

刘涛,孙晶,周毓荃,等. 2015. 一次低槽冷锋层状云系结构和过冷水分布特征的模拟研究. 气象, 41(10):1232-1244

# 一次低槽冷锋层状云系结构和过冷水分布特征的模拟研究<sup>\* 1</sup>

刘 涛<sup>1</sup> 孙 晶<sup>2</sup> 周毓荃<sup>2</sup> 彭 冲<sup>3</sup> 闫 非<sup>4</sup>

1 南京信息工程大学, 南京 210044  
2 中国气象科学研究院, 北京 100081  
3 河南省人工影响天气办公室, 郑州 450000  
4 河北省人工影响天气办公室, 石家庄 050000

**提 要:** 本文利用耦合了 CAMS 云微物理方案的 WRF 中尺度模式的模拟结果结合飞机、卫星、雷达、地面雨量等观测资料, 对 2012 年 9 月 25 日山西一次低槽弱冷锋降水层状云系的宏微观结构和过冷水分布特征进行分析, 试图研究低槽冷锋层状云系结构特征及过冷水形成的宏微观条件, 为人工增雨作业提供依据。模拟的天气形势、降水、云顶温度、雷达回波、水成物的演变与实测基本一致。结果表明: 此次降水过程的系统为低槽弱冷锋, 且锋面后倾, 位于锋前的云系前部为高层冷云, 云顶温度-40℃左右, 以冰相粒子组成, 没有降水; 锋区云系变成高层冷暖混合云, 冷区以少量过冷水和大量冰相粒子组成, 地面降水最大; 处于锋后的云系后部为高层冷云, 云顶温度-30℃左右, 不存在过冷水, 以较少冰相粒子组成, 地面降水较弱。过冷水主要分布在锋面前方低于-5℃层, 高度偏低、含量偏少, 过冷水一方面因垂直上升速度供应水汽维持, 另一方面因冰相粒子的凝华而消耗。过冷水层及其下部上升运动较弱、而其上部上升运动较强, 不利于在过冷区长时间维持大量液态水, 反而促使冰相粒子发展旺盛, 此处水汽相对水面不饱和、相对冰面饱和, 大量冰相粒子消耗水汽, 不利于过冷水的存在, 导致云场仅存在少量过冷水。本次过程中, 冰核浓度的增大仅增大冰晶浓度, 对雪霰含量及-5~0℃的过冷水几乎没有影响。

**关键词:** 低槽冷锋, 数值模拟, 过冷水

**中图分类号:** P435      **文献标志码:** A      **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.10.006

## Simulation Study on Stratiform Cloud Structure of Trough Cold Front and Characteristics of Supercooled Water Distribution

LIU Tao<sup>1</sup> SUN Jing<sup>2</sup> ZHOU Yuquan<sup>2</sup> PENG Chong<sup>3</sup> YAN Fei<sup>4</sup>

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044  
2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081  
3 Henan Weather Modification Office, Zhengzhou 450000  
4 Hebei Weather Modification Office, Shijiazhuang 050000

**Abstract:** Based on WRF mesoscale model which couples CAMS cloud scheme with cloud microphysics process, a low trough cold front precipitation process that occurred on 25 September 2012 in Shanxi Province was simulated. According to the simulation results, the macro and micro cloud structure and supercooled water distribution were analyzed combining with other data, such as aircraft detection, satellite, radar and ground rainfall observations. The structure and physical condition of supercooled water were studied so that seeding suggestions could be provided in this kind of cloud system. The simulated weather

<sup>\*</sup> 中国气象科学研究院基本科研业务项目(2014R004)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY20120625)和国家自然科学基金项目(41275150)共同资助  
2014 年 12 月 11 日收稿; 2015 年 4 月 17 日收修定稿  
第一作者: 刘涛, 主要从事云降水物理和人工影响天气的研究. Email: liutaoz21@sina.com  
通信作者: 周毓荃, 主要从事云降水物理和人工影响天气的研究. Email: zhouyq05@163.com

situation, precipitation, cloud top temperature, radar echo distribution, and hydrometeors evolution are basically consistent with the observations. The main results are as follows. This precipitation process was influenced by a low trough cold front system in front of which high and cold cloud was composed of ice particles. The cloud top temperature was about  $-40^{\circ}\text{C}$ , and no precipitation on surface. Near the front, clouds were mixed by warm and cold particles. The cold cloud zone was made up of small amount of supercooled water and large quantity of ice particles, with heaviest precipitation on the surface. Behind the front, high and cold cloud had a small amount of ice particles, no supercooled water. The cloud top temperature was about  $-30^{\circ}\text{C}$  and the surface rain was light. The supercooled water was mainly distributed in the  $-5^{\circ}\text{C}$  layer in front of the front. Showing the characteristic of lower height and smaller content, the supercooled water was hold by water vapor through the vertical updraft on one hand, and consumed by ice particles sublimation growth process on the other hand. The updraft condition, which in and under supercooled water layer was weak and over it was strong, was not beneficial to the maintenance of large amount of liquid water, but promoted ice particles to develop quickly. In this area, water vapor is not saturated with respect to liquid water but saturated to ice. The water vapor was consumed by a lot of ice particles, not favorable for the existence of supercooled water, so only a small amount of supercooled water stay in cloud. During this process, along with the increase of concentration ice nuclei, the concentration of ice crystals got increased, but the snow and graupel content and supercooled water in the  $-5$  to  $0^{\circ}\text{C}$  layer was not affected.

**Key words:** trough of cold front, numerical simulation, supercooled water

## 引 言

层状云系是我国北方大范围降水云系,也是人工增雨最重要的作业对象。按照人工增雨的原理,无论是经典的 Bergeron 冰水转换理论还是最新考虑的过饱和水汽在增雨中的作用等新机制,过冷水都是层状云人工增雨最主要的条件判据和潜力指标。此外,过冷水还是造成飞机积冰的主要条件和强度指标。因此,研究大范围云系中过冷水区可能的分布演变规律是云物理学的一个基本问题,对科学实施人工增雨作业和减少飞机积冰事故,具有十分重要的应用前景。

国内外的许多综合观测计划得到了过冷水监测和分布规律的一些研究结果(Peter et al, 1980; Braham et al, 1986; Edmond et al, 1988; 游来光等, 2002; 金德镇等, 2004):过冷水主要出现在山体迎风坡和山脊顶;过冷水常在高空冷锋后发展,整体位于  $-10^{\circ}\text{C}$  以下;我国北方层状云过冷水量较少,其分布不均匀。除了直接观测手段,利用模式研究云中各种微物理过程、过冷水分布和转化机制有重要意义,许多研究都得到有意义的结果(陈小敏等, 2014; 王磊等, 2014; 周黎明等, 2015)。André 等(1995)用加拿大 RFE 模式模拟的温度、液态含水量跟飞机观测

对比,并模拟了过冷云水的分布。Reisner 等(1998)曾利用 MM5 显式模式预报了冬季风暴中过冷水,表明利用当前微物理参数化和高分辨率的格距( $<10\text{ km}$ )精确地预报有限地区的过冷水是可能的。胡志晋等(1983)用简单的一维冷云模式研究了过冷水量与上升速度、降水量的关系,指出过冷水量与冷云降水量有反相关,同前苏联的观测统计结果一致。胡志晋等(1986)用一维混合相层状云模式模拟了 Hobbs 观测的中纬度气旋云系中多种雨带中冰雪和过冷水量的微物理垂直结构,同实测比较一致。王鹏云等(2002)利用 MM5 湿物理显式方案模拟研究了 1998 年 5 月 23—24 日自粤北移向南海海岸冷锋前对流云团中的云物理过程,给出了云中过冷水的空间分布和随时间演变及其与水汽、冰相(冰晶、霰、雪)、垂直气流的相互关系。陈小敏等(2011)利用国家气象中心 GRAPES 人工增雨模式,详细分析了云内微物理过程,表明重庆东北部地区水汽向云水转化较强,过冷水丰富。石爱丽等(2013)利用 MM5 模式模拟河南一次秋季层状云,得出暖区上升运动强,云中过冷水充沛分布在  $650\sim 400\text{ hPa}$ 。彭冲(2014)曾利用飞机观测资料对一次低槽冷锋层状云结构特征进行了详细分析,发现云中过冷水极少。周黎明等(2014)利用 PMS 飞机资料研究不同天气系统层状云中液态含水量及过冷水的区别。杨

文霞等(2014)对河北一次西风槽过程中过冷水的分布特征作了观测研究,表明过冷水含量峰值常出现在云内逆温层的上方。

纵观对于过冷水的研究,结合天气形势、飞机微物理等观测与中尺度数值模拟结合对过冷水进行研究的很少。低槽冷锋又是我国北方层状云降水的主要天气系统之一,本文利用耦合了 CAMS 云微物理方案的 WRF 中尺度模式的模拟结果,结合飞机、卫星、雷达、地面雨量等观测资料,对 2012 年 9 月 25 日山西一次低槽弱冷锋降水层状云系的宏微观结构和过冷水分布特征进行了详细分析,试图研究低槽冷锋层状云系结构特征及过冷水形成的宏微观条件,为人工增雨作业提供依据。

1 云系概况和观测概况

1.1 天气过程

2012 年 9 月 24 日我国西北存在大范围低槽冷

锋云系自西向东移动,进入山西境内,25 日 20 时仍未完全移出山西。500 hPa 高度场上,08 时低压槽线由贝加尔湖延伸至内蒙古西部、甘肃中部且向东移动,山西位于槽前;14 时山西位于槽线附近;20 时山西大部分地区位于槽后。700 hPa 高度场上存在东北—西南走向的切变线,略领先于 500 hPa 槽线,可判断该槽为后倾槽,切变线周围伴有水汽大值区,山西一直位于西南气流中,且该地水汽主要集中在 700 hPa,地面存在弱冷锋。

1.2 飞机观测简介

2012 年 9 月 25 日,山西省人工影响天气办公室利用运-12 飞机于 12:17—14:50 在太原—忻州—娄烦—忻州—娄烦—忻州—太原一带进行了综合飞机观测,飞行轨迹如图 1a 所示,飞行高度及温度随时间的变化如图 1b 所示。飞机装载 DMT 探测系统,包括 CDP 探头(量程:3~50 μm)、CIP 探头(量程:25~1550 μm)、PIP 探头(量程:100~6200 μm)等。

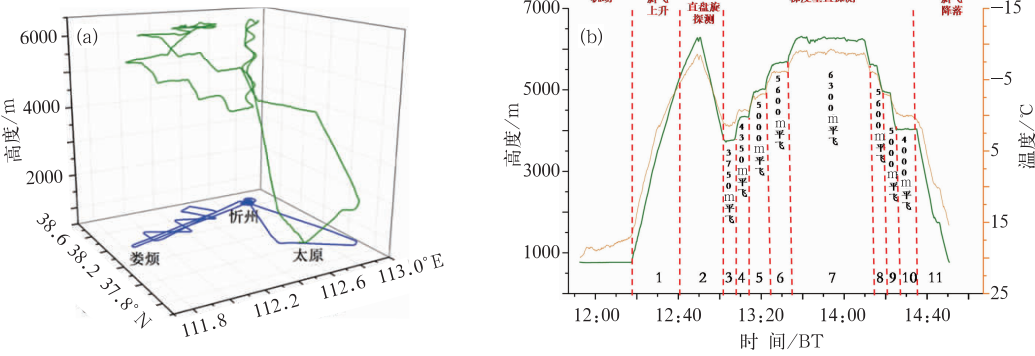


图 1 山西飞机飞行轨迹(a)和飞行高度及温度随时间的变化(b)

[(a) 绿线为三维轨迹,蓝线为对应的地面二维轨迹;(b) 实线为飞行高度,虚线为温度]

Fig. 1 Shanxi aircraft flight path (a) and altitude and temperature changes with time (b)

[(a) Green line is a 3-D flight path and blue line is the corresponding 2-D

flight path on the ground, (b) Solid line is flying height and dashed line is temperature]

1.3 其他观测资料简介

为了精细分析云系结构演变并检验模式效果,本文还用到了逐小时 FY-2E 卫星资料及其反演云参数产品(陈英英等,2009),6 min 一次的太原 C 波段多普勒雷达资料,地面加密雨量资料及 NCEP(1°×1°)再分析场资料。

2 云系的数值模拟和模拟结果的验证

2.1 数值模拟简介

本文利用耦合 3CAMS WRF V3.5 中尺度模式

进行数值模拟试验,使用 6 h 一次 1°×1°的 NCEP 全球再分析资料作为初始场,采用三重双向嵌套方案,地图采用兰伯特投影。模拟时间为 2012 年 9 月 24 日 20 时(北京时,下同)至 25 日 20 时,模拟区域见图 2,外层模拟区域中心位置(36.316°N、112.06°E),网格格距为 30 km,格点数为 84×84,中层模拟网格格距为 10 km,格点数为 187×184,内层模拟网格格距为 3.33 km,格点数为 286×307,时间积分步长分别为 180、60、20 s。模式选用 Grell-Devenyi 对流参数化方案和 CAMS 微物理方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、

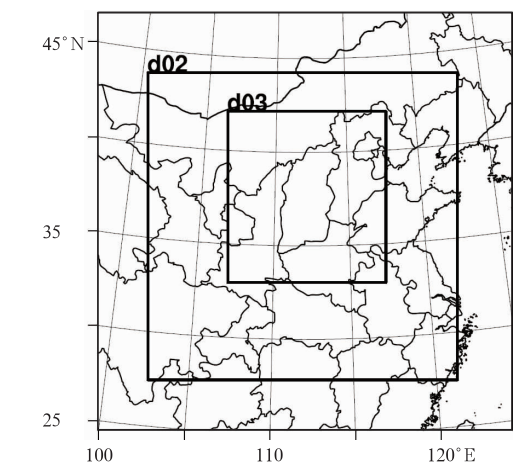


图 2 模拟区域示意图  
Fig. 2 Sketch map of simulation area

Monin-Obukhov 近地层方案及 YSU 行星边界层方案。CAM5 微物理方案是由中国气象科学研究院胡志晋等发展的一套混合相双参数微物理方案,包括水汽和云水的比水量( $Q_v, Q_c$ ),冰晶、雪晶、雨水和霰的比水量和比浓度( $Q_i, Q_s, Q_r, Q_g, N_i, N_s, N_r, N_g$ )和云滴谱拓宽度( $F_c$ )11 个预报量,考虑了 31 种

云物理过程。该方案现已实现了与中尺度模式 WRF、MM5、区域模式 GRAPES 的耦合,并表现出较好的模拟能力。

在人工影响天气领域云降水精细预报中发挥了重要作用(孙晶等,2008;Lou et al,2012; Gao et al, 2011)。

2.2 天气形势对比

图 3 是 2012 年 9 月 25 日 14 时 NCEP 分析场(分辨率 1°)与模拟(分辨率 30 km)500 和 700 hPa 天气形势图。500 hPa 上,模拟位势高度场、温度场、风场的分布趋势与 NCEP 分析场十分接近,模式较好地模拟出了由山西西北边缘延伸至陕西中部、四川东北的槽,山西位于槽线附近,模拟的上升运动区范围较 NCEP 分析场大,但基本模拟出了上升运动区东北—西南走向的带状分布,由于模拟的分辨率较高,位势高度细微的变化都能体现出来,故模拟的位势高度等值线不光滑。700 hPa 上,模拟水汽通量的分布、大值区位置及风场与 NCEP 分析场基本一致。从整个模拟的时间段来看,模拟的天气形势

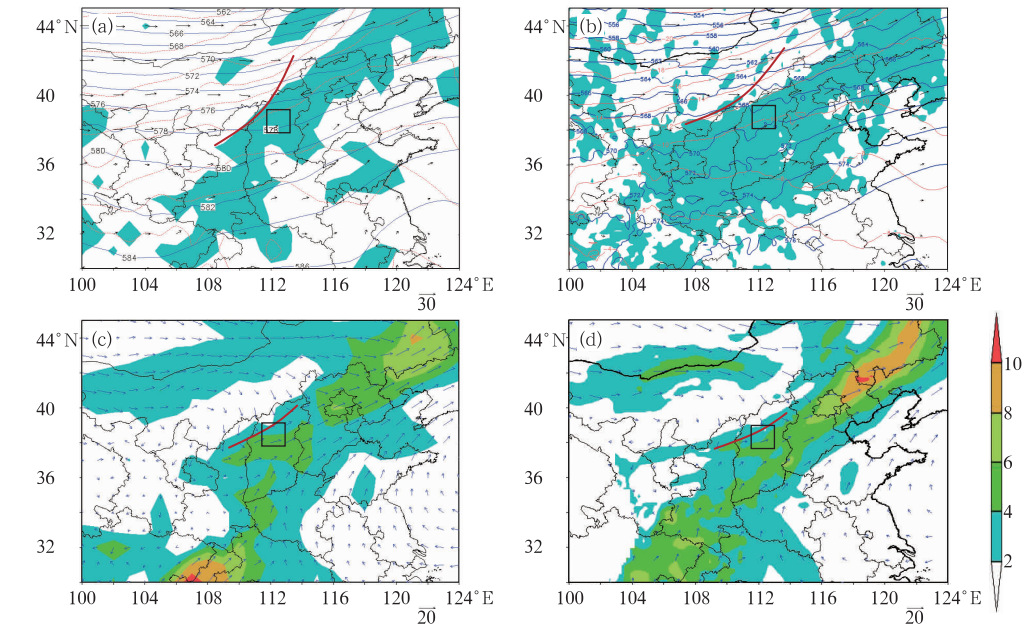


图 3 2012 年 9 月 25 日 14 时 NCEP 分析场(a, c)和模拟天气形势(b, d)对比  
(a, b) 500 hPa 位势高度(蓝色等值线,单位:gpm)、上升运动区(阴影)、温度(红色虚线,单位:℃)和风场(箭头,单位: $m \cdot s^{-1}$ );(c, d) 700 hPa 水汽通量(阴影,单位: $g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1}$ )和风场(箭头,单位: $m \cdot s^{-1}$ )  
(黑框为图 1a 所示飞机轨迹所在区域)

Fig. 3 Comparison between NCEP analysis (a, c) and simulated weather situation (b, d) at 14:00 BT 25 September 2012

(a, b) 500 hPa geopotential height (blue contour, unit: gpm), updraft (shaded), temperature (dashed line, unit:  $^{\circ}C$ ), horizontal wind (vector, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ); (c, d) 700 hPa vapor flux (shaded, unit:  $g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1}$ ), horizontal wind (vector, unit:  $m \cdot s^{-1}$ )  
(Black box is shown in Fig. 1a flight path area)



的演变与 NCEP 分析场基本相同,都表明此次影响山西的过程属于低槽弱冷锋系统,且该槽为后倾槽,随着时间的推移锋面坡度逐渐增大。图中黑框为图 1a 所示飞行轨迹所在区域,主要探测高度为 759~6312 m,可以看出飞机轨迹主要处于锋面前部。

分析时段内存在弱冷锋,因此给出 2012 年 9 月 25 日 14 时利用 NCEP 资料和模拟结果沿 38.4°N 的纬向垂直剖面(忻州所在纬度)。在纬向垂直剖面上(图 4a 和 4b),等相当位温线显示在 110°~130°E 之间存在一条倾斜的锋区,等温线在穿越锋区时略

微上折表明锋区东西两侧有一定的温度对比。经向风速分量上可以看出,忻州低空为偏南风,忻州位于上升运动区,零风速线可近似看作槽线,可分析出槽线后倾,槽前为上升运动,发展深厚。将相对湿度大于 80% 的高湿区近似看做云区(图 4c 和 4d),可以看出云区位于槽前,深厚的上升运动使云区向上深厚发展,由纬向剖面可知,云区发展深厚,云顶高,上层云区发展宽广,底层云区较窄。该天气过程为低槽弱冷锋系统。

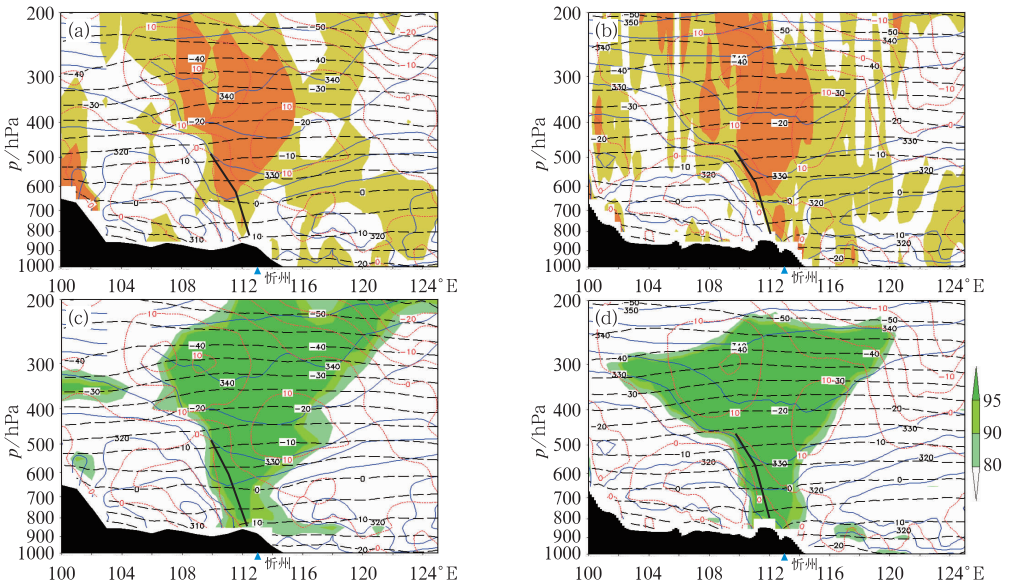


图 4 2012 年 9 月 25 日 14 时 NCEP 资料(a, c)和模拟结果(b, d)沿 38.4°N 的纬向垂直剖面  
[(a, b) 长虚线:等温线,间隔 5℃;细实线:等相当位温线,间隔 5 K;点虚线:经向风速分量等值线,间隔 5 m·s<sup>-1</sup>;  
红色阴影:上升速度区,间隔 0.04 m·s<sup>-1</sup>。(c, d) 绿色阴影:相对湿度;黑色阴影:地形;粗实线:锋面]  
Fig. 4 The cross section of NCEP data and simulations along 38.4°N at 14:00 BT 25 September 2012  
[(a, b) long dashed line: isotherms with interval 5℃; thin solid line: equivalent temperature line with interval 5 K;  
dotted line: meridional wind velocity component contour, with interval 5 m·s<sup>-1</sup>; red shadow: increased  
speed zone with interval 0.04 m·s<sup>-1</sup>. (c, d) green shadow: relative humidity;  
black shadow: terrain; thick solid line: frontal surface]

2.3 降水场对比

将模拟的逐 6 h 降水与实测进行对比,2012 年 9 月 25 日 02—08 时(图略),模拟的雨区主要位于内蒙古、陕西一带,山西西北侧出现降水,雨带整体雨强最大,模拟雨带量值、位置与实测一致;08—14 时(图 5a),模拟的降水区覆盖了山西中、北部地区,降水量最大值超过 10 mm,山西位于雨带大值区,整体雨强减弱,模拟降水范围、量值、移动趋势与实测基本一致;25 日 14—20 时(图 5b),模拟降水区向

东移动,山西位于雨带西侧边缘,最大降水量减弱到 5~10 mm 之间,模拟降水范围、大小与实测基本一致。模拟的逐 6 h 降水的量值、分布、位置及随时间的演变都与实测十分吻合。逐小时雨量的实测值和模拟值的等值线分布也一致(图略),雨带由 25 日 03 时开始进入山西,09—16 时山西雨量大多在 1~3 mm,17—20 时雨量减小,山西雨量基本小于 1 mm,雨带呈东北—西南分布,自西向东移动。模拟的逐小时降水仍与实测十分接近。

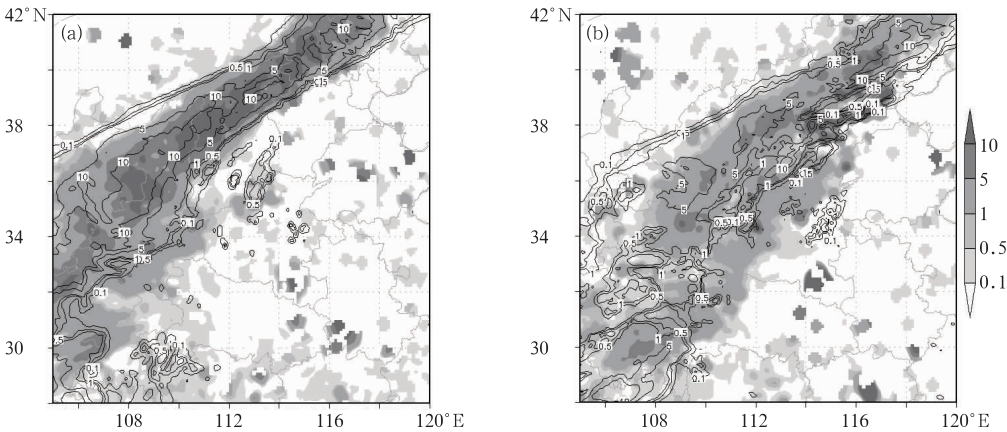


图 5  2012 年 9 月 25 日 08—14 时(a)和 14—20 时(b)模拟(等值线)和  
实测(阴影)6 h 降水分布对比(单位: mm)

Fig. 5  Simulated (contour) and observed (shaded) precipitation of 08:00—14:00 BT (a)  
and 14:00—20:00 BT (b) 25 September 2012 (unit: mm)

3  锋面云系不同部位的结构特征

3.1  云系水平结构特征

为了了解该层状云系的结构特征,本文将模拟总水成物含量大于  $0.01\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  的部分近似看做云区,云区垂直方向上最顶层高度所对应的温度为云顶温度。2012 年 9 月 25 日 06—20 时,层状云系自西向东经过山西,云系具有西南云顶温度高、东北云顶温度低的特点。25 日 14 时模拟的云顶温度

(图 6a)低温区分布在山西、河北中北部及内蒙古地区,云顶温度低温区量值介于  $-55\sim-45\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。卫星反演云顶温度的值较模拟略高、范围略小,但分布与演变与模拟一致(图略)。因云系移动缓慢,故采用同时刻小时降水描述雨带,图 6a 等值线为模拟小时降水,对比可知,雨带呈东北—西南分布,雨区分布在云区低温区前中部一带。本文用模式计算的总水成物(包括云水、冰晶、雪、霰、雨水)的垂直累积含水量来代表模拟的云场。云场由 25 日 05 时开始进入山西,自西向东缓慢移动,20 时,山西处于云场后部。25 日 14 时模拟云场(图 6b)的含水量大值区与

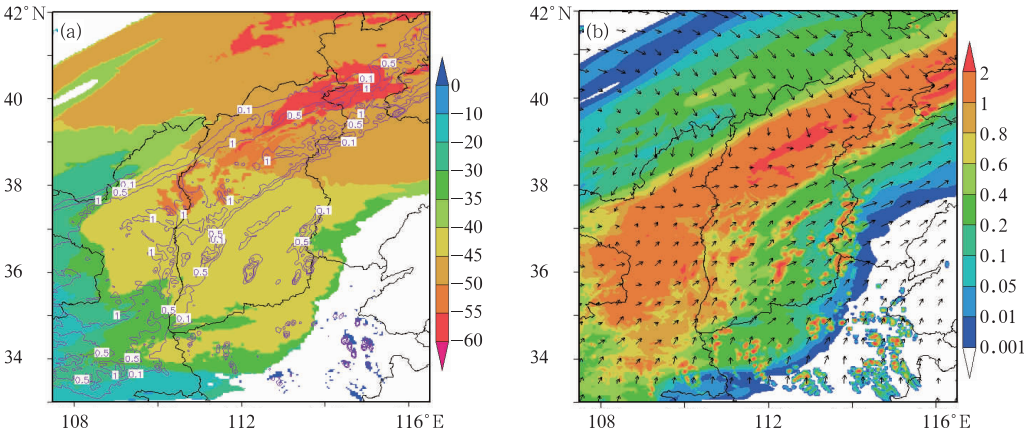


图 6  模拟 25 日 14 时云顶温度(a)和总水成物垂直累积含水量(b)  
[(a) 阴影为云顶温度,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 等值线为 1 h 降水,单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。(b) 阴影为总水成物  
垂直累积含水量,单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 箭头表示 700 hPa 风场,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]

Fig. 6  Simulated cloud top temperature (a) and total vertical moisture accumulation of  
hydrometeors (integration of  $q_c$ ,  $q_r$ ,  $q_i$ ,  $q_s$  and  $q_g$  of  
all vertical layers) (b) at 14:00 BT 21 September 2012  
[(a) shaded: cloud top temperature, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ; contour: 1 h rainfall, unit: mm. (b) shaded: total  
vertical moisture accumulation of hydrometeors, unit:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; vector: wind at 700 hPa, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]

云顶温度低温区相对应,位于山西中北部、山西地区,呈东北—西南分布,云场含水量大值区量值大多介于 0.05~0.1 mm。通过分析 24 日 20 时至 25 日 20 时模拟云场的发展演变(图略)可知,云场分布均匀,含水量整体较小,不超过 0.4 mm,自西向东移动,15 时起云场含水量大值区逐步减少消散。从 700 hPa 风场可以看出,风切变前西南气流存在云场含水量大值区。

以上分析表明,雨带呈东北—西南分布,雨区分布在云区低温区前中部一带;结合卫星反演光学厚度(图略)可知:西南光学厚度高、云顶温度高,东北光学厚度低、云顶温度低,表明云场在该范围内西南云低且云水含量相对较大,东北云高且云水含量相对较小。云场整体分布均匀,范围广,云场含水量大值区亦同云场一样,呈带状分布、东北—西南走向。

3.2 云系垂直结构特征

从前面的云系水平结构分析可知,云系水平结构较均匀,呈东北—西南带状分布,降水场分布与云场含水量大值区分布相对应,700 hPa 风切变前西南气流存在云场大值区。下面利用模式模拟的 25 日 14 时,山西忻州所在纬度(38.4°N)东西向垂直剖面对云系垂直结构进行分析。

25 日 14 时,从不同高度的水平风场(图 7)上可以看出,在 38.4°N 存在自东向西,由低到高西北风

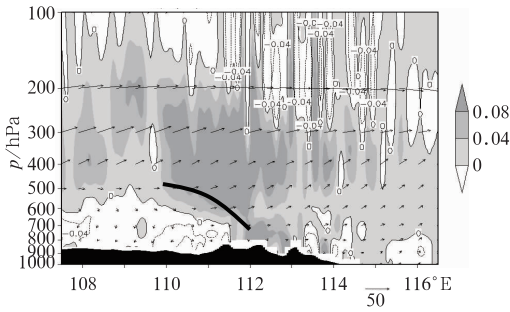


图 7 2012 年 9 月 25 日 14 时模拟垂直速度沿 38.4°N 的垂直剖面  
(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 阴影为上升运动区, 等值线为下沉运动区, 箭头为水平风场; 黑色阴影: 地形, 粗实线: 锋面)  
Fig. 7 The cross section of simulated vertical velocity along 38.4°N for  $w$  at 14:00 BT 21 September 2012  
(unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Shaded area is for updraft, contour for downdraft vector for horizontal wind; Black shaded is terrain and thick solid line is frontal surface)

与西风的风切变,由前面天气形势分析已知此次过程为低槽冷锋系统,用粗实线表示垂直锋面(锋面由模拟的 500、700、850 hPa 天气形势图得出),在锋面前方存在垂直上升运动大值区,此处上升运动发展深厚,且大值区基本位于 600~250 hPa,高度较高;在 700~800 hPa、112°~113°E 之间的区域也存在部分上升运动大值区。

用水成物的垂直剖面来分析云系微物理特征。25 日 14 时(图 8),在陕西、山西境内(107.5°~

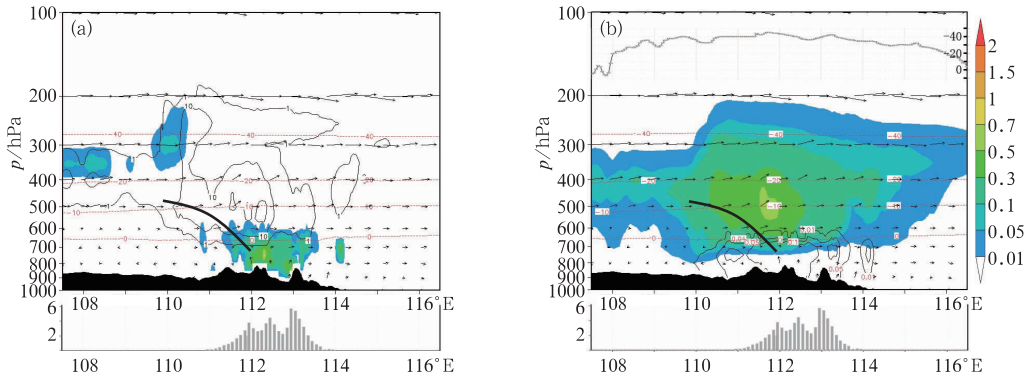


图 8 2012 年 9 月 25 日 14 时模拟水成物沿 38.4°N 的垂直剖面  
(a) 云水(彩色阴影,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),冰晶数浓度(实线,单位:  $10^{-3} \text{ kg}^{-1}$ ),等温线(虚线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ );  
(b) 雪+霰(彩色阴影,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),雨水(实线,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),实况 1 h 降水(灰色直方图,单位: mm),  
卫星反演云顶温度(灰线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )  
[箭头: 纬向风( $u$ )和垂直运动( $w \times 40$ )的合成风,地形: 黑色阴影,粗实线: 锋面]  
Fig. 8 The cross section of simulations along 38.4°N for hydrometeors at 14:00 BT 25 September 2012  
(a) cloud water (shaded area, unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), ice crystal concentration (contour, unit:  $10^{-3} \text{ kg}^{-1}$ ), temperature (dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ );  
(b) snow and graupel (shaded area, unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), rain water (solid line, unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), observed 1 h rainfall (grey bar, unit: mm),  
satellite-inverted cloud top temperature (grey line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ )  
(vector: combined wind by  $u$  and  $w \times 40$ , black shaded: terrain, thick solid line: frontal surface)



116.5°E)均有云层覆盖。位于锋前的云系前部:(114.5°~116.5°E)为冷云,云顶温度低于-40℃,云底高,没有降水;锋区:(111.5°~114.5°E)为冷暖混合云,且暖区较浅,云底低,仅在-5~0℃之间存在少量过冷水,催化潜力小,0℃附近的暖区存在未融化的雪和霰,雨水到达地面形成降水,云水的产生对应上升运动区,此处高空存在冰相粒子的大值区,低空存在云水的大值区;处于锋后的云系后部:(107.5°~111.5°E)为冷云,云顶温度-30℃左右,云底高,0℃附近的暖区存在未融化的雪和霰,存在冷云降水。以上垂直结构表明,锋前云顶高,冰相粒子浓度大;锋区为冷暖混合云,云水含量大,冰相粒子浓度最高,云垂直发展深厚,地面出现降水;锋后为高层冷云,但云

顶温度相对较高,部分地区存在降水。

以上分析表明,在锋前为高层冷云,云顶温度-40℃左右,以冰相粒子组成,不存在过冷水,没有降水;锋区,云系变成高层冷暖混合云,冷区以少量过冷水和大量冰相粒子组成,地面降水最大;锋后云系为高层冷云,云顶温度-30℃左右,不存在过冷水,以较少冰相粒子组成,地面降水较弱。

3.3 微物理垂直结构特征

25 日 12:17—12:50,飞机从太原起飞,斜升探测飞向忻州,探测高度为 766~6281 m。此时山西仍位于槽前,地面存在降水。飞机探测的云垂直结构见图 9a、9c 和 9e。零度层位于 4013 m;云水分布

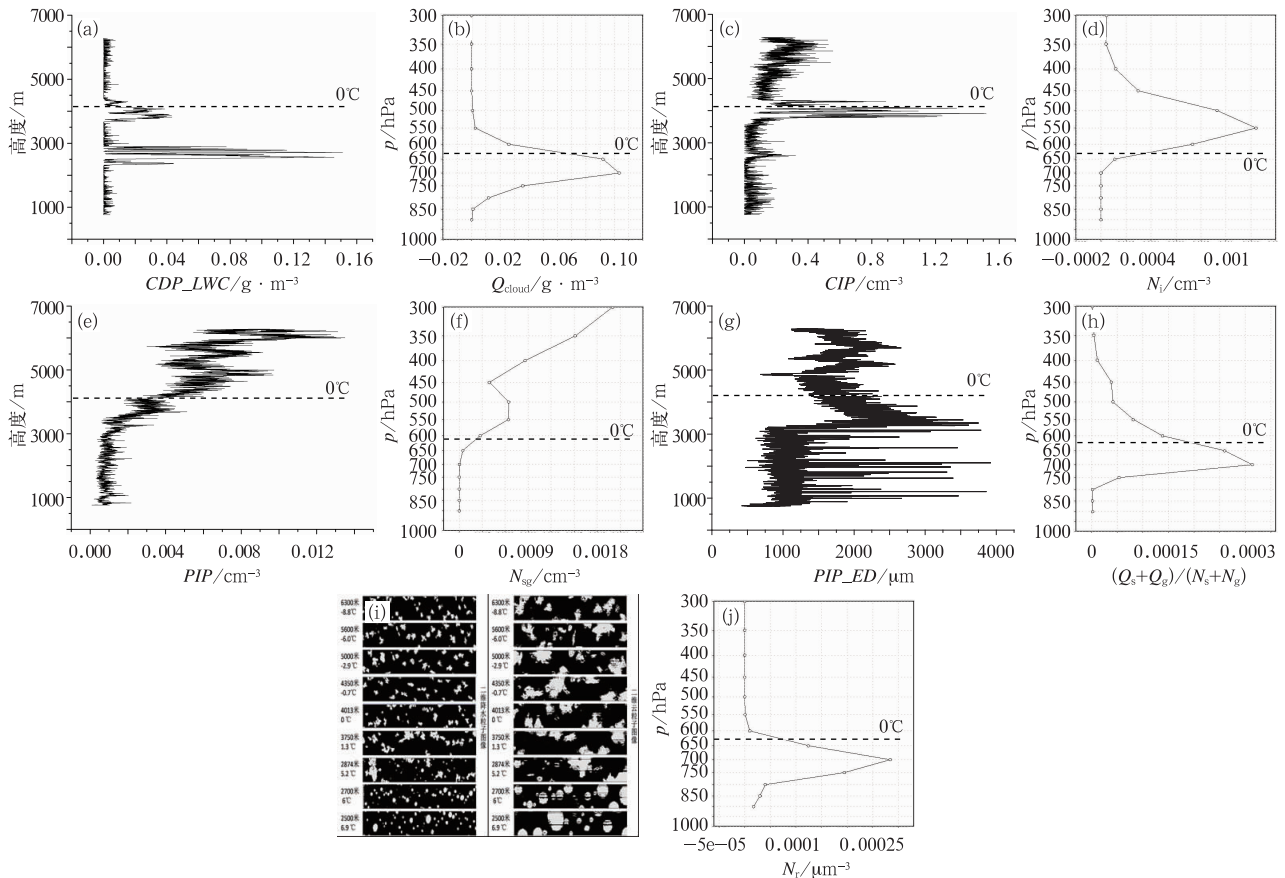


图 9 飞机斜升阶段(12:17—12:50)飞机探测与模拟 12 时飞机关注区的平均值的云垂直结构对比 (a)CDP\_LWC (单位:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), (b)模拟云水 (单位:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), (c)CIP 浓度(单位:  $\text{cm}^{-3}$ ), (d)模拟冰晶数浓度(单位:  $\text{cm}^{-3}$ ), (e)PIP 浓度(单位:  $\text{cm}^{-3}$ ), (f)模拟雪霰数浓度(单位:  $\text{cm}^{-3}$ ), (g)PIP 有效粒子直径(单位:  $\mu\text{m}$ ), (h)模拟雪霰质量大小 $(Q_s+Q_g)/(N_s+N_g)$ (单位: g), (i)飞机二维粒子图像, (j)模拟雨水数浓度(单位:  $\text{cm}^{-3}$ ) (虚线代表 0℃层高度)

Fig. 9 Comparison of cloud vertical distribution between simulation at 10:00 BT and observation from 12:17 BT to 12:50 BT

(a) liquid water content of CDP (unit:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), (b) simulation of cloud water (unit:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), (c) CIP concentration (unit:  $\text{cm}^{-3}$ ), (d) simulation of ice and graupel concentration (unit:  $\text{cm}^{-3}$ ), (e) PIP concentration (unit:  $\text{cm}^{-3}$ ), (f) simulated concentration of snow and graupel (unit:  $\text{cm}^{-3}$ ), (g) effective particle diameter of PIP (unit:  $\mu\text{m}$ ), (h) simulated mass size of snow and graupel (unit: kg), (i) aircraft 2-D particle image, (j) simulated rain water concentration (unit:  $\text{cm}^{-3}$ ) (Dashed line is for 0℃ level)

在 2000 ~ 4500 m, 暖区云水含量最大值达到  $0.15 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ , 位于 2500 m 附近; 冷区存在少量过冷水, 最大值仅为  $0.04 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ; CIP、PIP 浓度的峰值均在负温区, 两者浓度非常高, CIP 浓度峰值达到  $1.6 \text{ cm}^{-3}$ 。飞机二维粒子图像模式如图 9i 所示, 冷区均为冰相粒子, 它们下落到暖区开始融化, 在 2700 m ( $6^\circ\text{C}$ ) 以下为雨滴, 数浓度也明显减小到  $0.001 \text{ cm}^{-3}$ 。模拟的 12 时飞机关注区 ( $37.55^\circ \sim 38.53^\circ\text{N}$ ,  $111.83^\circ \sim 112.92^\circ\text{E}$ ) 内水成物的垂直分布 (图 9b、9d、9f 和 9j) 表明, 零度层位于 630 hPa (约 3800 m) 左右; 云水分布在 800 ~ 550 hPa (约 1890 ~ 4890 m), 在 700 hPa (约 2960 m) 出现峰值, 为  $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ , 过冷云水少; 冰晶分布在 650 ~ 450 hPa (约 3550 ~ 6490 m), 浓度最大值为  $0.0012 \text{ cm}^{-3}$ ; 雪霰浓度最大值在高空 300 hPa, 达到  $0.002 \text{ cm}^{-3}$ , 随高度向下减小,  $0^\circ\text{C}$  线以下融化成雨滴, 最大浓度在 700 hPa 达到  $0.0003 \text{ cm}^{-3}$ , 其下由于落速加大浓度减少到  $2 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-3}$ 。从 PIP 有效粒子直径 (图 9g) 和模拟雪霰质量大小  $(Q_s + Q_g)/(N_s + N_g)$  (图 9h) 可以看出, 700 hPa (约 3 km) 以上, 雪霰粒子尺度随高度降低而增大; 700 hPa 以下, 雪霰粒子尺度随高度降低而减小。模拟的垂直分布廓线相似, 但降水粒子的数浓度比实测小得多, 原因有待进一步研究。

以上飞机观测资料和模式结果共同表明, 此锋面云系过冷水垂直厚度薄且含量小, 垂直结构上云水含量、冰晶数浓度均呈单峰分布, 分别在 700、550 hPa 附近出现峰值; 雪霰数浓度随高度降低而减小, 但雪霰粒子尺度却先随高度降低而增大, 于 700 hPa 附近达到极大值, 随后随高度降低而减小, 雪霰在  $0^\circ\text{C}$  以下融化成雨滴, 浓度在 700 hPa 达到最大。

#### 4 锋面云系过冷水的分布特征

云中过冷水的存在对于降水的发展发挥重要的作用, 认识过冷水的分布对人工增雨作业、减少飞机积冰事故极其重要。由前面的分析可知, 本次低槽冷锋系统下的过冷水含量少, 且基本分布在  $-5^\circ\text{C} \sim 0^\circ\text{C}$  之间。分析过冷水的分布, 首先要弄清决定过冷水的关键是什么, 秦琰琰等 (2006) 通过理论和观测研究表明, 垂直上升气流是过冷水产生和维持的重要动力条件, 故先讨论垂直速度与过冷水的关系, 分

析过冷水分布的动力学因素。对比模拟 25 日 14 时 600 hPa 高度垂直速度场与过冷水场 (图 10a、10b) 的水平分布可知, 过冷水基本上都分布在 700 hPa 切变线前方的上升运动区, 两者在水平尺度上具有相当好的一致性。对比 25 日 14 时模拟的飞机关注区域平均垂直速度和云水混合比的垂直变化 (图 10c、10d) 可知, 900 ~ 700 hPa, 云水混合比和垂直速度均随高度的增加而增大; 700 ~ 500 hPa, 云水混合比随高度增加而减小, 直到减小至  $0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 但是垂直速度仍随高度的增加而增大, 垂直速度的大值区一直维持到 400 hPa 高度, 之后才随高度的增加而减小。正是因为垂直速度的区域平均值最大不超过  $0.08 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 垂直速度大值区处于高于过冷水层的部位, 虽然存在较浅的暖区, 但是因为过冷水层的垂直上升运动相对较弱, 且过冷水层下部垂直速度弱、上部垂直速度强, 不能在过冷区长时维持大量液态水, 导致过冷水含量较少。

过冷水分布的微物理学因素可以通过分析微物理过程得到, 对 25 日 14 时各微物理过程的转化效率沿  $38.4^\circ\text{N}$  的剖面 (部分见图 11) 可以看出: 过冷水主要来源是水汽的凝结 (SVC), 量级:  $10^{-4}$  (图 11a), 锋区内  $0^\circ\text{C}$  下方的云水可被上升气流带入负温区, 且云水的蒸发相对弱于水汽的凝结, 可以使得负温区维持一定的过冷水; 过冷水的主要汇项是云水和雪晶、霰的碰并 (CCS、CCG), 量级:  $10^{-5}$  (图 11b、11c); 冰晶的主要生成项是冰晶的核化 (PVI), 量级:  $10^{-9}$  (图 11d), 而冰晶繁生 (PCI) 的量级为  $10^{-13}$  (图略) 远远小于冰晶核化, 核化的冰晶大多处于锋面上方, 且西风的垂直分布是高层风速大、低层风速小, 导致高层风速相对云系移速快、低层风速相对云系移速慢, 致使冰晶扩散到整个云系内, 通过凝华长大; 雪晶的生成项是冰晶自动转化成雪晶 (AIS), 量级:  $10^{-5}$  (图 11e), 雪晶生成的大致区位于锋区, 此处上升运动强烈, 可以将大量雪晶带至 300 hPa 高度; 霰的生成项是雪晶自动转化成霰 (ASG), 量级:  $10^{-5}$  (图 11f), 霰生成的效率及范围小于雪晶。

本文模拟采用的 CAMS 方案中, 计算冰晶核化的公式为:

$$NP_{ci} = \begin{cases} -BIN \cdot NIN \cdot \frac{\exp[BIN(273 - T)]}{\rho} \cdot \left(\frac{Q_v - Q_{si}}{Q_{sw} - Q_{si}}\right)^k \cdot \frac{dT}{dt}, & \text{当 } \frac{dT}{dt} < 0 \text{ 时} \\ 0, & \text{当 } \frac{dT}{dt} \geq 0 \text{ 时} \end{cases}$$



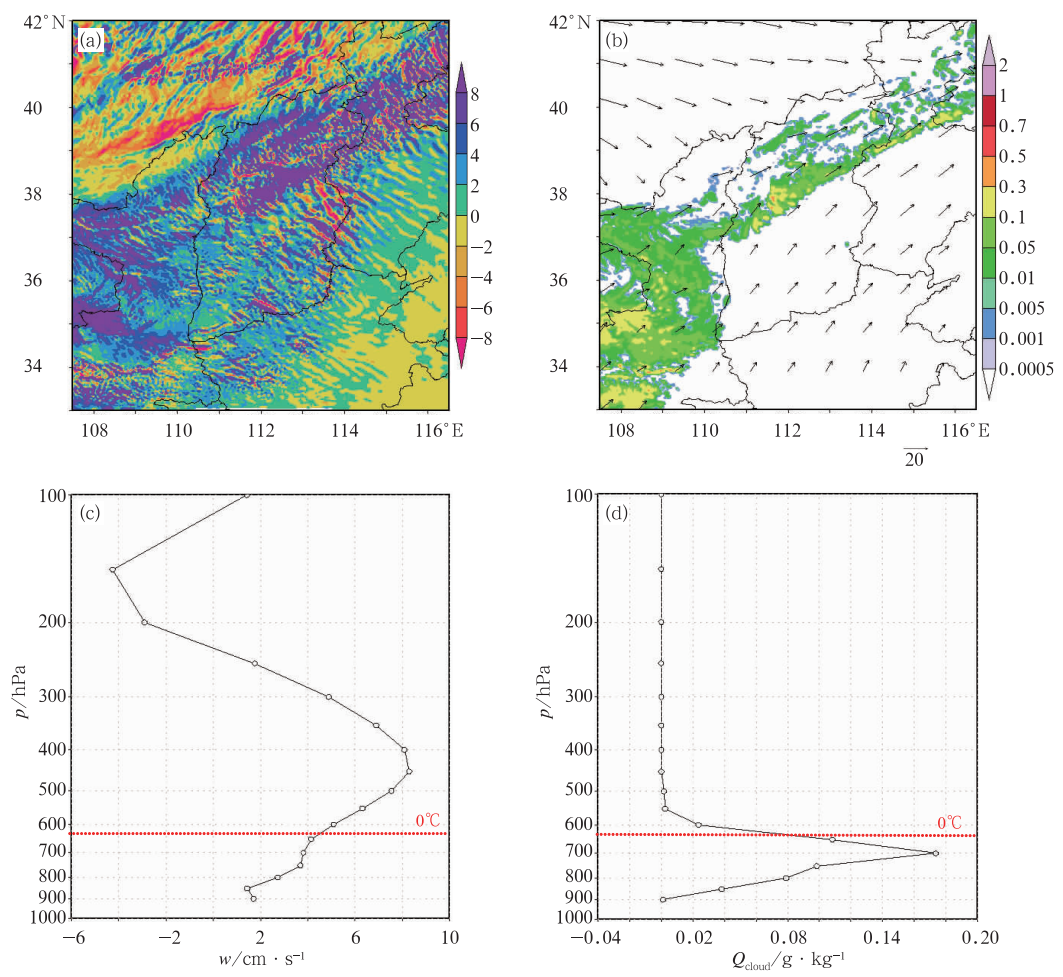


图 10 模拟的 14 时 600 hPa 垂直速度场(a,单位:cm·s<sup>-1</sup>)和过冷水场对比  
(b,单位:g·kg<sup>-1</sup>,箭头为 700 hPa 风场)及飞机关注区平均垂直速度  
(c,单位:cm·s<sup>-1</sup>)和云水混合比的垂直变化对比 (d,单位:g·kg<sup>-1</sup>)  
(a, b)600 hPa, (c, d)飞机关注区

Fig. 10 Contrast between simulated 600 hPa vertical velocity (a, unit; cm·s<sup>-1</sup>) and supercooled water (b, unit; g·kg<sup>-1</sup>) and contrast between flight regional average value of vertical velocity (c, unit; cm·s<sup>-1</sup>) and vertical changes of mixing ratio of cloud water (d, unit; g·kg<sup>-1</sup>) at 14:00 BT 25 September 2012  
(a, b) 600 hPa, (c, d) flight region

式中,  $NIN$ 、 $BIN$  为计算冰核浓度参数,  $K = \left( \frac{Q_v - Q_{si}}{Q_{sev} - Q_{si}} \right)^k$  为相对过饱和度, 如果它小于零, 则水汽相对冰面不饱和; 如果它介于  $0 \sim 1$ , 则水汽相对水面不饱和、相对冰面饱和, 若有过冷水就会产生贝吉隆过程, 没有过冷水则存在冰晶凝华; 如果它大于 1, 则水汽相对水面饱和。图 12 为模拟的 25 日 14 时相对过饱和度沿  $38.4^\circ\text{N}$  的剖面, 与图 8 对比可以看出, 过冷水存在区域, 相对过饱和度接近于 1, 且

此处冰相粒子很多, 存在很强的贝吉隆过程, 水汽优先供应冰晶的生长, 剩余的水汽才会生成过冷水。  
以上分析表明, 本次过程过冷水主要分布在锋面前方, 过冷水的存在主要由两大过程决定: 一是水汽上升冷却提供可凝结水量; 另一是冰相粒子在低于水面饱和而高度冰面饱和条件下凝华增长消耗了上升冷却的过饱和水汽。如果前者大于后者, 云水能维持增多, 如果后者大于前者, 云水会蒸发, 即为贝吉隆过程。所以上升气流具有正的作用而冰相粒

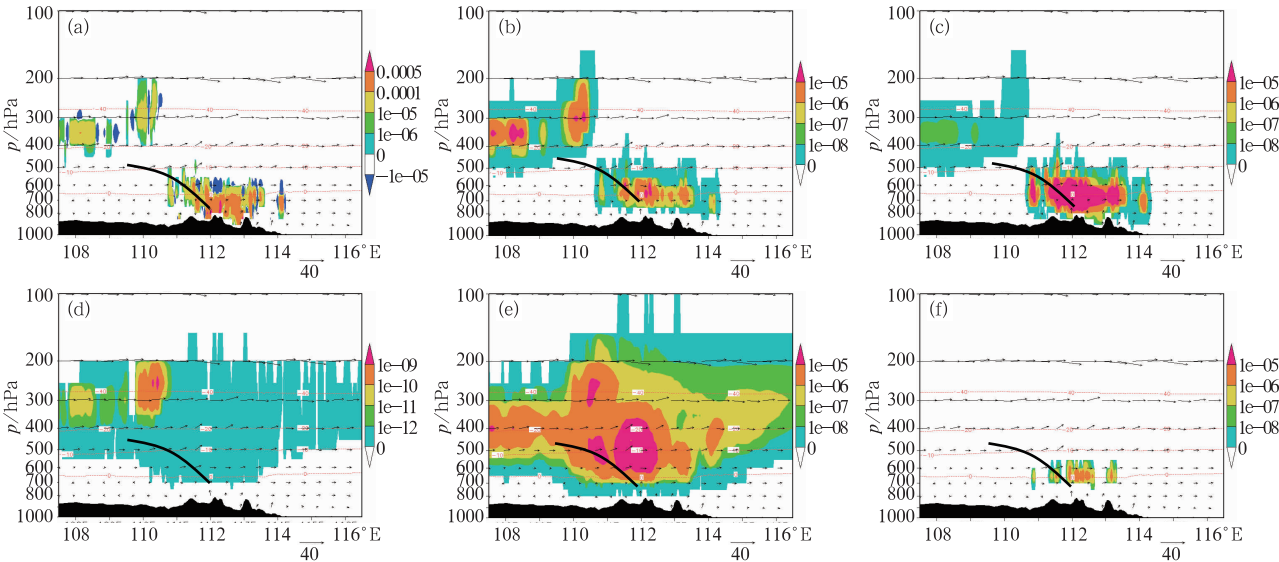


图 11 模拟的 14 时各微物理过程转化效率沿 38.4°N 的剖面

(a)SVC, (b)CCS, (c)CCG, (d)PVI, (e)AIS, (f)ASG

(彩色阴影,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 等温线为虚线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 粗实线:锋面)

Fig. 11 The cross section of simulations along 38.4°N for conversion efficiency of microphysical processes at 14:00 BT 21 September 2012

(a) SVC, (b) CCS, (c) CCG, (d) PVI, (e) AIS, (f) ASG

(shaded area, unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ; temperature, dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ; terrain: black shaded area; frontal surface: thick solid line)

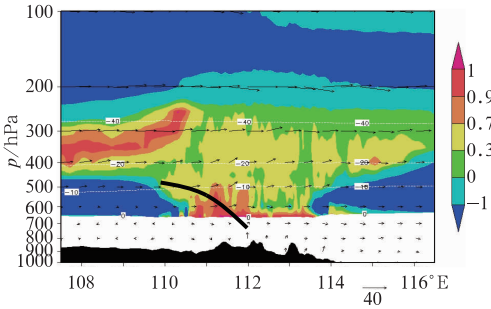


图 12 模拟的 14 时相对过饱和率  
沿 38.4°N 的剖面

[彩色阴影为相对过饱和度,等温线为虚线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ;  
箭头:纬向风( $u$ )和垂直运动( $w \times 40$ )的合成风;  
地形:黑色阴影;粗实线:锋面]

Fig. 12 The cross section of simulations along 38.4°N for relative supersaturation at 14:00 BT 21 September 2012

(shaded area: relative supersaturation; temperature, dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ; vector: combined wind by  $u$  and  $w \times 40$ ; terrain: black shaded area; frontal surface: thick solid line)

冰粒子很多,相对过饱和度接近于 1,水汽相对水面不饱和、相对冰晶饱和,贝吉隆过程很强;而该区升速较小,过冷水就少。在更低的温度冰面和水面的饱和水汽差更大,过冷水就不能存在了。

### 5 冰核浓度敏感性试验

由于此次低槽冷锋层状云系过冷水少、冰相粒子多,故通过更改冰核数浓度分析冰核浓度对过冷水的影响。CAMS 方案计算冰核化浓度的公式为:

$$N_N = N_{IN} \cdot \frac{\exp[BIN(273 - T)]}{\rho}$$

式中,  $N_{IN}$ 、 $BIN$  为计算冰核浓度参数,保持  $BIN$  不变,分别令  $N_{IN}=0.01$ ,  $N_{IN}=0.653$ ,  $N_{IN}=6.53$ ,  $N_{IN}=65.3$ , 可以看出,冰核初始数浓度对 24 h 降水几乎没有影响(图 13, 仅以  $N_{IN}=0.01$ ,  $N_{IN}=6.53$  做代表,下图相同),雨带的走向、分布、量值几乎没有变化。再对 25 日 14 时四种冰核数浓度下的水成物沿 38.4°N 做剖面(图 14),可知:冰核数浓度越大,最终冰晶数浓度越大,但是雪含水量没有明显变化,  $-5 \sim 0^{\circ}\text{C}$  区域内的过冷水也没有明显

子量有负作用。故过冷水同 600 hPa 的升速分布有较好的关系。垂直上升运动十分深厚,大值区在高层,有利于冰粒子的增长和下落,造成在  $-5 \sim 0^{\circ}\text{C}$  区

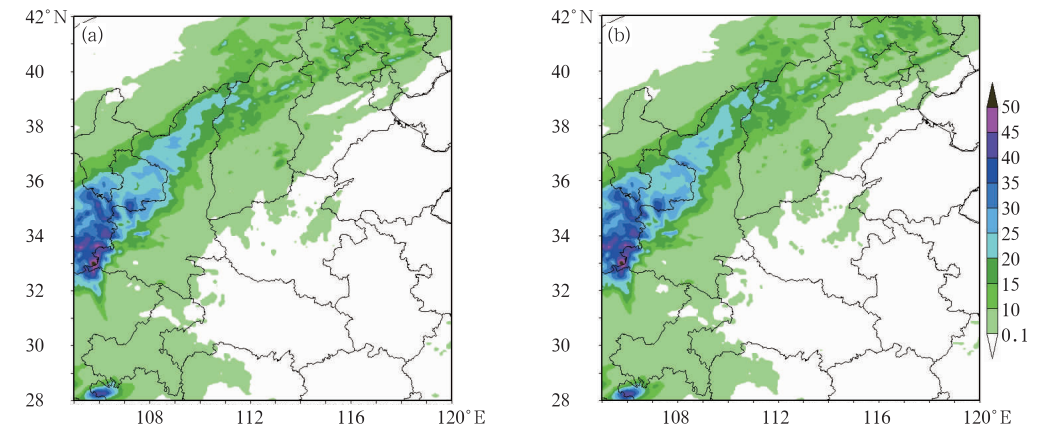


图 13  模拟不同冰核数浓度下 24 h 降水  
(a)  $NIN=0.01$ , (b)  $NIN=6.53$

Fig. 13  Simulated 24 h rainfall of different ice nuclei number concentration  
(a)  $NIN=0.01$ , (b)  $NIN=6.53$

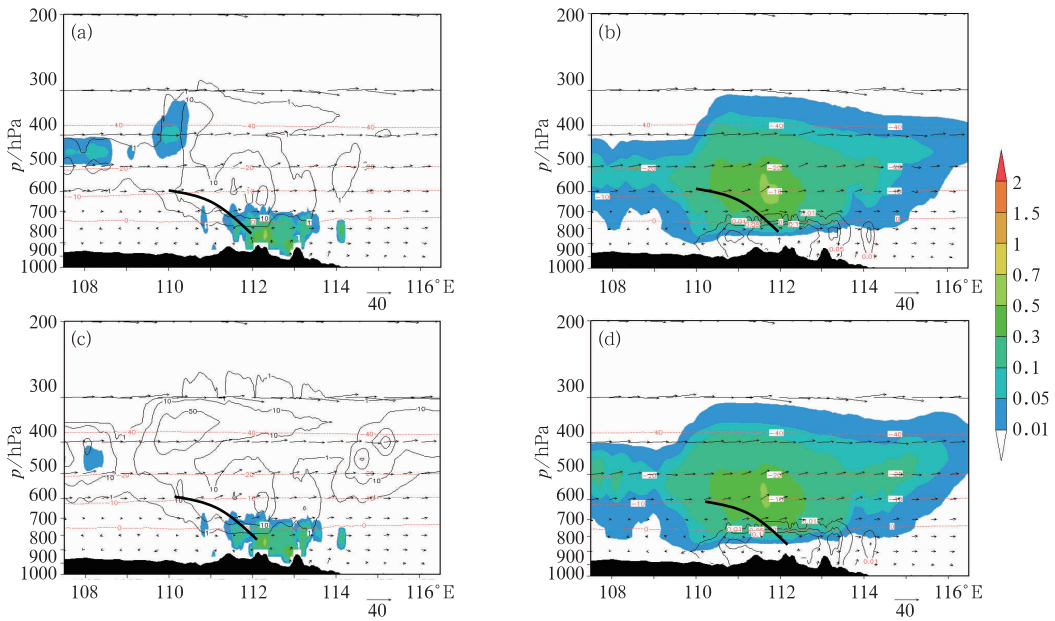


图 14  2012 年 9 月 25 日 14 时模拟不同冰核数浓度下水成物沿  $38.4^{\circ}\text{N}$  的垂直剖面  
(a)  $NIN=0.01$ , (b)  $NIN=6.53$  (说明同图 8)

Fig. 14  The cross section of simulations along  $38.4^{\circ}\text{N}$  for hydrometeors of different ice nuclei number concentration at 14:00 BT 21 September 2012 (Illustration same as Fig. 8)  
(a)  $NIN=0.01$ , (b)  $NIN=6.53$

变化。冰晶核化过程主要发生在 400 hPa 之上,且小于  $-40^{\circ}\text{C}$  时,ACI(云水冻结成冰晶)转化效率很大,该区域的过冷水随冰核浓度增大而减少,冰晶大多产生在高层,故对  $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$  区域的过冷水几乎没有影响。

6 结 论

本文利用耦合了 CAMS 云微物理方案的 WRF

中尺度模式对 2012 年 9 月 25 日山西一次低槽弱冷锋降水层状云系的宏微观结构和过冷水分布特征进行了模拟分析,影响此次降水过程的系统为低槽弱冷锋,且锋面后倾,结合飞机、卫星、雷达、地面雨量等观测资料分析,模拟的天气过程、云系演变及降水与实测十分吻合,主要结论如下:

(1) 低槽弱冷锋云系水平结构较均匀,云场含水量大值区与云顶温度低温区相对应,降水场分布与云场含水量大值区分布相对应,700 hPa 风切变

前西南气流存在云场含水量、光学厚度大值区。山西北部地区存在层状云降水,雨强介于 $1\sim 3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 之间。

(2) 低槽弱冷锋云系,位于锋前的云系前部为高层冷云,云顶温度 $-40^{\circ}\text{C}$ 左右,以冰相粒子组成,没有降水;锋区云系变成高层冷暖混合云,冷区以少量过冷水和大量冰相粒子组成,地面降水最大;处于锋后的云系后部为高层冷云,云顶温度 $-30^{\circ}\text{C}$ 左右,不存在过冷水,以较少冰相粒子组成,地面降水较弱。

(3) 低槽弱冷锋云系,过冷水主要分布在锋面前方低于 $-5^{\circ}\text{C}$ 层,高度偏低、含量偏少,过冷水一方面因垂直上升速度供应水汽维持,另一方面因冰相粒子的凝华而消耗。过冷水层及其下部上升运动较弱,而其上部上升运动较强,不利于在过冷区长时间维持大量液态水,反而促使冰相粒子发展旺盛,此处水汽相对水面不饱和、相对冰面饱和,大量冰相粒子消耗水汽,不利于过冷水的存在,导致云场仅存在少量过冷水。

(4) 本次过程中,冰核浓度的增大仅增大冰晶浓度,对雪霰含量及 $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ 的过冷水几乎没有影响。

## 参考文献

- 陈小敏,邹倩,李轲. 2011. 重庆地区夏季一次降水过程及增雨潜力的数值模拟分析. 气象, 37(9):1070-1080.
- 陈小敏,邹倩,廖向花. 2014. 两次飞机增雨作业过程数值模拟分析. 气象, 40(3):313-326.
- 陈英英,唐仁茂,周毓荃,等. 2009. FY2C/D 卫星微物理特性参数产品在地面降水分析中的应用. 气象, 35(2):15-19. 胡志晋,秦瑜,王玉彬. 1983. 层状冷云数值模式. 气象学报, 41(2):194-203.
- 胡志晋,严采繁. 1986. 层状云微物理过程的数值模拟(二)中纬度气旋云系的微物理过程. 中国气象科学研究院院刊, 1(1):37-52.
- 金德镇,雷恒池,谷淑芳,等. 2004. 机载微波辐射计测云中液态含水量. 气象学报, 62(6):868-874.
- 彭冲. 2014. 两类层状云系结构特征和人工增雨条件的观测研究. 南京信息工程大学, 南京, 15-43.

- 秦琰琰,李柏,张沛源. 2006. 降水的雷达反射率因子与大气相对湿度的相关关系研究. 大气科学, 30(2):351-359.
- 石爱丽,郑国光,孙晶,等. 2013. 河南省一次秋季层状云降水增雨潜力的观测和数值模拟分析. 气象, 39(1):67-73.
- 孙晶,楼小凤,胡志晋,等. 2008. CAMS 复杂云微物理方案与 GRAPES 模式耦合的数值试验. 应用气象学报, 19(3):315-325.
- 王磊,李成才,赵增亮,等. 2014. 飞机积冰云微物理特征分析及监测技术研究. 气象, 40(2):196-205.
- 王鹏云,阮征. 2002. 对华南对流云中过冷水-飞机积冰的直接气象因子的中尺度数值预报试验. 热带气象学报, 18(4):399-406.
- 杨文霞,周毓荃,孙晶,等. 2014. 一次西风槽过程过冷水云分布特征观测研究. 气象学报, 72(3):583-595.
- 游来光,马培民,胡志晋. 2002. 北方层状云人工降水试验研究. 气象科技(增刊), 19-62.
- 周黎明,牛生杰,王俊. 2014. 不同天气系统层状云微物理特征个例分析. 气象, 40(3):327-335.
- 周黎明,王庆,龚佃利,等. 2015. 山东一次暴雨过程的云降水微物理特征分析. 气象, 41(2):192-199.
- André T, Anna G, Wanda S, et al. 1995. Forecasting of supercooled clouds. Mon Wea Rev, 123: 2098-2113.
- Braham R R Jr. 1986. The cloud physics of weather modification. WMO Bulletin, 7:10.
- Edmond W, Holroyd III, Jack T, et al. 1988. Observations of Silver Iodide plumes over the Grand Mesa of Colorado. J Appl Meteor, 27(10):1125-1144.
- Gao W H, Zhao F S, Hu Z J, et al. 2011. A two-moment bulk microphysics coupled with a mesoscale WRF: Model description and first results. Adv Atmos Sci, 28(5):1184-1200.
- Lou X F, Shi Y Q, Sun J, et al. 2012. Cloud-resolving model for weather modification in China. Chin. Sci. Bull., 57(9):1055-1061.
- Peter V H, Thomas J M, Paul H H, et al. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. J Atmos Sci, 37(3):568-596.
- Reisner J, Rasmussen R M, Bruintjes R T. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. Quart J Roy Meteor Soc, 124:1071-1107.