

对称和非对称地形对冷锋 锋生过程的影响*

农尚尧 吕克利

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

本文利用半地转模式研究了对称和非对称地形以及双地形对冷锋锋生过程的影响。计算结果显示,地形坡度愈大,越容易产生背风气旋,并且其强度也愈大;背风气旋的强度主要由背风坡坡度决定。山对锋面垂直速度的增幅作用随地形坡度增大而增大,地形坡度越大,出现多次极大上升速度的可能性也越大。冷锋过双地形时,其锋面强度有两次减弱和加强的过程,上升速度得到明显加强,并有可能在锋前产生多条中尺度上升运动带,在合适的水汽条件下,冷锋过双地形有可能产生多重中尺度雨带,其间隔与锋面本身的尺度相当。

关键词: 非对称地形;双地形;冷锋。

一、引 言

地形对锋面的影响近年来进行了许多研究^[1-3],得到一些与实际观测较相符的结果,如冷锋在过山过程中,在迎风坡锋面强度减弱,在背风坡锋面强度增强,但是人们在研究中,往往都将地形取为孤立对称的,而实际地形中,非对称或两个甚至多个地形是常见的,因此有必要研究非对称地形或双地形对冷锋锋生过程的影响。

本文将利用有地形的半地转模式,给出冷锋过孤立对称地形的模拟,然后在此基础上,讨论非对称地形和双地形对冷锋过山过程中锋面强度、垂直速度场,以及最大垂直速度随时间变化的影响,此外为了讨论地形坡度的影响,还将给出冷锋过不同坡度孤立对称地形的模拟。

二、地形坐标系中的半地转锋生模式

为简单起见,设锋面在 y 方向是无限伸展的平直锋面,因此可用二维模式来讨论锋生问题。限于讨论水平变形场作用下的锋生过程,并设变形场与高度 z 无关。为了进一步讨论锋面的移行,我们在背景场中加上均匀纬向西风气流,如此按文献[4]有

1993年11月12日收到,1994年8月30日收到再改稿。

* 本文得到“八·五”课题和博士点基金资助。

$$\begin{cases}
 u = \bar{u} - \alpha x + u_z(x, z, t), \\
 v = \alpha y + v_z, \\
 \phi = gz + \frac{N_0^2 z^2}{2} + \alpha \bar{u} x - f \bar{u} y + f \alpha x y - \frac{1}{2} (\alpha^2 x^2 + \alpha^2 y^2) \\
 \quad + \phi'(x, y, t), \\
 \theta = \theta_0 + \frac{\theta_0}{g} N_0^2 z + \theta'(x, z, t),
 \end{cases} \quad (1)$$

式中 α 是变形因子, 下标 “g” 表示地转风, “a” 表示非地转分量。根据地转动量近似有

$$v_z = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi'}{\partial x}. \quad (2)$$

如此得到描述锋生过程的半地转方程组

$$\begin{cases}
 \frac{D\theta'}{Dt} - \frac{g}{\theta_0} N_0^2 \frac{\partial \phi}{\partial x} = E, \\
 \frac{\partial v_z}{\partial z} = \frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial x}, \\
 N^2 \frac{\partial \phi}{\partial x} - 2f \frac{\partial v_z}{\partial z} \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} + f \left(f + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = -2f\alpha \frac{\partial v_z}{\partial z} - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial E}{\partial x}, \\
 u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z}, \\
 w = -\frac{\partial \phi}{\partial x},
 \end{cases} \quad (3)$$

式中 E 为加热率,

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \left(\bar{u} - \alpha x + \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial z}.$$

边界条件由

$$w = \frac{dh}{dt}, \quad z = h(x) \quad (4)$$

和

$$w = 0, \quad z = H \quad (5)$$

容易得到

$$-\frac{\partial \phi}{\partial x} = \left(\bar{u} - \alpha x + \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \frac{\partial h}{\partial x}, \quad z = h(x). \quad (6)$$

不失一般性, (5) 式可写为

$$\phi = 0, \quad z = H. \quad (7)$$

在 $\bar{u} = 0$ 和 $h = 0$ 情况下, 这是文献[4]给出的方程组; 在 $E = 0$ 时, 与 Zehnder 和 Bannon 给出的方程组相当。方程组(3)的第三个方程是著名的 Sawyer-Eliassen 方程, 它描述锋非地转环流, 在层结稳定 ($N^2 > 0$)、惯性稳定 ($f(f + \frac{\partial v_z}{\partial x}) > 0$) 和对称稳定 ($N^2 f(f + \frac{\partial v_z}{\partial x}) - f(\frac{\partial v_z}{\partial x})^2 > 0$) 情况下, 此方程是椭圆形方程。为求解它,

还须给定 x 方向的边界条件。设上游边界上的 ϕ 不受下游的影响, 因此有

$$\phi = 0, \quad x = -L. \quad (8)$$

在下游边界上, 为保证区域的质量守恒, 可以设非地转气流只有水平分量而无垂直分量, 即

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0, \quad x = L. \quad (9)$$

为考虑地形作用, 引入地形坐标

$$\xi = H \frac{z - h(x)}{H - h(x)}, \quad (10)$$

于是得到

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta'}{\partial t} + \frac{\theta_0 N_0^2}{gH} \left[(\bar{u} - \alpha x + u_s) \frac{\partial h}{\partial x} + (H - h(x)) \dot{\xi} \right] = E, \\ \frac{\partial v_s}{\partial \xi} = \frac{g}{f\theta_0 H} \left[(H - h(x)) \frac{\partial \theta'}{\partial x} - (H - \xi) \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \theta'}{\partial \xi} \right], \\ F_A \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + 2F_B \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial \xi} + F_C \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + F_D \frac{\partial \phi}{\partial \xi} = d(x, \xi, t), \\ u_s = \frac{H}{H - h(x)} \frac{\partial \phi}{\partial \xi}, \\ \dot{\xi} = -\frac{H}{H - h(x)} \frac{\partial \phi}{\partial x} - (\bar{u} - \alpha x) \frac{H - \xi}{H - h(x)} \frac{\partial h}{\partial x}, \end{cases} \quad (11)$$

式中 $\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} + (\bar{u} - \alpha x + u_s) \frac{\partial}{\partial x} + \dot{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi}$, 而

$$F(x, \xi, t) = -2f\alpha \frac{\partial v_s}{\partial \xi} - \frac{H - h(x)}{H} \frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial E}{\partial x} - \frac{H - \xi}{H - h(x)} \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial E}{\partial \xi} \right),$$

F_A, F_B, F_C 和 F_D 是 $h(x)$ 的函数, 为篇幅不给出具体的表达式了。

边界条件在地形坐标系中变为

$$\begin{cases} \xi = 0, \phi(x) = \alpha x h(x) - \alpha x_- h(x_-) - \alpha \int_{x_-}^x h(x') dx' - \bar{u} h(x), \\ \xi = H, \phi(x) = 0, \\ x = -L, \phi(x) = 0, \\ x = L, \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0. \end{cases} \quad (12)$$

当加热率 E 是 (11) 式决定的变量的已知函数时, 对给定的初始 θ' , 可以得到沿锋面地转风 v_s , 求解 $S-E$ 方程, 得到非地转流函数 ϕ , 进而求得 $\dot{\xi}$, 以及 u_s 和 w , 最后通过关于 θ' 预报方程得到下一时刻的 θ' 。

w 在地形坐标中的表达式为

$$w = \dot{\xi} \frac{H - h(x)}{H} + (\bar{u} - \alpha x + u_s) \frac{H - \xi}{H} \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (13)$$

本文暂不考虑加热的影响, 着重讨论地形的作用, 因此下面文中取 $E = 0$ 。

计算区域范围是, 当为孤立地形时, x 方向取 5000km, 当为双地形时, x 方向取 6000km, 垂直方向 10km。水平格距为 50km, 垂直格距为 250m, 时间步长为 300s。如果没有特别说明, 参数取值如下: $f = 10^{-4}s^{-1}$, $N_0^2 = 10^{-4}s^{-2}$, $\alpha = 10^{-3}s^{-1}$, $\theta_0 = 300K$,

计算中地形高度函数取如下形式:

$$h(x) = h_1 \exp \left[- \left(\frac{x - x_1}{L_{m1}} \right)^2 \right] + h_2 \exp \left[- \left(\frac{x - x_2}{L_{m2}} \right)^2 \right], \quad (14)$$

其中 h_1 和 h_2 为山的高度, L_{m1} 和 L_{m2} 为山的半宽度, x_1 和 x_2 为地形的中心位置。本文只考虑几百公里的中尺度地形。初始位温扰动场 θ' 由天气尺度锋面结构位温场和地形造成的位温扰动场组成, 即

$$\begin{aligned} \theta'(x, z, 0) = & \Delta\theta_i \arctg \left[\delta_1 \frac{x - x_i}{L_i} + \delta_2 \frac{z}{H} \right] + \Delta\theta_{m1} \exp \left[- \left(\frac{x - x_1}{L_{m1}} \right)^2 \right] \\ & \cdot \left(1 - \frac{z}{H} \right) + \Delta\theta_{m2} \exp \left[- \left(\frac{x - x_2}{L_{m2}} \right)^2 \right] \left(1 - \frac{z}{H} \right), \end{aligned} \quad (15)$$

式中 $\Delta\theta_i$ 是天气尺度锋面结构位温场的温差, δ_1 和 δ_2 是决定锋面性质和坡度的参数。 L_i 取千公里的天气尺度, x_i 为初始锋区的中心位置。 $\Delta\theta_{m1}$ 和 $\Delta\theta_{m2}$ 是地形造成的中尺度位温扰动的振幅。

三、计算例子

计算中, 我们取 $\Delta\theta_i = 7.6K$, $\delta_1 = 3.15$, $\delta_2 = 2.5$ 。对六种情况进行了计算, 为方便起见, 下面将这六种情况简记为对称地形 1、对称地形 2、对称地形 3、非对称地形 1、非对称地形 2 和双对称地形。

1. 对称孤立地形

图 1 给出了冷锋过孤立对称地形时 $z = 1km$ 处的 $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ 随 t 变化曲线、第 14 小时垂直速度场和最大 w 随 t 变化图。由图显见, 地形对冷锋的影响是多方面的, 迎风坡可使锋面强度减弱, 具有锋消作用; 背风坡可使锋面强度加强, 具有锋生作用。这与 Buzzi 等^[9]对 ALPEX 试验中一次冷锋过阿尔卑斯山的观测分析结果相符。计算还显示(图略), 随着冷锋移向山脉, 锋区的垂直运动区向上层移去, 范围变小, 然后随着冷锋过山, 垂直运动区逐步下降, 在山后恢复冷锋环流。值得注意的是, 在冷锋向山脉逼近时, 从第 9 小时开始, 在山后(离山脉中心约 900km 处)的 6km 以上高空出现弱的上升运动区, 该上升运动区逐渐下降, 到第 14 小时(见图 1b, 此时锋面刚过山顶), 在山中心下游 900km 处的中下层形成闭合上升运动区, 其垂直范围为 4km, 水平范围为百公里。这类上升运动区是由于锋面非地转强迫和地形的相互作用, 使山下游斜压性加强, 从而造成小扰动不稳定发展, 这意味着, 在锋面和地形的共同作用下, 有可能在山后激发出背风气旋。Buzzi 等的观测分析^[9]也曾指出这一点, 他指出冷锋在背风坡重新加强时, 会同时在下游产生背风气旋。Zehnder 和 Bannon 的计算结果也揭示了这一点。此外, Egger 和 Hoinka^[3]在他们的总结文章中也曾转引 Buzzi 和 Alberoni^[6]对 1987 年 7 月 26 日一次冷锋过山的

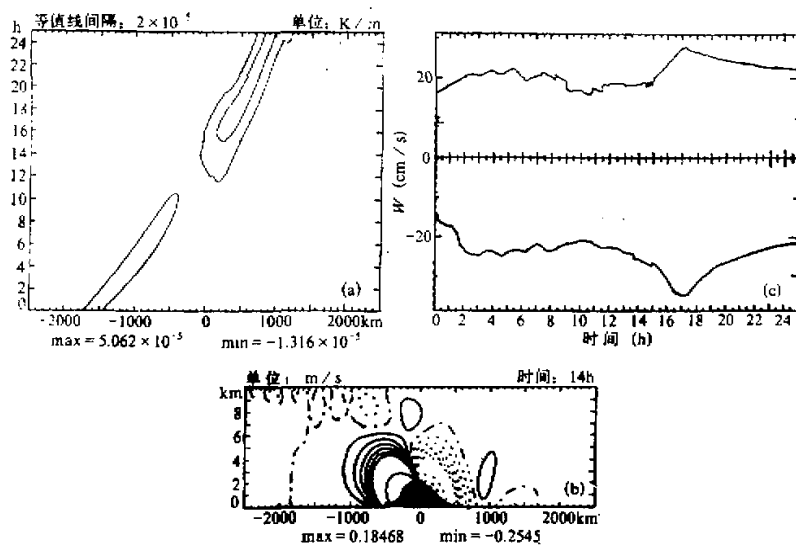


图1 对称地形 1

$x_1 = -1500\text{km}$, $h_1 = 2\text{km}$, $L_{m1} = 300\text{km}$, $x_2 = 0\text{km}$, $\Delta\theta_{m1} = -2.0\text{K}$, $h_2 = 0\text{km}$, $\Delta\theta_{m2} = 0\text{K}$.

(a) $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 随 z 变化曲线 ($z = 1\text{km}$), (b) 垂直速度场 ($t = 14\text{h}$), (c) 最大 w 随 t 变化图

分析,提到冷锋过山会在山的下游激发出背风气旋。计算表明,这种背风气旋是暖性的,可以说,冷锋过山是产生背风气旋的一种机制。最后由图 1c 可见,山脉造成垂直速度的变化是跳跃式突变的。最大上升速度出现在冷锋过山顶后不久的第 17 小时,达 28cm/s ,这一方面是由于迎风坡地形的抬升作用(由 $w \frac{\partial h}{\partial x}$ 可大致估计出地形的抬升达到的垂直速度约为 14cm/s),另一方面是因为锋区非地转环流与地形强迫相互作用造成的。

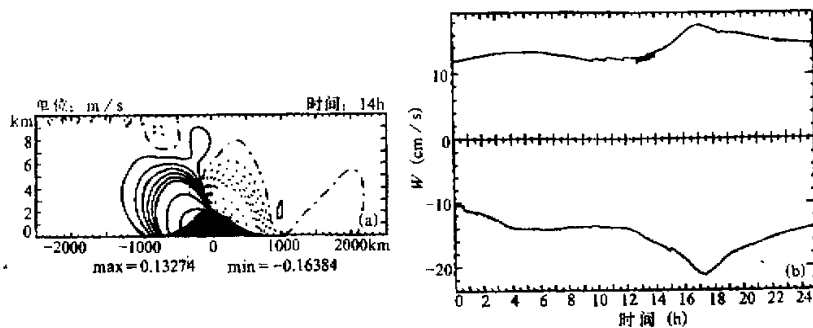


图2 对称地形 2

$L_{m1} = 400\text{km}$, 余同图 1

(a) 垂直速度场 ($t = 14\text{h}$), (b) 最大 w 随 t 变化图。

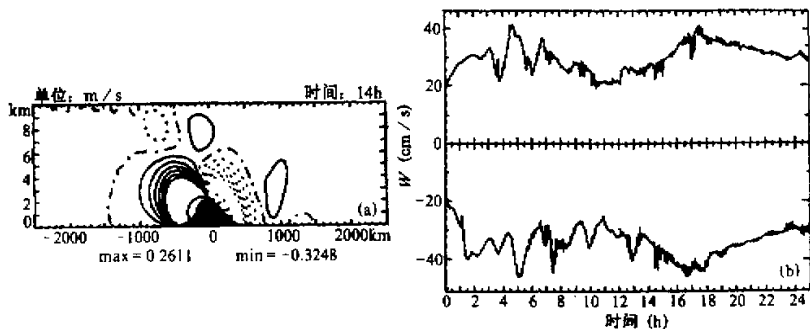


图3 对称地形3

 $L_{m1} = 250\text{km}$, 余同图1(a) 垂直速度场 ($t = 14\text{h}$), (b) 最大 w 随 t 变化图

在看非对称地形对冷锋过山的影响之前,我们先看坡度对冷锋过山的影响。图2和图3分别给出了对称地形2和对称地形3第14小时的垂直速度场及最大 w 随 t 变化图。对比图2a、图3a和图1b可以看到,三者在第14小时,都在山中心下游900km处出现了一个闭合上升运动区,但是三者的上升运动区的范围和强度有较大区别。对称地形3的上升运动区的水平范围有150km左右,垂直范围有4.5km左右,而对称地形2同一强度的水平范围仅有50km左右,垂直范围仅为1km,明显比对称地形3和对称地形1要弱。计算表明,坡度越大,在山后高空出现上升运动区的时间越早。以上现象说明,山的坡度愈大,锋区的非地转强迫和地形的相互作用愈强,使山下游的斜压性更易发展,从而使背风气旋强度愈大。最后,比较三者的最大 w 随 t 变化图(见图2b、图3b和图1c),显见当半山宽为250km时,上升速度随时间是剧烈跳跃式变化的,在第5小时和第17小时出现了数值为40cm/s的最大上升速度,并且在第5小时前后,都出现了次最大上升速度;而当半山宽为400km时,上升速度随时间先是较平缓地增大,至第17小时达到最大值14.8cm/s,然后又平缓地减小。这是由于坡度愈大,山附近因地形温度场而形成的斜压性也随之加强,同时锋面环流和地形非地转环流间的相互作用也得到加强,从而使最大上升速度明显增大,上升速度随 t 也就越可能出现多次峰值。

2. 非对称孤立地形

下面讨论非对称孤立地形对冷锋过山过程的影响。对比图2、图3、图4和图5中的地形,图4地形的迎风坡坡度与图3中地形坡度一致,背风坡坡度则与图2中的地形坡度相同;图5地形迎风坡坡度与图2中的相同,背风坡坡度与图3中的一致。

图4和图5分别给出了非对称地形1和非对称地形2第14小时的垂直速度场和最大 w 随 t 变化图。对比图4a和图5a显见,在第14小时,非对称地形1在山中心下游900km处并未出现闭合的上升运动区,这表明非对称地形1的背风气旋比对称地形2的还要弱;而非对称地形2在第14小时,在山中心下游900km处出现了闭合上升运动区,并且其范围要比对称地形3的大,这表明非对称地形2的背风气旋比对称地形3的

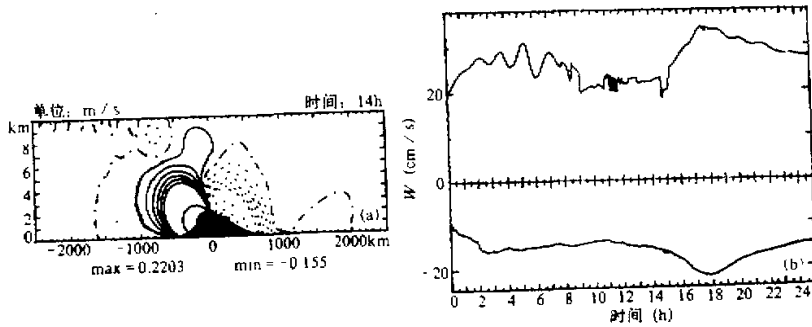


图4 非对称地形1

$x_1 = -1500\text{km}$, $h_1 = 2\text{km}$, $L_{m1} = 250\text{km}$, 在 $x_- < x < x_1$, $x_1 = 0\text{km}$, $\Delta\theta_{m1} = -2.0\text{K}$,
 $h_2 = 2\text{km}$, $L_{m2} = 400\text{km}$, 在 $x_1 < x < x_+$, $x_+ = 0\text{km}$, $\Delta\theta_{m2} = -2.0\text{K}$.
 (a) 垂直速度场 ($t = 14\text{h}$), (b) 最大 w 随 t 变化图。

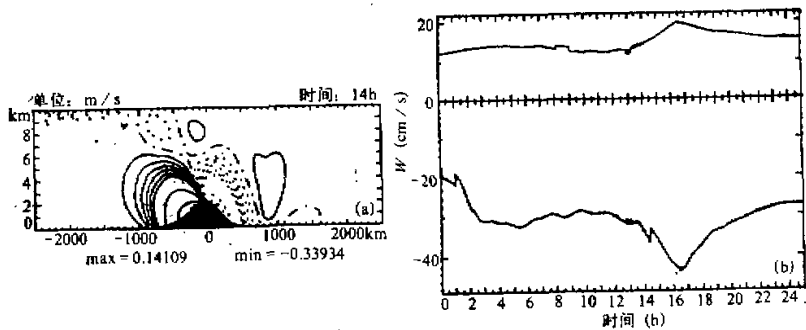


图5 非对称地形2

$L_{m1} = 400\text{km}$, 在 $x_- < x < x_1$, $L_{m2} = 250\text{km}$, 在 $x_1 < x < x_+$, 余同图4.
 (a) 垂直速度场 ($t = 14\text{h}$), (b) 最大 w 随 t 变化图

要强, 以上事实说明背风气旋的强度主要由背风坡坡度决定。坡度越大背风气旋强度愈大; 迎风坡坡度具有削弱背风气旋强度的作用, 坡度愈大背风气旋强度愈弱。这是因为背风气旋出现同一强度闭合上升运动区的时间基本上和冷锋越过山顶刚开始在背风坡加强的时间一致, 计算表明, 背风坡坡度愈大, 锋面强度的增大愈厉害, 这样, 锋面非地转环流和地形的相互作用就愈强, 背风气旋的强度也就愈大; 同理, 可以解释迎风坡坡度对背风气旋强度的削弱作用。

通过对比图4b和图5b, 可见非对称地形1的最大 w 随 t 的变化是跳跃式的, 同对称地形3的图3b相近, 但没有对称地形3剧烈; 其最大上升速度出现在第17.5小时, 数值为 36cm/s (计算表明锋面此时在背风坡上), 数值为 31cm/s 的次最大上升速度出现在第5小时, 这两个数值比对称地形3的要小, 但都比对称地形1的最大上升速度值要大。非对称地形2的最大垂直速度随 t 的变化趋势和对称地形2的极相似, 但是非对称地形

2 的最大上升速度为 20cm/s, 比对称地形 2 的要大。因此我们认为, 迎风坡坡度愈大, 锋面过山过程中出现多次降水的可能性越大, 并且最大上升速度的数值愈大; 背风坡在一定程度上可以增大上升速度的数值, 坡度越大, 增幅作用越明显。

3. 双对称地形

最后我们来看双对称地形对冷锋锋生过程的影响。图 6 给出了冷锋过双对称地形时 $x = 1\text{km}$ 处的 $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ 随 t 变化曲线、第 21 小时的垂直速度场和最大 w 随 t 变化图。由图 6a 易见冷锋在过双地形过程中, 分别有两次锋面强度的减弱和加强, 并且第一次减弱比第二次减弱要强, 减弱后的加强是第二次比第一次强。这显然是因为双地形有两个迎风坡和背风坡的缘故。

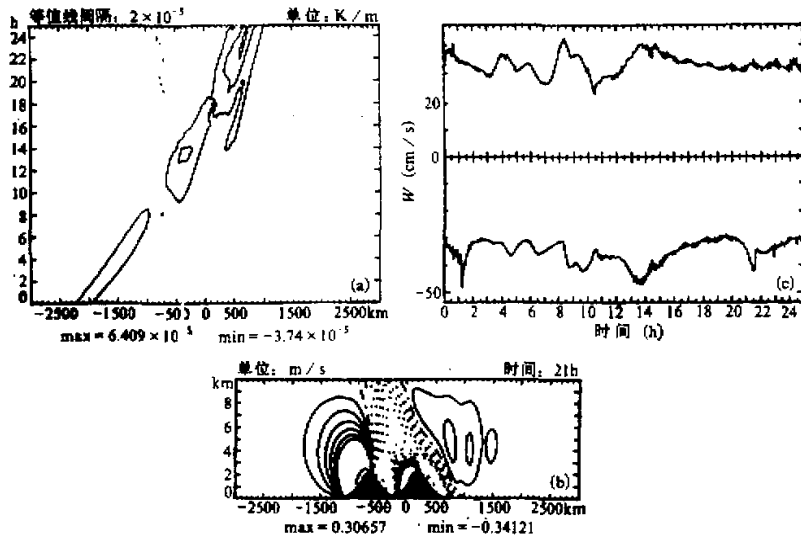


图 6 双对称地形

$x_1 = -2000\text{km}$, $h_1 = 1.9\text{km}$, $L_{m1} = 250\text{km}$, $x_2 = -600\text{km}$, $\Delta\theta_{m1} = -5.0\text{K}$, $h_2 = 1.9\text{km}$,
 $L_{m2} = 250\text{km}$, $x_3 = 250\text{km}$, $\Delta\theta_{m2} = -5.0\text{K}$.

(a) $x = 1\text{km}$ 处 $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ 随 t 变化曲线, (b) 垂直速度场 ($t = 21\text{h}$), (c) 最大 w 随 t 变化图

由图 6b 可以看到, 在第 21 小时 (此时冷锋在第二个山的背风坡上), 锋前有三个闭合上升运动区, 它们的中心高度大约在 4—4.5km 之间, 三者之间的间隔约为 230km 左右, 同时易见在低层的垂直速度等值线有波动, 波长也约为 230km; 至第 25 小时 (图略, 此时锋面已离开第二个地形的背风坡坡脚), 在锋前 3.5km 高度上仍有两个闭合的上升运动区, 其间隔仍约为 230km, 在低层仍可见波长约为 230km 的垂直速度等值线波动。在双地形的垂直速度场中出现的以上特征, 在对称地形 1 的垂直速度场中是看不到的。我们认为这是因为双地形总的地形非地转环流的强度和范围都比孤立地形要强和要

大(计算结果表明了这一点),同时锋面经过两次背风坡的加强,其强度也超过仅被一次背风坡加强的要强,于是锋面环流得到明显加强,这样锋面过双地形时,锋面环流和地形非地转强迫的相互作用强度和时间的都比锋面过孤立地形时要强和要长,也就越有可能促使锋前小扰动的不稳定发展,从而在锋前产生多条中尺度上升运动带,如有合适的水汽条件,就有可能在锋前形成多条中尺度雨带。我们还对不同的 $\bar{u}$ 、不同的双地形高度和位温扰动强度进行了计算,结果表明在锋前我们都能得到两条或三条上升运动带,只是在强度上有所差别,并且都是在锋面刚过第二个山的背风坡后不久时出现多条上升运动带。

最后由图 6c 可以看到,双对称地形的最大上升速度出现在第 8.5 小时,数值为 42cm/s,计算表明锋面此时刚过第一个山的山顶,由图 6a 还可发现锋面强度正由减弱转向加强;次最大上升速度分别出现在第 13.5 小时和第 14.5 小时,数值约为 40cm/s,比对称地形 1 的最大上升速度还大 12cm/s。此外,比较图 6c 和图 1c,显见图 6c 中最大 w 随 x 的变化比图 1c 中的要剧烈得多。上述现象说明,双地形除了加强锋区环流与地形非地转强迫相互作用的强度外,还大大增强了地形对锋面的阻挡作用。

四、结 论

通过对上述六个数值试验结果的分析,我们可以得到以下主要结论:

(1) 地形的坡度愈大,背风气旋越容易出现,并且其强度也愈大。背风坡具有增强背风气旋强度的作用,而迎风坡对背风气旋具有相反的作用。

(2) 地形的坡度愈大,锋面环流与地形非地转强迫的相互作用就愈强,上升运动也愈强,在合适的水汽条件下,也就越有可能出现多次强降水过程。背风坡坡度具有修正冷锋降水最大强度的作用。

(2) 冷锋过双地形时,其锋面强度有两次减弱和加强的过程。

(4) 冷锋过双地形时,有可能在锋前产生多条中尺度上升运动带,这意味着在合适的水汽条件下,有可能产生多重雨带。冷锋过双地形,可能是产生多重中尺度雨带的一种机制。

(5) 双地形的存在,将使冷锋降水的最大强度明显增强,并且出现多次强降水的可能性也明显增加。

参 考 文 献

- [1] Zehnder, J. A., and P.R. Bannon, 1988, Frontogenesis over a mountain ridge, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 628—644.
- [2] Williams, R.T., Melinda S. Peng and D.A. Zankofski, 1992, Effects of topography on fronts, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 287—305.
- [3] Egger, J., and K.P. Hoinka, 1992, Fronts and Orography, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **48**, 3—36.
- [4] Hoskins, B.J., and F.P. Bretherton, 1972, Atmospheric Frontogenesis Models: Mathematical Formulation and Solution, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 11—37.
- [5] Buzzi, A., Trevisan, A., and Tosi, E., 1985, Isentropic analysis of a Case of Alpine Cyclogenesis, *Beitr. Phys. Frei. Atmos.*, **58**, 273—284.
- [6] Buzzi, A., and Alberoni, P., 1992, Analysis and numerical modelling of a frontal passage asso-

ciated with thunderstorm development over the Po Valley and the Adriatic Sea, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **48**, 205–224.

Influence of Symmetric and Asymmetric Topography on the Frontogenetical Process of the Cold Front

Nong Shangyao and Lu Keli

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210088*)

Abstract

The influences of symmetric, asymmetric and double mountains on the frontogenetical process of a cold front are studied by using a semigeostrophic model. The simulations show that the steeper the slope of a mountain is, the easier the lee-cyclone is produced. the lee-cyclone depends mainly on the slope of lee side. The vertical velocity of the cold front increase with the slope of the mountain. The steeper the mountain is the more likely multiple maximal values of vertical velocity will appear.

When a cold front moves over a mountain of double peaks the weakening and strengthening processes will repeat. The vertical velocity is markedly augmented, while multiple bands of upward motion are emerged ahead of the front. Under suitable moisture conditions, the approach of a cold front to a double mountain may excite multiple mesoscale rainbands, in which the space between the rainbands is about the same scale of the front.

Key words: asymmetric topography; double peaks mountain; cold front.