

三维弹性套网格中尺度(β - γ)大气模式的 检验和实例研究*

刘玉宝 周秀骥 胡志晋

(中国气象科学研究院,北京 100081)

提 要

应用文献[1]建立的中尺度(β - γ)大气模式,模拟了强对流风暴、过山气流与降水、及山谷风和海陆风等重要中小尺度天气过程,研究了各个过程的发展特点,检验了模式各部分功能。模拟结果与实际观测、国外模拟结果和概念模型相当一致,表明模式方程、物理参数化、地形坐标系和套网格设计等对局地天气过程中复杂的云过程、下垫面强迫和地形效应具有较强的模拟能力,适用于各种局地天气过程的模拟研究。文中对各个个例模拟结果进行了初步分析,揭示了它们的结构特征和演变机理,并指出了模式的一些缺点和未来进一步完善的方向。

关键词:检验,中尺度,套网格模式。

1 引 言

建立功能较强且模式区与目前中尺度观测基地范围相近的中- β 模式,开展观测与理论相结合的计算是提高局地天气预报,尤其是灾害性天气警报和定量降水预报的重要途径。文献[1]考虑了影响局地天气的复杂因素,建立了一个完全弹性、含有细致云微物理、湍流和整体边界层参数化,采用归一化地形坐标的套网格中尺度(β - γ)大气模式。为检验模式的各部分功能和模拟研究一些局地天气过程特征,我们运用该模式对多个强对流风暴、飑线、过山气流与降水以及山谷风和海陆风过程进行了模拟试验^[2]。本文给出北京 1990 年 7 月 24 日局地强雹暴(C1),美国 1979 年 12 月 24 日一次过山气流与降雪(C2)和采用北京 1991 年 6 月 25 日探空进行的理想化山谷风(C3)及海陆风(C4)模拟结果(其它个例模拟结果将在另文讨论)。

各例模拟计算采用同一程序,但选取不同的模拟通道。在本文的 4 个例子中,C1 例启用雷云微物理参数化和套网格等功能;C2 例考虑地形坐标,采用雷云微物理参数化;C3, C4 例强调地形和下垫面不均匀加热强迫效应。

强对流风暴的模拟研究起步于本世纪 60 年代后期,目前已建立三维云模式,并对理想风暴和实测个例进行模拟研究^[3,4],但由于对流风暴的复杂性,人们对强风暴的认识仍很不完善。现有的对流云模拟工作中很难找出在动力、微物理、地面降水等逐方面与实测风暴都一致的例子,一般都只是在某些方面与实测一致。过山气流的理论研究起步于 40 年代^[5],近几年才出现将地形气流与云物理过程相结合的模拟研究^[6,7]。山谷风和海陆风的研究在国外受到了很大的关注^[8],但国内这方面工作十分稀少。通过初步分析本文

* 1992 年 9 月 24 日收到原稿。本文为国家自然科学基金资助项目。

的 4 个个例模拟,我们进一步探讨了这些中尺度过程的结构特征和演变特点,并指出了未来完善本文模式的方向。

2 强雹暴过程数值模拟

2.1 雹暴概况

1990 年 7 月 24 日晚在北京南郊近城区发生了一次伴有强烈雷暴大风和巨雹块的强对流风暴过程。

这次风暴环境风切变较小(图略),低层为NNW风,中层为NW风,高层为NWW风,风向随高度变化也不大。低层偏北风不利于水份供应,但该日低层水汽较多,条件不稳定能量大,利于局地风暴的发展。闪电观测表明(图略)这次雹暴的闪电分布集中,强天气过程主要出现在 19^h—20^h。

2.2 模拟方法

我们应用雹云微物理参数化对该风暴进行三维真实风的模拟,并取东西剖面作二维套网格模拟试验。三维模拟的水平 and 垂直网格分辨率分别为 2 km 和 0.8 km,模式区为东西 120 km,南北 60 km,垂直 19.2 km。二维套网格模拟的细网格分辨率与三维模拟相同,模式区位于粗网格中部,区域水平范围为 112 km;粗网格水平分辨率为 6 km,模式区水平范围为 354 km;粗细网格采用相同的物理参数化方案和同一水平均匀的初始层结,但仅在细网格中引入初始热泡扰动。

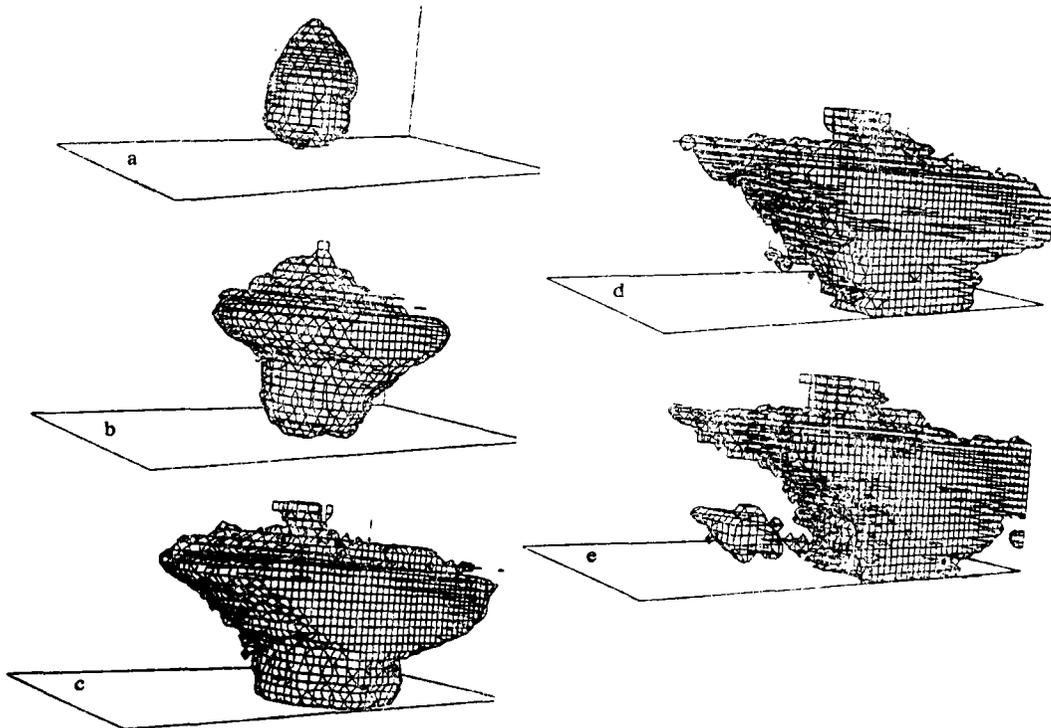


图 1 模拟风暴云形态($Q_c + Q_r + Q_i + Q_g + Q_h > 0.01 \text{ g/kg}$)时间变化
(东西方向为 120 km,南北为 60 km,垂直为 19.2 km;a. 20 分钟,b. 40 分钟,c. 60 分钟
d. 80 分钟,e. 100 分钟)

模式选用北京早上 08 时探空作为初始场(图略)。由于风暴发生在下午,边界层受到一定的太阳加热。我们将探空的温度层结在云底以下调整到近干绝热特征。

2.3 三维模拟结果

2.3.1 云发展状况

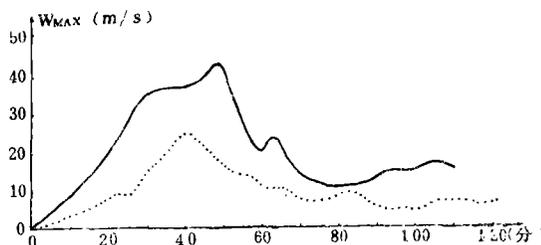


图 2 模拟风暴最大上升气流时间演变
(实线:三维模拟,虚线:二维模拟)

风暴最大上升气流的时间演变(图 2)可以发现至 25 分钟时最大上升气流已达 30 m/s,最强上升发生在 48 分钟,达 44.81 m/s。风暴内 40 m/s 以上的最大上升气流维持 8 min(43—51 分钟),以后随降水发展,最大上升气流减弱到 10 m/s 左右,但后期风暴又再次发展和维持。

2.3.2 风暴内部结构

图 3 为与图 1 各时刻对应、通过最大上升气流的東西(X-Z)剖面上各类粒子和风矢量分布。可以看出,从 20 至 40 分钟,风暴迅速从浓积云发展为积雨云。20 分钟时云内主要水份为云滴,但云顶已有冰晶生成,云核心处已形成雨水。40 分钟时云内仍全为上升气流,大量冰晶和霰向上输送并扩展为云砧。强上升对应的“拱”状顶主要由云水、冰晶、霰构成。雨和霰从强上升核心两侧下落,形成类似的“穹隆”结构。这一发展阶段,气流主要从风暴后下方进入,从前上方流出;模拟至 60 分钟,从后部进入风暴的气流仍维持风暴内较强的上升气流,但因较强的降霰和降雨,云中下部下沉气流发展,顶部“拱”状顶崩溃,云水区缩小,风暴趋于减弱。至 80 分钟,云内最大液水含量仅 4 g/kg 左右,但从气流结构可知云内上升气流再次发展,并随时间加强。到 100 分钟,风暴内又生成新的对流单体,云水含量增达 12 g/kg 左右,入流气流仍主要来源于风暴后部。

40 和 60 分钟不同高度的水平剖面(图 4)揭示了成熟风暴与环境气流相互作用的特点。40 分钟时,风暴中下层形成深厚的辐合层,而中上层为辐散层。风暴的动量上传和高层强烈的辐散结构对环境风有明显的阻挡作用,维持风暴直立发展。60 分钟时,中层辐合明显加强,这可能与云内中上部强上升和前下部强下沉引起的抽吸作用有关。辐合层上的空气一般均以涡旋方式从风暴后部和两侧进入风暴,形成明显的风暴“涡对”结构。

2.3.3 与观测比较

本例模拟中,我们用上午 08 时探空(仅用标准层资料),模拟出了晚间强雹暴的基本特征。模拟风暴地面最大降雹强度为 33 mm/h,降雹时间为 23 min,降雹中心最大雹量达 5 mm,与地面观测的强降雹特点一致。

模拟风暴发展迅速,为局地独立云团,并缓慢向东南移动,与闪电观测时间演变一致

三维模拟时间为 108 min。模拟结束时,云体约 $\frac{1}{3}$ 移出模式区,引起边界较强扰动而终断模拟。图 1 为模拟风暴云形态的演变。可以看出,由于风切变较弱,模拟云体直立发展,且初始发展较快。到 40 分钟,云砧向四周拓展,在强上升气流核心上方,云顶呈“拱”状突入对流层顶深处。由

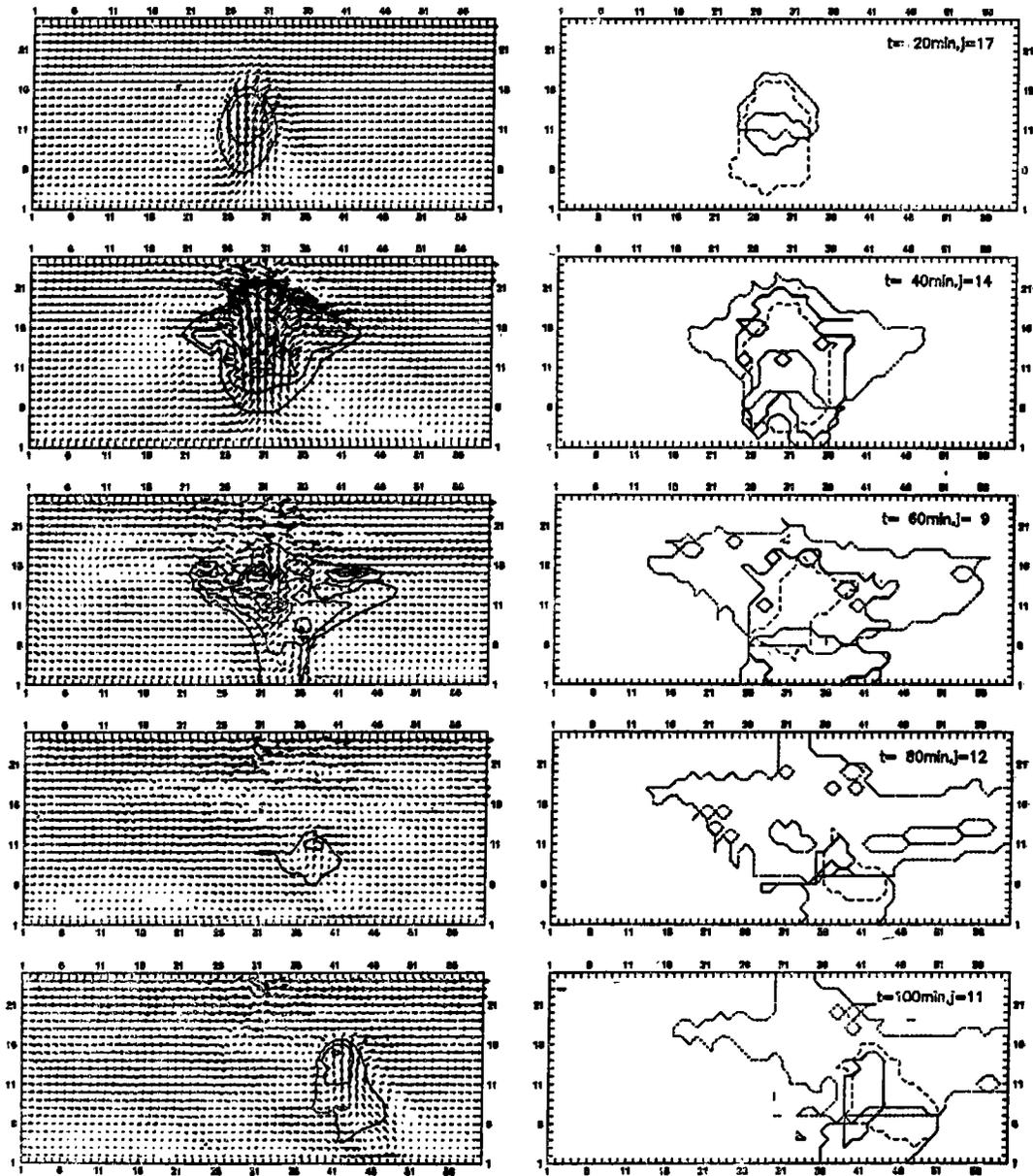


图3 模拟风暴过最强上升中心的東西剖面

(左图: 风矢量和总水量($Q_0 + Q_r + Q_i + Q_e + Q_s$), 等值线间隔为 4 g/kg ;

右图: 云物理结构, 粗实线为雹, 细实线为雨, 长虚线为云水, 短虚线为霰和冰晶;

各图向右为东, 水平每格 2 km , 垂直每格 800 m)

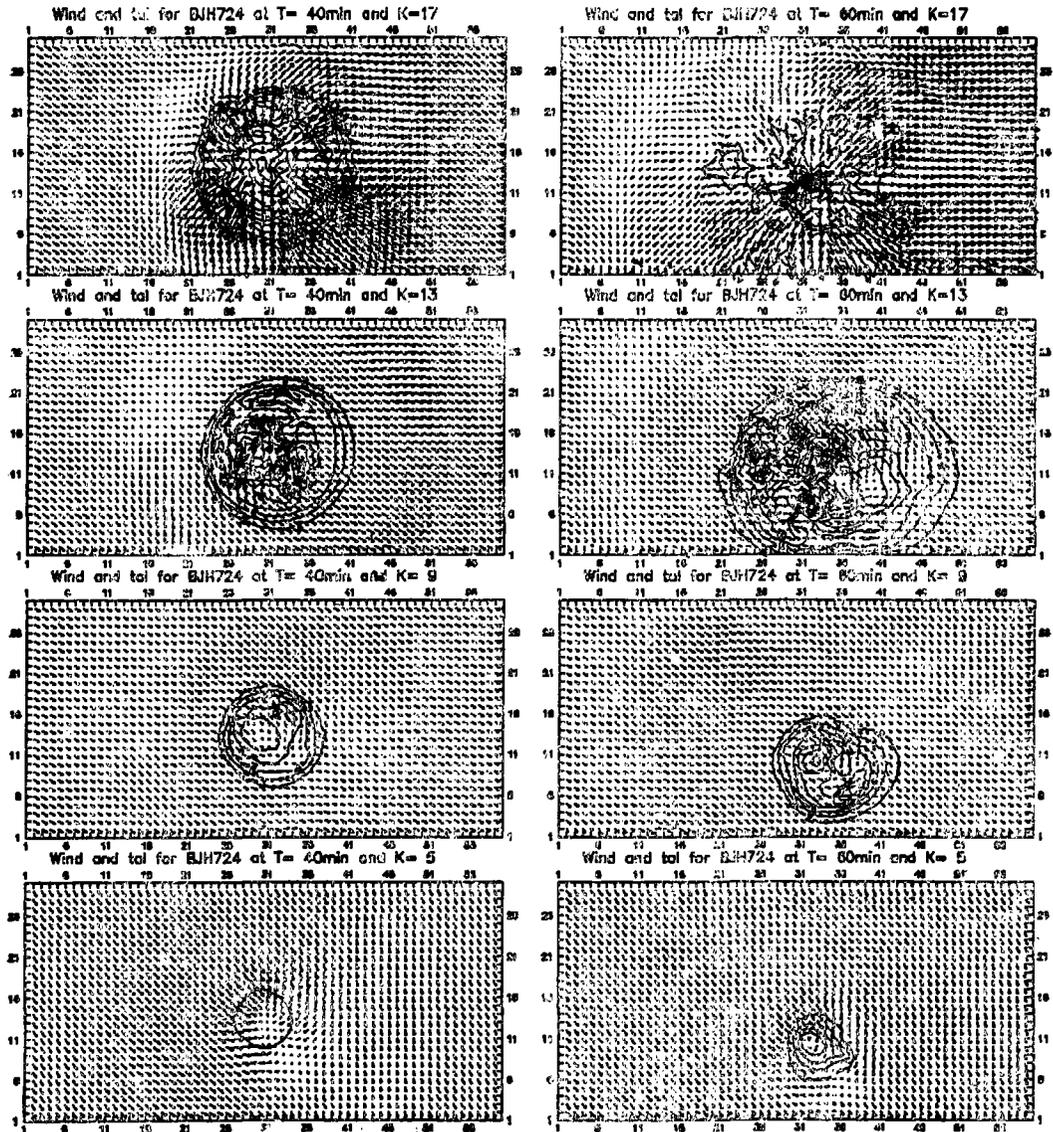


图 4 模拟风暴 40 (左图) 和 60 分钟(右图)不同高度水平风和总水量分布
(各图向右为东, 向下为南, 等值线间隔为 4 g/kg , 图框每格为 2 km)

(图略)。风暴暴发性发展后形成强降水、降雹, 上升减弱, 但在后期又形成新单体, 与地面实况和雷达观测(图略)一致。当日 21 时之后, 雷达连续观测表明, 在北京近郊风暴消亡后, 先后在其南 50 km 和东 50 km 处又发展了两个强风暴, 其生命均约 2 h , 其回波尺度、形态、结构和顶高等与本文模拟大体一致。

模拟风暴产生了大范围雷暴大风。图 5 为模拟至 80 分钟地面冷堆结构和雷暴大风分布。此时最大风速达 30 m/s , 与实际观测(28 m/s)相近。

模拟风暴地面降水范围和雨量分布与观测也相当接近(图 6), 模拟至 100 分钟时, 最大降水为 79.2 mm , 比实测 105 mm 偏少, 但在 100 分钟时模拟风暴降水尚未停止。

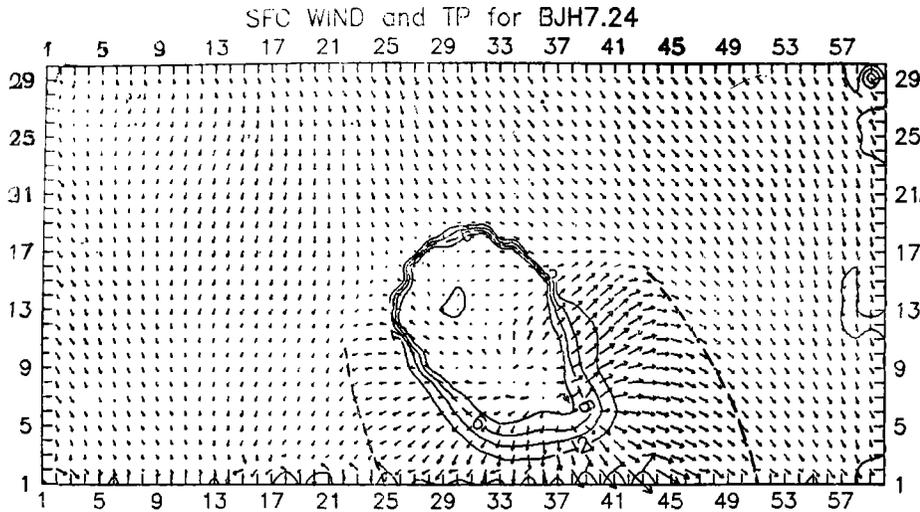


图 5 模拟风暴 80 分钟时地面风场和扰动温度结构
(等值线间隔为 2°C, 虚线表示阵锋位置)

然而,为准确地预报风暴发生时间、地点和发展过程,模式需更好的观测信息作初始值。同时,模式的物理过程尚需大量的模拟试验进行检验和调整。

2.4 二维套网格模拟结果

2.4.1 概况和与三维模拟比较

为检验套网格作用、试验二维模拟的代表性和研究对流风暴与环境间相互作用,我们取东西方向风分量,采用与三维模拟相同的初值作二维面对称模拟。结果表明细网格模拟风暴与三维模拟相当接近。

主要表现在:

a. 云生命均为 2 h 左右,暴发性发展均为发展初期(0—40 分钟)(图 2)。风暴演变和移动方向也很相近。

b. 云体形态、云内结构、云体尺度(图略)等与三维模拟一致。

c. 降水出现后地面产生并维持强盛的雷暴高压和大风。

d. 地面最大降水量为 92 mm,雹量为 5.3 mm,与三维模拟十分相近。

e. 风暴入流主要来源于云体后下方,降水发展后期,后部中下层风速明显加强(图略)。

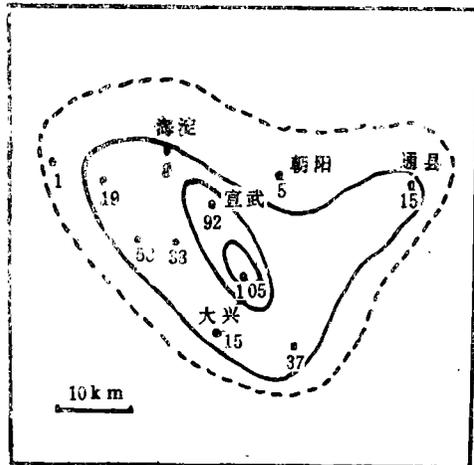
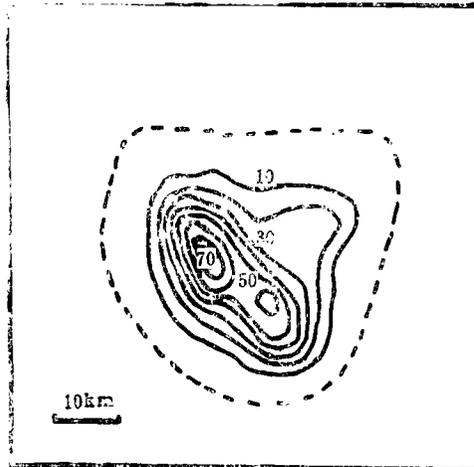


图 6 模拟(上)和观测(下)风暴地面降水分布

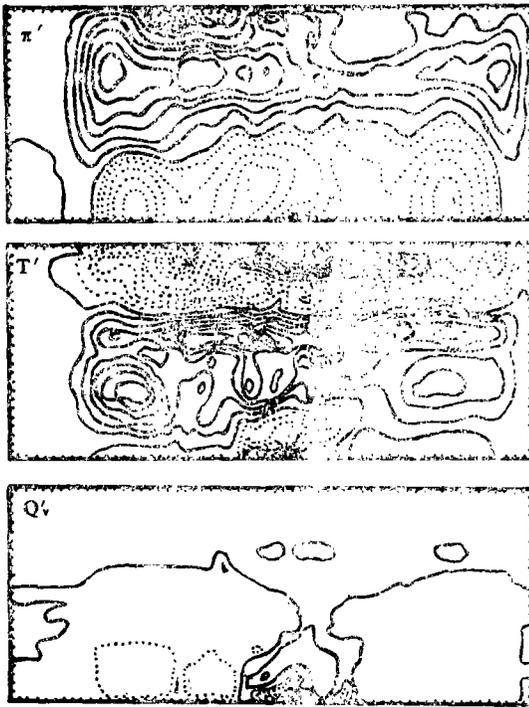


图 7 模拟风暴至 90 分钟粗网格上扰动无量纲气压(上;等值线间隔 0.5×10^{-3})、扰动温度(中;等值线间隔 1°C)和扰动比湿(下;等值线间隔 1 g/kg)分布

(图框水平每格 6 km,垂直每格 800 m,实线为正,虚线为负,向右为东)

这些特点表明,对本例环境风向、风速垂直切变较小的情况,采用二维模拟具有一定的代表性。然而,由于面对称的限制,二维模拟风暴冷高压强度偏大,且在风暴后期,二维模拟没有形成倾斜的上升和下沉气流对,与三维模拟和观测不一致。

2.4.2 强风暴过程对中- β 环境的反馈

强对流风暴的反馈作用对局地天气、全球天气以及气候演变都有重要影响。本文的套网格模式为定量评估这一效应提供了有力的工具。本例粗网格模拟表明随风暴发展、成熟和消亡,风暴在其邻近约 100 km 区域上形成了一系列中- β 气压系统,并逐渐向外扩展。这些气压系统包括风暴前、后部的雷暴低压和强降水引起的地面雷暴高压等。由气压场和加热场的对应关系可推断风暴的潜热加热和补偿下沉升温是形成这些气压结构的主要原因。风暴的增湿作用与风暴的发展阶段相关,即上升强度越大,增湿越大。但风暴总体增湿范围较小,约 100 km。风暴发展后期在其低层(1.5 km 以下)明显变干。图 7 为

模拟至 90 分钟中- β 尺度上(粗网格)扰动场的结构。

2.4.3 套网格评估

采用文献[1]的套网格方案,细网格中风暴顺利通过内边界,没有产生较大的反射和扰动。而未采用套网格方案的三维模拟,当风暴移过边界时产生了较大扰动,使计算中断。这表明本文的内边界条件设置是成功的。同样,本文的细网格反馈使较低分辨率的中- β 模式具有描述整体风暴效应的能力,形成了与细网格相近的地面降水(图略)。同时,粗网格区成功地描述了对流风暴对环境场的反馈。通过未来与中- α 模式相结合,能准确地将这些反馈引入到中- α 模式中,改进其对流参数化。

3 冬季地形强迫气流与降雪的数值模拟

3.1 概况和模拟设计

为检验模式对过山气流和冬季降雪过程的模拟能力,我们选用美国 COSEII 中 197² 年 11 月 24 日科州过山气流与降雪个例^[6],采用与 Cotton, Tripoli 等^[7](下文简称 T. C)相同的模拟方案和初始条件进行二维模拟。根据 T. C,用钟形山:

$$GR = \max \left[\frac{\alpha^2(h + \beta)}{\alpha^2 + d^2} - \beta, 0 \right] \quad (1)$$

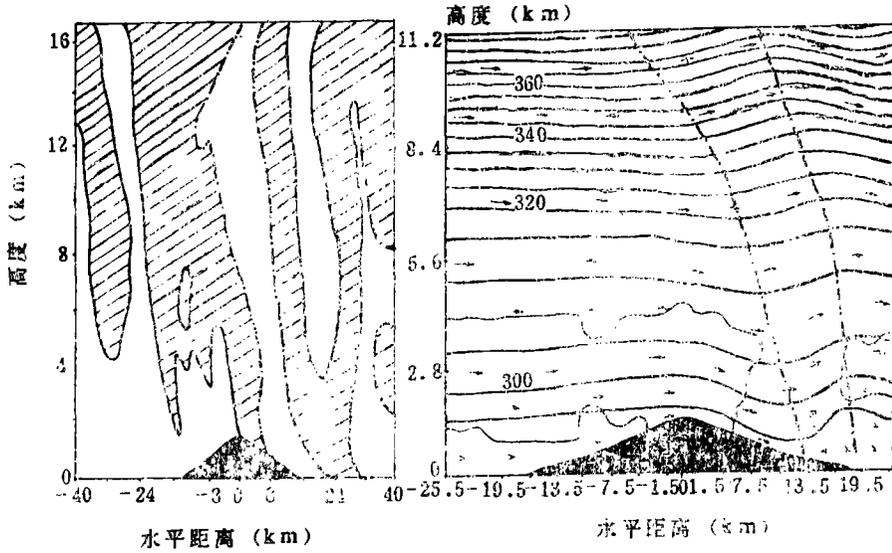


图 8 模拟至 130 分时垂直气流分布(左:阴影区为下沉区,空白区为上升区)及与 T. C 模拟至 120 分钟(右)比较

近似真实地形。其中山高 $h=1.4$ km, 半宽 $\alpha=8$ km, β 取为 100m, d 为距模式中心轴的距离。

模式用迎风坡(近 Hayden)的飞机探空^[7]作初值。风场由文献[1]中动力初始化引入,调整时间为 30 分钟,40 分钟时启动雪云微物理,模拟 130 分钟。

3.2 模拟结果及比较

模拟至 130 分钟时,流场基本达稳定状态。由气流分布特征(图略)可以发现,山迎风坡 4 km 以下主要为爬坡气流,最大上升速度为 0.4 m/s,上部为弱下沉气流。在山脊背风坡,高坡上为强下坡风,风速达 20 m/s 以上,对应 5—6°C 增温;低坡上为强上升区(最大上升速度达 3.4 m/s),在距山脊约 22 km 处又转为下沉区。这一背风坡的气流特征是强背风波和山波作用的结果。比较本文模拟 130 分钟和 T. C 120 分钟的结果(图 8)可以发现本文模拟的气流特征、背风波的波脊、波槽及其位置十分相近。

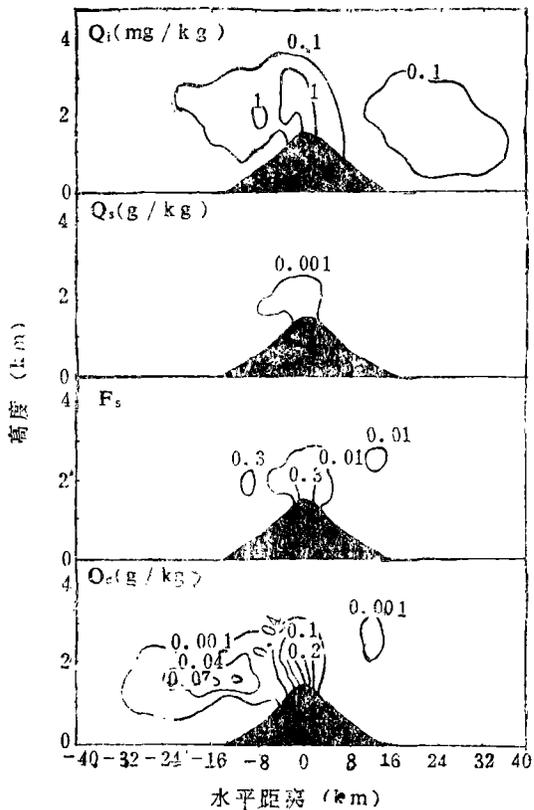


图 9 模拟至 130 分钟时云微物理结构

图 9 是模拟至 130 分钟时云微物理结构。模拟云的整体特征与观测和 T. C 模拟相比

较,主要情况为:1. 最大液水含量区位于近山脊的迎风坡,并在低坡上形成第二极大区; 2. 最大液水含量相近,观测最大液水含量为 0.43 g/m^3 ,本文模拟最大液水含量从90分钟的 0.42 g/kg ,降到 110 分钟的 0.43 g/kg ,到 130 分钟时为 0.24 g/kg 。T. C 模拟 90 分钟为 0.36 g/kg ,120分钟时为 0.4 g/kg ;3. 迎风坡上第二液水发展区的液水分布呈多核心结构,含水量较小。观测为 $0.0-0.05 \text{ g/m}^3$,局部达 $0.05-0.1 \text{ g/m}^3$,本文模拟为 0.08 g/kg ,T. C 模拟为 0.09 g/kg ; 4. 山背风坡上因较大下沉气流造成云水迅速蒸发形成明显云边界,但在低坡上因背风波激发的强上升又形成了一块弱云区。实际观测没发现这一云区,但本文模拟该云区最大总水量小于 0.01 g/kg ,云区范围较小。T. C 模拟含水量达 0.1 g/kg 以上; 5. 观测云顶高达 4.8 km ,本文模拟为 4.0 km ,T. C 模拟为 5.0 km ; 6. 降雪主要在山脊附近,有轻微结凇(见图 9),与观测一致。T. C 模拟山脊上无降雪,结凇很小。然而,本文模拟的冰晶浓度偏少,需依赖观测作改进。

将云微物理与动力强迫相结合进行过山气流和降水研究刚刚起步。本文采用比 T. C 大一倍的水平网格距(T. C 为 1 km)和较少的模式区 (80 km ,T. C 为 98.0 km) 模拟出了许多与观测和 T. C 模拟一致的结果,并在一些方面(见上述 2,3,4,6)优于 T. C 的模拟。这可能与本模式较好地考虑雪云微物理过程(双参数方案和结凇雪的处理)及模式编程方案的选取有关。此外,本模式的吸收与辐射相结合的顶边界条件较好地抑制了上传山波能在顶边界处的扰动。

4 山谷风与海陆风的数值模拟

4.1 概况

山谷风和海陆风是分别在山区和海岸地区经常出现的局地环流,它们对局地强天气过程如风暴的激发和组织有重要影响^[11,12]。本文采用 1991 年 6 月 24 日 08 时探空层结,不考虑环境风和云过程作用,作理想化山谷风和海陆风二维模拟试验,以期检验模式边界层参数化和地形方案对下垫面强迫的描述能力。

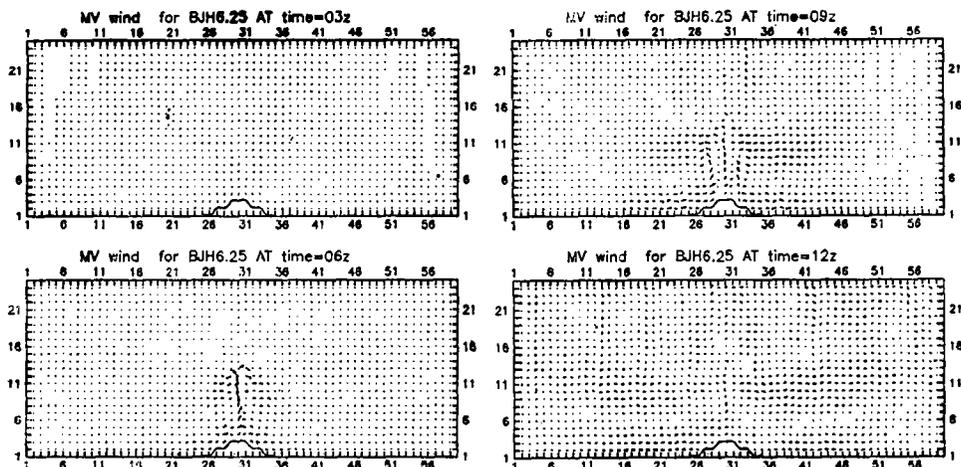


图 10 模拟山谷风演变特征

(水平每格为 10 km ,垂直每格为 304 m ,向右为东)

模式选取垂直网格距为 304 m, 水平格距为 10 km, 第一模式层设置在距地 10 m 高度处。模拟从早上 08 时(00z)开始, 晚 20 时(12z)结束, 共 12 h。由于采用理想地形和海陆分布, 没有考虑环境风, 且缺少真实的地表特征参数(反照率、土壤温度、热惯性等)和地面初始化资料(地表温度, 深层土壤温度等), 所以模拟结果不便定量与实际比较。

4.2 山谷风模拟结果

模式引入南北方向无限长钟形山脊(表达式同式(1)), 山高取为 1 km, 山半宽取为 32 km。模式假定陆上粗糙度长度为 0.1 m, 短波反射率为 0.15, 初始地表温度等于第一模式层气温, 深层土壤温度取为当日平均气温, 单位面积薄层土壤热容量取为 $0.13 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 模式区设在北京(45°N , 116°E), 不考虑格点上经纬度的变化。图 10 为模拟山谷风间隔 3 h 的演变状况。可以看出, 模拟山谷风环流从日出后开始发展, 并逐渐加强, 到 0.9 z 左右开始减弱。上午因东坡比西坡受到更多的短波加热, 爬坡风稍强些, 06 z 时西坡加热已超过东坡, 山顶以上有明显的向东净质量通量。此时, 受到山谷风扰动的范围和厚度较大, 山顶辐合上升区厚度达 3.3 km。09z 时形成了规则的山谷风环流, 环流的风速和环流圈都较大, 并在 3 公里以上强迫出重力波。日落后, 环流趋于减弱, 但其影响范围仍在扩展, 高空波动更为明显。值得提出在图 10 中为突出上升运动特点, 我们将垂直速度放大 10 倍再与水平风分量作风矢量。

4.3 海陆风模拟结果

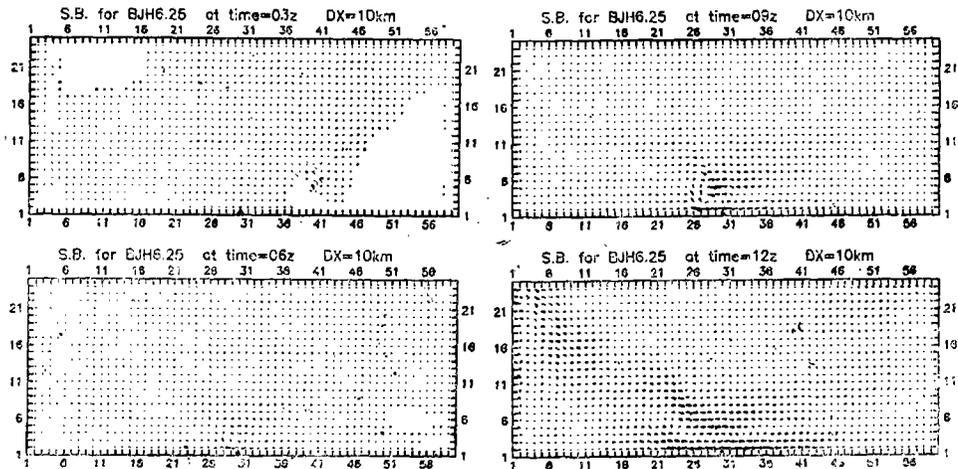


图 11 模拟海风发展过程
(黑三角为海岸, 其它说明同图10)

采用与山谷风模拟相同的参数, 不考虑地形起伏, 设置模式中心为海岸(西为陆地, 东为海洋), 假定海面温度保持不变, 取海面粗糙度高度为 0.0001 m。模拟海风发展演变示于图 11。可以看出, 太阳加热首先在海陆交界处产生局地温差, 在小范围内形成局地环流。环流尺度和强度随时间增大, 上升中心逐渐向内陆推移, 而海上补偿气流逐渐向远海区发展。至 09 z, 海风仅推入内陆约 35 km, 而距海岸约 90 km 的海上已形成明显的向陆地气流。整体上看, 低层主要为向陆地的气流, 中高层为向海洋的气流。不同于山谷风环流, 09 z 后, 海风环流仍在加强, 并在 12 z 时深入到内陆约 90 km 处。地面海风随远离海

岸而减弱,在海陆交界处为 5.2 m/s。

本例模拟表明,海风发展起源于近岸处的小范围局地环流,即由局地水平温度梯度(浮力)启动。随该区气块上升,低层辐合,上层辐散。但由于陆地空气受热膨胀升压,陆上有净质量流向海上,因此抑制了陆地一边的低层辐合和中层辐散,从而形成了低层由海洋向陆地的辐合气流(海风)和上层反方向的辐散气流(迴流)。同时,这一环流圈有效地混合了局地海陆空气,迫使这一水平温度梯度区范围不断增大,并向内陆移动,对应的最大上升区也向内陆移动,低层的海风随之伸入内陆。同时,在海风上部的迴流也引起了热量向海上的输送(图略)。

4.4 讨论

本文理想化的谷风和海风模拟结果与国外观测和模拟得到的概念模型相当一致,并模拟出了山脊东、西坡加热差异对山谷风环流结构的影响和海风演变的机制。这表明本文模式已初步具备考虑下垫面强迫作用的能力。我们还增加一倍模式水平分辨率作海风模拟试验,结果与前述模拟差异不大,但揭示了较细节的海风锋“鼻”结构(图略)。然而,山谷风和海陆风这类环流受下垫面特征、边界层内热量、动量输送的细节和环境风与大气层结影响极大,为研究真实的山谷风和海陆风,需较好的观测资料和高分辨模式边界层方案。

5 结 论

利用文献[1]建立的中尺度(β - γ)大气模式,选取不同的模拟通道,模拟了局地强雹暴、冬季过山气流与降雪和理想化山谷风与海陆风过程。主要结论如下:

1. 各个局地过程的成功模拟,从不同角度检验了模式各部分功能,显示了模式物理参数化的优势。这表明该模式已初步具备模拟强对流风暴、地形效应和下垫面强迫等各种各样局地天气过程的能力,可作为未来局地天气业务数值预报的基础,也可作为局地天气研究工具。

2. 三维模拟 90.7.24 北京南郊强雹暴表明,采用早上常规探空标准层资料成功地模拟出了晚间强雹暴过程的基本特点及其造成的地面强降雹、暴雨、大风天气现象。模拟风暴空间结构、地面雨区与雷达和地面观测一致。模拟风暴为短生命的超线单体,入流气流主要来源于风暴后方低层。模拟还揭示了该风暴的动力、微物理特点,对业务预报有一定参考价值。

3. 二维套网格模拟该风暴表明,对风向垂直切变较小的环境,二维模式能模拟出与三维模拟相似的风暴特征和发展过程;模式的双向套网格方案能允许细网格(中- γ)中风暴顺利通过内边界,并能使中- β 模式准确地表达风暴演变过程和模拟出对流风暴引起的中- β 尺度上热量、动量和水汽反馈。

4. 模拟美国 COSEII 一次稳定层结过山气流和降雪过程表明,该模式模拟出的爬坡气流、背风波、云区分布、液水含量等与观测和国外模拟一致,并具有一定优势。

5. 采用真实层结模拟理想化海(陆)风和(山)谷风过程表明,模拟结果与国外观测和模拟的概念模型相当一致,并指出了山坡加热差异对(山)谷风环流的影响和揭示了海风环流发展机制。

6. 各例模拟也表明模式尚需进行大量实例模拟检验,模式各部分功能有待进一步加强。同时,为作模式预报,从现代观测基地提取更好的模式初始化信息是极为必要的。

参考文献

- [1] 刘玉宝,周秀骥,胡志晋. 三维弹性套网格中尺度($\beta-\gamma$)大气模式. 气象学报, 1993, 51(3):369—380.
- [2] 刘玉宝. 三维弹性套网格中尺度($\beta-\gamma$)大气模式. 北京大学博士研究生学位论文, 地球物理学系, 1992.
- [3] Weisman M L, Klemp J B. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. J Atmos Sci, 1988, 45:1990—2001.
- [4] Schlesinger R E. Effects of the pressure perturbation field in numerical models of unidirectionally sheared thunderstorm convection: two versus three dimension. J Atmos Sci, 1984, 41:1571—1587.
- [5] Queney P. The problem of air flow over mountains: a summary of theoretical studies. Bull Amer Meteor Soc, 1948, 29:16—26.
- [6] Nickerson E C, et al. The numerical simulation of cloud, rain and airflow over the Vosges and Black Forest Mountains, a meso-beta model with parameterized microphysics. Mon Wea Rev, 1986, 114:398—414.
- [7] Cotton W R, Stephens M A, et al. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982. Part II: An ice phase parameterization. J Rech Atmos, 1982, 16:294—320.
- [8] Pielke R A. Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press, 1984. 613.
- [9] Rauber R M. Microphysical processes in two stable stratified orographic cloud systems. Atmos Sci Paper No. 337, Dept of Atmos Sci, CSU, Fort collin, 1981, 151.
- [10] Tripoli G J, Cotton W R. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. J Rech Atmos, 1982, 16: 185—220.
- [11] Ulanski S L, Garstang M. The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part II: Descriptive model. J Atmos Sci, 1978, 35:1063—1069.
- [12] Vali G. Precipitation process in mountain cumulonimbus over the Asir region of Saudi Arabia. 11th ICCP, Vol. 1, 256—257, Montreal, Canada, 1992.

THE VERIFICATION OF A THREE DIMENSIONAL ELASTIC NESTED-GRID MESO SCALE ($\beta-\gamma$) ATMOSPHERIC MODEL

Liu Yubao Zhou Xiuji Hu Zhijin

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

By use of the model developed in reference[1], the simulations of severe storm, winter flow and snowfall over a mountain, as well as mountain-valley wind and sea breeze were performed. Different functions of the model were verified through the computation and the results were similar to that of observations, conceptual model, and simulations by other authors. It was shown that the model was applicable for various local and regional weather processes in respect of their inner structure, interaction with environment, and orographic and underlying forces. In addition, some important characteristics and mechanisms of the processes were also analyzed.

Key words: Verification, Mesoscale, Nested-grid model.