

一个用阶梯山脉坐标表示的大气环流模式: 模式的描述及其对中期预报的有效性

B. L. Wyman

(NOAA 地球物理流体动力学实验室)

摘要 阶梯山脉或 η 垂直坐标已成为消除在沿陡坡面计算气压梯度力时出现的数值误差而建议的一种解决方法。这篇文章的主要目的是描述采用 η 坐标而设计的全球大气环流模式的发展,并检验该模式对中期预报的能力。首先,给出极地边界和极地滤波的处理。为了检验极地处理,给出了用浅水波方程得到的数值结果;其次,还把各种物理过程参数化引入多层 η 坐标模式。为了证实该模式有效,给出了几个 1 月份个例的数值积分。

η 坐标所列方程与随地形起伏的 σ 坐标所列方程很相似,允许用其中一种垂直坐标试验模式。于是,在同样的物理过程参数化下,我们用 η 坐标大气环流模式和 σ 坐标的大气环流模式进行了比较。另外,还与 σ 坐标的谱模式作了比较。

现就模式的有效性,用几种不同的水平分辨率,4 种观测的初始状态作了 10 天积分。对相对低的分辨率的模式,预报结果稍微有利于谱模式和 σ 坐标模式。然而,采用较高分辨率, η 坐标模式预报技巧评分与 σ 坐标模式结果不再有明显的差别。给出的其它结果还证实了 η 坐标在陡峭地形附近的优势以及与地表边界层处理有关的 η 坐标的潜在缺陷。

关键词 η 坐标 大气环流模式 中期预报 有效性

1 引言

自 Phillips (1957) 提出随地形起伏的 σ 垂直坐标以来, σ 坐标已广泛用于许多数值模式。 σ 坐标是对所列方程相对比较简单的气压坐标的一种修正。随地形起伏的坐标面提供了一个极为简单的下边界条件。可选择的坐标系,如气压或等熵面坐标系,各自都有

其独特的优点。然而,由于坐标面与地面相交,这两种坐标较 σ 坐标要复杂得多。

用 σ 坐标(和大多数其它随地形起伏的坐标)的一个困难的问题是,在陡峭地形上空坐标面是倾斜的,特别是与气压梯度力有关的数值误差已引起广泛的注意(Corby 等, 1972; Janjic, 1977; Tomine 和 Abe, 1982; Arakawa 和 Suarez, 1983)。为减小这些误差

而提出的订正方案并不能完全解决这一问题。不考虑订正方案,提高分辨率只会导致这些误差的增加。增加水平分辨率通常产生更陡峭的山脉。较陡的山脉与较薄的 σ 气层相结合可以导致较大的气压梯度力的误差 (Janjic, 1977; Mesinger, 1982)。

陡峭山脉问题不只局限于气压梯度力的计算。在陡地形区域,其它水平差分项,根据报告也有问题 (Mesinger 和 Janjic, 1987)。沿倾斜的 σ 面,温度或水汽的虚假的水平扩散可以导致山区过多的降水 (Simmons 和 Jarraud, 1984; Simmons, 1987); 对非常陡的倾斜面,甚至会出现极大的噪声和不稳定。

倾斜的 σ 面所带来的问题,促使 Mesinger (1984) 提出了具有固定的像块状或阶梯山脉的一种垂直坐标。山脉被表示为填满的网格盒子,使一些不带任何资料的网格盒子位于地表面以下。新的坐标面几乎水平,它消除了与 σ 坐标系有关的许多问题,而与气压梯度力项和其它水平差分量有关的误差也会有所减小。而且不管下边界的形状如何复杂,阶梯山脉坐标仍然是相当简单,类似于 σ 坐标的形式。

下面给出定义 η 阶梯山脉垂直坐标和其与 σ 坐标系的相互关系的方程,

$$\eta = \eta, \sigma \quad (1a)$$

$$\sigma = \frac{p}{p_s} \quad (1b)$$

$$\eta_s = \frac{P_{ref}(z_s)}{P_{ref}(0)} \quad (1c)$$

由 (1a) 可以明显地看出,对 σ 预报方程需要作的唯一修正就是引入 η , 即地表面的 η 值。(1c) 中的 η_s 由位于模式层交界面的参考气压 P_{ref} 廓线来定义。地面高度 (z_s) 从位于这些模式层交界面的一组参考高度中选择,使模式地形像阶梯状结构。

由于 η 坐标很近似于 σ 坐标,它显示出某些独特的优点。利用关系式 (1a) 和一个表示阶梯山脉的掩模数组,可以采用同样的计算机编程使 η 或 σ 坐标模式运转。因此,不用

考虑潜在的计算机编程误差,就可比较这两种坐标。而且,在没有地形即 $z_s = 0$ 的情况下, η 坐标就是 σ 坐标 (即 $\eta_s = 1$)。

虽然 η 坐标事实上消除了倾斜坐标面带来的误差,但由于减少了高地形上地表面附近的垂直分辨率而可能出现新的潜在的问题。在最低的 σ 层中,人们典型地用较高的垂直分辨率来处理地表通量的计算。而采用 η 坐标,最低的模式层将为块状似的山脉所填满,紧靠近地面的模式层将具有较粗的分辨率,并且可能由于这一层太厚而不能正确地计算地表通量。因此,地表层湍流方案和对流层低层垂直分辨率的选择是值得考虑的重要问题。

在地球物理流体动力学实验室 (GFDL), 一个全球格点模式多年来 (Mesinger, 1981) 一直在发展。但这篇文章给出的特定方案则是从国家气象中心 (NMC) 区域 η 模式 (Mesinger 等, 1988, 以下简称 M88; Janjic, 1990) 发展而来的。边界条件已用于全球区域,物理过程参数化已加以修改,以便与 GFDL 实验预报组的谱模式 (Gordon 和 Stern, 1982) 中的 E4 物理包一致。这篇文章描述的大气环流模式 (GCM) 将称作全球 η 模式 (GEM)。当前,这是唯一的将 η 坐标用于全球的模式。

这篇文章提出的这项工作的目标是致力于发展可用于中期和长期天气预报的,采用最新数值方法的一个全球流体静力格点模式。本文的中期预报的目标将到 10 天。1—3 个月时间尺度的长期预报将在以后的文章中讨论。因为还从来没有人确定过 η 坐标对这样长的时间尺度的大气环流的影响,由于 NMC 的区域 η 模式近来的成就 (Mesinger 和 Black, 1992), 考查全球范围内 η 坐标的价值将是有意义的。

第二部分将给出用于极地地区的水平网格和数值方案。附录提供了用浅水波方程组作的积分,以证明穿过极地的气流几乎不受歪曲地得到合适的处理。第三部分描述具有

用于 GCM 的全物理过程的模式的三维方案,这包括怎样产生模式地形以及模式的动力学和物理过程参数化综述,还将强调其与 NMC η 模式和 E4 物理包的差异。第四部分将根据模式运行 10 天的 4 个个例,给出该模式的有效性。 σ 坐标版本将与谱模式比较, η 坐标版本将与 σ 坐标版本比较,并讨论其预报技巧的差异。此外,还要考查 η 坐标在陡峭地形上空的优点以及在地表面附近的缺点(略)。第五部分给出总结性评述。

2 水平网格和极地处理

2.1 水平网格

GEM 采用半跳点的 Arakawa E 网格 (Arakawa 和 Lamb, 1977; Janjic 和 Mesinger, 1984)。在这种网格上变量的分布如图 1 所示。参照该图,沿 λ 和 φ 轴的风分量(分别由带圆圈字母 u, v)定义在称为速度点的一组格点上,而所有其它变量定义在称为质量点(带方框字母 h)的另一组格点上,纬度的和经度的格距 $\Delta\varphi$ 和 $\Delta\lambda$ 分别是沿 φ 轴和 λ 轴相邻的质量点与速度点的距离。沿一对角线轴具有同一类型变量的最相邻的格点间的距离是 d 。这些对角线轴称为 λ' 和 φ' 轴。在球面上局地坐标系中, λ 和 φ 轴分别对应于 x 和 y 轴。

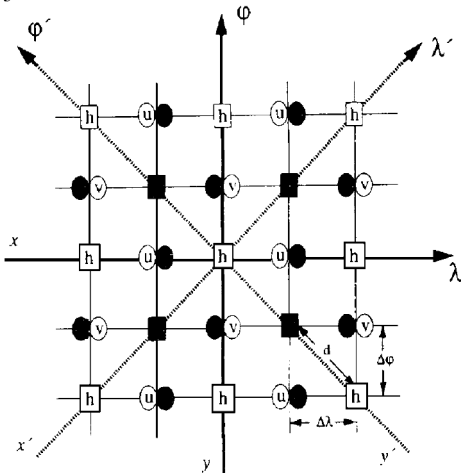


图 1 半跳点 Arakawa E 网格结构

GEM 现用的水平分辨率以 E45 和 E60 表示。E 后边的数字指赤道和极地之间球面 E 网格上的纬圈数。对于 E45 分辨率, $\Delta\varphi$ 等于 2.0° , $\Delta\lambda$ 等于 3.0° 。对于 E60 分辨率, $\Delta\varphi$ 和 $\Delta\lambda$ 分别等于 1.5° 和 2.25° 。

2.2 极地区域

GEM 采用的极地边界条件是由 Rancic 和 Ničkovic(1988)为球面上 E 网格的浅水波方程提出的。虽然他们的方案设计可保持全球平均质量和能量守恒,但在极地附近地区,为了保证越极地气流没有歪曲,要求对这个方案作小的修正。即当计算和极地相邻的纬圈行的动量平流时,只用纬向和经向的动量通量,沿斜对角线的动量通量被消除了。此外,平均极地高度还用于所有的计算,而不是沿极线在每一个格点上都有一个高度。附录(略)给出了几个试验个例,以检验均匀气流穿过极地的情形。

参照图 1, Arakawa E 网格可以分解成两个完全重叠的 C 网格。这两种 C 网格由带阴影的和不带阴影的矩形和圆圈描述。如果只考虑重力内波项,这些 C 网格上每一个点的大尺度解将独立存在并且相互偏离,而在 E 网格的解中将引起两倍格距波。Mesinger (1973)为了避免这一问题,对连续方程的解作了修正。由 M88(他们的方程(4.5))所描述的这一修正可加入到质量散度方程(以后的地表气压倾向方程)中去。对全球网格的浅水波方程的这一方案的应用揭示了在极地附近,这一项是非常不稳定的。为了抑制这种不稳定性,将修正项乘以一个具有如下形式的阻尼因子:

$$D_c = \frac{(\cos\varphi_j)^2}{(\cos\varphi_c)^2} \quad (2)$$

这里, $0 \leq D_c \leq 1$, φ_c 是阻尼开始处的纬度, φ_j 是 j 行处纬度(经向指数)。随着 φ_c 减小,应用到极地附近散度修正项的阻尼在增加。执行对球面网格的修正方案需要用几次试验来确定最优值。GCM 取 $W=0.15$, $\varphi_c=76^\circ$, 这里 W 是修正的权重因子(Janjic, 1979; Janjic

等,1988)。

用极地滤波方案来阻尼最短的可分辨的波,以便采用较长的时间步长。所用的过滤方案类似于 TakacsBalgovind(1983)所用的时间倾向滤波(方案 C)。这种滤波方案不必保持能量守恒。在 60°N 向极一侧的滤波是对水平平流和调整项的时间倾向使用的,调整项包括气压梯度力、柯氏力和曲率项,散度和 $\omega-\alpha$ 方程中的水平部分(在 GCM 中)。采用快速傅里叶变换(FFT),通过把全部纬圈资料变换成傅里叶分量可以得到滤波场;这时,傅里叶分量项乘上某一已知的以波数和纬度为函数的值,再采用快速傅里叶逆变换转换到网格点空间。用于阻尼傅里叶分量的极地滤波函数的确定类似于 Takacs 和 Balgovind(1983)的方法,它与波数 k 和纬圈行 j 有关,定义为

$$S_j(k) = \sqrt{2} \frac{\cos\varphi_j}{\cos\varphi_{ref}} [(\sin X)^2 + \frac{1}{2}(\cos X - 1)^2]^{1/2} \quad (3)$$

这里, $0 \leq S_j(k) \leq 1, X = 2k\Delta\lambda, \varphi_{ref}$ 是参考纬度(60°),滤波就是从此纬度起开始向极地进行的(Mesinger 和 M. Rancic, 1986, 私人通讯)。滤波强度随波数和纬度增高而增加。第三部分将讨论极地滤波对于阶梯山脉坐标的应用。

3 大气环流模式

3.1 垂直坐标

虽然 η 阶梯山脉坐标所列方程类似于 σ 坐标所列的方程,但物理特征却十分不同。图 2 描绘了对同一山脉, η 坐标(a 图)和 σ 坐标(b 图)沿 $x-z$ 面的剖面图。在 b 图中,很明显,沿陡 σ 面精确计算水平差分量有困难。 η 坐标由于其相对平坦避免了这一困难,但由于其近地表面的垂直分辨率减少,又带来了一些新的问题。

η 坐标的下边界包含了所谓内边界(见 M88),它出现在自由大气与阶梯山脉垂直壁

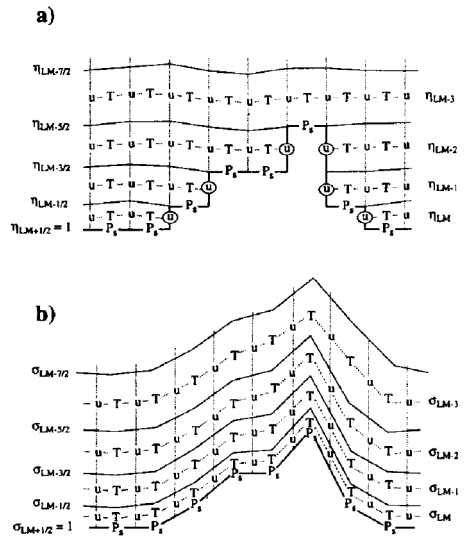


图 2 $x-z$ 面剖面图。(a) η 坐标(根据 Mesinger 等,1988)(b) σ 坐标。两张剖面在 x 方向每一个格点上有同样的高度。图 a 中带圆圈的 u 代表内边界点,在那里速度设为零

交界处。在图 2 中,内边界由带圆圈的 u 表示,这些边界仅仅出现在速度点上,我们将速度分量设为零,地面以下的速度也设为零。这时,原数值方案的所谓守恒量除动量外,对 η 坐标内边界仍然守恒。M88 没有发现因为动量不守恒或内边界造成的不利的影响。GEM 也没有出现与此有关的任何问题。

当前 GEM 方案采用 18 层垂直分层,记为 L18。这些层次的位置表示在图 3 中。模式层(由黑点线表示)位于一个模式厚度层的中央。模式层上有预报变量温度、比湿、水平风分量,而垂直速度(η)位于两模式层之间的分界面上。注意,就 η 坐标而言,在具有某一海拔高度(阶梯地形)的格点上,其层数少于 18 层。模式顶的边界条件为 $\eta=0$,在阶梯山脉表面(不管地形高度如何)是 $\eta_s=0$ 。

虽然 η 坐标可以消除与倾斜坐标面有关的许多问题,但是在对流层下层,由于垂直分辨率的减小,会引起几个其它的问题。在许多数值模式中,在对流层下层常取相当高的垂直分辨率,以有助于分解地表通量和模拟

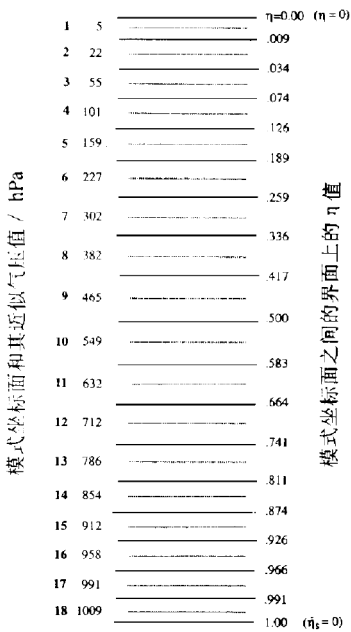


图 3 18 层垂直网格结构(模式层用点划线表示,两层之间的界面用实线表示。近似的模式层气压是假定了海平面参考气压为 1013.25hPa 后设定的)

地表边界层。例如,本模式的 σ 版本,在地表面和模式最低层之间的厚度约 35m。因为大多数陆地域的高度为几百米的量级,在所有 η 坐标格点上,对于地表层,一个可匹配的分辨率常常要求较当前采用的层数有更多的垂直层。另一个不太明显的问题出现在地球的真实地形在一个大范围内逐渐倾斜的情形,如在北美大平原那样。对这样的地形特征,在 η 坐标模式里常用几个长的、平坦的面表示。针对前一个问题,地面层湍流方案的选择可能是非常重要的。垂直和水平分辨率的增加肯定会对最大限度地减小这两个问题有所帮助。

对第二节描述的极地滤波方案, η 坐标还有一些问题。当滤波的格点纬圈没有完全位于阶梯山脉之上(或之下)时,还会出现问题。快速傅里叶变换要求 360° 纬圈为等距资料点。GEM 采用一种简单方法,先从相邻的地上点资料线性插值到地下点;再就整个纬

圈格点,按第二节描述的,进行极地滤波。最后,对地上格点资料检查,以保证原未过滤资料纬向平均在滤波过程中不致改变。滤波前和滤波后纬向平均的任何变化将平均分配给位于同一模式层上给定纬圈的所有地上格点。

3.2 地形的离散化和陆、海罩

η 坐标地表面位于模式层之间的界面上。离散化过程是设网格盒子的地形高度为一事先定义的参考廓线高度。这个参考廓线高度定义为 η 的函数

$$z_\eta = \frac{T_{\text{ref}}}{\gamma_{\text{ref}}} (1 - \eta)^{R\gamma_{\text{ref}}/g} \quad (4)$$

假定海平面 ($\eta=1$) 参考温度 $T_{\text{ref}}=288\text{K}$, 常定递减率 $\gamma_{\text{ref}}=6.5 \times 10^{-3}\text{K/m}$, 干空气的气体常数是 R , 重力加速度为 g 。对图 3 的垂直结构,得到的阶梯山脉廓线如图 4 所示。所有网格盒子都有一与图 4 中的某个高度相对应的地面高度。在每一阶梯高度上,为了说明在这一层 η 坐标所面临的潜在问题,在每一阶梯高度上,给出了地表层厚度的近似值。

在地形离散化过程中,在水平差分方案没有任何影响的情况下产生网格盒子是我们所关心的,但当高度点周围 4 个速度点是内边界点(速度设为零)时,在这点上会出现问题, M88 称这些点为孤立的山谷。在这个模式中我们采用 4 点轮廓平均技术来除掉它们。4 点山脉的形成是通过平均 4 个相邻网格盒子高度(见 M88 图 3)所致。轮廓平均技术试图保留原地形的某些屏障作用。M88 在整个区域(除边界附近)上空,都采用这种技术。然而,在全球模式相对粗的分辨率下,这种 4 点轮廓山脉会忽略重要的地形细节。因此,我们希望只对出现孤立山谷的网格盒子采用这种技术,使全球模式的地形由单点和 4 点轮廓山脉混合组成。

在每一个网格盒子中的水覆盖百分比可以建立全球陆-海罩。单个网格盒子的陆海罩只由这一百分比来确定。如果一个如前面所描述的 4 点山脉建立了起来,与之相一致的

4 点陆海盒子也建立了起来。当 3 个或 4 个单个盒子是海洋(或陆地),就认为 4 点盒子是海洋(或陆地)盒子。如果 2 个盒子确定为海洋,两个为陆地,那么就整个 4 个盒子的平均百分数来确定陆海罩。

无论什么时候存在一个海洋点,对单个网格盒子或 4 个网格盒子,位势高度都设为零。这样做是为了适合所给的海面温度。如果允许海洋面在海平面以上,那么就需要调节海面温度。

用美国海军探测的全球(10'×10')网格平均地形和水覆盖百分比数据集来获得模式地形和陆-海罩。用空间平均把这些场转换为有适当的 E-网格分辨率。对 E-网格的场进行极地滤波要先于离散化过程,以消除小尺度噪音(可能潜在地引起高纬度的不稳定)。通过选择图 4 描绘的参考廓线最靠近的阶梯高度,将这些场转换到阶梯山脉上。对 E45 分辨率,出现在每一阶梯高度的格点百分比标注在图 4 中相应的高度值后面。E60 分辨率有类似的百分数。

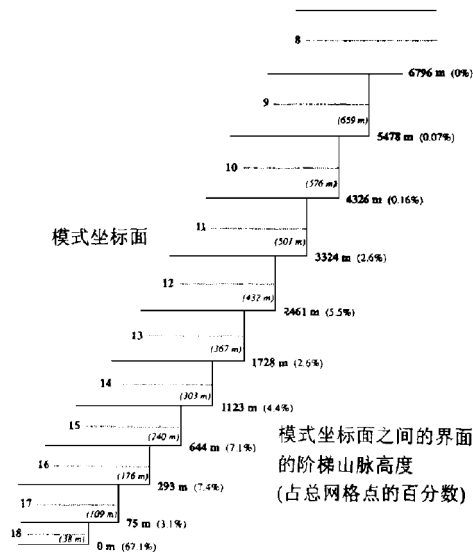


图 4 相应于图 3 中模式层界面的 η 值的阶梯山脉高度的剖面示意图,括号中是平均表面层厚度和每一阶梯的格点百分数

尽管使用单点山脉和轮廓山脉,模式地形还是低估了真实地形。例如高 5478m 的喜马拉雅山有一个比所采用的水平分辨率可能期望值要小的最大高度。如果它们由一附加的阶梯表示,它们可能是太高(6776)。这对改进 η 坐标阶梯地形的表示方法,增加垂直分辨率(特别是在对流层下层)是有利的。

3.3 基本方程

模式预报的基本量是风的 x 和 y 分量、温度、比湿和地面气压。 η 坐标版本的控制方程是按 M88 和 Mesinger(1984)给出的。动量(u 和 v)、温度(T)和比湿(q)的预报方程写作

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{v} + \nabla\Phi + \frac{RT_v}{p}\nabla p + \mathbf{F} = 0 \quad (5a)$$

$$\frac{dT}{dt} + \frac{1}{c_p} \frac{RT_v}{p} \left[\int_0^\eta (\nabla \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \mathbf{v}) d\eta - (\mathbf{v} \cdot \nabla p) \right] + T_R + T_C + F_T = 0 \quad (5b)$$

$$\frac{dq}{dt} + Q_C + F_Q = 0 \quad (5c)$$

连续方程为

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla \cdot (\mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial \eta}) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\eta \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (6)$$

垂直速度由下式计算

$$\eta \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta (\nabla \cdot \mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta \quad (7)$$

地面气压 p_s 倾向的计算为

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^{\eta_s} (\nabla \cdot \mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta \quad (8)$$

位势高度 Φ 由流体静力方程确定

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = - \frac{RT_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (9)$$

这里, R 是干空气气体常数, T_v 是虚温, p 代表气压。

注意散度修正虽然没有包括在这些方程中,却应用到(6)式的水平部分,因此也包括在(5b)、(7)和(8)质量散度的垂直积分中。(5a)中的科氏力和曲率项定义为 $f = 2\Omega \sin\varphi + ua^{-1} \tan\varphi$, 这里 a 和 Ω 分别是地球半径和旋转角速度。 \mathbf{F} 、 F_T 和 F_Q 分别代表动量、温

度和比湿的扩散项, T_c 和 Q_c 分别为对流加热率和水汽的对流凝结率。 T_R 是辐射引起的温度变率。虚温由下式确定

$$T_v = T(1 + 0.608q) \quad (10)$$

3.4 动力学

模式积分采用一种可相加的分裂时间差分(Gadd, 1978)以便能够取较长的平流时间步长。设平流时间步长总是4倍于调整过程所取的时间步长。对E45和E60,调整时间步长分别是240秒和120秒。此外,还把向前向后方案应用于调整项,并把梯度隐式方案应用于科氏力项(Mesinger, 1977; Janjic, 1979)。

温度、动量和扰动动能(后面描述的TKE)的垂直平流计算采用中央空间差分,而比湿采用迎风差分,对所有变量都使用欧拉向后时间差分方案(Kurihara, 1965; Matsuno, 1966)。由垂直平流产生的负比湿通过借用其低层的值给予订正。

水平平流采用Janjic(1984)二阶非线性平流方案,这个方案的设计来自定义在C网格上保持能量和拟能守恒的Arakawa雅可比算子(Arakawa, 1966; Arakawa和Lamb, 1977)。时间差分方案用的是修正的欧拉向后差分方案,它较标准方案的阻尼为小(Mesinger, 1988, 私人通讯,也见Kurihara和Tripoli, 1976)。随着水平平流,负比湿(和负扰动动能)通过借用具有正值的邻近格点得到订正。如果照这一方案进行两次检查之后,仍然是负值,那就允许它们存在。

3.5 物理过程参数化

模式采用所谓E4的物理过程参数化(Miyakoda和Sirutis, 1977; Sirutis和Miyakoda, 1990)。这些参数化的明显特征就是引入湍流闭合方案、地表层界面和次地表热量交换。其中许多方案,原来应用于 σ 坐标,现在已经使其适应于 η 坐标了。我们将着重强调其从 σ 坐标到 η 坐标系的变换。表1(略)用适当参数资料给出模式物理包的概况。

3.5.1 辐射和对流

Fels和Schwarzkopf辐射方案(Fels和Schwarzkopf, 1975; Fels和Schwarzkopf, 1981; Fels和Schwarzkopf, 1991)已经引入到GEM。需要对短波和长波算法作几点修正,以便在 η 坐标系中改变垂直层数,也将给出精确的加热率和地表通量。通过运行一个晴空模式(没有水汽和臭氧)来验证订正的精度,我们发现 η 和 σ 解的差别很小。

模式引用了无任何日变化的、随季节变化的辐射。每12小时订正一次辐射倾向。只考虑季节变化的纬带云和臭氧。为了避免地形上空的系统偏差,对模式的 η 和 σ 版本,把云和臭氧近似插值到同一气压层上。

湿对流调整过程使用Manabe等(1965)提出的方案,用相对湿度为100%作为饱和判据。并设凝结水直接下落成雨,不允许在其下干层有蒸发。对于水汽的凝结量,按照平流时间尺度(每第4时间步)还对温度和比湿场进行调整。

3.5.2 侧向扩散

在调整时间步中,把非线性4阶扩散以显式方式应用到温度、比湿、扰动动能和动量场。4阶方案提供了较二阶方案更多的尺度耗散选择,二阶方案对天气尺度的阻尼可能太强。类似于Smagorinsky(1963),沿 x 和 y 轴计算非线性二阶混合,然后重复应用以使之等价于非线性四阶扩散(Janjic, 1990)。下面的方程对任一变量 α 表示了这种关系

$$\begin{aligned} \frac{\partial \alpha}{\partial t_{\text{HDIFF}}} &= K_{\nabla^4} \nabla^4 \alpha \\ &\approx K_{\nabla^2} \nabla^2 (\Delta t K_{\nabla^2} \nabla^2 \alpha) \quad (11) \end{aligned}$$

位于质量点上任一变量 α 的二阶算子计算为

$$\begin{aligned} K_{\nabla^2} \nabla^2 \alpha &= \frac{k_0 d_{\min}^2}{S_j} \\ &\times \frac{1}{p} \left\{ \frac{\partial}{\partial x'} [C_{x'} \overline{D} \overline{S}_j^{x'} \overline{p}^{x'} \frac{\partial}{\partial x'} (\alpha)] \right. \\ &\left. + \frac{\partial}{\partial y'} [C_{y'} \overline{D} \overline{S}_j^{y'} \overline{p}^{y'} \frac{\partial}{\partial y'} (\alpha)] \right\} \quad (12a) \end{aligned}$$

这里 α 是温度、比湿或扰动动能中的任一变量。类似地,动量的二阶算子为

$$K_{\nabla^2 \nabla^2 \mathbf{v}} = \left(\frac{k_0 d_{\min}^2}{S_j} \right) \times \left\{ \frac{\partial}{\partial x'} [C_{x'}' \overline{|D|}^x \overline{S_j}^x \frac{\partial}{\partial x'} (\mathbf{v})] + \frac{\partial}{\partial y'} [C_{y'}' \overline{|D|}^x \overline{S_j}^x \frac{\partial}{\partial y'} (\mathbf{v})] \right\} \quad (12b)$$

在质量点变形定义为 $|D| = (D_T^2 + D_S^2)^{1/2}$, 这里, $D_T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ 和 $D_S = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$, 网格盒子的范围定义为 $S_j = 4\Delta x_j \Delta y_j$, d_{\min} 是沿斜对角线轴最小的格点距离。质量点上的变量以气压 p 为权重, k_0 是一个由用户确定的常混合系数。注意 k_0 和在二阶 Smagorinsky 扩散方案中的 k_0 意义不同。上边带一横线的变量代表最简单的沿特定轴的两点平均。

无量纲订正因子 C_x 和 C_y 是设计来减少由于斜 σ 面产生的过量扩散

$$C_s = \left(1 + \frac{c_0}{c_p} |\Delta_s \Phi| \right)^{-1} \quad (13)$$

其中 s 代表 x' 或 y' 轴, c_p 是比热容量, c_0 是特定的常数, $\Delta_s \Phi$ 是在有限差分拉普拉斯算子中相邻格点的位势高度差。随着两相邻格点之间倾斜度 ($\Delta_s \Phi$) 增加, 订正因子 (和扩散) 减少, 虽然这种倾斜面订正没有对 η 坐标扩散起到重要的影响, 但它用于这两种垂直坐标模式, 以便提供较平等的比较。

方案的非线性是由引入变形项而引起的。这种变形以系统的方式, 在模式区域范围内发生相当大的变化。在极地地区, 由于 Δx 变得很小, 可以发现虚假的大变形。这种情况在模式顶也存在, 在那里, 风速较大。在这两个区域, 需要强扩散。当变形太大时, 扩散方案就变得不稳定。由于这个原因, 变形项限制到 $|D|_{\max} = (8k_0 \Delta t)^{-1}$, 这个上界是由 5 点 Shapiro 滤波稳定性判据导出来的。

为了与其它模式比较, 四阶扩散系数可以表示成 $K_{\nabla^4} \approx (k_0 d_{\min}^2 |D|)^2 \Delta t$ 。当前, 对模式的各种分辨率, k_0 取为 5.0。假定一个全球平均变形 (如 $|D| = 3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), 导出的四阶扩散系数对 E45 模式为 $K_{\nabla^4} = 1.3 \times 10^{16} \text{m}^4 \text{s}^{-1}$, E60 模式为 $K_{\nabla^4} = 2.1 \times 10^{15} \text{m}^4 \text{s}^{-1}$, 可与其它全球模式比较 (Gordon 和 Stern,

1984; Simmons 和 Jarraud, 1984; Simmons, 1988)。采用这些平均扩散系数, 对一个典型的天气尺度波 (波长 100km), 就 E45 和 E60 模式而言, 阻尼 e 倍时间分别为 0.57 天和 3.5 天。相应地, 就这两个模式, 最短可分辨波的阻尼 e 倍时间在纬度 45° 分别为 1.4 小时和 2.7 小时。

3.5.3 垂直扩散

在平流时间步中对动量、(虚位)温度、比湿和扰动动能计算垂直扩散。在自由大气中, 对模式层之间的交换, 混合系数按 Mellor-Yamada 2.5 湍流闭合方案 (Mellor 和 Yamada, 1982) 框架进行计算。模式底层和地表面之间的垂直混合按照 Monin-Obukhov 理论处理。GEM 并没有引入像 Janjic (1990) 描述的粘性次层。

除了作几点变化外, 在这个模式中遵照 Janjic 实施 Mellor-Yamada (1990) 2.5 闭合方案的方法而实施, 以便垂直扩散参数化与 E4 的物理过程一致。这些改变如下: 1) 混合系数允许在 $10^4 \text{m}^2/\text{s}$ 和其以下范围内变化; 2) 把由 Janjic (1990) 的方程 (3.9) 给出的辅助稳定函数 G_M 和 G_H 的约束恢复为原来的 Mellor 和 Yamada (1982) 的约束; 3) 对所有模式层表示一给定变量交换的方程组用隐式求解。但是, 通过引入按 Janjic (1990) 同样方式计算的扰动动能的平流项, 模式和 E4 物理过程并不一致。不过, 因为当和扰动动能的产生和耗散相比, 平流项的贡献相对较小, 这可以看作是 E4 物理过程的微小差别。

模式最低层和地表面之间定义的垂直混合的交换系数由 Monin-Obukhov 相似理论 (Delsoi 等, 1971) 所确定。地表面层形式上从刚好在地表面上高度 z_0 向上伸展到高度 z , 即所谓的常通量层顶。粗糙长度 z_0 的计算在海洋上采用 Charnock 公式, 在所有陆地上空设为 0.1682m。常通量层的顶部 z 由流体静力公式计算的从最低模式层到地表面的高度所确定。就 σ 版本而言, 这一层平均有 35m 厚。在 η 坐标中, 在较高阶梯山脉表面上

空,这一层的厚度有几百米的量级。对这样厚度的一层,表面层扰动方案的使用明显存在问题。然而,这些方案的实用性对模拟大气环流并没有完全丧失。改进计算湍流通量的有效性所必须的技术要作广泛地努力,这不是目前研究的主要目的。因此,GEM采用了用Monin-Obukhov方案,通过简单地调整常通量层厚度的直接方法,这种方法对地表通量大小的影响将在第4部分考查。

当计算地表通量和垂直切变时,需要高度点的风速。对E网格的 σ 坐标模式,通常的办法是平均周围4个速度点的值到高度点上。然而,由于内边界影响, η 坐标对于某一高度点并不总有相邻的4个速度点。在这种情况下,可采取能利用的周围的速度平均。用确定阶梯山脉的算法,围绕每一个质量点至少有一个速度点。

3.5.4 地表过程

模式预报陆地点的土壤薄层和海冰点的地表温度,而不冻海洋面温度是规定的。为了与E4物理过程一致,模式有3个附加的次表面土壤层。预报最上两层的温度,而最低层保持不变。次表面土壤层的垂直结构(厚度)与Miyakoda和Sirutis(1977)一样。

当模式开始积分时,须完成直接的热平衡,为此,设地表温度的时间导数和土壤热传导为零;而所有随后的模式时间步中,要联立求解地表热平衡和土壤层之间热交换预报方程。当融化雪盖导致的地表温度变化作为一个独立的时间步求解时,要把被融化的雪加在土壤水分含量中。

土壤水分含量用单容器法(the single bucket method)(Manabe, 1969)决定,每一网格盒子允许的最大深度在整个区域为0.15m。土壤水分不能超过0.15m,任何超过的量都要作为径流并不在模式中出现。土壤水分含量影响陆地上的蒸发率。

等价于雪盖的水深度只有在陆地格点上是一个预报量,海和海冰点没有积雪。当出现降水时,如果地表温度在冰点以下,可视为降

雪。雪的厚度修正了陆面上的反照率。海洋和海冰上的反照率是预先确定的纬度和太阳天顶角的函数。

3.5.5 重力波拖曳和牛顿阻尼

在E4物理包中没有考虑重力波拖曳和牛顿阻尼,但因为主要目的是使物理过程参数化保持和GFDL实验预报组谱模式的相似,已使它们与本模式相适应。

次网格尺度地形造成的重力波拖曳已经由Pierrehumbert(1987)描绘的方案参数化了。在靠近地表层确定底层动量通量。然后,通过在确认的波不连续区对水平纬向动量分量所施的应力,将这一通量重新分配到大气中层和上层去。Stern和Pierrehumbert(1988)把他们的18层 σ 模式中的附近地表最低6层定义为低层。在GEM18层方案中,最低6层大约占了大气的22%。由于 η 坐标的层数是可变的,低层由模式的层数来确定,这些层所占比例应尽可能接近20%;不过至少也必须有两层。

还在模式最上两层对温度场作牛顿型阻尼。虽然 σ 和 η 坐标的GEM在平流层偏冷,牛顿阻尼有助于缓减这种倾向,但阻尼对稳定性并不需要。阻尼使模式的纬向平均温度向一个气候纬向平均温度靠近。我们选择气候温度和阻尼强度,使之与谱模式一致。模式最上层采用了25天阻尼时间,以下层采用50天。

4 (略)

5 结语

采用Arakawa E网格和 η 垂直坐标,已发展了一个完全的GCM。模式的动力学部分是由有限区的NMC η 模式改写的。在E网格模式中,在极地地区应用了适当的数值技术,恰当地控制横越极地的气流。物理过程参数化与GFDL E4物理包一致。这个模式的一个独特特征是模式有一个开关,它可以选择 σ 或 η 垂直坐标运行,可对两种坐标系作

彻底的比较。已用 GFDL 实验预报组的谱模式作了比较。所有的模式都采用同样的物理过程参数化。

我们的目的是发展一个对已建立的 GCM 谱模式作了特别技术处理的格点 GCM, 并评估在一个全球模式中, η 坐标相对于 σ 坐标的价值。我们把模式的有效性集中在作出 10 天预报上。用格点模式的两种水平分辨率, 作了 1 月份的 4 个个例试验。作为预报技巧的量度, 比较了北半球 500hPa 高度和平均距平相关。由于距平相关在说明一个特定坐标的相对孤立的作用的优点或缺点的能力有限, 在陡峭地形附近和拔海高的陆地点上的地表层作了另外的分析。

与谱模式比较, GEM 看来可以作出合理的预报。在中纬度和高纬地区预报的 500hPa 高度相关系数, 在所有模式之间非常一致。然而, 谱模式预报对较低分辨率的格点模式(E45)的评分略高, 这可能是由于 GEM 二阶差分方案中的截断误差所致。对于 E60 分辨率, 所有模式的技巧评分的差别就微不足道了。

GEM σ 和 η 模式所用的几乎一样的计算机编程, 作出了非常类似的 10 天预报。 η 坐标模式相对于 GEM σ 或谱模式, 在极地地区没有表现出什么缺陷。E 网格和 η 坐标的极地滤波方案看来是适当地执行了。类似地, 这些预报的 500hPa 高度的相关系数异常接近。在 E45 分辨率下, GEM σ 版本的技巧评分稍微好于 η 坐标, 但在 E60 分辨率

下, 这种差别消失。

随着水平分辨率的提高, 地形可以更细致地得到分辨, 山脉(和 σ 面)也将更为陡峭(Mesinger, 1982)。穿过安第斯山的 ω - α 剖面就是可以产生陡峭 σ 面的数值问题的例子。随着水平(和垂直)分辨率增加, 这类问题可以使 σ 坐标模式性能的预期改进减小, 但却不会降低 η 模式的性能。

地表层垂直分辨率不足, 对 η 坐标提出了最富挑战性的问题。而 Monin-Obukhov 相似理论正是用于这层。检查地表风应力, 表明了较厚的 η 坐标面层的混合系数值低估了 10%—20%。这一缺陷看来对在最厚的 η 坐标表面层以下的坐标面温度影响最大, 在那些面全球的温度较高。混合系数减少的直接影响对 η 模式其它量并没有这么大。虽然 η 坐标在地表层中的结果不同于 σ 坐标的结果, 但两者都可用于长期和气候预报。

或许所给模式的最大益处是有能力在同一 GCM 框架下比较两个不同的垂直坐标。 η 和 σ 坐标的一种公正的比较应当设计来使物理过程参数化的差别减到最小, 以便观察到坐标的优缺点。虽然 η 坐标并没有显示出较 σ 坐标对预报有重要改进, 但结果是积极的, 它表明可以发展和引入物理过程参数化到 η 模式。

何光碧译自 *Monthly Weather Review, Volume 124, January 1996*

廖洞贤校