

一次高原强降雪过程三维对称不稳定 数值模拟研究

蔡晓军, 王 文

(南京信息工程大学大气科学学院, 江苏 南京 210044)

摘 要:利用一次较成功地模拟了“95.1 青藏高原暴雪过程的 MM5 中尺度模式输出资料,用非纬向非平行基流中的对称不稳定模式,对“95.1 暴雪发生发展过程的动力学机制进行了三维基流中二维非线性对称不稳定数值模拟试验,结果表明:场和 w 场的三维配置在降雪发生初期和发展过程中与暴雪带基本一致,说明非线性对称不稳定是这次高原暴雪启动的一种动力学机制。

关键词:高原暴雪;三维对称不稳定;数值模拟

中图分类号: P456.7

文献标识码: A

引 言

我国的暴雪灾害主要集中在东北地区和西北高原山区,这些地区也是内蒙古、新疆、青海、西藏 4 大牧区所在地,大部分在我国冰冻圈内。1990 年西藏那曲地区的雪灾造成的牲畜死亡率达 57.9%;1995 年青海省暴雪使大部分地区降温幅度超过了 3℃,最大为 6.6℃,仅兴海地区的幼畜死亡率达 20%;1996 年 1 月青海南部、四川西部的暴雪造成的损失更为惨重,直接经济损失达 1.62 亿元人民币,相当于青海省 1995 年畜牧业生产总值的 12.5%;1997 年 1 月新疆阿尔泰地区出现了近 30 a 罕见的暴雪;1998 年那曲地区的雪灾更是引起国人关注。因此,深入研究高原暴雪形成的原因以及雪灾发生、发展和演变的规律应该成为我国西北地区灾害性天气研究的一个重要方面。目前,我国西部高原暴雪过程的数值模拟和动力学诊断分析的研究工作已逐步开展起来。邓远平等^[1]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,对“96.1 暴雪过程的中尺度切变线的生成、发展和演变结构进行了成功的数值模拟;张小玲等^[2-3]利用这次模拟资料对“96.1 高原暴雪中尺度系统的涡度和散度变率进行了动力学诊断分析;隆霄等^[4]利用非静力模式 MM5V1 成功地模拟了

“95.1 高原暴雪中尺度系统的发展和演变特征;刘建军等^[5]应用中尺度模式 MM5V2 对“97.12 高原暴雪过程进行了一系列数值模拟试验和热力学诊断分析。王文等^[6-11]则利用“95.1”、“96.1”、“97.12 暴雪的中尺度模拟输出资料,进行了暴雪过程的一系列对称不稳定诊断分析和数值模拟试验。这些工作对于研究复杂地形与下垫面上高原暴雪的发生、发展机制,进而建立适用于高原暴雪模拟和预报的中尺度数值模拟系统无疑是一个良好的开端。

李培基^[12]指出 20 世纪 60 年代以来,由于全球气候变暖的影响,高原的降雪量和积雪量有明显增加;李培基^[13]的研究还表明,虽然新疆冬季变暖十分显著,尤其 20 世纪 90 年代为最温暖的时期,但是积雪并未出现持续减少的现象,而表现为显著的年际波动过程叠加在长期缓慢的增加趋势之上。2005 年 10 月 19~23 日,西藏中东部出现了一次大范围的降雪(雨)天气过程,一些地区降了特大暴雪,聂拉木最大达 115.3 mm。这次降雪范围大、强度强、时间早,是历史上罕见的特大暴雪个例之一。2005 年 11 月 18~20 日,新疆哈密地区出现了罕见的暴雪过程,为 50 a 不遇的特大暴雪,其中哈密市过程降雪 31.3 mm,而其年降水量仅 39.1 mm。这说明有必要更进一步深入研究中国西部暴雪发生发展的机理。但由于常规观测资料的稀缺和地形动力学作

收稿日期: 2007 - 11 - 01; 改回日期: 2007 - 12 - 10

基金项目: 干旱气象科学研究基金 (AM200610); 国家自然科学基金重点项目 (40633017) 共同资助

作者简介: 蔡晓军 (1961 -), 女, 汉族, 四川人, 副教授, 主要从事全球变化和气候预测方面工作. E-mail: caixj@unist.edu.cn

用的复杂性,这方面的研究主要以 T213或 NCEP资料的诊断分析为主^[14-16]。要发展高原地区数值模拟和预报模式有待于对地形数值处理方案进行新的考察,并要改进高原上空卫星遥感资料同化的效果,同时还要研究有效利用常规地面观测资料的同化方案^[17]。

1 基本理论

众所周知,对称不稳定的理论研究主要是针对二维大气运动展开的。由于锋面雨带的长宽比很大,使得用二维对称不稳定来解释这些雨带的起因成为一种合理的近似。但锋面雨带往往沿锋面方向上呈现出有限长度的结构,也就是说它具有三维性质。另外,对爆发性气旋而言,由于它的水平尺度较小而且有很强的弯曲气流,考虑对称不稳定对它们的可能作用时必须注意其三维影响,这些理论分析都说明,有必要将二维对称不稳定理论拓展到三维大气中去。

对称不稳定的条件基本上是在纬向基流(或经向基流)中得到的,而事实上大多数中尺度带状扰动以及基本气流本身并不平行于纬向(或经向)方向,而与纬向成一夹角。由观测表明,冷锋前部中尺度雨带的活动甚为复杂,不仅有与冷锋平行的雨带,还有与冷锋走向成较大交角甚至垂直的中尺度雨带,其发生发展、传播特征与平行类明显不同,它们产生的对流天气也有差异。从外部强迫效应来看,这些雨带与对称轴成一定夹角的原因可能是粘性摩擦效应和垂直加热廓线形式的不同,从内部动力稳定性来说,则可能与垂直于带状扰动的横向风切变有关。丁一汇等^[18]用本征值方法讨论了非纬向非平行基流中的对称不稳定,得到了新的非纬向基流下对称不稳定的判据条件。

本文利用一次较成功地模拟了“95.1”青藏高原暴雪过程的 MM5中尺度模式输出资料,用非纬向非平行基流中的对称不稳定模式,对“95.1”暴雪发生发展过程的动力学机制进行了三维基流中二维非线性对称不稳定数值模拟试验,讨论了 CSI在暴雪的形成过程中所起的可能作用。

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^[19]。在非弹性假设条件下,不考虑粘性摩擦、热力扩散、外源强迫的大气运动完全方程组为:

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

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

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

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

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

令 $u = \bar{U} + u, v = \bar{V} + v, w = \bar{w}, p = \bar{P} + p, \rho = \bar{\rho} + \rho$, 代入方程组(1)~(5)式中,可得任意方向基本气流和扰动不平行下的 Boussinesq方程组:

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{U} + u) \frac{\partial}{\partial x} + (\bar{V} + v) \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] u \quad (6)$$

$$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv - \left(u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) \bar{U}$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{U} + u) \frac{\partial}{\partial x} + (\bar{V} + v) \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] v \quad (7)$$

$$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu - \left(u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) \bar{V}$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{U} + u) \frac{\partial}{\partial x} + (\bar{V} + v) \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] w \quad (8)$$

$$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{U} + u) \frac{\partial}{\partial x} + (\bar{V} + v) \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] p \quad (9)$$

$$= -\left(u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) \bar{p}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

假定扰动沿某扰动轴(方向是均匀的,扰动轴与 x 轴方向的夹角为 α),为使 (x, y, z, t) 坐标下的线性扰动方程组变换到 (x', y', z, t) 坐标系中,则作如下坐标变换:

$$x' = x \cos \alpha + y \sin \alpha, \quad y' = -x \sin \alpha + y \cos \alpha \quad (11)$$

相应地就有速度变换关系式 $(u, v) \rightarrow (u^*, v^*)$, $(\bar{U}, \bar{V}) \rightarrow (\bar{U}^*, \bar{V}^*)$ 以及导数变换关系式。注意对扰动场而言, $\partial/\partial t = 0$,则方程组(6)~(10)变换以后的形式为:

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial}{\partial} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] u^* \quad (12)$$

$$= -\left(u^* \frac{\partial}{\partial} + v^* \frac{\partial}{\partial} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) \bar{U}^* + fv^*$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial}{\partial} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] v^* \quad (13)$$

$$= -\left(u^* \frac{\partial}{\partial} + v^* \frac{\partial}{\partial} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) \bar{V}^* - \frac{\partial}{\partial} \left(\frac{p^*}{\rho} \right) - fu^*$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial}{\partial} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right] w^*$$

$$= -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{p}{\rho_0} \right) + g \quad (14)$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z} \right] \rho = - (u^* \frac{\partial}{\partial x} + v^* \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}) \rho \quad (15)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

引入流函数,使得

$$v^* = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad w = \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (17)$$

代入 (12) ~ (16) 式并消去 p , 得

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = - (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial \psi}{\partial x} - w \frac{\partial \psi}{\partial z} - \frac{\partial \bar{V}^*}{\partial x} \psi + (\bar{V}^* + f) \frac{\partial u^*}{\partial z} + \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} + (u^* \frac{\partial}{\partial x} + v^* \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}) \frac{\partial \bar{V}^*}{\partial z} \quad (18)$$

$$\frac{\partial u^*}{\partial t} = - (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial u^*}{\partial x} - w \frac{\partial u^*}{\partial z} + f v^* - (u^* \frac{\partial}{\partial x} + v^* \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}) \bar{U}^* \quad (19)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - (\bar{V}^* + v^*) \frac{\partial \rho}{\partial x} - w \frac{\partial \rho}{\partial z} - (u^* \frac{\partial}{\partial x} + v^* \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}) \rho \quad (20)$$

其中 $\rho = \rho_0 + \rho'$ 。 (18) ~ (20) 式为三维基流中的二维非线性对称不稳定模式方程组。

预报量 (u, v, ψ) 按如下公式

$$u^n = (u^{n-1} + u^{n+1}) + (1 - 2) u^n \quad (21)$$

过滤, 诊断量流函数用超张弛法求解。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 w 为刚体边界条件, 水平侧边界采用周期边界条件。模式中流项采用隐式立方样条函数方法, 其他项为中央差

格式, 时间差分积分步长为 $\Delta t = 30 \text{ s}$

2 “95. 1 暴雪过程

“95. 1 暴雪过程发生在 1995 年 1 月 17 日 23 时至 18 日 11 时, 最大降雪中心在青海省海南州塘格木、河卡一带, 个别站的 24 h 暴雪降水量达 13 mm 以上 (塘格木 13.3 mm, 河卡 13.0 mm)。

2.1 大尺度环流特征

“95. 1 暴雪过程的大尺度环流的特征是: 乌山脊建立并加强东移, 迫使巴湖低槽东移南压, 在北疆形成冷低压槽; 同时南支槽前的西南气流北上至高原, 在东移过程中速度减慢并发展加深。在 500 hPa 的形势图上, 南支槽前的西南气流到 17 日 20: 00 (北京时, 下同) 发展到最强, 这支强西南暖气流与巴湖低槽分裂东移南压的冷空气交汇于 $90^\circ \sim 100^\circ \text{ E}$, 35° N 附近, 形成一强烈的辐合区, 有利于本地降水的形成。17 日 08: 00 地面形势图上, 强大的冷高压控制着亚洲中高纬度地区, 青藏高原主体处于高压前缘, 在高压不断南压的过程中, 从河湟两谷形成的迴流与柴达木盆地的另一股冷空气相遇, 形成锢囚锋区, 东西风的辐合加强了高压边缘的上升运动, 有利于暴雪过程的形成和发展。

2.2 中尺度系统

在 700 hPa 形势图上, 16 日 20: 00, 乌山脊向北扩展, 与一 -20° C 冷中心相配合, 西亚槽后冷平流的作用不断加深, 同时南支槽在东移过程中也不断加深; 到 17 日 08: 00 高原东北部出现一弱的切变线, 该切变线到 17 日 20: 00 发展成为一前部处于暖区、后部有冷空气侵入的斜压低涡环流。该斜压低涡环流发展到约 18 日 02: 00 时与红外云图上黄河上游北侧的切变线云系相对应。到 18 日 20: 00, 高原东北部形成一小高压环流, 黄河上游北侧的切变

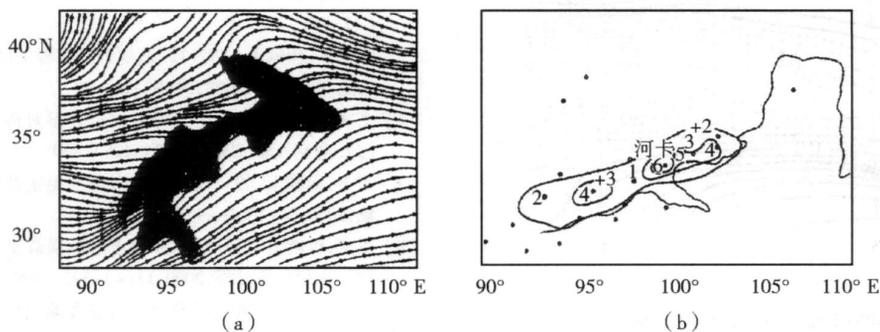


图 1 模拟 (a) 和观测 (b) 的 24 h 降水量 (单位: cm)

Fig 1 Simulated (a) and observed (b) precipitation in 24 hours (Unit: cm)

线云系消失,此时高原上暴雪过程已基本停止。数值模拟的结果表明(图1),24 h模拟的降水区域与天气实况的降水区域基本一致,但模拟的结果略微偏小^[4]。

3 “95.1”高原暴雪三维对称不稳定数值试验

为了便于和CSI的诊断结果作比较,以17日20时的MM5模拟资料为初值,直接对模式(18)~(20)积分24 h, $y-z$ 方向的剖面在垂直于雪带的南北方向平面内,东西方向的垂直剖面沿雪带中心,水平剖面图取自400 hPa。在横穿雪带的南北方向上有略呈南倾的 为正、负相间的环流圈,在发展过程中,位于35°N附近的一对环流圈增强较快,位置相对稳定(图略)。与此对应的垂直速度场上有2个上升区,其中靠近北侧的上升运动随时间迅速增强,并基本维持在雪带南侧。在水平剖面上有 为正值和负值的带状结构,位于35°N的负值带与其南的正值带的交接处与雪带位置基本一致,这一正、负带之间的梯度逐渐减小,但其强度却在不断增加,积分12 h(即18日08时)达到最强(图2),随后便迅速减弱。这与此次暴雪降水过程主要发生在前12 h实际情况相符。与此对应垂直速度场上,在18日04时有一略偏北西北—南西南的上升带,其范围较宽,到12时,这一上升带基本为东西走向,其范围有所变窄,且上升速度增强(图略)。

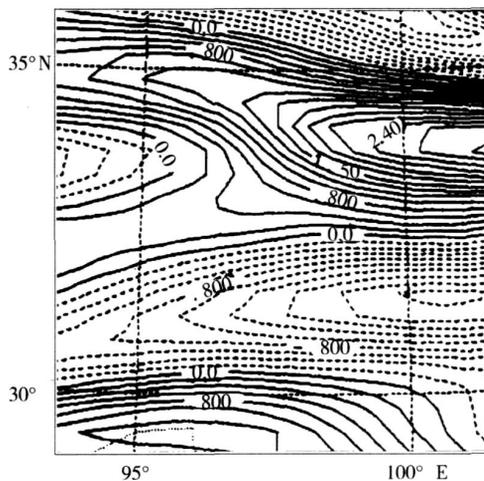


图2 18日08时400 hPa上 $x-y$ 平面 场(单位: $m^2 \cdot s^{-1}$)

Fig 2 The streamfunction field of 12 h for $x-y$ surface at 400 hPa level(Unit $m^2 \cdot s^{-1}$)

通过以上分析可以看出,用三维基流中的二维对称不稳定模式,可以同时 在 $y-z$ 平面和 $x-z$ 平面内较好地说明对称不稳定在“95.1”暴雪过程的启动中所起的可能作用,其水平结构也与雪带位置基本一致。说明用对称不稳定模式模拟的流函数和垂直运动的分布和演变,基本与降雪发生前和发生初期的过程一致,说明非线性对称不稳定是这次高原暴雪启动的一种动力学机制。同时可以看出,用三维基流中的二维对称不稳定模式,可以同时 在 $y-z$ 平面和 $x-z$ 平面内,尤其是其水平分布都能较好地说明对称不稳定在“95.1”暴雪过程的启动中所起的可能作用,但是由于多环流的存在,使得用CSI理论确定(或预报)对称不稳定对中尺度带状扰动的形成作用时缺乏唯一性。

4 结论

利用“95.1”青藏高原暴雪过程的MM5中尺度模式输出资料,用非纬向非平行基流中的对称不稳定模式,对这次暴雪发生发展过程的动力学机制进行了三维基流中二维非线性对称不稳定数值模拟试验,结果表明: 场和 w 场的三维配置在降雪发生初期和发展过程与暴雪带基本一致,说明非线性对称不稳定是这次高原暴雪启动的一种动力学机制。

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[J].高原气象,2000,19(4):401-414.
- [2] 张小玲,程麟生.“96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断, I: 涡度和涡度变率诊断[J].高原气象,2000,19(3):285-294.
- [3] 张小玲,程麟生.“96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断, II: 散度和散度变率诊断[J].高原气象,2000,19(4):459-466.
- [4] 隆霄,程麟生.“95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J].兰州大学学报(自然科学版),2001,37(2):141-148.
- [5] 刘建军,程麟生.“97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J].气象,2002,28(6):16-22.
- [6] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的数值研究[J].高原气象,2000,19(2):129-140.
- [7] 王文,程麟生.“95.1”暴雪的对称不稳定数值诊断分析[J].气象,2000,26(7):9-11.
- [8] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程横波型不稳定的数值研究[J].应用气象学报,2000,11(4):392-399.
- [9] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的诊断分析[J].兰州大学学报(自然科学版),2001,37(1):109-120.
- [10] 王文,刘建军,李栋梁,等.一次高原强降雪过程三维对称不稳定数值模拟研究[J].高原气象,2002,21(2):132-138.
- [11] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程三维条件性对称不稳定的

- 数值研究 [J]. 高原气象, 2002, 21 (3): 225 - 232
- [12] 李培基. 近 30 年来我国雪量变化的初步探讨 [J]. 气象学报, 1990, 48 (4): 433 - 437.
- [13] 李培基. 新疆积雪对气候变暖的响应 [J]. 气象学报, 2001, 59 (4): 491 - 501.
- [14] 达成荣, 李凤霞, 时兴合, 等. 2004 年春季青南牧区一次大到暴雪天气过程的诊断分析 [J]. 青海气象, 2006, 4: 2 - 7.
- [15] 康志明, 罗金秀, 郭文华, 等. 2005 年 10 月青藏高原特大暴雪成因分析 [J]. 气象, 2007, 33 (8): 60 - 67.
- [16] 阿衣夏木·尼亚孜, 孔期, 杨贵名. 2005 年 11 月哈密暴雪天气过程的诊断分析 [J]. 气象, 2007, 33 (8): 167 - 74.
- [17] 薛纪善. 我国西北高原地区数值预报的几个科学问题 [J]. 干旱气象, 2005, 23 (1): 68 - 71.
- [18] 丁一汇, 沈新勇. 非纬向非平行基流中的对称不稳定 [J]. 气象学报, 1998, 56: 154 - 165.
- [19] 张可芬. 大气动力学模式的比较研究 [J]. 中国科学, 1980, 3: 277 - 287.

Numerical Study of 3 - Dimensional Conditional Symmetric Instability for "95. 1" Heavy Snowstorm

CAI Xiaojun, WANG Wen

(1. College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: A 3 - dimensional numerical simulation scheme with nonlinear symmetric instability theory is designed to simulate the mechanism of a heavy snowstorm occurred on 17 - 18 January 1995 ("95. 1") in the southeast region of the Qinghai - Xizang Plateau by using the output data of a MM5 mesoscale numerical model which fairly well simulated the developing structure and the evolution of the "95. 1" snowstorm. It suggested that the CSI be one of the mechanisms of triggering and organizing the banded system on which the snowstorm formed. The circulations of symmetric perturbation fields emerged in the model, not only the fields of vertical velocity are coincident with that of streamfunction, but also with the observations. The CSI is substantially a formative mechanism before and on the early stage of the occurrence of the "95. 1" snowstorm.

Key words: snowstorm; Qinghai - Xizang Plateau; conditional symmetric instability; numerical simulation