

贺哲, 竹磊磊, 张霞, 等, 2022. 河南省秋季连续两个暴雨日的锋生和不稳定诊断分析[J]. 气象, 48(9): 1101-1115. He Z, Zhu L, Zhang X, et al, 2022. Diagnosis of the frontogenesis and instabilities in two continuous autumn torrential rain days in Henan Province[J]. Meteor Mon, 48(9): 1101-1115 (in Chinese).

河南省秋季连续两个暴雨日的锋生和不稳定诊断分析^{*}

贺 哲^{1,2} 竹磊磊³ 张 霞² 王 丽⁴ 吴 璐³ 席 乐²

1 中国气象局河南省农业气象保障与应用技术重点实验室, 郑州 450003

2 河南省气象台, 郑州 450003

3 河南省气候中心, 郑州 450003

4 河南省气象服务中心, 郑州 450003

提 要: 利用观测资料和 NCEP 再分析资料, 对 2011 年 9 月河南省连续两个秋季暴雨日的锋生以及稳定度进行了诊断分析。结果表明, 两个暴雨日期间, 河南省中北部存在东北—西南向锋区, 锋区呈准静止特征。两个暴雨日锋生函数的相似之处是, 在强降水即将发生之前, 锋区大部基本都呈现锋生; 在强降水发生时, 高层和低层锋生加强, 但中层 600~500 hPa 锋生相对减弱, 且 400 hPa 附近出现锋消, 这主要是由于垂直运动加强所造成的; 在降水减弱时段, 锋消区和高层锋生区在高度上均略有下降, 与垂直运动的减弱相对应。不同之处在于, 第二个暴雨日夜间对流层中层锋区陡立, 且锋生中心更靠近暖区一侧, 这是由于降水的对流性增强, 降水效率加大, 凝结潜热释放增加所造成的。锋生函数各项所起的作用不同, 对锋生贡献最大的是变形项, 而倾斜项则主要起锋消作用, 强降水发生时, 400 hPa 的强锋消中心就是倾斜项贡献的突出表现。两个暴雨日均为惯性稳定。第一个暴雨日对流稳定, 但具有对称不稳定, 因而强降水带是由对称不稳定的释放所造成的。第二个暴雨日在锋区 700 hPa 附近出现了对流不稳定与对称不稳定共存的现象, 强降水带由对流-对称不稳定造成, 夜间所产生的雷暴具有高架雷暴特征。因而, 第一个暴雨日, 锋区靠近暖空气一侧整体呈现为一致的倾斜上升气流, 且锋生中心、对称不稳定中心与上升运动中心相伴出现, 说明了锋生的存在为对称不稳定的释放提供了有利条件。第二个暴雨日, 呈现出明显的倾斜对流与垂直对流混合的特征, 强垂直上升气流的起点恰好就是对流-对称不稳定区, 而且垂直上升气流远强于第一个暴雨日的倾斜上升气流, 说明重力对流占主导优势。

关键词: 秋季暴雨, 锋生, 对称不稳定, 对流-对称不稳定, 高架雷暴

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.040602

Diagnosis of the Frontogenesis and Instabilities in Two Continuous Autumn Torrential Rain Days in Henan Province

HE Zhe^{1,2} ZHU Leilei³ ZHANG Xia² WANG Li⁴ WU Lu³ XI Le²

1 Henan Key Laboratory of Agrometeorological Support and Applied Technique, CMA, Zhengzhou 450003

2 Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003

3 Henan Climate Center, Zhengzhou 450003

4 Henan Meteorological Service Center, Zhengzhou 450003

Abstract: Based on the observational and NCEP reanalysis data, the frontogenesis and instabilities in two continuous autumn torrential rain days in Henan Province in September 2011 are diagnosed. The results

^{*} 中国气象局预报员专项(CMAYBY2012-034)、河南省科学技术攻关项目(172102310463)、河南省气象局科学技术研究项目(KZ201701、KZ201705)、河南省气象局青年项目(KQ202106)共同资助

2021 年 6 月 20 日收稿; 2022 年 4 月 6 日收修定稿

第一作者: 贺哲, 主要从事灾害性天气预报研究. E-mail: hz200121@163.com

show that there existed a northeast-southwest frontal zone in north central Henan Province in the two torrential rain days. The frontal zone showed the quasi-stationary feature. The similarities between the frontogenetical functions of two torrential rain days are that, before the heavy rain, frontogenesis was demonstrated in most parts of the frontal zone; in the occurrence of heavy rain, frontogenesis got strengthened in high and low levels but weakened in middle level of 600—500 hPa and frontolysis even appeared at about 400 hPa, which was caused by the strengthening of vertical motion. When the heavy rain got weak, frontogenesis in high level and frontolysis area both descended in height, corresponding to the weakening of vertical motion. The differences are that the middle tropospheric frontal zone was stiff during the night of the second torrential rain day, frontogenesis centers were getting near warm zone, which was the result of strengthening of convective rainfall and enhancement of precipitation efficiency and condensation latent heat release. The roles of terms of frontogenetical function were different. The contribution of deformation process to frontogenesis was the greatest; the role of tilting term was mainly frontolysis. The strong frontolysis center at 400 hPa during heavy rain is the distinct manifestation of contribution of tilting term. The two torrential rain days are both of inertial stability. The first torrential rain day was convective stable but symmetric unstable, so the heavy rain band was the result of symmetric instability. On the second torrential rain day, convective instability and symmetric instability coexisted at about 700 hPa in frontal zone, so the heavy rain band was caused by convective-symmetric instabilities and thunderstorms during the night were of the characteristics of elevated thunderstorms. Furthermore, on the first torrential rain day, there was consistent slanted updraft in the warm side of frontal zone; frontogenesis center, symmetric instability center and upward motion center appeared together, showing that frontogenesis provided a favorable condition for the release of symmetric instability. On the second torrential rain day, there was an obvious mixture of slanted convection and vertical convection; the starting point of vertical updraft was just the convective-symmetric instabilities area. Vertical updraft was much stronger than the slanted upward flow on the first torrential rain day, indicating that gravitational convection is dominant.

Key words: autumn torrential rain, frontogenesis, symmetric instability, convective-symmetric instability, elevated thunderstorm

引 言

锋是大气中常见的天气系统,锋生是指锋的形成或加强的过程。朱锁风和毛秀风(1987)指出中国的锋生可分为北方锋生带和南方锋生带,分别与高空北支锋区和南支锋区相对应。锋生导致水平位温梯度随时间增加,破坏热成风平衡,根据地转偏差与加速度关系,形成垂直于锋面且在暖区上升、冷区下沉的次级环流(朱乾根等,2007),因而锋生往往伴随有较强的天气甚至是灾害性天气发生,因此锋生一直是气象工作者所关注的问题之一(Petterssen, 1936; Hoskins and Bretherton, 1972; Stone, 1966; Thorpe and Emanuel, 1985; Blumen and Wu, 1995; Schultz and Schumacher, 1999; 伍荣生和方娟, 2001; 高守亭和陶诗言, 1991; 吕克利和徐亚梅,

1995; 肖庆农等, 1997; Pan and Wu, 2001)。近年来,国内也有不少学者(李英等, 2008; 韩桂荣等, 2005; 李娜等, 2013; 侯俊和管兆勇, 2013; 郭英莲等, 2014; 杜正静等, 2015; 张亚男和段旭, 2018; 段旭等, 2019; 梁红丽等, 2018; 王伏村等, 2016; 陆琛莉等, 2018; 邓承之等, 2019; 徐亚钦等, 2019; 徐姝等, 2019)对锋生特征进行了分析研究,段旭等(2019)对2008年年初的昆明准静止锋进行了诊断分析,认为辐合辐散项和水平变形项是锋生函数变化的主要贡献项,其中水平变形项中切变变形作用以锋生为主,而伸缩变形项在纬向产生锋生,在经向产生锋消。而非绝热加热项和垂直运动倾斜项则贡献较小。梁红丽等(2018)对云南的一次雨雪天气的锋生特征进行了研究,认为第一次降雪峰值的形成主要是倾斜项作用,第二次降雪峰值则主要是水平变形项和倾斜项作用。李娜等(2013)对北京“7·21”暴雨过程

进行分析后认为锋生函数中与垂直运动相关的倾斜项在中高层对锋生有较大贡献,而变形项和散度项则对低层锋生有重要贡献。除此之外,韩桂荣等(2005)、郭英莲等(2014)、杜正静等(2015)、张亚男和段旭(2018)、王伏村等(2016)诸多学者也都对锋生函数及其各项的作用进行了探讨,所得结论也不尽相同,由此可见,在不同的过程以及不同的层次,锋生函数各项所起的作用也略有不同。另外,蒙伟光等(2012)对华南一次局地锋生进行模拟分析研究后认为,中尺度锋生更主要的是由热力直接触发的非地转环流所驱动,非绝热项和倾斜项是引发中尺度锋生的主要因子,这与大尺度锋生过程有所不同。

Schultz and Schumacher(1999)认为锋生和湿对称不稳定通常是共存的,湿对称不稳定的释放所引发的倾斜对流通常用来解释锋区带状降水的产生和发展(Bennetts and Hoskins, 1979),而锋生为湿对称不稳定的释放提供了有利条件。对称不稳定分为干对称不稳定和湿对称不稳定,湿对称不稳定又包括条件对称不稳定和潜在对称不稳定(Schultz and Schumacher, 1999)。传统上通常运用 $M_g-\theta$ 剖面图来诊断对称不稳定,根据用来表示锋面次级环流的 Sawyer-Eliassen 方程可知,当相当位涡 $EPV < 0$ 时,方程的复数解将会导致次级环流呈指数性增长,而判据 $EPV < 0$ 也等同于在 $y-p$ 平面上等相当位温面的倾角大于地转绝对动量面的倾角,二者是条件对称不稳定的等价判据(张芳华等, 2014),因而,用湿位涡来诊断对称不稳定也是一种常用的客观定量的方法。有诸多分析和研究(张芳华等, 2014; 刘璐等, 2015; 罗娟等, 2018; 邓承之等, 2019)均揭示了湿对称不稳定的释放与锋区带状降水之间的联系。还有一些分析和研究(王文和程麟生, 2001; 盛春岩和杨晓霞, 2002; 冯丽莎等, 2020)探讨了对称不稳定与冬季暴雪之间的联系。另外,大气中还经常可以见到对流不稳定和对称不稳定共存的现象,Emanuel(1980)和 Jascourt et al(1988)将这种情形称为对流-对称不稳定。Xu(1986)提出了雨带形成的两种机制,分别是“升尺度发展型”(up-scale development)[或称为“向上尺度发展型”(程艳红和陆汉城, 2006)、“逆尺度发展型”(王宗敏等, 2014)]和“降尺度发展型”(downscale development)[或称为“向下尺度发展型”(程艳红和陆汉城, 2006)],而这两种机制被认为是对流-对称不稳定的形式。王宗敏等(2014)对一次副高外围对流雨带进

行了模拟分析后认为在对流发展时刻,低层为倾斜上升区,中高层为垂直上升区,呈现明显的倾斜对流和垂直对流混合的特征,体现了对流-对称不稳定的作用。刘洲洋等(2018)在研究冷季高架雷暴时也指出,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。还有诸多学者(王文和程麟生, 2001; 陆汉城等, 2002; 程艳红和陆汉城, 2006; 徐文慧和倪允琪, 2009; 张晓惠和倪允琪, 2009; 王晨曦等, 2018)也都对对流-对称不稳定进行了诊断分析。

上述诸多研究大多都是对夏季暴雨或冬季暴雪进行分析,而对于秋季强降水乃至暴雨则研究很少。2011年9月,河南省出现了长达20 d左右的连阴雨天气,其中还有多次暴雨过程产生,尤其是9月13日08时至14日08时以及14日08时至15日08时(北京时,下同)是连续的两个暴雨日,其中第二个暴雨日局部雨量超过100 mm。由于河南省地处中纬度地区,如此之强的降水在秋季较为罕见。关于这两个秋季暴雨日,贺哲等(2015)曾经进行过初步的分析,主要是从水汽、动力、热力等角度进行了探讨,本文拟从定量诊断锋生以及稳定度状况的角度出发,并基于观测资料以及NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的格点再分析资料,来深入分析秋季暴雨过程中锋区以及稳定度的特征和演变过程,旨在进一步加深对秋季暴雨形成机理的认识。

1 降水实况与天气分析

1.1 降水实况

图1为2011年9月13日08时至14日08时和14日08时至15日08时河南省降水量分布。这两个暴雨日具有一些相似之处,如:降水强度大、范围广,落区也较为接近,暴雨区均为东北—西南向狭长带状,且都是产生在连阴雨的背景之下。但同时也有一些不同的特征,如:第一个暴雨日共有22个站雨量 ≥ 50 mm,且无大暴雨产生,降水量分布相对较为均匀;而第二个暴雨日共有20个站达到暴雨以上级别,其中有两站雨量超过100 mm,达到了大暴雨的级别,同时,在暴雨区内还有个别站点未达到暴雨级别,说明降水量分布均匀性不如第一个暴雨日。另外,第一个暴雨日省内站点逐小时雨量(图略)最

大值为 15.1 mm, 无短时强降水产生。而第二个暴雨日中共有 8 个站次降水量超过 20 mm, 达到了短时强降水的级别, 其中最大值为 30.3 mm。云系与地面观测也表明, 14 日夜间, 河南省黄淮之间大部分测站有对流云发展, 并有 27 个站出现雷暴, 说明降水的对流性增强。

将 13 日 08 时至 15 日 08 时逐小时全省各测站降水量进行累加, 得到逐小时全省总降水量演变序列(图 2), 从图 2 可以清楚地得知, 两个暴雨日的强降水集中时段均是在夜间, 而白天则是降水较弱的时段, 而且 14 日夜间的降水总体上要强于 13 日夜间。

1.2 天气分析

500 hPa(图略)高空形势特征显示, 这两个连续出现的暴雨日, 是产生在相同的大气环流背景之下。

中高纬度, 乌拉尔山东侧有阻塞高压维持并稳定少动, 其中心基本维持在 62°N 、 80°E 附近。俄罗斯东部至贝加尔湖地区为低值区, 贝加尔湖及其以西有横槽存在, 其南侧不断有短波槽东移并携带弱冷空气扩散南下。而在中低纬度, 西太平洋副热带高压(以下简称副高)呈东北—西南向带状, 588 dagpm 稳定维持在黄淮到江淮地区, 河南省处在副高西北侧, 同时, 高原上也有低槽东移, 有利于暖湿气流和冷空气在河南省上空交汇并持续较长时间。另外, 在两个暴雨日期间, 副高西界缓慢向东撤退, 这与两次暴雨落区有规律地向东南方向略有移动相对应。

在海平面气压场上(图略), 过程初始时刻, 13 日 08 时, 河南省处在东北—西南向高压带中, 该高压带从朝鲜半岛伸至四川北部。从 13 日夜间到 14 日夜间, 有弱倒槽向江淮和黄淮地区发展, 表明暖湿气流的强度在逐渐加强。

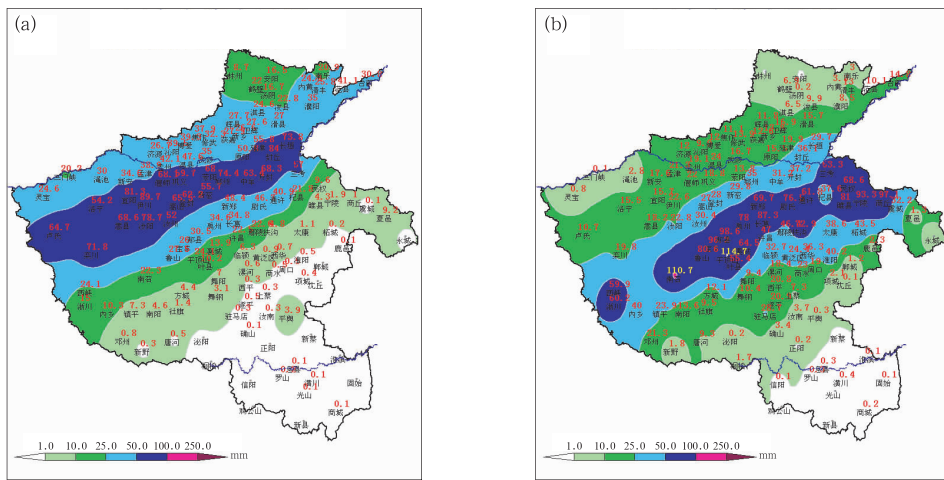


图 1 2011 年 9 月(a)13 日 08 时至 14 日 08 时, (b)14 日 08 时至 15 日 08 时河南省 24 h 降水量分布

Fig. 1 Distribution of observed 24 h precipitation in Henan Province in September 2011

(a) from 08:00 BT 13 to 08:00 BT 14, (b) from 08:00 BT 14 to 08:00 BT 15

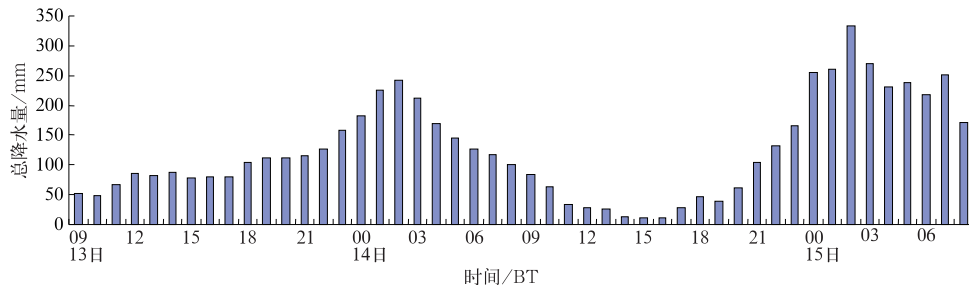


图 2 2011 年 9 月 13 日 08 时至 15 日 08 时逐小时河南全省总降水量

Fig. 2 Hourly total precipitation in Henan Province from 08:00 BT 13 to 08:00 BT 15 September 2011

2 锋生作用分析

湿等熵面即等相当位温面,相当位温在湿绝热过程中具有守恒性,在天气学诊断分析中可以用湿等熵面密集区来表示锋区。对 850 hPa 锋区进行分析可知,从 13 日 08 时起,在河南省中部偏北一带就存在一个东北—西南向带状等相当位温线密集区(图 3a),其北侧为相当位温低值区,即冷空气,在山西中部有一 322 K 的低值中心,锋区南侧为相当位温高值区,即暖空气,在河南省南部有一舌状高值区,其值 ≥ 342 K,表明冷暖空气对峙在河南省中部偏北一带,且锋区北侧为北风,南侧为南风,表明锋区具有逐渐加强的趋势,即有锋生作用。到 20 时

(图 3b),冷中心从山西中部南压至山西南部,且中心值降为 320 K;而锋区南侧河南省南部的相当位温则增大到 346 K 以上,而且风向也由西南风转为偏南风,因而,等相当位温线变得更为密集,说明锋区显著加强。到 14 日 02 时(图 3c),342 K 与 344 K 等值线均有所北抬,尤其是在河南省东部北抬更为显著;另外,河南省西北部的风向也由东北风转为西北风,与等相当位温线近于垂直,锋生作用显著,同时也表明了有冷空气向南渗透,因而造成了 13 日夜间降水加强。14 日 08 时(图略),锋区维持但锋生作用有所减弱。

14 日 20 时(图略),河南省西北部的相当位温值上升至 330 K 左右,而南部的相当位温值则增大到 350 K 以上,且 344 K 线顶端已北抬到山东西南

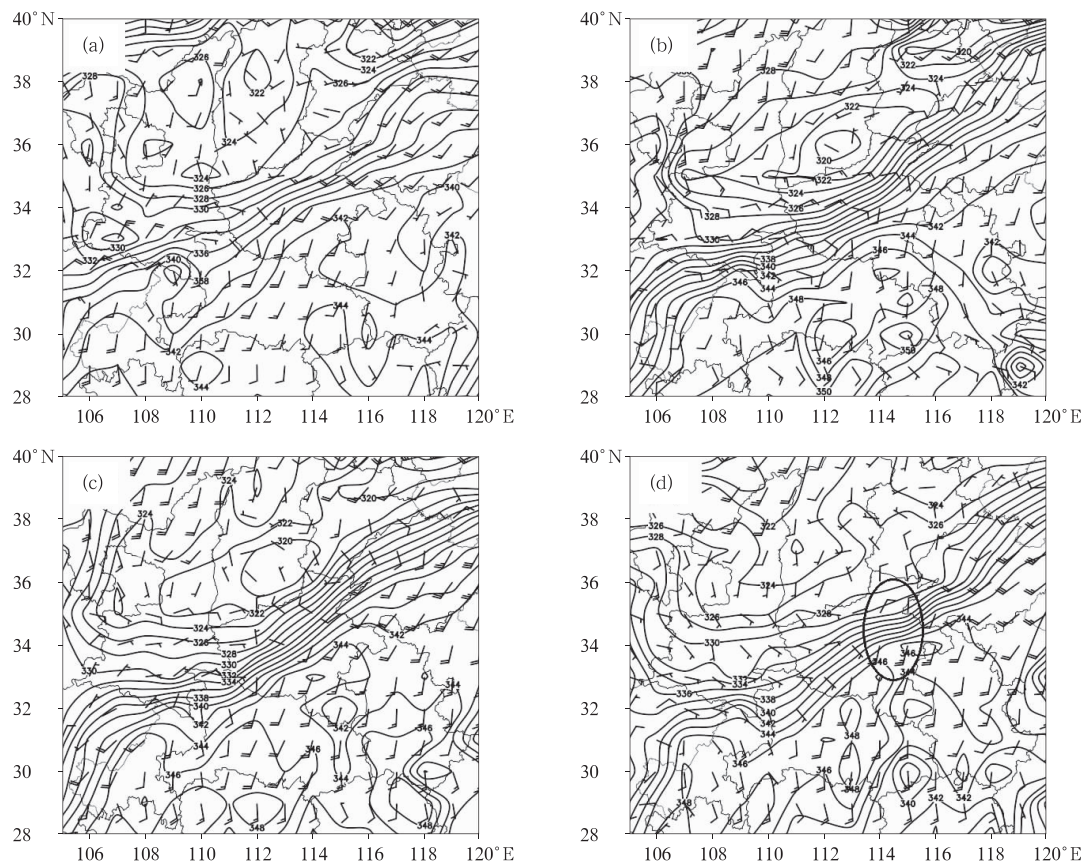


图 3 2011 年 9 月 13 日(a)08 时,(b)20 时,(c)14 日 02 时,(d)15 日 02 时

850 hPa 锋区和水平风场演变

(黑色线为等相当位温线,单位:K;图 3d 中的椭圆处为锋区加强以及短时强降水产生的区域)

Fig. 3 Evolution of 850 hPa frontal zone and wind

at (a) 08:00 BT 13, (b) 20:00 BT 13, (c) 02:00 BT 14, and (d) 02:00 BT 15 September 2011

(black line; equivalent potential temperature, unit: K; ellipse; area of intensified frontal zone and short-time heavy rainfall in Fig. 3d)

部,这表明冷空气有一定程度的变性减弱,但暖空气势力强盛,并持续向东北方向移动,锋生作用持续。到15日02时(图3d),在锋区东段,其南侧由西西南风转变为南西南风,而北侧由西西北风转变为北风,锋区两侧的风近于对吹,即交角接近 180° ,辐合强烈,锋生作用加强,因而造成了锋区东段等值线变得更为密集(图3d中黑色椭圆处),进而在此处造成了局地的短时强降水(图4b)。另外,锋区呈现出准静止的特征,因而造成了雨带较为稳定,使得降水能够长时间维持,并产生暴雨。

进一步分析两个暴雨日强降水均发生在夜间的原因,13日夜间和14日夜间,500 hPa和700 hPa(图略),在强降水发生区域,西南气流相对于白天均有明显加强,且与西南气流相伴随的相当位温值也有所加大,表明暖湿气流输送也在增强。而在低层925 hPa(图略),锋区呈现出显著的日变化,在夜间均有明显冷空气南下,而在锋区南侧,东南风则加强,与锋区接近垂直,因而在夜间锋生作用显著,动力抬升作用加强,因此强降水产生在夜间,具有显著的日变化特征。

3 锋生函数分析

锋生强度可以通过锋生函数进行定量的诊断分析。锋生函数(Petterssen, 1936; Ninomiya, 1984; Chen et al, 2007)可以表示为:

$$F \equiv \frac{d}{dt} |\nabla \theta| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 \quad (1)$$

式中右端的四个强迫项分别为非绝热加热项、散度项、变形项和倾斜项,表达式分别为:

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla \theta|} \left[\nabla \theta \cdot \nabla \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right] \quad (2)$$

$$F_2 = -\frac{1}{2|\nabla \theta|} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3)$$

$$F_3 = -\frac{1}{|\nabla \theta|} \left\{ \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} \quad (4)$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla \theta|} \left[\frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \right] \quad (5)$$

段旭等(2019)、张亚男和段旭(2018)研究表明非绝热加热项作用较小,故将非绝热加热项略去,同时考虑到本文所分析的过程为连阴雨背景下的暴雨过程,空气湿度较大, θ 已不再是保守物理量,因此在以上诸式中用相当位温 θ_e 来代替 θ 。当 $F > 0$ 时

对应锋生, $F < 0$ 时对应锋消。

由图2可知,13日夜间和14日夜间分别为强降水集中时段,而14日02时和15日02时又恰好分别为两个时段中降水量最大的时刻,因而,进一步分析14日02—03时以及15日02—03时的1 h雨量分布(图4),从图4a可以看出,在14日02—03时,强降雨中心都集中在河南省沿黄河两岸的郑州到兰考一带,共有6个站1 h雨量在8 mm以上,最大值为兰考的10.9 mm,这一区域所在位置基本为 $34^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 、 $113^\circ \sim 115^\circ \text{E}$ 。而15日02—03时(图4b),最强降雨中心出现在豫东的民权县,1 h雨量达22.6 mm,成为达到短时强降水级别的站点,其所在位置在 35°N 、 115°E 附近。因此主要针对13日夜间和14日夜间锋生函数进行分析,由于图4a的6个强降水中心雨量分布较为均匀,因此,取其中间位置 114°E (图4a中实线AB处)做13日夜间相当位温 θ_e 以及锋生函数的垂直剖面,再沿 115°E (图4b中实线CD处)做14日夜间相应的剖面图进行分析。

在强降水发生前,13日20时(图5a),在 32°N 以北有一向北(冷区)倾斜的锋区,锋区上除900 hPa以下以及700 hPa附近靠近冷空气一侧出现锋消外,其余区域均为锋生,尤其是800 hPa上下有 $F \geq 4 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大值中心。由上文分析可知,锋生和锋消通常都与天气系统以及相当位温的变化有关,如,700 hPa附近锋消中心的出现是由于700 hPa切变线北侧的偏东气流远离锋区所造成的(图略)。到强降水发生时刻,14日02时(图5b),900 hPa以下转为锋生,除550 hPa和400 hPa附近有局部锋消处,其他区域均为锋生,原位于800 hPa附近强中心上升至700 hPa,而且,低层800 hPa以下和高层300 hPa以上锋生增强显著。14日08时(图略),降水有所减弱,锋生区与锋消区呈现出随锋区下降的趋势,如700 hPa的锋生中心再次下降到850 hPa,原位于350 hPa的锋生中心也下降至300 hPa。

再分析14日夜间的情况。在强降水发生前,14日20时(图5c),锋区整体呈现为锋生,高、中、低层分别有一高值中心,尤其是600~500 hPa存在着 $F \geq 4 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的锋生中心,与13日相比,锋生中心更靠近暖空气一侧。根据锋区的演变也可以注意到,对流层中层锋区呈现出逐渐陡立的过程,并于14日夜间近于与地面相垂直,根据吴国雄等(1995)的倾斜涡度发展理论可知,湿等熵面的

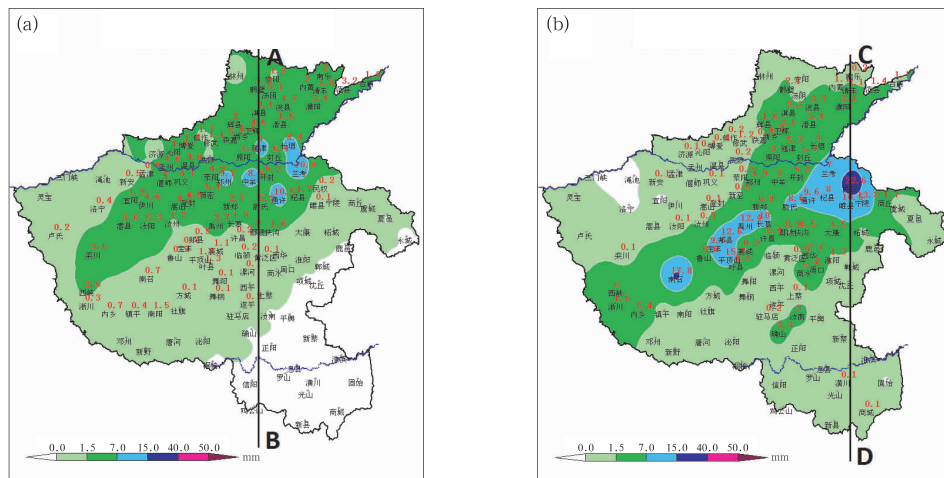


图4 2011年9月(a)14日02—03时,(b)15日02—03时河南省1 h雨量分布
(图中实线表示剖面位置)

Fig. 4 Distribution of hourly precipitation in Henan Province in September 2011
(a) from 02:00 BT to 03:00 BT 14, (b) from 02:00 BT to 03:00 BT 15
(black solid line: position of cross-section)

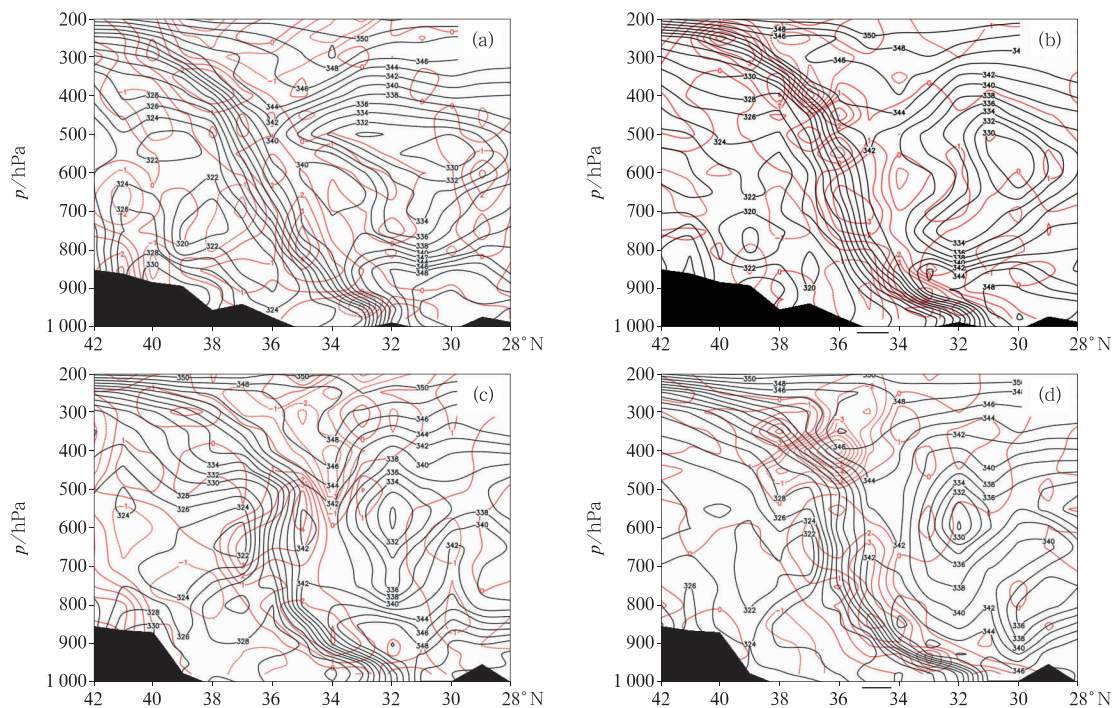


图5 2011年9月(a)13日20时,(b)14日02时沿114°E;(c)14日20时,
(d)15日02时沿115°E的相当位温和锋生函数垂直剖面

(黑色线为等相当位温线,单位:K;红色线为锋生函数等值线,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;

图5b和5d中横坐标34°~36°N的短线为02—03时降水量 $\geq 8 \text{ mm}$ 所在的区域;黑色阴影代表地形,下同)

Fig. 5 Vertical cross-sections of equivalent potential temperature and frontogenetical function
at (a) 20:00 BT 13 and (b) 02:00 BT 14 September 2011 along 114°E;
and at (c) 20:00 BT 14 and (d) 02:00 BT 15 September 2011 along 115°E

(black line: equivalent potential temperature, unit: K; red line: frontogenetical function,

unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; short line between 34°N and 36°N on horizontal coordinates in Figs. 5b and 5d

represents the regions of precipitation $\geq 8 \text{ mm}$ from 02:00 BT to 03:00 BT; black shadow: terrain, the same below)

陡立区域是暴雨发生的重要地区,因而预示着14日夜间的降水比13日要显著加强。到强降水发生时刻,15日02时(图5d),400 hPa附近出现一强锋消中心,这与14日02时颇为相似,只是强度更强,达 $-8 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,分析其原因,此处产生锋消中心是由于强降水发生时,垂直运动加强所造成的(参见下文分析)。原位于600~500 hPa的强锋生中心也有所减弱,但600 hPa以下和350 hPa以上锋生加强,而14日02时也同样存在高层和低层锋生加强,而中层减弱的情况。15日08时(图略),原位于450~350 hPa的一对锋消和锋生中心沿锋区下降,但低层仍维持较强锋生。

进一步分析对流层中层锋区逐渐变得陡立的原因。根据锋区以及锋区两侧相当位温值的演变(图5)可知,在整个降水过程中,锋区北侧500 hPa及其附近有冷空气缓慢向南推进,而低层则有暖湿气流明显向北推进,因而造成了对流层中层锋区逐渐变得陡立。另外由图5c可知,在14日20时,500 hPa附近锋区 θ_e 等值线甚至略向南凸起,表明有一部分冷空气已经南推至暖空气之上,意味着在对流层中层出现了一定程度的不稳定层结,这种情况一直持续至15日08时,这也就解释了前文所述及的14日夜间降水对流性增强的原因。而对流性降水产生之后,降水效率加大,必然伴随着更多凝结潜热的释放,对于从低层沿锋面上升的暖湿空气具有进一步的加热作用,因而在14日夜间锋生中心更靠近暖空气一侧,而相比之下,13日夜间由于降水效率不及14日夜间高,所以锋生中心的这种位置特征不如14日显著。

综上所述,两个暴雨日锋生函数相似之处是,在强降水即将发生之前,整个锋区大部基本都呈现锋生,而在强降水发生时刻,高层和低层锋生加强,但中层600~500 hPa的锋生减弱,而400 hPa附近出现锋消,这是由于垂直运动的加强所造成。在降水减弱时段,锋消区和高层锋生区均略有下降,这是与垂直运动的减弱相对应的。不同之处在于,14日夜间对流层中层锋区陡立,且锋生中心更靠近暖区一侧,这是由于14日夜间降水对流性增强,降水效率加大,凝结潜热释放增加所造成。

4 锋生函数各项特征

为了进一步分析锋生函数的分布特征,分别计算了锋生函数散度项、倾斜项和变形项,以研究各项

对锋生的贡献。

4.1 散度项

散度项是相当位温梯度与散度的乘积,表示锋区强度和锋区中辐合辐散状况,相当位温线越密集、冷暖气团之间的辐合越强,则锋生越显著。13日20时(图略),锋区800~450 hPa以及850 hPa以下为散度项负值区,即在这两个区域散度项的贡献是锋消,而在450 hPa以上则为锋生,800 hPa附近为局部锋生区。到强降水发生时,情况发生显著变化,14日02时(图6a),整个锋区全部为正值区,散度项的贡献呈现为锋生,且在500 hPa以上和700 hPa以下出现多个锋生中心。降水减弱时段,14日08时(图略),750~500 hPa附近再次转为锋消,而400 hPa和800 hPa仍有锋生区。

14日夜间的情况显示,14日20时(图略),锋区大部均为散度项正值区,只有800 hPa附近为负值区,但锋生锋消均较弱。强降水发生时,15日02时(图6b),450 hPa和900~800 hPa均出现强锋生中心,强度分别达 $4 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $3 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,表明锋生显著加强。降水减弱时段,15日08时(图略),锋生明显减弱,以至于750~550 hPa层次转为锋消区,其他区域为弱的锋生。

综上所述,无论是13日夜间还是14日夜间,在强降水发生之前,散度项对于锋生的贡献并不强;而到强降水发生时,散度项对于锋生的贡献表现出显著的增强,表明此时有气流辐合显著加强以及相当位温梯度加大的趋势;在降水减弱时段,散度项也呈现出减弱的趋势,甚至在中层偏下的区域还出现了负的贡献,表明辐合以及相当位温梯度减弱。

4.2 倾斜项

倾斜项表示沿相当位温梯度方向上,由于垂直速度的水平梯度而产生的锋生作用。当大气层结稳定时, $\partial\theta_e/\partial p < 0$,若暖气团中有上升运动($\omega < 0$),而冷气团中有下沉运动($\omega > 0$)时,即锋区两侧存在正环流时,将产生锋消作用,反之为锋生作用。通过对倾斜项的实际计算(图略)表明,13日20时,倾斜项在锋区大部为负值区,呈现为锋消,仅在900~700 hPa为锋生区。到强降水发生时,14日02时,倾斜项的作用全部为锋消,且大幅度加强,尤其是400 hPa的强锋消中心达 $-14 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,这表明,当降水加强时,暖区上升,冷区下沉的正的次级环流会产生显著的锋消作用。14日08时,锋

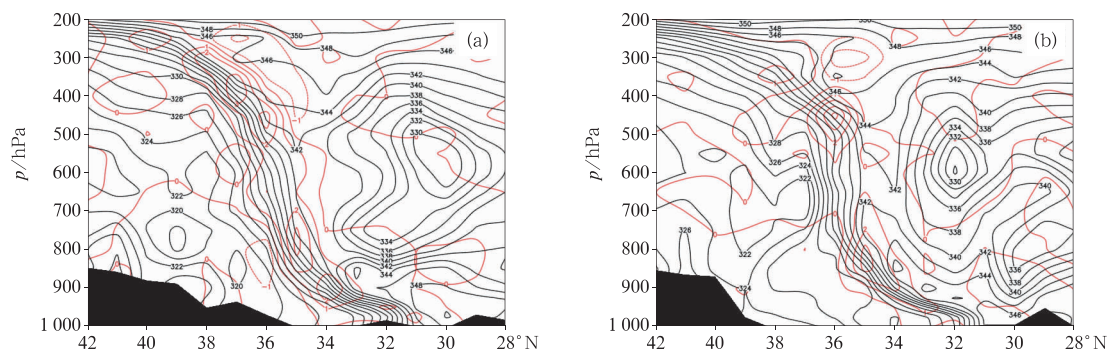


图6 2011年9月(a)14日02时沿114°E, (b)15日02时沿115°E

相当位温和锋生函数散度项的垂直剖面

(黑色线为等相当位温线, 单位: K; 红色线为锋生函数散度项等值线, 单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Vertical cross-sections of equivalent potential temperature and divergence term of frontogenetical function

(a) along 114°E at 02:00 BT 14 and (b) along 115°E at 02:00 BT 15 September 2011

(black line: equivalent potential temperature, unit: K; red line: divergence term of frontogenetical function, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

消作用大幅度减弱, 而且在 900~700 hPa 再次转变为锋生区。

14 日夜间的情况显示, 14 日 20 时, 倾斜项在锋区大部仍然是锋消, 只在中层 650~500 hPa 上下有微弱锋生区域。强降水发生时, 15 日 02 时, 锋区大部锋消显著加强, 尤其是 500~400 hPa 的强锋消中心达 $-10 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 无论是在层次还是在强度上与 14 日 02 时都极为相似。另一个相似之处是在 800 hPa 以下也都具有较强的锋消作用。15 日 08 时, 倾斜项所造成的锋消明显减弱, 但 500~450 hPa 仍有一 $5 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的锋消中心。

综上所述, 倾斜项对于锋生函数的贡献总体上呈现为锋消, 这与杨秀庄等(2016)、王伏村等(2016)和张亚男和段旭(2018)所得结论基本一致。尤其是当强降水发生时, 倾斜项所造成的锋消也大幅度加强, 降水减弱时, 锋消也减弱。而且在强降水时段, 400 hPa 附近往往会产生一个极强锋消中心, 上文所提到的总锋生函数在强降水发生时刻 400 hPa 的强锋消中心就是倾斜项贡献的突出表现。

4.3 变形项

变形项表示水平变形场对锋生的贡献, 其中包括了切变变形和伸缩变形。对变形项进行分析可知, 13 日 20 时(图略), 在整个锋区, 变形项几乎全部表现为较强的正贡献。到强降水发生时, 14 日 02 时(图 7a), 变形项的锋生作用进一步增强, 尤其是在低层和高层加强显著, 其中在 900 hPa 附近存在 $6 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的锋生中心。降水减弱时段, 14 日 08 时(图略), 变形项呈现出减弱的趋势。

再分析 14 日夜间的情况, 14 日 20 时(图略),

与 13 日 20 时相似, 变形项在整个锋区仍然为较强的正贡献, 到强降水发生时, 15 日 02 时(图 7b), 同样也是在高层与低层进一步加强, 而在 15 日 08 时(图略), 变形项减弱并不明显, 这与图 2 中的降水观测是相对应的, 因为此时降水只是相对 02 时有所减弱, 但仍然处于较强的阶段, 可见变形项对于降水的维持所起的作用是较为显著的。

综上所述, 在强降水发生之前, 变形项就表现为明显的正贡献; 强降水发生时, 变形项进一步显著加强, 尤其是在低层和高层, 表现得更为明显。变形项对于降水的维持作用较为显著。另外, 将变形项的数值以及分布与总锋生函数进行比较可知, 其与总锋生函数有较好的吻合, 表明在总锋生函数各项中, 变形项的贡献最大。

4.4 对比分析

为进一步说明锋生函数中各项的作用, 将锋区中锋生函数(或称总锋生函数)以及各项的格点值进行累加并进行比较, 如图 8 所示, 对于第一个暴雨日, 强降水发生前, 13 日 20 时, 锋生主要来自于变形项的贡献, 散度项对于锋生的贡献极小, 倾斜项起了锋消的作用; 强降水发生时, 14 日 02 时, 锋生函数各项均显著增大, 但仍然是变形项对于锋生的贡献最大; 降水减弱时, 14 日 08 时, 各项均显著减小, 尤其是倾斜项变得极小, 但变形项在总锋生函数中仍占有最大的比重。对于第二个暴雨日(图 8b), 与第一个暴雨日类似, 在强降水发生前, 仍然是变形项起主要作用, 而且各项也均是在强降水发生时增大, 降水减弱时减小; 但与第一个暴雨日略有不同的是, 变形项在各个时段变化幅度不大, 这可能与第二个

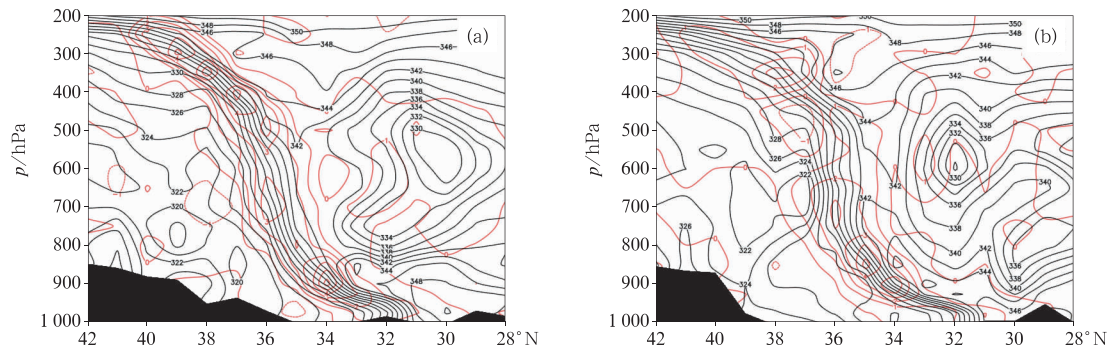


图 7 同图 6, 但为相当位温 and 锋生函数变形项的垂直剖面

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for the vertical cross-sections of equivalent potential temperature and tilting term of frontogenetical function

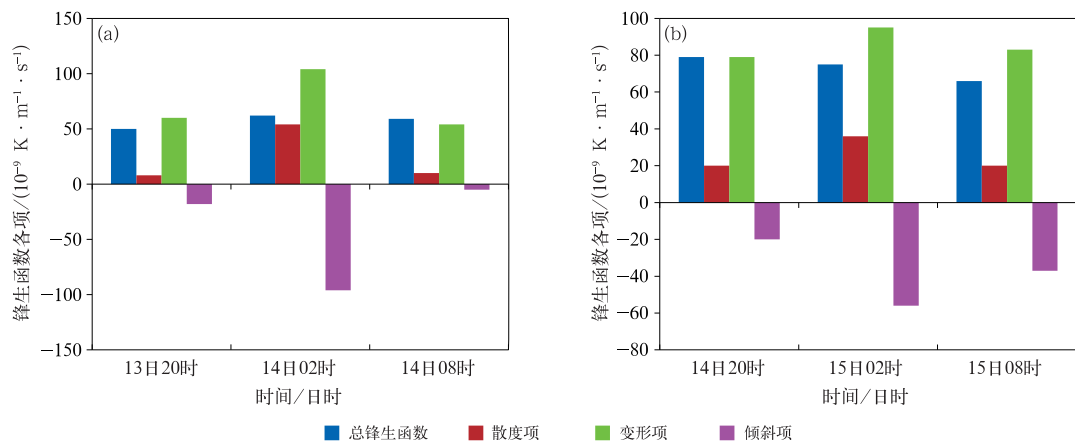
图 8 2011 年 9 月 (a) 13 日 20 时至 14 日 08 时, (b) 14 日 20 时至 15 日 08 时
锋区中总锋生函数和其中各项的比较

Fig. 8 Comparison of total frontogenetical function and its three terms in September 2011

(a) from 20:00 BT 13 to 08:00 BT 14 and (b) from 20:00 BT 14 to 08:00 BT 15

暴雨日降水的对流性加强有一定的关系。

由以上分析可以再次说明,在锋生函数各项中变形项不仅是最主要的锋生贡献项,而且所起的作用也更早,因而变形场是最有利的锋生流场。

另外,根据式(3)以及式(4),并对比前文分析可知,在夜间,由于中低层西南暖湿气流加强,同时低层有冷空气补充南下以及锋区南北辐合加强,导致散度项以及变形项加大,因而对于锋生的贡献也加强,造成了降水具有明显的日变化特征,并促成了夜间强降水的发生。

5 不稳定特征

惯性不稳定的判据是绝对涡度 $\zeta_a < 0$,而在北半球,一般情况下绝对涡度为正值,即大气通常是惯性稳定的(朱乾根等,2007)。对这两个暴雨日通过

实际计算也表明,在锋区及其附近,绝对涡度也处处为正,表明是惯性稳定的,因而在此不再展开讨论。为了更清晰地描述锋区的对流以及对称稳定度特征,以下将按日期分别对这两个暴雨日进行分析。

5.1 第一个暴雨日(13 日 08 时至 14 日 08 时)

对流稳定度可用 $\partial\theta_e/\partial p$ 来判定。当 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ 时为对流不稳定, $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 时为对流中性, $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 时为对流稳定。重点关注强降水发生时的情况。如图 9 所示为 14 日 02 时的稳定度状态,图中填色区为 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的区域,即对流稳定区,显然整个锋区均为对流稳定,特别是在近地面层 950 hPa 附近有 $\partial\theta_e/\partial p$ 负值中心,强度达 $-28 \times 10^{-2} \text{ K} \cdot (\text{hPa})^{-1}$ 。图中横坐标 $34^\circ \sim 36^\circ \text{N}$ 的短实线为 14 日 02—03 时降水量 $\geq 8 \text{ mm}$ 所在的区域,即 1 h 内最强降水所在的区域,图中显示强降水落区位于对流

稳定的区域,表明了强降水的产生并非由对流不稳定导致。

如前文所述,湿位涡(相当位涡 EPV)是一种用来诊断对称不稳定的常用的客观定量方法,当 $EPV < 0$ 时,为对称不稳定。湿位涡的单位为 PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。计算了暴雨日的湿位涡分布(计算公式略,可参见相关文献),如图9所示,图中只显示了湿位涡 ≤ 0 的区域,用红色等值线表示。14日02时,湿位涡正值区仅仅存在于两处,一处是900 hPa以下的低层,另一处为600 hPa附近较小的区域,表明这两个区域为对称稳定;而在锋区其余部分为湿位涡负值区,因而是对称不稳定区域,其中在700 hPa上下有中心值为 -0.4 PVU 的负值区(图中黑色椭圆处),而这一区域恰好与强降水的区域相对应,表明13日夜间的强降水是由对称不稳定的释放所造成的。另外,在锋区500 hPa以上的区域虽然也有强的对称不稳定存在,但由于500 hPa以上水汽含量较少,所以并无对应的强降水产生,但是该处强对称不稳定的释放却起到了维持强的倾斜上升气流的动力作用,对于强

降水的产生具有间接作用。

5.2 第二个暴雨日(14日08时至15日08时)

图10所示为15日02时的稳定度状态,填色区为 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的区域,即对流稳定区,由图可知,锋区大部仍处于对流稳定,但在750~650 hPa靠近暖空气一侧出现了对流不稳定(图中黑色椭圆处);图中红色等值线表示的是湿位涡 ≤ 0 的区域,即对称不稳定区,而黑色椭圆处同样也是湿位涡负值区,中心强度为 -0.6 PVU ,存在对称不稳定,恰好与前述的对流不稳定区相重叠,表明此处即为对流-对称不稳定区。横坐标 $34^\circ \sim 36^\circ \text{N}$ 的短实线为15日02—03时降水量 $\geq 8 \text{ mm}$ 所在的区域,此区域也与强降水落区相对应,说明强降水的产生就是由对流-对称不稳定所造成的。而与此同时,由层结的对流稳定度特征也可以反映出,14日夜间所产生的雷暴具有明显的高架雷暴特征。另外,与14日02—03时强降水落区相比,15日02—03时的强降水落区更靠近暖空气一侧,而且如前所述,15日02—03时产生了20 mm以上的短时强降水,表明对流不稳定的释放产生了重力对流以后,所起的作用更为显著。

6 锋生、不稳定与上升运动的关系

锋生能够克服抑制湿对称不稳定释放的两个因子,即窄的湿上升气流中的湍流扩散和宽的干补偿下沉气流对正浮力的抑制,而湿对称不稳定的释放可导致倾斜对流的产生。许多观测以及理论研究都证明了湿对称不稳定与锋生强迫是紧密相联的(Schultz and Schumacher, 1999)。在降水最强的时刻上升运动最为强烈,图11a为14日02时垂直速

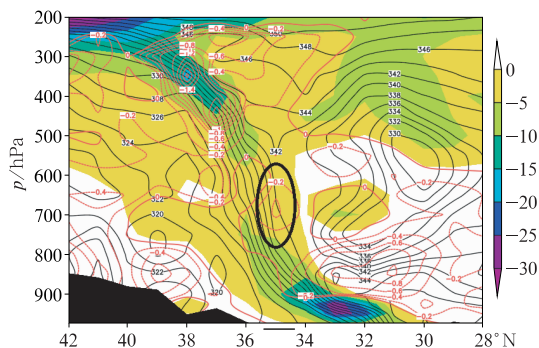


图9 2011年9月14日02时沿114°E的相当位温和稳定度的垂直剖面

(黑色线为相当位温线,单位:K;填色区为 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的区域,单位: $10^{-2} \text{ K} \cdot (\text{hPa})^{-1}$;红色线为湿位涡 ≤ 0 的等值线,单位:PVU;横坐标 $34^\circ \sim 36^\circ \text{N}$ 的短线为14日02—03时降水量 $\geq 8 \text{ mm}$ 所在的区域;椭圆处为与强降水区所对应的对流稳定、对称不稳定区)

Fig. 9 Vertical cross-sections of equivalent potential temperature and stability along 114°E at 02:00 BT 14 September 2011

(black line: equivalent potential temperature, unit: K; colored: area of $\partial\theta_e/\partial p < 0$, unit: $10^{-2} \text{ K} \cdot (\text{hPa})^{-1}$; red line: area of moist potential vorticity ≤ 0 , unit: PVU; ellipse: area of convective stability and symmetric instability corresponding to severe rainfall; short line between 34°N and 36°N on horizontal coordinates represents the region of precipitation $\geq 8 \text{ mm}$ from 02:00 BT to 03:00 BT 14 September 2011)

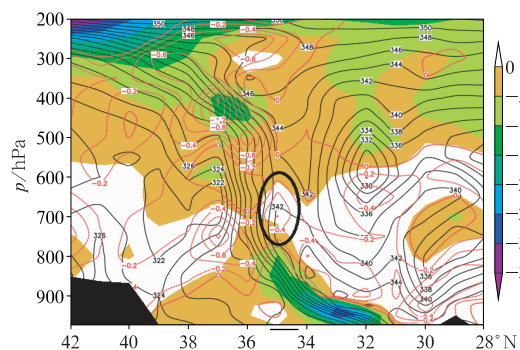


图10 同图9,但为2011年9月15日02时沿115°E的相当位温和稳定度的垂直剖面

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for vertical cross-sections of equivalent potential temperature and stability along 115°E at 02:00 BT 15 September 2011

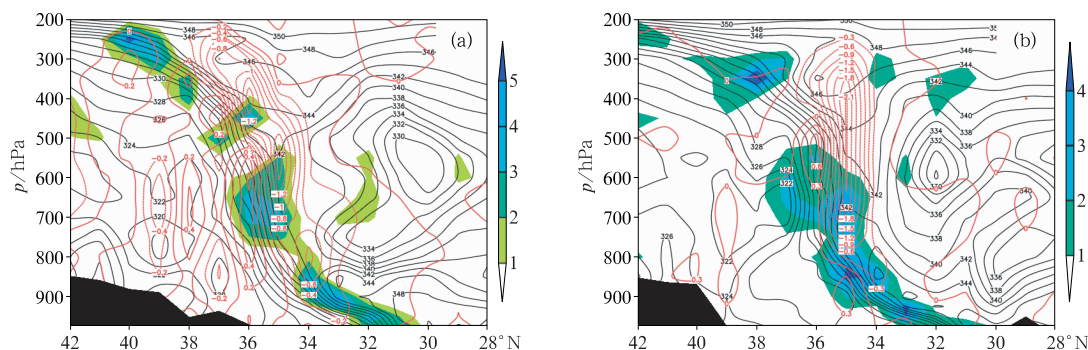


图 11 2011 年 9 月(a)14 日 02 时沿 114°E,(b)15 日 02 时沿 115°E 的

垂直速度 ω 、相当位温和锋生函数的垂直剖面

(红色线为垂直速度 ω , 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; 黑色线为等相当位温线, 单位: K;

填色区为锋生函数 $\geq 1 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域)

Fig. 11 Vertical cross-sections of vertical velocity ω , equivalent potential temperature and frontogenetical function

(a) along 114°E at 02:00 BT 14 and (b) along 115°E at 02:00 BT 15 September 2011

(red line: vertical velocity ω , unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; black line: equivalent potential

temperature, unit: K; colored: area of frontogenetical function $\geq 1 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

度 ω 、相当位温和锋生函数分布,红色线是垂直速度 ω ,填色区为锋生函数 $\geq 1 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域。由图可知,从低层到高层,锋区靠近暖空气一侧为一致的倾斜上升气流,而且锋区上分布有多个锋生中心,从近地面到 300 hPa,每个锋生中心均对应有一个上升速度中心,同时,再参照前文图 9 可知(图中线条如果太多显得杂乱不清晰,故未将稳定度加入图 11 中),每个锋生中心也都对应着一个对称不稳定中心,这与邓承之等(2019)所认为的纬向锋生效应的增强,为湿对称不稳定的增强及维持提供了有利条件有相似之处。锋生中心、对称不稳定中心与上升运动中心相伴出现说明了锋生的存在也为对称不稳定的释放提供了有利条件。

图 11b 为 15 日 02 时垂直速度 ω 、相当位温和锋生函数分布(说明同图 11a)。由图可知,在对流层中层锋区出现了强烈的垂直上升气流,强中心达 $-2.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,远强于 14 日 02 时,而且垂直上升气流向上伸展的高度一直达到 300 hPa 以上。低层 800 hPa 以下仍然存在着倾斜上升气流,呈现出明显的倾斜对流与垂直对流混合的特征,这与王宗敏等(2014)所得的结论较为一致。再参照前文图 10 可知,垂直上升气流的起点恰好就是图 10 中的黑色椭圆处,也就是对流-对称不稳定区,而此处也对应着锋生中心,因而垂直上升气流显然就是对流-对称不稳定的释放所产生的,而锋生对于对流-对称不稳定的释放也具有有利的作用。这种情形类似于 Xu

(1986)所提出的对流-对称不稳定的第二种形式,即“降尺度发展型”(downscale development),在湿对称不稳定环境中,锋区内上升运动产生云,进而产生凝结潜热,凝结潜热使中层对流层不稳定,从而产生重力对流,最后由于湿重力不稳定能量的释放导致云带形成。而这也正如 Bennetts and Sharp(1982)和 Jascourt et al(1988)以及 Schultz and Schumacher(1999)所指出的,由于湿重力对流的生长率和能量释放比湿倾斜对流要大,所以,重力对流一旦产生,将很快占主导优势。

7 结 论

2011 年 9 月 13 日 08 时至 14 日 08 时和 14 日 08 时至 15 日 08 时河南省这两个连续出现的区域性暴雨日,是产生在相同的大气环流背景之下。中高纬度,乌拉尔山东侧有阻塞高压维持并稳定少动,贝加尔湖及其以西有横槽存在,其南侧不断有短波槽东移并携带弱冷空气扩散南下。在中低纬度,西太平洋副高 588 dagpm 线稳定维持在黄淮到江淮地区,河南省处在副高西北侧;同时,高原上也有低槽东移,有利于暖湿气流和冷空气在河南省上空交汇并持续较长时间。本文通过对这两个秋季暴雨日的锋生以及不稳定度进行诊断分析,得到如下主要结论:

(1)在两个暴雨日期间,河南省中部偏北一带一

直存在一个东北—西南向锋区,锋区呈现出准静止特征,表明冷暖空气长时间对峙在河南省中部偏北一带,且锋区北侧为北风,南侧为南风,具有一定的锋生作用。第二个暴雨日暖湿气流明显加强,造成锋区东段锋生更为显著。两个暴雨日强降水均产生在夜间,具有显著的日变化特征。

(2)两个暴雨日锋生函数的相似之处是,在强降水即将发生之前,锋区大部基本都呈现锋生,而在强降水发生时刻,高层和低层锋生加强,但中层 600~500 hPa 的锋生相对减弱,而 400 hPa 附近出现锋消,这是由于强降水发生时,垂直运动加强所造成的。在降水减弱时段,锋消区和高层锋生区在高度上均略有下降,与垂直运动减弱相对应。不同之处在于,14 日夜间对流层中层锋区陡立,且锋生中心更靠近暖区一侧,这是由于 14 日夜间降水对流性增强,降水效率加大,凝结潜热释放增加所造成。

(3)对锋生函数各项进行分析表明:①在强降水发生之前,散度项对于锋生的贡献并不强;强降水发生时,散度项对于锋生的贡献显著增强,表明此时具有气流辐合显著加强以及相当位温梯度加大的趋势;在降水减弱时段,散度项也呈现出减弱的趋势,甚至在中层偏下的区域还出现了负的贡献,表明辐合也在减弱。②倾斜项对于锋生函数的贡献总体上呈现为锋消,尤其是当强降水发生时,倾斜项所造成的锋消也大幅度加强,降水减弱时,锋消也减弱。而且在强降水时段,400 hPa 附近往往会产生一个极强锋消中心,总锋生函数在强降水发生时刻 400 hPa 的强锋消中心就是倾斜项贡献的突出表现。③在强降水发生之前,变形项就表现为明显的正贡献;在强降水发生时,变形项进一步显著加强。变形项对于降水的维持作用较为显著。另外,在总锋生函数各项中,变形项的贡献最大,而且所起的作用也更早,因而变形场也是最有利的锋生流场。

(4)两个暴雨日均为惯性稳定。第一个暴雨日对流稳定,但具有对称不稳定,因而强降雨带是由对称不稳定的释放所造成的。第二个暴雨日在锋区 700 hPa 附近出现了对流不稳定与对称不稳定共存的现象,即强降雨带是由对流-对称不稳定造成,所产生的雷暴具有明显的高架雷暴特征。

(5)第一个暴雨日,锋区靠近暖空气一侧整体呈现为一致的倾斜上升气流,而且锋生中心、对称不稳定中心与上升运动中心相伴出现,说明了锋生为对称不稳定的释放提供了有利条件。第二个暴雨日,

呈现出明显的倾斜对流与垂直对流混合的特征,强垂直上升气流的起点恰好就是对流-对称不稳定区,而且垂直上升气流远强于第一个暴雨日的倾斜上升气流,说明重力对流一旦产生,将很快占主导优势。

参考文献

- 程艳红,陆汉城,2006. 对流对称不稳定的发展演变和环流特征[J]. 热带气象学报,22(3):253-258. Cheng Y H, Lu H C, 2006. The evolution and circulation feature of convective-symmetric instability[J]. J Trop Meteor, 22(3):253-258(in Chinese).
- 邓承之,张亚萍,方德贤,等,2019. 一次纬向暴雨过程的湿对称不稳定与锋生分析[J]. 气象,45(11):1527-1538. Deng C Z, Zhang Y P, Fang D X, et al, 2019. Analysis on moist symmetric instability and frontogenesis of one zonal torrential rain[J]. Meteor Mon, 45(11):1527-1538(in Chinese).
- 杜正静,何玉龙,熊方,等,2015. 滇黔准静止锋诱发贵州春季暴雨的锋生机制分析[J]. 高原气象,34(2):357-367. Du Z J, He Y L, Xiong F, et al, 2015. Analysis on the frontogenesis mechanism of Dian-Qian quasi-stationary front inducing spring rainstorm in Guizhou Province[J]. Plateau Meteor, 34(2):357-367(in Chinese).
- 段旭,段玮,张亚男,等,2019. 利用锋生函数对 2008 年年初昆明准静止锋生消过程的诊断分析[J]. 大气科学,43(2):325-338. Duan X, Duan W, Zhang Y N, et al, 2019. Diagnostic analysis of frontogenesis and frontolysis of Kunming quasi-stationary front in early 2008 based on frontogenesis function[J]. Chin J Atmos Sci, 43(2):325-338(in Chinese).
- 冯丽莎,宋攀,郑飞,等,2020. 2016 年初冬河南区域暴雪过程诊断分析[J]. 大气科学,44(1):13-26. Feng L S, Song P, Zheng F, et al, 2020. Diagnostic analysis of a severe regional snowstorm event in the early winter of 2016 in Henan Province, China[J]. Chin J Atmos Sci, 44(1):13-26(in Chinese).
- 高守亭,陶诗言,1991. 高空急流加速与低层锋生[J]. 大气科学,15(2):11-22. Gao S T, Tao S Y, 1991. The lower layer frontogenesis induced by the acceleration of upper jet stream[J]. Sci Atmos Sin, 15(2):11-22(in Chinese).
- 郭英莲,王继竹,李才媛,等,2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响[J]. 气象,40(1):86-93. Guo Y L, Wang J Z, Li C Y, et al, 2014. Effect of frontogenesis on rainstorm in Hubei during Meiyu period 2011[J]. Meteor Mon, 40(1):86-93(in Chinese).
- 韩桂荣,何金海,樊永富,等,2005. 变形场锋生对 0108 登陆台风温带变性和暴雨形成作用的诊断分析[J]. 气象学报,63(4):468-476. Han G R, He J H, Fan Y F, et al, 2005. The transfiguration frontogenesis analyses on 0108 landfall typhoon extratropical transition and heavy rain structure[J]. Acta Meteor Sin, 63(4):468-476(in Chinese).
- 贺哲,郑世林,谷秀杰,等,2015. 2011 年秋季河南省两个暴雨日特征对比分析[J]. 气象与环境科学,38(4):47-55. He Z, Zheng S L,

- Gu X J, et al, 2015. Comparative analysis on the characteristics of two rainstorm days in autumn 2011 over Henan Province[J]. Meteor Environ Sci, 38(4): 47-55(in Chinese).
- 侯俊, 管兆勇, 2013. 华东地区 6—7 月锋生的气候学特征及环流结构[J]. 气象学报, 71(1): 1-22. Hou J, Guan Z Y, 2013. Climatic features of frontogenesis in East China and their related circulation patterns during the early summer[J]. Acta Meteor Sin, 71(1): 1-22(in Chinese).
- 李娜, 冉令坤, 周玉淑, 等, 2013. 北京“7·21”暴雨过程中变形场引起的锋生与倾斜涡度发展诊断分析[J]. 气象学报, 71(4): 593-605. Li N, Ran L K, Zhou Y S, et al, 2013. Diagnosis of the frontogenesis and slantwise vorticity development caused by the deformation in the Beijing “7·21” torrential rainfall event[J]. Acta Meteor Sin, 71(4): 593-605(in Chinese).
- 李英, 陈联寿, 雷小途, 2008. 变性台风 Winnie(9711)环流中的锋生现象[J]. 大气科学, 32(3): 629-639. Li Y, Chen L S, Lei X T, 2008. Frontogenesis in the circulation of Typhoon Winnie (1997) during its extratropical transition process[J]. Chin J Atmos Sci, 32(3): 629-639(in Chinese).
- 梁红丽, 祁文, 陈艳, 等, 2018. 一次极端降水过程中不同相态降水过程的锋生特征对比研究[J]. 自然灾害学报, 27(2): 149-160. Liang H L, Qi W, Chen Y, et al, 2018. A comparative study on frontogenesis characteristics in different phase during an extreme precipitation process[J]. J Nat Dis, 27(2): 149-160(in Chinese).
- 刘璐, 冉令坤, 周玉淑, 等, 2015. 北京“7·21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析[J]. 大气科学, 39(3): 583-595. Liu L, Ran L K, Zhou Y S, et al, 2015. Analysis on the instability and trigger mechanism of torrential rainfall event in Beijing on 21 July 2012[J]. Chin J Atmos Sci, 39(3): 583-595(in Chinese).
- 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. Liu Z Y, Yu X D, Wang X M, et al, 2018. Climatology of cold season elevated convection in Northern China[J]. Meteor Mon, 44(2): 258-267(in Chinese).
- 陆琛莉, 李海军, 宋刘明, 等, 2018. 一次“梅中返春”稳定性持续暴雨过程的预报误差分析[J]. 气象, 44(1): 132-141. Lu C L, Li H J, Song L M, et al, 2018. Analysis of forecast error in a continuous heavy rain event during the spring-like plum rain season[J]. Meteor Mon, 44(1): 132-141(in Chinese).
- 陆汉城, 钟科, 张大林, 2002. 1992 年 Andrew 飓风眼壁区倾斜上升运动发展的可能机制——非线性对流对称不稳定[J]. 大气科学, 26(1): 83-90. Lu H C, Zhong K, Zhang D L, 2002. A possible developing mechanism of the slantwise updraft in the eyewall of the 1992 Hurricane Andrew—nonlinear convective and symmetrical instability[J]. Chin J Atmos Sci, 26(1): 83-90(in Chinese).
- 罗娟, 冯家兄, 陈沐希, 2018. 中尺度对流系统内 β 尺度双雨带不稳定机制及锋生对比分析[J]. 干旱气象, 36(3): 456-464. Luo J, Feng J X, Chen M X, 2018. Mechanism of two β scale rain belts in the MCS[J]. J Arid Meteor, 36(3): 456-464(in Chinese).
- 吕克利, 徐亚梅, 1995. 不同季节实际气流上斜压波的发展和锋生过程[J]. 气象学报, 53(3): 328-336. Lü K L, Xu Y M, 1995. Development of baroclinic waves on actual flows and frontogenesis[J]. Acta Meteor Sin, 53(3): 328-336(in Chinese).
- 蒙伟光, 戴光丰, 张艳霞, 等, 2012. 华南局地锋生及对流系统发展的模拟分析研究[J]. 气象学报, 70(3): 387-401. Meng W G, Dai G F, Zhang Y X, et al, 2012. Analysis and simulative study of the local frontogenesis and convection development over South China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 387-401(in Chinese).
- 盛春岩, 杨晓霞, 2002. 一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析[J]. 气象, 28(3): 33-37. Sheng C Y, Yang X X, 2002. Symmetry instability analysis of an unusual storm snow in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 28(3): 33-37(in Chinese).
- 王晨曦, 邓莲堂, 范广洲, 等, 2018. 一次华北锋面带状降水过程中的对流-对称不稳定诊断分析[J]. 气象, 44(12): 1518-1528. Wang C X, Deng L T, Fan G Z, et al, 2018. Diagnostic analysis of convective-symmetric instability during a banded precipitation process in North China[J]. Meteor Mon, 44(12): 1518-1528(in Chinese).
- 王伏村, 许东蓓, 姚延锋, 等, 2016. 一次陇东大暴雨的锋生过程及倾斜涡度发展[J]. 高原气象, 35(2): 419-431. Wang F C, Xu D B, Yao Y F, et al, 2016. Frontogenesis process and slantwise vorticity development of a rainstorm process in the eastern Gansu[J]. Plateau Meteor, 35(2): 419-431(in Chinese).
- 王文, 程麟生, 2001. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的诊断分析[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 37(1): 109-120. Wang W, Cheng L S, 2001. The diagnosis of symmetric instability of “96.1” snowstorm[J]. J Lanzhou Univ (Nat Sci), 37(1): 109-120(in Chinese).
- 王宗敏, 丁一汇, 张迎新, 等, 2014. 副高外围对流雨带中的对流-对称不稳定及锋生的诊断分析[J]. 大气科学, 38(1): 133-145. Wang Z M, Ding Y H, Zhang Y X, et al, 2014. Analysis of convective-symmetric instabilities and frontogenesis in a convective rain band on the northwest edge of WPSH[J]. Chin J Atmos Sci, 38(1): 133-145(in Chinese).
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁, 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 53(4): 387-405. Wu G X, Cai Y P, Tang X J, 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development[J]. Acta Meteor Sin, 53(4): 387-405(in Chinese).
- 伍荣生, 方娟, 2001. 地转适应与锋生[J]. 解放军理工大学学报(自然科学版), 2(1): 1-6. Wu R S, Fang J, 2001. Geostrophic adjustment and frontogenesis[J]. J PLA Univ Sci Tech (Nat Sci), 2(1): 1-6(in Chinese).
- 肖庆农, 伍荣生, 张颖, 1997. 地形的动力作用与冷锋锋生研究[J]. 大气科学, 21(3): 289-296. Xiao Q N, Wu R S, Zhang Y, 1997. Dynamic influence of orography on frontogenesis[J]. Sci Atmos Sin, 21(3): 289-296(in Chinese).
- 徐妹, 东高红, 熊明明, 2019. 冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺

- 度对流系统的影响分析[J]. 气象, 45(10): 1426-1438. Xu S, Dong G H, Xiong M M, 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extreme rainfall over Xinxiang on 9 July 2016[J]. Meteor Mon, 45(10): 1426-1438(in Chinese).
- 徐文慧, 倪允琪, 2009. 登陆台风环流内的一次中尺度强对流过程[J]. 应用气象学报, 20(3): 267-275. Xu W H, Ni Y Q, 2009. A strong mesoscale convective process in landfalling typhoon[J]. J Appl Meteor Sci, 20(3): 267-275(in Chinese).
- 徐亚钦, 吴松涛, 杨旺文, 等, 2019. 浙江省梅雨锋强降水的锋生及环流特征分析[J]. 大气科学, 43(6): 1219-1232. Xu Y Q, Wu S T, Yang W W, et al, 2019. Analysis of frontogenesis and circulation characteristics of the Meiyu front with heavy precipitation in Zhejiang Province[J]. Chin J Atmos Sci, 43(6): 1219-1232(in Chinese).
- 杨秀庄, 杜小玲, 吴古会, 等, 2016. 云贵高原东段初夏辐合线锋生型暴雨研究[J]. 高原气象, 35(4): 920-933. Yang X Z, Du X L, Wu G H, et al, 2016. Convergence line frontogenesis type rainstorm in early summer in the eastern section of the Yunnan-Guizhou plateau[J]. Plateau Meteor, 35(4): 920-933(in Chinese).
- 张芳华, 陈涛, 杨舒楠, 等, 2014. 一次冬季暴雨过程中的锋生和条件对称不稳定分析[J]. 气象, 40(9): 1048-1057. Zhang F H, Chen T, Yang S N, et al, 2014. Diagnosis of the frontogenesis and CSI features during a torrential rainfall event in winter[J]. Meteor Mon, 40(9): 1048-1057(in Chinese).
- 张晓惠, 倪允琪, 2009. 华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究[J]. 气象学报, 67(1): 108-121. Zhang X H, Ni Y Q, 2009. A comparative study of a frontal and a non-frontal convective systems[J]. Acta Meteor Sin, 67(1): 108-121(in Chinese).
- 张亚男, 段旭, 2018. 2008年初昆明准静止锋生消及移动成因分析[J]. 云南大学学报(自然科学版), 40(1): 113-124. Zhang Y N, Duan X, 2018. On the causes of frontogenesis, frontolysis and movement of Kunming quasi-stationary front in early 2008[J]. J Yunnan Univ, 40(1): 113-124(in Chinese).
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2007. 天气学原理和方法: 第4版[M]. 北京: 气象出版社: 99-103. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2007. Principle and Method of Synoptic Meteorology[M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press: 99-103(in Chinese).
- 朱锁风, 毛秀风, 1987. 我国锋的消长区[J]. 南京大学学报(自然科学版), 23(1): 196-204. Zhu S F, Mao X F, 1987. An investigation of frontogenesis analysis over China[J]. J Nanjing Univ (Nat Sci), 23(1): 196-204(in Chinese).
- Bennetts D A, Hoskins B J, 1979. Conditional symmetric instability-a possible explanation for frontal rainbands[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 105(446): 945-962.
- Bennetts D A, Sharp J C, 1982. The relevance of conditional symmetric instability to the prediction of mesoscale frontal rainbands[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 108(457): 595-602.
- Blumen W, Wu R S, 1995. Geostrophic adjustment, frontogenesis and energy conversion[J]. J Phys Oceanogr, 25(3): 428-438.
- Chen G T J, Wang C C, Wang A H, 2007. A case study of subtropical frontogenesis during a blocking event[J]. Mon Wea Rev, 135(7): 2588-2609.
- Emanuel K A, 1980. Forced and free mesoscale motions in the atmosphere[C]//Collection of Lecture Notes on Dynamics of Mesometeorological Disturbances, Proceedings of CIMMS Symposium. Norman, OK: University of Oklahoma/NOAA: 191-259.
- Hoskins B J, Bretherton F P, 1972. Atmospheric frontogenesis models: mathematical formulation and solution[J]. J Atmos Sci, 29(1): 11-37.
- 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.
- Ninomiya K, 1984. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere[J]. J Meteor Soc Japan, 62(6): 880-894.
- Pan Y N, Wu R S, 2001. Investigation on geostrophic adjustment, frontogenesis and oscillations[J]. J Meteor Res, 15(3): 346-355.
- Petterssen S, 1936. Contribution to the theory of frontogenesis[J]. Geofys Publ, 11(6): 1-27.
- Schultz D M, Schumacher P N, 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability[J]. Mon Wea Rev, 127(12): 2709-2732.
- Stone P H, 1966. Frontogenesis by horizontal wind deformation fields[J]. J Atmos Sci, 23(5): 455-465.
- Thorpe A J, Emanuel K A, 1985. Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection[J]. J Atmos Sci, 42(17): 1809-1824.
- Xu Q, 1986. Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 112(472): 315-334.

(本文责编: 王蕾)