

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.

一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析^{* 1}

李云静^{1,2} 张建春³ 王捷纯⁴ 方纯纯²

1 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871

2 民航东北地区空中交通管理局, 沈阳 110043

3 民航天津空管分局, 天津 300300

4 广州气象卫星地面站, 广州 510640

提 要: 利用常规观测资料及 NCEP 再分析资料, 在分析环流背景、探空资料的基础上, 通过选取不同的高度和温度, 对比研究四种 CAPE 以及 CAPE 场与地面要素场的关系, 对发生在辽宁沈阳的一次冷涡背景下的强对流天气进行不稳定条件成因分析。结果表明, 水汽潜热是不稳定能量的主要组成部分, 冷涡背景下低层暖湿平流、高层冷干平流有利于不稳定能量的累积, 从而导致强对流天气的发生; 对流温度 CAPE 可以反映午后发生强对流所必需的不稳定能量, 对强对流天气预报具有一定指示意义。

关键词: 强对流, 不稳定条件, CAPE, 冷涡

中图分类号: P458

文献标识码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.02.010

Causative Analysis of Strong Convective Unstable Conditions Under a Cold Vortex

LI Yunjing^{1,2} ZHANG Jianchun³ WANG Jiechun⁴ FANG Chunchun²

1 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Air Traffic Management Bureau of Northeast CAAC, Shenyang 110043

3 Air Traffic Management Subbureau of CAAC, Tianjin 300300

4 Guangzhou Meteorological Satellite Ground Station, Guangzhou 510640

Abstract: Using conventional observation data and NCEP reanalysis data, the causes for unstable conditions of a strong convective weather under the background of the cold vortex in Shenyang City of Liaoning Province were analyzed by studying four kinds of CAPE and the relationship of CAPE field and surface meteorological factors. The results show that the water vapor latent heat is the main part of the unstable energy. Under the background of the cold vortex, the low-level warm and moist advection, and high-level cold and dry advection were advantageous to unstable energy accumulation, which leads to the occurrence of strong convective weather. The convective temperature CAPE can reflect the unstable energy required by the afternoon strong convective occurrence, and it has a certain significance to the forecast of strong convective weather.

Key words: strong convection, unstable conditions, CAPE (convective available potential energy), cold vortex

* 国家科技支撑项目(2008BAC37B00), 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003), 国家自然科学基金(41075011)资助
2012 年 9 月 3 日收稿; 2012 年 11 月 18 日收修定稿
第一作者: 李云静, 主要从事短时临近预报. Email: jises@163.com

引言

强对流天气是我国的主要灾害性天气之一,由于它尺度小,突发性强,灾害性大,一直是天气预报的难点,科学家们对其进行了大量的研究。陶诗言(1980)、丁一汇(2005)指出,中纬度地区发生强风暴需要三个条件,即对流层明显的位势不稳定,上干下湿的水汽垂直分布和强的垂直切变。在不计摩擦情况下,气块做加速垂直运动的动能是由静力不稳定能量转化而来的,不稳定能量越大,气块上升速度越大,对流天气越强。而不稳定能量的大小取决于垂直方向上大气温度和湿度的层结状况。雷雨顺(1986)运用能量方法与不稳定参数在强对流天气的分析和预报方面做了大量研究工作。近些年来,对流有效位能(CAPE)作为重要的能量参数,成为分析和预报强天气的一种常用的参数(廖晓农等,2008;曲晓波等,2010),因为它是一个同时包含低层、高层空气特性的参数,是对探空资料所代表的大气环境所具有的静力不稳定能量的确切代表(彭治班等,2001)。但是实际计算发现,强对流天气发生前的CAPE数值有的很大,可达到 $2000\sim 3000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,有的很小,甚至只有几百 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。例如陆汉城等(2004)依据1982—1992年6—8月北京地面和探空资料,发现在出现冰雹的样本中,85%的冰雹出现前, $\text{CAPE}\geq 700\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,所以只能将 $\text{CAPE}\geq 700\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 作为判别有无冰雹出现的必要条件。根据对流有效位能的定义,气块

的起始高度、温度对对流有效位能的计算影响较大,可导致不稳定度的很大的变化(李耀东等,2004;叶爱芬等,2006)。因此本文以2011年8月21日傍晚沈阳的强对流天气为例探讨不稳定条件的成因,比较几种不同CAPE的优劣,以期对强对流天气的诊断预报提供参考。

文中的诊断分析场主要根据地面和探空观测资料,利用郑永光等(2002)的客观分析软件绘制,CAPE场是利用NCEP再分析格点资料绘制。

1 天气实况

2011年8月21日14时至22日08时,辽宁中部地区出现强对流天气,部分地区出现短时强降水,并伴有雷电、大风和冰雹,最强对流天气出现在沈阳市,全市有10个自动站降水量超过50 mm,主要降水出现在市区、东陵、新民南部和苏家屯北部。从17—20时,从北陵、浑南、东陵及铁西、皇姑多地出现冰雹天气,尤以18时30分浑南地区冰雹最为严重,冰雹最大直径接近5 cm,持续时间超过15 min。部分地区还出现了雷雨大风,北陵公园最大风力 $16.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。此次强对流天气造成了严重的城市内涝,多间房屋受损,6000辆车受损理赔,24个航班延误。

从21日降水分布图(图1)可见,此次强对流天气表现为明显的中尺度特征。图1a中,降水带接近东西向横贯辽宁中部,降水带的南北宽度只有100 km,

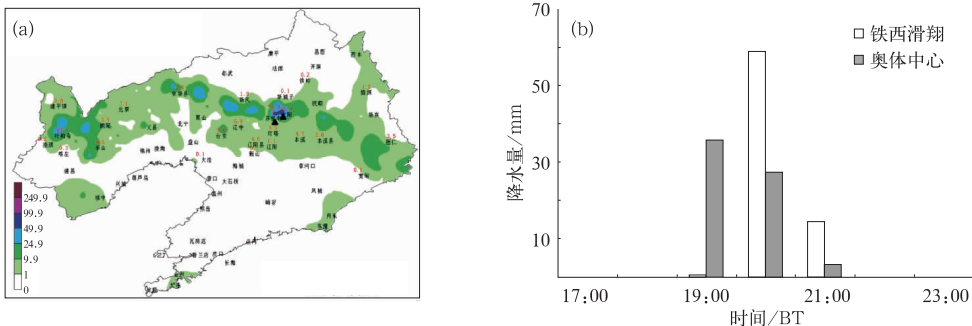


图1 2011年8月21—22日降水量图

(a)8月21日14时至22日08时辽宁省雨量图(其中黑三角所在地区冰雹持续时间超过15分钟), (b)沈阳市铁西滑翔和奥体中心自动站逐时降水直方图

Fig. 1 Precipitation from August 21 to August 22, 2011 (unit: mm)

(a) rainfall map of Liaoning Province, from 14 BT August 21 to 08 BT August 22, 2011,

(b) histogram for hourly precipitation from AWS at Tieshi (white shaded) and

Olympic Sports Center (grey shaded)

其中排列着一串很小的降水中心,显示出非常清晰的中尺度特征。从图1b可见,整个过程的持续时间只有2.5 h,而最大降水中心铁西滑翔区降水量达74 mm,其中19—20时1 h降水量就达59 mm,显示此次降水过程具有典型的 β 中尺度和 γ 中尺度强对流天气过程的特征。

在卫星云图上(图2)可以清楚地看到造成这次强对流天气的 β 中尺度对流云团的发生发展过程。从风云二号红外气象卫星云图上,8月21日白天自下午开始,东北冷涡底部偏西气流中,开始有小对流块新生和发展,15—16时这些零散的对流块开始迅速合并发展,于18时形成中尺度对流系统(MCS),云顶亮温达到 -53°C ,19时30分达到最强,云顶亮温达到 -58°C ,21时以后该云团开始慢慢减弱分散。从图2可见,沈阳的冰雹和强降水天气均出现在MCS南侧边缘云顶亮温低值区内。

在雷达回波图上,雹云特征也是非常明显。图3为沈阳冰雹天气发生前的雷达反射率因子图,回波A为导致沈阳浑南地区强冰雹天气的强对流单体,该单体回波强度高,伸展高度高,冰雹累积区高。在冰雹天气发生前,该对流单体回波强度超过55 dBz,回波高度超过12 km,50 dBz以上的强回波核伸展到9 km以上,具有钩状回波、V型缺口、回波悬垂、弱回波区等典型雹云特征。

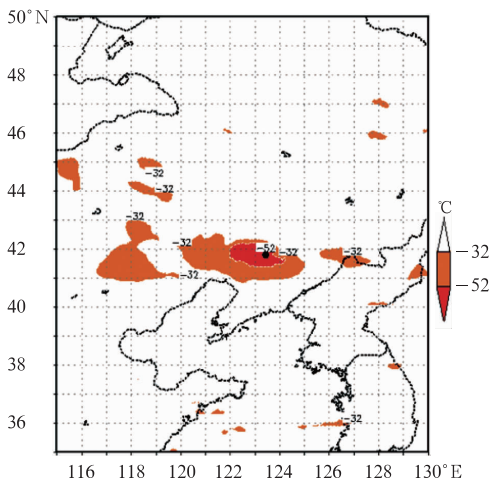


图2 2011年8月21日18:30红外云顶亮温图(黑色圆点处为沈阳)

Fig. 2 Diagram of TBB (brightness temperature of IR cloud top) at 18:30 BT 21 August 2011 (black dot denotes Shenyang)

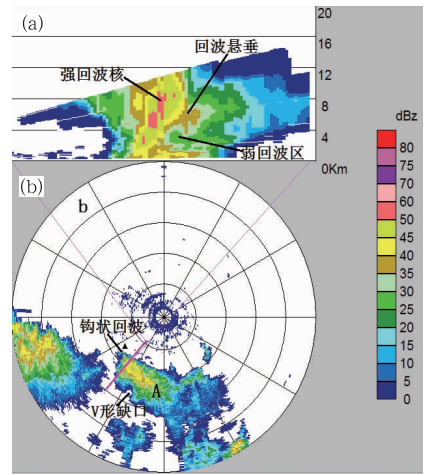


图3 2011年8月21日18:22沈阳辉山雷达图

(a)沿b图中粉色粗实线的垂直剖面图,
(b)1.5 km高度处反射率因子图(距离圈为
15 km/圈),黑三角所在位置为沈阳(下同)

Fig. 3 Radar images at 18:22 BT
21 August 2011, at Huishan of Shenyang
(a) a vertical cross section along a pink
thick solid line in (b), (b) the reflectivity
at the height of 1.5 km (distance of circle
is 15 km), the location of the black
triangle is Shenyang (the same below)

2 环流形势及天气成因分析

2.1 高空形势

图4给出了这次强对流天气发生当天上午的环流背景。从图可见,这是一次比较典型的冷涡背景下的强对流过程。其基本特征是500 hPa受冷涡控制,850 hPa受暖脊控制。这种“上冷下暖”的结构有利于对流天气的发生。同时, $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的高空西风急流带紧挨着辽宁的南端,有利于出现冰雹天气。

8月21日08时(见图4),200 hPa黑龙江北部冷涡上对应暖中心,乌拉尔山上高压脊对应冷中心,冷涡后部冷平流较强,副热带西风急流位于从内蒙古西北部至山东半岛北,最大风速 $46\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,沈阳位于急流左侧。500 hPa沈阳位于东北冷涡底部,辽宁与吉林之间有一横切变,切变线南侧辽宁区域冷平流明显,沈阳上空冷平流低于 $-4\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$,冷空气的下沉绝热增温使得温度露点差加大。在700 hPa图上,对应500 hPa切变线南侧,辽宁北部有一大于 $3\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 的暖平流中心。

850 hPa图上,在内蒙古北部与华北北部至辽南地区各有一高压,在辽宁与吉林之间形成一东西向切变线,辽宁受暖脊控制,暖舌自西向东伸展至朝鲜,湿舌位于吉林并在偏东气流作用下向西平流,有利于未来辽宁低层湿度增加。925 hPa 高度场形势与 850 hPa 相似,在辽宁与吉林之间存在一横向切变,吉林辽宁被暖脊控制,暖中心位于辽宁南部,比湿场上,

切边线附近比湿较大,南北两侧各有一干区,东西两端各有一湿区,在切边线北侧偏东风和南侧偏西风的作用下,切边线附近和沈阳地区的湿度将进一步增大。因此在 500 hPa 冷平流和 700、850 和 925 hPa 暖平流作用下,沈阳温度垂直递减率未来将增大;同时在 850 和 925 hPa 湿平流作用下,还将使未来沈阳的 CAPE 不断增大,不稳定度加大。

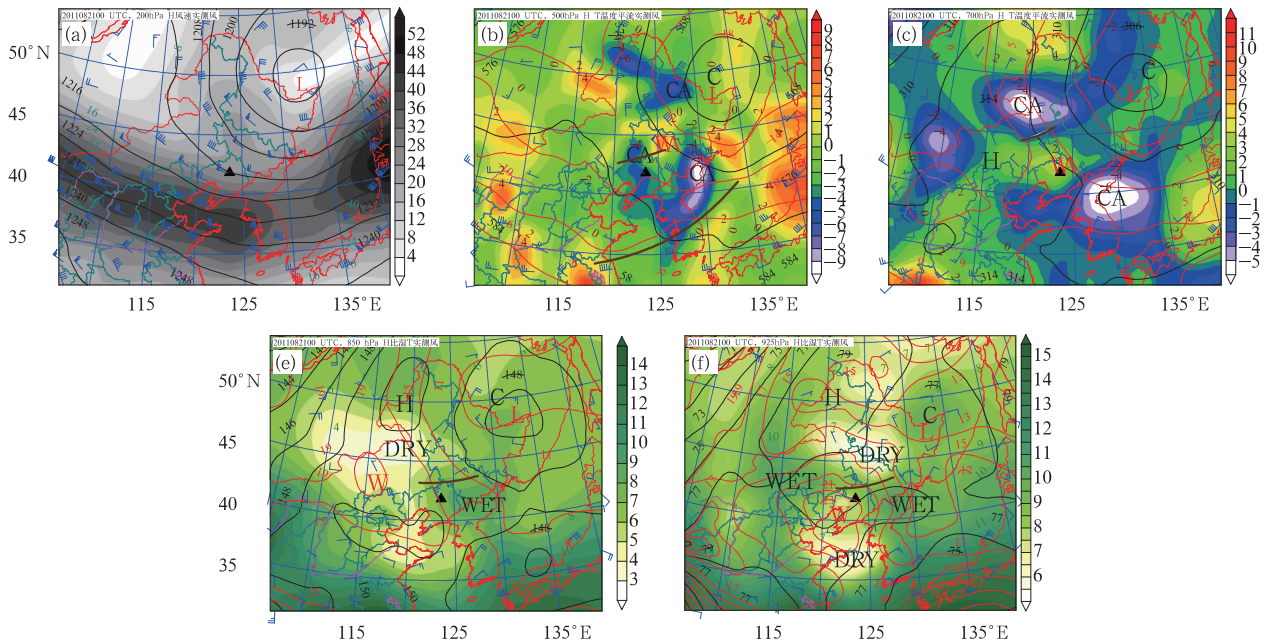


图 4 2011 年 8 月 21 日 08 时 200 hPa(a)、500 hPa(b)、700 hPa(c)、850 hPa(d)、925 hPa(e) 环流形势图 [黑色实线为等高线(单位: dagpm),红色实线为等温线(单位: $^{\circ}\text{C}$)。200 hPa 图上(a)填充区域为风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)和(c)填充区域为温度平流(单位: $10^{-5} \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$), (d)和(e)图上填充区域为比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)]

Fig. 4 Circulation charts at 200 hPa (a), 500 hPa (b), 700 hPa (c), 850 hPa (d), and 925 hPa (e) at 08 BT 21 August 2011

[Black solid line is contour (unit: dagpm), red solid line is isotherms (unit: $^{\circ}\text{C}$). filled areas for wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in (a), for temperature advection (unit: $10^{-5} \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) in (b) and (c), for specific humidity (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) in (d) and (e)]

2.2 地面形势分析

8 月 21 日 08 时在地面图上,在东北地区西北部和华北地区各有一高压,蒙古地区有一低压,不断向东发展,在三个系统作用下,在辽宁西部地区形成一弱中低压,在辽宁地区中北部形成一西北—东南向切变线,其位置较 850 hPa 上切变线位置偏南。切变线自 8 月 20 日形成,21 日 02—20 时位置呈准静止状态,沈阳位于切变线南侧,风场上切变线以北以偏东风为主,以南主要为偏南风,表明南部海上湿空气向北输送并在切变线附近辐合(图 5)。与图 1a

对比可以发现,此次强对流天气发生位置与切变线的位置非常一致,可见切变线与此次强对流天气密切相关。从露点上看,21 日辽宁地区被暖湿空气控制,08 时多数地区露点温度大于 20°C ,温度露点差小于 4°C ,空气湿度较大,北方吉林与内蒙古交界地区和西方辽宁与内蒙古交界地区露点温度较低,在辽宁西部和北部各有一露点锋并呈加强趋势,14 时达到最强,在 $120^{\circ} \sim 122^{\circ}\text{E}$ 内,露点温度相差 8°C , $42^{\circ} \sim 44^{\circ}\text{N}$ 内,露点温度相差 10°C 。此时辽宁西部地区,露点温度高达 22°C ,沈阳靠近大值区的右侧。来自北方、西方的干冷空气与来自南方的暖湿空气

在辽宁中部地区相互作用,利于暖湿空气的上升运动,触发强对流天气。至 17 时对流天气开始发展时,辽宁西部露点锋有所减弱。从 14 和 17 时温度场上看,沈阳及其南部地区温度较高,北部温度相对较低,从 14 时 6 h 变温上看,辽宁西部和东部山区

变温较大,南部和北部变温较低,沈阳处于“鞍形场”中间,08—14 时 6 h 变温超过 6°C 。17 时强对流天气发生前变温情况看,沈阳白天温度和变温都较渤海和吉林地区高,9 h 变温沈阳较周围地区高 1°C ,强地面加热使得沈阳位势不稳定增强。

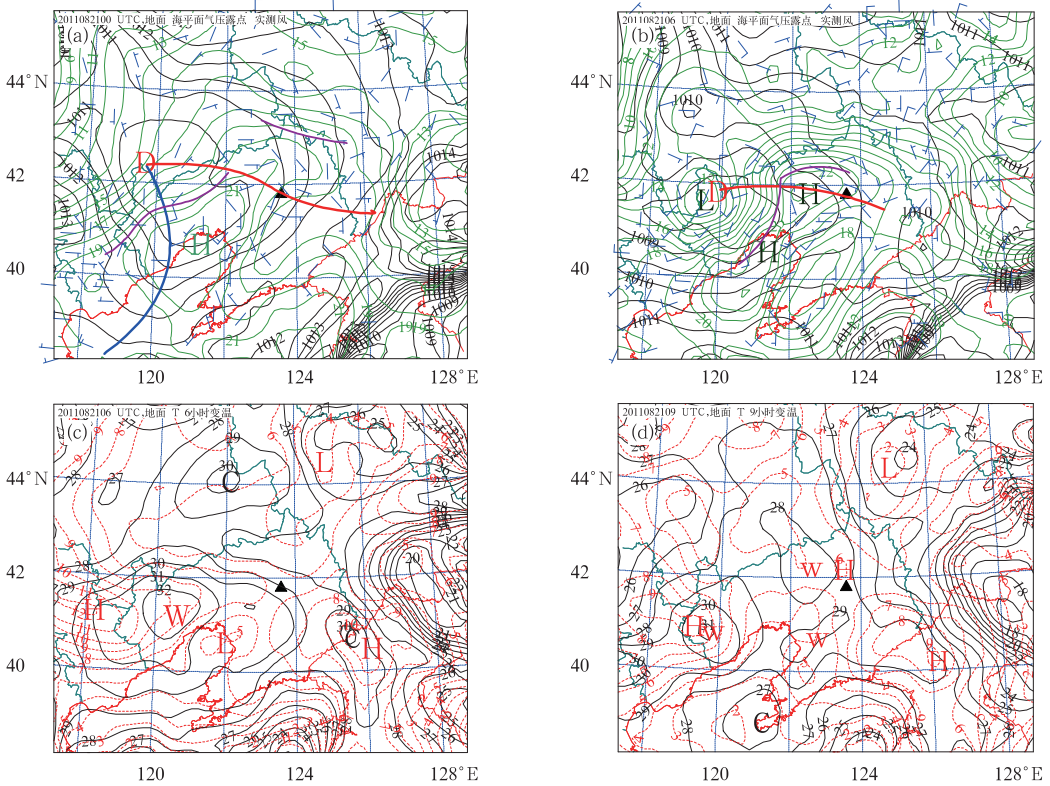


图 5 2011 年 8 月 21 日 08(a)、14(b)时地面海平面气压(黑色实线,单位:hPa)、露点(绿色实线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、风场(图中红色实线、紫色实线分别为风场辐合线、露点锋)和 14(c)、17(d)时地面温度(黑色实线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、6 h(c)、9 h(d)变温(红色虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 5 The sea-level pressure (black solid line, unit: hPa), dew point (green solid line, unit: $^{\circ}\text{C}$), wind field (red solid line for convergence line, purple solid line for dew point front) at 08 BT (a) and 14 BT (b) 21 August, 2011, and the surface temperature (black solid line, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 14 BT (c) and 17 BT (d) 21 August, and the 6 h (c) and 9 h (d) temperature changes (red dotted line, unit: $^{\circ}\text{C}$)

2.3 探空资料分析

丰富的水汽、不稳定(包括对流性不稳定)的层结和触发潜在不稳定能量的抬升条件是形成对流天气的三个基本条件,是强对流性天气分析和预报的主要根据。由于水汽条件可以合并在不稳定条件中一起讨论,所以主要讨论气层怎样趋于不稳定,为此次强对流天气提供了必不可少的条件。

$T-\ln p$ 图是一种预报雷暴的重要工具,它可以辅助分析测站上空气块的稳定度特征。从 20 日 20

时和 21 日 08 时探空曲线上看(图 6),沈阳上空大气为条件性不稳定,且沈阳上空正能量区面积明显大于负能量区,为真潜不稳定层结。从风场看,20 日 20 时 700 hPa 以下风向顺转,暖平流明显(与图 4 相一致),有利于稳定度减小;21 日 08 时,700 hPa 以下风向继续顺转,有利于稳定度进一步减小。21 日 08 时,500~300 hPa 间,风向逆转,显示有冷平流,更有利于稳定度进一步减小。从湿度上看,20 日 20 时至 21 日 08 时,沈阳低层空气湿度明显增大,中高层温度露点差显著扩大,特别是 400~300 hPa

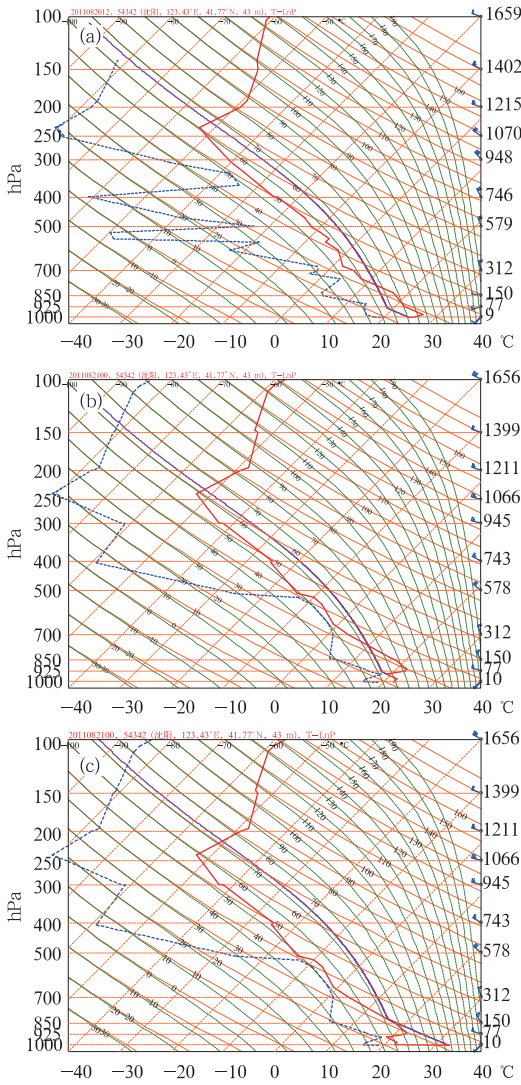


图 6 沈阳站温度对数压力图
(图中红色曲线为温度廓线,紫色曲线
为过程曲线,蓝色曲线为露点廓线;
红色阴影为正面积,蓝色阴影为负面积)

(a) 20 日 20 时 $CAPE_S$, (b) 21 日 08 时
 $CAPE_S$, (c) 21 日 08 时 $CAPE_C$

Fig. 6 The T - $\ln p$ charts at Shenyang for
(a) $CAPE_S$ at 20 BT 20 August, (b) $CAPE_S$
at 08 BT 21 August, and (c) $CAPE_C$ at
08 BT 21 August 2011

(The red curve is temperature profile, purple
curve is the process Curve, blue curve was dew
point profile; red shadow is positive area,
the blue shadow is negative area)

间露点廓线和等比湿线平行,气块比湿保持不变,显示此层存在绝热下沉运动。上干下湿说明下沉对流有效位能 $DCAPE$ 增大。利用探空资料,以假相当

位温最小层次作为下沉开始层次计算 $DCAPE$,沈阳 20 日 20 时 $DCAPE$ 即达到 $1153.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,远超过廖晓农(2009)统计的 $600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 预报雷雨大风的指标,21 日 08 时,沈阳 $DCAPE$ 更是达到 $1321.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,非常有利于出现雷雨大风天气。

3 不稳定能量分析

3.1 四种 CAPE 的定义与对比

CAPE 是一个垂直积分指数,从自由对流高度 LFC 到平衡高度 EL,测量自由对流层的累积浮力能(朱乾根等,2007)。原始定义的 CAPE,是地面气块绝热上升过程中可能释放的不稳定能量,即地面 $CAPE(CAPE_S)$ 。由于地面气块的温度有明显的日变化,所以 $CAPE_S$ 也有明显的日变化。08 时地面温度较低, $CAPE_S$ 的值常常偏小,对午后发生对流的指示意义较差,特别是在早晨有辐射逆温的情况下,如图 6b 的探空曲线。统计表明,对流日早晨 $CAPE_S$ 的变化幅度非常大,往往给预报带来困惑。为避免 $CAPE_S$ 受温度日变化的影响而缺乏代表性,引入逆温层顶 $CAPE(CAPE_I)$,即逆温层顶气块绝热上升过程中可能释放的不稳定能量。当不存在逆温时只能计算 $CAPE_S$,仍受地面温度日变化的影响。最大假相当位温 θ_{se} $CAPE(CAPE_M)$ 是探空曲线中 θ_{se} 最大高度处气块所具有的不稳定能量。由于它的高度常常在 850 hPa 以上,其数值通常小于对流发生前夕实际的不稳定能量。对流温度 $CAPE(CAPE_C)$,它是假定充分的太阳短波辐射加热使近地面边界层温度层结达到干绝热递减率 $\gamma = \gamma_d (9.8 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1})$ 从而产生热对流时地面气块的不稳定能量。早晨 08 时探空计算出来的 $CAPE_C$ 的数值,最接近午后对流发生前夕实际的不稳定能量。它考虑了地面温度由于太阳辐射引起的日变化,所以 $CAPE_C$ 的数值在四种 CAPE 中最大。

表 1 20 日 20 时、21 日 08 时四种 CAPE (单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Table 1 Four kinds of CAPE at 20 BT 20 and 08 BT 21 August 2011 (unite: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

	20 日 20 时	21 日 08 时
$CAPE_S$	1757.6	1173
$CAPE_I$	1070	558.8
$CAPE_M$	1757.6	1622.5
$CAPE_C$	3512	3483

从 20 日 20 时至 21 日 08 时沈阳强对流天气发生前两个时次的四种 CAPE 对比情况(表 1)可见, 由于 20 日 20 时至 21 日 08 时低层辐射逆温的存在, $CAPE_C$ 远大于其他三种 CAPE, 并且以 $CAPE_I$ 最小。由于 CAPE 的大小主要取决于抬升气块的温度、湿度及积分厚度, 20 日夜间到 21 日早晨, 受日变化影响, $CAPE_S$ 和 $CAPE_I$ 显著减小, 而因为假相当位温的守恒性, $CAPE_M$ 的变化相对较小。

对于 $CAPE_C$, 因为根据探空资料计算的 20 日 20 时对流温度为 33.1°C , 略大于 21 日 08 时的对流温度 32.7°C , 20 日 20 时 $CAPE_C$ 较 21 日 08 时大, 如果用 32.7°C 代替 20 日 20 时的地面温度, 其他要素不变时, 则所得 $CAPE_C$ 为 $3414.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 略小于 21 日 08 时的 $CAPE_C$ 。实际上 21 日沈阳最高温度为 32.5°C , 与 20 日 20 时及 21 日 08 时根据探空资料计算的对流温度都比较接近, 说明根据探空层结曲

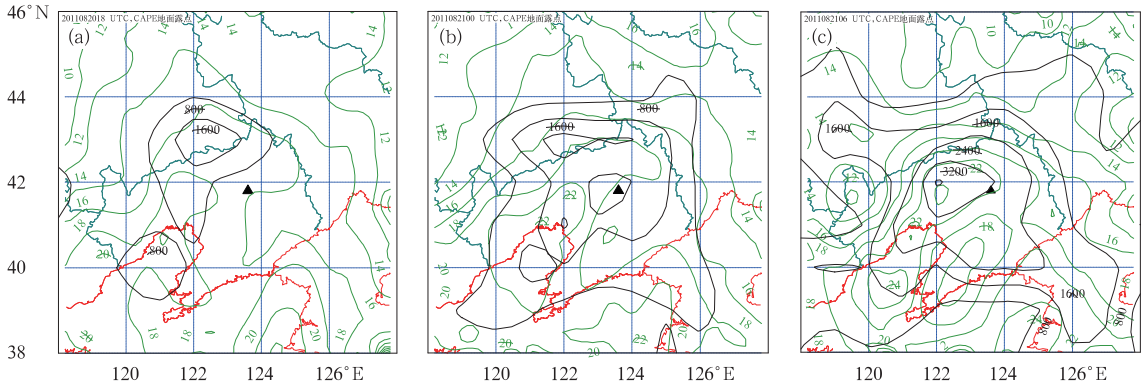


图 7 2008 年 8 月 21 日 02 时(a)、08 时(b)和 14 时(c)对流有效位能(黑色实线, 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)与露点温度(绿色实线)演变情况(CAPE 资料来源于 NCEP, 地面露点资料来源于常规地面观测)

Fig. 7 The evolution of CAPE and the dew point temperature at 02 BT (a), 08 BT (b), and 14 BT (c) 21 August

(CAPE data from NCEP, the ground dew point data from the conventional ground-based observations)

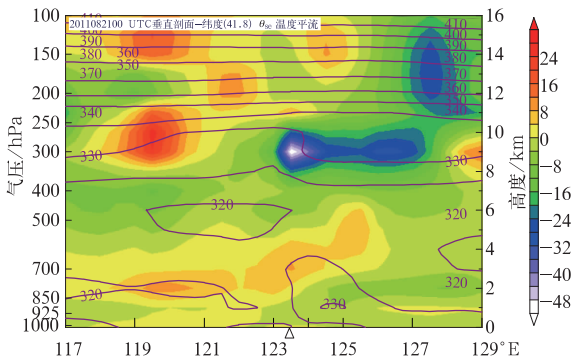


图 8 2011 年 8 月 21 日 08 时 41.8°N 假相当位温(单位: K)、温度平流(填充区域, 单位: $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)垂直分布图(三角形处为沈阳)

Fig. 8 The vertical distribution of pseudo-equivalent potential temperature (unit: K) and temperature advection (filled areas, unit: $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) at 08 BT 21 August 2011, along 41.8°N (triangle denotes Shenyang)

线推算未来午后的对流温度有相当的可靠性。另外由 21 日 08 时 $CAPE_S$ (图 6b)与 $CAPE_C$ (图 6c)的温度对数压力图对比可见, 由于温度升高, $CAPE_C$ 图中自由对流高度下降, 没有对流抑制能量 CIN, 对流有效位能显著增强。所以, 采用 08 时甚至前一天 20 时对流温度计算出的 CAPE 与午后对流发生前夕实际的不稳定能量相当接近, 在对强对流天气预报中的使用效果也比较好。

3.2 CAPE 场演变

目前我国的探空资料只有 08 和 20 时, 强对流天气与高空探测站的位置和探空施放时间吻合的概率很小(孙继松等, 2012; 张俊兰, 2011)。此次天气分析遇到的问题就是强对流天气发生时间距离最近一次探空已有 10 h, 所以绘制了 NCEP 资料给出的 CAPE 水平分布(图 7), 并与露点的分布进行了对比。图 8 中再分析格点 CAPE 场很好地展现了当日不稳定能量的积累过程。图 7 中对流有效位能主

要分布在地面暖区中,东西走向与地面切变线位置对应较好,大值区域与地面露点大值中心及强梯度区相对应,表明CAPE和地面露点关系紧密,水汽条件是不稳定能量的主要来源。从21日02时到21日14时,沈阳始终未处于CAPE大值中心,而是一直处于CAPE大值区的东侧边缘,但从CAPE增长情况看,由于温度的日变化,沈阳从21日02—14时CAPE经历了迅速增长的过程,沈阳CAPE从02时的 $180 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增加到14时的 $2800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,12 h内增加了约 $2600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,较周围格点增长要快。其原因可能主要有两个方面,一是沈阳从21日02时至21日14时露点温度升高较多,12 h露点变化达到 4°C ,计算表明,在确定的大气层结下,如果21日08时地面实测露点降低 3°C , $CAPE_s$ 值从 $1173 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 降至 $145.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。二是沈阳上空冷暖平流配置,从各方向的垂直剖面图均可见沈阳上空(123.43°E)700 hPa附近存在 $-8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的暖平流中心,在300 hPa附近有一 $-52 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强冷平流中心(如图8所示),经计算,在其他条件不变的基础上,将21日08时500 hPa以下各层温度降低 2°C , $CAPE_s$ 值从 $1173 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 降至 $1009 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,在此基础上再将500 hPa及以上各层温度升高 2°C , $CAPE_s$ 值继续降至628.8 hPa,可见中低层的暖平流与高层的冷平流对CAPE的增长有重要影响。

4 总结和讨论

本文详细分析了一次典型的冷涡背景下强对流过程的不稳定条件。主要结果如下:

(1)比较了对流有效位能CAPE的四种算法,结果表明,早晨08时探空的 $CAPE_c$ 高达 $3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,可以充分反映午后发生强对流所必需的

不稳定能量;地面最高温度观测值和08时探空的对流温度之非常接近也很好地反映了 $CAPE_c$ 的合理性;其他三种CAPE由于08时探空近地面逆温的存在而数值偏小。

(2)再分析格点资料CAPE场可以较好地反映强对流当日不稳定能量的积累过程。

(3)CAPE场和地面要素场的比较发现,地面露点场和CAPE的分布有很好的对应关系,说明水汽潜热是不稳定能量的主要组成部分。

(4)冷涡背景下低层暖湿平流、高层冷干平流有利于CAPE的增大,也有利于下沉对流有效位能DCAPE的增大,从而导致雷暴大风的发生。

参考文献

- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京:气象出版社,309-336.
- 雷雨顺. 1986. 能量天气学. 北京:气象出版社,159pp.
- 李耀东,高守亭,刘健文. 2004. 对流能量计算机强对流天气落区预报技术研究. 应用气象学报,15(1):10-20.
- 廖晓农,俞小鼎,于波. 2008. 北京盛夏一次罕见的大雹事件分析. 气象,34(2):10-17.
- 廖晓农. 2009. 北京雷暴大风日环境特征分析. 气候与环境研究,14(1):54-62.
- 陆汉城,杨国祥. 2004. 中尺度天气原理和预报. 北京:气象出版社,255-295.
- 彭治班,刘建文,郭虎,等. 2001. 国外强对流天气的应用研究. 北京:气象出版社,89-95.
- 曲晓波,王建捷,杨晓霞,等. 2010. 2009年6月淮河中下游三次飊线过程的对比分析. 气象,36(7):151-159.
- 孙继松,陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象,38(2):164-173.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 气象出版社,1-12.
- 叶爱芬,伍志方,肖伟军,等. 2006. 对流有效位能在强对流预报中的应用研究. 热带气象学报,22(5):484-490.
- 张俊兰. 2011. 新疆柯坪强雷暴天气分析. 气象,37(7):880-888.
- 郑永光,王洪庆,陶祖钰,等. 2002. Windows下二维气象绘图软件-客观分析诊断图形系统. 气象,28(3):42-45.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2007. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,422-429.