

冷空气爆发时陆地边界层的数值模拟^{*}

张雷鸣

赵 鸣

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

本文建立了一个三维中尺度模式, 分别模拟了平坦地形及规则山地情形下冷空气爆发过程, 并模拟了无冷空气时天气演变过程作为比较. 模拟结果合理地给出了冷空气爆发后边界层内诸要素的变化规律, 如大风的出现、风向的改变、动量通量的增大、气压的升高等.

关键词: 陆地边界层; 冷空气; 数值模拟.

一、引 言

在寒冷的冬季, 高纬地区的冷空气, 在特定的天气形势下迅速加强南下, 造成沿途大范围的剧烈降温、大风及雨雪天气. 冷空气南侵达到一定标准, 既为寒潮. 寒潮是我国的重要灾害性和转折性天气过程之一, 同时也是季节推迟或提前, 甚至出现反常气候的重要标志. 我国寒潮的中期预报工作, 许多科学工作者作了大量工作, 寒潮中期预报课题组的三次会议文集收录了这方面的大部分成果. 然而, 冷空气爆发时的边界层研究却很少, 近年来对冷空气爆发时的一些数值研究也局限于海面上. 如 Sethuraman 等人^[1]研究了冷空气爆发过程中海面边界层的热力结构. Wai^[2]利用一个二维的海面边界层模式研究了一个具有温度梯度的海面边界层. Sun 和 Hsu^[3]利用 Purdue 大学的高分辨率的中尺度边界层模式模拟了中国东海海面上的冷空气爆发过程. Wayland 和 Raman^[4]对美国北卡罗来纳威尔明顿 (Wilmington) 海岸 1986 年 1 月 28 日的强冷空气爆发过程的正压海面边界层结构进行了观测分析. Sun 和 Yildirim^[5]利用一个二维的非线性中尺度模式对冷空气流经暖的湖面进行了模拟. 在此之前, Stage^[6], Chou^[7], Ninomiya^[8], Asai^[9]等人也作过类似的工作.

至于陆地上的冷空气爆发过程会给边界层造成什么影响, 至今很少有人研究, 而陆地由于其不同的土壤类型、植被及复杂地形等因素也给研究者带来了困难. 由于观测资料很少, 因此数值模拟冷空气爆发时陆地边界层结构便很有意义. 本文对有无地形均作了模拟, 对了解冷空气爆发时边界层结构及其数值预报均有意义.

1992 年 1 月 10 日收到, 4 月 21 日收到修改稿.

^{*} 本文系国家自然科学基金资助项目.

二、模式简介

1. 基本方程组

采用地形坐标系, 将笛卡尔坐标系下的方程组通过 $z^* = \bar{s}(z - z_G)/(s - z_G)$ 转化为下列形式:

$$\frac{du}{dt} = f_v - f_{v_*} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \frac{\partial z_G}{\partial x} - g \frac{z^*}{\bar{s}} \frac{\partial s}{\partial x} + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial y} \right),$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu + f_{u_*} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \frac{\partial z_G}{\partial y} - g \frac{z^*}{\bar{s}} \frac{\partial s}{\partial y} + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^m \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial v}{\partial y} \right),$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^q \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial y} \right),$$

$$\frac{dq}{dt} = \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^q \frac{\partial q}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial q}{\partial y} \right),$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) + \frac{1}{s - z_G} \times \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) = 0,$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = - \frac{s - z_G}{\bar{s}} g / \theta,$$

这里 $\pi = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p},$

$$w^* = \frac{\bar{s}}{s - z_G} w - \frac{z^*}{s - z_G} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{z^* - \bar{s}}{s - z_G} \times \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right),$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*}.$$

积分连续方程, 可得到物质面 s 的预报方程, 从 $z^*=0$ 至 $z^*=\bar{s}$, 假设两边界处 $w^*=0$ 有

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{1}{s} \int_0^{\bar{s}} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} [u(s-z_G)] + \frac{\partial}{\partial y} [v(s-z_G)] \right\} dz^*.$$

土壤热通量可采用一维扩散方程:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right),$$

取 k_s 为常数有

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}.$$

2. 边界层参数化

近地层的参数化采用 Monin-Obukhov 相似理论. 近地层以上的垂直交换系数采用 O'Brien^[10] 给出的形式. 行星边界层高度采用 Deardorff^[11] 的结果.

3. 地表能量平衡

采用 Newton-Raphson 的迭代方法, 利用热量平衡方程 $R_s + R_L + \rho L u q_* + \rho c_p u_* \theta_* - \rho_s k_s \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_G - \sigma T_G^4 = 0$, 求解地表温度. 上式各项分别代表太阳短波辐射, 进入地表的长波辐射, 潜热项, 感热项, 土壤热通量及地面长波辐射. 具体步骤参见文献 [12].

4. 网格设计及数值方案

网格设计如图 1 所示, 速度、气压置于格点上, 位温、湿度放于半格点上, 垂直速度在水平面上放于 4 个格点之间. x 方向取 9 个格点, y 方向取 35 个格点, 水平格距 40 km. z 方向取 14 层, 各层高度为: 10, 50, 100, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3100, 3700, 4400, 5200, 6100, 7000, 单位 m. 地面以下的土壤层也取 14 层, 每层 5cm.

方程中时间差分项采用前差, 扩散项采用隐式差分方案, $\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)$ 用下式代替,

$$K_{i,j+\frac{1}{2}} \left[\frac{\alpha (\varphi_{i,j+1}^{\tau} - \varphi_{i,j}^{\tau}) + \beta (\varphi_{i,j+1}^{\tau+1} - \varphi_{i,j}^{\tau+1})}{(z_{j+\frac{1}{2}} - z_{j-\frac{1}{2}})(z_{j+1} - z_j)} \right] - K_{i,j-\frac{1}{2}} \left[\frac{\alpha (\varphi_{i,j}^{\tau} - \varphi_{i,j-1}^{\tau}) + \beta (\varphi_{i,j}^{\tau+1} - \varphi_{i,j-1}^{\tau+1})}{(z_{j+\frac{1}{2}} - z_{j-\frac{1}{2}})(z_j - z_{j-1})} \right].$$

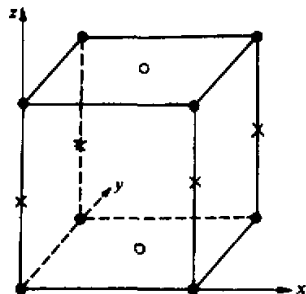


图1 网格示意图

· 代表 $\bar{u}, \bar{v}, \bar{u}_*, \bar{v}_*, \bar{w}, \bar{u}^*, \bar{v}^*, \bar{w}^*, \bar{q}, \bar{q}^*, \bar{w}$.
× 代表 $\bar{\theta}, \bar{\theta}^*, \hat{\theta}$.

i, j 分别代表水平和垂直网格; α, β 为常数, 且 $\alpha + \beta = 1, \beta > \frac{1}{2}$ 时, 差分格式无条件稳定, 本文中取 $\alpha = 0.25, \beta = 0.75$.

平流项的差分方案采用迎风样条插值方案, 对每一个方向 (x, y, z) 分别进行计算, 即分离计算法, 见文献 [13].

水平扩散项的作用是控制非线性混淆, 我们取 $K_H = 0.05 (\Delta x)^2 \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$.

5. 边界条件及初始条件

x 方向取无梯度边界条件:

$$\frac{\partial}{\partial x} (u, v, \theta, \lambda, z_G, s, q) = 0.$$

y 方向的南边界亦取无梯度边界条件:

$$\frac{\partial}{\partial y} (u, v, \theta, \pi, s, q) = 0.$$

y 方向的北边界取固定边界条件与辐射边界条件相结合.

辐射边界: 设变量 φ 在边界附近满足

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + C \frac{\partial \varphi}{\partial \eta} = 0 \text{ 或 } \frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\vec{C} \cdot \nabla \varphi = -\left(c_x \frac{\partial \varphi}{\partial x} + c_y \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right)$$

令 $\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -F \left(x, y, t, \varphi, \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \frac{\partial \varphi}{\partial y}, \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \dots \right)$, 则

$F = c_x \frac{\partial \varphi}{\partial x} + c_y \frac{\partial \varphi}{\partial y}$, 由于 c 中只有平行于 $\nabla \varphi$ 的部分才有意义, 可设 $c_x = \alpha \frac{\partial \varphi}{\partial x}$,

$c_y = \alpha \frac{\partial \varphi}{\partial y}$, 代入 F 中有 $\alpha \left[\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y} \right)^2 \right] = F$, $\alpha = F / |\nabla \varphi|^2$ 代入 c_x, c_y 的表达式可得:

$$c_x = F \frac{\partial \varphi}{\partial x} / |\nabla \varphi|^2, \quad c_y = F \frac{\partial \varphi}{\partial y} / |\nabla \varphi|^2 = c_x \frac{\partial \varphi}{\partial y} / \frac{\partial \varphi}{\partial x},$$

利用 $\frac{\partial \varphi}{\partial t} = c_x \frac{\partial \varphi}{\partial x} + c_y \frac{\partial \varphi}{\partial y}$ 的单向差分形式可求得下一时刻的边界处 φ 值.

下边界条件即地面边界条件, 取 $u = v = w^* = 0$, $q_G = F_w q_G|_s + (1 - F_w) q(1)$, F_w 为土壤湿度, 0.05 表示相对干燥, 0.30 表示相对湿润. 本文取 $F_w = 0.12$, $q_G|_s$ 为地表处的饱和湿度, $q(1)$ 为第一层湿度.

上边界取为物质面, 初始物质面高度为 $s = 7000\text{m}$, 上边界 $z^* = s$ 处, $u = u_s$, $v = v_s$, $w^* = 0$, q 为常数.

初始的风场是利用切应力, 科里奥利力, 气压梯度力三力平衡得到:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f(v - v_g) = 0 \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + f(u_g - u) = 0, \end{cases}$$

初始温场在各实验中给出.

6. 参数选择

纬度 $\varphi = 35 \sim 45^\circ$, $f = 2\omega \sin \varphi$, 土壤导热率 $k_s = 0.007 \text{ cm}^2/\text{s}$, 土壤密度 $\rho_s = 1.5 \text{ g/cm}^3$, 地面粗糙度 $z_0 = 4 \text{ cm}$, 太阳常数 $s_0 = 8.1224 \text{ J/(cm}^2 \cdot \text{min)}$, 地面反照率 $A = 0.2$, 土壤温度的初始分布, 由第一层向下, 温差分别为 $T_i - T_0$: 1.5°C , 2.5°C , 3.0°C , 3.5°C , 3.9°C , 4.2°C , 4.4°C , 4.5°C , 4.6°C , 4.7°C , 4.8°C , 4.9°C , 5.0°C .

三、结果分析

我们选取几个理想情形来做分析, 主要看一看边界层对冷空气爆发过程的反应历程.

1. 平坦地形下的冷空气过程

实验 1. 为平坦地形下冷空气爆发过程, 初始风场是取地转风 $\vec{v}_g = 15 \text{ m/s}$, 风向正北, 通过三力平衡得到各高度风速, 初始温场令 $\partial \theta / \partial x = 0$, $\partial \theta / \partial y = 0$, $\partial \theta / \partial z = r$, 然后令北边界 5 个格点迅速降温, 用公式表示: $\theta = 270.0 + rz - \frac{t}{900} \times \frac{s-z}{s}$, 式中 270.0 为地面初始位温, $r = \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$, t 为积分时间, 共降温 4 小时, $4 \times 3600/900 = 16$, 即地面处 ($z=0$) 降温 16°C , 由下至上降温逐渐减少, 模式顶 ($z=s$) 不降温. 第一小时不加辐射, 第二小时起加入辐射, 作为 6:00 初值, 至 9:00 降温完毕, 然后令北边界固定, 作为冷空气源, 一天之后, 北边界改为辐射边界.

实验 2. 为平坦地形下无冷空气的天气演变过程, 其初始温场、风场同实验 1, 区别是北边界不降温, 取辐射边界条件.

1) 风场

由图 2 可知, 初始时刻 10m 风场为西北风, 当北边界作为冷空气源降温, 冷空气向南传输时, 下游的西北风转变为东北风, 且风力加大, 至下午 15:00, 冷空气继续南下, 大风区及风切变也逐渐南移, 第二天冷空气过境后, 上游的风恢复初始状况. 高空处 2500 m 初始风场与地转风风向一致, 为正北风, 冷空气下来时, 其下游也转化为东北风, 且风力加大, 随着冷空气南下, 风力最大值也逐渐南移.

由图 3 中 u , v 变化可知, 冷空气南下, u 由正逐渐变为负, 数值加大, 冷空气过后, u 又逐渐由负值变为正值, 且大小与冷空气来前相差无几, v 在冷空气来时亦有加大现象.

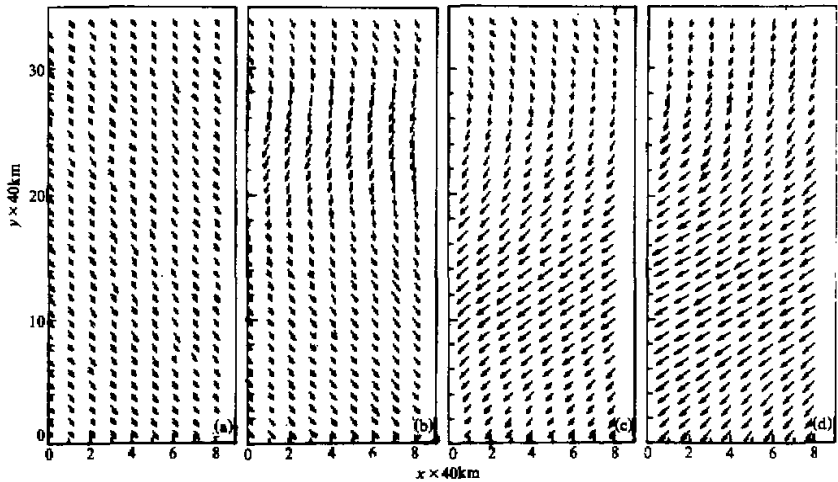


图 2 实验1 风场

(a) 为 2500m 处 15:00 风场, (b), (c), (d) 分别为 10m 处 6:00, 9:00 和 15:00 的风场

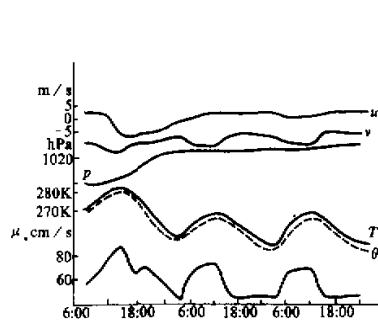


图 3 实验1, 下游 1000km 处 u, v, θ, P, T, u 的时间序列图

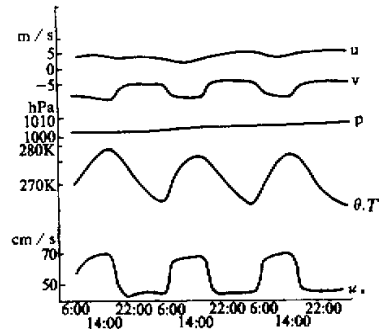


图 4 实验2, 下游 1000km 处, u, v, P, T, u 时间序列图

无冷空气 (实验 2) 吹来时的风场变化较小, 风向基本上无变化, 风力只有昼夜变化, 且较小. 由图 4 中 u, v 演变可知, u, v 只随昼夜周期性变化.

2) 温场

由图 5 知, 9:00 时, 北边界已成为一个强冷空气源, 靠近上游有一个很强的温度梯度, 而下游则是均匀的. 15:00 时, 冷空气逐渐吹向下游, 形成一个明显的南北温差. 同时, 靠近地面处由于受太阳辐射的影响, 位温比上方略高. 夜间, 冷空气继续南下, 同时地面长波辐射冷却, 使得地面位温下降较快, 南北的温度梯度也逐渐减小.

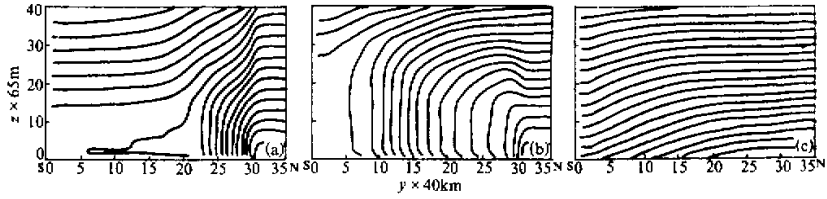


图5 实验1温场

(a), (b), (c) 分别为 9:00, 15:00 和第二日 6:00 温场

图3中的 θ , T 变化表明, 下游1000km处10m高处的温度, 第二日凌晨比第一日下降 10°C 以上, 第三日凌晨比第二日下降 2°C 左右, 第四日略有回升, 这正是冷空气过境的情况。

3) 动量通量及其它

这里直接讨论 u 的变化规律, 图3中 u 变化表明, 冷空气吹来时, u 有突然增大的现象, 第一天14:00的 u 比第二天、第三天最大值约高出 20cm/s , 与图4中的 u 比较, 也高出近 20cm/s , 无冷空气 u 最大值 70cm/s , 冷空气吹来时, 最大值增加了30%左右, 这正是冷空气吹来后风场加大的结果。

气压场在冷空气吹来时也有增大现象, 并且气压场的增加与风速的加大、风向的改变、以及应力的加大是同步的, 这些结果都是与实际观测相符合的。

2. 规则地形下冷空气的过程

地形如图8阴影部分所示, 东西向 $\partial z_0/\partial x=0$, 南北向, 由南至北, 格点10—19范围内有一个梯形地形, 坡度为 $750\text{m}/120\text{km}$ 。

实验3. 为有地形情形下的冷空气爆发过程, 初始风、温场与实验1相同, 但降温过程中不加辐射, 降温完毕后北边界固定, 此时作为6:00初值, 一天之后, 固定边界改为辐射边界, 实验4与实验3对应的无冷空气情形。

1) 风场

由图6风场可知: 冷空气吹来, 下游风向改变, 风力加大, 冷空气吹过山后, 风向亦是由西北风转变成东北风, 无冷空气时, 山后的风向略有改变(图6d), 风力小于山前, 而冷空气吹到山后, 山后的风向变化较大, 风力远大于山前(图6c), 2500m处风矢量图与地面类似。

由图7中 u , v 的变化可知, 冷空气吹来时, u 由正转变成负, 数值加大, v 亦加大, 与无地形相比, u 的变化更大些, 而 v 的最大值却比无地形时小许多, 这是由于 v 垂直于山脉, 受到了阻挡作用。

2) 温场

由图8可知, 有地形的冷空气爆发过程与无地形类似, 冷空气由北向南逐渐推移, 阳面受太阳辐射的影响, 温度比阴面稍高, 并且也高于无地形情形。由图7中 θ , T 的变化知道, 一天之内, 温度下降约 6°C , 而无地形时却下降 10°C , 因此, 由于地形作用, 冷空气越过山脊对下游作用减弱, 一是因为太阳辐射比无地形时强, 同时下

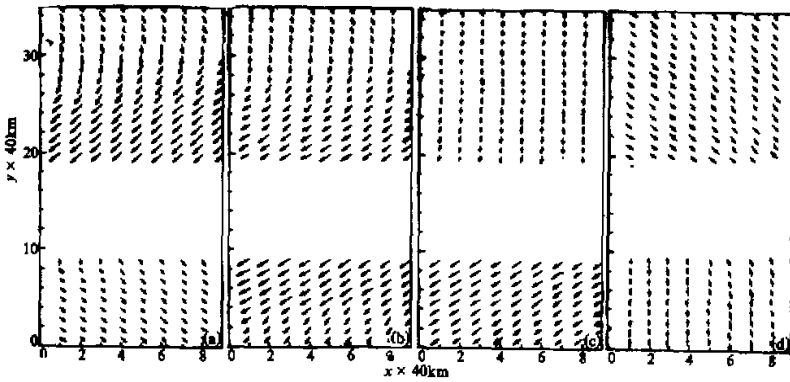


图 6 实验3、4 风场

(a), (b), (c)分别为实验 3 10m 处 6:00、9:00 和 15:00 风场, (d)为实验 4 15:00 风场

沉逆温也作出贡献, 这正是观测到的现象.

3) 通量及其它

图 7 中的 u 变化表明: 冷空气到来时, u 有突然增大的现象, 且 u 的增大与风速的加大、风向的改变、气压的升高是同步的. 比较图 7 与图 3、图 4 中 u 的最大值: 有地形有冷空气为 95 cm/s, 无地形有冷空气为 89 cm/s, 无地形无冷空气为 68 cm/s. 有地形无冷空气为 65 cm/s. 无冷空气情形, 有地形比无地形的 u 小是由于山后的风速比无地形略小. 而有冷空气时, 有地形山后风仍比无地形小, u 却比无地形时大. 这一现象说明, u 不仅仅依赖于风速的大小. 在冷空气爆发这一特例中, u 的增大主要随风速加大而加大这一因素之外, 也随着上游粗糙度加大而加大.

气压场的增大与无地形类似.

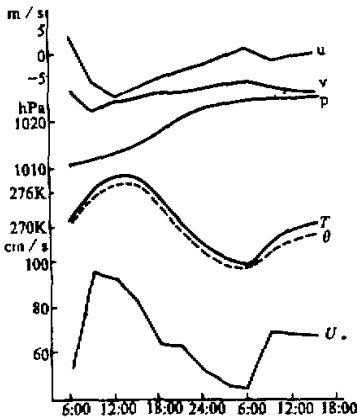


图 7 实验3, 下游1000km 处, 10m 高处的 u, v, p, θ, T, u 的时间序列图.

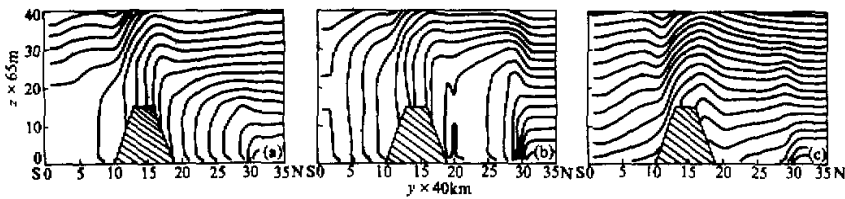


图 8 实验 3 温场

(a), (b), (c) 分别为 9:00, 15:00 和第二日 6:00

四、结 语

本文通过对有无地形的冷空气爆发的数值模拟, 得到了陆地上冷空气爆发时风场、气压场的演变, 大幅度降温, 动量通量的突然增大等符合实际观测的现象, 模拟了冷空气爆发时的一般规律, 为天气预报及边界层的其它研究提供了一定的依据和方法。由于初始场及冷空气爆发时的降温处理都是理想化的, 因此结论也比较理想化, 但它反映了冷空气爆发后边界层演变的某些基本特征, 是有意义的。

模式可进一步完善, 可使物理过程更完善, 初始场、边界处理更接近实际。

参 考 文 献

- [1] Sethuraman S., A. J. Riordan, T. Holt, M. Stunder and J. Hinman., 1985. Observations of the marine boundary layer thermal structure over the gulf stream during a cold air outbreak, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**, 14—21.
- [2] Wai, Mickey Man-Kui, 1987, Modeling the effects of the spatially varying sea surface temperature on the marine atmospheric boundary layer, *J. Appl. Meteorol.*, **27**, 5—19.
- [3] Sun Wen-Yin and Wu-Ron Hsu, 1987, Numerical study of a cold air outbreak over the ocean, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1205—1227.
- [4] Wayland Robert, J. and Sethe Raman., 1989, Mean and turbulent structure of a baroclinic marine boundary layer during the 28 January 1986 cold-air outbreak (GALE 86), *Bound. Layer Meteorol.*, **48**, 227—254.
- [5] Sun Wen-Yin and Ahmet Yildirim, 1989, Air mass modification over lake michigan, *Bound. Layer Meteorol.*, **48**, 345—360.
- [6] Stage, S. A. and J. A. Businger, 1981, A model for entrainment into a cloud-topped marine boundary layer, part 1: Model description and application to a cold-air outbreak episode, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2213—2229.
- [7] Chou, S. and d. Atlas, 1982, Satellite estimates of ocean-air heat fluxes during cold air outbreaks, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1434—1450.
- [8] Ninomiya, K. and Akiyama, T., 1976, Structure and heat budget of mixed layer capped by inversion during the period of polar outbreak over Kuroshio region, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **54**, 160—174.
- [9] Asai, T and Nakamura, k., 1978, A numerical experiment of air mass transformation process over warm sea, Part 1: Development of a convectively mixed layer, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **50**, 505—517.
- [10] O'Brien, J. J., 1970a, A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213—1215.
- [11] Deardorff, J. W., 1974a, Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Bound. Layer Meteorol.*, **7**, 81—106.
- [12] Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1977b, The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151—1162.
- [13] Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press.

Numerical Simulation of Planetary Boundary Layer When Cold-air Outbreaks Over Land

Zhang Leiming

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Zhao Ming

(Atmospheric Department of Nanjing University, Nanjing 210008)

Abstract

A three dimensional numerical meso-scale model was developed to simulate cold-air outbreak processes over underlying surface with plain and regular terrain. The weather change processes without the cold-air were also simulated for comparison. The result show reasonable phenomena, such as strong wind, the change of wind direction, the abrupt increase of the momentum flux and pressure, ect.

Key words: Land planetary boundary layer; Cold-air; Numerical simulation.