

第二次全国数值天气预报

会议论文集

中央气象局气象科学研究所 编

科学出版社

第二次全国数值天气预报 会议论文集

中央气象局气象科学研究所 编

科学出版社

1980

内 容 简 介

本文集选编了1977年12月在北京召开的第二次全国数值天气预报会议上的54篇学术报告。内容包括短期预报、中长期预报、低纬度和台风路径预报、自动化资料处理及客观分析和天气分析、基础理论研究、统计预报和模式输出、计算方法等七个方面。其中大部分是近年来研究的新成果,也有一部分是业务工作总结,反映了1973年第一次全国数值预报和数理统计预报会议以来我国数值天气预报工作的概况。

本文集可作为气象工作者的参考书,也可供大专院校气象专业和有关专业的教师及高年级学生参考。

第二次全国数值天气预报 会议论文集

中央气象局气象科学研究所 编

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1980年2月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1980年2月第一次印刷 印张: 21

印数: 0001—4,010 字数: 489,000

统一书号: 13031·1172

本社书号: 1640·13—15

定 价: 3.20 元

前 言

第二次全国数值天气预报会议于1977年12月22日至28日在北京召开。会议收到了学术报告73篇。这反映了自1973年第一次全国数值预报和数理统计预报会议以来,我国数值预报工作的概况。

为了广泛地交流经验,促进工作,我们选编了这个文集,共收入报告54篇。内容包括七个方面:(一)短期预报;(二)中长期预报;(三)低纬度预报和台风路径预报;(四)自动化资料处理、客观分析和天气分析;(五)基础理论研究;(六)统计预报和模式输出;(七)计算方法。其中第(一)、第(三)和第(四)方面已有部分投入业务使用。客观分析的试验研究,除继续改进逐步订正法和多项式法外,还有对包括台风在内的低纬度流场的分析和四维同化问题的讨论。短期预报多数采用初始方程模式,除形势预报外,还提出了制作暴雨预报的方案,取得了令人鼓舞的结果。有关基础理论的研究包括中小尺度、非绝热过程、地形、大气波动等问题的探讨;在大气运动的多时间尺度问题上,提出了新的见解。计算方法方面有用于变网格的有限元法、解正压原始方程的伽辽金法、显式分解计算法等;对混淆现象进行了研究,取得了进展;并对数值预报中引用样条函数后的一些问题进行了讨论。值得提出的是,这次会议收到了几种中长期预报的方案,有突出的见解和理论依据,有一定的水平,是我国在这方面的开创性工作。在统计预报和模式输出方面也作了不少工作。

这次会议的学术报告内容比较丰富,由于篇幅所限,有些报告没有编入本文集;加之我们水平较低,工作中难免有不少缺点和错误,希望读者批评指正。

编 者

1978年3月于北京

目 录

短 期 预 报

- 一个用于降水预报的五层原始方程模式 北京大学地球物理系数值预报协作组 (1)
- 北半球七层初始方程波谱模式 郑庆林 (13)
- 关于如何提高初始方程三层模式预报效果的初步意见(摘要)
..... 武汉中心气象台 中国科学院大气物理研究所 武汉大学数学系 (25)
- 有限区域四层原始方程模式试验(摘要) 周晓平 (28)
- 反馈模式的初步试验(摘要) 王耀生 (30)
- 一个利用时间样条函数的预报方法(摘要) 杜行远 张光智 周紫东 (35)
- 用有限元法制作变网格数值预报的一次试验(摘要) 王两铭 (38)
- 原始方程模式变分初值的讨论和试验(摘要) 王传芳 郑兴礼 李毓芳 (41)

中 长 期 预 报

- 一个用于数值预报模式的辐射加热的计算方案 朱抱真 纪立人 袁重光 李崇银 (45)
- 原始方程三层模式大尺度凝结降水方案的比较试验 季仲贞 陈嘉滨 徐飞亚 (56)
- 在 σ 坐标中计算地形作用的一个静力扣除方案 朱抱真 张学洪 骆美霞 (67)
- 在一个原始方程模式中计算地面温度及下垫面感热和蒸发通量的实验
..... 骆美霞 张道民 (73)
- 初始方程模式中引入地形后的初步试验 张学洪 许有丰 骆美霞 金祥林 (87)
- 正压原始方程模式延伸预报的个例试验(摘要) 南京气象学院气象系天气教研组 (98)
- 以滤波理论为基础的长期天气数值预报方法 长期天气数值预报研究小组 (101)
- 使用多时刻历史资料的动力——统计长期天气数值预报模式
..... 郭秉荣 史久恩 丑纪范 (115)

低纬度预报和台风路径预报

- 一个四层初始方程热带数值预报模式的初步结果
..... 陈隆勋 周家斌 武佩珍 白延铎 王康玲 刘祝江 郑兴礼 刘金达 姜达雁 (127)
- 西太平洋台风路径数值预告的[77]方案及其试验结果 倪允琪 薛宗元 金汉良 (137)
- 应用数值预报结果作西太平洋台风路径统计预告的初步尝试(摘要)
..... 倪允琪 薛宗元 (150)
- 1974—1976年用两层订正引导方案作台风路径业务预报的情况简介(摘要)
..... 董克勤 张婉佩 李曾中 张杰英 (153)
- 一个用样条格式预报台风移动的原始方程模式(摘要)
..... 北京大学地球物理系数值预报协作组 (154)

自动化资料处理、客观分析和天气分析

- 气象电报的自动处理及地转插值的客观分析试验 刘克武 赵四强 (156)
- 关于四维分析中一些问题的初步试验 黄荣辉 袁重光 (169)

气象资料自动化处理和客观分析的试验(摘要)	北京大学地球物理系数值预报协作组	(175)
一个制作高度预备场的方案(摘要)	张光智 马淑芬	(175)
高原东北部大暴雨过程物理量的分布及预报方法的初步探讨(摘要)		
.....	兰州中心气象台预报科	(178)

基础理论研究

大气各类运动的多时间尺度特性	叶笃正 李麦村	(181)
附录 关于“大气各类运动的多时间尺度特性”的讨论	巢纪平	(193)
非静力平衡模式中重力惯性波的频谱、结构和传播特征	张可苏 周晓平	(196)
青藏高原对风场的影响	郭秉荣 丑纪范	(207)
关于地形对流场的某些作用的分析	廖洞贤 王超	(217)
论半球预报的水平侧边界条件	廖洞贤	(226)
积云凝结加热与重力波对暴雨的发动(摘要)	李麦村	(237)
盛夏东亚地区风压关系的统计分析(摘要)	北京大学地球物理系数值预报协作组	(242)
海上风的边界层模式(摘要)	北京大学地球物理系数值预报协作组	(243)
切变基流和非绝热加热对大气地转适应过程的影响(摘要)	吕克利	(244)
非绝热加热对东西风带大气运动的作用(摘要)	吕克利	(246)
试谈单站动力天气预报问题(摘要)	李德成	(248)
关于取垂直坐标的问题(摘要)	廖洞贤	(249)

统计预报和模式输出

识别相似天气图的主分量分析方法	王宗皓	(251)
适时更新资料的模式输出统计法	曹鸿兴 应显勋 李瑞芸 宋青丽	(255)
冬半年降水概率的模式输出统计预报(摘要)	徐一鸣 郭永润	(263)
用数值预报的形势场结合历史资料作春播期单站日最低气温预报(摘要)		
.....	史久恩 应显勋 李瑞芸 宋青丽 马怀存	(267)

计算方法

分析天气形势变化物理过程的一种显式分解计算方法	陈秋士	(271)
非线性 Korteweg-de Vries 方程的高精度数值解法	陈雄山	(283)
曲面拟合法在数值天气预报中的应用	何猛省 许明浩 赵昭新 黄克涛	(292)
原始方程差分格式的设计	曾庆存 季仲贞 袁重光	(300)
原始方程的有限元离散化与能量守恒(摘要)	孙敬猷	(314)
解正压原始方程组的 Galerkin 方法(摘要)	王申林	(316)
提高差分与微分逼近程度的一个方案(摘要)	伍荣生	(321)
关于在数值预报中引用样条函数后出现的计算稳定性的问题(摘要)		
.....	廖洞贤 张光智	(322)
平衡方程求解法及预报试验(摘要)	刘瑞芝	(324)
样条函数在天气数值预报中的应用(摘要)	何猛省 许明浩 赵昭新 黄克涛	(328)
平流方程的数值研究(摘要)	陈雄山	(329)

短期预报

一个用于降水预报的五层原始方程模式*

北京大学地球物理系数值预报协作组

我国夏半年降水,尤其是暴雨,对于社会主义经济建设和国防建设都有严重影响,暴雨预报是天气预报的主要问题之一。除了进行天气学分析和某些诊断性分析,了解暴雨产生的天气过程,探讨其预报方法外,设计合适的数值模式,模拟暴雨产生的物理过程,并定量地预报 24 小时和 48 小时的形势和雨量也是解决暴雨预报的另一途径。

天气分析结果指出,东亚地区对流层下层直接降水的天气系统尺度比较小,流场比较明显,因此采用原始方程模式比准地转或平衡模式更合适。另外,要比较细致地描述对流层上层和下层的系统与水汽的分布,垂直分层不宜过少。为此提出一个有限区域五层原始方程模式,对夏季降水数值预报作一初步探讨。

一、基本方程组

为了预报地面气压场和便于以后考虑地形影响,我们采用了 $\sigma = \frac{p}{\pi}$ 坐标,其中 π 为地面气压, p 为 σ 面上的气压。

在 (x, y, σ, t) 坐标系中运动方程为

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi u}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} u \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} u \right) + f \frac{\pi v}{m} \\ & - \pi \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial x} \right) + F_x + D_u \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi v}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} v \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} v \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} v \right) - f \frac{\pi u}{m} \\ & - \pi \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) + F_y + D_v \end{aligned} \quad (2)$$

静力方程

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} \quad (3)$$

连续方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) = -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right) \quad (4)$$

* 参加工作的有: 张玉玲、阎书源、王晓林、郑良杰、张成道、杨世澄、陈受钧。

热力学方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi T}{m} \right) = -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} T \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} T \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} T \right) + \frac{R}{C_p} \\ \times \left[T \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) + u T \frac{\partial \pi}{\partial x} + v T \frac{\partial \pi}{\partial y} \right] + \frac{R}{C_p} \frac{T}{\sigma} \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} + \frac{\pi}{m} \frac{F_H}{C_p} + D_T \quad (5)$$

水汽方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi q}{m} \right) = -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} q \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} q \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} q \right) + \frac{\pi}{m} F_q + D_q \quad (6)$$

状态方程

$$\alpha = \frac{RT}{\pi \sigma} \quad (7)$$

方程(1)–(7)中, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$, m 为地图投影放大因子, F_x, F_y 表示摩擦力在 x 方向和 y 方向的分量, D_u, D_v, D_T, D_q 分别表示 u, v, T, q 的水平扩散率, F_H 为非绝热加热率, F_q 为水汽源或汇。其它符号均按习惯用法。

模式大气取地面 $\sigma = 1$ 到上界 $\sigma = 0.1$, 在 $1-0.1$ 间按 σ 等距分为五层。垂直边界条件为

$$\begin{aligned} \sigma = 1, \quad \dot{\sigma} &= 0 \\ \sigma = 0.1, \quad \dot{\sigma} &= 0 \end{aligned}$$

连续方程对 σ 积分, 得到倾向方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) = -\frac{1}{0.9} \int_{0.1}^1 m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma \quad (8)$$

将(8)式代入连续方程, 得到计算 $\dot{\sigma}$ 的方程

$$\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} = - \int_{0.1}^{\sigma} m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma - (\sigma - 0.1) \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) \quad (9)$$

二、差分方程

五层模式垂直方向按 σ 等分为五层, $\Delta\sigma = 0.18$ 。 $\phi, \dot{\sigma}$ 定义在各层的交界面上 $k = 1, 3, 5, 7, 9$ 。 u, v, T , 在各层中间 $k = 2, 4, 6, 8, 10$ 。因高空水汽含量很少, 对降水影响不大, 只在对流层下半部考虑凝结现象, 故只在 $k = 6, 8, 10$ 。上考虑水汽方程。

水平方向取规则的正方形网格, 所有变量定义在同一格点上。

我们采用了守恒的差分格式。设 A 为某一物理量, 引用以下符号

$$\bar{A}_i^x = \frac{1}{2} (A_{i+\frac{1}{2}} + A_{i-\frac{1}{2}})$$

$$\delta_x A = \frac{1}{d} (A_{i+\frac{1}{2}} - A_{i-\frac{1}{2}})$$

d 为格距。 (1)–(9) 式所对应的差分方程为

$$\delta_t \left(\frac{\pi u}{m} \right)^t = -m \left[\delta_x \left(\frac{\pi u}{m} \bar{u}^x \right) + \delta_y \left(\frac{\pi v}{m} \bar{u}^y \right) \right] - \delta_\sigma \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \bar{u}^\sigma \right) + f \frac{\pi v}{m}$$

$$- \pi \left[\delta_x \overline{\phi^\sigma}^x + \frac{R}{\pi} \overline{T^x \delta_x \pi}^x \right] \quad (10)$$

$$\delta_t \left(\frac{\pi v}{m} \right)^t = -m \left[\delta_x \left(\frac{\pi u}{m} \right)^x \overline{v^x} + \delta_y \left(\frac{\pi v}{m} \right)^y \overline{v^y} \right] - \delta_\sigma \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right) - f \frac{\pi u}{m} - \pi \left[\delta_y \overline{\phi^\sigma}^y + \frac{R}{\pi} \overline{T^y \delta_y \pi}^y \right] \quad (11)$$

$$\delta_\sigma \overline{\phi^\sigma} = -\frac{RT}{\sigma} \quad (12)$$

$$\delta_t \left(\frac{\pi}{m} \right)^t = -\frac{1}{0.9} \sum_{k=2,4,6,8,10} m \left[\delta_x \left(\frac{\pi u}{m} \right)^x + \delta_y \left(\frac{\pi v}{m} \right)^y \right]_k \Delta \sigma_k \quad (13)$$

$$\left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right)_{k+1} = \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right)_{k-1} - \left[m \left(\delta_x \frac{\pi u}{m} + \delta_y \frac{\pi v}{m} \right)_k + \delta_t \left(\frac{\pi}{m} \right)^t \right] \Delta \sigma_k \quad (14)$$

$$\delta_t \left(\frac{\pi T}{m} \right)^t = -m \left[\delta_x \left(\frac{\pi u}{m} \right)^x \overline{T^x} + \delta_y \left(\frac{\pi v}{m} \right)^y \overline{T^y} \right] - \delta_\sigma \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right) \overline{T^\sigma} + \frac{R}{C_p} \left[T \delta_t \left(\frac{\pi}{m} \right)^t + u \overline{T^x \delta_x \pi}^x + v \overline{T^y \delta_y \pi}^y \right] + \frac{R}{C_p} \frac{T}{\sigma} \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \quad (15)$$

$$\delta_t \left(\frac{\pi q}{m} \right)^t = -m \left[\delta_x \left(\frac{\pi u}{m} \right)^x \overline{q^x} + \delta_y \left(\frac{\pi v}{m} \right)^y \overline{q^y} \right] - \delta_\sigma \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right) \overline{q^\sigma} \quad (16)$$

其中 $\Delta \sigma_k = \sigma_{k+1} - \sigma_{k-1}$ 。可以证明,上述通量格式是动量和能量守恒的。

正方形网格的格距为 200 公里,时间步长为 6 分钟。时间积分是中央差和欧拉后差交替进行,每6(或 12)小时内先做一小时欧拉后差,再做5(或 11)小时中央差。

水平边界上采用了固定的边条件,每一小时对第二圈格点上的变量进行一次空间平滑,经过这样处理,直到积分48小时边界附近系统仍是光滑的。

三、初 值

输入的初始资料是 1000, 700, 500, 300, 100 毫巴五个等压面的位势高度和 850, 700, 500 毫巴三个等压面上的温度露点差。等 σ 面上的位势高度及温度露点差都是用二次拉格朗日插值公式计算的。

为了得到 σ 面上的平衡风,我们直接解 σ 面上的平衡方程。

令 $\mathbf{M} = \frac{\pi}{m} \mathbf{V}$, 散度定义为 $D = \nabla \cdot \mathbf{M}$, 由运动方程(1), (2)略去 F_x, F_y, D_u, D_v ,

分别对 x, y 微分,得到散度方程。若只取 $\mathbf{M}$ 的无辐散部分,并略去方程中较小的项,便得到 σ 面上的平衡方程^[1]。

引进流函数

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\pi v}{m} \quad (17)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial y} = -\frac{\pi u}{m} \quad (18)$$

平衡方程为

$$f\nabla^2\phi = \frac{\partial}{\partial x}\left(\pi u \frac{\partial u}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\pi u \frac{\partial v}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial x}\left(\pi v \frac{\partial u}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\pi v \frac{\partial v}{\partial y}\right) - \frac{\pi v}{m} \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\pi u}{m} \frac{\partial f}{\partial y} + \nabla \cdot (\pi \nabla \phi + RT \nabla \pi) \quad (19)$$

首先略去等号右端的前四个非线性项,第五、六项中的 $\frac{\pi u}{m}$ 和 $\frac{\pi v}{m}$ 用地转风代替,在边界条件

$$\oint \frac{\partial \phi}{\partial \delta} ds = 0 \quad (20)$$

下解椭圆型方程

$$f\nabla^2\phi = -\frac{\pi v_g}{m} \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\pi u_g}{m} \frac{\partial f}{\partial y} + \nabla \cdot (\pi \nabla \phi + RT \nabla \pi) \quad (21)$$

再用解(21)得到的流函数 ϕ_1 计算(19)式右端的非线性项,在相同的边条件下重新解(19)式,得到流函数 ϕ . 由(17), (18)式得到 σ 面上的初始风场 $\frac{\pi u}{m}$, $\frac{\pi v}{m}$.

四、物理因子的考虑

1. 大尺度凝结

假定大尺度凝结现象是在以下简化条件下发生的: 相对湿度达到 80% 即产生凝结现象; 凝结的水份完全下降, 没有考虑水滴降落过程中的蒸发.

设由干绝热过程得到温度 T 和比湿 q , 若 $q > 0.8q_s(T)$, 则产生凝结. 凝结后由于潜热释放温度变为 T' , 饱和比湿变为 $q'_s(T')$.

$$\text{令} \quad \Delta q = q'_s - q, \quad \Delta T = T' - T$$

$$\text{等压情况下 } q'_s = q_s + \frac{\partial q_s}{\partial T} \Delta T$$

由克拉贝龙方程可得

$$\frac{\partial q_s}{\partial T} = \frac{Lq_s}{R_v T^2}$$

因此

$$q'_s = q_s + \frac{Lq_s}{R_v T^2} \Delta T$$

R_v 为水汽气体常数, L 为凝结潜热, 在凝结过程中 ΔT , Δq 应满足

$$q + \Delta q = q_s + \frac{Lq_s}{R_v T^2} \Delta T$$

$$L\Delta q + C_p \Delta T = 0$$

解以上两方程, 得到

$$\Delta T = \frac{1}{C_p/L + Lq_s/R_v T^2} (q - q_s) \quad (22)$$

$$\Delta q = -\frac{C_p}{L} \Delta T \quad (23)$$

应指出,因假定相对湿度达到 80% 即产生凝结,上式中 q_s 应取 $0.8q_s(T)$ 。

2. 对流调整

凝结加热作用一般分成两部分来处理,一部分是大尺度凝结,另一部分是由小尺度的对流运动而产生。考虑小尺度对流运动,目前多采用参数化的方法,即用大尺度运动的变量来间接反映小尺度对流的总体影响。我们采用了最简单的对流调整的方法。在实际大气中,出现不稳定层结时,就可能产生小尺度对流,对流运动的结果是使热量和水汽由下层输送到上层,同时大气层结趋于中性,因此除近地面层外,其它高度的温度层结永远不会超过某个中性层结 γ_c 。 γ_c 取为^[2]

$$\gamma_c = \begin{cases} \gamma_d & 0 \leq X < X_c \\ \gamma_d \left(\frac{1-X}{1-X_c} \right) + \gamma_m \left(\frac{X-X_c}{1-X_c} \right) & X_c \leq X \leq 1 \end{cases}$$

其中 γ_d , γ_m 分别为干绝热递减率和湿绝热递减率, X 为相对湿度, $X_c = 0.5$, $X < X_c$ 按干对流调整, $X \geq X_c$ 按湿对流调整。

用符号 $[]$ 表示对流调整前的数值,不带 $[]$ 为调整后的数值。每步计算大尺度凝结后分层检查 $k=4$ 以下各层的静力稳定度,若

$$[T]_k - [T]_{k-2} > \frac{1}{2} \{ [\gamma_c]_k ([Z]_{k-1} - [Z]_{k+1}) + [\gamma_c]_{k-2} ([Z]_{k-3} - [Z]_{k-1}) \}$$

$$k = 6, 8, 10$$

则需进行调整,其中 Z 为 σ 面的高度。调整后

$$T_k - T_{k-2} = \frac{1}{2} \{ [\gamma_c]_k (Z_{k-1} - Z_{k+1}) + [\gamma_c]_{k-2} (Z_{k-3} - Z_{k-1}) \} \quad k = 6, 8, 10$$

静力方程代入上式

$$\left(1 - \frac{1}{2} [\gamma_c]_k \frac{R}{g} \frac{\Delta\sigma}{\sigma_k} \right) T_k = \left(1 + \frac{1}{2} [\gamma_c]_{k-2} \frac{R}{g} \frac{\Delta\sigma}{\sigma_{k-2}} \right) T_{k-2} \quad k = 6, 8, 10 \quad (24)$$

调整过程中能量是守恒的,则

$$\sum_{k=4,6,8,10} \{ C_p ([T]_k - T_k) + L ([q]_k - q_k) \} = 0 \quad (25)$$

假定调整前后相对湿度不变,则有

$$q = [X]q_s$$

$[q_s]$, q_s 分别为调整前后的饱和比湿,由克拉贝龙方程得到

$$\frac{q_s - [q_s]}{T - [T]} = \frac{L[q_s]}{R_v [T]^2} \quad (26)$$

(26)两端乘以 X 后代入(25),得到

$$\sum_{k=4,6,8,10} \left\{ \left(C_p + \frac{L^2 [q]}{R_v [T]^2} \right) ([T] - T) \right\}_k = 0 \quad (27)$$

方程(24)和(27)是封闭的,可以解出调整后的温度 T_4 , T_6 , T_8 , T_{10} 。

调整后的比湿为

$$q = [X]q_s$$

若 $[q] > q$, 则因对流产生凝结

$$\Delta q = [q] - [X]q_s$$

3. 行星边界层的作用

五层模式中把最下面一层作为边界层, 在这层中考虑了动量, 热量和水汽的湍流输送^[2].

(1) 地面摩擦. 方程(1),(2)中

$$F_x = -\frac{g}{m} \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma}, \quad F_y = -\frac{g}{m} \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma}$$

设在边界层上界 $\sigma = 0.82$ 处 $\tau = 0$, 地面切应力为

$$\tau_{0x} = \rho_0 C_D \sqrt{u_0^2 + v_0^2} u_0$$

$$\tau_{0y} = \rho_0 C_D \sqrt{u_0^2 + v_0^2} v_0$$

ρ_0 为地面空气密度, $\mathbf{V}_0(u_0, v_0)$ 为地面风, C_D 为拖曳系数. 泰勒螺线给出了 $\mathbf{V}_0$ 和地面地转风的关系. 拖曳系数 C_D 和地面风与地转风的夹角 α_0 取以下数值:

	陆	海
C_D	2.5×10^{-3}	1.2×10^{-3}
α_0	25°	15°

(2) 洋面上感热输送. 作为初步试验, 我们只考虑了洋面上的热量交换. 方程式(5)中

$$\frac{\pi}{m} \frac{F_H}{C_p} = \frac{g}{m} \frac{\partial H}{\partial \sigma}$$

设 $\sigma = 0.82$ 处 $H = 0$, 洋面上热量通量

$$H_0 = \rho_0 C_p C_H |\mathbf{V}_0| (T_s - T_0)$$

C_H 为海面附近的热量交换系数, 随着海气温度对比 ($\Delta T > 0$) 的增加, C_H 显著增加. 而当 $\Delta T < 0$ 时 C_H 很小, 故取

$$C_H = \begin{cases} (1.25 + 0.1\Delta T)10^{-3} & \Delta T \geq 0 \\ 0.1(1.25 + 0.1)10^{-3} & \Delta T < 0 \end{cases}$$

T_s 为海面温度, 用旬平均温度代替. T_0 为洋面气温, 是假定 $\sigma = 1$ 和 $\sigma = 0.91$ 位温相等计算的.

(3) 洋面蒸发. 方程式(6)中

$$\frac{\pi}{m} F_q = \frac{g}{m} \frac{\partial E}{\partial \sigma}$$

设 $\sigma = 0.82$, $E = 0$, 在洋面上

$$E_0 = \rho_0 C_E |\mathbf{V}_0| (q_s(T_s) - q_0)$$

C_E 为洋面水汽交换系数, 取 $C_E = C_H$. $q_s(T_s)$ 为海水表面的饱和比湿, q_0 为洋面空气的比湿, 用 $\sigma = 0.91$ 层上的比湿代替.

五、预报结果分析

共进行了 11 个个例预报。从干模式开始,逐步加入凝结降水等物理过程,大部分个例做了 48 小时预报。从预报结果来看,加入各种物理因子后计算是稳定的,48 小时预报场仍是光滑的,边界附近也没有出现小波动。

这些例子大多是初夏和盛夏产生大范围降水的例子,产生降水的天气过程比较清楚,相应的雨量也较大,达到暴雨程度。

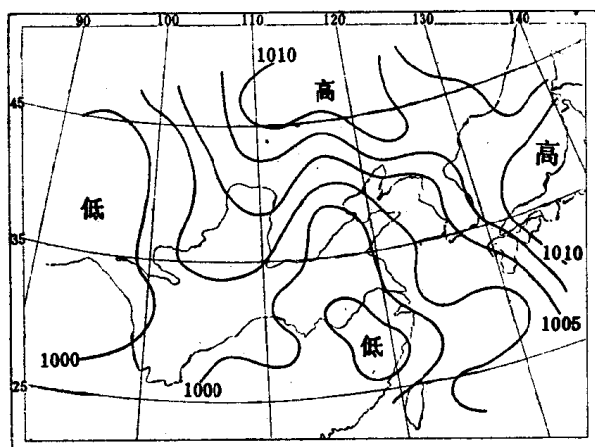
下面给出两个个例的预报结果:

个例 I: 1975 年 7 月 29 日 20 时。

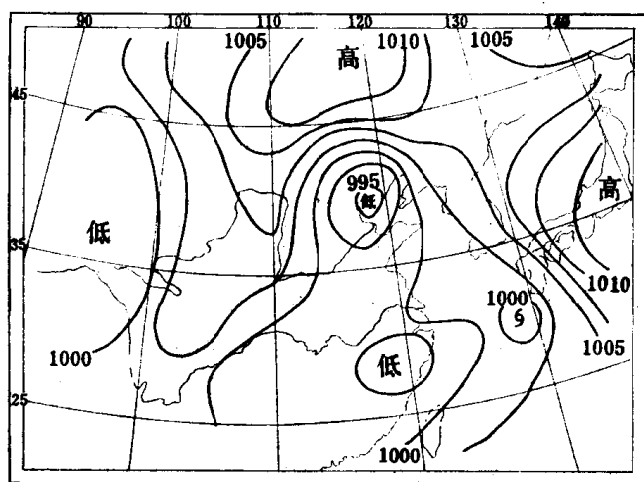
1975 年 7 月 29 日 08 时到 31 日 08 时,在河北东部地区发生了一次特大暴雨过程。

这次暴雨主要是黄河气旋的发生发展与西太平洋台风活动的结果^[3]。在这一时段内唐山地区普遍下了 200 毫米以上的雨量,京津地区雨量也在 100 毫米左右。

7 月 29 日 20 时,地面图上黄河下游为一倒槽,槽中已有较明显的锋面(图略)。7 月 30 日 20 时(图略)地面倒槽已东移北上到渤海湾,出现闭合中心,发展成强度为 996 毫巴的气旋。原在冲绳一带的台风向北北西方向移到朝鲜南端。500 毫巴上 29 日在太原—郑州一线的高空槽东移加深,24 小时后出现闭合中心,移到北京、汉口一线。用 7 月 29 日 20 时作为初始场,不考虑凝结和考虑凝结分别作了 24 小时预报(本例预报区域太小,只作了 24 小时预报)。不考虑凝结的干模式 24 小时预报结果只报出了地面黄河下游倒槽东移的趋势,没有出现闭合的气旋中心(图 1a)。而相应 500 毫巴图上槽的位置和实况很一致,报出了槽中的闭合中心,槽线附近预报与实况的偏差仅 20 位势米(图 2a)。



a 不考虑凝结



b 考虑凝结

图 1 24 小时地面预报图 (1975 年 7 月 30 日 20 时)

考虑了凝结潜热的湿模式,地面形势的预报结果有显著的改进(图 1b)。报出了黄河

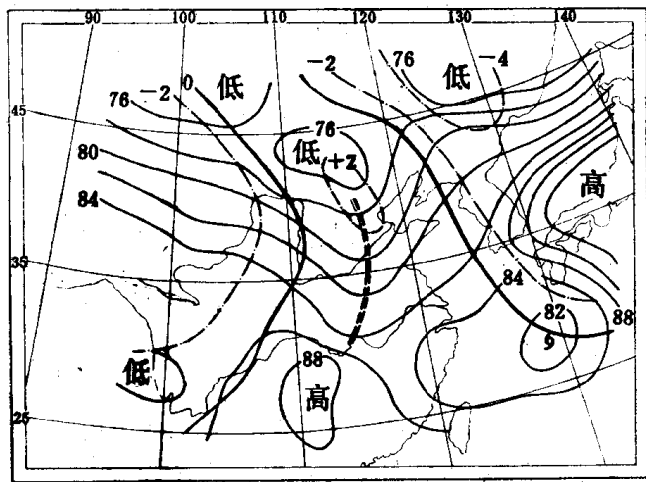
气旋的发生,其位置比实况偏西北约 150 公里,中心气压 996 毫巴和实况很接近。500 毫巴高空槽的预报和干模式相近,槽前内蒙—辽宁的高压脊形势和实况相近,但移速偏慢,致使槽前的预报误差增大到 50 位势米(图 2b)。

这个实例的结果表明,模式中考虑了潜热效应后,对流层下层的预报有较大的改进,

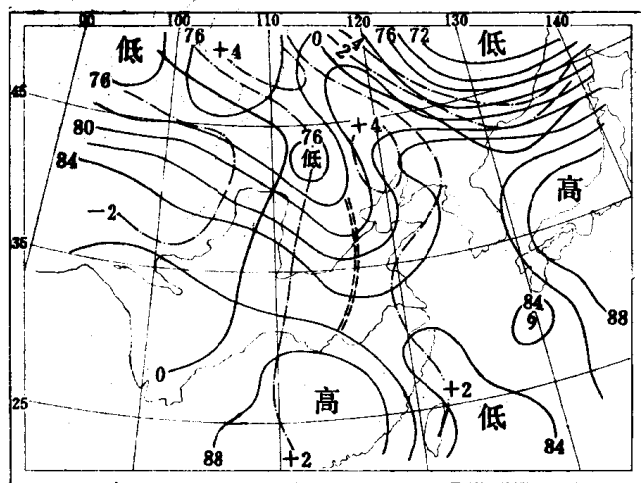
但对于对流层中层,形势预报没有什么改进,槽前的预报误差比干模式稍有增加。

天气学分析结果指出^[3],整个暴雨过程中低层一直存在着来自西南和东南的两支强水汽输送带。图(3)为预报的 6 小时后水汽输送图。图中实线箭头为 $\sigma = 0.91$ 面上水汽水平输送,可以明显地分析出两支水平水汽输送带。副热带高压边缘东南气流输送的水汽和槽前西南气流输送的水汽在河北北部及辽宁一带与北部高压南边的东北气流汇合,形成一个明显的水汽辐合带。图中虚线为通过 $\sigma = 0.82$ 面向上的水汽输送,最大输送中心和雨区配合很好。模式中计算的水汽循环过程和实况是一致的。

24 小时雨量图实况和预报结果示于图 4,预报的雨区位于黄河气旋的东北方,和实况相同。由于预报的系统移速偏慢,因此雨区比实况略偏西。最大降水中心雨量达 125 毫米,说明模式对暴雨的出现有一定的预报能力。雨区的范围偏大,降水的集中性不够,这可能是一



a 不考虑凝结



b 考虑凝结

图 2 24 小时 500 毫巴预报图 (1975 年 7 月 30 日 20 时)

——·——·——·等偏差线(预报-实况), ————实况槽线

般预报模式中存在的普遍问题。

个例 II: 1976 年 7 月 18 日 08 时。

76 年 7 月 17 日至 20 日在河南北部,山西东南和河北中、西部出现了一次暴雨过程。7 月 18 日 08 时 850 毫巴流线上,副热带高压分成两个中心,在大陆的中心脊线是南北向。冲绳岛附近有一台风。自内蒙、山西到河南有一北北东—西西南走向的切变线,切变线东侧与副高之间自西南到华北盛行偏南气流。切变线上有涡旋,位于山西南部低涡,沿切变线向北北东方向移动,在其路径上产生南北向的狭长暴雨带。到 20 日大陆副热带高压减弱东移,暴雨过程结束。从 24 小时和 48 小时预报的风场可以看出,流场的演变和实况(图略)是一致的。副热带高压南移和南北向切变线的位置都报得比较好。图

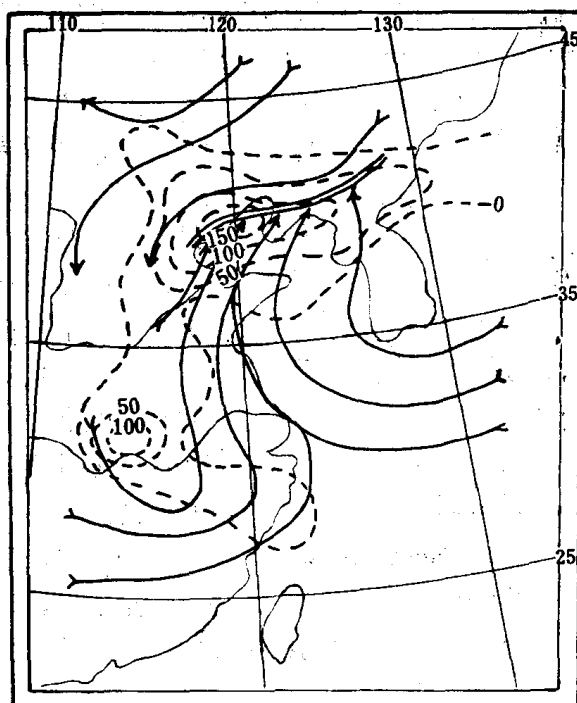


图 3 预报的 6 小时后水汽输送图
 $\pi\sigma/mq$ 单位为毫巴/千克 $\times 10$

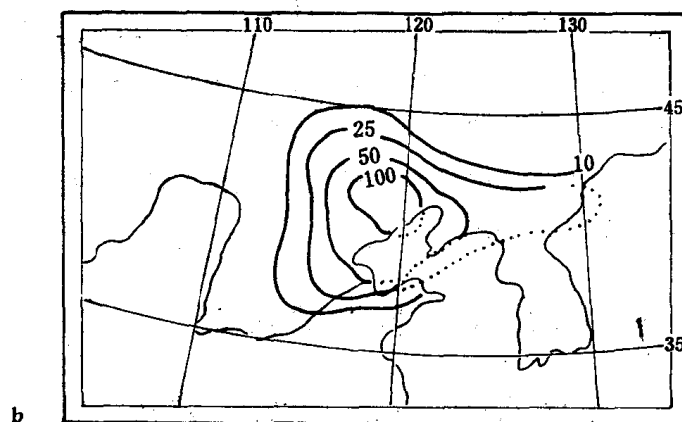
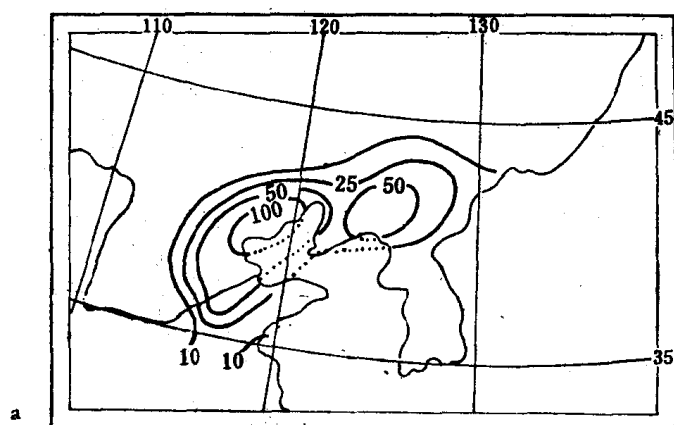


图 4 1975 年 7 月 29 日 20 时—30 日 20 时雨量图(单位为毫米)
 a 实况, b 预报。 实线为陆上雨量等值线,虚线为海上雨量线

5 给出山西南部低涡的移动路径. 和实况相比,低涡移动方向略偏西,48 小时偏北和实况相差 200 公里.

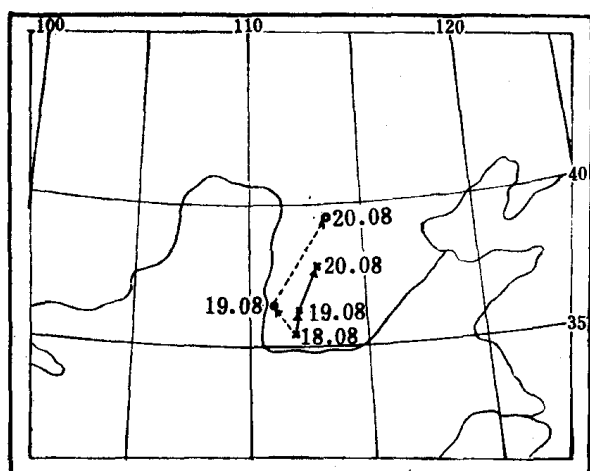


图 5 1978 年 7 月 18 日 08 时低涡移动路径图
实线为实况,虚线为预报. 图内数字为时间

预报的 700 毫巴高度场上,上述低涡亦有相应的演变,但不如风场明显.因此对于夏季东亚对流层下层的系统,预报结果以风场输出,效果可能更好.

24 小时的雨量预报(图 6)表明,山西河南一线的南北向暴雨带和实况相同,但雨量不够,中心雨量为 50—70 毫米,仅为实况的 50%. 另外在广西附近有一 100 毫米的降水中心,这是实况上所没有的.

应当指出,虽然对流层下层流场的预报结果很好,但对地面形势的预报,干

模式却比湿模式好. 24 小时预报干模式的结果和实况较一致,但湿模式却在降水区域

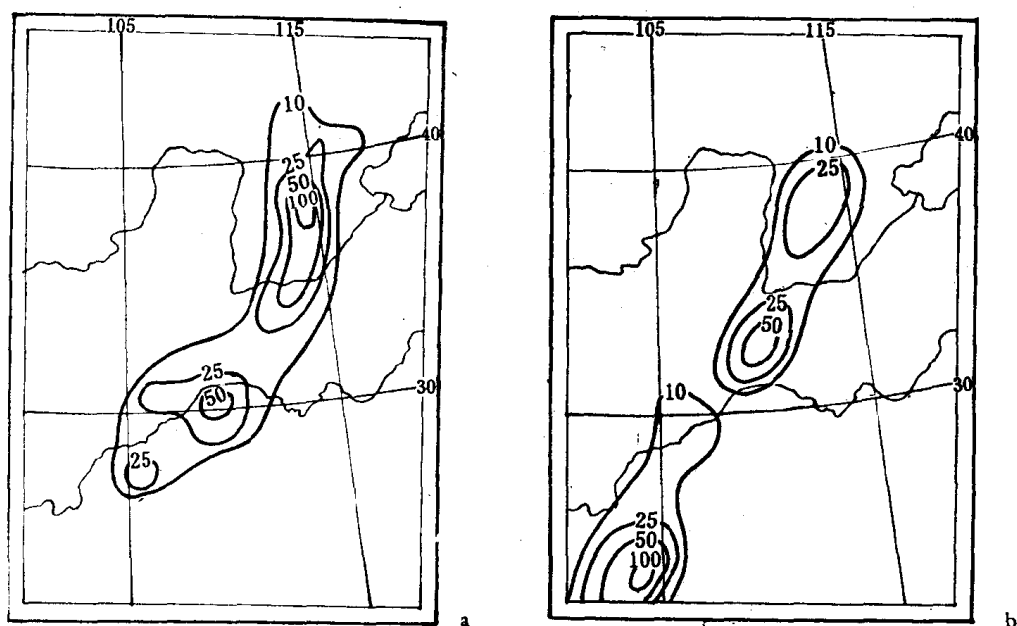


图 6 1976 年 7 月 18 日 08 时—19 日 08 时雨量图(单位为毫米)

a 实况, b 预报. 实线为雨量线

出现了两个实况所没有的低压.考虑凝结潜热后,地面气压下降过大(比实况低 2.5 毫巴),和个例 I 的结果不同,这点后面还要讨论.

六、存在问题的分析

通过对一些预报实例的分析,我们觉得在降水数值模式中还存在一些问题,下面对主要问题作一简单探讨.

1. 初值问题

目前原始方程模式中的初值要求气压场和风场之间是准平衡的, 这里初值用的是气压场, 通过平衡方程计算风场。从试验结果来看, 用平衡关系计算的风场, 风向风速的空间变化比较平滑, 虽能较好地表示高、低压周围的风场, 但不能表示出短距离内风向风速的急剧变化。我国夏半年产生降水的主要天气系统, 如切变线、低涡等, 相伴随的暴雨区通常集中在风的切变和辐合很强的一窄条区域内, 用气压场算出的风往往不能很好的表示出这种系统中的风场, 预报的风场上的切变、辐合的强度远较实况小, 因此常使降水预报的区域和强度不正确。1973年4月29日伴随江淮气旋发展的大片雨区的预报就是明显的例子。4月30日08时至5月1日08时遍及长江下游的南北向长条雨区没有预报出来, 这可能和产生降水的冷锋两侧风场辐合, 切变预报太弱有关。图7为1973年4月29日08时 $\sigma = 0.73$ 面上计算的风场(初值), 可看出, 在锋面附近计算风场比实况切变小得多, 相应的涡度和散度也较小。预报的风场同样也存在这种现象, 因而导致了这一地区降水预报的效果不好。

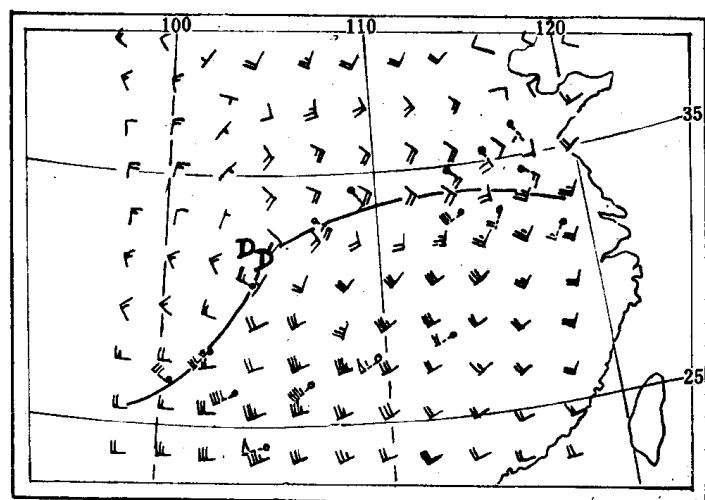


图7 1973年4月29日08时
 $\sigma = 0.73$ 面上计算的初始风场《计算》, 《实况》

要改进预报, 需要改进初始风场的计算方法, 或者直接用实测风资料。在这方面是应该进一步试验的。根据对东亚地区夏季风压关系的初步分析结果表明^[4], 无论是用地转关系, 还是线性平衡方程, 或非线性平衡, 由气压场计算的风场与实测风的差别都比较大, 均方差可达7—8米/秒, 因此对初值处理还应继续研究。

2. 凝结潜热作用

在个例 I 中, 考虑潜热作用改进了地面预报, 报出了黄河气旋的发生。但在个例 II 中, 潜热却在地面图上产生了实况所没有的低压。过去一些分析指出^[5,6], 潜热效应使低层流场涡度增加, 在我们的模式中也有类似情况。加入潜热对地面气旋生成是很重要的, 但在另一方面, 可使地面涡度过分增加, 这说明除了在热力学方程和水汽连续方程中要对流参数化外, 在动量方程中也应该对流参数化。