

沈杭锋, 翟国庆, 朱补全, 等. 2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飑线发展影响的数值试验 [J]. 大气科学, 34 (6): 1127–1140. Shen Hangfeng, Zhai Guoqing, Zhu Buquan, et al. 2010. A model study of impact of coastal mesoscale convergence line on development of squall line over Zhejiang Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1127–1140.

浙江沿海中尺度辐合线对飑线发展影响的数值试验

沈杭锋¹ 翟国庆¹ 朱补全² 何斌² 徐亚钦¹ 黄旋旋³

1 浙江大学地球科学系, 杭州 310027

2 浙江省嘉兴市气象局, 嘉兴 314000

3 浙江省宁波市气象局, 宁波 315012

摘要 利用 Weather Research and Forecasting (WRF) 中尺度数值模式, 结合常规观测资料、地面加密自动气象站资料、云迹风等资料较好地模拟了 2006 年 6 月 10 日严重影响浙江的一次强飑线演变过程, 得到了与实况比较接近的飑线中尺度特征, 结果表明: 强对流活动与边界层内的中尺度辐合有密切联系, 除了雷暴出流在其前沿形成的阵风锋外, 还模拟得到了宁波东部地区的中尺度气流辐合线(简称宁东辐合线); 宁东辐合线呈现出明显的西干东湿、东侧上湿下干和弱的稳定层结特征, 其存在阻挡了边界层顶强不稳定的东传; 在宁东辐合线东侧的山谷地带, 近地面形成一个尺度仅为 10~20 km 的中尺度垂直闭合环流, 该环流导致地面弱的东风气流又反过来加强了宁东辐合线。当之前已存在的雷暴出流形成的阵风锋辐合线与宁东局地辐合线相遇时, 形成一条新的阵风锋, 边界层之上的湿度显著增强, 强不稳定得到逐步释放, 加剧了对流的爆发, 天气现象进一步加重。

关键词 数值模拟 同化 飑线 暴雨 阵风锋 中尺度辐合线

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1127-14 **中图分类号** P445 **文献标识码** A

A Model Study of Impact of Coastal Mesoscale Convergence Line on Development of Squall Line over Zhejiang Province

SHEN Hangfeng¹, ZHAI Guoqing¹, ZHU Buquan², HE Bin²,
XU Yaqin¹, and HUANG Xuanxuan³

1 Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

2 Jiaxing Meteorology Bureau, Jiaxing 314000

3 Ningbo Meteorology Bureau, Ningbo 315012

Abstract A mesoscale numerical mode named Weather Research and Forecasting (WRF) was utilized to simulate a squall line occurring on 10 June 2006 which severely impacted Zhejiang Province by using conventional observational data, mesonet data, and cloud motion wind data. The results showed that the mesoscale convergence line/zone in the boundary layer was associated with organized strong convection. There was a simulated mesoscale convergence line in eastern Ningbo besides that a gust front formed by forward outflow and lay in front of the squall line. The local convergence line in eastern Ningbo, which prevented the eastward propagation of strong instability at the top of the boundary layer, could be characterized by a weak stable stratification and that it is drier in the west and wetter in the east. In addition, a mesoscale closed vertical circulation with about 10–20-km scale generated near the surface

收稿日期 2009-12-22, 2010-05-17 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40975021, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室重点项目 2008LASW-A03

作者简介 沈杭锋, 男, 1983 年出生, 博士研究生, 主要研究方向为中尺度数值模拟研究。E-mail: orangeboy@zju.edu.cn

to the east of the local convergence line. In reverse, the vertical circulation prompted weak easterly flow to enhance the local convergence line. It produced a new gust front when the existing gust front and the local convergence line met, which could intensify humidity at the top of the boundary layer and release strong instability gradually. Especially in the front of the new gust front, it resulted in intensification of upward movement and breaking out of strong convection.

Key words numerical simulation, assimilation, squall line, heavy rainfall, gust front, mesoscale convergence line

1 引言

飑线是一种中尺度组织化的活跃雷暴带，当飑线经过时，气象要素会在短时间内急剧变化，并带来冰雹、龙卷、大风、短时强暴雨等严重的灾害性天气（张培昌等，2001；寿绍文，2002）。

许多研究表明，边界层内的中尺度辐合线对强对流天气的形成、演变具有重要作用，边界层辐合线和强对流的关系是许多对流天气概念模型预报雷暴发生和消亡的基础。Purdom (1973, 1982) 研究证实了边界层辐合线在雷暴形成中的重要性，并运用卫星数据发现弧状云线通常是由对流风暴的外流和气团辐合风现象产生的，这些弧状线的交界处通常能够激发强对流，美国南部 73% 的午后雷暴是如此形成的 (Purdom and Marcus, 1982)；Ogura and Chen (1977) 对发生在俄克拉何马的一条飑线的形成和发展阶段进行了研究，他们发现一条与干线相联系且较为明显的辐合线先于回波 90 分钟出现，这条辐合线在飑线的形成、维持过程中也非常重要；Lewis et al. (1974) 研究了一条与冷锋相联系的爆发性飑线，发现在暖区和地面锋线后面上空可以观测到一个初始的中尺度上升区；Watson and Holle (1982) 的研究表明，沿外流边界的辐合加强区是对流形成区域；由地形、地表湿度梯度、热力差所引起的辐合地区也是雷暴发展的可能性区域 (Szoke et al., 1984; Schreiber, 1986; Segal et al., 1989)；Wilson and Schreiber (1986) 通过研究表明了在科罗拉多州东部雷达探测到的边界层辐合线与对流风暴的形成密切相关，他们研究发现至少有 80% 的雷暴在科罗拉多州平原都是沿着先前雷达所探测到的边界形成的；Carbone et al. (1990) 描述了在美国堪萨斯 (Kansas) 州观测到的一个飑线的发生，这个飑线是沿雷达回波能够识别的一个边界层辐合线传播的。

翟国庆和俞樟孝 (1992) 根据华东地区多次典

型强对流天气的地面风场分析和合成结果，指出强对流带的发生发展与其前暖区的中尺度辐合线有密切关系，往往在其前方有中尺度的辐合中心，也是对流发生最为强烈和移动变化的突出区域；张群等 (2001) 进行了边界层辐合线发展成飑线的数值试验研究，结果表明，飑线实例的大尺度环境场提供了累积的有效浮力能，小尺度积云对流则通过对流翻腾提供高层水汽凝结潜热加热和低层降温冷却，而中尺度辐合线通过提供带状辐合上升运动，起着胚胎和组织积云对流的作用，因此，大、中、小三种尺度相互作用导致了边界层中尺度辐合线发展成为飑线。孙淑清等 (1979)、孙淑清和翟国庆 (1980) 先后研究了大中尺度低空急流与暴雨发生的关系，指出了低空急流对暴雨系统发生的触发作用；Tan and Wang (2002) 研究和发展了一个准三维的、中等复杂的边界层动力学模式；王亦平等 (2008) 研究指出，中尺度辐合线与 β 中尺度涡旋对对流单体起组织和增强作用，对流系统中辐合、辐散柱相间分布，强散度柱与强涡柱互伴互耦，都有利于形成中尺度深湿对流系统，使不稳定向纵深方向发；周晓平和王东海 (1996)、王东海和周晓平 (1996) 发展了一个旨在用于 β 中尺度天气系统研究和预报对流风暴的数值预报模式 (中- β 模式)，并表明了该模式能抓住对流风暴系统的主要特征，具有一定的模拟能力，可作为未来发展临近业务数值预报模式的基础；张进和谈哲敏 (2008) 利用一个风暴尺度云分辨数值模式进行数值模拟，采用不同的初始扰动触发与启动对流发展，研究结果表明，初始扰动的结构、形态分布及其与环境场的不同配置对具有深对流的飑线生命史存在重要影响，而对飑线的成熟结构影响较小。

由于飑线等强风暴系统存在时、空分布的局限性与演变的复杂性，以及受探测技术和设备等条件的限制，致使人们对这种中尺度系统过程及其实时预报还缺乏有效手段，本文利用中尺度 WRF (Weather

Research and Forecasting) 模式, 结合常规观测资料、地面自动站资料、云迹风等资料, 模拟了 2006 年 6 月 10 日严重影响浙江省的这次飑线过程, 通过模拟的高分辨输出结果进行分析, 探讨浙江沿海地区边界层内中尺度辐合线对飑线系统形成和演变的作用。

2 飑线天气过程简介

2006 年 6 月 10 日在浙江省出现了一次典型的大范围飑线天气过程。从实况雷达回波演变图来看(图略), 强对流天气过程起源于安徽境内, 08 时(北京时, 下同) 在浙江和安徽交界处的安徽境内出现了一条雷暴云带, 并伴随阵风和短时强降水, 但范围较小; 09 时, 飚暴进入浙江省以后自西北向东南方向快速发展移动, 强度和范围不断增大, 形成了典型的飑线系统; 其后, 这条飑线继续向东南方向快速移动, 12 时到达宁波沿海, 并在 13 时入海消亡(图 1)。

如图 1 所示, 在飑线影响期间, 全省普遍出现 8 级以上大风, 其中宁波余姚市芝山观测站出现了 33 m/s 的大风; 浙江部分地区出现了局部短时暴雨, 全省有 42 个站点出现超过 10 mm/h 的短时强降水, 最大达到了 48 mm/h; 浙西、浙中等地市先后出现了短时冰雹过程, 冰雹最大直径达到

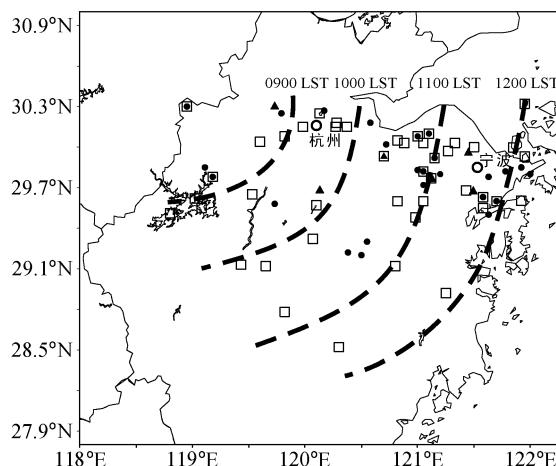


图 1 2006 年 6 月 10 日飑线示意图。粗虚线: 各时刻飑线前沿大风位置; 方块: 每小时雨量大于 10 mm 的站点; 实心圆: 风速在 24.5 m/s 以上的站点; 三角形: 有冰雹的站点

Fig. 1 Sketch map of squall line on 10 Jun 2006. Dashed lines: positions of squall line at different time; boxes: stations with rainfall over 10 mm/h; dots: stations with wind speed over 24.5 m/s; triangles: stations with hail

17 mm。这次强风暴影响速度快, 飚暴在各地的持续时间短, 且出现气压涌升、气温骤降等气象要素特征, 是一次典型的飑线天气过程, 在短短几个小时内, 浙江省损失达几十亿元。

本次过程是在高空槽东移, 尤其是低槽南段的移动更为迅速, 导致华东 30°N 以南地区转为偏西气流控制。10 日 08 时, 高空槽线东移到 120°E, 槽线呈南北走向, 且从边界层到对流层中层 500 hPa 高度的槽线接近重合, 尤其是在对流层的低层, 槽线随高度几乎呈前倾状特征, 这时, 浙江西部和安徽地区均处于高空槽后, 受中高层西北干冷气流控制, 这种天气背景类似于我国华北强对流天气的发生过程(丁一汇等, 1982)。

3 模拟设计

本文采用 NCAR、NCEP 和 FSL/NOAA 联合开发研制的细网格中尺度 WRF 数值模式。模式采用全可压、非静力学方程, 分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标两种坐标体系, 水平格点采用 Arakawa-C 类格点。

模拟试验设计中使用了美国国家环境预报中心(NCEP)的全球预报系统(GFS)分析资料作为初始场资料, 并运用三维变分同化(3DVAR)技术(Barker et al., 2004), 每隔 6 小时加入中尺度测站资料和云迹风资料, 即让模式积分 6 小时之后, 把输出结果作为下一个 6 小时的初始场, 此时再利用三维变分同化加入实况云迹风和中尺度测站资料。试验的物理参数设置采用了如下的方案: Lin 等(Lin et al., 1983)的微物理过程方案, Dudhia(Dudhia, 1989)的短波辐射方案, RRTM(Mlawer et al., 1997)的长波辐射方案, YSU(Hong et al., 2006)的边界层方案, Betts-Miller-Janjic(Janjic, 1994, 2000)的积云对流参数化方案。模拟过程中采用两重嵌套网格, 第一重格距为 15 km, 第二重格距为 5 km, 垂直方向是 31 层的 σ 坐标; 模拟的初始时刻为 2006 年 6 月 9 日 20 时, 积分 24 小时。

4 模拟结果分析

4.1 实况雷达回波与模拟降水分析

从实况雷达回波可见, 10 日 09 时, 杭州雷达反射率图(图 2a)中雷暴移近浙西地区, 已形成了一条东北—西南向的回波带, 北从浙江西北的湖州

以西, 南到浙中西部淳安的西面, 强回波中心带呈弓状, 其强回波中心的反射率达到了 50 dBZ, 我们在图 2a 中以一条弯曲的粗虚线表示, 并在所组成的强回波带上, 以 A'、B'、C' 代表三个强中心位置。利用上述模拟设计试验方案的输出结果分析看到(图略), 高空各层的槽线位置、走向与基本天气形势以及演变基本特征与实况比较接近。利用模拟细网格高分辨的雷达反射率输出结果可知, 与实况相同时间在浙西北地区有一条由若干强反射率中心组成的回波带(图 2b), 中心强度也达到了 40 dBZ 以上, 沿着强反射率中心, 也可以相似地以一条弧线表示(粗虚线), 在弧线上可粗略地划分成 A'、B'、C' 三个中心, 这与实况(图 2a) 较为相似。

由实况雷达反射率的连续演变可知(图略), 这次飑线东移是连续性的过程, 即新生的对流单体沿着强回波带前沿产生。3 小时后(10 日 12 时), 实况飑线东移到绍兴—宁波地区, 由于飑线移动速度较快, 为了能清晰地分析雷暴单体, 我们利用离飑线更近的宁波多普勒雷达的观测资料(图 2c), 从图 2c 中可见, 实况雷达强回波带东移到余姚一带, 回波带呈近南北向走向, 回波强度在 60 dBZ 以上, 这是一条发展强盛的雷暴云带, 将这条强回波带在图中定义为 E' 带, 在图中用粗虚线表示, 此时实况在杭州湾以南的绍兴地区和余姚地区出现了 1 小时 20 mm 以上的降水量, 绍兴地区出现直径达 16 mm 的冰雹, 杭州湾和余姚地区出现最大风速达到 30 m/s 的大风等强天气现象。在 E' 带的西侧(后部), 有一条与 E' 带相连的隐约可辨的回波带, 这是一条强度相对较弱的消散雨带, 我们定义为 D' 带。值得重视的是, 在该时刻, 位于 E' 带以东数十公里的前方、宁波东北部的北仑区, 出现了若干新生的对流单体回波, 其单体呈东北西南向排列, 将这些新生的对流单体定义为 F' 带, 虽然该时刻的实况雨量计上尚没有降水纪录, 但在随后一小时实况出现了短时暴雨, 强回波带也东移到北仑区和舟山地区一带(图略), 而后, 这三条雷达回波带一起快速向偏东方向入海。模拟积分到第 14 小时的雷达反射率图上(图 2d), 强反射率中心也分成三段呈东西向的排列, 主回波带位于余姚地区, 对应于实况雷达回波图 2c 中的 E' 线, 在其以东的北仑地区也出现一条中尺度强反射率带, 它对应实况雷达回波图 2c 上的 F' 线。尽管模拟的反射率与实况还

有差距, 但它们的移动、位置基本相似。

图 3a 是模式积分第 12 小时的降水量, 模拟 1 小时暴雨带主要位于浙西的浙皖交界处, 北从杭州以西的浙皖交界, 南到千岛湖以西, 暴雨带的走向(图中粗虚线表示)与实况雷达回波强中心走向(图 2a)基本相近。进一步分析雨带中的降水中心, 也发现出现了三个短时暴雨中心, 并也冠以 A、B、C, 其中 A 中心模拟雨量达到了 40 mm/h 以上, B、C 雨量中心雨量也在 30 mm/h 以上, 对比图 2a 和图 3a, 可以看出两张图上的三个中心是基本相似的。

同样, 在模拟积分第 14 小时的 1 小时雨量图上(图 3b), 出现了强弱并列的三条降水带, 对应着图 2c 中的三条回波带, 其中位于余姚地区的 E 雨带(图中粗虚线)雨量最大, 模拟 1 小时的中心雨量值超过了 55 mm, 模拟地面风速也达到 16 m/s; 其次是绍兴以东地区的 D 雨带, 中心值也有 50 mm, 这两支雨带与实况一小时雨量对应较好(参见图 5c), 雨带之间的相连处也均表现出来。重要的是, 模拟在北仑区附近出现了一个雨区, 以 F 表示, 其模拟雨区位置与实况雷达对流单体的 F' 位置基本一致, 而后的实况雨区就落在该区域。从这一现象而言, 当飑线快速移近宁波地区时, 远离飑线主体的前方有一新生的对流带并得到了迅速发展, 从而使得 E' 回波带赶上新生的 F' 回波带, 飑线得以进一步发展。

4.2 近地面的流场与阵风锋特征

在实况时空剖面(图 4)中可以看到有两条风向切变线存在, 一条是随时间变化而逐步向东推进的风向切变线, 这是一条风向风速转变明显而形成的阵风锋(Ls1), 它伴随飑线的移动, 存在于飑线的前缘, 在时间上看, 实况风场从 09 时至 10 时风暴经过杭州临安测站, 11 时经过绍兴, 12 时经过了余姚, 然后到达宁波北仑测站, 风暴经过时, 地面都出现了 10 m/s 以上的平均风。同时值得注意的是, 北仑地区测站在 10 时之后由西南风逆转到东南风, 出现了弱的风向切变, 由于该地区邻海, 可能是由于受到海陆之间的热力差异而引起的风向辐合(Ls2)。

图 5 是实况加密地面风场流场和后 1 小时实况雨量(阴影), 分析可知, 10 日 10 时, 宁波以东附近存在一条中尺度地面弱辐合线(图 5a 中 Ls2),

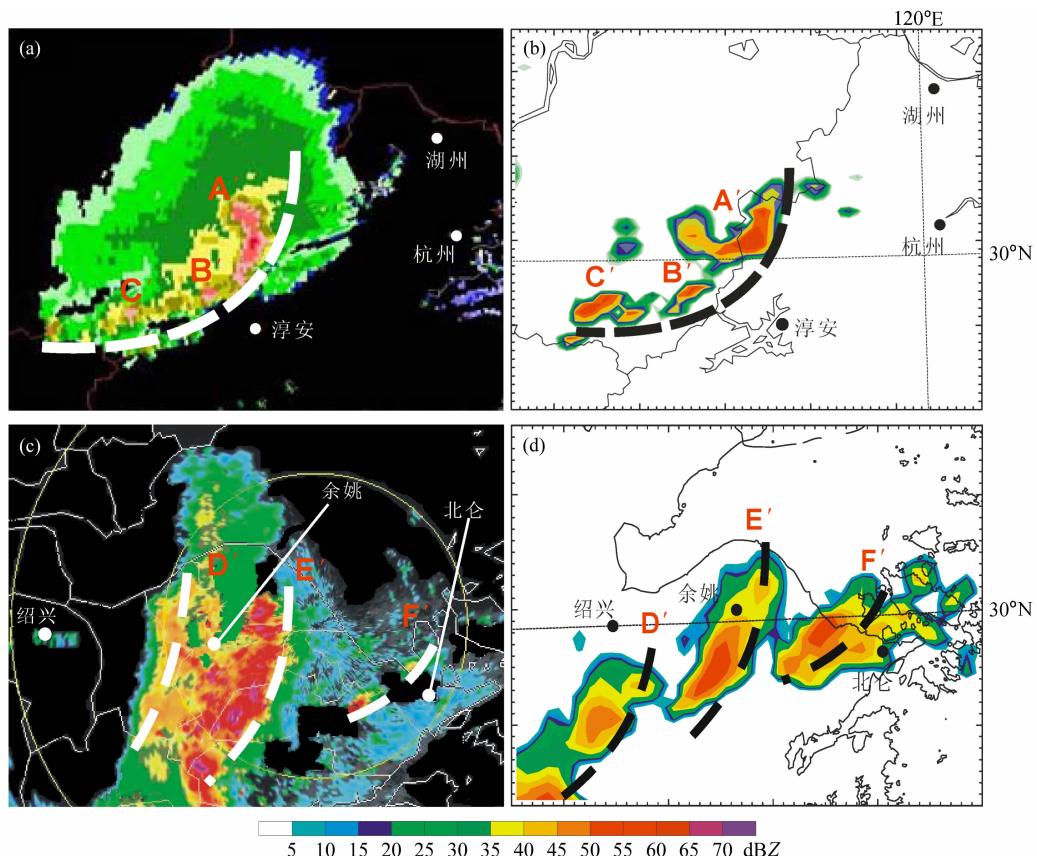


图2 雷达反射率(单位: dBZ): (a) 2006年6月10日09时的杭州雷达实况; (b) 积分第11小时的模拟反射率; (c) 2006年6月10日12时的宁波雷达实况; (d) 积分第14小时的模拟反射率。图中粗虚线和字母D'、E'、F'表示强回波带, 字母A'、B'、C'表示强回波中心

Fig. 2 Radar reflectivity (dBZ): (a) Observed from Hangzhou radar station at 0900 LST 10 Jun 2006; (b) simulated at the 11th integration hour; (c) observed from Ningbo radar station at 1210 LST 10 Jun 2006; (d) simulated at the 14th integration hour. Thick dashed lines and D', E', F' are severe echo belts, and A', B', C' are centers of severe echo

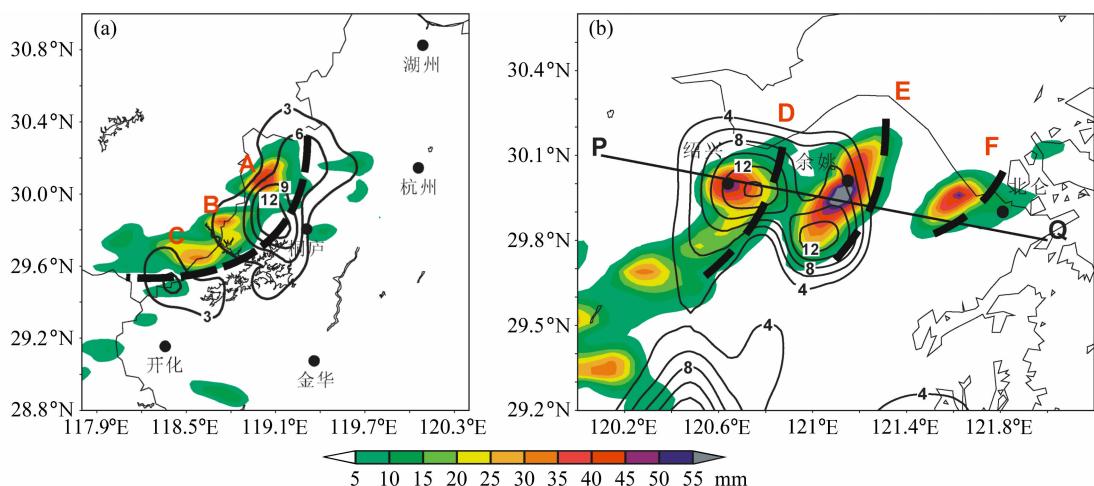


图3 模拟(阴影)和实况(等值线)1小时降水量(单位: mm): (a) 积分第11小时; (b) 积分第14小时。图中粗虚线和字母D、E、F表示强降水带; 字母A、B、C表示强降水中心; PQ是图7的剖线位置

Fig. 3 Simulated (shaded) and observed (contour) hourly accumulated precipitation (mm) at (a) the 11th integral hour and (b) the 12th integral hour. Thick dashed lines and D, E, F are heavy rain belts, A, B, C are centers of heavy rain, and line PQ gives the position of cross sections in Fig. 7

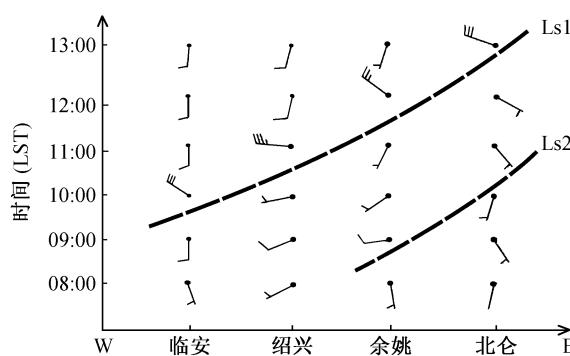


图 4 2006 年 6 月 10 日沿飑线移动方向实况地面时空剖面图。横坐标是近东西向各测站位置; Ls1: 实况阵风锋线, Ls2: 实况宁波以东附近局地辐合线(下同)

Fig. 4 Temporal evolution of observed surface wind along the moving direction of squall line on 10 Jun 2006. *x*-axis: stations; Ls1: observed gust front line; Ls2: observed local convergence line to the east of Ningbo

它是由大尺度西南气流与宁波东部沿海地区风向转为偏东南风而形成的气流汇合, 我们称之为宁东局地辐合线, 此时, 该辐合线上还没有出现实况回波单体。随着飑线的东移, 飑线前沿的阵风锋不断向前推进。模拟积分第 12 小时(图 5b), 可以发现在绍兴、余姚地区有一明显的近地面辐合线(Lm1), 这是模拟风场中与强雷暴带相对应的近地面阵风锋, 而在实况中, 同样有一条阵风锋存在(参见图 4), 但是其位置还处于杭州以西地区。在其前方近百公里处, 也有一条由模拟得到的近南北向、位于宁东地区的流场辐合线(Lm2), 它与实况(图 5a)的宁东局地辐合线位置基本相近, 表明在一定的大尺度背景场下, 浙东沿海地区的局地性气流风向的转变所产生的局地现象。

模拟积分 13 h 时, 这条风暴的阵风锋与宁波北仑地区宁东弱流场辐合线交汇, 形成一条新的阵风锋(图 5c 中 Lm1), 它将老雷暴的出流与环境偏西气流注入到宁东环境偏西南气流, 改变了宁东辐合线原有的属性和结构, 在辐合线合并作用下, 北仑地区产生了新的对流单体(图 2c 中的 F' 单体)。这条阵风锋与宁东局地辐合线无论模拟还是采用加密的中尺度地面实况资料都是一致的, 且位置也基本相同。实况后一小时的降水区位于模拟的阵风锋后部(图 5c), 主要在余姚—绍兴一带, 与图 3b 中的 D、E 雨带基本相一致(虽然图中没有出现模拟具有的 F 雨带, 但在图 2c 中的分析可知, 实况一小时

之后在该地区有雷暴单体产生)。对照图 2c 和图 2d 可以看出, 实况和模拟结果中, 发生最前方的中尺度天气是对应于阵风锋的地区。1 小时后, 阵风锋向东南方向移到北仑的东南方, 与实况基本是一致的, 后一小时的实况降水落在了该阵风锋的附近, 此后飑线入海迅速减弱。

与所有飑线地面温度有骤降过程相同, 这次浙江沿海飑线也带来了强的短时降温过程。表 1 对照浙中北绍兴地区、浙东宁波地区以及浙中金华地区若干测站的实况地面资料, 可以看到, 飑线经过前后, 温度变化十分明显, 在飑线最强时刻的实况 11 时至 12 时, 绍兴 1 小时降温达 9 ℃, 嵊州达到 10 ℃, 宁波的余姚市 1 小时降温幅度达到了 11 ℃, 随后, 地面温度缓慢回升。对照图 4 可见, 降温最明显的区域前方与地面阵风锋相一致, 表明阵风锋的后部是老雷暴云的高密度冷下沉气流。

表 1 2006 年 6 月 10 日若干地面测站实况温度时间变化表
Table 1 Temporal evolution of observed temperature at some stations on 10 Jun 2006

| 站点 | 温度/℃ | | | |
|----|------|------|------|------|
| | 11时 | 12时 | 13时 | 14时 |
| 绍兴 | 29.1 | 19.9 | 23.2 | 26.2 |
| 上虞 | 29.0 | 19.4 | 22.5 | 24.2 |
| 嵊州 | 30.5 | 20.2 | 21.4 | 23.5 |
| 余姚 | 30.9 | 19.8 | 21.4 | 23.7 |
| 永康 | 30.0 | 22.0 | 23.4 | 26.1 |
| 武义 | 29.8 | 21.7 | 24.7 | 27.2 |

模拟的结果也再现了飑线经过时的温度变化特征。图 6 给出了阵风锋的地面前景模拟 1 小时变温场, 可以看到, 1 小时的温度变化非常明显, 移动也很快。积分第 13 小时的地面前景温度变化(图 6a)与模拟的雷雨云带一致, 在余姚及其西南地区形成一个负变温带, 变温带的前部与阵风锋(Lm1)对应, 变温的幅度最大达到 -5 ℃; 而阵风锋前方是正变温, 幅度为 1~2 ℃; 1 小时后, 飑线经过地区 -5 ℃ 区域明显扩大, 降温幅度也进一步加大, 中心达到了 -6 ℃ 左右(图 6b), 在强变温带的前沿同样是一条阵风锋(Lm1), 可见图中显示的阵风锋对应着明显的温度梯度前缘。

4.3 对流单体的垂直结构特征

通过上述地面流场的分析, 我们发现模拟飑线

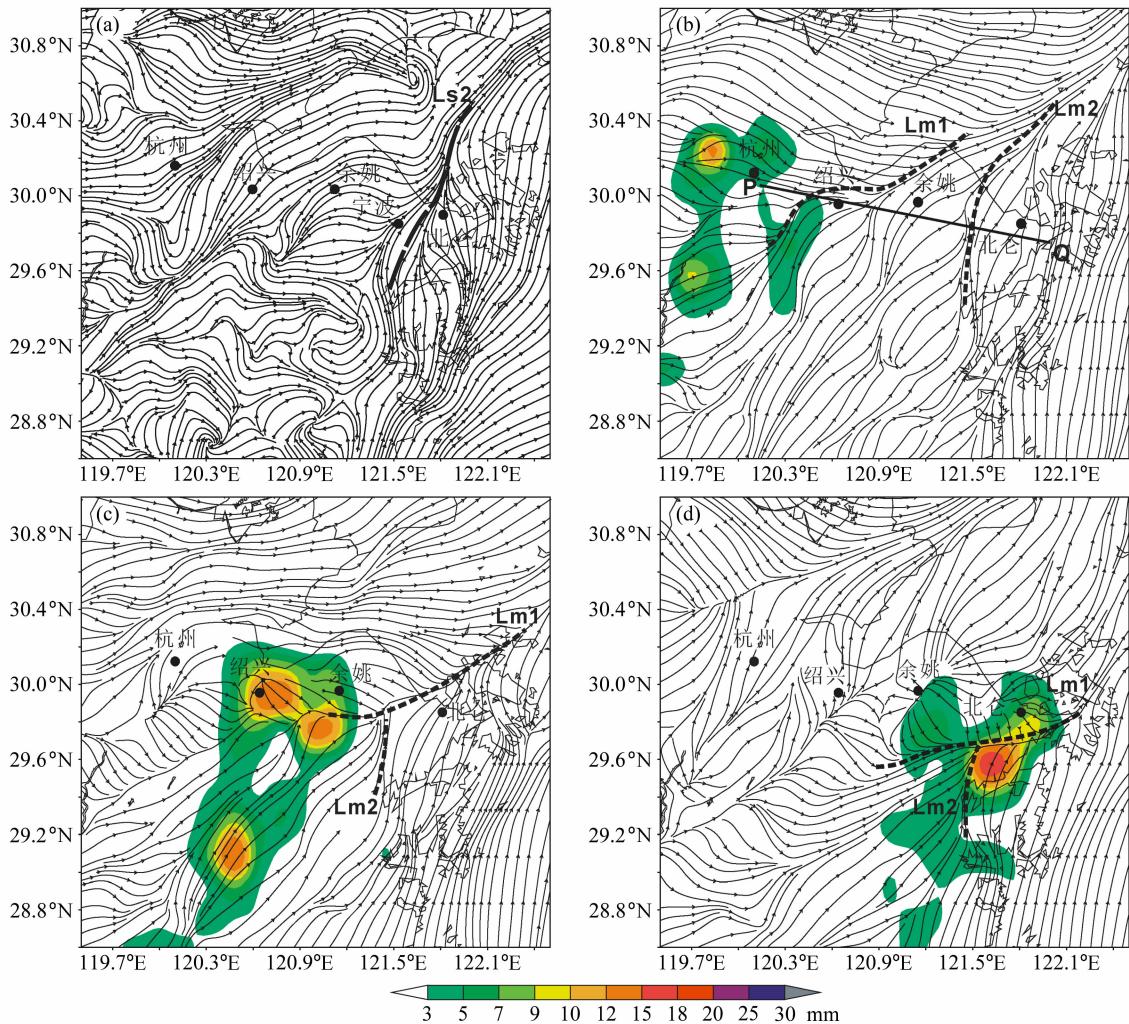


图 5 地面流场与后 1 小时实况雨量 (阴影, 单位: mm): (a) 2006 年 6 月 10 日 10 时实况地面流场; 积分第 (b) 12 小时、(c) 13 小时、(d) 14 小时的地面流场。Lm1: 模拟的阵风锋, Lm2: 模拟的宁东辐合线 (下同)

Fig. 5 Surface streamline field with observed precipitation (shaded) in the next hour: (a) Observed at 1000 LST 10 Jun 2006; simulated at (b) the 12th integral hour, (c) the 13th integral hour, (d) the 14th integral hour. Lm1: simulated gust front line; Lm2: simulated local convergence line to the east of Ningbo

在积分 13 小时, 阵风锋与宁东局地辐合线交汇, 并在其前沿地带有新单体生成, 为了进一步了解飑线发生发展过程中, 阵风锋和宁东局地辐合线相遇时, 对强对流的激发作用, 我们沿飑线前进方向, 在积分第 13 小时, 选取经过辐合线的位置 (图 3b 中 PQ 线的位置) 作一空间剖面。为了将模拟结果与实况天气对比, 我们也在相同位置取一实况高显回波 (图 7a), 以便观测模拟飑线的中尺度特征。从该时刻实况雷达高显上可以看到, 在东西向排列有 4 个雷暴云体, 是处于不同发展阶段的回波柱, 从右到左排列着四个单体, 分别处于新生与发展阶段、成熟阶段、减弱阶段、消亡阶段, 依次标记为

I、II、III、IV, 在单体 I 和 II 之间高层是深厚的云砧, 低层为无云区, 这在图 2c 的实况雷达平显图上已看到相同的特征。模拟的结果与实况相近, 可以看出模拟的雷达反射率图像 (图 7b) 也有 4 个对流单体, 按排列单体 I 位于中层, 属于新生单体。可以发现无论实况回波还是模拟雷达回波 (图 7a 和图 7b), 单体 I 都发生在地面辐合线之上 (图中三角型位置), 模拟的单体 II 和 III 比实况要强, 单体 IV 处于基本消亡的阶段, 而且已不再产生降水, 与实况相似。

图 7c 是垂直于 PQ 剖线的风场分量和散度分布, 与图 3b 中三条雨带相对应, 可以看到在剖面

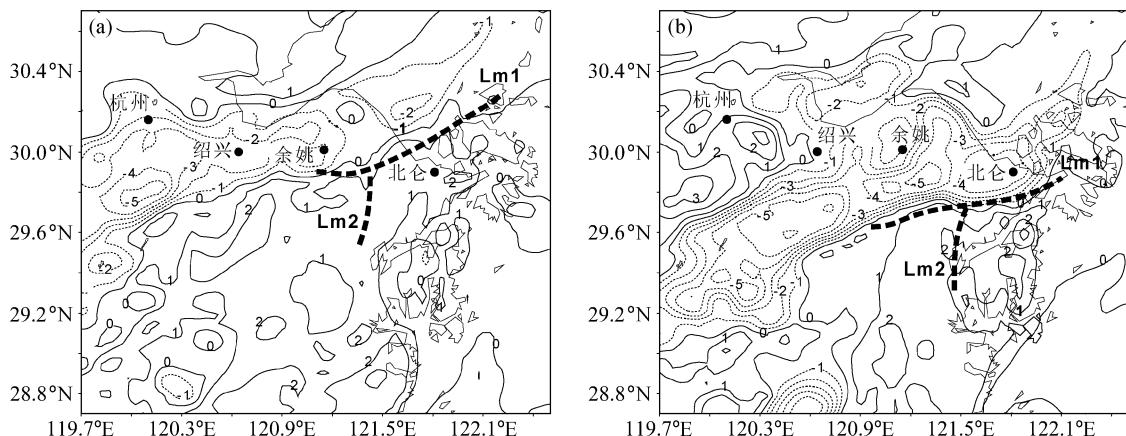


图 6 模拟 1 小时地面温度变化图 (单位: °C): (a) 积分 13 小时; (b) 积分 14 小时

Fig. 6 Temporal variation of simulated surface temperature (°C): (a) At the 13th integral hour; (b) at the 14th integral hour

上出现了三条垂直方向由低空辐合、高空辐散构成的柱状带，其中处于成熟阶段的 III 正好对应图 3b 中模拟的 D 降水带和图 5c 中实况降水带，在降水区上空边界层内有强的下沉气流，即成熟单体的强大下沉气流有两支，一支来自于 IV 单体前部的辐合上升，到达中层后转为强下沉气流，另一支来自对流层低层、单体后部的偏北气流（参见图 7d）；成熟单体的辐合发生在云体的前后两侧，与下沉气流在近地面辐散而导致的辐合有关，也与风速沿垂直方向的水平分布不均匀相联系。对流单体在中高层对应着辐散上升区，这里是较强的偏南气流。

图 7c 中单体 II 位置与地面 E 雨带对应，与 III 相比，风场的形式相同，但强度要弱，这二条由低空辐合、高空辐散构成的柱状带在垂直方向有前倾的现象，这是由云内的下沉气流所导致的，这支气流从对流层中层约 650 hPa 附近，也是相当位温 (θ_e) 最小的高度开始下沉（图 7b），从云体的西南方向进入风暴，并与云体内空气混合，以后下沉到地面，给地面带来了降温和冷出流，这一特征对于地面的流出气流向前的作用就十分明显。单体 I 位置正好对应地面阵风锋和辐合线位置（黑色三角形表示），辐合和正涡度主要发生在边界层，而中上部是辐散和负涡度区，呈垂直结构。

4.4 宁东局地中尺度辐合线结构特征

如前面所述，在风暴前进方向前方、东部沿海（宁东）地区有一近地面风场辐合线，其风暴前沿的阵风锋和宁东局地辐合线的结构特征以及在雷暴过程中的作用是不同的，通常风暴阵风锋的形成原

因取决于雷暴的强度和下冲气流与地面环境气流的相互作用等，它也决定了其后部是一个负变温区，飑线的向前出流冲击前方的高温区，与前方不同性质气流的交汇引起一系列中尺度大气层结的反应，由此来补充飑线前进所需的能量和水汽，维持飑线系统整体推进。而宁东环境辐合线在其存在时间内（参阅图 4 中的 Ls2 和图 5a 中的实况分析），是两支属性较为相近的气流因风向的转向而造成的汇合，从温压湿要素变化来看（图略），宁东辐合线所在区域的环境要素处于相对稳定状态，没有出现较大幅度的变化。

实况风场分析表明了 10 时之后宁东地区出现了局地性的气流辐合线，在图 4 和图 5a 的实况图中我们也看到了宁东辐合线的分布和运动。再利用地面 10 分钟间隔的 2 分钟平均自动站观测资料，来分析宁东辐合线的连续变化和作用（图 8）。图 8 给出了垂直于宁东辐合线的实况东西向时空剖面，在半个经度的空间内，可见宁东辐合线（图中粗虚线位置）主要是由弱偏西与偏南（风矢量）气流的汇合，它基本保持静止，并伴有一定强度的地面辐合，在 12:15 之前，辐合值强度在 $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，当西面有明显的阵风锋（点划线）快速移近时，由于后部有较强的西北大风，辐合强度明显增强，由阵风锋上的 $-40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增强到 12:30 的 $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，说明两条辐合线的相遇过程导致地面辐合强度会迅速或进一步增强，另一个地面现象也表明，辐合线相遇，辐合增强后，地面的辐散也随之加大，在图 8 中可以看到，13 时的地面辐散强度达

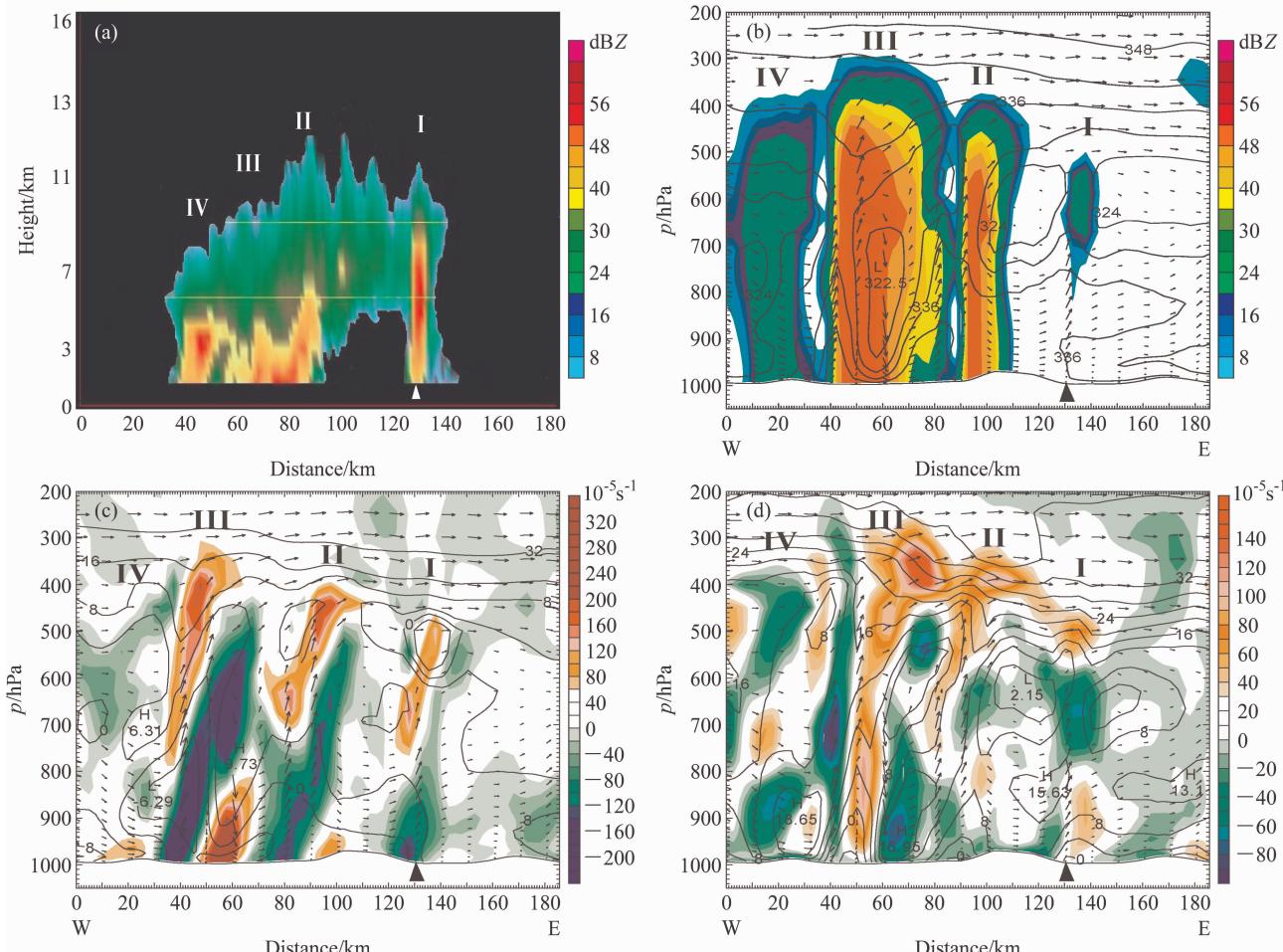


图 7 沿图 3b 中 PQ 线的空间剖面图: (a) 2006 年 6 月 10 日 12:10 实况宁波雷达高亮反射率; (b) 积分第 13 小时模拟反射率(阴影)和相当位温(等值线, 单位: K); (c) 积分第 13 小时模拟的垂直于剖面的风场分量(等值线, 单位: m/s)和散度场(阴影); (d) 积分第 13 小时模拟的平行于剖面的风场分量(等值线, 单位: m/s)和涡度场(阴影)。三角形代表辐合线位置, 矢量表示环流

Fig. 7 Vertical cross sections along line PQ in Fig. 3b: (a) The observed high-color-rendering radar reflectivity from Ningbo Doppler radar at 1210 LST 10 Jun 2006; (b) radar reflectivity (shaded) and equivalent potential temperature (contour, units: K) at the 13th integral hour; (c) wind speed normal to the cross section (contour, units: m/s) and divergence (shaded) at the 13th integral hour; (d) wind speed parallel to the cross section (contour, units: m/s) and vorticity (shaded) at the 13th integral hour. Triangles give positions of convergence line, and vectors are the wind circulation

到 $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 这时, 该地区地面也出现了强烈的天气。

同样, 在模拟的结果(图 5b、c)中, 看到了阵风锋和宁东辐合线相遇过程。为了从垂直结构上来分析宁东辐合线与阵风锋的相遇过程, 图 9 给出了沿图 3b 中 PQ 线的剖面时间变化特征, 重点关注对流层低层的状况。

从图 9 可以看到, 在沿着飑线移动方向, 模拟积分第 11 时(图 9a), 在宁东地区已有一个气流的辐合线, 气流主要是偏西南风与偏南风之间的辐合, 辐合的厚度可达到 600 m 左右, 并伴有弱的上

升运动, 最大为 69.2 cm/s ; 在图 9a 的左侧, 出现了一个上升运动中心, 同样也伴有风场的辐合, 这一辐合是飑线前方的阵风风。积分第 12 时(图 9c), 原宁东辐合线保持原有位置和上升气流强度, 在其西侧, 代表阵风锋的气流辐合线已移到余姚一带(参见图 4 和图 5b), 到了积分第 13 小时(图 9e), 原图 9c 垂直剖面图中的两条辐合线边界已相碰, 垂直速度明显增加, 最大已达 200.6 cm/s ; 此时的 3 个垂直运动中心正好对应这图 2d 和图 3b 中的 3 条回波带, 最前沿的辐合上升对应着图 2d 中 F' 对流单体。由此可见, 图 9 的现象反映了向东移

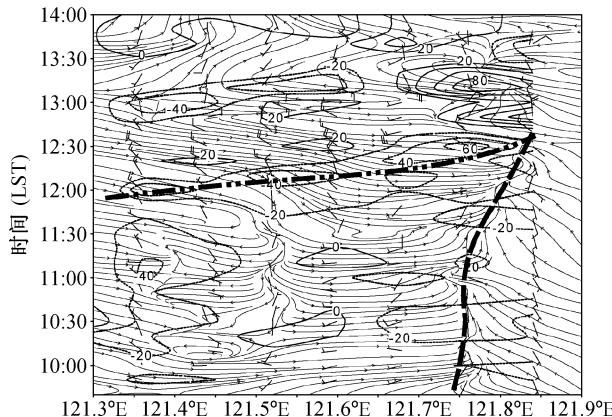


图 8 2006 年 6 月 10 日宁东辐合线实况时空演变图。粗虚线：宁东辐合线；点划线：阵风锋线；实、虚等值线：地面辐合场 (10^{-5} s^{-1})

Fig. 8 Temporal evolution of observed local convergence line to the east of Ningbo on 10 Jun 2006. Thick dashed line: local convergence line to the east of Ningbo; dash-dotted line: simulated gust front line; solid and dashed isolines: surface divergence field (10^{-5} s^{-1})

动的阵风锋与前方基本静止的边界层气流辐合线的相遇，触发了对流的发展，导致中尺度对流天气的加剧，这与 Mahoney (1988) 研究发现的结论相一致。

围绕宁东辐合线的相对湿度可见，宁东辐合线的东部（图 9a 的右端），对流层的中低层有相对高的水汽含量，而辐合线的西侧有相对干的大气层结（图 9a 的左侧），表明辐合线伴有明显的西干东湿大气层结。积分第 12 时相对湿度有了明显的变化（图 9c），阵风锋的东移带来了与上升运动相联系的高相对湿度，并逐步向宁东辐合线靠近，导致两辐合线之间的相对干层逐渐减弱和空间减小，阵风锋前部边界层之上出现强对流不稳定，而边界层内侧有明显的稳定层结，同时宁东辐合线的东侧仍保留高湿区。当两辐合线相遇时（图 9e），除了在强上升区出现有高的相对湿度外，还可以看到，在阵风锋的边界层之上湿度也明显增强，尤其是其前部，原来辐合线东侧的高湿区也得到加强，这说明，两辐合线合并的结果导致上升运动加强和低层湿度增加。

利用模拟结果显示的稳定性表明，当阵风锋距离还较远的时候（图 9b），宁东辐合线附近，大气的边界层内处于稳定层结，($d\theta_e/dz > 0$)，但边界层顶到对流层的中层，大气层结处于不稳定 ($d\theta_e/dz <$

0)，且向阵风锋方向逐渐加强，强不稳定高度约在 1~2 km。随着阵风锋的向东移动，逐步靠近宁东辐合线（图 9d），边界层内的稳定性逐步减弱，强不稳定逐步得到释放，但对于宁东辐合线，在积分第 10~13 小时期间，它的变化较小，似乎是由于宁东辐合线的存在，从而阻挡了边界层顶强不稳定带的东传，在垂直剖面上宁东辐合线东侧始终保持在 10 K/km 左右，此外，在边界层内，宁东辐合线的东侧也保持着上湿下干、弱的稳定层结，即使是两条辐合线相遇后（图 9f），宁东辐合线的东侧仍然保持着其特征。

为了进一步了解宁东辐合线的中尺度特征和作用，我们在图 9a 中取宁东辐合线附近 100 km 空间[图 10 (图 9a 中的方框范围)]，由此可以更清晰地看到宁东辐合线的中尺度环流特征。图 9a 和图 9b 为积分 12 时垂直于剖面的分量和平行于剖面的分量图，此时飑线的阵风锋还没有到达宁波地区，宁东辐合线的左侧是偏西南风，且在边界层内西风分量向上增强，在边界层顶附近达到最大，成为偏西南西风；而宁东辐合线东侧，以西南风为主，尤其是近地面，这易导致宁东风场上的切变和气流辐合。辐合的另一个原因是，宁东辐合线的西侧是浙江四明山的北缘，在特定的大尺度环流背景下，气流受山脉的影响，在背风坡有更强的下沉气流，导致等风速线向背风坡一侧逐渐密集压缩，同时，又受到近地面的偏南气流阻挡和影响，气流的堆积明显，形成明显的水平风速梯度，并在山谷地带、宁东辐合线东侧，近地面形成一个尺度仅为 10~20 km 的中尺度垂直闭合环流（图 10a），该环流导致地面弱的东风气流又反过来加强了宁东辐合线。

图 10a、b 代表了暖区内宁东中尺度辐合线的特点，而图 10c、d 则描述宁东辐合线与阵风锋相遇时刻的特征。当这两辐合线相遇后，引起了强的辐合和垂直运动，图 10c 中我们看到此时阵风锋的东侧与图 10a 相似，边界层有南风大风速，西侧却是阵风锋后部的雷暴下冲扩散气流，在四明山有近 500 m 厚的偏北风，在宁东辐合线的位置上出现了强的北风与南风的切变，南、北风切变高度达到了边界层顶。图 10d 与图 10b 相比，平行于剖面的风速分量基本相似，但围绕宁东辐合线位置的辐合却明显加强，等风速线向上凸起得更高，显示了向上达到了更高的高度，基本到达边界层顶以上，表明

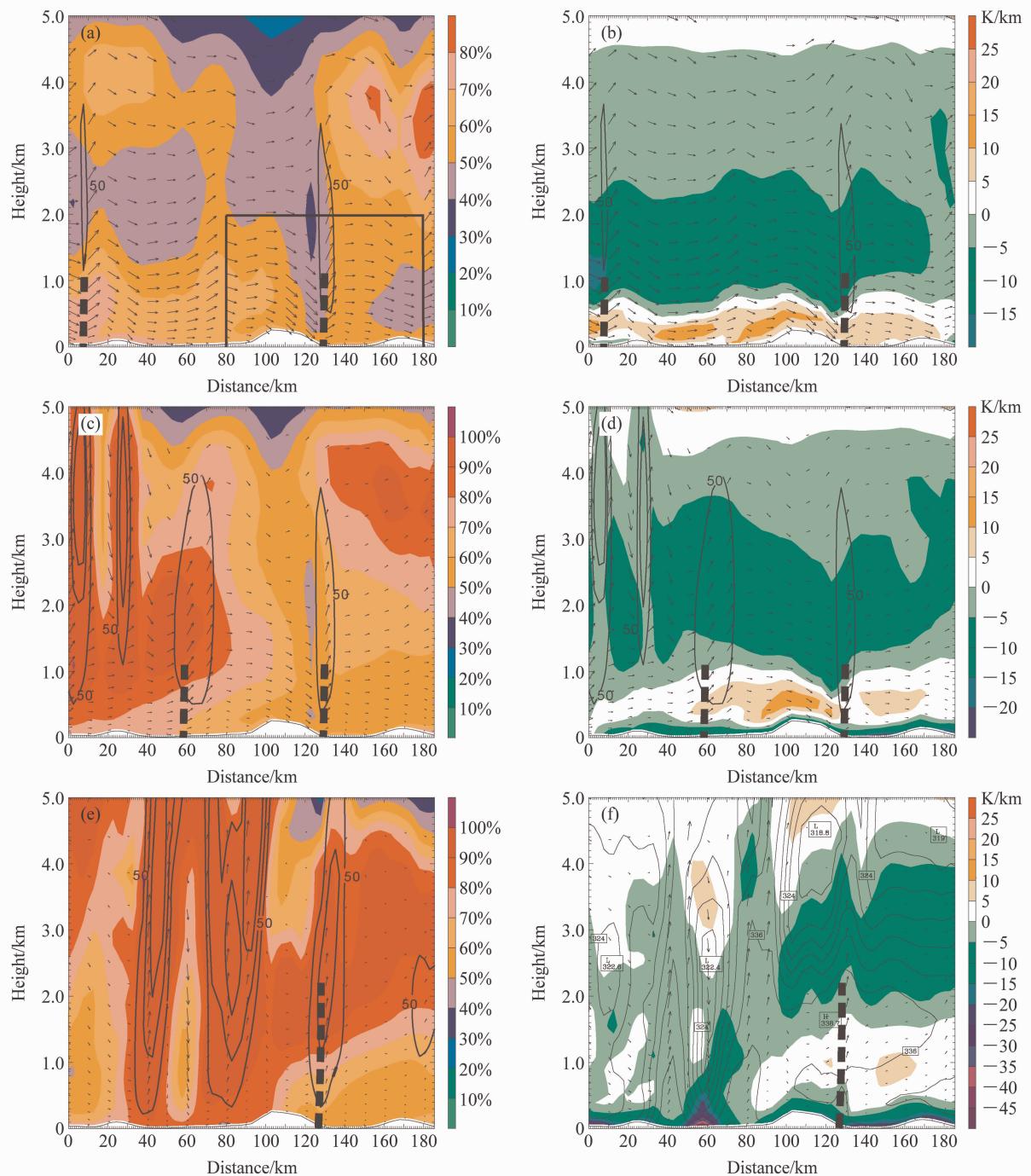


图9 沿图3b中PQ线的垂直剖面上(a、c、e)相对湿度(阴影)、(b、d、f)不稳定性(阴影)、(a、b、c、d、e)垂直速度(等值线, 单位: cm/s)及(f)相当位温(等值线, 单位: K); (a、b)积分第11小时; (c、d)积分第12小时; (e、f)积分第13小时。粗虚线代表阵风锋和辐合线, 矢量表示环流

Fig. 9 Vertical cross sections along line PQ in Fig. 3b of (a, c, e) relative humidity (shaded), (b, d, f) instability (shaded), (a, b, c, d, e) vertical velocity (contour, units: cm/s), and (f) equivalent potential temperature (contour, units: K); (a, b) At the 11th integral hour; (c, d) at the 12th integral hour; (e, f) at the 13th integral hour. Thick dashed lines give the positions of gust front and convergence line, and vectors are the wind circulation

了水平方向的风速梯度更大。从风场的变化上可以知道, 阵风锋相遇辐合线后, 最大的变化是发生在

辐合线西侧的风场, 其辐合变成由西北气流与西南气流汇合形成, 且水平切变层向上延伸至边界层以上。

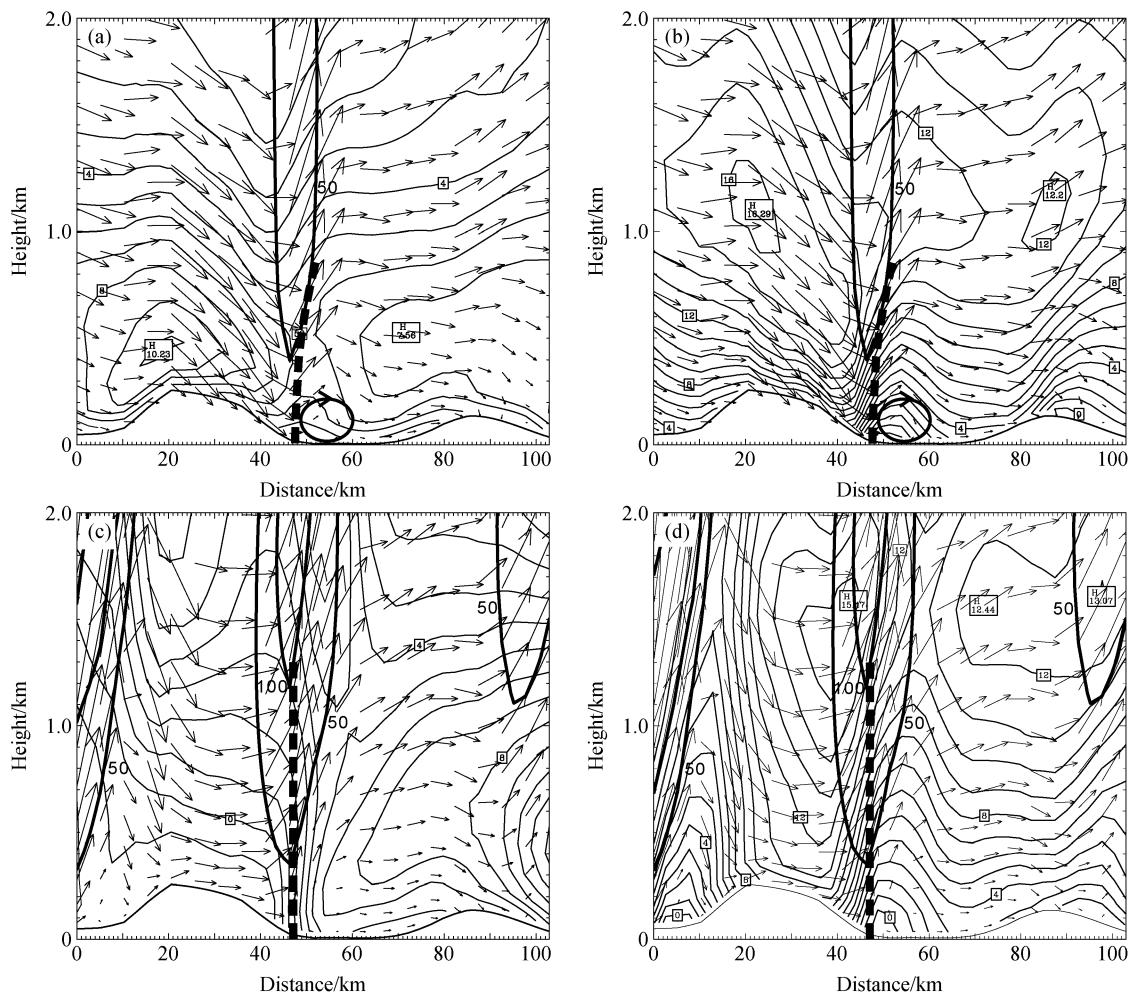


图 10 图 9a 方框范围内 (a、c) 垂直于剖面的风场分量 (细等值线, 单位: m/s)、(b、d) 平行于剖面的风场分量 (细等值线, 单位: m/s) 和垂直速度 (粗等值线, 单位: cm/s) 的垂直剖面: (a、b) 积分第 12 小时; (c、d) 积分第 13 小时。粗虚线代表辐合线位置, 矢量表示环流

Fig. 10 Vertical cross sections of (a, c) wind speed normal to the cross section (thin isoline, units: m/s), (b, d) wind speed parallel to the cross section (thin isoline, units: m/s), and vertical velocity (thick isoline, units: cm/s) in the area of rectangle in Fig. 9: (a, b) At the 12th integral hour; (c, d) at the 13th integral hour. Thick dashed lines give the positions of convergence line, and vectors are the wind circulation

通过阵风锋与辐合线对比分析可见, 两者有着本质区别, 宁东辐合线是依赖于环境气流与局地地形而存在的浅薄气流辐合线, 因此, 当风暴阵风锋带来的雷暴出流强烈冲击北仑地区的干暖空气, 激发了辐合线交汇处的雷暴单体。在辐合线作用下, 储存的能量得到激发, 爆发了新的对流单体 F' , 并快速增长发展。

5 结论

本文通过 WRF 模式模拟了一例严重影响浙江的飑线过程, 从模拟的结果来看, 模式较好地再现了本次飑线演变过程中的一些中尺度现象, 得到了

和实况较为相近的飑线中尺度特征。

本次飑线过程中, 除了雷暴出流在其前沿形成的阵风锋外, 还模拟得到了宁波地区的中尺度气流辐合线, 这条辐合线与阵风锋有本质的区别, 阵风锋是由雷暴出流为主的气流, 而宁东局地辐合线是因地面偏西南气流与东部沿海的局部偏南气流共同作用汇合形成的, 这一中尺度现象被模拟基本再现。

宁东辐合线的特征是相伴有明显的西干东湿、东侧又有上湿下干和弱的稳定层结, 宁东辐合线又阻挡了边界层顶强不稳定的东传。当阵风锋由西向东逐步向宁东辐合线靠近导致两辐合线之间的相对

干层逐渐减弱和空间减小,造成阵风锋前部边界层之上有强对流不稳定,同时宁东辐合线的东侧仍保留高湿区。当两辐合线相遇时,导致了相遇地区湿度层增厚和加强,从而反过来促进边界层垂直上升运动的增强。

宁东辐合线在特定的大尺度环流背景下,气流受山脉的影响,在背风坡有更强的下沉气流,导致等风速线向背风坡一侧逐渐密集压缩,同时,又受到近地面的偏南气流阻挡和影响,气流堆积明显,形成了明显的水平风速梯度,并在宁东辐合线东侧的山谷地带近地面形成一个尺度仅为10~20 km的中尺度垂直闭合环流,该环流导致地面弱的东风气流又反过来加强了宁东辐合线。

当两辐合线相遇时,辐合强度明显增强,形成一条新的阵风锋线,并导致边界层之上湿度明显增强增厚,尤其是其前部,上升运动显著加强,从而对流进一步爆发和增强,天气现象进一步加重,地面的辐散也随之加大,模拟和实况共同再现了浙江沿海地区的一次中尺度灾害天气过程。

参考文献 (References)

- Barker D M, Huang W, Guo Y R, et al. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 897–914.
- Carbone R E, Conway J W, Crook N A, et al. 1990. The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: Observations and implications for mesoscale predictability [J]. Mon. Wea. Rev., 118: 26–49.
- 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 Atmosferica Sinica) (in Chinese), 6 (1): 18–27.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46: 3077–3107.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 2318–2341.
- Janjić Z I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 927–945.
- Janjić Z I. 2000. Comments on “Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models” [J]. J. Atmos. Sci., 57: 3686–3686.
- Lewis J M, Ogura Y, Gidel L. 1974. Large-scale influences upon the generation of a mesoscale disturbance [J]. Mon. Wea. Rev., 102: 545–560.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22: 1065–1092.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682.
- Ogura Y, Chen Y L. 1977. A life history of an intense mesoscale convective storm in Oklahoma [J]. J. Atmos. Sci., 34: 1458–1476.
- Purdom J F W. 1973. Satellite imagery and the mesoscale convective forecast problem [C]. Preprints, 8th Conf. on Severe Local Storms, Denver, Amer. Meteor. Soc., 244–251.
- Purdom J F W. 1982. Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting// Browning K A. Nowcasting [M]. Ed. Academic Press, 149–166.
- Purdom J F W, Marcus K. 1982. Thunderstorm trigger mechanisms over the southeast U. S [C]. Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, Amer. Meteor., 487–488.
- Schreiber W E. 1986. Case studies of thunderstorms initiated by radar-observed convergence lines [J]. Mon. Wea. Rev., 114: 2256–2266.
- Segal M, Schreiber W E, Kallos G, et al. 1989. The impact of crop areas in Northeast Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 809–824.
- 寿绍文. 2002. 天气学分析 [M]. 北京: 气象出版社, 168–169. Shou Shaowen. 2002. Synoptic Meteorological Analysis (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 168–169.
- 孙淑清, 马廷标, 孙纪改. 1979. 低空急流与暴雨相互关系的对比分析 [J]. 气象学报, 37: 36–44. Sun Shuqing, Ma Tingbiao, Sun Jigai. 1979. On the relation between the low level jet and rainstorm [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 37: 36–44.
- 孙淑清, 翟国庆. 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用 [J]. 大气科学, 4: 327–337. Sun Shuqing, Zhai Guoqing. 1980. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rain-storms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 4 (4): 327–337.
- Szoke E J, Weisman M L, Brown J M, et al. 1984. A subsynoptic analysis of the Denver tornadoes of 3 June 1981 [J]. Mon. Wea. Rev., 112: 790–808.
- Tan Zhemin, Wang Yuan. 2002. Wind structure in an intermediate boundary layer model based on Ekman momentum approximation [J]. Adv. Atmos. Sci., 19 (2): 265–278.
- 王东海, 周晓平. 1996. 短时风暴数值预报模式研究 II: 模式的基础试验结果 [J]. 大气科学, 20 (3): 279–289. Wang Donghai,

- Zhou Xiaoping. 1996. Study on the very short-range storm numerical forecasting model. Part II: Results of the model basic experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 20 (3): 279–289.
- 王亦平, 陆维松, 潘益农, 等. 2008. 淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究 I: 结果检验和 β 中尺度对流系统的特征分析 [J]. 气象学报, 66 (2): 177–189. Wang Yiping, Lu Weisong, Pan Yinong, et al. 2008. Numerical simulation of a torrential rain in the northeast of Huaihe basin. Part I: Model verification and the characteristics analysis of M β CS [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (2): 177–189.
- Watson A I, Holle R L. 1982. The relationship between low level convergence and convective precipitation in Illinois and south Florida [R]. NOAA TMERL OWRM-7, 67pp.
- Mahoney W P. 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 1474–1491.
- Wilson J M, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms by radar-observed boundary layer convergent lines [J]. Mon. Wea. Rev., 114: 2516–2536.
- 翟国庆, 俞樟孝. 1992. 强对流天气发生发展前地面风场特征 [J]. 大气科学, 16 (5): 522–529. Zhai Guoqing, Yu Zhangxiao. 1992. The surface characteristics of wind field prior to the occurrence of severe convection weather [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 16 (5): 522–529.
- 张进, 谈哲敏. 2008. 启动对流的初始扰动对热带飑线模拟的影响 [J]. 大气科学, 32 (2): 309–322. Zhang Jin, Tan Zhemin. 2008. Impacts of initial convection-triggering perturbations on numerical simulation of a tropical squall line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 309–322.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 234–238. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 234–238.
- 张群, 张维恒, 姜勇强. 2001. 边界层辐合线发展成飑线的数值试验 [J]. 气象科学, 21 (3): 308–315. Zhang Qun, Zhang Weiheng, Jiang Yongqian. 2001. Numerical trial of PBL convergence line developing to squall line [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 21 (3): 308–315.
- 周晓平, 王东海. 1996. 短时风暴数值预报模式研究 I: 模式的理论框架 [J]. 大气科学, 20 (1): 1–11. Zhou Xiaoping, Wang Donghai. 1996. Study on the very short-range storm numerical forecasting model. Part I: Theoretical frame [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 20 (1): 1–11.