

沈浩, 杨军, 祖繁, 等. 2014. 干空气入侵对东北冷涡降水发展的影响. 气象, 40(5): 562-569.

干空气入侵对东北冷涡降水发展的影响^{* 1}

沈 浩 杨 军 祖 繁 荣 昕

南京信息工程大学气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

提 要: 针对干空气入侵对东北冷涡降水发展的影响, 应用 WRF 中尺度数值模式对 2011 年 7 月一次东北冷涡过程进行数值模拟研究。结果表明: 干空气入侵对东北冷涡降水云系发展产生以下两方面的作用: 一方面, 密度较高的高层干冷空气下沉迫使干侵入前沿暖湿气流抬升, 从而促进了东北冷涡降水发展; 另一方面, 下沉冷空气流向前推进“挤压”可导致冷空气前沿界面较为陡峭、层结不稳定, 有助于云系垂直发展, 降水主要集中于云系中部。

关键词: 东北冷涡, 数值模拟, 干空气入侵, 降水

中图分类号: P441

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.05.006

Impact of Dry Intrusion on the Cold Vortex Precipitation in Northeast

SHEN Hao YANG Jun ZU Fan RONG Xin

Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: For understanding the influence of dry intrusion on the precipitation of northeast cold vortex, a typical cold vortex over northeastern China on July 2011 was simulated by WRF model. The results show that: Dry intrusion has affected the cold vortex precipitation in two aspects. On the one hand, the dense air from upper level lifts the warm moist air ahead of dry intrusion, and as a consequence, it promotes the cold vortex precipitation; On the other hand, the forward moving of the descending cold air makes its front interface more steep and the atmospheric stratification instable, which helps to promote the vertical development of rain clouds. The cold vortex precipitation mainly concentrates below the central section of the rain clouds.

Key words: northeast cold vortex (NECV), numerical simulation, dry intrusion, precipitation

引 言

东北冷涡(NECV)是由于东亚高空冷槽随着大气环流运动向南不断加深, 被低纬度地区暖气团切断形成的闭合冷心涡旋, 在 500 hPa 天气图中(35°~60°N、115°~145°E 范围内)表现为伴有冷中心或冷槽的闭合等高线。东北冷涡一年四季均可出现, 夏季出现最为频繁, 其最主要的特征是移动比较缓慢, 可以不断再生发展, 具有较强的准静止性(孙力, 1997), 因此它在形成后一般可维持数天, 是造成我

国东北地区持续性低温、阴雨、突发性强对流天气的重要天气过程。

人们针对冷涡的研究始于 20 世纪 40 年代, 南美冬季亚热带地区和热带地区出现的对流层冷心涡旋具有中心涡度大、温度低的特征, 700 hPa 垂直上升速度区对冷涡降水有很好的指示作用(Satyamurty et al, 2007)。欧洲地区切断低压的产生具有季节性变化的特征, 而北大西洋涛动(NAO)使北半球大气环流出现阻塞形势是欧洲地区切断低压产生的重要原因(Nieto et al, 2007)。南方涛动对南半球阻塞低压的产生具有重要的作用, 一般南半球夏至秋

* 国家科技支撑计划课题(2012BAC23B01)和国家重点基础研究发展规划项目(2012CB955204)共同资助

2013 年 3 月 4 日收稿; 2013 年 8 月 6 日收修定稿

第一作者: 沈浩, 主要从事云雾降水物理学研究. Email: shenhao8711576@126.com

季是南半球阻塞低压频发时间(Favre et al, 2012)。我国对东北冷涡的系统性研究始于 20 世纪 50 年代,陶诗言(1980)对中国暴雨的研究指出:东北冷涡是造成我国东北、华北北部地区出现暴雨和雷阵雨的主要天气系统。丁士晟(1983)通过对东北地区低温冷害气候的分析指出:东北冷涡在东北地区的频发性和持续性决定了它对东北地区天气气候的重大影响,东北夏季 70% 的低温时段是由东北冷涡造成的。东北地区地形对东北冷涡降水发展具有重要的影响(钟水新, 2011),其地理分布有着明显的密集性,一般情况下,东北冷涡倾向于出现在我国东北平原和三江平原这样地势较低的区域。西太平洋副热带高压的强度和位置变化对东北冷涡的形成和发展有着至关重要的影响(孙力等, 1994)。东亚阻塞高压两侧高涡度区的正涡度平流补充了冷涡对正涡度的损耗,从而使冷涡能够长久维持(易笑园等, 2010)。高层干空气入侵能够促使中低层气旋涡度增大,导致地面气旋强烈发展(黄彬等, 2011),而在东北冷涡过程中存在的干侵入现象是激发东北冷涡发生、发展的动力条件之一(吴迪等, 2010a)。东北冷涡强对流天气的发展与干侵入过程存在密切的联系,高层干空气入侵伴随低层暖湿平流导致不稳定能量的积累是东北冷涡强对流天气发生的重要原因

(李云静等, 2013)。以低湿、高位涡为特征的干侵入过程有利于东北冷涡强对流天气的发生,干侵入强度越强,冷涡降水强度越大,因此干侵入与冷涡降水强度、落区存在密切的联系(吴迪等, 2010b)。虽然国内外学者对冷涡有了系统的研究,特别是在冷涡的气候特征、天气尺度环流背景特征以及干侵入影响下冷涡降水机制方面取得了许多研究成果。但是就目前而言,针对干侵入影响下东北冷涡降水云系空间结构演变,及其对东北冷涡降水发展的影响方面仍缺乏足够的研究。

夏季是东北冷涡频发季节,2011 年 7 月 5—9 日出现了一次典型的东北冷涡过程,影响范围从蒙古西部至我国东北地区,并伴随大范围降水。本文利用 WRF 中尺度数值模式再现了此次东北冷涡降水过程,并结合卫星资料、东北地区站点资料、NCEP 全球再分析资料对冷涡生消过程进行了分析,重点讨论了降水云系的空间结构演变规律和干空气入侵过程对东北冷涡降水的影响。

1 天气形势

冷涡形成初期(图 1a):哈萨克斯坦高压与蒙古低压不断挤压,来自北方的干冷空气从贝加尔湖西

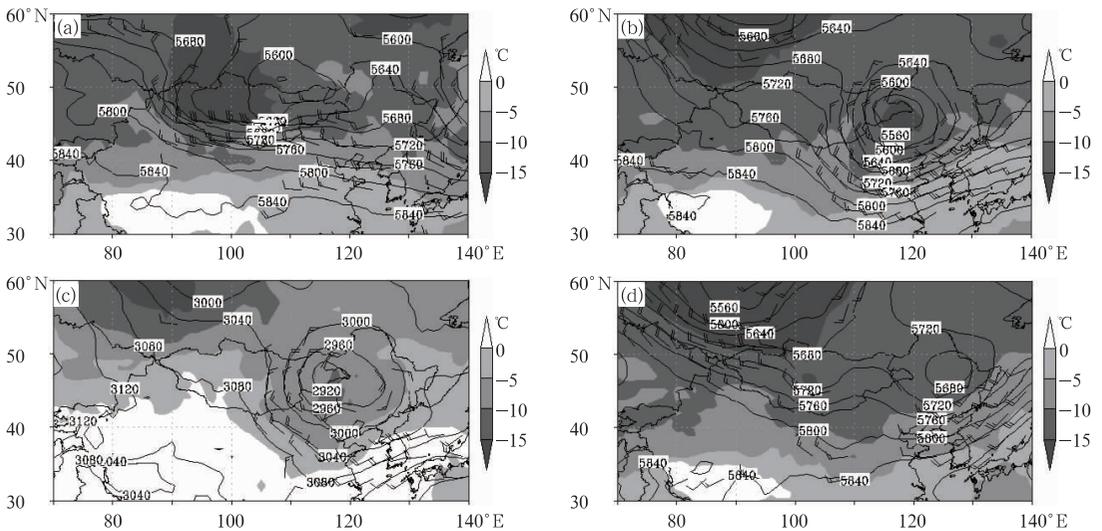


图 1 2011 年 7 月 5 日 12 时 500 hPa 位势高度(等值线,单位:gpm),风场(风向杆: $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 区域),温度(灰度,单位: $^{\circ}\text{C}$)(a);2011 年 7 月 7 日 12 时东亚地区 500 hPa(b),700 hPa(c)位势高度、风场和温度;2011 年 7 月 9 日 12 时东亚地区 500 hPa 位势高度、风场和温度(d)

Fig. 1 500 hPa geopotential height (contour, unit: gpm), wind field (wind barb: $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and temperature (grayscale, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 12:00 UTC 5 July 2011 (a); 500 hPa (b) and 700 hPa (c) geopotential height, wind field and temperature at 12:00 UTC 7 July 2011; 500 hPa geopotential height, wind field and temperature at 12:00 UTC 9 July 2011 (d)

南方向不断入侵至蒙古西部地区。蒙古西部地区出现一低温槽,贝加尔湖以南地区出现一低压槽,低温槽落后于低压槽。随着西伯利亚高压不断向东南方向移动,低压槽在其挤压下不断向南加深,至2011年7月5日12时(UTC,下同)低压槽南部与母体脱离,在贝加尔湖以南地区形成一个闭合等高线区域,在闭合等高线区域西南方向存在一支急流,该急流将西北地区低温槽不断向东南方向推进,形成冷平流,促进了此次东北冷涡的形成。

冷涡成熟时期(图1b、1c):随着低压槽不断发展,槽线不断往东南方向移动,来自北方的干冷空气与低压槽对应的闭合等高线区域交汇,形成了伴随冷心的气旋性闭合环流,即冷涡。500 hPa冷涡环流中心位于内蒙古东北部地区,中心温度低于 -15°C 。从700 hPa低空等压面风场可以看到,在气旋性闭合环流作用下,我国东北大部分地区受偏南气流影响,有利于渤海湾与黄海海上暖湿气流向我东北大部分地区输送,为此次东北冷涡降水提供了充足的水汽。700 hPa存在一支低空急流,最大风速在 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图1c),由于低空急流的动力效应,增大了急流下游地区位势不稳定,容易形成强烈的气流辐合抬升运动,因而南方低空暖湿气流被迫抬升凝结,并在气旋性闭合环流的作用下不断往北输送,形成了一次大范围的冷涡降水过程。

冷涡消亡时期(图1d):随着冷涡系统的东移,冷涡强度不断减弱,冷涡系统环流风速也随之不断减弱,整个东北冷涡区域被低温覆盖。

综上所述:东北冷涡的发展伴随着低压中心与干冷空气入侵的交汇过程(图1a、1b、1d),东北冷涡气旋性闭合环流是干冷空气入侵的动力,而干冷空气的入侵又使东北冷涡降水云系空间结构发生改变,使其降水具有自身特点。因此东北冷涡降水与干冷空气入侵过程存在密切的联系。

2 东北冷涡数值模拟

2.1 模拟方案

数值模式选用美国新一代非静力中尺度模式WRF(3.3.1版本),利用NCEP提供的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 全球再分析资料作为模式初始场和侧边界条件,模式模拟时间从2011年7月5日12时至9日12时。模式采用双层嵌套网格,水平格距分别为18和6 km,

时间积分步长分别为36和12 s,垂直方向取31层,投影方式采用Lambert投影。模式微物理过程方案采用Lin方案,该方案包含6种水凝物:水汽、云水、雨、雪、云冰、霰,是WRF模式中相对详细的微物理方案,边界层方案采用YSU方案,积云对流参数化方案采用Kain-Fritsch方案(图2)。

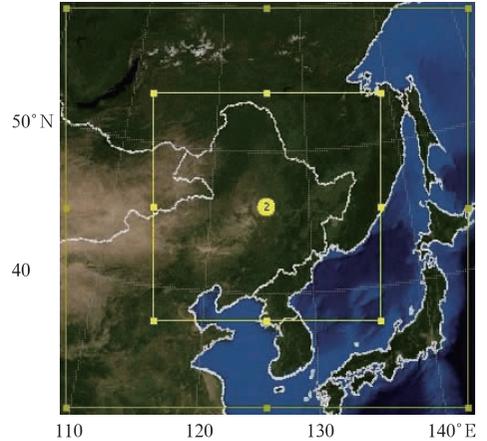


图2 WRF模式模拟区域

Fig. 2 Simulation area of WRF model

2.2 云顶亮温及降水

冷涡形成初期(图3a),来自渤海和黄海的暖湿气流在冷涡气旋性闭合环流作用下不断往北输送,至2011年7月7日03时,冷涡云团已覆盖内蒙古东部、吉林中西部和辽宁大部分地区,模式模拟的冷涡云层覆盖区域(图3b)与实况对比往东北方向稍有偏移,模式输出 T_{BB} 云顶亮温 $-40\sim -30^{\circ}\text{C}$ 覆盖区域与卫星实况资料基本符合,而 $-50\sim -40^{\circ}\text{C}$ 覆盖区域偏大。冷涡成熟时期(图3c),云系覆盖内蒙古北部和黑龙江西北大部分地区,云团中部云顶亮温较发展初期降低 10°C 左右,这表明冷涡云系在北上发展过程中不断抬升发展,使云系中部云顶亮温不断降低。模式模拟云层覆盖区域(图3d)相对实况偏小且往北方稍有偏移,模式输出 T_{BB} 温度 $-50\sim -40^{\circ}\text{C}$ 覆盖区域相对实况偏大,而 $-60\sim -50^{\circ}\text{C}$ 覆盖区域偏小。冷涡消亡时期(图3e)也是再生冷涡形成初期,相对于冷涡成熟时期,消亡时期冷涡中部地区云顶亮温升高了将近 10°C ,且云层相对成熟时期较稀疏、范围较小。模式模拟云顶亮温(图3f)与实况基本符合,模拟冷涡云系相对于实况偏小。再生冷涡消亡时期(图3g)也是整个东北冷涡消亡时期,此时冷涡云系覆盖黑龙江中部及内蒙古北部

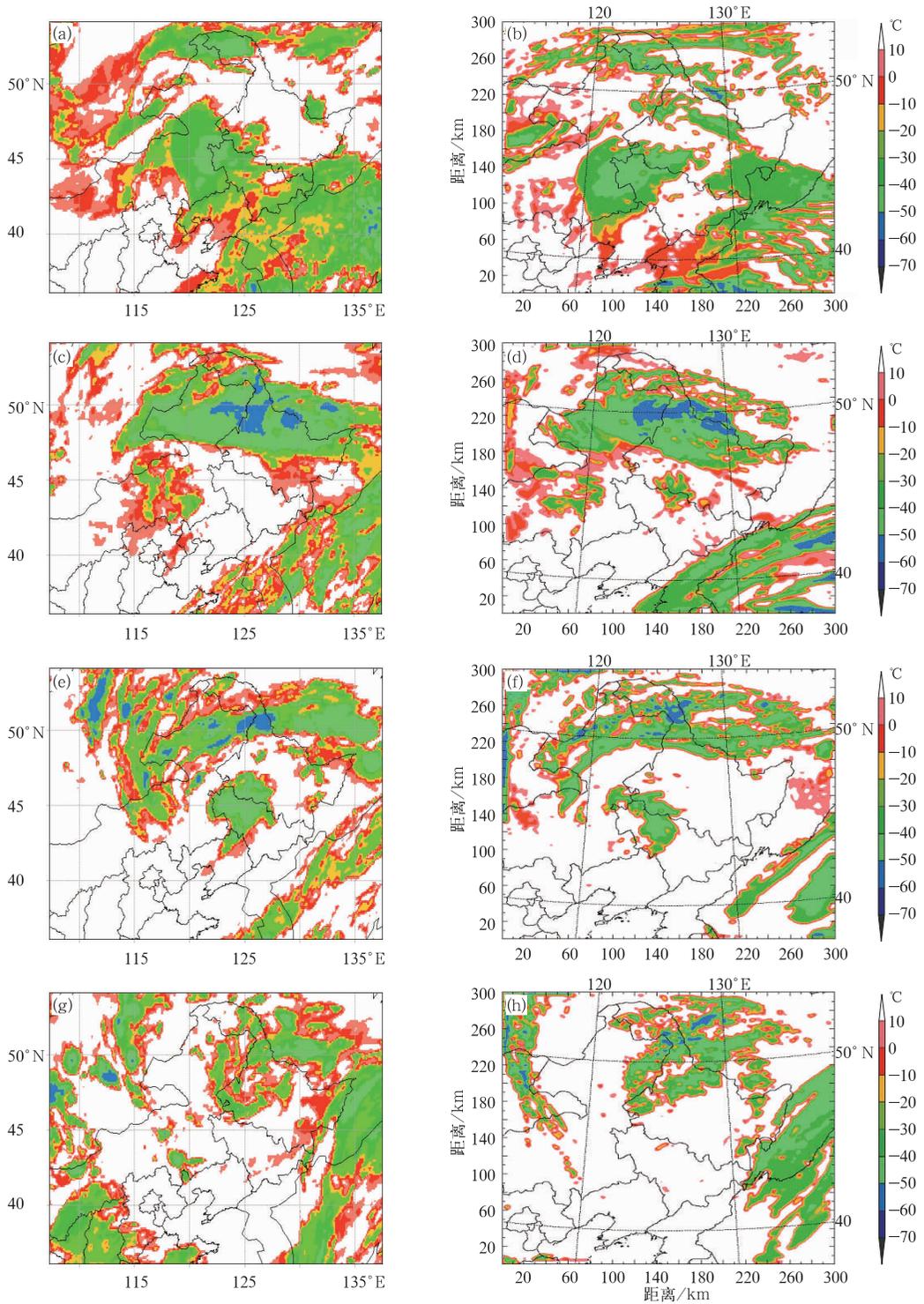


图 3 2011 年 7 月 7 日 03 时(a)、7 日 18 时(c)、8 日 12 时(e)和 9 日 12 时(g)FY-2E 观测的云顶亮温(T_{BB} , 单位: $^{\circ}\text{C}$)和对应时间的模拟云顶亮温(b),(d),(f),(h)

Fig. 3 FY-2E bright temperature of cloud top image at 03:00 UTC 7 July (a), 18:00 UTC 7 July (c), 12:00 UTC 8 July (e), 12:00 UTC 9 July 2011 (g); value of simulation at the corresponding time: (b), (d), (f), (h)

地区,冷涡云系中部云顶亮温在 $-40\sim-30^{\circ}\text{C}$ 之间, 只有黑龙江以北地区存在 $-60\sim-50^{\circ}\text{C}$ 区域。模式

模拟冷涡云顶亮温覆盖区域(图 3h)与实况基本符合,但模拟云系中部云顶亮温较实况偏低。

综上所述,模式再现了此次东北冷涡发展过程,冷涡产生初期、消亡时期相对于成熟时期云系中部云顶亮温高 10°C 左右,且云系相对稀疏,冷涡云顶亮温越低,说明冷涡降水云系对流作用越旺盛。

富裕站位于此次东北冷涡降水云系中部,2011年7月7日01—12时(图 4a)富裕站基本没有降水,云顶亮温除6与10时外均高于 -40°C ,且随时间有逐渐降低的趋势,这是由于冷涡刚在渤海与黄海地区形成,在往北发展过程中尚未经过富裕站。模式模拟10时之前(图 4b)基本无降水,模拟云顶亮温06时偏高,07、08时偏低其他时刻均与实况相符。随着冷涡继续向北发展,冷涡云系到达富裕站上空,13—16时(图 4a)富裕站有明显降水,至15时降水

量到达最大值 13.2 mm ,对应云顶亮温最低,为 -60°C 。模式模拟降水(图 4b)相对于实况出现较早,模拟降水量在14时到达最高值 11 mm ,对应云顶亮温为 -52°C ,相对实况较高。实况与模式模拟降水(图 4a和 4b)从17时开始均已结束,这表明随着冷涡云系逐渐北上,冷涡云系已过富裕站,富裕站上空云顶亮温逐渐升高。依兰站位于此次东北冷涡降水云系边缘,模式模拟降水、云顶亮温与实况(图 4c和 4d)基本一致,而相对于云系中部地区的富裕站,依兰站降水较少。

综上所述:东北冷涡降水主要集中在降水云系中部地区,云系边缘相对较弱。云顶亮温对冷涡降水有很好的指示作用,冷涡降水云系云顶亮温越低,对应降水越明显。

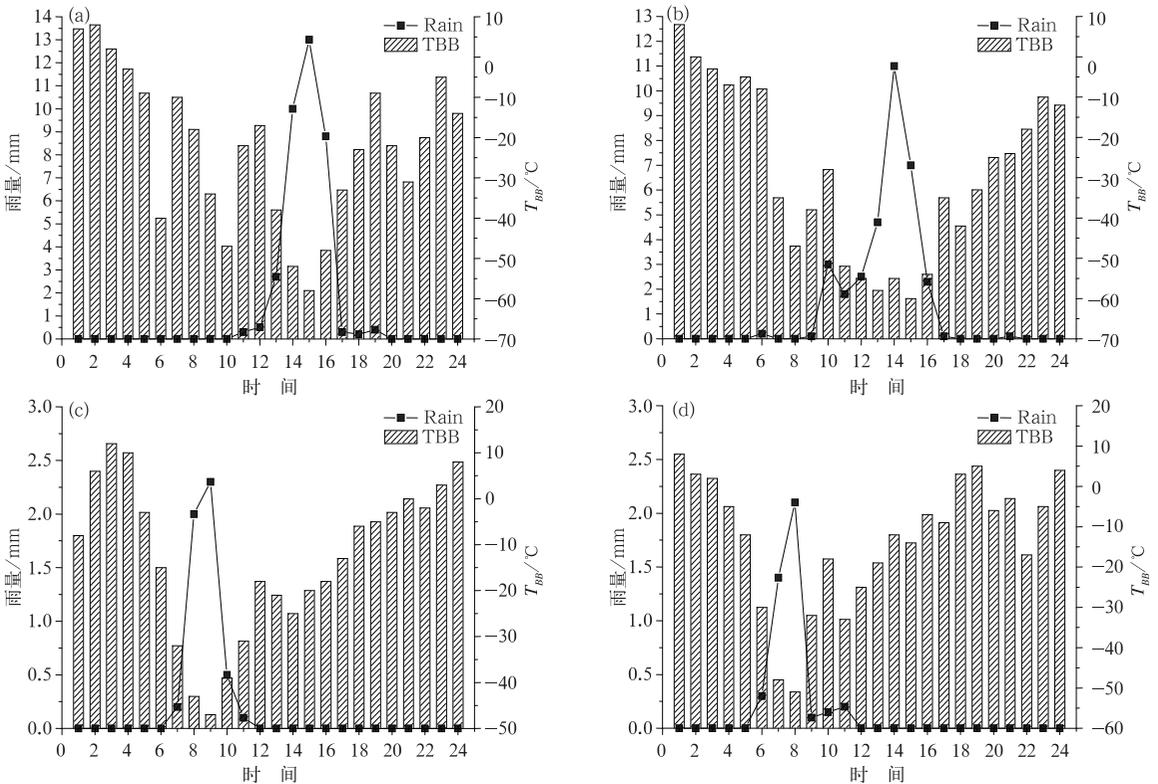


图 4 利用我国东北地区站点资料和 FY-2E 观测资料得到 2011 年 7 月 7 日 01—24 时黑龙江省富裕站(47.8°N , 124.48°E)(a),依兰站(46.3°N , 129.58°E)(c)1 h 累计降水量(点线)与云顶亮温(柱状)时间变化图;(b),(d)对应模式输出值

Fig. 4 1 h accumulated precipitation data (dotted line) and cloud top bright temperatures (column) from 01:00 to 24:00 UTC 7 July 2011 at Fuyu Station (47.8°N , 124.48°E) (a), and Yilan Station (46.3°N , 129.58°E) (c); simulation values in the corresponding time period; Fuyu Station (b), and Yilan Station (d)

2.3 干空气入侵对冷涡降水的影响

2.3.1 对天气尺度云系结构的影响

2011 年 7 月 7 日 00 时渤海和黄海的暖湿气流

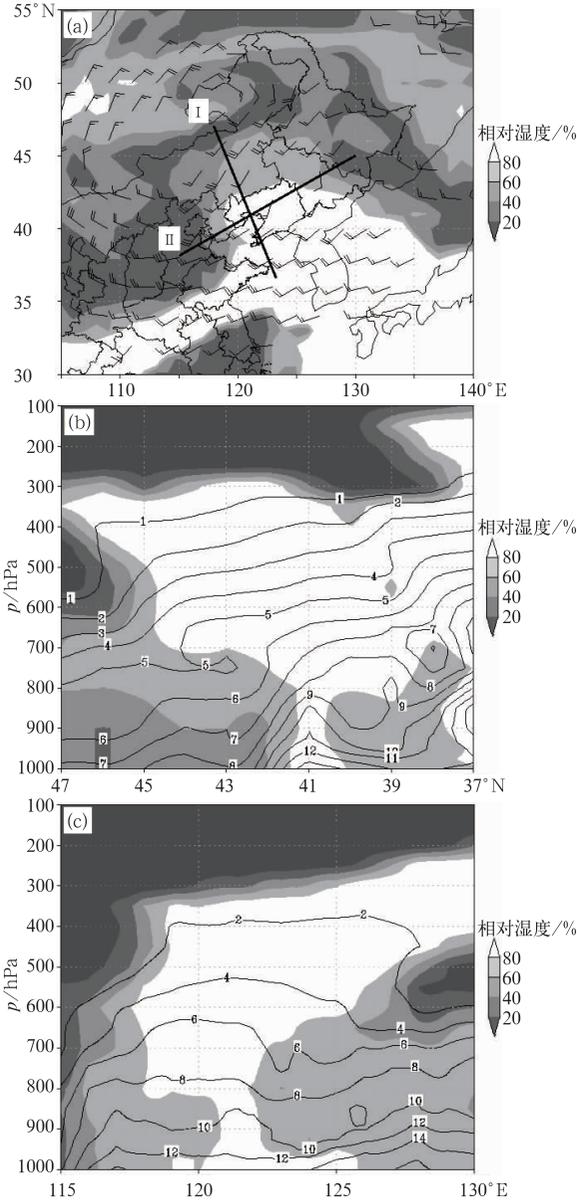


图 5 2011 年 7 月 7 日 00 时东亚地区 500 hPa 等压面比湿(灰度,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和风场分布(风向杆:风速 $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)(a);图 5a 中直线 I (b)、II (c)的垂直剖面图(等值线代表比湿,灰度代表相对湿度)
Fig. 5 500 hPa specific humidity (grayscale, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and wind field (wind barb; $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) distribution at 00:00 UTC 7 July 2011 (a); vertical profiles along the black solid lines in (a): I (specific humidity: contour, relative humidity: grayscale) (b), II (c)

在冷涡气旋性闭合环流的作用下向东北方向输送(图 5a),从沿冷涡降水云系中部的垂直剖面图(图 5b)可以看到:在 $40.5^\circ \sim 41.5^\circ \text{N}$ 范围内,相对湿度高值区从高到低呈漏斗状分布,而在 41°N 附

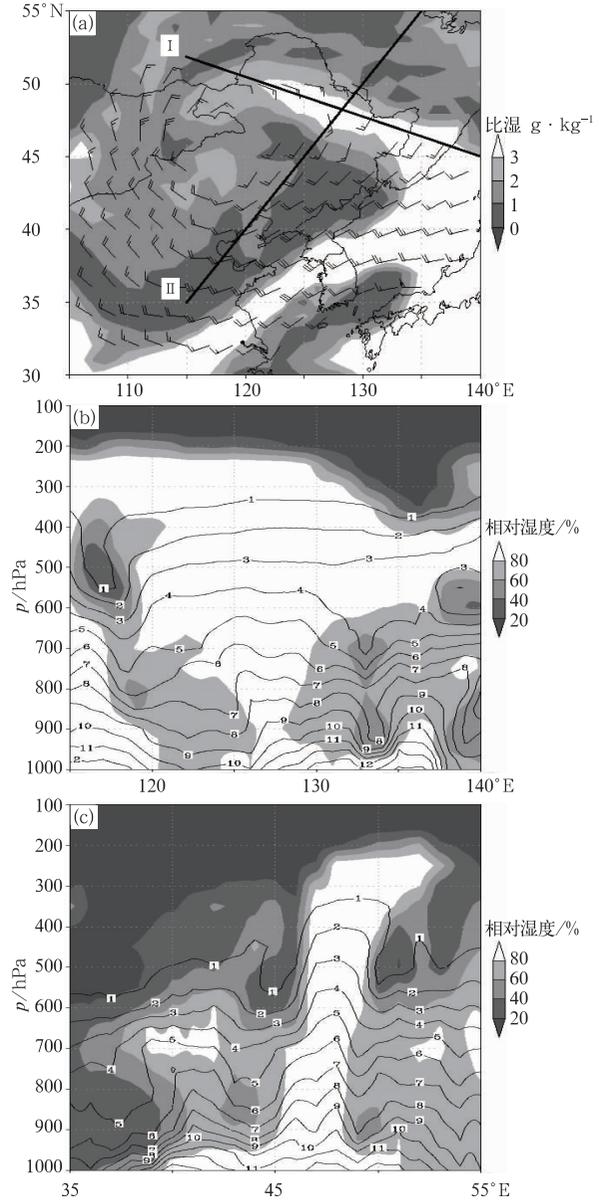


图 6 2011 年 7 月 7 日 18 时东亚地区 500 hPa 等压面比湿(灰度,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和风场分布(风向杆:风速 $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)(a);图 6a 中直线 I (b)、II (c)的垂直剖面图(等值线代表比湿,灰度代表相对湿度)
Fig. 6 500 hPa specific humidity (grayscale, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and wind field (wind barb; $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) image at 18:00 UTC 7 July 2011 (a); vertical profiles along the black solid lines in (a): I (specific humidity: contour, relative humidity: grayscale) (b), II (c)

近高湿区接地,这表明降水云系在该地区发展最为旺盛。从干侵入方向云系垂直剖面图(图5c)可以看到:在800 hPa以上存在干空气入侵现象,600 hPa以上形成羽状水汽分布结构,降水云系不断向两边扩展,形成了如图5b中相对湿度高值区呈漏斗状分布的特征。

在东北冷涡气旋性闭合环流的作用下(图6a)来自南方的水汽继续往北输送,至2011年7月7日18时东北冷涡降水云系已到达黑龙江地区,降水云系发展旺盛,并呈东南至西北带状分布。对比图5a和图6a可以看到:云系在干侵入方向逐渐变窄,而在干侵入垂直方向逐渐变宽。从沿冷涡降水云系中部的垂直剖面图(图6b)可以看到:在 $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 范围内,相对湿度高值区从高到低呈漏斗状分布,而在 $125^{\circ}\sim 127^{\circ}\text{E}$ 范围内高湿区接地。从沿干侵入方向的云系垂直剖面(图6c)可以看到:降水云系后方高层为干冷空气,在冷涡气旋性闭合环流的引导下,

高层密度较大的干冷空气下沉,迫使前方暖湿气流抬升,从而促进了东北冷涡降水云系的发展。由于冷涡气旋性闭合环流风速从中高层到低层递减,高密度下沉冷空气流向前推进“挤压”易导致冷空气前端界面较为陡峭,使界面前云系倾向于垂直发展(图6c)。

2.3.2 对降水机制的影响

图7很好地再现了此次东北冷涡干侵入过程降水以及降水云系垂直剖面结构,2011年7月6日19时干空气入侵已到达北京、天津地区(图7a),干侵入前端云系在其作用下被迫往东北方向移动,并形成降水。结合图7b可以看到,在天津以北局部地区(40°N 、 118°E)存在明显的降水,与图7a云顶亮温低值区存在很好的对应关系。从图7c可以看到,干空气入侵在对流层中高层最为显著,表现为相对湿度等值线十分密集且呈向前倾斜的特征,干空气入侵前端中低层大气存在饱和气团。利用相当位温(θ_e)

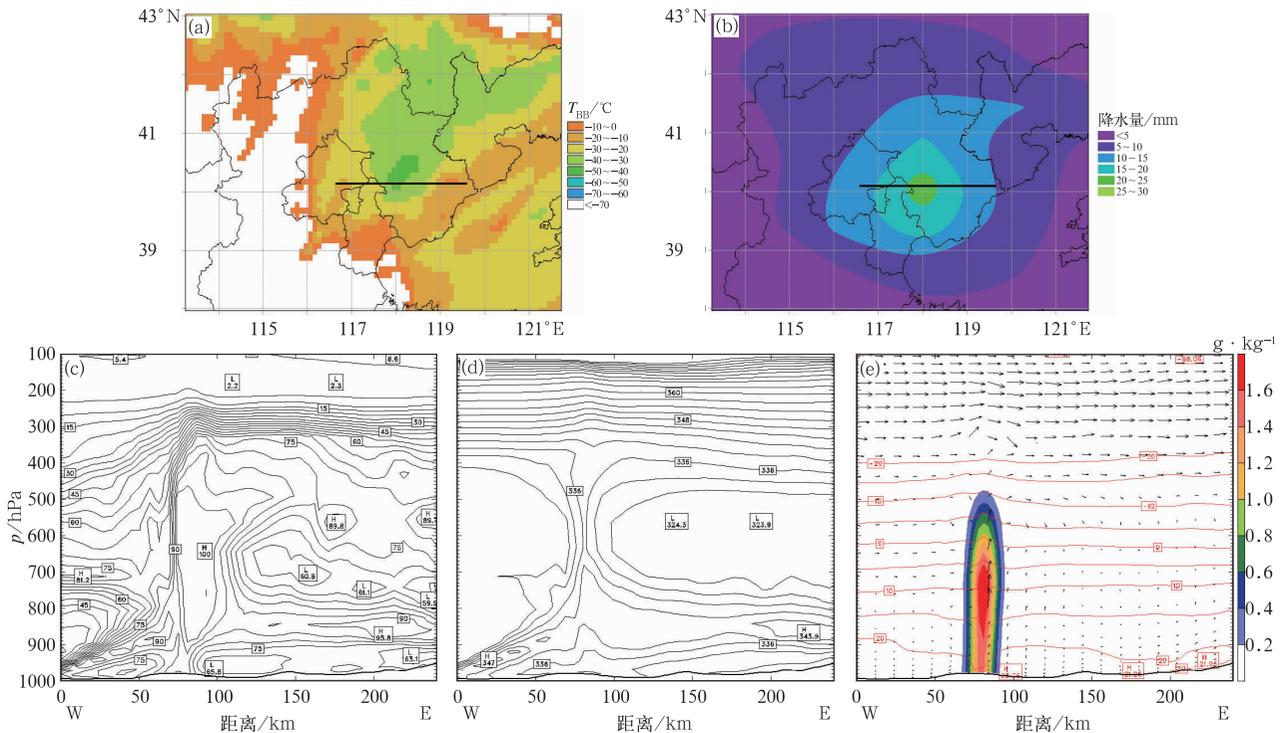


图7 2011年7月6日19时冷涡干空气入侵前端云层 T_{BB} 云顶亮温(a,单位: $^{\circ}\text{C}$), 6日19—20时实况累计降水量(b,单位: mm);沿图(a)、(b)中黑实线作剖面图:(c)相对湿度垂直剖面;(d)相当位温垂直剖面;

(e)云水垂直剖面[云水:彩色阴影(单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$),温度:红色等值线(单位: $^{\circ}\text{C}$),风场:箭头]

Fig. 7 FY-2E cloud top bright temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) ahead of dry intrusion at 19:00 UTC 6 July 2011 (a); accumulated precipitation (unit: mm) from 19:00 UTC 6 July to 20:00 UTC 6 July 2011 (b); vertical profiles along the black solid line in (a) and (b): relative humidity (unit: %) (c), equivalent potential temperature (unit: K) (d); cloud water (e) [cloud water: multicolour (unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), temperature: red contour (unit: $^{\circ}\text{C}$), wind field: arrows]

的垂直变化可以判断饱和气团所处大气稳定度:若相当位温随着高度而上升($d\theta_e/dz > 0$),表示气团所处的大气是稳定的;反之,若相当位温随高度下降($d\theta_e/dz < 0$),表示气团所处的大气不稳定。如图7d所示,在干空气入侵前端中低层大气出现相当位温上低下高的形势,因此大气层结不稳定,饱和气团在干空气的推动下不断向前方不稳定大气层结移动,使气团得以抬升凝结,降水云系在此得以发展(图7e)形成降水。图7e所示云系中部存在强烈的对流运动,表明在该地区形成的降水是冷涡引起的中尺度对流降水。因此,干空气入侵前端存在不稳定层结是东北冷涡对流性降水得以维持的重要因素。

3 结 论

本文通过中尺度数值模式再现了2011年7月一次东北冷涡的消亡过程,在此基础上结合实况资料对此次东北冷涡过程进行了分析,得到以下结论:

(1) 模式模拟云顶亮温与卫星实况云顶亮温基本符合,东北冷涡产生初期和消亡时期相对于成熟时期云系中部云顶亮温高 10°C 左右,且云系相对稀疏。云顶亮温对冷涡降水有很好的指示作用,冷涡降水云系云顶亮温越低对应降水量越大。

(2) 干空气入侵过程在对流层中高层最为显著,表现为相对湿度等值线十分密集且呈向前倾斜的特征,干侵入前端存在不稳定层结是东北冷涡降水得以维持的重要原因。入侵干空气对东北冷涡降水云系有以下两方面作用:一方面,高层干冷空气下

沉迫使干侵入前端暖湿气流抬升,促进东北冷涡降水发展;另一方面,下沉冷空气流向前推进“挤压”可导致冷空气前沿界面较为陡峭,与不稳定层结叠加,有助于云系垂直发展,降水主要集中于云系中部。

参考文献

- 丁士晟. 1983. 东北夏季低温长期预报文集. 北京:气象出版社,9-16.
- 黄彬,钱传海,聂高臻,等. 2011. 干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用. 气象,37(12):1534-1543.
- 李云静,张建春,王捷纯,等. 2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析. 气象,39(2):210-217.
- 孙力. 1997. 东北冷涡持续活动的分析研究. 大气科学,21(3):297.
- 孙力,郑秀雅,王琪. 1994. 东北冷涡的时空分布特征及其与东亚大型环流系统之间的关系. 应用气象学报,5(3):302.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,225.
- 吴迪,寿绍文,姚秀萍. 2010a. 东北冷涡暴雨过程中干侵入特征及其与降水落区的关系. 暴雨灾害,29(2):111-116.
- 吴迪,姚秀萍,寿绍文. 2010b. 干侵入对一次东北冷涡过程的作用分析. 高原气象,29(5):1208-1217.
- 易笑园,李泽椿,李云,等. 2010. 长生命史冷涡影响下持续对流性天气的环境条件. 气象,36(1):17-25.
- 钟水新. 2011. 东北冷涡结构特征及其降水形成机理研究. 北京:中国气象科学研究院,89-112.
- Favre A, Hewitson B, Tadross M, et al. 2012. Relationships between cut-off lows and the semiannual and southern oscillations. Clim Dyn, 38:1473-1487.
- Nieto R, Gimeno L, De la Torre L, et al. 2007. Interannual variability of cut-off low systems over the European sector: The role of blocking and the Northern Hemisphere circulation modes. Meteorol Atmos Phys, 96:85-101.
- Satyamurty P, Seluchi M E. 2007. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. Meteorol Atmos Phys, 96:203-220.