

气象科技

译文集(二)

QIXIANG

KEJI

QIXIANG

KEJI

1979

说 明

此集共有三大部分：一、使用数值预报方法的延伸预报；二、中期天气预报中的统计与统计—动力学方法；三、美国国家气象中心的中期天气预报。

日本气象厅使用数值预报方法开展延伸预报（中期预报）自1973年开始。经过几年的实践，根据工作中的一些经验与体会，由担任这项工作的人员分章执笔编写了这份内部参考技术资料。此译文集由马鸣宇、史国宁、纪乃晋、侯宏森等翻译，全文由侯宏森负责校对，北京大学张主玲负责审阅。

C. Deser 写的中期天气预报中的统计与统计—动力学方法一文共8章，我们仅印出6章，其中概率与统计、回归预报等两章未印出。

——编者

气象科技 译文集 (二)

章三第

13

目 录

一、使用数值预报方法的延伸预报

第一章 为做延伸预报所用数值预报模式的现状	(1)
1.1 现在的业务模式	(1)
a. 北半球模式的改进 (滝川雄莊)	(1)
b. 辐散正压模式 (重久阳亮)	(3)
1.2 试验中的模式和技术方法	(6)
a. 前言 (重久阳亮)	(6)
b. 全球网格模式 (重久阳亮)	(7)
c. 全球波谱模式 (住 明正)	(14)
d. 四维分析 (住 明正)	(19)
e. 半隐式方案 (工藤达也)	(23)
1.3 外国的延伸预报模式 (新田 尚)	(28)
第二章 延伸预报模式的特点和使用方法	(36)
2.1 用4层北半球模式所作的4天预报的特点和 误差 (久保田效, 滝川雄莊)	(36)
2.2 用正压辐散模式所作的192小时预报图的平均特征	(47)
a. 192小时预报图的等高线分布特征 (尾崎康一)	(47)
b. 500毫巴高度沿纬圈的变化 (小山博)	(49)
c. 波谱分析 (谷正之)	(51)
d. 西风指数和平均纬向风 (中村 胜)	(54)
e. 误差图的波数特征 (汤田宪一)	(55)
f. 中纬度短波的位相速变 (矢花楨雄)	(57)
g. 小结 (渡道正雄)	(58)
2.3 在一周预报上的应用——8天预报的个例研究	(59)
a. 192小时预报图的高度场特征 (尾崎康一)	(59)
b. 沿纬圈的500毫巴高度值 (小山 博)	(61)
c. 波谱分析 (谷正之)	(63)
d. 西风指数和平均纬向风 (中村 胜)	(65)
e. 误差图的波数特征 (汤田宪一)	(67)

f. 4天高度偏差变化的经度分布 (矢花慎雄)	(68)
g. 小结 (渡道正雄)	(69)
2.4 关于用北半球4层模式制作预报的一个意见 (新田 尚)	(72)

第三章 数值预报延伸预报的问题与展望

3.1 资料问题 (新田 尚)	(76)
3.2 物理过程问题	(77)
a. 山脉的效应 (增田善信)	(77)
b. 参数化 (边界层、对流) (山 岸, 米二郎)	(87)
c. 辐射传输等 (久保田効)	(92)
3.3 展望	(96)
a. 围绕着中期预报的问题 (新田 尚)	(96)
b. 延伸预报模式的均方差 (久保田効)	(100)
c. 美国的一周预报和对数值预报的期望 (尾崎康一)	(103)

二、中期天气预报中的统计与统计—动力学方法 (C. Leith)

1. 概率与统计 (略)	(105)
2. 动力相空间	(105)
2.1 定义	(105)
2.2 均值的时间依赖性	(106)
2.3 预报总体	(107)
3. 随机动力预报	(109)
3.1 二次非线性系统	(109)
3.2 统计特性	(110)
3.3 矩展开	(110)
3.4 非线性系统的特性	(111)
3.5 随机模式	(112)
3.6 随机动力预报	(112)
4. 理论的可预报性研究	(114)
5. 蒙特卡洛预报	(116)
5.1 引言	(116)
5.2 最优估计	(117)
5.3 蒙特卡洛预报方案	(119)
6. 迴归预报 (略)	(122)
7. 观测的统计同化作用	(122)
7.1 统计的最优分析	(122)
7.2 组合两个独立估计	(124)
8. 中期预报的一些关键问题	(126)
8.1 假迴归	(126)

8.2 一个非线性动力方程的经验性修改	(128)
8.3 外部误差模拟	(129)
8.4 非线性弥散波	(129)

三、美国国家气象中心的中期天气预报 (J.F. Andrews)

1. 3—5天预报	(131)
2. 6—10天预报	(132)
3. 未来展望	(135)

为37.5%。1—5天的预报误差水平比中期预报低45%，而6—10天的预报误差高45%，而11—15天的预报误差23%。

人工修改后5天平均的6—10天的预报精度比正压网格模式(图5C)。对这种预报，在除去正常值后对北美地区计算了型式相关评分。限于资料问题，未能做向期间的大部分对3L-PE作类似的验证。

至于6—10天方差的这些验证结果是否对全年来说具有代表性，现在尚难下结论。1978年冬季和春季，北美上空环流的主要特征是分裂的西风气团，这对人和机器说来都是更难预报的。同时我们曾遇到大量的业务问题，这些问题我想现在是已经解决了。模式性能的记录说明，在3L-PE预报中有92%不是全失败就是部分失败，而正压预报则有10%是失败的或不完整的。我们已经设计和不断设计各种预报工具，例如前面曾提到过的模式误差型式及其应用，以及各种客观温度预报。

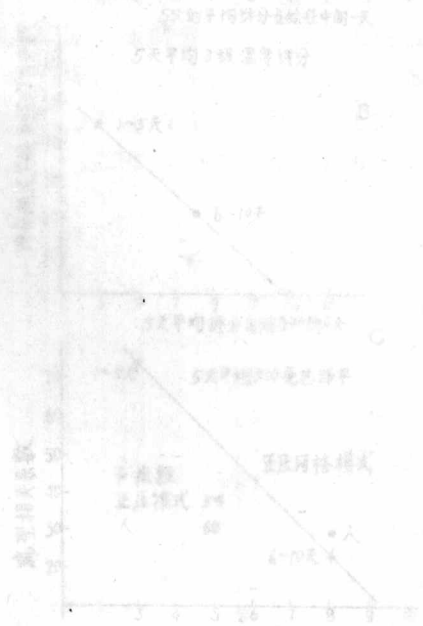


图5 3—5天和6—10天预报的6天平均的预报误差分。(A) 模式(3L-PE)预报误差，(B) 3L-PE误差及(C) 3L-PE误差。验证期间自1977年12月8日至1978年6月4日。

三、未来的展望

近年来，短期数值指导预报已取得很大进步，但中期预报还没有取得这样的成就。把组成为3L-PE或6L-PE预报和较细网格的4小时L-PE模式结合起来，可能使预报精度改进3—5天，也有希望改进6—10天预报。现正计划从模式改进和模式应用两方面入手。3L-PE的初步结果看来是令人鼓舞的，如果成功就可使中期预报精度提高1—2天，而模式应用逐日预报模式运算到10天。这将使中期预报得到明显改善。改进第4天和第5天海平面形势和气压、温度、湿度、风速和6天至第7天预

报精度和厚度较好，等等。改进模式应用，将改进最低和最高湿度预报。

一、使用数值预报方法的延伸预报

第一章 为做延伸预报所用数值预报模式的现状

1.1 现在的业务模式

为做延伸预报现在使用的模式主要有：做96小时预报的北半球4层模式(4L-NHM)和将它的结果延伸，做192小时预报的辐散正压模式(DB模式)。

用这两种模式做8天的预报，每周两次，用星期日和星期三12时(格林威治标准时间，下同)的资料，做为值班业务预报进行计算，根据4层北半球模式作500毫巴的72、96小时的预报图，已于1976年12月1日00时起传真广播。

北半球4层模式现正在加以改进，以其改进为中心的内容在a部分里介绍，关于DB模式在b部分里介绍。

a. 北半球模式的改进

(1) 北半球模式存在的问题

数值预报模式的预报误差是不可避免的，在使用预报图时预报误差的地理分布是个问题。如认为扰动是随偏西风移动，大体是从西向东移动时，那么在从日本到中国大陆的区域内，预报误差大，是个难点。现在北半球模式在这一地区的预报误差相当大，而且呈现具有特征的误差分布。

北半球模式在上述地区的预报误差，在以下情况显著：

① 在模式大气的下层，喜马拉雅山下游地区，出现气温异常上升。这一现象在冬半年明显，用48小时预报图与实况比较，有时升温到15℃左右。

② 上述升温区域，在地面预报图上很清楚地形成了假低压。

③ 在500毫巴等压面上，沿上海到黄海大体在东经120°线形成一个假的高压脊。因此日本附近出现假的槽使原来的槽增强。这种误差在冬半年明显，但夏半年也出现。

④ 从冬天到春初，西伯利亚高压在大陆上大体呈停滞状态，其一部分作为移动性高压向日本附近移动的情况虽然不多，但用模式会预报出把整个日本覆盖起来的高压。因而在落基山附近，也出现与此相似的误差分布情况，如果在模式中不考虑地形作用，这样的误差就会有相当大的一部分消失，因此，可以说上述预报误差在地理分布上与山脉有很大关系。山岳分布对超长波的活动有影响，另外预报中不考虑地形作用，则停滞状态的西伯利亚高压就会不停滞而向前移动，从这些情况来看，做延伸预报时将地形作用引进模式是不可少

的。问题是怎样能将地形作用较好地引进模式中来。

数值预报模式中考虑地形作用时,模式的垂直方向的座标,广泛使用 σ 座标。在P座标、Z座标中,根据模式中考虑到山脉的高度,模式大气的下层座标可能与山脉相截。因此,不仅在预报区域周围的边界上,要给出边界条件,而且在预报区域内山脉周围所形成的边界上也要给出边界条件。山脉周围的边界条件是相当麻烦的。 σ 座标中最下层的座标面是沿着山脉表面或者是沿地面的,因此在山脉周围不能形成水平边界,数学处理是简单的。如此看来可以说 σ 座标是模式中考虑地形作用的最方便的座标。采用 σ 座标时,山脉可以自动地考虑进去,其优点是在预报区域内不形成边界,但另一方面,运动方程式中气压梯度力项分成两项,在山的坡度大的地方这两项互为大项,因此在计算作为两项之差的气压梯度力时容易产生误差。此外,计算气压梯度力时,所需要的 σ 面上的高度值是使用静力学公式从地表面积分得来的,模式的层数减少时,积分的误差变大,在坡度大的斜面上,在不同地点,大气厚度的差别较大,高度积分的误差因地点而异。因此,在坡度大的山脉斜面上,气压梯度力的误差较大,影响风的预报准确性。而风的预报误差进而与气温的预报误差联系起来。因此,采用 σ 座标的模式,必须很精确地进行高度计算,现行业务模式的高度计算,在山脉附近精度不一定好。

如果用 σ 座标,山脉附近低空的边界条件的处理是简单的,但在计算气压梯度力项上容易产生误差。另一方面,用P、Z座标,计算气压梯度力简单,但处理山脉附近低空的边界条件上就很难办。如此看来,根据座标系的不同,在处理地形作用条件时各有不同的优缺点,所以今后需要讨论哪一种座标系考虑地形作用最合适。此外,不管采用哪一种座标系,需要给出在山脉周围高度场与风场相适应得很好的初始值,即使从这样相适应的场开始积分,不久也可能形成撞山的气流,也有必要控制由此而产生的噪音。这些都是需要今后研究的问题。关于将地形作用引入模式的方式上的问题,将在第三章叙述。

同个(2) 北半球模式的改进

前面已谈了现行的北半球模式的缺点。因为对这些缺点的原因不一定了解得很清楚,故不能指望在现阶段有根本改进,只是以减少山脉附近的预报误差为目的而进行改进的。当进行改进时,是按照洛杉矶大学荒川的大气环流模式建立模式,但也有改变的部分。下面讲一下现行模式与改进模式的差异。

① 物理量定义层次的变化

在现行模式的预报变数中,温度和比湿所定的层次和风所定义的层次不同,在改进的模式中,预报变数全部是在相同的层次上给以定义。

② 高度预报

计算气压梯度力时所必须的 σ 面的高度值,如果给定了地面气压、地表面高度、气压的垂直分布,可以从静力学公式求得的,但预报模式的层数少时,荒川的高度计算方法误差非常大。因此,在改进的模式中,一开始就希望使计算高度的误差减小,比较了各种方法,采用了一种精度好的方法。结果在山脉附近的预报误差与现行模式比较变小了。然而,在低纬度,上升气流的分布出现很不符合实际的条纹状。可以认为,这样,上升气流好象表示内部重力内波的存在。经过分析后了解到:确实在数值积分的初始阶段,在中纬度产生了重力内波,因其振幅小,与中纬度扰动混淆起来,几乎不能区分出来,但传播到低纬度时,就成为在上升气流预报图上所看到的那种情况。这种重力内波可以认为是,初期大体已平衡的风场和

质量场,因沒照顾到用模式开始计算时,仍要保持平衡而产生的。因要用静力学公式提高计算高度的精度,另一方面按①节所说的层次的取法,要保持风场和质量场的平衡是困难的,所以以后便改变了预报高度的方式。由于这一变更,大幅度修正了低纬度上升气流的不自然的形势。这种预报高度的方式,是由增田提出的。如照原样使用荒川的静力学公式,则误差大,但将这一公式对时间做微分后再作为方程式使用时误差变小。

③ 准确地求出初始值

随着上述预报高度方法的改变,希望很准确地求出相适应的初始风场和质量场,因此,将以往在4层等压面上求解平衡方程、 ω 方程,从高度求风的办法,改为在9层等压面上解方程,然后再内插到 σ 面上。用这种方法减少了从P面求 σ 面的初始值的误差。

④ 修改维持各种守恒量(质量、位温、位温的平方)的守恒性的差分格式。

质量、能量、位温、位温的平方等在预报区域上的平均值,在沒有加热等外因、沒有通过预报区域边界的物理量的流出流入的情况下,不随时间变化。象这样具有各种守恒量基本方程组,就是写成差分方程也希望仍保持其守恒性。特别是在进行延伸预报时这种守恒性就更成为必要的条件了。现行模式只满足质量的守恒性,改进的模式最初使用了维持上述四种守恒量的差分格式。以后如在上述②节中所叙述的那样,因改用预报高度的方法,故不能严密地证明能量的守恒性。但分析一下实际进行预报时能量的变化,已由增田证实,在计算精度的范围内能量是守恒的。

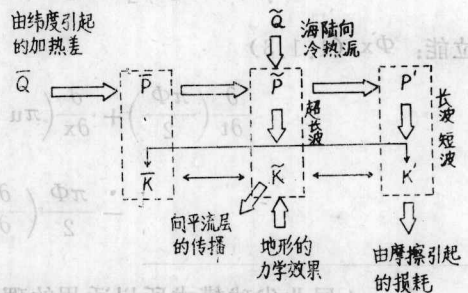
此外,为了满足位温及位温平方的守恒性,用改进的模式预报位温,它与预报气温沒有本质的差别。

以上是现行模式与改进模式不同点的简要情况,两个模式全都采用 σ 坐标系表示的初始方程式,预报区域、水平方向的网格点的取法,时间积分法、引进模式中的山脉高度、海水温度的分布等都是共同的。此外,编排进模式中的对流调节、摩擦等的物理过程虽有若干差异,但可以说大体是相同的。关于这些共同点,今后大概全都不需大变动,但准备做些修改。

b. 辐散正压模式(DB模式)

4层北半球模式(4L—NHM)96小时预报的结果作为初始值,用辐散正压模式(DB模式)做192小时预报,从1977年4月开始实行(以气象厅中期预报组为中心),作为数值预报资料正在应用。

为做延伸预报,当前的目标是以相应的准确度报出在时间、空间上的大尺度现象。例如做4~8天的预报,重要课题是报好超长波、长波的活动。第1.1.1图用模式表示这些现象的能量循环与物理过程。以做延伸预报为目的的预报模式,必须将这些现象很准确地反映出来;因此,多层全球模式是合适的预报模式;从最近国外做延伸预报试验的成果也可以了解到这一点。本电子计算机室也在研究多层全球模式,尚未达到用多层全球模式进行数值预报的阶段。另一方面业务值班预报上期待用数值模式做延伸预报的呼声很强烈。作为暂时的措施,希望用现在的4层北半球模式(4L—NHM)



第1.1.1图 在对流层的能量收支粗箭头表示主要能量的流向

延长预报时限*, 然而靠现在计算机的能力, 需要很多计算时间, 作为业务预报是困难的, 现正进行 4 层北半球模式 (4L—NHM) 和辐散正压模式 (DB 模式) 并用做 192 小时的预报。关于用这种办法做的延伸预报, 可能尚有许多问题, 但希望把它作为向用多层全球模式做数值预报发展的一个阶梯。

(1) 4 层北半球模式与辐散正压模式并用做 192 小时预报

用 4 层北半球模式做 96 小时预报, 用 4 层北半球模式的 $T=96$ 小时的 500 毫巴高度和风速的预报值, 使用辐散正压模式进一步做 $T=96$ 小时到 $T=192$ 小时的预报。辐散正压模式的主要方程式用以下公式来表示, 即一层流体的、所谓浅水波的原始方程式。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (1.1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (1.1.2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{\partial (\pi u)}{\partial x} + \frac{\partial (\pi v)}{\partial y} = 0 \quad (1.1.3)$$

$\pi = h - h_s$: 大气的厚度

$\Phi = gh$, $\Phi_s = gh_s$: h_s 是地面高度, 但

实际的模式是 $h_s = 0$

u, v : x, y 方向的风速分量, 在垂直方向不变。参照第 1.1.2 图。

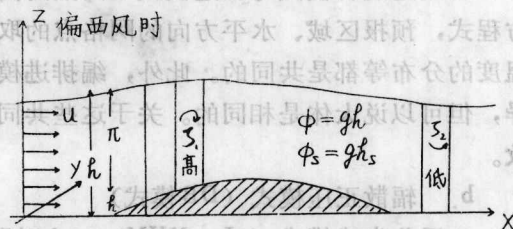
为了以后叙述的方便, 导出 $h_s = 0$ 时的动能和位能的公式。动能: $\pi u x$ (1.1.1) + $\pi v x$

(1.1.2)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\pi \frac{u^2 + v^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\pi u \frac{u^2 + v^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\pi v \frac{u^2 + v^2}{2} \right) = - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\pi u \frac{\Phi}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\pi v \frac{\Phi}{2} \right) \right] + \frac{\pi \Phi}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1.1.4)$$

位能: Φx (1.1.3)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi \Phi}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\pi u \frac{\Phi}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\pi v \frac{\Phi}{2} \right) = - \frac{\pi \Phi}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1.1.5)$$



第 1.1.2 图 辐散正压流体, 偏西风时

* 4 层北半球模式所以适用的理由是因为它可以表现: ① 4 层模式的斜压现象; ② 大尺度的地形作用 (包括各种问题, 参见 3.2.a 山岳效果); ③ 由水汽引起的热量输送过程。

实际的模式是用极地投影坐标, 主要方程式是用通量型式来表示, 为避免复杂, 用x-y正交坐标表示。预报区域与4层北半球模式完全相同。将(1.1.1到1.1.3)式用差分公式近似地表示, 假定给定 $T=0$ 的特定等压面的 Φ 、 u 、 v , 则任意时刻的 Φ 、 u 、 v 可以依次计算求出。这些浅水波方程是近似地描述在垂直方向进行平均的大气平均状态的运动, 500毫巴面的运动大致相当于这平均运动。(1.1.1到1.1.3)式的差分格式, 与4层北半球模式完全相同。

作为与4层北半球模式和辐散正压模式在 $T=96$ 小时相互联系的问题来说, 应指出的一点是 $T=96$ 小时的 Φ 、 u 、 v 值是独立的。4层北半球模式中这些值是互相处于准地转平衡的状态, 但辐散正压模式不能保证这种准地转平衡。 $T=96$ 小时和辐散正压模式平衡产生的不一致的状态, 变成惯性重力波的能量, 作为噪音遗留下来。

(2) 辐散正压模式的运动特征

利用数值预报结果最重要的事情是要充分掌握这一预报模式能给予什么样的情报。在这种意义上, 一方面与实际的大气现象(第1.1.1图)对比, 一方面来看看辐散正压模式的运动。浅水波方程(1.1.1到1.1.3)能表示两种类型(罗斯贝波和惯性重力波)的运动, 支配天气现象的主要是罗斯贝波。将 Φ 、 u 、 v 分为沿x方向平均的平均量($\bar{}$)与扰动量, 令 $u \rightarrow \bar{u} + u$, $v \rightarrow \bar{v} + v$, $\Phi \rightarrow \bar{\Phi} + \phi$, $h \rightarrow \bar{h} + h$, $\pi \rightarrow \bar{\pi} + \pi$, 进行准地转近似时, 能得出对罗斯贝波的位涡守恒公式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{1}{f} \nabla^2 \Phi - \frac{f}{g\pi} \phi \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(f - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0 \quad (1.1.6)$$

在这个公式中, 取 β 平面近似: $\frac{\partial}{\partial y} \left(f - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} = \text{一定}$, $f = f_0$ 罗斯贝波如表示为 $e^{i(\omega t + kx + Ly)}$, 频率 ω 和波数 K , 之间有以下关系式成立。

$$-\frac{\omega}{k} = \bar{u} - \frac{\beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}}{k^2 + L^2 + f_0^2 / (g\pi)} \quad (1.1.7)$$

上面给出了罗斯贝波的移动速度, 右边第2项表示由 β 效果引起的西移的效果, 如使此公式适用于波长 $3 \sim 4 \times 10^3$ 公里的波时, 大致能得出每天向东移 10^3 公里的速度, 和实际高低压移动的速度相符合。另一方面, 对于波长为地球尺度的波来说, 由 β 效果引起的西移效果, 也比一般气流 $\bar{u}$ 为大, 波以很快的速度西移。在自然大气中像这样显著的西移现象是看不到的, 一般超长波都是缓慢地移动。也就是说, 对于超长波运动很重要的山脉的动力作用, 海陆分布的冷热源的效应, 平流层与对流层的相互作用, 再加上第2种地转风运动①等因子用正压辐散模式都不能表示出来, 所以用简单的辐散正压模式, 对超长波的表现程度有很大的限制。

其次, 为了看一看罗斯贝波彼此的相互作用, 从而考察一下罗斯贝波与平均气流的能量平衡。在(1.1.6)式上乘以 Φ , 使其向x方向平均, 以罗斯贝波不能达到无穷远作为边界条件, 得出罗斯贝波的总能量公式:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\pi}{2} \left(\frac{1}{f} \nabla^2 \Phi \right)^2 + \frac{\pi \Phi^2}{2} \right] = \pi \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \approx \pi \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} f^2 uv \quad (1.1.8)$$

① 对超长波, 散度与涡度变成同量级的量, 不能用准地转风近似式描述涡度方程式。

在这里, 2 次量的 $(\overline{\quad})$ 表示 x 方向的平均。将总动能、总位能的公式 (1.1.4~5) 用地转风的关系改写, 减去 (1.1.8) 式, 得出平均场的总能量公式。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\pi \left[\frac{1}{2} \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial y} \right)^2 + \frac{\overline{\phi}}{2} \right] \right] = - \pi \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial y} \quad (1.1.9)$$

但略去了 ϕ 的三次量。

平均场与罗斯贝波的位能公式是对 (1.1.3) 和 (1.1.5) 式使用地转风的关系, 得到

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi \phi}{2} \right) = 0 (\phi^3) \cong 0 \quad (1.1.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi \overline{\phi}}{2} \right) = 0 (\phi^3) \cong 0 \quad (1.1.11)$$

位能在时间上是恒定的。(1.1.8到1.1.9) 式的右边, 表示平均场和罗斯贝波动能的收支, 与第 1.1.1 图的正压动能转换 $\overline{K} \longleftrightarrow K'$ 相对应。关于罗斯贝波彼此相互作用也可以说情况完全相同。在辐散正压模式中表现为不同的涡 (罗斯贝波) 在彼此相互作用之下形成新尺度的涡, 不同的涡有时加强, 有时减弱等现象。但自然大气中, 引起南北温差 (有效位能) 消失过程的斜压能量转换, 则完全不能表示出来。

到目前为止的讨论, 是准地转风近似范围内的情况, 就是把话题扩展到原始方程系统, 从定性来说也不会有多少改变。像辐散正压模式那样适用范围有限的简单模式, 在使用预报结果时要充分注意模式的特点, 这是很重要的。

1.2 试验中的模式和技术方法

a 前言

做 4~5 天的预报时, 自然与所谓短期预报的观点有所不同。如果按照现象来说, 支配每天天气变化的高、低压, 经过 4~5 天后初期的结构消失, 使时间、空间上更大尺变的平均场发生变化, 而这平均场又支配着新的高、低压的产生、变化。这可以理解为高、低气压的产生、发展、衰减是受能够消除更大尺度大气场的不稳定状态的不稳定现象所支配的。像这样将高、低气压与大气环流相互作用的过程, 更好地预报出来是延伸预报的目的, 而大气环流模式应与此相适应。大气环流模式是为了研究地球大气环流状态而研制的, 水平方向的预报范围以全球为对象, 垂直方向也是包括从海、陆之间的相互作用一直到高空平流层, 重要的物理过程全都包括了。以这个大气环流模式为蓝本, 具体地进行制作适合给定的预报时限的模式, 是做延伸数值预报所必经的程序。

作为全球模式的方法有网格法、谱方法、假谱法 (Pseudo—Spectral 法)、有限元法 (Finite element 法), 各有优缺点, 那一个最好, 由于使用的目的不同评价也不一样。现在广为采用的是网格法和谱方法, 电子计算机室也进行了这两种方法的试验。以其试验结果为背景, 下面 b c 节中介绍网格法与谱方法的概要和问题。

在业务用数值预报模式中初始值问题很重要。特别是过去观测资料很少的低纬度地区, 随着静止气象卫星等观测网的扩大, 资料变得丰富起来, 怎样从不同的观测手段所得到的数

据中，将有用的气象情报以适合于模式的方式挑选出来，是当前急需解决的问题。四维同化分析是解决这一问题的一种方法，在 d 节中将讨论。

要将重要的物理过程全表示出来，预报范围水平方向取全球的，垂直方向是直到高空平流层的多层全球模式，当然计算量庞大，怎样缩短数值计算时间，这是能否作为业务预报模式的大问题。从数值预报使用的时间外推法随之而来的计算上的局限，需要比本来希望预报的现象小两位或三位的时间步长。能使时间步长加大的外推法有隐式法。半隐式法是它的特殊用法，关于 σ 坐标系的方法将在 e 节中叙述。

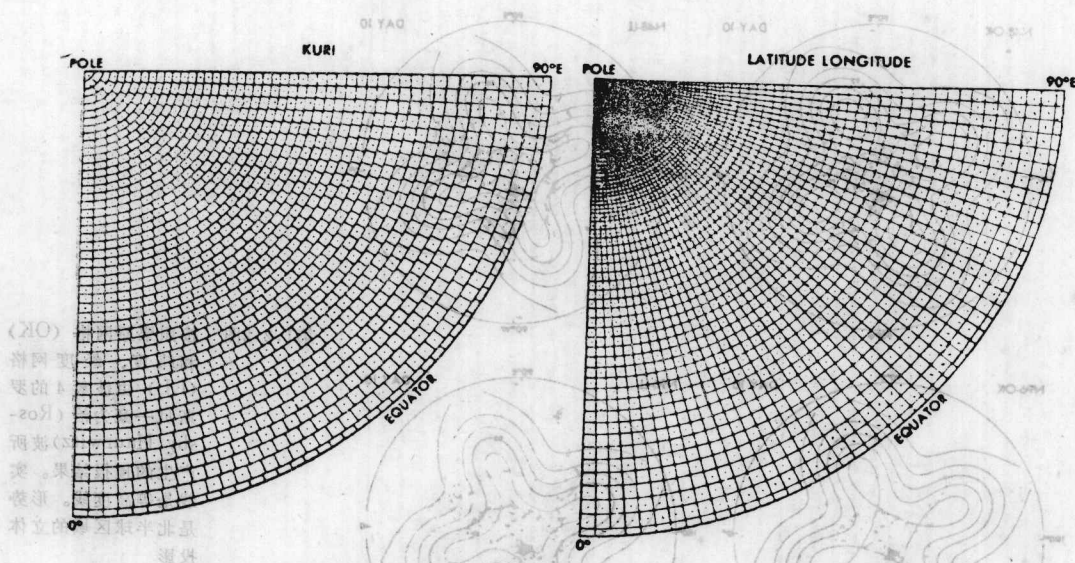
当前，电子计算机室还没搞出多层全球模式，现在此还不足写出全球模式全貌的时候。本节是以目前电子计算机室自己搞过的问题为主，作为延伸数值预报的问题来说，并非已经全部搞完了。其中，物理过程的问题请参见第 3 章 3.2 节。

b 全球网格模式

以延伸预报为目的的全球数值预报模式，怎样将辐射、低纬度的积云对流、对流层和平流层的相互作用、山脉效应等的物理过程加到模式中，是一个重要课题*。在这里将涉及到关于水平差分格式设计方面全球模式所特有的问题，同时将现在试验的全球模式给以概要说明。

(1) 网格点的分布

在网格模式上将基本方程式用差分公式加以近似，并进行数值积分，这时所产生的误差是不可避免的。这一误差取决于作为预报变数的物理量的空间尺度（波长）和格距的相对大小。因此，假如物理量的尺度在全球大体一定时，如使全球网格点能均等地分布。差分误差在全区域也大体呈均一状态。一般在正交座标系中进行差分优点多，但取正交座标轴没有办法将全球面做成均匀分割的网格点。例如，用球面座标选取一定间隔的经度、纬度做网格点



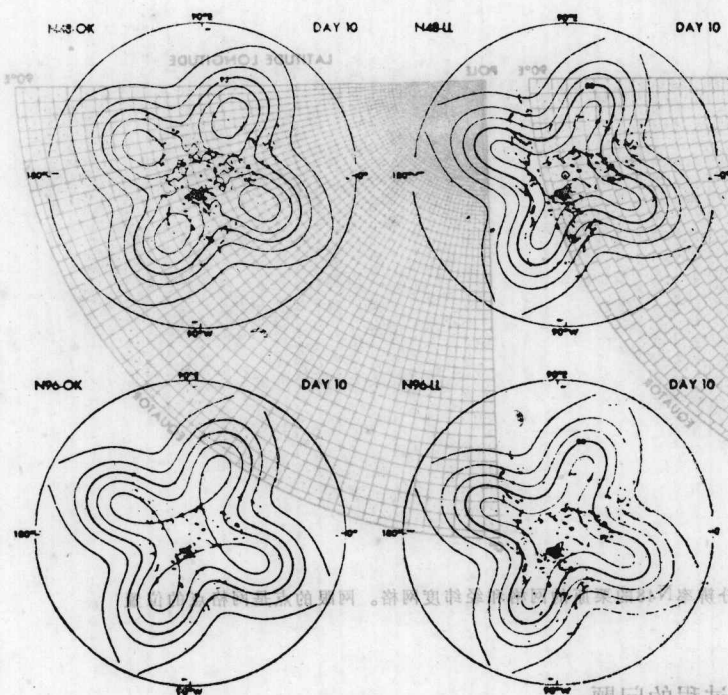
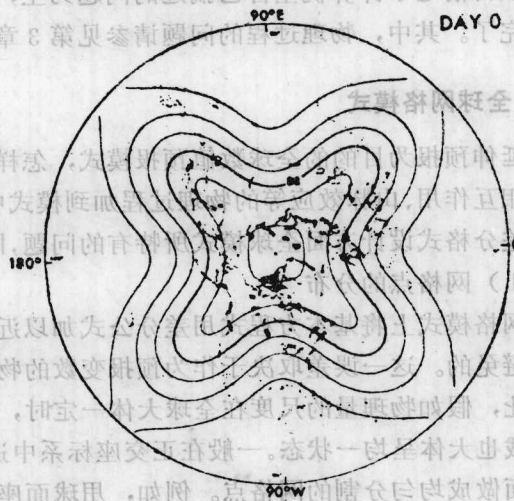
第1.2.1图 纬向的分辨率N48的栗原的网格和经纬度网格。网眼的点是网格点的位置

* 参见第 3 章 3.2 物理过程的问题。

时,沿纬圈网格间隔越靠近两极越小,而在以北极为切点的极地投影的 $x-y$ 坐标系中,令 Δx 、 Δy 固定来制做网格点时,则越接近南极,网格点的间隔就变得越小。现在,广泛采用的网格点的取法有:用球面纬度、经度坐标系,使经、纬间隔一定数(LL网格)和使用球面座标,但为避免极地附近网格点的密度变大,减少沿纬圈的网格点数,使网格点在全球大体呈均等分布(OK网格)(第1.2.1图)。在LL网格上,极地附近的格点数比需要的多,结果使得计算量增加。第1.2.2图是根据LL网格和OK网格试验的结果。图中N48、N96表示纬向的网格数(赤道与极地之间)。简单来说,在OK网格上,网格间隔大时(在N48的情况下,靠极地最近的地方只有4个格点。第1.2.1图),在极地附近形势变混乱。OK网格存在的问题是,在差分方程中使涡度拟能(enstrophy 涡度的平方)的守恒性成立是困难的。

(2) 满足线性计算稳定性的方法。

使用LL网格法时,在极地附近经向网格间隔变小,为避免线性计算不稳定,需要取非常小的时间步长做时间积分(经度间隔为 5° 时,时间步长是50秒)。线性计算稳定条件之所以破坏,首先是由于重力外波。重力外波的位相速度与波长无关,波长变短时其周期也变得非常小。LL网



第1.2.2图 按照原网格(OK)和纬度、经度网格(LL)由波数4的罗斯贝-豪为治(Rossby Haurwitz)波所产生的预报结果。实线是等高度线。形势是北半球区域的立体投影

格法中，在极地附近可以表示出波长短的重力波，这就成为计算不稳定的原因。用以下办法，可以不使时间步长变小而又能不引起计算不稳定。

平滑法 (Smoothing method)

一般决定波动的位相速度的是还原力的大小。在重力外波的情况下，与此相应的是运动方程式的气压梯度力项与连续式的辐合、辐散项。因而，在不满足线性计算稳定性条件下，对纬圈方向的短波，如果用下述方法，经度方向的气压梯度力项与辐合效果减弱则重力外波的纬向的位相速度变小，可以避免线性计算的不稳定。

一维的、线性近似、被平滑了的重力外波的公式是：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\hat{S} \left[\frac{\partial \phi}{\partial x} \right] \quad (1.2.1)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\overline{\phi} \hat{S} \left[\frac{\partial u}{\partial x} \right] \quad (1.2.2)$$

在这里， u 、 ϕ 是扰动的纬向速度、重力位势， $\overline{\phi}$ 是 ϕ 的 x 方向的平均， $\hat{S}$ 是只对 x 的函数作用的线性算符，后面将给出定义。 u 、 ϕ 展成 x 方向的傅立叶级数：

$$u = \sum_{k=-\infty}^{\infty} u_k e^{i k x}$$

$$\phi = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \phi_k e^{i k x}$$

(1.2.1到1.2.2) 式为：

$$\frac{\partial^2 u_k e^{i k x}}{\partial t^2} = \overline{\phi} k^2 u_k \hat{S} [e^{i k x}] \quad (1.2.3)$$

在这里，算符 $\hat{S}$ 用下面的公式给出定义， $\hat{S} [e^{i k x}] = S_k e^{i k x}$ ，根据 (1.2.3) 式，波数为 K 的重力外波的频率 ω_k 为：

$$\omega_k = \pm \sqrt{\overline{\phi} S_k k^2} \quad (1.2.4)$$

以时间步长为 Δt 时间积分时，作为线性计算稳定的条件是：

$$\omega_k \cdot \Delta t < \varepsilon \quad (1.2.5)$$

ε 是与时间差分格式有关的常数，取中央差分式，则 $\varepsilon=1$ 。根据 (1.2.4到1.2.5) 式，对于引起计算不稳定的短波，如将 S_k 适当变小，则能避免线性计算不稳定。

半隐式法

这一方法就时间格式来说，对外部重力波的经度方向还原力项用隐式法，对其他项用中央差分法，时间步长①则可取大些。一般用隐式法时，为了解赫姆霍兹(Helmholtz)型的差分方程，需要计算时间，因此一般用谱方法②。此时因为只是一维的半隐式法(只是经度方

① 参照 1.2.b 半隐式方案

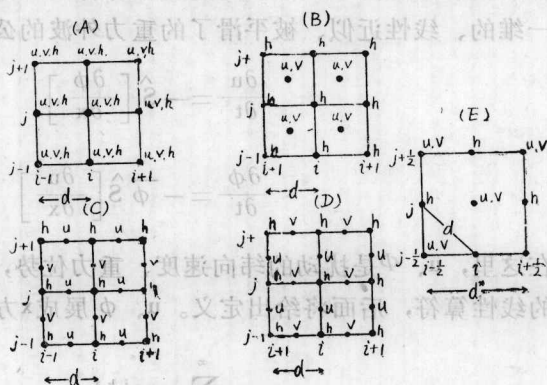
② 参照 1.2.c 全球波谱模式

向) 经度方向展开傅立叶级数, 如纬度方向使用差分方法, 就能缩短计算时间。

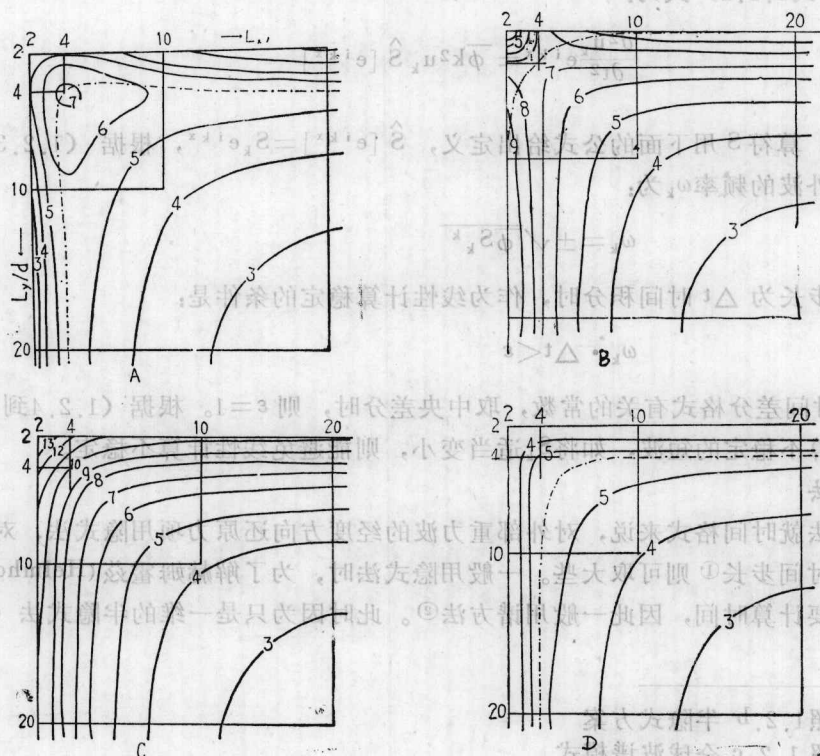
(3) 网格点上物理量的配置

初始方程式表示两类运动。一是高频率的惯性重力波, 另一种是低频率的准地转运动。这两种类型的运动, 从延伸预报的角度来看有其特点。

地转适应在局地激发起来的惯性重力波的能量, 向更广阔的区域频散, 局地重力波的能量随时间的推移接近于零。其结果, 经常维持准地转平衡状态。重力波的这种频散性质用差分公式如果不能有效地表现出来, 差分误差在局部地区则会积累作为一种噪音就要变大。第 1.2.3 图是五种型式的物理量的配置, 第 1.2.4 图表示这些配置的重力波的频散效果。重力波群速度为零的波长的波, 能引起能量的堆积, 所以对于地转适应, 可以说 C 图最好。但波长变小到格距的 2~3 倍时, 原有差分的精度已经很低, 放弃了只根据选取差分格式的解决方法, 而考虑非线性摩擦等其他方法, 使噪音衰减。如果从这样的观点出发, 就重力波的频散性而论, E 图也可以说是十分有效的方案。



第 1.2.3 图 水平方向网格点的 u 、 v 、 k 的配置



第1.2.4图 (A)~(E)图重力波的振动数与波长 (L_x, L_y) 的关系。在点划线上，与 x 方向形成的角度，向 $\theta = \tan^{-1}(L_x/L_y)$ 方向的波群的速度为零。最后一图是微分式情况的频率

涡度拟能守恒与非线性计算的不稳定

在准地转运动上辐散作用小，涡度拟能近似地守恒。为此定义 K^2 如下式。

$$K^2 = \frac{(\overline{\nabla^2 \psi})^2}{(\overline{\nabla \psi})^2} \cong \frac{\text{涡度拟能}}{2 \times \text{动能}} \quad (1.2.6)$$

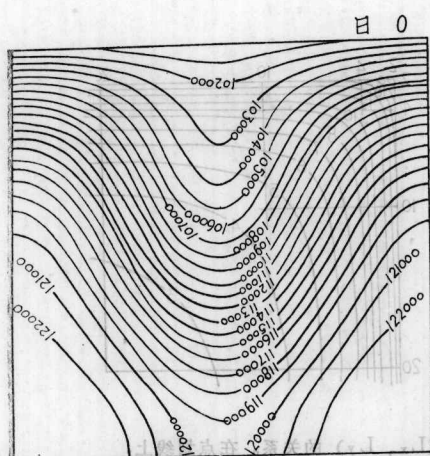
上式 $(\overline{\quad})$ 是空间平均， ψ 是流函数。 ψ 的傅立叶级数展开时

$$\psi = \sum_{K, L=-\infty}^{\infty} \psi_{KL} e^{i(Kx + Ly)}$$

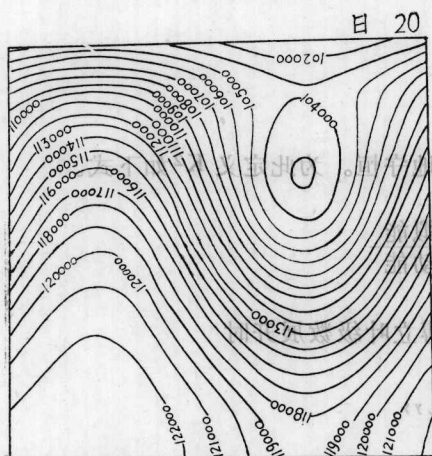
则

$$K^2 = \frac{\sum_{K, L=-\infty}^{\infty} (K^2 + L^2) [K^2 + L^2] |\psi_{KL}|^2}{\sum_{K, L} (K^2 + L^2) |\psi_{KL}|^2} \quad (1.2.7)$$

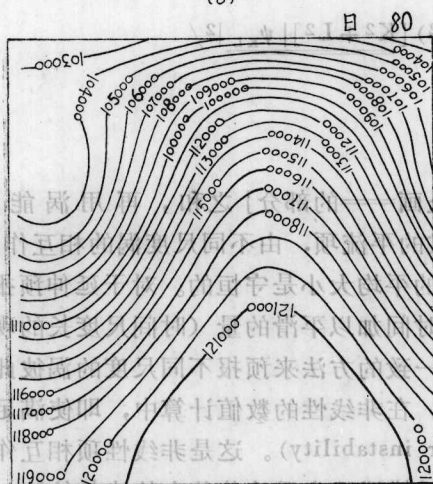
K^2 ，波数的平方，是涡能密度[(1.2.7)式上画——的部分]之和，再用涡能总和来除， $1/\sqrt{K^2}$ 表示涡的平均尺度。通过涡度方程式的平流项，由不同尺度涡的相互作用，开始产生另外尺度的涡，根据涡度拟能守恒法则，涡的平均大小是守恒的。对于延伸预报将一天的预报结果相互比较的同时，预报结果随着时间加以平滑的量（时间尺度长的现象）也是重要的，在这种意义上，必须以和自然现象相一致的方法来预报不同尺度的涡彼此的相互作用。涡度拟能守恒之所以重要，还有一个理由，在非线性的数值计算中，即使满足线性计算稳定性条件，也会发生计算不稳定 (non-linear instability)。这是非线性项相互作用的结果。在所用的网格中产生了不能分辨的短波，则被错误地表示为其他大的波长的波（混淆误差 aliasing error）其结果是使波长小于三倍格距的特定的波振幅增大了。如果涡度拟能守恒成立，就不可能发生往小尺度单方面的能量的流动，这就可以避免非线性不稳定。上述 C、D、E 图中，在无辐散情况下，可以设计出涡度拟能守恒与能量守恒同时成立的格式。第



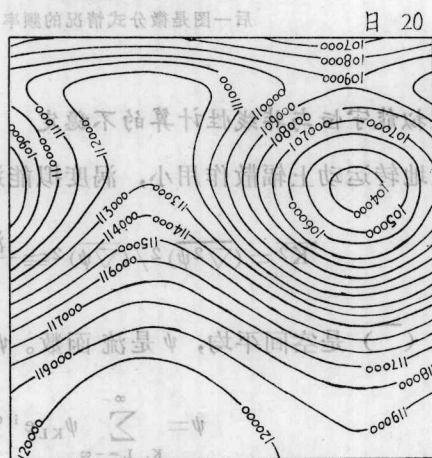
(a)



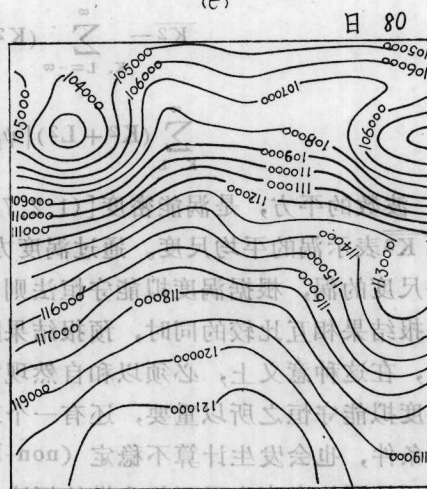
(b)



(c)



(d)



(e)

第1.2.5.图 根据涡度拟能守恒方案(上段)和能量守恒方案(下段)罗斯贝一豪为治波($n=4$)的试验结果。投影是圆筒座标投影法。实线是等高度线(R , Sadourny)。

1.2.5图是涡度拟能守恒方案与能量守恒方案的预报结果。初始值的波数1的罗斯贝一豪为治波,在理论上波型应该是不崩溃地向前移动,但是只用能量守恒的方案,从预报开始后第80天波型明显崩溃。

(4) 试验中的全球网格模式

在辐散正压流体中试验了与水平差分格式有关的问题。用LL网格法,为使B图在极地附近能满足线性计算稳定,采用了荒川一明茨公式的平滑法。因为差分公式复杂,现将制做差分公式时大概想法表示如下:

运动方程式