

刘璐, 冉令坤, 周玉淑, 等. 2015. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析 [J]. 大气科学, 39 (3): 583–595, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14144. Liu Lu, Ran Lingkun, Zhou Yushu, et al. 2015. Analysis on the instability and trigger mechanism of torrential rainfall event in Beijing on 21 July 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (3): 583–595.

北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析

刘璐^{1,2} 冉令坤¹ 周玉淑¹ 高守亭¹

¹ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 本文利用 WRF 模拟的高分辨率资料对 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程的对流不稳定和条件对称不稳定性及其触发和维持机制进行了诊断分析。分析结果表明: (1) 在临近暴雨发生时刻及暴雨初期, 大气低层主要以对流不稳定为主, 随后对流触发, 不稳定性减弱, 而低空急流和湿斜压性的增强, 使得条件性对称不稳定加强, 维持和加强了暴雨的不稳定性。(2) 分析表明, 在暴雨过程中主要由于较强的水平风的垂直切变造成湿位涡的斜压分量异常, 从而导致条件性对称不稳定的产生。(3) 本文分别对暴雨发生过程中的对流不稳定与条件对称不稳定的触发机制进行了分析, 主要结论如下: 暴雨初期对流性降水阶段, 切变线上有利的垂直上升环境与地形的强迫抬升相互配合, 触发了对流性降水。另外, 北京上空的干冷空气入侵, 也增强了大气的对流不稳定性, 更易触发对流; 条件对称不稳定导致的降水阶段, 主要是由于北京上空冷暖空气的长期对峙, 冷空气逐渐深入到暖湿空气下方, 使得暖湿气团沿冷气团爬升, 从而触发条件对称不稳定, 造成持续性降水。此次暴雨过程中 0900~1300 UTC 时刻暴雨增幅的重要原因是 0900 UTC 北京风向突变, 转为偏东风, 且风速骤增, 北京西北侧的喇叭口状的地形的强迫抬升作用, 与上空 750 hPa 移来的切变线上的垂直运动相互叠加, 形成中尺度涡旋, 产生了强烈的上升运动, 触发不稳定, 产生大暴雨。

关键词 暴雨 对流不稳定 条件对称不稳定 地形 冷空气入侵

文章编号 1006-9895(2015)03-0583-13

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14144

Analysis on the Instability and Trigger Mechanism of Torrential Rainfall Event in Beijing on 21 July 2012

LIU Lu^{1,2}, RAN Lingkun¹, ZHOU Yushu¹, and GAO Shouting¹

¹ Institute of Atmosphere Physics, Chinese Academy Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract We used simulated data of high spatio-temporal resolution to analyzing the convective instability, conditional symmetric instability, and triggering mechanisms of a torrential rainfall event occurring in Beijing on July 21, 2012. The results indicate that convective instability played the leading role at the initial time of the precipitation. This instability weakened with the occurrence of the heavy rainfall, and conditional symmetric instability was enhanced by the increase in moist baroclinicity and the low-level jet, which maintained and strengthened the subsequent precipitation. Moreover, during the process of precipitation, strong vertical wind shear caused the baroclinic component of the moist potential

收稿日期 2014-01-21; **网络预出版日期** 2014-07-03

资助项目 中国科学院重点部署项目 KZZD-EW-05, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB430105, 国家自然科学基金项目 41175060、41375052

作者简介 刘璐, 女, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事中尺度动力学和数值模拟研究。E-mail: liulu@mail.iap.ac.cn

通讯作者 冉令坤, E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn

vorticity anomaly, thus leading to the generation of conditional symmetric instability. Further, during the initial rainfall of the convective instability stage, the terrain lifting force combined with the ascending air on the shear line to boost and stir up the convective instability. In addition, dry air invaded Beijing at the midlevel, which contributed to the convective precipitation. The conditional symmetric unstable precipitation resulted in a long-term clash between the cold and warm air over Beijing, which gave rise to the persistent precipitation. The warm air was lifted up by the cold air, which triggered the conditional symmetric instability. Moreover, at 0900 UTC, the wind shifted to an east wind and was abruptly enhanced. The wind was then lifted by the terrain coupled with the ascending air on the shear line, causing intensive upward motion and agitated instability, which is the primary reason for precipitation enhancement during 0900–1300 UTC.

Keywords Torrential rain, Convective instability, Conditional symmetric instability, Complex terrain, Dry air intrusion

1 引言

我国是一个暴雨多发的国家。早在 1980 年陶诗言先生 (1979) 就对暴雨做过系统性的研究, 指出暴雨受各种尺度天气系统的相互作用, 而中尺度天气系统是造成暴雨的直接原因。大气中暴雨系统的发生发展与稳定性有着密切的关系, 许多学者对大气的不稳定性与暴雨之间的联系进行了大量的研究。20 世纪 40 年代, Charney (1947) 和 Eady (1949) 就提出了斜压不稳定理论; 随后, Stone (1966, 1970, 1971) 提出并推导了非地转条件下以及非静力平衡条件下的对称不稳定; 通过不断深入研究, Hoskins (1974) 指出了对称不稳定可能是锋前雨带的触发机制之一; Bennetts and Hoskins (1979) 发现中尺度对称不稳定性扰动可能在组织启动雨带方面有着重要的贡献, 并讨论了湿位涡在对称不稳定中的作用; Emanuel (1983) 在湿位涡的基础上提出了相当位涡 (equivalent potential vorticity, 简称 EPV) 作为对称不稳定的理论判据; Seltzer et al. (1985) 通过进一步研究对称不稳定与降水的关系, 证明了对称不稳定是降水雨带形成的重要机制之一。Xu (1986) 在前人的理论基础上分析了不同情况下的条件不稳定对降水的影响, 并总结出了两类条件不稳定的模型。实际大气中常常会出现对流不稳定与对称不稳定会同时出现的现象, Seman (1994) 在此基础上研究了这种对流对称不稳定共存的现象, 并称为非线性对流对称不稳定。随着研究的深入, 后续又有很多学者研究了对称不稳定对降水形成发展中的作用 (Moore and Lambert, 1993; McCann, 1995)。

国内关于不稳定与降水关系的研究也有很多, 最早由张可苏 (1988a, 1988b) 对对称不稳定和横波不稳定进行了深入的分析, 探讨了斜压性在

非地转惯性流中的作用。吴国雄等 (1995); 吴国雄和蔡雅萍 (1997); 吴国雄和刘还珠 (1999) 通过湿位涡为判据对条件对称不稳定问题进行了诊断, 并提出了倾斜涡度发展理论。张立凤和张铭 (1992) 研究了 Wave-CISK 机制对对称不稳定的影响并揭示了对称不稳定扰动的性质, 指出对称不稳定是一种重力惯性波的不稳定, 并进一步研究了斜交型不稳定的问题。后来高守亭和周玉淑 (2001) 和 Gao (2000) 在 Seman 的基础上利用 Kelvin-Helmholtz 研究切变不稳定的观点, 考虑到强涡度切变存在时切变线已经构成了涡层, 从而使切变线的不稳定问题变成了涡层的不稳定问题, 得到了切变线上的涡层不稳定理论, 周玉淑等 (2003) 进一步将涡层不稳定理论用于长江流域一次暴雨过程的不稳定分析。寇正和陆汉城 (2005) 研究了非线性对流对称不稳定, 并指出对流和对称不稳定之间的正反馈机制。在前人的理论分析基础上, 后来的许多学者对不稳定性及其发生发展也进行了大量的研究, 并取得了很多研究成果。

本文以 2012 年 7 月 21~22 日河北北部及北京地区发生的特大暴雨过程为例, 在前人的基础上对该过程的不稳定性的演变过程进行探讨分析。

“7.21”暴雨过程为北京地区近 60 年来的最强的一次暴雨, 该暴雨雨带呈现西南—东北走向, 其中特大暴雨区位于北京西南部山前和东北部山前部分。这次暴雨北京平均降水量达 170 mm, 其中全市在房山地区出现累计雨量最大值为 460 mm, 而在平谷地区出现最大 1 小时降水量约 100 mm, 城区内最大降水量出现在石景山区, 可达 328 mm。北京 7~8 月虽为多雨期, 可是发生如此强的对流系统并造成这样大的降水是实属罕见的, 因而这次暴雨值得我们深入分析, 为今后的暴雨预报提供一定的依据。

考虑到研究暴雨这类中尺度系统,而且对流触发系统的尺度一般都比较小,常规资料分辨率太低,无法很好的将其特点表示出来,所以本文首先通过 NCEP/NCAR 的 FNL (Final Analysis Data) 全球再分析资料 ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 时间间隔为 6 h) 分析环境场特征,然后采用具有高时空分辨率的 WRF 模式模拟输出资料来分析这次特大暴雨的不稳定性。

2 背景场分析

首先,利用 NCEP $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 再分析资料对此次大暴雨过程中的大尺度背景场进行分析。从 500 hPa 高空图中可以看到,华北地区位于贝加尔湖低槽前部与副热带高压的西北侧,槽前的大范围的垂直上升运动为这次强对流天气提供了非常有利的背景条件。此次环流形势为典型的“两脊一槽”的形势。暴雨临近时的 21 日 0000 UTC (图略),贝

加尔湖附近的低涡主槽与河套西部东移发展的低槽合并,逐渐移入华北地区,槽前存在大范围西南气流,北京地区受强盛的西南暖湿气流影响。到 21 日 1200 UTC (图 1a) 副高 5880 线北抬并稳定维持,阻挡了贝加尔低槽的西移,使得高空槽系统在华北地区滞留了较长时间,是造成这次持续性大暴雨的重要原因。

700 hPa 天气图上,在暴雨发生前,河套西部的低槽随着引导气流向东北方向移动,在暴雨临近时刻 21 日 0000 UTC 低槽强烈发展形成一个闭合的低涡,并逐渐向东移动。至 21 日 0600 UTC,低涡逐渐移近北京上空。槽前的西南气流逐渐增强,最大可达 16 m/s,北京位于急流轴出口区的左侧,存在气旋性切变,产生强垂直上升运动。到 1200 UTC (图 1b),低涡移至北京上空,且低空急流明显增强,风速最高可达 20 m/s,北京位于急流轴左侧,此时北京上空存在强的风的垂直切变。正涡度

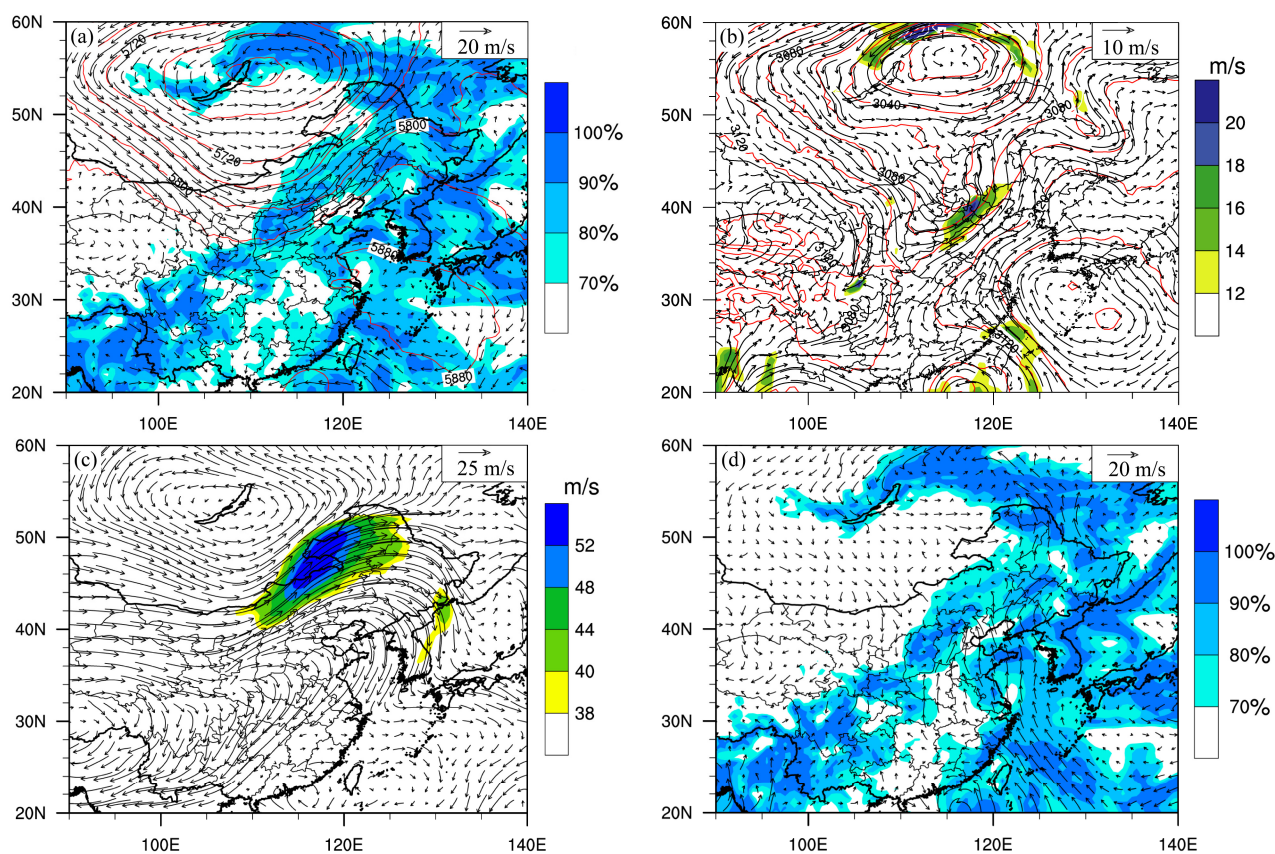


图1 21 日 1200 UTC (a) 500 hPa 位势高度 (红色实线, 单位: gpm)、风场 (单位: m/s) 和 850 hPa 相对湿度 (阴影); (b) 700 hPa 位势高度 (红色实线, 单位: gpm) 和 850 hPa 低空急流 (阴影)、700 hPa 风场 (单位: m/s); (c) 200 hPa 风场 (单位: m/s) 和高空急流 (阴影); (d) 925 hPa 相对湿度 (阴影) 和风场 (单位: m/s)

Fig. 1 The distribution of (a) geopotential height at 500 hPa (red line, gpm), wind vector (m/s), at 500 hPa and relative humidity (shaded) at 850 hPa; (b) geopotential height at 700 hPa (red line, gpm), low-level jet at 850 hPa (shaded), and wind vector at 700 hPa; (c) wind vector (m/s) and high-level jet (shaded) at 200 hPa; (d) relative humidity (shaded) and wind vector (m/s) at 925 hPa at 1200 UTC 21 July

中心一直随着低槽向东北方向移动,到 1200 UTC,强涡度中心恰好位于北京上空。

由 200 hPa 高空图(图 1c)也可以看到,21 日 0600~1800 UTC,北京地区位于高空急流入口区的右侧,为次级环流的上升支,为强的风向和风速的辐散区。与低空急流相互配合,造成了高空辐散低空辐合的环流形势,在华北地区产生较强的上升运动。为此次中尺度强对流系统的发生发展提供了有利的动力条件。

图 1a 阴影区为 850 hPa 的水汽分布,可以看到,此次暴雨过程的水汽通道主要为低空急流强劲的西南风从孟加拉湾所带来的充足的水汽。从 21 日 0000 UTC 一直维持到 1800 UTC,为这次暴雨提供了充足的水汽。而在低空 925~900 hPa(图 1d)之间存在另一条水汽通道,主要由南海气旋“韦森特”和副高之间的东南气流从南海海面带来的水汽,使得北京地区长时间处于近乎饱和的状态。这两条水汽通道均为这次暴雨提供了充足的水汽条件。

综上所述,可以看到,在高低空环流场有利的配合下,无论是动力还是热力方面,均为这次大暴雨的发生发展提供了非常有利的条件。

3 模式验证

3.1 模式介绍

模拟采用 WRF 模式,模拟中心点在(39.6°N, 116°E),两层双向嵌套,区域 1 水平分辨率 4 km,水平方向格点数为 751×622;区域 2 水平分辨率 1.33 km,水平方向格点数为 841×826,垂直层数取 51 层,积分步长为 25 s。改模拟中微物理过程采用 Milbrandt-Yau 2-moment 方案,边界层方案采用 Mellor-Yamada-Janjic TKE,长波辐射为 RRTM 方案,短波辐射为 Goddard shortwave 方案。积分时间从 7 月 21 日 0000 UTC(协调世界时,下同)到 22 日 1200 UTC,共积分 36 h,每 20 分钟输出一次资料。

3.2 模拟降水与实况对比

图 2b, d, f 给出了数值模拟的北京大暴雨 21 日 0600 UTC、1200 UTC、1800 UTC 每 6 小时的累计降水量分布,与实况(图 2a, c, e)对比可以看出,模拟结果能够较好的反映出此次特大暴雨过程的雨带移动及强度变化。模拟的主要雨带与实况基本一致,呈西南—东北走向,虽然强降水中心稍微偏西,但基本反映出强降水从西南向东北方向扩

张,强度不断增强的趋势,与实况雨带和雨量变化趋势一致。由于模拟具有较高的分辨率,模拟图中出现多个小的强降水中心,而实况图中由于观测站点分辨率不够高,实况中的强降水中心比较集中,位于河北与北京交界地带,看不到小的降水中心。从模拟的降水量来看,虽然模拟最大降水强度要小于实况降水强度,但在 0600~1200 UTC 强降水时段的 6 小时累计降水量也都超过了 100 mm 以上。从模拟的逐小时降水量来看(图略),模拟降水雨带和强度变化比实况约滞后 2~3 个小时左右,强降水中心略有偏差,但降水的整体变化趋势和持续时间与实况变化趋势基本一致。因此,该模拟能够较好的表征这次暴雨过程的结构特征变化,可以利用模式输出的高时空分辨率结果对这次大暴雨的中尺度结构进行研究。

4 对流不稳定分析

首先分析这次暴雨过程中的对流不稳定性。经分析发现该暴雨发生前(约 12 个小时)以及暴雨初期(约前 4 个小时)北京上空存在很强的对流不稳定区。沿近似垂直于锋面和地形做剖面图(图 3d),北京位于山前标记处。

如图 3 所示。暴雨发生前(图 3a)北京上空 700 hPa 以下为相当位温密集带,相当位温随高度降低, $\partial\theta_e/\partial p < 0$,说明此时北京上空对流层低层为较强的对流不稳定状态,且对流不稳定的高度随时间降低。此时一旦有对流触发机制产生即可产生强对流。北京的西部陕西河北地区上空,存在一条相当位温密集带,随高度向西倾斜,经过分析温度扰动剖面图可以清楚的看到此密集带处为冷暖气团交汇地带,温度梯度明显,可见此处为一条冷锋自西向东移来,而锋前为暖湿气团的不稳定能量聚集区。从 0200 UTC 开始,锋前对流不稳定区出现垂直上升运动,北京及附近地区开始产生降水,到 0800 UTC(图 3b)锋前的垂直速度增强,且恰好位于北京上空,此时北京出现强降水。此时由图可见北京西侧的锋面逐渐移近北京地区。到 1400 UTC(图 3c)锋面逼近北京上空,伴随着较强的垂直上升运动,在北京地区及周边产生了持续性的降水。从图中可见在暴雨发生区均出现相当位温等值线下凹,这是由空气中饱和的水汽凝结,释放大量的潜热,使得相当位温突然增大,从而出现下凹的现象,并出现相当位温等值线陡峭且密集区。

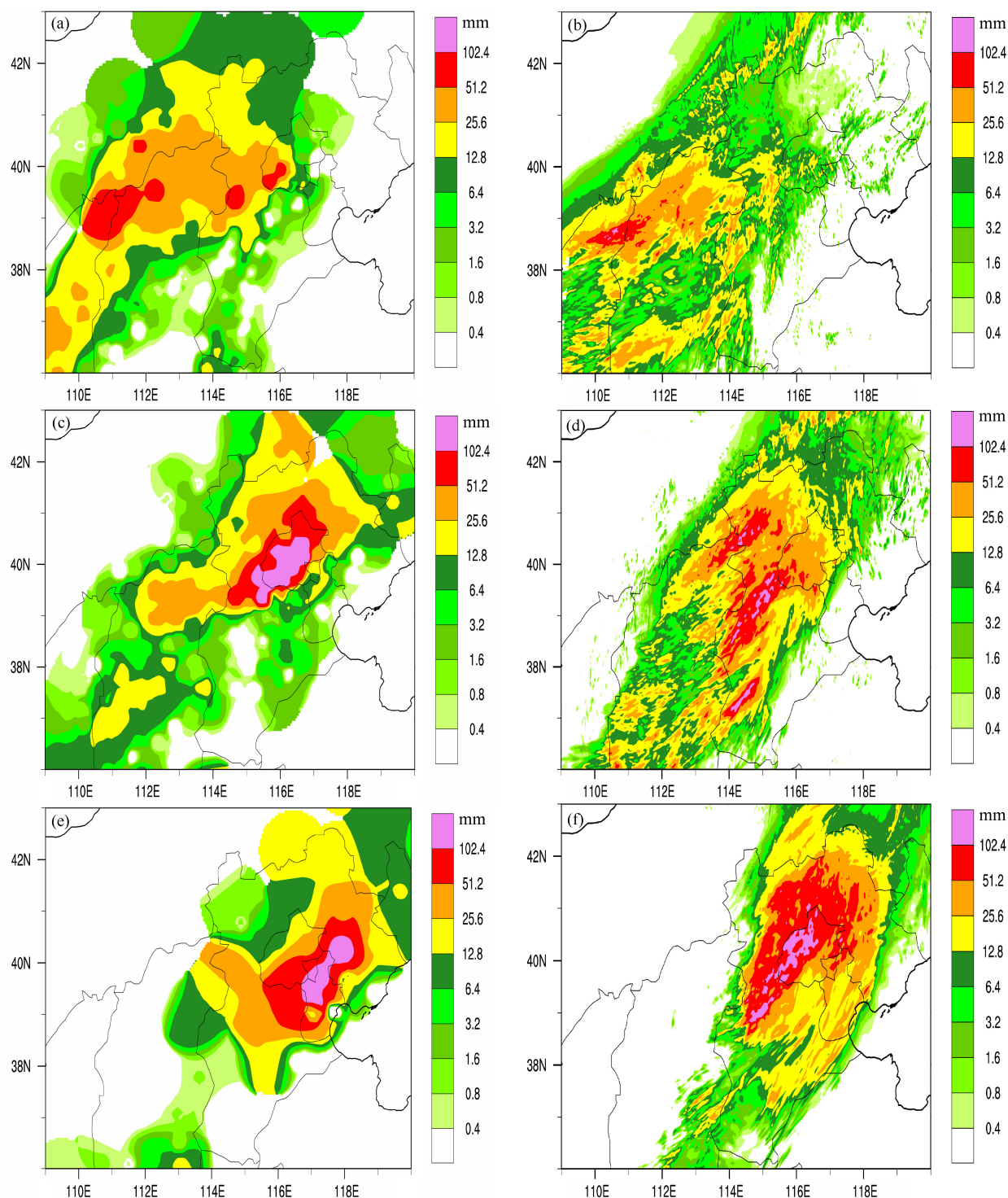


图2 2012年7月21日北京及其周边地区6小时累计降水量分布(单位: mm): (a) 0000~0600 UTC 观测; (b) 0000~0600 UTC 模拟; (c) 0600~1200 UTC 观测; (d) 0600~1200 UTC 模拟; (e) 1200~1800 UTC 观测; (f) 1200~1800 UTC 模拟

Fig. 2 The 6-h accumulated precipitation (mm) on 21 July 2012: (a) Simulation from 0000 to 0600 UTC; (b) observation from 0000 to 0600 UTC; (c) simulation from 0600 to 1200 UTC; (d) observation from 0600 to 1200 UTC; (e) simulation from 1200 to 1800 UTC; (f) observation from 1200 to 1800 UTC

通过房山(39.68°N , 116.13°E)上空相当位温随时间的变化图(图4)也可以看到,暴雨初始阶段0000~0600 UTC,北京上空850~700 hPa之间

处于较强的对流不稳定区,随后,对流触发,降水产生,能量释放,不稳定层结的高度随时间降低,强度减弱。0600 UTC之后,大气基本上变为弱对

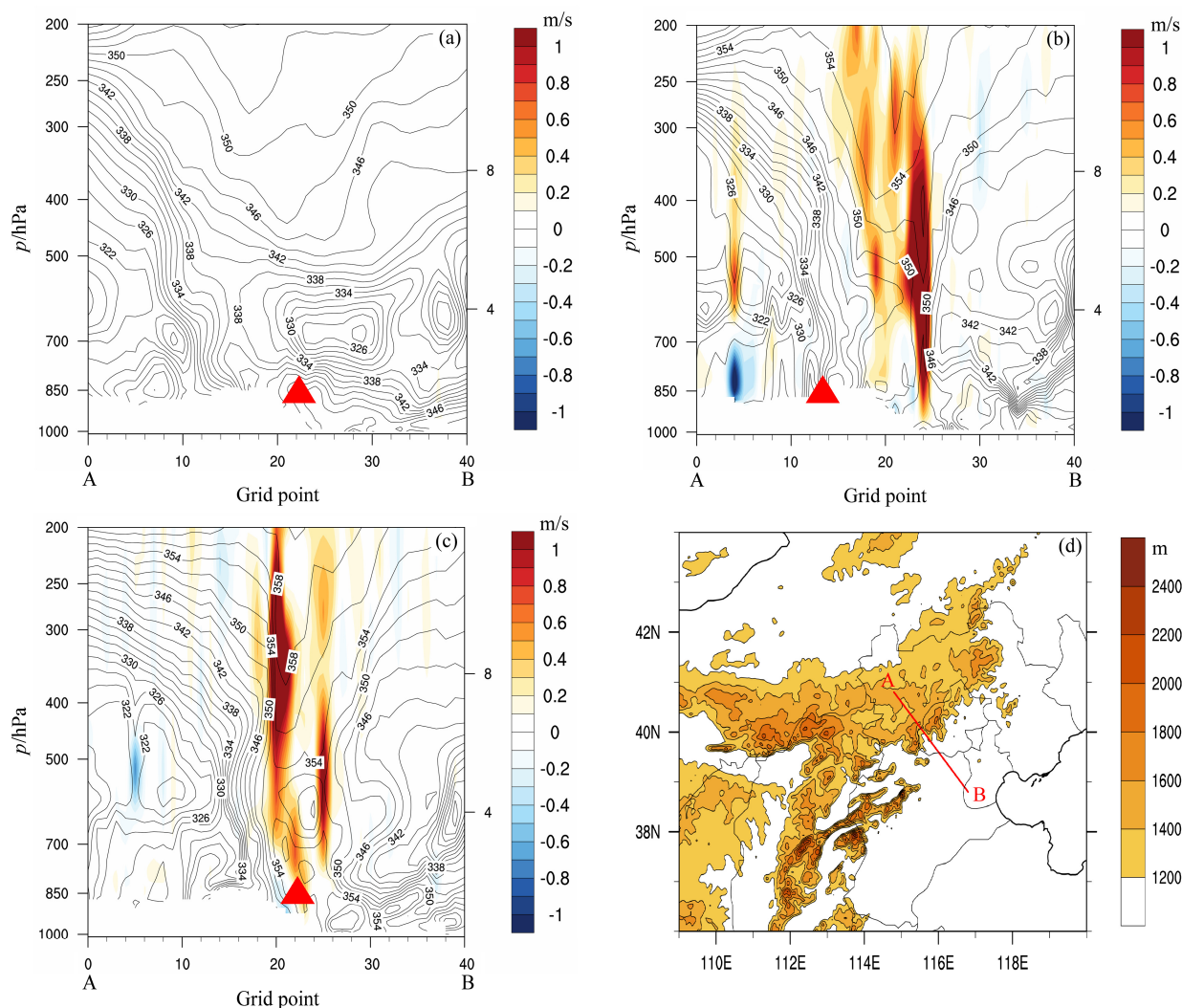


图3 相当位温 (θ_e) 和垂直速度 (阴影, 单位: m/s) 沿图 d 中的红线的垂直剖面图: (a) 21 日 0000 UTC; (b) 21 日 0800 UTC; (c) 21 日 1400 UTC。(d) 北京附近地形图 (阴影, 单位: m), 红线为垂直于锋面和地形所做剖面的位置。(a-c) 横坐标为格点数 (红三角代表北京所在的位置)
Fig. 3 Vertical cross sections of equivalent potential temperature (θ_e , K) and vertical velocity (shaded, m/s) along the red line in Fig. d at (a) 0000 UTC, (b) 0800 UTC, (c) 1400 UTC on 21 July 2012; (d) the topography distribution (m). (a-c) The horizontal axis is grid point number, and the red triangle represents the Beijing location

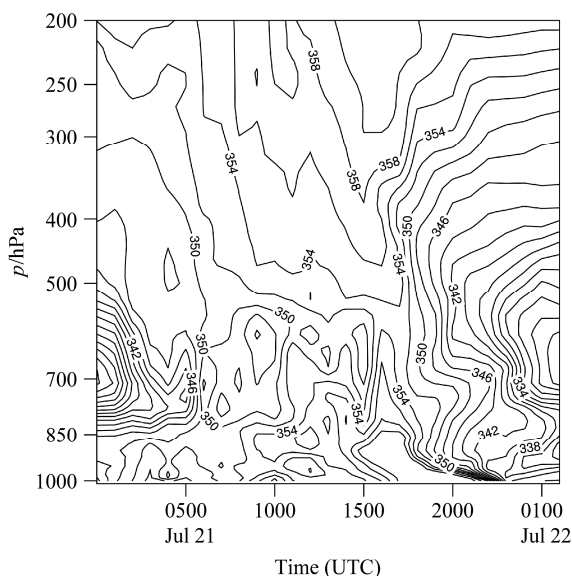
流不稳定层或中性层结。经过分析发现, 大气不稳定层结转为条件性对称不稳定。

5 条件对称不稳定与湿位涡分析

条件对称不稳定 (CSI) 是指当空气块做垂直上升运动或水平运动时是对流稳定和惯性稳定的, 但气块做倾斜上升运动时却发生不稳定的现象, 是锋面附近暴雨和强对流发展的重要物理机制。条件对称不稳定是大气稳定状态和条件不稳定状态之间的中枢纽带, 大气由稳定向不稳定发展或者由不稳定向稳定演变均通过条件不稳定来实现 (程艳红和陆汉城, 2006), 因而 CSI 的判定能更好地揭示暴

雨、强对流等灾害性天气。关于条件对称不稳定在暴雨中的应用, 前人已经做了大量的研究。Moore and Lambert (1993) 总结了关于 CSI 的天气特征:

(1) CSI 发生在垂直风切变大的地方; (2) CSI 发生在中低层为静力稳定的大气中, 而且大气要近乎饱和状态, 水汽含量超过 80%; (3) CSI 常发生在暖风附近或者是有大范围上升运动高空槽前低空为强的西南气流, 从而带来充足的水汽。从理论上来说, 在等动量面比等熵面平缓的区域, 大气存在对称不稳定, 但为了预报方便, 后来 Hoskin (1974) 提出可用湿位涡判断条件对称不稳定, 当湿位涡为负 ($M_{pv} < 0$) 表征大气存在条件对称不稳

图4 房山上空的相当位温 θ_e 随时间的变化Fig. 4 The evolution of equivalent potential temperature θ_e over Fangshan station

定。湿位涡不仅表征了大气动力、热力属性,而且考虑了大气中水汽的作用。吴国雄等(1995)研究表明,低空湿位涡分析和倾斜涡度发展应当是持续暴雨动力天气和动力气候研究的一个重要内容。因而下文将利用湿位涡这一判据对大气的不稳定性进行诊断分析。

假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多, p 坐标系中湿位涡可表示(吴国雄等,1995)为:

$$M_{pv} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla \theta_{se}}{\rho} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}, \quad (1)$$

令

$$M_{pv1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}, \quad (2)$$

$$M_{pv2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}, \quad (3)$$

其中, θ_{se} 为假相当位温, ζ 为相对涡度, ζ_a 为气块的绝对涡度,湿位涡的单位为PVU,且 $1\text{PVU}=10^{-6}\text{Km}^2\text{s}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 。 M_{pv1} 为湿位涡的正压分量,表示惯性稳定性和对流稳定性的作用,其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量和 θ_{se} 的垂直梯度的乘积。由于大气中绝对涡度在北半球一般为正值,因而当大气为对流不稳定时, $\partial \theta_{se}/\partial p > 0$,则 $M_{pv1} < 0$ 。 M_{pv2} 为湿位涡的斜压分量,代表湿斜压项,它包含了湿

斜压性和水平风垂直切变的作用。

图5为过房山的 M_{pv} 及 M_{pv1} 、 M_{pv2} 随时间变化的图。从0200 UTC北京地区开始产生降水,可见在降水前以及刚发生降水的时刻,0000 UTC~0600 UTC,北京上空3 km(约700 hPa)以下 $M_{pv1} < 0$,说明在此期间大气为对流不稳定为主,而其高空3 km以上为稳定区,与前文分析一致。此时 M_{pv} 在北京上空的剖面分布与 M_{pv1} 近似,700 hPa以上为正值区,700 hPa以下为负值区,说明低空可能存在条件对称不稳定。但Bennets and Sharp(1982),Moore and Lambert(1993)指出当大气中对称不稳定与对流不稳定共同存在时,由于对流不稳定的增长率大于对称不稳定,因而大气会由对流不稳定所主导。因此在0000 UTC~0600 UTC的时间内,大气是以对流不稳定为主。而从0600 UTC开始,北京上空低层大气的 M_{pv1} 变为正,说明层结稳定性减弱,低层大气变为稳定性或中性层结,而 M_{pv2} 的负值区明显增强。这主要是由于此时低空急流增强,造成的风切变和大气斜压性增强。由公式可知,由于锋面呈东北西南向,坐标 x 轴由冷气团指向暖气团,因而 $\partial \theta_{se}/\partial x > 0$;同时,由于低空急流的增强,使得风的垂直切变增加, $\partial v/\partial p < 0$,因而 $(\partial \theta_{se}/\partial x)(\partial v/\partial p) < 0$ 。坐标 y 轴由暖气团指向冷气团,因而 $\partial \theta_{se}/\partial y < 0$;同时,由于纬向低空为偏东风,而高层为偏西风,使得风的垂直切变增加, $\partial u/\partial p < 0$,因而 $-(\partial \theta_{se}/\partial y)(\partial u/\partial p) < 0$ 。所以 $M_{pv2} < 0$,同时 $|M_{pv2}| > |M_{pv1}|$ 。说明此时北京上空存在较强的条件对称不稳定。通过图5d我们也可以看到相似的结论。当等熵面的斜率大于等动量面的斜率时,大气为对称不稳定的,通过计算可以看到约在0600 UTC~1200 UTC,大气低层等熵面的斜率与等动量面的斜率差为正值区,说明这段时间内大气是对称不稳定的。

由此可见,此次暴雨过程中的条件不稳定主要由于强低空急流所带来的暖湿气流和由于降水凝结潜热释放所造成的湿斜压性以及对流层中低层的水平风的垂直切变所引起。根据倾斜涡度理论(吴国雄等,1995),由于等熵面的倾斜或大气水平风的垂直切变的增加,均能够导致垂直涡度的显著性发展,因而导致了强对流的产生;反过来,由于对流降水所产生的凝结潜热释放造成对流稳定度的减少又进一步促进了气旋性涡度的发展,由此形成正反馈,使得对流得以维持和发展。

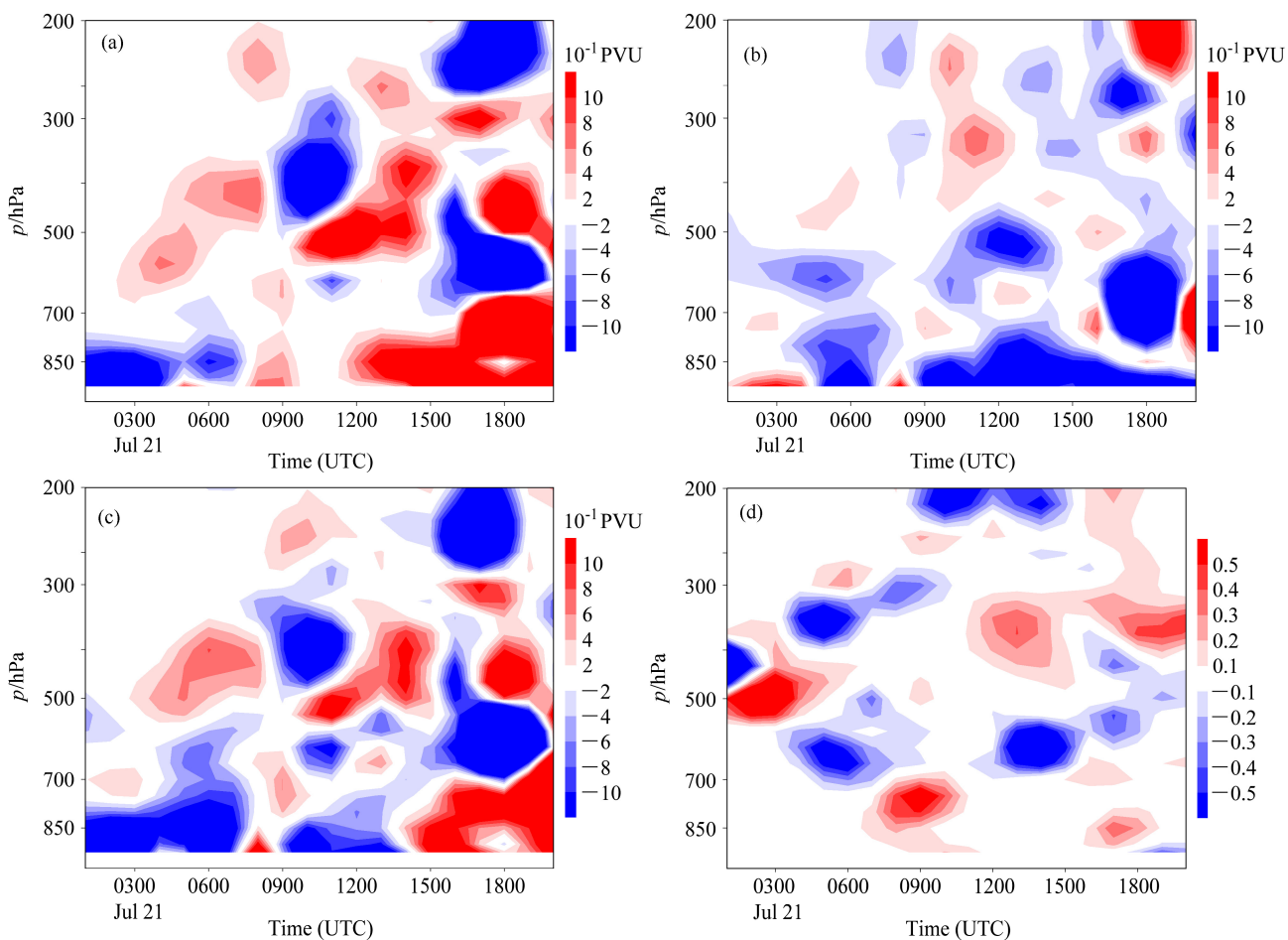


图 5 过房山地区 (a) M_{pv1} 、(b) M_{pv2} 、(c) M_{pv} 以及 (d) 等熵面与等动量面斜率的差值随时间变化 (a-c, 单位: 10^{-1} PVU)

Fig. 5 The evolution of (a) M_{pv1} , (b) M_{pv2} , (c) M_{pv} and (d) difference of slopes between isentropic surface and momentum isotimic surface over Fangshan station (a-c, units: 10^{-1} PVU)

图 6 为房山附近区域平均的湿位涡的时间变化。由分析可知,暴雨初始时刻的 M_{pv} 的变化趋势与 M_{pv1} 一致,说明暴雨初始阶段的 M_{pv} 主要由 M_{pv1} 所控制,大气低层处于对流不稳定层结中。而后 0500 UTC,对流行不稳定逐渐减弱,并逐渐转为对流稳定的大气层结,而随着风的垂直切变与斜压性逐渐增强,可以明显地看出 M_{pv2} 的绝对值逐渐增强,可以看到 M_{pv2} 在降水期间主要存在三个极值区,分别为 0400 UTC, 1000 UTC 以及 2000 UTC 以后。通过与图 7 的对比可以看到 M_{pv2} 的绝对值的变化与低空风切变的变化基本上是一致的,可见低空风的垂直切变在 M_{pv2} 的变化中起了主要作用。而 M_{pv} 的变化与 M_{pv2} 近似,存在三个极小值。但第一个时刻和第三个时刻,大气为对流不稳定的层结,抑制对称不稳定的增长,因而只有第二个时刻 1000 UTC 左右的大气是由强对称不稳定所控制的。可以看出 M_{pv} 的异常变化主要来自于 M_{pv2} 的贡献,即由

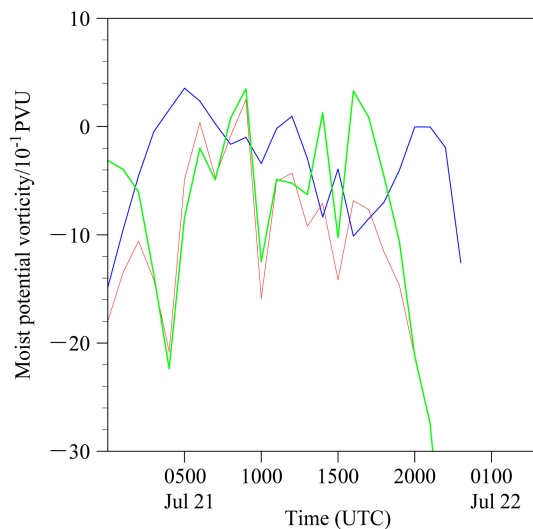


图 6 850 hPa 房山区域平均的湿位涡 21 日 0000 UTC~22 日 0200 UTC 的时间演变 (红线: M_{pv} ; 蓝线: M_{pv1} ; 绿线: M_{pv2} 单位: 10^{-1} PVU)

Fig. 6 The evolution of domain average moist potential vorticity (10^{-1} PVU) at 850 hPa over Fangshan station (red line: M_{pv} ; blue line: M_{pv1} ; green line: M_{pv2})

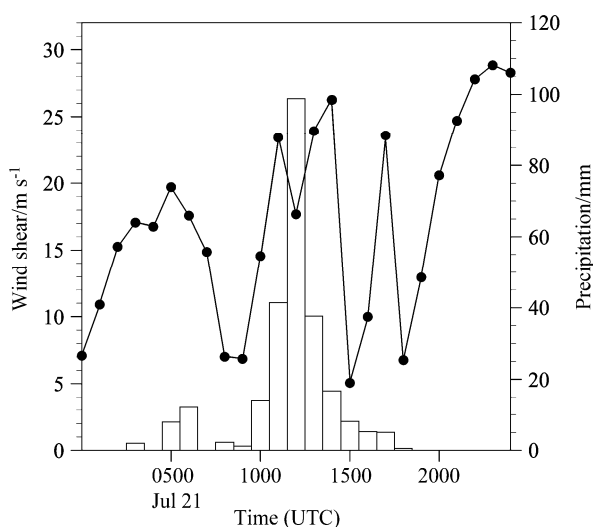


图7 房山上空低空风切变(折线, 单位: m/s)与观测降水(柱状图, 单位: mm)随时间的变化

Fig. 7 The evolution of low-level vertical wind shear (line, m/s) and observational precipitation (bar, mm)

大气的湿斜压性和水平风的垂直切变所造成, 为后续的降水提供了有利的不稳定条件。北京地区 1000 UTC 左右降水骤增, 而此时 M_{pv2} 的绝对值也处于极值点。因此可以认为 M_{pv2} 斜压项与强暴雨的发生有着密切的关系。

综上所述, 此次暴雨初始阶段大气层结主要受对流不稳定所控制, 一旦触发机制成熟即可发生强对流, 产生大暴雨, 不稳定能量释放, 对流不稳定性逐渐减弱, 而此时条件对称不稳定性逐渐增强, 成为对流系统维持和发展的主导因素。Xu (1986) 将这种雨带形成的机制称为“向上尺度”模式, 即首先出现的是由小尺度湿对流不稳定发展形成的对流单体, 随后对流触发, 湿对流不稳定能量释放, 在对称不稳定的作用下形成中尺度有组织化的雨带。

6 不稳定触发与维持机制

6.1 对流不稳定触发机制

北京暴雨发生前, 从水平风场可以看到从陕西和河北地区, 有一条东北西南方向的切变线顺着引导气流逐渐向北京地区移来, 使得槽前激发的对流单体组织加强。可以看到在切变线上形成多个闭合的小低涡, 随着切变线一起向东北方向移动(如图 8a)。该切变线上小涡旋所引起的辐合抬升作用是触发北京地区对流性降水的重要原因, 是此次暴雨

发生的直接启动机制。另一方面, 北京地形复杂, 北临燕山西临太行山, 在北京的西北侧为一近似喇叭口状的地形, 成为这次暴雨增幅的催化剂。吴庆梅等(2009)研究指出垂直速度的大小取决于水平风速和山体的坡度。由过房山的风廓线图(图 8b)可以看到, 从 0200 UTC 开始, 北京低层风场转为东南风, 并随时间增强, 由于气流受到东北—西南走向的地形的抬升作用, 使得山前有明显的风场辐合, 质量堆积, 产生上升运动。随之山前迎风坡产生较强的垂直速度, 触发对流, 产生降水。因而, 地形的抬升作用也是触发对流不稳定的重要原因。

除了地形与切变线的作用外, 干冷空气侵入也是对流不稳定触发的重要原因。干入侵是指从对流层顶附近下沉至低层的干空气, 其具有高位势涡度和低湿球位温的特点(Browning and Gold, 1995; Browning, 1997)。众多研究表明, 干入侵对温带气旋的生成和发展, 次天气系统的位势不稳定的发展(Browning, 1997), 以及中气旋的发展起着有利的促进作用, 它影响着锋面降水结构分布及演变特征(Browning and Roberts, 1996)。图 9 为过房山相对湿度和位势的纬向剖面图, 定义相当湿度小于 60% 为干区。从图 9a 中可以看到暴雨发生前期(0000 UTC~0300 UTC)从偏东方向来了一股干冷空气, 呈倾斜状向北京延伸, 逐渐延伸到北京上空(116°E 附近)。125°E 上空有一高位涡呈漏斗状向下延伸至 500 hPa 附近, 且有一位涡高值从高空下落脱离, 位于北京北侧上空 700 hPa 处。干空气块具有较低的相当位温, 沿着较密集的等熵面下滑, 侵入到对流层底层具有较高的相当位温的湿空气上方, 增强了大气的对流不稳定性, 因而更易产生降水。而后由于高空强劲的偏西风, 东侧的干冷空气逐渐移出北京地区。从图 9b 相对湿度随时间的变化图中也可以看到 0000 UTC~0500 UTC, 北京上空 700 hPa~500 hPa 之间存在一相对湿度较小的干区, 这一上干下湿的不稳定层结极易触发对流不稳定。而后的时刻大气变为饱和状态, 为对称不稳定的发生提供了有力的条件。将相对湿度随时间的变化与图 4(对流不稳定的分布)对比可以发现, 0000 UTC~0500 UTC 大气 700 hPa 以下存在的对流不稳定区与干区对应较好。说明对流不稳定层结的产生主要是由于其 700 hPa~500 hPa 高度处的干冷空气所导致。

综上所述, 由于切变线所引起的辐合上升运动

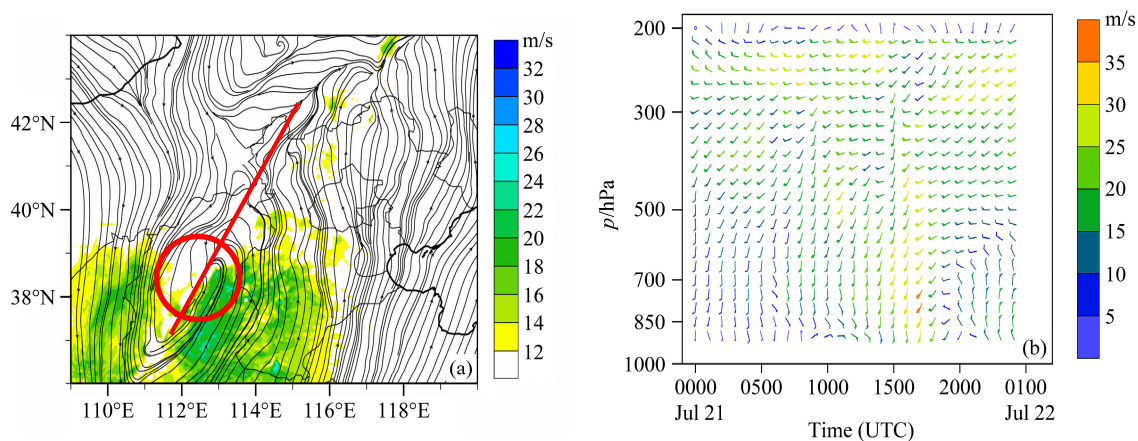


图 8 (a) 0600 UTC 750 hPa 流场与低空急流 (阴影, 单位: m/s); (b) 房山上空风廓线随时间的变化 (单位, m/s)

Fig. 8 (a) The low-level jet (shaded, units: m/s) and the streamline at 750 hPa at 0600 UTC; (b) the evolution of wind profile over Fangshan station (m/s)

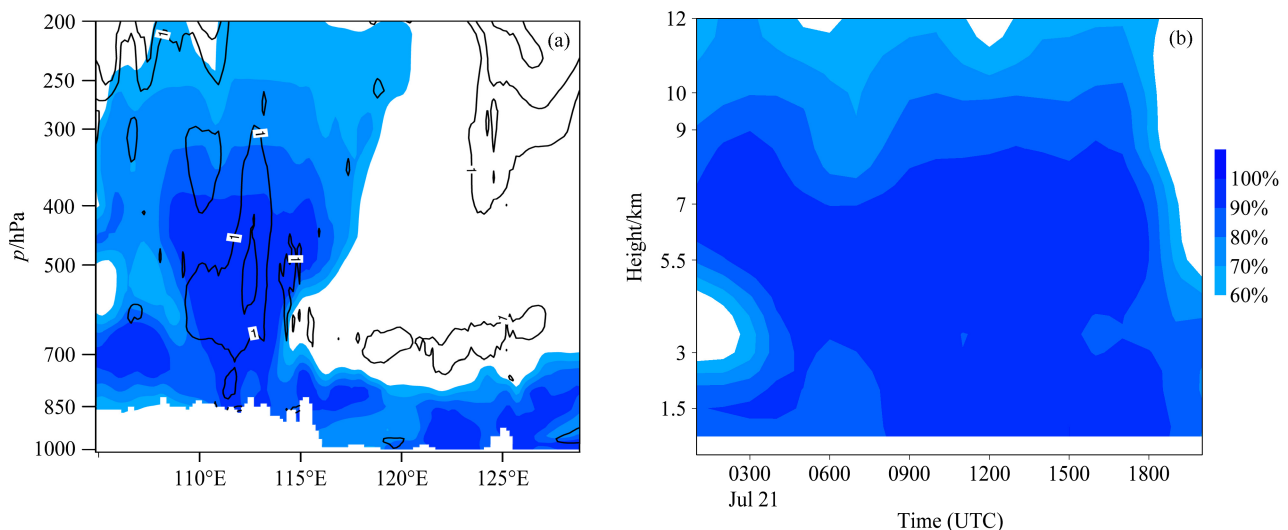


图 9 (a) 0000 UTC 过房山相对湿度 (阴影) 和位涡 (等值线代表 1, 2, 4, 单位: PVU) 的纬向—垂直剖面; (b) 房山上空相对湿度随时间的变化

Fig. 9 (a) Vertical cross section of relative humidity (shaded) and potential vorticity (isoline, units: PVU) at 0000 UTC over Fangshan station; (b) the evolution of relative humidity over Fangshan station

是这次暴雨过程中对流性降水的直接触发机制之一, 为暴雨发生提供了有利的辐合上升条件。同时北京西北的喇叭口状地形对东南气流的抬升作用, 成为这次暴雨增幅的催化剂。另外, 中层的干冷空气入侵是触发初期阶段对流不稳定的重要原因。

6.2 条件对称不稳定触发机制

暴雨初期, 大气处于对流不稳定层结中, 由于触发对流能量释放, 对流不稳定性减弱, 而后降水过程主要以条件不稳定所控制。而条件不稳定的触发也受到动热力的共同作用。

从动力机制来看, 在 750 hPa 上切变线的小低涡不断消亡又新生, 到 1000 UTC 位于切变线尾部

的一个小涡旋发展为一个完整而深厚的低涡 (见图 10a)。这主要是由于其位于低空急流轴的左侧, 低空急流左侧的气旋性切变促进了低涡的发展加强。同时喇叭口状地形的强迫抬升作用也促进了低涡的发展 (图 10b)。因而这一低涡是后续造成北京地区大暴雨的主要中尺度系统, 这也是对称不稳定触发的重要原因。这也证明了 Xue and Williamm (2006) 提到的辐合线上已有的 β 中尺度系统与地形相互作用, 激发出了新的不稳定, 属于典型的辐合线上低涡发展。

图 10c 可以看到 1000 UTC 850 hPa 风场在山前喇叭口地形处汇合, 有明显的质量堆积。这是由

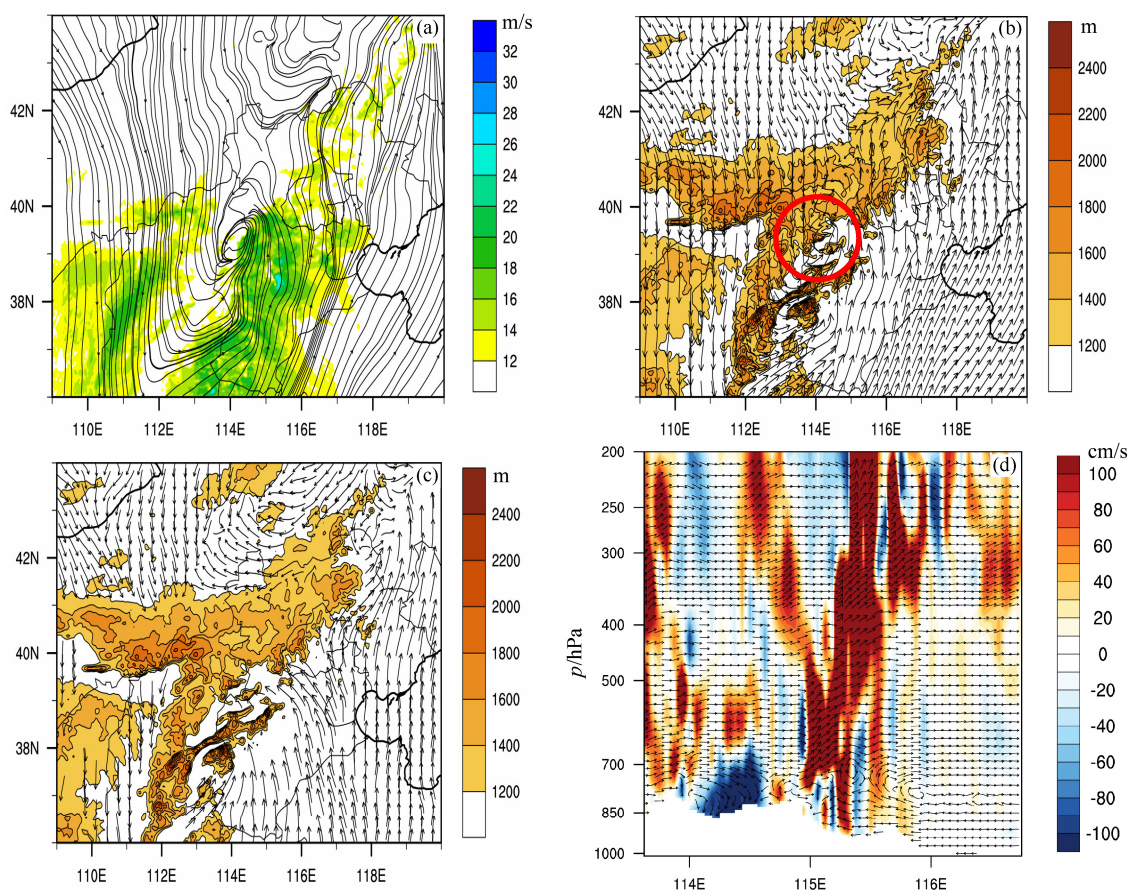


图 10 1000 UTC 要素场：(a) 750 hPa 流场与低空急流（阴影，单位：m/s）；(b) 地形分布（阴影，单位：m）与 750 hPa 风场（m/s）分布，其中红圈代表喇叭口地形的位罝；(c) 地形分布（阴影，单位：m）与 850 hPa 风场（单位：m/s）分布；(d) 过房山的垂直风场与垂直速度（阴影，单位：cm/s）的纬向—垂直剖面

Fig.10 (a) The distribution of low-level jet (shaded) and streamline at 750 hPa at 1000 UTC; (b) the distribution of wind field at 750 hPa and the terrain (shaded, m) at 1000 UTC; (c) the distribution of wind field at 850 hPa and the terrain at 1000 UTC; (d) the vertical cross section of wind field and vertical velocity (shaded) along 40°N at 1000 UTC

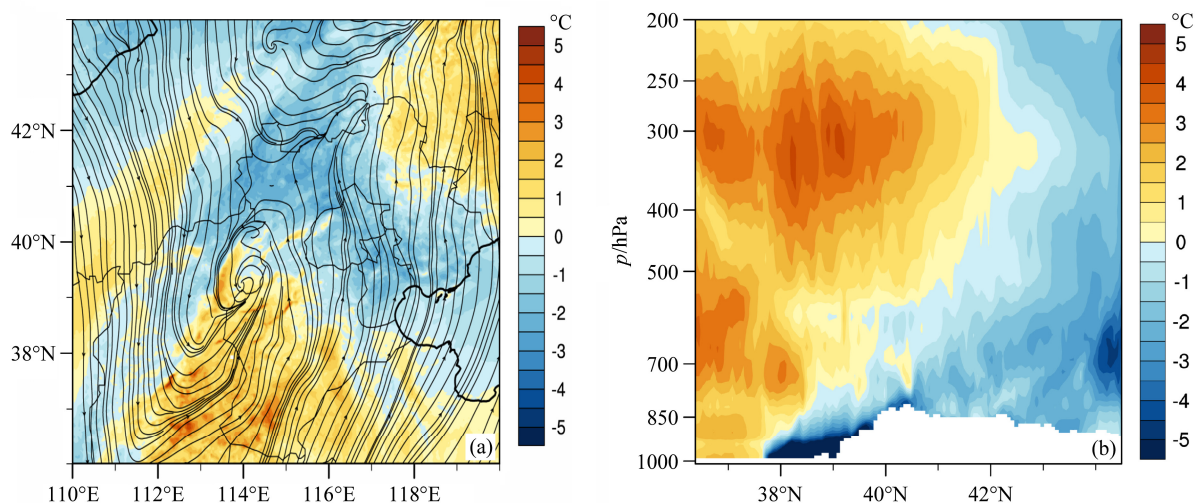


图 11 (a) 0900 UTC 750 hPa 扰动温度（阴影，单位：°C）和流场的水平分布；(b) 0900 UTC 过房山的扰动温度（单位：°C）的经向—垂直剖面

Fig.11 (a) The temperature perturbation (shaded, °C) and the streamline at 750 hPa at 0900 UTC; (b) vertical cross section of the temperature perturbation (°C) along 40°N at 0900 UTC over Fangshan station.

于从 0900 UTC 开始, 房山地区的低空风向转为偏东风, 且风速明显增强 (见图 8b), 从而增强了地形的强迫抬升的作用, 使得垂直速度加强, 降水骤增。而此时低层东南风增强的原因可能是由于切变线上的涡旋增强, 与北京低空的东南风叠加, 使得环境风速增强。从其剖面图 (图 10d) 可以看到迎风坡约 115.5°E 上空有强垂直上升速度产生, 贯穿整个对流层, 这是导致 0900 UTC~1200 UTC 的强降水的重要原因。

姚秀萍和于玉斌 (2005) 的研究指出, 正是由于干空气和暖湿空气在江淮流域的对峙导致了当地的持续性暴雨。而在此次暴雨过程中有着类似的现象。由图 11a 可以看到, 在 750 hPa 有一从偏北方向来的冷空气与偏南风所带来的暖湿气流相对峙, 冷暖空气势均力敌, 这一对峙局面一直维持, 随着切变线的方向缓慢向东移动, 到 0900 UTC 到达北京上空, 并在北京上空长时间滞留, 导致持续性的降水。从温度扰动的剖面图也可以看到 (图 11b) 这一现象。从槽后吹来的冷空气逐渐渗入暖湿气流的下方, 使得暖湿气流沿着冷空气不断向上爬升, 这一斜升运动能够释放不稳定能量, 触发不稳定, 从而产生降水。而且, 通过剖面图的逐时观测可以看到, 冷暖对峙的现象稳定维持在 40°N 附近, 使得这次暴雨在北京上空得以维持。这是对称不稳定触发的主要原因。

综上所述, 在与对称不稳定性降水有关的过程中, 受低空急流以及地形的共同作用, 在切变线上生成了一个完整的中尺度低涡系统, 成为北京地区大暴雨的主要中尺度系统, 这也是对称不稳定的重要触发机制。另外, 冷暖空气长期对峙, 暖湿空气沿着低层的干冷空气爬升, 不稳定能量释放, 这也是对称不稳定触发的主要原因。

7 总结和讨论

通过 WRF 数值模式, 文本较好的模拟出了锋前暖区降水与锋面降水过程。为后续对此次暴雨过程进行详细的分析提供了较好的依据。通过诊断分析了 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的不稳定性及其触发机制, 主要结论如下:

(1) 在暴雨发生前及暴雨初期, 北京上空大气低层处于明显的对流不稳定层结中, 有着高对流有效能量的聚集。产生对流不稳定的一个重要原因是北京上空干冷空气入侵, 造成大气上干下湿的不稳

定层结, 从而增强了对流不稳定层结。随着暴雨的发生不稳定能量释放, 对流不稳定减弱, 随之条件对称不稳定增强, 在后续暴雨的维持和增强过程中起到了主导作用。

(2) 在暴雨过程中的对称不稳定主要由于低空急流和降水所造成的大气的湿斜压性和水平风的垂直切变造成。其中 $|M_{pv2}| > |M_{pv1}|$, 说明 M_{pv2} 是对称不稳定产生的主要原因。而经过对比发现, 水平风的垂直切变与 M_{pv2} 的变化一致, 因而风速的垂直切变是导致 M_{pv2} 是异常变化的主要原因。

(3) 本文分别探讨了这次暴雨过程中的对流性不稳定与对称性不稳定的触发机制。暴雨初期的对流性降水过程中, 低空切变线是对流触发的重要机制之一, 同时北京近地面盛行东南风, 由于在其西北侧的喇叭口状的地形的强迫抬升作用, 与上空切变线的相互配合, 是其触发对流不稳定的主要原因。另外, 从北京东侧的对流层高层有向下的干空气侵入, 可到达北京上空 700 hPa 附近, 上干下湿的不稳定层结更易触发对流。对于对称不稳定性降水的触发机制主要是由于北京上空冷暖空气的长期对峙, 从偏北方向来的冷空气渗入到暖湿空气下方, 使得暖湿空气团被抬升, 从而触发对称不稳定, 造成持续性降水。同时切变线上生成的低涡也是对称不稳定触发的重要原因。

(4) 暴雨过程中北京近地面盛行东南风, 而 0900 UTC 开始, 风向突变为偏东风, 风速骤增。由于在北京西北侧的喇叭口状的地形的强迫抬升作用, 与上空 750 hPa 移来的切变线相互配合, 在切变线上形成中尺度气旋, 产生强烈的上升运动, 助发不稳定, 这是导致 0900~1300 UTC 暴雨增幅的重要原因。

参考文献 (References)

- Bennets D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands [J]. *Quart. J. Atmos. Sci.*, 105 (446): 945–962.
- Bennets D A, Sharp J C. 1982. The relevance of conditional symmetric instability to the prediction of mesoscale frontal rainbands [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108 (457): 595–602.
- Browning K A. 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development [J]. *Meteorological Applications*, 4 (4): 317–324.
- Browning K A, Gold B W. 1995. Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121 (523): 463–493.
- Browning K A, Roberts N M. 1996. Variation of frontal and precipitation

- structure along a cold front [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122 (536): 1845–1872.
- Charney J G. 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current [J]. *J. Meteor.*, 4 (5): 135–162.
- 程艳红, 陆汉城. 2006. 对流对称不稳定的发展演变和环流特征 [J]. *热带气象学报*, 22 (3): 253–258. Cheng Yanhong, Lu Hancheng. 2006. The evolution and circulation feature of convective-symmetric instability [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 22 (3): 253–258.
- Eady E T. 1949. Long waves and cyclone waves [J]. *Tellus*, 1 (3): 33–52.
- Emanuel K A. 1983. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111 (10): 2016–2033.
- Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100 (425): 480–482.
- 高守亭, 周玉淑. 2001. 水平切变线上涡层不稳定性理论 [J]. *气象学报*, 59 (4): 393–404. Gao Shouting, Zhou Yushu. 2001. The instability of the vortex sheet along the horizontal shear line [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 59 (4): 393–404.
- Gao S T. 2000. The instability of the vortex sheet along the shear line [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (4): 525–537.
- 寇正, 陆汉城. 2005. 中尺度对流系统演变中的非线性对流—对称不稳定 [J]. *大气科学*, 29 (4): 636–644. Kou Zheng, Lu Hancheng. 2005. The nonlinear convective-symmetric instability during the development of mesoscale convective system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (4): 636–644.
- Moore J T, Lambert T E. 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability [J]. *Wea. Forecasting*, 8 (3): 301–308.
- McCann D W. 1995. Three-dimensional computations of equivalent potential vorticity [J]. *Wea. Forecasting*, 10 (4): 798–802.
- Stone P H. 1966. On non-geostrophic baroclinic stability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 23(4): 390–400.
- Stone P H. 1970. On non-geostrophic baroclinic stability: Part II [J]. *J. Atmos. Sci.*, 27 (5): 721–726.
- Stone P H. 1971. Baroclinic stability under non-hydrostatic conditions [J]. *J. Fluid Mech.*, 45 (4): 695–671.
- Seltzer M A, Passarelli R E, Emanuel K A. 1985. The possible role of symmetric instability in the formation of precipitation bands [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42 (20): 2207–2219.
- Seman C J. 1994. A numerical study of nonhydrostatic conditional symmetric instability in a convectively unstable atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51 (11): 1352–1371.
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 1979. 暴雨和强对流天气的研究 [J]. *大气科学*, 3 (3): 227–238. Tao Shiyan, Ding Yihui, Zhou Xiaoping. 1979. The present status of the research on rainstorm and severe convective weathers in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 3 (3): 227–238.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 53 (4): 387–405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53 (4): 387–405.
- 吴国雄, 蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展 [J]. *大气科学*, 21 (3): 273–282. Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 21 (3): 273–282.
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 57 (1): 1–15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (1): 1–15.
- 吴庆梅, 郭虎, 杨波, 等. 2009. 东南风气流对夏季北京局地暴雨的影响 [J]. *广东气象*, 31 (6): 19–22. Wu Qingmei, Guo Hu, Yang Bo, et al. 2009. The effect of southeast wind on Beijing local torrential rainfall in summer [J]. *Guangdong Meteorology (in Chinese)*, 31 (6): 19–22.
- Xu Q. 1986. Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112 (472): 315–334.
- Xue M, William J M. 2006. A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 Dryline case during IHOP. Part I: Numerical simulation and general evolution of the dryline and convection [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (1): 149–171.
- 姚秀萍, 于玉斌. 2005. 2003 年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用 [J]. *大气科学*, 29 (6): 973–985. Yao Xiuping, Yu Yubin. 2005. Activity of dry cold air and its impacts on Meiyu rain during 2003 Meiyu period [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (6): 973–985.
- 张可苏. 1988a. 斜压气流的中尺度不稳定性 I. 对称不稳定 [J]. *气象学报*, 46 (3): 258–266. Zhang Kesu. 1988a. On mesoscale instability of a baroclinic flow [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 46 (3): 258–266.
- 张可苏. 1988b. 斜压气流的中尺度不稳定性 II. 横波型不稳定 [J]. *气象学报*, 46 (4): 385–392. Zhang Kesu. 1988b. On mesoscale instability of a baroclinic flow 2. transversal instability [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 46 (4): 385–392.
- 周玉淑, 邓国, 黄仪虹. 2003. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析 [J]. *气象学报*, 61 (3): 323–333. Zhou Yushu, Deng Guo, Huang Yihong. 2003. Analysis on instability condition during a torrential rain over Yangzi River basin [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (3): 323–333.
- 张立凤, 张铭. 1992. Wave-CISK 与对称不稳定 [J]. *大气科学*, 16 (6): 669–676. Zhang Lifeng, Zhang Ming. 1992. Wave-CISK and symmetric instability [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 16 (6): 669–676.