差异及其成因，对南段对流发展成为飑线系统的过程做了分析并给出了成熟时期飑线的一些中尺度特征，对于深入理解我国飑线发生发展过程有重要参考意义。对于本次飑线过程的触发机制和组织化过程，以及飑线形成过程中各种水成物粒子的转化过程与飑线闪电活动特征的关系，将是我们下一步研究的重点。

参考文献（References）

Biggerstaff M I, Houze R A. 1991a. Midlevel vorticity structure of the 10–11 June 1985 squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 119 (12): 3066–3079, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<3066:MVSOTJ>2.0.CO;2.

Biggerstaff M I, Houze Jr R. 1991b. Kinematic and precipitation structure of the 10–11 June 1985 squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 119 (12): 3034–3065, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<3034:KAPSOT>2.0.CO;2.

Biggerstaff M I, Houze Jr R A. 1993. Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10–11 June 1985 squall line [J]. J. Atmos. Sci., 50 (18): 3091–3110, doi:10.1175/1520-0469(1993)050<3091:KAMOTT>2.0.CO;2.

Braun S A, Houze R A. 1997. The evolution of the 10–11 June 1985 PRE-STORM squall line: Initiation, development of rear inflow, and dissipation [J]. Mon. Wea. Rev., 125 (4): 478–504, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<0478:TEOTJP>2.0.CO;2.

陈明轩, 王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟 [J]. 气象学报, 70 (3): 371–386. Chen Mingxuan, Wang Yingchun. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (3): 371–386, doi:10.11676/qxxb2012.033.

Crook N A. 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields [J]. Mon. Wea. Rev., 124 (8): 1767–1785, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1767:SOMCFB>2.0.CO;2.

丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 1982. 我国飑线发生条件的研究 [J]. 大气科学, 6 (1): 18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 6 (1): 18−27, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1982.01.03.

Evans J S, Doswell III C A. 2001. Examination of derecho environments using proximity soundings [J]. Wea. Forecasting, 16 (3): 329–342, doi:10.1175/1520-0434(2001)016<0329:EODEUP>2.0.CO;2.

Fujita T T. 1963. Analytical mesometeorology: A review [J]. Meteor. Monogr., 5 (27): 77–125.

Gallus W A Jr, Johnson R H. 1991. Heat and moisture budgets of an intense midlatitude squall line [J]. J. Atmos. Sci., 48 (1): 122–146, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0122:HAMBOA>2.0.CO;2.

Gallus W A Jr, Johnson R H. 1992. The momentum budget of an intense midlatitude squall line [J]. J. Atmos. Sci., 49 (5): 422–450, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0422:TMBOAI>2.0.CO;2.

Gao K, Zhang D L, Moncrieff M W, et al. 1990. Mesoscale momentum budget in a midlatitude squall line: A numerical case study [J]. Mon. Wea. Rev., 118 (5): 1011–1028, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1011:MMBIAM>2.0.CO;2.

郭弘, 林永辉, 周淼, 等. 2014. 华南暖区暴雨中一次飑线的中尺度分析 [J]. 暴雨灾害, 33 (2): 171–180. Guo Hong, Lin Yonghui, Zhou Miao, et al. Mesoscale analysis on a squall line in the warm-sector heavy rainfall over southern China [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 33 (2): 171–180, doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2014.02.010.

Haertel P T, Johnson R H. 2000. The linear dynamics of squall line mesohighs and wake lows [J]. J. Atmos. Sci., 57 (1): 93–107, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<0093:TLDOSL>2.0.CO;2.

Johnson R H, Hamilton P J. 1998. The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 116 (7): 1444–1473, doi:10.1175/1520-0493(1988)116<1444:TROSPF>2.0.CO;2.

Johnson R H. 2001. Surface mesohighs and mesolows [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82 (1): 13–32, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0013:SMAM>2.3.CO;2.

李娜, 冉令坤, 高守亭. 2013. 华东地区一次飑线过程的数值模拟与诊断分析 [J]. 大气科学, 37 (3): 595–608. Li Na, Ran Lingkun, Gao Shouting. 2013. Numerical simulation and diagnosis study of a squall line in eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 595–608, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12007.

梁建宇, 孙建华. 2012. 2009 年 6 月一次飑线过程灾害性大风的形成机制 [J]. 大气科学, 36 (2): 316–336. Liang Jianyu, Sun Jianhua. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 316–336, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11017.

刘莲, 王迎春, 陈明轩. 2015. 京津冀一次飑线过程的精细时空演变特征分析 [J]. 气象, 41 (12): 1433–1446. Liu Lian, Wang Yingchun, Chen Mingxuan. 2015. Spatio–temporal evolution characteristics of a squall line in Beijing–Tianjin–Hebei region [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41 (12): 1433–1446, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.12.001.

刘淑媛, 孙健, 杨引明. 2007. 上海 2004 年 7 月 12 日飑线系统中尺度分析研究 [J]. 气象学报, 65 (1): 84–93. Liu Shuyuan, Sun Jian, Yang Yinming. 2007. Structural analysis of meso-scale convective systems in the squall line process on 12 July 2004 in Shanghai [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (1): 84–93, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2007.01.008.

刘香娥, 郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究 [J]. 大气科学, 36 (6): 1150–1164. Liu Xiang'e, Guo Xueliang. 2012. Analysis and numerical simulation research on severe surface wind formation mechanism and structural characteristics of a squall line case [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1150–1164, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11212.

Markowski P M, Richardson Y P. 2011. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Barcelona: John Wiley & Sons, 430pp.

Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China [J]. Mon. Wea. Rev., 141 (5): 1629–1647, doi:10.1175/MWR-D-12-00208.1.

Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 137 (3): 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.

Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line [J]. J. Meteor. Sci., 7 (3): 210–222, doi:10.1175/1520-0469(1950)007<0210:SAMOTP>2.0.CO;2.

Ogura Y, Liou M T. 1980. The structure of a midlatitude squall line: A case study [J]. J. Atmos. Sci., 37 (3): 553–567, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0553:TSOAMS>2.0.CO;2.

潘玉洁, 赵坤, 潘益农, 等. 2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飑线系统的中尺度结构特征 [J]. 气象学报, 70 (4): 736–751. Pan Yujie, Zhao Kun, Pan Yinong, et al. 2012. Dual-Doppler analysis of a squall line in southern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (4): 736–751, doi:10.11676/qxxb2012.060.

Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (10): 3413–3436, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2.

Parker M D, Johnson R H. 2004a. Simulated convective lines with leading precipitation. Part I: Governing dynamics [J]. J. Atmos. Sci., 61 (14): 1637–1655, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1637:SCLWLP>2.0.CO;2.

Parker M D, Johnson R H. 2004b. Simulated convective lines with leading precipitation. Part II: Evolution and maintenance [J]. J. Atmos. Sci., 61 (14): 1656–1673, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1656:SCLWLP>2.0.CO;2.

Pleim J E. 2007. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46 (9): 1383–1395, doi:10.1175/JAM2539.1.

Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45 (3): 463–485, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSLL>2.0.CO;2.

沈新勇, 岳俗甲, 刘佳, 等. 2016a. 凝结潜热释放和地表热通量对一次飑线过程的影响 [J]. 气象科学, 36 (6): 709–720. Shen Xinyong, Yue Sujia, Liu Jia, et al. 2016a. Effects of latent heating and surface heat fluxes on a squall line process [J]. Journal of Meteorological Sciences (in Chinese), 36 (6): 709–720, doi:10.3969/2016jms.0013.

沈新勇, 张晓晨, 马铮, 等. 2016b. 一次江淮飑线天气过程的边界层湍流输送特征 [J]. 解放军理工大学学报 (自然科学版), 18 (2): 103–110. Shen Xinyong, Zhang Xiaochen, Ma Zheng, et al. 2016b. Characteristics of boundary-layer turbulenttransfer during a squall line over Jianghuai region [J]. Journal of PLA University of Science and Technology (Natural Science Edition) (in Chinese), 18 (2): 103–110, doi:10.12018/j.issn.1009-3443.20160922002.

寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2009. 中尺度大气动力学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 385pp. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2009. Mesoscale Atmospheric Dynamics (in Chinese) [M]. Beijing: Higher Education Press, 385pp.

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 [M]. NCAR: Boulder, Colorado, USA: NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 113pp.

Smull B F, Houze R A Jr. 1987. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation [J]. Mon. Wea. Rev., 115 (12): 2869–2889, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2869:RIISLW>2.0.CO;2.

孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2011. 2009 年 6 月 3～4 日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析 [J]. 大气科学, 35 (1): 105–120. Sun Hulin, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River basins during 3–4 June 2009 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 105–120, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.01.09.

孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 2014. 水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验 [J]. 大气科学, 38 (4): 742–755. Sun Jianhua, Zheng Linlin, Zhao Sixiong. 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 742−755, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13187.

吴多常, 孟智勇. 2013. 2007 年 4 月 23 日广东飑线的移动和地面中尺度结构特征分析 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 49 (3): 463–470. Wu Duochang, Meng Zhiyong. 2013. On the motion and mesoscale surface structure of a squall line on April 23, 2007 in Guangdong [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 49 (3): 463–470, doi:10.13209/j.0479-8023.2013.065.

Yang M H, Houze R A. 1995. Sensitivity of squall-line rear inflow to ice microphysics and environmental humidity [J]. Mon. Wea. Rev., 123 (11): 3175–3193, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<3175:SOSLRI>2.0.CO;2.

Yang M J, Houze R A Jr. 1996. Momentum budget of a squall line with trailing stratiform precipitation: Calculations with a high-resolution numerical model [J]. J. Atmos. Sci., 53 (23): 3629–3652, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<3629:MBOASL>2.0.CO;2.

杨珊珊, 谌芸, 李晟祺, 等. 2016. 冷涡背景下飑线过程统计分析 [J]. 气象, 42(9): 1079–1089. Yang Shanshan, Chen Yun, Li Shengqi, et al. 2016. Analysis of squall lines under the background of cold vortex [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 42 (9): 1079–1089, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.09.005.

于希里, 闫丽凤. 2001. 山东半岛北部沿海强对流云团与局地暴雨 [J]. 气象科技, 29(1): 39–41. Yu Xili, Yan Lifeng. 2001. Severe convective cloud cluster and local storms in the north coast of Shandong Peninsula [J]. Meteorological Technology (in Chinese), 29 (1): 39–41, doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2001.01.009.

Zhang D L, Gao K. 1989. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part II: Rear inflow, surface pressure perturbations and stratiform precipitation [J]. Mon. Wea. Rev., 117 (9): 2067–2094, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<2067:NSOAIS>2.0.CO;2.

Zhang D L, Gao K, Parsons D B. 1989. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part I: Model verification [J]. Mon. Wea. Rev., 117 (5): 960–994, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0960:NSOAIS>2.0.CO;2.

张建军, 王咏青, 钟玮. 2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应 [J]. 大气科学, 40 (4): 689–702. Zhang Jianjun, Wang Yongqing, Zhong Wei. 2016. Impact of vertical wind shear and moisture on the organization of squall lines [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 689–702, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14337.

Zipser E J. 1977. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure [J]. Mon. Wea. Rev., 105 (12): 1568–1589, doi:10.1175/1520-0493(1977)105<1568:MACDAD>2.0.CO;2.