

一个六层亚洲有限区域模式及对 一次西南涡过程的数值模拟

郑庆林 邢久星
(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文介绍的六层亚洲有限区域模式包含了地形作用和地面摩擦、动量、热量和水汽的水平 and 垂直方向扩散过程(其中包括了下垫面感热作用)、水汽凝结潜热、云和辐射作用以及积云对流等物理过程,并运用新的有效的计算气压梯度力的方法,为减少青藏高原引起的 σ 面上的初值(由 p 面到 σ 面)的插值误差,用了初始时刻的迭代插值方法。另外,利用上述模式,以1981年7月11日12时客观分析为初始场,对青藏高原背风坡地区的西南涡形成过程进行了数值模拟试验,较成功地研究了青藏高原动力作用对西南涡形成和发展过程的影响,模式还较成功地模拟出在西南涡形成过程中在我国西南地区低层西南风急流的迅速形成和维持过程。如果降低模式地形高度(如将青藏高原降至3000m以下),地形的坡度也变小了,西南涡的模式就不能成功。本模式所用的新的气压梯度力的计算方法,使预报效果得到了改进。

一、引 言

青藏高原的动力和热力作用对大气环流产生重要的影响,为我国气象工作者所重视。作者利用具有较完整物理过程的大气环流模式研究了青藏高原动力和热力作用对中期天气的影响^[1]。卢敬华较系统地从天气事实出发分析研究了西南涡的形成和发展^[2], Marakami, Chung 等给出了地形作用对背风坡气旋的影响的数值试验结果^{[3], [4]}。Anthes 等对青藏高原低涡及其东移而造成的降水进行了研究^[5], Shou-Jun Chen, Lorenzo 等利用欧洲中心的全球和有限区域模式对[5]中的个例作进一步的模拟研究^[6], 并比较了潜热释放对低涡的作用。但总的说来,有关高原低涡的成功的数值模拟研究还远不够。本文作者于1987年发展了一个有限区域模式,对气压梯度力的不同的计算方法进行数值研究^[7], 在[7]的基础上,本文的模式在对地形作用及非绝热过程的考虑等方面,作了进一步的改进和发展,并将和[8]相配套,以便对青藏高原的作用进行更好的研究。

本文利用了六层亚洲有限区域模式,较成功地模拟了青藏高原的动力作用对一次西南涡形成和发展过程的影响。

二、一个六层亚洲有限区域模式

1. 基本方程组

在 $(\theta, \lambda, \sigma, t)$ 坐标系中,本模式的基本方程组如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial u}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} + f v + \frac{u v}{a} \operatorname{ctg} \theta = B_{\lambda} + F^u + \frac{g}{p_*} \frac{\partial \tau^u}{\partial \sigma} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial v}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} - f u - \frac{u^2}{a} \operatorname{ctg} \theta = B_{\theta} + F^v + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^v}{\partial \sigma} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{R T}{c_p} \cdot \frac{\omega}{p} = Q^R + Q^L + F^T + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^T}{\partial \sigma} + \hat{Q}^L \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} = q^L + F^q + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^q}{\partial \sigma} + \hat{q}^L \quad (4)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial t} \ln p_* = 0 \quad (5)$$

$$T = - \frac{\sigma}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \quad (6)$$

以及,
$$\frac{\omega}{p} = p_* \sigma \left(\frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial t} \ln p_* \right) \quad (7)$$

积分连续方程(5)式并利用以下垂直方向边界条件:

$$\sigma = 0 \quad (\text{当 } \dot{\sigma} = 0, \text{ 或当 } \sigma = 1 \text{ 时}) \quad (8)$$

可得到地面气压倾向方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \ln p_* = & - \int_0^1 \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] \right. \\ & \left. + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_* \right\} d\sigma \end{aligned} \quad (9)$$

以及 σ 面上的垂直速度方程,

$$p_* \cdot \sigma = \sigma \cdot \int_0^1 \nabla \cdot (p_* \vec{v}) d\sigma - \int_0^{\sigma} \nabla \cdot (p_* \vec{v}) d\sigma \quad (10)$$

上述方程组中, θ 为余纬, λ 为经度, $\sigma = p/p_*$, p_* 为地面气压,其它为气象常用符号。

其中, \hat{Q}^L 和 \hat{q}^L 分别为与模式垂直速度相联系的大尺度凝结潜热和对应的水汽变化项。 Q^L 和 q^L 则分别为积云对过程引起的热量和水汽的改变项。 Q^R 为辐射加热项, F^u, F^v, F^T

和 F^v 分别为动量, 热量和水汽的水平方向的扩散项, 在数值试验中, 用了线性扩散格式。 τ^v, τ^h, τ^r 和 τ^v, τ^h, τ^r 分别为垂直方向的动量, 热量和水汽的扩散项。

上述, \hat{Q}^h 和 \hat{q}^h 的计算方法同文献[1], 而 \hat{Q}^v, \hat{q}^v 以及云和辐射的计算方法以及动量, 热量和水汽的水平 and 垂直方向的扩散项的计算同文献[8]。下垫面温度 T , 通过求解下垫面热量平衡方程来得到, 同文献[8]。

2. 初始时刻的 ($p \rightarrow \sigma$) 迭代插值方法

本模式采用了郑庆林和廖国男(1986)提出的初始时刻的迭代插值方法, 详见文献[1]、[9]。

3. 气压梯度力项的计算

通常, 在 σ 面上的气压梯度力项 B_λ, B_θ 的表达式为:

$$B_\lambda = -\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda} - \frac{RT}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p. \quad (11a)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} - \frac{RT}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p. \quad (11b)$$

显然, 在利用(11)式时, 在大地形(特别是青藏高原)及其附近存在着大量之间的小差计算问题。为此, 郑庆林和廖国男^{[1],[7]}将(11)式转换成如下形式进行计算:

$$B_\lambda = \left[-\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial \varphi^p}{\partial \lambda} \right]_p + \left[-\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} (\varphi - \varphi^p) - \frac{R(T - T^p)}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p. \right. \\ \left. + \left[-\frac{RT^p}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln (p. / p^p) \right] \right]_\sigma \quad (12a)$$

$$B_\theta = \left[-\frac{1}{a} \frac{\partial \varphi^p}{\partial \theta} \right]_p + \left[-\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} (\varphi - \varphi^p) - \frac{R(T - T^p)}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p. \right]_\sigma \\ + \left[-\frac{RT^p}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \ln (p. / p^p) \right] \quad (12b)$$

可以看到, 通过(12)式, σ 面上的气压梯度力的计算已转变为小量之间小差的计算问题。

在本模式中, 在计算(12)式时, 作了进一步的改进, 即将其中的 $\left[-\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial \varphi^p}{\partial \lambda} \right]_p, \left[-\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial \varphi^p}{\partial \theta} \right]_p$ 项在 p 面上完成计算之后, 插值到 σ 面上, 然后, 用上述介绍的迭代插值转换方法计算, 以减少其误差。数值试验表明, 用(12)式和本文的改进的方法后与直接用(11)式的方法相比, 新的气压梯度力计算方法使24小时预报评分有明显提高; 积分过程中的动量演变表明, 按(12)式计算, 对于预报方程求解的稳定性、重力波的抑制等方面均优于按(11)式的计算。从下文将进一步看到, 新的气压梯度力计算方法对于低涡形成过程中西风槽位置, 西南低空急流的模拟均有明显的改进。

4. σ 坐标系中的预报结果的输出

当预报进行到特定时刻 t_N (如, $t_N = 24, 48, \dots$ 小时), 需要将 σ 坐标系中的预报结果转

换到 p 坐标系中输出。由于在亚洲区域内,青藏高原占据了很大的水平范围,以致造成了较大的转换误差。本模式采用了郑庆林(1984)在七层谱模式中的有关方法^[10]来有效地减少这种误差。

本模式用非线性平衡方程初值化方法^[11],在本文的个例数值试验中,为了突出风场扰动在初值中的作用,利用了实测风分析资料,也能得到较好的试验结果。

5. 数值计算

利用连续方程(5)式,可把基本方程组(1)式至(9)式写成通量形式,于是可得到其有限差分方程:

$$\begin{aligned} \delta \bar{u}_1^i = & -\frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda (\bar{u}_1^i \bar{u}^\lambda) + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \cdot \bar{u}^\theta \sin \theta)] - \delta_\sigma (\sigma \bar{u}_1^i) \\ & - v_1 (f + \frac{u}{a} \operatorname{ctg} \theta) + p_* (B_\lambda + F^u) + g \frac{\partial \tau^u}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \delta \bar{v}_1^i = & -\frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda (\bar{u}_1^i \bar{v}^\lambda) + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \bar{v}^\theta \sin \theta)] - \delta_\sigma (\sigma \bar{v}_1^i) \\ & + u_1 (f + \frac{u}{a} \operatorname{ctg} \theta) + p_* (B_\theta + F^v) + g \frac{\partial \tau^v}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \delta \bar{T}_1^i = & -\frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda (\bar{u}_1^i \bar{T}^\lambda) + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \bar{T}^\theta \sin \theta)] - \delta_\sigma (\sigma \bar{T}_1^i) \\ & + \frac{R}{c_p} \cdot T \cdot \frac{\omega}{\sigma} + p_* (Q^R + Q^L + \hat{Q}^L + F^T) + g \frac{\partial \tau^T}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \delta \bar{q}_1^i = & -\frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda (\bar{u}_1^i \bar{q}^\lambda) + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \bar{q}^\theta \sin \theta)] - \delta_\sigma (\sigma \bar{q}_1^i) \\ & + p_* (q^L + \hat{q}^L + F^q) + g \frac{\partial \tau^q}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\delta_{\ln \sigma}(\varphi) = -R \bar{T}^\sigma \quad (17)$$

$$\delta_i (\ln p_*) = - \int_0^1 \left\{ -\frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda \bar{u}_1^i + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \sin \theta)] \right\} d\sigma \quad (18)$$

$$\begin{aligned} p_* \dot{\sigma} = & \sigma \int_0^1 \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda \bar{u}_1^i + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \sin \theta)] \right\} d\sigma \\ & - \int_0^\sigma \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} [\delta_\lambda \bar{u}_1^i + \delta_\theta (\bar{v}_1^i \sin \theta)] \right\} d\sigma \end{aligned} \quad (19)$$

上式中, $u_1 = p_* u$, $v_1 = p_* v$, $T_1 = p_* T$, $q_1 = p_* q$, 而让 $\bar{w}^\sigma = \frac{1}{2} [w(x + \frac{1}{2} \Delta x) + w(x - \frac{1}{2} \Delta x)]$,

$$\delta_x w = \frac{1}{\Delta x} [w(x + \frac{1}{2} \Delta x) - w(x - \frac{1}{2} \Delta x)].$$

另外,本模式在垂直方向的结构如图1(a)所示,有6个模式层($\sigma=0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.85, 0.97$)。图1(b)给出了本模式的模式地形等高线分布,本模式的水平范围为:65—135°E, 15—65°N。在以下的试验中,由于用欧洲中期数值预报中心的2.5°×2.5°格距的客观分析资料作为初始场,所以也以2.5°作为这次数值试验的水平格距。在本次试验中没有考虑辐射作用,下垫面温度是由大气温度诊断得到。

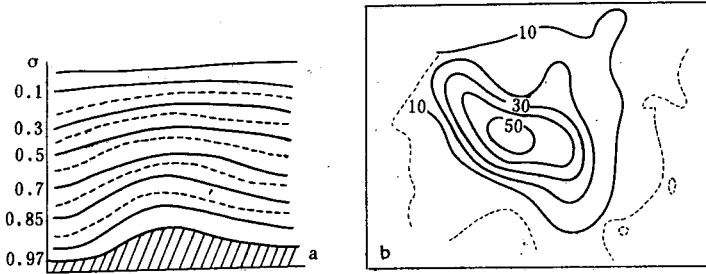


图1(a)模式的垂直结构 (b)模式地形等高线(单位:100m)

三、一次西南涡形成过程的数值模拟

1981年7月11日至15日,四川盆地出现了一场特大降水,主要是由于高原低涡生成东移造成的。本文利用上述的六层有限区域模式,对这次低涡的形成和发展过程进行了模拟。

1. 西南涡形成和发展过程的500hPa 高度场(大尺度背景场)的数值模拟

图2(a), (b), (c)分别给出了本个例的500hPa 高度的初始场, 24小时实况场和24小时数值预报场。

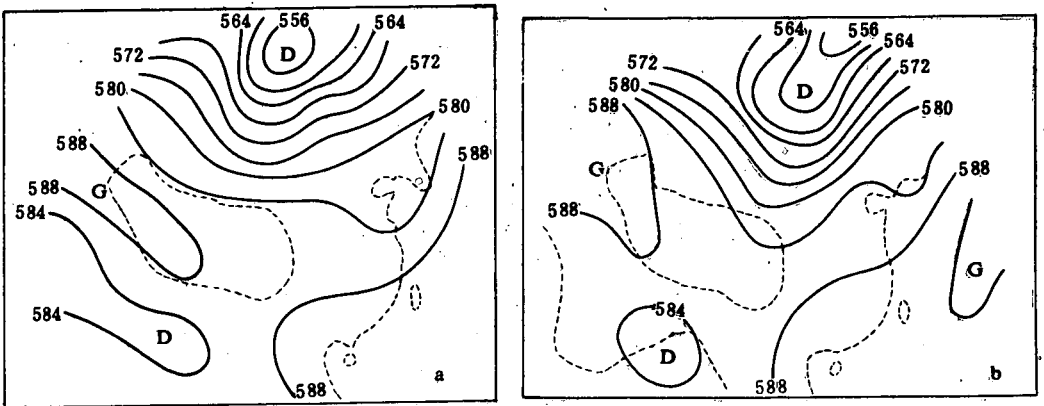
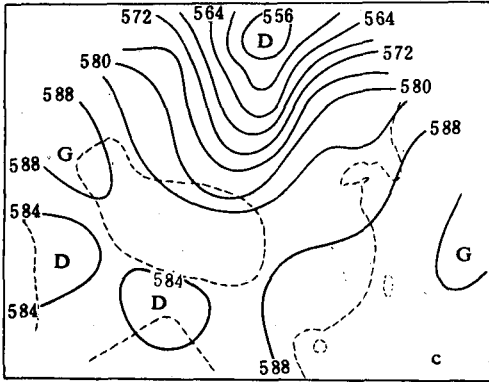


图2 (a)1981年7月11日12时,500hPa 高度客观分析场(初始场)
(b)1981年7月12日12时,500hPa 高度分析场(24小时实况)



(c) 500hPa 高度24小时预报

从图2(a)可以看到,在初始场中,在青藏高原以北直至中西伯利亚地区为较深的西风槽所控制,24小时后(见图2(b)),该槽的南段向东南方向移动并加深,小股冷空气沿高原东侧南下至四川盆地。这变化过程已被模式较好地模拟出来(见图2(c));从图2(a),(b)中还可看到,印度季风低压带与西太平洋副热带高压带的位置和强度的少变,伊朗高压西退而且加强,也被较好地模拟出来。700hPa 等压面上的低涡形成在南北两低,东西两高的鞍形气压场中。

2. 西南涡形成和发展过程的相对涡度场的数值模拟结果

我们做了对流层中部500hPa 的相对涡度场的数值试验(图3a、3b、3c)得到,原在1981年7月11日12时的初始场图上,在高原背风坡地区有一个 $17(10^{-6}\text{s}^{-1})$ 的涡度中心。24小时内,该地区的正涡度区逐渐扩大,强度急增到 $36(10^{-6}\text{s}^{-1})$,这个变化过程被模式成功地模拟出来了(图3c)。图3(d),图3(e)和图3(f)分别给出了700hPa 的相对涡度场的初始场,24小时实况和对应的24小时预报场。由图3(d),(e)可见,在700hPa 等压面上,在高原的东北缘和西南缘地区分别有两个较弱的正的相对涡度区,24小时以后,这两个正的相对涡度场在高原背风坡地区合并加强,中心强度也由原来的 $20(10^{-6}\text{s}^{-1})$ 而急剧增加到 $44(10^{-6}\text{s}^{-1})$ 。这个大气中下层的低涡形成和发展的重要变化,也被较成功地模拟出来(见图3(f))。同样,在对流层下层的青藏高原南北两侧相对涡度场变化,也同样被较好地预报出来。

3. 西南涡形成和发展过程的大气流场的数值模拟

图4分别给出了本个例的500hPa 和700hPa 等压面的低涡形成和发展过程中的大气流场的数值模拟结果。

从图4(a),(b)可以看到,在500hPa 等压面图上,24小时内,在青藏高原东侧形成和发展了一次西南低涡过程。原在高原北部的西风槽南伸,从西风槽底分裂出一个气旋式涡旋,沿高原东侧南下并加深;同时原在高原南部的低压环流,分裂出气旋式涡旋沿高原东南侧北上并发展,24小时后就移至青藏高原背风坡地区。上述变化过程在对应的预报图(见图4(c))中被较成功地模拟出来。图4(f)给出了这次过程的大气低层模拟结果:位于西南涡东南侧的西南低空急流以及高原东北侧的冷空气活动,背风坡地区低层低涡的形成等的模拟是比较成功的。

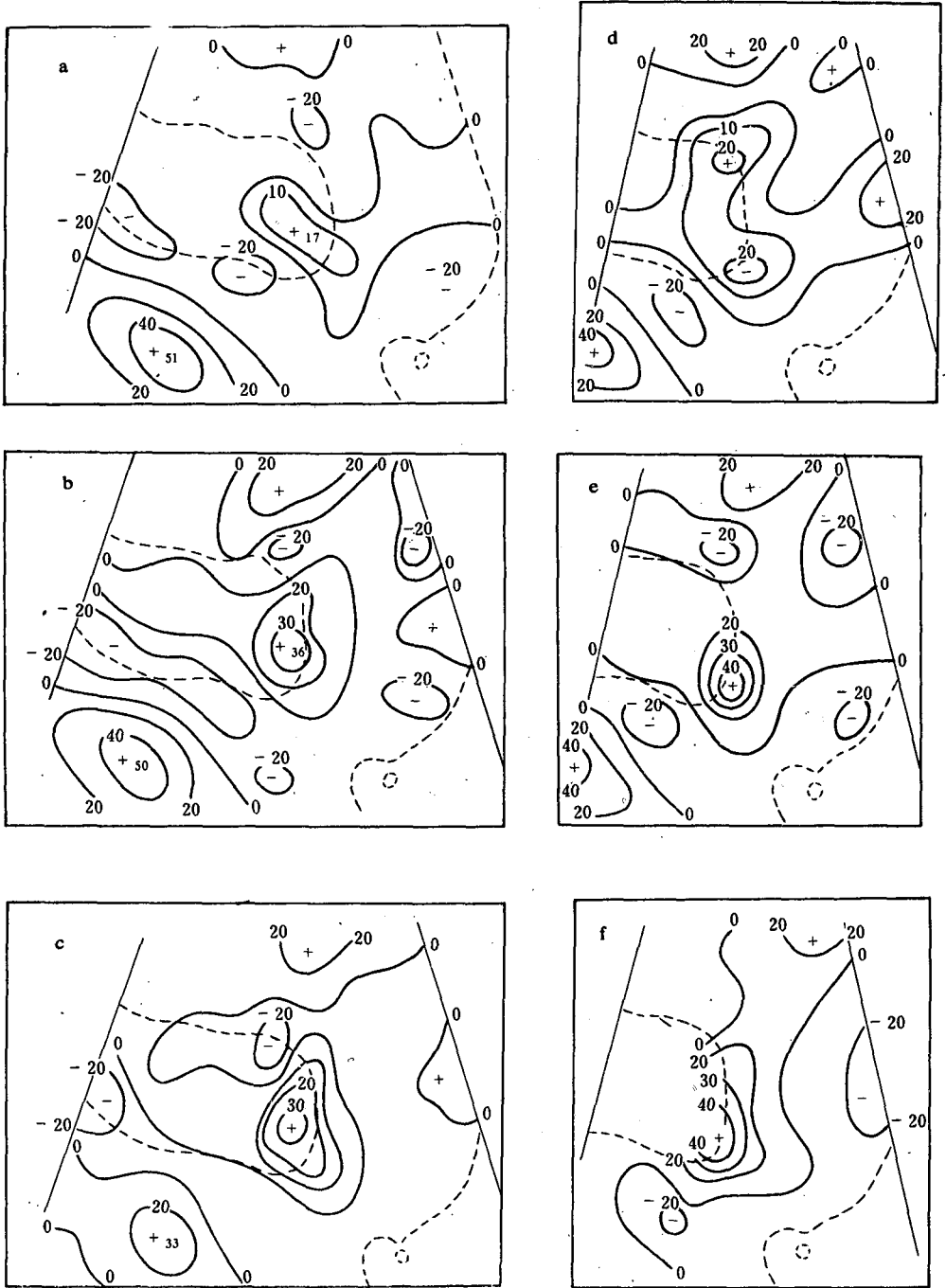


图3 (a)1981年7月11日12时的500hPa等压面相对涡度场(初始场 $10^{-6} s^{-1}$) (b)500hPa相对涡度的24小时实况 (c)500hPa相对涡度的24小时预报 (d)700hPa等压面相对涡度初始场($10^{-6} s^{-1}$) (e)700hPa相对涡度的24小时实况 (f)700hPa相对涡度的24小时预报

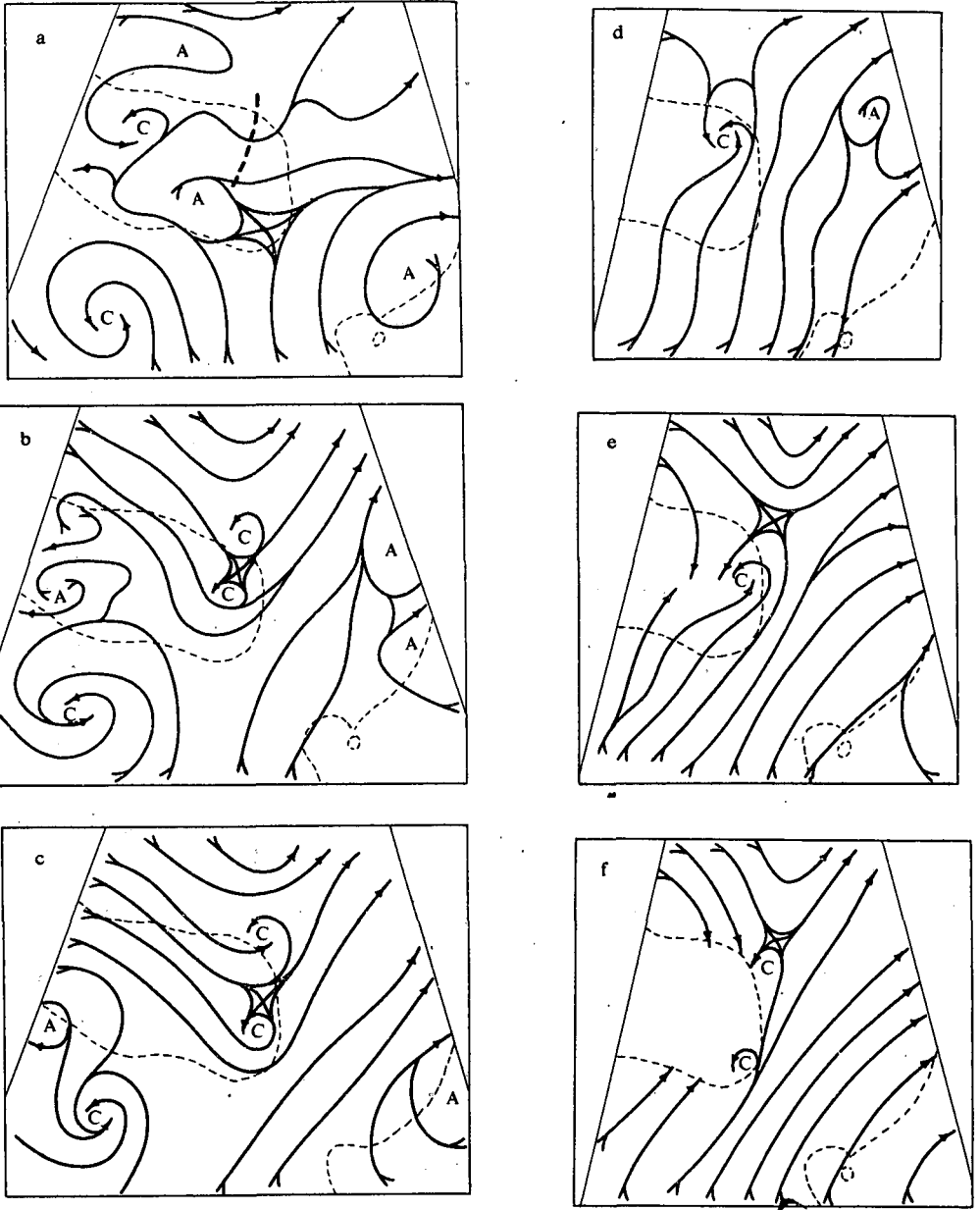


图4 (a)1981年7月11日12时,500hPa 等压面流场(初始场) (b)500hPa 流场(24小时实况) (c) 500hPa 流场(24小时预报) (d)1981年7月11日12时,700hPa 等压面流场(初始场) (e) 7400hPa 流场(24小时实况) (f)700hPa 流场(24小时预报)

4. 西南涡形成和发展的中低空西南风急流的建立和发展的数值模拟

图5(a),(b),(c)分别为700hPa 层的全风速场的初始场,24小时实况和对应的预报场。

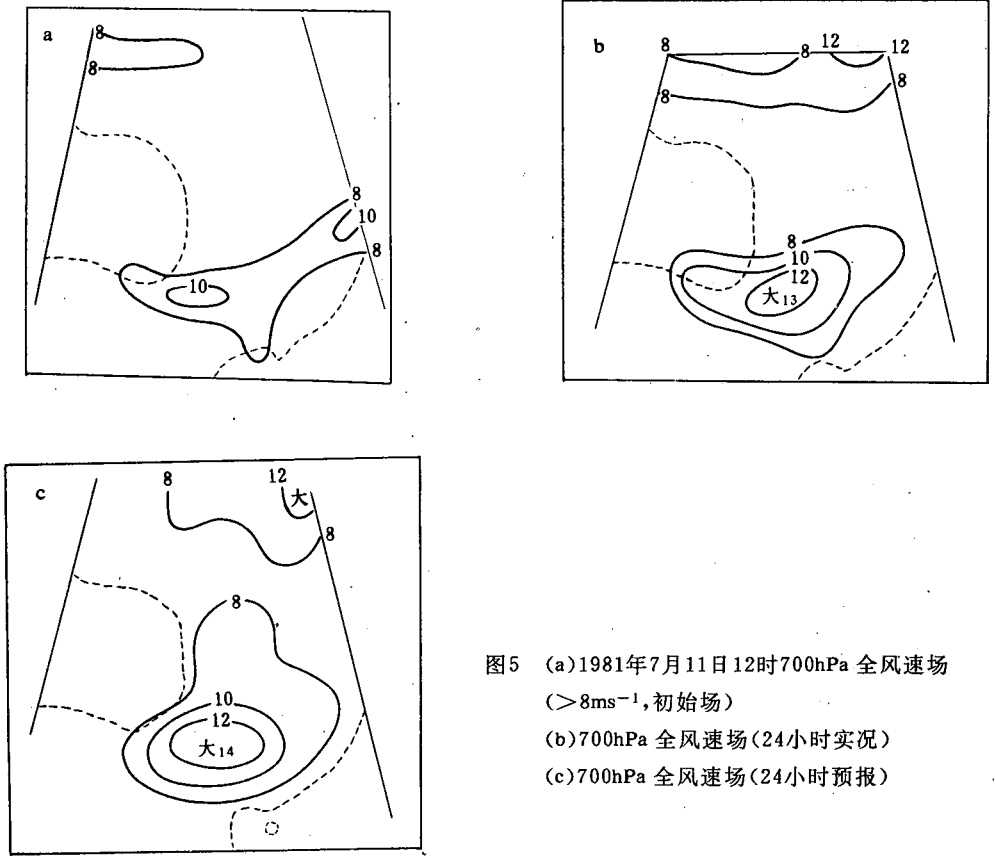


图5 (a)1981年7月11日12时700hPa 全风速场
($>8\text{ms}^{-1}$, 初始场)
(b)700hPa 全风速场(24小时实况)
(c)700hPa 全风速场(24小时预报)

从图5(a), (b)可以看到,在这次西南涡形成和发展的同时,在低层700hPa 低涡所在地区,一支西南风低空急流也在建立和发展起来,这支低空急流的中心强度和范围,都被较成功地模拟出来(见图5(c))。

5. 青藏高原对低涡形成的动力作用

在以上的研究中,模式的地形高度取为实际地形(称为试验 A)。为研究地形在高原低涡形成过程中的作用,我们进行了试验 B,即把地形高度取为原模式地形高度的0.5倍,试验 B 不但降低了地形高度,也改变了地形坡度。

图6(a), (b), (c), (d)给出了在试验 B 情形下的500hPa 层和700hPa 层的相对涡度,700hPa 层的流场和全风速场的24小时预报结果。

对比图6(a)和图3(c),图6(b)和图3(f),可以看到在试验 B 的情形下,这次西南涡过程在大气中、低层的正的相对涡度场的模拟结果是失败的。与对应的实况相比(分别见图3(b),图3(e))有很大的偏离。对比图6(c)和图4(f),图6(d)和图5(c),在背风坡地区的强的气旋式流场以及在高原东南侧的强的低空西南急流场都不能被模拟出来。这主要是由于在试验 B 的情形下,模式的地形高度已降到3000m 以下,地形的坡度也改变了,变小了。这不但使得高原背风坡效应大大减弱,而且作为高原影响西风槽和西南气流的作用也已减

弱了。也就是说,降低后的青藏高原已失去了原来的特点,西南涡的形成和发展也就不可能在这种情形下被较好地模拟出来。从另一方面也说明了,本模式能较好地考虑青藏高原的作用。本文上述结果与[5]不同,在[5]中,降低地形高度后,得出了低涡更强的结果。

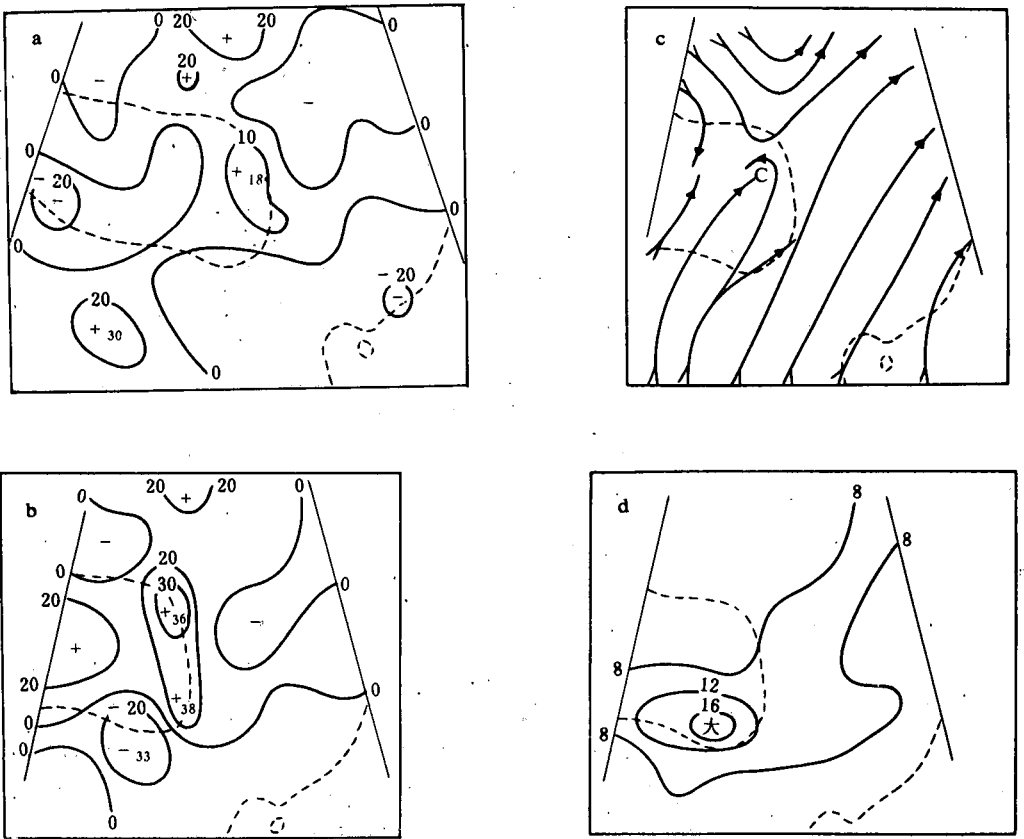


图6 (a)500hPa 相对涡度的24小时预报($10^{-6}s^{-1}$) (b)700hPa 相对涡度的24小时预报
(c)700hPa 层流场的24小时预报 (d)700hPa 层全风速场的24小时预报($>8m s^{-1}$)

6. 气压梯度力的新的计算方法对模拟结果的改进

图2至图6的结果是在本模式用新的气压梯度力计算方法(12)式而得到的(即是试验 A 的情形),(12)式能克服大地形附近产生的大量之间小差的计算问题。所以,在试验 A 的情形下,本模式较成功地模拟了这次西南涡的形成过程。以下,我们进行了试验 C,即用通常的方法(11)式计算气压梯度力。图7(a),(b),给出了在试验 C 情形下的相对涡度,流场的24小时预报结果。

对比图7(b)和图4(e),在试验 C 的情形下,在700hPa 层的流场的24小时预报图上,高原以北的西风槽移速快,高原东南侧的低空西南风急流过强,而在背风坡的高原东侧低涡不明显,与实况偏差较大;而试验 A 的图4(f)则和图4(e)的偏差较小。对比图7(a)和图3(e),可以看到,试验 C 的700hPa 相对涡度的24小时预报在高原东南侧的正中心偏南,偏

强,而在高原南侧的负中心没有预报出来。在对应的试验 A 的图3(f)中,上述的缺点被克服了,与实况较一致。

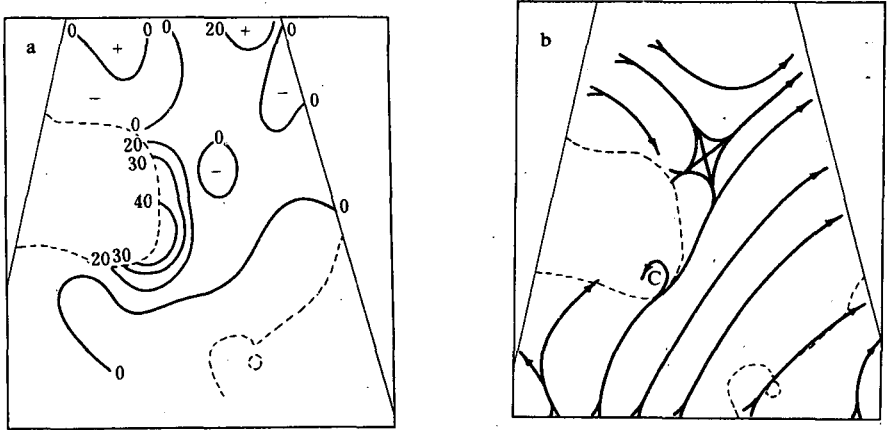


图7 (a)700hPa 相对涡度的24小时预报($10^{-6}s^{-1}$) (b)700hPa 流场的24小时预报

四、结 论

通过本文的研究,可得到以下主要结论:

1. 本文研究的亚洲六层有限区域模式考虑了较完整的物理过程,能较好地考虑山地和高原的作用,较成功地模拟了高原低涡的形成和发展过程。
2. 具有特殊形状,特殊位置的青藏高原对大尺度流场、温度场的作用为西南涡的形成和发展提供了重要的大尺度环境场。主要表现为高原的北侧阻挡强的西风槽的南伸和强冷空气的大规模南下,而使得小槽和小股冷空气沿高原东侧南下至四川盆地;高原的南侧阻挡强的偏南和西南气流北上,而使得西南暖湿气流沿高原东南侧北上至高原背风坡地区。
3. 如果降低模式中青藏高原的高度至3000m以下(即将模式地形高度乘以0.5),上述的青藏高原对大尺度环境场的作用就大为减弱。而且由于坡度也随之变小,背风坡作用也明显减弱,西南涡的形成和发展就不可能在这种情况下被较好地模拟出来。这与[5]的结果不同,在[5]中,降低地形高度后,得出低涡更强的结果。
4. 青藏高原对西南涡形成中的低空西南风急流的建立和维持起重要作用,但不考虑地形作用或地形高度不足时,西南低空急流的模拟受到明显歪曲。

参 考 文 献

- [1] Qinglin Zheng and Kou-Nan Liou, Dynamic and thermodynamic influences of the Tibetan Plateau on the atmosphere in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1340-1355, 1986.
- [2] 卢敬华, 西南涡概论, 气象出版社, 1986年。
- [3] Murakami, T. and Nakamura, Orographic effects on cold surges and lee-cyclogenesis as revealed by a numerical experi-

- ment. Part II. Transient aspects *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 547—567, 1983.
- [4] Chung, Y. s et al. , On lee cyclogenesis and airflow in the canadian Rocky mountains and the East Asian Mountains. *Mon. Wea. Rev.* , **104**, 879—891, 1976.
- [5] Anthes, R. A. and P. L. Haagenson, A comparative numerical simulation of the sichuan flooding catastrophs (11—15 July, 1981). Proceedings of the first Sino—American Workshop on Mountain Meteorology, 18—23 May 1982, AMS, 1984.
- [6] Shou—Jun Chen and Lorenzo Dell, Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over eastern Asia moosoon region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 730—747, 1984.
- [7] Qinglin Zheng and Jiuxing Xing, Comparative numerical experiments of the Qinghai Xizang plateau effects based on different computational method of pressure gradient force of σ -coordinate in a six—level limited area model. proceedings of the Fourth Conference on Mountain Meteor. , 25—28, August, 1987, Seattle, Washington, AMS, 160—163, 1987.
- [8] 郑庆林, 一个七层全球大气环流谱模式及其30天长期数值预报试验, 气象科学研究院院刊, **4**, 3, 1989.
- [9] Qinglin Zheng and Kuo—Nan Liou. *Annual Report*, AMS, SMA, 1986.
- [10] 郑庆林, 北半球七层初始方程谱模式(二)及其试验结果, 气象科学研究院科学技术集刊, 第8期, 1984年.
- [11] 郑庆林, 非线性平衡方程初值化方法及其在中期数值天气预报试验中的应用, 气象科学研究院院刊, **2**, 2, 113—122, 1987.

A NUMERICAL EXPERIMENT ON THE LEE CYCLOGENESIS OF QINGHAI —XIZANG PLATEAU IN A SIX—LEVEL LIMITED AREA MODEL

Zheng Qinglin Xing Jiuxing
(Academy of Meteorological Science, SMA)

Abstract

The present model, including more physical processes, is a six-level primitive equation model for Asia area with efficient and accurate numerical techniques for the computations of pressure gradient force and the initial fields in the vicinity of mountains in σ -coordinate. The numerical experiments on the lee cyclogenesis of Qinghai-Xizang plateau are performed successfully by using the present model with the initial condition based on objective analysis data on 11th July, 1981. More interesting simulation results are displayed, and they show that the dynamic influence of Qinghai-Xizang plateau is an important role to the lee cyclogenesis with low-level south—westerly jet stream in southwestern China. The results also show that unless the consideration of mountain effects (or reducing the orographic height by the factor of 0.5 in the model) the simulations are failure.