

刘洲洋,俞小鼎,王秀明,等,2018.中国泛华北地区冷季高架对流特征气候统计分析[J].气象,44(2):258-267.

中国泛华北地区冷季高架对流特征气候统计分析^{*}

刘洲洋^{1,2} 俞小鼎¹ 王秀明¹ 周小刚¹

1 中国气象局气象干部培训院,北京 100081

2 中国气象科学研究院,北京 100081

提 要: 本文利用常规地面、高空、区域自动站观测资料、灾害性强对流天气监测记录资料以及 NCEP 分析数据,对 2000—2015 年泛华北地区(32.5°~53.5°N、105°~135°E)冷季(除 6、7、8 月以外)高架对流时空分布特征、锋面环境特征以及不稳定机制进行统计分析。研究发现,泛华北地区冷季高架对流多发生于河南中北部、山东西部及河北中南部。从季节分布来看,2 和 11 月是冷季高架对流发生最多的月份,呈“双峰型”分布特征。冷锋是引发泛华北地区冷季高架对流的主要锋面系统,约占高架对流事件总数的 60%。高架对流发生时常伴随有较强的冷垫及锋面逆温,有超过半数的高架对流发生在温差超过 6℃ 的逆温层之上。逆温层顶高多位于 850 hPa 之上甚至能达到 700 hPa。高架对流发生时多伴随有 20~30 m·s⁻¹ 的 0~6 km 强垂直风切变,这一强斜压特征有利于条件对称不稳定及其导致的高架倾斜对流的发生。经过分类与统计发现,条件对称不稳定和弱条件稳定度或近湿中性大气层结下的锋生强迫引发的较强上升运动是造成华北冷季高架对流的主要不稳定机制。

关键词: 冷季高架对流,气候统计分析,不稳定机制

中图分类号: P461.468

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.02.005

Climatology of Cold Season Elevated Convection in Northern China

LIU Zhouyang^{1,2} YU Xiaoding¹ WANG Xiuming¹ ZHOU Xiaogang¹

1 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: Conventional surface observation, soundings, comprehensive monitoring data of severe convective weather and NCEP analysis data are used to investigate statistically the spatio-temporal distribution, frontal characteristics and instability mechanisms of cold season (except June, July and August) elevated convections in northern China (32.5°–53.5°N, 105°–135°E) during a 16-y period from 2000 to 2015. The events are concentrated in south central Hebei, western Shandong and north central Henan. The annual frequency distribution of elevated convections is bimodal, with a primary peak in February and a secondary peak in November. Cold front is the primary frontal system dominating the events. There exists thick cold surface air and strong temperature inversion when elevated convection occurs and more than half the events are triggered over the inversions with a temperature difference greater than 6℃. In addition, strong vertical wind shear (20–30 m·s⁻¹) is frequently observed which is conducive of symmetric instability. The result further shows that conditional symmetric instability and frontogenetic forcing are the dominant mechanisms generating cold season elevated convections.

Key words: cold season elevated convection, climatology, instability mechanism

^{*} 国家自然科学基金项目(41475042 和 41775044)共同资助

2017 年 1 月 10 日收稿; 2017 年 6 月 16 日收修定稿

第一作者:刘洲洋,主要从事对流天气发生发展机理及其短临预报研究. Email:zhouyangliu-2016@163.com

通信作者:俞小鼎,主要从事雷暴和强对流天气临近预报、雷达气象学研究. Email:xdyu1962@126.com

引言

雷暴泛指深厚湿对流,狭义上指伴有雷电现象的深厚湿对流。按照对流触发的初始位置可以将对流分为地基对流(surface-based convection)和高架对流(elevated convection)两种。通常认为基于地面的深厚湿对流是由于地面附近不稳定空气被强迫抬升而触发的,即触发机制在地面附近。而高架对流与地面对流不同,其抬升触发机制位于低层冷垫之上的中空。Colman(1990a; 1990b)首次提出了高架对流的概念。他认为典型的冷季高架对流发生在锋面的冷空气一侧,此时地面附近为冷性稳定边界层,有明显的逆温。来自地面的气块很难穿过逆温层获得浮力,而逆温层以上的气块能够通过对流层中低层辐合切变线、锋面环流上升支或大振幅中尺度重力波的抬升而获得浮力从而触发对流(俞小鼎等, 2016)。值得注意的是,Colman(1990a; 1990b)提出的高架对流概念主要适合于冷季。实际上,高架对流并不都是一定与锋面相联系(位于锋间冷空气一侧),在稠密地面观测中无法看到任何抬升机制的对流过程可能就是“高架”的。本文仅就发生于冷季且具有锋面特征的高架对流进行研究。由于高架对流的触发位于边界层以上,目前一日两次的高空观测很难满足业务预报的需求,往往难以诊断高架对流的抬升条件。此外,目前业务用数值模式还不能对高架对流的形成与发展进行较为准确的预报,因此,高架对流的预报比地面对流要困难许多(俞小鼎等, 2012)。高架对流和地基对流一样,也能引起冰雹和强降水等对流性灾害天气。

国外学者对于高架对流的研究起步较早。Colman(1990a; 1990b)对美国高架对流进行了气候统计分析,得到了美国高架雷暴的时空分布特征并总结了高架雷暴发生时的环境场特征以及可能的不稳定机制。Grant(1995)统计了1992年4月到1994年4月的11个位于近似东西向的准静止锋和暖锋北侧的高架对流个例,发现最不稳定气块常位于850 hPa附近,边界层顶直到500 hPa高度有强暖平流;在总共321站次高架对流记录中超过90%为冰雹记录。Moore et al(2003)选择了21个发生于暖季的与高架对流有关的中尺度对流系统(MCS),分析了暖季高架对流的统计特征。Wilson and Roberts(2006)发现,高架对流多伴随有对流层中低层

(900~600 hPa)辐合切变线和静力不稳定,高架对流是中尺度过程,然而其发生发展要受到更大尺度环境场的影响。国内对于高架对流的研究刚刚起步。许新田等(2012)分析了2010年春季陕西中南部一次由高架对流引起的暴雪过程。农孟松等(2013)、吴乃庚等(2013)对2012年早春广西一次高架雷暴冰雹天气过程进行了分析。张一平等(2014)分析了2012年早春河南一次高架雷暴天气过程,认为出现高空暖性低槽、中高层强烈发展的温度脊、700 hPa强西南暖湿低空急流配合边界层冷中心、冷温度槽、地面冷高压等系统时,高架雷暴发生的可能性较大。盛杰等(2014)分析了2010—2012年春季我国冷锋后高架雷暴天气特征,结果表明春季高架雷暴以冰雹、短时强降水天气为主,具有一定的日变化特征,高架雷暴发生的有利条件为:850和700 hPa相对湿度大于70%;700与500 hPa的温差达16℃以上;700 hPa需达到急流强度。孔凡超等(2015)分析了2013年京津冀地区一次雷暴和强降雪共存的高架对流过程,对导致漏报此次暴雪天气的原因进行了总结和分析。俞小鼎等(2016)对中国几次不同不稳定机制导致的高架对流进行了较为深入的分析。综上,国内已有少量高架对流的个例研究,而针对某一区域长时间序列高架对流的气候统计特征研究极少,且目前还没有针对北方地区高架对流的统计。文章以泛华北地区(32.5°~53.5°N、105°~135°E)为研究区域,收集和筛选2000—2015年共16年除夏季(6、7、8月)外的高架对流个例,建立泛华北高架对流样本集合,给出该区域高架对流的时空分布统计特征,然后统计高架对流与锋面相关的统计特征,同时对产生高架对流的不稳定机制进行了统计分析并按照不稳定机制的类型做初步分类。

1 资料来源和研究方法

1.1 资料来源

本文采用的数据包括业务用国家级地面观测站常规观测资料以及对流天气监测资料,包括雷暴、强降水、冰雹等强对流天气记录。高空观测资料采用探空站每日两次探空资料。本文同时还采用了NCEP逐6 h分析资料(1°×1°)以辅助分析高架对流的不稳定机制。

1.2 研究方法

Colman(1990a)认为高架对流的判定标准为:地面雷暴观测记录位于地面冷锋的冷空气一侧并且温度、露点和风在锋面两侧存在较大差异;在保证站点数据质量的基础上,锋面暖区一侧的相当位温必须高于锋面冷区一侧。此外,Grant(1995)和 Horgan et al(2007)在 Colman 的选择标准基础上增加了对流性天气的限定条件。俞小鼎等(2016)提出了适用于中国冷季高架对流的判定标准:(1)有 3 个以上站点有雷暴或对流性天气记录(雷暴、任何尺寸冰雹、 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的对流大风、 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水或任何级别龙卷),或者 3 个站点上空或附近降雨的反射率因子不低于 35 dBz ,或有闪电发生,或者出现 $10 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 或以上暴雪事件并且降雪最强反射率因子大于 25 dBz ;(2)对流出现在地面锋面冷区一侧并且对流发生位置距离地面锋面一个纬距以上;(3)探空上可见明显锋面逆温和冷垫,冷垫厚度至少 50 hPa 。考虑到我国冷季高架对流强度多数比较弱的事实(盛杰等,2014),综合以上研究方法,文章采用以下高架对流判定标准:(1)从探空曲线上可见明显的近地面冷垫和锋面逆温;(2)同一时刻至少有 3 个对流天气记录位于地面冷锋、暖锋或静止锋的冷空气一侧,且观测记录距离锋面 100 km 以上,对流性天气是指短时强降水($20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、强降雪[$10 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$]以及雷电和冰雹天气。进而挑选出满足条件的探空站进行高架对流环境物理量计算与统计。经过筛选,符合条件的高架对流过程共 86 次,包含高架对流事件 139 次,高架对流记录 515 站次。其中,一次高架对流记录(report)是指一个符合上述判定标准的探空站记录,一次高架对流事件(event)是指某一个时次(北京时间 08 或 20 时)至少存在 3 个高架对流记录,一次高架对流过程(process)是指在邻近区域内至少有两个连续时次发生了高架对流事件。

2 高架对流的地理和季节分布

2.1 高架对流地理分布

由 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流分布(图 1)可见,高架对流的高发区位于河南省中北部、山东省西部以及河北南部。其分布区域西起陕

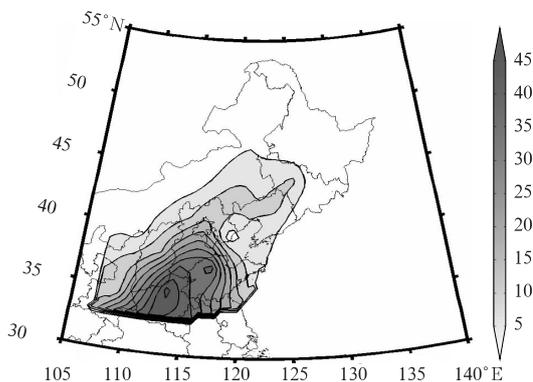


图 1 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流(记录)地理分布(单位:站次)
Fig. 1 The number of cold season elevated convections (reports) identified over the 16-year period, 2000—2015

西西部沿蒙古高原南缘向北延伸至大兴安岭以东,东起东部沿海并向北延伸至长白山脉西麓,北达东北平原北部,小兴安岭以南。这一分布特征与 Colman(1990a)得到的美国高架对流地理分布有一定的相似性。美国高架对流发生区域主要为落基山脉以东的大平原地区,而北部内陆以及有山脉分布的区域则几乎没有。如前文所述,高架对流的发生需要近地层的冷空气垫以及中低层暖湿空气的相互作用。由于华北平原和东北平原地势相对平坦,有利于冷垫的形成。与此同时,较强的低空急流能将暖湿空气输送到华北乃至东北平原,为高架对流的发展提供了又一必要条件(冷垫之上的相对高温高湿),因此华北平原以及东北平原南部是高架对流发生相对频繁的地区。同时,发现北部蒙古高原以及东部的长白山脉几乎没有高架对流的发生。这可能是由于高大山体阻碍了暖湿气流的向北输送,因此难以形成高架对流。这一区域分布特征在一定程度上说明地形对于高架对流的形成可能有较大影响,但是这一推论仍然需要更多研究来证明。

2.2 高架对流季节分布

图 2a 为 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流事件发生频数的季节分布,图 2b 是对应的高架对流记录次数的月际分布,从图中可以看到,2 和 11 月是我国华北地区高架对流发生最频繁的月份。其中 2 月发生高架对流的次数最多,11 月次之,其次为 3、4、1 和 10 月。从全年来看,其月际分布呈现“双峰型(bimodal)”分布,这一特征与 Colman

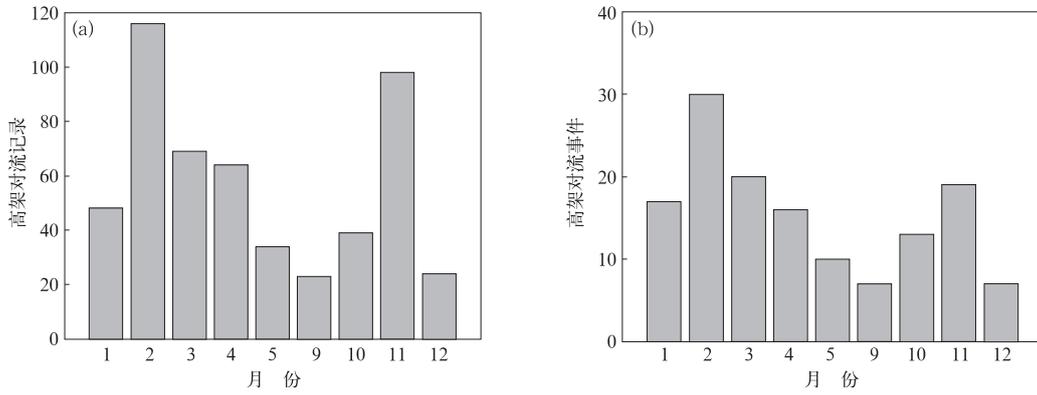


图 2 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流记录(a)和高架对流事件(b)季节分布
Fig. 2 Seasonal variations of cold season elevated convections shown by reports (a) and by events (b) from 2000 to 2015

(1990a)对美国高架对流的统计结果相类似。此外,俞小鼎等(2012)也曾研究指出,我国高架对流多发生在早春和秋末冬初,上述统计特征与其研究结果相符。2月高架对流发生频率相比1月有较大幅度的增加并达到峰值,这一峰值与较冷的高层大气、冷垫以上较暖的被抬升空气,以及活跃的冷空气活动有关。2月与1月相比太阳高度角更高,来自南边的低层暖湿气流可以沿着锋面爬升到更加偏北的区域,有利于高架对流的维持。3和4月,高架对流的发生频率降低。此时,虽然低空急流强度增强,能够将更温暖潮湿的空气输送到北方,冷空气活动仍然频繁,但强度有所下降,形成稳定的近地面冷垫的几率降低,影响了高架对流的发展和维持。进入5月后,由于逐渐进入夏季,冷空气强度进一步减弱,高架对流的发生频率进入低谷。

夏季(6、7、8月)过后,冷空气活动逐渐进入活跃期,9、10、11月3个月高架对流发生频率逐月增加并且在11月达到第二个峰值。最后我们看到,12月高架对流发生频率较11月有大幅降低,这可能是由于冬季北半球暖湿气流的输送较弱,被抬升的近地面空气温度较低,对流难以触发和维持。

3 与高架对流相联系的锋面统计特征

高架对流可以由冷锋、暖锋以及准静止锋三种锋面系统影响产生,图3显示的是冷季高架对流锋面类型的季节变化以及各自所占比例。可以看到,冷锋是导致高架对流的主要锋面类型,占总数的61%,静止锋和暖锋分别占总数的23%和16%。从季节变化来看,冷锋类型高架对流也呈现了“双峰

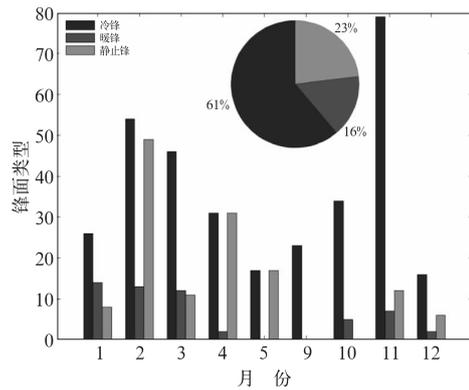


图 3 冷季高架对流锋面类型季节分布及比例
Fig. 3 Seasonal variations and proportional distribution of the frontal type of cold season elevated convections

型”分布特征,即2和11月是发生频数最多的月份。暖锋多伴随锋面气旋的出现而导致高架对流的发生,因此几乎每个月都有暖锋型高架对流的分布。静止锋型高架对流多发生于2—4月的冬末春初,此时冷空气强度趋于减弱,暖空气逐渐活跃,较容易形成静止锋系统。

图4是三种锋面类型下的冷季高架对流记录距锋线距离的箱须图。其中,冷锋和暖锋型高架对流距离锋线的距离较近,其距离中位数分别为3.2和2.9个纬距。冷锋由于其坡度较陡,暖气团能够较快地爬升,因此冷锋型高架对流发生位置距离地面锋线较近。我国暖锋大多伴随气旋出现,因此尽管暖锋锋面坡度小,但是由于比较靠近气旋中心,暖气团并不会径直爬升,而是成为气旋环流的一部分。因而,暖锋型高架对流发生位置也距离锋线较近。静止锋型高架对流的距离中位数为4.4个纬距,比

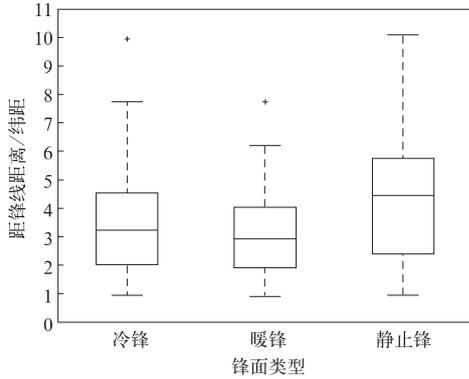


图 4 三种锋面类型下冷季高架对流记录距锋线距离箱须图
(单位为纬距,约 111.1 km)

Fig. 4 Boxplot of reports with respect to the distance from cold fronts, warm fronts and stationary fronts
[The degree of latitude (111.1 km) is used as the unit of distance]

冷锋和暖锋型高架对流发生位置更远。静止锋坡度较缓,沿锋面上滑的暖空气可以延伸更远,发生对流活动的区域也更为宽广。冬末春初华北地区的高架对流常受到江淮或华南准静止锋的影响而产生,这种情况下的高架对流影响范围广且持续时间更长。Colman(1990a)对美国高架对流记录距锋线距离进行了统计,其结果表明暖锋和静止锋型高架对流的位置分布比较相近,其距离中位数分别为 1.9 和 1.7 纬距,而冷锋型高架对流距离中位数仅为 1.2 纬距。Colman 的统计结果与文章的统计结果不完全一致,存在明显差异,初步分析可能原因为:(1)Colman 统计的是全年的高架对流个例,本文仅针对冷季高架对流进行了统计,因此还需要更多关于暖季高架对流的统计研究来对这一问题进行补充;(2)我国冷季高架对流多数都比较弱(俞小鼎等,2016),相应地其锋面系统强度与美国相比也较弱。因此,就锋面坡度而言也相对较缓,高架对流的发生位置距离锋线也较远。

Colman(1990a)的统计结果表明,高架对流需要强锋面逆温条件的存在。逆温层的温度对比愈明显,那么逆温层与逆温层之上空气的分离(decoupling)作用就愈强。这一分离效应能够减弱逆温层对于逆温层上滑动空气的拖曳作用,使得逆温层表面更接近于一个自由滑动的表面,为更有效的对流活动提供了有利环境。当高架对流发生时,其下沉混合会减弱逆温层的强度并导致高架对流的中断。

这就意味着锋面对于高架对流的维持起着至关重要的作用。图 5 是统计得到的高架对流锋面冷垫及逆温层高度和温差箱须图。从冷垫的情况来看,有超过一半的冷垫厚度都在 1 km 以上,并且有超过一半的冷垫其顶部和底部温差大于 6°C 。其中,暖锋型高架对流的冷垫厚度和温差都较小。根据前文统计结果,暖锋型高架对流的数量明显少于其他两种锋面类型。暖锋往往坡度比较平缓(约 $1/150 \sim 1/200$),对应的近地面冷垫厚度也较小;冬季冷锋尤其是急行冷锋,其坡度较大($1/50 \sim 1/100$),比较容易形成深厚的冷垫。所以一定强度的冷垫有利于高架对流的发生。稳定的近地面冷垫能够减缓地表非绝热加热对于逆温层的破坏,特别是对白天高架对流的维持有重要作用。从逆温层顶高度以及逆温层温差来看,有超过一半的逆温层高度在 2 km 以上且逆温温差大于 6°C 。可见,冷季高架对流的发生往往伴随有强锋面逆温。当高架对流发生时,锋面逆温经常位于 850 hPa 之上,甚至可以达到 700 hPa。因此,最不稳定气块往往位于 850 hPa 之上,此时,通过 K 指数或者沙氏指数很难判断高架深厚湿对流的潜势大小。

4 高架对流不稳定机制统计与分类

通常认为,高架对流可以由三种不稳定机制形成(Colman,1990a;1990b):(1)条件不稳定(CI)引起的垂直对流;(2)条件对称不稳定(conditional symmetric instability,CSI)导致的倾斜对流;(3)近湿中性条件下由锋生运动引起的强迫对流(Schultz and Schumacher,1999)。在实际业务预报中,可以通过探空曲线诊断条件不稳定,同时判断水汽条件,两者结合可以得到对流有效位能(CAPE)和对流抑制(CIN),用来判断垂直深厚湿对流发生的潜势。然而对于条件对称不稳定,很难如此直接地进行诊断。传统的诊断方法(Emanuel,1983a;1983b)是在垂直于热成风方向的截面上比较地转动量曲线和相当位温曲线的倾斜程度;如果等相当位温曲线比等地转动量曲线更加陡峭则说明这一区域很有可能发生对称不稳定。然而这一方法由于比较繁琐,在实际业务预报中没有得到很好地运用。Snook(1992)以及 Moore and Lambert(1993)对条件对称不稳定和相当位涡(equivalent potential vorticity,EPV,定义为相当位温面上的绝对涡度,或称为湿位涡,

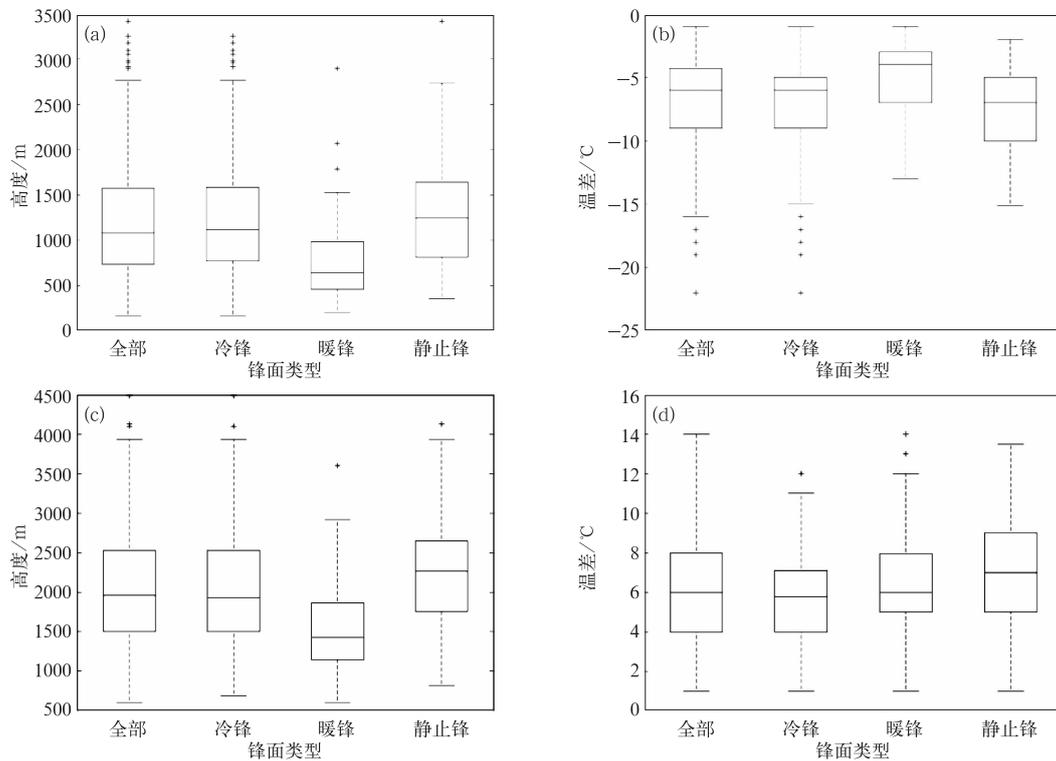


图 5 高架对流锋面冷垫及逆温层高度和温差箱须图

(a)冷垫高度,(b)冷垫温差,(c)逆温层顶高度,(d)逆温层温差

Fig. 5 Height (a) and temperature difference (b) of cold surface air as well as height (c) and temperature difference (d) of frontal inversion shown in boxplots

MPV = $g\eta\nabla\theta_e$)的关系进行了阐释并提供了一种更为简便的诊断方法:在垂直于热成风方向的截面上,当 $EPV < 0$ 且环境是条件稳定时,大气为条件对称不稳定;当 $EPV > 0$ 时大气为条件对称稳定。本文在前者基础上,用地转涡度代替实际涡度,通过计算地转湿位涡 ($MPV_g = g\eta_g \nabla\theta_e$) 来进行辅助诊断 (Schultz and Schumacher, 1999; Wiesmueller and Zubrick, 1997)。值得注意的是,条件对称不稳定可以与条件不稳定共存。在这种情况下,条件对称不稳定先被触发,而由此导致的上升运动进一步触发了条件不稳定。与对称不稳定相比,由条件不稳定触发的对流有更大的增长率和更强的能量释放,最终导致条件不稳定在对流的后续发展中占据了支配地位并最终转变为垂直对流 (Jascourt et al, 1988)。

图 6 是高架对流条件对称不稳定诊断方法举例。从图 6a 中可以看到,地转湿位涡几乎都大于零,图 6b 中,相当位温曲线和地转动量曲线相比更加平缓,因此大气是条件对称稳定的;再结合该时刻探空曲线判断此时也没有条件不稳定的情况出现,因此判断其主要不稳定机制为近湿中性条件下锋生

环流上升支导致的强迫对流。同理,图 6c 中,在参考点以南的区域可以看到明显的地转湿位涡负值区而且从图 6d 中可以看到相当位温曲线比地转动量曲线更加陡峭(黑色框区域);再结合该时刻探空曲线发现参考点附近站点上空并不存在条件不稳定层结,所以判断条件对称不稳定是导致此次高架对流的主要机制。

利用上述方法,对所有冷季高架对流事件进行诊断并将其分为四种不稳定类型:(1)条件不稳定(CI)引起的垂直对流;(2)条件对称不稳定(CSI)导致的倾斜对流;(3)近湿中性条件下锋生环流引起的强迫对流;(4)条件对称不稳定(CSI)与条件不稳定(CI)共存的混合类型。统计结果如图 7 所示。可以看到,近湿中性条件下的锋生环流导致的高架对流占比例最高;同时,由条件对称不稳定引发的高架对流,包括单纯的条件对称不稳定类型以及条件对称不稳定与条件不稳定共存的类型,其比例接近高架对流事件总数的 50%;而单纯的由条件不稳定引发的高架对流占比最小。Colman(1990a; 1990b)在讨论高架对流的能量与不稳定条件时,认为高架对流

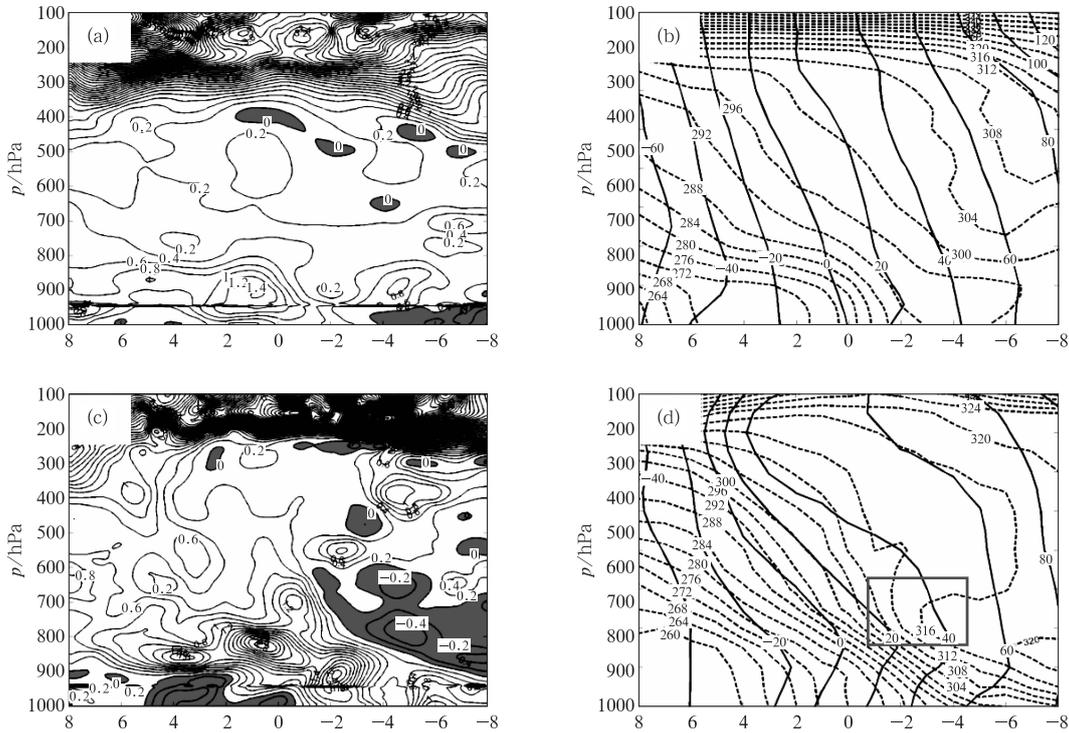


图 6 条件对称不稳定诊断方法举例。(a,b)2000 年 1 月 1 日 08 时高架对流对称不稳定诊断, (a)地转湿位涡剖面图(横坐标 0 代表选取的参考点,数值大于 0 表示参考点以北,数值小于 0 表示参考点以南,单位为纬度,地转湿位涡单位:PVU), (b)同一截面上的相当位温和地转动量等值线图(虚线表示相当位温,单位:K;实线表示地转动量,单位: $m \cdot s^{-1}$);同理, (c,d)2010 年 2 月 9 日 08 时高架对流对称不稳定诊断

Fig. 6 Illustration of diagnostic methods for CSI. (a, c) vertical cross section of EPV (shading indicates regions of EPV less than 0), (b, d) vertical cross section of M_g (heavy solid, unit: $m \cdot s^{-1}$) and θ_e (dashed lines, unit: K) at (a, b) 08:00 BT 1 January 2000 and (c, d) 08:00 BT 9 February 2010, respectively

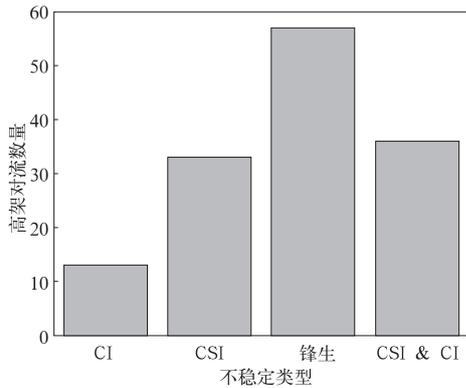


图 7 冷季高架对流不稳定机制分类与数量统计直方图

Fig. 7 Histogram of the classification of instability mechanisms for cold season elevated convections

经常发生于湿中性或者弱条件稳定的环境下,并通过统计 CAPE 发现高架对流发生时,CAPE 值往往

很小,但是并不能排除某些个例存在明显 CAPE 的情况。另一方面,当环境呈现强斜压性时,伴随着强地转切变,条件对称不稳定能够引发强烈的上升运动(Emanuel,1983a)。单纯依靠对称不稳定驱动的高架对流一般观察不到明显的垂直 CAPE,浮力的作用微乎其微。因此可以认为,条件不稳定引起的垂直对流并不是导致冷季高架对流发生发展的主要机制。此外,在条件稳定度中性或弱稳定以及条件对称稳定度中性或弱稳定条件下,由锋生环流上升支也能引发高架对流。当锋线附近地转形变引起锋生时,会引发直接热力环流,使得锋面之上的暖空气上升;此时若与高空急流互相耦合则能构成深厚的贯穿性上升气流,导致强对流天气的爆发增长。

高架对流常发生在较强的深层风垂直切变下,Colman(1990a)统计研究发现,高架对流的发生需要强斜压环境以及较强的对流层中低层暖平流。图 8 是我国冷季高架对流 0~6 km 环境垂直风切变

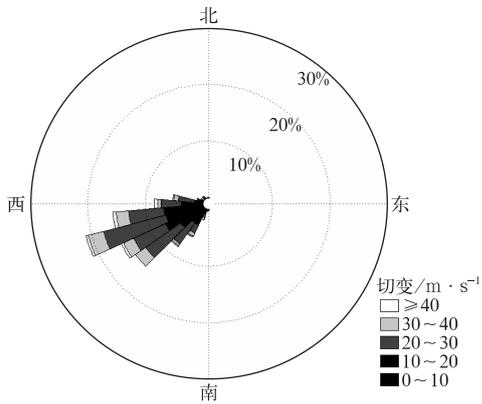


图 8 高架对流 0~6 km 环境垂直风切变方向及大小分布

Fig. 8 Rose diagram of 0-6 km vertical wind shear for elevated convections

方向以及大小分布。可以看到,高架对流发生时,其 0~6 km 垂直风切变方向主要为西南偏西方向,其中 245°~255°垂直风切变条件下高架对流发生次数最多。而在每 10°风切变方向区间上,大小为 20~30 m·s⁻¹的 0~6 km 风切变几乎占该方向区间总数的 50%。对于暖季(4—9 月)强对流,一般认为 0~6 km 垂直风切变在 12~20 m·s⁻¹属于中等强度切变,20 m·s⁻¹以上属于强切变。虽然目前还没有针对高架对流的垂直风切变强度划分,但是参考上述标准与统计结果可以认为,我国高架对流的发生发展伴随着较强的环境垂直风切变,而较强的垂直风切变往往有利于对称不稳定的发展。

5 典型个例展示

2011 年 2 月 27 日白天,河南南部、安徽北部、湖北大部、江苏北部发生了一次雷暴及强降水天气过程,这次过程缓解了河南、安徽等地从 2010 年 10 月 1 日开始持续将近 5 个月的严重干旱。此次过程降水强度较强,截至 2 月 28 日 08 时,河南、安徽、江苏三省共有 33 个国家级地面观测站 24 h 降水量超过 10 mm,16 站超过 15 mm,6 站超过 20 mm。其中最大降水发生在安徽阜南和颍上,其 24 h 降水量均达到 27 mm。6 h 降水量超过 10 mm 的测站有 22 个,其中临泉和蚌埠两站连续两个时次(27 日 14 和 20 时)6 h 降水量超过 10 mm。此外,有 12 个地面站记录到雷电现象。

图 9 是 2011 年 2 月 27 日 08 时 850 hPa 天气

图,从图中可见,地面冷锋大致沿长江一线自西向东延伸,崇明岛以东附近为一地面低压中心。850 hPa 上,辐合切变线自西向东从陕西南部延伸至安徽北部。850 hPa 低空急流从华南南部向东北伸展至长三角地区。700 hPa 上,东西向切变线位于河南北部,降水区域主要位于 700 和 850 hPa 切变线之间,距离冷锋锋线 200~500 km。

图 10 是 2 月 27 日 08 时安徽阜阳探空曲线。从图中可以看到,920~790 hPa 是深厚逆温层,逆温层以下直至地面为近地面冷垫。地面附近气温约为 3℃,逆温层顶附近气温为 8℃,逆温层温差(逆温层顶与逆温层底之间的温度差)达到 9℃。在逆温层之上,790~540 hPa 是条件不稳定层结。图中标注的曲线 I 是从地面开始绝热抬升气块的状态曲线,其 CAPE 为 3.4 J·kg⁻¹。曲线 II 是从逆温层顶开始绝热上升气块(最不稳定气块)的状态曲线,网格线阴影区域指示的就是从逆温层顶开始计算的对流有效位能(最不稳定性气块对流有效位能, MU-CAPE),其值约为 182 J·kg⁻¹。根据 CAPE 可以推算出绝热无摩擦条件下系统内上升气流的最大速度(Markowski and Richardson, 2010),即

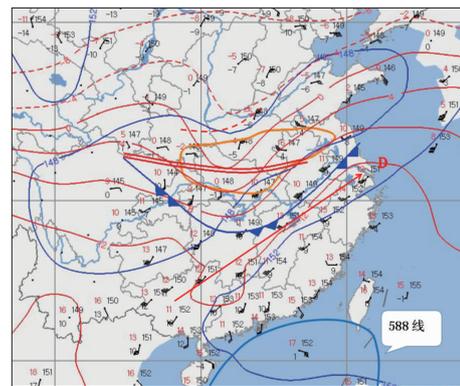


图 9 2011 年 2 月 27 日 08 时 850 hPa 天气图(叠加了 08 时地面冷锋和地面低压中心“D”,雷电和短时强降水天气区域由橙色曲线包围;红色双实线为 850 hPa 切变线;红色箭头为 850 hPa 低空急流,风速≥12 m·s⁻¹;红色粗虚线为 700 hPa 切变线,蓝色粗实线为 500 hPa 上 588 等高线)

Fig. 9 The 850 hPa synoptic chart at 08:00 BT 27 February 2011

(Thunder and heavy rainfall occurred in the area enclosed by orange line. Cold front on the surface is indicated conventionally; shear line at 850 hPa and 700 hPa are indicated with red double line and red dotted line, respectively; red arrow stands for low-level jet at 850 hPa; blue heavy line stands for 588 contour line at 500 hPa)

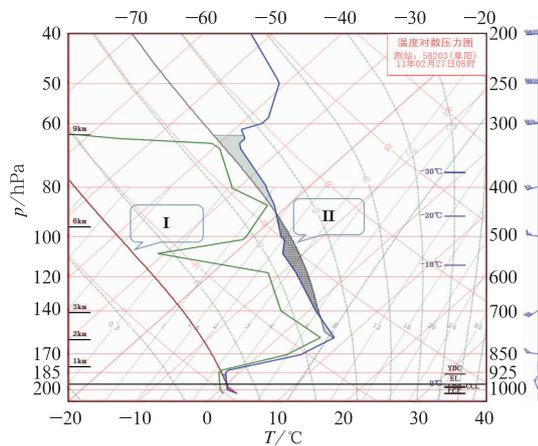


图 10 2011 年 2 月 27 日 08 时安徽阜阳探空曲线
(为了显示 E_{CAPE} , 此处使用斜 $T-\ln p$ 图)

Fig. 10 $T-\ln p$ plot of sounding in Fuyang, AnHui
at 08:00 BT 27 February 2011

$W_{\text{max}} = (2\text{MUCAPE})^{1/2}$ 。将 $\text{MUCAPE} = 182 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 代入得到最大上升速度约为 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。然而在实际上升过程中, 由于气块不能保证绝热, 且气块与环境大气存在质量交换等情况, Markowski and Richardson(2010)估计实际最大上升速度最多达到上述值的一半, 即 $9.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。以上速度已经接近 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级, 对于深厚湿对流来说属于中等强度的上升速度, 能够引发雷电及暴雨天气。从垂直风廓线可以看到, 地面附近为 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西北偏北风, 700 hPa 上为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南偏西风, 而 500 hPa 为 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 偏西风。从近地面到 700 hPa 附近风向为逆时针旋转, 低层为冷平流; 700~500 hPa 风向顺时针旋转, 表现为暖平流; 0~6 km 垂直风切变约为 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 属于较强的垂直切变。

此次过程是一次受冷锋影响的冬季高架对流过程。冷锋南侧的暖湿气团在西南急流的引导下沿冷锋锋面向北滑升, 并在 850~700 hPa 附近与偏北气流相遇形成切变线。受切变线附近辐合作用的影响, 条件不稳定层结以及较强的 CAPE 的共同作用下发展为较强的垂直对流。值得注意的是, 华北在 2 月就出现如此强的降水比较罕见, 这可能与副热带高压位置异常有关。图 9 中蓝色粗实线指示了 500 hPa 上 588 线的位置。可见此时 588 线北缘已经处于广东沿海附近。在 588 线北缘西北气流的引导下, 低层出现了较强的低空急流, 为对流的发展提供了有利的水汽条件。

6 结论与讨论

本文利用常规地面和高空观测资料以及灾害性强对流天气监测记录资料以及 NCEP 分析数据, 对 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流进行了气候统计分析, 得到了以下结论:

(1) 2000—2015 年泛华北地区冷季高架对流多发生于河北省中南部、山东省西部至河南省中北部, 其整体分布区域西至陕西西部东至东部沿海, 北部以蒙古高原南缘为界延伸至大兴安岭南麓。从季节分布来看, 高架对流发生频率峰值发生于 2 和 11 月, 其次为 3、4、1 和 10 月, 呈现“双峰型”分布特征。

(2) 冷锋是引发泛华北地区冷季高架对流的主要锋面系统, 之后依次是静止锋和暖锋。冷锋和暖锋型高架对流发生位置距离锋线较近, 而静止锋型高架对流发生位置平均比前者远 1 纬距。高架对流发生时多伴随较强的冷垫和锋面逆温。有超过半数的高架对流发生在温差超过 6°C 的逆温层之上。逆温层顶高多位于 850 hPa 之上。

(3) 高架对流发生时多伴随有 $20\sim 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强垂直风切变, 这一特征有利于对称不稳定的发生。四类影响泛华北冷季高架对流的不稳定机制中条件对称不稳定和弱条件稳定或近湿中性大气层结下的锋生强迫引发的较强上升运动是造成高架对流的主要机制。

参考文献

- 孔凡超, 李江波, 张迎新, 等, 2015. 华北冷季一次大范围雷暴与暴雪共存天气过程分析[J]. 气象, 41(7): 833-841.
- 农孟松, 赖珍权, 梁俊聪, 等, 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析[J]. 气象, 39(7): 874-882.
- 盛杰, 毛冬艳, 沈新勇, 等, 2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析[J]. 气象, 40(9): 1058-1065.
- 吴乃庚, 林良勋, 冯业荣, 等, 2013. 2012 年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析[J]. 气象, 39(4): 410-417.
- 许新田, 李萍云, 潘留杰, 等, 2012. 2010 年春季陕西中南部一次暴雪和雷暴天气的触发条件及中尺度分析[J]. 陕西气象, (3): 1-7.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 70(3): 311-337.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2016. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报, 74(6): 902-918.
- 张一平, 俞小鼎, 孙景兰, 等, 2014. 2012 年早春河南一次高架雷暴天气成因分析[J]. 气象, 40(1): 48-58.

- Colman B R, 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: a climatology[J]. *Mon Wea Rev*, 118(5):1103-1121.
- Colman B R, 1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: organization and instability mechanisms[J]. *Mon Wea Rev*, 118(5):1123-1144.
- Emanuel K A, 1983a. The lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability[J]. *J Atmos Sci*, 40(10):2368-2376.
- Emanuel K A, 1983b. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings[J]. *Mon Wea Rev*, 111(10):2016-2033.
- Grant B N, 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: a preliminary study[J]. *Natl Wea Dig*, 19(4):25-31.
- Horgan K L, Schultz D M, Hales Jr J E, et al, 2007. A five-year climatology of elevated severe convective storms in the United States east of the Rocky Mountains[J]. *Wea Forecasting*, 22(5):1031-1042.
- 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(1):175-191.
- Markowski P, Richardson Y, 2010. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes. Chichester: John Wiley & Sons Ltd:183.
- Moore J T, Glass F H, Graves C E, et al, 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States[J]. *Wea Forecasting*, 18(5):861-878.
- Moore J T, Lambert T E, 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability [J]. *Wea Forecasting*, 8(3):301-308.
- Schultz D M, Schumacher P N, 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability[J]. *Mon Wea Rev*, 127(12):2709-2732.
- Snook J S, 1992. Current techniques for real-time evaluation of conditional symmetric instability[J]. *Wea Forecasting*, 7(3):430-439.
- Wiesmueller J L, Zubrick S M, 1997. Evaluation and application of conditional symmetric instability, equivalent potential vorticity, and frontogenetic forcing in an operational forecast environment [J]. *Wea Forecasting*, 13(1):84-101.
- Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling perspective[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1):23-47.