

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, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12206. Wang Zongmin, Ding Yihui, Zhang Yingxin, et al. 2014. Analysis of convective-symmetric instabilities and frontogenesis in a convective rain band on the northwest edge of WPSH [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (1): 133–145.

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

王宗敏^{1,3} 丁一汇² 张迎新³ 田利庆³ 李江波³

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 国家气候中心, 北京 100081

3 河北省气象台, 石家庄 050021

摘 要 对 2009 年 8 月 25 日西太平洋副热带高压 (简称副高) 西北外围对流雨带的云图特征进行了分析, 利用 WRF3.3 中尺度模式对对流雨带的发生发展进行了数值模拟, 在模拟较成功的基础上, 利用模式输出结果分析了对流雨带发生时的对称不稳定、对流不稳定、惯性不稳定以及锋生等。结果表明: 副高外围对流雨带由若干具有一定间隔的对流单体构成, 单体在随对流层中层气流的移动中逐渐发展直至消亡。对流雨带的西北侧为宽广的带状斜压云系, 东南侧为副高控制的晴空区。对流雨带发生于对流层低层 (700 hPa 以下) 的对称不稳定区, 700~500 hPa 存在对流不稳定和弱的惯性不稳定。随着对流的发展, 700~500 hPa 的对流不稳定度明显减弱, 而惯性不稳定明显加强。对流层低层为倾斜上升区, 中高层为垂直上升区, 左侧对应下沉气流, 呈现明显的倾斜对流和垂直对流的混和特征, 体现了对流—对称不稳定的作用。对流层低层 (750 hPa 以下) 锋生的存在提供了对流—对称不稳定能量释放的有利条件。对流雨带与 500~800 hPa 等厚度线基本平行, 而与 500 hPa 等高线存在明显的交角, 雨带中的对流单体随环境气流移动, 雨带符合与对称不稳定相联系的带状降水特征。上述结论对实际预报副高外围对流雨带的位置和走向具有指示意义。

关键词 副高外围 对流雨带 对流—对称不稳定 倾斜对流

文章编号 1006-9895(2014)01-0133-13

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12206

Analysis of Convective-Symmetric Instabilities and Frontogenesis in a Convective Rain Band on the Northwest Edge of WPSH

WANG Zongmin^{1,3}, DING Yihui², ZHANG Yingxin³, TIAN Liqing³, and LI Jiangbo³

1 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract The cloud characteristics of a convective rain band that occurred on the northwest edge of the western Pacific subtropical high (WPSH) on August 25, 2009 are analyzed using infrared cloud images. Using the ARW-WRF V3.3 model, the occurrence and development of the convective rain band are simulated. Based on the success of the simulation, the symmetric, convective, inertial instabilities, and frontogenesis of the convective rain band are studied using the model

收稿日期 2012-11-27, 2013-04-25 收修定稿

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200906011、GYHY201206004, 国家自然科学基金面上项目 41175048, 河北省气象局“暴雨预报创新团队”项目

作者简介 王宗敏, 男, 1970 出生, 博士研究生, 主要从事天气预报与服务研究。E-mail: wang_zong_min@189.cn

output. The results show that the convective rain band on the northwest edge of the WPSH consists of a number of mesoscale convective cells, which develop and die out when moving with the middle troposphere environmental flow and often bring heavy rain in their passing-by region. There is a broad baroclinic cloud band on the northwest side of the band and a cloudless sky controlled by WPSH on the southeast side. The convective band occurs in the symmetric unstable area below 700 hPa and there are convective and weak inertial instabilities between 700 and 500 hPa. With the development of the convection, the convective instability becomes weak, but the inertial instability becomes intensified between 700 and 500 hPa. The convective body is an obvious mixture of slanted convection and vertical convection, with slanted upward flow in the low troposphere, vertical upward flow in the mid-high troposphere, and downward flow on the left side of the body, reflecting the energy release of convective-symmetric instabilities. The frontogenesis below 750 hPa provides an advantage for energy release of convective-symmetric instabilities. The band is nearly parallel to 800–500 hPa constant thickness lines, which deviates from 500 hPa contour lines. The convective body in the rain band moves with environmental flow, showing that the rain band is in accordance with banded precipitation characteristics, which is associated with symmetric instability. The above conclusions can be used for operational forecast on the location and orientation of the convective rain band on the northwest edge of WPSH.

Keywords Edge of WPSH, Convective rain band, Convective-symmetric instabilities, Slantwise convection

1 引言

华北暴雨中, 重要的一类是副高外围暴雨, 它们是由西太平洋副热带高压 (简称副高) 与西来冷空气 (常伴有西风槽) 相互作用造成的。例如, 在北京地区, 这类暴雨占该地区大降水的 46% (刘还珠等, 2007)。

副高外围暴雨在卫星云图上的典型特点是, 副高控制地区基本为晴空区, 副高西北侧存在宽广的带状中低云区, 在晴空区和低云区交界处常常产生间断的对流云带, 云带上的对流单体常能达到 MCC (mesoscale convective complex, 中尺度对流复合体) 的标准, 有时它们能够合并形成连续的带状对流云系。在实际天气预报业务中, 预报员常常把 586 或 588 dagpm 等高线作为副高外围的标志线, 一般预报暴雨发生在这两条等高线之间。

由于副高外围对流降水的带状特征, 容易使人联想到与带状云和降水相关的不稳定机制, 如对称不稳定、惯性不稳定、重力波、Kelvin-Helmholtz 不稳定等, 另外锋生也可以造成带状云和降水 (Schultz and Knox, 2007)。那么, 到底是哪一种或几种机制在副高外围对流云带中起主要作用? 本文将从 2009 年 8 月 25 日发生的一个副高外围暴雨典型个例入手, 对该问题进行分析。

首先分析这次暴雨发生、发展过程的云图特征, 然后对此次过程进行模拟, 在模拟较成功的基础上, 利用模拟结果对其发生发展中的对流不稳定、对称不稳定、惯性不稳定、锋生等进行分析, 最后给出分析结果。

2 副高外围对流云带发生发展过程的云图特征

2009 年 8 月 25 日 00 时~26 日 00 时 (协调世界时, 下同), 河北中部到山西中南部出现大范围降水, 尤其在河北中部有 10 个乡镇雨量站降水超过 100 mm, 石家庄藁城的兴安镇雨量达 149.1 mm。

25 日 00~08 时, 副高外围 584 dagpm 等高线的西北侧为宽广的带状中低云系, 降水稀少, 其东南侧华北南部受副高控制, 为晴空区。从 09 时开始, 在 584 和 588 dagpm 等高线之间, 共有 4 个对流云团发展, 并排列成为线状 (图 1)。

09 时, 在山西、陕西交界处 (37°N, 110°E), 第一个对流云团开始发展 (图 1 中矩形区, 将其标记为云团 A), 最低 TBB 达 -70 °C。

12 时, 云团 A 向东北方向移至山西中部 (移向与 500 hPa 风一致), 且达到 Maddox 规定的 MCC 标准 (Maddox, 1980), TBB 低于 -32 °C 的冷云盖面积达 $1 \times 10^5 \text{ km}^2$, TBB 低于 -52 °C 的冷云盖面积达 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$, 但最低 TBB 有所升高, 为 -62 °C。同时, 在 584 和 588 dagpm 等高线之间有 3 个中 β 尺度对流云团开始发展 (见图 1 中圆圈区、五角形区、圆角矩形区, 标记为云团 B、C、D); 黄河上游附近局地对流维持。一个有组织的对流云带清晰地显现出来。

18 时, 云团 A 向东偏北方向移动至河北东部, 强度、面积均变化不大, 最低 TBB 为 -61 °C。对流云团 B 发展成为一个 MCC, 开始在山西南部产生降水。对流云团 C 有所发展。长江上游地区对流

云团 D 也发展成为一个 MCC。

21 时, 对流云团 A、B 和 C 都开始减弱。长江上游地区的对流云团 D 发展到成熟阶段。

对流云团 A 从 25 日 09 时开始发展, 达到 MCC 标准后, 于 21 时开始减弱, 生命史约为 12 h。对流云团 B、C 的生命史约为 9 h。这 3 个对流云团的移动方向均为偏东, 但云团 A 移动较快, 云团 B、C 移动较慢, 云团 A、B、C 的移速近似为 500 hPa 上风速。云团 D 的生命史最长, 且基本在原地发展, 没有移动。

虽然本次过程在华北暴雨中不算最强, 但其代表了华北汛期副高外围西南气流与西来弱冷空气相互作用产生的一类典型暴雨过程。这类暴雨是由一条对流雨带直接造成的。对流雨带由若干具有一定间隔的中尺度对流单体组成, 单体在随对流层中层(500 hPa)环境气流的移动中逐渐发展直至消亡。对流雨带的西北侧为宽广的带状斜压云系, 降水较弱, 东南侧为副高控制区, 基本为晴空区。类似的暴雨个例还有 2005 年 8 月 16 日、2008 年 7 月 14 日、2008 年 8 月 10 日、2009 年 9 月 4 日等。

3 暴雨过程的模拟

常规探空资料和 NCEP 再分析资料($1^\circ \times 1^\circ$, 6 h 间隔)难以再现这个对流雨带的发生发展过程。为了再现对流雨带的发生发展过程, 并分析产生对流雨带的不稳定条件, 本文利用 WRF 中尺度数值预报模式对这次暴雨过程进行了模拟。

3.1 模式说明

采用 WRF 模式 V3.3 版本(2011 年 4 月发布), 两层嵌套, 区域选取如图 2 所示。外层区域(D1)格点数为 83×70 , 分辨率为 30 km; 第二层区域(D2)格点数为 162×123 , 分辨率为 10 km。模式垂直分为 27 层。微物理过程采用 Lin 等的方案, 长波辐射采用 RRTM 方案, 短波辐射采用 Dudhia 方案, 近地面层方案为 MYJ Monin-Obukhov 方案。模拟中, 一个重要参数——重力波拖曳参数选为 1, 这样模式动力过程中就考虑了重力波的拖曳作用, 这时外层区域地形分辨率取“10 min+2 min”, 第二层区域地形分辨率取 30 s (约 1 km)。

本次模拟采用 NCEP FNLs 分析资料作为中尺度模式的初始场和侧边界条件, 资料分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间间隔为 6 h。为了避开 spin-up 时间窗, 将模式积分的开始时间设在 24 日 18 时, 模式积分 30

h, 这样保证了 25 日 00 时~26 日 00 时预报场的协调性。

模式分辨率的选取基于以下考虑: 从降雨的雷达回波来看, 较强雨带宽度可达 80 km, 因此, 采用 10 km 分辨率的网格足够捕捉该雨带。另外, Persson and Warner (1991, 1993)、Ducrocq (1993) 研究发现, 为了能捕捉对称不稳定产生的倾斜对流, 水平分辨率最少应为 15 km, 最好为 5~10 km, 所以, 这次模拟采用 10 km 分辨率的网格, 应该能够捕捉对称不稳定产生的倾斜对流。

3.2 模拟结果分析

对比 25 日 00 时~26 日 00 时 24 h 降水的实况和预报结果(图 3)可见: 对于西北地区东部的降水(图 3a、b 中椭圆所示区域), 模拟的量级较小, 但雨带走向较一致; 对于华北地区南部到东北地区南部的降水(图 3a、b 中矩形所示区域), 模拟的量级和走向都比较一致。由于海上观测资料缺乏, 图 3a 中渤海区域降水资料由插值处理而得, 数值很小, 不能完全反映降水的真实情况, 而模拟结果(图 3b)则较合理地再现了此区域的降水分布。总体来看, 降雨落区和强度的预报结果与实况较吻合。

为了分析对流雨带发展过程的模拟效果, 图 4 给出了 25 日 12 时、13 时、16 时、18 时的卫星云图实况和对应时次的模拟的 1 h 降水量。可见, 对于 A、B、C 三个对流云团, 模拟的 1 h 降水量分布上均有反映, 而且其走向和云带的走向较一致。所以, 模式对对流雨带发展过程的模拟也比较理想。

从模拟的降水雷达回波来看, 06 时副高的西北侧边缘出现零散回波, 09 时对流开始发展, 至 12 时形成明显的带状结构, 15 时河北中部回波发展旺盛, 而对流带前部的回波明显减弱, 其发展过程与实况较吻合(图略)。

总之, 模拟结果较好地再现了对流雨带的发生、发展过程, 因此, 可以利用模拟的高空、地面数据来分析其发生、发展的原因。

4 对流雨带发生发展中的对流—对称不稳定分析

4.1 对流—对称不稳定概念及分析方法简述

对流—对称不稳定, 也就是对流、对称不稳定共存的一种不稳定, 这种情况在大气中可以经常见到(Jascourt et al., 1988; Reuter and Yau, 1993;

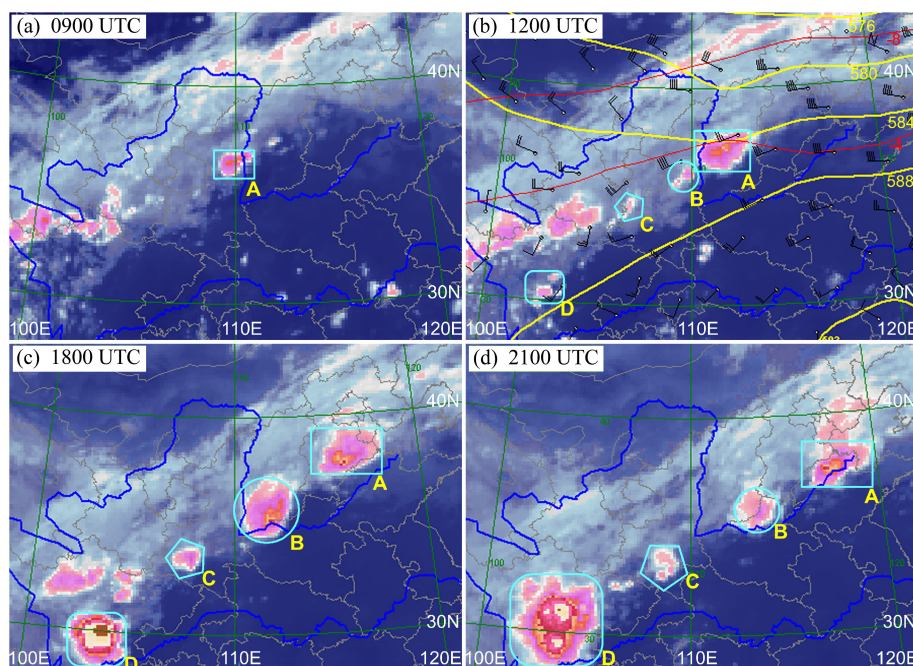


图1 2009年8月25日FY2-D静止卫星红外云图: (a) 09时; (b) 12时; (c) 18时; (d) 21时

Fig. 1 FY2-D stationary satellite infrared images on 25 August 2009: (a) 0900 UTC; (b) 1200 UTC; (c) 1800 UTC; (d) 2100 UTC

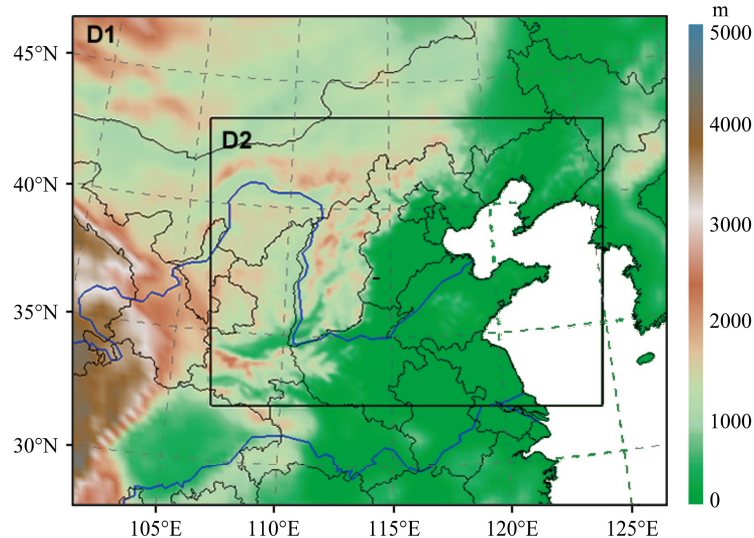


图2 模式区域设计。阴影表示地形高度

Fig. 2 Design of model domains. Shadings show the topography

Lagouvardos and Kotroni, 1995; Martin, 1998; 边清河等, 2006; 程艳红和陆汉城, 2006; 杜楠等, 2008; 费建芳等, 2009; 王亦平等, 2008)。Jascourt et al. (1988) 首先称这种情况为对流—对称不稳定。由于对流—对称不稳定与对流动量输送以及科里奥利旋转有关, 所以国内学者也称其为非线性对流—对称不稳定(陆汉城等, 2002; 寇正和陆汉城, 2005)。

Xu and Clark (1985) 认为重力对流和倾斜对流是连续的统一体。然而, 在初始条件稳定和湿对称

稳定的斜压大气中, 如果大气由于地面加热或地转风的垂直切变增大等因素变得不稳定, 则湿对称不稳定将在条件不稳定产生之前出现, 但是由于湿重力对流的生长率和能量释放比湿倾斜对流要大, 所以, 重力对流一旦产生, 将很快占主导优势 (Schultz and Schumacher, 1999)。程艳红和陆汉城 (2006) 通过数值试验揭示了位势对称不稳定条件下重力对流的发展过程。

Xu (1986) 提出了两种雨带形成机制, 目前认

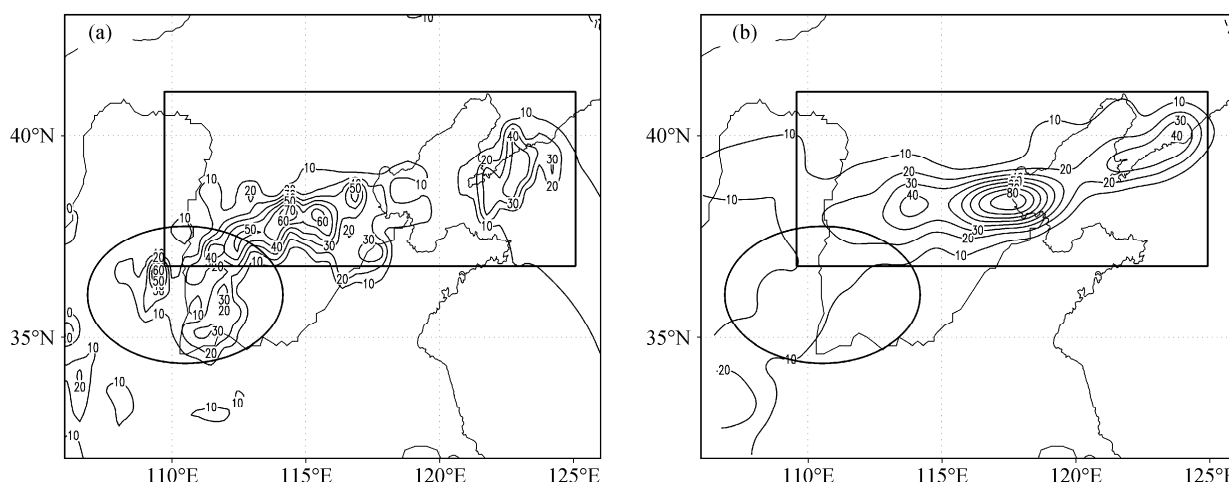


图3 2009年8月25日00时~26日00时24 h降水量(等值线, 间隔: 5 mm) (a) 实况和 (b) 模拟结果。图3a中降水量格点数据由自动站资料通过 Barnes 客观分析方法插值得到

Fig. 3 (a) Observed and (b) simulated 24-h rainfall (isolines at 5 mm interval) from 0000 UTC 25 to 0000 UTC 26 August 2009. The gridded data in Fig. 3a are created from AWSs point data by using the Barnes Objective Analysis in Integrated Data Viewer (IDV)

为这两种机制是对流—对称不稳定的形式。第一种是“逆尺度发展型”(upscale development), 其中小尺度的湿重力不稳定首先发展起来, 随后, 当环境呈重力稳定时, 对称不稳定能量释放产生中尺度云带。这种类型的对流最有可能在锋区的外面产生。第二种是“降尺度发展型”(downscale development), 在湿对称不稳定环境中, 锋区内上升运动产生云, 进而产生凝结潜热, 凝结潜热使中层对流层不稳定, 从而产生重力对流, 最后由于湿重力不稳定能量的释放导致云带形成。Xu (1986) 提出的“降尺度发展型”与 Bennetts and Hoskins (1979) 假设的锋区降水云带发展的 3 个阶段较相似。

对流—对称不稳定的分析包括对流不稳定和对称不稳定的分析。对流不稳定用 $\partial\theta_e/\partial p$ 分析。对称不稳定的分析方法有位涡分析法、 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 垂直剖面图法、倾斜对流有效位能 (SCAPE) 法、Richardson 数、增长率法等 (丁一汇和沈新勇, 1994; Schultz and Schumacher, 1999; 费建芳等, 2009)。本文分别用位涡分析法、 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 垂直剖面图法和 Richardson 数来分析对称不稳定。

4.2 湿位涡分析

4.2.1 湿位涡分析方法

对称不稳定的位涡分析方法是 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 关系法在三维方向的扩展 (Hoskins, 1974)。地转位涡 $PV_g = g\eta_g \cdot \nabla\theta$ 。其中: g 为重力加速度; η_g 为三维地转绝对涡度; ∇ 为三维梯度算子。在惯性稳定、干重力稳定条件下, 干对称不稳定 (symmetric

instability, SI) 的存在条件是 $PV_g < 0$ 。类似地, 在大气为惯性稳定和条件性稳定的情况下, 条件性对称不稳定 (conditional symmetric instability, CSI) 的存在条件是 $MPV_g^* = g\eta_g \cdot \nabla\theta_e^* < 0$; 在大气为惯性稳定和位势稳定 (也称对流性稳定) 的情况下, 位势对称不稳定 (potential symmetric instability, PSI) 的存在条件是 $MPV_g = g\eta_g \cdot \nabla\theta_e < 0$ 。在大气饱和或接近饱和的情况下, 因为 $\theta_e^* = \theta_e$, 所以 $MPV_g^* = MPV_g$ 。条件性对称不稳定和位势对称不稳定统称为湿对称不稳定 (moist symmetric instability, MSI)。

以位涡 (PV_g 、 MPV_g^* 、 MPV_g) 分析计算对称不稳定的主要优点是三维的, 且不受 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 关系图的假定条件限制, 是一种常用的客观定量分析对称不稳定的有效方法。

在实际分析时, 常用湿位涡 (moist potential vorticity, MPV) 来代替 MPV_g 。 $MPV = g\eta \cdot \nabla\theta_e$ 。其中: η 为三维绝对涡度, 用全风速计算 (Gray and Thorpe, 2001; Clark et al., 2002; Jurewicz and Evans, 2004; Novak et al., 2004, 2006; 边清河等, 2006; 王亦平等, 2008)。之所以用全风速代替地转风, 是因为中尺度模式模拟的地转风常包含更多的噪音 (noise)。

本文用湿位涡 MPV 结合对流稳定度 ($\partial\theta_e/\partial p$) 和惯性稳定度 (绝对涡度, 即 $\zeta_a = \zeta + f$) 来分析对流发生、发展时刻的对称不稳定情况。

4.2.2 对流—对称不稳定的水平分布

图5为25日08时和09时750 hPa上MPV、

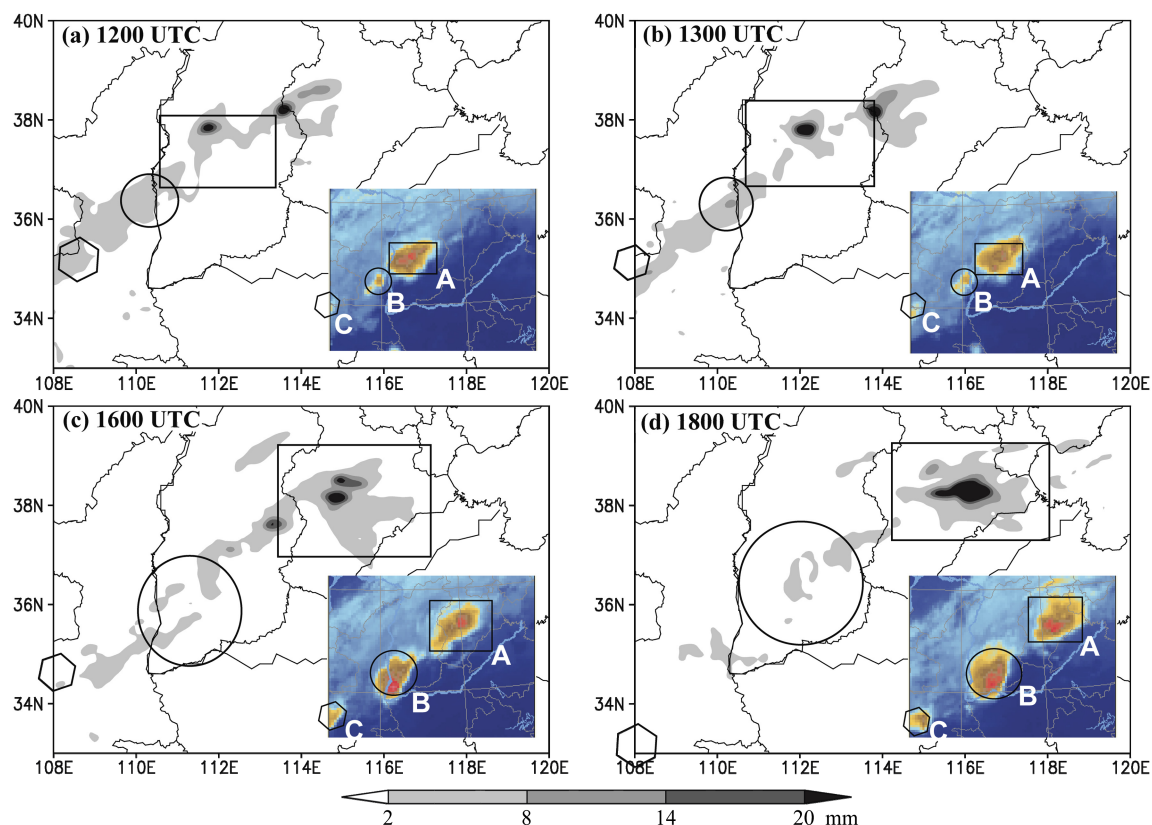


图4 25日 (a) 12时、(b) 13时、(c) 16时和 (d) 18时 FY2-D 静止卫星红外云图 (彩图) 和模拟的对应时次 1 h 降水量 (灰色阴影, 单位: mm)

Fig. 4 FY2-D stationary satellite infrared images (color shadings) at (a) 1200 UTC, (b) 1300 UTC, (c) 1600 UTC, and (d) 1800 UTC on 25 August 2009 and simulated 1 h rainfall (grey shadings, units: mm) at the same times

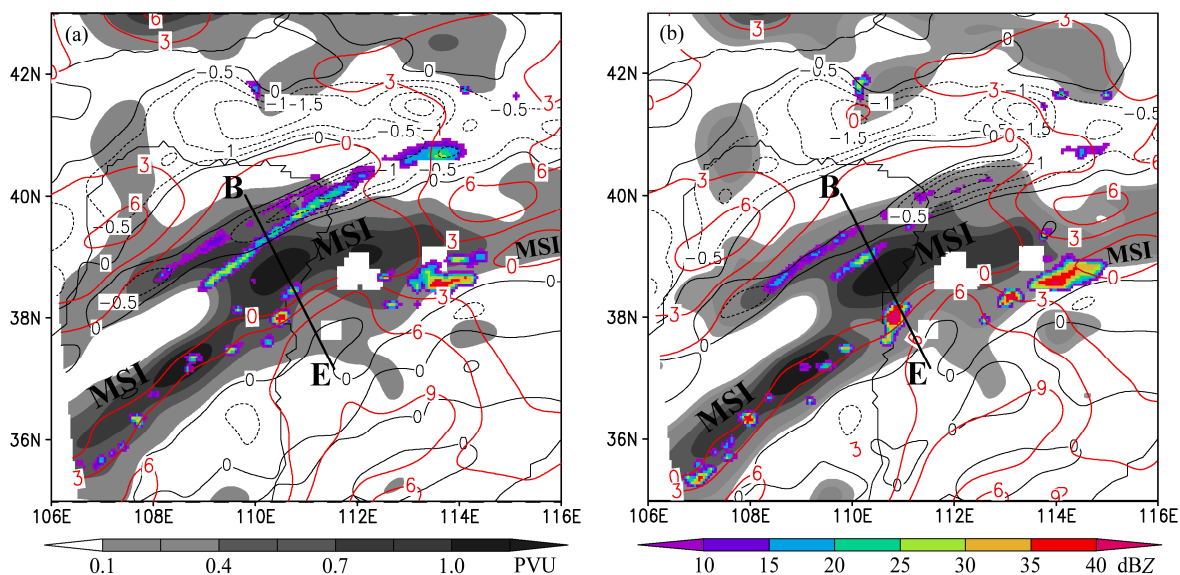


图5 模拟的8月25日08时 (a)、09时 (b) 750 hPa上负 MPV ($MPV < 0$, 灰色阴影, 单位: PVU; $1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 正的 $\partial\theta_e/\partial p$ ($\partial\theta_e/\partial p > 0$, 红色实线, 间隔: $2 \times 10^{-2} \text{ K hPa}^{-1}$), 负绝对涡度 ($\zeta_a < 0$, 黑色虚线, 间隔为 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 以及组合反射率 (彩色阴影, 单位: dBZ)。直线 BE 表示垂直剖面的位置

Fig. 5 Simulated negative MPV ($MPV < 0$, grey shadings, units: PVU; $1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), positive $\partial\theta_e/\partial p$ ($\partial\theta_e/\partial p > 0$, red solid lines at $2 \times 10^{-2} \text{ K hPa}^{-1}$ interval), negative absolute vorticity ($\zeta_a < 0$, black dashed lines at $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ interval), and composite reflectivity (color shadings, units: dBZ) at 750 hPa at (a) 0800 UTC and (b) 0900 UTC on 25 August 2009. The straight line BE identifies the location of vertical cross section

对流稳定度、惯性稳定度的水平分布。可以看到, 08 时和 09 时存在两个明显的雨带, 北侧雨带回波较弱且为连续雨带, 南侧雨带为副高外围的对流雨带, 整体呈带状, 但为间断性雨带, 表现为对流性降水。与北侧雨带对应的是一个惯性不稳定区域 ($\zeta_a < 0$)。副高外围对流雨带位于对流性稳定 ($\partial\theta_e/\partial p < 0$) 和对流性不稳定 ($\partial\theta_e/\partial p > 0$) 的过渡区。在其西北侧, 则为明显的对称不稳定区 ($MPV < 0$, 同时 $\partial\theta_e/\partial p < 0$, $\zeta_a > 0$, 即图中标识为 MSI 区域)。在副高外围对流雨带东南侧的副高控制地区, 为大范围的对流不稳定区。

4.2.3 对流—对称不稳定的垂直分布

图 6、7 分别给出了 08 时、09 时沿与锋区垂直的直线 B (40°N , 109.8°E)— E (37.3°N , 111.4°E), 所做的垂直速度、MPV、对流稳定度和惯性稳定度的垂直剖面。

08 时 (对流发生时), 由图 6a 可见, 距离 B 点 250 km 附近 (对流 09 时在此处得到发展), 从地面

到 400 hPa (8 km) 之间, 为 $0.1 \sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 的弱垂直上升区, 这可能是大尺度辐合场造成的。距离 B 点 200 km 附近 (对流发生处), 从地面到 600 hPa (4 km) 之间, 有一个弱倾斜上升区 (垂直速度为 $0.1 \sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$), 这可能是锋面抬升造成的。从此时的不稳定度 (图 6b) 来看, 在距离 B 点 250 km 附近 (对流发展处), 大气中低层为对流不稳定区, 而在距离 B 点 200 km 附近 (对流发生处) 的弱倾斜上升区, 700 hPa 以下为对称不稳定区, 700~500 hPa 存在对流不稳定和弱的惯性不稳定。

09 时 (对流发展时), 由图 7a 可见, 距离 B 点 250 km 附近 (对流发展处), 从地面到 600 hPa 之间的上升区明显向冷区倾斜, 垂直速度最大为 0.4 m s^{-1} ; 而在 600 hPa 以上为垂直上升区, 垂直速度在 500 hPa 达到 1.2 m s^{-1} 。这说明对流层低层的垂直上升机制与中层以上有所不同。同时, 在对流上升区的左侧, 尤其是在 700 hPa 以下存在一个下沉区。从不稳定性的分布 (图 7b) 来看, 在距离 B 点 250

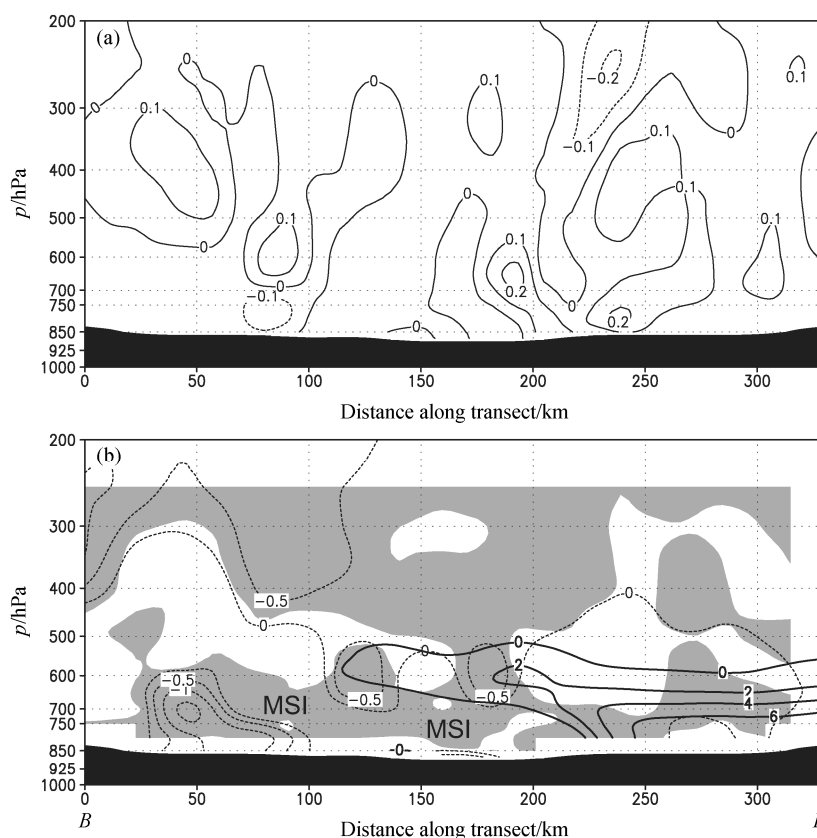


图 6 模拟的 25 日 08 时垂直剖面 (剖面位置见图 5): (a) 垂直速度 (间隔: 0.1 m s^{-1}); (b) 负 MPV (阴影, 单位: PVU)、正的 $\partial\theta_e/\partial p$ (实线, 间隔: $2 \times 10^{-2} \text{ K hPa}^{-1}$) 和负绝对涡度 (虚线, 间隔: $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 6 Simulated vertical cross sections (Location of the cross section is shown in Fig. 5) at 0800 UTC 25 August 2009: (a) Vertical velocity (isolines at 0.1 m s^{-1} interval); (b) negative MPV (shadings, units: PVU), positive $\partial\theta_e/\partial p$ (solid lines at $2 \times 10^{-2} \text{ K hPa}^{-1}$ interval), and negative absolute vorticity (dashed lines at $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ interval)

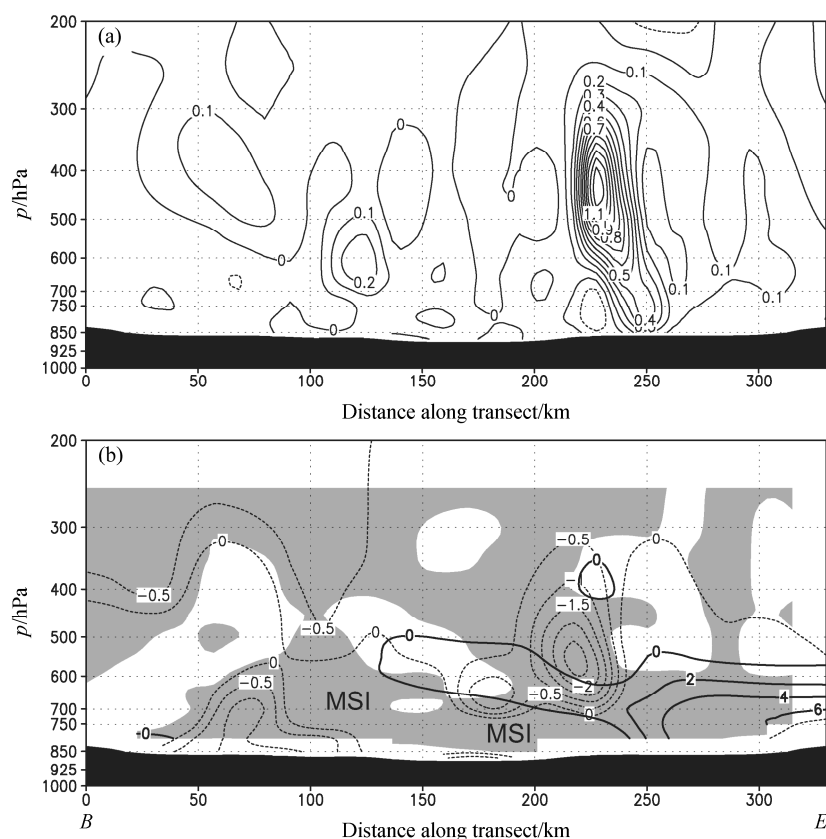


图7 同图5, 但为25日09时

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for 0900 UTC 25 August 2009

km 附近, 地面附近为对称不稳定和对流不稳定的交界。相对 08 时, 09 时 700~500 hPa 的对流不稳定度明显减弱, 而惯性不稳定明显加强, 这可能反映了惯性不稳定对对流带发生所起的作用, 也可能是对流反馈的结果。

综上所述, 对流的发生、发展阶段都伴有对称不稳定、对流不稳定以及惯性不稳定的存在。发生阶段, 在对流发生位置, 对称不稳定分布在 700 hPa 以下, 700~500 hPa 存在对流不稳定和弱的惯性不稳定, 此时存在弱的倾斜上升运动。在发展阶段, 对流发展位置为对称不稳定和对流不稳定的交界处, 700~500 hPa 的对流不稳定度明显减弱, 而惯性不稳定明显加强, 此时低层为倾斜上升区, 中高层为垂直上升区, 对流的左侧对应下沉区, 对流呈现明显的倾斜对流和垂直对流的混和特征, 体现了对称不稳定和对流不稳定的共同作用。

4.3 $M - \theta_e$ 剖面

为了进一步说明对流发生发展过程中对称不稳定的存在, 下面用 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 垂直剖面图法来分析对称不稳定。

用 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 剖面分析对称不稳定是一个直观、定性的方法。当等绝对地转动量 (M_g) 面的倾斜度小于等 $\theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 面时, 空气块倾斜上升时就会产生对称不稳定。徐文慧等 (2010)、蒙伟光等 (2004)、Shou and Li (2008) 通过沿某一经线做 $M_g - \theta(\theta_e, \theta_e^*)$ 剖面来判断对称不稳定的存在, 其绝对地转动量的计算公式取为 $M_g = u_g - fy$ 。其中, M_g 为西风绝对地转动量, u_g 为地转风西风分量, y 为垂直所取经线的距离。

本文用动量 $M = V - fy$ 代替 $M_g = V_g - fy$ 。其中: V 为沿锋区方向的风速; V_g 为沿锋区方向的地转风速; y 为垂直锋区方向的距离。应该指出, 这是一个近似的方法, 之所以用 V 代替 V_g , 与前文计算 MPV 一样, 也是因为中尺度模式模拟的地转风包含更多噪音的缘故。不过, 因为 V 取沿锋区方向的风速, y 取垂直锋区方向的距离, 所以 M 同时包含了西风 and 南风的绝对动量, 而不是仅仅计算了西风的绝对动量。

图 8 给出了 08 时沿与锋区垂直方向的直线 $B(40^\circ\text{N}, 109.8^\circ\text{E}) - E(37.3^\circ\text{N}, 111.4^\circ\text{E})$ 的 $M - \theta_e$ 剖

面。可见, 在 750 hPa 以下、距离 B 点 170 km 到 230 km 之间的区域 (图 8 中黑色方框所示), 以及 850 hPa 到 650 hPa、距离 B 点 25 km 到 75 km 之间的区域 (图 8 中灰色方框所示), 等 M 面的倾斜度小于等 θ_e 面的倾斜度, 表明存在明显的对称不稳定。在距离 B 点 75 km 到 170 km 之间, 对流层低层等 M 面近似平行 θ_e 面的倾斜度, 说明这里的对称不稳定不明显。从 $M-\theta_e$ 剖面图中分析得到的对称不稳定的分布基本对应图 5 中对称不稳定的分布。

4.4 湿 Richardson 数

人们也常用 Richardson 数来判断对称不稳定的存在。根据对称不稳定的线性理论 (丁一汇和沈新勇, 1994), 无限湿大气的对称不稳定的判据之一为湿理查森数 (Ri^*) 小于某临界值, 即: $Ri^* < (N^2 S_w^2 / N_w^2 S^2)$ 。其中: $S_w^2 = (g/\theta_0) \partial \theta_w / \partial x$; $N_w^2 = (g/\theta_0) \partial \theta_w / \partial z$; θ_0 为大气基态位温。张可苏 (1988) 采用 f 平面内的非静力平衡滤声波模式,

即非弹性假设, 讨论了垂直方向有界的对称不稳定性, 得到斜压基流对称不稳定的条件为:

$$Ri < \frac{f}{f_a} - \frac{f_a}{f} n^2 \left(\frac{L}{L_0} \right)^2 \quad \text{其中: } f_a = f - \bar{u}_y \text{ 为涡度;}$$

n 为垂直波数; L 为水平方向的半波长; $L_0 = \frac{\bar{U}_z H}{f}$ 为

热成风的惯性圆半径。在没有水平切变时, 只有 $0 < Ri < 1$ 时, 才有对称不稳定。刘子臣等 (1997)、盛春岩和杨晓霞 (2002) 用 $S = \frac{\epsilon_a}{f} - \frac{1}{Ri}$ 作为对称不

稳定的判据。

下面用湿 Richardson 数来进一步说明对称不稳定的存在。图 9 给出了 08 时沿与锋区垂直方向的直线 BE (位置如图 5 所示) 的湿理查森数剖面。湿理查森数的计算公式 (刘健文等, 2005) 为:

$$Ri^* = -\frac{1}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \bigg/ \left(\frac{\partial V}{\partial p} \right)^2 \frac{p}{R_d T_v}, \quad (1)$$

其中: V 为风速, 虚温 $T_v = (1 + 0.608q)T$ 。考虑到

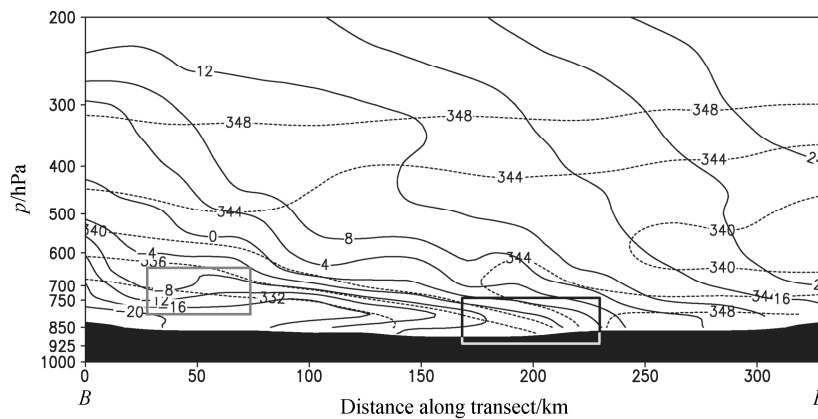


图 8 模拟的 25 日 08 时 $M-\theta_e$ 的垂直剖面 (剖面位置见图 5)。动量 M (实线, 间隔: 5 m s^{-1}), θ_e (虚线, 间隔: 4 K)

Fig.8 Simulated $M-\theta_e$ vertical cross sections (Location of the cross section is shown in Fig. 5) at 0800 UTC 25 August 2009. M (solid lines at 5 m s^{-1} interval), θ_e (dashed lines at 4 K interval)

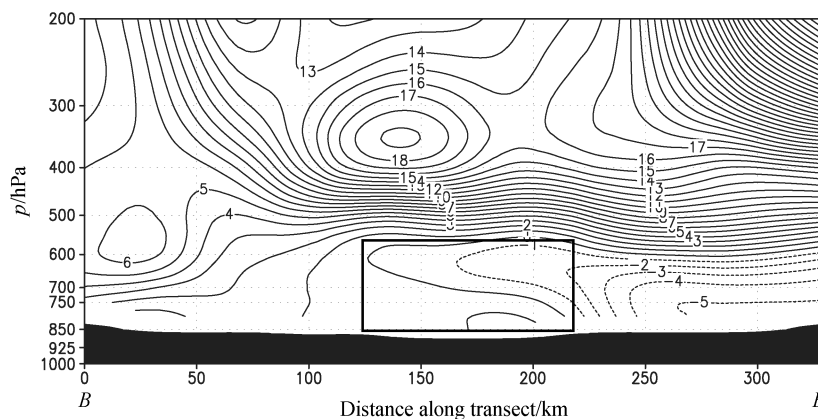


图 9 模拟的 25 日 08 时 Ri^* (等值线, 间隔为 1) 的垂直剖面 (剖面位置见图 5)

Fig.9 Simulated vertical cross section of Ri^* (isolines at 1 interval) at 0800 UTC 25 August 2009. Location of the cross section is shown in Fig. 5

比湿 q 的量级为 $10^{-4} \sim 10^{-3}$, $T_v \approx T$, 故:

$$Ri^* \approx -\frac{1}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left/ \left(\frac{\partial V}{\partial p} \right)^2 \frac{p}{R_d T} \right., \quad (2)$$

本文采用此式计算湿理查森数。

由图 9 可见, 在水平距离 B 点 125~220 km、垂直 850~600 hPa 之间, 即图中矩形所示的区域内, 左下部湿理查森数 Ri^* 小于 1、大于 0, 表明存在对称不稳定, 而此区域的右上部 $Ri^* < 0$, 表明存在对流不稳定, 故此矩形区域为对称不稳定和对流不稳定共存的区域。对流发生在距离 B 点 200 km 附近, 所以, 从 Ri^* 来看, 对流的发生是对称—对流不稳定作用的结果。

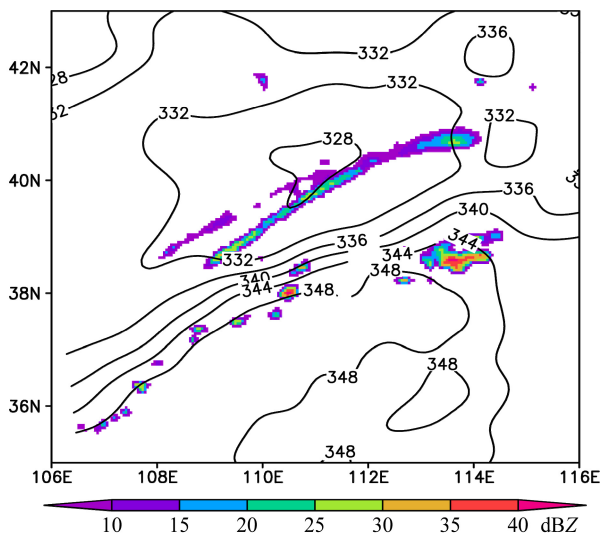


图 10 08 时 800 hPa 上 θ_e 的水平分布 (等值线, 间隔为 2 K) 和组合反射率 (阴影, 单位: dBZ)

Fig. 10 Horizontal distribution of θ_e (isolines at 2 K interval) and composite reflectivity (shadings, units: dBZ) at 800 hPa at 0800 UTC 25 August 2009

5 锋生作用

对称不稳定的释放离不开锋生强迫。Fischer and Lalaurette (1995a, 1995b) 通过比较小扰动和有限振幅扰动 (如锋生、地形环流等) 两种情况下的增长率和垂直速度发现, 外界强迫是 MSI 能否释放的一个重要条件。Schultz and Knox (2007) 对发生在美国 Montana 州东部和南、北 Dakotas 州的一次带状降水个例进行了分析, 认为产生带状降水的原因是在锋生的环境中对称不稳定的释放 (也可能有惯性不稳定的作用)。王建中和丁一汇 (1995) 认为, 在 1986 年一次华北强降雪中, 弱的对称不稳定和锋生强迫对华北东部的降雪同时起作用。

在本次过程中, 对流带发生在锋区之中。图 10 给出了 08 时 800 hPa 上 θ_e 的水平分布, 可以看到, 从西北地区东部到华北地区西部存在一个东北—西南向的锋区, 在锋区的暖湿空气一侧有弱的降水回波出现。

沿与锋区垂直的方向做垂直剖面 (图 11), 可以发现, 在锋区的前沿即干冷空气与暖湿空气交汇的地区 (图 11 中方框所示), 750 hPa 以下存在强烈的锋生, 最大值达到了 $10 \text{ K } (100 \text{ km})^{-1} (3 \text{ h})^{-1}$, 正是在该区域, 09 时开始产生了较强的倾斜—垂直混和对流。

锋生强迫能够克服湍流扩散和补偿下沉对对称不稳定能量释放的抑制作用, 所以锋生的存在提供了对称不稳定能量释放的有利条件, 从而也提供了对流—对称不稳定能量释放产生倾斜—垂直混和对流的有利条件。

本文锋生计算公式为:

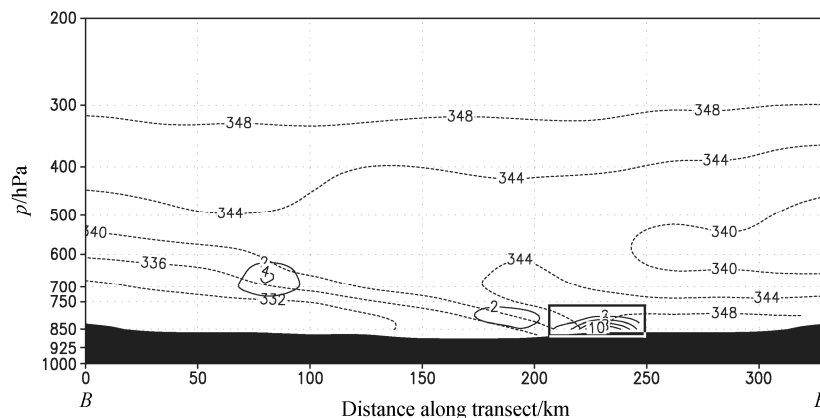


图 11 08 时 θ_e (虚线, 间隔: 2 K)、锋生 [实线, 间隔: $2 \text{ K } (100 \text{ km})^{-1} (3 \text{ h})^{-1}$] 的垂直剖面 (剖面位置见图 5)

Fig. 11 Vertical cross sections of θ_e (dashed lines at 2 K interval) and frontogenesis [solid lines at $2 \text{ K } (100 \text{ km})^{-1} (3 \text{ h})^{-1}$ interval] at 0800 UTC 25 August 2009. Location of the cross section is shown in Fig. 5

$$F = \frac{d|\nabla_h \theta_e|}{dt} = \frac{\partial |\nabla_h \theta_e|}{\partial t} + u \frac{\partial |\nabla_h \theta_e|}{\partial x} + v \frac{\partial |\nabla_h \theta_e|}{\partial y}. \quad (3)$$

6 雨带的走向与对称不稳定

Seltzer et al. (1985)、Lagouvardos et al. (1993) 详细列举了与对称不稳定相联系的带状降水特征, 如雨带基本与热成风平行, 且最强降水出现在不稳定区域, 雨带随环境气流移动而不是传播, 多雨带之间的距离与不稳定气层的厚度及等熵面的倾角有关, 雨带中上升气流的倾斜面应位于等熵面与等 M_g 面之间等。

在此次过程中, 对流雨带表现为单雨带, 雨带与 500~800 hPa 等厚度线即热成风基本平行, 而与 500 hPa 等高线存在明显的交角 (图 12)。雨带中的对流单体随环境气流移动, 并无传播现象。这些特征均符合与对称不稳定相联系的带状降水特征。

在实际预报业务中, 预报员常用 500 hPa 上 588 或 584 dagpm 等高线来确定副高外围对流雨带的走向。根据上述分析, 这不符合对称不稳定的理论。根据与对称不稳定相联系的带状降水特征, 500 hPa 风可作为环境气流分析, 而雨带的走向应该用等厚度线或热成风分析, 也可以近似用高、低空 (如 500 hPa 与 800 hPa) 之间的风切变来分析。

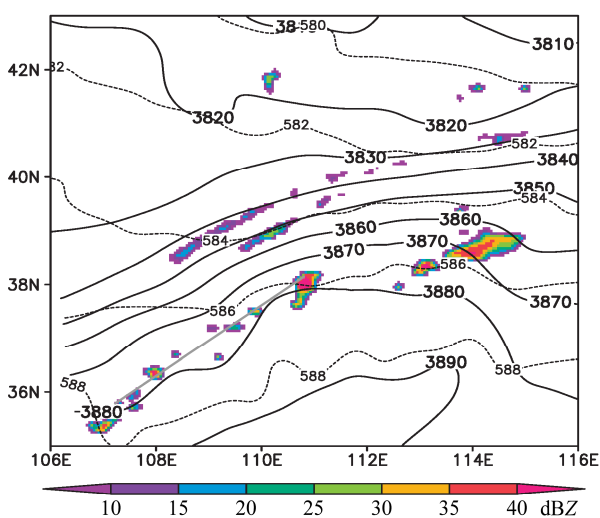


图 12 25 日 09 时 500~800 hPa 位势厚度 (实线, 间隔: 10 gpm)、500 hPa 位势高度 (虚线, 间隔: 2 dagpm) 以及组合反射率 (阴影, 单位: dBZ)

Fig. 12 The 500~800-hPa geopotential thickness (solid lines at 10 gpm interval), 500-hPa geopotential height (dashed lines at 2 dagpm interval), and composite reflectivity (shadings, units: dBZ) at 0900 UTC 25 August 2009

7 结论和讨论

通过对 2009 年 8 月 25 日副高外围对流雨带的模拟和分析, 得到如下主要结论:

(1) 副高外围对流雨带由若干具有一定间隔的中尺度对流单体组成, 单体在随对流层中层 (500 hPa) 气流的移动中逐渐发展直至消亡。对流雨带的西北侧为宽广的带状斜压云系, 降水较弱, 东南侧为副高控制区, 基本为晴空区。

(2) 对流雨带发生在对流层低层 (700 hPa 以下) 的对称不稳定区, 700~500 hPa 存在对流不稳定和弱的惯性不稳定。随着对流雨带的发展, 700~500 hPa 的对流不稳定度明显减弱, 而惯性不稳定明显加强。

对流发展时刻, 低层为倾斜上升区, 中高层为垂直上升区, 对流左侧对应下沉气流, 对流呈现明显的倾斜对流和垂直对流的混和特征, 体现了对称不稳定和对流不稳定的共同作用, 即对流—对称不稳定的作用。

(3) $M - \theta_e$ 剖面 and 湿理查森数的分析, 进一步表明了副高外围对流雨带的中对流—对称不稳定的存在。

(4) 锋生的存在提供了对称不稳定能量释放的有利条件, 从而也提供了对流—对称不稳定能量释放产生倾斜—垂直混和对流的有利条件。

(5) 此次副高外围对流雨带表现为单雨带, 与 500~800 hPa 等厚度线即热成风基本平行, 而与 500 hPa 等高线存在明显的交角。雨带中的对流单体随环境气流移动, 而不是传播。雨带符合与对称不稳定相联系的带状降水特征。

上述结论对实际预报有一定指导意义。根据上述结论, 预报副高外围的雨带位置, 不仅需要考虑对流稳定性, 更需要考虑对称稳定性以及锋生的位置, 预报雨带的走向需要参考 500~800 hPa 等厚度线 (热成风), 而不是 588 dagpm 或其他等高线的走向。

本文虽然指出了副高外围对流为对流—对称不稳定的释放造成的倾斜、垂直对流的混和体, 但由于模式输出的时间间隔为 1 h, 并没有给出倾斜和垂直对流发展的详细过程, 这需要缩小模式输出的时间间隔以便进一步分析。另外, 副高外围对流雨带为什么是间断性的雨带, 雨带上对流单体之间的距离是多少, 以及如何合并等? 这些问题需进一

步深入探讨。

参考文献 (References)

- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105: 945–962.
- 边清河, 丁治英, 董金虎, 等. 2006. “96.8” 华北暴雨数值模拟与稳定性分析 [J]. *气象*, 32 (8): 17–22. Bian Qinghe, Ding Zhiying, Dong Jinhu, et al. 2006. Numerical simulation for “96.8” Huabei heavy rain and its stability analysis [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 32 (8): 17–22.
- 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.
- Clark J H E, James R P, Grumm R H. 2002. A reexamination of the mechanisms responsible for banded precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 3074–3086.
- 丁一汇, 沈新勇. 1994. 对称不稳定理论及其应用问题(一)线性理论 [J]. *应用气象学报*, 5 (3): 361–368. Ding Yihui, Shen Xinyong. 1994. A review of the symmetric instability theory and its application. Part I: Linear theory [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 5 (3): 361–368.
- 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. Du Nan, Zhong Wei, Lu Hancheng, et al. 2008. The analysis of nonlinear convective-symmetric instability in a rainstorm in Sichuan [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 31 (3): 308–316.
- Ducrocq V. 1993. Adiabatic and viscous simulations of symmetric instability: Structure, evolution, and energetics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50: 23–42.
- 费建芳, 伍荣生, 宋金杰, 等. 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. Fei Jianfang, Wu Rongsheng, Song Jinjie, et al. 2009. Advances in synoptic analysis and application of symmetric instability theory [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 45 (3): 323–333.
- Fischer C, Lalaurette F. 1995a. Meso- β -scale circulations in realistic fronts. I: Steady basic state [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 1255–1283.
- Fischer C, Lalaurette F. 1995b. Meso- β -scale circulations in realistic fronts. II: Frontogenetically forced basic states [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 1285–1321.
- Gray S L, Thorpe A J. 2001. Parcel theory in three dimensions and the calculation of SCAPE [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 1656–1672.
- Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100: 480–482.
- Jascourt S D, Lindstrom S S, Seman C J, et al. 1988. An observation of banded convective development in the presence of weak symmetric stability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 175–191.
- Jurewicz M L Sr, Evans M S. 2004. A comparison of two banded, heavy snowstorms with very different synoptic settings [J]. *Wea. Forecasting*, 19: 1011–1028.
- 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.
- Lagouvardos K, Kotroni V. 1995. Upper-level frontogenesis: Two case studies from the FRONTS 87 Experiment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123: 1197–1206.
- Lagouvardos K, Lemaitre Y, Scialom G. 1993. Dynamical structure of a wide cold-frontal cloudband observed during FRONTS 87 [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119: 1291–1319.
- 刘还珠, 王维国, 邵明轩, 等. 2007. 西太平洋副热带高压影响下北京区域性暴雨的个例分析 [J]. *大气科学*, 31 (4): 727–734. Liu Huanzhu, Wang Weiguo, Shao Mingxuan, et al. 2007. A case study of the influence of the western Pacific subtropical high on the torrential rainfall in Beijing area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (4): 727–734.
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础 [M]. 北京: 气象出版社, 121pp. Liu Jianwen, Guo Hu, Li Yaodong, et al. 2005. Basis of Physics Calculation in Weather Analysis and Prediction (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 121pp.
- 刘子臣, 张健宏, 梁生俊. 1997. 中尺度对称不稳定的诊断应用 [J]. *南京气象学院学报*, 20 (3): 133–137. Liu Zichen, Zhang Jianhong, Liang Shengjun. 1997. Diagnosis and application of meso symmetric instability [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 20 (3): 133–137.
- 陆汉城, 钟科, 张大林, 等. 2002. 1992 年 Andrew 飓风眼壁区倾斜上升运动发展的可能机制——非线性对流对称不稳定 [J]. *大气科学*, 26 (1): 83–90. Lu Hancheng, Zhong Ke, Zhang Dalin, et al. 2002. A possible developing mechanism of the slantwise updraft in the eyewall of the 1992 Hurricane Andrew—Nonlinear convective and symmetrical instability [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (1): 83–90.
- Maddox R A. 1980. Meso-scale convective complex [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61: 1374–1387.
- Martin J E. 1998. The structure and evolution of a continental winter cyclone. Part II: Frontal forcing of an extreme snow event [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 329–348.
- 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析 [J]. *大气科学*, 28 (3): 330–341. Meng Weiguang, Wang Anyu, Li Jiangnan, et al. 2004. Moist potential vorticity analysis of the heavy rainfall and mesoscale convective systems in South China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (3): 330–341.
- Novak D R, Bosart L F, Keyser D, et al. 2004. An observational study of cold season-banded precipitation in northeast U. S. cyclones [J]. *Wea. Forecasting*, 19: 993–1010.
- Novak D R, Waldstreicher J S, Keyser D, et al. 2006. A forecast strategy for anticipating cold season mesoscale band formation within eastern U. S. cyclones [J]. *Wea. Forecasting*, 21: 3–23.
- Persson P O G, Warner T T. 1991. Model generation of spurious gravity waves due to inconsistency of the vertical and horizontal resolution [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119: 917–935.

- Persson P O G, Warner T T. 1993. Nonlinear hydrostatic conditional symmetric instability: Implications for numerical weather prediction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 1821–1833.
- Reuter G W, Yau M K. 1993. Assessment of slantwise convection in ERICA cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 375–386.
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127: 2709–2732.
- Schultz D M, Knox J A. 2007. Banded convection caused by frontogenesis in a conditionally, symmetrically, and inertially unstable environment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135: 2095–2110.
- 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: 2207–2219.
- Shou Shaowen, Li Yaohui. 2008. 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.
- 盛春岩, 杨晓霞. 2002. 一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析 [J]. *气象*, 28 (3): 33–37. Sheng Chunyan, Yang Xiaoxia. 2002. Symmetry instability analysis of an unusual storm snow in Shandong Province [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 28 (3): 33–37.
- 王建中, 丁一汇. 1995. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定研究 [J]. *气象学报*, 53 (4): 451–460. Wang Jianzhong, Ding Yihui. 1995. Research of moist symmetric instability in a strong snowfall in North China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53 (4): 451–460.
- 王亦平, 陆维松, 潘益农, 等. 2008. 淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究 II: 不稳定条件及其增强和维持机制分析 [J]. *气象学报*, 66 (2): 177–189. Wang Yiping, Lu Weisong, Pan Yinong, et al. 2008. Numerical simulation of a torrential rain in the northeast of Huaihe basin. Part II: Instability conditions and the mechanism of intensification and maintenance [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (2): 177–189.
- Xu Q. 1986. Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112: 315–334.
- Xu Q, Clark J H E. 1985. The nature of symmetric instability and its similarity to convective and inertial instability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 2880–2883.
- 徐文慧, 倪允琪, 汪小康, 等. 2010. 登陆台风内中尺度强对流系统演变机制的湿位涡分析 [J]. *气象学报*, 68 (1): 88–101. Xu Wenhui, Ni Yunqi, Wang Xiaokang, et al. 2010. Moist potential vorticity analysis of the evolution mechanism of a strong mesoscale convective system in a landing typhoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 68 (1): 88–101.
- 张可苏. 1988. 斜压气流的中尺度稳定性 I. 对称不稳定 [J]. *气象学报*, 46 (3): 258–266. Zhang Kesu. 1988. On mesoscale instability of a baroclinic flow. I: Symmetric instability [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (2): 243–250.