第15卷 第6期 2021年12月

任丽,马国忠,孙琪.一次东北冷涡暴雨过程中尺度及云物理特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(6);31-39. doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2021.06.005

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



一次东北冷涡暴雨过程中尺度及 云物理特征分析

任 丽,马国忠,孙 琪 (黑龙江省气象台,黑龙江 哈尔滨 150030)

摘 要:利用 WRF 数值模式对 2019 年 7 月 16 日发生在东北冷涡底部的暴雨过程进行数值 模拟,使用常规观测资料、卫星云图和数值模拟结果对此次暴雨过程的中尺度及云物理特征进行 分析。结果表明:东西2个暴雨区分别由 MCC 和 MCS 活动造成的。 MCC 发展的环境具有低层更 暖湿、高层干冷,对流不稳定更强,垂直风切变更大的特点,有利于酝酿更强的风暴。降水回波与 地面辐合线同时出现,共同移动,两者有正反馈作用。与西部回波相对应的辐合线辐合更强,北侧 偏北风风速更大,移动更快,对应的强降水范围更小、降水时段更集中。而东部暴雨区相对应的辐 合线两侧风速均较小,呈准静止态,回波长时间在辐合线附近维持,列车效应形成暴雨,对应的强 降水范围较大、持续时间更长。降水过程中霰和雪是对流云中主要的降水粒子,通过冷云增长;雨 水的增长主要依赖于霰和雪的融化,其次还有暖云中云水的碰并增长。

关键词:东北冷涡; 辐合线; 对流不稳定; 数值模拟; 云物理结构 中图分类号:P458 文献标识码:A 文章编号:1002-0799(2021)06-0031-09

东北冷涡是有深厚冷空气的高空气旋性涡旋, 在我国东北附近地区活动,东北冷涡具有不稳定的 特点,与其相伴的天气通常为阵性降水1-2。东北冷 涡活动时除了冷涡本身能给东北地区带来突发性强 降水13-41外,冷涡与中纬度其它天气系统15-61,甚至与 台风17-8相互作用会给东北地区带来更强的降水。东 北冷涡还会给华北、黄淮甚至江南带来暴雨天气1-12。 东北冷涡具有非对称结构特征,在其东南部,有西北 干冷平流叠加在西南暖湿平流上,加上午后晴空辐 射增温作用,造成对流不稳定迅速增长,而此处的上 升运动为对流有效位能的释放提供了有利条件[13]。 暴雨通常是由 MCS 活动造成的,中国东北地区每年 夏季平均出现 MCS 的次数为 101 次^[14],其中 MCC

收稿日期:2020-12-02:修回日期:2020-12-16

又是主要的暴雨云团。根据实际统计分析发现若 完全按照 Maddox 定义的 MCC 的标准, 东北地区 的 MCC 次数极少,如果将标准中的偏心率调整 为>0.6,平均每年至少可以出现5次[15-16]。可见东北 地区 MCS 出现的频次较高,尽管其中 MCC 出现的 次数较少,但只要出现就会造成暴雨,而关于东北地 区 MCS 和 MCC 的研究较少。

数值模拟已经成为研究暴雨形成和发展的重 要手段,通过数值模拟可以获取暴雨发生发展过 程中时空分辨率更高的资料,从而展开暴雨中小 尺度[17-18]、云物理[19-21]等方面更细致的研究。2019年 7月16日黑龙江省出现突发性暴雨,由于降水时间 集中,雨强大,导致部分农田被淹,个别路段道路桥 涵被冲毁,甚至影响列车通行,造成较大经济损失。 利用 WRF 数值模式对此次发生在东北冷涡底部的 暴雨过程进行数值模拟,使用常规观测资料、卫星云 图和数值模拟结果分析此次暴雨过程发生的环流特 征和有利于对流发展的环境条件、云系演变特征及

基金项目:黑龙江省自然科学基金联合引导项目(JJ2019LH2360);国 家重点研发计划项目(2018YFC1507303)

作者简介:任丽(1982—),女,高级工程师,主要从事灾害性天气及常 规天气预报研究。E-mail:strli@163.com

云物理特征,为冷涡暴雨预报业务提供有价值的参 考和借鉴。

1 东北冷涡暴雨实况分析

1.1 暴雨概况

受东北冷涡影响,2019年7月16日黑龙江省 中西部地区出现中到大雨、局部暴雨天气。从7月 16日08时—17日08时(北京时,下同)累积降水量 图(图1a)上可知,降水分布不均匀,有东西2个暴 雨区。降水具有很大的阵性,西部暴雨区强降水出现 在16日下午(图1b),13—14时克山站连续2h出 现小时雨量超过20mm/h的短时强降水,最大雨强 为29.5mm/h(16日13时),东部暴雨区强降水出现 在 16 日夜间,21—22 时巴彦站连续 2 h 出现短时 强降水,最大雨强为 49.3 mm/h(16 日 22 时)。东部 暴雨区范围和雨强均大于西部,强降水持续时间更 长,雨量更大。

1.2 中尺度对流云团特征

从 FY-2G 的 TBB 分布图(图 2)上,可以发现黑 龙江省东西 2 个暴雨区分别是由 MCC 和 MCS 活动 造成的。造成西部暴雨区的 MCS 生消和移动均较 快,7月 16 日 11 时,MCS 在内蒙古新生,移入黑龙 江省迅速发展加强。12—13 时 MCS 云团范围迅速 扩大,呈密实的团状结构,克山站位于 MCS 南侧亮 温梯度最大处(图 2a,2b),雨强增大到 29.5 mm/h (16 日 13 时)。14 时 MCS 东移(图 2c),云团范围继



图 1 2019 年 7 月 16 日 08 时—17 日 08 时累积降水量(a)及克山和巴彦站小时雨量(b)



图 2 2019 年 7 月 16 日 FY-2G TBB 分布 (a 为 12 时,b 为 13 时,c 为 14 时,d 为 16 时,e 为 21 时,f 为 23 时 BT;单位:℃)

续扩大,尽管云顶亮温一直<-57 ℃,但是对应的雨 强开始减小。之后在内蒙古东北部有多个对流云团 新生,合并加强形成近圆形云团。16时移动到黑吉 蒙交界(图 2d),-32 ℃冷云面积为 1.1×10⁵ km²,-52 ℃ 冷云面积为 7×104 km2,达到 MCC 标准。MCC 生成 后一直缓慢向东偏北方向移动,移入黑龙江省。北部 减弱的 MCS 云团逐渐合并到 MCC 中,促使 MCC 进 一步加强。21 时 MCC 强度达到最大(图 2e),-32 ℃ 冷云面积达 1.7×10⁵ km², -52 ℃冷云面积为 9.5×10⁴ km²,其中有尺度更小(TBB<-62 ℃)的中尺度单元 活动,对应更大的雨强,形成东部暴雨区,巴彦站连 续 2 h 雨强超过 30 mm/h。之后的 2 h 内 MCC 逐渐 减弱,表现为<-52℃的冷云范围迅速减小,地面雨 强也随之减小。17日00时,-52℃冷云面积减小到 3.6×10⁴ km²,不满足 MCC 标准(图 2f)。本次 MCC 生 命史为8h,由于移动缓慢,给黑龙江省南部地区带 来较大降水天气。

1.3 探空分析

分析东西 2 个暴雨区上游强降水发生前的 探空站曲线,发现 2 个暴雨区环境特征的差异。 MCS 发生的环境特征是大气具有深厚的湿层 (地面~500 hPa),高层有较干空气活动,CAPE 为 750 J/kg,K 指数为 34 ℃,沙氏指数为-0.2 ℃,抬升 指数为-2.5 ℃,0~6 km 垂直风切变为 2.7×10⁻³ /s(表 1)。即对流发生前大气层结不稳定,这样的环境条件 有利于以短时强降水为主的风暴发展。

表1 嫩江和哈尔滨探空站物理量特征对比

探空站	湿层厚度	CA PE/ (J/kg)	K 指数/℃	SI 指数/℃	抬升 指数/℃	0~6 km 垂直 风切/(/s)
08:00 嫩江	地面~500 hPa	750	34	-0.2	-2.5	2.7×10 ⁻³
20:00 哈尔滨	850~600 hPa	1000	42	-5.1	-5.2	4.0×10 ⁻³

MCC 发生的环境特征:中低层(850~600 hPa) 为饱和层,中高层(500~300 hPa)有干空气活动, 低层更湿、高层更干使大气的对流不稳定更强。 CAPE 为 1 000 J/kg,K 指数为 42 ℃,沙氏指数为 -5.1 ℃,抬升指数为-5.2 ℃。大气整层风速均增大, 0~6 km 风随高度顺转,垂直风切变达 4×10⁻³ /s。有 利于 MCC 发展的环境条件有利于酝酿更强的风暴。

2 数值模拟

2.1 模拟方案设计

本文使用 WRF3.6 数值模拟,采用欧拉质量坐标,Runge-Kutta 3 阶时间积分方案,模拟时段为

2019 年 7 月 15 日 20 时—17 日 20 时。模式初始场 选用美国国家环境预报中心(NCEP)提供的 2019 年 7 月 15 日 20 时—17 日 20 时 FNL 全球再分析资料 (Final Operational Global Analysis,以下简称 FNL 资 料),时间分辨率 6 h,空间分辨率 1°×1°,采用三层 双向网格区域嵌套设计(图 3),模式模拟主要参数 设置见表 2。



表 2 WRF-ARW 模式模拟参数设置

	一层网格	二层网格	三层网格
水平分辨率	27 km	9 km	3 km
格点数	561×289	1 258×592	1 609×926
时间步长	180 min	60 min	60 min
微物理方案	Morrsion 双参数方案	Morrsion 双参数方案	Morrsion 双参数方案
积云对流参数化	${\rm Kain-Fritsch}\;({\rm new}\;{\rm Eta})$	${\sf Kain-Fritsch}\;({\sf new}\;{\sf Eta})$	无
长/短波辐射方案	RRTM 方案	RRTM方案	RRTM 方案
行星边界层方案	YSU方案	YSU方案	YSU 方案

注:RRTM 为 Rapid Radiative Transfer Model scheme;YSU 为 Yonsei University Scheme。

2.2 模拟结果检验

通过 24 h 累积降水量对比(图 4),可见模式模 拟的降水落区、范围和量级与实况较为一致,并且 基本模拟出了东西 2 个暴雨区。但细节上还是存在 一定不足:西部暴雨区较实况偏西;东部暴雨区范 围和强度均比实况大。这可能与模式模拟的初始时 间、模式与实际的地形精度等差异及地面测站密度 低且分布不均匀等因素有关。分别对东西 2 个暴雨 区主要降水时段的 6 h 累计降水量对比发现,模式 可以较好地模拟出这 2 个时段的强降水。16 日 10—16 时模式模拟的西部暴雨区强降水时段、范

沙漠与绿洲气象 Desert and Oasis Meteorology

围和量级与实况基本吻合,只是偏西1~2个纬度。 16日19时—17日01时模式能够模拟出东部雨带 走向及雨带中2个强中心,只是模拟降水范围略 小、强度偏大。尽管模式模拟结果与实况在细节上 存在一定差异,但模式对于过程雨量、强降水时段 及落区等体现本次暴雨过程的主要特征与实况较 为一致。

本次冷涡暴雨的大尺度环流背景:河套地区短 波槽(16日20时切断成冷涡)向东北冷涡输送水 汽;东北冷涡低层东南侧出现中尺度西南低空急流, 向北输送的暖湿空气在急流前侧强烈辐合,形成西 部暴雨区;200 hPa上逐渐形成中尺度高空急流,高 空辐散增强,上升运动增大,雨强更大,形成东部暴 雨区;地面上有低压活动,低压内有东西向中尺度地 面辐合线,触发对流,对流沿着辐合线的方向自西向 东移动,从而在辐合线附近产生暴雨。

通过模拟结果与 FNL 资料的对比,可见模式可 以较好地模拟出主要大尺度影响系统的位置、形态 和强度,以及这些影响系统的演变过程。但是模式对 中尺度风场模拟稍显不足:模拟的东北地区中南部 的强风速带水平尺度更长;而模拟的 16 日 20 时黑 龙江南部与强降水相伴出现的中尺度高空急流水平 尺度和强度均偏小。模式模拟结果与实况除了在细 节上存在一定差异外,基本对本次暴雨过程给出了 较为满意的再现。

3 模拟结果分析

从模拟的雷达组合反射率因子演变可知, 给黑 龙江省带来暴雨的东西两块强回波均是从内蒙古移 入黑龙江,并在黑龙江获得发展的。7月16日10时 (图 5a)回波开始移入黑龙江,回波前侧反射率因子 大梯度区呈弓形,回波后侧弱回波区风场向四周辐 散,特别是向回波前侧的偏北风,风力较大。较大的 偏北风与东南风形成的辐合线位于回波前侧反射率 因子大梯度区附近。较大的偏北风推动辐合线向东 南方向移动,回波随之向东南方向移动。11时(图 5b)回波呈带状结构,主体移入黑龙江,因其南侧和 东侧不断有对流新生而一直维持高反射率因子,回 波北侧反射率因子强度逐渐减弱。回波前东南风的 偏南分量逐渐加大,风速增加,这样在回波东侧辐合 加强,对流活跃。12时(图 5c)随着南侧和北侧对流 的减弱消失,回波演变为块状。西部暴雨区位于回波 东侧辐合最强、对流最活跃的区域,只是模拟回波演 变比实况早 1~2 h。

16日19时在黑龙江西南部沿着地面辐合线有 南北两块回波新生并迅速发展加强。20时(图5d)两 块回波相连,在回波的东侧和南侧有偏南风与偏北 风的辐合,两者风力相当,使得地面辐合线长时间在 此停留,这样降水回波在此维持超过4h。两块回波 缓慢东移,南侧回波在东移过程中后侧不断有对流 新生,逐渐变为东西带状;北侧回波则向南北2个方 向伸展,形成东北一西南带状结构(图5e),东部暴



图 4 2019 年 7 月 16 日 08 时—17 日 08 时 24 h 累积降水量(a,d)及 16 日 10—16 时(b,e)、 16 日 19 时—17 日 01 时(c,f)6 h 累积降水量 (a,b,c 为实况,d,e,f为模拟;单位:mm)

雨区与南侧回波后向传播形成列车效应有关。之后 南侧回波后部风场由辐合转为辐散,回波减弱,与北 侧回波合并(图 5f),加速东移。

可见造成东西两个暴雨区的降水回波与地面辐 合线同时出现,共同移动,两者有正反馈作用。与西 部回波相对应的辐合线辐合更强,北侧偏北风风速 更大,移动更快,对应的强降水范围更小、时段更集 中。而东部暴雨区相对应的辐合线两侧风速均较小, 呈准静止态,回波长时间在辐合线附近维持,列车效 应形成暴雨,对应的强降水范围较大、持续时间更 长。

沿东西 2 个暴雨中心做各物理量的垂直剖面图 (图 6)来研究暴雨发生前后的动力、热力结构特征。 假相当位温 θ_{*}沿西部暴雨中心的纬向剖面上可见, 对流出现前,大气表现为对流不稳定。16 日 10 时, 124°~124.5°E,为较弱的上升运动(上升速度 1 m/s) 区,大气低层表现为弱对流不稳定,中层为对流中 性,这是上升运动将低层的水汽和热量向上输送的 结果,对应深厚的湿层。上升气流后侧(西侧)中低层 为较强的下沉运动区,加强的下沉气流通过强迫抬 升促使其前侧的暖湿空气更加强烈的辐合上升,上 升气流迅速加强。11 时,上升运动区东移至124.5°~ 125.5°E,上升运动强度迅速增大到 4 m/s,大气中低 层对流中性,是强上升运动促使大气充分混合的结 果。上升气流后侧的下沉气流强度和范围减小,强迫 抬升作用减弱,上升运动开始减小。12时,随着上升 运动的减弱,上升运动区由对流中性变为对流稳定; 前侧为较大的下沉气流,切断了暖湿空气的输送,对 流迅速减弱。

东侧暴雨区位置更偏南,低层有 θ_{se}超过 340 K, 比湿达 14 g/kg 的更强暖湿空气。16 日 20 时(图 6a、 6c),600 hPa 有冷空气活动,叠加在低层暖湿空气之 上,形成低层对流不稳定。由于东侧暴雨区低层大气 比西侧暴雨区更暖湿,低层大气对流不稳定更强。特 别是在 125.5°E 和 126.5°E 附近,冷空气随下沉气流 嵌入低层,此处大气最不稳定。125°E 整个对流层均 为上升气流,最大上升运动超过4m/s,位于对流层 中上层,上升气流的混合作用,使此处中层大气趋于 对流中性。之后,对流向着最不稳定区移动并获得发 展。22时(图 6b、6d), 125.5°~127.5°E 间隔 100 km 左右分别有3个对流发展,西侧的2个对流发展到 强盛阶段,上升运动占据整个对流层,最大上升速度 均可达 4 m/s,位于对流层中上层。东侧的为新生对 流,上升运动位于中上层,最大上升速度为2m/s,位 于 400 hPa。除了对流区域受上升气流的混合作用, 大气层结接近中性外,其他区域依然维持较大的对 流不稳定。125.5°E 以西,大气低层受持续暖湿空气 输送影响,暖湿层增厚;而中层有冷空气向下伸展,



图 5 2019 年 7 月 16 日 10—12 时(a,b,c,间隔 1 h)、16 日 20 时—17 日 00 时(d,e,f,间隔 2 h) 模拟的雷达组合反射率因子(阴影,单位:dBZ)和地面 10 m 风场(箭矢,单位:m/s)





使得此处维持强对流不稳定,所以持续有对流新生。 126.5°E 对流逐渐减弱消失,127.5°E 对流东移发展。 17日00时,大气中低层仅在125.5°E 和128°E 维持 较弱的上升运动,其他区域的对流均减弱消散,中低 层以下沉运动为主。受降水影响126.5°~128°E 大气 低层对流不稳定大幅减小。东部强降水区东移减弱。

两处暴雨区强降水前大气低层均为对流不稳 定,而东部暴雨区低层大气更暖湿,对流不稳定更 强。西部暴雨区对流生消、移动较快;东部暴雨区增 厚的暖湿层之上有冷空气向下伸展,有强对流不稳 定,持续有对流新生,从而使回波后向传播,回波呈 准静止态,形成列车效应,降水时间长,形成暴雨。

4 微物理结构特征

图 7 给出沿西部强降水中心水凝物粒子比含水量和气温的剖面图。16 日 10 时(图 7a)降水刚开始时上升运动还不强,水凝物粒子分布在 200 hPa 以下,0 ℃层高度在 650 hPa,-40 ℃层高度在300 hPa,

云内负温度层深厚。自然云降水过程中0℃以下 为暖云降水,-40~0℃为冷云增长层,低于-40℃ 仅存冰雪粒子。此时水凝物粒子主要集中在冷云增 长层。随着对流的发展,11时(图7b)云中上升气流 迅速增强并贯穿整个对流层,水凝物粒子遍布整个 对流层,水凝物含量高值区位于对流层高层,集中在 冷云增长层。200 hPa以上有向上突起的针状水凝 物比含水量,同时高层等温线也向上突起,此处为强 上升气流将水凝物带到平流层而形成的上冲云顶。 12时(图7c)对流减弱东移,水凝物粒子大值中心下 移到中层,依然集中在冷云增长层。可见西部暴雨区 对流云是以冷云增长为主的。

由强降水中心(48°~49.5°N,124.5°~126°N)水凝 物含量平均垂直廓线图可知,降水开始时对流云 冷云增长层内有霰、雪、冰晶及过冷云水 4 种粒子 存在(图 7d)。其中又以霰和雪花含量最高,其含量 极大值分别达到 0.72、0.35 g/kg,分别出现在 500、 400 hPa 高度上。在极大值高度下霰和雪随高度降



图 7 2019 年 7 月 16 日 10—12 时水凝物粒子比含水量(阴影,单位:g/kg) 和温度(等值线;单位:℃) 沿 48.8°N 的垂直剖面(a,b,c),强降水中心(48°~49.5°N,124.5°~126°N)水凝物含量(单位:Pa/s) 平均垂直廓线(d,e,f)

(a、d为10时,b、e为11时,c、f为12时)

低而减小,同时云水含量开始增加,在暖云层顶达到 最高。暖云层内霰和雪随高度的减小而迅速融化直 至消失,雨水的含量急剧增加。在霰和雪完全融化 (含量减小到 0)时对应雨水含量的极大值,可见霰 和雪的融化对雨水的形成有正贡献。随着对流云的 发展,降水的加强,霰和雪含量的极大值分别增加到 0.92 和 0.65 g/kg。霰和雪含量增加,在暖云内的融化 亦增加,雨水和云水含量也随之增加(图 7e)。对流 云减弱时段(图 7f)霰含量减小,而雪含量继续增 加,极大值高度均下降,霰和雪含量极大值分别为 0.85、0.89 g/kg,所在高度分别下降至 600 和 500 hPa。 云水含量减小,雨水含量达到最大。

此次降水过程中霰和雪是对流云中主要的降水 粒子,并通过冷云增长,雨水的增长主要依赖于霰和 雪的融化,其次还有暖云中云水的碰并增长。

由东部强降水中心水凝物粒子分布的高度更高,可达100 hPa。-40~0 ℃层高度均比西部强降 水区高,低于-50 ℃的等温层高度比西部强降水区低,东部暴雨区对流发展更旺盛,小时雨强更强,对 流云的范围更大,持续时间更长。水凝物粒子大值 中心在对流云发展、强盛和减弱阶段逐渐下降。强 降水中心(46.5°~47.5°N,126°~127.5°N),各种降水 粒子分布和变化趋势与西部暴雨区相同,只是霰、 雪和冰晶粒子还出现在 200~100 hPa 高度上。对流 最强盛阶段霰含量极大值超过 1.1 g/kg,位于 500 hPa, 霰含量最高时雨水含量也达到最高。对流云减弱阶 段,霰含量大幅减小,雨水含量也减小。由于暖层更 厚,雨水含量极大值所在高度较高。

5 结论

利用 WRF 数值模式对 2019 年 7 月 16 日发生 在东北冷涡底部的暴雨过程进行数值模拟,使用常 规观测资料、卫星云图和数值模拟结果对此次暴雨 过程的中尺度及云物理特征进行分析,得到以下结论:

(1)本次暴雨天气有东西 2 个暴雨区分别由MCC 和 MCS 活动造成。2 个暴雨区强降水发生前大气表 现为较强的对流不稳定,这样的环境条件有利于以 短时强降水为主的风暴发展。MCC 发展的环境具有 低层更湿、高层更干,对流不稳定更强,0~6 km 风随 高度顺转,有更大的垂直风切变等特点,有利于酝酿 更强的风暴。

(2)造成东西 2 个暴雨区的降水回波与地面辐 合线同时出现,共同移动,两者有正反馈作用。与西 部回波相对应的辐合线辐合更强,北侧偏北风风速 更大,移动更快,对应的强降水范围更小、时段更集中。而东部暴雨区相对应的辐合线两侧风速均较小, 呈准静止态,回波长时间在辐合线附近维持,列车效 应形成暴雨,对应的强降水范围较大、持续时间更 长。

(3)两处暴雨区强降水前大气低层均为对流不 稳定,而东部暴雨区低层大气更暖湿,对流不稳定更 强。西部暴雨区对流生消、移动较快;东部暴雨区增 厚的暖湿层之上有冷空气向下伸展,有强对流不稳 定,持续有对流新生。后向传播使回波呈准静止态, 形成列车效应,降水时间长,形成暴雨。

(4)降水过程中霰和雪是对流云中主要的降水 粒子,并通过冷云增长;雨水的增长主要依赖于霰和 雪的融化,其次还有暖云中云水的碰并增长。

以上仅为一次东北冷涡突发性暴雨个例研究的 结论,缺乏更多的个例来验证结论的普适性。未来将 会选取更多的个例,更加深入具体地研究此类型暴 雨过程的中小尺度特征及云物理机制等问题。

参考文献:

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北 京:气象出版社,2007:374-375.
- [2] 李爽,丁治英,戴萍,等.东北冷涡的最新研究进展[J].干 旱气象,2016,34(1):13-19.
- [3] 刘静,任川,董巍,等.辽宁地区一次强降水过程诊断分析[J].气象与环境学报,2016,32(2):18-27.
- [4] 孙颖姝,王咏青,沈新勇,等.一次"大气河"背景下东北冷 涡暴雨的诊断分析[J].高原气象,2018,37(4):970-980.
- [5] 王东海,钟水新,刘英,等.东北暴雨的研究[J].地球科学 进展,2007,22(6):549-560.
- [6] 张云, 雷恒池, 钱贞成. 一次东北冷涡衰退阶段暴雨成因 分析[J]. 大气科学, 2008, 32(3): 481-498.
- [7] 梁钊明,王东海.一次台风变性并入东北冷涡过程的动力

诊断分析[J].大气科学,2015,39(2):397-412.

- [8] 任丽,赵玲,韩冰,等.台风狮子山与中纬度系统相互作用 所致暴雨成因分析 [J]. 沙漠与绿洲气象,2019,13(1):
 44-51.
- [9] 王颖,刘一玮,何群英,等.天津局地暴雨特征及落区预报 分析[J].气象与环境学报,2014,30(6):52-60.
- [10] 谌伟,岳阳,刘佩廷,等.鄂东北一次特大暴雨过程的两个中尺度对流系统分析[J].暴雨灾害,2017,36(4):357-364.
- [11] 苏永玲.高空冷涡和副高背景下青海冰雹特征对比分析 [J].沙漠与绿洲气象,2018,12(4):22-29.
- [12] 张芹,王洪明.一次东北冷涡背景下的飑线天气过程诊断分析[J].气象与环境科学,2018,41(2):45-53.
- [13] 王宗敏,李江波,王福侠,等.东北冷涡暴雨的特点及其 非对称结构特征[J].高原气象,2015,34(6):1721-1731.
- [14] 袁美英,李泽椿,张小玲,等.中尺度对流系统与东北暴 雨的关系[J].高原气象,2011,30(5):1224-1231.
- [15] 方丽娟,于学泉,王元,等.中国东北地区中尺度对流复 合体的时空分布特征[J].气象与环境学报,2013,29(3): 35-41.
- [16] 井喜,屠妮妮,井宇,等.中国 MCC 时空分布与天气学特 征分析[J].高原气象,2013,32(6):1597-1607.
- [17] 李琴,崔晓鹏,曹洁.四川地区一次暴雨过程的观测分析 与数值模拟[J].大气科学,2014,38(6):1095-1108.
- [18] 曾勇,周玉淑,杨莲梅.新疆西部一次大暴雨形成机理的 数值模拟初步分析[J].大气科学,2019,43(2):372-388.
- [19] 马恩点,刘晓莉.一次高原强降水过程及其云物理结构 的数值模拟[J].气象科学,2018,38(2):177-190.
- [20] 张小娟,陶玥,刘国强,等.一次冰雹天气过程的云系发展演变及云物理特征研究[J].气象,2019,45(3):415-425.
- [21] 宋灿,周毓荃,赵洪升.卫星云参数与飞机云物理探测对 比研究和飞行方案设计 [J]. 气象与环境科学,2019,42
 (2):10-18.

Mesoscale and Cloud Physical Characteristics Analysis of a Northeast Cold Vortex Rainstorm

REN Li, MA Guozhong, SUN Qi (Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030, China)

Abstract Based on the conventional observation data, satellite cloud images and numerical simulation by WRF, the mesoscale and cloud physical characteristics of the rainstorm occured at the bottom of a northeast cold vortex on July 16th 2019 is analyzed. It shows that, the eastern and western rainstorm areas are caused by MCC and MCS activities respectively. The development environment of MCC was characterized with warm wet in the lower layer and dry cold in the upper layer, as well as strong convection instability and large vertical wind shear, which were more favorable for the occurrence of stronger storms. Precipitation echo and ground convergence line appeared at the same time, moved together with a positive feedback effect to each other. The convergence line corresponding to the western echo had higher wind speed, faster movement, stronger convergence, smaller range of heavy precipitation and more concentrated time. On both sides of the convergence line corresponding to the eastern rainstorm area, the wind speed was relatively small, showing a quasi-static state. The echo maintained near the convergences line with a long duration, and the train effect induced the rainstorm with larger coverger and longer duration. Graupel and snow were the main precipitation particles in convective clouds and growed through cold clouds in the precipitation process. The growth of rain water content mainly depended on the melting of graupel and snow, followed by the collision and growth of cloud water in warm clouds.

Key words northeast cold vortex; convergence line; convective instability; numerical simulation; clouds physical structure