

利用有限区域模式对 1979 年 1 月东亚 平均环流和寒潮过程的初步模拟试验*

张敏锋 刘晓东 焦彦军

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

摘 要 利用不同分辨率的有限区域数值模式, 由 FGGE III b 分析场提供模式的初始条件和随时间变化的侧边界条件, 通过长时间连续积分对东亚地区 $5.625^{\circ}\sim 63.75^{\circ}\text{N}$ 、 $61.375^{\circ}\sim 138.75^{\circ}\text{E}$ 范围内, 1979 年 1 月的平均环流和寒潮过程进行了模拟和试验研究。文中首先考察了在研究时段内长时间积分后, 模式的计算性能及其稳定性。结果表明, 由于强加于模式的侧边界条件的作用, 可以使得误差增长控制在一定范围之内。在此基础上进一步分析了误差的时空分布特征及其成因。通过对 24 小时变高、24 小时变温负中心值和逐日温压场的分析, 发现模式对中长期天气过程有较好的模拟效果, 因而具有区域气候模拟的潜力。

关键词 有限区域数值模式 东亚 寒潮天气过程

1 引言

大气环流模式 (GCM) 已越来越多地用于气候模拟和气候变化的研究。GCM 能够模拟出全球气候要素场的平均分布, 探讨气候的变化及成因^[1], 甚至用于古气候的研究^[2]。但在次大陆尺度上模拟可靠性较差^[3]。对区域性的短期气候变化而言, 区域下垫面的特征及其与大气的相互作用尤为重要^[4,5]。因而提高模式分辨率已成为改进区域气候模拟的关键。提高 GCM 分辨率必然以消耗大量的计算机资源为代价。同时, 对不感兴趣的地区, 太高的分辨率也无必要。在这种情况下, 提出了利用有限区域数值模式 (LAM) 模拟区域气候的问题。

自 Anthes^[6]指出利用 LAM 进行气候模拟的可行性后, Giorgi 等、Bates 等、Dickinson 等利用区域模式作了大量的模拟和分析研究, 积分时间从 72 小时到 3.5 年不等; 研究区域涉及北美^[7~11]、欧洲^[12]和澳大利亚^[13]等。区域模式已有相当大的改进, 普遍比 GCM 的模拟结果好。但目前大多数区域气候模式是在 NCAR/PSU 的 MM4 模式基础上修正和发展的, 研究的区域多为北美和欧洲地区, 对于东亚季风区几乎没有涉及^[14]。东亚地区地形复杂, 地表类型多样, 气候区域差异巨大。用目前粗分辨率的 GCM 研究东亚区域气候显然是不够的。一些数值试验表明, 由于模式的区域依赖性, 把 MM4 直接用于包括青藏高原在内的东亚地区有一定的局限性。因此建立和发展适于东亚地区的区域气候模式是十分必要的。

1996-12-02 收到, 1997-04-09 收到修改稿

* 本文获国家攀登计划项目 KZ951-A1-204-03 资助

本文拟用中国科学院兰州高原大气物理研究所发展的复杂地形下 LAM, 对东亚地区 1979 年 1 月的平均环流和寒潮天气过程进行模拟试验, 以探讨利用该模式进行东亚区域气候模拟的可能性。

2 数值模式和试验方案简介

利用顾宏等^[15]设计的 6 层 (CM) 和后经钱正安等发展的 11 层模式 (FM)。两模式均为有限区域三维原始方程模式, 方程组采用球面经纬度网格形式, 模式包括较全面的物理过程。动量方程差分计算利用 Arakawa 和 Lamb 的能量和位势拟能守恒格式。模式垂直方向为 $P-\sigma$ 混合坐标。 $P-\sigma$ 的分界面分别为 350 hPa (FM) 和 400 hPa (CM), 模式顶气压为 0 hPa。关于原模式的详细情况见文献[15]。为尽可能全面反映本时段中寒潮天气过程中尺度天气过程足够的、详尽的空间生成、发展和消亡的描述, 并使侧边界条件的影响降低到最低限度, 选取自 $5.625^{\circ}\sim 63.75^{\circ}\text{N}$ 、 $61.375^{\circ}\sim 138.75^{\circ}\text{E}$ 地区。分别采用 $1.875^{\circ}\times 1.875^{\circ}$ lon./lat. (CM) 和 $0.9375^{\circ}\times 0.9375^{\circ}$ lon./lat. (FM) 的水平分辨率。

图 1 显示研究区域及地形高度。地形高度由西向东依次递减。青藏高原上最大高度分别为 5.09 km 和 5.32 km。另一高值中心在阿勒泰地区, 其高度分别达到 3.7 km 和 4.0 km。比较发现, FM 对我国东南沿海地区海岸廓线有较好描写, 新疆“三山夹两盆”的地形状况也有较真实的描述, 对诸如台湾、菲律宾北部和日本南部等地形也得以表示, 甚至对泰山、四川盆地等小地形也有好的显示。FM 中采用的地表状况比 CM 的更为真实 (图略)。可见, 由于模式水平分辨率的提高, FM 明显地提高了对地形和地表状况的真实描写能力。

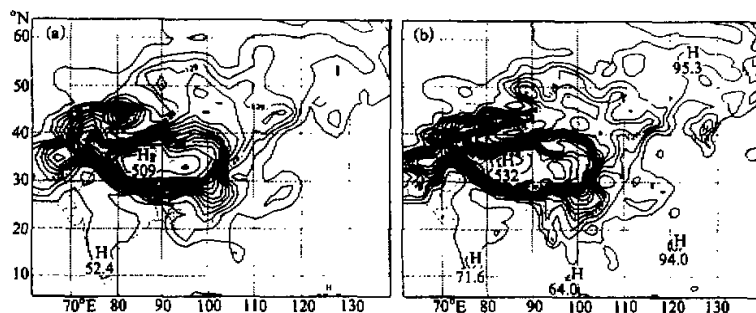


图 1 模式中采用的东亚地区地形高度场
(a) CM 模式, (b) FM 模式。单位: 10 m, 等值线间隔: 300 m

模拟研究时段为 1979 年 1 月。以 1 月 1 日 00UTC 的 FGGE III b 资料作模式的初值, 以每日 12 UTC 和 00 UTC 的 FGGE III b 资料线性插值输入模式每个积分时刻的侧边界条件 (LBC), 积分时间步长分别为 4 min (CM) 和 2 min (FM), 连续积分 31 天与观测分析场进行对比。

3 误差分析

3.1 误差随时间的变化

图 2 中 a、b 两条曲线分别为 FM 和 CM 模拟的 500 hPa 高度场时间变化。以

$$E_t = \sqrt{\sum_i^N (H_{si} - H_{oi})^2 / N} \quad (1)$$

表示模式的模拟效果, 式中 N 为水平场中总格点数。FGGE III b 值和 CM 模拟结果均插值于 FM 格点。 H_{si} 、 H_{oi} 分别为模拟和观测分析的 500 hPa 高度场格点值。

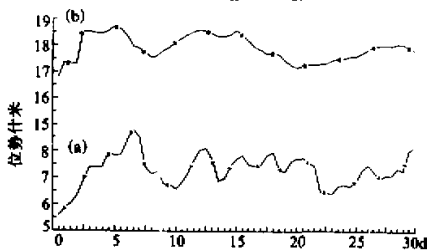


图 2 500 hPa 高度场均方根误差的时间变化
(a) FM 模拟, (b) CM 模拟
单位: 位势什米

由图 2 可知, CM 的均方根误差比 FM 大得多, 约为 FM 的 3 倍。表明 FM 有更好的模拟能力。a、b 曲线, 在连续积分的初始时间内均有上升趋势。大约到第 7 天误差增加到第一个最大值, 然后误差较稳定传递。第 25 天左右误差又有一次高值段。由此, 可以分析得到两个结论: (1) 对于两模式而言, 误差在连续积分前 7 天持续增长和到第 7 天时达到第一个最大值, 与目前短期数值天气预报的

可预报期限大致对应。第 7 天后, 误差较稳定传递, 说明强加于模式的 LBC 起到了控制误差不再无限增大的作用, 而使模式能稳定地长时间积分。(2) 对照历史天气过程, 可以解释第 7 天左右和第 25 天左右误差为何出现两次高值的缘由。1 月 7~15 日和 1 月 25~31 日各有一次全国性的强寒潮事件发生, 模式对寒潮爆发期的模拟可能不甚理想。值得注意的是: 在寒潮爆发期模拟误差上升, 但整个寒潮过程中误差的传递却是稳定的, 这印证了 LBC 的误差控制作用, 与 Anthes 等^[6]的观点完全一致。1 月 7 日左右的高值可能是由模式对寒潮爆发期模拟能力较差和积分时间超过了短期数值天气预报时效两个方面的因素。

3.2 误差的水平分布

有误差时间变化的基本图像后, 了解其空间分布显得必然。为此, 定义水平误差

$$E_H = \frac{\sum_i^T |H_{sit} - H_{oit}|}{T}, \quad (2)$$

H_{sit} 、 H_{oit} 为模拟和观测逐日 500 hPa 高度场格点值, T 为模拟输出总时次数。误差分布见图 3。

图 3a 中误差从南向北、从西向东逐渐增大, 误差高值中心位于我国东北及鄂霍次克海地区, 量值约为 12.6 位势什米, 孟加拉湾附近另有一小高值中心。图 3b 中, 误差水平分布型与图 3a 显示的大体一致, 中心位置基本同前, 但量值为 8.9 位势什米。仔细分析两图发现, FM 模拟误差在高值区比 CM 的大, 但对除高值区外的地区, 模拟

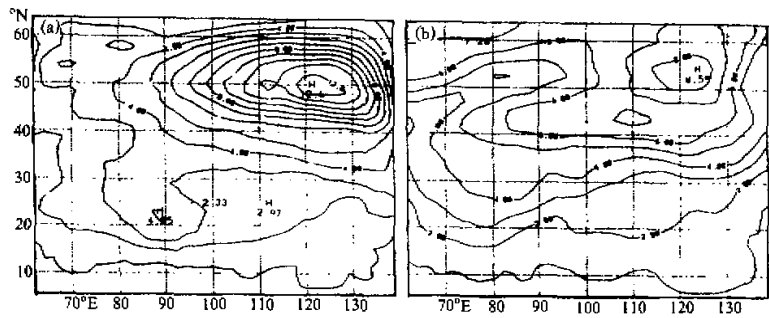


图3 月平均模拟误差水平分布
(a) FM模拟, (b) CM模拟。单位: 位势什米, 等值线间隔: 1位势什米

效果比CM的好。为更清楚考察这种误差差异的分布, 把模拟区域进行分区, 对两模式模拟误差作差值运算以考虑不同地区模拟结果的误差分布(分区图及误差差值见图4)。此处数值为FM模拟误差减去CM模拟误差。从中可以看到, FM在除III区外的其余区域均有比CM更好的模拟效果。

为分析引起这种误差时间变化、水平分布产生的原因, 需了解FGGE III b资料本身的变动性。下面分析资料的方差时空分布。

3.3 观测场方差的时间演变

类似误差分析方法, 对观测场方差也从时、空两方面入手, 以

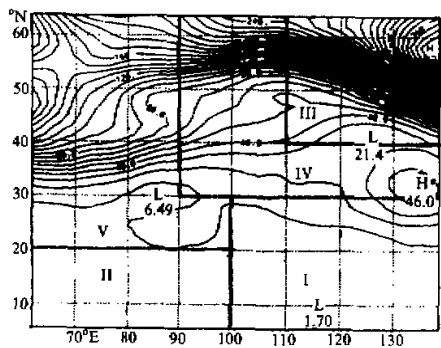


图4 FGGE III b月平均的500 hPa高度场方差水平分布和两模拟误差差值在子区域的分布
I区: -0.21, II区: -0.24, III区: 2.49, IV区: -1.71, V区: -0.13
单位: 位势什米, 等值线间隔: 1位势什米

$$V_t = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_t)^2}{N} \tag{3}$$

表示时间变化, N 为水平场中总格点数, y_i 为各格点要素值, $\bar{y}_t$ 为全场各格点要素平均值。对FGGE III b资料进行方差时间分析, 得到表1所示的结果。

表1 FGGE III b资料500 hPa高度场方差的时间序列

日期	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
方差	28.2	28.3	28.5	28.5	29.2	30.6	31.6	32.3	34.3	34.1	34.7	36.3	36.4	35.2	35.0	33.6	32.1	30.4	29.0	28.3
日期	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
方差	27.7	26.9	26.9	25.3	25.1	24.7	25.5	25.9	27.0	26.8	26.7	26.8	28.6	29.6	30.9	31.7	31.8	31.9	32.9	32.7
日期	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
方差	32.9	34.7	34.0	33.3	34.0	34.3	34.3	33.2	33.9	33.6	31.7	30.4	28.7	26.7	25.5	25.5	24.4	24.5	25.5	26.8

60 个时次的序列中, 存在两个方差高值段, 一在第 6~8 天, 一在第 21~25 天。前者对应于第一次寒潮爆发期。与均方根误差的时间变化比较, 我们认为: 均方根误差演变中, 第一次高值可能由于 FGGE III b 资料本身变动性较大和模式受短期数值天气预报的可预报性两方面作用引起, 而寒潮爆发期本身就是资料偏离平均态幅度最大期。第二次高方差段和均方根误差高值期相互对应。由于 LBC 的作用, 此时均方根误差的增长在很大程度上是由寒潮爆发期 FGGE III b 资料过高的方差引起。

3.4 观测场方差的水平分布

观测场方差的水平分布利用下式来讨论, 以获得误差水平分布型产生的原因:

$$V_H = \frac{\sum_i^T (y_{it} - \bar{y}_{it})^2}{T}, \quad (4)$$

式中 T 为模式模拟输出总时次数, y_{it} 、 $\bar{y}_{it}$ 分别为 FGGE III b 要素场逐日格点值和不同时次相同格点的要素平均值。图 4 为其方差水平分布。

分析高纬度观测资料的变动性, 即资料偏离其平均值幅度的状况, 可知明显地大于中、低纬度。在中亚和东北亚地区分别有一方差高值中心。方差的这种分布型与中央气象局的结论相一致^[16]。方差的这种分布一方面与青藏高原使对流层中、下层冷空气活动路径偏东南有关, 另一方面也是西风带内存在多扰动且扰动系统在东亚大槽附近强度达到最大的结果。与误差水平分布比较可知, 模拟误差水平分布主要由引起方差此种分布的两方面原因造成。东北亚地区的高值中心是东亚大槽强的扰动存在的结果。

4 月平均环流的模拟结果

图 5 是 100 hPa 流场的观测分析和各种试验模拟结果。观测场中, 中纬度为宽广的平直西风带, 高纬有极涡槽存在, 低纬在印度半岛南端有一小槽出现, 西太平洋则有一强的反气旋。FM 较好地反映了 100 hPa 流场的各个特征。位置和强度的模拟与观测较为一致。相比之下 CM 模拟结果中存在较大误差: 中纬平直气流有明显偏差, 高纬极涡槽模拟过弱且范围变小, 低纬小槽和反气旋的模拟更差。FM 有比 CM 更为好的模拟能力, 对极涡槽、低纬小槽和反气旋有较真实的反映。

对高空流场, FM 模拟比 CM 模拟更接近观测分析, 但对受地面作用影响较大的对流层下部模拟情况如何呢? 为此, 分析了 700 hPa 流场的结构特征。图 6 实况分析中可清楚看到青藏高原对气流的分支和绕流作用。在 60°E 以西地区气流开始分支, 接近高原主体时分支进一步加强后产生绕流现象。北支形成一弱脊, 南支形成孟加拉槽。到 100°E 以后气流开始汇合, 在我国四川省形成一“死水区”。140°E 附近为汇合区的最大风速处。CM 的模拟与观测有较大偏差: 首先, 高原的气流分支、绕流作用模拟不够, 对分支反映不明显; 第二, 研究区内低纬的东风急流几乎没有模拟出来, 这可能是因为对反气旋环流模拟过强并偏南所致。FM 较好模拟了高原对气流的分支、绕流, 分支地点虽有偏差但对汇合的趋势和位置模拟更为准确。虽然低纬东风急流模拟仍显欠缺, 但小脊和孟加拉槽有一定表现。

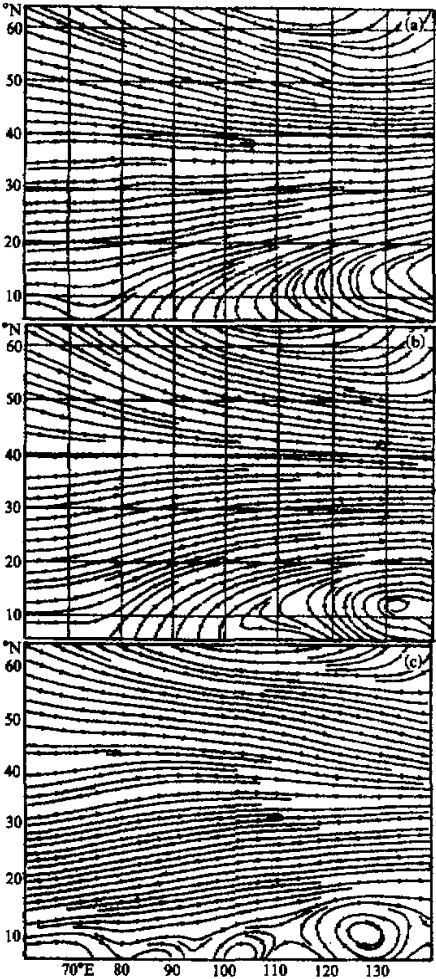


图 5 1 月份 100 hPa 平均流场
(a) FGGE III b 分析, (b) FM 模拟, (c) CM 模拟

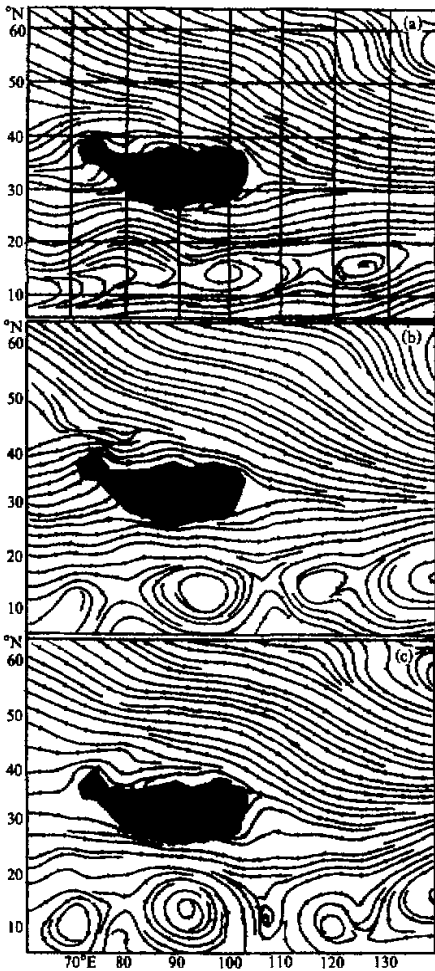


图 6 1 月 700 hPa 平均流场
(a) FGGE III b 分析, (b) FM 模拟, (c) CM 模拟
图中涂黑地区为海拔高度大于 3000 m 的高原范围

5 长期天气过程——寒潮的模拟结果

5.1 气温的时间演变

确切了解寒潮的产生、移动机理,对温度场的时间变化分析是必要的。为此,定义 $87.625^{\circ}\text{E} \sim 114.375^{\circ}\text{E}$ 、 $37.5^{\circ}\text{N} \sim 56.25^{\circ}\text{N}$ 为“寒潮关键区”。图 7 是选定区域内平均 850 hPa 温度场逐日变化, a、b、c 分别为观测分析、FM 模拟、CM 模拟的结果。从图中清楚看到, FM 比 CM 的模拟能力要强。鉴于 CM 模拟较差,以后仅讨论 FM 的模拟状况。FM 对两次大降温梯度模拟相当成功,与实况几乎无位相上的差异。初始阶段,温

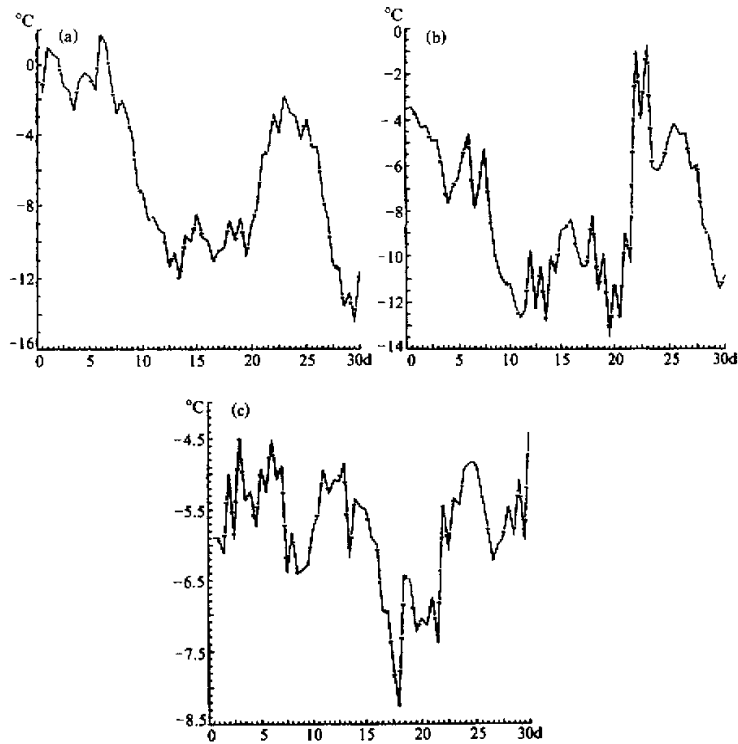


图 7 850 hPa 温度场的时间序列
(a) FGGE III b 分析, (b) FM 模拟, (c) CM 模拟

度逐日变动较小, 模拟亦如此。模拟的温度量值过低, 有 4°C 的负误差。7 日后对温度的降低过程模拟接近实况, 尤其是寒潮持续期相对稳定的低温状态模拟较好, 误差仅有 1°C 左右。对第二次寒潮爆发期的急剧降温、第一次寒潮结束时的温度回升趋势及其量值也有较好模拟。单从温度的时间演变来讲, FM 确实对寒潮过程有较好的模拟。本模式对寒潮爆发的起始、中止时间及最冷期温度的良好模拟, 说明模式具有较长时间区域气候模拟的能力。

5.2 寒潮路径

参照以往研究寒潮的方法, 对 500 hPa 的 24 小时变高 (ΔZ_{24}) 和变温 (ΔT_{24}) 进行分析, 探讨 FM 在对温度时间变化良好模拟能力基础上对寒潮路径 (用 ΔZ_{24} 和 ΔT_{24} 的负中心连线来表示) 及 ΔZ_{24} 、 ΔT_{24} 逐日变化量值的模拟效果。图 8 是观测分析和 FM 模拟上述要素的基本图像。从图中可以发现, ΔZ_{24} 负中心连线与实况较为接近, ΔT_{24} 的较差些, 但仍较好地反映了温度变化落后于高度场变化的事实。表 2 是观测分析和 FM 模拟的 ΔZ_{24} 、 ΔT_{24} 量值。可以看出, 模式对寒潮路径有较好的模拟, 但对降温、降高幅度模拟并不太好。相比较于第一次寒潮过程 FM 对第二次过程的模拟, 无论路径还是量值模拟误差都要大些, 但仍具有一定的模拟能力。

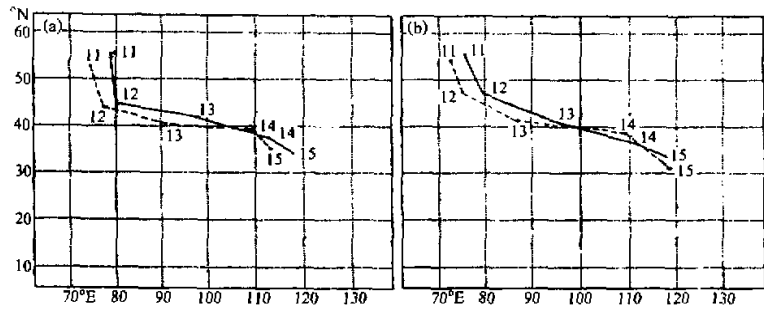


图 8 寒潮平均路径 (a) FGGE III b 分析, (b) FM 模拟
实线: ΔZ_{24} , 虚线: ΔT_{24} 。图中数字表示寒潮移动日期

表 2 观测分析和 FM 模拟的 500 hPa ΔZ_{24} 和 ΔT_{24}

日 期	11	12	13	14	15	25	26	27	28	29	30
24 小时变高											
观测值	-7	-12	-8	-11	-8	-11	-19	-9	-8	-11	—
模拟值	-6.6	-11.2	-6.8	-10.3	-7.1	-9.1	-15.8	-7.3	-5.2	-7.8	—
24 小时变温											
观测值	-7.8	-12.2	-8.3	-16.6	-9.7	-14.7	-10.8	-9.5	-9.1	-10.1	—
模拟值	-7.1	-11.3	-7.8	-15.3	-8.6	-12.3	-8.5	-6.3	-7.0	-7.5	—

5.3 寒潮过程

图 9 是一次欧洲高脊强烈发展、西亚小槽东移所引发的寒潮天气过程, a、b、c、d 和 a'、b'、c'、d' 分别为 1 月 8、10、12、14 日的实况和 FM 模拟的温压场情况。从图可见: 欧亚大陆上空的两槽一脊形势及其演化过程均较正确地模拟出来。1 月 7~9 日 500 hPa 图上亚洲北部为一极涡, 极涡外围有一支较强的锋区急流, 极涡中心强度达 480 位势什米, 冷涡中心温度达 -48°C 。有一低槽在锋区上沿着极涡外围转动, 涡两侧的低槽带下一部分冷空气, 先影响我国北部地区。9 日对西亚小槽的强度和位置模拟都较成功。10 日后亚洲极涡中心东移到鄂霍次克海附近与实况分析也较一致。11 日和 12 日西亚小槽向南向东下压, 分别位于高原以西和南疆盆地, 引起我国天气进一步变冷。13 日低槽继续向南推进造成我国大部分地区的急剧降温过程, 与观测分析是一致的。14、15 日低槽出海, 我国各地温度普遍回升。

除高原偏高外, 温度场的大致演变趋势较成功地模拟出来。500 hPa 高度面上, 观测分析场显示出冷空气不断南下, -20°C 等温线 1 月 9 日 12 时在天山—甘肃北部一线。随着极涡的移动, 11 日 12 时到达南疆—陕南一线, 且在川陕地区形成一温度槽。12~13 日 -20°C 线继续南下, 14~15 日则有北退趋势。模拟结果中该等温线的位置变化与分析场大体一致, 较准确地反映了冷空气南侵事实, 但冷空气在扩展范围和扩展速度上与实况有些差异。FM 对全国性的强寒潮天气过程有较好的模拟能力。

6 结论与讨论

利用中国科学院兰州高原大气物理研究所发展的 CM 和 FM 对东亚地区 1979 年

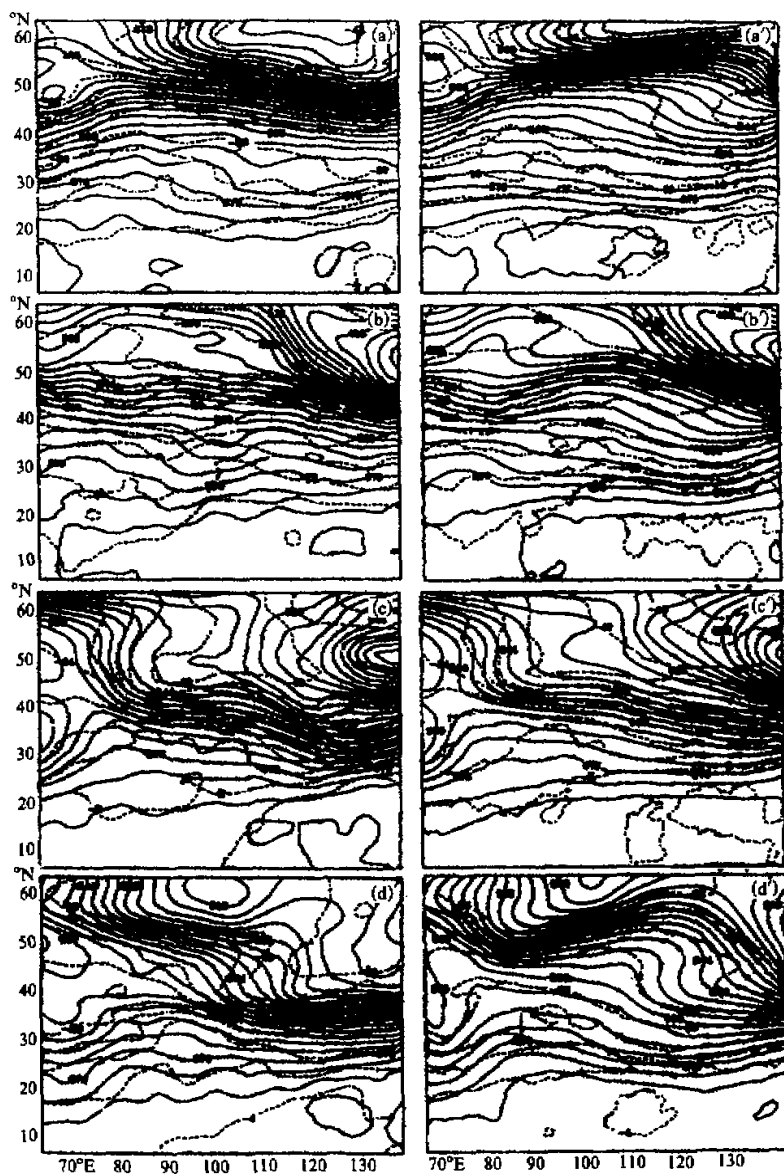


图9 实况和FM模拟的寒潮过程中500 hPa高度场和温度场
等值线间隔: 高度场1位势什米, 温度场 4°C , a、b、c、d和a'、b'、c'、d'分别为1月8、10、12、14日12时的实况和FM模拟的温度场(实线: 高度场, 虚线: 温度场)

1 月平均环流和寒潮天气过程进行了数值模拟和试验研究。模式的初值和 LBC 由 FGGE III b 资料来提供, 连续积分 31 天。通过对两模式模拟误差的分析和长时间尺度的天气过程模拟分析, 得出以下几个基本结论:

(1) 在观测分析场提供初始条件和 LBC 的驱动下, 由于强加于模式的 LBC 对误差的控制作用, 区域模式可以进行较长时间的积分, 模式性能良好, 计算稳定。

(2) 由于 FM 具有比 CM 更为细致的垂直、水平方向的分辨率, 因而产生了比 CM 更合理、更接近观测分析的模拟结果。

(3) 从一个月积分的时间变化来看, 虽然 LBC 限制了误差随时间的无限增长, 但由于大气可预报性的局限和观测分析场偏离平均态程度不一, 在模拟结果中存在两次高误差时段。空间分布上, 一方面由于观测资料变率因地而异, 另一方面可能是由于模式本身不完善和存在的缺陷对诸如寒潮关键区、东亚大槽区模拟能力较差而引起误差的水平分布不均。

(4) LAM 不仅较好地模拟了平均环流场, 而且较真实地再现了强寒潮等中长期天气过程, 因而具有区域尺度短期气候模拟的潜力。

虽然 LAM 对东亚月平均环流和寒潮过程有一定的模拟能力, 但存在的许多问题仍值得深入探讨。模式本身具有其不完善性, 如: 地气相互作用部分描写仍显简单, 许多复杂但很重要的过程未能较好地表现; 模式对寒潮爆发期的模拟与其他时间相比能力下降。因此, 进一步修正和完善区域模式是今后的一项重要工作。由于资料和时间所限, 本文仅作了一个月的积分模拟, 为了充分说明模式对东亚区域气候的模拟能力尚需作更多的工作。特别是本文仅讨论了模式对东亚地区冬季风的模拟结果。众所周知, 东亚地区的降水主要由夏季风所致, 因此利用 LAM 对东亚夏季风带来的影响作进一步的模拟研究是十分必要的。

致谢: 在本文的完成过程中, 得到钱正安研究员和惠小英同志的热情帮助, 在此深表谢意。

参 考 文 献

- 1 Washington, W. M. and C. L. Parkinson., 1991, 三维气候模拟引论, 马淑芬等译, 北京: 气象出版社, 153~173.
- 2 刘晓东, 1993, 数值模拟在古气候研究中的应用, 地理科学, 13(3), 257~267.
- 3 Gates, W. L. et al., 1990, Validation of climate model, in: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, Ed. J. T. Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge, 98~130.
- 4 Carson, D. G., 1982, Current parameterizations of land-surface processes in atmospheric general circulation models, in: *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, P. S. Eagleson, Ed., Cambridge University Press, Cambridge, 67~108.
- 5 刘晓东, 1992, 下垫面强迫对短期气候变化的影响, 大自然探索, 11(41), 61~66.
- 6 Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hsieh, Y.-Y., Simon Low-Nam and T. W. Bettge., 1989, Estimation skill and uncertainty in regional numerical models, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 763~806.
- 7 Giorgi, F. and G. T. Bates., 1989, The climatological skill of a regional model over complex terrain, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2325~2347.
- 8 Giorgi, F., M. R. Marinucci and G. Visconti., 1990, Use of a limited-area model nested in a global climate model for regional climate simulation over Europe, *J. Geophys. Res.*, 95, 18413~18431.

- 9 Giorgi, F., 1990, Sensitivity of wintertime precipitation and skill hydrology simulation over the western United States to lower boundary specifications, *Atmosphere-Ocean*, **28**, 1~23.
- 10 Giorgi, F., C. S. Bordeur and G. T. Bates, 1994, Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model, *J. Climate*, **7**, 375~399.
- 11 Pitan, A. J., F. Giorgi, and A. Henderson-sellers, 1991, Southeast Australia's precipitation: sensitivity of climate precipitation model resolution, *Aust. Met. Mag.*, **39**, 21~35.
- 12 Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi and G. T. Bates, 1989, A regional climate model for the western United States, *Climate Change*, **15**, 83~422.
- 13 Bates, G. T., F. Giorgi and S. W. Hostetler, 1993, Toward the simulation of the effects of the Great Lakes on regional climate, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1373~1387.
- 14 张敏锋、刘晓东、钱正安, 1995, 利用有限区域数值模式进行气候模拟研究的综合介绍, *大气情报*, **15**(4), 22~29.
- 15 颜宏, 1987, 复杂地形条件下嵌套细网格模式的设计, *高原气象*, **6**(2), 增刊, 1~140.
- 16 中央气象局, 1975, 中国高空气候, 北京: 科学出版社, 104~114.

Preliminary Simulation Experiments of East Asian Mean Circulation and Cold Surge Processes of January 1979 Using Limited Area Models

Zhang Minfeng, Liu Xiaodong and Jiao Yanjun

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Lanzhou 730000)

Abstract Two limited-area models (LAMs), a fine model (FM) and a coarse model (CM), are applied to simulate mean circulation and cold surge processes of January 1979 over East Asia. The FM is a modified version of the CM. The horizontal resolutions are $0.9375^\circ \times 0.9375^\circ \text{lon./lat.}$ in FM and $1.875^\circ \times 1.875^\circ \text{lon./lat.}$ in CM respectively. There are 11 vertical levels in FM and 6 levels in CM. The simulation domain covers an area from 5.625°N to 63.75°N and 61.375°E to 138.75°E . The initial and lateral boundary conditions (LBC) are taken from the FGGE III b data set. After extending range integration, the feasibility for LAMs to simulate monthly mean circulation and cold surge processes is studied. The results show that because of the strong control of LBC on the growth of errors, LAMs can produce good performance and stable calculation in long-term integrations, and that because of the higher horizontal and vertical resolutions in FM, its simulation is more reasonable and more realistic than that of the CM. The time series in the monthly simulation indicate that the LBC controls the errors unlimited growth with time, however, two relatively high-error periods are found in the monthly simulation. LAMs not only have good simulations on mean circulation, but also can really reproduce main medium-long term synoptic processes, such as cold surge and so on. So LAMs have potential in modelling regional short-term climates.

Key words limited area models East Asia cold surge processes