

王晨曦, 邓莲堂, 范广洲, 等, 2018. 一次华北锋面带状降水过程中的对流-对称不稳定诊断分析[J]. 气象, 44(12): 1518-1528.

一次华北锋面带状降水过程中的 对流-对称不稳定诊断分析*

王晨曦¹ 邓莲堂² 范广洲³ 李泽椿⁴ 周定文⁵

1 四川省气象灾害防御技术中心, 成都 610072

2 中国气象局数值预报中心, 北京 100081

3 成都信息工程大学大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

4 国家气象中心, 北京 100081

5 中国核动力研究设计院, 成都 610233

提 要: 本文用 GRAPES_Meso 中尺度区域模式模拟了 2015 年 8 月 2—4 日的一次华北锋面带状降水过程, 在模拟结果与实况比较吻合的情况下, 用高分辨率模式输出资料对降水过程中的对流稳定度、惯性稳定度和条件性对称不稳定(CSI)进行了分析, 并诊断出降水过程中的条件性对称不稳定区域。个例分析的结果表明: (1) 带状降水过程中 CSI 的发展伴随着对流不稳定的减弱和惯性不稳定的增强。(2) 根据不稳定量的变化情况, 把降水过程分为 3 个阶段: 在第一个阶段, 降水区域上空 $-\partial\theta_e/\partial p < 0$, 降水主要受对流不稳定的影响; 在第二个阶段, 对流不稳定、惯性不稳定与 CSI 发展增强, 此阶段的降水受 3 种不稳定量的影响; 在第三个阶段, 3 种不稳定能量均逐渐减弱, 但仍然影响着降水的持续。(3) 发展旺盛阶段的 CSI 在平面上呈带状分布, 与雨带、对流不稳定区域平行, 在剖面上 CSI 主要活跃在对流层低层。(4) 用湿位涡结合对流稳定度与惯性稳定度诊断 CSI 区域的方法比 $M-\theta_e$ 剖面图方法更准确有效。

关键词: GRAPES-Meso, 锋面雨带, 对流不稳定, 条件性对称不稳定(CSI)

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.12.002

Diagnostic Analysis of Convective-Symmetric Instability During a Banded Precipitation Process in North China

WANG Chenxi¹ DENG Liantang² FAN Guangzhou³ LI Zechun⁴ ZHOU Dingwen⁵

1 Sichuan Meteorological Disasters Prevention Technology Center, Chengdu 610072

2 Numerical Weather Prediction Centre, CMA, Beijing 100081

3 Key Laboratory of Plateau Atmospheric and Environment in Sichuan Province, College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

4 National Meteorological Centre, Beijing 100081

5 Nuclear Power Institute of China, CNNC, Chengdu 610005

Abstract: Using the mesoscale regional model GRAPES_Meso, this paper simulates a frontal rain band which occurred in North China during August 2—4 2015. The simulated results are in good agreement with the observations. The convective stability, inertial stability and conditionally symmetric instability (CSI) during the precipitation process are analyzed using the model output data, and the CSI region is diagnosed. The results show that: (1) The development of CSI was accompanied by the weakening of

* 国家自然科学基金项目(41275103、41505093)、国家重点基础研究发展计划(2013CB430106)和国家重点研发计划(2017YFC1502001)共同资助

2017 年 7 月 21 日收稿; 2018 年 9 月 10 日收修定稿

第一作者: 王晨曦, 主要从事数值模拟与中尺度气象的研究. Email: 522914897@qq.com

通信作者: 邓莲堂, 主要从事数值模拟与中尺度气象的研究. Email: denglt@cma.gov.cn

convective instability and the enhancement of inertial instability. (2) According to the change of instability, the precipitation is divided into three stages. In the first stage, the precipitation was mainly affected by convective instability; in the second stage, convective instability, inertial instability and CSI got enhanced, and precipitation at this stage was affected by three types of instability; in the third stage, the three types of instability gradually weakened, but still affected the sustainability of precipitation. (3) In the vigorous developing stage, CSI showed a band-like distribution in the plane. In the profile, the CSI is active in the lower troposphere. (4) In diagnosing CSI, the method with MPV and convective instability is more effective than the one with $M-\theta_e$.

Key words: GRAPES-Meso, frontal rain band, convective instability, conditional symmetric instability (CSI)

引 言

在经典斜压不稳定理论中,对称不稳定(SI)是大气在垂直方向上对流稳定、水平方向上惯性稳定时,在重力和惯性力的共同作用下,空气作倾斜上升运动时的一种大气不稳定现象(Shou and Li, 1999; Hoskins, 1974; Bennetts and Hoskins, 1979; 费建芳等, 2009)。根据大气湿度把对称不稳定分为三类:饱和湿大气中的 SI 称为条件性对称不稳定(CSI),未饱和湿大气中的 SI 称为位势对称不稳定,这两者统称为湿对称不稳定;干大气中 SI 的则被称为干对称不稳定。由于在实际观测中,干大气中很少出现对称不稳定现象, Bennetts and Hoskins (1979)在研究中考虑了湿大气中的潜热释放,并把潜热释放产生的对称不稳定称为 CSI。

自从 CSI 在带状云和降水形成过程中的重要作用被发现以后(Bennetts and Hoskins, 1979),学者们对 CSI 进行了深入研究,并将其作为冬季强降水的分析预报方法之一。这些研究结果揭示出 CSI 可能是暴雨、冬季暴雪、锋面带状降水等多种中尺度对流天气的形成机制(池再香等, 2005; 杜楠等, 2008; 王宗敏等, 2014; 张芳华等, 2014; 刘璐等, 2015; 周康辉等, 2017)。在研究工作中,如何表征大气中的 CSI 是一个关键性的问题。目前,CSI 的判定方法主要包括:湿位涡(MPV, moist potential vorticity)分析法、 $M_g-\theta$ 剖面图、倾斜对流有效位能(SCAPE)、Richardson 数、增长率参数等(Hoskins, 1974; Emanuel, 1983; 费建芳等, 2010)。其中, Moore and Lambert(1993)在研究中用相当位涡(EPV)方法诊断了 CSI 区域,并与 $M_g-\theta$ 剖面图(M_g 面:等绝对地转角动量面; θ 面:等位温面)方法比较发现,用 EPV 诊断 CSI 更有效。

近年来,随着数值模式的发展,模式输出的资料

对 CSI 的诊断以及天气过程的机理分析提供了更有利的条件。目前,学者们已经利用 MM5、WRF 等数值模式模拟分析了不同个例中的不稳定现象。费建芳等(2009)以 Kuo-Anthes 方案的基础,在 MM5 模式中引入垂直-倾斜对流一体化方案以后模拟了 2008 年南方暴雪过程,模拟结果表明,CSI 是造成暴雪加强的主要机制之一。王宗敏等(2014)利用 WRF 模式模拟了 2009 年一次副热带高压外围对流雨带的发生发展过程,发现雨带发展过程中,对流不稳定和对称不稳定同时存在。刘璐等(2015)用 WRF 模拟了 2012 年的“7·21”北京暴雨,并对该过程进行了条件不稳定性分析,结果表明,北京上空冷暖空气长期对峙触发对称不稳定,造成持续性降水。

综上,CSI 作为锋面带状降水、暴雨、暴雪、热带气旋等多种中尺度对流天气的可能形成机制,在灾害天气的研究和预警预测方面得到广泛应用,用预报场资料、WRF 等模式输出资料分析 CSI 的研究工作已经开展了不少。如果能采用高分辨率中尺度区域模式 GRAPES-Meso 模拟一次天气过程,并结合对流不稳定、惯性不稳定与对称不稳定判据诊断分析天气过程,将为对流性天气的预警预测提供一定的指示作用。

本文用 GRAPES-Meso 模拟了 2015 年 8 月 2—4 日的锋面带状降水过程,并利用模式输出的高分辨率资料,结合多种方法分析不稳定量,判定 CSI 的区域,并给出了 CSI 与锋面带状降水的关系、CSI 与对流不稳定以及惯性不稳定的关系的初步结论。

1 资料与模式

本文采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的全球模式预报场资料作为初始场和侧边界条件。该资料截取的时段为 2015 年 8 月 2 日 00 时至 4 日 00 时,时间间隔为 6 h,分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 。实

况资料为 2015 年 8 月 2 日 00 时至 4 日 00 时的国家级地面自动站降水观测资料与风云二号卫星的亮温资料。

该试验结合了中国气象局自主研究建立的新一代多尺度统一气象资料同化与数值预报系统 GRAPES (Global and Regional Assimilation and Prediction System) 中的中尺度区域模式 GRAPES_Meso 进行数值模拟。该模式采用半隐式-半拉格朗日差分方案和全可压/非静力平衡动力框架,包含可自由组合的、可优化的物理过程参数化方案与标准化、模块化、并行化的同化与模式程序,是全球、区域一体化的同化与预报系统。目前,GRAPES 系统已在国家级、区域级气象业务中心运行,在实际气象业务中发挥了重要应用(伍湘君等,2005;陈德辉等,2008;戴光丰和陈子通,2013;姜晓飞等,2015;万子为等,2015;陈炯等,2017)。

模式试验版本为 GRAPES_Meso4.0.0.0。积分时间为 2015 年 8 月 2 日 00 时至 4 日 00 时(48 h),预报区域为 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$,模式分辨率为 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ (约 10 km)。模式积分步长为 60 s,模式的垂直层次为 51 层,模式输出时间间隔为 3 h,模式输出垂直层次为 26 层。其他模式参数配置详见表 1。

表 1 模式参数配置

Table 1 Model parameter configuration

微物理过程	WSM6
边界层方案	MRF
陆面过程	Noah
积云参数化方案	KFeta
近地面层方案	Monin-Obukhov

参考了近年来 GRAPES 模式中各参数化方案的对比评估研究,因 Kain-Fritsch Eta 积云参数化方案(简称为 KFeta 方案,下同)在 GRAPES 模式中有较好的应用效果(王德立等,2013;郭云云等,2015),本文在本次试验中选择 KFeta 积云参数化方案。该方案以特征时间内消耗对流有效位能(ABE)作为闭合假设,以简单云模式判定积云对流和网格尺度的关系,云模式中考虑了上升、下沉气流的夹卷效率,并设定了夹卷率的最小阈值。

2 诊断分析方法

2.1 对流稳定度

(1) 对流稳定度:大气的对流稳定性与气层的

整层抬升有关,通过对流稳定度 $-\partial\theta_e/\partial p$ 来表征。 $-\partial\theta_e/\partial p > 0$ 时,可以认为大气为对流稳定, $-\partial\theta_e/\partial p < 0$ 时,大气为对流不稳定, $-\partial\theta_e/\partial p = 0$ 时,则为中性大气。其中,相当位温 θ_e 的公式为(盛裴轩等,2003),

$$\theta_e = \theta \exp(Lq/c_p T) \quad (1)$$

式中, θ 为位温, q 为比湿, c_p 为定压比热容, $c_p = 1.004 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, L 为凝结函数,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,公式(盛裴轩等,2003)如下:

$$L = 2.5 \times 10^6 - 2323t \quad (2)$$

式中, t 为温度。

(2) 对流有效位能(CAPE):CAPE 值对强对流天气具有较好的指示意义,是一个能定量反映大气环境中是否可能发生深厚对流的热力变量,是对流最终发展强弱的指标之一。CAPE 值越大,对流发生的可能性越大(李万彪,2010;叶磊等,2015)。其表达式为:

$$\text{CAPE} = g \int_{z_{\text{LFC}}}^{z_{\text{EL}}} \left(\frac{T_{\text{vp}} - T_{\text{ve}}}{T_{\text{ve}}} \right) dz \quad (3)$$

式中, T_{vp} 与 T_{ve} 分别为气块与环境的虚温, z_{LFC} 为自由对流高度, z_{EL} 为平衡高度(吴哲红,2007)。

2.2 惯性稳定度

惯性不稳定是当水平面上原本处于地转平衡的基本气流受到横向扰动时,扰动被加速,气块具有远离原有平衡位置的趋势。惯性稳定度用绝对地转涡度($f + \zeta_g$)来表征,其中 f 为科氏参数, ζ_g 是绝对地转涡度。 $(f + \zeta_g) > 0$ 时,惯性稳定,反之则为惯性不稳定(费建芳等,2009)。

2.3 对称不稳定

(1) 天气学分析法:1) V_g 随着高度增大,使得等 M_g 面的坡度更小,因此 CSI 容易在垂直风切大的区域产生;2) 反气旋性风切越大的地方,绝对涡度将趋于零,从而产生弱的惯性稳定区域,因此 CSI 容易在反气旋风切大的地方产生;3) CSI 容易在低静力稳定度的地方产生;4) CSI 产生的天气现象多表现为一条或者多条带状云或者降水;与 CSI 有关的雨带与垂直风切变(等厚度线或者热成风)平行,含有向暖空气方向运动的分量,雨带宽度约为 $10\sim 100 \text{ km}$;5) CSI 引起的倾斜对流时间尺度约为 $3\sim 4 \text{ h}$;6) 与 CSI 相关的倾斜对流中最大垂直运动可达 $1\sim 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Moore and Lambert,1993;费建芳等,2009)。

(2) $M-\theta_e$ 剖面图:在湿大气中,当等 M_g 面的坡度小于等 θ_e 面时,空气倾斜上升而产生对称不稳定。考虑模拟资料中的 V_g 包含更多噪音(王宗敏等,2014),用沿锋区方向的风速 V 代替 V_g ,本文采用的绝对地转动量公式为:

$$M = V + fx \quad (4)$$

式中, f 为地转参数, x 为离开剖面左端的距离,向暖空气方向增大,单位: m。

(3) 湿位涡分析法(MPV): Hoskins(1974)提出用湿位涡来判定 CSI 的方法。在湿饱和大气中,可以认为 $\theta_e = \theta_{se}$, 用 θ_e 代替 θ_{se} , 展开湿位涡的公式:

$$MPV = g\zeta_s \cdot \nabla\theta_e = -g(\zeta + f) \frac{\partial\theta_e}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial\theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \quad (5)$$

式中, θ_e 为相当位温, ζ 为相对涡度, $-g(\zeta + f) \frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 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。 $g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial\theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial\theta_e}{\partial y}$ 为湿位涡的斜压分量,包含了斜压性和水平风切变的作用。湿位涡的单位为 PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ km}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

3 个例介绍与天气形势

选取了 2015 年 8 月 2—4 日的一次华北锋面带状降水过程,此次天气过程的持续时间约为 48 h。8 月 3 日 08 时(UTC,下同)山东、河北、辽宁、吉林部分地区的 24 h 降水量达到大雨甚至暴雨级别,雨带稳定发展加强,8 月 4 日 08 时的 24 h 降水量(图略)显示,大雨以及暴雨范围在上述区域继续扩大。发展旺盛阶段的雨带宽度约为 250 km,长度约为 2000 km。

利用 EC 高分辨率预报场资料对此次降水过程进行背景场分析。由 500 hPa 高空图(图 1a)可见,巴尔喀什湖附近的长波槽东移,槽线位于 120°E 附近,雨带正好位于槽前,长波槽下游的高压脊在 135°E 附近维持了约 12 h,形成了下游阻挡形势,使低槽移动缓慢从而有利于降水的维持。588 dagpm 线北抬至 35°N 附近,西太平洋副热带高压与贝加尔湖低槽下游的高压脊相叠加,进一步加强了下游高压的稳定性。此外,500 hPa 温度槽落后于高度

槽,在低槽东移的过程中,槽后的冷平流使槽加深,槽前正涡度平流又会促使低层的低值系统继续发展,有利于降水的形成以及维持。

由 700 hPa(图 1b)风场可以看出,我国东北附近形成冷涡,西南气流把冷空气向雨区输送。华北至东北存在西南风向的低空急流,急流中心风速约为 $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,本次过程的雨区位于低空急流的左侧。再结合 06 时的红外云图与海平面气压场(图略)可知,地面有锋面气旋的存在。850 hPa 上,西南风从孟加拉湾为此次降水输送来充分的水汽。此外,结合 850 hPa 水汽通量图(图略)可知,气流跨越渤海带来的水汽也为本次降水提供了有利条件。

200 hPa 风场图(图 1d)上可见高空急流,急流随时间发展加强并逐渐东移,急流轴中心风速可达 $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。高低空急流耦合且华北地区刚好位于急流出口区右侧,具有反气旋切变,高空辐散进一步加强上升运动,有利于地面气旋发展。综上,高低空系统配置有利于此次华北锋面降水的形成和维持。

4 结果分析

4.1 模拟结果

利用国家级自动站降水资料和 GRAPES-Meso 模式输出的资料分别绘制 3 日 00 时、4 日 00 时的 24 h 降水量图(图 2),模拟雨带呈西南—东北走向,随着时间逐渐南移并加强。对比模拟与观测的雷达反射率因子拼图可知(图略),3 日 00 时模拟雨带的位置较实况略偏北,模拟雨带中心偏西,整体强度偏大,但中心强度接近实况,约为 50 dBz。

综上,模拟结果基本能够呈现此次降水过程的雨带走向、强度、落区等大致特征,模拟雨带的发展过程与实况接近。因此,可以利用模式输出的高分辨率资料来分析此次降水过程中的不稳定特征。

4.2 对流稳定度与垂直运动

以横跨主雨区的 A(50°N 、 110°E)、B(30°N 、 110°E)两点连线,作各时次对流稳定度与垂直运动的剖面图,剖线位置如图 3 所示。

在模拟降水过程中,有两个时次的垂直运动强度最大(图 4)。垂直运动的第一次峰值出现在 2 日

21 时,锋前对流层高层有较强的垂直上升运动,强度可达 $0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动的两侧有较弱的下沉运动,强度约为 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。垂直运动在 3 日 12 时达到了第二次峰值,锋前对流层 700 hPa 以上为强烈的上升运动,强度可达 $0.75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,700 hPa 以下锋面附近为较弱的垂直下沉运动,强度约为 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。对应两次垂直运动大值时刻,锋面附近的 CAPE 值也达到了峰值(图略)。

由图 4 中的等 θ_e 线的分布可知,在 $118^\circ \sim 122^\circ\text{E}$ 上空存在一条由西向东移动的冷锋,随高度向西倾斜。锋前对流层 600 hPa 以下 θ_e 值随高度降低,这表明锋前对流层中低层有弱的对流不稳定。等 θ_e 线高值区呈现出由地面指向高空的舌状, θ_e 的最大值可达 350 K。而锋前 600 hPa 以上, θ_e 的值随高度增加,锋前对流层中高层基本为对流稳定层结,等 θ_e 线呈现下凹状态或者自高空指向地面的舌状高值区,与垂直下沉运动对应较好。对流层中高层的等 θ_e 线呈现出的下凹状态,可能是由于水汽凝结释放潜热,使得相当位温陡然增大,在对流层中层形成大值区。

综上所述,锋前对流层低层存在弱的对流不稳定,当垂直运动增强时,会对不稳定能量区域造成一定的扰动,促使对流发展从而产生降水。选取 8 月 2 日 21 时垂直运动最大值对应到地面的 C(39°N 、 121°E),与 8 月 3 日 12 时垂直运动最值对应的 D 点(40°N 、 120°E),分别分析 C、D 两点的降水量与各不稳定量之间的关系,C、D 两点的地理位置如图 3 所示。

4.3 单站降水量与各不稳定量的关系

如图 5 所示,C 点(39°N 、 121°E)的降水与垂直运动、对流不稳定、CAPE 值均有较好的时间对应关系。8 月 2 日 18 时至 3 日 00 时,垂直运动发展达到旺盛阶段,上升运动的强度可达 $0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,CAPE 也达到了峰值,约为 $1320 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,降水在这个时段内产生;3 日 09 时之后对流层低层有弱的垂直运动发展,伴随着弱的降水,CAPE 值约为 $748 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。降水的整个时段内,该点上空 600 hPa 以下基本为弱对流不稳定层结,而该点上空的湿位涡基本为正。综上,对流不稳定为 C 点降水过程的主要影响因子。

如图 6 所示,D 点的降水与垂直运动、湿位涡负值区都有良好的对应关系,而与对流不稳定没有明显的对应关系。8 月 3 日 06 时之前,D 点上空的 CAPE 值先逐渐增大再减小。在该时段,D 点上空对流层中下层为对流不稳定层结。3 日 06 时以后,垂直运动在 900 hPa 以上发展增强,在 12 时达到峰值 $0.75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而后逐渐减弱。随着垂直运动的发展,降水开始产生并于 15 时达到峰值。在这个阶段,D 点上空的大气逐渐转为弱的对流不稳定或者中性层结;该点上空的 MPV 负值区在降水阶段发展旺盛,强度可以达到 -0.5 PVU 。

综上,CAPE 值在降水前和降水过程中都有积累和释放的过程,降水产生阶段 D 点上空为弱的对流不稳定层结,湿位涡的负值区出现与降水有较好的时间对应关系,由此考虑发生在 D 点的降水可能受条件性对称不稳定(CSI)影响。为了深入探究 CSI 对此次降水的影响,进一步分析对流不稳定、对称不稳定、惯性不稳定的空间分布特征以及它们与降水的关系。

4.4 CSI 的空间分布

结合 CSI 的定义与第二章介绍的诊断分析方法,本文给出了 CSI 区域的判定方法:若一个区域同时满足 $-\partial\theta_e/\partial p \geq 0$ (对流稳定或者中性层结), $(f+\zeta_g) \geq 0$ (惯性稳定),湿位涡 $\text{MPV} < 0$ (对称不稳定)这 3 个条件,则可以判定该区域存在 CSI。

4.4.1 水平分布

为了了解对流不稳定、对称不稳定、惯性不稳定在水平面上的分布以及变化情况。在 850 hPa 层面分别绘制 8 月 3 日 03、12 和 21 时的 $-\partial\theta_e/\partial p$ 负值区(图 7g~7i)、湿位涡负值区与绝对地转涡度负值区(图 7d~7f)的分布,以及滞后 3 h 的 3 h 累计降水量(图 7a~7c)。由 850 hPa 上 3 种不稳定量与降水量随时间的变化情况,把模拟降水过程分为 3 个阶段。

在第一个阶段,降水开始产生并呈现出带状分布,3 h 累计降水量可达 25 mm。在这个阶段,华北上空有弱的对流不稳定, $-\partial\theta_e/\partial p$ 的强度约为 $-0.1 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$;该区域上空的湿位涡非常微弱,基本不存在 CSI 区域。可以认为对流不稳定为此阶段降水的主要原因(图 7a,7d,7g)。

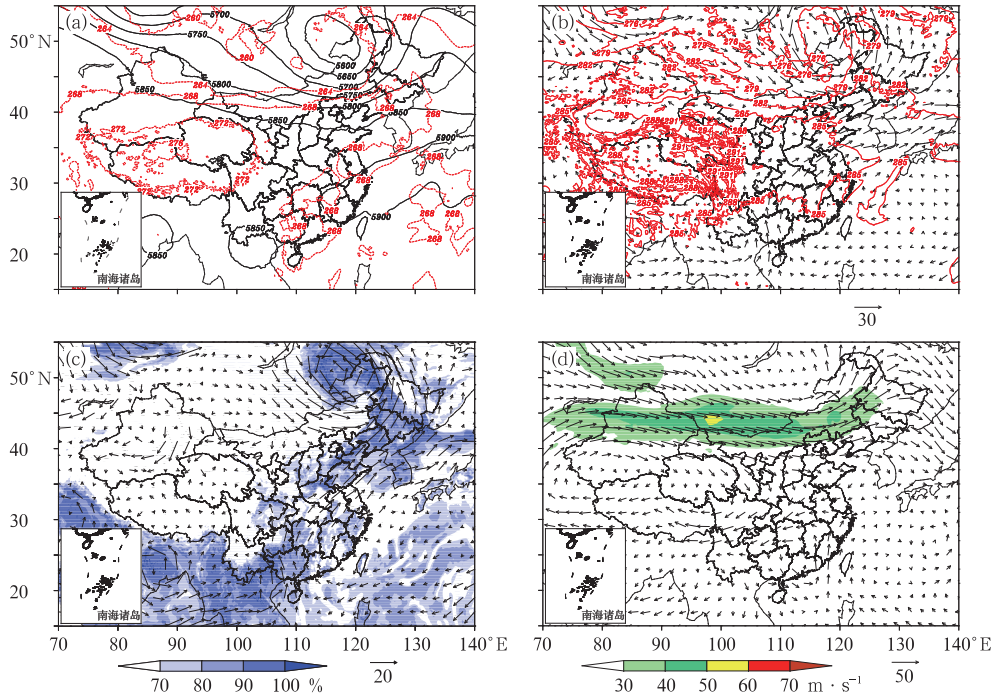


图 1 2015 年 8 月 2 日 06 时 (a)500 hPa 高度场(黑实线,单位:gpm)与温度场(红虚线,单位:K), (b)700 hPa 风场(风矢,单位: $m \cdot s^{-1}$)与温度场(红线,单位:K), (c)850 hPa 风场与相对湿度(阴影), (d)200 hPa 风场(阴影;高空急流)
 Fig. 1 (a) Geopotential height (black solid line, unit: gpm) and temperature (red dashed line, unit: K) at 500 hPa, (b) wind vector (unit: $m \cdot s^{-1}$) and temperature (red line, unit: K) at 700 hPa, (c) wind vector and relative humidity (shaded) at 850 hPa; (d) wind vector at 200 hPa (the shaded; high-level jet) at 0600 UTC 2 August 2015

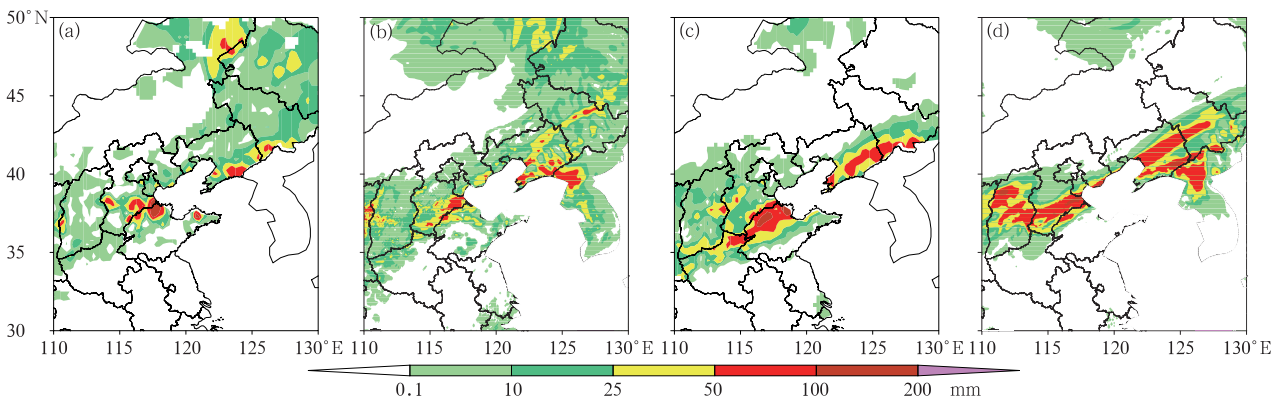


图 2 2015 年 8 月 3 日 00 时(a,b)、4 日 00 时(c,d)24 h 累计降水量实况(a,c)和 GRAPES-Meso 模拟结果(b,d)
 Fig. 2 Observed (a, c) and simulated (b, d) 24 h rainfall at 0000 UTC 3 (a, b) and 0000 UTC 4 (c, d) August 2015

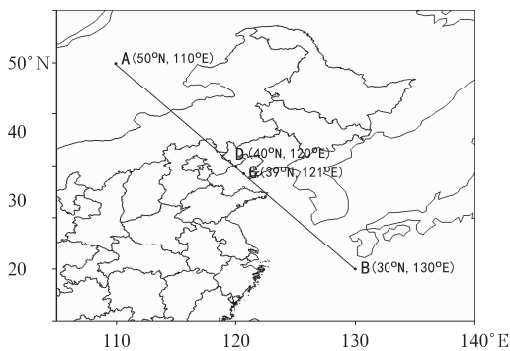


图 3 剖面 AB 以及 C 点(39°N, 121°E)、D 点(40°N, 120°E)的位置
 Fig. 3 Position of the line AB, Point C (39°N, 121°E), and Point D (40°N, 120°E)

在第二个阶段,雨带在华北上空发展增强,3 h 累计降水量可达 50 mm。在这个阶段,华北上空的对流不稳定逐渐增强, $-\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的区域基本与雨区平行,强度可达 $-0.2 K \cdot hPa^{-1}$; CSI 发展达到最旺盛的阶段,呈西南—东北向的一条窄带状区域,与雨带、对流不稳定区域平行,湿位涡的值可以达到 $-6 PVU$ 。绝对地转涡度在雨带的后部发展增强,其值约为 $-3 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。此阶段的降水受对流不稳定、惯性不稳定、CSI 的共同影响(图 7b, 7e, 7h)。

到了第三个阶段,华北雨带逐渐减弱东移。在这个阶段,华北上空的对流不稳定、CSI 与惯性不稳

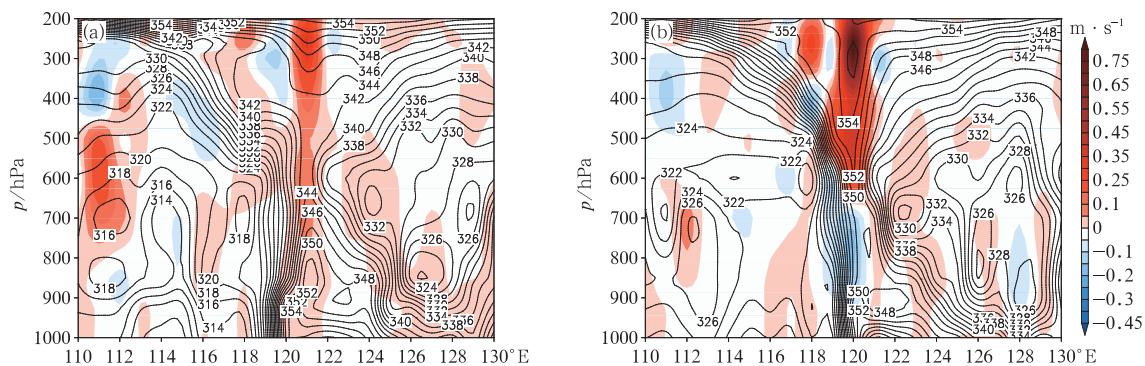


图 4 2015 年 8 月 2 日 21 时(a), 3 日 12 时(b) θ_e (实线, 单位: K) 与垂直运动(阴影)
(剖面位置如图 3)

Fig. 4 Vertical cross-section of θ_e (solid line, unit: K) and vertical velocity (shaded area)
at 2100 UTC 2 (a) and 1200 UTC 3 (b) August 2015
(Location of the cross-section is shown in Fig. 3)

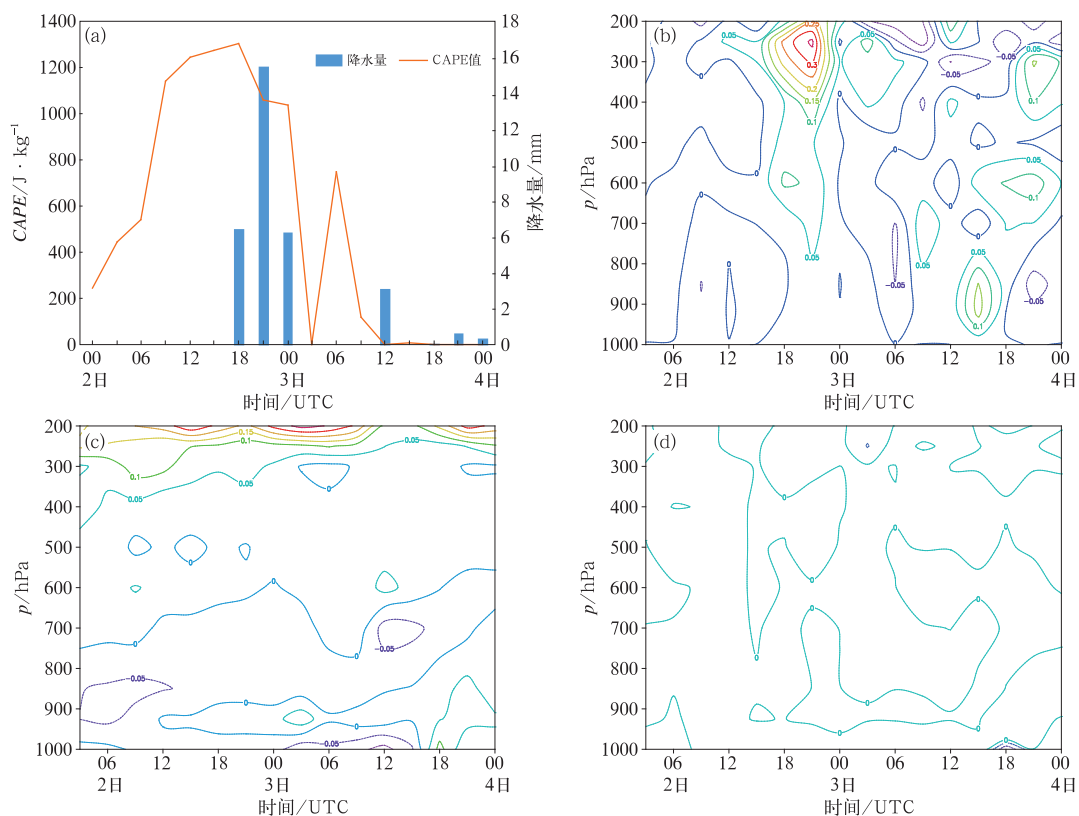


图 5 2015 年 8 月 2—4 日 C 点(39°N, 121°E)的(a)降水量与 CAPE 值的时间变化,
(b)垂直运动(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c)对流稳定度(单位: $\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}$),
(d)湿位涡负值区(单位: PVU)的时间-高度变化剖面

Fig. 5 Temporal variation of simulated 3 h precipitation and CAPE (a), and
time-height profiles of negative area of vertical velocity (b, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
convective stability (c, unit: $\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}$), and moist negative potential vorticity (d,
unit: PVU) at Point C (39°N, 121°E) during 2—4 August 2015

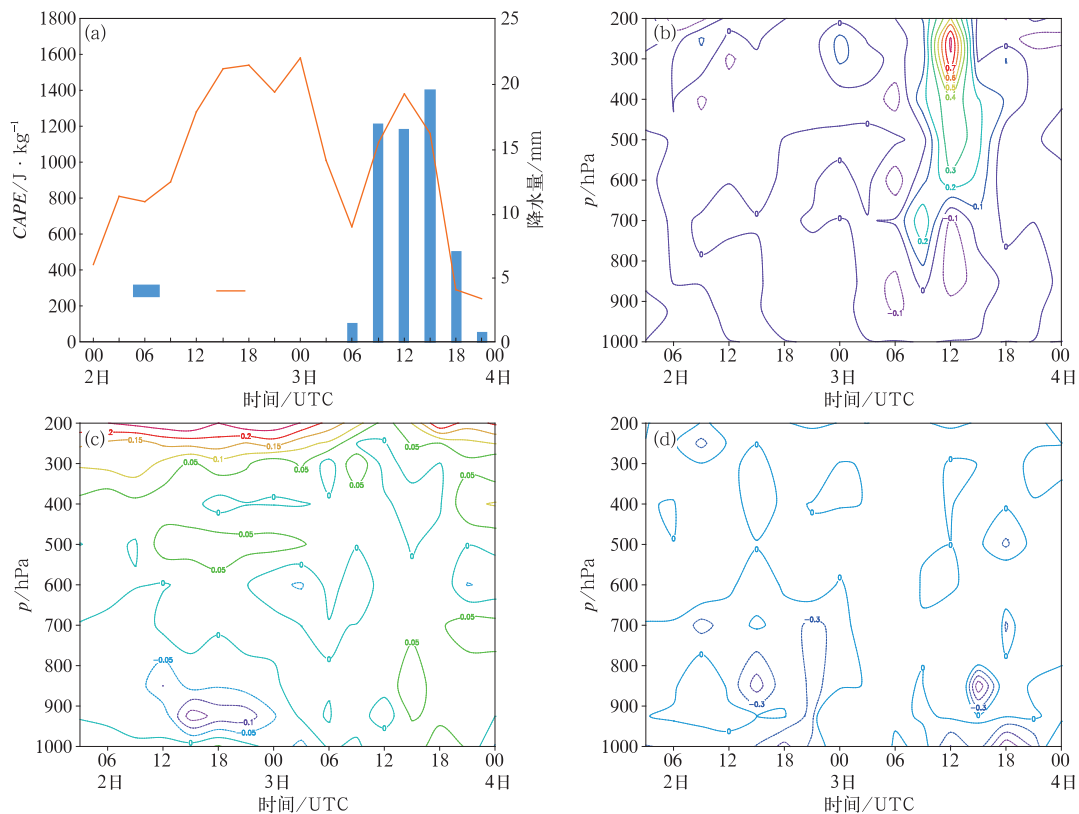


图 6 同图 5, 但为 D 点(40°N、120°E)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for Point D (40°N, 120°E)

定的强度均有所减弱, 不稳定能量的强中心也随着雨带东移。此阶段的对流不稳定、惯性不稳定、CSI 仍然维持着雨带的持续(图 7c, 7f, 7i)。

综上, 对流不稳定、惯性不稳定、CSI 在不同阶段对降水均有影响。对流不稳定在降水初期起主导作用; 在随后的阶段, 对流不稳定的减弱伴随着对称不稳定与惯性不稳定的增强, 3 种不稳定量共同影响降水; 在降水后期, 3 种不稳定量影响着降水的持续。

4.4.2 垂直分布

以横跨主雨区的 AB 线作 3 种不稳定量的垂直剖面图, 剖面位置见图 3。

在第一阶段, 对流层 600 hPa 以下基本为对流不稳定层结, 越靠近近地面层, 对流不稳定越强, 117°E 附近的 $-\partial\theta_e/\partial p$ 的强度可达 $-0.25 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 此时湿位涡强度很弱, 可以认为不存在 CSI 区域(图 8a)。第二阶段, 原本位于 117°E 附近的对流不稳定强中心东移, 对应区域的 CSI 发展增强(图 8b), 强度达到了一 3 PVU。到了第三个阶段,

对流层中下层的对流稳定与 CSI 均减弱(图 8c), $-\partial\theta_e/\partial p$ 的强度为 $-0.05 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 湿位涡的强度约为 -2 PVU 。

4.4.3 $M-\theta_e$ 剖面

沿 AB 线作 3 个时刻的 $M-\theta_e$ 剖面(图 9), 把等 M 面的坡度小于等 θ_e 面的区域判定为 CSI。在 3 个时次的 $M-\theta_e$ 剖面图上, 除了能诊断出与图 8 基本对应的 CSI 区域, 还能诊断出锋面(等 θ_e 线密集处)附近强度较弱的 CSI 区域。比较之后发现, 对流稳定度、惯性稳定度、湿位涡结合诊断分析 CSI 区域的方法能比较各不稳定量的强弱, 直观地反映出 CSI 的强度, 排除与降水关系不大的弱 CSI 区域, 因而比 $M-\theta_e$ 剖面图更准确有效。

5 结 论

本文用 EC 高分辨率再分析资料在 GRAPES_Meso 中模拟了 2015 年 8 月 2—4 日的一次华北锋面带状降水过程, 模拟结果与实况接近, 能呈现此次

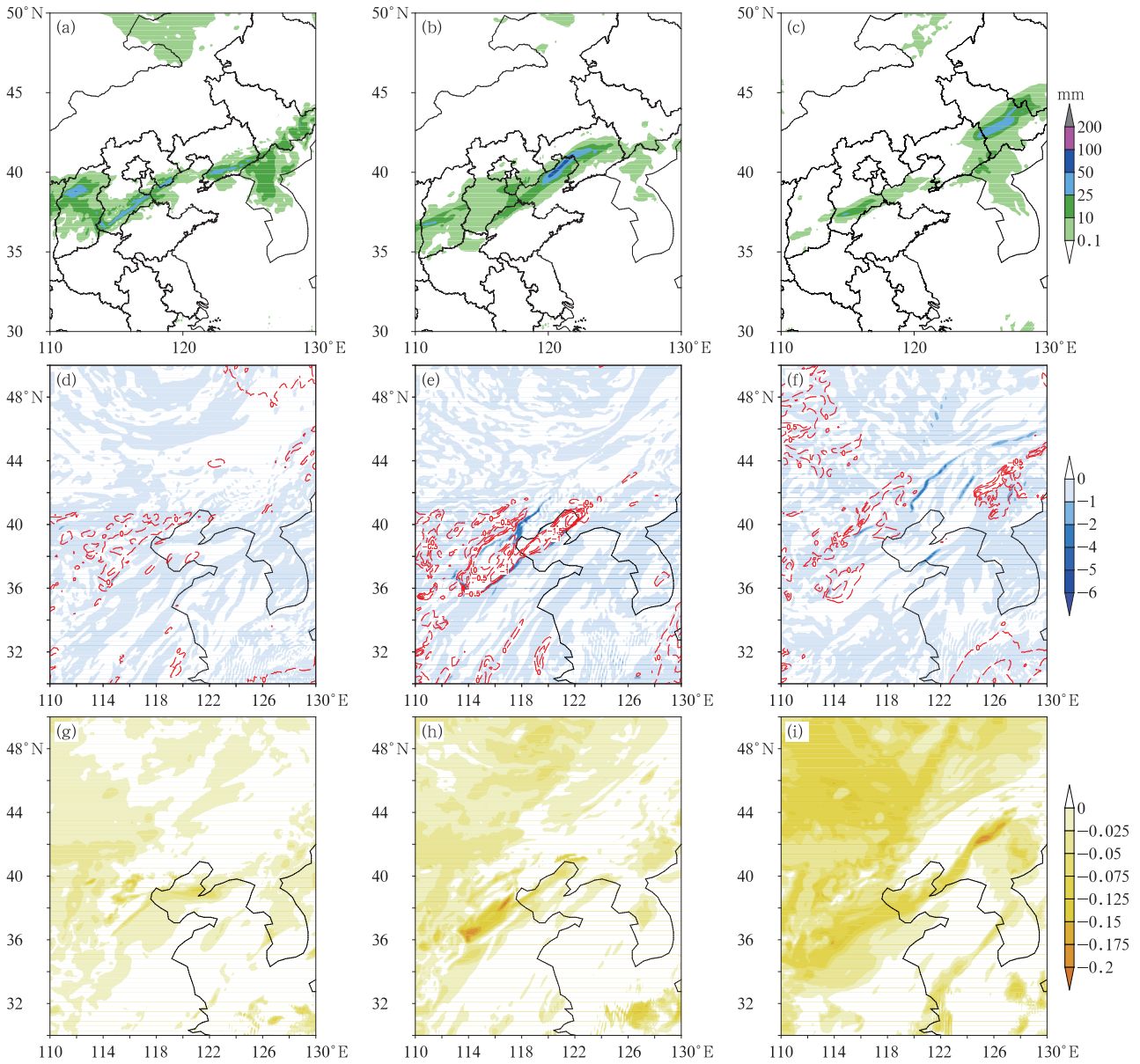


图 7 2015 年 8 月 3 日 06 时(a),15 时(b),4 日 00 时(c)3 h 累计降水量
和 8 月 3 日 850 hPa 03 时(d),12 时(e),21 时(f)的湿位涡(蓝色阴影为 MPV<0 的区域,
单位:PVU)与绝对地转涡度负值区(红线,单位: 10^{-3} s^{-1}),
8 月 3 日 03 时(g),12 时(h),21 时(i)的 $-\partial\theta_e/\partial p$ (单位: $\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

Fig. 7 The 3 h accumulated precipitation (unit; mm) at 0600 UTC 3 (a), 1500 UTC 3 (b),
and 0000 UTC 4 (c) August, MPV (shaded area, unit; PVU) and absolute vorticity
(red line, unit; 10^{-3} s^{-1}) at 850 hPa at 0300 UTC (d), 1200 UTC (e) and
2100 UTC (f), and $-\partial\theta_e/\partial p$ (unit; $\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}$) at 850 hPa
at 0300 UTC (g), 1200 UTC (h), 2100 UTC (i) 3 August 2015

降水过程的雨带走向、强度、落区等大致特征。利用模式输出资料分析降水过程中的不稳定性量,结果表明:

(1) 带状降水过程受对流不稳定、惯性不稳定

以及 CSI 的影响。CSI 的发展阶段伴随着对流不稳定的减弱和惯性不稳定的增强。

(2) 带状降水过程经历了 3 个阶段:在第一个阶段,降水区域上空基本为对流不稳定层结,降水主

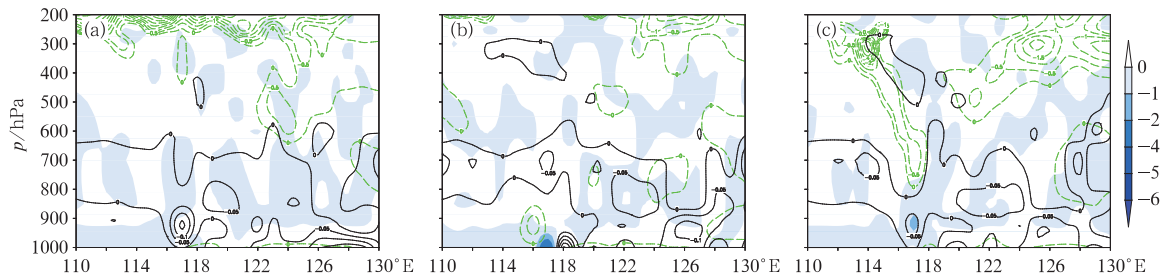


图 8 2015 年 8 月 2 日 06 时(a), 21 时(b), 3 日 06 时(c)不稳定量的垂直剖面

(蓝色阴影: $MPV < 0$, 单位: PVU; 黑色实线: $-\partial\theta_e/\partial p < 0$, 单位: $K \cdot hPa^{-1}$,
绿色虚线: 惯性不稳定, 单位: $10^{-3} s^{-1}$, 剖面位置见图 3)

Fig. 8 Vertical cross-section of MPV (shaded area, unit: PVU), $-\partial\theta_e/\partial p$ (black line, $K \cdot hPa^{-1}$) and absolute vorticity (green line, $10^{-3} s^{-1}$) at 0600 UTC 2 (a), 2100 UTC 2 (b), 0600 UTC 3 (c) August 2015 (Location of the cross-section is shown in Fig. 3)

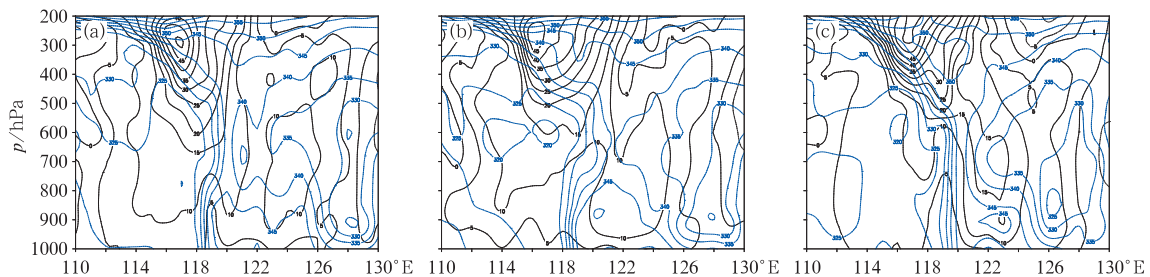


图 9 2015 年 8 月 2 日 06 时(a), 21 时(b), 3 日 06 时(c) $M-\theta_e$ 剖面图

(黑色实线: 地转动量, 单位: $kg \cdot m \cdot s^{-1}$, 蓝色虚线: 相当位温, 单位: K, 剖面位置见图 3)

Fig. 9 $M-\theta_e$ cross-section at 0600 UTC 2 (a), 2100 UTC 2 (b) and 0600 UTC 3 (c) August 2015 (Location of the cross-section is shown in Fig. 3; black solid line: M , unit: $kg \cdot m \cdot s^{-1}$, blue dashed line: θ_e , unit: K)

要受对流不稳定影响;第二个阶段,对流不稳定、对流层中层的 CSI 与惯性不稳定发展增强,降水受对流不稳定、CSI 以及惯性不稳定的共同影响;第三个阶段,华北雨区上空的 3 种不稳定量均逐渐减弱,但仍然影响着降水的持续。

(3) 发展旺盛阶段的 CSI 在平面上呈带状分布,与雨区、对流不稳定区域平行,并随系统向东发展,随后减弱;CSI 在剖面上主要活跃在对流层低层。

(4) 用湿位涡结合对流稳定度与惯性稳定度诊断 CSI 时,比 $M-\theta_e$ 剖面图诊断 CSI 区域更准确有效。

上述结论揭示了 CSI 的空间结构,对锋面雨带的形成机制研究有一定的参考意义,指出了 CSI 与锋面带状降水之间的联系,对暴雨的临近预报具有一定的指示作用。

参考文献

- 陈德辉,薛纪善,杨学胜,等,2008. GRAPES 新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究[J]. 科学通报, 53(20): 2396-2407.
- 陈炯,马占山,苏勇,2017. 适用于 GRAPES 模式 C-P 边界层方案的设计和实现[J]. 应用气象学报, 28(1): 52-61.
- 池再香,胡跃文,白慧,2005. “2003. 1”黔东南暴雪天气过程的对称不稳定分析[J]. 高原气象, 24(5): 792-797.
- 戴光丰,陈子通,2013. GRAPES 模式中地面通量在一次台风数值模拟中的敏感性试验研究[J]. 热带气象学报, 29(3): 403-410.
- 杜楠,钟玮,陆汉城,等,2008. 一次四川暴雨过程的非线性对流-对称不稳定分析[J]. 南京气象学院学报, 31(3): 308-316.
- 费建芳,伍荣生,宋金杰,2009. 对称不稳定理论的天气分析与预报应用研究进展[J]. 南京大学学报(自然科学版), 45(3): 323-333.
- 费建芳,伍荣生,黄小刚,等,2010. 垂直-倾斜对流一体化参数化方案的实现及数值试验[J]. 气象学报, 68(2): 162-172.
- 郭云云,邓莲堂,范广洲,等,2015. GRAPES 中尺度模式中不同积云参数化方案预报性能对比研究[J]. 气象, 41(8): 932-941.

- 姜晓飞,刘奇俊,马占山,2015. GRAPES 全球模式浅对流过程和边界层云对低云预报的影响研究[J]. 气象,41(8):921-931.
- 李万彪,2010. 大气物理:热力学与辐射基础[M]. 北京:北京大学出版社:116.
- 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.
- 盛裴轩,毛节泰,李建国,等,2003. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社:138.
- 万子为,王建捷,黄丽萍,等,2015. GRAPES-MESO 模式浅对流参数化的改进与试验[J]. 气象学报,73(6):1066-1079.
- 王德立,徐国强,贾丽红,2013. GRAPES 的积云对流参数化方案性能评估及其改进试验[J]. 气象,39(2):166-179.
- 王宗敏,丁一汇,张迎新,等,2014. 副高外围对流雨带中的对流-对称不稳定及锋生的诊断分析[J]. 大气科学,38(1):133-145.
- 伍湘君,金之雁,黄丽萍,等,2005. GRAPES 模式软件框架与实现[J]. 应用气象学报,16(4):539-546.
- 吴哲红,2007. 一次西南地区暴雨的不稳定性诊断分析[D]. 南京:南京信息工程大学.
- 叶磊,张梅,赵定池,等,2015. 华东地区雷暴天气对流有效位能统计分析[J]. 安徽农业科学,43(31):160-162,285.
- 张芳华,陈涛,杨舒楠,等,2014. 一次冬季暴雨过程中的锋生和条件对称不稳定分析[J]. 气象,40(9):1048-1057.
- 周康辉,郑永光,王婷波,等,2017. 基于模糊逻辑的雷暴大风和非雷暴大风区分方法[J]. 气象,43(7):781-791.
- Bennetts D A, Hoskins B J, 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 105(446):945-962.
- 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.
- 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.
- Shou Shaowen, Li Yaohui, 1999. Study on moist potential vorticity and symmetric instability during a heavy rain event occurred in the Jiang-Huai valleys [J]. Adv Atmos Sci, 16(2):314-321.