

王宁,王秀娟,张硕,等. 2016. 吉林省一场持续性暴雨成因及 MCC 特征分析. 气象, 42(7):809-818.

吉林省一场持续性暴雨成因及 MCC 特征分析^{*}

王 宁 王秀娟 张 硕 云 天 冯 旭

吉林省气象台, 长春 130062

提 要: 利用常规气象观测资料、区域自动站降水资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐 6 h 再分析资料及 FY-2E 卫星云图资料, 对 2013 年 8 月 14—17 日吉林省持续性暴雨过程环流形势演变特征、暴雨成因及其中尺度特征进行了诊断分析。结果表明: 在异常稳定的大尺度环流背景下, 中纬度锋区上先后有两次高空槽沿同一路径东移、重复影响吉林是造成持续性暴雨的重要原因。降水过程分为两个集中阶段, 第一阶段以对流性强降水为主, θ_{se} 锋区随高度向南倾斜, 具有条件不稳定并且水汽充沛, 形成较大的对流有效位能; 而第二阶段逐渐转为混合性强降水, θ_{se} 锋区随高度向北倾斜, 在水汽输送强度、降水时间及降水总量等方面均明显强于第一阶段。强降水发生期间, 先后形成 α 中尺度对流云团或 MCC, 分 3 个阶段影响吉林省, 在云团发展阶段, 具有低层气旋式涡度伴随中尺度辐合, 高层反气旋涡度伴随中尺度辐散的垂直结构, 且上升速度明显, 同时 925 hPa 超低空急流前端风速辐合的反复出现亦是暴雨持续发生可能的中尺度触发机制。

关键词: 持续性暴雨, 水汽输送, θ_{se} 锋区, 热动力条件, MCC 垂直结构

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.07.004

Analysis on Causes and MCC Characteristics of a Continual Heavy Rain Process in Jilin Province

WANG Ning WANG Xiujuan ZHANG Shuo YUN Tian FENG Xu

Jilin Meteorological Observatory, Changchun 130062

Abstract: Using conventional meteorological data, regional automatic station precipitation data, NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data and FY-2E satellite cloud image, evolution characteristics of the circulation situation, causes of the rainstorm and mesoscale features of the continual torrential rain process in Jilin Province from 14 to 17 in August 2013 were analyzed. The results show that in the unusually stable large-scale circulation background, the torrential rain was mainly caused by two upper troughs which moved to the east along the same path on the middle latitude frontal zone and repeated impacting Jilin Province. The precipitation process was divided into two major stages. In the first stage, it was severe convective precipitation. θ_{se} frontal zone tilted to the south along height unstably and water vapor was abundant, forming large convective available potential energy. In the second stage, however, the rainfall gradually turned to mixed severe precipitation. θ_{se} frontal zone tilted to the north with height, the intensity of water vapor transport, precipitation duration and total rainfall amount were significantly stronger than in the first stage. During heavy rainfall, α -mesoscale convective cloud cluster or MCC was formed successively and divided into 3 stages, impacting Jilin. In the developing stage of cloud cluster, there was a vertical structure of cyclonic vorticity with the mesoscale convergence on low altitude, anticyclone vorticity with the mesoscale divergence on high altitude, and the rising velocity was obvious. At the same time, the recurring of the wind speed convergence which was in the front of a ultra-low-level jet at 925 hPa was also the possible mesoscale

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2014-015)资助

2015 年 9 月 2 日收稿; 2016 年 4 月 20 日收修定稿

第一作者: 王宁, 主要从事灾害性天气预报及城市环境气象预报研究. Email: wangningwell@126.com

triggering mechanism of the continual heavy rain.

Key words: continual heavy rain, water vapor transport, θ_{se} frontal zone, thermal dynamic condition, vertical structure of MCC

引 言

目前,暴雨研究多侧重于数值模拟(肖递祥等,2013)、卫星雷达资料综合分析(曾波等,2013;柯文华等,2012)、中分析技术应用(许爱华等,2013)及暴雨落区精细化分析(孙兴池等,2012,2013)等方面。有别于南方暴雨,东北暴雨多具有空间分布不均、突发性强、雨强大、降水时间集中等特点,因而受到气象工作者广泛关注。郑秀雅等(1992)通过统计1956—1989年降水资料,将东北暴雨划分为台风、气旋、冷涡和切变线四种类型,并分别总结了各型暴雨的环流形势特征及其成因;孙力等(2002)、刘景涛等(2000)、孙永罡等(1998)分析了1998年嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的大尺度环流背景,指出持续的水汽输送是大范围强降水频繁出现的主要原因;陈力强等(2005)、姜学恭等(2001)利用中尺度数值模式进行敏感性试验,揭示了东北冷涡暴雨的中尺度形成机制及垂直结构特征;还有学者对东北暴雨的中尺度对流系统、MCC演变特征、雷达回波、中尺度急流特征等方面进行了详细分析(袁美英等,2010;2011;张晰莹等,2010;陈艳秋等,2009)。从暴雨的影响程度来看,持续性暴雨最易造成大范围严重的洪涝灾害,还可诱发山体滑坡、崩塌、泥石流等地质灾害,严重威胁人们的生命财产安全。中国的持续性暴雨多发生在江南、华南及西南地区,王晓芳等(2011)从大尺度环流背景、水汽及热动力条件等方面综合分析了2010年5—6月我国南方11次持续性暴雨成因;桂海林等(2010)、张娇等(2011)分析了乌拉尔山阻高和鄂霍次克海阻高对于淮河流域持续性强降水的重要作用;牛若芸等(2012)认为在强降水带上空反复出现强烈的低层水汽辐合抬升、高层辐散抽吸及垂直上升运动发展,致使强降水得以维持;刘国忠等(2013)基于概念模型和配料法,建立了桂西北持续性暴雨客观预报方法。相比之下,东北地区的持续性暴雨因发生次数少,相关研究鲜见。鲍名(2007)将中国持续性暴雨划分为四类典型区域,包括东北区域的“渤海辽西型”,1951—2005年仅出现9个个例,指出该型持续性暴雨强度较强、影

响范围较大,认为该型暴雨同高空急流的关系与“南方锋面型”持续性暴雨相像,即持续性暴雨发生在高空急流入口区南侧的占有一定的比例。孙军等(2010)对2010年7—8月东北地区10次强降雨成因进行了分析,认为环流形势异常稳定、暖湿气流与冷空气在吉林和辽宁中东部交汇是形成持续暴雨的重要原因。许多学者对东北强降雨的成因、系统、机理也做了分析和研究(房一禾等,2016;傅慎明等,2015;沈浩等,2014)。

2013年8月14—17日,吉林省出现了一场典型的持续性暴雨过程,遭受了继1998年以来最严重的洪水侵袭。这次强降水范围广、降雨强度大、强对流特征明显,持续时间长且落区重复,致灾严重。针对此次强降水的产生,本文围绕各系统之间的相互作用、大暴雨长时间维持的物理机制、卫星云图的演变特征以及暴雨中尺度结构特征,利用常规观测及探空资料、区域自动站加密降水资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐6h再分析资料及FY-2E卫星云图资料,围绕上面几个问题展开讨论,以加深对东北地区持续性暴雨的天气动力学成因及其物理机制的认识,为改进此类暴雨预报方法、提高其预报预警水平而提供有参考价值依据。

1 暴雨概况

受副热带高压(以下简称副高)后部高空槽影响,2013年8月14日14时至17日20时吉林省出现罕见的暴雨、大暴雨天气(过程雨量见图1)。此次过程全省平均降雨量为66.1mm,居历史同期多雨的第三位,其中过程降雨量在25~49.9mm有231站,占22%,50~99.9mm有278站,占26%,在100~250mm有248站,占23%,>250mm有5站,最大降水量在集安阳岔村,达301.2mm。其中辽源地区、长白山保护区以及桦甸市过程降雨量分别为174.2、102.4和213.5mm,突破历史极值;四平、吉林、白山地区居历史同期多雨的第二位;16日08时、11时公主岭黑林子镇和安图四道白河小时雨强分别达104.1和135.5mm,均突破全省历史1h最大降雨量纪录。此次降雨强度之强、强降雨覆盖

范围之广为历史罕见。降水过程可分为两个集中阶段,第一阶段:14 日 14 时至 15 日 14 时由“前倾槽”配合地面冷锋过境,引发中部地区出现对流性强降水,降水过程中伴随着雷雨大风、冰雹等强对流天气;第二阶段:16 日 02 时至 17 日 08 时,由高空槽配合地面华北气旋东移,诱发中南部地区产生混合性强降水,持续时间更长、降水总量更大,部分地方出现了雷电天气,又可分为气旋暖锋降水和冷锋降水两个时段。

受此次暴雨过程影响,第二松花江、嫩江及洮儿河流域相继出现严重汛情,多数测站及各主要江河流域降雨量均突破历史极值,受灾人口达 100 多万,并有 14 人死亡,5 人失踪,直接经济损失约 50 亿元。

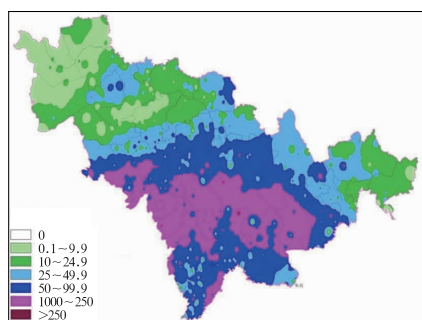


图 1 2013 年 8 月 14 日 14 时至 17 日 20 时累积降水量(单位: mm)

Fig. 1 The accumulated precipitation from 14:00 BT 14 to 20:00 BT 17 August 2013 (unit: mm)

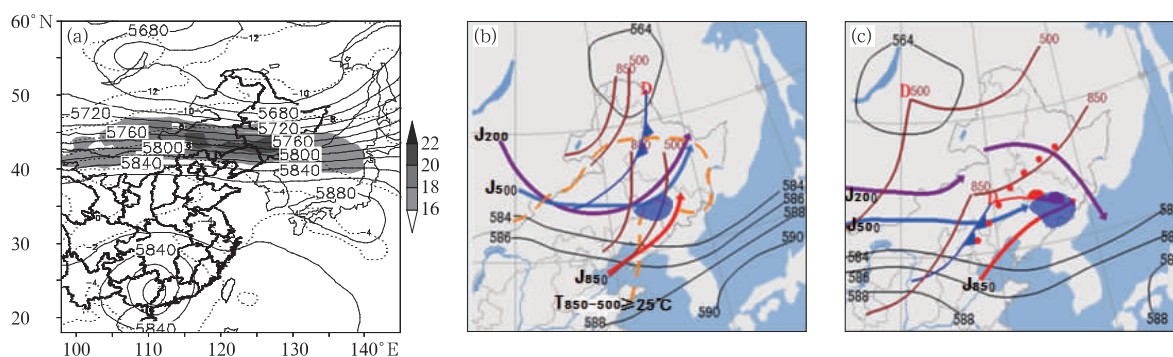


图 2 500 hPa 平均环流形势、特征线及中尺度分析

(a)2013 年 8 月 14—17 日 500 hPa 平均位势高度场(实线,单位: gpm)、温度场(虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)及风速 $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西风急流带(阴影);(b)8 月 14 日和(c)8 月 16 日 08 时中尺度分析、500 hPa 特征线及暴雨区(阴影)

Fig. 2 The 500 hPa average circulation situation, characteristic lines and meso-scale analysis

(a) the average geopotential height field (solid line, unit: gpm), temperature field (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and jet stream zone of west wind speed $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (shadow) at 500 hPa from 14 to 17 August 2013; the mesoscale analysis, characteristic lines and heavy rain area at 500 hPa

(shadow) at 20:00 BT 14 (b, c) and 08:00 BT 16 August 2013

2 大尺度环流形势演变特征

持续性大范围强降雨过程一般发生在稳定的环流形势下,是由西风带、副热带、热带“三带”环流系统相互作用的结果(陶诗言,1980)。分析 14—17 日 500 hPa 平均环流形势场(图 2a),可以看出:降水期间,东亚地区“三带”系统由低纬到高纬呈现出“低—高一低”的分布态势。首先热带地区为低值区,表明台风活动频繁,致使副高位置比较偏北,584 线位于 40°N 附近,脊线位于 35°N ,副高呈带状分布,中心强度较强, $> 588 \text{ dagpm}$,中纬度地区盛行纬向环流,贝加尔湖东侧到我国东北地区为宽广的低槽区,北部不断有弱冷空气入侵,锋区近似呈东西向,位于 $41^{\circ}\sim 44^{\circ}\text{N}$,并与风速 $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西风急流带相伴,大尺度环流形势异常稳定。锋区上有两次高空槽相继东移,重复影响东北地区,造成持续性暴雨的产生。

分析逐日环流形势,可以看到:12 日 08 时 500 hPa 图上,在贝加尔湖东部低涡已经形成,在低涡后部冷平流的作用下,致使低涡东移中强度有所加强。14 日 20 时(图 2b),副高缓慢东移至日本岛附近,强度较强,中心强度达 590 dagpm ,位置比较偏北,588 线北端达 40°N ,低涡中心位于 54°N 、 124°E ,从低涡底部伸出一高空槽移至吉林省中部,500 hPa 急流(最大风速 $20\sim 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)和 200 hPa

急流(最大风速 $44\sim 46\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)位置基本重合,呈东西走向位于 45°N 附近;对应 850 hPa ,低空西南急流伸向吉林省东南部地区,中心最大风速达 $18\sim 22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 500 hPa 槽线明显偏东于 850 hPa ,呈现“前倾槽”结构,吉林省中西部处于 $\Delta T_{(500-850)} \geq 25^\circ\text{C}$ 的条件不稳定区域内,随着地面偏北低压冷锋的东移,导致第一阶段降水发生。强降水位于低空急流出口区左侧、高空急流出口区右侧、 500 与 850 hPa 槽线之间的不稳定区域内。15日20时,随着低涡的减弱东移,吉林省上空转为西北或偏西气流控制,降水明显减小。

16日08时500 hPa图上(图2c),在贝加尔湖附近又生成一个新的低值系统,并与一“人”字形低槽相伴, 500 hPa 急流位于 44°N 附近,出口区风速逐渐减小,指向吉林省中部, 200 hPa 急流有所增强,最大风速达 $50\sim 54\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,位于吉林省北部, 850 hPa “人”字形低槽配合地面华北气旋东移, 850 hPa 低空西南急流最大风速达 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同时 925 hPa 叠加一支最大风速达 $14\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的超低空西南急流,因而造成吉林省第二阶段强降水的产生。强降水位于高空急流南侧、低空急流出口区附近,以混合性降水为主,17日05时以后,降水开始明显减小。

3 成因分析

3.1 持续不断的水汽供应

对于持续时间较长(几小时到 24 h)的暴雨来说,需要有天气尺度系统将水汽源源不断地输送到暴雨区,以补充暴雨发生所造成的气柱内水汽损耗(陶诗言,1980)。

计算大气整层水汽通量纬向分量 Q_x 和经向分量 Q_y 公式如下:

$$Q_x = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} q u dp$$

$$Q_y = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} q v dp$$

式中, p_t 表示积分顶层气压 100 hPa , p_s 表示积分底层气压(取地面气压), g 为重力加速度, q 为比湿, u 、 v 分别为纬向风和经向风。水汽输送通量单位为 $\text{g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})^{-1}$ 。

通过计算大气整层水汽通量,可以看出:暴雨期间14日20时(图3a),共有三条水汽通道汇集于吉林省中东部。首先为西南路径水汽输送:低空西南急流将渤海湾的水汽输送至暴雨区,这是一条近距

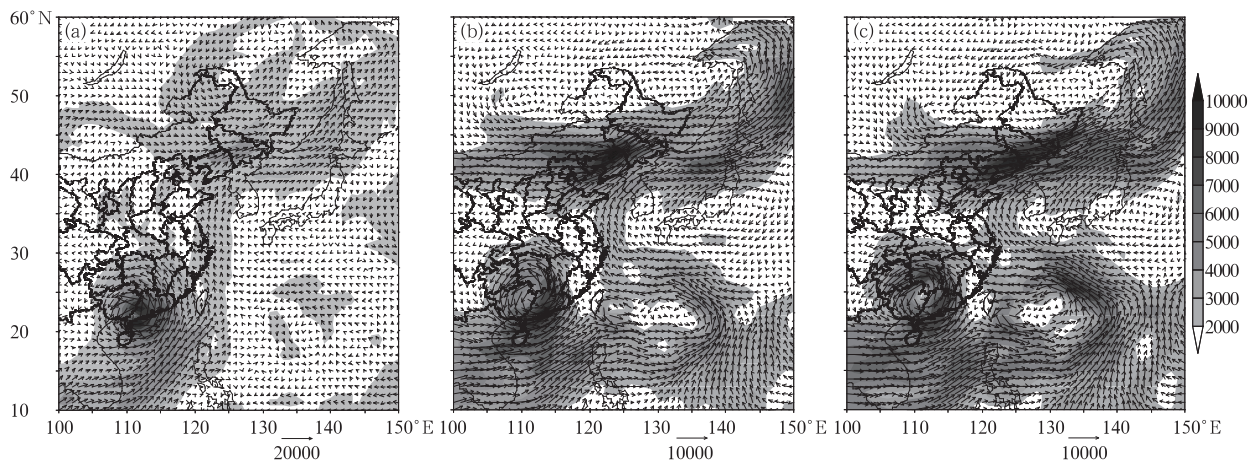


图3 2013年8月14日20时(a)、16日08时(b)和20时(c)大气整层水汽通量(单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$)

Fig. 3 The whole layer atmospheric moisture flux (unit: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$) at 20:00 BT 14 (a), 08:00 BT 16 (b) and 20:00 BT 16 (c) August 2013

离主要的水汽来源;其次为偏南路径水汽输送:此时11号超强台风尤特已在广东登陆,中心位于 21.8°N 、 111.4°E ,强度为 970 hPa ,已减弱为台风,其外围水汽及东南沿海部分水汽沿副高西侧或西南侧的偏南气

流向北输送,这是一条远距离的水汽输送;第三为偏西路径水汽输送:中纬度地区西风急流将水汽自西向东输送进入吉林省,三条水汽通道交汇于吉林省中东部,中心最大值达 $7000\text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})^{-1}$,为暴雨

区提供了丰沛的水汽供应。15日08时,三条水汽通道仍然维持,吉林省上空整层水汽通量值有所增加,此时在“尤特”东侧又有新的热低压生成。16日08时(图3b),“尤特”已减弱消失,但水汽仍然维持,和其东侧热低压的外围水汽一起持续向北输送,同时西南及偏西路径的水汽输送合并且强度明显加强,因而导致吉林省中南部大气整层水汽通量进一步加大,中心最大值达 $11000 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})^{-1}$, 16日20时(图3c),由于偏西和偏南路径水汽的持续输送,使得整层水汽通量最大值始终维持在 $9000 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})^{-1}$ 以上,并移至吉林省东南部,造成降水的再一次加强,17日02时,水汽通量最大值中心东移,强度减弱,降雨也随之减小。

3.2 大气层结与对流发展分析

分析两个强降水集中阶段 θ_{se} (沿 124°E) 的垂直剖面,共性表现在:(1)暴雨区(黑色三角处)上空,中低层 θ_{se} 值随高度递减,中高层 θ_{se} 值随高递增,表明

中低层大气层结不稳定,这种热力不稳定是触发强对流天气的重要条件之一;(2) θ_{se} 锋区由 46°N 缓慢南移至 43°N 附近,与雨带由中部向南部推进是一致的,暴雨区始终处于 θ_{se} 锋区的南侧(图4)。不同之处在于:(1)14日20时至16日08时再到20时, $\partial\theta/\partial p > 0$ 的不稳定层结高度逐渐下降,由550 hPa迅速下降至750 hPa,再下降至800 hPa附近,表明对流不稳定能量逐渐减弱,强降水性质也由对流性转为混合性;(2)第一阶段强降水发生时,中低层 θ_{se} 锋区随高度向南倾斜并向上伸展到600 hPa附近,体现出“前倾槽”结构特征,表明中低层大气呈现层结不稳定,暴雨发生时伴随雷雨大风、冰雹等强对流天气的产生,强降水具有突发性且持续时间较短;而第二阶段强降水发生时, θ_{se} 锋区随高度略向北倾斜并向上伸展到300 hPa,强降水由纯粹深厚湿对流性转为深厚湿对流与近中性层结下深厚层状云降水的混合性降水且持续时间较长。

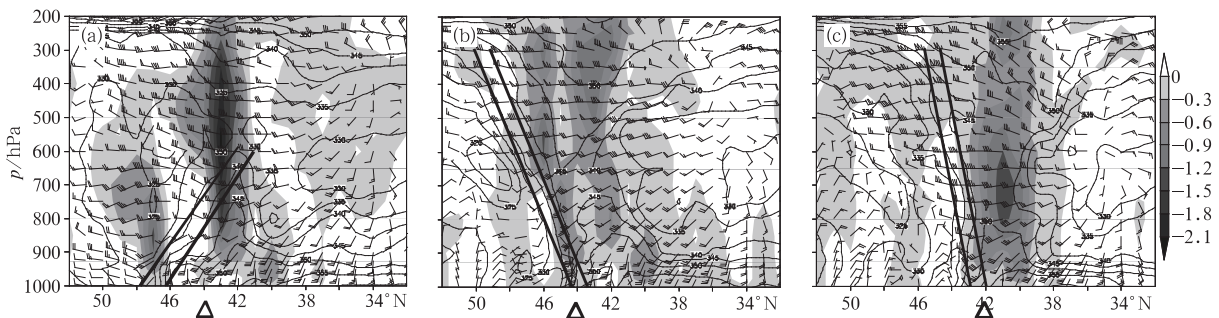


图4 2013年8月14日20时(a)、16日08时(b)和20时(c)沿 124°E θ_{se} (实线,单位: K)和垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直剖面及水平风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 The vertical section of θ_{se} (solid line, unit: K), vertical velocity (shadow, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and horizontal wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along 124°E at 20:00 BT 14 (a), 08:00 BT 16 (b) and 20:00 BT 16 (c) August 2013

3.3 高低空急流耦合与垂直运动

分析水平风场的垂直分布,可以看到:14日20时,在 43°N 附近,低空西南急流较为明显,不断向北输送暖湿空气,与中高层偏西急流在600 hPa附近逐渐汇合,形成了上干冷、下暖湿的条件不稳定层结,上升运动加强,形成一个比较深厚的上升气流区,最大上升速度达 $-2.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (约 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),位于600 hPa附近,引发了第一阶段对流性强降水;之后随着地面气旋及其暖锋的缓慢东移,中低层暖空气势力明显增强,16日08时,低空西南急流一直向上伸展到500 hPa与中高层偏西急流逐渐汇

合,最大上升速度被抬升至300 hPa,强度有所减弱,为 $-1.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (约 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),强降水由对流性转为混合性;16日20时,地面气旋冷锋移至吉林东部,中高层转为西北气流,冷空气开始加强并不断向低层扩散,与低空西南急流在750 hPa附近逐渐汇合,最大上升速度强度为 $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (约为 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),降水持续,但动力条件较前期有所减弱,16日08—20时,最大上升速度中心高度迅速下降,同时由 43°N 南移至 41°N 附近,强降水区也随之南移,大到暴雨位于高低空急流汇合区最大上升速度的下方。

3.4 探空站资料分析

选取暴雨区附近的探空站(长春站)作为代表站,分析两个强降水时段 T - $\ln p$ 图(图 5),可以看出:第一阶段强降水发生时,CAPE 值较大,存在较大的不稳定能量,600 hPa 以上为干层,600 hPa 以下湿度较大,同时 0~6 km 垂直风切变较大,这种上干下湿的“喇叭口”形状和较强的垂直风切变极有利于不稳定能量的积累和强对流天气的触发;第二阶段强降水发生时,CAPE 值明显减小且呈“细长”结构,温压曲线和露压曲线接近重合,并一直向上伸展到 200 hPa,大气整层为湿层,水汽条件异常充沛,垂直风切变明显减小。

进一步分析长春、临江两站探空资料的时间变化(表 1),可知:持续性强降水的产生必然与不稳定能量“释放-快速重建”机制密切相关(马学款等,2012)。14 日 20 时,CAPE 由 $1017 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 迅速增至 $2194.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,出现了第一个峰值,850 与 500 hPa 温差达 27°C ,热动力条件迅速增强,极有利于强对流天气的发生,此时地面到 850 hPa 平均相对湿度为 87%,中低层水汽条件较好,引发了第一阶段对流

性强降水;之后各种阈值均开始减弱,降水也随之减小,完成了第一阶段能量的积累与释放;15 日 20 时,中部地区 CAPE 值又开始增大,至 16 日 08 时 CAPE 出现了第二个峰值,增加至 $681.1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,850 与 500 hPa 温差减小至 21°C ,热动力条件的强度要弱于第一阶段的各种阈值,此时地面到 850 hPa 平均相对湿度达 100%,大气达到饱和状态,水汽条件异常充沛,导致第二阶段混合性强降水的发生。比较两个强降水时段,对流抑制能量均较小,近似为 0,具备了较好的动力抬升条件,且第一阶段 CAPE 值的变化幅度、峰值以及 850 与 500 hPa 温差值均明显高于第二阶段,热动力及不稳定能量条件优势明显,而第二阶段水汽条件明显好于第一阶段,致使暴雨得以持续。16 日 20 时,临江市 CAPE 值由 $526.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 迅速降至 $101.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,不稳定能量得以进一步释放,同时地面到 850 hPa 平均相对湿度达 94%,水汽输送明显增强,白山雨强开始加大,较好的水汽输送一直持续到 17 日 08 时,CAPE 维持在 $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,不稳定能量小幅波动,降水也由混合性向稳定性过渡,并由中部逐渐移向东南部。

根据云的微物理理论,降水系统中的暖云层

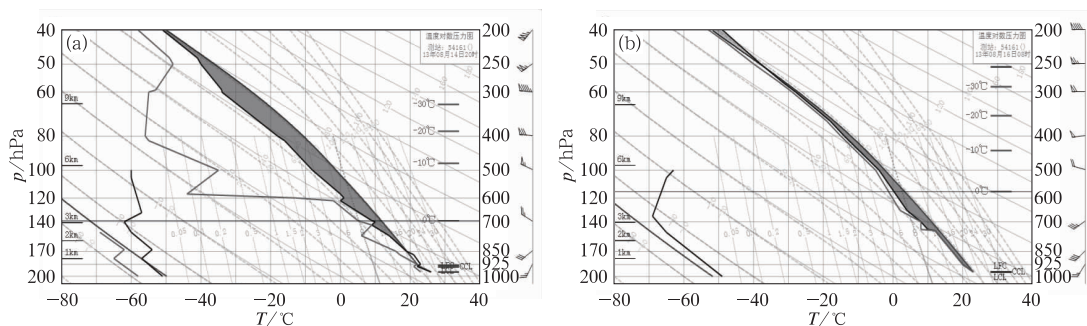


图 5 2013 年 8 月 14 日 20 时(a)和 16 日 08 时(b)长春站 T - $\ln p$ 图

Fig. 5 T - $\ln p$ of Changchun Station at 20:00 BT 14 (a) and 08:00 BT 16 (b) August 2013

表 1 长春站/临江市探空资料分析

Table 1 Sounding data analysis of Changchun Station/Linjiang Station

长春/临江	14 日 08 时	14 日 20 时	15 日 08 时	15 日 20 时	16 日 08 时	16 日 20 时	17 日 08 时
CAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	1017	2194.2	288.6/0	455.7/1670.7	681.1/526.2	203.1/101.6	45.6/178.9
CIN/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	108.9	0	0/0	164.6/38.4	0/36.4	0/1.5	0.2/1.2
850~500 hPa 温差/ $^\circ\text{C}$	28	27	27	25	21	22/19	22/21
地面至 850 hPa 平均相对湿度/%	82	87	87	66	100	96/94	93/92
LCL/m	752	670	650	660	600	610/640	640/630
0 $^\circ\text{C}$ 层高度/m	4514	4556	4336	4770	4843	5171/5323	4533/4990
暖云层厚度/m	3762	3886	3686	4110	4243	4561/4683	3893/4360

注:CAPE 为对流有效位能,CIN 为对流抑制能量。

Note: CAPE (Convective available potential energy), CIN (Convective inhibition energy).

越厚,越有利于高降水效率的产生。暖云层厚度由抬升凝结高度到零度层高度之间的厚度来估计(俞小鼎等,2006)。此次强降水发生期间,抬升凝结高度普遍较低,均 ≤ 800 m,特别是第二阶段强降水发生时,抬升凝结高度降至 $600\sim 640$ m,14日20时到16日08时,暖云层厚度由 3886 m 逐渐增至 4243 m,16日20时度达到最强,约为 $4500\sim 4700$ m,导致降水效率的迅速提高,中东部地区暴雨站数明显增多,17日08时,中部长春站暖云层厚度明显减小,而东南部临江站暖云层厚度维持在 4300 m 以上,暴雨区随之东南移。

4 卫星云图特征分析

分析 FY-2E 卫星云图逐小时 TBB 值(图 6),可知:此次强降水发生期间,有若干个 α 、 β 、 γ 中尺度云

团合并发展加强,先后形成 α 中尺度对流云团或 MCC,分三个阶段影响吉林省。

第一阶段:冷锋尾部东侧形成 α 中尺度对流云团 M1

14日18时,在冷锋尾部东侧的区域,由于冷空气交汇产生强烈扰动,导致若干个中小尺度对流云团不断合并发展,形成3个 α 中尺度对流云团 A1、B1 和 C1,此时 A1 云团 $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积已达到 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$,雨强加大,17—18时最大雨强位于双辽,达 $59.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,17:21,双辽还出现了冰雹,20时 A1 和 B1 合并成 M1,致使 $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积不断增大, TBB 最小值为 -62°C ,暴雨区出现在 TBB 梯度大值附近,21时云团发展最强,椭圆特征明显,边界光滑, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积达 $9.2 \times 10^4 \text{ km}^2$,该云团持续 5 h 后, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积开始减小,雨强也随之减弱,之后还有一些 β

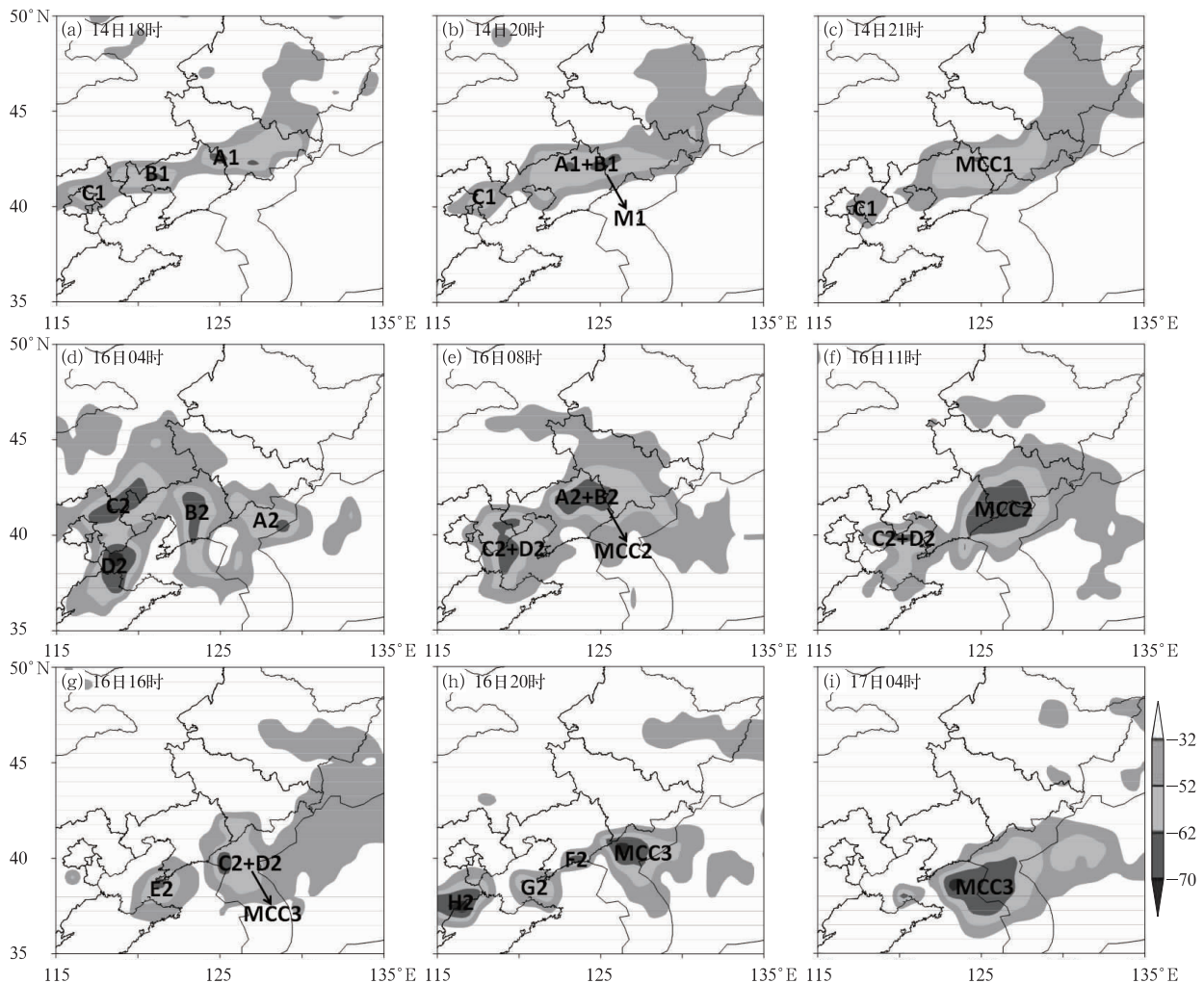


图 6 2013 年 8 月 14—17 日 FY-2E 卫星云图 TBB 值分布

Fig. 6 TBB value distribution of FY-2E satellite cloud images in 14—17 August 2013

中尺度或 γ 中尺度云团东移中合并加强,致使降水持续至 15 日 14 时。

第二阶段:暖锋段上形成 MCC2

受华北气旋东移影响,16 日 04 时,在其暖锋段上形成新的中尺度对流云团 A2 和 B2,均处于低空西南急流的左前方,受其影响,西部对流云团 B2 的移速要快于 A2,16 日 08 时,A2 和 B2 合并发展生成 MCC2, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积迅速增至 $13.5 \times 10^4 \text{ km}^2$, TBB 最小值为 -62°C ,且 $\leq -62^\circ\text{C}$ 的面积明显大于第一阶段强降水的面积,表明云团在垂直方向上发展旺盛,云顶较高,该地区多站出现短时强降水,08—09 时,最大雨强位于梨树,达 $38.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,16 日 11 时云团发展最强,外形近似圆形, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积增大至 $14.9 \times 10^4 \text{ km}^2$, TBB 最小值仍维持在 -62°C ,且 $\leq -62^\circ\text{C}$ 的面积进一步扩大,该云团共持续 6 h,暴雨区出现在 TBB 极小值中心附近,16 日 14 时,云团强度略有减弱, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积开始减小,MCC2 减弱为 α 中尺度对流云团。

第三阶段:冷锋附近形成 MCC3

16 日 16 时,随着华北气旋冷锋的缓慢东移,其前部的 α 中尺度对流云团 C2、D2 合并发展,形成

MCC3 移入东南部地区,在渤海湾附近还有 α 中尺度对流云团 E2 生成,16 日 20 时,E2 与 MCC3 合并, TBB 最小值由 -62°C 加强至 -70°C ,在 MCC3 后部还有若干个 α 、 β 、 γ 中尺度对流云团 F2、G2、H2,呈东北—西南向排列,此时低空西南急流仍然较强,位于大连—丹东—临江—延吉—线,受其影响,对流云团 F2、G2、H2 不断合并到 MCC3 中,致使 MCC3 强度一致较强,强降水也随之东南移,17 日 01 时,最大雨强位于集安,达 $38.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,17 日 04 时云团发展最强, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的面积增大至 $18.4 \times 10^4 \text{ km}^2$,但位置比较偏南,该云团持续时间达 15 h 之久,暴雨区出现在 TBB 梯度大值附近,至 17 日 07 时以后,云系快速减弱东移,降水减小。

表 2 给出了 α 中尺度对流云团或 MCC 生命史、面积、强度及其与强降水落区的关系,由此可知:引发第二阶段强降水的 MCC 较第一阶段 α 中尺度对流云团面积更大、持续时间更长、云顶发展更高,因此降水总量也大于第一阶段,处于暖锋段上的 MCC,强降水落区位于其 TBB 小值中心附近,而冷锋尾部的 α 中尺度对流云团或前部的 MCC,强降水落区主要位于 TBB 梯度大值区附近。

表 2 α 中尺度对流云团(M1)或 MCC 生命史、面积、强度及其与强降水落区的关系
Table 2 The life time, area, intensity of α -mesoscale convective cloud cluster (M1) or MCC and its relationship with the heavy rain area

α 中尺度对流云团(M1)或 MCC	起始时间	终止时间	持续时间/h	$TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的最大面积/ 10^4 km^2	TBB 中心值/ $^\circ\text{C}$	强降水落区
M1	14 日 18 时	14 日 22 时	5	9.2	-62	TBB 梯度大值附近
MCC2	16 日 08 时	16 日 13 时	6	14.9	-62	TBB 小值中心附近
MCC3	16 日 16 时	17 日 06 时	15	18.4	-70	TBB 梯度大值附近

注:起始时间指 α 中尺度对流云团或 MCC 开始影响吉林省的时间,终止时间指吉林省脱离其影响的时间。

Note: The starting time refers to the time at which α -mesoscale convective cloud cluster or MCC begins to affect Jilin, and the end time refers to the time at which the impact terminates effect.

14 日 20 时(实线)、16 日 08 时(长虚线)及 16 日 20 时(点线),三个云团均处于发展阶段,通过计算强降水区平均(14 日 20 时和 16 日 08 时取 $42^\circ \sim 44^\circ\text{N}$ 、 $124^\circ \sim 126^\circ\text{E}$ 范围,16 日 20 时取 $40^\circ \sim 42^\circ\text{N}$ 、 $125^\circ \sim 127^\circ\text{E}$ 范围)涡度、散度及垂直速度的垂直分布(图 7),可知:环境场均具有低层气旋性涡度、辐合,高层反气旋涡度、辐散的垂直结构,且整层上升速度明显,这种结构特征可能是 α 中尺度对流云团或 MCC 发展维持的重要因素。第一阶段强降水发生时,中低层气旋性涡度一直较强,且出现双峰值

(分别位于 600 和 900 hPa 附近),最大值为 $6.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,致使槽前上升运动不断增强,最大上升速度达 $-1.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于 550 hPa 附近;第二阶段暖锋降水发生时,高层强辐散明显大于低层辐合,“抽吸”作用明显,云团垂直方向发展旺盛,最大上升速度位于 300 hPa,为 $-1.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$;第二阶段冷锋降水发生时,随着高低层散度差的减小,“抽吸”作用减弱,最大上升速度高度降至 650 hPa 附近且强度明显减小,降水也随之减弱。

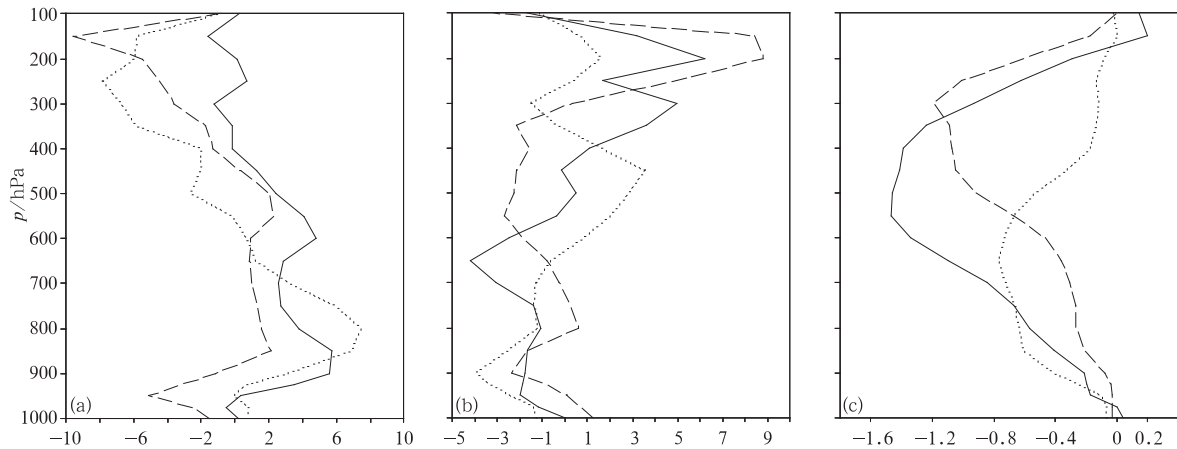


图 7 强降水区平均涡度(a, 单位: 10^{-5} s^{-1})、散度(b, 单位: 10^{-5} s^{-1})及垂直速度(c, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直分布

Fig. 7 The vertical distribution of average vorticity (a, unit: 10^{-5} s^{-1}), divergence (b, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (c, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) in the area of severe precipitation

5 雨带的中尺度特征

图 8 给出了 6 h 雨量与 925 hPa 超低空急流、流线、切变线或辐合线等的对应关系,可以看到:强降水发生期间,925 hPa 始终存在一支风速为 $14 \sim 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的超低空急流,强降水位于低空切变线南侧或东南侧、925 hPa 超低空急流前端的风速辐合处。14 日 20 时,随着地面偏北低压冷锋的东移,925 hPa 在吉林西北部可分析出一条冷式切变线(双实线),其东南侧存在一支偏南风超低空急流,出口区指向吉林中部,形成一条东西向的风速辐合线,该区域附近 6 h 多站出现大雨或暴雨,之后雨强随

着急流的减弱而逐渐减小;16 日 08 时,地面华北气旋的暖锋移至吉林中部,925 hPa 偏南风再次加强至急流,出口区仍然指向吉林中部,导致该区域附近 6 h 内重复出现大雨或暴雨,同时超低空急流出口区东侧也出现了大雨或暴雨,这里恰好处于长白山脉的迎风坡,地形的增幅作用不容忽视;16 日 20 时,华北气旋继续东移,其冷锋移至吉林中部,对应 925 hPa 又可分析出一条冷式切变线,由于弱冷空气不断入侵,其东南侧的偏南风超低空急流逐渐南退,出口区指向吉林南部,大到暴雨落区也随之南移。由此可见,925 hPa 超低空急流出口区前端的风速辐合线是导致这场暴雨持续发生的中尺度触发机制。

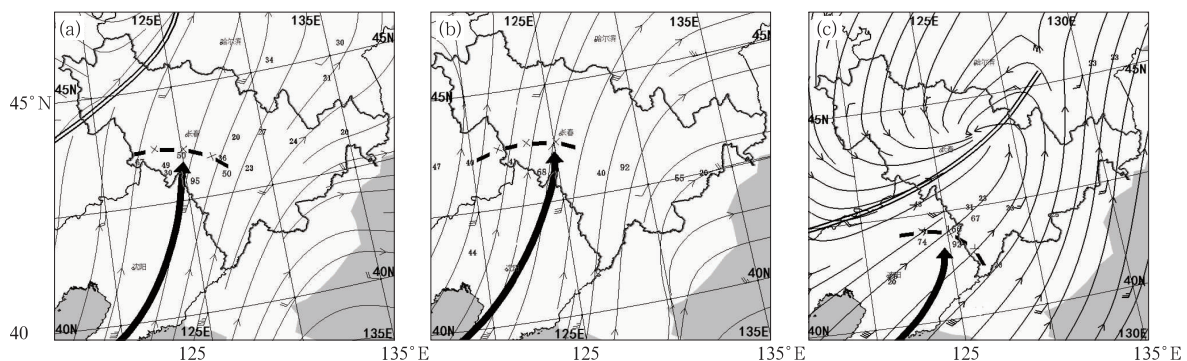


图 8 2013 年 8 月 14 日 20 时(a)、16 日 08 时(b)和 20 时(c)925 hPa 超低空急流、流线、切变线、辐合线及 6 h 雨量 $\geq 20 \text{ mm}$ (数值)配置图

Fig. 8 The configuration diagram of a ultra-low-level jet stream, streamline, shear line, convergence line at 925 hPa and 6 h rainfall $\geq 20 \text{ mm}$ (number) at 20:00 BT 14 (a), 08:00 BT 16 (b) and 20:00 BT 16 (c) August 2013

6 结 论

(1) 这次暴雨发生在副高稳定少动且位置比较偏北的环流背景下,锋区上先后有两次高空槽沿同一路径东移、重复影响吉林地区是造成持续性暴雨产生的重要原因;异常强盛的低空和超低空西南急流(850、925 hPa 最大风速分别达 22 和 16 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)为暴雨区提供了丰沛的水汽供应,水汽主要来源于渤海湾。降水过程分为对流性和混合性两个集中阶段,同时两个阶段强降水在水汽输送强度、 θ_{sc} 锋区的垂直结构、热动力条件及不稳定能量等方面均存在一定的差异。

(2) 探空资料分析表明,持续性强降水的产生与不稳定能量“释放-快速重建”机制密切相关。第一阶段强降水发生时,CAPE 极大值及其变化幅度、最大上升速度均强于第二阶段降水发生时,表明动力及不稳定能量条件均较强,而第二阶段强降水发生期间,水汽条件优势更为明显,抬升凝结高度降至 600~640 m,暖云层厚度维持在 4200 m 以上,因此更有利于高降水效率的产生。

(3) 强降水发生期间,在切变线附近,先后形成 α 中尺度对流云团或 MCC 影响吉林省,第二阶段强降水主要受 MCC 影响, $TBB \leq -62^\circ\text{C}$ 的云体面积更大,持续时间更长;云团发展阶段,具有低层气旋性涡度伴随辐合,高层反气旋涡度伴随辐散的垂直结构,且上升速度明显,这种结构特征是产生强降水的重要因素,同时 925 hPa 超低空急流前端风速辐合的反复出现是暴雨持续发生可能的中尺度触发机制。

参 考 文 献

鲍名. 2007. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景. 大气科学, 31(5): 779-792.

陈力强, 陈受钧, 周小珊, 等. 2005. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟. 气象学报, 63(2): 173-183.

陈艳秋, 袁子鹏, 黄阁, 等. 2009. 一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析. 气象, 35(2): 41-48.

房一禾, 龚志强, 陈海山. 2016. 东北冷涡降水集中期的客观识别研究. 气象, 42(1): 80-88.

傅慎明, 孙建华, 张敬萍, 等. 2015. 一次引发强降水的东北冷涡的演

变机理及能量特征研究. 气象, 41(5): 554-565.

桂海林, 周兵, 金荣花. 2010. 2007 年淮河流域暴雨期间大气环流特征分析. 气象, 36(8): 8-18.

姜学恭, 孙永刚, 沈建国. 2001. 98. 8 松嫩流域一次东北冷涡暴雨的数值模拟初步分析. 应用气象学报, 12(2): 176-187.

柯文华, 俞小鼎, 林伟旺, 等. 2012. 一次由“列车效应”造成的致洪暴雨分析研究. 气象, 38(5): 552-560.

刘国忠, 黄开刚, 罗建英, 等. 2013. 基于概念模型及配料法的持续性暴雨短期预报技术探究. 气象, 39(1): 20-27.

刘景涛, 孟亚里, 康玲, 等. 2000. 1998 年嫩江松花江流域大暴雨成因分析. 气象, 26(2): 20-24.

马学款, 符娇兰, 曹殿斌. 2012. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析. 气象, 38(7): 795-803.

牛若芸, 张志刚, 金荣花. 2012. 2010 年我国南方两次持续性强降水的环流特征. 应用气象学报, 23(4): 385-394.

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.

孙军, 代刊, 樊利强. 2011. 2010 年 7—8 月东北地区强降雨过程分析和预报技术探讨. 气象, 37(7): 785-794.

孙力, 安刚, 高枫亭, 等. 2002. 1998 年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析. 应用气象学报, 13(2): 156-162.

孙兴池, 王西磊, 周雪松. 2012. 纬向切变线暴雨落区的精细化分析. 气象, 38(7): 779-785.

孙兴池, 吴炜, 周雪松, 等. 2013. 经向切变线暴雨落区分析. 气象, 39(7): 832-841.

孙永罡, 白人海. 2000. 1998 年夏季松花江、嫩江流域大暴雨的水汽输送. 气象, 26(10): 24-28.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 25-50.

王晓芳, 黄华丽, 黄治勇. 2011. 2010 年 5—6 月南方持续性暴雨的成因分析. 气象, 37(10): 1206-1215.

肖递祥, 肖丹, 周长春, 等. 2013. 低层偏南气流对一次暴雨过程的动力作用分析和数值模拟. 气象, 39(3): 281-290.

许爱华, 湛芸. 2013. 中尺度天气图分析技术在 2011 年我国南方 4 次强降水过程中的应用. 气象, 39(7): 883-893.

俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务分析. 北京: 气象出版社, 171.

袁美英, 李泽椿, 张小玲. 2010. 东北地区一次短时大暴雨中尺度对流系统分析. 气象学报, 68(1): 125-136.

袁美英, 李泽椿, 张小玲, 等. 2011. 中尺度对流系统与东北暴雨的关系. 高原气象, 30(5): 1224-1231.

张娇, 王东勇, 朱佳宁, 等. 2011. 淮河流域持续性强降水的重要前期信号. 气象, 37(11): 1329-1335.

张晰莹, 吴英, 王承伟, 等. 2010. 东北地区 MCC 雷达回波特征分析. 气象, 36(8): 33-39.

曾波, 湛芸, 肖天贵. 2013. 我国中东部地区夏季 MCS 统计分析. 气象, 39(2): 180-185.

郑秀雅, 张廷治, 白人海. 1992. 东北暴雨. 北京: 气象出版社, 1-7.