

对流边界层中过山气流的数值模拟^{*}

刘辉志

洪钟祥

桑建国

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理
和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 采用 ARPS 4.0 非静力中尺度气象模式模拟了对流边界层中气流过山引起的地形波, 讨论了地形及大气条件改变对其的影响。模拟表明, 当大气边界层是对流边界层时, 气流过山引起的地形强迫, 仍能在上部稳定层结中造成足够的垂直扰动, 产生向上传播的重力内波, 重力内波引起的波动阻力仍不可忽略。

关键词: 对流边界层; 过山气流; 数值模拟

1 引言

由于地形波引起的动量垂直输送在全球大气动量平衡中起重要作用, 同时地形扰动引起的重力内波与山背风面强下坡风暴的形成有密不可分的关系, 所以, 这些年来有关稳定层结下气流过山引起地形波的研究又重新受到了人们的重视, 相关的研究开展的很多。

近几十年来, 随着外场观测、实验室物理模拟和数值模拟的相互结合, 在中尺度地形过山气流的研究上取得了很大的进展^[1]。已进行的外场观测实验很多, 比如 1971 年在美国 Colorado 进行的背风波观测实验^[1]、1982 年在欧洲 ALPS 山脉进行的 ALPEX 实验^[1]以及 1990 年在法国 Pyrenean 进行的 PYREX 实验^[2]等。这些外场观测实验取得了大量十分珍贵的资料, 为验证理论和模式结果提供了有力的证据。但是, 这些资料无法完全揭示过山气流的所有特征, 同时外场观测花费巨大, 因此, 数值模拟在研究过山气流问题上一直起着重要作用。

中尺度地形过山气流的数值模拟早在 20 世纪 70 年代就已经开始, 直到现在数值模拟仍是研究过山气流的重要手段。有关数值模拟研究很多^[3~5]。这些研究主要集中在讨论强下坡风暴形成机制以及波破碎和阻塞产生的条件等, 并且大都是讨论稳定层结下整层均一大气中过山气流特征。Durrant^[6]和 Ikawa^[7]的数值模拟表明, 当整层大气(静力稳定度随高度不变)被两层大气模式所代替(在每一层中静力稳定度为常数), 得到的地形波与整层大气情况下得到的重力内波形态上完全不同。因此, 大气层结条件在垂直方向上的变化, 对稳定层结下地形引起的大气波动影响很大。

稳定层结下气流过山会产生重力内波, 如果近地气层是中性或不稳定时(白天大多数情况), 气流过山会不会产生重力内波? 有关这方面的工作尚不多见。一般认为此时无波动阻力产生。

2000-03-06 收到, 2000-03-31 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49975011 及中国科学院创新工程项目 KXCX2-204 共同资助

本文采用美国 Oklahoma 大学 CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) 研究中心发展的 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 三维非静力可压中尺度气象模式的 4.0 版本, 模拟在两层大气模式中, 尤其是当下层为对流边界层时, 气流过山引起的地形波及其波动阻力, 并将模式模拟结果与解析解结果进行对比, 表明解析解和数值模式的结果有较好的一致性。

2 模式简介

ARPS 模式是美国 Oklahoma 大学 CAPS 研究中心为研究风暴尺度天气现象而发展的三维非静力可压中尺度气象模式。坐标系水平采用正交坐标系, 垂直坐标采用地形追随坐标。控制方程由笛卡儿坐标下控制方程变换得到, 采用完全守恒形式。

ARPS 4.0 版本包括科里奥利力、人工扩散阻尼项、次网格湍流混合、详细的微物理过程以及土壤模式。控制方程采用 Arakawa C 网格。由于模式中大气为可压的, ARPS 4.0 采用时间分裂法, 即将大蛙跃时间步长分成几个小步长, 每一小时间步长更新一次与声波有关的项, 而其余的项每一大时间步长计算一次, 这样可消除声波对时间步长的限制。

ARPS 4.0 模式初始状态可设定为水平均一或水平非均一的。该模式设有一维、二维和三维选择开关, 边界条件设有多种, 垂直坐标可采用不等距。具体可参看文献[8]给出的有关 ARPS 4.0 的详细说明, 这里不作详细介绍。

本文采用 ARPS 4.0 来模拟干空气气流过山引起的大气波动, 即去掉一切湿过程, 关闭一切地表及微物理过程, 科里奥利力项不计 (中尺度地形下可忽略)。考虑绝热状态下地形引起的纯动力强迫, 而热力强迫暂不考虑。模式初始状态设为水平均一。下边界取为光滑边界; 为防止波在上边界产生的反射, 上边界设置吸收层。

为了验证本模式, 首先模拟稳定层结下整层均一大气中二维山脊引起的地形波。地形及大气条件采用 Klemp 和 Lilly^[3]给出的个例, 即地形设为二维钟形山脊, 山高 $H=1000\text{ m}$, 半山宽度 $a=10\text{ km}$, 平均风速 $\bar{u}=20\text{ m s}^{-1}$, $\Gamma=0.6\text{ K}/100\text{ m}$ 。ARPS 4.0 得到的地形波如图 1a、b 所示 ($\bar{u}t/a=60$), 与 Klemp 和 Lilly^[3]模拟结果 (图 1c、d) 相比, 波形基本一致。由于此时无背风波动产生, 只有过山波, 静力与非静力模式结果基本一样。

下面讨论大气取为两层时的模拟结果。采用 Durran^[6]模拟两层大气地形波的个例, 此时上、下层大气均为稳定层结, 地形仍为二维山脊, 山高 $H=600\text{ m}$, 半山宽度 $a=10\text{ km}$, 平均风速 $\bar{u}=20\text{ m s}^{-1}$, $N_1=0.02\text{ m s}^{-1}$, $N_2=0.01\text{ m s}^{-1}$ (其中下标 1 和 2 分别表示下层和上层大气, 下同), 下层大气厚度 $h=3000\text{ m}$ 。ARPS 4.0 模拟得到位温分布如图 2a 所示 ($\bar{u}t/a=32$)。与 Durran^[6]模拟结果 (图 2b, 下层大气厚度 $h=3142\text{ m}$ 相比, 基本结构相同。此时, 气流过山产生的地形波, 除了过山波外, 还有背风波。

上述两个实验表明, ARPS 4.0 模拟整层均一和两层大气中过山气流都能得到可靠的结果, 证明该模式具有良好的模拟能力, 可用来模拟中尺度过山气流引起的地形波。

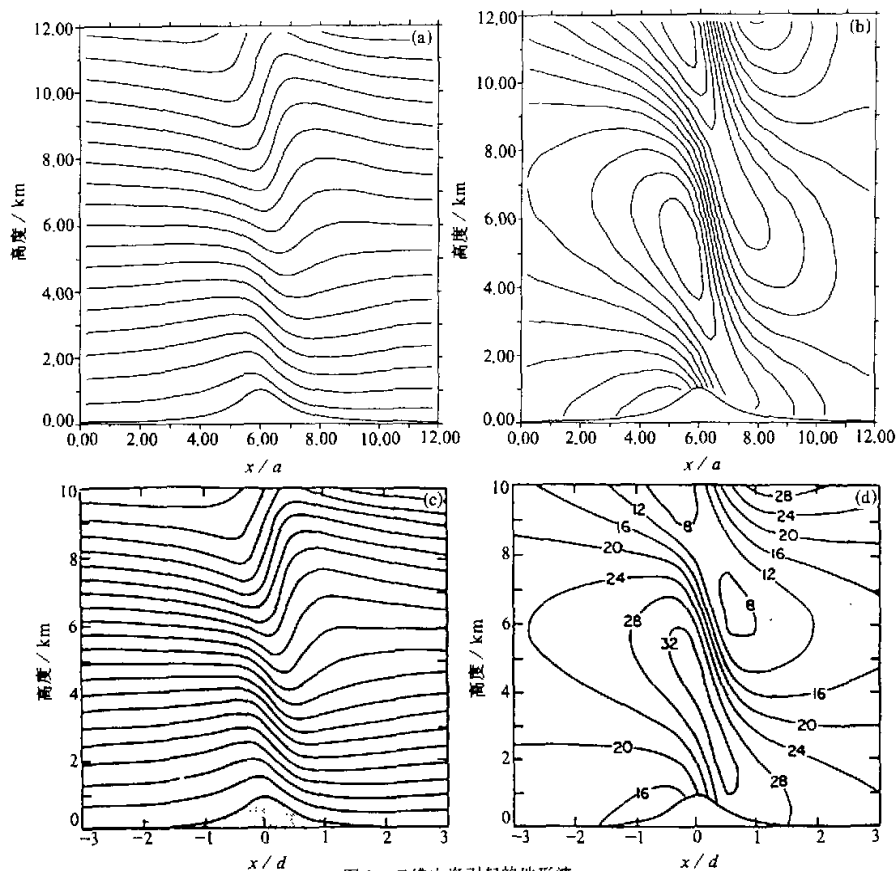


图1 二维山脊引起的地形波

(a) ARPS 4.0 模拟得到的位温随高度的分布 ($\bar{u}t/a=60$); (b) ARPS 4.0 模拟得到的风速随高度的分布 ($\bar{u}t/a=60$); (c) Klemp 和 Lilly 模拟得到的位温随高度的分布 ($\bar{u}t/a=50$, $d=2a$); (d) Klemp 和 Lilly 模拟得到的风速随高度的分布 ($\bar{u}t/a=50$)

3 模拟结果与分析

3.1 稳定层结下地形波

稳定层结下气流过山引起的地形波数值模拟工作很多, 这里对非线性等因素的作用不作详细讨论, 主要为了与对流边界层中地形波作比较, 同时验证一下线性理论。

采用 ARPS 4.0 的二维模式, 下边界取为光滑边界, 初始场为水平均一。地形取为二维钟形山脊, 山高 $H=500$ m, 半山宽度 $a=4$ km。EX2D1 (二维地形实验 1, 下同) 的大气条件为 $N_1=0.01$ m s⁻¹, $N_2=0.0127$ m s⁻¹, 下层大气厚度 $h=1$ km, 上、下层风速一样, 平均风速 $\bar{u}=10$ m s⁻¹。

EX2D2 实验除了下层大气厚度 $h=3$ km 外, 其余地形和大气参数均与 EX2D1 相同。图 3 给出 EX2D1 和 EX2D2 积分至波动达到稳定时, 地形引起垂直扰动的速度

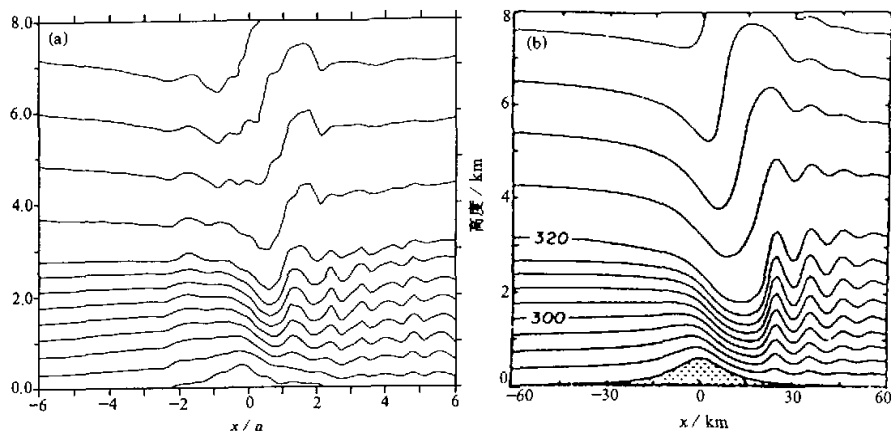


图2 二维山脊引起地形波的位温随高度的分布

(a) ARPS 4.0 模拟得到的结果; (b) Durrant 模拟得到的结果

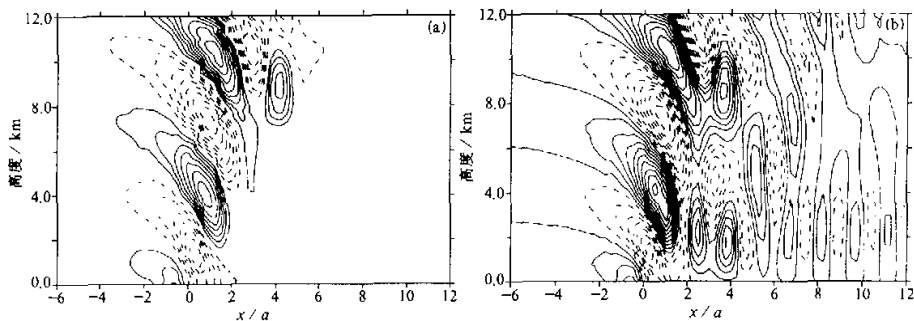


图3 稳定层结时, 二维山脊引起的垂直扰动速度分布

(a) EX2D1; (b) EX2D2. 等值线间隔为 0.2 m s^{-1}

分布。由图3可以看出, EX2D1只有过山波, EX2D2中地形波除了过山波以外, 还有背风波, 此时背风波由两个不同波数组成。Scorer^[9]曾指出两层大气中背风波出现的条件是 $l_1^2 - l_2^2 > \pi^2 / 4h^2$, 其中, l_1 和 l_2 分别表示下层和上层 Scorer 参数, h 为下层大气厚度。模式模拟结果证实了这一点。上、下层 Scorer 参数相差越大, 越有利于拦截背风波的形成, 数值模式的结果与线性理论一致。

3.2 对流边界层下地形波

如果下层大气为中性或不稳定层结时, $d\bar{\theta}_1/dz < 0$, 令

$$N_1 = \left(-\frac{1}{\bar{u}_1^2} \frac{g}{\bar{\theta}_1} \frac{d\bar{\theta}_1}{dz} \right)^{1/2},$$

$N_1 > 0$ 。EX2D3 实验地形同样设为二维钟形山脊, 山高 $H = 500 \text{ m}$, 半山宽度 $a = 10 \text{ km}$, 大气条件取为 $N_1 = 0.01 \text{ m s}^{-1}$, $N_2 = 0.01 \text{ m s}^{-1}$ (此时 $d\bar{\theta}_1/dz < 0$), 下层大气厚度 $h = 1 \text{ km}$ 。上、下层风速一样, 平均风速 $\bar{u} = 10 \text{ m s}^{-1}$ 。图4a给出 $\bar{u}t/a = 30$ 时垂直扰动速度分布, 此时地形波只有静力过山波。这表明低层为对流边界层时, 地形扰动同样

可激发出向上传播的重力内波。

EX2D4 除了半山宽度 $a=4\text{ km}$ 外, 其余参数与 EX2D3 完全相同。此时积分至稳态时, 垂直扰动速度分布见图 4b。与图 4a 相比, 可以发现山变陡, 波动振幅增大, 地形波仍只有静力过山波。

EX2D5 中半山宽度 $a=4\text{ km}$, 平均风速增大 1 倍, 即 $\bar{u}=20\text{ m s}^{-1}$, 其余参数与 EX2D3 完全相同。图 4c 给出了 EX2D5 实验积分至稳态时垂直扰动的速度分布。与图 4a 和图 4b 相比, 气流过山产生的地形波, 除了静力过山波以外, 还出现了拦截背风波, 与解析解结果一致。背风波主要由大气条件决定。

EX2D6 改变下层大气条件, 低层变为弱不稳定, $N_1=0.0025\text{ m s}^{-1}$, $\bar{u}=20\text{ m s}^{-1}$, 其余参数与 EX2D5 完全相同。图 4d 为积分至稳态时垂直扰动的速度分布。可以看出, 图 4d 与图 4c 的不同之处为低层无背风波动, 背风波动在上层大气中出现。

通过 EX2D3-DEX2D6 实验可以发现, 实验模拟结果与理论分析相一致。当低层大气为不稳定层结时, 只要地形足够强, 地形扰动同样可以产生地形波。大气条件改变主要影响背风波动, 地形条件的改变对背风波动影响相对较小。

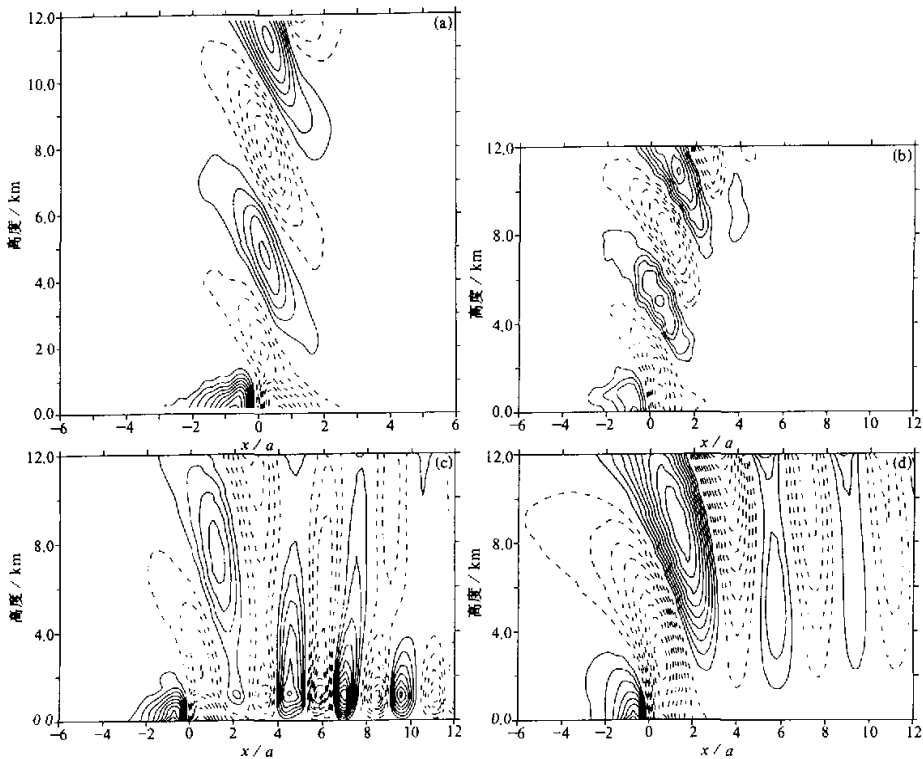


图 4 低层为不稳定层结时, 二维山脊引起的垂直扰动速度分布

(a) EX2D3, 等值线间隔为 0.1 m s^{-1} ; (b) EX2D4, 等值线间隔为 0.2 m s^{-1} ;
(c) EX2D5, 等值线间隔为 0.5 m s^{-1} ; (d) EX2D6, 等值线间隔为 0.2 m s^{-1}

3.3 对流边界层中波动阻力

根据文献[10]可以得到, 当下层大气为不稳定层结 ($d\bar{\theta}_1/dz < 0$) 时, 取

$$N_1 = \left(-\frac{g}{\bar{\theta}_1} \frac{d\bar{\theta}_1}{dz} \right)^{1/2},$$

地表处平均波动阻力表达式为

$$\overline{D}|_{z=-h} = -\rho_0 \frac{\pi}{16} \frac{H^2}{a} \frac{n^2 l_2}{[nch(nh) - \gamma sh(nh)]^2 + l_2^2 sh^2(nh)} \bar{u}_1^2,$$

其中 l_2 表示上层稳定层结大气 Scorer 参数; 下层大气中, $\partial\bar{\theta}_1/\partial z < 0$, 取

$$n = \left(-\frac{1}{\bar{u}_1^2} \frac{g}{\bar{\theta}_1} \frac{\partial\bar{\theta}_1}{\partial z} \right)^{1/2},$$

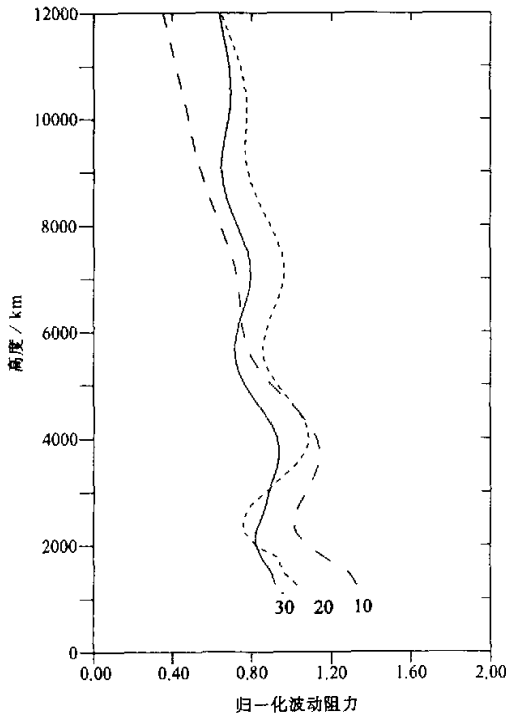


图5 二维山脊引起的地形波动阻力随高度的分布
数字分别表示积分至 $\bar{u}^2/a = 10, 20$ 和 30 时的分布

$\gamma = \frac{g}{\bar{u}_1^2} \frac{\Delta\theta}{\bar{\theta}}$ 表示边界层顶位温跃变 (或密度差), $\bar{u}_1$ 表示下层大气中的平均风速, h 表示下层大气的厚度, H 为二维钟形山脊的山高, a 为半山宽度。

在数值模式中, 地形扰动引起的水平动量的垂直通量为

$$M = - \int_{-\infty}^{\infty} \rho u' w' dx,$$

将地形坐标系求得的 u' 和 w' 变换到笛卡儿坐标系下固定高度上的扰动速度, 可求得波动阻力随高度的分布。

图5给出 EX2D3 实验波动阻力随高度的分布。波动阻力以理论解析求得的结果进行无量纲化。由图5可以看出, 正如 Eliassen 和 Palm^[11]指出的, 线性稳态地形波波动阻力随高度不变, 此时山的非线性作用不明显。模式结果与解析解十分接近。

由于波动阻力是扰动速度 u 和 w 分量的乘积, 所以波动阻力对扰动速度计算误差较敏感。其余试验 (包括稳定层结下) 得到的近地表处波阻与理论解得到的结果十分接近, 表明解析解和数值模式的结论有较好的一致性。

4 小结

采用 ARPS 4.0 非静力模式模拟了对流边界层中气流过山引起的地形波, 讨论了地

形及大气条件改变对其的影响。数值模式及解析解结果证明, 当大气边界层是对流边界层时, 气流过山引起地形强迫, 仍能在上部稳定层结中造成足够的垂直扰动, 产生向上传播的重力内波。数值模式得到波阻与解析解十分接近, 表明对流边界层下, 地形造成的波动阻力仍不可忽略, 这应引起气象模式工作者的重视。

参 考 文 献

- 1 Smith, R. B., Hydrostatic flow over mountains, *Adv. in Geophys.*, 1989, **31**, 1~41.
- 2 Bougeault, P., A. J. Clar et al., Momentum budget over the Pyrenees: the PYREX experiment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1990, **71**, 806~818.
- 3 Klemp, J. B. and D. K. Lilly, Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**, 78~107.
- 4 Hoinka, K. P., A comparison of numerical simulation of hydrostatic flow over mountains and observations, *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**, 719~735.
- 5 Clark, T. L., W. D. Hall and R. M. Banta, Two- and three-dimensional simulations of the 9 January 1989 severe Boulder windstorm: comparison with observation, *J. Atmos. Sci.*, 1994, **51**, 2317~2343.
- 6 Durran, D. R., Another look at downslope wind storms. Part I: On the development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 2527~2543.
- 7 Ikawa, M., High-drag states and foehns of a two-layered stratified past a two-dimensional mountain, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1990, **68**, 163~182.
- 8 Xue, M., K. Droegemeier and V. Wong et al., ARPS Version 4.0 User's Guide, Center for the Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 1995, 380pp.
- 9 Scorer, R. S., *Environmental Aerodynamics*, Ellis Horwood Publishers, Chichester, 1978, 488pp.
- 10 刘辉志, 洪钟祥, 桑建国, 1998, 低层不稳定大气边界层中的地形阻力, *大气科学*, **22**(6), 881~895.
- 11 Eliassen, A. and E. Palm, On the transfer of energy in stationary mountain waves, *Geophys. Norv.*, 1960, **22**, 1~23.

Numerical Simulation of the Flow over Terrain on the Convective Boundary Layer

Liu Huizhi and Hong Zhongxiang

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Sang Jianguo

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract The flow over terrain on the convective boundary layer has been simulated by use of the ARPS 4.0 nonhydrostatic mesoscale model. The effects of the atmospheric conditions and terrain shape on the flow have been discussed. The studies show that the vertical disturbance induced by the terrain can simulated internal gravity wave in the upper stable layer even though when the lower atmospheric boundary layer is convective. The wave drag induced by the terrain waves cannot be ignored also.

Key words: convective boundary layer; flow over terrain; numerical simulation.