

球面网格全球模式中极点 处理方法的探讨^{*}

钱永甫 张 琼

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 对球面网格全球模式中极点的处理方法进行了较详细的探讨, 提出了6种处理极点的方法, 并进行了对比试验。结果表明, 这6种方法都能模拟出与7月气候平均场较相符合的气候特征。文中提出的对极点气候要素进行预报的方法, 以及避免使用极点气候要素值的方法, 均有较好的模拟结果和实用价值。

关键词 全球模式 气候模拟 极点处理

1 引言

在全球格点模式中, 都有一个极点处理, 即如何预报极点的气象要素值的问题。初始方程模式中, 在极点需要预报温度 T 、湿度 q 、地面气压 P_s 以及风场 u 和 v 。对于 T 、 q 和 P_s , 由于是标量场, 在极点都有确切的定义, 对于球面水平网格系中的风分量 u 和 v , 在极点失去定义, 需要作特殊的处理。有关预报变量的极点处理问题, 不少作者作过详细研究, 并提出了一些方法。文献[1]对此曾有专门的介绍, 此处不再赘述。

但是, 极点在球面网格系统中只是一个特殊的点, 这个点上的预报如何进行是一个问题, 预报质量对极点之间模式内域的气象场分布有何影响, 则是另一个问题。如果极点气象要素的预报质量对内域的气象场影响不大的话, 则在处理时不必非常精细, 反之, 则需认真地进行处理。本文提出了球面网格系统中极点处理的几种方法, 并利用 $P-\sigma$ 混合坐标系初始方程模式^[2]进行了比较试验, 得出了一些有意义的结论。本文提出的方法也可作为球面网格系统全球模式的设计提供参考。

2 极点气象要素的控制方程

为了简单起见, 本文只给出绝热情况下的极点控制方程。当模式中包含非绝热物理过程时, 只要将它们加入极点方程即可。

2.1 标量场的预报方程

在 $P-\sigma$ 混合坐标系5层大气模式中^[2], 地面气压 P_s 的倾向方程可写为

1997-09-22 收到, 1997-11-24 收到修改稿

^{*} 获国家基础性研究重大关键项目“青藏高原地区气系统物理过程的观测和理论研究”资助

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = -\frac{1}{2}[P_c \nabla \cdot (V_1 + V_2) + \nabla \cdot P_s^* (V_3 + V_4) + 2\Delta P_b \nabla \cdot V_s], \quad (1)$$

式中 P_s 为地面气压, P_s^* 为 σ 坐标系厚度, $P_c = 400$ hPa 为气压坐标系厚度, $\Delta P_b = 50$ hPa 为边界层 σ_b 坐标系厚度, 可见, $P_s^* = P_s - P_c - \Delta P_b$, $\partial P_s^* / \partial t = \partial P_s / \partial t$, V 的下标表示模式层序号。

热力学方程可表示为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{P_s^*} \left[\nabla \cdot P_s^* T \vec{V} + \frac{\partial P_s^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T \frac{\partial P_s^*}{\partial t} \right] + \frac{R}{c_p} \frac{T}{P} \omega, \quad (2)$$

式中 T 为温度, ω 为 P 坐标系垂直速度, $\dot{\sigma}$ 为 σ 坐标系垂直速度, 其余符号为常用。将 (2) 式中的 P_s^* 换成 P_c 或 ΔP_b , 将 $\dot{\sigma}$ 换成相应的 ω 或 $\dot{\sigma}_b$, 则 (2) 式可适用于 P 或 σ_b 坐标系 (下同)。

比湿预报方程为

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{1}{P_s^*} \left[\nabla \cdot P_s^* q \vec{V} + \frac{\partial P_s^* q \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + q \frac{\partial P_s^*}{\partial t} \right], \quad (3)$$

模式中垂直速度 ω , $\dot{\sigma}$ 和 $\dot{\sigma}_b$ 可由连续方程求得, 此处不再给出。由 (1) ~ (3) 式可见, 这些方程中, 我们均略去了水平和垂直扩散项, 目的是为了简化方程。

为了计算 P_s 、 T 和 q 的倾向, 从 (1) ~ (3) 式可见, 需要求得极点散度的表达式。此外, 在 (2) 式中需要求得 σ 和 σ_b 坐标系中 ω 的表达式。

利用散度的定义, 容易导出

$$\nabla \cdot A \vec{V} = \pm \frac{\cos \varphi_{p-1} (\overline{Av})_{p-1}}{a(1 \pm \sin \varphi_{p-1})}, \quad (4)$$

式中 $A = (P_s^* T, P_s^* q, 1)$, $(\overline{Av})_{p-1}$ 是紧邻极点的纬圈上 (Av) 的平均值, 下标 " $p-1$ " 代表紧邻南北极点的纬圈。(4) 式中 "+" 号适用于南半球, "-" 号适用于北半球。 a 为地球半径。

在 σ 坐标系中, 模式层上的 ω 可表示为

$$\omega_k = \frac{1}{2} P_s^* (\dot{\sigma}_{k-1/2} + \dot{\sigma}_{k+1/2}) + \sigma_k \left(\frac{\partial P_s^*}{\partial t} + \vec{V}_k \cdot \nabla P_s^* \right), \quad (5)$$

但因 $\vec{V}_k$ 在极点无定义, 将上式改为

$$\omega_k = \frac{1}{2} P_s^* (\dot{\sigma}_{k-1/2} + \dot{\sigma}_{k+1/2}) + \sigma_k \left(\frac{\partial P_s^*}{\partial t} + \nabla \cdot P_s^* \vec{V}_k - P_s^* \nabla \cdot \vec{V}_k \right), \quad (6)$$

则可借助 (4) 式计算。此处下标 k 表示 σ 模式层的序号, $k-1/2$ 和 $k+1/2$ 则是 k 层上下界面序号。同理, 在 σ_b 坐标系中,

$$\omega_b = \frac{1}{2} \Delta P_b (\dot{\sigma}_{b0} + \dot{\sigma}_{b1}) + \sigma_b \left(\frac{\partial P_s}{\partial t} + \nabla \cdot P_s \vec{V}_b - P_s \nabla \cdot \vec{V}_b \right), \quad (7)$$

式中 σ_{b0} 和 σ_{b1} 表示 σ_b 坐标系的上、下界面, 故 $\dot{\sigma}_{b1} \equiv 0$, $\vec{V}$ 中下标 b 表示 $\sigma_b = 1/2$ 层上

的量,即边界层内的风矢量。

2.2 矢量场 $\vec{V}$ 的确定

在球面网格系统中,为了在 $p-1$ 纬圈上进行差分的方便,在极点需定义与每个经度相应的 u 、 v 分量,这样,若 $p-1$ 纬圈上有 N 个格点的话,则在极点需定义 N 个 u 、 v 分量。但它们的模应不变。这样定义了 u 、 v 分量后,可得到 u 、 v 的预报方程

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{P_s^*} \left[\nabla \cdot P_s^* u \vec{V} + \frac{\partial P_s^* u \sigma}{\partial \sigma} + u \frac{\partial P_s^*}{\partial t} \right] - G_x + Fv, \quad (8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{P_s^*} \left[\nabla \cdot P_s^* v \vec{V} + \frac{\partial P_s^* v \sigma}{\partial \sigma} + v \frac{\partial P_s^*}{\partial t} \right] - G_y - fu, \quad (9)$$

式中 f 为科里奥利参数, G_x 和 G_y 是压力梯度分量。在利用(8)和(9)式作预报时,散度项内的 $P_s^* u$ 和 $P_s^* v$ 必须与极点定义的 u 、 v 具有同一意义,才能利用(4)式进行计算。可见,这给模式积分带来了较多麻烦。为此,考虑到极点的风场应具有很好的地转平衡关系,我们只保留(8)和(9)式中最后两项,即极点的风场用地转风关系求得。

3 避免使用极点气象要素值的全球模式

利用第2节中的方程,虽然可以预报或确定极点的气象要素场,但增加了计算工作量。而且,由(8)和(9)式或其地转形式确定的 u 、 v 场,其模具有不确定性,必须作某种调整,方可使各个经度上定义的极点 u 、 v 分量具有同一的模,而调整又增加了人为性。考虑到极区所占的面积很小,尤其是当水平分辨率提高时,更是如此。因此,如果我们只关心两极之间气象要素的分布,而对极点的要素值兴趣不大的话,能否将极点作为边界条件而不作极点的气象要素的预报呢?

我们知道,在极点 $\cos\varphi=0$,这是一个很好的自然边界条件。如果能在内域中考虑这一特点,则可避免使用极点的气象要素值。分析气象要素预报方程中的各个项,可以看出,涉及极点气象要素值的项只有对纬度的微商项,这种微商项有两类,第一类出现在散度项中,如

$$\nabla \cdot A \vec{V} = \frac{1}{a \cos\varphi} \left[\frac{\partial A u}{\partial \lambda} + \frac{\partial A v \cos\varphi}{\partial \varphi} \right], \quad (10)$$

式中 A 可为任意量或1, λ 是经度。但是这类对 φ 的微商项,不论在极点 A 和 $\vec{V}$ 为何值,由于 $\cos\varphi_p=0$,不必给予特殊处理。第二类出现在平流项、水平扩散项或压力梯度项中,形如 $(1/a)(\partial A / \partial \varphi)$ 。我们可进行变换

$$\frac{1}{a} \frac{\partial A}{\partial \varphi} = \frac{1}{a \cos\varphi} \left[\frac{\partial A \cos\varphi}{\partial \varphi} + A \sin\varphi \right], \quad (11)$$

这样一来,在 $p-1$ 纬圈上进行有限中央差分,在北半球(11)式变为

$$\left(\frac{1}{a} \frac{\partial A}{\partial \varphi} \right)_{p-1} = \frac{1}{a \cos\varphi_{p-1}} \left[\frac{(A \cos\varphi)_p - (A \cos\varphi)_{p-2}}{2 \Delta\varphi} + (A \sin\varphi)_{p-1} \right], \quad (12)$$

式中 $(A \cos \varphi)_p \equiv 0$, 下标 $p-2$ 表示与极点 p 相邻的内域中第二个纬圈上的量, a 为地球半径, $\Delta \varphi$ 为格距。南半球有类似表达式。于是, 在与极点相邻的纬圈格点上, 有

$$\left(\frac{1}{a} \frac{\Delta A}{\Delta \varphi} \right)_{p-1} = \frac{1}{a \cos \varphi_{p-1}} \left[(A \sin \varphi)_{p-1} \pm \frac{(A \cos \varphi)_{p-2}}{2 \Delta \varphi} \right]. \quad (13)$$

式中“+”号适用于南半球, “-”号适用于北半球。只要对 $p-1$ 纬圈上的微商项作这样的变换, 即可避免在 $p-1$ 纬圈上格点的预报方程中使用极点的要素值。

4 模式和试验方案

用于对比试验的大气模式为 $P-\sigma$ 混合坐标系 5 层模式, 该模式还与下垫面的二层土壤或二层海洋混合层模式相耦合。模式中包含了较全面的物理过程。有关该模式的细节可参阅文献[3]~[5]。

为了检验极点处理对模式模拟结果的影响, 我们作了如下试验:

- 1) 极点气象要素固定不变试验 (用 CNL 表示), 在该试验中极点的气象要素 P_s 、 T 、 q 及 u 、 v 均与初始时刻的相同。
- 2) 极点的风分量可变, 但 P_s 、 T 和 q 等不变 (用 EX1 表示)。
- 3) 极点的 P_s 、 T 和 q 等可变, 但 u 和 v 固定 (用 EX2 表示)。
- 4) 极点的所有气象要素场均随时间改变 (用 EX3 表示)。
- 5) 南极点的 P_s 、 T 、 q 场不变, 余同 4 (用 EX4 表示)。
- 6) 避免使用极点气象要素值的试验 (用 NPE 表示)。

所有这些试验中, 均采用同一的多年 6 月纬向平均等压面高度场作为初值, 由静力平衡关系求出温度场, 并将它们插值到模式坐标面上, 然后用地转关系求出风分量场^[3]。模式用经纬度网格, 水平分辨率为 $5^\circ \times 5^\circ$, 时间步长为 15 min。初始时刻设为 6 月 25 日, 积分 5 d 后, 纬向均匀场已被改变为纬向非均匀场, 然后再积分 30 d。取这 30 d 内每小时累加场的平均值作为 7 月模拟平均场。海温初值由 7 月多年平均海温场求得。

5 试验结果的比较

图 1a、b、c 和 d 是 CNL 试验中 100、300、500 hPa 的月平均高度场和海平面气压场。由图可见, 尽管在 CNL 试验中南北极点的气象要素不随时间变化, 但模拟得到的月平均高度场和海平面气压场与 7 月多年平均的相应气候场是很接近的 (图略)。例如, 在 100 hPa 上 (图 1a), 我们模拟出了沿 40°N 的南亚高压和北美高压带, 其强度和位置都与实况相似。在南半球则为密集而平直的等高线。在 300 hPa 上 (图 1b), 南亚高压的位置约在 28°N 和 90°E , 正好在青藏高原之上, 强度和实况也很接近。北美高压模拟得也很好。在 500 hPa 上 (图 1c), 基本形势与气候实况相近, 但东亚地区的副热带高压模拟偏弱, 572 位势什米高压带还在热带地区。在海平面气压场上 (图 1d), 亚洲大陆热低压、北美洲大陆热低压以及两大洋上的高压场均被模拟出来了, 但海洋上

的高压强度偏弱较多。在模拟得到的南半球中纬度副热带高压场的位置有些偏南,且场中的高压单体不明显。由此可见,即使极点的气象要素不随时间变化,模式仍能颇好地再现平均气候场的特征,这一方面是由于极区面积很小,另一方面是由于极区附近的气象要素场具有较好的纬向均匀性。

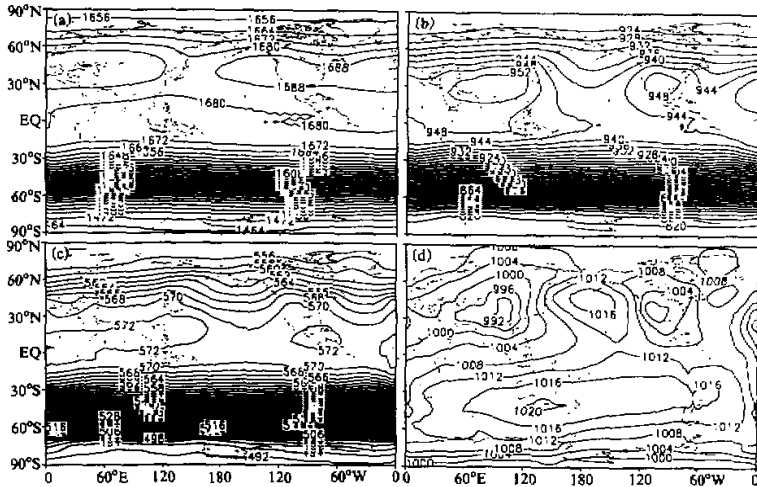


图1 CNL 试验 100 (a)、300 (b)、500 (c) hPa 高度场和海平面气压场 (d)

当南北极点的风分量 u 和 v 随时间变化,但 P_s 、 T 和 q 固定时,EX1 的模拟结果与 CNL 中的非常相似,尤其是 100 和 300 hPa 的高度场以及海平面气压场,几乎没有差别。但在 500 hPa 上(图略),西太平洋副热带高压的单体强度有所削弱。这说明,极点 u 、 v 分量的处理方法对模拟结果的影响甚小,也反映了极点 u 、 v 的时间变化是可以忽略不计的。

在 EX2 中,极点 u 、 v 固定不变,而南北极点的 P_s 、 T 和 q 是预报的,而在 EX3 中,所有变量在极点均进行预报,这两个试验的结果基本相同。我们只给出 EX3 的结果。图 2a、b、c 和 d 是 EX3 的平均场,说明同图 1。由图 2 可见,当南北极点的 P_s 、 T 和 q 以及 u 和 v 场随时间变化时,模拟场有较多变化。在 100 和 300 hPa 上,南亚和北美高压的位置不变,范围和强度变小,更符合实况。在 500 hPa 上(图 2c),虽然基本形势与 CNL 中的十分相似,但高度场均有所减弱,如西太平洋副高强度减弱较多,572 位势什米闭合高压单体缩小。在海平面气压场上(图 2d),南半球中纬度高压带内的气压有所降低,1020 hPa 等值线已消失。北半球大陆热低压加强,海洋高压单体有所减弱。

为了分析 EX2 和 EX3 中南极点的处理对模拟结果的影响,我们在 EX4 中将南极点的质量场固定不变。模拟结果表明,无论是高空等压面还是海平面气压场,均与图 2 中的相应场十分一致,因而也与气候实况符合较好(图略)。可见,EX2 和 EX3 中南半球极区 P_s 、 T 和 q 的处理方法对模拟效果影响不大,这是因为南极点附近虽然地形

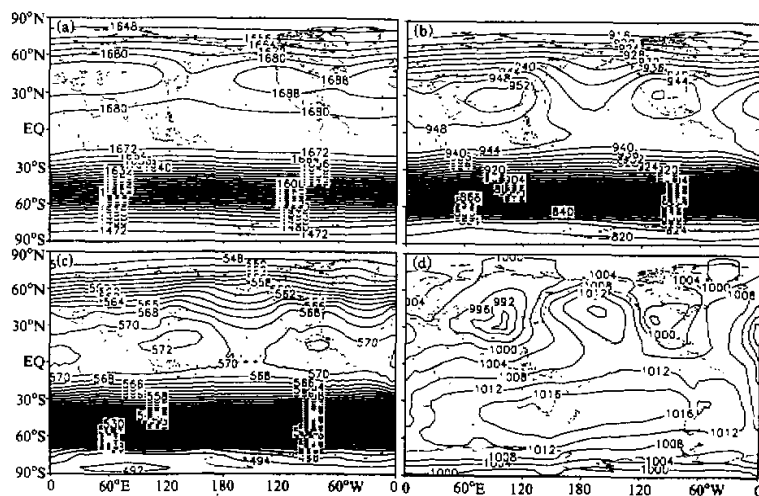


图 2 EX3 试验的模拟结果, 说明同图 1

复杂, 地形高度和下垫面状况不很均匀, 但在冬季, 围绕南极是强劲的西风, 气象要素的纬向均匀性很好, 时间积分过程中南极点气象要素的改变很小, 与固定的初值差异不大。

在避免使用极点气象要素值的全球模式的模拟结果 NPE 中, 各等压面位势高度场和海平面气压场的分布形势和数值, 均与图 1 中给出的 CNL 试验相应场相一致。这说明这两种方案基本上是等效的。

几种方案对流场的模拟也是十分相似的, 且与 7 月气候平均场较符合。

由以上 6 种方案模拟结果的比较可以看出, 由于极区的面积小, 再加上极点附近气象要素的纬向均匀性很好, 所有方案的模拟结果差异均不大。因此, 如果我们只关心两极之间全球气象要素的变化, 则可采用以上 6 种方案中的任一种。如果我们希望模拟包括极点气象要素在内的全球气候状态, 则可采用 EX3 方案。

值得指出的是, 这 6 种方案的差别不大, 可能是因为我们所用的初始场是纬向平均场之故, 如果初始场是瞬间的, 例如某一时刻的观测场, 则极点附近气象要素的分布不一定是纬向均匀场, 这时, 方案 EX3 和 NPE 可能更为合理。若要进行季节变化和年际变化的模拟, 则更应采用 EX3 和 NPE 方案。

参 考 文 献

- 1 张玉玲, 吴辉庭, 王晓林, 1987, 数值天气预报, 北京: 科学出版社, 472pp.
- 2 钱永甫, 颜宏, 王谦谦, 王安宇, 1988, 行星大气中地形效应的数值研究, 北京: 科学出版社, 217pp.
- 3 Qian Yongfu, 1985, A five-layer primitive equation model with topography, 高原气象, 4(2) (增刊), 1~28.
- 4 钱永甫, 1988, 地表热平衡温度的一种计算方法, 气象科学, 8(4), 14~27.
- 5 Qian Yongfu, 1993, Effects of different sea surface temperature over the western pacific on summer monsoon properties, Acta Ocean. Sinica, 12(4), 535-547.

A Discussion of Pole Treatment in Grid Global Models

Qian Yongfu and Zhang Qiong

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract A detailed discussion of the pole treatment in the grid global models is given in this paper. Six schemes of the pole treatment are proposed and comparative experiments are made. The results show that the 6 schemes can all fairly reproduce the July mean climate features. The scheme with predictions of the meteorological elements at the poles and the scheme with no use of those elements developed in this paper both have better simulative results and applicational values.

Key words global models climate modelings pole treatments

人类首次徒步穿越雅鲁藏布大峡谷 取得丰硕的科学考察成果

以中国科学院大气物理研究所研究员、中国科学探险协会常务副主席高登义为队长、著名登山运动员王富洲为政委的中国雅鲁藏布大峡谷科学探险考察队，在当地藏族、门巴族同胞的协助下，逢山开路，遇水搭桥，穿密林，跨险坡，经过 36 天，行程 500 余公里，于 1998 年 12 月 3 日在雅鲁藏布大峡谷拐弯的最北顶端扎曲胜利会师，圆满地完成了人类首次徒步穿越雅鲁藏布大峡谷的任务。

这次科学探险考察队徒步穿越雅鲁藏布大峡谷取得了丰硕的科学考察成果。第一，进一步考察了雅鲁藏布大峡谷核心河段的水利资源，证实和发现了 4 组大瀑布群，其中有 3 个大瀑布的高度在 30~35 m，宽度在 50~120 m，为世界主干河道上极为罕见的现象；第二，通过国家测绘部门科研人员在雅鲁藏布大峡谷设立的 3 个测绘基准点，测绘了大峡谷的最大深度和谷底最窄处的宽度，为今后正式公布雅鲁藏布大峡谷作为世界第一大峡谷的特征数据提供了重要科学依据；第三，取得生物、地质等方面的科学资料和样品，证实和发现缺翅目昆虫和大面积的红豆杉原始森林；第四，就雅鲁藏布江水汽通道作用对于大峡谷核心地段生态系统的影响有了进一步认识；第五，首次实现了在世界第一大峡谷的卫星电视传送，为即时传递此次穿越活动和宣传雅鲁藏布大峡谷作出了重大贡献。

目前，科学探险考察队正为雅鲁藏布大峡谷的保护与合理开发利用与西藏自治区有关部门合作制订规划。

(周立波)