

2004 1

暴雨·灾害

TORRENTIAL RAIN · DISASTER

ISBN 7-5029-3924-5



9 787502 939243 >

武汉区域气象中心 主办
气象出版社 出版

《暴雨·灾害》

(七)

目 次

热带气旋 Winnie(1997)数值模拟和云墙微物理结构特征分析	钟 中 张金善 黄 瑾(1)
AREM 地表通量参数化的一种改进方法及其预报试验	程 锐 宇如聪 徐幼平 许丽人(12)
高分辨率数值模式在山洪预报中的应用(I)	李 俊 沈铁元 崔春光 刘 敏(21)
2004 年 7 月 16~17 日河南特大暴雨的数值预报试验和诊断分析	张 兵(30)
湖北省梅雨期暴雨研究概述	彭春华 雷荔傑 王 丽 李才媛(37)
流域气象洪涝指数方法研究	单九生 刘献耀 张 瑛(45)
2003 年盛夏鄂东持续高温成因分析	贺懿华 金 琪 谌 伟(50)
浙江省 2003 年夏季极端高温的诊断分析	严冽娜 徐集云(58)
三峡水库(湖北侧)蓄水前边界层风温场若干特征	李 兰 陈正洪(64)
宁波市暴雨天气气候分析	俞科爱(73)
利用 ASP. NET 技术实现暴雨数据资料再现	王志斌 李武阶 陈 波(78)
暴雨基础数据库查询和显示的实现	陈 波 王志斌 李武阶(83)
暴雨基础数据库的建立与维护	刘桂枝 王志斌 陈 波(91)
利用数据库技术快速实现气象报文的入库与翻译	刘可群 傅希德 陈石定 魏六峰(101)

《暴雨·灾害》编审委员会成员名单

主任委员:刘志澄

副主任委员:彭 广 宇如聪 袁恩国

委员:(以姓氏笔划为序)

丁一汇	万玉发	丑纪范	王建捷	王 斌	王登炎	伍荣生	刘黎平
李泽椿	李跃清	陈双溪	张正洪	郑启松	胡才望	胡江林	胡伯威
赵思雄	俞康庆	柯怡明	倪允琪	徐幼平	席国耀	谈哲敏	黄立文
章国材	崔春光	阎敬华	辜旭赞	端义宏	薛纪善		

编辑单位 中国气象局武汉暴雨研究所《暴雨·灾害》编辑部

本期编辑 杨荆安 吴庭芳 俞康庆(英文)

TORRENTIAL RAIN • DISASTER

CONTENTS

Numerical Simulation of Tropical Cyclone Winnie(1997) and the Analysis of Microphysics Structure in Eye Wall	ZHONG Zhong(钟中) ZHANG Jinshan(张金善) and HUANG Jin(黄瑾)(1)
An Improved Parameterization Scheme of Surface Fluxes in AREM and Its Forecast Experiments	CHENG Rui(程锐) YU Rucong(宇如聪) XU Youping(徐幼平) and XU Liren(许丽人)(12)
The Application of High Resolution Numerical Model in the Flash Flood Forecasting (I)	 LI jun(李俊) SHEN Tieyun(沈铁元) CUI Chunguang(崔春光) and LIU min(刘敏)(21)
Numerical Prediction and Diagnostic Analysis of a Heavy Rainfall in Henan during 16~17 July 2004 ...	 ZHANG Bing(张兵)(30)
A Survey of the Study of Heavy Rain during Meiyu Period in Hubei Province	 PENG Chunhua(彭春华) LEI Lili(雷荔蓓) WANG Li(王丽) and LI Caiyuan(李才媛)(37)
Study of Drainage Area's Weather Flooding Index Technique	 SHAN Jiusheng(单九生) LIU Xianhao(刘献耀) and ZHANG Ying(张瑛)(45)
An Analysis on the Cause of the Continual Summer High Temperature of 2003 in the East of Hubei Province	HE Yihua(贺懿华) JIN Qi(金琪) and CHEN Wei(陈伟)(50)
Diagnostic Analysis of Summer Extreme Megathermal Climate of 2003 in Zhejiang Province	 YAN Liena(严丽娜) and XU Jiyun(徐集云)(58)
Characteristics of Boundary Layer Wind and Temperature Fields in Three Gorge Dam Area of Hubei Before Water Storage	LI Lan(李兰) and CHEN Zhenghong(陈正洪)(64)
Synoptic and Climatic Analysis of Torrential Rain in Ningbo	YU Keai(俞科爱)(73)
Heavy Rain Database Reconstruction with ASP.NET Technology	 WANG Zhibin(王志斌) LI Wujie(李武阶) and CHEN Bo(陈波)(78)
Inquiry and Display of Basic Database of Heavy Rain	 CHEN Bo(陈波) WANG Zhibin(王志斌) and LI Wujie(李武阶)(83)
Establishment and Maintenance of Basic Database of Heavy Rain	 LIU Guizhi(刘桂枝) WANG Zhibin(王志斌) and CHEN Bo(陈波)(91)
Quick Input and Translation of Meteorological Code by Using Database Technology	...LIU Kequn(刘可群) FU Xide(傅希德) CHEN Shiding(陈石定) and WEI Liufeng(魏六峰)(101)

热带气旋 Winnie(1997)数值模拟和 云墙微物理结构特征分析^①

钟 中

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

张金善

(南京水利科学研究院, 南京 210029)

黄 瑾

(南京工程学院基础部, 南京 211167)

摘 要

本文用三重嵌套的非静力数值模式 MM5 对热带气旋 Winnie(1997)在我国登陆前后路径、强度演变进行了数值模拟,并分析了模拟热带气旋云墙和螺旋云带微物理量分布特征。模拟结果表明,通过合理地选择 Bogus 的初始强度和模式启动时间,能较准确地模拟热带气旋登陆前后移动路径,所选个例路径模拟误差仅为 54.5 km。在海洋上模拟的太平洋热带气旋和大西洋热带气旋冰晶区位置高度有所不同,范围宽广且结构比较均匀的冰晶有可能是热带气旋卷云罩的主要组成部分。

关键词:热带气旋 路径 强度 微物理过程 数值模拟

1 引 言

我国是世界上受 TC(热带气旋)影响最严重的国家之一,TC 登陆十分频繁,平均每年登陆 7~8 个,是世界上 TC 登陆最多,受害最重的国家。登陆 TC 除带来洪涝灾害外,还带来严重的风灾和风暴潮灾害,但有时也能为受旱地区带来丰沛的降水,从而有利于缓解旱情。

TC 的数值模拟研究已开展数十年,由于计算机资源和人们对 TC 认识的限制,早期的 TC 数值预报模式中初始 TC 多采用轴对称模型,数值模式中强烈深对流过程及其相应的微物理过程都是利用大尺度运动的参数化形式表示的,即采用所谓的隐式对流方案,模式水平分辨率也比较低^[1~5]。20 世纪 90 年代以来,在高分辨率的三维非对称 TC 模拟中,显式对流方案得到越来越普遍的使用,使得 TC 的结构也得到了进一步揭示,相应的研究工作大大提高了对 TC 内核结构特点和增强、维持机理的认识^[6~9]。目前,对 TC 模拟比较成功的数值模式有 Florida State University 的全球环流谱模式,该模式水平方向沿纬向截断到 213 波,可以较好地描述 TC 的中尺度结构特征^[10],GFDL 的 TC 模式水平分辨率达 1/6°,已用于 TC 业务预报^[11],PSU/NCAR 的中尺度模式 MM5 也被广泛用于 TC 的模拟研究^[7,8,12,13]。国外在 TC 路径和强度模拟和预报方面近年虽取得了实质性进展,但研究的重点都是发生在大西洋的 TC。我国在

① 初稿时间 2004 年 1 月 16 日,修改稿时间 2004 年 8 月 6 日

科技部社会公益研究专项资金项目(2000DIB20096)和国家自然科学基金重点项目(40333026)资助。

TC 数值预报业务模式方面也开展了相关研究工作^[14,15],但由于受到资料和技术方法方面的限制,业务预报水平和国际先进水平之间还有一定的差距。

TC 路径和强度的预报是 TC 预报中最值得关注的內容。相对而言,TC 路径的研究比较成熟,但其强度和结构变化目前还是从环境影响和强对流系统作用以及海气交换等方面进行研究^[16]。由于资料缺乏,TC 强度变化机理仍然是需要研究的科学问题。本文利用三重嵌套的中尺度模式 MM5,以 1997 年发生在西太平洋并在我国登陆造成很大经济损失的 Winnie 为例,对其登陆前后的路径和强度进行了数值模拟,并分析了模拟的 TC 云墙和螺旋云带微物理结构,为进一步开展 TC 强度变化和水份循环研究提供了高分辨率模拟资料。

2 热带气旋 Winnie(1997)过程概况

1997 年 Winnie 8 月 8 日生成于西太平洋 11.2°N,158.9°E,是全年影响我国最强的登陆 TC,它在源地生成后稳定地向西北方向移动,强度也不断加强,至 10 日加强成热带风暴,并于 11 日发展成 TC。该 TC 自始至终移向移速稳定少变,而强度加强迅速,从中心风速 33 m/s 很快发展成 60 m/s 的特强 TC,为全年最强 TC 之一,维持台风强度达 9 天之多,直到 18 日夜间登陆浙江温岭时中心风速仍有 40 m/s,中心气压 960 hPa。登陆后穿过浙皖两省进入山东后分裂成两部分,主中心消失在鲁南,而在鲁中又新生成一个副中心移向东北,穿过渤海湾后又在辽宁营口二次登陆,强度一直维持在风暴级,最后准静止在黑龙江省境内。受其影响,我国东南部起福建北至黑龙江,共有 13 个省(市)普降大雨,尤其是浙江、上海、江苏、山东和辽宁出现大暴雨和特大暴雨并伴有 8~11 级大风,阵风达 12 级,给所经之处造成很大经济损失,TC 登陆前,浙江嵊泗曾出现 31 m/s 最大风速,阵风 41 m/s,为当年 TC 影响的极值^[17]。

3 数值模式简介和模拟方案

本文模拟工作所采用的模式是由 PSU/NCAR 共同开发的中尺度模式 MM5 第 3 版,这是一个非静力移动性多重套网格三维模式,模式系统采用 Mercator 投影,水平方向取 3 重嵌套网格,3 个网格区域分别称之为 D1、D2 和 D3(如图 1 所示),相应的网格距分别为 45 km、15 km 和 5 km,为简单起见,三重网格都固定不动,水平方向网格点数分别取为 61×61、91×91 和 121×121,在投影平面上对应的区域范围分别是 2700 km×2700 km、1350 km×1350 km 和 600 km×600 km。模式在垂直方向分成不等距的 25 层。粗网格区域(D1)模式时间积分步长取为 120 s,其他网格区域按 1/3 规律递减,为减少计算量和提高模拟效率,细网格区域(D3)从模式运行 12 小时后开始启动。

在模式物理过程计算方案选取方面,根据张大林^[18]的研究报告,当模式网格距介于 20~50 km 时,模式水循环物理过程计算应同时使用合理的隐式对流和显式云物理方案,因此,粗网格(D1)区域和中间网格(D2)区域与水循环相关的物理过程选用 Grell 的积云对流参数化方案和 ReisnerI 型显式云物理过程方案,细网格 D3 区域选用计算较复杂的 ReisnerII 型混合云物理方案并不再考虑积云对流参数化过程。另外,三种网格都同时用参数化方式考虑了浅对流的作用,并且在边界层计算方面都同时采用了 Blakadar 的高分辨边界层方案。在陆地上还

利用 OSU 的陆面过程模式考虑了陆地水文过程的作用,辐射方案统一采用 CCM2 的计算方案,每隔 20 min 更新辐射传输计算结果。模式物理过程计算方案的选用和 Xiao 等对西太平洋 Fran 登陆过程的模拟相似^[13]。模式的详细介绍可参考文献^[19~21]。

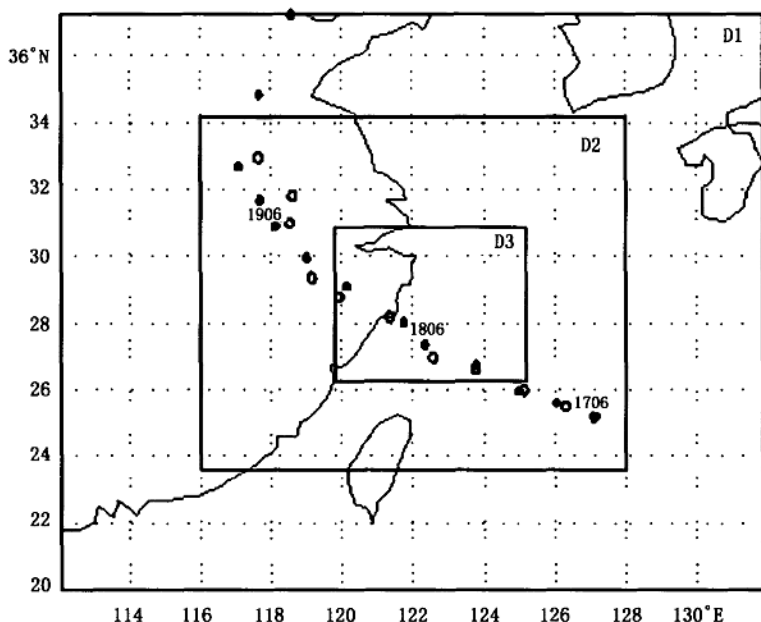


图 1 三重嵌套模式区域位置和每隔 6 小时 TC 中心位置

●:实况位置;○:模拟位置

模式积分从 1997 年 8 月 17 日 06 时(世界时,下同)开始至 19 日 18 时结束,对 Winnie (1997)登陆前后进行了 60 小时模拟(其中 D3 区域模式积分从 17 日 18 时至 19 日 18 时,共 48 小时),模拟过程中 D1 区域侧边界条件是利用 NCEP/NCAR 的再分析资料插值获得的,每 6 h 更换一次,相应积分时段的海温强迫场取自于最优插值的海温资料(OISST),也是每 6 h 更换一次。

模式初始场采用 NCEP/NCAR 的大尺度场叠加 Bogus 模型方式获得,初始时刻 TC 中心位置根据中国中央气象台定位资料确定(25.2°N,127.1°E),考虑到 Winnie 是一个典型的强热带气旋,并为了保证模式启动后 Bogus 能和大尺度场协调且维持其强度,初始引入的 Bogus TC 在强度上做了人为放大,初始最大风半径(RMW)处风速取为 50 m/s,比 TC 定位资料给出的估计风速大 10 m/s,相应的中心气压约为 940 hPa,比估计值低 20 hPa,试验表明,初始 Bogus TC 强度适当放大有利于模式启动初始阶段调整过程中 TC 强度的维持,并在初始阶段模拟出和实况接近的路径,通过选择不同模式启动时间和相应 Bogus TC 位置的模拟试验发现,模式从 1997 年 8 月 17 日 06 时启动模拟效果是最好的,故以下只对从该时刻启动的模拟结果进行分析。Bogus 选用一个简单的 Rankine 涡旋,即

$$V = A(z)F(r) \quad (1)$$

$$F(r) = \frac{V_m}{r_m} r, (r \leq r_m) \quad (2)$$

$$F(r) = \frac{V_m}{r_m^\alpha} r^\alpha, (r > r_m) \quad (3)$$

式中 r_m 是最大风半径(RMW), V_m 是RMW处切向最大风速, α 取为 -0.75 , $A(z)$ 随高度变化的风速振幅^[22]。

4 TC 路径和强度模拟结果分析

本节主要分析模拟的 Winnie(1997)在 D2 和 D3 区域移动路径和强度演变特征。在图 1 中除给出模式三重套网格区域范围外,还比较了从模式启动每隔 6 小时模拟的 TC 中心位置和通过卫星云图定位的 TC 中心位置(由于模拟时段内 TC 中心都位于 D2 区域,所以模拟 TC 中心位置均根据 D2 区域模式海平面气压最低值对应网格点位置确定),两者的误差如表 1 所示。由图 1 和表 1 可以看出,模式模拟的 TC 路径和实况相比不论在 TC 位置还是在移向移速方面都是非常令人满意的,模拟的 60 小时位置平均误差为 54.5 km,小于国内现有的 TC 业务模式 48 小时预报误差(顾建峰等,2000),和 Xiao 等(1996)对发生在大西洋的 Fran 路径前 60 小时模拟误差(54.3 km)几乎相同^[13]。由于引入的 Bogus 模型和大尺度环境场之间存在不协调问题,通常在模式启动后一段时间内模拟的 TC 路径和实际路径会出现系统性偏差(如文献[7]的模拟研究图 1 所示),本文模拟结果并未出现这种现象,作者认为这可能和此时段内大尺度环境场一直适合引导 TC 稳定西北行有一定关系,初始阶段的准确模拟为其后路径的模拟创造了条件。另一个模拟比较成功之处是 TC 登陆地点模拟,由图 1 可见,模拟 TC 登陆点和实际登陆点也是比较一致的。但需要说明的是,图 1 中每隔 6 小时和实况路径的比较有时由于比较的时间间隔较大,部分掩盖了模拟路径中一些产生较大偏差的现象,例如 TC 登陆前,在模式运行 24~30 h 之间,TC 位置曾出现较实况明显偏

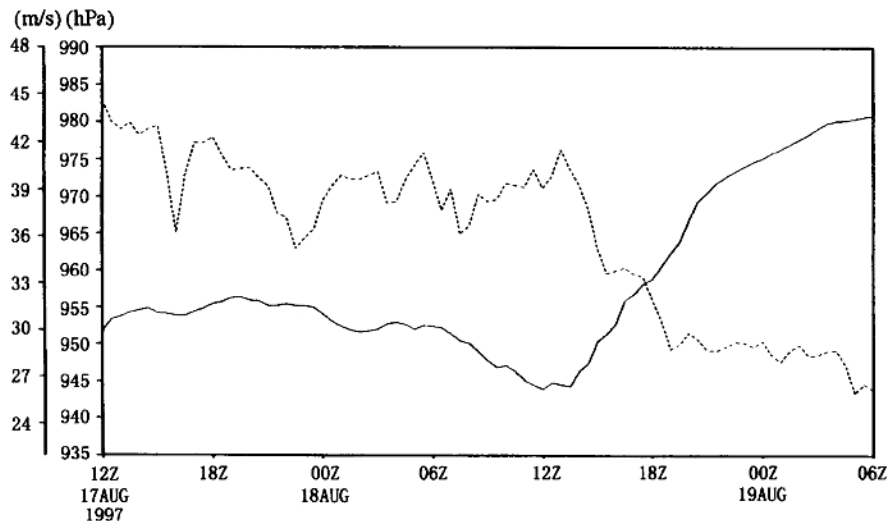


图 2 模拟的 TC 中心附近最低气压(实线)和最大风速(点线)随时间的演变

南的时段,另外,TC 登陆前还出现了模拟 TC 移速比实际明显加快的现象,以至于模拟的登陆时间比实际提前了约 1 个小时左右。

表 1 模拟 TC 位置 and 实际位置误差(km)

时间(h)	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	平均
误差	35.6	14.5	9.2	69.8	47.8	44.6	76.7	85.1	95.6	66.2	54.5

图 2 是模拟 TC 中心附近最低气压和最大风速随时间的演变,由图可见,两者的变化趋势基本上是反位相的,但最低气压的变化比较平稳,而最大风速的变化性则比较大,并且 TC 登陆前 1 小时,最大风速还出现了明显增大现象,以至于登陆时最大风速超过了 40 m/s,观测结果也表明 TC 登陆浙江温岭时中心附近风速仍有 40 m/s,浙江嵊泗阵风曾达 41 m/s。TC 登陆后,中心附近最大风速迅速减小,6 小时后减小到 29 m/s 左右,比热带气旋年鉴(1997)给出的风速估计值(35 m/s)偏低,但 12 小时后,模拟的登陆 TC 中心最大风速和年鉴几乎一致(28 m/s)。TC 登陆后模拟的中心最低气压虽然也出现迅速升高现象,但登陆时最低气压(944 hPa)较 TC 年鉴给出的气压值(960 hPa)明显偏低,登陆 6 小时后,模拟的中心气压偏低现象有所减小,两者之差由登陆时的 16 hPa 减小到 10 hPa 左右,其后,两者之差继续缓慢减小。需要说明的是,模拟的 TC 强度偏强有可能是模拟过程中没有考虑海-气相互作用造成的,因为已有的研究表明,TC 引起的海表冷却有削弱其强度的作用^[23,24]。

图 3 是位于登陆点以北 30 km 左右的洪家站(58665)模拟和观测的气压和风速随时间的演变(其中 TC 登陆时由于断电风速缺测)。可见,TC 登陆前后洪家站模拟的气压随时间演变特征和观测基本一致,“漏斗”型分布非常清楚,模拟和观测的最低气压分别为 956 hPa 和 963 hPa,模拟气压较观测值低 7 hPa 左右,模拟气压最低值出现在 18 日 12 时(世界时),超前观测气压最低值出现时间 1 h 左右。相应的 TC 登陆前后洪家站风速随时间演变特征也和观测比较接近(图 3b),模拟的最大风速约为 26 m/s 左右,估计比观测风速要大,但图 3b 中模拟风速是瞬时值,而观测风速是半小时平均值,所以模拟的最大风速和观测最大风速也是比较接近的。在风速演变特征图上也可以看出模拟的 TC 登陆时间要超前实际登陆时间。

图 4 分别是观测和模拟的台风登陆前后 12 小时沿海部分地区总降水量分布,由于模拟台风登陆后路径较实况偏南,模拟的最大降水中心位置也较实况偏南约 70 km 左右,但模拟降水强度和实况相当,模拟强降水中心以北 100 mm 降水量等值线走向和实况也基本一致。在海洋上可以看到和台风螺旋云带对应的降水带(图 4b)。

从上述台风模拟路径、气压和风速演变、降水分布等和实况的对比分析可见,模式基本上模拟出了 Winnie(1997)登陆前后的路径和强度变化特征,以下将利用模拟结果分析模拟台风登陆前云墙微物理结构特征。

5 台风云系和云墙微物理结构特征分析

图 5 分别是模拟的 18 日 08 时 850 hPa 雷达回波强度和 07~08 时降水量,从图 5a 可以看出,围绕台风中心是一个闭合的台风眼壁和几条螺旋云带,此时,眼壁南部回波强度较北部大,回波强度围绕眼壁是不对称的,最大回波强度超过 50 dBz,距台风中心约 30 km 左右。另

外,在台风北部距中心 200 km 外还有一条范围更广的带状回波区,该回波区在浙江东南部最大值也超过 50 dBz。从回波图上还可以看出较小尺度的扰动,只有甚高分辨率的模式才能刻画台风区域内这些小尺度扰动特征^[25]。由于雷达回波强度主要是由云体中雨水和冰晶粒子浓度决定的,因此雷达回波图和相应时段降水强度具有较好的对应关系,比较图 5b 和图 5a 可以清楚地发现降水强度大(小)的地区,相应回波强度也大(小),台风云墙处最大降水强度超过

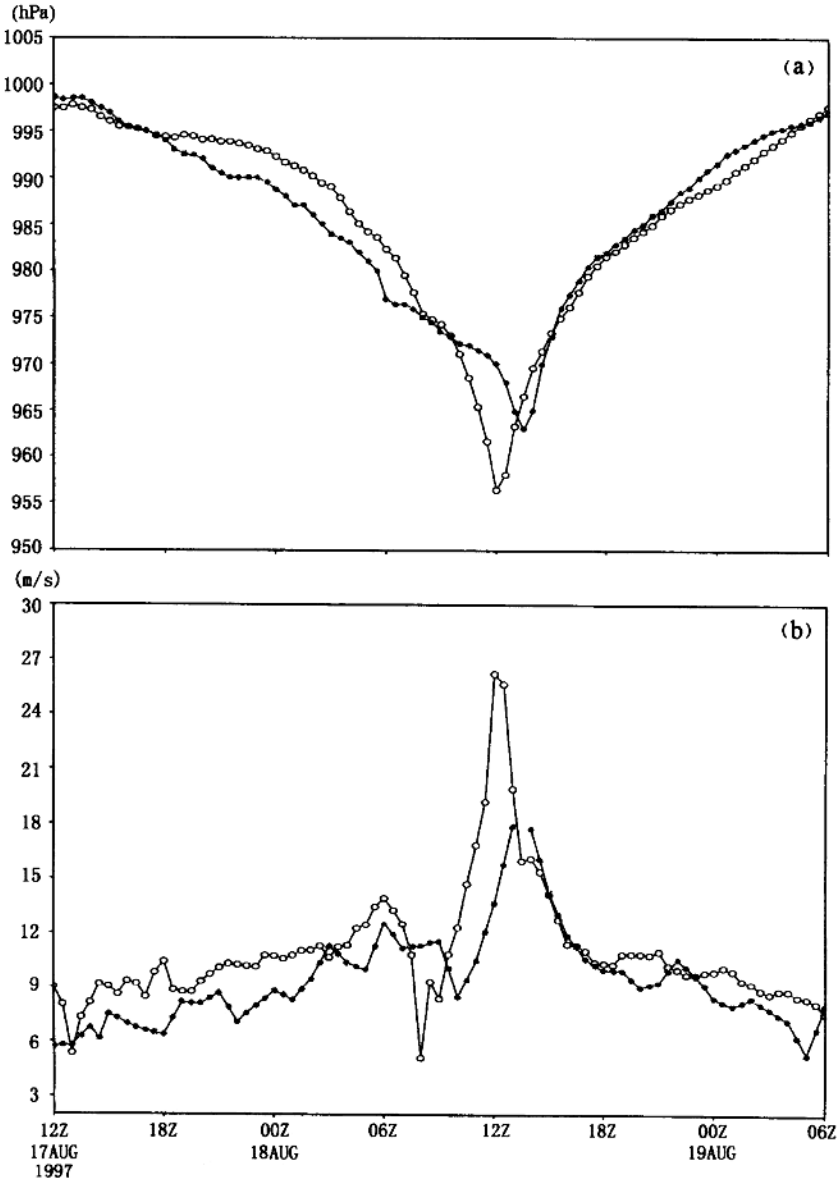


图 3 洪家站(58665)海平面气压(a)和风速(b)随时间的演变

○:模拟, ●:观测

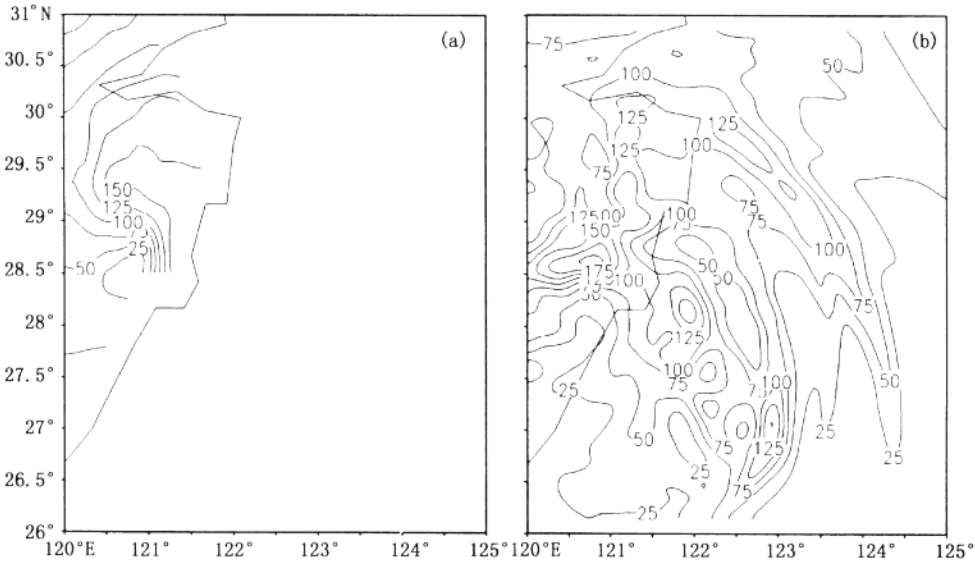


图 4 观测(a)和模拟(b)的台风登陆前后 12 小时(北京时间 8 月 18 日 12 时—24 时)沿海部分地区总降水量分布(mm)

60 mm/h,但由于图 5a 给出的是瞬时回波强度,而图 5b 是 1 小时累积降水量,所以两者又不完全对应。需要指出的是,此时台风虽然尚未登陆,但台风北部,外围云系从海洋上向陆地输送水汽,在特定区域由于地形等外部条件的作用,也产生了强度很大的降水,例如在浙江东南部,相应时段降水强度超过了 50 mm/h,并形成强回波。

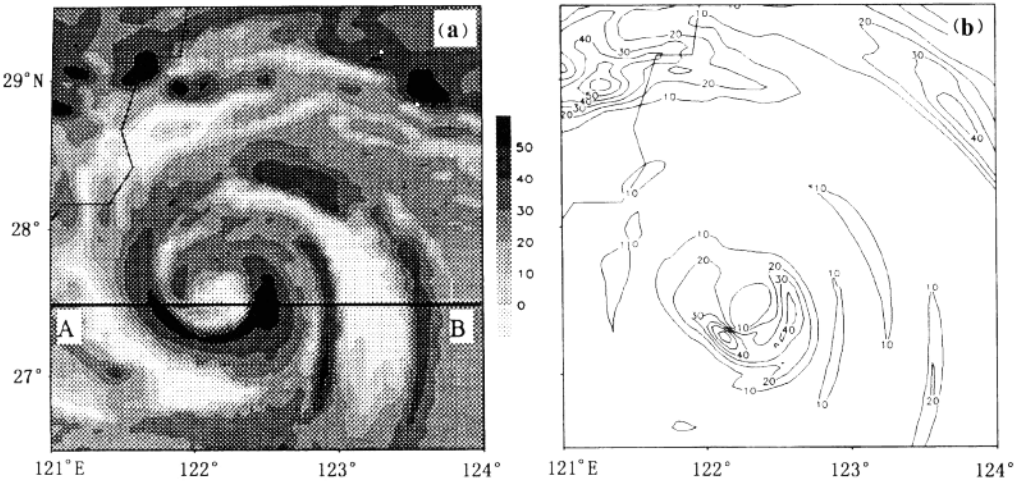


图 5 模拟的 18 日 08 时 850 hPa 回波强度(a,dBz)和 07~08 时降水量(b,mm)

图 6 是模拟的 18 日 08 时沿台风中心纬度(图 5a 中 AB 线)的经度-高度剖面上微物理量混合比和雷达回波强度分布。比较不同微物理量分布和回波强度不难判断,雨水含量对回波强

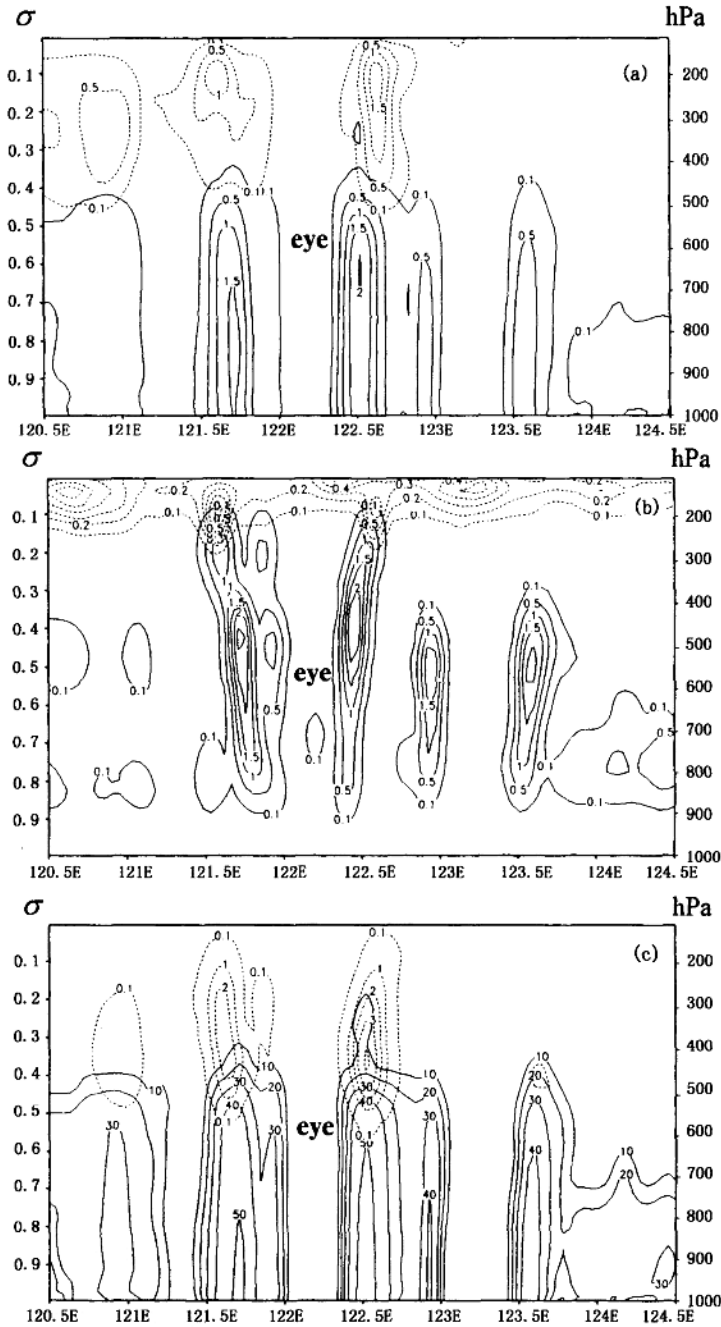


图 6 模拟的 18 日 08 时微物理量含量(g/kg)和雷达回波强度(dBz)经度-高度剖面
(a)雨水(实线)和雪(虚线); (b)云水(实线)和冰(虚线); (c)雷达回波强度(实线)和衰减(虚线)

度的贡献是最大的(实际上,考虑到云水对回波强度的影响不大,回波强度是由模式大气中雨水含量和冰晶含量计算的),雨水含量分布在垂直方向几乎是直立的,这可能是由于雨滴受重力作用在云体中垂直下落运动比较强烈而造成的,雨水含量大值区位于 600 hPa 以下,并且外云带雨水含量在垂直方向伸展的高度和眼壁云墙几乎相当(图 6a)。台风眼壁云墙内云水含量分布基本呈下部开口小上部开口大的特征,大值区位于 600~400 hPa 之间,但外围云带云水含量在垂直方向伸展的高度要较眼壁云墙明显偏低,但不论是眼墙还是外围云带,其中云水在垂直方向伸展的高度都高于雨水伸展的高度(图 6b),这主要是由于冻结层以上雨水不能以液态形式存在,取而代之的是霰。霰在此模拟时刻是所有微物理量中含量最高的一种,最大值超过 4 g/kg,出现在 450 hPa 高度(图 6c)。雪在模拟台风云墙中出现的位置范围和霰相当,但含量较霰小,最大值出现的高度较霰高,约在 200 hPa 左右。冰晶的高度是最高的,最大值基本上在 200 hPa 以上,虽然冰晶的含量和其他微物理量相比较小,但冰晶在水平方向伸展的范围很广且相对比较均匀,其大值中心位置也不一定和云墙或外围螺旋云带位置对应,因此,通常卫星云图上所看到的覆盖于台风上空的大范围卷云罩很有可能主要是由 TC 上空较均匀的冰晶组成。

本文对西太平洋 TC 个例模拟的微物理量分布特点和大西洋个例模拟的 TC 相比有所不同,最明显的不同表现在大西洋 TC 模拟的冰晶含量大值中心位置较低,大值中心约在 300 hPa 左右,并且冻结层以下雨水含量较高(参见文献[7]图 11a,b)。而对中国华南暴雨对流云区微物理特征的模拟结果则显示冰晶位置较高,大值中心出现在 200 hPa,其上也有相当多的冰晶存在^[26]。

6 结语

本文利用三重嵌套的非静力数值模式,模拟了发生在西太平洋并在我国沿海登陆且造成重大经济损失的热带气旋 Winnie(1997)登陆前后的路径和强度演变,并分析了登陆前细网格区域(5 km 格距)模拟的成熟阶段云墙和螺旋云带微物理量含量分布特征,得到以下结论。

(1) 通过合理地选择 BogusTC 的初始强度和模式启动时间,能较准确地模拟 TC 登陆前后移动路径,本文个例在模拟时段内,间隔 6 h 的 TC 模拟中心位置和实际中心位置平均误差为 54.5 km,路径模拟误差远小于业务预报误差。TC 登陆点附近气压和风速演变特征也得到较准确的刻划,模拟结果准确地描述了 TC 强度在登陆前后的演变过程。

(2) 模拟 TC 的微物理结构和通常概念模型比较一致。西太平洋成熟 TC 在海洋上微物理结构个例模拟结果表明,TC 眼壁云墙上部冰晶区位置高度比已有的大西洋 TC 模拟位置高度要高。范围宽广且结构比较均匀的冰晶有可能是 TC 卷云罩的主要组成部分。

本文模拟工作所获得的模拟结果还可为登陆 TC 消亡机理以及 TC 在海洋上强度演变和水分循环特征研究提供甚高分辨率模拟资料。但由于海洋上观测资料缺乏,本文模拟结果在很大程度上只和通常的概念模型进行了对比分析,并且对 TC 更为合理的描述需要通过海-气耦合模拟。

参考文献

- 1 Kasahara A. 1961. A numerical experiment on the development of tropical cyclone. *J. Meteor.*, **18**: 259~282
- 2 Ooyama K V. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**: 3~40
- 3 Sunqvist H. 1970. Numerical simulation of the development of tropical cyclones with ten-level model. Part I. *Tellus*, **22**: 359~390
- 4 Ooyama K V. 1982. Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**: 369~379
- 5 Molinari J and Dudeck M. 1992. Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, **120**: 326~344
- 6 Tripoli G J. 1992. An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**: 229~254
- 7 Liu Y B, Zhang D-L and Yau M K. 1997. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**: 3073~3093
- 8 Liu Y B, Zhang D-L and Yau M K. 1999. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and inner-core structure. *Mon. Wea. Rev.*, **127**: 2597~2616
- 9 Zhang D-L, Liu Y B and Yau M K. 1999. Surface winds at landfall of Hurricane Andrew (1992) — A reply. *Mon. Wea. Rev.*, **127**: 1711~1721
- 10 Krishnamurti T N, Bhowmik S K Roy, Oosterhof D and Rohaly G. 1995. Mesoscale signatures within the tropics generated by physical initialization. *Mon. Wea. Rev.*, **123**: 2771~2790
- 11 Bender M A, Ross R J, Tuleya R E and Kurihara Y. 1993. Improvements in tropical cyclone track and intensity forecasts using the GFDL initialization system. *Mon. Wea. Rev.*, **121**: 2046~2061
- 12 Zou X and Xiao Q. 2000. Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *J. Atmos. Sci.*, **57**: 836~860
- 13 Xiao Q., Zou X and Wang B. Initialization and simulation of a landfalling hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**: 2252~2269
- 14 端义宏, 雷小途. 1996. 东海 TC 预报业务系统的研制. 热带气旋、暴雨业务数值预报方法和技术研究. 北京: 气象出版社, 295~302
- 15 顾建峰, 蒋贤安, 殷鹤宝, 徐一鸣. 2000. 东海热带气旋路径预报模式业务运行结果及改进模式. 热带气象学报. **16**: 54~61
- 16 陈联寿. 2003. 国际热带气象研究的现状和发展. 新世纪气象科技创新与大气科学发展——热带气旋和季风. 北京: 气象出版社, 3~7
- 17 中国气象局. 1998. 热带气旋年鉴(1997). 北京: 气象出版社, 105
- 18 张大林. 1998. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用. 大气科学, **22**: 548~561
- 19 Dudhia J. 1993. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**: 1493~1513
- 20 Grell G A, Dudhia J and Stauffer D R. 1994. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model(MM5). NCAR Tech Notes NCAR/TN-398+STR, 138
- 21 Chen F and Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/

- NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569~585
- 22 Christopher A D and Simon L-N. 2001. The NCAR-AFWA tropical cyclone bogussing scheme. <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5v3/v3prep.html>
- 23 Bender M A, Ginis I and Kurihara Y. 1993. Numerical simulation of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. *J. Geophys. Res.*, **98**:23245~23263
- 24 Hodur R. 1997. The Naval Research Laboratory's coupled ocean/atmosphere mesoscale prediction system(COAMPS). *Mon. Wea. Rev.*, **125**:1414~1430
- 25 Kuo Y H, Wang W, Zhang Q, Lee W-C and Bell M. 2001. High-resolution simulation of Hurricane Danny (1997): Comparison with radar observations. <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5v3/v3prep.html>
- 26 王鹏云,阮征,康红文. 2002. 华南暴雨中云物理过程的数值研究. *应用气象学报*, **13**:78~87

Numerical Simulation of Tropical Cyclone Winnie(1997)and the Analysis of Microphysics Structure in Eye Wall

ZHONG Zhong(钟 中)

(Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101)

ZHANG Jinshan(张金善)

(Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029)

HUANG Jin(黄 瑾)

(Department of Basic Courses, Nanjing Institute of Technology, Nanjing 211167)

Abstract

In this paper, the numerical simulation of the tropical cyclone Winnie(1997) is conducted with a triply-nested nonhydrostatic model MM5 before and after its landfall stage. The simulated track and intensity is compared with the observed one, and the microphysics structure is also analyzed in simulated eye wall and spiral cloud band. The results show that the track could be simulated well with a suitable bogus initial intensity, and the mean error of track is about 54.5 km. The simulated position of ice particle in the tropical cyclone over Pacific ocean is somewhat different from that over Atlantic ocean, and its extension and relative uniformity distribution may contribute mainly to the cirrus mantle.

Key words: tropical cyclone, track, intensity, microphysics process, numerical simulation

AREM 地表通量参数化的一种改进方法及其预报试验^①

程 锐

(北京应用气象研究所, 北京 100029)

宇如聪 徐幼平

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京 100029; 中国气象局武汉暴雨所, 武汉 430074)

许丽人

(北京应用气象研究所, 北京 100029)

摘 要

本文在 AREM 中引入了一种新的地表通量参数化方案——多层结通量-廓线方案。为检验该方案, 设计了三组对比试验。试验分别为采用多层结通量-廓线方案、总体交换系数方案和不考虑地表物理过程等三种不同地表处理方式, 并对其进行了详细的比较研究。选取了 2002 年 8 月 24 日发生在中国东部地区的一次暴雨过程, 将模式输出的高时空分辨率结果与 NCEP 再分析资料和降水实况作对比, 从大尺度形势、中尺度系统结构和降水场分布等特征, 分析了地表物理参数化过程在中尺度暴雨系统模拟和预报中的主要影响和作用, 为进一步改进 AREM 预报准确度提供了参考依据。本文的比较试验结果初步表明, 引入新的多层结通量-廓线方案对 AREM 改进暴雨的模拟和预报有一定作用。

关键词: 地表通量参数化 数值模拟 中尺度 AREM

1 引言

地形和地表植被的热力、动力作用不仅可以激发中尺度天气系统的生成, 而且对于大尺度系统内部不稳定激发生成的中尺度系统还可以起到加强作用。另外, 地表物理过程通过动量、热量和水汽的输送又影响到边界层的湍流交换以及温、湿和风的铅直结构。在中尺度数值模拟和预报中, 人们已经越来越重视地形和地表植被的重要作用; 也就是说, 在数值模拟和预报中, 地表植被的重要作用已不仅仅局限在局地气候变化和中期天气预报的研究中。

许丽人、赵鸣等人^[1~3]的研究指出, 不同的地表物理参数化方案对于边界层特征量的预报有较大的差异, 而且对中尺度系统进而对暴雨的模拟预报也有很大影响。王鹏云等人^[4]的研究结果也表明, 当网格距减小时, 地表植被的差异对中尺度模式降水量的影响开始显现出来, 同时它还对低层大气热动力结构有一定的影响。

总的来说, 地表通量参数化有四种方法, 即常数关系、函数关系、基于 Monin-Obukhov 相似理论的廓线方法以及利用陆面模式来改进地表物理过程参数化。MM5 和 AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model) 原方案即采用总体交换系数法^[5~6], 当前在 ECMWF 谱模式、NCAR CCM3 及 MM5 模式中得到广泛应用的是廓线方法^[7]。上述这些模式

^① 初稿时间 2004 年 1 月 2 日, 修改稿时间 2004 年 4 月 28 日

的廓线方法中,近地层层结分类一般只考虑三种类型,处理得比较简单。本文将多种层结条件下的通量-廓线关系^[8]引入 AREM 中,该方案将近地层稳定度分为 5 类:非常稳定、较稳定、中性、较不稳定、非常不稳定,从而改进地表通量的计算。

2 模式简介

AREM 是 REM 的改进版本,REM(Regional Eta Model)是我国科学家发展的具有良好业务应用效果的数值预报模式的代表。自 20 世纪 80 年代中期以来,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(LASG)开始建立一个适合我国地形和气候特点的、采用阶梯地形坐标(常称为 η 坐标)的有限区域数值预报模式,即 REM^[9]。

AREM 的动力框架采用了曾庆存先生提出的唯一能构造出完全能量守恒时空差分格式的数学模型,模式具有很好的计算稳定性。对复杂地形,采用了目前国际上最先进的计算方法和处理技巧包括选用 η 坐标作为垂直坐标;引进静力扣除;注意变量分布的协调性等),有效地解决了复杂地形所带来的计算问题,使得模式能较好地考虑真实地形的作用。对水汽平流方程设计了一个适合我国计算机条件的简单而有效的保形正定平流差分方案,并解决了在 E 网格中的应用问题,避免了大多数模式中常出现的负水汽现象或平滑耗散过强的现象,保证了模式对降水范围、降水强度和暴雨中心位置有更好的预报。保留了初始场的静力平衡偏差,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,而目前许多静力平衡模式基本上只考虑位势高度和温度之一的初值意义。变量在网格上的分布形式采用了较合理的交错分布方法,并对重力波解在网格上的分离,设计了有效的计算方法。当初对物理过程的设计思想以简单有效为宗旨,主要包括:网格尺度的凝结降水、Betts 积云对流调整方案、整体边界层参数化。目前,模式物理过程已经有了比较大的调整和改进,主要包括引入 CCM3 非局地边界层参数化方案和地表通量交换参数化方案,设计开发了包括暖云和冷云方案的显式云微物理过程;另外,为了适应模式对于区域气候的模拟需要,还改造和开发了陆面模式和大气辐射过程模块。程序结构为分解式,实现了完全模块化和结构化,方便移植,又便于吸收新的物理方案。采用显式分解的时间积分方案,提高了计算速度。模式范围、位置、分辨率和积分时间等的设置较为灵活。另外,模式跨平台性能好,可适合各种计算平台。

3 地表通量设计方案

Zeng 等人^[8]通过引入不同层结条件下(共 5 种)的无量纲梯度关系,对洋面通量参数化方案进行了比较试验,并利用 TOGA COARE 和 TAO 资料进行了验证。由于在相似理论应用中,考虑了阵风速度的概念,因此可以较好地反映对流边界层中大涡对地表通量的作用。比较结果显示,多层结通量-廓线方案有更好的适用性。后来,许丽人等人^[1]又把该方案引入 MM4 模式,并对我国典型的梅雨过程进行了较好的模拟预报。下面简要介绍该方案:

3.1 大气边界层中无量纲风速梯度 ϕ_u 、温度梯度 ϕ_θ 和湿度梯度 ϕ_q 的定义

$$\phi_m = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{dU}{dz} \quad (1)$$

$$\phi_h = \frac{\kappa z}{\theta_v} \frac{d\theta}{dz} \quad (2)$$

$$\phi_v = \frac{\kappa z}{q_*} \frac{dQ_v}{dz} \quad (3)$$

其中, κ 为卡门常数, u_* 为摩擦速度, θ_{v*} 为摩擦温度, q_* 为摩擦湿度, U 为水平合成风速, θ 为位温, Q_v 为混和比。

3.2 近地层不同层结条件下的廓线关系式

3.2.1 非常不稳定层结

1) 速度廓线

当 $\zeta < \zeta_m = -1.574$ 时,

$$\phi_m = 0.7\kappa^{2/3}(-\zeta)^{1/3} \quad (4)$$

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left\{ \left[\ln \frac{\zeta_m L}{z_0} - \Psi_m(\zeta_m) \right] + 1.14 [(-\zeta)^{1/3} - (-\zeta_m)^{1/3}] \right\} \quad (5)$$

2) 温湿廓线

当 $\zeta < \zeta_h = -0.465$ 时,

$$\phi_v = \phi_h = 0.9\kappa^{4/3}(-\zeta)^{-1/3} \quad (6)$$

$$\theta(z) - \theta_s = \frac{\theta_{v*}}{\kappa} \left\{ \left[\ln \frac{\zeta_h L}{z_{0t}} - \Psi_h(\zeta_h) \right] + 0.8 [(-\zeta_h)^{-1/3} - (-\zeta)^{-1/3}] \right\} \quad (7)$$

$$Q_v(z) - Q_{vs} = \frac{q_*}{\kappa} \left\{ \left[\ln \frac{\zeta_h L}{z_{0q}} - \Psi_h(\zeta_h) \right] + 0.8 [(-\zeta_h)^{-1/3} - (-\zeta)^{-1/3}] \right\} \quad (8)$$

3.2.2 较不稳定层结

1) 速度廓线

当 $\zeta_m < \zeta < 0$ 时,

$$\phi_m = (1 - 16\zeta)^{-1/4} \quad (9)$$

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_m(\zeta) \right] \quad (10)$$

2) 温湿廓线

当 $\zeta_h < \zeta < 0$ 时,

$$\phi_v = \phi_h = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (11)$$

$$\theta(z) - \theta_s = \frac{\theta_{v*}}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0t}} - \Psi_h(\zeta) \right] \quad (12)$$

$$Q_v(z) - Q_{vs} = \frac{q_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0q}} - \Psi_h(\zeta) \right] \quad (13)$$

3.2.3 较稳定层结

当 $0 < \zeta < 1$ 时,

$$\phi_v = \phi_m = \phi_h = 1 + 5\zeta \quad (14)$$

1) 速度廓线

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} + 5\zeta \right] \quad (15)$$