

华北强飑线生成环境与地形作用 的数值试验研究*

李鸿洲 蔡则怡 徐元泰

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 应用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(简称LASG) η 坐标有限区域数值预报模式, 简称为LASG-REM, 对1983年6月27日一次华北强飑线生成与地形作用进行了数值试验研究。首先运行的对照试验, 获得了以往分析得到的有关飑线的现象。模拟1小时后, 飑线发生前, 对流层高层有较强的冷平流侵入华北地区。3小时后, 在燕山及其南侧背风坡地区, 对流层中、低层出现明显的锋生现象, 这对飑线的生成和发展起了重要的作用。模拟至6小时, 近地面层在日变化增温的时段内, 开始出现降温现象, 这时实况的飑线开始形成, 这降温现象是与飑线后方的中尺度湿绝热下沉运动有关。8小时后, 对流层高层在继续维持西北气流冷平流的条件下, 由降温转变为明显升温, 并产生一个 α 中尺度的温度脊, 这是由飑线上强的深对流过程引起的热量向上输送造成的。这也是飑线发生发展后, 中尺度系统对大尺度背景场的反馈的结果。紧接着近地面层出现最强的降温。这与中尺度湿绝热下沉运动的发展和小尺度的下击暴流有关。这一过程与过去分析结果相一致。其次, 在对照试验成功的基础上, 对地形作了敏感性试验, 试验结果表明: 在西北流型条件下, 高层有较强的冷空气侵入, 低层受地形强迫引起的强烈锋生, 是华北飑线形成和发展的主要动力过程。

关键词 飑线 锋生作用 η 坐标 有限区域数值预报模式

1 前言

华北地区夏季常常发生雷暴、大风、冰雹和暴雨等灾害性天气, 这些天气大多是中尺度强对流天气系统造成的。在各种强对流天气系统中, 飑线是最强烈的一种, 它的空间尺度较大, 持续时间也较长, 它所波及之处, 往往造成毁灭性的灾害。如1978年7月9日下午在北京、廊坊和天津地区发生的飑线系统, 自北京到塘沽, 长150 km、宽50 km的地带内, 出现10级以上强风, 天津极大风速达42 m/s (大于32.7 m/s为12级大风), 同时6个县降雹, 有的村里的玉米、棉花、芝麻等全部被砸光, 直径30 cm的高压电线杆被刮断, 造成了该地区历史上罕见的强风雹灾害¹⁾。又如1983年6月27日下午在华北地区发生的一次飑线群过程, 严重的风灾、雹灾影响了山西、内蒙、河北和北京等省市, 河北保定和沧州的极大风速达35.1和42 m/s, 下半夜影响了山东、江苏和安徽等省的部分地区。据不完全统计, 仅华北地区受灾农田百余万亩,

1998-04-10收到, 1998-10-13收到修改稿

* 中国气象科学院强风暴实验室支持课题成果

1) 游景炎, 1979, 急流飑线的个例分析, 冰雹预报文集, 1~5.

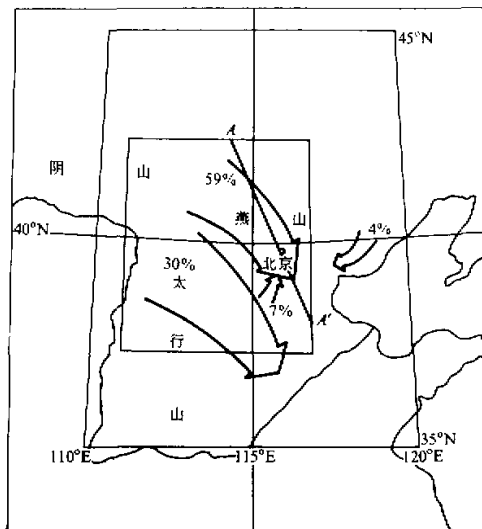


图 1 试验研究综合图

外框区为 LASG η 坐标模式数值试验结果的输出区域 (35°~45°N, 110°~120°E), 内框区为一层细网格模式计算区, 矢线区为华北飊线多发区和主要天气系统移动方向及过程的百分率。A-A' 为图 5 的剖面图的基线

倒塌房屋、仓库等建筑 20 余万间, 伤亡 600 多人, 有两个机场设施遭到严重破坏, 仅设备损失达百万余元。造成这样大范围严重灾害的飊线群过程在华北地区是少有的^[1]。对于华北地区的飊线已有不少深入的研究^[2~5]。这些研究不仅系统地分析讨论了华北飊线的各类天气过程和基本特征, 而且以大量观测资料揭露了飊线的中尺度气候学事实, 即在一定的大尺度天气形势和一定的动力热力条件下, 飊线的初生区极为集中, 主要集中在华北的西北部阴山、太行山北部的山区 (图 1)。这一事实提出了一个课题, 即弄清飊线的发生与地形的内在联系, 也就是地形对飊线形成的强迫作用。在国内由于受观测资料站网时空密度的限制, 这方面的诊断分析研究比较少, 数值试验与数值预报研究的结果也不多见。然而这是强对流天气研究的重要课题之一。作者

曾做了一个比较简单的数值试验研究^[1], 得到了简明可信的结果, 为进一步开展研究工作提供了一定的参考。基于上述工作, 引进了中国科学院大气物理研究所的 LASG η 坐标的有限区域数值模式^[6], 对 1983 年 6 月 27 日下午发生在华北地区的一次飊线群过程进行了地形影响的数值试验。

2 模式的概述

模式动力框架的主要特点^[7]:

- (1) 模式的基本方程组便于构造出完全能量守恒的差分格式。
- (2) 采用了静力扣除。
- (3) 模式的垂直坐标选用了 η 坐标^[8], 这里 $\eta = \sigma \times \eta_s$, $\eta_s = [p_{\sigma}(z_s) - p_t] / [p_{\sigma}(z_b) - p_t]$, $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$, $p_{\sigma}(z)$ 为标准大气 z 高度上的气压, $z_b = 0$, z_s 为模式的地形高度, p 、 p_s 和 p_t 分别表示气压、地面气压和模式层顶气压 ($= 100$ hPa)。
- (4) 选用 E 网格作为变量的水平分布形式。
- (5) 位势高度和垂直速度与其他预报量在垂直方向交错分布。

1) 徐元泰、李鸿洲, 1992, 华北地形对飊线影响的研究, 中国气象科学研究院强风暴实验室 1992 年年会报告

- (6) 对 E 网格的分离问题采取了特殊的处理技巧。
- (7) 首次采用“半格距”差分解决了矩形 E 网格及球坐标 E 网格沿对角线的差分计算。
- (8) 采用显示分解的时间积分方案。
- (9) 保留初始场的静力平衡误差, 在静力平衡模式中, 同时保留了位势高度和温度场的初值意义。
- (10) 在一定的边界条件下, 当时间积分采用梯形隐式方案时, 模式有总有效能量守恒和总质量守恒。

模式的物理过程主要包括:

- (1) 大尺度凝结降水;
- (2) 用 Betts^[9]的对流调整方案计算对流降水;
- (3) 水平扩散和垂直通量输送;
- (4) 地面辐射收支和边界层参数化。

3 LASG η 坐标模式能力简述及计算分辨率

该模式主要特点在于对地形的处理。地形对气流和天气, 特别是强对流天气-飑线有很重要的影响。目前大多数的数值预报模式选用 σ 坐标作为垂直坐标, 但是 σ 坐标系并没有完全解决复杂地形的问題, 因为它将复杂的下边界条件问题转化为方程组中气压梯度力等项的结构问题。地形越陡, σ 面越倾斜, 计算误差也越大, 而这种计算误差大大地影响了数值预报的正确度。

在 η 坐标下, 地形表示为由三维网格块构成的阶梯状。在模式内部形成刚体的侧边界, 使坐标面保持准水平状态, 避免了在陡峭地形情况下, σ 面过于倾斜的缺点。同时也保持了 σ 坐标具有简单的下边界条件这一优点。为此, 1986 年开始中国科学院大气物理研究所新研制了 η 坐标 E 网格有限区域数值预报模式, 对青藏高原背风气旋的发生发展^[6]和著名的“雅安天漏”进行了数值模拟^[7], 以后又对“1975 年 8 月”河南大暴雨也作了数值试验^[10], 都取得了成功的结果。说明由于该模式有效地考虑了陡峭复杂地形的影响, 所以不仅对地形高度超过 1500 m 的我国西部高山地区, 也对地形高度较低的我国东部丘陵地区的暴雨天气系统和降水量的计算, 都有很好的结果。为证实该模式的稳定性和预报能力, 使之早日投入业务预报, 在 1993 年汛期进行了准业务试报, 在降雨范围、雨带走向、降水强度和中心位置等方面取得了较好的结果^[11]。现在我们用这模式对 1983 年 6 月 27 日华北地区的飑线天气系统作了数值试验, 同样取得了较好的结果。说明它对华北地区的强对流天气系统-飑线, 也有较好的模拟能力。

模式分辨率, 在水平方向, 网格选用的是 E 网格, 它对两个子网格来说, 水平分辨率是 $1^\circ \times 1^\circ$ 的经纬格点, 模式实际的水平分辨率约为 75 km。模式水平范围为 $30^\circ \times 20^\circ$ 经纬度。在垂直方向, 只考虑对流层范围, 模式顶取为 100 hPa, 从地面到模式层顶按 η 坐标等分为 8 层, 具体每层的厚度从下往上约为: 977 m、2060 m、3279 m、4681 m、6342 m、8404 m、11179 m、15677 m。

模式初始场是根据 ($30^\circ \sim 50^\circ \text{N}$, $100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$) 范围内 139 个探空站原始资料, 用

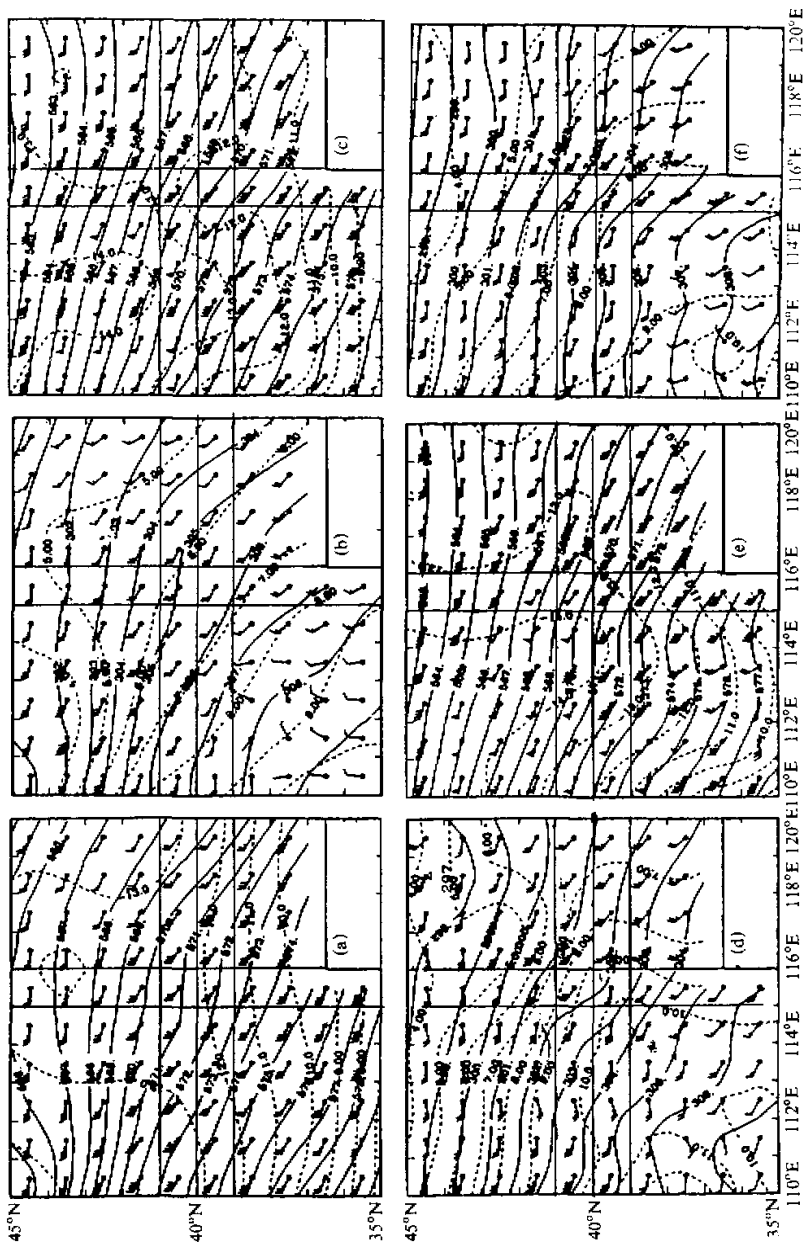


图 2 1983 年 6 月 27 日 08 时实况形势图 500 hPa (a) 和 700 hPa (b), 17 时对照试验的模拟形势图 500 hPa (c) 和 700 hPa (d), 以及无地形敏感性试验的模拟形势图 500 hPa (e) 和 700 hPa (f)

加权平均的客观分析方案, 先将各站点的观测资料插值到各标准等压面的水平网格点, 然后再把各等压面资料线性插值到各模式层。没有其他的初始化过程。

为了更好地保持中小尺度的信息特征, 加权的权重取为 $1/r^4$, 其中 r 为站点到网格点的距离, 按球面三角公式求得。地面要素的客观分析方案是先将台站高度和气象要素同时客观分析到网格点, 然后再把网格点上在客观分析所得的地面气象要素值订正到模式地形高度上。

4 试验结果

进行数值试验研究, 第一个试验往往是对照试验 (或称为控制试验), 即在考虑了模式全部物理过程的条件下, 对天气系统或天气进行数值试验。并将数值试验结果与实况作对比, 以检验数值试验的好坏。然而, 要检验飑线过程数值试验的结果, 是有一定的难度。其一, 它不象对降雨、暴雨或大暴雨的数值试验, 可将数值试验计算的某一时段累计雨量的强度和范围与该时段总雨量的实况作比较。对飑线过程来说, 其降水强度有时虽然很强, 但因降水时间很短, 其总降水量并不大, 而且常有很大的局地性, 很难在天气图上形成降水区。其二, 暴雨过程中, 常有 α 中尺度的低涡和切变线等暴雨系统与暴雨区相对应, 数值模拟得到的暴雨天气系统的强度与位置可与实况作比较。但是, 强对流天气系统都为 β 中尺度的系统, 即使是尺度较大的飑线系统, 其宽度一般都小于 50 km, 这常常是属于有限区域数值模式的次网格系统, 因此很难模拟出相应的飑线系统。正因为如此, 强对流天气的数值模拟, 特别是应用实时资料进行数值模拟的研究工作较少。

由于上述的原因, 我们先给出飑线发生发展概况和天气背景特征, 作为衡量数值模拟结果的客观标准。1983 年 6 月 27 日中午 11~13 时 (文中都为北京时) 在华北北部山区出现了一些小尺度的对流单体, 并伴有零星的雷暴。14 时零星孤立的对流单体开始组织形成飑线, 进入组织形成阶段。以后先后影响张家口市 [约(41°N, 115°E)] 和北京市 [约(40°N, 116°E)]。因此, 我们将 (40~41°N, 115~116°E) 这一网格作为模式的飑线影响区。一般, 飑线发生后, 受其影响的地区, 1 小时负变温可达 -6~-8℃。这次飑线过程观测到的 1 小时负变温, 普遍超过 -10℃。用稠密的地面测站网的实测风计算的中尺度散度场上, 飑线附近和前方为一辐合区, 其后方为辐散区^[1]。这说明飑线后方的降温区与中尺度湿绝热下沉运动和小尺度的下击暴流有关。

1983 年 6 月 27 日 08 时飑线发生区处于 500 hPa 东亚大槽槽后西北气流的辐合下沉区内, 与此相配合有冷舌东移并伴有冷平流影响华北地区。在低层和地面, 它处于锋生区附近。另外, 02~14 时 300 hPa 高空出现了冷平流造成的强烈的降温, 12 小时降温 10℃。这是华北飑线发生的有利环境场^[1]。

4.1 对照试验

以 1983 年 6 月 27 日 08 时的实测资料 (含特性层) 作初值场, 如图 2a、b, 对这次飑线过程进行对照试验, 逐时输出 (35~45°N, 110~120°E) 区 (图 1 外框区) 内各层天气形势的连续变化。模拟 1 小时后, 飑线发生前, 对流层高层有较强的冷平流侵入华北地区, 3 小时后, 在燕山山脉及其南侧背风坡地区, 对流层中、低层出现明显的

锋生现象；这对飑线的生成和发展起了重要的作用；模式运行至第 6 小时（27 日 14 时），实况是飑线进入组织形成阶段。模拟结果为 500 hPa 在华北大部分地区有明显的冷平流降温，在飑线的发生区内，降温达 1.5°C 。700 hPa 在飑线的发生区以北明显降温，以南有明显的升温，所以在飑线的发生区内有强的锋生现象（图略）。运行至第 9 小时（27 日 17 时），飑线系统进入扩展增强阶段。500 hPa 在飑线发生区上空，由降温转为明显的升温，出现了一个 α 中尺度的温度脊（图 2c）。这是由飑线上强的深对流过程引起的热量向上输送造成的，使其在冷平流形势下，反而出现增温现象，这也是飑线发生发展后，中尺度系统对大尺度背景场的反馈的结果。在 700 hPa 上，北方继续降温，南方继续增温，而持续维持锋生（图 2d）。

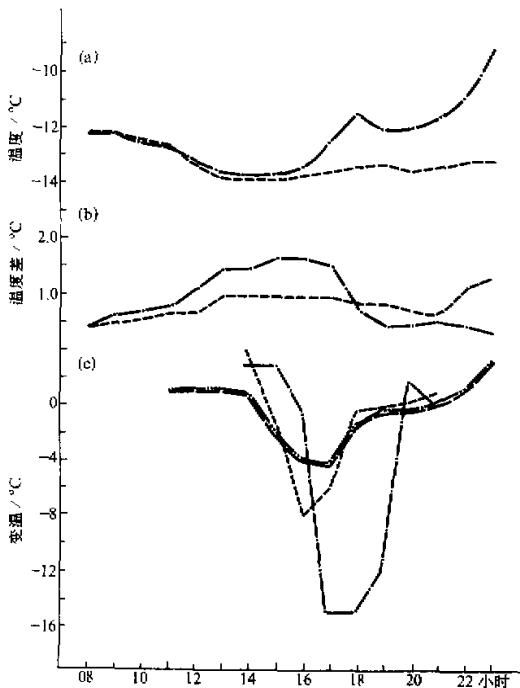


图 3 1983 年 6 月 27 日 08~23 时实况和数值模拟的逐时气象要素变化曲线

(a) 500 hPa 模式的飑线影响区网格内每小时的平均温度曲线（实线为有地形的对照试验，虚线为无地形的敏感性试验）；(b) 700 hPa 模式的飑线影响区网格沿 115°E 南北两点（ 40°N ， 41°N ）的温度差曲线（说明同 a）；(c) 北京沙河（实线）、张家口（虚线）地面 3 小时变温曲线和（ 115°E ， 41°N ）网格点模式最低层 3 小时变温曲线（双线）

约 950 hPa，不在地面，而实况没有这一高度的 3 小时变温值。其次，模式模拟结果为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的经纬度网格约 1210 km^2 面积范围内的平均值，而实况为测站的单点数值。因

由图 3a 500 hPa，模式的飑线影响区内的每小时平均温度[（ 115°E ， 40°N ）~（ 116°E ， 41°N ）网格周围四点的平均温度]变化可见，自模式运行开始因冷平流而温度持续下降，16 时开始温度转为上升，在 18 时出现一个峰值，19 时以后又继续上升。图 3b 为 700 hPa 模式的飑线影响区沿 115°E 南北两点的温度差，以表示锋生的情况。自模式运行开始后温度差逐渐增加，17 时以后温度差开始减小。由此可见，500 hPa 冷平流降温 and 700 hPa 锋生作用是飑线发生发展的重要条件。而 500 hPa 飑线发生区的升温 and 温度脊的形成是飑线上强对流引起热量向上输送的结果。另外，在模式最低层的温度变化，也是值得注意的，在日变化的增温时段内，出现了 3 小时负变温区，最大值为 -4°C （图 3c），这与飑线发生区内实际的地面降温趋势相一致。同时，此变温区同飑线出现的时刻和位置大体吻合（图 4）。但是实况地面飑线后 1 小时负变温最大值达到 -14°C （图 3d），这与下列情况有关。首先，负变温所在的层次不同，模式最低层为 977 m，

此, 模式模拟的 3 小时负变温值必然比实况小。由上可见, 模拟结果与实况相当一致, 说明这一对照试验是成功的。

4.2 地形的敏感性试验以及与对照试验的对比分析

华北飑线的发生区主要集中在其西北部阴山、太行山等山区, 这一事实说明地形对飑线的形成有一定的联系。为此, 在对照试验成功的基础上, 将地形从模式中移去, 进行有关地形的敏感性试验。其结果: 当模式试验运行至第 6 小时, 与对照试验相比较, 在 500 hPa 差别不大, 也有明显的冷平流。然而, 在 700 hPa 上开始出现差别, 在飑线的发生区内没有出现明显锋生现象 (图略)。当模式运行至第 9 小时, 在 500 hPa 上才出现了比较明显的差别, 在飑线发生区上空温度明显偏低, 约偏低 $1\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, 没有出现温度脊 (图 2e)。在 700 hPa 上, 在飑线的发生区以南, 温度也明显偏低, 尤其在飑线的发生区偏低 $2\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 锋生作用明显弱于有地形的对照试验的结果 (图 2f)。同样, 在图 3a 上可见, 移去地形后, 500 hPa 模式的飑线影响区内, 每小时平均温度没有明显的升温现象。在 700 hPa 锋区南北两点的温度差也没有明显的锋生现象 (图 3b)。

由这地形的敏感性试验说明, 华北地区西北部阴山、太行山等山区, 对飑线的发生和发展是非常重要的。地形对 700 hPa 锋生作用有积极的影响, 若将地形从模式中移去, 则 700 hPa 锋生作用明显减弱, 飑线上强对流活动受到很大的制约, 致使 500 hPa 高空冷平流背景场上没有出现由于飑线系统扩展增强对大尺度场的反馈作用造成的升温现象。也就是说, 如果没有华北西北部的山区, 飑线将难以在华北地区形成。

另外, 用一层 σ 坐标地面细网格 (网格距 11.7 km) 诊断模式^[12], 作的地形试验也说明, 在飑线的发生区内, 地面中尺度辐合的形成与地形作用有密切的关系^[13] (图 5)。

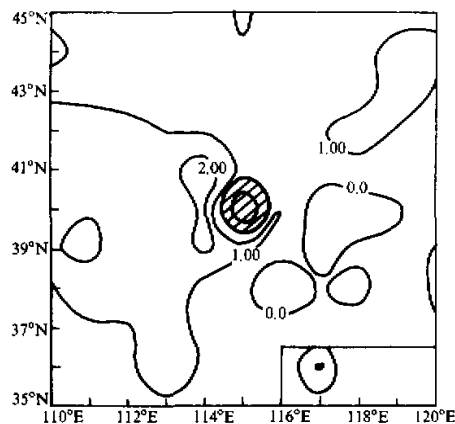


图 4 1983 年 6 月 27 日 13~16 时模式
最低层 3 小时变温场

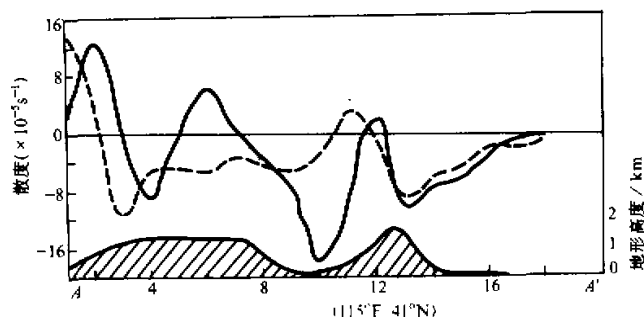


图 5 1983 年 6 月 27 日 14 时沿 A-A' 剖面上有地形 (实线) 和无地形 (虚线) 的散度分布曲线图^[13]

5 小结与讨论

华北地区的飊线,在西北流型条件下,高层有较强的冷空气侵入,低层受地形影响引起的强烈锋生,是飊线形成的主要动力过程。如果没有华北西北部的山区,飊线将难以在华北地区形成。

飊线系统进入扩展增强阶段。500 hPa 在飊线发生区上空,由降温转为明显的升温,有时会因强的深对流过程引起的热量向上输送,使其在冷平流形势下,反而出现增温现象。出现了一个 α 中尺度的温度脊。这是飊线发生后对大尺度场反馈的结果。

近地面层受非绝热强迫引起的地形性辐合区的叠加过程是飊线发生的综合效应。

本试验结果表明,实现飊线短时数值预报的前景是乐观的、可行的。但同时表明,对此类问题有进一步研究的必要性和现实性。

致谢:作者在引进宇如聪博士的模式进行数值试验研究过程中,得到了他的热情支持和帮助。杨艳霞同志制作图表等,特此致谢。

参 考 文 献

- 1 蔡则怡、李鸿洲等, 1988, 华北飊线系统的结构与演变特征, 大气科学, 12(2), 191~199.
- 2 丁一汇、李鸿洲等, 1982, 我国飊线发生条件的研究, 大气科学, 6(1), 18~27.
- 3 李鸿洲等, 1983, 华北地区的飊线, 强对流天气文集, 北京: 气象出版社, 91~98.
- 4 李鸿洲, 1988, 区域地面天气图上华北飊线的特征及其临近预报, 大气科学, 12(1), 42~48.
- 5 惠忠慈、李鸿洲, 1984, 华北飊线分析预报中某些问题的初步探讨, 北方天气, 5, 39~44.
- 6 宇如聪, 1989, 陡峭地形有限区域数值预报模式设计, 大气科学, 13(2), 139~149.
- 7 Yu Rucong and Zeng Qingcun, 1992, The design of a limited area model with steep mountains and its application to the heavy rain simulations in the East Periphery of Tibetan Plateau, 22nd International Conference on Alpine Meteorology, Toulouse(France), 7~11 Sept. 1992, 316~320.
- 8 Mesinger, F., 1983, A blocking technique for representation of mountain in atmospheric models, *Riv. Meteor. Aeronautica*, 43.
- 9 Betts, A. K., 1986, A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 112(2), 677~691.
- 10 蔡则怡、宇如聪, 1997, LASG η 坐标有限区域数值预报模式对一次登陆台风特大暴雨的数值试验, 大气科学, 21(4), 459~471.
- 11 宇如聪, 1994, 一个 η 坐标有限区域数值预报模式对 93 年中国汛期降水的业务化预报试验, 大气科学, 18(3), 284~292.
- 12 Mass, C. F. and Dempsey P., 1985, An One level, Mesoscale Model for Diagnosing Surface Winds in Mountainous and Coastal Regions, *Mon. Wea. Rev.* 113(7), 1211~1217.
- 13 李鸿洲等, 1994, 华北地形对强风暴影响的研究, 南京大学学报 (庆祝朱炳海教授从事气象学教学科研工作六十年专刊), 108~113.

A Numerical Experiment of Topographic Effect on Genesis of the Squall Line in North China

Li Hongzhou, Cai Zeyi and Xu Yuantai

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract The numerical experiment of topographic effect on genesis of squall line on 27 June 1983 in North China is investigated by the LASG η coordinate limited-area mesoscale model (LASG-REM). First, the model is run for the control experiment, which captured main observed features of the squall line as we analyzed previously. After one hour, there is a stronger cold advection in the upper troposphere in North China prior to the genesis of a squall line. Three hours later, there is an frontogenesis area in the lower troposphere (700 hPa) over the Yanshan Mountain and its southern lee area, which plays an important role for the genesis of the squall line. Run to the sixth hour, the temperature starts decrease on the surface, when the daily variation of surface temperature is increasing. It is associated with the mesoscale condensation adiabatic subsidence behind the squall line. After eight hours, the temperature starts increase and appears a meso- α scale temperature ridge in the upper troposphere, which is feeded by mesoscale system in large scale back ground. Second, based on the successful control experiment, the sensitivity experiment of topographic effect is carried out. The results indicate that: on the north-west flow pattern in the upper troposphere, there are a stronger cold advection in the upper troposphere and an frontogenesis band caused by the topographic forcing in the lower troposphere, which is an important processes for the genesis and development of squall lines in North China.

Key words squall line frontogenesis η coordinate limited-area numerical forecast model