

云凝结物平流输送对降水云系发展影响的数值模拟研究^{* 1}

齐彦斌^{1,2,3} 冉令坤¹ 洪延超¹
QI Yanbin^{1,2,3} RAN Lingkun¹ HONG Yanchao¹

1. 中国科学院大气物理研究所,北京,100029

2. 中国科学院研究生院,北京,100049

3. 吉林省人工影响天气办公室,长春,130062

1. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China*

2. *Graduate School of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China*

3. *Jilin Weather Modification Office, Changchun 130062, China*

2008-04-07 收稿,2008-10-22 改回.

Qi Yanbin, Ran Lingkun, Hong Yanchao. 2009. Numerical study of influence of cloud-hydrometeor advections on precipitable cloud system. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6):1045—1057

Abstract Advection transport effects by wind field is a very important macroscopically dynamical process for weather systems in real atmosphere. Cloud hydrometeor advections by three-dimensional velocity vector are closely related to evolution of precipitable cloud system and connect the macroscopically dynamical process with the temporal and spatial variations of cloud hydrometeors. The advection transport of cloud hydrometeors may increase or decrease the contents of cloud hydrometeors and change their spatial distributions so that the development of precipitable cloud system may be prompted or broken up. The purpose of this paper is to investigate the influence of macroscopically dynamical process on cloud microphysical process by changing the cloud hydrometeor advection transports in the numeric simulation of a heavy-rainfall event occurring in North China during 00:00 UTC 12—00:00 UTC 13 August 2004. Combining the NCEP/NCAR real analysis data and routine observations of surface level and sounding, the ARPS model is employed to carry out simulations of the heavy rainfall event, including one controlling experiment and three numerical experiments in which the horizontal, vertical and total three-dimensional advection transports of cloud hydrometeors were excluded, respectively. The result showed that the simulated specific humidity was little influenced by the cloud hydrometeor advection transports. The three-dimensional advection transports of cloud hydrometeors was propitious to enrich the mixing ratios of snow and graupel, while the contents of cloud water, rain water and ice were held back. The horizontal advection transports of cloud hydrometeors contributed to the mixing ratios of ice and snow, and diminished the contents of cloud water and rain water. The vertical advection transports of cloud hydrometeors improved the mixing ratios of rain water, snow and graupel and at the same time, worsened the content of ice. The analysis of three-dimensional advection transport effects showed that the influence of three-dimensional advection transports of cloud hydrometeors on precipitable cloud system was realized via adjusting the source or sink of cloud hydrometeors produced by cloud microphysical processes and the sedimentation of precipitable hydrometeors (rain water, snow and graupel), and then changing the vertical spatial structures of cloud hydrometeors. In addition, the contribution of the advection transport of snow to itself was also important.

Key words Macroscopically dynamical process, Cloud hydrometeors, Advection transport, Numerical simulation

* 资助项目:国家自然科学基金项目(40475006、40775007)、吉林省气象局开放式基金课题、中国气象局、吉林省人民政府人工影响天气联合开放实验室课题。

作者简介:齐彦斌,主要从事云降水物理人工影响天气研究。E-mail: qyb@jlwm.gov.cn

摘要 大气动力学中“平流输送”是非常重要的宏观动力学过程,云凝结物的平流输送与降水云系的发展演变密切相关,它把宏观动力过程与各种云凝结物粒子的时空演变联系起来,云凝结物的平流输送可以增加或减少局地大气中云凝结物的含量,改变云凝结物的空间分布状况,影响云凝结物的微观物理过程,进而促进或抑制降水云系的发展演变。本文在数值模拟研究中,通过改变云凝结物平流输送的状况来研究宏观动力过程对云微观物理过程的影响,因而利用 ARPS 模式开展 3 个分别排除云凝结物水平平流输送、垂直平流输送和三维平流输送的敏感试验,进行关于云凝结物平流输送对降水云系发展演变影响的敏感性数值模拟研究。结果表明,云凝结物的平流输送对水汽比湿的影响很小。云凝结物的三维平流输送有利于增加降水云系中雪和霰的混合比含量,抑制云水、雨水和云冰混合比含量的增长。云凝结物的水平平流输送可以降低降水云系中云水和雨水的混合比含量,增加云冰和雪的混合比含量;云凝结物垂直平流输送的作用是增加降水云系中雨水、雪和霰的混合比含量,减少云与冰混合比含量。云凝结物三维平流输送效应的分析表明,云凝结物的三维平流输送主要通过调整云凝结物的微观物理过程源汇项以及降水粒子(雨水、雪和霰)的下落末速项来改变降水云系中云凝结物的垂直结构;另外,雪的三维平流输送对雪本身的分布也有一定影响。

关键词 宏观动力过程, 云凝结物, 平流输送, 数值研究

中图法分类号 P462.2

1 引言

宏观动力学过程对降水云系的影响一直是云降水物理与强风暴研究的一个重要内容。中国气象工作者在这方面开展了大量的研究工作,但主要集中在有利于降水云系发展演变的动力背景条件方面。谷国军等(1993)的研究结果表明,环境风场对地形抬升产生的对流云的发展强度、云体结构以及地面降水等具有显著影响。洪延超(1996)研究指出,饱和环境及伴随层状云的动力辐合场可以使对流云具有长生命期,产生持续性的高强度降水和间歇性的特高强度降水。肖辉等(2004)的研究表明在低层大气暖湿和环境风场切变有利的条件下,倾斜上升气流和下沉气流形成的稳定持续流场结构是维持暴雨强降水的重要原因。邓远平等(2000)研究指出散度场和涡度场相互耦合是暴雪切变线发生发展的重要动力机制,垂直上升运动的加强和持续是水汽凝结和水汽冻结成雪的必要条件。刘玉宝等(1995)认为地形强迫气流和地形引起的下垫面非均匀加热经常为中纬度山区对流活动创造有利条件从而形成大量降水。许焕斌等(1997)研究指出湿中性运动条件有利于中尺度系统的形成和发展。鞠永茂等(2008)利用 MM5 模式对 2003 年 7 月 4—5 日发生在江淮流域的梅雨锋暴雨过程进行数值模拟,分析结果表明水汽通量(西南气流的水汽输送)的辐合对暴雨时段内水汽的补充和维持起到了重要的作用。平凡等(2007)应用二维云分辨尺度模式研究了热带地区对流系统的热量和水汽的收支情况,结果表明大尺度垂直平流的加湿和冷却在浅对流中发挥主导作用。

上述关于环境动力场对降水云系影响的研究基本上是用定性分析方法,而关于宏观动力过程对降水云系影响的定量研究还较少。平流输送效应体现动力场对降水云系的最直接影响,在大气动力学中“平流输送”是非常重要的宏观动力学过程。过去人们对涡度和散度等动力平流输送,热力平流输送和水汽平流输送在降水云系发展演变过程中的作用进行过一些研究,但是云凝结物本身的平流输送对降水云系影响的研究还不多见。这方面的研究值得进一步加强,因为云凝结物的平流输送与降水云系的发展演变密切相关,它把宏观动力过程与各种云凝结物粒子的时空演变紧密联系起来,可以增加或减少局地大气中云凝结物的含量,改变云凝结物的空间分布状况,影响云的微观物理过程,进而促进或抑制降水云系的发展演变。基于这种认识,本文将利用数值模式研究云凝结物平流输送对降水云系发展演变的影响。首先利用 ARPS 模式对 2004 年 8 月 12 日 00 时—13 日 00 时(世界时,下同)发生在中国华北地区的强降水过程进行数值模拟,并针对云凝结物(主要指云水、雨水、云冰、雪和霰)平流输送(包括水平、垂直和三维平流输送)开展 3 个敏感性试验;然后通过对比分析敏感试验与控制试验模拟结果的差异来研究云凝结物平流输送对降水云系发展演变的影响,并进一步讨论导致敏感试验和控制试验模拟结果差异的可能原因。

2 天气实况

受西风槽和登陆台风(云娜)倒槽的共同影响,2004 年 8 月 12—13 日中国的华北地区和东北地区

出现大范围降水过程,局部地区出现暴雨或大暴雨。12日12时华北地区中部至东北地区中南部出现一条东北—西南走向的带状层状云(图1),其宽度约为300 km;该云带的东段内部存在大范围有组织的

对流云团。随后该层状云带向东南方向移动,并且其宽度逐渐变窄,13日00时其中段和东段移动到中朝边界,其南段停留在河北和山西的南部,并且其尾端已经发展成为对流云团。

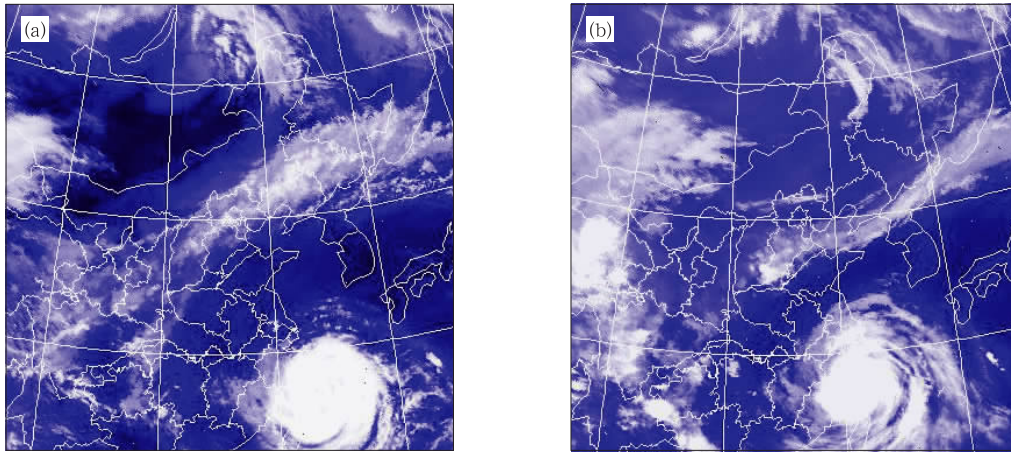


图1 2004年8月12日12时(a)和13日00时(b)Goes-9卫星可见光云图

Fig.1 Goes-9 satellite visible cloud images at 12:00 UTC 12 (a) and 00:00 UTC 13 (b) August 2004

12日12时北京的东北侧和东南侧存在大范围30 dBz以下的回波区(图2),表明那里是大范围的层状云区;该回波区内还存在多个30—45 dBz的强雷达回波区,代表层状云内嵌有多个局地对流云团。随着层状云带向东南方向移动,北京东侧的强雷达

回波区逐渐减弱消失,13日00时雷达回波区主要位于北京的南侧,回波比较分散,意味着那里没有明显的层状云,只存在零散的对流云团。这些分析表明,本次降水过程是由积层混合云产生的。

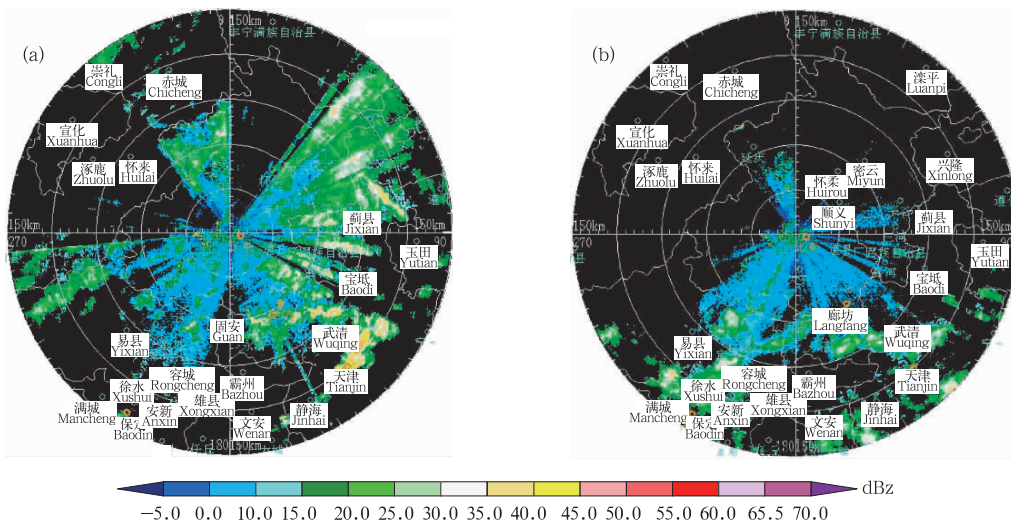


图2 2004年8月12日12时(a)和13日00时(b)北京雷达回波

Fig.2 The reflectivity of radar in Beijing at 12:00 UTC 12 (a) and 00:00 UTC 13 (b) August 2004

3 ARPS 模式的试验设计

ARPS (Advanced Regional Prediction System) 模

式是美国俄克拉荷马大学风暴分析和预报中心(CAPS)研制开发的主要针对风暴尺度系统的高分辨率非地转平衡和非静力平衡的三维区域预报模式。

ARPS 模式采用全弹性非静力平衡方程组, 广义高度地形追随垂直坐标, Arakawa-C 水平交错网格和二阶蛙跳时间积分方案, 包括大气辐射, 可分辨尺度云微物理过程, 次网格尺度积云对流和湍流输送等参数化方案。ARPS 模式水平分辨率的范围比较大, 可以是几

十米, 也可以是几十千米, 因此 ARPS 模式既可用于中尺度天气系统的数值模拟, 又可用于时空尺度较小的风暴尺度系统(例如龙卷和超级单体风暴等)的研究。

ARPS 模式控制方程组变换到局地直角坐标系后可以写为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u - fv + \tilde{f}w = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x}(p' - \alpha D_{iv}) + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y}(p' - \alpha D_{iv}) + D_v \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla w - \tilde{f}u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}(p' - \alpha D_{iv}) + B + D_w \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \theta' + w \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = S_\theta + D_\theta \quad (4)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' + \frac{c_p}{c_v} p (\nabla \cdot \mathbf{v}) - \bar{\rho} g w = \frac{c_p}{c_v} p \left(\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} - \frac{1}{E} \frac{dE}{dt} \right) \quad (5)$$

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - \frac{q_v}{\epsilon + q_v} \right) (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + q_s + q_h) \quad (6)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q_v = S_{q_v} + D_{q_v} \quad (7)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_c + w \frac{\partial q_c}{\partial z} = S_{q_c} + D_{q_c} \quad (8)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_r + w \frac{\partial q_r}{\partial z} - \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_d w_{q_r} q_r) = S_{q_r} + D_{q_r} \quad (9)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_i + w \frac{\partial q_i}{\partial z} = S_{q_i} + D_{q_i} \quad (10)$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_s + w \frac{\partial q_s}{\partial z} - \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_d w_{q_s} q_s) = S_{q_s} + D_{q_s} \quad (11)$$

$$\frac{\partial q_h}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_h + w \frac{\partial q_h}{\partial z} - \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_d w_{q_h} q_h) = S_{q_h} + D_{q_h} \quad (12)$$

其中 $\mathbf{v}=(u, v, w)$ 为局地直角坐标系中三维速度矢量, $\mathbf{v}_h=(u, v, 0)$ 为水平速度矢量, $p'=p-\bar{p}$ 为扰动气压, $\theta'=\theta-\bar{\theta}$ 为扰动位温, \bar{p} 和 $\bar{\theta}$ 分别为基本态气压和位温, B 代表浮力项, 气块总密度 $\rho=\rho_d+\rho_v+\rho_c+\rho_r+\rho_i+\rho_s+\rho_h$, 是气块内干空气密度(ρ_d)、水汽密度(ρ_v)、云水密度(ρ_c)、雨水密度(ρ_r)、云冰密度(ρ_i)、雪密度(ρ_s)和霰密度(ρ_h)的总和, q_v 为水汽混和比, q_c, q_r, q_i, q_s 和 q_h 分别为云凝结物云水、雨水、云冰、雪和霰的混合比, w_{q_r}, w_{q_s} 和 w_{q_h} 分别为雨水、雪和霰的下落末速度, D_{iv} 为散度阻尼项, α 为阻尼系数, D_u, D_v, D_w, D_θ 和 D_{q_v} 分别为动量(u, v, w)、热量(θ)和水汽方程的次网格尺度混和(湍流耗散)项, $D_{q_c}, D_{q_r}, D_{q_i}, D_{q_s}$ 和 D_{q_h} 分别为云水、雨水、云冰、雪和霰的混合(湍流耗散)项, S_θ 和 S_{q_v} 分别为位温和水汽的源汇项, $S_{q_c}, S_{q_r}, S_{q_i}, S_{q_s}$ 和 S_{q_h} 分别为云水、雨水、云冰、雪和霰的源汇项, $\epsilon=\frac{R}{R_v}$ (R 和 R_v 分别为干

空气和水汽的气体常数), $E=1+0.61q_v+q_c+q_r+q_i+q_s+q_h$, f 和 \tilde{f} 为地转参数, 其他均为气象学常用符号。

除了水汽, ARPS 模式还考虑 5 种云凝结物, 即云水、雨水、云冰、雪和霰(雹)。在云凝结物倾向方程(8)–(12)中, 左式第 1 项代表云凝结物的局地变化; 第 2 项为水平平流项, 代表云凝结物的水平平流输送; 第 3 项为垂直平流项, 代表云凝结物的垂直平流输送; 右式第 1 项为云凝结物的源汇项, 它包含积云对流参数化的源汇项与云微物理过程源汇项, 右式第 2 项为云凝结物的混合项, 代表湍流耗散的作用; 另外云凝结物方程(9)、(11)和(12)左式的第 4 项为云凝结物中降水粒子的下落末速度。

为了研究云凝结物平流输送对降水云系发展演变的影响, 本文利用 ARPS 模式对 2004 年 8 月 12 日 00 时–13 日 00 时发生在中国华北地区的强降

水过程进行数值模拟,包括一个控制试验和3个敏感试验(表1),控制试验(简称 Ctl)考虑了云凝结物倾向方程中所有平流输送项。敏感试验1(简称 NoHadv)不考虑云凝结物倾向方程的水平平流输送项;敏感试验2(简称 NoVadv)不考虑云凝结物倾

向方程的垂直平流输送项。在敏感试验3(简称 NoAadv)中,云凝结物倾向方程的水平垂直平流输送项都不考虑。以上敏感试验的其他设置与控制试验完全相同。

表1 控制试验和敏感试验的设计
Table 1 Scheme of control and sensitive tests

	Ctl	NoHadv	NoVadv	NoAadv
$v_h \cdot \nabla_h q_c, v_h \cdot \nabla_h q_r, v_h \cdot \nabla_h q_i, v_h \cdot \nabla_h q_s, v_h \cdot \nabla_h q_h$ (云凝结物的水平平流项)	有	无	有	无
$w \frac{\partial q_c}{\partial z}, w \frac{\partial q_r}{\partial z}, w \frac{\partial q_i}{\partial z}, w \frac{\partial q_s}{\partial z}, w \frac{\partial q_h}{\partial z}$ (云凝结物的垂直平流项)	有	有	无	无

控制试验和敏感试验都采用单层水平区域,模拟区域以北京(39.8°N,116.47°E)为中心,水平格距为27 km,水平格点数为77×77,垂直平均格距为400 m,从地面到模式顶非均匀地分为53层,时间积分步长为30 s;采用大气辐射传输参数化方案, Lin 等(1983), Tao 等(1989)简单冰相微物理过程和 WRF、NEW 及 KF 积云对流参数化方案以及1.5阶 TKE 湍流参数化方案。控制试验的模拟初始时间为2004年8月12日00时,以NCEP/NCAR实时分析资料(水平分辨率为1°×1°,时间间隔为6 h)与常规地面探空观测资料的客观分析结果为初

始场和侧边界条件,模式积分24 h。为了保证初始场在动力学和热力学上的协调一致,敏感试验都是以控制试验积分12 h的输出结果为初始场,模式积分12 h。本文将对12日12时—13日00时每0.5 h输出一次的控制试验和敏感试验的模式资料进行分析。

4 控制试验模拟结果的验证

2004年8月12日00时—13日00时实际观测的24 h累积降水区呈明显的东北—西南带状走向(图3a),从山西省西南部伸展到黑龙江省西南部,该降水带内3个强降水中心分别位于(37°N,

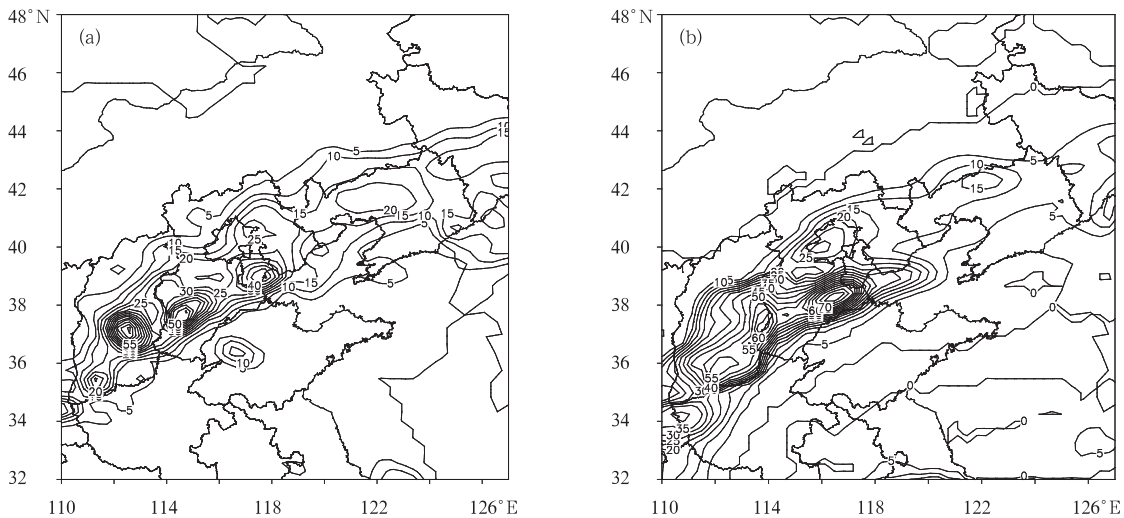


图3 2004年8月12日00时—13日00时实际观测24 h累积降水量(a)和Ctl模拟24 h累积降水量(b)的水平分布(等值线间隔为5 mm)

Fig. 3 The 24-hour accumulated rainfall at 00:00 UTC 13 August 2004 (a. observation, b. simulation; The contour interval is 5 mm)

112.5°E)、(37.5°N,114.5°E)和(39°N,117.5°E)。对比可知,Ctl模拟的24 h累积降水带的走向和落区(图3b)与实际观测降水带基本一致,特别是区域(36°—39°N,112°—118°E)和(42°N,128.5°E)附近

的降水在强度和落区上与降水实况非常接近。不可否认,Ctl模拟的24 h累积降水量与降水实况之间仍存在一些差异,例如,Ctl模拟的(41°—43°N,120°—126°E)降水量明显地比降水实况偏弱;虽然

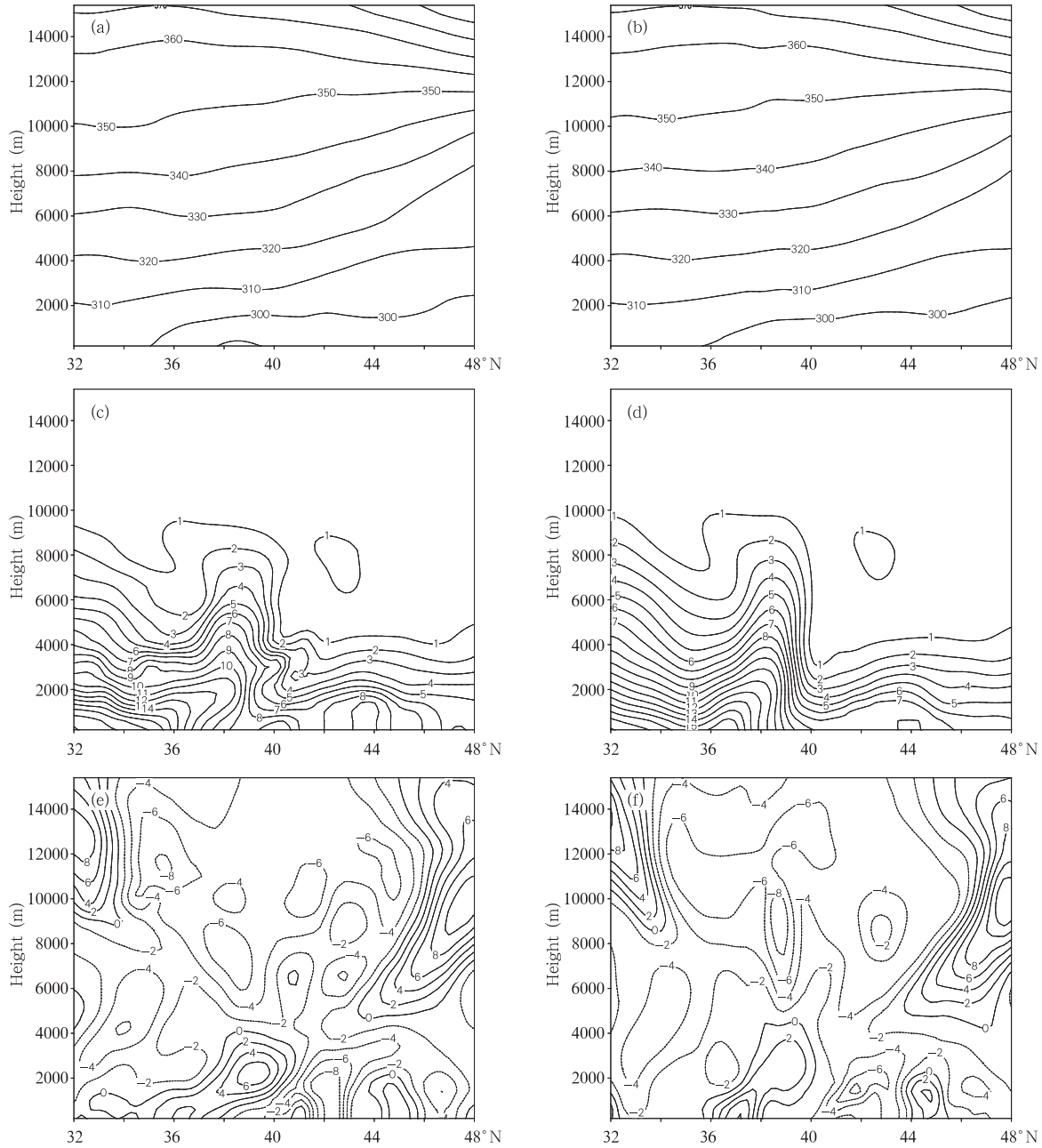


图4 2004年8月13日00时客观分析(a,c,e)和Ctl模拟(b,d,f)的位温(a,b, K),
比湿(c,d, 10^{-3} kg/kg)和相对垂直涡度(e,f, 10^{-5} s $^{-1}$)沿模式区域中心点
(39.8°N,116.47°E)的经向-垂直剖面分布

Fig.4 The meridional-vertical cross sections of observed (a, b, c) and simulated (d, e, f) potential temperature (a, b; K), specific humidity (c, d; 10^{-3} kg/kg), and relative vertical vorticity (e, f; 10^{-5} s $^{-1}$) along the center (39.8°N,116.47°E) at 00:00 UTC 13 August 2004

Ctl 较好地模拟出了(36°—39°N,112°—118°E)的强降水区,但是该降水区内强降水中心的强度和位置与降水实况仍有偏差。

另外,对比 13 日 00 时水汽比湿,位温和相对垂直涡度的客观分析结果与 Ctl 模拟结果(图 4)可以看出,模拟的位温垂直分布特征和水汽湿舌垂直伸展范围以及相对垂直涡度正高值区的位置与客观分析结果基本一致。二者的差异主要在于模拟的水汽湿舌的宽度比实况略窄,在近地面层 38°N 附近模拟的位温比实况偏高。另外,模拟的相对垂直涡度负高值区在强度和位置上与实况也略有差异。

尽管 Ctl 的模拟结果与客观分析结果存在一定偏差,但实际降水过程的动力场、热量场和水汽场的主要特征在模拟结果中都得以再现。总地说来,模拟的 Ctl 24 h 累积降水量、大气动力场和热力场是

比较成功的,可以利用 0—24 h 的模拟结果和输出资料研究本文的问题。

模拟的总云凝结物呈现狭长的带状(图 5),代表层状云的分布,其内的两个总云凝结物高值中心分别位于山西省与河北省交界处和天津南部,它们代表两个强对流云中心,与两个模拟的强降水中心相对应,表明强降水区上空对流云非常活跃。在垂直剖面内,强降水区(37°—39°N,116°—118°E)上空总云凝结物从地面垂直伸展到 10 km 高度,正高值中心位于 4.5 km 高度附近,该中心主要是由云水造成的(图略)。这些分析表明,模拟的降水云系为积层混合云。由于强降水区(37°—39°N,116°—118°E)上空降水云系比较活跃(图 5b),所以本文将着重对该区域上空的降水云系的平流输送效应进行诊断分析。

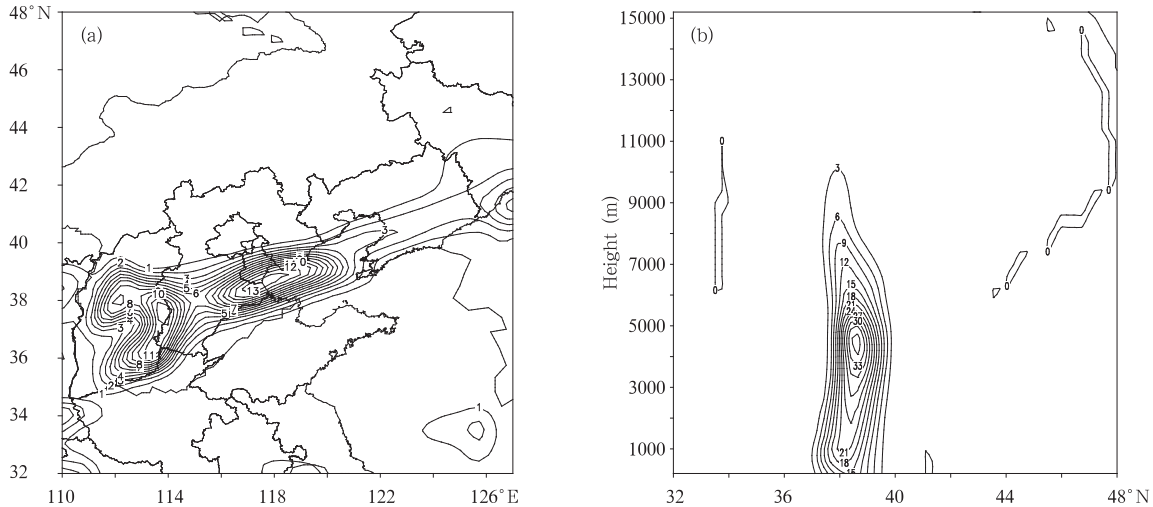


图 5 2004 年 8 月 12 日 12 时—13 日 00 时垂直(0.2—15.2 km)平均云凝结物总和的水平分布(a, 10^{-3} kg/kg) 以及时间和纬度带(116°—118°E)平均云凝结物总和的垂直分布(b, 10^{-5} kg/kg)

Fig. 5 The horizontal distribution of total cloud hydrometeors averaged over the vertical range (0.2—15.2 km) at 12:00 TUC 12—00:00 UTC 13 August 2004 (a, 10^{-3} kg/kg) and the vertical-cross of total cloud hydrometeors averaged over the belt (116°—118°E) at 12:00 TUC 12—00:00 UTC 13 August 2004 (b, 10^{-5} kg/kg)

5 敏感试验与控制试验模拟水物质的对比分析

为了分析云凝结物动力平流输送对降水云系发展演变的影响,本文将对比分析 2004 年 8 月 12 日 12 时—13 日 00 时该强降水区上空敏感试验与控制试验的云凝结物垂直分布的差异,并通过计算敏感试验与控制试验云凝结物的局地变化项差、平流输

送项差、下落末速度项差、源汇项(即可分辨尺度云微物理过程源汇项之和)差和混合项(即次网格尺度湍流混合项与计算混合项之和)差来综合诊断分析导致敏感试验与控制试验降水云系模拟结果差异的可能原因。

5.1 水汽比湿

在对流层低层(3 km 以下高度),敏感试验与控制试验水汽差异相对比较明显(图 6a),NoHadv 与

Ctl 的比湿差异最大,而 NoVadv 与 Ctl 的比湿差异相对较小。从总体上看(图 6b),NoAadv 和 NoHadv 的水汽比湿基本上大于 Ctl,说明云凝结物的三维平流输送和水平平流输送在总体上降低对流层水汽含量,具有减湿效应;云凝结物垂直平流输送对水汽的影响比三维平流输送和水平平流输送要弱。尽管云凝结物平流输送对水汽含量有一定影响,但我们也应看到敏感试验与控制试验的水汽差异相对于水汽比湿本身的量级来说还是比较小的,这在一定程度上说明云凝结物的水平、垂直和三维平流输送对水汽时空演变的影响并不显著。下面以 NoAadv 为例来分析导致 NoAadv 与 Ctl 水汽差异的可能原因,为此,计算了 NoAadv 水汽倾向方程各项与 Ctl 水汽倾向方程相应各项的差(图 6c)。
$$F_{q_v,1} = \left. \frac{\partial q_v}{\partial t} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{\partial q_v}{\partial t} \right|_{\text{Ctl}}$$
取

决于二者的水汽平流项差($F_{q_v,2} = -\mathbf{v} \cdot \nabla q_v |_{\text{NoAadv}} + \mathbf{v} \cdot \nabla q_v |_{\text{Ctl}}$)和水汽源汇项差($F_{q_v,3} = S_{q_v} |_{\text{NoAadv}} - S_{q_v} |_{\text{Ctl}}$)的共同作用,但 $F_{q_v,3}$ 与 $F_{q_v,1}$ 的位相基本相同,并且二者振幅的差别较小,这意味着 NoAadv 与 Ctl 水汽局地变化项差主要是由二者的水汽源汇项差造成的;NoAadv 与 Ctl 的比湿混合项差($F_{q_v,4} = D_{q_v} |_{\text{NoAadv}} - D_{q_v} |_{\text{Ctl}}$)基本上可以忽略不计。

以上分析表明,云凝结物三维平流输送对水汽的影响是间接的,在其他条件不变的情况下,云凝结物三维平流输送首先引起云凝结物在空间上的重新调整,进而影响水汽的微物理过程,最终造成水汽和其他云凝结物以及动力场的改变,其中动力场的变化和水汽空间分布的重新调整又导致水汽平流输送项的增强或减弱。

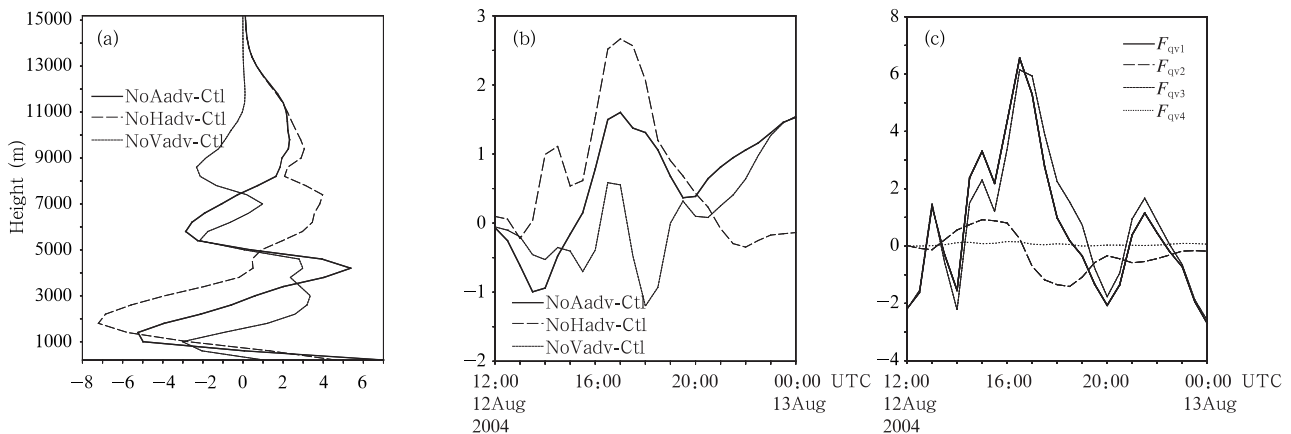


图 6 2004 年 8 月 12 日 12 时—13 日 00 时水平区域(37°—39°N, 116°—118°E)

平均的敏感试验与控制试验水汽比湿之差的垂直分布(a, 10^{-6} kg/kg)

(37°—39°N, 116°—118°E; 0.2—15.2 km)的敏感试验与控制试验水汽比湿之差(b, 10^{-6} kg/kg)

以及空间平均的 NoAadv 与 Ctl 水汽方程各项之差的时间演变(c, 10^{-9} s $^{-1}$)

Fig. 6 The vertical distribution of specific humidity averaged over the area (37°—39°N, 116°—118°E) and the period of 12:00 UTC 12—00:00 UTC 13 August 2004 (a, 10^{-6} kg/kg), and the temporal variations of specific humidity difference between sensitive and control experiments averaged over the space (37°—39°N, 116°—118°E; 0.2—15.2 km) (b, 10^{-6} kg/kg) and the vapor equation difference between NoAadv and Ctl averaged over the space (c, 10^{-9} s $^{-1}$)

5.2 云水

NoAadv 与 Ctl 的云水差异主要出现在 6 km 高度以下的对流层中低层(图 7a),云凝结物三维平流输送在 5.5—6.0 km 高度层内增加云水含量,而在 4.5 km 以下高度减少云水含量。在 4—6 km 高

度范围内, NoVadv 的水汽略小于 NoAadv,云凝结物垂直平流输送的作用与三维平流输送类似。在 3 km 以下高度, NoHadv 的云水比含量大于 Ctl,二者的差异较大,在这里云凝结物水平平流输送的作用与三维平流输送相似,都是减少云水含量。从空

间平均云水比含量差的时间演变来看(图 7b), NoHadv 和 NoAadv 的云水混合比基本上大于 Ctl, 表明总体上云凝结物三维平流和水平平流输送的效应是减少云水含量, 并且云凝结物三维平流输送对云水的影响强于水平平流输送; NoVadv 与 Ctl 云水混合比之差围绕零值线上下变化, 但是如果取时间平均, 那么二者的差异比较小, 表明总体上云凝结物垂直平流输送对云水的影响不显著。NoAadv 与 Ctl 云水方程之差的分析表明(图 7c), NoAadv 与 Ctl 的云水局地变化项差 ($F_{q_{c1}} = \left. \frac{\partial q_c}{\partial t} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{\partial q_c}{\partial t} \right|_{\text{Ctl}}$) 与二者的云水源汇项差 ($F_{q_{c3}} = S_{q_c} |_{\text{NoAadv}} - S_{q_c} |_{\text{Ctl}}$) 的位相相同, $F_{q_{c3}}$ 的振幅略小于 $F_{q_{c1}}$, 说明 NoAadv 与 Ctl 云水源汇项的差异是造成二者云水局地变化差异的主要因素; 云水源汇项差围绕零值上下波动, 说明云凝结物平流输送对云水微物理过程的影响是变化的, 有时增加有时又减少云水微物理过程生成量。与 $F_{q_{c3}}$ 相比, NoAadv 与 Ctl 的云水平流项差 ($F_{q_{c2}} = \mathbf{v} \cdot \nabla q_c |_{\text{Ctl}}$) 对二者云水局地变化差的贡献比较小; $F_{q_{c2}}$ 始终是大于零的, 表明云凝结物三维平流输送的作用始终是抑制云水增长。NoAadv 与 Ctl 的云水混合项差 ($F_{q_{c4}} = D_{q_c} |_{\text{NoAadv}} - D_{q_c} |_{\text{Ctl}}$) 基本上可以忽略不计。

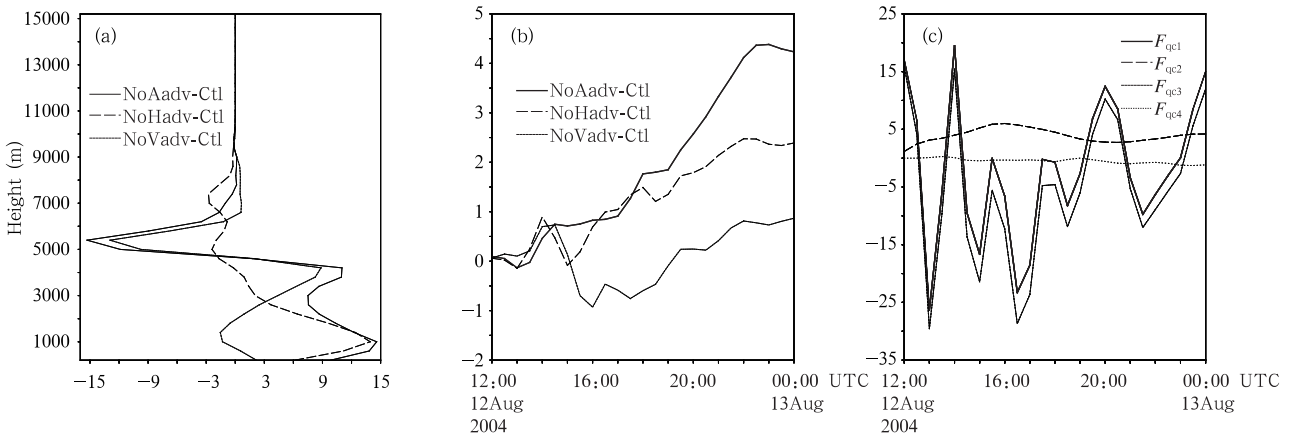


图 7 敏感试验与控制试验云水比含量之差的垂直分布(a, 10^{-6} kg/kg)以及敏感试验与控制试验云水比含量之差(b, 10^{-6} kg/kg)和 NoAadv 与 Ctl 云水方程各项之差(c, 10^{-10} s^{-1})的时间演变
 Fig. 7 The same as Fig. 6 except for cloud water (a. 10^{-6} kg/kg, b. 10^{-6} kg/kg, and c. 10^{-10} s^{-1} , in which the solid line denotes $F_{q_{c1}}$, the long dashed line denotes $F_{q_{c2}}$, the short dashed line denotes $F_{q_{c3}}$ and the dot line denotes $F_{q_{c4}}$)

5.3 雨 水

如图 8a 所示, NoHadv、NoVadv 和 NoAadv 与 Ctl 的雨水差异主要位于 2 km 以下高度; 在近地面层, NoHadv 和 NoAadv 的雨水混合比略大于 Ctl, 表明云凝结物的水平和三维平流输送倾向于减少近地面层的雨水含量, 并且云凝结物水平平流输送的作用强于三维平流输送; NoVadv 与 Ctl 的雨水混合比差小于零, 意味着云凝结物的垂直平流输送有利于增加对流层低层的雨水含量。从时间演变来看(图 8b), NoHadv 的雨水含量始终大于 Ctl; NoVadv 的雨水含量在 14 时 30 分—20 时内小于 Ctl;

虽然在 18 时 30 分—22 时 30 分 NoAadv 的雨水含量小于 Ctl, 但在其他时段 NoAadv 与 Ctl 雨水混合比差均大于零, 这些表明云凝结物水平平流输送的效应是减小雨水含量, 垂直平流输送的效应是增加雨水含量, 而云凝结物三维平流输送的效应可以看作是水平平流输送和垂直平流输送的综合结果。NoAadv 与 Ctl 雨水方程各项差的分析表明(图 8c), NoAadv 与 Ctl 的雨水源汇项差 ($F_{q_r} = S_{q_r} |_{\text{NoAadv}} - S_{q_r} |_{\text{Ctl}}$) 和雨水下落末速度项差 ($F_{q_{r3}} = \left. \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_r q_r}{\partial z} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_r q_r}{\partial z} \right|_{\text{Ctl}}$) 是大量, 并且反位相相关, 它们是影响 NoAadv 与 Ctl 雨水混合比局

地变化项差 ($F_{q,1} = \left. \frac{\partial q_r}{\partial t} \right|_{\text{NoAdv}} - \left. \frac{\partial q_r}{\partial t} \right|_{\text{Ctl}}$) 的主要因素;在研究时段内, $F_{q,4} < 0$ 和 $F_{q,3} > 0$, 表明云凝结物三维平流输送可以增加雨水微物理过程生成量,

而减少雨水下落末速度项; NoAdv 与 Ctl 的雨水水平流项差 $F_{q,2} = \mathbf{v} \cdot \nabla q_r |_{\text{Ctl}}$ 和雨水混合项差 ($F_{q,5} = D_{q_r} |_{\text{NoAdv}} - D_{q_r} |_{\text{Ctl}}$) 都是相对小量。

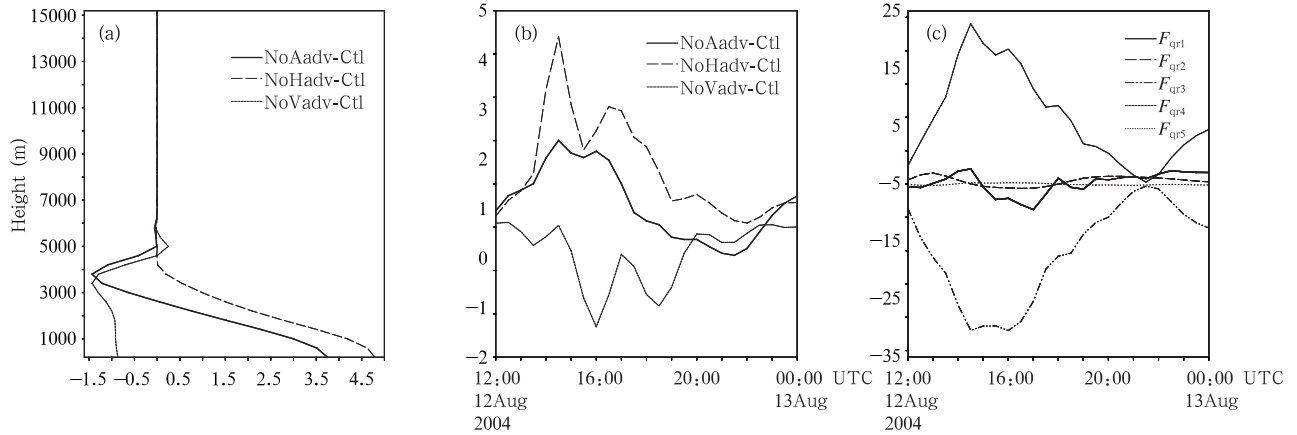


图 8 敏感试验与控制试验雨水比含量之差的垂直分布(a, 10^{-6} kg/kg)以及敏感试验与控制试验雨水比含量之差(b, 10^{-6} kg/kg)和 NoAdv 与 Ctl 雨水方程各项之差(c, 10^{-10} s^{-1})的时间演变

Fig. 8 The same as Fig. 6 except for rain water (a. 10^{-6} kg/kg, b. 10^{-6} kg/kg, and c. 10^{-10} s^{-1} , in which the solid line denotes $F_{q,1}$, the long dashed line denotes $F_{q,2}$, the dot-dot dashed line denotes $F_{q,3}$, the short dashed line denotes $F_{q,4}$ and the dot line denotes $F_{q,5}$)

5.4 云 冰

与其他云凝结物相比,降水云系中云冰含量较小。敏感试验与控制试验的云冰差异主要位于 6—11 km(图 9a), Ctl 的云冰含量大于 NoHadv, 而小于 NoVadv 和 NoAadv。从空间平均云冰混和比差的时间演变来看(图 9b), NoVadv 的云冰含量基本上大于 Ctl, NoHadv 的云冰含量小于 Ctl; 而 No-

Aadv 的云冰含量在 13 时 30 分—16 时 30 分时段内大于 Ctl, 而在 18 时 30 分—22 时 30 分时段内小于 Ctl。这些表明, 总体上云凝结物的水平平流输送增加降水云系的云冰含量, 云凝结物的垂直平流输送减少云中冰晶含量, 而云凝结物的三维平流输送对云冰的影响比较复杂, 但如果取时间平均, 云凝结物的三维平流输送倾向于减少云冰含量。

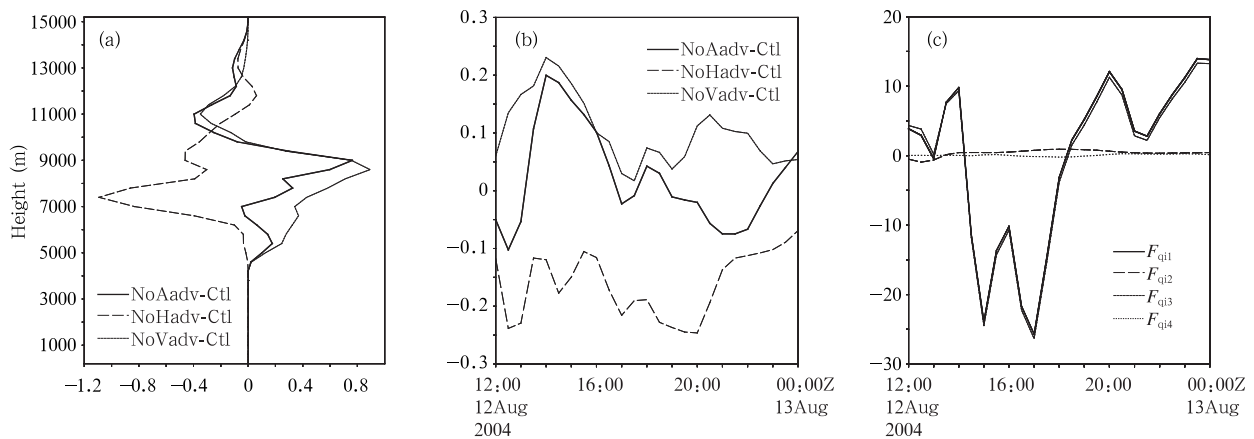


图 9 敏感试验与控制试验云冰比含量之差的垂直分布(a, 10^{-6} kg/kg)以及敏感试验与控制试验云冰比含量之差(b, 10^{-6} kg/kg)和 NoAdv 与 Ctl 云冰方程各项之差(c, 10^{-10} s^{-1})的时间演变

Fig. 9 The same as Fig. 6 except for ice (a. 10^{-6} kg/kg, b. 10^{-6} kg/kg, and c. 10^{-10} s^{-1} , in which the solid line denotes $F_{q,1}$, the long dashed line denotes $F_{q,2}$, the short dashed line denotes $F_{q,3}$ and the dot line denotes $F_{q,4}$)

与云水方程局地变化项差的情况类似,如图 9c 所示, NoAadv 与 Ctl 云冰局地变化项差 ($F_{q_1} = \left. \frac{\partial q_i}{\partial t} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{\partial q_i}{\partial t} \right|_{\text{Ctl}}$) 完全取决于二者的云冰源汇项差 ($F_{q_3} = S_{q_i} |_{\text{NoAadv}} - S_{q_i} |_{\text{Ctl}}$), NoAadv 与 Ctl 的云冰平流项差 $F_{q_2} = \mathbf{v} \cdot \nabla q_i |_{\text{Ctl}}$ 和云冰混和项差 $F_{q_4} = D_{q_i} |_{\text{NoAadv}} - D_{q_i} |_{\text{Ctl}}$ 是可以忽略的小量。

5.5 雪

4—11 km 高度层内, NoHadv, NoVadv 和 NoAadv 与 Ctl 的雪混合比差异(图 10a)比较显著; 5.5 km 以上高度的 3 个敏感试验的雪含量都小于控制试验, 4—5.5 km 高度层内 Ctl 的雪含量小于 NoVadv 和 NoAadv。从雪混和比差空间平均值的时间演变来看(图 10b), NoAadv 与 Ctl 的雪含量之差始终小于零, 表明云凝结物三维平流输送有利于增加云中雪含量; 虽然 NoHadv 和 NoVadv 与 Ctl 的雪含量之差在某些时刻大于零, 但它们的时间平均值是小于零的, 这意味着从总体上看, 云凝结物的水

平流输送和垂直平流输送也会增加云中雪含量。NoAadv 与 Ctl 雪方程各项差(图 10c)的分析表明, NoAadv 与 Ctl 雪局地变化项差 ($F_{q_{s1}} = \left. \frac{\partial q_s}{\partial t} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{\partial q_s}{\partial t} \right|_{\text{Ctl}}$) 与二者的雪源汇项差 ($F_{q_4} = S_{q_s} |_{\text{NoAadv}} - S_{q_s} |_{\text{Ctl}}$) 位相相同, 但前者略大于后者; 雪平流输送项差 ($F_{q_2} = \mathbf{v} \cdot \nabla q_s |_{\text{Ctl}}$) 和雪下落末速度项差 ($F_{q_3} = \left. \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_s q_s}{\partial z} \right|_{\text{NoAadv}} - \left. \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_s q_s}{\partial z} \right|_{\text{Ctl}}$) 对 $F_{q_{s1}}$ 也有一定的贡献, 但相对 F_{q_4} 来说比较弱, 因此 NoAadv 与 Ctl 的雪源汇项差是造成二者雪含量差异的主要因素。另外, 研究时段内的 F_{q_2} 和 F_{q_3} 基本上是大于一零的, 而 $F_{q_{s1}}$ 和 F_{q_4} 都是小于一零的, 这些表明云凝结物三维平流输送可以降低雪的下落末速度项, 增加云微物理过程雪的生成量。NoAadv 与 Ctl 的雪混合项差 ($F_{q_{s5}} = D_{q_s} |_{\text{NoAadv}} - D_{q_s} |_{\text{Ctl}}$) 基本上可以忽略不计。

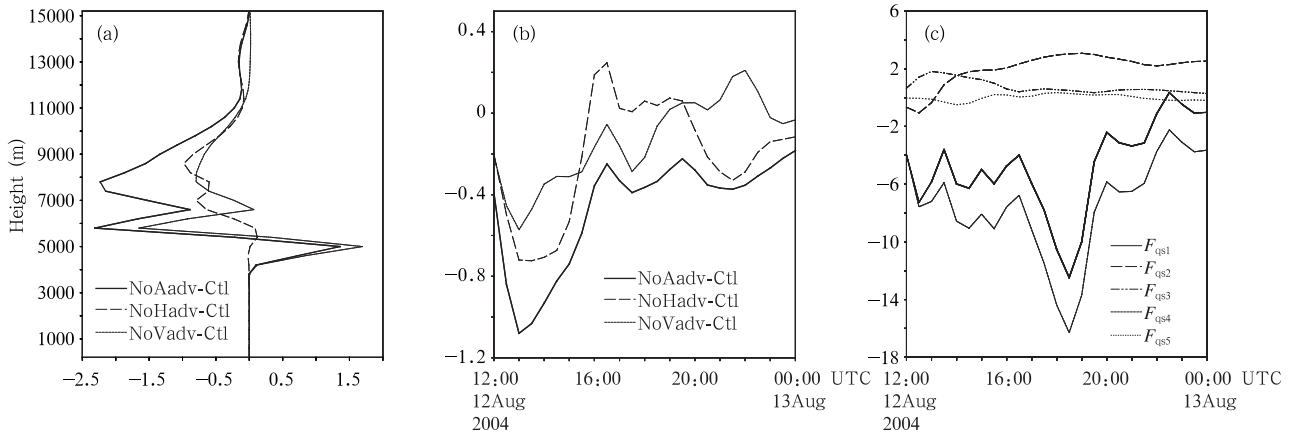


图 10 敏感试验与控制试验雪之差的垂直分布(a, 10^{-6} kg/kg)以及敏感试验与控制试验雪之差(b, 10^{-6} kg/kg)和 NoAadv 与 Ctl 雪方程各项之差(c, 10^{-10} s^{-1})的时间演变

Fig. 10 The same as Fig. 6 except for snow (a. 10^{-6} kg/kg, b. 10^{-6} kg/kg, and c. 10^{-10} s^{-1} , in which the solid line denotes $F_{q_{s1}}$, the long dashed line denotes $F_{q_{s2}}$, the dot-dot dashed line denotes $F_{q_{s3}}$, the short dashed line denotes $F_{q_{s4}}$ and the dot line denotes $F_{q_{s5}}$)

5.6 霰

NoVadv 和 NoAadv 与 Ctl 的霰差异主要出现在 3—9 km 高度层(图 11a), NoHadv 与 Ctl 的霰差异不明显, NoVadv 与 Ctl 的霰比含量之差和 NoAadv 与 Ctl 之差相当, 并且它们基本上都是小于一零的, 这表明云凝结物的三维平流输送主要体现了云

凝结物垂直平流输送的特征, 并且倾向于增加云中霰含量。空间平均的敏感试验与控制试验霰之差的时间演变也可以说明这点, NoVadv 和 NoAadv 的霰混和比空间平均值始终小于 Ctl, 而 NoHadv 与 Ctl 的霰之差在零值线附近波动, 数值相对较小(图 11b)。NoAadv 与 Ctl 霰方程各项差(图 11c)的分

析表明, NoAdv 与 Ctl 的霰局地变化项差 ($F_{q_h1} = \frac{\partial q_h}{\partial t} \Big|_{\text{NoAdv}} - \frac{\partial q_h}{\partial t} \Big|_{\text{Ctl}}$) 与霰源汇项差 ($F_{q_h4} = S_{q_h} \Big|_{\text{NoAdv}} - S_{q_h} \Big|_{\text{Ctl}}$) 的位相基本上相同, 但 F_{q_h4} 略小于 F_{q_h1} ; 霰下落末速度项差 ($F_{q_h3} = \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_h q_h}{\partial z} \Big|_{\text{NoAdv}} - \frac{1}{\rho_d} \frac{\partial \rho_d \omega_h q_h}{\partial z} \Big|_{\text{Ctl}}$) 对 F_{q_h1} 的贡献大于霰平流项差 ($F_{q_h2} = \mathbf{v} \cdot \nabla q_h \Big|_{\text{Ctl}}$), 由于它们都

是大于零的, 因此它们倾向于增大霰局地变化项差, 减小云中霰含量; NoAdv 与 Ctl 的 F_{q_h3} 大于零还意味着云凝结物三维平流输送可以使霰的下落末速度项减小。与 NoAdv 与 Ctl 的霰源汇项差相比, NoAdv 与 Ctl 的 F_{q_h3} 和 F_{q_h2} 都比较弱, 因此 NoAdv 与 Ctl 的霰源汇项差是造成二者霰差异的主要因素。同样, NoAdv 与 Ctl 的霰混合项差 ($F_{q_h5} = D_{q_h} \Big|_{\text{NoAdv}} - D_{q_h} \Big|_{\text{Ctl}}$) 基本上可以忽略不计。

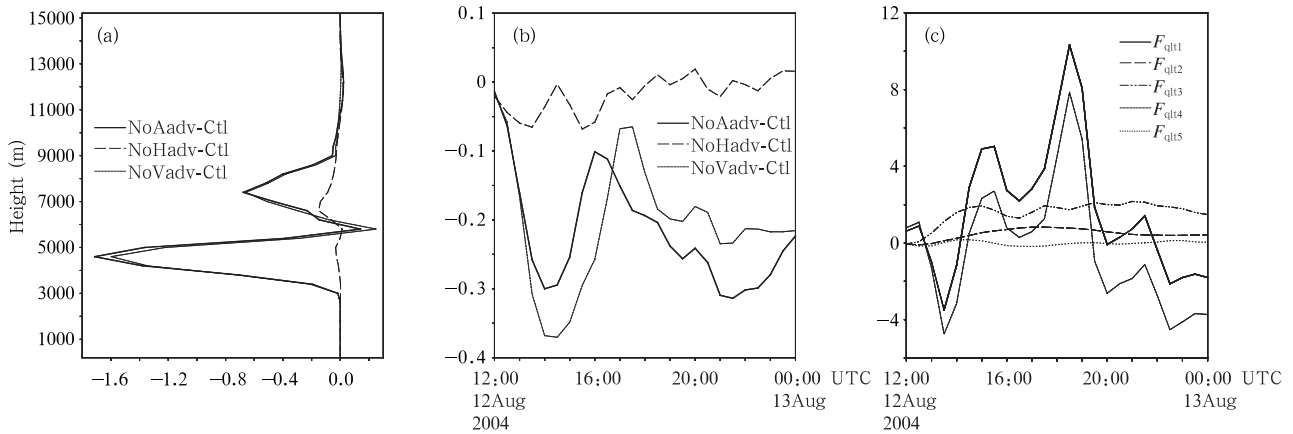


图 11 敏感试验与控制试验霰之差的垂直分布 (a, 10^{-6} kg/kg) 以及敏感试验与控制试验霰之差 (b, 10^{-6} kg/kg) 和 NoAdv 与 Ctl 霰方程各项之差 (c, 10^{-10} s^{-1}) 的时间演变

Fig. 11 The same as Fig. 6 except for graupel (a. 10^{-6} kg/kg, b. 10^{-6} kg/kg, and c. 10^{-10} s^{-1}) (the solid line denotes F_{q_h1} , the long dashed line denotes F_{q_h2} , the dot-dot dashed line denotes F_{q_h3} , the short dashed line denotes F_{q_h4} and the dot line denotes F_{q_h5})

通过 NoAdv 与 Ctl 云凝结物混和比方程各项差分析, 我们看到云凝结物的三维平流输送会影响云凝结物的微物理过程生成量和降水粒子的下落。总的来看, 云凝结物的三维平流输送可以增加雨水和雪微物理过程生成量, 但对云水, 云冰和霰微物理过程生成量的影响是随时间变化的。另外, 云凝结物的三维平流输送使雨水, 雪和霰的下落末速度项减小。

6 结 论

利用 ARPS 模式对 2004 年 8 月 12 日 00 时—13 日 00 时发生在中国华北地区的强降水过程进行数值模拟, 开展 3 个分别排除云凝结物水平平流输送, 垂直平流输送和三维平流输送的敏感试验。通过对比分析敏感试验和控制试验模拟结果的差异来讨论宏观动力过程——云凝结物平流输送对降水云系中云凝结物含量及其变化的影响, 并讨论导致敏

感实验与控制实验差异的可能原因。通过分析得出如下结论。

(1) 云凝结物的水平平流、垂直平流和三维平流输送对水汽比湿没有显著影响; 云凝结物的水平平流输送可以降低云内云水和雨水含量, 增加冰晶和雪含量, 但对霰没有明显影响; 云凝结物的垂直平流输送可以减少云内云冰含量, 增加雨水、雪和霰的含量, 但对云水含量的影响不明显; 云凝结物三维平流输送的效应是抑制云水、雨水和云冰含量的增长, 促进雪和霰含量的增加。

(2) 云凝结物三维平流输送的敏感试验与控制试验云水差异主要是由敏感试验与控制试验的云水源汇项差和云水平流项差共同作用决定的, 其中云水源汇项差是主要因素; 敏感试验与控制试验云冰差异完全是由敏感试验与控制试验的云冰源汇项差引起的; 敏感试验与控制试验雨水差异主要是由二者的雨水源汇项差和雨水下落末速度项差共同决定

的;敏感试验与控制试验的雪和霰局地变化项差主要取决于雪和霰的源汇项差,虽然雪和霰的下落末速度项差以及平流项差也有一定贡献,但它们的贡献相对来说比较小。

这里需要特别强调的是云凝结物平流输送对云中水物质含量的影响有些是直接的,有些是通过影响其他物理过程间接实现的,本文没有严格区分哪些影响是直接的,哪些影响是间接的,但是通过前面的分析并结合 ARPS 模式的控制方程组可以建立如下一个简单的物理图像来描述宏观动力场云凝结物平流输送对降水云系的影响。

根据 Lin(1983)和 Tao 等(1989)的研究工作,水汽和云凝结物微物理过程的生成量是温度、水汽比湿和云凝结物的函数,降水粒子的下落末速度是降水粒子的函数,因此在当前时刻,云凝结物平流输送的增强或减弱首先会引起云凝结物的空间重新分布,然后这种空间重新分布又导致云凝结物微物理过程生产量的增加或减少,进一步引起云凝结物分布结构的调整,其中降水粒子含量的变化最终又造成当前时刻降水粒子下落末速度和地面降水量的变化。虽然凝结、蒸发、凝华和升华等云微物理过程也会改变水汽比湿,但改变量很小,几乎可以忽略。

References

- Deng Y P, Cheng L S, Zhang X L. 2000. Three phase cloud explicit precipitation scheme and mesoscale numerical simulation for generated cause of the "96. 1" snowstorm. *Plateau Meteor* (in Chinese), 19(4): 401-414
- Gu G J, Wang A S, Xu H B. 1993. Effects of ambient wind on the development of orographic-convective cloud. *Quart J Appl Meteor* (in Chinese), 4(4): 394-401
- Hong Y C. 1996. The numerical simulation study of convective-stratiform mixed cloud. Part (II): interaction of clouds and

formative mechanism of the heavy rain. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 54(6): 661-674

- Ju Y M, Wang H J, Zhong Z, et al. 2008. A simulation study on the characteristics of cloud microphysics of rain storm in a meiyu front. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 66(3): 381-395
- Liu Y B, Hu Z J, He G F, et al. 1995. A numerical simulation on dynamics and microphysics of convective precipitation over meso-scale mountain. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 53(6): 157-167
- Ping F, Luo Z X. 2007. The numerical simulated study of convective heat and moisture budget in the tropical. *Chinese J Geophys* (in Chinese), 50(5): 1351-1361
- Xiao H, Wang X B, Zhou F F, et al. 2004. A three-dimensional numerical simulation on microphysical processes of torrential rainstorms. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 28(3): 387-404
- Xu H B, Ding Z P. 1997. The neutral condition of moist vertical motion and the formation of meso-beta system. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 55(6): 602-610

附中文参考文献

- 邓远平,程麟生,张小玲. 2000. 三相云显式降水方案和高原东部“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. *高原气象*, 19(4): 401-414
- 谷国军,王昂生,许焕斌. 1993. 环境风场对地形对流云发展的影响. *应用气象学报*, 4(4): 394-401
- 洪延超. 1996. 积层混合云数值模拟研究(II)—云相互作用及暴雨产生机制. *气象学报*, 54(6): 661-674
- 鞠永茂,王汉杰,钟中等. 2008. 一次梅雨锋暴雨云物理特征的数值模拟研究. *气象学报*, 66(3): 381-395
- 刘玉宝,胡志晋,何观芳等. 1995. 中尺度山脉对流群的动力和微物理数值模拟. *气象学报*, 53(2): 157-167
- 平凡,罗哲贤. 2007. 热带对流热量与水汽收支的数值模拟研究. *地球物理学报*, 50(5): 1351-1361
- 肖辉,王孝波,周非非等. 2004. 强降水云物理过程的三维数值模拟研究. *大气科学*, 28(3): 387-404
- 许焕斌,丁正平. 1997. 湿中性垂直运动条件和中-Beta 系统的形成. *气象学报*, 55(6): 602-610