

赵宇, 崔晓鹏, 高守亭. 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究 [J]. 大气科学, 35 (5): 945–962. Zhao Yu, Cui Xiaopeng, Gao Shouting. 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 945–962.

引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统 结构特征研究

赵宇^{1,2} 崔晓鹏³ 高守亭³

1 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

2 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京信息工程大学, 南京 210044

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

摘 要 利用常规观测资料、FY2C 卫星 TBB 资料以及 NCEP 再分析资料对 2005 年 7 月 22~24 日发生在华北地区的大到暴雨天气过程进行了观测分析和模拟研究。结果表明,“海棠”台风减弱的低压倒槽内发生发展的两个中尺度对流系统是暴雨的直接影响系统,中尺度对流系统发展到成熟阶段首先在对流层中层形成中尺度低涡,然后向低层发展。水汽辐合中心主要集中在边界层附近,偏东风入流将水汽向暴雨区集中,次级环流的上升支将水汽向中高层输送;虽然边界层的水汽辐合对降水的形成很重要,但降水量的大小取决于整层水汽通量辐合的大小。在暴雨发展过程中高层明显有干冷空气侵入,干侵入存在于 600~300 hPa 之间,且在高层超前于低层。干冷空气侵入有利于位势不稳定的增强,促进了对流运动的发展和中小尺度低涡的形成,继而引起降水增幅。由于华北地形夜间边界层降温等局地热力作用诱生出中尺度边界层急流,降水及干侵入等因素使边界层急流加强,相应的在高空出流处产生高层风速大值区,急流和暴雨之间通过次级环流存在着正反馈的相互作用。边界层急流、低空急流和高空风速大值区三者的上下耦合是此次强暴雨发生发展的重要原因。

关键词 特大暴雨 中尺度对流系统 水汽 干冷侵入 边界层急流

文章编号 1006-9895 (2011) 05-0945-18

中图分类号 P426

文献标识码 A

A Study of Structure of Mesoscale Systems Producing a Heavy Rainfall Event in North China

ZHAO Yu^{1,2}, CUI Xiaopeng³, and GAO Shouting³

1 Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074

2 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education and Jiangsu Province, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

3 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract By using routine observation, FY2C TBB and NCEP reanalysis data, a diagnostic analysis and simulation study have been performed to study the mesoscale systems producing the heavy rainfall event in North China during 22–24 July 2005. The results show that two mesoscale convective systems which developed within the inverted ty-

收稿日期 2010-09-06, 2011-04-07 收修定稿

资助项目 中国气象局武汉暴雨所暴雨研究开放基金项目 IHR2008K03, 国家自然科学基金资助项目 41075043, 南京信息工程大学科研基金项目 20100314

作者简介 赵宇, 女, 1968 年出生, 博士, 副教授, 研究方向: 中尺度动力学和数值模拟。E-mail: zy0817@126.com

phoon trough directly resulted in the heavy rainfall event. The mesoscale vortexes were firstly formed in the middle troposphere when the mesoscale convective system matured, and then developed to the lower troposphere. Water vapor convergent centers are mainly concentrated near the surface boundary layer. Easterly inflow pushed water vapor to the rainfall area and upward branches of the secondary circulation transported the water vapor to the middle and upper troposphere. Although the water vapor convergence in the surface boundary layer is very important, the rainfall amount depends on the vertically integrated moisture flux convergence. Dry and cold air apparently intruded into the rainfall area from the high troposphere in the development of heavy rainfall and it was located between 600 and 300 hPa. The dry intrusion in upper levels overruns that in low levels. The dry intrusion enhanced moist instability and promoted the development of convection and the formation of mesoscale vortexes, and then the enhancement of precipitation. In the development of the heavy rainfall, the boundary layer jet was induced due to the local heating of terrain in North China in the night. Precipitation and dry intrusion further enhanced the boundary layer jet and strong wind in upper levels emerged accordingly. Jets and heavy rainfalls have positive feedback through the secondary circulation. The coupling among the boundary layer jet, upper and lower tropospheric jet streaks played an important role in this heavy rainfall event.

Key words heavy rainfall, mesoscale convective system, water vapor, dry intrusion, boundary layer jet

1 引言

我国地处东亚季风区,是暴雨的多发地带,因此暴雨一直是我国气象工作者重点关注的对象(陶诗言,1980;华北暴雨编写组,1992)。对暴雨的成因、机理和预报,前人已经做了大量的工作(丁一汇,1993,1994;陶诗言等,2001;赵思雄等,2003;倪允琪和周秀骥,2004),揭示了许多重要现象和事实。随着观测手段的不断改进、观测资料的不断丰富,对引发暴雨的直接影响系统——中尺度对流系统的研究越来越被关注,程麟生和冯伍虎(2000)对中纬度中尺度对流系统的研究做了较为全面的综述。近年来,随着中尺度数值模式的不断发展和完善,数值模拟结果在研究暴雨中尺度系统方面有了较多的应用,对造成暴雨的中尺度对流系统的结构和发生发展过程的研究取得了一定的进展(Chen et al., 2000; Zhang et al., 2000; 程麟生和冯伍虎, 2001, 2003; 孙建华等, 2004; 张立祥和李泽春, 2009)。暴雨通常是暖湿气流和干冷空气相互作用的结果,暖湿空气在暴雨形成中非常重要,但干冷空气的作用也不容忽视。在中国北方地区,夏季冷空气对强降水的影响十分显著。丁一汇等(1978)在研究“75.8”河南特大暴雨时指出,中高层干冷空气和低层潮湿空气的不断平流为暴雨区位势不稳定的重建提供了有利条件,是对流活动得以维持的重要原因。陶诗言(1980)也指出,对流层中高层槽后冷平流的侵入,在促进对流性不稳定增

强和风暴进一步发展中极其重要。河北“96.8”特大暴雨,则是对流层低层中高纬度冷空气扩散南下与台风低压环流相互作用的结果(徐国强和胡欣,1999;孙建华等,2006),弱冷空气对低层产生的切变线、低层辐合和上升运动都起到了增强的作用,为暴雨的生成提供触发条件和上升运动条件。可见,估计弱冷空气出现的时间以及侵入地点、方向和强度对预报暴雨发生的时间和雨量大小是很重要的。

近年来,华北地区处于相对干旱期,对华北地区强降水的研究相对较少,对引发华北暴雨的 β 中尺度系统的结构特征还不是很清楚。一些气象学者利用中尺度数值模式在研究河北“96.8”特大暴雨的成因时涉及到暴雨中尺度系统的结构特征(冯伍虎等,2001;刘伟和张庆红,2004;孙建华等,2006),但研究不甚详尽,而且我国在暴雨 $\beta(\gamma)$ 中尺度系统结构特征的研究方面还相当薄弱,因此有必要进一步对华北地区暴雨中尺度系统的结构特征进行研究。本文以2005年7月22~24日发生在华北地区的特大暴雨过程为例,利用观测资料和数值模拟结果,对该暴雨过程相关联的中尺度对流系统的形成、维持及其结构特征进行深入的研究,讨论水汽输送、干侵入和边界层急流在中尺度对流系统发生发展中的作用。

2 暴雨发生的环流背景和中尺度系统

2005年7月21日夜间到24日,华北地区出现

了一次较强的大到暴雨天气过程。22 日 08 时~24 日 08 时（北京时，下同），华北地区共有 100 多个县（市）雨量超过 50 mm，其中 33 个县（市）雨量超过 100 mm，4 个县（市）雨量超过 200 mm。河北定州雨量最大，达 329.2 mm；河北饶阳和南乐雨量次之，分别为 226.1 mm 和 218.1 mm（图 3）。此次暴雨过程持续时间长，影响范围广，降水集中，部分地区出现了严重的洪涝灾害。

2.1 暴雨过程与“海棠”台风的关联

这次暴雨过程与特定的环流形势和台风“海棠”登陆减弱的热带低压密切相关。从 7 月 21 日 20 时高空图（图 1a）上看到，200 hPa 上 42°N 以北有一支风速核达 45 m/s 的高空急流；500 hPa 上，副热带高压呈块状比较稳定地控制山东半岛及我国东部沿海地区，西西伯利亚为一冷涡，冷涡不断分

裂冷空气东移南下，河套西部有一西风槽东移；海棠台风减弱的低压倒槽伸向 35°N 附近。经向型副高与台风低压之间有很强的气压梯度，700 hPa 和 850 hPa 上形成了一支自东海经苏皖、河南进入华北地区的低空东南急流，使得丰沛的水汽源源不断地向华北地区输送，形成了十分有利于华北大暴雨出现的典型“东高西低”天气形势（陶诗言，1980）。相应地面图上，华北南部地区处于地面倒槽里，河北中部处于东南风与东北风形成的辐合线上，此辐合线上有强对流天气发展。22 日 08 时（图略），副热带高压西伸加强，河套槽明显加深，华北大部地区处于河套槽前与副热带高压西北部边缘气流的汇合区里。22 日 20 时（图略），随着台风低压的进一步减弱，其外围倒槽也逐渐减弱南撤，倒槽顶部位于河南境内。23 日 08 时（图 1b、c），受冷空气影

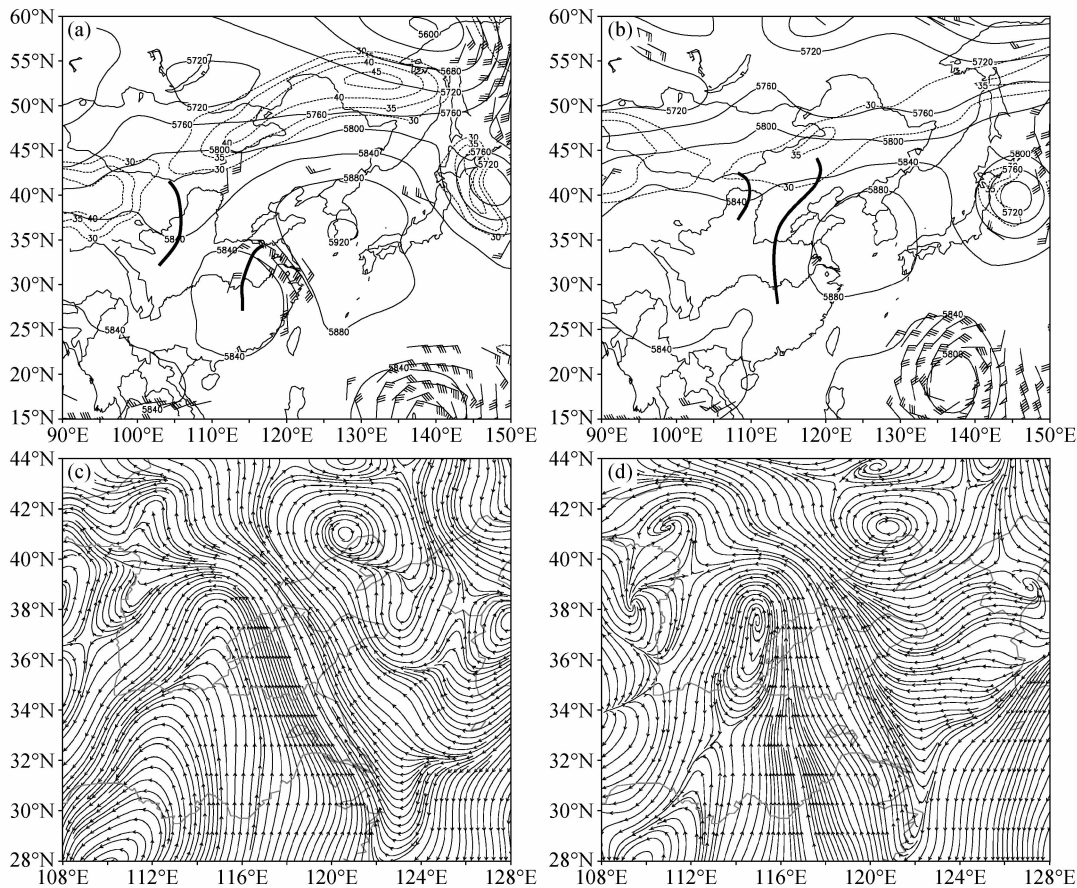


图 1 2005 年 7 月 (a) 21 日 20 时和 (b) 23 日 08 时的天气形势合成分布以及 (c) 23 日 08 时和 (d) 23 日 14 时的 850 hPa 流场。(a) 和 (b) 中，实线：500 hPa 等高线（单位：gpm）；风标：850 hPa 上大于 10 m/s 风速；虚线：200 hPa 上大于等于 30 m/s 的风速

Fig. 1 Comprehensive synoptic pattern at (a) 2000 LST 21 Jul and (b) 0800 LST 23 Jul and flow field at 850 hPa at (c) 0800 LST 23 Jul and (d) 1400 LST 23 Jul in 2005. Solid lines are 500-hPa geopotential height (gpm), barbs represent wind speed exceeding 10 m/s at 850 hPa, and dashed lines are wind speed ≥ 30 m/s at 200 hPa in Figs. (a) and (b)

响副高东退, 热带低压倒槽与西风槽相连, 河套地区有另一弱槽东移, 700 hPa 和 850 hPa 上的低空东南气流减弱, 风速小于 12 m/s。由于冷空气作用, 23 日 02 时开始台风倒槽增强, 气旋性曲率明显增大, 23 日 14 时低层流场上 (850 hPa (图 1d) 和 925 hPa) 在河北中南部形成闭合低压环流, 低层辐合增强以及弱冷空气的东移南下, 使得降水明显增强。可见, 稳定偏北的副高和“海棠”台风为暴雨的发生发展提供了有利的大尺度环境场, 过程前期的降水主要是台风倒槽的强辐合作用造成的, 后期冷空气的东移南下和低层辐合的增强是降水增幅的重要原因。

2.2 暴雨过程中的中尺度对流系统

FY2C 红外卫星云图演变显示, 华北地区有多个与 MCS 相关的云团发生发展, 这些云团是此次暴雨过程的直接影响系统。下面利用逐时 TBB 资料分析华北地区中尺度对流系统的活动和演变情况。这次暴雨过程主要有 2 个 MCS (MCS1 和 MCS2) 在华北地区发展, 其中强度较强、范围较大的 MCS1 的对流单体于 22 日 04:30 前后生成于河南北部, 生成后不断向北发展, 22 日 16 时 (图 2) 发展成一个东北—西南向带状对流体 MCS1, 该对流系统包括数个 β 中尺度和 γ 中尺度对流单体, 其中最强对流单体的 TBB 小于 $-64\text{ }^{\circ}\text{C}$, 该对流系统移动缓慢, 基本在原地发展。23 日 01 时前后发展成 $200\text{ km}\times 300\text{ km}$ 的纺锤形对流体, 只有一个冷云盖, TBB 小于 $-64\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。23 日 06 时, TBB 小于 $-64\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云盖范围达最大, 中尺度对流系统最强。23 日 08 时, TBB 小于 $-64\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云盖范围迅速减小, 其后 1 小时, 该 MCS 的北部出现空白区。23 日 14 时, 转为低涡云系。23 日 16 时, MCS1 分裂成为两个 β 中尺度的对流单体 a 和 b, 分别位于鲁西北和鲁南地区。22 日 05 时~23 日 16 时, MCS1 经历了一个从产生、发展、成熟到减弱消亡的过程, MCS1 的主体缓慢向东移动, 是造成华北南部降水中心的重要中尺度系统。自 23 日 00 时开始在 MCS1 的北部有新的对流单体形成, 并逐渐发展。23 日 20 时, 对流单体 a 和其北部新生的对流单体合并形成新的中尺度对流系统 MCS2, 其中最低云顶亮温 TBB 小于 $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$, 此对流系统在河北北部及京津一带维持、发展, 是造成华北北部强降水的中尺度系统。南部的对流单体 b 逐渐减弱, 到

24 日 02 时消亡。24 日 00 时在鲁中山区又有新的单体发展, 因其不在华北地区, 本文暂不讨论。可见, 对流单体的生消、发展和演变直接与降水天气的发生发展相联系。

3 数值实验设计和模拟结果检验

为了更细致地探讨造成这次强降水过程的中尺度系统, 下面采用较高分辨率的数值模拟做深入的研究。选用中尺度模式 WRF2.2.1 对该暴雨过程进行数值模拟。采用欧拉质量坐标和 Runge-Kutta 3 阶时间积分方案。模拟采用双重双向嵌套方案, 两个模拟区域的格距分别为 45 km、15 km, 格点数分别为 125×100 和 151×142 。模拟区域中心为 (38.0°N , 115.0°E), 垂直方向为 28 个不等距的 σ 层, 时间积分步长分别为 180 s 和 60 s。两重网格的主要物理过程都采用 WSM3 阶简单冰方案微物理过程、Kain Fritsch 新积云对流参数化方案、YSU 边界层方案、Dudhia 短波辐射和 Rrtm 长波辐射方案, 近地面层选用 Monin-Obukhov 方案及热量扩散方案。采用时间间隔为 6 h、分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的美国 NCEP 再分析资料作为模式的初始场和侧边界, 积分的初始时间为 2005 年 7 月 22 日 08 时, 积分 48 h。粗、细网格的输出频率都为 1 h。

对比细网格模拟的 24 h 降水量与实况雨量, 可以发现模拟的 22 日 08 时~23 日 08 时华北地区降水的走向、范围和量级与实况基本一致, 模式基本模拟出华北地区的三个主要降水中心, 特别是饶阳一带的降水中心位置与观测几乎完全一致, 模拟的 160 mm 的降水中心与实况 140.2 mm 非常吻合 (图 3a); 模拟的沙河一带的降水中心位置比实况偏东约 50 km, 降水量与实况也基本一致; 模拟的南乐一带的降水中心比实况偏西 50 km 左右, 只模拟出 100 mm 的降水中心, 较实况 200 mm 偏少近 1 倍。 $34^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间的强降水中心基本没有模拟出来, 这可能是模式的 Spin-up 时间所致, 南部的降水开始的早, 选取的初始时间对南部降水的发展不太有利, 也可能是模式的模拟能力所限。23 日 08 时~24 日 08 时 (图 3b), 除没模拟出 39°N 以北的降水中心, 且 39°N 以北的雨带走向与实况略有差异外, 模拟与实况还是比较一致的, 但实况定州和无棣的降水中心是分开的, 而模拟的两个中心连在一起, 强降水范围明显偏大; 模拟的章丘一带的

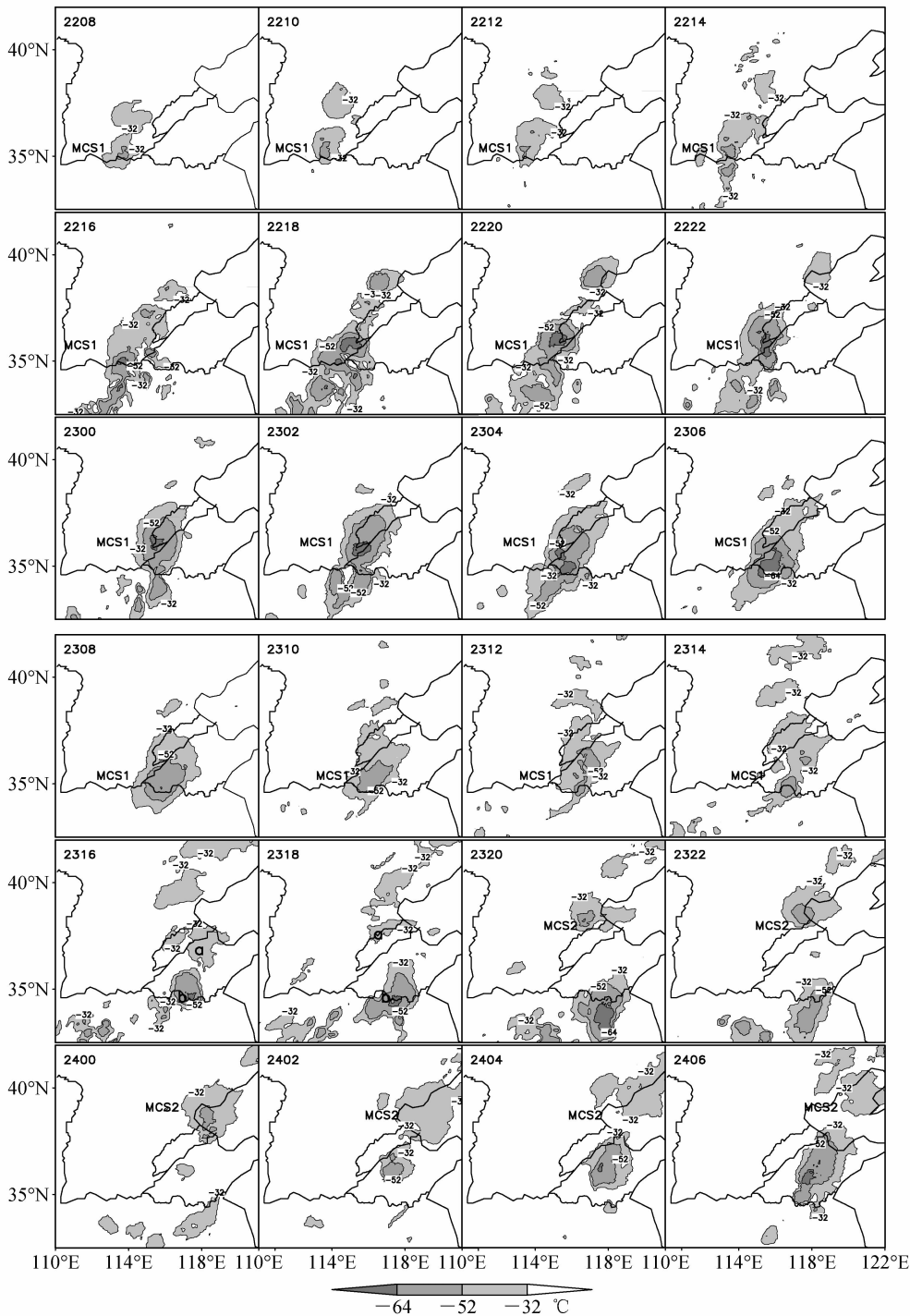


图2 2005年7月22日08时~24日06时(32.5°N~42°N, 110°E~122°E)范围内TBB的分布图(时间间隔为2小时,单位:°C)。左上角数值为时次,如2208为22日08时
Fig. 2 Distribution of TBB over the region (32.5°N–42°N, 110°E–122°E) from 0800 LST 22 Jul to 0600 LST 24 Jul 2005 (the time interval is 2 h). The number at the top left corner is time, for example, 2208 denotes 0800 LST 22 Jul

降水中心比实况偏向西南,且降水偏小。可见,模拟的第1天降水落区较好,但南部的降水强度模拟的偏弱;模拟的第2天强降水落区偏大,但复制出

了主要的降水中心。
下面对中尺度对流系统的模拟情况进行分析,模式输出的每2小时间隔的雷达组合反射率(图

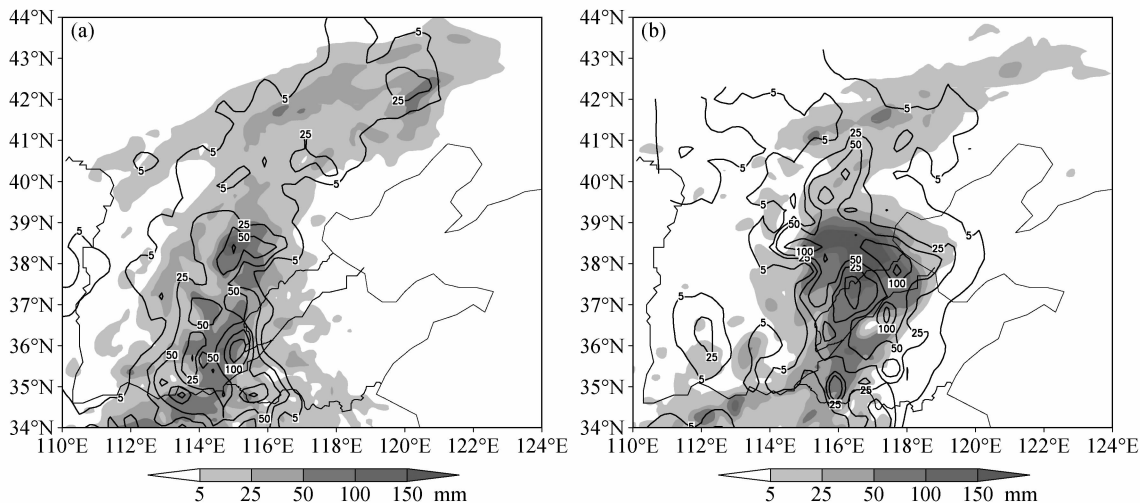


图3 2005年7月(a)22日08时~23日08时和(b)23日08时~24日08时降水量实况(实线)及模拟雨量(阴影)(单位:mm)

Fig. 3 Observed (solid line) and simulated (shaded) rainfall (mm): (a) From 0800 LST 22 to 0800 LST 23 Jul 2005; (b) from 0800 LST 23 to 0800 LST 24 Jul 2005

略)与TBB(图2)分布的对比表明,模式积分的前6小时,模式基本模拟出了两个单体,但它们是连在一起的,位置比实况偏向西北。模拟的22日15~22时之间南部云团的北上及加强比实况弱得多,故没有模拟出22日14~20时这一时段的强降水。22日23时以后,模拟的北部对流云团偏强,南部对流云团范围偏小、强度偏弱,没有像TBB资料所显示的那样成为一个椭圆形的MCS1,这也是模拟的南部降水偏小的原因。23日16时和18时模拟出了完整的逗点状云系,但出现时间比实况偏晚。随后的模拟,对流云团主要在北部发展,与实况北部新生云团及MCS2对应,但位置与实况略有差异。模拟的中尺度对流系统的发生发展与实况基本对应,但它们在细微结构上存在一些差异,这可能是模拟的格距偏大,用了参数化过程,初值没有同化其他资料,模式的模拟能力等原因造成的。但本模拟基本抓住了中尺度对流系统的发生发展过程,尤其对北部的强降水模拟得较好,因此利用该模拟结果对这次暴雨过程做进一步分析是可行的。

从形势场上看,WRF模式成功地复制了西太平洋副热带高压、台风倒槽、中纬度西风槽等主要影响系统,模拟的风场和温度场与NCEP分析场具有较好的一致性。总之,这次模拟比较合理地再现了这次暴雨天气的形成和发展过程,下面主要通过数值模拟结果做进一步的分析。

4 中尺度对流系统的结构特征及其发生发展和维持机制分析

从上述分析可知,两个MCS直接造成了这次暴雨过程,那么MCS是怎样形成、发展和维持的?它的形成和发展与水汽输送和干侵入、降水有怎样的关系?下面,从水汽输送、干冷侵入、边界层急流等方面来进行研究。

4.1 中尺度对流系统的流场结构

模式输出的850 hPa逐时流场及相应1小时降水的演变表明,过程初期降水产生在台风低压倒槽附近,最大雨强为5 mm/h。随着东南气流加强,台风倒槽向北发展,曲率逐渐加大。22日22时(图4a),雨强增大到10 mm/h,降水出现在台风倒槽附近,偏向暖湿气流一侧。23日03时开始倒槽顶部的气旋性流场明显加强,23日05时(图4b),除倒槽顶部形成中尺度低涡雏形外,南部气旋性流场也加强,两块雨区分布在两气旋性流场的北部,与图2中南北两个中尺度对流系统相对应。23日08时(图4c),北部形成完整的中尺度低涡,到23日10时南部才形成中尺度低涡,23日11时(图4d),两个中尺度低涡合并,与雷达反射率图上两个中尺度对流系统的合并相对应。此后该低涡维持,并向东移动,此中尺度低涡的形成与实况最强降水的出现相一致,模式模拟这段时间的雨强为20~30 mm/h,降水出现在低涡的东部或东北部。925

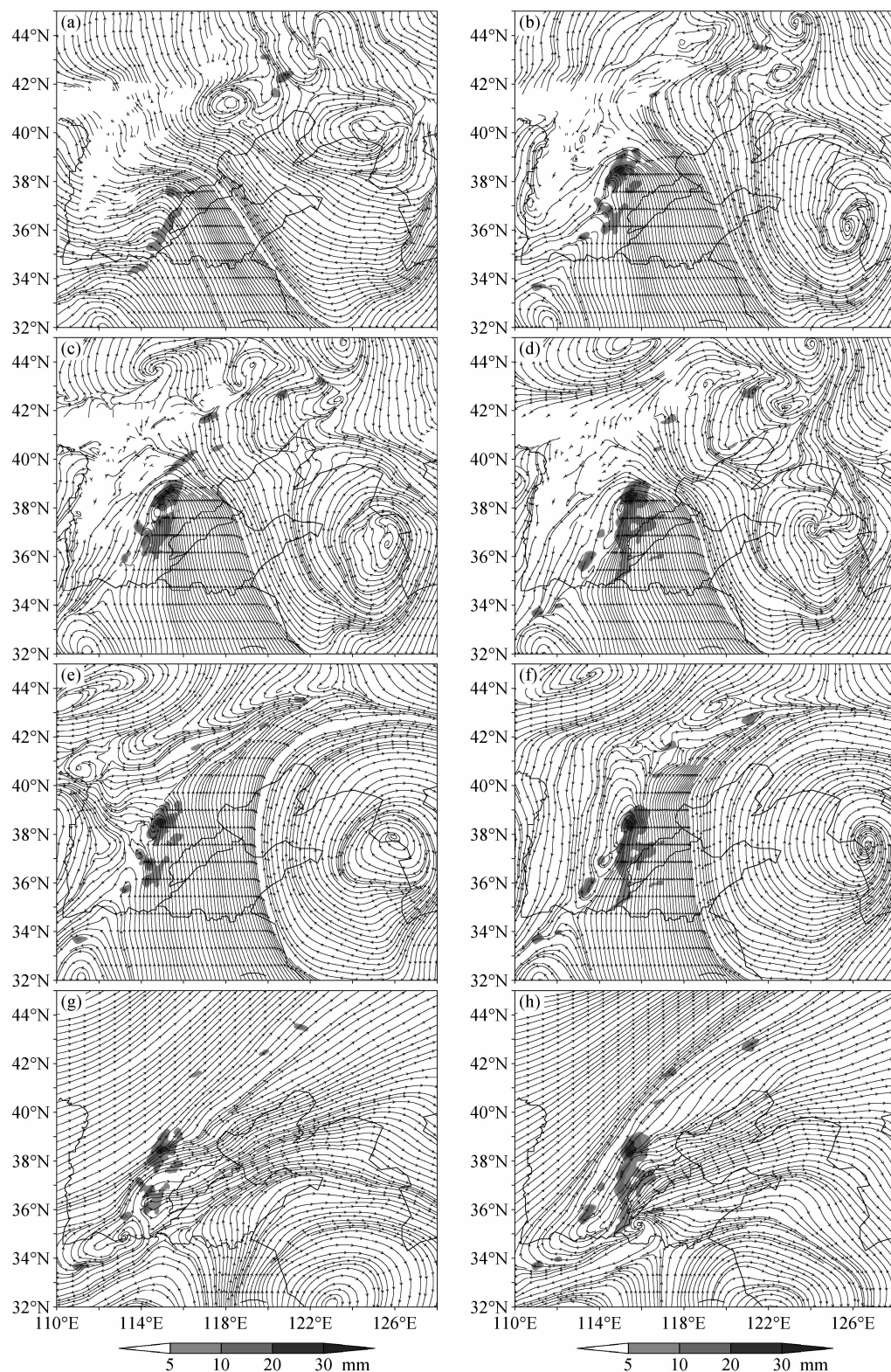


图4 模式模拟的2005年7月850 hPa (a、b、c、d)、700 hPa (e、f)、300 hPa (g、h) 流场及相应时次1h降水量(阴影)分布:(a) 22日22时;(b、g) 23日05时;(c、e) 23日08时;(d、f、h) 23日11时

Fig. 4 Simulated streamline fields at (a, b, c, d) 850 hPa, (e, f) 700 hPa, and (g, h) 300 hPa along with 1-h accumulated rainfall (shadings) in 2005: (a) 2200 LST 22 Jul; (b, g) 0500 LST 23 Jul; (c, e) 0800 LST 23 Jul; (d, f, h) 1100 LST 23 Jul

hPa 流场 (图略) 和 700 hPa 流场 (图 4e、f) 的分布与 850 hPa 类似。700 hPa 上, 23 日 04 时首先在倒槽的北部形成中尺度低涡的雏形 (图略), 1 小时后 (图 4e), 发展成完整的中尺度低涡, 南部则形成中尺度低涡雏形, 23 日 06 时也发展成中尺度低涡, 23 日 12 时两中尺度低涡合并成一个 (图略)。显然, 中尺度低涡是从中层开始发展的。500 hPa 上没有中尺度低涡, 北部低涡处为弱的气旋性弯曲, 南部低涡处为辐散场 (图略)。300 hPa 上, 北部低涡处为西南气流, 南部低涡处为辐散场 (图 4g、h)。可见, 在台风倒槽的发展过程中, 内部形成了两个中尺度低涡, 分别与两个中尺度对流系统相对应, 该中尺度低涡是在中尺度对流系统发展到成熟阶段形成的, 降水的蒸发冷却在低层形成冷堆以及降水释放的潜热都有利于中层涡旋的形成 (寿绍文等, 2009), 因此该中尺度低涡是强降水的结果, 同时中尺度低涡对降水的加强也有重要作用。

4.2 水汽输送在中尺度对流系统发生发展中的作用

4.2.1 水汽的水平输送和垂直输送

从 850 hPa 水汽通量矢量的分布可知, 这次暴雨过程的水汽来源主要有两支, 一支来自孟加拉湾、南海, 另一支来自东海及西太平洋, 由台风和副热带高压外围的偏南和偏东气流向华北地区输送水汽。过暴雨中心沿 115°E 水汽通量散度的经向垂直剖面 (图略) 的演变表明, 大量的水汽在较短的时间内 (6 小时左右) 在华北地区集中, 由于受到太行山的阻挡, 水汽在山脉的东南侧集中。水汽辐合基本在 700 hPa 以下, 中心位于 950~925 hPa 之间。

下面用模拟资料来研究水汽的短时集中和垂直环流的关系。将比湿沿水平方向取平均值, 再求出纬向剖面上每个格点上的值对此平均值的偏差, 求出其扰动值 ($q' = q - \bar{q}$)。过暴雨中心比湿扰动和风场分析表明, 22 日 19 时 (图 5a), 山脉东侧中心为 4 g/kg 的水汽扰动位于近地面层附近, 1.5 g/kg

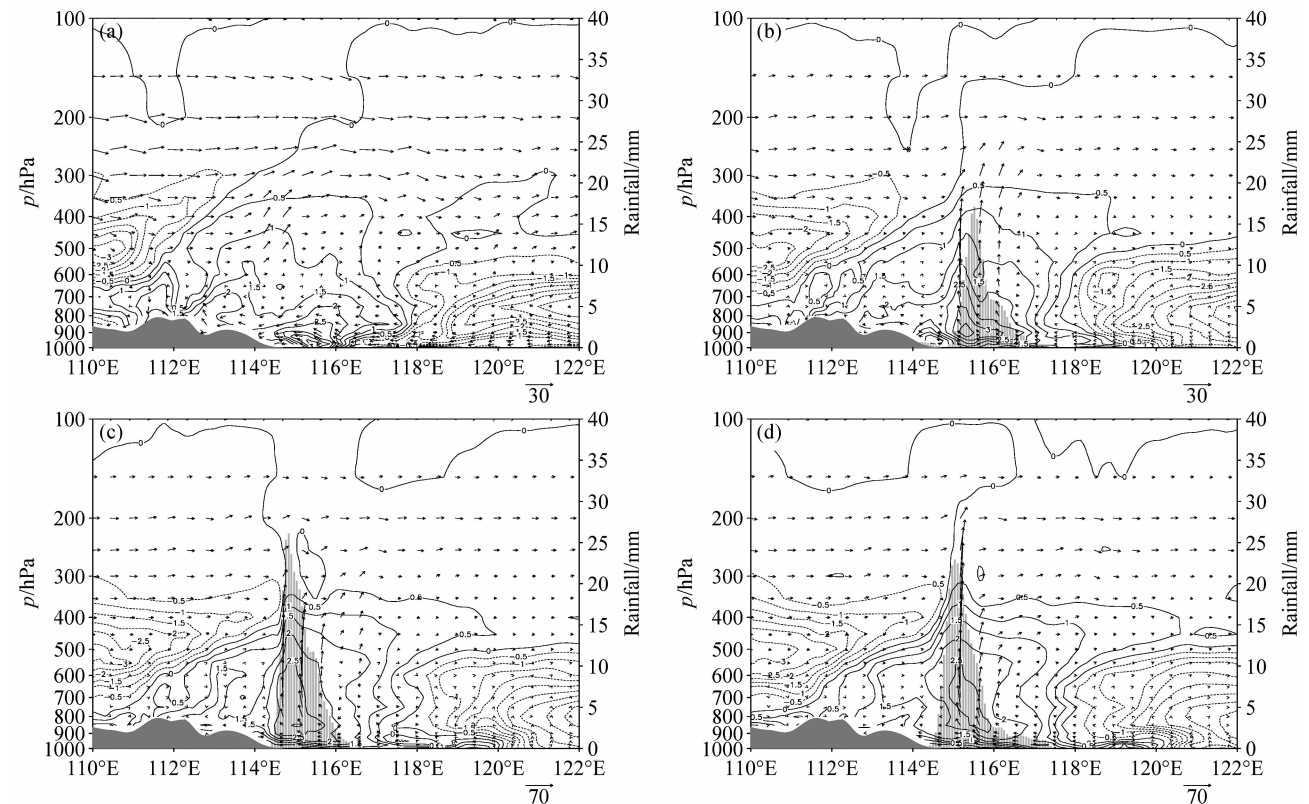


图 5 模式模拟的 2005 年 7 月沿 38.5°N 比湿扰动 (单位: g/kg) 和风场 ($u, w \times 100$, 单位: m/s) 垂直剖面 (直方图为过去 1 h 降水量): (a) 22 日 19 时; (b) 23 日 01 时; (c) 23 日 04 时; (d) 23 日 08 时

Fig. 5 Vertical cross section of simulated specific humidity disturbance (g/kg) and wind field ($u, w \times 100$; units: m/s) along 38.5°N in 2005 (bars indicate 1-h rainfall): (a) 1900 LST 22 Jul; (b) 0100 LST 23 Jul; (c) 0400 LST 23 Jul; (d) 0800 LST 23 Jul

等值线伸展到 700 hPa, 水汽源地附近无明显上升运动发展, 无降水产生。23 日 01 时 (图 5b), 上述水汽源地附近形成了次级环流上升支, 高度达 250 hPa, 范围较窄, 只有 100 多公里, 1.5 g/kg 等值线达 450 hPa, 湿层明显向上伸展, 有明显降水产生。23 日 04 时 (图 5c), 1.5 g/kg 等值线进一步向上伸展到 400 hPa, 表明在强对流活动区有大量的水汽向高层输送, 模拟显示未来 1 小时降水达 30 mm, 雨强明显增大。之后, 该水汽源一直维持, 缓慢东移, 相应的降水也较强 (图 5d)。可见, 暴雨区上空 800 hPa 以下的偏东风入流 (水平环流) 将水汽源源不断地向暴雨区输送, 并在那里聚集, 形成水

汽扰动大值区, 垂直环流的上升支将水汽向中高层输送, 随着湿层的不断增厚, 雨强相应增大。边界层入流和次级环流上升支是暴雨发生发展的重要条件。

4.2.2 水汽的变化与实际降水的关系

以上分析了水汽的短时集中和次级环流的关系, 那么, 水汽变化与实际降水有什么关系? 分析中尺度对流系统所在区域 (35°N~40°N, 113°E~118°E) 平均的水汽通量和水汽通量散度表明, 水汽主要来自对流层低层, 边界层附近有两个水汽通量中心, 第一个中心并不与降水的峰值相对应; 整层和区域平均的水汽通量峰值比降水峰值提前约 6 小时出现, 24 日 02 时前后出现的水汽通量中心 (图 6a)

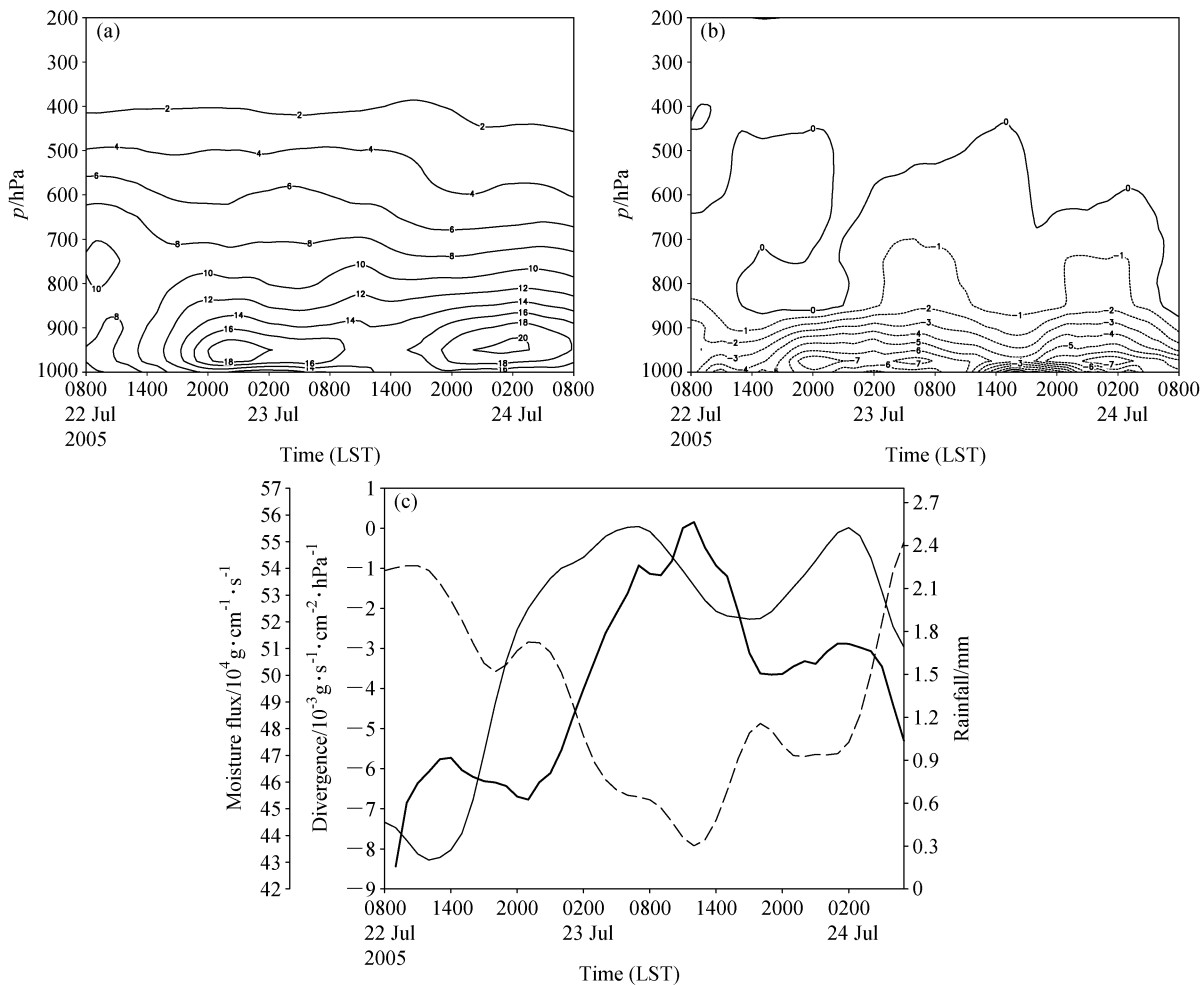


图 6 模式模拟的区域平均的水汽通量 (a, 单位: $g \cdot cm^{-1} s^{-1}$) 和水汽通量散度 (b, 单位: $10^{-8} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$) 的时间—高度垂直剖面; (c) 模式模拟的区域平均和垂直积分的水汽通量 (细实线, 单位: $10^4 g \cdot cm^{-1} s^{-1}$)、水汽通量散度 (虚线, 单位: $10^{-3} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$) 和过去 1 h 降水量 (粗实线) 的时间序列 (单位: mm)

Fig. 6 Simulated time-height cross section of (a) domain-mean moisture flux (units: $g \cdot cm^{-1} s^{-1}$) and (b) its divergence (units: $10^{-8} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$); (c) simulated time series of domain-mean and mass-integrated moisture flux (thin solid line) and its divergence (dashed line), and corresponding 1-h rainfall (thick solid line)

与降水的峰值对应(图 6c)。降水过程中区域平均的水汽通量散度为负值,水汽辐合位于 500 hPa 以下,辐合中心在边界层附近,最大辐合中心也不与降水峰值同步(图 6b)。而整层积分和区域平均的水汽辐合峰值与降水峰值同时出现(图 6c),辐合层发展的高度高,相应的降水也较强。降水区水汽通量的迅速增长并不与降水量的迅速增长相对应,而是在降水区有一个积累和辐合的过程;整层的水汽通量散度的极值与地面降水的峰值和谷值有很好的对应关系,两者呈反位相,整层水汽通量辐合的增强(减弱)直接与降水的增强(减弱)相对应。

4.3 中尺度对流系统发生发展的热动力场结构特征

从上述分析可知,在中尺度对流系统发展到成熟阶段,23 日 04 时首先在 700 hPa 上形成了中尺度低涡的雏形,到 23 日 08 时对流层低层各层中尺度低涡都已形成,因此这里以 23 日 04 时和 23 日 08 时来研究中尺度对流系统的结构,并比较中尺度低涡形成前和形成时热动力场结构异同。

从 23 日 04 时过暴雨中心各物理量的垂直剖面(图略)上看到,暴雨区垂直向上呈现辐合、辐散层叠置的垂直结构,无辐散层在 550 hPa 附近,与 0℃层所在高度接近,辐合中心在 700 hPa 附近,中尺度低涡形成在最大辐合高度上,与 MCV 的形成有很多相同之处(寿绍文等,2009)。高层辐散强于低层辐合,非常有利于高层的抽吸,有利于上升运动的发展,同时根据质量连续性原理,低空辐合必然进一步加强,并进一步减压,有利于中尺度低涡的形成。无辐散层附近有 2.0 m/s 的上升运动中心,上升运动与正涡度区相伴,正涡度柱中心为 $45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于 700 hPa,其西侧为中心值达 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的负涡度柱,正涡度大于负涡度,补偿下沉运动较弱,有利于上升运动的发展。降水区上空大于 1 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) 的位涡柱伸展到 300 hPa,此位涡柱主要是由降水的凝结潜热加热引起的。降水区 850 hPa 以下为稳定层结,这是降水的结果,850 hPa 以上为近中性层结 ($\partial\theta_e/\partial p \approx 0$),自 23 日 03 时 348 K 等 θ_e 线出现上下贯通,说明冷空气在该时次表现最为强盛,冷空气侵入对流区,有利于对流不稳定的加强和湿空气达到饱和。因为受到湿位涡守恒的制约,对流层低层的绝对涡度会显著增加,非常有利于这一地区对流层低层气旋性涡度的发展。350 hPa 以下形成相

对湿度大于 80% 的深厚湿舌,800~600 hPa 之间存在相对湿度达 100% 的饱和水汽带,其上部有一相对湿度小值区向下伸展,与下沉气流相对应,为高空下沉的干冷空气。

β 中尺度低涡形成时的 23 日 08 时,降雨区正处于低涡的东北部,其上空垂直向上仍为辐合、辐散相叠置的垂直结构(图 7a),无辐散层仍在 550 hPa 附近,但低层散度出现了较明显的变化,800 hPa 以下的散度柱随高度向西倾斜,这种倾斜是在 23 日 05 时前后开始的,是中尺度低涡形成后在散度场上的表征。700 hPa 及近地面层有两个辐合中心,表明中尺度低涡已经形成,中尺度低涡的形成使得近地面层辐合加强,形成新的辐合中心。上升运动中心进一步向上发展到 400 hPa(图 7b),风速达 1.6 m/s。涡度场上除了在 600 hPa 附近有一涡度中心外,近地面层附近也形成了新的涡度中心(图 7c);800 hPa 以下正涡度柱随高度向西倾斜也是从 23 日 05 时开始的,与中尺度低涡的生成相对应。相应的,800 hPa 以下位涡柱也随高度向西倾斜,中心值达 4 PVU(图 7d)。降水区上空为中性层结(图 7e),348 K 等熵面下沉至 500 hPa 附近。700 hPa 附近的饱和水汽带仍然存在(图 7f)。对流层低层散度柱、正涡度柱和正位涡柱随高度的倾斜及在近地面层分裂出新的辐合中心及正涡度中心是 β 中尺度低涡形成时在垂直向物理结构特征最清晰的揭示。

可见,中尺度低涡是在高层明显有冷空气活动的情况下开始发展的,物理量场的中尺度特征非常明显,对流区上空强垂直上升运动与高空强辐散和低空强辐合以及对流云团的发展互耦,与深厚的湿舌相伴。在雨区发展过程中高空的辐散始终强于低层辐合,有利于低层辐合的进一步发展,高低空中尺度天气系统产生正反馈作用,并于 23 日 08 时形成了中尺度低涡,23 日 11 时上升运动发展得最为强劲,垂直速度中心达 2.2 m/s,华北地区也是在此期间出现了降水峰值。

4.4 冷干侵入在暴雨形成和发展中的作用

从上述分析可以看到降水区上空高层有冷空气活动,而华北暴雨过程中的高层冷空气活动常常与干侵入有关(赵宇,2008;王东海和杨帅,2009)。干侵入(dry intrusion)是指来源于对流层顶附近的气流下沉至低层的现象,这支气流具有高位涡和

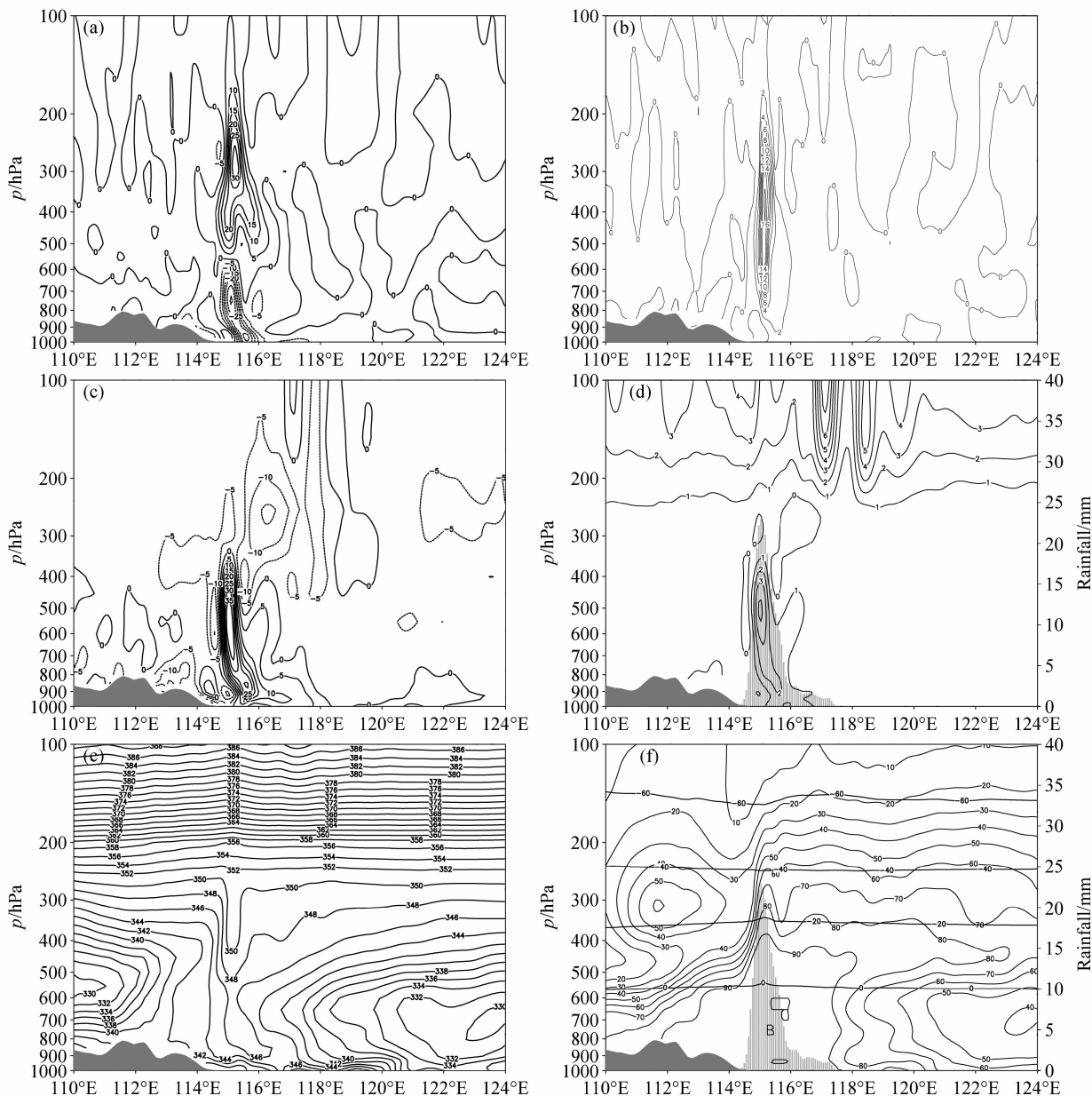


图7 模式模拟的2005年7月23日08时各物理量沿38.5°N的垂直剖面(直方图为过去1h降水量): (a) 散度(单位: 10^{-5} s^{-1}); (b) 垂直速度(单位: m/s); (c) 涡度(单位: 10^{-5} s^{-1}); (d) 位涡(单位: PVU); (e) 相当位温(单位: K); (f) 相对湿度(%)及温度(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 7 Simulated vertical cross sections of physical variables along 38.5°N at 0800 LST 23 Jul (bars indicate 1-h rainfall): (a) Divergence (10^{-5} s^{-1}); (b) vertical velocity (m/s); (c) vorticity (10^{-5} s^{-1}); (d) potential vorticity (PVU); (e) equivalent potential temperature (K); (f) relative humidity (%) and temperature ($^{\circ}\text{C}$)

低湿球位温的特征。这里以高位涡(位涡大于或等于1 PVU)、低相对湿度(相对湿度小于或等于60%)来表征。

4.4.1 干侵入的垂直结构特征

模式粗网格输出的过暴雨中心沿115°E相对湿度和位涡的垂直剖面分析表明(图8),中尺度低涡形成前明显有干冷空气向华北地区侵入。23日02

时(图8a、b),降水区上空400 hPa以下为相对湿度大于80%的湿舌,位于39°N~42°N上空350 hPa以上的干区开始向下伸展,44°N以北对流层高层100~300 hPa为一高值位涡库,与相对湿度小于30%的干区相对应,可以认为这是干空气侵入的源头。相对湿度为50%的等值线和高层1 PVU的位涡下伸展至350 hPa附近。23日08时(图8c、d),

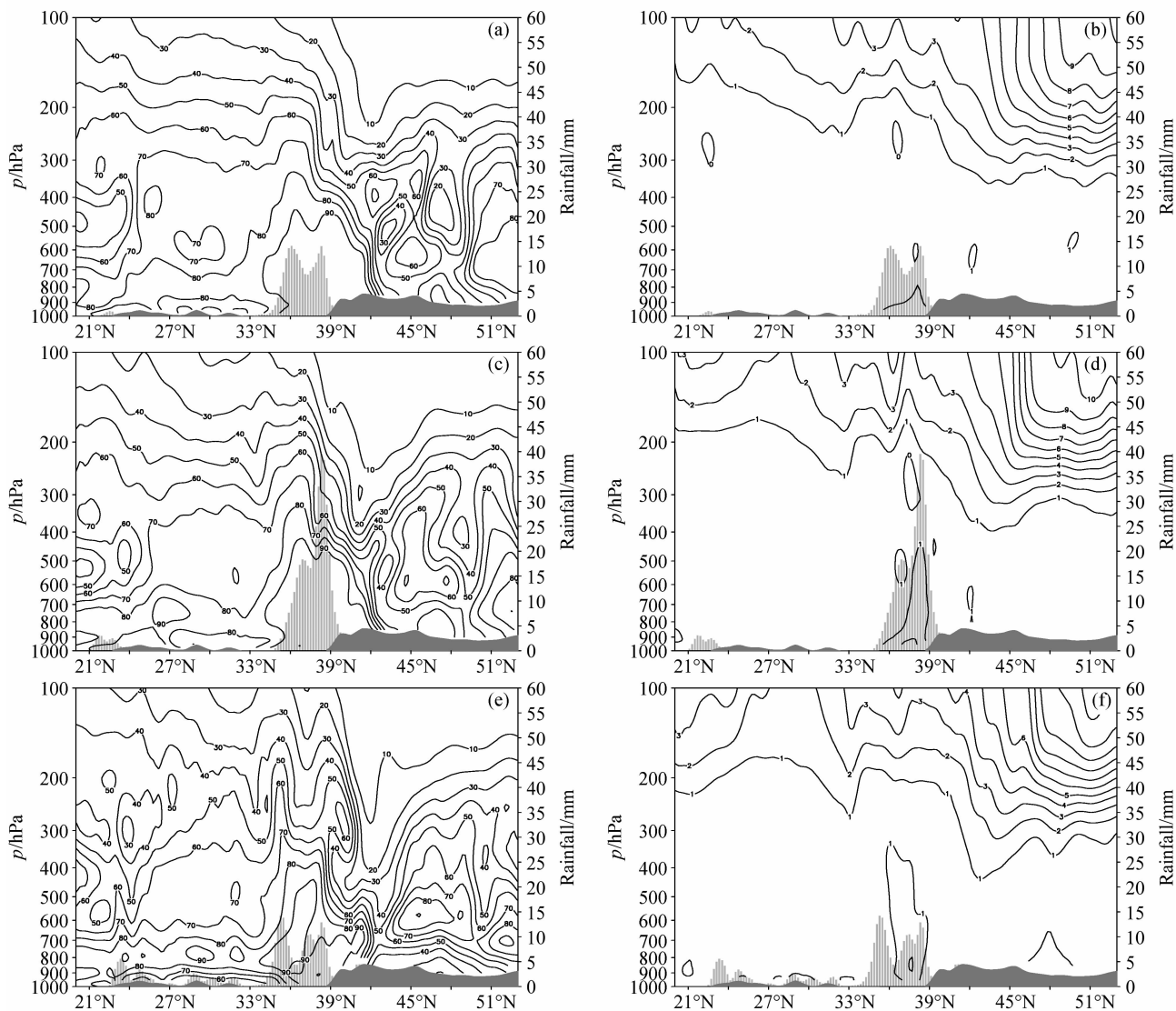


图8 模式模拟的2005年7月23日沿115°E (a, c, e) 相对湿度(%) 和(b, d, f) 位涡(单位: PVU) 的经向垂直剖面(直方图为相应3 h 降水): (a, b) 02 时; (c, d) 08 时; (e, f) 14 时

Fig. 8 Simulated vertical cross sections of (a, c, e) relative humidity (%) and (b, d, f) potential vorticity (PVU) along 115°E (bars denote corresponding 3-h rainfall): (a, b) 0200 LST 23 Jul; (c, d) 0800 LST 23 Jul; (e, f) 1400 LST 23 Jul

1 PVU 的等位涡线进一步下伸至 400 hPa 附近, 相对湿度达 50% 的等值线下伸至 450 hPa 附近, 降水区上空大于 1 PVU 的位涡柱达 400 hPa, 中心值为 2 PVU, 显然这是非绝热加热及干冷空气和暖湿空气相互作用的结果。到 23 日 14 时(图 8e, f) 时, 1 PVU 的等位涡线已下伸至 450 hPa 附近, 降水区上空的位涡柱向上达 350 hPa 附近, 中心为 2 PVU, 位于 800 hPa 附近, 50% 的相对湿度等值线下伸展至 550 hPa 附近。可见, 干冷空气从西北方向侵入降水区, 干冷空气侵入高度在 300~600 hPa 之间。而在冷空气侵入前, 23 日 01 时温度离差显

示(图略), 降水区上空 800~350 hPa 有明显的增温, 这是强降水释放的凝结潜热加热大气柱的结果。这股来自高层的干冷空气侵入后, 将对流层高层高位涡带入低层, 加强了位势不稳定, 有利于对流发展, 同时冷空气的入侵可以使原来不饱和湿空气出现饱和, 从而有利于降水增幅。上升运动的发展有利于地面减压, 23 日 08 时前后在热力和动力的作用下形成出中尺度低涡。Hoskins et al. (1985) 指出, 一个高层正的位涡扰动移动到对流层低层或地面的斜压区上空时, 位涡扰动会向下伸展, 同时也会在斜压区激发出气旋性环流, 导致正

的位涡扰动出现。因为从高层下伸的高位涡来自层结稳定度比对流层大好几倍的平流层，平流层空气侵入对流层中下层，对流稳定度减小，引起气团在水平方向辐合，会导致气团正涡度加强，形成大的局地位涡扰动。位涡扰动的出现将引起环流的变化，高位涡引起气旋性环流，结果在对流层的中低层出现中尺度低涡，使降水增幅。

4.4.2 干侵入的温度场特征

位温、温度平流及风场的垂直剖面分析表明

(图 9)，23 日 01 时 (图略)，降水区上空附近 600~250 hPa 之间的等位温线向上和向下的凹凸比较明显，表明这一带有明显的冷空气活动，且对流层中高层降温明显。降水区上空等位温线下凹，表明冷空气已侵入降水区。23 日 02 时 (图 9a)，降水区上空 550~300 hPa 之间等位温线明显下凹，其西侧等温线明显上凸，下凹区与冷平流相对应 (图 9c)，相应的流场分布 (图 9e) 显示，下凹区对应西北下沉气流，对流系统西侧的西北气流进入对流体中，

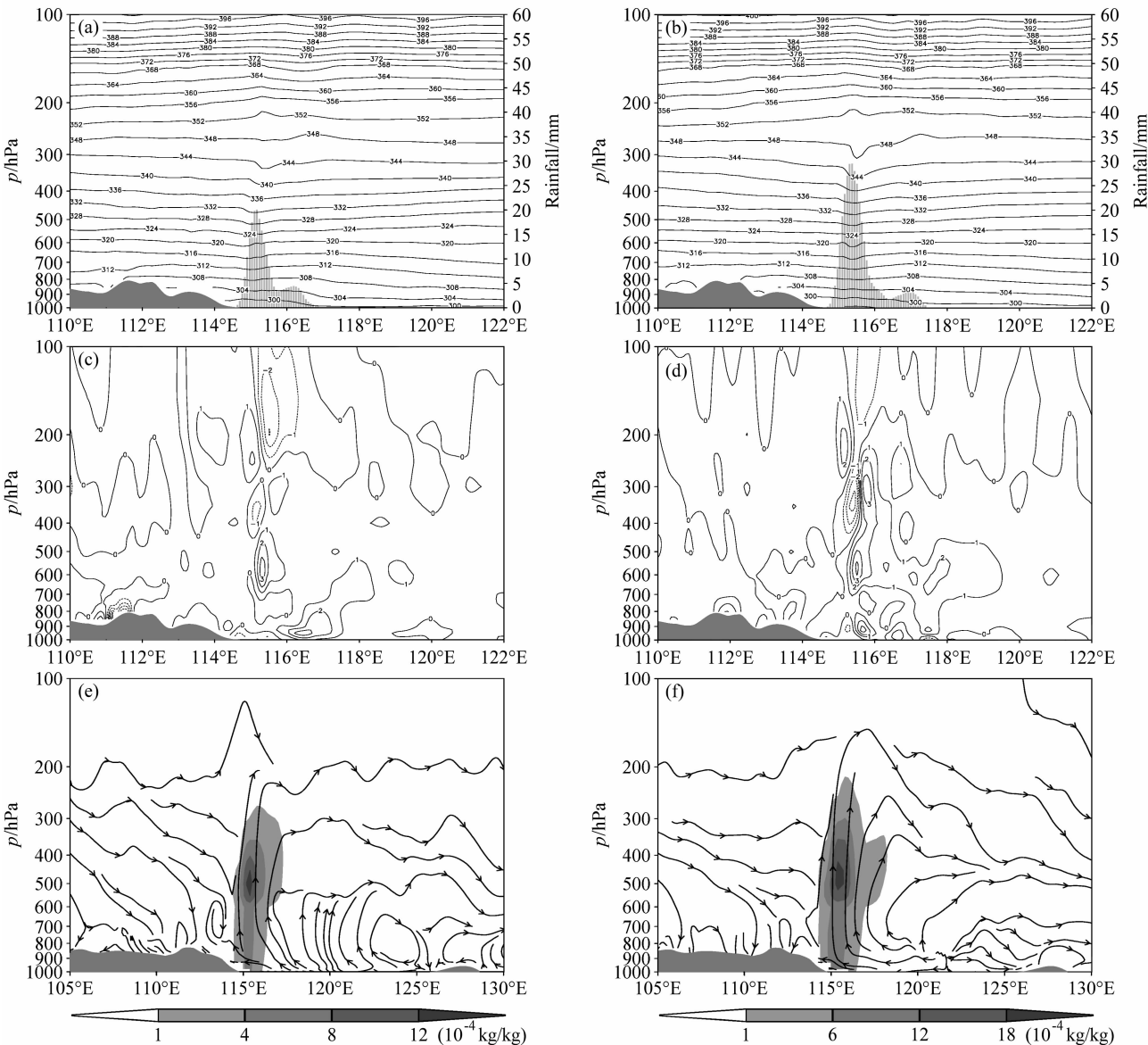


图 9 模式模拟的 2005 年 7 月 23 日位温 (a、b)、温度平流 (c、d) 及流场 (e、f，阴影为云水含量) 沿 38.5°E 的垂直剖面 (直方图为过去 1 h 降水量)：(a、c、e) 02 时；(b、d、f) 10 时

Fig. 9 Simulated latitude-height cross sections of (a, b) potential temperature, (c, d) temperature advection, and (e, f) flow field (shading: cloud water content) along 38.5°E (bars denote 1-h rainfall): (a, c, e) 0200 LST 23 Jul; (b, d, f) 1000 LST 23 Jul

在低层有西北与东南气流的辐合，正是西北气流的参与加强了此处的对流活动。冷空气从 300~600 hPa 高度开始侵入降水区，这股冷空气通过降低低层稳定性和强迫中层较暖空气抬升，对流层不稳定能及潜热能的释放，使上升运动迅速增强，从而使得暴雨增幅，降水区维持一个弱斜压区。之后的演变，仍可清楚地看到冷空气的活动，冷平流明显增强，中心值达 3~4 K/s，位于 350 hPa 高度（图 9b、d、f）。

4.4.3 干侵入的湿度场特征

相对湿度和风场的分析表明（图 10），23 日 02 时，300 hPa 和 500 hPa 上在河套地区存在相对湿度小于 60% 的干区，干区在偏西（300 hPa）或西北（500 hPa）气流引导下向降水区移动，该干区前沿为相对湿度梯度大值区，300 hPa 相对湿度梯度比 500 hPa 大，且 300 hPa 上的干区前沿已侵入降水区。300 hPa 上山东南部及东部沿海为另一干区控制，500 hPa 上此干区比较偏东，主要在我国东部沿海地区，这是副高内的下沉气流造成的干暖区。

23 日 08 时（图 10b、d），冷空气在偏西气流的引导下继续向雨区侵入，700 hPa 上的干侵入气流非常偏西（图略），干侵入在 300 hPa 较 500 hPa 明显偏前，这种干侵入配置使得低空的降水区处于高层干冷平流的下方，于是在降水区上方出现了上干下湿的层结分布，导致 $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ，使得对流性不稳定得以发展，有利于降水增强。干侵入在初期较弱，为偏西气流，后期虽转为西北气流，但以西南气流的形式进入雨区，以冷空气扩散的形式从中高层侵入雨区。可见，在降水发展过程中不断有冷空气从高层侵入降水区，有利于高层降温降湿和位势不稳定的发展，从而有利于降水的发展和维持。

4.5 高低空急流耦合的影响

从上述分析我们知道边界层的水汽辐合、垂直环流上升支和干侵入对这次强降水的发生发展和维持起了重要作用，那么，它们是怎么相互作用造成中尺度对流系统发生发展的？从过暴雨中心沿 38.5°N 纬向风和纬向环流的垂直剖面上看到，在中尺度低涡开始发展的 23 日 04 时（图 11a），近地

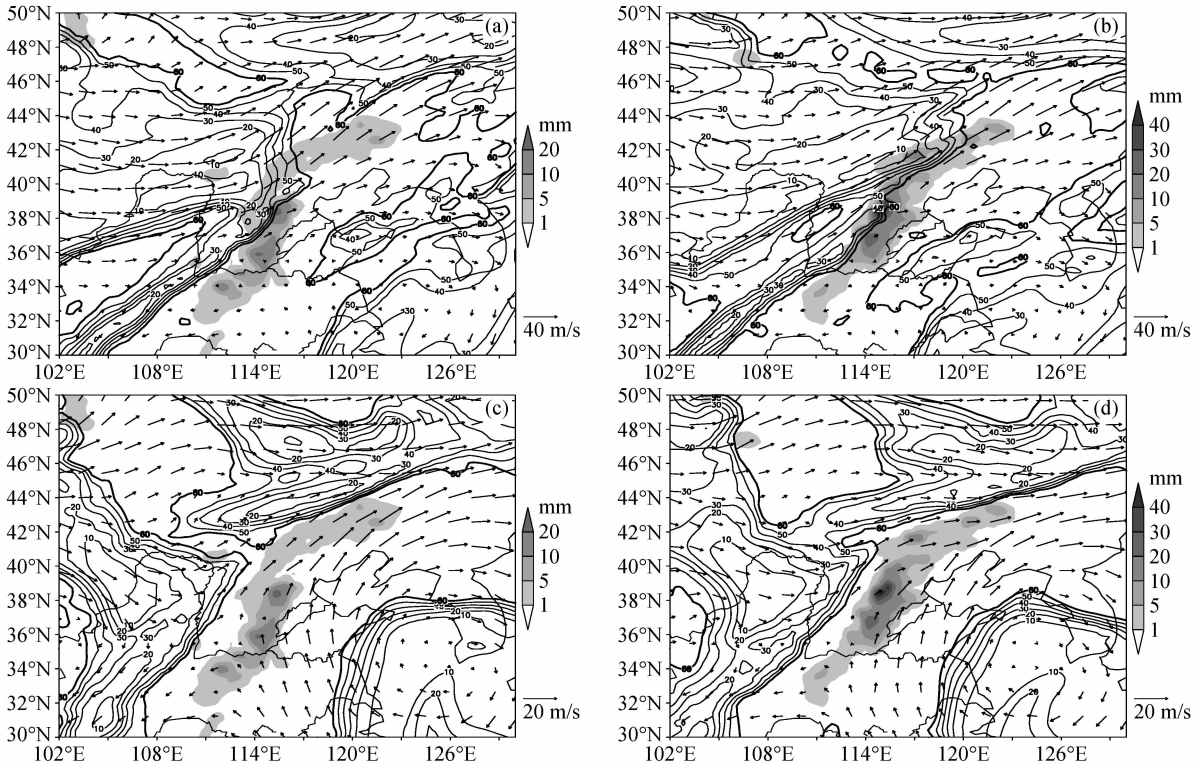


图 10 模式模拟的 2005 年 7 月 23 日 300 hPa (a、b) 和 500 hPa (c、d) 高度上相对湿度场(%)、风场和过去 3 h 降水量(阴影区)的叠加：(a、c) 02 时；(b、d) 08 时
Fig. 10 Simulated relative humidity (%), wind, and 3-h rainfall (shaded) at (a, b) 300 hPa and (c, d) 500 hPa; (a, c) 0200 LST 23 Jul; (b, d) 0800 LST 23 Jul

面层的东风入流在对流区上空 950 hPa 附近形成 12 m/s 的东风风速核,范围 100 多公里,东风入流在动力耦合驱动(低层强辐合)下上升到 300 hPa 附近开始向右侧出流,24 m/s 的西风中心位于 200 hPa 附近,位于低空东风中心的东部。该上升支中心风速达 2.0 m/s,位于 550 hPa 附近,其伸展高度与 10 dBZ 的对流区伸展的高度较一致。相应全风速场上(图 11c),此东风中心处风速为 16 m/s,表明边界层附近存在低空急流。该边界层急流前期位置较低,后期略向上伸展(图 11c、d),显然与大尺度低空急流无关,是低层诱发的中尺度扰动,因为在此风速核东部 800~700 hPa 存在的大于 12 m/s 的急流即大尺度低空急流。从逐时风速的演变可知,22 日 20 时开始在山脉东部的边界层附近出现了 12 m/s 的风速核,范围约 20 km(图略),此时无降水对应,此边界层风速核的形成是由于夜间边界层降温等局地热力因素造成的(Blackadar, 1957; 孙继松, 2005)。该边界层急流稳定少动,到

中尺度低涡形成前的 23 日 01 时(图略),对流体上方 200 hPa 处有一风速为 22 m/s 的大值中心;1 小时后,边界层和高空的风速中心分别增大到 14 m/s 和 24 m/s(图略),到最强降水出现的 23 日 10 时,边界层及高空风速中心分别达 18 m/s 及 26 m/s(图 11d),且高层的风速大值中心始终位于边界层风速中心的下游。从边界层急流的演变可以发现降水产生后对边界层急流有明显的增强作用;边界层中尺度急流主要是由东风分量引起的,南风分量的贡献相对较小。

边界层急流是强对流天气的主要触发机制之一,而加强的边界层急流会增加水汽的输送从而加强对流。因此边界层急流在这次降水过程中非常重要。那么,它是如何形成和发展的? Blackadar (1957) 认为边界层急流形成在夜间逆温层的上部、是超地转的、常与低层大的风速垂直切变相联系。孙继松(2005)应用方程定性地讨论了北京地区夏季边界层急流的形成,这里仍沿用他推导的方程来

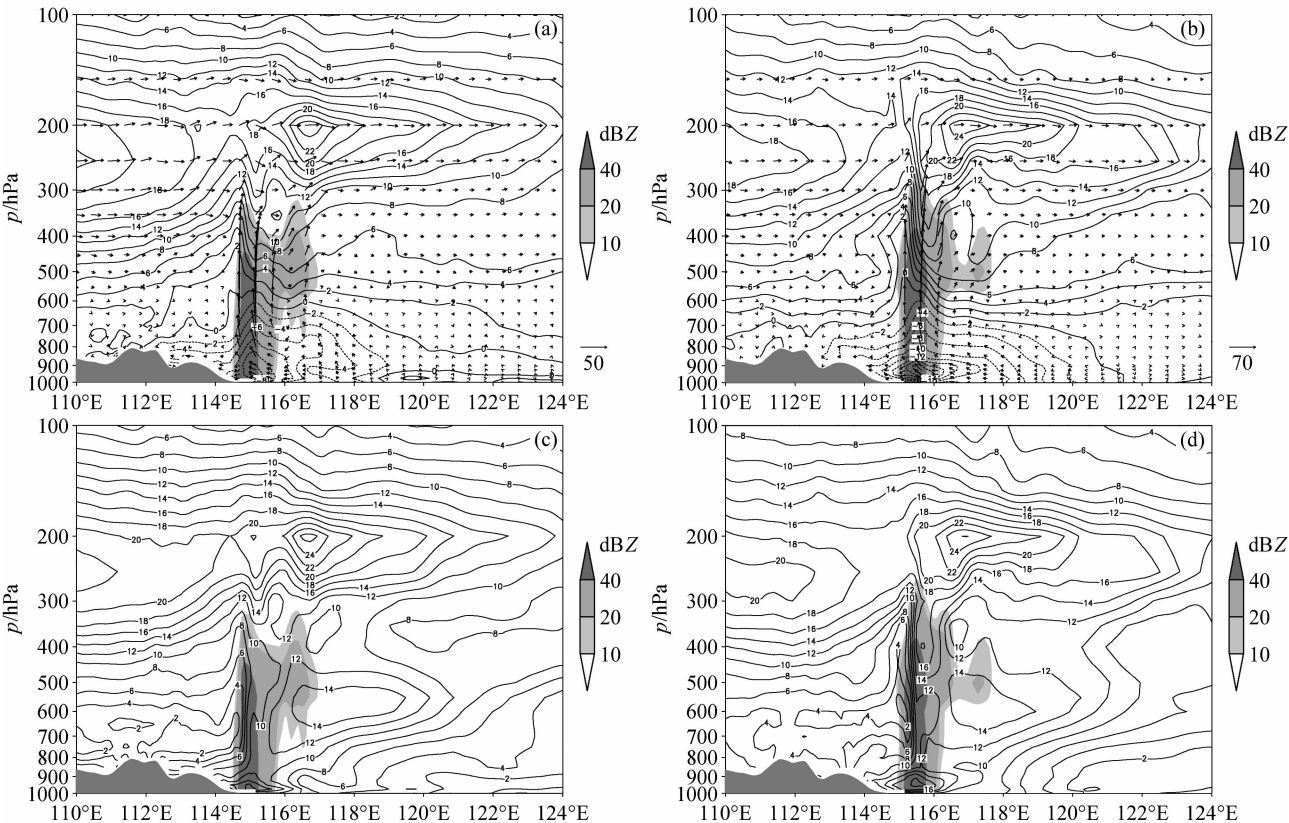


图 11 模式模拟的 2005 年 7 月 23 日沿 38.5°N 的纬向风(实线,单位: m/s)和垂直环流(a、b)及总风速(c、d,单位: m/s)剖面(阴影为反演雷达回波,单位: dBZ): (a、c) 04 时; (b、d) 10 时

Fig. 11 Simulated longitude-height cross sections of (a, b) zonal wind (solid line, units: m/s) and vertical circulation, and (c, d) total wind speed (m/s) along 38.5°N (shading: retrieved radar reflectivity): (a, c) 0400 LST 23 Jul; (b, d) 1000 LST 23 Jul

进一步讨论边界层急流的形成和发展。取 x 坐标轴沿急流轴方向, 利用不考虑科氏力的 Bossinesq 近似方程组可推导出

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \cong -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1)$$

其中, 各物理量为常用的气象参量。即在不考虑水平风速平流项垂直分布 ($\partial [u(\partial u/\partial x) + w(\partial u/\partial z)]/\partial z$) 的影响时, 温度水平梯度的强迫作用是造成风速垂直切变加强或减弱的主要物理因子。华北地区西部为太行山脉, 夏季白天西侧太行山山脉上的温度明显高于同一高度层大气温度, 日落后, 由于山坡降温速度明显快于大气, 温度梯度 $\partial\theta/\partial x < 0$, 造成风速垂直切变 ($\partial u/\partial z > 0$) 加强, 可形成边界层急流。降水产生后, 其释放的潜热造成降水区上空迅速增温, 降水区大气边界层则因蒸发冷却迅速降温, 对流层中层形成沿气流方向前暖后冷的局地温度梯度 (即 $\partial\theta/\partial x > 0$), 由公式 (1) 可知, 对流层中层的风速垂直切变将减弱, 垂直切变减弱的结果将造成对流层中层上部的气流减速、底部的气流加速。而在近地面层由于局地强降水的蒸发冷却作用, 造成降水区气温快速下降, 形成前冷后暖的温度梯度 (即 $\partial\theta/\partial x < 0$), 必然造成边界层内的风速随着高度增加而迅速加大, 即边界层顶的气流加速将明显快于近地面层。它们共同作用的结果, 造成了边界层急流的形成和发展。同时由于高层干冷侵入的存在, 进一步加强了位势不稳定的发展, 有利于对流发展, 对流发展释放更多的凝结潜热, 地面则变得更冷, 从而进一步加强对流层中层和边界层的温度对比, 对流层中层和边界层的水平温度梯度进一步加大, 从而使边界层风场进一步加速。反过来, 边界层气流的加速又加强了急流前方的风速辐合, 有利于水汽和能量在暴雨区的集中。随对流的发展, 高空必须有强的出流与之配合, 在中尺度低空急流的下游方向形成高空风速大值区, 高空出流的快速增强有助于上升运动的发展加强, 增强的上升运动将低空动量向高层输送, 这也是高空中尺度风速大值区产生和维持的机制之一。高低空急流的耦合形势对对流系统的发展非常有利, 高低空风向、风速垂直切变的存在形成了强的次级环流上升支。急流和暴雨之间通过次级环流存在着正反馈的相互作用, 而且高、低空急流耦合产生的次级环流上升支将触发不稳定能量的释放。

本次暴雨过程与河北“96.8”特大暴雨有所不同, “96.8”暴雨的高低空急流都很强, 低空急流强度大, 伸展高度相对较高, 边界层急流不明显 (孙建华等, 2006)。而本个例中边界层急流、低空急流和高空风速大值区共存, 低空急流在后期明显减弱, 边界层急流加强, 三者的上下耦合是此次强暴雨发生发展的重要原因 (朱乾根等, 2001)。

5 结论和讨论

分析和模拟研究 2005 年 7 月 22~24 日发生在华北地区的一次大范围暴雨过程, 结果表明:

(1) 该暴雨过程是由“海棠”台风减弱的低压倒槽和西风带冷空气相互作用造成的, 台风倒槽内发展起来的 2 个中尺度对流系统是暴雨的直接影响系统, 对流层低层中尺度低涡是中尺度对流系统发展到成熟阶段形成的, 与降水中心的形成相对应。

(2) 水平环流将水汽向暴雨区集中, 垂直环流将水汽向中高层输送, 虽然水汽主要集中在边界层附近, 但整层水汽通量散度与降水量有较好的相关性。

(3) 暴雨发展过程中有干冷空气自高层从西北方侵入降水区, 干侵入基本存在于 600~300 hPa 之间, 且在高层超前于低层, 这种配置使得低空的降水区处于高层干冷平流的下方, 有利于对流性不稳定的发展, 并在低层诱生出中尺度低涡, 对暴雨的发生发展起增幅作用。

(4) 暴雨过程中夜间在华北地形热力作用下边界层附近诱生出中尺度边界层急流, 降水及干侵入等因素使边界层急流加强, 相应的在高空出流处产生高层风速大值区。急流和暴雨之间通过次级环流存在着正反馈的相互作用。边界层急流、低空急流和高空风速大值区三者的上下耦合是此次强暴雨发生发展的重要原因。

综上所述, 可以得到这次华北暴雨过程前期和后期结构特征的物理概念模型 (图 12)。

综述如下: 暴雨前期, (1) 200 hPa 上有高空急流, 其右侧形成比较强的辐散, 500 hPa 上河套地区有西风槽东移, 地面倒槽内有东南风与东北风形成的中尺度辐合线。(2) 偏东入流将大量的暖湿空气向暴雨区集中, 暴雨区中低层为对流不稳定层结。(3) 偏东入流遇到山脉, 触发对流产生; 夜间受热力作用诱发出边界层急流。(4) 高空的干侵入

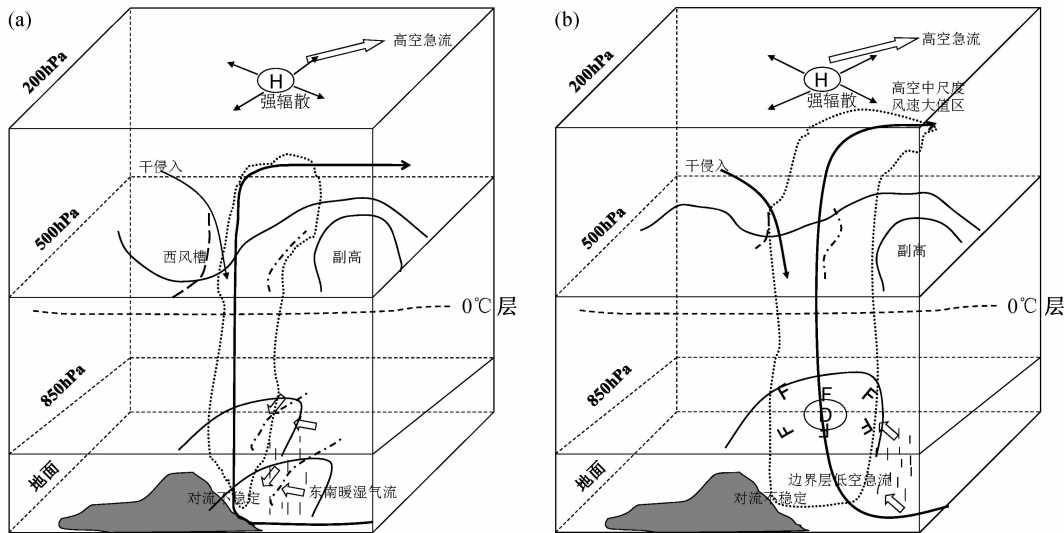


图 12 华北暴雨结构特征的物理概念模型：(a) 暴雨前期；(b) 暴雨后期
Fig. 12 Concept model of heavy rainfall in North China: (a) Prophase of heavy rainfall event; (b) anaphase of heavy rainfall event

较弱。暴雨后期，干侵入较暴雨前期明显加强，干冷空气从西北方向侵入降水区，有利于位势不稳定的发展和对流的加强，上升运动和对流云都较前期明显加强。干侵入和降水加强了对流层中层和边界层的水平温度梯度，造成边界层急流加强，其上游的高空形成风速大值区，高低空切变的存在非常有利于次级环流的发展和地面减压，从边界层到 700 hPa 有 β 中尺度低涡形成，进而对暴雨的发生发展起增幅作用。暴雨前期和后期的无辐散层都在 550 hPa 附近， 0°C 层跟无辐射层比较接近。

程麟生，冯伍虎. 2000. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展 [J]. 高原气象, 21 (4): 337–347. Cheng Linsheng, Feng Wuhu. 2002. A number of advances of the research on midlatitude mesoscale convective systems [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (4): 337–347.

程麟生，冯伍虎. 2001. “987” 突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟 [J]. 大气科学, 25 (4): 465–478. Cheng Linsheng, Feng Wuhu. 2001. Analyses and numerical simulation on an abrupt heavy rainfall and structure of mesoscale vortex during July 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (4): 465–478.

程麟生，冯伍虎. 2003. “98.7” 暴雨 β 中尺度低涡生成发展结构演变：双向四重嵌套网格模拟 [J]. 气象学报, 61 (4): 385–395. Cheng Linsheng, Feng Wuhu. 2003. Structural evolution of the genesis and development on meso- β vortex for the “98.7” heavy rainfall: Simulation of two ways with quartet nested grid [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 61 (4): 385–395.

丁一汇，蔡则怡，李吉顺. 1978. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究 [J]. 大气科学, 2 (4): 276–289. Ding Yihui, Cai Zeyi, Li Jishun. 1978. A case study on the excessively severe rainstorm in Henan province, early in August 1975 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 2 (4): 276–289.

丁一汇. 1993. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究 [M]. 北京：气象出版社, 249–254. Ding Yihui. 1993. Study on the Lasting Heavy Rainfalls over the Yangtze–Huaihe River basin in 1991 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 249–254.

丁一汇. 1994. 暴雨和中尺度气象学问题 [J]. 气象学报, 52 (3): 274–284. Ding Yihui. 1994. Some aspects of rainstorm and meso-scale meteorology [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 52 (3): 274–284.

冯伍虎，程麟生，程明虎. 2001. “96.8” 特大暴雨和中尺度对流系统发展结构的非静力数值模拟 [J]. 气象学报, 59 (3): 294–307. Feng Wuhu, Cheng Linsheng, Cheng Minghu. 2001. Non-hydrostatic numerical simulation for the “96.8” extraordinary heavy rainfall and the developing structure of mesoscale system [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (3): 294–307.

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and

- significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111: 877–946.
- 《华北暴雨》编写组. 1992. 华北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 182pp. Compilers of “Heavy Rainfall in North China”. 1992. Heavy Rainfall in North China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 182pp.
- 刘伟, 张庆红. 2004. 登陆台风中的中尺度对流系统的数值研究 [J]. *北京大学学报 (自然科学版)*, 40 (1): 73–79. Liu Wei, Zhang Qinghong. 2004. Numerical study of the mesoscale convective systems in landfall typhoon Herb [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 40 (1): 73–79.
- 倪允琪, 周秀骥. 2004. 中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究 [J]. *气象学报*, 62 (5): 645–661. Ni Yunqi, Zhou Xiuji. 2004. Study for formation mechanism of heavy rainfall within the Meiyu front along the middle and downstream of Yangtze River and theories and methods of the detection and prediction [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 62 (5): 645–661.
- 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2009. 中尺度气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 329pp. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2009. Mesoscale Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 329pp.
- 孙继松. 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究 [J]. *大气科学*, 29 (3): 445–452. Sun Jisong. 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 29 (3): 445–452.
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2004. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究 [J]. *大气科学*, 28 (5): 675–691. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. 2004. A study of vortex and its mesoscale convective system during China heavy rainfall experiment and study in 2002 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 28 (5): 675–691.
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究 [J]. *气象学报*, 64 (1): 57–71. Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhao Sixiong. 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in North China by “9608” typhoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (1): 57–71.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao Shiyan. 1980. Heavy Rainfalls in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 225pp.
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 2001. 1998 年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 [M]. 北京: 气象出版社, 184pp. Tao Shiyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. 2001. The Study on Formation Mechanisms and Forecasting of Heavy Rainfall in the Summer 1998 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 184pp.
- 王东海, 杨帅. 2009. 一个干侵入参数及其应用 [J]. *气象学报*, 67 (4): 522–529. Wang Donghai, Yang Shuai. 2009. A dry intrusion parameter and its application [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (4): 522–529.
- 徐国强, 胡欣. 1999. 弱冷空气对“96.8”暴雨的影响及数值模拟 [J]. *气象*, 25 (7): 17–20. Xu Guoqiang, Hu Xin. 1999. The weak cold air influence upon heavy rain in August 1996 and its simulation [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 25 (7): 17–20.
- 张立祥, 李泽椿. 2009. 一次东北冷涡 MCS 边界层特征数值模拟分析 [J]. *气象学报*, 67 (1): 75–82. Zhang Lixiang, Li Zechun. 2009. The numerical simulative analysis on characteristic of boundary layer in MCS on 5 July, 2004 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (1): 75–82.
- Zhang Qinghong, Lau Kai-Hon, Wang Hongqing, et al. 2000. Numerical simulation on mesoscale convective system along Mei-Yu front in southern China [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 45: 2093–2096.
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2003. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究 [M]. 北京: 气象出版社, 282pp. Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. 2003. The Mechanism of the Heavy Rainfall over the Yangtze River Basin (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 282pp.
- 赵宇. 2008. 华北暴雨中尺度结构特的分析研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士研究生学位论文, 120–135. Zhao Yu. 2008. A study of meso-scale structural features of heavy rainfall events in North China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 120–135.
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 2001. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究 [J]. *南京气象学院学报*, 24 (3): 308–314. Zhu Qian’gen, Zhou Weican, Zhang Haixia. 2001. Mechanism of the formation of torrential rain by coupled high/low level jets over the middle reaches of the Yangtze River [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 24 (3): 308–314.