

“96.1”高原暴雪过程横波型不稳定的数值研究*

王 文 程麟生

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

提 要

利用一次较成功地模拟了“96.1”青藏高原东北部暴雪过程的MM4中尺度模式输出资料,用非线性横波型不稳定模式对“96.1”暴雪发生发展过程的动力学机制进行了数值试验,结果指出:横波型不稳定的分布和演变与暴雪切变线的发生发展过程相当一致,说明横波型不稳定是这次暴雪过程的一种动力学机制。

关键词:高原暴雪 横波型不稳定 数值模拟

引 言

1996年1月中旬(“96.1”),青海南部、四川西部普降大雪,局部达到暴雪。玉树、果洛、甘孜等州大面积牧区被雪覆盖,雪后剧烈降温,造成严重灾害。交通、电讯阻断,千余名牧民被雪围困,不少牧民冻伤、冻残,甚至死亡。大批牲畜冻饿致死,损失极为惨重。邓远平、程麟生等^[1]在对“96.1”暴雪过程天气分析的基础上,通过将冰相云微物理过程参数化和三相云显式降水方案引入MM4中尺度模式模拟系统,在采用常规观测资料的条件下,基本成功地模拟了这次发生在高原东北部的暴雪中尺度切变线的生成、发展和演变结构。从触发机制考虑,局地大气不稳定对暴雪形成的作用是非常重要的。王文、程麟生^[2-3]利用“96.1”暴雪MM4模拟资料对这次暴雪过程的发生发展机制进行动力学诊断和二维对称不稳定数值研究,结果表明条件对称不稳定是该高原暴雪的一种动力学机制。由于对称不稳定是横截于基本气流铅直面内的二维扰动,它较好地模拟了这次暴雪切变线的南移过程,而对其东伸的物理机制描述则不够明确。因此,应用扰动传播方向平行于基本气流的横波型不稳定进一步讨论其在“96.1”暴雪切变线东伸南移过程中所起的可能作用是有必要的。

1 基本理论

张可苏^[4]将 f 平面的Eady模型推广到非地转情况,得到了斜压基流的双模态不稳

* 国家自然科学基金资助项目: 49775271.

1999-09-13 收到, 1999-11-23 收到修改稿。

定谱,在天气尺度和次天气尺度上出现 Eady 模态,所得特征波具有准地转特征,在几十到几百公里的尺度上,出现了非地转斜压的中尺度模态,在垂直剖面上中尺度模态呈“猫眼”流型.对同一线性风廓线,中尺度模态的发展约为 Eadv 模态的 4 倍,这样大的增长率有可能产生足够的垂直运动和低层辐合,成为启动和组织深厚对流云团的一种动力学机制,并把这种扰动传播方向平行于基本气流的二维非地转不稳定称之为横波不稳定.适用于讨论中尺度运动的是 f 平面的非静力平衡滤声波模式^[5].不考虑粘性摩擦,热力扩散,外源强迫的大气完全方程组为:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (5)$$

令 $u = \bar{u}(y, z) + u'$, $v = v'$, $w = w'$, $P = \bar{P}(y, z) + p'$, $\rho = \rho_0 + \rho'$, $\theta = \bar{\theta}(y, z) + \theta'$ 代入方程组(1)~(5)中,在非弹性假设条件下,得

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial u'}{\partial x} + v' \frac{\partial}{\partial y}(\bar{u} + u') + w' \frac{\partial}{\partial z}(\bar{u} + u') = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + fv' \quad (6)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial v'}{\partial x} + v' \frac{\partial v'}{\partial y} + w' \frac{\partial v'}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} - fu' \quad (7)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial w'}{\partial x} + v' \frac{\partial w'}{\partial y} + w' \frac{\partial w'}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{\theta'}{\theta_0} g \quad (8)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial \theta'}{\partial x} + v' \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\theta} + \theta') + w' \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\theta} + \theta') = 0 \quad (10)$$

其中, u' , v' , w' 分别表示 x , y , z 方向的扰动速度, θ_0 为位温的典型值, θ' 为扰动位温, p' 为扰动气压, $\bar{\theta}(y, z)$ 和 $\bar{u}(y, z)$ 分别表示基本状态的位温场和风场,且它们之间满足热成风平衡关系

$$-\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} = f \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (11)$$

f 为科氏常数,取为常值.在方程组(6)~(10)中,假定扰动量与 y 无关,可得描述二维横波不稳定的方程组

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial u'}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + w' \frac{\partial}{\partial z}(\bar{u} + u') = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + fv' \quad (12)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial v'}{\partial x} + w' \frac{\partial v'}{\partial z} = -fu' \quad (13)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial w'}{\partial x} + w' \frac{\partial w'}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{\theta'}{\theta_0} g \quad (14)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial \theta'}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + w' \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\theta} + \theta') = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \tag{16}$$

将引入流函数 Ψ , 使得

$$u' = - \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad w' = \frac{\partial \Psi}{\partial x} \tag{17}$$

将式(17)代入式(12)~(16)中并消去 p' 后得

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - (\bar{u} + u') \frac{\partial \zeta}{\partial x} - w' \frac{\partial \zeta}{\partial z} + (\bar{u}_y - f) \frac{\partial v'}{\partial z} + v' \bar{u}_{yz} + w' \bar{u}_{yz} + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial x} \tag{18}$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} = - (\bar{u} + u') \frac{\partial v'}{\partial x} - w' \frac{\partial v'}{\partial z} - f u' \tag{19}$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = - (\bar{u} + u') \frac{\partial \theta'}{\partial x} - w' \frac{\partial \theta'}{\partial z} - v' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} - w' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \tag{20}$$

其中 $\zeta = \nabla^2 \Psi$. 方程(18)~(20)中, 预报量 ζ, v', θ' 按公式(21)过滤,

$$\Phi = \beta(\Phi^{-1} + \Phi^{+1}) + (1 - 2\beta)\Phi^n \quad \beta = 0.2495 \tag{21}$$

其中, β 是系数, 诊断量流函数用超张弛法求解. 根据不同假设条件, 对控制方程(18)~(20)式积分, 就可以进行线性和非线性横波型不稳定数值试验. 模式在垂直方向上等距分为 20 层, 水平方向格距为 40 km. 模式采用交错网格, 上下边界和为刚体边界条件, 水平侧边界采用周期边界条件. 模式中平流项采用隐式立方样条函数方法, 其它均为中央差格式, 时间差分积分步长 $\Delta t = 30$ s.

2 理想试验

条件性对称不稳定是一种浮力 - 惯性不稳定, 也就是倾斜对流不稳定. 从物理上看, 就是在垂直方向上为对流稳定和在水平方向上为惯性稳定的环境中, 只要 $Ri < 1$, 空气作倾斜上升运动时就可能出现的一种不稳定.

在试验中, 取 $\bar{u} = 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = 0$, $Ri = 0.625$, 模式在水平方向上取 60 个格点, 垂直范围仍为 13.3 km, 初始气流场 u' 和位温场 θ' 均取为零, 初始扰动涡度场 ζ 为

$$\zeta = 9.36 \times 10^{-6} \cos \frac{2\pi x}{L} \sin \frac{2\pi z}{H} \tag{22}$$

其中 $L = 1200$ km, $H = 6.65$ km, 图 1 为初始流函数场.

在模式方程(18)~(20)中, 取消非线性项, 即为线性横波不稳定模式. 对其积分 2 h 即出现后倾的“猫眼”流型, 沿对称轴方向

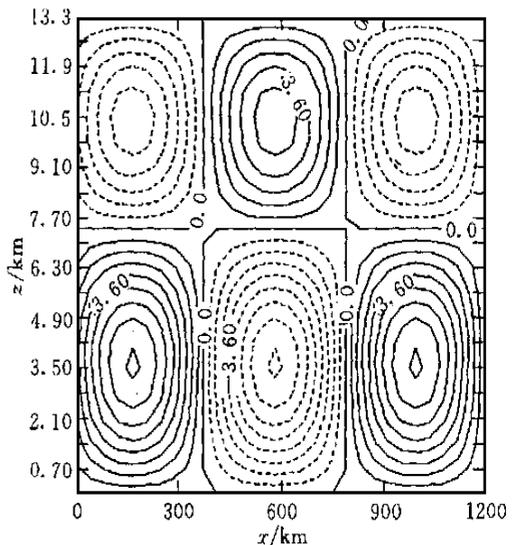


图 1 流函数的初始场(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

传播, 流型逐渐前倾并且变形, ψ 为正值的环流分裂为两个, 在高低空各有一个, 而 ψ 为负值的环流只在低空, 随着环流的加强, 环流中心不断向近地面下降; 到 24 h 时, 近地面的正值环流比高空的要强得多, 但所占据的区域要比负值环流圈小(图略); 在此以后, 环流进一步加强东移(图 2). 在垂直速度场上亦有正负相间的前倾上升/下沉流型, 其中心也向近地面下降, 垂直速度增大而环流不断变陡. 到 24 h 后, w' 场基本垂直(图略); 此后, 其演变过程与流函数一致(图 3). 这说明横波不稳定引发的对流运动要比对称不稳定的强得多.

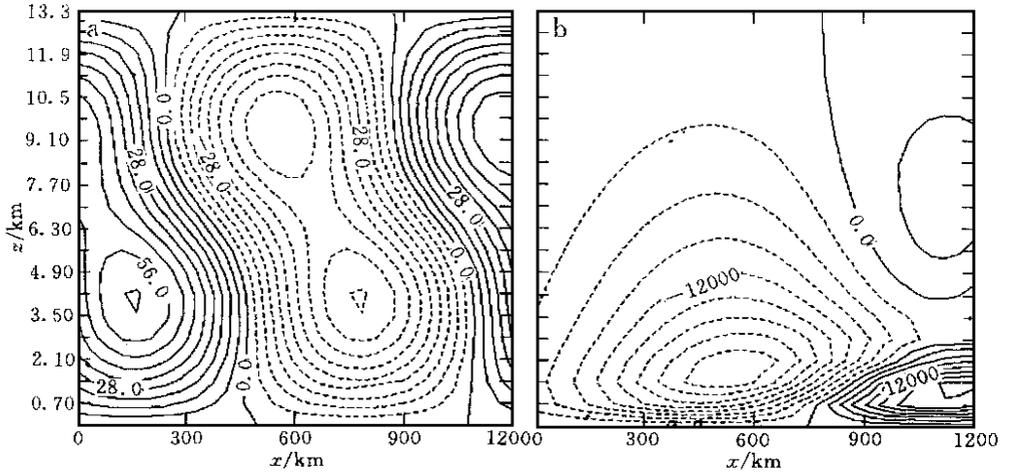


图 2 线性横波型不稳定理想试验 ψ 场(a)2h(b)36 h(单位: $m^2 \cdot s^{-1}$)

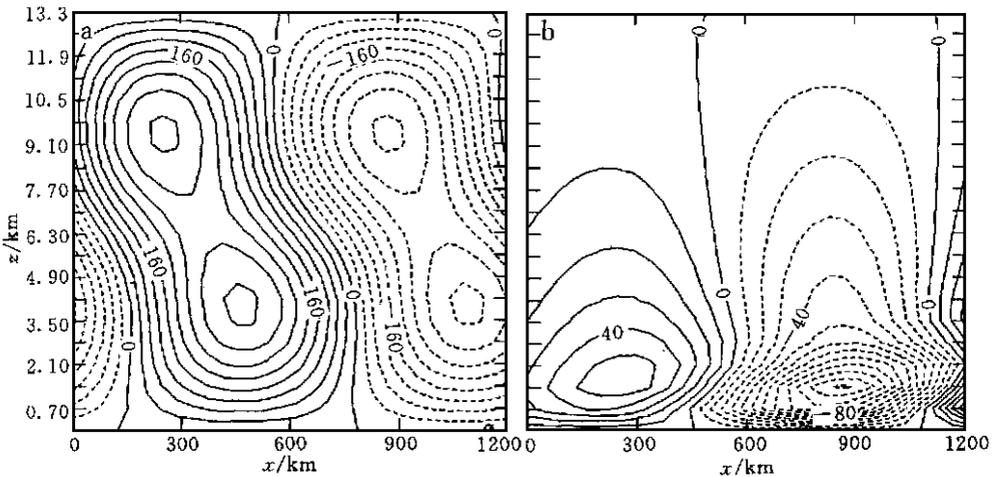


图 3 线性横波型不稳定理想试验 w' 场(a) $10^{-2} cm \cdot s^{-1}$; (b) $cm \cdot s^{-1}$

对式(18)~(20)直接积分, 在 24 h 前基本与线性模式的结果相同, 但 24 h 之后, 负环流的区域不断扩大, 到 36 h 时, 整个试验区 ψ 几乎为负值的环流所占据(图 4). 和文献 [2] 的理想试验结果比较, 可以看出横波型不稳定的这种线性和非线性的差别与对称不稳

定的非常相似,但非线性作用对横波型不稳定来说相对要缓慢一些.

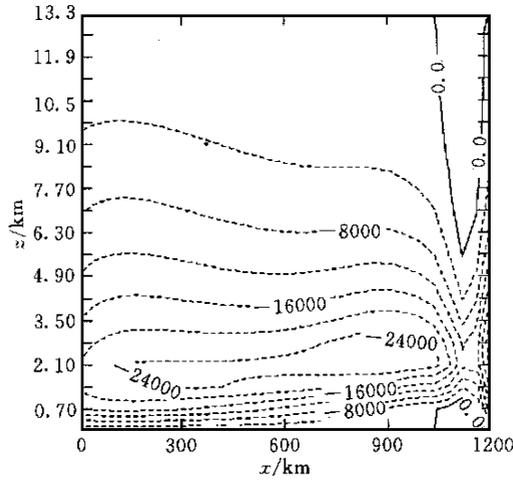


图4 非线性横波型不稳定理想试验 w 场(单位: $m^2 \cdot s^{-1}$)

3 暴雪中尺度天气系统

1月16日20:00(北京时间),在500hPa上,于扎多、吉迈和玉树之间有一条呈东西走向的横切变线,它是西北、西南气流的强风场辐合线,与1月15日08:00~17日08:00相伴的降水带(图5)十分一致.

由“96.1”暴雪过程MM4中尺度模式模拟结果^[1]显示,自15日20:00起积分12h,西北气流与西南气流在34°N附近交汇,于90°~105°E形成一较小范围的東西向辐合带,该辐合线在当时天气图上不能发现(图略).随着西北气流不断加强南压,辐合线也不断加

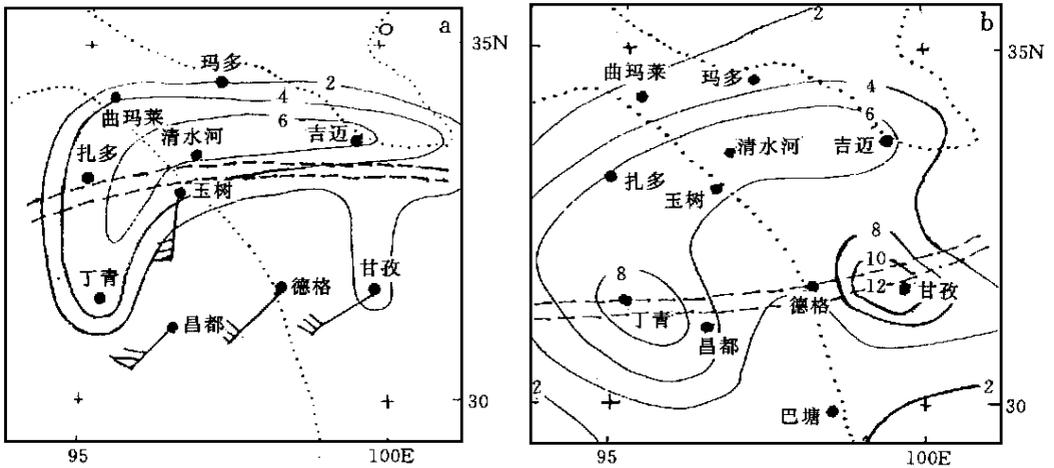


图5 1996年1月16日08:00~17日08:00(a)和16日08:00~18日08:00(b)暴雪降水量(mm)(双虚线分别是16日20:00(a)和17日08:00(b)500hPa切变线)

强,并逐渐南压东伸;在16日08:00~20:00,随着冷空气的加强南侵,原呈东西向的辐合线转为准东—西走向(图6a),并与实际暴雪切变线位置基本一致.自16日20:00之后随着冷空气的加强南侵,辐合线加速南压东伸,并强烈发展,至17日08:00,强辐合线位置(图6b)几乎与实际暴雪切变线重合,并横贯强降雪区.这表明与暴雪切变线相应的强辐合线正是导致“96.1”暴雪的中尺度天气系统.自17日08:00之后,辐合线位置维持少动,尽管辐合线仍很强,但由于垂直运动上升速度明显减弱,因而使得暴雪过程趋于终止.

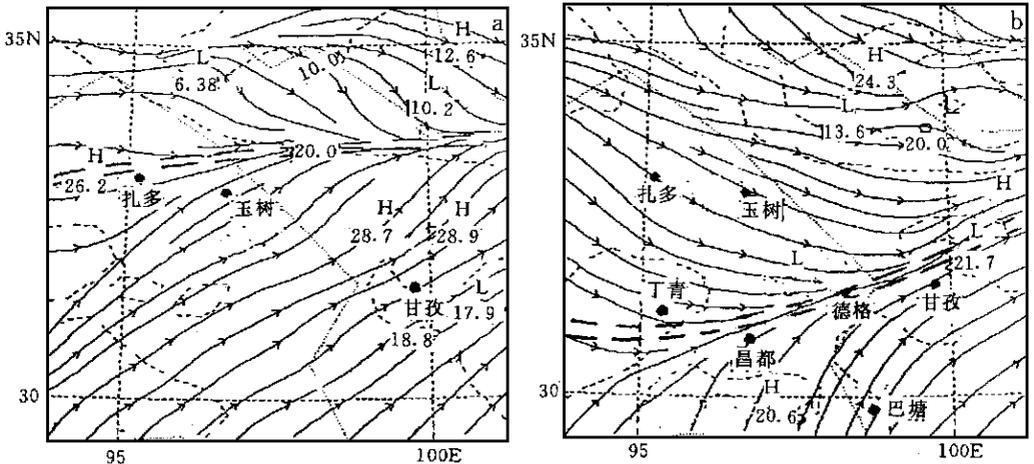


图6 “96.1”暴雪过程MM4模拟500hPa流场(a)16日20:00(b)17日08:00

4 “96.1”暴雪的非线性横波不稳定数值试验

由于横波不稳定是一种中尺度不稳定,因此,诊断这种不稳定最好用中尺度观测资料.然而,这种资料是无法获取的,除非进行专门外场观测试验.但这里同样可以象以前作诊断^[2-3]那样,采用我们对“96.1”暴雪成功模拟^[1]的MM4中尺度高分辨输出资料.取15

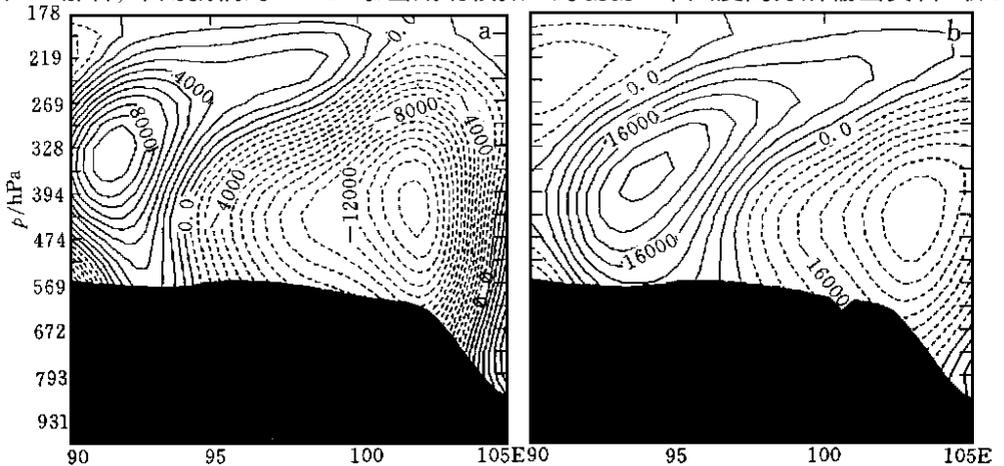


图7 1月15日20:00为初值的横波不稳定模拟试验 ψ 场(a)6h(b)12h

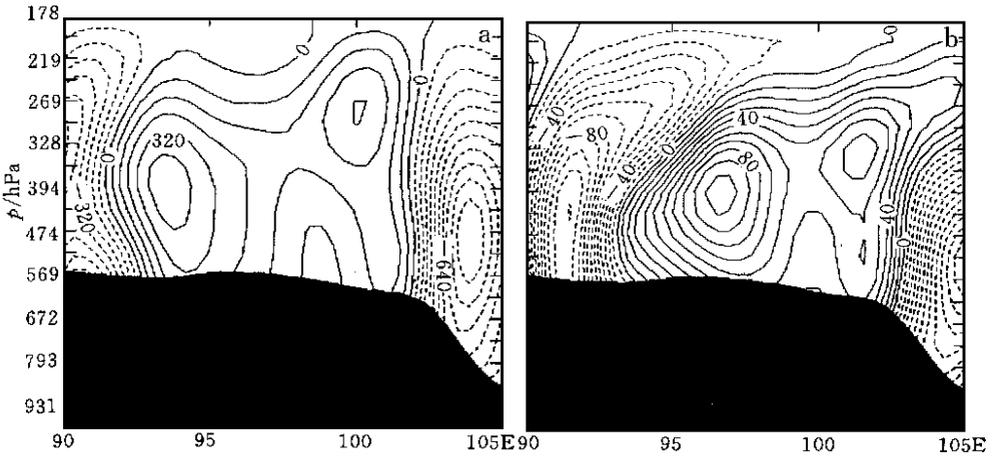


图 8 1 月 15 日 20: 00 为初值的横波不稳定模拟试验垂直运动场(a) 6h (b) 12h

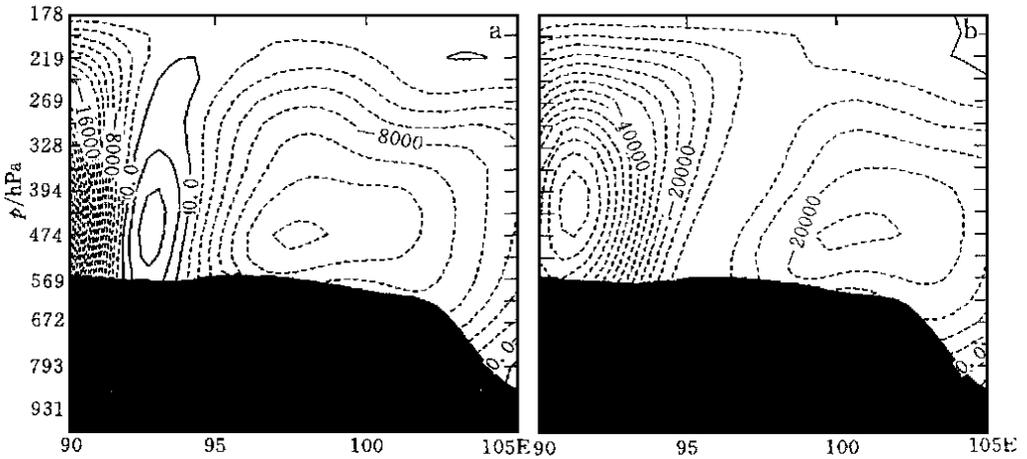


图 9 1 月 16 日 20: 00 为初值的横波不稳定模拟 ψ 场(a) 6h (b) 12h

日 20: 00 和 16 日 20: 00 两个时次的 MM4 模式输出资料做为初值, 对非线性横波不稳定模式(18)~(20)分别积分 12h, 以检验在切变线加强东伸的过程中, 横波不稳定对它的可能作用. 图 7 为以 15 日 20: 00 的模拟场为初值的积分结果, 在沿 34°N 附近与切变线平行的方向上, 于 90°~93°E 有一弱的 ψ 为正值环流, 与它东边的 ψ 为负值的环流圈构成了一个东倾的上升支, 在环流不断加强东移的过程中, ψ 为正值环流中心下降了大约 30hPa. 垂直运动场上由两个分离的上升区发展合并为一个向东倾斜的环流, 并加强东移(图 8), 这正好与切变线的加强东伸是一致的.

以 16 日 20: 00 的模式资料为初值的横波不稳定分析表明, 区域内主要以 ψ 为负值的环流为主, 在 91°E 附近有一个 ψ 为正值狭窄环流东移并不断减弱, 到 17 日 08: 00 基本上消失, 而负环流圈则不断加强, 最后占据了整个区域(图 9), 与正环流东侧相联系的上升运动, 虽在东移过程中有所加强, 但到 17 日 08: 00 时又一次减弱(图略). 这一分析与对称不稳定的结果基本吻合^[2], 说明在暴雪的发生发展过程中, 横波不稳定作用也是不

可忽视的.

5 小 结

(1) 在不可能发生对流不稳定和惯性不稳定的条件下, 取 $Ri < 1$ 时, 就可以产生倾斜的“猫眼”流型, 随着环流的加强, 横波型不稳定向低空下降, 有利于加强低空的辐合, 产生强烈的上升运动. 线性和非线性横波型不稳定的扰动发展初期非常相近, 但它们长时间的演变和环流结构有很大差异.

(2) “96.1”暴雪过程 MM4 资料的非线性横波型不稳定数值分析表明, 横波不稳定的分布和演变与暴雪切变线的东伸发展过程相当一致, 说明横波型不稳定是这次暴雪过程的一种动力学机制.

参 考 文 献

- 1 邓远平, 程麟生, 张小玲. 三相云显式降水方案和“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. 高原气象, (待发表).
- 2 王文, 程麟生. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的数值研究. 高原气象, 2000, 19(2): 219~ 240.
- 3 王文, 程麟生. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的诊断分析. 兰州大学学报. (待发表).
- 4 张可苏. 斜压气流的中尺度稳定性 II. 横波型不稳定. 气象学报, 1988, 46: 385~ 392.
- 5 张可苏. 大气动力学模式的比较研究. 中国科学, 1980, 3: 277~ 287.

NUMERICAL STUDY OF TRANSVERSAL WAVE INSTABILITY FOR THE “96. 1” SNOWSTORM EVENT

Wang Wen Chang L insheng

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

Abstract

Using the output data of an MM4 mesoscale numerical model which fairly well simulated the developing structure and the evolution of the “96.1” snow storm event over the Qinghai-Xizang Plateau, a nonlinear transversal wave instability model and simulation system is developed to validate the formation mechanism of the snow storm process. The results show that the fields of vertical velocity are coincident with not only with those of the stream function, but also with the observations. It indicates that the transversal wave instability is substantially a formation mechanism for the occurrence of the “96.1” snow storm.

Key words: Tibetan snow storm Transversal wave instability Numerical simulation