

# 两次东北冷涡天气异同的成因分析

李云川<sup>1</sup> 张迎新<sup>2</sup> 崔粉娥<sup>3</sup>

(1. 河北省人工影响天气办公室,石家庄,050021; 2. 河北省气象台; 3. 河北省秦皇岛市气象局)

**提 要:** 2006 年 7 月 5 日和 2006 年 6 月 16 日是两次冷涡位置相似,造成的天气不尽相同的东北冷涡天气过程。利用常规气象资料、卫星云图、自动站资料、NCEP 再分析资料(水平分辨率  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ,一天 4 次),对两次天气过程的大尺度环流场、云图演变、能量场、动力场进行了对比分析。结果表明:同在东北冷涡天气背景下,由于中低层温度场配置不同、上下游系统强弱不同,导致天气不同;东北冷涡云带尾部的云团以“前消后长”的传播形式向前传播;强对流天气与  $\theta_{se}$  高能区的密集带、SI 指数场的负值区、地面中尺度辐合线的偏南气流、水汽能量的大值区及 CAPE 的高值区有较好的对应关系。

**关键词:** 东北冷涡 强对流天气 诊断分析

## A Composite Diagnostic Study of the Weather Differences Caused by Northeast Cold Vortex

Li Yunchuan<sup>1</sup> Zhang Yingxin<sup>2</sup> Cui Fene<sup>3</sup>

(1. Hebei Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021;

2. Hebei Meteorological Observatory; 3. Qinhuangdao meteorological Office, Hebei Province)

**Abstract:** The two cold vortex processes occurred on July 5, 2006 and June 16, 2006 are investigated. The positions of the two cold vortices are similar, but weather phenomena are different. With the conventional meteorological data, satellite images, automatic weather station(AWS) data and NCEP reanalysis data (horizontal resolution  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ), two processes are analyzed in aspects of large-scale circulation, the evolution of the satellite image, the energetic and dynamical field. The results show that (1) in the two cases, the T distribution at the low and middle-level, the strength of systems in the upstream and downstream area is different. (2) The cloud cluster located the end of cold vortex band propagates forward. (3) The strong convective storms have a good relationship with the region of high  $\theta_{se}$  gradient value,  $SI < 0$ , high value of CAPE, as well as SW flow located south of surface convergent line.

**Key Words:** northeast cold vortex strong convective weather diagnostic study

## 引 言

东北冷涡是东亚阻塞形势下在东北地区形成的较为深厚的冷性低值系统,是东北地区暴雨、冰雹、阶段性低温等灾害性天气的重要影响系统<sup>[1]</sup>。东北冷涡诱发强对流天气常造成河北午后到傍晚的雷雨、大风天气,同时经常伴有降雹,且多强冰雹。据统计,河北降雹将近一半为东北冷涡影响所造成<sup>[2]</sup>。对东北冷涡的气候特征、天气尺度特征、中尺度系统发生发展的天气尺度背景及诊断分析等方面研究有很多<sup>[3-4]</sup>。但是,由于其尺度小、突发性强,当前的预报技术只能依赖雷达探测做出临近预报,难以做出有意义的更长时间的预报<sup>[5]</sup>。

2006年7月5日(简称过程一)和2006年6月16日(简称过程二)均符合有关文献对东北冷涡的定义<sup>[6]</sup>。但是,两次东北冷涡天气过程产生的天气截然不同。过程一在河北省出现了冰雹、雷雨、大风和短时暴雨天气。其中11个测站降雹,最大直径为30mm(保定、安新);22个测站大风;3个测站雷雨;雨量分布不均,最大降水量为68.1mm(青龙)。过程二预报的强降水、大风、冰雹等天气为空报。为什么天气形势相近,出现的天气有如此大的偏差?本文利用常规气象资料、卫星云图、自动站资料、NCEP再分析资料(水平分辨率 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ),对这两次天气过程进行了对比分析,探讨相近的环流背景下,云系特征和热力、动力结构等方面的差异,以期为此类天气预报提供一些参考依据。

## 1 大尺度环流特点

过程一(7月5日08时,北京时,下同)500hPa环流形势特征(图1a):东亚中高纬度呈两脊一槽型,两高压主体分别位于 $103^{\circ}\text{E}$ 和 $135^{\circ}\text{E}$ 附近,脊顶分别位于 $76^{\circ}\text{N}$ 和 $51^{\circ}\text{N}$ ,两高之间是东北冷涡,中心位于 $45^{\circ}\text{N}$ 、

$122^{\circ}\text{E}$ ,强度5700gpm。上游高压脊势力明显强于下游高压脊,且脊线呈南北向,有利于冷空气沿脊前西北气流下滑,使得前部的低压带对应深厚的冷性气团,构成了东北冷涡的天气形势;与东北冷涡配置的是一冷温度槽,从低涡中心到内蒙古东部有一东西向的横槽;冷涡底部没有 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的急流带相配合,横槽南北之间风速有明显辐合,横槽北部为 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (一个测站)东北风,横槽南部西北风仅为 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;张家口、北京 $\Delta T_{24}$ 均为负值。同时,850hPa的冷涡(图略)比500hPa冷涡稍偏西南,中心位于 $43^{\circ}\text{N}$ 、 $121^{\circ}\text{E}$ ,强度1400gpm,从低涡中心到内蒙古东部也有一横槽,横槽南部的河北省受温度脊控制。对应的地面图上,河北省为低压带控制。由此可见,上冷下暖的不稳定层结及动力上升条件构成了对流天气发生发展的背景。

过程二(6月16日08时)500hPa环流形势特征(图1b):东亚中高纬呈两脊一槽型,两高压主体分别位于 $103^{\circ}\text{E}$ 和 $150^{\circ}\text{E}$ 附近,脊顶位于 $63^{\circ}\text{N}$ ,两高之间是深厚的东北冷涡,中心位于 $46^{\circ}\text{N}$ 、 $126^{\circ}\text{E}$ ,强度5500gpm;上游高压脊势力明显弱于下游高压脊,脊线呈东北—西南向,其形势不利于高纬度冷空气南下,冷涡中心附近有4条闭合等高线, $-16^{\circ}\text{C}$ 的闭合温度中心与之相重合,没有明显的冷平流;锋区位于 $37\sim 43^{\circ}\text{N}$ 之间,在 $38\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $108\sim 130^{\circ}\text{E}$ 范围内风速大于 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,急流核为 $34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;从冷涡中心到内蒙古东部有东—西向横槽,横槽南北之间风速存在着明显辐散,横槽北部东北风仅为 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,横槽南部西北风速达 $28\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;  $\Delta T_{24}$ 的负值区域位于 $120^{\circ}\text{E}$ 以东。同时,850hPa(图略)冷涡有两条闭合等高线,中心强度1400gpm,并与500hPa冷涡垂直,从低涡中心到内蒙古东部也有一横槽,但横槽南部的河北省为温度槽控制。对应的地面图上,东北平原仍有一个两条闭合等值线的低气压,河北省为低压带控制。由此可见,深厚的东北冷涡系统不利对流天气产生。

综上所述,两个过程的异同可简要归纳 为表 1。

表 1 两个过程异同点的对比表

	不同点			相同点		
	500hPa 上游脊线方向	500hPa 锋区	500hPa 风场	850hPa	环流形势	影响系统
过程一	南—北	强锋区	风速辐合	温度脊	两脊—槽	横槽
过程二	东北—西南	无锋区	风速辐散	温度槽	两脊—槽	横槽

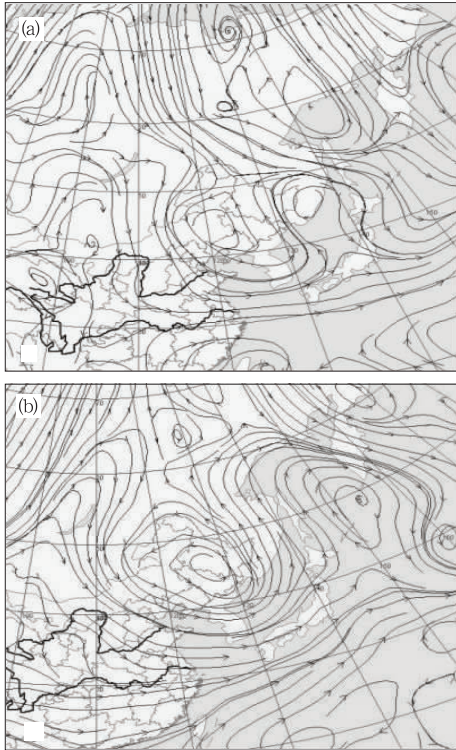


图 1 2006 年两次过程的 500hPa 流场图  
(a. 过程一; b. 过程二)

## 2 卫星云图特点

从逐小时卫星云图的 TBB 值分析发现,两个过程的云系或云型完全不同。

7 月 4 日 20 时至 5 日 21 时 FY-2 红外云图(过程一)分析可见,4 日 20 时冷涡云系散乱不清,同时在冷涡西部有一不规整的新生小涡旋形成,新生小涡旋随着日变化夜间趋于减弱(图略);09 时(图 2a)随着太阳辐射的增强,小涡旋南部的云块逐渐增强,范围逐步扩大,同时 A 与 B 云块随涡旋做气旋式旋

转,A 云块向东南方向移动,而 B 云块则向东北方向移动,这时 A 云块  $TBB = -45.54^{\circ}\text{C}$ ,B 云块  $TBB = -65.14^{\circ}\text{C}$ ;11 时(图 2b)涡旋云系已非常清晰,在 A、B 云块之间新生了云块 C,随着 A 云块进入河北省承德,河北省的对流天气开始了,A 云块  $TBB = -40.6^{\circ}\text{C}$ ,C 云块  $TBB = -16.2^{\circ}\text{C}$ ,B 云块继续向东北方向移动(不再叙述);13 时(图 2c)随着冷空气的不断南下,A 云块前部有新的 D 云块生成,A 云块  $TBB = -54.44^{\circ}\text{C}$ ,C 云块  $TBB = -50.93^{\circ}\text{C}$ ,D 云块  $TBB = -53.24^{\circ}\text{C}$ ,A、C、D 三个云块此时相互靠拢,并排列为东—西向,同时在涡旋云系的尾部出现了新的云团 E 和 F,分别位于河北省邢台和邯郸,E 云团  $TBB = -36.03^{\circ}\text{C}$ ,F 云团  $TBB = -42.53^{\circ}\text{C}$ ,云团直径约为 10km;14 时(图 2d)A、C、D 三个云块合并为 A' 云带南移至  $40^{\circ}\text{N}$ ,强度加强( $TBB = -55.66^{\circ}\text{C}$ ),在河北省南部的 E、F 云团也合并加强为一圆形 E' 云团,云团直径大约为 60km, $TBB = -50.93^{\circ}\text{C}$ ,河北省西南部也出现了对流天气;15 时(图 2e)A' 云带强度继续加强( $TBB = -59.50^{\circ}\text{C}$ ),在其南部又有新的云系 G 出现,E' 云团  $TBB = -53.24^{\circ}\text{C}$ ;16—18 时(图略)A' 云带缓慢南移,位于河北南部的对流云团活动非常活跃,当 E' 云团迅速东移消失时,在其后先后又有 2 个小尺度的云团生成,并沿同一路径传播东移减弱;19 时(图 2f)A' 云带继续加强南压,并与 G 云系合并,云系轴向由东—西向转为东北—西南向, $TBB = -60.85^{\circ}\text{C}$ ,其南边界达  $37^{\circ}\text{N}$ ,而河北南部的云团减弱消失,南部对流天气结束;21 时(图略)A' 云带最强( $TBB = -63.67^{\circ}\text{C}$ ),23 时 A' 云带移出河北省,对流天气

结束。综上所述,过程一是在东北冷涡西部横槽中发展新的冷涡云系,逐渐向东南方向移动,冷涡尾部的云系呈现“前消后长”的形式向前传播;造成承德、唐山的强对流天气主要发生在 A' 云带上,石家庄、邢台、邯郸产生的对流天气主要由冷涡尾部不断新生的对流云团

所致;这也表明东北冷涡能造成中尺度天气系统的发生和发展,冷涡内的强降雨有时就是由中小尺度系统引发的<sup>[7]</sup>。

6月16日14—22时的FY-2红外云图(过程二)分析可见,14时(图3a)冷涡云系较为完整清晰,与冷涡相伴的横槽云系位于 $40^{\circ}\text{N}$

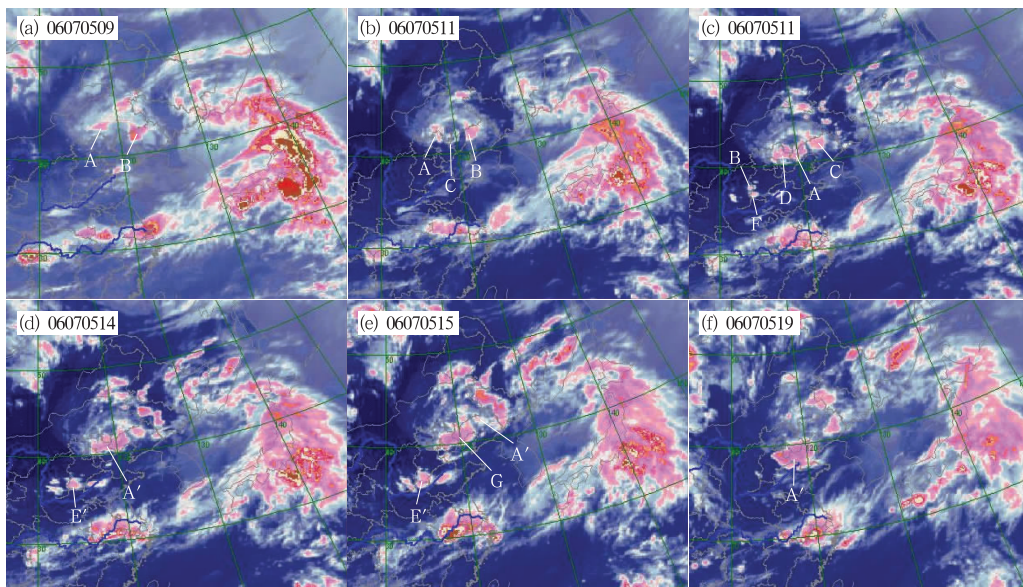


图 2 2006 年 7 月 5 日 09 时至 5 日 19 时 FY-2 红外云图

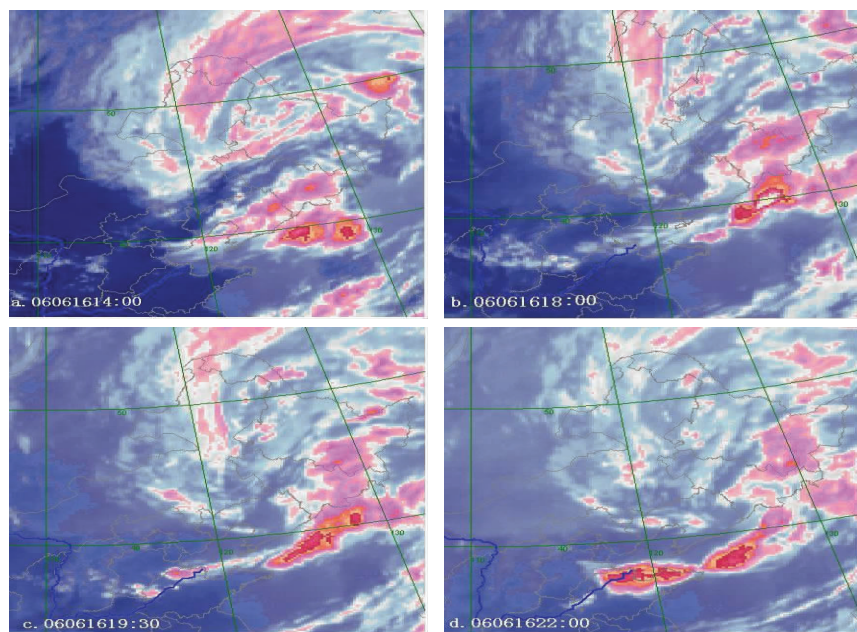


图 3 2006 年 6 月 16 日 FY-2 红外云图

附近,其云带不清晰、不连续、结构松散;18时(图 3b)云带南移至河北省南部,这时云带尾部出现了密实的小积云块,而与横槽相伴的云带在河北省境内正值午后地面增温,应为对流天气加强时段,但云带并没有得到发展,也没有产生天气;19时30分(图 3c)云带移出河北省进入山东省境内,此时云带尾部小积云块突然变得密实,云带中段的对流云系也有所发展;22时(图 3d),当云带中段移至渤海湾海面,云带的尾部位于山东省境内时,由于下垫面温湿分布的差异使得渤海湾海面的云带迅速发展并与东段的对流云带相接,形成了非常强盛的中尺度飚线云系,陆地上空的尾部云系很快减弱消失。

### 3 动力结构特征

分析对流有效位能、涡度、地面风场、SI指数场、热力和水汽条件进一步了解两过程在发展中的动力结构特征。

#### 3.1 对流有效位能

大气能量的变化是引起天气变化的重要原因,天气过程应是有效能量的储存、积聚和释放的过程<sup>[8]</sup>,根据公式<sup>[9]</sup>:

$$CAPE = g \int_{Z_f}^{Z_e} \frac{1}{T_w} (T_w - T_w) dZ$$

式中  $T_w$  表示虚温,  $Z_f$  表示自由对流高度,  $Z_e$  表示平衡高度,下标  $a, e$  分别表示与气块、环境有关的物理量。对流有效位能是一个同时包含低层、高层空气特性的参数,能更好地描述大气不稳定性<sup>[10]</sup>。该参量在近年来的强对流天气分析中得到广泛应用<sup>[11-12]</sup>。

图 4 分别为两过程沿  $116^\circ\text{E}$  的对流有效位能时间序列剖面图。从图 4a 中(过程一)可见,5日08时到6日02时对流有效能量值随时间呈明显增长趋势,且由  $41^\circ\text{N}$  有规律的逐渐向南伸展。随着高层冷空气入侵、低层暖湿气流加强及太阳辐射增温经历了

08时对流有效位能值为  $800\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、中心位于  $38 \sim 40^\circ\text{N}$  之间,14时对流有效位能值为  $1400\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、中心位于  $37^\circ\text{N}$  附近,20时对流有效位能值出现两个  $1400\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$  的大值中心、分别位于  $38 \sim 36^\circ\text{N}$  之间和  $34^\circ\text{N}$  附近的过程,对流有效位能最大中心值区域正好对应强对流天气区域。这表明,高能量是强对流天气产生的重要动力机制。

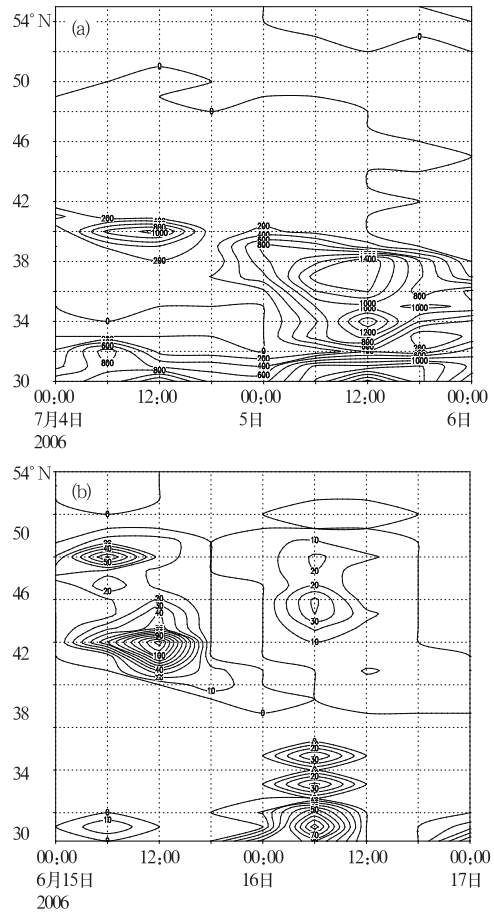


图 4 两过程的对流有效位能时间序列剖面图(单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )  
(a. 过程一; b. 过程二)

从图 4b 中(过程二)可见,过程二的对流有效位能远小于过程一,对流有效位能随时间的变化是不连续的,在 16 日 14 时  $41 \sim 33^\circ\text{N}$  之间出现 3 个孤立的对流有效位能大值中心,中心最大值仅为  $90\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$  ( $36^\circ\text{N}$  以南)。从对流有效位能值的分布和强度比较,

可清楚地看出两过程之间在能量上有很大差异,前者有利强对流天气生成,而后者在河北境内不利强对流天气形成。

### 3.2 SI 指数场分布

由 7 月 5 日 08 时(过程一)SI 指数场分布图与对流天气落区的图上(图略)可见,雷暴及冰雹、降水站点基本上落在 SI 指数负值区域内,对流天气出现在河北省东北部及河北省南部,SI 指数场的负值区域也是分布在东北部和南部地区,而在 SI 指数的正值区域内几乎没有对流天气出现。到 20 时,当河北省南部云团减弱消失后,南部负值 SI 指数区域也随之消失。过程二也证实了这一现象,08 时河北省境内的 SI 指数分布为正值区域覆盖,因而没有任何天气生成。20 时,当云带移到渤海区域上空时,与其 SI 指数负的大值中心相叠加,云带得到了强烈的发展。

### 3.3 涡度的垂直变化

分析 7 月 5 日 14 时和 6 月 16 日 08 时沿  $116^{\circ}\text{E}$  的涡度垂直剖面图发现:涡度的垂直结构(垂直方向的正、负分布)对强对流天气的发生发展和强度影响很大。

图 5a(过程一)的强对流天气产生时刻,在  $40^{\circ}\sim 44^{\circ}\text{N}$  之间对流层中低层(1000~400hPa)为正涡度区,中心位于 500hPa 附近,强度为  $+7\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,对流层高层(400~100hPa)为负涡度值,中心位于 250hPa 附近,中心数值为  $-5\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,对流层高层辐散对应流层中低层辐合有利于强对流的发展,该区域与对流天气出现的区域相重合;在  $36^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$  之间对流层低层(1000~700hPa)之间为负涡度值,中心位于 800hPa 附近,中心数值为  $-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,对流层中高层(700~100hPa)均为正涡度值,中心位于 250hPa 附近,中心数值达  $+17\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,对流层低层弱辐散对应流层中高层较强的辐合不利强对流发展,该区域只出现了弱的雷雨天气。

过程二(图 5b)中, $39^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$  之间整层涡

度均为负值,并在 320hPa、640hPa、910hPa 高度上分别有  $-4\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 、 $-7\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 、 $-6\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$  三个负涡度中心;在  $36^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$  之间,1000~800hPa 之间有一个  $+7\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$  的正涡度中心,对应的对流中高层,没有闭合的涡度中心,只是 800~650hPa 为弱的负涡度,650~200hPa 为正涡度; $42^{\circ}\sim 44^{\circ}\text{N}$  之间为整层的正涡度。以上涡度场的三种垂直配置结构均不利于对流天气的产生。因而过程二在河北省境内没有对流天气出现。

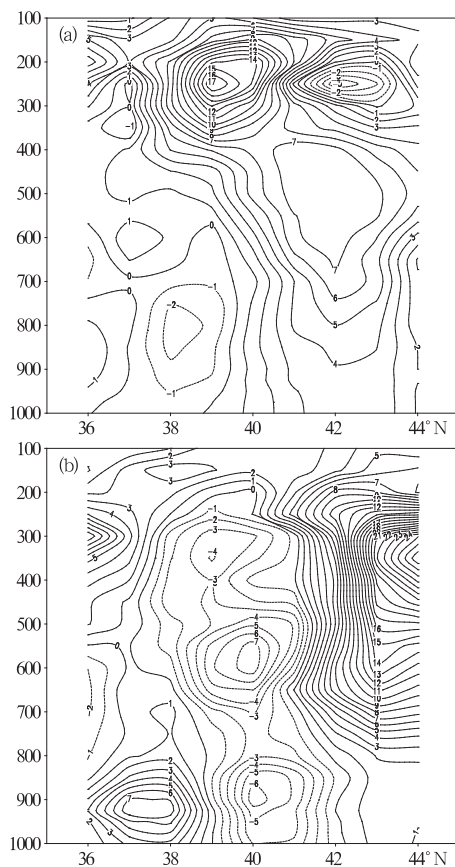


图 5 2006 年 7 月 5 日 14 时(a)和 6 月 16 日 08 时(b)沿  $116^{\circ}\text{E}$  涡度垂直剖面图

上述结果表明,对流层中低层正涡度中心与对流层高层负涡度中心的配置,有利强对流的辐合强迫上升运动发生,并在强对流天气形成中起着重要作用;而对流层整层为正的涡度区或负的涡度区以及对流层高、低

层为正涡度,中层为负涡度区的垂直配置结构都不利于强对流的产生。

### 3.4 地面风场

图 6 给出的是 7 月 5 日 13 时和 6 月 16 日 14 时地面自动站风场。从图 6a(过程一)中可看到,承德南部—北京—张家口南部有一偏北风和偏南风的风向辐合线,在辐合线附近产生了强烈的辐合上升运动,有利强对流天气的产生和发展,承德、保定、唐山、廊坊、秦皇岛出现了强对流天气,10 时辐合线生成,到 13 时辐合线一直停滞少动;此后,辐合线南侧的风速减小、风向变得散乱,随着辐合线减弱消失,对流天气结束。另外,沿太行山在井陘—邢台—涉县还有一南—北向的辐合线,辐合线两侧的风向为东北东与西南西,

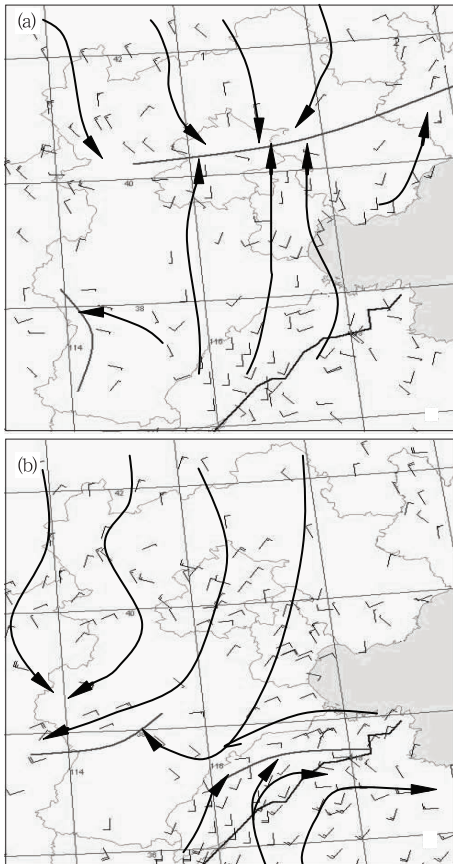


图 6 2006 年 7 月 5 日 14 时(a)和 6 月 16 日 20 时(b)地面自动站实测风场

风速约  $2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,辐合线较前者偏弱,对应着石家庄、邢台、邯郸的雷雨天气。

在图 6b(过程二)中,河北省境内基本以西北风为主导,在河北省西南部有一弱的东北风和东南风的风向切变,风向辐合很弱,强度远不如过程一的风速辐合,20 时辐合线达山东境内,辐合线演变为东北风与偏南风的风向切变,辐合线附近的辐合增强,并产生了对流天气。由上可得到,地面风向的辐合强弱与对流天气的生成发展也有一定的指示意义。

## 4 热力、水汽条件分析

### 4.1 假相当位温 $\theta_{se}$

图 7 给出 7 月 5 日 08 时和 6 月 16 日 08 时

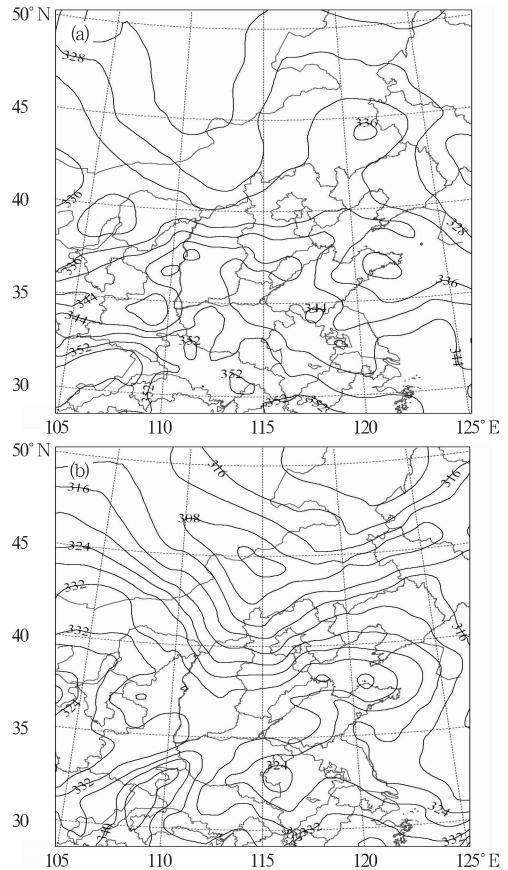


图 7 2006 年 7 月 5 日 08 时(a)和 6 月 16 日 08 时(b)850hPa  $\theta_{se}$ 分布

时 850hPa  $\theta_{se}$  的分布。从图 7a 中可见(过程一),山西省南部有一 344K 的高能舌伸向东北方向控制河北省中南部,天气落区正好位于  $\theta_{se}$  线的密集区及其北缘; 20 时高能舌伸向渤海湾,最大值为 340K。过程二(图 7b) 08 时 850hPa  $\theta_{se}$  的分布与过程一正好相反,伸向河北省境内的为低能槽,轴线位于河北省的西边,最小值达 312K; 332K 的高能舌位于渤海湾; 20 时高能舌东移至山东半岛—辽宁; 东北冷涡云带中段入夜发展的飚线产生在低层  $\theta_{se}$  高能舌内。

## 4.2 水汽通量

图 8 分别是两个过程的 850hPa 水汽通量散度场和水汽通量分布图。由两过程 14 时 850hPa 水汽通量散度可见,河北省中南部地区的水汽通量散度同为一水汽辐合场控制; 不同的是过程一(图 8a)河北省张家口和邯郸分别为辐散场,辐合带呈 SW—NE 向向河北省中部伸展; 过程二(图 8b)河北省中北部地区为水汽辐散,中南部为水汽辐合,辐合带呈 WNW—SEE 向,辐合中心分别位于山西

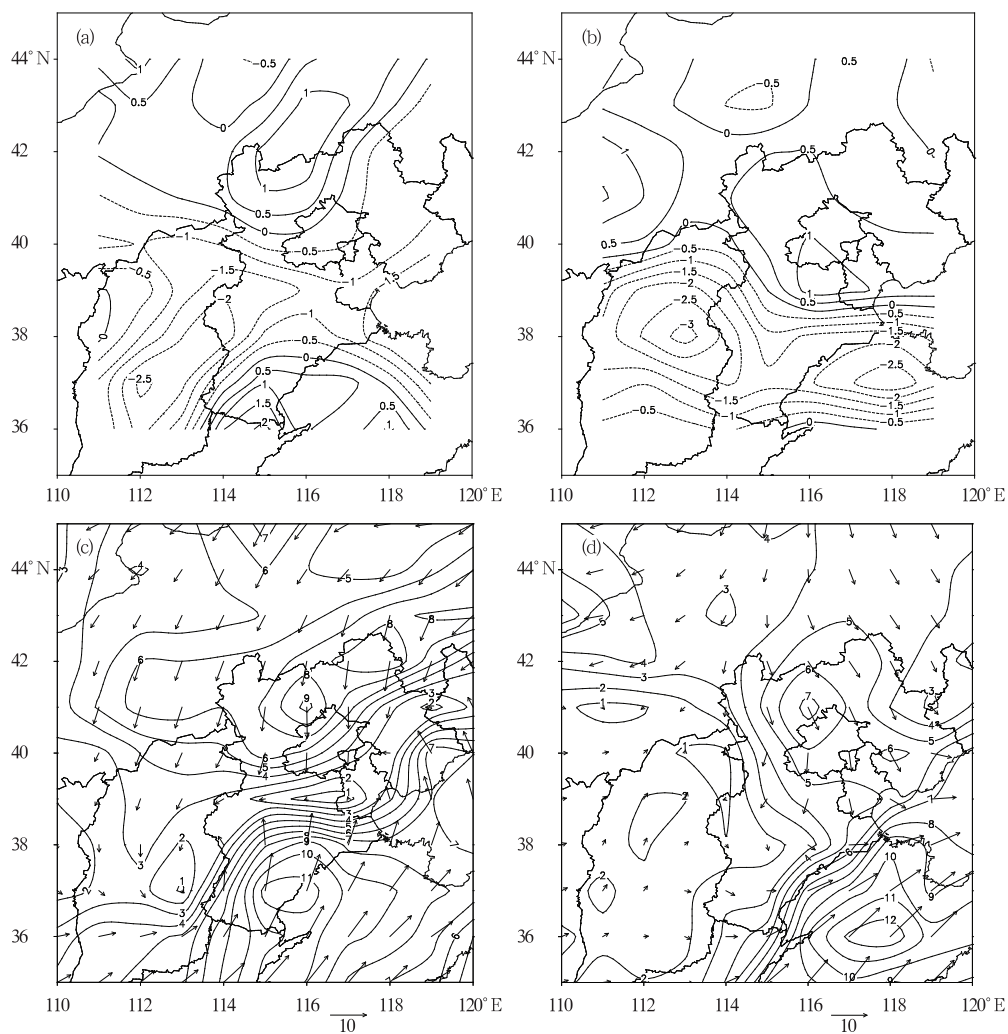


图 8 两过程 850hPa 水汽通量散度(a,b,单位:  $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )、850hPa 水汽通量(c,d,单位:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )分布图  
a,c 为 2006 年 7 月 5 日 14 时, b,d 为 2006 年 6 月 16 日 14 时



省和山东省境内。在 14 时 850hPa 水汽通量分布图中更清楚可见,过程一(图 8c)河北省张家口地区和邯郸、衡水东部分别有南北两个  $+9\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $+11\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  水汽通量大值中心,两个大值中心分别由偏北风和偏南风向水汽通量小值区域输送水汽,小值区域中有强的水汽汇聚,形成一 SW—NE 向的水汽辐合带,有利该区域中强对流天气的发生和发展,强对流天气正好与该区域对应;过程二(图 8d)河北省张家口地区也存有一  $+7\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  大值水汽通量,另一个水汽通量大值区中心位于山东省境内,两个大值中心的风场分别为东北风与西南风,风场辐合区位于山东省境内,河北省内没有水汽汇合,不利于河北省对流天气的产生。总之,两个过程无论是水汽辐合或是水汽的输送都存在着较大的地理位置差异。

#### 4 小 结

综上所述,两个过程无论是从天气要素还是各物理量场的配置来看,显然是不尽相同的,结果如下:

(1) 中低层温度场的配置,当 850hPa 为暖中心控制并且中层 500hPa 有冷平流时,会使得不稳定能量随时间增加,有利于低层的扰动发展,容易出现较为剧烈的对流天气,特别是主槽云系过后的短时晴天,近地面层的辐射加温加湿,500hPa  $\Delta T_{24}$  为负值时,更利强对流的发生发展。

(2) 用对流有效位能和其它各项强对流指标判断对流天气可能发生时,还应该综合考虑地面增温、增湿,中层降温、地面风场辐合等因素,才能较准确地预报对流的强度和

性质。

(3) 对流层中低层正涡度与高层负涡度中心的垂直配置结构,有利产生强对流的辐合强迫上升运动,并在强对流天气形成中起着重要作用。而对流层整层为正的涡度或负的涡度以及对流层高、低层为正涡度,中层为负涡度的垂直配置结构都不利于强对流的产生。

#### 参考文献

- [1] 陈艳秋,余志豪.东北冷涡的位涡动力诊断模型及应用[J].大气科学,2003,23(4):446-450.
- [2] 河北省气象局.河北省天气预报手册[M].北京:气象出版社,1987:29.
- [3] 孙力,安刚.1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程诊断分析[J].大气科学,2001,25(3):342-343.
- [4] 姜学恭,孙永刚,沈建国.一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验[J].气象,2001,27(1):26-28.
- [5] 陈力强,陈受钧,周小珊,等.东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟[J].气象学报,2005,63(2):173-183.
- [6] 孙力,郑秀雅,王琪.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[J].应用气象学报,1994,5(3):297-303.
- [7] 闫敏慧,赵克威,矫玲玲.引起黑龙江省夏季显著性降雨的东北冷涡分析[J].黑龙江气象,2005(3):30-31.
- [8] 许晨海,张纪淮,朱福康.用能量分析方法识别冰雹云[J].气象,2001,27(7):35-40.
- [9] “嫩江、松花江流域特大暴雨洪涝灾害预测研究”课题研究组.暴雨过程的物理诊断和水汽条件分析[J].黑龙江气象,2000 增刊:17-26.
- [10] 李江波,闫昌盛,马凤莲.河北平原一次春季强对流天气分析[J].气象,2007,33(9):74-82.
- [11] 李耀东.埃玛图微机制作及对流有效位能的计算[J].气象,1998,24(5):24-28.
- [12] 赵秀英,彭治班,吴宝俊,等.下沉对流有效位能[J].气象,2000,26(6):1,66.