

1996 2

ATMOSPHERIC SCIENCE RESEARCH AND APPLICATION

大气科学研究与应用

ISBN 7-5029-2242-3



9 787502 922429 >

上海市气象科学研究所编辑

气象出版社 出版

《大气科学研究与应用》第二届编审委员会名单

主 编: 秦曾灏 副 主 编: 朱永禔 徐一鸣

委 员 (以姓氏笔划为序)

王锦贵	王馥棠	叶榕生	朱正义	朱永禔	朱盛明
李泽椿	李国杰	许健民	汤志成	陆志贤	林元弼
周诗健	费 亮	胡伯威	胡本贵	钮学新	郭昌明
姚祖庆	徐一鸣	徐裕华	唐新章	秦曾灏	黄 炎
曹钢锋	游景炎	蒋乐贻	潘云仙	潘根发	

大气科学研究与应用

(十一)

目 录

论 文

正规初值化对改善热带气旋强度和路径数值预报的作用

..... 雷小途 殷鹤宝 沈元芳 (1)

梅雨锋强降水系统特征分析 朱吉义 张 勤 (11)

理想台风结构和模式水平分辨率对台风路径影响的数值模拟

..... 顾建峰 端义宏 殷鹤宝 (17)

热带气旋盛衰期、奇异路径与厄尔尼诺事件的关联 向元珍 包澄澜 (26)

我国东部海区热带风暴形成和强度突变的判别 吴达铭 端义宏 秦曾灏 (33)

风廓线仪信号处理及矩估计算法的比较 吴志根 宋声平 诸兆庆 (39)

山东省冬小麦优化灌溉模式的研究 张廷珠 张衍华 (49)

青藏高原冬季积雪状况与华东地区夏季降水关系初探 李永平 朱永提 (57)

长江下游夏季旱涝的环流特征及其成因分析 徐家良 严济远 (63)

近 40 年北半球 100 hPa 高度场的变化趋势及年代际变化的结构及特征

..... 施 能 覃丹宇 李月洪 (70)

技术报告

有线传真图形库管理系统的研究和实施 陆志贤 (79)

上海地区热带气旋房屋倒塌的统计分析 周正强 姚志展 (83)

热带气旋业务预报制作系统 孙松青 黄晓虹 袁招洪 杨礼敏 戴建华 (89)

上海区域气象中心业务客观分析新系统及其效果

..... 徐一鸣 丁荣富 姚祖庆 雷小途 (94)

三次积层混合云降水过程 Z—I 关系的计算和分析 ... 蒋义芳 王卫芳 唐洵昌 (101)

数字化传真图信息压缩处理技术 马 红 吕 刚 (107)

短 论

上海市浦东新区暴雨的气候特征 蒋乐贻 张智猛 (111)

1980 年以来 El Nino 的周期变化和空间特征 贾淑静 (116)

温州及其沿海雾的天气气候分析 徐霜芝 (120)

简 讯

气象热线获奖 (10)

用新系统进行飞机除冰试验 (25)

俄克拉荷马大学和国家海洋大气管理局加强在气象研究方面的合作 (62)

两家超级计算机公司合并 (93)

美国公布 1995 年气候影响报告 (106)

Atmospheric Science Research and Application

(IX)

Contents

Articles

Normal Mode Initialization and its Effect on Improving the Forecasting Ability of Tropical

Cyclone Intensity and Track Lei Xiaotu Yin Hebao Shen Yuanfang (1)

The Feature Analysis of Severe Precipitation Along Meiyu Front Zhu Jiye Zhang Qing (11)

The Numerical Simulation of the Influence of With Ideal Typhoon and Horizontal Resolution

of Model on Typhoon Track Gu Jianfeng Duan Yihong Yin Hebao (17)

Relationship Between TC Activities and El Nino Events Xiang Yunzhen Bao Chenlan (26)

The Discrimination of Tropical Cyclogenesis and Rapid Change of Intensity on the Eastern

Sea Area of China Wu Daming Duan Yihong Qin Zenghao (33)

Processing of Wind Profiler Signals and Comparison of Algorithms for the Moment

Estimation Wu Zhigen Song Shengping Zhu Zhaoqing (39)

Studies on Models of Optimization Irrigation for Winter Wheat in Shandong Province

..... Zhang Tingzhu Zhang Yanhua (49)

Tentative Study About the Relation Between the Snow Cover on Tibetan Plateau in Winter and

the Precipitation in Eastern China During the Coming Summer Li Yongping Zhu Yongti (57)

The Analysis on the Circulation Features and its Formation Cause of Summer

Drought-Flood in Low-Reaches of the Yangtze River Xu Jialiang Yan Jiyuan (63)

Trend and Interdecadal Variations of Northern 100 hPa Geopotential Height During

the Past 40 Years Shi Neng Qin Danyu Li Yuehong (70)

Technical Reports

The Study and Implementation for the System Management of Wirephoto Charts

Database Lu Zhixian (79)

The Statistical Analysis About the House-collapse Caused by Tropical Storms

in Shanghai Area Zhou Zhengqiang Yao Zhizhan (83)

The Operational Procedure for Tropical Cyclone Forecasting

..... Sun Songqing Huang Xiaohong Yuan Zhaohong Yang Liming Dal Jianhua (89)

New Operational Objective Analysis System and its Effect in Shanghai Regional

Meteorological Center Xu Yiming Ding Rongfu Yao Zuqing Lei Xiaotu (94)

Calculation and Analysis of Z—f Relation Among Three Precipitation Processes Caused By

Mixing Cloud of Cumulus and Stratus Jiang Yifang Wang Weifang Tang Xunchang (101)

A Data Compression and Processing Technique for Digitized Facsimile Graphic Charts

..... Ma Hong Lu Gang (107)

Short Contributions

The Climatic Features of the Heavy-rain on Shanghai Pu Dong New District

..... Jiang Leyi Zhang Zhimeng (111)

Periodical Variations and Spatial Features of El Nino Since 1980's Jia Shujing (116)

The Analysis of Fog at Wenzhou and its Coastal Area Xu Shuangzi (120)

Information

Weather Hot line Receives Award (10)

New System Tests Deicing Problem (25)

University of Oklahoma and NOAA Collaborate on Meteorological Research (62)

Two Supercomputation Corporations Merge (93)

Climate Effects of 1995 Compiled into Report (106)

正规模初值化对改善热带气旋强度 和路径数值预报的作用*

雷小途 殷鹤宝 沈元芳

(上海台风研究所 上海 200030) (国家气象中心数控室 北京 100081)

提 要

本文在中尺度数值模式(MM4)中实现了正规模初值化,并对热带气旋的强度及其移动路径进行了有、无初值化模块的对比试验。结果表明:取前三个垂直正规模,经三次迭代便能得到风压平衡较好的初始场。并能有效地抑制模式积分过程中的大振幅的高频重力波振荡,改善MM4模式对热带气旋强度及其移动路径的模拟预报能力。

关键词 正规模初值化 热带气旋

一、 前 言

对于原始方程数值预报模式,初始质量场和风场的平衡对于计算稳定性至关重要。Bengtsson(1975年)概述了初值化问题,并指出:所需的这种平衡是很微妙的。实际上,由于资料的误差和客观分析方法的局限性,初始风压场往往达不到这种平衡,致使数值预报结果被模式积分过程中所激发出的虚假高频重力波振荡所损害,严重时还可使模式积分异常中断。消除由于观测和客观分析的误差所引起的虚假高频重力波振荡,这是提高数值预报质量的一个重要步骤。

70年代,Machenhauer等人^[1~2]提出了正规模初值化方法,其基本思想是:基于线性原始方程的特征函数能分解成重力波和Rossby波解的事实,在获得了线性有限差分预报模式的正规模的基础上,将初始资料用正规模展开,令其重力波模态的系数(或系数的倾向)为零,从剩余的模态中重新构成风压平衡的初始场。十多年的应用实践表明:正规模初值化方法在平衡风压场、改善模式的预报能力等方面效果较为显著,且较动力调整初值化节省大量的机时。目前全球各主要数值天气预报模式大都采用了正规模初值化方法。

为了配合当前国内对中尺度数值模式(MM4)的开发和应用,改善预报质量,本文研制了该模式中实现正规模初值化的方案,并就热带气旋路径、强度等的数值模拟和预报,作了有、无初值化的对比试验。结果表明:该正规模初值化能较好地消除模式积分过程中激发的高频重力波振荡,改善模式对热带气旋强度及其移动路径的模拟及预报能力。

* 本文1994年7月8日收到,12月6日收到修改稿。

二、正规初值化在 MM4 模式中的实现

为了计算 MM4 模式的模式大气自由振荡正规模, 首先要将模式方程组线性化。绝热、线性化的 MM4 模式控制方程为

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = f_0 v - \frac{\partial}{\partial x} [\varphi' + R\bar{T} \ln'(\sigma P^* + PT)] \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -f_0 u - \frac{\partial}{\partial y} [\varphi' + R\bar{T} \ln'(\sigma P^* + PT)] \\ \frac{\partial T'}{\partial t} = -\sigma \frac{\partial \bar{T}}{\partial \sigma} + \frac{K\bar{T}}{\sigma + PT/\bar{P}} \cdot \frac{\omega}{\bar{P}} \\ \frac{\partial \ln(P^*/\bar{P})}{\partial t} = -\int_0^1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\sigma \end{cases} \quad (1)$$

式中

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \ln'(\sigma P^* + PT) &= \frac{\sigma}{\sigma + PT/\bar{P}} \frac{\partial}{\partial t} \ln(P^*/\bar{P}) \\ \varphi' &= \varphi_s - R \int_1^\sigma T' d[\ln(\sigma \bar{P} + PT)] - R \int_1^\sigma \bar{T} d[\ln'(\sigma P^* + PT)] \\ \sigma &= \sigma \int_0^1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\sigma - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\sigma \\ \frac{\omega}{\bar{P}} &= \sigma - \sigma \int_0^1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\sigma \\ T' &= T - \bar{T}(\sigma) \\ \ln'(\sigma P^* + PT) &= \ln(\sigma P^* + PT) - \ln(\sigma \bar{P} + PT) \\ \bar{P}^* &= \bar{P}, \quad f_0 = f \end{aligned}$$

其余均为气象上的常用符号。

由 (1) 式容易得到

$$\begin{cases} \frac{\partial \xi}{\partial t} = -f_0 \delta \\ \frac{\partial \delta}{\partial t} = f_0 \xi - \Delta^2 [\varphi' + R\bar{T} \ln'(\sigma P^* + PT)] \\ \frac{\partial T'}{\partial t} = A \delta \end{cases} \quad (2)$$

式中 ξ 为涡度, δ 为散度, $\varphi' = \varphi_s + RBT' + RC \ln'(\sigma P^* + PT)$, A 、 B 、 C 为与热力学参数有关的积分算子。

引入伪位势 $h = \varphi' + R\bar{T} \ln'(\sigma P^* + PT)$, 则

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\tau(\delta) \quad (3)$$

式中 $\tau(\delta)$ 为系统 (1) 的正规模矩阵, 定义为

$$\tau(\delta) = -RBA(\delta) + R(C + \bar{T}) \frac{\sigma}{\sigma + PT/P} \int_0^1 (\delta) d\sigma \quad (4)$$

于是方程 (2) 改写为

$$\begin{cases} \frac{\partial \xi}{\partial t} = -f_0 \delta \\ \frac{\partial \delta}{\partial t} = f_0 \xi - \Delta^2 h \\ \frac{\partial h}{\partial t} = -\tau \delta \end{cases} \quad (5)$$

Bourke & McGregor⁽³⁾ (1983 年) 研究表明: 初值化应使高频重力波振荡满足 $\frac{\partial \delta}{\partial t} = 0$, $\frac{\partial^2 \delta}{\partial t^2} = 0$ 。在此基础上, 我们再引入线性位涡 $P = \xi - f_0 \tau^{-1} h$, 则式 (5) 化为

$$\begin{cases} (f_0^2 \tau^{-1} - \Delta^2) \xi = -\Delta^2 P \\ (f_0^2 \tau^{-1} - \Delta^2) \delta = 0 \\ h = \tau f_0^{-1} (\xi - P) \end{cases} \quad (6)$$

上式的第一个方程式为 Helmholtz 方程, 采用超松弛迭代法求解, 得式 (6) 的迭代公式如下:

$$\begin{cases} (f_0^2 \tau^{-1} - \Delta^2) \xi^N = -\Delta^2 P \\ \delta^N = 0 \\ h^N = \tau f_0^{-1} (\xi^N - P) \end{cases} \quad (7)$$

式中, $\xi^N = \xi^0 + \Delta \xi$; $\delta^N = \delta^0 + \Delta \delta$; $h^N = h^0 + \Delta h$ 。上标 N 表示迭代新值, 上标 0 表示前一次的迭代值, Δ 为改变值。

于是, 我们得到被初值化的重力模的改变量

$$\begin{cases} (f_0^2 \tau^{-1} - \Delta^2) \Delta \xi^N = -f_0 \tau^{-1} \left(\frac{\partial \delta}{\partial t} \right)^0 \\ \Delta \delta^N = -\delta^0 \\ \Delta h^N = \tau f_0^{-1} \Delta \xi^N \end{cases} \quad (8)$$

式中 $\left(\frac{\partial \delta}{\partial t} \right)^0 = f_0 \xi^0 - (\Delta^2 h)^0$ 。

为了分离出模式大气的高频重力波和 Rossby 波模态, 定义正规模矩阵 τ 的特征向量 Z_i :

$$(gH_i - \tau)Z_i = 0 \quad (9)$$

式中 Z_i 即为线性系统 (1) 的垂直正规模, gH_i 为其特征值。 $\sqrt{gH_i}$ 为 i 模态的波速, 其值的相对大小是我们区分 Rossby 波和高频重力波的主要依据, 且有

$$\begin{cases} [(gH_i)^{-1} - \tau^{-1}] \bar{Z}_i = 0 \\ \int_0^1 \bar{Z}_i Z_j d\sigma = \begin{cases} 1, & i=j \\ 0, & i \neq j \end{cases} \end{cases} \quad (10)$$

则模式变量 (如 ξ 、 δ 、 h) 可分解为

$$\begin{cases} \xi \\ \delta \\ h \end{cases} = \sum_{i=1}^{\infty} Z_i(\sigma) \begin{cases} \hat{\xi} \\ \hat{\delta} \\ \hat{h} \end{cases} \quad (11)$$

于是由式 (8) 可得

$$\begin{cases} (\lambda_i - \Delta^2) \Delta \hat{\xi}_i = -\frac{\lambda_i}{f_0} \frac{\partial \hat{\delta}_i}{\partial t} \\ \Delta \hat{\delta}_i = -\hat{\delta}_i \\ \Delta \hat{h}_i = f_0 \lambda_i^{-1} \Delta \hat{\xi}_i \end{cases} \quad (12)$$

式中 λ_i 为 Rossby 变形半径的倒数, 且

$$\frac{\partial \hat{\delta}_i}{\partial t} = [\hat{\delta}_i(t = \Delta t) - \hat{\delta}_i(t = 0)] / \Delta t$$

$$\lambda_i = f_0^2 / gH_i$$

式 (12) 即为 MM4 模式的正规模初值化的主要迭代公式。

按以下步骤可以实现上述初值化迭代:

1. 由 $t=0$ 时刻各层的 u 、 v 、 T 、 P^* 求出 ξ 、 δ 、 h ;
2. 求正规模矩阵 τ 及其特征值 gH_i 、 Z_i , 并根据 $\sqrt{gH_i}$ 的相对大小确定须被初值化的模态;
3. 求出全体被初值化模态的 $\hat{\xi}$ 、 $\hat{\delta}$ 、 $\hat{h}$;
4. 由式 (12), 通过求解 Helmholtz 方程等求得 $\Delta \hat{\xi}$ 、 $\Delta \hat{\delta}$ 及 $\Delta \hat{h}$;
5. 由 $\Delta \hat{\xi}$ 、 $\Delta \hat{\delta}$, 解 Poisson 方程求得 $\Delta \psi$ 、 $\Delta \chi$, 其中 ψ 、 χ 分别为流函数和势函数;
6. 由 $\Delta \psi$ 、 $\Delta \chi$ 求得 $\Delta \hat{u}$ 、 $\Delta \hat{v}$;
7. 由 $\Delta \hat{u}$ 、 $\Delta \hat{v}$ 、 $\Delta \hat{h}$ 求出 Δu 、 Δv 、 Δh ;
8. 由 Δh 求出 ΔT 及 ΔP^* ;
9. 将 $t=0$ 时刻的原始值 (如 u^0) 加上第 7、8 步求得的增量 (如 Δu), 得初值化一次后的迭代新值 (如 u^N), 即 $u^N = u^0 + \Delta u$;

10. 将 u^N 、 V^N 、 T^N 、 P^{*N} 分别赋值为 u^0 、 V^0 、 T^0 、 P^{*0} , 重复步骤 1~9, 直至满足: $\frac{\partial \Delta \delta}{\partial t} \rightarrow 0$ 、 $\frac{\partial \Delta(\xi - f_0 \tau^{-1} \hat{h})}{\partial t} \rightarrow 0$ 为止。

三、正规模初值化在热带气旋预报中的作用

本文采用 NCAR / PSUA 设计的中尺度数值模式 (MM4) 作为试验模式 (从后面的试验结果可见, 该模式能较好地模拟西太平洋热带气旋的环流、降水及热带气旋移动路径等)。取 (30°N , 125°E) 为模式水平计算区中心; 水平格距为 45 km, 由 55×55 个网格点覆盖; 模式铅直方向从大气层顶 ($P_{TOP} = 100 \text{ hPa}$) 到地表取等 σ 间隔 ($\Delta\sigma = 0.1$), 共十层, 图 (1) 为模式大气的垂直分层结构。

原始资料取自 1990 年热带气旋特殊试验期 SPECTRUM 的 ECMWF 格点资料 ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 经纬网格)。对热带气旋 Abe (9015) 8 月 30 日 08 时资料, 计算了 (4) 式定义的正规模矩阵的特征向量 (垂直正规模)。

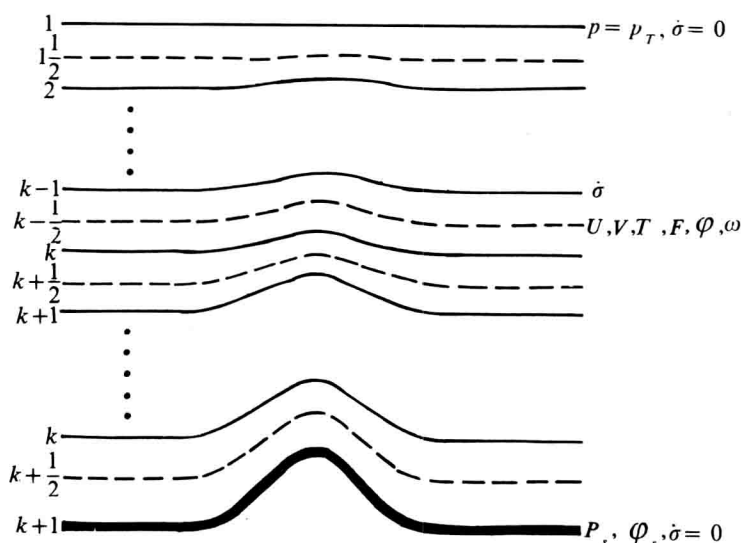


图 1 模式大气的垂直分层

表 (1) 给出了各垂直模态对应的特征值 gH_i (或称等价深度), 表中 $(gH_i)^{\frac{1}{2}}$ 表征了各模态相应的波传播速度。可见, 第四个以上的垂直模态的波速最大只有 18.2419 m/s , 已经具有慢波 Rossby 波的特性。因此, 本文仅取系统 (1) 的前三个垂直模态进行上一节所述的正规模初值化。

图 2 给出了前三个垂直模态进行正规模初值化迭代三次过程中重力波分量的倾向变化情况。横坐标为垂直模数, 纵坐标为变量值, 折线上的数字为迭代次数。

可见, 第 2 次、第 3 次迭代的倾向值已经很接近于零。这证明, 本文的初值化迭代是收敛的。

为此, 我们设计了如下的对比试验: 第一, 取热带气旋 Abe (9015) 1990 年 8 月

30 日 08 时 (北京时) 的 ECMWF 资料作为初始资料, 根据《台风年鉴》^[4] 中的台风参数 (如位置、强度、最大风速等) 构造理想台风模型^[5], 并嵌入初始资料中作为 MM4 模式的初始场, 积分 48 小时, 该试验记为 C; 第二, 将试验 C 的初始场取前三个垂直模态进行本文的正规模初值化, 迭代三次, 将所得的场作为 MM4 模式的初始场, 并积分 48 小时, 该试验记为 L。

表 1 各垂直模态的特征

i 模态	gH_i (m^2/s^2)	$C_i = (gH_i)^{\frac{1}{2}}$ (m/s)
1	83243.660	288.5198
2	3064.474	55.3577
3	848.566	29.1302
4	332.766	18.2419
5	153.240	12.3790
6	73.308	8.5620
7	37.589	6.1309
8	17.777	4.2163
9	7.291	2.7002
10	1.845	1.3583

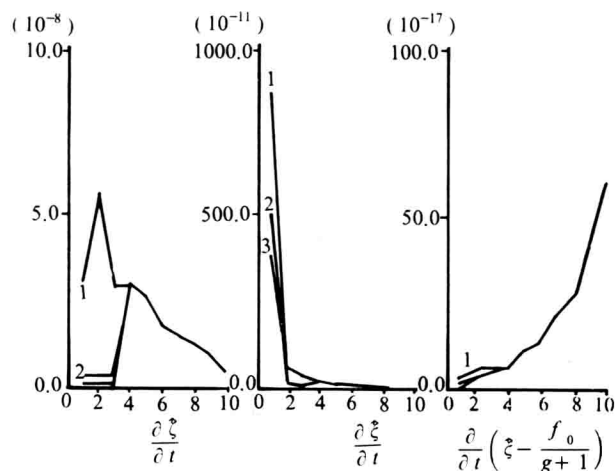


图 2 重力波分量 $\frac{\partial \xi}{\partial t}$, $\frac{\partial \delta}{\partial t}$, $\frac{\partial}{\partial t} \left(\xi - \frac{f_0}{gH} \right)$ 随迭代次数的变化

图 3 中的虚线为格点 ($i = 35, j = 30, k = 5$) 上的风、温度及地面气压在试验 L 积分 24 小时过程中的时间演变曲线, 而实线为试验 C 的相应要素的时间演变曲线。

比较可见, 本文的正规模初值化方案在消除模式积分过程中的高频重力波振荡噪音方面效果显著。

以下, 我们进一步讨论上述正规模初值化在改善热带气旋移动路径及其强度等的预报能力中的作用。

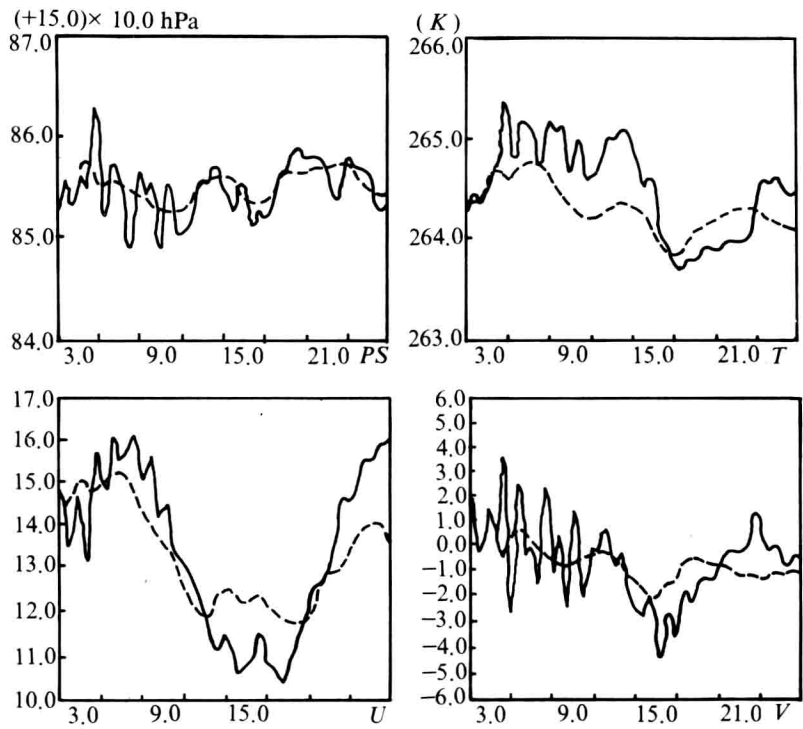


图 3 试验 C、L 的要素 (格点 $i = 35, j = 30, k = 5$) 的时间演变曲线

1. 热带气旋移动路径

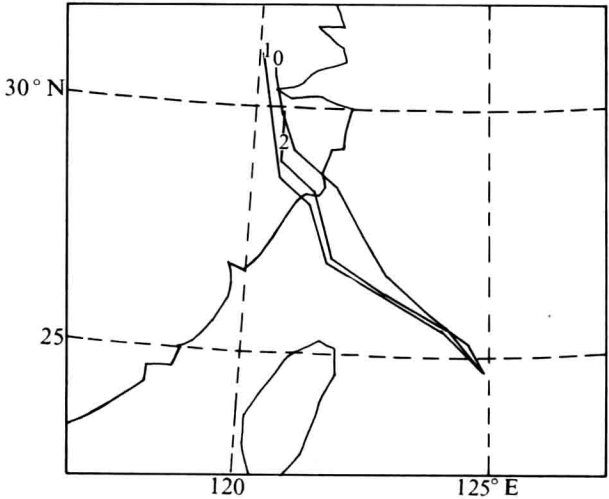


图 4 试验 C、L 对 Abe 的路径模拟

(0 线为实况, 1 线为试验 C 的模拟路径, 2 线为试验 L 的模拟路径。)

分析 ECMWF 资料得知, 1990 年 8 月 30 日 8 时热带气旋 Abe (9015) 中心位于

24.7°N、124.9°E附近,中心气压为980 hPa,此后,沿西北方向移动,强度先有所增强后渐渐减弱,48小时后,热带气旋中心位于31.5°N、120.8°E附近,中心气压为993 hPa。这一过程被试验C、试验L较好地模拟出来了,如图4所示。

表2列出了这两条模拟路径的距离误差、角度误差、移向误差、移速误差。表2同时还列出了以1994年8月20日的实测资料为初始资料并嵌入理想台风模型(根据实测台风参数,嵌入和构造理想台风方法同前)后的资料作为MM4模式的初值,并作有/无以上初值化模块的试验(试验方法同前,并分别记为试验L和试验C),所得9417号热带气旋的两条模拟路径的各种误差。

表2 有/无初值化试验(L/C)的模拟路径的各种误差

误差种类	序号	方案	预 报 时 间								平 均
			6 h	12h	18h	24h	30h	36h	42h	48h	
距离	9015	C	66.56	113.15	124.51	131.98	110.69	38.42	36.74	55.21	84.66
		L	59.31	99.81	119.27	140.97	134.09	28.26	6.22	25.27	76.65
误差	9417	C	48.24	83.04	116.56	198.54	278.92	286.14	332.07	339.04	210.32
		L	21.10	82.48	105.36	70.46	101.12	48.99	94.10	179.09	87.84
(km)	平均	C	57.4	98.10	120.54	165.26	194.81	162.28	184.41	197.13	147.49
		L	40.21	91.15	112.32	105.72	117.61	38.63	50.16	102.18	82.24
角度	9015	C	14.56	25.87	48.41	29.36	70.48	32.13	6.96	2.53	28.79
		L	10.10	20.52	38.48	10.80	46.38	18.09	4.24	9.69	19.79
误差	9417	C	15.85	81.67	113.96	98.56	90.74	110.37	143.80	161.57	102.07
		L	0.90	65.30	27.44	57.98	67.05	46.99	89.61	98.56	56.73
(度)	平均	C	15.21	53.77	81.19	63.96	80.61	71.25	75.38	82.05	65.43
		L	5.50	42.91	32.96	34.39	56.72	32.54	46.93	54.13	38.26
移向	9015	C	13.30	9.03	9.57	4.31	7.89	2.93	0.56	0.16	5.97
		L	9.18	7.15	7.60	1.58	5.18	1.64	0.36	0.70	4.17
误差	9417	C	40.80	5.06	4.42	21.42	28.86	24.95	22.61	19.50	20.95
		L	7.59	17.08	18.73	4.87	7.96	1.26	2.11	9.64	8.66
(度)	平均	C	27.05	7.05	7.00	12.87	18.38	13.94	11.59	9.83	13.46
		L	8.39	12.12	13.17	3.23	6.57	1.45	1.24	5.17	6.42
移速	9015	C	0.16	0.62	1.00	1.51	1.17	0.34	0.68	1.18	0.83
		L	0.34	0.54	0.999	1.69	1.86	0.36	0.08	0.49	0.79
误差	9417	C	0.01	0.08	0.22	0.39	0.54	0.66	1.00	1.22	0.52
		L	0.00	0.07	0.09	0.19	0.27	0.21	0.48	0.68	0.25
(m/s)	平均	C	0.09	0.35	0.61	0.95	0.86	0.50	0.84	1.20	0.68
		L	0.17	0.31	0.55	0.94	1.07	0.29	0.28	0.59	0.53

由表2可见,两组有/无正规初值化试验(L/C)中,试验L的距离误差和角度误差在各个时刻的值均较试验C的相应误差的值要小。表2的最后一栏列出了各个时次的平均误差,可见,试验L的平均距离误差、平均角度误差、平均移向误差以及

平均移速误差均较试验 C 的误差有明显的减小。

2. 热带气旋强度

以下, 我们进一步从热带气旋中心气压、500 hPa 热带气旋最大风速以及 200 hPa 热带气旋中心的温度等方面考察正规模初值化对热带气旋强度预报的作用。

表 3 列出了与表 2 相应的两组有/无正规模初值化试验的 48 小时热带气旋强度预报以及相应的实况(9015 号热带气旋实况根据 ECMWF 格点资料确定, 9417 号热带气旋实况根据实时格点库资料确定)。

表 3 两组有/无初值化试验对热带气旋强度的模拟

序号	方案	P_{SEA} (hPa)	V (500 hPa) (m/s)	T (200 hPa) ($^{\circ}\text{C}$)	$\Delta P/P$ (实况)(%)	$\Delta V/V$ (实况)(%)	$\Delta T/T$ (实况)(%)
9015	实况	993	25.31	-45.3	—	—	—
	C	991	36.34	-39.9	0.2014	43.58	11.92
	L	994	34.16	-40.6	0.1007	34.96	10.37
9417	实况	970	45.0	-29.0	—	—	—
	C	964	39.88	-48.0	0.6185	11.40	65.52
	L	968	40.1	-46.0	0.2061	10.89	58.63
平均	C	—			0.40995	27.49	38.72
	L	—			0.1534	22.925	34.50

表 3 后面三栏列出了相应的相对误差及其平均值。可见, 三个物理量的平均相对误差均以试验 L 为小。即是说, 无论对热带气旋中心气压, 或是中层 500 hPa 热带气旋最大风速, 还是高层 200 hPa 热带气旋中心的温度而言, 正规模初值化均能改善模式的预报能力。

四、结 论

通过以上有/无初值化模块的对比试验, 可见, 本文的正规模初值化方案在平衡初始场的风压场, 抑制 MM4 模式积分过程中的大振幅高频重力振荡方面具有显著的作用, 并能较明显地改善模式对热带气旋移动路径以及热带气旋强度等的预报能力。

参 考 文 献

- (1) Machenhauer B., On the dynamics of gravity oscillation in a shallow water model with application to normal mode initialization., *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, 253~271, 1977.
- (2) Baer F., Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flows., *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, 350~366, 1977.
- (3) Bourke W., and J.L. McGregor, A nonlinear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2285~2297, 1983.
- (4) 国家气象局, 热带气旋年鉴, 气象出版社, 1991.
- (5) Toshiki Iwasaki, et al., The performance of typhoon track prediction model with cumulus

parameterization, *J. Met. Soc. Japan.*, **65**, 1987.

NORMAL MODE INITIALIZATION AND ITS EFFECT ON IMPROVING THE FORECASTING ABILITY OF TROPICAL CYCLONE INTENSITY AND TRACK

Lei Xiaotu Yin Hebao

Shen Yuanfang

(Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030) (National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

In this paper, the normal mode initialization (NMI) for the mesoscale model (MM4) is described, and its effect on the forecasting of tropical cyclone intensity and tropical cyclone track is discussed. It is experimentally shown that in terms of three times of iterations by using the first three vertical modes, a wind-pressure balanced initial field is obtained, it's also shown that NMI is highly successful in eliminating the spurious high frequency gravity wave oscillation in forecasting and NMI can improve the forecasting ability of the model MM4 on the tropical cyclone intensity and track.

气象热线获奖

奥克拉荷马州诺曼市的 WSR-88D (下一代天气雷达) 热线获得美国商业部颁发的“将用户放在第一”类的杰出服务奖, 这项奖励是已故商业部长布朗在 1995 年 12 月 12 日授予的。

气象热线在 1991 年投入业务使用, 每天 24 小时为用户提供服务, 据统计目前它每月为分布在全美国和一部分海外地区的 400 多个国家气象局, 联邦航空局和国防部所属的测站解答 1000 多个问题。为目前美国最先进的天气警戒系统多普勒雷达提供各种有关维护 and 操作方面的帮助, 他们的服务口号是“快速、准确、热情解答问题。”

(上海市气象局 虞兆国摘译)

梅雨锋强降水系统特征分析*

朱吉义 张 勤

(武汉暴雨研究所 武汉 430074)

提 要

本文在分析了多个强降水实例的基础上,给出了强降水的环境物理量场模型条件和梅雨锋上对流云团发生发展实例,指出了中纬度偏东气风低能与低纬度西南风高能带的“接触”处是一个最有利于对流云团发展和集结的有效区域。概述了地面静止锋强降水的中尺度系统特征及其演绎过程,提出了强降水发生在中反气旋环流与中气旋环流之间,而且偏向于中雷暴高压一侧。

关键词 环境场模型 强对流系统 地面中系统

一、 引 言

梅雨期持久的大范围强降水是一类严重的灾害性天气现象,一直被人们所重视。例如著名的“91·7”过程,湖北省内出现2次特大暴雨,出现10次大暴雨,最大总降水量达到908 mm(罗田站),仅7月8~9日就有12个县市的24小时降水量达到100 mm以上,有6个站点高达200 mm以上。可见这类强降水的范围广,强度大,持续时间长,渍害严重。本文使用常规资料、物理量场资料、逐时GMS-4云图和地面小图资料,对多个强降水系统特征进行了分析。

二、 强降水环境场特征与对流云团发生发展

1. 环境物理量场模型

湖北东部大暴雨至特大暴雨(有5站以上 ≥ 100 mm,其中有1站以上 ≥ 200 mm)环境物理量场模型如图1所示。图中给出了1980年7月16日、1982年6月19日、1983年6月28日、1983年7月3日、1991年7月2日和1991年7月8日共6个图形十分相似例子的850 hPa上平均物理量场^[1],强降水集中在江汉平原至鄂东北地区,其中有1例发生在鄂东南地区。模型的条件如下:

(1) 在低纬度,由副高西伸加强致使西南风低空急流形成,急流轴自南海至江南一线,轴中心位于芷江北侧的迎风坡地;由低空急流输送暖湿空气,并建立一条暖湿输送带,暖带自云贵高原至江南一带,中心位于长沙附近, $\theta_{se} \geq 80^\circ\text{C}$, $K \geq 40^\circ\text{C}$;在低空急流轴北缘出现两个上升气流中心,一支位于芷江北侧的迎风坡地,上升“速度” $< -6 \times 10^{-3}$ hPa/s,另一支位于鄂东南地区,上升“速度” $< -2 \times 10^{-3}$ hPa/s。

(2) 在中纬度,由西风槽东移加深导致槽前华北反气旋环流形成,并建立一支偏

* 本文1994年8月15日收到,1996年1月8日收到修改稿。

东风下沉气流及其相伴随的低值 θ_{se} 冷干舌, 其中心值 $\leq 60^\circ\text{C}$, 冷干舌自华北一直伸展到鄂北一带。

(3) 在中低纬度之间, 由南北天气系统的相互作用, 在四川盆地和江淮流域分别有气旋性涡旋生成和一条持续稳定的切变线; 在暖带与冷舌之间形成明显的气流辐合, 并建立一条中间尺度的 θ_{se} 等密集带, 其强度 $\geq 6^\circ\text{C}/100\text{ km}$ 。

由该模型实例的演绎分析表明, 若暖带的外围特征等值线 θ_{se} 为 76°C (T_σ 为 68°C), 冷舌的外围特征等值线 θ_{se} 为 60°C (T_σ 为 56°C), 则可发现强降水均发生在暖带与冷舌之间的“接触”处。

例如, 1995年6月21日08时, 暖带位于云贵高原至长江下游, 中心位于长沙附近, θ_{se} 为 84°C , 冷舌自华北一直伸展到鄂西南, 即暖带与冷舌在湘鄂边界发生“接触”, “接触”处的平均强度达 $7.9^\circ\text{C}/100\text{ km}$, 长度为 200 km , 当日夜间造成鄂东南的大暴雨过程。到22日08时, 冷舌随槽前长波脊东移, 强降水结束。

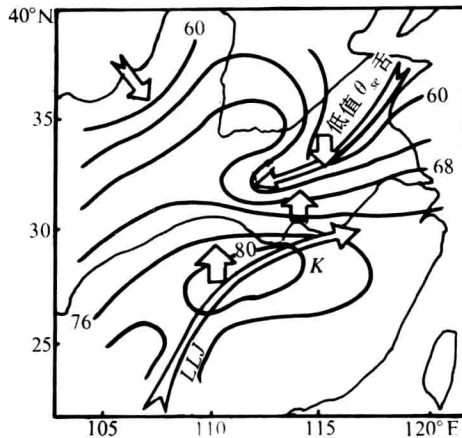


图1 850 hPa 鄂东6次强降水的 θ_{se} 平均图

(短箭头向上表示上升气流中心, 短箭头向下表示下沉气流中心, K为k指数中心)

2. 强降水的触发机制

强降水环境物理量场模型条件中最重要的特征是暖带与冷舌发生“接触”, 即形成一强的梅雨锋锋区, 并具有中间尺度或中尺度特点, 换言之, 即在对流层有一个明显的锋生过程。

根据简化的等压面上锋生函数公式^[2]:

$$F = -\frac{\partial V}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial W}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \quad (1)$$

从式(1)可以看出, 锋生主要由水平运动、垂直运动和非绝热加热作用所决定。

由低空急流持续输送水汽形成暖带, 低层水汽增加致使潜在不稳定形成和加强。上升运动一方面使大气层结趋于不稳定, 另一方面使水汽产生凝结而导致位势不稳定的释放^[3]。

为了进一步说明上述“接触”处的动力过程, 作一沿 $\tau\tau J$ 轴的垂直剖面, 由图2可以看出, 高能级中心 ($T_\sigma > 85^\circ\text{C}$) 位于边界层, 低能级中心 ($T_\sigma < 65^\circ\text{C}$) 位于对流层中层, 即表现为强的潜在不稳定层结。在 $\tau\tau J$ 轴中心顶端 (位于芷江附近) 有一上升区, 最大上升速度中心位于对流层中层, 强度 $\omega < -8 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 并注意这一强上升运动区叠置在潜在不稳定层结之上。因而, 当上升运动叠置在潜在不稳定能量之上时,

不稳定能量将得到释放。

因此, 在上述触发机制的共同作用下, 将有强降水发生。

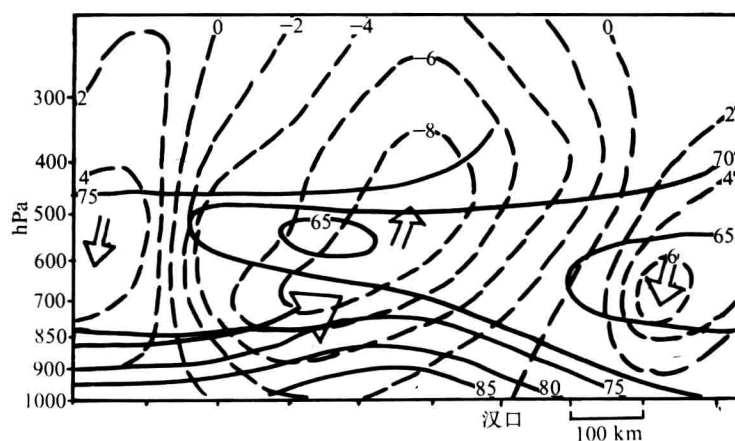


图 2 1991 年 7 月 8 日 20 时沿 $\tau\tau J$ 轴的垂直剖面

(实线为 T_e 等值线 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 断划线为上升

“速度”等值线 (单位: 10^{-3} hPa/s), 大箭头为 $\tau\tau J$ 轴。)

3. 梅雨锋上对流系统的发生发展

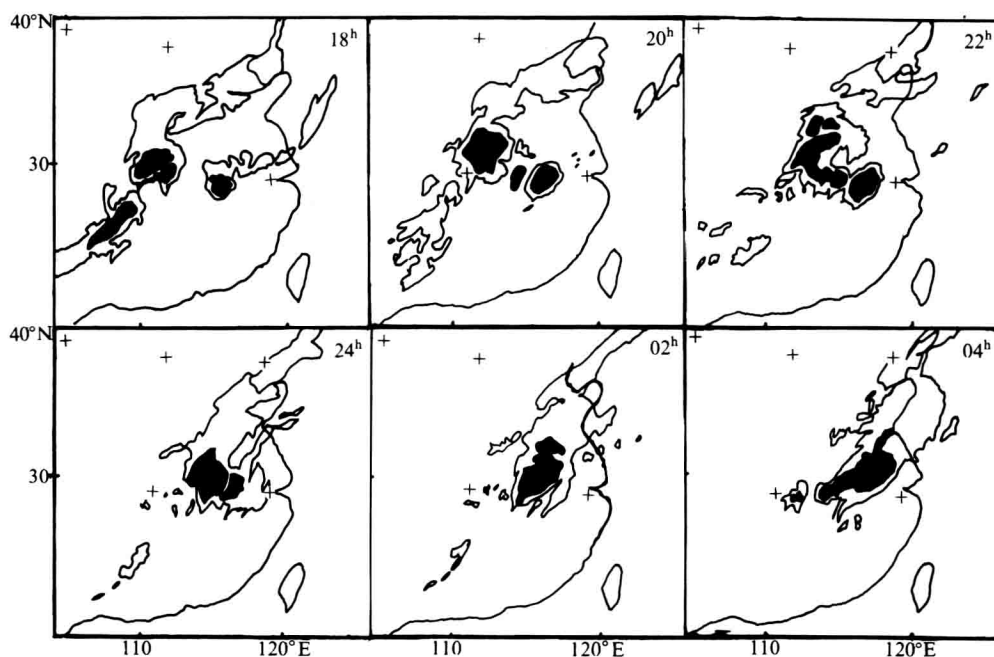


图 3 1991 年 7 月 8 日 18 时至 9 日 04 时对流云团演变素描

(黑色区表示对流云团)