

地形影响下冷锋的变形及锢囚*

肖庆农

(南京大学大气科学系, 南京, 210008)

提 要

根据传统理论,将锋面看成密度的零级不连续面,设计了一个二层锋面模式,分别研究了东西走向与东北—西南走向的地形影响下冷锋的变形及锢囚现象。分析表明:不同高度的地形对于冷锋变形及锢囚的影响不同,同一高度的地形对于不同强度的冷锋运动也有不同的影响。通过分析研究,形象、直观地揭示了地形影响下冷锋变形及锢囚的一些规律,并与实际天气现象做了一些对比。此外,还分析了山区冷锋的垂直结构,指出冷锋在爬山时锋面中层会出现“隆起”现象,这反映了地形对于冷锋的非线性相互作用;锋面的这种“隆起”现象非常类似于气流过山时形成的“涌浪”(bore)。

关键词: 变形, 锢囚, 冷锋, 地形影响。

1 引言

地形影响下冷锋的变形和锢囚是一个很复杂的气象现象。按照传统理论^[1],当冷锋移近孤立山脉时,正对山脉的锋段受阻而停滞不前,而山脉两侧的锋段可绕山而过,所以过山时冷锋会呈现出弓形;如果冷锋强度较弱或山脉较高时,正面冷锋将长期停留,以至于两侧绕过的锋段在山后相会,从而形成地形锢囚(如图 1)。

尽管许多教科书中都列出了如图 1 所示的地形影响下冷锋的运动情况,但从其机制上对这一现象做详细的分析仍然是一项困难的工作,目前的许多这方面的研究还限于观测方面。1984 年, Davies^[2]用一维浅水半地转模式从理论上分析了地形对冷锋的阻挡作用,顾伟和伍荣生(1992)^[3]利用 Davies(1984)^[2]的模型对这一现象做了进一步的研究,指出在山的迎风坡和背风坡分别存在一个锋面移速的极小值和极大值,从而分析了地形对冷锋的阻挡以及山后冷锋的加速运动。但是,用一维模型显然不足以分析地面冷锋的变形和锢囚现象,至少用二维模式才能给出地形影响下冷锋变形和锢囚的



图 1 地形锢囚锋(引自文献[1])

* 1992 年 7 月 14 日收到初稿,1992 年 10 月 4 日收到修改稿。

一个清晰图象。

最近, Wang (1991)^[4]利用 Eggert 和 Haderlein (1987)^[5]一层浅水模式模拟出了冷锋在山脉附近的变形, 但从模拟结果看, 地形对冷锋的阻挡作用较弱, 所以对于图 1 所示的锢囚现象该模拟结果仍然是失败的^[4], 因此, 对地形附近冷锋的变形及锢囚还有必要做进一步研究。中国有许多山脉(天山、武夷山等)对当地冷锋的运动都有较大影响, 研究这些地形对冷锋运动的影响也具有重大的天气学意义。

本文把冷锋看成密度的零级不连续面, 将冷、暖空气当作两层不同密度的流体, 建立了一个研究冷锋运动的二层模式, 对几种不同走向和不同高度的地形附近冷锋运动时的变形和锢囚现象进行了数值模拟; 同时, 也研究了相同走向及高度的地形附近, 不同强度的冷锋的运动情况。通过这些研究, 从中发现了一些很有意义的结果。

2 锋面二层模式

类似于 Orlandi (1976)^[6]研究锋面波的稳定性时所建立的模型, 我们把冷暖空气看成两层密度不同的不可压缩流体, 各层的运动均满足静力平衡假设, 并且在垂直方向是一致的, 冷暖空气的交界面即锋面(如图 2 所示)。与 Orlandi (1976)^[6]的处理不同的是: 我们假设上层暖空气的顶不是钢盖, 而是一自由面, 且其上大气满足地转平衡, 这样, 下层冷空气(下标 1)与上层暖空气(下标 2)的运动方程和连续方程是:

$$\frac{\partial u_k}{\partial t} - v_k^* q_k + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_k + g \left(h_1 + \frac{\rho_2}{\rho_k} h_2 + h_s \right) \right] = \frac{\rho_2}{\rho_k} f v_g + K_D \nabla^2 u_k \tag{1}$$

$$\frac{\partial v_k}{\partial t} + u_k^* q_k + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_k + g \left(h_1 + \frac{\rho_2}{\rho_k} h_2 + h_s \right) \right] = \frac{\rho_2}{\rho_k} f u_g + K_D \nabla^2 v_k \tag{2}$$

$$\frac{\partial h_k}{\partial t} + \frac{\partial u_k^*}{\partial x} + \frac{\partial v_k^*}{\partial y} = 0 \tag{3}$$

其中, $k=1$ 代表冷空气层, $k=2$ 代表暖空气层, u_k, v_k, h_k, ρ_k 分别代表各层的风速、厚度和空气密度, $h_s(x, y)$ 是地形高度, u_g 和 v_g 是暖空气层顶的地转风速, 在我们的问题中 u_g 和 v_g 假设是已知的, f 是 Coriolis 参数, K_D 代表扩散系数。另外, q_k 和 K_k 分别是各层的位涡及动能:

$$q_k = \frac{1}{hk} \left[\frac{\partial v_k}{\partial x} - \frac{\partial u_k}{\partial y} + f \right] \tag{4}$$

$$K_k = \frac{1}{2} (u_k^2 + v_k^2) \tag{5}$$

方程(1)–(3)中 u_k^* 和 v_k^* 的表达式是:

$$u_k^* = h_k u_k \tag{6}$$

$$v_k^* = h_k v_k \tag{7}$$

如图2所示, 由于锋面两层模式中锋面与上下边界相交, 图2中有的区域实际上只有一种流体, 计算时必须做一些特殊处理。本文在计算时, 对于只有一层流体的区域, 要将另一层流体也延伸过来并认为延伸过来的流体厚度 ϵ 很小, 且速度为0, 从而使整个积分区域内都有两层流体, 对这样的两层流体模型, 方程(1)–(3)可以直接用差分方法求解, 计算中, 我们取 $\epsilon=1\text{m}$, 计算结果显示, 这种处理方案是合理的。

在用方程(1)–(3)进行差分计算中,采用 Arakawa 和 Lamb(1981)^[7]设计的 C 型跳点格式,将位涡 q_k 放在整点上, u_k 放在 y 方向的半点上, v_k 放在 x 方向的半点上,而 h_k 置于网格中心。参照 Arakawa 和 Lamb (1981)^[7],设计了具有动能和位涡拟能守恒的差分格式。此外,方程(1)和(2)中的扩散项有使计算稳定的作用,其差分形式采用逼近拉普拉斯算子的“九点格式”,计算中扩散系数 K_D 取 $4.0 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

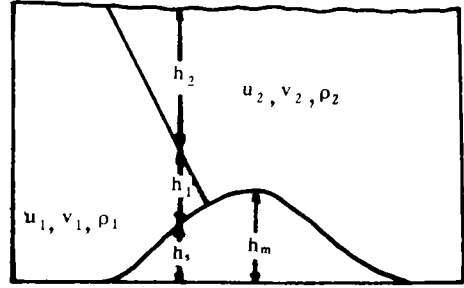


图2 锋面模型示意图

时间积分采用蛙跃格式,每积分半小时加入一步欧拉后差格式从而抑制计算波增长。在积分过程中,每积分一步就要对锋面位置进行判断,按前面所述二层模式的处理, $h_1 = \epsilon$ (1m)的线就是地面锋线的位置,而 $h_2 = \epsilon$ 的线就是在上边界面上冷锋的位置(可认为是冷锋与上边界面的交线);在锋面位置确定之后,再按二层锋面模型提出的“延伸过来的 ϵ 厚度层内速度为0”的原则对风场进行处理,使得在地面冷锋前面暖空气一侧 u_1, v_1 为0,而在上边界处冷锋位置后面冷空气一侧 u_2, v_2 为0。

同时,当差分方程计算出的冷、暖空气厚度 h_k 小于 ϵ 时,则按照质量守恒的原则对 h_1 和 h_2 进行相互调整,以使积分过程中冷、暖空气厚度 h_1 或 $h_2 \geq \epsilon$ 。

模式中的一些主要参数的取法是: $f = 10^{-4} \text{s}^{-1}$, $g = 9.8 \text{ms}^{-2}$, x 方向与 y 方向的网格距相同,取100km,时间步长120s。

3 边界条件和初始条件

模式取东西向2500km,南北向4100km的范围,边界条件是:东西向为周期边界条件,南北向取固定边界条件。

初始时,假设冷锋是东西向的,地面锋线位于 $y_0 = 2150 \text{km}$ 处,锋面两侧的风均匀,并且满足地转关系,

$$u_2(t=0) = u_g = 10 \text{ms}^{-1} \quad (8)$$

$$v_2(t=0) = v_g = -10 \text{ms}^{-1} \quad (9)$$

由方程(1)可得初始时冷区 y 方向的地转风是:

$$v_1(t=0) = \frac{\rho_2}{\rho_1} v_g \quad (10)$$

假如我们假设初始时冷区 x 方向的地转风是:

$$u_1(t=0) = -u_g = -10 \text{ms}^{-1} \quad (11)$$

那么由方程(2)就得到初始时冷锋的坡度是:

$$\text{tga} = \frac{\partial h_1}{\partial y} = \frac{f[\rho_2 u_2(t=0) - \rho_1 u_1(t=0)]}{g(\rho_1 - \rho_2)} \quad (12)$$

这就是著名的 Margules 公式。可见,我们给出的初始场锋面,实际就是经典的锋面模型。由式(12)知锋面高度分布为:

$$h_1(x, y, t = 0) = (y - y_0) \operatorname{tg} \alpha \quad (13)$$

假设锋面高度 $H_F = 6\text{km}$, 则初始时

$$h_2(x, y, t = 0) = H_F - h_1(x, y, t = 0) \quad (14)$$

注意到我们模式南北向有 4100km 的范围, 而初始地面锋线位于 $y_0 = 2150\text{km}$ 处, 这样对于 $H_F = 6\text{km}$, 以及坡度由式(12)决定的锋面, 其北侧仍有足够的网格点使得北边界固定条件对锋面计算时所产生的影响减少到最低限度。

4 地形影响下冷锋的变形与锢囚

中国山脉众多, 地形多样, 使得冷锋南下过程中受山脉阻挡而变形, 地形锢囚锋也常常可以在祁连山以及浙闽山地等地区观测到。就中国山脉的走向而言, 主要的两种是东西走向与东北—西南走向, 其中东西走向的山脉有天山、阿尔金山、祁连山及秦岭等, 东北—西南走向的山脉包括武夷山、戴云山、台湾山脉、大巴山脉以及大兴安岭山脉等。因此, 本文着重研究这两种走向的山脉对冷锋的变形及锢囚作用。

设计如下地形分布:

$$h_i(x, y) = h_m H(1 - D) \cos^2 \frac{\pi}{2} D \quad (15)$$

其中 h_m 是山脊的最大高度, $H(x)$ 代表 Heaviside 单位函数(阶梯函数), $D(x, y)$ 是代表山脉走向及形状的函数。

对于东西走向的山脉, 取:

$$D(x, y) = \frac{(x - x_m)^2}{a^2} + \frac{(y - y_m)^2}{b^2} \quad (16)$$

其中 $a = 750\text{km}$, $b = 250\text{km}$, $x_m = 1250\text{km}$, $y_m = 1850\text{km}$ 。这相当于山区是一个东西向的椭圆形区域。

对于东北—西南走向的地形, 取:

$$D(x, y) = \frac{(x - x_m)^2 + 2(x - x_m)(y - y_m) + (y - y_m)^2}{2a^2} + \frac{(x - x_m)^2 - 2(x - x_m)(y - y_m) + (y - y_m)^2}{2b^2} \quad (17)$$

其中 a, b, x_m 同式(16)值, 但 $y_m = 1500\text{km}$ 。 $D(x, y)$ 取式(17)时, 式(15)所表示的地形分布是一个东北—西南向的椭圆形区域。

4.1 地形高度及走向的影响

在研究地形高度的影响时, 假设锋面两侧的密度不变(即相同的锋面强度), 试验不同地形高度影响下冷锋的移动情况, 试验中取 $\rho_1 = 1.02\bar{\rho}$, $\rho_2 = 0.98\bar{\rho}$, $\bar{\rho}$ 是平均密度。

图3给出了东西向山脉 $h_m = 500\text{m}$, 1500m 和 2000m 时 0—36h 每隔 3h 一次的地面锋演变过程。可见, 地形正面的冷锋都受到了不同程度的阻挡, 但是, 由于 h_m 的不同, 较低山脉冷锋能够越过(图3a), 而遇到较高的山脉时冷锋是绕过山脉的(图3b, c)。从图3还可以看出, 36h 内冷锋南压的距离与山脊高度成正比。

当 $h_m = 500\text{m}$ 时(图3a), 冷锋越过山脉前, 在 6—12h 之间, 正面冷锋出现了阻挡现象, 而此时两侧的冷锋移动较快, 从而呈现出“弓”形变形; 冷锋过山后, 在地形背风侧出现

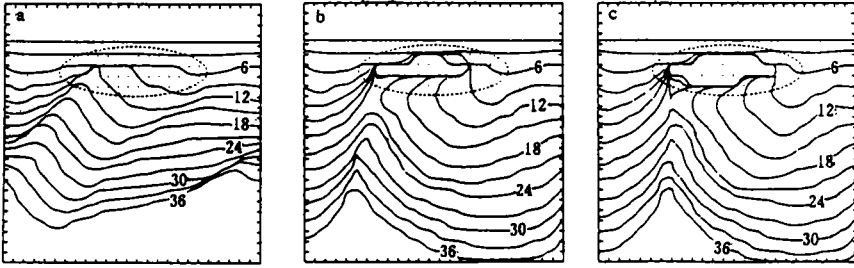


图3 每3h 一次的地面锋演变

(a) $h_m=500\text{m}$, b) $h_m=1500\text{m}$, c) $h_m=2000\text{m}$ (其中,虚线代表地形0高度线,实线代表地面锋,数字为积分时间)

锋面波动,山后锋面出现波动从而导致锋面气旋的发展,这在欧洲阿尔卑斯山背风侧是经常观测到的^[8]。

当 $h_m=1500\text{m}$ 和 2000m 时(图3b、c),正面冷锋不能过山,而山脉两侧锋段逐渐绕过山脉,两股空气在山后相遇,从而形成地形锢囚锋,这与图1的情况是一致的;但从图3b、c可见,两侧锋段绕过山脉时移速是不同的,山东侧的冷锋过山快,而西侧锋段移速较慢,所以两股冷空气是在山的西南山下相遇的,冷锋绕过山脉形成锢囚锋时并不对称。

为了详细分析如图3b、c所示的地形锢囚锋形成的过程,给出 $h_m=2000\text{m}$ 时冷锋在06、12、18以及21时的分布及相对应的气流分布。如图4所示,可见冷锋的变形与气流绕山的分布有很密切的关系, $t=6\text{h}$,似乎还没有出现很明显的绕流现象, $t=12\text{h}$,绕流在山右侧很明显,而左侧的绕流小于右侧绕流,实际上,这种绕流的非对称性是冷锋非对称性的原因; $t=18\text{h}$,两侧绕流接近汇合,冷锋在18至21h之间形成锢囚, $t=21\text{h}$,锢囚锋如图4d所示,山的四周被冷空气包围,山顶上暖空气被冷空气托起,冷锋主体已与包围山脉的锋段分开,这种结构,可能是地形锢囚锋的主要特征。

对于东北—西南走向的地形,冷锋的变形与锢囚规律基本上同东西向地形影响时一致,但是由于山脉走向的不同,其对冷锋运动的影响也各具特色。图5给出了 $h_m=1500\text{m}$ 的东北—西南走向地形影响下冷锋的运动(图5a)以及冷锋在锢囚前($t=24\text{h}$)和锢囚后($t=27\text{h}$)地面锋及两侧风场的分布(图5b、c)。比较图3b与图5a可见,尽管山高一样,但冷锋在移动过程中受东北—西南走向地形影响而形成的锋面槽状变形和脊状变形更强,图5a中山右侧的冷锋槽状变形比图3b中更深;另外,从图5b、c可知,东北—西南走向的山脉影响下冷锋是在24h至27h之间形成锢囚的,而东西方向的地形影响下冷锋在18h至21h之间锢囚(图3b、c),这些差别,说明不同走向的地形对冷锋运动也有各自不同的影响。

4.2 锋面强度的影响

冷锋过山时的变形及锢囚除受地形高度影响外,冷锋强度也是一个主要因子,因此,又加大锋面两侧的密度差($\rho_1=1.04\bar{\rho}$, $\rho_2=0.96\bar{\rho}$)做了一系列试验。图6a、b是 $h_m=2000\text{m}$ 的东西走向山脉影响下冷锋锢囚前($t=12\text{h}$)及锢囚后($t=15\text{h}$)的结果。与图4相比可见,锋面的变形及绕流的分布是类似的,但图4中冷锋在18—21h之间锢囚,而图6a、b中锋面

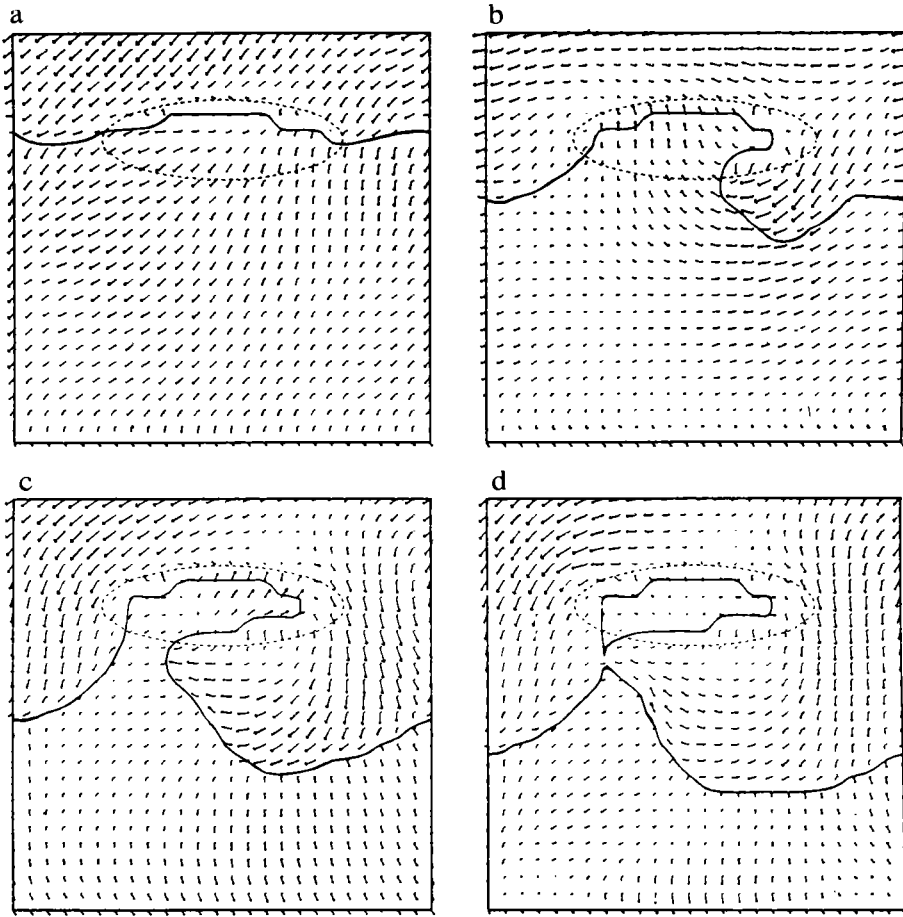


图4 a) 6h, b) 12h, c) 18h 和 d) 21h 冷锋及两侧风场的分布
(虚线代表地形0高度线, 实线代表地面锋)

在12—15h 之间锢囚。东北—西南走向的山脉($h_m=1500\text{m}$)影响下冷锋锢囚过程(图6c、d)也有类似特点, $\rho_1=1.04\bar{\rho}$, $\rho_2=0.96\bar{\rho}$ 时锋面在18—21h 之间锢囚(图6c、d), $\rho_1=1.02\bar{\rho}$, $\rho_2=0.98\bar{\rho}$ 时锋面在24—27h 之间锢囚(图5b、c)。通过上述比较可见: 冷锋越强, 其受地形影响后变形与锢囚的速度越快, 此外比较后发现, 冷锋越强, 其锢囚后山顶上被托起的暖空气范围越小。继续加大锋面强度, 结果发现锋面变形的速度更快, 形成锢囚的时间更短, 锢囚后山顶上被托起的暖空气范围更小(图略)。

4.3 与实际观测的地形锢囚锋比较

对于图1所示的地形锢囚锋, 本文的模拟结果是成功的。此外, 中国武夷山及戴云山区的地形锢囚锋是典型的东北—西南走向地形影响下形成的锋面系统, 图7是许多天气学书中引用的一个例子^[9], 图中的武夷山及戴云山, 海拔1500m 左右, 其西侧为两湖盆地, 东侧是东海, 当冷空气南下时, 冷空气在两侧绕流, 在正面受阻, 从而逐渐形成地形锢囚锋(图7), 本文给出的图5及图6c、d 也是山高1500m 的东北—西南走向的地形影响下冷锋变形

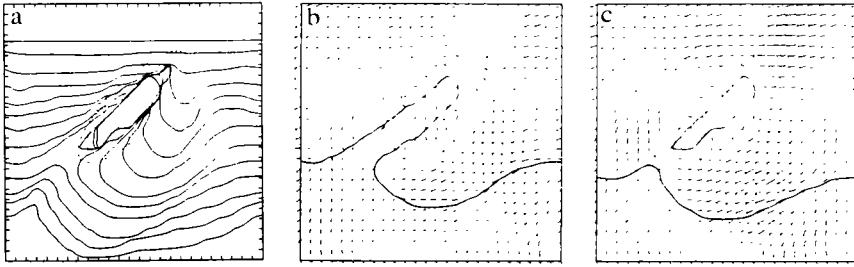


图5 $h_m=1500\text{m}$ 以及 $D(x,y)$ 取式(17)时 a) 每3h 一次的地面锋演变, b) 24h 和 c) 27h 冷锋及两侧风场的分布 (虚线代表地形0高度线, 实线代表地面锋)

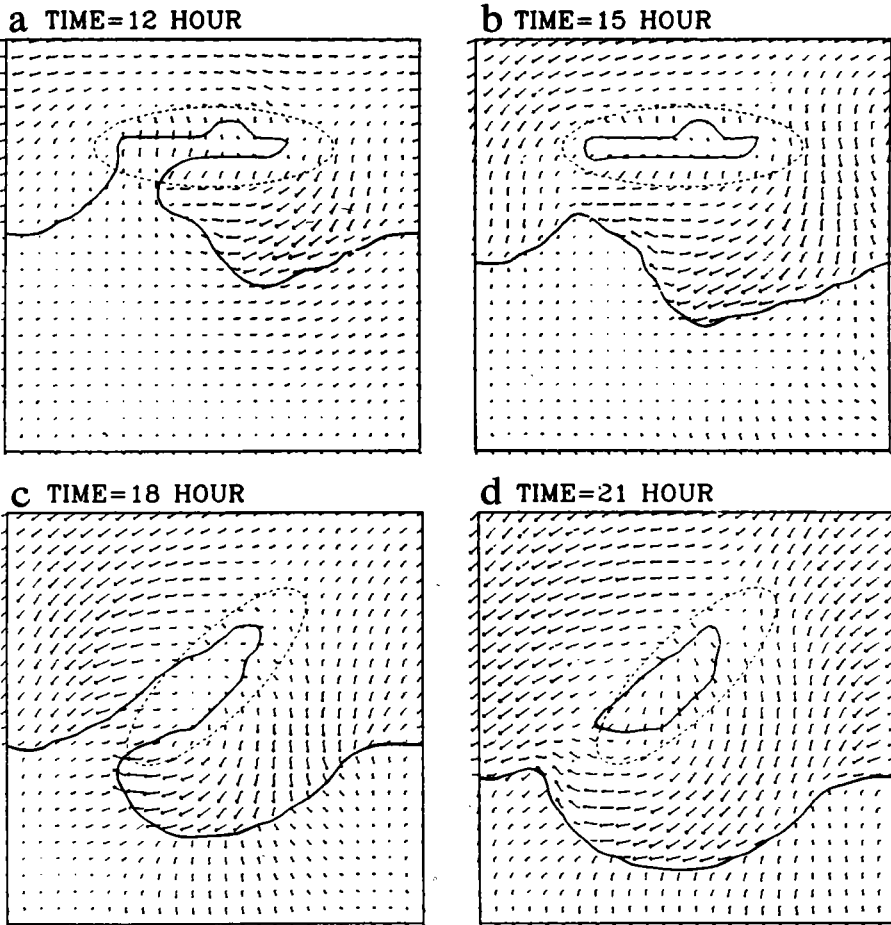


图6 $\rho_1=1.04\bar{\rho}, \rho_2=0.96\bar{\rho}$ 时冷锋及两侧风场分布 (实线代表冷锋, 虚线代表地形0高度线)。a) 12h 与 b) 15h $h_m=2000\text{m}, D(x,y)$ 取式(16)时的结果以及 c) 18h 与 d) 21h $h_m=1500\text{m}, D(x,y)$ 取式(17)时结果

及锢囚的数值模拟结果,与图7比较可见,数值试验得到的结果与观测非常类似,这说明锋面的二层模型已经抓住了锋面的主要特征。

5 地形影响下锋的垂直结构

以东西向山脉为例,在山脉中央沿南北方向截面,来分析锋的垂直结构。

当 $h_m = 500\text{m}$ 时,冷锋是越过山脉的,图8a 是冷锋每6h 一次的空间位置,可以看到一个很显著的特征是冷锋在山脉上空低层坡度变陡,这是低层冷锋受山脉阻挡的缘故,而高层冷锋受到的这种阻挡相对较小,从而山脉上空锋面中层出现“隆起”现象,当冷锋过山以后,这种“隆起”现象消失。从连续方程分析,空气受山脉阻挡减速,必然出现辐合,从而导致界面的“隆起”,冷锋的“隆起”反映了冷锋与地形的相互作用,与 Long(1972)^[10] 提到的气流过山时出现的“涌浪”(bore)是一致的。

图8b 是产生地形锢囚锋时冷锋的垂直结构演变,当 $h_m = 2000\text{m}$ 时,冷锋是从山脉四

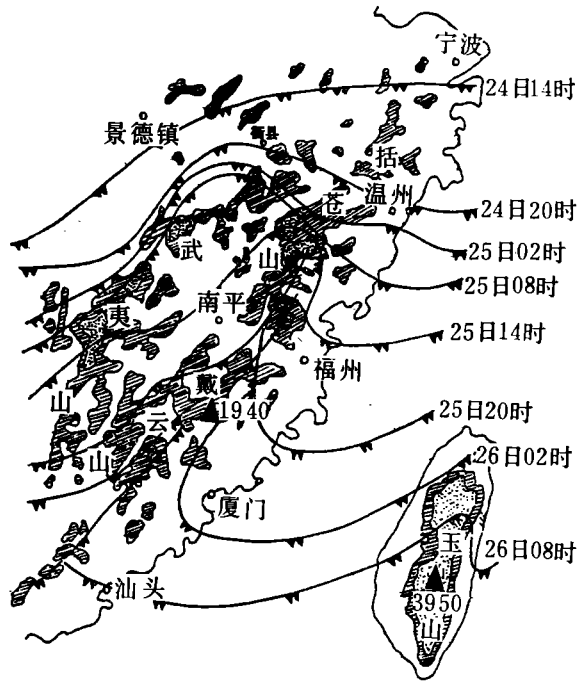


图7 武夷山及戴云山区的地形锢囚锋(引自文献[9])

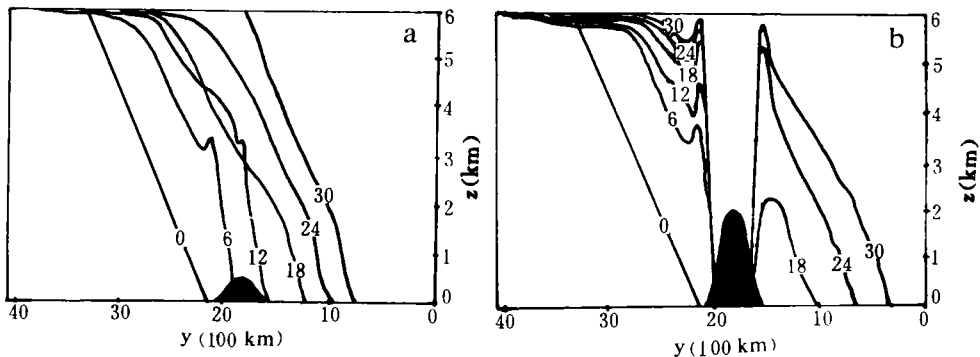


图8 $\rho_1 = 1.02\rho, \rho_2 = 0.98\rho, D(x, y)$ 取(式16)时冷锋的空间结构变化。
a) $h_m = 500\text{m}$, b) $h_m = 2000\text{m}$

周绕过在背风侧相汇形成地形锢囚锋的,其相应的垂直结构也显示了这种特征:首先,正面冷锋不能越过山脉,图8b中 $t=6, 12, 18, 24, 30$ h 锋面几乎被阻挡在同一位置,其中层也存在“隆起”现象;另外,在山背面 $t=18$ h 从右侧绕过的冷锋到达了山背风侧的中央位置,冷空气绕过山后一开始较浅薄,然后随着时间的推移冷空气逐渐变厚, $t=30$ h,冷空气的厚度几乎达到了其在山前时的水平,山后锋面的坡度也同其在山前时相近。

地形锢囚锋垂直结构的另一重要特征是山脉上空喇叭口状的暖空气被锢囚于山顶上(如图8b),根据图4, $t=18$ h 冷锋还没有形成锢囚,因此山后绕过的冷空气较浅,喇叭口状暖空气还没有完全形成, $t=24$ h 冷锋已经锢囚了一段时间,山后冷空气同18h 相比变得深厚,说明冷空气从山两侧已经大规模绕到山背后,从而形成了山顶上空的喇叭口状暖空气区。试验表明,喇叭口的宽度受地形高度和冷锋强度的制约,地形越高或冷锋强度越弱时,其宽度越大,反之就越窄。

6 结论

本文应用二层锋面模型,揭示了地形影响下锋面变形及锢囚的一些规律以及山区锋面的垂直结构。

冷锋遇到较低的山脉时可以翻山而过,地形锋线一般呈“弓”形过山;当冷锋遇到较高的山脉时,山脉正面冷锋受阻,而两侧受地形绕流影响,冷锋从两侧绕过山脉,在背风侧相遇形成锢囚,但地形绕流及冷锋绕过山脉时并不是对称的。地形锢囚锋的形成也受冷锋强度影响,冷锋越强,地形锢囚锋的形成就越迅速。对于东西向地形影响下冷锋的变形与锢囚,本文的模拟结果同传统天气学中地形影响下冷锋的变形及锢囚的概念模型是类似的,对于东北—西南走向的地形,本文得到的锋面变形及锢囚过程同中国浙闽山区的实际观测很接近。

冷锋在翻越山脉或在山前受阻时,锋面的垂直结构上都存在一个中层锋面的“隆起”现象,这种现象可以用连续方程来解释,其实质反映了地形对冷锋的相互作用。

此外,试验表明,当地形锢囚锋形成后,山脉四周被冷空气包围,暖空气被锢囚在山顶上一个喇叭口状的区域内,且喇叭口的宽度受山顶高度及锋强度的制约,关于地形锢囚锋的这种垂直结构,有待于观测的进一步证实。

致谢:作者在本课题研究过程中,承蒙伍荣生教授的启发、鼓励和支持,在此深表谢意。

参考文献

- [1] 北京大学地球物理系. 天气分析和预报. 北京. 科学出版社. 1976. 122—123.
- [2] Davies H C. On the orographic retardation of a cold front. Beitr Phys Atmosph. 1984. 57: 409—418.
- [3] Gu Wei and Rongsheng Wu. The theory study of the influence of the topography on the cold frontal motion. Advances in Atmospheric Sciences. 1992. 9: 167—172.
- [4] Wang Hui. Simulation of frontal motions around an obstacle. International Meeting on Fronts and Orography. Burghausen. 1991.

- [5] Egger J and Haderlein K. Fronts near orography in a one-layer model. J Jap Met Soc. Spec Vol: Short-and medium-range numerical weather prediction. Coll pap WMO/IUGG NWP Sympos. Tokyo. 1986. 757—766.
- [6] Orlanski I. Instability of frontal waves. J Atmos Sci. 1968 25: 178—200.
- [7] Arakawa A and Lamb V R. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. Mon Wea Rev. 1981. 109: 18—36.
- [8] Buzzi A and Tibaldi S. Cyclongenesis in the lee of the Alps: A case study. Quart J R Met Soc. 1978. 104: 271—285.
- [9] 朱乾根、林锦瑞和寿绍文. 天气学原理和方法. 北京. 气象出版社. 1981. 136—137.
- [10] Long R R. Finite amplitude disturbances in the flow of inviscid rotating and stratified fluid over obstacles. Ann Rev Fluid Mech. 1972. 4: 69—92.

DISTORTION AND OCCLUSION OF COLD FRONTS UNDER THE INFLUENCES OF OROGRAPHY

Xiao Qingnong

(*Nanjing University, Nanjing, 210008*)

Abstract

Following classical theory, a two-layer frontal model is designed. It assumes that frontal surface is the zero-order discontinuity of density. In this paper, the model is used to study orographically distorted and occluded fronts. It is indicated that the distortion and occlusion of cold fronts are different under different conditions of orography. Frontal intensity has also influences on the distortion and occlusion. Some rules are revealed and compared with observations. In addition, we have analysed the vertical structure of cold front above mountain and found that frontal surface may be bulged under the influence of orography when it climbs the mountain. The bulge of frontal surface is just like the bore which is pointed out by Long (1972) when he analysed fluid over obstacles.

Key words: Distortion, Occlusion, Cold front, Influence of orography.