

王成鑫, 高守亭, 梁钊明, 等. 2014. 湿热力平流参数在一次华北暴雨模拟诊断中的应用研究 [J]. 气候与环境研究, 19 (6): 753–762, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13123. Wang Chengxin, Gao Shouting, Liang Zhaoming, et al. 2014. Study and application of moist thermodynamic advection parameter to numerical simulation and diagnostic analysis of a rainstorm in North China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (6): 753–762.

湿热力平流参数在一次华北暴雨模拟 诊断中的应用研究

王成鑫^{1,2} 高守亭^{1,3} 梁钊明³ 梁莉^{4,5}

1 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

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

4 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081

5 中国气象局国家气象中心, 北京 100081

摘要 对 2011 年 7 月 24~25 日发生在华北地区的一次暴雨过程进行了分析, 并以 NCEP 资料为初值场对此次暴雨过程进行了数值模拟, 结合实况对模拟结果进行对比分析。分析表明: 模式对本次华北暴雨的模拟比较成功, 基本反映出了本次暴雨过程的降水分布特点。利用湿热力平流参数对本次华北地区的降水落区进行了诊断分析。分析指出, 湿热力平流参数纬向平均的垂直剖面图上, 湿热力平流参数的高值区及大值中心与地面的强降水雨区对应得较好, 其梯度大小及向上延伸高度均可以定性地指示降水的强弱; 垂直积分的湿热力平流参数与地面 6 h 强降水落区具有较好的对应关系, 而在示踪弱降水区时效果并不是很好, 其大值中心并不与强降水中心完全重叠, 而是其梯度大值区与降水中心相对应; 垂直积分的湿热力平流参数与 6 h 累积地面降水的空间分布特征和时间演变趋势比较相似, 并且其变化趋势能反映降水的发展和消弱。

关键词 华北暴雨 数值试验 湿热力平流参数

文章编号 1006-9585 (2014) 06-0753-10

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13123

Study and Application of Moist Thermodynamic Advection Parameter to Numerical Simulation and Diagnostic Analysis of a Rainstorm in North China

WANG Chengxin^{1,2}, GAO Shouting^{1,3}, LIANG Zhaoming³, and LIANG Li^{4,5}

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

4 Public Weather Service Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

5 National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract A rainstorm process that occurred during 24–25 Jul 2011 is analyzed by numerical simulation performed with NCEP data used for the initial field. The numerical simulation accurately simulates this rainfall process and essentially reflects the rainfall distribution characteristics. The moist thermodynamic advection parameter is chosen to perform diagnostic analysis for the rainfall region. Results show that in the meridional–vertical cross section of the zonal mean of the moist thermodynamic advection parameter, the high-value areas, and the centers of the moist thermodynamic

收稿日期 2013-07-22 收到, 2013-12-14 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41075043、40965004, 中国科学院重点部署项目课题 KZZD-EW-05-01

作者简介 王成鑫, 男, 1986 年出生, 博士, 主要从事中尺度天气动力学研究。E-mail: 13429670011@163.com

advection parameter coincide well with the heavy rainfall region and that the gradient and the upward height can qualitatively indicate the intensity. The vertical integral of the moist thermodynamic advection parameter can trace the heavy rainfall region more accurately than the light rainfall region. The centers of the moist thermodynamic advection parameter do not completely overlap the heavy rain centers; instead, the high-value areas of the gradient correspond to the centers. Moreover, the moist thermodynamic advection parameter has a spatial distribution and time evolution trend similar to those of the simulated 6 h accumulated precipitation, and its change trend can reflect the increase and decrease of precipitation.

Keywords North China rainstorm, Numerical test, Moist thermodynamic advection parameter

1 引言

气象学中的华北地区包括河北、山西、内蒙古中部、山东西北部地区，以及北京和天津。由于地处中纬度，不仅冷空气活动频繁，而且夏季暖湿空气经常北上至此，冷暖空气交绥常常造成很强的暴雨。因此华北地区的暴雨大多发生在 6~8 月（陶诗言，1980；《华北暴雨》编写组，1992），其特点是暴雨时间集中、强度大，故而破坏力极强，经常造成较大的人员伤亡和财产损失。因此，做好华北地区暴雨落区的预报就显得格外重要。

长期以来，气象学家和气象预报员对暴雨落区的预报问题一直非常关注，在这方面开展了大量的研究工作，先后建立了多个物理意义明确且能够表征暴雨动热力过程的宏观物理量，并将其运用于暴雨落区的诊断中。相关的研究表明，广义位温（Gao and Cao, 2007a；周玉淑和朱科峰，2008）、对流涡度矢量（Gao et al., 2004a, 2004b, 2005, 2007b）、螺旋度（李耀东等，2005；Yang et al., 2010；冉令坤等，2011）、 Q 矢量（刘运成，2006, 2011；Yue and Shou, 2008）、波作用密度（骆凯等，2010；冉令坤等，2011）等宏观物理量作为动力诊断因子对地面降水具有较好的指示作用。其中的一些动力因子也已被应用到华北暴雨落区的诊断上来。例如，骆凯等（2010）利用两种特殊的广义波作用量密度来诊断华北的暴雨落区，得出其高值区基本上能够覆盖主要的降水区域，但其高值中心与降水中心的对应上存在偏差。史小康等（2012）利用螺旋度来诊断降水落区，得出螺旋度的高低空配置对诊断暴雨落区有重要的指导意义。然而，作为反映冷暖空气交绥的一个重要因子——湿热力平流参数 G （moist thermodynamic advection parameter），对华北地区暴雨落区的诊断分析的研究较少。而夏季，冷暖空气交绥是造成华北地区暴雨的重要原

因，故诊断因子 G 能否较好地表征华北暴雨落区值得研究。基于这个目的，本文利用 WRF 模式对 2011 年 7 月 24~25 日华北地区的一次暴雨过程进行数值模拟，利用实况观测资料与模拟结果进行对比验证，并利用 G 对本次降水过程进行诊断分析，检验其分布与华北暴雨落区的对应关系。

2 湿热力平流参数

三维位温平流的水平梯度与广义位温水平梯度的标量积称为湿热力平流参数（冉令坤等，2011），考虑质量权重后，其表达式为

$$G = \rho \cdot \nabla_h (-V \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla_h \theta^*, \quad (1)$$

$$\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j},$$

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial p} \mathbf{k},$$

其中， ∇_h 为水平梯度算子， ∇ 为三维空间梯度算子， ρ 为密度， θ 为位温， θ^* 为广义位温， p 为气压， $V = (u, v, \omega)$ 为等压坐标系内三维速度矢量， u 、 v 和 ω 分别为等压坐标系中 x 方向、 y 方向和垂直方向的速度分量， \mathbf{i} 、 \mathbf{j} 和 \mathbf{k} 分别为 x 方向、 y 方向和垂直方向的单位矢量。

如果大气是绝热无摩擦的，那么公式（1）可以改写为

$$G = \rho \cdot \frac{\partial (\nabla_h \theta)}{\partial t} \cdot \nabla_h \theta^*, \quad (2)$$

其中， t 为时间，根据广义位温的表达式，公式（2）可进一步写为

$$G = \rho \cdot \frac{e^\beta}{2} \frac{\partial (|\nabla_h \theta|^2)}{\partial t} - \rho \theta^* \nabla_h (V \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla_h \beta, \quad (3)$$

其中， $\beta = L / c_p q_s / T (q / q_s)^k$ 代表凝结潜热的作用， L 是凝结潜热系数， c_p 为干空气比定压热容， T 是大气温度， q 和 q_s 分别为比湿和饱和比湿， k 为经验

常数。公式 (3) 右边第一项代表位温梯度模的局地变化, 表征水平锋生, 右端第二项为位温平流水平梯度与凝结潜热水平梯度的耦合项, 体现了水汽和凝结潜热的效应。可见湿热力平流参数把水平锋生与水汽和凝结潜热联系起来 (冉令坤等, 2011), 综合反映了锋面降水系统中的水汽、动力及热力的垂直结构特征。由于水汽主要集中在对流层中低层, 为了能够更直观地分析湿热力平流参数与降水落区的关系, 一般对公式 (1) 从 850 hPa 至 500 hPa 垂直积分, 得到垂直积分的湿热力平流参数 J (vertical integral of the moist thermodynamic advection parameter):

$$J = \int_{850}^{500} \rho \left| \nabla_h (-V \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla_h \theta^* \right| dp. \quad (4)$$

3 降水过程概况及环流背景介绍

2011 年 7 月 24~25 日, 华北地区出现了强降雨。北京、天津、河北东北部和南部、山东中北部等地出现 50~130 mm 的暴雨或大暴雨。其中, 最大降雨量出现在北京东北部, 密云东邵渠达到 184 mm, 顺利龙湾屯 179 mm、杨镇 169 mm, 为 2011 年北京市进入主汛期以来的最强降雨, 也是北京 13 年来的最大一场降雨, 造成北京 4 人死亡、1 人失踪 (http://www.gov.cn/gzdt/2011-07/25/content_1913154.htm [2011-07-25])。

此次暴雨过程是发生在欧亚中高纬度两脊一槽相对稳定的环流背景下。过程期间高空深槽覆盖华北广大地区且缓慢向东移动, 温度槽落后于位势高度槽, 使得冷平流明显, 西北地区的冷空气不断侵入到华北地区 (图略)。从本次暴雨过程期间 850 hPa 高度上的平均湿度场分布 (图 1) 看, 宽阔的湿舌伸向东北, 呈西南—东北走向, 与平均急流轴向一致。可以看出, 此次降水的水汽主要来自南海和孟加拉湾一带, 西南低空急流是暖湿空气的主要输送者。另外, 从低空风场及水汽通量图 (图 2) 中也可以看出, 西南急流在此次暴雨过程中起主要作用, 同时东南气流也为此次过程提供了一定的水汽, 它们与来自西北的干冷空气在华北地区交汇, 共同造成了此次华北地区的暴雨天气。

4 试验设计

本文利用 WRF 模式对 2011 年 7 月 24~25 日

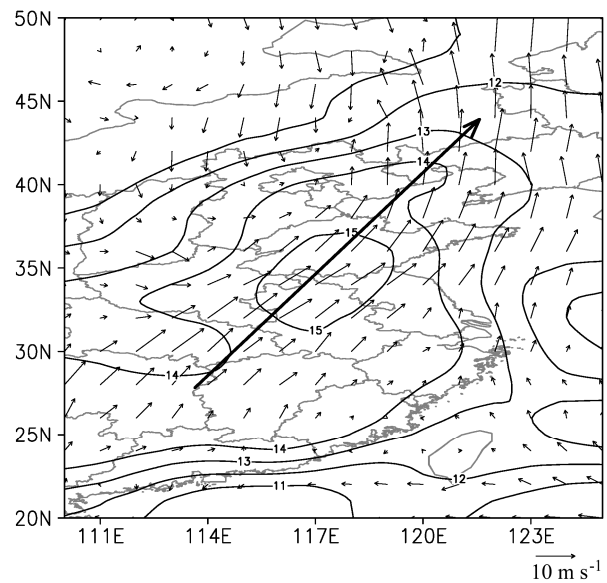


图 1 2011 年 7 月 24~25 日 850 hPa 高度上的平均湿度场 (实线, 单位: g kg^{-1})、平均风场 (箭头) 和急流轴位置 (粗箭头)
Fig. 1 Average humidity (solid lines, units: g kg^{-1}), average winds (short vectors), and the location of jet axis (long vector) at 850 hPa during 24~25 Jul 2011

发生在华北地区的暴雨过程进行数值模拟, 模拟时段为 2011 年 7 月 24 日 00:00 (世界协调时, 下同) 至 25 日 18:00。模拟初始场和边界条件由 NCEP/NCAR 提供的 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 格点资料 (间隔 6 h) 形成, 模拟区域 (如图 3 所示) 中心为 (39°N , 117°E), 采用 3 层双向嵌套, 由外到内各区域格点数分别为 200×200 、 292×280 、 400×379 , 水平分辨率分别为 27 km、9 km、3 km, 垂直方向为 63 个 σ 层, 时间步长为 90 s。模拟区域的外层和中层采用 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案, 内层未使用积云参数化方案; 外层、中层和内层都采用 double moment 6-class scheme 微物理方案; 同时采用 YSU 边界层方案。

5 模拟结果验证及分析

5.1 降水对比

本次降水过程主要是从 24 日 06:00 开始, 一直到 25 日 18:00 结束。过程期间, 雨带随着时间的推进逐步向东移动, 并在 25 日 18:00 后移出华北地区。由于降水刚开始以及快结束时, 华北地区的降水相对较小, 因此选取雨量相对较大的 24 日 12:00、24 日 18:00、25 日 06:00、25 日 12:00 4 个时次的 6 h 累积降水实况与模拟结果进行对比, 模拟的降水选取的是最内层 (即 3 km) 的降水 (图 4)。在 24 日

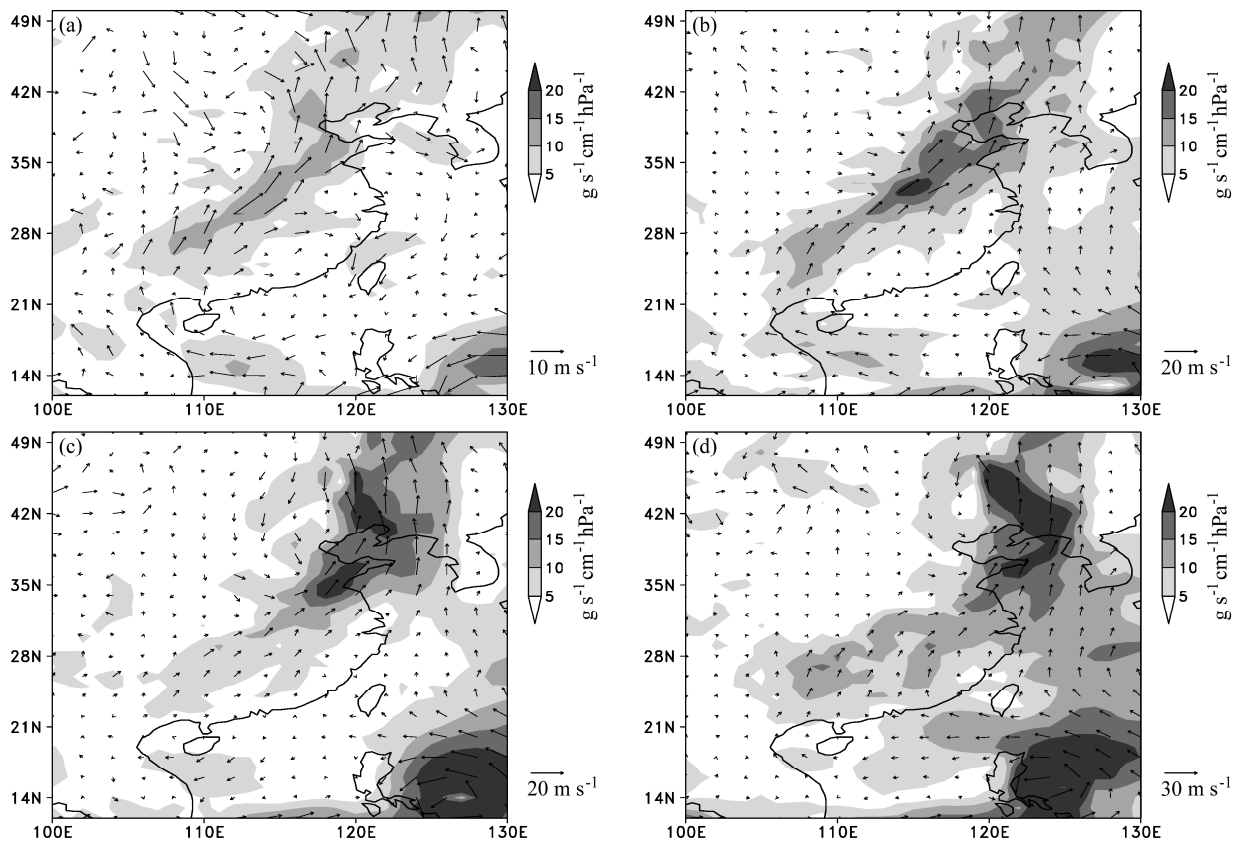


图2 2011年7月 (a) 24日06:00、(b) 24日18:00、(c) 25日06:00、(d) 25日18:00 850 hPa 风场(箭头)及水汽通量值(阴影)
Fig. 2 Winds (vectors) and water vapor fluxes (shadings) at 850 hPa at (a) 0600 UTC 24 Jul, (b) 1800 UTC 24 Jul, (c) 0600 UTC 25 Jul, and (d) 1800 UTC 25 Jul 2011

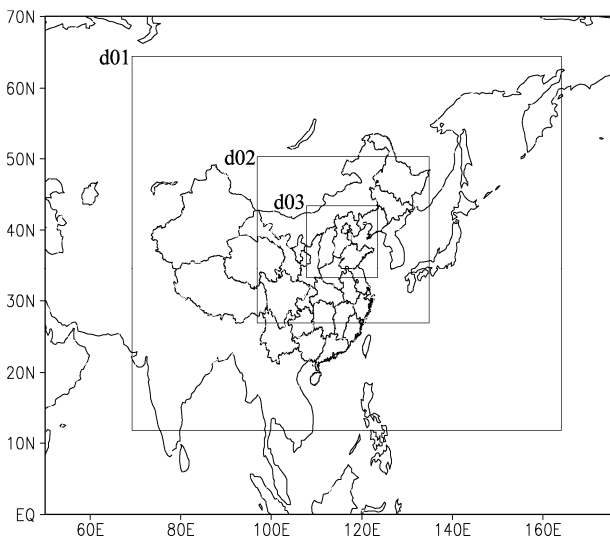


图3 数值模拟区域示意图
Fig. 3 The illustration of numerical simulation domains

12:00 的实况降水图上, 华北地区的降水主要呈西南—东北走向, 主雨区中心位于北京地区 (40°N, 116.6°E) 附近, 中心雨量值为 85 mm。从模拟的降

水图 (图 4b) 上不难发现, 模拟的降水走向和实况基本一致, 且模拟的主雨区也在 (40°N, 117°E) 附近, 中心雨量值也接近实况值, 只是中心范围比实况偏小。另外, 在 (42°N, 114.5°E) 附近的雨块比实况略偏西, 而靠近 (36°N, 112°E) 的区域模拟的降水与实况相比相对较弱。到了 24 日 18:00, 从实况降水图 4c 上可以看出, 雨带较 24 日 12:00 整体向东移动了大约 3°, 走向仍然呈西南—东北向, 最大降水区在 (39.5°N, 118.5°E) 附近, 雨量达到了 100 mm。模拟的雨带位置及走向与实况非常一致, 降水范围比实况略偏小 (主要在 36°N~37°N), 最大降水区略偏西, 中心雨量值则与实况较为接近。而到了 25 日 06:00, 实况雨带主要移到了 117°E 以东, 雨量也较之前明显减小。而从模拟的效果来看 (见图 4f), 雨带的位置基本与实况类似, 只是 41°N 附近的雨带比实况略偏西, 而山东地区的模拟的降水量较实况偏强。到了 25 日 12:00, 华北地区主要为两个降水区 (非华北地区不予考虑), 其中心位置大概在 (41°N, 118°E)、(37.5°N,

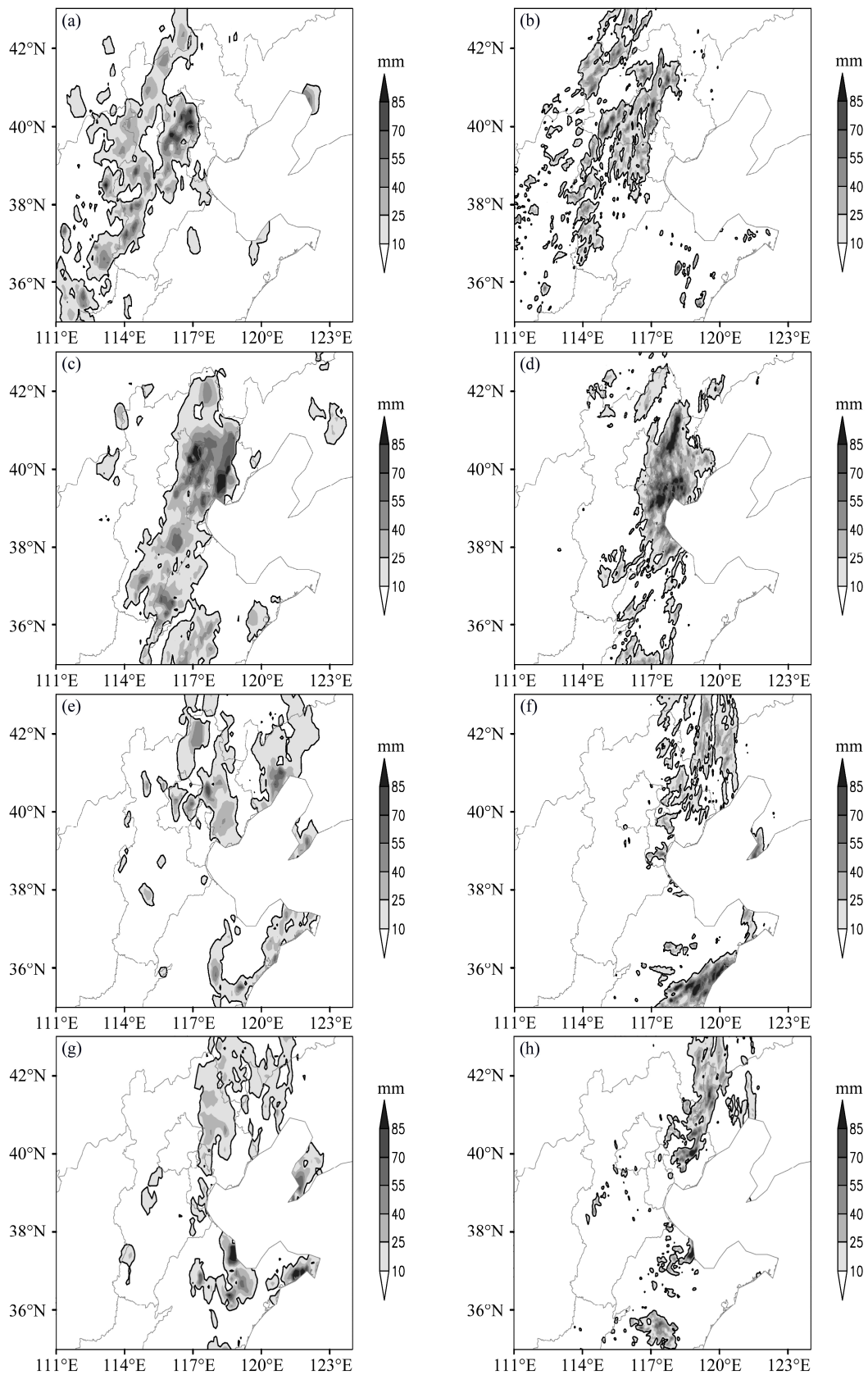


图4 2011年7月(a、b)24日12:00、(c、d)24日18:00、(e、f)25日06:00、(g、h)25日12:00实况(左列)和模拟(右列)的6h累积降水量
Fig. 4 The observed (left panel) and simulated (right panel) 6-h accumulated rainfall at (a, b) 1200 UTC 24 Jul, (c, d) 1800 UTC 24 Jul, (e, f) 0600 UTC 25 Jul, and (g, h) 1200 UTC 25 Jul 2011

118.7°E)附近,而模拟的主雨带位置与实况较为接近,只是河北地区的雨带范围比实况略偏东,山东西北部的雨带范围比实况偏小。

总体来说,此次模拟基本能够反映实况,模式较好地模拟出了本次降水过程,模拟的降水落区与实况基本一致,且走向也基本相同,虽然对强降水中心位置的模拟上存在部分偏差,但基本反映出了本次暴雨过程的降水分布特点。

5.2 湿热力平流参数对暴雨落区的诊断分析

根据本次暴雨过程模拟的6 h累积降水情况,选取雨量相对较大的4个时段的降水分布(图5左列),分别对降水集中的经向带区域116°E~117.8°E、116.5°E~118.5°E、118°E~120.5°E和119°E~119.8°E作纬向平均的 G 的垂直剖面图(图5右列),其中 G 值为6 h的平均值。24日12:00,模拟的6 h累积降水区主要位于38°N~42°N之间,相应的 G 的垂直剖面图(图5b)上,该区域上空的湿热力平流参数为高值区, G 的异常区主要集中在900 hPa至500 hPa之间, G 异常区的范围与雨区范围基本一致, G 的大值中心与地面的降水中心相对应,且 G 中心值越大,等值线越密集,对应的地面降水也越强。而 G 值等于0的地方,其对应的地面降水较弱或者无地面降水。到了24日18:00,降水量较24日12:00明显变大,其上空对应的 G 数值及梯度也变大,而且降水量越大, G 向上延伸的高度越高。图5d中,强降水区域上空的 G 已经向上延伸到了400 hPa以上,可见该地区上空系统的垂直结构特征越明显, G 的信号就越强烈,降水也就越大。图5f和5h的情况基本和图5b和5d一致,降水区域上空 G 均表现为明显的强信号,梯度大值区和地面强降水相对应,降水越大, G 向上延伸的更高;而在弱降水地区,其上空的 G 也较小、较低,可见 G 的分布和地面降水具有很好的对应关系。另外,从图5右列还可以看出,湿热力平流参数的高值中心主要位于950 hPa到550 hPa的对流层中低层,这与广义位温、位温平流以及水汽的垂直分布密切相关(图略)。广义位温梯度大值区、位温平流以及水汽在对流层中低层较为显著,而对流层中低层的系统与天气现象有着密切的联系,可见湿热力平流参数突出了对流层中低层对强降水的作用。以上分析表明,湿热力平流参数的高值区及大值中心与地面的强降水雨区对应得较好,其梯度大小及向上延伸高度均可以定性地指示降水的

强弱。

接下来分析 J 与模拟的6 h累积地面降水之间的关系。同样选取24日12:00、24日18:00、25日06:00和25日12:00 4个时次。考虑到华北地区地形等因素的影响,在对 G 垂直积分时,根据 G 的垂直分布(图5),选取相应的垂直积分区间来进行积分。从垂直积分后得到的 J 的水平分布(图6)可以看到,24日12:00,华北地区的降水落区呈东北—西南带状分布,主要有3个降水区域,其中心位置分别在(40.1°N, 116.8°E)、(41.5°N, 115°E)和(37.5°N, 114°E)附近。 J 的分布基本覆盖着这3个雨区,较大降水区内 J 表现为强信号,而在非降水区或者弱降水区, J 的数值相对较小,表现为弱信号。24日18:00,雨带整体东移,雨量也显著增强, J 依然能较好地覆盖降雨区,雨量越大的区域, J 的数值以及梯度也就越大。之后,雨带继续向东移动,并逐渐移出华北地区,这期间, J 都能覆盖主要的降水区域。需要指出的是, J 的大值中心并不完全和降水中心重合,大部分位于降水中心边缘,其等值线密集区则与降水中心对应较好。这主要与广义位温扰动的水平梯度有关,降水中心附近广义位温及其扰动达到峰值,水平梯度比较弱,而其边缘扰动的等值线密集,水平梯度强。另外,在某些弱降水区域, J 并没有相应的数值与之对应,说明水平分布的 G 与强降水中心对应较好,但却不能有效示踪弱降水。其主要原因是因为湿热力平流参数是水汽、动力和热力作用的综合反映。在强降水地区,往往动力和热力作用较强,且水汽含量较多,故综合起来的信号较强,湿热力平流参数数值也较大;而在弱降水地区,系统的动力、热力特征不够明显,再加上可能水汽含量也不够丰富,导致综合信号较弱,湿热力平流参数的数值也就很小。这样,当湿热力平流参数在同时示踪强弱降水时往往强降水地区的信号较强,而弱降水地区的信号较弱,甚至没有,故造成 J 在示踪强降水时效果较好,而在示踪弱降水时效果较差。

接着分析湿热力平流参数随着时间的演变与降水的对应关系。考虑到需要寻找在暴雨过程期间尽可能有降水且雨量变化较大的某个固定区域,因此经过筛选,选取了(41.2°N, 118°E)这个固定区域。由图7可以看到,在从7月24日06:00到25日18:00整个降水时段中,该区域的降水经历了从无到有,再从有到无的过程。24日06:00,该地

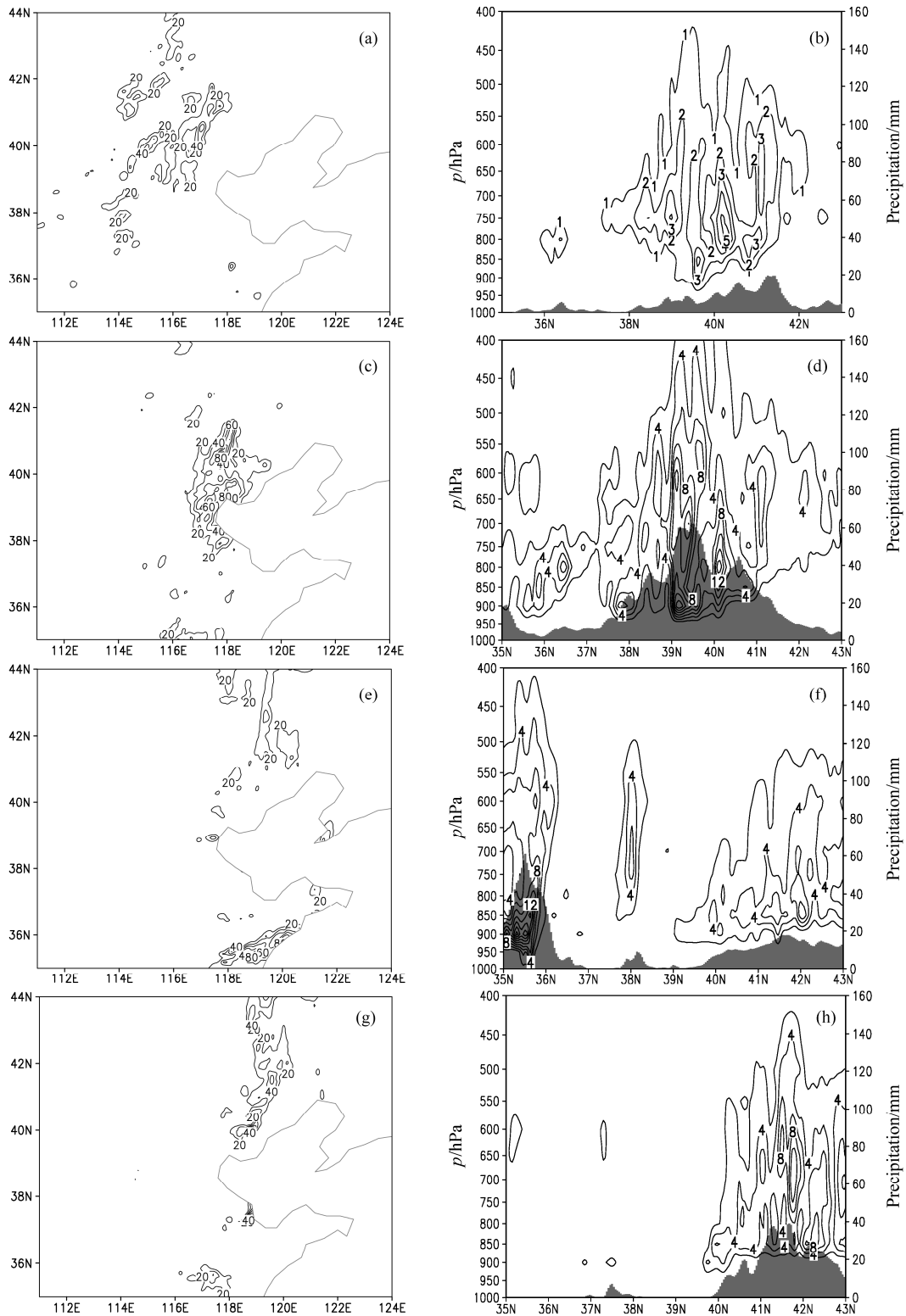


图5 模拟的 (a, b) 24 日 12:00、(c, d) 24 日 18:00、(e, f) 25 日 06:00、(g, h) 25 日 12:00 6 h 累积降水量 (左列, 单位: mm) 和 (b) 116°E~117.8°E、(d) 116.5°E~118.5°E、(f) 118°E~120.5°E、(h) 119°E~119.8°E 纬向平均 G 的经向-垂直剖面 (等值线, 单位: $10^{-12} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg}$)。阴影为模拟的 6 h 累积降水量剖面

Fig. 5 The simulated 6-h accumulated rainfall (left panel; contours, units: mm) and the meridional-vertical cross sections of the zonal mean of moist thermodynamic advection parameter (G) along (b) 116°E~117.8°E, (d) 116.5°E~118.5°E, (f) 118°E~120.5°E, and (h) 119°E~119.8°E (contours, units: $10^{-12} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg}$) and 6-h accumulated rainfall are shaded, units: mm) at (a, b) 1200 UTC 24 Jul, (c, d) 1800 UTC 24 Jul, (e, f) 0600 UTC 25 Jul, and (g, h) 1200 UTC 25 Jul 2011

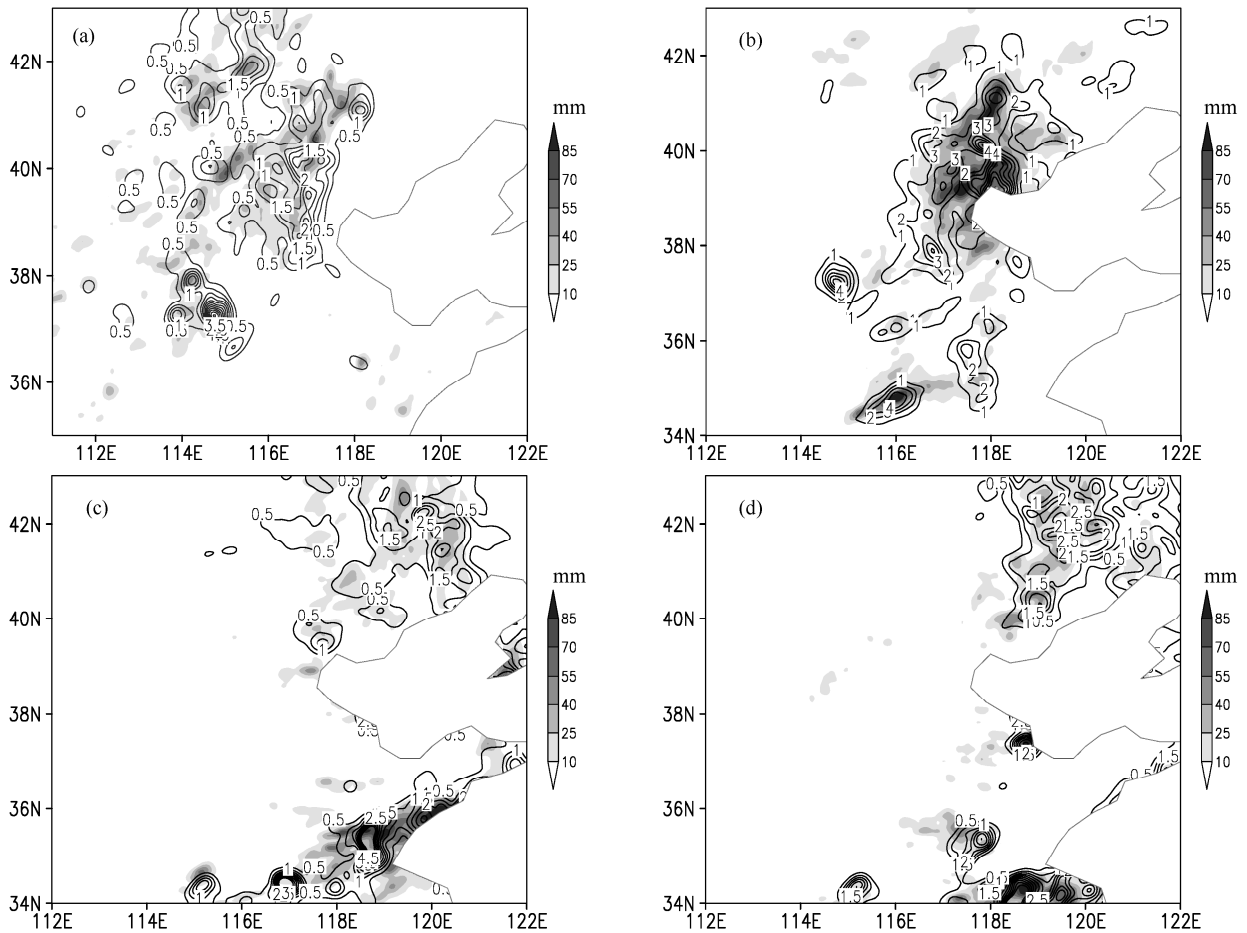


图6 模拟的2011年(a)24日12:00、(b)24日18:00、(c)25日06:00、(d)25日12:00 6 h平均 G 的垂直积分(等值线,单位: $10^{-9} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg Pa}$)和6 h累积降水量(阴影)

Fig. 6 The vertical integral of simulated 6-h average G (contours, units: $10^{-9} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg Pa}$) and simulated 6-h accumulated precipitation (shadings) at (a) 1200 UTC 24 Jul, (b) 1800 UTC 24 Jul, (c) 0600 UTC 25 Jul, and (d) 1200 UTC 25 Jul 2011

区的降水为0,之后随着时间的推进,降水逐渐变大,并在24日15:00,6 h累积降水量达到最大,之后降水量逐渐变小,并在25日18:00后消失。而在整个过程中, J 的演变趋势基本和雨量变化一致。降水量逐渐变大时, J 也逐渐增大,当6 h累积降水量达到最大时, J 也达到最大,雨量之后逐渐减少, J 值也随着时间逐渐变小。 J 数值的大小反映了水汽、动力以及热力的综合特征强弱,而这又直接影响降水的强弱。因此 J 的大小和降水的强弱呈正相关, J 的变化趋势能反应降水的发展和消弱。需要指出的是,在过程开始降水量为0时, J 的数值比25日03:00后有降水时反而大,这主要是两方面的原因。首先,降水量是6 h累积的降雨量,而 J 是瞬时时刻的数值,在24日06:00降水开始,此时 J 自然有数值,但之前的6 h累积降水量还是0,故

造成降水开始时 J 并不能较好地反映累积降水量;另外,过程开始时和25日03:00后的降水都是弱降水,分析表明, J 并不能较好地示踪弱降水,故其数值与弱降水量的对应关系并不可靠,这正好从侧面印证了湿热力平流参数在示踪弱降水时的局限性。

24日06:00降水开始(见图8),之后的6 h内降水较弱, J 没有有效与之对应,随着雨带逐渐向东移动,降水量也变大。到了24日18:00,强降水中心大约在118°E附近, J 覆盖住雨区并与雨带一起向东移动。整个时段内, J 始终覆盖在雨区之上,二者的时间演变趋势非常相似,并且在雨区内 J 表现为强信号,而在非雨区 J 表现为弱信号。 J 的大值中心并不完全和降水中心重合,主要位于降水中心边缘,其梯度大值区则与降水中心相对应,这与之前分析湿

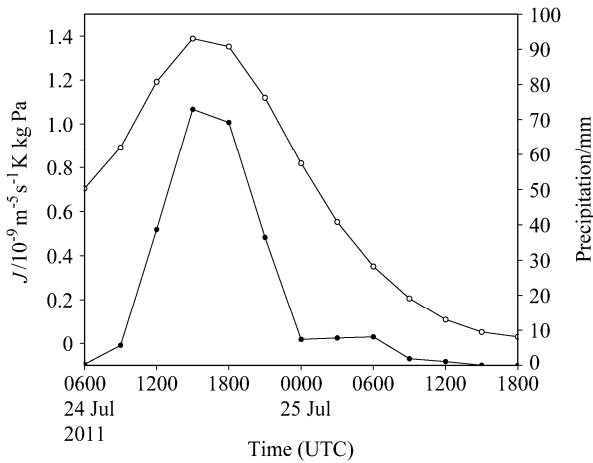


图7 (41.2°N, 118°E) 的 J (空心圆) 和 6 h 累积降水量 (实心圆) 随时间的演变
Fig. 7 Time series of vertical integral of the moist thermodynamic advection parameter (J , empty circles) and simulated 6-h accumulated precipitation (solid circles) at (41.2°N, 118°E)

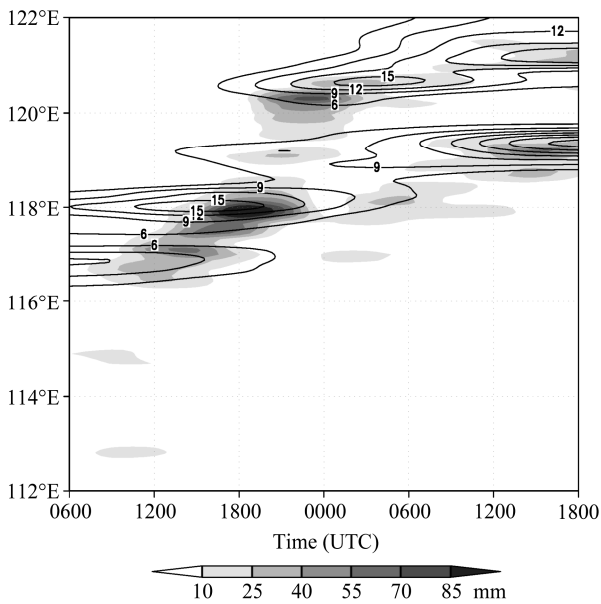


图8 2011年7月24日06:00至25日18:00的 J (等值线, 单位: $10^{-10} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg Pa}$) 和 6 h 累积降水量 (阴影) 沿着 40.7°N 的纬向—时间剖面
Fig. 8 Zonal-time cross sections of J (contours, units: $10^{-10} \text{ m}^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K}^2 \text{ kg Pa}$) and simulated 6-h accumulated precipitation (shaded) along 40.7°N from 0600 UTC 24 Jul to 1800 UTC 25 Jul 2011

热力平流参数与 6 h 累积地面降水中心时得出的结论一致。另外, 一些弱降水区并没有 J 与之相对应, 同样说明了湿热力平流参数在示踪弱降水时的不足。

总体来说, 综合反映锋面降水系统水汽、动力、热力的湿热力平流参数与地面 6 h 强降水落区具有较好的对应关系, 而在示踪弱降水区时的效果并不

是很好; 湿热力平流参数与 6 h 累积地面降水的空间分布特征和时间演变趋势比较相似, 并且它的变化趋势能反映出降水的发展和消弱; 湿热力平流参数的大值中心并不与强降水中心完全重叠, 其梯度的大值区则与降水中心相对应。

6 小结

本文首先对华北地区的一次暴雨过程进行了天气系统分析, 并运用中尺度非静力模式 WRF 对此次强降水过程进行了数值模拟, 利用实况观测资料与模拟结果进行了对比验证, 然后运用湿热力平流参数对本次暴雨过程的降水落区进行了诊断分析, 得到以下结论:

(1) 过程期间高空槽覆盖华北广大地区且缓慢向东移动, 温度槽落后于位势高度槽, 冷平流明显, 西南低空急流和东南气流为本次暴雨过程提供水汽, 其中西南急流为暖湿空气的主要输送者, 它们与来自西北的干冷空气在华北地区交汇, 共同造成了此次暴雨天气。

(2) 模式对本次华北暴雨的模拟比较成功, 基本反映出了本次暴雨过程的降水分布特点。

(3) 湿热力平流参数纬向平均的垂直剖面图上, G 的高值区及大值中心与地面的强降水雨区对应得较好, 其梯度大小及向上延伸高度均可以定性地指示降水的强弱。

(4) 垂直积分的湿热力平流参数与强降水落区具有较好的对应关系, 而在示踪弱降水区时效果并不是很好。其大值中心并不与强降水中心完全重叠, 而是其梯度大值区与降水中心相对应。

(5) 垂直积分的湿热力平流参数与 6 h 累积地面降水的空间分布特征和时间演变趋势比较相似, 并且其变化趋势能反映出降水的发展和消弱。

湿热力平流参数对强降水落区的诊断效果较好, 而对弱降水落区的诊断能力并不是很好, 其他的动力因子也存在着类似的情况, 未来希望能够在如何诊断弱降水落区上做进一步研究。

参考文献 (References)

Gao S T, Cao J. 2007a. Physical basis of generalized potential temperature and its application to cyclone tracks in nonuniformly saturated atmosphere [J]. J. Geophys. Res., 112: D18101, doi: 10. 1029/2007JD008701.

- Gao S T, Ping F, Li X F, et al. 2004a. A convective vorticity vector associated with tropical convection: A two-dimensional cloud-resolving modeling study [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D14106, doi: 10.1029/2004JD004807.
- Gao S T, Wang X R, Zhou Y S. 2004b. Generation of generalized moist potential vorticity in a frictionless and moist adiabatic flow [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (12): L12113, doi: 10.1029/2003GL019152.
- Gao S T, Cui X P, Zhou Y S, et al. 2005. A modeling study of moist and dynamic vorticity vectors associated with 2D tropical convection [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D17104, doi: 10.1029/2004JD005675.
- Gao S T, Li X F, Tao W K, et al. 2007b. Convective and moist vorticity vectors associated with tropical oceanic convection: A three-dimensional cloud-resolving model simulation [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D01105, doi: 10.1029/2006JD007179.
- 《华北暴雨》编写组. 1992. 华北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 182pp.
- Rainstorm of North China Writing Group. 1992. Rainstorm of North China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 182pp.
- 骆凯, 李耀东, 章亦涛. 2010. 广义波作用量密度在一次华北暴雨模拟诊断中的应用研究 [J]. *高原气象*, 30 (1): 74–82.
- Luo Kai, Li Yaodong, Zhang Yitao. 2010. Study and application of general wave activity density to the numerical simulation and diagnostic analysis of a rainstorm in North China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (1): 74–82.
- 李耀东, 刘健文, 高守亭. 2005. 螺旋度在对流天气预报中的应用研究进展 [J]. *气象科技*, 33 (1): 7–11.
- Li Yaodong, Liu Jianwen, Gao Shouting. 2005. Progress in researches on application of helicity to convective weather prediction [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 33 (1): 7–11.
- 刘运成. 2006. 青藏高原东侧一次连续大暴雨过程湿 Q 矢量分析 [J]. *气象*, 32 (12): 43–49.
- Liu Yuncheng. 2006. Wet Q -vector analysis of a continued heavy rain process over the eastern Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 32 (12): 43–49.
- 刘运成. 2011. 一次连续暴雨的非地转湿 Q 矢量分解分析 [J]. *气象科技*, 39 (6): 796–802.
- Liu Yuncheng. 2011. Application of improved wet Q vector partitioning method to diagnosis of a continued heavy rain [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 39 (6): 796–802.
- 冉令坤, 周玉淑, 杨文霞. 2011. 强对流降水过程动力因子分析和预报研究 [J]. *物理学报*, 60 (9): 1–11.
- Ran Lingkun, Zhou Yushu, Yang Wenxia. 2011. Analysis and forecasting of heavy-rainfall event by strong convection [J]. *Acta Physica Sinica (in Chinese)*, 60 (9): 1–11.
- 史小康, 李耀东, 刘健文, 等. 2012. 华北一次暴雨过程的螺旋度分析 [J]. *自然灾害学报*, 21 (4): 48–56.
- Shi Xiaokang, Li Yaodong, Liu Jianwen, et al. 2012. Analysis of helicity in a rainstorm in North China [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 21 (4): 48–56.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp.
- Tao Shiyan. 1980. China's heavy rain [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 225pp.
- Yang Qun, Mao Jianqiang, Zhou Changzhi, et al. 2010. Vertical helicity analysis of first rainstorm at the beginning of Meiyu in Hubei in 2009 [J]. *Meteorological and Environmental Research*, 1(8): 41–45.
- Yue Caijun, Shou Shaowen. 2008. A modified moist ageostrophic Q vector [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25 (6): 1053–1061.
- 周玉淑, 朱科峰. 2008. 湿大气的广义位温与干大气位温及饱和湿大气相当位温的比较 [J]. *气象学报*, 68 (5): 612–616.
- Zhou Yushu, Zhu Kefeng. 2008. Comparisons between the generalized potential temperature in the moist atmosphere and the potential temperature in the dry atmosphere and the equivalent potential temperature in the saturated moist atmosphere [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 68 (5): 612–616.