

短波辐射对东北冷涡强对流影响的模拟分析

张立祥^{1,2} 李泽椿³

(1. 南京信息工程大学, 210044;

2. 中国气象局沈阳大气环境研究所; 3. 国家气象中心)

提 要: 针对短波辐射对东北冷涡强对流的可能影响, 应用 MM5 模式对 2002 年 7 月 12 日东北冷涡诱发的强风暴个例进行了数值模拟试验。发现在东北冷涡天气尺度环流背景下, 大气接收的短波辐射通过激发中尺度环流影响强对流的发生时间, 而不是通过影响不稳定能量的积累触发强对流; 地面短波辐射对对流层低层大气的加热作用是触发本次东北冷涡强对流的重要条件。地面短波辐射加热在对流层低层产生中尺度辐合扰动及对流不稳定层结共同促使了对流的爆发和维持。

关键词: 太阳辐射 东北冷涡 强对流 触发机制

Numerical Analysis of Solar Shortwave Radiation Affecting Severe Convection in Cold Vortex over Northeastern China

Zhang Lixiang^{1,2} Li Zechun³

(1. Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044;

2. Institute of Atmosphere Environment Research, CMA; 3. National Meteorological Center)

Abstract: For understanding the influences of solar radiation to convection of northeastern cold vortex, a case of severe storm in a cold vortex over northeastern on 12 July 2002 over Liaoning Province was simulated by MM5. The contrasting examinations of solar radiation affecting severe storm showed that atmospheric solar radiation can trigger severe convection by inspiring mesoscale circulation but not by accumulating instable energy in the background of synoptic-scale system of cold vortex. It is an important condition to trigger this severe convection in cold vortex that surface shortwave radiation heats up lower layer of troposphere atmosphere, and produces strong meso-scale convergence and convective instable layer onset and maintenance of convection.

Key Words: solar radiation cold vortex over northeastern China severe convection triggering mechanism

引 言

在东北地区的强对流天气中,东北冷涡是重要的影响系统。东北冷涡诱发的强对流天气有明显的反复性和日变化,也就是在一个地区连续几天出现强对流天气,且主要集中在午后到傍晚^[1]。这主要是受太阳辐射日变化的影响。虽然太阳辐射对强对流的影响早就引起人们的注意,然而一般认为太阳辐射通过提高大气不稳定性来影响对流天气的发生、发展^[2],也就是地面白天升温,导致大气低层升温加快,进而产生不稳定层结,触发对流的发生。其实太阳辐射对大气的影是一个复杂的过程,晴空大气对短波辐射的吸收、散射,云系、地面对短波辐射的吸收和反射在不同的天气背景下是不同的。赵春生等^[3]认为云内辐射传输过程对对流性降水有复杂的影响关系,短波辐射传输对云中对流有抑制作用。那么地面及大气接收的太阳辐射分别对对流有何作用?在东北冷涡和东北暴雨的研究方面,从冷涡暴雨的天气系统配置^[4-5]到中尺度对流系统的研究^[6-8],取得了许多科研成果。但是考虑短波辐射对东北冷涡强对流影响的研究还不多见。该文应用非静力中尺度模式(MM5)对2002年7月12日东北冷涡诱发的辽宁中北部强风暴进行数值模拟,设计了敏感性试验,分析太阳短波辐射对东北冷涡强对流的影响机制。

1 2002年7月12日强风暴过程概述

1.1 天气实况

受东北冷涡南部锋区影响,2002年7月11—15日辽宁省连续5天出现强对流天气,发生时间多集中在傍晚到前半夜,发生地点基本在沈阳附近。本次过程的特点为降水非常集中,历时短,强度大,且伴随局地冰雹、雷

雨大风等天气,最大瞬时风力达10~12级。沈阳站1小时雨量达56.9mm(12日20时至21时),属短时极强暴雨。7月12日沈阳站的降水从19时30分到21时左右,持续1个多小时,雨量达72mm。这种在同一地点连续5天出现强对流天气是非常典型的东北冷涡特征。这次天气过程导致了很强的局地灾害。该文对其中最强的7月12日18—22时中 β 尺度强对流过程进行了数值模拟。

1.2 环流形势演变概述

这次过程是受稳定维持的东北冷涡南部锋区影响而产生的。7月9—10日贝加尔湖一带为宽平的低压带;副热带高压主体位于140°E以东,日本海低压沿副高西北侧外围向东北移动,11日20时与贝加尔湖低压带合并,形成东西向低压带;同时贝加尔湖西部高压脊发展,并很快发展形成成为稳定维持的阻塞形势。由于高压脊前不断有冷空气下滑,使其前部的低压带对应深厚的冷性气团,并稳定维持,低压带有两个低涡中心,一个稳定维持在库页岛一带,一个在大兴安岭南侧,构成了东北冷涡天气形势。辽宁处于副高与冷涡低压带之间的西风锋区之中。随着冷性低压带分裂冷空气的南下,斜压不稳定使西风锋区不断激发波动(图1),提供了优越的

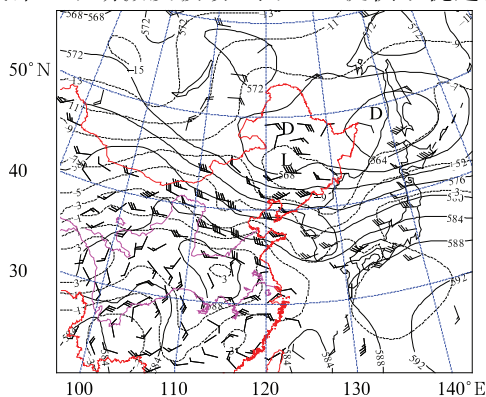


图1 2002年7月12日20时500hPa环流形势(实线为位势高度,虚线为温度)

动力和中层冷空气条件,连续 5 天产生强对流天气。直到 15 日 20 时,随着东北冷涡的南压东移,其南部锋区也南压,辽宁整层大气受稳定的冷性气团控制,过程结束。所以东北冷涡南部锋区为中尺度对流系统(MCS)的产生提供了有利的环境条件,与其北部冷涡配合,提供了强对流所需的稳定度、水汽、冷暖空气条件,而强大的冷涡内部难以产生强对流天气。

7 月 12 日的强对流过程,200hPa 涡区对应暖中心,其以下各层均为冷中心,所以涡区中高层为非常稳定的层结,容易形成较大的圆形云盖。12 日 08 时 500hPa 冷涡后部冷空气南下,其南部急流锋区加强并产生斜压波动,干冷空气沿着急流锋区迅速东南移动,20 时斜压波动加强,辽宁上空为较强的冷中心(图 1);对应 850hPa 低压较 500hPa 偏南、偏强,从黑龙江到蒙古东部一直维持冷式切变,另外过程前期在华北北部有切变线形成,并缓慢东移,12 日 20 时切变线前较强的偏南气流和暖温度脊,与中层构成了上冷下暖的不稳定层结条件、动力上升条件优越的强对流天气环流背景,此时 MCS 达到最强,13 日 02 时随着 500hPa 锋区浅槽的东移,对流过程结束。

2 模式及试验方案简介

MM5 是广泛应用于科研和业务的非静力原始方程中尺度数值模式^[9]。该文使用其 3.6 版本。模式范围由 2 层套网格组成,粗网格格距 60km,中心点 42°N、120°E,53×63 个格点;细网格格距 20km,中心点 42°N、123°E,81×91 个格点。模式垂直分层 23 层。20km 的格距足以分辨中 β 尺度系统。以国家气象中心的 T213 模式输出产品为初始场和侧边界,采用逐步订正法对常规探空资料、地面资料进行客观分析形成初始场,另

外还同化了部分云导风、ATOVS 反演资料。虽然所用资料分辨率较低,但由于在适当的初始条件下,模式的物理过程可以强迫中尺度对流系统^[10],该模式对这次冷涡中尺度对流过程做了较成功的数值模拟。

控制试验模式选用的物理过程:积云参数化方案为 Grell 方案;云物理方案为混合相方案(Reisner,1998);辐射方案为云辐射方案(Dudhia,1989);行星边界层方案为高分辨 Blackadar 方案(Zhang and Anthes,1982);陆面过程为 5 层土壤模式。设计了 2 套太阳短波辐射敏感性试验,试验 1 选用的辐射方案为简单冷却方案,即大气冷却仅依赖于温度,不考虑太阳辐射日变化对大气的影响,但考虑地面接收太阳短波辐射的影响,其他物理过程同控制试验。该试验主要用来分析晴空大气和云接收的短波辐射对对流的影响。试验 2 既不考虑大气接收的短波辐射,也不考虑地面接收的短波辐射。具体做法为在简单冷却方案中忽略地面接收的短波辐射,其他同控制试验。该试验主要用来分析地面接收太阳短波辐射对对流的影响。

3 短波辐射对对流降水的影响

利用控制试验模式和两个敏感性试验模式从 2002 年 7 月 12 日 08 时积分 24 小时对本次过程进行了数值模拟。对控制试验模拟的 24 小时降水量与实况降水量进行比较(图 2),东西向雨带的范围、形状基本类似,强降水区预报强度略偏小,实况 60~79mm,预报为 40~65mm,但由于降水持续时间较短,一般单点历时不足 2 小时,所以都属于短时大暴雨的量级。再比较沈阳站 1 小时降水量(图 3),19 时之前预报、实况均无降水;19—20 时预报 11mm,实况 27mm;20—21 时预报 32mm,实况 46mm;21 时以后预报、实况均基本无降水,模拟的降水时段吻合很好,所

以控制试验较好地模拟出本次强对流过程, 这样改变辐射方案的敏感性试验可以用来分析太阳辐射产生的影响。

图 4a 为试验 1 的 24 小时降水量图, 与控制试验比较, 结果基本一致, 不论降水落

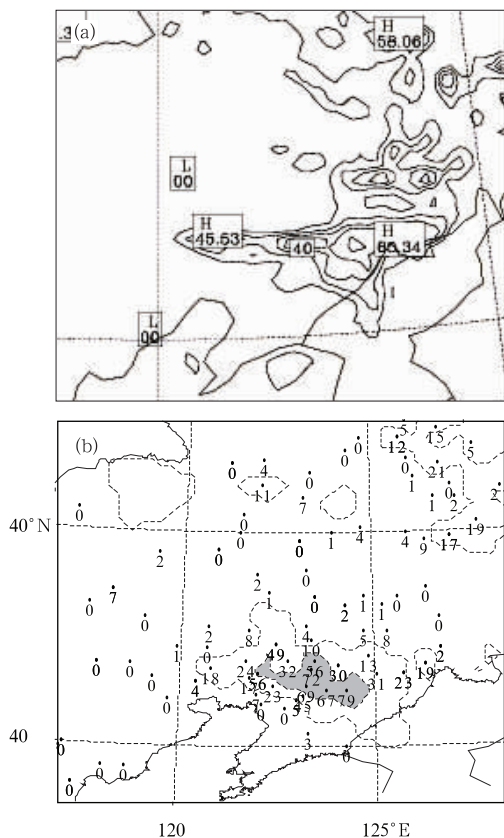


图 2 控制试验模拟的 2002 年 7 月 12 日 08 时至 13 日 08 时 24 小时降水 (a) 及实况 (b)

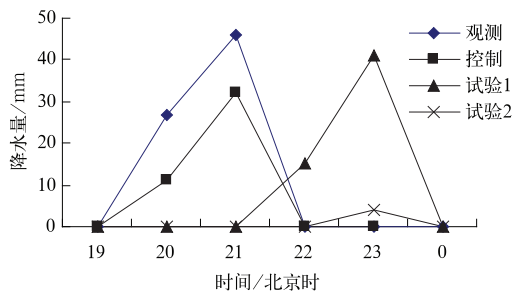


图 3 控制试验、试验 1、试验 2 和观测 1 小时降水量

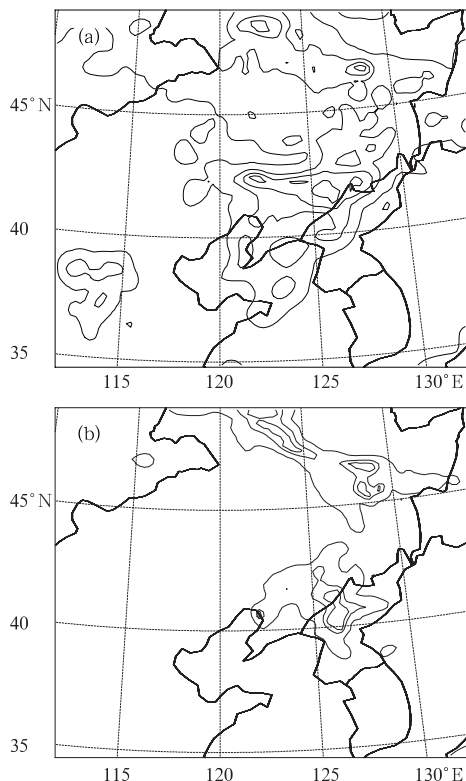


图 4 试验 1(a) 和试验 2(b) 模拟的 24 小时降水量

2002 年 7 月 12 日 08 时到 13 日 08 时, 等值线值由外向内分别为 1mm、10mm、25mm、50mm

区、雨带形状及降水强度都很相似。然而分析 1 小时降水量发现, 试验 1 对流开始时间与控制试验相同, 但先有一弱对流东移, 直到 19 时辽西的强对流才开始, 比控制试验推迟了 2 小时, 23 时强风暴移到沈阳附近, 比控制试验晚了 3 个小时, 但强度与持续时间基本一致, 直到 13 日 3 时强风暴东移减弱, 同样较控制试验晚了 3 个小时。所以在此个例中, 大气接收的短波辐射影响强对流的触发时间, 使强对流提前 3 小时发生, 但对强度影响不大。图 4b 为试验 2 的 24 小时降水量, 只有辽宁东部出现了弱的降水, 强对流没有发生。由此可见地面接收的短波辐射对低层大气的加热作用是触发此次东北冷涡强对流

的重要条件,地面短波辐射在形成对流中发挥着更大的作用。

4 短波辐射对层结的影响

4.1 大气接收短波辐射对大气层结的影响

为研究大气中短波辐射影响对流触发时间的机制是通过影响不稳定能量的积累,还是通过影响动力触发机制,这里先分析其对层结的影响。图 5a 和 b 分别为控制试验和试验 1 沈阳附近对流爆发前的 T -log P 图,非常明显的特征是风暴爆发前 700hPa 持续的干暖盖,其上干空气下沉是它维持的重要机制,而干暖盖的维持及其下层暖湿气流的输送是东北冷涡不稳定能量积累的重要机制。从其演变(图略)可以看出,虽然控制试验的地面气温高于试验 1,但试验 1 低层水汽含量更高。从图 6 可以看出,11 时试验 1 的 CAPE 就超过了控制试验,13 时试验 1 的对流有效位能(CAPE)达到 $1388\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,而控制试验为 $1104\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升指数也是试验 1 更强,此时两个试验的地面露点相差 1°C ,以后差别仍继续加大。在控制试验强对流爆发前(19 时),CAPE 为 $2259\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升指数为 -10.5 ,而此时试验 1 的 CAPE 达到 $3164\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升指数达 -11.7 ,但 K 指数控制试验为 49,试验 1 为 38,这与 700hPa 的 $T-T_d$ 有很大关系。强风暴爆发前控制试验 700hPa 干暖盖迅速被破坏,而试验 1 直到 22 时干暖盖才消失,强风暴爆发,所以干暖盖的破坏是强风暴爆发前的重要标志。

由于试验 1 的 CAPE 一直大于控制试验,所以大气中太阳辐射影响强对流的爆发时间不是通过不稳定能量的积累来影响的,主要通过影响动力触发机制,即中尺度抬升破坏干暖盖来影响。当然积累更多的能量带来更激烈的对流,试验 1 降水强度要稍大于控制试验。

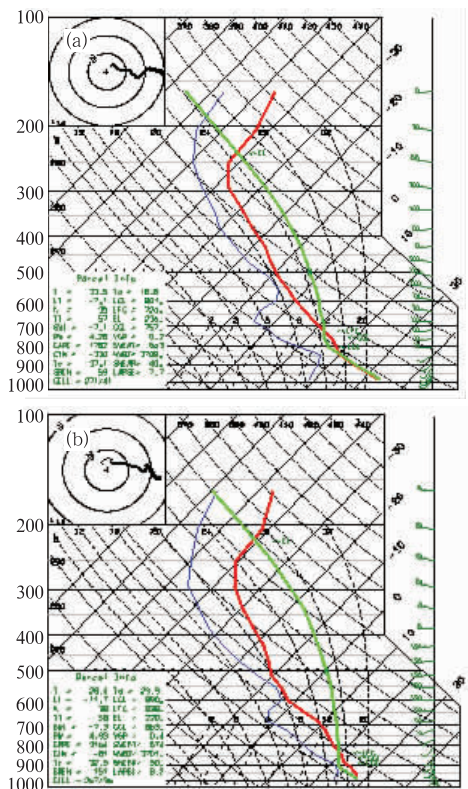


图 5 控制试验(a)和试验 1(b)模拟的沈阳站点对流爆发前 T -log P 图

粗黑线为层结曲线、细黑线为露点曲线、灰线为状态曲线,(a)为 2002 年 7 月 12 日 15 时,(b)为 19 时

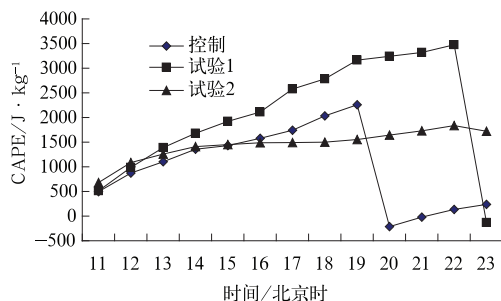


图 6 控制试验、试验 1、试验 2 模拟的 CAPE 演变

4.2 地面接收短波辐射对大气层结的影响

试验 2 由于地面没有太阳辐射,积分开始后近地面层气温明显下降,到 14 时试验 2 的地面气温为 23°C ,而控制试验达到 32°C ,

但 900hPa 以上气温变化不大,这样试验 2 在 900hPa 以下形成逆温层,此时试验 2 和控制试验的 850hPa 到 500hPa 温度垂直递减率分别为 $7.3^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ 和 $7.4^{\circ}\text{C}/\text{hm}$,但由于试验 2 大气底层相对湿度大,CAPE 已达到 $1411\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 6),控制试验为 $1355\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。直到 16 时,试验 2 近地面气温的降低逐渐影响到 850hPa,较控制试验低 0.5°C ,此时由于温度垂直递减率差距的加大,控制试验的 CAPE 已经超过试验 2。在控制试验对流爆发前夕(19 时),两个试验 850hPa 的温差达到 2°C ,而 500hPa 受冷涡东移的影响,控制试验的气温低于试验 2,这样控制试验温度垂直递减率达到 $7.7^{\circ}\text{C}/\text{hm}$,CAPE 为 $2259\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,而试验 2 分别为 $7.4^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ 和 $1552\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。对应湿度的变化,在 850hPa 以下温度线和露点线控制试验在对流爆发前一直呈三角形分布,而试验 2 呈倒三角分布,这是由于控制试验垂直输送强在边界层上层形成湿层,底层气温高,而试验 2 底层气温低,层结稳定,不利于水汽的垂直输送形成,这使控制试验 700hPa 的干暖盖更为明显,有利于对流层低层不稳定能量的积累。所以地面太阳辐射对对流层低层大气的温度、湿度有重要影响,进而影响大气层结的稳定性,对应更强的对流不稳定能量,直接影响对流系统的生成和强度。试验 2 在冷涡天气背景下,CAPE 强度也达到 $1835\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,但并未产生对流天气,这是由于中尺度动力触发和维持强度不够,所以地面短波辐射不但影响大气的的不稳定度,也影响对流的动力触发机制,即可能在对流层低层产生中尺度环流触发对流的爆发。

5 短波辐射对中尺度环流的影响

地面短波辐射在 24 小时内主要影响对流层低层,而对流层低层环流形成的中尺度

辐合是强对流触发和维持的主要动力,所以这里重点分析对 850hPa 中尺度环流的影响。从试验 1 和控制试验 850hPa 的环流演变(图 7)可以看出,24 小时内大尺度的环流形势是一致的,中尺度环流的发生时间也一致,但中尺度系统的演变有较大差异,说明大气接收的短波辐射对对流发生后的系统影响更大,即对对流云对辐射的吸收和发射,对对流系统的发展、维持有较大影响。2002 年 7 月 12 日 17 时试验 1 和控制试验低层的主体气旋式环流都在辽宁西部,但控制试验在辽宁北部的能量锋区上已激发扰动,而试验 1 则维持一个弱脊;18 时控制试验偏南风加强,低压扰动加强,已出现闭合环流并东移,而试验 1 只对应主体气旋式环流在原地加强;19 时控制试验中尺度系统迅速发展,伴随对流的发生雷暴高压出现并加强,对应反气旋式环流;20 时控制试验对流系统东移至沈阳附近已发展到成熟阶段,其后部又有新的中尺度系统在发展,而试验 1 强对流刚刚开始,气旋式环流尺度明显比控制试验大,直到 21 时试验 1 强对流迅速发展东移,22 时到成熟阶段。进一步分析模拟的地面中尺度气压场及 20 时地面观测(图略),控制试验中先后出现了两个强对流系统,分别对应中尺度气压和环流系统,不论从系统强度还是降水强度,第一个对流系统要强于第二个系统,与天气实况比较一致。试验 1 仅出现一个对流系统,系统发展明显偏慢,可以认为控制试验中第二个对流系统对应试验 1 中的对流系统,只是强度较试验 1 偏弱,控制试验在 16 时以后对流系统迅速发展东移,而试验 1 还在逐渐发展当中。所以受大气接收短波辐射的影响,东北冷涡南部能量锋区诱发中尺度扰动,并迅速发展东移,触发强对流的发生,而不考虑大气短波辐射对流系统发展缓慢。

本个例大气短波辐射通过影响中尺度扰动的发展速度来影响对流发生时间,对对流

强度、范围影响较小。控制试验较成功地模拟了中尺度对流系统的发生发展过程,特别是两个对流系统的模拟与实况比较一致,所以与不考虑大气短波辐射的试验比较可以反映大气接收短波辐射的影响。大气接收的短波辐射影响对流发生时间并不是简单地加速

了系统的发展,控制试验中系统的发展与试验 1 截然不同,它激发了新的中尺度环流。所以在东北冷涡天气尺度环流背景下,大气接收的短波辐射通过激发中尺度环流触发强对流的发生,而对不稳定能量的积累影响较小。

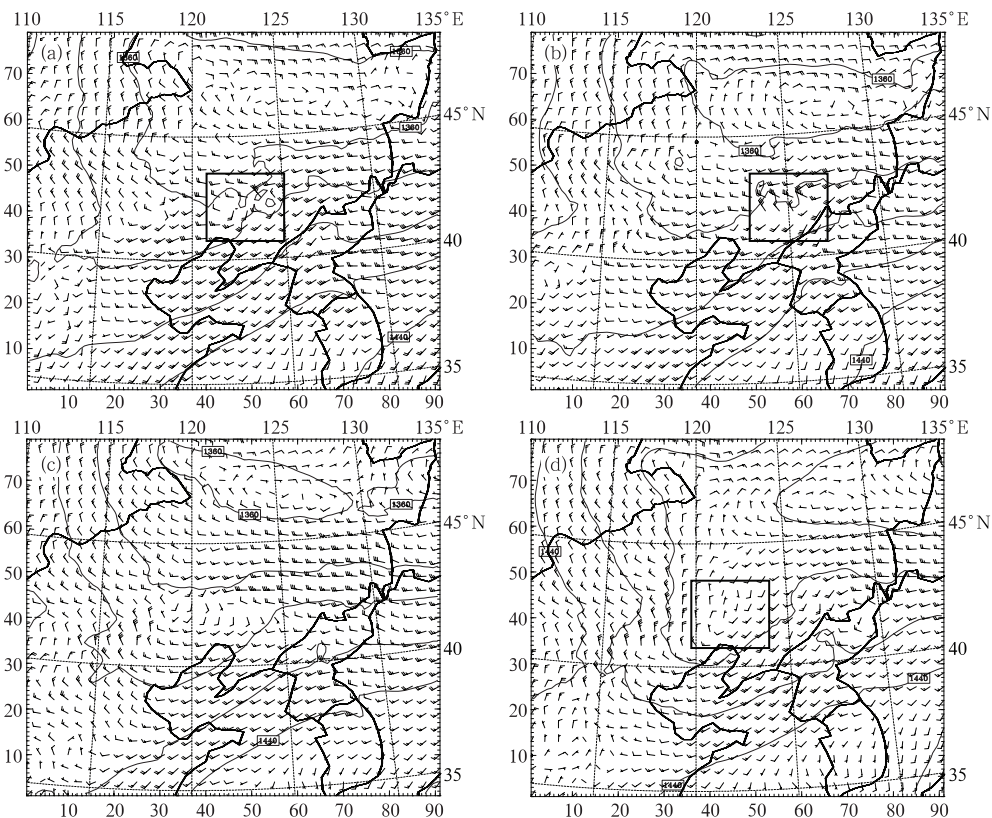


图 7 控制试验(a,b)和试验 1(c,d) 850hPa 中尺度环流演变对比

(黑框为中尺度系统区,a,c 对应 2002 年 7 月 12 日 20 时,b,d 为 23 时)

2002 年 7 月 12 日 14 时,试验 2 和控制试验在 850hPa 低压槽内均产生了中尺度扰动(图略),但到 16 时,即控制试验对流爆发前夕,控制试验中尺度扰动迅速增强,出现中尺度低压,辐合中心散度达 -58.8s^{-1} ,而试验 2 的中尺度扰动强度变化不大,不足以触发对流的发生。控制试验对流爆发后,中尺度系统对应的强辐合一直维持并向东移动,而

此时试验 2 依然维持弱的中尺度扰动。所以在东北冷涡天气背景下,地面短波辐射产生了强的中尺度辐合扰动,它与产生的对流不稳定层结共同促使了强对流的爆发和维持。

6 结论

(1) 应用 MM5 模式对一次东北冷涡诱

发的强对流个例进行了数值模拟,较成功地模拟出中尺度对流系统的演变。

(2) 大气中短波辐射影响强对流的触发时间,使强对流提前爆发,但对对流降水强度影响不大。地面短波辐射对大气的加热作用是触发这次东北冷涡强对流的重要条件。

(3) 在东北冷涡天气尺度环流背景下,大气中短波辐射通过激发中尺度环流触发强对流的发生,而不是通过影响不稳定能量的积累触发强对流,但较大的不稳定能量可产生较强的降水。

(4) 冷涡天气背景下,地面短波辐射加热在对流层低层产生强的中尺度辐合及对流不稳定层结共同促使了对流的爆发和维持。

参考文献

- [1] 周琳. 东北气候[M]. 北京:气象出版社, 1991: 122.
- [2] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社, 2000:42-43.
- [3] 赵春生,丁守国,秦瑜. 云内辐射传输过程对对流降水过程的影响[J]. 自然科学进展, 2003,13(10): 1060-1066.
- [4] 孙力,安刚,高枫亭,等. 1998 年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析[J]. 应用气象学报, 2002,13(2):156-162.
- [5] 刘景涛,孟亚里,康玲,等. 1998 年汛期嫩江松花江流域大暴雨成因分析[J]. 气象,2000,26(2):20-24.
- [6] 陈力强,陈受钧,周小珊,等. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟[J]. 气象学报,2005,63(2):173-183.
- [7] 寿亦萱,许健民. 05.60 东北暴雨中尺度对流系统研究: MCS 动力结构特征的雷达卫星资料分析[J]. 气象学报,2007,65(2):171-182.
- [8] 姜学恭,孙永刚,沈建国. 一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验[J]. 气象,2001,27(1):25-30.
- [9] 王建捷,王迎春,崔波,等. 北京地区中尺度非静力模式预报系统的开发与实时预报应用[J]. 应用气象学报,1999,10(4):385-389.
- [10] Anthes, R. A., Y. H. Kuo. The evolution of the mesoscale environment of severe local storm: Preliminary modeling results[J]. Mon. Wea. Rev. 1982,110:1187-1213.